

ROBERTSON VALÉRIO DE PAIVA FONTES JÚNIOR

**EXPERIMENTAÇÃO E MODELAGEM HIDROLÓGICA APLICADA À BACIA DO
ALTO IPANEMA-PE**

Recife

2016

ROBERTSON VALÉRIO DE PAIVA FONTES JÚNIOR

**EXPERIMENTAÇÃO E MODELAGEM HIDROLÓGICA APLICADA À BACIA DO
ALTO IPANEMA-PE**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola da Universidade Federal Rural de Pernambuco como parte das exigências para obtenção do título de Doutor em Engenharia Agrícola.

Orientador: Dr. Abelardo Antônio de Assunção
Montenegro

Recife

2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
Sistema Integrado de Bibliotecas da UFRPE
Biblioteca Central, Recife-PE, Brasil

F683e Fontes Júnior, Robertson Valério de Paiva
Experimentação e modelagem hidrológica aplicada à bacia do
Alto Ipanema-PE / Robertson Valério de Paiva Fontes Júnior. –
2016.
156 f. : il.

Orientador: Abelardo Antônio de Assunção Montenegro.
Tese (Doutorado) – Universidade Federal Rural de
Pernambuco, Programa de Pós-Graduação em Engenharia
Agrícola, Recife, BR-PE, 2016.
Inclui referências.

1. Variabilidade temporal 2. Recarga de aquífero 3. Recursos
hídricos 4. Modelo SWAT I. Montenegro, Abelardo Antônio de
Assunção, orient. II. Título

CDD 631

ROBERTSON VALÉRIO DE PAIVA FONTES JÚNIOR

**EXPERIMENTAÇÃO E MODELAGEM HIDROLÓGICA APLICADA À BACIA DO
ALTO IPANEMA-PE**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola da Universidade Federal Rural de Pernambuco como parte das exigências para obtenção do título de Doutor em Engenharia Agrícola.

Aprovada em 29/06/ 2016

BANCA EXAMINADORA

Prof.º Dr. Abelardo Antônio de Assunção Montenegro
Universidade Federal Rural de Pernambuco

Drº Josimar Gurgel Fernandes
Instituto Agrônômico de Pernambuco

Prof.ª Drª Simone Rosa da Silva
Universidade de Pernambuco

Prof.º Drº Sérgio Monthezuma Santoianni Guerra
Universidade Federal Rural de Pernambuco

Prof.º Drº João Audifax Cezar de Albuquerque Filho
Universidade Federal Rural de Pernambuco

A minha família em particular a minha mãe
Iêda Mendes de Azevedo pelo apoio e
dedicação para minha educação e formação.

Dedico

AGRADECIMENTOS

A Deus, inteligência suprema, causa primeira de todas as coisas, pela vida e todas as oportunidades.

A minha família em particular a minha mãe Iêda Mendes de Azevedo pelo apoio e dedicação para minha educação e formação e aos grandes amigos que são família, Manoel, Bruno, Bill(Vovô, "Granfather"), Iracema, Malena, Chedda e aos Franciscos.

Aos professores, Abelardo Montenegro, Raghavan Srinivasan e Alan Jones.

Aos amigos que concederam o privilégio de sua amizade e que fazem parte das graduações em Engenharia Agrícola e Lic. em Matemática, das pós-graduações em Engenharia Agrícola e Ciências do Solo, especialmente aos que fazem e fizeram parte do LAS (Laboratório de Água e Solo): Adriana, Adriano, Carol, Célia, Cleene, Carolyne, Daniella, Edivaldo, Liliane, João Loreto, José Roberto, Myrta, Renato, Valdemir, Vivaldo, Tayna; e da Professora Elvira Pedrosa e orientandos Ana Karina, Diego e Thais Fernanda.

A Universidade Federal Rural de Pernambuco e o Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, como também ao coordenador Professor Mario Rolim, ao vice-coordenador Professor Ênio F. F. Silva, demais professores que represento pelo Professor João Audifax e Secretário Manuel Capano.

Aos professores e funcionários do DEAGRI, que agradeço em nome do Professor Veronildo e Ana Pequeno.

Aos professores e funcionários do DTR, que agradeço em nome do Professor Marcus Metri e o Técnico Antônio Granja Júnior (Júnior Granja).

À FACEPE, pela bolsa concedida para a execução do projeto.

À FINEP (Rede REHIDRO), pelo apoio financeiro e de instrumentação.

À Rede de Hidrologia do Semiárido (REHISA).

Ao CNPq, pelo suporte financeiro ao monitoramento de campo.

Ao Laboratório de Água e Solo por disponibilizar os dados históricos que viabilizaram esta pesquisa.

O tempo é relativo e não pode ser medido exatamente do mesmo modo e por toda a parte.

Albert Einstein (1879 – 1955)

Dissociam-se nos verões queimosos; degradam-na nos invernos torrenciais. Vão do desequilíbrio molecular, agindo surdamente, à dinâmica portentosa das tormentas.

Euclides da Cunha – Os Sertões (1901)

Só percebemos o valor da água depois que a fonte seca.

Provérbio popular.

RESUMO

A preservação das bacias hidrográficas nascentes do semiárido é de grande importância por conterem biomas frágeis, propensos a intensos impactos devido a ações antrópicas e às mudanças climáticas. As alterações climáticas possivelmente afetarão o equilíbrio da disponibilidade quanto aos padrões de espaço e tempo da precipitação, afetando a disponibilidade dos recursos hídricos. As incertezas geradas pelas mudanças climáticas projetadas acerca da recarga das águas subterrâneas ainda não foram devidamente exploradas, como também os impactos do uso e ocupação do solo sobre essas águas, tornando-as um recurso hídrico relevante a ser pesquisado. Os objetivos deste estudo foram (a) avaliar a variabilidade temporal da quantidade e qualidade das águas subterrâneas e sua relação com a dinâmica temporal da precipitação e evapotranspiração; (b) calibrar e validar o modelo SWAT com medições de água superficial e subterrânea; e (c) avaliar a resposta da bacia com cenários de uso e ocupação do solo e de mudanças climáticas a partir de modelos em escala diária. A Sub-bacia do Riacho Mimoso é uma área representativa da bacia do Alto Ipanema, a qual é uma das nascentes da bacia do Rio Ipanema, afluente do Rio São Francisco. A dinâmica temporal da salinidade que ocorre no vale aluvial da bacia em estudo não está correlacionada com os índices de precipitação, ao contrário dos níveis potenciométricos. Assim, os mapas de profundidade permitiram identificar a variação anual da dinâmica sazonal, constituindo-se em importante ferramenta de gestão. O modelo SWAT foi calibrado e validado com eventos de vazão na sub-bacia do Riacho Mimoso e dados nível freático do aquífero aluvial. Os coeficientes estatísticos (N-S) variaram de 0,58 a 0,89 para calibração e 0,50 a 0,53 para validação. A variação dos processos hidrológicos ocorrem com reflorestamento acima de 30% e diante do desmatamento da vegetação nativa e agrícola. Dos modelos de mudança climática com dados diários adotados para o cenários A2 e A1B, só três apresentam um cenário favorável à recarga do aquífero; os demais apresentam uma diminuição da recarga média anual que variam de 10 a 80%. Já os modelos para o cenário B1, apresentam um aumento na recarga para grande parte dos modelos.

Palavra-chave: Variabilidade temporal. Recarga de aquífero. Semiárido. Modelo SWAT.

ABSTRACT

The preservation of watersheds semiarid springs is of high importance because they contain fragile biomes, prone to intense impacts due to anthropic actions and climate change. Climate change will affect the balance of availability as the standards of space and time of rainfall, affecting the replenishment of water resources. The uncertainties generated by climate change designed to about recharging of groundwater have not been properly explored, as well as the impacts of land use and occupation on these waters, thus making the groundwater an important water resource to be searched. The objectives of this study were (a) assess the temporal variability of the quantity and quality of groundwater and its relationship with the temporal dynamics of rainfall and evapotranspiration; (b) calibrate and validate the SWAT model with surface water and groundwater measurements; and (c) assessing the response of the basin with usage scenarios and land use and climate change from models in daily scale. The "Mimoso" sub basin is representative of the "Alto Ipanema" basin, which is a source of "Ipanema" basin, a tributary of the "São Francisco" River. The temporal dynamics of salinity which occurs in the alluvial basin valley in this study did not correlate with the rainfalls, unlike potentiometric levels. Thus, the depth maps have identified the annual variation of the seasonal dynamics, constituting an important management tool. The SWAT model was calibrated and validated with streamflow events in the sub basin of Mimoso stream and water table data of alluvial aquifer. The statistical coefficients (N-S) that ranged from 0.58 to 0.89 for calibration and 0.50 to 0.53 for validation. The variation of hydrological processes occur reforestation above 30% and before the deforestation of native and agricultural vegetation. Of climate change models with daily data adopted for the scenarios A2 and A1B only three shows a favorable scenario the aquifer recharge, others show a decrease in the average annual recharge ranging from 10 to 80%. Already the models for scenario B1 increase in charge for most models.

Key words: Temporal variability. Recharge of aquifer. Semiarid. SWAT Model.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Ciclo Hidrológico	27
Figura 2	Ciclo hidrológico como um sistema.	28
Figura 3	Corte da seção vertical apresentando a infiltração da superfície do solo, drenagem através da zona não saturada, difusa e recarga focada para um aquífero não confinado e abaixo da linha o aquífero confinado (fluxo interaquíferos), e plano de fluxo-zero.	41
Figura 4	Cenários RCPs – forçamento radiativo antropogênico.	48
Figura 5	Localização da bacia do Alto Ipanema e suas sub-bacias representativa do Mimoso e experimental do Jatobá.	58
Figura 6	Bacias representativa do riacho Mimoso	59
Figura 7	Localização do vale aluvial e dos poços e piezômetros monitorados na bacia ...	60
Figura 8	Mapa com a localização dos pluviômetros na bacia do Alto Ipanema.....	61
Figura 9	Fotos dos pluviômetros e estação limimétrica instalados na Sub-bacia do riacho Mimoso e monitoramento dos níveis freático do vale aluvial.	62
Figura 10	Dados da Normal Climatológica de (1961-1990) para os municípios de Arcoverde e Pesqueira.	63
Figura 11	Mapa de solos da bacia do Alto Ipanema.	64
Figura 12	Mosaico da composição vermelha, verde e azul (RGB) da imagem Rapideye no formato GEOTIFF.	65
Figura 13	Mapa de solos (1:25.000) com a posição dos pontos e classificação dos solos ..	67
Figura 14	Ilustração conceitual da relação entre as incertezas dos parâmetros e a incerteza nas estimativas.	83
Figura 15	Esquema de entrada de dados do ArcSWAT para preparação dos dados de entrada do SWAT.	85
Figura 16	Modelo Digital de Elevação (MDE) SRTM para a bacia do Mimoso.	86
Figura 17	Mapa de solo gerado pelo ArcSWAT com o banco de dados de solo para a bacia do Mimoso	87
Figura 18	Mapa de uso e ocupação do solo atual na bacia do Mimoso com o uso e ocupação do banco de dados	90
Figura 19	Mapa de declividades para as bacias do Mimoso(A) e Jatobá (B) de acordo com a classificação da	91

Figura 20	Sub-bacia hidrográfica do Mimoso e localização dos pluviômetros inseridos no projeto do modelo	92
Figura 21	Localização das PCD's com dados de mudança climática de temperatura e precipitação	97
Figura 22	Diferença relativa média intertemporal e desvio-padrão temporal para o nível potenciométrico (A) e	100
Figura 23	Box-plot da precipitação e evapotranspiração (A), profundidade do nível freático (B) e condutividade	102
Figura 24	Semivariogramas temporais dos níveis piezométricos: Pz3.8 (A), Pz P4 (B) e Pz 4.6 (C); e da	104
Figura 25	Semivariograma da precipitação (A) e da evapotranspiração de referência (B).	106
Figura 26	Mapas da precipitação (A) e evapotranspiração de referência (B).....	106
Figura 27	Semivariogramas cruzados precipitação e piezômetros profundidade Pz 3.8 (A), Pz P4 (B) e Pz.....	107
Figura 28	Mapa temporal dos níveis freáticos Pz 4.6(A), Pz 3.8(B), Pz P4(C) e mapa médio dos três	108
Figura 29	Mapa temporal da Condutividade Elétrica dos piezômetros Pz 3.8(A), Pz 3.11a(B), Pz 3.11b(C) e	109
Figura 30	Delineamento das sub-bacias da bacia do Mimoso realizado no ArcSWAT....	110
Figura 31	Análise de Sensibilidade realizada pelo SWAT-CUP para as observações diárias.	112
Figura 32	Análise de Sensibilidade realizada pelo SWAT-CUP para as observações Mensais.	112
Figura 33	Hidrograma da Calibração diária (A) e mensal (B) da sub-bacia do riacho Mimoso	114
Figura 34	Hidrograma e ietograma da Calibração diária (A) e mensal (B) da sub-bacia do riacho Mimoso	115
Figura 35	Hidrograma da validação diária (A) e mensal (B) da bacia do Mimoso	117
Figura 36	Hidrograma e hietograma da validação diária (A) e mensal (B) da bacia do Mimoso.	118
Figura 37	Dados dos níveis diários estimados em relação aos níveis médios diários observados no vale aluvial.....	120

Figura 38	Hidrograma de calibração e validação dos níveis diários estimados em relação aos níveis diários	121
Figura 39	Hidrograma subterrâneo dos valores estimados e os valores medidos nos piezômetros representativos	122
Figura 40	Hidrograma subterrâneo dos níveis medidos e estimados para o período de seca de 2012 a 2015.....	123
Figura 41	Gráfico de correlação dos valores de níveis freáticos simulados e medidos para a calibração dos	124
Figura 42	Gráfico de correlação dos valores de níveis freáticos simulados e medidos para a validação dos	125
Figura 43	Gráfico do escoamento superficial médio mensal para os cenários de uso e ocupação	126
Figura 44	Valores de base médio anual dos cenários de uso e ocupação para a sub-bacia do riacho Mimoso	127
Figura 45	Impacto das mudanças climáticas na recarga média anual da sub-bacia do riacho Mimoso para	129
Figura 46	Precipitação média mensal dos modelos de mudança climática SERES A2 em escala diária para	132
Figura 47	Precipitação média mensal dos modelos de mudança climática SERES A1B em escala diária para	133
Figura 48	Precipitação média mensal dos modelos de mudança climática SERES B1 em escala diária para	134

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Classificação do uso e ocupação de trabalhos anteriores na Sub-bacia do riacho Mimoso e classificação atual.....	66
Tabela 2	Diferenças relativas e desvios padrões temporais dos piezômetros com estabilidade temporal e condutividade hidráulica saturada (Ksat).	68
Tabela 3	Parâmetros de solos para o banco de dados SWAT.	87
Tabela 4	Valores dos parâmetros de solo inseridos no banco de dados.	88
Tabela 5	Uso da Terra na bacia do rio Mimoso de acordo com a base de dados SWAT uso da terra.	89
Tabela 6	Porcentagem de declividade de acordo com o relevo.	90
Tabela 7	Parâmetros climáticos mensais gerados pelo WGEN – Macro Excel para a bacia do Alto Ipanema, com dados climáticos da estação climatológica da bacia inseridos no banco de dados.	93
Tabela 8	Parâmetros de calibração com faixas de valores e métodos de cálculos para o SUFI2	94
Tabela 9	Modelos de classificação estatística de desempenho para os dados simulados pelo modelo hidrológico.	96
Tabela 10	Os modelos utilizados para os cenários AR4 adquiridos para o SWAT.	98
Tabela 11	Estatística descritiva dos piezômetros com baixa diferença relativa para profundidade do lençol freático, condutividade elétrica, precipitação e evapotranspiração de referência.	99
Tabela 12	Precipitação mensal em milímetros e evapotranspiração de referência dos anos de 2002 a 2013.....	101
Tabela 13	Parâmetros de ajuste dos modelos para semivariogramas temporais dos piezômetros para nível, condutividade elétrica (CE), precipitação e evapotranspiração.	105
Tabela 14	Parâmetros de ajuste dos modelos para semivariogramas cruzados temporais da precipitação e os piezômetros.....	107
Tabela 15	Valores de calibração dos parâmetros do SWAT, utilizando o SWAT-CUP e de forma manual.	111
Tabela 16	Valores dos métodos estatísticos para a calibração dos dados de escoamento superficial.....	117

Tabela 17	Valores dos métodos estatísticos para a validação dos dados de escoamento ..	119
Tabela 18	Análise do desempenho das simulações em relação aos piezômetros estáveis do vale aluvial	124

LISTA DE SIGLAS

AR4	Fourth Assessment Report (Relatório de avaliação 4)
AR5	Fifth Assessment Report (Relatório de avaliação 5)
MT3DMS	Nitrate mass-transport model (Modelo de transporte de massa de nitrato)
ΔS	Variação do Armazenamento
Δt	Variação no tempo
∂S	Diferencial parcial do armazenamento
∂t	Diferencial parcial do tempo
A	Alcance
A1B	Enredo para família de cenários A1B
A2	Enredo para família de cenários A2
AGRP	Agricultural Land-Generic
ALPHA_BF.gw	Fator alfa do fluxo de base (1/dia).
ANION_EXCL	Fração de porosidade (espaços vazios) a partir da qual os anions estão excluídos.
B1	Enredo para família de cenários B1
C	Patamar
C_0	Efeito pepita
C_1	Soleira
CANMX.hru	Armazenamento máximo da copa mm H ₂ O.
CH_K2.rte	Condutividade Hidráulica efetiva no canal principal do aluvião (mm/h).
CH_N2.rte	Valor de Manning "n" para o canal principal.
CLAY	Conteúdo de argila
CLUE-S	Conversion of Land Use and its Effects at Small Region Extent
CMIP	Copuled Model Interchange Painel
CMIP 5	Copuled Model Interchange Painel 5
CN2.mgt	Curve Number - Soil Conservation Service (SCS)
CO ₂	Dióxido de Carbono
COE (N-S)	Coeficiente estatístico Nash-Sutcliffe
CREAMS	Chemicals, Runoff, and Erosion from Agricultural Management System
DEAGRI	Departamento de Engenharia Agrícola
DEWPT	Ponto de orvalho
DiCaSM	Distribute Catchmente Scale Model
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
EPCO.bsn	Fator de compensação de absorção pelas plantas
ES	Espírito Santo
ESCO.bsn	Fator de compensação da evaporação do solo.
EVLAI.bsn	Índice de área foliar.

FAO	Food and Agriculture Organization (Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação)
FINEP	Fundo de Investimento Nacional de Ensino e Pesquisa
FRSD	Forest-Deciduous (Floresta decídua)
FRST	Forest-Mixed (Floresta mista)
GCM	Global Climate Model (Modelo Climático Global)
GeoTIFF	Padrão de metadados que inserem coordenadas geográficas em um arquivo de imagem de extensão TIFF.
GLUE	Generalized Likelihood Uncertainty Estimation
GW_DELAY.gw	Tempo de atraso da água subterrânea (dia)
GW_REVAP.gw	Coefficiente "revap" da água subterrânea.
GWQMN.gw	Profundidade limite da água do aquífero raso para ocorrer o fluxo de retorno mm H ₂ O.
HRU	Unidade Hidrológica de Resposta
HYDGRP	Grupo Hidrológico dos Solos
HYMOD	Conceptual Hydrologic Model
I	Input (Entrada)
IDT	Índice de Dependência Temporal
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPCC	Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas
Ksat	Condutividade Hidráulica Saturada
LabHidro	Laboratório de Hidrologia
LAS	Laboratório de Água e Solo
MCMC	Markov Chain Monte Carlo
MDE	Modelo Digital de Elevação
MGB	Modelo hidrológico de Grandes Bacias
MMA	Ministério do Meio Ambiente
MODFLOW	Modelo de diferenças finitas para água subterrânea.
NLAYERS	Número de camadas no solo.
O	Output (Saída)
ONU	Organização das Nações Unidas
OV_N.hru	Coefficiente de Manning para o escoamento superficial
ParaSol	Parameter Solution
PCPD	Média do número de dias de precipitação
PCPMM	Precipitação média
PCPSKW	Coefficiente de assimetria da precipitação diária
PCPSTD	Desvio padrão da precipitação diária
PR_W1	Probabilidade da umidade no dia seguinte ao dia seco
PR_W2	Probabilidade da umidade no dia seguinte ao dia úmido
PRMS	Precipitation-Runoff Modeling System
PSO	Particle Swarm Optimization
RAINHHMX	Precipitação máxima em 0,5 h

RCHRG_DP.gw	Fração que percola para o aquífero profundo
RCP	Representative Concentration Pathways
REHIDRO	Rede de Hidrologia
REHISA	Rede de Hidrologia do Semiárido
REVAPMN.gw	Profundidade limite da água do aquífero raso para ocorrer o "revap".
RGB	Imagem com três bandas de cores vermelho, verde e azul
RHESSys	Regional Hydro-ecological Simulation System
RNGB	Range-Brush
SAND	Conteúdo de areia
SBCS	Sistema Brasileiro de Classificação de Solos
SHALLST.gw	Profundidade inicial da água no aquífero raso (mm H ₂ O).
SHE	System Hydrologic Europe
SILT	Conteúdo de silte
SLSUBBSN.hru	Comprimento médio da declividade
SOL_AWC().sol	Capacidade de água disponível na camada do solo (mm H ₂ O/mm de solo)
SOL_BD	Densidade do solo
SOL_CRK	Volume potencial de fendas no solo
SOL_K().sol	Condutividade hidráulica saturada
SOL_Z	Profundidade da camada do solo
SOL_ZMX	Profundidade Máxima do Solo
SOLARAV	Radiação solar média
SRES	Special Report on Emission Scenarios (Relatórios Especiais sobre Previsões de Emissões)
SUFI-2	Sequential Uncertainty Fitting - version 2 (Montagem de incerteza sequencial - versão 2)
SURLAG.bsn	Tempo de atraso do escoamento superficial
SWAT	Soil and Water Assessment Tools
SWAT-CUP	SWAT Calibration and Uncertainty Programs (Programa de Incerteza e Calibração para o SWAT)
SWRN	Southwestern US (Arid) Range
SWRRB	Simulator for Water Resources in Rural Basins
TDR	Reflectometria no Domínio do Tempo
TMPMN	Temperatura mínima
TMPMX	Temperatura Máxima
TMPSTDMN	Desvio padrão da temperatura mínima
TMPSTDMX	Desvio padrão da temperatura máxima
TOPMODEL	Topographic Based Hydrological Model
UFAL	Universidade Federal de Alagoas
UFCG	Universidade Federal de Campina Grande
UFPB	Universidade Federal da Paraíba
UFPE	Universidade Federal de Pernambuco
UFRN	Universidade Federal do Rio Grande do Norte

UFRPE	Universidade Federal Rural de Pernambuco
UFS	Universidade Federal de Sergipe
UNB	Universidade de Brasília
UNESCO	United Nation for Education, Science and Culture Organization (União das Nações Unidas para a Educação, Ciência e Cultura)
URBN	Residential (Residencial)
URLD	Residential Low-Density (Residencial de baixa densidade)
URML	Residential Medium-Density (Residencial de média densidade)
USGS	Serviço Geológico dos Estados Unidos
VNA	Variação do Nível d'água
WATR	Water - Água (local de áreas alagadas)
WGEN	Weather Generation
WMO	Organização Mundial de Meteorologia
WNDV	Velocidade média do vento
WTF	Water Table Flutuation (Variação do lençol freático)
ZAPE	Zoneamento Agroecológico de Pernambuco

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	22
2	REVISÃO DE LITERATURA	26
2.1	HIDROLOGIA E CICLO HIDROLÓGICO	26
2.2	ESCOAMENTO SUPERFICIAL	29
2.3	EXPERIMENTAÇÃO HIDROLÓGICA.....	30
2.4	MODELAGEM HIDROLÓGICA	31
2.5	MODELO SWAT.....	34
2.6	ÁGUA SUBTERRÂNEA	40
2.7	RECARGA E SUAS ESTIMATIVAS.....	43
2.8	MUDANÇAS CLIMÁTICAS.....	46
2.9	GEOESTATÍSTICA TEMPORAL.....	51
2.10	PESQUISAS REALIZADAS NA BACIA DO ALTO IPANEMA.....	53
3	HIPÓTESE E OBJETIVOS	57
3.1	HIPÓTESE	57
3.2	OBJETIVOS.....	57
3.3	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	57
4	MATERIAIS E MÉTODOS	58
4.1	ÁREA DE ESTUDO	58
4.2	CLIMA E MONITORAMENTO CLIMÁTICOS E HIDROLÓGICOS NA BACIA DO ALTO IPANEMA.....	60
4.2.1	Instalação de equipamentos para medições hidrológicas e monitoramentos	62
4.3	SOLO E VEGETAÇÃO DA BACIA DO ALTO IPANEMA	64
4.3.1	Solos	64
4.3.2	Vegetação	64
4.4	MODELAGEM TEMPORAL GEOESTATÍSTICA	67

4.4	Dados medidos para análise temporal	67
4.4.2	Análise estatística e geoestatística	68
4.5	MODELO SWAT	71
4.5.1	Equações Hidrológicas do Modelo SWAT (Soil Water Assessment Tool)	71
4.5.2	Tempo de concentração	73
4.5.3	Retardo do escoamento superficial	73
4.5.4	Evapotranspiração	74
4.5.6	Interceptação	75
4.5.7	Evaporação da precipitação interceptada	75
4.5.8	Transpiração	76
4.5.9	Evaporação do solo	76
4.5.10	Percolação	77
4.5.11	Água subterrânea	79
4.6	CALIBRAÇÃO DO MODELO SWAT UTILIZANDO O SWAT-CUP	82
4.6.1	SUFI-2	83
4.7	ETAPAS PARA UTILIZAÇÃO DO MODELO SWAT E DADOS DE ENTRADA PARA O MODELO SWAT	85
4.7.1	Modelo digital de Elevação (MDE ou DEM)	86
4.7.2	Dados de Solo	86
4.7.3	Dados de cobertura vegetal	89
4.7.4	Declividade do solo	90
4.7.5	Dados Climáticos	91
4.7.6	Calibração e validação com dados de vazão do Rio Mimoso do modelo SWAT 93	
4.7.7	Calibração e Validação com dados de água subterrânea	94
4.7.8	Análise do desempenho das simulações para as bacias	95
4.8	CENÁRIOS DE USO E OCUPAÇÃO E MUDANÇA CLIMÁTICA	96
4.8.1	Uso e ocupação	96

4.8.1	Mudança Climática	97
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	99
5.1	ANÁLISE GEOESTATÍSTICA	99
5.2	MODELAGEM DA VAZÃO MODELO SWAT.....	110
5.2.1	Calibração e validação com os eventos de vazão	110
5.2.2	Calibração e validação com os valores do nível freático no vale aluvial da Bacia do Alto Ipanema	119
5.2.3	Cenários de Uso e ocupação	125
5.2.4	Análise da Recarga em Cenários de mudança climática	128
6	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	135
6.1	CONCLUSÕES GEOESTATÍSTICA	135
6.2	CONCLUSÕES A PARTIR DAS SIMULAÇÕES COM MODELO SWAT.....	135
6.3	RECOMENDAÇÕES	136
	REFERÊNCIAS	137

1 INTRODUÇÃO

O Brasil tem destaque no cenário mundial por sua grande descarga de água doce de seus rios, que representa 53% da água produzida no continente sul-americano e 12% do total mundial. Esta aparente abundância, leva a uma cultura de desperdício e a não compreensão do recurso como bem escasso (REBOUÇAS et al., 2006). Esta mesma cultura também se encontra no nordeste brasileiro e sua região semiárida, que recebe em média 700 mm/ano de chuva (REBOUÇAS et al., 2006).

Mesmo a região semiárida com uma precipitação muito maior que várias regiões áridas e semiáridas no planeta, porém a quantidade e qualidade das suas águas estão subordinadas às condições climáticas, à geologia e à geomorfologia. São precipitações que ocorrem em períodos curtos, com grande variabilidade espacial, e sujeita a uma grande demanda evapotranspirométrica.

No contexto desta região, a preservação das bacias hidrográficas torna-se de grande importância, em principal as bacias que apresentam rios temporários ou efêmeros, e seus vales aluviais que são utilizados para à pequena irrigação na agricultura familiar e servem de fontes de água no período de seca para as populações circunvizinhas.

Os rios temporários, conhecidos como efêmeros e intermitentes, são típicos de regiões secas. Regiões que, segundo a Organização das Nações Unidas (ONU), ocupam aproximadamente 41,3% da superfície total do planeta (UNITED NATIONS, 2016). Estima-se que 20% da população humana mundial vivem nestas regiões, e que estas áreas estão aumentando de forma significativa devido aos processos de desertificação, alterações climáticas e desmatamentos (SCHLESINGER et al., 1990), o que ressalta a importância destes rios e seus vales aluviais para o suporte hídrico.

As singularidades hidrológicas destes rios os tornam sensíveis às ações antrópicas (MORAIS et al., 2006). Ações estas que devido à forma de uso e ocupação do solo e os modelos de práticas agropecuárias, têm atuado de forma muito agressiva, provocando desequilíbrios ambientais e alterando o sistema natural. Intensifica-se a alta variabilidade socioeconômica e tecnológica das famílias, que ainda usam métodos tradicionais (MARTINS e de MELO, 2012).

As enxurradas além de causarem danos as lavouras dos vales aluviais transformam as seções transversais dos rios. Segundo Raghunath (2006), em regiões semiáridas os fluxos superficiais do rio são de curta duração, transformando a seção transversal do canal

radicalmente, transformação esta ocasionada geralmente por altos fluxos de inundações, porém, os mesmos também são responsáveis pela recarga dos vales aluviais.

Nos períodos secos anuais e de seca prolongada a vegetação da caatinga perde as folhas se adaptando as condições climáticas, mas, as áreas de pastagens de agricultura de sequeiro tendem a desaparecer. No período de 2012 e 2013 o Agreste e Sertão de Pernambuco sofreram um prejuízo de 1,5 bilhão para agropecuária com a estiagem (JORNAL DO COMMERCIO, 2013).

Nos últimos anos em que esta pesquisa foi desenvolvida, o nordeste brasileiro sofreram a pior seca dos últimos 50 anos (WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION, 2014). Este panorama acelera o processo de degradação aumentando as perdas ou reduções da produtividade agrícola, com a diminuição da vegetação, impactando a economia causando degradação da Caatinga.

No ano de 2013, grande parte dos reservatório em Pernambuco estavam em colapso, e grande parte dos reservatórios secara, comprometendo o abastecimento público (MADEIRO, 2013). Nestas crises de abastecimento que se configuram no nordeste em períodos de longa estiagem (JORNAL DO COMMERCIO, 2015), a opção de abastecimento são as águas subterrâneas dos vales aluviais dos rios efêmeros e intermitentes e de poços com dessalinizadores (GAMA, 2015).

As alterações climáticas deverão afetar o equilíbrio da disponibilidade de água quanto aos padrões espaços-temporais da precipitação, afetando a reposição dos recursos hídricos. Segundo os relatórios do IPCC (Painel Intergovernamental para Mudanças Climáticas), com o aumento da intensidade e da frequência dos extremos climáticos, os danos e prejuízos são mais intensos, de acordo com os modelos de mudança climática (DIAS, 2015; MARENGO, 2015), De acordo com o IPCC (2014), as incertezas das mudanças climáticas projetadas pelos modelos hidrológicos acerca da recarga das águas subterrâneas ainda não foram devidamente exploradas, como também os impactos do uso e ocupação do solo sobre essas águas. A água subterrânea é um recurso hídrico especialmente relevante a ser pesquisado (ALVAREZ et al., 2012).

Estas águas têm um papel estratégico na política de recursos hídricos, pois, em períodos de estiagem onde a água superficial se esgota nos reservatórios, os aquíferos fornece água por longos períodos. E os impactos esperados para os aquíferos do Nordeste para as próximas décadas é uma redução de 70 % de sua recarga devido as alterações climáticas (HIRATA e CONICELLI, 2012).

Um dos instrumentos de pesquisa dos processos hidrológicos e para a gestão dos recursos hídricos é a modelagem hidrológica. Para Singh e Frevert (2006), as simulações dos modelos hidrológicos são de fundamental importância para a gestão dos recursos hídricos, pois podem representar uma série de problemas sociais e ambientais. Enquanto Abbott e Refsgaard (1996), reforçam o uso dos modelos hidrológicos como forma de disponibilizar conhecimentos e viabilidade econômica para a implantação de medidas corretivas e estruturais.

Hipólito e Vaz (2011), destacam a importância da modelagem hidrológica como instrumento de gestão, em particular para investigação da variabilidade espaço-temporal das características hidrológicas das bacias hidrográficas, possibilitando a proposição e análise de alternativas de manejo e uso racional de água e solo. Segundo a UNESCO (2015), a exploração de novas fontes de dados, melhores e mais poderosos modelos e métodos de análise de dados, juntamente com estratégias de gestão adaptáveis, podem ajudar a responder de forma eficaz às mudanças e condições incertas para o futuro.

Um dos modelos hidrológicos mais utilizados nos últimos anos é o SWAT (Ferramenta de avaliação de água e solo), listado como palavra-chave em 12 % dos artigos publicados de 2009 a 2013 (Li et al., 2014). Os artigos estão relacionados a pesquisas na análise da vazão do rio, água de superfície e da dinâmica das águas subterrâneas, a dinâmica de neve e geleiras, represamento, práticas de irrigação, gestão da água, processos de erosão e as perdas de sedimentos, poluição difusa, melhores práticas de gestão na agricultura, impactos no uso da terra, impactos das mudanças climáticas e combinando os impactos das mudanças climáticas e de uso da terra (Krisanova et al., 2015). Scanlon et al. (2002), estudando várias técnicas de quantificação da recarga da água subterrânea, apresentam a modelagem de bacias hidrográficas com uma das técnicas utilizadas para estimar a taxa de recarga em grandes áreas. O ponto chave desta metodologia é que a taxa mínima de recarga pode ser estimada e controlada pela precisão com a qual os vários parâmetros na produção de água podem ser medidos considerando um intervalo de tempo, sendo as escala diária e horária as mais desejáveis que a mensal ou anual, por ser a recarga um dos maiores componentes da produção de água de uma bacia em escala de tempo menores (SCANLON et al., 2002).

Segundo Marengo (2015), com as séries de desastres naturais devido ao clima, no Brasil e no mundo, o papel da ciência frente as formas de previsão e prevenção destes desastres fortaleceu a criação de grupos de pesquisas no Brasil. Um destes grupos é a Rede de

Hidrologia do Semiárido (REHISA) a qual congrega a UFRPE, UFPE, UFAL, UFS, UNB, UFRN, UFPB e UFCG, e objetiva investigar processos hidrológicos em bacias do semiárido.

A partir destes estudos vem-se verificando nos últimos anos um aumento de áreas degradadas na região semiárida em função do uso intensivo do solo e das águas subterrâneas e a ausência de práticas de conservação. Tal exploração tem promovido a perda de sua capacidade produtiva, redução da biodiversidade, dentre outros impactos, desencadeando processos de desertificação. Os estudos em nível de bacia hidrográfica apresentam-se como uma alternativa para controlar os avanços da degradação ambiental, uma vez que a bacia hidrográfica é uma unidade física, social e política bem definida, e conforme a Política Nacional e Pernambucana de Recursos Hídricos, é a unidade territorial para implementação da Política de Recursos Hídricos no estado de Pernambuco e para atuação do Sistema de Gerenciamento de Recursos Hídricos.

Dentro deste contexto, a caracterização da dinâmica dos processos hidrológicos são de suma relevância. Com efeito, ainda há grande carência de dados hidrológicos, físico-hídricos e sedimentológicos em bacias hidrográficas do semiárido, que possam dar suporte à gestão de recursos hídricos e a conservação do solo, e fornecer subsídios para aplicação de modelos e geração de cenários futuros.

Este estudo tem como foco a bacia do Alto Ipanema, quanto a sua sub-bacia representativa e seu vale aluvial. É uma nascente da Bacia do Ipanema que é uma sub bacia do Rio São Francisco, localizada na região do baixo São Francisco. A Bacia do Alto Ipanema encontra-se na fronteira dos municípios de Pesqueira e Arcoverde na região Agreste do Estado de Pernambuco, e tem grande importância local e regional, está inserida no projeto REHIDRO-FINEP (LIMA et al., 2014). A área se constitui em assentamento estadual e federal de agricultura irrigada, abrigando famílias oriundas do movimento MST. Adicionalmente, residem quilombolas nas nascentes de sub-bacias.

Os capítulos desta tese seguem as etapas de estudos que vem sendo realizados pelo grupo do LabHidro (Laboratório de Hidrologia) e LAS (Laboratório de Água e Solo) do DEAGRI-UFRPE ao longo dos últimos 20 anos. Iniciando com o estudo de escalas temporais da potenciometria e salinidade em relação ao clima no vale aluvial da Bacia do Alto Ipanema; a aplicação do modelo SWAT para a bacia do Alto Ipanema em sua sub-bacia representativa; e a avaliação de cenários de uso e ocupação do solo, como também cenários futuros de mudança climática, utilizando o modelo SWAT.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 HIDROLOGIA E CICLO HIDROLÓGICO

A hidrologia é a ciência que trata da ocorrência e distribuição da água na terra, de suas propriedades físicas e químicas, da sua interação com o meio, isto é, a ciência que trata da variação das fases do ciclo hidrológico (Figura 1), o qual é seu objeto de estudo nas suas várias componentes, que são fenômenos da natureza e, por conseguinte, processos essencialmente aleatórios (RAGHUNATH, 2006; HIPÓLITO e VAZ, 2011).

O ciclo hidrológico é o ciclo de transferência da água, que ocorre continuamente na natureza e que é impulsionado pela ação da energia solar associada à gravidade e à rotação da terra. E pode ser dividido em três ramos: o oceânico, objeto da oceanografia; o atmosférico, da meteorologia; e o terrestre, da hidrologia.

O seu ponto de partida para compreensão é arbitrário, tendo como exemplo iniciar da evaporação das águas dos oceanos e sua passagem para atmosfera. As águas que evaporam dos oceanos, resultam em vapor de água que se acumulam na atmosfera e é transportado por massas de ar, que se movimentam por vários quilômetros na dependência do balanço de energia da atmosfera. O vapor condensa-se em condições adequadas e formam nuvens, que por sua vez, podem precipitar de forma líquida (chuva) ou forma de cristais sólidos (neve) nos oceanos e na terra (RAGHUNATH, 2006).

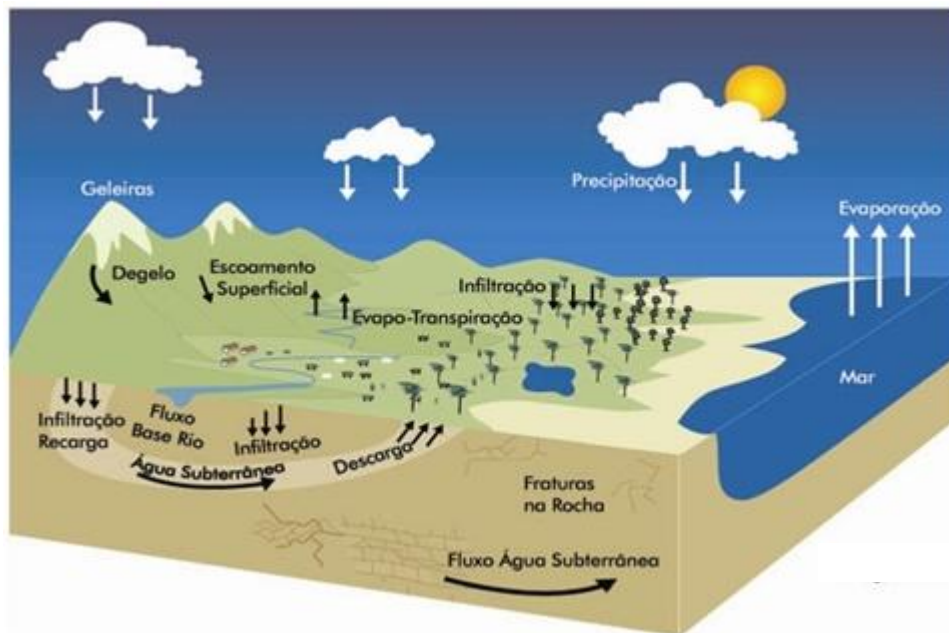
A precipitação que atinge a superfície da terra segue caminhos diversos: uma parte evapora durante a queda; outra parte é retida na vegetação, em cobertura de edificações e retorna a evaporar; outra parte atinge a superfície do solo, gerando o escoamento superficial ou ficando armazenada em depressões superficiais (lagoas, lagos, reservatórios, etc.).

A água que se encontra na superfície tende a infiltrar ou evaporar. A que infiltra: alimenta os processos bióticos e de transpiração das plantas, a evaporação do solo, que em conjunto é designado evapotranspiração; e por efeito da gravidade, percola para zonas mais profundas e alimenta os aquíferos (reservatórios subterrâneos).

Na hidrologia do semiárido o processo da infiltração é de fundamental influência, pois determina a velocidade do escoamento superficial e balanço hídrico nas zonas não saturadas e saturadas (SOUZA et al., 2011). Os aquíferos podem contribuir para os escoamentos nos rios ou escoar diretamente para os oceanos.

A água que escoar na superfície do solo, denominada escoamento superficial, origina os riachos e córregos que se fundem em rios os quais desaguarão nos oceanos e mares, alimentando em seu percurso, lagos, represas, pântanos, açudes. Em todos os processos a evaporação da água é contínua, da mesma forma pode haver precipitação sobre os rios, lagos e reservatórios. Em que os rios também contribuem diversas vezes para suprir os níveis freáticos das águas subterrâneas as quais se comunicam ou lhes estão conectadas. Com a descarga da água do escoamento superficial e subterrâneo no oceano fecha-se o ciclo hidrológico. Neste ciclo não há perdas (HIPÓLITO e VAZ, 2011).

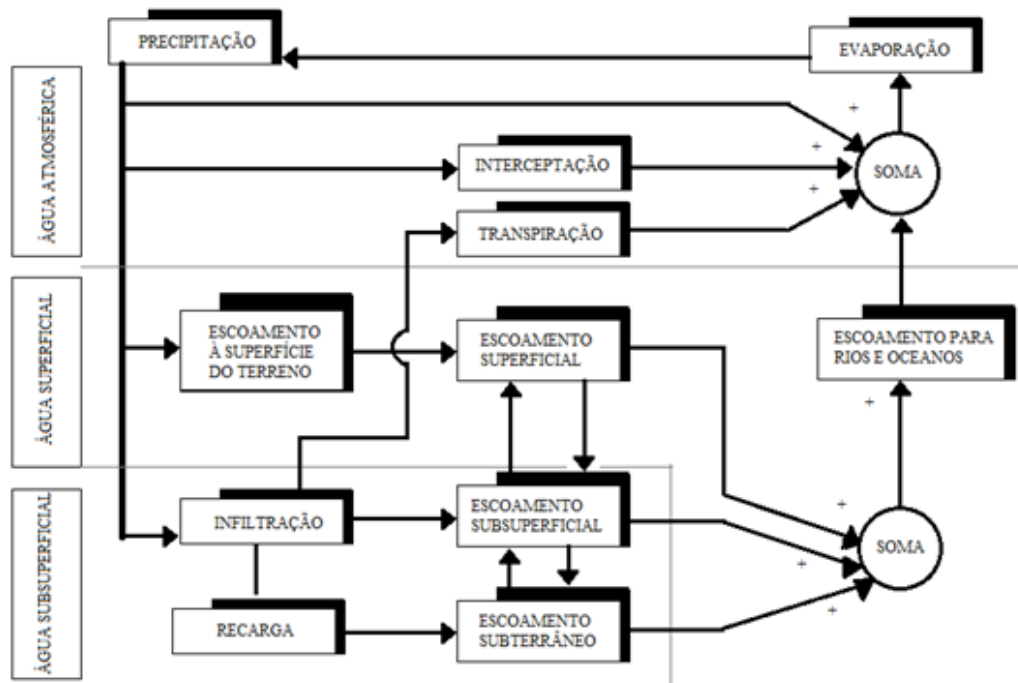
Figura 1 Ciclo Hidrológico



Fonte: MMA (2016)

Devido à complexidade dos fenômenos que compõem o ciclo hidrológico, ele pode ser representado com um sistema, dividido em três subsistemas (Figura 2): água atmosférica, que é composta pelos processos da precipitação, evaporação, interceptação e transpiração; água superficial, incluindo os processos de escoamento na superfície do terreno, o escoamento superficial, a descarga para os rios, lagos e oceanos; e a água subterrânea, com os processos de infiltração, escoamento sub-superficial, recarga e escoamento subterrâneo (HIPÓLITO e VAZ, 2011).

Figura 2 Ciclo hidrológico como um sistema.



Fonte: Hipólito e Vaz (2011)

O movimento da água no sistema hidrológico obedece a lei de conservação de massa descrita pela equação da continuidade. Segundo Raghunaty (2006) esta equação é simplesmente a declaração da lei da conservação de massa, para Hipólito e Vaz (2011) a tradução para a lei de conservação de massa. A equação escreve-se:

$$I - O = \frac{\partial S}{\partial t} \quad (1)$$

na sua forma contínua e como,

$$(I - O)\Delta t = \Delta S \quad (2)$$

em sua forma discreta, ou assumindo o tempo como unitário,

$$I = O + \Delta S \quad (3)$$

Onde I é o volume de água entrando no sistema por unidade de tempo, O , o volume que saí do sistema também por unidade de tempo, e S o volume armazenado no interior do sistema (HIPÓLITO e VAZ, 2011). De acordo com Raghunaty (2006), durante um determinado período, o fluxo total que entra em uma determinada área deve ser igual ao fluxo total de saída da área mais a variação no armazenamento, e que, enquanto a equação é resolvida a água subterrânea é considerada como parte integrante da água superficial e que o

fluxo de entrada e saída do subsolo representam o problema no estudo de balanço hídrico de uma bacia.

A previsão dos efeitos, na quantidade e qualidade da água, ocasionados pela mudança no uso do solo é uma área de importância crescente. Os efeitos da ação antrópica nas secas e enchentes, desmatando, urbanizando, mudando as práticas agrícolas e os padrões de cultivo, tornam-se questões chave na gestão dos recursos hídricos. Aliados a estes efeitos, soma-se as alterações climáticas, fazendo com que as previsões hidrológicas revertam-se em uma das questões, talvez, mais difíceis que se defronta a hidrologia na análise do ciclo hidrológico (ABBOTT e REFSGAARD, 1996).

2.2 ESCOAMENTO SUPERFICIAL

O escoamento superficial é uma parte do ciclo hidrológico determinado pelo deslocamento da água na superfície do solo e nos cursos naturais d'água. Também pode ser descrita como a água que se desloca na superfície da bacia até encontrar uma calha definida (TUCCI, 2007). Enquanto Martins e Melo (2012), considera o movimento da água a partir da menor porção de chuva, que caindo sobre um solo saturado de umidade ou impermeável, escoam pela sua superfície, formando as enxurradas ou torrentes, córregos, ribeirões, rios e lagos ou reservatórios de acumulação. Origina-se nas precipitações, sendo a mais importante das fases do ciclo hidrológico, devido aos estudos em relação ao aproveitamento e proteção das águas superficiais.

Para a ocorrência do escoamento superficial consideram-se os seguintes eventos: A água que precipita da atmosfera (chuva) atinge determinada área ou bacia hidrográfica, parte desta água é interceptada pela vegetação, de onde se evapora posteriormente, o restante atinge a superfície do solo. Esta água que atinge a superfície do solo, uma parcela é retida nas depressões do terreno, outra infiltra e a restante escoam sobre a superfície do terreno. Neste percurso a parte de água evaporada e evapotranspirada são desprezíveis, em virtude de termos a umidade do ar, no instante da precipitação, de 100%. Portanto, o escoamento superficial ocorre quando a intensidade da precipitação supera a capacidade de infiltração e retenção do solo. Escoamento superficial aqui tratado abrange desde o excesso de precipitação posterior a chuva intensa, chamado Hortoniano, até o escoamento em um rio. No segundo caso, a água do

escoamento no leito do rio provém do excesso da precipitação, bem como da alimentação proveniente das águas subterrâneas.

Os escoamentos ditos hortonianos ocorrem sua grande maioria em regiões áridas e semiáridas, onde o escoamento, devido ao excesso de chuva, maior do que a capacidade de infiltração do solo. Este escoamento é o responsável pela recarga dos aquíferos rasos (HEALY, 2010). Enquanto o caso do escoamento proveniente da elevação do lençol freático, ocorrem em regiões úmidas.

A vegetação, tipo de solo, condições topográficas, uso e ocupação do solo são fatores que determinam a distribuição da vazão no tempo entre a ocorrência da precipitação e a vazão na bacia hidrográfica. Em uma bacia rural o escoamento recebe a interposição da cobertura vegetal, fazendo com que parte do que escoar infiltre, enquanto em bacias urbanas o escoamento sofre interferência das superfícies impermeáveis e sistemas de drenagem (TUCCI, 2007; SANTOS, 2015).

A quantificação do escoamento superficial pode ser realizada pelos seguintes métodos:

a) Medição do nível de água - o escoamento é estimado utilizando a medição dos níveis de água em postos fluviométricos, utilizando régua linimétrica ou linígrafos. Com as alturas mensuradas estima-se a vazão em uma determinada seção do curso d'água por meio de uma curva-chave.

b) Modelos Chuva-Vazão ou método do hidrograma - é o gráfico que relaciona a vazão no tempo. Segundo Tucci (2007), o resultado deste gráfico é a interação de todos os componentes do ciclo hidrológico entre a ocorrência da precipitação e a vazão na bacia.

2.3 EXPERIMENTAÇÃO HIDROLÓGICA

Para uma análise hidrológica adequada são necessários dados com períodos extensos. E por muitas vezes um projeto hidrológico encontra-se com falta de dados e quando os mesmo não estão adequados (RAGHUNATH, 2006).

Com a compreensão da população mundial sobre a importância dos recursos hídricos para o meio ambiente e a economia, o estudo dos recursos hídricos não mais tornou-se objeto de análise do hidrólogo e sim de várias áreas do conhecimento científico, político, etc. A gestão da água é cada vez mais integrada entre as disciplinas e especialidades; Portanto, os

dados compatíveis em quantidade e qualidade das águas superficiais e subterrâneas, e em bacias e regiões específicas serão necessárias (WMO, 2008).

Segundo a Organização Mundial de Meteorologia a natureza das informações que serão necessárias para atender as necessidades da gestão integrada dos recursos hídricos é difícil de projetar, por estas informações de gestão da água estarem diretamente ligadas a utilização dos gestores de águas, seja o governo ou agências privadas (WMO, 2008).

Os problemas atuais relacionados com a acessibilidade de dados, compatibilidade e confiabilidade terá que ser resolvido para atender a essas necessidades. Além disso, a gestão das águas estão intimamente ligada às de gestão ambiental ou manejo de ecossistemas. Portanto, é necessária uma abordagem de gestão cada vez mais holística (WMO, 2008).

Bressiane et al. (2015b), ressaltam a falta de uma quantidade desejável de dados de características físicas de entrada para a modelagem hidrológica e também dados de monitoramento nas bacias hidrográficas brasileiras.

O SWAT, é um modelo que apresenta visão integrada da gestão da água em uma bacia hidrográfica, requerendo o conhecimento e a integração de várias áreas de pesquisa. Bressiane et al. (2015b), apresentam uma revisão de trabalhos relacionados ao SWAT, a gama de dados necessários para o modelo e a interação entre várias agências e setores do conhecimento no Brasil.

A necessidade de dados para a utilização de modelos hidrológicos, leva a uma experimentação na concepção da distribuição de setores de monitoramento. Na concepção de uma rede de monitoramento, são necessárias experimentações quanto aos requisitos operacionais, tais como local de coleta de dados, tipos de instrumentação, melhor local para satisfazer os requisitos da instrumentação.

2.4 MODELAGEM HIDROLÓGICA

O modelo hidrológico possibilita entender, representar e prever diferentes condições da atuação da água na bacia hidrográfica (TUCCI, 2007), sendo um dos primeiros modelos creditado a Pierre Perrault para a bacia do rio Sena em Aignay-le-Duc, França, em que avaliou a partir da precipitação o escoamento anual (HIPÓLITO e VAZ, 2011). Tucci (2007),

destaca como primeiros registros de modelo hidrológico a teoria da hidrógrafa unitária e da infiltração de Horton na década de 30.

Os modelos hidrológicos podem ser classificados de acordo com os tipos de variáveis utilizadas (estocástico ou determinístico), a forma de representação dos dados (contínuo ou discreto), a existência ou não de relações espaciais (concentrado ou distribuído), e o tipo de relações entre as variáveis (conceitual ou empírico) (ABOOTT e REFSGAARD, 1996; TUCCI, 2007; HIPÓLITO e VAZ, 2011). Modelos Estocásticos – são modelos nos quais uma das variáveis envolvidas na modelagem tem um comportamento aleatório, possuindo distribuição de probabilidade.

Modelos Determinísticos – são aqueles modelos que reproduzem respostas idênticas para o mesmo conjunto de entradas. Mesmo quando uma variável de entrada tiver caráter aleatório, ainda assim o modelo pode ser determinístico, se para cada valor de entrada tiver um único valor de saída.

Modelos Contínuos – são aqueles que simulam os processos hidrológicos num amplo período, seja de cheia ou de seca.

Modelos Discretos – são aqueles que simulam períodos isolados de uma série, normalmente utilizado para representar eventos de cheia e recessão.

Modelos Concentrados – nos modelos concentrados, a área da bacia é representada de forma única, isto é, homogênea, não sendo possível a distribuição das características de parâmetros físicos relacionados ao solo, à vegetação e à chuva. No seu desenvolvimento são atribuídos valores médios representativos para toda a área de acordo com cada parâmetro do modelo.

Modelos Distribuídos – esses modelos permitem que toda a área seja dividida em unidades irregulares ou regulares, assumidas como hidrológicamente homogêneas, reconhecendo, desta forma, a distribuição espacial das variáveis e dos parâmetros considerados. Esse tipo de modelo permite a manipulação de dados de pluviometria levando em consideração sua variabilidade espacial, sendo assim, mais representativa do real.

Modelos Conceituais – são também denominados como modelos baseados em processos ou de base física, que procuram descrever todos os processos que estão envolvidos no fenômeno estudado. Esses modelos estão fundamentados em formulações físicas, como a equação da continuidade, associada a uma ou mais equações empíricas que relacionam variáveis e parâmetros do processo. Os modelos de base física consideram as equações de

conservação de massa, energia e quantidade de movimento, para descrever o movimento das águas sobre a superfície do solo, e nas zonas saturadas e não-saturadas do terreno.

Modelos Empíricos – modelos que em sua formulação não possuem nenhuma representação explícita dos processos físicos da bacia, possuindo uma característica regionalista.

Estão disponíveis diversos modelos hidrológicos atualmente. Dentre estes pode-se citar:

Soil and Water Assessment Tool (SWAT) (ARNOLD et al., 2012); Modelo Hidrológico de Grandes Bacias (MGB-IPH) (COLLISCHONN et al., 2007); DiCaSM (RAGAB e BROMLEY, 2010); Simulator for Water Resources in Rural Basins (SWRRB) (ARNOLD e WILLIAMS, 1987); System Hydrologic Europe (SHE) (LEAVESLEY et al., 1983) (ABBOTT e REFSGAARD, 1996); Precipitation-Runoff Modeling System (PRMS); Conceptual Hydrologic Model (HYMOD) (MOORE, 1985; LI e ISHIDAIRA, 2012); Chemicals, Runoff, and Erosion from Agricultural Management System (CREAMS) (KNISEL, 1980); Topographic Based Hydrological Model (TOPMODEL) (BEVEN e KIRKBY, 1979).

Diante do exposto têm-se trabalhos que utilizam a calibração e validação de modelos hidrológicos utilizando dados de vazão de rio para estudar os processos hidrológicos e as interações entre clima e uso e ocupação da terra.

Li e Ishidaira (2012), apresentam uma forma de considerar a dinâmica da vegetação durante a simulação hidrológica sob as mudanças climáticas utilizando o modelo HYMOD + LPJH(modelo de vegetação) para simular os processos hidrológicos em quatro bacias localizadas, nas Filipinas, Japão, China e Austrália, com um bom desempenho do modelo principalmente na simulação nos períodos de baixo fluxo da descarga do rio.

Por meio de escalas espaciais e temporais observa-se a interação entre o clima e a vegetação. A vegetação com suas propriedades fisiológicas, albedo, efeitos na rugosidade da superfície e umidade do solo influenciam o clima, enquanto mudanças na circulação atmosférica e nos padrões da precipitação resultantes das mudanças climáticas irão modificar a disponibilidade de água, que é um fator determinante para a produtividade e distribuição da vegetação (LI e ISHIDAIRA, 2012).

No intuito de melhorar o conhecimento e entendimento hidrológico de bacias do semiárido, Montenegro e Ragab (2010), avaliaram cenários de uso e ocupação da terra para produção de biocombustível na presença de cenários de mudança climática futuros, com modelo de balanço hídrico acoplado a modelo de fluxo de água subterrânea, no impacto nos

componentes hidrológicos, como escoamento superficial e recarga do aquífero. Neukum e Azzam (2012), também utilizaram modelo de balanço hídrico acoplado a modelo de fluxo com cenários de mudanças climáticas para bacia de Schwarzenbach com predominância de floresta negra, para simular a recarga de aquífero, ambos calibrando e validando seus respectivos modelos com dados de vazão de rio.

Wegehenkel (2009), comparou modelos estáticos e dinâmicos de vegetação nos processos hidrológicos e ressaltou a importância da vegetação na avaliação desses processos, devido aos efeitos das mudanças climáticas sobre os componentes do balanço hídrico, como a evapotranspiração e a recarga de águas subterrâneas. E ainda resalta que o principal problema da aplicação de simulações de vazões com abordagem na simulação da dinâmica da vegetação integrados em modelos como SWIM e SWAT em bacia de meso escalas são a disponibilidade de dados.

2.5 MODELO SWAT

O SWAT é um modelo de base física (onde suas equações são baseadas em leis físicas) e distribuído (em que seus parâmetros dependem do espaço ou do tempo), o que permite a representação da variabilidade espacial (ARAGÃO et al., 2013). Segundo Li et al. (2014), o SWAT foi o modelo mais utilizado na última década, listado como palavra-chave em 8,2 e 12% dos artigos em 2004-2008 e 2009 a 2013, respectivamente. O modelo simula escoamento superficial e subterrâneo, erosão e produção de sedimentos nos planos e canais, transporte de nutrientes e de pesticidas e contaminação dos recursos hídricos em bacias hidrográficas, em escala de tempo diária, e sob alterações provocadas pela ação antrópica na cobertura do solo, modelando impactos ambientais (NEITSCH et al., 2011; ZENG e CAI, 2014). A bacia hidrográfica é subdividida em sub-bacias com base no tipo de solo, relevo, uso e cobertura do solo, em unidades de resposta hidrológica (HRU's).

O modelo SWAT é um conjunto de vários modelos já utilizados validados no meio científico, apresenta dezenas de parâmetros físicos de uma bacia hidrográfica (NEITSH et al., 2012).

O modelo apresenta capacidade para vazões diárias contínuas (FUKUNAGA et al., 2015), do escoamento superficial e recarga (DOWLATABADI e ALI ZOMORODIAN, 2016), nas mudanças no clima e seus impactos no uso da terra na recarga (RAPOSO et al.,

2013), a interação entre o aquífero e o escoamento superficial (ZENG e CAI, 2014), avaliação de parâmetros do SWAT com alteração de uso e ocupação do solo (ZHOU et al., 2013), em simulação hidrossedimentológica (UZEIKA et al., 2012; ANDRADE et al., 2013; ARAGÃO et al., 2013; SANTOS et al., 2015).

Em estudos no Brasil, Bressiani et al. (2015a), realizaram uma revisão da utilização do modelo SWAT para as bacias brasileiras para o período de 1999 a 2015 100 estudos publicados em revistas brasileiras e internacionais. A seguir alguns estudos com o modelo e regiões do país.

Machado et al. (2003), utilizaram o modelo SWAT para simular cenários alternativos de uso da terra de acordo com o Código Florestal Brasileiro, na microbacia hidrográfica do Ribeirão dos Marins, em Piracicaba (SP), identificando áreas sensíveis ambientalmente que requerem práticas conservacionistas de controle dos processos erosivos. E Machado e Vettorazzi (2003), quantificaram o sedimento erodido na mesma microbacia utilizando o modelo.

Baltokoski et al. (2010), nas bacias dos rios Conrado e Pinheiros, afluentes do rio Pato Branco, nos municípios de Pato Branco e Mariópolis, Estado do Paraná, avaliaram a concentração de fósforo total e as vazões estimadas pelo modelo SWAT 2005.

Na bacia do ribeirão São Bartolomeu, zona da mata de Minas Gerais, o SWAT foi utilizado por Lelis e Calijuri (2010), que identificaram zonas com maior erosividade relacionadas ao uso e tipo de solo; Lelis et al. (2011), a partir de cenários de mudança climática estimaram a produção de sedimentos e o escoamento superficial; Lelis et al. (2012), calibraram e validaram o modelo utilizando dados de 10 parcelas experimentais; Rocha et al. (2012), identificaram com a modelagem áreas críticas para os processos de produção de sedimentos, escoamento e perda de nutrientes, e simularam técnicas conservacionistas visando a redução dos impactos dos processos.

Carvalho Neto et al. (2011), em região semiárida estudaram o escoamento superficial e o aporte de sedimentos na bacia hidrográfica do Riacho dos Namorados, Cariri Paraibano, com estimativas do modelo SWAT em cenário análogo da caatinga, algaroba, milho e solo exposto, com resultados coerentes que asseguraram a eficiência do modelo para a bacia.

Silva et al. (2011), com o modelo SWAT e cenários de uso da terra estimaram a perda de solo por sub-bacia na bacia hidrográfica do rio Colônia no Sudoeste da Bahia, com maior perda de solo em regiões de Argissolos, Latossolos e Chernossolos e menor em regiões que utilizou-se cenários de mata.

Na região do Planalto Central do Brasil, Strauch et al. (2012), estimaram os parâmetros de incerteza e incerteza preditiva para os modelos de entrada de chuva para o modelo SWAT, melhorando as previsões de vazão da bacia do rio Pipirapau. Nesta mesma bacia Strauch et al. (2013), simularam as vazões e o sedimento produzido aplicando técnicas de manejo para a região e contida no pacote do modelo. Já Strauch e Volk (2013), na mesma região do Brasil, mas na bacia Santa Maria/Torto, realizam um estudo de caso sobre o crescimento da vegetação do Cerrado, que é um dos principais biomas do Brasil, no modelo SWAT.

Nas encostas basálticas do Estado do Rio Grande do Sul, Uzeika et al. (2012), avaliaram o modelo SWAT nas estimativas de dados hidrossedimentológicos, encontrando resultados insatisfatórios para o escoamento e superestimados para a produção anual de sedimentos.

Andrade et al. (2013), calibraram e validaram o modelo SWAT com dados de escoamento da bacia do Ribeirão Jaguará no sul do Estado de Minas Gerais, que representativa dos Latossolos da região, considerando o modelo adequado para a região.

Visando à parametrização das bacias do Pão de Açúcar e Fazenda Cajueiro, sub-bacias do Rio Japarutuba Mirim em Sergipe, Aragão et al. (2013), aplicaram o modelo SWAT conseguindo prever coerentemente a produção de sedimentos com base em 12 parâmetros mais sensíveis para as bacias.

Souza e Santos (2013), avaliaram estimativas de vazões mínimas na bacia do Altíssimo Rio Negro, que localiza-se na divisa entre os estados do Paraná e Santa Catarina, com o modelo SWAT, onde as drenagens q95 são de alta variabilidade em sub-bacias com rede de drenagem inferior a 100 km².

No Estado de Santa Catarina Perazzoli et al. (2013), simularam diferentes cenários de uso e ocupação do solo da bacia do ribeirão Concórdia com o modelo SWAT, encontrando resultados expressivos quanto a vazão média e a produção de sedimentos para estes cenários e quanto eles afetam a disponibilidade hídrica na bacia.

Silva et al. (2013), estudaram a evolução da erosividade, geração de escoamento superficial e razão de erosão do solo na bacia Mamuaba sub-bacia do Rio Gramame na porção leste do estado da Paraíba, demonstrando que o modelo SWAT é uma ferramenta útil na análise da erosão e que facilita o planejamento e manejo sustentável da terra no nordeste brasileiro.

Silva e Medeiros (2014), em região semiárida da Paraíba, analisaram a variabilidade espacial e temporal do escoamento superficial e produção de sedimentos com modelo SWAT, concluindo que o SWAT acoplado a um SIG (Sistema de Informação Geográfica) é uma

ferramenta poderosa na análise do comportamento temporal e espacial dos processos hidrossedimentológicos.

Galharte et al. (2014), estimaram a produção de sedimentos em cenários da microbacia do ribeirão Guabirobas no município de São Carlos, SP, com o modelo CLUE-S (Conversion of Land Use and its Effects at Small Region Extent) para gerar o cenários de vegetação e o SWAT para estimar a produção de sedimentos.

Pereira et al. (2014), avaliaram o impacto do desmatamento sobre os principais componentes do balanço hídrico da bacia do córrego do Galo, ES, com estimativas geradas pelo modelo SWAT para cenários de proteção da mata nativa e de substituição da mata por pastagem.

Rodrigues et al. (2015), utilizaram o SWAT para analisar a dinâmica da vazão na bacia do Rio Pará, em Minas Gerais, Brasil, com o objetivo de avaliar o impacto provocado pelas alterações de uso do solo na disponibilidade de água, encontrando um aumento significativo na vazão para a substituição da mata nativa por pastagem.

Bressiani et al. (2015b), analisaram as respostas hidrológicas de diversas fontes, escalas espaciais e resoluções temporais de grupos climáticos e de precipitação para a bacia do Jaguaribe, região semiárida do nordeste brasileiro com o modelo SWAT.

Fukunaga et al. (2015), avaliaram a capacidade do modelo SWAT em reproduzir vazões diárias contínuas da bacia do Alto Rio Itapemirim situado no estado do Espírito Santo, identificando uma alta sensibilidade do escoamento de base na produção de escoamento na bacia e obtendo estimativas satisfatórias para a bacia.

Em estudos fora do Brasil tem-se: Raposo et al. (2013), os quais quantificaram o impacto das mudanças climáticas na recarga das águas subterrâneas, com diferentes cenários de emissão global e regional aplicados no modelo SWAT. Awan e Ismaeel (2014), afirmam que o SWAT pode ser uma ferramenta útil para não só estimar a recarga em alta resolução espacial e temporal, mas também, sob mudanças climáticas, após estudo realizado em área semiárida do Paquistão, onde a irrigação é realizada por distribuição de canais. Izady et al. (2015), avaliaram a taxa de recarga anual como forma de planejamento e gestão de recursos hídricos na bacia de Neishaboor, Irã, que passa por um esgotamento das águas subterrâneas, integraram o SWAT ao MODFLOW para calcular as distribuições espaciais dos componentes hidrológicos, sendo o modelo calibrado e validado com dados de vazão, e nível das águas subterrâneas dos anos 2000 a 2012, afirmando que o modelo combinado fornece uma ferramenta robusta para o planejamento e gestão dos recursos hídricos para áreas com

aquíferos estressados, onde a interação entre águas subterrâneas e superficiais não podem ser facilmente avaliados.

Ma et al. (2014), calibraram e validaram o modelo SWAT com algoritmo de incerteza SUFI-2 para quantificar a contribuição, restauração da vegetação e medidas de engenharia (terraceamento de encostas, etc.), avaliaram o escoamento e a produção de sedimentos usando uma série temporal de mapas de uso e ocupação da bacia do Kejie na China, tendo como resultado uma diminuição do escoamento médio anual de 10.8% e 39% de sedimento médio anual.

Park et al. (2014), estudaram o impacto potencial das mudanças climáticas nos componentes hidrológicos da bacia de montanha de Chungju Dam, na Coreia do Sul, considerando cenários de vegetação, demonstrando que os resultados encontrados identificados e incorporados ao planejamento e gestão dos recursos hídricos pode vir a promover uma maior sustentabilidade na demanda e disponibilidade de água para bacias do país.

Morán-Tajeda et al. (2014), avaliaram a sensibilidade hidrológica de bacia montanhosa (Pyrenees sub-bacia da bacia do Ebro, Espanha) para mudanças de uso da terra e do clima, afirmando a sensibilidade no balanço hídrico, dos componentes escoamento superficial e evapotranspiração a estas mudanças para comparar o desempenho de dois modelos hidrológicos baseados em processos (SWAT e RHESSYS), contrastando a concepção e a aplicabilidade.

Raposo et al. (2013), quantificaram o impacto das mudanças climáticas na recarga das águas subterrâneas, com diferentes cenários de emissão global e regional aplicados no modelo SWAT, apresentando um decréscimo anual da recarga para os cenários, e a influência da vegetação nestes resultados diante do incremento de gás carbônico na atmosfera, sugerindo diante dos resultados encontrados medidas de planejamento de uso das águas para dirimir futuros problemas de abastecimento da população da Galícia-Costa (Costa da Galícia, Espanha) que são dependentes do suprimento das águas subterrâneas.

Bieger et al. (2015), dedicaram seu estudo as mudanças do uso da terra, aplicando o SWAT de forma a avaliar os componentes do balanço hídrico e transporte de sedimentos em uma bacia a montante da barragem Three Gorges Dam do rio Yangtze, bacia de Xiangxi, na China, e que os cenários simulados indicaram efeitos positivos quanto ao reflorestamento, porém podem ser influenciados de forma negativa com intensificação da agricultura na bacia aumentando o escoamento superficial e a produção de sedimentos.

Huang et al. (2015), encontraram resultados robustos utilizando diversos cenários de mudança climática utilizando o modelo SWAT, avaliando cenários extremos de secas e cheias na bacia do rio Elba e Reno na Alemanha, afirmando que os estudos de eventos hidrológicos extremos são de grande importância devido ao alto risco de danos que podem causar.

Arias et al. (2014), demonstram no estudo, de impacto local utilizando o SWAT, dos efeitos da potencial modificação na temperatura, precipitação e concentração de gás carbônico nos recursos hídricos da bacia de Corbeira na Galícia noroeste da Espanha, uma grande vulnerabilidade no escoamento diante destas mudanças e que o aumento da concentração de gás carbônico na atmosfera tende a atenuar os efeitos das variáveis climáticas nos recursos hídricos.

Awan e Ismaeel (2014), afirmam que o SWAT pode ser uma ferramenta útil para não só estimar a recarga em alta resolução espacial e temporal, mas também sob mudança climática, após estudo realizado em área semiárida do Paquistão, onde a irrigação é realizada por distribuição de canais.

Guzman et al. (2015), simularam a integração entre os modelos SWAT e MODFLOW para estimativa da recarga e escoamento superficial na bacia experimental da reserva Fort Cobb em Oklahoma, EUA, com ajustes aceitáveis entre observado e simulado.

Izady et al. (2015), avaliaram a taxa de recarga anual como forma de planejamento e gestão de recursos hídricos na bacia de Neishaboor, Irã, que passa por um esgotamento das águas subterrâneas, integraram o SWAT ao MODFLOW para calcular as distribuições espaciais dos componentes hidrológicos, sendo o modelo calibrado e validado com dados de vazão, e nível da águas subterrâneas dos anos 2000 a 2012, afirmando que o modelo combinado fornece uma ferramenta robusta para o planejamento e gestão dos recursos hídricos para áreas com aquíferos estressados, onde a interação entre águas subterrâneas e superficiais não podem ser facilmente avaliados.

Dowlatabadi e Ali Zomorodian (2016), sugerem em seu trabalho o uso do SWAT para simular o escoamento superficial e a razão de recarga na bacia de Firoozabad, Irã, realizando a análise de sensibilidade, calibração e validação e análise de incerteza utilizando o SWAT-CUP, colocando como dado de entrada a razão de recarga no modelo MODFLOW, obtendo sucesso nesta combinação e sugerindo a partir dos seus resultados a distribuição de equipamentos para medições hidrológicas na bacia, melhora na delimitação das unidades hidrológicas de resposta (HRUs).

Emam et al. (2015), estimaram a recarga da bacia Razan-Gahavand no Irã Central utilizando o SWAT, calibrando e validando com dados de vazão e correlacionando a recarga com a variação do nível da água subterrânea do aquífero raso da bacia, onde predomina o bombeamento para a irrigação.

Pulido-Velazquez et al. (2015), avaliaram o impacto da integração do clima e mudanças de uso da terra nas águas subterrâneas da Mancha Oriental (Espanha), considerando a quantidade e qualidade (poluição por nitratos) dessas águas acoplando o SWAT ao MODFLOW e ao MT3DMS(modelo de transporte).

Liu et al. (2015), estudaram as alterações da profundidade do lençol freático, assim simularam a evapotranspiração das águas subterrâneas utilizando o SWAT na bacia do Baixo Rio Amarelo na China, ressaltando o efeito das raízes da vegetação afetam de forma complexa a variação do nível das águas subterrâneas.

Chung et al. (2010), estimaram a recarga com o SWAT e integraram estes resultados ao MODFLOW, assim avaliando a correlação dos níveis freáticos estimados com os medidos na Bacia Mihocheon na Coreia do Sul.

Dakhalalla et al. (2016), utilizaram o SWAT para analisar a interação entre a razão de recarga e a evapotranspiração na bacia do rio "Big Sunflower", sub-bacia do rio Mississippi nos Estados Unidos, mediante aos efeitos de práticas agrícolas de rotação de culturas.

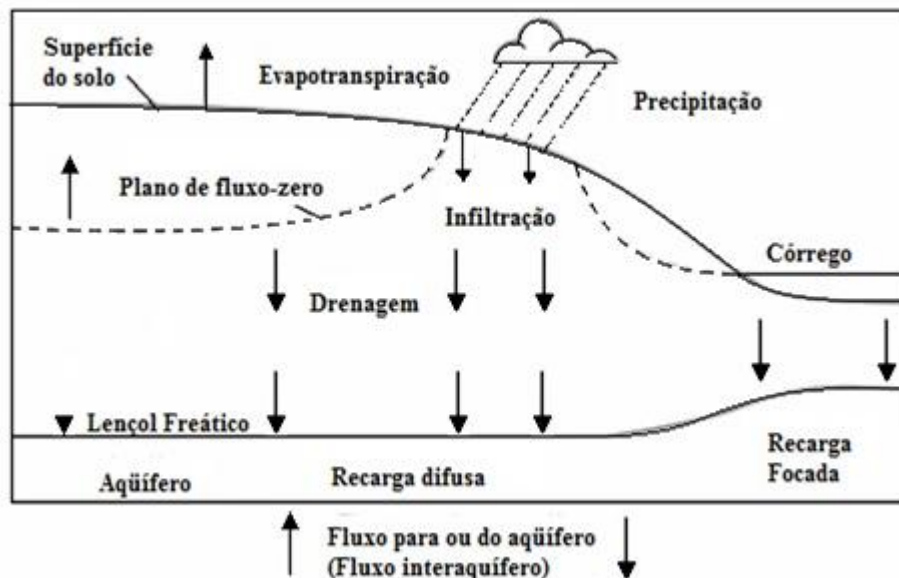
2.6 ÁGUA SUBTERRÂNEA

É a fonte de água doce crucial em todo o mundo. Estima-se que 1,5 bilhão de pessoas no mundo dependem da água subterrânea como água potável (HEALY e SCANLON, 2010). A água subterrânea é a parte da água que se infiltra e percola chegando a zona saturada, sendo assim armazenada em aquíferos (HIPÓLITO e VAZ, 2011). Pode ser compreendida também, como o fluxo descendente da água que atinge o lençol freático, somando-se as águas subterrâneas armazenadas (HEALY e SCANLON, 2010) (Figura 3).

Segundo Marsily (1986), os aquíferos são camadas, formações ou grupo de formações de rochas permeáveis, saturadas com água e com um grau de permeabilidade que permite a retirada de quantidades de água economicamente rentáveis. Estas águas constituem o maior volume da água doce que ocorre na terra, em torno de 10,3 milhões de km³, enquanto cerca de 104 mil km³ são as águas acumuladas por rios e lagos (REBOUÇAS et al., 2006).

Os aquíferos, quanto à superfície superior (de acordo com a pressão da água), podem ser não confinados e confinados. Os aquíferos para serem confinados, devem estar cobertos por uma formação com baixa (ou nula) permeabilidade e se a carga hidráulica da água que ele contém é maior do que a elevação do limite superior do aquífero, em que a superfície piezométrica não coincide com o lençol freático. Enquanto os aquíferos não confinados são o oposto dos aquíferos confinados, e onde a superfície piezométrica coincide com o lençol freático (MARSILY, 1986).

Figura 3 - Corte da seção vertical apresentando a infiltração da superfície do solo, drenagem através da zona não saturada, difusa e recarga focada para um aquífero não confinado e abaixo da linha o aquífero confinado (fluxo interaquíferos), e plano de fluxo-zero.



Fontes: Healy e Scanlon (2010)

Em relação a permeabilidade os aquíferos podem ser poroso ou sedimentar, fraturado ou fissural e cárstico (Karst). Os aquíferos sedimentares são os mais importantes, pelo grande volume de água armazenado, são formados por rochas sedimentares não consolidadas, solos arenosos, constituído de poros formados por textura de granulação variada onde circula a água quase sempre com uma distribuição homogênea ou isotrópica. Os aquíferos fissurais são formados por rochas ígneas, cristalinas ou metamórficas, onde a água circula em fendas, falhas e fraturas abertas pelos movimentos tectônicos. A água nestes aquíferos só fluem onde houverem as fraturas, que quase sempre tem orientações preferenciais, o que caracterizam uma circulação de água anisotrópica. Os aquíferos cásticos são formados por rochas calcáreas ou carbonáticas, onde a dissolução das rochas criam fraturas e canais em que a água circula.

Estes canais podem atingir grandes dimensões, criando verdadeiros rios subterrâneos (FEITOSA e MANOEL FILHO, 2000).

Os aquíferos em relação as águas superficiais são muito menos vulneráveis a poluição, mas uma vez havendo contaminação, a recuperação pode levar anos e ser inviável economicamente. E os aquíferos livres ou freáticos são os que tem o maior vulnerabilidade a contaminação pela ação humana por deposição de lixo, fossas sépticas, etc (FEITOSA e MANOEL FILHO, 2000). Segundo Duarte et al. (2015), uma aquífero pode ter alta vulnerabilidade, mas sem risco de poluição por não apresentar uma carga significativa de poluição.

O Nordeste do Brasil tem grande parte do seu território composto por rochas cristalinas e as águas subterrâneas nestes terrenos podem ser encontradas em calhas Elúvio-aluvionares, onde a água armazenada está distribuída desde a cobertura sedimentar(aluviões) até o regolito desenvolvido sobre o cristalino intemperizado (SÁ et al., 2008).

Em regiões áridas e semiáridas a evapotranspiração potencial é maior que a precipitação, e a recarga se aproxima de zero. Porém, em vales, rios podem transportar águas da montanha ou inundações podem trazer quantidades expressivas de água em um curto período de tempo (MARSILY, 1986). No semiárido nordestino grande parte dos cursos d'água não são perenes e os reservatórios superficiais sofrem grandes perdas de volumes de água por evaporação, tornando assim as atividades econômicas dependentes dos recursos hídricos subterrâneos.

Sendo assim, as águas subterrâneas têm um papel estratégico na política de recursos hídricos, pois, em períodos de estiagem onde a água superficial se esgota nos reservatórios, os aquíferos podem fornecer água por longos períodos. E os impactos esperados para os aquíferos do Nordeste para as próximas décadas é uma redução de 70 % de sua recarga devido as alterações climáticas (HIRATA e CONICELLI, 2012).

É inegável a importância das águas subterrâneas nas necessidades hídricas das culturas das regiões semiáridas e áridas do planeta, sendo 80% das extrações das águas subterrâneas nesta região com finalidade agrícola (AWMAN e ISMAEEL, 2014). A má gestão destas águas ameaçam sua sustentabilidade, requerendo uma política global de recarga de águas subterrâneas (AWAN et al, 2013), requerendo informações detalhadas sobre a recarga do lençol freático no tempo e no espaço (AWAN e ISMAEL, 2014).

2.7 RECARGA E SUAS ESTIMATIVAS

A recarga é um dos processos fundamentais para a gestão dos recursos hídricos subterrâneos, assim definidos como parte da precipitação que infiltra para as camadas do solo em que se encontra o lençol freático e que depende do regime pluviométrico, e das características superficiais do terreno (HEALY e SCANLON, 2010). Healy e Scanlon (2002), resumindo vários autores, consideram a recarga como o fluxo descendente da água que atinge o lençol freático, somando-se as águas subterrâneas armazenadas.

Segundo Healy e Scanlon (2010), a recarga dos aquíferos podem ser de três formas, a depender da fonte:

(a) Recarga direta: é a parcela da precipitação que atravessa a zona não-saturada e adiciona-se ao aquífero.

(b) Recarga indireta: é a que ocorre por alterações antrópicas, como irrigação e urbanização; assim como por rios e depressões das superfícies topográficas.

(c) Recarga localizada: é a que ocorre pela parcela de água que escoar na superfície em regiões localizadas, e se torna água de recarga em riachos e depressões.

As maiores recargas originam-se de precipitações maiores com baixa intensidade do que em precipitações intensas (HIPÓLITO e VAZ, 2011).

A quantificação e variação da recarga no tempo dependem de previsões confiáveis de variáveis climatológicas, como a precipitação. E para diferentes regiões do globo têm-se maiores ou menores recargas com efeito das mudanças climáticas. Os efeitos temporais e espaciais das alterações climáticas prevendo maiores intensidades e frequências da precipitação influenciam no aumento ou diminuição da recarga (JYKAMA e SYKES, 2007). E a simulação das respostas de um aquífero a recarga, torna-se de grande valia quando a área é dependente economicamente das águas subterrâneas bombeadas do aquífero (ALVAREZ et al., 2012).

Healy e Scanlon (2010) e Scanlon et al. (2002), descrevem as seguintes técnicas de estimativas da recarga, balanço de água (*water-budgets*), métodos de modelagem (*modeling methods*), métodos baseados em dados de água superficial (*methods based on surface-water data*), métodos físicos: zona não-saturada (*physical methods: unsaturated zone*), métodos físicos: zona saturada (*physical methods: saturated zone*), método de traçadores químicos (*Chemical tracer methods*) e métodos de traçadores de calor (*Heat tracer methods*).

Water-budgets - é uma contabilidade do movimento da água dentro e fora, e mudança de armazenamento de dentro, de alguns volumes de controle. Estes métodos representam uma grande variedade de classes de técnicas para estimar a recarga, diversos modelos hidrológicos são derivados de suas equações baseadas em balanço hídrico.

Modeling methods - são métodos que se utilizam de modelos de simulação de estudos hidrológicos para estimar a recarga, fornecendo informações importantes sobre o funcionamento dos sistemas hidrológicos, identificando fatores que influenciam a recarga. Tais como, mudanças no clima, uso da água, uso da terra e outros fatores que podem afetar as taxas de recarga. Sendo utilizados modelos, não só de balanço hídrico, mas modelos empíricos que com equações simples definem a recarga em função da precipitação e de outros dados climáticos.

Methods based on surface-water data - são métodos que utilizam a vazão para estimar as taxas de recarga em regiões úmidas e semi-úmidas, devido a abundância de dados de vazão e da disponibilidade de aparelhos computacionais para analisar os dados. São também aplicáveis para a troca de água subterrânea com outras massas de água superficiais, tais como lagos, reservatórios e áreas alagadas.

Physical Methods: unsaturated zone - são os métodos que estimam a recarga a partir dos fluxos de água descendentes, ou mudança do armazenamento de água no interior da zona insaturada. São métodos que tem a vantagem de produzir realmente as taxas de drenagem, de forma pontual, abaixo da profundidade de medição na zona não saturada. Estes métodos podem ser caros de implementar e exigem instrumentação intensiva, suscetível de imprecisões de medição, requerendo uma análise cuidadosa. São exemplos: Reflectometria no domínio do tempo (TDR - Time Domain Reflectometer).

Physical methods: saturated zone - são os métodos baseados na medição dos níveis de água subterrânea ao longo do espaço e tempo, estão entre as técnicas mais utilizadas para estimar a recarga por sua simplicidade e facilidade de medição. O método de flutuação do lençol freático (WTF - Water Table Fluctuation) tem a vantagem da facilidade de medição, principalmente em aquíferos não-confinados rasos e a desvantagem quanto a sua aplicação à estimativa do rendimento específico e no tempo de recessão do aquífero.

Chemical tracer methods - são métodos que utilizam traçadores químicos para rastrear o fluxo entre os rios e a água subterrânea, e assim obtendo informações da velocidade e/ou direção bem como o potencial de contaminação. Alguns dos traçadores mais usados geralmente são compostos de brometo, cloreto, rodamina WT e vários fluocarbonatos.

Heat tracer methods - é o método que utiliza o calor como traçador de circulação da água subterrânea, a partir de padrões de temperatura. Não é uma técnica nova, desde o ano de 1900 que pesquisadores utilizam este método para estudar o movimento da água, porém, de forma muito teórica do que com aplicações práticas. Com os avanços na aquisição de dados e nas técnicas computacionais permitiram a aplicação econômica e de rotina de calor como traçador hidrológico.

Podemos observar uma série de avaliações e estudos no contexto da recarga de aquíferos, como os de Shu et al. (2012), no estudo da exploração das águas subterrâneas para a irrigação, verificaram que a prática reduz consideravelmente o nível freático e que o sistema de transposição de água irá regularizar os níveis, porém sem uma melhor gestão dos recursos, os níveis não ficaram estáveis; de Cantafio et al. (2014), estudaram pontos de recarga a partir da conexão das encostas, aquífero e rio para entender as fontes de impacto na qualidade da água e escoamento de base, afirmando que as mudanças climáticas que atingem as cabeceiras dos rios alteram o fluxo de longo prazo na bacia do rio Bow em Alberta Canadá; Park et al. (2011), validaram um modelo de variação do nível do lençol freático em relação a condutividade hidráulica.

A metodologia proposta foi eficaz e econômica para a estimativa da condutividade hidráulica, com o uso conveniente dos dados de recarga e nível da água subterrânea; Kuipers et al. (2014), avaliaram a recarga do lençol freático por um período de um ano utilizando um composto de nitrato como traçador, assim avaliando a recarga e o posterior risco de contaminação, assim encontrado em suas estimativas; tem-se Ghose et al. (2010), analisando o controle do abastecimento em períodos secos, simularam as flutuações do lençol freático e suas diferentes respostas aos dados hidrometeorológicos e identificaram sensibilidades diferentes para os períodos analisados pelo o modelo; também como o de Carvalho et al. (2014), os quais estimaram a recarga em um bacia hidrográfica rural utilizando a metodologia da variação do nível d'água (VNA), encontrando resultados satisfatórios para a região quando comparado a outras pesquisas anteriores na mesma bacia.

Scanlon et al. (2002), estudando várias técnicas de quantificação da recarga da água subterrânea, apresentam a modelagem de bacias hidrográficas com uma das técnicas utilizadas para estimar a taxa de recarga em grandes áreas. O ponto chave desta metodologia é que a taxa mínima de recarga pode ser estimada e controlada pela precisão com a qual os vários parâmetros na produção de água podem ser medidos considerando um intervalo de tempo, sendo as escalas diárias e horária as mais desejáveis que a mensal ou anual, por ser a

recarga um dos maiores componentes da produção de água de uma bacia em escala de tempo menores (SCANLON et al., 2002).

Singh (2006), revisa vários modelos de bacia, os quais em grande parte estimam a variação da recarga como parte das equações de balanço hídrico. Um destes modelos é SWAT que utiliza várias escalas e diversos parâmetros, desagregando a bacia em várias unidades de reposta hidrológica (HRUs).

A utilização do SWAT para a estimativa da recarga por modelagem, os seguintes autores avaliaram a recarga em ambientes áridos e semiáridos, tem-se: Raposo et al. (2013), em bacia semiárida da Costa da Galícia, Espanha; Awan e Ismaeel (2014), em bacia do Paquistão; Izady et al. (2015), na bacia de Neishboor, Irã; Emam et al. (2015), na bacia de bacia Razan-Gahavand no Irã Central; Dowlatabadi e Ali Zomorodian (2016), na bacia de Firoozabad, Irã.

2.8 MUDANÇAS CLIMÁTICAS

Criado em 1988 pela Organização Mundial de Meteorologia (OMM-WMO) e pelo Programa Ambiental das Nações Unidas, o IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) tem como finalidade fornecer informações científicas sobre as mudanças climáticas que poderão vir a acontecer ou já aconteceram no mundo. Para obter estas informações o IPCC utiliza-se de modelos globais acoplados (oceano-atmosfera) desenvolvidos por grandes centros operacionais do mundo. Trazendo um desenvolvimento proporcional as estratégias de mitigação, os modelos globais têm permitido uma melhor compreensão científica das mudanças climáticas no globo, ainda necessitando de projeções relevantes em escala regional (ALVES e MARENGO, 2010).

A partir da Revolução Industrial (1750), o modo de consumo e de produção dos bens materiais, aumentou o consumo de combustíveis fósseis. Dissipando assim grandes quantidades de carbono na atmosfera. Segundo Marengo e Dias (2006), nos últimos 50 anos foi mais de 31% o aumento de carbono lançado na atmosfera. Mesmo não sendo um consenso entre os diversos pesquisadores do tema, este aumento de carbono na atmosfera tem influenciado as mudanças climáticas, elevando a temperatura do ar (SANTOS, 2015).

As correntes alterações do nível do mar, da vegetação e dos extremos climáticos são atribuídas á intensificação do efeito estufa. Efeito este atribuído as atividades humanas que emitem CO₂ para a atmosfera (MARENGO e DIAS, 2006).

As regiões áridas e semiáridas do planeta são as que estão mais vulneráveis a estas alterações no clima. Uma destas regiões é o nordeste brasileiro, que segundo Marengo et al. (2016) são regiões propensas a desertificação, devido a variabilidade climática interanual, e potencializada com a redução da precipitação projetadas pelos modelos climáticos globais e regionais. O aumento de aridez na Amazônia e Nordeste Brasileiro foi evidenciado por Franchito et al. (2014), observando-se um aumento de 20 % no índice de aridez atingindo o interior do norte do país em cenários futuros.

Estas variabilidades no clima afetam principalmente os moradores, criando situações de deficiência hídrica e riscos para a água, energia e segurança alimentar (EAKIN et al., 2014), mesmo sendo natural da região esta alta variabilidade, as ações antrópicas nas últimas décadas vem acelerando o processo de degradação e intensificando os fenômenos climáticos (MARENGO et al., 2016).

Os Relatórios Especiais sobre Previsões de Emissões (SRES) apresentam as estimativas dos processos atmosféricos do planeta com base em modelos com os cenários a seguir:

Projeções de mudanças climáticas a partir do SRES 4 (IPCC, 2007), tem os seguintes cenários:

(a) SRES A1: descreve uma globalização dominante para o mundo futuro. Para este cenário, existe um rápido crescimento econômico e de tecnologias mais eficientes, com um pequeno crescimento populacional. Os principais temas subjacentes são a convergência econômica e cultural, a redução de forma significativa das diferenças regionais e da renda per capita. Nesta projeção, a riqueza pessoal é procurada pelos indivíduos em substituição a qualidade ambiental;

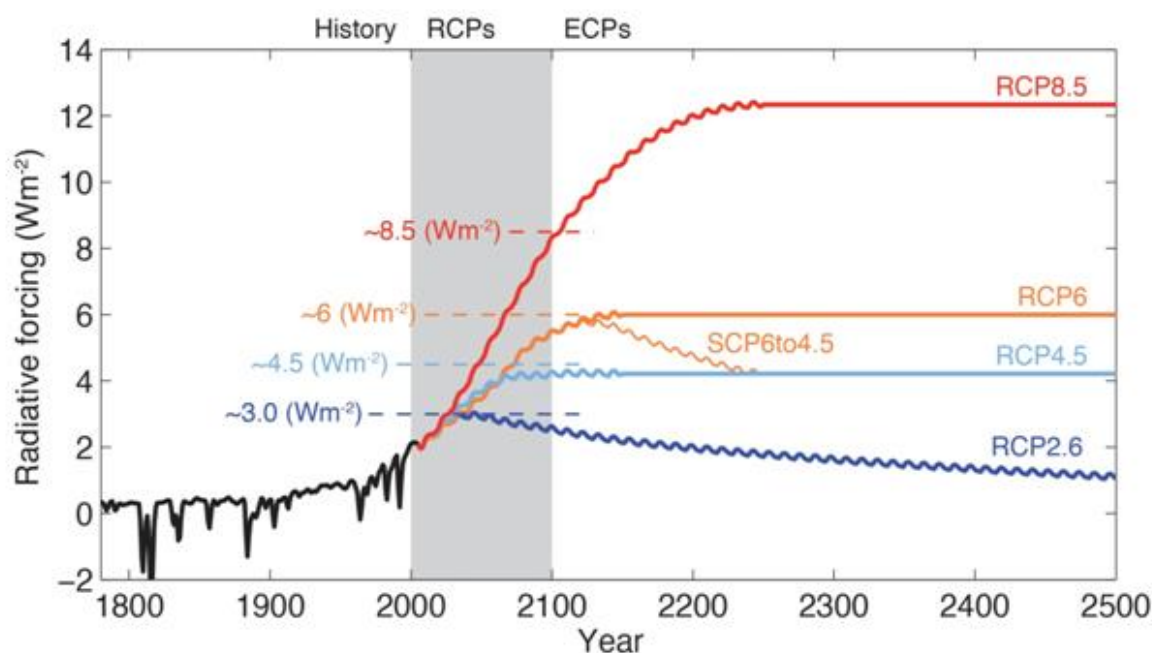
(b) SRES A2: descreve uma heterogeneidade no mundo futuro, onde a regionalização é dominante. Haveria um fortalecimento das identidades culturais regionais, com a valorização da família e das tradições locais. Com um alto crescimento populacional e uma redução da preocupação em relação ao rápido desenvolvimento econômico;

(c) SRES B1: descreve uma mudança rápida na estrutura econômica mundial, ocorrendo uma introdução de tecnologias limpas. Enfatizando soluções globais, tais como, a sustentabilidade ambiental e social, incluindo esforços combinados para o rápido desenvolvimento tecnológico;

(d) SRES B2: descreve a ênfase em soluções locais para o mundo, como a sustentabilidade social, ambiental e econômica. Onde é diversificada as mudanças tecnológicas, substituindo as soluções globais por iniciativas comunitárias e de inovação social.

Com o lançamento do SRES 5 (IPCC, 2013), os cenários foram baseados nas forças radiativas antropogênicas. Segundo Chou et al. (2014), os modelos atualmente podem utilizar quatro cenários de forçamento radiativo, chamados RCPs (Representative Concentration Pathways): RCP 8.5 que corresponde a 8,5 W/m², RCP 6.0 com 6,0 W/m², RCP 4,5 com 4,5 W/m², e RCP 2,6 com 2,6 W/m² (Figura 4).

Figura 4 - Cenários RCPs – forçamento radiativo antropogênico.



Fonte: IPCC (2013)

De acordo com Chou et al. (2014) e Torres e Marengo (2014), os cenários de emissão AR4 (SRES 4) foram construídos com base nas histórias agrupadas em um maior desenvolvimento econômico, ou em um desenvolvimento mais sustentável para o ambiente, em um mundo mais globalizado, ou um mundo com maior desenvolvimento regional. Já os modelos AR5 (SRES 5) são baseados no total de forças radiativas antropogênicas até o final do século 21.

Para os cenários AR4 são utilizados um conjunto de dados do projeto de intercomparação de modelos acoplados (CMIP3 – Coupled Model Intercomparison Project 3) que são baseados nas histórias B1, A1B e A2, que correspondem a cenários de concentração de CO₂ na atmosfera até 2100, equivalentes a 550, 770 e 850 ppm, respectivamente. Enquanto as simulações do clima futuro do CMIP5 do AR5 utiliza uma nova geração de cenários chamados Caminhos Representativos de Concentração (RCPs – Representative Concentration Pathways) denominados RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 6.0 e RCP 8.5 que correspondem aproximadamente a 490, 650, 850, e 1.370 ppm, respectivamente, em 2100 (VAN VURREN et al., 2011; TORRES e MARENGO, 2014). Segundo Torres e Marengo (2014), as resoluções dos Modelos Climáticos Globais (GCM) do CMIP3 variam de cerca de 1° a 5° de latitude/longitude e os do CMIP5 variam de 1° a 3°.

O forçamento radiativo RCP 8.5 é o mais pessimista e corresponde ao A2 no AR4, com um aquecimento de aproximadamente 4°C no final do século 21. (CHOU et al., 2014). Já o forçamento radiativo RCP 2.6 é o mais otimista e corresponde ao cenário B1 no AR4, que aumenta de forma linear até 2060, e irá diminuir e se estabilizar no final do século. (CHOU et al., 2014).

De acordo com o IPCC (2014), as incertezas das mudanças climáticas projetadas pelos modelos hidrológicos acerca da recarga das águas subterrâneas ainda não foram devidamente exploradas, como também os impactos do uso e ocupação do solo sobre essas águas. A água subterrânea é um recurso hídrico especialmente relevante a ser pesquisado (ALVAREZ et al., 2012).

Diante destes cenários, vários autores têm trabalhado com simulações hidrológicas visando à quantificação da recarga e suas alterações diante de modificações dos usos múltiplos do solo.

Raposo et al. (2013), utilizando cenários A2 (635 ppm de CO₂), B2 (531 ppm de CO₂) e um cenário de controle (330 ppm de CO₂), derivados de projeções regionais para a Espanha, quantificaram a recarga identificando um decréscimo de 12,68% para o cenário A2 e 6,03% para o B2.

Montenegro e Ragab (2010), consideraram os cenários B1 e A2 utilizando três modelos de circulação global, definiram 12 cenários de alteração na temperatura e precipitação da Bacia do Alto Ipanema, para os períodos de 2010-2039, 2040-2069 e 2070-2099. Encontraram reduções da recarga para os cenários secos de alta emissão e de 27, 74 e 71%, e secos de baixa emissão de 43%, 61% e 82%, já em períodos úmidos de alta emissão previu

um aumento de recarga 34%, 49% e 89 % e úmidos de baixa emissão de 34%, 49% e 89 %, respectivamente.

Taylor et al. (2013a), para oscilação das precipitações diante dos cenários de mudança climática dos relatórios AR4 e AR5, os quais indicam um aumento na precipitação mensal extrema. Os autores revelam um aumento da recarga nas regiões oeste da África para o período de 1955 a 2010 confirmam o aumento da utilização das águas subterrâneas a adaptação das comunidades.

Devido as incertezas que ainda permeiam as previsões climáticas, as precipitações médias encontradas pelos modelos climáticos globais ainda não são confiáveis, porém as predições dos extremos da precipitação e temperatura são bem mais confiáveis (TAYLOR et al., 2013b). Com isto, Taylor et al. (2013a), indicam de forma global um aumento das necessidades de água para a irrigação até 2070, diminuindo os recursos hídricos superficiais e aumentando a demanda das águas subterrâneas.

Girvetz et al. (2013), afirmam que modelos climáticos globais para fornecerem apoio aos tomadores de decisões tem de apresentar reduzida escalas temporais e espaciais, para assim traduzir as alterações na temperatura e precipitação nos impactos específicos da agricultura, hidrologia, saúde, ecossistemas, demanda de energia, entre outros.

Em regiões semiáridas a precipitação é o parâmetro responsável pela recarga dos aquíferos, e de acordo com Gandomkar (2011), a precipitação é a variável que mais influencia na determinação do tipo de clima de uma área, e a escassez hídrica.

A compreensão da distribuição da chuva em uma região é um dos fatores que mais influenciam a dinâmica da circulação da água do solo para a superfície, tornando a quantificação e previsibilidade espacial da precipitação associada a processos hidrológicos em função do tempo de grande importância. Tucci (2007), afirmam que a quantificação da precipitação é necessária para o planejamento da irrigação e do abastecimento de água doméstico e industrial. É uma importante variável para o modelo hidrológico (GALVÁN et al., 2014).

Estudos descrevendo a variação das precipitações diante dos cenários climáticos podem ser entendidos em Shi et al. (2013), que avaliaram a quantificação espaço-temporal da precipitação, encontrando índices de concentração para a precipitação, permitindo uma melhor compreensão de eventos de precipitação extremos e gestão dos recursos hídricos em bacia hidrográfica; enquanto Brunsell (2010), utilizou várias escalas para determinar a variabilidade espacial e temporal da precipitação diária que ocorrem nos Estados Unidos

Continental, simulando a dinâmica em três escalas temporais de 2 a 10 dias, de 10 a 1 ano e variações interanuais. Já Cortesi et al. (2012), investigaram a variabilidade espacial da precipitação anual e sazonal nas terras de Conteminois na Espanha, correlacionando a distância entre os postos pluviométricos, com menores variabilidades nos períodos chuvosos.

A redução ou aumento das precipitações, diante de projeções futuras de clima (RIBALAYGUA et al., 2013), ocasionam efeitos hidrológicos e do uso da terra em bacias médias e pequenas (LEE e JEONG, 2014), interferindo na estrutura de dependência espacial dos postos pluviométricos em sequências de períodos úmidos/secos (PEGRAM e BÁRDOSSY, 2013). Os eventos extremos podem ser descritos por modelos de circulação regionais, porém podem apresentar grande variabilidade em seus desempenhos quanto à sazonalidade das estações (TRAMBLAY et al., 2012), necessitando de maior precisão da variabilidade temporal e espacial da precipitação para cenários de mudança climática (WESTRA e SISSON, 2011). A avaliação das incertezas destes cenários são de grande valia ao estudo das consequências hidrológicas nas bacias hidrográficas (KYSLEY et al., 2012).

De acordo com o IPCC (2014), as incertezas das mudanças climáticas projetadas pelos modelos hidrológicos acerca da recarga das águas subterrâneas ainda não foram devidamente exploradas, como também os impactos do uso e ocupação do solo sobre essas águas com a redução dos níveis, por causa do aumento da demanda para captação.

Barthel et al. (2012), ressaltam a valoração da integração de modelos econômicos com os da ciência física e natural com simulações de decisões para uma melhor gestão e proteção das águas subterrâneas com recurso hídrico para a agricultura. Lesk et al. (2016), evidenciam as perdas agrícolas na última década causada pelos extremos climáticos no planeta e a necessidade de ações de mitigação quanto a produção agrícola.

2.9 GEOESTATÍSTICA TEMPORAL

A geoestatística tem por objetivo a caracterização da dispersão espacial e espaço-temporal das grandezas que definem a quantidade e a qualidade de recursos naturais, tais como florestas, recursos geológicos, hidrológicos, ecológicos, ou outros fenômenos espaciais em que os atributos manifestem certa estrutura no espaço e/ou no tempo (SOARES, 2006).

A geoestatística utiliza o variograma com forma das relações estatísticas de covariâncias entre amostras no espaço e no tempo, ou melhor, a esperança matemática do quadrado dos acréscimos da variável (ANDRIOTTI, 2003), neste estudo variáveis hidrológicas.

A relações entre as variáveis hidrológicas, seguem um grau de dependência que pode ser estudada pela geoestatística, desenvolvida originalmente para estudar padrões espaciais (JOURNEL e HUIJBREGTS, 1978), e que vem sendo utilizada para análise de padrões temporais (MINGOTI e NEVES, 1999; LOPEZ et al. 2015). O estudo de séries temporais como da precipitação, que tem variabilidade expressiva em regiões semiáridas, permite definir o grau de correlação temporal amostral, visando assim a estimação da variância mínima (LIMA et al., 2008), que tem grande importância para modelagem hidrológica.

Na Bacia do Alto Ipanema, PE, a geoestatística foi utilizada por Andrade et al. (2012), para estudar o padrão espacial da salinidade em vale aluvial. Foram confeccionados mapas para identificar a variabilidade e dependência espacial da condutividade elétrica das águas subterrâneas, visando encontrar áreas mais propícias para suporte à irrigação. Já Montenegro, A. e Montenegro, A. (2006), avaliaram a distribuição espacial das classes texturais do vale aluvial em estudo com a infiltrabilidade e salinidade do solo. Santos et al. (2011), utilizaram a geoestatística para determinar a dependência temporal da umidade na bacia hidrográfica onde se localiza o vale em estudo, relacionando tipos de coberturas do solo com práticas conservacionistas que mais influenciam nesta dependência.

De forma a investigar a dependência temporal, avaliando assim o grau de correlação entre as medidas, Lopez et al. (2015), analisaram séries temporais do nível potenciométrico e a concentração de nitrato das águas subterrâneas da Bacia do Sena-Normandia, em uma bacia predominantemente agrícola, que foram relacionados à precipitação. Almeida et al. (2011), modelaram a série temporal da precipitação que ocorre na Bacia do Itapemirim, no Espírito Santo, comparando modelo de média móvel com a técnica geoestatística, que apresentou os menores erros de previsão de chuvas mensais.

Os padrões temporais de precipitação interferem de forma significativa na dinâmica da água no solo, assim influenciando no planejamento da agricultura irrigada (SILVA et al., 2003; LIMA et al., 2008). Desse modo, a análise das séries climatológicas é essencial para o planejamento e gestão dos recursos hídricos, e para realização de zoneamentos agroclimáticos (SARTORI et al., 2010; RAMOS et al., 2011).

2.10 PESQUISAS REALIZADAS NA BACIA DO ALTO IPANEMA

Os trabalhos da equipe na Bacia em estudo nesta pesquisa iniciaram-se em 1997 com a publicação da Tese de Montenegro, A. (1997), com um modelo conceitual para avaliar a recarga no vale aluvial da bacia do Alto Ipanema, caracterizando o solo e instalando piezômetros para o monitoramento do lençol freático.

A seguir serão descritos de forma resumida algumas das pesquisas realizadas na Bacia do Alto Ipanema.

Montenegro, S. et al. (2003), estudaram a dinâmica hidros-salinas do vale aluvial analisando eventos de recarga utilizando a relação da precipitação com os níveis piezométricos local. Já Montenegro, A. e Montenegro, S. (2006), mapearam utilizando a geoestatística as propriedades do solo do vale aluvial da bacia do Alto Ipanema, de forma a caracterizar a variabilidade espacial.

Santos et al. (2007), quantificaram as perdas de carbono orgânico e potássio no sedimento da erosão hídrica e verificar suas relações com as perdas de solo.

Santos et al. (2008a), avaliaram o desempenho de lisímetro de pesagem hidráulica de baixo custo, visando à determinação direta da evapotranspiração de referência (ET_o), em área de assentamento rural no vale aluvial da Bacia do Alto Ipanema.

Santos et al. (2008b), avaliaram o desempenho de técnicas de conservação de água e solo em bacia representativa do semiárido de Pernambuco, utilizando chuva simulada.

Santos et al. (2009), avaliaram o desempenho de práticas conservacionistas sob cultura do feijoeiro, no controle de perdas de solo e água por erosão hídrica, em Neossolo flúvico do vale aluvial.

Montenegro e Ragab (2010), avaliaram cenários de uso e ocupação da terra para produção de biocombustível na presença de cenários de mudança climática futuros, com modelo de balanço hídrico acoplado a modelo de fluxo de água subterrânea, no impacto nos componentes hidrológicos, como escoamento superficial e recarga do aquífero na Bacia do Alto Ipanema, identificando um aumento na produção de água com a adoção dos cenários de uso e ocupação em eventos críticos futuros.

Montenegro, S. et al. (2010), estimaram a salinidade do solo em lotes irrigados a partir de leitura de aparelho de indução eletromagnética EM38, considerando-se a condutividade elétrica aparente do solo e verificaram que a umidade é relevante na distribuição espacial da salinidade no solo estudado.

Silva et al. (2010), avaliaram a variabilidade espacial de variáveis de crescimento da cultura da mamoneira relacionada aos atributos físicos e químicos em Neossolo flúvico em lote irrigado de agricultura familiar no vale aluvial da bacia em estudo, identificando, por mapas, que as regiões de maior crescimento da cultivar foram as que tinham menor teor de areia.

Santos et al. (2010), avaliaram temporalmente o conteúdo de água em perfil de solo em encosta da bacia do riacho Mimoso de forma a investigar o efeito das condições da superfície na variação do volume de água no solo, juntamente com a produtividade de feijoeiro em regime de sequeiro, verificaram que métodos conservacionistas aumentam o conteúdo de água no solo corroborando com o aumento da produtividade do cultivar utilizado no experimento.

Silva et al. (2011), avaliaram experimentalmente as características hidrossedimentológicas da bacia hidrográfica do Riacho Mimoso, observando respostas hidrológicas com altos picos de vazão, com um tempo de concentração de 3,5 h e uma alta concentrações de sedimentos em seção de controle com regime hidrológico intermitente.

Santos et al. (2011), investigaram a variabilidade temporal da umidade do solo utilizando reflectometria no domínio do tempo (TDR), em parcelas de erosão instaladas na encostas da bacia do Alto Ipanema com e sem tratamentos conservacionistas, considerado as características da precipitação ocorridas na região.

Souza et al. (2011), verificaram em seu trabalho pontos representativos para a umidade do solo em lote irrigado com cultivo de cenoura no vale aluvial do Alto Ipanema, melhorando assim o manejo da irrigação quanto aos custos e tempo adequado para irrigar.

Andrade et al. (2012), avaliaram a variabilidade espacial da condutividade elétrica das águas subterrâneas utilizadas para irrigação no vale aluvial da bacia do Alto Ipanema em assentamento rural, utilizando a técnica geoestatística para identificar padrões de variabilidade e dependência espacial, e construindo mapas que identificam a salinidade da água subterrânea. Já Santos et al. (2012), utilizaram também a geoestatística para mapear atributos do solo no mesmo vale aluvial, identificando áreas mais críticas para o manejo da irrigação sugerindo estudos complementares. Objetivando identificar áreas representativas no espaço dos níveis potenciométricos e da condutividade elétrica no vale aluvial, Fontes Júnior et al. (2012a), utilizaram a metodologia das diferenças relativas apresentando pontos de monitoramentos representativos da média para os níveis enquanto para a condutividade elétrica não se obtiveram pontos que representassem adequadamente a salinidade devido as restrições hídricas e ao manejo da irrigação.

Fontes Júnior et al. (2012b), avaliaram a recarga por meio do modelo de balanço hídrico sequencial diário BALSEQ_MOD, na Bacia do Riacho Mimoso e em seu vale aluvial, com forte influência da vegetação e de solos arenosos, verificaram valores médios de recarga superiores a 120 mm/ano em algumas regiões do vale aluvial.

Santos e Montenegro, A. (2012), avaliaram o índice de erosividade e caracterizaram o padrão hidrológico das chuvas do Agreste Central pernambucano, considerando uma série de 29 anos de dados, e assim afirmando que o primeiro semestre do ano na região é o que apresenta maior ocorrência de chuvas com potencial erosivo elevado.

Menezes et al. (2013), investigaram o comportamento do conteúdo de água no solo em parcelas experimentais com caatinga e solo descoberto, percebendo a variação da umidade das duas superfícies no período seco e chuvoso verificaram que o solo logo após as primeiras chuvas não a recuperação da umidade do solo nos dois usos, entretanto no período chuvoso a cobertura natural apresenta maior conteúdo de água no solo do que no uso do solo descoberto.

Silva et al. (2013), avaliaram a distribuição espacial da condutividade elétrica do extrato de saturação, matéria orgânica e carbono orgânico em lote irrigado do vale aluvial, encontrado similaridade e homogeneidade nos mapas das três variáveis

Andrade et al. (2014), estudaram a variabilidade espacial da textura do solo, utilizando a metodologia geoestatística, a profundidade de 0 a 20 cm em cultivo de cenoura em lote irrigado com água moderadamente salina no vale aluvial da bacia do Alto Ipanema. E Monteiro, A. et al. (2014), avaliaram os fluxos e as distribuições do potencial hídrico no mesmo vale aluvial utilizando o software Visual MODFLOW, em diferentes cenários de lixiviação para investigar o efeito do acréscimo de extrações na potenciométrica do aquífero e sua influência no rebaixamento do lençol, principalmente durante os períodos de seca. Constataram a importância da interação entre rio-aquífero nos seus níveis potenciométricos e que o aquífero aluvial está submetido a elevadas taxas de recarga de forma que as taxas de bombeamentos não estavam colocando em risco sua sustentabilidade.

Borges et al. (2014), avaliaram o efeito de diferentes tipos de cobertura, em escala de parcelas, na manutenção da umidade do solo, sob condição de chuva natural comparando-as com a cultura do milho em regime de sequeiro com e sem tratamentos conservacionistas, confirmando a ação dos tratamentos conservacionistas na manutenção do conteúdo de água no solo e na melhor produção do milho.

Fontes Júnior et al. (2014), mapearam os níveis potenciométricos e da condutividade elétrica utilizando a metodologia geoestatística no vale aluvial da bacia do Alto Ipanema e

verificaram por intermédio deles a influência da seca e do bombeamento nos níveis do lençol freático e na distribuição dos sais, indicando ações de controle da exploração das águas deste vale.

Silva et al. (2014a), avaliaram a influência de diferentes lâminas de irrigação com e sem cobertura morta no crescimento, produtividade, componentes de produção e eficiência do uso da água na cultura da mamoneira. E Silva et al. (2014b), avaliaram o desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração de referência em comparação com o método padrão FAO-Penman-Monteith para o Arquipélago de Fernando de Noronha, com condições climáticas semiáridas.

Lima et al. (2014), apresentaram uma análise comparativa de características medidas e simuladas em bacias experimentais e representativas de diferentes regiões do Brasil, utilizando o modelo SWAT. Foram avaliadas quatro bacias, sendo a do Alto Ipanema no bioma Caatinga, com clima semiárido, a do Tapacurá, em zona de transição entre os biomas Caatinga e Mata Atlântica, com clima tropical quente e úmido, e as bacias do Lago Descoberto e do Alto Jardim no bioma Cerrado, ambas com clima tropical de altitude. Todas estas bacias fazem parte das Redes REHISA e REHIDRO.

Albuquerque et al. (2015), realizaram estudos para determinar a recarga do aquífero freático no vale aluvial do Alto Ipanema, utilizando a variação do nível freático e o balanço hídrico de Thornthwaite e Mather, verificaram um déficit de umidade no solo no período seco final dos anos de 2002 a 2011 e que ambos os métodos foram similares na estimativa da recarga na região.

Silva et al (2015), avaliaram a dinâmica da umidade no solo em parcelas experimentais nas encostas da Bacia do Alto Ipanema, utilizaram o modelo Hydrus-1D calibrado e validado com medições de Reflectometria no Dominio do Tempo (TDR), afirmando a sua eficiência para a estimativa da umidade. Já Melo e Montenegro, A. (2015), avaliaram a umidade do solo em escala de bacia correlacionando os tipos de solo e uso e ocupação, confirmando a alta variabilidade na escala estudada e a influência do tipo de solo e do pasto e caatinga na retenção.

De Lima et al. (2015), aplicaram a termografia infravermelha para determinar o diâmetro das gotas de chuva em laboratório como forma de viabilizar a técnica para a compreensão da ação da precipitação em outros processos hidrológicos.

3 HIPÓTESE E OBJETIVOS

3.1 HIPÓTESE

A recomposição da vegetação nativa e racionalização das ações antrópicas na bacia do Riacho Mimoso diante de cenários de mudanças climáticas são capazes de compensar os efeitos negativos (deletérios) na disponibilidade hídrica no seu vale aluvial.

3.2 OBJETIVOS

Investigar o impacto das alterações climáticas e dos usos múltiplos do solo nos recursos hídricos subterrâneos na Bacia do Riacho Mimoso e no vale aluvial do seu exutório, utilizando o modelo SWAT.

3.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Investigar a variabilidade temporal de medições estáveis de nível potenciométrico do lençol freático, correlacionadas a eventos de precipitação e evapotranspiração;

Calibrar e validar o modelo SWAT com dados de escoamento superficial.

Analisar os parâmetros mais sensíveis do modelo, e também utilizando dados de séries históricas de níveis freáticos do vale aluvial;

Analisar a alteração no escoamento superficial adotando cenários de recuperação da mata nativa;

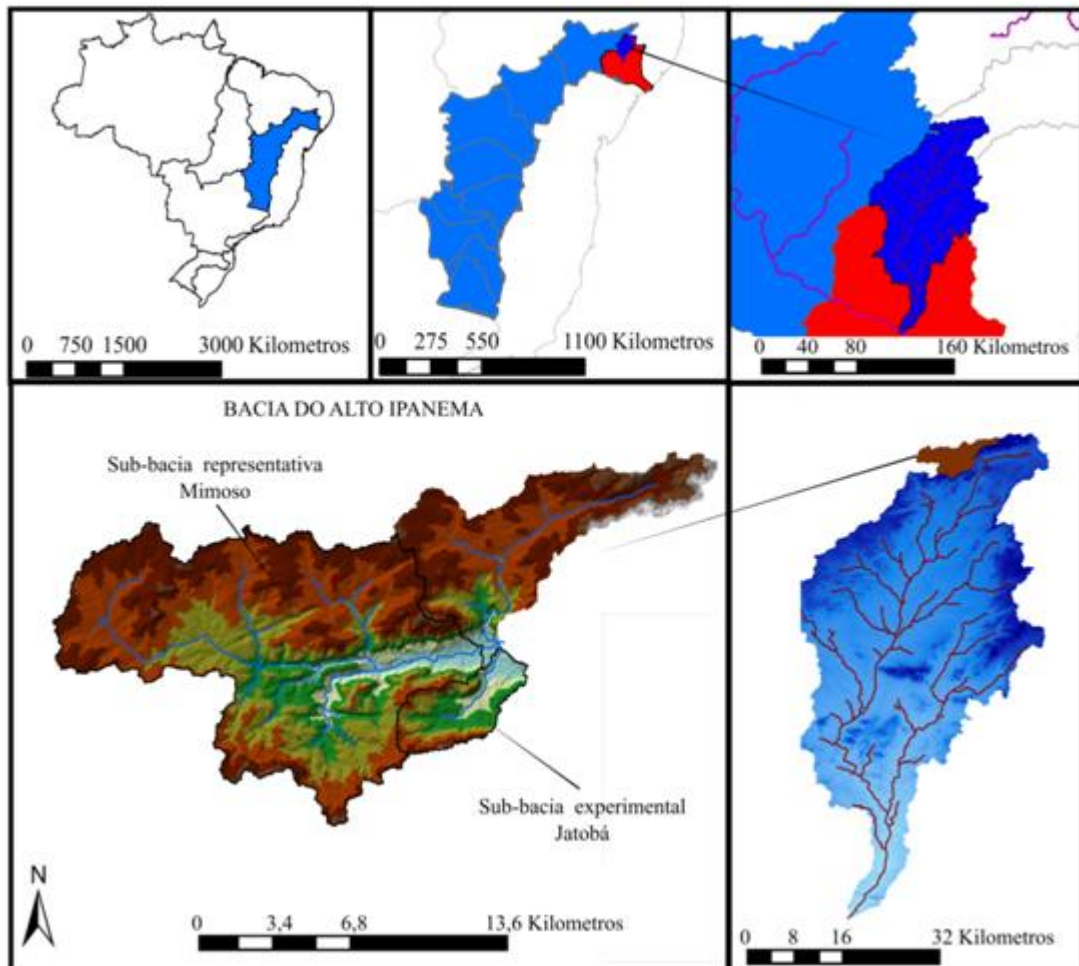
Investigar a alteração da recarga resultante das simulações em virtude da variação da precipitação e temperatura ocasionada por cenários de mudança climática a partir de modelos em escala diária do projeto CMIP3.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 ÁREA DE ESTUDO

A bacia do Alto Ipanema faz parte da bacia do rio Ipanema, que é afluente do rio São Francisco, localizada em região nascente do baixo São Francisco (Figura 5). Faz parte do polígono das secas, que é uma região de conflitos quanto ao uso da água e apresenta vulnerabilidade a períodos secos prolongados (MONTENEGRO e RAGAB, 2010).

Figura 5 - Localização da bacia do Alto Ipanema e suas sub-bacias representativa do Mimoso e experimental do Jatobá.



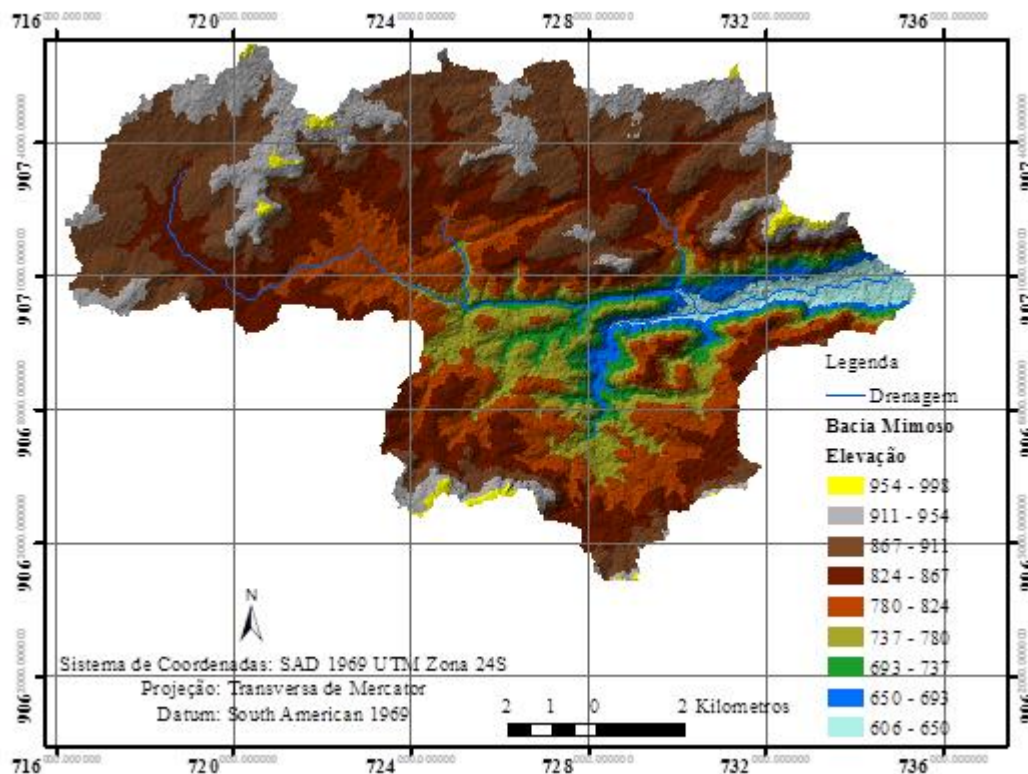
Fonte: Fontes Júnior (2016)

A bacia hidrográfica é de uso agrícola, essencialmente com agricultura familiar. Encontra-se entre as coordenadas $8^{\circ} 34' 17''$ e $8^{\circ} 18' 11''$ de latitude sul, $37^{\circ} 1' 35''$ e $36^{\circ} 47'$

'20" de longitude oeste) abrange os municípios de Pesqueira e Arcoverde, na fronteira entre o Agreste e o Sertão pernambucano. Esta bacia (Figura 5) é investigada pela Rede de Hidrologia do Semiárido (REHISA/REHIDRO) e é monitorada em suas sub-bacias representativa (Mimoso) e experimental, (Jatobá).

A Sub-bacia representativa do Riacho Mimoso (Figura 5 e 6) abrange uma área de 125,3 km², com perímetro de 65,10 km, comprimento do curso d'água principal de 24,07 km e tempo de concentração de 3,5 horas aproximadamente (Silva Júnior et al., 2011). A elevação da bacia está entre 606-1000 m. A elevação média é de 836 m e desvio padrão de 73 m. A Sub-bacia do Riacho Jatobá (Figura 5) apresenta uma área de drenagem 14 km², com elevação entre 608 e 1027 m, com média de 767 m e desvio de 79 m.

Figura 6 - Sub-bacia representativa do riacho Mimoso

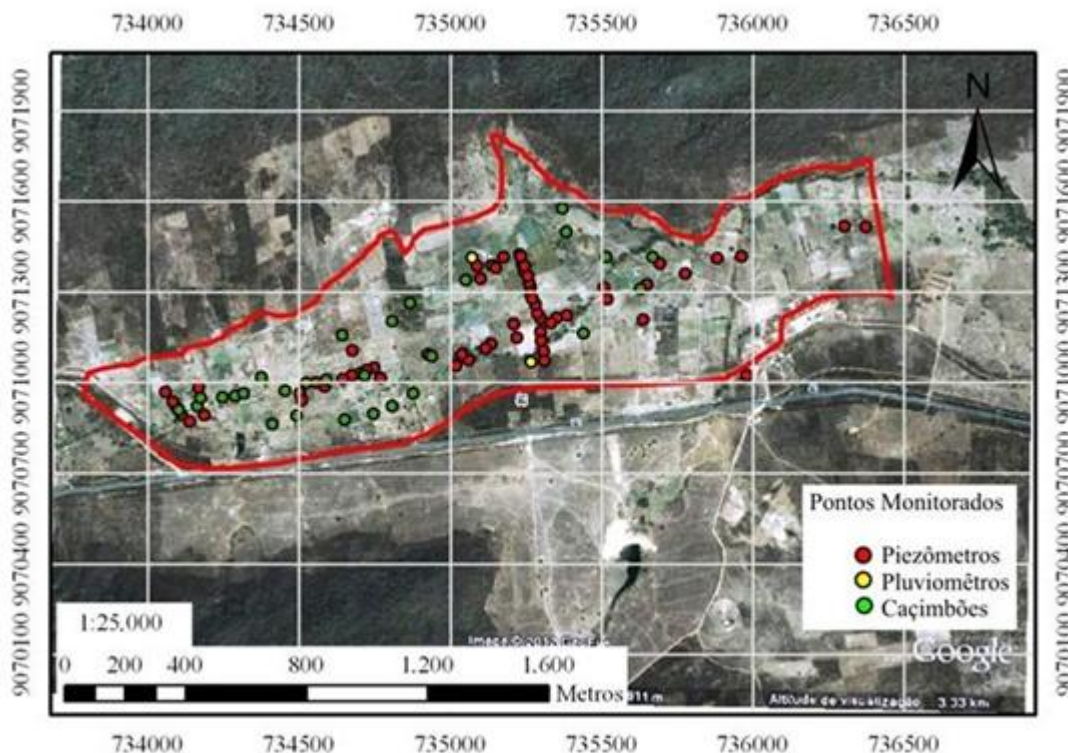


Fonte: Fontes Júnior (2016)

O vale aluvial em estudo localiza-se na Bacia do Alto Ipanema (Figura 7) no município de Pesqueira, região Agreste de Pernambuco. O vale aluvial de Nossa Senhora do Rosário é circundado por encostas e possui embasamento cristalino relativamente raso. O aquífero apresenta profundidade média de 10 m, com cerca de 15 km de extensão e 0,3 km de largura,

de clima tipo BSsh (extremamente quente, semiárido) de acordo com a classificação de Köppen (FONTES JÚNIOR et al., 2012). A área de estudo possui uma malha de poços de bombeamento e piezômetros georreferenciados; cada piezômetro possui cerca de 6 m de profundidade e diâmetro de 75 mm. De 80 piezômetros instalados por Montenegro, A. (1997), existem na área atualmente 60 piezômetros em funcionamento e 28 poços de grande diâmetro utilizados para a irrigação de culturas, como: hortaliças (tomate, pimentão, cenoura, repolho); frutíferas (goiaba, acerola, mamão, banana, pinha); milho e pastagem (capim elefante e sorgo). De acordo com estimativas das vazões máximas destes poços para as culturas irrigadas no vale aluvial, realizadas por Monteiro, A. et al. (2014), verifica-se uma extração máxima média destes poços em torno de $45,16 \text{ m}^3.\text{dia}^{-1}$. Alguns poços também são utilizados para abastecimento público, alimentando caminhões-pipa, com aproximadamente $300 \text{ m}^3.\text{dia}^{-1}$ de extração. Este bombeamento é verificado para os últimos três anos, com o agravamento da escassez de água devido ao período prolongado de seca, de 2011 a 2013.

Figura 7 - Localização do vale aluvial e dos poços e piezômetros monitorados na bacia



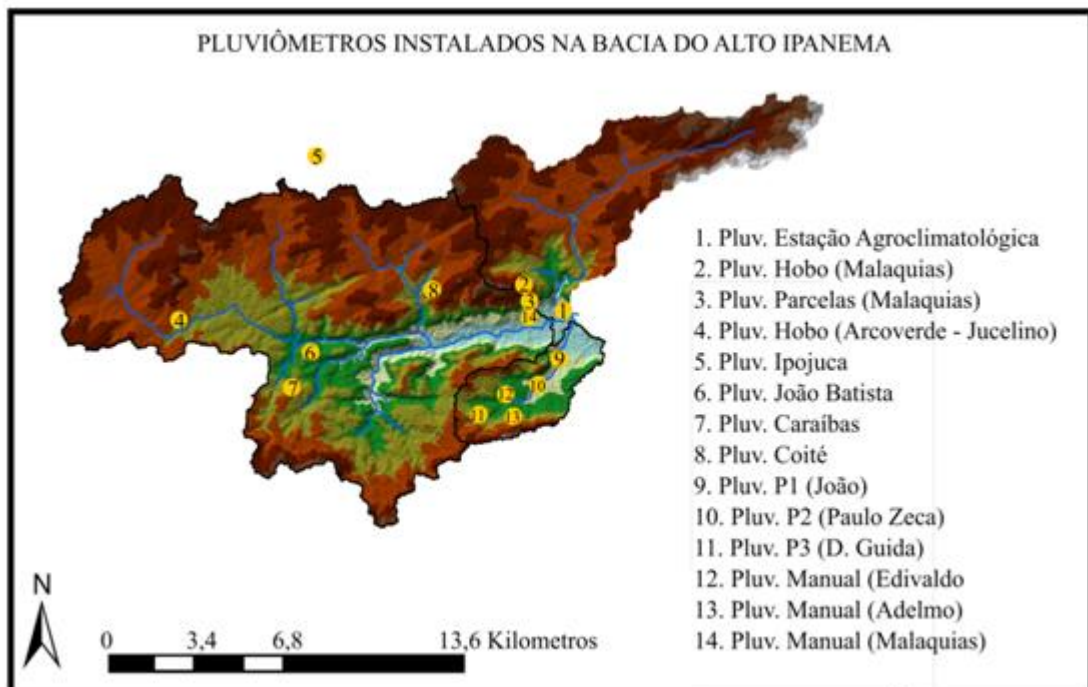
Fonte: Fontes Júnior (2016)

4.2 CLIMA E MONITORAMENTO CLIMÁTICOS E HIDROLÓGICOS NA BACIA DO ALTO IPANEMA

O clima é tipo estepe muito quente, BSsh de acordo com Köppen, a precipitação média anual de 603 mm, a temperatura média de 23°C, e evapotranspiração potencial de 2000 mm por ano, aproximadamente (SANTOS et al., 2011).

A precipitação nas Sub-bacias são monitoradas atualmente por 10 pluviômetros automáticos e 5 pluviômetros manuais. Destes, 7 pluviômetros automáticos e 3 pluviômetros manuais estão instalados na Sub-bacia do riacho Mimoso, e 3 pluviômetros automáticos e 2 pluviômetros manuais foram instalados na Sub-bacia do riacho Jatobá (Figura 8). As medições climáticas de temperatura, umidade relativa, velocidade do vento, radiação solar são obtidas a partir de estação climatológica instalada próximo ao exutório da bacia do Mimoso. Para a vazão tem-se o sistema de medição automática (linigráfo) para a bacia do Riacho Mimoso e Riacho Jatobá, também são realizadas medições manuais por técnico de campo (por régua).

Figura 8 - Mapa com a localização dos pluviômetros na bacia do Alto Ipanema



Fonte: Fontes Júnior (2016)

4.2.1 Instalação de equipamentos para medições hidrológicas e monitoramentos

Foram realizadas instalações de equipamentos para aumentar a malha de pluviômetros na Sub-bacia do riacho Mimoso. Pluviômetros Hobo Modelo RG3-M, com resolução de 0,2 mm e faixa de temperatura entre -20°C a 70°C (Figura 9 A e B). Um estação limimétrica AgSolve (Figura 9C). Os pluviômetros foram instalados em regiões a montante da Sub-bacia do riacho Mimoso, foram Arcoverde (Jucelino), Ipojuca e João Batista (Figura 9). Outros foram instalados na Sub-bacia do riacho Jatobá para comparação com pluviômetros já instalados.

São realizados monitoramentos mensais da qualidade e quantidade da água subterrânea no vale aluvial, em poços e piezômetros (Figura 9 D, E e F). Este monitoramento segue uma série histórica com início em 1995, com a instalação dos piezômetros por Montenegro, A. (1997).

Figura 9 - Fotos dos pluviômetros e estação limimétrica instalados na Sub-bacia do riacho Mimoso e monitoramento dos níveis freático do vale aluvial.



E.



F.

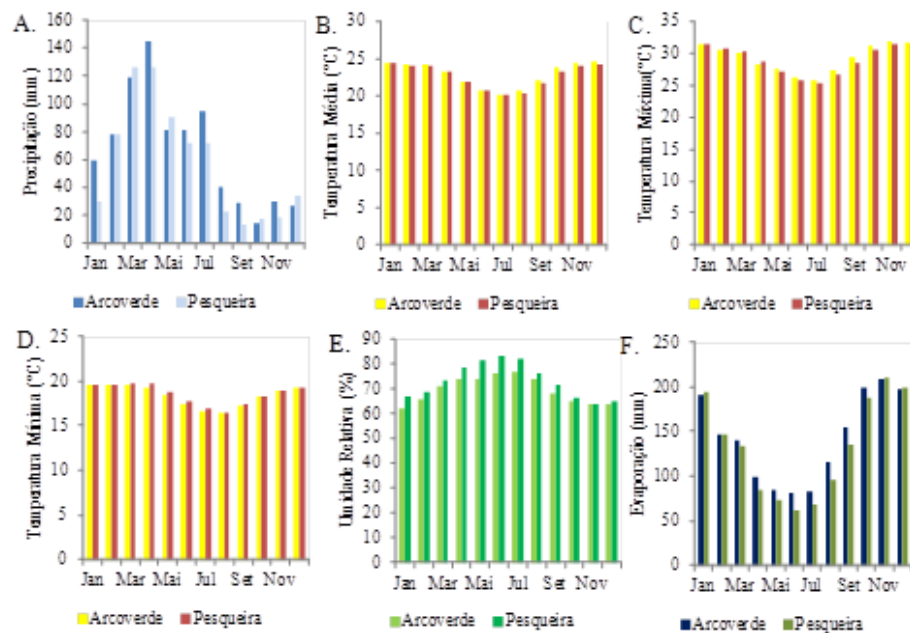


Fonte: Fontes Júnior (2016)

Na Figura 10 têm-se os dados da Normal Climatológica para os anos de 1961 a 1990 representados pelas estações de Arcoverde (82890) e a Pesqueira (82892) do INMET (Instituto Nacional de Meteorologia).

Figura 10 - Dados da Normal Climatológica de (1961-1990) para os municípios de Arcoverde e Pesqueira.

Compondo o gráfico tem-se: precipitação mensal acumulada (A), temperatura média (B), temperatura máxima (C), temperatura mínima (D), umidade relativa (E) e evaporação



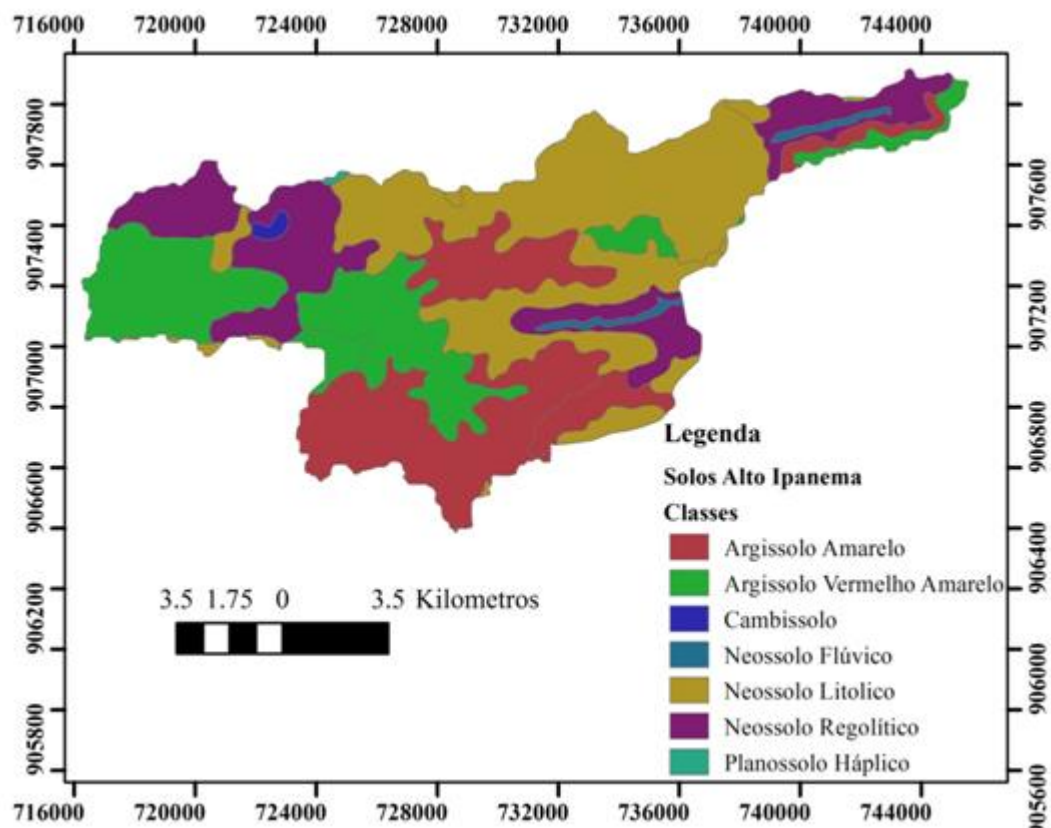
Fonte: INMET (2016). Adaptado.

4.3 SOLO E VEGETAÇÃO DA BACIA DO ALTO IPANEMA

4.3.1 Solos

O mapa de associação de solos da bacia que foi utilizado seguiu a recomendação do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SBCS). Os solos distinguem-se em Argissolos Amarelos, Argissolos Vermelho-Amarelos, Neossolos Flúvicos, Neossolos Regolíticos, Planossolo Háptico e Neossolos Litólicos. Na Figura 11 tem-se o mapa de classificação da Embrapa Solos em escala 1:100.000 (EMBRAPA, 2000).

Figura 11 - Mapa de solos da bacia do Alto Ipanema.



Fonte: ZAPE. Zoneamento Agroecológico de Pernambuco – EMBRAPA (2000). Adaptado.

4.3.2 Vegetação

A vegetação encontrada na bacia é do bioma caatinga com forte sazonalidade ao longo do tempo entre os períodos úmidos e secos. A vegetação caatinga na bacia apresenta várias densidades de cobertura. As densidades de cobertura da vegetação natural são descritas a

seguir: caatinga arbórea fechada, caatinga arbórea-arbustiva fechada, caatinga arbórea-arbustiva aberta, caatinga de vale, pasto, vegetação de campina, plantio com arado em áreas restritas (MONTENEGRO, A. e RAGAB, 2010).

Foram utilizadas duas imagens, uma Rapideye de 2013 (Figura 12) adquirida com recursos do projeto FINEP da rede REHIDRO com referência espacial GCS-WGS-1984, para construção do mapa de uso e ocupação do solo e outra imagem de satélites LANDSAT de 1999 adquiridas do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais INPE (2014), também para classificação dos usos e ocupações da bacia.

A classificação foi realizada de forma manual assumindo as classes utilizadas por Montenegro, A. e Ragab (2010) e Silva Júnior et al. (2011), porém as vegetações de campina, plantio de arado em áreas restritas e a pastagem foram assumidas como forma de agricultura genérica. Esta escolha foi realizada porque os agricultores da região tendem a alterar a pastagem por cultivares de época como feijão e milho.

Na Tabela 1 encontram-se as classificações do uso e ocupação da bacia do Alto Ipanema realizadas por Montenegro, A. e Ragab (2010) e Silva Júnior et al. (2011) e a nova classificação utilizando as imagens Rapideye e Landsat.

Figura 12 - Mosaico da composição vermelha, verde e azul (RGB) da imagem Rapideye no formato GEOTIFF.



Fonte: Fontes Júnior (2016)

Tabela 1 - Classificação do uso e ocupação de trabalhos anteriores na Sub-bacia do riacho Mimoso e classificação atual

Uso e Ocupação Mimoso	Classificação	
	(Silva Júnior et al., 2011; Montenegro e Ragab, 2010)	Classificação Atual
Descrição	Áreas (%)	
Açudes	0,0001	0,03
Areial	0,08	0,33
Agricultura genérica	26,40	59,83
Área urbana	0,03	0,24
Caatinga de Vale	0,15	0,15
Solo exposto	1,50	0,84
Caatinga arbustiva- arbórea fechada	66,90	17,95
Caatinga arbustiva-arbórea aberta	19,28	9,52
Caatinga arbórea fechada	3,00	11,11

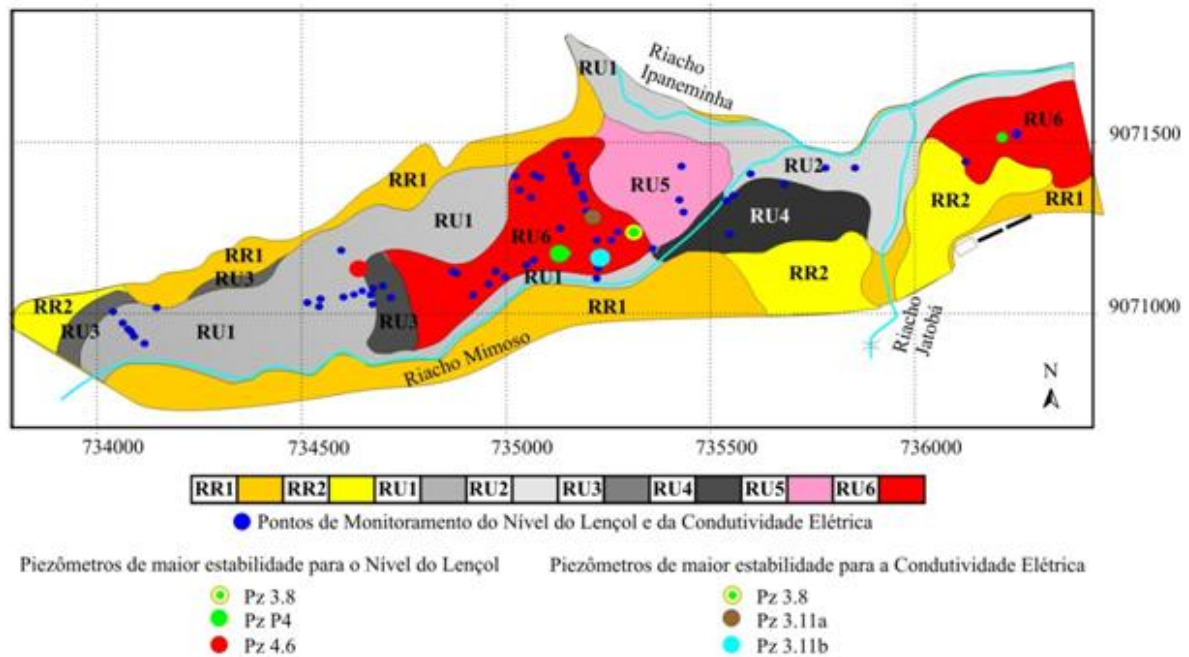
Fonte: Fontes Júnior (2016)

4.4 MODELAGEM TEMPORAL GEOESTATÍSTICA

4.4.1 Dados medidos para análise temporal

Para o estudo da variabilidade temporal foram utilizados os registros de 12 anos (2002 a 2013), de 3 piezômetros que apresentam estabilidade temporal para nível freático, e 3 que parcialmente apresentaram estabilidade, pela baixa amplitude de variação no tempo suavizada pelas médias temporais, para condutividade elétrica, segundo Fontes Júnior et al. (2012), (Figura 13). Seus valores de diferença relativa e desvio padrão temporal encontram-se na Tabela 2.

Figura 13 - Mapa de solos (1:25.000) com a posição dos pontos e classificação dos solos



RR1 NEOSSOLO REGOLÍTICO Eutrófico léptico + NEOSSOLO LITÓLICO Eutrófico típico ambos fase relevo suave ondulado;
 RR2 NEOSSOLO REGOLÍTICO Eutrófico solódico textura média (leve) fase relevo plano e suave ondulado;
 RU1 NEOSSOLO FLÚVICO Tb Eutrófico típico textura arenosa ou média (leve) / média (leve) ou arenosa moderadamente drenado;
 RU2 NEOSSOLO FLÚVICO Tb Eutrófico típico textura média / média (leve) ou arenosa moderadamente drenado;
 RU3 NEOSSOLO FLÚVICO Sódico típico textura média (leve) / média moderadamente drenado;
 RU4 NEOSSOLO FLÚVICO Sódico típico textura média / média ou arenosa moderadamente drenado;
 RU5 NEOSSOLO FLÚVICO Sódico salino textura média / média (leve) ou média imperfeitamente drenado;
 RU6 NEOSSOLO FLÚVICO Salino sódico textura média imperfeitamente drenado.

Fonte: Corrêa e Ribeiro, (2001). Mapa de solos – adaptado de Fontes Júnior et al., 2012.

Foram também utilizados registros de 12 anos (2002 a 2013) de precipitação, a partir de medições pluviométricas automáticas, e evapotranspiração de referência calculada a partir da equação de Penman-Monteith, com dados atmosféricos obtidos de estação agrometeorológica automática Campbell Scientific instalada na área de estudo.

Tabela 2 - Diferenças relativas e desvios padrões temporais dos piezômetros com estabilidade temporal e condutividade hidráulica saturada (K_{sat}).

Nível da Água			K_{sat} *	Condutividade Elétrica			K_{sat} *
Piezômetros	Diferença Relativa	Desvio Padrão Temporal	($m d^{-1}$)	Piezômetros	Diferença Relativa	Desvio Padrão Temporal	($m d^{-1}$)
Pz 3.8	-0,02	0,09	21,10	Pz 3.8	0,06	0,12	21,10
Pz 4.6	-0,04	0,08	116,00	Pz 3.11a	0,03	0,16	43,80
Pz (P 4)	-0,01	0,10	25,12	Pz 3.11b	0,00	0,20	4,80

* Valores de K_{sat} obtidos por Montenegro (1997)
Fonte: Fontes Júnior et al. (2012). Adaptado.

4.4.2 Análise estatística e geoestatística

As medições de nível freático e salinidade foram analisadas pela estatística clássica, verificando-se suas medidas centrais (médias, medianas) e dispersão (quartis, variância, desvio-padrão), como também a presença de valores discrepantes e extremos, por Box-plots. Para análise da variabilidade, foi avaliado o coeficiente de variação no tempo para ambas as variáveis e classificado pelo critério de Warrick e Nielsen (1980), em baixa ($CV \leq 12\%$), média ($12 < CV < 60\%$) e alta ($CV \geq 60\%$) variabilidade.

Utilizou-se também o teste de normalidade de Kolmogorov-Smirnov(KS).

A dependência temporal foi analisada utilizando o estimador para o semivariograma clássico (JOURNAL e HUIJBREGTS, 1978), segundo a, Equação 4:

$$\gamma(t) = \frac{1}{2N(t)} \sum_{i=1}^{n(t)} [Z(x_i) - Z(x_i+t)]^2 \quad (4)$$

sendo $\gamma(t)$ a semivariância, $n(t)$ o número de pares de pontos de observação separados por intervalos de tempo t , $Z(x_i)$ o valor inicial e $Z(x_i+t)$ o valor final do par no tempo e x_i o mês (SANTOS et al., 2011). Este estimador é largamente utilizado na literatura (SOARES, 2006; YAMAMOTO e LANDIM, 2013). Os dados temporais foram então dispostos em uma malha

regular, considerando a escala anual no eixo 'y' e a escala mensal no eixo 'x'. A dependência temporal entre as variáveis foram mensuradas pelo semivariograma cruzado, conforme a Equação 2 (JOURNEL e HUIJBREGTS,1978):

$$\gamma_{ij}(t) = \frac{1}{2N(t)} \sum_{i=1}^{n(t)} \{ [Z(x_i) - Z(x_i+t)] [Z(y_i) - Z(y_i+t)] \} \quad (5)$$

onde $Z(y_i)$ é o valor inicial, $Z(y_i+t)$ o valor final do par da variável secundária no tempo e y_i o mês.

De acordo com Soares (2006), o ajuste de um modelo paramétrico ao semivariograma experimental é necessário à composição do modelo geoestatístico de uma variável regionalizada. No contexto deste trabalho, a regionalização é conduzida no tempo. A escolha primária dos modelos teóricos a serem testados é usualmente condicionada a questões de simplicidade e desempenho. Os modelos largamente empregados são o exponencial (Eq.6a), o esférico (Eq. 6b) e o gaussiano (Eq.6c).

$$\gamma(t) = C \left[1 - \exp \left(-\frac{|t|}{a} \right) \right] \quad t \neq 0 \quad (6a)$$

$$\gamma(t) = \begin{cases} C \left[1,5 \frac{t}{a} - 0,5 \left(\frac{t}{a} \right)^3 \right] & \text{para } t \leq a \\ C & \text{para } t \geq a \end{cases} \quad (6b)$$

$$\gamma(t) = C \left[1 - \exp \left(-\frac{t^2}{a^2} \right) \right] \quad t \neq 0 \quad (6c)$$

onde se tem $[C = (C_0 + C_1)]$, em que (C_0) é o efeito pepita, (C_1) a soleira e (a) parâmetro associado ao alcance temporal. Essas equações definem o modelo geoestatístico através da variância e escala de correlação da variável. Os ajustes para os modelos (Eqs. 6) foram realizados utilizando o método dos mínimos quadrados ponderados (Eq. 7) adotado como critério de ajuste (CARVALHO et al., 2009).

$$Q = \sum [\hat{\gamma}(t) - \gamma(t, \theta)]^2 \quad (7)$$

onde $\hat{\gamma}(t)$ é o semivariograma experimental, e $\gamma(t, \theta)$ é o modelo de semivariograma ajustado e Q o vetor de parâmetros.

Para avaliar o tipo de dependência temporal, utilizou-se a classificação do índice de dependência temporal (IDT), na qual a dependência temporal é fraca, quando o $IDT < 25\%$, moderada quando $25\% \leq IDT \leq 75\%$ e alta quando $IDT > 75\%$, onde IDT é a relação entre a variância estruturada ou soleira (C_1) e o valor do patamar ($C_0 + C_1$) (RAMOS et al., 2011).

Para validar o ajuste dos modelos teóricos foi utilizada a validação cruzada, que consiste em se reavaliar pelo estimador os valores amostrais conhecidos, retirando-se um a um e calculando-os como se não fossem conhecidos. A diferença entre o valor conhecido e o valor previsto é chamada de erro (VIEIRA, 2010). Montenegro, A. e Montenegro, S. (2006), descrevem o processo para se avaliar o erro produzido pela krigagem, em que são calculadas as médias dos erros e os seus respectivos desvios padrão. A média dos erros normalizados deve tender para zero, e o desvio normalizado deve aproximar-se de 1 (um).

Foi realizado o mapeamento das variáveis no tempo por krigagem que é uma combinação linear para minimizar uma variância de estimação, definida por um modelo a priori para uma covariância (Eq.8).

$$[Z(x_0)]^* = \sum_{\alpha=1}^N \lambda_{\alpha} Z(x_{\alpha}) \quad (8)$$

onde $[Z(x_0)]^*$ é a estimativa do valor desconhecido $Z(x_{\alpha})$ no ponto x_0 , λ_{α} são os pesos atribuídos ao estimador da krigagem (ALMEIDA et al., 2011).

Os ajustes da elipse de pesquisa do mapeamento foram: para o eixo horizontal igual ao alcance (a) mensal, e para eixo vertical uma razão da escala anual entre o valor de 1 (ano) e o alcance mensal:

$$R = \frac{a}{12} \quad (9)$$

onde, R é o alcance no eixo vertical e 'a' o alcance em escala mensal.

4.5 MODELO SWAT

4.5.1 Equações hidrológicas do modelo SWAT (Soil Water Assessment Tool)

O SWAT é um modelo distribuído de base física, contínuo no tempo, o qual simula o escoamento superficial, a erosão em planos e canais, o transporte de nutrientes e pesticidas em escalas de tempo diárias, mensais e anuais (Neitsch et al., 2011; Aragão et al., 2013).

$$SW_t = SW_0 + \sum_{i=1}^t (R_d - Q_{sup} - E_a - W_{seep} - Q_{gw}) \quad (10)$$

onde SW_t é o armazenamento final da água no solo (mm); SW_0 é o armazenamento inicial da água no solo no dia i (mm); t é o tempo (dias); R_d é a precipitação no dia i (mm); Q_{sup} é o escoamento superficial no dia i (mm); E_a é a evapotranspiração no dia i (mm); W_{seep} é a percolação no dia i (mm); Q_{gw} é o fluxo de retorno (ascensão capilar a partir da zona vadosa) no dia i (mm).

O escoamento superficial é estimado a partir de dois métodos: Curva Número (SCS - Soil Conservation Service) e o método de infiltração de Green Ampt (Neitsch et al., 2011). Neste estudo, o escoamento superficial é calculado usando o método da curva número SCS modificado (Neitsch et al., 2011).

$$Q_{sup} = \frac{(R_d - I_a)^2}{(R_d - I_a + S)} \quad (11)$$

onde Q_{sup} é o escoamento superficial acumulado ou o excesso de precipitação (mm H₂O), R_d é a lamina precipitada para o dia (mm H₂O), I_a é a abstração inicial a qual inclui o armazenamento superficial, a interceptação e a infiltração inicial para o escoamento (mm H₂O), e S é o parâmetro de retenção (mm H₂O). O parâmetro de retenção varia espacialmente devido a mudança no solo, uso da terra, manejo e declividade e temporalmente devido as mudanças do conteúdo de água do solo. O parâmetro de retenção é definido por:

$$S = 25,4 \left(\frac{1000}{CN} - 10 \right) \quad (12)$$

onde CN é a curva número para o dia. A abstração inicial, I_a , é comumente aproximado de $0,2S$ e na Equação 12 tem-se:

$$Q_{\text{sup}} = \frac{(R_d - 0,2S)^2}{(R_d + 0,8S)} \quad (13)$$

O fator CN é determinado diariamente, no modelo SWAT, variando numericamente de 1 a 100, sendo o limite inferior representativo de um solo totalmente permeável, e o limite superior, de um solo que converterá toda a precipitação em escoamento (totalmente impermeável) (Neitsch et al., 2011).

O valor do CN pode ser corrigido em função da umidade antecedente do solo, em que a CN I indica uma condição de seca, CN II uma condição normal e CN III uma condição úmida (Neitsch et al., 2011). O cálculo do CN II e III se dá através das equações (14) e (15).

$$CN_I = CN_{II} \cdot \frac{20 \cdot (100 - CN_{II})}{\{100 - CN_{II} + \exp[2,533 - 0,0636 \cdot (100 - CN_{II})]\}} \quad (14)$$

$$CN_{III} = CN_{II} \cdot \exp[0,00673 \cdot (100 - CN_{II})] \quad (15)$$

A metodologia do SCS (1972) reúne os solos dos EUA em quatro grandes grupos hidrológicos (A, B, C e D) em função da condutividade hidráulica (TUCCI, 2007). Buscando adequar a metodologia do SCS às condições dos solos brasileiros, Sartori et al. (2005), avaliaram e revisaram a classificação hidrológica dos solos proposta por Lombardi Neto et al. (1989) e propuseram uma classificação hidrológica para o Sistema Brasileiro de Classificação do Solo, levando em consideração, além da condutividade hidráulica, características como profundidade, textura, razão textural entre o horizonte superficial e subsuperficial e a permeabilidade dos solos influenciada pela sua porosidade e pela atividade da argila.

O grupo hidrológico do solo, combinado a uma cobertura e tratamento da terra, forma um complexo hidrológico. Cada complexo hidrológico possui um valor do parâmetro CN, atribuído a partir de eventos de chuva-escoamento, observados em bacias hidrográficas, para indicar o seu potencial de escoamento superficial (TUCCI, 2007).

Apesar da sua natureza empírica, o método CN tem sido utilizado com sucesso para várias aplicações em grande variedade de condições hidrológicas (ARAGÃO et al, 2013; SANTOS, 2015).

4.5.2 Tempo de concentração

Tempo de concentração é aquele necessário para que, em um evento de precipitação, toda a área da bacia hidrográfica esteja contribuindo para o fluxo no exutório. No modelo SWAT este parâmetro (t_{con}) é calculado através da soma do tempo de concentração do fluxo superficial ($t_{c,sup}$) (entendido como o tempo necessário para que o fluxo superficial alcance o canal desde o ponto mais distante da sub-bacia) e do tempo de concentração do fluxo através do canal ($t_{c,can}$) (tempo requerido para que o fluxo desde o ponto mais a montante alcance o exutório):

$$t_{conc} = t_{c,sup} + t_{c,can} \quad (17)$$

O tempo de concentração do fluxo superficial ($t_{c,sup}$) é dado por:

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

no qual L_{slp} é o comprimento da encosta dado em metros, n é o coeficiente de rugosidade de *Manning* e slp é a declividade média da sub-bacia (m/m).

Enquanto o tempo de concentração do fluxo no canal ($t_{c,can}$) é encontrado pela seguinte equação:

$$t_{c,can} = \frac{0,62 \cdot L \cdot n^{0,75}}{A^{0,125} \cdot slp_{can}^{0,375}} \quad (19)$$

sendo L o comprimento do canal em quilômetros, n é o coeficiente de rugosidade de *Manning*, A é a área da sub-bacia (km²) e slp_{can} é a declividade média do canal (mm).

4.5.3 Retardo do escoamento superficial

O modelo SWAT processa o armazenamento do escoamento superficial visando simular seu retardamento para alcançar o canal principal. Uma vez que o escoamento superficial é calculado, o volume de água que chega ao canal principal é dado pela seguinte equação:

$$Q_{\text{sup}} = \left\{ Q'_{\text{sup}} + Q_{\text{arm},i-1} \cdot \left[1 - \exp\left(\frac{\text{Surlag}}{t_{\text{conc}}}\right) \right] \right\} \quad (20)$$

sendo Q_{sup} a quantidade de água que chega ao canal principal por escoamento superficial (mm); Q'_{sup} a quantidade de água gerada em determinada sub-bacia no dia (mm); $Q_{\text{arm},i-1}$ a quantidade de água em atraso, gerada no dia anterior (mm); e Surlag o coeficiente de retardo do escoamento superficial, e t_{conc} é o tempo de concentração (horas).

4.5.4 Evapotranspiração

A evapotranspiração é um termo coletivo que inclui todos os processos pelos quais a água da superfície terrestre é convertida em vapor de água. Isto inclui os processos de evaporação do dossel das plantas, transpiração, sublimação e evaporação do solo.

O modelo SWAT permite o cálculo da evapotranspiração potencial através dos métodos de Penman-Monteith, Priestley-Taylor ou Hargreaves (NEITSCH et al. 2011). Para a correta estimativa desta variável, o modelo requer dados médios climáticos mensais referentes ao período simulado. Ainda é possível entrar diretamente com os dados de evapotranspiração observados para o período simulado.

Neste estudo foi adotado o método de Penman-Monteith, também adotado por Santos (2015) e Aragão et al. (2013). O método de Penman-Monteith é dado pela seguinte equação:

$$\lambda E = \frac{\Delta \cdot (H_{\text{net}} - G) + \rho_{\text{air}} \cdot c_p \cdot [e_z^0 - e_z / r_a]}{\Delta + \gamma \cdot (1 + r_c / r_a)} \quad (21)$$

em que λE é a densidade do fluxo de calor latente (MJ/m²/dia), E é a profundidade da taxa de evaporação (mm/dia), Δ é a inclinação da curva pressão-temperatura de saturação do vapor (KPa/°C), H_{net} é a radiação líquida (MJ/m²/dia), G representa a densidade de fluxo de calor para o solo (MJ/m²/dia), ρ_{air} é a densidade do ar (kg/m³), c_p é o calor específico (MJ/kg/°C), e_z^0 é a pressão de vapor de saturação do ar na altura z (kPa), e_z é a pressão de vapor de água

do ar na altura z (kPa); γ é a constante psicrométrica (kPa/°C), r_c é a resistência do dossel da planta, e r_a é a resistência aerodinâmica.

Uma vez que a evapotranspiração potencial é determinada, busca-se a evapotranspiração real através da demanda evaporativa da precipitação interceptada pela cobertura vegetal, da transpiração dos vegetais e da evaporação do solo.

4.5.5 Interceptação

A infiltração, o escoamento e a evapotranspiração são afetadas significativamente pelo dossel das plantas. Quando a chuva cai, a interceptação pelas plantas reduz a energia erosiva das gotas e armazena uma parte da precipitação no dossel. A influência que o dossel exerce sobre esses processos é uma função da densidade da cobertura vegetal e da morfologia das espécies de plantas (FERRIGO, 2014; SANTOS, 2015).

A quantidade máxima de água que pode ser armazenada nas copas é calculada em função do índice de área foliar, conforme:

$$can_{dia} = Canmx \frac{IAF}{IAF_{max}} \quad (22)$$

onde can_{dia} é a quantidade máxima de água que é interceptada e armazenada no dossel em um determinado dia (mm), $Canmx$ é a quantidade máxima de água que pode ser interceptada e armazenada no dossel quando este está totalmente desenvolvido (mm), IAF é o índice de área foliar para um determinado dia, e IAF_{max} é o índice de área foliar máximo para a planta. Quando a precipitação acontece em um determinado dia, o armazenamento do dossel é preenchido antes da água chegar ao solo.

4.5.6 Evaporação da precipitação interceptada

Toda a água presente no dossel está prontamente disponível para a remoção por evaporação. A quantidade de evapotranspiração real da chuva interceptada é especialmente significativa em florestas onde, em alguns casos, a evaporação da precipitação interceptada é maior do que a transpiração (NEITSCH et al., 2011).

O SWAT remove o máximo de água possível do armazenamento dossel ao calcular a evaporação real. O modelo considera que o volume interceptado está disponível para evapotranspiração sob as seguintes condições (com todas as variáveis possuindo como unidade “mm”):

(a) - Se evapotranspiração potencial (E_0) for menor que a quantidade de água interceptada no dossel (R_{int}), então a quantidade de água interceptada no dia ($R_{int(f)}$) será resultado da subtração da quantidade de água interceptada no início do intervalo de tempo ($R_{int(i)}$) pela evapotranspiração potencial (ou diretamente a evaporação da quantidade de água livre existente no dossel da planta em um determinado dia – E_{can}):

$$E_a = R_{can} = E_0 \rightarrow R_{int(f)} = R_{int(i)} - E_{can} \quad (23)$$

E_a é a evapotranspiração real na bacia em um determinado dia (mm).

(b) - No caso da evapotranspiração potencial ser superior à quantidade de água armazenada na copa, então toda lâmina interceptada será evaporada:

$$E_{can} = R_{int(i)} \rightarrow R_{int(f)} = 0 \quad (24)$$

4.5.7 Transpiração

Quando a equação de Penman-Monteith é selecionada como método de evapotranspiração potencial, como foi o caso desse estudo, a transpiração é calculada com base nas equações utilizadas pelo método (NEITSCH et al., 2011).

4.5.8 Evaporação do solo

A quantidade de evaporação do solo é estimada através de uma função exponencial, obedecendo à profundidade do solo e à quantidade de água existente. Quando existe uma demanda de evaporação da água do solo, o SWAT primeiro particiona a demanda evaporativa entre as diferentes camadas. A distribuição da profundidade utilizada para determinar a quantidade máxima de água a ser evaporada é dada pela seguinte equação:

$$E_{solo,z} = E''_z \cdot \frac{z}{[z + \exp(2,374 - 0,00713 \cdot z)]} \quad (25)$$

onde $E_{solo,z}$ é a demanda evaporativa (mm) na profundidade z , E''_z é a evaporação máxima do solo para o dia (mm) e z é a profundidade do solo (mm).

A quantidade de demanda evaporativa para uma camada de solo é determinada pela diferença entre as demandas evaporativas calculadas nos limites superior e inferior da camada do solo:

$$E_{soil,ly} = E_{soil,zi} - E_{soil,zu} \quad (26)$$

em que $E_{soil,ly}$ é a demanda evaporativa para a camada ly (mm), $E_{soil,zl}$ é a demanda evaporativa do limite inferior da camada do solo, e $E_{soil,zu}$ é a demanda evaporativa do limite superior da camada do solo.

Segundo Santos (2015) e Ferrigo (2014), a demanda evaporativa de uma camada não pode ser compensada por uma camada diferente, assim a demanda evaporativa é retirada da evapotranspiração real da HRU, fazendo-a diminuir.

Visando uma melhor estimativa da distribuição da evaporação, o coeficiente de compensação da evaporação do solo (E_{sco}) foi incorporado à equação 26, permitindo a modificação, por parte do usuário, da distribuição da profundidade utilizada para atender a demanda evaporativa do solo.

$$E_{soil,ly} = E_{soil,zl} - E_{soil,zu} \cdot E_{sco} \quad (27)$$

O coeficiente E_{sco} rege a extração de demanda evaporativa das camadas inferiores do solo, de modo que quanto menor seu valor, mais será retirado de profundidades maiores do solo (CARVALHO NETO, 2011). Diferentes valores de E_{sco} , que podem variar entre 0,01 e 1.

4.5.9 Percolação

As condições para este processo são de duas formas: a primeira através da propagação do armazenamento e a segunda pelo fluxo por fendas existentes no solo. O volume de água excedendo a capacidade de campo e a camada seguinte não encontrar-se saturada o cálculo da propagação do armazenamento é realizado para cada horizonte (CARVALHO NETO, 2011; SANTOS, 2015).

A percolação através da propagação do armazenamento no solo é calculada para cada horizonte, uma vez que o volume de água exceda a capacidade de campo deste sob a condição de que a camada seguinte não esteja saturada (CARVALHO NETO, 2011).

O volume de água disponível para percolar deve obedecer à seguinte condição:

$$SW_{cam,excesso} = SW_{cam} = FC_{cam} \text{ se } SW_{cam} > FC_{cam} \quad (28)$$

$$SW_{cam,excesso} = 0 \text{ se } SW_{cam} \leq FC_{cam} \quad (29)$$

onde $SW_{cam,excesso}$ representa a quantidade de água disponível para percolar no dia (mm), SW_{cam} se refere à quantidade diária de água em uma determinada camada do solo (mm) e FC_{cam} é a quantidade de água na capacidade de campo (mm).

A quantidade de água que efetivamente se moverá para a camada de solo inferior é calculada pela equação:

$$W_{perc,cam} = SW_{cam,excesso} \left[1 - \exp\left(\frac{-\Delta T}{TT_{perc}}\right) \right] \quad (30)$$

em que $w_{perc,cam}$: quantidade de água que efetivamente percola no dia (mm); ΔT : duração do intervalo de tempo (h); e TT_{perc} : tempo de percolação entre as camadas (h).

O tempo de percolação entre as camadas é dado por:

$$TT_{perc} = \frac{SAT_{cam} - FC_{cam}}{K_{sat}} \quad (31)$$

onde SAT_{cam} é a quantidade de água no solo completamente saturado (mm); K_{sat} é a condutividade hidráulica saturada (mm/h).

A água que percola abaixo da última camada do solo entra na zona vadosa, para só depois adentrar no aquífero subterrâneo.

4.5.10 Escoamento sub-superficial lateral

Calculado em paralelo com o processo de percolação para profundidade de até 2 m, o fluxo lateral é calculado através de um modelo de armazenamento cinético, desenvolvido por Sloan et al. (1983), e que se baseia na equação de continuidade de massa.

$$Q_{lat} = 0,024 \left(\frac{2 \cdot SW_{cam,excesso} \cdot K_{sat} \cdot slp}{\Phi_d \cdot L_{slp}} \right) \quad (32)$$

onde Q_{lat} é o escoamento lateral (mm/dia); $SW_{cam,excesso}$ é o volume de água drenável armazenada na zona saturada da encosta por unidade de área (mm); K_{sat} é a condutividade hidráulica saturada (mm/h); slp é a declividade da encosta (m/m); Φ_d é a porosidade drenável do solo (mm/mm); e L_{slp} é o comprimento da encosta (m).

De acordo com Lelis (2011), o fluxo lateral poderá ser significativo em áreas que os solos apresentem elevada condutividade hidráulica nas camadas superficiais e camadas impermeáveis em profundidades rasas. Em tais sistemas, a precipitação irá percolar verticalmente até atingir a camada impermeável. A água poderá se acumular acima dessa camada originando uma zona saturada que será a fonte para o fluxo lateral subsuperficial, que poderá contribuir para a vazão dos rios.

4.5.11 Água subterrânea

4.5.11.1 Aquíferos rasos

O balanço hídrico para o aquífero raso é dado por:

$$aq_{rs,i} = aq_{rs,i-1} + W_{rec,rs} - Q_{aq} - W_{revap} - W_{bomba,rs} \quad (33)$$

onde $aq_{rs,i}$ é a quantidade de água armazenada no aquífero raso no dia (mm); $aq_{rs,i-1}$ é a quantidade de água armazenada no aquífero raso no dia $i-1$ (mm); $W_{rec,rs}$ é a quantidade de água que recarrega o aquífero raso no dia (mm); Q_{aq} é o escoamento subterrâneo que recarrega o canal principal (fluxo de base) (mm); W_{revap} é a quantidade de água que ascende por franjas capilares (mm); e $W_{bomba,rs}$ é a quantidade de água retirada através de bombas

(mm).

4.5.11.2 Recarga

O volume de água que percola tende a recarregar os aquíferos, o raso e o profundo, caso não ascenda através das franjas capilares. A quantidade de água que pode recarregar ambos os aquíferos é dada por:

$$W_{rec} = \left[1 - \exp\left(\frac{-1}{\delta_{aq}}\right) \right] W_{seep} + \exp\left(\frac{-1}{\delta_{aq}}\right) W_{rec,i-1} \quad (34)$$

em que W_{rec} é a quantidade de água que adentra os aquíferos no dia “i” (mm); δ_{aq} é tempo de drenagem sob as camadas de solo (dia); W_{seep} é a quantidade de água que percolou através da última camada de solo (mm); e $W_{rec,i-1}$ é a quantidade de água que entra no aquífero no dia $i-1$ (mm).

Com isso, o modelo regula a quantidade de água que recarrega o aquífero profundo, através da seguinte equação:

$$W_{prf} = \beta_{prf} \cdot W_{rec} \quad (35)$$

onde W_{prf} é a quantidade de água (mm) que entra no aquífero profundo no dia i e β_{prf} é o coeficiente de percolação do aquífero.

Desta forma, a quantidade de água destinada ao aquífero raso é dado por:

$$W_{rec,rs} = W_{rec} \cdot W_{prf} \quad (36)$$

em que $W_{rec,rs}$ é a quantidade de água (mm) que entra no aquífero raso no dia “i”.

4.5.11.3 Revap

Para considerar o volume de água que ascende através de franjas capilares, em função da demanda de evapotranspiração, o modelo SWAT incorpora o processo denominado “Revap” (W_{revap}). Esse processo não é contabilizado no volume evapotranspirado, sendo de

fundamental importância em bacias onde a zona saturada encontra-se próxima à superfície e há raízes profundas (Carvalho Neto, 2011).

A máxima quantidade de água que poderá ser retirada via *Revap* é dada por:

$$W_{revap,max} = \beta_{rev} \cdot E_0 \quad (37)$$

sendo $W_{revap,max}$ a máxima quantidade de água (mm) que ascende em resposta ao déficit hídrico, β_{rev} é o coeficiente de *Revap* e E_0 é o potencial de evapotranspiração (mm) daquele dia.

A quantidade de água a qual efetivamente passa por tal processo é determinada pelas seguintes condições:

$$W_{revap} = 0 \text{ se } aq_{rs} \leq aq_{lim,rv} \quad (38)$$

$$W_{revap} = W_{revap,max} - aq_{lim,rv} \text{ se } aq_{lim,rv} < aq_{rs} < (aq_{lim,rv} + W_{revap,max}) \quad (39)$$

$$W_{revap} = W_{revap,max} \text{ se } aq_{lim,rv} \geq (aq_{lim,rv} + W_{revap,max}) \quad (40)$$

onde aq_{rs} : quantidade de água armazenada no aquífero raso (mm), e $aq_{lim,rv}$: valor limite do nível de água a ser superado para ocorrer o processo *Revap* (mm).

4.5.11.4 Altura da água subterrânea

Embora não reproduzindo a altura da água subterrânea, nos arquivos de saída, a altura do lençol freático é atualizada diariamente. A altura das águas subterrâneas tem relação com o seu fluxo pela equação 41.

$$Q_{gw} = \frac{8000 \cdot K_{sat}}{L_{gw}^2} \cdot h_{wtbl} = \frac{8000 \cdot \mu}{10} \cdot \frac{10 \cdot K_{sat}}{\mu \cdot L_{gw}^2} \cdot h_{wtbl} = 800 \cdot \mu \cdot \alpha_{gw} \cdot h_{wtbl} \quad (41)$$

em que Q_{gw} é fluxo da água subterrânea para o canal principal no dia i (mm), K_{sat} é a condutividade hidráulica do aquífero (mm/dia), L_{gw} é a distância do terço ou divisão de sub-bacia para o sistema de água subterrâneas até o canal principal (m), h_{wtbl} é a altura do lençol

freático (m), μ é a produção específica do aquífero raso (m/m), e α_{gw} é a constante de recessão do escoamento de base. Substituindo essas definições por Q_{gw} na equação 42, tem-se:

$$h_{wtbl} = h_{wtbl,i-1} \cdot \exp(-\alpha_{gw} \cdot \Delta t) + \frac{w_{rchg} \cdot [1 - \exp(-\alpha_{gw} \cdot \Delta t)]}{800 \cdot \mu \cdot \alpha_{gw}} \quad (42)$$

em que h_{wtbl} é a altura do lençol freático no dia i (m), $h_{wtbl,i-1}$ é a altura do lençol freático no dia $i-1$ (m), α_{gw} é a constante de recessão do escoamento de base, Δt é o intervalo de tempo (1 dia), w_{rchg} é a quantidade de recarga que entra no aquífero raso no dia i (mm), e μ é a produção específica do aquífero raso (m/m).

4.6 CALIBRAÇÃO DO MODELO SWAT UTILIZANDO O SWAT-CUP

Modelos hidrossedimentológicos como o SWAT, que possui uma grande quantidade de processos integrados e, conseqüentemente, uma grande quantidade de parâmetros que influenciam na resposta do modelo, necessitam de uma automação em sua calibração para que um melhor ajuste seja obtido, pois as possibilidades de combinações entre os parâmetros são inúmeras e podem demandar uma enorme quantidade de tempo para que seja obtido um ajuste satisfatório, caso a calibração seja realizada de forma manual.

A calibração automática de um modelo exige que seus parâmetros sejam sistematicamente alterados, que o modelo seja executado, e que os arquivos de saída sejam comparados com os valores observados correspondentes. A principal função de uma interface é fornecer essa ligação entre a entrada/saída de um programa de calibração com o modelo (Abbaspour, 2015). A calibração automática do modelo SWAT pode ser realizada a partir da utilização do software de domínio público SWAT-CUP, desenvolvido por Abbaspour et al. (2007). O SWAT-CUP possibilita a realização da análise de sensibilidade, calibração e verificação dos parâmetros do modelo SWAT, a partir de cinco diferentes algoritmos: SUFI-2, PSO, GLUE, ParaSol e MCMC (ABBASPOUR, 2015)

Os estudos de Schuol et al. (2008) e Faramarzi et al. (2009), comparam os diferentes algoritmos de auto calibração utilizados pelo SWAT.

O algoritmo SUFI-2, que tem sido o mais utilizado para a calibração automática do modelo SWAT, é descrito de forma simplificada no item a seguir, com base em Abbaspour

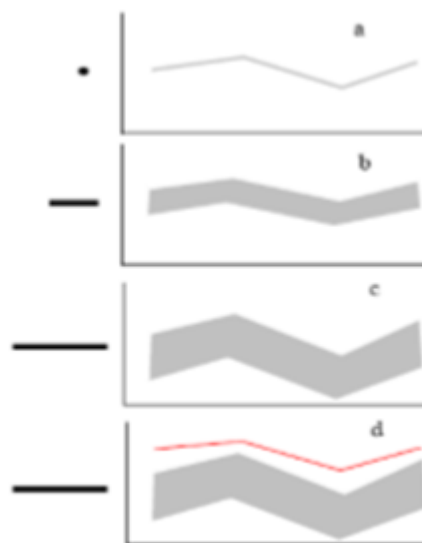
(2012), Ferrigo (2014) e Santos (2015). A descrição do algoritmo SUFI-2 na íntegra pode ser consultada em Abbaspour (2015).

4.6.1 SUFI-2

No SUFI-2 leva-se em conta, para a análise de incerteza, todas as suas fontes, como a incerteza nas variáveis de entrada, o conceitual do modelo e as incertezas nos parâmetros e nos dados medidos. O grau para o qual todas as incertezas são contabilizadas é quantificado por uma medida referida como o fator-P, que é a percentagem dos dados medidos delimitados pela incerteza de predição de 95% (95PPU). Outra medida que busca quantificar a eficácia de uma análise de calibração e incerteza é o fator-R, que é a espessura média de 95PPU dividida pelo desvio padrão dos dados medidos (SANTOS, 2015).

O SUFI-2 tenta lidar com um número menor possível de incerteza. O conceito subjacente à análise de incerteza do algoritmo SUFI-2 está representada graficamente na Figura 14. É possível observar que um valor de parâmetro único (mostrado por um ponto) leva a uma resposta de um modelo único (Figura 14a), enquanto a propagação da incerteza em um parâmetro (mostrado por uma linha) conduz aos 95PPU ilustrados pela região sombreada na Figura 14b. À medida que aumenta a incerteza dos parâmetros, a incerteza de saída também aumenta (não necessariamente de forma linear) (Figura 14c).

Figura 14 - Ilustração conceitual da relação entre as incertezas dos parâmetros e a incerteza nas estimativas.



Fonte: Abbaspour (2015)

Desta forma, o SUFI2 começa assumindo uma grande faixa de incerteza para os parâmetros (dentro de uma faixa fisicamente significativa), de modo que os dados medidos inicialmente se enquadram no 95PPU. Em seguida, essa incerteza é reduzida com base no monitoramento dos fatores P e R. A cada passo, as faixas de parâmetros anteriores são atualizadas através do cálculo da matriz de sensibilidade, seguido pelo cálculo da matriz de covariância, de 95% de confiança dos intervalos dos parâmetros, e a matriz de correlação (ABBASPOUR, 2015). Os parâmetros são depois atualizados de tal modo que as novas faixas de valores são sempre menores do que as faixas anteriores, e estão centradas em torno da melhor simulação.

As confiabilidades do ajuste e do grau de eficiência do modelo calibrado para as incertezas são avaliadas pelo fator-P e fator-R. Teoricamente, o valor para o fator-P varia entre 0 e 100%, enquanto o fator-R varia entre 0 e infinito. O fator-P de 1 e o fator-R de 0 indicam uma simulação que corresponde exatamente aos dados medidos. A distância desses números pode ser utilizada para avaliar a eficácia da calibração. Por isso, muitas vezes um equilíbrio entre os dois valores deve ser atingido. Quando os valores aceitáveis de fator-R e fator-P são alcançados, as incertezas dos parâmetros são os intervalos gerados.

Além disso, a eficácia da modelagem pode ser quantificada pelos coeficientes de determinação R^2 e/ou Coeficiente Nash-Sutcliffe, dentre outras funções objetivos disponibilizadas pelo SWAT-CUP.

Para a utilização do SUFI2, algumas definições básicas, por parte do usuário, são necessárias, como: (a) escolha dos parâmetros que serão otimizados; (b) o estabelecimento de faixas mínimas e máximas fisicamente significativas para os parâmetros selecionados, assim como a relação matemática que deve ser adotada para a variação dos valores dos parâmetros; (c) o número de iterações que devem ser realizadas; (d) a variável ou as variáveis a serem verificadas (vazão observada, por exemplo), incluindo a série histórica a ser considerada; (e) a função objetivo a ser utilizada como referência (como por exemplo, NSE).

Durante a execução do SWAT-CUP, a amostragem do algoritmo *Latin Hypercube* é realizada, levando a n combinações de parâmetros, em que n é o número de simulações desejadas. Este número deve ser relativamente grande (cerca de 500 a 1000). O programa é executado n vezes e as variáveis de saída simuladas, de interesse correspondente às observadas, são guardadas.

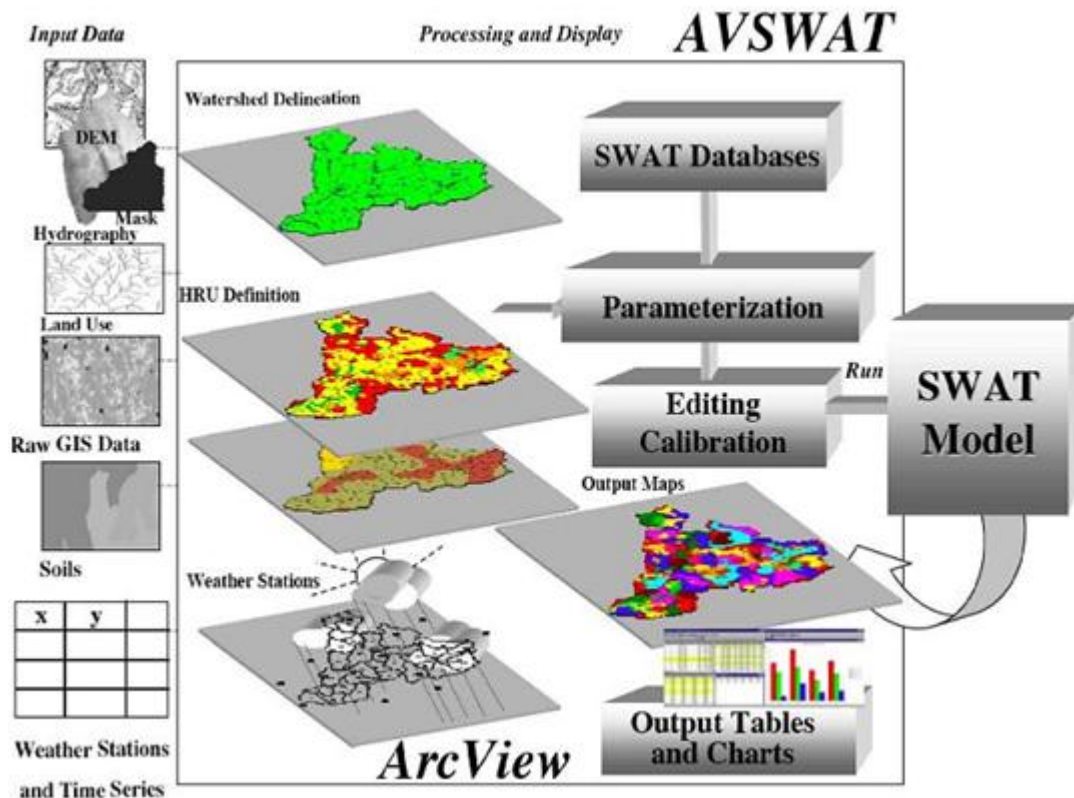
A sensibilidade dos parâmetros é computada por meio do cálculo de um sistema de regressão múltipla, que regressa os parâmetros gerados pelo hipercubo latino versus os valores da função objetivo selecionada pelo usuário.

Um *t-test* foi então usado para identificar a significância relativa de cada parâmetro e a sensibilidade é estimada pelas mudanças médias na função objetivo, resultante das alterações em cada parâmetro, enquanto todos os outros parâmetros também são alterados. Essa sensibilidade relativa determinada foi baseada numa aproximação linear e, conseqüentemente, fornece somente informações parciais sobre a sensibilidade dos parâmetros. (ABBASPOUR et al., 2015)

4.7 ETAPAS PARA UTILIZAÇÃO DO MODELO SWAT E DADOS DE ENTRADA PARA O MODELO SWAT

Em seqüência serão descritos os passos para execução da modelagem hidrológica pelo modelo SWAT, como disposto na Figura 15.

Figura 15 - Esquema de entrada de dados do ArcSWAT para preparação dos dados de entrada do SWAT.

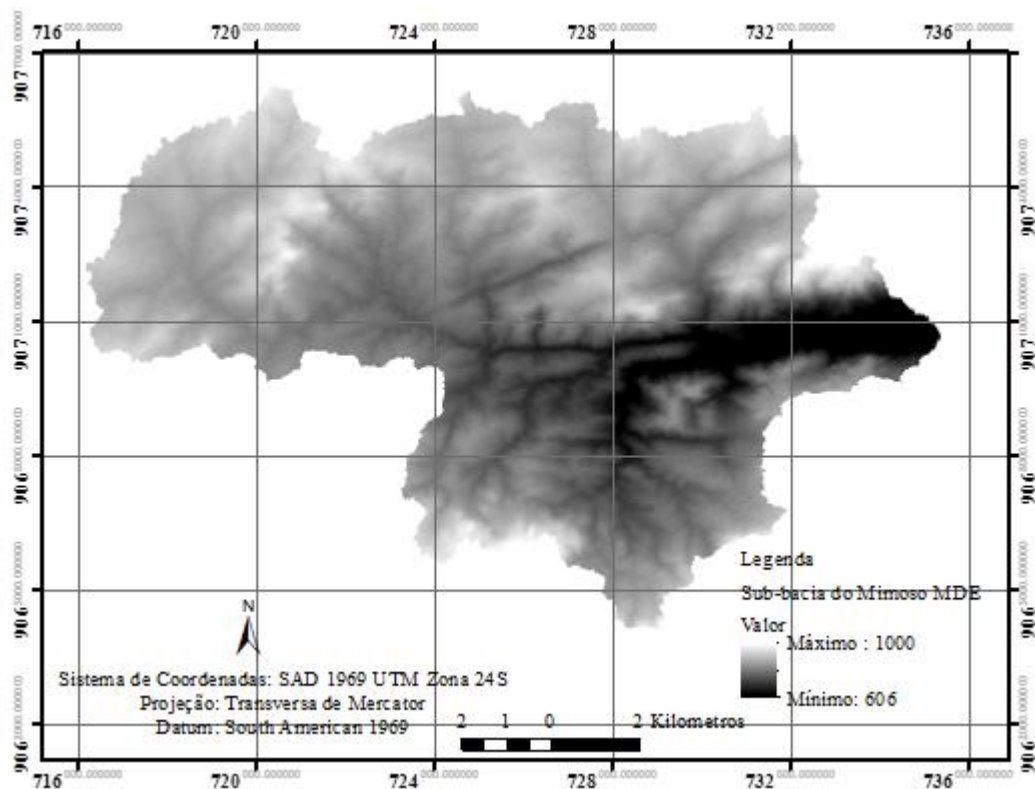


Fonte: Eslamian (2014)

4.7.1 Modelo digital de elevação (MDE ou DEM)

O modelo SWAT requer informações básicas sobre topografia, uso da terra, tipos de solo e dados climáticos. ArcSWAT Versão 2012.10_1.15 lançado 2014/06/12 foi aplicado para este estudo. Os conjuntos de dados espaciais, tem-se uma imagem SRTM com uma resolução de 30 x 30 m (USGS, 2013) para o Modelo de Elevação Digital (MDE) (Figura 16). A imagem “raster” adquirida foi reprojetaada com referência espacial SAD69 – UTM – 24S. Os demais mapas de solo e vegetação inseridos no modelo e mapas produzidos seguem a mesma referência espacial.

Figura 16 - Modelo Digital de Elevação (MDE) SRTM para a bacia do Mimoso.

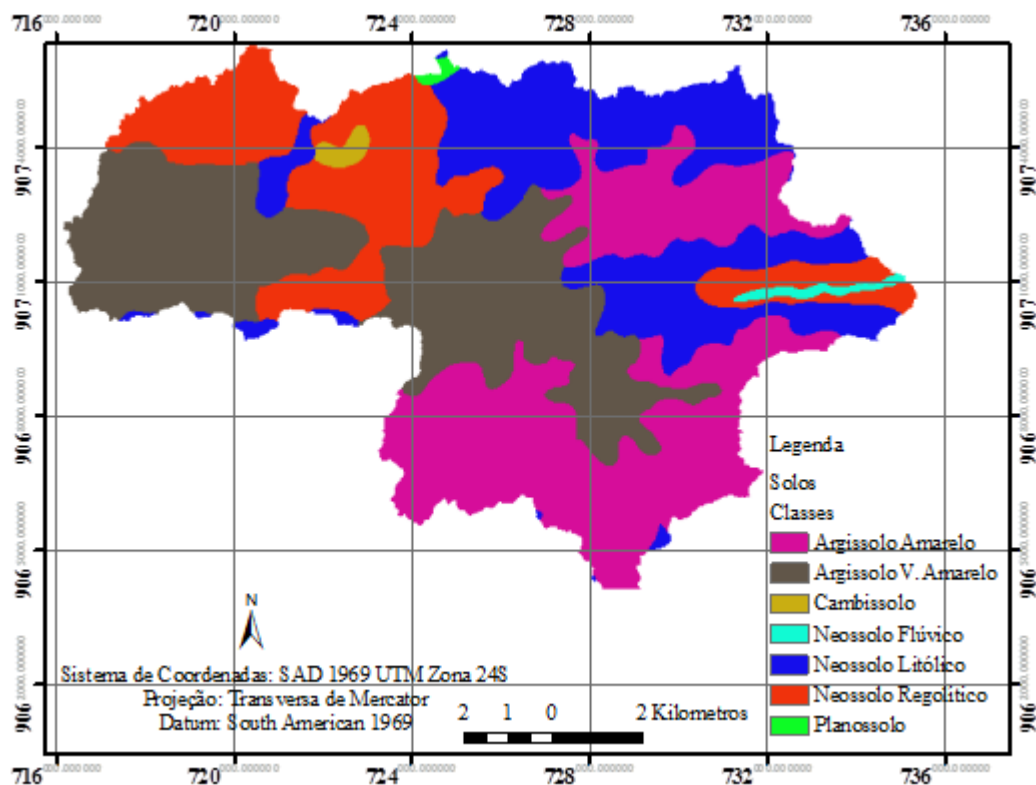


Fonte: Fontes Júnior (2016)

4.7.2 Dados de solo

Os tipos de solo na bacia são descritos por um mapa associação adquirido no Projeto Solos do Zoneamento Agroecológico de Pernambuco (ZAPE) (EMBRAPA, 1999), com resolução de 1:100.000. São estes solos os seguintes: Argissolo Amarelo (28,98%), Argissolo Vermelho-Amarelo (28,78%), Cambissolos (0,56%), Neossolo Flúvico (0,69%), Neossolos Litólicos (22,49%), Neossolo Regolítico (18,37%) e Planossolo (0,15%) (Figura 17).

Figura 17 - Mapa de solo gerado pelo ArcSWAT com o banco de dados de solo para a bacia do Mimoso



Fonte: Fontes Júnior (2016)

Foram inseridos no banco de dados do SWAT os parâmetros de solo da Tabela 3. Estes dados de solo foram adquiridos na literatura, em pesquisas realizadas na bacia do Alto Ipanema por Silva et al. (2012) e Montenegro e Ragab (2010) Tabela 4. A classificação hidrológica dos solos foram de acordo com Sartori et al. (2005).

Tabela 3 - Parâmetros de solos para o banco de dados SWAT.

Parâmetros	Descrição
NLAYERS	Número de camadas no solo.
HYDGRP	Grupo Hidrológico dos Solos
SOL_ZMX	Profundidade Máxima do Solo

ANION_EXCL	Fração de porosidade (espaços vazios) a partir da qual os ânions estão excluídos.
SOL_CRK	Volume potencial de fendas no solo
TEXTURE	Textura
SOL_Z	Profundidade da camada do solo
SOL_BD	Densidade do solo
SOL_AWC	Capacidade de água disponível na camada do solo
SOL_K	Condutividade hidráulica saturada
CLAY	Conteúdo de argila
SILT	Conteúdo de silte
SAND	Conteúdo de areia

Fonte:Fontes Júnior (2016)

Tabela 4 - Valores dos parâmetros de solo inseridos no banco de dados.

Parâmetros	Argissolo Amarelo	Argissolo Vermelho Amarelo	Cambissolo	Neossolo Fluvico	Neossolo Litólico	Neossolo Regolítico	Planossolo
NLAYERS	3	3	3	5	1	3	3
HYDGRP	B	B	C	A	D	D	D
SOL_ZMX	2000	2000	1850	1600	500	850	650
SOL_Z1	200	950	220	180	500	170	250
SOL_BD1	1	1	1	1	1	1	1
SOL_AWC1	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.1
SOL_K1	1	3.8	7.72	14.03	17.96	18	22.78
CLAY1	25.3	31.8	47.38	33.2	19	11	13.5
SILT1	49.1	30.95	16.54	50	25	8	29
SAND1	25.6	37.25	36.8	16.8	56	81	57.5
SOL_Z2	1300	1300	1350	680	127	450	580
SOL_BD2	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5
SOL_AWC2	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
SOL_K2	0.4	1.29	400	0.31	400	18	2.42
CLAY2	31.35	34.5	5	33.7	5	13	34
SILT2	49.05	26.8	25	40.5	25	16	21.5
SAND2	19.6	38.7	70	25.8	70	71	44.5
SOL_Z3	2000	2000	1850	930		850	650
SOL_BD3	0	2.4	1.27	0		1.23	0
SOL_AWC3	0	0.5	0.28	0		0.1	0.16
SOL_K3	3.49	36.43	0.61	0.49		0.05	0
CLAY3	8	5.5	47	31.2		13	25
SILT3	64	30.5	9	33.5		11	17.5
SAND3	28	64	44	35.3		76	57.5
SOL_Z4				1330			
SOL_BD4				0			
SOL_AWC4				0.13			
SOL_K4				19.17			
CLAY4				21.2			
SILT4				22.5			
SAND4				57.3			
SOL_Z5				1600			
SOL_BD5				0			
SOL_AWC5				0.13			
SOL_K5				20.96			
CLAY5				19.2			
SILT5				23			

Fonte: Fontes Júnior (2016)

A inserção dos dados da Tabela 4 podem ser feitos via Microsoft Access ou por um formulário na extensão ArcSWAT (Edit SWAT input > Data Base> User Soil).

4.7.3 Dados de cobertura vegetal

O mapa de uso da terra foi construído a partir de uma imagem LANDSAT de 1999, com uma resolução de 30 x 30 m, em comparação com Rapideye com resolução de 5 x 5 m do ano de 2013. De acordo com a classificação da vegetação utilizada por Montenegro e Ragab (2010) e Silva et al. (2011), o uso do solo e da vegetação da bacia estão descritos na Tabela 5, porém para este estudo a pastagem foi substituída por agricultura genérica ("Agricultural Land-generic"), porque na bacia é predominante a agricultura familiar, uma agricultura de sequeiro para subsistência, com algumas áreas irrigadas no vale aluvial da bacia aluvial (Figura 18).

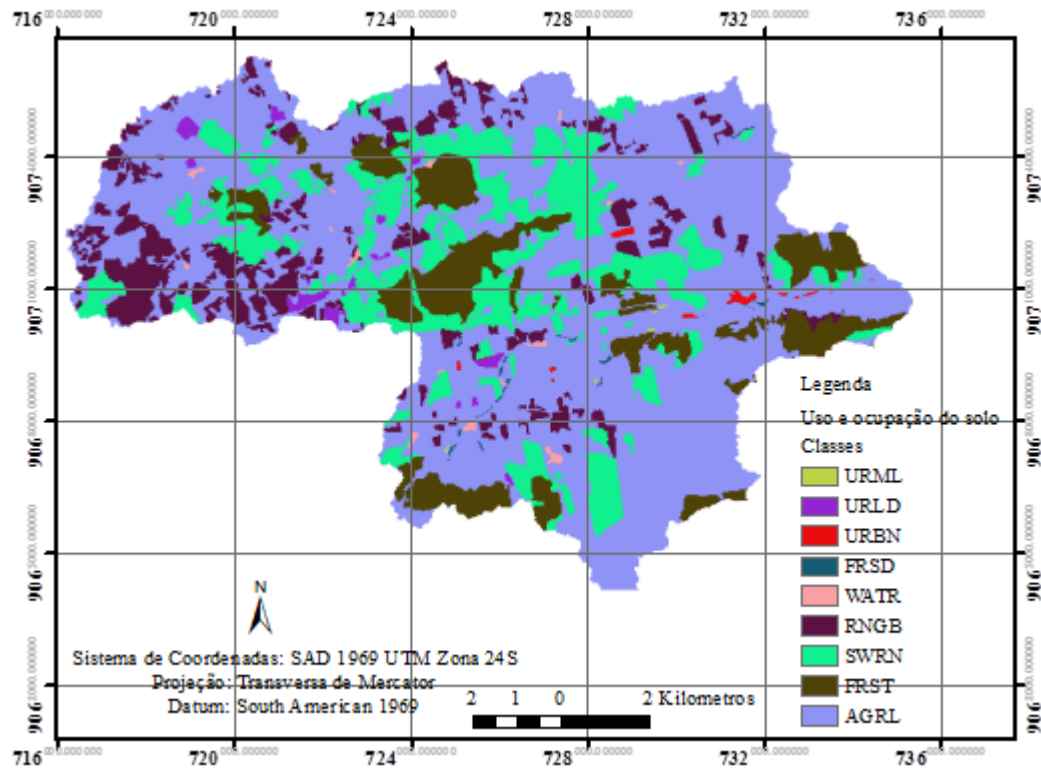
Os parâmetros do solo para o banco de dados foram adquiridos a partir da pesquisa de Montenegro e Ragab (2010) e Silva et al. (2012)

Tabela 5 - Uso da Terra na bacia do rio Mimoso de acordo com a base de dados SWAT uso da terra.

Uso e Ocupação Mimoso		Classes de Uso do solo - SWAT	
Descrição	Código modelo	Descrição	Área (%)
Areial	URBN	Residential	0.03
Açudes	WATR	Water	0.33
Agricultura genérica	AGRP	Agricultural Land-Generic	59.83
Área urbana	URML	Residential Medium-Density	0.24
Caatinga de Vale	FRSD	Forest-Deciduous	0.15
Solo exposto	URLD	Residential Low-Density	0.84
Caatinga arbustiva- arbórea fechada	RNGB	Range-Brush	17.95
Caatinga arbustiva-arbórea aberta	SWRN	Southwestern US (Arid) Range	9.52
Caatinga arbórea fechada	FRST	Forest-Mixed	11.11

Fonte:Fontes Júnior (2016)

Figura 18 - Mapa de uso e ocupação do solo atual na bacia do Mimoso com o uso e ocupação do banco de dados SWAT2000.



Fonte: Fontes Júnior (2016)

4.7.4 Declividade do solo

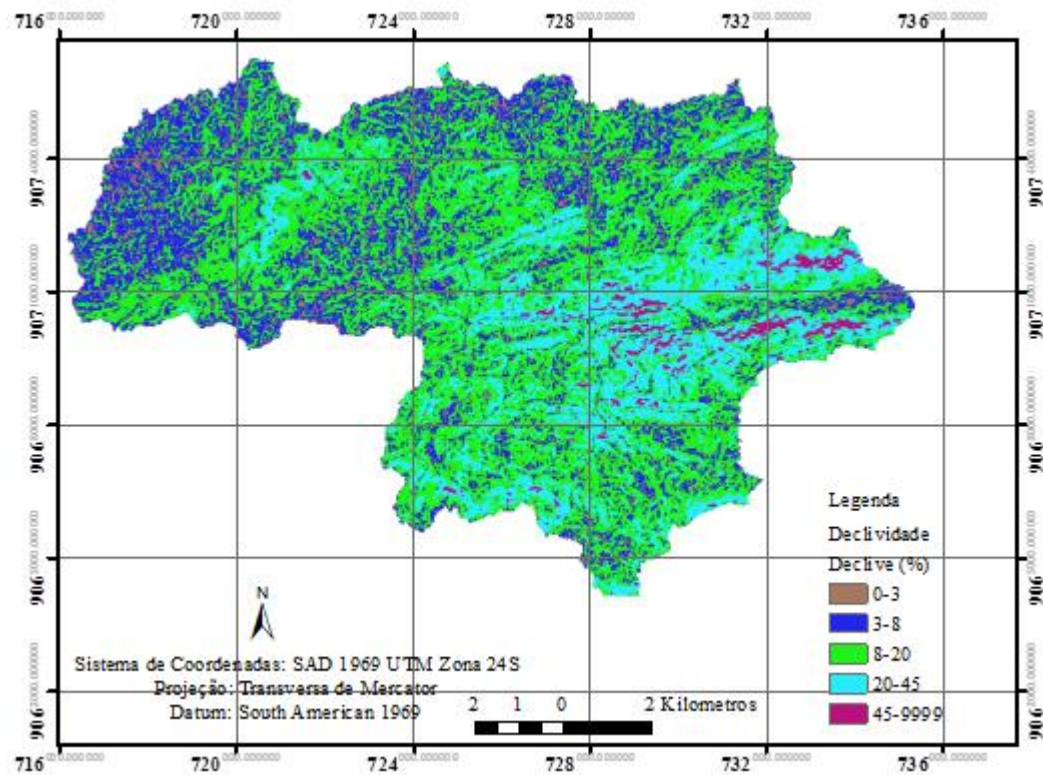
Para construção do mapa de declividade foi utilizada a ferramenta do ArcSWAT "slope definition", onde foram utilizadas múltiplas classes de acordo com a Tabela 6. Existem 5 classes para a porcentagem de declividade disponíveis no SWAT, desta forma assumiu-se a última classe como montanhoso e forte-montanhoso (>45) (Figura 19).

Tabela 6 - Porcentagem de declividade de acordo com o relevo.

Declividade (%)	Relevo
0 - 3	Plano
3 - 8	Suave-ondulado
8 - 20	Ondulado
20 - 45	Forte-ondulado
45 - 75	Montanhoso
> 75	Forte-Montanhoso

Fonte: EMBRAPA (1979)

Figura 19 - Mapa de declividades para as bacias do Mimoso(A) e Jatobá (B) de acordo com a classificação da EMBRAPA (1979).



Fonte: Fontes Júnior (2016)

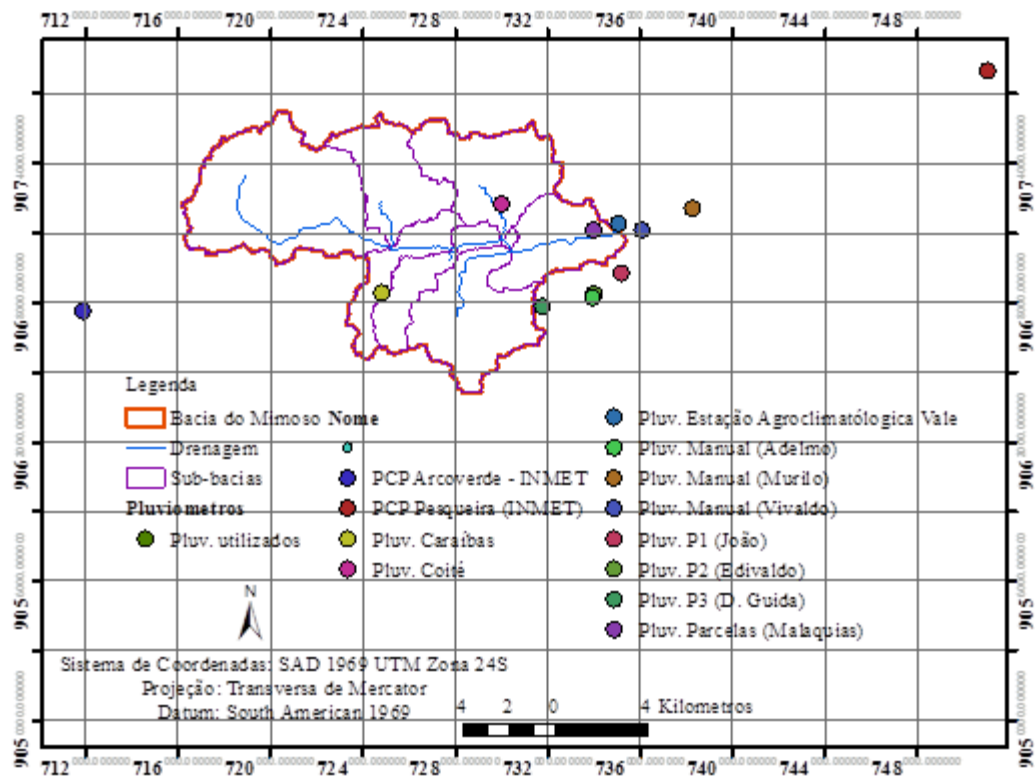
4.7.5 Dados Climáticos

A entrada de dados climáticos utilizada no SWAT inclui: precipitação diária, temperatura máxima e mínima, dados de radiação solar, umidade relativa, e os dados de velocidade do vento, que podem ser utilizados como entrada a partir de qualquer dos registros medidos e/ou gerar estes registros. Para este estudo foi utilizado oito pluviômetros automáticos, três pluviômetros manuais, uma estação meteorológica, duas PCDs (Arcoverde e Pesqueira) do INMET (Instituto Nacional de Meteorologia). Os dados de precipitação utilizados na simulação foram de 01/01/2000 a 31/12/2015

Na Figura 20 têm-se a disposição dos pluviômetros instalados na bacia que foram inseridos no projeto do modelo SWAT. Para os pluviômetros próximos ao exutório da bacia do Mimoso só foi assumido um, o que estava mais próximo do centróide da sub-bacia

discretizada pelo ArcSWAT. A PCD de Arcoverde foi utilizada por se apresentar mais próxima do centróide das sub-bacias que estão a oeste da bacia do Mimoso (Figura 20).

Figura 20 - Sub-bacia hidrográfica do Mimoso e localização dos pluviômetros inseridos no projeto do modelo SWAT



Fonte: Fontes Júnior (2016)

Os dados climatológicos para todas as sub-bacias foram extraídos das medições da estação climatológica, que encontra-se na bacia. As estatísticas da precipitação, temperatura, umidade relativa, radiação solar e velocidade do vento para o banco de dados climatológico do SWAT foram calculados pelo programa WGNmarker4.xlsm (macro Excel©), o período utilizado de registros foi de 2000 a 2015. Os valores estatísticos mensais inseridos no banco de dados do SWAT podem ser observados na Tabela 7. Estes dados permitem uma simulação futura até o ano de 2100.

Tabela 7 - Parâmetros climáticos mensais gerados pelo WGEN – Macro Excel para a bacia do Alto Ipanema, com dados climáticos da estação climatológica da bacia inseridos no banco de dados.

PCM (MWP)	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
TMPMX	32,63	31,87	31,27	30,35	28,97	26,69	25,95	26,95	28,92	31,81	32,90	33,18
TMPMN	19,63	19,71	19,25	20,73	19,13	18,10	17,57	16,10	17,73	18,99	19,32	20,22
TMPSTDMX	2,18	2,08	2,53	2,26	2,22	1,91	1,68	1,75	2,15	1,76	1,90	1,89
TMPSTDMN	1,49	1,15	1,43	2,12	1,73	2,11	2,31	1,90	2,48	2,76	2,68	2,85
PCPMM	124,98	59,27	57,67	58,48	57,96	71,85	63,24	44,46	21,64	37,52	5,26	36,99
PCPSTD	11,89	6,87	8,12	6,61	6,00	7,35	5,20	3,62	2,93	7,29	1,34	4,46
PCPSKW	3,79	4,37	6,88	5,84	4,62	6,93	5,15	3,79	7,06	8,13	9,24	5,09
PR_W1	0,17	0,15	0,12	0,20	0,30	0,52	0,51	0,40	0,14	0,09	0,05	0,13
PR_W2	0,63	0,60	0,52	0,74	0,78	0,67	0,63	0,64	0,58	0,43	0,14	0,56
PCPD	9,60	8,60	5,80	13,00	16,60	18,00	19,00	16,00	7,60	4,60	1,40	6,80
RAINHHMX	73,20	46,48	78,90	58,50	39,90	72,90	41,50	23,10	28,60	71,00	14,50	35,30
SOLARAV	21,08	20,04	20,63	17,73	14,38	13,02	13,77	15,29	18,10	21,05	22,41	20,25
DEWPT	0,57	0,61	0,67	0,75	0,77	0,78	0,79	0,73	0,66	0,60	0,57	0,54
WNDAV	1,31	1,20	0,98	0,81	0,73	0,82	0,87	1,10	1,30	1,41	1,36	1,10

Fonte:Fontes Júnior (2016)

PCM - Parâmetros Climáticos Mensais (Month Weather Parameters)

4.7.6 Calibração e validação com dados de vazão do Rio Mimoso do modelo SWAT

Para um conjunto de parâmetros hidrológicos da bacia do Alto Ipanema, devido a incertezas nas condições iniciais foi considerado um período de aquecimento do modelo correspondente a dois anos (2000-2001). O período de calibração considerado foi de 2002 a 2006 de dados diários e mensais de vazão do riacho Mimoso, medidas por equipes do Laboratório de Água e Solo da UFRPE. Para a calibração e análise de sensibilidade foi usado SWAT-CUP versão 5.2 (Procedimentos de calibração e incerteza), com SUFI-2 - (Versão 2) (ABBASPOUR, 2015). Para a análise de sensibilidade e calibração foram utilizados 18 parâmetros (Tabela 8), relacionados com o processo chuva-vazão com os respectivos alcances utilizados. Destes parâmetros foram utilizados os mais sensíveis, encontrados na análise de sensibilidade do SUFI-2 no SWAT-CUP, para a calibração manual. Assim eliminando ou reduzindo limitações da calibração com a determinação dos parâmetros do modelo mais influentes para combinar o escoamento simulado com o escoamento observado (DU et al., 2013).

Para a validação foram utilizados os eventos de vazão de 2007 a 2011 registrados na bacia do Mimoso, medidos pela equipe do Laboratório de Água e Solo da UFRPE.

Tabela 8 - Parâmetros de calibração com faixas de valores e métodos de cálculos para o SUFI2

Método	Parâmetro	Descrição	Min.	Max.
r (x)	CN2.mgt	Curve Number - Soil Conservation Service (SCS)	-10	10
v (=) e a (+)	ALPHA_BF.gw	Fator alfa do fluxo de base (1/dia).	0	1
v (=)	GW_DELAY.gw	Tempo de atraso da água subterrânea (dia)	0	500
v (=)	GWQMN.gw	Profundidade limite da água do aquífero raso para ocorrer o fluxo de retorno mm H ₂ O.	0	1000
v (=)	REVA PMN.gw	Profundidade limite da água do aquífero raso para ocorrer o "revap".	1	400
v (=)	SOL_K().sol	Condutividade hidráulica saturada	10	2000
v(=)	EVLAI.bsn	Índice de área foliar.	-0,25	0,25
v (=)	ESCO.bsn	Fator de compensação da evaporação do solo.	0,2	1
v (=)	EPCO.bsn	Fator de compensação de absorção pelas plantas	0	1
v (=)	SOL_AWC().sol	Capacidade de água disponível na camada do solo (mm H ₂ O/mm de solo)	-0,1	0,5
v (=)	CANMX.hru	Armazenamento máximo da copa mm H ₂ O.	0	100
r (x)	SLSUBBSN.hru	Comprimento médio da declividade	-0,25	0,25
v (=)	SURLAG.bsn	Tempo de atraso do escoamento superficial	1	24
v (=)	SHALLST.gw	Profundidade inicial da água no aquífero raso (mm H ₂ O).	100	2500
v (=)	GW_REVAP.gw	Coefficiente "revap" da água subterrânea.	0,020	0,20
v (=)	RCHRG_DP.gw	Fração que percola para o aquífero profundo	0,003	0,05
v (=)	CH_N2.rte	Valor de Manning "n" para o canal principal.	-0,01	0,30
v (=)	CH_K2.rte	Condutividade Hidráulica efetiva no canal principal do aluvião (mm/h).	-0,01	500

Fonte: Fontes Júnior (2016)
v - substituição, r - multiplicação

4.7.7 Calibração e Validação com dados de água subterrânea

Para calibração e validação do modelo utilizando os dados níveis freáticos foram utilizados dados de piezômetro representativo da média do vale aluvial (FONTES JÚNIOR et al., 2012) e os valores médios de todos os piezômetros, que são no número de 60 (MONTENEGRO, A., 1997).

O modelo SWAT não apresenta em seus arquivos de saída os valores de altura dos níveis freáticos, mas pode ser calculado externamente utilizando a equação 43.

$$h_i = (h_{i-1} \times e^{-\alpha_B f \times \Delta t}) + \frac{w_{reach} \times (1 - e^{-\alpha_B f \times \Delta t})}{800 \times \mu \times \alpha_B f} \quad (43)$$

onde h_i é a altura do lençol freático no dia i (m), h_{i-1} é a altura do lençol freático do dia $i-1$ (m), α_{Bf} é a constante de recessão do escoamento de base, Δt é o intervalo de tempo (1 dia), w_{reach} é a quantidade de recarga que entra no aquífero raso no dia i (mm H₂O), e μ é a produção específica do aquífero raso (m/m) (NEITSCH et al., 2011).

Os piezômetros são monitorados desde 1994, quando instalados por Montenegro, A. (1997), para o estudo foram utilizados os períodos de 2002 a 2006 para calibração e 2007 a 2015 para validação. As medições experimentais foram realizadas por equipes do Laboratório de Água e Solo da UFRPE.

4.7.8 Análise do desempenho das simulações para as bacias

Visando o desempenho da calibração e validação do modelo SWAT, foram utilizadas as estatísticas de precisão: coeficiente de eficiência de Nash e Sutcliffe (COE) e PBIAS (ANDRADE et al., 2013; ARAGÃO et al., 2013).

O índice de concordância Nash-Sutcliffe é calculado pela seguinte equação:

$$COE (N-S) = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (E_{obs} - E_s)^2}{\sum_{i=1}^n (E_{obs} - \bar{E}_{obs})^2} \quad (44)$$

em que E_{obs} é o valor do evento observado; E_s , o valor do evento simulado; e \bar{E}_{obs} é a média do evento observado.

A PBIAS foi usada para avaliar a tendência da porcentagem de fluxos simulados em relação aos observados (Equação 45).

$$P_{BIAS} = \left(\frac{\bar{E}_{sim} - \bar{E}_{obs}}{\bar{E}_{obs}} \right) \times 100 \quad (45)$$

onde \bar{E}_{sim} é a média do evento simulado, \bar{E}_{obs} é a média do evento observado.

Quanto mais perto de zero, o melhor coeficiente é a realidade e as tendências nas estimativas são baixas, indicando a representatividade do modelo com as seguintes classificações observadas na Tabela 9. As classificações do desempenho do modelo para as

simulações da vazão, no riacho Mimoso, foram consideradas de acordo com Morasi et al. (2007); Aragão et al. (2013); e Bressiani et al. (2015a).

Tabela 9 - Modelos de classificação estatística de desempenho para os dados simulados pelo modelo hidrológico.

Classificação	Nash-Sutcliffe (NSE)	PBIAS
Muito bom	$0.75 < NSE \leq 1.00$	$PBIAS < \pm 10$
Bom	$0.65 < NSE \leq 0.75$	$\pm 10 \leq PBIAS < \pm 15$
Satisfatório	$0.50 < NSE \leq 0.65$	$\pm 15 \leq PBIAS < \pm 25$
Não satisfatório	$NSE \leq 0.50$	$PBIAS \geq \pm 25$

Fonte: Aragão et al. (2013); Bressiani et al. (2015a)

4.8 CENÁRIOS DE USO E OCUPAÇÃO E MUDANÇA CLIMÁTICA

4.8.1 Uso e ocupação

Os cenários de uso da terra na bacia Mimoso são as mudanças de Agricultura genérica (Agricultural generic-land) para Caatinga arbórea-arbustiva fechada (Range Brush) e Caatinga arbórea fechada (Forest Mixed). A agricultura genérica para a simulação representa os cultivos de tomate, milho, feijão, cenoura, repolho, pastagem etc., em áreas de agricultura familiar, com um, dois ou três hectares plantados por agricultor.

Os cenários foram adotados para investigar o impacto do uso da terra no período de 2002 a 2015, tendo a recomposição da mata nativa em porcentagem nas áreas agrícolas. Então a agricultura genérica será substituída pelos seguintes cenários:

- Cenário 1: 10% - Caatinga arbórea fechada
10% - Caatinga arbustiva-arbórea fechada.
- Cenário 2: 20% - Caatinga arbórea fechada
10% - Caatinga arbustiva-arbórea fechada.
- Cenário 3: 10% - Caatinga arbórea fechada
20% - Caatinga arbustiva-arbórea fechada
- Cenário 4: 25% Caatinga arbórea fechada
25% - Caatinga arbustiva-arbórea fechada
- Cenário 5: 30% Caatinga arbórea fechada
30% - Caatinga arbustiva-arbórea fechada

Cenário 6 Um cenário a mais foi utilizado com a retirada de 20% da Caatinga arbórea fechada e 20% da Caatinga arbustiva-arbórea fechada (cenário de desmatamento) para áreas agrícolas e acrescentando 10% Solo exposto em lugar das áreas agrícolas.

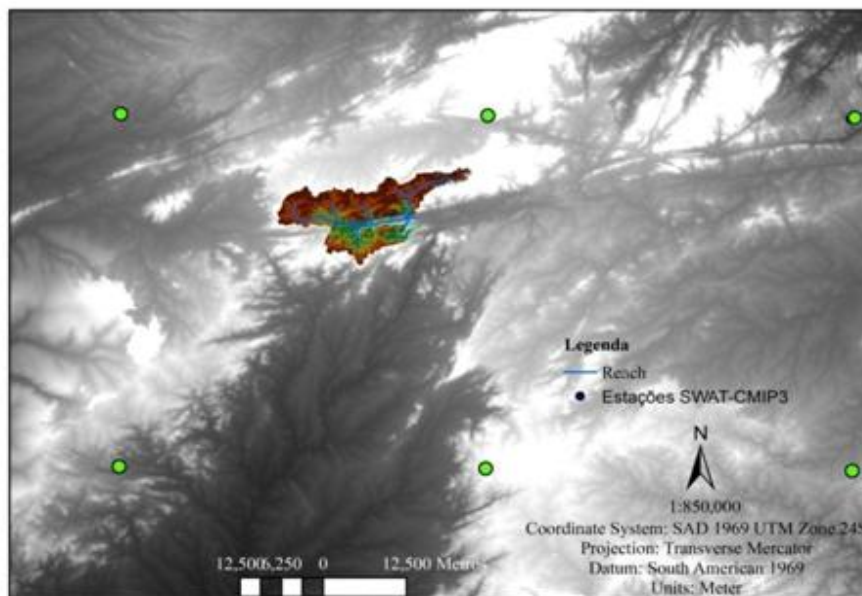
4.8.2 Mudança Climática

Assumindo a precisão das estimativas dos componentes hidrológicos com a calibração e validação do modelo, o SWAT foi utilizado para avaliar o impacto das mudanças climáticas na Bacia do Alto Ipanema, por meio da sub-bacia do Mimoso.

Os cenários utilizados para a sub-bacia do Alto Ipanema, foram os SERES B1 de baixas, A1B de médias e A2 de altas emissões de CO₂ (NEUPANE et al., 2015). A redução de escala realizada para todos os cenários foi de 0,5 graus (~ 50 km), para os períodos de 2046-2064 e 2081-2100. Estes dados foram reduzidos a uma escala diária usando um método de desagregação com correção espacial de viés (BCSD – Bias Correction - Spatial Desagregation) (MAURER et al., 2007; GIRVETZ et al., 2013; MAURER et al., 2014).

Os dados foram obtidos do “Climate Change Data for SWAT (CMIP3)” disponível no sítio do modelo SWAT (SWAT, 2015), (Figura 21).

Figura 21 - Localização das PCD's com dados de mudança climática de temperatura e precipitação disponibilizada para o modelo SWAT.



Fonte: Fontes Júnior (2016)

Foram gerados dados de precipitação e temperatura diária para um quadrante de -8,25° a -9,25° de latitude e 36,25° a 37,25° de longitude com altitude das estações de 100 m para os modelos identificados na Tabela 10.

Tabela 10 - Os modelos utilizados para os cenários AR4 adquiridos para o SWAT.

Cenários AR4 – CMIP3 - SWAT	Modelos
A2	CCCMA CBCM 3.1, CNRM CM3, GFDL CM 2.0, GFDL CM 2.1, IPSL CM4, MIROC 3.2(medres), MIUB ECHO G, MPI ECHAM 5, e MRI CGCM 2.3.2.
A1B	CCCMA CBCM 3.1, CNRM CM3, GFDL CM 2.0, GFDL CM 2.1, IPSL CM4, MIROC 3.2(medres) e MRI CGCM 2.3.2.
B1	CCCMA CBCM 3.1, CNRM CM3, GFDL CM 2.0, GFDL CM 2.1, IPSL CM4, MIROC 3.2(medres), MIUB ECHO G, MPI ECHAM 5, e MRI CGCM 2.3.2.

Fonte:Fontes Júnior (2016)

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 ANÁLISE GEOESTATÍSTICA

Os resultados da análise descritiva dos níveis potenciométricos, condutividades elétricas (para locações estáveis, conforme Fontes Júnior et al. (2012), (Figura 13)), precipitações e evapotranspirações mensais estão apresentados na Tabela 11. Os valores médios temporais da precipitação e da evapotranspiração foram maiores que a mediana, indicando assimetria na variação mensal para o período analisado.

Tabela 11 - Estatística descritiva dos piezômetros com baixa diferença relativa para profundidade do lençol freático, condutividade elétrica, precipitação e evapotranspiração de referência.

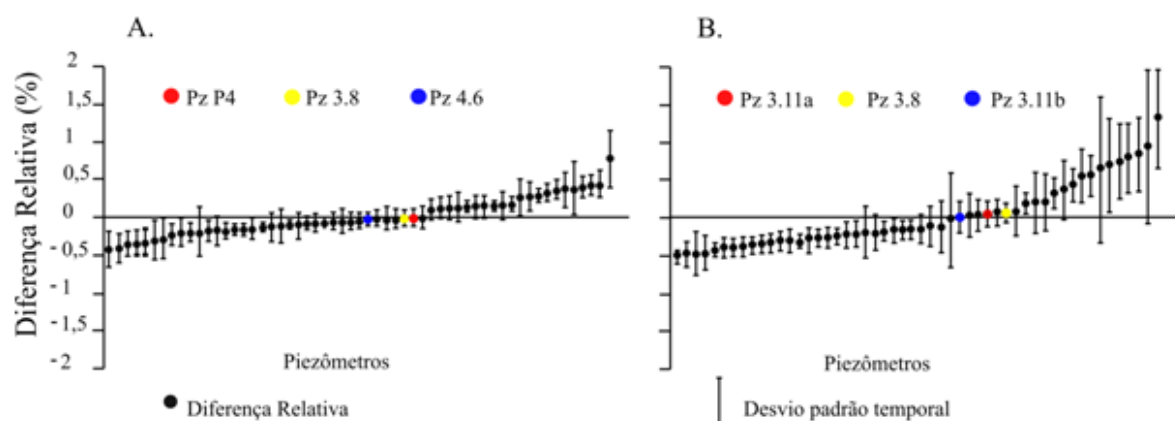
	Nível (m)			Condutividade Elétrica (dS.m ⁻¹)			Precip. (mm.di ⁻¹)	Evap. (mm.di ⁻¹)
	Pz 3.8	Pz 4.6	Pz (P4)	Pz 3.8	Pz 3.11a	Pz 3.11b		
Piezômetros								
N.º dados	143	143	143	143	143	143	144	144
Média	-2,17	-2,17	-2,23	1,06	1,00	1,41	53,94	131,33
Mediana	-2,07	-2,05	-2,07	1,08	0,98	1,39	29,31	123,10
Moda	-2,00	-2,52	-2,55	1,13	0,95	1,16	0,00	109,06
Mínimo	-3,99	-4,28	-4,88	0,58	0,13	0,60	0,00	62,18
Máximo	-0,86	-0,53	-0,90	1,39	1,94	3,89	346,25	263,70
Quartil inferior	-2,45	-2,53	-2,49	0,99	0,81	0,97	5,83	96,73
Quartil superior	-1,80	-1,68	-1,80	1,14	1,15	1,77	85,83	152,16
Variância	0,34	0,58	0,50	0,02	0,06	0,29	3953,48	1875,04
Desvio Padrão	0,58	0,76	0,71	0,13	0,24	0,54	62,88	43,30
Assimetria	-0,79	-0,62	-1,41	-0,66	0,41	1,22	1,65	0,68
Curtose	1,07	0,42	2,79	1,94	2,29	2,99	3,12	-0,17
CV(%)	26,72	35,02	22,42	1,88	6,00	38,29	116,57	111,85
K-S ^{5%} - 0,14	0,09	0,070	0,13	0,09	0,05	0,13	0,20	0,11

Fonte: Fontes Júnior et al. (2012)

Os valores médios temporais para profundidade e condutividade foram similares, por serem piezômetros representativos da média do vale (Figura 22). As diferenças podem ser explicadas pelos desvios temporais encontrados por Fontes Júnior et al. (2012), segundo a Tabela 2. A proximidade dos valores médios e das medianas indica uma normalidade no

tempo para as variáveis, e que a média é representativa ao longo do tempo. Os coeficientes de variação (CV) dos níveis potenciométricos e evapotranspiração mostram que são de média variabilidade, enquanto os de condutividade elétrica de baixa a média variabilidade, e a precipitação de alta variabilidade, segundo classificação proposta por Warrick e Nielsen (1980). Estas variabilidades podem ser explicadas, quanto ao nível, pela dinâmica da recarga resultante do regime de chuvas, como observado no alto valor de (CV) e pelos atributos do solo do vale aluvial, que influenciam no fluxo subterrâneo (MONTENEGRO, S. et al., 2003). Quanto à alta variabilidade da precipitação, é resultante da sazonalidade dos períodos secos e úmidos (LIMA et al., 2008), das secas prolongadas, e das chuvas convectivas que ocorrem, no início do ano hidrológico na região. Assim, a precipitação não adere à distribuição de probabilidade Normal.

Figura 22 - Diferença relativa média intertemporal e desvio-padrão temporal para o nível potenciométrico (A) e condutividade elétrica (B) com identificação dos piezômetros estáveis.



Fonte: Fontes Júnior et al. (2012). Adaptado.

O box-plot da precipitação (Figura 23A) indica que 75% (3.º quartil) das medições de precipitação são inferiores a 100 mm para o período estudado, evidenciando o período de seca prolongado nos três últimos anos monitorados. Os “outliers” encontrados são verificados no ano de 2004, com precipitações acima do quartil superior (Tabela 12), como as que ocorreram em janeiro com 346 mm e em junho de 232 mm (Tabela 12), decorrentes de eventos com vários dias de duração e eventos sucessivos em um mesmo dia, que atuam diretamente na umidade do solo e nos escoamentos (SANTOS et al., 2011). Na Figura 23A tem-se a distribuição da evapotranspiração de referência e sua maior simetria ao longo do tempo, com

um “outlier” que representa a evapotranspiração de referência acumulada em dezembro de 2002, com 312 mm evapotranspirado (Tabela 12).

Tabela 12 - Precipitação mensal em milímetros e evapotranspiração de referência dos anos de 2002 a 2013.

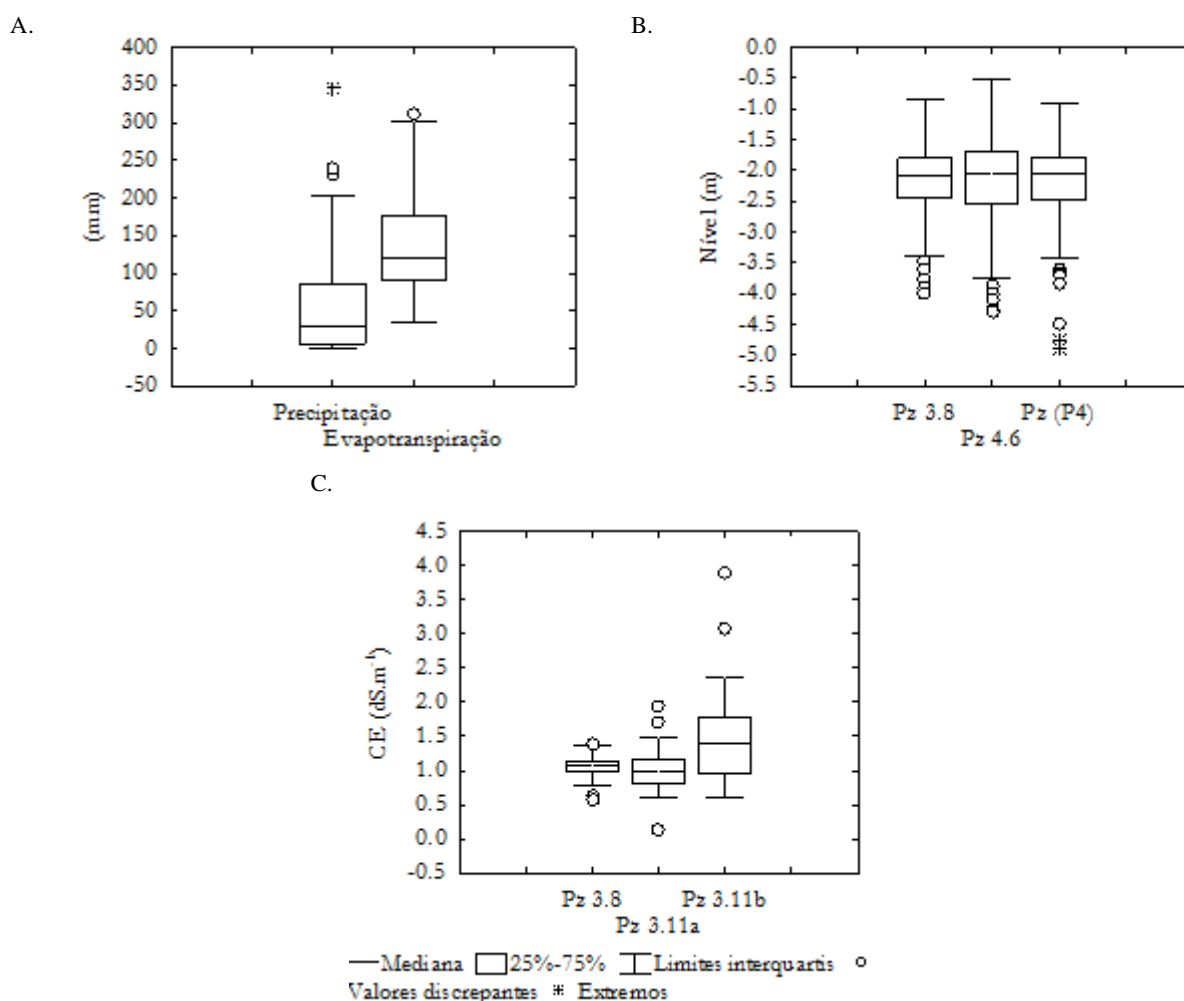
Precipitação Acumulada Mensal (mm)													
	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	M.M.
Jan	194	24	346	0	0	20	58	67	154	24	108	14	84
Fev	101	29	183	0	46	120	102	5	58	3	22	1	56
Mar	181	46	95	114	179	202	150	0	116	0	3	145	103
Abr	52	28	41	14	121	63	9	18	193	30	0	113	57
Mai	60	46	79	123	73	111	199	4	6	241	11	47	83
Jun	115	42	232	125	145	124	63	12	187	46	20	21	94
Jul	44	38	96	37	63	51	87	113	55	62	6	53	59
Ago	31	4	86	115	28	65	75	91	17	9	3	12	45
Set	6	38	11	3	37	24	5	3	26	3	2	4	13
Out	0	22	0	0	3	0	1	19	127	32	1	14	18
Nov	4	11	10	0	3	4	0	15	0	49	7	8	9
Dez	27	10	6	122	0	1	36	49	29	0	34	6	27
T.A.	813	339	1183	653	698	783	782	396	967	497	218	413	
Evapotranspiração Acumulada Mensal (mm)													
	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	M.M.
Jan	291	285	222	184	289	268	264	136	124	107	97	109	198
Fev	226	203	194	145	203	203	213	110	119	110	97	102	160
Mar	206	204	173	149	206	196	177	131	142	119	109	109	160
Abr	162	157	121	114	164	145	96	108	119	103	98	91	123
Mai	118	118	95	70	123	98	88	81	111	58	86	74	93.3
Jun	113	75	60	48	91	76	82	71	63	36	70	62	70.6
Jul	104	73	42	84	116	97	81	80	82	62	66	72	79.9
Ago	144	132	70	150	126	110	88	87	92	77	74	81	103
Set	183	172	121	176	147	149	103	117	120	82	99	84	129
Out	244	235	177	243	195	212	129	141	142	98	104	98	168
Nov	301	274	196	273	269	241	142	143	159	109	120	90	193
Dez	312	260	192	294	289	279	147	133	41	121	119	100	191
T.A.	2404	2187	1663	1931	2218	2074	1611	1338	1313	1082	1138	1072	

Fonte: Fontes Júnior (2016)

T.A. – Total Anual; M.M. – Média Mensal

A análise do box-plot na Figura 23B possibilita verificar que para os níveis freáticos ocorreram vários “outliers” para o piezômetro Pz P4. Fontes Júnior et al. (2012), confirmam em estudo anterior a presença destes “outliers” e sua interferência na dispersão dos dados. O piezômetro Pz P4, devido a sua localização próxima a um poço comunitário, utilizado para irrigação, apresenta níveis de água mais baixos. Os períodos mais secos têm influência nos extremos dos níveis freáticos, pois existe uma tendência dos aquíferos drenarem para o curso d’água e serem recarregados nas estações chuvosas (MONTEIRO, A. et al, 2014).

Figura 23 - Box-plot da precipitação e evapotranspiração (A), profundidade do nível freático (B) e condutividade elétrica (C) dos piezômetros estáveis.



Fonte: Fontes Júnior (2016)

Na Figura 23C, o box-plot para a condutividade elétrica exibe valores discrepantes, mas sem presença de valores extremos. Contudo, estes “outliers” representam os períodos em que o aumento da salinidade foi significativo. Andrade et al. (2012), analisando a dependência

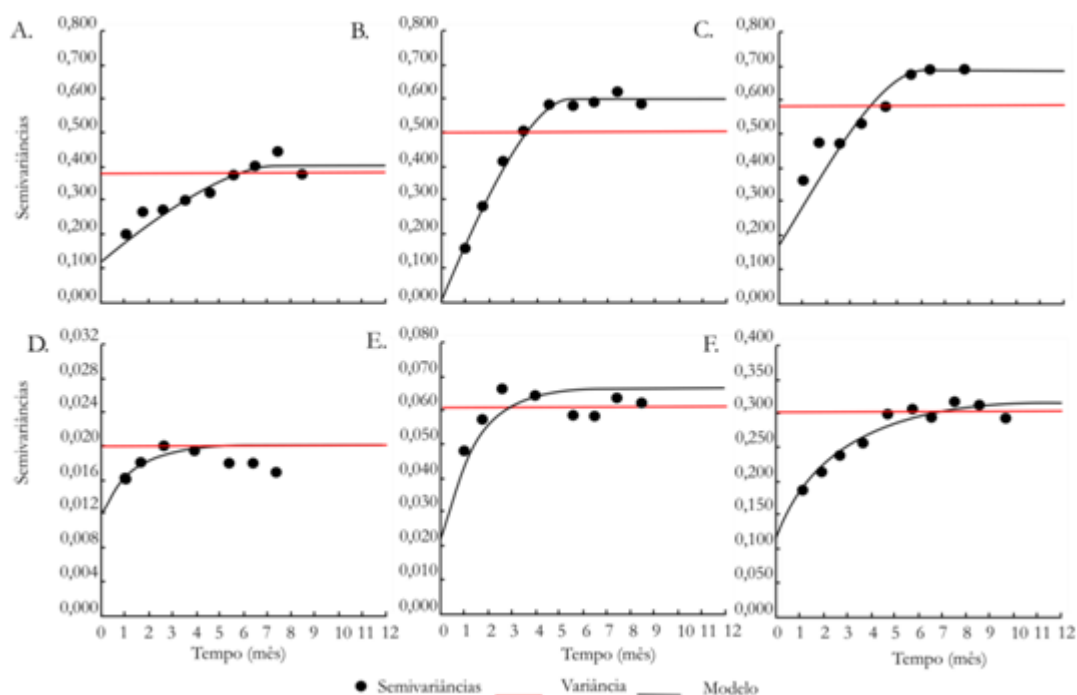
espacial, encontraram em alguns meses valores extremos de condutividade elétrica e uma maior amplitude ao longo do tempo.

O aumento está relacionado à influência da textura do solo do vale na lixiviação dos sais (MONTENEGRO, A. e MONTENEGRO, S., 2006), e a intensidade da irrigação no vale aluvial (MONTEIRO, A. et al., 2014). O manejo incorreto da irrigação (BURTE et al., 2011). A interação entre o rio e o aquífero pode explicar a maior variação do piezômetro Pz3.11b e os valores discrepantes do Pz3.11a, pois os mesmos encontram-se próximos a calha do rio que é intermitente. Estes piezômetros também estão próximos das áreas de encosta, que apresentam níveis piezométricos mais próximos à superfície, e recebem contribuição do escoamento das encostas. Esta região possui uma maior concentração de sais no solo e na água subterrânea (ANDRADE et al., 2012), (Página 64, Figura 13).

Liang e Zhang (2013), destacam que a variação dos níveis piezométricos é proporcional ao tempo de recarga e descarga, e que o limite da variação é condicionado à distância em relação ao rio. Os demais piezômetros estão localizados em áreas expostas a sucessivas irrigações (FONTES JÚNIOR et al., 2012). Monteiro et al. (2014), destacam a influência do rio na recarga e drenagem do aquífero, como também na dinâmica dos sais lixiviados.

Desse modo, analisando os semivariogramas para o nível freático (Figuras 24A, 24B e 24C) se ajustaram a modelos esféricos, com alcances de 7 meses, e as séries temporais de condutividade elétrica a modelos exponenciais (Figuras 24D, 24E e 24F), com alcances de 3, 4 e 7 meses. Os valores das semivariâncias acima da variância dos dados podem ser explicados pela sazonalidade das chuvas que alteram as recargas durante o ano hidrológico. Fontes Júnior et al. (2012), constataram a interferência da sazonalidade na flutuação do nível e que apresentam a mesma dinâmica, o que pode ser observado no aumento das semivariâncias ao longo do tempo. Para a condutividade elétrica, os padrões das semivariâncias estão próximos à variância total dos dados, devido à baixa variação ao longo do tempo. Este comportamento não ocorre com o Pz 3.11b, e pela própria heterogeneidade destes vales aluviais (MONTENEGRO, A. e MONTENEGRO, S., 2006; BURTE et al., 2011). Fontes Júnior et al. (2012), destacam a não validação da estacionaridade dos piezômetros para condutividade elétrica pela baixa amplitude de variação, devido à geologia do local, áreas de recarga predominante, apesar das lixiviações resultantes da irrigação nos lotes agrícolas.

Figura 24 - Semivariogramas temporais dos níveis piezométricos: Pz3.8 (A), Pz P4 (B) e Pz 4.6 (C); e da condutividade elétrica: Pz 3.8 (D), Pz 3.11a (E) e Pz 3.11b(F).



Fonte: Fontes Júnior (2016)

Os modelos ajustados aos níveis freáticos e condutividade elétrica apresentaram coeficientes de determinação de 0,76 a 0,96 (Tabela 13), o que demonstra um bom ajuste dos modelos às estimativas experimentais de grande parte dos piezômetros. A exceção foi o piezômetro Pz 3.11b para condutividade elétrica, com coeficiente de determinação de 0,60, que pode ser explicado pela distância ao rio.

As estruturas temporais dos semivariogramas dos piezômetros e da precipitação apresentaram moderada dependência temporal, como também os semivariogramas cruzados entre precipitação e profundidade, enquanto o semivariogramas da precipitação e evapotranspiração apresentam alta dependência temporal (Tabela 13). A alta dependência temporal da evapotranspiração pode estar relacionada ao padrão de variação da temperatura e radiação solar para os períodos secos e úmidos da região. O que se pode entender quanto às profundidades, é que sua moderada dependência temporal esta associada à atenuação do fluxo das águas subterrâneas, observado pelas diferentes condutividades hidráulicas ao longo do vale, conforme apresentados na Tabela 1 (Página 63).

Tabela 13 - Parâmetros de ajuste dos modelos para semivariogramas temporais dos piezômetros para nível, condutividade elétrica (CE), precipitação e evapotranspiração.

Nível	Modelo	C ₀	C ₁	a	IDT (%)	R ²	Validação Cruzada	
							Média	Desvio
A	Esférico	0,12	0,28	7,00	70	0,97	0,01	1,09
Pz 3.8	Exponencial	0,12	0,30	7,00	71	0,93	0,02	0,95
	Gaussiano	0,19	0,21	6,20	53	0,96	0,03	1,07
B	Esférico	0,07	0,54	7,00	89	0,93	0,01	1,03
Pz P4	Exponencial	0,09	0,43	3,24	83	0,92	0,01	0,76
	Gaussiano	0,22	0,28	4,01	56	0,92	0,01	0,94
C	Esférico	0,26	0,43	7,00	62	0,95	0,02	1,04
Pz 4.6	Exponencial	0,02	0,77	5,73	97	0,77	0,01	0,94
	Gaussiano	0,36	0,43	3,20	54	0,76	0,01	0,86
CE	Modelo	C ₀	C ₁	a	IDT	R ²	Validação Cruzada	
							Média	Desvio
D	Esférico	0,01	0,01	3,05	50	0,77	0,01	1,11
Pz 3.8	Exponencial	0,02	0,01	3,09	33	0,77	0,02	1,04
	Gaussiano	0,02	0,01	1,86	33	0,76	0,02	0,82
E	Esférico	0,02	0,06	4,04	75	0,94	0,02	0,97
Pz 3.1 1a	Exponencial	0,02	0,04	4,20	67	0,95	0,13	0,99
	Gaussiano	0,04	0,04	2,39	50	0,94	0,07	0,84
F	Exponencial	0,12	0,19	7,67	61	0,88	0,07	0,92
Pz 3.1 1b	Gaussiano	0,13	0,10	8,97	43	0,60	0,13	1,08
Precip	Gaussiano	3076,78	1402,96	6,87	31	0,97	0,02	1,01
Evap	Gaussiano	304,06	2231,71	7,18	90	0,99	0,04	0,98

Fonte: Fontes Júnior (2016)

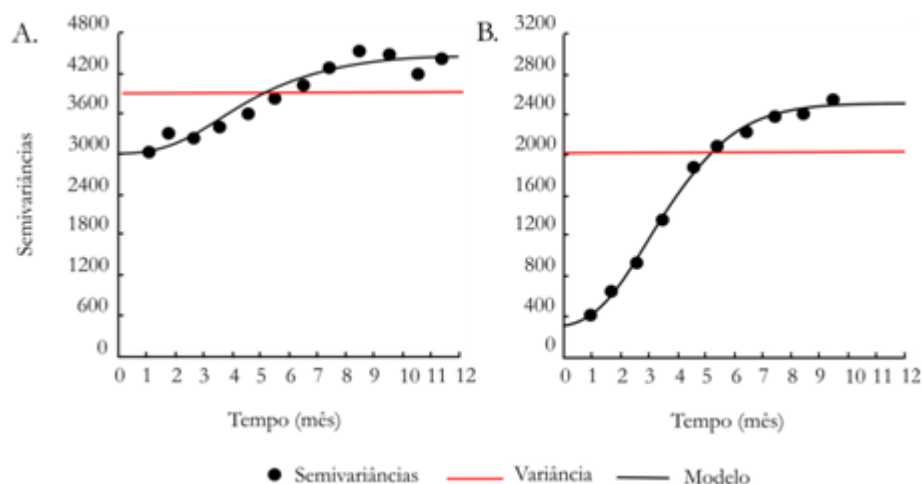
C₀ - efeito pepita; C₁ - soleira; a – alcance; IDT (%) - índice de dependência temporal

O semivariograma para precipitação (Figura 25A) ajustou-se a um modelo gaussiano, o qual consegue representar adequadamente as semivariâncias próximas à origem. O alto valor do efeito pepita (C₀) (Tabela 13) é devido aos eventos de grande intensidade da precipitação nos meses úmidos e aos meses secos, e à própria variabilidade da precipitação em curtos intervalos de tempo. O alcance próximo a 7 meses é consistente com a duração do período chuvoso da região, incluindo-se as chuvas intensas dos meses de janeiro e fevereiro, características do padrão climático da região (ALMEIDA et al., 2011).

A análise semivariográfica da evapotranspiração também apresentou um alcance próximo a 7 meses (Tabela 13). O reduzido valor de C₀ encontrado foi igual à metade da primeira semivariância, e seu valor representa a variação temporal da evapotranspiração dentro de um mês. O mapa da Figura 26 mostra as maiores evapotranspirações nos primeiros meses chuvosos e nos últimos meses do ano. O aumento ou a diminuição dos valores de

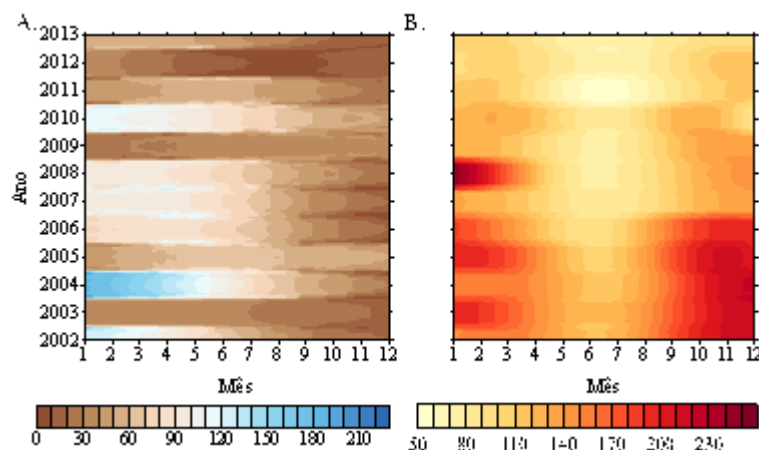
evapotranspiração de referência são influenciados diretamente pela temperatura. A incidência de nebulosidade diminui a temperatura, mesmo não ocorrendo precipitações. Silva et al. (2015) atribuem a nebulosidade na região, a redução da evapotranspiração nos meses de junho e julho devido a diminuição das temperaturas observadas nestes meses.

Figura 25 - Semivariograma da precipitação (A) e da evapotranspiração de referência (B).



Fonte: Fontes Júnior (2016)

Figura 26 - Mapas da precipitação (A) e evapotranspiração de referência (B).



Fonte: Fontes Júnior (2016)

Na Figura 27 apresentam-se os semivariogramas cruzados entre as leituras nos piezômetros e a precipitação. Os semivariogramas da correlação com níveis representaram a dependência temporal de 5 a 6 meses (Tabela 14) evidenciando a rápida resposta do aquífero

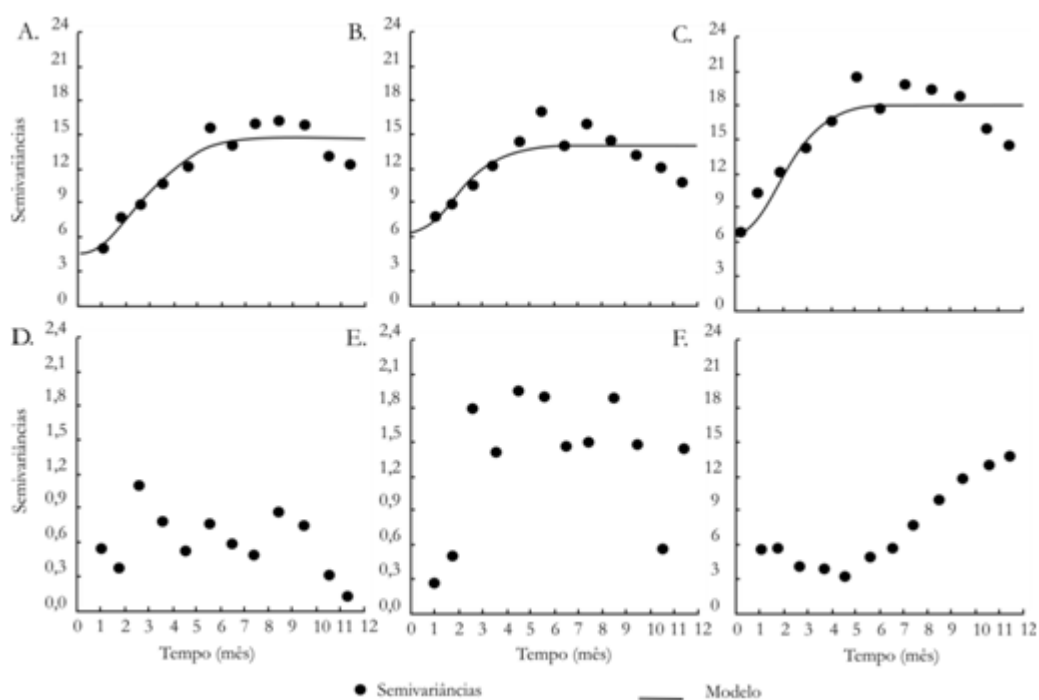
a recarga da chuva. A alta dispersão das semivariâncias dos dados de condutividade elétrica demonstra a baixa correlação temporal com a chuva e as diluições de sais nos meses mais chuvosos. Esta dispersão é evidenciada pelo avanço dos sais no perfil do solo e sua umidade antecedente (SILVA et al., 2015; MONTENEGRO et al., 2013), devido as texturas franco e franco-arenosas do vale aluvial (MONTENEGRO & MONTENEGRO, 2006) e aos processos difusos de recarga, que tendem a serem mais longos do que a infiltração devido as enchentes (TWEED et al., 2011).

Tabela 14 - Parâmetros de ajuste dos modelos para semivariogramas cruzados temporais da precipitação e os Piezômetros

Nível	Modelo	C_0	C_1	a	IDT	R^2
Pz 3.8	Gaussiano	5,00	9,79	3,43	0,34	0,97
Pz 4.6	Gaussiano	6,15	7,83	2,56	0,45	0,94
Pz P4	Gaussiano	6,35	11,55	2,94	0,35	0,92
CE	Modelo	C_0	C_1	a	IDT	R^2
Pz 3.8	Efeito Pepita Puro					
Pz 3.1 1a	Efeito Pepita Puro					
Pz 3.1 1b	Efeito Pepita Puro					

Fonte:Fontes Júnior (2016)

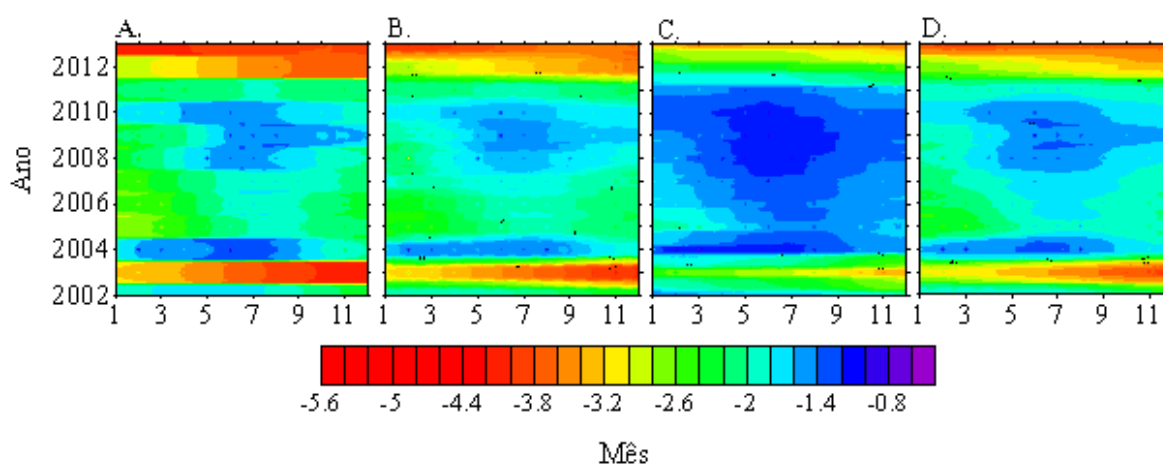
Figura 27 - Semivariogramas cruzados precipitação e piezômetros profundidade Pz 3.8 (A), Pz P4 (B) e Pz 4.6(C) e salinidade Pz 3.8(D), Pz 3.1 1a (E) e Pz 3.1 1b (F).



Fonte: Fontes Júnior (2016)

Na Figura 28 tem-se o mapeamento temporal dos níveis potenciométricos (Figura 3.7 A, B e C) e o mapa médio dos níveis mensais (Figura 28 D). Os mapas apresentam faixas anuais, podendo-se observar os anos mais chuvosos quanto secos, e os meses em que a influência da chuva foi mais forte na recarga, diminuindo a profundidade do lençol freático em 2004, de fevereiro a setembro e 2008 a 2010, de março a agosto, com uma manutenção desta profundidade até novembro no ano de 2009. Verifica-se diminuição significativa da profundidade em resposta aos eventos de precipitação (MONTENEGRO, S. et al., 2003). O mapa médio representa bem os períodos secos em vermelho, de 2003 e 2013, destacando a sazonalidade das secas na região. Estes períodos são os mais críticos na utilização das águas subterrâneas do vale para a irrigação.

Figura 28 - Mapa temporal dos níveis freáticos Pz 4.6(A), Pz 3.8(B), Pz P4(C) e mapa médio dos três piezômetros (D)

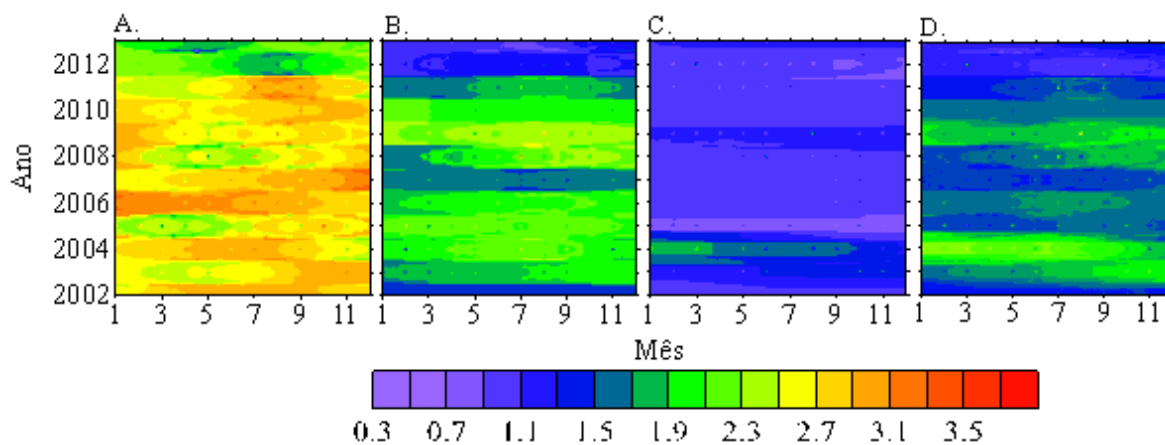


Fonte: Fontes Júnior (2016)

Na Figura 29 tem -se os mapas de condutividades elétricas (Figura 29 A, B e C) e o mapa médio da condutividade mensal (Figura 29D). Nas faixas anuais dos mapas de condutividade elétrica visualiza-se o aumento de sais em períodos de maior recarga do aquífero em 2004, 2008, 2009 e 2010. Este aumento é devido à lixiviação dos sais das camadas superiores do solo pela chuva (MONTEIRO et al., 2009). Examinando a Tabela 12, pode-se verificar que a chuva variando acima de 100 mm mensais influencia na recarga do aquífero para os meses entre janeiro e julho dos anos 2004 e de 2007 a 2010. Mesmo com uma precipitação acumulada máxima para o ano de 2008 de 782,14 mm e em 2010 de 966,90 mm, os anos seguintes, principalmente o de 2012 com uma precipitação acumulada anual de 218,27 mm, provocou em um rebaixamento considerável dos níveis potenciométricos do vale

aluvial, o que pode ser observado nas profundidades do mapa médio de nível (Figura 28D) e os baixos valores de salinidade no mapa médio e condutividade elétrica (Figura 29D).

Figura 29 - Mapa temporal da Condutividade Elétrica dos piezômetros Pz 3.8(A), Pz 3.11a(B), Pz 3.11b(C) e mapa médio dos três piezômetros(D)

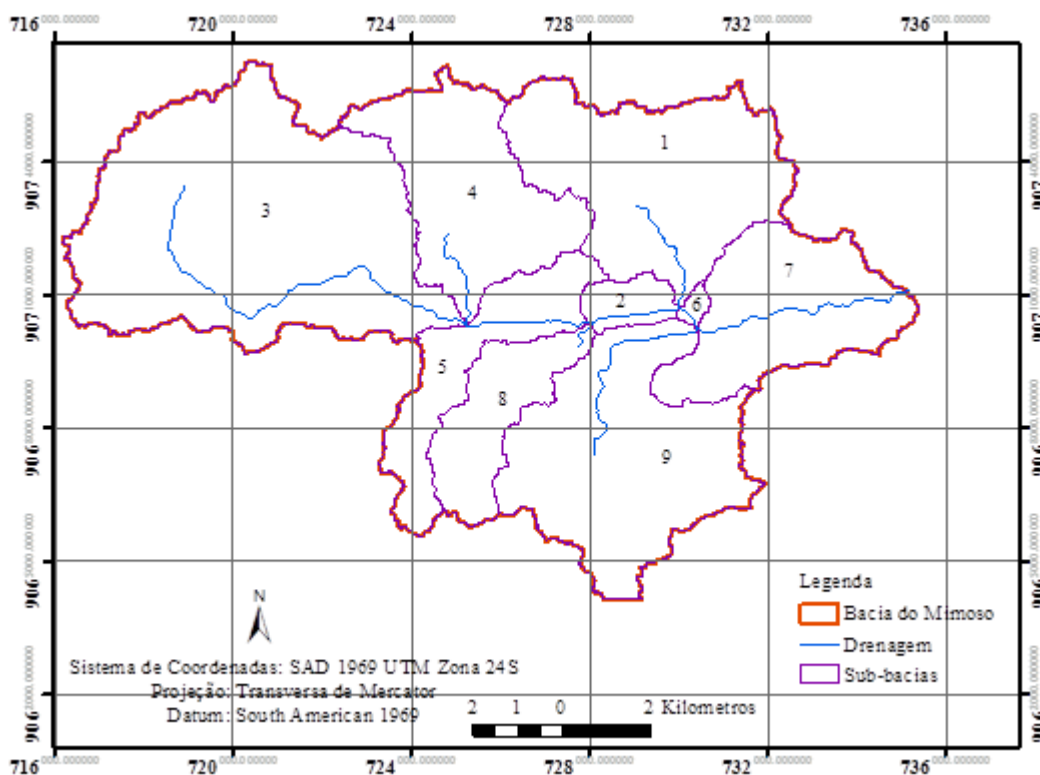


Fonte Fontes Júnior (2016)

5.2 MODELAGEM DA VAZÃO MODELO SWAT

Foram delineadas 9 sub-bacias para a área experimental do Riacho Mimoso (Figura 30), com a sobreposições de mapas de uso da terra e solo, foram delineadas 524 unidades de respostas hidrológicas (HRU's), estes mapas foram dispostos com a mesma resolução espacial. Romanwicz et al. (2005), observaram que os hidrogramas são fortemente influenciados pela parametrização do solo e uso do solo no modelo, recomendando atenção nesta parametrização. Para a obtenção deste número de sub-bacias foi selecionado um limiar de 700 ha para a delimitação.

Figura 30 - Delineamento das sub-bacias da bacia do Mimoso realizado no ArcSWAT



Fonte: Fontes Júnior (2016)

5.2.1 Calibração e validação com os eventos de vazão

Com base em recomendações de estudos anteriores (RAPOSO et al., 2013; MA et al., 2014; MORÁN-TAJEDA et al., 2014; PARK et al., 2014) foram selecionados 19 parâmetros

do modelo para serem realizadas a análise de sensibilidade e calibração (Tabela 15) pelo SWAT-CUP.

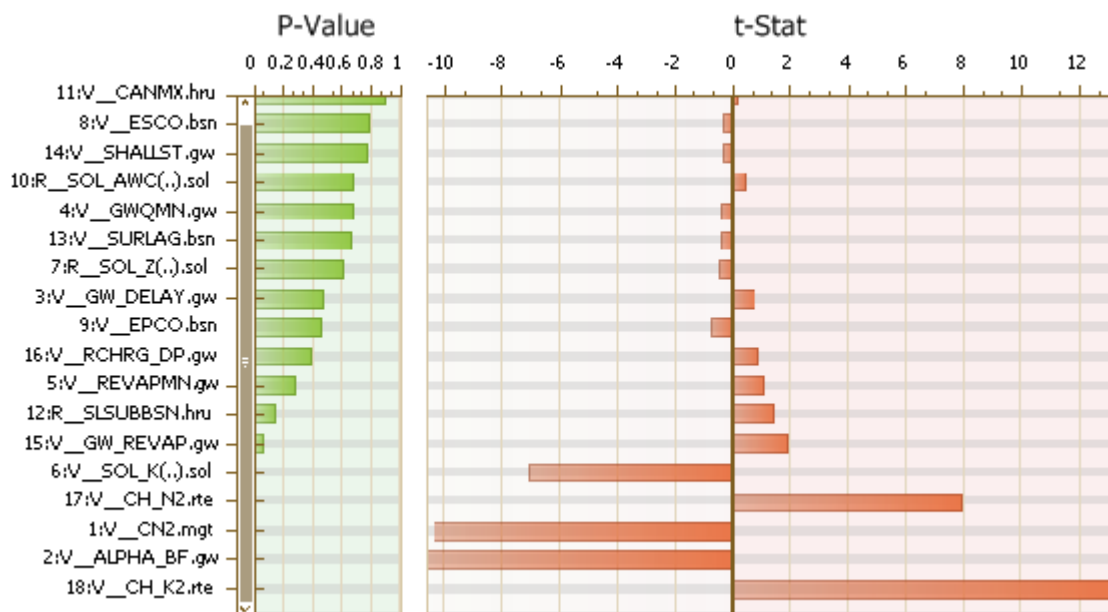
Tabela 15 - Valores de calibração dos parâmetros do SWAT, utilizando o SWAT-CUP e de forma manual.

Parâmetros	Calibração Diária		Calibração Mensal	
	SWAT-CUP	Manual	SWAT-CUP	Manual
r__CN2.mgt	5,950	-7,900	-4,733	-7,900
v__ALPHA_BF.gw	0,172	0,895	0,063	0,895
v__GW_DELA Y.gw	493,750		345	
v__GWQMN.gw	717,500		143,333	
v__REVA PMN.gw	307,232		321,530	
v__GW_REVA P.gw	0,198		0,107	
v__SHALLST.gw	25875,000		812	
v__RCHRG_DP.gw	0,040		0,013	
v__SOL_K().sol	1666,674	1500,000	1197,367	
r__SOL_AWC().sol	0,159		0,182	0,12
v__ESCO.bsn	0,910		0,405	
v__EPCO.bsn	0,023		0,423	
v__SURLA G.bsn	20,032		22,390	
v__EVLAI.bsn	5,750		0,567	
v__CANMX.hru	43,750		76,333	50
r__SLSUBBSN.hru	-0,139		0,158	
v__CH_N2.rte	0,254	0,249	0,072	
v__CH_K2.rte	426,248	267,495	181,660	

Fonte: Fontes Júnior (2016)

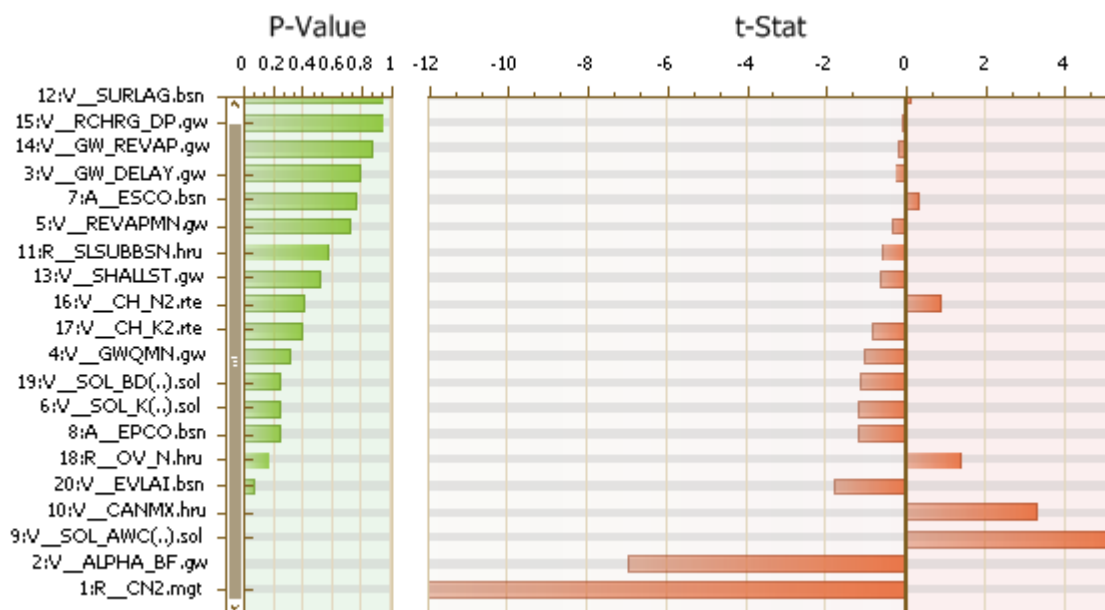
A partir destes parâmetros, foram identificados os mais sensíveis em relação aos eventos de escoamento médio diário e mensais. A análise de sensibilidade mostrou seis parâmetros em passo de tempo diário (Figura 31): CN2.mgt, ALPHA_BF.gw, CH_K2.rte, CH_N2.rte, Sol_K.sol, ; e em passo de tempo mensal (Figura 32): CN2.mgt, ALPHA_BF.gw, CANMX.hru, e SOL_AWC.sol. Estes parâmetros destacam a influência no escoamento superficial e dos processos subterrâneos Aragão et al. (2013), influenciados por fatores de uso e ocupação e climáticos Park et al. (2014), Lelis et al. (2012) e Baltokoski et al. (2010). O SWAT como outros modelos hidrológicos distribuídos apresenta combinações diferentes de valores de parâmetros que podem resultar na mesma saída do modelo (DU et al., 2013).

Figura 31. Análise de Sensibilidade realizada pelo SWAT-CUP para as observações diárias.



Fonte: Fontes Júnior (2016)

Figura 32. Análise de Sensibilidade realizada pelo SWAT-CUP para as observações Mensais.



Fonte: Fontes Júnior (2016)

O parâmetro CN2.mgt, nas duas escalas temporais adotadas, pois denota a influência da umidade inicial do solo no escoamento superficial da bacia. É recorrente em vários trabalhos, a sensibilidade destes parâmetros, principalmente por utilizarem o escoamento como variável

de calibração, porém os demais parâmetros podem variar de parâmetros das equações de água subterrânea, aos de solo e vegetação dependendo da bacia, sua localização e variabilidade climática.

Existe uma redução do parâmetro CN2 no processo de calibração de acordo com a (Tabela 15), o qual independe se o fator é multiplicativo ou substitutivo. Fukunaga et al. (2015), obtiveram uma redução de 9,4% utilizando a substituição e observaram em outras pesquisas esta redução, como a de Andrade et al. (2013), com -38,18% de mudança no parâmetro. Estes valores tem o efeito de reduzir o escoamento superficial gerado a partir da precipitação (STRAUCH et al., 2012), fazendo com que o modelo não consiga representar os eventos de maiores picos de vazão, e sim, representar as vazões médias e baixas nos períodos analisados.

Segundo Fukunaga et al. (2015), os valores da inicialização do CN2 seriam elevados não refletindo devidamente as propriedades físicas do solo, como a capacidade de infiltração e práticas de manejo do solo. O que é compreendido nos estudos realizados por Santos et al. (2011) e Santos et al. (2010), em parcelas de erosão na encosta da bacia, existe uma alta variabilidade no conteúdo de água no solo, influenciada pelas formas de utilização do solo, com e sem práticas conservacionistas, e as propriedades do solo da bacia.

Enquanto ao ALPHA_Bf.gw os valores de calibração manual (0,895) representam uma rápida resposta de recarga da bacia enquanto que pelo SWAT-CUP (0,03) tem-se uma resposta mais lenta da recarga, fazendo com que a calibração pelo SWAT-CUP não alcance os picos de vazão medidos (Figura 33).

A sensibilidade do parâmetro CH_K2.rte pode ser compreendida pela relação do aquífero e a seção do rio, pois a recarga do aquífero ocorre de duas formas, pela precipitação e o escoamento no rio (ALBUQUERQUE et al. 2015). Monteiro et al. (2014) relatam a influência do rio na modelagem das cargas hidráulicas no vale aluvial da bacia, elevando os níveis piezométricos. Os valores acima de 127 mm/h encontrados demonstram uma alta taxa de perdas no canal pela presença de textura arenosa (ARNOLD et al. 2012). O vale aluvial da bacia em estudo apresenta textura arenosa e franco arenosa (MONTENEGRO, A. e MONTENEGRO, S. 2006).

O valor encontrado para o CH_N2 foi de 0,245, acima de 0,15 para o escoamento natural (ARNOLD et al. 2012), o que indica a intervenção humana na construção de barramentos ao longo do rio, para bebedouro do gado. Este valor diferenciou-se da faixa de valores para a rugosidade adota por Silva et al. (2011) de 0,042 e 0,045, entende-se a

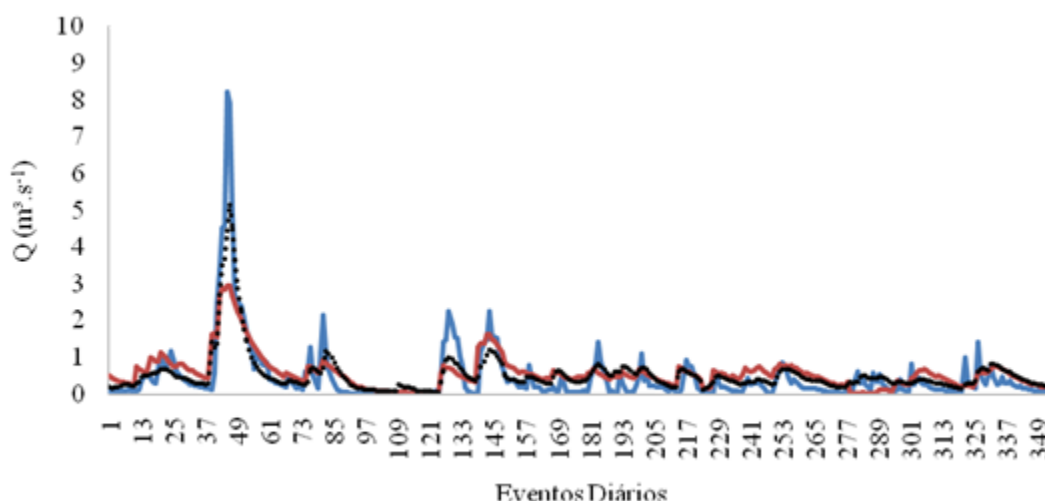
aceitação destes valores, pois o uso e ocupação utilizado é de uma classificação de vegetação anterior a deste estudo.

Os parâmetros CANMAX e SOL_AWC para o passo de tempo mensal foram mais sensíveis sobrepujando os parâmetros de canal e escoamento, pela forte influência da alteração da vegetação nesta escala de tempo, sendo a variação da umidade do solo no tempo relacionada aos diferentes tipos de cobertura e propriedades dos solos (SANTOS, T. et al., 2011). A vegetação da caatinga em observações mensais tende a se diferenciar de forma mais contrastante por causa da perda das folhas nas estações secas, sendo a permanência das folhas dependente do tempo de retenção da umidade do solo e profundidade das raízes.

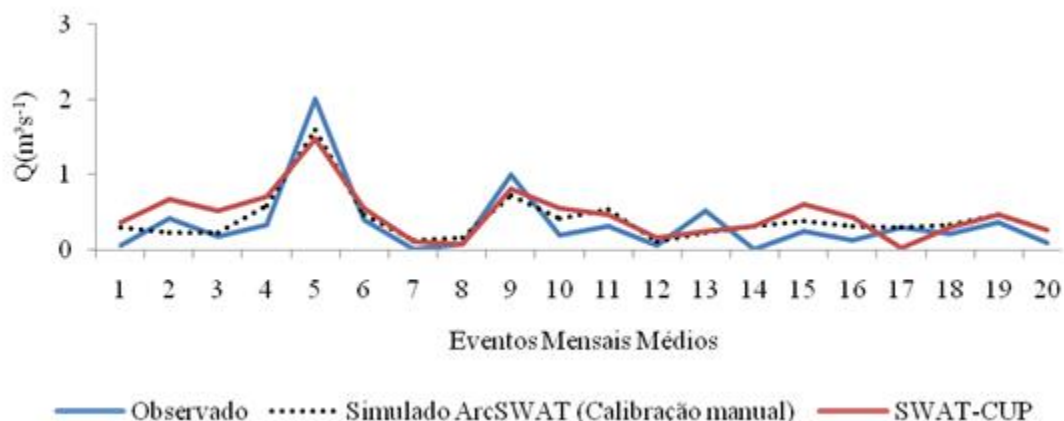
As diferenças entre a calibração automática do SWAT-CUP e a calibração manual para as duas escalas temporais podem ser observadas na Figura 33. Na calibração manual tem-se uma melhor aproximação dos picos e representação de suas recessões. Na calibração mensal alguns eventos são superestimados pelo SWAT-CUP enquanto na diária a calibração automática representa os eventos de baixa e média vazão. Os eventos de vazão na bacia estão diretamente ligados a umidade antecedente e os picos ocorrem em escala horária como observado por Silva et al. (2011), onde precipitações média mais baixas geraram os picos, por terem uma precipitação antecedente acima de 80 mm em mais de uma hora e meia de duração.

Figura 33 - Hidrograma da Calibração diária (A) e mensal (B) da sub-bacia do riacho Mimoso

A.



B.

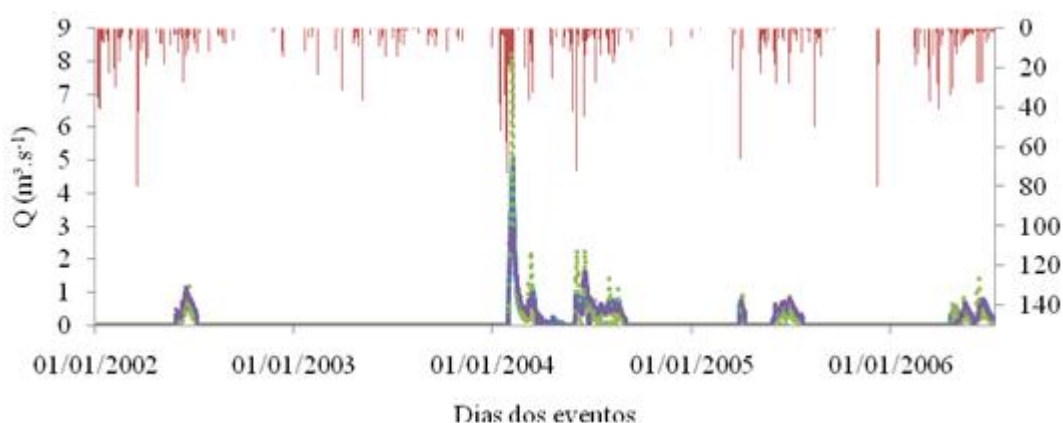


Fonte: Fontes Júnior (2016)

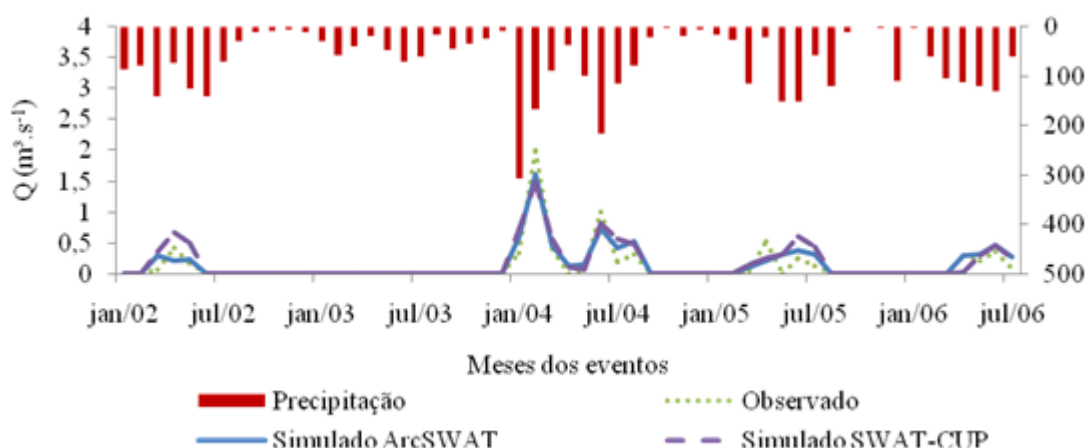
Na Figura 34 tem-se o Ietograma e o Hidrograma para o período de calibração nas duas escalas temporais das estimativas obtidas pelo SWAT com a calibração automática e manual versus as observações. Onde se tem claro os maiores eventos de precipitação antecedendo os picos de vazão, corroborando com estudos anteriores como os de Silva et al. (2011) e Montenegro, A. e Ragab (2010), que atestam a influência da intensidade e duração da precipitação na geração do escoamento na bacia, aliada a grande variabilidade espacial da precipitação na bacia. Ambas as formas de calibração apresentaram valores de vazão inferiores ao observado, estes resultados do modelo para o período de calibração são também apresentados por Qiu et al., (2012), que atribuem esta subestimação à precisão da técnica da curva número, pois durante o dia podem ocorrer várias intensidade de precipitação que alteram os níveis de umidade no solo e o método assume a soma de todos os eventos de precipitação que ocorrem durante o dia.

Figura 34 - Hidrograma e ietograma da Calibração diária (A) e mensal (B) da sub-bacia do riacho Mimoso

A.



B.



Fonte: Fontes Júnior (2016)

Na Tabela 16 encontram-se os índices de concordância entre observado e estimado, onde a calibração manual obteve uma classificação de índice muito bom com valores de NS de 0,77 e 0,79 respectivamente, encontrando-se valores satisfatórios para a calibração automática. De acordo com Machado e Vettorazzi (2003), o coeficiente variando entre 0,70 e 0,80, em geral corresponde a um bom ajuste. Enquanto os índices da calibração automática foram de valores 0,58 diário e 0,63 mensal. Morasi et al. (2007), sugerem que em simulações hidrológicas de escala mensal de valores, coeficientes acima de 0,5 são adequados, enquanto que em escala diária podem ser ligeiramente inferior, enquanto que, em escala anual necessariamente devem ser superiores (UZEIKA et al. 2012).

Para Ma et al. (2014), as incertezas nos índices (Nash-Sutcliffe e PBIAS) são as combinações das incertezas nos dados de entrada, na estrutura do modelo, parâmetros do modelo e dados mensurados. Com a redução dos parâmetros na calibração manual reduziu-se as incertezas geradas pelo modelo elevando os valores dos índices, já que os coeficientes de determinação (Tabela 16) apresentaram uma boa representação dos dados simulados em correlação aos observados.

Já o índice PBIAS apresentou-se satisfatório para as calibrações manuais e não satisfatório para as calibrações automáticas, havendo uma superestimação do modelo em relação ao escoamento observado em escala automática (Tabela 16). Assumindo-se assim, a calibração manual para a construção dos hidrogramas de validação.

Tabela 16 - Valores dos métodos estatísticos para a calibração dos dados de escoamento superficial

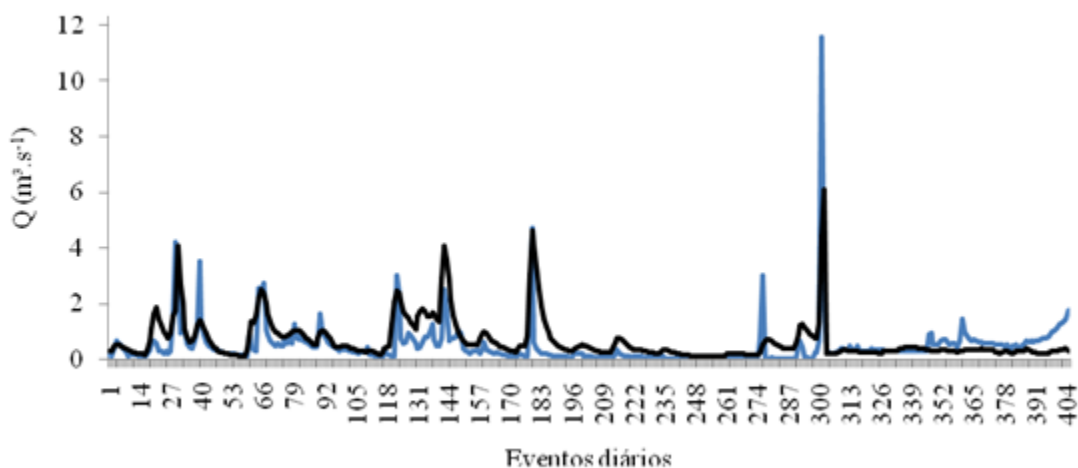
Método estatístico	Calibração Diária		Calibração Mensal	
	Manual	SWAT-CUP	Manual	SWAT-CUP
Nash-Sutcliffe (N-S)	0,77	0,59	0,79	0,63
P _{BIAS} (%)	15,88	-19,70	17,19	-33,00
Coef. de determinação (R ²)	0,80	0,62	0,85	0,71

Fonte: Fontes Júnior (2016)

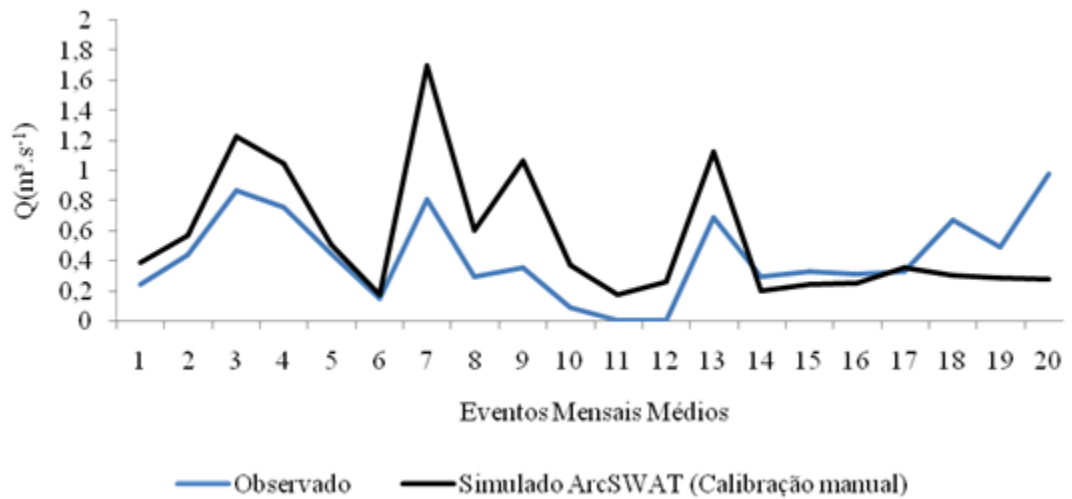
Nas Figuras 35 e 36 têm-se os hidrogramas dos eventos simulados versus observados para o período de 2007 a 2011. Observa-se que as simulações diárias e mensais superestimaram alguns picos e subestimaram outros picos e períodos. Pode-se atribuir as condições hidrológicas do perfil do solo (SANTOS, T. et al., 2011; QIU et al., 2012), como também ao número baixo de estações hidrométricas e meteorológicas e a falta de dados registrados pelos dispositivos (DOWLATABADI e ZOMORODIAN, 2016). Por ser uma bacia com tempo de concentração de um pouco mais de 3 horas (SILVA et al., 2011), o escoamento pode cessar em algumas horas ou minutos após os picos, ou podem durar mais de um dia. Com isto, as simulações de vazão mensais na validação são maiores do que as observadas, já que os valores utilizados nos dados mensais observados são as médias dos eventos diários medidos.

Figura 35 - Hidrograma da validação diária (A) e mensal (B) da bacia do Mimoso

A.



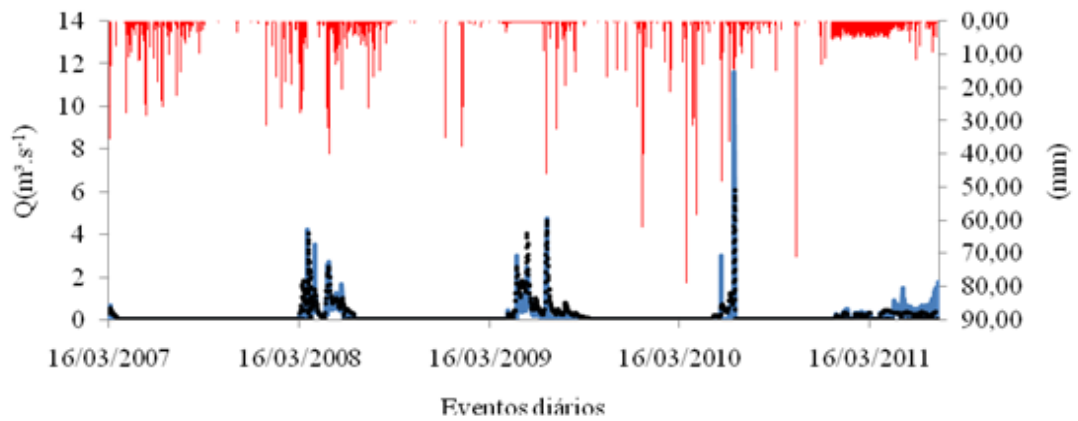
B.



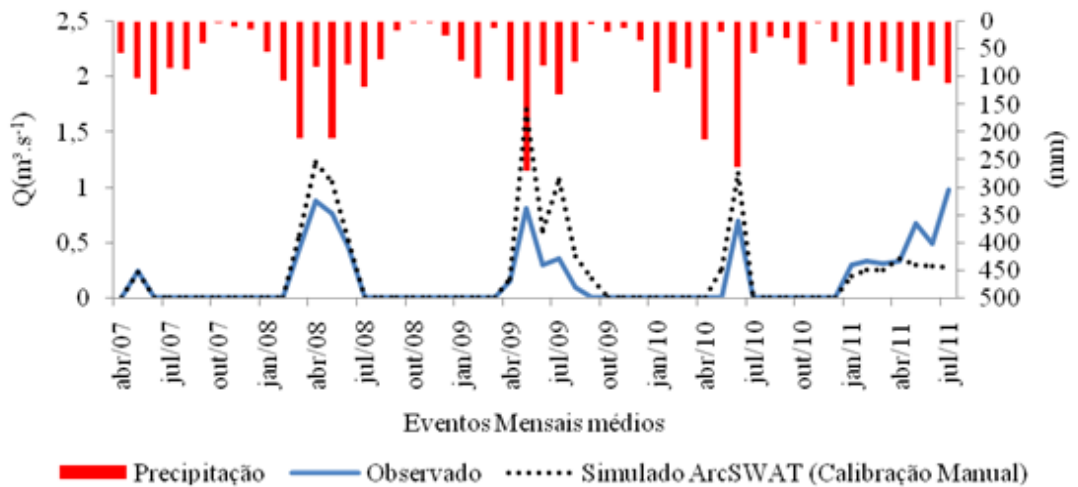
Fonte: Fontes Júnior (2016)

Figura 36 - Hidrograma e ietograma da validação diária (A) e mensal (B) da bacia do Mimoso.

A.



B.



Fonte: Fontes Júnior (2016)

Na Tabela 17 tem-se os índices para a validação, onde tem-se uma diminuição dos índices NS para as duas escalas. Montenegro, A. e Ragab (2010), atribuíram a redução do índice NS da calibração para validação a parâmetros fisiográficos (como topografia, rede de canais e índice de formato) da bacia que influenciam na captação. Esta redução pode ser esclarecida pela variabilidade espacial e temporal da precipitação, aliada as alterações de uso e ocupação do solo na bacia.

Os valores dos índices PBIAS não foram satisfatórios para as duas escalas, o que indica a não descrição da realidade pelo modelo para o período. Nos anos de 2007 a 2011 até o período atual, houve um aumento na construção de barramentos na calha do rio em toda a bacia, alterando assim os valores dos parâmetros do modelo relativos ao canal, como a condutividade hidráulica no canal (CH_K2) e a rugosidade (CH_N2). O SWAT também apresenta uma limitação na representação das variáveis em bacias de cabeceira, devido as precipitações curtas e rápidas que ocorrem nestas bacias e as características dos hidrogramas que são altamente dependentes das características das chuvas (UZEIKA et al., 2012).

Tabela 17 - Valores dos métodos estatísticos para a validação dos dados de escoamento

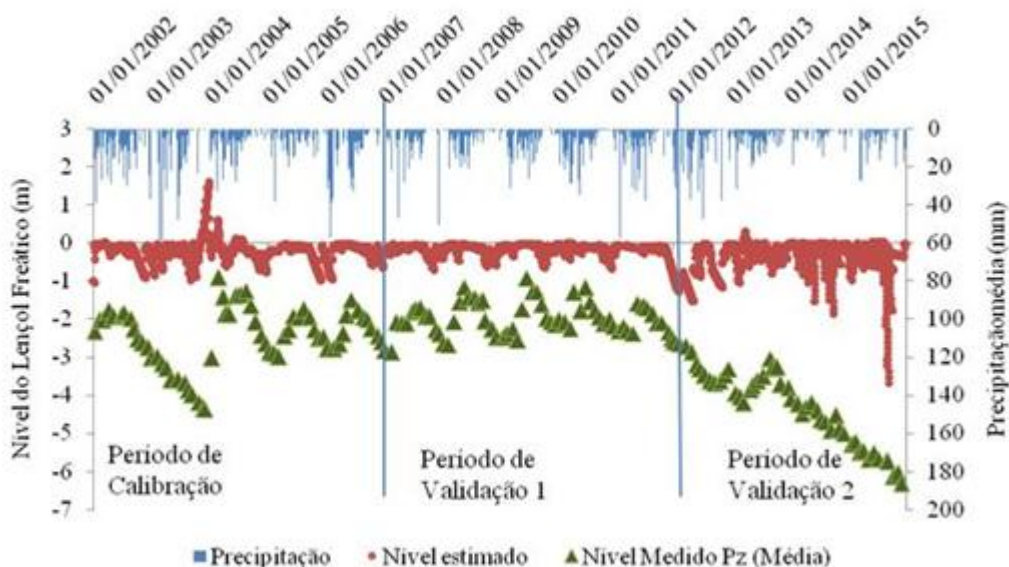
Método estatístico	Validação	
	Diária	Mensal
Nash-Sutcliffe (N-S)	0,53	-0,73
P _{BIAS} (%)	42,71	29,84
Coef. de determinação (R ²)	0,47	0,34

Fonte: Fontes Júnior (2016)

5.2.2 Calibração e validação com os valores do nível freático no vale aluvial da Bacia do Alto Ipanema

Após a calibração e validação do modelo SWAT com dados de vazão, procedeu-se com a análise do hidrograma subterrâneo (Figura 37). O hidrograma subterrâneo foi montado com a unidade de resposta hidrológica (HRU) localizada no vale aluvial, correspondente a regiões com estabilidade temporal identificada por Fontes Júnior et al. (2012). Desta forma os níveis freáticos estimados nesta HRU correspondem ao nível mensurado pelo piezômetro estável e pela média de todos os piezômetros instalados no vale aluvial.

Figura 37 - Dados dos níveis diários estimados em relação aos níveis médios diários observados no vale aluvial.



Fonte: Fontes Júnior (2016)

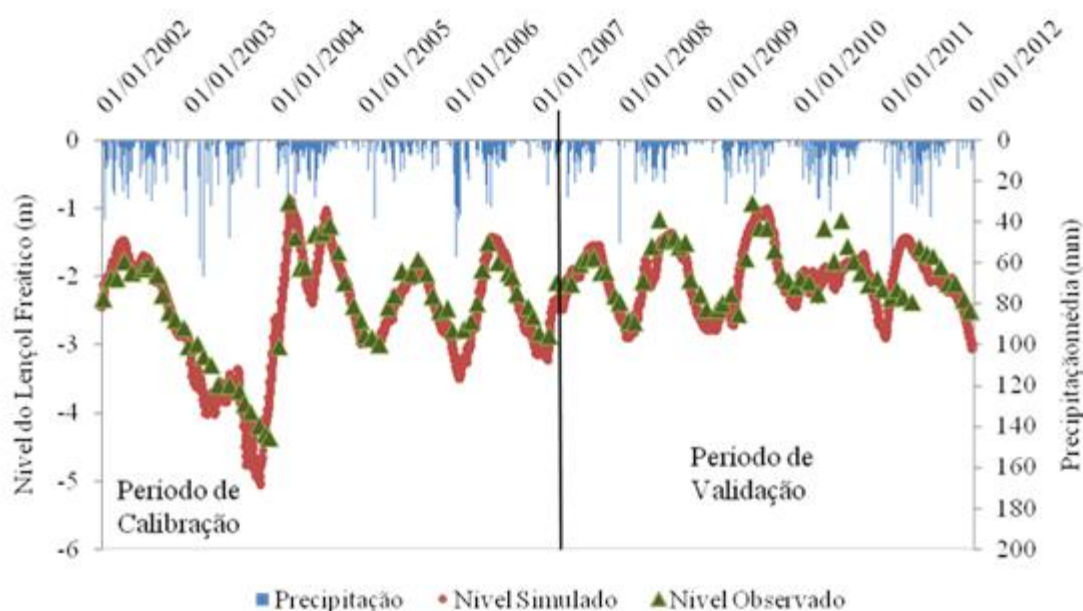
Identificou-se que os níveis freáticos estimados para o coeficiente de recessão (ALPHA_{Bf}) de 0,895 superestimam a altura do nível freático (Figura 33), (Página 113), este valor calibrado com eventos de vazão não corresponde aos encontrados por outros estudos da estimativa da recarga utilizando o SWAT, como os de Raposo et al. (2013), com valores variando entre 0,04 a 0,01 para as quatro sub-bacias da Galícia-Costa; Erturk et al. (2014) com 0,1; Pfannerstill et al. (2015), com 0,1; Izady et al. (2015), entre 0,3 e 0,39; Dowlatabadi e Ali Zomorodian (2016), com valores entre 0,10 e 0,13; e Dakhlalla et al. (2016), com 0,66.

Segundo Arnold et al. (2012), valores de escoamento de base variando entre 0,1 e 0,3 tem uma lenta resposta para a recarga e valores entre 0,9 e 1,0 um rápida resposta. Raposo et al. (2013), Erturk et al. (2014), Pfannerstill et al. (2015), Izady et al. (2015) e Dowlatabadi e Ali Zomorodian (2016), apresentam uma lenta resposta de recarga nos aquíferos devido as baixos valores do Alpha_{Bf} , excetuando Dakhlalla et al. (2016), com um valor de resposta médio.

O valor do coeficiente de recessão de 0,890 pode ser compreendido pelos tipos de solos inseridos no modelo, principalmente nas áreas de encosta como os Argissolos e os Neossolos regolíticos e litólicos. Silva et al. (2011), em estudo de parcelas de erosão em encostas da bacia em estudo, verificaram que nestes tipos de solo, na presença de áreas descobertas 70% da precipitação gera escoamento superficial.

Na Figura 38 tem-se o hidrograma subterrâneo com o ajuste do coeficiente de recessão para 0,027 com rendimento específico igual a 0,012, tornando o fluxo de resposta do aquífero mais lento e descrevendo de forma mais coerente os períodos de recarga. O aquífero raso tem uma resposta mais lenta e atrasada do período molhado, sendo sua maior contribuição entre os períodos secos e úmidos (PFANNERSTILL et al., 2014). Raposo et al. (2013), obtiveram na calibração com dados de vazão um coeficiente de recessão de 0,04 para a bacia com monitoramento das águas subterrâneas com o rendimento específico médio de 0,03.

Figura 38 - Hidrograma de calibração e validação dos níveis diários estimados em relação aos níveis diários medidos



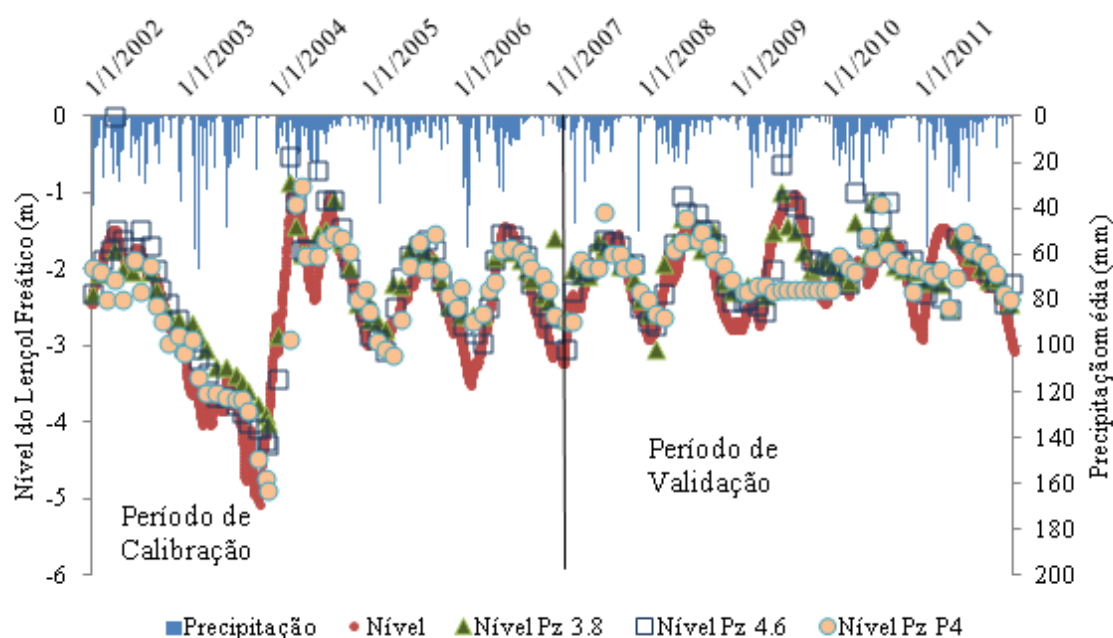
Fonte: Fontes Júnior (2016)

Estudos de recarga anteriores a este, realizados na área por Montenegro, S. et al. (2003), Andrade et al. (2014) e Albuquerque et al. (2015), consideraram para o mesmo aquífero um coeficiente de armazenamento de 10%, este volume é atribuído a todo o vale aluvial. O valor de rendimento específico encontrado é aproximadamente 1%, pois corresponde a uma unidade de resposta hidrológica de 5 ha que é representativa quanto aos valores médios no tempo da altura do lençol freático (FONTES JÚNIOR et al., 2012).

Na Figura 39 são avaliadas as medições de três piezômetros que apresentam estabilidade temporal para a dinâmica da flutuação do lençol freático (FONTES JÚNIOR et al., 2012) para o período estimado pelo modelo SWAT. Estes piezômetros encontram-se

distribuídos no eixo longitudinal do vale aluvial. Segundo Montenegro, S. et al. (2003), os piezômetros ao longo do eixo longitudinal apresentam a mesma dinâmica de flutuação do nível do lençol. Algumas diferenças nos níveis entre os piezômetros ao longo do tempo são identificadas nos picos de recarga, como 2004, 2008, 2009 e 2010. O que apresenta nível mais elevado nestes eventos é o Pz 4.6 (Figura 10), (Página 61), esta região é de um Neossolo flúvico com textura arenosa e franco arenoso (MONTENEGRO, A. e MONTENEGRO, S., 2006), evidenciado por sua condutividade hidráulica de 116 m.dia^{-1} (Tabela 1), (Página 63).

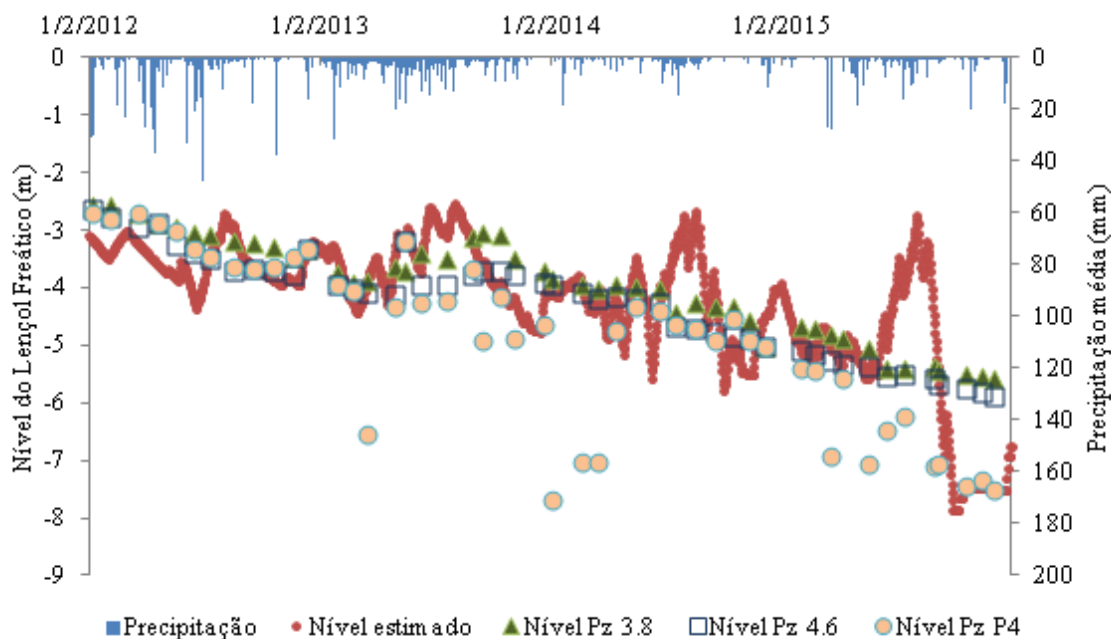
Figura 39 - Hidrograma subterrâneo dos valores estimados e os valores medidos nos piezômetros representativos do vale aluvial



Fonte: Fontes Júnior (2016)

Na Figura 40 tem-se a estimativa do SWAT para os níveis freáticos para o período de seca de 2012 a 2015. Este período seco só se repetiu a 50 anos atrás, com uma série de 4 anos de estiagem, sendo os anos de 2012 e 2013. O modelo apresenta períodos de recarga nos meses úmidos da região, o que pode ser considerado uma superestimativa dos níveis. Segundo Albuquerque et al. (2015), para ocorrer uma recarga como a observada nas estimativas de 2015 seria necessária uma precipitação acima de 100 mm, o que não ocorreu.

Figura 40 - Hidrograma subterrâneo dos níveis medidos e estimados para o período de seca de 2012 a 2015



Fonte: Fontes Júnior (2016)

Identifica-se na Figura 38 que as correlações dos níveis abaixo de 3m de profundidade são mais dispersas não seguindo um comportamento linear. Quando os níveis estão nesta profundidade, a ausência de escoamento na calha do rio. Monteiro et al. (2014), simularam a influência do riacho na manutenção da recarga piezométrica e na drenagem do aquífero, confirmando a existência da correlação entre a descarga do curso d'água e o nível do aquífero.

Na calibração os valores do COE (N-S) foi de 0,89, considerado um desempenho muito bom para as estimativas, e um valor de PBIAS de 2,56% que indica uma baixa tendência nas estimativas. Enquanto na validação os coeficientes de COE (N-S) e PBIAS, foram 0,50 e 4,11%, respectivamente. A validação dos níveis segue o mesmo decréscimo da validação do modelo com os dados de vazão, mas tornando-se não satisfatório. Já o coeficiente PBIAS manteve-se em um valor próximo a zero indicando baixa tendência.

A partir destes resultados foram calculados os coeficientes dos piezômetros estáveis em relação às estimativas. Como a HRU utilizada para a estimativa é representativa dos piezômetros instalados no vale aluvial, comparou-se também além da média do nível no vale aluvial, os piezômetros estáveis (Tabela 18).

Os piezômetros estáveis obtiveram valores de COE (N-S) e PBIAS, muito bons na calibração, porém na validação fora não satisfatórios, com exceção do Pz P4 que foi

satisfatório (Tabela 18). Este piezômetro encontra-se próximo a seção fluviométrica em uma área que é influenciada pela descarga do rio e pelo escoamento lateral da encosta. A sua localização reflete também na sua qualidade, visto que sua condutividade elétrica não tem uma variação significativa (MONTENEGRO, S. et al., 2003).

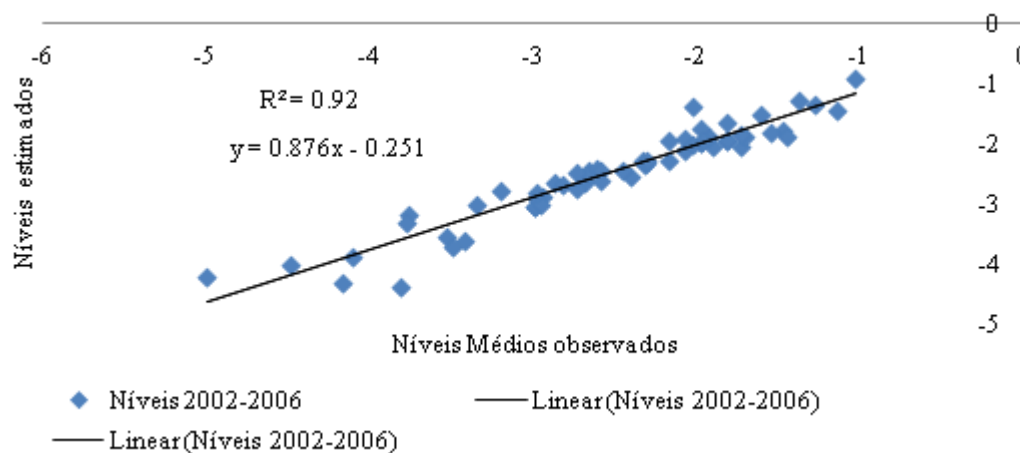
Tabela 18 - Análise do desempenho das simulações em relação aos piezômetros estáveis do vale aluvial.

Piezômetros	Calibração		Validação	
	NS	PBIAS (%)	NS	PBIAS
Pz 3.8	0,78	6,01	0,37	6,46
Pz 4.6	0,83	5,64	0,33	7,43
Pz P4	0,79	1,03	0,51	1,72

Fonte: Fontes Júnior (2016)

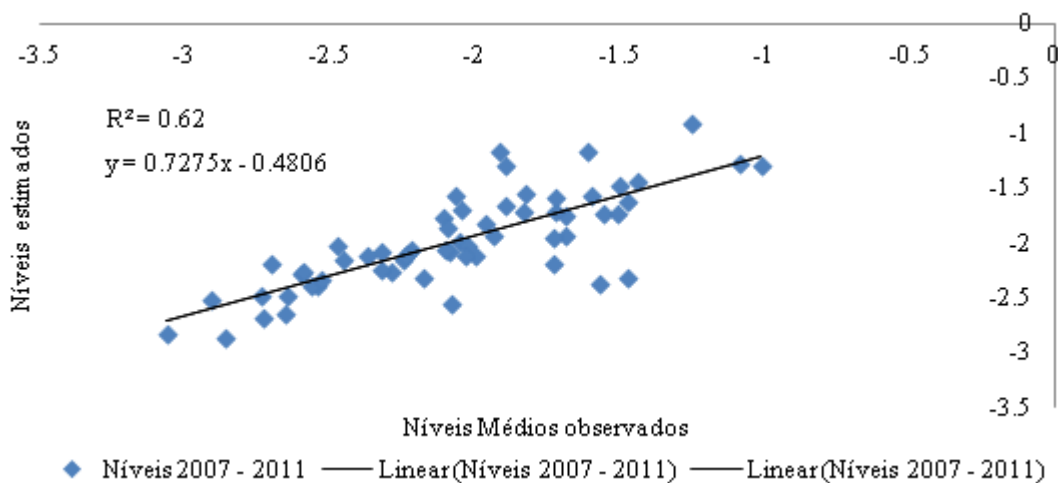
Os coeficientes de correlação encontrados para a estimativa dos níveis foram todos muito bons com valores de 0,92 na calibração (Figura 41) e validação de 0,62 (Figura 42). Raposo et al. (2013), em aquífero raso da Espanha, encontraram um coeficiente de correlação de 0,68 entre o nível medido e o simulado pelo SWAT utilizando este dado como validação dos níveis.

Figura 41 - Gráfico de correlação dos valores de níveis freáticos simulados e medidos para a calibração dos parâmetros da água subterrânea



Fonte: Fontes Júnior (2016)

Figura 42 - Gráfico de correlação dos valores de níveis freáticos simulados e medidos para a validação dos parâmetros de água subterrânea



Fonte: Fontes Júnior (2016)

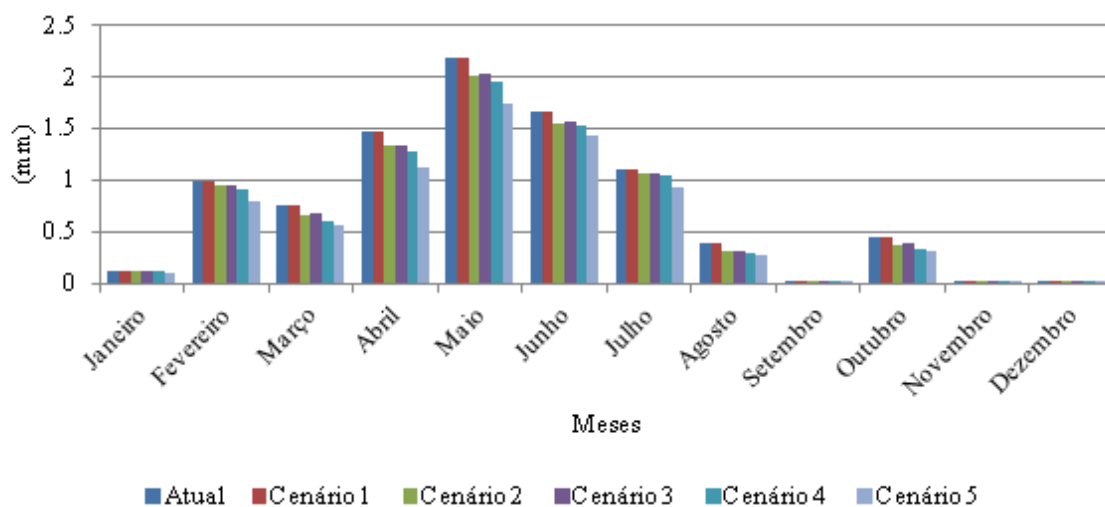
5.2.3 Cenários de Uso e ocupação

Na Figura 43 encontram-se os valores do escoamento médio mensal para os cenários de uso e ocupação. Observa-se que os cenários que apresentam a partir de 50% do uso agrícola por vegetação nativa reduções significativas do escoamento superficial. A recuperação da vegetação em ambiente semiárido é de longo prazo (LAWLEY et al., 2013), o que sugere um maior monitoramento das mudanças da vegetação e como as mudanças podem impactar negativamente na disponibilidade das águas superficiais (GORIÁN et al., 2012).

Em períodos onde os eventos não são significativos para o escoamento na bacia (janeiro, setembro, novembro e dezembro), os cenários de vegetação mantêm vazões semelhantes. Períodos estes mais secos com alguns eventos de precipitação.

Na análise do balanço de água diante dos cenários houve uma diminuição do fluxo de retorno ao rio com variação de 6 a 57 % em relação aos valores atuais estimados, como também um aumento de 1 a 3% da evapotranspiração. Morán-Tajeda et al. (2014), avaliando cenários de reflorestamento (hipotéticos, mas plausíveis) observam uma diminuição do fluxo do riacho e um aumento da evapotranspiração, e o efeito oposto quando ocorre o desmatamento por fogo.

Figura 43 - Gráfico do escoamento superficial médio mensal para os cenários de uso e ocupação

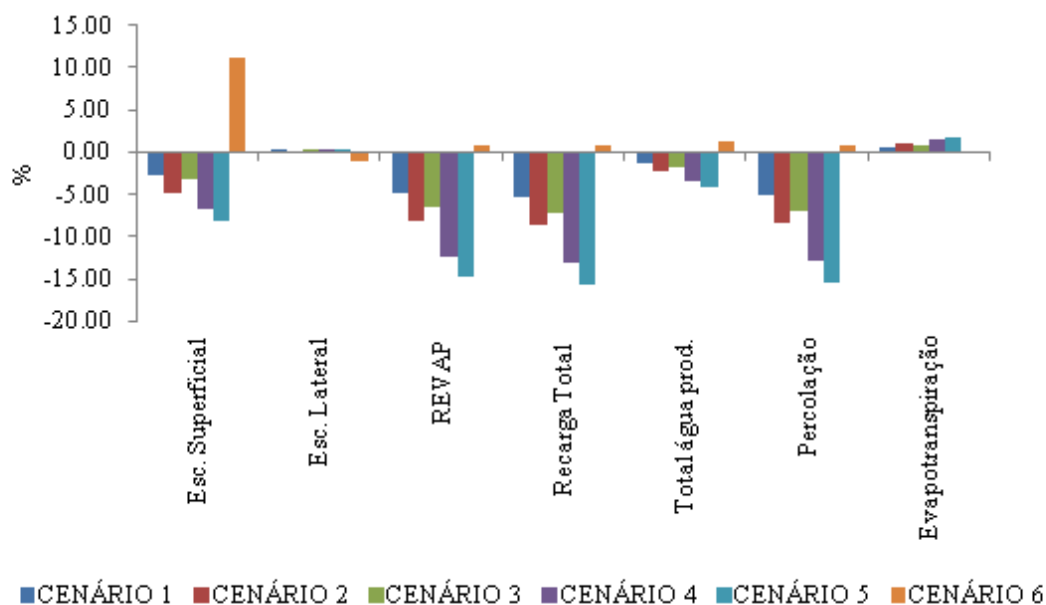


Fonte: Fontes Júnior (2016)

Na Figura 44 observam-se a porcentagem de variação de algumas variáveis do balanço hídrico médio anual da bacia. Onde, dos cenários de 1 a 5 que aumentam a vegetação gradativamente, tendem a diminuir todas as variáveis, menos a evapotranspiração. Entende-se que o modelo com o aumento da vegetação aumenta a perda por evaporação na interceptação e evapotranspiração da vegetação. Experimentos em parcela na encosta da bacia demonstram que a vegetação nativa aumenta o conteúdo de água no solo, por reter parte da precipitação devido a interceptação vegetal (SANTOS, T. et al., 2010), porém Santos, T. et al. (2011), observam que a acentuada evapotranspiração pode fazer decair a umidade do solo após o terceiro dia da precipitação, igualando-se a umidade de áreas de vegetação nativa a áreas de solo descoberto.

Já no cenário 6, onde a vegetação nativa foi modificada para áreas agrícolas e 10% da área agrícola esta exposta, as variáveis do balanço tiveram um aumento significativo. Nos experimentos de Santos, T. et al. (2008), Santos, T. et al. (2010) e Santos, T. et al. (2011), evidenciam o maior escoamento superficial em áreas descobertas, porém destacam que a intensidade da precipitação influencia na infiltração e escoamento.

Figura 44 - Valores de base médio anual dos cenários de uso e ocupação para a sub-bacia do riacho Mimoso



Fonte: Fontes Júnior (2016)

O modelo SWAT com o incremento de 10 a 30% de vegetação nativa nas áreas agrícolas dos cenários propostos, aumentou a evapotranspiração e detrimento das outras variáveis. Este resultado faz compreender a influência do parâmetro CN2 do modelo na calibração dos eventos e o coeficiente de recessão do fluxo subterrâneo. Este resultado atípico também pode ser atribuído a eventos de vazão gerados pelo modelo. A percolação, recarga total e Revap são os que apresentam maior significância de alteração diante dos cenários. Rathjens e Oppelt (2012), demonstram em seus resultados que o escoamento subterrâneo é dominante no balanço hídrico do SWAT.

Segundo Li e Ishidaira (2012), a vegetação em bacia de regiões áridas tende a não ser muito confiável em simulações hidrológicas, por causa das mudanças sutis desta vegetação. Como os parâmetros da caatinga ainda não estão disponíveis para o modelo SWAT, a vegetação utilizada para caatinga arbórea fechada está superestimando a evapotranspiração real, aumentando de 7 a 14 mm em média ao ano.

Montenegro, A. e Ragab (2010), simularam processos hidrológicos na mesma bacia deste estudo, com modelo hidrológico a substituição da caatinga por mamona (*castor beans – Ricinus communis*), conseguindo um incremento de 30% na recarga e 2,5% no escoamento superficial. Ressaltando que os autores utilizam uma classificação de vegetação da década de

50, para a região da sub-bacia (ARAÚJO, 2001). Em que, a caatinga arbórea-arbustiva nos anos pesquisados neste trabalho foi substituída por áreas agropastoris.

Gerten et al. (2004), a dinâmica temporal da vegetação em modelos hidrológicos podem ser negligenciadas, assim não capturando os efeitos das alterações da composição da vegetação. Nas simulações realizadas neste estudo, o estado de dormência da vegetação nativa, com a queda das folhas no período seco não é avaliada pelo modelo, mantendo-se o índice de área foliar da vegetação assumida para as simulações.

5.2.3 Análise da Recarga em Cenários de mudança climática

A recarga de aquíferos rasos é dependente da precipitação, e na bacia em estudo a recarga gerada no aquífero só é significativa quando a precipitação média na bacia são superiores a 100 mm em um ano hidrológico (ANDRADE et al., 2010; ALBUQUERQUE et al., 2015). Assim entende-se, que os modelos de mudança climática (Figura 45) em escala diária para a região da Bacia estudada apresentaram valores de recarga anual média, em relação ao período de referência 2002 a 2015, que demonstram eventos de precipitação superiores a 100 mm e eventos de seca para os períodos de 2046-2064 e 2081-2100. Os modelos do cenário A2 (Figura 45A e 46) que superestimam a recarga (CNCCMA GCM3.1, CCMA CM3, CMIPSL CM4), com valores de 32 a 327%, representam uma estimativa de precipitação para a região de 140 a 180 mm aproximadamente (Figura 46 A). As estimativas nestes modelos refletem a períodos e enchentes na bacia.

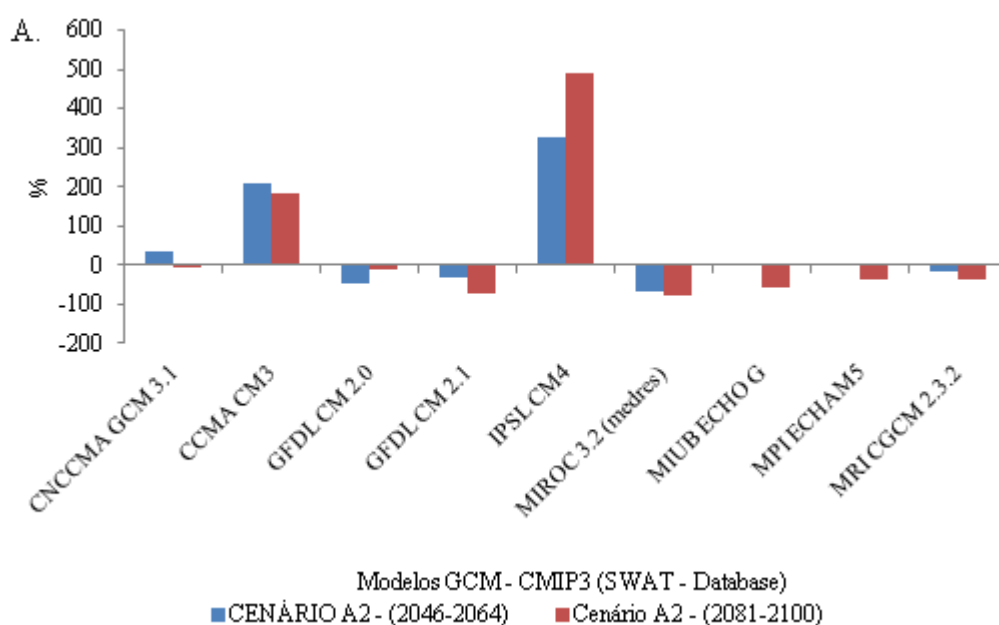
Enquanto os demais modelos estimam precipitação abaixo do período de referência, com redução da recarga média anual na bacia com valores de 10 a 90 % aproximadamente. No cenário A2 de maior emissão de CO₂ que é referência do cenário RCP 8.5, o período de 2081-2100 é o que se espera que ocorram os maiores impactos, tanto para excesso de precipitação na bacia ou secas severas. Dependendo da região modelos de maior impacto na atmosfera podem aumentar o índice pluviométrico, assim aumentando a recarga. Awan e Ismaeel (2014), obtiveram aumentos significativos na recarga em região do Oriente Médio, enquanto Kysleý et al. (2013), obtiveram redução da precipitação em região do Mediterrâneo.

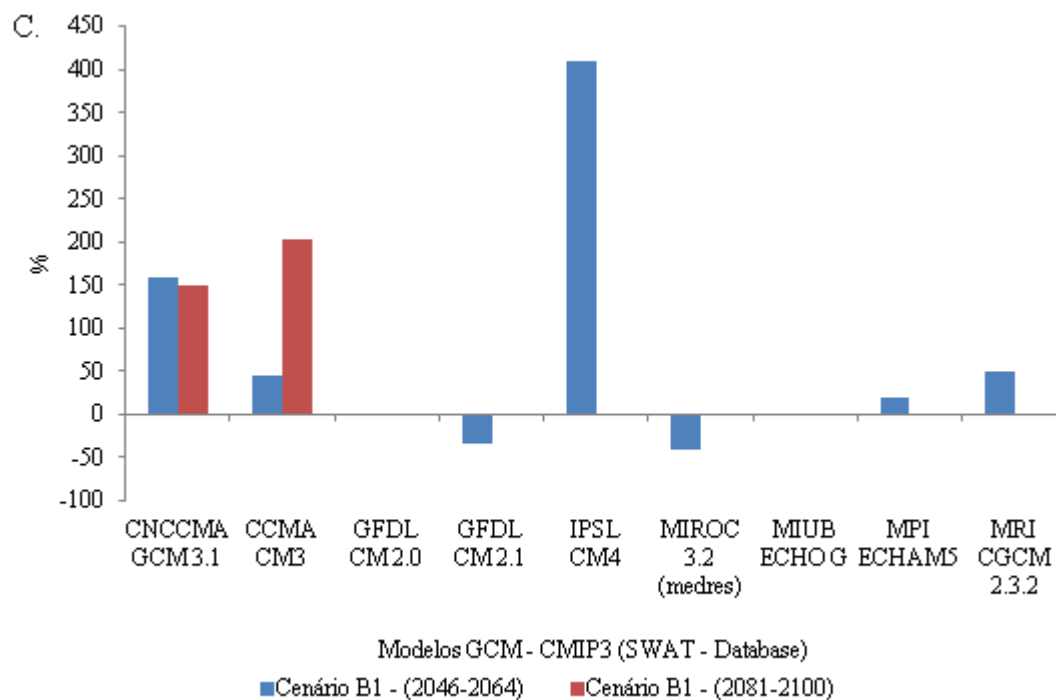
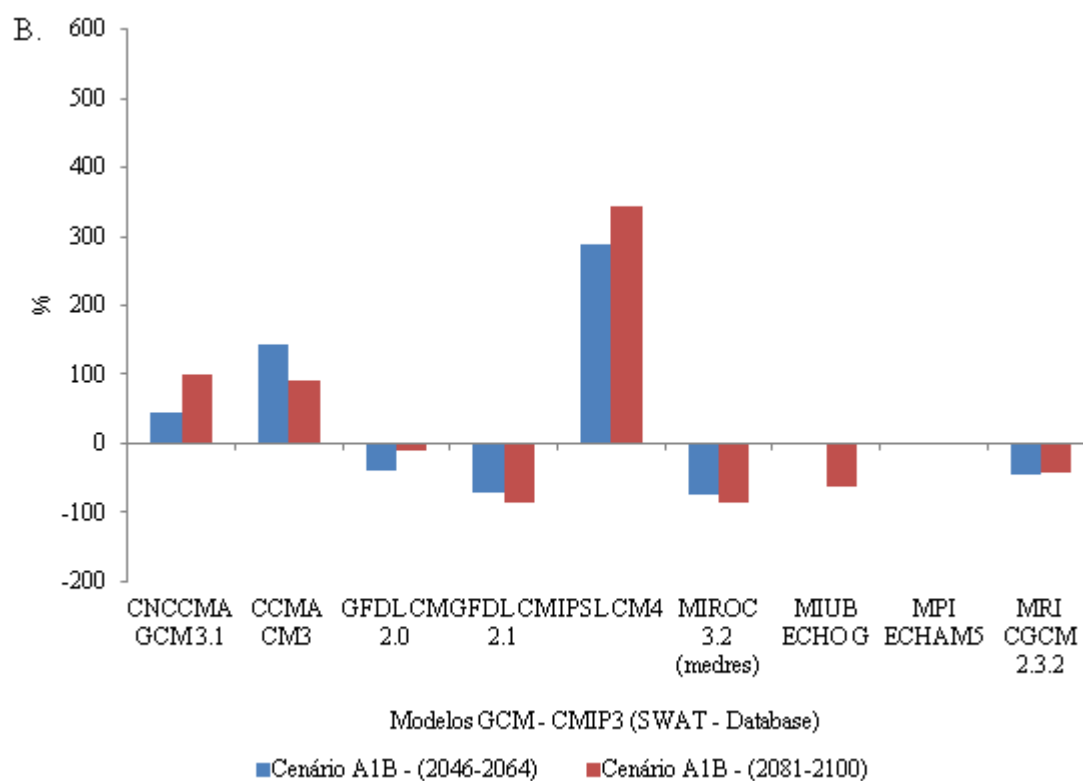
Nos demais cenários A1B (Figuras 45B e 47) atenuam-se os efeitos dos extremos na precipitação e na recarga para os modelos, mas mantendo-se as mesmas características do

cenário A2, com grande parte dos extremos da recarga acontecendo no período de 2081 a 2100.

No cenário B1, (Figura 45C e 48) que apresenta as menores emissões de CO₂. Obtendo-se aumento da recarga média anual para as simulações de quase todos os modelos no período de 2046-2064, menos o GDFL CM2.1 e o MIROC 3.2 (medres) que reduziram a recarga abaixo de 50%. Para o período de 2081-2100, só estavam disponíveis dois modelos o CCCMA CBCM 3.1 e CNRM CM3, com previsões de aumento das precipitações e da recarga no aquífero.

Figura 45 - Impacto das mudanças climáticas na recarga média anual da sub-bacia do riacho Mimoso para SERES A2 (A), A1B (B) e B1 (B).





Fonte: Fontes Júnior (2016)

Segundo Taylor et al. (2013), os modelos globais de clima vem negligenciando os processos abaixo da zona radicular, tais como fluxo de água subterrânea, assumindo-os desconectados da atmosfera. O que se faz compreender que os modelos tenham respostas diferentes para a recarga na bacia em estudo. Taylor et al. (2013), afirmam que a representação desses fluxos de água subterrânea afetam a umidade da superfície e que retornam alimentando o clima regional, principalmente em regiões onde o lençol freático é raso.

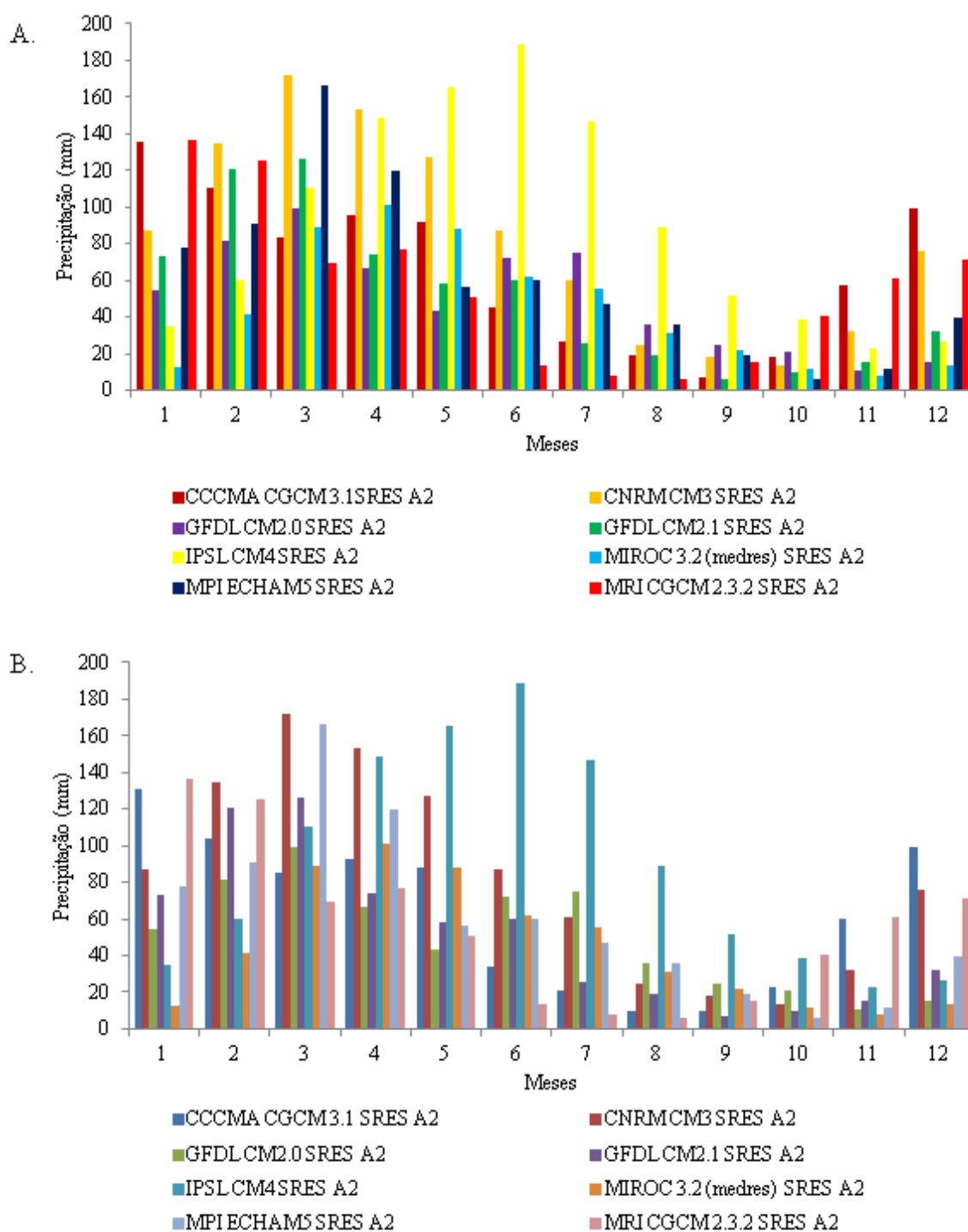
Raposo et al. (2013) afirmam que diversos estudos de impactos da recarga por mudanças climáticas predizem a redução da recarga e a diminuição dos níveis freáticos, porém os efeitos da mudança climática podem não ser necessariamente deletérios para os aquíferos no decorrer do tempo. Esta observação de Raposo et al. (2013) corrobora com os diferentes resultados dos modelos de mudança climática utilizados, como também o aumento ou diminuição da recarga são característicos da região estudada.

Valverde e Marengo (2010) ressaltam as anomalias positivas nas pressões atmosféricas com as estimativas dos modelos CCCMA e GFDL (Figura 46) com a superestimação das precipitações no período do verão no Nordeste Brasileiro, e a subestimação das precipitações no período chuvoso, ocorrendo anomalias negativas nas pressões atmosféricas com as estimativas do modelo MIROC.

Como os cenários futuros do clima são projeções de prováveis mudanças, o nível de incerteza nas simulações dos modelos climáticos é grande em relação ao que poderá ocorrer (VALVERDE E MARENGO, 2010).

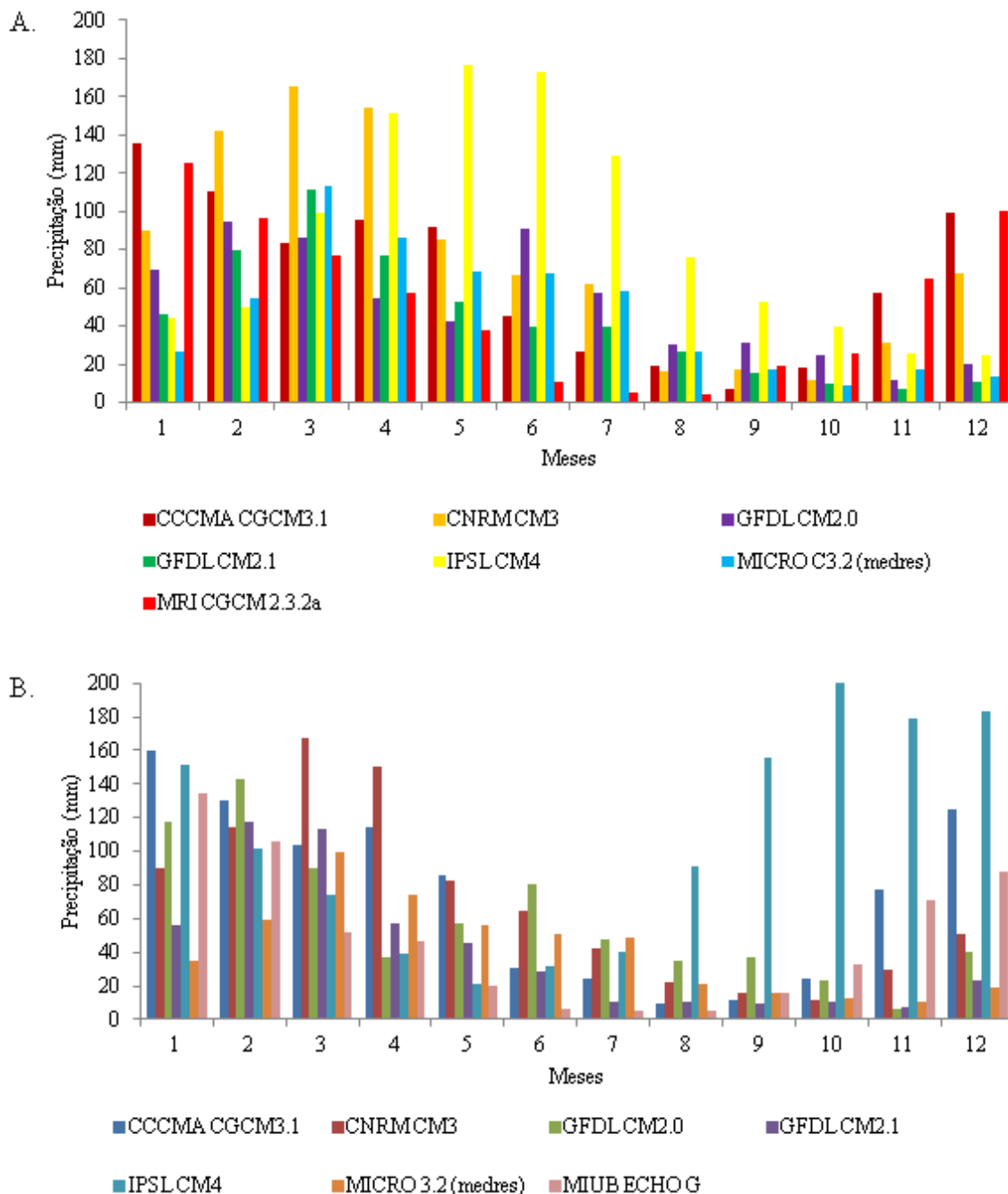
Marengo et al. (2016) avaliaram cenários mais brandos a partir do relatório CMIP5, porém estes cenários projetam períodos mais secos na região Nordeste do Brasil. O que é demonstrado por alguns modelos com a redução da precipitação nos três cenários analisados (Figura 46, 47 e 48).

Figura 46 - Precipitação média mensal dos modelos de mudança climática SERES A2 em escala diária para 2046-2064 (A) e 2081-2100 (B)



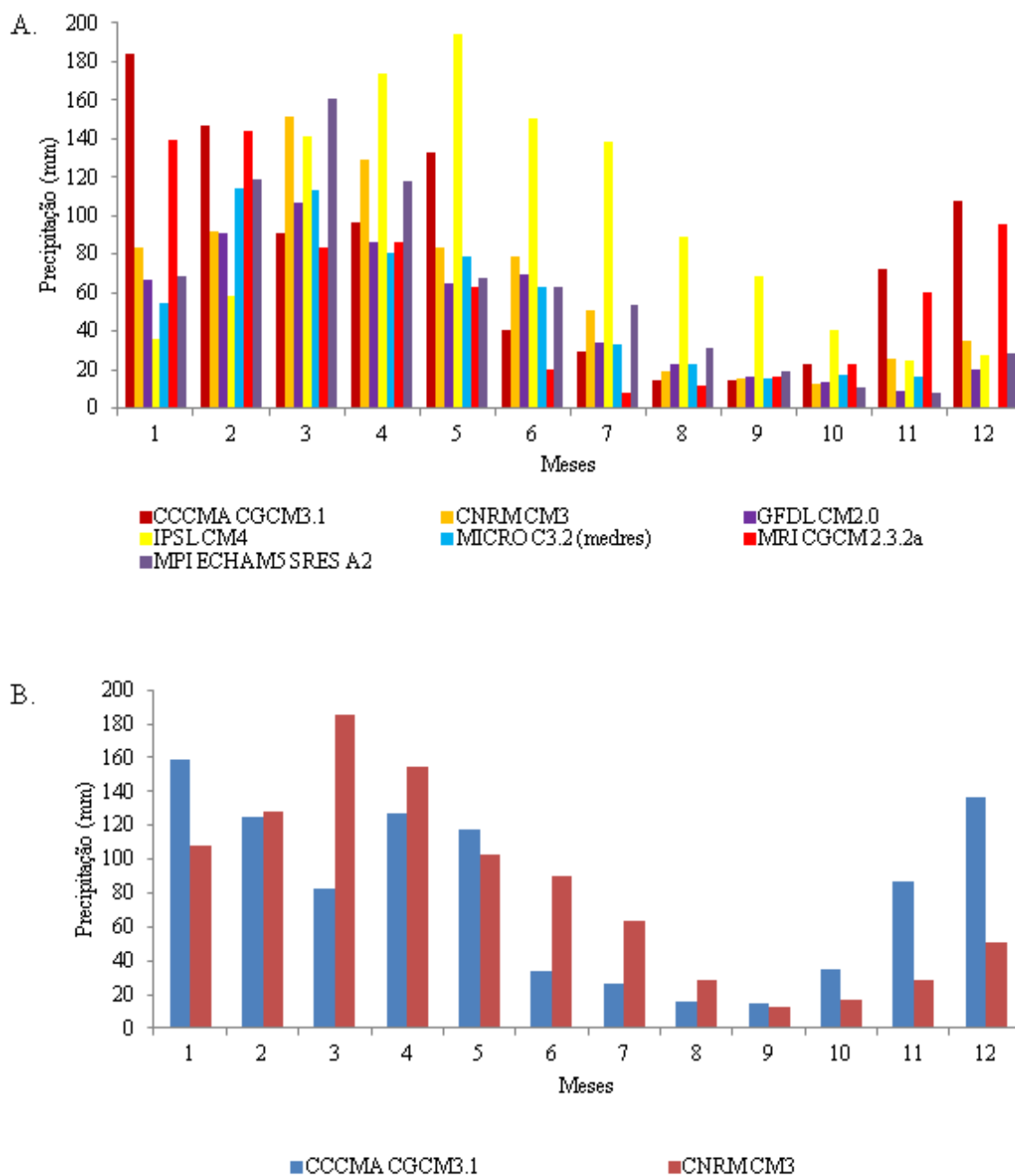
Fonte: Fontes Júnior (2016)

Figura 47 - Precipitação média mensal dos modelos de mudança climática SERES A 1B em escala diária para 2046-2064 (A) e 2081-2100 (B)



Fonte: Fontes Júnior (2016)

Figura 48 - Precipitação média mensal dos modelos de mudança climática SERES B1 em escala diária para 2046-2064 (A) e 2081-2100 (B)



Fonte: Fontes Júnior (2016)

6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

6.1 CONCLUSÕES GEOESTATÍSTICA

Os resultados da análise geoestatística identificaram as estruturas de dependência temporal dos níveis freáticos, salinidade, precipitação e evapotranspiração de referência. Os períodos secos e úmidos para o período analisado foi bem definido.

A correlação temporal entre a precipitação e nível freático ficou bem definida, principalmente em relação aos períodos de recarga. Enquanto, a salinidade não obteve correlação com os eventos de precipitação.

Os mapas de profundidade do lençol freático e condutividade elétrica confeccionados representam bem o aumento e diminuição dos volumes armazenados das águas subterrâneas e da salinidade nos períodos analisados, permitindo assim, identificar a variação anual da dinâmica sazonal, constituindo-se em importante ferramenta de gestão.

6.2 CONCLUSÕES A PARTIR DAS SIMULAÇÕES COM MODELO SWAT

A utilização do modelo SWAT apresentou bons resultados para à análise com eventos de vazão na sub-bacia do riacho Mimoso e dados nível freático de piezômetros representativos da média temporal do aquífero aluvial. Com coeficientes estatísticos (N-S) que variaram de 0,58 a 0,89 para calibração e 0,50 a 0,53 para validação, sendo satisfatórios e muito bons em relação com outros estudos hidrológicos com o modelo.

A calibração manual apresentou coeficientes estatísticos melhores do que a calibração automática. Evidenciou-se que os parâmetros mais sensíveis utilizados na calibração manual foram preponderantes no ajuste dos picos de vazão. Sendo as calibrações e validações diárias as de melhor ajuste. O ajuste do coeficiente de recessão se faz necessário para aquíferos rasos em regiões de bacia nascente, comprovando a forte interação entre rio e aquífero em regiões semiáridas.

Quanto aos cenários de uso e ocupação do solo, os processos hidrológicos estimados pelo modelo SWAT, só variaram com um reforestamento acima de 30% e diante do desmatamento da vegetação nativa e agrícola, revelando um aumento da recarga em certos períodos e também sua diminuição, devido a superestimação da evapotranspiração real pelo modelo.

Nos cenários de mudança climática, os modelos de mudança climática com dados diários adotados para o cenários A2 e A1B, só três apresentam um cenário favorável a recarga do aquífero; os demais apresentam uma diminuição da recarga média anual que variam de 10 a 80%. Já os modelos para o cenário B1, ocorre um aumento na recarga para grande parte dos modelos. As estimativas destes modelos refletem a forte relação da variabilidade da precipitação na resposta da bacia, quanto a vazão e a recarga.

6.3 RECOMENDAÇÕES

Com os resultados adquiridos neste estudo, algumas recomendações podem ser feitas para a realização de estudos subsequentes, que venham melhorar o monitoramento e o gerenciamento dos recursos hídricos da bacia de forma a fomentar planos de extensão rural para os agricultores da região.

Em relação o monitoramento hidrológico na sub-bacia do riacho Mimoso e demais sub-bacias do Alto Ipanema:

Ampliar o monitoramento fluviométrico para as sub-bacias que descarregam sua vazão no vale aluvial, com instalação de novas estações de medição automáticas e manuais.

Reposicionar os pluviômetros já instalados próximos aos centróides das sub-bacias discretizadas neste estudo.

Ampliar a rede de piezômetros a montante do vale aluvial, para assim descrever melhor a recarga.

Realizar a modelagem em escalas de tempo menores, devido ao tamanho e características morfométricas da bacia.

Intensificar os projetos de extensão na área da bacia, para conscientização dos impactos gerados pelo desmatamento e uso indiscriminado das águas subterrâneas do vale aluvial, diante das projeções climáticas futuras.

7 REFERÊNCIAS

- ABBASPOUR, K. C. et al. A continental-scale hydrology and water quality model for Europe: calibration and uncertainty of a high-resolution large-scale SWAT model. **Journal of Hydrology**, v. 524, p.733-752, 2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.03.027>. Acesso em: 20 jan. 2016.
- ABBASPOUR, K. C. SWAT-CUP: SWAT calibration and uncertainty programs. 2015. Disponível em: http://swat.tamu.edu/media/114860/usermanual_swatcup.pdf. Acesso em: 10 dez. 2015.
- ABOOTT, M. B.; REFSGAARD, J. C. **Distributed hydrological modelling**. London: Kluwer Academic Publishers, 1996. v. 22.
- ALBUQUERQUE, C. G. et al. Recarga de aquífero aluvial sob uso agrícola. **Águas Subterrâneas**, v. 29, n. 1, p. 60-71, 2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.14295/ras.v29i1.27931>. Acesso em: 15 ago. 2015.
- ALMEIDA, A. Q. et al. Geoestatística no estudo da modelagem temporal da precipitação. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 15, p. 354-358, 2011. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/S1415-43662011000400004>. Acesso em: 12 fev. 2012.
- ALVAREZ, M. D. P. et al. Groundwater flow model, recharge estimation and sustainability. **Environment Earth Science**, v. 66, p. 2097-2108, 2012. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s12665-011-1435-8>. Acesso em: 13 fev. 2013.
- ALVES, L. M.; MARENGO, J. Assessment of regional seasonal predictability using the PRECIS regional climate modeling system over South America. **Theoretical Applied Climatology**, v. 100, p. 337-350, 2010. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s00704-009-0165-2>. Acesso em: 17 jan. 2015.
- ANDRADE, C. W. L. et al. Variabilidade espacial da textura em solo aluvial sob o cultivo de cenoura (*Daucus Carota* L.). **Revista Pernambucana de Tecnologia**, Recife, v. 2, p. 59-67, 2014.
- ANDRADE, M. A.; MELLO, C. R.; BESKOW, S. Simulação hidrológica em uma bacia hidrográfica representativa dos Latossolos na região Alto Rio Grande, MG. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 17, n. 1, p. 69-76, 2013. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/S1415-43662013000100010>. Acesso em: 25 mar. 2014.
- ANDRADE, T. S et al. Variabilidade espaço-temporal da condutividade elétrica da água subterrânea na região semiárida de Pernambuco. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 16, n. 5, p. 496-504, 2012. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/S1415-43662012000500005>>. Acesso em: 15 mar. 2014.

ANDRADE, T. S. et al. Estimation of alluvial recharge in the semiarid. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v. 34, n. 2, p. 211-221, 2014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/S1415-43662012000500005>. Acesso em: 16 abr. 2015.

ANDRIOTTI, J. L. S. **Fundamentos de estatística e geoestatística**. São Paulo: Ed. Unisios, 2003. 166 p.

ARAGÃO, R. et al. Análise de sensibilidade dos parâmetros do modelo swat e simulação dos processos hidrossedimentológicos em uma bacia no agreste nordestino. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa, v. 37, n. 4, p. 1091-1102, 2013. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/S1415-43662011000700012>. Acesso em: 15 jan. 2014.

ARAÚJO, J. A. C. **Análise do escoamento superficial na bacia hidrográfica de contribuição do perímetro irrigado da Faz. Nossa Senhora do Rosário**. 2001. 65 f. Dissertação (Mestrado em Ciências do Solo) - Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife.

ARIAS, R. et al. Water resources response to changes in temperature, rainfall and CO₂ concentration: a first approach in NW Spain. **Water**, v. 6, p. 3049-3067, 2014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.3390/w6103049>. Acesso em: 2 mar. 2015.

ARNOLD, J. G. et al. **SWAT 2012 Input/Output Documentation**. 2012. Disponível em: <http://oaktrust.library.tamu.edu/handle/1969.1/149194>. Acesso em: 15 jan. 2013.

ARNOLD, J. G.; WILLIAMS, J. R. Validation of SWRRB: simulator for water resources in rural basins. **Journal of Water Resources Planning and Management**, Raston - VA, v. 113, p. 243-256, 1987.

AWAN, U. K.; ISMAEEL, A. A new technique to map groundwater recharge in irrigated areas using a SWAT model under changing climate. **Journal of Hydrology**, v. 519, p. 1368-1382, 2014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.08.049>. Acesso em: 2 fev. 2015.

AWAN, U. K.; TISCHBEIN, B.; MARTIUS, C. Combining hydrological modeling and GIS approaches to determine the spatial distribution of groundwater recharge in an arid irrigation scheme. **Irrigation Science**, v. 31, p. 793-806, 2013. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s00271-012-0362-0>. Acesso em: 2 fev. 2015

BALTOKOSKI, V. et al. Calibração de modelo para a simulação de vazão e de fósforo total nas sub-bacias dos Rios Conrado e Pinheiro – Pato Branco (PR). **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa, v. 34, n. 1, p. 253-261, 2010. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1059/s0100-06832010000100026>. Acesso em: 2 fev. 2015.

BARTHEL, R. et al. Integrated modeling of global change impacts on agriculture and groundwater resources. **Water Resources Management**, v. 26, p. 1929-1951, 2012. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s11269-012-0001-9>. Acesso em: 2 fev. 2015.

BERNDT, C.; RABIEI, E.; HABERLANDT, U. Geostatistical merging of rain gauge and radar data for high temporal resolutions and various station density scenarios. **Journal of**

Hydrology, v. 508, p. 88-101, 2014. Disponível em:

<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.10.028>. Acesso em: 7 dez. 2014

BEVEN, K. J.; KIRKBY, M. J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. **Hydrological Sciences-Bulletin-des Sciences Hydrologiques**, Local, v. 24, p. 43-69, 1979.

BIGER, K; HÖRMANN, G.; FOHRER, N. The impact of land use change in the Xiangxi Catchment (China) on water balance and sediment transport. **Regional Environmental Change**, v. 15, p. 485-498, 2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s101113-013-0429-3>. Acesso em: 7 fev. 2016

BORGES, T. K. S. et al. Influência de práticas conservacionistas na umidade do solo e no cultivo do milho (*Zea Mays* L.) em semiárido nordestino. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v. 38, p. 1862-1873, 2014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/S0100-06832014000600021>. Acesso em: 3 fev. 2015.

BRESSIANI, D. A. et al. Review of soil and water assessment tool (SWAT) applications in Brazil: challenges and prospects. **International Journal Agricultural & Biological Engineer**, v. 8, n. 3, p. 10-33, 2015b. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.3965/j.ijabe.20150803.1765>. Acesso em: 10 jan. 2016.

BRESSIANI, D. A. et al. Effects of spatial and temporal weather data resolutions on streamflow modeling of a semi-arid basin, Northeast Brazil. **International Journal Agricultural & Biological Engineer**, v. 8, n. 3, p. 125-139, 2015a. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.3965/j.ijabe.20150803.970>. Acesso em: 10 jan. 2016

BROCCA, L. et al. Soil moisture temporal stability over experimental areas in Central Italy. **Geoderma**, v. 148, p. 364-374, 2009. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2008.11.004>. Acesso em: 12 fev. 2012.

BRUNSELL, N. A. A multiscale information theory approach to assess spatial-temporal variability of daily precipitation. **Journal of Hydrology**, v. 385, p. 165-172, 2010. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.02.016>. Acesso em: 12 fev. 2012

BURTE, J.; COUDRAIN, A.; MARLET, S. Uso das águas de pequenos aquíferos aluviais para irrigação nas regiões semiáridas. **Revista Ciência Agronômica**, v. 42, n. 3, p. 635-643, 2011. Disponível em: <http://ccarevista.ufc.br/seer/index.php/ccarevista/article/view/1750/586>. Acesso em: 12 fev. 2012

BURTE, J. et al. Impacts anthropiques sur les termes du bilan hydrologique d'un aquifer alluvial dans le Nordeste semi-aride, Brésil. **Hydrological Sciences Journal**, v. 50, p. 95-110, 2005. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1623/hysj.50.1.95.56337>. Acesso em: 12 fev. 2012

CANTAFIO, L. J.; RYAN, M. C. Quantifying baseflow and water-quality impacts from a gravel-dominated alluvial aquifer in an urban reach of a large Canadian river. **Hydrogeology**

Journal, v. 22, p. 957-970, 2014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-013-1088-7>. Acesso em: 2 fev. 2015

CARVALHO, J. R. P. de; VIEIRA, S. R.; GREGO, C. R. Comparação de métodos para ajuste de modelos de semivariograma para precipitação pluvial anual. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 13, n. 4, p. 443-448, 2009. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/S1415-43662009000400011>. Acesso em: 12 fev. 2012

CARVALHO NETO, J. G. **Simulação hidrossedimentológica da bacia do Riacho dos Namorados com o modelo SWAT**. 2011. 194 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Universidade Federal de Campina Grande, Paraíba.

CARVALHO, V. E. et al. Estimativa da recarga em uma sub-bacia hidrográfica rural através do método da variação do nível d'água (VNA). **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 19, p. 271-280, 2014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.21168/rbrh.v19n1.p271-280>. Acesso em: 21 mar. 2015

CHOU, S. C. et al. Assessment of climate change over South America under RCP 4.5 and 8.5 downscaling scenarios. **American Journal of Climate Change**, v. 3, p. 512-525, 2014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.4236/ajcc.2014.35043>. Acesso em: 22 mar. 2015

CHUNG, I. M. et al. Assessing distributed groundwater recharge rate using integrated surface water-groundwater modelling: application to Mihocheon watershed, South Korea. **Hydrogeology Journal**, v. 18, p. 1253-1264, 2010. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-010-0593-1>. Acesso em: 21 mar. 2015

CIRILO, J. A. Políticas públicas de recursos hídricos para o semi-árido. **Estudos avançados**. São Paulo, v. 22, n. 63, 2008. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/S0103-40142008000200005>. Acesso em: 23 fev. 2012.

COLLISCHONN, W. et al. The MGB-IPH model for large-scale rainfall-runoff modelling. **Hydrological Sciences Journal**, Wallingford - UK, v. 52, p. 878-895, 2007.

CORRÊA, M. M.; RIBEIRO, M. R. **Levantamento detalhado e solos da fazenda Nossa Senhora do Rosário (Pesqueira-PE)**. Recife: Editora da UFRPE, 2001. 35 p. Convênio: UFRPE/UFPE/CNPq/BNB.

CORTESI, N. et al. Spatial variability of precipitation in Spain. **Regional Environmental Change**, v. 14, n. 5, p. 1743-1749, 2014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s10113-012-0402-6>. Acesso em: 21 mar. 2015.

DAKHLALLA, A. O. et al. Evaluating the impacts of crop rotations on groundwater storage and recharge in a agricultural watershed. **Agricultural Water Management**, v. 163, p. 332-343, 2016. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.agwat.2015.10.001>. Acesso em: 21 jan. 2016.

DIAS, M. A. F. S. Eventos climáticos extremos. **Revista USP**, São Paulo, n. 103, p. 33-40, 2015.

DOWLATABADI, S.; ALI ZOMORODIAN, S. M. Conjunctive Simulation of Surface Water and Groundwater using SWAT and MODFLOW in Firoozabad Watershed. **KSCE Journal of Civil Engineering**, v. 00, n. 0, p. 1-12, 2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s12205-015-0354-8>. Acesso em: 21 jan. 2016.

DUARTE, L. et al. A dynamic map application for the assessment of groundwater vulnerability to pollution. **Environmental Earth Science**, v. 74, p. 2315-2327, 2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s12665-015-4222-0>. Acesso em: 21 jan. 2016.

DU, J. et al. Hydrological simulation by SWAT model with fixed and varied parameterization approaches under land use change. **Water Resource Management**, v. 27, n. 8, p. 2823-2838, 2013. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s11269-013-0317-0>. Acesso em: 21 jan. 2016.

EAKIN, H. C.; LEMOS, M. C.; NELSON, D. R. Differentiating capacities as a means to sustainable climate change adaptation. **Global Environmental Change**, v. 27, p. 1-8, 2014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2014.04.013>. Acesso em: 21 jan. 2016.

ELSAMIN, S. **Handbook of Engineering Hydrology: Environmental Hydrology and Water Management**. CRC Press – Taylor & Francis Group. Boca Raton, London, 2014, 577p.

EMAM, A. R. et al. Estimation of groundwater recharge and its relation to land degradation: case study of a semi-arid river basin in Iran. **Environmental Earth Science**, v. 74, p. 6791-6803, 2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s12665-015-4674-2>. Acesso em: 21 jan. 2016.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Levantamento de reconhecimento de baixa e média intensidade dos solos do estado de Pernambuco**. Recife: EMBRAPA Solos; Rio de Janeiro: EMBRAPA, 2000.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Sumula da 10ª reunião de levantamento de solos**. Rio de Janeiro, 1979.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Zoneamento agroecológico do estado de Pernambuco. Mapa de reconhecimento de baixa e média intensidade de solos, Pesqueira**. Boletim Folha . SC.24-X-B-II, Recife, 1999. Disponível em: <http://www.uep.cnps.embrapa.br/zape/index.php?link=zapenet>. Acesso em: 25 abr. 2012.

ERTÜRK, A. et al. Evaluating the impact of climate change on groundwater resources in a small Mediterranean watershed. **Science of the Total Environment**, v. 499, p. 437-447, 2014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2014.07.001>. Acesso em: 21 jan. 2016.

FARAMARZI, M. et al. Modeling blue and green water resources availability in Iran. **Hydrological Processes**, v. 23, n.3, p. 486-501, 2009. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.7160>. Acesso em: 7 mar. 2013.

FEITOSA, F. A. C.; MANOEL FILHO, J. **Hidrogeologia**: conceitos e aplicações. 2. ed. Fortaleza: Editora CPRM/REFO, LABHID-UFPE, 2000. 391 p. Serviço Geológico do Brasil.

FERRIGO, S. **Análise de consistência dos parâmetros do modelo SWAT obtidos por calibração automática – estudo de caso na Bacia do Lago Descoberto – DF**. 2014. 147 f. Dissertação (Mestrado em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos) - Universidade de Brasília, Brasília-DF.

FONTES JÚNIOR, R. V. P. et al. Balanço hídrico sequencial diário em vale aluvial e bacia representativa do semiárido utilizando o modelo BALSEQ_MOD. In: SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO NORDESTE, 11., 2012, João Pessoa. **Anais...** João Pessoa: Ed. ABRH, 2012. 1 CD-ROM.

FONTES JÚNIOR, R. V. P. et al. Estabilidade temporal da potenciometria e da salinidade em vale aluvial no semiárido de Pernambuco. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 16, p. 1188-1197, 2012. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/S1415-43662012001100007>. Acesso em: 10 mar. 2013.

FONTES JÚNIOR, R. V. P. et al. Potencial das águas subterrâneas aluviais em bacia representativa do semiárido. In: MATTOS, A.; MATTOS, K. M. da C. (Org.). **Projeto MEVEMUC**: monitoramento da evaporação e as mudanças climáticas. João Pessoa: Moura Ramos Gráfica e Editora Ltda., 2014. v. 18, p. 405-430.

FRANCHITO, S. H.; FERNANDEZ, J. P. R.; PAREJA, D. Surrogate climate change scenario and projections with a regional climate model: impact on the aridity in south. **America Journal of Climate Change**, v. 3, p. 474-489, 2014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.4236/ajcc.2014.35041>. Acesso em: 21 jan. 2016.

FUKUNAGA, D. C. et al. Application of the SWAT hydrologic model to a tropical watershed at Brazil. **Catena**, v. 125, p. 206-213, 2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2014.10.032>. Acesso em: 21 jan. 2016.

GALHARTE, C. A.; VILLELA, J. M.; CRESTANA, S. Estimativa da produção de sedimentos em função da mudança de uso e cobertura do solo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 18, n. 2, p. 194-201, 2014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/S1415-43662014000200009>. Acesso em: 21 jan. 2016.

GALVÁN, L. et al. Rainfall estimation in SWAT: an alternative method to simulate orographic precipitation. **Journal of Hydrology**, v. 509, p. 257-265, 2014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.044>. Acesso em: 27 jul. 2015.

GAMA, A. Com a maior seca dos últimos 50 anos, programa recupera nascentes em AL. UOL Notícias. Cotidiano, Maceió, 2015. Disponível em: <http://noticias.uol.com.br/cotidiano/ultimasnoticias/2015/02/13/commaiorsecadosultimos50anosprogramarecupernascentesemal.htm>. Acesso em: 23 out. 2015.

GANDOMKAR, A. The study fo climate change, using statistical analyses (Case study: Precipitation variation in Zabol, Iran). **International Journal of Enviornmental Science and Development**, Singapore, v. 2, n. 3, p. 1-3. 2011.

GERTEN, D. et al. Terrestrial vegetation and water balance - hydrological evaluation of a dynamic global vegetation model. **Journal of Hydrology**, v. 286, p. 249-270, 2004. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.hydrol.2003.09.029>. Acesso em: 3 abr. 2014.

GHOSE, D. K.; PANDA, S. S.; SWAIN, P. C. Prediction of water table depth in western region, Orissa using BPNN and RBFN neural networks. **Journal of Hydrology**, v. 394, p. 296-304, 2010. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.09.003>. Acesso em: 3 abr. 2014.

GIRVETZ, E.H. et al. **Making Climate Data Relevant to Decision Making: The important details of Spatial and Temporal Downscaling**, The World Bank, March 27, 2013, 43 pp.

GORIÁN, S. B.; ARANIBAR, J. N.; GOMEZ, M. L. Heterogeneous spatial distribution of traditional livestock settlements and their effects on vegetation cover in arid groundwater coupled ecosystems in the Monte Desert (Argentina). **Journal of Arid Environments**, v. 87, p. 188-197, 2012. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jaridenv.2012.07.011>. Acesso em: 2 jul. 2013.

GUARDA, A. Seca provoca flagelo na economia de Pernambuco. **Jornal do Comercio**, Recife 14 abr. 2013. Caderno Economia. Disponível em: <http://jconline.ne10.uol.com.br/canal/economia/noticia/2013/04/14/seca-provoca-flagelo-economico-em-pernambuco-79673.php>. Acesso em: 20 abr. 2013.

GUZMAN, J. A. et al. A model integration framework for linking SWAT and MODFLOW. **Environmental Modelling & Software**, v. 73, p. 103-116, 2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.envsoft.2015.08.011>. Acesso em: 25 jan. 2016.

HEALY, R. W.; SCANLON, B. **Estimating groundwater recharge**. Cambridge, GB: Cambridge University Press, 2010.

HIPÓLITO, J. R.; VAZ, A. C. **Hidrologia e recursos hídricos**. Lisboa: IST Press, 2011. 796 p.

HIRATA, R.; CONICELLI, B. P. Groundwater resources in Brazil: a review of possible impacts caused by climate change. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 84, n. 2, p. 297-312, 2012. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/S0001-37652012005000037>. Acesso em: 20 abr. 2013.

HUANG, S.; KRYSANOVA, V.; HATTERMANN, F. Projections of climate change impacts on floods and droughts in Germany using an ensemble of climate change scenarios. **Regional Environmental Change**, v. 15, p. 461-473, 2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s10113-014-0606-z>. Acesso em: 25 jan. 2016.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. **Banco de dados climáticos**. 2016. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=bdmep/bdmep>. Acesso em: 1 abr. 2016.

IPCC. Climate change 2014: Impacts, Adaptation and Vulnerability. **IPCC Working Group II Contribution to AR5**. 2014. Disponível em: <http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg2/>. Acesso em: 10 abr. 2015

IPCC. Climate change 2013: Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the **IPCC Fifth Assessment Report AR5**. Cambridge University Press. Cambridge, 2013. Disponível em: <http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/>. Acesso em: 10 abr. 2015

IPCC. Climate change, The Scientific Basis – Contribution of Working Group I to the **IPCC Fourth Assessment Report to AR4**. Cambridge University Press. Cambridge, 2007. Disponível em: http://www.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg1/en/contents.html . Acesso em: 20 out. 2012.

IPCC. Climate change, The Scientific Basis – Contribution of Working Group 1 to the **IPCC Third Assessment Report**. Cambridge University Press. Cambridge, 2001. Disponível em: http://www.grida.no/publications/other/ipcc_tar/ Acesso em: 20 out. 2012.

IZADY, A. et al. Groundwater conceptualization and modeling using distributed SWAT based recharge for the semi-arid agricultural Neishaboor plain, Iran. **Hydrogeology Journal**, v. 23, p. 47-68, 2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-014-1219-9> Acesso em: 22 jan. 2016

JORNAL DO COMMERCCIO. (2015).. Municípios do Agreste são abastecidos por carros pipa. Caderno Cidades. JORNAL DO COMMERCCIO. Disponível em: <http://jconline.ne10.uol.com.br/canal/cidades/geral/noticia/2015/10/26/dozemunicipiosdoagresteseraoabastecidosporcarrospipa205278>>. Acesso em: 26 out. 2015.

JOURNEL, A. G.; HUIJBREGTS, C. J. **Mining geostatistics**. London: Academic Press, 1978. 600 p.

JYRKAMA, M. I.; SYKES, J. F. The impact of climate change on spatially varying groundwater recharge in the grand river watershed (Ontario). **Journal of Hydrology**, v. 338, p. 237-250, 2007. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.02.036> Acesso em: 10 de out. 2012.

KNISEL, W. G. CREAMS: a field-scale model for chemicals, runoff, and erosion from agricultural management systems. **Conservation Research Report**, Washington, D.C., n. 26, p.1 - 690, 1980. USDA National Resources Conservation Service.

KRYSANOVA, V.; SRINIVASAN, R. Assessment of climate and land use change impacts with SWAT. **Regional Environmental Change**, v. 15, n. 3, p. 431-434, 2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s10113-014-0742-5>. Acesso em: 21 jan. 2016.

KUIPERS, P. J.; RAYAN, M. C.; ZEBARTH, B. J. Estimating nitrate loading from an intensively managed agricultural field to a shallow unconfined aquifer. **Water Quality**

Research Journal of Canada, v. 49, p. 10-22, 2014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.2166/wqrjc.2013.136>. Acesso em: 22 jan. 2016.

KYSELÝ, J. et al. Different patterns of climate change scenarios for short-term and multi-day precipitation extremes in the Mediterranean. **Global and Planetary Change**, v. 98/99, p. 63-72, 2012. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.06.010> Acesso em: 12 jun. 2015.

LAWLEY, L. et al. Self-organization and complex dynamics of regenerating vegetation in an arid ecosystem: 82 years of recovery after grazing. **Journal of Arid Environments**, v. 88, p. 156-164, 2013. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jaridenv.2012.08.014>. Acesso em: 4 jun. 2015.

LEAVESLEY, G.H.; LICHTY, R.W.; TROUTMAN, B.M.; SAINDON, L.G. Precipitation-Runoff Modelind System: User's Manual. Denver, Colorado (EUA). **Water-Resources Investigations Report**, 1983, 214p.

LEE, T.; JEONG, C. Nonparametric statistical temporal downscaling of daily precipitation to hourly precipitation and implications of climate change scenarios. **Journal of Hydrology**, v. 510, p. 182-196, 2014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.12.027>. Acesso em: 22 jan. 2016

LELIS, T. A.; CALIJURI, M. L. Modelagem hidrossedimentológica de bacias hidrográficas na região sudeste do Brasil, utilizando o SWAT. **Revista Ambiente e Água**, Taubaté, v. 5, n. 2, p. 158-174, 2010.

LELIS, T. A. et al. Análise de sensibilidade e calibração do modelo swat aplicado em bacia hidrográfica da região sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa, MG v. 36, n. 2, p. 623-634, 2012. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/S0100-06832012000200031>. Acesso em: 27 de out. 2013.

LELIS, T. A. et al. Impactos causados pelas mudanças climáticas nos processos erosivos de uma bacia hidrográfica: simulação de cenários. **Revista Ambiente e Água**, Taubaté, v. 6, n. 2, p. 282-294, 2011.

LELIS, T. A. **Modelagem do escoamento superficial e perda de solo na Bacia do Ribeirão São Bartolomeu, Zona da Mata de Minas Gerais, utilizando o simulador SWAT**. 2011. 164 f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG.

LESK, C.; ROWHANI, P.; RAMANKUTTY, N. Influence of extreme weather disasters on global crop production – Letter. **Nature**, v. 529, p. 84-98, 2016. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1038/nature16467>. Acesso em: 15 jun. 2016.

LIANG, X.; ZHANG, Y-K. Temporal and spatial variation and scaling of groundwater levels in a bounded unconfined aquifer. **Journal of Hydrology**, v. 479, p. 139-145, 2013. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.11.044>. Acesso em: 3 mai. 2014.

LIMA, J. E. F. W. et al. Comparative hydrology: relationships among physical characteristics, hydrological behavior, and results of the SWAT model in different regions of Brazil". **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 7, n. 6, p. 1187-1195, 2014. Disponível em: <http://www.revista.ufpe.br/rbgfe/index.php/revista/article/view/1228/633>. Acesso em: 17 abr. 2015.

LIMA, J. S. S. et al. Variabilidade temporal da precipitação mensal em Alegre-ES. **Revista Ciência Agronômica**, v. 39, p. 327-332, 2008. Disponível em: <http://ccarevista.ufc.br/seer/index.php/ccarevista/article/view/67>. Acesso em: 27 mai. 2012.

LI, Q.; ISHIDAIRA, H. Development of a biosphere hydrological model considering vegetation dynamics and its evaluation at basin scale under climate change. **Journal of Hydrology**, v. 412/413, p. 3-13, 2012. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.08.046>. Acesso em: 10 set. 2013.

LI, S. et al. Worldwide performance and trends in nonpoint source pollution modeling research from 1994 to 2013: A review based on bibliometrics. **Journal of Soil and Water Conservation**, v. 69, n. 4, p. 121-126, 2014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.2489/jswc.69.4.115A>. Acesso em: 15 out. 2015.

LIU, T. et al. Simulation of groundwater evaporation and groundwater depth using SWAT in the irrigation district with shallow water table. **Environmental Earth Science**, v. 74, p. 315-324, 2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s12665-015-4034-2>. Acesso em: 17 abr. 2016.

LOMBARDI NETO, F. et al. **Nova abordagem para cálculo de espaçamento entre terraços. Simpósio sobre terraceamento agrícola**. Campinas: Fundação Cargil. 1989. p. 99-124.

LOPEZ, B.; BARAN, N.; BOURGINE, B. An innovative procedure to assess multi-scale temporal trends in groundwater quality: example of the nitrate in the seine-normandy basin, France. **Journal of Hydrology**, v. 522, p. 1-10, 2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.12.002>. Acesso em: 06 fev. 2016.

MACHADO, R. E.; VETTORAZZI, C. A. Simulação da produção de sedimentos para a microbacia hidrográfica do Ribeirão dos Marins (SP). **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa, MG, v. 27, n. 4, p. 735-741, 2003. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/S0100-06832003000400018>. Acesso em: 5 jun. 2012.

MACHADO, R. E.; VETTORAZZI, C. A.; XAVIER, A. C. Simulação de cenários alternativos de uso da terra em uma microbacia utilizando técnicas de modelagem e geoprocessamento. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v. 27, n.4, p. 727-733, 2003. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/S0100-06832003000400017>. Acesso em: 5 jun. 2012.

MADEIRO, C. **Perto de colapso, reservatórios sem água ameaçam abastecimento no Nordeste**. 2013. Disponível em: <http://noticias.uol.com.br/cotidiano/ultimas-noticias/2013/10/28/perto-de-colapso-reservatorios-sem-agua-ameacam-abastecimento-no-nordeste.htm>. Acesso em: 28 out. 2013.

MARENGO, J. A. Como as pesquisas das universidades podem ajudar na prevenção de desastres naturais? **Cadernos Adenauer**, v. 16, n. 2, p. 39-56, 2015. Disponível em: <http://www.kas.de/brasilien/pt/publications/42307/>. Acesso em: 10 jan. 2016.

MARENGO, J. A.; DIAS, P. L. S. Mudanças climáticas globais e seus impactos nos recursos hídricos. In: REBOUÇAS, A.; BRAGA, B.; TUNDISI, J. G. **Águas doces no Brasil: capital ecológico, uso e conservação**. 3. ed. São Paulo: Editora Escrituras, 2006. Cap. 2, p. 63-109.

MARENGO, J. A.; TORRES, R. R.; ALVEZ, L. M. Drought in Northeast Brazil - past, present, and future. **Theoretical and Applied Climatology**, p. 1-12, 2016. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.007/s00704-016-1840-8>. Acesso em: 18 jun. 2016

MARSILY, G. de. **Quantitative hydrogeology: groundwater hydrology for engineers**. Boca Raton, London: Academic Press, 1986. 440 p.

MARTINS, V. M.; de MELO, J. A. B. Uso das terras e desencadeamento de processos de desertificação em área do semiárido brasileiro. **Revista de Geografia**, Recife, v. 29, n. 3, p. 84-94, 2012.

MAURER, E. P. et al. An enhanced archive facilitating climate impacts and adaptation analysis. *bull. American Meteorological Society*, v. 95, p. 1011-1019, 2014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00126.1>. Acesso em: 19 mai. 2015.

MAURER, E. P.; HIDALGO, H. G. Utility of daily vs. monthly large-scale climate data: na intercomparison of two statistical downscaling methods. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 12, p. 551-563, 2008. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.5194/hess-12-551-2008>. Acesso em: 19 mai. 2015.

MA, X. et al. Attribution of climate change, vegetation restoration, and engineering measures to the reduction of suspended sediment in the Keije catchment, southwest China. **Hydrological Earth System Science**, v. 18, 2014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.5194/hess-18-1979-2014>. Acesso em: 10 jun. 2015.

MELO, R. O. **Estabilidade temporal e variabilidade da umidade do solo em uma bacia experimental no semiárido pernambucano**. 2013. 150 f. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife.

MELO, R. O.; MONTENEGRO, A. A. A. Dinâmica temporal da umidade do solo em uma bacia hidrográfica no semiárido Pernambucano. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 20, n. 2, p. 430-441, 2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.21168/rbrh.v20n2.p430-441>. Acesso em: 11 jan. 2016.

MENEZES, J. A. L. et al. Comportamento temporal da umidade do solo sob caatinga e solo descoberto na Bacia Experimental do Jatobá, Pernambuco. **Water Resources and Irrigation Management**, v. 2, n. 1, p. 45-51, 2013. Disponível em: http://www2.ufrb.edu.br/wrim/images/wrim-2-1-2013/WRIM.pdf_P.45-52.pdf. Acesso em: 11 abr. 2014.

MINGOTI, S. A.; NEVES, O. F. A metodologia de geoestatística aplicada na análise de séries temporais. **Revista Escola de Minas (REM)**, Ouro Preto -MG, v. 52, n. 3, p. 182-187, 1999.

MMA. **Ciclo hidrológico**. 2016. Disponível em: <<http://mma.gov.br/agua/recursos-hidricos/aguas-subterraneas/ciclo-hidrologico>>. Acesso em: 15 jan. 2016.

MONTEIRO, A. L. N. et al. Avaliação de lavagem parcial de sais em Neossolo Flúvico irrigado, utilizando modelagem computacional. **Revista Engenharia Agrícola**, v. 29, p. 207-220, 2009. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/S0100-69162009000200004>. Acesso em: 23 abr. 2012.

MONTEIRO, A. L. N.; MONTENEGRO, A. A. A.; MONTENEGRO, S. M. G. L. Modelagem de fluxo e análise do potencial hídrico de aquífero aluvial no semiárido de Pernambuco. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 19, n. 3, p. 151-163, 2014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.21168/rbrh.v19n3.p151-163>. Acesso em: 16 abr. 2015.

MONTENEGRO, A. A. A.; MONTENEGRO, S. M. G. L. Variabilidade espacial de classes de textura, salinidade e condutividade hidráulica de solos em planície aluvial. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 10, n. 1, p. 30-37, 2006. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/S1415-43662006000100005>. Acesso em: 25 fev. 2012.

MONTENEGRO, A. A. A.; RAGAB, R. Hydrological response of a Brazilian semi-arid catchment to different land use and climate change scenarios: a modelling study. **Hydrological Processes**, v. 24, p. 2705-2723, 2010. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.7825>. Acesso em: 12 ago. 2012.

MONTENEGRO, A. A. A. **Stochastic Hydrogeological modelling of aquifer salinization from small scale agriculture in Northeast Brazil**. 1997. 272 f. Thesis (PhD Civil Engineer) - University of Newcastle, Newcastle, United Kingdom.

MONTENEGRO, S. G. L. et al. Experimentação e modelagem do avanço de sais no perfil do solo em área cultivada com repolho sob alternativas de manejo de irrigação, no semiárido de Pernambuco. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias**. v. 8, n. 1, p. 148-155, 2013. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.5039/agraria.v8i1a1391>. Acesso em: 5 mar. 2014.

MONTENEGRO, S. M. G. L. et al. Dinâmica hidro-salina em aquífero aluvial utilizado para agricultura irrigada familiar em região semiárida. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. v. 8, n. 2, p. 85-92, 2003. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.21168/rbrh.v20n2.p430-441>. Acesso em: 25 fev. 2012.

MONTENEGRO, S. M. G. L.; MONTENEGRO, A. A. A. Aproveitamento sustentável e aquíferos aluviais no semiárido. In: CABRAL, J. J. S. P. et al. **Água Subterrânea: aquíferos costeiros e aluviões, vulnerabilidade e aproveitamento**. Recife: Ed. Universitária da UFPE, 2004. Cap 5.

MONTENEGRO, S. M. G. L.; MONTENEGRO, A. A. A.; RAGAB, R. Improving agricultural water management in the semi-arid region of Brazil: experimental and modelling

study. **Irrigation Science**, v. 28, n. 4, p. 301-316, 2010. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s00271-009-0191-y>. Acesso em: 25 fev. 2012.

MOORE, R. J. The probability-distributed principle and runoff production at point and basin scales. **Hydrological Sciences Journal**, v. 30, n. 2, p. 273-297, 1985. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1080/02626668509490989>. Acesso em: 13 jun. 2015.

MORAIS, M. M.; PEDRO, A.; ROSADO, J. Rios temporários: excesso à escassez. 2006. 11 p. Disponível em: <http://home.dbio.uevora.pt/~mmorais/docs/Rios%20tempor%20e%20rios%20do%20excesso%20e%20escassez.pdf>. Acesso em: 10 jan. 2016.

MORÁN-TAJEDA, E. et al. Hydrological impacts of climate and land-use changes in a mountain watershed: uncertainty estimation based on model comparison. **Ecohydrology**, n. 8, p. 1-21, 2014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1002/eco.1590>. Acesso em: 12 nov. 2015.

MORIASI, D. N. et al. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **American Society of Agricultural and Biological Engineers**, St. Joseph - MI, v. 50, n. 3, p. 885-900, 2007.

NEITSCH, S. L. et al. **Soil and water assessment tool. theoretical documentation version 2009**. Temple, Blackland Research Center, Texas AgriLife Research T409, College Station, 2011, 618p. Disponível em: <http://swat.tamu.edu/media/99192/swat2009-theory.pdf>. Acesso em: 17 nov. 2012.

NEUKUM, C.; AZZAM, R. Impact of climate change on groundwater recharge in a small catchment in the Black Forest, Germany. **Hydrogeology Journal**, v. 20, 2012. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-011-0827-x>. Acesso: 10 jan. 2013.

NEUPANE, R. P.; WHITE, J. D.; ALEXANDER, S. E. Project hydrologic changes in monsoon-dominated Himalaya Mountain basins with change climate and deforestation. **Journal of Hydrology**, v. 525, p. 216-230, 2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.03.048>. Acesso em: 16 jan. 2016.

PARK, E. et al. A delineation of regional hydraulic conductivity based on water table fluctuation. **Journal of Hydrology**, v. 399, p. 235-245, 2011. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.01.002>. Acesso em: 12 abr. 2015.

PARK, M. J. et al. Assessment of future climate and vegetation canopy change impacts on hydrological behavior of chungju dam watershed using SWAT model. **KSCE Journal of Civil Engineering**, v. 18, n. 1, p. 315-322, 2014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s12205-013-0176-5>. Acesso em: 12 abr. 2015.

PEREIRA, D. R. et al. Impacts of deforestation on water balance components of a watershed on the brazilian east coast. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, n. 38, p. 1350-1358, 2014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/S0100-06832014000400030>. Acesso em: 25 abr. 2015.

PERAZZOLI, M.; PINHEIRO, A.; KAUFMANN, V. Efeitos de cenários de uso do solo sobre o regime hídrico e produção de sedimentos na bacia do Ribeirão Concórdia - SC. **Revista Árvore**, Viçosa, v. 37, n. 5, p. 859-869, 2013.

PFANNERSTILL, M.; GUSE, B.; FOHRER, N. A multi-storage groundwater concept for the SWAT model to emphasize nonlinear groundwater dynamics in lowland catchments. **Hydrological Processes**, v. 28, p. 5599-5612, 2014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.10062>. Acesso em: 17 mai. 2015

PULIDO-VELAZQUEZ, D. et al. Assessment of future groundwater recharge in semi-arid regions under climate change scenarios (Serral-Salinas aquifer, SE Spain). Could increased rainfall variability increased the recharge rate? **Hydrological Processes**, v. 29, p. 828-844, 2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.10191>. Acesso em: 18 jan. 2016.

QIU, L.; ZHENG, F.; YIN, R. SWAT- based runoff and sediment simulation in a small watershed, the loessial hilly-guillied region of China: capabilities and challenges. **International Journal of Sediment Research**, China, v. 27, n. 2, p. 226-234, 2012.

RAGAB, R.; BROMLEY, J. IHMS - Integrated hydrological modelling system. Part 1. hydrological processes and general structure. **Hydrological Processes**, v. 24, n. 19, p. 2663-2680, 2010. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1002/hyp7681>. Acesso em: 22 abr. 2013.

RAGHUNATH, H. M. **Hydrology**: principles, analysis and design. Daryaganj, Delhi: Editora New Age International, 2006. ProQuest ebrary.

RAMOS, C. M. C. et al. Análise temporal da variação da temperatura utilizando-se a geostatística. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14., 2009, Natal. **Anais...** Natal: INPE, 2009. p. 347-353.

RAMOS, C. M. C. et al. Modelagem da variação horária da temperatura do ar em Petrolina, Pe, e Botucatu, SP. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 15, n. 9, p. 959-965, 2011. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/S1415-43662011000900012>. Acesso em: 5 mar. 2013.

RAPOSO, J. R.; DAFONTE, J.; MOLINERO, J. Assessing the impact of future climate change on groundwater recharge in Galicia-Cosata, Spain. **Hydrogeology Journal**, v. 21, n. 2, p. 459-479, 2013. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-012-0922-7>. Acesso em: 26 mai. 2013.

RATHJENS, H.; OPPELT, N. SWAT model calibration of a grid-based setup. **Advanced Geoscience**, v. 32, p. 55-61, 2012. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.5194/adgeo-32-55-2012>. Acesso em: 3 mai. 2013.

REBOUÇAS, A. C.; BRAGA, B.; TUNDISI, J. G. **Águas doces no Brasil**. 3. ed. São Paulo: Editora Escrituras, 2006. 752 p.

RIBALAYGUA, J. et al. Climate change scenarios for temperature and precipitation in Aragón (Spain). **Science of the Total Environment**, v. 463-464, p. 1015-1030, 2013. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.06.089>. Acesso em: 10 mar. 2014.

ROCHA, E. O. et al. The contribution of conservation practices in reducing runoff, soil loss, and transport of nutrients at the watershed level. **Water Resources Management**, Netherlands, v. 26, p. 3831-3852, 2012.

RODRIGUES, E. L. et al. Impact of changes in land use in the flow of the Pará River Basin, MG. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 19, n. 1, p. 70-76, 2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/1807-1929/agriambi.v19n1p84-90> Acesso em: 5 abr. 2015.

ROMANOWICZ, A. A. et al. Sensitivity of the SWAT model to the soil and land use data parametrisation: a case study in the Thyle catchment, Belgium. **Ecological Modelling**, v. 187, p. 27-39, 2005. Disponível: <http://dx.doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2005.01.025>. Acesso em: 17 abr. 2013.

SÁ, E. F. et al. Conceitos e análise estrutural aplicados à hidrogeologia de terrenos cristalinos. In: FEITOSA, F. A. et al. **Hidrogeologia: conceitos e aplicações**. 3. ed. Rio de Janeiro: CPRM; LABHID, 2008. Cap. 3, p.95-117.

SANTOS, J. Y. **Análise espaço-temporal de processos hidrossedimentológicos na Bacia do Rio Tapacurá (Pernambuco, Brasil)**. 2015. 205 f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife.

SANTOS, K. S. et al. Variabilidade espacial de atributos físicos em solos de vale aluvial no semiárido Pernambuco. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 16, n. 8, p. 828-835, 2012. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/S1415-43662012000800003>. Acesso em: 13 dez. 2012.

SANTOS, T. E. M. et al. Erosão hídrica e perda de carbono orgânico em diferentes tipos de cobertura do solo no semi-árido, em condições de chuva simulada. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 13, n. 2, p. 113-125, 2008b. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.21168/rbrh.v13n2.p113-125>. Acesso em: 10 mai. 2013.

SANTOS, T. E. M. et al. Perda de carbono orgânico, potássio e solo em Neossolo flúvico sob diferentes sistemas de manejo no semiárido. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias – Agrária**, v. 2, n. 2, p. 143-149, 2007. Disponível em: [http://agraria.pro.br/sistema/index.php?journal=agraria&op=view&path\[\]=193&path\[\]=82](http://agraria.pro.br/sistema/index.php?journal=agraria&op=view&path[]=193&path[]=82). Acesso em 5 nov. 2014.

SANTOS, T. E. M.; MONTENEGRO, A. A. A.; PEDROSA, E. M. R. Características hidráulicas e perdas de solo e água sob cultivo do feijoeiro no semi-árido. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 13, n. 3, p.217-225, 2009. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/S1415-43662009000300001>. Acesso em: 5 nov. 2014

SANTOS, T. E. M.; MONTENEGRO, A. A. A.; SILVA, D. D. Umidade do solo no semiárido pernambucano usando-se reflectometria no domínio do tempo (TDR). **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 15, p. 670-679, 2011. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/S1415-43662011000700004>. Acesso em: 5 nov. 2014.

SANTOS, T. E. M.; SILVA, D. D.; MONTENEGRO, A. A. A. Temporal variability of soil water content under different surface conditions in the semiarid region of the Pernambuco state. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v. 34, n. 5, p. 1733-1741, 2010. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/S0100-06832010000500025>. Acesso em: 8 out. 2013.

SANTOS, T. O. et al. Análise temporal da variação da temperatura em uma região do agreste de Pernambuco utilizando-se a geoestatística. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 17., 2011, Espírito Santo. **Anais...** Espírito Santo: Editora, 2011. 1 CD-ROM.

SARTORI, A. A. C. et al. Variabilidade temporal e mapeamento dos dados climáticos de Botucatu-SP. **Irriga**, v. 15, n. 2, p. 131-139, 2010. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.15809/irriga.2010v15n2p131> . Acesso em: 12 fev. 2012.

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. 5-18, 2005. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.21168/rbrh.v10n4.p5-18>. Acesso em: 20 mar. 2013.

SCANLON, B. R.; HEALY, R. W.; COOK, P. G. Choosing appropriate techniques for quantifying ground water recharge. **Hydrogeology Journal**, v. 10, n. 1, p. 18-39, 2002. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-0010176-2>. Acesso em: 10 jan. 2016.

SCHLESINGER, W. H. et al. Biological feedbacks in global desertification. **Science**, v. 247, p. 1043-1048, 1990. Disponível em: <http://science.sciencemag.org/> Acesso em: 10 jan. 2016.

SCHUOL, J. et al. Modeling blue and green water availability in Africa. **Water Resources Research**, v. 44, p. 1-18, 2008. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1029/2007WR006609>. Acesso em: 20 mar. 2013.

SHI, W. et al. Spatial and temporal variability of daily precipitation concentration in the Lancang river basin, China. **Journal of Hydrology**, v. 495, p. 197-207, 2013. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.05.002> . Acesso em: 10 ago. 2014.

SHU, Y. et al. Integrated hydrological modeling of the North China Plain: options for sustainable groundwater use in the alluvial plain of Mt. Taihang. **Journal of Hydrology**, v. 464/465, p. 79-93, 2012. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.06.048>. Acesso em: 10 ago. 2014.

SILVA, A. P. N. et al. Chuva mensal provável para o agreste de Pernambuco. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias**, v. 8, n. 2, p. 287-296, 2013. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.5039/agraria.v8i2a1444>. Acesso em: 15 set. 2014.

SILVA, J. J. N. et al. Variabilidade espacial de parâmetros de crescimento da mamoneira e de atributos físicos químicos em Neossolo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 14, n. 9, p. 921-931, 2010. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/S1415-43662010000900004>. Acesso em: 6 fev. 2013.

SILVA, J. J. N. et al. Water allocations and mulching in castor bean crops in a semiarid Fluvic Neossol. **Revista Ciência Agrônômica**, Fortaleza, v. 45, n. 3, p. 443-452, 2014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/S1806-66902014000300003>. Acesso em: 7 jan. 2015.

SILVA, J. R. L. et al. Modelagem da dinâmica de umidade do solo em diferentes condições de cobertura no semiárido pernambucano. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias**, v. 10, n. 2, p. 293-303, 2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.5039/agraria.v10i2a4219>. Acesso em: 9 jan. 2016.

SILVA, J. R. L.; MONTENEGRO, A. A. A.; SANTOS, T. E. M. Caracterização física e hidráulica de solos em bacias experimentais do semiárido brasileiro sob manejo conservacionista. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 16, n. 1, p. 27-36, 2012. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/S1415-43662012000100004>. Acesso em: 14 fev. 2013.

SILVA JÚNIOR, V. P. **Avaliação da estabilidade temporal da umidade do solo em uma bacia experimental no semiárido pernambucano e uso da termografia para estimativa da permeabilidade solo**. 2015. 98 f. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife.

SILVA JÚNIOR, V. P. et al. Produção de água e sedimentos em bacia representativa do semiárido pernambucano. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 15, n. 10, p. 1073-1081, 2011. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/S1415-43662011001000012>. Acesso em: 15 jun. 2012.

SILVA, J. W. da; GUIMARÃES, E. C.; TAVARES, M. Variabilidade temporal da precipitação mensal e anual na estação climatológica de Uberaba-MG. **Ciência Agrotécologia**, v. 27, p. 665-674, 2003. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/S1413-70542003000300023>. Acesso em: 22 fev. 2012.

SILVA, R. M. et al. Erosivity, surface runoff, and soil erosion estimation using GIS-coupled runoff-erosion model in the Mamuaba catchment, Brazil. **Environmental Monitoring Assessment**, v. 185, n. 11, p. 8977-8990, 2013. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s10661-013-3228-x>. Acesso em: 23 mar. 2014.

SILVA, R. M.; MEDEIROS, I. C. Análise hidrossedimentológica em ambiente SIG usando o modelo SWAT. **GeoFocus**, n. 14, p. 213-231, 2014. Disponível em: <http://www.geofocus.org/index.php/geofocus/article/view/308>. Acesso em: 13 jan. 2016.

SILVA, V. A. et al. Uso da terra e perda de solo na bacia hidrográfica do Rio Colônia, Bahia. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 15, n. 3, p. 310-315, 2011. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/S1415-43662011000300013>. Acesso em: 14 mai. 2012.

SINGH, V. P.; FREVERT, D. K. **Watershed models**. Boca Raton: CRC Press, 2015. 653 p.

SOARES, A. **Geoestatística para as ciências da terra e do ambiente**. 2. ed. Lisboa: IST Press, 2006. 232 p.

SOUZA, E. R. et al. Temporal stability of soil moisture in irrigate carrot crops in Northeast Brazil. **Agricultural Water Management**, v. 9, n. 1, p. 26-32, 2011. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.agwat.2011.08.002>. Acesso em: 5 fev. 2012.

SOUZA, R. M.; SANTOS, I. Estimativa da variabilidade espacial de vazões mínimas na bacia hidrográfica do altíssimo Rio Negro, região sul-brasileira, com aplicação do modelo SWAT. **RA'EGA : O Espaço Geográfico em Análise**, Curitiba, PR, v. 28, p. 134-153, 2013.

STRAUCH, M. et al. The impact of best management practices on simulated streamflow and sediment load in a central brazilian catchment. **Journal of Environmental Management**, v. 127, p. S24-S36, 2013. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jenvman.2013.01.014>. Acesso em: 3 mar. 2014.

STRAUCH, M. et al. Using precipitation data ensemble for uncertainty analysis in SWAT streamflow simulation. **Journal of Hydrology**, v. 414/415, p.413-424, 2012. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.014>. Acesso em: 3 mar. 2014.

STRAUCH, M.; VOLK, M. SWAT plant growth modification for improved modeling of perennial vegetation in the tropics. **Ecological Modelling**, v. 269, p. 98-112, 2013. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2013.08.013>. Acesso em: 3 mar. 2014.

SWAT. **Climate Change Data for SWAT (CMIP3)**. 2015. Disponível em: <http://globalweather.tamu.edu/cmip>. Acesso em: 12 jan. 2015. Soil Water Assessment Tool.

TAYLOR, R. G. et al. Evidence of the dependence of groundwater resources on extreme rainfall in East Africa. **Nature Climate Change**, v. 3, p. 374-379, 2013a. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1038/NCLIMATE1731>. Acesso em: 13 fev. 2016.

TAYLOR, R. G. et al. Groundwater and climate change. **Nature Climate Change**, v. 3, p. 322-329, 2013b. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1038/NCLIMATE1744>. Acesso em: 13 fev. 2016.

TORRES, R. R.; MARENGO, J. A. Climate change hotspots over south america: from CMIP3 to CMIP5 multi-model datasets. **Theoretical Applied Climatology**, v. 117, p. 579-587, 2014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s00704-013-1030-x>. Acesso em: 20 jan. 2016.

TRAMBLAY, Y. et al. Climate change impacts on extreme precipitation in Morocco. **Global and Planetary Change**, v. 82/83, p. 104-114, 2012. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.12.002>. Acesso em: 10 out. 2013.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 4. ed. Porto Alegre -RS: Editora ABRH, 2007. 943 p.

TWEED, S. et al. Arid zone groundwater recharge and salinisation processes; an example from the Lake Eyre Basin, Australia. **Journal of Hydrology**, v. 408, p. 257-275, 2011. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.08.008>. Acesso em: 22 fev. 2012.

U.S. Geological Survey (USGS). Imagem SRTM Folha **Earth Resources Observation and Science (EROS) Center. Imagem SRTM 30m**. Disponível em: <http://earthexplorer.usgs.gov>. Acesso em: 1 jun. 2013.

UNESCO – United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization. **Water for a sustainable world**. The United Nations World Water Development Report 2015. Paris, France, 2015. ISBN 978-92-3-100071-3.

UNITED NATIONS. United Nations Decade for Deserts and the Fight Against Desertification - 2010-2020, 2016. Disponível em: http://www.un.org/en/events/desertification_decade/whynow.shtml. Acesso em: 12 jan. 2016.

UZEIKA, T. et al. Use of the swat model for hydro-sedimentologic simulation in a small rural watershed. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v. 36, n. 2, p. 557-565, 2012. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/OS100-06832012000200025>. Acesso em: 5 jul. 2013.

VALVERDE, M. C., MARENGO, J. A. Mudanças de circulação atmosférica sobre a América do Sul para cenários futuros projetados pelos modelos globais do IPCC AR4. **Revista Brasileira de Meteorologia**. São Paulo, v. 25, n.1, p.125-145, 2010.

VAN VURREN, D. P. et al. The representative concentration pathways: an overview. **Climate Change**, v. 109, p. 5-31, 2011. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s10584-011-0148-z>. Acesso em: 17 ago. 2012.

VIEIRA, S. R.; CARVALHO, J. R. P.; GONZÁLEZ, A. P. Jack Knifing for semivariogram validation. **Bragantia**, Campinas-SP, v. 69, p. 97-105, 2010. Suplemento.

WARRICK, A. W.; NIELSEN, D. R. Spatial variability of soil physical properties in the Field. In: HILLEL, D. (Ed.). **Applications of soil physics**. New York: Academic, 1980. cap. 13, p. 319-344.

WEGEHENKEL, M. Modeling of vegetation dynamics in hydrological models for the assessment of the effects of climate change on evapotranspiration and groundwater recharge. **Advances in Geosciences**, v. 21, p. 109-115, 2009. Disponível em: <http://www.adv-geosci.net/21/109/2009/>. Acesso em: 20 abr. 2013.

WESTRA, S.; SISSON, S. A. Detection of non-stationarity in precipitation extremes using a max-stable process model. **Journal of Hydrology**, v. 406, p. 119-128, 2011. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.06.014>. Acesso em: 12 jan. 2015.

WINCHELL, M. et al. **ArcSWAT Interface For SWAT 2012 – User’s guide**. Texas AgriLife Research, USDA Agricultural Research Service, Texas. 2013. 459 p.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. **Guide hydrological practices: hydrology - from measurement to hydrological information.** Geneva, Switzerland: WMO, 2008. v. 1, n. 168.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. **WMO statement on the status of the global climate in 2013.** Geneva, Switzerland: WMO, 2014, n. 1130.

YAMAMOTO, J. K.; LANDIM, P. M. B. **Geoestatística: conceitos + aplicações.** São Paulo: Editora Oficina de textos, 2013. 215 p.

YEN, H. et al. Assessment of input uncertainty by seasonally categorized latent variables using SWAT. **Journal of Hydrology**, v. 531, p. 685-695, 2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.10.058>. Acesso em: 14 jan. 2016.

ZENG, R.; CAI, X. Analyzing streamflow changes: irrigation-enhanced interaction between aquifer and streamflow in the Republican River basin. **Hydrological Earth System Science**, v. 18, p. 493-502, 2014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.5194/hess-18-493-2014>. Acesso em: 12 abr. 2015.

ZHOU, F. et al. Hydrological response to urbanization at different spatio-temporal scales simulated by coupling of CLUE-S and the SWAT model in the Yangtze River Delta region. **Journal of Hydrology**, v. 485, p. 113-125, 2013. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.12.040>. Acesso em: 13 mar. 2014.