

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

LUDMILA VIANNA BATISTA

DESVENDANDO A MOVIMENTAÇÃO DA ÁGUA EM ÁREA DE RECARGA DO  
SISTEMA AQUÍFERO GUARANI (SAG), UTILIZANDO ANÁLISE HIDROLÓGICA E  
TRAÇADORES ISOTÓPICOS

Rio Claro - SP  
2019

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas Campus de Rio Claro

LUDMILA VIANNA BATISTA

DESVENDANDO A MOVIMENTAÇÃO DA ÁGUA EM ÁREA DE RECARGA DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI (SAG), UTILIZANDO ANÁLISE HIDROLÓGICA E TRAÇADORES ISOTÓPICOS

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente - Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. Didier Gastmans

Rio Claro (SP)  
2019

B333d      Batista, Ludmila Vianna  
Desvendando a movimentação da água em área de recarga do Sistema Aquífero Guarani (SAG), utilizando análise hidrológica e traçadores isotópicos / Ludmila Vianna Batista. -- Rio Claro, 2019  
111 p. : il., tabs.,|mapas + 1 CD-ROM

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro  
Orientador: Didier Gastmans

1. Hidrologia. 2. Isótopos estáveis. 3. Separação escoamento. 4. Sistema Aquífero Guarani. 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.

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas Campus de Rio Claro

LUDMILA VIANNA BATISTA

DESVENDANDO A MOVIMENTAÇÃO DA ÁGUA EM ÁREA DE RECARGA DO  
SISTEMA AQUÍFERO GUARANI (SAG), UTILIZANDO ANÁLISE HIDROLÓGICA E  
TRAÇADORES ISOTÓPICOS

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente - Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

**Comissão Examinadora:**

Dr. Didier Gastmans (orientador) (IGCE/UNESP/Rio Claro)

Dra. Veridiana Teixeira de Souza Martins (IG/USP/São Paulo)

Dr. Rodrigo Lilla Manzione (FCE/UNESP/Tupã/São Paulo)

Dr. César Augusto Moreira (IGCE/UNESP/Rio Claro)

Dra. Vânia Silva Rosolen (IGCE/UNESP/Rio Claro)

**Conceito: Aprovado**

Rio Claro – SP, 27 de agosto de 2019

## AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer primeiramente aos meus pais, Ivenyse e Luiz, que me apoiaram mais uma vez quando decidi encarar essa jornada louca e incrível que seria o doutorado. Parece pouco falar que tudo que sou devo a vocês, mas o apoio incondicional que me deram em todas as etapas da minha vida para que eu chegasse até aqui, foram essenciais. Tudo que eu luto para ser hoje, como pessoa e como profissional, é por vocês.

Gostaria de agradecer imensamente ao meu orientador, Prof. Dr. Didier Gastmans, por todos esses anos de convivência, por toda a paciência e aprendizado compartilhado, tive a oportunidade de aprender durante esse tempo muito além de assuntos meramente acadêmicos.

Aos meus amigos, Bárbara, Sarah, Laura e Arthur, por terem feito parte dessa jornada comigo, mesmo que de longe, obrigada por tantos momentos de risada, de bobagens e memes, que tornaram tudo tão mais fácil e leve de encarar. Minha eterna gratidão por ter vocês na minha vida.

Aos amigos que fiz nessa vida acadêmica, Francielly e a diretoria LARHIA: Vinícius, Sebastian, Lucas e Carol, a todos vocês o meu sincero obrigada, pelos momentos divididos, pelas experiências trocadas, pelo conhecimento compartilhado e pelas inúmeras e incontáveis xícaras de café tomadas enquanto trabalhávamos. Em especial aos amigos Vinícius e Sebastian (Tiãozinho), sem a participação de vocês, acho que esse trabalho não seria o mesmo.

Aos funcionários do CEA (Centro de Estudos Ambientais), que me deram todo o suporte para realizar este trabalho, em especial ao grande amigo Marcos, que me acompanhou por anos em minhas viagens de campo e fez delas os momentos mais divertidos do meu doutorado.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001. Agradeço também pelo apoio financeiro e concessão da bolsa de pesquisa CNPq (Processo: 142052/2016-7) e FAPESP (Processos: 2015/15749-2 e 2018/06666-4), pelos recursos que possibilitaram a realização desta pesquisa. Ao Laboratório de Hidrogeologia e Hidroquímica do Departamento de Geologia Aplicada do IGCE/UNESP, seção técnica de pós-graduação IGCE/UNESP, e aos funcionários da Fazenda Mariane, todos de alguma forma, tiveram um papel essencial na realização deste trabalho.

A todos aqueles que, embora não citados, participaram diretamente ou indiretamente de mais essa etapa da minha vida.

*I'm among those  
who think that science  
has a great beauty.*

*Marie Curie – 1867-1934*

## RESUMO

BATISTA, L. V. (2019). Desvendando a movimentação da água em área de recarga do Sistema Aquífero Guarani (SAG) utilizando traçadores isotópicos. 109 p. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP-Rio Claro.

A necessidade do estudo os diferentes processos do ciclo hidrológico de forma integrada tem se tornado cada vez mais urgente, uma vez que o uso do termo “crise hídrica” se torna cada vez mais frequente. Nesse sentido, a determinação de taxas de recarga e quantificação dos fluxos subterrâneos, aliados ao uso de isótopos estáveis ( $^2\text{H}$  e  $^{18}\text{O}$ ), que são excelentes traçadores da movimentação da água no ciclo hidrológico, impulsionaram esse estudo, buscando gerar informações científicas fundamentais para uma melhor gestão dos recursos hídricos. Situada numa porção de afloramento do Sistema Aquífero Guarani (SAG), a área de estudo está inserida em uma pequena bacia hidrográfica na porção oeste do estado de São Paulo, onde as águas subterrâneas e superficiais são responsáveis pelo abastecimento de inúmeras cidades da região. O estudo teve como principal objetivo compreender a dinâmica entre os diversos compartimentos do ciclo hidrológico, buscando mudanças nos padrões de precipitação e de recarga subterrânea, por métodos de fácil aplicação, como balanço hídrico e flutuações dos níveis d'água (WTF), bem como a aplicação de traçadores isotópicos ( $\delta^2\text{H}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ ) em diferentes sazonalidades. Ao considerar a sazonalidade dos dados isotópicos na chuva, águas superficiais e subterrâneas, pode-se observar que os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  são mais empobrecidos durante a estação chuvosa e mais enriquecidos durante a estação seca. A diferença entre os sinais isotópicos permitiu compreender a movimentação da água dentro do ciclo hidrológico, indicativo que as águas do SAG são responsáveis pela recarga dos rios, sobretudo quando comparado os valores de  $d$ -excess durante a estação seca (10,19 e 12,10‰ V-SMOW para as águas superficiais e subterrâneas, respectivamente). A estimativa de recarga foi mais sensível frente as mudanças nos padrões da chuva e variou de 25,5 a 34,6% pelo método WTF e de 28 a 37% pelo método de separação do escoamento. Os valores encontrados para a separação do fluxo de base ( $BFI_{m\acute{a}x} = 0,65, 0,80$  e  $0,90$ , para os filtros de Eckhardt, Inverso e  $Q_{90}/Q_{50}$ , respectivamente) se mostraram primordiais para manutenção das águas superficiais ao longo de todo o ano.

**Palavras-chave:** isótopos estáveis, separação de escoamento, estimativa de recarga, interação rio-aquífero, sub-bacia do Alto Jacaré-Pepira.

## ABSTRACT

BATISTA, L. V. (2019). Desvendando a movimentação da água em área de recarga do Sistema Aquífero Guarani (SAG) utilizando traçadores isotópicos. 109 p. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP-Rio Claro.

The need to study the different processes of the hydrological cycle in an integrated way has become increasingly urgent since the use of the term "water crisis" becomes more and more frequent. In this sense, the determination of rates of recharge and quantification of the underground flows, together with the use of stable isotopes ( $^2\text{H}$  and  $^{18}\text{O}$ ), which are excellent tracers of water movement in the hydrological cycle, stimulated this study, seeking to generate scientific information fundamental to better management of water resources. Located in a portion of the outcrop of the Guarani Aquifer System (SAG), the study area is in a small hydrographic basin in the western portion of the state of São Paulo, where groundwater and surface waters are responsible for the supply of numerous cities located there. The main objective of this study is to understand the dynamics between the various compartments of the hydrological cycle, searching for changes in precipitation and underground recharge patterns, using easy-to-apply methods such as water balance and water level fluctuations (WTF), as well as the application of isotopic tracers ( $\delta^2\text{H}$  and  $\delta^{18}\text{O}$ ) in different seasonal conditions. When considering the seasonality of the isotopic data in rainfall, surface water, and groundwater, it can be observed that  $\delta^{18}\text{O}$  values are more depleted during the rainy season and more enriched during the dry season. The difference between the isotopic signals allowed to understand the movement of the water within the hydrological cycle, indicating that the waters of the SAG are responsible for the recharge of the rivers, especially when compared the d-excess values during the dry season (10.19 and 12.10 ‰ V-SMOW for surface and groundwater, respectively). The recharge estimate ranged from 25.5 to 34.6% by the WTF method and from 28 to 37% by the runoff separation method and was more sensitive to changes in rainfall patterns, while the values found for ( $BFI_{\text{máx}} = 0.65, 0.80$  and  $0.90$  for the Eckhardt, Inverse and  $Q_{90}/Q_{50}$  filters, respectively) were essential for the maintenance of surface water throughout the year.

**Keywords:** stable isotopes, hydrograph separation, recharge estimation, river-aquifer interaction, Upper Jacaré-Pepira basin.



## LISTA DE FIGURA

	Pág.
<b>Figura 3.1.</b> Divisões da UGRHI-13 e a área de estudo (vermelho) .....	17
<b>Figura 3.2.</b> Mapa de relevo, pedologia e altitude .....	19
<b>Figura 3.3 -</b> Mapa geológico da área de estudo.....	20
<b>Figura 3.4 -</b> Mapa localização do ASG e SAG .....	23
<b>Figura 4.1.</b> Principais processos hídricos que envolvem o balanço hídrico. ....	33
<b>Figura 4. 2.</b> Resumo de como os processos hidrológicos afetam a composição isotópica.....	39
<b>Figura 5.1.</b> Fluxograma apresentando sucintamente as atividades desenvolvidas em cada uma das etapas de trabalho.....	44
<b>Figura 5.2 -</b> Mapa de localização da sub-bacia selecionada na bacia do Rio Jacaré Pepira (esquerda) e localização dos pontos de amostragem e monitoramento na área de estudo (direita) .....	47
<b>Figura 5.3.</b> Visão geral da área de estudo (ponto próximo ao poço e rio, respectivamente) .....	48
<b>Figura 5.4.</b> Ponto de amostragem no rio (BSF) .....	48
<b>Figura 5.5.</b> Amostragem de água subterrânea no poço (CPR-01) .....	49
<b>Figura 5.6.</b> Ponto de amostragem na surgência (SUR) .....	49
<b>Figura 5.7.</b> Amostrador Automático ISCO 6400.....	50
<b>Figura 5.8.</b> A) Tudo de pitot instalado para medição da vazão na surgência; B) esquema do dispositivo (adaptado de Costa Filho & Lima, 2006) e C) Gráfico para determinação da constante C em função da razão Q/h.....	52
<b>Figura 5.9.</b> Representação do hidrograma para a obtenção da variável $\Delta h$ .....	55
<b>Figura 6.1.</b> Dados da precipitação (2014-2017).....	62
<b>Figura 6.2.</b> Variação do NA e curvas de extrapolação para o cálculo do WTF (linha tracejada) .....	65
<b>Figura 6.3.</b> Separação do escoamento (1980-1999).....	70
<b>Figura 6.4.</b> Separação do escoamento (2009-2017).....	70
<b>Figura 6.5.</b> Vazão na surgência, vazão no rio Jacaré-Pepira (estação D5-028) e precipitação mensal (estação 5D-023).....	72
<b>Figura 6.6.</b> Reta Meteorica Global (GMWL) e Reta Meteorica Local (LMWL) e as equações da LMWL das amostras semanais e mensais da precipitação .....	73
<b>Figura 6.7.</b> Variação isotópica de $\delta^{18}O$ e d-excess na precipitação (dados mensais e média ponderada e aritmética de $^{18}O$ e d-excess, respectivamente).....	74
<b>Figura 6.8.</b> Gráficos Box Plot na estação úmida e estação seca para $\delta^{18}O$ , $\delta^2H$ e d-excess .....	75
<b>Figura 6.9.</b> Relação entre $\delta^{18}O$ e $\delta^2H$ nas águas subterrâneas plotados na LMWL e GMWL .....	76
<b>Figura 6.10.</b> Variação temporal do d-excess em relação a variação do nível d'água (NA).....	77
<b>Figura 6.11.</b> Correlação positiva entre $\delta^{18}O$ e d-excess nas águas subterrâneas .....	77
<b>Figura 6.12.</b> Relação entre $\delta^{18}O$ e $\delta^2H$ da surgência plotados na LMWL e GMWL .....	78
<b>Figura 6.13.</b> Relação entre $\delta^{18}O$ e $\delta^2H$ das águas superficiais plotados na LMWL e GMWL .....	79
<b>Figura 6.14.</b> Variação diária de $\delta^{18}O$ na surgência e águas superficiais .....	80
<b>Figura 6.15.</b> Variação mensal entre $\delta^{18}O$ e d-excess na surgência e águas superficiais.....	80
<b>Figura 6.16.</b> Gráficos Box Plot na estação úmida e estação seca para $\delta^{18}O$ , $\delta^2H$ e d-excess .....	81

<b>Figura 6.17.</b> Variação temporal de Ic-excess nas águas subterrâneas, surgência e superficiais .....	82
<b>Figura 6.18.</b> Histograma dos resultados do Ic-excess positivos e negativos para amostras de água subterrâneas, surgência e superficial .....	84
<b>Figura 6.19.</b> Modelo conceitual da área de estudo .....	86
<b>Figura 6.20.</b> Relação entre $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ nas águas subterrâneas, superficiais e da precipitação .....	88
<b>Figura 6.21.</b> Vazão observada surgência e balanço de massa isotópico .....	89

## LISTA DE TABELAS

	Pág.
<b>Tabela 5.1</b> - Informações básicas das estações utilizadas .....	46
<b>Tabela 5.2.</b> Descrição dos pontos de amostragem e monitoramento na área de estudo .....	47
<b>Tabela 5.3</b> - Descrição da frequência de amostragem de água subterrânea, superficial e precipitação .....	50
<b>Tabela 6.1.</b> Resultados do balanço hídrico e parâmetros utilizados para os cálculos .....	63
<b>Tabela 6.2.</b> Parâmetros hidrológicos utilizados no cálculo do WTF .....	66
<b>Tabela 6.3.</b> Parâmetros hidrológicos extraídos da análise de recessão .....	67
<b>Tabela 6.4.</b> Resultados BFI, $\text{BFI}_{\text{máx}}$ e escoamento de base ( $Q_{\text{base}}$ ) para cada filtro utilizado .....	68
<b>Tabela 6.5.</b> Resultados dos cálculos de taxa de recarga, evapotranspiração, coeficiente de escoamento e porcentagens de recarga para os filtros utilizados .....	69
<b>Tabela 6.6.</b> Resultados da análise de incerteza entre os parâmetros e os tipos de filtros .....	71

## LISTA DE ABREVIATURAS

$\Delta h$  – Variação da altura  
 $\Delta t$  – Variação do tempo  
 APP – Área de Preservação Permanente  
 ASG – Aquífero Serra Geral  
 BDH – Banco de Dados Hidrológicos  
 BFI – Índice de Fluxo De Base  
 $BFI_{m\acute{a}x}$  - Índice de fluxo de base máximo  
 BH-TJ – Bacia Hidrográfica do Rio Tietê-Jacaré  
 BRT-R – Código para amostras da água de chuva  
 BSF – Código para amostras coletadas no rio  
 $C_E$  – Coeficiente de escoamento  
 CE – Condutividade Elétrica  
 CETESB – Companhia Ambiental do Estado de São Paulo  
 CPR-01 – Código para amostras de águas subterrâneas  
 DAEE - Departamento de Energia Elétrica  
 $d$ -excess – Excesso de deutério  
 ETP – Evapotranspiração  
*GMWL – Global Meteoric Water Line - Reta Meteórica Global*  
 IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística  
*ICP-OES - Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectroscopy*  
 IGCE – Instituto de Geociências e Ciências Exatas  
 IPT – Instituto de Pesquisas Tecnológicas  
 K – Constante do período característico  
 $lc$ -excess – *Line Conditioned Excess*  
*LMWL – Local Meteoric Water Line - Reta Meteórica Local*  
 $m^3/s$  – Metros cúbicos por segundo  
 $mm/a$  – Milímetros por ano  
 n – Número de amostras  
 NA – Nível d'água  
 NRC – *National Research Council*  
*OA-ICOS - Off-Axis Integrated Cavity Output Spectroscopy*  
 OD – Oxigênio Dissolvido  
 PDB – *Pee dee Belamite*  
 PERH – Plano Estadual de Recursos Hídricos  
 pH – Potencial hidrogeniônico  
 Q – Vazão  
 $Q_{50}$  – Vazão com probabilidade de 50% de permanência  
 $Q_{7/10}$  – vazão mínima de 7 dias de duração e 10 anos de tempo de recorrência  
 $Q_{90}$  – Vazão com probabilidade de 90% de permanência  
 SAG – Sistema Aquífero Guarani  
 SP – São Paulo  
 SST – Sólidos Suspensos Totais  
 SUR – Código para amostras coletadas na surgência  
 $S_y$  – Rendimento específico  
 TDS – Totais de sólidos dissolvidos  
 UGRHI – Unidade de Gerenciamento de Recursos Hídricos  
 UNESP – Universidade Paulista “Júlio Mesquita Filho”  
 USGS – *United States Geological Survey*  
*VSMOW – Vienna Standard Mean Ocean Water*  
 WTF – *Water Table Fluctuation*  
 ZCIT – Zona de Convergência Intertropical  
 $\alpha$  – Constante de recessão  
 $\rho$  – p-valor da correlação de Pearson

## SUMÁRIO

	Pág.
AGRADECIMENTOS .....	3
RESUMO .....	7
ABSTRACT .....	8
LISTA DE FIGURA .....	9
LISTA DE TABELAS .....	10
LISTA DE ABREVIATURAS.....	11
SUMÁRIO .....	12
1. INTRODUÇÃO .....	14
2. OBJETIVOS .....	16
2.1 Objetivo Geral .....	16
2.2 Objetivos Específicos .....	16
3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	17
3.1 Aspectos Geológicos da Área de Estudo.....	19
3.2 Recursos Hídricos Superficiais e Subterrâneos .....	22
3.2.1 Sistema Aquífero Guarani (SAG).....	24
4. REVISÃO DA LITERATURA .....	27
4.1 Interação entre água meteórica, superficial e subterrânea.....	28
4.2 Componentes do Fluxo da Bacia Hidrográfica .....	30
4.3 Balanço Hídrico e Estimativa de Recarga.....	32
4.3.1 Water Table Fluctuation (WTF).....	34
4.3.2 Separação do Escoamento (Hidrograma).....	35
4.4 Isótopos estáveis ( $^2\text{H}$ e $^{18}\text{O}$ ).....	36
4.4.1 Aplicação de isótopos estáveis de hidrogênio e oxigênio em estudos hidrológicos .....	41
5. MATERIAIS E MÉTODOS .....	44
5.1 Levantamento de Bibliográfico .....	45
5.2 Coleta e Aquisição dos Dados .....	45
5.2.1 Dados Secundários .....	45
5.2.2 Dados Primários.....	46
5.2.2.1 Procedimentos de amostragem .....	49
5.2.2.2 Determinação da Vazão na Surgência .....	51
5.3 Interpretação e Processamento dos dados .....	52
5.3.1 Análise Hidrológica .....	52
5.3.2 Balanço Hídrico .....	53
5.3.3 Water Table Fluctuation (WTF).....	54
5.3.4 Métodos de separação do Escoamento (Hidrograma) .....	55
5.3.5 Análises Isotópicas.....	59
5.3.6 Análise Estatística Básica .....	60
6. RESULTADOS E DISCUSSÕES .....	62

6.1	Balanço Hídrico e Estimativa de Recarga.....	62
6.1.1	Caracterização Climática .....	62
6.1.2	Water Table Flutuacion (WTF).....	64
6.1.3	Separação do Escoamento (Filtro Eckhardt) .....	66
6.1.4	Varição da vazão (surgência) .....	71
6.2	Composição Isotópica .....	72
6.2.1	Precipitação.....	72
6.2.2	Água Subterrânea .....	75
6.2.3	Surgência e Água Superficial.....	77
6.2.4	Varição do Ic-excess .....	82
6.3	Modelo Hidrológico Conceitual da Bacia .....	84
7.	CONCLUSÕES .....	90
8.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	93

## 1. INTRODUÇÃO

A compreensão dos mecanismos envolvidos na movimentação da água entre os compartimentos do ciclo hidrológico, bem como a sua quantificação, constitui um dos principais desafios à gestão adequada dos recursos hídricos, principalmente devido ao aumento das demandas, da perda de qualidade, da menor disponibilidade, ou ainda aos sinais de stress hídrico sentidos nas bacias hidrográficas.

Preocupações recentes em relação as mudanças climáticas indicam que as regiões tropicais serão severamente afetadas, resultando em grandes variações na disponibilidade hídrica dessas regiões. Mudanças nos padrões de precipitação com suas consequências na recarga das águas subterrâneas e o aumento dos extremos entre secas e inundações estão entre os impactos mais palpáveis das mudanças climáticas globais, evidenciando a necessidade de se estudar a disponibilidade superficial e subterrânea para uma melhor gestão dos recursos hídricos (IPCC, 2013; FAMIGLIETTI, 2014; FICKLIN et al., 2010; MILLER, 2019).

Quantificar as interações espaço-temporais entre a precipitação, a água subterrânea e água superficial, bem como as variações na resposta da recarga subterrânea frente às mudanças climáticas, permite compreender o ciclo hidrológico como um sistema dinâmico, complexo e interligado (SOPHOCLEOS, 2002; KALBUS et al., 2006; CUTHBERT et al., 2019).

Entre as diversas ferramentas hidrológicas clássicas e atuais que ajudam na compreensão do balanço hídrico, a hidrologia isotópica vem ganhando força nos últimos anos como uma ferramenta para entender os processos hidrológicos envolvidos no ciclo global da água (MILLER, 2019).

Nesse contexto, a aplicação de isótopos estáveis de hidrogênio e oxigênio, como traçadores da movimentação da água ao longo do ciclo hidrológico é capaz de fornecer informações importantes em relação a sua história e origem, o que reforça a sua utilidade como informação auxiliar na interpretação dos mecanismos hidroclimáticos em diferentes escalas temporais e espaciais em bacias hidrográficas (KENDALL & COPLEN, 2001; AGGARWAL et al., 2016; REN et al., 2017).

Além disso, quantificar as parcelas do fluxo subterrâneo (separação do escoamento) para estimar a recarga é essencial em estudos hidrológicos, uma vez que, a aplicação desse método em pequenas bacias hidrográficas permite compreender como essa dinâmica refletiria em grande escala. Essa análise torna

possível entender e controlar a exploração sustentável dos recursos hídricos, principalmente em regiões com grandes demandas de fornecimento de água subterrânea, onde esses recursos são a chave para o desenvolvimento econômico (SOPHOCLEOS, 2002; COLLISCHONN & FAN, 2013; KLAUS & MCDONNEL, 2013; ZHANG et al., 2013)

Ao longo dos últimos anos, a bacia hidrográfica do Rio Jacaré-Pepira, inserida na UGRHI-13 (Unidade de Gerenciamento de Recursos Hídricos) e situada sobre área de recarga do sistema aquífero guarani (SAG), tem sido campo de pesquisa para inúmeros trabalhos voltados para a temática de recarga subterrânea e interação entre águas superficiais e subterrâneas, devido à importância dessas interações para a manutenção dos fluxos de base dos principais rios que cortam a área.

Associado a este aspecto, a bacia encontra-se localizada em uma Área de Proteção Ambiental (APA), na qual os recursos hídricos representam uma importante atração turística, especialmente para a cidade de Brotas. Os estudos a respeito das questões ambientais voltadas à gestão integrada dos recursos hídricos, especialmente em áreas tropicais onde as águas superficiais apresentam pequeno impacto pela ação antrópica, como é o caso da Bacia Hidrográfica do Alto Jacaré-Pepira (SP), se tornam cada vez mais urgentes, já que tanto esta como outras bacias do Estado de São Paulo têm sofrido com a ocupação urbana e exploração intensiva.

Diante disso, o presente trabalho busca utilizar de forma conjunta, diferentes metodologias para a compreensão da movimentação da água nos compartimentos do ciclo hidrológico, buscando a conexão entre as técnicas de balanço hídrico com as variações sazonais observadas no regime climático, bem como nas variações da composição isotópica das águas superficiais e subterrâneas, e de que forma todos esses processos refletem na recarga dos aquíferos.

## 2. OBJETIVOS

Para o desenvolvimento deste trabalho, foram levantadas duas principais questões científicas norteadoras, sendo elas:

- Alterações no regime climático são capazes de modificar quantitativamente os fluxos subsuperficiais e influenciar na recarga e manutenção das águas superficiais em diferentes sazonalidades?
- Os isótopos estáveis podem ajudar a responder essas questões e diferenciar esses fluxos?

Para responder as questões levantadas, foram propostos alguns objetivos, a saber:

### 2.1 OBJETIVO GERAL

O objetivo principal dessa pesquisa foi entender as relações entre os fluxos existentes nos diversos compartimentos do ciclo hidrológico (chuva, águas subterrâneas, superficiais e subsuperficiais) em uma pequena bacia hidrográfica, por meio de parâmetros hidrológicos e traçadores isotópicos.

### 2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Como objetivos específicos podem ser estabelecidos:

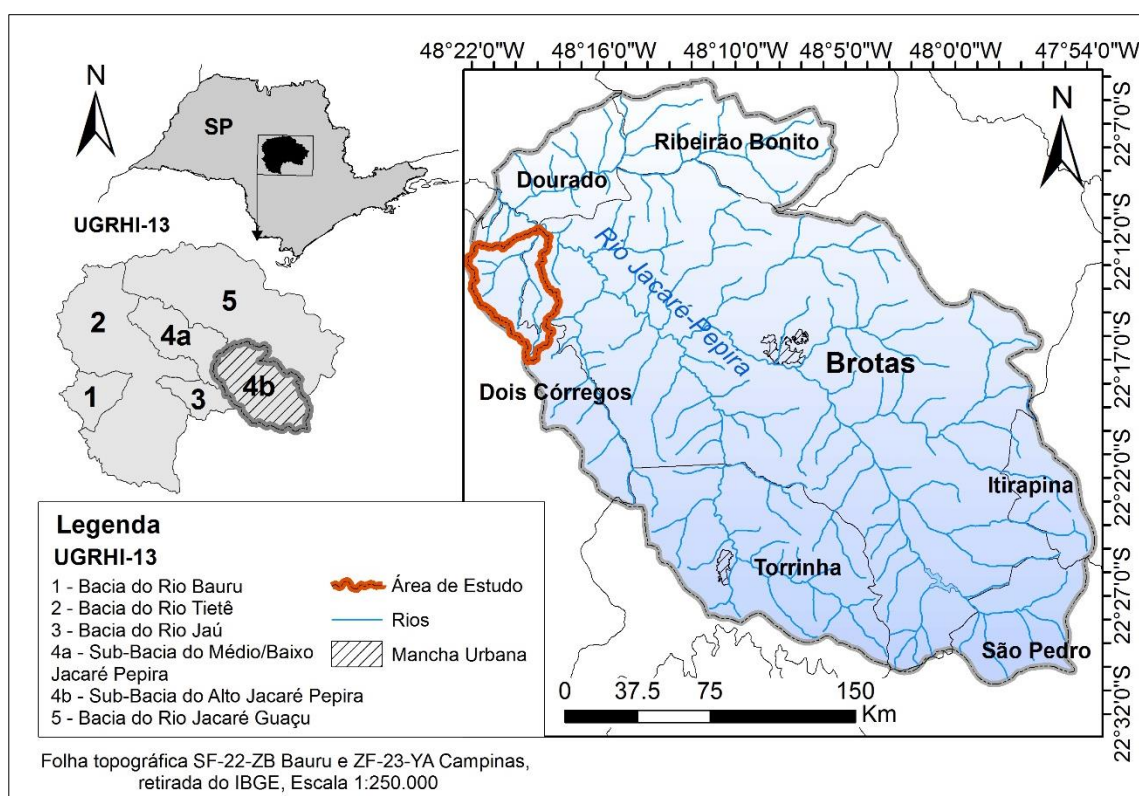
- Entender as taxas anuais de recarga subterrânea em área de afloramento do SAG, utilizando métodos de fácil aplicação, como balanço hídrico e WTF (*Water Table Fluctuation*, em inglês);
- Verificar as parcelas dos hidrogramas de recessão e cheias, quantificando os escoamentos superficiais e subterrâneos;
- Estudar a diferença do sinal isotópico da chuva, águas superficiais, subsuperficiais e subterrâneas em diferentes sazonalidades (verão e inverno);
- Estudar os processos de interação entre águas superficiais, subterrâneas e meteórica em uma área de afloramento do SAG e um afluente do Rio Jacaré-Pepira utilizando traçadores isotópicos;
- Explicar a área de estudo por meio de um modelo conceitual com os componentes hidrológicos e as composições isotópicas monitoradas.



### 3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área em que foi desenvolvido o presente estudo está situada na Bacia Hidrográfica do Rio Tietê-Jacaré (BH-TJ), que por sua vez está localizada na porção central do Estado de São Paulo. Definida como Unidade de Gerenciamento de Recursos Hídricos-13 (UGRHI-13) pela Lei nº 9.034/94 de 27/12/1994, que dispôs sobre o Plano Estadual de Recursos Hídricos do Estado de São Paulo.

Inserida na UGRHI-13, a sub-bacia do Alto Jacaré-Pepira possui uma área de 1.411,91 km<sup>2</sup> e ocupa 8,86% da área da UGRHI-13, abrangendo os municípios de São Pedro, Torrinha, Brotas, Dourado, Dois Córregos, Ribeirão Bonito e Itirapina. A nascente principal do rio, que nomeia a sub-bacia, está localizada na Serra de Itaqueri, próxima à divisa dos municípios São Pedro/Itirapina/Brotas, a uma altitude aproximada de 960 metros, e deságua no rio Tietê, no município de Ibitinga, situado a aproximadamente 400 metros acima do nível médio do mar, apresentando, portanto ao longo do seu curso um desnível de quase 500 metros (IPT, 2010) (Figura 3.1).

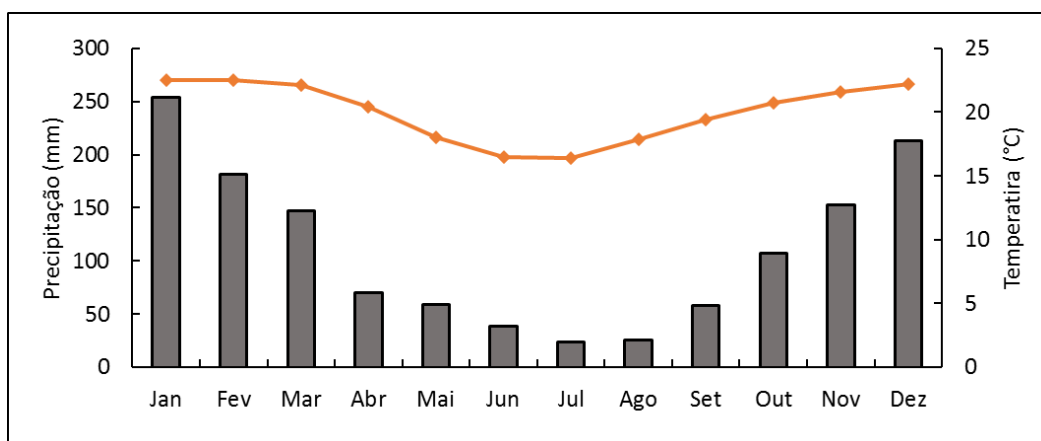


**Figura 3.1.** Divisões da UGRHI-13 e a área de estudo (vermelho)

A população total dos municípios situados na sub-bacia do Alto Jacaré-Pepira é de aproximadamente 140.000 habitantes (IBGE, 2014). Dentre as principais

atividades agrícolas estão as culturas de laranja, cana-de-açúcar, reflorestamento e pastagem. Em relação as atividades industriais, as mais relevantes são a sucroalcooleira, mineração, fundição, refino de óleos vegetais e calçados (CETESB, 2007).

O clima da região, pela classificação de Köppen, pode ser definido como tropical úmido, com verão chuvoso (de outubro a março) e inverno seco (de abril a setembro). A precipitação média anual varia entre 1.100 e 1.400 mm, sendo julho o mês mais seco (30 mm) e dezembro o mês mais chuvoso (250 mm). A temperatura média anual varia entre 21°C e 23°C. O mês com temperatura média mais alta é fevereiro (25,1°C) e o de temperatura média mais baixa é julho (18,7°C) (PEEL, FINLAYSON & MCMAHON, 2007) (Figura 3.2).



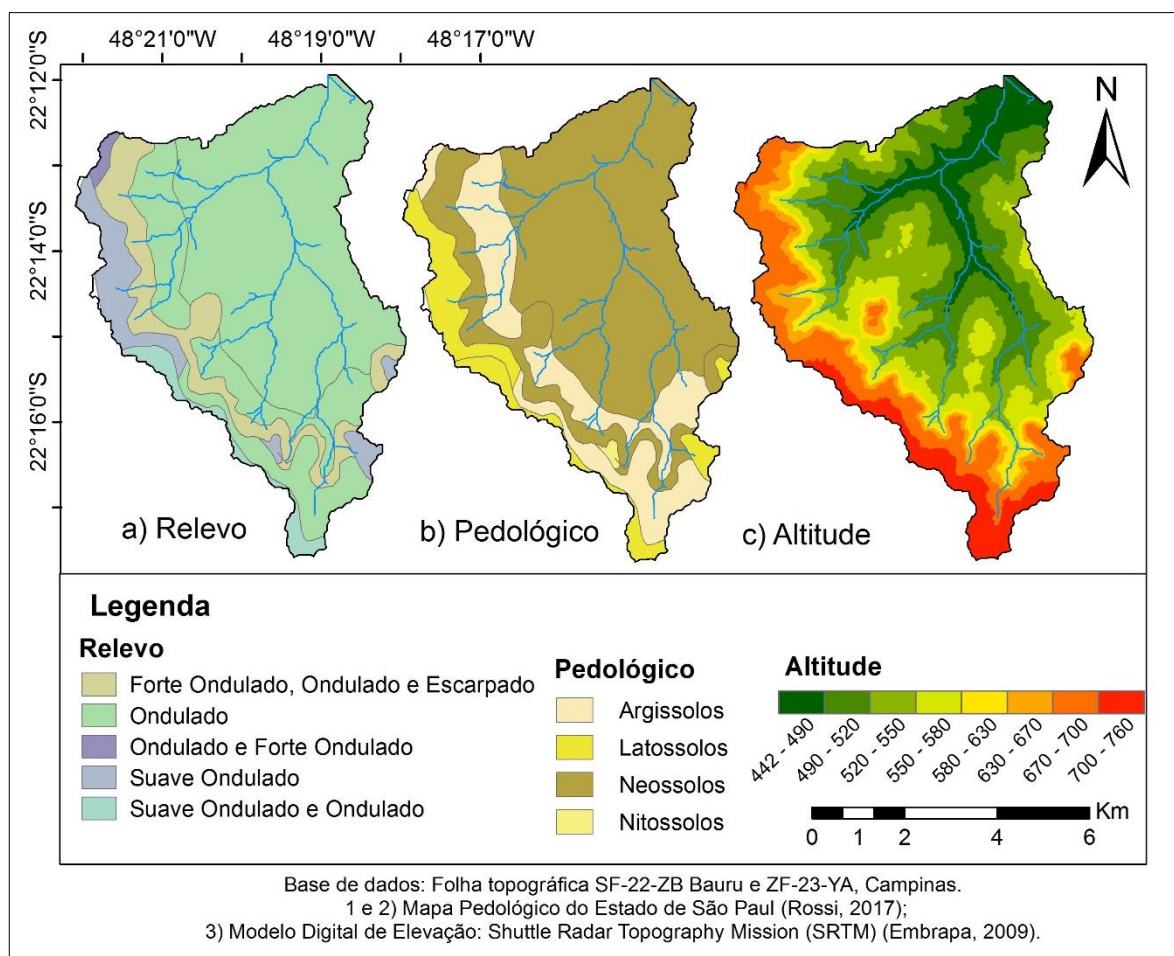
**Figura 3.2.** Série histórica da precipitação (Estação 5D-023, Dourado)

A sub-bacia do Jacaré-Pepira possui mais de 2/3 da sua área sobre a Província de Cuestas Basálticas, com apenas o seu terço final assentado sobre o Planalto Ocidental. As nascentes dos principais cursos d'água configuram vários riachos, que caem por escarpas festonadas (4,7%), encostas desfeitas em anfiteatro separados por espigões angulosos (6,1%), formando vales bastantes fechados, com declividade superior a 30%, apresentando drenagem de alta densidade. Após este trecho, o rio Jacaré-Pepira corre sobre uma planície aluvial composta de terreno baixo e plano, sujeito a inundações periódicas, que está separada da principal planície aluvial no final do rio por uma sequência de colinas amplas, colinas médias e mesas basálticas.

As colinas amplas apresentam superfícies de aproximadamente 4 km<sup>2</sup> e leve inclinação, com vales abertos com drenagem de densidade baixa, enquanto que as colinas médias possuem áreas menores (de 1 a 4 km<sup>2</sup>), inclinadas e com vales mais

fechados e drenagem de baixa a média densidade. Há ainda morros testemunhos arredondados formando mesas basálticas, locais escarpados com exposição de rochas com vales fechados com drenagem de alta densidade e um longo trecho de corredeiras no rio (IPT, 1981) (Figura 3.3a).

Na área de estudo ocorrem quatro grupos de solos, a saber: Argissolos (Vermelho-Amarelo), Latossolos (Vermelho-Escuro textura média e Vermelho-Amarelo textura média), Neossolos (Quartzarênicos) e Nitossolos (Vermelho) (ROSSI, 2017) (Figura 3.3b).



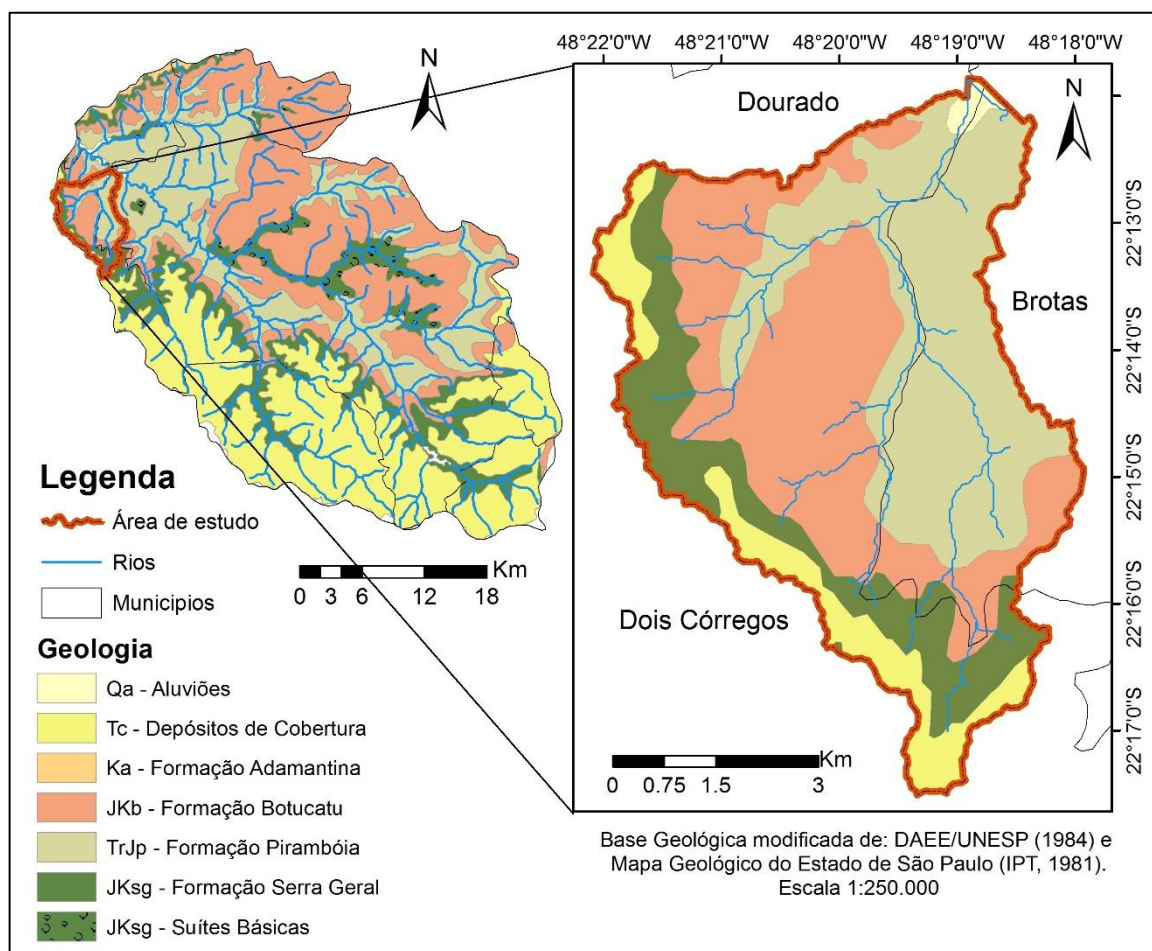
**Figura 3.3.** Mapa de relevo, pedologia e altitude

### 3.1 ASPECTOS GEOLÓGICOS DA ÁREA DE ESTUDO

A sub-bacia do Jacaré-Pepira está assentada sobre os sedimentos clásticos, predominantemente arenosos, das Formações Botucatu e Pirambóia e sobre as rochas ígneas basálticas da Formação Serra Geral, da Bacia Sedimentar do Paraná. Além dessas unidades, afloram rochas sedimentares pertencentes ao Grupo Bauru,

sedimentos pertencentes à Formação Itaqueri e depósitos correlatos, situados nas serras de São Carlos, os primeiros de idade cretácea, e a segunda unidade de idade cenozoica, e pelos sedimentos aluvionares quaternários associados à rede de drenagem (Figura 3.4) (IPT, 2010).

As Formações Geológicas e suas respectivas litologias encontradas dentro da área de estudo, serão descritas de forma resumida e simplificada de acordo com a ordem cronológica de sua gênese (do mais novo para o mais antigo) (Figura 3.4).



**Figura 3.4** - Mapa geológico da área de estudo

A unidade litoestratigráfica denominada Depósitos de Cobertura (Tc) compreende cobertura sedimentar composta por conglomerados e arenitos imaturos de cimento argiloso ou ferruginoso. No reverso da cuesta basáltica, ocorrendo em mancha irregular nas cotas mais elevadas das serras, estes depósitos são atribuídos à Formação Itaqueri (KTI) nas Serras de Itaqueri e São Pedro. A Formação Itaqueri é constituída por arenitos de granulação variável e cimento argiloso, folhelhos e conglomerados formados predominantemente por seixos de quartzo e quartzito, com

porcentagem insignificante de outras variedades petrográficas resistentes à alteração. No contato destes depósitos com as rochas basálticas da Formação Serra Geral, ocorrem frequentes fontes d'água.

As eruptivas da Serra Geral compreendem um conjunto de derrames tabulares de basaltos toleíticos, entre os quais são intercalados com arenitos relacionados à Formação Botucatu. Os arenitos da Formação Botucatu são interdigitados em grande escala, com os derrames da Formação Serra Geral, fato que torna complexa a delimitação de ambas em âmbito regional. Afloram os derrames no topo e reverso da cuesta basáltica e em morros testemunhos, dela isolados pela erosão. Nos planaltos de rebordo dessas cuestas, tais derrames podem cobrir grandes extensões. Geralmente ocupam escarpas estruturais demarcadas na margem esquerda da Bacia que propicia os desníveis que suportam as serras locais, tais como as Serras de São Pedro e Brotas. Na margem direita acompanham o rio principal desde as nascentes, passando pela Represa de São Sebastião do Patrimônio e os vales de alguns afluentes: Ribeirões Rasteira e Gouveia (BUENO, 1994).

A Formação Botucatu (JKb) em São Paulo é exposta numa faixa contínua às faldas das serras basálticas e em suas escarpas. Constituída na sua maioria por arenitos, de granulação fina a média, uniforme, com boa seleção de grãos foscos com alta esfericidade, coloração avermelhada, estratificação cruzada, características de dunas migratórias. O contato superior, com a Formação Serra Geral, ocorre por interdigitação, com recobrimento dos arenitos pelos derrames basálticos, porém entre estes continuam a ocorrer intercalações de camadas de arenitos essencialmente da mesma natureza que os da Formação Botucatu. A Formação Botucatu representa os diversos sub-ambientes de um grande deserto climático de aridez crescente, cuja existência se prolongou até a ocasião do vulcanismo basáltico. O contato da Formação Botucatu com a Formação Pirambóia é difuso. A Formação é encontrada principalmente na margem direita do Rio Jacaré-Pepira (BUENO, 1994).

A Formação Pirambóia (TrJp) representa, por suas características litológicas e estruturais, depósito de ambiente continental úmido, oxidante, predominantemente fluvial, em canais meandantes e planícies de inundação, com pequenas lagoas esparsas. Caracterizada por uma sucessão de camadas arenosas avermelhadas, com arenitos de granulação média a fina, com fração argilosa maior na parte inferior que na superior da Formação. Predomina a estratificação plano-paralela com alternância de lâminas de argila e silte. Está localizada geralmente no fundo dos vales e no

corredor formado pelo Jacaré Pepira que separa as Serras de Dourado e de Brotas, e na região onde o rio principal e seu afluente, Ribeirão Tamanduá, formam uma planície de inundação (BUENO, 1994).

Os arenitos da Formação Pirambóia são constituídos por quartzo, mineral predominante, que pode apresentar sinais de crescimento de sílica cristalina; feldspatos, representados por grãos de ortoclásios e plagioclásios alcalinos, com alteração para caulinita e/ou illita; além de fragmentos de rocha. O cimento é essencialmente formado por óxidos-hidróxidos de ferro e argilas autigênicas, que preenche o arcabouço dos arenitos (WU & CAETANO-CHANG, 1992; CAETANO-CHANG & WU, 2006).

### **3.2 RECURSOS HÍDRICOS SUPERFICIAIS E SUBTERRÂNEOS**

A UGRHI-13, com seus 15.918,33 km<sup>2</sup> possui como principais rios: Tietê, Jacaré-Guaçu e Jacaré-Pepira, e como reservatórios principais: Bariri, Ibitinga e Lobo. A vazão média ( $Q_{\text{médio}}$ ) da UGRHI-13 é de 97 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>, a vazão média mínima ( $Q_{7,10}$ ) é de 40 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> e a vazão  $Q_{95\%}$  é de 50 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>, sendo as medições feitas na foz do Rio Tietê (CETESB, 2017).

O Comitê de Bacia Hidrográfica–Tietê-Jacaré (CBH-TJ, 2015) aponta que os municípios apresentaram um acelerado crescimento urbano, o que indica um aumento da demanda de água e infraestrutura, como saneamento básico. O principal uso das águas superficiais é destinado para o setor rural (58% da vazão captada), enquanto para o setor industrial o uso da vazão captada é de 35%. A disponibilidade hídrica superficial per capita da UGRHI-13 é classificada, de acordo com os valores de referência adotados, como ‘Atenção’ ( $\geq 1.500$  e  $< 2.500$  m<sup>3</sup>/hab.ano).

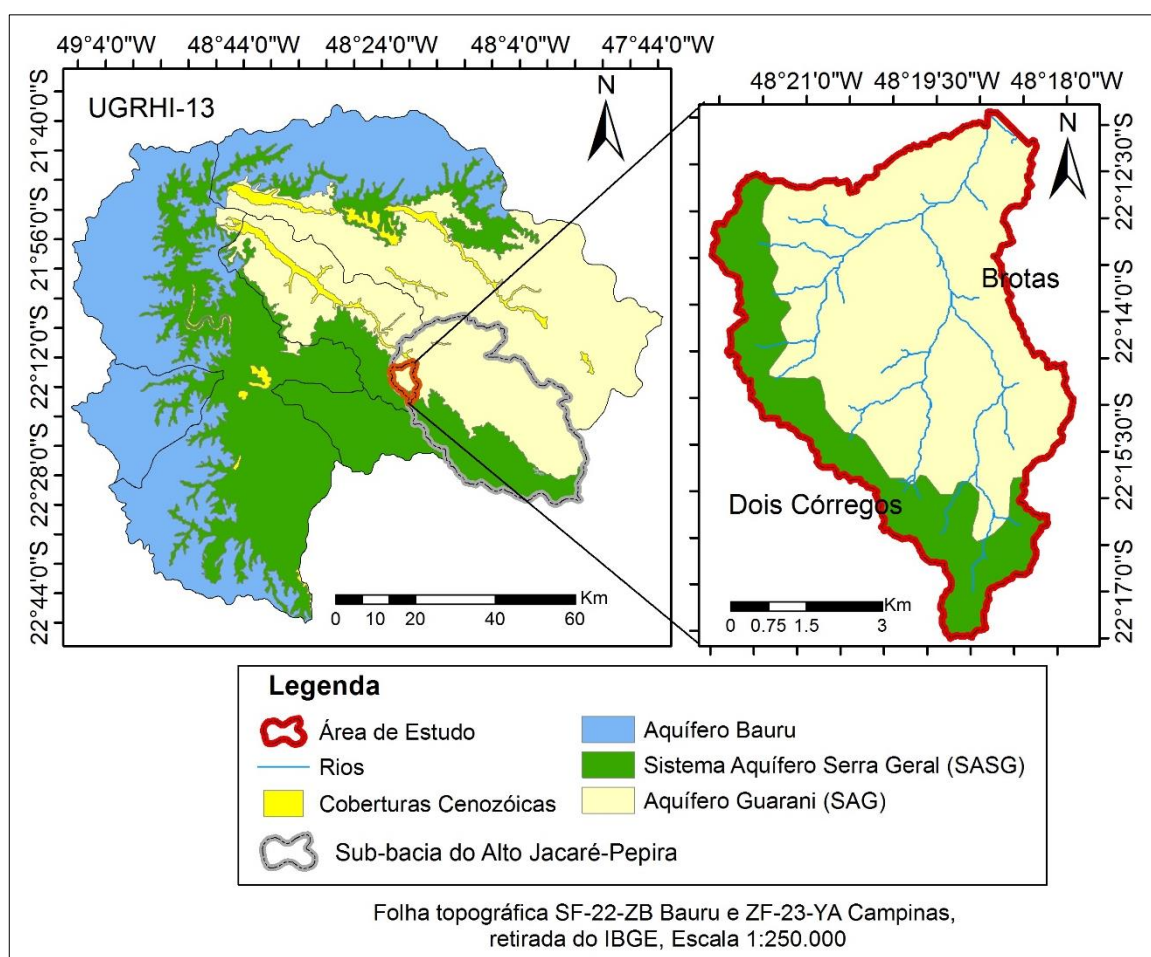
Em relação à exploração das águas subterrâneas, a UGRHI-13 já alcançou níveis críticos, com vazão outorgada de 59,2% da reserva explotável, uma vez que, praticamente todos os municípios da UGRHI dependem deste recurso para o consumo humano, os dados mostram que cerca de 50% da água subterrânea é destinada para o consumo humano.

Os dados do Relatório de Situação (2017) ainda mostram que de 2013 a 2016 a demanda subterrânea passou de 4,93 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> para 5,92 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>, ou seja, houve um aumento de quase 20%, sendo este o indicador que apresentou a maior criticidade.

Os dados de disponibilidade de água subterrânea são obtidos através do seguinte cálculo (Equação 1):

$$\text{Reserva Explotável/População: } (Q95\% - Q7,10)/n^{\circ} \text{ habitantes} \quad \text{Equação (1)}$$

A área da UGRHI-13 está inserida na área de recarga do Sistema Aquífero Guarani (SAG), associada aos afloramentos das unidades geológicas que constituem essa importante unidade hidroestratigráfica do continente Sul Americano. Além dessa unidade são reconhecidos os seguintes aquíferos: Cenozóico, Sistemas Aquíferos Bauru e Serra Geral (CBH-TJ, 2015), como mostra a Tabela 3.1 e a Figura 3.5.



**Figura 3.5** - Mapa localização do ASG e SAG

**Tabela 3.1.** Unidades Geológicas e características hidrogeológicas da UGRHI-13

<b>Aquífero</b>	<b>Unidade Geológica</b>	<b>Hidrogeologia</b>
Coberturas Cenozoicas	Formação Itaqueri, coberturas da Serra de São Carlos e similares	Extensão limitada, porosidade granular; livre, descontínuo, heterogêneo e anisotrópico
Sistema Aquífero Serra Geral (SASG)	Formação Serra Geral	Extensão regional com caráter eventual, porosidade por fraturas, livre a semi-confinado, descontínuo, heterogêneo e anisotrópico
Sistema Aquífero Bauru (SAB)	Grupo Bauru (Formação Adamantina)	Extensão regional, porosidade granular, livre a semiconfinado, descontínuo, heterogêneo e anisotrópico
Sistema Aquífero Guarani (SAG)	Formações Piramboia e Botucatu	Extensão regional porosidade granular, livre, confinado, contínuo, homogêneo, isotrópico

Fonte: IPT (2010)

### 3.2.1 Sistema Aquífero Guarani (SAG)

O Aquífero Guarani ocorre na porção oeste do Estado de São Paulo, e ocupa cerca de 76% do seu território. A leste está localizada sua faixa aflorante, inserida na Depressão Periférica com cerca de 16.000 km<sup>2</sup>. Apesar da largura irregular, é ampliada ao longo das grandes drenagens, como é o caso do Rio Jacaré-Pepira, quando atinge o máximo de 175 km (ROCHA, 2005).

A importância do SAG não está associada somente ao tamanho, extensão e capacidade de armazenamento do aquífero, mas também pela sua localização em áreas onde há uma grande demanda hídrica. Sendo assim, uma das soluções viáveis para o problema de abastecimento de inúmeras cidades no Estado de São Paulo.

De acordo com Gastmans et al. (2012), a formação geológica do SAG, é composta basicamente por arenitos das formações Pirambóia na base, e Botucatu no topo, que costumam apresentar espessura média de 250 metros, além de estarem recobertos por uma camada espessa de basalto, que em alguns locais chega a 1.500 metros. Em termos hidrogeológicos, de acordo com Araújo et al. (1999), 90% do SAG é confinado, ladeado por faixas alongadas aflorantes, que constituem potenciais zonas de recarga direta.

Na área da UGRHI-13, o SAG ocorre livre e confinado, com as áreas aflorantes ocupando 3.682,55 km<sup>2</sup> ou 31,20% da área total da UGRHI-13. Em relação à área



total de afloramento no Estado de São Paulo corresponde à 15,67%, denotando significativa expressão territorial proporcional (IPT, 2010).

O SAG também é confinado pelos basaltos da Formação Serra Geral, apresenta características de unidade hidrogeológica sedimentar, permeável por porosidade granular, com substrato formado pelas camadas argilosas do Grupo Passa Dois e mergulhos suaves no sentido oeste.

Os poços do SAG cadastrados na UGRHI-13, localizados em suas porções livres, apresentam vazões entre 1,3 e 377 m<sup>3</sup>.h<sup>-1</sup>, com média de 75,7 m<sup>3</sup>.h<sup>-1</sup>. As vazões específicas resultantes variam de 0,184 a 8,314 m<sup>3</sup>.h.m<sup>-1</sup>, com média de 2,316 m<sup>3</sup>.h.m<sup>-1</sup>. As profundidades dos poços variam de 50 a 371 m (IPT, 2010). O estudo de Kirchheim et al. (2019) cita uma condição de déficit hídrico no SAG, onde as estimativas de extração anual (1,04 km<sup>3</sup>/ano) são superiores as estimativas de recarga (0,8 a 1,4 km<sup>3</sup>.ano<sup>-1</sup>).

A quantidade de água armazenada no SAG é estimada entre 29.550 km<sup>3</sup>±4.000 km<sup>3</sup> e 32.830 km<sup>3</sup>±4.400 km<sup>3</sup>. Estudos alertam que apesar deste volume de água aparentar ser gigantesco, é importante ressaltar que nem toda essa água está disponível para o uso, ainda mais considerado o limite de rebaixamento de 400 metros, o volume estimado disponível pode cair para 2.000km<sup>3</sup> (PEA, 2009).

De acordo com Sraceck & Hirata (2002), as águas do SAG são classificadas predominantemente como bicarbonatadas cálcio-magnesianas, com ocorrência nas proximidades das zonas de afloramento, para as águas bicarbonatadas sódicas e cloro-sulfatadas nas zonas de maior confinamento do aquífero. Os valores de temperatura (T°), pH, totais de sólidos dissolvidos (TDS), classificação hidroquímica, faixa de ocorrência e geoquímicas das águas do SAG estão dispostas na Tabela 3.2.

A provável recarga do Aquífero Guarani ocorre segundo dois mecanismos principais: 1) por infiltração direta, através de sua zona de afloramento nos estados brasileiros de São Paulo, Goiás, Mato Grosso do Sul, Paraná e Santa Catarina, leste do Paraguai e norte do Uruguai e, 2) indiretamente, através das formações sobrepostas que incluem o sistema de fraturas da Formação Serra Geral (RABELO, 2006).

**Tabela 3.2.** Características físico-químicas das do Sistema Aquífero Guarani (SAG)

Situação do Aquífero	Classificação das águas (Piper)	Faixa de Ocorrência	Geoquímica das águas	
Confinado	Bicarbonatadas Sódicas e CloroSulfatadas Sódicas	Regiões Centrais e Oeste do Estado de São Paulo	TDS: 61-650 mg.L <sup>-1</sup> pH: 8,2 – 10,4 T°: 22–59,7°C	Ca: 0,02 – 0,84 meq.L <sup>-1</sup> Mg: < 0,08 meq.L <sup>-1</sup> CO <sub>3</sub> : < 2,9 meq.L <sup>-1</sup> Cl: 0,01 – 3,75 meq.L <sup>-1</sup> Na: 0,6 – 9,8 meq.L <sup>-1</sup> HCO <sub>3</sub> : 0,66-3,4 meq.L <sup>-1</sup> SO <sub>4</sub> : < 1,92 meq.L <sup>-1</sup>
Não Confinado	Bicarbonatadas Calco – Magnesianas	Próximo à Faixa de Afloramentos (Região Leste de São Paulo)	TDS < 294 mg.L <sup>-1</sup> pH < 7,5 T°: 22–27°C	Ca: 0,04 – 2,5 meq.L <sup>-1</sup> Mg: < 1,13 meq.L <sup>-1</sup> CO <sub>3</sub> : < 0,04 meq.L <sup>-1</sup> Cl: < 0,31 meq.L <sup>-1</sup> Na: < 0,9 meq.L <sup>-1</sup> HCO <sub>3</sub> : 0,06-3,16 meq.L <sup>-1</sup> SO <sub>4</sub> : < 0,25 meq.L <sup>-1</sup>

Fonte: Adaptado de Gastmans & Kiang (2005)

Em termos de potabilidade, o DAEE (1974, 1976, 1979b) recomenda o cuidado com a presença de possíveis contaminantes, a saber: nitratos, principalmente na área aflorante devido à existência de fossas negras ou à aplicação de insumos agrícolas; ferro originário da água dos basaltos ou da dissolução da tubulação dos poços; e flúor, originado mais provavelmente da decomposição de minerais presentes nas rochas sedimentares do aquífero (FRAGA, 1992).

## 4. REVISÃO DA LITERATURA

Discussões sobre mudanças climáticas tendem a ter um enfoque no aumento da temperatura média global, entretanto mudanças no ciclo hidrológico (precipitação, evaporação e vazão dos rios) já são sentidas e ganham mais atenção nas discussões científicas atuais (STOCKER & RAIBLE, 2005; KAO & GANGULY, 2011; DURACK et al., 2012).

O ciclo hidrológico global é a componente chave para o entendimento do sistema climático da Terra, uma vez que o aumento na evaporação e precipitação podem acarretar a intensificação ou aceleração do ciclo hidrológico (WU et al., 2013). O resultado disso é a intensificação e prolongamento das estações secas e intensificação das estações chuvosas, impacto este que pode ser sentido diretamente nos recursos hídricos e nos ecossistemas (CHOU & NEELIN, 2004; HUNTINGTON, 2006; MALHI et al., 2009).

As mudanças climáticas eram mais previsíveis no passado, e apesar dos avanços tecnológicos, tem sido cada vez mais difícil prever a intensidade de eventos climáticos extremos, e ainda mais, impedir que esses eventos causem impactos irreversíveis na natureza e na população (PALMER, 2014)

Os trabalhos científicos mais recentes sobre mudanças climáticas fazem diversas projeções negativas para as próximas décadas, dentre as quais: o aumento das secas e inundações (PALMER, 2014); intensificação das tempestades tropicais (OTTO, 2016); eventos climáticos extremos (MANN, 2017; NRC, 2016; OTTO, 2016); derretimento das calotas polares (THOMPSON et al., 2013; WU et al., 2013); elevação do nível dos oceanos (CAZENAVE & LE COZANNET, 2013); mudança no regime de precipitação (WU et al., 2013) e alteração no fluxo de base e na vazão dos rios (CHRISTENSEN et al., 2004; STOCKER & RAIBLE, 2005; PALMER, 2014; GLEESON et al., 2016).

As simulações climáticas mostram que a intensidade das mudanças que irão ocorrer no hemisfério Norte, dando enfoque no aumento do nível dos gases do efeito estufa, derretimento do *permafrost* e mudança na cobertura sazonal da neve (WU et al., 2013). Já no hemisfério Sul, estudos atuais sobre a intensificação dos fenômenos climáticos como El Niño e La Niña ganham destaque no mundo científico, como destaca os trabalhos de Miralles et al. (2014) e Thompson et al. (2017). Em ambos

hemisférios, a consequência das mudanças climáticas contribui tanto no aumento da temperatura global quanto na intensificação do ciclo hidrológico (WU et al., 2013).

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 uma grande variabilidade temporal e espacial (WINTER et al., 1998). É preciso entender cada etapa que compõe o ciclo, o papel da precipitação, a interação entre a água superficial e subterrânea, a recarga subterrânea, o tempo médio de trânsito da água dentro do ciclo e, como as mudanças climáticas podem afetar diretamente cada um desses processos hidrológicos, que são os temas principais que serão discutidos nesse estudo.

#### **4.1 INTERAÇÃO ENTRE ÁGUA METEÓRICA, SUPERFICIAL E SUBTERRÂNEA**

As mudanças climáticas estão "acelerando" o ciclo global da água, aumentando as taxas de evaporação dos oceanos, a evapotranspiração terrestre, e alterando o regime anual de precipitação ( HUNTINGTON, 2006; FRIELER et al., 2011; DURACK et al., 2012; WU et al., 2013; KRAMER et al., 2015).

De acordo com Frieler et al. (2011), a precipitação é a chave para entender todos os processos que ocorrem no ciclo hidrológico, e entender a distribuição da precipitação, principalmente em escala local, é essencial para estudar os processos hídricos em bacias hidrográficas.

Por se tratar de um sistema dinâmico, complexo e interligado, toda alteração no regime pluviométrico irá afetar diretamente os demais processos do ciclo hidrológico, conforme explicado no trabalho de Batista et al. (2018), que discute os efeitos da diminuição na distribuição da chuva na porção central do estado de São Paulo, entre os anos de 2015 a 2017, e como consequência afetou a recarga do Sistema Aquífero Guarani (SAG), com redução das vazões dos rios, uma vez que, o fluxo de base alimenta o rio durante os períodos de estiagem.

A distinção entre água superficial e subterrânea parece simples, baseada apenas na posição relativa dos reservatórios em relação a superfície (IDOWU, 2007). A complexidade dos sistemas superficial e subterrâneo, seu comportamento, quais os processos que compõe e que formam cada tipo de fonte de água, a forma como interagem e o tempo médio de residência da água dentro desse sistema, são aspectos

que os tornam tão complexos, e muitas vezes estudados separadamente (IDOWU, 2007; LAUTZ, 2010; SOPHOCLEOUS, 2002).

Apenas há algumas décadas, as águas superficiais e subterrâneas deixaram de ser consideradas e estudadas como reservatórios distintos (KALBUS et al., 2006; STRAUCH, 2013). Atualmente, com os avanços das pesquisas, entendemos que a interação entre a água superficial e subterrânea é extremamente dinâmica, e qualquer alteração sobre um recurso pode influenciar e afetar diretamente a qualidade e a quantidade de água do outro (SOPHOCLEOUS, 2002).

O conceito de recarga subterrânea pode muitas vezes ser confundido com o conceito de infiltração da água no solo. Custódio & Llamas (1976) diferenciam esses dois processos e descreve a infiltração como o movimento da água da superfície para a zona não saturada do solo, enquanto a recarga subterrânea é a parcela da infiltração que realmente atinge a zona saturada do solo, representando a infiltração profunda.

Idowu (2007) também define o conceito de descarga, que pode ser entendida como a transformação das águas subterrâneas em superficiais. São as águas que emergem na superfície formando fontes, nascentes ou poços artesianos, alimentando rios, lagos e pântanos, e a água que sofre evapotranspiração pelas raízes profundas que chegam até as zonas não saturadas do solo.

De forma geral, a principal fonte de recarga natural é a precipitação (ou água meteórica) por meio da infiltração. A magnitude desse processo depende de uma variedade de fatores, como as condições climáticas, geomorfologia, geologia, quantidade de água precipitada dentro de um intervalo de tempo, propriedades hidráulicas do solo, umidade do solo, entre outros (SOPHOCLEOUS, 2002; RISSER et al., 2005; IDOWU, 2007; MARECHAL et al., 2008)

As recargas das águas subterrâneas diferem-se de acordo com as condições climáticas da bacia hidrográfica, uma vez que, em regiões de clima seco ou árido, a recarga ocorre preferencialmente por meio da infiltração dos rios efêmeros (MARECHAL et al., 2008).

Em regiões úmidas, como é o caso da sub-bacia do Alto Jacaré-Pepira, predomina a recarga por meio da precipitação, que mantém a umidade do solo e favorece a infiltração através da zona não saturada, com recarga do nível freático, desta forma, os fluxos subterrâneos irão alimentar o fluxo de base dos rios nos períodos de estiagem (SOPHOCLEOUS, 1991; SOPHOCLEOUS, 2004).

#### **4.2 COMPONENTES DO FLUXO DA BACIA HIDROGRÁFICA**

O fluxo superficial (*runoff*) representa a água da chuva que cai no canal e percola superficialmente como uma fina camada sobre a superfície do terreno, e para isso que ocorra, o volume de água precipitada deve exceder a capacidade de infiltração do solo. Todo rio corresponde ao escoamento (*runoff*) da chuva, entretanto é o fluxo de base que irá manter o rio durante os períodos de estiagem, e manter as vidas aquáticas ali presentes (FAN et al., 2007).

O fluxo de base refere-se a descarga da água subterrânea nos rios e pode mudar gradativamente ao longo das semanas ou meses com eventos de precipitação (GRASZKIEWICZ et al., 2011; ZHANG et al., 2017). Sendo assim, a separação do fluxo de base torna possível distinguir as parcelas diretas (fluxo superficial) e indiretas (fluxo de base) do escoamento (HEALY, 2010; MARTELLI, 2012; ZHANG et al., 2017).

Diversos fatores influenciam no regime hidrológico, ou seja, na quantidade de água que infiltra e abastece as águas subterrâneas, definindo a proporção total do fluxo de base que irá abastecer os rios, entre eles os mais importantes são: o clima da região, geologia e geomorfologia da bacia, a vegetação, bem como o uso e ocupação do solo (CASTANY, 1971; SMAKHTIN, 2001; MWAKALILA et al., 2002; PRICE, 2011; COLLISCHONN & FAN, 2013).

O termo “evapotranspiração” (ETP) foi inicialmente introduzido por Thornthwaite & Wilm (1944), entretanto foi com as contribuições de Thornthwaite (1948) que a evapotranspiração passou a ser considerada como um importante componente dos estudos climatológicos e hidrológicos. A evapotranspiração pode ser definida como o processo pela qual a água da superfície terrestre passa para a atmosfera por evaporação, desempenhando um importante papel do ciclo hidrológico, tanto em termos locais quanto globais. Esse processo envolve a evaporação das águas superficiais (rios, lagos e oceanos), subsuperficiais (armazenadas no solo), vegetação úmida (interceptadas pela chuva) e a transpiração dos vegetais (SENTELHAS & ANGELOCCI, 2009; DE CARVALHO, 2011).

Se considerarmos a escala local de uma bacia hidrográfica, a ET assume o papel principal no balanço hídrico em conjunto com a precipitação, uma vez que, o balanço entre a água que entra na bacia pela chuva e que sai do sistema pela ET irá resultar na vazão (Q) do sistema de drenagem (SENTELHAS & ANGELOCCI, 2009; DE CARVALHO, 2011).

A vazão de rios em regiões tropicais está intimamente relacionada com o regime de precipitação, na maioria das vezes apresentando uma relação de proporcionalidade, que é diretamente afetada pelo clima (SMAKHTIN, 2001). Além disso, a precipitação também tem participação direta na evolução do perfil do solo, que tende a ser mais espesso em regiões úmidas (COLLISCHONN & FAN, 2013).

A geologia da bacia vai refletir diretamente na capacidade de armazenamento da água nas rochas, sendo liberada posteriormente nos rios como fluxo de base, conforme as propriedades de cada rocha (CUSTODIO & LLAMAS, 1976; SMAKHTIN, 2001). A geologia também influencia diretamente na formação do solo, uma vez que, diferentes tipos de solo, sob ação do clima, vegetação e outros, irão dar origem a diferentes tipos e espessuras de solo, que afetam diretamente a recarga dos aquíferos, e conseqüentemente, a vazão do rio (CHILTON & FOSTER, 1995; CUSTODIO & LLAMAS, 1976; SMAKHTIN, 2001).

A geomorfologia da bacia também possui um importante papel tanto no fluxo superficial quanto no subterrâneo, uma vez que a inclinação do terreno vai interferir no processo de infiltração da água meteórica (SMAKHTIN, 2001; PRICE, 2011). De acordo com Price (2011), nas áreas mais elevadas da bacia vão predominar os processos de recarga, enquanto nas áreas mais planas, predomina preferencialmente o processo de descarga do lençol.

A presença e o tipo de vegetação na bacia possuem uma relação direta tanto no processo de escoamento superficial quanto na infiltração e nas taxas de evapotranspiração, uma vez que, a evapotranspiração pode afetar as curvas de recessão, como mostram os trabalhos de Wittenberg (1999, 2003). De acordo com Wittenberg (2003), as curvas de recessão tendem a decaírem com mais rapidez durante o verão, que é definida como estação do crescimento da vegetação, oposto ao que ocorre durante o inverno, que é a estação de dormência da vegetação.

Que a presença da vegetação é benéfica para as bacias hidrográficas é evidente, uma vez que protege o solo de processos erosivos, contribuindo para a infiltração da água (SMAKHTIN, 2001; WITTENBERG, 2003; BROWN et al., 2013). Entretanto, o aumento da vegetação e conseqüentemente o aumento da evapotranspiração pelas plantas pode causar uma diminuição na produção de água, uma vez que boa parte da água infiltrada passa a ser captada pelas raízes, assim como a perda da água na zona saturada por evapotranspiração pelas raízes mais profundas (BOSCH & HEWLETT, 1982; BROWN et al., 2013).

A influência da ação antrópica na bacia acarreta resultados na grande maioria das vezes, negativos. Ren et al. (2002) cita a ocupação antrópica na bacia como a responsável da diminuição da vazão em rios, mesmo em regiões com alto índice pluviométrico, uma vez que, o solo quando compactado por estradas ou presença de pastagem, reduz significativamente sua capacidade de infiltração. A retirada da vegetação intensifica os processos erosivos no solo, e as queimadas diminuem a quantidade de matéria orgânica presente nos horizontes do solo, o que também colabora para a diminuição da infiltração (CUSTODIO & LLAMAS, 1976; REN et al., 2002; BROWN et al., 2013).

#### **4.3 BALANÇO HÍDRICO E ESTIMATIVA DE RECARGA**

A técnica do balanço hídrico considera os principais processos hidrológicos como entradas e saídas de água de um dado local. Alguns autores comparam o balanço hídrico com o balanço financeiro, uma vez que, a precipitação (receita) deve ser igual ou superior a evapotranspiração e ao escoamento superficial (despesas), ou seja, quando a entrada de água é maior do que a saída, tem-se uma reserva de água, ou acúmulo de água no solo. Portanto, o balanço hídrico quantifica entradas e saídas de águas já conhecidas e pode ser aplicado tanto em pequenas quanto em grandes bacias hidrográficas. A principal função deste balanço hídrico é servir como base para uma classificação climática (CHRISTOPHERSON, 2012).

Calcular o balanço hídrico de um solo é na verdade resolver uma equação da continuidade, assumindo que “a diferença entre a quantidade que entra no sistema e a que sai do mesmo sistema é igual à variação do armazenamento de água neste sistema” (THORNTHWAITE & MATHER, 1955). Esse balanço seria então expresso de acordo com a Equação 2:

$$E - S = \Delta S \quad \text{Equação (2)}$$

Sendo:

E = entrada de água;

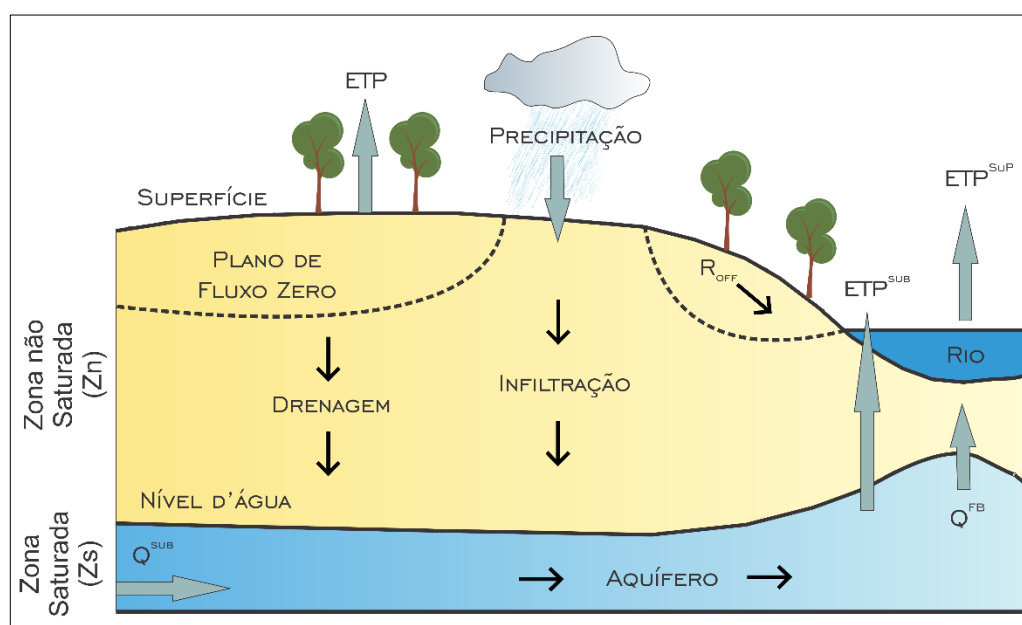
S = saída de água;

$\Delta S$  = variação do armazenamento de água no sistema.



Para a aplicação do cálculo, como entrada principal no sistema, pode ser considerada a precipitação, irrigação, enxurradas a montante e os fluxos ascendentes da água subterrânea, enquanto a saída do sistema pode ser considerada a evapotranspiração, enxurrada a jusante, os fluxos descendentes da água subterrânea que podem ou não se tornar recarga do aquífero (LIBARDI, 2005), como exemplifica a Figura 4.1.

Sendo assim, a técnica do balanço hídrico considera os principais processos hidrológicos como a entradas e a saídas de um balanço volumétrico, baseadas nos eventos hidrológicos de maior relevância, controlando o conteúdo volumétrico durante um dado período de tempo (BARRETO, 2006).



**Figura 4.1.** Principais processos hídricos que envolvem o balanço hídrico. Adaptado de Healy, 2010. Legenda: ETP – evapotranspiração; Q – vazão; SUP: superficial; SUB: subterrânea;  $R_{off}$  – runoff; FB: fluxo de base.

Uma das grandes vantagens do método do balanço hídrico consiste no fato da utilização de dados geralmente acessíveis e disponíveis (precipitação, escoamento superficial e níveis d'água). Entretanto, possui algumas limitações, tal como a precisão da estimativa de recarga (SCANLON et al., 2002).

A recarga, resumidamente, pode ser definida como o fluxo descendente de água que atinge o lençol freático e aumenta a quantidade de água subterrânea armazenada (FREEZE & CHERRY, 1979; COOK & HEALY, 2010; SCANLON et al., 2002). Entretanto, hoje sabemos que a recarga pode abranger inúmeros processos dentro de diferentes unidades geológicas, o que torna sua estimativa ainda mais

complexa e muitas vezes imprecisa. As tendências sistemáticas muitas vezes estão associadas a distintos eventos climáticos, porém a geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e o uso e ocupação do solo, ainda são fatores importantes que devem ser considerados na estimativa de recarga (SOPHOCLEOUS, 1991; HEALY & COOK, 2002; SINGH et al., 2019)

As taxas de recarga podem variar no tempo e espaço, de maneira sistemática e aleatória. As estimativas de recarga, por qualquer método, estão normalmente sujeitas a grandes incertezas e erros, uma vez que, a determinação da variabilidade de recarga no espaço e no tempo, que é alta, cria vários problemas não resolvidos que exigem investigação adicional (HEALY, 2010).

Inúmeros autores utilizaram diversas metodologias para estimar a recarga (por exemplo MOON, 2004; LEE et al., 2008; RUSHTON et al., 2006; HEALY & COOK, 2002, SINGH et al., 2019). Entretanto, apesar das diferentes metodologias utilizadas, grande parte dos autores ressaltam que a combinação de diferentes técnicas, como modelos numéricos, balanços hídricos, flutuações dos níveis d'água (SCANLON et al., 2002; MOON et al., 2004; HEALY e COOK, 2010; CAI & OFTERDINGER, 2016; PARIMALARENGANAYAKI et al., 2019) é a melhor forma para se amenizar as incertezas e estimar valores de recarga mais confiáveis.

#### 4.3.1 *Water Table Flutuation (WTF)*

Entre as técnicas mais utilizadas para estimar a recarga estão aquelas baseadas na medição dos níveis de água subterrânea ao longo do tempo e do espaço. O método da flutuação da superfície livre (*Water Table Flutuation – WTF*, em inglês) baseia-se na premissa de que as flutuações do nível d'água em aquíferos livres são devidas às águas de recarga subterrânea que chegam à superfície do aquífero não-confinado. Uma das principais vantagens desse método é sua simplicidade e sensibilidade aos movimentos da água subterrânea na zona não-saturada, e uma vez que, para sua aplicação é necessário apenas o conhecimento do rendimento específico ( $S_y$ ) da área de estudo e dados de monitoramento das variações dos níveis d'água ao longo do tempo (HEALY e COOK, 2002).

Existem inúmeros métodos utilizados para a determinação do rendimento específico do solo, assim como os resultados encontrados na literatura para uma mesma classe textural (ALI, 2011). É necessário chegar a um valor aceitável para o

rendimento específico, desde que se conheça a porcentagem dos materiais constituintes do solo na área de monitoramento, baseando-se em bibliografias especializadas, o que passa a ser a grande limitação deste método (MAZIERO e WENDLAND, 2005). Por essa razão, alguns autores optam por substituir esse parâmetro por outro (porosidade efetiva, coeficiente de armazenamento) (HEALY e COOK, 2002; SCANLON et al., 2002).

A partir disso, a recarga pode ser estimada assumindo que a água que atinge o nível freático entra imediatamente em armazenamento e que todas as demais componentes do balanço hídrico subterrâneo (evapotranspiração subterrânea, fluxo de base, entrada e saída do fluxo subsuperficial) são nulos durante o período de recarga (HEALY e COOK, 2002). A aplicação do método, as fórmulas utilizadas e o valor do rendimento específico utilizado estão descritos no capítulo Materiais e Métodos deste trabalho (Capítulo 5.4.2).

#### *4.3.2 Separação do Escoamento (Hidrograma)*

Uma grande incerteza na modelagem hidrológica de bacias tem sido a quantificação das contribuições de água e solutos dos vários reservatórios hidrológicos. A técnica clássica de separação de hidrogramas possibilita a identificação da parcela de contribuição do fluxo de base por escoamento subterrâneo ou águas meteóricas (LIMA et al., 2007).

Para isso, a determinação do hidrograma em bacias hidrográficas atualmente consiste numa ferramenta primordial em estudos hidrológicos, buscando estimar a taxa de recarga com base na descarga do fluxo de base (separação do escoamento). Para esse método, é necessário obter dados da série histórica da vazão da bacia hidrográfica, separando as parcelas diretas e indiretas do escoamento, tornando possível a análise do hidrograma e aplicação de filtros numéricos. Os filtros números são algoritmos que calculam a separação do escoamento a partir de dados de vazão, podendo ser realizada de forma automatizada (COLLISCHONN & FAN, 2013; TUCCI, 2012; ZHANG et al., 2017).

A recarga do aquífero também pode ser estimada por meio da análise de recessões, como propõe Domenico & Schwartz (1990). De acordo com os autores, a constante de recessão " $\alpha$ " está relacionada com a descarga dentro de um intervalo de tempo definido pelos períodos de recessão. Durante esses períodos, não ocorre a

entrada de água por precipitação, ou seja, o escoamento superficial é nulo, havendo apenas a descarga natural do aquífero.

Diversos trabalhos ganharam destaque com o uso dessa técnica, entre eles o de Neff et al. (2005), que por meio da separação da hidrógrafa estimou a contribuição do escoamento de base utilizando diversas técnicas, entre elas, o Filtro Recursivo de Eckhardt (2005). Uma das desvantagens desse método é a dificuldade de se encontrar uma boa base de dados da bacia a ser estudada, sem que haja períodos longos faltando na série histórica.

Um dos métodos de fácil aplicação podendo ser automatizado e que tem sido bastante empregado com resultados confiáveis, são os filtros digitais, como o Filtro Digital Recursivo de Eckhardt (COLLISCHONN & FAN, 2013; ZHANG et al., 2017; ECKHARDT, 2005).

Eckhardt (2005) propôs uma fórmula baseada em dois parâmetros principais, o  $BFI_{máx}$  (*Baseflow Index Máximo*) e na constante de recessão ( $\alpha$ ) (Eckhardt, 2015), sendo o  $BFI$  definidos de acordo com as características geológicas da área de estudo, e a constante de recessão “ $\alpha$ ” obtida diretamente por meio da análise da curva de recessão (COLLISCHONN & FAN, 2013).

Collischonn e Fan (2013) propuseram uma nova fórmula para estimar o parâmetro  $BFI_{máx}$  de acordo com a fórmula proposta por Eckhardt (2005), baseado na relação entre as vazões  $Q_{90}/Q_{50}$ . Para comprovar a eficácia do método, Collischonn e Fan (2013) aplicaram a nova fórmula em 15 bacias hidrográficas nas regiões Sul e Centro Oeste do Brasil, tendo como resultado uma boa correlação entre ambos os métodos, dessa forma, foi proposta uma fórmula de correção do valor de  $BFI_{máx}$ , detalhada no capítulo de Materiais e Métodos.

#### **4.4 ISÓTOPOS ESTÁVEIS ( $^2H$ E $^{18}O$ )**

A utilização de isótopos estáveis teve início com os trabalhos teóricos pioneiros de Urey (1935), Epstein & Mayeda (1953), sendo os trabalhos de Craig (1961) e Dansgaard (1964) lançados posteriormente, aplicando os conceitos dos trabalhos anteriores na compreensão da relação entre os isótopos estáveis e o processo de fracionamento isotópico.

No contexto ambiental, os isótopos estáveis de oxigênio e hidrogênio são comumente utilizados como traçadores da movimentação da água, ou da sua

interação com as rochas e ciclos biogeoquímicos, permitindo não só acompanhar a movimentação da água, mas também determinando sua fonte de origem, condições de recarga e rota de poluentes (ALEMAYEHU et al., 2011), enquanto que os isótopos radioativos são comumente utilizados na datação isotópica e na mensuração do tempo médio de residência da água (CLARK & FRITZ, 1997; MOOK, 2000).

Em função das baixas concentrações, a abundância dos isótopos estáveis é expressa em termos da razão do isótopo menos abundante em relação ao mais abundante (MOOK, 2000). Para o oxigênio, por exemplo, a razão isotópica é representada pela relação entre  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , resultando numa razão de aproximadamente 0,00200. Para o hidrogênio a razão isotópica é representada pela relação entre o  $^2\text{H}/^1\text{H} = 0,00015$ , de acordo com a Equação 3 (MARTINELLI et al., 2009).

$$R = \frac{\text{abundância do isótopo raro}}{\text{abundância do isótopo abundante}} \quad \text{Equação (3)}$$

As composições isotópicas são expressas como a relação entre a razão medida na amostra e a razão de um padrão de referência, utilizando-se a notação delta ( $\delta$ ), sendo os valores expressos em partes por mil (‰), como mostra a Equação 4:

$$\delta^{18}\text{O}_{amostr} = \left( \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{amostra}}{m(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{referência}} - 1 \right) \times 1000\text{‰ VSMOW} \quad \text{Equação (4)}$$

Onde  $\delta^{18}\text{O}_{amostr}$  é a concentração isotópica em partes por mil de  $^{18}\text{O}$  na amostra:

- $(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{amostra}$  é a razão relativa entre  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  na amostra;
- $(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{referência}$  é a razão relativa entre  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  no padrão internacional.

O processo de alteração do conteúdo isotópico na natureza é chamado de fracionamento isotópico, o qual pode ser resumido como o enriquecimento ou empobrecimento do isótopo pesado da amostra em relação a sua fonte (MOOK, 2000). Kendall & Doctor (2003) definem o fracionamento como sendo a mudança das proporções relativas de vários isótopos estáveis por meio de reações físicas, químicas e biológicas. Durante as mudanças de estado e reações químicas, os elementos sofrem fracionamento, ou seja, são divididos entre duas substâncias ou fases de uma mesma substância, e como resposta terão diferentes razões isotópicas. O

fracionamento é controlado principalmente pela diferença de massas dos isótopos e pela temperatura (KENDALL & DOCTOR, 2003).

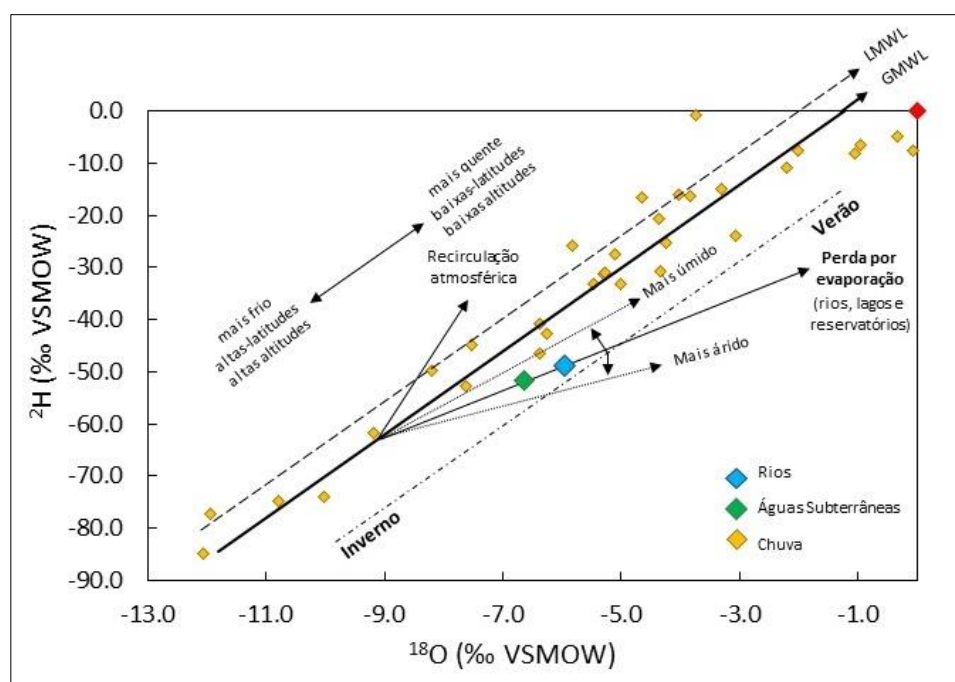
Craig (1961) determinou a principal relação entre a composição isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$ , representada pela Reta Meteórica Global (*GMWL - Global Meteoric Water Line*, em inglês), expresso por meio da Equação 5. Graficamente a equação da *GMWL* representa uma reta de declive 8 que intercepta o eixo vertical (ordenada) no valor 10, de forma geral, as amostras de chuva do mundo todo são plotadas próximas à inclinação de 8, podendo ser inferiores ou superiores a esse valor.

$$\delta^2\text{H} = \delta^{18}\text{O} + 10\text{‰ SMOW} \quad \text{Equação (5)}$$

A variação do excesso de deutério é associado a variações de umidade e evaporação, velocidade do vento e a temperatura da superfície do oceano, desta forma sua interpretação possibilita identificar processos de evaporação relacionados a fontes de umidade, transporte de massas de ar e incorporação de vapor mudando o sinal isotópico da chuva subsequente e evaporação durante a queda das gotas de chuva (DANSGAARD, 1964). Essa interceptação foi designada por Dansgaard (1964) como “excesso de deutério”, representado pela expressão “*d-excess*”, como mostra a Equação 6:

$$d - \text{excess} = \delta^2\text{H} - 8 \times \delta^{18}\text{O} \quad \text{Equação (6)}$$

A Reta Meteórica Global (*GMWL*) corresponde a uma média global de várias Retas Meteóricas Locais (*LMWL - Local Meteoric Water Line*, em inglês), e é amplamente utilizada em estudos hidrológicos para comparar a interação entre a água meteórica, superficial e subterrânea. Em estudos isotópicos em escala local ou regional, é importante comparar os dados de águas com os valores da *LMWL*. Os valores de  $\delta^2\text{H}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  plotados abaixo da *GMWL*, ao longo de uma linha tangencial a *GMWL*, podem indicar sucessivos processos de evaporação, durante a precipitação, infiltração da água do solo, ou processo de evaporação que ocorre em águas superficiais (CLARK & FRITZ, 1997; MOOK, 2000; KENDALL & DOCTOR, 2003) (Figura 4.2).



**Figura 4.2.** Resumo de como os processos hidrológicos afetam a composição isotópica  
Adaptado de: Mook (2000)

A razão entre a composição isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$  pode ser alterada durante o processo de evaporação, resultado de processos cinéticos de fracionamento. Dessa forma, as amostras que sofreram fracionamento pela evaporação serão plotadas abaixo da *LMWL*. Quanto mais a água evapora, mais a água residual torna-se cineticamente fracionada (CRAIG, GORDON & HORIBE, 1963). Essas amostras se desviarão cada vez mais da *LMWL*, e sua linha de regressão terá uma inclinação menor esta linha de regressão é a linha da evaporação.

O processo de fracionamento isotópico também é bastante observado durante a infiltração da água meteórica, ou seja, até a chuva alcançar o nível freático ou mesmo depois durante o fluxo da água subterrânea na zona saturada, durante esse processo a água tem sua composição isotópica modificada pelos processos de evaporação, evapotranspiração pelas raízes das plantas, mudanças climáticas, ou até mesmo durante o tempo de interação entre a água-rocha (CLARK & FRITZ, 1997).

Sendo assim, o fracionamento isotópico é uma ferramenta chave na interpretação de pesquisas que utilizam os isótopos estáveis, principalmente na área de estudos ambientais, com enfoque em estudos hidrológicos, como é o caso deste trabalho (CLARK & FRITZ, 1997).

Dansgaard (1964) também apresentou a relações entre  $\delta^2\text{H}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  para amostras de precipitação, coletadas em diversas partes do globo baseado na equação

de Craig (1961), identificando as relações empíricas com fatores ambientais e geográficos, denominados de “efeitos”, a saber: efeito latitude, efeito altitude, efeito continentalidade, efeito quantidade e efeito sazonalidade.

Os efeitos citados anteriormente são muito bem caracterizados na literatura, no entanto para áreas tropicais, os efeitos de quantidade de chuva não são muito bem definidos como nas regiões de média e alta latitudes, devido às complexidades da dinâmica climática tropical. No entanto, o tema segue em evolução (KURITA et al., 2013; LANDAIS et al., 2010, VUILLE & WERNER, 2005, JOUZEL et al., 2013; TORRI et al., 2017 e SANTOS et al., 2018).

Desta forma, um conjunto de diversos fatores climáticos é apontado como responsável pelo controle climático da precipitação, em áreas tropicais, sendo eles: fonte de vapor ou área fonte da precipitação (JOUZEL et al., 2013; LEWIS et al., 2010); destilação durante o transporte de massas de ar (SINGH, 2015); reciclagem da água por processos de troca com a superfície terrestre (RISI et al., 2013; WINNICK et al., 2014); estudos que descrevem a influência de sistemas atmosféricos específicos como a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (GASTMANS et al., 2017; ROZANSKI & ARAGUÁS, 1995; SÁNCHEZ-MURILLO et al., 2017); eventos de El Niño (ISHIZAKI et al., 2012; MOERMAN et al., 2013); atuação de processos convectivos (AGGARWAL et al., 2016; KURITA, 2013) e; processos de evaporação de gotas de chuva (MULLER et al., 2015; SRIVASTAVA et al., 2012).

Estes fatores também são descritos em escala espacial, enquanto fatores regionais são associados a processos e trocas isotópicas durante o deslocamento de massas de ar, fatores locais são relacionados a passagem de determinado tipo de chuva, orografia, presença de uma grande fonte de umidade ou a processos específicos de evaporação abaixo da base da nuvem, como em regiões muito secas.

Sendo assim, é crescente a necessidade de estudos que associam o controle climático à modelos de estimativa de recarga de aquíferos, bem como processos de interação entre águas superficiais e subterrâneas, destacando o uso dos isótopos estáveis como ferramenta de calibração para interpretação de controles climáticos e geração de conhecimento e informação nos estudos hidrológicos.



#### 4.4.1 Aplicação de isótopos estáveis de hidrogênio e oxigênio em estudos hidrológicos

A aplicação de isótopos ambientais em estudos hidrológicos nas últimas décadas é cada vez mais ampla, a análise da variabilidade espaço-temporal da composição isotópica da água produzida pelos fenômenos de fracionamento isotópico, evidenciam a importância dessa técnica na compreensão das etapas do ciclo hidrológico, como por exemplo: a origem da água responsável pelo fluxo de base em bacias hidrográficas (HARRINGTON et al., 2002; KATZ et al., 1997), interação água-rocha (RICE et al., 2008); na interação entre água superficial e subterrânea (WINTER, 1998; NÉGREL et al., 2003; BARROS, 2013); na recarga de aquíferos (JASECHKO et al., 2014); na fonte de umidade que dá origem as precipitações (ARAGUÁS-ARAGUÁS; FROEHLICH & ROZANSKI, 2000) na determinação dos tempos médios de trânsito da água determinados com isótopos radioativos que não sofrem processos de fracionamento isotópico (SOULSBY et al., 2007, 2011; DUNN, 2008; FENICIA et al., 2010; TETZLAFF et al., 2011; GILMORE et al., 2016), além de permitir uma avaliação mais detalhada das mudanças climáticas globais.

No Brasil, os primeiros estudos datam das décadas de 60 e 70 na região Nordeste e Norte, e posteriormente na região Sudeste. No Nordeste, os primeiros estudos isotópicos tinham como interesse compreender os aquíferos devido aos problemas gerados pela seca e pela salinização das águas subterrâneas (GAT & TZUR., 1968; FERREIRA DE MELO et al., 1969 *apud* SILVEIRA & SILVA JÚNIOR, 2002),

Na região Norte, os trabalhos pioneiros de Campos (1971) e Matsui et al. (1972) tinham como objetivo estimar as vazões nos rios Negro e Solimões, e calcular a contribuição dos afluentes na vazão do rio Amazonas. Atualmente, existem diversos trabalhos que estudam a influência da umidade e de sistemas atmosféricos provenientes da região Amazônica, como descreve o trabalho de Araguás-Araguás; Froehlich & Rozanski (2000), que relaciona a circulação atmosférica com as investigações paleoclimáticas, e descrevem a intensa reciclagem de umidade dentro da bacia amazônica por evapotranspiração.

Os estudos no Sudeste surgiram principalmente na região do Aquífero Botucatu (GALLO, 1977; GALLO & SINELLI, 1980 KIMMELMANN et al., 1986), e atualmente existem diversos estudos isotópicos também sobre o Sistema Aquífero Serra Geral

(SASG) (GASTMANS et al., 2016; KUHN & ROISENBERG, 2017) e Sistema Aquífero Guarani (SAG) (GASTMANS et al., 2010; ELLIOT & BONOTTO, 2017), entretanto no Brasil, ainda existe um déficit de estudos isotópicos na região Sudeste, apesar da toda riqueza hidrológica desta região (SILVEIRA & SILVA JUNIOR, 2002).

As mudanças na composição isotópica da água dentro do ciclo hidrológico fornecem uma assinatura isotópica, relacionando essa água com as diferentes fases do ciclo hidrológico, como mostra o trabalho de Harrington et al. (2002), que usaram os isótopos estáveis para compreender a variabilidade espacial e temporal da recarga de águas subterrâneas, a partir da qual determinaram os processos que afetam a evolução das águas subterrâneas.

A composição isotópica da água superficial reflete a composição isotópica da precipitação e do fluxo subterrâneo, que pode variar sazonalmente (SOPHOCLEOUS, 2002; IDOWU, 2007; JASECHKO et al., 2014; MARECHAL et al., 2008). Como a evaporação modifica a composição isotópica da água, os isótopos de  $^2\text{H}$  e  $^{18}\text{O}$  podem determinar o caminho preferencial da percolação da água da chuva em direção à jusante, como foi abordado nos trabalhos de Rock & Mayer (2007) e Yuan & Miyamoto (2008).

Em áreas nas quais a variação sazonal da composição isotópica é observada, o uso de traçadores isotópicos é útil na interpretação de qual estação do ano os recursos hídricos subterrâneos estão mais vulneráveis, e em qual período ocorrem os processos de recarga dos aquíferos (MARTINELLI et al., 2009; YUAN & MIYAMOT, 2008; BATISTA et al., 2018).

Estudos feitos por Weyhenmeyer et al. (2002) identificaram áreas com potencial de recarga e caminhos preferenciais do fluxo subterrâneo, e buscaram avaliar as proporções de mistura de componentes de água subterrânea recarregados em diferentes altitudes usando isótopos estáveis.

Isótopos ambientais podem ser utilizados na discriminação dos efeitos da ação antrópica nos recursos hídricos, como destacou Danielopol et al. (2003) em seu trabalho, e discute como que as pressões nos recursos hídricos superficiais provocaram a necessidade de estudar mais a fundo o sistema subterrâneo e a interação entre eles, como forma de suprir os impactos antrópicos causados na quantidade e na qualidade das águas.

Baseado nessa problemática, Yang et al. (2012) estudaram a interação entre águas superficiais e subterrâneas por meio de traçadores isotópicos, por meio do

cálculo do balanço de massa para quantificar a contribuição do fluxo de base para o rio, como forma de beneficiar a gestão do Rio Jialu, na China, que se encontra degradado por resíduos de esgoto não tratado.

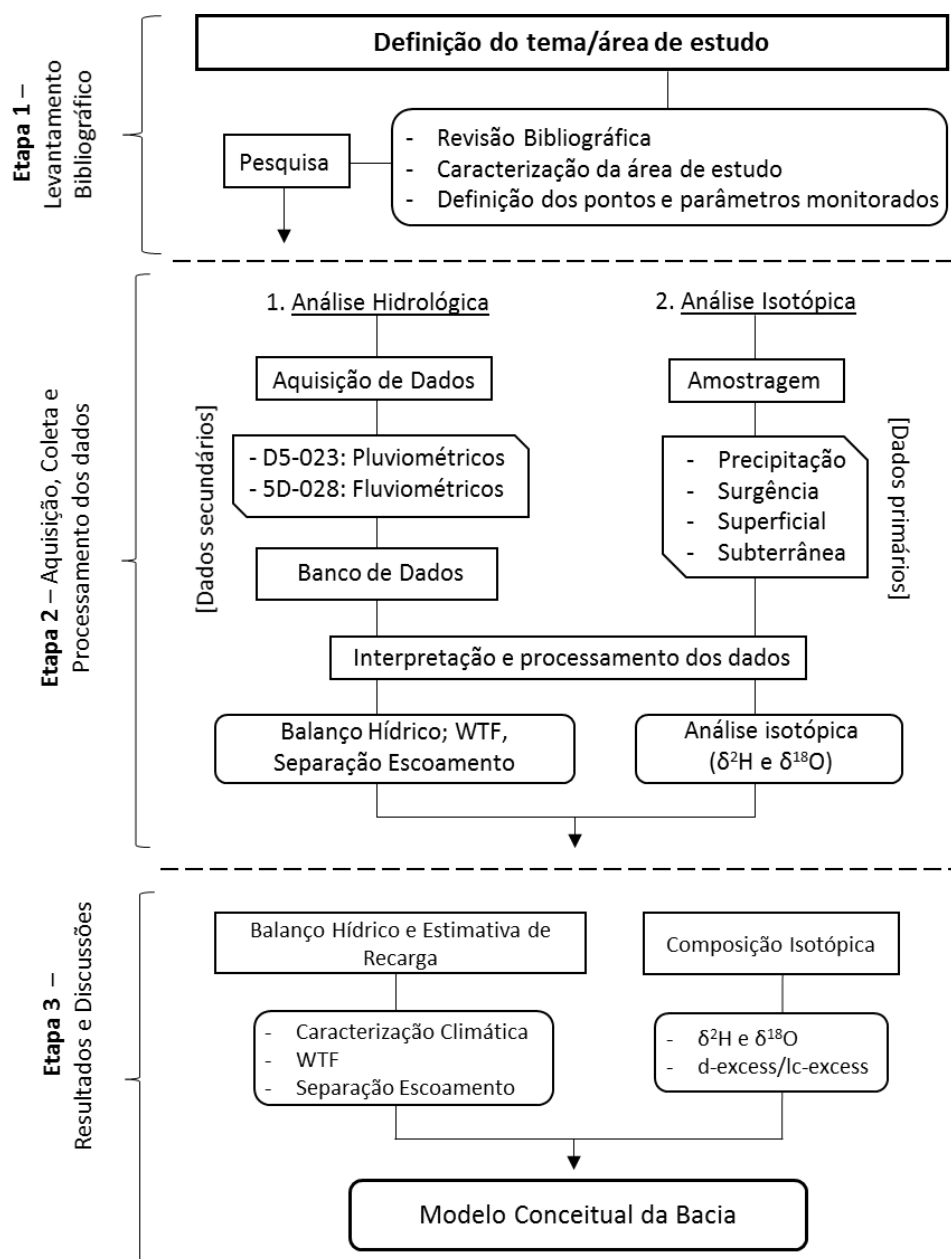
Estudos realizados por Coplen & Landwerh (2006) apresentam uma relação que expressa os processos sofridos pela água após a precipitação em relação a Reta Meteórica Global (*GMWL*) proposta por Craig (1961), com o intuito de diferir as matrizes de água da Reta Meteórica, definindo o termo "*Line Conditioned Excess*" (*LC-excess* para rios maiores e *lc-excess* para rios menores, como é o caso deste estudo). O ajuste na reta é feito de acordo com dados locais de precipitação, como mostra a Equação 7, sendo "a" e "b" coeficientes da Reta Meteórica Local:

$$\text{"lc - excess"} = \delta^2H - a\delta^{18}O - b \quad \text{Equação (7)}$$

Sprenger et al. (2017) estudaram o fracionamento isotópico na região das Terras Altas (*Highlands*) na Escócia por meio do "lc-excess", ou seja, a relação entre a Reta Meteórica Global (*GMWL*) e a Reta Meteórica Local (*LMWL*), proposto por Landwerh & Coplen (2006), para estimar o tempo médio de trânsito e as taxas de evapotranspiração. Os dados relatam que durante as estações mais secas, quando a taxa de descarga é baixa, a evapotranspiração é significativamente mais alta, com consequente enriquecimento isotópico das águas da rede de drenagem.

## 5. MATERIAIS E MÉTODOS

Para atingir os objetivos propostos, a execução do presente trabalho foi dividida em três etapas, a saber: a Etapa 1, de levantamento bibliográfico; a Etapa 2, de aquisição, coleta e processamento dos dados; e a Etapa 3, de interpretação dos resultados e sua posterior discussão. O fluxograma da Figura 5.1 apresenta de maneira resumida as etapas que foram desenvolvidas neste estudo e que serão descritas a seguir.



**Figura 5.1.** Fluxograma apresentando sucintamente as atividades desenvolvidas em cada uma das etapas de trabalho

## **5.1 LEVANTAMENTO DE BIBLIOGRÁFICO**

A etapa inicial consistiu no levantamento bibliográfico de informações e registros básicos à respeito das características da área de estudo, e seleção das metodologias que foram empregadas no desenvolvimento da tese, especialmente no que diz respeito a: interação entre a água meteórica, superficial e subterrânea; componentes do fluxo da bacia hidrográfica; balanço hídrico; técnicas de estimativa de recarga; métodos de separação do escoamento (hidrograma) e o uso de isótopos estáveis como traçadores ambientais .

## **5.2 COLETA E AQUISIÇÃO DOS DADOS**

### *5.2.1 Dados Secundários*

Junto ao Banco de Dados Hidrológicos (BDH) – DAEE (Departamento de Águas e Energia Elétrica), foram obtidos os dados secundários necessários para a análise hidrológica e série histórica da precipitação, sendo eles:

- I. Dados pluviométricos: Estação D5-023, localizada na cidade de Dourado, aproximadamente a 12km da área de estudo, entre o período de jan/1980 a dez/2017;
- II. Dados fluviométricos: Estação 5D-028, localizada no Rio Jacaré-Pepira em Brotas/SP, aproximadamente a 21km da área de estudo, entre o período de out/1980 a dez/2017.

Os registros de dados hidrológicos da estação 5D-028 não são contínuos em todo o período, apresentando uma lacuna de dados entre 2000 e 2009. Para a aplicação do método da separação do escoamento e aplicação do filtro digital recursivo (que será descrito a seguir), foram calculados os valores em 3 etapas: a) o período que antecede a lacuna (1980-2000); b) o período posterior a lacuna (2009-2017) e c) uma análise unindo os períodos com registro de dados, considerando-os como contínuo, a fim de comparar se haveria diferença entre os resultados. Porém, os resultados não mostraram uma diferença significativa que justificasse a separação em dois períodos (anterior e posterior a lacuna de dados), portanto serão apresentados apenas como contínuos do período de 1980 a 2017. Na Tabela 5.1 são apresentadas as informações básicas a respeito das estações selecionadas.

**Tabela 5.1** - Informações básicas das estações utilizadas

<b>Estação (código)</b>	<b>Tipo</b>	<b>Município</b>	<b>Curso d'água</b>	<b>Latitude</b>	<b>Longitude</b>	<b>Altitude (m)</b>
5D-028	Fluviométrica	Brotas	Rio Jacaré- Pepira	22°17'33"	48°7'29"	614
D5-023	Pluviométrica	Dourado	-	22°07'44"	48°19'48"	665

Fonte: Banco de Dados Hidrológicos (BDH – DAEE). Disponível em: [www.dae.sp.gov.br/hidrologia](http://www.dae.sp.gov.br/hidrologia)

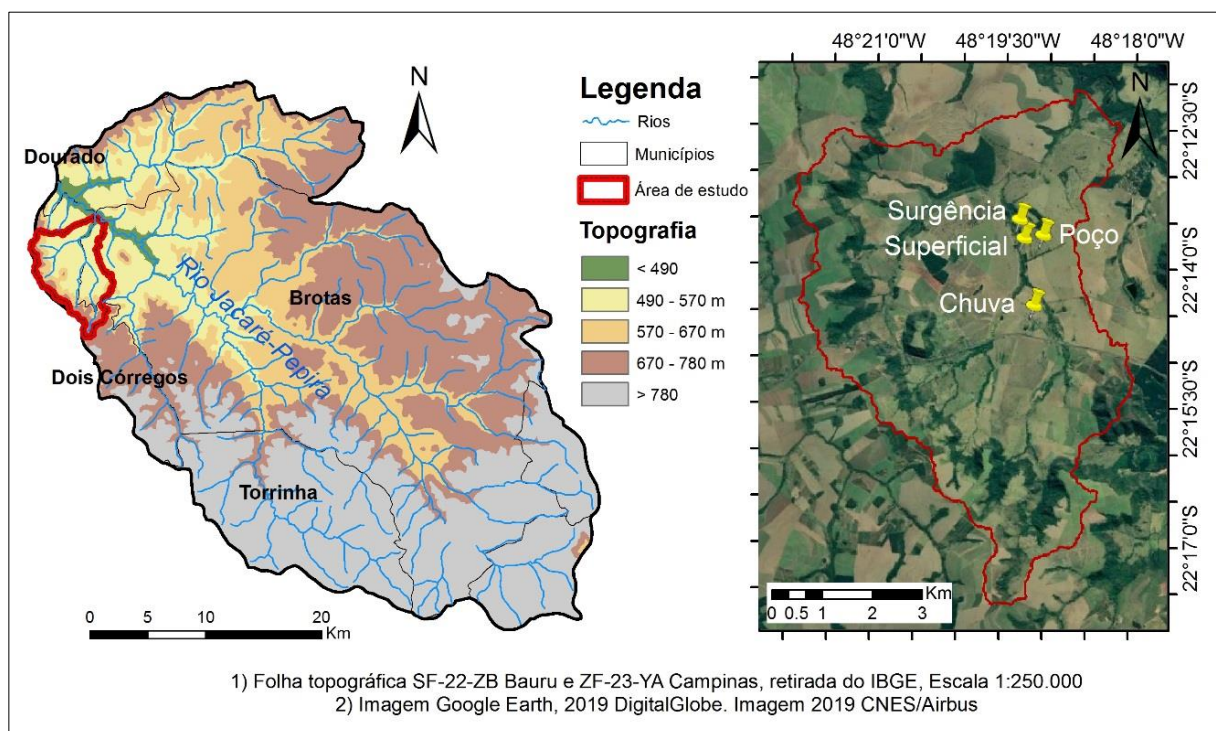
Neste estudo, o software ArcGis (versão 10.3 da ESRI) foi utilizado na etapa de confecção dos mapas (mapa de localização, relevo, pedológico, altimétrico, geológico e dos aquíferos). Foram utilizadas imagens de alta definição do Google Earth (versão 7.1 de 2015, Google Inc.) para determinar a distância entre a área de estudo e as estações do DAEE selecionadas. Para a elaboração da base cartográfica, também foram utilizados:

- I. Modelo Digital de Elevação (MDT) no formato GEOTIFF, com resolução espacial de 90 metros, originários da missão de mapeamento do relevo terrestre intitulada *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM). Os dados foram obtidos através do portal da Brasil em Relevo – Embrapa Monitoramento por Satélite (EMBRAPA, 2009);
- II. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, realizado pela Secretaria de Obras e do Meio Ambiente/Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE) e UNESP-Rio Claro/IGCE e Mapa Geológico do Estado de São Paulo elaborado em 1981, pelo Instituto de Pesquisa Tecnológica (IPT), na escala 1:500.000;
- III. Mapa Pedológico do Estado de São Paulo, revisado e ampliado por Rossi (2017), em escala 1:250.000, usado como base para os mapas de relevo e pedológico.

### 5.2.2 Dados Primários

Para a escolha da área de estudo onde seriam realizadas as coletas dos dados primários, foi selecionada a sub-bacia hidrográfica na qual estudos hidroquímicos e isotópicos já vinham sendo desenvolvidos desde 2013, com alguns resultados apresentados por Batista & Gastmans (2015).

Na área de estudo foram selecionados pontos para a coleta de precipitação, visando uma análise da variabilidade temporal na composição isotópica da chuva; um ponto de coleta de águas superficiais, no curso d'água principal da área de estudo; uma surgência natural de águas subterrâneas e um poço tubular com 30 metros de profundidade, esses dois últimos representando as águas subterrâneas (Figura 5.2 e Tabela 5.2).



**Figura 5.2** - Mapa de localização da sub-bacia selecionada na bacia do Rio Jacaré Pepira (esquerda) e localização dos pontos de amostragem e monitoramento na área de estudo (direita)

**Tabela 5.2.** Descrição dos pontos de amostragem e monitoramento na área de estudo

Tipo	Longitude	Latitude	Altitude (m)
Chuva	22°14'24"	48°19'90"	523
Subterrânea (poço)	22°13'40"	48°19'16"	491
Surgência	22°13'36"	48°19'22"	482
Superficial	22°13'42"	48°19'21"	483

Os pontos de amostragem estão situados em uma área rural, que tem como principal atividade a criação de gado, portanto toda a área é coberta por pastagem.

As margens do curso d'água monitorado são bem preservadas, com faixa de vegetação natural em praticamente toda a sua extensão (Figura 5.3 e Figura 5.4).

O poço tubular monitorado possui profundidade de 30 metros, e é utilizado para o abastecimento de água na área de estudo. Possui tubo auxiliar para a medição de níveis e torneira para a coleta de amostras (Figura 5.5). Uma nascente de água, localizada a cerca de 20 metros da margem do curso d'água monitorado, é captada pelos proprietários da área de estudos, o que possibilitou o monitoramento de águas da surgência (Figura 5.6).



**Figura 5.3.** Visão geral da área de estudo (ponto próximo ao poço e rio, respectivamente)



**Figura 5.4.** Ponto de amostragem no rio (BSF)





**Figura 5.5.** Amostragem de água subterrânea no poço (CPR-01)



**Figura 5.6.** Ponto de amostragem na surgência (SUR)

#### *5.2.2.1 Procedimentos de amostragem*

A partir da determinação dos pontos a serem monitorados, foram feitas as medições e coletas em cada ponto, que serão brevemente descritas abaixo, sendo que, a frequência de amostragem e a quantidade de amostras analisadas estão dispostas na Tabela 5.3:

- Estação meteorológica: observações meteorológicas da quantidade de chuva, umidade relativa do ar, temperatura do ar e pressão atmosférica, por meio de uma estação meteorológica modelo DRIA-0511-ANOVA;
- Precipitação: coleta de dados da precipitação para análise isotópica com um Coletor PALMEX (GRÖNIGEN et al., 2012), sendo que, inicialmente as amostras foram coletadas mensalmente (dados de fev/14 a ago/16), posteriormente, optou-se por aumentar a frequência de amostragem para semanal (dados de ago/16 a dez/17), com objetivo de compreender a variação intramensal. Para a análise dos resultados, foram acumulados os dados semanais para mensais (média

ponderada), a fim de comparar os dados da precipitação com as demais variáveis monitoradas, num total de 47 meses de análise (fev/14 a dez/17).

- Subterrânea: monitoramento do nível d'água (NA) com medidor de nível da marca Hidrosuprimentos modelo HSNA-200; coleta de amostras para análise isotópica;
- Surgência: monitoramento da vazão com tubo de pitot e transdutor de pressão da marca Sertendip; coleta de amostras com Amostrador Automático ISCO 6400 (Figura 5.7);
- Superficial: coleta de amostra de água superficial para análise isotópica com Amostrador Automático ISCO 6400.

**Tabela 5.3** - Descrição da frequência de amostragem de água subterrânea, superficial e precipitação

Amostra		Frequência	Data (início e fim)	Nº de amostras
Precipitação		Mensal	Fev/14 a ago/16	32
		Semanal	Ago/16 a dez/17	42 (15*)
		Total (mensal)	Fev/14 a dez/17*	47
Subterrânea	Poço	Mensal	Jul/13 a dez/17	54
	Surgência	A cada 48h	Jan/16 a set/18	234
Superficial	Rio	A cada 48h	Ago/15 a set/18	279

\*Acumulado mensal dos dados semanais (n=15), totalizando 47 amostras mensais



**Figura 5.7.** Amostrador Automático ISCO 6400

Os amostradores ISCO foram programados para coletas de amostras de água superficial e subterrânea (surgência) com frequência de 48 horas, e retiradas a cada 15 dias, aproximadamente. Posteriormente essas amostras eram enviadas, sob refrigeração, aos laboratórios do CEA (Centro de Estudos Ambientais), onde foram

filtradas em membranas de acetato de celulose, abertura de 0,45  $\mu\text{m}$ , com o auxílio de uma bomba de vácuo elétrica.

As amostras de chuva foram coletadas com coletor PALMEX, em frequência semanal e mensal, e após a coleta foram filtradas em filtros seringa, abertura 0,45 $\mu\text{m}$  e armazenadas em frascos âmbar com tampa e batoque de 30mL sob refrigeração até o envio ao laboratório. Mensalmente foram coletadas amostras de água subterrânea do poço tubular, que passaram pelo mesmo processo de filtragem e armazenamento descrito.

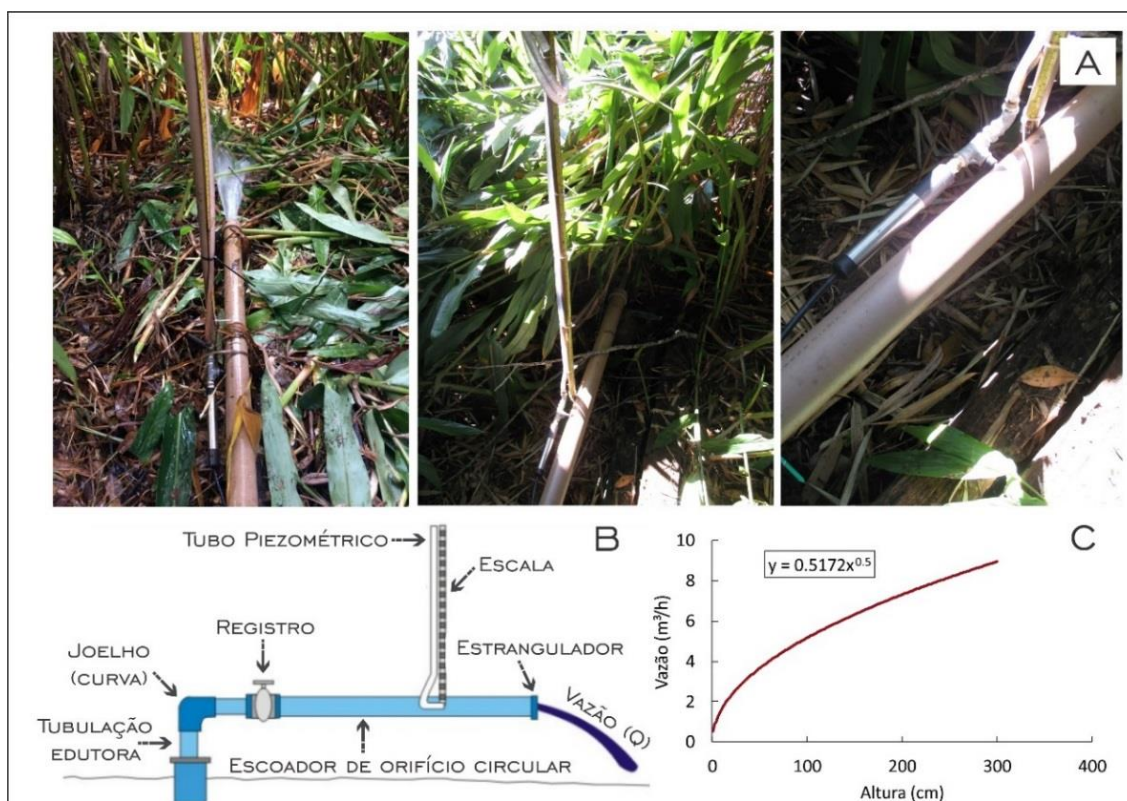
Para a determinação do seu conteúdo isotópico todas as amostras foram enviadas ao laboratório de Hidrogeoquímica do Departamento de Geologia Aplicada do IGCE-UNESP.

#### *5.2.2.2 Determinação da Vazão na Surgência*

Para medição da vazão na surgência foi instalado um tubo de pitot ligado ao ponto de descarga da captação existente, ao qual foi conectado um transdutor de pressão marca Sertendip, com cabo ventilado para correção automática da variação da pressão atmosférica, e range de pressão de 3 metros de coluna d'água, com termômetro acoplado (Figura 5.8A).

O dispositivo consiste em um tubo de descarga horizontal, que é conectado à saída da tubulação edutora, através de um joelho com um registro (válvula), entre ambos. Na saída desse tubo de descarga, existe uma placa (em aço ou PVC) circular perfurada no centro, para a redução do fluxo de água. A um terço do final da tubulação, existe uma saída, no centro horizontal, para a tomada piezométrica (COSTA FILHO & LIMA, 2006), como esquematizado na (Figura 5.8B).

Para o cálculo da vazão, foi aplicada a equação característica do tubo de Pitot 2"x1",  $Q=0,5172 \times \sqrt{h}$ , onde h é a altura (cm) e o valor 0,5172 é a constante de Driscoll (1986), obtida por meio do gráfico relacionando a descarga com a altura correspondente (Figura 5.8C).



**Figura 5.8.** A) Tudo de pitot instalado para medição da vazão na surgência; B) esquema do dispositivo (adaptado de Costa Filho & Lima, 2006) e C) Gráfico para determinação da constante C em função da razão Q/h

### 5.3 INTERPRETAÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS

A partir da etapa de coleta e aquisição de dados, foram criados banco de dados com as informações primárias e secundárias, para posteriormente serem aplicadas as metodologias, visando atingir os objetivos propostos. As metodologias aplicadas neste estudo serão brevemente descritas a seguir, seguindo a mesma ordem lógica anterior: a) análises hidrológicas; b) análises isotópicas e por fim, c) análises estatísticas utilizadas.

#### 5.3.1 Análise Hídrológica

A análise hidrológica foi aplicada aos dados secundários obtidos (dados pluviométricos e fluviométricos das estações 5D-028 e D5-023) e parte dos dados primários coletados (observações meteorológicas da chuva e medições do NA). Para isto, foram aplicados os métodos do balanço hídrico, flutuação da superfície livre (*Water Table Flutuation – WTF*, em inglês) e o método da separação do escoamento usando o filtro digital recursivos de Eckhardt (2005), como serão descritos a seguir.

### 5.3.2 Balanço Hídrico

O cálculo do balanço hídrico busca resolver a equação de entrada e saída de água no sistema, assumindo que a variação do armazenamento da água deve ser equivalente à quantidade de água que entra e sai neste sistema (THORNTHWAITE & MATHER, 1955; SCANLON et al., 2002).

Para o cálculo do balanço hídrico, foram selecionados os anos de 2014 a 2017, na qual haviam dados completos necessários, sendo posteriormente aplicado o método de estimativa simples, que utiliza os dados da precipitação média anual (mm/a) e vazão (Q mm/a) de uma bacia, como expresso na Equação 8. Nessa equação, a variação no armazenamento é desprezada, ou seja, a diferença entre:  $S(t + 1) - S(t): \Delta S \rightarrow \Delta 0$ .

$$\Delta S = (P - ET - Q) \times \Delta t \quad \text{Equação (8)}$$

Sendo:

$\Delta S$  = variação do armazenamento de água no sistema;

P = precipitação média anual (mm/ano);

ET = evapotranspiração (mm/ano);

Q = vazão (m<sup>3</sup>/ano);

$\Delta t$  = longos (como um ano ou sequência de anos).

Também foi realizado o cálculo do Coeficiente de Escoamento ( $C_E$ ), aplicado com objetivo de obter um valor de referência para a taxa de fluxo superficial, permitindo estimar em porcentagem (%) a quantidade de precipitação que é convertida em escoamento superficial. Sendo assim, o cálculo do coeficiente de escoamento foi calculado a partir da Equação 9:

$$C_E = \frac{Q_{médio}}{P_{médio}} \quad \text{Equação (9)}$$

Onde

$C_E$  = coeficiente de escoamento;

Q = vazão média (mm/ano);

P = precipitação média (mm/ano).

### 5.3.3 Water Table Flutuation (WTF)

O método WTF (*Water Table Flutuation*) ou, flutuações da superfície livre do aquífero, é bastante empregado na estimativa da recarga de um aquífero livre, uma vez que, possui diversas vantagens, como a simplicidade da técnica, quantidade consideravelmente pequena de dados necessários para sua aplicação, e uma sensibilidade aos mecanismos de movimentação da água na zona não saturada (HEALY & COOK, 2002). Para a aplicação da técnica é necessário um conhecimento do rendimento específico ( $S_y$ ) da área de estudo, bem como dados das variações dos níveis d'água (NA) do aquífero ao longo do tempo.

O método é baseado no pressuposto de que as elevações nos níveis d'água em aquífero não-confinados são devidas às águas de recarga subterrânea que chegam à superfície livre do aquífero (HEALY & COOK, 2002; SCANLON et al., 2002). A recarga é calculada de acordo com a Equação 10:

$$R = S_y \frac{dh}{dt} = S_y \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad \text{Equação (10)}$$

Onde:

$S_y$  = rendimento específico

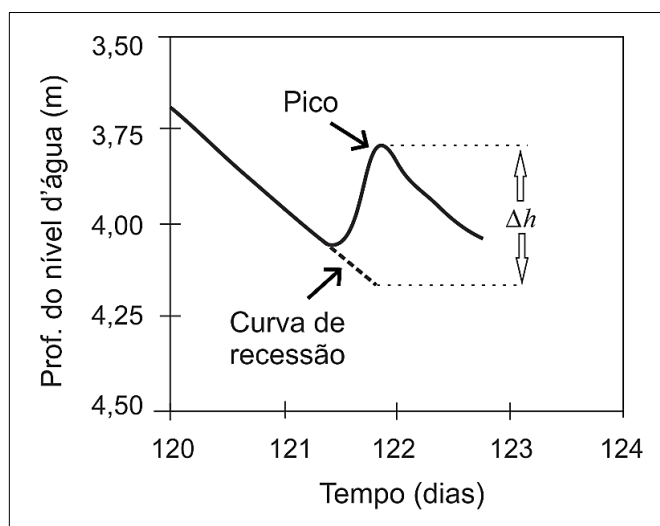
H = nível freático

T = tempo

O rendimento específico de um aquífero livre é virtualmente igual ao coeficiente de armazenamento, sendo da ordem da porosidade útil do meio, neste trabalho foi adotado o valor do rendimento específico de 15%, baseado nas características granulométricas dos sedimentos presentes na área de estudo, bem como em metodologias de trabalho que aplicaram o método WTF em área de afloramento do SAG, entre eles: Barreto et al. (2007); Simon (2014) e Martelli (2012).

De acordo com Healy & Cook (2002),  $\Delta h$  é igual à diferença entre o pico de subida e o ponto mais baixo da curva de recessão que antecede a extrapolação até o instante do pico (Figura 5.9), sendo que, a curva de recessão antecedente é o traço que a hidrógrafa do poço de monitoramento teria seguido na ausência de elevação do nível d'água. Essa extrapolação tende a ser subjetiva e tenta acomodar a defasagem entre o início da precipitação e o conseqüente início da variação de nível, resultante do processo natural de escoamento através da zona não-saturada (BARRETO, 2006).

Ainda de acordo com Healy & Cook (2002), o método WTF pode ser visto como uma aproximação integrada e não como uma medida pontual quando comparado com os métodos aplicados na zona não-saturada.



**Figura 5.9.** Representação do hidrograma para a obtenção da variável  $\Delta h$   
 Fonte: Adaptado de Healy & Cook (2002)

#### 5.3.4 Métodos de separação do Escoamento (Hidrograma)

O método de separação do escoamento (hidrograma) utiliza dados de série histórica de vazão para diferir as parcelas diretas e indiretas do escoamento, a partir da análise da aplicação de filtros numéricos. O método utilizado para realizar a separação de fluxo de base foi o Filtro Digital Recursivo de Eckhardt (2005). Este método foi escolhido pela sua simplicidade de aplicação, e a disponibilidade dos dados necessários para a aplicação do método.

O Filtro de Eckhardt é um algoritmo utilizado para calcular o fluxo de base em cursos d'água e que realiza a separação da vazão do rio em duas componentes: escoamento superficial (direto) e escoamento de base (indireto), conforma a Equação 11 (ECKHADRT, 2005):

$$y_i = f_i + b_i \quad \text{Equação (11)}$$

Onde:

$y$  = vazão do rio ( $\text{m}^3/\text{s}$ )

$f$  = escoamento superficial ( $\text{m}^3/\text{s}$ )

$b$  = escoamento de base ( $m^3/s$ )

$i$  = intervalo de tempo

De acordo com Eckhardt (2005), diversos filtros poderiam ser equacionados de forma genérica, de acordo com a Equação 12, uma vez que, a vazão de base em qualquer tempo deve ser menor ou igual a vazão total do rio no mesmo tempo, ou seja,  $b_i \leq y_i$  (MATTIUZI et al., 2015). Eckhardt (2005) definiu os parâmetros  $A$  e  $B$  utilizados que podem ser expressos em função da constante de recessão “ $\alpha$ ” (Equação 13 e 14):

$$b_i = A \times b_{i-1} + B \times y_i \quad \text{Equação (12)}$$

$$A = \left( \frac{1 - BFI_{max}}{1 - \alpha \times BFI_{max}} \right) \times \alpha \quad \text{Equação (13)}$$

$$B = \frac{(1 - \alpha) \times BFI_{max}}{1 - \alpha \times BFI_{max}} \quad \text{Equação (14)}$$

Onde:

$b$  = escoamento de base ( $m^3/s$ );

$y$  = vazão do rio ( $m^3/s$ );

$A$  e  $B$  = parâmetros de cálculo;

$i$  = intervalo de tempo.

De acordo com Mattiuzi et al. (2015), para o cálculo da constante de recessão “ $\alpha$ ”, primeiramente deve-se analisar o hidrograma do posto fluviométrico em questão, a fim de buscar períodos característicos de recessão. O cálculo pressupõe que os períodos de recessão do curso d’água pode ser descritos matematicamente como uma relação linear entre o armazenamento de água no aquífero e o escoamento de base (Equação 15). O intervalo de tempo e seus respectivos valores de vazão são utilizados no cálculo da constante do período característico “ $K$ ”, conforme mostra a Equação 16. É importante ressaltar que neste estudo, o reservatório subterrâneo foi considerado como um reservatório linear (a descarga ou vazão, sendo constante ao longo do tempo).



$$\alpha = e^{\frac{-\Delta t}{K}} \quad \text{Equação (15)}$$

$$k = \frac{-\Delta t}{\ln\left(\frac{Q(t+\Delta t)}{Q(t)}\right)} \quad \text{Equação (16)}$$

Onde:

K = constante do período característico;

Q = vazão (m<sup>3</sup>/s);

$\alpha$  = constante de recessão.

Um importante parâmetro de análise de separação de fluxo de base é o *BFI* (*Base Flow Index*), que é a razão, a longo prazo, entre o fluxo de base e vazão total do rio, já o *BFI*<sub>máx</sub> é um fator que restringe o *BFI* e é utilizado para o cálculo do algoritmo, podendo ser influenciado pelas características geológicas e hidrológicas locais.

Para o cálculo do *BFI*<sub>máx</sub>, Eckhardt (2005) propõe parâmetros pré-definidos, baseado na natureza do curso d'água (perene ou efêmero) e nas características geológicas do aquífero (poroso ou confinado). Para o presente estudo, foi utilizado o valor de 0,8 para o cálculo do filtro baseado nas equações de Eckhardt, que corresponde às características geológicas da área de estudo (arenito). Para este estudo, foram aplicados três diferentes parâmetros *BFI*<sub>máx</sub> ao filtro recursivo de Eckhardt, sendo eles:

- Filtro 1 (*BFI*<sub>máx</sub> de Eckhardt): Após diversos estudos realizados por Eckhardt (2005), o autor concluiu que o parâmetro *BFI*<sub>máx</sub> é diferente conforme o cenário geológico e hidrogeológico presente no local de estudo, por isso preestabeleceu os valores de: *BFI*<sub>máx</sub>=0,80: para situações de rios perenes com aquíferos porosos; *BFI*<sub>máx</sub>=0,50: no caso de rios efêmeros com aquíferos porosos; e *BFI*<sub>máx</sub>=0,25: em casos de rios perenes com aquíferos cristalinos. A partir destas informações, foi aplicado ao filtro recursivo um *BFI*<sub>máx</sub> de 0,80 devido ao contexto hidrogeológico da área em que a sub-bacia abordada neste trabalho está inserida (composta principalmente por arenitos).
- Filtro 2 (Vazão de permanência): Este filtro, adaptado por Collischonn & Fan (2013), propõe calcular o *BFI*<sub>máx</sub> nas relações das vazões Q90 e Q50, a partir

disso, foi criada a Equação 17, que correlaciona o  $BFI_{m\acute{a}x}$  com a razão Q90/Q50 para  $BFI_{m\acute{a}x} < 1$ :

$$BFI_{max} = \frac{Q90}{Q50} \quad \text{Equação (17)}$$

- Filtro 3 (Filtro inverso): O método utilizado para definir o  $BFI_{m\acute{a}x}$  é conhecido por filtro inverso, e se utiliza de um procedimento objetivo e inverso para calcular o parâmetro  $BFI$ , que será aplicado diretamente como  $BFI_{m\acute{a}x}$  no filtro recursivo de Eckhardt (Equação 18).

$$BFI = \frac{\sum_{i=1}^N b_i}{\sum_{i=1}^N y_i} \quad \text{Equação (18)}$$

Onde:

$BFI$  = Índice de Escoamento de Base;

$b$  = escoamento de base;

$y$  = vazão do rio.

Através do filtro recursivo proposto por Eckhardt, a constante de recessão “ $\alpha$ ” relaciona uma descarga com um intervalo de tempo definido em períodos de recessão, sendo que, através desta equação é possível obter o escoamento do tempo anterior ( $b_{i-1}$ ) (Equação 19) (BORTOLIN et al., 2018).

$$b_i = \alpha \cdot b_{i-1} \quad \text{Equação (19)}$$

A partir desta equação, Collischonn & Fan (2013) verificaram que poderia ser feito um filtro regressivo que teria como resultado uma estimativa do maior valor possível para o fluxo de base, baseado na Equação 20:

$$b'_{i-1} = \frac{b'_{i-1}}{\alpha} \quad \text{Equação (20)}$$

O processo de cálculo começa pelo último dia da série analisada, quando se considera que a vazão do rio esteja composta apenas pelo fluxo de base, visto que

para este filtro inverso ser aplicado é necessário que a série termine em recessão para que se possa assumir que  $y_n = b_n$  (BORTOLIN et al., 2018).

Para este estudo, também foi aplicada uma análise de sensibilidade (ou incerteza) para o filtro digital recursivo utilizado (ECKHARDT, 2005). Essa análise permite determinar a incerteza analítica entre os dois parâmetros utilizados (constante de recessão “ $\alpha$ ” e  $BFI_{m\acute{a}x}$ ) para o resultado do  $BFI$  (Índice de Escoamento de Base) (ECKHARDT, 2012). Sendo assim, a análise de incerteza foi aplicada para os três métodos utilizados para estimar o  $BFI$  final (filtro inverso, filtro de Eckhardt e filtro  $Q_{90}/Q_{50}$ ), de acordo com as Equações 21 e 22.

$$S(BFI|\alpha) = \frac{\Delta_{\alpha} BFI}{BFI} / \frac{\Delta_{\alpha}}{\alpha} = \frac{(1-BFI_{m\acute{a}x})(BFI-BFI_{m\acute{a}x})}{(1-\alpha BFI_{m\acute{a}x})^2} \frac{\alpha}{BFI} \quad \text{Equação (21)}$$

$$S(BFI|BFI_{m\acute{a}x}) = \frac{\Delta_{BFI_{m\acute{a}x}} BFI}{BFI} / \frac{\Delta_{BFI_{m\acute{a}x}}}{BFI_{m\acute{a}x}} = \frac{(\alpha-1)(\alpha BFI-1)}{(1-\alpha BFI_{m\acute{a}x})^2} \frac{BFI_{m\acute{a}x}}{BFI} \quad \text{Equação (22)}$$

Onde:

S = Índice de “sensibilidade”;

$BFI$  = Índice de Escoamento de Base;

$\alpha$  = constante de recessão.

### 5.3.5 Análises Isotópicas

As razões isotópicas de  $\delta^{18}O$  e  $\delta^2H$  foram determinadas por Espectroscopia Laser de Cavidade Oca (*Cavity Ring Laser Spectroscopy*) no laboratório de Hidrogeoquímica do Departamento de Geologia Aplicada do IGCE-UNESP, utilizando um Espectrômetro da marca Los Gatos Research INC, e os resultados expressos em relação ao *VSMOW* (*Vienna Standard Mean Ocean Water*).

Como padrões secundários foram utilizados: USGS-45 ( $\delta^2H = -10,3\text{‰}$ ,  $\delta^{18}O = -2,24\text{‰}$ ), USGS-46 ( $\delta^2H = -236,0\text{‰}$ ,  $\delta^{18}O = -29,80\text{‰}$ ) e um padrão interno (Cachoeira de Emas-CE –  $\delta^2H = -36,1\text{‰}$ ,  $\delta^{18}O = -5,36\text{‰}$ ). Os padrões USGS foram empregados para a normalização dos resultados para V-SMOW2-SLAP2, enquanto o padrão CE foi empregado para o controle de qualidade interno e controle de desvios.

A precisão analítica foi de  $\pm 1,2 \text{ ‰}$  ( $1\sigma$ ) para  $\delta^2\text{H}$ ,  $\pm 0,2 \text{ ‰}$  ( $1\sigma$ ) para  $\delta^{18}\text{O}$ . O cálculo do *d-excess*, foi baseado na equação de Dansgaard (1964) ( $d\text{-excess} = \delta^2\text{H} - 8 \cdot \delta^{18}\text{O}$ ).

O cálculo do *lc-excess* foi usado a partir dos dados das razões isotópicas da precipitação de Brotas de janeiro/2014 a agosto/2016, sendo:  $a = 8,0687$  e  $b = 13,277$ . O *lc-excess* expressa matematicamente o deslocamento das amostras em relação à Reta Meteorica Global (*GMWL*), sendo que, o valor 0 indicaria nenhuma diferença entre as amostras e a *GMWL*, os valores positivos ficariam plotados acima da *GMWL* e os valores negativos abaixo dela (LANDWEHR & COPLEN, 2004).

O balanço de massa isotópica foi aplicado para estimar a contribuição das águas subterrâneas para a vazão do rio (Equação 23). De acordo com Mook (2001), o balanço de massa isotópico utiliza as concentrações dos isótopos das águas que entram e saem do sistema hídrico.

$$\% = \frac{\delta_{SUP} - \delta_P}{\delta_{AS} - \delta_P} \quad \text{Equação (23)}$$

Onde:

SUP = água superficial (rio)

P = Precipitação

AS = água subterrânea

### 5.3.6 Análise Estatística

Inicialmente foram criados bancos de dados para cada tipo de informação monitorada (dados de campo, precipitação, físico-químicos, isotópicos, dos transdutores de pressão e dados da série de vazão 5D-028 do BDH).

Antes de realizar as correlações, foi aplicado o teste de normalidade de Shapiro Wilk para obter o valor de  $p$ . Para correlacionar os valores de *d-excess* das amostras de água superficial, subterrânea, surgência e precipitação foi feito o teste não-paramétrico de Kruskal-Wallis (KRUSKAL & WALLIS, 1952), na qual compara três ou mais amostras do mesmo tamanho ou desiguais (AYRES, 2011). Os testes não-paramétricos são extremamente interessantes para análises de dados qualitativos, e como próprio nome sugere, a estatística não-paramétrica independe dos parâmetros populacionais e de suas respectivas estimativas (SPIEGEL & STEPHENS, 2009).

O cálculo de correlação de Pearson foi aplicado para correlacionar a quantidade de chuva com as variações isotópicas de  $^{18}\text{O}$ . O coeficiente de correlação

linear de Pearson é adimensional e varia entre -1 e +1, os valores intermediários apresentam a seguinte classificação, segundo Naghettini & Pinto, 2007:

se  $0,00 < \rho < 0,30$ , existe fraca correlação linear;

se  $0,30 \leq \rho < 0,60$ , existe moderada correlação linear;

se  $0,60 \leq \rho < 0,90$ , existe forte correlação linear;

se  $0,90 \leq \rho < 1,00$ , existe correlação linear muito forte.

Foram usados também gráficos do tipo Box-Plot: médias e desvios, que permite visualizar a Média, Desvios ou Erros Padrões, que consiste em um retângulo definido pelo primeiro e terceiro quartis, contendo mediana em seu interior, ao mesmo tempo, detecta valores extremos, também conhecidos como *outliers*. Todas as análises estatísticas foram feitas utilizando o software StatSoft, Inc. (2011), versão 10, e para o tratamento dos dados obtidos no campo e gerados em laboratório, foi utilizado o Software Microsoft Office Excel, versão 2013.

## 6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

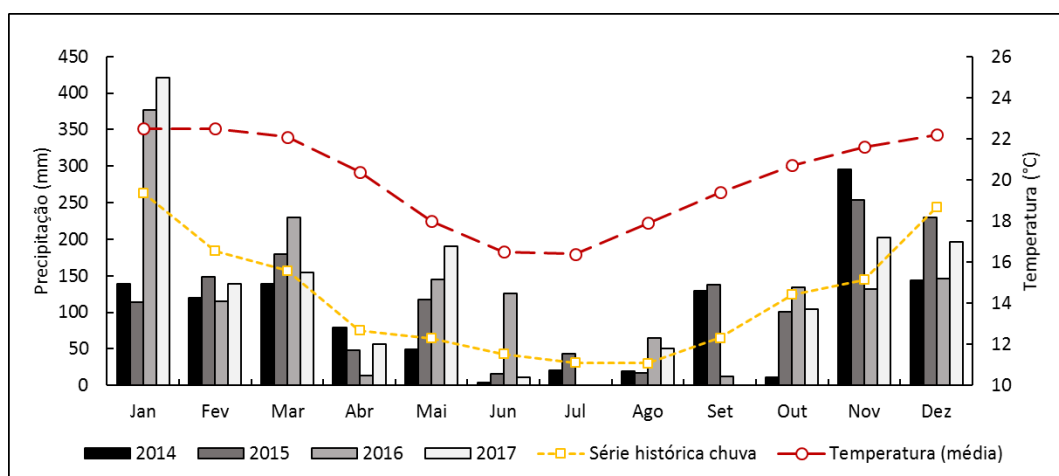
Os resultados obtidos neste estudo serão apresentados e discutidos em sub-capítulos, a saber: 1) Balanço Hídrico e Estimativa de Recarga; 2) Composição Isotópica, e por fim, 3) Modelo Conceitual da Bacia, na qual é englobado parte dos resultados hidrológicos e isotópicos para compreender a movimentação no ciclo hidrológico, como proposto nos objetivos deste trabalho.

### 6.1 BALANÇO HÍDRICO E ESTIMATIVA DE RECARGA

#### 6.1.1 Caracterização Climática

Durante o período monitorado (2014-2017), a precipitação teve pouca variação na média anual, com exceção do ano de 2014 (2014 - 1.182 mm; 2015 - 1.406 mm; 2016 - 1.496 mm e 2017 - 1.430mm), sendo que, durante a estação seca (abril a setembro) os totais de chuva foram inferiores a 30% da precipitação anual.

A temperatura média durante o inverno foi de 17,5°C enquanto no verão foi 27,5°C, sendo a média e desvio padrão anual de 23,4°±2,2°C. As temperaturas médias variam 6,1°C ao longo do ano. A média mensal da umidade relativa variou entre 60,6 a 84,1%, com média de 74,5±6,4%. As médias anuais da precipitação, temperatura e média histórica na Estação D5-023 (1955-2017) utilizadas neste trabalho estão dispostas na Figura 6.1.



**Figura 6.1.** Dados da precipitação (2014-2017)  
Dados da série histórica da precipitação e temperatura média da Estação D5-023 (1980-2017)

Como pode ser observado, a precipitação em 2014 ficou 20% abaixo da média anual em comparação a média histórica de precipitação na região, principalmente durante a estação chuvosa (de outubro a março), sendo observado um volume de 914 mm (1.140,65 mm para o mesmo período na média histórica).

Uma possível explicação para este fato estaria associada aos efeitos do evento El Niño, que ocorreram entre os anos de 2014-2016, especialmente no seu início (2014). Esta distinta condição climática está associada com a atuação de um bloqueio atmosférico provocado por um sistema de alta pressão que impediu a ação dos sistemas que trazem chuva para a região sudeste, também associado com a atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) durante o período de verão (COELHO et al., 2016). Estudos mais detalhados e pontuais deste evento específico e da ação climática de fenômenos como El Niño são necessários para comprovar tal explicação, embora não sejam aplicáveis neste trabalho.

Os resultados do cálculo da evapotranspiração (ETP) e coeficiente de escoamento superficial (CE) estão dispostos na Tabela 6.1 e serão discutidos a seguir.

**Tabela 6.1.** Resultados do balanço hídrico e parâmetros utilizados para os cálculos

Ano	P (mm/a)	ETP (mm/a)	P-ETP (mm/a)	Q m <sup>3</sup> /s	C <sub>E</sub> (mm/a)	C <sub>E</sub> (% da P)
2014	1182	872	310	4,36	0,262	26,20
2015	1406	1040	336	5,14	0,260	26,00
2016	1496	849	647	9,08	0,432	43,20
2017	1430	1000	430	6,07	0,300	30,00

Legenda: ETP – evapotranspiração; P – precipitação; Q – vazão média no Rio Jacaré-Pepira, Estação 5D-028; C<sub>E</sub>: Coeficiente de escoamento

Os valores calculados para evapotranspiração (ETP) de acordo com a Equação 8, variaram de 849 a 1040 mm/a, mostrando que assim como a precipitação, não houve uma grande variação nos valores encontrados. O ano que apresentou a taxa de evapotranspiração mais elevada foi 2015 (1040 mm/a) e a taxa mais baixa o ano de 2016 (849 mm/a).

Outros trabalhos estimaram valores semelhantes para evapotranspiração em área de afloramento do Aquífero Guarani, como é o caso do trabalho de Barreto (2009), que estimou a evapotranspiração em 936 mm/a, na Bacia do Ribeirão da

Onça, no município de Brotas (aproximadamente 38 km da área de estudo), pelo método de Thornthwaite (1955).

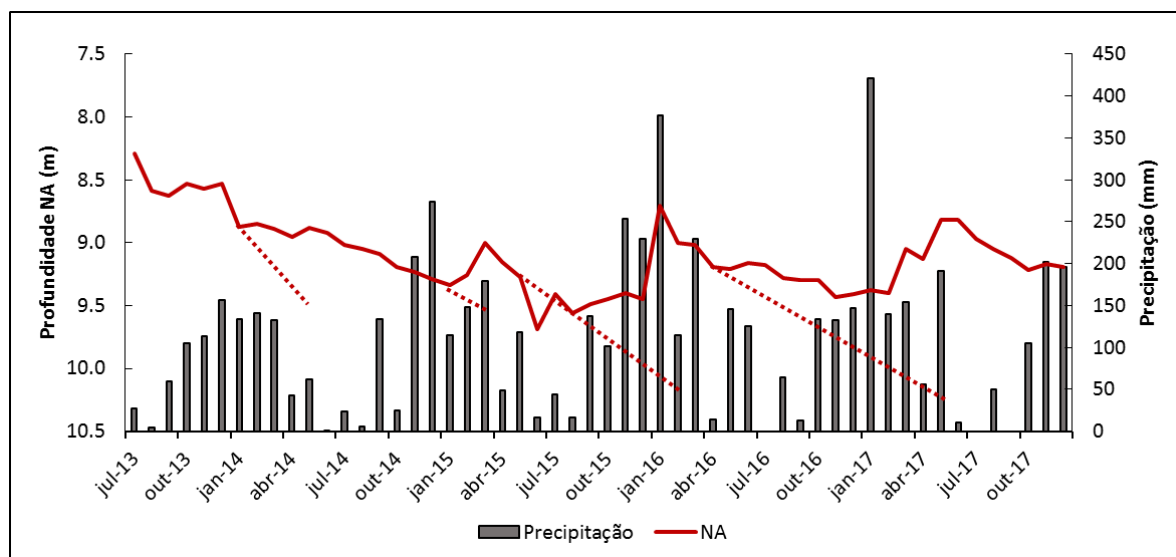
O coeficiente de escoamento (CE), calculado a partir da razão entre o volume de água escoada superficialmente e o volume de água precipitada, variou de 26,00% a 43,20% (porcentagem da precipitação que é convertida em escoamento). Entretanto, é importante ressaltar que os resultados do CE são bastante variáveis, sendo diretamente influenciados pela intensidade e distribuição da precipitação dentro da bacia, pelas condições de umidade do solo e cobertura vegetal. Entretanto, os pequenos valores de escoamento superficial encontrados estão diretamente relacionados com as condições físicas do solo e da cobertura vegetal encontrada na área de estudo, o que indica boas condições de infiltração e conseqüentemente, são esperadas altas taxas de recarga.

Esta afirmativa fica mais evidente caso seja considerado o cálculo de P-ETP também como uma estimativa de recarga, na qual apresentou uma variação de 310 a 647mm/a, sendo o ano de 2016 o que apresentou a maior taxa de recarga (corresponde a 43,20% da precipitação). Estes resultados serviram como comparativo para os demais resultados aplicados para estimar a recarga.

#### *6.1.2 Water Table Flutuation (WTF)*

A Figura 6.2 mostra a relação entre os dados da precipitação e dos níveis d'água (NA) no poço monitorado e a curva de extrapolação do ponto mais baixo do rebaixamento. É importante ressaltar que, neste gráfico foram plotados dados da precipitação e da variação do NA durante o período de julho/2013 a dezembro/2017, apesar do cálculo do WTF ter sido realizado para os anos de 2014 a 2017. A escolha em adicionar dados de 2013 teve como propósito acompanhar o comportamento da variação do nível d'água anterior ao ano de 2014.





**Figura 6.2.** Variação do NA e curvas de extrapolação para o cálculo do WTF (linha tracejada)

Os níveis d'água monitorados no poço, apresentaram uma baixa variação temporal e uma relação direta com a precipitação desde o início do seu monitoramento. Sendo assim, é possível observar que os níveis d'água variaram de 8,71 a 9,69 metros, com média de 9,17 metros (média aritmética dos 4 anos de monitoramento 2014–2017), sendo junho/2015 o período que apresentou o nível d'água mais baixo e janeiro/2016 apresentou o nível d'água mais alto durante o período de monitoramento.

Uma análise visual indica que o tempo de resposta entre o início da precipitação e o aumento do NA ( $\Delta t$ ) é de aproximadamente dois meses, principalmente quando o volume precipitado ultrapassa os 200 mm, como pode ser observado nos meses de novembro/2014, outubro/2015 e janeiro/2017.

Também é possível observar que o ano de 2014, apresentou o menor valor de  $\Delta h$  (variação do nível freático), conseqüentemente, é o ano em que ocorreu a menor taxa de recarga (301,5 mm/a). Essas variações estão diretamente relacionadas aos efeitos provocados pelo evento climático El Niño (2014-2016), considerado um dos mais fortes já registrados (COELHO et al., 2016). Para os anos de 2015, 2016 e 2017, os resultados mostraram uma recuperação no nível d'água em relação a recarga de 2014 e foram bastante semelhantes (477,0, 499,5 e 495,0 mm/a, respectivamente).

Os resultados da estimativa de recarga para cada ano calculado são apresentados na Tabela 6.2, bem como os parâmetros hidrológicos ( $S_y$ ,  $\Delta h$ ,  $\Delta t$ ) utilizados no cálculo do WTF.

Durante o período considerado chuvoso, os níveis do poço apresentaram sinais claros de recarga. Os altos valores encontrados para estimativa de recarga utilizando o método do WTF, podem ser explicados pela geologia da bacia, o tipo e espessura do solo, intensidade da precipitação, entre outros fatores. O uso do solo também é um fator relevante, uma vez, que o entorno da bacia corresponde a área de pastagem e mata ciliar.

**Tabela 6.2.** Parâmetros hidrológicos utilizados no cálculo do WTF

Período	P D5-023 (mm)	Sy (%)	$\Delta h$ (mm)	$\Delta t$ (ano)	R (mm/ano)	% da P
2014	1182,70	15	2010	0,33	301,50	25,49
2015	1406,00	15	3180	0,16	477,00	33,93
2016	1496,00	15	3330	0,33	499,50	33,39
2017	1430,00	15	3300	0,33	495,00	34,62

Legenda: WTF: *Water Table Fluctuation*; P: precipitação; Sy: rendimento específico;  $\Delta h$ : variação do nível freático;  $\Delta t$ : variação do tempo; R: recarga direta

Além disso, o arcabouço geológico da bacia é majoritariamente permeável, composta por arenitos finos a médios, da Formação Pirambóia (23,10%), arenitos conglomeráticos imaturos, do Depósito de cimeira (31,26%), arenitos finos a grossos, da Formação Botucatu (29,80%). Dessa forma, bacia possui uma tipologia de solo pouco argilosa, ou seja, muito permeável e bem drenada (59,4% de latossolos e 27,4% de neossolo).

A taxa de recarga em área de afloramento do SAG pode variar entre 4,7 e 67% em relação à precipitação (WENDLAND et al., 2004), essa amplitude está relacionada principalmente com fatores climáticos, pedológico e geomorfológicos de cada bacia hidrográfica.

### 6.1.3 Separação do Escoamento (*Filtro Eckhardt*)

A vazão do rio Jacaré-Pepira (Estação 5D-028) variou de 1,61 a 65,11 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>, com média e desvio padrão de 8,39±5,83 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>. Os valores de Q<sub>10</sub>, Q<sub>50</sub> e Q<sub>90</sub> encontrados foram de 15,02, 6,73 e 3,83 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>, respectivamente (série histórica 1980-2017).

O filtro de Eckhardt para separação do escoamento utiliza dois parâmetros (constante de recessão “ $\alpha$ ” e  $BFI_{m\acute{a}x}$ ) para estimar o valor do  $BFI$  (Índice de Escoamento de Base). Sendo assim, após a análise do hidrograma em busca dos períodos de recessão (período em que não há entrada de água por precipitação, ou seja, o escoamento superficial é nulo, restando apenas a descarga natural do aquífero no curso d’água), foram calculados os valores de “K” e “ $\alpha$ ”.

Para a análise de recessão realizada, o valor encontrado para “ $\alpha$ ” foi de 0,96. Foram encontrados distintos valores para a constante do período característico (K) entre 17 a 63 dias, com média e desvio padrão de  $34,69 \pm 14,28$ . Esses resultados serviram como entrada para o cálculo da separação do escoamento, ou seja, para determinar o valor do  $BFI_{m\acute{a}x}$ , utilizando o filtro de Eckhardt.

As informações usadas como base para os cálculos posteriores (precipitação e área de drenagem da bacia), bem como os resultados dos cálculos para “K”, “ $\alpha$ ”,  $Q_{10}$ ,  $Q_{50}$  e  $Q_{90}$  e Q média do rio Jacaré-Pepira, estão dispostos na Tabela 6.3.

**Tabela 6.3.** Parâmetros hidrológicos extraídos da análise de recessão

Período	P (mm/a)	A (km <sup>2</sup> )	K (dias)	$\alpha$	$Q_{90}$ (m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> )	$Q_{50}$ (m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> )	$Q_{90}/Q_{50}$	$Q_{med}$ (m <sup>3</sup> .S <sup>-1</sup> )
1980-2017	1453,20	442	34,69	0,96	3,83	6,73	0,56	8,39

**Legenda:** P: precipitação; A: área de drenagem da bacia; K: constante do período característico;  $\alpha$ : constante de recessão; Qmed: vazão média na estação 5D-028

O  $BFI_{m\acute{a}x}$  é um fator que limita o parâmetro  $BFI$  (Índice de Escoamento de Base), que pode ser influenciado tanto por aspectos hidrológicos quanto geológicos e foi calculado de acordo com as Equações 17 e 18. Sendo assim, o  $BFI_{m\acute{a}x}$  encontrado foi de 0,65 para o filtro inverso e 0,89 para o filtro que utiliza as vazões de permanência  $Q_{90}/Q_{50}$ . O  $BFI_{m\acute{a}x}$  pelo filtro de Eckhardt foi de 0,80, valor pré-estabelecido de acordo com as rochas da área de estudo (arenito).

A partir dos valores obtidos de  $BFI_{m\acute{a}x}$ , foi possível calcular o  $BFI$  para as três metodologias, que mostraram uma variação de 0,69 a 0,89, sendo o filtro inverso a metodologia que apresentou o maior resultado (0,89), seguido do filtro de Eckhardt (0,78) e filtro baseado na razão das vazões  $Q_{90}/Q_{50}$  (0,69) (Tabela 6.4).

Os altos valores encontrados para o  $BFI_{m\acute{a}x}$  podem estar diretamente relacionados com a formação litoestratigráfica encontradas no SAG, compostos por sedimentos arenosos e drenada por arenitos, bem como com a localização da estação 5D-028, sobre zona de afloramento do SAG, que possui uma descarga relativamente alta e uma vazão específica de 1 a 2 m<sup>3</sup>/h/m (IPT, 2010). Entretanto, os valores encontrados usando o filtro de Eckhardt e filtro inverso superestimam o fluxo de base, sendo o filtro que usa as vazões de permanência  $Q_{90}/Q_{50}$  mais representativo para a bacia. Essa hipótese será discutida mais adiante com a análise de incerteza do método.

**Tabela 6.4.** Resultados BFI,  $BFI_{m\acute{a}x}$  e escoamento de base ( $Q_{base}$ ) para cada filtro utilizado

Parâmetros	$Q_{base}$ (m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> )	$BFI_{m\acute{a}x}$	BFI
Filtro Inverso	7,45	0,91	0,89
Filtro ( $Q_{90}/Q_{50}$ )	5,78	0,65	0,69
Filtro Eckhardt	6,57	0,80	0,78

Legenda:  $Q_{base}$ : fluxo de base;  $BFI_{m\acute{a}x}$ : ndice de Fluxo de Base Máximo; BFI: ndice de Fluxo de Base

Os resultados para as taxas de recarga (TR), evapotranspiração (ETP), coeficiente de escoamento ( $C_E$ ), e as porcentagens de recarga a partir da chuva total (TR/P) e da precipitação efetivamente disponível para recarga (TR/Pefe, sendo a Pefe = P-ETP), estão dispostos na Tabela 6.5.

A estimativa da taxa de recarga (TR), utilizando a decomposição do hidrograma, variou de 467,69 e 520,65 mm/a, para o filtro de Eckhardt e inverso, respectivamente, novamente levantando a hipótese que ambos os filtros superestimam os valores em relação ao filtro  $Q_{90}/Q_{50}$ , uma vez que correspondem a 34 e 31% da precipitação. A taxa de recarga do filtro  $Q_{90}/Q_{50}$  foi de 393,47 mm/a, ou então, 26% da precipitação.

A evapotranspiração (ETP) neste método foi de 900,5 mm/a, sendo encontrado o mesmo valor para os 3 filtros, uma vez utiliza parâmetros em comum entre os filtros (precipitação, vazão média da bacia e  $C_E$ ), assim como o valor encontrado para o coeficiente de escoamento.

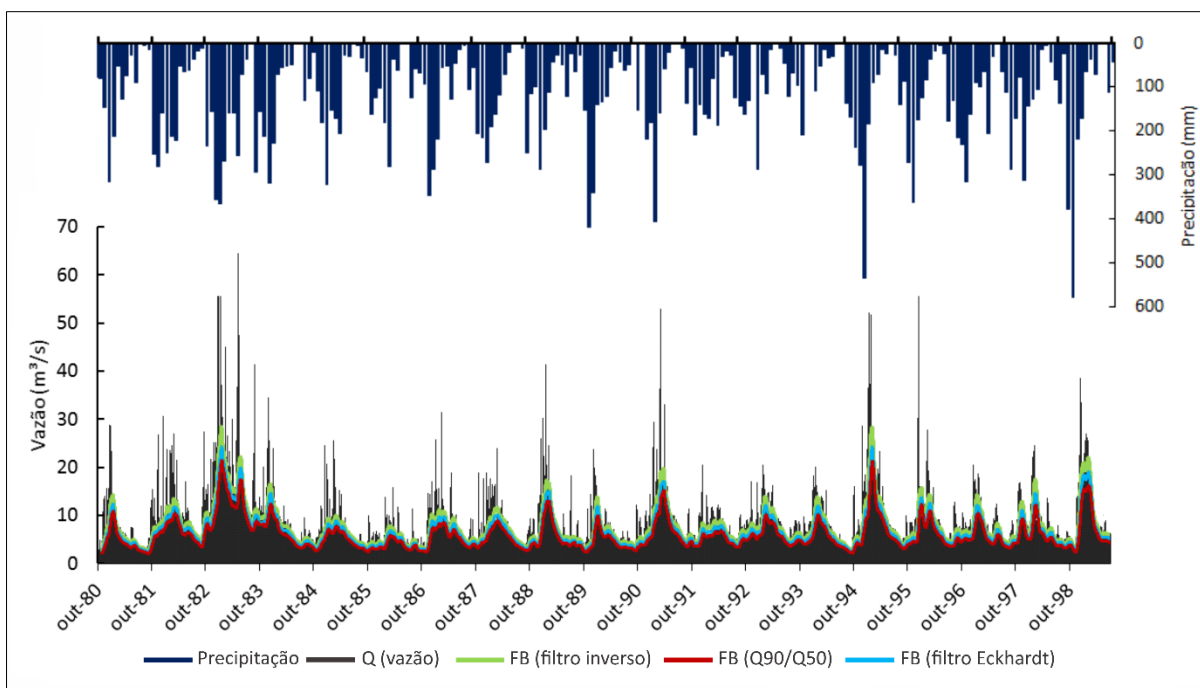
Como pode ser observado, os valores encontrados para a porcentagem de recarga com relação à precipitação efetiva foi de 87,00, 65,75 e 78,15%, para os filtros inverso, filtro Q<sub>90</sub>/Q<sub>50</sub> e filtro Eckhardt, respectivamente. Tanto os valores encontrados para TR (taxa de recarga), TRPefe e C<sub>E</sub> (coeficiente de escoamento), foram compatíveis com os valores encontrados pelos demais métodos empregados.

**Tabela 6.5.** Resultados dos cálculos de taxa de recarga, evapotranspiração, coeficiente de escoamento e porcentagens de recarga para os filtros utilizados

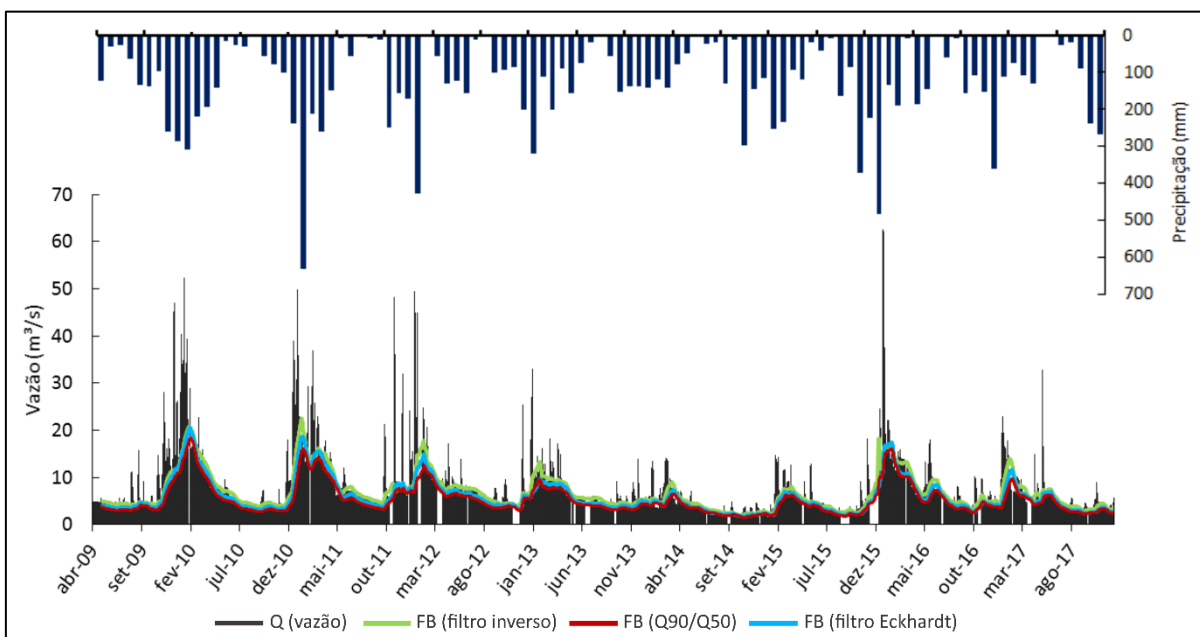
Parâmetros	TR (mm/a)	TR/P (%)	% da P disponível	ETP (mm/a)	C <sub>E</sub> (mm/a)	P=ETP (mm/a)	TR/Pefe (%)
Filtro Inverso	520,65	34	86,76	900,50	0,41	598,47	87,00
Filtro (Q <sub>90</sub> /Q <sub>50</sub> )	393,47	26	65,57	900,50	0,41	598,47	65,75
Filtro Eckhardt	467,69	31	77,93	900,50	0,41	598,47	78,15

Legenda: TR: taxa de recarga; P: precipitação; ETP: evapotranspiração; CE: coeficiente de escoamento; Pefe: precipitação efetiva

A separação do escoamento com os diferentes filtros aplicados e a precipitação média anual na estação D5-023 foi dividido em duas figuras (antes e após a lacuna de dados), apenas no intuito de facilitar a visualização gráfica (Figura 6.3 e Figura 6.4). As listras em branco na série de dados de vazão do período de 2009-2017 são referentes aos dados faltantes para este mesmo período.



**Figura 6.3.** Separação do escoamento (1980-1999)



**Figura 6.4.** Separação do escoamento (2009-2017)

Uma das vantagens de utilizar o método do filtro digital recursivo de Eckhardt para separação do escoamento (ECKHARDT, 2005), é a possibilidade de se avaliar a incerteza analítica dos parâmetros utilizados (constante de recessão “ $\alpha$ ” e  $BFI_{\text{máx}}$ ) em relação aos dados utilizados, que torna possível selecionar o método de separação hidrológicamente mais confiável (ECKHARDT, 2012).

A Tabela 6.6 apresenta o resultado do cálculo de incerteza, e revela a sensibilidade do parâmetro  $BFI_{máx}$  em relação à constante de recessão “ $\alpha$ ” para a separação do escoamento. Sendo assim, o método que apresentou a menor incerteza foi o  $BFI_{máx}$  que utiliza a razão entre  $Q_{90}/Q_{50}$  (incerteza de 12%) adaptado por Collischonn e Fan (2013), seguido do filtro de Eckhardt, que apresentou 19% de incerteza, e o filtro inverso com maior porcentagem de incerteza (39%).

**Tabela 6.6.** Resultados da análise de incerteza entre os parâmetros e os tipos de filtros

Fluxos de Base	$S(BFI   \alpha)$	$S(BFI   BFI_{máx})$
Fluxo de Base (Filtro Inverso)	-0,137	0,393
Fluxo de Base (Filtro Eckhardt)	-0,075	0,193
Fluxo de Base (Filtro $Q_{90}/Q_{50}$ )	-0,003	0,122

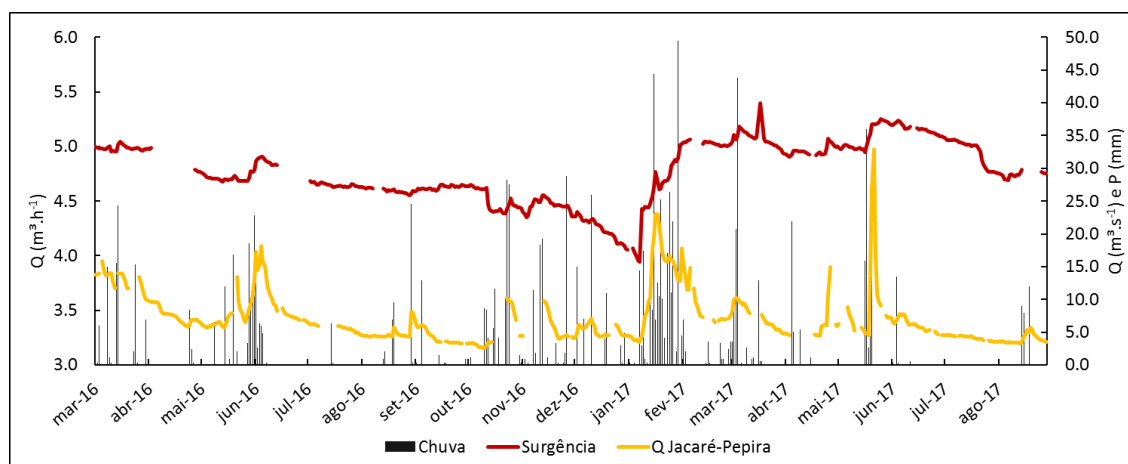
Legenda: S: índice de “incerteza”;  $BFI$ : Índice de Fluxo de Base;  $\alpha$ : constante de recessão

#### 6.1.4 Variação da vazão (surgência)

A vazão da surgência durante o período de monitoramento (março/2016 a ago/17), variou de  $3,94 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$  a  $5,40 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ , com média e desvio padrão de  $4,77 \pm 0,28 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ . A vazão monitorada na surgência apresentou um rebaixamento no mês de janeiro/2017, devido aos meses de setembro, novembro e dezembro/2016 terem chovido menos do que o esperado. Com a precipitação acumulada de janeiro a março/2017 (quase 50% da precipitação total do ano de 2017), a surgência apresentou uma boa recuperação, atingindo  $5,40 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$  de vazão no mês de março/2017.

Na Figura 6.5 são apresentados os dados de vazão da surgência ( $\text{m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ ), a vazão do rio Jacaré-Pepira (JP) ( $\text{m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ ) e a precipitação da estação D5-023, para o mesmo período. Este gráfico permite observar a semelhança do comportamento da descarga da surgência com a vazão do rio Jacaré-Pepira, onde ambas as vazões respondem de forma rápida à precipitação, porém em diferentes intensidades. Essa semelhança fica ainda mais evidente quando observado o rebaixamento da surgência, que teve início no final de nov/16 e durou até jan/17, quando atingiu a vazão mais baixa registrada ( $3,94 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ ), com as chuvas dos meses de janeiro a março (quase

65% da precipitação total de 2017), houve uma boa recuperação nos níveis, o que também foi sentido na vazão do rio.



**Figura 6.5.** Vazão na surgência, vazão no rio Jacaré-Pepira (estação D5-028) e precipitação mensal (estação 5D-023)

## 6.2 COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA

### 6.2.1 Precipitação

A composição isotópica das amostras mensais (fev/14 a dez/17), apresentaram a seguinte variação: para  $\delta^{18}\text{O}$  a variação foi de  $-10,67\text{‰}$  a  $+1,85\text{‰}$  VSMOW, com média e desvio padrão de  $-4,30 \pm 3,10\text{‰}$  VSMOW, enquanto os valores de  $\delta^2\text{H}$  variaram de  $-72,89\text{‰}$  a  $+32,50\text{‰}$  VSMOW, com média e desvio padrão de  $-20,40 \pm 26,52$  VSMOW.

Quando comparados os dados semanais (ago/16 a dez/17) com os dados mensais, a variação isotópica do  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$  observada é muito pequena. Entretanto, o que difere os resultados são as variações do *d*-excess, que variou de  $-14,40$  a  $29,12\text{‰}$  VSMOW, com média e desvio padrão de  $-10,32 \pm 8,31\text{‰}$  VSMOW para os dados semanais, e de  $-1,60$  a  $26,09\text{‰}$  VSMOW, com média e desvio padrão de  $14,04 \pm 8,31\text{‰}$  VSMOW para os dados mensais.

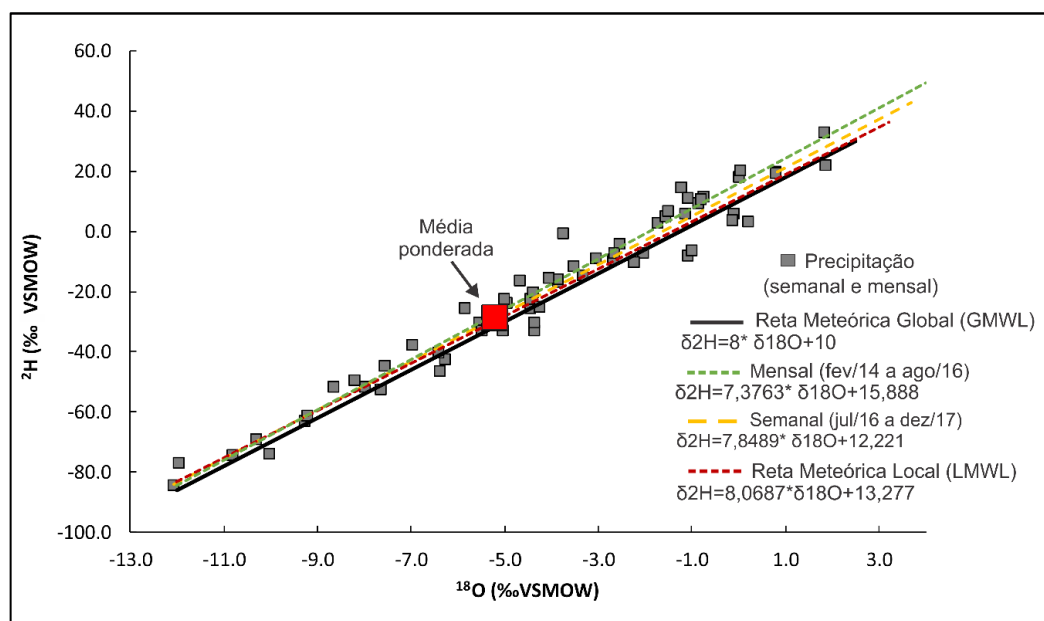
A variação nos valores do *d*-excess está associada a intensidade dos fatores atmosféricos que influenciam nos processos de formação da chuva, que apresenta uma maior oscilação na variação isotópica dos dados semanais, e mais atenuados nos dados mensais. Como consequência, são observados valores mais enriquecidos nos dados semanais e mais empobrecidos nos dados mensais. Cerca de 90% das



amostras mensais e 66% das amostras semanais apresentaram *d*-excess superiores a 10, o que pode estar associado à ocorrência de processos de recirculação atmosférica que ocorrem ao longo da trajetória do deslocamento da massa de ar (umidade).

A Figura 6.6 apresenta as retas construída com as amostras semanais ( $\delta^2\text{H}=7,8489 \cdot \delta^{18}\text{O}+12,221$ ), mensais ( $\delta^2\text{H}=7,3763 \cdot \delta^{18}\text{O}+15,888$ ) e a reta que engloba todas as amostras analisadas (*LMWL*:  $\delta^2\text{H}=8,0687 \cdot \delta^{18}\text{O}+13,277$ ), sendo esta última reta, uma equação intermediária dos dados semanais e mensais, por isso, esta foi considerada como a Reta Meteórica Local (*LMWL*) deste estudo.

A Reta Meteórica Local observada (fev/14 a dez/17), possui uma inclinação próxima à *GMWL* (Reta Meteórica Global), com intersecção superior a 10‰, indicando que a precipitação está associada à processos de recirculação de vapor durante o deslocamento das massas de ar (umidade) (JOUZEL et al., 2013; RISI et al., 2013; GASTMANS et al., 2017, SANTOS et al., 2018).



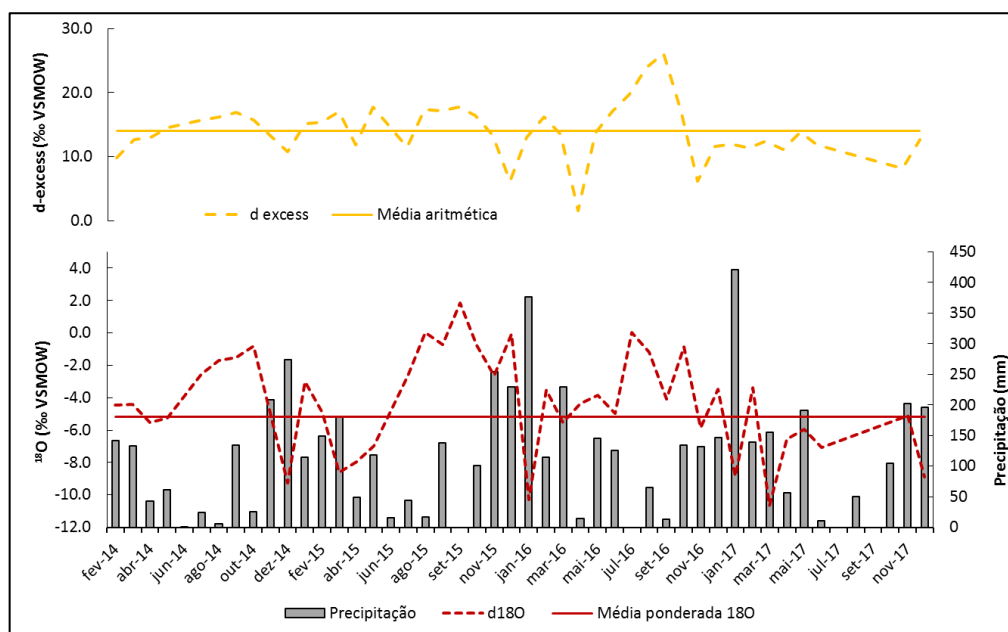
**Figura 6.6.** Reta Meteórica Global (*GMWL*) e Reta Meteórica Local (*LMWL*) e as equações da *LMWL* das amostras semanais e mensais da precipitação

Durante o período de estudo, a divisão entre estação chuvosa (de outubro a março) e estação seca (de abril a setembro), fica bastante evidente quando analisadas as variações sazonais da composição isotópica, que são mais empobrecidas durante a estação chuvosa (média ponderada de -3,66‰ para  $\delta^{18}\text{O}$  e -13,69‰ para  $\delta^2\text{H}$ ) e

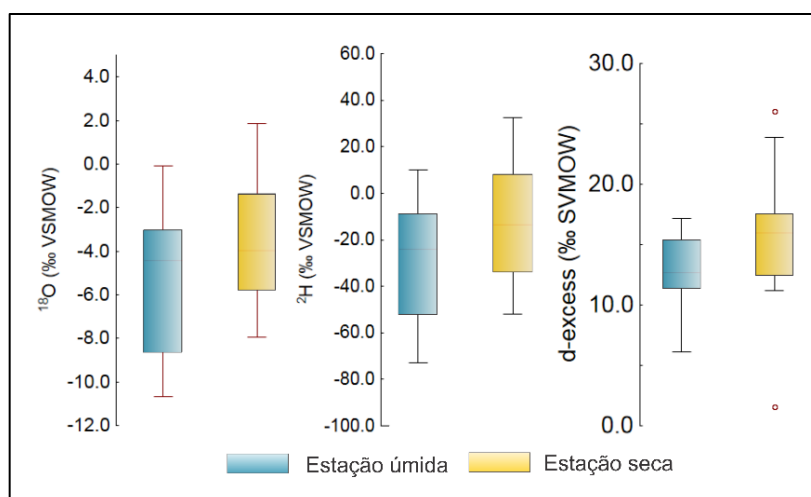
mais enriquecidas na estação seca  $-5,46\text{‰}$  para  $\delta^{18}\text{O}$  e  $-32,12\text{‰}$  para  $\delta^2\text{H}$ (Figura 6.7 e Figura 6.8).

O efeito sazonalidade pode ser evidenciado com a análise de correlação entre a quantidade de chuva semanal e a composição isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$ . O teste estatístico de coeficiente de correlação de Pearson mostrou que existe uma correlação negativa entre a quantidade de chuva (mm) e a composição isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  da chuva, que apesar de moderada, atesta o efeito quantidade na escala de dados analisados ( $r=-0,23$  com  $p\text{-valor}=0,14$ ).

Entretanto, o “efeito quantidade”, estudado por Dansgaard (1964), segue em questionamento nas áreas tropicais, principalmente devido à complexidade da dinâmica tropical e de processos locais relacionados aos tipos de chuva, tema que ainda requer atenção e mais estudos a respeito. Alguns autores têm levantado essa discussão especificamente em áreas tropicais, entre eles podemos citar: Risi et al. (2008), Kurita et al. (2009), Kurita et al. (2011) e Aggarwal et al. (2016).



**Figura 6.7.** Variação isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $d\text{-excess}$  na precipitação (dados mensais e média ponderada e aritmética de  $^{18}\text{O}$  e  $d\text{-excess}$ , respectivamente)

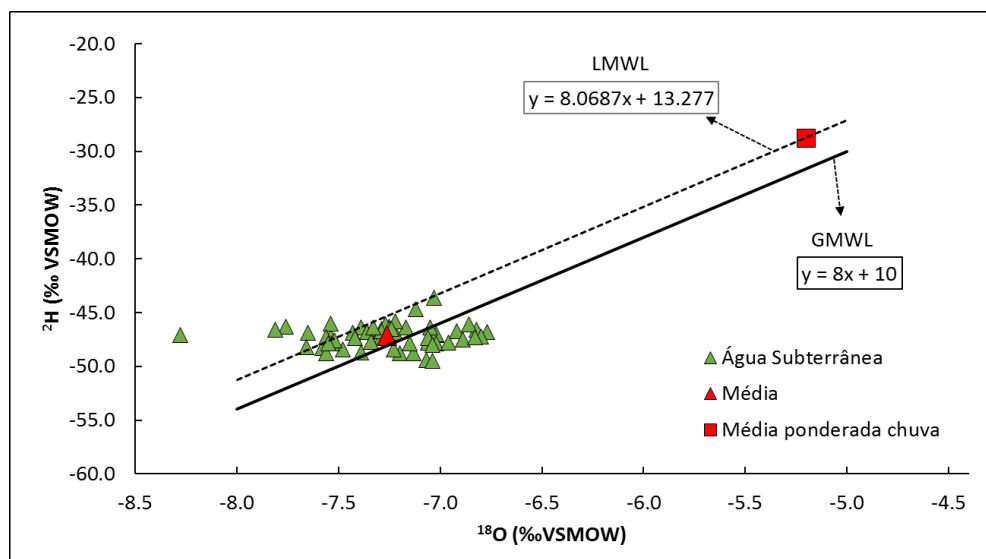


**Figura 6.8.** Gráficos Box Plot na estação úmida e estação seca para  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$  e  $d$ -excess

### 6.2.2 Água Subterrânea

As razões isotópicas das águas subterrâneas ( $n=54$ ) apresentaram valores que variaram de  $-6,77\text{‰}$  a  $-8,28\text{‰}$  VSMOW, com média e desvio padrão de  $-7,26 \pm 0,29\text{‰}$  VSMOW para  $\delta^{18}\text{O}$ , e de  $-43,60$  a  $-49,50\text{‰}$  VSMOW, com média e desvio padrão de  $-47,19 \pm 1,08\text{‰}$  VSMOW para  $\delta^2\text{H}$ , enquanto os valores de  $d$ -excess, variaram de  $6,82$  a  $19,14\text{‰}$  VSMOW, com média e desvio padrão de  $10,92 \pm 2,53\text{‰}$  VSMOW.

A Figura 6.9 mostra a distribuição das amostras subterrâneas em relação à LMWL, que se encontram em sua maior parte alinhadas horizontalmente e concentradas quase em sua totalidade abaixo da LMWL. Essas amostras estão associadas as chuvas de verão, ou seja, chuvas estratiformes, isotopicamente mais empobrecidas, de longa duração e maior intensidade, na qual sofrem sucessivos processos de evaporação durante a infiltração até a chegada no aquífero. Entretanto, amostras subterrâneas coletadas durante a estação seca, provenientes das chuvas de inverno (chuvas convectivas, de curta duração e isotopicamente enriquecidas), resultam em amostras plotadas próximas a LMWL (SANTOS et al., 2019).



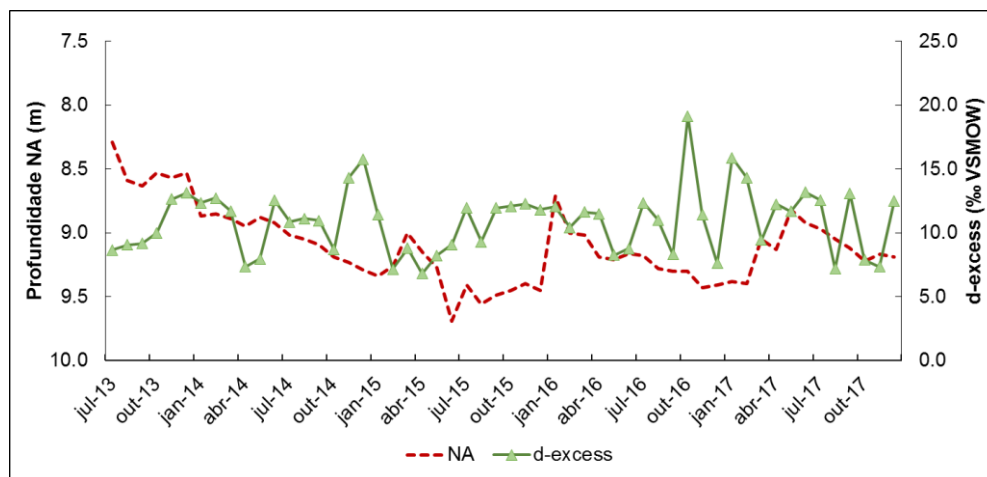
**Figura 6.9.** Relação entre  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$  nas águas subterrâneas plotados na *LMWL* e *GMWL*

Quando associada a composição isotópica da água subterrânea com a composição isotópica da precipitação (média ponderada de  $-5,20\text{‰ VSMOW}$  para  $\delta^{18}\text{O}$  e  $-28,87\text{‰ VSMOW}$  para  $\delta^2\text{H}$ ), observa-se que os valores médios de  $\delta^{18}\text{O}$  são mais enriquecidos na precipitação do que nas águas subterrâneas, o que pode ser explicado pelo tempo de recarga, ou seja, a atenuação do sinal isotópico da chuva durante a infiltração da água, uma vez que, uma pequena parte da chuva consegue de fato chegar ao aquífero (geralmente quando a precipitação excede os 200mm).

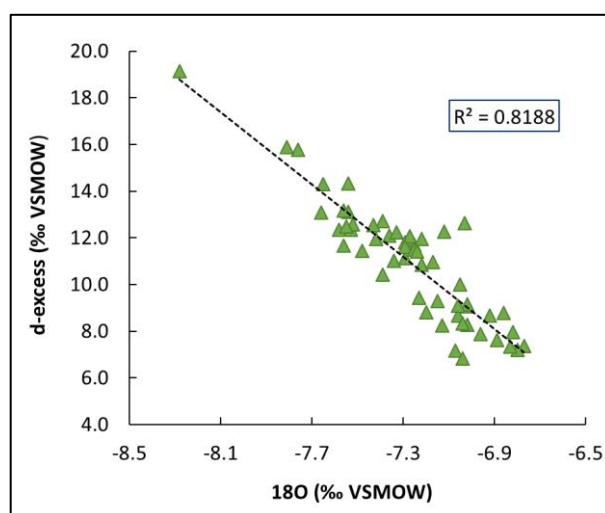
Apesar da pequena variação nas razões isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  (com amostras mais empobrecidas durante a estação chuvosa e mais enriquecidas na estação seca), são observadas uma amplitude maior nos valores de *d*-excess, sendo observado valores de *d*-excess superiores à 10‰ nas amostras do começo da estação chuvosa. Com a infiltração da água da chuva, e consequente aumento do nível d'água (NA) e recarga do aquífero, é possível observar uma diminuição nos valores de *d*-excess. Essa relação entre as oscilações do NA e os valores de *d*-excess pode ser claramente observado na Figura 6.10.

Também pode ser observado que existe uma correlação forte negativa entre os valores de *d*-excess e  $\delta^{18}\text{O}$  para as águas subterrâneas ( $R^2=0,81$  e  $r\text{-Pearson}=-0,89$ ). A correlação negativa entre os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e *d*-excess, pode estar associada ao processo de evaporação que ocorre durante a infiltração da água (Figura 6.11). Essa hipótese pode ser reforçada pelo teste estatístico de correlação de Pearson, que mostra que existe uma correlação fraca positiva entre os valores de *d*-excess das águas subterrâneas e da precipitação ( $r=0,12$  e  $p\text{-valor}$  de 0,43), o que pode indicar

que, durante o período de recarga, não ocorre uma transferência de sinal isotópico da precipitação para as águas subterrâneas, ou seja, ocorre uma recarga seletiva (apenas em períodos específicos do ano).



**Figura 6.10.** Variação temporal do  $d$ -excess em relação a variação do nível d'água (NA)



**Figura 6.11.** Correlação positiva entre  $\delta^{18}\text{O}$  e  $d$ -excess nas águas subterrâneas

### 6.2.3 Surgência e Água Superficial

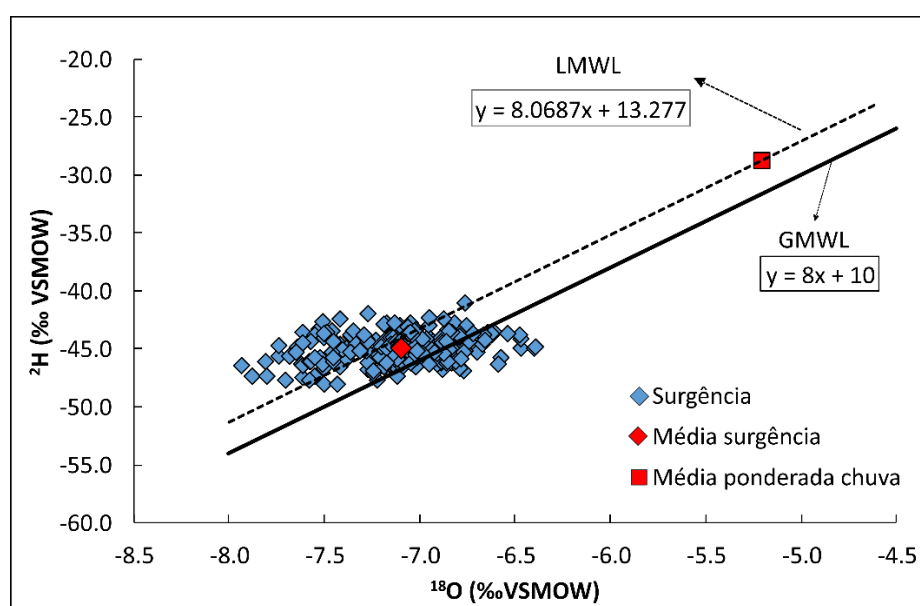
Os resultados da surgência e das águas superficiais de um afluente do rio Jacaré-Pepira, serão apresentados em conjunto nesse sub-capítulo, devido a semelhança na composição isotópica entre ambos reservatórios.

A composição isotópica da surgência ( $n=234$ ), para o período de jan/16 a set/18, variou de  $-6,39\text{‰}$  a  $-7,93\text{‰}$  VSMOW para  $\delta^{18}\text{O}$ , com média e desvio padrão de  $-7,14 \pm 0,31\text{‰}$  VSMOW, enquanto as razões de  $\delta^2\text{H}$  variaram de  $-42,00\text{‰}$  a  $-48,00\text{‰}$  VSMOW, com média e desvio padrão de  $-45,22 \pm 1,15\text{‰}$  VSMOW. O  $d$ -excess variou

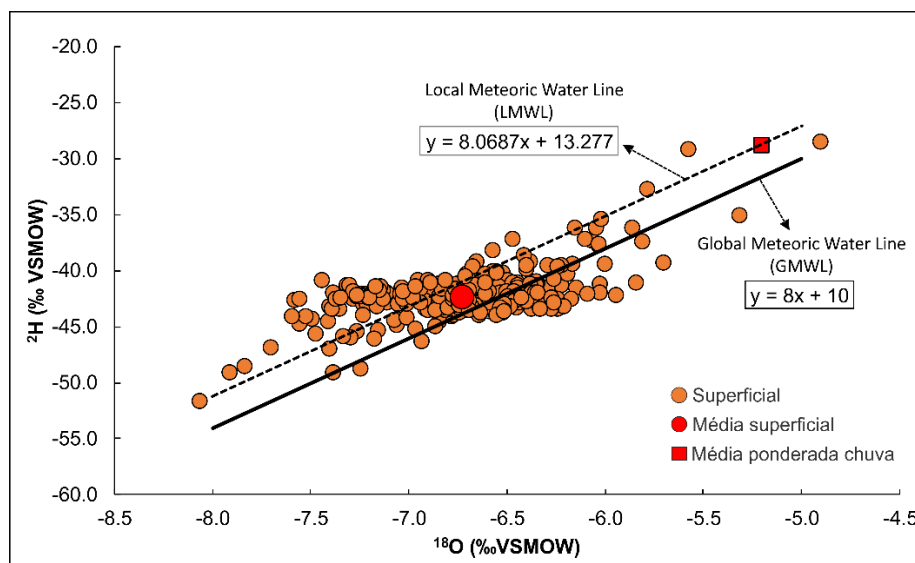
de +6,30‰ a +17,28‰ *VSMOW*, com média e desvio padrão de  $11,91 \pm 2,43$ ‰ *VSMOW*.

Já a composição isotópica das águas superficiais (n=279), para o período de ago/15 a set/18, apresentou uma variação de -5,31‰ a -9,58‰ *VSMOW* para  $\delta^{18}\text{O}$ , com média e desvio padrão de  $-6,76 \pm 0,52$ ‰ *VSMOW*, enquanto as razões de  $\delta^2\text{H}$  variaram de -29,20‰ a -62,60‰ *VSMOW*, com média e desvio padrão de  $-42,46 \pm 3,27$ ‰ *VSMOW*. O *d*-excess variou de +5,22‰ a +18,62‰ *VSMOW*, com média e desvio padrão de  $+11,61 \pm 2,39$ ‰ *VSMOW*.

A Figura 6.12 e Figura 6.13 apresenta os resultados das amostras da surgência e das águas superficiais, respectivamente, plotados na *GMWL* e na *LMWL*, na qual pode ser observado que a composição isotópica da surgência teve pouca variação tanto para  $\delta^{18}\text{O}$  quanto para o  $\delta^2\text{H}$ , oposto do que ocorre nas amostras superficiais, que possui uma amplitude maior nos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$ . Entretanto, é possível afirmar que a assinatura isotópica da surgência está entre as amostras das águas subterrâneas e superficiais.



**Figura 6.12.** Relação entre  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$  da surgência plotados na *LMWL* e *GMWL*

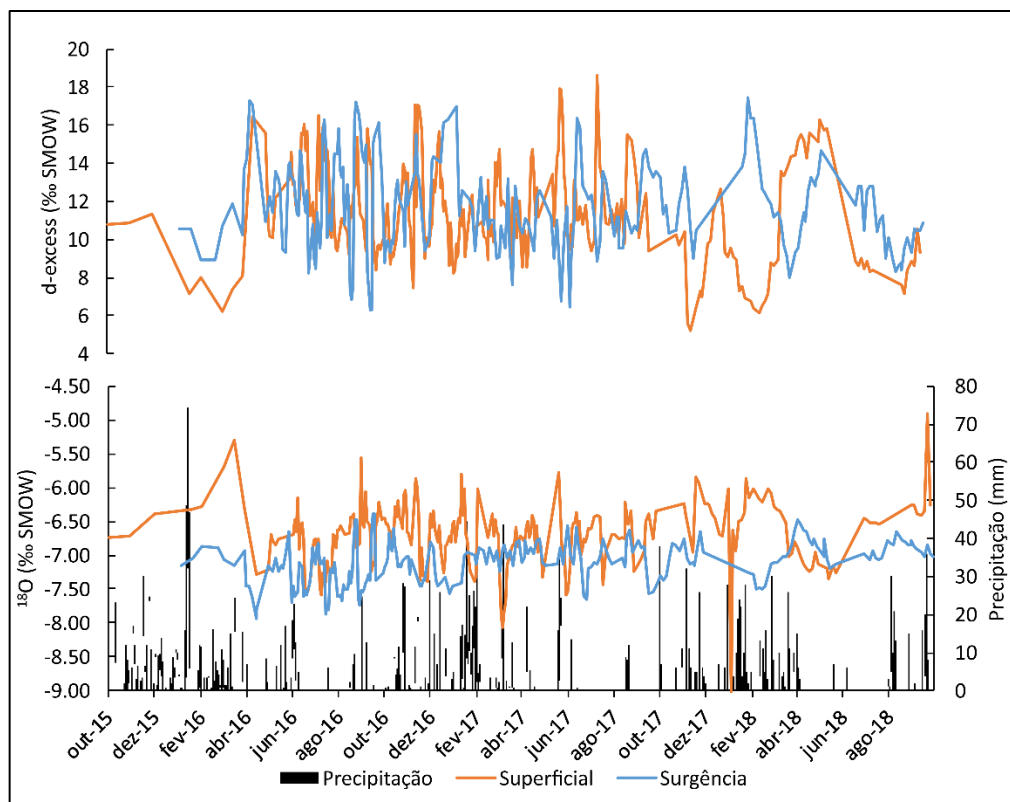


**Figura 6.13.** Relação entre  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$  das águas superficiais plotados na *LMWL* e *GMWL*

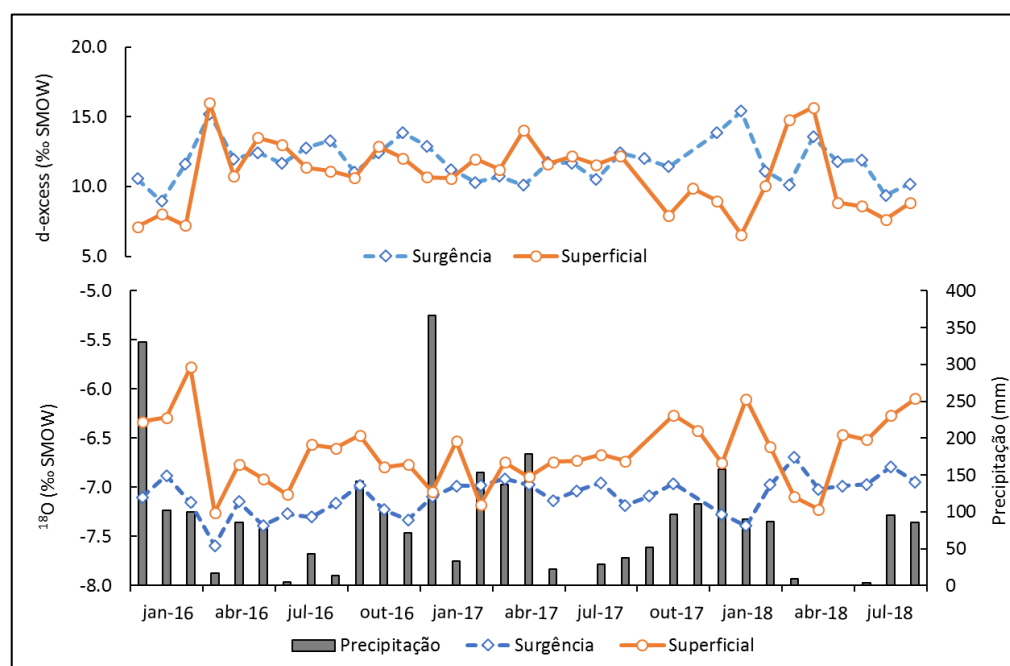
Os valores observados de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$  nas águas superficiais refletem basicamente a quantidade relativa da composição isotópica da precipitação e das águas subterrâneas, de acordo com a variação sazonal. Também deve-se considerar que a área de contribuição da bacia irá refletir na sua composição isotópica, uma vez, quanto maior a área de contribuição, mais as águas superficiais serão afetadas por outros processos, como a evaporação (GAT & TZUR, 1968).

A composição isotópica da surgência, de modo geral, é mais empobrecida que as amostras de água superficial, e possui uma amplitude de variação também menor do que as águas superficiais. Essa amplitude sazonal pode ser vista na Figura 6.14, que apresenta todos os resultados isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$  para o período monitorado e a precipitação correspondente ao mesmo período (surgência: jan/16 a set/18; superficial: ago/15 a set/18).

Devido à grande quantidade de dados analisados e a dificuldade de identificação de um padrão de comportamento sazonal em ambos reservatórios monitorados, foi criado um terceiro gráfico, com a média aritmética mensal dos dados da surgência e superficial (jan/16 a set/18) (Figura 6.15).



**Figura 6.14.** Variação diária de  $\delta^{18}\text{O}$  na surgência e águas superficiais



**Figura 6.15.** Variação mensal entre  $\delta^{18}\text{O}$  e  $d$ -excess na surgência e águas superficiais

Na composição isotópica das águas superficiais, foi observada uma grande variação tanto para o  $\delta^{18}\text{O}$  quanto para o  $\delta^2\text{H}$ , essa variação ocorre principalmente pela quantidade de processos que contribuem para o sinal isotópico da mistura final dessas águas. Basicamente, a composição final das águas superficiais são uma

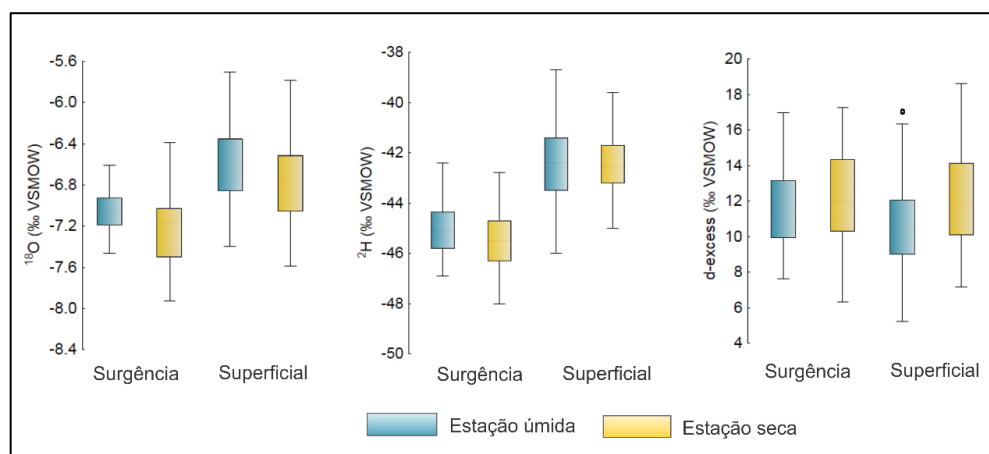


mistura tanto das águas da chuva (majoritariamente durante a estação úmida) que possuem uma grande variação isotópica sazonal, quanto pelas águas da surgência e das águas subterrâneas (principalmente durante a estação seca), que possuem uma composição isotópica mais estável (com pouca variação).

Em relação aos valores de *d*-excess, o sinal isotópico nas águas superficiais e da surgência são bastante semelhantes, principalmente durante a estação seca, quando os valores de *d*-excess são praticamente os mesmos para ambos reservatórios (média e desvio padrão de  $12,10 \pm 2,49\text{‰}$  VSMOW na estação seca e  $10,63 \pm 2,51\text{‰}$  VSMOW na estação úmida para as águas superficiais e,  $12,16 \pm 2,74\text{‰}$  VSMOW na estação seca e de  $11,59 \pm 2,07\text{‰}$  VSMOW na estação úmida na surgência). Também é importante ressaltar que algumas amostras superficiais tiveram o sinal isotópico muito próximos a média ponderada da chuva ( $-5,20\text{‰}$  VSMOW para  $\delta^{18}\text{O}$  e  $-28,87\text{‰}$  VSMOW para  $\delta^2\text{H}$ ), especialmente durante o período chuvoso.

Ao considerar a variação sazonal dos dados isotópicos nas águas superficiais, é possível observar que a média das amostras da estação úmida e da estação seca são bastante próximas, mostrando que a composição final das águas superficiais é uma mistura tanto da contribuição da chuva quanto das águas subterrâneas em todo o ano.

Além das variações sazonais claras que ocorrem nestas águas, eventos locais podem influenciar diretamente na sua composição, além de eventos como precipitações acima da média, secas prolongadas, ou até mesmo ciclos de oscilação atmosférica, tal como o El Niño 2014-2016, que ocorreu durante o período de monitoramento.



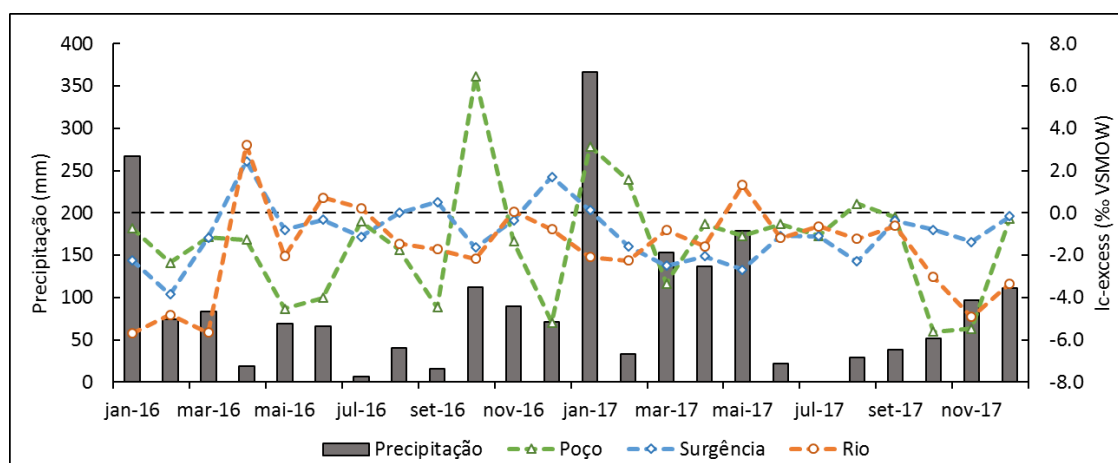
**Figura 6.16.** Gráficos Box Plot na estação úmida e estação seca para  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$  e *d*-excess

### 6.2.4 Variação do *lc-excess*

O *lc-excess* foi calculado a partir do desvio de cada amostras em relação a Reta Meteorica Local (*LMWL*), usando as declividades da reta como parâmetros (inclinação,  $a = 8,0687$ ; intersecção,  $b = 13,277$ ). Os resultados são expressos em valores positivos ( $lc-excess > 0$ ) ou negativos ( $lc-excess < 0$ ), de acordo com a intensidade de fracionamento isotópico (evaporação) (Landwehr & Coplen, 2004). Neste estudo, o *lc-excess* foi calculado para as águas subterrâneas, da surgência e as águas superficiais.

Sendo assim, os valores mensais de *lc-excess* nas águas subterrâneas variaram de  $-6,53\text{‰}$  a  $+6,04\text{‰}$  *VSMOW*, com média e desvio padrão de  $-2,33 \pm 2,53\text{‰}$  *VSMOW*. Na surgência a variação foi de  $-7,18\text{‰}$  a  $+4,04\text{‰}$  *VSMOW*, com média e desvio padrão de  $-1,36 \pm 2,58\text{‰}$  *VSMOW*, enquanto nas águas superficiais, foram observadas as seguintes variações:  $-7,42\text{‰}$  a  $+5,35\text{‰}$  *VSMOW*, com média e desvio padrão de  $-1,62 \pm 2,37\text{‰}$  *VSMOW*.

O gráfico da Figura 6.17 apresenta os valores calculados para o *lc-excess* nas águas subterrâneas, surgência e águas superficiais. Foram calculadas as médias mensais para os três reservatórios, com objetivo de facilitar a visualização dos dados e padronizar a frequência temporal.



**Figura 6.17.** Variação temporal de *lc-excess* nas águas subterrâneas, surgência e superficiais

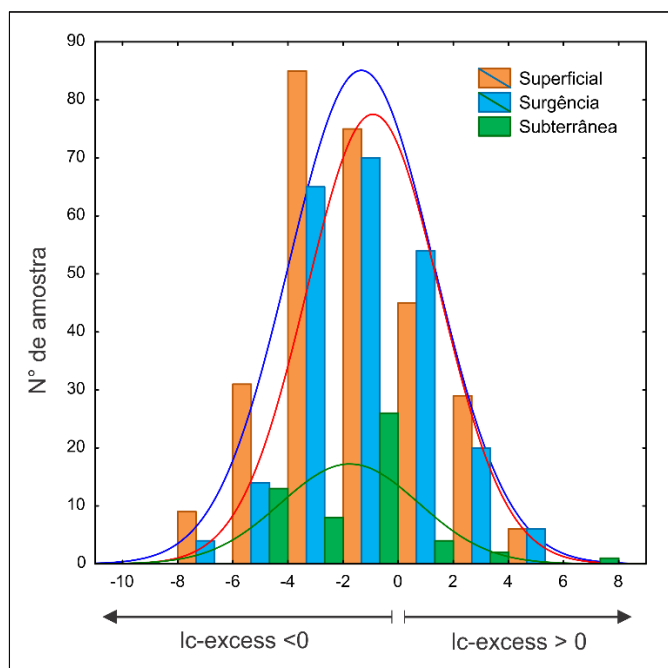
Os períodos em que ocorrem mais processos evaporativos estão associados ao início da chuva, no início dessas chuvas os valores de *lc-excess* observados são mais negativos, quando a chuva se prolonga por um certo período de tempo, a evaporação cessa e os valores observados passam a ser positivos. Esse processo

ocorre tanto na estação seca quanto na estação chuvosa, embora na estação seca e na transição entre uma estação e outra ele ocorre com mais intensidade.

Esses valores positivos estão diretamente associados aos períodos de recarga, uma vez que as águas subterrâneas apresentaram em sua quase totalidade valores negativos, ou seja, toda água que infiltra e chega ao aquífero passou por sucessivos processos de evaporação, com exceção aos períodos prolongados de chuva, quando os valores são positivos e estão associados ao período de recarga encontrado no cálculo do WTF.

Os valores positivos para o *lc-excess* encontrados no rio durante os períodos chuvosos estão em sua totalidade associados a eventos de chuva, e os valores positivos encontrados durante os períodos considerados secos, podem estar associados a eventos esporádicos de chuva que podem ter ocorrido na cabeceira da bacia, ou até mesmo da água armazenada no solo e liberada para o rio durante os períodos de estiagem. Desta forma, durante o período seco, as águas “negativas” presentes nas águas subterrâneas (fluxo de base) mantêm a vazão do rio e em especial a vazão da surgência, que é mantida pelas águas subterrâneas durante todo o ano.

A Figura 6.18 mostra o histograma de distribuição do *lc-excess*. O gráfico mostra a quantidade de amostras analisadas e as separa em dois grupos principais (com valores positivos e valores negativos). Neste gráfico é possível observar que os picos de dados ocorrem no intervalo de valores que vão de 2 a -4‰ VSMOW, sendo as águas superficiais as que apresentaram maior quantidade de valores negativos, seguido da surgência e águas subterrâneas.



**Figura 6.18.** Histograma dos resultados do lc-excess positivos e negativos para amostras de água subterrâneas, surgência e superficial

### 6.3 MODELO HIDROLÓGICO CONCEITUAL DA BACIA

O modelo hidrológico conceitual da bacia buscou sumarizar todos os resultados levantados em relação aos parâmetros hídricos estudados e as composições isotópicas dos reservatórios monitorados, com vista ao entendimento de como todos estão interligados e são dependentes, principalmente em estações específicas do ano.

A precipitação média anual na bacia é relativamente alta (1.453,20 mm/a), embora a evapotranspiração também é proporcionalmente elevada ( $\cong 940$ mm/a, 64,7% da precipitação), sendo importante considerar que se trata de uma área conservada, onde o consumo da água pelas plantas pode influenciar diretamente no balanço hídrico. Durante os intervalos entre as chuvas, o solo perde boa parte dessa água para evaporação direta, ou para a absorção pelas raízes das plantas, o que faz com que essa água não chegue ao aquífero, ou seja, não ocorre a recarrega. O mesmo não ocorre com a vazão do rio, que tem uma resposta rápida em relação a precipitação, mesmo com eventos menores de chuva.

Após um período de estiagem e com a retomada da chuva, a zona não saturada é novamente reabastecida, reativando o processo de escoamento, infiltração e drenagem da água, controlado basicamente pela quantidade e intensidade da chuva e pela capacidade de armazenamento da água no solo. Quando a chuva excede os

200 mm, a água meteórica através do processo de infiltração consegue atingir o nível freático e se tem uma resposta relativamente rápida do nível d'água (correspondem aos valores positivos encontrados para o *lc-excess*). Ao final da chuva, a evapotranspiração passa a ser o processo dominante do balanço hídrico, ou seja, parte dessa água fica armazenada e parte dessa água é consumida pelas raízes das plantas, principalmente durante os períodos de estiagem (ou estação seca).

Os resultados quantitativos levantados no balanço hídrico são condizentes com os claros indícios de processos evaporativos encontrados na composição isotópica das fontes monitoradas, com mais intensidade nas águas subterrâneas e superficiais, e com menos intensidade na surgência, principalmente quando observados os resultados do *d-excess* e *lc-excess* durante a estação seca.

A estrutura geológica, pedológica e o uso da terra na bacia permite que a taxa de recarga seja elevada, o que foi calculado utilizando o método WTF (443,3mm/a ou 31,9% da precipitação). Entretanto, a recarga se mostrou mais sensível as mudanças no padrão de precipitação, como mostram os gráficos da variação dos níveis d'água durante o período monitorado, em especial no ano de 2014, quando a precipitação fica abaixo da média histórica da região.

Quando comparados os resultados da recarga pelo método WTF, com os valores da taxa de recarga (TR) pela separação do escoamento e o coeficiente de escoamento ( $C_E$ ), todos apresentaram valores muito próximos em relação a % da precipitação (em torno de  $\pm 30\%$ ), o que reforça a hipótese que a combinação de diferentes metodologias é a forma mais robusta de se obter resultados confiáveis e próximos à realidade da bacia.

É importante ressaltar que os métodos aplicados para compreender os processos hidrológicos e estimar a recarga foram pontuais, ou seja, o volume precipitado e a composição isotópica das águas da chuva podem não ser os mesmos em toda a extensão da bacia. Entretanto, os métodos aplicados são representativos em relação à área da bacia estudada, por ser uma análise temporal que engloba o período de quatro anos de análise hidrológica.

A Figura 6.19 apresenta o modelo conceitual da área de estudo, com base no levantamento geológico e hidrológico, a localização aproximada dos quatro pontos de monitoramento e os valores da composição isotópica do  $\delta^{18}\text{O}$ , expressos em ‰ VSMOW, organizados do mais empobrecido ao mais enriquecido isotopicamente (estação úmida e estação seca).

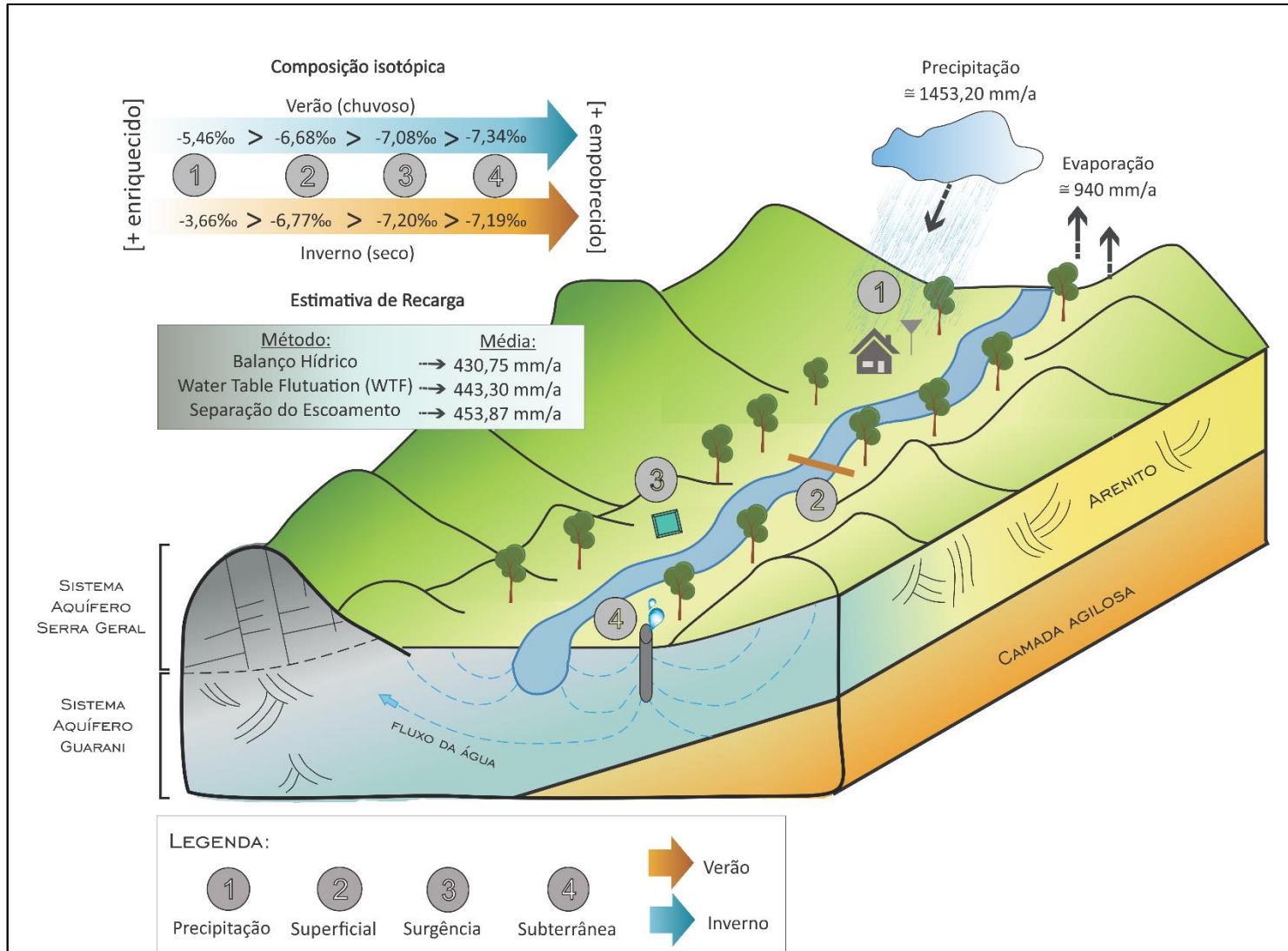


Figura 6.19. Modelo conceitual da área de estudo

O modelo não está representado em escala real, apenas em escala visual.

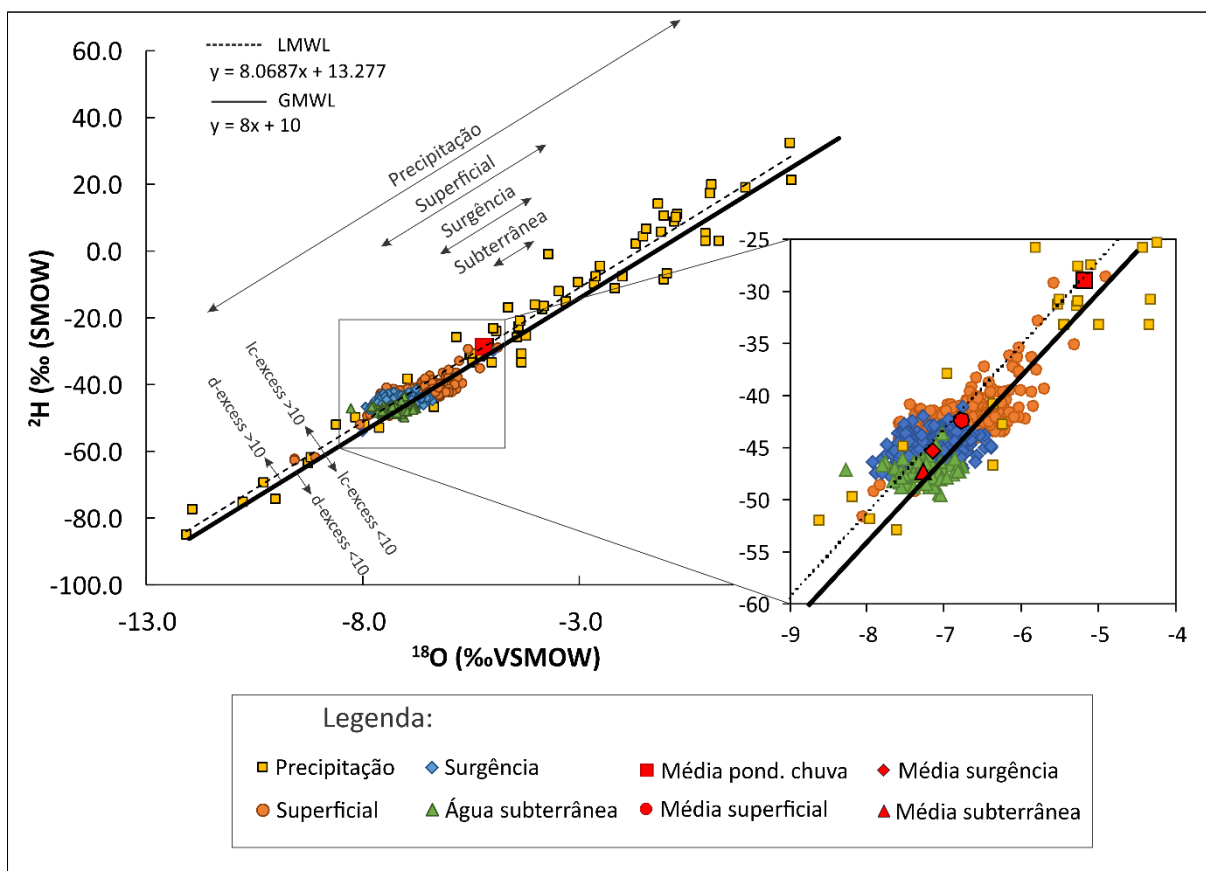
A interação entre a água superficial e subterrânea na área de estudo foi reforçada utilizando a separação do escoamento e a comparação da composição isotópica dos reservatórios monitorados. Durante o período seco, a semelhança do sinal isotópico entre as águas superficiais e subterrâneas é mais evidente, indicativo de que as águas superficiais são alimentadas pelo fluxo de base durante esta estação, como mostram os valores encontrados para o BFI (*Base Flow Index*, em inglês), que variou de 0,69 a 0,89, sendo o filtro de vazão de permanência  $Q_{90}/Q_{50}$  (BFI=0,68) o que mais se aproxima dos demais resultados analisados.

Durante o período chuvoso, como era esperado, as águas superficiais possuem o sinal isotópico semelhante a composição isotópica da precipitação, principalmente nas amostras analisadas nas mesmas datas que foram registradas precipitações elevadas. Prever e compreender a composição isotópica das águas superficiais é um desafio à parte, uma vez ela representa uma mistura de águas, principalmente quando é considerada a atuação de chuvas pontuais em outros trechos da bacia e além da área de monitoramento. É possível considerar que o sinal isotópico das águas superficiais pode ter como fonte a precipitação pontual, fluxo subterrâneo (fluxo de base), escoamento subsuperficial e a contribuição das águas de outros tributários do rio.

Sendo assim, todas as discussões levantadas afirmam como as águas superficiais e subterrâneas são suscetíveis as alterações climáticas, uma vez que qualquer mudança no regime de chuva, por exemplo, pode afetar diretamente a recarga do aquífero e conseqüentemente a manutenção da vazão do rio e da surgência. Todas essas pequenas alterações podem ser observadas com as mudanças dos sinais isotópicos monitorados, principalmente em períodos anômalos (quando a estiagem se estende por um período maior do que o esperado).

Os resultados isotópicos analisados foram plotados na Reta Meteórica Global (*GMLW*) e na Reta Meteórica Local (*LMWL*), com suas respectivas médias aritméticas (para a chuva foi plotada a média ponderada), que permite observar de uma forma geral como essas amostras se alinham na reta, seguindo a ordem dos valores mais enriquecidos para o mais empobrecidos (precipitação > superficial > surgência > subterrânea). Também é possível notar que o “range” de variação dos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$  plotados na reta também seguem essa mesma ordem, sendo a precipitação a

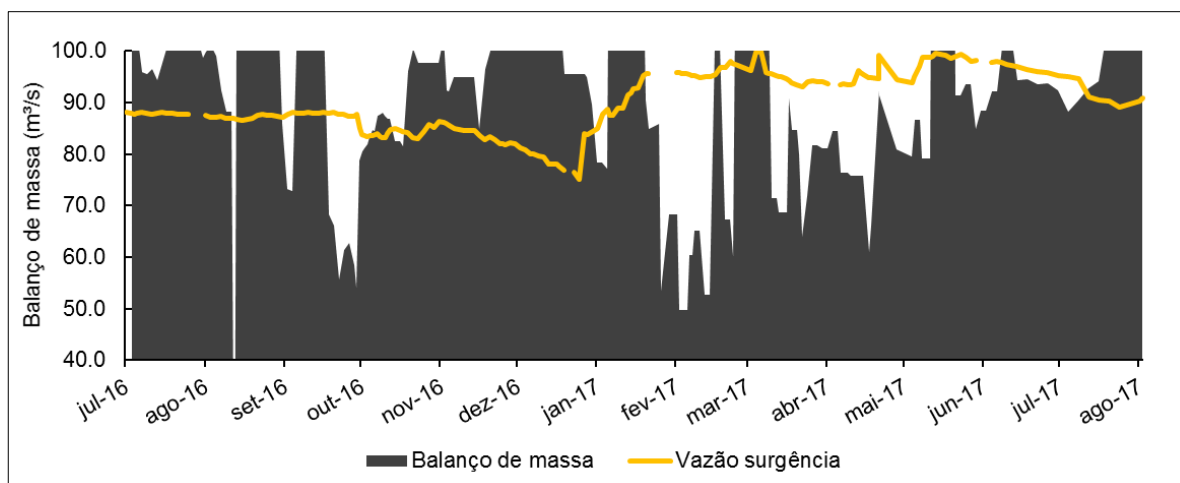
que mais oscilou sazonalmente e a água subterrânea que mostrou ter a composição isotópica mais estável (Figura 6.20).



**Figura 6.20.** Relação entre  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$  nas águas subterrâneas, superficiais e da precipitação

Apesar da baixa variação isotópica nas águas subterrâneas, os resultados do *d-excess* e *lc-excess* mostraram como esse reservatório em especial controla o sinal isotópico das águas superficiais e da surgência, sendo que, ambos dependem dessas águas para manutenção durante a estação seca. Os valores negativos para o *lc-excess* encontrados, em quase totalidade nas águas subterrâneas, é explicado pelos processos evaporativos na zona não-saturada após a infiltração da água da chuva, que fica mais empobrecida ao atingir o aquífero, e os valores positivos encontrados estão associados aos períodos do ano em que ocorre a recarga. Sendo assim, é possível concluir que o sinal isotópico das águas subterrâneas é transferido para o rio durante os períodos de ausência de chuva e para a surgência durante todo o ano (Figura 6.21).





**Figura 6.21.** Vazão observada surgência e balanço de massa isotópico

Essa hipótese fica ainda mais clara quando observada a vazão da surgência (jul/2016 a dez/2017) e o cálculo do balanço de massa (utilizando os isótopos de  $\delta^{18}\text{O}$  das águas subterrâneas, surgência e da precipitação, de acordo com a Equação 23).

É possível observar que durante praticamente todo o tempo de monitoramento, a vazão da surgência (afloramento direto do SAG, linha em amarelo na Figura 6.21) seja sentida quase que exclusivamente por conta das águas subterrâneas, enquanto a contribuição da chuva para a vazão da surgência ocorre apenas em picos extremos de chuva. Todos os valores resultantes do balanço de massa acima da vazão da surgência representam 100% de contribuição das águas subterrâneas para a manutenção da vazão da surgência, durante a estação chuvosa, quando o volume de precipitação é bastante elevado, a contribuição subterrânea diminui, e pode chegar a menos de 50% (fev/17).

## 7. CONCLUSÕES

O presente estudo buscou compreender os processos de interação entre as águas superficiais de um afluente do Rio Jacaré-Pepira, e as águas subterrâneas em uma área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani (SAG), através da estimativa da recarga utilizando diferentes métodos de fácil aplicação, bem como traçadores isotópicos ( $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$ ). As conclusões obtidas neste trabalho serão apresentadas a seguir:

### *Metodologia*

A combinação de diferentes metodologias para a estimativa de recarga foi eficiente, visto que, cada técnica possui seus fortes e suas limitações, principalmente quando considerada as escalas a serem aplicadas. A técnica do WTF (*Water Table Fluctuation*, em inglês), aplicada de forma pontual na área de estudo, pôde ser complementada pela técnica de separação do escoamento, que usou dados hidrológicos de uma área de contribuição maior dentro da mesma bacia hidrográfica.

A separação do escoamento, em especial, apesar da fácil aplicabilidade, mostrou algumas limitações já no processo de obtenção de dados hidrológicos, uma vez que, a maioria dos bancos de dados que são acessíveis, ou possuem séries longas faltantes de informações ou estão desatualizadas. Portanto, seria necessário a reconstituição da série de dados, o que implicaria na utilização de outras técnicas adicionais.

Em relação a frequência de amostragem para as análises isotópicas, as coletas semanais de chuva foram mais representativas, uma vez que torna possível a observações de variações sazonais com mais riqueza de detalhes, uma peça chave para a compreensão dos demais processos da movimentação da água no ciclo hidrológico. Entretanto, as amostragens das águas superficiais em intervalos menores de tempo, foi mais interessante durante a mudança das estações (fim da estação seca e entrada da estação chuvosa, por exemplo), na qual é possível observar a mudança da contribuição subterrânea durante o começo da precipitação.

### *Balanço hídrico e estimativa de recarga*

O estudo de estimativa de recarga, por meio de três técnicas distintas (balanço hídrico, WTF e separação do escoamento), foi primordial para a compreensão dos processos iniciais de recarga subterrânea, bem como o tempo de resposta entre a quantidade de chuva, infiltração e a chegada dessa água meteórica no aquífero, por meio da dinâmica dos níveis d'água durante as diferentes estações do ano. Todos os resultados encontrados apontaram para valores de estimativa de recarga bem similares, correspondentes com solo, rocha e uso e ocupação da terra na área de estudo.

Apesar de ser uma bacia com grande disponibilidade hídrica, tanto nas elevadas taxas anuais de precipitação quanto em relação as reservas subterrâneas explotáveis do SAG, a análise da recarga ao longo dos anos revelou alta sensibilidade as mudanças no regime de chuva e na disponibilidade hídrica. Essa hipótese pode ser vista na atuação do fenômeno climático El Niño (ENSO) durante os anos de 2014 a 2016, que reduziu consideravelmente as taxas de recarga subterrânea e descarga do rio Jacaré-Pepira. Essa análise reforça a importância do gerenciamento dos recursos hídricos, uma vez que as mudanças climáticas tendem a ser cada vez mais intensificadas.

### *Variação da composição isotópica*

A utilização de isótopos estáveis permitiu compreender e diferenciar os fluxos que atuam na movimentação da água no ciclo hidrológico, bem como os mecanismos de recarga subterrânea do SAG. A assinatura isotópica da precipitação foi similar as águas superficiais principalmente durante a estação chuvosa, e sua composição isotópica também foi identificada em diversos momentos nas águas subterrâneas do SAG, associados a processos evaporativos, principalmente durante o início da chuva. A troca do sinal isotópico entre as águas subterrâneas e da precipitação não ocorre ao longo de todo o ano, o que pode significar a existência de uma recarga seletiva na área de estudo (em épocas específicas do ano, quando a precipitação excede os 200 mm).

A composição isotópica das águas superficiais e subterrâneas apresentaram comportamentos distintos. Entretanto, durante os períodos mais secos, o

comportamento das águas superficiais é assemelhante ao das águas subterrânea, fator que justifica a hipótese de recarga do rio pelo fluxo de base, ou seja, pelo Sistema Aquífero Guarani (SAG).

Os valores abaixo da Reta Meteórica Global (*GMWL*) podem ser interpretados como tendo sido sujeitos a um maior fracionamento isotópico, indicativo da existência de processos associados a origem de vapores distintos. As amostras de água superficial e subterrânea, de um modo geral, estão alinhadas ao longo da reta, o que demonstra sua semelhança isotópica. Embora, as amostras de água subterrânea que ficaram abaixo dessa reta indicam sucessivos processos de evaporação durante a infiltração da precipitação no solo, visto que possuem uma assinatura isotópica mais empobrecidas.

Os valores de *d-excess* e *lc-excess* variaram bastante durante o período de amostragem. Entretanto, os valores médios nas águas superficiais e subterrânea apresentaram valores muito próximos, indicativo que o processo de fracionamento isotópico que ocorre durante a infiltração da água no solo é também presente no rio, pelo o processo de recarga em fluxo de base.

Por fim, este trabalho reforça a premissa de que estudos isotópicos são uma ferramenta essencial no meio técnico e científico, pois fornecem informações científicas precisas para que gestores de recursos hídricos e pesquisadores possam compreender melhor os processos hidrológicos e as consequências dos impactos ambientais nesses sistemas e no ciclo hidrológico.

## 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGGARWAL, P. K.; ROMATSCHKE, U.; ARAGUAS-ARAGUAS, L.; BELACHEW, D.; LONGSTAFFE, F. J.; BERG, P.; FUNK, A. (2016). Proportions of convective and stratiform precipitation revealed in water isotope ratios. **Nature Geoscience**, 9(8), 624–629. <https://doi.org/10.1038/ngeo2739>.

AGGARWAL, P.K.; ALDUCHOV, O.A.; FROEHLICH, K.O.; ARAGUÁS-ARAGUÁS, L.J.; STURCHIO, N.C.; KURITA, N. (2012). Stable isotopes in global precipitation: A unified interpretation based on atmospheric moisture residence time. **Geophysical Research Letters**, 39:L11705, DOI:10.1029/2012GL051937.

ALEMAYEHUA, T.; LEIS, A.; EISENHAUERD, A.; DIETZELA, M. (2011). Multi-proxy approach (2H/H, 18O/16O, 13C/12C and 87Sr/86Sr) for the evolution of carbonate-rich groundwater in basalt dominated aquifero of Axum area, northern Ethiopia. **Chemie der Erde**, 2011;71:177–87.

ALI, A. (2011). **General Purpose Water Accounting Reports: Groundwater methodologies**. Sydney: NSW Office of Water.

ARAGUÁS-ARAGUÁS, L.; FROEHLICH, K.; ROZANSKI, K. (2000). Deuterium and oxygen-18 isotope composition of precipitation and atmospheric moisture. **Hydrol. Process.**, 14: 1341-1355. DOI:10.1002/1099-1085(20000615)14:8<1341:AID-HYP983>3.0.CO;2-Z.

ARAÚJO, L. M.; FRANÇA, A. B., POTTER, P. E. (1999). Hydrogeology of the Mercosul aquifer system in the Paraná d Chaco Paraná Basins, South America, and comparison with the Navajo-Nugget aquifer system, USA. **Hydrogeology Journal**, 7, p. 317-336.

BARRETO, C. E. A. G.; WENDLAND, E. C.; MARCUZZO, F. F. N. (2009). Estimativa da evapotranspiração a partir de variação de nível estático de aquífero. **Eng. Agríc., Jaboticabal**, v.29, n.1, p.52-61, jan./mar, 2009.

BARRETO, C.; WENDLAND, E.; GOMES, L. H. (2007). Definição de um modelo de balanço hídrico para uma bacia representativa localizada em zona de afloramento do Sistema Aquífero Guarani. **XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**. São Paulo/SP.

BARROS, J. F. (2013). Contribuição de isótopos ambientais na identificação de interação água subterrânea/água superficial na bacia hidrográfica do Rio da Prata – MA. **Tese de Doutorado - Departamento de Física da Universidade Federal do Ceará**, Fortaleza, CE.

BATISTA, L. V.; GASTMANS, D. (2015). Hidrogeoquímica e qualidade das águas superficiais na bacia do Alto Jacaré–Pepira (SP), Brasil. **Pesquisas em Geociências**, 42(3), 297-311.

BATISTA, L. V.; GASTMANS, D.; SÁNCHEZ-MURILLO, R.; FARINHA, B. S.; DOS SANTOS, S. M. R.; KIANG, C. H. (2018). 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.

BORTOLIN, T. A.; REGINATO, P. A. R.; PRESOTTO, M. A.; SCHNEIDER, V. E. (2018). Estimativas de recarga aquífera com uso de filtros digitais em sub-bacias hidrográficas do Sistema Aquífero Serra Geral no estado do Rio Grande do Sul. **Scientia cum Industria**, 6(2), 21-30.

BOSCH, J. M.; HEWLETT, J. D. (1982). A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. **Journal of hydrology**, v. 55, n. 1-4, p. 3-23.

BROWN, A. E.; WESTERN, A. W.; MCMAHON, T. A.; ZHANG, L. (2013). Impact of forest cover changes on annual streamflow and flow duration curves. **Journal of hydrology**, 483, 39-50.

CAETANO-CHANG, M.R., WU, F.T. (2006). Arenitos flúvio-eólicos da porção superior da Formação Pirambóia, na porção centro-leste paulista. **Rev. Brasil. Geol.** 36, 296–304.

CAETANO-CHANG, M.R.; WU, F.T. (1992). Bacia do Paraná: Formações Pirambóia e Botucatu. In: CON- GRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. Roteiro de Excursão... São Paulo: **Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 2, p. 1 19.

CAI, Z.; OFTERDINGER, U. (2016). Analysis of groundwater-level response to rainfall and estimation of annual recharge in fractured hard rock aquifers, NW Ireland. **Journal of Hydrology**, 535, 71-84.

CAMPOS, M. M. (1971). Levantamento preliminar de teores de trítio em águas do Nordeste brasileiro. **Relatório do IPR**, Belo Horizonte. 10p.

CASTANY, G. (1971). **Tratado Practico de las Aguas Subterraneas**. Barcelona: Omega.

CARVALHO, L. G.; RIOS, G. F. A.; MIRANDA, W. L.; NETO, P. C. (2011). Evapotranspiração de referência: uma abordagem atual de diferentes métodos de estimativa. **Pesquisa Agropecuária Tropical**, 41(3), 456-465.

CAZENAVE, A.; LE COZANNET, G. (2013). Sea level rise and its coastal impacts. **Earth's Future** 2: 15–34.

CBH-TJ - COMITÊ DA BACIA HIDROGRÁFICA DO TIETÊ-JACARÉ. Sistema Integrado de Gerenciamento dos Recursos Hídricos (SIGRH). **Relatório de Situação dos Recursos Hídricos 2017 (Ano base 2016)**. Araraquara: 2017. Disponível em: <<http://www.sigrh.sp.gov.br/cbhtj/documentos>>.

CETESB. COMPANHIA AMBIENTAL DO ESTADO DE SÃO PAULO. **Relatório de Qualidade das Águas Interiores do Estado de São Paulo**. São Paulo:

\_\_\_\_\_. Relatório da Situação dos Recursos Hídricos das Bacias Hidrográficas Tietê-Jacaré. 2006/2007.

CHIEW, F.H.S.; MCMAHON, T.A. (2002). Modelling the impacts of climate change on Australian streamflow. **Hydrological Process**, 16(6): 1235-1245. doi:10.1002/hyp.1059.

CHILTON, P.J.; FOSTER, S.S.D. (1995). Hydrogeological characterisation and water-supply potential of basement aquifers in tropical Africa. **Hydrogeol. Journal** 3, 36–49.

CHOU, C.; NEELIN, J. D. (2004). Mechanisms of global warming impacts on regional tropical precipitation. **J Climate** 17:2688 –2701.

CHRISTENSEN, N. S.; WOOD, A. W.; LETTENMAIER, D. P.; PALMER, R. N. (2004). Effects of Climate Change on the Hydrology and Water Resources of the Colorado River Basin. **Climatic Change** 62, 337–363.

CHRISTOPHERSON, R. W. (2012). Geossistemas: Uma Introdução a Geografia Física (F, Trans.) (7ª ed.). Porto Alegre. Coelho Netto, A. L. 2003. Evolução de

Cabeceiras de Drenagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ): Bases para um Modelo de Formação e Crescimento da Rede de Canais sob Controle Estrutural. **Revista Brasileira de Geomorfologia**: 118-167.

CLARK, I.; FRITZ, P. (1997). **Environmental Isotopes in Hydrogeology**. New York, CRC Press, 328p.

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.

COLLISCHONN, W. & FAN, F. M. (2013). Defining parameters for Eckhardt's digital baseflow filter. **Hydrological Processes**, 27(18), 2614-2622.

COMITÊ, D. B. H. T.; JACARÉ-CBH, T. J. (2013). **Relatório de situação dos recursos hídricos na bacia do Tietê–Jacaré 2013**-Ano Base 2012. Acesso em: 30 de agosto de 2018.

COSTA FILHO, W. D.; LIMA, J. B. (2006). Cálculo de vazões e alturas piezométricas para testes de bombeamento com escoador de orifício circular com tubo de Pitot. ESCOAPIT 1.0. **XIV CABAS – Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Curitiba/PR**.

CRAIG, H. (1961). Standards for reporting concentration of deuterium and oxygen-18 in natural waters. **Science**, 113:1833.

CRAIG, H.; GORDON, L. I.; HORIBE, Y. (1963). Isotopic exchange effects in the evaporation of water: 1. Low-temperature experimental results. **Journal of Geophysical Research**, 68(17), 5079–5087. <https://doi.org/10.1029/JZ068i017p05079>.

CUSTODIO, E.; LLAMAS, M.R. (1976). **Hidrologia subterrânea**. Barcelona: Ediciones Omega S.A., vol 2. 1157p.

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



DAEE. DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA. **Estudo de águas subterrâneas:**

\_\_\_\_\_. Região Administrativa 6 - Ribeirão Preto. São Paulo: DAEE, 1974. v.4.

\_\_\_\_\_. Regiões Administrativas 7, 8, 9 - Bauru, São José do Rio Preto, Araçatuba. São Paulo: DAEE, 1976. v.1 e 2.

\_\_\_\_\_. Regiões Administrativas 10 e 11 - Presidente Prudente e Marília. São Paulo: DAEE, 1979b. v.1 e 2.

DANIELOPOL D.L.; GRIEBLER C.; GUNATILAKA A.; NOTENBOOM J. (2003). Present state and future prospects for groundwater ecosystems. **Environmental Conservation** 30: 104–130.

DANSGAARD, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. **Tellus**, 16:436–468, DOI:10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x.

DOMENICO, P. A.; SCHWARTZ, F. W. (1990). **Physical and chemical hydrogeology**. John Wiley & Sons, Singapore, 824p., 1990.

DRISCOLL, F.C. **Groundwater and wells**, 2.ed. Minnesota: Johnson Division, 1986.

DUNN, S. M.; BACON, J. R.; SOULSBY, C.; TETZLAFF, D.; STUTTER, M. I.; WALDRON, S.; MALCOLM, I. A. (2008). Interpretation of homogeneity in  $\delta^{18}\text{O}$  signatures of stream water in a nested sub-catchment system in north-east Scotland. **Hydrological Processes**, 22, 4767–4782.

DURACK, P.J.; WIJFFELS, S.E.; MATEAR, R.J. (2012). Ocean salinities reveal strong global water cycle intensification during 1950 to 2000. **Science**, 336(6080), 455–458. <https://doi.org/10.1126/science.1212222>.

ECKHARDT, K. (2005). How to construct recursive digital filters for base flow separation. **Hydrological Process**, 19: 507-515.

ECKHARDT, K. (2008). A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods, **J. Hydrol.**, 352, 168–173, doi:10.1016/j.hydrol.2008.01.005.

ECKHARDT, K. (2012). Technical note: Analytical sensitivity analysis of a two parameter recursive digital baseflow separation filter. **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, 16, 451–455, doi:10.5194/hess-16-451-2012.

ELLIOT, T.; BONOTTO, D. M. (2017). Hydrogeochemical and isotopic indicators of vulnerability and sustainability in the GAS aquifer, São Paulo State, Brazil. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, 14, 130-149.

EPSTEIN, S.; MAYEDA, T. (1953). Variation of O18 content of waters from natural sources. **Geochimica et cosmochimica acta**, 4(5), 213-224.

FAMIGLIETTI, J. S. (2014). The global groundwater crisis. **Nature Climate Change**, 4(11), 945.

FAN, J., YANG, Y. H., & ZHANG, W. J. (2007). A study of changes in runoff resulting from climate and land cover changes in the Yehe Catchment. *Acta Agric. Boreali. Sinica*, 22, 175-179.

FEITOSA, F.A.C. & MANOEL FILHO, J. **Hidrogeologia – Conceitos e Aplicações**, 2ª Edição/Coordenado por] Fernando Antonio C. Feitosa [e] João Manoel Filho. Capítulo 11: Hidráulica de Poços / Fernando Antonio C. Feitosa. Fortaleza: CPRM/REFO, LABHID-UFPE, 2000

FENICIA, F.; WREDE, S.; KAVETSKI, D.; PFISTER L.; HOFFMANN, L.; SAVENIJE, H.H.G.; MCDONNELL, J.J. (2010). Assessing the impact of mixing assumptions on the estimation of streamwater mean residence time. **Hydrological Processes**. DOI: 10.1002/hyp.7595.

FERREIRA DE MELO, F.A.; REBOUÇAS, A.C.; GAT, J.R.; MAZOR, E. (1969). Preliminary Isotope survey of water sources in Northeastern Brazil. SUDENE, **Spec. Report** 18p.

FICKLIN, D. L.; LUEDELING, E.; ZHANG, M. (2010). Sensitivity of groundwater recharge under irrigated agriculture to changes in climate, CO2 concentrations and canopy structure. **Agricultural Water Management**, 97(7):.1039-1050. doi:10.1016/j.agwat.2010.02.009.

FRAGA, C. G. (1992). **Origem de fluoreto em águas subterrâneas dos sistemas aquíferos Botucatu e Serra Geral da Bacia do Paraná**. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 178 pg.

FRIELER, K.; MEINSHAUSEN, M.; SCHNEIDER VON DEIMLING, T.; ANDREWS, T.; FORSTER, P. (2011). Changes in Global-mean Precipitation in Response to Warming, Greenhouse Gas Forcing and Black Carbon. **Geophys. Res. Lett.** DOI:10.1029/2010GL045953.

GALLO, G. (1977). Utilization complementaire de l'hydrochimie et de la geochemie isotopique em hydrogeologie: application aux eaux souterraines de la region de Ribeirão Preto, état de São Paulo, Brésil. Lyon: Univ. Claude Bernard. (**Thèse Dipl. Doucter de 3ème Cycle**).

GALLO, G.; SINELLI, O. (1980). Estudo hidroquímico e isotópico das águas subterrâneas de Ribeirão Preto (SP). **Rev. Bras. Geoc.**, 10(2):129-140.

GASTMANS, D., & KIANG, C. H. (2005). Avaliação da hidrogeologia e hidroquímica do Sistema Aquífero Guarani (SAG) no estado de Mato Grosso do Sul. **Águas Subterrâneas**, 19(1).

GASTMANS, D.; CHANG, H.K.; HUTCHEON, I. (2010). Stable isotopes (H-2, O-18 and C-13) in groundwaters from the northwestern portion of the Guarani Aquifer System (Brazil). **Hydrogeology Journal**, 18(6): 1497-1513. DOI: 10.1007/s10040-010-0612-2.

GASTMANS, D.; HUTCHEON, I.; MENEGÁRIO, A. A.; CHANG, H. K. (2016). Geochemical evolution of groundwater in a basaltic aquifer based on chemical and stable isotopic data: Case study from the Northeastern portion of Serra Geral Aquifer, São Paulo state (Brazil). **Journal of Hydrology**, 535, 598-611.

GASTMANS, D.; SANTOS, V.; GALAHRDI, J.A.; GROMBONI, J.; BATISTA, L.V.; MIOTLINSKI, K.; CHANG, H.K.; GOVONE, J.S. (2017). Controls over spatial and seasonal variations on isotopic composition of the precipitation along the central and eastern portion of Brazil. Isotopes in **Environmental and Health Studies**, v.53, n.5, p.518-538. <http://dx.doi.org/10.1080/10256016.2017.1305376>.

GASTMANS, D.; VEROSLAVSKY, G.; KIANG CHANG, H.; CAETANO-CHANG, M. R.; NOGUEIRA PRESSINOTTI, M. M. (2012). Modelo hidrogeológico conceptual del Sistema Acuífero Guaraní (SAG): una herramienta para la gestión. **Boletín Geológico y Minero**, 123(3), 249-265.

GAT, J. R. (1996). Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. **Annual Review of Earth and Planetary Science** 24: 225–262.

GAT, J. R.; TZUR, Y. (1968). Modification of the isotopic composition of rainwater by processes which occur before groundwater recharge. **Weizmann Inst. of Science**, Rehovoth, Israel.

GILMORE, T. E.; GENEREUX, D. P.; SOLOMON, D. K.; SOLDER, J. E. (2016). Groundwater transit time distribution and mean from streambed sampling in an agricultural coastal plain watershed, North Carolina, USA. **Water Resources Research**, 52(3), 2025-2044.

GLEESON, T.; BEFUS, K. M.; JASECHKO, E. S.; LUIJENDIJK, M.; CARDENAS, B. (2016). The global volume and distribution of modern groundwater. **Nature Geoscience**, 9, pp. 161-167.

GONZAGA, G. M.; TOMPKINS, L. A. (1991). Geologia do Diamante. In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C.; SILVA, E. (coord.) **Principais Depósitos Minerais do Brasil**. Brasília: DNPM/CPRM, v.4, p.53-116

GRASZKIEWICZ, Z.; MURPHY, R.; HILL, P.; NATHAN, R. (2011). Review of techniques for estimating the contribution of baseflow to flood hydrographs. **Environment Research and Engineering**, Australia, pp. 138.

HARRINGTON, G. A.; COOK, P. G.; HERCZEG, A. L. (2002) Spatial and temporal variability of ground water recharge in central Australia: a tracer approach. **Earth and Planetary Science Letters**, 40(5), 518–528.

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

HUNTINGTON, T. G (2006) Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. **Journal Hydrol** 319:83–95.

IAAE – **International Agency of Atomic Energy**, GNIP DATABASE (2008). Disponível em: <<http://isohis.iaea.org> >, acesso em 18 fev. 2015.

IBGE. INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (2014). **Censo Populacional 2014**. Rio de Janeiro: IBGE, 2014. Disponível em: <<https://www.ibge.gov.br/> >.

IDOWU, O. A. (2007). Hydrological Processes of Interaction Between Surface Water and Groundwater—A Review. **ASSET: An International Journal** (Series B), 6(2), 172-190.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO **Mapa Geológico do Estado de São Paulo**. São Paulo: IPT, 1981. Escala 1: 500.000.

IPCC - INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGES. (2013). **Working Group I Contribution to the 5<sup>th</sup> Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Changes**. Cambridge University Press, 1552p.

IPT. INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. Comitê de Bacia Hidrográfica do Tietê/Jacaré (CBH-TJ). **Relatório Zero UGRHI13**:

\_\_\_\_\_. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, Escala 1:500.000. São Paulo, IPT, 46-81. (Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais-PRÓ-MINÉRIO), 1981.

\_\_\_\_\_. Diagnóstico da Situação Atual dos Recursos Hídricos e Estabelecimento de Diretrizes Técnicas para a Elaboração do Plano da Bacia Hidrográfica do Tietê/Jacaré. Araraquara: CBH-TJ, 2010.

ISHIZAKI, Y.; YOSHIMURA, K.; KANAE, S.; KIMOTO, M.; KURITA, N.; OKI, T. (2012). Interannual variability of 2H 18O in precipitation over the Asian monsoon region. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, 117(D16), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011JD015890>.

JASECHKO, S.; BIRKS, S. J.; GLEESON, T.; WADA, Y.; FAWCETT, P. J.; SHARP, Z. D.; WELKER, J. M. (2014). The pronounced seasonality of global groundwater recharge. **Water Resources Research**, 50(11), 8845-8867.

JOUZEL, J.; DELAYGUE, G.; LANDAIS, A.; MASSON-DELMOTTE, V.; RISI, C.; VIMEUX, F. (2013). Water isotopes as tools to document oceanic sources of precipitation. **Water Resources Research**, 49(11), 7469–7486. <https://doi.org/10.1002/2013WR013508>.

JOUZEL, J.; MERLIVAT, L. (1984). Deuterium and oxygen 18 in precipitation: modeling of the isotopic effects during snow formation. **J. Geophys. Res.** 89 (D7), 11749– 11757.

JYRKAMA, M. I.; SYKES, J. F. (2007). The impact of climate change on spatially varying groundwater recharge in the grand river watershed (Ontario). **Journal of Hydrology**, 612(3-4): 303-315. doi:10.1016/j.jhydrol.2007.02.036.

KALBUS, E.; REINSTORF, F.; SCHIRMER, M. (2006). Measuring methods for groundwater-surface water interactions: a review. **Hydrology and Earth System Sciences**. 10:873-887. 2006.

KAO, S. C.; GANGULY, A. R. (2011). Intensity, duration, and frequency of precipitation extremes under 21st-century warming scenarios. **J. Geophys. Res.**, 116, D16119, doi:10.1029/2010JD015529.

KATZ, B. G.; COPLEN, T. B.; BULLEN, T. D. (1997). Use of chemical and isotopic tracers to characterize the interaction between ground water and surface water in mantled karst. **Groundwater** 35, 1014–1028.

KENDALL, C.; COPLEN, T.B. (2001). Distribution of oxygen-18 and deuterium in river waters across the United States. **Hydrol. Process**. 15 (7), 1363–1393.

KENDALL, C.; DOCTOR, D. H. (2003). Stable isotope applications in hydrologic studies. In: Drever, J. I. (ed.) Surface and ground water, weathering, and solis. Holland, H. D. & Turekian, K. K. (org.) **Treatise on Geochemistry**, V. 5. p.319-364.

KENDALL, C.; MCDONNELL, J. J. (1998). Isotope Tracers in Catchment Hydrology. **Elsevier**, Amsterdam, 1998.

KIMMELMANN, A.A.; SILVA, R.B.G.; REBOUÇAS, A.C.; SANTIAGO, M.M.F. (1986). Hidrologia isotópica e química do aquífero Botucatu - Bacia do Paraná - Brasil. In: CONG. BRAS. ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 4, 1986, Brasília, DF. **Anais**. Brasília, ABAS, p. 1-25.

KIRCHHEIM, R. E.; GASTMANS, D.; CHANG, H. K. & GILMORE, T. E. (2019). The use of isotopes in evolving groundwater circulation models of regional continental aquifers: The case of the Guarani Aquifer System. **Hydrological Processes**.

KIRCHNER J. W.; NEAL C. (2013). Universal fractal scaling in stream chemistry and its implications for solute transport and water quality trend detection. **Proceedings of National Academy of Sciences** 110:12213–12218.

KLAUS, J.; MCDONNELL, J.J. (2013). Hydrograph separation using stable isotopes: review and evaluation. **Journal Hydrol.** 505, 47–64. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.09.006>.

KÖPPLEN, W. (1948). **Climatologia - Con un estudio de los climas de la tierra**. México, 479p.

KRAMER, R.J.; BOUNOUA, L.; ZHANG, P.; WOLFE, R.E.; HUNTINGTON, T.G.; IMHOFF, M.L.; THOME, K.; NOYCE, G.L. (2015). Evapotranspiration trends over the eastern United States during the 20th century. **Hydrology** 2, 93–111.

KUHN, I. A.; ROISENBERG, A. (2017). Combining lead isotopes and cluster analysis to distinguish the Guarani and Serra Geral Aquifer Systems and contaminated waters in a highly industrialized area in Southern Brazil. **Journal of environmental radioactivity**, 177, 24-31.

KURITA, N. (2013). Water isotopic variability in response to mesoscale convective system over the tropical ocean. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, 118(18), 10376–10390. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50754>

KURITA, N.; ICHIYANAGI, K.; MATSUMOTO, J.; YAMANAKA, M. D.; OHATA, T. (2009). The relationship between the isotopic content of precipitation and the precipitation amount in tropical regions. **Journal of Geochemical Exploration**, 102(3), 113–122. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2009.03.002>

LADOUCHE, B.; PROBST, A.; VIVILE, D.; IDIR, S.; BAQUÉ, D.; LOUBET, M.; PROBST, J.L.; BARIAC, T. Hydrograph separation using isotopic, chemical and hydrological approaches (Sterngbach catchment, France). **Journal of Hydrology**. 242: 255-274. 2001.

LANDWEHR, J. M.; COPLEN, T. B. (2006). Line-conditioned excess: a new method for characterizing stable hydrogen and oxygen isotope ratios in hydrologic systems. IAEA-CSP-26, **International Conference on Isotopes in Environmental Studies**, Aquatic Forum 2004, Monte Carlo, Monaco, 2006.

LAUTZ, L. K. (2010). Impacts of non-ideal field conditions on vertical water velocity estimates from streambed temperature time series. **Water Resour Res** 46, W01509.

LEWIS, S. C.; LEGRANDE, A. N.; KELLEY, M.; SCHMIDT, G. A. (2010). Water vapour source impacts on oxygen isotope variability in tropical precipitation during Heinrich events. *Climate of the Past*, 6(3), 325-343.

LIBARDI, P. L. (2005). **Dinâmica da Água no Solo**. Vol. 61. Edusp.

LIMA, G. D.; BOLDRIN, R. S.; MENDIONDO, E. M.; MAUAD, F. F.; OHNUMA JR, A. A. (2007). Análise de incertezas de observações hidrológicas e sua influência na modelagem de pequenas bacias urbanas. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, 12(1), 107-116.

MALHI, Y.; ARAGÃO, L. E.; GALBRAITH, D.; HUNTINGFORD, C.; FISHER, R.; ZELAZOWSKI, P.; MEIR, P. (2009). Exploring the likelihood and mechanism of a climate-change-induced dieback of the Amazon rainforest. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, 106(49), 20610-20615.

MANN, M.; E. A. LLOYD, E.A.; ORESKES, N. (2017). Assessing climate change impacts on extreme weather events: Proof of Concept for an alternative (Bayesian) approach. **Climatic Change**, 144:131-142. DOI 10.1007/s10584-017-2048-3.

MARECHAL J. C.; VARMA M. R.R.; RIOTTE J.; VOUILLAMOZ J. M.; KUMAR M.S.M.; RUIZ L.; SEKHAR M.; BRAUN J. J. (2008). Indirect and direct recharges in a tropical forested watershed: Mule Hole, India. **Journal of Hydrology** 364. 272– 284.

MARTELLI, G. V. (2012). Monitoramento da flutuação dos níveis de água em aquíferos freáticos para avaliação do potencial de recarga em área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani em Cacequi-RS. **Dissertação de Mestrado, apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental, UFSM-RS.**



MARTINELLI, L. A.; OMETTO, J. P. H. B.; FERRAS, E. S.; VICTORIA, R. L.; CAMARGO, P. B.; MOREIRA, M. Z. (2009). **Desvendando questões ambientais com isótopos estáveis**. São Paulo: Oficina de Textos, 144p.

MATSUI, E.; SALATI, E.; BRINKMANN, W.L.F.; FRIEDMAN, J. (1972). Vazões relativas dos rios Negro e Solimões através das concentrações de  $^{18}\text{O}$ . **Acta Amazônica**, 2: 31-46.

MATTIUZI, C. D. P.; KIRCHHEIM, R.; COLLISCHONN, W.; FAN, F. M. (2015). Estimativa de recarga subterrânea a partir da separação de escoamento de base na bacia hidrográfica do rio Ibicuí (America do Sul). **Revista de Águas Subterrâneas** (2015) 29(3):285-300.

MAZIERO, T. A.; WENDLAND, E. (2005). Avaliação da recarga subterrânea de bacias urbanas no município de São Carlos, SP. Universidade de São Paulo, Escola de Engenharia de São Carlos, 2005. In: XIV Encontro Nacional de perfuradores de Poços, **Anais do II Simpósio de Hidrogeologia do Sudeste, SP**. Disponível em: <<http://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/viewFile/23197/15308>>. Acesso em: 03/02/2019.

MILLER, J. (2019). Managing urban water: the role of isotope hydrology and what the Cape Town water crisis taught us. **Organismo Internacional de Energía Atómica Boletín**, 60(1), 29-30.

MIRALLES, D.G.; VAN DEN BERG, M. J.; GASH, J. H.; PARINUSSA, R. M.; DE JEU, R. A.M.; BECK, H. E. (2014). El Niño–La Niña cycle and recent trends in continental evaporation. **Nature Climate Change**, 4, 122–126.

MOERMAN, J. W.; COBB, K. M.; ADKINS, J. F.; SODEMANN, H.; CLARK, B.; TUEN, A. A. (2013). Diurnal to interannual rainfall  $\delta^{18}\text{O}$  variations in northern Borneo driven by regional hydrology. **Earth and Planetary Science Letters**, 369–370, 108–119. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.03.014>.

MOOK, W.G. (2000) **Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle: Principles and Applications**. International Atomic Energy Agency, Vienna.

MOON, S. K.; WOO, N. C. & LEE, K. S. (2004). Statistical analysis of hydrographs and water-table fluctuation to estimate groundwater recharge. **Journal of Hydrology**, 292(1-4), 198-209.

MULLER, C. L.; BAKER, A.; FAIRCHILD, I. J.; KIDD, C.; BOOMER, I. (2015). Intra-Event Trends in Stable Isotopes: Exploring Midlatitude Precipitation Using a Vertically Pointing Micro Rain Radar. **Journal of Hydrometeorology**, 16(1), 194–213. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-14-0038.1>.

MWAKALILA S.; FEYEN J.; WYSEURE G. (2002). The influence of physical catchment properties on baseflow in semi-arid environments. **Journal of Arid Environments**, 52: 245-258.

NAGHETTINI, M.; PINTO, É. J. D. A. (2007). **Hidrologia estatística**. CPRM.

NATIONAL RESEARCH COUNCI - NRC. (2016). Attribution of extreme weather events in the context of climate change. **National Academies Press**, Washington, DC.

NÉGREL, P.; PETELET-GIRAUD, E.; BARBIER, J.; GAUTIER, E. (2003). Surface water–groundwater interactions in an alluvial plain: chemical and isotopic systematics. **Journal of Hydrology**, 277(3-4), 248-267.

OAS (2009). **Aquífero Guaraní: programa estratégico de ações** [Guarani Aquifer: strategic program of actions]. OAS, Washington, DC, 424 pp

OTTO, F.E.L. (2016). Extreme events: the art of attribution. **Nat. Climate Change** 6:342–43.

PALMER, L. (2014). The next water cycle. **Nature Climate Change**, 4 (2014), pp. 949-950.

PARIMALARENGANAYAKI, S., ELANGO, L., & SCHNEIDER, M. (2019). Variations in Stable Isotopes of Oxygen and Hydrogen in Surface and Groundwater of a Managed Aquifer Recharge Site: A Case Study. **Journal of the Geological Society of India**, 93(5), 533-538.

PEEL, M. C.; FINLAYSON, B. L.; MCMAHON, T. A. (2007). Updated world map of the Köppen–Geiger climate classification. **Hydrology and Earth System Sciences**, 11(5), 1633–1644. <https://doi.org/10.5194/hess-11-1633-2007>.

PRADO, H. D. (2003). **Solos do Brasil: gênese, morfologia, classificação, levantamento, manejo** (No. 631.44 P896s). Piracicaba, BR: H. do Prado.

PRICE, K. (2011). Effects of watershed topography, soils, land use, and climate on baseflow hydrology in humid regions: A review, **Prog. Phys. Geog.**, 1-28.

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

REN, L.; WANG, M.; LI, C.; ZHANG, W. (2002). Impacts of human activity on river runoff in the northern area of China. **Journal of Hydrology**, 261: 204-217.

REN, W.; YAO, T.; XIE, S.; HE, Y. (2017). Controls on the Stable Isotopes in Precipitation and Surface Waters Across the Southeastern Tibetan Plateau. **Journal of Hydrology**, 545:276-287.

RICE, C. A.; FLORES, R. M.; STRICKER, G. D.; ELLIS, M. S. (2008). Chemical and stable isotopic evidence for water/rock interaction and biogenic origin of coalbed methane. Fort Union Formation, Powder River Basin, Wyoming and Montana USA. **International Journal of Coal Geology**, 76(1-2), 76-85.

RISI, C.; BONY, S.; VIMEUX, F. (2008). Influence of convective processes on the isotopic composition ( $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$ ) of precipitation and water vapor in the tropics: 2. Physical interpretation of the amount effect. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, 113(19), 1–12. <https://doi.org/10.1029/2008JD009943>.

RISSER D. W.; FOLMAR G. J. (2005). Comparison of methods for estimating groundwater recharge and base flow at a small watershed underlain by fractured bedrock in the Eastern United States. U. S. **Geological Survel.** 31p.

ROCHA, G. (Ed.). (2005). **Mapa de Águas Subterrâneas do Estado de São Paulo**. Escala 1:1.000.000. São Paulo, CD-ROOM. São Paulo: DAEE/ IG/ IPT/ CPRM, 119 p.

ROCK, L.; MAYER, B. (2007). Isotope hydrology of the Oldman River basin, southern Alberta, Canada. **Hydrological Processes**, 21, 3301–3315.

ROLIM, G. D. S.; SENTELHAS, P. C.; BARBIERI, V. (1998). Planilhas no ambiente EXCEL TM para os cálculos de balanços hídricos: normal, sequencial, de cultura e de

produtividade real e potencial. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, 6(1), 133-137.

ROSSI, M. (2017). **Mapa Pedológico do Estado de São Paulo: revisado e ampliado**. São Paulo: Instituto Florestal, 2017. V.1. 118p.

ROZANSKI, K.; ARAGUÁS, L. A. (1995). Spatial and temporal variability of stable isotope composition of precipitation over the South American continent. **Bulletin de l'Institut Français d'études Andines**, 24(3), 379–390.

ROZANSKI, K.; ARAGUÁS-ARAGUÁS, L.; GONFIANTINI, R. (1993). Isotopic pattern in modern global precipitation. In: Swart, P.K., Lohwan, K.L., Mckenzie, J., Savin, S. (Eds.), **Climate Change in Continental Isotopic Record**. American Geophysical Union, Washington DC, pp. 1–36.

SÁNCHEZ-MURILLO, R.; DURÁN-QUESADA, A. M.; BIRKEL, C.; ESQUIVEL-HERNÁNDEZ, G.; BOLL, J. (2017). Tropical precipitation anomalies and d-excess evolution during El Niño 2014-16. **Hydrological Processes**, 31(4), 956–967. <https://doi.org/10.1002/hyp.11088>.

SANTOS, V.; GASTMANS, D. (2018). Variações na composição isotópica da precipitação na porção central do Estado de São Paulo e sua relação com sistemas climáticos. **Dissertação de mestrado**, IGCE, UNESP, Rio Claro, p. 98, 2018.

SÃO PAULO (Estado) DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA; UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA/IGCE. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo**, Rio Claro, 1984. Folhas Bauru (SF 22 ZB) e Campinas (SF 23 Y-A). Escala 1: 250.000.

SCANLON B. R.; HEALY, R.; COOK, P. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. **Hydrogeol J.** 2002;10:347-21.

SCHULTE, P.; VAN GELDERN, R.; FREITAG, H.; KARIM, A.; NEGREL, P.; PETELET-GIRAUD, E.; PROBST, A.; PROBST, J.L.; TELMER, K.; VEIZER, J.; BARTH, J.A.C. (2011). Applications of stable water and carbon isotopes in watershed research: Weathering, carbon cycling, and water balances. **Earth-Science Reviews**. 109: 20–31, 2011.

SCIBEK, J.; ALLEN, D.M.; CANNON, A.J.; WHITFIELD, P.H. (2007). Groundwater surface water interaction under scenarios of climate change using a high resolution transient groundwater model. **Journal of Hydrology**, 333(2-4):165-181. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.08.005.

SENTELHAS, P.C.; ANGELOCCI, L.R. (2009). **Balço hídrico climatológico normal e sequencial de cultura e para manejo da irrigação**. Piracicaba, ESALQ/USP, 2009. (Aula nº 9. Disciplina LCE 306 - Meteorologia Agrícola).

SIGRH. SISTEMA INTEGRADO DE GERENCIAMENTO DE RECURSOS HÍDRICOS DE SÃO PAULO. (2010). **Banco de Dados Pluviométricos do Estado de São Paulo**. Disponível em: <http://www.sigrh.sp.gov.br>.

SILVA, R. B. G. da. (1983). **Estudo Hidroquímico e isotópico do Aquífero Botucatu no Estado de São Paulo**. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Univ. de São Paulo.

SILVEIRA, C. S.; SILVA JÚNIOR, G. C. da. (2002). O uso de isótopos ambientais em estudo hidrogeológico no Brasil: Uma Resenha Crítica. **Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ**, v. 25, p. 25-43.

SIMON, F. W. (2014). Estimativa de recarga do aquífero Guarani na bacia do Rio Ibicuí (RS), com base na aplicação do método de variação dos níveis de água.

SINGH, A.; PANDA, S. N.; UZOKWE, V. N. & KRAUSE, P. (2019). An assessment of groundwater recharge estimation techniques for sustainable resource management. **Groundwater for Sustainable Development**, 9, 100218.

SINGH, B. P. (2015). Isotopic composition of water in precipitation due to seasonal variation and variation in intensity of rain fall at a place. **Applied Radiation and Isotopes**, 95, 72–75. <https://doi.org/10.1016/j.apradiso.2014.09.021>.

SMAKHTIN V.U. (2001). Low flow hydrology: a review. **Journal of Hydrology**, 240: 147-186.

SOPHOCLEOUS, M. (2004). Global and regional water availability and demand: prospects for the future. **Natural Resources Research**, 13(2), 61-75.

SOPHOCLEOUS, M. A. (1991). Combining the soilwater balance and water-level fluctuation methods to estimate natural groundwater recharge: practical aspects. **Journal of hydrology**, 124(3-4), 229-241.

SOPHOCLEOUS, M. (2002). Interactions between groundwater and surface water: the state of the art. **Hydrogeology Journal**. 10(1):52-67.

SOULSBY, C.; PIEGAT, K.; SEIBERT, J.; TETZLAFF, D. (2011). Catchment-scale estimates of flow path partitioning and water storage based on transit time and runoff modelling. **Hydrological Processes**, 25(25), 3960-3976.

SOULSBY, C.; TETZLAFF, D.; VAN DEN BEDEM, N.; MALCOLM, I.A.; BACON, P. J.; YOUNGSON, A. F. (2007). Inferring groundwater influences on streamwater in montane catchments from hydrochemical surveys of springs and streamwaters. **Journal of Hydrology** 333 (2– 4), 199–213.

SPIEGEL, M. R.; STEPHENS L. J. (2009). **Estatística**. 4 ed. São Paulo: Bookman.

SPRENGER, M.; TETZLAFF, D.; TUNALEY, C.; DICK, J. J.; SOULSBY, C. (2017). Evaporation fractionation in a peatland drainage network affects stream water isotope composition. **Water Resources Research**, 53(1), 851–866. <https://DOI.org/10.1002/2016WR019258>.

SRIVASTAVA, R.; RAMESH, R.; RAO, T. N. (2012). Relationship between stable isotope ratios and drop size distribution in tropical rainfall. **Journal of Atmospheric Chemistry**, 69(1), 23–31. <https://doi.org/10.1007/s10874-012-9227-4>.

STOCKER, T. F., RAIBLE, C.C. (2005), Water cycle shifts gear, **Nature**, 434, 830–832.

STRAUCH, A. M. (2013). Interactions between soil, rainfall, and wildlife drive surface water quality across a savanna ecosystem. **Ecohydrology**, 6(1), 94-103.

TETZLAFF, D.; SOULSBY, C.; HRACHOWITZ, M.; SPEED, M. (2011). Relative influence of upland and lowland headwaters on the isotope hydrology and transit times of larger catchments. **Journal of Hydrology**, 400(3-4), 438-447.

THOMPSON, L. G.; DAVIS, M. E.; MOSLEY-THOMPSON, E.; BEAUDON, E.; PORTER, S. E.; KUTUZOV, S.; MOUNTAIN, K. R. (2017). Impacts of recent warming

and the 2015/2016 El Niño on tropical Peruvian ice fields. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**.

THOMPSON, L.G., MOSLEY-THOMPSON, E., DAVIS, M.E., ZAGORODNOV, V.S., HOWAT, I.M., MIKHALENKO, V.N., LIN, P.N. (2013). Annually resolved ice core records of tropical climate variability over the past w1800 years. **Science** 340 (6135), 945e950. DOI: 10.1126/science.1234210.

THORNTHWAITE, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. **Geographical Review**, Nova Iorque, v.38, n.1, p.55-94.

THORNTHWAITE, C. W.; MATHER, J. R. (1955). The water balance. Centerton: Drexel Institute of Technology, Laboratory of Climatology, 1955. 104p. Publications in climatology, 8(1).

THORNTHWAITE, C. W.; WILM, H. G. (1944). Report of the committee on evapotranspiration and transpiration 1943-1944. **Transactions of the American Geophysical Union**, Washington, v.25, part 5, p.686-693.

TORRI, G.; MA, D.; KUANG, Z. (2017). Stable water isotopes and large-scale vertical motions in the tropics. **Journal of Geophysical Research**, 122(7), 3703–3717. <https://doi.org/10.1002/2016JD026154>.

TUCCI, C. E. (2012). **Hidrologia: ciência e aplicação**. São Paulo: Editora da.

UREY, H.C.; TEAL, G.K. (1935). The hydrogen isotope of atomic weight two, **Rev. Mod. Phys.** 7, 34.

VUILLE, M.; WERNER, M. (2005). Stable isotopes in precipitation recording South American summer monsoon and ENSO variability: Observations and model results. **Climate Dynamics**, 25(4), 401–413. <https://doi.org/10.1007/s00382-005-0049-9>.

WASSENAAR, L.; ATHANASOPOULOS, P.; HENDRY, M. (2011). Isotope hydrology of precipitation, surface and ground waters in the Okanagan Valley, British Columbia, Canada. **Journal of Hydrology** 411:37–48.

WENDLAND, E.; DA CUNHA, A. T.; RABELO, J. L. (2004). Taxa de Infiltração em Zona de Afloramento do Aqüífero Guarani. **Águas Subterrâneas**, (1).

WEYHENMEYER, C. E.; BURNS, S. J. & WABER, H. N. (2002) Isotope study of moisture sources, recharge areas, and groundwater flow paths within the eastern Batinah coastal plain, Sultanate of Oman. **Water Resour. Res.** 38(10), 1184–1206.

WINTER, T. C.; HARVEY, J. W.; FRANKE, O. L.; ALLEY, W. M. (1998). **Groundwater and Surface Water: A Single Resource.** US Geological Survey, Denver, Colorado.

WITTENBERG, H. (1999). Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes. **Hydrological Processes.** 13:715-726.

WITTENBERG, H. (2003). Effects of season and man-made changes on baseflow and flow recession: Case studies. **Hydrological Processes** 17: 2113–2123.

WU, P.; CHRISTIDIS, N.; STOTT, P. (2013). Anthropogenic impact on Earth's hydrological cycle. **Nature Clim. Change** 3, 807–810.

YANG, L.; SONG, X.; ZHANG, Y.; HAN, D.; ZHANG, B.; LONG, D. (2012). Characterizing interactions between surface water and groundwater in the Jialu River basin using major ion chemistry and stable isotopes. **Hydrology and Earth System Sciences**, Vol.16, 2012, pp. 4265-4277.

YUAN, F.; MIYAMOTO, S. (2008). Characteristics of oxygen-18 and deuterium composition in waters from the Pecos River in American Southwest. **Chemical Geology**, 255, 220–230

ZHANG, J.; ZHANG, Y.; SONG, J.; CHENG, L. (2017). Evaluating relative merits of four baseflow separation methods in Eastern Australia. **Journal of hydrology**, 549, 252-263.

ZHANG, Y.; AHIABLAME, L.; ENGEL, B.; LIU, J. (2013). Regression modeling of baseflow and baseflow index for Michigan USA. **Water**, 5(4), 1797-1815.