

A large, abstract graphic made of grey and black squares of varying shades, arranged in a pixelated pattern that frames the central text. It resembles a stylized map or a digital mosaic.

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS E MEIO AMBIENTE

**Análise de séries temporais e assinaturas isotópicas de ^{18}O e ^2H na
definição das fontes de contribuição de uma nascente em área de
afloramento do Sistema Aquífero Guarani**

MARCELO DONADELLI SACCHI

Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

Rio Claro – SP
2023

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

MARCELO DONADELLI SACCHI

**ANÁLISE DE SÉRIES TEMPORAIS E ASSINATURAS
ISOTÓPICAS DE ^{18}O E ^2H NA DEFINIÇÃO DAS FONTES DE
CONTRIBUIÇÃO DE UMA NASCENTE EM ÁREA DE
AFLORAMENTO DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI**

Dissertação de Mestrado apresentada
ao Instituto de Geociências e Ciências
Exatas do Câmpus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista “Júlio de
Mesquita Filho”, como parte dos
requisitos para obtenção do título de
Mestre em Geociências e Meio
Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. Rodrigo Lilla Manzione
Coorientador: Prof. Dr. Didier Gastmans

Rio Claro - SP
2023

S119a Sacchi, Marcelo Donadelli

Análise de séries temporais e assinaturas isotópicas de ^{18}O e ^2H na definição das fontes de contribuição de uma nascente em área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani / Marcelo Donadelli Sacchi. -- Rio Claro, 2023
116 p.

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro

Orientador: Rodrigo Lilla Manzione
Coorientador: Didier Gastmans

1. Hidrogeologia. 2. Estatística. 3. Monitoramento. 4. Análise de séries temporais. 5. Isótopos estáveis. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

IMPACTO POTENCIAL DESTA PESQUISA

A realização de pesquisas acerca da dinâmica do ciclo hidrológico é fundamental para a garantia de ações voltadas a proteção e conservação dos recursos hídricos. O estudo das águas subterrâneas desempenha um papel crucial na busca pela sustentabilidade e resiliência dos recursos hídricos, pois está intrinsecamente relacionado a diversos aspectos ambientais, sociais e econômicos. Os impactos diretos e indiretos das pesquisas direcionadas à situação dos recursos hídricos podem ser traduzidos de forma objetiva nos Objetivos de Desenvolvimento Sustentável da ONU, conforme as seguintes propostas: garantia de disponibilidade de água limpa e segura (ODS - 6), da produção de alimentos (ODS - 2), da saúde e bem estar (ODS - 3), da proteção dos ecossistemas aquáticos (ODS - 14) e terrestres (ODS - 15) e da adaptação às mudanças climáticas (ODS - 13). Todas as propostas possuem pontos em comum e demandam a compreensão adequada dos processos envolvidos no ciclo hidrológico, para assim delinear ações e planos para tomada de decisões mais assertivas em relação à gestão dos recursos hídricos e, conseqüentemente, para o crescimento sustentável das cidades (ODS - 11). Em relação a esta pesquisa, a quantificação das contribuições da recarga e das oscilações dos níveis d'água em uma área de vulnerabilidade do Sistema Aquífero Guarani, onde a água subterrânea garante a manutenção da dinâmica social e econômica da região, seja para o turismo, como para agricultura e abastecimento das cidades, é de suma importância. Portanto, é esperado que os resultados e parâmetros produzidos por esta pesquisa sirvam de subsídio de planos e propostas acerca da gestão adequada dos recursos hídricos da região, garantindo o uso sustentável da água e assegurando seu uso para fins econômicos e sociais.

POTENTIAL IMPACT OF THIS RESEARCH

Carrying out research on the dynamics of the hydrological cycle is essential to ensure that actions aimed at water resources protection and preservation are implemented. The study of groundwater plays a crucial role in the search for sustainability and resilience of water resources, as it is intrinsically related to any environmental, social and ecological aspects. The direct and indirect impacts of studies aimed at the situation of water resources can be objectively translated into the UN Sustainable Development Goals, according to the following proposals: guaranteeing the availability of clean and safe water (SDG - 6), food production (SDG - 2), health and well-being (SDG - 3), protection of aquatic (SDG - 14) and terrestrial (SDG - 15) ecosystems and adaptation to climate change (SDG - 13). All proposals have points in common and require an understanding of the processes involved in the hydrological cycle, thus allowing the outlining of actions and plans for a more assertive decision-making process regarding the management of water resources and, consequently, for the sustainable growth of cities (SDG - 11). In relation to this research, quantifying the contributions of recharge and the oscillation of water levels in a vulnerable area of the Guarani Aquifer System, where groundwater guarantees the maintenance of the region's social and economic dynamics, whether for tourism, agriculture or supplying the cities is essential. Therefore, the results and parameters produced by this research can be used to support plans and proposals about the proper management of water resources in the region, guaranteeing the sustainable use of water in order to ensure its use for economic and social purposes

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

MARCELO DONADELLI SACCHI

ANÁLISE DE SÉRIES TEMPORAIS E ASSINATURAS
ISOTÓPICAS DE ^{18}O E ^2H NA DEFINIÇÃO DAS FONTES DE
CONTRIBUIÇÃO DE UMA NASCENTE EM ÁREA DE
AFLORAMENTO DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI

Dissertação de Mestrado apresentada
ao Instituto de Geociências e Ciências
Exatas do Câmpus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista “Júlio de
Mesquita Filho”, como parte dos
requisitos para obtenção do título de
Mestre em Geociências e Meio
Ambiente.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Rodrigo Lilla Manzione
-IGCE/UNESP/Rio Claro (SP)

Prof. Dr. Gerson Cardoso da Silva Júnior
-IGEO/UFRJ/Rio de Janeiro (RJ)

Prof. Dr. Maurício Moreira dos Santos
-UTFPR/Londrina (PR)

Conceito: Aprovado.

Rio Claro, SP, 12 de setembro de 2023

AGRADECIMENTOS

A realização desta pesquisa de mestrado não seria possível sem o apoio tanto emocional quanto financeiro de outras partes, as quais faço questão de dedicar um momento e agradecer da devida forma:

Agradeço à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES e às instituições de fomento à pesquisa, em especial, ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq responsável pelo financiamento do trabalho através do processo 161473/2021-0 e de outros a projetos vinculados ao grupo de pesquisa, viabilizando a realização desta dissertação.

Agradeço também ao programa de pós-graduação em Geociências e Meio Ambiente do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP – Rio Claro, e ao Centro de Estudos Ambientais (CEA) pela excelência no ensino, pesquisa e estrutura disponibilizada.

Agradeço ao pessoal do laboratório LARHIA pelo companheirismo, paciência e conhecimento, principalmente ao meu orientador e coorientador, Rodrigo Lilla Manzione e Didier Gastmans, por me ensinarem e apoiarem durante a pesquisa.

Agradeço à minha família, em especial, aos meus pais, Marcelino e Cristina, por cuidarem de mim e fornecerem suporte necessário durante toda a minha caminhada. Também agradeço aos meus irmãos, Lorenzo e Marina, por existirem na minha vida, deixando tudo mais divertido.

Agradeço ao meu amor, Fernanda, pelas boas risadas, por aguentar minhas chatices e sempre me motivar a fazer as coisas da melhor forma.

Agradeço aos meus amigos que sempre me acompanharam, os que conheci na faculdade, e em especial àqueles que moraram comigo na Republica Toca, por tornarem meus dias mais alegres e compartilharem comigo momentos especiais.

Por fim, agradeço também a todos os professores e alunos do curso de graduação em geologia, que de certa forma contribuíram direta ou indiretamente com quem eu sou hoje.

RESUMO

Os estudos isotópicos em bacias hidrográficas visam compreender a variabilidade espacial e temporal da dinâmica entre águas subterrâneas, superficiais e meteóricas. As alterações nos padrões de precipitação afetam toda a dinâmica dos sistemas hidrológicos, e causam perturbações na disponibilidade e circulação da água no planeta. Por essa razão, é crucial compreender as implicações das variações climáticas nos processos de recarga das águas subterrâneas e sua interação com as águas superficiais. Nesse contexto, o estudo busca entender essas relações na sub-bacia do Alto Jacaré-Pepira, próxima à cidade de Brotas, na região central do estado de São Paulo. A região de interesse está inserida na Bacia Sedimentar do Paraná, em um importante local de afloramento do Sistema Aquífero Guarani, composto essencialmente pelas rochas sedimentares das formações Piramboia e Botucatu. A coleta dos dados na bacia foi realizada por meio de equipamentos instalados no local e com o uso de produtos derivados de satélite (IMERG, NOAH, SSEBop). No caso, foram monitoradas as variações de: precipitação, temperatura, evapotranspiração e níveis d'água subterrânea, assim como os valores de deutério (^2H) e oxigênio-18 (^{18}O) presentes nas águas da chuva, de uma nascente e de um poço de monitoramento. De maneira geral, no período de 2001 a 2021, a análise dos dados obtidos revela que o período mais recente de monitoramento da bacia foi marcado por uma forte seca na região, principalmente após o ano de 2017, havendo diminuição das médias de chuva e aumento tanto da temperatura quanto da evapotranspiração. Em relação aos dados de isótopos, a água da chuva apresenta uma média e desvio padrão de $\delta^{18}\text{O}$ de $-4.49\text{‰} \pm 3.16\text{‰}$ VSMOW, com uma reta meteórica de equação $\delta^2\text{H} = 8,14 \cdot \delta^{18}\text{O} + 14,20$, indicando o domínio de processos relacionados à recirculação de vapor na atmosfera. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da água do poço apresentaram média e desvios padrão de $-7,25\text{‰} \pm 0,32\text{‰}$ VSMOW e se assemelham aos valores da nascente, de $-6,94\text{‰} \pm 0,28\text{‰}$ VSMOW. De acordo com os resultados do modelo de mistura, as águas subterrâneas representam cerca de 80% da descarga da nascente ao longo do ano, e essa contribuição apresenta uma pequena variação entre verão e inverno. Isso ocorre porque a parcela de água da chuva aumenta durante os períodos de maior pluviosidade, mas, em geral, a fonte subterrânea sempre se sobrepõe à chuva. A partir de 2017, observa-se um rebaixamento praticamente constante do nível d'água do poço até o fim do período de monitoramento. Neste momento, há um aumento da contribuição da água da chuva para a nascente, o que pode ser entendido como uma redução da capacidade do aquífero de abastecer a nascente. Isso evidencia a importância do aquífero na manutenção da dinâmica da bacia, uma vez que o rebaixamento ocorre devido à entrada de água por meio da recarga não ser suficiente para compensar a saída de água do reservatório, devido à seca prolongada e a fatores antrópicos. O entendimento desses processos só foi possível com a investigação conjunta de métodos estatísticos e isotópicos, tanto das águas subterrâneas quanto superficiais. Portanto, este tipo de estudo é crucial para o planejamento e gestão dos recursos hídricos, garantindo assim a resiliência e a utilização sustentável da água.

Palavras-chave: Hidrogeologia; Monitoramento; Análise de tendências; PIRFICT; Modelo de mistura;

ABSTRACT

Isotopic studies in watersheds aim to understand the spatial and temporal variability of the dynamics between groundwater, surface water and meteoric water. Alterations in precipitation patterns affects the entire dynamics of hydrological systems, and cause disturbances in the availability and circulation of water on the planet. Hence, there is a need to understand the implications of climate variations on groundwater recharge processes and their relationship with surface water. That said, this study seeks to understand these interactions in the sub-basin of the Alto Jacaré-Pepira River, near the city of Brotas in the central region of the state of São Paulo. The area of interest is located in the Paraná Sedimentary Basin at an important outcrop zone of the Guarani Aquifer System, primarily composed of sedimentary rocks from the Piramboia and Botucatu formations. Data acquisition within the basin was carried out using both on-site equipment and satellite-derived products (IMERG, NOAA, SSEBop). Specifically, the study encompassed the monitoring of variations in precipitation, temperature, evapotranspiration, and groundwater levels, alongside the analysis of deuterium (^2H) and oxygen-18 (^{18}O) values in rainwater, a spring, and a monitoring well. In general, from 2001 to 2021, the analysis of the obtained data reveals that the most recent monitoring period of the basin was marked by a severe drought in the region, particularly after 2017, with a decrease in average rainfall volumes and an increase in both temperature and evapotranspiration. Regarding the isotope data, rainwater shows an average and standard deviation of $\delta^{18}\text{O}$ of $-4.49\text{‰} \pm 3.16\text{‰}$ VSMOW, with a meteoric water line equation of $\delta^2\text{H} = 8.14 \cdot \delta^{18}\text{O} + 14.20$, indicating dominance of the processes related to atmospheric vapor recycling. Well water $\delta^{18}\text{O}$ values displayed an average and standard deviation of $-7.25\text{‰} \pm 0.32\text{‰}$ VSMOW, resembling the values of the spring, which were $-6.94\text{‰} \pm 0.28\text{‰}$ VSMOW. According to the results of the mixing model, groundwater accounts for approximately 80% of the spring discharge throughout the year, and this contribution exhibits only a slight variation between summer and winter seasons. This occurs because the portion of rainwater increases during periods of higher precipitation, but overall, the groundwater source consistently outweighs the contribution from rainfall. From 2017 onwards, there is an almost constant decline observed in the well's water level until the end of the monitoring period. At this point, there is an increase in the contribution of rainwater to the spring discharge, which can be interpreted as a reduction in the aquifer's capacity to supply the monitored spring. This behavior highlights the importance of the aquifer in maintaining the basin's dynamics, as the decline of the well's water level is attributed to the input of water through recharge not being sufficient to compensate for the outflow from the reservoir, due to prolonged drought and anthropogenic factors. Understanding these processes was only possible through the joint investigation of statistical and isotopic methods, both for groundwater and surface water. Therefore, this type of study is crucial for the planning and management of water resources, thus ensuring the resilience and sustainable use of water.

Keywords: Hydrogeology; Monitoring; Trend Analysis; PIRFICT; Mixture model

Lista de Figuras

Figura 1. Diagrama cronoestratigráfico da Bacia Sedimentar do Paraná.	18
Figura 2. Seção esquemática representativa do SAG na região de estudo.....	19
Figura 3. Diagrama do ciclo hidrológico terrestre demonstrando os efeitos da influência humana na movimentação da água, armazenamento, e as relações de troca entre os reservatórios.	21
Figura 4. Fluxograma das etapas de elaboração dos produtos baseados em observações de satélite.	24
Figura 5. Esquema da variação dos isótopos estáveis da água no ciclo hidrológico	34
Figura 6. Mapas de localização da área de estudo e subdivisão das UGRHI's no estado de São Paulo.	38
Figura 7. Mapa de elevação do terreno (A) e mapa geológico (B) da sub-bacia do Alto Jacaré-Pepira, com localização dos pontos de monitoramento.....	40
Figura 8. Mapa de localização das unidades aquíferas na região de estudo.	42
Figura 9. Gráfico do volume acumulado médio mensal da série histórica de chuva da estação D5-023.	43
Figura 10. Fluxograma dos processos envolvidos na concepção, no desenvolvimento, resultados e desfechos do estudo.....	45
Figura 11. Fotos dos pontos amostrados no local de estudo: à esquerda, o poço de monitoramento; à direita, a nascente analisada durante a pesquisa.	47
Figura 12. Foto do amostrador automático ISCO 6400 instalado para o monitoramento da nascente.	47
Figura 13. Médias mensais dos parâmetros monitorados por satélite para o período de 2001 a 2021, incluindo uma comparação entre os dados de precipitação obtidos por satélite e da estação D5-023 do DAEE.	62
Figura 14. Representação da distribuição das frequências dos dados de chuva, evapotranspiração, temperatura e nível d'água do poço (NA) através de histogramas.	64
Figura 15. Resultados das Funções de Autocorrelação (FAC) e das Funções de Autocorrelação Parcial (FACP) para as séries de dados de chuva, evapotranspiração e temperatura.	66
Figura 16. Apresentação das Funções de Autocorrelação (FAC) (A) e das Funções de Autocorrelação Parcial (FACP) (B) referentes à série de dados do nível d'água do poço. ...	67
Figura 17. Apresentação das séries temporais das médias mensais da temperatura, evapotranspiração, nível d'água do poço (NA) e chuva.	69
Figura 18. Representação gráfica do Índice de Precipitação Anualizado (SPI) utilizando médias móveis de 12 meses para o período de 2001 a 2021.	73
Figura 19. Representação da série temporal do nível d'água do poço e do excedente/déficit hídrico para o período de janeiro de 2013 a janeiro de 2022.	74
Figura 20. Resultado do modelo PIRFICT para a simulação do nível d'água do poço, comparado com os dados observados (monitorados) do nível d'água.	76
Figura 21. Gráfico da Função de Impulso e Resposta (FIR) do modelo PIRFICT.	77
Figura 22. Apresentação do resultado da simulação do nível d'água médio (NM) para cada mês, com indicação dos valores máximos (NMMA) e mínimos (NMMB) através das linhas verticais.	78
Figura 23. Resultado do modelo PIRFICT para a simulação do nível médio d'água do poço, com os desvios máximos e mínimos calculados para cada instante.	79
Figura 24. Gráfico da Frequência de excedência (FOE) do nível do poço.	80

Figura 25. Gráfico dos volumes de chuva e dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ para as amostras da água do poço, da nascente e da chuva no período de 2013 a 2021.	81
Figura 26. Gráfico da relação entre os valores de $\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para cada amostra de água da chuva, do poço e da nascente.	83
Figura 27. Gráfico de $\delta^2\text{H}$ x $\delta^{18}\text{O}$ com os valores médios da composição isotópica da nascente, junto com suas possíveis fontes: chuva de inverno, chuva de verão e água subterrânea (amostras do poço).	85
Figura 28. Esquema representativo do modelo de mistura conceitual elaborado.	86

Sumário

1. INTRODUÇÃO.....	13
2. OBJETIVOS	16
2.1 Objetivo geral	16
2.2 Objetivos específicos.....	16
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	17
3.1 Sistema Aquífero Guarani (SAG).....	17
3.2 Interação entre água superficial e subterrânea	20
3.3 Monitoramento hidrológico e sensores orbitais	22
3.4 Modelos numéricos.....	25
3.4.1 Séries temporais	26
3.4.1.1 Modelo PIRFICT	28
3.5 Isótopos estáveis	31
3.5.1 Modelo de mistura de isótopos estáveis	35
4. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	37
4.1 Localização e contexto da área	37
4.2 Geologia e morfologia.....	39
4.3 Hidrogeologia	40
4.4 Clima	42
5. MATERIAIS E MÉTODOS	44
5.1 Coleta de dados hidrológicos.....	46
5.1.1 Coleta de dados de campo	46
5.1.2 Dados de sensores orbitais.....	48
5.2 Análise estatística e testes não paramétricos	50
5.3 Modelagem hidrológica.....	52
5.3.1 Análise de séries temporais	52
5.3.1.1 Testes de tendência	53
5.3.1.2 Testes de homogeneidade	55
5.3.1.3 Características das séries temporais	57
5.3.2 Índice padronizado de precipitação.....	57
5.3.3 Simulação do comportamento das séries temporais de águas subterrâneas	58
5.3.4 Modelo de balanço de massa de isótopos estáveis	59
6. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	61
6.1 Análise exploratória dos dados	61
6.1.1 Estatísticas descritivas.....	63
6.1.2 Estatísticas temporais	65

6.1.3 Tendências, quebras e aleatoriedade das séries de dados.....	68
6.1.4 Caracterização climática.....	72
6.2 Características dinâmicas do comportamento do nível freático	75
6.3 Monitoramento isotópico.....	81
6.3.1 Séries isotópicas.....	81
6.3.2 Estatísticas descritiva dos dados isotópicos.....	82
6.3.3 Composição isotópica das fontes.....	83
6.4 Modelo de mistura de isótopos	85
7. CONCLUSÕES.....	88
REFERÊNCIAS	91
ANEXO I.....	103
ANEXO II.....	111
ANEXO III.....	115

1. INTRODUÇÃO

Segundo o Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC), uma maior concentração de dióxido de carbono e outros gases do efeito estufa na atmosfera, intensificadas por atividades antrópicas, provocam alterações nos padrões de precipitação e interferem no balanço hídrico de pequenas e grandes bacias hidrográficas (IPCC, 2013; MILLER, 2019). Consequentemente, os sistemas hidrológicos e a disponibilidade e circulação da água no planeta são afetados (ABBOTT *et al.*, 2019).

Ainda que exista uma variabilidade regional e global das alterações nos sistemas hidrológicos, esses efeitos atingem diretamente as taxas de recarga dos aquíferos, fonte de água potável essencial para o desenvolvimento econômico e social (SCHWARTZ; ZHANG, 2003). Diante deste cenário, torna-se evidente a necessidade de uma concepção assertiva acerca das interações existentes entre as águas superficiais e subterrâneas, tratando o recurso como único e parte de um sistema integrado, dinâmico e complexo (IPCC, 2022; MANZIONE, 2015; WINTER *et al.*, 1998).

As águas subterrâneas representam quase todo o volume de água doce disponível no mundo para o consumo e desempenham papel vital na circulação de água no planeta, promovendo a manutenção dos ecossistemas terrestres, representados por corpos hídricos superficiais como rios, lagos e áreas úmidas (AMANAMBU *et al.*, 2020; KRESIC, 2006). Embora essenciais, existe grande desconhecimento em relação aos parâmetros fundamentais à sustentabilidade das águas subterrâneas (recarga, tempo de residência e taxas de renovação) e a sua proteção (GASTMANS *et al.*, 2021).

Nesse sentido, o registro de dados precisos e confiáveis dos parâmetros hidrológicos é fundamental para a gestão adequada dos recursos hídricos, principalmente em um cenário de mudanças climáticas, uma vez que essas informações subsidiam o estudo de tendências, variações e previsões acerca do comportamento das componentes climatológicas (JIANG *et al.*, 2012; SUN *et al.*, 2017). Essas análises dependem essencialmente de observações em superfície, mas muitas vezes, as redes de monitoramento apresentam dados escassos, que carecem de cobertura espacial e temporal, principalmente em regiões remotas (KIDD, 2001; LEVIZZANI; CATTANI, 2019). Neste caso, a utilização de sensores orbitais para o

monitoramento de parâmetros hidrológicos tem desempenhado um papel importante para complementar as observações do monitoramento (MICHAELIDES *et al.*, 2009).

Quando há uma sequência cronológica entre as observações, a produção contínua de dados viabiliza a aplicação de modelos de séries temporais (HIPEL; MCLEOD, 1994). Portanto, a combinação entre os dados de satélite e modelos de séries temporais torna-se uma ferramenta valiosa para realizar simulações e prognósticos a respeito do comportamento dos sistemas hidrológicos (SHALINI *et al.*, 2012).

Além disso, o uso dos isótopos de ^2H e ^{18}O fornece informações importantes sobre a movimentação da água e são ferramentas auxiliares na interpretação dos mecanismos hidroclimáticos (AGGARWAL *et al.*, 2016). Na hidrologia, o uso de isótopos ambientais é essencial para a compreensão dos processos hidrológicos que resultam na precipitação, assim como as suas relações com a recarga das águas subterrâneas (GASTMANS *et al.*, 2021; MILLER, 2019).

Em vista disso, com o intuito de identificar qual é a contribuição das águas meteóricas e subterrâneas à dinâmica das águas de uma nascente ao longo do tempo no Sistema Aquífero Guarani (SAG), foram combinadas duas abordagens: A primeira envolveu a aplicação de modelos estatísticos de séries temporais para preenchimento de lacunas nas séries irregulares e avaliação da oscilação dos níveis das águas subterrâneas; A segunda envolveu a aplicação de um modelo de balanço de massa utilizando os isótopos estáveis de hidrogênio (deutério) e oxigênio (oxigênio-18) a fim de compreender as relações locais de recarga e os impactos das variações dos parâmetros do clima no sistema.

Para o estudo, foi selecionada uma nascente em área de afloramento do SAG, em local onde havia equipamentos de monitoramento previamente instalados. A área encontra-se na porção noroeste da sub-bacia do Alto Jacaré-Pepira, na região de Brotas, localizada na parte central do estado de São Paulo. No local, foram monitorados os seguintes parâmetros: precipitação, temperatura, evapotranspiração, nível d'água subterrânea, assim como os isótopos de ^2H e ^{18}O presentes na chuva, na água da nascente e na água subterrânea.

Os dados utilizados na pesquisa são do registro da variação do nível d'água de um poço de monitoramento na Formação Piramboia, assim como das variações isotópicas da chuva, da nascente e do poço, coletados entre julho de 2013 e junho de 2020. Para os demais parâmetros (precipitação, temperatura e evapotranspiração)

foram utilizadas séries de dados de 2001 a 2021, obtidas a partir de produtos derivados de satélite, disponíveis nos sistemas NASA Giovanni (TENG et al., 2014) e SSEBop BR (ANA, 2020).

2. OBJETIVOS

2.1 Objetivo geral

Entender o papel dos diferentes parâmetros climáticos monitorados na dinâmica da água subterrânea e determinar as fontes de contribuição de uma nascente, com base nas séries temporais dos parâmetros hidrológicos e de isótopos estáveis de hidrogênio (^2H - deutério) e oxigênio (^{18}O - oxigênio-18).

2.2 Objetivos específicos

- Identificar os padrões que definem a composição isotópica das águas subterrâneas e da chuva;
- Estudar as variações e tendências nas séries precipitação, temperatura, evapotranspiração e nível d'água a partir da análise de séries temporais;
- Verificar a eficácia dos sensores orbitais a partir das medidas de estações locais e testar a sua eficiência na reconstrução de séries temporais incompletas.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Sistema Aquífero Guarani (SAG)

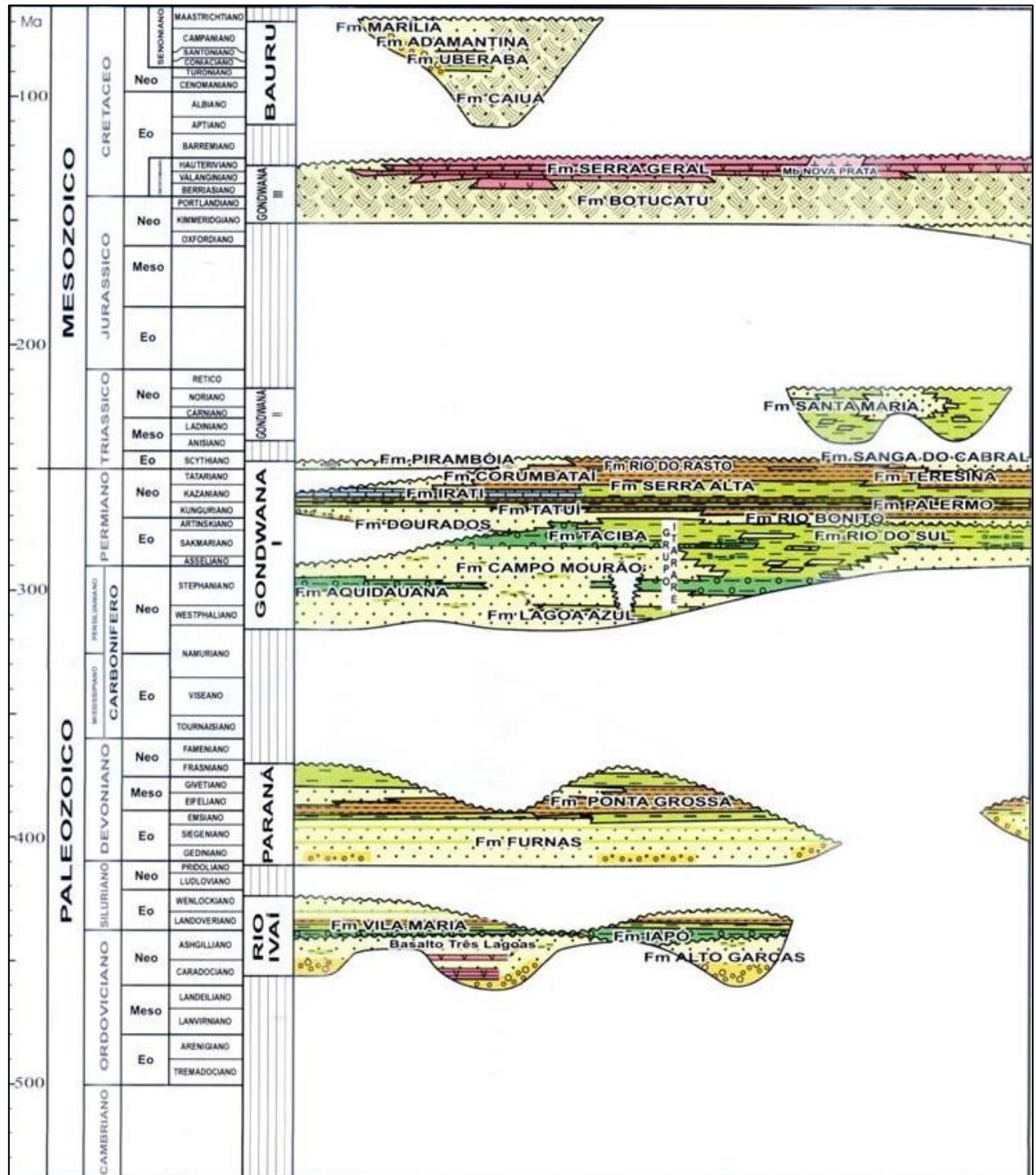
Responsável pelo abastecimento de cerca de 90 milhões de pessoas, o SAG é o aquífero mais importante do continente sul-americano e um dos maiores aquíferos transfronteiriços do mundo (OEA, 2009). Sua relevância está associada ao tamanho, extensão e capacidade de armazenamento, além de sua localização em áreas de grande desenvolvimento econômico e demanda hídrica, sendo uma das soluções para o problema de abastecimento de inúmeras cidades nos estados de Goiás, Mato Grosso do Sul, Minas Gerais, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul (DAEE, 2013; GASTMANS *et al.*, 2010).

A Bacia Sedimentar do Paraná é uma depressão deposicional intracratônica, situada no centro-leste do continente sul-americano, que ocupa uma área de aproximadamente 1.600.000 km² e abrange parte do Brasil, Paraguai, Argentina e norte do Uruguai (MILANI *et al.*, 2007). Apresenta forma ovalada de orientação Norte-Sul, delimitada por limites erosivos relacionados à geotectônica mesocenozoica continental. A conformação do flanco Leste é produto da erosão decorrente do soerguimento crustal, associado ao desenvolvimento do rifte do Atlântico Sul; o flanco ocidental é definido por uma feição estrutural positiva com orientação norte-sul, representado pelo Alto de Miranda e pela Serra de Maracaju, limitantes da Bacia do Pantanal a Leste; no sentido Sul-sudoeste, a bacia abrange territórios do Uruguai e Argentina; e, na porção Norte-nordeste, apresenta um limite deposicional constituído pelo Alto Paranaíba, associado à Faixa Brasília (MILANI, 2004).

Geologicamente, a bacia é constituída por uma sucessão vulcano-sedimentar de aproximadamente 6.000 m de espessura, que compreende idades que variam do Ordoviciano Superior ao Cretáceo Superior (FULFARO *et al.*, 1980; MILANI; RAMOS, 1998; SCHNEIDER *et al.*, 1974). Segundo o trabalho de Milani & Ramos (1998), a Bacia Sedimentar do Paraná é caracterizada por seis supersequências: Rio Ivaí, depositada durante o período compreendido entre o Ordoviciano e o Siluriano; Paraná, de idade devoniana; Gondwana I, depositada durante o Carbonífero-Eotriássico; Gondwana II, depositada entre o Meso e Neotriássico; Gondwana III, de idade neojurássica a eocretácea; e Bauru, de idade neocretácea (Figura 1). Ainda segundo os autores, as três primeiras sequências correspondem a grandes ciclos

transgressivos paleozoicos, enquanto as demais são representadas por pacotes sedimentares continentais com intenso magmatismo associado.

Figura 1. Diagrama cronoestratigráfico da Bacia Sedimentar do Paraná.

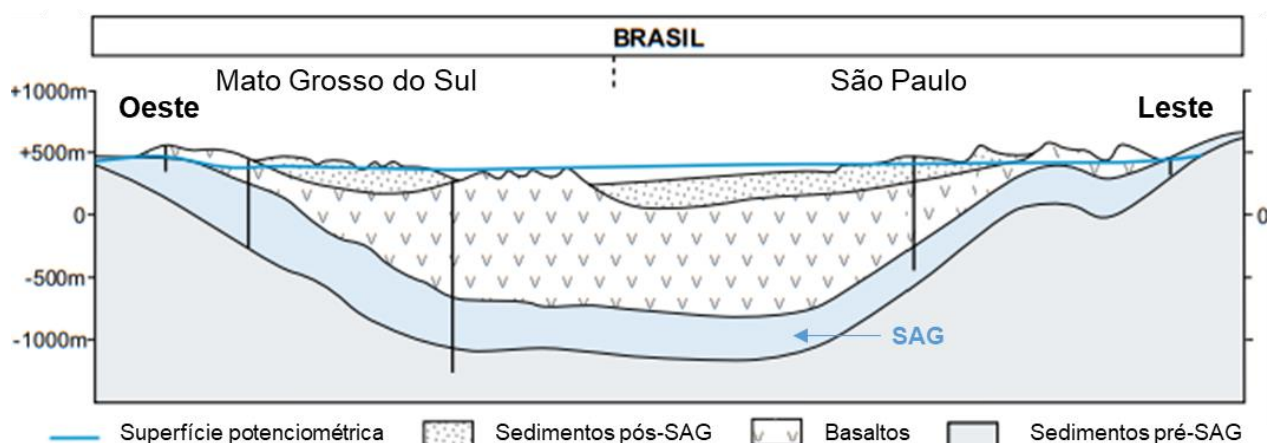


Fonte: Milani (2004).

A esse contexto litoestratigráfico estão associadas importantes unidades aquíferas, incluindo o SAG. Na área de estudo, o pacote rochoso que constitui o

arcabouço do SAG é representado pela Formação Piramboia, do Eotriássico, depositada sobre a discordância regional de idade permo-eotriássica, pelas rochas juro-cretáceas da Formação Botucatu, depositadas acima de uma discordância erosiva regional jurássica que marca o contato com o Piramboia e pelas rochas intrusivas associadas ao magmatismo básico do Grupo Serra Geral, de idade cretácea, sobrepostas ao SAG (GASTMANS *et al.*, 2021; OEA, 2009) (Figura 2).

Figura 2. Seção esquemática representativa do SAG na região de estudo.



Fonte: Adaptado de Foster *et al.* (2009).

A Formação Piramboia, porção basal do SAG, corresponde a um arenito com estratificações cruzadas, planares e acanaladas, e estratificações plano paralelas em porções silto-arenosas. O ambiente deposicional da formação é descrito por como continental fluvial e eólico úmido em ambiente desértico, sendo constituída por arenitos esbranquiçados, amarelados, avermelhados, médios e muito finos, silto-argilosos, de grãos polidos, subangulares e subarredondados, com intercalações de finas camadas de argilitos e siltitos (ASSINE *et al.*, 2004; BRIGHETTI; CAETANO-CHANG, 1995).

A Formação Botucatu, constituída essencialmente por arenitos avermelhados, de granulação fina a média, com alta esfericidade e bem selecionados, apresentando estratificação plano paralela e cruzadas acanaladas de grande porte, típicas de dunas eólicas em ambiente desértico (CAETANO-CHANG, 1997; MILANI, 2004).

O Grupo Serra Geral representa as intrusões de diques e sills de diabásio existentes entre as rochas sedimentares da Depressão Periférica (IPT, 1981). Essas rochas intrusivas, segundo Soares *et al.* (1974), são geneticamente relacionadas ao magmatismo de tipo fissural básico que ocorreu durante o Cretáceo. Os derrames

consistem em rochas de cor cinza-escuro a preto, afaníticas que cobrem quase todo o sedimento da bacia (MILANI *et al.*, 2007).

3.2 Interação entre água superficial e subterrânea

Para a compreensão dos processos hidrológicos e o gerenciamento dos recursos hídricos, o ciclo hidrológico deve ser visto como um sistema complexo que abrange diferentes escalas e possui grande variabilidade temporal e espacial (WINTER *et al.*, 1998).

Do ponto de vista matemático, o balanço hídrico na superfície terrestre pode ser descrito de uma forma simplificada, como (Equação 1):

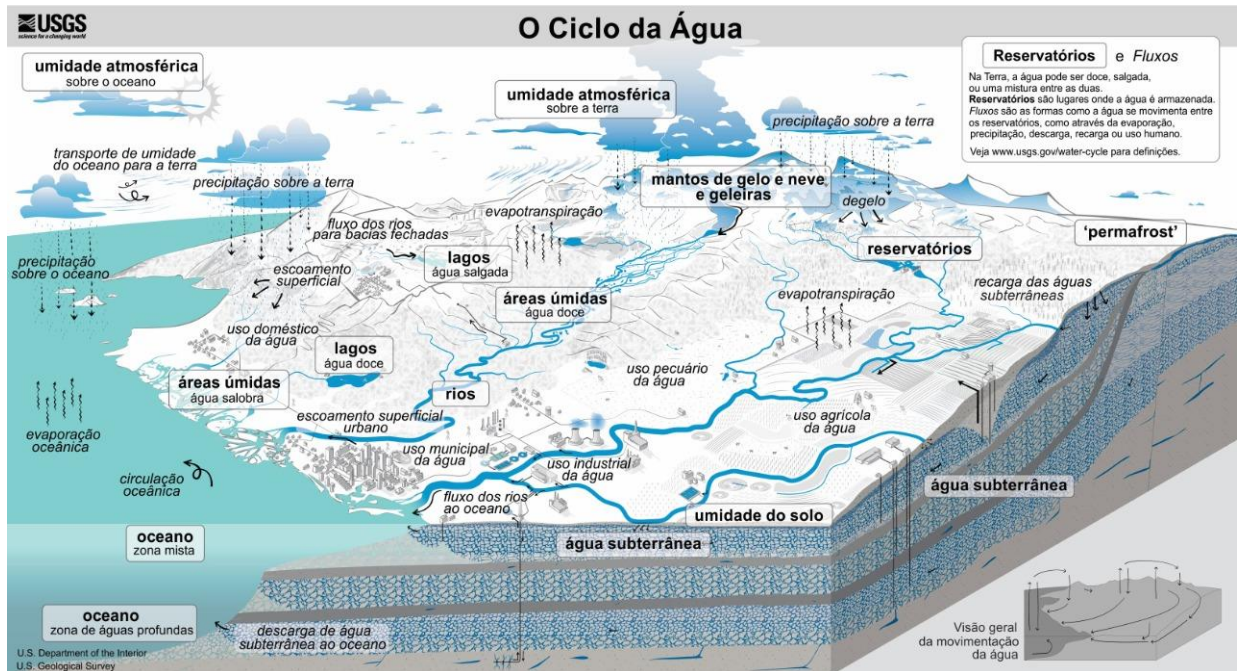
$$P - E = Q + dS/dt \quad (1)$$

onde: **P** é a precipitação, **E** é a evapotranspiração, **Q** é o escoamento e **S** é o armazenamento.

Esse modelo simplificado considera que o conteúdo de umidade da atmosfera é representado pelo balanço entre a evapotranspiração e a precipitação. Na superfície, a variação de $P - E$ é equilibrada pelo escoamento (superficial e subsuperficial) e por mudanças no armazenamento da umidade do solo e da água subterrânea (LEVIZZANI; CATTANI, 2019).

O ciclo hidrológico (Figura 3) é um sistema constante que envolve não só o transporte da água, mas também trocas de energia devido às mudanças de fase sólido-líquido-gasoso (SCHLOSSER, 2006). De maneira geral, a água flui da superfície terrestre para a atmosfera por evaporação e transpiração, e da atmosfera para a terra como condensação e precipitação (FETTER, 2001).

Figura 3. Diagrama do ciclo hidrológico terrestre demonstrando os efeitos da influência humana na movimentação da água, armazenamento, e as relações de troca entre os reservatórios.



Fonte: Modificado do site usgs.gov (06/03/2023).

As águas subterrâneas desempenham um papel importante na manutenção dos ecossistemas terrestres. Além de servirem como reservatório, descarregam uma quantidade significativa de água nos rios e lagos, participando de forma ativa na circulação da água na Terra (AMANAMBU *et al.*, 2020; KRESIC, 2006).

Essa troca de fluxo entre as águas subterrâneas e superficiais pode ocorrer de ambos os lados, uma vez que a influência ou efluência depende da diferença entre gradientes hidráulicos e das características do meio, como a anisotropia e heterogeneidade dos materiais que permeiam os corpos superficiais (CUTHBERT *et al.*, 2019; WOESSNER, 2020).

Especialmente em áreas tropicais, a descarga das águas subterrâneas para os rios é a principal ou mesmo a única fonte de fluxo de base das bacias hidrográficas, e ocorre em múltiplas escalas, taxas e intervalos de tempo (MANZIONE, 2015). Essa conexão entre a água subterrânea e os corpos superficiais é um importante componente do sistema subterrâneo, pois assegura a perenidade dos cursos d'água, principalmente durante os períodos de estiagem (HIRATA *et al.*, 2019).

Apesar das águas superficiais também abastecerem os aquíferos, a principal fonte de recarga das águas subterrâneas é a precipitação, por meio da infiltração. Mesmo sendo um dos componentes mais importantes nos estudos hidrogeológicos, a

recarga é também um dos processos menos compreendidos devido as suas variações no tempo e espaço (HEALY, 2010). A magnitude da recarga depende de uma variedade de fatores, como: as condições climáticas, volume das chuvas, geomorfologia, geologia, propriedades hidráulicas e umidade do solo (WEIL; BRADY, 2017).

O reconhecimento da natureza global dos sistemas hidrológicos se dá pelo entendimento de que o ciclo hidrológico não é um único grande ciclo, mas sim uma série de ciclos conectados pela recirculação de água na superfície terrestre que, portanto, são vulneráveis a alterações no solo e na água (ABBOT *et al.*, 2019; WANG-ERLANDSSON *et al.*, 2018). Neste caso, a interferência humana no ciclo d'água é mais do que apenas o consumo de água, pois inclui também o uso e a ocupação do solo e modificações das paisagens e do clima (GLEICK *et al.*, 2013).

3.3 Monitoramento hidrológico e sensores orbitais

A precipitação é o principal dado de entrada na elaboração de modelos hidrológicos. Portanto, o entendimento dos fenômenos envolvidos no processo da precipitação, especialmente sob condições de mudança climáticas, exige a coleta de dados contínuos, espacialmente bem distribuídos e confiáveis (SUN *et al.* 2017).

Tradicionalmente, as observações dos sistemas hidrológicos são realizadas em um único ponto no solo, considerado representativo da área. Essa amostragem produz um extenso banco de dados, que pode ser utilizado para estimar variações e tendências no ciclo, mas isso só é possível em áreas limitadas do mundo, onde as redes de monitoramento são densas o suficiente para assegurar padrões de qualidade adequados (KIDD *et al.*, 2017).

Coletores de chuva instalados em estações pluviométricas são os equipamentos mais comuns utilizados para aferir a precipitação pontual na superfície terrestre, medindo o volume acumulado de chuva durante certo período de tempo (PETERSON *et al.*, 1998). Porém, a aferição por meio de coletores de acumulação tem suas limitações, apresentando cobertura espacial incompleta, principalmente em áreas oceânicas e pouco povoadas, além de erros associados à velocidade dos ventos, evaporação, instrumentação e coleta (MICHELSON, 2004).

Em contrapartida, o avanço de tecnologias de sensores passivos e ativos embarcados em satélites destinados a estudos meteorológicos e ambientais, hoje,

disponibilizam dados razoavelmente completos, que permitem que essas medições de precipitação sejam feitas do espaço, de maneira a cobrir e complementar o monitoramento *in situ* das estações e melhorar nosso entendimento do ciclo hidrológico sob projeções futuras (CUI *et al.*, 2019).

A precipitação é uma das variáveis climáticas que mais se beneficia das observações de satélite. É um componente fundamental do ciclo da água, e sua intensidade, duração, frequência e estado físico são tão importantes quanto os volumes acumulados. Felizmente, sensores modernos são capazes de observar várias componentes do ciclo d'água, oferecendo, pela primeira vez, um quadro quantitativo dos mecanismos que se entrelaçam e, muitas vezes, são de natureza muito complexa (LAKSHMI, 2014).

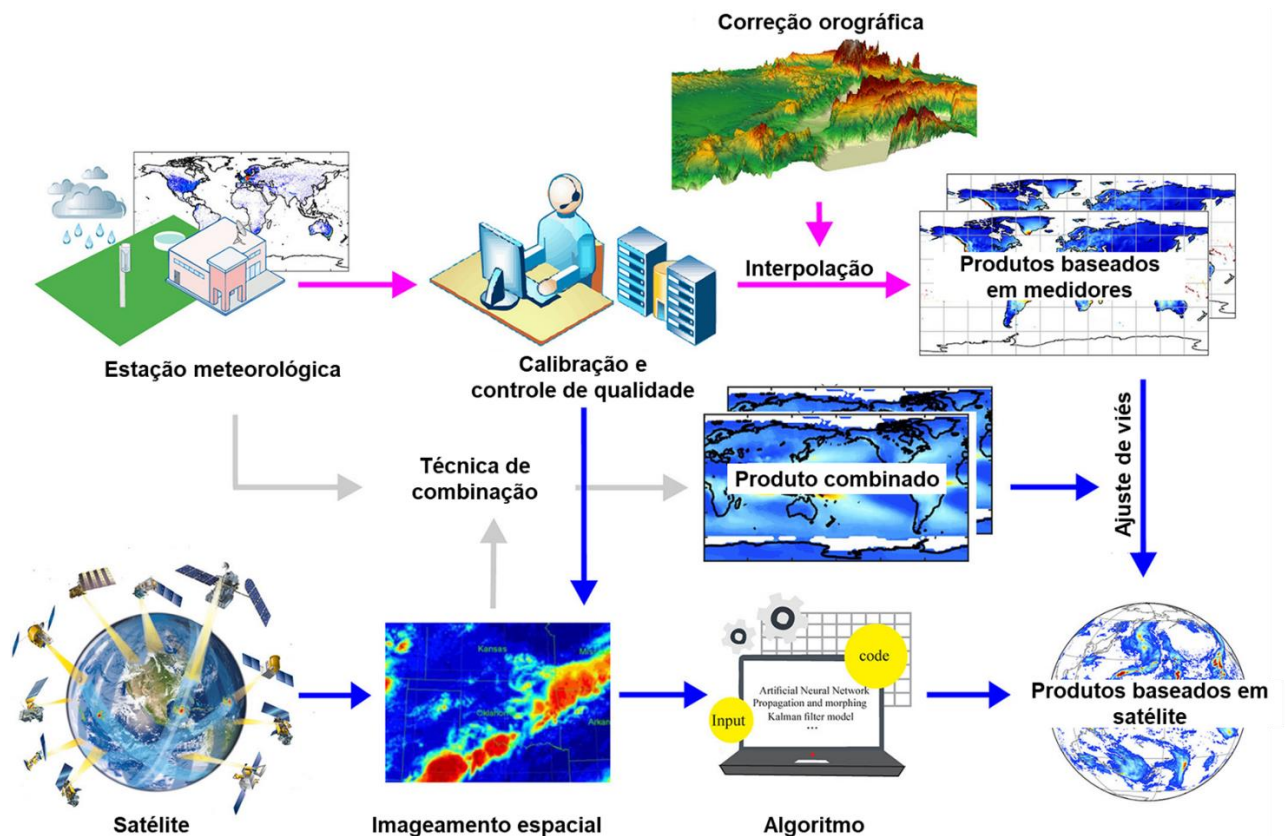
O lançamento de sensores passivos de micro-ondas a partir dos anos 1980 trouxeram consigo as informações necessárias para um estudo mais completo das nuvens, em oposição as informações obtidas anteriormente. Entretanto, foi somente em 1997, com o lançamento da missão *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) (HUFFMAN *et al.*, 2007; KUMMEROW *et al.*, 1998), que o primeiro sensor ativo de micro-ondas introduziu mais informações diretas sobre a estrutura tridimensional da precipitação nas nuvens. A utilização do radar de precipitação demonstrou a importância do sensoriamento horizontal e vertical da estrutura da nuvem para melhorar as medições da precipitação em níveis locais e globais. O TRMM foi, então, seguido pela missão *CloudSat* (STEPHENS *et al.*, 2002) em 2006 e, posteriormente, pela missão *Global Precipitation Measurement* (GPM) (HOU *et al.*, 2014) em 2014, equipado com um novo radar de precipitação de duas frequências, combinando sensores passivos e ativos de micro-ondas e infravermelho (JUNQUEIRA *et al.*, 2022; SUN *et al.*, 2017).

Essas missões tiveram, como propósito, aprofundar nosso entendimento da precipitação global e sua variabilidade espaço-temporal como um componente central do clima, do tempo e dos sistemas hidrológicos (LEVIZZANI; CATTANI, 2019). Com os instrumentos de ondas de infravermelho e micro-ondas, as observações de satélite passam a compensar as deficiências antigas, fornecendo uma cobertura espacial mais homogênea e temporalmente mais completa para vastas áreas do globo (HUFFMAN *et al.*, 2019).

A necessidade de conjuntos de dados de precipitação adequados e espacialmente distribuídos levou ao desenvolvimento de vários produtos de medição

por satélite (Figura 4). Como exemplo de produtos que permeiam os interesses deste trabalho, podem ser citados o *Global Land Data Assimilation System* (GLDAS) (BEAUDOING; RODELL, 2020), o *Integrated Multi-satellite Retrievals for Global Precipitation Measurement* (GPM – IMERG) (HUFFMAN *et al.*, 2019) e a versão adaptada para o Brasil do *Operational Simplified Surface Energy Balance* (SSEBop BR) (ANA, 2020; SUN *et al.*, 2017).

Figura 4. Fluxograma das etapas de elaboração dos produtos baseados em observações de satélite.



Fonte: Modificado de Sun *et al.* (2017).

Produtos como estes fornecem estimativas precisas dos parâmetros climáticos em diferentes regiões do mundo (LI *et al.*, 2018; WANG *et al.*, 2017), assegurando melhor representação e compreensão dos processos hidrológicos em pequenas e grandes bacias (JUNQUEIRA *et al.*, 2022). Assim, os algoritmos que integram os sistemas de radares propiciam uma visão mais holística da dinâmica do ciclo hidrológico e fornecem uma referência confiável para a calibração de radares em superfície, o que tem produzido um progresso notável no âmbito das ciências climáticas (ROZANTE *et al.*, 2018).

Segundo Abbaspour *et al.* (2015), avanços futuros na modelagem hidrológica dependem do progresso na disponibilidade de dados de sensoriamento remoto. Neste meio, a geração contínua de dados precisos com erros associados também favorece a aplicação de modelos geoestatísticos, que são excelentes ferramentas para a gestão dos recursos hídricos (SHALINI *et al.*, 2012). Em vista disso, as descobertas acerca dos mecanismos do ciclo d'água por meio do sensoriamento remoto possibilitam que cientistas e profissionais enfrentem os desafios apresentados pela gestão dos recursos hídricos para o desenvolvimento sustentável em áreas com redes de monitoramento *in situ* esparsas (BATTAGLIA *et al.*, 2020).

3.4 Modelos numéricos

A aplicação de modelos é útil para realização de prognósticos e projeções de eventos futuros em diversas situações (ABBASPOUR *et al.*, 2015). Os modelos numéricos possibilitam estimativas valiosas para a previsão de eventos hidrológicos, tais como cheias, secas e a disponibilidade hídrica, auxiliando na tomada de decisões embasadas em dados concretos e contribuindo para o melhor entendimento e gerenciamento dos recursos hídricos e do ambiente em que estão inseridos (CALDEIRA *et al.*, 2019; KARAMOUZ *et al.*, 2013).

Um modelo é uma abstração da realidade, e sua principal finalidade é entender melhor a resposta dos processos por meio de observações ou deduções. A elaboração de um determinado modelo envolve a tentativa de reproduzir um fenômeno com base em suposições assumidas e o seu uso é justificado quando se deseja representar um sistema e as alterações que ocorrem nele (HIPEL; MCLEOD, 1994; TUCCI, 2005).

Esses modelos são representações matemáticas que abstraem a realidade hidrológica, permitindo a simulação e análise de sistemas complexos, como bacias hidrográficas, rios e reservatórios. Ao empregar essas abstrações, é possível reproduzir características específicas ou até mesmo o comportamento completo de um fenômeno hidrológico em diferentes condições, como variações de vazão, níveis de água e padrões climáticos (MANZIONE, 2018).

Os modelos numéricos podem ser divididos em duas classes principais: modelos determinísticos e modelos estocásticos. Os modelos determinísticos se baseiam em equações e leis da física relacionadas ao processo em estudo, o que lhes

permite descrever o comportamento do sistema analisado (MANZIONE, 2018). Estes modelos fornecem resultados exatos, tornando-os valiosos para aplicações que requerem alta acurácia nas previsões.

Por outro lado, os modelos estocásticos operam sob a perspectiva da probabilidade e adotam uma abordagem estatística. Esses modelos são ideais para situações em que o processo é influenciado por incertezas e aleatoriedades, uma vez que conseguem lidar com essa variabilidade (VON ASMUTH *et al.*, 2002; VON ASMUTH *et al.*, 2012). Ao considerar as chances de ocorrência de eventos específicos, os modelos estocásticos fornecem informações valiosas sobre as possíveis variações e distribuições dos resultados (HEUVELINK; PEBESMA, 1999).

A escolha entre modelos determinísticos e estocásticos depende das características do problema e dos objetivos da modelagem (CRYER; CHAN, 2008). No primeiro caso, os modelos determinísticos exigem dados de entrada em maior número e com maior confiabilidade para que as hipóteses possam ser testadas. No segundo caso, os modelos estocásticos permitem que incertezas sejam incorporadas no componente de erro (ou ruído) do modelo e que sejam passíveis de mensuração, possibilitando determinar as limitações do método (CALDEIRA *et al.*, 2019).

Em análises ambientais, os erros da modelagem de dados podem começar desde a etapa de coleta dos dados, seja por erro humano ou de instrumentação, estendendo-se à escolha do modelo adotado, a sua aplicação e interpretação (HEUVELINK; PEBESMA, 1999). Portanto, a aplicação de modelos estocásticos em estudos hidrológicos tem como propósito incorporar essas incertezas ao modelo e melhorar a compreensão e a identificação dos processos observados a partir dos dados amostrados (KARAMOUZ *et al.*, 2013; TUCCI, 2005).

3.4.1 Séries temporais

A ausência de conhecimento acerca dos processos físicos do ciclo hidrológico resultou no aumento do uso de abordagens estatísticas no campo das predições, incorporação de incertezas e análise de eventos extremos (KARAMOUZ *et al.*, 2013). Neste contexto, o estudo de séries temporais se revela essencial para compreensão da dinâmica dos processos ambientais ao longo do tempo, e contribui no direcionamento da sociedade e seus gestores para tomada de decisões mais assertivas (MANZIONE *et al.*, 2012).

A característica principal de uma série temporal é a dependência entre as observações. Ou seja, os dados coletados, quando associados a uma escala temporal, podem ser representados como uma série temporal (MANZIONE, 2018; SHALINI *et al.*, 2012). Neste sentido, a utilização de modelos de séries temporais pode auxiliar na hora de simular e prever o comportamento de sistemas hidrológicos, partindo de uma abordagem estatística. Esses modelos são construídos com base em leis probabilísticas, conhecidos como modelos estocásticos (HIPEL; MCLEOD, 1994).

Os modelos estocásticos se baseiam na expectativa de alcançar determinado valor, considerando a aleatoriedade do processo em análise e as chances de que certo evento aconteça (TUCCI, 2005). Ainda assim, apresentam soluções importantes, capazes de inferir a distribuição espaço temporal das variáveis de interesse, considerando os níveis de incerteza ou de desconhecimento das estimativas (HEUVELINK; PEBESMA, 1999).

Para fazer inferências sobre processos estocásticos em modelos de séries temporais, é comum fazer simplificações e suposições. A suposição mais importante neste processo é de assumir a estacionariedade da série, ou seja, assumir que as suas propriedades estatísticas não se alteram ao longo do tempo (CRYER; CHAN, 2008). Porém, na prática, muitas séries temporais são não estacionárias, apresentando tendência e até mesmo uma sazonalidade. Neste caso, transformações podem ser feitas para remover tendências e fontes de não estacionariedade das séries (MANZIONE, 2015).

Como exemplo dos modelos de séries temporais mais utilizados na literatura, temos: Processos Autoregressivos (AR); Processos Média Móvel (MA); Processos Autoregressivos Média Móvel (ARMA); Processos Autoregressivos Integrando Média Móvel (ARIMA); e Processos Sazonais Autoregressivos Integrando Média Móvel (SARIMA) (BOX; JENKINS, 1976; CRYER; CHAN, 2008).

De modo geral, em um processo AR as observações da série são dependentes entre si, mas a influência das observações passadas sobre as observações futuras diminui com o tempo, até que se tornam aleatórios. Já em um processo de MA, as observações de um determinado instante aleatório são dependentes da média de um ou mais intervalos de observações passadas (HIPEL; MCLEOD, 1994). Por vezes, uma série pode conter características de ambos processos, em que uma correlação existente entre as primeiras observações tende a diminuir lentamente, e, posteriormente, exibir uma variação brusca do coeficiente de correlação (MANZIONE,

2015). Essa combinação resulta em um processo ARMA, quando as séries são estacionárias, ou em um processo ARIMA, quando as séries são não estacionárias. Ainda assim, quando este processo advém de um efeito de sazonalidade, é chamado de SARIMA (HEUVELINK; PEBESMA, 1999).

Na construção dos modelos de séries temporais, são distintos três passos básicos que simplificam a sua elaboração, sendo eles: identificação; estimativa (calibração); diagnóstico e checagem (verificação) (BOX; JENKINS, 1976). A análise dos gráficos das séries temporais permite a identificação do modelo que melhor representa os dados, e pode ser combinada com funções de autocorrelação (FAC) e autocorrelação parcial (FACP) para complementar na avaliação e no diagnóstico de componentes como sazonalidade, tendência, tipo de processo e sua ordem. Ainda assim, baseado principalmente na análise de resíduos, a FAC e a FACP são utilizadas também como ferramenta na verificação do ajuste do modelo e na validação das hipóteses propostas (CRYER; CHAN, 2008; MANZIONE, 2015).

Segundo Tankersley *et al.* (1993), modelos de séries temporais são frequentemente aplicados à previsão dos níveis de água subterrânea desde 1980. A partir da literatura consultada, observa-se que há ampla aplicação de modelos ARIMA, devido à sua flexibilidade e simplicidade na representação das séries temporais, e da análise de tendência não paramétrica para as variáveis hidrológicas e climáticas (JAISWAL *et al.*, 2015; KUMAR; RATHNAM, 2019; MANZIONE *et al.*, 2012; SHALINI *et al.*, 2012; TAKAFUJI *et al.*, 2019).

3.4.1.1 Modelo PIRFICT

No trabalho de Von Asmuth *et al.* (2002), os autores apresentam um novo método de análise de séries temporais, uma alternativa a modelos de Função de Transferência de Ruído (FTR), denominado como Função de Impulso e Resposta Pré-definida Em Tempo Contínuo, ou do inglês, PIRFICT (*Predefined Impulse Response Function In Continuous Time*). Posteriormente, Von Asmuth *et al.* (2008) estendem sua formulação para múltiplas séries de entrada, como precipitação, evapotranspiração, fluxo de base, testes de bombeamento, intervenções antrópicas, tendências e não linearidades. Desta maneira, o modelo PIRFICT detalhado em Von Asmuth (2012) e publicado como *software*, Menyanthes (VON ASMUTH *et al.*, 2012), apresenta várias vantagens práticas em relação a modelos tradicionais, pois permite

a integração de dados e métodos físicos, facilitando a interpretação sobre o comportamento físico do processo. Portanto, uma descrição completa de todas as formulações estatísticas e matemáticas utilizadas pelo modelo PIRFICT é encontrada na tese de Von Asmuth (2012).

A diferença do modelo PIRFICT em relação a modelos ARIMA tradicionais, de tempo discreto ou contínuo, é a sua formulação a partir de uma integral de convolução (tempo contínuo) ao invés de uma equação diferencial (VON ASMUTH *et al.*, 2012). No PIRFICT o comportamento físico de um sistema pode ser implementado diretamente no modelo como uma função de resposta, por exemplo, como uma solução analítica para a equação diferencial. Portanto, as funções de resposta contínuas tendem a conter menos parâmetros do que suas contrapartes em modelos ARMA, porque, diferentemente destes, o número de parâmetros dos modelos PIRFICT não está ligado à frequência do modelo (VON ASMUTH *et al.*, 2002).

Além disso, os resultados de modelos de séries temporais podem ser combinados usando momentos das Funções de Impulso e Resposta (FIR), corrigindo as FTR obtidas para determinada frequência do modelo. Esta formulação é pautada no fato de que as FTR em um modelo de séries temporais devem ter uma base física, pelo menos quando aplicada a fenômenos físicos como o caso de flutuações do nível do lençol freático. Como resultado, os modelos PIRFICT são forçados a mostrar um comportamento fisicamente plausível em resposta à diferentes perturbações (MANZIONE, 2018).

A filosofia básica da formulação do Menyanthes em relação ao gerenciamento de dados é que os dados originais nunca sejam excluídos ou modificados. Portanto, as características apresentadas acima permitem que o modelo PIRFICT manipule os dados de séries temporais do jeito que foram coletados, sem necessidade de interpolação, preenchimento de lacunas e/ou etapas de discretização de tempo que acompanham os modelos ARMA. Na prática, essa é uma limitação dos modelos ARMA tradicionais, visto que as séries temporais de nível de águas subterrâneas são geralmente coletadas manualmente, e, portanto, tendem a ser não equidistantes e conter dados ausentes (VON ASMUTH *et al.*, 2002).

Assim como as séries de nível das águas subterrâneas, a maioria das séries temporais ambientais compartilham a característica comum de que as observações (e os erros de qualquer modelo determinístico aplicado a elas) são auto correlacionadas. No caso de modelos de séries temporais tradicionais ou modelos FTR, os erros da

parte determinística ou da função de transferência são modelados em um modelo de ruído separado (VON ASMUTH, 2012).

No Menyanthes, o modelo de ruído é uma parte muito importante para o processo de otimização dos parâmetros e para lidar com os dados espaçados irregularmente, mas também para fins de previsão, prognóstico e simulação estocástica. Aqui, é usado um modelo de ruído contínuo no tempo, baseado no processo de Ornstein-Uhlenbeck (UHLENBECK; ORNSTEIN, 1930 apud VON ASMUTH *et al.*, 2012) conforme Equação 2:

$$r(t) = \int_{-\infty}^t \phi(t - \tau) \partial W(\tau) \quad (2)$$

onde: $\mathbf{r}(t)$ é o modelo dos resíduos; $\phi(t)$ é a função de transferência de impulso/resposta (IR); $\phi(\tau)$ é a função IR do ruído; e $W(\tau)$ é um processo de ruído branco contínuo.

Essa formulação do modelo de ruído passa a ser utilizada no modelo PIRFICT, pois consegue lidar com dados auto correlacionados de frequência irregular de forma eficaz (VON ASMUTH; BIERKENS, 2005).

De modo geral, o Menyanthes foi desenvolvido para descrever o comportamento de um sistema linear de entrada e saída a partir da sua FIR, da seguinte maneira: (1) Os componentes de transferência descrevem a parte do processo de oscilação dos níveis que pode ser explicada pelas séries de entrada (precipitação, evapotranspiração, bombeamento, abstrações, fluxo do rio, entre outros) a partir de uma transformação linear dessas séries de entrada; (2) O modelo de ruído descreve a estrutura autorregressiva das diferenças entre os níveis observados e a soma dos componentes de transferência. Sendo que o parâmetro de entrada do modelo de ruído é uma série de perturbações independentes e identicamente distribuídas, com média zero e variância finita e constante, que é o ruído branco.

O modelo PIRFICT foi originalmente formulado e aprimorado em trabalhos desenvolvidos para descrever a variação de níveis freáticos de diques na Holanda (VON ASMUTH *et al.*, 2002; VON ASMUTH; BIERKENS, 2005; VON ASMUTH *et al.*, 2008; VON ASMUTH, 2012). No Brasil, os exemplos de aplicações do modelo PIRFICT, apesar de restritos, aparecem em maior número após o desenvolvimento

da interface do Menyanthes (VON ASMUTH *et al.*, 2012), com os trabalhos no Cerrado em área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani (MANZIONE *et al.*, 2012) e em áreas agrícolas e florestais sob diferentes regimes de relevo no Sistema Aquífero Bauru (NAVA; MANZIONE, 2015; SOLDERA; MANZIONE, 2012). Esses e outros trabalhos são abordados em Manzione (2018), que apresenta uma visão mais completa do desenvolvimento, formulação e aplicações do modelo.

3.5 Isótopos estáveis

Os estudos que utilizam isótopos estáveis em águas subterrâneas são baseados na diferença entre a composição isotópica da precipitação e das águas subterrâneas, permitindo a identificação e quantificação das fontes de recarga, além de fornecer informações a respeito dos tempos e controles climáticos sobre os processos de interação entre as águas superficiais e subterrâneas (JASECHKO, 2019).

A utilização sistemática desta ferramenta em estudos hidrológicos e climáticos se inicia com a criação da Rede Global de Isótopos na Precipitação – GNIP (*Global Network of Isotopes in Precipitation*), fundada em 1958 pela Agência Internacional de Energia Atômica – IAEA (*International Atomic Energy Agency*) em cooperação com a Organização Meteorológica Mundial - WMO (*World Meteorological Organization*) (GASTMANS *et al.*, 2021).

No Brasil, o estudo dos isótopos estáveis da água (^2H e ^{18}O) vem sendo empregados de maneira regular em estudos hidrogeológicos desde os anos 1960. Apesar do extensivo uso de dados isotópicos, o monitoramento da precipitação teve um hiato entre os anos de 1990 e 2008 (COTA *et al.*, 2013), retomado com a implantação da GNIP em território brasileiro (GASTMANS *et al.*, 2021).

Estudos hidrogeológicos brasileiros tiveram início motivados pela necessidade de se avaliar as águas subterrâneas no semiárido, investigar os processos de salinização associados e compreender a movimentação da água na Bacia Amazônica (SILVEIRA; SILVA Jr., 2002). As primeiras determinações isotópicas em águas do SAG foram realizadas por Matsui (1971) e, somente na década de 80, surgiram os primeiros estudos regionais, desenvolvidos por Gallo & Sinelli (1980) e Silva (1983) e, posteriormente, por Kimmelman *et al.* (1986, 1989, 1995) (KIRCHHEIM *et al.*, 2019). Recentemente, os trabalhos de ANA (2016), Gastmans *et al.* (2017b) e Chang *et al.*

(2020) incorporaram dados isotópicos para identificar e compreender os processos de recarga no SAG (GASTMANS *et al.*, 2021).

A dissertação apresenta a importância dos isótopos para a hidrologia e se limita a explicar o mecanismo que causa as variações isotópicas. Descrições mais detalhadas acerca da situação dos isótopos estáveis de hidrogênio e oxigênio em território brasileiro, com o contexto histórico e exemplos das aplicações nas águas subterrâneas e superficiais, são apresentados na revisão de Gastmans *et al.* (2021).

Na hidrologia, os isótopos estáveis são uma ferramenta auxiliar na compreensão dos processos hidrológicos que levam à precipitação, pois fornecem informações importantes sobre a movimentação da água no meio ambiente, inclusive em relação à recarga das águas subterrâneas (COPLEN *et al.*, 2000; MILLER, 2019). Combinadas com outras técnicas convencionais, as técnicas isotópicas permitem identificar importantes processos que impactam na qualidade, resiliência e sustentabilidade das águas subterrâneas para gestão responsável dos aquíferos (JASECHKO, 2019).

Isótopos estáveis de oxigênio e hidrogênio formam moléculas inertes e conservativas em relação às suas proporções e, portanto, são utilizados mundialmente como traçadores. Três isótopos de oxigênio ($^{16}\text{O}/^{17}\text{O}/^{18}\text{O}$) e três de hidrogênio ($^1\text{H}/^2\text{H}/^3\text{H}$) são comuns na natureza, sendo que os isótopos que são estáveis e são mais utilizados na hidrogeologia isotópica são: o oxigênio-16 (^{16}O) e o oxigênio-18 (^{18}O), respectivamente de abundância 99.769% e 0.204%, e o hidrogênio (^1H) e o deutério (^2H), de abundância 99,985% e 0,015% (CLARK; FRITZ, 1997).

O ^{18}O é considerado um ótimo traçador e é amplamente utilizado em estudos climáticos e hidrogeológicos por ser o segundo isótopo de oxigênio mais abundante, ser estável e apresentar uma relação linear com o conteúdo de ^2H , como apresentado por Craig (1961).

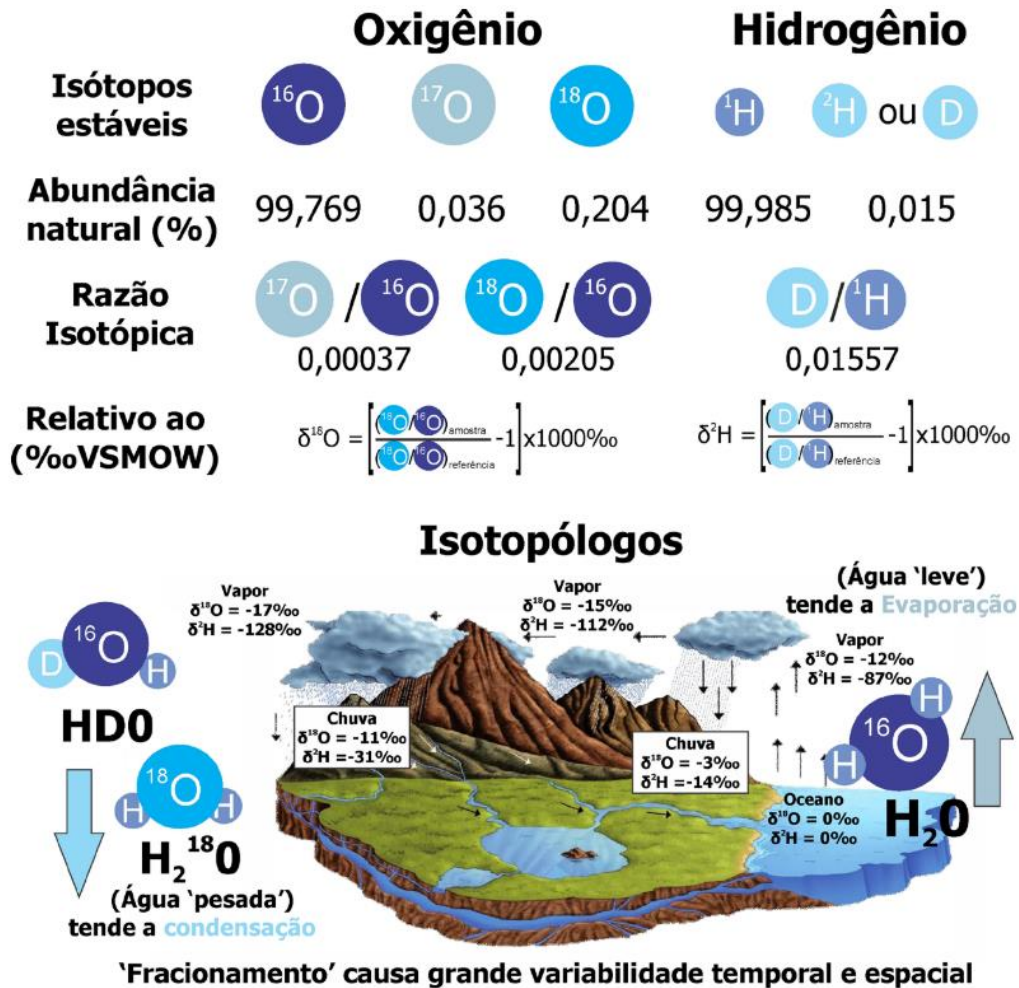
Em se tratando da quantificação do conteúdo isotópico de ^{18}O e ^2H , as medidas utilizadas não são absolutas. Essa representação é relativa e em partes por mil (‰), em que a razão entre o isótopo menos abundante (pesado) e o mais abundante (leve) é expressa pela letra grega delta (δ). Essa notação é baseada na diferença das razões isotópicas das amostras em relação a uma referência internacional com valor conhecido, no caso, o *Vienna Standard Mean Ocean Water* (VSMOW) (Equação 3).

$$\delta^{18}O \text{ ou } \delta^2H = \left(\frac{\frac{^{18}O(ou \ ^2H)}{^{16}O(ou \ ^1H)}_{amostra} - \frac{^{18}O(ou \ ^2H)}{^{16}O(ou \ ^1H)}_{padr\tilde{a}o}}{\frac{^{18}O(ou \ ^2H)}{^{16}O(ou \ ^1H)}_{padr\tilde{a}o}} \right) \times 1000(\text{‰}) \quad (3)$$

O VSMOW é uma referência estabelecida pela IAEA, calibrada a partir da composição isotópica de amostras de água do mar destilada. Portanto, valores positivos de δ indicam razões isotópicas acima do padrão VSMOW, e valores negativos de δ indicam razões abaixo (CLARK; FRITZ, 1997).

Durante as mudanças de fase da água, ocorrem variações de suas abundâncias relativas, originando moléculas de água distintas (Figura 5). Essas variações espaciais e temporais refletem nas diferentes razões isotópicas das moléculas de água, e estão associadas ao processo físico-químico conhecido como fracionamento isotópico.

Figura 5. Esquema da variação dos isótopos estáveis da água no ciclo hidrológico.



Na parte superior da figura é apresentado os isótopos estáveis de hidrogênio e oxigênio, com suas abundâncias naturais e as razões associadas a essa abundância. Na parte inferior, é ilustrado um esquema da movimentação dos isótopos nos reservatórios e suas respectivas proporções conforme ocorre o fracionamento isotópico. Fonte: Gastmans *et al.* (2021).

De modo geral, existem três tipos de fracionamento isotópico: (1) fracionamento isotópico de equilíbrio - associados a processos de condensação (na formação de nuvens, gotículas de gelo e chuva); (2) fracionamento cinético - relacionado aos processos de evaporação da água (tanto da superfície do solo quanto de corpos d'água e durante a queda das gotas de chuva); e (3) fracionamento por difusão molecular – ligado às diferentes mobilidades dos isótopos (isotopólogos mais leves tendem a difundir e reagir mais rapidamente que os pesados sob as mesmas condições) (JASECHKO, 2019; MOOK, 2000).

O processo de fracionamento tem ainda dependência da temperatura, o que resulta em uma grande variabilidade espacial e temporal das assinaturas isotópicas

(HORITA *et al.*, 2008). Portanto, entender este processo é essencial na compreensão da dinâmica da movimentação da água em uma bacia, pois permite avaliar quantitativamente a relação entre os tempos e controles climáticos sobre os processos de interação entre as águas superficiais e subterrâneas.

3.5.1 Modelo de mistura de isótopos estáveis

Os primeiros usos de isótopos estáveis em modelos de mistura datam da década de 1970, quando a análise do conteúdo de ^{18}O em amostras de água superficial começa a ser utilizada em equações de balanço de massa junto a métodos de separação de hidrogramas (FRITZ *et al.*, 1976; MOOK *et al.*, 1974; SKLASH *et al.*, 1976). Neste mesmo sentido, o uso do ^2H foi incorporado poucos anos mais tarde a partir do trabalho de Hermann *et al.* (1978).

De modo geral, a análise dos isótopos estáveis em águas subterrâneas é baseada na comparação entre a assinatura isotópica da precipitação (anual e/ou sazonal) e a assinatura das águas subterrâneas (JASECHKO, 2019). Acerca disso, o emprego de modelos de mistura de isótopos estáveis, ou SIMM's (*Stable Isotopes Mixing Models*), pode ser utilizado em diversas situações: desde modelos de simples mistura para a identificação das fontes de água a modelos que viabilizam a determinação de tempos de residência, frações de contribuição das fontes e identificação de componentes adicionais do sistema (BUTTLE, 1994; KLAUS; MCDONNELL, 2013).

Para situações mais complexas, existem modelos de mistura capazes de descrever o fluxo de água subterrânea a partir de modelos de parâmetros agrupados, do inglês, *lumped parameter models* (LPM). Como exemplo destes modelos, podem ser citados: fluxo em pistão (*Piston Flow Model* - PFM); fluxo exponencial (*Exponencial Mixing* - EM); exponencial-pistão (*Exponencial Piston Model* - EPM); fluxo parcial exponencial (*Piston Exponencial Model* - PEM) e dispersivo (*Dispersion Model* - DM) (MALOSZEWSKI & ZUBER, 1996).

Cada um destes LPM's consiste de uma equação específica para simular situações hidrogeológicas distintas, por isso possuem uma formulação mais complexa e exigem parâmetros adicionais de entrada (MALOSZEWSKI & ZUBER, 1994). Logo, em situações em que não há informações suficientes para aplicação dos LPM's, é necessário simplificar o contexto observado para a elaboração de um SIMM.

Consequentemente, um modelo de balanço de massa simples pode ser considerado suficiente para descrever o sistema em questão.

Neste caso, a diferença entre as assinaturas isotópicas das amostras analisadas permite reconhecer os controles climáticos sobre este processo e estimar a contribuição das águas da chuva e do rio para as águas subterrâneas ou vice-versa (JASECHKO *et al.*, 2014). Essa aplicação é fundamentada no fato de que as águas superficiais e subterrâneas apresentam pequenas variações sazonais na composição isotópica se comparadas com a precipitação (CLARK, 2015).

Portanto, a determinação das variações sazonais observadas na relação recarga/precipitação é uma resposta fundamental dos modelos de balanço de massa (HAMEED *et al.*, 2015).

4. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

4.1 Localização e contexto da área

A área de estudo abrange uma nascente em área de afloramento do SAG, na porção noroeste da sub-bacia do Alto Jacaré-Pepira. A sub-bacia possui uma área de 1.411,91 km² e contempla parte dos municípios de São Pedro, Torrinha, Brotas, Dourado, Dois Córregos, Ribeirão Bonito e Itirapina. Por sua vez, a sub-bacia está inserida na Bacia Hidrográfica do Rio Tietê-Jacaré (BH-TJ), que tem como principais rios o Tietê, Jacaré-Guaçu e Jacaré-Pepira e principais reservatórios o Bariri, Ibitinga e Lobo (IPT, 2010).

A área foi escolhida devido a sua importância para o SAG, pela facilidade de deslocamento e pela existência de equipamentos para monitoramento, instalados para coletar dados isotópicos de uma nascente (P1), um poço raso (P2) e um pluviômetro (P3) nos pontos assinalados na Tabela 1.

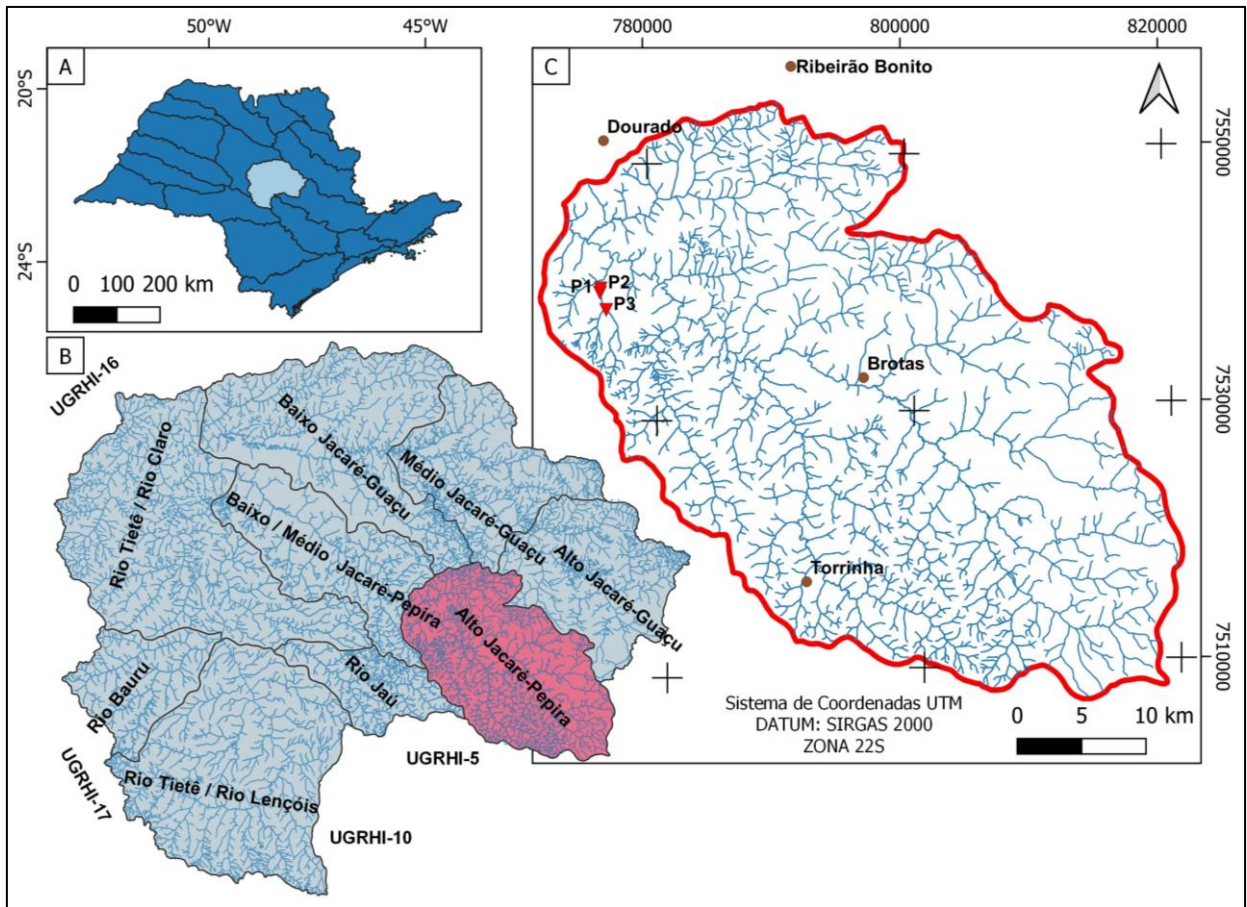
Tabela 1. Identificação e localização dos pontos monitorados.

Coleta de isótopos	Longitude	Latitude	Altitude
Nascente (P1)	O 48° 19' 23"	S 22° 13' 37"	482 m
Poço (P2)	O 48° 19' 20"	S 22° 13' 26"	491 m
Pluviômetro (P3)	O 48° 19' 07"	S 22° 14' 21"	520 m

A BH-TJ é localizada na porção central do estado de São Paulo, em importante local de afloramento do SAG, e possui uma área total de 15.918,3 km², com área de drenagem de 11.749 km² (CBH-TJ, 2017). Conforme a Lei nº 9.034/94 de 27/12/1994, que dividiu as bacias hidrográficas do Estado de São Paulo em 22 Unidades de Gerenciamento de Recursos Hídricos (UGRHI), a BH-TJ corresponde à UGRHI-13. A UGRHI-13 faz divisa com as UGRHI-5 (Piracicaba/Capivari/Jundiaí), UGRHI-9 (Mogi-Guaçu), UGRHI-10 (Tietê/Sorocaba), UGRHI-16 (Tietê-Batalha) e UGRHI-17 (Médio Paranapanema).

A divisão da BH-TJ em sub-bacias é tratada de maneira diferente dependendo do relatório de comitê utilizado. Aqui, será utilizada a nomenclatura das sub-bacias no relatório do IPT (2010), portanto, a UGRHI-13 foi separada em 9 sub-bacias, e o local de estudo encontra-se na sub-bacia do Alto Jacaré-Pepira (Figura 6).

Figura 6. Mapas de localização da área de estudo e subdivisão das UGRHI's no estado de São Paulo.



(A) Divisão das UGRHI's do estado de São Paulo com realce na área da UGRHI-13. (B) Delimitação das sub-bacias da UGRHI-13 com destaque em rosa da área da sub-bacia do Alto Jacaré Pepira. (C) Localização dos pontos monitorados durante o trabalho, com destaque ao perímetro da área da sub-bacia e cidades próximas. Fonte: Elaborado pelo autor.

As principais atividades econômicas desenvolvidas na região estão ligadas à indústria sucroalcooleira e ao processamento de cítricos, além de outros setores como papel, bebidas, calçados e metal mecânica. As principais culturas são a cana-de-açúcar, laranja, reflorestamento e pastagens. As vegetações naturais remanescentes de maior ocorrência são a Floresta Estacional Semidecidual e a Savana, que ocupam 9% da área da UGRHI (CBH-TJ, 2022).

Os usos da água na bacia são diversificados, contemplando: abastecimento urbano, transporte, navegação, pesca, aquicultura, irrigação, turismo, recreação, usos industriais e mineração. O conjunto desses usos contribuem para o aumento da vulnerabilidade da bacia hidrográfica (CETESB, 2016).

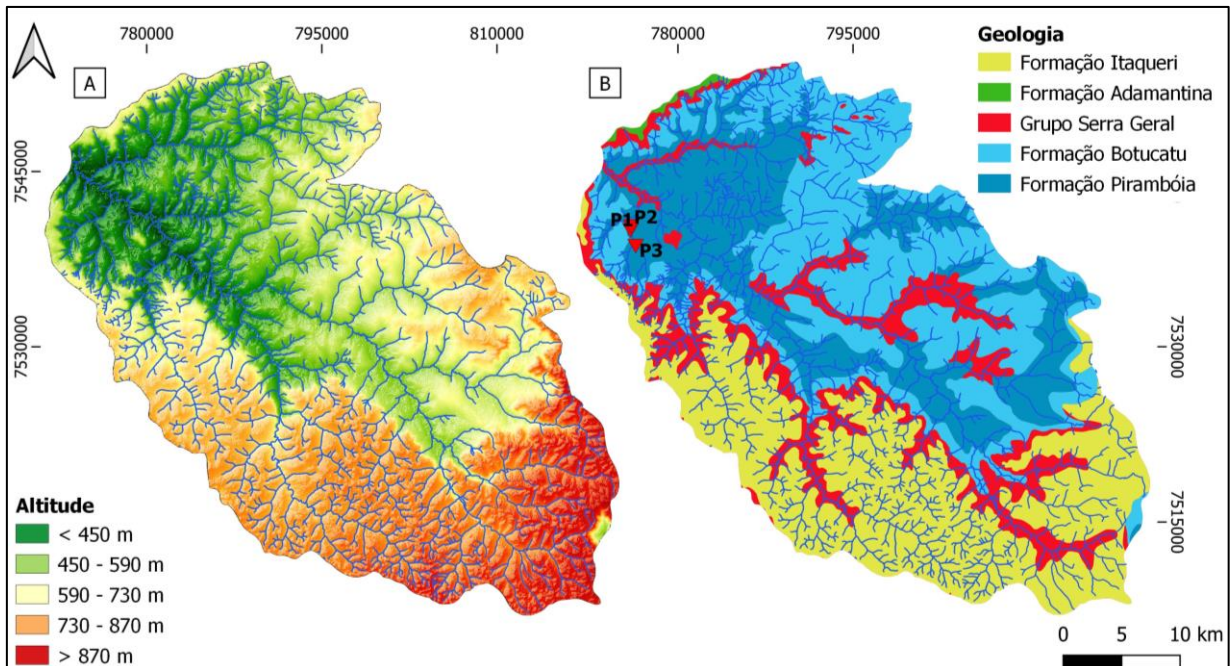
4.2 Geologia e morfologia

Segundo a divisão geomorfológica do estado de São Paulo, a UGRHI-13 está localizada entre duas províncias geomorfológicas, o Planalto Ocidental Paulista e as Cuestas Basálticas (IPT, 1981). O Planalto Ocidental Paulista, definido como uma das províncias geomorfológicas do estado de São Paulo por Almeida (1964), corresponde aos derrames basálticos que cobrem as unidades sedimentares da Bacia do Paraná e às coberturas sedimentares cenozoicas e quaternárias depositadas a cima dos basaltos. Esta província está mais presente no lado oeste da bacia e tem como característica um relevo de colinas levemente ondulado.

A sub-bacia do Alto Jacaré-Pepira está inserida no contexto geológico da Bacia Sedimentar do Paraná. Está assentada, em sua maior parte, sobre as rochas das formações Piramboia, Botucatu e Grupo Serra Geral, além das rochas sedimentares do Grupo Bauru e sedimentos pertencentes à Formação Itaqueri, situados nas serras de São Carlos, de idade cretácea a cenozoica, e sobre sedimentos aluvionares quaternários associados à rede de drenagem (IPT, 2010; RABELO, 2006).

Juntas, as formações Piramboia e Botucatu ocupam mais de 50% da área da sub-bacia do Alto Jacaré-Pepira. Já as rochas do Grupo Serra Geral se apresentam sob a forma de diversos planaltos e transições interplanálticas, caracterizadas pelos derrames de rochas básicas que sobrepõem os depósitos das formações Piramboia e Botucatu (IPT, 2006) (Figura 7).

Figura 7. Mapa de elevação do terreno (A) e mapa geológico (B) da sub-bacia do Alto Jacaré-Pepira, com localização dos pontos de monitoramento.



Pontos monitorados: P1 (nascente); P2 (poço de monitoramento); P3 (pluviômetro). Datum: SIRGAS 2000, Zona 22S. Fonte: Elaborado pelo autor.

Em geral, nas sub-bacias da UGRHI-13, a maior parte dos terrenos apresentam declividades baixas a muito baixas, sendo que, em especial, a sub-bacia do Alto Jacaré-Pepira apresenta as maiores declividades, com 21% de sua área total apresentando declividade entre 6% e 12%, e 9,7% da área apresentando declividade acima de 12% (IPT, 2006). Já em relação aos sistemas de relevo, predominam Colinas Amplas (67,8%) e Colinas Médias (14,7%), além da ocorrência significativa de Escarpas Festonadas (8,9%).

4.3 Hidrogeologia

Na bacia, as captações de água subterrânea são provenientes de três sistemas de aquíferos: o Bauru, o Guarani e o Serra Geral. Neste contexto, o SAG, objeto de estudo deste trabalho, merece um destaque, não só devido às maiores vazões, mas também porque o território da UGRHI-13 constitui uma importante área de afloramento do aquífero (CBH-TJ, 2017).

O SAG é um enorme sistema hidrogeológico que corresponde a uma área de mais de 1.000.000 km², localizado principalmente na Bacia Hidrográfica do Rio

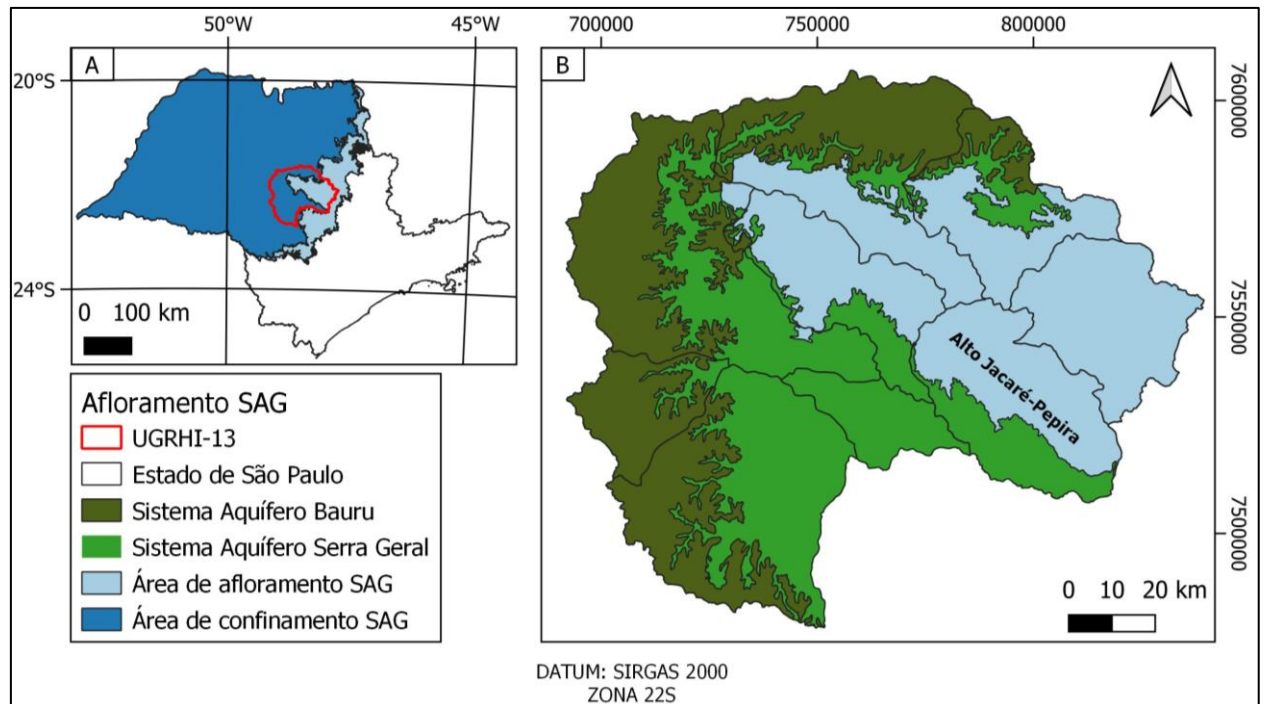
Paraná. O aquífero se estende por vários estados brasileiros, como também pelo Paraguai, Uruguai e Argentina, servindo como importante fonte de água potável para mais de 90 milhões de pessoas (GASTMANS *et al.*, 2010).

O SAG é composto pelos arenitos de granulação média a fina, depositados em ambiente fluviolacustre e eólico, que constituem a Formação Piramboia, e pelos arenitos eólicos da Formação Botucatu (IPT, 2006). É caracterizado como um aquífero granular, contínuo e homogêneo, regionalmente livre a predominantemente confinado pelos espessos derrames basálticos do Grupo Serra Geral. Nas áreas de afloramento, a sua espessura varia de aproximadamente 100 m, até mais de 400 m nas áreas centrais confinadas (CETESB, 2022).

Existem dois mecanismos que são descritos na literatura como responsáveis pela recarga do aquífero, sendo um principal, por infiltração direta através das zonas de afloramento, e um secundário, por infiltração indireta através de fraturas nos basaltos do Grupo Serra Geral (RABELO, 2006).

No estado de São Paulo, o SAG caracteriza-se como manancial de interesse regional, e ocupa aproximadamente 76% do seu território. As áreas de afloramento do SAG representam apenas uma parte da área de recarga do aquífero. Entretanto, as áreas de afloramento do SAG são os locais que exibem maior vulnerabilidade à poluição das águas subterrâneas (OEA, 2009). Na região que abrange a UGRHI-13, o SAG ocorre livre e confinado, com as áreas aflorantes ocupando 3.682,55 km², cerca de 31,20% da área total (CETESB, 2016) (Figura 8).

Figura 8. Mapa de localização das unidades aquíferas na região de estudo.



(A) Áreas de afloramento e confinamento do SAG no estado de São Paulo, com destaque à localização da UGRHI-13. (B) Distribuição das unidades aquíferas aflorantes na área da UGRHI-13. Fonte: Elaborado pelo autor.

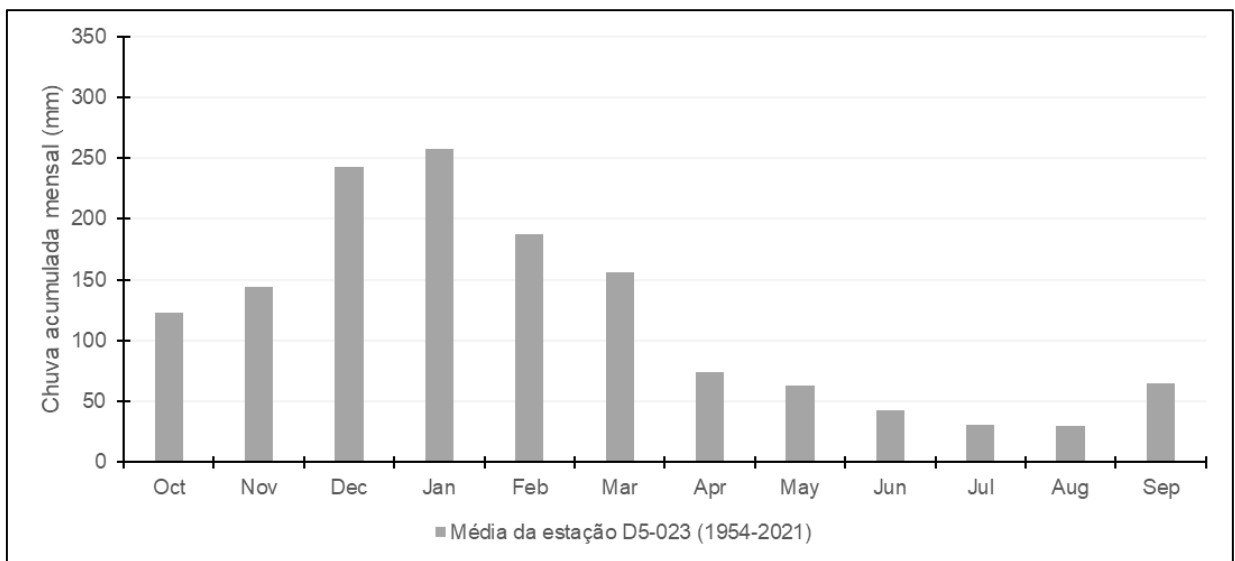
Segundo o relatório do Plano de Desenvolvimento e Proteção Ambiental, de 2010, no estado de São Paulo havia cerca de 2 mil poços cadastrados em mais de 100 municípios, que utilizam água direta do aquífero, sendo 15% destes em área de afloramento e 85% em área confinada (IPT, 2006; IPT, 2010). Já em 2021, com uma população de 1.676.436 habitantes, 97% dos municípios da UGRHI-13 utilizam alguma parcela de águas subterrâneas em um regime misto para abastecimento público, sendo que 70% destes usam exclusivamente fontes de água subterrânea. Na bacia, a exploração de água subterrânea já alcançou níveis críticos, atingindo a vazão outorgada de 94,9% da reserva explotável (CETESB, 2022).

4.4 Clima

A distribuição das chuvas no estado de São Paulo está associada ao domínio das massas tropicais (continental e marítima) e polares, com correntes de sul e leste (IPT, 2006). O clima da região, segundo a classificação de Köppen, é definido como tropical úmido, com verão quente e úmido e inverno seco.

As chuvas concentram-se, de maneira geral, de outubro a março, representando 80% da chuva do ano, mas com diferenciações quanto ao mês mais chuvoso. Já o período de menor pluviosidade ocorre de abril a setembro, e o mês mais seco do ano varia entre junho e agosto, como acontece em praticamente todo o Estado de São Paulo (Figura 9).

Figura 9. Gráfico do volume acumulado médio mensal da série histórica de chuva da estação D5-023.



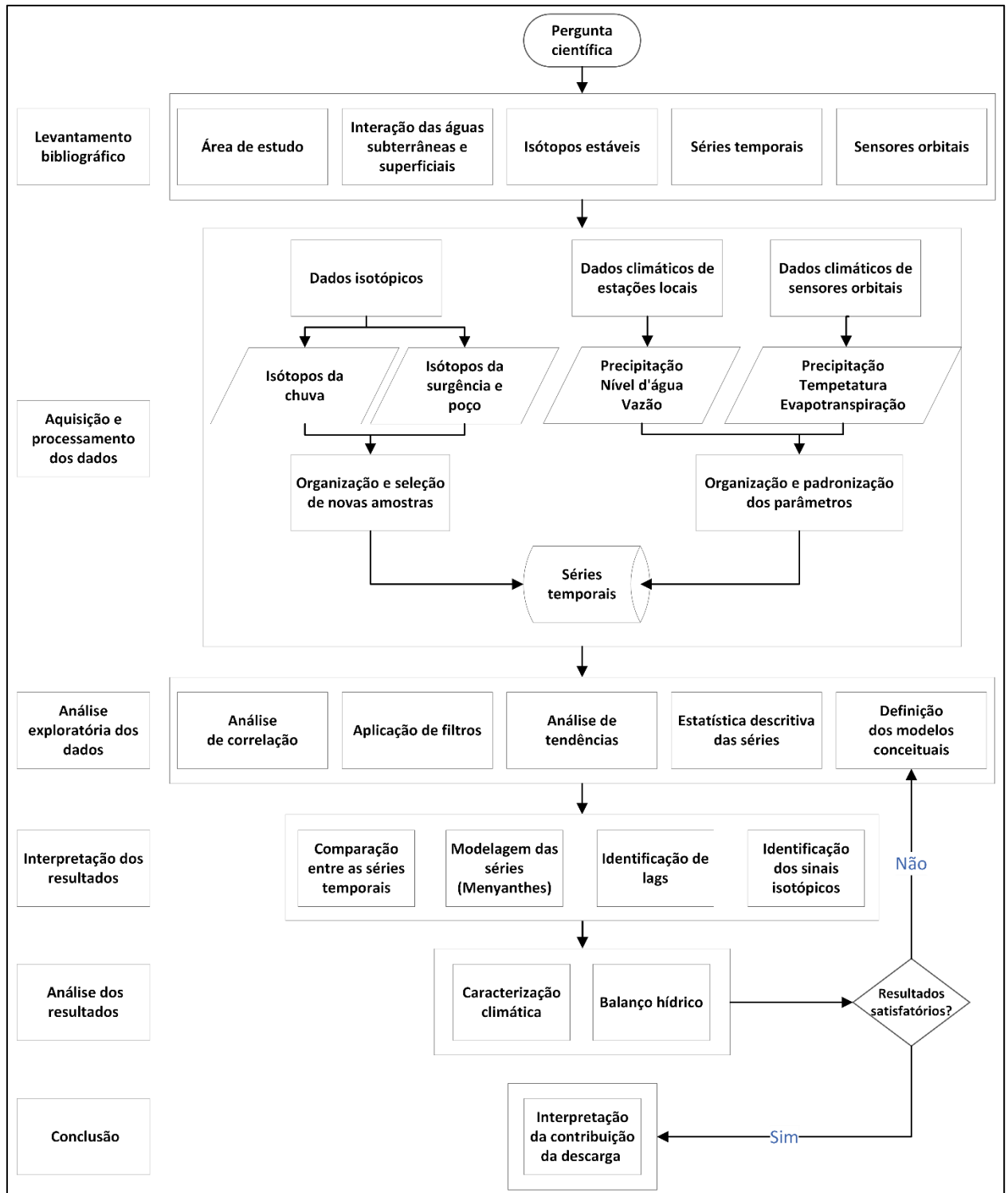
Fonte: Elaborado pelo autor.

A precipitação média anual da sub-bacia do Alto Jacaré-Pepira, segundo os dados da média histórica de 1954 a 2022 da Rede Hidrometeorológica do DAEE, varia entre 1.100 e 1.400 mm. A temperatura média anual na bacia varia entre 21°C e 23°C, sendo que fevereiro é o mês com temperatura média mais alta (25,1°C), e julho, o mês mais frio, com temperatura média de 18,7°C (BATISTA *et al.*, 2018).

5. MATERIAIS E MÉTODOS

As etapas do trabalho envolvem desde o período de monitoramento da sub-bacia do Alto Jacaré-Pepira para coleta dos dados de interesse até as análises e tratamento destes dados e, por fim, a elaboração dos modelos e determinação da contribuição das fontes de água. No intuito de organizar todas as informações apresentadas e métodos desenvolvidos durante o trabalho, o seguinte fluxograma do trabalho foi elaborado (Figura 10), e os pormenores de cada fase do estudo são descritos nos próximos itens.

Figura 10. Fluxograma dos processos envolvidos na concepção, no desenvolvimento, resultados e desfechos do estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Ainda assim, a apresentação e a discussão acerca dos dados são feitas com os resultados obtidos em tabelas e gráficos. Portanto, os dados brutos utilizados nas análises podem ser checados no ANEXO I, para dados acerca dos parâmetros

hidrológicos (precipitação, evapotranspiração, temperatura e nível d'água) e no ANEXO II, para os dados de isótopos estáveis.

5.1 Coleta de dados hidrológicos

Os dados dos parâmetros analisados foram coletados em diferentes momentos da pesquisa, conforme a disponibilidade de equipamentos, ferramentas e pessoal. Assim, como forma de exemplificar o período e a frequência do monitoramento para cada um dos parâmetros analisados, foi elaborada a Tabela 2.

Tabela 2. Apresentação da frequência e período de monitoramento para cada conjunto de dados.

Parâmetros	Frequência	Data (Início e fim)
P (mm), ETr (mm), T (°C)	Mensal	Jan/2001 a dez/2021
Isótopos do poço	Mensal	Jul/2013 a jan/2020
Nível d'água	Mensal	Jul/2013 a jan/2020
Isótopos da chuva	Semanal/Mensal	Jul/2014 a mar/2021
Isótopos da nascente	Semanal/Mensal	Jan/2016 a jun/2020

Como os dados de interesse deste trabalho foram obtidos por diferentes meios, como por coleta de dados *in situ* e acesso a dados públicos disponíveis em mais de uma plataforma *online*, a apresentação dos dados foi feita diferenciando dados obtidos em campo dos dados obtidos por sensoriamento remoto.

5.1.1 Coleta de dados de campo

A coleta de dados em campo foi feita no local especificado, na porção noroeste da sub-bacia do Alto Jacaré-Pepira. A área designada para estudo já estava sendo monitorada em outras pesquisas, possuindo os equipamentos necessários para o estudo. No local, há uma estação pluviométrica instalada próxima à nascente e ao poço de interesse, na foram amostrados os dados de precipitação, nível estático e isótopos de hidrogênio e oxigênio (Figura 11).

Figura 11. Fotos dos pontos amostrados no local de estudo: à esquerda, o poço de monitoramento; à direita, a nascente analisada durante a pesquisa.



Fonte: Foto tirada por membros do LARHIA.

A coleta e aquisição dos dados da chuva ocorreu durante o período de julho de 2014 a março de 2021, utilizando um pluviômetro PALMEX, desenvolvido pela IAEA (GRÖNING *et al.*, 2012), que dificulta a evaporação sem que seja necessário a utilização de óleo mineral. Por sua vez, o monitoramento da nascente ocorreu entre janeiro de 2016 a junho de 2020, sendo utilizado um amostrador automático ISCO 6400 (Figura 12).

Figura 12. Foto do amostrador automático ISCO 6400 instalado para o monitoramento da nascente.



Fonte: Foto tirada por membros do LARHIA.

O poço monitorado é raso, com 26 metros de profundidade e nível estático de 12 metros (SIAGAS – CPRM), sendo seus primeiros 15 metros descritos como solo argiloso vermelho e os restantes em arenitos, típicos da Formação Pirambaia, conforme perfil construtivo (ANEXO III). Apesar de estar próximo aos outros pontos de interesse, a coleta das amostras de isótopos do poço foi a única feita de forma manual, compreendendo o período entre julho de 2013 a janeiro de 2020.

Enquanto os dados do poço foram todos coletados mensalmente, os dados de isótopos das águas meteóricas e da nascente foram inicialmente coletados em janelas semanais até o ano de 2019, quando a amostragem da nascente passou a ser de quinze em quinze dias (Tabela 2).

Todas as amostras de água coletadas durante o monitoramento foram preparadas especificamente para análise isotópica. Nesse caso, as amostras foram filtradas em filtro 0,45 µm, acondicionadas em frascos de vidro de 25 mL, com tampa e batoque e armazenadas sob refrigeração antes de serem enviadas ao laboratório, conforme recomendado pela Agência Internacional de Energia Atômica (IAEA).

Os resultados foram determinados utilizando o método de Espectroscopia Laser de Cavidade Oca (*CavityRing Laser Spectroscopy*), no Laboratório de Hidrogeologia e Hidroquímica do Departamento de Geologia Aplicada do IGCE/UNESP. Conforme padrão, as razões isotópicas das amostras são expressas em partes por mil (‰), segundo a referência internacional estabelecida pela IAEA, o *Vienna Standard Mean Ocean Water* (VSMOW).

Para os dados dos isótopos da chuva, ainda foram utilizados os dados da estação pluviométrica D5-023 do DAEE (Departamento de Águas e Energia Elétrica), localizada próximo à área de estudo, exclusivamente para fazer a média ponderada pelo volume da chuva dos dados isotópicos.

5.1.2 Dados de sensores orbitais

Neste trabalho, foram utilizados dois sistemas para obtenção de dados de sensoriamento remoto: (1) Giovanni, desenvolvido e mantido pela *NASA Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center* (NASA GES DISC), que apresenta uma forma simples de visualizar, analisar e acessar uma vasta quantidade de dados de sensoriamento remoto (TENG *et al.*, 2014); (2) SSEBop BR, aplicativo do Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos (SNIRH), disponível em

www.snirh.gov.br, e desenvolvido em uma parceria entre a Agência Nacional das Águas (ANA) e o Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS) (ANA, 2020).

No Giovanni, foram selecionados os seguintes conjuntos de dados: GPM_3IMERGDF (HUFFMAN *et al.*, 2019) e GLDAS_NOAH025_M (BEAUDOING; RODELL, 2020). Respectivamente, os conjuntos de dados correspondem ao **IMERG**, produto de precipitação já processado do GPM, e ao **NOAH**, produto da temperatura já processado do GLDAS. O SSEBop BR é um aplicativo desenvolvido no ambiente do *Google Earth Engine* (GEE) e baseado no modelo de evapotranspiração do SSEBop (*Operational Simplified Surface Energy Balance*). O aplicativo disponibiliza três fontes de dados para cálculo da evapotranspiração, sendo utilizado neste trabalho o produto obtido da rede brasileira de estações (XAVIER *et al.*, 2016).

Os dados de precipitação provenientes do IMERG oferecem uma resolução temporal diária, e uma resolução espacial de 0,1° (11km x 11km). Enquanto isso, os dados de temperatura do NOAH contam com uma resolução temporal mensal e uma resolução espacial de 0,25° (27km x 27km). Já os dados de evapotranspiração obtidos através do SSEBop apresentam uma resolução temporal diária, em conjunto com uma resolução espacial de 0,25°, conforme detalhado na Tabela 3.

Tabela 3. Nomes dos produtos de satélites utilizados, juntamente com os parâmetros medidos, unidades e resoluções temporais e espaciais de cada conjunto de dados.

Fonte	Parâmetro	Unidade	Resolução temporal	Resolução espacial
IMERG	Precipitação	mm	Diária	0,1°
NOAH	Temperatura	°C	Mensal	0,25°
SSEBop	Evapotranspiração	mm	Diária	0,25°

Esses dados foram organizados em planilhas para o período entre jan/2001 a dez/2021 e padronizados em medidas mensais para permitir correspondência entre os parâmetros analisados. Dessa maneira, há a possibilidade de se utilizar os dados de forma integrada, combinando as medidas realizadas pelos diferentes métodos para realizar uma análise mais completa da situação.

O GPM foi lançado em 2014, com o objetivo de melhorar as estimativas de precipitação nas baixas e médias latitudes, substituindo a missão TRMM (*Tropical Rainfall Measurement Mission*). O algoritmo IMERG foi desenvolvido para intercalibrar, mesclar e interpolar estimativas de precipitação de satélites de micro-

ondas, com estimativas calibradas com ondas de infravermelho, pluviômetros e outros estimadores de precipitação (HUFFMAN *et al.*, 2019). O IMERG possui ótima resolução espacial ($0,1^\circ \times 0,1^\circ$) e temporal (30 min) entre as latitudes 60° N e 60° S, e está disponível em três níveis: *Early*; *Late*; e *Final*. O nível *Final* é destinado a aplicações de pesquisa e tem atraso de 4 meses, com correção de viés baseada em pluviômetros (JUNQUEIRA *et al.*, 2022; ROZANTE *et al.*, 2018). Neste estudo foi utilizada a versão final 06 (GPM_3IMERGDF) (HUFFMAN *et al.*, 2019).

O objetivo do GLDAS é gerar campos ótimos de estados e fluxos da superfície terrestre, ingerindo produtos de dados observacionais baseados em satélites e observações terrestres (RODELL *et al.*, 2004). Desta maneira, ao empregar técnicas de assimilação de dados, as observações da superfície terrestre podem ser usadas para reduzir os estados irrealistas dos modelos. O GLDAS conduz múltiplos modelos de superfície terrestre *off-line* (não acoplados à atmosfera), integra uma enorme quantidade de dados baseados em observação e é executado globalmente em altas resoluções ($2,5^\circ$ a $0,1^\circ$) (KUMAR *et al.*, 2016). A simulação do modelo GLDAS-2.1, utilizada neste trabalho, começou em janeiro de 2000 e utiliza as condições da simulação anterior (GLDAS-2.0) além de dados de análise atmosférica, precipitação diária e radiação de outros produtos.

O SSEBop BR (ANA, 2020) processa cenas individuais dos satélites *Landsat* 5, 7 e 8, de qualquer período desde 1984 até o presente, mas é restrito ao território brasileiro. A evapotranspiração de referência é calculada independentemente usando a “referência da alfafa”, conforme a equação de Penman-Monteith padronizada pela ASCE (WALTER *et al.*, 2000). Em comparação a outros modelos de balanço de massa, é uma alternativa mais simples que demanda menos dados, facilitando sua implementação por ter uma parametrização mais objetiva e sem perda substancial de precisão (MC SHANE *et al.*, 2017). A abordagem psicrométrica por satélite (SENAY, 2018) resolve o modelo do SSEBop de forma mais eficaz do que o princípio do balanço de energia, pois não envolve todos os termos do balanço de energia da superfície, como fluxos sensíveis e de calor no solo (ANA, 2020).

5.2 Análise estatística e testes não paramétricos

Todos os dados obtidos durante o monitoramento foram agrupados em planilhas e preparados para uma análise exploratória inicial. O emprego de métodos estatísticos na análise de variáveis ambientais desempenha um papel central na

interpretação dos dados, pois permitem extrair informações cruciais sobre a variabilidade, tendências e comportamento dos fenômenos observados (JAISWAL *et al.*, 2015).

Como um primeiro passo, estes dados foram agrupados e ordenados no *software* Microsoft Excel e, posteriormente, no *software* Minitab. A estatística descritiva envolveu a aplicação de medidas e técnicas para descrever as características essenciais do conjunto de observações. Isso inclui medidas de posição, ou tendência central, como média ($\bar{X}$), mediana (**Me**) e quartis, que fornecem uma indicação do valor típico dos dados; medidas de dispersão, como desvio padrão (σ), variância (σ^2) e coeficiente de variação (**CV**), que quantificam a extensão da variação dos dados em relação à média; e medidas de forma, como os coeficientes de assimetria e curtose, que revelam a estrutura e a natureza das distribuições de dados.

Para as medidas de posição, a média representa o valor típico de um conjunto de dados, calculada pela soma de todos os valores dividida pelo número de observações (Equação 4). A mediana, por sua vez, é o valor central de um conjunto de dados ordenados, sendo a média dos dois valores centrais se o número de observações é par. Já os quartis dividem o conjunto de dados em quatro partes iguais a partir dos valores de Q_1 (25% dos elementos), Q_2 (50%, ou mediana) e Q_3 (75% dos elementos), fornecendo informações sobre a distribuição dos dados (Equação 5).

$$\bar{X} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n} \quad (4)$$

$$Q_p = \frac{p(n+1)}{4} \quad (5)$$

Onde **n** é o tamanho da amostra, **p** é a posição do quartil dentro do conjunto de dados ordenados do menor valor para o maior (Q_1 , Q_2 , Q_3).

O desvio padrão é uma medida de dispersão que indica a magnitude da variação dos dados em relação à média, calculado como a raiz de variância (Equação 6). Já a variância é o quadrado da média dos desvios de cada valor em relação à média (Equação 7), e o coeficiente de variação (CV) é o desvio padrão expresso como uma porcentagem (Equação 8).

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{X})^2}{n-1}} \quad (6)$$

$$\sigma^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{X})^2}{n-1} \quad (7)$$

$$CV = \frac{\sigma}{\bar{X}} * 100 \quad (8)$$

O coeficiente de assimetria é uma medida estatística que descreve a assimetria da distribuição dos dados. Ele indica se a distribuição é simétrica ou se tem uma cauda mais longa para a esquerda (negativo) ou para a direita (positivo) (Equação 9). A curtose é uma medida estatística que descreve a forma e o alongamento da distribuição dos dados. Ela indica se a distribuição é mais ou menos achatada e concentrada em relação a uma distribuição normal (Equação 10).

$$Assimetria = \frac{n \sum (x_i - \bar{X})^2}{(n-1)(n-2)\sigma^3} \quad (9)$$

$$Curtose = \frac{n(n+1)}{(n-1)(n-2)(n-3)} \sum \left(\frac{x_i - \bar{X}}{\sigma} \right)^4 - \frac{3(n-1)^2}{(n-2)(n-3)} \quad (10)$$

5.3 Modelagem hidrológica

5.3.1 Análise de séries temporais

A etapa de análise das séries temporais envolveu o uso de Excel, R Studio e o MINITAB. O Excel foi utilizado para fornecer ideias iniciais sobre cada grupo de dados, mas essencialmente para organizar e tabelar as informações coletadas em planilhas que foram utilizadas como parâmetros de entrada nos demais *softwares*.

O R Studio é um ambiente para programação em R, em que as primeiras análises de séries temporais dos parâmetros obtidos foram realizadas. Neste caso, foram usadas as bibliotecas (1) *Make Dealing with Dates a Little Easier* – “**lubridate**” (GROLEMUND; WICKHAM, 2011), (2) *Non-Parametric Trend Tests and Change-Point*

Detection – “trend” (POHLERT, 2016), e (3) *Modified Versions of Mann Kendall and Spearman’s Rho Trend Tests – “modifiedmk”* (PATAKAMURI et al., 2020).

A biblioteca “**lubridate**” foi utilizada para facilitar o uso de datas como parâmetro de entrada, permitindo a manipulação dos dados como séries temporais dentro do ambiente R. Já as bibliotecas “**trend**” e “**modifiedmk**” foram necessárias para realizar as primeiras inferências sobre os dados a partir dos testes de tendência (Mann-Kendall, Seasonal Mann-Kendall e Sen’s Slope), aleatoriedade (Wallis and Moore Phase-Frequency, Bartels e Wald-Wolfowitz) e quebras nas séries (Pettitt’s e Buishand Range).

5.3.1.1 Testes de tendência

O teste de Mann-Kendall (KENDALL, 1955; MANN, 1945) é empregado para avaliar se há uma tendência significativa, crescente ou decrescente, em uma série temporal. A estatística do teste (**S**) é calculada contando os pares de observações e se baseia na análise das diferenças entre os pares de dados ao longo do tempo (Equação 11).

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sign}(x_j - x_i) \quad (11)$$

Onde n é o tamanho da amostra, x_i e x_j são valores individuais da série temporal. O subscrito i refere-se a um primeiro valor e o subscrito j refere-se ao próximo valor. Assim, o teste compara todos os pares possíveis de valores na série. **Sign** é a “função sinal”, que retorna o resultado de $x_j - x_i$. Se negativo, a função retorna -1; se zero, retorna 0; se positivo, retorna 1.

A média de S é considerada normalmente distribuída, com $\mu = 0$. Portanto, o cálculo da variância, incluindo um termo de correção pode ser descrito como (Equação 12):

$$\sigma^2 = \{n(n-1)(2n+5) - \sum_{j=1}^p (t_j-1)(2t_j+5)\}/18 \quad (12)$$

Onde p é o número de grupos vinculados no conjunto de dados e t_j é o número de pontos de dados no j -ésimo grupo vinculado. Se o tamanho da amostra n for maior que 10, a estatística de teste normal padrão Z_s é calculada da seguinte forma (Equação 13):

$$Z_s = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, & \text{se } S > 0 \\ 0, & \text{se } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, & \text{se } S < 0 \end{cases} \quad (13)$$

Os valores negativos para o teste Z_s denotam uma tendência decrescente, enquanto os valores positivos denotam uma tendência crescente na série de dados.

As equações 12 e 13 são as mesmas para o teste de Seasonal Mann-Kendall (HIRSCH *et al.*, 1982), pois este é uma extensão do Mann-Kendall, adaptada para avaliar tendências sazonais em séries temporais hidrológicas. Neste caso, a estatística do teste (S_k) é calculada de forma análoga ao Mann-Kendall, mas separando os dados em subgrupos sazonais “ m ” no começo do teste, da seguinte maneira (Equação 14):

$$S_k = \sum_{i=1}^m S_i \quad (14)$$

O método Sen's Slope (SEN, 1968) é um importante estimador da inclinação da tendência em uma série temporal. O teste calcula a intensidade das tendências a partir da mediana de todas as inclinações entre os pontos de dados. Esta inclinação é estimada pelo valor que ocorre com mais frequência entre as inclinações (Equação 15).

$$\text{Sen's Slope} = \text{Mediana} \left(\frac{x_j - x_i}{j - i} \right) \quad (15)$$

Onde x_i e x_j são os valores das observações nos diferentes tempos i e j , respectivamente. A equação representa a taxa de mudança entre os pontos de tempo i e j . Desta maneira, o teste de Sen's Slope calcula todas as possíveis taxas de

mudança entre todos os pares de observações na série temporal e seleciona a mediana dos resultados.

5.3.1.2 Testes de homogeneidade

O teste de Wallis and Moore Phase-Frequency (WALLIS; MOORE, 1941) é um teste para avaliar periodicidades ou padrões cíclicos em séries temporais, a partir da estatística Z . No caso, o teste compara o número de observações (n), com o parâmetro h , definido como o número de fases, ou ciclos, dentro da série temporal (Equação 16).

$$Z = \frac{|h - (\frac{2n-7}{3})|}{\sqrt{\frac{16n-29}{90}}} \quad (16)$$

O teste de Bartels (BARTELS, 1982) baseia-se na comparação entre o grupo de dados, classificando-os do menor para o maior de acordo com o parâmetro r_i . Ou seja, r_1 é o menor valor da série, r_2 o segundo menor e assim por diante. Assim, o teste calcula a soma das diferenças nas classificações para cada observação e compara com uma distribuição de referência (Equação 17).

$$T = \frac{\sum_{i=1}^n (r_i - r_{i+1})^2}{\sum_{i=1}^n (r_i - \bar{r})^2} \quad (17)$$

No Teste de Wald-Wolfowitz (WALD; WOLFOWITZ, 1940), os dados também são classificados do menor para o maior, de acordo com o parâmetro x_i . Se o resultado da estatística R for muito grande ou muito pequeno, é um indicativo de que há uma diferença significativa entre as amostras da série em termos de sua distribuição (Equação 18).

$$R = \sum_{i=1}^{n-1} x_i x_{i+1} + x_1 x_n \quad (18)$$

O teste de Pettitt's (PETTITT, 1979) devolve o resultado da estatística U como um ponto exato no instante t de uma mudança significativa na série temporal. De acordo com o método, uma série de dados $\{x_1, x_2, x_3, \dots\}$ apresenta uma mudança no tempo t , quando a função de distribuição $F_1(x)$ da primeira parte da série $\{x_1, x_2, x_3, \dots\}$ é diferente da função de distribuição $F_2(x)$ da segunda parte da série $\{x_{t+1}, x_{t+2}, x_{t+3}, \dots\}$ (Equação 19):

$$U_k = 2 \sum_{i=1}^k r_i - k(n+1) \quad k = 1, \dots, n \quad (19)$$

Por fim, a estatística do teste é determinada como sendo o maior valor absoluto de U_k . Desta maneira, o provável ponto de mudança K está localizado onde $\hat{U}$ tem seu máximo (Equação 20).

$$\hat{U} = \max |U_k| \quad (20)$$

No teste de Buishand Range (BUISHAND, 1982), pode-se ajustar a variável de interesse como uma variável aleatória normal. Com isso, é proposto um modelo para considerar apenas um ponto de mudança na série (Equação 21).

$$x_i = \begin{cases} \mu + \epsilon_i, & i = 1, \dots, m \\ \mu + \Delta, & i = 1, \dots, n \end{cases} \quad (21)$$

Portanto, com $\epsilon \approx N(0, \sigma)$, a hipótese nula $\Delta = 0$ é testada contra a alternativa $\Delta \neq 0$. Assim, as somas parciais ajustadas e redimensionadas podem ser calculadas no teste de Buishand Range como (Equação 22):

$$S_k = \sum_{i=1}^k (x_i - \hat{x}), \quad (1 \leq i \leq n) \quad (22)$$

A estatística R do teste pode então ser calculada como (Equação 23):

$$R_b = (\max S_k - \min S_k) / \sigma \quad (23)$$

5.3.1.3 Características das séries temporais

Para auxiliar na interpretação dos processos geradores dessas séries temporais, foram calculadas as Funções de Autocorrelação (FAC) e Funções de Autocorrelação Parcial (FACP). Neste capítulo, são apresentadas as equações teóricas para um processo autorregressivo de primeira ordem como exemplo, assumindo-se devidas simplificações e estacionariedade da série. Portanto, a FAC teórica é apresentada da seguinte maneira (Equação 24):

$$\rho_k = \phi_1 \rho_{k-1} + \phi_2 \rho_{k-2} + \dots + \phi_p \rho_{k-p} \quad k = 1, \dots, n \quad (24)$$

Onde ρ é coeficiente de autocorrelação; n , o número total de termos da função; k é a posição do termo (passo); e ϕ representa o parâmetro autorregressivo da função.

Da mesma forma, a FACP precisa ser apresentada de forma simplificada, visto que envolve métodos mais avançados, incluindo a resolução de sistemas de equações lineares, não podendo ser expressa em uma fórmula simples, mas em notação matricial. Assim, estendendo a equação da FAC teórica até o termo $k = n$, a FACP teórica aparece dentro da matriz, como o coeficiente ϕ_{kk} (Equação 25):

$$\begin{bmatrix} 1 & \rho_1 & \rho_2 & \dots & \rho_{k-1} \\ \rho_1 & 1 & \rho_1 & \dots & \rho_{k-2} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ \rho_{k-1} & \rho_{k-2} & \rho_{k-3} & \dots & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \phi_{k1} \\ \phi_{k2} \\ \vdots \\ \vdots \\ \phi_{kk} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \rho_1 \\ \rho_2 \\ \vdots \\ \vdots \\ \rho_k \end{bmatrix} \quad (25)$$

Desta forma, o comportamento descrito por meio dessas funções revelam características intrincas das séries temporais analisadas, conforme exposto no próximo capítulo. Explicações mais detalhadas sobre a formulação das FAC e FACP podem ser encontradas nos livros de Manzione (2018) e Hipel & McLeod (2008).

5.3.2 Índice padronizado de precipitação

Em relação a análise das séries temporais de chuva, é fundamental explorar as correlações entre os volumes de precipitação entre 2001 e 2021. Para isso, a fim de

quantificar a severidade de eventos climáticos, adotou-se o método do Índice Padronizado de Precipitação (SPI), uma ferramenta estatística que permite comparar os volumes de chuva ao longo de um período específico com a sua distribuição para o mesmo período de tempo (MCKEE *et al.*, 1993).

O SPI se revela uma ferramenta valiosa para a avaliação déficits ou excessos de precipitação em diferentes escalas temporais. No presente estudo, foi utilizada a biblioteca *Calculation of the Standardized Precipitation-Evapotranspiration Index – “SPEI”*, no ambiente R (BEGUERÍA; VICENTE-SERRANO, 2023). O índice é calculado a partir da distribuição acumulada da precipitação, que é posteriormente transformada em uma distribuição normal. Essa transformação permite a comparação da precipitação em diferentes períodos de forma padronizada, conforme a Equação 26:

$$SPI = \frac{P - \bar{P}}{\sigma_P} \quad (26)$$

Nesta equação simplificada, **P** representa o volume da precipitação no mês, $\bar{P}$ é a média do volume de chuva do período analisado e σ_P é o desvio padrão da precipitação para o período analisado. Geralmente, o índice é calculado mensalmente para uma janela móvel de **n** meses, em que **n** representa o número de meses do período em análise (SCHNEIDER *et al.*, 2013).

5.3.3 Simulação do comportamento das séries temporais de águas subterrâneas

A modelagem das séries temporais dos parâmetros monitorados foi conduzida através do emprego do *software* Menyanthes (VON ASMUTH *et al.*, 2012). O programa oferece uma ampla gama de funcionalidades para gerenciamento, edição, visualização, análise e modelagem de séries temporais, proporcionando uma abordagem abrangente e eficaz para o tratamento dos dados.

A simulação utilizou o modelo PIRFICT, o qual possui capacidade de lidar com as lacunas na série de dados. Esta ferramenta foi essencial para a simulação das séries do nível d'água utilizando apenas os dados de precipitação como entrada, visto

que há uma relação dinâmica entre a precipitação e a resposta nos níveis freáticos (KNOTTERS, 2001).

O modelo teve como intuito explicar a variação do nível d'água no poço monitorado, que pode ser caracterizada por sua função de impulso e resposta (IR) (VON ASMUTH *et al.*, 2002). Assumindo-se linearidade no sistema, uma série de alturas de lençol freático pode ser obtida pela transformação da série de precipitação excedente. Essa transformação é completamente governada pela função IR do sistema.

Para o caso de um sistema linear simples, ou seja, sem perturbações freáticas e influenciado somente pela precipitação excedente, o modelo FTR (escrito como uma convolução integral) pode ser usado para descrever a relação entre alturas de lençol freático e a precipitação excedente da seguinte maneira (Equações 27 e 28):

$$h_{(t)} = h * (t) + d + r(t) \quad (27)$$

$$h * (t) = \int_{-\infty}^t p(\tau) \phi(t - \tau) d\tau \quad (28)$$

Onde: **$h(t)$** é a altura de lençol freático observada no tempo **t** ; **$h^*(t)$** é a altura do lençol freático predita no tempo **t** devido ao excedente de precipitação relativa a **d** ; **d** é o nível relativo a superfície do solo; **$r(t)$** é o modelo de ruído baseado no processo de Ornstein-Uhlenbeck, descrito na Equação 2; **$p(t)$** é a intensidade do excedente de precipitação no tempo **t** ; **$\phi(t)$** é a função de transferência de impulso/resposta (IR); **$\phi(\tau)$** é a função IR do ruído.

5.3.4 Modelo de balanço de massa de isótopos estáveis

A partir dos diferentes valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ das amostras de água da chuva e do poço, um modelo de mistura por balanço de massa pode ser utilizado para indicar a proporção de contribuição das fontes para a descarga da nascente. Para a determinação do modelo é necessário primeiro uma análise da composição isotópica das águas subterrâneas em relação à média de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ da chuva ponderados pelo volume, seja sazonal (inverno/verão), ou anual (JASECHKO *et al.*, 2014).

No caso deste trabalho, as estações foram divididas em seca (inverno) e chuvosa (verão). Portanto, inicialmente foi calculado a média ponderada da composição isotópica da chuva da estação seca e da estação chuvosa (Equação 29) e, posteriormente, foi calculada a proporção das contribuições de cada estação para a recarga (Equação 30) (CHERRY *et al.*, 2020; SÁNCHEZ-MURILLO *et al.*, 2017):

$$\delta_{P(a-b)} = \frac{\sum_{i=1}^6 \delta_{P(i)} P_i}{\sum_{i=1}^6 P_i} \quad (29)$$

Onde $\delta_{P(a-b)}$ representa o valor da composição isotópica média ponderada para estação “a” (chuvosa) ou “b” (seca), $\delta_{P(i)}$ a razão da composição isotópica para cada mês “i” e P_i o volume total da precipitação para o mês “i”.

$$\frac{(R/P)a}{(R/P)b} = \frac{\left(\frac{\delta_G - \delta_{P(b)}}{\delta_{P(anual)} - \delta_{P(b)}} \right)}{\left(\frac{\delta_G - \delta_{P(a)}}{\delta_{P(anual)} - \delta_{P(a)}} \right)} \quad (30)$$

Onde R/P define a razão que representa a proporção da recarga devido à chuva de determinada estação (a ou b); δ_G a composição isotópica das águas subterrâneas (poço) e $\delta_{P(anual)}$ o valor da composição isotópica média da precipitação anual.

Desta maneira, o resultado do modelo de balanço de massa apresentado na Equação 5 define a proporção de contribuição das águas da chuva e subterrâneas de acordo com a variação sazonal dos sinais isotópicos das fontes.

6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

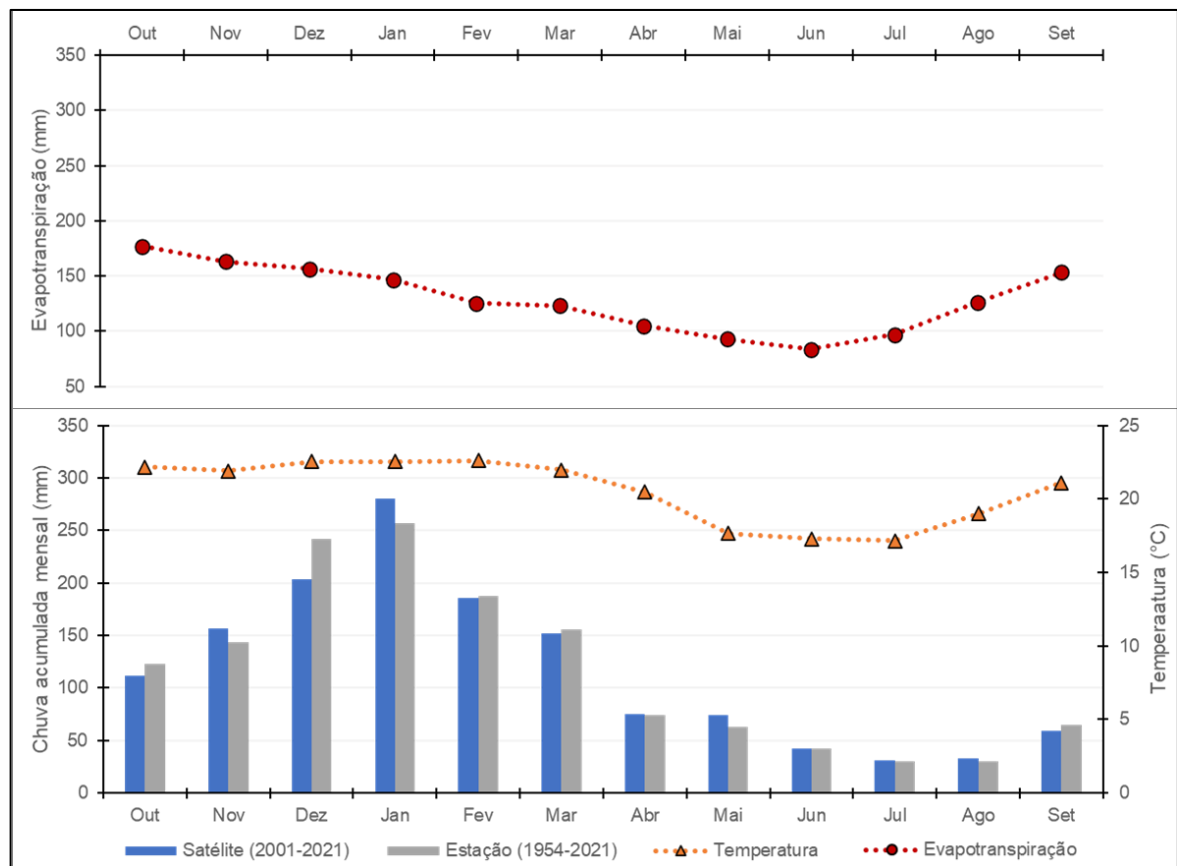
Nesta etapa do trabalho optou-se por segmentar a discussão inicial em dois subcapítulos. Primeiramente são apresentados os resultados do monitoramento da precipitação, evapotranspiração, temperatura e nível d'água, juntos com uma análise exploratória dos dados que envolve desde uma análise estatística descritiva e temporal até a identificação do comportamento e tendências das séries, informações relevantes para caracterização dos processos envolvidos nas variações climáticas da bacia. Em seguida, são discutidos os resultados das simulações feitas pelo modelo de séries temporais e as análises em relação as funções de respostas do modelo.

Segundamente, são apresentados os resultados do monitoramento isotópico da chuva, da nascente e do poço, com uma análise estatística descritiva das séries. Com esses resultados, são feitas análises das relações isotópicas entre as diferentes fontes, a fim de identificar os possíveis processos envolvidos na variação das assinaturas isotópicas, e associar esses processos aos processos geradores das séries temporais.

6.1 Análise exploratória dos dados

A análise dos parâmetros hidrológicos da bacia foi realizada essencialmente a partir dos dados dos sistemas de satélite. Para efeito de comparação, esses dados foram colocados lado a lado com as observações da série histórica de precipitação da estação D5-023 do DAEE. Os dados obtidos por satélite durante o período de 2001 a 2021 mostram que o volume do acumulado da chuva é praticamente o mesmo para os dois métodos, sendo a média anual da estação de 1.414,87 mm, frente a 1.405,44 mm do satélite (Figura 13).

Figura 13. Médias mensais dos parâmetros monitorados por satélite para o período de 2001 a 2021, incluindo uma comparação entre os dados de precipitação obtidos por satélite e da estação D5-023 do DAEE.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O Coeficiente de correlação de Pearson entre as duas medidas é de 0,982, com $R^2 = 0,96$ e as maiores diferenças entre as duas séries podem ser observadas respectivamente nos meses de dezembro e janeiro, que são também os meses que apresentam historicamente maior pluviosidade.

A temperatura média anual medida pelo satélite difere levemente dos valores observado *in-situ* por Batista (2019), em que foi constatado temperaturas mais elevadas para a bacia no mesmo período. Enquanto a temperatura medida no local de estudo varia entre 18,7°C e 25,1°C, a medida do satélite varia entre 17,2°C e 22,6°C. Porém, fevereiro continua sendo o mês com temperatura média mais alta e julho o mês com temperatura média mais baixa. A diferença de temperatura deve-se à diferença nos métodos e seus erros associados. Enquanto a estação instalada na bacia mede a temperatura da superfície no local monitorado, o satélite faz uma média da temperatura de uma área equivalente a praticamente toda a bacia ($\pm 725\text{km}^2$).

Um parâmetro que não era monitorado na bacia e que reafirma a importância da utilização de satélites para monitoramento em estudos hidrológicos é a evapotranspiração que, para a série analisada, variou entre 83 mm e 177 mm por mês. Os valores médios de evapotranspiração são mais acentuados no começo do período chuvoso, entre os meses de outubro e dezembro.

6.1.1 Estatísticas descritivas

A estatística descritiva dos dados é a etapa inicial de uma análise exploratória de qualquer conjunto de dados, essencial para reconhecer o comportamento dos parâmetros estudados. Para esta análise foram calculadas como medidas de posição a média, o primeiro e terceiro quartil, a mediana, e os mínimos e máximos, e como medidas de dispersão foram calculadas a variância, o desvio padrão e o coeficiente de variação, assim como o coeficiente de assimetria e curtose como medidas de forma.

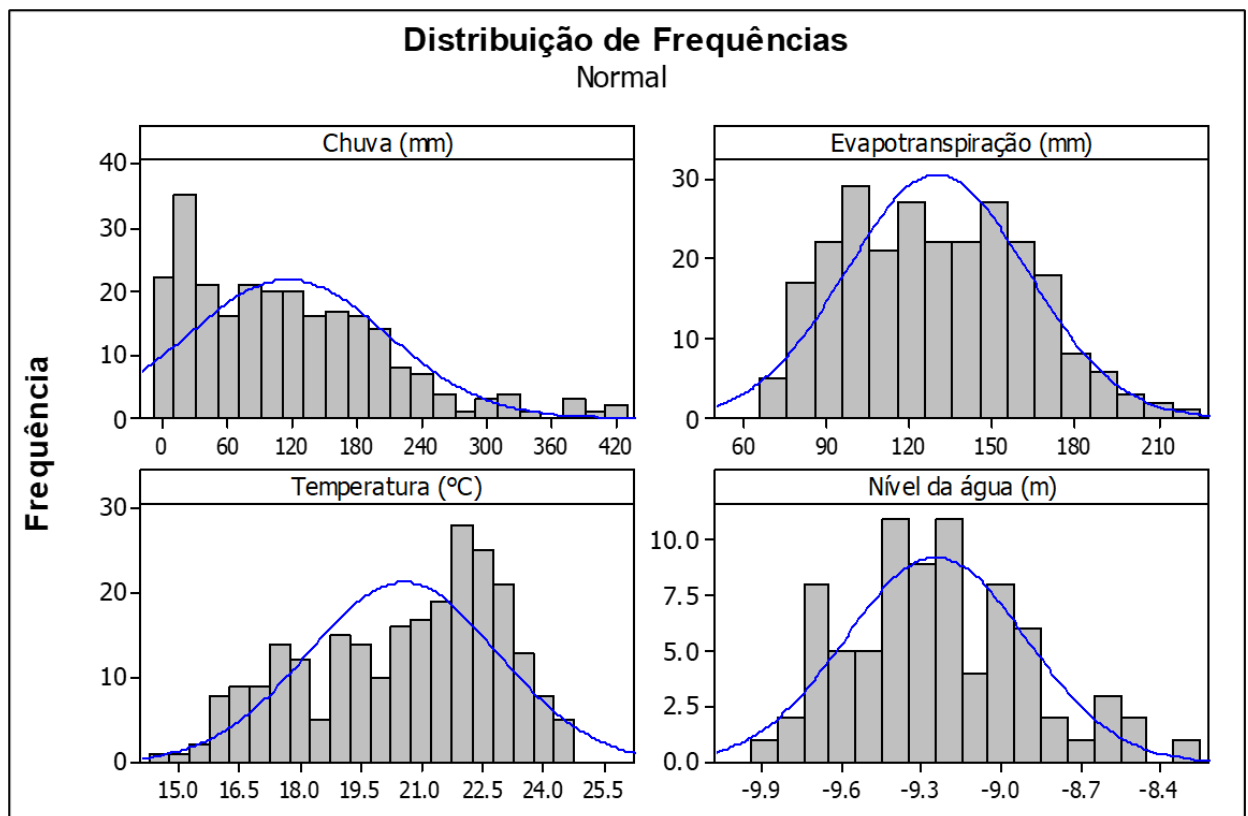
Os valores de precipitação, evapotranspiração, temperatura e nível d'água do poço obtidos a partir na análise estatística dos dados estão expostos na Tabela 4.

Tabela 4. Resultados da análise estatística dos dados de chuva, evapotranspiração, temperatura e nível d'água do poço (NA).

	Chuva	Evapotranspiração	Temperatura	NA
Dados (n)	252	252	252	79
Média	115,03	129,35	20,53	-9,25
Desvio P.	91,78	32,83	2,34	0,34
Variância	8422,69	1077,80	5,47	0,11
Coef. Var.	80%	25%	11%	4%
Mínimo	0,10	69,04	14,68	-9,87
1º Quartil	35,60	101,13	18,89	-9,49
Mediana	99,16	126,84	21,00	-9,27
3º Quartil	171,59	154,57	22,43	-9,04
Máximo	423,29	224,70	24,64	-8,29
Assimetria	0,96	0,25	-0,44	0,47
Curtose	0,81	-0,66	-0,85	-0,07

Para todas as variáveis observadas, as distribuições dos dados foram consideradas mesocúrticas, pois os valores da curtose variam pouco acima ou pouco abaixo de zero. Portanto, as distribuições se apresentam tendendo à normalidade, apresentando assimetrias levemente positivas para a chuva, evapotranspiração e nível d'água, e levemente negativas para os valores de temperatura (Figura 14).

Figura 14. Representação da distribuição das frequências dos dados de chuva, evapotranspiração, temperatura e nível d'água do poço (NA) através de histogramas.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Para as medidas de dispersão, tanto os dados de chuva quanto os de evapotranspiração exibem valores muito elevados, que são decorrentes da aleatoriedade dos fenômenos (MANZIONE, 2018). Já para os dados de temperatura e nível d'água, os coeficientes de variação são inferiores a 11%, indicando um comportamento mais estável destes parâmetros.

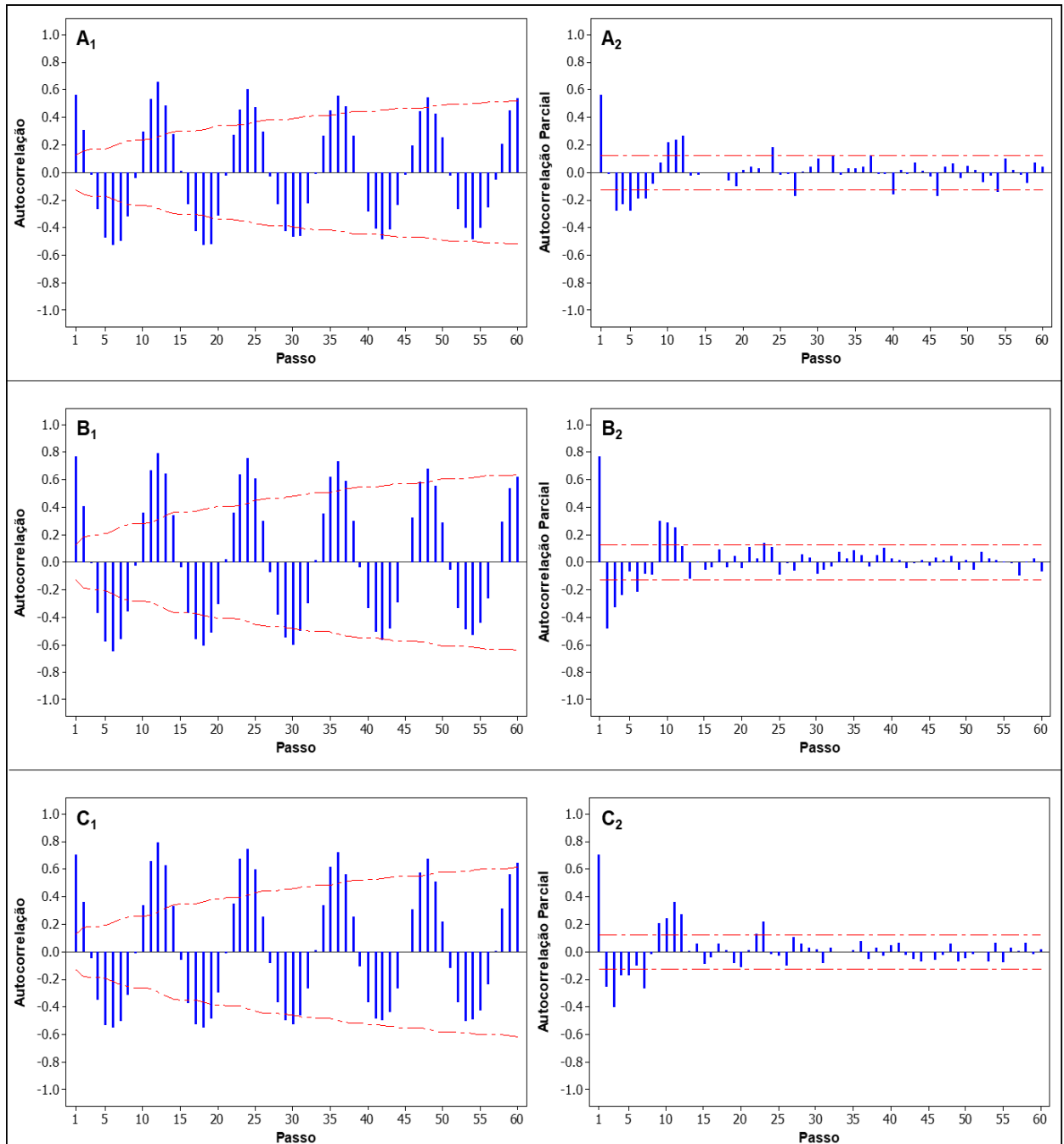
6.1.2 Estatísticas temporais

A partir da análise estatística inicial, segue uma primeira análise do conjunto de dados na forma de séries temporais para identificar seus processos geradores e auxiliar na tomada de decisão para a etapa de modelagem destas séries. O conjunto de dados foi tratado no *software* Minitab, sendo utilizado o passo (lag) padrão do programa ($N/4$) para cada uma das séries.

As séries de dados foram separadas em uma frequência mensal e divididas em 60 passos para as observações de chuva, evapotranspiração e temperatura, devido ao tamanho das séries. As FAC's dessas três séries apresentam um comportamento similar, com maior dependência entre as observações iniciais e que tende a se perder com o afastamento, além da presença de ciclos de autocorrelação em intervalos que decrescem e em sequência voltam a subir, caracterizando janelas de 5 a 6 meses, comportamento típico de um processo SARIMA, em que há um processo autorregressivo e de média móvel que refletem ciclos sazonais.

O comportamento das FACP's corrobora com esta hipótese, pois indica que há maior correlação parcial dessas séries nos primeiros momentos, com intervalos positivos e negativos até o décimo segundo passo, a partir do qual a correlação parcial deixa de ser significativa ao longo da série (Figura 15).

Figura 15. Resultados das Funções de Autocorrelação (FAC) e das Funções de Autocorrelação Parcial (FACP) para as séries de dados de chuva, evapotranspiração e temperatura.



Esquema elaborado para a apresentação das (FAC) (1) e das (FACP) (2) referentes às séries de dados de chuva (A), evapotranspiração (B) e temperatura (C). Fonte: Elaborado pelo autor.

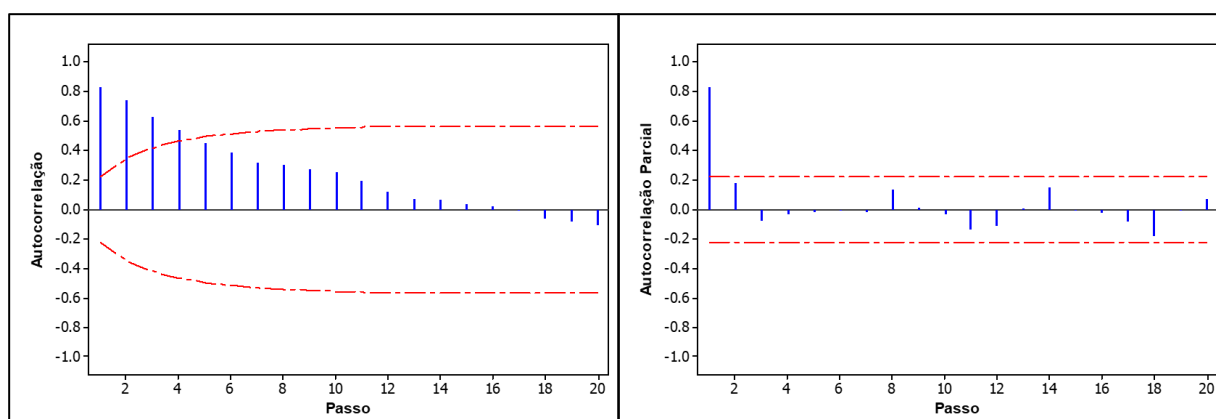
Tanto nas FAC's quanto nas FACP's, as observações de evapotranspiração (B) e de temperatura (C) apresentam valores maiores do que os valores das observações da chuva (A) para os mesmos intervalos. Para a temperatura e a evapotranspiração, isso indica que os valores de instantes futuros da série possuem uma maior dependência dos instantes passados. De maneira oposta, valores menores

apresentados pela chuva demonstram uma maior aleatoriedade do processo em relação a evapotranspiração e a temperatura, que tendem a apresentar variações mais lentas (HIPEL; MCLEOD, 2008).

A análise dos processos geradores dessas séries temporais evidencia a existência de uma componente sazonal que implica na variação dos parâmetros climáticos e, conseqüentemente, podem afetar na maneira com que os níveis freáticos respondem às variáveis externas, assim como observado nos trabalhos de Knotters (2001) e Manzione *et al.* (2012).

Para a série do nível d'água do poço, os dados foram divididos em 20 passos e, diferentemente das demais, a série apresenta um comportamento típico de um processo autorregressivo (AR). A Função de Autocorrelação demonstra maior dependência entre as observações nos valores iniciais, que decresce continuamente conforme se afastam do primeiro passo e deixam de ser significativos entre o quarto e o quinto passo (120 a 150 dias). Já Função de Autocorrelação Parcel apresenta um único pico no primeiro passo, seguido de consecutivas interrupções na série, indicando um processo autorregressivo de primeira ordem (KARAMOUZ *et al.*, 2013). (Figura 16).

Figura 16. Apresentação das Funções de Autocorrelação (FAC) (A) e das Funções de Autocorrelação Parcial (FACP) (B) referentes à série de dados do nível d'água do poço.



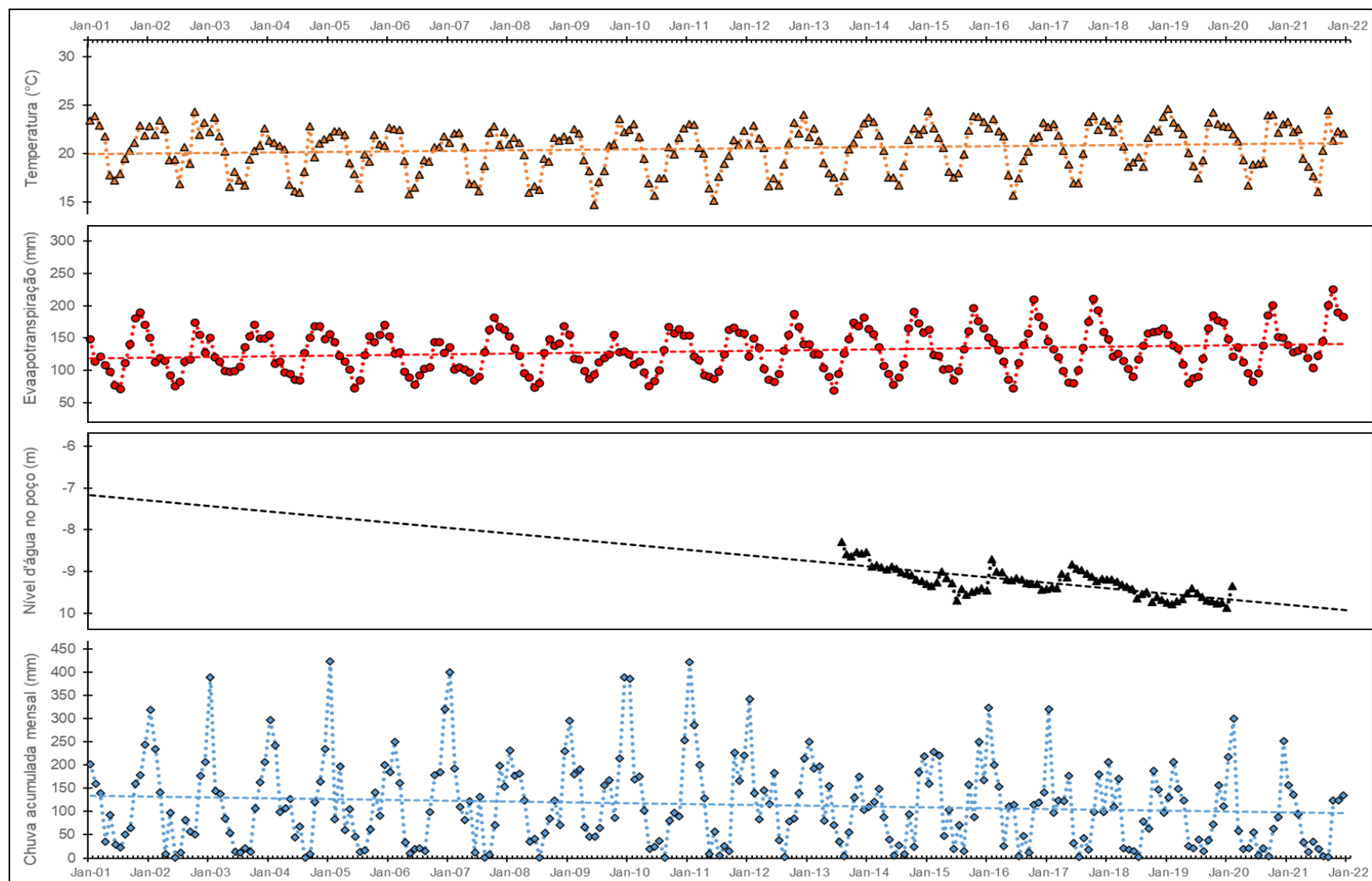
Fonte: Elaborado pelo autor.

A análise destes processos demonstra que variações no sistema apresentam relação com instantes pretéritos de até 3 a 4 meses após perturbações exógenas. Essa resposta atrasada é um indício de que as características intrínsecas do sistema, leia-se aquífero, podem exercer um maior controle da oscilação dos níveis da água no curto prazo do que fatores de condicionantes externas.

6.1.3 Tendências, quebras e aleatoriedade das séries de dados

Analisando graficamente as séries dos parâmetros observados, é possível identificar uma pequena tendência linear de aumento nos valores de temperatura e de evapotranspiração ao mesmo tempo em que há uma tendência linear de diminuição dos valores de chuvas e do nível d'água no poço (Figura 17).

Figura 17. Apresentação das séries temporais das médias mensais da temperatura, evapotranspiração, nível d'água do poço (NA) e chuva.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Para confirmar estatisticamente a existência dessa tendência, foi realizada uma sequência de testes não paramétricos. Primeiramente, foram realizados os testes de Pettitt's e Buishand Range, com o intuito de identificar quebras no padrão das séries, além da execução dos testes de Wallis and Moore Phase-Frequency, Bartels e Wald-Wolfowitz, para conferir a aleatoriedade dos dados. Esses dados foram organizados para cada um dos parâmetros, juntamente com o teste p para cada resultado e, como as respostas foram as mesmas para todos os testes de aleatoriedade, estes três foram agrupados como uma só medida para simplificar a exibição dos dados (Tabela 5).

Tabela 5. Apresentação dos resultados dos testes estatísticos de Pettitt's, Buishand Range e aleatoriedade para as séries de chuva, evapotranspiração, temperatura e nível d'água do poço (NA).

Parâmetros	Pettitt's	p	Buishand	p	Aleatoriedade	p
Chuva	Mar/16	>0,05	Mai/13	>0,05	Não	<0,05
Evapotransp.	Ago/13	<0,05	Ago/13	<0,05	Não	<0,05
Temperatura	Set/14	<0,05	Set/14	<0,05	Não	<0,05
NA	Fev/18	<0,05	Fev/18	<0,05	Não	<0,05

Com isso, sabe-se que há pelo menos uma mudança no comportamento das séries ao longo do período de monitoramento que é significativa para as observações da evapotranspiração, temperatura e nível d'água. Além disso, temos que todos os parâmetros observados apresentam um certo nível de tendência.

A partir deste ponto, segue-se para a análise de tendência das séries. Para a identificação da existência de tendências nos dados foram utilizados os testes de Mann-Kendall (MK) e *Seasonal* Mann-Kendall (S-MK), conforme recomendado pela Organização Meteorológica Mundial (World Meteorological Organization – WMO). Como forma de medir a magnitude e a significância estatística dessas tendências, também foi utilizado o teste de Sen's *slope*. Assim, os resultados dos testes aplicados foram organizados e disponibilizados na Tabela 6.

Tabela 6. Resultados da aplicação dos testes de tendência de Mann-Kendall (MK), Seasonal Mann-Kendall (S-MK) e Sen's Slope para as séries de chuva, evapotranspiração, temperatura e nível d'água do poço (NA).

Parâmetros	MK	p	S-MK	p	Sen's Slope	p
Chuva	-2021	>0,05	-270	<0,05	-0,098	>0,05
Evapotransp.	3836	<0,05	704	<0,05	0,084	<0,05
Temperatura	3056	<0,05	477	<0,05	0,004	<0,05
NA	-1722	<0,05	-132	<0,05	-0,011	<0,05

Com exceção dos testes de MK e de Sen's Slope para os dados da chuva, todos os outros testes e parâmetros apontam para tendências estatisticamente significativas.

No caso dos valores de chuva e do nível d'água, os valores negativos para os três testes reafirmam a hipótese de uma tendência de diminuição nessas séries de dados. Por outro lado, valores positivos para a evapotranspiração e a temperatura reafirmam a hipótese de uma tendência de aumento desses valores ao longo do tempo.

A tendência de diminuição do volume total das chuvas durante o período monitorado é vista também no trabalho de Manzione (2023), que utiliza uma abordagem estatística semelhante para analisar o padrão da precipitação para a bacia do Paranapanema. Ainda assim, no trabalho de Santarosa *et al.* (2021), a partir de outras metodologias para quantificar a recarga da água subterrânea em área de afloramento do SAG, também é observada uma diminuição dos volumes totais de chuva e um aumento da evapotranspiração, o que estaria relacionado a uma menor taxa de recarga do aquífero na região.

Ou seja, tanto a tendência de aumento da temperatura e da evapotranspiração quanto a tendência de diminuição do volume total das chuvas observados na bacia podem estar associados a um mesmo processo. Esse processo é responsável pela alteração nos padrões climáticos na região e, conseqüentemente, seria a razão pela qual existe uma tendência de diminuição nos níveis observados da água subterrânea.

Portanto, a combinação desses métodos estatísticos não paramétricos são uma maneira interessante de detectar possíveis tendências de aumento ou diminuição estatisticamente significativas dos parâmetros, servindo como um primeiro indicador dos efeitos antrópicos ou climáticos (MEGGIORIN *et al.*, 2021).

6.1.4 Caracterização climática

De acordo com as tendências identificadas nos testes estatísticos, existe um indício de mudança no regime hidrológico da bacia. Conforme a Tabela 5, essa variação nos padrões de temperatura, evapotranspiração e chuva tem seu início no período seco de 2013, quando há uma primeira mudança nas séries observadas, e se prolonga até o final do período monitorado, em dezembro 2021.

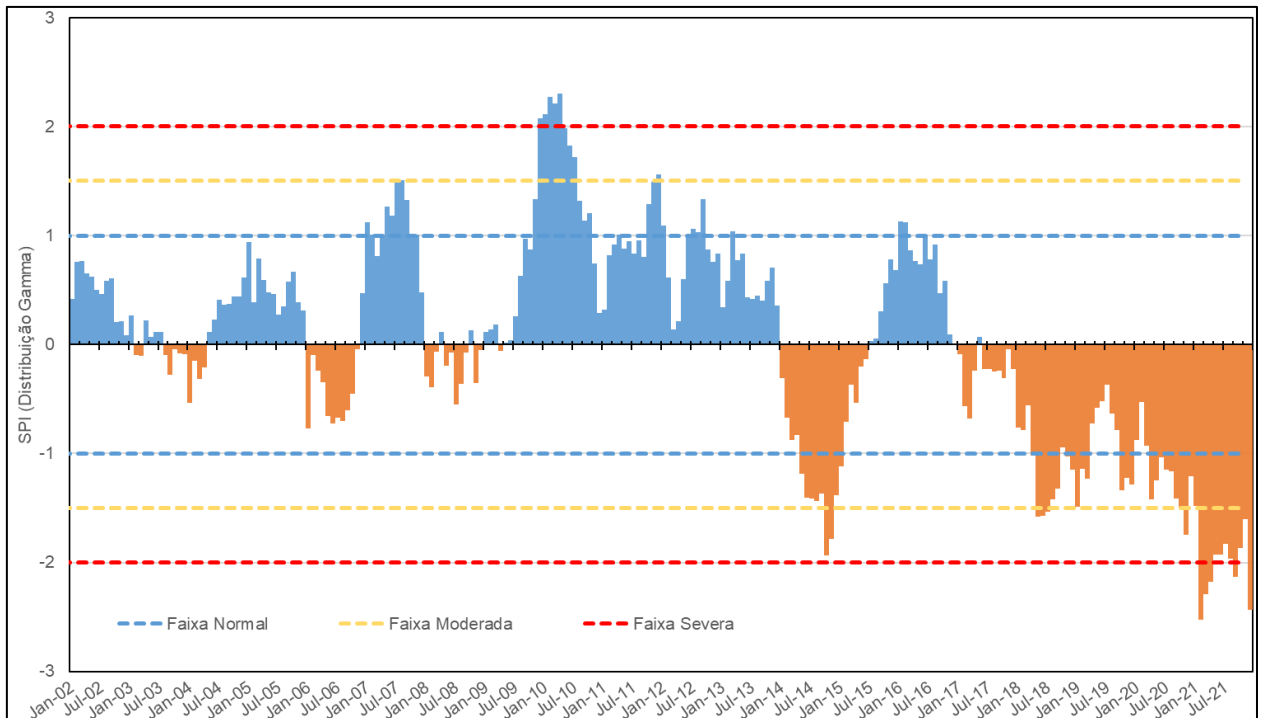
O período em análise está inserido em um contexto atípico da última década, caracterizado por fortes secas no estado de São Paulo. Vale destacar os anos de 2014-2015 e 2017-2021 como pontos altos desse período, os quais foram marcados por uma escassez prolongada, culminando em uma crise hídrica na região sudeste que resultou no rebaixamento dos níveis dos reservatórios do estado (COELHO *et al.*, 2016; CUNHA *et al.*, 2019; MARENGO *et al.*, 2015).

Em vista disso, o período entre 2001 e 2021 pode ser caracterizado como um momento de fortes secas, intensificado por eventos climáticos regionais que influenciaram o comportamento do sistema hidrológico na bacia. Como forma de quantificar a intensidade da seca na área de estudo, foi utilizado o Índice Padronizado de Precipitação (SPI).

Como o SPI pode ser calculado ao longo de períodos distintos de acumulação de chuva (médias móveis), cada janela de tempo permite estimar diferentes impactos potenciais de uma seca (MCKEE *et al.*, 1993). Por exemplo, para uma escala de tempo de 12 meses (SPI-12), os valores são geralmente associados à diminuição das vazões dos rios, recarga, e redução dos níveis dos reservatórios subterrâneos (SVOBODA *et al.*, 2012).

Portanto, o SPI-12 fornece uma percepção não só da chuva, mas da tendência de evolução da seca durante o período de estudo, onde os valores representam o quanto o ponto observado se distancia da média, e pode ser utilizado para quantificar a intensidade da escassez ou abundância das chuvas (Figura 18).

Figura 18. Representação gráfica do Índice de Precipitação Anualizado (SPI) utilizando médias móveis de 12 meses para o período de 2001 a 2021.



As linhas pontilhadas representam as faixas de variação do SPI da seguinte maneira: Faixa Normal (entre 1 e -1); Faixa Moderada (até 1,5 e até -1,5); e Faixa Severa (maior que 2, ou menor que -2).

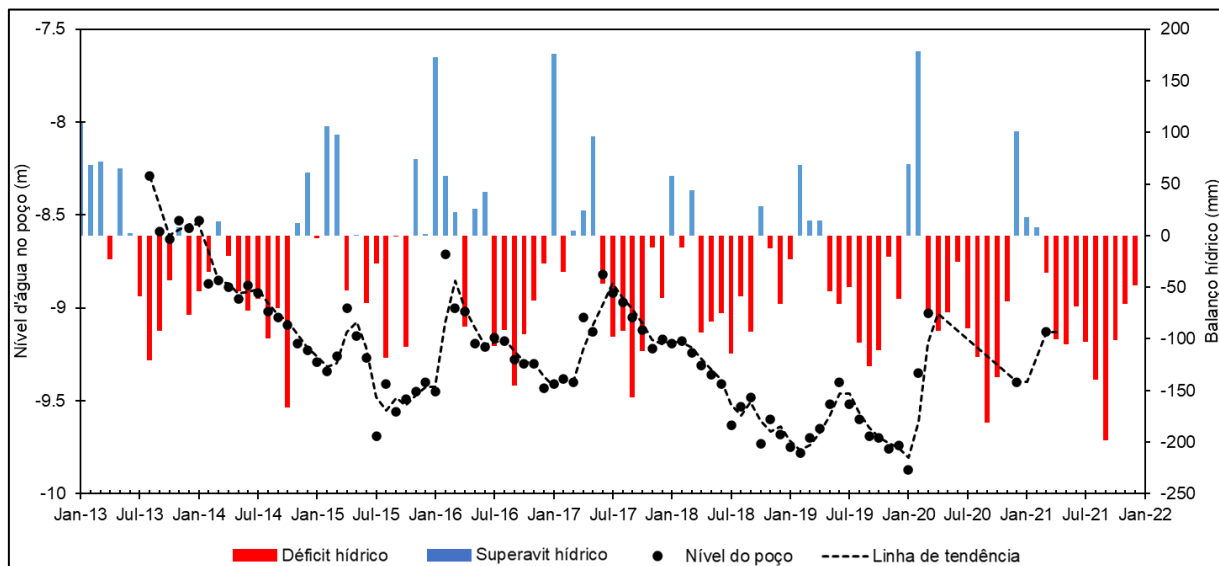
Fonte: Elaborado pelo autor.

Desta forma, o resultado do SPI-12 é concordante com a hipótese de um cenário de escassez hídrica no local de estudo. Os resultados indicam ao menos 5 meses de seca severa, em que os valores do índice ultrapassam a faixa de -2,0, e outros 9 momentos em que superam a faixa de -1,5, da seca moderada. Além disso, o SPI revela que a seca com início em 2017 se estende até o último período da análise, em dezembro de 2021, com seu pior momento no mês de fevereiro de 2021.

A diminuição dos volumes de chuva combinado com o aumento da evapotranspiração tem impacto direto na disponibilidade de água e, consequentemente, na dinâmica das águas superficiais e subterrâneas da região de estudo (MANZIONE *et al.*, 2012; MELO *et al.*, 2016). Uma forma de quantificar esse volume de água disponível é calculando a diferença entre os valores de precipitação e evapotranspiração (SANTAROSA *et al.* 2021). Desta forma, ao utilizar esse parâmetro como uma referência da disponibilidade hídrica da bacia, em que valores negativos representam meses de déficit hídrico e valores positivos indicam meses de

excedente hídrico é possível estabelecer algumas relações entre a oscilação dos níveis d'água subterrânea e o excedente/déficit hídrico (Figura 19).

Figura 19. Representação da série temporal do nível d'água do poço e do excedente/déficit hídrico para o período de janeiro de 2013 a janeiro de 2022.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Durante a janela de monitoramento do nível d'água, de janeiro de 2013 a janeiro de 2022, é observado um rebaixamento do nível d'água subterrânea durante a estação seca. A cada ano, o comportamento comum da água subterrânea seria que este rebaixamento fosse compensado, em menor ou maior intensidade, pelos períodos de excedente hídrico das estações chuvosas, mesmo com um certo atraso na resposta (BATISTA *et al.*, 2016; MANZIONE *et al.*, 2012). Porém, ao invés de uma recuperação dos níveis d'água subterrânea, foi identificada uma tendência constante de rebaixamento dos níveis d'água desde junho de 2017 até janeiro de 2020.

Esse comportamento é reforçado pela quebra no padrão da série temporal dos níveis d'água, indicada na Tabela 6, e foi visto como um indicativo do impacto da seca prolongada na região e, possivelmente, de impactos antrópicos associados ao uso exploratório das águas subterrâneas. À vista disso, o resultado do rebaixamento do nível d'água do poço pode ser uma consequência deste momento atípico, como também pode ser indício de uma tendência futura, resultante de um processo gerado pelo desequilíbrio entre as entradas e saídas de água da bacia e por isso deve ser monitorado.

O resultado desta análise deve ser considerado prejudicial à dinâmica da bacia, uma vez que, ao longo de todo o ano, as águas subterrâneas do SAG são responsáveis pela manutenção do fluxo de base do Rio Jacaré-Pepira e de outros rios tributários da região (BATISTA *et al.*, 2018). De acordo com os autores, essa dinâmica de troca entre as águas subterrâneas e superficiais do SAG na bacia do Alto Jacaré-Pepira é ainda mais intensa no período seco. Portanto, com o intuito de orientar os esforços no planejamento e gestão da UGRHI-13, a incorporação dos isótopos estáveis no monitoramento emerge como uma abordagem valiosa para complementar a análise e auxiliar na quantificação das fontes de contribuição das águas da bacia.

6.2 Características dinâmicas do comportamento do nível freático

Definido as variáveis climáticas na bacia pela análise de séries temporais segue-se para a modelagem das séries temporais. O intuito é utilizar as séries do nível do poço no modelo PIRFICT e identificar os tempos de resposta do sistema em relação às variáveis que influenciam na oscilação dos níveis das águas subterrâneas, conforme Von Asmuth (2012).

A simulação que melhor reproduziu os valores observados foi a que se baseou apenas nas observações da precipitação, uma vez que não houve melhora na eficiência do modelo quando adicionado os valores de evapotranspiração, como descrito em Manzione *et al.* (2012). Além disso, foram adicionados dois parâmetros de tendência linear com períodos distintos para reproduzir o rebaixamento observado nos níveis da água. A primeira tendência (LT1) foi inserida no início da série e a segunda (LT2) no ano de 2018, visto que, tanto graficamente, quanto pelos testes de Pettitt e Buishand Range, há uma quebra no padrão da série neste período. Dito isso, os parâmetros obtidos para o modelo estão expostos na Tabela 7.

Tabela 7. Apresentação dos resultados dos parâmetros do modelo PIRFICT para a simulação dos níveis d'água a partir dos dados de chuva, incluindo as tendências LT1 e LT2.

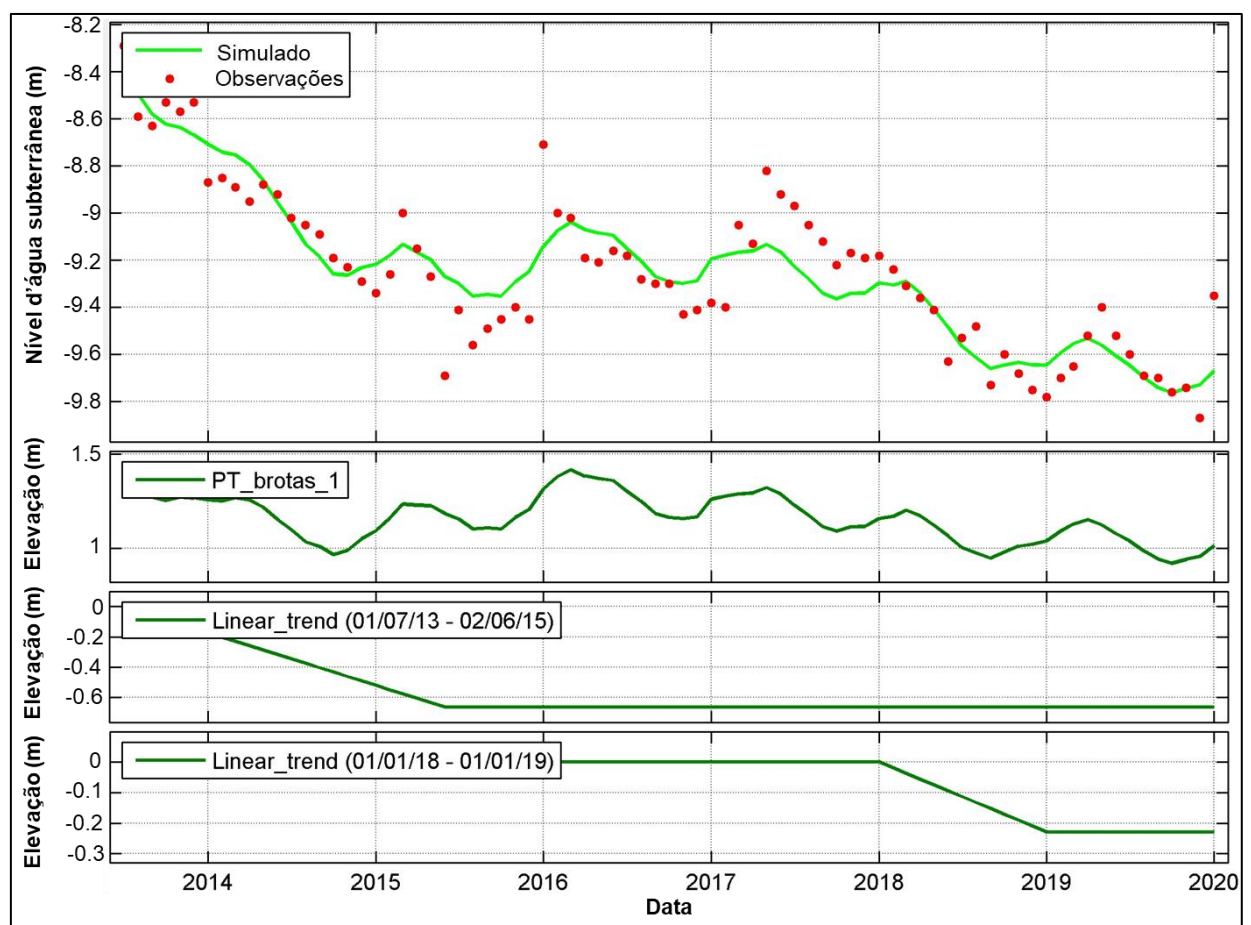
Parâmetros	EVP	RMSE	RMSI	NDL	A	a	n	LT1	LT2	Ruído
Resultados	82,75	0,14	0,12	-9,79	320.000	0,003	1,25	-0,66	-0,23	37,24

EVP = variância explicada pelo modelo (%); RMSE = raiz do erro médio quadrático (m); RMSI = raiz da inovação média quadrática (m); NDL = nível da drenagem local (m); A = resistência a drenagem (dias); a = porosidade (1/dias); n = número de reservatórios lineares (-); LT = parâmetro de tendência linear (m).

A Variância Explicada pelo Modelo (EVP) é similar ao R^2 , e indica a porcentagem de variação das séries de entrada que o modelo é capaz de explicar. Um ajuste de 82,75% foi considerado bom, com valores de Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE) de apenas 14 cm, bem como Raiz da Inovação Média Quadrática (RMSI) de 12 cm. Essa métrica para avaliar o modelo foi escolhida porque, segundo Von Asmuth & Bierkens (2005), o RMSI seria uma maneira mais robusta de examinar os ajustes, pois calcula a média dos erros entre um instante no tempo e o instante anterior.

Essas três medidas estatísticas referem-se ao ajuste do modelo, e auxiliam no entendimento de como a simulação se ajusta às entradas definidas. Seguindo estes parâmetros como referência, o modelo com melhor ajuste definido pelos dados de precipitação e as duas tendências lineares de rebaixamento é apresentado a seguir (Figura 20).

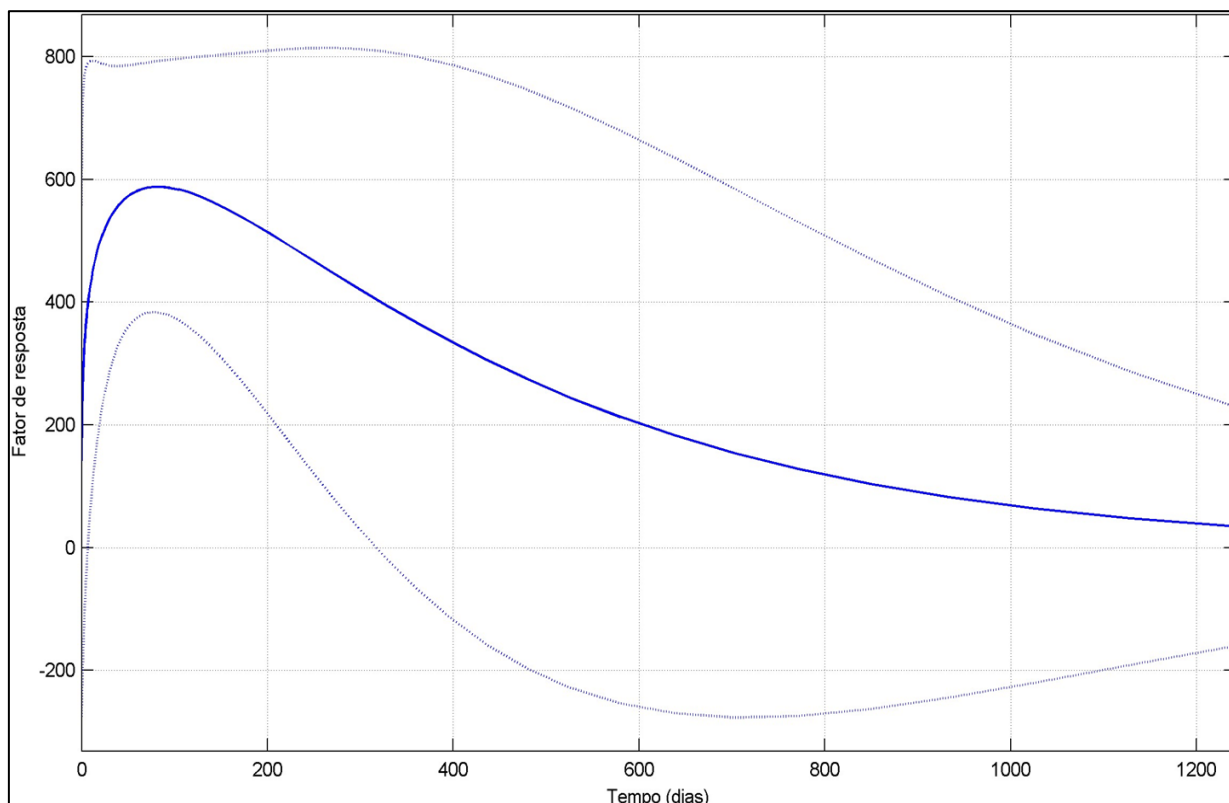
Figura 20. Resultado do modelo PIRFICT para a simulação do nível d'água do poço, comparado com os dados observados (monitorados) do nível d'água.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Além do resultado estatístico, o modelo PIRFICT também gera uma Função IR, que é definida como o tempo de resposta do sistema hidrológico a perturbações exógenas (MANZIONE, 2015). A Função IR do sistema (Figura 21), portanto, é um resultado do modelo que pode ser utilizado para explicar a dinâmica da oscilação dos níveis da água no poço monitorados (VON ASMUTH *et al.*, 2002).

Figura 21. Gráfico da Função de Impulso e Resposta (FIR) do modelo PIRFICT.



As linhas pontilhadas indicam os valores mínimos e máximos da FIR em determinado instante, enquanto a linha azul sólida representa a média dos valores da FIR. Fonte: Elaborado pelo autor.

O gráfico da função IR pode ser interpretado da seguinte maneira: (1) o momento e a intensidade do pico da curva indicam o primeiro efeito da variável de entrada sobre o sistema, ou seja, neste caso, o efeito da chuva sobre a variação do nível do poço; (2) o posterior decaimento dos valores indica o tempo até que o sistema volte à sua condição inicial, estabelecida pelo nível da drenagem local (NDL) do modelo.

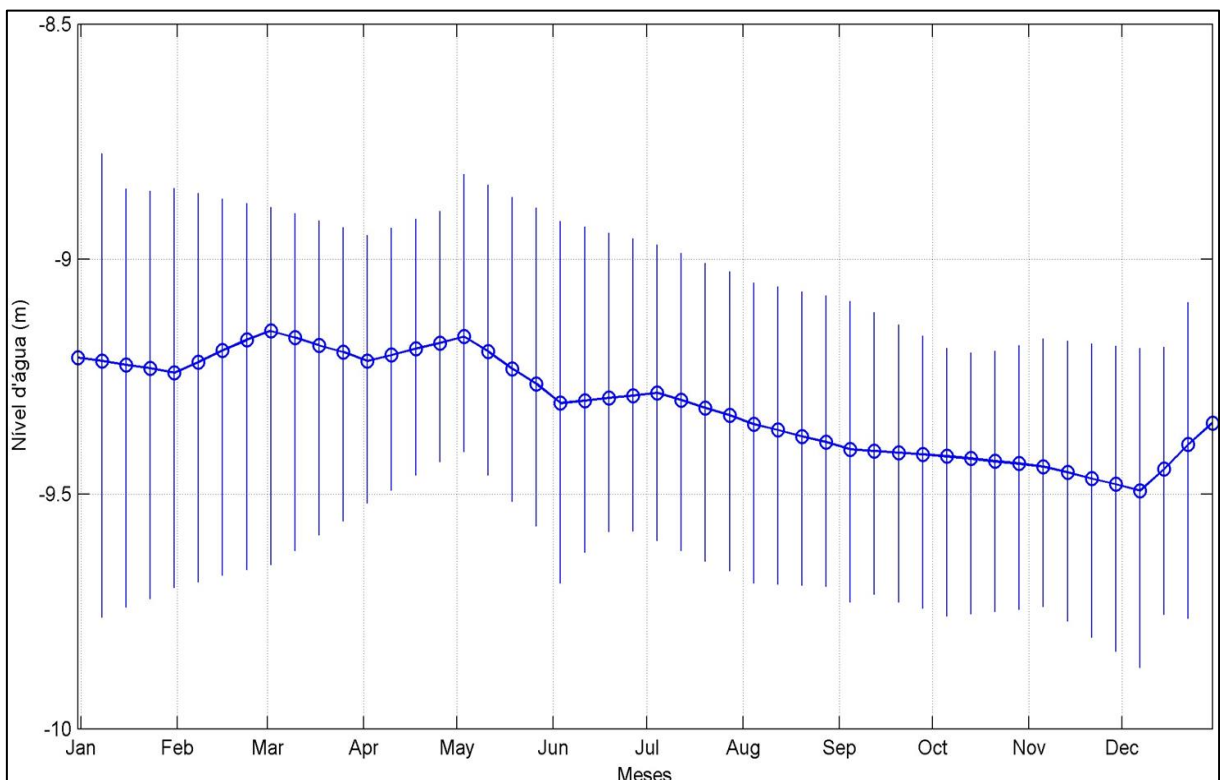
Os parâmetros analisados mostram que há uma primeira resposta relativamente atrasada às interferências de fatores exógenos, representada pelo pico da função IR entre três e quatro meses (90 a 120 dias) após o instante inicial. No entanto, também se observa um efeito prolongado no sistema, indicado pela lenta

queda da função IR ao longo do tempo. Resultados semelhantes foram obtidos por Manzione *et al.* (2012) em poços localizados na Bacia Hidrográfica do Ribeirão da Onça, área próxima ao local de estudo, onde também ocorre o afloramento do SAG.

Apesar de não ser um poço muito profundo, com nível d'água variando entre 8 e 10 metros de profundidade, a função IR sugere uma interferência lenta dos parâmetros externos, como excedente ou déficit de chuva, na oscilação do nível d'água do sistema. Essa resiliência a fatores exógenos pode ser resultado de uma característica intrínseca do aquífero, onde a geologia é determinante sobre a dinâmica da bacia em relação aos fatores exógenos do clima.

Do modelo também são determinados os níveis médios das águas subterrâneas para cada mês durante o período de monitoramento. Dessa mesma forma, também são calculados os níveis médios das águas subterrâneas (NMAS) (Figura 22), como descrito em Manzione (2015) e Von Asmuth *et al.* (2012). Essa estatística envolve o cálculo do nível médio mais baixo (NMMB), nível médio (NM) e nível médio mais alto (NMMA) que servem como uma ferramenta auxiliar na descrição do regime das águas subterrâneas (Tabela 8).

Figura 22. Apresentação do resultado da simulação do nível d'água médio (NM) para cada mês, com indicação dos valores máximos (NMMA) e mínimos (NMMB) através das linhas verticais.



Fonte: Elaborado pelo autor.

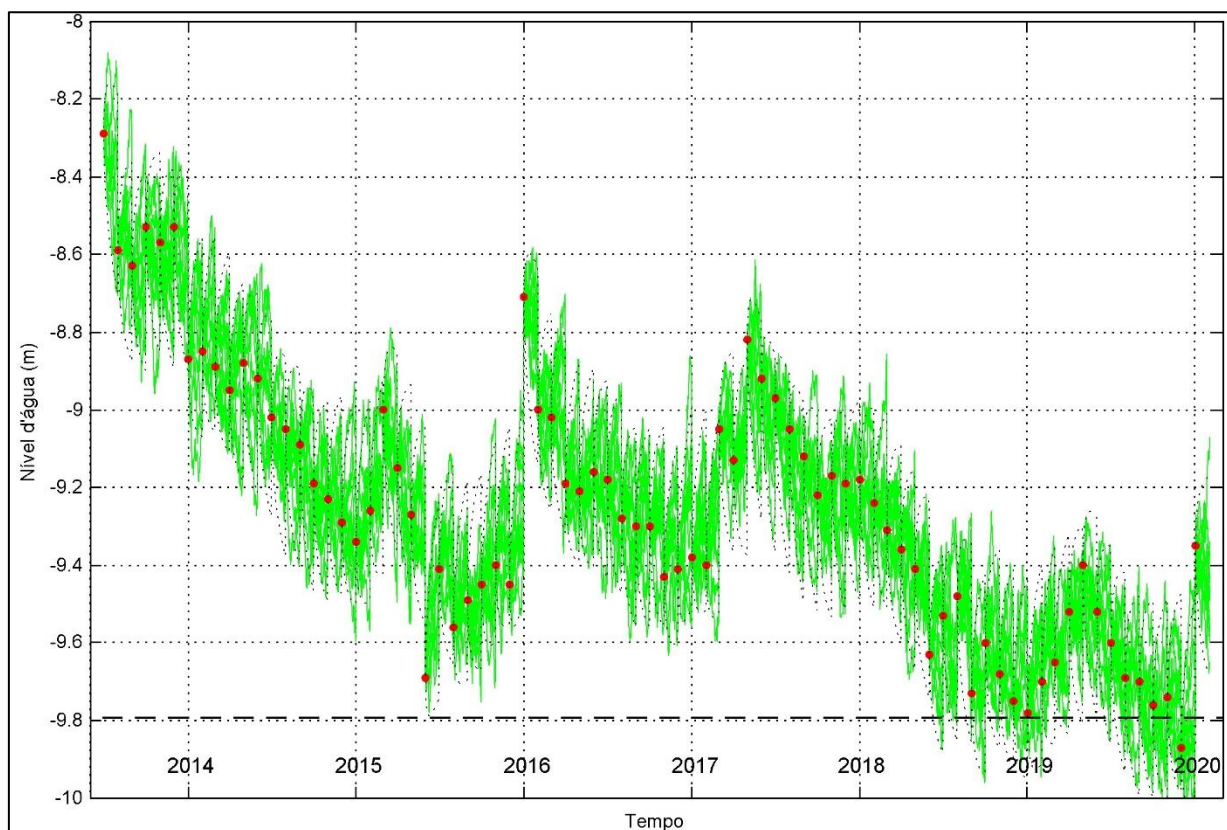
Tabela 8. Resultados dos níveis médios das águas subterrâneas (NMAS) da simulação, conforme ilustrado na Figura 22.

Parâmetros	NMMB	NM	NMMA
Resultados	-9.54	-9.31	-9.07

NMMB representa o nível médio mais baixo, NM o nível médio, e NMMA o nível médio mais alto.

Sendo assim, temos definidos médias para os intervalos de oscilação dos níveis da água tanto para os momentos maior disponibilidade hídrica quanto para os momentos de menor disponibilidade. Esses resultados ajudam a melhorar a visualização do comportamento das oscilações e servem para ampliar os cenários de previsibilidade da série do nível d'água do poço. O resultado dos NMAS foi obtido a partir de 10 simulações do modelo, realizadas para o mesmo conjunto de dados definido anteriormente, e possibilita estabelecer um intervalo de confiança para o modelo gerado, juntamente com os desvios esperados para cada momento, conforme o gráfico (Figura 23).

Figura 23. Resultado do modelo PIRFICT para a simulação do nível médio d'água do poço, com os desvios máximos e mínimos calculados para cada instante.

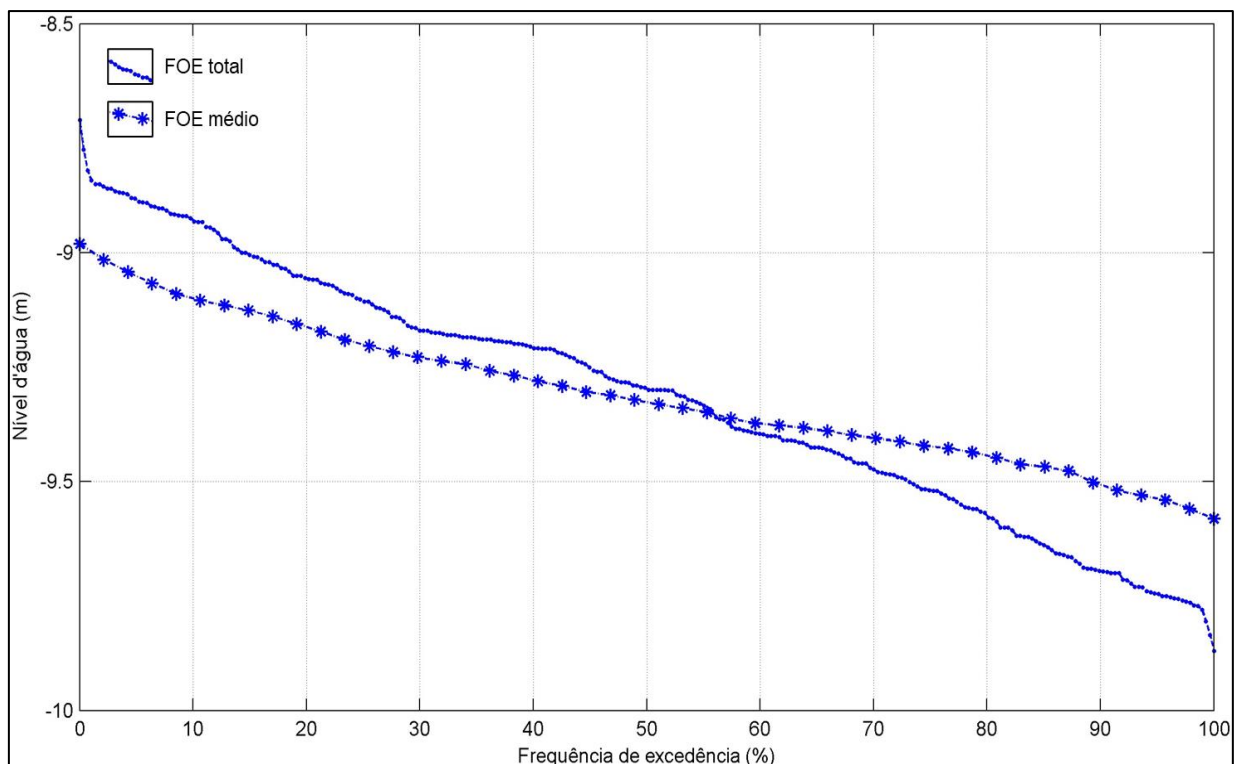


Fonte: Elaborado pelo autor.

Em geral, o nível d'água do poço varia pouco (aproximadamente 2 metros), portanto, os desvios apresentados são relativamente grandes para a variação observada. Porém, esses desvios tendem a se manter constantes. Assim, a determinação dos desvios da simulação auxilia na determinação do quão distante os diferentes cenários podem estar da situação modelada.

Do mesmo modo, as simulações foram utilizadas para determinar o valor da Frequência de excedência (FOE) do nível do poço, um parâmetro que estabelece o percentual, médio e total, com que a variável hidrológica apresenta um valor maior do que outro determinado valor (Figura 24).

Figura 24. Gráfico da Frequência de excedência (FOE) do nível do poço.



Fonte: Elaborado pelo autor.

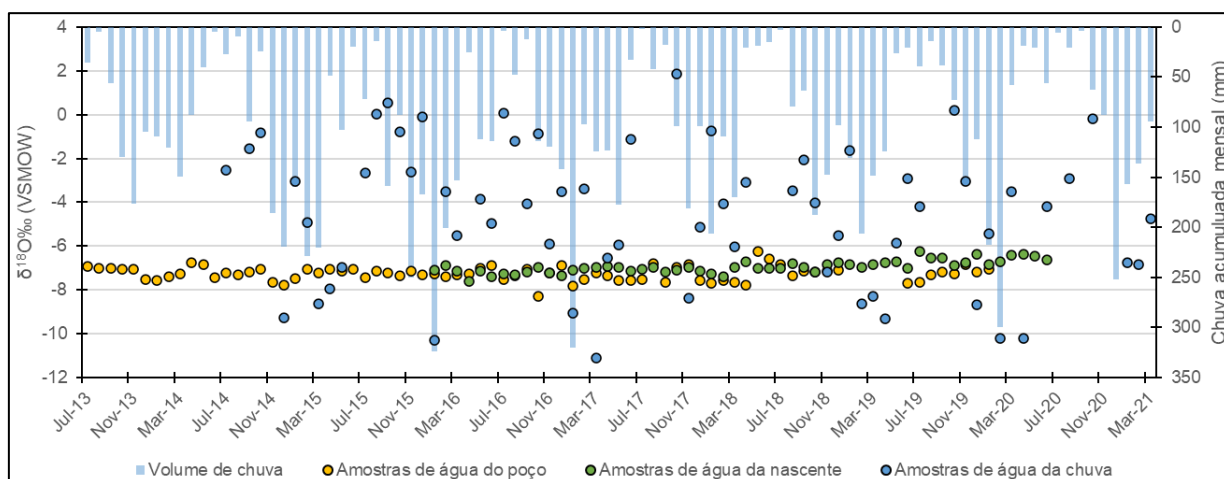
Segundo o parâmetro de FOE total, o nível da água subterrânea se manteve acima de 9,5 metros em 70% do tempo monitorado, mas na média os níveis se mantiveram acima deste valor em 90% do tempo. A delimitação destes intervalos e dos demais parâmetros expostos acima auxiliam no entendimento das características da oscilação dos níveis da água na bacia. Isso significa que o sistema se comportou de forma resiliente frente aos fatores exógenos, exibindo parâmetros praticamente constantes e com pouca variação entre seus valores totais e médios.

6.3 Monitoramento isotópico

6.3.1 Séries isotópicas

Os dados do monitoramento isotópico são apresentados primeiramente de forma cronológica para então serem feitas análises acerca dos padrões da composição isotópica da chuva, do poço e da nascente. Apesar do monitoramento não acontecer ao mesmo tempo para os três parâmetros durante todo o período do estudo, a análise do conjunto de dados e a identificação de padrões na composição isotópica de cada uma das fontes é o suficiente para estabelecer algumas relações entre as águas meteóricas e as águas subterrâneas da bacia (Figura 25).

Figura 25. Gráfico dos volumes de chuva e dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ para as amostras da água do poço, da nascente e da chuva no período de 2013 a 2021.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Em uma primeira análise, fica evidente que a amplitude de variação da composição isotópica da chuva é maior do que a composição das águas do poço e da nascente. Em geral, a composição das chuvas varia de acordo com o seu volume, ou seja, em meses em que há maior quantidade de chuvas, o sinal isotópico das amostras é mais depletado em relação aos meses mais secos, comportamento típico do local de estudo, de clima tropical úmido, onde há influência de um efeito de quantidade na composição das amostras (CLARK; FRITZ, 1997; GASTMANS *et al.*, 2021).

Em relação aos sinais isotópicos do poço e da nascente, estes se comportam de maneira semelhante, ambos com valores de $\delta^{18}\text{O}$ próximos e variando pouco ao

longo do período monitorado, assim como determinado por Batista (2019) e de Lima (2021). Esse comportamento mais estável da composição isotópica é esperado em se tratando de águas subterrâneas mais antigas, visto que, os efeitos da precipitação, evapotranspiração e a interação com as rochas já não interferem drasticamente na sua composição (JASECHKO, 2019).

6.3.2 Estatísticas descritiva dos dados isotópicos

Como parte da análise exploratória dos dados, as estatísticas da composição isotópica das diferentes fontes foram calculadas assim como foram calculadas as estatísticas de posição, dispersão e forma, apresentadas no item 7.1.2 (Tabela 9).

Tabela 9. Resultados da análise estatística dos dados isótopos de ^{18}O , ^2H e excesso de deutério (d-excess) das amostras de chuva, do poço e da nascente.

	Chuva			Poço			Nascente		
Isótopos	^{18}O	^2H	d-excess	^{18}O	^2H	d-excess	^{18}O	^2H	d-excess
Dados (n)	64	64	64	74	74	74	54	54	54
Médias	-4,49	-22,31	13,58	-7,25	-47,30	10,71	-6,94	-44,21	11,30
Desvio P	3,16	26,00	4,03	0,32	1,06	2,60	0,28	1,35	1,50
Variância	9,96	675,94	16,27	0,10	1,13	6,74	0,08	1,83	2,26
Coef. Var.	-0,70	-1,17	0,30	-0,04	-0,02	0,24	-0,04	-0,03	0,13
Mínimo	-11,09	-75,60	4,47	-8,28	-49,50	2,72	-7,59	-46,66	8,65
1º Quartil	-6,76	-41,40	11,47	-7,51	-47,98	8,71	-7,13	-45,12	10,20
Mediana	-4,06	-18,43	13,45	-7,24	-47,25	11,09	-6,97	-44,50	11,23
3º Quartil	-2,41	-3,87	15,74	-7,04	-46,53	12,32	-6,76	-43,41	12,15
Máximo	1,88	21,85	26,09	-6,24	-43,60	19,14	-6,26	-40,90	15,42
Assimetria	-0,21	-0,16	0,40	-0,05	0,40	0,01	0,33	0,61	0,58
Curtose	-0,78	-0,93	1,40	1,19	0,99	1,16	0,04	-0,14	0,30

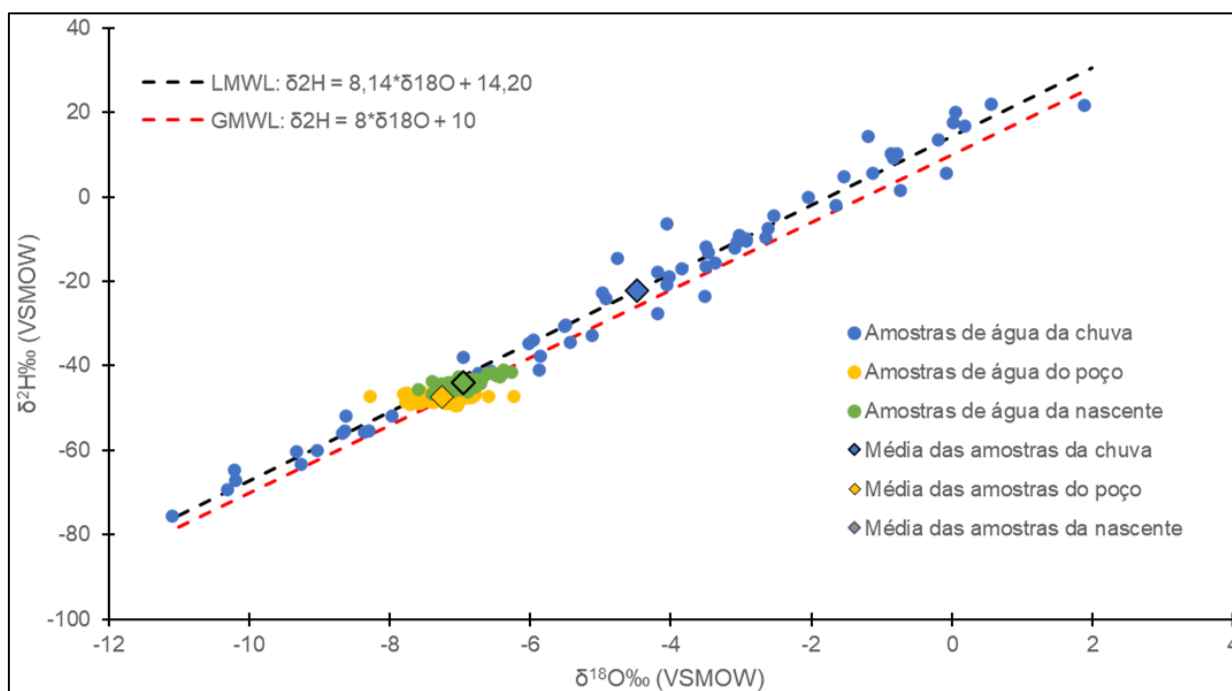
Com exceção dos valores de excesso de deutério, que é um parâmetro originado de uma transformação dependente da relação linear entre os isótopos de ^{18}O e ^2H , os demais valores apresentam distribuições que tendem a normalidade, com curtose e assimetria próximos, tendendo a 0.

Assim como analisado graficamente, a composição isotópica da chuva varia bastante, apresentando maiores valores para as medidas de dispersão, decorrentes da aleatoriedade deste processo, discutido anteriormente neste capítulo. Já as medidas de dispersão para as águas do poço e da nascente apresentaram valores mais baixos, indicando que os processos responsáveis pela composição isotópica dessas fontes são melhor definidos.

6.3.3 Composição isotópica das fontes

Para a descrição dos padrões da composição isotópica da chuva, os valores podem ser plotados em um gráfico $\delta^2\text{H} \times \delta^{18}\text{O}$ e representados por uma única linha, conhecida como reta meteórica local (LMWL). Neste mesmo gráfico, são inseridos os valores das amostras do poço e da nascente, juntamente com uma reta meteórica global padrão, chamada de GMWL, que representa a relação linear entre o deutério e o oxigênio-18. Esta forma de apresentar os dados facilita a visualização da situação exposta e possibilita a discussão dos padrões encontrados (Figura 26).

Figura 26. Gráfico da relação entre os valores de $\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para cada amostra de água da chuva, do poço e da nascente.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A reta meteórica local é definida pela equação: $\delta^2\text{H} = 8,14 \cdot \delta^{18}\text{O} + 14,20$, o que implica em uma inclinação semelhante a GWML, mas com deslocamento para o

quadrante acima da reta, consequência de um valor de excesso de deutério de 14,20. Os valores de excesso de deutério acima de 10 indicam uma maior intensidade dos processos de recirculação do vapor na atmosfera durante o deslocamento das massas de ar que originam a chuva na região e condizem com os dados de Batista et al (2018) e Lima (2021), que fizeram a análise isotópica da chuva em diferentes períodos e escalas temporais para a mesma região.

Essa variação da assinatura isotópica das águas da chuva é descrita por Santos (2018), como decorrente da atuação de sistemas atmosféricos ao longo das estações do ano, como a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) durante o verão, que empobrece a composição isotópica da precipitação, e as incursões de Frentes Frias durante o inverno, que enriquecem a composição isotópica da precipitação.

Já composição isotópica das águas do poço e da nascente são mais homogêneas e suas médias são mais empobrecidas em relação à média das águas da chuva. Essa homogeneidade das águas subterrâneas, que se mantêm praticamente constante independente da sazonalidade, é um indicativo de que o aquífero não é afetado diretamente por efeitos de sazonalidade, sendo essencialmente composto por uma fonte majoritária de água subterrânea, com contribuições menores da água da chuva.

O deslocamento em relação ao eixo X ($\delta^{18}\text{O} \text{‰}$), tanto da composição isotópica da água do poço quanto da água da nascente, é causado por uma alteração na relação entre os isótopos, onde o isótopo mais leve tende a evaporar, sobrando o isótopo pesado no reservatório. Esse processo é descrito como destilação de Rayleigh (CLARK; FRITZ, 1997), e pode ser um indício da ocorrência de processos de evaporação das águas armazenadas no aquífero, identificado pela menor inclinação das retas e pela variação no excesso de deutério das amostras (HAMEED *et al.*, 2015).

Ao assumir que a assinatura isotópica constante e empobrecida observada no poço é proveniente de processos de recarga do aquífero em condições climáticas pretéritas, é possível inferir que o sinal isotópico homogêneo e empobrecido da água da nascente deve ser proveniente de uma mistura entre as águas do aquífero e das águas relativamente enriquecidas da chuva.

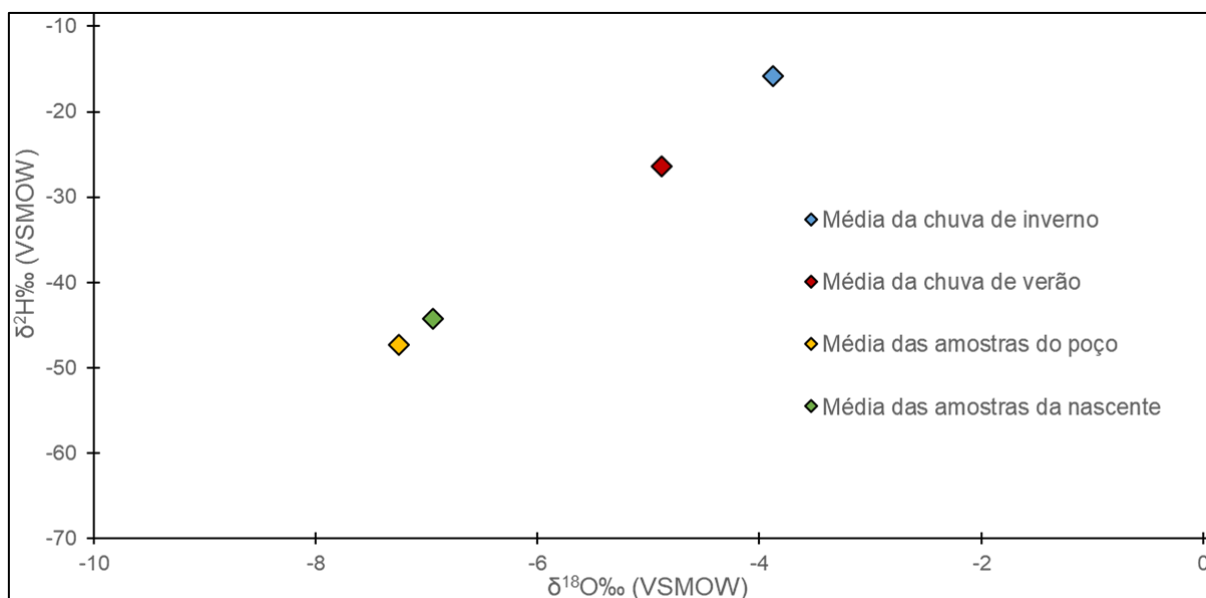
Definida a hipótese acerca da dinâmica deste sistema, é possível direcionar os esforços para a tentativa de quantificar as parcelas de contribuição das fontes (água do poço e água da chuva) para a mistura de interesse (água da nascente).

6.4 Modelo de mistura de isótopos

A partir da análise isotópica das fontes, a elaboração do modelo de mistura parte da hipótese de que o sinal isotópico da nascente estudada é resultado exclusivamente da combinação, em diferentes proporções, da média do sinal isotópico das amostras da chuva de inverno, e verão e da média das amostras do poço.

Neste caso, para o cálculo dos parâmetros de entrada da chuva de inverno e da chuva de verão, basicamente, é feita uma média da composição isotópica da chuva do período (seco/chuvoso), ponderada pelo volume de precipitação durante os meses. Sendo assim, a composição isotópica dos parâmetros do modelo são apresentados no gráfico (Figura 27).

Figura 27. Gráfico de $\delta^2\text{H}$ x $\delta^{18}\text{O}$ com os valores médios da composição isotópica da nascente, junto com suas possíveis fontes: chuva de inverno, chuva de verão e água subterrânea (amostras do poço).

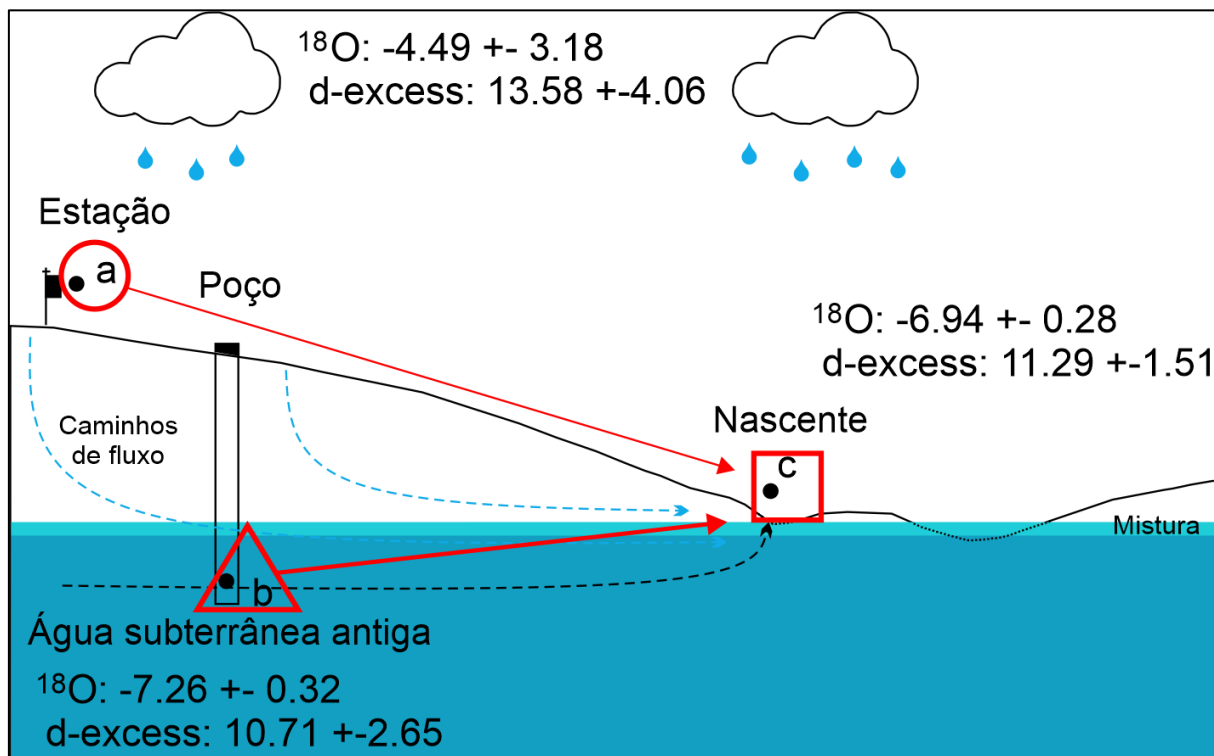


Fonte: Elaborado pelo autor.

Em vista disso, apesar da dinâmica da água na natureza ser um fenômeno complexo, um modelo conceitual foi construído de forma simplificada para a situação

observada na bacia (Figura 28). Desta maneira, o intuito do modelo conceitual foi demonstrar a dinâmica que deve ser reproduzida pelo modelo de balanço de massa.

Figura 28. Esquema representativo do modelo de mistura conceitual elaborado.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Por ser um modelo de balanço de massa simples, o modelo de mistura é descrito utilizando a equação 30, a partir da definição das médias das composições isotópicas das fontes como único parâmetro de entrada. Os resultados obtidos do modelo de balanço de massa permitem identificar as porcentagens de contribuição das parcelas da chuva e do aquífero para a manutenção do fluxo da nascente (Tabela 10).

Tabela 10. Apresentação dos resultados do modelo de mistura, indicando as proporções das fontes de contribuição para a descarga da nascente.

Fontes	Verão	Inverno	Média anual
Contribuição da chuva	28%	11%	21%
Contribuição do aquífero	72%	89%	79%

Segundo os resultados do modelo, as parcelas de contribuição da água da chuva e da água do aquífero são praticamente constantes durante o período de monitoramento, com uma pequena variação sazonal entre os períodos analisados. Esse comportamento reforça a importância do aquífero como fonte primária, responsável por manter o fluxo na nascente durante todo o ano, com maior contribuição durante o inverno, quando a contribuição da chuva é menor. Essa dinâmica é consonante com as observações feitas nos rios da região, conforme discutido por Batista (2019).

Ainda assim, os resultados da equação 31 apontam para um valor da razão de R/P da nascente de -1,28, e, do poço, um valor semelhante, de -1,58. Independente da diferença entre a composição do sinal isotópico das chuvas de inverno e verão, a variação desses valores em direção a composição da chuva é um indício do aumento da contribuição desta fonte durante o período analisado. Os valores negativos de R/P obtidos nas análises corroboram a influência significativa das chuvas de verão na recarga tanto da nascente quanto do poço investigado. Esse resultado ressalta a importância dos períodos de maior pluviosidade na manutenção e renovação das águas subterrâneas e é crucial para a compreensão da dinâmica de fluxo da bacia.

7. CONCLUSÕES

A análise dos dados provenientes do monitoramento hidrológico é essencial para uma compreensão mais adequada do comportamento das variáveis climáticas (MANZIONE, 2018). Sendo assim, por promoverem maior cobertura espacial e temporal dos parâmetros de interesse, as ferramentas e produtos desenvolvidos por meio de sensoriamento remoto são indispensáveis para aplicações relacionadas a dinâmica dos processos hidrológicos e se mostraram essenciais para o monitoramento contínuo das variáveis climatológicas.

Em uma primeira análise dos resultados obtidos, pode se destacar a conveniência do uso de dados de satélite no estudo, que foram condizentes com os dados obtidos pelas estações em campo, apresentando dados bem correlacionados de chuva ($r = 0,98$), sem lacunas, e possibilitando o uso da evapotranspiração na análise. Da forma como foi executada, a análise dos parâmetros hidrológicos da bacia só foi possível devido a utilização destes produtos, que forneceram um conjunto de dados de uso público indispensáveis para o estudo. O uso destes dados viabilizou também a aplicação de técnicas de análise de séries temporais nos parâmetros de interesse (entre 2001 e 2021), que constituíram a parte central deste trabalho.

A análise das séries temporais do conjunto de dados permitiu a detecção de variações sazonais e tendências nos parâmetros climáticos observados ao longo do tempo. Através dos testes estatísticos, que se mostraram ímpares para o discernimento e confirmação de hipóteses, foi identificado um extenso período de seca na bacia, de 2017 até dezembro de 2021. A diminuição dos volumes de chuva, combinado com o aumento da evapotranspiração e temperatura possivelmente tiveram impacto direto na dinâmica das águas subterrâneas, resultando no rebaixamento gradativo do nível do poço.

Esse comportamento reflete, pontualmente, a variação do nível d'água do SAG na área de afloramento, mostrando que o montante de água que entra no aquífero por meio da recarga não foi suficiente para repor o montante de água que sai do reservatório. A confirmação desta hipótese se dá a partir da variação do sinal isotópico da nascente que, ao longo do tempo, apresenta um leve enriquecimento das amostras, o que não acontece com as amostras do poço, identificado como principal fonte de água da nascente. O enriquecimento gradual da nascente acontece ao mesmo tempo em que há o rebaixamento dos níveis d'água do poço e indica uma

possível relação com a diminuição da contribuição das águas do aquífero. Porém, o fim do monitoramento do nível d'água do poço no momento mais crítico da série temporal pode acarretar um enviesamento das análises na avaliação deste impacto.

Conforme as equações de balanço de massa, o aquífero foi identificado como responsável pela maior parcela de contribuição da nascente, em torno de 80% da descarga, comportamento que é praticamente constante ao longo do ano, o que também justifica a semelhança entre as suas assinaturas isotópicas. Entretanto, é visto que a chuva tem sua contribuição tanto na composição do sinal do aquífero quanto do sinal da nascente, sendo que os períodos de chuvas intensas têm maior contribuição devido ao volume de chuva que efetivamente recarrega as águas subterrâneas.

De modo geral, as fontes podem ser definidas como a água do aquífero sendo uma fonte mais estável, com sinal empobrecido, que contribui com a maior parcela do fluxo da nascente, enquanto a chuva é uma fonte mais inconstante, com sinal relativamente enriquecido. Essa investigação conjunta da composição isotópica da chuva e das águas subterrâneas foi um primeiro passo para a compreensão dos processos de recarga da bacia. Apesar dos modelos de balanço de massa apresentarem uma formulação muito simples, serviram com êxito no propósito de auxiliar na identificação e direcionamento do problema.

Considerando os pontos mencionados acima, as águas subterrâneas utilizadas para usos consuntivos são essencialmente antigas, logo, a água utilizada para esses fins não é recarregada na mesma velocidade em que é consumida. Apesar da grande capacidade de armazenamento dos aquíferos, que hoje são uma opção para garantir o volume necessário para o abastecimento e a irrigação, não há como garantir a manutenção desta dinâmica sem a utilização sustentável dos recursos hídricos subterrâneos. Por isso a necessidade de avaliar o uso da água em estudos futuros.

Isso mostra que o ciclo da água, na realidade, é um sistema acoplado à sociedade humana, como definido por Abbot *et al.* (2019). Logo, a quantificação das interações entre a precipitação e a água subterrânea é fundamental para avançar na gestão dos recursos hídricos, possibilitando entender as variações das respostas da recarga em diferentes escalas temporais e espaciais (CUTHBERT *et al.*, 2019; MILLER, 2019;). Neste meio, o uso dos modelos estatísticos de séries temporais teve como intuito a identificação dos processos que influenciam na oscilação dos níveis de água subterrânea (MANZIONE *et al.* 2012; VON ASMUTH, 2012;). Portanto, as

aplicações do modelo PIRFICT nas análises foram particularmente interessantes, pois permitiram identificar características intrínsecas dos processos geradores das séries temporais que corroboraram com as demais análises.

Apesar do modelo apresentar desvios relativamente altos (0,6 metros), estes tenderam a se manter constantes, auxiliando na determinação do quão distante as simulações podem estar da situação observadas. Nessas simulações, os níveis das águas subterrâneas variam entre 8,1 metros e 10,1 metros, mas se mantiveram acima de 9,5 metros em 70% do tempo monitorado e, na média, acima deste valor em 90% do tempo. Ainda assim, as respostas do sistema se mostraram relativamente atrasadas às interferências de fatores exógenos entre três e quatro meses (90 a 120 dias), mas com efeito prolongado no sistema. Estes intervalos permitem identificar como o sistema é resiliente frente aos fatores exógenos, exibindo parâmetros praticamente constantes ao longo do período monitorado. Informações acerca da oscilação dos níveis da água são necessárias, pois promovem o direcionamento de decisões mais assertivas no âmbito da gestão de recursos hídricos.

Em suma, produtos derivados de satélite possibilitaram de fato uma nova era de tratamento de dados para a compreensão e avanço da hidrologia no ciclo global da água. Neste meio, o uso de modelos estocásticos e análises isotópicas foram ferramentas essenciais para discernir sobre processos hidrogeológicos específicos da região em termos de recarga das águas subterrâneas e interação entre águas superficiais e subterrâneas. Desta maneira, o estudo demonstra que o SAG é um fator fundamental para a manutenção da dinâmica dos recursos hídricos superficiais da bacia. Afinal, a água da chuva não foi suficiente para a reposição dos estoques subterrâneos, ao menos durante o período prolongado de seca, fenômeno que tende a se agravar diante de um cenário de mudanças climáticas. Portanto, entende-se que o papel principal de entender os processos ambientais da água sob condições climáticas atípicas é garantir a manutenção do abastecimento de água para consumo humano, melhorando as estratégias de adaptação que promovem a harmonia entre interesses sociais, ambientais e econômicos.

REFERÊNCIAS

- ABBASPOUR, K. C.; ROUHOLAHNEJAD, E.; VAGHEFI, S.; SRINIVASAN, R.; YANG, H.; KLØVE, B. A continental-scale hydrology and water quality model for Europe: Calibration and uncertainty of a high-resolution large-scale SWAT model. **Journal of hydrology**, v. 524, p. 733-752, 2015.
- ABBOTT, B. W.; BISHOP, K.; ZARNETSKE, J. P.; HANNAH, D. M.; FREI, R. J.; MINAUDO, C.; PINAY, G. (2019). A water cycle for the Anthropocene. **Hydrological Processes**, v. 33, n. 23, 2019.
- AGGARWAL, P. K.; ROMATSCHKE, U.; ARAGUAS-ARAGUAS, L.; BELACHEW, D.; LONGSTAFFE, F. J.; BERG, P.; FUNK, A. Proportions of convective and stratiform precipitation revealed in water isotope ratios. **Nature Geoscience**, v. 9, n. 8, p. 624–629, 2016.
- ALMEIDA, F. F. M. **Fundamentos Geológicos do Relevo Paulista**. São Paulo. Instituto Geográfico e Geológico, Boletim, 41, p.: 169-263. 1964.
- AMANAMBU, A. C.; OBAREIN, O. A.; MOSSA, J.; LI, L.; AYENI, S. S.; BALOGUN, O.; OCHEGE, F. U. Groundwater system and climate change: present status and future considerations. **Journal of Hydrology**, v. 589, p. 125163, 2020.
- ANA. AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. Estudo de vulnerabilidade natural à contaminação e estratégias de proteção do sistema Aquífero Guarani nas áreas de afloramento. (Relatório Final - Tomo I). Brasília: ANA, 343 p., 2016.
- ANA. AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. **Estimativas de evapotranspiração real por sensoriamento remoto no Brasil**. Brasília: ANA, 2020. Disponível em www.snirh.gov.br > Usos da Água.
- ASSINE, M. L.; PIRANHA, J. M.; CARNEIRO, C. D. R. Os paleodesertos Piramboia e Botucatu. In: **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. 1 ed. São Paulo: Beca Produções Culturais Ltda., v.1, p 77- 92, 2004.
- BARTELS, R. The rank version of von Neumann's ratio test for randomness. **Journal of the American Statistical Association**, v. 77, n. 377, p. 40-46, 1982.
- BATISTA, L. V.; GASTMANS, D.; SÁNCHEZ-MURILLO, R.; FARINHA, B. S.; DOS SANTOS, S. M. R.; KIANG, C. H. Groundwater and surface water connectivity within the recharge area of Guarani aquifer system during El Niño 2014–2016. **Hydrological Processes**, v. 32, n. 16, p. 2483-2495, 2018.
- BATISTA, L. **Desvendando a movimentação da água em área de recarga do Sistema Aquífero Guarani (SAG), utilizando análise hidrológica e traçadores isotópicos**. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, p. 112, 2019.
- BATTAGLIA, A; KOLLIAS, P.; DHILLON, R.; ROY, R.; TANELLI, S.; LAMER, K.; FURUKAWA, K. Spaceborne cloud and precipitation radars: Status, challenges, and ways forward. **Reviews of Geophysics**, v. 58, n. 3, p. 59, 2020.
- BEAUDOING, H.; RODELL, M. NASA/GSFC/HSL, GLDAS Noah Land Surface Model L4 monthly 0.25 x 0.25 degree V2.1, **Goddard Earth Sciences Data and Information Services**

Center (GES DISC), 2020. Disponível em: https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/GLDAS_NOAH025_M_2.1/summary. Acesso em: set 2022.

BEGUERÍA, S.; Vicente-Serrano, S.M. SPEI: “**Calculation of the Standardized Precipitation-Evapotranspiration Index**”. CRAN. R-project, 2023 <https://spei.csic.es>.

BOX, G. E. P.; JENKINS, G. M. **Time series analysis: forecasting and control**. 2.ed. San Francisco: Holden-Day, p. 746, 1976.

BRIGHETTI, J. M. P.; CAETANO-CHANG, M. R. **Fácies e dunas e lençóis de areia em sedimentos da Formação Piramboia na região de Rio Claro – SP**. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, v. 4, p. 67, 1995.

BUISHAND, T. A., Some Methods for Testing the Homogeneity of Rainfall Records, **Journal of Hydrology**, v. 58, p. 11–27, 1982.

BUTTLE, J. M. Isotope hydrograph separations and rapid delivery of pre-event water from drainage basins. **Progress in Physical Geography**, v. 18, n. 1, p. 16–41, 1994. <https://doi.org/10.1177/030913339401800102>.

CAETANO-CHANG M.R. **A Formação Piramboia no centro-leste do Estado de São Paulo**. Tese de Livre Docência, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, p. 196, 1997.

CALDEIRA, T. L.; MELLO, C. R.; BESKOW, S.; TIMM, L. C.; VIOLA, M. R. LASH hydrological model: An analysis focused on spatial discretization. **Catena**, v. 173, p. 183-193, 2019.

CBH-TJ. Comitê de Bacia Hidrográfica do Tietê-Jacaré (CBH-TJ). **Relatório de Situação dos Recursos Hídricos 2017 (Ano base 2016)**: UGRHI 13 - Bacia Hidrográfica Tietê-Jacaré. Araraquara: CBH-TJ, 2017 Disponível em: <http://www.sigrh.sp.gov.br/cbhtj/documentos>. Acesso em: abr. 2022.

CBH-TJ. Comitê de Bacia Hidrográfica do Tietê-Jacaré (CBH – TJ). **Relatório de Situação dos Recursos Hídricos 2022**: UGRHI 13 – Bacia Hidrográfica Tietê-Jacaré. Araraquara: CBHT- TJ, 2022. Disponível em: <https://sigrh.sp.gov.br/cbhtj/documentos>. Acesso em: set. 2022.

CETESB. COMPANHIA AMBIENTAL DO ESTADO DE SÃO PAULO. **Relatório da Qualidade das Águas Subterrâneas no Estado de São Paulo 2013-2015**. São Paulo: CETESB, 2016.

CETESB. COMPANHIA AMBIENTAL DO ESTADO DE SÃO PAULO. **Relatório da Qualidade das Águas Subterrâneas no Estado de São Paulo 2019-2021**. São Paulo: CETESB, 2022.

CHANG, H.K.; GONÇALVES, R.D.; AGGARWAL, P.K.; STRADIOTO, M.R.; HESPAHOL, E.C.B.; STURCHIO, N.; ROMATSCHKE, U.; ARAGUAS, L.J.A. Groundwater isotope ratios reflect convective and stratiform (paleo)precipitation fractions in Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 58, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124801>.

CHERRY, M.; GILMORE, T.; MITTELSTET, A.; GASTMANS, D.; SANTOS, V.; GATES, J.B. Recharge seasonality based on stable isotopes: Nongrowing season bias altered by irrigation in Nebraska. **Hydrological Processes**, 34(7): 1-12, 2020. <https://doi.org/10.1002/hyp.13683>.

CLARK, I.; FRITZ, P. **Environmental Isotopes in Hydrogeology**. CRC Press, Boca Raton, p. 343, 1997.

CLARK, I. **Groundwater Geochemistry and Isotopes**. Boca Raton, CRC Press, p. 456, 2015. <https://doi.org/10.1201/b18347>.

COELHO, C. A. S.; CARDOSO, D. H. F.; FIRPO, M. A. F. Precipitation diagnostics of an exceptionally dry event in São Paulo, Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 125, n. 3–4, p. 769–784, 2016. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s00704-015-1540-9>.

COPLIN, T. R.; HERCZEG, A. L.; BARNES, C. **Isotope Engineering – Using Stable Isotopes of the Water Molecule to Solve Practical Problems**. In: P. COOK & A.L. HERCZEG, *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*. Boston, Springer, p. 79-110, 2000. <https://doi.org/10.1007/97814615455763>.

COTA, S.; PEIXOTO, C.M.; BARRETO, A. A.; GASTMANS, D.; SANTOS, V.; TERZER, S.; ARAGUÁS-ARAGUÁS, L. Gnip Stations in Brazil: Importance, past and current developments. In: ABAS, **Congresso Internacional de Meio Ambiente Subterrâneo III**, São Paulo, Anais, 2013. Disponível em: <https://aguassubterraneas.abas.org/ asubterraneas/ article/view/27504>.

CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Sistema de Informação de Águas Subterrâneas – SIAGAS. Disponível em: <http://siagas.cprm.gov.br>. Acesso em: Abril de 2023.

CRAIG, H. Isotopic Variations in Meteoric Waters. **Science**, v. 133, p. 1702-1703, 1961. <https://doi.org/10.1126/science.133.3465.1702>.

CRYER, J. D.; CHAN, K. S. **Time series analysis: with applications in R**. New York, Springer, p. 500, 2008.

CUI, X.; GUO, X.; WANG, Y.; WANG, X.; ZHU, W.; SHIE, J.; LIN, C.; GAO, X. Application of remote sensing to water environmental processes under a changing climate. **Journal of Hydrology**, v 574, p. 892–902, 2019.

CUNHA, A. P. M. A.; ZERI, M.; LEAL, K. D.; COSTA, L.; CUARTAS, L. A.; MARENGO, J. A.; TOMASELLA, J.; VIEIRA, R. M.; BARBOSA, A. A.; CUNNINGHAM, C.; CAL GARCIA, J. V.; BROEDEL, E.; ALVALÁ, R.; RIBEIRO-NETO, G. **Extreme drought events over Brazil from 2011 to 2019**. *Atmosphere*, v. 10, n. 11, 2019. <https://doi.org/10.3390/atmos10110642>.

CUTHBERT, M. O.; GLEESON, T.; MOOSDORF, N.; BEFUS, K. M.; SCHNEIDER, A.; HARTMANN, J. & LEHNER, B. Global patterns and dynamics of climate–groundwater interactions. **Nature Climate Change**, v. 9, n. 2, p. 137, 2019.

DAEE (Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo). **Águas subterrâneas no Estado de São Paulo**: diretrizes de utilização e proteção. Departamento de Águas e Energia Elétrica, Instituto Geociências e Ciências Exatas. Laboratório de Estudo de Bacias. - São Paulo: DAEE/LEBAC, p. 44, 2013.

FETTER, C. W. **Applied Hydrogeology**. 4 ed., Prentice Hall, New Jersey, p. 598, 2001.

FOSTER, S.; HIRATA, R.; VIDAL, A.; SCHMIDT, G.; GARDUÑO, H.; ARGENTINA, S.D.R.H.S. **The Guarani Aquifer initiative**—Towards realistic ground-water management in a transboundary context. Washington: GWMATE—The World Bank, 2009.

FRITZ, P.; CHERRY, J. A.; SKLASH M.; WEYER, K. U. Storm runoff analysis using environmental isotopes and major ions. In **Interpretation of Environmental Isotope and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology**. Vienna, Austria: International Atomic Energy Agency, p. 111–130, 1976.

FULFARO, V.J.; GAMA JR, E.; SOARES, P.C. - **Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná**. São Paulo: PAULIPETRO, Consórcio IPT/CESP (Relatório 008/80), 1980.

GALLO, G.; SINELLI, O. Estudo hidroquímico e isotópico das águas subterrâneas na região de Ribeirão Preto (SP). **Revista Brasileira de Geociências**, v.10 n. 2, p. 129- 140, 1980.

GASTMANS, D.; CHANG, H. K.; HUTCHEON, I. Stable isotopes (2H , 18O and 13C) in groundwaters from the northwestern portion of the Guarani Aquifer System (Brazil). **Hydrogeology Journal**, v. 18, n. 6, p. 1497-1513, 2010.

GASTMANS, D.; MIRA, A.; KIRCHHEIM, R.; VIVES, L.; RODRÍGUEZ, L.; VEROSLAVSKY, G. Hypothesis of groundwater flow through geological structures in Guarani Aquifer System (GAS) using Chemical and Isotopic Data. **Procedia Earth and Planetary Science**, v. 17, p. 136-139, 2017b. <https://doi.org/10.1016/j.proeps.2016.12.030>.

GASTMANS, D.; GARPELLI, L.N.; DOS SANTOS, V.; DE LIMA, C.; QUAGGIO, C.S.; SANTAROSA, L.V.; KIRCHHEIM, R.E. Contribuição dos isótopos estáveis da água (H e O) no conhecimento dos aquíferos brasileiros: estado da arte e perspectivas futuras. **Derbyana** v. 42, n. 734, 2021. <https://doi.org/10.14295/derb.v42.734>.

GLEICK, P.H.; COOLEY, H.; FAMIGLIETTI, J.S.; LETTENMAIER, D.P.; OKI, T.; VÖRÖSMARTY, C.J.; WOOD, E.F. Improving understanding of the global hydrologic cycle- Observation and analysis of the climate system: In The global water cycle. **Climate Science for Serving Society: Research, Modeling and Prediction Priorities**. Springer. The Netherlands, p. 151–184, 2013. ISBN 978-94-007-6691-4.

GROLEMUND, G.; WICKHAM, H. “Dates and Times Made Easy with lubridate.” **Journal of Statistical Software**, v. 40, n. 3, p. 1–25, 2011. <https://www.jstatsoft.org/v40/i03/>.

GRÖNING, M.; LUTZ, H. O.; ROLLER-LUTZ, Z.; KRALIK, M.; GOURCY, L.; PÖLTENSTEIN, L. A simple rain collector preventing water re-evaporation dedicated for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ analysis of cumulative precipitation samples. **Journal of Hydrology**, v. 448, p. 195–200, 2012.

HAMEED, A. S.; RESMI, T. R.; SURAJ, S.; WARRIER, C. U.; SUDHEESH, M.; DESHPANDE, R. D. Isotopic characterization and mass balance reveals groundwater recharge pattern in Chaliyar river basin, Kerala, India. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 4, p. 48-58, 2015.

HEALY, R. W. **Estimating Groundwater Recharge**. Cambridge University Press, Cambridge, UK, p. 244, 2010.

HERMANN, A.; MARTINEC, J.; STICHLER, W. Study of snowmelt-runoff components using isotope measurements. **Proceedings of Modeling of Snow Cover Runoff**, edited by: Colbeck, SC and Ray, M., US Army CRREL Special Report, p. 79-36, 1978.

HEUVELINK, G. B. M.; PEBESMA, E. J. **Spatial aggregation and soil process modelling**. Geoderma, v. 89, p.47-65, 1999. doi: 10.1016/S0016-7061(98)00077-9.

HIPEL, K. W.; MCLEOD, A. I. **Time series modelling of water resources and environmental systems**. Amsterdam: Elsevier, p. 1050, 1994.

HIRATA, R.; SUHOGUSOFF, A. V.; MARCELLINI, S. S.; VILLAR, P. C.; MARCELLINI, L. **As águas subterrâneas e sua importância ambiental e socioeconômica para o Brasil**. São Paulo: IGc/USP, 2019.

HIRSCH, R. M.; SLACK, J. R.; SMITH, R. A. Techniques of trend analysis for monthly water quality data. **Water Resources**, v. 18, p. 107-121, 1982.

HORITA, J.; ROZANSKI, K.; COHEN, S. Isotope effects in the evaporation of water: a status report of the Craig–Gordon model. **Isotopes in Environmental and Health Studies**, v. 44, n. 1, p. 23-49, 2008. <https://doi.org/10.1080/10256010801887174>.

HOU, A.Y.; KAKAR, R.K.; NEECK, S.; AZARBARZIN, A.A.; KUMMEROW, C.D.; KOJIMA, M.; OKI, R.; NAKAMURA, K.; IGUCHI, T. The Global Precipitation Measurement mission. **Bulletin of the American Meteorological Society** v. 95, p. 701–722, 2014.

HUFFMAN, G.J.; BOLVIN, D.T.; NELKIN, E.J.; WOLFF, D.B.; ADLER, R.F.; GU, G.; HONG, Y.; BOWMAN, K.P.; STOCKER, E.F. The TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis: Quasi-global, multi-year, combined-sensor precipitation estimates at fine scale. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, p. 38–55, 2007.

HUFFMAN, G.J.; STOCKER, E.F.; BOLVIN, D.T.; NELKIN, E.J.; JACKSON, T. GPM IMERG Final Precipitation L3 1 day 0.1 degree x 0.1 degree V06, Edited by Andrey Savtchenko, **Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC)**, 2019. Disponível em: https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/GPM_3IMERGDF_06/summary. Acesso em: abr. 2022.

IPCC: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the **Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, p. 1535, 2013.

IPCC: Summary for Policymakers, In: Climate Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the **Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. Cambridge University Press, United Kingdom and New York, NY, USA, p. 33, 2022.

IPT. INSTITUTO DE PESQUISA TECNOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo**. Monografias, IPT, 1981.

IPT. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. Comitê de Bacia Hidrográfica do Tietê-Jacaré (CBH – TJ). **Relatório Zero UGRHI13**: diagnóstico da situação atual dos recursos hídricos e estabelecimento de diretrizes técnicas para a elaboração do plano da Bacia Hidrográfica do Tietê-Jacaré. Araraquara: CBHT- TJ, 2006. Disponível em: <https://sigrh.sp.gov.br/cbhtj/documentos>. Acesso em: dez. 2021.

IPT. **Sistema Aquífero Guarani: Subsídios ao Plano de Desenvolvimento e Proteção Ambiental da Área de Afloramento do SAG no Estado de São Paulo**. Cadernos do Projeto Ambiental Estratégico Aquíferos, n. 5, 2010.

JAISWAL, R. K.; LOHANI, A. K.; TIWARI, H. L. Statistical analysis for change detection and trend assessment in climatological parameters. **Environmental Processes**, v. 2, p. 729-749, 2015.

JASECHKO, S.; BIRKS, S.J.; GLEESON, T.; WADA, Y.; FAWCETT, P.J.; SHARP, Z.D.; MCDONNELL, J.J.; WELKER, J.M. The pronounced seasonality of global groundwater recharge. **Water Resources Research**, v. 50, p. 8845-8867, 2014.

JASECHKO, S. **Global isotope hydrogeology-Review**. Reviews of Geophysics. v 57, n.3, p. 835–965, 2019. <https://doi.org/10.1029/2018RG000627>.

JIANG, S.; REN, L.; HONG, Y.; YONG, B.; YANG, X.; YUAN, F.; MA, M. Comprehensive evaluation of multi-satellite precipitation products with a dense rain gauge network and optimally merging their simulated hydrological flows using the Bayesian model averaging method. **Journal of Hydrology**, v. 452–453, p. 213– 225, 2012.

JUNQUEIRA, R.; VIOLA, M. R.; AMORIM, J. D. S.; CAMARGOS, C.; DE MELLO, C. R. Hydrological modeling using remote sensing precipitation data in a Brazilian savanna basin. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 115, 2022.

KARAMOUZ, M.; NAZIF, S.; FALAHI, M. **Hydrology and hydroclimatology: principles and applications**. Boca Raton: CRC Press, p. 716, 2013.

KENDALL, M.G. **Rank Correlation Methods**. Griffin, London, 1955.

KIDD, C. Satellite rainfall climatology: A review. **International Journal of Climatology**, v. 21, n. 9, p. 1041–1066, 2001.

KIDD, C.; BECKER, A.; HUFFMAN, G. J.; MULLER, C. L.; JOE, P.; SKOFRONICK-JACKSON, G.; KIRSCHBAUM, D. B. So, how much of the Earth's surface is covered by rain gauges? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 98, p. 69–78, 2017. <https://doi.org/10.1175/bams-d-14-00283.1>.

KIMMELMANN, A.A.S.; SILVA, R.B.G.; REBOUÇAS, A.C.; SANTIAGO, M.M.F. Hidrologia isotópica do Aquífero Botucatu, Bacia do Paraná, Brasil. In: ABAS, **Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas III**, São Paulo, Anais, p. 1-25, 1986.

KIMMELMANN, A.A.S.; REBOUÇAS, A.C.; MARLUCIA, M.; SANTIAGO, F. 14 C Analyses of groundwater from the Botucatu Aquifer System in Brazil. **Radiocarbon**, v. 31, n. 3, p. 926-933, 1989. <https://doi.org/10.1017/S0033822200012546>.

KIMMELMANN, A.A.S.; FORSTER, M.; COELHO, R. Environmental isotope and hydrogeochemical investigation of Bauru and Botucatu aquifers. In: International Atomic Energy Agency (IAEA), **Investigations on hydrology and hydrogeology in Latin America on water resources and groundwater pollution**, Vienna, p. 57-74, 1995.

KIRCHHEIM, R.E.; GASTMANS, D.; CHANG, H.K.; GILMORE, T.E. The use of isotopes in evolving groundwater circulation models of regional continental aquifers: The case of the Guarani Aquifer System. **Hydrological Processes**, v. 33, n. 17 p. 2266-2278, 2019. <https://doi.org/10.1002/hyp.13476>.

KLAUS, J.; MCDONNELL, J. J. Hydrograph separation using stable isotopes: Review and evaluation. **Journal of Hydrology**, v. 505, p. 47–64, 2013. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.09.006>.

KNOTTERS, M. **Regionalized time series models for water table depths**. Tese de pós-doutorado em Hidrologia - Wageningen University (WUR), Wageningen, 2001.

KRESIC, N. **Hydrogeology and groundwater modeling**. CRC press, p. 828, 2006.

KUMAR, S. V.; ZAITCHIK, B. F.; PETERS-LIDARD, C.; RODELL, M.; REICHLER, R.; LI, B.; JASINSKI, M.; MOCKO, D.; GETIRANA, A.; DE LANNOY, G.; COSH, M. H.; HAIN, C. R.; ANDERSON, M.; ARSENAULT, K. R.; XIA, Y., & EK, M. Assimilation of gridded GRACE terrestrial water storage estimates in the North American Land Data Assimilation System. **Journal of Hydrometeorology**, v. 17, n. 7, p. 1951–1972, 2016.

KUMAR, K.S; RATHNAM, E.V. Analysis and prediction of groundwater level trends using four variations of Mann Kendall tests and ARIMA modelling. **Journal of the Geological Society of India**, v. 94, p. 281-289, 2019.

KUMMEROW, C.; BARNES, W.; KOZU, T.; SHIUE, J.; SIMPSON, J. The tropical rainfall measuring mission (TRMM) sensor package. **Journal of atmospheric and oceanic technology**, v. 15, n. 3, p. 809-817, 1998.

LAKSHMI, V. **Remote sensing of the terrestrial water cycle**. John Wiley & Sons, p. 576, 2014.

LEVIZZANI, V; CATTANI, E. Satellite remote sensing of precipitation and the terrestrial water cycle in a changing climate. **Remote sensing**, v. 11, n. 19, p. 2301, 2019.

LI, D.; CHRISTAKOS, G.; DING, X.; WU, J. Adequacy of TRMM satellite rainfall data in driving the SWAT modeling of Tiaoxi catchment (Taihu lake basin, China). **Journal of Hydrology**, v. 556, p. 1139-1152, 2018.

LIMA, C. **Interação rio-aquífero e fluxos de nitrogênio em área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani, identificados a partir de isótopos estáveis**. Tese (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, p. 101, 2021.

MALOSZEWSKI P, ZUBER A. **Lumped parameter models for the interpretation of environmental tracer data**. User's guide of FlowPC program. GSF Institut für Hydrologie, Oberschleissheim, Germany, 1994.

MALOSZEWSKI, P.; ZUBER, A. **Manual on Mathematical Models in Isotope Hydrology**. IAEA-TECDOC-910, Vienna, Austria, IAEA, v. 1, p. 9-58, 1996

MANN, H. B. Non-parametric tests against trend. **Econometrica**, v. 13, n. 245-259, 1945.

MANZIONE, R. L.; WENDLAND, E.; TANIKAWA, D. H. Simulação estocástica de modelos de séries temporais combinados com geoestatística para prever cenários de níveis freáticos numa área de afloramento do Sistema Aquífero do Guarani, Brasil. **Hydrogeology Journal**, v. 20, p. 1239-1249, 2012.

MANZIONE, R. L. **Águas Subterrâneas: conceitos e aplicações sob uma visão multidisciplinar**. Paco Editorial, p. 388, 2015.

MANZIONE, R. L. **Análise de séries temporais e mapeamento de características das águas subterrâneas a partir de dados de monitoramento**. Instituto Água Sustentável, São Paulo, p. 186, 2018.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; SELUCHI, M. E.; CUARTAS, A.; ALVES, L. M.; MENDIONDO, E. M.; OBREGÓN, G.; SAMPAIO, G. **A seca e a crise hídrica de 2014-2015 em São Paulo**. Revista USP, 106(106), 31–44, 2015. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9036.v0i106p31-44>.

MATSUI, E. **Medida da Variação Natural da Relação D/H em Amostras de Água**. Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Piracicaba, BC-001, p. 31, 1971.

McSHANE, R. R.; DRISCOLL, K. P.; SANDO, R. A review of surface energy balance models for estimating actual evapotranspiration with remote sensing at high spatiotemporal resolution over large extents. **U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report**, n. 5087, 2017.

- MEGGIORIN, M.; PASSADORE, G.; BERTOLDO, S.; SOTTANI, A.; RINALDO, A. Assessing the long-term sustainability of the groundwater resources in the Bacchiglione basin (Veneto, Italy) with the Mann-Kendall test: suggestions for higher reliability. *Acque Sotterranee - Italian Journal of Groundwater*, v. 10, n. 1, 2021. <https://doi.org/10.7343/as-2021-499>
- MELO, D. D. C.; SCANLON, B. R.; ZHANG, Z.; WENDLAND, E.; YIN, L. Reservoir storage and hydrologic responses to droughts in the Paraná River basin, south-eastern Brazil. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 20, n. 11, p. 4673-4688, 2016.
- MICHAELIDES, S., LEVIZZANI, V., ANAGNOSTOU, E., BAUER, P., KASPARIS, T., LANE, J. E. Precipitation: Measurement, remote sensing, climatology and modeling. *Atmospheric Research*, v. 94, n. 4, p. 512-533, 2009.
- MICHELSON, D. B. Systematic correction of precipitation gauge observations using analyzed meteorological variables. *Journal of Hydrology*, v. 290, n. 3-4, p. 161-177, 2004.
- MILANI, E. J.; RAMOS, V. A. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, n. 4, p. 473-484, 1998.
- MILANI, E. J. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flavio Marques de Almeida*. São Paulo, p. 265-279, 2004.
- MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P. A.; FERNANDES, L. A.; FRANÇA, A. B. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p. 265-287, 2007.
- MILLER, J. Managing urban water: the role of isotope hydrology and what the Cape Town water crisis taught us. *Organismo Internacional de Energía Atómica Boletín*, v. 60, n. 1, p. 29-30, 2019.
- MOOK, W.G.; BOMMERSON, J.C; STAVERMAN, W.H. Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. *Earth and Planetary Science Letters*. v. 22, p. 169-176, 1974.
- MOOK, W. G. Environmental isotopes in the hydrological cycle: Principles and applications. In *Technical documents in hydrology*. UNESCO/IAEA, Paris/Vienna, v. 1, n. 39, 2000.
- NAVA, A; MANZIONE, R. L. Resposta de níveis freáticos do Sistema Aquífero Bauru (Formação Adamantina) em função da precipitação e evapotranspiração sob diferentes usos da terra. *Águas Subterrâneas*, v. 29, p. 191-201, 2015. doi:10.14295/ras.v29i2.28402.
- OEA (Organização dos Estados Americanos). Aquífero Guaraní: programa estratégico de ações [**Guaraní aquifer: strategic program of actions**]. Washington, DC: OEA. p. 424, 2009.
- PATAKAMURI, S. K; O'BRIEN, N. Package 'modifiedmk'. Cran. R-project, 2020.
- PETERSON, T. C.; EASTERLING, D. R.; KARL, T. R.; GROISMAN, P.; NICHOLLS, N.; PLUMMER, N.; PARKER, D. Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data: A review. *International Journal of Climatology*, v. 18, n. 13, p. 1493-1517, 1998. [https://doi.org/10.1002/\(sici\)1097-0088\(19981115\)18:13%3c1493::aid_joc329%3e3.0.co;2-t](https://doi.org/10.1002/(sici)1097-0088(19981115)18:13%3c1493::aid_joc329%3e3.0.co;2-t).
- PETTITT, A. N. A non-parametric approach to the change point problem. *Journal of the Royal Statistical Society Series C, Applied Statistics* 28, 126-135, 1979.

POHLERT, T. Non-parametric trend tests and change-point detection. CC BY-ND, v. 4, p. 1-18, 2016.

RABELO, J. L. **Estudo da recarga do Aquífero Guarani no sistema Jacaré-Tietê**. 2006. Tese de Doutorado - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2006.

RODELL, M.; HOUSER, P. R.; JAMBOR, U. E. A.; GOTTSCHALCK, J.; MITCHELL, K.; MENG, C. J.; TOLL, D. The Global Land Data Assimilation System. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 85, n. 3, p. 381-394, 2004.

ROZANTE, J. R.; VILA, D. A.; BARBOZA C. J.; FERNANDES, A. D. A.; SOUZA, A. D. Evaluation of TRMM/GPM blended daily products over Brazil. **Remote Sensing**, v. 10, n. 6, p. 882, 2018.

SAHA, S.; MOORTHY, S.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, P.; BECKER, E. NCEP Climate Forecast System Version 2 (CFSv2) 6-hourly Products. **Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory**, 2011. Disponível em: <https://doi.org/10.5065/D61C1TXF>.

SÁNCHEZ-MURILLO, R.; ESQUIVEL-HERNÁNDEZ, G.; SÁENZ-ROSALES, O.; PIEDRA-MARÍN, G.; FONSECA-SÁNCHEZ, A.; MADRIGAL-SOLÍS, H.; ULLOA-CHAVERRI, F.; ROJAS-JIMÉNEZ, L.D.; VARGAS-VÍQUEZ, J.A. Isotopic composition in precipitation and groundwater in the northern mountainous region of the Central Valley of Costa Rica. **Isotopes in Environmental and Health Studies**, v. 53, n.1, p. 1-17, 2017. <https://doi.org/10.1080/10256016.2016.1193503>.

SANTAROSA, L. V.; GASTMANS, D.; SANCHEZ-MURILLO, R.; SANTOS, V. D.; BATISTA, L. V.; BETANCUR, S. B. Stable isotopes reveal groundwater to river connectivity in a mesoscale subtropical watershed. **Isotopes in Environmental and Health Studies**, v. 57, n. 3, p. 236-253, 2021.

SANTOS, V. D. **Variações na composição isotópica da precipitação na porção central do Estado de São Paulo e sua relação com sistemas climáticos**. Tese (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2018.

SCHLOSSER, C. A. **Global Water Budgets–Fundamental Theory and Mechanisms**. Encyclopedia of Hydrological Sciences, 2006.

SCHNEIDER, R. L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28. Porto Alegre. **Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 1, p. 41-65. 1974.

SCHNEIDER, D. P.; DESER, C.; FASULLO, J.; TRENBERTH, K. E.: **Climate Data Guide Spurs Discovery and Understanding**. Eos Transactions American Geophysical Union, 94, 121–122, 2013. <https://doi.org/10.1002/2013eo130001>

SCHWARTZ, F. W.; ZHANG, H. **Fundamentals of Groundwater**. New York (NY): John Wiley & Sons, p. 592, 2003.

SEN, P.K. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau, **Journal of Americal Statistical Association**, v. 63, p. 1379-1389, 1968.

SENAY, G. B. Satellite Psychrometric Formulation of the Operational Simplified Surface Energy Balance (SSEBop) Model for Quantifying and Mapping Evapotranspiration. **Applied Engineering in Agriculture**, v. 34, n. 3, p. 555-566, 2018.

SHALINI, T. A.; PANDEY, A. C.; NATHAWAT, M. S. Groundwater level and rainfall variability trend analysis using GIS in parts of Jharkhand state (India) for sustainable management of water resources. **International Research Journal of Environment Sciences**, v. 1, n. 4, p. 24-31, 2012.

SILVA, R. B. G. **Estudo hidroquímico e isotópico das águas subterrâneas do aquífero Botucatu no Estado de São Paulo**. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 133, 1983. <https://doi.org/10.11606/T.44.1983.tde-28082015-135247>.

SILVEIRA, C. S.; SILVA JUNIOR, G. C. O Uso de Isótopos Ambientais em Estudos Hidrogeológicos no Brasil: Uma Resenha Crítica. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 25, p. 25-43, 2002.

SKLASH, M. G.; FARVOLDEN, R. N.; FRITZ, P. A conceptual model of watershed response to rainfall, developed through the use of oxygen-18 as a natural tracer. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 13, n. 2, p. 271–283, 1976. <https://doi.org/10.1139/e76-029>.

SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; FULFARO V.J. **Avaliação preliminar da evolução geotectônica das bacias intracratônicas brasileiras**. In: Congr. Bras. Geol., 28, Porto Alegre, 1974. Anais, Porto Alegre: SBG. v. 4, p.61-83. 1974.

SOLDERA, B. C.; MANZIONE, R. L. Modelagem de níveis freáticos no Sistema Aquífero Bauru como ferramenta na gestão de recursos hídricos subterrâneos. **Ciência geográfica**, v. 16, p. 54-61, 2012.

STEPHENS, G. L.; VANE, D. G.; BOAIN, R. J. *et al.* The CloudSat mission and the A-Train-A new dimension of space-based observations of clouds and precipitation. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 83, p. 1771–1790, 2002.

SUN, Q.; MIAO, C.; DUAN, Q.; ASHOURI, H.; SOROOSHIAN, S.; HSU, K. L. A review of global precipitation data sets: Data sources, estimation, and intercomparisons. **Reviews of Geophysics**, v. 56, n. 1, p. 79-107, 2018.

SVOBODA, M.; HAYES, M.; WOOD, D. **Standardized precipitation index: user guide**. 2012.

TAKAFUJI, E. H. M.; ROCHA, M. M.; MANZIONE, R. L. Groundwater level prediction/forecasting and assessment of uncertainty using SGS and ARIMA models: a case study in the Bauru Aquifer System (Brazil). **Natural Resources Research**, v. 28, n. 2, p. 487-503, 2019.

TANKERSLEY, C. D.; GRAHAM, W. D.; HATFIELD, K. Comparison of univariate and transfer function models of groundwater fluctuations. **Water Resources Research**, v. 29, n. 10, p. 3517-3533, 1993.

TENG, W.; RUI, H.; VOLLMER, B.; DE JEU, R.; FANG, F.; LEI, G. D.; PARINUSSA, R. NASA Giovanni: a Tool for visualizing, analyzing, and intercomparing soil moisture data. **Remote Sensing of the Terrestrial Water Cycle**, p. 331-346, 2014.

TUCCI, C. E. M. **Modelos hidrológicos**. Porto Alegre, ed. 2: Associação Brasileira de Recursos Hídricos / Editora da UFRGS, p. 678, 2005.

UHLENBECK, G. E.; ORNSTEIN, L. S. On the theory of the Brownian motion. **Physical Review** v. 36, p. 823-841, 1930.

VON ASMUTH, J. R. **Groundwater System Identification, Through Time Series Analysis**. PhD thesis, Delft University of Technology, Delft, 2012. Disponível em: <http://repository.tudelft.nl/view/ir/uuid%3Ab6ccd472-9b9d-4810-aa19-3a0b046017e0/>.

VON ASMUTH, J.; MAAS, K.; KNOTTERS, M.; BIERKENS, M.F.P.; BAKKER, M.; OLSTHOORN, T.; CIRKEL, D. G.; LEUNK, I.; SCHAARS, F.; ASMUTH, D. C. Software for hydrogeologic time series analysis, interfacing data with physical insight. **Environmental Modelling & Software**. v. 38, p. 178–190, 2012.

VON ASMUTH, J. R.; BIERKENS, M. F. P.; MAAS, K. Transfer function noise modeling in continuous time using predefined impulse response functions. **Water Resources Research**, v. 38, n. 12, p. 1287-1299, 2002. <http://dx.doi.org/10.1029/2001WR001136>.

VON ASMUTH, J. R.; BIERKENS, M. F. P. Modeling irregularly spaced residual series as a continuous stochastic process. **Water Resources Research**, v. 41, n. 12, 2005. <http://dx.doi.org/10.1029/2004WR003726>.

VON ASMUTH, J. R.; MAAS, K.; BAKKER, M.; PETERSEN, J. Modeling time series of ground water head fluctuation subjected to multiple stresses. **Groundwater**, v. 46, p. 30-40, 2008. doi: 10.1111/j.1745-6584.2007.00382.x.

WALD, A.; WOLFOWITZ, J. **On a test whether two samples are from the same population**, The Annals of Mathematical Statistics 11, 147–162, 1940. doi:10.1214/aoms/1177731909

WALLIS, W. A.; MOORE, G. H. A Significance Test for Time Series and Other Ordered Observations. New York: **National Bureau of Economic Research**, 1941.

WALTER, I. A; ALLEN, R. G. ; ELLIOTT, R. ; JENSEN, M. E. ; ITENFISU, D. ; MECHAM, B. ; MARTIN, D. ASCE's standardized reference evapotranspiration equation. **Watershed management and operations management**, p. 1-11, 2000.

WANG, D.; PRIGENT, C.; KILIC, L.; FOX, S.; HARLOW, C.; JIMENEZ, C.; AIRES, F.; GRASSOTTI, C.; KARBOU, F. Surface emissivity at microwaves to millimeter waves over polar regions: Parameterization and evaluation with aircraft experiments. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 34, p. 1039–1059, 2017.

WANG-ERLANDSSON, L.; FETZER, I; KEYS, P.W.; VAN DER ENT, R. J.; SAVENIJE, H. H.; GORDON, L. J. Remote land use impacts on river flows through atmospheric teleconnections. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 22, n. 8, p. 4311-4328, 2018.

WEIL, R. R.; BRADY, N. C. **The Nature and Properties of Soils**. ed. 15: Pearson Education, Inc, 2017.

WINTER T. C.; HARVEY, J. W.; FRANKE, O. L.; ALLEY, W. M. Groundwater and surface water: a single resource. **U.S. Geological Survey Circular**, v. 1139, 79p, 1998. <https://pubs.er.usgs.gov/publication/cir1139>.

WOESSNER, W. W. **Groundwater-Surface Water Exchange**. Ontario: The Groundwater Project, p. 158, 2020. Disponível em: <<https://gw-project.org/books/groundwater-surface-water-exchange/>>. Acesso em: 16 mar. 2022.

XAVIER, A. C.; KING, C. W; SCANLON, B. R. Daily gridded meteorological variables in Brazil (1980–2013). **International Journal of Climatology**, v. 36, p. 2644–2659, 2016.

ANEXO I

Dados dos parâmetros hidrológicos

Mês	Chuva (mm)	Evapo Real (mm)	Temperatura (°C)	Balanco Hídrico	NA	SPI
Jan-01	202.24	147.74	23.43	54.50		
Feb-01	159.98	113.19	23.92	46.79		
Mar-01	139.65	120.68	22.94	18.97		
Apr-01	35.67	107.42	21.78	-71.75		
May-01	92.37	97.49	17.75	-5.12		
Jun-01	28.98	76.53	17.26	-47.55		
Jul-01	23.39	71.29	17.94	-47.90		
Aug-01	49.99	111.65	19.45	-61.66		
Sep-01	65.31	139.96	20.33	-74.65		
Oct-01	160.42	180.92	21.11	-20.50		
Nov-01	178.14	189.61	22.90	-11.47		
Dec-01	244.63	169.89	21.89	74.74		0.06
Jan-02	318.85	150.63	22.87	168.22		0.42
Feb-02	234.56	112.65	21.93	121.91		0.76
Mar-02	141.88	119.05	23.44	22.83		0.77
Apr-02	8.17	114.44	22.53	-106.27		0.65
May-02	97.09	91.73	19.32	5.36		0.62
Jun-02	0.43	75.55	19.38	-75.12		0.50
Jul-02	12.31	82.43	16.85	-70.12		0.46
Aug-02	82.01	113.08	20.67	-31.07		0.59
Sep-02	56.54	116.65	18.94	-60.11		0.60
Oct-02	50.51	173.21	24.33	-122.70		0.21
Nov-02	177.68	154.77	21.92	22.91		0.21
Dec-02	206.88	127.20	23.21	79.68		0.08
Jan-03	388.45	150.63	22.24	237.82		0.27
Feb-03	145.04	120.54	23.73	24.50		-0.10
Mar-03	137.98	113.10	21.80	24.88		-0.10
Apr-03	84.99	98.33	20.20	-13.34		0.22
May-03	54.24	98.23	16.55	-43.99		0.07
Jun-03	12.86	98.55	18.10	-85.69		0.12
Jul-03	12.42	105.97	17.26	-93.55		0.12
Aug-03	20.34	135.20	16.71	-114.86		-0.10
Sep-03	13.69	152.89	19.37	-139.20		-0.28
Oct-03	107.37	169.95	20.32	-62.58		-0.05
Nov-03	163.35	148.93	20.84	14.42		-0.08
Dec-03	206.57	148.74	22.59	57.83		-0.09
Jan-04	297.34	154.56	21.32	142.78		-0.53
Feb-04	242.87	109.70	21.09	133.17		-0.15
Mar-04	98.71	112.81	20.84	-14.10		-0.31

Mês	Chuva (mm)	Evapo Real (mm)	Temperatura (°C)	Balanco Hídrico	NA	SPI
Apr-04	107.32	97.01	20.48	10.31		-0.21
May-04	126.94	94.45	16.79	32.49		0.12
Jun-04	45.22	85.77	16.11	-40.55		0.23
Jul-04	68.00	84.51	15.99	-16.51		0.41
Aug-04	0.39	126.53	18.10	-126.14		0.36
Sep-04	8.08	150.42	22.84	-142.34		0.37
Oct-04	120.34	167.85	19.60	-47.51		0.44
Nov-04	164.46	167.68	21.07	-3.22		0.44
Dec-04	234.04	147.66	21.48	86.38		0.61
Jan-05	423.29	155.68	21.72	267.61		0.94
Feb-05	83.67	143.37	22.34	-59.70		0.39
Mar-05	197.40	122.52	22.33	74.88		0.79
Apr-05	60.07	113.85	21.92	-53.78		0.59
May-05	105.44	100.71	19.00	4.73		0.48
Jun-05	45.83	72.03	17.94	-26.20		0.46
Jul-05	13.61	84.31	16.40	-70.70		0.28
Aug-05	16.81	123.73	19.91	-106.92		0.35
Sep-05	61.93	152.24	19.17	-90.31		0.57
Oct-05	140.60	143.06	21.91	-2.46		0.67
Nov-05	90.51	155.09	21.00	-64.58		0.39
Dec-05	200.97	169.89	20.81	31.08		0.31
Jan-06	184.19	152.60	22.71	31.59		-0.77
Feb-06	249.96	125.11	22.56	124.85		-0.09
Mar-06	161.98	127.38	22.49	34.60		-0.24
Apr-06	33.54	98.22	19.29	-64.68		-0.35
May-06	9.98	89.07	15.80	-79.09		-0.66
Jun-06	19.23	77.05	16.51	-57.82		-0.72
Jul-06	21.86	92.55	17.81	-70.69		-0.67
Aug-06	14.23	102.43	19.36	-88.20		-0.70
Sep-06	99.19	104.89	19.19	-5.70		-0.60
Oct-06	178.49	143.46	20.65	35.03		-0.45
Nov-06	184.72	143.48	20.66	41.24		-0.04
Dec-06	321.01	126.23	21.81	194.78		0.47
Jan-07	399.28	135.87	21.16	263.41		1.13
Feb-07	192.44	100.97	22.11	91.47		1.01
Mar-07	110.45	104.52	22.17	5.93		0.81
Apr-07	82.26	101.22	20.69	-18.96		0.99
May-07	121.94	96.21	16.89	25.73		1.26
Jun-07	11.78	84.62	16.88	-72.84		1.19
Jul-07	131.92	89.92	16.14	42.00		1.49

Mês	Chuva (mm)	Evapo Real (mm)	Temperatura (°C)	Balanço Hídrico	NA	SPI
Aug-07	1.24	127.78	18.76	-126.54		1.50
Sep-07	6.57	162.62	22.21	-156.05		1.32
Oct-07	71.13	182.01	22.87	-110.88		0.99
Nov-07	198.70	166.61	20.89	32.09		1.01
Dec-07	154.24	162.30	22.22	-8.06		0.48
Jan-08	231.80	152.27	20.97	79.53		-0.29
Feb-08	177.52	133.36	21.64	44.16		-0.39
Mar-08	181.65	122.05	21.11	59.60		-0.07
Apr-08	124.61	95.48	19.83	29.13		0.11
May-08	34.91	88.46	15.98	-53.55		-0.20
Jun-08	42.04	73.06	16.61	-31.02		-0.07
Jul-08	0.20	79.58	16.24	-79.38		-0.55
Aug-08	53.25	127.14	19.51	-73.89		-0.36
Sep-08	84.68	148.02	19.20	-63.34		-0.08
Oct-08	123.23	137.98	21.65	-14.75		0.13
Nov-08	70.61	141.09	21.36	-70.48		-0.36
Dec-08	230.09	168.48	21.77	61.62		-0.05
Jan-09	295.02	154.86	21.41	140.16		0.12
Feb-09	180.30	117.91	22.52	62.39		0.13
Mar-09	191.49	116.90	22.13	74.59		0.19
Apr-09	66.40	98.52	19.36	-32.12		-0.06
May-09	46.42	86.66	18.24	-40.24		0.02
Jun-09	45.92	93.08	14.68	-47.16		0.04
Jul-09	64.62	112.41	17.11	-47.79		0.26
Aug-09	157.09	118.85	18.20	38.25		0.63
Sep-09	167.20	124.04	20.82	43.16		0.97
Oct-09	86.88	154.58	21.01	-67.70		0.87
Nov-09	214.56	128.31	23.57	86.25		1.34
Dec-09	389.42	128.57	22.22	260.85		2.07
Jan-10	386.33	124.71	22.48	261.62		2.12
Feb-10	168.98	108.41	23.05	60.57		2.27
Mar-10	175.63	113.22	21.73	62.41		2.21
Apr-10	102.93	96.06	19.46	6.87		2.30
May-10	19.06	75.49	16.95	-56.43		1.98
Jun-10	24.03	82.96	15.65	-58.93		1.83
Jul-10	37.18	100.01	17.43	-62.83		1.72
Aug-10	0.10	131.48	17.47	-131.38		1.32
Sep-10	80.40	167.53	20.70	-87.13		1.13
Oct-10	97.63	156.86	19.93	-59.23		1.21
Nov-10	89.38	163.76	21.67	-74.38		0.74

Mês	Chuva (mm)	Evapo Real (mm)	Temperatura (°C)	Balanço Hídrico	NA	SPI
Dec-10	253.20	153.84	22.63	99.36		0.29
Jan-11	421.39	153.14	23.06	268.25		0.32
Feb-11	286.41	121.25	23.02	165.16		0.82
Mar-11	200.91	115.33	20.62	85.58		0.92
Apr-11	128.54	92.68	20.02	35.86		1.00
May-11	8.74	90.36	16.43	-81.62		0.88
Jun-11	57.08	86.24	15.12	-29.16		0.95
Jul-11	5.48	97.74	17.60	-92.26		0.83
Aug-11	26.28	124.21	18.94	-97.93		0.95
Sep-11	14.64	162.60	19.81	-147.96		0.80
Oct-11	226.13	165.76	21.40	60.37		1.28
Nov-11	165.63	158.53	20.91	7.10		1.49
Dec-11	220.80	156.74	22.43	64.06		1.56
Jan-12	342.26	121.74	20.92	220.52		1.09
Feb-12	139.70	148.78	22.94	-9.08		0.61
Mar-12	83.90	135.08	21.56	-51.18		0.14
Apr-12	146.38	101.66	20.63	44.72		0.21
May-12	116.90	85.64	16.67	31.27		0.60
Jun-12	183.06	82.34	17.47	100.72		0.98
Jul-12	38.24	94.53	16.75	-56.29		1.06
Aug-12	1.69	130.17	18.85	-128.48		1.03
Sep-12	79.13	154.20	21.07	-75.07		1.33
Oct-12	84.98	186.67	23.25	-101.69		0.87
Nov-12	138.89	167.24	22.07	-28.35		0.76
Dec-12	213.77	140.32	24.07	73.45		0.83
Jan-13	250.40	139.97	21.69	110.43		0.34
Feb-13	192.83	124.11	22.59	68.72		0.59
Mar-13	196.73	124.71	21.36	72.02		1.04
Apr-13	80.23	103.15	19.05	-22.92		0.77
May-13	154.84	89.90	17.97	64.94		0.84
Jun-13	71.29	69.04	17.57	2.25		0.44
Jul-13	35.39	94.03	16.12	-58.64	-8.29	0.42
Aug-13	4.41	125.16	17.68	-120.75	-8.59	0.45
Sep-13	55.70	148.07	20.49	-92.37	-8.63	0.40
Oct-13	129.90	173.24	21.14	-43.34	-8.53	0.59
Nov-13	175.98	167.78	22.04	8.20	-8.57	0.71
Dec-13	104.45	181.26	23.13	-76.81	-8.53	0.36
Jan-14	109.73	163.79	23.73	-54.06	-8.87	-0.31
Feb-14	120.14	155.52	23.28	-35.38	-8.85	-0.67
Mar-14	149.46	135.83	21.88	13.63	-8.89	-0.88

Mês	Chuva (mm)	Evapo Real (mm)	Temperatura (°C)	Balanço Hídrico	NA	SPI
Apr-14	87.54	107.19	20.28	-19.65	-8.95	-0.83
May-14	40.17	94.26	17.50	-54.09	-8.88	-1.19
Jun-14	4.88	77.74	17.54	-72.86	-8.92	-1.41
Jul-14	27.25	88.75	16.74	-61.50	-9.02	-1.41
Aug-14	9.16	109.00	18.71	-99.84	-9.05	-1.44
Sep-14	94.45	164.39	21.39	-69.94	-9.09	-1.37
Oct-14	24.38	190.71	22.60	-166.33	-9.19	-1.93
Nov-14	185.39	172.95	22.04	12.44	-9.23	-1.79
Dec-14	219.54	158.43	22.43	61.12	-9.29	-1.38
Jan-15	159.92	162.09	24.43	-2.17	-9.34	-1.12
Feb-15	228.81	122.96	22.64	105.85	-9.26	-0.71
Mar-15	220.62	122.52	21.66	98.10	-9.00	-0.37
Apr-15	48.24	101.18	20.60	-52.94	-9.15	-0.54
May-15	103.20	102.60	18.16	0.60	-9.27	-0.20
Jun-15	19.36	84.54	17.56	-65.18	-9.69	-0.13
Jul-15	71.69	99.07	17.97	-27.38	-9.41	0.03
Aug-15	14.36	132.69	19.92	-118.33	-9.56	0.05
Sep-15	158.67	159.90	22.38	-1.23	-9.49	0.31
Oct-15	88.17	196.06	23.92	-107.89	-9.45	0.56
Nov-15	250.54	176.20	23.80	74.34	-9.40	0.78
Dec-15	167.02	165.12	23.26	1.90	-9.45	0.68
Jan-16	323.38	150.20	22.59	173.18	-8.71	1.13
Feb-16	200.47	142.45	23.61	58.02	-9.00	1.12
Mar-16	153.46	131.08	22.33	22.38	-9.02	0.86
Apr-16	25.73	113.61	21.76	-87.88	-9.19	0.77
May-16	112.09	85.77	17.75	26.32	-9.21	0.74
Jun-16	114.39	72.11	15.67	42.28	-9.16	1.01
Jul-16	4.25	111.50	17.44	-107.25	-9.18	0.78
Aug-16	47.27	138.90	19.25	-91.63	-9.28	0.92
Sep-16	12.26	157.30	20.21	-145.04	-9.30	0.47
Oct-16	114.05	209.31	21.67	-95.26	-9.30	0.59
Nov-16	119.72	182.43	21.79	-62.71	-9.43	0.09
Dec-16	141.46	168.49	23.20	-27.03	-9.41	0.01
Jan-17	320.27	144.41	22.78	175.86	-9.38	-0.09
Feb-17	97.22	132.44	23.10	-35.22	-9.40	-0.56
Mar-17	124.45	120.06	21.85	4.40	-9.05	-0.68
Apr-17	123.12	98.81	20.28	24.31	-9.13	-0.24
May-17	177.74	81.38	18.90	96.36	-8.82	0.07
Jun-17	32.42	79.37	16.90	-46.95	-8.92	-0.23
Jul-17	2.12	100.40	16.90	-98.28	-8.97	-0.23

Mês	Chuva (mm)	Evapo Real (mm)	Temperatura (°C)	Balanço Hídrico	NA	SPI
Aug-17	42.45	134.36	19.97	-91.91	-9.05	-0.25
Sep-17	17.92	174.90	23.29	-156.98	-9.12	-0.24
Oct-17	98.65	210.22	23.89	-111.57	-9.22	-0.31
Nov-17	180.89	192.81	22.49	-11.92	-9.17	-0.04
Dec-17	99.12	159.27	23.37	-60.15	-9.19	-0.22
Jan-18	206.00	148.28	22.93	57.72	-9.18	-0.77
Feb-18	109.37	121.08	22.26	-11.71	-9.24	-0.79
Mar-18	170.24	125.97	23.63	44.27	-9.31	-0.56
Apr-18	20.66	114.59	20.75	-93.93	-9.36	-1.02
May-18	18.56	102.21	18.66	-83.65	-9.41	-1.58
Jun-18	14.63	89.51	19.12	-74.88	-9.63	-1.57
Jul-18	2.84	117.02	19.63	-114.18	-9.53	-1.54
Aug-18	79.30	138.21	18.62	-58.91	-9.48	-1.42
Sep-18	63.43	156.81	21.63	-93.38	-9.73	-1.32
Oct-18	187.71	158.98	22.58	28.73	-9.60	-0.94
Nov-18	147.98	160.37	22.31	-12.39	-9.68	-1.03
Dec-18	98.01	164.37	23.83	-66.36	-9.75	-1.15
Jan-19	130.98	154.20	24.64	-23.22	-9.78	-1.49
Feb-19	205.94	137.48	23.22	68.46	-9.70	-1.14
Mar-19	148.22	133.51	22.69	14.71	-9.65	-1.23
Apr-19	123.92	109.33	22.01	14.59	-9.52	-0.72
May-19	26.10	80.33	20.05	-54.23	-9.40	-0.58
Jun-19	21.06	87.18	18.73	-66.12	-9.52	-0.52
Jul-19	39.76	89.39	17.48	-49.63	-9.60	-0.37
Aug-19	14.48	118.08	19.31	-103.60	-9.69	-0.63
Sep-19	38.34	164.82	23.21	-126.48	-9.70	-0.79
Oct-19	73.08	184.40	24.30	-111.32	-9.76	-1.33
Nov-19	156.13	176.85	23.08	-20.72	-9.74	-1.22
Dec-19	112.17	173.26	22.88	-61.09	-9.87	-1.29
Jan-20	217.55	148.55	22.79	69.00	-9.35	-0.88
Feb-20	299.47	121.24	21.99	178.23		-0.53
Mar-20	58.41	136.10	21.25	-77.69		-0.93
Apr-20	19.21	111.90	19.33	-92.69		-1.42
May-20	21.03	95.22	16.74	-74.19		-1.25
Jun-20	55.91	81.65	18.85	-25.74		-1.04
Jul-20	6.12	95.59	18.94	-89.47		-1.15
Aug-20	20.56	138.45	19.03	-117.89		-1.16
Sep-20	3.92	185.01	23.98	-181.09		-1.41
Oct-20	63.02	200.33	24.05	-137.31		-1.50
Nov-20	88.22	151.87	22.20	-63.65		-1.74

Mês	Chuva (mm)	Evapo Real (mm)	Temperatura (°C)	Balanço Hídrico	NA	SPI
Dec-20	251.90	150.72	23.07	101.18		-1.21
Jan-21	156.69	139.01	23.29	17.68		-1.48
Feb-21	136.53	128.25	22.25	8.28		-2.53
Mar-21	94.50	130.16	22.57	-35.66		-2.29
Apr-21	34.18	134.45	19.51	-100.27		-2.17
May-21	13.63	119.34	18.67	-105.71		-1.93
Jun-21	34.45	102.84	17.72	-68.39		-1.93
Jul-21	18.83	121.95	16.03	-103.12		-1.83
Aug-21	4.39	144.28	20.28	-139.89		-1.96
Sep-21	2.71	200.87	24.49	-198.16		-2.13
Oct-21	123.44	224.70	21.37	-101.26		-1.87
Nov-21	123.41	189.54	22.29	-66.13		-1.60
Dec-21	134.91	182.82	22.13	-47.91		-2.44

ANEXO II

Dados dos isótopos estáveis

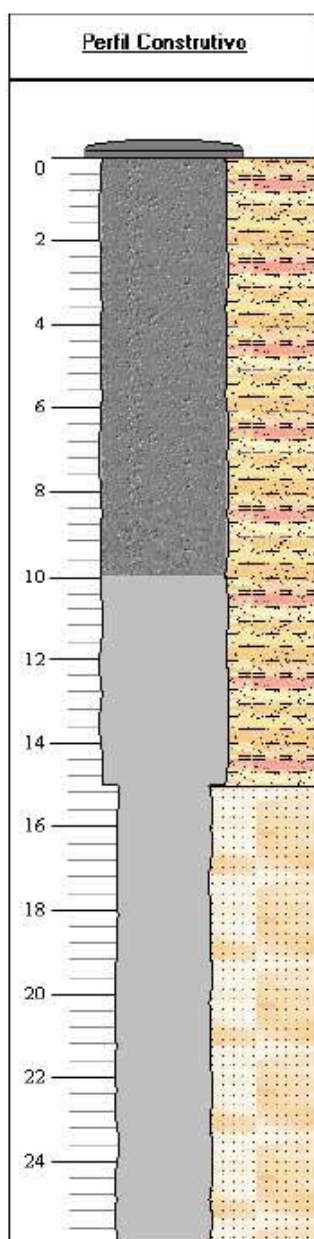
Mês	Poço			Nascente			Chuva		
	¹⁸ O	² H	d-excess	¹⁸ O	² H	d-excess	¹⁸ O	² H	d-excess
Jul-13	-6.92	-46.70	8.66						
Aug-13	-7.02	-47.10	9.06						
Sep-13	-7.02	-47.00	9.16						
Oct-13	-7.05	-46.40	10.00						
Nov-13	-7.03	-43.60	12.64						
Dec-13	-7.54	-47.20	13.12						
Jan-14	-7.58	-48.30	12.34						
Feb-14	-7.39	-46.40	12.72						
Mar-14	-7.25	-46.30	11.70						
Apr-14	-6.77	-46.80	7.36						
May-14	-6.82	-46.60	7.96						
Jun-14	-7.43	-46.90	12.54						
Jul-14	-7.22	-46.90	10.86				-2.53	-4.50	15.74
Aug-14	-7.29	-47.20	11.12						
Sep-14	-7.17	-46.40	10.96				-1.53	4.70	16.94
Oct-14	-7.06	-47.80	8.68				-0.83	9.10	15.74
Nov-14	-7.65	-46.90	14.30						
Dec-14	-7.76	-46.30	15.78				-9.26	-63.30	10.78
Jan-15	-7.48	-48.40	11.44				-3.03	-9.10	15.14
Feb-15	-7.07	-49.40	7.16				-4.92	-24.00	15.36
Mar-15	-7.20	-48.80	8.80				-8.62	-51.90	17.06
Apr-15	-7.04	-49.50	6.82				-7.96	-51.80	11.88
May-15	-7.13	-48.80	8.24				-6.96	-37.90	17.78
Jun-15	-7.06	-47.40	9.08						
Jul-15	-7.42	-47.40	11.96				-2.65	-9.70	11.50
Aug-15	-7.15	-47.90	9.30				0.02	17.60	17.44
Sep-15	-7.22	-45.80	11.96				0.56	21.85	17.41
Oct-15	-7.36	-46.80	12.08				-0.78	10.20	16.44
Nov-15	-7.12	-44.70	12.26				-2.62	-7.60	13.36
Dec-15	-7.29	-46.50	11.82	-7.10	-46.25	10.55	-0.08	5.50	6.14
Jan-16	-7.27	-46.10	12.06	-6.88	-46.10	8.94	-10.30	-69.40	13.00
Feb-16	-7.39	-48.70	10.42	-7.16	-45.63	11.62	-3.50	-11.80	16.20
Mar-16	-7.29	-46.70	11.62	-7.59	-45.54	15.20	-5.52	-30.70	13.46
Apr-16	-7.25	-46.50	11.50	-7.15	-45.20	11.98			
May-16	-7.02	-47.90	8.26	-7.39	-46.66	12.44	-3.85	-17.10	13.70
Jun-16	-6.86	-46.10	8.78	-7.27	-46.52	11.65	-4.98	-22.80	17.04
Jul-16	-7.53	-47.90	12.34	-7.30	-45.65	12.78	0.05	20.10	19.70
Aug-16	-7.34	-47.70	11.02	-7.16	-44.01	13.29	-1.19	14.40	23.92

Mês	Poço			Nascente			Chuva		
	^{18}O	^2H	d-excess	^{18}O	^2H	d-excess	^{18}O	^2H	d-excess
Sep-16	-7.04	-48.00	8.32	-6.98	-44.81	11.01	-4.06	-6.39	26.09
Oct-16	-8.28	-47.10	19.14	-7.23	-45.40	12.43	-0.87	10.20	17.17
Nov-16	-7.24	-46.50	11.42	-7.33	-44.81	13.84	-5.88	-40.90	6.14
Dec-16	-6.89	-47.50	7.62	-7.10	-43.88	12.90	-3.50	-16.35	11.62
Jan-17	-7.81	-46.60	15.88	-6.99	-44.67	11.23	-9.04	-59.89	12.41
Feb-17	-7.54	-46.00	14.32	-6.98	-45.57	10.29	-3.37	-15.57	11.40
Mar-17	-7.23	-48.40	9.44	-6.91	-44.56	10.75	-11.09	-75.60	13.12
Apr-17	-7.33	-46.40	12.24	-6.97	-45.68	10.11	-6.56	-41.31	11.17
May-17	-7.56	-48.80	11.68	-7.13	-45.35	11.71	-5.96	-33.85	13.81
Jun-17	-7.56	-47.30	13.18	-7.04	-44.60	11.69	-1.12	5.70	14.66
Jul-17	-7.52	-47.60	12.56	-6.96	-45.13	10.51			
Aug-17	-6.80	-47.20	7.20	-7.19	-45.07	12.41			
Sep-17	-7.66	-48.20	13.08	-7.09	-44.71	11.99			
Oct-17	-6.96	-47.80	7.88	-6.96	-44.28	11.42	1.88	21.53	6.49
Nov-17	-6.83	-47.30	7.34	-7.12	-44.76	12.16	-8.36	-55.55	11.35
Dec-17	-7.55	-47.90	12.50	-7.27	-44.33	13.85	-5.13	-32.82	8.19
Jan-18	-7.70	-49.10	12.50	-7.39	-43.72	15.42	-0.73	1.50	7.34
Feb-18	-7.55	-48.20	12.20	-6.97	-44.68	11.10	-4.06	-20.88	11.62
Mar-18	-7.63	-48.90	12.14	-6.70	-43.44	10.13	-6.02	-34.80	13.39
Apr-18	-7.77	-48.50	13.66	-7.02	-42.57	13.56	-3.09	-12.10	12.62
May-18	-6.24	-47.20	2.72	-6.99	-44.11	11.79			
Jun-18	-6.59	-47.10	5.62	-6.99	-43.85	12.10			
Jul-18	-6.84	-47.40	7.32	-6.79	-44.96	9.38			
Aug-18	-7.36	-48.60	10.28	-6.95	-45.37	10.20	-3.46	-13.10	14.58
Sep-18	-7.12	-45.90	11.06	-7.19	-44.95	12.58	-2.05	0.00	16.40
Oct-18	-7.16	-46.10	11.18	-6.82	-43.27	11.27	-4.03	-18.96	13.27
Nov-18	-7.15	-46.00	11.20	-6.74	-44.20	9.71	-7.20	-45.92	11.67
Dec-18	-7.09	-46.00	10.72	-6.83	-44.43	10.22	-5.50	-30.38	13.64
Jan-19				-6.96	-44.92	10.79	-1.65	-1.99	11.19
Feb-19				-6.82	-44.73	9.86	-8.64	-55.28	13.84
Mar-19				-6.75	-44.34	9.64	-8.29	-55.51	10.79
Apr-19				-6.71	-44.25	9.45	-9.32	-60.20	14.40
May-19				-7.01	-43.30	12.74	-5.86	-37.68	9.17
Jun-19	-7.71	-48.10	13.58	-6.26	-41.44	8.65	-2.93	-10.00	13.44
Jul-19	-7.65	-47.50	13.70	-6.53	-41.70	10.51	-4.18	-17.90	15.54
Aug-19	-7.30	-47.60	10.80	-6.54	-41.66	10.69			
Sep-19	-7.19	-47.60	9.92	-6.89	-43.32	11.81			
Oct-19	-7.26	-47.60	10.48	-6.75	-43.02	10.94	0.18	16.70	15.26
Nov-19	-6.85	-47.20	7.60	-6.37	-40.90	10.09	-3.05	-10.73	13.69
Dec-19	-7.19	-48.90	8.62	-6.85	-43.42	11.40	-8.68	-56.01	13.42

Mês	Poço			Nascente			Chuva		
	^{18}O	^2H	d-excess	^{18}O	^2H	d-excess	^{18}O	^2H	d-excess
Jan-20	-7.03	-48.40	7.84	-6.72	-43.41	10.37	-5.44	-34.36	9.13
Feb-20				-6.43	-42.60	8.83	-10.20	-67.19	14.42
Mar-20				-6.37	-41.59	9.36	-3.51	-23.63	4.47
Apr-20				-6.47	-42.40	9.38	-10.22	-64.74	16.99
May-20				-6.61	-41.66	11.24			
Jun-20							-4.19	-27.52	6.00
Jul-20									
Aug-20							-2.93	-10.40	13.04
Sep-20									
Oct-20							-0.19	13.60	15.12
Nov-20									
Dec-20									
Jan-21							-6.73	-41.68	12.18
Feb-21							-6.84	-45.10	9.62
Mar-21							-4.76	-14.58	23.47

ANEXO III

Perfil construtivo do poço monitorado



<http://siagasweb.cprm.gov.br/layout/detalhe.php?ponto=3500028971>

Nome: SIDAS/DAEE FL.189 - P.16 / CPRM 8723
 Data da Instalação: 18/02/2005
 Aquífero poroso, livre

Uso da Água: Irrigação
 Cota do Terreno (m): 491 m
 Localização: Brotas
 Localidade: ROD.SP-225, KM 152
 UTM (Norte/Sul): 7539960
 UTM (Leste/Oeste): 775970
 Latitude (GGMMSS): 221325
 Longitude (GGMMSS): 481922
 Bacia Hidrográfica: Rio Parana

Litologia: Fm Piramboia
 Até 15 m: Solo Argiloso vermelho
 De 15 a 26 m: Arenito fino avermelhado

Profundidade: 26 m
 Cimentação: até 10 m

Diâmetro:
 Até 15 m: 8 polegadas
 De 15 a 26 m: 6 polegadas

Nível estático: 12 m
 Nível dinâmico: 20 m
 Vazão Específica: 0.438 m³/h/m
 Vazão após estabilização: 3.5 m³/h