**Universidade de São Paulo
Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”**

**Modelagem de efeitos das mudanças climáticas sobre o deflúvio e a
qualidade de água em bacias hidrográficas do Estado de São Paulo**

Matheus Eijii Kinchoku Ogasawara

Dissertação apresentada para obtenção do título de
Mestre em Ciências, Programa: Recursos Florestais.
Opção em: Conservação de Ecossistemas Florestais

**Piracicaba
2020**

Matheus Eijii Kinchoku Ogasawara
Engenheiro Florestal

**Modelagem de efeitos das mudanças climáticas sobre o deflúvio e a qualidade de
água em bacias hidrográficas do Estado de São Paulo**

versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011

Orientador:

Prof. Dr. **SILVIO FROSINI DE BARROS FERRAZ**

Dissertação apresentada para obtenção do título de
Mestre em Ciências, Programa: Recursos Florestais.
Opção em: Conservação de Ecossistemas Florestais

Piracicaba
2020

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
DIVISÃO DE BIBLIOTECA – DIBD/ESALQ/USP

Ogasawara, Matheus Eijii Kinchoku

Modelagem de efeitos das mudanças climáticas sobre o deflúvio e a qualidade de água em bacias hidrográficas do Estado de São Paulo / Matheus Eijii Kinchoku Ogasawara. - - versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011 - - Piracicaba, 2020.

95 p.

Dissertação (Mestrado) - - USP / Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz".

1. Modelo hidrológico 2 Modelo climático global 3. Recursos hídricos I.
Título

AGRADECIMENTOS

À família, minha mãe Mitiko, minha avó Teruko, meu vô Tamotsu, minhas tias Harumi e Satie e meus tios Tadashi e Yukio pelo apoio durante toda a pós-graduação e a todos os outros familiares que me ajudaram durante o percurso no mestrado.

Ao professor Sílvio Frosini de Barros Ferraz por aceitar em ser meu orientador, pelas diversas oportunidades surgidas durante o mestrado e principalmente por ter paciência e me dar incentivos para meu crescimento profissional.

À minha amiga Carol por me ajudar com as correções da dissertação, pelas dicas de escrita, críticas e sugestões, além das conversas da vida, risadas e filmes no cinema.

Ao meu amigo Eduardo por me ajudar no processamento e nas análises dos dados e também à Marina por me ajudar nas primeiras fases do mestrado.

À minha amiga Bruna por me ajudar nas coletas de dados climáticos e físicos, além das brincadeiras, conversas, risadas e aventuras.

Ao professor Humberto Rocha pela disponibilidade dos dados dos cenários climáticos e ao Lucas Pontes por me ajudar na extração dos dados em Phyton.

À todos do LHF (Laboratório de Hidrologia Florestal) que sempre me ajudaram e me apoiaram, além das conversas, risadas e amizades: Aline, Carlinha, Gláucia, Katherine, Lara, Lucilene, Cecília, Benito e Shaxa. Especialmente à Diana por me aturar e me acompanhar em todas as atividades, desde monitorias até na nataação.

À ESALQ e ao programa de Recursos Florestais pelas inúmeras oportunidades oferecidas durante a graduação, pós-graduação, aulas, professores e congressos.

Aos queridos amigos: Alex, Laís, Patrícia, Danilo, Marcelo, Diego, Solange, Nathalie, Vanessa, Renata, Gleice, Yajahaira, Leonardo e Kenia.

Ao conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de estudos concedida nos primeiros meses do mestrado (Processo 133251/2018-7) e à

Fundação de Amparo à pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pela concessão da bolsa de estudos de mestrado (Processo nº 2018/10751-7).

Espero não ter esquecido ninguém!

Obrigado a todos!

SUMÁRIO

RESUMO	7
ABSTRACT	8
1. INTRODUÇÃO	9
Referências	11
2. ZONEAMENTO DA RESPOSTA HIDROLÓGICA DE BACIAS HIDROGRÁFICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO	15
Resumo	15
Abstract	15
2.1 Introdução	15
2.2. Materiais e Métodos	19
2.2.1. Área de estudo	20
2.2.2. Base cartográfica	22
2.2.3. Uso e ocupação do solo das bacias hidrográficas	25
2.2.4. Base de dados climáticos e hidrológicos	26
2.2.5. Modelo hidrológico	27
2.2.6. Calibração e validação do modelo	29
2.2.7. Resiliência hidrológica	30
2.3. Resultados	33
2.3.1. Calibração e validação do modelo hidrológico	33
2.3.2. Análise de sensibilidade do modelo hidrológico	36
2.3.2. Espacialização da responsividade hídrica para o Estado de São Paulo	38
2.3.3. Resiliência hidrológica	39
2.4. Discussão	42
2.4.2. Calibração e validação do modelo hidrológico	42
2.4.4. Resiliência das bacias hidrográficas	42
2.4.5. Relação entre resiliência, responsividade e produção de água	44
2.4.6. Implicações para o manejo	47
2.5. Conclusão	49
Referências	50
3. RESPOSTA DO DEFLÚVIO E DA QUALIDADE DE ÁGUA EM BACIAS HIDROGRÁFICAS EM DECORRÊNCIA DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS	56
Resumo	56
Abstract	56
3.1. Introdução	57

3.2. Materiais e Métodos	59
3.2.1. Área de estudo	60
3.2.2. Cenários climáticos futuros	61
3.2.3. Carga de nutrientes	62
3.3. Resultados	64
3.3.1. Simulação dos cenários climáticos.....	64
3.3.2. Carga de nutrientes	73
3.4. Discussão	75
3.4.1. Efeitos do clima sobre o deflúvio	75
3.4.2. Efeitos do clima sobre a qualidade de água.....	77
3.5. Conclusão	79
Referências	80
ANEXOS	84

RESUMO

Modelagem de efeitos das mudanças climáticas sobre o deflúvio e a qualidade de água em bacias hidrográficas do Estado de São Paulo

As mudanças climáticas e seus efeitos sobre os recursos hídricos têm sido um tema abordado por muitos pesquisadores e motivo de preocupação por parte de autoridades públicas. Esses efeitos se manifestarão em uma escala de tempo muito longa interferindo no deflúvio e na qualidade de água para a população. Tais efeitos podem ser previstos por meio de modelos hidrológicos e modelos climáticos globais (MCG) que fornecem estimativas sobre o clima futuro, com base em cenários climáticos. O objetivo deste estudo foi realizar uma modelagem para avaliar os efeitos das mudanças do clima sobre o deflúvio e a qualidade da água e realizar um zoneamento da resposta hidrológica de bacias hidrográficas do estado de São Paulo. Foi gerado um mapeamento regional da resposta das bacias hidrográficas e identificadas áreas críticas para a estabilidade da produção de água nas bacias hidrográficas. Foram identificadas bacias hidrográficas que serão impactadas negativamente pelo clima, apresentando redução do deflúvio, e bacias hidrográficas que serão menos afetadas pelo clima, pois suas características físicas constituem fator mais relevante à produção de água. Portanto é necessário dar importância para as bacias hidrográficas do Estado de São Paulo devido, principalmente, à concentração urbana e industrial nessa região. Os resultados fornecem subsídios para orientar o planejamento de políticas públicas e uso do solo nas bacias hidrográficas.

Palavras-chave: Modelo hidrológico, Modelo climático global, Recursos hídricos

ABSTRACT

Modeling the effects of climate change on streamflow and water quality of watersheds in the state of São Paulo

Climate change and its effects on water resources have been discussed by many researchers and public authorities. These effects will manifest in a very long time scale, affecting the streamflow and water quality for the population. Such effects can be predicted using hydrological models and global climate models (GCM) that provide estimates about climate in the future, based on climate scenarios. This study aims to evaluate the effects of climate changes on the streamflow and water quality and to zoning the hydrological response of watersheds in the state of São Paulo. A regional mapping of the watershed response was generated and critical areas were identified for the stability of water production in the watersheds. Some watersheds will be negatively impacted by the climate, presenting a reduction of the streamflow, and other watersheds will be less affected by the climate, because their physical characteristics constitute a more relevant factor to the water yield. Therefore, it is necessary to give importance to the watersheds of the State of São Paulo due to the urban and industrial concentration in that region. The results provide subsidies to guide public policy and propose ways to manage the land use in watersheds.

Keywords: Hydrological model, Global climate model, Water resource

1. INTRODUÇÃO

O aumento da emissão de CO₂ na atmosfera está causando aumento na temperatura da superfície terrestre, mudando o regime das chuvas e a frequência de eventos climáticos extremos (Sheldon, 2019). No território brasileiro houve um aquecimento de cerca de 0,7°C nos últimos cinquenta anos (Marengo et al, 2011) e a tendência é que este aumento continue (Milly et al., 2005; Pivetta, 2013).

Os efeitos das mudanças climáticas sobre os processos hidrológicos estão causando problemas no abastecimento de água para a população em termos de quantidade e qualidade (Michalak, 2016). As primeiras ferramentas utilizadas para avaliar as mudanças no clima sobre o deflúvio são os modelos climáticos globais (MCG) (Immerzeel et al., 2012; Sillmann et al., 2013; Hoang et al., 2016). Os dados climáticos globais são retirados de diversos estudos, que por sua vez, possuem diferentes metodologias, escalas e resoluções, como, por exemplo, os dados provenientes de estudos em microbacias pareadas, quando aplicados às bacias hidrográficas podem causar certo nível de incerteza (Zhou et al., 2015; Wei et al., 2017). Slevin et al., (2015) verificaram que há diferenças entre os dados meteorológicos globais e locais, em que os dados globais subestimam os valores dos dados locais. Outro problema encontrado em dados climáticos globais são os períodos de tempo disponíveis, que podem não representar adequadamente as respostas hidrológicas às mudanças do uso do solo e do clima (Zhou et al., 2015). Quando dados locais, em nível de país ou Estado, são aplicados, esses problemas podem ser minimizados, pois são utilizados dados provenientes de uma mesma fonte ou fontes que utilizaram a mesma metodologia, e, muitas vezes, com escala e resolução melhores (Wei e Zhang, 2010a, 2010b; Vose et al., 2011; Slevin et al., 2015; Zhou et al., 2015).

Outras ferramentas utilizadas para avaliar as mudanças no clima sobre o deflúvio são os modelos hidrológicos (Zhang et al., 2014; Zhou et al., 2015; Gao et al., 2019), possibilitando a simulação do deflúvio e, posteriormente, a análise da quantidade e qualidade de água pela exportação de nutrientes das bacias hidrográficas (Marengo, 2008). Para a utilização de modelos hidrológicos, principalmente os modelos desenvolvidos a partir da hipótese de Budyko, que avaliam a variação hidrológica de uma bacia hidrográfica, é necessário bancos de dados climáticos e cartográficos. Neste trabalho foram utilizados dados locais, pois alguns trabalhos utilizam dados em escala global que podem conter incertezas em relação à precisão local. As mudanças no clima e no uso do solo são comumente reconhecidas como os responsáveis pela variação hidrológica, e, conseqüentemente, sua interação pode afetar o futuro do abastecimento hídrico e o regime de vazão. Os dois principais métodos para

avaliar a variação hidrológica em uma bacia hidrográfica são os métodos estatísticos e os métodos de simulação (Wei et al., 2013).

Os métodos estatísticos utilizam a relação das respostas hidrológicas às mudanças do uso do solo em bacias hidrográficas, excluindo os efeitos da variabilidade climática, podendo não fornecer uma interação completa de como o clima e as mudanças no uso do solo podem afetar a hidrologia (Buttle e Metcalfe, 2000; Bart e Hope, 2010; Webb e Jarret, 2013; Wei et al., 2013; Zhou et al., 2015). Por outro lado, os métodos de simulação levam em consideração a interação dos processos hidrológicos com o clima para simular o futuro do abastecimento hídrico baseando-se apenas em cenários de mudança climática sem considerar especificamente as mudanças do uso do solo (características físicas do terreno), podendo subestimar ou superestimar os impactos das mudanças no clima sobre os recursos hídricos (Waterloo et al., 2007; Coe et al., 2009; Wei et al., 2013; Zhou et al., 2015).

Desta forma a combinação de ambos os métodos podem complementar seus pontos fortes e superar suas deficiências, como por exemplo, o uso dos modelos criados a partir da hipótese de Budyko, em que é possível incluir ambos os aspectos, características físicas da bacia e clima, para a avaliação do futuro dos recursos hídricos, para auxiliar no entendimento e no manejo dos mesmos (Fu, 1981; Choudhury, 1999; Zhang et al., 2001; Costa et al., 2003; Zhang e Wei, 2012; Wei et al., 2013; Zhou et al., 2015; Zhang et al., 2017). Desta forma, esta ferramenta pode ser utilizada para predizer os balanços hídricos e energéticos de bacias hidrográficas que não são monitoradas, que é considerado uma questão crítica na hidrologia (Hrachowitz et al., 2013).

Portanto localizar regiões mais sensíveis às mudanças climáticas é de extrema importância para avaliar seus efeitos sobre os recursos hídricos (Bergstrom et al., 2001; Varis et al., 2004; Hanssen-Bauer, et al., 2005; Michalak, 2016). Os recursos hídricos são fundamentais, em particular para a região do Estado de São Paulo, devido à concentração urbana e industrial, atividades econômicas e também ser responsável por 65% das hidrelétricas no país (Tiezzi et al., 2019). As mudanças climáticas são esperadas para o futuro em diversas regiões do planeta (Nobre et al., 1991; Milly et al., 2005; Marengo, 2008; IPCC, 2014; Marengo et al., 2011; Creed et al., 2014), como, por exemplo, em áreas tropicais e sub tropicais (Frauendorf et al., 2019), onde esperam-se que sejam as primeiras regiões a serem impactadas pelas mudanças climáticas, afetando na disponibilidade de água em quantidade e qualidade para a população (Mora et al., 2013).

Considerando os efeitos das mudanças climáticas sobre os recursos hídricos, este estudo propôs quantificar, a partir da modelagem matemática, os efeitos das mudanças do clima sobre o deflúvio e a qualidade de água de bacias hidrográficas do Estado de São Paulo, utilizando a resiliência e responsividade hidrológica, e os cenários climáticos futuros do modelo climático global HadGEM.

No segundo capítulo a partir da calibração e validação do modelo hidrológico foi realizado um zoneamento da responsividade hidrológica e quantificado a resiliência hidrológica de bacias hidrográficas do Estado de São Paulo, identificando também quais características físicas das bacias hidrográficas afetam a responsividade.

No terceiro capítulo, a partir do modelo hidrológico e do modelo climático global, foi realizada a quantificação dos efeitos das mudanças climáticas sobre o deflúvio e a qualidade de água utilizando duas bacias hidrográficas do segundo capítulo.

Os resultados permitirão compreender como as mudanças climáticas irão afetar a disponibilidade e a qualidade de água das bacias hidrográficas do estudo, permitindo identificar locais em que o deflúvio será mais afetado pelo clima e locais que serão mais afetados pelas próprias características físicas, auxiliando no planejamento e manejo dos recursos hídricos das bacias hidrográficas do Estado de São Paulo.

Referências

- BART, R.; HOPE, A. Streamflow response to fire in large catchments of a Mediterranean-climate region using paired-catchment experiments. **Journal of Hydrology**, v. 388, p. 370–378, 2010.
- BERGSTRÖM, S.; CARLSSON, B.; GARDELIN, M.; LINDSTRÖM, G.; PETTERSSON, A.; RUMMUKAINEN, M. Climate change impacts on runoff in Sweden — assessments by global climate models, dynamical downscaling and hydrological modeling. **Climate Research**, v. 16, p. 101–112, 2001.
- BUTTLE, J.; METCALFE, R. Boreal forest disturbance and streamflow response, northeastern Ontario. **Canadian Journal Fisheries and Aquatic Sciences**, v. 57, p. 5–18, 2000.
- CHOUDHURY, B. J. Evaluation of an empirical equation for annual evaporation using field observations and results from a biophysical model. **Journal of Hydrology**, v. 216, p. 99–110, 1999.
- COE, M.; COSTA, M.; SOARES-FILHO, B. The Influence of historical and potential future deforestation on the stream flow of the Amazon River—land surface processes and atmospheric feedbacks. **Journal of Hydrology**, v. 369, p. 165–174, 2009.
- COSTA, M.H.; BOTTA, A.; CARDILLE, J.A. Effects of large-scale changes in land cover on the discharge of the Tocantins River, Southeastern Amazonia. **Journal of Hydrology**, v. 283, p. 206–217, 2003.

- CREED, I.F.; SPARGO, A.T.; JONES, J.A.; BUTTLE, J.M.; ADAMS, M.B.; BEALL, F.D.; BOOTH, E.G.; CAMPBELL, J.L.; CLOW, D.; ELDER, K.; GREEN, M.B.; GRIMM, N.B.; MINIAT, C.; RAMLAL, P.; SAHA, A.; SEBESTYEN, S.; SPITTLEHOUSE, D.; STERLING, S.; WILLIAMS, M.W.; WINKLER, R.; YAO, H. Changing forest water yield sin response to climate warming: results from long-term experimental watershed sites across North America. **Global Change Biology**, v.20, n.10, p. 3191–3208, 2014.
- FRAUENDORF, T. C.; MACKENZIE, R. A.; TINGLEY, R. W.; FRAZIER, A. G.; RINEY, M. H.; EL-SABAawi, R. W. Evaluating ecosystem effects of climate change on tropical island streams using high spatial and temporal resolution sampling regimes. **Global Change Biology**, 2019, <https://doi.org/10.1111/gcb.14584>.
- FU, B. P. On the calculation of the evaporation from land surface [in Chinese]. **Scientia Atmospherica Sinica**, v. 5, p. 23–31, 1981.
- GAO, C.; LIU, L.; MA, D.; HE, K.; XU, Y.P.; Assessing responses of hydrological processes to climate change over the southeastern Tibetan Plateau based on resampling of future climate scenarios. **Science of the Total Environment**, v. 664, p. 737-752, 2019.
- HANSSEN-BAUER; ACHBERGER, C.; BENERTAD, R. E.; CHEN, D.; FORLAND, E. J. Statistical downscaling of climate scenarios over Scandinavia. **Climate Research**, v. 29, p. 255-268, 2005.
- HOANG, L.P.; LAURI, H.; KUMMU, M.; KOPONEN, J.; VAN VLIET, M.T.H.; SUPIT, I.; LEEMANS, R.; KABAT, P.; LUDWIG, F. Mekong River flow and hydrological extremes under climate change. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 20, p. 3027–3041, 2016.
- HRACHOWITZ, M. SAVENIJE, H.H.G.; BLOSchL, G.; MCDONNELL, J.J.; SIVAPALAN, M.; POMEROY, J.W.; ARHEIMER, B.; BLUME, T.; CLARK, M.P.; EHRET, U.; FENICIA, F.; FREER, J.E.; GELFAN, A.; GUPTA, H.V.; HUGHES, D.A.; HUT, R.W.; MONTANARI, A.; PANDE, S.; TETZLAFF, D.; TROCH, P.A.; UHLENBROOK, S.; WAGENER, T.; WINSEMIUS, H.C.; WOODS, R.A.; ZEHE, E.; CUDENNEC, C. A decade of predictions in ungauged basins (PUB) – a review. **Hydrological Sciences Journal**, v. 58, n. 6, p. 1-58, 2013.
- IMMERZEEL, W.W.; VAN BEEK, L.P.; KONZ, M.; SHRESTHA, A.B.; BIERKENS, M.F. Hydrological response to climate change in a glacierized catchment in the Himalayas. **Climatic Change**, v. 110, p. 721–736, 2012.
- INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC), 2014. Disponível em: <www.Ipcc.ch>. Acesso em: 24 de março de 2019.
- MARENGO, J.A. Água e mudanças climáticas. **Estudos Avançados**, v. 22, p. 83-96, 2008.
- MARENGO, J.A.; NOBRE, C.A.; CHOU, S.C.; TOMASELLA, J.; SAMPAIO, G.; ALVES, L.M.; OBREGÓN, G.O.; SOARES, W.R. **Riscos de mudanças climáticas no Brasil**. 2011.
- MICHALAK, A. M. Study role climate change in extreme threats to water quality. **Nature**, comment, v. 535, p. 349-350, 2016.

- MILLY, P.C.D.; DUNNE, K.A.; VECCHIA, A.V. Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. **Nature**, v. 438, p. 347-350, 2005.
- MORA, C.; FRAZIER, A. G.; LONGMAN, R. J.; DACKS, R. S.; WALTON, M. M.; TONG, E. J.; SANCHEZ J. J.; KAISER, L. R.; STENDER, Y. O.; ANDERSON, J. M.; AMBROSINO, C. M.; FERNANDEZ-SILVA, I.; GIUSEFFI, L. M.; GIAMBELLUCA, T. W. The projected timing of climate departure from recent variability. **Nature**, v. 502, p. 183-187, 2013.
- NOBRE, C.A.; SELLERS, P; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, v.4, p.957-988, 1991.
- PIVETTA, M. Extremos do clima, 2013. Disponível em:<
<https://revistapesquisa.fapesp.br/2013/08/13/extremos-do-clima/>>. Acesso em: 27 de abril de 2020.
- SHELDON, K. S. Climate change in the tropics: ecological and evolutionary responses at low latitudes. **Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics**, v. 50, p. 303-333, 2019.
- SILLMANN, J.; KHARIN, V.V.; ZWIERS, F.W.; ZHANG, X.; BRONAUGH, D. Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: part 2. Future climate projections. **Journal of Geophysical Research: Atmosphere**, v. 118, p. 2473–2493, 2013.
- SLEVIN, D.; TETT, S.F.B.; WILLIAMS, M.; Multi-site evaluation of the JULES land surface model using global and local data. **Geoscientific Model Development**, v. 8, p. 295-316, 2015.
- TIEZZI, R.O.; BARBOSA, P. S. F.; LOPES, J. E. G.; FRANCATO, A. L.; ZAMBON, R. C.; SILVEIRA, A.; MENEZES, P. H. B. J.; ISIDORO, J. M. G. P. Trends of streamflow under climate change for 26 Brazilian basins. **Water Policy**, v. 21, p. 206-220, 2019.
- VARIS, O.; KAJANDER, T.; LEMMELÄ, R. Climate and water: from climate models to water resources management and vice versa. **Climatic Change**, v. 66, p. 321–344, 2004.
- VOSE, J.M.; SUN, G.; FORD, C.R.; BREDEMEIER, M. OTSUKI, K.; WEI, X.; ZHANG, Z.; ZHANG, L. Forest ecohydrological research in the 21st century: what are the critical needs? **Ecohydrology**, v. 4, p. 146–158, 2011.
- WATERLOO, M.J.; SCHELLEKENS, J.; BRUIJNZEEL, L.A.; RAWAQA, T.T. Changes in catchment runoff after harvesting and burning of a *Pinus caribaea* plantation in VitiLevu, Fiji. **Forest Ecology and Management**, v. 251, p. 31–44, 2007.
- WEBB, A.A.; JARRETT, B.W. Hydrological response to wildfire, integrated logging and dry mixed species eucalypt forest regeneration: The Yambulla experiment. **Forest Ecology and Management**, v. 306, p. 107–117, 2013.
- WEI, X. ZHANG, M. Quantifying streamflow change caused by forest disturbance at a large spatial scale: a single watershed study. **Water Resources Research**, v. 46 p. 1-15, W12525, 2010b.
- WEI, X. ZHANG, M. Research methods for assessing the impacts of forest disturbance on hydrology at large-scale watersheds. In: Chen, J., Chao, L., Laforteza, R. (Eds.), *Landscape Ecology and Forest*

Management: Challenges and Solutions in a Changing Globe. Higher Educ. Press, Beijing & Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, p. 119–147, 2010a.

WEI, X.; LI, Q.; ZHANG, M.; GILES-HANSEN, K.; LIU, W.; FAN, H.; WANG, Y.; ZHOU, G.; PIAO, S.; LIU, S. Vegetation cover – another dominant factor in determining global water resources in forested regions. **Global Change Biology**, p. 1-10, 2017.

WEI, X.; LIU, W.; ZHOU, P.; Quantifying the relative contributions of forest changes and climate variability to hydrology in large watersheds: A critical review of research methods. **Water**, v. 5, p. 728-746, 2013.

ZHANG, L.; DAWES, W.R.; WALKER, G.R. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. **Water Resources Research**, v. 37, n. 3, p. 701-708, 2001.

ZHANG, M.; LIU, N.; HARPER, R.; LI, Q.; LIU, Q.; WEI, X.; NING, D.; HOU, Y.; LIU, S. A global review on hydrological responses to forest change across multiple special scales: Importance of scale, climate, forest type and hydrological regime. **Journal of Hydrology**, v. 546, p. 44-59, 2017.

ZHANG, M.; WEI, X. The cumulative effects of forest disturbance on streamflow in a large watershed in the central interior of British Columbia, Canada. **Hydrology and Earth System Science**, v. 16, p. 2021–2034, 2012.

ZHANG, X.; XU, Y. P.; FU, G. Uncertainties in SWAT extreme flow simulation under climate change. **Journal of Hydrology**, v. 515, p. 205–222, 2014.

ZHOU, G.; WEI, X.; CHEN, X.; ZHOU, P.; LIU X.; XIAO, Y.; SUN, G.; SCOTT, D.F.; ZHOU, S.; HAN, L.; SU, Y. Global pattern for effect of climate and land cover on water yield. **Nature Communications**, v.6, 5918, 2015.

2. ZONEAMENTO DA RESPOSTA HIDROLÓGICA DE BACIAS HIDROGRÁFICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO

Resumo

Os efeitos das mudanças climáticas sobre os recursos hídricos e a resiliência das bacias hidrográficas são algumas das principais preocupações de autoridades públicas. Esses efeitos podem ser previstos por meio de modelos hidrológicos calibrados e parâmetros que medem a resiliência a partir de dados climáticos históricos de uma determinada região. O objetivo deste estudo foi aplicar o modelo hidrológico de Zhou, calibrado e validado, e as métricas de Budyko para o conjunto de dados climáticos de 29 bacias hidrográficas, a fim de se realizar um zoneamento da resposta hidrológica às mudanças climáticas de bacias hidrográficas do Estado de São Paulo. O modelo proposto conseguiu captar as diferenças entre as bacias hidrográficas e, a partir do cálculo das métricas, foram identificadas bacias hidrográficas com baixa resiliência hidrológica. Foi gerado um mapeamento regional da resposta hidrológica das bacias hidrográficas e identificadas áreas críticas para a estabilidade da produção de água nas bacias hidrográficas. Os resultados fornecem subsídios para orientar o planejamento de políticas públicas e propor maneiras de gerenciar e conservar os recursos hídricos nas bacias hidrográficas.

Palavras-chave: mudanças climáticas; resiliência; deflúvio.

Abstract

The effects of climate change on water resources and resilience of watersheds are some of the main concerns of public authorities. These effects can be predicted through calibrated and validated hydrological models and parameters that measure resilience, using climatic data for a given region. The objective of this study was to apply the hydrological model of Zhou, calibrated and validated, and the metrics of Budyko to the set of climatic data of 29 watersheds, to zoning the hydrological response to the climatic changes of watersheds of the State of São Paulo. The proposed model was able to capture the differences between the watersheds and, from the calculation of the metrics were identified watersheds with low hydrological resilience. A regional mapping of the watershed's response was generated and critical areas were identified for the stability of water yield in the watersheds. The results provide guide to public policy and propose ways to manage and conserve water resources in watersheds.

Keywords: climate change; resilience; water yield.

2.1 Introdução

Existem evidências de que ocorre aquecimento global desde o século 20, e o aumento da temperatura na superfície da Terra está relacionado ao aumento da emissão dos gases de efeito estufa de origem antrópica (IPCC, 2014). O Brasil apresentou aquecimento de cerca de 0,7°C nos últimos cinquenta anos, e esse aumento pode causar danos aos ecossistemas, à

produção de alimentos e à geração de energia, e tal impacto deve continuar em consequência das contínuas emissões de gases do efeito estufa (Marengo et al, 2011).

Além do aumento na temperatura, as mudanças climáticas estão causando impacto na disponibilidade hídrica (Michalak, 2016; Wei et al., 2017). Atualmente um dos problemas enfrentados pela população são as secas e as enchentes, devido às mudanças no clima, à alteração do uso solo e, principalmente, à urbanização, que aumenta as áreas impermeáveis dos centros urbanos, interferindo na disponibilidade de água tanto em qualidade quanto em quantidade (Marengo, 2008).

O impacto das mudanças climáticas na disponibilidade de água pode ser estimado diretamente por meio das séries temporais de dados climáticos, pela comparação com os dados históricos de vazão e também por meio de ferramentas como os modelos hidrológicos (Chiew, 2006; Yang et al., 2007; Gerrits et al., 2009; Roderick et al., 2011). Uma vez que os modelos hidrológicos possibilitam a simulação de projeções climáticas futuras, é possível estimar a produção de água, e posteriormente criar políticas públicas de uso e gerenciamento de água (Marengo, 2008).

Modelos hidrológicos baseados na teoria de Budyko (1958, 1974) vêm sendo criados, adaptados e utilizados em várias pesquisas ao redor do mundo para predição de balanços hídricos e energéticos de bacias hidrográficas, principalmente devido à simplicidade e à trajetória de desenvolvimento por mais de um século de pesquisas hidrológicas (Greve et al., 2016). Segundo esta teoria, a evapotranspiração real (ET) é resultado de um balanço funcional entre o suprimento de água pela atmosfera, representado pela Precipitação (P), e a disponibilidade de energia do sistema, representada pela Evapotranspiração Potencial (ETp) (Equação 2.1).

$$\frac{ET}{P} = f\left(\frac{ETp}{P}\right) \quad (\text{Eq. 2.1})$$

Em que: ET = evapotranspiração real; P = precipitação; ETp= evapotranspiração potencial e f é uma função empírica.

Alguns dos primeiros modelos criados a partir da hipótese de Budyko são os modelos de Turc (1954) e Pike (1964) que são equações empíricas que não levam em consideração as características físicas da bacia hidrográfica, como topografia, cobertura florestal, região climática e propriedades do solo. Deste modo, com o intuito de melhorar os modelos de Turc

(1954) e Pike (1964), alguns estudos sugeriram adicionar um parâmetro ajustável (n , w ou m), que representasse as características das bacias hidrográficas, ou seja, este parâmetro representa a resposta hidrológica (responsividade hidrológica) da bacia hidrográfica em função das suas características físicas (altitude, declividade, uso do solo, etc). E sugeriram também que este parâmetro pudesse ser calibrado a partir de dados observados, surgindo os modelos chamados de “segunda geração de equações baseados na hipótese de Budyko” (Fu, 1981; Choudhury, 1999; Zhang et al., 2001; Zhou et al., 2015), sendo o modelo de Zhou et al. (2015) o único que possui o deflúvio como variável independente (Tabela 1). Zhang et al. (2008) investigaram na Austrália o uso dos modelos criados a partir da hipótese de Budyko variando a escala temporal em diária, mensal e anual. Os autores concluíram que a escala anual foi a única escala de tempo em que o modelo obteve um bom desempenho e reconheceram que para utilizar uma escala de tempo menor (mensal ou diário), seria necessário desenvolver um modelo mais complexo.

Tabela 2.1. Principais equações desenvolvidas a partir da hipótese de Budyko (Adaptado de Fathi et al., 2019).

No.	Equação	Parâmetro	Referência
1	$\frac{ET}{P} = 1 + \left(\frac{ETp}{P}\right) - \left[\left(\frac{ETp}{P}\right) * \tanh * \left(\frac{1}{\frac{ETp}{P}}\right) * \left(1 - e^{-\frac{ETp}{P}}\right)\right]^{\frac{1}{2}}$	-	Budyko (1948)
2	$\frac{ET}{P} = \left[1 + \left(\frac{ETp}{P}\right)^{-2}\right]^{-\frac{1}{2}}$	-	Pike (1964), Turc (1954)
3	$\frac{E}{P} = \left[1 + \left(\frac{ETp}{P}\right)^{-n}\right]^{-\frac{1}{n}}$	n	Choudhury (1999)
4	$\frac{ET}{P} = 1 + \left(\frac{ETp}{P}\right) - \left[1 + \left(\frac{ETp}{P}\right)^w\right]^{\frac{1}{w}}$	w	Fu (1981)
5	$\frac{ET}{P} = \frac{1 + W * \left(\frac{ETp}{P}\right)}{1 + W * \left(\frac{ETp}{P}\right) + \left(\frac{ETp}{P}\right)^{-1}}$	W	Zhang et al. (2001)
6	$\frac{Q}{P} = \left[1 + \left(\frac{P}{ETp}\right)^{-m}\right]^{\frac{1}{m}} - \left(\frac{P}{ETp}\right)^{-1}$	m	Zhou et al. (2015)

Outra ferramenta para avaliar os efeitos das mudanças climáticas é o cálculo de algumas métricas de Budyko como desvio dinâmico e elasticidade, que medem a resiliência das bacias hidrográficas (Creed et al., 2014). A resiliência hidrológica é definida como sendo a habilidade da bacia hidrográfica em absorver a mudança e manter ou recuperar sua função hidrológica rapidamente (Gerten et al., 2005; Creed et al., 2014). A resiliência hidrológica

pode ser um fator importante para bacias hidrográficas, indicando a habilidade de recuperar o rendimento hídrico em um curto período de tempo após um período de seca. Bacias hidrográficas hidrológicamente resilientes são aquelas com estabilidade e/ou predicabilidade da produção de água frente às mudanças das condições ambientais (ex. mudanças climáticas), enquanto que bacias hidrográficas hidrológicamente não resilientes são passíveis de sofrer alteração na produção de água afetando a população (Creed et al., 2014).

Alguns estudos aplicaram a teoria de Budyko para entender os efeitos das mudanças no clima sobre o deflúvio e a resiliência de bacias hidrográficas. Liang et al. (2015) analisaram as variações hidrometeorológicas e o índice de área foliar de florestas durante 50 anos. Em outro estudo, o modelo de Budyko foi utilizado para quantificar os efeitos da vegetação na produção de água de bacias hidrográficas em função das mudanças climáticas, relacionando as mudanças na cobertura vegetal com os parâmetros do modelo de Budyko (Zhang et al., 2016). Dados de 29 bacias hidrográficas ao redor do mundo foram utilizados para ajustar o parâmetro do modelo hidrológico, aplicando a dinâmica da vegetação e a variabilidade climática (Liu et al., 2018). O modelo também foi utilizado em bacias hidrográficas com mais de 30% de cobertura florestal ao redor do mundo, para avaliar como a cobertura florestal e as mudanças climáticas podem afetar o regime hidrológico das bacias hidrográficas (Wei et al., 2017). A relação entre a evapotranspiração e o escoamento superficial de bacias hidrográficas também foi estudada pelo método de Budyko a fim de entender a dinâmica hidrológica do semiárido brasileiro (Silva et al., 2017). Foram calculadas as métricas de Budyko para avaliar a resiliência de bacias hidrográficas na região de Israel (Helman, et al., 2017) e na região dos Estados Unidos e Canadá (Creed et al., 2014).

Os efeitos das mudanças no clima sobre os recursos hídricos são esperados para o futuro (Milly et al., 2005; Marengo, 2008; IPCC, 2014; Marengo et al, 2011; Creed et al., 2014), portanto é importante localizar bacias hidrográficas mais sensíveis a essas mudanças, como, por exemplo, em regiões tropicais onde se espera que os efeitos das mudanças no clima sejam os primeiros a emergir (Frauendorf et al., 2019). A região de São Paulo possui importância particular para o Brasil, pois além de possuir as principais atividades econômicas, também é responsável por mais de 65% das hidrelétricas do país (Tiezzi et al., 2019), e a concentração urbana e industrial nessa região são fatores críticos para orientar o planejamento de políticas públicas e propor maneiras de gerenciar e conservar os recursos hídricos nas bacias hidrográficas.

Com base no acima exposto, este capítulo tem como objetivo principal o zoneamento da resposta hidrológica de bacias hidrográficas para localizar áreas sensíveis às mudanças

climáticas. Neste contexto, os objetivos específicos para as bacias hidrográficas do Estado de São Paulo são:

1. Aprimorar o modelo hidrológico inserindo variáveis de uso do solo, para torná-lo mais sensível às simulações de curta escala de tempo;
2. Realizar um mapeamento regional e identificar as características físicas que afetam a disponibilidade de água nas bacias hidrográficas;
3. Avaliar a responsividade hidrológica das bacias hidrográficas em função de seus aspectos físicos e resiliência hidrológica.

2.2. Materiais e Métodos

De forma resumida pode-se descrever que na primeira parte deste trabalho foi realizada a compilação de dados climáticos e de dados cartográficos para 29 bacias hidrográficas do Estado de São Paulo. Na sequência foi realizada a calibração e validação do modelo hidrológico de Zhou, sendo determinada a responsividade hidrológica (valores de “m”) das 29 bacias hidrográficas. A partir dos dados cartográficos e dos valores de “m” foi possível estimar a responsividade hidrológica para as 1233 bacias hidrográficas do nível 6 do Estado de São Paulo por meio de um modelo linear múltiplo (método *stepwise*), criando assim o mapa de responsividade. Em seguida, a partir dos valores de “m”, foram calculadas as métricas de Budyko, utilizando os períodos frios e quentes, quantificando a resiliência das 29 bacias hidrográficas (Figura 2.1).

Figura 2.1. Etapas para o desenvolvimento do presente capítulo.

2.2.1. Área de estudo

Este estudo abrangeu majoritariamente o Estado de São Paulo e pequenas porções dos Estados de Minas Gerais e do Paraná. As bacias hidrográficas foram selecionadas de acordo com a disponibilidade de dados climáticos e fluviométricos, considerando apenas as estações fluviométricas do Estado de São Paulo que continham séries históricas com, no mínimo, 10 anos de dados, não necessariamente consecutivos, em diferentes cursos d' água, evitando dois pontos em um mesmo rio. Do total das 326 estações fluviométricas, localizadas nas 22 UGRHI (Unidades de Gerenciamento de Recursos Hídricos), do banco de dados hidrológicos do DAEE (Departamento de Águas e Energia Elétrica), foram selecionadas 29 estações, seguindo os critérios estabelecidos. O código DAEE e a localização (latitude e longitude) das estações fluviométricas podem ser visualizados no Anexo A (DAEE, 2018).

A partir da estação fluviométrica foi realizada a delimitação dos divisores de cada bacia hidrográfica, com o auxílio de um mapa das áreas de contribuição hidrográfica e dos cursos de água da base hidrográfica ottocodificada multiescalas 2012, com escala de 1:50.000, da ANA (Agencia Nacional de Águas) (Teixeira, 2012). Cada bacia hidrográfica recebeu o nome do município em que a estação fluviométrica estava localizada (Figura 2.2). A partir dos polígonos gerados, foi possível o cálculo da área de cada uma das 29 bacias hidrográficas.

Figura 2.2. Localização e delimitação das 29 bacias hidrográficas utilizadas neste estudo.

A classificação climática das bacias hidrográficas, segundo Köppen, pode ser observada na Figura 2.3 (Alvares et al., 2013). A precipitação média anual variou entre 1269mm a 1805mm e a temperatura média anual variou entre 21°C e 25°C nas bacias hidrográficas.

Figura 2.3. Classificação climática de Köppen para as bacias hidrográficas. A letra “A” representa zona tropical e seus complementos representam: Af - sem estação seca, Am – monção, Aw - com inverno seco; a letra “C” representa zona subtropical húmido e seus complementos representam: Cfa – com verão quente, Cfb – com verão temperado, Cwa – e verão quente, Cwb – e verão temperado. **Fonte:** Alvares et al., 2013.

2.2.2. Base cartográfica

Foi elaborada uma base de dados cartográficos e de uso e ocupação do solo das 29 bacias hidrográficas. Estes dados foram trabalhados na plataforma SIG (Sistema de Informação Geográfica) utilizando o software ArcGis 10.3.

A rede hidrográfica das 29 bacias hidrográficas foi extraída da base hidrográfica ottocodificada multiescalas 2012 da ANA (Agência Nacional de Águas) (Teixeira, 2012), com escala de 1:50.000. A densidade de rios foi calculada pela divisão da extensão linear da rede hidrográfica pela área de cada bacia.

Para caracterização da elevação das bacias hidrográficas, utilizou-se o modelo digital do terreno (MDT), com resolução espacial de 30m, elaborado a partir dos dados do SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) da USGS (United States Geological Survey) (USGS, 2009). A partir do MDT, foram obtidos os valores de altitude máxima, média e mínima de cada bacia hidrográfica. A partir do MDT, utilizando-se a função SLOPE no ArcGIS 10.3, foram obtidos mapas de declividade (em %) de cada bacia hidrográfica sendo extraídos os valores de declividade máxima, média e mínima das mesmas.

A textura média foi obtida da base de dados do SoilGrids com resolução espacial de 250 m (Gengl, et al., 2017), e a distância vertical média até a drenagem mais próxima (HAND – height above the nearest drainage) é uma medida que está indiretamente relacionada à profundidade do solo e foi obtido a partir da base de dados do AMBDATA, utilizando um limiar de 50 pixels, com resolução espacial de 30 arc-segundos (aproximadamente 1 km) (Rennó et al., 2008) (Tabela 2.2). Os principais solos presentes nas bacias hidrográficas são Argissolo Vermelho-Amarelo, Argissolo Vermelho, Cambissolo Háplico, Cambissolo Húmico, Latossolo Vermelho-Amarelo, Latossolo Vermelho, Neossolo Litólico, Neossolo Quartzarênico e Organossolo Mésico, os quais também foram obtidos do SoilGrids com resolução espacial de 250 m.

Tabela 2.2. Características físicas das 29 bacias hidrográficas referentes ao tamanho (área), densidade de rios, textura de solos (argila, silte e areia), relevo (altitude, declividade, densidade de rios) e profundidade média do solo. **Fonte:** USGS (2009), SoilGrids (Gengli, et al., 2017) e Rennó et al., 2008.

Bacia Hidrográfica	Área km ²	Densidade de Rios km km ⁻²	Argila %	Silte %	Areia %	Altitude m			Declividade %			HAND m
						máx.	med.	mín.	máx.	med.	mín.	med.
						m			%			m
Águas de Santa Bárbara	3.344	2,5	35	17	48	1004	765	526	22	3	0	53,7
Analândia	66	1,7	33	14	53	1052	853	656	29	7	1	141,6
Araçatuba	471	2,2	21	12	67	514	433	351	7	3	0	40,5
Araraquara	1.457	2,0	37	16	48	1028	756	483	31	4	0	78,2
Boa Esperança do Sul	188	2,4	34	16	51	765	615	465	22	5	0	73,2
Caçapava	31	3,8	33	14	53	1006	778	551	22	8	2	122,3
Campos do Jordão	228	0,7	33	14	53	1967	1571	1175	34	11	1	208,7
Catiguá	438	2,0	26	15	60	635	555	474	15	3	0	48,6
Eldorado	14.184	1,8	37	24	39	1850	915	749	55	12	0	155,6
Guaira	6.262	2,3	32	17	52	1289	879	468	30	4	0	80,6
Iperó	2.004	2,2	32	17	52	1218	862	485	36	6	0	61,9
Itapetininga	1.520	2,1	33	20	47	1131	868	604	22	6	0	60,4
Jaguariúna	927	1,9	32	17	52	1555	1058	564	31	9	0	120,0
Luisiana	3.653	2,4	33	14	53	705	527	347	24	4	0	54,2
Monte Alegre do Sul	387	1,7	28	15	58	1555	1147	742	31	9	0	131,2
Morro Agudo	269	1,5	39	18	44	871	702	532	13	3	0	82,8
Morungaba	1.937	1,9	32	17	52	2039	1392	748	35	10	0	128,6
Paraíso	582	2,7	28	15	58	766	625	485	18	4	0	40,4
Patrocínio Paulista	275	1,4	32	17	52	1288	1002	715	30	7	0	159,0
Piracicaba	1.586	1,8	39	18	44	1074	780	486	36	5	0	72,3
Pitangueira	17.326	2,1	37	17	47	1721	1097	473	41	5	0	76,2
Presidente Prudente	704	2,0	32	17	52	524	415	305	11	4	0	41,6
Ribeira	438	1,5	36	23	41	1335	753	182	38	11	1	156,8
Rio Claro	443	1,8	33	14	53	1058	798	539	29	5	0	78,0
Santo Antônio da Alegria	450	1,5	32	17	52	1273	1027	780	20	5	0	98,1
Santo Antônio do Aracanguá	79	2,1	18	12	70	489	420	350	7	3	0	38,1
São Pedro do Turvo	850	2,1	31	14	55	697	559	420	15	4	0	59,5
Tatuí	4.295	2,1	32	17	52	1226	859	485	36	5	0	58,5
Votuporanga	45	2,2	33	14	53	541	476	411	5	3	1	50,8

2.2.3. Uso e ocupação do solo das bacias hidrográficas

As porcentagens de área urbana, cobertura florestal (nativa e plantada) e área de agropecuária (agricultura e pastagem) foram obtidas a partir de mapas de uso do solo derivados da coleção 4.1 do MapBiomas (Azevedo et al., 2018), com resolução de 30 m (Figura 2.4), para o ano de 2018, sendo este o último ano de dados disponível. Nas bacias hidrográficas estudadas, foi encontrada uma variação de 3% a 85% de cobertura florestal, 5% a 96% de agropecuária e de 0% a 12% de área urbana.

Figura 2.4. Cobertura florestal das bacias hidrográficas em 2016. **Fonte:** MapBiomas, 2020.

Foram calculados os valores de NDVI para as áreas de floresta nativa das bacias hidrográficas. Para tanto, foram utilizadas imagens de satélite do Landsat 8, com resolução de 30 m, do catálogo de imagens do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), referentes ao período chuvoso (janeiro a março) e ao período seco (julho a agosto) do ano de 2018, (INPE, 2020). Utilizando-se a função RASTER CALCULATOR no ArcGIS 10.3, o NDVI foi calculado (Equação 2.2) utilizando as bandas 5 e 4 (infravermelho próximo e vermelho) das imagens de satélite, tanto para a estação chuvosa quanto para a estação de seca. Desta forma

foi extraído o valor médio do NDVI das estações chuvosas e secas para as áreas de floresta nativa obtidas pelo Mapbiomas, utilizando a ferramenta ZONAL STATISTICS AS TABLE e, em seguida, foi calculada a média desses dois valores de NDVI, obtendo assim o NDVI médio da floresta nativa de cada bacia hidrográfica (Anexo B).

$$NDVI = \frac{(NIR-R)}{(NIR+R)} \quad (\text{Eq. 2.2})$$

Em que NDVI representa índice de vegetação por diferença normalizada; NIR representa a refletância da faixa do infravermelho próximo; e R representa a refletância da faixa vermelha.

Os valores de NDVI variam entre -1 e 1, sendo que áreas com vegetação mais densa possuem valores de NDVI próximos a 1, indicando um alto vigor vegetativo, enquanto que corpos de água e nuvens apresentam valores negativos de NDVI, devido à alta capacidade de absorção das faixas infravermelho próximo e vermelho (Cordeiro et al., 2017; Alface et al., 2019).

2.2.4. Base de dados climáticos e hidrológicos

Foi realizada uma busca por dados climáticos para as 29 bacias hidrográficas. Os valores de precipitação mensal (mm), medidos em estações meteorológicas, vazão média mensal (m³/s), medida por hidrômetro eletromagnético e por vertedores com medição de nível realizada por equipamentos de ultrassom, e coordenadas das estações fluviométricas e pluviométricas das 29 bacias hidrográficas foram retirados do banco de dados hidrológicos do DAEE (Departamento de Águas e Energia Elétrica) para o período de 1980 a 2016 (Anexo A). O deflúvio anual foi calculado a partir da transformação da vazão de m³/s para m³/mês, em seguida a soma dos 12 meses (m³/ano), e divisão pela área total em m² da respectiva bacia hidrográfica (m/ano), e por fim a transformação em mm para obter o deflúvio anual (mm/ano).

Os dados de evapotranspiração potencial (mm) foram calculados pelo método de Thornthwaite (1948), utilizando os dados de temperatura máxima e temperatura mínima do ar (°C) obtidos do banco de dados de Xavier et al. (2016) com resolução espacial de 0,25°x0,25°, disponível para o período de 1980 a 2013, e do banco de dados da NASA-POWER com resolução espacial de 0,5°x0,5° (National Aeronautics and Space Administration – Prediction Of Worldwide Energy Resource), utilizado para preencher o

período de 2014 a 2016, pois a primeira fonte era limitada ao período de 1980 a 2013. Todos os dados foram integrados na escala anual.

Os valores calculados de ETp foram ajustados por meio de um coeficiente de ajuste (k) (Equação 2.3). Zhou et al. (2015) obtiveram este coeficiente a partir da comparação entre a ETp reportada com a ETp calculada de alguns estudos de bacias hidrográficas pareadas e de tendência temporal, encontrando valores de K variando de 1,2 a 1,4, considerando k=1,3 para ajustar os valores de ETp (Zhou et al., 2015).

$$ETp_{(corrigida)} = ETp_{(calculada)} \cdot k \quad (\text{Eq. 2.3})$$

Em que: ETp é a evapotranspiração potencial e k o coeficiente de ajuste (k=1,3).

Toda série de dados de precipitação, evapotranspiração potencial e deflúvio anual possuem a mesma extensão de dados de acordo com cada bacia hidrográfica. O principal limitante foram os dados de deflúvio que variaram de 11 a 37 anos. A partir dos dados de deflúvio anual disponíveis, foram selecionados os mesmos anos de dados de precipitação e evapotranspiração potencial para as bacias hidrográficas (Anexo C).

2.2.5. Modelo hidrológico

Segundo Budyko (1958, 1974), a Evapotranspiração real (ET) é resultado de um balanço funcional entre o suprimento de água pela atmosfera, representado pela Precipitação (P), e a disponibilidade de energia do sistema, representada pela Evapotranspiração Potencial (ETp) (Equação 2.1).

$$\frac{ET}{P} = f\left(\frac{ETp}{P}\right) \quad (\text{Eq. 2.1})$$

Em que: ET = evapotranspiração real; P = precipitação; ETp= evapotranspiração potencial e f é uma função empírica.

Desta forma, sob condições de adequado suprimento hídrico, a evapotranspiração real será limitada pela disponibilidade energética, enquanto sob condições de adequado suprimento energético, a evapotranspiração real será limitada pela disponibilidade hídrica.

A necessidade de compreender melhor o comportamento da relação dada por f impulsionou o surgimento de diversas soluções analíticas, dentre as quais se destacam os

métodos de Fu (1981, Equação 2.4) e a adaptação do método por Zhou et al. (2015, Equação 2.5), em que: m ou w representam um parâmetro específico para cada bacia hidrográfica:

$$\frac{E}{P} = 1 + \left(\frac{ETp}{P}\right) - \left[1 + \left(\frac{ETp}{P}\right)^w\right]^{\frac{1}{w}} \quad (\text{Eq. 2.4})$$

$$Q = P \left\{ \left[1 + \left(\frac{P}{ETp}\right)^{-m}\right]^{\frac{1}{m}} - \left(\frac{P}{ETp}\right)^{-1} \right\} \quad (\text{Eq. 2.5})$$

Em que: E = evapotranspiração real; P = precipitação; ETp = evapotranspiração potencial; Q = deflúvio; e “ w ” ou “ m ” é um valor adimensional que representa as características físicas do local.

Neste trabalho foi utilizado o modelo de Zhou et al. (2015), na escala anual. Este modelo tem como variável resposta o deflúvio, tornando-se possível avaliar também a qualidade de água das bacias hidrográficas.

O modelo de Fu (1981) pode ser escrito da seguinte forma (Equação 2.6):

$$E = P \left\{ 1 + \left(\frac{P}{ETp}\right)^{-1} - \left[1 + \left(\frac{P}{ETp}\right)^{-w}\right]^{\frac{1}{w}} \right\} \quad (\text{Eq. 2.6})$$

A inversão de ETp/P para P/ETp oferece algumas vantagens. Primeiro, o valor de ETp é sempre maior que zero e relativamente estável em uma dada região, pois é determinada pela energia disponível do local. Por outro lado, P em algumas regiões pode chegar a zero, o que poderia levar a valores infinitos de ETp/P . Assim, utilizando a forma P/ETp , é possível definir valores limites (mínimo e máximo) para qualquer região, enquanto ETp/P pode apresentar valores infinitos, o que tornaria as análises mais difíceis. Segundo, devido à diferença dos limites máximos e mínimos, a utilização de P/ETp permite a quantificação mais efetiva da sensibilidade hidrológica de Q/P a P/ETp ao invés de ETp/P (Zhou et al., 2015).

A equação do balanço hídrico para bacias hidrográficas pode ser escrita da seguinte forma (Equação 2.7):

$$P = ET + Q + \Delta ARM \quad (\text{Eq. 2.7})$$

Em que: ΔARM = variação do armazenamento de água no solo. Para um ano hídrico completo, $\Delta ARM \approx 0$, e assim temos a equação 2.8.

$$\frac{Q}{P} = 1 - \left(\frac{E}{P}\right) \quad (\text{Eq. 2.8})$$

Deste modo, a equação 2.5 pode ser escrita substituindo o valor de E na equação 2.8 utilizando a equação 2.6.

2.2.6. Calibração e validação do modelo

Para a calibração do modelo foram utilizados os dados meteorológicos e hidrológicos (deflúvio, evapotranspiração potencial e precipitação) das 29 bacias hidrográficas e a equação 2.5, para determinar os valores de “m” para as bacias hidrográficas. O cálculo de “m” foi realizado a partir da interface *Rstudio* (versão 1.1.423) do software R. Para cada ano de dados meteorológicos foi obtido um ponto que representa um valor de “m”. A partir do conjunto desses pontos foi ajustada uma curva que forneceu um valor de “m” médio para cada bacia hidrográfica.

Para a calibração do modelo hidrológico foram utilizados 80% do banco de dados (630 anos de dados meteorológicos), enquanto os 20% restantes foram utilizados para a validação do modelo (157 anos de dados meteorológicos). A validação foi realizada a partir da comparação do Q/P predito pelo modelo, com o Q/P registrado nas estações fluviométricas.

Foram selecionados quatro indicadores de desempenho para validação do modelo: coeficiente de correlação (r); coeficiente de determinação (R^2); índice de concordância de Willmott (d); e raiz do erro quadrático médio (RMSE) (Tabela 2.3).

Tabela 2.3. Indicadores de desempenho para validação do modelo.

Critério	Fórmula
Coeficiente de determinação (R^2)	$R^2 = \left\{ \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})(P_i - \bar{P})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2}} \right\}^2$
Índice de concordância de Willmott (d)	$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{O} + O_i - \bar{O})^2}$

Raiz do erro quadrático médio (RMSE)

$$RMSE = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{n}$$

O valor (d), varia entre 0 e 1, e quanto maior o valor, melhor é o desempenho do modelo. O valor de RMSE é uma medida de distância entre o número previsto e o número real, assim, quanto mais próximo de 0 melhor é a precisão do modelo.

2.2.6.1. *Análise da responsividade hidrológica*

Foi realizada uma relação entre a responsividade hidrológica (valores de “m”) com o coeficiente de rendimento hídrico (valores de Q/P), para todas as 29 bacias hidrográficas. O coeficiente Q/P representa a quantidade de chuva que se torna deflúvio e, por ser considerado como um coeficiente de produção de água (Zhou et al., 2015) foi verificado como os valores de “m” se relacionam com a produção de água das bacias hidrográficas.

Os dados dos parâmetros físicos das bacias hidrográficas foram relacionados com os valores de “m” por meio da escolha de modelos lineares múltiplos (método *stepwise*) e realizado a análise de covariância (Anexo D), para posteriormente estimar os valores de “m” para todas as bacias hidrográficas otto nível 6 do Estado de São Paulo disponível na plataforma do metadados da ANA (Teixeira, 2012).

Foi realizada uma análise de sensibilidade da resposta hidrológica de quatro bacias hidrográficas, sendo duas (Araçatuba e Luisiana) localizadas à região oeste de São Paulo e duas (Morungaba e Itapetininga) localizadas à região leste de São Paulo. Foram realizadas simulações de aumento e diminuição da precipitação e a evapotranspiração potencial anual, e a partir do modelo hidrológico e dos valores de “m” de cada uma dessas bacias hidrográficas, foi calculado o coeficiente Q/P, verificando a sensibilidade do modelo às variações em P e ETp.

2.2.7. *Resiliência hidrológica*

Foram calculados o desvio dinâmico e a elasticidade (Creed et al., 2014) para determinar a resistência à seca e a resiliência do rendimento hídrico das bacias hidrográficas, respectivamente, diante das mudanças climáticas, porém estas métricas foram adaptadas utilizando-se os índices do modelo hidrológico de Zhou et al. (2015).

Para o cálculo das métricas foram separados cinco anos mais frios (período frio) e 5 anos mais quentes (período quente), para cada bacia hidrográfica. Foram analisados períodos

de cinco anos para enfocar respostas que pudessem ser relacionadas à mudança climática ao invés da resposta a eventos climáticos excepcionais (Creed et al., 2014; Helman et al., 2017).

Creed et al. (2014) propuseram os cálculos das métricas utilizando os índices de aridez e evaporativo. A adaptação realizada neste projeto foi a utilização dos índices do modelo hidrológico de Zhou et al (2015). Desta forma foram utilizados os índices de umidade (IU) (Precipitação/Evapotranspiração potencial = P/ET_p), que é correspondente ao índice de aridez (IA) (Evapotranspiração potencial/Precipitação = ET_p/P), e o coeficiente de rendimento hídrico (CRH) (Deflúvio/precipitação = Q/P), que é correspondente ao índice evaporativo (IE) (Evapotranspiração real/Precipitação = ET/P) (Creed et al., 2014; Zhou et al., 2015; Helman et al., 2017) (Figura 2.5).

Figura 2.5. Separação dos cinco anos mais quentes e dos cinco anos mais frios, representados pelos círculos vermelhos e azuis, respectivamente, e os valores médios dos períodos quente e frio representados pelos círculos pretos (adaptado de Helman et al., 2017).

O desvio dinâmico é definido como a mudança no coeficiente de rendimento hídrico devido à mudança do período frio para o período quente (mudança climática) representando a resistência da bacia hidrográfica em termos de mudança na produção de água às mudanças no clima (ex.: aquecimento ou seca).

Foram calculados dois componentes:

- a) Desvio estático (s) resultado de características inerentes da bacia hidrográfica que são assumidas como sendo constantes com o tempo, baseadas em observações CRH do período frio. Bacias hidrográficas com $s < 0$ exibem antes do aquecimento produção de água maior do que esperado baseado nas previsões da curva teórica de Budyko, enquanto bacias com $s > 0$ exibem produção de água menor do que o esperado (Equação 2.9).

$$(s = CRH_{M,frio} - CRH_{B,frio}) \quad (\text{Eq. 2.9})$$

Em que: s corresponde ao desvio estático; $CRH_{M,frio}$ à média dos cinco anos frios; $CRH_{B,frio}$ ao valor calculado a partir da curva de Budyko do período frio.

- b) Desvio dinâmico (d) obtido a partir de alterações na bacia hidrográfica ao longo do tempo, consideradas como sendo a porção (CRH) do período quente corrigida pelo desvio estático (s) (Equação 2.10).

$$(d = CRH_{M,quente} - CRH_{B,quente} - s) \quad (\text{Eq. 2.10})$$

Em que: d corresponde ao desvio dinâmico; $CRH_{M,quente}$ à média do período quente; $CRH_{B,quente}$ ao valor calculado a partir da curva de Budyko do período quente; e s corresponde ao desvio estático.

O valor positivo ou (negativo) do desvio dinâmico (d) pode indicar produção de água menor ou maior do que o esperado, em relação à própria produção de água da bacia hidrográfica, e de acordo com a curva de Budyko (Creed et al., 2014). A magnitude absoluta de d indica o grau da mudança da produção de água resultante da mudança no clima comparado com a produção de água da bacia hidrográfica (por exemplo: a resistência hidrológica das bacias hidrográficas às mudanças no clima). O desvio dinâmico próximo a zero significa alta resistência à seca com a quantidade de água próximo ao esperado a partir da curva de Budyko. Valores negativos e positivos do desvio dinâmico correspondem a maior ou menor produção de água do que o esperado em bacias hidrográficas após a seca, respectivamente (Creed et al., 2014).

A elasticidade pode ser usada como sendo um indicador da resiliência hidrológica de bacias hidrográficas em termos de prever a produção de água sobre condições de mudança climática. A elasticidade (e) foi calculada a partir da razão entre a variação do índice de umidade (IU) e o coeficiente de rendimento hídrico (CRH) englobando os mesmos períodos de cinco anos frios e quentes, ou seja, a elasticidade da bacia hidrográfica é a saída da curva de Budyko seguindo a mudança climática (ao longo dos dois eixos da teoria de Budyko) (Equação 2.11).

$$(e = (IU_{max} - IU_{min}) / (CRH_{R,max} - CRH_{R,min})) \quad (\text{Eq. 2.11})$$

Em que: IU_{max} corresponde ao valor máximo do índice de umidade; IU_{min} ao valor mínimo do índice de umidade; $CRH_{R,max}$ é a diferença entre o valor máximo do coeficiente de rendimento hídrico e o valor máximo do coeficiente de rendimento hídrico calculado a partir da curva de Budyko ($CRH_{R,max} = CRH_{max} - CRH_{B,max}$); e $CRH_{R,min}$ é a diferença entre o valor mínimo do coeficiente de rendimento hídrico e o valor mínimo do coeficiente de rendimento hídrico calculado a partir da curva de Budyko ($CRH_{R,min} = CRH_{min} - CRH_{B,min}$).

Bacias hidrográficas com altas saídas (mais longe) da curva de Budyko têm pequenos valores de elasticidade (ex.: resposta inesperada ao aquecimento ou seca, que é definido como baixa ou nenhuma resiliência hidrológica). Inversamente, bacias hidrográficas com CRH e IU próximos da curva de Budyko possuem maior valor de elasticidade seguindo um comportamento elástico (ex.: resposta previsível ao aquecimento ou seca – resiliência hidrológica). Neste estudo foi utilizado o valor da mediana dos valores de elasticidade encontrados, para determinar bacias hidrográficas mais ou menos resilientes, e também foi realizada uma comparação entre a resiliência hidrológica e o uso do solo predominante das 29 bacias hidrográficas.

2.3. Resultados

2.3.1. Calibração e validação do modelo hidrológico

Considerando as 29 bacias hidrográficas e todos os respectivos anos estudados, construiu-se uma base de 812 dados relativos às razões Q/P e P/ETP. Com base neste conjunto de pontos foi ajustada uma curva que representa o valor de “m” médio para cada

bacia hidrográfica (Figura 2.6), a curva ajustada para cada bacia hidrográfica separadamente pode ser encontrada no Anexo E.

Figura 2.6. (À esquerda) ajuste da curva ao modelo hidrológico para todas as bacias hidrográficas, a curva em vermelho representa a curva global com $m = 2,33 \pm 0,02$ ($p < 0.001$), a curva em azul e verde representam bacias hidrográficas com $m = 1,62$ e $m = 4,06$ respectivamente. (À direita) valores de m encontrados para as 29 bacias hidrográficas.

Os valores de deflúvio e precipitação (Q/P) preditos e observados pelo modelo foram relacionados para a validação do modelo (Figura 2.7). O coeficiente de correlação (r) apresentou valor de 0,66, enquanto o coeficiente de determinação (R^2) foi de 0,44. O valor obtido para o índice de Willmott (0,81) foi satisfatório considerando que este valor varia entre 0 e 1, e que quanto mais próximo de 1 melhor o desempenho do modelo. Adicionalmente, o valor de RMSE foi de 0,08 demonstrando a exatidão do modelo.

Figura 2.7. Validação do modelo por meio da relação entre os valores preditos e observados de Q/P do modelo hidrológico.

Na Figura 2.8 é possível verificar que quanto menor o valor de “m”, maior será a relação de Q/P, em outras palavras, uma maior parte da precipitação se torna deflúvio.

Figura 2.8. Relação entre o coeficiente de rendimento hídrico médio (Q/P) e a responsividade hidrológica (valores de “m”) das 29 bacias hidrográficas representadas pelos pontos em azul.

2.3.2. *Análise de sensibilidade do modelo hidrológico*

Em todas as bacias hidrográficas é possível observar que a precipitação possui uma dinâmica linear, enquanto que a evapotranspiração potencial possui uma dinâmica exponencial. A partir da análise de sensibilidade (Figura 9) realizada para as bacias hidrográficas de Araçatuba, Luisiana, Morungaba e Itapetininga, observaram-se que as bacias com alta responsividade (altos valores de “m”) como no caso de Araçatuba e Morungaba, a diminuição ou aumento em 20% na precipitação resultam em uma diminuição (-29% e -37% respectivamente) ou aumento (29% e 36% respectivamente) maior em Q/P, respectivamente, em comparação com as bacias hidrográficas de Luisiana e Itapetininga, que possuem baixa responsividade (baixos valores de “m”) que resultaram em uma diminuição (-21% e -20% respectivamente) ou aumento (19% e 18% respectivamente) menor em Q/P respectivamente. Enquanto que na evapotranspiração potencial as bacias de Araçatuba e Morungaba a diminuição em 20% na ETP resultam em um aumento (37% e 45% respectivamente) e o aumento em 20% na ETP resultam em uma diminuição (-24% e -31% respectivamente) em Q/P, enquanto que nas bacias de Luisiana e Itapetininga, que possuem baixa responsividade (baixos valores de “m”) uma diminuição em 20% na ETP resultaram em um aumento (24% e 22% respectivamente) e o aumento em 20% na ETP resultam em uma diminuição (-17% e -16% respectivamente) em Q/P. A mudança relativa em porcentagem do coeficiente Q/P em relação à variação de P e ETP pode ser encontrada no Anexo F.

Figura 2.9. Análise de sensibilidade para as bacias hidrográficas de Araçatuba ($m=2,7$), Luisiana ($m=2,23$), Morungaba ($m=3,68$) e Itapetininga ($m=2,27$). Em que P representa a precipitação, Q o deflúvio, ETp a evapotranspiração potencial e a porcentagem representa a variação de P e ETp.

2.3.3. Espacialização da responsividade hídrica para o Estado de São Paulo

A partir do modelo de regressão múltipla ajustado, verificou-se a existência de relação das variáveis: altitude mínima (m), densidade de rios (km km^{-2}) e declividade média (%) com os valores de “m” obtidos para as 29 bacias hidrográficas. Desta forma foi possível estimar os valores de “m” para as bacias hidrográficas otto nível 6 do Estado de São Paulo. Os parâmetros físicos que se correlacionaram com o valor de “m” foram estatisticamente significativos (Equação 2.12 e Tabela 2.4).

$$m = 0,001273.(Alt) + 0,7167.(Den) + 0,05566.(Dmed) \quad (\text{Eq. 2.12})$$

Em que: Alt = altitude mínima (m); Den = densidade de rios (km.km^{-2}); Dmed = declividade média (%).

Tabela 2.4. Nível de significância e coeficiente de determinação dos parâmetros físicos das bacias hidrográficas.

Parâmetros físicos	Nível de significância	Coeficiente de determinação
Altitude mínima (Alt)	$p < 0,001$	$R^2 = 0,9872$
Densidade de rios (Den)	$p < 0,001$	
Declividade média (Dmed)	$p < 0,05$	

Aplicando-se o modelo global para as 1233 bacias hidrográficas otto nível 6 do Estado de São Paulo (Teixeira, 2012), foi possível visualizar as diferenças físicas das bacias hidrográficas (Figura 2.10). Os resultados obtidos mostraram valores de m entre 0,3 e 4,6, sendo o “m” médio de 2,4 (Figura 2.11).

Figura 2.10. Valor de “m” obtido a partir das características físicas das bacias hidrográficas otto nível 6 do Estado de São Paulo.

Figura 2.11. Frequência do número de bacias hidrográficas otto nível 6 presentes em cada classe de “m”.

2.3.4. Resiliência hidrológica

Após os cálculos das métricas de Budyko para as 29 bacias hidrográficas foram obtidos os valores de desvio estático (s), os quais variaram entre -0,13 e 0,02. Apenas duas

bacias hidrográficas apresentaram $s > 0$ e, portanto, exibem antes do aquecimento uma produção de água menor do que esperado baseado nas predições da curva teórica de Budyko. As demais bacias hidrográficas tiveram valor de $s < 0$, o que representa uma produção de água maior do que a esperada a partir das predições da curva de Budyko.

Os valores de desvio dinâmico variaram entre -0,09 e -0,15, representando a saída vertical do período quente em relação à curva de Budyko (após a mudança climática). De todas as bacias hidrográficas, 10 apresentaram $d < 0$, e, por essa razão, espera-se que tenham uma produção de água maior do que a esperada; três com $d = 0$, que representa uma produção igual à esperada; e 16 com $d > 0$, que representa uma produção de água menor do que a esperada.

Por fim, os valores de elasticidade variaram entre 0,92 a 8,94, considerando a mediana como sendo igual a 3,5, 14 bacia hidrográfica apresentaram valor de $e < 3,5$, ou seja, estas bacias hidrográficas possuem baixa resiliência, enquanto as outras 15 apresentaram valores de $e > 3,5$, apresentando alta resiliência (Figura 2.12 e Tabela 2.5).

Figura 2.12. Valores de elasticidade obtida a partir dos cálculos das métricas de Budyko adaptadas. Bacias hidrográficas em verde escuro representam alta resiliência, enquanto bacias hidrográficas em verde claro representam baixa resiliência.

Tabela 2.5. Valores médios anuais de precipitação (P), evapotranspiração potencial (ETp) e deflúvio (Q), valores de “m” e das métricas de Budyko (s – desvio estático; d – desvio dinâmico; e – elasticidade) das bacias hidrográficas.

BACIA HIDROGRÁFICA	P	ETp	Q	ETp/P	Q/P	P/ETp	m	s	d	e
Aguas de Santa Barbara	1461	1650	404	1,2	0,3	0,9	2,45	0,00	-0,02	8,94
Analândia	1487	1651	506	1,1	0,3	0,9	2,28	-0,05	0,04	2,99
Araçatuba	1269	1865	233	1,2	0,2	0,7	2,70	-0,02	0,03	3,65
Araraquara	1476	1684	542	0,9	0,4	0,9	1,79	-0,09	0,01	7,07
Boa Esperança do Sul	1438	1709	419	0,9	0,3	0,8	2,18	0,00	0,04	4,88
Caçapava	1449	1417	267	0,8	0,2	1,0	4,06	-0,02	-0,03	5,45
Campos do Jordão	1805	1445	480	0,6	0,3	1,3	2,86	-0,13	0,00	1,94
Catiguá	1504	1800	387	1,0	0,3	0,8	2,43	-0,05	-0,01	4,42
Eldorado	1531	1380	629	0,7	0,4	1,1	2,29	0,02	-0,07	3,01
Guaíra	1611	1705	586	0,8	0,4	1,0	1,82	-0,07	-0,03	1,25
Iperó	1358	1528	377	0,9	0,3	0,9	2,15	-0,05	-0,06	3,24
Itapetininga	1411	1517	423	0,9	0,3	0,9	2,27	-0,04	0,00	7,41
Jaguariúna	1548	1509	517	0,8	0,3	1,0	2,24	-0,07	0,09	3,46
Luisiana	1359	1830	324	1,4	0,2	0,7	2,23	-0,10	0,09	2,02
Monte Alegre do Sul	1597	1475	575	1,0	0,4	1,1	2,38	-0,02	0,07	2,57
Morro agudo	1615	1733	495	1,1	0,3	0,9	2,24	-0,07	0,07	3,06
Morungaba	1532	1484	323	0,8	0,2	1,0	3,68	0,02	-0,09	5,22
Paraíso	1403	1813	307	1,3	0,2	0,8	2,60	-0,06	0,12	2,32
Patrocínio Paulista	1621	1750	534	1,1	0,3	0,9	2,33	-0,03	0,06	1,09
Piracicaba	1516	1654	474	1,1	0,3	0,9	2,12	-0,07	-0,03	6,99
Pitangueira	1507	1610	439	1,1	0,3	0,9	2,31	-0,08	0,05	5,17
Presidente Prudente	1323	1843	243	1,4	0,2	0,7	2,52	0,00	-0,06	0,92
Ribeira	1419	1404	757	1,0	0,5	1,0	1,62	-0,02	-0,06	4,04
Rio Claro	1505	1659	522	1,1	0,3	0,9	2,16	-0,02	0,02	1,70
Santo Antônio da Alegria	1654	1663	571	1,0	0,3	1,0	2,36	-0,10	0,15	5,50
Santo Antônio do Araranguá	1337	1918	250	1,5	0,2	0,7	2,70	-0,02	0,04	7,74
São Pedro do Turvo	1426	1749	387	1,3	0,3	0,8	2,50	-0,07	0,09	2,60
Tatui	1349	1522	399	1,2	0,3	0,9	2,27	-0,03	0,00	4,32
Votuporanga	1352	1938	256	1,4	0,2	0,7	2,67	-0,02	0,03	3,14

2.4. Discussão

2.4.2. Calibração e validação do modelo hidrológico

A calibração e validação do modelo hidrológico obtiveram os seguintes indicadores de desempenho: d igual a 0,81 (índice de concordância de Willmott) quanto maior seu valor, melhor será o desempenho do modelo; R^2 igual a 0,44 (coeficiente de determinação); e RMSE de 0.08 (raiz do erro quadrático médio) quanto mais próximo de zero, melhor será a precisão do modelo (Figura 2.7). Trabalhos que utilizaram modelos hidrológicos obtiveram, após a calibração e validação, valores de RMSE variando de 0,03 a 0,98, R^2 variando de 0,39 a 0,99 e d variando de 0,68 a 0,96 (Potter et al., 2005; Yang et al., 2007; Singh et al., 2008; Miguez, et al., 2012; Li et al., 2013; Xu et al., 2013; Deo e Sahin, 2015). Dessa forma, a partir dos indicadores de desempenho, nota-se que o modelo apresentou ajuste satisfatório para os valores de “ m ” das bacias hidrográficas.

2.4.3. Responsividade hidrológica das bacias do Estado de São Paulo

Os resultados demonstraram que três variáveis chaves influenciam o valor de “ m ” e contribuem para a produção de água na bacia hidrográfica, ou seja, essas características podem alterar o balanço hídrico e energético da bacia hidrográfica. As características encontradas foram: altitude mínima, densidade de rios e declividade média. A altitude é um indicador de condições ambientais que pode refletir principalmente no gradiente de temperatura (Xu et al., 2013), demonstrando efeito positivo para a produção de água (Zengin et al., 2017). A densidade de rios, que indica a extensão de rios (km) na área da bacia hidrográfica (km²), geralmente apresenta valores baixos em regiões pouco permeáveis e relevo baixo (Choto e Fetene, 2019). Yildiz, (2004) encontrou aumento na produção de água com o aumento da densidade de drenagem. A declividade pode influenciar na capacidade de retenção de água no solo e, conseqüentemente, no tempo de residência da água no solo (Shao et al., 2012; Zhou et al., 2015). Um fator topográfico que pode auxiliar na produção de água são áreas localizadas em declividades mais baixas (Fan et al., 2020), enquanto que declividades mais acentuadas podem trazer mudanças significativas no deflúvio (Caldwell et al., 2016).

2.4.4. Resiliência das bacias hidrográficas

As mudanças climáticas podem afetar a produção de água em bacias hidrográficas (Aber et al., 1995), mas nem todos os ecossistemas irão responder de maneira uniforme, pois as mudanças climáticas variam geograficamente (Walther et al., 2002; Loarie et al., 2009), e o

tipo de vegetação, principalmente as florestas, pode influenciar o deflúvio (Brown et al., 2005; Ewers et al., 2005). Os resultados (Tabela 2.5) demonstram as respostas das bacias hidrográficas a uma transição de um curto período de tempo das condições frias para as condições quentes, fornecendo uma base conceitual para entender e prever como as mudanças climáticas podem afetar a produção de água de acordo com a resiliência hidrológica de cada bacia hidrográfica.

Neste estudo foram encontrados valores de elasticidade variando entre 0,92 e 8,94, estando estes valores dentro do observado nos trabalhos de Creed et al. (2014) e Helman et al. (2017) que encontraram valores entre 0,23 a 9,85. A partir do trabalho de Creed et al. (2014) foram consideradas bacias elásticas aquelas que possuem valor de $e > 1$, que seguem a curva de Budyko e que possuem pequenas ou nenhuma mudança na produção de água; e as bacias hidrográficas não elásticas ($e < 1$) são aquelas que saem da curva de Budyko, produzindo mais ou menos água do que o previsto pela curva. Hipoteticamente bacias hidrográficas elásticas possuem tipos e idade de florestas diferentes, o que pode aumentar a capacidade de adaptação após uma condição de mudança no clima, e, conseqüentemente, menor mudança no coeficiente de rendimento hídrico (Creed et al., 2014). Neste estudo foi considerado um limiar de elasticidade igual a 3,5 para representar bacias hidrográficas mais ou menos resilientes, e não apenas representar bacias hidrográficas com ou sem resiliência hidrológica.

As mudanças no clima, principalmente a sazonalidade da precipitação, podem afetar a produção de água (Creed et al., 2014). Gentine et al. (2012) e Williams et al. (2012) usaram a teoria de Budyko e demonstraram que a precipitação sazonal contribui para os índices evaporativos. Portanto, condições em que o índice de aridez (ET_p/P) for maior que 1 serão mais afetadas pelo clima, enquanto condições em que o índice de aridez for menor que 1 podem ser menos afetadas pelas mudanças no clima (Creed et al., 2014).

As 29 bacias hidrográficas do estudo possuem, em média, 65% do uso do solo predominantemente agrícola e 28% de área florestal (incluindo florestas nativas e plantadas). Os maiores valores de elasticidade foram encontrados nas bacias hidrográficas com maior porcentagem de floresta. O mesmo foi observado no estudo de Creed et al. (2014), em que áreas com diversos tipos de florestas apresentaram maior resiliência hidrológica, e que florestas mais velhas ajudaram a minimizar os efeitos das variações do clima nos índices evaporativos. Os principais fatores que influenciam na elasticidade são os mecanismos hidrológicos e ecológicos, que fazem parte das propriedades físicas das bacias hidrográficas e que envolvem a estrutura e composição da vegetação e a ação antrópica (Creed et al., 2014). O fator antrópico que afeta a elasticidade é o uso do solo nas bacias hidrográficas, como por

exemplo, a agricultura e as florestas, uma vez que a produção de água da bacia tende a diminuir com o aquecimento, a vegetação irá responder a partir da transpiração, de acordo com a demanda evaporativa do sistema, podendo consumir mais ou menos água (Swank et al., 2001; Ford et al., 2011; Polgar & Primack, 2011).

2.4.5. Relação entre resiliência, responsividade e produção de água

Segundo as estimativas da população residente no Brasil, o Estado de São Paulo possui aproximadamente 45,9 milhões de habitantes, aproximadamente 21,9% da população total do Brasil (IBGE, 2019). Essas pessoas dependem da produção de água das bacias hidrográficas, e o abastecimento provavelmente será afetado pelas mudanças climáticas (Aber et al., 1995). Além dos efeitos das mudanças climáticas, as atividades de manejo florestal e agrícola, podem acarretar em consequências significativas na resiliência hidrológica das bacias hidrográficas (Fischer et al., 2006). Autores debatem que o aumento da cobertura florestal pode reduzir a produção de água na bacia hidrográfica, mas outros sugerem que haverá um aumento na produção de água a partir da produção de vapor de água realizado pela evapotranspiração, e consequentemente contribuindo para a formação de nuvens e precipitação (Ellison et al., 2012; Helman et al., 2017).

A partir da Figura 2.13 é possível observar que a densidade demográfica e as principais redes viárias do Estado de São Paulo, se encontram justamente dentro e/ou próximas das bacias hidrográficas com $m > 2,4$, em que as próprias características físicas do terreno desfavorecem a produção de água, portanto é necessário um planejamento de políticas públicas que auxiliem no gerenciamento, conservação e manejo dos recursos hídricos.

Figura 2.13. Densidade demográfica, principal rede viária do Estado de São Paulo e localização das bacias hidrográficas otto nível 6 com valores de m maior que 2,4.

Na Figura 2.8 é possível verificar que quanto maior o valor de “ m ” menor é a relação de Q/P , ou seja, bacias hidrográficas com valores de “ m ” maiores possuem baixa produção de água, possivelmente devido às características físicas do terreno. A partir da Figura 2.10 é possível observar que as áreas em vermelho claro e escuro, são áreas com valores de “ m ” altos ($m > 2,4$), logo a produção de água dessas bacias será limitada pelas características físicas do terreno, enquanto que áreas verdes ($m < 2,4$) são áreas favoráveis para a produção de água, em termos de propriedades físicas, logo estas áreas serão limitadas pelo clima.

A partir da análise de regressão múltipla entre as propriedades físicas das bacias hidrográficas com os valores de “ m ”, não houve correlação estatisticamente significativa com as variáveis representativas do uso do solo (cobertura florestal, agropecuária, área urbana e NDVI), impossibilitando a alteração (simulação) dos valores de “ m ” a partir da alteração dos usos predominantes em cada bacia hidrográfica. O principal limitante foi a baixa variação da

cobertura florestal nas 29 bacias hidrográficas, que variam de 3 a 64%, faltando o gradiente de 60% a 100% de cobertura florestal nativa. Wei et al. (2017) encontraram relações significativas entre as propriedades físicas e a cobertura florestal, utilizando bacias hidrográficas com variação de 30% a 100% de cobertura florestal. Autores de diversas regiões conseguiram encontrar fortes correlações entre os parâmetros do modelo de Budyko (“m” ou “w”) com a cobertura florestal e NDVI, analisando as variações hidrometeorológicas e a dinâmica da vegetação com o intuito de quantificar seus efeitos sobre a produção de água das bacias hidrográficas em função das mudanças climáticas (Li et al., 2013; Creed et al., 2014; Liang et al., 2015; Zhang et al., 2016; Helman et al., 2017; Wei et al., 2017; Liu et al., 2018; Xing et al., 2018).

Na Figura 2.14 é possível observar a relação da responsividade e da resiliência hidrológica das 29 bacias hidrográficas. Foi utilizado o limiar de $e = 3,5$ (mediana dos valores encontrados) e um limiar de $m = 2,4$, retirado a partir do mapa gerado da figura 2.10. É possível observar que as bacias hidrográficas em vermelho (Presidente Prudente, Campos do Jordão, Paraíso, São Pedro do Turvo e Votuporanga), são bacias que possuem baixa resiliência e alta responsividade ($m > 2,4$); em contra partida, as bacias hidrográficas em verde (Jaguariúna, Ribeira, Catiguá, Boa Esperança do Sul, Pitangueira, Santo Antônio da Alegria, Piracicaba, Araraquara e Itapetininga) estão em uma situação favorável, pois são bacias mais resilientes e com baixa responsividade ($m < 2,4$), ou seja, as características físicas dessas bacias contribuem para a produção de água; enquanto que as bacias em amarelo representam situações intermediárias, em que apresentam baixa resiliência, porém possuem baixa responsividade ($m < 2,4$), ou que apresentam maior resiliência, porém alta responsividade ($m > 2,4$).

Figura 2.14. Relação da responsividade hidrológica (valores de “m”) com a resiliência hidrológica (elasticidade) das 29 bacias hidrográficas. O tamanho dos círculos representa os valores de Q/P (coeficiente de rendimento hídrico). Os círculos em vermelhos (I) representam bacias com $e < 3,5$ e $m > 2,4$; círculos em amarelo (II e III) representam bacias com $e > 3,5$ e $m > 2,4$ e $e < 3,5$ e $m < 2,4$; e os círculos em verde (IV) representam bacias com $e > 3,5$ e $m < 2,4$.

2.4.6. Implicações para o manejo

O uso das métricas de Budyko e do modelo hidrológico fornece uma direção para auxiliar no gerenciamento, conservação e manejo dos recursos hídricos, em condições de mudanças climáticas, demonstrando implicações importantes para o entendimento e previsão das mudanças nos recursos hídricos. A Figura 2.14 e a Tabela 2.6 podem ser utilizadas para identificar áreas desfavoráveis para a produção de água, identificadas pelo quadrante I, essas bacias hidrográficas em vermelho (Presidente Prudente, Campos do Jordão, Paraíso, São Pedro do Turvo e Votuporanga) possuem baixa resiliência e alta responsividade hidrológica. Essas áreas necessitam de uma atenção maior no gerenciamento dos recursos hídricos, pois as atividades de uso do solo, como por exemplo, desmatamento, agricultura, pastagem e urbanização, podem acarretar em consequências significativas para a produção de água (Creed et al., 2014; Zhou et al., 2015). Pesquisadores demonstraram que em bacias hidrográficas grandes a mudança na cobertura florestal possui efeitos limitados, nenhum efeito ou mesmo efeitos positivos sobre a produção de água (Buttle e Metcalfe, 2000; Ceballos-Barbancho et al., 2008; Zhou et al., 2010; Wang et al., 2011), portanto é desejável

considerar o tipo de vegetação presente na bacia, principalmente as florestas, como sendo fatores que influenciam na resiliência hidrológica e propriedades físicas do solo (Creed et al., 2014; Zhou et al., 2015). Desta forma a adição da cobertura florestal por meio da restauração florestal pode ajudar os processos hidrológicos, aumentando a produção de vapor de água realizado pela evapotranspiração, e consequentemente contribuindo para a precipitação (Ellison et al., 2012), especialmente em áreas tropicais húmidas, como a região sudeste do Brasil. A maior parte das bacias hidrográficas deste estudo apresentaram valores de P/PET variando entre 0,9 a 1,3, e, nesses casos, o aumento da cobertura florestal pode reduzir a temperatura da superfície terrestre e, consequentemente, diminuir a evapotranspiração potencial (Zhou et al., 2010; Wang et al., 2011; Peng et al., 2014).

Tabela 2.6. Características das bacias hidrográficas dos quadrantes da Figura 2.13, e recomendações às práticas ao manejo.

Quadrante	Bacias hidrográficas	Disponibilidade hídrica	Recomendações
I	Possuem baixa resiliência hidrológica e são áreas em que as características físicas desfavorecem a produção de água.	Baixa disponibilidade de água	- Aumentar a cobertura florestal para melhorar as características físicas, por meio da restauração florestal em menos de 30% da área da bacia hidrográfica e diluídas no tempo devido à baixa disponibilidade de água e baixa resiliência;
II	Possuem alta resiliência hidrológica, porém são áreas em que as características físicas desfavorecem a produção de água.	Baixa disponibilidade de água	- Aumentar a cobertura florestal para melhorar as características físicas, por meio da restauração florestal em menos de 30% da área da bacia hidrográfica devido à baixa disponibilidade de água; - Possibilita pequenas mudanças do uso do solo (<30% da área).
III	Possuem baixa resiliência hidrológica, porém são áreas em que as características físicas favorecem a produção de água.	Alta disponibilidade de água	- Aumentar a cobertura florestal para melhorar as características físicas, por meio da restauração florestal em larga escala (>30% da área); - Possibilita mudanças do uso do solo.
IV	Possuem alta resiliência hidrológica e são áreas em que as características físicas favorecem a produção de água.	Alta disponibilidade de água	- Aumentar a cobertura florestal para melhorar a qualidade de água, por meio da restauração florestal em larga escala (>30% da área); -Possibilita mudanças do uso do solo.

2.5. Conclusão

Foi possível com base nas características físicas das bacias hidrográficas demonstrar que o modelo hidrológico, na escala local, teve resposta mesmo com pequenas variações das características físicas das bacias hidrográficas e conseguiu ser sensível a essas variações possibilitando recomendações de práticas ao manejo.

A análise da responsividade hidrológica se mostrou útil para identificar áreas com potencial de produção de água e que poderiam receber investimentos prioritários em restauração florestal. A análise da resiliência hidrológica foi capaz de identificar a capacidade das bacias em se manterem estáveis após mudanças no clima.

A combinação das duas variáveis gera diferentes combinações que contemplam a característica natural da produção de água e sua capacidade de enfrentar as mudanças climáticas. Considerando a mudança do uso do solo com a remoção ou introdução de florestas como potencial modificadora do processo de evapotranspiração, os resultados podem auxiliar na definição de melhores estratégias para uso das florestas como mitigadoras de mudanças climáticas para a manutenção da produção de água em bacias hidrográficas do Estado.

Referências

- ABER, J.D.; OLLINGER, S.V.; FEDERER, C.A.; REICH, P.B.; GOULDEN, M.L.; KICKLIGHTER, D.W.; MELILLO, J.M.; JR LATHROP, R.G. Predicting the effects of climate change on water yield and forest production in the northeastern United States. **Climate Research**, v. 5, p. 207–222, 1995.
- ALFACE, A. B.; PEREIRA, S. B.; FILGUEIRAS, R.; CUNHA, F. F. Sugarcane spatial-temporal monitoring and crop coefficient estimation through NDVI. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 23, n. 5, p. 330-335, 2019.
- ALVARES, C.A.; STAPE, J.L.; SENTELHAS, P.C.; GONCALVES J.L.M.; SPAROVEK G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711–728, 2013.
- AZEVEDO, T.; JUNIOR, C. S.; SHIMBO, J.; ROSA, M. MapBiomass, coleção 4.1 (2018). Disponível em: <<https://mapbiomas.org/colecoes-mapbiomas>>. Acesso em: 13 de maio de 2020.
- BROWN, A.E.; ZHANG, L.; MCMAHON, T.A.; WESTERN, A.W.; VERTESSY, R.A. A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation. **Journal of Hydrology**, v. 310, p. 28–61, 2005.
- BUDYKO, M. I. Climate and Life. **San Diego, CA: Academic**. 508 p., 1974.
- BUDYKO, M. I. The heat balance of the Earth's surface. **Washington, D. C: National Weather Service, U. S. Department of Commerce**. 1958.
- BUTTLE, J.; METCALFE, R. Boreal forest disturbance and streamflow response, northeastern Ontario. **Canadian Journal Fisheries and Aquatic Sciences**, v. 57, p. 5–18, 2000.
- CALDWELL, P. V.; MINIAT, C. F.; ELLIOTT, K. J.; SWANK, W. T.; BRANTLEY, S. T.; LASETER, S. Declining water yield from forested mountain watersheds in response to climate change and forest mesophication. **Global Change Biology**, v. 22, p. 2997-3012, 2016.

- CEBALLOS-BARBANCHO, A.; MORÁN-TEJEDA, E.; LUENGO-UGIDOS, M. A.; LLORENTE-PINTO, J. M. Water resources and environmental change in a Mediterranean environment: The south-west sector of the Duero river basin (Spain). **Journal of Hydrology**, v. 351, p. 126-138, 2008.
- CHIEW, F.H.S. Estimation of rainfall elasticity of streamflow in Australia, **Hydrology Science Journal**, v.51, p.613-625, 2006.
- CHOTO, M.; FETENE, A. Impacts of land use/land cover change on stream flow and sediment yield of Gojeb watershed, Omo-Gibe basin, Ethiopia. **Remote Sensing Applications: Society and Environment**, v. 14, p. 84-99, 2019.
- CHOUDHURY, B. J. Evaluation of an empirical equation for annual evaporation using field observations and results from a biophysical model. **Journal of Hydrology**, v. 216, p. 99–110, 1999.
- CORDEIRO, A. P. A.; BERLATO, M. A.; FONTANA, D. C.; MELO, R. W. DE; SHIMABUKURO, Y. E.; FIOR, C. S. Regiões homogêneas de vegetação utilizando a variabilidade do NDVI. **Ciência Florestal**, v.27, p.883-896, 2017.
- CREED, I.F.; SPARGO, A.T.; JONES, J.A.; BUTTLE, J.M.; ADAMS, M.B.; BEALL, F.D.; BOOTH, E.G.; CAMPBELL, J.L.; CLOW, D.; ELDER, K.; GREEN, M.B.; GRIMM, N.B.; MINIAT, C.; RAMLAL, P.; SAHA, A.; SEBESTYEN, S.; SPITTLEHOUSE, D.; STERLING, S.; WILLIAMS, M.W.; WINKLER, R.; YAO, H. Changing forest water yield sin response to climate warming: results from long-term experimental watershed sites across North America. **Global Change Biology**, v.20, n.10, p. 3191–3208, 2014.
- DAEE, Departamento de Águas e Energia Elétrica. Disponível em:<<http://www.hidrologia.daee.sp.gov.br/>>. Acesso em: 13 de junho de 2018.
- DEO, R.C.; SAHIN, M. Application of the Artificial Neural Network model for prediction of monthly Standardized Precipitation and Evapotranspiration Index using hydrometeorological parameters and climate indices in eastern Australia. **Atmospheric Research**, v. 161-162, p. 65-81, 2015.
- ELLISON, D.; FUTTER, M.N.; BISHOP, K. On the forest cover–water yield debate: from demand- to supply-side thinking. **Global Change Biology**, v. 18, p. 806–820, 2012.
- EWERS, B.E.; GOWER, S.T.; BOND-LAMBERTY, B.; WANG, C. Effects of stand age and tree species composition on transpiration and canopy conductance of boreal forest stands. **Plant, Cell and Environment**, v. 28, p. 660–678, 2005.
- FAN, M.; SHIBATA, H.; CHEN, L. Spatial priority conservation areas for water yield ecosystem services under climate changes in Teshio watershed northernmost Japan. **Journal of Water and Climate Change**, v. 11, n. 1, p. 106-129, 2020.
- FATHI, M. M.; AWADALLAH, A. G.; ABDELBAKI, A. M.; HAGGAG, M. A new Budyko framework extension using series SARIMAX model. **Journal of Hydrology**, v. 570, p. 827-838, 2019.

- FISCHER, J.; LINDENMAYER, D.B.; MANNING, A.D. Biodiversity, ecosystem function, and resilience: ten guiding principles for commodity production landscapes. *Frontiers in Ecology and the Environment*, v. 4, p. 80–86, 2006.
- FORD, C.R.; HUBBARD, R.M.; VOSE, M. Quantifying structural and physiological controls on variation in canopy transpiration among planted pine and hardwood species in the southern Appalachians. *Ecohydrology*, v. 4, p. 183–195, 2011.
- FRAUENDORF, T. C.; MACKENZIE, R. A.; TINGLEY, R. W.; FRAZIER, A. G.; RINEY, M. H.; EL-SABAAWI, R. W. Evaluating ecosystem effects of climate change on tropical island streams using high spatial and temporal resolution sampling regimes. *Global Change Biology*, 2019, <https://doi.org/10.1111/gcb.14584>.
- FU, B. P. On the calculation of the evaporation from land surface [in Chinese]. *Scientia Atmospherica Sinica*, v. 5, p. 23–31, 1981.
- GENGL, T.; DE JESUS, J. M.; HEUVELINK, G. B. M.; GONZALEZ, M. R.; KILIBARDA, M.; BLAGOTIĆ, A.; SHANGGUAN, W.; WRIGHT, M. N.; GENG, X.; BAUER-MARSCHALLINGER, B.; GUEVARA, M. A.; VARGAS, R.; MACMILLAN, R. A.; BATJES, N. H.; LEENAARS, J. G. B.; RIBEIRO, E.; WHEELER, I.; MANTEL, S.; KEMPEN, B. SoilGrids250 m: Global gridded soil information based on machine learning, *PLoS One*, 12(2), e0169748, 2017.
- GENTINE, P.; D'ODORICO, P.; LINTNER, B.R.; SIVANDRAN, G.; SALVUCCI, G. Interdependence of climate, soil, and vegetation as constrained by the Budyko curve. *Geophysical Research Letters*, 39, L19404, 2012.
- GERRITS, A.M.J.; SAVENIJE, H.H.G.; VELING, E.J.M.; PFISTER, L. Analytical derivation of the Budyko curve based on rainfall characteristics and a simple evaporation model, *Water Resources Research*, v.45, 2009.
- GERTEN, D.; LUCHT, W.; SCHAPHOFF, S.; CRAMER, W.; HICKLER, T.; WAGNER, W. Hydrologic resilience of the terrestrial biosphere. *Geophysical Research Letters*, v. 32, L21408, 2005.
- GREVE, P.; GUDMUNDSSON, L.; ORLOWSKY, B.; SENEVIRETNE, S.I. A two-parameter Budyko function to represent conditions under which evapotranspiration exceeds precipitation. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 20, p. 2195-2205, 2016.
- HELMAN, D.; LENSKY, I.M.; YAKIR, D.; OSEM, Y. Forest growing under dry conditions have higher hydrological resilience to drought than do more humid forests. *Global Change Biology*, v. 23, p. 2801-2817, 2017.
- INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais). Disponível em:<<http://www.dgi.inpe.br/catalogo/>>. Acesso em: 13 de maio de 2020.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE 2019. IBGE divulga as estimativas da população dos municípios para 2019. Disponível em:< <https://agenciadenoticias.ibge.gov.br/agencia-sala-de-imprensa/2013-agencia-de-noticias/releases/25278-ibge-divulga-as-estimativas-da-populacao-dos-municipios-para-2019>>. Acesso em: 25 de fev. de 2020.

- INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (**IPCC**), Disponível em www.Ipcc.ch. 2014.
- LI, D.; PAN, M.; CONG, Z.; ZHANG, L.; WOOD, E.; Vegetation control on water and energy balance within the Budyko framework. **Water Resources Research**, v. 49, p. 969-976, 2013.
- LIANG, W.; BAI, D.; WANG, F.; FU, B.; YAN, J.; WANG, S.; YANG, Y.; LONG, D.; FENG, M. Quantifying the impacts of climate change and ecological restoration on streamflow changes based on Budyko hydrological model in China's Loess Plateau. **Water Resources Research**, v. 51, p. 6500-6519, 2015.
- LIU, J.; ZHANG, Q.; SINGH, V.P.; SONG, C.; ZHANG, Y.; SUN, P., GU, X. Hydrological effects of climate variability and vegetation dynamics on annual fluvial water balance in global large river basins. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 22, p. 4047-4060, 2018.
- LOARIE, S.R.; DUFFY, P.B.; HAMILTON, H.; ASNER, G.P.; FIELD, C.B.; ACKERLY, D.D.; The velocity of climate change. **Nature**, v. 462, p. 1052–1055, 2009.
- MARENGO, J.A. Água e mudanças climáticas. **Estudos Avançados**, v. 22, p. 83-96, 2008.
- MARENGO, J.A.; NOBRE, C.A.; CHOU, S.C.; TOMASELLA, J.; SAMPAIO, G.; ALVES, L.M.; OBREGÓN, G.O.; SOARES, W.R. **Riscos de mudanças climáticas no Brasil**. 2011.
- MICHALAK, A. M. Study role climate change in extreme threats to water quality. **Nature**, comment, v. 535, p. 349-350, 2016.
- MIGUEZ, F.E.; MAUGHAN, M.; BOLLERO, G.A.; LONG, S.P. Modeling spacial and dynamic variation in growth, yield, and yield stability of the bioenergy crops *Miscanthus x giganteus* and *Panicum virgatum* across the conterminous United States. **Global Change Biology Bioenergy**, v. 4, p. 509-520, 2012.
- MILLY, P.C.D.; DUNNE, K.A.; VECCHIA, A.V. Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. **Nature**, v. 438, p. 347-350, 2005.
- PENG, S. S.; PIAO, S.; ZENG, Z.; CIAIS, P.; ZHOU, L.; LI, L. Z. X.; MYNENI, R. B.; YIN, Y.; ZENG, H. Afforestation in China cools local land surface temperature. *Proceeding of the National Academy of Sciences of the United State of America*, v. 111, p. 2915-2919, 2014.
- PIKE, J.G. The estimation of annual run-off from meteorological data in a tropical climate. **Journal of Hydrology**, v. 2, p. 116 – 123, 1964.
- POLGAR, C.A.; PRIMACK, R.B.; Leaf-out phenology of temperate woody plants: from trees to ecosystems. **New Phytologist**, v. 191, p. 926–941, 2011.
- POTTER, N.J.; ZHANG, L.; MILLY, P.C.D.; MCMAHON, T.A.; JAKEMAN, A.J. Effects of rainfall seasonality and soil moisture capacity on mean annual water balance for Australian catchments. **Water Resources Research**, v. 41, p. 1-11, 2005.
- RENNÓ, C. D.; NOBRE, A. D.; CUARTAS, L. A.; SOARES, J. V.; HODNETT, M. G.; TOMASELLA, J.; WATERLOO, M. J. HAND, a new terrain descriptor using SRTM-DEM: Mapping terra-firme rainforest environments in Amazonia. *Remote Sensing of Environment*, v. 112, p. 3469-3481, 2008.

- RODERICK, M.L.; FARQUHAR, G.D. A simple framework for relating variations in runoff to variations in climatic conditions and catchment properties. **Water Resources Research**, v.47, 2011.
- SHAO, Q. X.; TRAYLEN, A.; ZHANG, L.; Nonparametric method for estimating the effects of climatic and catchment characteristics on mean annual evapotranspiration. **Water Resources Research**, v. 48, p. 1-13, 2012.
- SILVA, J.R.I.; SOUZA, R.M.S.; SANTOS, W.A.; ALMEIDA, A.Q.; SOUZA, E.D.; ANTONIO, A.C.D. Aplicação do método de Budyko para modelagem do balanço hídrico no semiárido brasileiro. **Scientia Plena**, v. 13, n. 10, 2017.
- SINGH, A.K.; TRIPATHY, R.; CHOPRA, U.K. Evaluation of CERES-Wheat and CropSyst models for water–nitrogen interactions in wheat crop. **Agricultural Water Management**, v. 95, p. 776-786, 2008.
- SWANK, W.T.; VOSE, J.M.; ELLIOTT, K.J. Long-term hydrologic and water quality responses following commercial clearcutting of mixed hardwoods on a southern Appalachian catchment. **Forest Ecology and Management**, v. 143, p. 163–178, 2001.
- TEIXEIRA, A. A (2012). Agência Nacional de Águas (ANA). Disponível em:<<https://metadados.ana.gov.br/geonetwork/srv/pt/metadata.show?id=43&currTab=distribution>>. Acesso em: 05 de maio de 2020.
- THORNTON, C.W. An approach toward a rational classification of climate. **Geographical Review**, v. 38, n. 1, p. 55-94, 1948.
- TIEZZI, R.O.; BARBOSA, P. S. F.; LOPES, J. E. G.; FRANCATO, A. L.; ZAMBON, R. C.; SILVEIRA, A.; MENEZES, P. H. B. J.; ISIDORO, J. M. G. P. Trends of streamflow under climate change for 26 Brazilian basins. **Water Policy**, v. 21, p. 206-220, 2019.
- TURC, L. The water balance of soils. Relation between precipitation, evaporation and flow. **Annales Agronomiques**, v. 5, p. 491-569, 1954.
- USGS (U.S. Geological Survey). 2009. “SRTM Topography.” SRTM Documentation, 2.1. Disponível em:<<https://earthexplorer.usgs.gov/>>. Acesso em: 13 de maio de 2020.
- WALTHER, G.; POST, E.; CONVEY, P.; MENZEL, A.; PARMESAN, C.; BEEBEE, T.J.C.; FROMENTIN, J.M.; HOEGH-GULDBERG, O.; BAIRLEIN, F. Ecological responses to recent climate change. **Nature**, 416, 389–395, 2002.
- WANG, S.; FU, B. J.; HE, C. S.; SUN, G.; GAO, G. Y. A comparative analysis of forest cover and catchment water yield relationship in northern China. **Forest Ecology and Management**, v. 262, p. 1189-1198, 2011.
- WEI, X.; LI, Q.; ZHANG, M.; GILES-HANSEN, K.; LIU, W.; FAN, H.; WANG, Y.; ZHOU, G.; PIAO, S.; LIU, S. Vegetation cover – another dominant factor in determining global water resources in forested regions. **Global Change Biology**, p. 1-10, 2017.
- WILLIAMS, C.A.; REICHSTEIN M.; BUCHMANN, N.; BALDOCCHI, D.; BEER, C.; SCHWALM, C.; WOHLFAHR, G.; HASLER, N.; BERNHOFER, C.; FOKEN, T.; PAPALE, D.; SCHYMANSKI, S.;

- SCHAEFER, K. Climate and vegetation controls on the surface water balance: synthesis of evapotranspiration measured across a global network of flux towers. **Water Resources Research**, v. 48, W06523, 2012.
- XAVIER, A.C.; KING, C.W.; SCANLON, B.R. Daily gridded meteorological variables in Brazil (1980-2013). **Royal Meteorological Society**, v. 36, p. 2644-2659, 2016.
- XING, W.; WANG, W.; ZOU, S.; DENG, C. Projection of future runoff change using elasticity method derived from Budyko framework in major basins across China. **Global and Planetary Change**, v. 162, p. 120-135, 2018.
- XU, X.; LIU, W.; SCANLON, B.R.; ZHANG, L.; PAN, M. Local and global factors controlling water-energy balances within the Budyko framework. **Geophysical Research Letters**, v. 40, n. 23, p. 6123-6129, 2013.
- YANG, D.; SUN, F.; LIU, Z.; CONG, G.; NI, G.; LEI, Z. Analyzing spatial and temporal variability of annual water-energy balance in non-humid regions of China using Budyko hypothesis, **Water Resource Research**, v.43, 2007.
- YILDIZ O. An investigation of the effect of drainage density on hydrologic response. **Turkish Journal of Engineering and Environmental Sciences**, v, 28, p. 85-94, 2004.
- ZENGİN, H.; OZCAN, M.; DEGERMENCI, A. S.; CITGEZ, T. Effects of some watershed characteristics on water yield in the West Black Sea Region of northern Turkey. **Bosque**, v. 38, n. 3, p. 479-486, 2017.
- ZHANG, L., POTTER, N., HICKEL, K., ZHANG, Y., SHAO, Q. Water balance modeling over variable time scales based on the Budyko framework - Model development and testing. **Journal of Hydrology**, v. 360, p. 117–131, 2008.
- ZHANG, L.; DAWES, W.R.; WALKER, G.R. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. **Water Resources Research**, v. 37, n. 3, p. 701-708, 2001.
- ZHANG, S.; YANG, H.; YANG, D.; JAYAWARDENA, A.W. Quantifying the effect of vegetation change on the regional water balance within the Budyko framework. **Geophysical Research Letters**, v. 43, p. 1140-1148, 2016.
- ZHOU, G.; WEI, X.; CHEN, X.; ZHOU, P.; LIU X.; XIAO, Y.; SUN, G.; SCOTT, D.F.; ZHOU, S.; HAN, L.; SU, Y. Global pattern for effect of climate and land cover on water yield. **Nature Communications**, v.6, 5918, 2015.
- ZHOU, G.; WEI, X.; L, Y.; ZHANG, M.; LI, Y.; QIAO, Y.; LIU, H.; WANG, C. Forest recovery and river discharge at the regional scale of Guangdong Province, China. **Water resources Research**, v. 46, w09503, 2010.

3. RESPOSTA DO DEFLÚVIO E DA QUALIDADE DE ÁGUA EM BACIAS HIDROGRÁFICAS EM DECORRÊNCIA DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS

Resumo

Os efeitos das mudanças climáticas se manifestarão em uma escala de tempo muito longa interferindo no deflúvio e na qualidade de água para a população, portanto, é necessário entender como as mudanças climáticas irão afetar os padrões de temperatura e precipitação de determinadas regiões, e, em seguida, entender como essas condições climáticas afetam a disponibilidade e a qualidade de água. O objetivo deste capítulo é avaliar os efeitos das mudanças climáticas sobre o deflúvio e a qualidade da água de bacias hidrográficas do Estado de São Paulo em função de cenários de mudanças climáticas a partir de um modelo climático global via *downscaling*. O modelo climático utilizado foi o HadGEM em três cenários climáticos futuros disponíveis nas projeções RCP 2.6, RCP 6.0 e RCP 8.5. As bacias hidrográficas da região noroeste de São Paulo foram impactadas negativamente pelo clima, apresentando redução do deflúvio. Enquanto as bacias hidrográficas da região sudeste de São Paulo foram menos afetadas pelo clima, pois suas características físicas constituem fator mais relevante à produção de água. Portanto é necessário dar importância para as bacias hidrográficas do Estado de São Paulo devido à concentração urbana e industrial nessa região, que são fatores críticos para futuras políticas públicas que irão auxiliar no manejo e uso da água.

Palavras-chave: cenários climáticos; produção de água; carga de nutrientes.

Abstract

The effects of climate change will manifest in a very long time scale, affecting the streamflow and water quality for the population, therefore, it is necessary to understand how climate change will affect the temperature and precipitation patterns of certain regions, and, then understand how these climatic conditions affect water availability and quality. The objective of this chapter is to evaluate the effects of climate change on the streamflow and water quality of watersheds in the State of São Paulo using climate change scenarios from a global climate model by downscaling. The climate model used was HadGEM with three future climate scenarios available in the RCP 2.6, RCP 6.0 and RCP 8.5 projections. The watersheds of the northwest region of São Paulo were negatively impacted by the climate, presenting a reduction in the streamflow. The watersheds in the southeastern region of São Paulo were less affected by the climate, because their physical characteristics constitute a more relevant factor in the water yield. Therefore, it is necessary to give importance to the watersheds of the State of São Paulo due to the urban and industrial concentration in this region, which are critical factors for future public policies that will assist in the management of land use.

Keywords: climate scenarios; water yield; nutrient load.

3.1. Introdução

A queima de combustíveis fósseis e as mudanças no uso do solo vêm contribuindo para o aumento da emissão de dióxido de carbono (CO₂) na atmosfera, causando aumento na temperatura, mudanças no regime das chuvas e na frequência de eventos climáticos extremos (Sheldon, 2019). Nas regiões tropicais, onde se espera que os efeitos das mudanças no clima sejam os primeiros a emergir (Frauendorf et al., 2019), foi observado aumento da temperatura e diminuição da precipitação a uma taxa de 0,26°C e 1% por década desde 1970, respectivamente (Malhi e Wright, 2004). O Brasil apresentou aquecimento de cerca de 0,7°C nos últimos cinquenta anos (Marengo et al., 2011) e a tendência é que este aumento continue devido às contínuas emissões de CO₂ na atmosfera, impactando também na precipitação (Milly et al., 2005; Pivetta, 2013).

Os efeitos das mudanças climáticas se manifestarão em uma escala de tempo muito longa, causando problemas como, por exemplo, no abastecimento de água em quantidade e qualidade para a população (Michalak, 2016). Primeiramente é necessário um detalhamento de como as mudanças climáticas irão afetar os padrões de temperatura e precipitação de determinadas regiões (Bergstrom et al., 2001; Varis et al., 2004; Hanssen-Bauer, et al., 2005), em seguida entender como essas condições climáticas afetam na disponibilidade de água, e, finalmente, avaliar como a combinação das condições meteorológicas e as influências sobre o deflúvio podem interferir na qualidade de água (Michalak, 2016).

O deflúvio e a qualidade de água são resultados de vários processos que ocorrem ao longo do riacho e do manejo da bacia hidrográfica, assim, qualquer intervenção ou distúrbio que ocorra na bacia hidrográfica pode gerar consequências significativas sobre os recursos hídricos (Margalef, 1994; Peters e Meybeck, 2000; Lima, 2001; Bueno et al., 2005). Por sua vez, fatores climáticos, como por exemplo, chuva, seca, temperatura, radiação solar e vento (Senhorst e Zwolsman, 2005), podem causar aumento da exportação de contaminantes durante os eventos de enchentes e diminuir o oxigênio durante as secas (Senhorst e Zwolsman, 2005), causando alterações na qualidade da água.

A temperatura e a precipitação podem influenciar na produção de água (Luo et al., 2013) e alterar o transporte e a diluição de nutrientes (Barrow et al., 1996). A baixa velocidade da água pode aumentar o tempo de residência da água em riachos e lagos, e, consequentemente, reduzir o oxigênio dissolvido (Marzouni et al., 2014). Um dos problemas mais comuns, devido ao excesso de exportação de nutrientes, é a eutrofização, podendo levar à deterioração do riacho (Carpenter et al., 1998; Boeykens et al., 2017). As mudanças

climáticas podem agravar este problema por meio do aumento na temperatura e de mudanças no regime das chuvas, impactando a exportação de nutrientes (Couture et al., 2018).

As primeiras ferramentas utilizadas para os estudos de avaliação das mudanças climáticas sobre o deflúvio foram os modelos climáticos globais (MCG) (Immerzeel et al., 2012; Sillmann et al., 2013; Hoang et al., 2016; Gao et al., 2019). Existem diversos MCG, como por exemplo, CamESM2, CCSM4, FGOALS-s2, GFDL-ESM2G, HadGEM, IPSL-CM5A-LR, MIROC5, entre outros (Sillmann et al., 2013; Gao et al., 2019). Tais modelos são provenientes do *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* (CMIP5), uma estrutura experimental projetada para o estudo da produção de modelos geral de circulação atmosfera-oceano (Sillmann et al., 2013).

Os MCG fornecem estimativas sobre o clima futuro, por meio de cenários climáticos, os chamados *representative concentration pathways* (RCP), que por sua vez representam diferentes simulações de emissão de CO₂. O RCP 2.6 representa um cenário de pico-declínio da emissão de CO₂ e foi projetado para atender a meta de aquecimento médio global de 2 °C. Este cenário possui um pico na emissão de CO₂ (forçamento radioativo) de 3 W m⁻² (~400 ppm de CO₂) antes de 2100 e depois um declínio para 2,6 W m⁻² (~330 ppm de CO₂) até o final do século XXI. O RCP 6.0 atinge o pico de 6,0 W m⁻² (~540 ppm de CO₂) até o ano de 2100. E o RCP 8.5 assume um aumento na emissão atingindo um pico de 8,5 W m⁻² (~940 ppm CO₂) até o ano de 2100 (van Vuuren et al., 2011; Thomson et al., 2011; Riahi et al., 2011; Sillmann et al., 2013).

Difícilmente é possível capturar com precisão as mudanças climáticas regionais usando os MCG, principalmente devido à baixa resolução desses modelos impossibilitando a captura com precisão de fenômenos climáticos importantes na escala regional, reduzindo a credibilidade das simulações dos processos hidrológicos (Dibike and Coulibaly, 2005; Lupo e Kininmonth, 2013; Ba et al., 2020). Dessa maneira, tais modelos climáticos vêm sendo processados a partir da redução de escala (*downscaling*) a fim de melhorar o detalhamento da informação para a escala local e regional (Hanssen-Bauer et al., 2005; Rehana e Mujumdar, 2011).

A partir dos modelos climáticos regionalizados, os modelos hidrológicos foram incorporados na avaliação dos efeitos do clima sobre a produção de água, como uma ferramenta para simular os efeitos do clima sobre o deflúvio (Zhang et al., 2014; Zhou et al., 2015; Gao et al., 2019). Como apresentado e discutido no capítulo anterior, os modelos hidrológicos possibilitam a simulação de cenários climáticos, possibilitando a simulação do deflúvio e, posteriormente, a análise da qualidade de água pela exportação de nutrientes das

bacias hidrográficas (Marengo, 2008). O Estado de São Paulo possui grande importância para o Brasil devido a sua densidade populacional, atividades econômicas e também por ser responsável por mais de 65% das hidrelétricas do país (Tiezzi et al., 2019). A crise da água em 2014 afetou milhares de pessoas, evidenciando que o Estado de São Paulo necessita de um planejamento contínuo dos recursos hídricos, uma vez que essas mudanças no deflúvio podem levar a desastres catastróficos (Tiezzi et al., 2019).

Assim, o objetivo deste capítulo foi avaliar os efeitos das mudanças climáticas sobre o deflúvio e a qualidade da água de bacias hidrográficas do Estado de São Paulo em função de cenários de mudanças climáticas, a partir de um modelo climático global via *downscaling*.

3.2. Materiais e Métodos

No capítulo anterior (capítulo 2) foi realizada a calibração e validação do modelo hidrológico (Zhou et al., 2015), e encontrada a resposta hidrológica (valores de “m”) das 29 bacias hidrográficas. Nesta segunda parte da pesquisa (Capítulo 3), foram selecionadas quatro bacias hidrográficas com valores de “m” extremos, localizadas em duas regiões diferentes (noroeste e sudeste de São Paulo) para analisar os efeitos das mudanças climáticas sobre o deflúvio e a qualidade de água. Para isso foram utilizados dados de cenários climáticos futuros de trabalhos em desenvolvimento no Laboratório de Clima e Biosfera do IAG/USP. Esses cenários foram aplicados ao modelo de Zhou et al. (2015), utilizando os valores de “m” e simulando o deflúvio (para os anos de 2017-2099). Na sequência a partir do deflúvio simulado e das concentrações de nutrientes obtidos da Companhia Ambiental do Estado de São Paulo (CETESB), foram calculadas as exportações de nutrientes (para os anos de 2017-2042) ($\text{t ha}^{-1} \text{ano}^{-1}$), e realizada a avaliação do deflúvio e da qualidade de água (Figura 3.1).

Figura 3.1. Etapas para o desenvolvimento do presente capítulo.

3.2.1. Área de estudo

Das 29 bacias hidrográficas, foram selecionadas quatro para avaliar os efeitos das mudanças climáticas sobre o deflúvio (Araçatuba, Itapetininga, Luisiana e Morungaba) e, dessas quatro, duas bacias hidrográficas foram utilizadas para avaliar a qualidade de água (Araçatuba e Itapetininga) (Figura 3.2). As quatro bacias hidrográficas possuem distintos valores de “m”, diferentes resiliências hidrológicas e proporções de usos do solo diferentes (Tabela 3.1).

Tabela 3.1. Área e porcentagem de uso do solo das quatro bacias hidrográficas de Araçatuba, Luisiana, Itapetininga e Morungaba.

Bacia Hidrográfica	Área (km ²)	Uso do Solo (%)			
		Floresta	Agricultura/pastagem	Área urbana	Outros usos
Araçatuba	471	3	96	1	0
Luisiana	3.653	11	87	1	1
Itapetininga	1.520	53	43	1	3
Morungaba	1.937	36	59	3	2

Figura 3.2. Distribuição dos diferentes usos do solo nas bacias hidrográficas de (a) Araçatuba, (b) Luisiana, (c) Itapetininga e (d) Morungaba.

3.2.2. Cenários climáticos futuros

Foram utilizados trabalhos em desenvolvimento no Laboratório de Clima e Biosfera do IAG/USP, que reduziram a escala dos modelos climáticos do CMIP5 para as áreas de investigação. Tais dados foram ajustados à grade comum de 150 x 1200 km, e regionalizados por correção de média, quantis e preservação de tendências de longo prazo (Hempel et al., 2013). O modelo climático utilizado foi o HadGEM e em três cenários climáticos futuros disponíveis nas projeções RCP 2.6, RCP 6.0 e RCP 8.5.

Os dados diários obtidos pelo modelo climático HadGEM foram precipitação, temperatura máxima e temperatura mínima, com cenários até o ano de 2099. Tais dados foram integrados na escala anual e a evapotranspiração potencial foi calculada a partir do método de Thornthwaite (1948) (Equação 3.1).

$$ETP = ETp * Cor \quad (\text{Eq. 3.1})$$

Em que: ETP corresponde a evapotranspiração potencial (mm/mês), ETp a evapotranspiração potencial padrão (mm/mês) e Cor uma correção da ETp em função do número real de dias e do fotoperíodo do mês. O cálculo de ETp e Cor estão representados pelas equações 3.2, 3.3, e 3.4.

$$\text{Cor} = (\text{ND}/30) * (\text{N}/12) \quad (\text{Eq. 3.2})$$

$$\text{ETp} = 16(10 \text{ Tn}/\text{I})^a \quad 0 \leq \text{Tn}^* \leq 26,0^\circ\text{C} \quad (\text{Eq. 3.3})$$

$$\text{ETp} = -415,85 + 32,24\text{Tn} - 0,43\text{Tn}^2 \quad \text{Tn}^* > 26,0^\circ\text{C} \quad (\text{Eq. 3.4})$$

Em que: Cor é a correção da ETp, ND o número de dias do mês em questão, N é o fotoperíodo, Tn temperatura média do mês, Tn* temperatura média normal do mês, I o índice que expressa o nível de calor disponível na região e a é um índice térmico regional.

Foi calculada a porcentagem dos anos de precipitação, evapotranspiração potencial e deflúvio que estiveram acima e abaixo das médias históricas referentes ao período de 1980 a 2016, e utilizadas na calibração e validação do modelo de Zhou et al. (2015).

Foi selecionado um *time-slices* de 25 anos para os dados de precipitação, evapotranspiração potencial e deflúvio, de 2017 a 2041, e comparados com 25 anos de dados históricos, para verificar diferenças entre as quatro bacias hidrográficas. Dos três RCP's disponíveis para as simulações, foi escolhido o RCP 6.0 (intermediário) e os dados de deflúvio para realizar as análises estatísticas. Para tanto, foi aplicado o teste de Shapiro-Wilk para verificar a normalidade dos dados de deflúvio. Devido a ausência de normalidade desses dados optou-se em utilizar o teste estatístico não paramétrico de Kruskal-Wallis. Todos os testes foram realizados no software PAST para verificar diferenças entre os dados do RCP 6.0 e os dados históricos dentro de cada bacia hidrográfica, além de diferenças entre as bacias hidrográficas.

3.2.3. Carga de nutrientes

Pontos de monitoramento de qualidade de água foram identificados nas bacias hidrográficas, e os dados de cada um desses pontos, organizados trimestralmente e analisados pela CETESB juntamente com a ANA e DAEE, foram extraídos (CETESB, 2017). Os pontos

foram pré-selecionados de acordo com a disponibilidade de dados e considerando apenas aqueles que estavam no interior das bacias hidrográficas (Anexo G).

Os parâmetros de qualidade de água utilizados no estudo foram nitrogênio-amoniaco (mg L⁻¹), nitrogênio-nitrato (mg L⁻¹), fósforo total (mg L⁻¹), oxigênio dissolvido (mg L⁻¹) e demanda bioquímica de oxigênio (DBO_{5,20}) (mg L⁻¹), sendo que este último parâmetro representa a quantidade de oxigênio necessária para oxidar a matéria orgânica durante um período de tempo de cinco dias, numa temperatura de incubação específica de 20°C. Neste trabalho as mudanças do uso do solo, a densidade demográfica, a descarga de efluentes e a concentração de nutrientes foram consideradas como constantes, a fim de avaliar apenas os efeitos das mudanças no clima sobre a qualidade de água.

A qualidade de água foi analisada pela quantidade anual exportada de cada parâmetro. Uma vez que o modelo hidrológico tem como resposta a produção de água, a taxa de exportação dos parâmetros foi calculada a partir da multiplicação da vazão anual (L ano⁻¹), pela concentração de cada parâmetro de qualidade de água (mg L⁻¹), fornecendo, assim, a exportação anual desses nutrientes (t ano⁻¹). A carga foi dividida pela área da bacia hidrográfica para permitir a comparação entre os valores (t ha⁻¹ ano⁻¹).

Para o cálculo da exportação dos parâmetros de qualidade de água (nitrogênio amoniacal e nitrato, fósforo total, oxigênio dissolvido e DBO) foram utilizados os dados médios anuais dos parâmetros referentes ao período de 2012 a 2016 para as bacias hidrográficas de Araçatuba e Itapetininga (Tabela 3.2).

Tabela 3.2. Valores médios dos parâmetros de qualidade de água referentes ao período de 2012 a 2016, para as bacias hidrográficas de Araçatuba e Itapetininga. **Fonte:** CETESB (2017).

Bacia Hidrográfica	Nitrogênio Amoniacal	Nitrogênio Nitrato	Fósforo Total	Oxigênio Dissolvido	DBO
	(mg L ⁻¹)				
Araçatuba	0,1	0,8	0,058	5,0	3,5
Itapetininga	2,6	0,9	0,280	3,8	8,9

A partir dos dados de deflúvio simulado de cada projeção RCP, que vão de 2017 a 2099, foi selecionado um *time-slice* de 25 anos, de 2017 a 2041, para calcular as exportações de nutrientes. Estes valores foram comparados com a exportação de nutrientes obtida a partir de 25 anos de dados históricos de deflúvio (anteriores a 2016) para verificar diferenças entre as bacias hidrográficas de Araçatuba e de Itapetininga. Dos três RCP's disponíveis para as simulações, foi escolhido o RCP 6.0 (intermediário) para realizar as análises estatísticas. Para

isso foi realizado o teste de Shapiro-Wilk para verificar a normalidade dos dados de qualidade de água. Em seguida, foi aplicado o teste de LEVENE, demonstrando que as variâncias não apresentavam homogeneidade. Por essa razão, optou-se por utilizar o teste estatístico não paramétrico de Kruskal-Wallis. Todos os testes foram realizados no software PAST para verificar diferenças entre os dados do RCP 6.0 e o histórico dentro de cada bacia hidrográfica, e diferenças entre as bacias hidrográficas.

3.3. Resultados

3.3.1. Simulação dos cenários climáticos

É possível verificar que todas as quatro bacias hidrográficas responderam de formas diferentes às mudanças no clima (Figura 3.3, 3.4, 3.5 e 3.6). As médias históricas de precipitação, evapotranspiração potencial e deflúvio para a bacia hidrográfica de Araçatuba foram de 1269 mm, 1865 mm e 233 mm; para a bacia hidrográfica de Itapetininga os valores foram de 1411 mm, 1571 mm e 423 mm; para a bacia hidrográfica de Luisiana os valores foram de 1359 mm, 1830 mm e 324 mm; e para a bacia hidrográfica de Morungaba os valores foram de 1532 mm, 1484 mm e 323 mm.

Nas bacias hidrográficas de Araçatuba e Luisiana, dos 83 anos (2017-2099) de precipitação, evapotranspiração potencial e deflúvio, menos de 50% dos eventos de precipitação foram acima da média histórica, indicando diminuição das chuvas, em que mais de 70% dos eventos de evapotranspiração foi acima da média histórica, indicando aumento deste parâmetro, e, conseqüentemente, diminuição do deflúvio, em que mais de 60% dos eventos foi abaixo da média histórica. Enquanto que nas bacias hidrográficas de Itapetininga e Morungaba foi possível observar aumento nas chuvas, em que mais de 50% dos eventos de precipitação foram acima da média histórica. Embora também tenha sido observado aumento da evapotranspiração nessas bacias, houve aumento no deflúvio na bacia de Itapetininga, em que mais de 80% dos eventos foi acima da média histórica, e diminuição no deflúvio na bacia de Morungaba, em que mais de 50% dos eventos foram abaixo da média histórica, indicando que em uma mesma região podem existir bacias hidrográficas com respostas diferentes devido aos valores diferentes de “m” (Tabela 3.3).

Tabela 3.3. Porcentagem de eventos de precipitação, evapotranspiração potencial e deflúvio acima e abaixo da média histórica anual. Os RCP's representam as projeções dos cenários climáticos futuros de 2017 a 2099.

Bacia Hidrográfica	Cenários	Precipitação		Evapotranspiração Potencial		Deflúvio	
		(%)					
		Acima	Abaixo	Acima	Abaixo	Acima	Abaixo
Araçatuba	RCP 2.6	30	70	92	8	25	75
	RCP 6.0	41	59	92	8	20	80
	RCP 8.6	41	59	99	1	8	92
Itapetininga	RCP 2.6	65	35	35	65	80	20
	RCP 6.0	72	28	71	29	80	20
	RCP 8.6	76	24	77	23	94	6
Luisiana	RCP 2.6	29	71	72	28	36	64
	RCP 6.0	33	67	84	16	35	65
	RCP 8.6	40	60	93	7	20	80
Morungaba	RCP 2.6	49	51	64	36	49	51
	RCP 6.0	53	47	83	17	45	55
	RCP 8.6	70	30	89	11	36	64

O teste estatístico demonstrou diferença significativa do deflúvio entre o cenário RCP 6.0 e do histórico a um nível de significância de $p < 0,001$ (Figura 3.7, 3.8 e 3.9). Os valores das medianas e das médias com as diferenças relativas em relação ao histórico podem ser observados nos anexos H e I.

Figura 3.3. Variação dos eventos de precipitação (P), evapotranspiração potencial (ETp) e deflúvio (Q) (linha na cor azul) da bacia hidrográfica de Araçatuba. Os RCP's representam diferentes cenários climáticos, entre os anos de 2017 a 2099. A linha tracejada representa a média histórica de cada uma das variáveis relativa ao período de 1980 a 2016.

Figura 3.4. Variação dos eventos de precipitação (P), evapotranspiração potencial (ETp) e deflúvio (Q) (linha na cor azul) da bacia hidrográfica de Itapetininga. Os RCP's representam diferentes cenários climáticos, entre os anos de 2017 a 2099. A linha tracejada representa a média histórica de cada uma das variáveis relativa ao período de 1980 a 2016.

Figura 3.5. Variação dos eventos de precipitação (P), evapotranspiração potencial (ETp) e deflúvio (Q) (linha na cor azul) da bacia hidrográfica de Luisiana. Os RCP's representam diferentes cenários climáticos, entre os anos de 2017 a 2099. A linha tracejada representa a média histórica de cada uma das variáveis relativa ao período de 1980 a 2016.

Figura 3.6. Variação dos eventos de precipitação (P), evapotranspiração potencial (ETp) e deflúvio (Q) (linha na cor azul) da bacia hidrográfica de Morungaba. Os RCP's representam diferentes cenários climáticos, entre os anos de 2017 a 2099. A linha tracejada representa a média histórica de cada uma das variáveis relativa ao período de 1980 a 2016.

Figura 3.7. Box-plot da precipitação anual das quatro bacias hidrográficas. O histórico representa os dados de precipitação das bacias hidrográficas referentes ao período anterior de 2016, e os RCP's representam os diferentes cenários climáticos, referentes ao período de 2017 a 2041.

Figura 3.8. Box-plot da evapotranspiração potencial anual das quatro bacias hidrográficas. O histórico representa os dados de evapotranspiração potencial das bacias hidrográficas referentes ao período anterior de 2016, e os RCP's representam os diferentes cenários climáticos, referentes ao período de 2017 a 2041.

Figura 3.9. Box-plot do deflúvio anual das quatro bacias hidrográficas. O histórico representa os dados de deflúvio das bacias hidrográficas referentes ao período anterior de 2016, e os RCP's representam os diferentes cenários climáticos, referentes ao período de 2017 a 2041.

3.3.2. Carga de nutrientes

Todas as exportações dos parâmetros de qualidade de água da bacia hidrográfica de Itapetininga foram maiores em relação às exportações na bacia hidrográfica de Araçatuba (Tabela 3.4 e Figura 3.10).

Tabela 3.4. Variação da exportação anual (mínimo – máximo) dos parâmetros de qualidade de água nitrogênio amoniacal, nitrogênio nitrato, fósforo total, oxigênio dissolvido e DBO das bacias hidrográficas Araçatuba e Itapetininga.

Bacia hidrográfica	Nitrogênio Amoniacal	Nitrogênio Nitrato	Fósforo Total	Oxigênio Dissolvido	DBO
(t ha ⁻¹ ano ⁻¹) (min - max)					
Araçatuba	0,2 - 1,9	1,1 - 13,8	0,1 - 1,0	7,0 - 86,1	4,9 - 60,3
Itapetininga	75,1 - 459,2	25,4 - 155,4	8,1 - 49,5	109,7 - 671,2	257 - 1572

O teste estatístico demonstrou diferença significativa na exportação de nutrientes entre as bacias hidrográficas e também dentro de cada bacia hidrográfica, ambos a um nível de significância de $p < 0,001$ (Figura 3.10). Os valores das medianas e das médias com as diferenças relativas em relação à média histórica podem ser observados nos anexos J e K.

Figura 3.10. Box-plot da exportação de nutrientes (t ha⁻¹ ano⁻¹) das bacias hidrográficas de Araçatuba (à esquerda) e Itapetininga (à direita). O histórico representa 25 anos de dados de deflúvio (anteriores a 2016) das bacias hidrográficas utilizados para calcular a exportação dos nutrientes e os RCP's representam as diferentes projeções dos cenários climáticos.

3.4. Discussão

3.4.1. Efeitos do clima sobre o deflúvio

As duas bacias hidrográficas localizadas no noroeste de São Paulo apresentaram redução no deflúvio, sendo que a bacia hidrográfica de Araçatuba ($m=2,70$) teve diminuição de mais de 75% dos eventos de deflúvio em relação à média histórica anual. As médias anuais de deflúvio, do período de 2017 a 2042 (RCP 6.0), foram 15% menores em relação à média histórica anual. Por sua vez, a bacia hidrográfica de Luisiana ($m=2,23$) teve diminuição do deflúvio em que mais de 64% dos eventos foram abaixo da média histórica anual, contudo, a média anual de deflúvio do período de 2017 a 2042 (RCP 6.0), foi de 9% maior em relação à média histórica anual. Ambas as bacias hidrográficas possuem o mesmo padrão de chuva e evapotranspiração, e a redução do deflúvio em longo prazo (2017-2099) foi observada em ambas as bacias. Em comparação ao curto prazo (2017-2041) houve aumento do deflúvio principalmente devido às características físicas (valor de “ m ”). Outros dois trabalhos realizados na região sudeste do Brasil, utilizando modelos climáticos globais via *downscaling*, observaram redução no deflúvio anual durante os anos de 2011-2040, e, posteriormente, aumento do mesmo até o final do século XXI (Viola et al., 2015), e aumento, variando de 5-10%, no deflúvio anual (Nóbrega et al., 2011).

As duas bacias hidrográficas localizadas no sudeste de São Paulo tiveram respostas diferentes no deflúvio. A bacia hidrográfica de Itapetininga ($m=2,27$) apresentou aumento no deflúvio, sendo que mais de 80% dos eventos foram acima da média histórica. As médias anuais de deflúvio, do período de 2017 a 2042, foram 45% maiores em relação à média histórica anual. Por sua vez, a bacia hidrográfica de Morungaba ($m=3,68$) apresentou diminuição do deflúvio: 51% dos eventos foram abaixo da média histórica anual, ainda que a média anual de deflúvio do período de 2017 a 2042 foi 10% maior em relação à média histórica anual. Embora estas duas bacias hidrográficas estejam relativamente próximas e apresentem os mesmos padrões de precipitação e evapotranspiração potencial, a resposta do deflúvio foi diferente, principalmente devido às características físicas inerentes a cada uma delas (valores de “ m ” diferentes), demonstrando que as condições locais são importantes para a produção de água na bacia hidrográfica. Tiezzi et al. (2019) encontraram um pequeno aumento no deflúvio anual nas grandes bacias hidrográficas do Paraná, Paraíba do Sul, Jequitinhonha e Doce devido às pequenas mudanças na precipitação na região sudeste do Brasil, a partir do modelo climático global HadCM3 via *downscaling*. Milly et al. (2005) demonstram, a partir da média aritmética do deflúvio anual simulado de 12 modelos climáticos globais não regionalizados, aumento no deflúvio variando de 5 a 20% na região

sudeste do Brasil. Silva et al. (2019) demonstraram aumento na tendência da precipitação e do deflúvio anual na bacia hidrográfica de Itaipu.

Foi possível verificar aumento na evapotranspiração potencial em todas as bacias hidrográficas. No entanto, o mesmo não foi observado em relação à precipitação, que apresentou diminuição na região noroeste de São Paulo e aumento na região sudeste. Pivetta, (2013) verificou que em todas as regiões do país haverá aumento na temperatura, e a precipitação nos biomas Mata Atlântica e Pampas aumentará, enquanto nos outros biomas haverá diminuição. Assim era esperado que houvesse aumento na evapotranspiração potencial e mudanças nos padrões de precipitação, principalmente devido ao aumento da temperatura. Adicionalmente, o método utilizado para calcular a evapotranspiração potencial neste trabalho foi o de Thornthwaite (1948), em que a temperatura é a principal variável para o seu cálculo, portanto, um aumento na temperatura implicaria em um aumento na evapotranspiração potencial. Desta forma, os resultados obtidos indicam que mudanças no clima podem afetar a evapotranspiração potencial e a precipitação em diferentes níveis de acordo com os diferentes cenários climáticos, e, conseqüentemente, podem afetar o deflúvio das bacias hidrográficas.

Alguns trabalhos (Milly et al., 2005; Nóbrega et al., 2011; Viola et al., 2015; Tiezzi et al., 2019; Silva et al., 2019) utilizaram bacias hidrográficas com mais de 30.000 km², e não levaram em consideração as características físicas e as mudanças na evapotranspiração das bacias hidrográficas (Tiezzi et al., 2019; Silva et al., 2019), e/ou não utilizaram modelos climáticos globais via *downscaling* (Milly et al., 2005; Silva et al., 2019), que constituem parâmetros importantes para a avaliação do deflúvio na escala regional (Choudhury, 1999; Zhang et al., 2001; Zhou et al., 2015). Desta forma a partir de um maior detalhamento neste trabalho, tanto das propriedades físicas quanto climáticas, foi possível detectar variações entre as bacias hidrográficas em diferentes regiões do Estado de São Paulo. Uma maior resolução espacial do MCG via *downscaling*, resultou em variações nos dados de precipitação, evapotranspiração potencial e deflúvio que interagiram com as diferentes características físicas (valores de “m”), demonstrando que existem bacias hidrográficas na região sudeste, em especial no Estado de São Paulo, que serão afetadas pelo clima negativamente. A região de São Paulo possui importância particular para o Brasil, pois, além de incluir as principais atividades econômicas, também é responsável por mais de 65% das hidrelétricas do país (Tiezzi et al., 2019), e a concentração urbana e industrial nessa região são fatores críticos para futuras políticas públicas que irão auxiliar no manejo e uso da água.

3.4.2. Efeitos do clima sobre a qualidade de água

Foi possível verificar que todas as cargas de nutrientes exportadas da bacia hidrográfica de Itapetininga foram maiores em relação à bacia hidrográfica de Araçatuba, sendo observada diminuição na exportação média anual de nutrientes da bacia hidrográfica de Araçatuba em 15% e aumento na exportação média anual dos nutrientes na bacia hidrográfica de Itapetininga em 33% no RCP 6.0 em relação ao histórico. O aumento da exportação de nutrientes era esperado a partir das mudanças climáticas (Bouraoui et al., 2002), pois as exportações são influenciadas pela velocidade da vazão, tempo de residência, padrões de inundação e secas (Brown et al. 2007). Em condições de mudanças climáticas, a diminuição da vazão implica em diminuição do volume de água, influenciando a diluição dos nutrientes, aumentando a concentração dos mesmos, como por exemplo, no caso do fósforo que pode aumentar significativamente conforme as vazões diminuem, enquanto que a amônia pode diminuir devido às maiores taxas de nitrificação, e, consequentemente, as taxas de nitrato aumentam (Conlan et al., 2007; Whitehead et al., 2009). O mesmo pode ser observado em poluentes orgânicos, pois a redução da diluição dos nutrientes junto com o aumento da temperatura podem aumentar a demanda bioquímica de oxigênio e diminuir a concentração de oxigênio dissolvido (Cox e Whitehead, 2009). Possivelmente, neste estudo, a bacia hidrográfica de Araçatuba, pode ser mais vulnerável a estes problemas, uma vez que os cenários climáticos demonstraram diminuição das vazões ao longo dos anos. Por outro lado, na bacia hidrográfica de Itapetininga isto não ocorreu. Neste estudo foi realizado o cálculo da exportação de nutrientes apenas com os valores de deflúvio simulado pelos cenários climáticos, desta forma, o aumento ou a diminuição do deflúvio resultou em aumento ou diminuição das exportações dos nutrientes.

Outra possível intervenção que pode ser agravada pelas mudanças no clima relaciona-se com os nutrientes liberados pela agricultura e pelo tratamento de efluentes, que poderiam aumentar a concentração de determinados nutrientes devido à redução da vazão, ou aumentar a exportação destes durante os eventos extremos de precipitação (Whitehead et al., 2009). As áreas urbanas também afetam a exportação dos nutrientes devido à cobertura impermeável, que altera a dinâmica do sistema de drenagem, aumentando as exportações de nutrientes e outros contaminantes dos cursos de água superficiais (Paul e Meyer, 2001; Clark et al., 2007). Neste estudo apenas os dados de cobertura do uso do solo das bacias hidrográficas não explicaram a concentração de nutrientes encontrada nas bacias hidrográficas de Araçatuba e Itapetininga, pois a bacia hidrográfica de Itapetininga possui uso predominante do solo florestal e apresentou os maiores valores de concentração dos nutrientes, enquanto que a bacia

hidrográfica de Araçatuba o uso do solo predominante é a agricultura, e possui menor concentração de nutrientes.

Os efeitos das mudanças no clima sobre a qualidade de água são esperados para o futuro, principalmente devido ao aumento da temperatura, mudanças no regime de chuvas, uso do solo e eventos extremos (Paul e Meyer, 2001; Bouraoui et al., 2002; Brown et al. 2007; Clark et al., 2007; Conlan et al., 2007; Cox e Whitehead, 2009; Whitehead et al., 2009), afetando a qualidade de água, principalmente nos processos químicos e hidrológicos das bacias hidrográficas.

A Figura 3.11 mostra a relação teórica, entre a responsividade hidrológica (valores de “m”), com o índice de umidade (IU) (Precipitação/Evapotranspiração potencial) que representa a mudança no clima, e o deflúvio que representa a maior ou menor exportação de nutrientes. Desta forma é possível observar que bacias hidrográficas com maior ou menor valor de IU respondem de forma diferente à responsividade (valores de “m”), exportando mais ou menos nutrientes. Isto pode ser considerado como uma implicação importante, uma vez que em bacias hidrográficas com altos valores de deflúvio, pode ser algo positivo para regiões populosas e com grande poluição, pois a concentração desses nutrientes serão mais diluídos, enquanto que em bacias hidrográficas com baixos valores de deflúvio a concentração de nutrientes pode ser menos diluída, agravando a questão da qualidade de água em regiões que tenham população grande e poluição. Portanto é necessário um planejamento de gerenciamento do uso do solo e recursos hídricos, frente às mudanças do clima, localizando áreas que serão mais afetadas pelo clima e áreas que serão afetadas mais pelas características físicas.

Figura 3.11. Relação da responsividade hidrológica (valores de “m”) com índice de umidade (IU) (P/ETp) das bacias hidrográficas. O tamanho dos círculos representa os valores de deflúvio (mm/ano). Os círculos em vermelhos (I) representam bacias com $IU < 0,9$ e $m > 2,3$; círculos em amarelo (II e III) representam bacias com $IU > 0,9$ e $m > 2,3$ e $IU < 0,9$ e $m < 2,3$; e os círculos em verde (IV) representam bacias com $IU > 0,9$ e $m < 2,3$.

3.5. Conclusão

Foi observado pela a simulação da resposta hidrológica das bacias do Estado em função dos cenários climáticos que os processos de Evapotranspiração e a produção de Deflúvio das bacias hidrográficas têm comportamento diferente de acordo com a região e característica hidrológica da bacia. As diferentes respostas hidrológicas afetam também a exportação de nutrientes que é diretamente relacionada ao deflúvio gerado na bacia.

Desta forma, o planejamento de ações para mitigação dos efeitos das mudanças climáticas sobre a produção de água deverá considerar não somente os cenários de mudanças nas condições climáticas regionais, mas também as características intrínsecas das bacias quanto a resposta hidrológica. A interação destes dois fatores gera uma combinação de possibilidades que deve ser levada em conta no planejamento para uso e conservação dos recursos hídricos do Estado.

Referências

- BA, W.; DU, P.; LIU, T.; BAO, A.; CHEN, X.; LIU, J.; QIN, C. Impacts of climate change and agricultural activities on water quality in the Lower Kaidu River Basin, China. **Journal of Geographical Sciences**, v. 30, n. 1, p. 164-176, 2020.
- BARROW, E.; HULME, M.; SEMENOV, M. Effect of using different methods in the construction of climate change scenarios: examples from Europe. **Climate Research**, v. 7, p. 195-211, 1996.
- BERGSTRÖM, S.; CARLSSON, B.; GARDELIN, M.; LINDSTRÖM, G.; PETTERSSON, A.; RUMMUKAINEN, M. Climate change impacts on runoff in Sweden — assessments by global climate models, dynamical downscaling and hydrological modeling. **Climate Research**, v. 16, p. 101–112, 2001.
- BOEYKENS, S. P.; PIOL, M. N.; LEGAL, L. S.; SARALEGUI, A. B.; VÁZQUEZ, C.; Eutrophication decrease: Phosphate adsorption processes in presence of nitrates. **Journal of Environmental Management**, v. 203, p. 888-895, 2017.
- BOURAOUI, F.; GALBIATI, L.; BIDOGLIO, G. Climate change impacts on nutrient loads in the Yorkshire Ouse catchment (UK). **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 6, p. 197–209, 2002.
- BROWN, L. E.; HANNAH, D. M.; MILNER, A. M. Vulnerability of alpine stream biodiversity to shrinking glaciers and snowpacks. **Global Change Biology**, v. 13, n. 5, p. 958–966, 2007.
- BUENO, L.F.; GALBIATTI, J.A.; BORGES, M.J. Monitoramento de variáveis de qualidade da água do horto Ouro Verde – Conchal – SP. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v.25, n.3, p.742-748, 2005.
- CARPENTER, S.R.; CARACO, N.F.; CORRELL, D.L.; HOWARTH, R.W.; SHARPLEY, A.N.; SMITH, V.H. Nonpoint pollution of surface waters with phosphorus and nitrogen. **Ecological Applications**, v. 8, n. 3, p. 559-568, 1998.
- CETESB, Resultados do Monitoramento, 2017. Disponível em: < <https://cetesb.sp.gov.br/aguasinteriores/wpcontent/uploads/sites/12/2018/06/Ap%C3%AAndice-J-Resultados-do-Monitoramento.pdf> >. Acesso em: <28 de abril de 2020>.
- CHOUDHURY, B. J. Evaluation of an empirical equation for annual evaporation using field observations and results from a biophysical model. **Journal of Hydrology**, v. 216, p. 99–110, 1999.
- CLARK, S. E.; BURIAN, S.; PITT, R.; FIELD, R. Urban wet-weather flows. **Water Environment Research**, v. 79, p. 1166–1227, 2007.
- CONLAN, K., LANE, S., ORMEROD, S. & WADE, T. Preparing for climate change impacts on freshwater ecosystems, PRINCE: results. **Environment Agency Science Report SC030300/SR**, Bristol, UK, 2007.
- COUTURE, R.M.; MOE, S. J.; LIN, Y.; KASTE, O.; HAANDE, S.; SOLHEIM, A. L. Simulating water quality and ecological status of Lake Vansjø, Norway, under land-use and climate change by linking process-oriented models with a Bayesian network. **Science of Total Environment**, v. 621, p. 713-724, 2018.

- COX, B. A.; WHITEHEAD, P. G. Impacts of climate change scenarios on dissolved oxygen in the River Thames, UK. **Hydrology Research**, v. 40, n. 2-3, p. 138-152, 2009.
- DIBIKE, Y. B.; COULIBALY, P. Hydrologic impact of climate change in the Saguenay watershed: Comparison of downscaling methods and hydrologic models. **Journal of Hydrology**, v. 307, n. 1-4, p. 145-163, 2005.
- FRAUENDORF, T. C.; MACKENZIE, R. A.; TINGLEY, R. W.; FRAZIER, A. G.; RINEY, M. H.; EL-SABA AWI, R. W. Evaluating ecosystem effects of climate change on tropical island streams using high spatial and temporal resolution sampling regimes. **Global Change Biology**, 2019, <https://doi.org/10.1111/gcb.14584>.
- GAO, C.; LIU, L.; MA, D.; HE, K.; XU, Y.P.; Assessing responses of hydrological processes to climate change over the southeastern Tibetan Plateau based on resampling of future climate scenarios. **Science of the Total Environment**, v. 664, p. 737-752, 2019.
- HANSSEN-BAUER; ACHBERGER, C.; BENERTAD, R. E.; CHEN, D.; FORLAND, E. J. Statistical downscaling of climate scenarios over Scandinavia. **Climate Research**, v. 29, p. 255-268, 2005.
- HEMPEL, S.; FRIELER, K.; WARSZAWSKI, L.; SCHEWE, J.; PIONTEK, F. A trend-preserving bias correction – the ISI-MIP approach. **Earth System Dynamics**, v. 4, p. 219-236, 2013.
- HOANG, L.P.; LAURI, H.; KUMMU, M.; KOPONEN, J.; VAN VLIET, M.T.H.; SUPIT, I.; LEEMANS, R.; KABAT, P.; LUDWIG, F. Mekong River flow and hydrological extremes under climate change. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 20, p. 3027-3041, 2016.
- IMMERZEEL, W.W.; VAN BEEK, L.P.; KONZ, M.; SHRESTHA, A.B.; BIERKENS, M.F. Hydrological response to climate change in a glacierized catchment in the Himalayas. **Climatic Change**, v. 110, p. 721-736, 2012.
- LIMA, E.B.N.R. Modelagem integrada para gestão da qualidade da água na Bacia do Rio Cuiabá. 2001. 184 f. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos) - **Universidade Federal do Rio de Janeiro**, Rio de Janeiro, 2001.
- LUO, Y.; FICKLIN, D.; LIU, X.; ZHANG, M. Assessment of climate change impacts on hydrology and water quality with a watershed modeling approach. **Science of the Total Environment**, v. 450-451, p. 72-82, 2013.
- LUPO, A., KININMONTH, W., 2013. Global Climate Models and Their Limitations. Disponível em: <http://solberg.snr.missouri.edu/gcc/_09-09-13_%20Chapter%201%20Models.pdf>. Acesso em: 11 de maio de 2020.
- MALHI, Y.; WRIGHT, J. Spatial patterns and recent trends in the climate of tropical rainforest regions. **Philosophical Transactions of The Royal Society B**, v. 359, p311-329, 2004.
- MARENGO, J.A. Água e mudanças climáticas. **Estudos Avançados**, v. 22, p. 83-96, 2008.
- MARENGO, J.A.; NOBRE, C.A.; CHOU, S.C.; TOMASELLA, J.; SAMPAIO, G.; ALVES, L.M.; OBREGÓN, G.O.; SOARES, W.R. **Riscos de mudanças climáticas no Brasil**. 2011.

- MARGALEF, R. The place of epicontinental waters in global ecology. In: MARGALEF, R. *Limnology now: a paradigm of planetary problems*. Amsterdam: **Elsevier Science**, p.1-8, 1994.
- MARZOUNI, M.B.; AKHOUNDALI, A. M.; MOAZED, H.; JAAFARZADEH, N.; AHADIAN, J.; HASOONIZADEH. Evaluation of Karun river water quality scenarios using simulation model results. **International Journal of Advanced Biological and Biomedical Research**, v. 2, p. 339-358, 2014.
- MICHALAK, A. M. Study role climate change in extreme threats to water quality. *Nature*, comment, v. 535, p. 349-350, 2016.
- MILLY, P.C.D.; DUNNE, K.A.; VECCHIA, A.V. Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. **Nature**, v. 438, p. 347-350, 2005.
- NÓBREGA, M. T.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M.; PAZ, A. R. Uncertainty in climate change impacts on water resources in the Rio Grande Basin, Brazil. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, p. 585-595, 2011.
- PAUL, M. L.; MEYER, J. L. Streams in the urban landscape. **Annual Review of Ecology and Systematics**, v. 32, p. 333–365, 2001.
- PETERS, N.E; MEYBECK, M. Water quality degradation effects on freshwater availability: impacts to human activities. **Water International**, Urbana, v.25, n.2, p.214-21, 2000.
- PIVETTA, M. Extremos do clima, 2013. Disponível em:< <https://revistapesquisa.fapesp.br/2013/08/13/extremos-do-clima/>>. Acesso em: 27 de abril de 2020.
- REHANA, S.; MUJUMDAR, P. P. River water quality response under hypothetical climate change scenarios in Tunga-Bhadra river, India. **Hydrological Processes**, v. 25, p. 3373-3386, 2011.
- RIAH, K.; RAO, S.; KREY, V.; CHO, C.; CHIRKOV, V.; FISCHER, G.; KINDERMANN, G.; NAKICENOVIC, N.; RAFAJ, P. RCP8.5—A scenario of comparatively high greenhouse gas emissions. **Climatic Change**, v. 109, p. 33–57, 2011.
- SENHORST, H. A. J.; ZWOLSMAN, J. J. G. Climate change and effects on water quality: a first impression. *Water Science & Technology*, v. 51, n. 5, p. 53-59, 2005.
- SHELDON, K. S. Climate change in the tropics: ecological and evolutionary responses at low latitudes. **Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics**, v. 50, p. 303-333, 2019.
- SILLMANN, J.; KHARIN, V.V.; ZWIERS, F.W.; ZHANG, X.; BRONAUGH, D. Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: part 2. Future climate projections. **Journal of Geophysical Research: Atmosphere**, v. 118, p. 2473–2493, 2013.
- SILVA, W. L.; XAVIER, L. N. R.; MACEIRA, M. E. P.; ROTUNNO, O. C. Climatological and hydrological patterns and verified trends in precipitation and streamflow in the basins of Brazilian hydroelectric plants. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 137, p. 353-371, 2019.
- THOMSON, A. M.; CALVIN, K. V.; SMITH, S. J.; KYLE, G. P.; VOLKE, A.; PATEL, P.; DELGADO-ARIAS, S.; BOND-LAMBERTY, B.; WISE, M. A.; CLARKE, L. E.; EDMONDS, J. A. RCP4.5: A pathway for stabilization of radiative forcing by 2100, **Climatic Change**, v. 109, p. 77–94, 2011.

- THORNTON, C.W. An approach toward a rational classification of climate. **Geographical Review**, v. 38, n. 1, p. 55-94, 1948.
- TIEZZI, R.O.; BARBOSA, P. S. F.; LOPES, J. E. G.; FRANCATO, A. L.; ZAMBON, R. C.; SILVEIRA, A.; MENEZES, P. H. B. J.; ISIDORO, J. M. G. P. Trends of streamflow under climate change for 26 Brazilian basins. **Water Policy**, v. 21, p. 206-220, 2019.
- VAN VUUREN, D. P.; STEHFEST, E.; DEN ELZEN, M. G. J.; KRAM, T.; VAN VLIET, J.; DEETMAN, S.; ISAAC, M.; GOLDEWIJK, K. K.; HOF, A.; BELTRAN, A. M.; OOSTENRIJK, R.; VAN RUIJVEN, B. RCP2.6: Exploring the possibility to keep global mean temperature increase below 2 °C, **Climatic Change**, v. 09, p. 95–116, 2011.
- VARIS, O.; KAJANDER, T.; LEMMELÄ, R. Climate and water: from climate models to water resources management and vice versa. **Climatic Change**, v. 66, p. 321–344, 2004.
- VIOLA, M. R.; MELLO, C. R.; CHOU, S. C.; YANAGI, S. N.; GOMES, J. L. Assessing climate change impacts on Upper Grande River Basin hydrology, Southeast Brazil. **International Journal of Climatology**, v. 35, p. 1054-1068, 2015.
- WHITEHEAD, P. G.; WILBY, R. L.; BATTARBEE, R. W.; KERNAN, M.; WADE, A. J. A review of the potential impacts of climate change on surface water quality. **Hydrological Sciences Journal**, v. 54, n. 1, p.101–123, 2009.
- ZHANG, L.; DAWES, W.R.; WALKER, G.R. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. **Water Resources Research**, v. 37, n. 3, p. 701-708, 2001.
- ZHANG, X.; XU, Y. P.; FU, G. Uncertainties in SWAT extreme flow simulation under climate change. **Journal of Hydrology**, v. 515, p. 205–222, 2014.
- ZHOU, G.; WEI, X.; CHEN, X.; ZHOU, P.; LIU X.; XIAO, Y.; SUN, G.; SCOTT, D.F.; ZHOU, S.; HAN, L.; SU, Y. Global pattern for effect of climate and land cover on water yield. **Nature Communications**, v.6, 5918, 2015.

ANEXOS

Anexo A – Código do DAEE, latitude e longitude, e município dos postos pluviométricos e fluviométricos das 29 bacias hidrográficas.

Posto	Código DAEE	Município	Latitude	Longitude
Pluviométrico	D4-012	Rio claro	22° 24' 20"	47° 33' 21"
Fluviométrico	4D-018	Rio claro	22° 24' 18"	47° 35' 54"
Pluviométrico	D3-027	Monte alegre do sul	22° 41' 45"	46° 40' 18"
Fluviométrico	3D-002	Monte alegre do sul	22° 41' 44"	46° 40' 25"
Pluviométrico	D4-109	Charqueada	22° 35' 01"	47° 41' 47"
Fluviométrico	4D-021	Piracicaba	22° 34' 53"	47° 41' 01"
Pluviométrico	D3-046	Morungaba	22° 52' 23"	46° 47' 31"
Fluviométrico	3D-009	Morungaba	22° 51' 02"	46° 46' 47"
Pluviométrico	D3-042	Jaguariúna	22° 42' 03"	46° 58' 55"
Fluviométrico	3D-001	Jaguariúna	22° 40' 23"	46° 58' 21"
Pluviométrico	D8-003	Presidente prudente	22° 06' 00"	51° 23' 00"
Fluviométrico	8C-007	Presidente prudente	21° 52' 48"	51° 15' 53"
Pluviométrico	B4-061	Patrocínio paulista	20° 38' 01"	47° 17' 03"
Fluviométrico	4B-015	Patrocínio paulista	20° 38' 01"	47° 17' 03"
Pluviométrico	B5-040	Guaíra	20° 21' 00"	48° 18' 00"
Fluviométrico	5B-007	Guaíra	20° 12' 09"	48° 17' 24"
Pluviométrico	C4-001	Santo Antônio da alegria	21° 06' 00"	47° 09' 00"
Fluviométrico	4C-002	Santo Antônio da alegria	21° 05' 08"	47° 08' 58"
Pluviométrico	D4-035	Analândia	22° 07' 47"	47° 40' 03"
Fluviométrico	4D-023	Analândia	22° 07' 43"	47° 40' 05"
Pluviométrico	B6-032	Votuporanga	20° 31' 27"	49° 57' 18"
Fluviométrico	6B-012	Votuporanga	20° 31' 25"	49° 59' 56"
Pluviométrico	D2-029	Santo Antônio do pinhal	22° 46' 00"	45° 42' 00"
Fluviométrico	D2-029	Campos do Jordão	22° 41' 17"	45° 28' 49"
Pluviométrico	E2-048	Caçapava	23° 05' 00"	45° 40' 00"
Fluviométrico	2E-16	Caçapava	23° 04' 16"	45° 40' 08"
Pluviométrico	C7-064	Luisiana	21° 41' 50"	50° 17' 43"
Fluviométrico	7C-002	Luisiana	21° 42' 52"	50° 17' 26"
Pluviométrico	C7-003	Santo Antônio do Araranguá	21° 03' 40"	50° 27' 58"
Fluviométrico	7B-009	Santo Antônio do Araranguá	20° 42' 18"	50° 42' 37"
Pluviométrico	C7-009	Araçatuba	21° 12' 00"	50° 27' 00"
Fluviométrico	7C-014	Araçatuba	21° 14' 19"	50° 26' 18"
Pluviométrico	D6-006	Agua de santa Barbara	22° 53' 00"	49° 14' 00"
Fluviométrico	6D-002	Agua de santa Barbara	22° 52' 43"	49° 14' 17"
Pluviométrico	D6-095	São Pedro do turvo	22° 45' 00"	49° 44' 00"
Fluviométrico	6D-010	São Pedro do turvo	22° 45' 05"	49° 44' 06"
Pluviométrico	B5-068	Paraíso	20° 59' 31"	48° 42' 28"
Fluviométrico	5B-010	Paraíso	20° 59' 31"	48° 42' 28"
Pluviométrico	C6-053	Catiguá	21° 03' 23"	49° 03' 43"

Fluviométrico	6C-008	Catiguá	21° 03' 13"	49° 03' 39"
Pluviométrico	E5-015	Itapetininga	23° 34' 46"	48° 02' 36"
Fluviométrico	5E-006	Itapetininga	23° 37' 35"	48° 06' 19"
Pluviométrico	E4-738	Iperó	23° 20' 00"	47° 41' 00"
Fluviométrico	4E-454	Iperó	23° 21' 50"	47° 36' 54"
Pluviométrico	C5-117	Boa esperança do sul	21° 59' 28"	48° 23' 25"
Fluviométrico	5C-027	Boa esperança do sul	21° 59' 30"	48° 23' 17"
Pluviométrico	C5-017	Araraquara	21° 53' 17"	48° 09' 06"
Fluviométrico	5C-013	Araraquara	21° 52' 02"	48° 16' 35"
Pluviométrico	C5-040	Pitangueira	21° 03' 00"	48° 16' 00"
Fluviométrico	5C-025	Pitangueira	21° 01' 00"	48° 10' 38"
Pluviométrico	F5-007	Eldorado	24° 31' 00"	48° 06' 00"
Fluviométrico	5F-001	Eldorado	24° 31' 00"	48° 06' 45"
Pluviométrico	F6-012	Ribeira	24° 37' 00"	49° 03' 00"
Fluviométrico	6F-001	Ribeira	24° 36' 35"	49° 03' 00"
Pluviométrico	D5-004	Macatuba	22° 31' 00"	48° 39' 00"
Fluviométrico	5D-012	Macatuba	22° 30' 46"	48° 38' 38"
Pluviométrico	C5-124	Araraquara	21° 52' 00"	48° 16' 31"
Fluviométrico	5C-013	Araraquara	21° 52' 02'	48° 16' 35"
Pluviométrico	B5-004	Morro agudo	20° 43' 34"	48° 03' 22"
Fluviométrico	5B-012	Morro agudo	20° 44' 14"	48° 03' 11"
Pluviométrico	E4-020	Tatuí	23° 19' 00"	47° 47' 00"
Fluviométrico	4E-573	Tatuí	23° 19' 09"	47° 46' 44"

Anexo B – Porcentagem dos diferentes usos e ocupação do solo das bacias hidrográficas para o ano de 2018. A porcentagem ‘Outros’ se refere à formação natural não florestal, corpo de água e mineração, e ‘NDVI’ representa o índice de vegetação com diferença normalizada médio para a floresta nativa.

Fonte: Azevedo et al. (2018).

Bacia Hidrográfica	Nativa	Floresta Plantada	Total	Agropecuária (%)	Área urbana	Outros	NDVI
Aguas de Santa Barbara	10	8	18	5	1	76	0,44
Analândia	26	2	28	70	1	1	0,47
Araçatuba	3	0	3	96	1	0	0,45
Araraquara	23	11	34	56	5	5	0,45
Boa Esperança do Sul	20	1	21	76	1	2	0,48
Caçapava	18	37	55	39	6	0	0,45
Campos do Jordão	64	2	66	26	3	5	0,33
Catiguá	6	0	6	85	9	0	0,48
Eldorado	18	34	52	47	1	0	0,43
Guaíra	19	4	23	60	5	12	0,44
Iperó	29	4	33	54	12	1	0,46
Itapetininga	27	26	53	43	0	4	0,43
Jaguariúna	18	7	25	72	2	1	0,40
Luisiana	9	2	11	87	1	1	0,48
Monte Alegre do Sul	16	8	24	76	0	0	0,40
Morro Agudo	9	0	9	84	6	1	0,45
Morungaba	28	8	36	59	3	2	0,38
Paraíso	8	0	8	90	2	0	0,48
Patrocínio Paulista	39	2	41	57	1	1	0,44
Piracicaba	19	6	25	70	4	1	0,47
Pitangueira	14	4	18	77	2	3	0,44
Presidente Prudente	5	0	5	92	3	0	0,44
Ribeira	55	30	85	15	0	0	0,47
Rio Claro	21	5	26	70	3	1	0,46
Santo Antônio da Alegria	29	2	31	63	1	5	0,46
Santo Antônio do Araranguá	6	0	6	94	0	0	0,48
São Pedro do turvo	20	2	22	76	1	1	0,48
Tatuí	23	7	30	62	7	1	0,46
Votuporanga	12	0	12	86	0	2	0,46

Anexo C – Número de anos de monitoramento para as três séries de dados, em que P representa a precipitação média anual, ETp a evapotranspiração potencial média anual e Q o deflúvio médio anual das bacias hidrográficas.

Bacia Hidrográfica	Anos de dados	P (mm)	ETp (mm)	Q (mm)
Agua de Santa Barbara	35	1462	1650	404
Analândia	22	1487	1651	506
Araçatuba	25	1269	1865	233
Araraquara	31	1476	1684	542
Boa Esperança do Sul	33	1438	1709	419
Caçapava	17	1449	1417	267
Campos do Jordão	31	1805	1445	480
Catiguá	19	1504	1800	387
Eldorado	29	1531	1380	629
Guaíra	23	1611	1705	586
Iperó	34	1358	1528	377
Itapetininga	30	1411	1517	423
Jaguariúna	28	1548	1509	517
Luisiana	29	1359	1830	324
Monte Alegre do Sul	37	1597	1476	575
Morro Agudo	11	1615	1733	495
Morungaba	26	1532	1484	323
Paraíso	37	1403	1813	307
Patrocínio Paulista	32	1621	1750	534
Piracicaba	30	1516	1654	474
Pitangueira	34	1507	1610	439
Presidente Prudente	31	1324	1843	243
Ribeira	19	1419	1404	757
Rio Claro	12	1505	1659	522
Santo Antônio da Alegria	37	1654	1663	571
Santo Antônio do Araranguá	33	1337	1918	250
São Pedro do turvo	35	1427	1749	387
Tatuí	29	1349	1522	399
Votuporanga	22	1352	1938	256

Anexo D - Relação de “m” com todas as características físicas coletadas para as 29 bacias hidrográficas.

Anexo E – Ajuste da curva (valor de “m”) para cada uma das 29 bacias hidrográficas do estudo.

Anexo F – Variação da precipitação (P) e evapotranspiração potencial (ETp) e mudança relativa de Q/P em porcentagem das análises de sensibilidade para as bacias hidrográficas de Araçatuba, Luisiana, Morungaba e Itapetininga.

Bacia hidrográfica	Variação em P (%)	Q/P calculado	Mudança Q/P (%)	Variação em ETp (%)	Q/P calculado	Mudança Q/P (%)
Araçatuba (m = 2,7)	-80	0,01	-93	-80	0,72	313
	-60	0,04	-77	-60	0,49	184
	-40	0,08	-55	-40	0,34	94
	-20	0,12	-29	-20	0,24	37
	0	0,17	0	0	0,17	0
	20	0,23	29	20	0,13	-24
	40	0,28	58	40	0,10	-40
	60	0,32	85	60	0,08	-52
	80	0,37	111	80	0,07	-60
Luisiana (m = 2,23)	-80	0,04	-84	-80	0,75	174
	-60	0,10	-64	-60	0,57	106
	-40	0,16	-42	-40	0,43	57
	-20	0,22	-21	-20	0,34	24
	0	0,28	0	0	0,28	0
	20	0,33	19	20	0,23	-17
	40	0,38	37	40	0,19	-30
	60	0,42	53	60	0,17	-40
	80	0,46	67	80	0,15	-47
Morungaba (m = 3,68)	-80	0,00	-98	-80	0,81	267
	-60	0,03	-89	-60	0,62	182
	-40	0,07	-68	-40	0,45	106
	-20	0,14	-37	-20	0,32	45
	0	0,22	0	0	0,22	0
	20	0,30	36	20	0,15	-31
	40	0,37	69	40	0,11	-51
	60	0,44	98	60	0,08	-64
	80	0,49	122	80	0,06	-73
Itapetininga (m = 2,27)	-80	0,05	-85	-80	0,80	139
	-60	0,12	-63	-60	0,63	89
	-40	0,20	-41	-40	0,50	51
	-20	0,27	-20	-20	0,41	22
	0	0,33	0	0	0,33	0
	20	0,39	18	20	0,28	-16
	40	0,44	33	40	0,24	-29
	60	0,49	47	60	0,21	-39
	80	0,53	58	80	0,18	-46

Anexo G – Localização (latitude e longitude), UGRHI e código CETESB dos pontos de monitoramento da qualidade de água das bacias hidrográficas de Araçatuba e Itapetininga.

Bacia Hidrográfica	LAT	LON	UGRHI	COD CETESB
Araçatuba	21°13'19"	50°25'194"	19	BAGU02700
Itapetininga	23°36'3"	48°7'142"	14	PALT04970

Anexo H – Mediana do conjunto de dados de precipitação, evapotranspiração potencial e deflúvio das bacias hidrográficas de Araçatuba e Itapetininga, para o histórico de dados e RCP's, nos diferentes *time-slices*.

Bacia Hidrográfica	<i>Time-slices</i> 25 Anos	Cenários	Precipitação	Evapotranspiração Potencial	Deflúvio
			Mediana (mm)		
Araçatuba	(< 2016)	Histórico	1233	1866	218
		RCP 2.6	1176	1996	159
	(2017 – 2042)	RCP 6.0	1225	1967	174
		RCP 8.6	1143	2079	149
Itapetininga	(< 2016)	Histórico	1413	1534	413
		RCP 2.6	1512	1490	519
	(2017 – 2042)	RCP 6.0	1471	1476	539
		RCP 8.6	1552	1500	691
Luisiana	(< 2016)	Histórico	1314	1824	306
		RCP 2.6	1223	1865	279
	(2017 – 2042)	RCP 6.0	1270	1849	323
		RCP 8.6	1225	1925	297
Morungaba	(< 2016)	Histórico	1551	1468	236
		RCP 2.6	1483	1502	295
	(2017 – 2042)	RCP 6.0	1599	1491	350
		RCP 8.6	1549	1513	313

Anexo I - Média do conjunto de dados de precipitação, evapotranspiração potencial e deflúvio das bacias hidrográficas de Araçatuba e Itapetininga, para o histórico de dados e RCP's, nos diferentes *time-slices*. A porcentagem [%] representa a diferença relativa da média de cada RCP em relação à média histórica.

Bacia Hidrográfica	<i>Time-slices</i> 25 Anos	Cenários	Precipitação	Evapotranspiração Potencial	Deflúvio
			Média (mm) [%]		
Araçatuba	(< 2016)	Histórico	1269	1865	233
		RCP 2.6	1182 [-7]	2075 [11]	176 [-25]
	(2017 – 2041)	RCP 6.0	1232 [-3]	1974 [6]	198 [-15]
		RCP 8.6	1158 [-9]	2120 [14]	154 [-34]
Itapetininga	(< 2016)	Histórico	1394	1509	414
		RCP 2.6	1470 [5]	1510 [0]	528 [27]
	(2017 – 2041)	RCP 6.0	1498 [7]	1464 [-3]	551 [33]
		RCP 8.6	1570 [13]	1524 [1]	723 [75]
Luisiana	(< 2016)	Histórico	1331	1832	309
		RCP 2.6	1240 [-7]	1934 [6]	310 [0]
	(2017 – 2041)	RCP 6.0	1278 [-4]	1844 [1]	335 [9]
		RCP 8.6	1226 [-8]	1973 [8]	289 [-6]
Morungaba	(< 2016)	Histórico	1529	1482	314
		RCP 2.6	1504 [-2]	1543 [4]	330 [5]
	(2017 – 2041)	RCP 6.0	1540 [1]	1487 [0]	349 [11]
		RCP 8.6	1587 [4]	1553 [5]	360 [14]

Anexo J - Mediana do conjunto de dados de nitrogênio amoniacal e nitrato, fósforo total, oxigênio dissolvido e demanda biológica de oxigênio (DBO) das bacias hidrográficas de Araçatuba e Itapetininga, para o histórico de dados e RCP's, nos diferentes *time-slices*.

Bacia Hidrográfica	<i>Time-slices</i> 25 Anos	Cenários	Nitrogênio Amoniacal	Nitrogênio Nitrato	Fósforo Total	Oxigênio Dissolvido	DBO
Mediana (t ha ⁻¹ ano ⁻¹)							
Araçatuba	(< 2016)	Histórico	1,13	8,21	0,59	51,32	35,92
		RCP 2.6	0,82	5,98	0,43	37,35	26,15
	(2017 – 2042)	RCP 6.0	0,90	6,57	0,48	41,09	28,76
		RCP 8.6	0,77	5,62	0,41	35,15	24,60
Itapetininga	(< 2016)	Histórico	163,22	55,24	17,58	238,55	558,71
		RCP 2.6	205,11	69,42	22,09	299,78	702,11
	(2017 – 2042)	RCP 6.0	213,02	72,10	22,94	311,33	729,17
		RCP 8.6	273,09	92,43	29,41	399,13	934,80

Anexo K - Média do conjunto de dados de nitrogênio amoniacal e nitrato, fósforo total, oxigênio dissolvido e demanda biológica de oxigênio (DBO) das bacias hidrográficas de Araçatuba e Itapetininga, para o histórico de dados e RCP's, nos diferentes *time-slices*. DR representa a diferença relativa (%) da média de cada RCP em relação à média histórica.

Bacia Hidrográfica	<i>Time-slices</i> 25 Anos	Cenários	Nitrogênio Amoniacal	Nitrogênio Nitrato	Fósforo Total	Oxigênio Dissolvido	DBO	DR
Média (t ha ⁻¹ ano ⁻¹)								(%)
Araçatuba	(< 2016)	Histórico	1,21	8,79	0,64	54,67	38,48	0
		RCP 2.6	0,91	6,63	0,48	41,44	29,01	-25
	(2017 – 2042)	RCP 6.0	1,03	7,48	0,54	46,78	32,75	-15
		RCP 8.6	0,80	5,80	0,42	36,27	25,39	-34
Itapetininga	(< 2016)	Histórico	163,66	55,39	17,62	239,20	560,23	0
		RCP 2.6	208,49	70,57	22,45	304,72	713,69	27
	(2017 – 2042)	RCP 6.0	217,71	73,69	23,45	318,19	745,24	33
		RCP 8.6	285,59	96,66	30,76	417,40	977,60	75