



**CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DO MODELO SWAT PARA A PREDIÇÃO
DE VAZÕES NA BACIA DO RIBEIRÃO PIPIRIPAU**

LEANDRO DE ALMEIDA SALLES

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO EM CIÊNCIAS FLORESTAIS
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA FLORESTAL
UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA

**FACULDADE DE TECNOLOGIA
UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA**

FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA FLORESTAL

**CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DO MODELO
SWAT PARA A PREDIÇÃO DE VAZÕES
NA BACIA DO RIBEIRÃO PIPIRIPAU**

LEANDRO DE ALMEIDA SALLES

ORIENTADOR: PROF. DR. HENRIQUE MARINHO LEITE CHAVES

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO EM CIÊNCIAS FLORESTAIS

BRASÍLIA-DF, FEVEREIRO/2012.

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA FLORESTAL**

**CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DO MODELO
SWAT PARA A PREDIÇÃO DE VAZÕES
NA BACIA DO RIBEIRÃO PIPIRIPAU**

LEANDRO DE ALMEIDA SALLES

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO SUBMETIDA AO DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA FLORESTAL DA FACULDADE DE TECNOLOGIA DA UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA, COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS À OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE.

APROVADO POR:

Prof. Dr. HENRIQUE MARINHO LEITE CHAVES,

Professor Associado da Faculdade de Tecnologia – Departamento de Engenharia Florestal – UnB,

E-mail: (ORIENTADOR)

Prof. Dr. ERALDO APARECIDO TRONDOLI MATRICARDI

Professor Adjunto da Faculdade de Tecnologia – Departamento de Engenharia Florestal – UnB,

E-mail: ematricardi@unb.br (EXAMINADOR INTERNO)

Dr. JORGE ENOCH FURQUIM WERNECK LIMA

Pesquisador da Embrapa Cerrados

E-mail: jorge@cpac.embrapa.br (EXAMINADOR EXTERNO)

Brasília/DF, 27 de fevereiro de 2012.

FICHA CATALOGRÁFICA

SALLES, LEANDRO DE ALMEIDA

Calibração e validação do modelo SWAT para a predição de vazões na bacia do ribeirão Pípiripau. 2012.

xiii, 114p.: il., 210 x 297 mm (EFL/FT/UnB, Mestre, 2012)

Dissertação de Mestrado – Universidade de Brasília. Faculdade de Tecnologia.

Departamento de Engenharia Florestal

1. Bacias Hidrográficas
3. Simulação hidrológica

2. Modelos hidrológicos

I. EFL/FT/UnB

II. Título (série)

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

Salles, L.A. (2012). Calibração e validação do modelo SWAT para a predição de vazões na bacia do ribeirão Pípiripau. Dissertação de Mestrado, Publicação PPG EFL. DM-172/2012, Departamento de Engenharia Florestal, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 114p.

CESSÃO DE DIREITOS

AUTOR: Leandro de Almeida Salles

TÍTULO: Calibração e validação do modelo SWAT para a predição de vazões na bacia do ribeirão Pípiripau.

GRAU: Mestre ANO: 2012

É concedida à Universidade de Brasília permissão para reproduzir cópias desta dissertação de mestrado e para emprestar ou vender tais cópias somente para propósitos acadêmicos e científicos. O autor reserva outros direitos de publicação e nenhuma parte dessa dissertação de mestrado pode ser reproduzida sem autorização por escrito do autor.

Leandro de Almeida Salles
SQS 104 Bloco E Apartamento 104
70343-050 Brasília- DF – Brasil.
Tel: (55-61) 99547384/32249831
leandro.ibram@gmail.com

*“Só é cantador quem traz no peito o cheiro e a cor de sua terra,
a marca de sangue dos seus mortos,
e a certeza de luta dos seus vivos!”*

Vital Farias

DEDICATÓRIA

*À minha esposa Adriana,
Aos meus pais Paulo e Heloísa.
Muito obrigado por tudo!*

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer minha querida esposa Adriana pelo companheirismo e carinho ao longo de mais uma caminhada e etapa da minha vida.

Aos meus pais, Paulo e Heloísa que sempre me apoiaram, me amaram e sempre foram a fonte de inspiração em todos os aspectos da minha vida.

Aos meus irmãos, Pedro, Gabriel, Mariana e Ana Cristina, aos meus avós Bento e Zilmar, Tinda e Flávio, à tia Ludi, Cecílinha, Camilinha, Bruno Alex, Joana, Dr. Julião, Adriana Galvão e demais membros da minha família pelo amor e amizade que nos une e por cada dia de nossas vidas que estivemos juntos

Ao meu orientador Dr. Henrique Chaves pelos ensinamentos ao longo deste período de convivência e pelas horas dedicadas à elaboração da dissertação.

Ao Prof. Dr. Eraldo Matricardi e ao Dr. Jorge Werneck por aceitarem participar da banca examinadora.

Ao Instituto Brasília Ambiental por investir na minha formação profissional e aos amigos de lá que sempre me apoiaram: PC, Caio, Pedro Paulo, Gustavão, Dany, Dani, Natanael, Eriel, Pedro Braga, Paulinha, Paulo Garisto, Alisson, Brunão, Fernando, André, Baiano, entre outros.

Ao povo brasileiro que através da estrutura existente na Universidade de Brasília, nos departamentos de Engenharia Florestal, Estatística, Engenharia Civil e Ambiental, no Instituto de Geociências e na Faculdade de Agronomia, me proporcionou a experiência de cursar o programa de Pós-Graduação em Ciências Florestais.

Ao Dr. Reginaldo, Pedro, Chiquinho e Alcione Martins pelo auxílio nas questões administrativas ligadas ao programa de Pós-Graduação em Ciências Florestais.

Aos amigos da Engenharia Florestal, Thiago Ayres, Renato Nassau, Gabriel Damasco, Felipe Meirelles, Lya, Jorge, João, Watson, Vicente Arcela, Rodolfo de Paula, Gabiras, Zanatta, Marcos Gabriel, Irwing, entre outros, pela amizade e pela convivência acadêmica e profissional que sempre trouxeram boas reflexões.

Aos amigos do Laboratório de Sensoriamento Remoto do Instituto de Geociências, Carlos, PH, Kássia, Gervasio, Eluzai e Henrique Roig, pela convivência acadêmica e pela amizade que se formou.

Aos amigos de longa data Flores, Garisto, Calixto, China, Rubinho, Grilo, Pedro Ivo, Bagana Victor, entre vários outros, pela companhia ao longo desta caminhada.

RESUMO

CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DO MODELO SWAT PARA A PREDIÇÃO DE VAZÕES NA BACIA DO RIBEIRÃO PIPIRIPAU

Autor: Leandro de Almeida Salles

Orientador: Henrique Marinho Leite Chaves

Programa de Pós-graduação em Ciências Florestais

Brasília, fevereiro de 2012.

A análise de sistemas hidrológicos por meio de simulações com modelos chuva-vazão é muito importante para gestão dos recursos hídricos e para compreender as consequências de mudanças no uso do solo em bacias hidrográficas. O objetivo deste trabalho foi realizar simulações da vazão na bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau, utilizando o modelo hidrológico *Soil and Water Assessment Tool*, SWAT. Foi criado um banco de dados com os dados hidrológicos e fisiográficos necessários para adequada aplicação do modelo na bacia. O modelo foi calibrado manualmente em relação à vazão média mensal observada da estação fluviométrica FRINOCAP em um período de 10 anos (1989 a 1998) e depois validado com uma série independente da usada na calibração (1999 a 2008). Porém, antes de calibrar o modelo efetuou-se a análise de sensibilidade dos parâmetros em relação à vazão observada da bacia, utilizando o algoritmo LH-OAT. Os parâmetros *CN2* e *Rchrg_Dp* foram classificados como muito importantes, enquanto outros 8 parâmetros foram classificados como importantes, 11 como pouco importantes e 6 com nenhuma importância para simulação da vazão pelo modelo. Após a calibração do modelo os resultados do Índice de Nash & Sutcliffe (*Ens*), do Índice de Nash & Sutcliffe alterado (*COEA*), do percentual de tendência (*PBIAS*), e da razão entre o erro padrão médio e o desvio padrão das observações (*RSR*) foram, respectivamente, 0,67, 0,52, -6,70%, e 0,58, indicando bom ajuste entre a vazão média mensal da bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau simulada pelo modelo SWAT em relação aos dados observados. A simulação da vazão média mensal também foi satisfatória no período selecionado para validação do modelo com *Ens*=0,79, *COEA*=0,65 *PBIAS*= -21,49%, e *RSR*=0,49. Esses resultados indicam que o modelo SWAT simulou, de forma satisfatória, as vazões médias mensais do ribeirão Pipiripau, após um período de calibração. Os resultados foram semelhantes aos resultados obtidos por outros autores (no Brasil e no mundo) indicando potencial do uso do modelo no Brasil.

Palavras chaves: Simulação hidrológica, modelo chuva-vazão, modelo SWAT, Análise de sensibilidade, Calibração manual

ABSTRACT

CALIBRATION AND VALIDATION OF SWAT MODEL FOR THE PREDICTION OF FLOW IN THE PIPIRIPAU RIVER BASIN.

Author: Leandro de Almeida Salles

Supervisor: Henrique Marinho Leite Chaves

Programa de Pós-graduação em Ciências Florestais

Brasília, February 2012.

The analysis of hydrological systems with rainfall-runoff models is useful to water assessment and to understand the impacts of land use change in river basin's over the years. Therefore, the aim of this study was to simulate Pipiripau's river basin flow using the hydrological model Soil and Water Assessment Tool, SWAT. To achieve this goal, it was necessary the creation of a data base with the hydrological and physiographic information of the river basin required to operate SWAT. The model was manually calibrated for monthly flow comparing the results with FRINOCAP's flow-station using a 10 years record of historical data (1989-1999). The validation of the model was conducted with an independent data set used to calibrate the model, using a 10 years record of historical data (1999-2008). However, before calibrating the model, a sensitivity analysis using the LH-OAT algorithm was made to point out the parameters importance for flow simulation. *CN2* and *Rchr_Dp* were classified as very important, while 8 other parameters were classified as important, 11 as slightly important and 6 with no importance. After calibrating the model the Nash & Sutcliffe model efficiency (*Ens*), the adapted Nash & Sutcliffe model efficiency (*COEA*), the Percent Bias (*PBIAS*), and the ratio of root mean square error to measured standard deviation (*RSR*) for monthly flow were, respectively, 0,67, 0,52, -6,70%, e 0,58. For the validation period, results were *Ens*=0,79, *COEA*=0,65, *PBIAS*= -21,49%, *RSR*=0,49. These results show that SWAT simulated satisfactory Pipiripau's river basin flow. Comparing with other studies (in Brazil and in other countries) the results were similar, indicating that SWAT can be a powerful tool to be used in Brazil.

Keywords: Hydrological simulation, Runoff-rainfall model, SWAT model, sensitivity analysis, manual calibration

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
2. OBJETIVOS.....	3
2.1 OBJETIVO GERAL.....	3
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	3
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	3
3.1 CICLO HIDROLÓGICO.....	3
3.2 SISTEMA DE INFORMAÇÕES GEOGRÁFICAS (SIG's).....	4
3.3 MODELOS HIDROLÓGICOS.....	5
3.4 INTEGRAÇÃO DE SIG COM MODELOS HIDROLÓGICOS.....	9
3.5 ANÁLISE DE SENSIBILIDADE EM MODELOS HIDROLÓGICOS.....	10
3.6 CALIBRAÇÃO DE MODELOS HIDROLÓGICOS.....	11
3.7 MODELO SWAT.....	14
3.7.1 Caracterização do modelo SWAT.....	14
3.7.2. Fase terrestre do ciclo hidrológico.....	17
3.7.2.1 Escoamento superficial.....	19
3.7.2.1.1 Volume do escoamento superficial.....	19
3.7.2.1.2 Vazão de pico do escoamento superficial.....	24
3.7.2.1.3 Retardamento do escoamento superficial.....	26
3.7.2.2 Evapotranspiração.....	27
3.7.2.3 Água no solo.....	29
3.7.2.4 Água subterrânea.....	35
3.7.3 Fase de propagação da cheia na rede de drenagem.....	41
3.7.4 Parâmetros hidrológicos importantes do modelo SWAT.....	48
4.0 METODOLOGIA.....	53
4.1 ÁREA DE ESTUDO.....	53
4.2 MATERIAIS.....	57
4.2.1 Sistema computacional.....	57
4.2.2 Dados de entrada do modelo SWAT.....	58

4.2.3 Definição dos parâmetros característicos da área de estudo.....	61
4.2.3.1 Parâmetros pedológicos.....	61
4.2.3.2 Parâmetros climáticos.....	63
4.2.3.3 Parâmetros do uso do solo.....	64
4.3 DEFINIÇÃO DAS HRUs.....	65
4.4 MODELAGEM HIDROLÓGICA.....	70
4.4.1 Análise de sensibilidade do modelo SWAT.....	70
4.4.2 Verificação da qualidade da simulação do modelo.....	75
4.4.3 Calibração e validação do modelo SWAT.....	76
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	78
5.1 GEOPROCESSAMENTO E DELINEAMENTO DA BACIA.....	78
5.2 SIMULAÇÃO ANTES DA CALIBRAÇÃO DO MODELO SWAT.....	79
5.3 ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DO MODELO.....	82
5.4 CALIBRAÇÃO DO MODELO.....	87
5.5 VALIDAÇÃO DO MODELO.....	96
5.6 ANÁLISE DOS RESÍDUOS.....	99
6. CONCLUSÕES.....	106
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	107

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Características dos grupos hidrológicos.....	21
Tabela 4.1 – Estatística descritiva da vazão média mensal observada na estação FRINOCAP.....	57
Tabela 4.2 – Tipos de dados de entrada do modelo SWAT.....	58
Tabela 4.3 – Classificação hidrológica dos solos da bacia hidrográfica do ribeirão Pípiripau.....	62
Tabela 4.4 – Valores de CN2 tabelado utilizado no presente estudo.....	65
Tabela 4.5 – Parâmetros avaliados na análise de sensibilidade, limites inferior (LI) e superior (LS) do parâmetro, método de variação do parâmetro e HRUs analisadas.....	74
Tabela 4.6 – Classificação dos resultados dos índices de qualidade da simulação da vazão média mensal pelo modelo SWAT.....	78
Tabela 5.1 – Área de cada classe de uso do solo após a criação das HRUs.	79
Tabela 5.2 – Área de cada classe pedológica após a criação das HRUs.....	79
Tabela 5.3 – Área das classes de declividade após a criação das HRUs.	79
Tabela 5.4 – Resultado final da estatística de verificação antes da calibração do modelo.....	81
Tabela 5.5 – Ranking da importância dos parâmetros do modelo SWAT na simulação da vazão da bacia hidrográfica do ribeirão Pípiripau, e sua classificação de acordo com van Griensven <i>et al.</i> (2006)	85
Tabela 5.6 – Valores dos parâmetros calibrados manualmente obtidos na simulação da vazão média mensal do ribeirão Pípiripau entre 1989 e 1998.	87
Tabela 5.7 – Resultados médios anuais do CN2 e do balanço hídrico simulado na bacia do ribeirão Pípiripau, no período entre 1989 e 1998.	89
Tabela 5.8 – Resultado final da estatística de verificação depois da calibração.	93
Tabela 5.9 – Resultado final da estatística de verificação no período de validação.....	98

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1 – Representação da fase terrestre do ciclo hidrológico para o cálculo do balanço hídrico pelo modelo SWAT.	18
Figura 3.2 – Influência do Surlag e do tempo de concentração na fração de escoamento superficial liberado.	27
Figura 3.3 – Influência do TT_{lag} na fração de fluxo lateral.....	35
Figura 4.1 – Localização da bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau.....	54
Figura 4.2 – Mapa de uso do solo da bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau.....	55
Figura 4.3 – Mapa pedológico da bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau após compatibilização da base de dados.....	56
Figura 4.4 – Modelo Digital de Terreno da bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau.....	59
Figura 4.5 – Localização da estação meteorológica de Brasília e da Estação Pluviométrica Taquara.....	61
Figura 4.6 – Mapa de declividade da bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau.....	68
Figura 5.1 – Mapa das sub-bacias da bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau, usadas pelo modelo SWAT.....	78
Figura 5.2 – Hidrograma da vazão média mensal observada na estação FRINOCAP e a vazão média mensal simulada modelo SWAT, no período entre 1989 e 1998 antes da calibração.....	80
Figura 5.3 – Correlação entre da vazão média mensal observada e a vazão média mensal simulada pelo modelo SWAT, no período entre 1989 e 1998, antes da calibração.....	81
Figura 5.4 – Ranking de importância de 27 parâmetros do modelo SWAT para simulação da vazão da bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau.....	82
Figura 5.5 – Sensibilidade média do modelo para cada parâmetro em relação à vazão da bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau.....	83
Figura 5.6 – Valores de precipitação mensal observada e de vazões médias mensais calculadas e observadas na bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau, entre 01/01/1989 e 31/12/1998.....	91
Figura 5.7 – Curva de permanência da vazão média mensal simulada antes e depois da calibração e da vazão média mensal observada (período entre 1989 a 1998).....	92

Figura 5.8 – Correlação entre vazão média mensal simulada e vazão média mensal calculada no período de calibração (1989-1998).....	95
Figura 5.9 – Pluviograma da precipitação mensal registrada na estação pluviométrica Taquara, e hidrogramas da vazão média mensal observada na estação FRINOCAP-DF130 e a vazão média mensal simulada pelo modelo SWAT no período de validação (01/01/1999 e 31/12/2008).....	96
Figura 5.10 – Curvas de permanência da vazão média mensal simulada e da vazão média mensal observada (01/01/1999 a 31/12/2008).....	97
Figura 5.11 – Correlação entre vazão média mensal simulada e vazão média mensal calculada no período de validação (1999-2008).....	99
Figura 5.12 – Análise dos resíduos normalizados em relação à média da vazão média mensal observada, após a calibração (1989 a 1998).....	100
Figura 5.13 – Análise dos resíduos normalizados em relação à média da vazão média mensal observada no período de validação (1999 a 2008).....	100
Figura 5.14 – Análise local dos resíduos após a calibração da vazão média mensal em relação à vazão média mensal observada (1989 a 1998).....	101
Figura 5.15 – Análise local dos resíduos no período de validação da vazão média mensal em relação à vazão média mensal observada (1999 a 2008).....	102
Figura 5.16 – Análise dos resíduos locais com os dados de vazão média mensal ordenados em relação à vazão média mensal, após a calibração (1989 a 1998).....	103
Figura 5.17 – Análise dos resíduos locais com os dados de vazão média mensal ordenados em relação à vazão média mensal observada (1999 a 2008).....	103

LISTA DE SIGLAS

Alpha_Bf – Constante de recessão do escoamento de base

ARS/USDA – Agricultural Research Service/United States Department of Agriculture

Biomix – Eficiência do revolvimento biológico

Blai – Índice do potencial máximo de área foliar

Canmx – Armazenamento máximo de água do dossel

Ch_k2 – Condutividade hidráulica efetiva do canal

Ch_N2 – Coeficiente de rugosidade de *Manning*

CN2 – Curva-número na condição umidade média do solo

COEA – Coeficiente de Nash & Sutcliffe Alterado

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária

Ens – Coeficiente Nash & Sutcliffe

Esco – Fator de compensação de evaporação de água do solo

Epc0 – Fator de compensação de água pelas plantas

GLUE – *Generalised Likelihood Uncertainty Estimation*

GW_Delay – Tempo de retardo da água subterrânea

GW_revap – Coeficiente "revap", β_{revap} , de água subterrânea

Gwqmn – Limite entre a profundidade da água, $a_{\text{shthr},q}$, em aquífero raso e a superfície

HMLE – *Heterocedastic Maximum Likelihood Estimator*

HRU – Unidade de Resposta Hidrológica

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia

LH – *Latin Hypercube* (hipercubo latino)

LH/OAT – *Latin Hypercube One Factor at a Time*

MDT – Modelo Digital de Terreno

OAT – *One Factor at a Time*

PBIAS – Percentual de tendência

PARASOL – *Parameter Solutions method*

Rchrg_dp – Fração de água percolada, β_{deep} , para o aquífero profundo

Revapmn – Profundidade de água limite no aquífero raso, $a_{\text{shthr},rvp}$, para que ocorra "revap"

RSR – Razão entre o erro padrão médio e o desvio padrão das observações

SCS – *Soil Conservation Service*

Sftmp – Temperatura de queda de neve
SICAD – Sistema Cartográfico do Distrito Federal
SIG – Sistema de Informações Geográficas
Smfmm – Fator de derretimento de neve no dia 21 de dezembro
Smfmx – Fator de derretimento de neve no dia 21 de junho
Smtmp – Temperatura base de derretimento de neve
SSQ – Soma do Quadrado dos Resíduos
SSQR – Soma do Quadrado dos Resíduos Ranqueada
Sol_Alb – Albedo do solo úmido
Sol_Awc – Teor de umidade disponível nas camadas do solo, AWC
Sol_K – Condutividade hidráulica do solo saturado
Sol_Z – Profundidade do solo
Surlag – coeficiente de atraso do escoamento superficial
SWAT – *Soil and Water Assessment Tool*
Timp – Fator de retardo da temperatura do bloco de neve
Tlaps – Taxa de lapso da temperatura

1. INTRODUÇÃO

A água doce é um elemento essencial para o abastecimento e o consumo humano, para o desenvolvimento das atividades econômicas, além de ser de importância vital na manutenção da biodiversidade dos ecossistemas terrestres (LEITE *et al.*, 2001). A água é indubitavelmente, entre os recursos naturais, um dos que apresenta os mais variados e legítimos usos nos dias atuais, podendo-se enumerar, entre outros, o consumo industrial, a irrigação, o transporte, e também, o abastecimento público (BENETTI & BIDONE, 2001).

A distribuição do uso da água por tipo de demanda indica que, na média nacional, o consumo humano (urbano e rural) equivale a pouco menos de um terço do total, enquanto o consumo para atividades produtivas (irrigação e criação de animais, industrial) responde pelo restante. O maior consumo brasileiro está na irrigação, que utiliza 46% do total de recursos hídricos captados, seguido pelo consumo humano urbano, com 27%, e depois pelo uso industrial, com 18% do total (BRASIL, 2007).

Não obstante, nem sempre a disponibilidade de água atende todas as demandas por esse recurso. Os problemas de escassez hídrica no Brasil decorrem, fundamentalmente, da combinação entre o crescimento exagerado das demandas localizadas e a degradação da qualidade das águas (SETTI *et al.*, 2002), como, por exemplo, por processos erosivos, lançamento de efluentes ou defensivos agrícolas. Assim, devido ao crescimento da demanda por recursos hídricos, começam a surgir conflitos entre os diferentes setores usuários tornando-se indispensável uma gestão que integre os diferentes usuários e que garanta disponibilidade do recurso para toda sociedade.

Com esse objetivo, a Política Nacional de Recursos Hídricos, prevista na Lei Federal nº9.433/1997, tem como diretriz a gestão sistêmica dos recursos hídricos, que busca garantir tanto a qualidade quanto a quantidade de água para todos os usuários. Nesse contexto, análises de sistemas hidrológicos tornam-se indispensáveis para fundamentar a tomada de decisões por formuladores de políticas públicas, na busca pela utilização racional e integrada dos recursos hídricos, com vistas ao desenvolvimento sustentável e ao uso múltiplo das águas entre os diferentes usuários.

O objetivo de análises de sistemas hidrológicos é estudar o funcionamento do sistema e prever os dados de saída (CHOW, 1988), entre eles, a vazão de rios, a recarga subterrânea e os níveis de erosão. Assim, a análise de sistemas hidrológicos é de grande interesse para a humanidade, principalmente para compreender o funcionamento dos ambientes naturais e os efeitos das mudanças de uso do solo na qualidade e na quantidade de água disponível.

A bacia hidrográfica do ribeirão Pípiripau é uma sub-bacia do rio São Bartolomeu que, por sua vez, compõe a bacia hidrográfica do Paranaíba e a região hidrográfica do Paraná. O ribeirão Pípiripau é o principal curso d'água da bacia hidrográfica do ribeirão Pípiripau e um importante manancial para o Distrito Federal (GALVÃO, 2008). Ele é responsável, entre outros, por abastecer a cidade de Planaltina (150.000 habitantes), bem como um projeto de irrigação de hortaliças e frutas, gerando freqüentes disputas pelo uso da água durante o período de estiagem, o qual ocorre entre os meses de maio e outubro (CHAVES & PIAU, 2008).

A construção de Brasília e o crescimento demográfico na região foram responsáveis por mudanças no uso do solo na bacia hidrográfica do ribeirão Pípiripau. Segundo Chaves & Piau (2008), nos últimos quarenta anos, boa parte da cobertura vegetal natural da bacia hidrográfica do ribeirão Pípiripau deu lugar à agricultura intensiva e à pecuária extensiva, as quais cobrem hoje 43 e 28% da bacia, respectivamente, restando 29% de fitofisionomias do bioma Cerrado.

Dessa maneira, devido à importância e à necessidade de análises de sistemas hidrológicos para gestão adequada dos recursos hídricos, e para compreender as conseqüências da mudança de uso do solo, além da importância da bacia hidrográfica do ribeirão Pípiripau para o Distrito Federal, este trabalho tem como objetivo calibrar e validar o modelo hidrológico Soil and Water Assessment Tool (SWAT) na bacia do Pípiripau, visando sua aplicação no diagnóstico e prognóstico das vazões e do balanço hídrico da bacia no futuro.

2. OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Avaliar a aplicabilidade do modelo SWAT na predição de vazões na bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Compilar os dados hidrológicos e fisiográficos necessários para aplicação do modelo SWAT na bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau.
- Definir os principais parâmetros do modelo SWAT a serem ajustados no processo de calibração .
- Verificar a possibilidade de melhora das simulações da vazão na bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau por meio de calibração do modelo.
- Validar o modelo SWAT na mesma bacia, para um período distinto daquele usado na calibração.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 CICLO HIDROLÓGICO

O ciclo hidrológico é um processo dinâmico que representa os diferentes caminhos que a água pode percorrer e se transformar ao longo do tempo. Ele integra três partes do sistema que compõem a Terra: a atmosfera, onde é encontrado principalmente água no estado gasoso; a hidrosfera, representando a água na fase líquida ou sólida na superfície do planeta; e a litosfera, abrangendo todos os tipos de águas subterrâneas (CHOW, 1964).

O intercâmbio entre a água da superfície terrestre e da atmosfera ocorre em dois sentidos: superfície-atmosfera, onde o fluxo da água ocorre principalmente no estado de vapor, tanto por evaporação quanto por transpiração; atmosfera-superfície, onde a transferência de água ocorre em qualquer estado físico ciclo hidrológico (SILVEIRA, 2001).

O ciclo hidrológico com todos os componentes forma um sistema muito complexo e dinâmico. Porém, ele pode ser simplificado se os seus componentes forem categorizados

em *input*, *output* e armazenamento, e assim, baseado no princípio de conservação de massas, na relação de continuidade, estudos do balanço hídrológicos podem ser realizados (BROOKS *et al.*, 2003).

3.2 SISTEMA DE INFORMAÇÕES GEOGRÁFICAS (SIG)

O geoprocessamento é um ramo do conhecimento que utiliza técnicas matemáticas e computacionais para o tratamento de informações geográficas, cujos instrumentos computacionais, denominados de Sistema de Informações Geográficas (SIG), permitem a integração de dados espaciais de diversas fontes e criação de bancos de dados georreferenciados. Dessa forma, o termo Sistema de Informações Geográficas, SIG, refere-se àqueles sistemas que efetuam tratamento computacional de dados geográficos, os quais possuem ferramentas que armazenam a geometria e os atributos de dados que estão georreferenciados, ou seja, localizados na superfície terrestre e em uma determinada projeção cartográfica (CÂMARA & MEDEIROS, 1998).

Existem diversas definições para SIG, cada uma baseada no tipo de usuário e no domínio da aplicação como, por exemplo, para a comunidade técnica o SIG é um banco de dados não convencional que suporta o gerenciamento de dados espaciais, enquanto, para engenheiros de softwares, SIG é um conjunto de ferramentas e algoritmos usado para manipular dados geográficos (MEDEIROS & PIRES, 1998). Todavia, o SIG deve ser visto como elemento da ciência de informação espacial, ao invés de uma tecnologia capaz de manipular informações espaciais (MIRANDA, 2010).

Devido à sua diversidade de aplicações, onde estão inclusos temas como agricultura, florestas, cartografia, cadastro urbano e redes de concessionárias (água, energia, telefonia), existem pelo menos três maneiras de utilizar um SIG: a primeira como ferramenta para produção e elaboração de mapas; a segunda como suporte para análise de espacial de fenômenos; ou então, a terceira como um banco de dados geográficos, com funções de armazenamento e recuperação da informação espacial (CÂMARA & MEDEIROS, 1998).

O SIG é uma ferramenta que tem a capacidade de manipular as funções que representam os processos ambientais em diversas regiões, permitindo agregar dados em diferentes escalas e de diferentes fontes, como imagens de satélite, mapas topográficos, mapas de solos entre

outros, e cujos resultados destas manipulações, geralmente é apresentado sob a forma de mapas temáticos com as informações desejadas (MACHADO, 2002).

Em uma visão abrangente da estrutura geral de um SIG, podem-se identificar os seguintes componentes, os quais se relacionam de forma hierárquica, em um SIG: no nível mais próximo ao usuário, a interface homem-máquina que define como que o sistema é operado e controlado; no nível intermediário, mecanismos de processamento de dados espaciais (entradas, edição, análise, visualização e saída); e no nível mais interno do sistema, um sistema de gerência de banco de dados geográficos controla o armazenamento e a recuperação de dados espaciais e seus atributos (CÂMARA & MEDEIROS, 1998).

Segundo Câmara e Medeiros (1998^b), entre os tipos de dados utilizados em SIG estão os mapas temáticos, que descrevem, de forma qualitativa, a distribuição espacial de uma grandeza geográfica, como mapas de pedologia ou e aptidão agrícola de uma região, e os mapas cadastrais, os quais se distinguem dos mapas temáticos no sentido que cada elemento é considerado como um objeto geográfico, possuindo atributos e podendo estar associado a várias representações gráficas, como por exemplo, lotes de uma cidade que são elementos do espaço geográfico e que possuem diferentes atributos como nome do dono, valor de IPTU etc.

Outros tipos de dados utilizados em SIG são as imagens obtidas por sensores remotos, como satélites, fotografias aéreas digitalizadas ou scanners aerotransportados, as quais representam formas de captura indireta de informação espacial, que são armazenadas como matrizes, onde cada elemento, denominado pixel, tem um valor proporcional à energia eletromagnética refletida ou emitida pela área da superfície terrestre correspondente, e os modelos numéricos de terreno que, por sua vez, representam quantitativamente grandezas que variam continuamente no espaço como, por exemplo, à altimetria (CÂMARA & MEDEIROS, 1998^b).

3.3 MODELOS HIDROLÓGICOS

A modelagem matemática é realizada para representar matematicamente o que acontece na natureza a partir de um modelo conceitual, o qual é idealizado com base nos dados de observação existentes, e em funções matemáticas. Nesse sentido, o objetivo da modelagem

matemática é compreender melhor o sistema hidrológico, prever situações futuras, e algumas vezes reproduzir o passado, para apoiar o processo de tomada de decisão (MACHADO, 2002). De um modo geral, esses modelos podem ser definidos como a representação de um sistema complexo com diversas variáveis através de equações matemáticas (BALDISSERA, 2005).

Entre as diversas aplicações da modelagem matemática, ela pode ser usada para gerar conhecimentos sobre sistemas ambientais, como por exemplo sistemas hidrológicos. Dooge (1968) define sistema como qualquer estrutura, procedimento, esquema, real ou abstrato que relaciona, em um determinado intervalo de tempo, um *input*, causa ou estímulo com um *output*, efeito ou resposta, e, por conseguinte, esse autor define que sistema hidrológico é tudo que, relacionando água ao seu estado natural, se encaixa nessa definição.

Modelo, por sua vez, é uma representação do comportamento do sistema (TUCCI, 1998). O processo de construção de modelos é feito em diferentes etapas, partindo da percepção do observador em relação ao sistema que será representado e decidindo quais serão os processos que serão representados (*modelo perceptivo*), para depois determinar quais serão as equações que explicarão os processos (*modelo conceitual*), e posteriormente, definir qual será o código computacional para usar no modelo (*modelo programado*) (BEVEN, 2001).

Os *outputs* de qualquer sistema dependem da natureza do *input*, das leis físicas envolvidas no processo e da natureza do sistema. Todavia, quando é feita uma abordagem sistemática, a operação do sistema pode ser feita sem levar em consideração toda sua complexidade, (DOOGE, 1968).

Tucci (1998) estabeleceu algumas definições para melhor compreensão do sistema e do modelo que o representa. Segundo este autor, fenômeno é um processo físico que produz alteração de estado no sistema como, por exemplo, a precipitação, a evaporação e a infiltração. Variável, por sua vez, é um valor que descreve quantitativamente um fenômeno variando no espaço e no tempo como, por exemplo, a vazão que descreve o estado do escoamento. Já os parâmetros são valores que caracterizam o sistema, também podendo

variar com o espaço e com o tempo como, por exemplo, a rugosidade de uma seção de um rio.

Nos modelos hidrológicos, o ciclo hidrológico deve ser analisado, dentro de seus componentes, de acordo com a dinâmica de sua ocorrência e sobre as características do sistema envolvido, ou seja, envolvendo as mudanças das variáveis no tempo e no espaço, e incorporando as características do sistema (solo, cobertura, entre outros), as quais apresentam poucas variações em períodos curtos de tempo, respectivamente (MEDIONDO & TUCCI, 1997).

Os processos hidrológicos são geralmente contínuos no tempo e no espaço, onde as variáveis que quantificam os fenômenos assumem valores ao longo de qualquer ponto, temporal ou espacialmente. Não obstante, devido aos métodos disponíveis para fazer modelagem, é comum representar os processos hidrológicos por variáveis aleatórias temporais discretizadas, sendo que o termo discretizado significa que são tratados os valores das variáveis obtidos em instantes ou períodos sucessivos do tempo, ou em pontos geográficos definidos no espaço (LANNA, 2001).

Os modelos teóricos aplicados em hidrologia podem ser divididos em determinísticos e não determinísticos. Os modelos não determinísticos podem ser expresso em termos probabilísticos ou estocásticos, e definem o sistema físico com resultado incerto e aleatório. Modelos pluviométricos são exemplos de modelos estocásticos, pois a distribuição de chuva ocorre de forma aleatória (CHOW, 1988).

Nos modelos determinísticos, o impacto das perturbações atribuídas à aleatoriedade dos parâmetros no sistema é ignorado e, além disso, o sistema físico como ele ocorre, em um dado grupo de eventos, pode ser governado por um resultado identificável. Modelos de evaporação em um local específico são bons exemplos de modelos determinísticos (CHOW, 1988). Segundo Dooge (1973), em sistemas determinísticos um mesmo *input* irá sempre produzir o mesmo *output*, podendo o *input* ocorrer de forma determinística ou aleatória, enquanto em sistemas probabilísticos sempre haverá pelo menos um elemento cuja relação do *input* com o *output* será probabilística.

Em relação à variabilidade espacial, os modelos determinísticos podem ser divididos em concentrados (*lumped*) ou distribuídos (*distributed*). Um modelo pode ser classificado como concentrado quando a variabilidade espacial dos seus parâmetros e variáveis em função do tempo é representada por um valor médio, o que acaba simplificando a realidade. Já os modelos distribuídos representam tanto a variação temporal como a variação espacial do sistema físico (CHOW *et al.*, 1988). Segundo Dooge (1973), o comportamento de sistemas distribuídos e de sistemas concentrados pode ser descrito, por equações diferenciais parciais e por equações diferenciais ordinárias, respectivamente.

Tanto os modelos concentrados quanto os distribuídos podem ser classificados como estacionário ou não-estacionário, dependendo se as séries temporais de vazão variam com o tempo, ou seja, dependendo se a simulação da resposta do sistema físico para uma simples entrada (precipitação) assume que tanto os parâmetros de entrada como os de saída variam no espaço e no tempo (CHOW, 1988).

Assim, respostas não-estacionárias são aquelas cuja relação entre *input* e *output* muda com o tempo, tendo como possíveis causas mudanças em relação ao uso do solo na bacia ou até mesmo, as condições antecedentes também podem causar efeitos não-estacionários nas repostas do sistema, enquanto, em respostas estacionárias os *inputs* irão produzir sempre os mesmos *outputs* (BEVEN, 2001).

Em termos do tipo de simulação, os modelos hidrológicos também podem ser classificados em contínuos ou baseados em eventos isolados, dependendo da escala de tempo. Em modelos baseados em eventos isolados, os sistemas hidrológicos podem ser investigados em maior detalhe, em virtude da diminuição do período temporal (CHRISTOFOLETTI, 1999). Modelos contínuos simulam os processos seqüencialmente dentro do sistema físico, em um intervalo de tempo variável e fornece séries temporais de saída do modelo (DOOGE, 1973, TIM, 1996).

A resposta de modelos hidrológicos é classificada como linear ou não-linear, quando ocorre o princípio da sobreposição (DOOGE, 1973; BEVEN, 2001). Em respostas lineares duas unidades do mesmo *input* irão produzir duas vezes o *output* esperado, ou quando ocorre uma sequência de eventos, *inputs*, as respostas podem ser avaliadas de forma aditiva

em relação a respostas unitárias, enquanto em respostas não-lineares o princípio da sobreposição não ocorre e uma unidade do *input* não irá produzir sempre o mesmo *output* (BEVEN, 2001).

Segundo Beven (2001), na modelagem do processo chuva-vazão as respostas não-lineares ocorrem devido às condições antecedentes aos eventos de chuva, pois na medida em que os solos da bacia armazenam mais água, uma unidade do *input* de precipitação irá gerar mais escoamento, sendo este o principal fator de não-linearidade, e também devido à variação da velocidade da vazão com a descarga, porque na medida em que as vazões aumentam mais rápido será a vazão de pico de um hidrograma unitário.

3.4 INTEGRAÇÃO DE SIG COM MODELOS HIDROLÓGICOS

Desenvolvidos para manipular informações espacialmente distribuídas, os SIG têm se destacado como tendência mundial em aplicações de modelagem hidrológica (FERRAZ *et al.*, 1999). Nas últimas décadas, o crescimento de técnicas automáticas para determinar as propriedades da drenagem em bacias hidrográficas, fez com que a representação cartográfica usual do relevo fosse substituída gradualmente por Modelos Digitais de Terreno, o que acabou facilitando a preparação dos dados em estudos de modelagem hidrológica (SILVA, 2007).

Um dos principais objetivos da integração de modelos hidrológicos com SIG é a determinação de parâmetros hidrológicos pela análise topográfica do terreno, a partir do Modelo Digital do Terreno e de características da cobertura do solo (FERRAZ *et al.*, 1999). Todavia, a determinação dos parâmetros hidrológicos pela análise topográfica do terreno a partir do Modelo Digital do Terreno e de características da cobertura do solo pode ter inconsistências, o que torna esta etapa fundamental para concretização de um modelo hidrológico buscando-se minimizar possíveis erros, e não permitir que eles sejam acumulados ao longo da modelagem hidrológica (MELO *et al.*, 2008).

A integração do SIG com os modelos hidrológicos e a sua aplicação em bacias hidrográficas permite a realização de um grande número de operações, como a criação de banco de dados, a calibração, a simulação e a comparação entre os modelos (MACHADO, 2002). O uso do SIG associado à modelagem hidrológica também permite realizar

simplificações da bacia hidrográfica em subáreas homogêneas, o que acaba facilitando o processo de modelagem.

Apesar de existir integração entre modelos hidrológicos e Sistemas de Informações Geográficas, ainda há muito que possa evoluir nesta relação, pois nem sempre a informação que estará disponível para o hidrólogo por meio do SIG será diretamente relevante no processo de modelagem chuva-vazão como, por exemplo, quais serão os parâmetros atribuídos à determinada classe de uso do solo presente no respectivo mapa temático, ou nos casos em que o mapa desenvolvido pelo pedólogo não contiver as informações que o hidrólogo precisa (BEVEN, 2001).

Os modelos hidrológicos SHE (*Système Hydrologique Européen*), TOPMODEL, e SWAT são exemplos de modelos distribuídos que integram SIG com modelos hidrológicos (BEVEN, 2001).

3.5 ANÁLISE DE SENSIBILIDADE EM MODELOS HIDROLÓGICOS

A análise de sensibilidade é um método que permite avaliar quanto os resultados dos modelos hidrológicos são sensíveis às suas variáveis ou parâmetros, de uma forma sistemática e livre da variação de erros sistemáticos existentes em dados mensurados (McCUEN & SNYDER, 1986).

A análise de sensibilidade local representa a taxa de variação de um fator em função da variação de outro fator, o que por consequência implica em uma relação entre duas equações diferenciais (McCUEN & SNYDER, 1986). Assim, a análise local avalia a sensibilidade em um ponto do hiper-espaço do parâmetro selecionado, o que pode ser definido como a computação da derivada parcial de uma função de *output* em relação aos parâmetros de *input* (MELCHING & YOON, 1996 *apud* VAN GRIENSVEN *et al.*, 2006).

A análise de sensibilidade global, por sua vez, avalia de modo aleatório ou sistemático todo o intervalo de valores que podem ser atribuídos a um parâmetro e as combinações que podem existir entre os diferentes parâmetros. O método de Monte Carlo, o qual é baseado em amostragens aleatórias das possibilidades de ocorrência dos *inputs*, seguido da avaliação dos valores amostrados e da transformação dos parâmetros conforme equações

pré-estabelecidas, é um exemplo de análise global que tem sido utilizada em modelos hidrológicos (VAN GRIENSVEN *et al.*, 2006).

A forma de avaliar os resultados obtidos na análise da sensibilidade local dos parâmetros do modelo SWAT foi sugerido em Lenhart *et al.* (2002). Foram sugeridos quatro classes de sensibilidade. Na primeira classe o índice de sensibilidade tem valores entre 0 e 0,05, na segunda classe os valores são entre 0,05 e 0,20, na terceira entre 0,20 e 1,00, e na quarta classe valores maiores do que 1, sendo que os parâmetros tem a sensibilidade classificada como, respectivamente, baixa, média, alta e muito alta.

Van Griensven *et al.* (2006), por sua vez sugeriu uma classificação global dos resultados da análise de sensibilidade com o modelo SWAT, em que a classificação era dada de acordo com o menor *ranking* obtido pelo parâmetro para cada tratamento realizado (função objetivo utilizada, variável de referência). Por exemplo, em uma análise de sensibilidade com 27 parâmetros, cada parâmetro que obteve *ranking* global igual a 1 a classificação do parâmetro é muito importante, *ranking* entre 2 e 6 classifica como importante, *ranking* entre 7 e 27 classifica como pouco importante, e *ranking* igual a 28 classifica como sem nenhuma importância. Vale ressaltar que se a variável de interesse não é sensível à variações de um determinado parâmetro ele recebe o *ranking* 28 (número de parâmetros+1).

O uso do modelo SWAT em estudos hidrológicos no Brasil geralmente tem sido acompanhado de estudos de análise de sensibilidade local e global dos parâmetros. Por exemplo, Garrido (2003) realizou uma análise de sensibilidade local dos parâmetros em relação à simulação da vazão da bacia do rio Jequiriça (Bahia). Estudos mais recentes como Sarmiento (2010), Bonumá *et al.* (2011) e Schultz *et al.* (2011) realizaram análise de sensibilidade global e local do parâmetros em relação à simulação de variáveis como a vazão e a descarga sólida utilizando metodologia semelhante a que foi utilizada no presente estudo (LH-OAT) e que será abordado na seção 4.4.1.

3.6 CALIBRAÇÃO DE MODELOS HIDROLÓGICOS

O processo de calibração de modelos hidrológicos geralmente é feito realizando-se primeiramente uma análise de sensibilidade dos parâmetros, seguida de calibração dos

parâmetros mais importantes. Esta pode ser conduzida tanto de forma automática, utilizando algoritmos de otimização e/ou técnicas de análise de incertezas, quanto de forma manual (BEVEN, 2001; MORIASI *et al.*, 2007).

A calibração manual consiste em alterar os valores dos parâmetros de *input* para produzir valores simulados que se aproximam dos dados mensurados (BALASCIO *et al.*, 1998 *apud* MORIASI *et al.*, 2007). A calibração manual requer o conhecimento do sistema que se quer modelar, bem como a estrutura que compõe o modelo, além de ser bastante trabalhosa, principalmente quando se trata de um modelo complexo com muitos parâmetros (TUCCI, 1998; SARMENTO, 2010).

A calibração automática por sua vez, consegue lidar ao mesmo tempo com grande número de parâmetros, embora nem sempre o ajuste ideal (global) seja alcançado. Ela estima os valores dos parâmetros com base na técnica da modelagem inversa, que ajustam os valores simulados aos valores observados do fenômeno em análise (SARMENTO, 2010).

Segundo Beven (2001), tem crescido bastante o número de publicações relacionadas à metodologia e às técnicas de calibração, existindo três vertentes principais de pesquisa encontradas na literatura relacionadas ao processo de calibração e de mensuração da incerteza de predição em modelos hidrológicos:

- Métodos de calibração que assumem ser possível encontrar uma combinação com valores ideais dos parâmetros e que ignoram a possibilidade de mensurar as incertezas de predição. Neste grupo a calibração é feita de forma manual ou automática, utilizando algoritmos de otimização.
- Métodos de calibração que assumem ser possível encontrar uma combinação com valores ideais dos parâmetros, mas que fazem suposições em relação à superfície de resposta ao redor do ótimo global para mensurar as incertezas.
- Métodos de calibração que rejeitam a idéia de que existe uma combinação com valores ideais dos parâmetros, apoiando a tese da existência da equifinalidade em modelos, a qual admite que existem diferentes combinações de valores para os parâmetros que podem fornecer simulações aceitáveis, e sendo base da metodologia GLUE (*Generalised Likelihood Uncertainty Estimation*).

Uma metodologia típica de estimação automática dos parâmetros de modelos hidrológicos deve ter pelo menos quatro elementos: i) uma função objetivo, cuja seleção influencia nos resultados dos parâmetros na calibração, assim como na qualidade dos resultados do modelo; ii) um algoritmo de otimização; iii) critérios de aceitação; e iv) dados para calibração (SINGH & WOOLHISER, 2002).

Além desses elementos também é necessário determinar valores iniciais para os parâmetros, os quais servem como ponto de partida para a calibração do modelo a ser estudado, e intervalos de valores para os parâmetros (GUPTA *et al.*, 1999). Testes que determinam o grau de incerteza que permanecem no modelo também são recomendados no uso de procedimentos automáticos de calibração (YAPO *et al.*, 1996).

A função objetivo é um elemento muito importante na calibração automática de modelos hidrológicos, sendo a métrica utilizada pelo algoritmo de otimização para determinar a qualidade da simulação hidrológica. De acordo com Gupta *et al.* (1999), a função objetivo pode ser definida como uma equação utilizada para medir a “distância” entre o *output* (resposta) do modelo e os valores observados.

Existem diferentes funções objetivo encontradas na literatura, as quais são escolhidas de acordo com a finalidade do estudo hidrológico, direcionando a calibração do modelo para otimizar a simulação dos diferentes elementos do hidrograma, como a recessão ou então as vazões de pico. Em Gupta *et al.* (1998), há exemplos de nove diferentes funções objetivo utilizadas pelo Laboratório de Pesquisas Hidrológicas do Serviço de previsão de cheias dos EUA (NWSRFS), para calibração manual e semiautomática do modelo *Sacramento soil moisture accounting*, SAC-SMA. Tucci (1998) e Sarmiento (2010) também apresentam tabelas com exemplos de funções objetivos que podem ser utilizadas na calibração de modelos hidrológicos.

Entre essas funções objetivo apresentadas nesses estudos estão a função soma dos quadrados dos resíduos, a soma dos quadrados dos resíduos após o ordenamento dos dados, a função inversa, função de Nash-Sutcliffe, e a função *Heterocedastic Maximum Likelihood Estimator* (HMLE). Vale ressaltar o fato de que algumas funções objetivo,

como essas últimas e a função Nash-Sutcliffe, são baseadas na soma do quadrado dos resíduos, e assim tendem a minimizar os resíduos localizados, principalmente nos picos do hidrograma, sendo indicados para estudos de cheias (TUCCI, 1998; BEVEN, 2001, SARMENTO, 2010). A função objetivo inversa, por sua vez, busca dar maior importância na otimização da recessão do hidrograma, nas menores vazões, invertendo as prioridades da função soma dos quadrados dos resíduos (TUCCI, 1998).

Apesar das funções objetivo baseadas na soma dos quadrados dos resíduos serem amplamente utilizadas em estudos hidrológicos, essas funções assumem que os erros medidos são homocedásticos e não correlacionados, ou seja, os erros possuem variância constante e são independentes, respectivamente, o que raramente acontece na prática (SARMENTO, 2010).

Buscando solucionar este tipo de problema, foram desenvolvidas funções objetivo que não tem como base a inferência estatística, com análises a partir da soma dos quadrados dos resíduos. Entre essas funções objetivo está a HMLE, a qual se baseia na teoria da máxima verossimilhança, levando em consideração a existência de correlação e a heterocedasticidade do resíduo (GUPTA *et al.*, 1998; BEVEN, 2001). Na função HMLE, assume-se que a variância do erro varia com a magnitude das vazões, de forma análoga ao que se acredita ocorrer na realidade (YAPO *et al.* 1996). Segundo Beven (2001), a máxima verossimilhança busca maximizar a probabilidade de prever uma observação através de funções de verossimilhança, as quais são definidas para cada caso, de acordo com a estrutura dos resíduos.

3.7 MODELO SWAT

3.7.1 Caracterização do modelo SWAT

O modelo Soil and Water Assessment Tool, SWAT foi desenvolvido pelo Agricultural Research Service (ARS/USDA) dos Estados Unidos, com o objetivo de analisar os impactos gerados pela alteração do uso e manejo do solo em bacias hidrográficas complexas, e que possuem diferentes combinações de uso, manejo e tipo de solos (NEITSCH *et al.*, 2005).

O modelo SWAT foi desenvolvido no início da década de 1990, e desde então, ele já passou por várias versões as quais aumentaram a sua capacidade de processamento, como por exemplo, o SWAT94.2 que incorporou múltiplas unidades de resposta hidrológica, HRU, e o SWAT2000 que incorporou os métodos de *Green & Ampt* e de *Muskingum* para simulação do escoamento superficial e da propagação da água pelos canais, respectivamente. Recentemente foi desenvolvida a versão ArcSWAT, a qual permite que o SWAT seja usado como uma extensão do programa ArcGIS 9.3.

O modelo SWAT é um modelo de parâmetros distribuídos espacialmente e contínuo em um intervalo de tempo que simula os fenômenos físicos do ciclo hidrológico existentes em uma bacia hidrográfica associados ao uso do solo, como o escoamento superficial e subterrâneo, produção de sedimentos e qualidade da água (SRINIVASAN & ARNOLD, 1994).

Na prática, não existem modelos totalmente distribuídos, pois discretizações são feitas, de forma que o modelo distribuído se torna concentrado em uma pequena sub-divisão (TUCCI, 1998). Assim, o modelo SWAT é semi-distribuído, sendo capaz de considerar a variabilidade espacial e temporal dos tipos e usos do solo, das feições topográficas e dos parâmetros climatológicos nas sub-bacias (SARMENTO, 2010).

O modelo SWAT divide a bacia hidrográfica em sub-bacias para depois, dividir em unidades de respostas hidrológicas (*Hydrologic Response Unit* – HRU). As HRU, por sua vez, representam a discretização de porções de áreas das sub-bacias em que há apenas uma classe de solo, e um tipo de uso e manejo (NEITSCH *et al.*, 2005). Assim, cada HRU é composta por uma única combinação de cobertura e tipo de solo (GARRIDO, 2003; SARMENTO, 2010). O escoamento superficial é calculado separadamente para cada HRU. Isso é interessante nos casos aonde a bacia hidrográfica possui heterogeneidade tanto no uso do solo, quanto nas suas características pedológicas, suficientes para alterar os processos hidrológicos (NEITSCH *et al.*, 2005).

O processamento do modelo SWAT é feito de acordo com as seguintes etapas: primeiramente, ele calcula os fluxos de cada HRU; depois os resultados de cada HRU são agregados para computar o que é gerado por sub-bacia; e por último, as respostas geradas

por sub-bacias são direcionadas para as calhas dos rios de acordo com a rede de drenagem existente na bacia hidrográfica (NEITSCH *et al.*, 2005).

Independente do tipo de estudo realizado com o SWAT, o seu funcionamento será sempre função do balanço hídrico existente na bacia hidrográfica. Neste sentido, a simulação dos processos hidrológicos pelo programa requer a subdivisão dos dados em duas partes. A primeira parte controla quantitativamente a fase terrestre do ciclo hidrológico, calculando-se a evapotranspiração real e potencial, o escoamento superficial, o deslocamento da água pelas camadas do solo, o fluxo de base, os níveis de erosão, entre outros. A segunda parte está voltada para o movimento da água, sedimentos, pesticidas, nutrientes, entre outros, pelas redes de drenagem, até o exutório da bacia (NEITSCH *et al.*, 2005).

O modelo requer uma grande variedade de dados para o seu funcionamento (precipitação, radiação solar, velocidade do vento, evaporação, mapas de solos, mapas uso do solo, modelo digital de elevação, entre outros). Não obstante, o modelo SWAT tem recursos que permitem aos usuários, ao simularem os processos hidrológicos, escolherem os métodos de cálculo de acordo com a disponibilidade de dados como, por exemplo, a infiltração poder ser simulada pelo método do Curva-Número ou pelo método Green-Ampt, e a evapotranspiração potencial pelas equações de *Hargreaves*, *Priestley-Taylor* ou *Penman-Monteith* (NEITSCH *et al.*, 2005).

Existem diversos estudos hidrológicos na literatura que utilizaram o SWAT como, por exemplo, Arnold *et al.* (2000), Machado (2002), Chaplot (2005) e Li *et al.* (2009). Nesses estudos diferentes tipos de abordagens hidrológicas foram feitas com o SWAT como análises do impacto das mudanças climáticas e das mudanças de uso do solo nos componentes hidrológicos como a recarga subterrânea ou a vazão, entre outros.

O modelo SWAT foi em aplicado por Machado *et al.* (2002) para simular cenários alternativos de uso do solo na microbacia hidrográfica do Ribeirão dos Marins, em Piracicaba. O autor comparou dois cenários alternativos de uso do solo para avaliar os padrões de produção de sedimentos na microbacias. Já Baldissera (2005) analisou a aplicabilidade do SWAT como modelo de simulação hidrológica para a bacia hidrográfica do Rio Cuiabá, MT.

Arnold *et al.* (2000) utilizaram o SWAT para fazer uma estimativa regional do escoamento de base e a recarga do aquífero presente na porção superior da bacia hidrográfica do rio Mississippi, nos Estados Unidos. Eles compararam o modelo SWAT com um filtro digital (NATHAN & McMAHON, 1990), que simula o escoamento de base através da decomposição do hidrograma em escoamento de base e superficial; e o da curva de recessão (RORABAUGH, 1994) o qual faz a estimativa da recarga em cada vazão de pico.

Os autores concluíram que as técnicas de filtro/recessão possuem a vantagem de serem mais simples de ser executadas. Entretanto, avaliam que o modelo tem a vantagem de simular diferentes cenários de clima (variação de temperatura, precipitação, umidade, entre outros), e de gerenciamento do uso do solo (irrigação, controle de reservatórios, tecnologias de produção agrícola).

LI *et al.* (2009) estudaram o impacto de mudanças no uso do solo e a variabilidade climática em uma bacia hidrográfica no Platô Loess na China. Nesse estudo, os autores simularam quatro cenários de uso do solo associados a séries temporais de precipitação: dois com o mapa de uso do solo de 1985, associado às séries temporais de precipitação de 1981 a 1990, e de 1991 a 2000; e dois do mapa de uso do solo de 2000 com as séries temporais destes dois períodos. Assim, foi possível simular mudanças nos padrões de escoamento superficial e variabilidade climática. Os autores concluem que no geral, a simulação da variabilidade climática influenciou mais significativamente a hidrologia aplicada à fase terrestre do que a simulação das mudanças do uso do solo.

A seguir, será apresentada parte da teoria relacionada ao modelo SWAT, principalmente aquela que explica como o modelo simula os componentes do ciclo hidrológico e a propagação da água nas redes de drenagem. Apesar do modelo SWAT ser capaz de simular a produção de sedimentos, o transporte de pesticidas e a qualidade da água, o enfoque será nos processos hidrológicos do modelo

3.7.2. Fase terrestre do ciclo hidrológico

No modelo SWAT, a quantificação da fase terrestre do ciclo hidrológico é caracterizado pela Figura 3.1 e sendo calculada a partir da equação do balanço hídrico:

$$SW_t = SW_0 + \sum_{i=1}^t (R_{dia} - Q_{sup} - E_a - w_s - Q_{subt}) \quad (3.1)$$

em que SW_t é a quantidade final de água existente no solo (mm H₂O), SW_0 é a quantidade inicial e de água existente no solo no dia i (mm H₂O), t é o tempo (dias), R_{dia} é quantidade de chuva no dia i (mm H₂O), Q_{sup} é o escoamento superficial no dia i (mm H₂O), E_a é a evapotranspiração no dia i (mm H₂O), w_s é a quantidade de água que entra na zona-vadosa no dia i (mm H₂O), e Q_{subt} é o escoamento de base (mm H₂O).

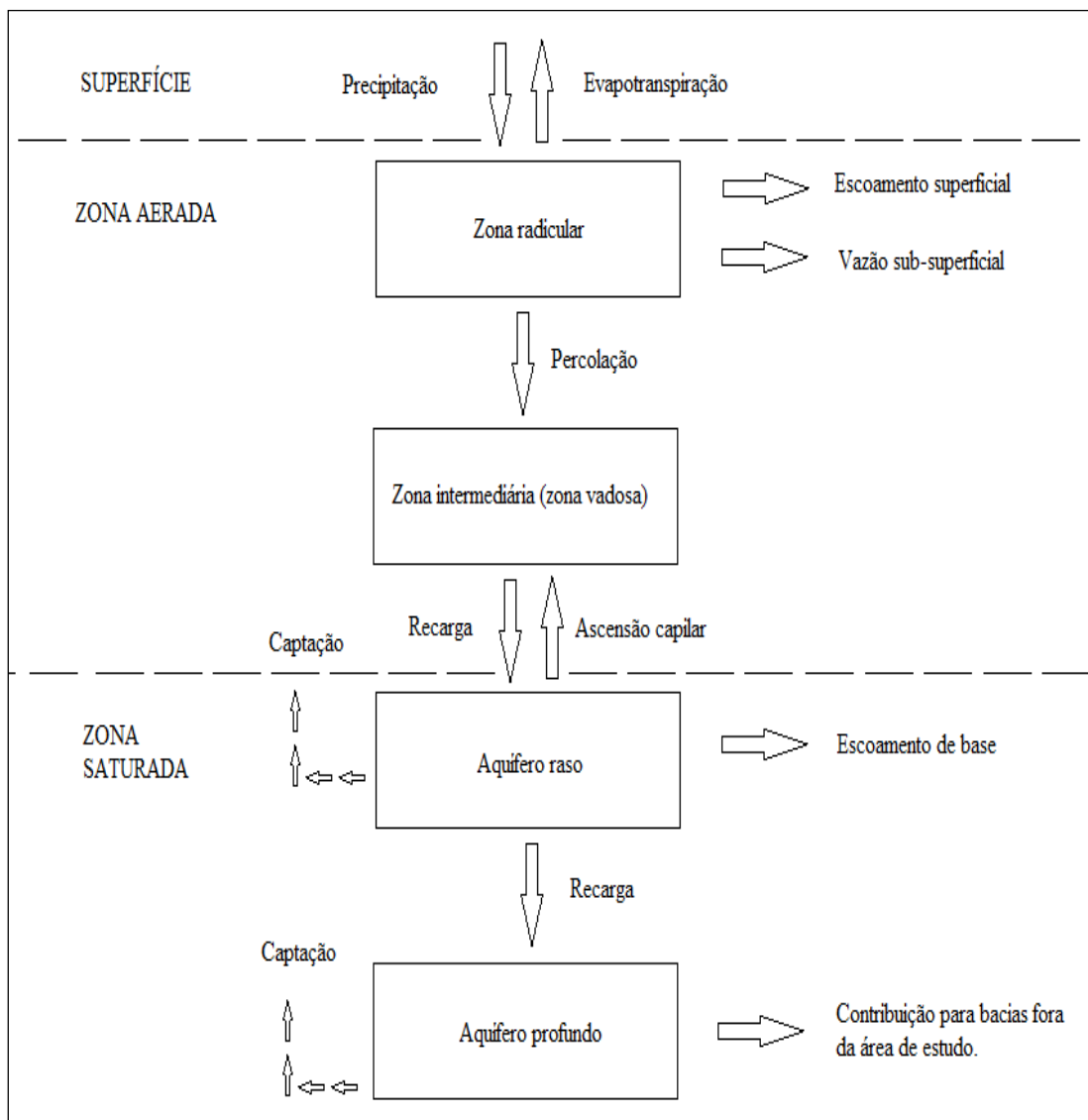


Figura 3.1 – Representação da fase terrestre do ciclo hidrológico para o cálculo do balanço hídrico pelo modelo SWAT (GARRIDO, 2003).

3.7.2.1 Escoamento Superficial

3.7.2.1.1 Volume do escoamento superficial

O modelo SWAT possui dois métodos para simular o escoamento superficial: o SCS Curva-Número (1972) e o método de infiltração *Green&Ampt* (1911). Como o método de infiltração *Green&Ampt* (1911) necessita que sejam fornecidos ao modelo SWAT dados sub-diários de precipitação, foi utilizado o método do SCS Curva-Número para determinação do escoamento superficial nesta pesquisa.

A equação de escoamento superficial do SCS é um modelo empírico desenvolvido a partir de mais de 20 anos de estudos de processos de chuva-vazão em pequenas bacias rurais nos EUA, sendo que o modelo foi elaborado para se estimar de forma consistente o escoamento superficial em diferentes tipos de uso do solo e tipos de solos (NEITSCH, 2005).

O SCS Curva-Número é representado pela equação:

$$Q_{sup} = \frac{(R_{dia} - I_a)^2}{(R_{dia} - I_a + S)} \quad (3.2)$$

em que: Q_{sup} é o escoamento acumulado (mm H₂O), R_{dia} é a quantidade de chuva (mm H₂O), I_a representa abstrações iniciais que incluem o armazenamento de água na superfície (mm H₂O), a interceptação e a infiltração (mm H₂O), e S é o parâmetro de retenção (mm H₂O), o qual varia espacialmente de acordo com o tipo de solo, o tipo de uso do solo e a declividade, entre outros. O parâmetro de retenção pode ser calculado pela equação:

$$S = 25,4 * \left(\frac{1000}{CN} - 10 \right) \quad (3.3)$$

em que: CN é o Curva-Número para o dia. O CN é função da permeabilidade do solo, do uso do solo e da condição inicial de umidade no solo.

As abstrações iniciais, I_a , geralmente têm sido consideradas como sendo igual a $0,2S$, de forma que a equação (3.2) pode ser reescrita da seguinte maneira:

$$Q_{sup} = \frac{(R_{dia} - 0,2S)^2}{(R_{dia} + 0,8S)} \quad (3.4)$$

Os principais fatores que determinam o valor do CN são: o grupo hidrológico do solo; o tipo de uso do solo; o manejo utilizado nas diferentes práticas agrícolas o qual envolve desde o uso de máquinas para construir terraços até a rotação de culturas; a condição hidrológica; e a condição que antecede o escoamento superficial a qual representa a variabilidade do CN em um determinado sítio para cada evento de chuva (MAIDMENT, 2005).

O método Curva-Número do SCS (1972) define três condições de umidade nos solos: CN1 o qual representa a umidade do solo no ponto de murcha permanente, e o menor valor que o CN pode assumir em condições secas; CN2 que representa a umidade média de um solo; e o CN3 que representa a umidade do solo na sua capacidade de campo. Os valores de CN1 e de CN3 podem ser calculados, a partir do valor do CN2 com as seguintes equações:

$$CN_1 = CN_2 - \frac{20*(100-CN_2)}{(100-CN_2 + \exp [2,533 - 0,00636*(100-CN_2)])} \quad (3.5)$$

$$CN_3 = CN_2 * \exp [0,00673 * (100 - CN_2)] \quad (3.6)$$

Os solos são classificados em grupos hidrológicos para determinação do CN. Os grupos são divididos de acordo com propriedades relacionadas com a infiltração de água no solo, ou seja, de acordo com o potencial do solo em gerar escoamento superficial. Assim, os solos podem ser classificados em quatro grupos, A, B, C, D, ou em três classes duplas, A/D, B/D e C/D. As classes duplas ocorrem quando os solos do grupo D podem ser drenados, sendo a primeira e a segunda letra referente às condições pós e que antecede a drenagem do solo, respectivamente. A Tabela 3.1 contém algumas características dos grupos hidrológicos.

Tabela 3.1 – Características dos grupos hidrológicos

Grupo Hidrológico do Solo	Principais Características
A	<ul style="list-style-type: none"> • Solos muito profundos (prof. > 200 cm) ou profundos (100 a 200 cm); • Solos com alta taxa de infiltração e com alto grau de resistência e tolerância à erosão; • Solos porosos com baixo gradiente textural (< 1,20); • Solos de textura média; • Solos de textura argilosa ou muito argilosa desde que a estrutura proporcione alta macroporosidade em todo o perfil; • Solos bem drenados ou excessivamente drenados; • A textura dos horizontes superficial e subsuperficial pode ser: média/média, argilosa/argilosa e muito argilosa/muito argilosa.
B	<ul style="list-style-type: none"> • Solos profundos (100 a 200 cm); • Solos com moderada taxa de infiltração, mas com moderada resistência e tolerância a erosão; • Solos porosos com gradiente textural variando entre 1,20 e 1,50; • Solos de textura arenosa ao longo do perfil ou de textura média, mas com horizonte superficial arenoso; • Solos de textura argilosa ou muito argilosa desde que a estrutura proporcione boa macroporosidade em todo o perfil; • A textura dos horizontes superficial e subsuperficial pode ser: arenosa/arenosa, arenosa/média, média/argilosa, argilosa/argilosa e argilosa/muito argilosa.
C	<ul style="list-style-type: none"> • Solos profundos (100 a 200 cm) ou pouco profundos (50 a 100 cm); • Solos com baixa taxa de infiltração e baixa resistência e tolerância à erosão; • São solos com gradiente textural maior que 1,50 e comumente apresentam mudança textural abrupta; • A textura nos horizontes superficial e subsuperficial pode ser: arenosa/média e média/argilosa apresentando mudança textural abrupta; arenosa/argilosa e arenosa/muito argilosa.
D	<ul style="list-style-type: none"> • Solos com taxa de infiltração muito baixa oferecendo pouquíssima resistência e tolerância a erosão; • Solos rasos (prof. < 50 cm); • Solos pouco profundos associados à mudança textural abrupta ou solos profundos apresentando mudança textural abrupta aliada à argila de alta atividade (Ta), minerais de argila 2:1; • Solos argilosos associados à argila de atividade alta (Ta); • Solos orgânicos.

Fonte: Sartori *et al.* (2005)

Setzer & Porto (1979) propuseram para os solos do estado de São Paulo uma classificação com cinco grupos hidrológicos, e Lombardi Neto *et al.* (1989) fizeram uma associação entre as classes de solos com os grupos hidrológicos com base no Levantamento e Reconhecimento de Solos do Estado de São Paulo (BRASIL, 1960), todavia as informações produzidas no Brasil em relação à classificação hidrológica dos solos e a valores de CN tabelados para as classes de uso do solo são escassas e pontuais (MACHADO, 2002).

Sartori *et al.* (2005) colocam que a classificação proposta em Lombardi Neto *et al.* (1989) é mais prática do que a classificação proposta por Setzer e Porto (1979), sendo direta, bastando localizar a bacia sobre um mapa pedológico para se determinar às classes hidrológicas que nela ocorrem, assim como é feito na metodologia proposta pelo SCS.

Não obstante, Sartori *et al.* (2005) faz uma extensão do encontrado em Lombardi Neto *et al.* (1989) para a classificação hidrológica do solo, apresentando as principais características das classes de solos em nível de ordem para as unidades representativas dos grandes grupos encontrados no Estado de São Paulo.

Em relação ao parâmetro de retenção (S), o modelo SWAT fornece ao usuário duas opções para calculá-lo. No primeiro método, o parâmetro de retenção varia de acordo com a disponibilidade de água no solo, enquanto no segundo método o parâmetro de retenção é função da evapotranspiração das plantas. Neste último, o valor do CN depende menos da água armazenada do solo, sendo mais dependente das condições climáticas antecedentes.

Quando o parâmetro de retenção varia de acordo com a disponibilidade de água no solo, utiliza-se a seguinte equação (NEITSCH, 2005):

$$S = S_{max} * \left(1 - \frac{SW}{[SW + \exp(w_1 - w_2 * SW)]} \right) \quad (3.7)$$

em que S é o parâmetro de retenção em um dado dia (mm); S_{max} é o valor máximo que o parâmetro de retenção pode assumir em um dado dia (mm); SW é a quantidade de água que pode existir em todo perfil excluindo a quantidade de água existente no ponto de

murcha permanente (mm H₂O); e w_1 e w_2 são coeficientes de forma. O valor de S_{max} é calculada resolvendo a equação 3.3 utilizando o CN1.

Os coeficientes de forma, w_1 e w_2 , são determinados resolvendo-se a equação 3.7, assumindo que

- 1) O parâmetro de retenção para o CN1 corresponde à quantidade de água no solo correspondente ao ponto de murcha permanente;
- 2) O parâmetro de retenção para o CN3 corresponde à quantidade de água no solo correspondente à capacidade de campo;
- 3) O solo possui um CN igual a 99 ($S=2,54$) quando está completamente saturado.

$$w_1 = \ln\left(\frac{FC}{1-S_3*S_{max}^{-1}} - FC\right) + w_2 * FC \quad (3.8)$$

$$w_2 = \frac{\left[\ln\left(\frac{FC}{1-S_3*S_{max}^{-1}} - FC\right) - \ln\left(\frac{SAT}{1-2,54*S_{max}^{-1}} - SAT\right)\right]}{(SAT - FC)} \quad (3.9)$$

em que w_1 é o primeiro coeficiente de forma; w_2 é o segundo coeficiente de forma; FC é a quantidade de água na sua capacidade de campo (mm H₂O); S_3 é o parâmetro de retenção para o CN3; S_{max} é o parâmetro de retenção para o CN1; SAT é quantidade de água no perfil quando o solo está completamente saturado (mm H₂O); e 2,54 é o parâmetro de retenção quando o CN é igual a 99.

O valor diário do CN ajustado de acordo com a umidade existente no solo é calculado rearranjando a equação 3.3 e inserindo o parâmetro de retenção calculado para a condição de umidade do dia, resultando na equação:

$$CN = \frac{25400}{(S+254)} \quad (3.10)$$

em que CN é o Curva-Número em um determinado dia e S é o parâmetro de retenção calculado para o teor de umidade desse dia.

3.7.2.1.2 Vazão de pico do escoamento superficial

A vazão de pico do escoamento superficial representa a vazão máxima que o escoamento pode ter em um evento chuvoso qualquer, sendo um indicador do potencial erosivo de uma chuva. O modelo SWAT calcula a vazão de pico do escoamento superficial, a partir do método racional modificado. O método racional é baseado na premissa que se um evento de chuva com intensidade i inicia no tempo $t = 0$ e continua de forma indefinida, a taxa de escoamento superficial irá aumentar até que seja atingido o tempo de concentração $t = t_{conc}$, quando a bacia como um todo está contribuindo para a vazão no exutório. A vazão de pico é calculada a partir da seguinte equação:

$$Q_{pico} = \frac{C * i * \text{Área}}{3,6} \quad (3.11)$$

em que q_{pico} é vazão de pico do escoamento superficial ($m^3 \cdot s^{-1}$); C é o coeficiente de escoamento superficial, calculado a partir da razão entre o escoamento superficial em um dia pelo total precipitado neste dia; i é a intensidade da chuva ($mm \cdot h^{-1}$); Área é a área da subbacia (km^2) e 3,6 é fator de conversão de unidade.

O coeficiente de escoamento superficial é calculado a partir da equação:

$$C = \frac{Q_{sup}}{R_{dia}} \quad (3.12)$$

em que Q_{sup} é o escoamento superficial em um dia ($mm \text{ H}_2\text{O}$); e R_{dia} ($mm \text{ H}_2\text{O}$) é o total precipitado neste dia.

O tempo de concentração é calculado somando-se tempo necessário para água percorrer do ponto mais remoto da bacia até o canal (t_{ov}) com o tempo necessário para a água se deslocar do ponto mais elevado do canal até o exutório (t_{ch}). O tempo de concentração é dado pela expressão $t_{conc} = t_{ov} + t_{ch}$, que desenvolvida resulta na seguinte equação:

$$t_{conc} = \frac{L_{slp}^{0,6} * n^{0,6}}{18 * slp^{0,3}} + \frac{0,6 * L * n^{0,75}}{\text{Area}^{0,125} * slp_{ch}^{0,375}} \quad (3.13)$$

em que t_{conc} é o tempo de concentração da sub-bacia (h); L_{slp} é o comprimento da rampa (m); n é o coeficiente de rugosidade de *Manning* para a sub-bacia; slp é a declividade média da sub-bacia ($m \cdot m^{-1}$); L é comprimento do canal desde o ponto mais alto no canal da sub-bacia até o exutório (km); $Area$ é área da sub-bacia (km^2); e slp_{ch} é declividade do canal ($m \cdot m^{-1}$).

A intensidade da chuva é a chuva média que cai durante o tempo de concentração, sendo calculada a partir da seguinte equação:

$$i = \frac{R_{tc}}{t_{conc}} \quad (3.14)$$

em que i é a intensidade de chuva ($mm \cdot h^{-1}$), R_{tc} é o volume de chuva que cai durante o tempo de concentração ($mm \text{ H}_2\text{O}$); e t_{con} é o tempo de concentração para a sub-bacia (h).

A fração que representa o quanto choveu durante o período de concentração, α_{tc} , pode ser calculada a partir de relação entre R_{tc} e R_{dia} , quantidade de chuva que cai no tempo de concentração ($mm \text{ H}_2\text{O}$) e quantidade de chuva em 24h ($mm \text{ H}_2\text{O}$), por meio da equação:

$$R_{tc} = \alpha_{tc} * R_{dia} \quad (3.15)$$

O modelo SWAT estima a fração que representa o quanto choveu durante o período de concentração, α_{tc} , em função da fração de chuva que cai no evento de 30 minutos de maior intensidade, utilizando a seguinte equação:

$$\alpha_{tc} = 1 - \exp[2 - t_{con} * \ln(1 - \alpha_{0,5})] \quad (3.16)$$

em que $\alpha_{0,5}$ é a fração de chuva que cai na tempestade de 30 minutos de maior intensidade; e que t_{conc} é o período de concentração para a sub-bacia (h).

Rearranjando os elementos da equação 3.11, com os respectivos elementos das equações 3.12, 3.14, e 3.15, obtêm-se a seguinte equação para estimar a vazão de pico do escoamento superficial:

$$Q_{pico} = \frac{\alpha_{tc} * Q_{sup} * Area}{3,6 * t_{conc}} \quad (3.17)$$

em que q_{pico} é a vazão de pico do escoamento superficial ($m^3 \cdot s^{-1}$); α_{tc} é a fração de chuva diária que cai durante o tempo de concentração; Q_{sup} é o escoamento superficial (mm H₂O), Area é área da sub-bacia (km²); t_{conc} é o tempo de concentração para a sub-bacia (h); e 3.6 é o fator de correção de unidade.

3.7.2.1.3 Retardamento do escoamento superficial

Quando o tempo de concentração da sub-bacia é maior do que um dia, apenas uma parte do escoamento superficial chegará ao canal principal no dia em que ele for gerado. Desse modo, o modelo SWAT possui um componente que armazena o escoamento superficial para dar um *lag* em porções do escoamento superficial que chegará ao canal principal.

Assim que o escoamento superficial é calculado, seja pelo método do SCS Número Curva ou pelo método Green&Ampt, a quantidade de escoamento superficial disponibilizado ao canal principal é calculado pela equação:

$$Q_{sup} = (Q'_{sup} + Q_{stor,i-1}) * \left[1 - \exp\left(\frac{-surlag}{t_{conc}}\right) \right] \quad (3.18)$$

em que Q_{sup} é a quantidade de escoamento superficial descarregada no canal principal em um dia qualquer (mm H₂O); Q'_{sup} é a quantidade de escoamento superficial gerado na sub-bacia neste dia (mm H₂O); $Q_{stor,i-1}$ é o escoamento superficial armazenada devido ao *lag* do dia anterior (mm H₂O); *Surlag* é o coeficiente de retardo (*lag*); e t_{conc} é o tempo de concentração (h)

A expressão $\left[1 - \exp\left(\frac{-surlag}{t_{conc}}\right) \right]$ da equação 3.18 representa a fração do total de água disponível que será permitido ser carregada no canal principal em um dia. É possível observar na Figura 3.2, que quando o valor de *Surlag* diminui, aumenta a quantidade de água armazenada, o que acaba tornando o hidrograma mais suave.

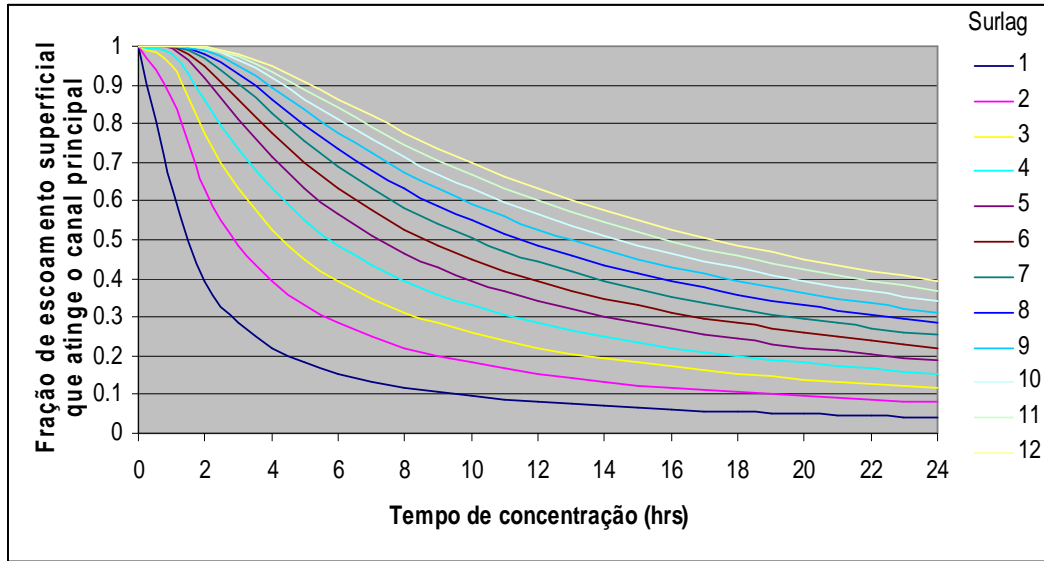


Figura 3.2 – Influência do parâmetro *Surlag* e do tempo de concentração na fração de escoamento superficial liberado (NEITSCH, 2005).

As perdas por transmissão, por sua vez, ocorrem em bacias com rios efêmeros ou intermitentes, referindo-se às perdas no fluxo superficial via percolação através do leito (NEITSCH, 2005). O modelo SWAT assume que as perdas de água do escoamento superficial percola até aquíferos rasos.

3.7.2.2 Evapotranspiração

A evapotranspiração no modelo SWAT leva em consideração a evaporação de rios e lagos, do solo nu ou vegetado e da transpiração das plantas. O modelo SWAT calcula a quantidade de água interceptada em função do Índice de área foliar, através da seguinte equação:

$$can_{dia} = can_{mx} * \frac{LAI}{LAI_{mx}} \quad (3.19)$$

em que can_{dia} é o máximo de água que pode ser armazenada em um determinado dia (mm H₂O); can_{mx} é a quantidade de água que pode ser interceptada quando a copa está completamente desenvolvida; LAI é o índice de área foliar em um determinado dia; e LAI_{mx} é o valor máximo do índice de área foliar para a, respectiva planta.

Com o cálculo do can_{dia} o modelo SWAT consegue determinar o quanto de água chegará ao solo. Além disso, no método SCS Curva-Número a interceptação é generalizada através do termo da equação que se refere às abstrações iniciais, o que torna importante o cálculo do can_{dia} .

A evapotranspiração potencial pode ser calculada no modelo SWAT por meio dos métodos de Penman-Monteith, Priestley-Taylor ou Hargreaves. O método de Penman-Monteith requer dados de radiação solar, temperatura do ar, umidade relativa e velocidade do vento, enquanto o método Priestley-Taylor requer radiação solar, temperatura do ar e umidade relativa. O método de Hargreaves, por sua vez, requer apenas temperatura do ar.

A equação utilizada para calcular a evapotranspiração potencial pelo método de Penman-Monteith é a seguinte:

$$\lambda E = \frac{\Delta \cdot (H_{net} - G) + \rho_{ar} \cdot c_p \cdot [(e_z^0 - e_z) / r_a]}{\Delta + \gamma \cdot (1 + r_c / r_a)} \quad (3.20)$$

em que λE é o fluxo de calor latente ($MJ \cdot m^{-2} \cdot dia^{-1}$); E é a profundidade da taxa de evaporação ($mm \cdot dia^{-1}$); Δ é a inclinação da curva pressão de saturação de vapor pela temperatura, $\partial e / \partial T$; H_{liq} é a radiação líquida ($MJ \cdot m^{-2}$); G é a densidade do fluxo de calor para o solo ($MJ \cdot m^{-2} \cdot dia^{-1}$); ρ_{ar} é a densidade do ar ($kg \cdot m^{-3}$); c_p é o calor específico a temperatura constante ($MJ \cdot kg^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$); e_z^0 é a pressão de saturação de vapor do ar na altura z (kPa); e_z é pressão de vapor da água na altura z (kPa); γ é a constante psicrométrica ($kPa \cdot ^\circ C^{-1}$); r_a é a resistência da difusão da camada do ar.

O método de Priestley-Taylor simplificou as relações da Equação 3.20, removendo o componente referente à aerodinâmica e alterando o componente de energia, multiplicando-o pelo coeficiente α_{pet} igual a 1,28 quando as redondezas estão molhadas ou sob condição de umidade, resultando na equação a seguir:

$$\lambda E_0 = \alpha_{pet} \cdot \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot (H_{liq} - G) \quad (3.21)$$

em que λ é o calor latente de vaporização ($\text{MJ} \cdot \text{kg}^{-1}$); E_o é a evapotranspiração potencial ($\text{mm} \cdot \text{dia}^{-1}$); α_{pet} é um coeficiente; Δ é a inclinação da curva da pressão de saturação do vapor em função da temperatura, $\partial e / \partial T$ ($\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$); γ é a constante psicrométrica ($\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$); H_{liq} é a radiação líquida ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2}$); G é a densidade do fluxo de calor para o solo ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{dia}^{-1}$).

O método de Hargreaves, por sua vez, é representado a partir da equação a seguir:

$$\lambda E_o = 0,0023 * H_o * (T_{mx} - T_{mn})^{0,5} * (T_{av} + 17,8) \quad (3.22)$$

em que λ é o calor latente de vaporização ($\text{MJ} \cdot \text{kg}^{-1}$); E_o é a evapotranspiração potencial ($\text{mm} \cdot \text{dia}^{-1}$); H_o é a radiação extraterrestre ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{dia}^{-1}$); T_x é a temperatura máxima do ar para um dia qualquer ($^\circ\text{C}$); T_{mn} é a temperatura mínima do ar para um dia qualquer ($^\circ\text{C}$); e T_{av} é a temperatura média para um dado dia ($^\circ\text{C}$).

Após a determinação da quantidade de água interceptada e da evapotranspiração potencial, calcula-se a evapotranspiração real. Inicialmente é calculada a evaporação da chuva que foi interceptada, depois se calculam a quantidade máxima de água transpirada e a quantidade máxima de água evaporada das camadas do solo, para que então seja calculada a evapotranspiração real.

3.7.2.3 Água no solo

A densidade aparente do solo (*bulk density*) define a quantidade de espaço poroso na matriz do solo, ou seja, a sua porosidade, sendo calculada a partir da equação:

$$\rho_b = \frac{M_s}{V_t} \quad (3.23)$$

em que ρ_b é a densidade aparente ($\text{t} \cdot \text{m}^{-3}$); M_s é a massa de solo seco (t); e V_T é o volume total (m^3), sendo que o volume total é calculado pela equação:

$$V_T = V_A + V_W + V_S \quad (24)$$

em que V_A é o volume de ar (m^3) V_W é o volume de água no solo (m^3) e V_S é o volume dos componentes sólidos. A relação entre a porosidade do solo e a densidade aparente é dado pela equação:

$$\phi_{solo} = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s} \quad (3.25)$$

em que ϕ_{solo} é a porosidade do solo expressa como a fração do total do volume do solo; ρ_b é a densidade aparente; ρ_s é a densidade das partículas ($t \cdot m^{-3}$), sendo $2,65 t \cdot m^{-3}$ um valor médio utilizado.

O teor de umidade do solo pode variar de zero quando seco em estufa até um valor máximo que ocorre quando o solo está completamente saturado, ou seja, quanto o teor de umidade é igual a porosidade total do solo (ϕ_{solo}). Na interação solo-planta existem dois teores de umidade que são importantes, o teor de umidade no ponto de murcha permanente e o teor de umidade na capacidade de campo. Esses dois teores de umidade são definidos de acordo com a tensão que as partículas do solo exercem sobre a água, sendo respectivamente iguais a 1,5MPa e 0,01MPa. A água disponível para as plantas está dentro deste intervalo, sendo calculada de acordo com a equação a seguir:

$$AWC = FC - WP \quad (3.26)$$

em que AWC é a quantidade de água disponível para as plantas; FC é quantidade de água na capacidade de campo; WP é a quantidade de água no ponto de murcha permanente.

O modelo SWAT estima o ponto de murcha permanente para cada camada do solo de acordo com a equação:

$$WP_{ly} = 0,40 * \frac{m_c * \rho_b}{100} \quad (3.27)$$

em que WP_{ly} é o teor de umidade no ponto de murcha permanente, sendo expressa como fração do volume total do solo; m_c é o percentual de argila (%); e ρ_b é a densidade aparente da camada do solo ($t \cdot m^{-3}$).

A capacidade de campo em cada camada, por sua vez, é estimada pela equação:

$$FC_{ly} = WP_{ly} + AWC_{ly} \quad (3.28)$$

em que FC_{ly} é teor de umidade na capacidade de campo, sendo expressa como fração do volume total de solo; WP_{ly} é o teor de umidade no ponto de murcha permanente, sendo expresso como fração do volume total de solo; AWC_{ly} é o teor de água que disponível para as plantas, também sendo expressa como fração do volume total de solo.

O fluxo de água no solo ocorre quando solo não estiver totalmente saturado, sendo dependente de gradientes existentes em áreas adjacentes a camada de referência e anisotrópico, ou quando o solo está totalmente saturado, principalmente, devido à gravidade e de forma isotrópica.

O modelo SWAT simula de forma direta apenas o fluxo saturado ao longo do perfil do solo, existindo também mecanismos para simular indiretamente o fluxo insaturado. Ele divide o solo em camadas, porém, considera que a água está distribuída de forma homogênea na camada, o que elimina a necessidade de simular o fluxo horizontal. O fluxo saturado ocorre quando o teor de umidade da camada se torna maior do que a capacidade de campo. O excesso de água na camada é percolada, sendo lâmina de água disponível para ser percolada calculado a partir da seguinte relação

$$SW_{ly,excess} = SW_{ly} + FC_{ly} \quad \text{se } SW_{ly} > FC_{ly} \quad (3.29)$$

$$SW_{ly,excess} = 0 \quad \text{se } SW_{ly} \leq FC_{ly} \quad (3.30)$$

em que $SW_{ly, excess}$ é o lâmina de água disponível para ser percolada em um dia qualquer (mm H₂O); SW_{ly} é a quantidade de água na camada do solo neste dia (mm H₂O); FC_{ly} é a quantidade de água na capacidade de campo para a camada (mm H₂O).

A equação usada para calcular a quantidade de água percolada para a próxima camada é:

$$w_{perc,ly} = SW_{ly,excess} * \left[1 - \exp\left(\frac{-\Delta t}{TT_{perc}}\right) \right] \quad (3.31)$$

em que $W_{perc,ly}$ é a quantidade de água percolada para a próxima camada em um dia determinado (mm H₂O); $SW_{ly, excess}$ é o lâmina de água disponível para ser percolada em um dia qualquer (mm H₂O); Δt o período (h); e TT_{perc} é o tempo para ocorrer a percolação (h). O tempo necessário para ocorrer percolação é único para camada sendo calculado pela equação a seguir:

$$TT_{perc} = \frac{SAT_{ly} - FC_{ly}}{K_{sat}} \quad (3.32)$$

em que FC_{ly} é a quantidade de água na capacidade de campo; SAT_{ly} é a quantidade de água na camada quando esta estiver completamente saturada (mm H₂O); e K_{sat} é a condutividade hidráulica saturada para a camada (mm · h⁻¹).

Para os casos em que o nível do lençol freático das HRUs atinge as camadas mais superficiais do solo, impedindo que ocorra percolação das camadas mais altas para as mais baixas e, por conseguinte, empoçando água na superfície, o modelo SWAT permite que seja definida a altura da camada impermeável do solo. Assim, se a camada impermeável ocorrer ao longo do perfil do solo, não é permitido a percolação da água para fora do perfil do solo, enquanto se a camada impermeável for abaixo do perfil do solo, a quantidade de água percolada para fora do perfil do solo é calculada a partir da seguinte equação:

$$w_{perc,btm} = w_{perc,btm,orig} * \frac{depth_{diff}}{depth_{diff} + \exp(8,833 - 2,598 * depth_{diff})} \quad (3.33)$$

em que $w_{perc,btm}$ é a quantidade de água que percola para fora do perfil do solo em um dia determinado (mm H₂O); $w_{perc,btm,orig}$ é a quantidade de água que percola para fora do perfil em um dia determinado (mm H₂O) sendo calculada pela equação 3.31; e $depth_{diff}$ é a distância da base do perfil do solo para a camada impermeável (m).

Na medida em que as camadas da base do perfil do solo vão ficando saturadas, a água vai ocupando as camadas superiores até que a água em excesso seja totalmente distribuída, sendo que o nível final de água no solo é dado pela seguinte relação:

$$h_{wtbl} = \frac{SW-FC}{(POR-FC)*(1-\phi_{ar})} * depth_{imp} \quad (3.34)$$

em que h_{wtbl} é a altura do lençol freático (mm); SW é a quantidade de água no perfil do solo (mm H₂O); POR é a porosidade do perfil do solo; ϕ_{solo} é a porosidade do solo expressa como a fração do total do volume do solo; e $depth_{imp}$ é a profundidade até a camada impermeável (mm).

O fluxo subsuperficial lateral ocorre principalmente nos casos em que o solo apresenta nas camadas superficiais condutividade hidráulica elevada e quando possui camadas impermeáveis ou semi-impermeáveis. A água que fica empoçada nas camadas subsuperficiais é sujeita ao fluxo lateral, o qual é representado pelo modelo SWAT através do modelo cinemático para escoamento subsuperficial desenvolvido por Sloan *et al.* (1983) *apud* Nietsch *et al.* (2005), sendo baseada no balanço de massa. A quantidade de água disponível para ser drenada na zona saturada em uma rampa de comprimento L_{hill} e com declividade α_{hill} é obtida pela seguinte equação:

$$SW_{ly,excess} = \frac{1000 * H_0 * \phi_d * L_{hill}}{2} \quad (3.35)$$

em que $SW_{ly,excess}$ é a quantidade de água que pode ser drenada da camada saturada da respectiva rampa por unidade de área (mm H₂O); H_0 é a espessura saturada perpendicular a rampa no seu exutório, sendo expressa como uma fração da espessura total (mm·mm⁻¹); L_{hill} é o comprimento da rampa (m); ϕ_d é porosidade do solo a qual está sujeita a drenagem (mm·mm⁻¹); e 1000 é o fator de conversão de metros para milímetros. Importante ressaltar que para se obter H_0 , basta isolar este elemento.

A porosidade do solo a qual está sujeita a drenagem, porosidade livre, é calculada pela relação:

$$\phi_d = \phi_{solo} - \phi_{fc} \quad (3.36)$$

em que ϕ_{solo} é a porosidade total do solo na respectiva camada ($\text{mm} \cdot \text{mm}^{-1}$); e ϕ_{fc} é porosidade da camada na capacidade de campo ($\text{mm} \cdot \text{mm}^{-1}$).

A descarga líquida da rampa em questão no seu exutório é expressa pela equação:

$$Q_{\text{lat}} = 24 * H_o * v_{\text{lat}} \quad (3.37)$$

em que Q_{lat} é a descarga líquida no exutório da rampa em questão ($\text{mm H}_2\text{O} \cdot \text{dia}^{-1}$); H_o é a espessura saturada perpendicular a rampa no seu exutório, sendo expressa como uma fração da espessura total ($\text{mm} \cdot \text{mm}^{-1}$); v_{lat} é a velocidade da fluxo de água no exutório ($\text{mm} \cdot \text{dia}^{-1}$); e 24 é o fator de conversão de hora para dia.

Para calcular a velocidade no exutório da rampa, utiliza-se a seguinte relação:

$$v_{\text{lat}} = K_{\text{sat}} * \tan(\alpha_{\text{hill}}) = k_{\text{sat}} * \text{slp} \quad (3.38)$$

em que K_{sat} é a condutividade hidráulica saturada ($\text{mm} \cdot \text{dia}^{-1}$); α_{hill} é o ângulo de declividade da rampa; slp é a declividade da rampa. Combinando-se as equações 3.35 e 3.38 com a equação 3.37 obtém-se a seguinte equação para calcular a descarga líquida no exutório da rampa:

$$Q_{\text{lat}} = 0,024 * \left(\frac{2 * SW_{\text{ly,excess}} * K_{\text{sat}} * \text{slp}}{\phi_a * L_{\text{hill}}} \right) \quad (3.39)$$

Em bacias hidrográficas grandes com tempo de concentração maior do um dia, apenas parte do fluxo lateral sub-superficial irá alcançar o canal principal no dia em que for gerado. Para simular isto, o modelo SWAT possui um mecanismo que armazena parte da água disponível para o escoamento sub-superficial, liberando exponencialmente conforme a seguinte equação:

$$Q_{\text{lat}} = (Q'_{\text{lat}} + Q_{\text{latstor},i-1}) * \left[1 - \exp\left(\frac{-1}{TT_{\text{lag}}}\right) \right] \quad (3.40)$$

em que Q_{lat} é a quantidade de fluxo liberado no canal principal em um dia qualquer ($\text{mm H}_2\text{O}$); Q'_{lat} é a quantidade de água gerada em um determinado dia ($\text{mm H}_2\text{O}$); $Q_{\text{latstor},i-1}$ é o

fluxo lateral que foi armazenado do dia anterior (mm H₂O); e TT_{lag} é tempo de viagem do fluxo lateral (dias).

O modelo calcula o tempo de viagem do fluxo lateral de acordo com a presença de linhas de drenagem (tile drainage). Para os casos em que a HRU não possui drenagem, o modelo utiliza a seguinte equação:

$$TT_{lag} = 10,4 * \frac{L_{hill}}{K_{sat, mx}} \quad (3.41)$$

em que L_{hill} é o comprimento da rampa (m); e $K_{sat, mx}$ é a condutividade hidráulica saturada máxima no perfil do solo.

A expressão $\left[1 - \exp\left(\frac{-1}{TT_{lag}}\right)\right]$ na equação 3.40 representa a fração do total de água disponível que será permitido ser descarregado no canal em um dia qualquer (Figura 3.3).

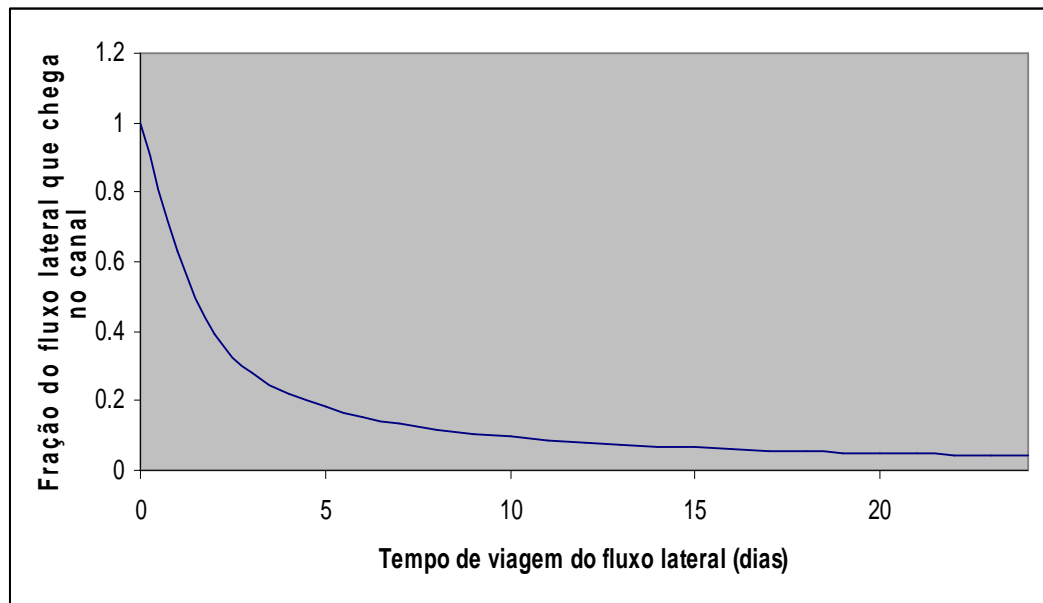


Figura 3.3 – Influência do TT_{lag} na fração de fluxo lateral (NEITSCH, 2005).

3.7.2.4 Água Subterrânea

O modelo SWAT simula dois tipos de aquíferos em cada sub-bacia. O primeiro tipo é um aquífero não confinado (lençol freático), o qual possui como limite superior o nível de

água do próprio lençol, podendo haver fluxo de água para a franja capilar. Além disso, este tipo de aquífero contribui com a vazão do canal principal ou do tributário presente na sub-bacia.

O segundo tipo de aquífero simulado pelo SWAT é um aquífero profundo e confinado, tanto por cima quanto por baixo, por formações geológicas de baixíssima condutividade hidráulica. O modelo SWAT considera que a água presente neste tipo de aquífero irá contribuir com a vazão de um canal em uma bacia hidrográfica diferente da estudada.

O balanço hídrico de aquíferos rasos é representado pela equação:

$$aq_{sh,i} = aq_{sh,i-1} + w_{rchr,sh} - Q_{gw} - w_{revap} - w_{pump,sh} \quad (3.42)$$

em que $aq_{sh,i}$ é a quantidade de água armazenada no aquífero em um dia i qualquer (mm H₂O); $aq_{sh,i-1}$ é a quantidade de água armazenada no aquífero em um dia $i-1$ qualquer (mm H₂O); $w_{rchr,sh}$ é a quantidade de água que entra no aquífero raso no dia i qualquer (mm H₂O); Q_{gw} é a vazão subterrânea, ou o fluxo de base, no canal principal no dia i qualquer (mm H₂O); w_{revap} é a quantidade de água que retorna à zona vadosa (mm H₂O); e $w_{pump,sh}$ é a quantidade de água bombeada do aquífero para superfície.

Tanto a recarga de aquíferos rasos, quanto a recarga de aquíferos profundos podem ser calculadas pela seguinte equação:

$$w_{rchr,i} = \left[1 - \exp\left(\frac{-1}{\delta_{gw}}\right) \right] * w_{seep} + \exp\left(\frac{-1}{\delta_{gw}}\right) * w_{rchr,i-1} \quad (3.43)$$

em que $w_{rchr,sh}$ é a quantidade de água que entra no aquífero no dia i qualquer (mm H₂O); δ_{gw} é o tempo de retardo ou o tempo de drenagem da formação geológica superior (dias), w_{seep} é a quantidade de água que deixa a camada mais profunda do solo no dia i qualquer (mm H₂O); $w_{rchr,i-1}$ é quantidade de recarga entrando no aquífero no dia $i-1$ (mm H₂O). O total de água que deixa a camada mais profunda do solo no dia i é calculado pela seguinte relação:

$$w_{seep} = w_{perc,ly=n} + w_{crk,btm} \quad (3.44)$$

em que $w_{perc,ly=n}$ é a quantidade de água que percola para fora da camada mais profunda, n , no perfil do solo no dia i (mm H₂O); e $w_{crk,btm}$ é a quantidade de água que passa o limite inferior do perfil do solo devido ao *bypass flow*, no dia i qualquer.

A quantidade de água percolada do aquífero raso para o aquífero profundo em um dia qualquer é expresso através da seguinte equação:

$$w_{deep} = \beta_{deep} * w_{rchrq} \quad (3.45)$$

em que w_{deep} é quantidade de água deslocando para o aquífero profundo em um dia qualquer (mm H₂O); β_{deep} é o coeficiente de percolação do aquífero; e w_{rchrq} é a quantidade de água entrando em ambos aquíferos no respectivo dia (mm H₂O). A recarga do aquífero raso é dado pela relação:

$$w_{rchrq} = w_{rchrq} - w_{deep} \quad (3.46)$$

em que w_{rchrq} é a quantidade de água que entra em um aquífero raso no dia em questão (mm H₂O).

O fluxo de base do aquífero raso contribui com o fluxo do canal principal da sub-bacia em questão. O modelo SWAT permite que a água proveniente do fluxo de base contribua no canal principal somente nos casos em que a água armazenada em um aquífero raso ultrapassa um limite previamente estabelecido pelo usuário, aq_{shthr} .

O estado de resposta instantâneo do fluxo de base à recarga no canal principal é calculado pela equação (HOOGHOUDT (1940) *apud* NIETSCH *et al.* (2005)):

$$Q_{gw} = \frac{8000 * K_{sat}}{L_{gw}^2} * h_{wtbl} \quad (3.47)$$

em que Q_{gw} é a quantidade de água proveniente do fluxo de base que entra no canal principal da sub-bacia em um dia qualquer (mm H₂O); K_{sat} é a condutividade hidráulica do aquífero (mm·dia⁻¹); L_{gw} é a distância entre o divisor de água em cada sub-bacia e o canal principal (m); e h_{wtbl} é a altura do lençol freático (m).

A variação de água no lençol freático em função do estado de resposta não-instantâneo de fluxo de base à recarga é calculado pela equação (Smedema & Rycroft (1983) *apud* Nietsch *et al.* (2005)):

$$\frac{dh_{wtbl}}{dt} = \frac{w_{rchr,sh} - Q_{gw}}{800 * \mu} \quad (3.48)$$

em que dh_{wtbl}/dt é a variação do nível do lençol freático em função do tempo (mm·dia⁻¹), $w_{rchr,sh}$ é a quantidade de recarga que entra no aquífero raso em um determinado dia (mm H₂O); Q_w é fluxo de base que entra no canal principal no dia em questão (mm H₂O), e μ é a produtividade específica de um aquífero raso (m·m⁻¹).

Assumindo-se que a variação do fluxo de base é linearmente dependente à taxa de variação no nível do aquífero, as equações 3.47 e 3.48 podem ser combinadas para se obter a seguinte equação:

$$\frac{dQ_{gw}}{dt} = 10 * \frac{K_{sat}}{\mu * L_{gw}^2} * (w_{rchr,sh} - Q_{gw}) = \alpha_{gw} * (w_{rchr,sh} - Q_{gw}) \quad (3.49)$$

em que α_{gw} é a constante de recessão do fluxo de base ou constante de proporcionalidade. Integrando a equação 3.49 e rearranjando os elementos para isolar o termo Q_{gw} , fornece a expressão:

$$Q_{gw,i} = Q_{gw,i-1} * \exp(-\alpha_{gw} * \Delta t) + w_{rchr,sh} * [1 - \exp(\alpha_{gw} * \Delta t)] \quad (3.50)$$

se $aq_{sh} > aq_{shthr,q}$

$$Q_{gw,i} = 0 \quad (3.51)$$

se $aq_{sh} \leq aq_{shthr,q}$

em que $Q_{gw,i}$ é a quantidade de fluxo de base que entra no canal principal no dia i (mm H₂O); $Q_{gw,i-1}$ é a quantidade de fluxo de base que chega no canal principal no dia $i-1$ (mm H₂O); α_{gw} é a constante de recessão do fluxo de base; Δt é o período (1 dia); $w_{rechr,sh}$ é a quantidade de recarga que entra no aquífero raso em um determinado dia (mm H₂O); aq_{sh} é a quantidade de água armazenada no aquífero raso no começo do dia i (mm H₂O); e $aq_{shthr,q}$ é o limite que estabelece o nível do aquífero raso para que ocorra contribuição da água subterrânea no canal principal (mm H₂O).

A constante de recessão do fluxo de base, α_{gw} , varia de 0 a 1, sendo que valores próximos de zero indicam que o local possui pouca resposta a descarga, enquanto valores próximos a 1 indicam o contrário. Apesar de ser possível calcular a constante de recessão do fluxo de base, é interessante que seja feita análise da série de vazão, observando dias em que não ocorrem recarga. A constante é calculada pela expressão:

$$\alpha_{gw} = \frac{1}{N} * \ln\left(\frac{Q_{gw,N}}{Q_{gw,0}}\right) = \frac{1}{BFD} * \ln(10) = \frac{2,3}{BFD} \quad (3.52)$$

em que α_{gw} é a constante de recessão do fluxo de base; N é o intervalo desde o início do período de recessão (dias); $Q_{gw,N}$ é o fluxo de base no dia N (mm H₂O); $Q_{gw,0}$ é o fluxo de base no início do período de recessão (mm H₂O); e BFD é o número de dias no qual houve apenas fluxo de base.

Na medida em que as camadas do solo acima do lençol freático vão perdendo umidade, a água da superfície do lençol se movimenta para a franja capilar, para depois evaporar para zona insaturada do solo. Assim, o modelo SWAT simula o movimento da água do lençol para a zona insaturada do solo em função da evapotranspiração demandada, sendo que para não confundir este movimento com a transpiração e a evaporação, denominou-se este movimento de *revap*.

Este processo é importante nos casos em que a zona saturada não é muito distante da insaturada, ou em locais onde as plantas possuem raízes suficientemente profundas para retirar água do lençol freático. O *revap* só ocorre quando a quantidade de água armazenada

no aquífero é maior do que o limite estabelecido, $aq_{shthr,rvp}$. A quantidade de água que será removida no processo de *revap* é calculada pela seguinte expressão:

$$w_{revap,mx} = \beta_{rev} * E_0 \quad (3.53)$$

em que $w_{revap,mx}$ é quantidade máxima de água removida do lençol freático para a zona insaturada do solo (mm H₂O); β_{revap} é o coeficiente de *revap*; e E_0 é a evapotranspiração potencial para o dia em questão (mm H₂O). A quantidade real de *revap* que ocorre em um determinado dia é dado pela seguinte equação:

$$w_{revap} = 0 \quad \text{se } aq_{sh} \leq aq_{shthr,rvp} \quad (3.54)$$

$$w_{revap} = w_{revap,mx} - aq_{shthr,rvp} \quad (3.55)$$

se $aq_{shthr,rvp} < aq_{sh} < (aq_{shthr,rvp} + w_{revap,mx})$

$$w_{revap} = w_{revap,mx} \quad \text{se } aq_{sh} \geq (aq_{shthr,rvp} + w_{revap,mx}) \quad (3.56)$$

em que w_{revap} é a quantidade real de água que se movimenta do lençol freático para a zona insaturada; $aq_{shthr,rvp}$ é o nível mínimo para que ocorra *revap* do lençol freático (mm H₂O); aq_{sh} é a quantidade de água armazenada no aquífero raso no começo do dia i (mm H₂O). É possível simular a retirada de água do lençol freático para irrigação, se os parâmetros necessários forem fornecidos ao modelo.

O balanço hídrico para o aquíferos profundo é dado pela seguinte equação:

$$aq_{dp,i} = aq_{dp,i-1} + w_{deep} - w_{pump,dp} \quad (3.57)$$

em que $aq_{dp,i}$ é a quantidade de água armazenada no aquífero profundo no dia i (mm H₂O); $aq_{dp,i-1}$ é a quantidade de água armazenada no aquífero profundo no dia $i-1$ (mm H₂O); w_{deep} é a quantidade de água que percola do lençol freático para o aquífero profundo no dia

i (mm H₂O); e $w_{\text{pump,dp}}$ (mm H₂O) é quantidade de água do aquífero profundo por bombeamento.

A quantidade de água percolada é dada pela equação 3.45, e nos casos em que ocorre irrigação do aquífero profundo, o modelo permite que seja retirado apenas o volume total de água do aquífero profundo. Vale ressaltar que a água que atinge o aquífero profundo não é considerada no balanço hídrico sendo caracterizada como água que sai do sistema.

3.7.3 Fase de propagação da cheia na rede de drenagem

O modelo SWAT utiliza a equação de *Manning* para calcular a vazão e a velocidade do escoamento dos rios, enquanto que a propagação de água pelos canais é calculada pelo método de acumulação variada ou pelo método de Muskingum, os quais baseiam-se no modelo da onda cinemática e na equação da continuidade. Segundo Neitsch *et al.* (2005), o método de acumulação variada foi desenvolvido por Williams (1969), sendo utilizado nos modelos HYMO (WILLIAMS & HANN, 1973) e ROTO (ARNOLD *et al.*, 1995). Nesta pesquisa foi utilizado o método da acumulação variada.

O modelo SWAT assume que os canais possuem formato trapezoidal com taludes cuja inclinação ocorre na proporção de 2:1 (horizontal:vertical), ou seja, igual a 0,5. O usuário deve informar ao modelo o comprimento, a largura e a profundidade do canal quando preenchido até o nível mais alto quando ainda não ocorre inundação para fora do canal, assim como, o coeficiente de *Manning* e a declividade do canal ao longo do seu comprimento. A base do canal é calculada a partir da largura do canal e da sua profundidade com a seguinte equação:

$$W_{btm} = W_{bnk,full} - 2 * z_{ch} * depth_{bnkfull} \quad (3.58)$$

em que W_{btm} é a largura da base do canal (m); $W_{bnkfull}$ é largura do canal quando está no nível mais alto e sem inundação nas margens (m); z_{ch} é o inverso da declividade dos taludes; $depth_{bnkfull}$ é a profundidade no canal quando ele está no nível mais alto enquanto ainda não há inundação. A equação 3.58 pode ter como resultado um valor menor ou igual a zero, nesse caso, o modelo SWAT adota $W_{btm} = 0,5 \cdot W_{bnkfull}$ e calcula um novo valor para o fator de declividade z_{ch} , através da seguinte equação:

$$z_{ch} = \frac{(W_{bnkfull} - W_{btm})}{2 * depth_{bnkfull}} \quad (3.59)$$

Para uma profundidade qualquer no canal de drenagem, a largura do canal neste nível é dada pela seguinte relação:

$$W = W_{btm} + 2 * z_{ch} * depth \quad (3.60)$$

em que W é a largura do canal no respectivo nível do canal (m); W_{btm} é a largura da base do canal (m); z_{ch} é o inverso da declividade dos taludes; $depth$ é a profundidade do canal no dia em questão (m). A área seccional de vazão no canal e o perímetro molhado são calculados, respectivamente, pelas equações:

$$A_{ch} = (W_{btm} + z_{ch} * depth) * depth \quad (3.61)$$

$$P_{ch} = W_{btm} + 2 * depth * \sqrt{1 + z_{ch}^2} \quad (3.62)$$

em que A_{ch} é a área seccional de vazão no canal para uma profundidade qualquer (m²); e P_{ch} é o perímetro molhado para uma profundidade de vazão qualquer. O raio hidráulico por sua vez é tido pela relação:

$$R_{ch} = \frac{A_{ch}}{P_{ch}} \quad (3.63)$$

em que R_{ch} é o raio hidráulico do canal para uma profundidade qualquer. O volume de água existente no canal é dado pela equação:

$$V_{ch} = 1000 * L_{ch} * A_{ch} \quad (3.64)$$

em que V_{ch} é o volume de água armazenada no canal (m³); L_{ch} é o comprimento do canal (km); e A_{ch} é a área seccional de vazão no canal para uma profundidade qualquer (m²).

Quando o volume de água nos canais é maior do que o limite máximo que o canal suporta, a água empoça em volta do canal, inundando as margens. A área de inundação também apresenta formato trapezoidal, entretanto a inclinação dos taludes ocorrem na proporção de 4:1 (horizontal:vertical), ou seja, igual a 0,25. A largura da base da superfície de inundação, $W_{btm, fld}$ é igual a cinco vezes a largura do canal quando está no nível mais alto e sem inundação ($W_{btm, fld} = 5 \cdot W_{bnkfull}$). Quando ocorre fluxo de água na superfície empoçada, a profundidade do fluxo, a área seccional da vazão e o perímetro molhado são calculado somando-se elementos proveniente dos canais e das superfícies de inundação, pelas respectivas equações:

$$depth = depth_{bnkfull} + depth_{fld} \quad (3.65)$$

$$A_{ch} = (W_{btm} + z_{ch} * depth_{bnkfull}) * depth_{bnkfull} + (W_{btm} + z_{fld} * depth_{fld}) * depth_{fld} \quad (3.66)$$

$$P_{ch} = W_{btm} + 2depth_{bnkfull} * \sqrt{1 + z_{ch}^2} + 4 * W_{bnkfull} + 2depth_{fld} * \sqrt{1 + z_{ch}^2} \quad (3.67)$$

em que $depth_{fld}$ é a altura de água na planície de inundação (m); $W_{btm, fld}$ é a largura da base da superfície de inundação (m); e z_{fld} é o inverso da declividade dos taludes da superfície de inundação.

A equação de *Manning* para fluxo uniforme no canal é usada para calcular a vazão e velocidade de vazão no segmento do canal para um período de tempo, respectivamente, pelas seguintes equações:

$$q_{ch} = \frac{A_{ch} * R_{ch}^{2/3} * slp_{ch}^{1/2}}{n} \quad (3.68)$$

$$v_c = \frac{R_{ch}^{2/3} * slp_{ch}^{1/2}}{n} \quad (3.69)$$

em que q_{ch} é a vazão no canal ($m^3 \cdot s^{-1}$); A_{ch} é a área seccional em que ocorre a vazão no canal (m^2); R_{ch} é o rio hidráulico do canal para uma determinada profundidade (m); slp_{ch} é a declividade ao longo do comprimento do canal ($m \cdot m^{-1}$); n é o coeficiente “n” de Manning para o canal; e v_c é a velocidade do fluxo no canal ($m \cdot s^{-1}$).

Para se obter a profundidade do canal em um determinado dia, rearranja-se a equação 3.61 para se obter a seguinte relação:

$$depth = \sqrt{\frac{A_{ch}}{z_{ch}} + \left(\frac{W_{btm}}{2 \cdot z_{ch}}\right)^2} - \frac{W_{btm}}{2 \cdot z_{ch}} \quad (3.70)$$

em que $depth$ é a profundidade do canal (m); A_{ch} é a área seccional em que ocorre a vazão no canal (m^2); W_{btm} é a largura da base do canal (m); e z_{ch} é o inverso da declividade dos taludes. Se o volume de água for maior do que o volume do canal inundando as margens, calcula-se a profundidade através da seguinte equação:

$$depth = depth_{bnkfull} + \sqrt{\frac{(A_{ch} - A_{ch,bnkfull})}{z_{fld}} + \left(\frac{W_{btm,fld}}{z_{fld}}\right)^2} - \frac{W_{btm,fld}}{2 \cdot z_{fld}} \quad (3.71)$$

em que $depth$ é a profundidade do canal (m); $depth_{bnkfull}$ é a profundidade do canal no seu nível mais alto (m); $A_{ch,bnkfull}$ é a área seccional do canal quando ele está completamente preenchido (m^2); $W_{btm,fld}$ é a largura da base da superfície de inundação (m); e z_{fld} é o inverso da declividade dos taludes da superfície de inundação.

O método de acumulação variada proposto por Williams (1969), baseado na equação de continuidade, para expressar a propagação de água pelo canal, é dado pela equação:

$$V_{out,2} = SC * (V_{in} + V_{stored,1}) \quad (3.72)$$

em que $V_{out,2}$ é o volume de água que sai do trecho em questão ($m^3 \text{ H}_2\text{O}$); SC é o coeficiente de armazenamento; V_{in} é o volume que entra no período em questão ($m^3 \text{ H}_2\text{O}$);

e $V_{\text{stored},1}$ é o volume acumulado no início do período ($\text{m}^3 \text{H}_2\text{O}$). O coeficiente de armazenamento é calculado pela equação:

$$SC = \frac{2 \cdot \Delta t}{2 \cdot TT + \Delta t} \quad (3.73)$$

em que Δt é o período de tempo (s); e TT é o tempo de viagem, o qual é obtido pela relação:

$$TT = \frac{V_{\text{stored}}}{q_{\text{out}}} = \frac{V_{\text{stored},1}}{q_{\text{out},1}} = \frac{V_{\text{stored},2}}{q_{\text{out},2}} \quad (3.74)$$

em que V_{stored} é o volume armazenado; q_{out} é a vazão de descarga ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

O método Muskingum, por sua vez, calcula o volume de água que será armazenado pelo canal, através da seguinte equação

$$V_{\text{stored}} = K * [X * q_{\text{in}} + (1 - X) * q_{\text{out}}] \quad (3.75)$$

em que V_{stored} é o volume armazenado ($\text{m}^3 \text{H}_2\text{O}$); q_{in} é a vazão que entra no canal ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$); q_{out} é a vazão de descarga ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$); K é constante do tempo de armazenamento para o canal (s); e X é o fator que fornece um peso, o qual pode ter valores que variam de 0 até 0,5, sendo função do quanto de água será armazenado na crista da onda e sendo fornecido pelo usuário. O valor da constante do tempo de armazenamento para o canal é dado pela seguinte equação:

$$K = \text{coef}_1 * K_{\text{bnkfull}} + \text{coef}_2 * K_{0,1\text{bnkfull}} \quad (3.76)$$

em que coef_1 e coef_2 são coeficientes que pesos, e são fornecidos pelo usuário; K_{bnkfull} é a constante do tempo de armazenamento para o segmento do canal com vazão máxima e com o canal no seu nível mais alto de água; e $K_{0,1\text{bnkfull}}$ é a constante do tempo de armazenamento de água para o segmento do canal com vazão no momento em que a vazão corresponde a um décimo da vazão quando o canal encontra-se no seu nível mais alto. Para se calcular o K_{bnkfull} e o $K_{0,1\text{bnkfull}}$ utiliza-se a seguinte equação:

$$K = \frac{1000 * L_{ch}}{c_k} \quad (3.77)$$

em que L_{ch} é o comprimento do canal (km); e c_k é a celeridade da onda, que corresponde a vazão para uma profundidade específica ($m \cdot s^{-1}$), podendo ser calculada pela equação:

$$c_k = \frac{d}{dA_{ch}} (q_{ch}) \quad (3.78)$$

em que q_{ch} é vazão, sendo definida pela equação de *Manning*. Diferenciando-se a equação 3.68 em função da área seccional obtêm-se a seguinte equação:

$$c_k = \frac{5}{3} * \left(\frac{R_{ch}^{2/3} * slp_{ch}^{1/2}}{n} \right) = \frac{5}{3} * v_c \quad (3.79)$$

em que c_k é a constante de celeridade ($m \cdot s^{-1}$); R_{ch} é o raio hidráulico para uma profundidade qualquer do escoamento (m); slp_{ch} é a declividade em relação ao comprimento do canal ($m \cdot m^{-1}$); n é o coeficiente de *Manning* para o canal em questão; e v_c é a velocidade do fluxo do canal ($m \cdot s^{-1}$).

As perdas de água do canal por transmissão são direcionadas para o aquífero profundo ou para o banco de armazenamento do canal, e estimadas pela equação:

$$tloss = K_{ch} * TT * P_{ch} * L_{ch} \quad (3.80)$$

em que $tloss$ são as perdas por transmissão ($m^3 H_2O$); K_{ch} a condutividade hidráulica da calha do canal ($mm \cdot h^{-1}$); TT é o tempo de viagem (h); P_{ch} é o perímetro molhado (m); e L_{ch} é o comprimento do canal (km).

As perdas de água do canal pela evaporação é calculado a partir da seguinte equação:

$$E_{ch} = coef_{ev} * E_o * L_{ch} * W * fr_{\Delta t} \quad (3.81)$$

em que E_{ch} é a evaporação do canal para o dia ($m^3 H_2O$); $coef_{ev}$ é o coeficiente de evaporação; E_o é a evapotranspiração potencial ($mm H_2O$); L_{ch} é o comprimento do canal (km); W é a largura do canal (m); e $fr_{\Delta t}$ é a fração de tempo em que a água está fluindo pelo canal.

A quantidade de água que entra no banco de armazenamento do canal em um dia qualquer é calculado através da seguinte equação:

$$bnk_{in} = tloss * (1 - fr_{tms}) \quad (3.82)$$

em que bnk_{in} é a quantidade de água que entra no banco de armazenamento ($m^3 H_2O$); $tloss$ são as perdas por transmissão ($m^3 H_2O$); e fr_{tms} é a fração das perdas por transmissão que serão deslocadas diretamente para o aquífero profundo. O banco pode contribuir com a vazão tendo uma curva de recessão semelhante à do fluxo de base obtida para água subterrânea. O volume de água que retorna ao canal é calculado pela equação:

$$V_{bnk} = bnk * [1 - exp(-\alpha_{bnk})] \quad (3.83)$$

em que V_{bnk} é o volume de água adicionada de volta ao canal pelo fluxo do banco de armazenamento ($m^3 H_2O$); bnk é a quantidade de água no banco de armazenamento ($m^3 H_2O$); e α_{bnk} é a constante de recessão do fluxo do banco de armazenamento.

Assim, é possível calcular o balanço hídrico no canal no fim de cada período pela seguinte equação:

$$V_{stored,2} = V_{stored,1} + V_{in} - V_{out} - tloss + E_{ch} + div + V_{bnk} \quad (3.84)$$

em que $V_{stored,2}$ é o volume de água no canal no final do período considerado ($m^3 H_2O$); $V_{stored,1}$ é o volume de água no canal no início do mesmo período ($m^3 H_2O$); V_{in} é o volume de água que entra no canal no período em questão ($m^3 H_2O$); V_{out} é a quantidade de água que sai do canal no período de tempo em questão ($m^3 H_2O$); $tloss$ é o volume de água que sai fora do canal por transmissividade ($m^3 H_2O$); E_{ch} é a água evaporada do canal para o período ($m^3 H_2O$); div é o volume de água adicionada ou removida do canal para diferentes

usos ($\text{m}^3 \text{H}_2\text{O}$); e V_{bnk} é o volume de água adicionada ao canal pelo banco de armazenamento ($\text{m}^3 \text{H}_2\text{O}$).

A velocidade de pico do canal, $v_{\text{ch,pk}}$, é calculado pela equação:

$$v_{\text{ch,pk}} = \frac{q_{\text{ch,pk}}}{A_{\text{ch}}} \quad (3.85)$$

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

$$q_{\text{ch,pk}} = prf * q_{\text{ch}} \quad (3.86)$$

em que prf é fator de ajuste da taxa de pico; e q_{ch} é a vazão média do canal ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) calculada pela equação 3.68.

3.7.4 Parâmetros hidrológicos importantes do modelo SWAT

A seguir serão apresentados os principais parâmetros hidrológicos que podem ser submetidos à análise de sensibilidade e a calibração utilizando-se o modelo SWAT.

1) Constante de recessão do escoamento de base (dias) – *Alpha_Bf*

A constante de recessão do escoamento de base, α_{gw} (*Alpha_Bf*) é um índice que avalia de forma direta a resposta da vazão subterrânea em função da recarga, sendo calculado pela equação 3.49. Os valores variam entre 0,1 e 0,3 para locais cujas repostas às recargas são lentas, e 0,9 e 1,0 em locais sensíveis à recarga. Apesar de a constante poder ser calculada, os melhores resultados são obtidos analisando-se dados de vazão de durante períodos de nenhuma recarga na bacia. Maiores detalhes sobre a constante de recessão pode ser obtida em Arnold *et al.* (1995) e em Arnold e Allen (1999).

2) Eficiência do revolvimento biológico – *Biomix*

O revolvimento biológico é redistribuição das propriedades de um solo devido à atividade biológica no solo. Estudos sustentam que a atividade biológica ser significativa em sistemas onde os distúrbios no solo não ocorrem repetidamente. No geral, na medida em que o manejo do solo muda do plantio convencional para plantio direto haverá um aumento

da atividade biológica. O SWAT considera que o revolvimento biológico pode ocorrer até uma profundidade de 300 mm, variando de acordo com o tipo de solo.

3) Índice do potencial máximo de área foliar – *Blai*

É um dos seis parâmetros usados para quantificar o desenvolvimento foliar durante a fase de crescimento da planta. O índice é calculado dividindo a área foliar pela área ocupada no terreno, sendo necessário montar campos experimentais para representar a densidade das plantas ou então a o índice de área foliar máximo, com valores de séries temporais de no mínimo dois anos.

4) Armazenamento máximo do dossel (mm H₂O) – *Canmx*

O dossel das árvores pode afetar significativamente a infiltração, o escoamento superficial e a evapotranspiração, interceptando as gotas da chuva e armazenando parte da água. Quando o escoamento superficial é calculado, o Método SCS Curve Number agrega a interceptação do dossel para realizar primeiras análises. Essa variável também inclui o armazenamento na superfície e a infiltração antes de calcular o escoamento e é estimada como sendo 20% do parâmetro de retenção para um dia qualquer. Quando o método de Infiltração *Green & Ampt* é usado, a interceptação do dossel deve ser calculado separadamente. O SWAT permite que a quantidade máxima de água que pode ser retido no dossel varie diariamente, assim como uma função do índice de área foliar. Portanto, o parâmetro CANMX, equação 3.19, é a quantidade máxima de água que pode ser armazenada em um dossel completamente desenvolvido (mm H₂O).

5) Condutividade hidráulica efetiva do canal (mm·h⁻¹) – *Ch_K*

Os rios podem ser classificados em efluentes ou influentes, em função de sua relação com o escoamento de base. O rio que perde água para o subsolo denomina-se influente, enquanto aquele que recebe água subterrânea é classificado em efluente. Existem também aqueles rios que concomitantemente recebem água subterrânea como perdem água, sendo denominados "*flow-through stream*". Para rios perenes e que recebem constantemente água do escoamento de base a condutividade hidráulica será igual a zero. A condutividade hidráulica do canal é utilizada na equação 3.80.

6) Coeficiente de rugosidade de *Manning* – Ch_N

O valor n de *Manning* para canais tributários. Os valores são de acordo com Chow (1959) *apud* Neitsch *et al.* (2004), o qual possui uma lista com muitos valores do coeficiente de rugosidade de *Manning*, equações 3.68 e 3.69.

7) Valor inicial do SCS Curva-Número para a condição de umidade II – $CN2$

O SCS Curva-Número é uma função de permeabilidade do solo, uso do solo e condições antecedentes de água no solo. Valores típicos de Curva-Número para a condição II de umidade do solo são listados em SCS *Engineering Division* (1986), sendo apropriados para 5% de declividade e utilizado para estimar as equações 3.3, 3.5 e 3.6. O Curva-Número pode ser atualizado para condições alterações no manejo ou para variações do ciclo natural de colheita e crescimento de lavoura. Assim, o valor $CN2$ pode ser alterado para um $CNOP$ (SCS *runoff curve number for moisture condition II*) de acordo com definições estabelecidas.

8) Fator de compensação de água pelas plantas – E_{pco}

A quantidade de água utilizada pelas plantas por dia é função da quantidade demandada pelas plantas e a quantidade de água disponível ao longo do perfil do solo. Na medida em que o teor de umidade das camadas superficiais do perfil diminui, as plantas compensam nas camadas mais profundas. O E_{pco} varia de 0,01 a 1, sendo que valores cada vez próximos de 1 indicam cada vez camadas mais profundas compensando. Se nenhum valor for informado será estabelecido o valor igual a um, e o valor E_{pco} pode ser determinado por unidade hidrológica ou então para toda bacia hidrográfica.

9) Fator de compensação de evaporação do solo – E_{sco}

Esse coeficiente modifica a profundidade usada para determinar a demanda evaporativa do solo, de forma a levar em consideração o efeito da capilaridade, sendo que o E_{sco} varia entre 0 e 1. Na medida em que os valores diminuem o modelo é capaz de extrair mais água de níveis mais baixos. Se nenhum valor for dado será usado o valor igual a 0,95, e, assim como o E_{pco} , o valor de E_{sco} pode ser determinado por unidade hidrológica ou então um valor único para toda bacia hidrográfica.

10) Tempo de retardo da água subterrânea (dias) – GW_Delay

A água que se move pela camada mais profunda entra e flui na zona vadosa antes de se tornar a recarga de um aquífero raso. O tempo de retardo entre a saída de água do perfil do solo e a entrada em um aquífero raso dependerá do nível piezométrico e das propriedades hidráulicas das formações geológicas na zona vadosa e na zona de água subterrânea. O tempo de retardo, δgw (equação 3.43), não pode ser mensurado diretamente, entretanto, pode ser estimado simulando a recarga do aquífero usando diferentes valores de δgw e comparando com valores do nível piezométrico observados.

11) Coeficiente "revap", β_{revap} , de água subterrânea – Gw_revap

A água pode se mover de um aquífero raso para uma zona insaturada logo acima. Nos períodos de estiagem, a franja capilar a qual separa a zona saturada da zona insaturada irá evaporar no sentido de baixo para cima, e assim, na medida em que a água evapora da franja capilar, o aquífero reabastece a própria franja capilar. A água também poderá ser retirada de aquíferos por plantas com raízes profundas, principalmente quando a zona saturada estiver próxima da superfície. Devido ao fato do tipo cobertura vegetal afetar o balanço hidrológico, os parâmetros que governam o Revap podem ser alterados de acordo com o tipo de uso do solo. Na medida em que os valores de Gw_revap , equação 3.53, β_{revap} , se aproximam de 0, o movimento de água de um aquífero raso para a zona que contém raízes é restringido, enquanto valores próximos de 1 a taxa de transferência do aquífero para a zona radicular aproxima-se as taxas de evapotranspiração potencial. Esse parâmetro deve variar entre 0,02 e 0,20.

12) Limite entre a profundidade de água, $aq_{shthr,q}$, em aquífero raso e a superfície – $Gwqmn$

A água subterrânea atinge a superfície apenas se a profundidade da água no aquífero raso for igual ou maior do que o $Gwqmn$, equações 3.50 e 3.51.

13) Fração de água percolada, β_{deep} , para o aquífero profundo. – $Rchrg_dp$

Representa a fração de água percolada do aquífero raso para o aquífero profundo, β_{deep} , equação 3.45. Os valores atribuídos a esse parâmetro variam entre 0 e 1. Vale lembrar que a água que atinge o aquífero não fica disponível para a bacia.

14) Profundidade de água limite no aquífero raso, $aq_{shthr,rvp}$, para que ocorra "revap" (mm H₂O) – *Revapmn*

O movimento de água de um aquífero raso para a zona insaturada é permitida apenas se o volume de água no aquífero raso é maior ou igual ao *Revapmn*, equação 3.55, $aq_{shthr,rvp}$. Essa variável em conjunto com a *Gw_revap* são a razão pela qual diferentes pastas de água subterrânea são criadas para cada HRU, ao invés de ser por subbacia.

15) Declividade média, slp ($m \cdot m^{-1}$) – *Slope*

Declividade média da rampa ($m \cdot m^{-1}$), *slp*, sendo utilizado em diferentes equações como por exemplo a equação 3.13. Este parâmetro é obtido na fase de geoprocessamento do modelo, sendo calculado a partir do Modelo Digital de Elevação.

16) Comprimento da declividade média, L_{slp} , (m) – *Ssubbsn*

O comprimento da declividade média, L_{slp} , equação 3.13, deve ser medido do topo da encosta até o ponto onde o escoamento começa a se concentrar. Terraços podem alterar essa distância, e assim, a distância horizontal entre cada terraço defini-se como a o comprimento da declividade média. O comprimento da declividade média geralmente é superestimado, e o modelo adota 50 como um valor padrão caso não for inserido nenhum dado. A interface de SIG irá assumir o mesmo valor para todas HRUs dentro de cada subbacia, entretanto, alguns usuários preferem de variar esses valores de acordo com o tipo de solo e o tipo de uso do solo.

17) Albedo do solo úmido – *Sol_Alb*

Consiste na razão entre a quantidade de energia refletida por um corpo e a quantidade de radiação incidente, sendo importante no processo de evaporação. O valor atribuído ao albedo deve ser calculado quando o solo estiver próximo ou na capacidade de campo.

18) Teor de umidade disponível nas camadas do solo ($mm \text{ H}_2\text{O} \cdot mm^{-1}$ solo) – *Sol_Awc*

O teor de umidade disponível para as plantas nas camadas do solo (AWC) é calculada subtraindo-se da quantidade de água na capacidade de campo (FC) a fração de água do ponto de murcha permanente (WP), na equação 3.26.

19) Condutividade hidráulica do solo saturado , K_{sat} ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$) – *Sol_K*

A condutividade hidráulica saturada, K_{sat} , equações 3.32, 3.38 e 3.47, relaciona a taxa do fluxo de água com o gradiente hidráulico. Ela mensura a facilidade na qual a água se move pelo solo, sendo que o K_{sat} é recíproco à resistência da matriz do solo ao fluxo de água.

20) Profundidade do solo – *Sol_Z*

Profundidade entre a superfície do solo e a camada mais profunda, ou seja, parâmetro que define a profundidade do solo. Segundo Sarmento (2010), este parâmetro é necessário nos cálculos de temperatura do solo, sendo importante para a movimentação de água no solo e para a evaporação.

21) Coeficiente de retardo do escoamento superficial – *Surlag*.

Em sub-bacias grandes, com tempo de concentração maior do que um dia, apenas parte do escoamento superficial irá atingir o tributário principal no dia em que ele for gerado. O SWAT incorpora parte armazenamento do escoamento superficial, de forma a retardar parte da entrada de água oriunda do escoamento superficial no canal principal. Desse modo, o *Surlag* controla a fração de toda água disponível que irá abastecer diariamente o canal, equação 3.18 e Figura 3.2. Caso não seja atribuído nenhum valor, o modelo irá usar o valor igual a 4.

22) *Timp*, *Tlaps*, *Sftmp*, *Smfmn*, *Smfmx*, e *Smtmp*

Estes seis parâmetros são usados nas equações responsáveis relacionadas com a ocorrência de neve que ocorre na bacia hidrográfica. Os parâmetros *Timp* e *Tlaps* representam, respectivamente, o fator de retardo da temperatura do bloco de neve e a taxa de lapso da temperatura. O *Sftmp*, por sua vez, representa a temperatura de queda de neve ($^{\circ}\text{C}$), enquanto o *Smtmp* é a temperatura base de derretimento de neve. Por último, os parâmetros *Smfmn* e *Smfmx* representam o fator de derretimento de neve nos dias 21 de dezembro e no dia 21 de junho, respectivamente

4. METODOLOGIA

4.1 ÁREA DE ESTUDO

A bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau (Figura 4.1) localiza-se na parte nordeste do Distrito Federal, com centroide aproximado nas coordenadas $\text{W}47^{\circ} 32' 6,51''$ e $\text{S}15^{\circ} 35'$

92,0", estando a sua porção superior (aproximadamente 10% da área da bacia) situada no Estado de Goiás. Ela possui uma área de drenagem de 235km², que engloba parte da área rural de Planaltina, Vale do Amanhecer e Condomínio Arapoanga, além de três núcleos rurais denominados de Santos Dumont, Taquara e Pipiripau (BRASIL, 2000).

A região possui estação chuvosa do mês de outubro até abril, podendo ocorrer algumas precipitações na época seca. No período entre 1972 e 2004, a série temporal de precipitação registrada na estação Taquara (código 01547013) localizada na dentro da bacia apresentou o valor de precipitação média anual de 1.306mm, sendo considerada uma série estacionária de acordo com o teste de tendência (CHAVES & PIAU, 2008).

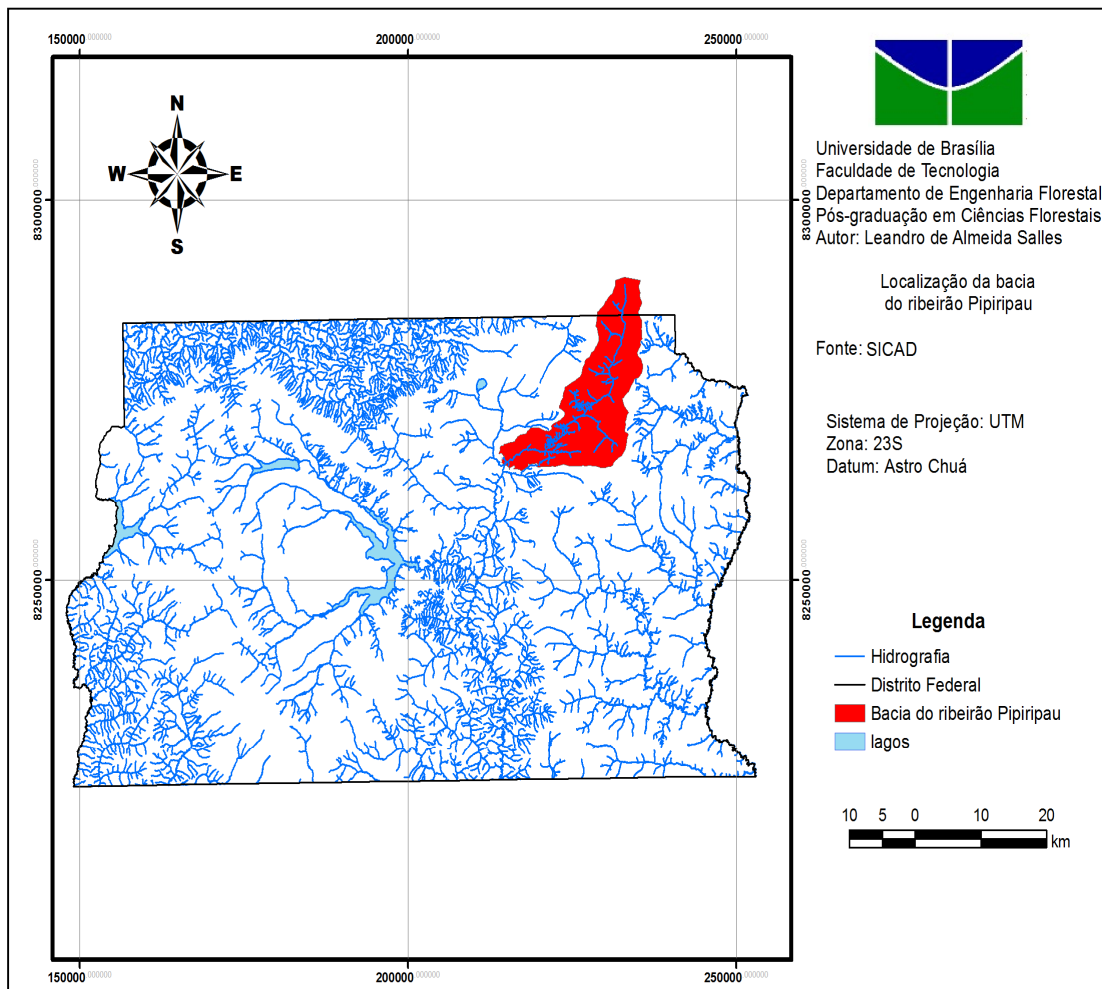


Figura 4.1 – Localização da bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau.

O uso do solo na bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau, mostrado na Figura 4.2, foi classificado por BRASIL (2010) nas seguintes classes: agricultura extensiva (43,3%), pastagem (21,5%), Cerrado (10,7%), vegetação alterada (6,6%), Cultura irrigada (4,6%), Mata (4,2%), Campo (3,5%), Sedes e edificações (1,6%), Vias não pavimentadas (1,5%), áreas urbanas (1,2%), Reflorestamento (0,6%), solo exposto (0,5%), Vias pavimentadas (0,3%) e corpos d'água (0,1%)

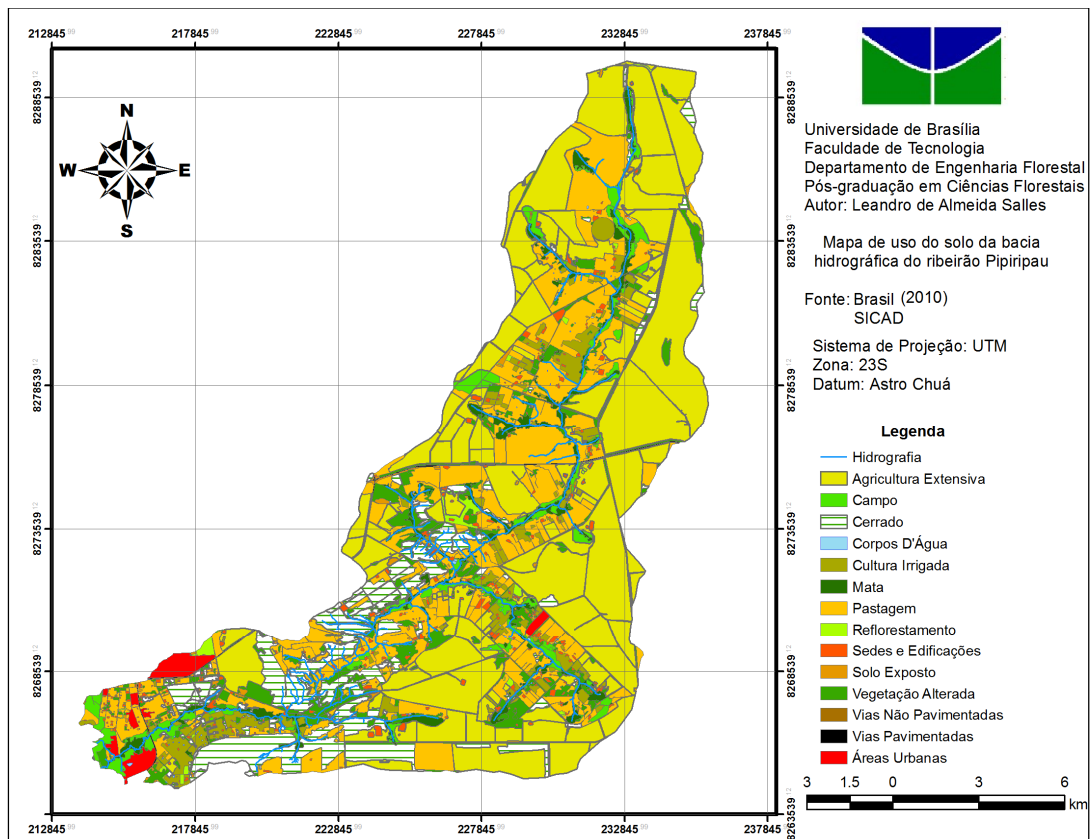


Figura 4.2 – Mapa de uso do solo da bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau.

Os tipos de solos que ocorrem na bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau (Figura 4.3) são classificados em: Latossolo Vermelho e Vermelho-Amarelo com, respectivamente, 59,36 e 15,02% da área total; Cambissolo com 11,73% da área total; Neossolo Quartzarênico com 7,54% do total; Gleissolo representando 5,75% da área total; e Plintossolo e Nitossolo Vermelho com apenas 0,45 e 0,16% da área total, respectivamente (BRASIL, 2000).

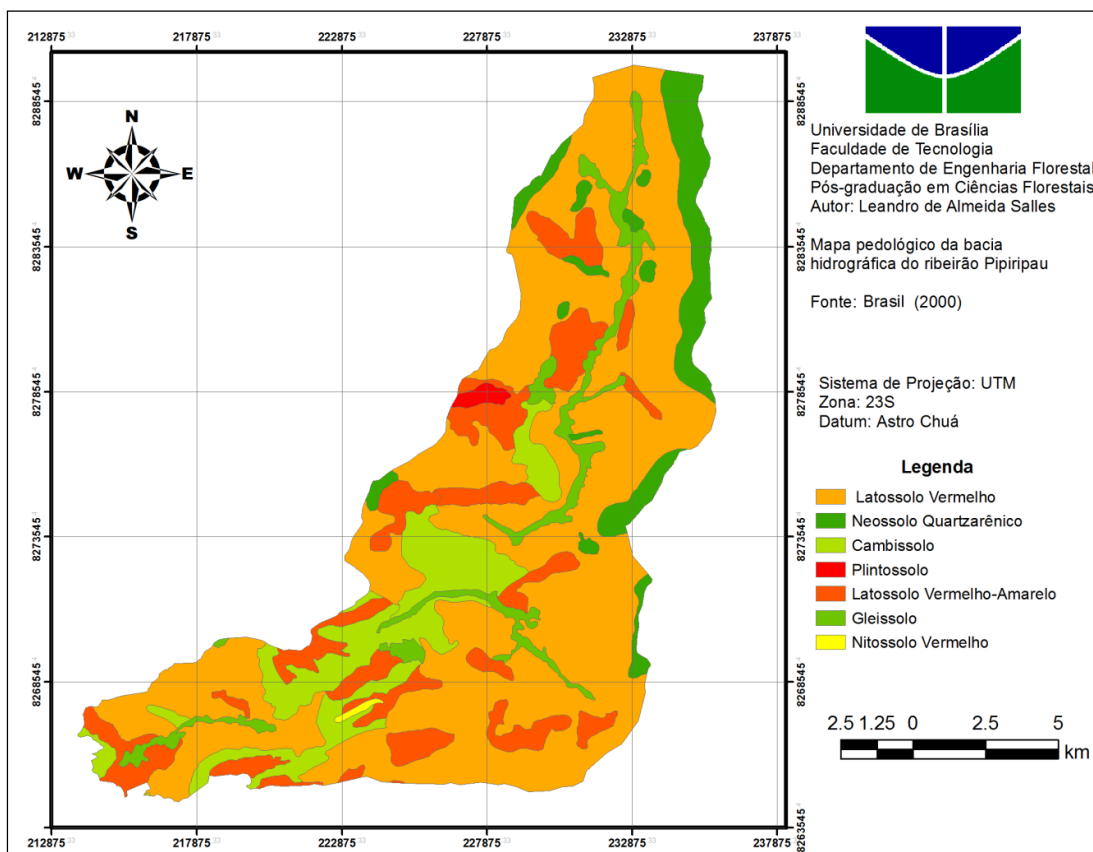


Figura 4.3 – Mapa pedológico da bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau após compatibilização da base de dados.

A Tabela 4.1 contém a estatística descritiva referente às séries de vazão média mensal da estação fluviométrica FRINOCAP, código ANA nº 60473000, nos períodos de calibração, 1989 a 1998, e de validação, 1999 e 2008. Para o período de calibração, a média das vazões mensais foi $2,81\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, enquanto a mediana foi igual a $2,46\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Já o primeiro quartil e o terceiro quartil foram, respectivamente, iguais a $1,57$ e $3,56\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Neste período (1989 a 1998) a vazão média mensal mínima observado foi igual a $0,51\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ enquanto a máxima foi $10,89\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$.

Em relação às medidas de variação para o período de calibração (1989 a 1998), a variância foi igual a $2,85\text{m}^6\cdot\text{s}^{-2}$, o desvio padrão foi igual a $1,69\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, e a amplitude interquartilica foi igual a $1,99\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. A assimetria em relação à média e a curtose os resultados foram iguais a $1,54$ e $3,89\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, respectivamente. Observa-se que a distribuição dos dados não tende à normalidade, sendo assimétrica à direita, pois a mediana é menor do que a média.

Para o período de validação, 1999 a 2008, a média das vazões mensais foi menor, sendo $2,14\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, enquanto a mediana foi igual a $1,82\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Já o primeiro quartil e o terceiro quartil foram, respectivamente, iguais a 1,09 e $2,98\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Neste período (1999 a 2008), a vazão média mensal mínima observado foi igual a $0,37\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ enquanto a máxima foi $8,36\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$.

Tabela 4.1 – Estatística descritiva da vazão média mensal observada na estação FRINOCAP

Estatística descritiva	Período de calibração (1989 a 1998)	Período de validação (1999 a 2008)
Média ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$)	2,81	2,14
Mediana ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$)	2,46	1,82
Mínimo ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$)	0,51	0,37
Máximo ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$)	10,89	8,36
Primeiro Quartil ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$)	1,57	1,09
Terceiro Quartil ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$)	3,56	2,98
Desvio Padrão ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$)	1,69	1,48
Variância da amostra ($\text{m}^6\cdot\text{s}^{-2}$)	2,85	2,20
Curtose	3,89	3,56
Assimetria	1,54	1,62
Amplitude Interquartílica ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$)	1,99	1,89

4.2 MATERIAIS

4.2.1 Sistema computacional

O modelo SWAT foi utilizado através da interface gráfica ArcGIS ArcSWAT 9.3.3 para simular eventos hidrológicos como a vazão, a recarga e o escoamento de base da bacia. Desse modo, neste estudo foram utilizados os seguintes sistemas computacionais:

- Software ArcGIS 9.3 com a extensão ArcGIS *Spatial Analyst* desenvolvido pela *Environmental Systems Research Institute (ESRI)*, Redlands, CA, EUA.
- ArcGIS Arc-SWAT 9.2.3.4, versão 2005, com as extensões *SWAT Project Manager*, *SWAT Watershed delineator*, desenvolvido pelo *Blackland Research Center da Texas Agricultural Experimental Station* e *USDA Agricultural Research Service*.

4.2.2 Dados de entrada do modelo SWAT

O modelo requer uma grande variedade de dados para o seu funcionamento, como os mapas de classes de solos e de uso do solo, Modelo Digital de Terreno (MDT), séries temporais de precipitação, radiação solar, velocidade do vento, evaporação, entre outros, (Tabela 4.2).

Tabela 4.2 – Tipos de dados de entrada do modelo SWAT

DADOS DE ENTRADA	DETALHE DOS DADOS DE ENTRADA	FONTE USADA NESTE ESTUDO
Modelo Digital de Terreno (MDT).	Curvas de nível (distância vertical de 5m), escala 1:10.000	SICAD
Rede hidrográfica	Mapa da rede hidrográfica, escala 1:10.000	SICAD
Máscara com limites da bacia.	Mapa digital com definição dos limites da bacia.	SICAD
Reservatórios/lagos	Coordenadas e características físicas.	SICAD
Uso/Cobertura do solo na bacia.	Mapa e Tabela com características dos usos do solo identificados no mapa. Escala 1:10.000	BRASIL (2010) e base de dados SWAT referentes aos parâmetros de uso do solo.
Tipos de Solo da bacia hidrográfica.	Mapa e Tabela com características físicas e químicas dos tipos de solos indicados. Escala 1:100.000	BRASIL (2000) e base de dados disponíveis em Baldissera (2005).
Estações climatológicas	Código, nome e coordenadas das estações. Dados de temperatura máxima e mínima do ar, precipitação, radiação solar, e velocidade do vento.	Estação meteorológica convencional de Brasília (Código INMET, nº 83377)
Estações pluviométricas	Código, nome e coordenadas e altitude das estações. Dados diários de precipitação.	Estação pluviométrica Taquara (Código ANA nº 01547013).
Estação fluviométrica	Coordenadas e dados diários entre 1989 e 2008.	Estação fluviométrica FRINOCAP-DF130 (Código ANA, nº 60473000)

Para representar a topografia da bacia hidrográfica do ribeirão Pípiripau, utilizou-se as curvas de nível do Sistema Cartográfico do Distrito Federal, SICAD, cuja distância vertical entre as curvas é de 5m, e que foi elaborado na escala 1:10.000. Foi necessário realizar a correção topológica das curvas de nível para evitar erros de digitalização.

O MDT da bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau, apresentado na Figura 4.4, foi gerado utilizando a ferramenta TOPO to RASTER presente na extensão ArcGIS *Spatial Analyst*, cujo produto final é um *grid* contendo informações de altitude em cada pixel. Além das curvas de nível, também foi necessário utilizar os mapas temáticos contendo pontos cotados, lagos ou represas, e os limites da bacia hidrográfica. O cruzamento dessas informações busca que o MDT seja mais consistente, evitando problemas como, por exemplo, ocorrência de declividade em locais que são cobertos por lagos.

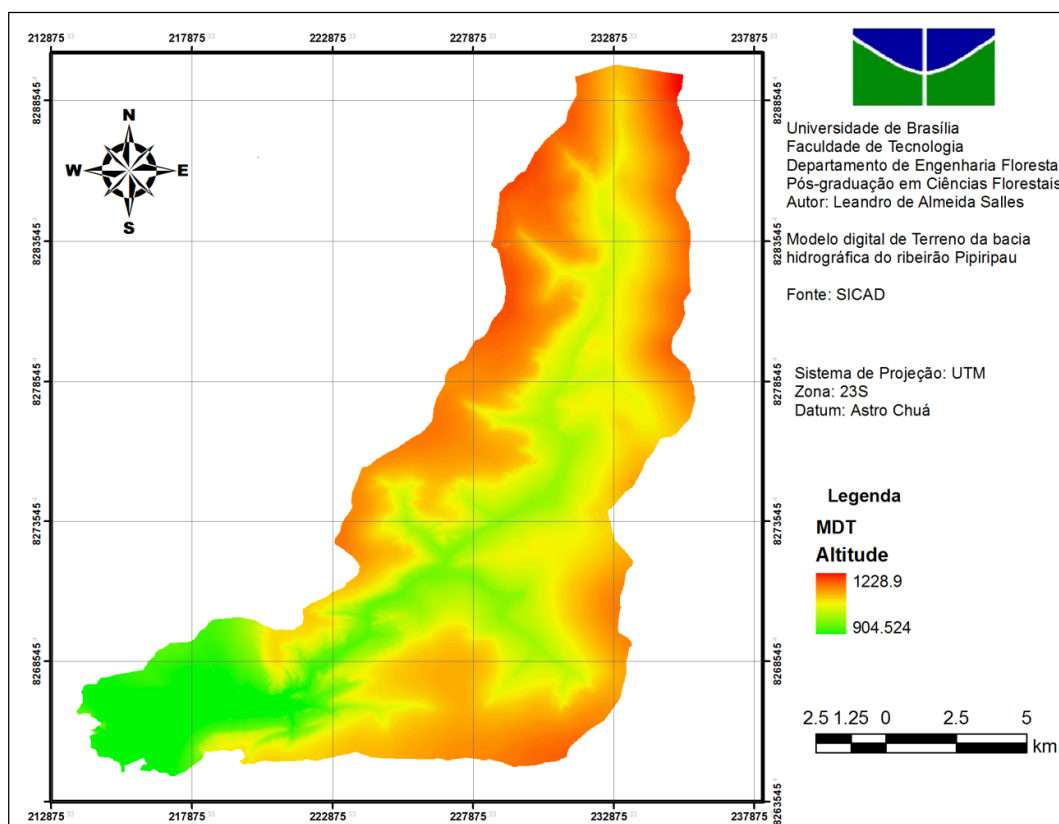


Figura 4.4 – Modelo Digital de Terreno da bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau.

A ferramenta TOPO to RASTER gerou um MDT com pixel de 5m, sendo essa resolução espacial compatível à escala do mapa de curvas de nível. Todos os outros mapas *raster* que foram utilizados no processamento do modelo ArcSWAT (mapa pedológico, de uso do solo e de declividade) também tiveram pixel de 5m.

Foi utilizado o mapa pedológico da bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau (Figura 4.3), obtido a partir do mapa temático desenvolvido por BRASIL (2000). Este mapa é resultado

da integração de dados publicados no mapa de solos do Distrito Federal (EMBRAPA 1978), escala 1:100.000, com dados adquiridos durante o trabalho de campo realizado pela empresa de consultoria HGeo, especialmente na porção da bacia situada no Estado de Goiás.

O mapa de uso do solo, por sua vez, foi elaborado na escala 1:10.000 em BRASIL (2010), Figura 4.2. Este estudo utilizou dados do SICAD existentes para região da bacia como referência, além da interpretação visual de uma imagem SPOT de 2007 e de um conjunto de imagens do satélite ALOS, sensor AVNIR2 (10m de resolução espacial) e PRISM (2,5m de resolução espacial), de 11 de abril de 2008, as quais foram fusionadas em uma única imagem de 2,5m de resolução espacial.

Quanto às informações meteorológicas, foram utilizados os dados da estação pluviométrica Taquara, código 01547013, localizada próxima ao centro da bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau, nas coordenadas S15°39'1'' e W47°36'3'', e cujos dados estão disponíveis no Hidroweb/ANA, Figura 4.5. Também foram utilizados os dados de temperatura máxima e mínima, velocidade do vento, umidade relativa da estação meteorológica convencional de Brasília, código 83377, gerenciada pelo INMET, Figura 4.5.

Apesar de a estação Brasília estar localizada fora da bacia, com coordenadas S16°13'12'' e W48°04'12'', foram utilizados os dados desta estação para compor o banco de dados do gerador do clima do modelo SWAT, necessário para as simulações.

Os parâmetros que foram calculados a partir dos dados desta estação estão descritos na seção 4.2.3.2. Os dados da estação meteorológica convencional de Formosa, código 83379, gerenciado pelo INMET, S16°28'12'' e W48°40'12'', também seriam interessantes para compor o banco de dados do modelo, entretanto, os dados estavam incompletos, não havendo, por exemplo, a série temporal de temperatura máxima e mínima da estação. Os dados das estações meteorológicas convencionais gerenciadas pelo INMET estão disponíveis no site do BDMEP, o qual é acessado pelo site do INMET.

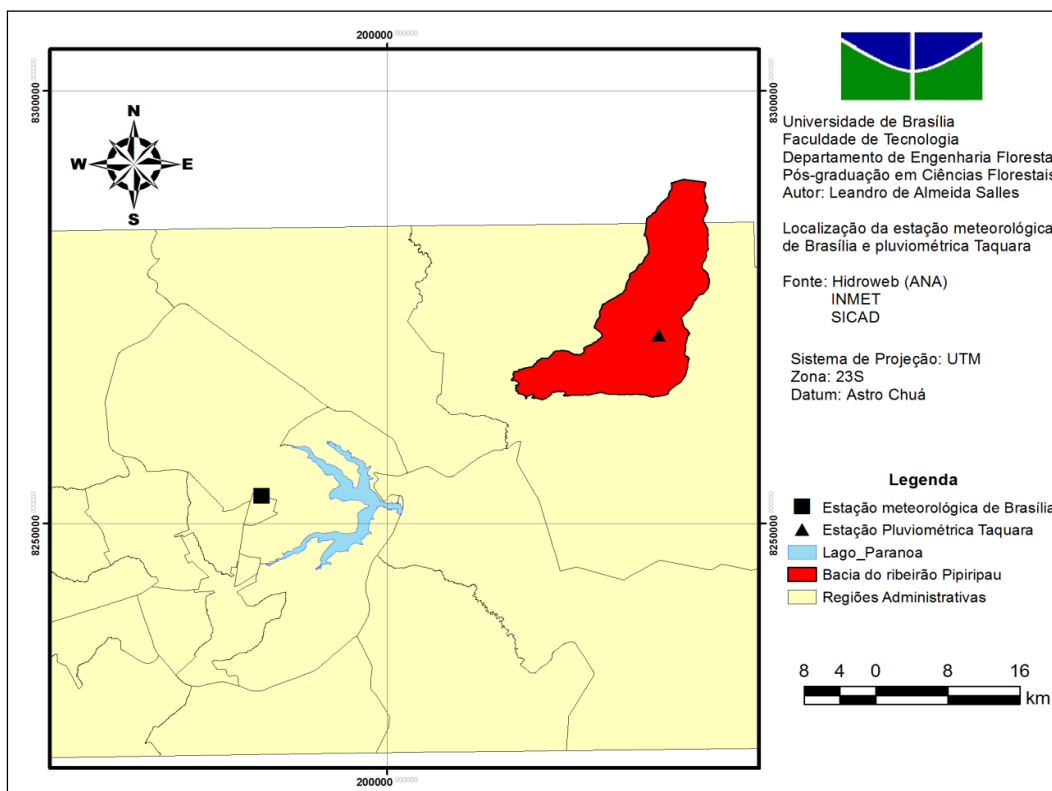


Figura 4.5 – Localização da estação meteorológica de Brasília e da Estação Pluviométrica Taquara.

A série temporal de vazão da bacia hidrográfica do ribeirão Pípiripau foi obtida a partir de dados da estação fluviométrica FRINOCAP-DF130, no período entre 1989 e 2008, sendo que entre 1989 e 1998 os dados mensais de vazão foram utilizados para calibração do modelo, e entre 1999 e 2008 os dados foram usados para sua validação. Os dados também estão disponíveis no *website* da ANA. Esta estação encontra-se próxima ao exutório da bacia hidrográfica do ribeirão Pípiripau, com coordenadas geográficas S15°39'26'' e W47°37'30'', e área de drenagem de 214,99 km².

4.2.3 Definição dos parâmetros característicos da área de estudo

4.2.3.1 Parâmetros Pedológicos

O processamento do modelo SWAT requer que sejam definidos os valores das propriedades físico-hídricas de cada classe de solo existente na bacia hidrográfica. Os parâmetros que devem ser inseridos são: o nome do solo (SNAM); o número de camadas no perfil do solo (NLAYERS); o grupo hidrológico do solo (HYDGRP); a profundidade

das raízes (SOL_ZMX); a porosidade do solo em que ânions são excluídos (ANION_EXCL); o selamento superficial (SOL_CRK) e a textura. Para cada camada de cada classe de solo é necessário que sejam inseridos os parâmetros: profundidade (SOL_Z); densidade do solo seco, ou aparente, ou global (SOL_BD); a capacidade de armazenamento de água (SOL_AWC); carbono orgânico (SOL_CBN); a condutividade hidráulica saturada (SOL_K); o percentual de argila (CLAY), silte (SILT), areia (SAND) e pedra (ROCK); o albedo do solo em condições saturadas (SOL_ALB); o fator de erodibilidade do solo (USLE_K) e a condutividade elétrica (SOL_EC).

Garrido (2003) e Baldissera (2005) disponibilizaram os dados referentes às propriedades físicas dos solos que foram inseridos no modelo SWAT nos seus trabalhos. Na tabela presente em Garrido (2003), os dados utilizados continham informações de apenas uma camada de solo para cada classe do solo. Baldissera (2005), por sua vez, buscou atribuir mais informações por classe de solo existente na bacia, fornecendo dados para até 4 camadas em uma única classe de solo.

Como as classes de solos presente na bacia hidrográfica do ribeirão Pípiripau coincidiram com as classes existentes em Baldissera (2005), utilizou-se a tabela dos atributos de solo presente neste estudo, alterando apenas a classificação hidrológica dos solos, Tabela 4.3, os quais foram baseados em Sartori *et al.* (2005). A única classe que não estava presente neste estudo de Baldissera (2005) e está presente na bacia hidrográfica do ribeirão Pípiripau é a classe Nitossolo Vermelho, a qual ocupa 0,16% da área da bacia. Esta classe foi incluída na classe Latossolo Vermelho-amarelo para fins de processamento do modelo conforme exposto no item 4.3.

Tabela 4.3 – Classificação hidrológica dos solos da bacia hidrográfica do ribeirão Pípiripau.

Classe Pedológica	Grupo hidrológico*
Latossolo Vermelho	A
Latossolo Vermelho-amarelo	A
Neossolo Quartzarênico	B
Cambissolo	C
Gleissolo	D
Plintossolo	D

* Sartori *et al.* (2005)

4.2.3.2 Parâmetros Climáticos

O processamento do modelo SWAT requer que sejam definidos valores estatisticamente representativos das séries temporais das estações meteorológicas utilizadas para simular o clima. Estes parâmetros são utilizados no gerador de clima, sendo um elemento obrigatório no modelo para simular o clima de forma representativa em nível diário, quando necessário.

Assim, foram inseridos dados referentes à estação meteorológica convencional de Brasília, Cód. INMET No.83377, no gerador do clima. Foram inseridos, mensalmente, os seguintes parâmetros referentes à temperatura da estação meteorológica no banco de dados do modelo SWAT: a média máxima da temperatura do ar (TMPMX); a temperatura mínima média do ar (TMPMN); o desvio padrão máximo da temperatura máxima do ar (TMPSTDMX); o desvio padrão máximo da temperatura mínima do ar (TMPSTDMN);

Em relação à precipitação, foram inseridos os seguintes parâmetros no gerador de clima referente a cada mês: a precipitação média (PCPMM); o desvio padrão para precipitação diária (PCPSTD); o coeficiente de assimetria para precipitação (PCPSKW); a probabilidade de um dia úmido, precipitação > 0 , ocorrer após um dia seco (PR_W1); a probabilidade de um dia úmido ocorrer depois de um dia úmido (PR_W2); o número médio de dias com chuva em um mês (PCPD); a precipitação máxima de 30 minutos (RAINHHMX) que podem ocorrer em um período de retorno de 20 anos (RAIN_YRS) para precipitação máxima média de 30 minutos.

Também são inseridos os seguintes dados no gerador do clima por mês: a radiação solar média por mês (SOLARAV); a temperatura média do ponto de orvalho (DEWPT); e a velocidade média do vento (WNDV). Todos esses parâmetros são calculados de acordo com Neitsch *et al.* (2004), exceto RAINHHMX e SOLARAV. O RAINHHMX foi calculado para a bacia de acordo com o descrito por Taborga-Torrice (1974), enquanto o SOLARAV foi calculado de acordo com Vianello e Alves (1991).

Para calcular a precipitação máxima de 30 minutos para cada mês foi calculada a média das máximas chuvas diárias selecionando a máximas chuvas diárias por ano. Depois foi

calculado pelo método estatístico de *Gumbel* a chuva máxima de um dia, no período de retorno de 20 anos de acordo com Pinto *et al.* (1976) e Lanna (2001).

Após ter sido calculada a média das máximas chuvas diárias foi realizada a conversão das máximas precipitações diárias em chuvas com duração entre 6 minutos e 24 horas. Primeiro converteu-se a chuva de um dia em chuva de 24 horas, multiplicando-se a primeira pelo fator 1,1 (TABORGA e TORRICO, 1974). Depois, selecionando-se a isozone D, obteve-se o valor tabelado de 41,1% e 11,2% para chuvas de 1hora/24horas e 6minutos/24horas, respectivamente, com período de retorno de 20 anos.

A chuva de 24 horas foi multiplicada por estas porcentagens para obter-se a chuva de 1 hora e a chuva de 6 minutos, cujos resultados foram plotados em um gráfico de probabilidades fornecido por Taborga-Torrigo (1974), o qual fornece para qualquer tempo de duração entre 6 minutos e 24 horas a altura da precipitação máxima. Assim, foi traçada uma reta entre os pontos estes dois pontos, para se determinar a precipitação de 30 minutos, no período de retorno de 20 anos.

A radiação solar média mensal que atinge a superfície da terra foi calculada de acordo com Vianello e Alves (1991), tendo como referência a latitude da estação meteorológica de Brasília. Para obter a obtenção da radiação solar média mensal foi necessário calcular a duração da metade do dia solar, a irradiância solar global diária no topo da atmosfera para depois, e calcular a irradiância solar global na superfície. Como o procedimento calcula o valor diário, foi selecionado o dia do ano que corresponde à metade de cada mês, obtendo-se um valor para cada mês para assim um valor de referência para cada mês.

4.2.3.3 Parâmetros do uso do solo

Assim como foi necessário determinar os parâmetros relacionados às propriedades físico-hídricas de cada classe de solo existente na bacia hidrográfica, também foi necessário realizar o mesmo procedimento de preparo da base de dados para cada classe do mapa de uso do solo. O modelo SWAT tem uma base de dados própria para diferentes classes de uso do solo, contendo informações como *CN2* tabelado, coeficiente *n* de *Manning* para o escoamento superficial, índice de área foliar, entre outros.

Neste estudo, utilizou-se a base de dados do modelo SWAT com algumas adaptações para melhor caracterizar o uso do solo existente na bacia hidrográfica do ribeirão Pípiripau. As adaptações foram principalmente em relação ao valor do *CN2* tabelado para as classes Mata de Galeria, Cerrado, Campo, Reflorestamento, em que foi feito uma análise dos valores disponíveis na própria base de dados do SWAT, conforme Neitsch *et al.* (2004), e aqueles encontrados nos estudos de Sartori (2004), Menezes (2010), Camelo (2011), os quais citam os valores de *CN2* tabelado apresentados em NRCS adaptado (1972), Setzer e Porto (1979), Lombardi Neto *et al.* (1989), Rawls *et al.* (1996). Desse modo, a Tabela 4.4 contém os valores de *CN2* tabelado utilizado no presente estudo.

Tabela 4.4 – Valores de *CN2* tabelado utilizado no presente estudo.

USO DO SOLO/GRUPO HIDROLÓGICO	A	B	C	D
Agricultura uso genérico	67	77	83	87
Agricultura com plantio em nível	67	78	85	89
Campo	49	69	79	84
Cerrado	39	61	74	80
Estrada de terra	72	82	87	89
Mata de Galeria	25	55	70	77
Pastagem degradada	68	79	86	89
Pastagem	49	69	79	84
Reflorestamento	45	66	77	83
Soja	67	78	85	89
Área urbana	31	59	72	79
Área urbana (baixa densidade)	31	59	72	79
Estrada pavimentada	31	59	72	79
Água	92	92	92	92

4.3 DEFINIÇÃO DAS HRUs

Para utilizar o ArcSWAT, foram habilitadas as seguintes extensões do ArcGIS 9.3: *Spatial Analyst*, *SWAT Project Manager*, e *SWAT Watershed delineator*. Inicialmente, foi definido projeto com o *SWAT Project Manager*, utilizando-se o sistema de projeção UTM (*Universal Transverse Mercator*), zona 23S, com *datum* Astro-Chuá como o sistema padrão para elaboração do trabalho, o que implicou na padronização de todos os mapas temáticos e do modelo digital de elevação MDT utilizados no projeto.

Após a criação do projeto e a definição do sistema de projeção, delineou-se a bacia hidrográfica do ribeirão Pípiripau, a partir do MDT obtido conforme exposto no item 4.2.2. Nesta etapa, utilizou-se o *SWAT Watershed delineator*, o qual realiza o delineamento da

bacia com as ferramentas presentes no *Spatial Analyst*, calculando-se, de acordo com as cotas de altitude do MDT, a direção do fluxo de drenagem, o fluxo de drenagem acumulado, e a definição dos limites da bacia hidrográfica, a rede de drenagem, e respectivas sub-bacias com seus exutórios.

Procurou-se definir a rede de drenagem a partir do MDT o mais próximo o possível do mapa da rede hidrográfica da bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau (SICAD), utilizando-se a técnica *hydro burning* (MAIDMENT & DJOKIC, 2000). Esta técnica utiliza um mapa da rede hidrográfica da bacia previamente estabelecido para forçar a criação da rede de drenagem artificial, utilizando o MDT.

O ArcSWAT utiliza o método V8 para calcular a direção e a acumulação do fluxo, sendo que neste método o fluxo é direcionado de acordo com o valor de altitude de cada *pixel*, o qual possui oito possíveis direções para o fluxo e vai na direção do pixel com menor altitude. Beven (2001) aponta que a determinação do fluxo de drenagem através de MDT é interessante, porém baseia-se no princípio que a rede de drenagem é controlada principalmente pela topografia do terreno. Segundo Beven (2001), este tipo de escoamento ocorre em bacias cujos solos são rasos, não sendo comum em locais com solos profundos.

Foram definidas, nesta etapa, a presença de lagos, reservatórios, fontes pontuais de poluição e pontos de interesse de saída. Entretanto, foi adicionado apenas o ponto de interesse referente estação fluviométrica FRINOCAP-DF130 (Cód. ANA No. 60473000), o qual é o exutório da sub-bacia 20, com área total de drenagem igual a 213,3 km², ou seja, muito próximo da área de drenagem da do posto fluviométrico.

Após a fase de delineamento da bacia hidrográfica, com suas sub-bacias, rede de drenagem, entre outros, foram definidas as unidades de resposta hidrológica (HRU) para o modelo SWAT. Nesta etapa, foi realizado, primeiramente, a compatibilização entre os mapas temáticos de uso do solo (BRASIL, 2010) e do tipo de solo (BRASIL, 2000) com a banco de dados do ArcSWAT. No banco de dados, está contido, para cada tipo de solo, os valores da densidade aparente do solo e o teor de argila, areia e silte de cada classe de solo, conforme exposto na seção 4.2.3.1. Assim, foram criados novos mapas pedológico e de uso do solo, classificados de acordo com a base de dados.

No processo de compatibilização do mapa temático de uso do solo com a base de dados, a classe ‘vegetação alterada’ foi reclassificada como classe ‘cerrado’, enquanto os solos expostos e a agricultura irrigada foram reclassificados, respectivamente, como classes ‘agricultura uso genérico’ e ‘agricultura com plantio em nível’.

Assim, a área da classe ‘cerrado’ aumentou de 10,68% para 17,24%, e da classe ‘agricultura com plantio em nível’ aumentou de 43,27 e para 47,84%. A classe ‘agricultura uso genérico’, por sua vez, teve uma área igual à classe ‘solo exposto’. A classe ‘Sedes e Edificações’ também foi reclassificada na classe ‘uso urbano de baixa densidade’.

Em relação à compatibilização das classes pedológicas com a base de dados do modelo SWAT, a classe ‘Nitossolo Vermelho similar’ foi agrupada à classe ‘Latossolo Vermelho-amarelo’, conforme exposto na seção 4.2.3.1. No total, foram obtidas 12 classes de uso do solo e 5 classes pedológicas para serem processadas pelo modelo.

Antes das HRU’s serem processadas, também foi criado um mapa de declividade da bacia, conforme indica a Figura 4.6. Dividir as classes de declividade é importante para aumentar o número de HRU’s, e assim, aumentar a distribuição espacial da variação topográfica da bacia hidrográfica do ribeirão Pípiripau nas simulações do modelo.

Finalmente, após terem sido obtidos o mapa de declividade, bem como os mapas de uso do solo e pedológico de acordo com a base de dados do ArcSWAT, foi possível realizar a sobreposição desses mapas criando o primeiro mapa de HRU’s. Este primeiro mapa contém todas as potenciais HRU’s da bacia, porém, ele pode ser alterado retirando-se as combinações de uso do solo, tipo de solo e declividade que representam frações insignificantes da bacia hidrográfica, e sub-dividindo as classes de uso em outras classes.

Assim, foi estabelecido que as 22 sub-bacias contenham HRU’s com uso do solo distribuídos espacialmente em no mínimo 25% da área da sub-bacia. Essas HRU’s com mais de 25% de uso do solo, devem ter classes de solos que ocupam em no mínimo 25% da bacia. E por último, as HRU’s com área de uso do solo e classe de solo maior do que 25% e 25%, respectivamente, devem ter declividade ocupando área maior do que 15% da

área da sub-bacia. As combinações entre i) uso do solo ii) classe pedológica e iii) declividade que não tiverem área maior do que o limite de inclusão são eliminados.

Em relação a estes limites de inclusão (25%, 25%, e 15%) para criação das HRUs, vale ressaltar que as classes agricultura com plantio em nível, pastagem, reflorestamento, mata de galeria, cerrado, e campo não foram inclusos. Desse modo, para essas classes de uso do solo foram criados HRUs independentemente da área dentro de cada sub-bacia. Além disso, também vale ressaltar que a classe ‘agricultura’ teve 40% da sua área sub-dividida no uso soja, e a classe ‘pastagem’ teve 40% da sua área sub-dividida no uso pastagem degradada.

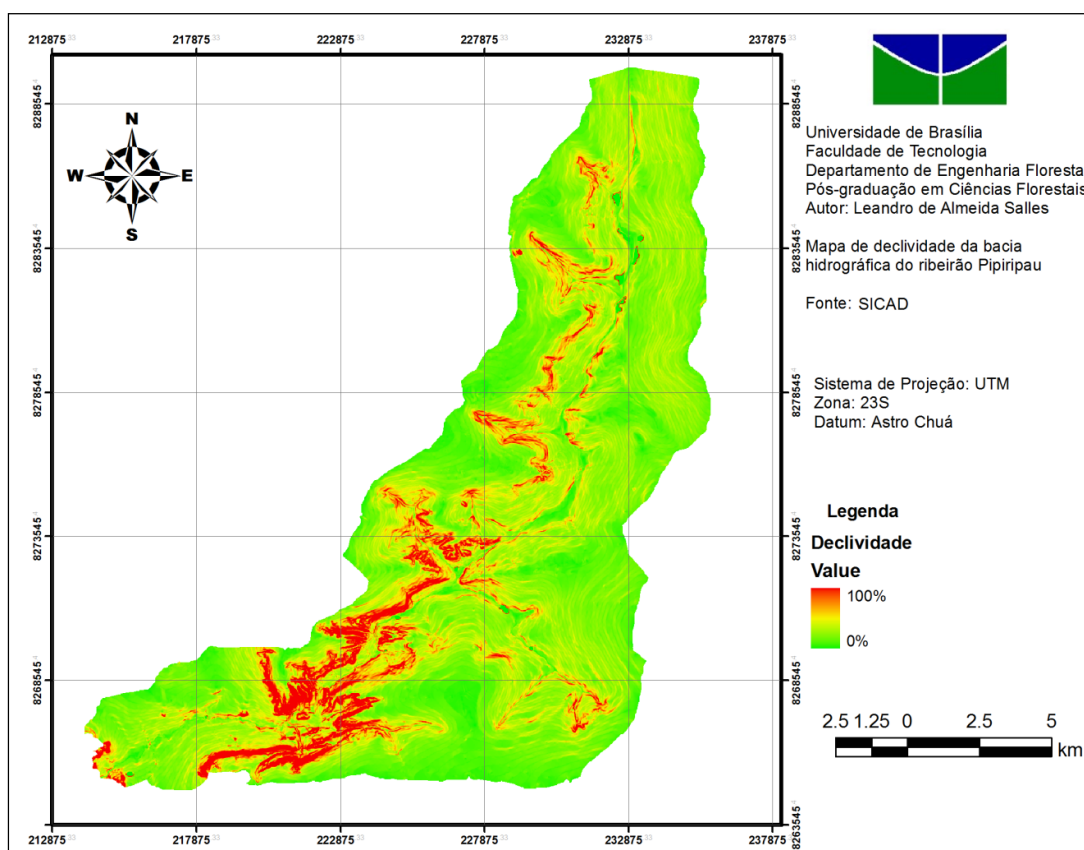


Figura 4.6 – Mapa de declividade da bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau.

Após a definição das HRU's da bacia, foi definido a localização do gerador do clima e das estações meteorológicas. Vale lembrar que o gerador do clima foi preparado com dados da estação meteorológica de Brasília (Cód. INMET 83377), no período entre 01/01/1989 e

31/12/2008, sendo fornecidos ao modelo a velocidade do vento, a umidade relativa e a temperatura dessa estação, para simular a evapotranspiração. Quanto à precipitação, utilizaram-se dados da estação Taquara (Cód. ANA 01547013) no mesmo período (Figura 4.5).

Por conseguinte, depois de ter sido realizado todas essas etapas de processamento do modelo (delineamento da bacia, definição das HRU's, e definição dos dados meteorológicos), o ArcSWAT finalmente encontrava-se pronto para iniciar o processo de parametrização, o qual envolve análise de sensibilidade, calibração (manual e/ou automática), análise de incertezas, e finalmente a validação.

Após finalizar a fase de geoprocessamento e de delineamento da bacia hidrográfica do ribeirão Pípiripau foi realizada a primeira simulação de vazão com o modelo SWAT. A simulação inicial antes da calibração utilizou os parâmetros do modelo na condição *default*, (*Surlag* igual a 4; *Ch_N* igual a 0,014; valores tabelados de *CN2*, entre outros). Essa simulação teve início no dia 1º de outubro de 1985 e terminou no dia 31 de dezembro de 1998.

O período entre 01/10/1985 e 31/12/1988, serviu apenas como aquecimento do modelo. A simulação foi iniciada em outubro, pois é o mês que representa o final da estação seca na região central do Brasil e o início da estação chuvosa. Assim, espera-se que nesta época as condições de contorno dos diferentes usos do solo, nos diferentes tipos de solos, estejam mais homogêneas.

Apesar de Robinson (2002), sugerir diferentes métodos para determinar o período de aquecimento, tais como métodos gráficos que utilizam a análise da série temporal do *output*; aproximações heurísticas que se baseiam em regras simples métodos estatísticos e testes que identificam *bias* na inicialização do modelo, no presente estudo o período de aquecimento do modelo (01/10/1985 a 31/12/1988) foi escolhido de forma empírica. Levou-se em consideração a recomendação de Neitsch *et al.* (2004), de que o período de aquecimento seja de no mínimo um ano, para garantir que o ciclo hidrológico seja simulado corretamente, antes que seja feito qualquer comparação entre os dados observados e calculados pelo modelo. Alguns parâmetros, como o *Shallst*, que define a

quantidade de água inicial no aquífero raso, tornam-se insensíveis para a simulação quando um período de aquecimento é utilizado (NEITSCH *et al.*, 2004).

Bonumá *et al.* (2011) utilizaram um período de dois anos, entre janeiro de 2002 e dezembro de 2003, para o aquecimento da simulação do modelo SWAT na bacia do rio Arroio Lino (RS). Sarmiento (2010), por sua vez, utilizou um período de aquecimento de 4 anos, de 11/1978 a 11/1982, na simulação de vazões vertidas pelo modelo SWAT na barragem do rio Descoberto (DF).

4.4 MODELAGEM HIDROLÓGICA

4.4.1 Análise de sensibilidade do modelo SWAT

Antes do processo de calibração dos parâmetros do SWAT, é importante que seja feita uma análise de sensibilidade, pois em virtude de existirem vários parâmetros de *input* que são operados pelo modelo, apenas alguns possuem real relevância para a calibração e para os respectivos *outputs* de uma determinada bacia (VAN GRIENSVEN *et al.*, 2006). Desse modo, a análise de sensibilidade é feita para identificar quais são os parâmetros que mais influenciam nas simulações do modelo (LI *et al.*, 2009).

O SWAT possui o método de análise de sensibilidade *Latin Hypercube*, LH, com o método *One Factor at a Time*, OAT, formando o método *Latin Hypercube sampling based on One Factor at a Time*, LH-OAT. O método OAT opera com análise local e global, e consiste na repetição da análise de sensibilidade local onde as sensibilidades são calculadas para todos os parâmetros, por meio de pequenas alterações em seus valores. A amostragem LH por sua vez, utiliza os conceitos do método Monte Carlo, porém realizando amostragens estratificadas, onde a distribuição de cada parâmetro é dividida em N estratos, com a probabilidade de ocorrência de $1 \cdot N^{-1}$, para depois ser escolhido de forma aleatória os valores que serão alterados em cada parâmetro (VAN GRIENSVEN *et al.*, 2006).

A integração desses dois métodos, o LH-OAT, permite que estimativas das estatísticas dos *outputs* sejam obtidas de forma mais eficiente, simplificando computacionalmente em relação a uma eventual integração Monte Carlo-OAT (VAN GRIENSVEN *et al.*, 2006). Após a análise de sensibilidade dos parâmetros usados no modelo terem sido executadas, deve-se dar continuidade na calibração do modelo (LI *et al.*, 2009).

O método de análise de sensibilidade LH-OAT é explicado por van Griensven e Bauwens (2003) e van Griensven *et al.* (2006). O método LH-OAT requer o estabelecimento de N pontos de amostragem *Latin Hypercube* para N intervalos, para então variar cada ponto de amostragem P vezes, alterando, a cada vez, um dos P parâmetros, conforme determina o método OAT. No presente estudo, em cada ponto do *Latin Hypercube* alterou-se cada parâmetro em 5%, um por vez.

O método funciona ciclicamente, de modo que cada ciclo inicia-se em um ponto *Latin Hypercube*. Em volta de cada ponto j *Latin Hypercube*, é calculado o efeito parcial S_{ij} para cada parâmetro e_i :

$$S_{i,j} = \left| \frac{100 * \left(\frac{M(e_1 \dots e_i * (1+f_i) \dots e_p) - M(e_1 \dots e_i \dots e_p)}{\frac{M(e_1 \dots e_i * (1+f_i) \dots e_p) + M(e_1 \dots e_i \dots e_p)}{2}} \right)}{f_i} \right| \quad (4.1)$$

onde $M(.)$ refere-se às funções do modelo, f_i é a fração de cada parâmetro e_i (uma constante pré-definida) que é alterada, $e_i = \{e_1, e_2, \dots, e_p\}$ refere-se ao conjunto de P parâmetro, e j refere-se a um ponto *Latin Hypercube*. O efeito final é calculado como sendo a média desses efeitos parciais para cada ciclo e para cada ponto *Latin Hypercube*, conseqüentemente N ciclos.

O número total de simulações que são realizadas durante a análise de sensibilidade é calculada pela seguinte equação:

$$N_s = N * (P + 1) \quad (4.2)$$

em que N_s é o número de simulações realizado na análise de sensibilidade, N é o número de intervalos *Latin-Hypercube*, e P é o número de parâmetros utilizados na análise de sensibilidade.

A análise de sensibilidade é feita em relação à variável de saída do modelo de interesse do usuário, dependendo da etapa da calibração como, por exemplo, a vazão ($m^3 \cdot s^{-1}$), a concentração de sedimentos ($mg \cdot l^{-1}$), e a concentração Clorofila-A ($\mu g \cdot l^{-1}$), ou a concentração total de nitrogênio ($mg \cdot l^{-1}$), se o usuário está calibrando os parâmetros ligados aos processos hidrológicos, sedimentológicos ou da qualidade da água, respectivamente.

O resultado de cada simulação da análise de sensibilidade pode ser comparado com o *output* produzido pelo modelo da variável de interesse do usuário ou com dados observados. Quando o resultado é comparado com o *output* produzido pelo modelo, os valores podem ser comparados com a média ou com valores limites de referência como a vazão mediana, ou vazão mínima. Quando o resultado é comparado com dados observados utilizam-se as funções objetivo Soma do Quadrado dos Resíduos (SSQ) e a Soma do Quadrado dos Resíduos Ranqueada (SSQR).

A SSQ é calculada pela seguinte equação:

$$SSQ = \sum_{i=1}^n (x_{i,obs} - x_{i,sim})^2 \quad (4.3)$$

em que n é o número de elementos da série temporal, $x_{i,obs}$ representa o valor observado da variável em questão e $x_{i,sim}$ representa o valor simulado pelo modelo da variável em questão.

A SSQR é calculada de forma semelhante à SSQ calculando-se resíduo, ou seja, a diferença entre o valor observado e o valor calculado, elevando-o ao quadrado, e depois somando os valores. Entretanto, a SSQR diferencia-se pelo fato dos valores serem ordenados antes do cálculo do resíduo, o que acaba desconsiderando a temporalidade do evento. Assim, depois de realizar o ordenamento dos valores simulados e dos valores observados criando-se novos pares de valores, calcula-se a SSQR de acordo com a seguinte equação:

$$SSQR = \sum_{i=1}^n (x_{i,obs} - x_{i,sim})^2 \quad (4.4)$$

em que j representa o *ranking* dos respectivos valores simulados e observados.

A análise de sensibilidade foi realizada pelo método LH-OAT para 27 parâmetros do modelo SWAT (Tabela 4.5), no período entre 01/10/1985 e 31/12/1998, sendo que o período entre 01/10/1985 e 31/12/1988, serviu apenas como aquecimento do modelo. Foram estabelecidos os limites inferiores e superiores de cada parâmetro, o método utilizado para alterar cada parâmetro e quais HRUs que foram alteradas, sendo que alguns parâmetros, como o Surlag, são alterados a nível de sub-bacia .

A forma utilizada para alterar os parâmetros variou de acordo com as características de cada parâmetro do modelo (VAN GRIENSVEN & BAUWENS, 2003, e VAN GRIENSVEN *et al.*, 2006), ocorrendo três possibilidades de como determinar os limites inferiores e superiores parâmetros a partir de um valor inicial. Na primeira, o valor do parâmetro foi substituído diretamente (Substituição direta); na segunda, adicionou-se um valor constante ao valor inicial do parâmetro (Soma); e, por último, multiplicou-se o valor inicial do parâmetro por um valor definido em termos percentuais (Multiplicação %).

Segundo Garrido (2003), a alteração dos valores padrões dos parâmetros, especificamente aqueles que influenciam a quantidade de água armazenada no solo, pode não gerar resultados com valores simétricos, pois há diversos processos e variáveis que são alterados com a mudança, como por exemplo, o aumento do *CN2* aumenta o escoamento superficial, porém diminui a quantidade de água armazenada no solo que, conseqüentemente, poderá vir a alterar o escoamento de base e a evapotranspiração.

Desse modo, não é de se esperar que para valores simétricos de *CN2* em relação ao valor padrão (-10% e 10%) ocorra simetria dos resultados (GARRIDO, 2003). Essa falta de simetria de alguns parâmetros pode ser visualizada graficamente em Arnold *et al.* (2000), onde a variação do *CN2*, *Sol_AWC* e *Esco* é avaliada em relação a recarga, escoamento superficial, entre outros.

Tabela 4.5 – Parâmetros avaliados na análise de sensibilidade, limites inferior (LI) e superior (LS) do parâmetro, método de variação do parâmetro e HRUs analisadas.

Nome	Parâmetro	LI	LS	Método de Variação	HRUs
Constante de recessão do escoamento de base (dias)	<i>Alpha_Bf</i>	0	1	Substituição direta	Todas
Eficiência do revolvimento biológico	<i>Biomix</i>	0	1	Substituição direta	Todas
Índice do potencial máximo de área foliar	<i>Blai</i>	0	1	Substituição direta	Todas
Armazenamento máximo do dossel (mm H ₂ O)	<i>Canmx</i>	0	10	Substituição direta	Todas
Condutividade hidráulica efetiva do canal (mm · h ⁻¹)	<i>Ch_K</i>	0	150	Substituição direta	Todas
Coefficiente de rugosidade de Manning	<i>Ch_N</i>	0,0 25	0,0 65	Substituição direta	Todas
Curva-Número para a condição de umidade II	<i>CN2</i>	-25	25	Multiplicação (%)	Todas
Fator de compensação de água pelas plantas	<i>Epc0</i>	0	1	Substituição direta	Todas
Fator de compensação de evaporação do solo	<i>Esco</i>	0	1	Substituição direta	Todas
Tempo de retardo da água subterrânea (dias)	<i>Gw_Delay</i>	20	300	Substituição direta	Todas
Coefficiente "revap" de água subterrânea	<i>Gw_revap</i>	0,0 2	0,2	Substituição direta	Todas
Limite entre a profundidade de água em aquífero raso e a superfície	<i>Gwqmn</i>	0	100 0	Soma	Todas
Fração de água percolada para o aquífero profundo	<i>Rchrg_Dp</i>	0	1	Substituição direta	Todas
Profundidade de água limite em aquífero raso para que ocorra "revap" (mm H ₂ O).	<i>Revapmn</i>	0	500	Substituição direta	Todas
Temperatura de queda de neve (°C)	<i>Sfmp</i>	0	5	Substituição direta	Sub-bacia
Declividade média (m · m ⁻¹)	<i>Slope</i>	-25	25	Multiplicação (%)	Todas
Comprimento da declividade média (m)	<i>Ssubbsn</i>	-25	25	Multiplicação (%)	Todas
Fator de derretimento de neve no dia 21 de dezembro (mmH ₂ O · °C ⁻¹ dia ⁻¹)	<i>Smfmn</i>	0	10	Substituição direta	Sub-bacia
Fator de derretimento de neve no dia 21 de junho (mmH ₂ O · °C ⁻¹ dia ⁻¹)	<i>Smfmx</i>	0	10	Substituição direta	Sub-bacia
Temperatura base de derretimento de neve (°C)	<i>Smtmp</i>	-25	25	Multiplicação (%)	Sub-bacia
Albedo do solo úmido	<i>Sol_Alb</i>	-25	25	Multiplicação (%)	Todas
Teor de umidade disponível nas camadas do solo (mmH ₂ O · mm ⁻¹ solo)	<i>Sol_Awc</i>	-25	25	Multiplicação (%)	Todas
Condutividade hidráulica do solo saturado (mm · h ⁻¹)	<i>Sol_K</i>	-25	25	Multiplicação (%)	Todas
Profundidade do solo (mm)	<i>Sol_Z</i>	-25	25	Multiplicação (%)	Todas
Coefficiente de retardo do escoamento superficial	<i>Surlag</i>	0	10	Substituição direta	Sub-bacia
Fator de retardo da temperatura do bloco de neve	<i>Timp</i>	0	1	Substituição direta	Sub-bacia
Taxa de lapso da temperatura (°C · km ⁻¹)	<i>Tlaps</i>	0	50	Substituição direta	Todas

Após definidos os limites inferior e superior de cada parâmetro, foram estabelecidos 50 intervalos para o *Latin hypercube*, totalizando 1.400 simulações do modelo, sendo que em cada ponto dentro de cada intervalo *Latin hypercube* sorteado, alterou-se o valor de cada parâmetro em 5%, um por vez, conforme recomenda o método OAT. A série temporal da vazões da bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau calculada pelo modelo SWAT em cada uma das simulações realizadas na análise de sensibilidade foi comparada com os dados observados da estação fluviométrica FRINOCAP-DF130, código 60473000, que fica dentro da bacia, utilizando as funções objetivo SSQ e SSQR, e com a média da vazão simulada.

4.4.2 Verificação da qualidade da simulação do modelo

A avaliação da qualidade dos resultados obtidos pelo modelo foi realizada por meio de métodos propostos por ASCE (1993) e por Moriasi *et al.* (2007), sendo recomendadas avaliações gráfico-visuais entre os valores calculados e os observados, como hidrogramas, curvas de permanência, *box plots*, e métodos estatísticos de avaliação.

Desse modo, foram calculados o coeficiente Nash & Sutcliffe (*Ens*), o percentual de tendência (*PBIAS*), e a razão entre o erro padrão médio e o desvio padrão das observações (*RSR*). O coeficiente Nash & Sutcliffe (1970) é dado pela seguinte equação:

$$Ens = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - Q_{obs,m\u00e9dio})^2} \quad (4.5)$$

onde Q_{obs} é o evento observado; Q_{sim} é o evento simulado pelo modelo; $Q_{obs,m\u00e9dio}$ é a média do evento observado no período simulado; e n é o número de eventos. O Coeficiente de Nash & Sutcliffe pode variar a partir de negativo infinito até 1, $(-\infty, 1]$. O percentual de tendência (*PBIAS*) e erro padrão médio normalizado (*RSR*) são calculados, respectivamente, por (4.6) e (4.7), sendo que quanto mais próximo de zero melhores são os resultados.

$$PBIAS = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - Q_{sim})}{\sum_{i=1}^n Q_{obs}} \quad (4.6)$$

$$RSR = \frac{EPM}{desvpad Q_{obs}} = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - Q_{sim})^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - Q_{obs,med})^2}} \quad (4.7)$$

A avaliação da qualidade dos resultados obtidos pelo modelo também foi realizado por meio do cálculo do Coeficiente de Nash & Sutcliffe alterado (*COEA*), conforme sugerido em Schaeffli & Gupta (2007), e calculado de acordo com a seguinte equação:

$$COEA = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - Q_b(t))^2} \quad (4.8)$$

em que $q_b(t)$ representa a vazão média mensal inter-anual entre 1989 e 2008. O *COEA* substitui a vazão média do evento observado no período simulado no denominador da equação, pelo valor da vazão média do mês ou do dia de referência observado no período simulado, dependendo se a análise está sendo feita em período diário ou mensal. Como a simulação foi realizada no período entre 1989 e 2008, foi calculada a média para todos os vinte meses de janeiro, deste período, e assim por diante, obtendo-se uma série com doze valores finais referente à cada mês do ano. Assim como o *Ens*, o *COEA* alterado também pode variar a partir de negativo infinito até $1, (-\infty, 1]$, indicando bons ajustes quanto mais próximo de um for o resultado.

4.4.3 Calibração e validação do modelo SWAT

A calibração e a validação do modelo SWAT foram conduzidas com base na divisão da série temporal de referência em duas partes, técnica é denominada *split sample* (KLEMES, 1986 *apud* SARMENTO, 2010). Na primeira parte da série temporal disponível é realizada a calibração do modelo onde os seus parâmetros de entrada poderão variar até que, por exemplo, a vazão simulada no exutório seja equivalente à observada pela rede de monitoramento existente na bacia hidrográfica. Após isso, a segunda parte da série temporal de dados é usada para a validação do modelo, onde todos os parâmetros determinados pela etapa de calibração não poderão ser alterados (ARNOLD *et al.*, 2000; LI *et al.*, 2009). Esta etapa tem como objetivo mensurar a aderência dos resultados da simulação com um conjunto de dados independentes ao usado para calibrar os parâmetros.

Desse modo, foi selecionado o período entre 1989 e 1998 para calibrar o modelo, e o período entre 1999 e 2008 para validar o modelo.

No procedimento de calibração/validação do modelo SWAT, o modelo, primeiramente, é calibrado com base na média anual da série temporal de referência, entre 1989 e 1998. Depois é utilizada a média mensal do mesmo período usado na calibração, de forma que assegure que o modelo represente corretamente a variabilidade sazonal. Por último, é feita a validação mensal da série temporal de referência, em um período diferente do usado para a calibração (LI *et al.*, 2009), entre 1999 e 2008. Segundo Neitsch *et al.* (2005), a calibração do balanço hídrico e da vazão devem ser feitos para condições médias anuais, para depois refinar a calibração com dados mensais ou diários.

Seguindo essas orientações gerais, a calibração do modelo SWAT para a bacia estudada foi realizada com dados do período entre 1989 e 1998, e consistiu na variação manual dos valores dos parâmetros, respeitando os intervalos estabelecidos na análise de sensibilidade (Tabela 4.5).

Os resultados da análise de sensibilidade foram muito importantes para o processo de calibração manual do modelo, pois indicaram quais parâmetros eram mais sensíveis na simulação da vazão pelo modelo. Foram realizadas simulações da vazão pelo modelo alterando os parâmetros até o momento em que as avaliações gráfico-visuais (curva de permanência, hidrogramas) e, principalmente, as estatísticas que avaliam a qualidade da simulação (Ens, COAE, PBIAS, RSR) ficaram satisfatórias, conforme proposto em Moriasi *et al.* (2007), Tabela 4.6.

Em seguida, foi conduzida a validação do modelo com um conjunto de dados independentes daquele usado no processo de calibração, no período entre 1999 e 2008. Foram utilizados os mesmos critérios de avaliação da qualidade da simulação adotados no período de calibração (Ens, COAE, PBIAS, RSR). O banco de dados do modelo foi mantido conforme o estabelecido na calibração, não sendo alterado nenhum elemento nesta etapa do processamento do modelo.

Tabela 4.6 – Classificação dos resultados dos índices de qualidade da simulação da vazão média mensal pelo modelo SWAT.

Classificação	RSR	Ens	COEA	PBIAS (%)
Muito bom	$0,00 \leq RSR \leq 0,50$	$0,75 < Ens \leq 1,00$	$0,75 < COEA \leq 1,00$	$PBIAS < \pm 10$
Bom	$0,50 \leq RSR \leq 0,60$	$0,65 < Ens \leq 0,75$	$0,65 < COEA \leq 0,75$	$\pm 1 \leq PBIAS \leq \pm 15$
Satisfatório	$0,60 \leq RSR \leq 0,70$	$0,50 < Ens \leq 0,60$	$0,50 < COEA \leq 0,60$	$\pm 15 \leq PBIAS \leq \pm 25$
Insatisfatório	$RSR \geq 0,50$	$Ens \leq 0,50$	$COEA \leq 0,50$	$PBIAS \geq \pm 25$

Fonte: Moriasi *et al.* (2007)

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 GEOPROCESSAMENTO E DELINEAMENTO DA BACIA

Foram definidas 22 sub-bacias, as quais podem ser visualizadas na Figura 5.1 com *valor limite* mínimo para o tamanho das Sub-bacias de 550 ha, ou 5,5km². Krysanova *et al.* (1998) sugere que a área das sub-bacias não excedam 100km² para garantir que alguns efeitos de escala sejam evitados, como relações entre o uso do solo e alterações atmosféricas, e entre relações entre o a rede de drenagem e os processos de infiltração.

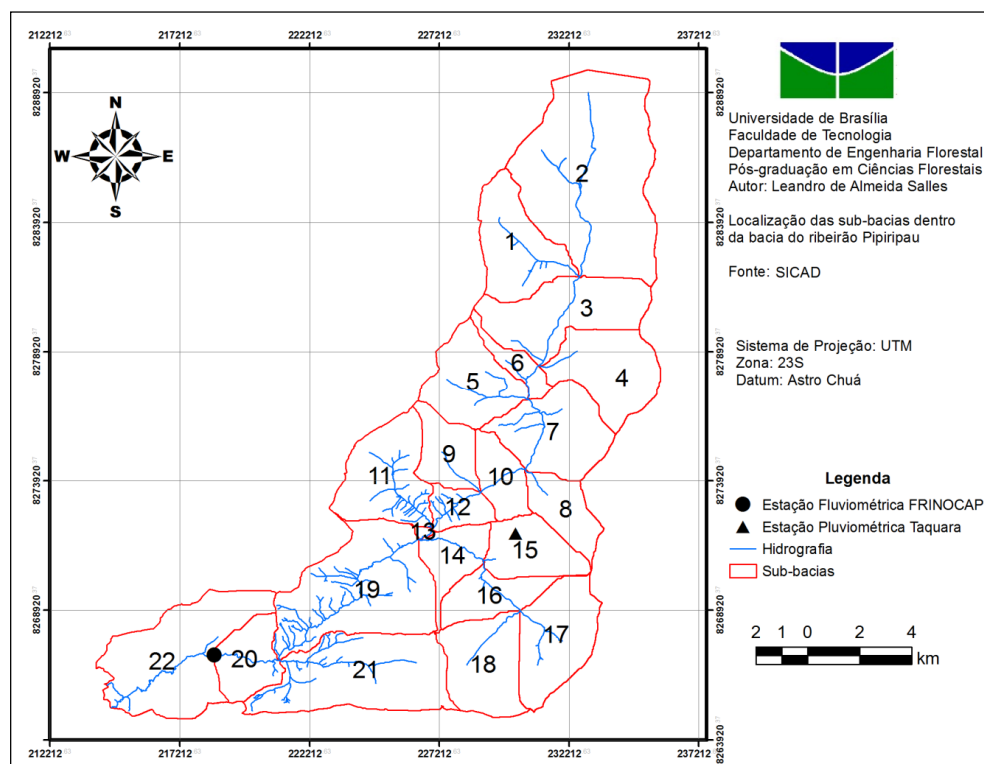


Figura 5.1 – Mapa das sub-bacias da bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau gerados pelo modelo SWAT.

No total, foram criados 439 HRU's na bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau, divididos nas 22 sub-bacias. Nas Tabelas 5.1; 5.2; e 5.3 são apresentados, respectivamente, a área de cada classe de uso do solo, classe pedológica, e classe de declividade na bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau, após a criação das HRUs.

Tabela 5.1 – Área de cada classe de uso do solo após a criação das HRUs.

Uso do solo	Área (ha)	Área (km ²)	Área (%)
Agricultura com plantio em nível	6.653,90	66,54	28,65
Soja	4.435,94	44,36	19,10
Cerrado	4.012,26	40,12	17,28
Pastagem	3.009,40	30,09	12,96
Pastagem degradada	2.006,27	20,06	8,64
Mata de Galeria	980,10	9,80	4,22
Campo	803,51	8,04	3,46
Vias não pavimentadas	406,12	4,06	1,75
Área urbana	396,26	3,96	1,71
Área urbana baixa densidade	306,47	3,06	1,32
Reflorestamento	131,85	1,32	0,57
Agricultura uso genérico	79,20	0,79	0,34
TOTAL	23221,28	232,21	100,00

Tabela 5.2 – Área de cada classe pedológica após a criação das HRUs.

Classificação pedológica	Área (ha)	Área (km ²)	Área (%)
Latossolo Vermelho	16.358,05	163,58	70,44
Cambissolo	3.020,21	30,0	13,01
Latossolo Vermelho-amarelo	2.014,50	20,14	8,68
Neossolo Quartzarênico	902,18	9,02	3,89
Gleissolo	888,00	8,88	3,82
Plintossolo	38,33	0,38	0,17
TOTAL	23221,28	232,21	100,00

Tabela 5.3 – Área das classes de declividade após a criação das HRUs.

Declividade	Área (ha)	Área (km ²)	Área (%)
0 a 5%	13.551,78	135,52	58,36
5-100%	9.669,50	96,70	41,64
TOTAL	23.221,28	232,21	100,00

5.2 SIMULAÇÃO ANTES DA CALIBRAÇÃO DO MODELO SWAT

A Figura 5.2 mostra a vazão média mensal observada na estação FRINOCAP e a vazão média mensal simulada no exutório da sub-bacia 20 modelo SWAT, no período entre 01/01/1989 e 31/12/1998. Visualmente, já é possível observar que o modelo SWAT não

conseguiu simular a vazão da bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau de forma satisfatória. Os picos de vazão calculados pelo modelo foram muito maiores do que os picos observados. Observa-se, também, que nesta primeira simulação o modelo não estimou corretamente a vazão de base, pois no período de seca as vazões médias mensais simuladas chegaram à zero, enquanto nos dados observados a vazão média mensal mínima foi igual $0,50 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

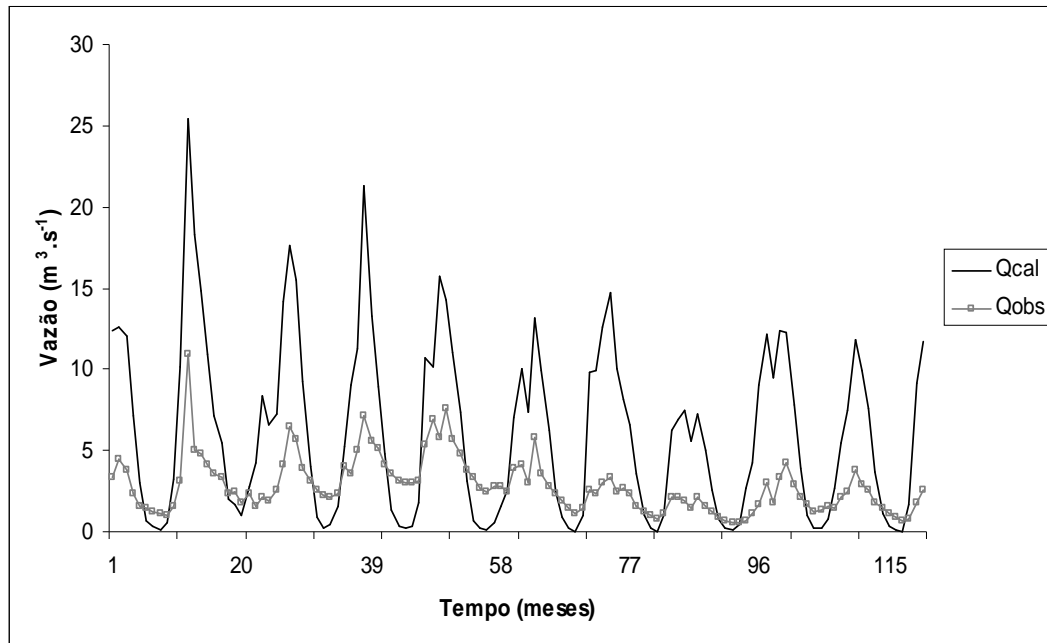


Figura 5.2 – Hidrograma da vazão média mensal observada na estação FRINOCAP-DF130 e a vazão média mensal simulada modelo SWAT, no período entre 1989 e 1998 antes da calibração.

A Tabela 5.4 apresenta o resultado da estatística de verificação da qualidade da simulação da vazão média mensal da vazão média mensal da bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau. A análise de verificação da simulação foi feita comparando a vazão média mensal simulada no exutório da sub-bacia 20 aos dados observados da estação fluviométrica no período entre 01/01/1989 e 31/12/1998. Os resultados da estatística de verificação foram insatisfatórios (Ens=-9,05; PBIAS=-115,40; RSR=3,17; e COEA=-13,37), porém válidos para a simulação antes da calibração.

Tabela 5.4 – Resultado final da estatística de verificação antes da calibração do modelo.

Simulação/ Estatística	Antes da calibração	
	Resultado	Classificação*
Ens	-9,05	Não satisfatório
COEA	-13,37	Não satisfatório
PBIAS (%)	-115,40	Não satisfatório
RSR	3,17	Não satisfatório

*Moriasi *et al.* (2007)

A correlação entre a vazão média mensal simulada e a vazão média mensal observada, apresentada na Figura 5.3, também mostrou que os resultados do modelo não foram satisfatórios nessa etapa inicial. Observa-se que a vazão simulada está superestimando as vazões e que a dispersão dos pontos não está proporcional a reta 1:1.

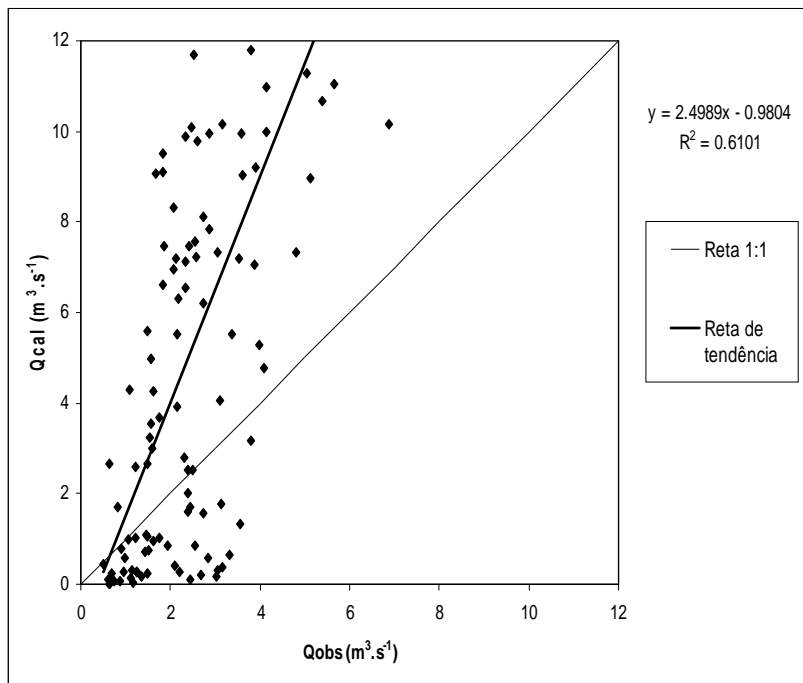


Figura 5.3 – Correlação entre a vazão média mensal observada e a vazão média mensal simulada pelo modelo SWAT, no período entre 1989 e 1998, antes da calibração.

Desse modo, foi necessário realizar a calibração dos parâmetros do modelo SWAT. Inicialmente, foi realizada análise de sensibilidade dos parâmetros do modelo na simulação da vazão da sub-bacia 20, utilizando o método LH-OAT para identificar quais parâmetros deveriam ser calibrados. Depois, foi realizada a calibração manual dos parâmetros mais sensíveis. Tanto a análise de sensibilidade quanto a calibração foram realizadas no período

entre 1989 e 1998. Por último, foi feita a validação do modelo, no período entre 01/01/1999 e 31/12/2008.

5.3 ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DO MODELO

Na Figura 5.4 apresenta-se o *ranking* de importância dos parâmetros na simulação da vazão da bacia hidrográfica do ribeirão Pipuripau, obtido para as duas funções objetivo, e para vazão média simulada utilizando o método LH-OAT. Os parâmetros de maior sensibilidade foram aqueles com os menores valores (1º, 2º. etc). É possível observar que quando a sensibilidade é analisada em relação à SSQ e SSQR, o *ranking* dos parâmetros é semelhante, principalmente quando o resultado é comparado com os resultados obtidos para a vazão média simulada. A semelhança entre a SSQ e SSQR ocorre pelo fato das funções objetivo utilizarem o resíduo como valor de referência.

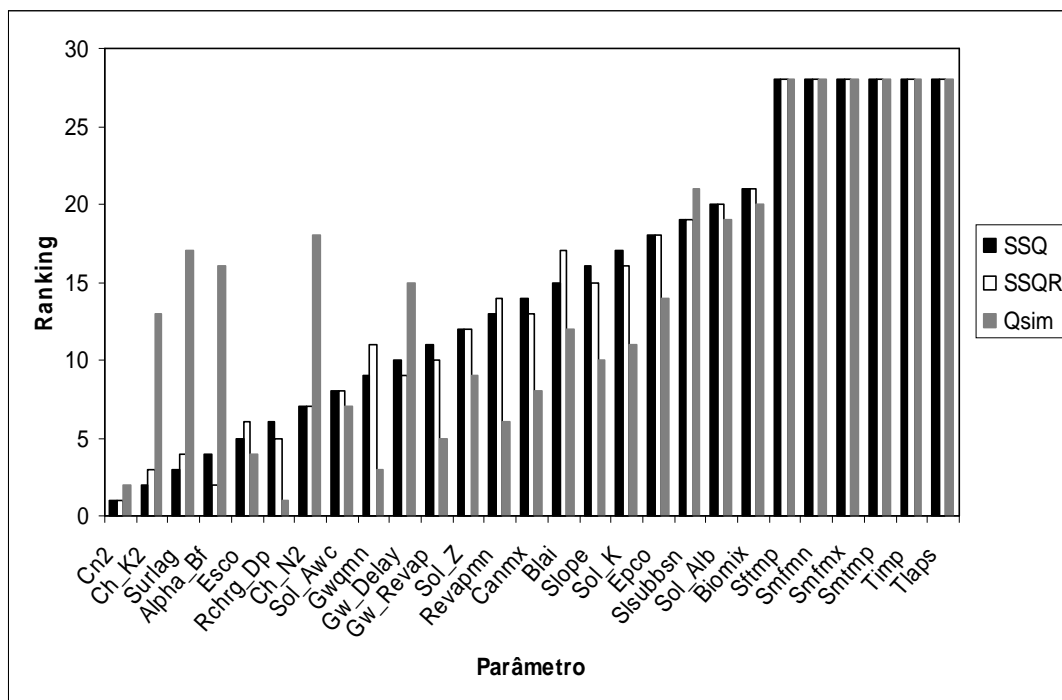


Figura 5.4 – *Ranking* de importância de 27 parâmetros do modelo SWAT para simulação da vazão da bacia hidrográfica do ribeirão Pipuripau.

O *CN2* apresentou a maior influência para os resultados da SSQ e SSQR, seguido, respectivamente, pelo *Ch_K*, *Surlag*, *Alpha_Bf*, *Esco* e *Rchrg_Dp*, no método SSQ, e pelos parâmetros *Alpha_Bf*, *Ch_K*, *Surlag*, *Rchrg_Dp*, e *Esco*, para o método SSQR. Apenas os

parâmetros cuja variação não casou nenhuma alteração nos resultados do modelo obtiveram o mesmo *ranking* nos três critérios adotados para analisar a sensibilidade. Esses parâmetros são o *Sftmp*, *Smfmn*, *Smfmx*, *Smtmp*, *Timp* e *Tlaps*, os quais são relacionados aos processos hidrológicos ligados à neve e à variação da temperatura, e por isso não tiveram importância na simulação da vazão do ribeirão Pípiripau.

Na Figura 5.5, por sua vez, apresenta-se a sensibilidade média da simulação da vazão da bacia hidrográfica do ribeirão Pípiripau em relação à variação de cada parâmetro pelo método LH-OAT nos três critérios adotados para avaliar a sensibilidade. Em relação à função objetivo SSQR, cinco parâmetros causaram sensibilidade média maior do que um na simulação da vazão: *CN2* (3,56); *Alpha_Bf* (2,10); *Ch_K* (2,04); *Surlag* (1,85); e *Rchrg_Dp* (1,23). Para a função objetivo SSQ, com exceção do *Rchrg_Dp* e do *Alpha_Bf*, os mesmos parâmetros causaram sensibilidade média maior do que um: *CN2* (2,73); *Ch_K* (1,58); e *Surlag* (1,50). O parâmetro *Alpha_bf* obteve sensibilidade igual a 0,91 neste caso. Em relação à média da vazão simulada, apenas o parâmetro *Rchrg_dp* (1,00) apresentou sensibilidade média maior ou igual a um.

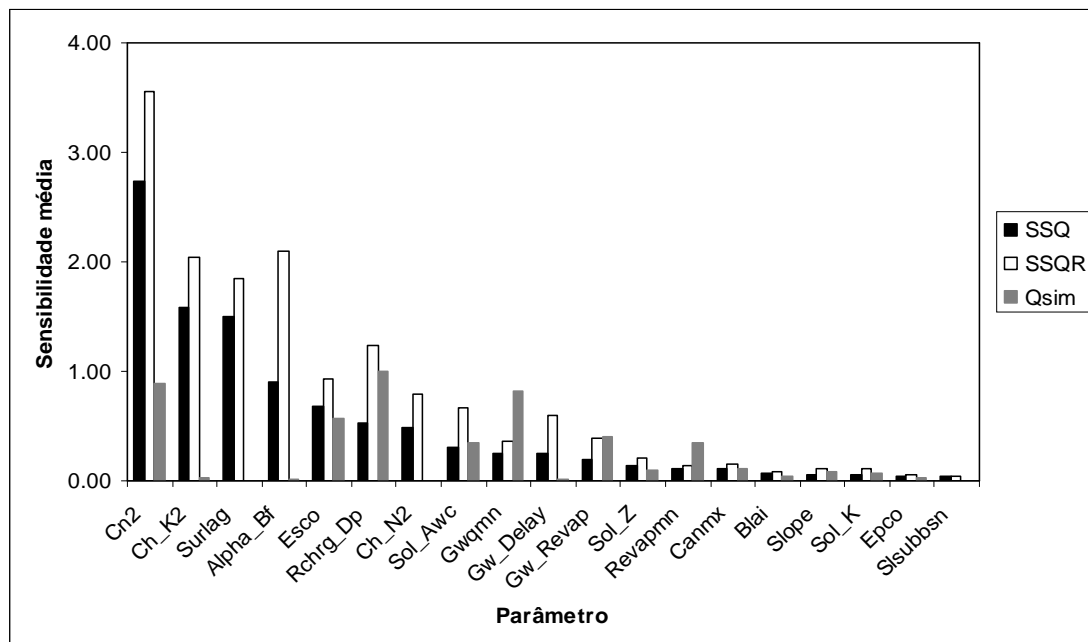


Figura 5.5 – Sensibilidade média do modelo para cada parâmetro em relação à vazão da bacia hidrográfica do ribeirão Pípiripau.

Observou-se que, para função objetivo SSQR, a sensibilidade média foi maior para *CN2*, *Alpha_Bf* e *Ch_K*, enquanto que para a função SSQ apenas o *CN2* causou sensibilidade média maior do que 2,0 na resposta do modelo. Para a média da vazão simulada, nenhum parâmetro causou sensibilidade média maior do que 2,0 nas respostas do modelo.

Sensibilidade média maior do que 1,0 indica que o modelo é sensível ao parâmetro (CHAVES,1991), e valores de sensibilidade muito maiores do que 1,0 indicam que a propagação da incerteza associada a determinado parâmetro até a resposta do modelo poderá ser significativa, gerando instabilidade na resposta. Valores de sensibilidade relativa muito pequenos, por sua vez, revelam uma insensibilidade do modelo ao parâmetro (CHAVES, 1991).

De acordo com classificação proposta por Lenhart et al. (2002), a análise de sensibilidade avaliada pela SSQ teve 3 parâmetros causando sensibilidade muito alta nas respostas do modelo, 7 causando alta sensibilidade, 6 causando sensibilidade média e 11 causando baixa sensibilidade. A sensibilidade avaliada pela SSQR, por sua vez, teve 5 parâmetros causando sensibilidade muito alta na resposta do modelo, 7 causando alta sensibilidade, 5 causando sensibilidade média e 10 causando baixa sensibilidade. Em relação à sensibilidade para a média da vazão simulada, nenhum parâmetro causou sensibilidade muito alta nas respostas do modelo, enquanto 7 parâmetros causaram alta sensibilidade, 4 causaram sensibilidade média e 16 causaram baixa sensibilidade.

Na Tabela 5.5 fornece-se o *ranking* de importância nos três critérios adotados na simulação da vazão da bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau, em relação à mudança nos parâmetros relacionados a processos hidrológicos, utilizando o método LH-OAT.

A última coluna fornece o menor *ranking* obtido por parâmetro nos três critérios adotados fornecendo a sensibilidade global do modelo para vazão. Por exemplo: o parâmetro *Rchrg_Dp* obteve o *ranking* 5 e 6 para SSQR e SSQ, porém como para a vazão média simulada ele obteve o *ranking* 1. Assim, na classificação proposta por van Griensven *et al.* (2006) o parâmetro é muito importante.

De maneira geral, os resultados da sensibilidade global dos parâmetros hidrológicos identificou 2 parâmetros muito importantes, 8 parâmetros como importantes, 11 parâmetros como pouco importantes e 6 parâmetros sem nenhuma importância, os quais não causaram nenhuma alteração na vazão da bacia hidrográfica do ribeirão Pípiripau simulada pelo modelo.

Tabela 5.5 – *Ranking* da importância dos parâmetros do modelo SWAT na simulação da vazão da bacia hidrográfica do ribeirão Pípiripau, e sua classificação de acordo com van Griensven *et al.* (2006).

Parâmetro	SSQ	SSQR	Qcal	van Griensven et al. (2006)
<i>CN2</i>	1	1	2	Muito importante
<i>Rchrg_Dp</i>	6	5	1	Muito importante
<i>Ch_K</i>	2	3	13	Importante
<i>Surlag</i>	3	4	17	Importante
<i>Alpha_Bf</i>	4	2	16	Importante
<i>Esco</i>	5	6	4	Importante
<i>Gwqmn</i>	9	11	3	Importante
<i>Gw_revap</i>	11	10	5	Importante
<i>Revapmn</i>	13	14	6	Importante
<i>Ch_N</i>	7	7	18	Pouca importância
<i>Sol_Awc</i>	8	8	7	Pouca importância
<i>Gw_Delay</i>	10	9	15	Pouca importância
<i>Sol_Z</i>	12	12	9	Pouca importância
<i>Canmx</i>	14	13	8	Pouca importância
<i>Blai</i>	15	17	12	Pouca importância
<i>Slope</i>	16	15	10	Pouca importância
<i>Sol_K</i>	17	16	11	Pouca importância
<i>Epc</i>	18	18	14	Pouca importância
<i>Ssubbsn</i>	19	19	21	Pouca importância
<i>Sol_Alb</i>	20	20	19	Pouca importância
<i>Biomix</i>	21	21	20	Pouca importância
<i>Sftmp</i>	28	28	28	Nenhuma importância
<i>Smfmn</i>	28	28	28	Nenhuma importância
<i>Smfmx</i>	28	28	28	Nenhuma importância
<i>Smtmp</i>	28	28	28	Nenhuma importância
<i>Timp</i>	28	28	28	Nenhuma importância
<i>Tlaps</i>	28	28	28	Nenhuma importância

• van Griensven *et al.* (2006)

Os parâmetros classificados como muito importantes foram o *CN2* o qual é relacionado ao cálculo do escoamento superficial e o *Rchrg_Dp* o qual determina a fração de água que percola do aquífero raso para o aquífero profundo, sendo influente na vazão de base simulada pelo modelo. Os parâmetros *Ch_K*, *Surlag*, *Alpha_Bf*, *Esco*, *Gwqmn*, *Gw_revap*, e *Revapmn*, por sua vez, foram classificados como importantes, enquanto os parâmetros *Ch_N*, *Sol_Awc*, *GW_Delay*, *Sol_Z*, *Canmx*, *Blai*, *Slope*, *Sol_K*, *Epc*, *Sbsubsn*, *Sol_Al* e *Biomix* foram classificados como pouco importantes, de acordo com van Griensven *et al.* (2006).

Por último, os parâmetros *Sftmp*, *Smfmn*, *Smfmx*, *Smtmp*, *Timp* e *Tlps* foram classificados como sem nenhuma importância, pois não causaram nenhuma alteração na vazão simulada pelo modelo. Ou seja, a sensibilidade média da simulação da vazão da bacia hidrográfica do ribeirão Pípiripau em relação à variação desses parâmetros pelo método LH-OAT nos três critérios adotados para avaliar a sensibilidade foi igual a zero. Esse resultado era esperado, pois não ocorre neve na bacia hidrográfica do ribeirão Pípiripau, nem variação acentuada da temperatura ao longo do ano.

Os resultados da análise de sensibilidade obtidos no presente estudo foram semelhantes aos obtidos em van Griensven *et al.* (2006), Li *et al.* (2009), Sarmiento (2010), e Bonumá *et al.* (2011). Li *et al.* (2009) identificaram os parâmetros *CN2*, *Esco*, *Sol_Awc* e *Alpha_BF* como sendo os de maior impacto no seu projeto. Na análise feita por van Griensven *et al.* (2006), os parâmetros que demonstraram maior sensibilidade na simulação da vazão nas duas bacias estudadas foram o *CN2* e o *Surlag*. Sarmiento (2010) também obteve o *CN2* e o *Surlag* como os parâmetros cuja variação causou maior sensibilidade na simulação da vazão. Bonumá *et al.* (2011) por sua vez, obtiveram os parâmetros *CN2*, *Esco* e *Alpha_Bf* com a maior sensibilidade na simulação da vazão, usando a função objetivo SSQ. Garrido (2003) identificou o parâmetro *CN2* como um dos mais sensíveis, além do *Sol_Awc*, *Sol_BD* e *Sol_Z*, porém não foi utilizado o método LH-OAT.

O parâmetro *CN2* representa o valor inicial do SCS Curva-Número para a condição de umidade II, a qual ocorre quando o solo não está totalmente saturado. O valor do *CN2* influi na quantidade de deflúvio gerado na bacia hidrográfica, sendo função da condição antecedente de saturação do solo, do uso do solo e da permeabilidade do solo. Por

consequente, a variação desse parâmetro afeta diretamente a fase terrestre do ciclo hidrológico, causando sensibilidade na vazão simulada em diversos estudos.

5.4 CALIBRAÇÃO DO MODELO SWAT

A Tabela 5.6 contém os valores finais dos parâmetros do modelo SWAT calibrados manualmente. Buscou-se realizar o melhor ajuste dos parâmetros, levando em conta o balanço hídrico simulado pelo modelo no período, bem como a análise visual dos hidrogramas simulado e calculado.

Como na Figura 5.2, a vazão de pico mensal foi superestimada, buscou-se ajustar a vazão de pico alterando os parâmetros *Surlag* e *Ch_N* pelo método da substituição direta, encontrando-se os valores de 0,01 e 0,04, respectivamente. Também foi necessário ajustar a recessão do hidrogramas, que estavam muito altas, e a vazão de base, que estava sendo subestimada (ver Figura 5.2). Para isso, foram alterados os parâmetros *Alpha_Bf* (0,01), *Gw_revap* (0,2), *Gw_delay* (150), *Revapmn* (0,7), *Sol_awc* (6%), *Esco* (0,05) e o *Rch_Dp* (0,15).

Tabela 5.6 – Valores dos parâmetros calibrados manualmente obtidos na simulação da vazão do ribeirão Pipiripau entre 1989 e 1998.

Parâmetro	Método de variação do Parâmetro	Valor inicial	Valor final
<i>Surlag</i>	Substituição direta	4	0,01
<i>Gw_revap</i>	Substituição direta	0,02	0,2
<i>Esco</i>	Substituição direta	0,95	0,05
<i>Rch_Dp</i>	Substituição direta	0,05	0,15
<i>CN2</i>	Não foi alterado	<i>default</i>	<i>default</i>
<i>Ch_K</i>	Não foi alterado	0	0
<i>Gw_delay</i>	Substituição direta	31	150
<i>Alpha_Bf</i>	Substituição direta	0,048	0,01
<i>Ch_N</i>	Substituição direta	0,015	0,04
<i>Revapmn</i>	Substituição direta	1	0,7
<i>Sol_awc</i>	Multiplicação (%)	<i>default</i>	6,0

Como exposto anteriormente, o parâmetro *Alpha_Bf* é a constante de recessão da vazão de base do hidrograma. Segundo Arnold *et al.* (1995), a constante de recessão quantifica a taxa em que a vazão do rio diminui na ausência de recarga, ou seja, indica o grau de inclinação da recessão do hidrograma, após um evento chuvoso. A constante de recessão é

função das características do aquífero, principalmente do armazenamento e da transmissividade, sendo que valores elevados indicam uma recessão acentuada, enquanto valores baixos expressam que a drenagem é mais lenta (FORD & WILLIAMS, 1989 *apud* ARNOLD *et al.*, 1995).

O parâmetro Ch_N foi alterado, pois segundo Chow (1959) *apud* Neitsch *et al.* (2004), o coeficiente n de *Manning* em canais naturais com algumas árvores, arbustos e pedras varia entre 0,025 e 0,065, e o valor *default* do modelo é igual a 0,014 (indicado para canais de concreto).

O parâmetro $CN2$ não foi alterado na calibração manual, sendo mantidos os valores definidos como *default* na seção 4.2.3.3. O parâmetro Ch_K , por sua vez, não foi calibrado, sendo atribuído zero ao parâmetro, pois o ribeirão Pípiripau é um rio efluente, que recebe constantemente água do escoamento de base.

Na Tabela 5.7 apresenta os resultados médios anuais do balanço hídrico simulados na bacia hidrográfica do ribeirão Pípiripau no período entre 1989 e 1998. Observa-se que houve uma precipitação média de 1.372mm, não sendo simulado neve, sublimação e derretimento de gelo. A lâmina média anual de escoamento superficial, que contribuiu para a vazão do ribeirão Pípiripau no período, foi igual a 115,46mm, enquanto a do escoamento sub-superficial foi igual a 106,62mm, o que representam, respectivamente, 8,42% e 7,77% do total precipitado. Já o escoamento de base contribuiu com uma lâmina média anual de 230,52mm, que corresponde a 16,80% do total precipitado, enquanto a água perdida por transmissão pelo canal de drenagem foi igual 2,04mm, correspondendo a 0,15% do total precipitado. A produção de água média anual nos canais de drenagem, que corresponde à soma do escoamento superficial, escoamento sub-superficial e escoamento de base menos as perdas por transmissão no canal e as perdas em reservatórios, lagos, entre outros, foi igual a 450,57 mm, correspondendo a 32,84% do total precipitado no período.

A recarga total, que corresponde à lâmina média anual de água que abastece tanto o aquífero raso quanto o aquífero profundo, foi igual a 465,68mm, que corresponde a 33,94% do total precipitado. A recarga do aquífero profundo foi igual a 69,85mm, correspondendo a 5,09% do total precipitado e a 15,00% da recarga total.

Tabela 5.7 – Resultados médios anuais do CN2 e do balanço hídrico simulado na bacia hidrográfica do ribeirão Pípiripau, no período entre 1989 e 1998.

Precipitação (mm)	1.372,00
Neve (mm)	0,00
Neve derretida (mm)	0,00
Sublimação (mm)	0,00
Escoamento superficial (mm)	115,46
Escoamento sub-superficial (mm)	106,62
Escoamento de base (mm)	230,52
Perdas por transmissão do canal (mm)	2,04
Produção de água (mm)	450,57
Recarga aquífero profundo (mm)	69,85
Recarga aquífero raso (mm)	395,83
Recarga total (mm)	465,68
Percolação de água para zona vadosa	466,40
Evapotranspiração potencial	2.132,00
Evapotranspiração real	680,90
Ascensão capilar (aquífero raso ==> solo/plantas) - mm	165,30
CN2 médio anual	62,65
CN2 médio anual ponderado	64,11

A recarga do aquífero raso, por sua vez, correspondeu a 85% da recarga total e a 28,85% do total precipitado, sendo igual a 395,83mm. O total de água que percolou para zona vadosa foi igual a 466,40mm.

Gomes (2008), estudando a recarga profunda na bacia do ribeirão da Onça/SP, em zona de afloramento do sistema aquífero Guarani, e utilizando o método de balanço hídrico em zona saturada, obteve resultados de recarga direta e recarga profunda que variaram entre 14,0 e 38,0% e entre 0,4 e 2,4% do total precipitado, respectivamente. Este estudo foi feito com base em dados de 9 poços de monitoramento.

Em relação à evapotranspiração, o método de Penman-Monteith estimou a evapotranspiração potencial média anual para os 10 anos como sendo 2.132mm. O balanço hídrico calculado pelo modelo indicou que foram evapotranspirados 680,90mm, que correspondem a 49,63% do total precipitado. A ascensão média anual de água do aquífero raso para a zona insaturada, devido a demandas evaporativas do solo, foi igual a 165,30mm, correspondendo a 41,76% da recarga do aquífero raso. Vale ressaltar que os 58,24% restantes da recarga do aquífero raso são correspondentes à lâmina média anual de

230,52mm, que o escoamento de base contribuiu com a produção de água para os canais de drenagem.

Estimativas de Coimbra (1987) *apud* Campos (2004) no Distrito Federal que cerca de 12% da precipitação total infiltram na zona vadosa, efetivamente alcançando a zona saturada do aquífero, e que a evapotranspiração real fica em torno de 900mm anuais, representando 60% da precipitação média anual (1.500mm). Em Lima (2010), estimou-se que a evapotranspiração real no ano hidrológico de 2007/2008 representou 70,71% do total precipitado, enquanto o escoamento superficial, escoamento de base e escoamento total foram equivalentes à 2,94%, 26,35% e 29,29% do total precipitado na bacia hidrográfica do alto Jardim (DF), com área de drenagem 104,86km². No presente estudo, observou-se que o balanço hídrico resultante da simulação da vazão média mensal da bacia do ribeirão Pipiripau pelo modelo SWAT teve a distribuição de água entre os seus componentes um pouco diferente em relação à estes estudos. O total da precipitação que infiltra pela zona vadosa e atinge efetivamente a zona saturada do aquífero foi maior (395,83mm, ou 28,85% do total precipitado). O escoamento superficial estimado (115,46mm, ou 8,42% do total precipitado) também foi maior do que os resultados apresentados em Lima (2010). O escoamento total estimado (450,57mm, ou 32,84% do total precipitado), por sua vez, foi semelhante ao encontrado por Lima (2010). Em relação à evapotranspiração real, a média anual foi menor (680,90mm, ou 49,63% do total precipitado). Todavia, vale lembrar que a calibração do modelo foi feita em relação à vazão, e não em relação ao escoamento superficial e à vazão de base.

O *CN2* médio anual e o *CN2* médio anual ponderado para o período de calibração foram, respectivamente, iguais a 62,65 e 64,11. Camelo (2011), calibrando manualmente o *CN2* através da solução iterativa da equação do SCS, e usando hidrogramas diretos e precipitação diária da bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau, encontrou *CN2* médio anual calibrado e *CN2* médio anual ponderado de 71,39 e 70,65, respectivamente. Vale ressaltar que a metodologia adotada por Camelo (2011) foi diferente da adotada no presente estudo, já que este modificou o mapa de uso do solo BRASIL (2010) no processo de geração das HRUs. Assim, o *CN2* médio anual e o *CN2* médio anual ponderado encontrados no presente estudo corroboram com os resultados de Camelo (2011), apesar dos resultados

serem um pouco diferentes, refletindo o domínio dos latossolos e agricultura extensiva na bacia (CAMELO, 2011).

Na Figura 5.6 apresenta-se o pluviograma da precipitação mensal registrada na estação pluviométrica Taquara (código 01547013), o hidrograma da vazão média mensal observada na estação FRINOCAP e a vazão média mensal simulada no exutório da sub-bacia 20 pelo modelo SWAT no período entre 01/01/1989 e 31/12/1998, após a calibração. Observa-se que, após a calibração, o modelo SWAT conseguiu simular a vazão da bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau melhor do que antes da calibração. Tanto as vazões médias mensais de pico como as vazões médias mensais de base durante o período de seca foram próximos às vazões observadas na estação fluviométrica.

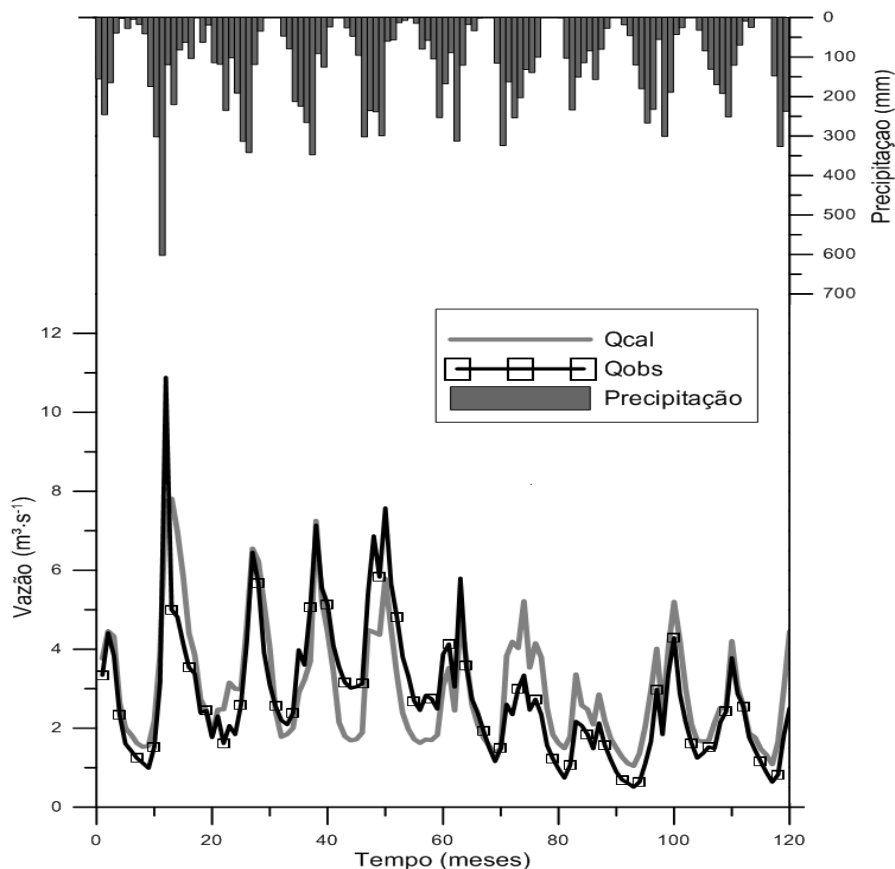


Figura 5.6 – Valores de precipitação mensal observada e de vazões médias mensais calculadas e observadas na bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau, entre 01/01/1989 e 31/12/1998.

Na Figura 5.7, por sua vez, apresenta-se as curvas de permanência das vazões médias mensais simuladas, antes e depois da calibração, e da vazão observada na estação FRINOCAP no período entre 01/01/1989 e 31/12/1998. Observa-se que, após a calibração, a distribuição da frequência das vazões simuladas ficou parecida com a distribuição da vazão observada, principalmente quando comparada a vazão simulada antes da calibração.

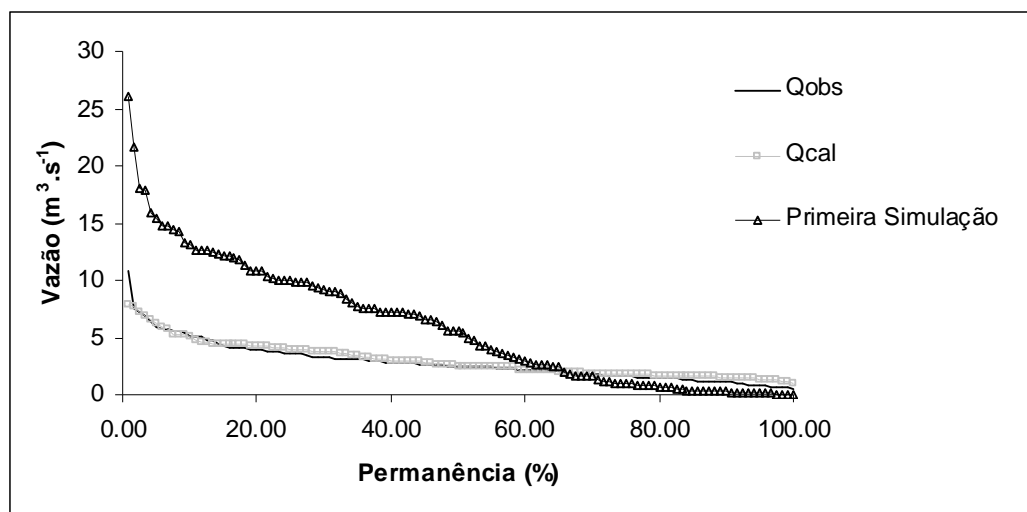


Figura 5.7 – Curva de permanência da vazão média mensal simulada antes e depois da calibração e da vazão média mensal observada (período entre 1989 a 1998).

A vazão média mensal observada em 95%, 75% 50% e 25% do tempo são, respectivamente, iguais a 0,82, 1,57, 2,46 e 3,59 $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, enquanto as que são simuladas na mesma frequência após a calibração são iguais a 1,37, 1,79, 2,52 e 4,02 $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, respectivamente.

Na Tabela 5.8 apresenta-se o resultado final da estatística referente à calibração manual, feita no período entre 01/01/1989 e 31/12/1998, comparando as vazões simuladas pelo SWAT com as observadas na estação fluviométrica. Na Tabela 5.8 também é feito a classificação da eficiência do modelo SWAT, conforme proposto em Moriasi *et al.* (2007).

O resultado final da calibração manual (vazões médias mensais) indicam que a validação do modelo foi variou de boa a muito boa (PBIAS). Mantendo a mesma classificação do Ens, o resultado do COEA classificaria a simulação do modelo como satisfatória ($0,50 < \text{COEA} \leq 0,65$).

Tabela 5.8 – Resultado final da estatística de verificação depois da calibração.

Simulação/ Estatística	Após calibração	
	Resultado	Classificação*
Ens	0,67	Bom
COEA	0,52	Satisfatório
PBIAS (%)	-6,70	Muito bom
RSR	0,58	Bom

*Moriasi *et al.* (2007)

O Ens é uma estatística que representa a magnitude residual da variância em relação à variância dos dados observados, sendo que valores menores do que zero indicam que a média dos dados observados prediz melhor a vazão do que a simulação do modelo, enquanto valores próximos a um indicam ajuste ótimo (GUPTA *et al.*, 1999).

Todavia, Schaepli & Gupta (2007) apontam que Ens não avalia o quanto o modelo está bom em termos absolutos e que ao utilizar a média observada como referência o Ens pode ter resultados inconsistentes, principalmente em locais cujo clima apresenta sazonalidade, de modo que um modelo hidrológico que consegue representar bem a sazonalidade, mas não é sensível a pequenas flutuações, tem como resultado o índice Ens alto. Nesse sentido Schaepli & Gupta (2007) discutem a necessidade de se utilizar um *benchmark model* apropriado para avaliar a qualidade do modelo, e propõem para locais com clima com forte sazonalidade o uso do COEA, normalizando a variância residual em relação ao valor médio inter-anual de cada dia do ano no lugar da vazão média observada. Vale ressaltar que, no presente estudo, o COEA foi calculado em função do valor médio inter-anual de cada mês do ano, no período entre 01/01/1989 e 31/12/2008, conforme item 4.4.3.

O RSR, por sua vez, é o erro padrão médio normalizado pelo desvio padrão das observações. Segundo Moriasi *et al.* (2007), o RSR incorpora as propriedades de um índice que expressa a estatística do erro e possui um fator de normalização que permite a comparação dos resultados, sendo que quanto menor for o valor de RSR, menor será o erro padrão médio e melhor será a simulação.

O PBIAS indica a tendência média das vazões simuladas serem maiores ou menores do que a vazão que foi observada, de modo que valores positivos indicam que o viés do modelo tende a subestimar os resultados, enquanto valores negativos indicam que o viés

tende a superestimar os resultados (GUPTA *et al.*, 1999). Desse modo, observa-se através do PBIAS que o modelo tende a superestimar a vazão simulada da bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau, no período de calibração.

Srinivasan *et al.* (1998) calcularam o Ens em relação a vazão média mensal de duas estações fluviométricas na bacia hidrográfica do rio *Richland-Chambers* (EUA) durante 5 anos (1965-1969). Os valores de Ens foram de 0,77 e 0,84. A calibração do modelo foi nos parâmetros *CN2* e *Revap*, em que os valores *default* do primeiro foram reduzidos em 10%, e do segundo parâmetro foram determinados como 1 para a sub-bacia.

Machado (2002) obteve bons resultados de verificação do modelo SWAT na simulação das vazões do ribeirão Marins (SP), antes mesmo de calibrar os parâmetros *Alpha_Bf*, *Sol_Awc*, *CN2* e *Slslope*, tendo resultados de Ens e PBIAS iguais a 0,90 e -12,7%, respectivamente, os quais após calibração mudaram para 0,92 e -0,7%, respectivamente. Garrido (2003), por sua vez, não conseguiu atingir resultados satisfatórios de calibração na simulação da vazão do rio Jiquiriçá (BA).

Baldissera (2005) calibrou o modelo SWAT usando vazões mensais da bacia do rio Cuiabá (MT), em cinco estações fluviométricas. Os resultados de Ens variaram de 0,73 a 0,78, exceto em uma das sub-bacias, que obteve Ens igual a 0,60. O PBIAS também foi calculado, com resultados variando entre -11,14% e -0,26%. Schultz *et al.* (2011), por sua vez, obteve um Ens de 0,83 na simulação da vazão média mensal da bacia do alto rio Negro (PR/SC), após calibração.

Sarmento (2010) realizou a calibração automática de 15 parâmetros do modelo em relação à vazão diária vertida pelo reservatório do rio Descoberto (DF), encontrando um Ens de 0,62 para o período de calibração, entre 1983 e 1992. Calibrando de forma automática o modelo SWAT, usando vazões mensais entre 1972 e 1980, Li *et al.* (2009) encontrou valores de Ens, PBIAS e RSR, iguais a 0,65, 5,4% e 0,59, respectivamente na bacia do rio Heihe (China). Bonumá *et al.* (2011) obtiveram Ens e PBIAS iguais a 0,87 e -8,4%, respectivamente, para a vazão da bacia do rio Arroio Lino (RS).

Oeurng *et al.* (2011) realizou a calibração manual dos parâmetros *CN2*, *Alpha_bf*, *Surlag* do modelo SWAT (vazões), bacia do rio Save (França), entre 1999 e 2009, obtendo $Ens=0,53$ e $R^2=0,56$.

A correlação entre a vazão média mensal simulada da bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau e a vazão média mensal observada da estação FRINOCAP (Figura 5.8), após a calibração do modelo, no período entre 01/01/1989 e 31/12/1998, demonstra que a simulação da vazão pelo modelo melhorou em relação à simulação *default*. Observa-se um melhor ajuste em relação à reta 1:1.

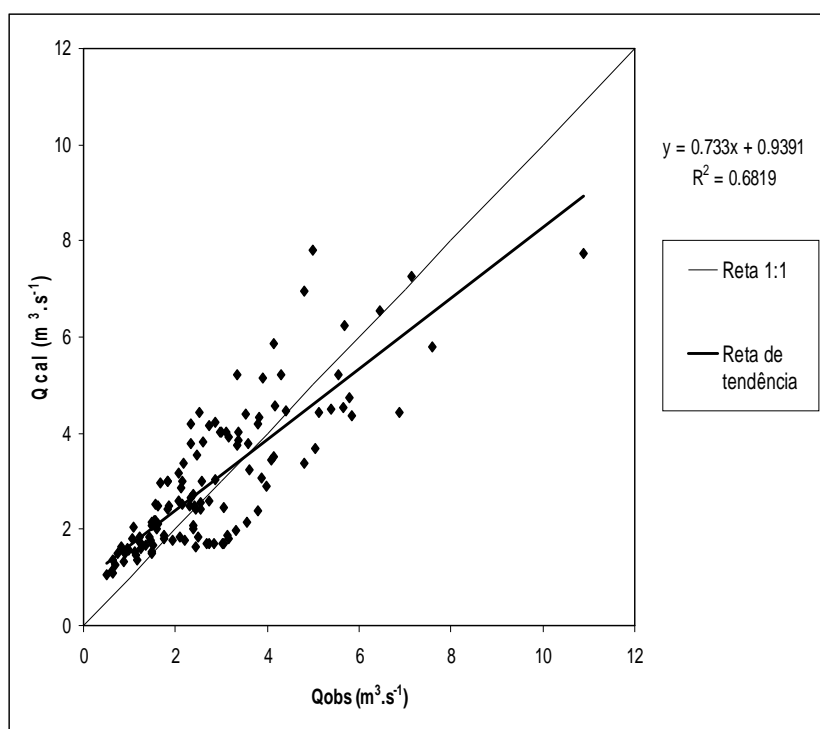


Figura 5.8 – Correlação entre vazão média mensal simulada e vazão média mensal calculada no período de calibração (1989-1998).

Srinivasan *et al.* (1998) obteve um coeficiente de determinação igual a 0,87 e 0,84 para duas estações fluviométricas no período de calibração (1965-1969) na comparação entre a vazão média mensal simulada pelo SWAT e observada na bacia hidrográfica do rio Richland-Chambers (EUA).

Arnold *et al.* (2000), por sua vez, obteve um coeficiente de determinação igual a 0,63 para o período de calibração (1961-1980) na comparação entre a vazão média mensal simulada pelo SWAT e observada no rio Mississippi (EUA). A calibração foi feita em relação às vazões médias mensais e anuais, alterando-se os parâmetros *Esco*, *Sol_Awc* e *CN2*.

5.5 VALIDAÇÃO DO MODELO SWAT

Na Figura 5.9 apresenta-se o pluviograma da precipitação mensal registrada na estação pluviométrica Taquara (01547013), os hidrogramas da vazão média mensal observada na estação FRINOCAP, e da vazão média mensal simulada no exutório da sub-bacia 20 pelo modelo SWAT, no período de validação, entre 01/01/1999 e 31/12/2008.

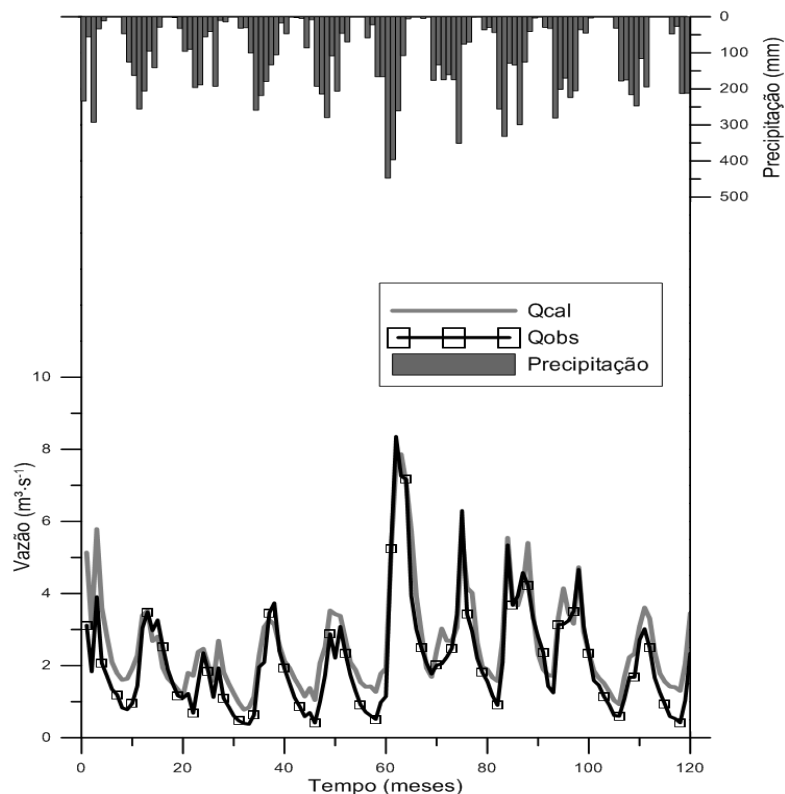


Figura 5.9 – Pluviograma da precipitação mensal registrada na estação pluviométrica Taquara, e hidrogramas da vazão média mensal observada na estação FRINOCAP e a vazão média mensal simulada pelo modelo SWAT no período de validação (01/01/1999 e 31/12/2008).

Observa-se que o modelo SWAT conseguiu simular a vazão da bacia hidrográfica do ribeirão Pípiripau de forma satisfatória neste período. Tanto as vazões de pico durante o

período de chuvas como a vazão média mensal de base durante o período de estiagem foram próximos às vazões observadas na estação fluviométrica.

Na Figura 5.10, por sua vez, apresenta-se as curvas de permanência da vazão média mensal simulada e da vazão observada na estação FRINOCAP entre 01/01/1999 e 31/12/2008. Observa-se que a distribuição da frequência das vazões simuladas ficou parecida com a distribuição da vazão observada, porém, é possível inferir que, assim como no período de calibração, a vazão média mensal simulada superestimou ligeiramente as vazões do ribeirão do Pipiripau. A vazão média mensal observada em 95%, 75%, 50% e 25% do tempo são, respectivamente, iguais a 0,53; 1,10; 1,83; e $3,01\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, enquanto as vazões simuladas na validação são iguais a 1,14; 1,65; 2,26; e $3,31\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, respectivamente.

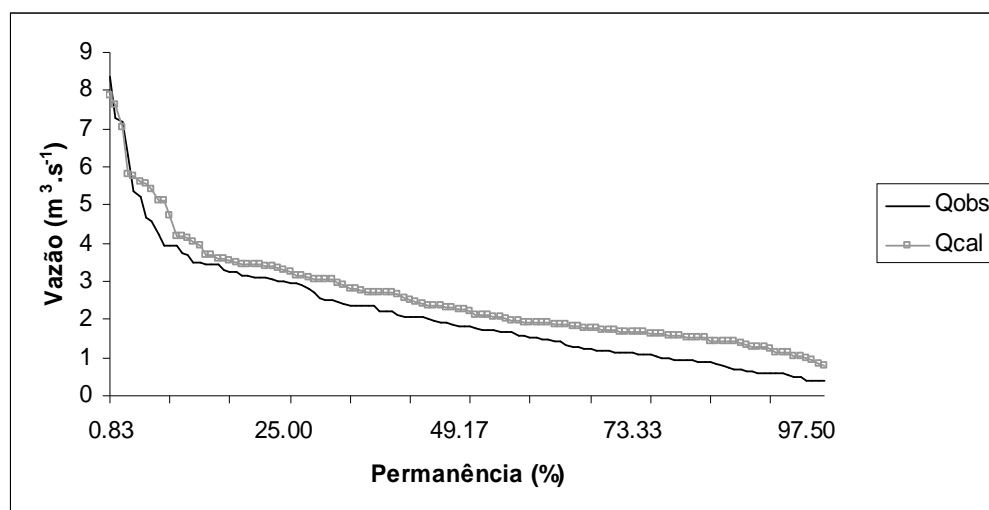


Figura 5.10 – Curvas de permanência da vazão média mensal simulada e da vazão média mensal observada (01/01/1999 a 31/12/2008).

Na Tabela 5.9 apresenta-se o resultado final da estatística referente à simulação da da vazão no período de validação, feito entre 01/01/1999 e 31/12/2008. A tabela 5.9 também contém a classificação da eficiência do modelo SWAT, conforme proposto em Moriasi *et al.* (2007). Observa-se que os resultados de Ens e RSR foram melhores para o período de validação do que na simulação final da calibração manual, enquanto para o PBIAS ocorreu o contrário, com um desempenho pior no período de validação. Em relação ao COEA, observa-se que novamente ele teve resultados inferiores ao Ens, tendo uma classificação abaixo do Ens.

Tabela 5.9 – Resultado final da estatística de verificação no período de validação.

Simulação/ Estatística	Validação	
	Resultado	Classificação*
Ens	0,79	Muito bom
COEA	0,65	Bom
PBIAS (%)	-21,49	Satisfatório
RSR	0,46	Muito bom

* Moriasi *et al.* (2007)

Em Srinivasan *et al.* (1998) foi calculado o Ens em relação a vazão média mensal de duas estações fluviométricas na bacia hidrográfica do rio *Richland-Chambers* (EUA), em que os resultados foram iguais 0,52 e 0,82 para um período de validação de 15 anos (1970-1984).

Assim como no período de calibração, Garrido (2003) não conseguiu atingir resultados satisfatórios no período selecionado para validação da simulação da vazão do rio Jiquiriçá (BA) pelo SWAT.

Sarmiento (2010), simulando a vazão diária vertida do reservatório do rio Descoberto (DF) com o modelo SWAT obteve um valor de Ens igual a 0,34 para o período de validação, entre 1993 e 2002, pior do que o do período de calibração (0,62).

Li *et al.* (2009) encontrou valores de Ens, PBIAS e RSR, respectivamente, iguais a 0,53, 10,7% e 0,69 para vazões mensais no período entre 1981 e 1987 na bacia do rio Heihe (China).

Na Figura 5.11 apresenta-se a correlação entre as vazões médias mensais simuladas e observadas na bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau, no período de validação.

Arnold *et al.* (2000) obteve um R^2 igual a 0,65 para o modelo SWAT, simulando as vazões do rio Mississippi (EUA). Srinivasan *et al.* (1998) por sua vez, obteve R^2 de 0,65 e 0,82 para as vazões mensais de duas estações fluviométricas na bacia hidrográfica do rio Richland-Chambers (EUA).

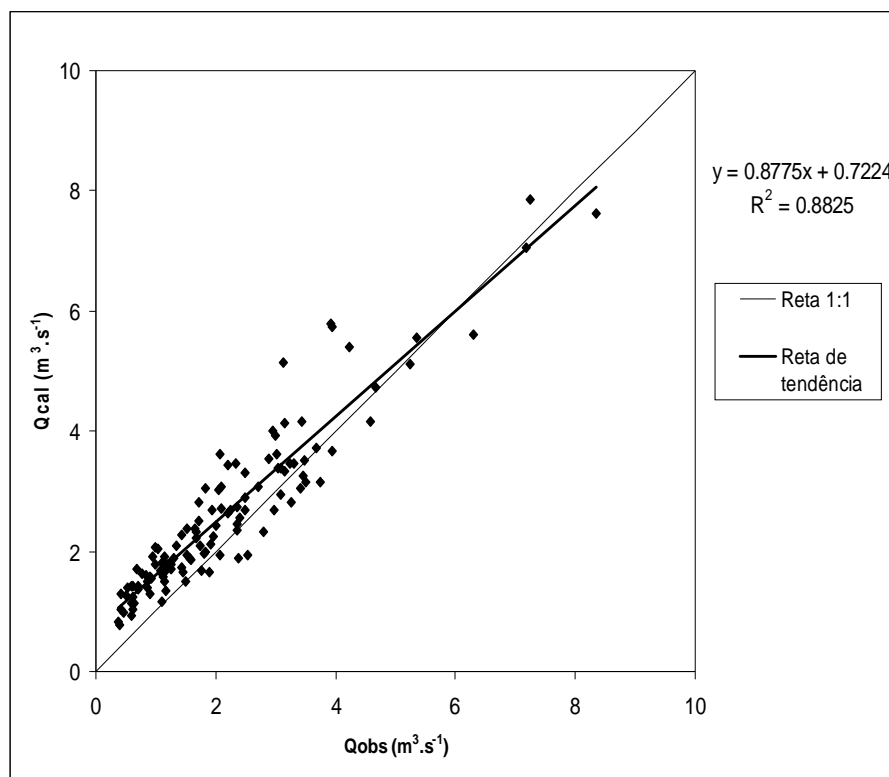


Figura 5.11 – Correlação entre vazão média mensal simulada e vazão média mensal calculada no período de validação (1999-2008).

5.6 ANÁLISE DOS RESÍDUOS

Os resíduos da simulação do modelo SWAT, normalizados em relação à média da vazão média mensal observada no período de calibração e de validação, são apresentados nas Figuras 5.12 e 5.13, respectivamente. Observa-se que, em ambos os casos, os resíduos não apresentam variância constante em relação à média, aumentando na medida em que as vazões aumentam (comportamento heterocedástico). Beven (2001) já havia observado esse tipo de comportamento em seu estudo de simulação hidrológica.

Conforme exposto anteriormente, apesar das funções objetivo baseadas na soma dos quadrados dos resíduos serem amplamente utilizadas em estudos hidrológicos, essas funções assumem que os erros medidos são homocedásticos e não correlacionados, ou seja, os erros variância constante e independentes, o que raramente acontece na prática (SARMENTO, 2010).

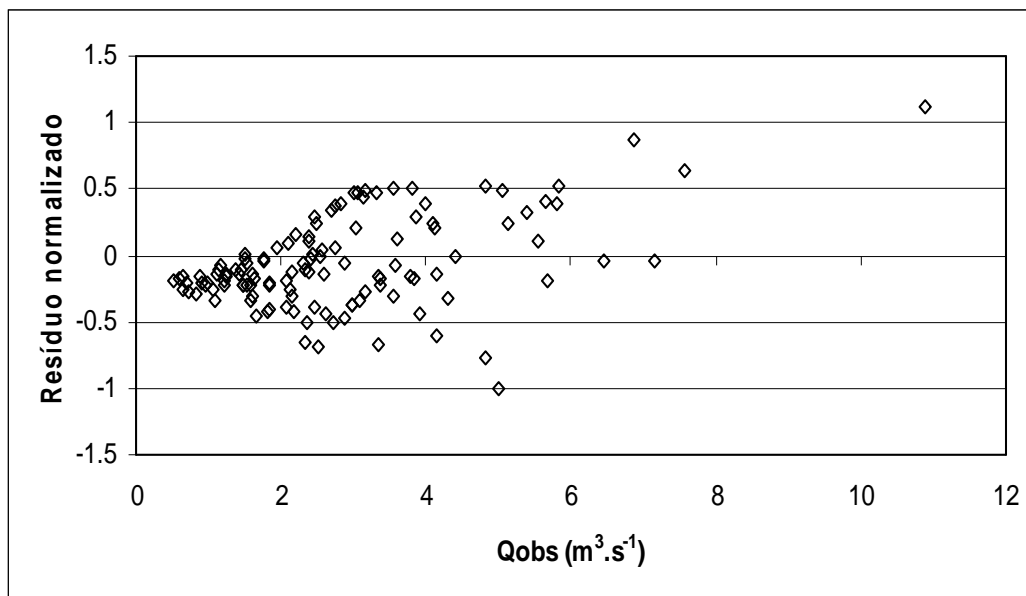


Figura 5.12 – Análise dos resíduos normalizados em relação à média da vazão média mensal observada, após a calibração (1989 a 1998).

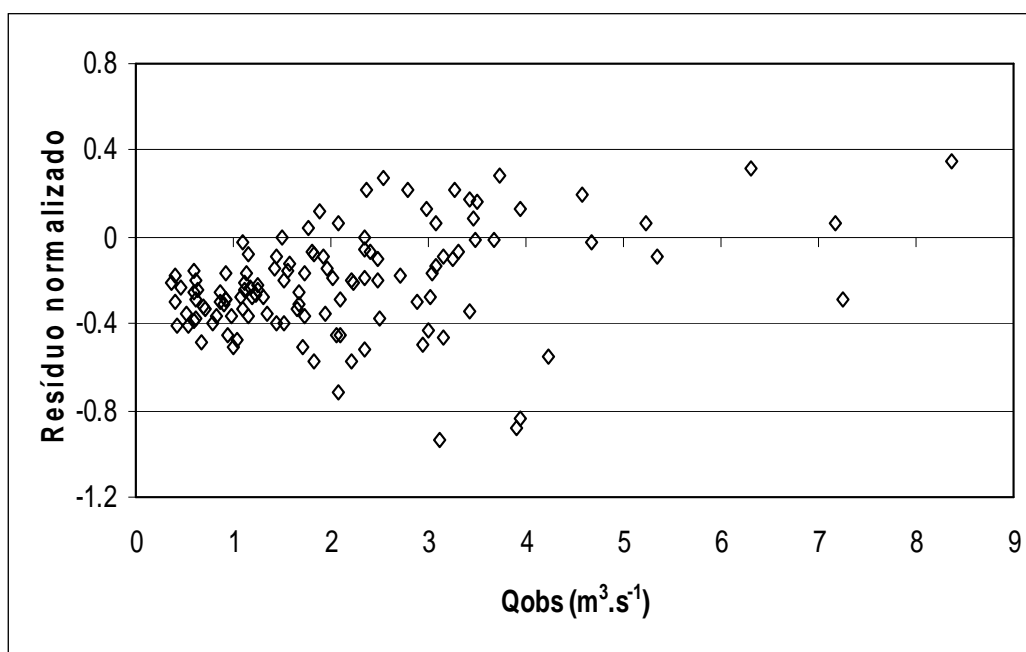


Figura 5.13 – Análise dos resíduos normalizados em relação à média da vazão média mensal observada no período de validação (1999 a 2008).

Segundo Beven (2001), existem três principais motivos que fazem a soma dos quadrados dos resíduos não ser uma boa medida para se avaliar a qualidade de simulações chuvavazão: i) a tendência dos resíduos serem maiores nos picos do hidrograma; ii) mesmo se os picos forem corretamente simulados, pode ocorrer um atraso entre o simulado e o observado; e iii) a autocorrelação do resíduo com o tempo.

As Figuras 5.14 e 5.15 apresentam uma análise local dos resíduos, nos períodos de calibração e de validação do modelo, respectivamente, em que os resíduos foram normalizados em relação à vazão média mensal do mês correspondente

Essa análise teve como objetivo analisar os resíduos das simulações, levando em consideração as vazões anteriores. Observa-se que a simulação do modelo respondeu melhor nas simulações das vazões mais altas em ambos os casos.

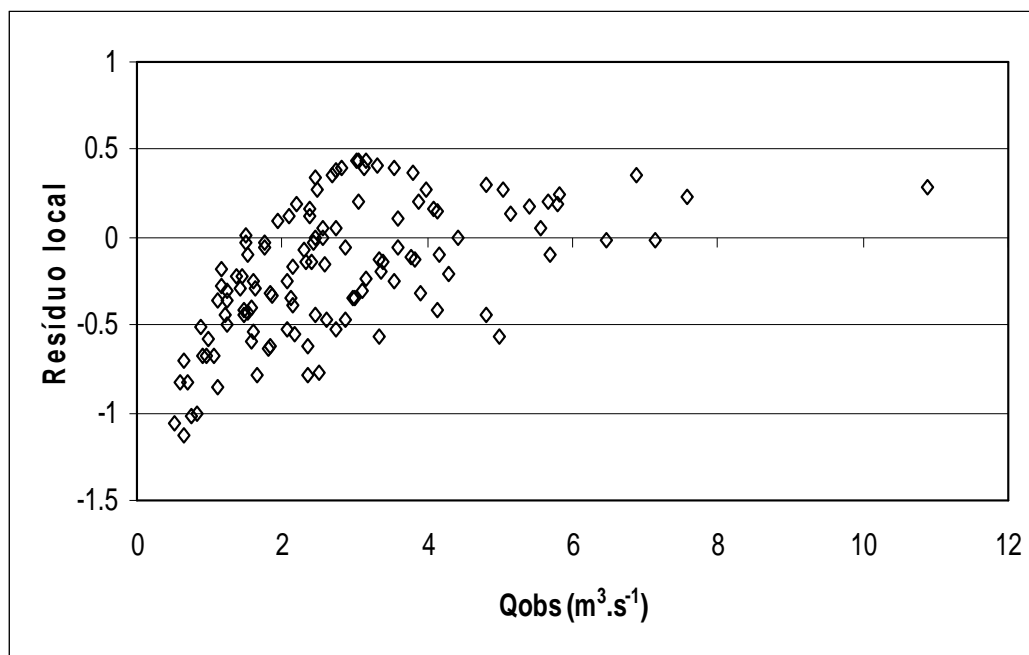


Figura 5.14 – Análise local dos resíduos após a calibração da vazão média mensal em relação à vazão média mensal observada (1989 a 1998).

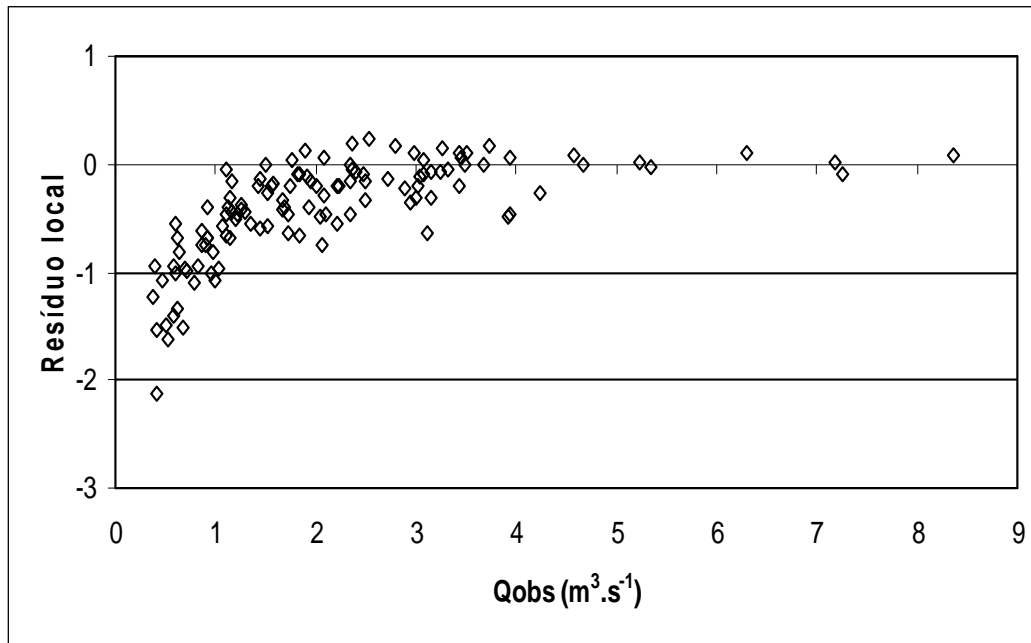


Figura 5.15 – Análise local dos resíduos no período de validação da vazão média mensal em relação à vazão média mensal observada (1999 a 2008).

Já a Figura 5.16 apresenta os resíduos locais em relação a vazão média mensal observada, após o ordenamento das vazões na curva de permanência (1989 a 1998), após a calibração do modelo. Observa-se que para vazões médias mensais observadas entre 7,58 e $1,43\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, que corresponde a 80,83% da frequência, o resíduo local foi entre $\pm 0,20$. As vazões médias mensais menores do que $1,43\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ apresentaram um resíduo local menor do que $-0,20$, correspondendo a aproximadamente 16,67% dos dados.

Para as vazões de pico (mensais), observa-se que apenas a vazão máxima mensal observada obteve-se um resíduo local maior do 0,2. Isto demonstra que para o conjunto de parâmetros determinado pela calibração, o modelo teve mais dificuldade em simular as vazões médias mensais de base da bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau.

Na Figura 5.17 são apresentados os resíduos locais em relação à vazão média mensal observada, após o ordenamento das vazões para a curva de permanência, porém em relação ao período de validação (1999 a 2008). Observa-se que, comparado ao período de calibração, o resíduo local apresentou o mesmo padrão (vazões baixas apresentando grande variação, enquanto vazões de pico com pouca variação).

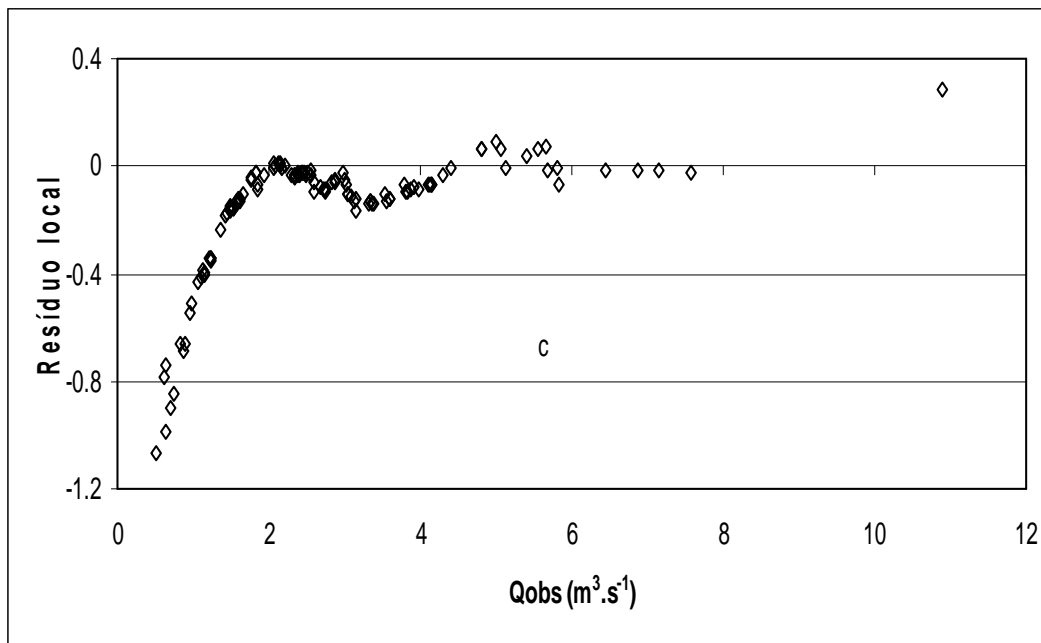


Figura 5.16 – Análise dos resíduos locais com os dados de vazão média mensal ordenados em relação à vazão média mensal, após a calibração (1989 a 1998).

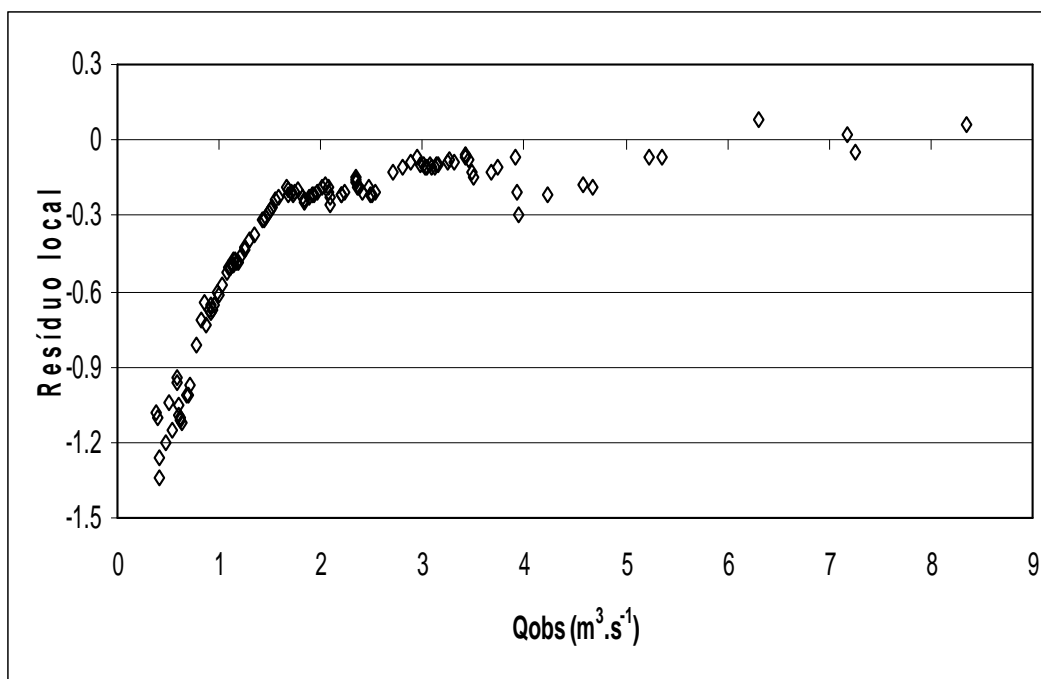


Figura 5.17 – Análise dos resíduos locais com os dados de vazão média mensal ordenados em relação à vazão média mensal observada (1999 a 2008).

Como a calibração do modelo foi direcionada em função dos parâmetros indicados pela análise de sensibilidade, usando duas funções objetivo que baseadas na Soma dos Quadrados dos Resíduos, ela pode ter favorecido a calibração parâmetros que controlam as vazões de pico.

Conforme exposto anteriormente a soma dos quadrados dos resíduos tende a minimizar os resíduos dos picos dos hidrogramas (TUCCI, 1998; BEVEN, 2001, SARMENTO, 2010).

Se, entretanto, o algoritmo LH-OAT pudesse ser expandido com outras funções objetivo para a realização da análise de sensibilidade como a função objetivo inversa ou à HMLE, o resultado da calibração poderia ter favorecido mais a simulação das vazões de base. Cada tipo função objetivo fornece um resultado em relação aos valores ótimos de parâmetros, assim como em relação à sensibilidade relativa de cada parâmetro (BEVEN, 2001).

Apesar dos resultados satisfatórios obtidos pelo modelo SWAT tanto no período de calibração, quanto no período de validação na bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau, vale ressaltar o fato que é muito difícil, ou quase que impossível, obter um conjunto correto de parâmetros em simulações de modelos chuva-vazão, pois diferentes modelos e diferentes combinações de parâmetros podem fornecer ajustes satisfatórios, em função da abordagem adotada, sendo difícil decidir qual é melhor (GUPTA *et al.*, 1998; BEVEN, 2001). Os métodos de validação usados para o modelo SWAT no presente estudo consideraram apenas as diferenças entre as vazões simuladas e as observadas na estação FRINOCAP.

Cabe, entretanto, ressaltar que as medições de vazão dessa estação são obtidas por meio de uma régua linimétrica (leitura não contínua), com uma periodicidade de leitura de 12 horas, bem maior que o tempo de concentração da bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau (7 horas) Chaves (2010).

Isto pode ter contribuído para uma calibração imperfeita do modelo, principalmente nas vazões máximas, o que pode ter também refletido na superestimativa das vazões de base.

Além disso, o fato de uma única estação pluviométrica ter sido usada, e a não consideração da abstração das vazões captadas a montante da estação fluviométrica podem também ter reduzido a eficiência do modelo.

Em relação aos dados meteorológicos e pluviométricos, o fato das séries temporais de temperatura máxima e mínima, velocidade do vento, umidade relativa serem de uma estação localizada fora da bacia hidrográfica do ribeirão Pípiripau é outra fonte de incerteza na simulação hidrológica. A existência de apenas uma estação pluviométrica situado em sua região central, com um pluviômetro, também pode ter reduzido a qualidade do ajuste.

Outro fator que pode ter contribuído para qualidade das simulações são as informações pedológicas. Os parâmetros físicos do solo, utilizados nesse estudo, foram obtidos de fontes secundárias. Além disso, a escala do mapa pedológico usado é menor do que as escalas do MDT e do mapa de uso do solo (BRASIL, 2010), o que pode ter afetado as relações entre essas coberturas. A inconsistência da escala do mapa pedológico em simulações do modelo SWAT foi reconhecida por Chaplot (2005), principalmente em relação à produção de sedimentos.

Entre as limitações da estrutura do modelo propriamente dito, Butcher (2001) *apud* Machado (2002) aponta que o SWAT não possui um balanço completo de massa dos componentes que simulam a água subterrânea. Segundo esses autores, isso é um problema comum em modelos de bacia hidrográfica, pois a representação do tempo de resposta da água subterrânea é maior do que o passo de tempo para simulação dos processos na superfície.

Para avaliar as incertezas presentes na estimativa dos parâmetros, o ArcSWAT possui o algoritmo PARASOL que, além de buscar otimizar funções objetivo com parâmetros ótimos pelo método SCE-UA (DUAN *et al.*, 1992), realiza análise de incertezas com base em abordagem Bayesiana e distribuição do Qui-quadrado.

Além disso, também há o software SWAT-CUP2 que realiza calibração automática e análise de incertezas do modelo SWAT por diferentes métodos como a metodologia GLUE, e os algoritmos PARASOL, SUFI-2, MCMC (ABBASPOUR, 2008), que também podem ser utilizados em futuros estudos com SWAT na bacia hidrográfica do ribeirão Pípiripau.

6. CONCLUSÕES

Os resultados obtidos no presente estudo indicam que o modelo SWAT simulou, de forma satisfatória, as vazões médias mensais da bacia do ribeirão Pipiripau de acordo com os índices que avaliam a qualidade das simulações, conforme proposto por Moriasi *et al.* (2007). Isso confirma a aplicabilidade deste modelo na predição de vazões nesta bacia.

Todavia, a compilação dos dados hidrológicos e fisiográficos necessários para aplicação do modelo SWAT na bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau não foi suficiente para obtenção de boas simulações da vazão pelo modelo de acordo com os critérios definidos, sendo necessário a calibração do modelo SWAT.

A análise de sensibilidade foi feita pelo algoritmo LH-OAT e permitiu definir os principais parâmetros do modelo SWAT a serem ajustados no processo de calibração. Os parâmetros *CN2* e *Rchrg_Dp* foram classificados como muito importantes, enquanto outros 8 parâmetros foram classificados como importantes, *Ch_K*, *Surlag*, *Alpha_Bf*, *Esco*, *Gwqmn*, *Gw_revap* e *Revapmn*.

A indicação dos parâmetros cujas variações causam maior sensibilidade na simulação da vazão da bacia do ribeirão Pipiripau pelo modelo auxiliou o processo de calibração que, por sua vez, foi responsável pela melhora na simulações da vazão da bacia hidrográfica do ribeirão Pipiripau pelo modelo SWAT. Todos os quatro indicadores da qualidade da simulação avaliados apresentaram resultados variando de satisfatório a muito bom, de acordo com a definição proposta por Moriasi *et al.* (2007) (*Ens* = 0,6; *COEA* = 0,52; *PBIAS* = -6,70%; *RSR* = 0,58).

A validação do modelo SWAT, utilizando um período de dados distinto daquele usado na calibração também obteve resultados variando de satisfatório a muito bom, de acordo com a definição proposta por Moriasi *et al.* (2007) (*Ens* = 0,79; *COEA* = 0,65; *PBIAS* = -21,49%; *RSR* = 0,49). Apesar de os valores dos índices de *Ens*, *COEA*, e *RSR* terem sido superiores na etapa de validação do modelo em relação à calibração, maiores resíduos foram observados no período de validação conforme pode ser observado pelo índice *PBIAS*.

Tanto no período de calibração quanto no período de validação o modelo tendeu a superestimar as vazões conforme ($PBIAS > 0$) em ambos os casos. Os maiores resíduos foram observados nas vazões de base, indicando que, mesmo simulando adequadamente as vazões de pico, o modelo tendeu a superestimar as vazões de base.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABBASPOUR, K.C. **SWAT-CUP2: SWAT Calibration and Uncertainty Programs – a user manual**. Department of Systems Analysis, Integrated Assessment and Modelling (SIAM), Eawag, Swiss Federal Institute of Aquatic Science and Technology, Duebendorf, Switzerland, 95 p. 2008.

ARNOLD, J.G.; ALLEN, P.M.; MUTTIAH, R.; BERNHARDT, G. **Automated Base Flow Separation and Recession Analysis Techniques**. *Ground Water*, v. 33, n.6, p. 1010-1018. 1995.

ARNOLD, J.G.; ALLEN, P.M. **Automated methods for estimating baseflow and ground water recharge from streamflow records**. *Journal of the American Water Resources Association*, v. 35, n.2, p. 411-424. 1999.

ARNOLD, J.G.; MUTTIAH, R.S.; SRINIVASAN, R.; ALLEN, P.M. **Regional estimation of base flow and groundwater recharge in the Upper Mississippi river basin**. *Journal of Hydrology*, v.227, p. 21-40. 2000.

ASCE. **Criteria for evaluation of watersheds models**. *Journal of Irrigation Drainage Engineering*, v.119, n. 3, p. 429-442. 1993.

BALDISSERA, G.C. **Aplicabilidade do modelo de simulação hidrológica SWAT (Soil and Water Assessment Tool), para a bacia hidrográfica do Rio Cuiabá/MT**. Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Mato Grosso. Cuiabá (MT). Dissertação de Mestrado. 144p. 2005.

BENETTI, A.; BIDONE, F. **O Meio Ambiente e os Recursos Hídricos**. In: Tucci, C.E.M. *Hidrologia: ciência e aplicação*. Segunda edição. Porto Alegre: Ed. Universidade/UFRGS: ABRH, p. 848-875. 2001.

BEVEN, K.J. **A manifesto for the equifinality thesis**. *Journal of Hydrology*, v.320, p. 18-29. 2006.

BEVEN, K. J. **Rainfall-runoff modelling: The primer**. Chichester: John Wiley & Sons Ltda. 360p. 2001.

BONUMÁ, N.B.; REICHERT, J.M.; MINELLA, J.P.; BARROS, C.A.P.; RODRIGUES, M.F.; BUARQUE, D.C. **Simulação da vazão e da produção de sedimentos utilizando o modelo SWAT**. In: LIMA, J.E.F.W.; LOPES, W.T.A. Engenharia de Sedimentos: na busca de soluções para problemas de erosão e assoreamento. Brasília: ABRH, p. 448, 2011.

BOORMAN, D.B.; HOLLIS, J.M.; LILLY, A. **Hydrology of soil types: a hydrologically-based classification of the soils of the United Kindom**. Institute of Hydrology: Report nº 126, 137p. 1995.

BRASIL. Agência Nacional de Águas, ANA; The Nature Conservancy, TNC; Empresa de Assistência Técnica e Extensão Rural do Distrito Federal, EMATER; Secretaria de Agricultura Pecuária e Abastecimento, SEAPA. **Programa Produtor de Água: Relatório de diagnóstico socioambiental da bacia do ribeirão Pípiripau**. 59p. 2010.

BRASIL. **Lei Federal nº 9.433, de 8 de Janeiro de 1997**. Disponível em: www.planalto.gov.br/legislação. 2010. Acesso em 11/4/2010.

BRASIL. Companhia de Saneamento Ambiental do Distrito Federal, CAESB. **Plano de proteção ambiental da bacia hidrográfica do rio Pípiripau: diagnóstico ambiental**. Brasília, 89 p. 2000.

BRASIL. Ministério da Agricultura. **Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado de São Paulo**. Boletim Técnico, 12, 634p. 1960.

BRASIL. Ministério do Meio Ambiente; Agência Nacional de Águas; Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente. **GEOBrasil: Recursos hídricos: resumo executivo**. Brasília: MMA; ANA, 60 p. 2007.

BROOKS, K.N.; FFOLLIOTT, P.F.; GREGERSEN, H.M.; DeBANO, L.F. **Hydrology and the Management of Watersheds**. Iowa: Iowa State Press. 558 p. 2003.

CÂMARA, G.; MEDEIROS, J.S. **Princípios Básicos em Geoprocessamento**. In: ASSAD, E. D. Sistemas de Informações Geográficas: Aplicações na Agricultura. Brasília: EMBRAPA-CPAC. 434 p. 1998.

CÂMARA, G.; MEDEIROS, J.S.^b. **Mapas e suas representações computacionais**. 1998. In: ASSAD, E. D. Sistemas de Informações Geográficas: Aplicações na Agricultura. Brasília: EMBRAPA-CPAC. 434 p.

CAMELO, A.P.S. **Quantificação e valoração do serviço ambiental hidrológico resultante da recomposição de passivos ambientais na bacia hidrográfica do ribeirão Pípiripau (DF/GO)**. Dissertação de Mestrado em Ciências Florestais. Publicação PPGEFL.DM-155/2011. Departamento de Engenharia Florestal, Universidade de Brasília. Brasília. DF. 80 p. 2011.

CAMPOS, J.E.G. **Hidrogeologia do Distrito Federal: bases para a gestão dos recursos hídricos subterrâneos**. Revista Brasileira de Geociências, v.34, n.1, 41-48. 2004.

CHAPLOT, V. **Impact of DEM mesh size and soil map scale on SWAT runoff, sediment, and NO₃ – N loads predictions.** Journal of Hydrology, v.312, p. 207-222. 2005

CHAVES, H.M.L. **Análise global de sensibilidade dos parâmetros da equação universal de perda de solo modificada (MUSLE).** Revista brasileira de Ciência do Solo, v.15, p. 345-350, 1991.

CHAVES, H.M.L. **Relações de aporte de sedimento e implicações de sua utilização no pagamento por serviço ambiental em bacias hidrográficas.** Revista brasileira de Ciência do Solo, v.34, p. 1469-1477, 2010.

CHAVES, H.M.L., PIAU, L.P. **Efeito da variabilidade e da precipitação pluvial e do uso e manejo do solo sobre o escoamento superficial e o aporte de sedimentos de uma bacia hidrográfica do Distrito Federal.** Revista Brasileira de Ciência do Solo, v.32, p.333-343. 2008.

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de sistemas ambientais.** São Paulo: Editora Edgard Blücher Ltda. 236 p. 1999.

CHOW, V.T. **Hydrology and it's development.** 1964. In: Chow, V.T. Hand book of applied hydrology: a Compendium of Water-resources Technology. New York: McGraw-hill Book. 1400p. 1964.

CHOW, V.T.; MAIDMENT, D.R.; MAYS, L.W. **Applied hydrology.** New York: McGraw-hill Book, 572p. 1988.

DOOGE, J.C.I. **The hydrologic cycle as a closed system.** International Association of Scientific Hydrology. Bulletin, 13:1, p.58-68. 1968.

DOOGE, J.C.I. **Linear theory of hydrologic systems.** Agricultural Research Service: Technical Bulletin nº1468, 327p.1973.

DUAN, Q.; SOROOSHIAN, S.; GUPTA, V. **Effective and Efficient Global Optimization for Conceptual Rainfall-Runoff Models.** Water Resources Research, v.28, n.4, p. 1015-1031. 1992.

GARRIDO, J.M. **Aplicação de modelo matemático de simulação com utilização de SIG à bacia do rio Jiquiriçá – Bahia.** Dissertação (Mestrado) – Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos – Universidade de Brasília/DF. 198p. 2003.

GALVÃO, D.M. de O. **Subsídios à Determinação de Vazões Ambientais em Cursos D'água não regulados: o caso do ribeirão Pípiripau (DF/GO).** Dissertação de Mestrado em Ciências Florestais. Publicação PPGEFL.DM-096/08. Departamento de Engenharia Florestal, Universidade de Brasília. Brasília. DF.219p. 2008.

GOÉS, V.C.; CIRILO, J.A. **Geração de base de dados espaciais para estudos de drenagem urbana na região metropolitana de Recife, Pernambuco.** Revista Brasileira de Cartografia, v.63, n.4. 2011

GOMES, L.H. **Determinação da recarga profunda na bacia-piloto do ribeirão da onça em zona de afloramento do sistema aquífero Guarani a partir de balanço hídrico em zona saturada.** Dissertação (Mestrado) – Hidráulica e Saneamento – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo. 166p. 2010.

GUPTA, H.V.S.; SOROOSHIAN, S.; YAPO, P.O. **Toward improved calibration of hydrologic models: Multiple and noncommensurable measures of information.** Water Resources Research, v.34, n.4 p. 751-763. 1998.

GUPTA, H.V.S.; SOROOSHIAN, S.; YAPO, P.O. **Status of automatic calibration for hydrologic models: comparison with multilevel expert calibration.** Journal of hydrologic engineering, v.4, n.2 p. 135-143. 1999.

KÖPPEN, W. **Climatologia: con un estudio de los climas de la tierra.** Fondo de Cultura Económica. México. 479p. 1948.

KRYSSANOVA, V.; MÜLLER-WOHLFEIL, D.I.; BECKER, A. **Development and test of a spatially distributed hydrological/water quality model for mesoscale watersheds.** Ecological Modelling, v.106, p.261-289, 1998.

LANNA, A.E. **Elementos de estatística e probabilidade.** In: Tucci, C.E.M. Hidrologia: ciência e aplicação. Segunda edição. Porto Alegre: Ed. Universidade/UFRGS: ABRH, p. 79-164. 2001.

LEITE, G.R.; PEREIRA, L.C.B.; FERREIRA, A.N.P. **Gestão dos Recursos Hídricos.** In: Fonseca, F.O. Olhares sobre o Lago Paranoá. Brasília: Secretaria de Meio Ambiente e Recursos Hídricos, 425p. 2001.

LI, Z.; LIU, W.; ZHANG, X.; ZHENG, F. **Impacts of land use change and climate variability on hydrology in a agricultural catchment on the Loess Plateu of China.** Journal of Hydrology, v. 377, p. 35-42, 2009.

LIMA, J.E.F.W. **Modelagem numérica do fluxo da água no solo e do escoamento de base em uma bacia experimental em área agrícola no Cerrado.** Tese de Doutorado, Publicação PTARH.TD – 08/10, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, DF, 312p. 2010

LOMBARDI NETO, F.; BELLINAZZI JÚNIOR, R.; GALETI, P. A.; BERTOLINI, D.; LEPSCH, I. F.; OLIVEIRA, J. B. **Nova abordagem para cálculo de espaçamento entre terraços.** Simpósio sobre terraceamento agrícola. Campinas, Fundação Cargill. p. 99-124. 1989.

MAIDMENT, D.R. **Handbook of Hydrology.** New York: McGraw-hill Book. 1993.

MAIDMENT, D.R.; DJOKIC, D. **Hydrologic and Hydraulic Modeling Support with GIS**, ESRI Press, Redlands CA. 232 p. 2000.

MACHADO, R.E. **Simulação de escoamento e de produção de sedimentos em uma microbacia hidrográfica utilizando técnicas de modelagem e geoprocessamento**. Tese (Doutorado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” – Universidade de São Paulo/SP. 2002.

McCUEN, R.H.; SNYDER, W.M. **Sensitivity analysis and Probabilistic Modeling**. In: McCUEN, R.H.; SNYDER, W.M. Hydrologic modeling: statistical methods and applications. New York: Prentice Hall. 1986.

MEDEIROS, C.B.; PIRES, F. **Bancos de dados e sistemas de Informações Geográficas**. 1998. In: ASSAD, E. D. Sistemas de Informações Geográficas: Aplicações na Agricultura. Brasília: EMBRAPA-CPAC. 434 p.

MELO, H.A.; CUNHA, J.E.B.L.; NÓBREGA, R.L.B.; RUFINO, I.A.A.; Glavão, C.O. **Modelos hidrológicos e sistemas de informação geográfica (SIG): integração possível**. 2008. IX Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste.

MENDIONDO, E.M.; TUCCI, C.E.M. **Escalas hidrológicas. I: Conceitos**. Revista Brasileira de Recursos Hídricos, v.2, n.1, p. 59-79, 1997.

MENEZES, P.H.B.J. **Avaliação do efeito das ações antrópicas no processo de escoamento superficial e assoreamento na bacia do lago Paranoá**. Dissertação (Mestrado) – Geoprocessamento e Análise Ambiental– Universidade de Brasília/DF. 117p. 2010.

MIRANDA, J.I. **Fundamentos de Sistemas de Informações Geográficas**. Brasília, DF: EMBRAPA Informação Tecnológica, 425p. 2010.

MORIASI, D.N.; ARNOLD, J.G.; LIEW, M.W.V.; BINGNER, R.L.; HARMEL, R.D.; VEITH, T.L. **Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations**. Watershed Simulations, v. 50, n.3, p. 885-900. 2007.

NATURAL RESOURCES CONSERVATION SERVICE (NRCS). Hydrology. In: **National Engineering Handbook**.1972.

NATHAN, R.J.; McMAHON, A.T. **Evaluation of automated techniques for baseflow and recession analysis**. Water Resource Research. v. 26 (7), p.1465-1473. 1990.

NEITSCH, S.L.; ARNOLD, J.G.; KINIRY, J.R.; SRINIVASAN, R.; WILLIAMS, J.R. **Soil and Water Assessment Tool: Input/Output File Documentation**, Version 2005. Agricultural Research Service. Texas. 476p. 2004.

NEITSCH, S.L.; ARNOLD, J.G.; KINIRY, J.R.; WILLIAMS, J.R. **Soil and Water Assessment Tool: Theoretical Documentation, Version 2005**. Agricultural Research Service. Texas. 476p. 2005.

OEURNG, C.; SAUVAGE, S.; PÉREZ, J.M.S. **Assessment of hydrology, sediment and particulate organic carbon yield in a large agricultural catchment using the SWAT model.** *Journal of Hydrology*, v.401, p.145-153.2011.

OGDEN, F.L.; GARBRECHT, J.; DEBARRY, P.A.; JOHNSON, L.E. **GIS and Distributed Watershed Models II: Modules, Interfaces, and Models.** *Journal of Hydrologic Engineering*, v.6, n.6. 2001.

OLIVEIRA, A.C. **Implementação do modelo atmosférico WRF acoplado com o modelo hidrológico TOPMODEL para a bacia de união da vitória.** Dissertação (Dissertação de mestrado) Curitiba, Universidade Federal do Paraná. 70p. 2006.

PINTO, N de S.; HOLTZ, A.C.T; MARTINS, J.A.GOMIDE; **Hidrologia básica.** Ed.: Edgard Blücher Ltda, São Paulo. 1991.

RAWLS, W. J.; GOLDMAN, D.; Van MULLEN, J. A.; WARD, T. J.; AHUJA, L. R.; AKAN, A. O.; BRAKENSIEK, D. L.; DeBARRY, P. A.; HEGGEN, R. J.; SABOL, G. V. **Infiltration.** In: ASCE, **Hydrology Handbook.** Second Edition. New York: ASCE, p. 75-124. (ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice n.º 28). 1996.

ROBINSON, S. **A statistical process control approach for estimating the warm-up period.** *Proceedings of the 2002 Winter Simulation Conference*, E. Yücesanm, C.-H. Chen, J.L. Snowdon and J.M. Charnes, eds. 2002.

RORABAUGH, M.I. **Estimating changes in bank storage and groundwater contribution to streamflow.** *Internacional Association of Hydrological Sciences.* v. 63, p. 432-441. 1964.

SANTOS, I.; KOBİYAMA, M. **Aplicação do TOPMODEL para zoneamento hidrológico da bacia do rio Pequeno, São José dos Pinhás – PR.** In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE DESASTRES NATURAIS, 1., 2004, Florianópolis. Anais, Florianópolis: GEDN/UFSC, p. 188-202. 2004. (CD-ROM).

SARMENTO, L. **Análise de incertezas e avaliação dos fatores influentes no desempenho de modelos de simulação de bacias hidrográficas.** Tese (Doutorado) – Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos – Universidade de Brasília/DF. 241p. 2010.

SARTORI, A. **Avaliação da classificação hidrológica do solo para a determinação do excesso de chuva do método do serviço de conservação do solo dos Estados Unidos.** Dissertação (Mestrado) – Recursos Hídricos – Universidade Estadual de Campinas/SP. 161p. 2004.

SARTORI, A.; LOMBARDI-NETO, F.; GENOVEZ, A. M. **Classificação hidrológica de solos brasileiros para a estimativa da chuva excedente com o método do Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos Parte 1: Classificação.** *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v.10, n.4, p.05-18. 2005.

SCHAEFLI, B; GUPTA, H.V. **Do Nash values have value?.** *Hydrological processes*, v.21, p. 2075-2080, 2007.

SCHULTZ, G.B.; SOUZA, R.M.; SANTOS, I. **Simulação da produção e transporte de sedimentos com o modelo SWAT: aplicação na bacia do altíssimo rio Negro.** In: LIMA, J.E.F.W.; LOPES, W.T.A. Engenharia de Sedimentos: na busca de soluções para problemas de erosão e assoreamento. Brasília: ABRH, p. 448, 2011.

SETTI, A.A.; LIMA, J.E.F.W.; CHAVES, A.G.M.; PEREIRA, I.C. Agência Nacional de Energia Elétrica, ANEEL; Agência Nacional de Águas, ANA. **Introdução ao Gerenciamento de Recursos Hídricos.** 3ª Edição. Brasília ANEEL/ANA, 328p. 2002.

SETZER, J; PORTO, R. L. L. **Tentativa de avaliação do escoamento superficial de acordo com o solo e seu recobrimento vegetal nas condições do Estado de São Paulo.** São Paulo, Boletim Técnico DAEE. v.2, n.2, p. 81-104. 1979.

SILVA, L.P. **Modelagem e Geoprocessamento na identificação de áreas com risco de inundação e erosão na bacia do Rio Cuiá.** Dissertação (Dissertação de mestrado). João Pessoa, Universidade Federal da Paraíba, 114p. 2007.

SILVA, R.V. **Desenvolvimento de um modelo hidrológico distribuído por meio de células voronoi com consideração das profundidades do solo.** Tese (Tese de doutorado). Florianópolis, Universidade Federal de Santa Catarina, 197p. 2010.

SILVEIRA, A.L.L. **Ciclo Hidrológico e Bacia Hidrográfica.** In: Tucci, C.E.M. Hidrologia: ciência e aplicação. Segunda edição. Porto Alegre: Ed. Universidade/UFRGS: ABRH, 2001, p. 35- 51. 2001.

SINGH, V.P.; WOOLHISER, D.A. **Mathematical modeling of watershed hydrology.** Journal of hydrological engineering, v.7, n.4, p. 270-292. 2002

SRINIVASAN, R.; ARNOLD, J.G. **Integration of the basin-scale water quality model with GIS.** Water Resources Bulletin, v.30, n.03, p. 453-462. 1994.

SRINIVASAN, R.; RAMANARAYANAN, T.S.; ARNOLD, J.G.; BEDNARZ, S.T. **Large area hydrologic modeling and assessment Part II: Model Application.** American Water Resources Association, v.34, n.01, p. 91-101. 1998.

TABORGA-TORRICO, J. Práticas hidrológicas. Rio de Janeiro, Trascon, 120p. 1974.

TIM, U.S. **Emerging Technologies for hydrologic and water quality modeling research.** Transactions of the ASAE, v.39, n.20, p.465-475. 1996.

TUCCI, C.E.M. **Modelos e Simulações.** In: TUCCI, C.E.M. Modelos hidrológicos. Porto Alegre: Ed.Universidade/UFRGS/Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 1998.

TUCCI, C.E.M.; COLLISCHONN, W. **Revisão sobre Modelos Matemáticos Hidrológicos.** Instituto de Pesquisas Hidráulicas, UFRGS. SD

VAN GRIENSVEN, A.; BAUWENS, W. **Multi objective autocalibration for semidistributed water quality models.** Water Resource Research, v. 39(12). 2003.

VAN GRIENSVEN, A.; MEIXNER, T.; GRUNWALD, S.; BISHOP, T.; DILUZIO, M.; SRINIVASAN, R. **A global sensitivity analysis tool for the parameters of multi-variable catchment models.** Journal of Hydrology, v.324, p. 10-23. 2006.

VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R. **Meteorologia básica e aplicações.** Viçosa, UFV, 449p, 1991.

YAPO, P. O.; GUPTA, H.V.; SOROOSHIAN, S. **Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: sensitivity to calibration data.** Journal of Hydrology, v. 181, p. 23-48. 1996.