



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM RECURSOS HÍDRICOS E SANEAMENTO
AMBIENTAL

MARIA EDUARDA RIBEIRO DE SOUZA

VARIAÇÃO DO NÍVEL DE ÁGUA E MÉTODOS DE RECARGA NO SISTEMA AQUÍFERO
SERRA GERAL (SASG): ESTUDO DE UMA BACIA HIDROGRÁFICA EXPERIMENTAL
LOCALIZADA NO MUNICÍPIO DE CAXIAS DO SUL, RS

PORTO ALEGRE

2022

MARIA EDUARDA RIBEIRO DE SOUZA

VARIAÇÃO DO NÍVEL DE ÁGUA E MÉTODOS DE RECARGA NO SISTEMA AQUIFERO
SERRA GERAL (SASG): ESTUDO DE UMA BACIA HIDROGRÁFICA EXPERIMENTAL
LOCALIZADA NO MUNICÍPIO DE CAXIAS DO SUL, RS

Dissertação submetida ao Programa de Pós-graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Pedro Antônio Roehe Reginato

Coorientador: Prof. Dr. Taison Anderson Bortolin

PORTO ALEGRE

2022

CIP - Catalogação na Publicação

Maria Eduarda Ribeiro de, Souza

Variação do nível de água e métodos de recarga no Sistema Aquífero Serra Geral (SASG): estudo de uma bacia hidrográfica experimental localizada no município de Caxias Do Sul, RS / Souza Maria Eduarda Ribeiro de. -- 2022.

107 f.

Orientador: Pedro Antônio Roehe Reginato.

Coorientador: Taison Anderson Bortolin.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Porto Alegre, BR-RS, 2022.

1. Variação do nível de água. 2. Balanço Hídrico. 3. Recarga subterrânea. 4. Sistema Aquífero Serra Geral. I. Reginato, Pedro Antônio Roehe, orient. II. Bortolin, Taison Anderson, coorient. III. Título.

MARIA EDUARDA RIBEIRO DE SOUZA

Dissertação submetida ao Programa de Pós-graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental.

Aprovada em 28 de setembro de 2022.

BANCA EXAMINADORA

Dr. Fernando Mainardi Fan – IPH/UFRGS

Dr. Tiago De Vargas – IPH/UFRGS

Dr. Guilherme Casarotto Troian – SGB/CPRM

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Pedro Antonio Roehé Reginato por toda a sua dedicação na orientação, pelos ensinamentos em hidrogeologia e por todo o incentivo e paciência durante a elaboração deste trabalho.

Ao Professor Taison Anderson Bortolin pelas horas dedicadas na coorientação deste trabalho.

Aos meus pais Léa Regina Ribeiro de Souza e Luiz Carlos Silva de Souza, pelo amor incondicional e auxílio, sem os quais não teria chegado até aqui.

Ao Kauê Pelegrini e Karine Galisteo Diemer Lopes, pela paciência, constante apoio ao longo da elaboração deste trabalho e por não me deixarem desistir.

Ao Serviço Autônomo Municipal de Água e Esgoto de Caxias do Sul (SAMAE), por disponibilizar os dados de precipitação, principalmente ao Márcio Vicente Duarte Adami e Tiago De Vargas.

A Professora Nilza Maria dos Reis Castro (IPH-UFRGS), Aron Jonatã Funke (IPH-UFRGS), Professor Getúlio Coutinho Figueiredo (Agronomia-UFRGS) e Professor Michael Mazurana (Agronomia UFRGS) pelas análises de solo realizadas.

A FAPERGS pelo financiamento do projeto ao qual este estudo está vinculado.

A CAPES pela bolsa concedida.

RESUMO

O presente trabalho tem por objetivo avaliar métodos de recarga, bem como a relação do padrão de precipitação com a variação dos níveis de água subterrânea no Sistema Aquífero Serra Geral. O estudo foi desenvolvido em uma bacia experimental localizada no município de Caxias do Sul, região nordeste do estado do Rio Grande do Sul. Nesta região do Estado há ocorrência de dois tipos de aquíferos, o granular livre ou freático e o fraturado. Estes dois aquíferos podem ou não apresentar conexão, e, quando conectados, o aquífero fraturado tem a sua recarga diretamente relacionada com a circulação da água no aquífero freático. A bacia estudada conta com 4 poços tubulares inseridos no aquífero fraturado, monitorados de outubro de 2020 até maio de 2022, e 2 piezômetros instalados no aquífero freático, monitorados de outubro de 2021 até julho de 2022. Para a pesquisa foram utilizados dados diários de precipitação disponibilizados pelo Serviço Autônomo Municipal de Água e Esgoto (SAMAE), e também da estação climatológica Caxias do Sul do INMET. Os dados de evapotranspiração potencial foram obtidos através da aplicação dos métodos Thornthwaite (1948), Thornthwaite-Camargo (1962) e Hargreaves-Samani (1974). Como resultado verificou-se que a resposta do aquífero fraturado a eventos de precipitação é de em média 27 dias. As estimativas de recarga através do método do balanço hídrico, utilizando o método de Thornthwaite para estimar a evapotranspiração, representaram cerca de 24% e 18% do total precipitado para os anos de 2020 e 2021, respectivamente. Já quando utilizados os métodos Thornthwaite-Camargo e Hargreaves-Samani para o cálculo de evapotranspiração, há uma redução na taxa de recarga de aproximadamente 28% em 2020 e 53% em 2021. Com a aplicação do método VNA a estimativa de recarga do aquífero fraturado foi pequena, variando de 3,6 a 6,8 % da precipitação total. Em contraste, para o aquífero granular os valores de recarga foram maiores, variando de 19,4 a 35,6% da precipitação total. Estes resultados demonstram que a recarga do aquífero fraturado é menor, o que deve ser levado em consideração em estudos de recarga e estimativas de reservas. Portanto, ao utilizar métodos de recarga que não levam em consideração essa diferença entre aquífero fraturado e freático, é possível que as estimativas de recarga sejam superestimadas e, conseqüentemente, não irão refletir a realidade da recarga do aquífero fraturado.

Palavras-chave: Variação do Nível de Água; Balanço Hídrico; Recarga Subterrânea; Sistema Aquífero Serra Geral

ABSTRACT

The present work aims to evaluate recharge methods, as well as the relationship between the precipitation pattern and the variation of groundwater levels in the Serra Geral Aquifer System. The study was carried out in an experimental basin located in the municipality of Caxias do Sul, northeast region of the state of Rio Grande do Sul. In this region, there are two types of aquifers, the free granular or phreatic and the fractured. These two aquifers may or may not be connected, and when connected, the fractured aquifer has its recharge directly related to the circulation of water in the phreatic aquifer. The studied basin has 4 tubular wells inserted in the fractured aquifer, monitored from October 2020 to May 2022, and 2 piezometers installed in the phreatic aquifer, monitored from October 2021 to July 2022. Daily precipitation data provided by Serviço Autônomo Municipal de Água e Esgoto de Caxias do Sul (SAMAE) and also from INMET's Caxias do Sul climatological station were used for the research. Potential evapotranspiration data were obtained by applying the Thornthwaite (1948), Thornthwaite-Camargo (1962) and Hargreaves-Samani (1974) methods. As a result, it was found that the response of the fractured aquifer to precipitation events is on average 27 days. Recharge estimates through the water balance method, using the Thornthwaite method to estimate evapotranspiration, represented about 24% and 18% of the total precipitation for the years 2020 and 2021, respectively. When using the Thornthwaite-Camargo and Hargreaves-Samani methods to calculate evapotranspiration, there is a reduction in the recharge rate of approximately 28% in 2020 and 53% in 2021. With the application of the VNA method, the estimated recharge of the fractured aquifer was small, ranging from 3.6 to 6.8% of the total precipitation. In contrast, for the granular aquifer, recharge values were higher, ranging from 19.4 to 35.6% of the total precipitation. These results demonstrate that the recharge of the fractured aquifer is lower, which should be taken into account in recharge studies and reserve estimates. Therefore, when using recharge methods that do not take into account this difference between fractured and phreatic aquifers, it is possible that recharge estimates are overestimated and, consequently, will not reflect the reality of fractured aquifer recharge.

Keywords: Water-table Fluctuation; Water-budget; Groundwater Recharge; Serra Geral Aquifer System

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Distribuição das seqüências de rochas vulcânicas básicas e ácidas.....	16
Figura 2 - Representação esquemática da estruturação dos derrames da bacia do Paraná.....	17
Figura 3 - Contexto geológico regional.....	18
Figura 4 - Estrutura geológica do município de Caxias do Sul.....	19
Figura 5 - Províncias hidrogeológicas do Estado do Rio Grande do Sul	20
Figura 6 - Contexto hidrogeológico da área de estudo.....	21
Figura 7 - Modelo conceitual de circulação da água subterrânea no SASG	23
Figura 8 - Modelo conceitual geral de recarga no SASG.....	26
Figura 9 - Modelo conceitual de recarga do SASG no Paraná. (a) Bacia com relevo de menor dissecação; (b) Bacia com relevo de maior dissecação;.....	27
Figura 10 - Interações entre rio e aquífero	28
Figura 11 - Geração do escoamento do rio.....	29
Figura 12 - Interação entre águas subterrâneas e superficiais durante evento de cheia Fonte: Adaptado de Winter et al. (1999).....	30
Figura 13 - Processo de “bankstorage” e recarga difusa do aquífero.....	31
Figura 14 - Efeito do poço na vazão do rio: a) fluxo sem o poço; b) redução da descarga do aquífero para o rio; c) bombeamento induzindo recarga do rio para o aquífero	31
Figura 15 - Mecanismos de recarga	34
Figura 16 - Diagrama esquemático de uma seção transversal da bacia ilustrando a recarga e movimento da água	35
Figura 17 - Variação do nível de água em poço localizado no aquífero granular.....	38
Figura 18 - Variação do nível de água em poço tubular localizado no aquífero fraturado	38
Figura 19 - Hidrograma hipotético de águas subterrâneas	43
Figura 20 - Métodos de separação gráfica.....	47
Figura 21 - Exemplos de curvas de permanência de rios com (2a) elevado fluxo de base e (2b) baixo fluxo de base	49
Figura 22 - Localização da área de estudo	52
Figura 23 - Variação mensal de Precipitação, Evapotranspiração e Temperatura	54
Figura 24 - Hidrografia da região estudada.....	55
Figura 25 - Geomorfologia da área de estudo	56
Figura 26 - Classes de declividade da área de estudo	57
Figura 27 - Pedologia da área de estudo	59
Figura 28 - Uso do solo da bacia de estudo.....	60
Figura 29 - Geologia da área de estudo.....	60

Figura 30 - Mapa geológico da área urbana de Caxias do Sul	61
Figura 31 - Hidrogeologia da área de estudo	62
Figura 32 - Fluxograma metodológico	64
Figura 33 - Poços tubulares instalados na bacia: a) PT1; b) PT2; c) PT3; d) PT4	74
Figura 34 - Filmagem do PT4	76
Figura 35 - Mapa de hipsometria da bacia de estudo	77
Figura 36 - Diagrama de rosetas dos lineamentos morfoestruturais traçados na bacia	77
Figura 37 - Piezômetros instalados na bacia: a) PM2; b) PM3	78
Figura 38 - Variação do nível de água do poço tubular 1	79
Figura 39 - Variação do nível de água do poço tubular 2	79
Figura 40 - Variação do nível de água do poço tubular 3	80
Figura 41 - Variação do nível de água do poço tubular 4	80
Figura 42 - Variação do nível de água do piezômetro 2	81
Figura 43 - Variação do nível de água do piezômetro 3	81
Figura 44 - Autocorrelação das séries temporais de nível e precipitação	83
Figura 45 - Correlação cruzada entre precipitação e nível de água dos poços	85
Figura 46 - Número de eventos de precipitação analisados para cada poço	86
Figura 47 - Resposta do aquífero aos diferentes eventos de precipitação	87
Figura 48 - Recarga anual obtida através do método balanço hídrico	89
Figura 49 - Estimativa de evapotranspiração para os anos de 2020 e 2021	90

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Classes de declividade	56
Tabela 2 - Classes de declividade de acordo com Embrapa (1999) e suas porcentagens na área de estudo	57
Tabela 3 - Uso do solo da bacia de estudo	59
Tabela 4 - Parâmetros hidrodinâmicos da região de estudo (média dos valores calculados pelo modelo de Moench).....	62
Tabela 5 - Localização dos poços instalados na bacia de estudo e do pluviômetro do SAMAE (DATUM SIRGAS 2000)	66
Tabela 6 - Eventos de precipitação analisados	68
Tabela 7 - Classificação do escoamento superficial.....	71
Tabela 8 - Dados dos perfis construtivos dos poços tubulares instalados na bacia.....	73
Tabela 9 - Dados construtivos dos piezômetros instalados na bacia.....	78
Tabela 10 - Coeficientes de correlação cruzada.....	85
Tabela 11 - Resultados obtidos na análise comparativa entre os diferentes eventos de precipitação ...	87
Tabela 12 - Resultados da aplicação do método balanço hídrico.....	89
Tabela 13 – Resultados da aplicação do método VNA	91

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	12
2 OBJETIVOS	14
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	15
3.1 Contexto Geológico.....	15
3.2 Contexto Hidrogeológico	20
3.2.1 Aquífero granular livre.....	22
3.2.2 Aquífero fraturado.....	22
3.2.3 Modelo Conceitual	25
3.3 Interações entre Águas Subterrâneas e Superficiais.....	27
3.4 Recarga Subterrânea.....	33
3.5 Métodos de Estimativa de Recarga Subterrânea	39
3.5.1 Balanço Hídrico.....	39
3.5.2 Variação do Nível de Água	42
3.5.3 Separação do Escoamento de Base	45
3.5.4 Modelos Hidrológicos	50
3.6 Considerações Finais Sobre a Revisão Bibliográfica.....	51
4 ÁREA DE ESTUDO	52
4.1 Clima.....	53
4.2 Hidrografia	54
4.3 Geomorfologia e Declividade	55
4.4 Pedologia.....	58
4.5 Uso do Solo	59
4.6 Geologia	60
4.7 Hidrogeologia.....	61
5 MATERIAL E MÉTODOS	64
5.1 Caracterização Hidrogeológica dos Poços	65
5.2 Obtenção de Dados das Variáveis Hidrológicas	65

5.3 Precipitação e a Variação dos Níveis	67
5.4 Estimativa de Recarga.....	69
5.4.1 Balanço Hídrico.....	69
5.4.2 Variação do Nível de Água (VNA).....	72
6 RESULTADOS E DISCUSSÕES	73
6.1 Caracterização Hidrogeológica dos Poços	73
6.2 Precipitação e a Variação dos Níveis	79
6.2.1 Autocorrelação	82
6.2.2 Correlação cruzada.....	84
6.2.3 Análise dos Eventos de Precipitação.....	86
6.3 Estimativa de Recarga.....	89
6.3.1 Balanço Hídrico.....	89
6.3.2 Variação do Nível de Água	91
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	94
REFERÊNCIAS	96

1 INTRODUÇÃO

A água doce é um recurso indispensável para a existência e manutenção da vida na Terra, e suas reservas, tanto superficiais como subterrâneas, são essenciais para o desenvolvimento econômico, populacional e industrial de qualquer município, estado ou país. No entanto, este recurso encontra-se sob crescente pressão para atendimento das demandas futuras, devido ao crescimento populacional, desenvolvimento industrial, práticas agrícolas, extração mineral e mudanças climáticas (REGINATO, 2003; KUNDZEWICZ *et al.*, 2008; DOLL, 2009; KUNDZEWICZ e DOLL, 2009; FAMIGLIETTI, 2014; RICHEY *et al.*, 2015, BORTOLIN, 2018; PAHL-WOSTL, 2020; DANESHI *et al.*, 2020; KATUSIIME e SCHÜTT, 2020; BEZERRA *et al.*, 2021).

Tradicionalmente, na gestão dos recursos hídricos, as águas subterrâneas e superficiais vêm sendo tratadas separadamente. Entretanto, praticamente todos os corpos d'água superficiais interagem com o manancial subterrâneo, dessa forma estes dois componentes estão interligados e compõem um único recurso (WINTER *et al.*, 1999). A interação entre águas subterrâneas e superficiais tem se mostrado de significativa importância em relação a problemas de abastecimento e qualidade da água (WINTER *et al.*, 1999). Tendo isto em vista, para uma gestão eficiente, e proteção dos recursos hídricos, é imprescindível o entendimento das interações entre estes dois mananciais (SOPHOCLEOUS, 2002; CAVAZZANA *et al.*, 2019).

A recarga dos aquíferos, isto é, fluxo de água que infiltra no solo e atinge a zona saturada, é um dos principais processos que rege as relações entre águas subterrâneas e superficiais (HEALY, 2010; MELATI, 2018). Sendo o conhecimento sobre as taxas de recarga imprescindível para que se tenha uma exploração sustentável dos recursos hídricos subterrâneos (BORTOLIN *et al.*, 2018). Apesar de ser um dos componentes mais importantes nos estudos de águas subterrâneas, a recarga é um dos menos compreendidos, devido a sua ampla variação no espaço e tempo, bem como dificuldade em realizar medições diretas (HEALY, 2010).

O monitoramento dos níveis piezométricos consiste na principal maneira de rastrear mudanças no armazenamento das águas subterrâneas ao longo do tempo, fornecendo assim informações a respeito da disponibilidade dos recursos hídricos subterrâneos renováveis (DONG *et al.*, 2022). As mudanças nos níveis dos aquíferos podem ocorrer em dois tipos de escala diferentes: variabilidade interanual, a qual está relacionada a fenômenos climáticos de grande escala; e flutuações diárias, sendo estas relacionada com variáveis como a precipitação, temperatura e umidade. Assim, a análise da resposta dos níveis do aquífero a fatores como a

precipitação pode auxiliar no entendimento da circulação da água e fornecer informações que auxiliam na gestão dos recursos hídricos (GRIBOVSKI *et al.*, 2010; DONG *et al.*, 2014).

De acordo com a Agência Nacional de Águas (ANA, 2021), no Estado do Rio Grande do Sul, 63% dos municípios são abastecidos exclusivamente pelo manancial subterrâneo, 24% por recursos hídricos superficiais e 13% são abastecidos de forma mista. Na região da Serra Gaúcha, localizada no nordeste do Estado, frequentemente, os recursos hídricos subterrâneos consistem na única fonte disponível de água para abastecimento humano e desenvolvimento de atividades industriais ou agrícolas (BORTOLIN, 2014).

Os recursos hídricos desta região do Estado estão associados principalmente ao Sistema Aquífero Serra Geral (SASG). Neste sistema há a ocorrência de um aquífero livre, localizado no manto de alteração sobre as rochas vulcânicas, e um aquífero fraturado, localizado na sequência de rochas vulcânicas. O primeiro aquífero tem suas águas captadas por meio de poços escavados ou fontes, sendo mais utilizado pela população rural. O aquífero fraturado, por sua vez, tem suas águas captadas através de poços tubulares. Neste aquífero, a circulação da água é condicionada pela presença e conexão entre fraturas, conferindo a este sistema aquífero características heterogêneas e anisotrópicas, apresentando vazões variáveis e baixas transmissividades e capacidades específicas (REGINATO, 2003; BORTOLIN, 2018).

O SASG já foi abordado em diversos estudos, envolvendo diferentes temas como caracterização hidrogeológica, hidroquímica e circulação da água subterrânea, como os trabalhos de Lisboa (1996), Reginato (2003), Betiollo (2006), Nanni (2008), Bortolin (2014), Bortolin (2018) e Matos (2020). No entanto, a compreensão dos processos dinâmicos da interação entre águas subterrâneas e superficiais ainda é escassa, sendo ainda mais rara quando se trata do SASG, visto que há poucos trabalhos que abordam esta temática na região (BORGES *et al.*, 2017; BORTOLIN, 2018; MELATI, 2018). Para que se possa compreender as relações entre águas subterrâneas e superficiais é necessário caracterizar a resposta do aquífero a variáveis climáticas, como a precipitação. Dessa forma, e considerando também a importância do processo de recarga na interação entre o manancial subterrâneo e superficial, o presente estudo tem como foco avaliar métodos de recarga, bem como a resposta do aquífero à diferentes eventos de precipitação, e assim contribuir para o conhecimento a respeito deste sistema aquífero.

2 OBJETIVOS

O presente trabalho tem como objetivo geral avaliar métodos de cálculo de estimativa de recarga e a relação do padrão de precipitação com a variação dos níveis de água subterrânea no Sistema Aquífero Serra Geral, em uma bacia experimental localizada no município de Caxias do Sul.

Visando atender o objetivo geral foram estabelecidos os seguintes objetivos específicos:

- Caracterizar o sistema aquífero fraturado no qual se insere a bacia estudada;
- Analisar o comportamento da variação dos níveis do aquífero e a relação com as demais variáveis hidrológicas da bacia;
- Avaliar as diferenças entre dois métodos de estimativa de recarga
- Avaliar os padrões de precipitação e sua relação com a recarga.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo serão apresentados os principais conceitos a respeito da temática de interação rio-aquífero, recarga subterrânea e a relação desta com a precipitação. Sendo abordados métodos utilizados para o cálculo de estimativas de recarga, bem como trabalhos que vem sendo desenvolvidos na área. É apresentado, também, o contexto geológico e hidrogeológico regional da área na qual a bacia de estudo está inserida, abordando neste item as principais características do Sistema Aquífero Serra Geral.

3.1 Contexto Geológico

A região nordeste do Estado do Rio Grande do Sul encontra-se inserida na Bacia do Paraná, a qual ocupa os territórios do Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai, totalizando uma área de 1.600.000 km². A evolução desta bacia ocorreu através de processos de deposição de sedimentos, de subsidência e de tectonismo, dando origem a diversas formações sedimentares, que posteriormente foram encobertas por derrames basálticos, formando o Planalto do Rio Grande do Sul (PERAZZOLO, 2003). Esses derrames tiveram sua origem relacionada a atividades geológicas, que em conjunto com a separação continental da América do Sul e África, possibilitou o extravasamento de enormes quantidades de lava, ocorridas no final do Jurássico e início do Cretáceo, dando origem à Formação Serra Geral (MILANI *et al.*, 2007).

A Formação Serra Geral ocupa, no Rio Grande do Sul, uma área de 137.000 km², correspondendo a aproximadamente 50% da área do Estado (HAUSMAN, 1995). Esta formação é composta por sequência de rochas vulcânicas ácidas, básicas e intermediárias, formando um pacote de rochas com espessura média de 800 metros, e máxima de 1500 metros. Os derrames básicos, caracterizados pela presença de rochas basálticas e andesíticas, possuem espessuras médias inferiores a 20 metros, e cobrem mais da metade da área do Estado (Figura 1). Já os derrames ácidos, cobrem cerca de 50.000 km², apresentam espessuras variáveis, tendo média aproximada de 40 metros, e são caracterizados pela presença de riolitos, riodacitos e quartzo-latitos (ROISENBERG e VIERO, 2002; BORTOLIN, 2018).

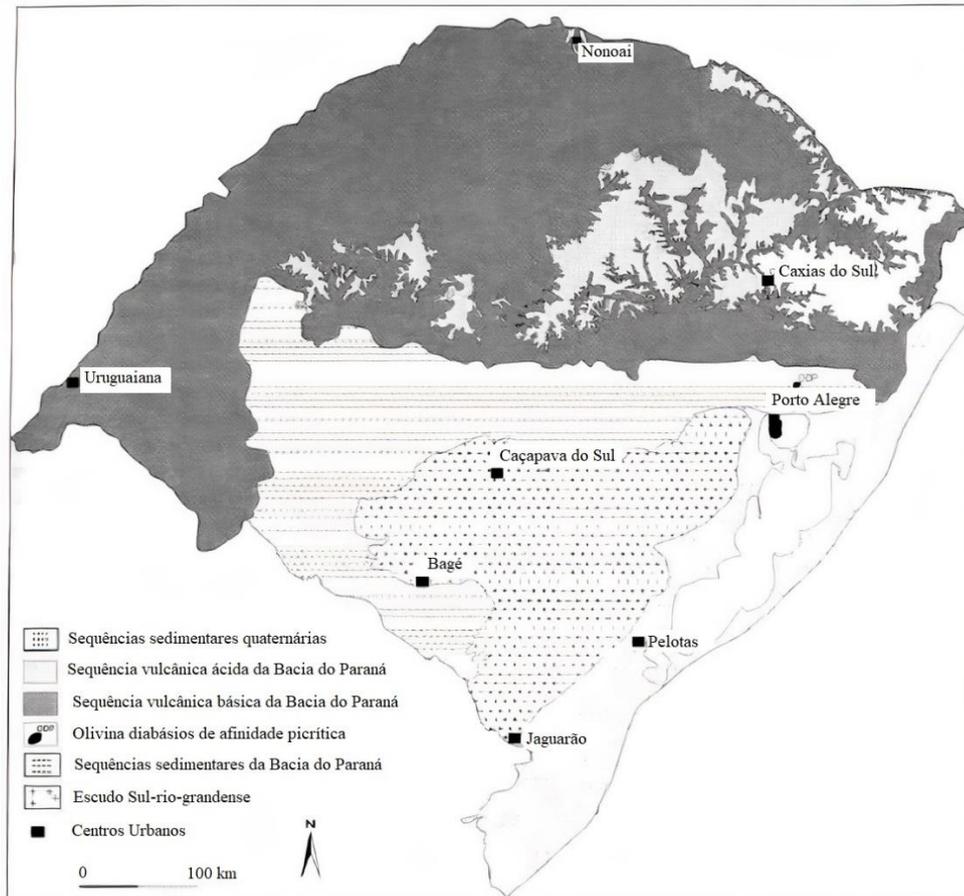


Figura 1- Distribuição das sequências de rochas vulcânicas básicas e ácidas

Fonte: Roisenberg e Viero (2002)

As estruturas geológicas primárias associadas aos derrames da Formação Serra Geral seguem um padrão relacionado com a taxa de resfriamento e a composição das litologias presentes, e estão dispostas em três zonas principais, sendo elas: zona basal, zona central e zona superior. A zona basal é constituída por vidros vulcânicos, brechas e rochas maciças. A zona central é caracterizada pela presença de dois tipos de estruturas primárias, as juntas horizontais ou tabulares (derrames ácidos) e as verticais ou colunares (derrames básicos). Esta zona pode alcançar até 60 m, sendo a mais espessa de um derrame. Na zona superior estão presentes rochas vulcânicas vesiculares e amigdaloides (WILDNER *et al.*, 2006; BORTOLIN, 2018). Na Figura 2 é ilustrada uma representação esquemática da estruturação dos derrames da Bacia do Paraná.

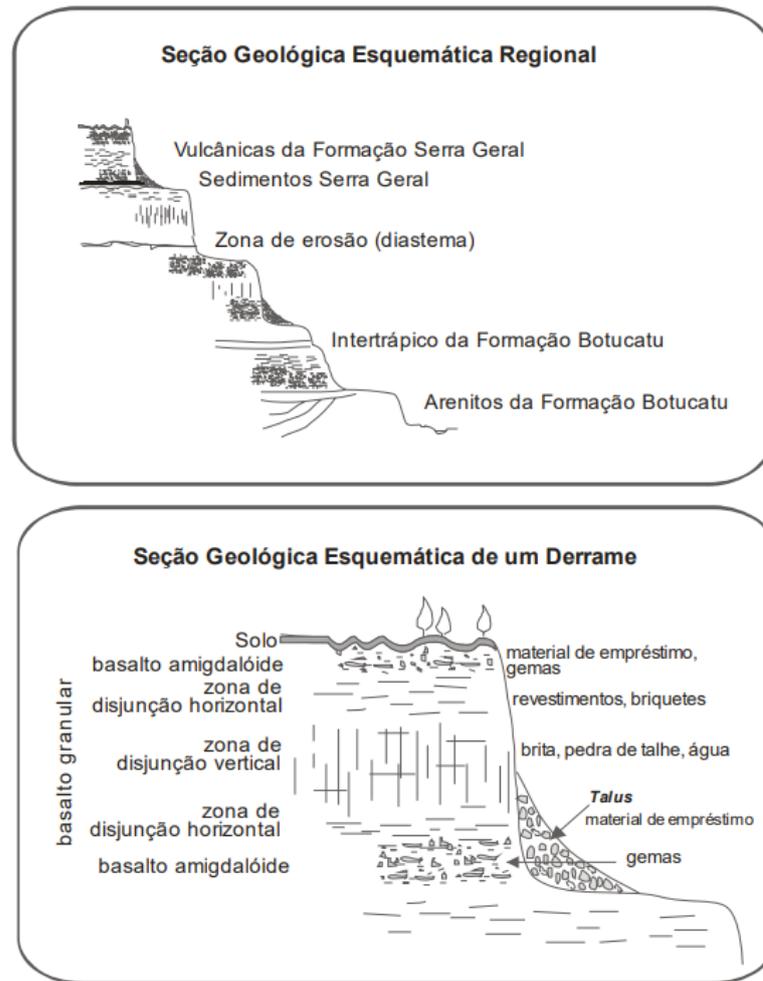


Figura 2 - Representação esquemática da estruturação dos derrames da bacia do Paraná

Fonte: Wildner *et al.* (2006)

A Formação Serra Geral é marcada por um forte controle tectônico, devido a presença de falhas e fraturas com direções preferenciais N70 – 75E, N35 – 40E e N20 – 30W (MAGNA, 1997 apud REGINATO, 2003; BORSATTO, 2015). Este controle também pode ser observado na disposição da rede de drenagem, que ocorre encaixada nos principais lineamentos estruturais, dessa maneira estabelecendo um padrão característico de quebras bruscas para os cursos fluviais (REGINATO, 2003).

No município de Caxias do Sul, região onde encontra-se inserida a bacia estudada, há ocorrência de três unidades da Formação Serra Geral: basaltos do tipo Gramado, vulcânicas ácidas do tipo Caxias e lavas vítreas do tipo Várzea do Cedro (Figura 3). De acordo com o Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul (CPRM, 2010), a Unidade Caxias é formada por derrames de composição intermediária a ácida, representada por riolacitos e riolitos, apresenta forte disjunção tabular no topo dos derrames e maciço na porção central. A Unidade

Gramado é composta por derrames de rochas básicas de basaltos e andesitos, de textura fina a média. E a Unidade Várzea do Cedro é constituída por derrames ácidos vitrofíricos, de coloração preta.

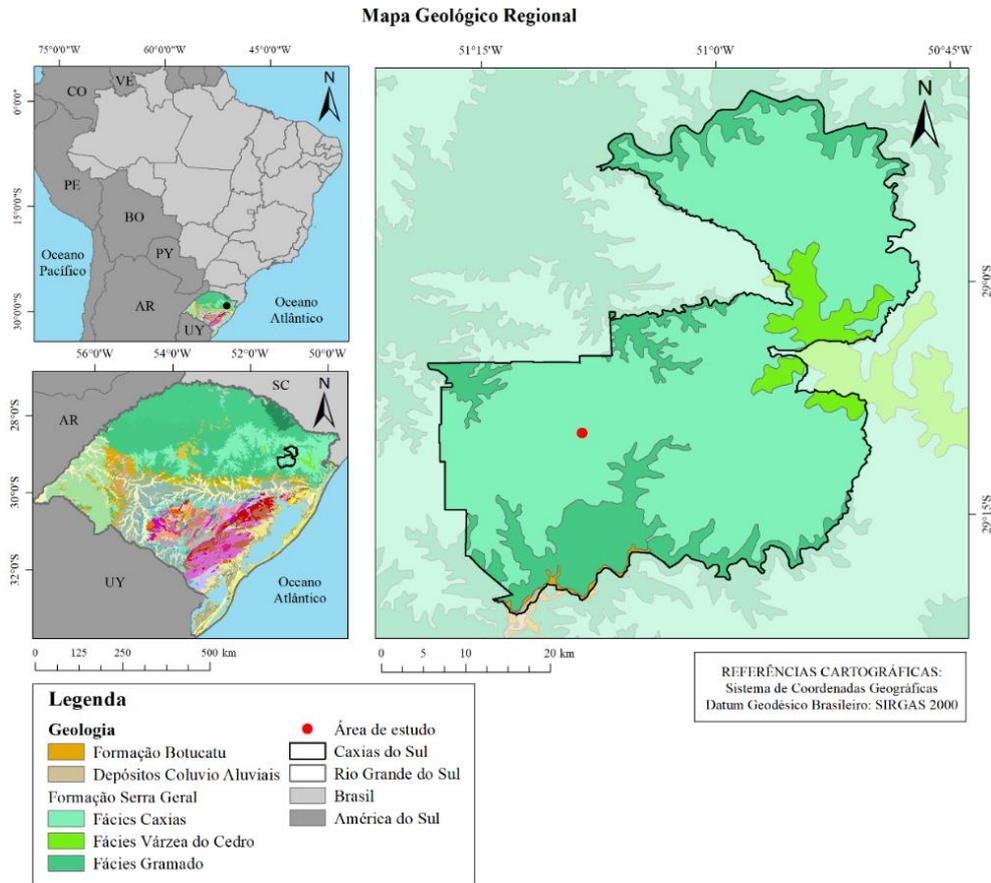


Figura 3 - Contexto geológico regional

Fonte: elaborado a partir de CPRM (2010)

Em trabalhos desenvolvidos por Bressani, Flores & Nunes (2005) e Borsatto *et al.* (2015), foram identificadas e mapeadas as litologias que ocorrem na área urbana de Caxias do Sul, sendo, no estudo de Borsatto *et al.* (2015), descrita a unidade geológica classificada como Dacito, a qual é dividida em cinco subtipos: Dacito Forqueta, Dacito Caxias, Dacito Canyon, Dacito Ana Rech e Dacito Galópolis (Figura 4).

PERÍODO	IDADE Ma	UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA	ROCHAS		ESPESSURA	SOLOS
			TIPO			
CRETÁCIO INFER.	128	FORMAÇÃO SERRA GERAL	CAXIAS	DACITO ANA RECH	80m	ANA RECH
				DACITO CAXIAS/CARIJÓ	170m	FORQUETA CAXIAS/CAR
				DACITO CANYON	70m	CANYON
				DACITO GALÓPOLIS	70m	GALOPOLIS
			BASALTOS E ANDESITAS TIPO GRAMADO		450m	
JURÁSSICO	138	FORMAÇÃO BOTUCATU	ARENITOS EÓLICOS		160	

Figura 4 - Estrutura geológica do município de Caxias do Sul

Fonte: Bressani, Flores & Nunes (2005)

O Dacito Forqueta ocorre, em cotas geralmente superiores a 730 m, por toda a Região Administrativa de Forqueta. Com estrutura de fluxo bem marcada, evidenciada por bandas com colorações que variam de cinza esverdeado a cinza muito escura. O Dacito Caxias, também chamado de Dacito Carijó, ocorre em cotas comumente acima de 640 m, sendo encontrado com seus aspectos mais característicos na região central do município. Possui coloração predominantemente cinza oliva clara e granulação média, sendo na porção basal observadas ocorrências de estratos tabulares sub-horizontais. O Dacito Canyon ocorre em cotas mais baixas (inferiores a 640 m), comumente encontrado com coloração avermelhada por conta da oxidação da rocha. O Dacito Ana Rech ocupa grande parte da área norte de Caxias do Sul, e é caracterizada por uma marcada estratificação horizontalizada. O Dacito Galópolis, originalmente dois derrames, que foram unificados posteriormente em uma só unidade, sendo um intervalo basal vulcânico e um vidro vulcânico superior (BRESSANI, FLORES & NUNES, 2005; BORSATTO *et al.*, 2015).

3.2 Contexto Hidrogeológico

A área de estudo está localizada na divisão hidrogeológica denominada Bacia do Paraná, da qual pertencem os aquíferos Botucatu, Serra Geral e Bauru, tendo estes um volume de água estimado de 50.000 km³ (REBOUÇAS, 1988). De acordo com Hausmann (1995), em relação ao Estado do Rio Grande do Sul, a área de estudo do presente trabalho encontra-se situada na Província Basáltica (Figura 5). A qual, devido a variações morfológicas, estruturais e espessura dos derrames, foi dividida nas subprovíncias Planalto, Borda do Planalto e Cuesta.

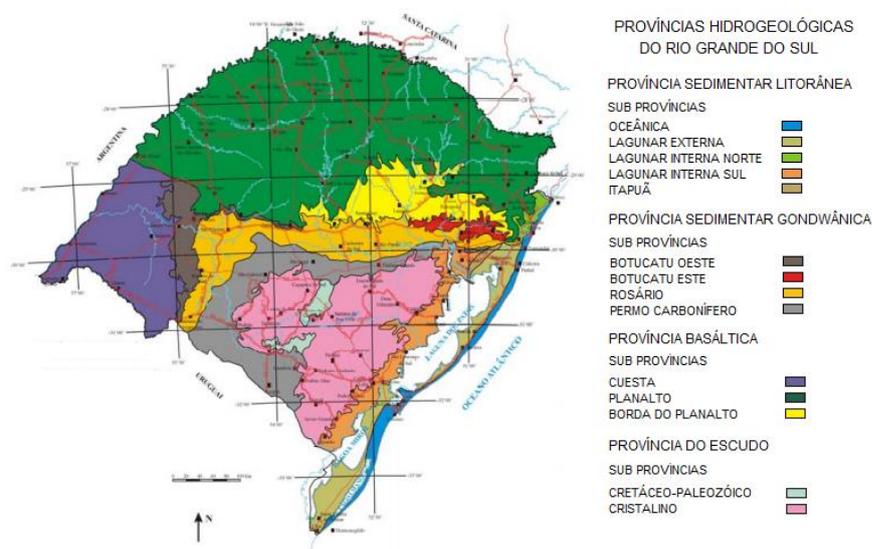


Figura 5 - Províncias hidrogeológicas do Estado do Rio Grande do Sul

Fonte: Adaptado de Hausmann, 1995

Lisboa (1996) em seu estudo a respeito da hidrogeoquímica e controladores geológicos nas Unidades Hidrogeológicas do SASG no Rio Grande do Sul, conclui que este sistema está condicionado por três unidades morfotectônicas, sendo elas: Fachada Atlântica, Abóbada Oeste e Abóbada Central. A região de estudo está inserida na unidade denominada Fachada Atlântica, a qual é dividida em unidades hidrogeológicas Ácidas Aplainadas e Ácidas Dissecadas.

A unidade hidrogeológica intitulada de Ácidas Aplainadas é caracterizada pela presença de lineamentos de porte médio a pequeno, com orientação principal para o quadrante nordeste, apresentando relevo pouco dissecado e manto de alteração de espessura média, o que confere à região um bom potencial aquífero. Já a unidade Ácidas Dissecadas distingue-se por lineamentos de pequeno a médio porte, com orientação preferencial das estruturas também para nordeste, relevo com forte grau de dissecação e baixas espessuras do manto de alteração, caracterizando

a área com baixo potencial hidrogeológico (REGINATO, 2003; REGINATO e STRIEDER, 2006).

De acordo com o mapa Hidrogeológico do Rio Grande do Sul (MACHADO E FREITAS, 2005), a região de estudo encontra-se, predominantemente, na área de ocorrência do Sistema Aquífero Serra Geral II (Figura 6). O SASG possui característica fissural, e desenvolve-se ao longo de discontinuidades e fraturas. Com função estratégica e de produção, este é considerado um dos mais importantes sistemas aquíferos do estado do Rio Grande do Sul, sendo suas águas utilizadas para diferentes finalidades, como abastecimento público e industrial, irrigação e atividades de lazer. A exploração do SASG atende aproximadamente 80% da demanda de água no Estado, sendo em alguns municípios a única fonte de abastecimento (NANNI, 2008; BORTOLIN, 2018).

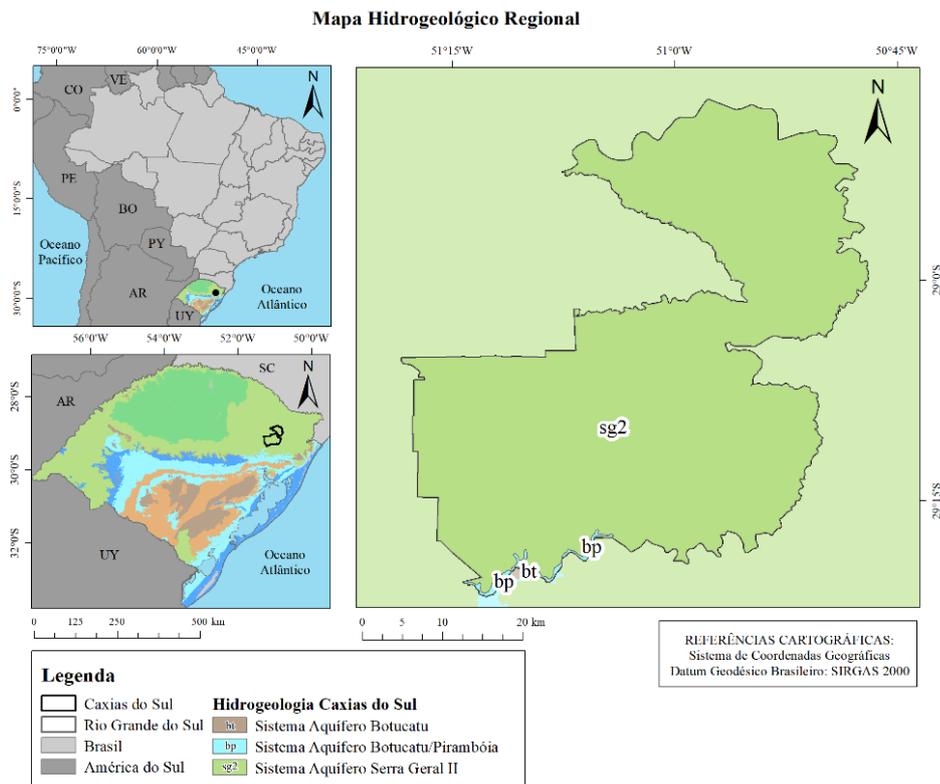


Figura 6 - Contexto hidrogeológico da área de estudo

Fonte: Elaborado a partir de Viero e Silva (2010)

Ocupando uma extensa área no nordeste do planalto Rio Grandense, o SASG II possui como litologias predominantes os riolitos, riodacitos e em menor proporção os basaltos fraturados. Este sistema consiste em aquíferos com média a baixa possibilidade para águas subterrâneas em rochas com porosidade por fraturas, sendo característicos valores de

capacidade específica inferiores a $0,5 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$. Excepcionalmente, em regiões mais fraturadas ou com presença de arenitos na base do sistema, podem ser encontrados valores superiores a $2 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ (MACHADO E FREITAS, 2005).

De acordo com Reginato (2003), na região nordeste do Rio Grande do Sul há ocorrência de dois tipos de aquíferos, o granular livre ou freático e o fraturado, sendo que estes dois aquíferos podem ou não apresentar conexão. Entretanto, quando conectados, o aquífero fraturado tem a sua recarga diretamente relacionada com a circulação da água no aquífero freático (REGINATO, 2003; REGINATO e STRIEDER, 2006).

3.2.1 Aquífero granular livre

Localizado na camada de solo alterado sobre as rochas vulcânicas, as águas do aquífero granular livre são captadas através de poços escavados (poços cacimba) ou por meio de fontes. Este aquífero tem suas águas utilizadas principalmente para abastecimento doméstico e desenvolvimento de atividades agropecuárias nas zonas rurais (BORTOLIN, 2018). O manto de alteração no qual o aquífero situa-se é constituído de material argiloso e pequenas frações arenosas, com grau de permeabilidade baixo a médio. Em vista disso, este aquífero possui uma zona não saturada bastante ampla, enquanto a zona saturada possui pequenas dimensões (REGINATO, 2003).

De acordo com Reginato *et al.* (2012), os principais condicionantes do aquífero livre são o tipo e espessura do solo, a topografia, o tipo, composição e estruturação da rocha e o clima. Os diferentes tipos de condicionantes conferem a este sistema um comportamento heterogêneo, com dimensões e continuidade lateral reduzidas e circulação localizada. Estes mesmos autores constataram que o nível estático deste aquífero ocorre, em média, abaixo de 1 m de profundidade, a espessura da zona saturada é de 1,7 m, apresentando variações de 0,3 a 4,1 m, as vazões são inferiores a $1,5 \text{ m}^3/\text{h}$, a transmissividade média é de $1,14 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ e condutividade hidráulica de $2,72 \cdot 10^{-4} \text{ m}/\text{s}$.

3.2.2 Aquífero fraturado

O aquífero fraturado está localizado nas rochas vulcânicas, sendo o seu principal condicionante a ocorrência de fraturas, cruzamentos e conexões dos lineamentos. Conforme a presença e orientação destas estruturas, haverá ou não a possibilidade de formação desse aquífero. Como condicionantes secundários deste sistema, tem-se a estruturação primária da

rocha, geomorfologia e o tipo e espessura do solo (REGINATO e STRIEDER, 2004; REGINATO *et al.*, 2012; BORTOLIN, 2018).

O sistema fraturado é caracterizado como heterogêneo, descontínuo e apresenta uma forte anisotropia, o que acarreta em vazões variáveis, capacidades específicas e transmissividades na maioria das vezes baixas (REGINATO e STRIEDER, 2004; NANNI *et al.*, 2012). De acordo com Athayde (2013), a anisotropia estrutural do SASG retrata os processos de formação dos derrames de rochas vulcânicas, bem como estruturas tectônicas relacionadas a eventos deformacionais, os quais ocorreram ao longo da evolução tectônica da Bacia Sedimentar do Paraná. Assim, as condições de armazenamento e circulação da água neste aquífero estão relacionadas às descontinuidades das rochas (falhas, fraturas, juntas e zonas de dissolução), bem como às estruturas de resfriamento, conforme ilustrado no modelo conceitual de circulação da água no SASG, apresentado na Figura 7 (FREITAS *et al.*, 2012).

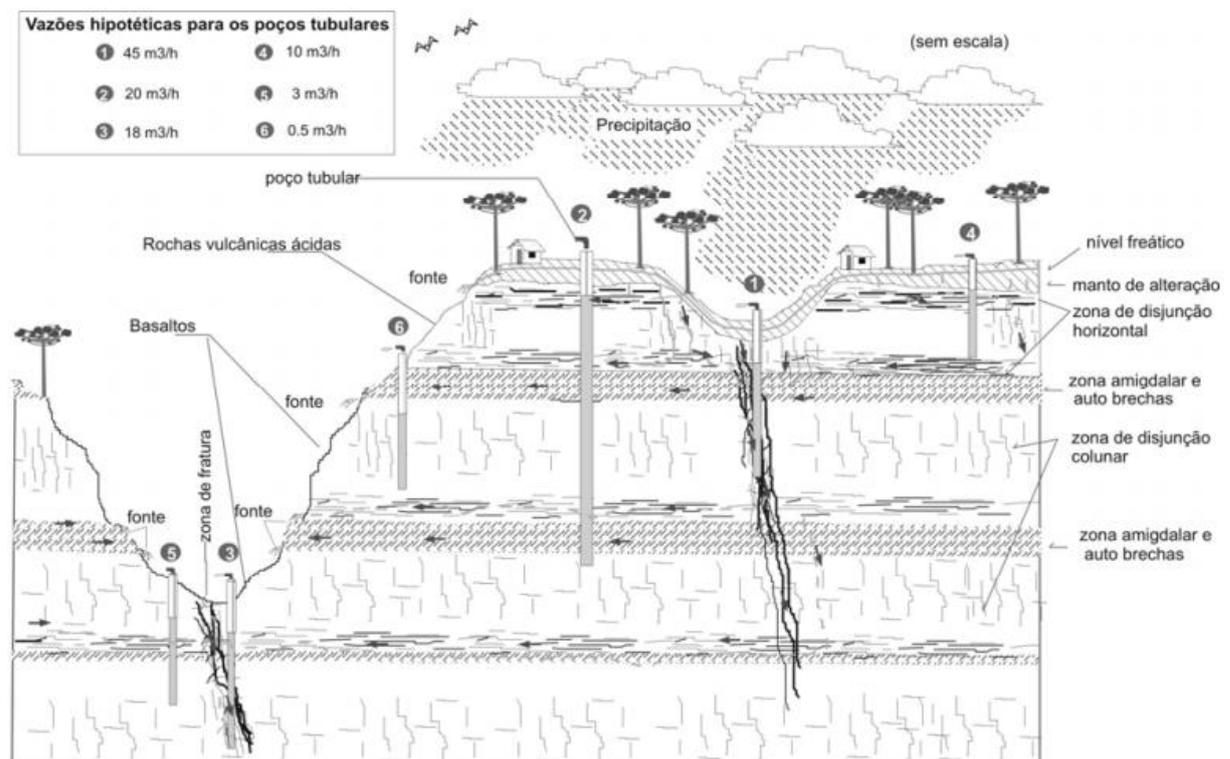


Figura 7 - Modelo conceitual de circulação da água subterrânea no SASG

Fonte: Nanni *et al.* (2012) adaptado de Freitas *et al.* (2000)

Reginato e Strieder (2004), em trabalho realizado na região nordeste do Rio Grande do Sul, apresentaram algumas características dos aquíferos fraturados da Formação Serra Geral (Quadro 1). Neste estudo, os autores identificaram valores médios de transmissividade de

0,4931 m²/h e capacidade específica de 0,3954 m³/h/m, sendo a variabilidade nos valores desses parâmetros atribuídas a forte anisotropia dos sistemas fraturados. Ainda neste mesmo trabalho, os autores observaram, na maioria dos poços estudados, vazões inferiores à 10 m³/h.

Bortolin *et al.* (2014), em estudo realizado no município de Carlos Barbosa, também identificam, para a maioria dos poços analisados, vazões inferiores à 20 m³/h. Além disso, os autores, assim como Reginato e Strieder (2004), observaram grande variação nos valores de transmissividade e capacidade específica, característica comum do aquífero fraturado.

Quadro 1 – Principais características hidrogeológicas do aquífero fraturado

Características	Resultados		
Profundidade Média (m)	110		
Profundidade das Entradas de Água (m)	Intervalo de 0 até 70		
Número das Entradas de Água	1 (43,5%)	2 (39,1%)	≥ 3 (17,4%)
Nível Estático (NE) (m)	0 – 10 (66,4%)	10 - 20 (16,4%)	> 20 (17,2%)
Vazões (Q) (m³/h)	< 10 (72,1%)	10 – 20 (18,6%)	> 20 (9,3%)
	Média	Mínima	Máxima
Transmissividade (T) (m²/h)	0,4931	0,1325	1,4578
Capacidade específica (q) (m³/h/m)	0,3954	0,106	1,1663

Fonte: Reginato & Strieder (2004)

As águas deste aquífero são captadas através de poços tubulares, os quais são construídos por meio de sondas percursoras e rotopneumáticas. E, da mesma maneira que o aquífero livre, o fraturado tem as suas águas utilizadas para abastecimento público, atividades industriais, agrícolas e recreativas (REGINATO, 2003; BORTOLIN, 2014). A ocorrência de poços tubulares produtivos apresenta forte correlação com os lineamentos presentes, sendo as maiores vazões encontradas em estruturas de orientação nordeste e noroeste. Vazões acima de 20 m³/h apresentam maior relação com lineamentos de orientação noroeste, enquanto as vazões dentro da faixa de 10 a 20 m³/h com lineamentos nordeste (REGINATO, 2003).

Os níveis de água no SASG apresentam grandes variações ao longo de pequenas distâncias horizontais, e possuem forte dependência com o número e profundidade das entradas de água (NANNI, 2008). Tal relação evidencia que a circulação da água nos sistemas fraturados ocorre sob pressão, e após a perfuração dos poços os níveis tendem a subir além da entrada de água (REGINATO e STRIEDER, 2004; BORTOLIN *et al.*, 2014). Geralmente, encontram-se,

para esse sistema, valores inferiores a 10 m, conforme identificado em estudos de Reginato (2003), Reginato e Strieder (2004) e Bortolin (2014).

3.2.3 Modelo Conceitual

Os modelos consistem em representações simplificadas da realidade, sendo ferramentas essenciais para o planejamento e previsão de situações reais. Por meio de simplificações das informações de campo, procura-se estabelecer a geometria do sistema com as suas camadas geológicas, seus contornos, suas interconexões hidráulicas, suas recargas e bombeamentos. Dessa maneira, busca-se representar a realidade hidrogeológica da maneira mais fiel possível, visando facilitar a aplicação de modelos numéricos (CABRAL e DEMETRIO, 2008).

A construção do modelo conceitual é o primeiro passo no processo de modelagem, e consiste em uma série de pressupostos que descrevem verbalmente a composição do sistema, os processos de transporte que acontecem nele, os mecanismos que governam esses processos e as propriedades médias relevantes (BEAR *et al.*, 1992). Para elaboração do modelo conceitual devem ser utilizados todos os dados disponíveis e relevantes para a área de estudo, bem como para áreas ao seu redor. Visando aprimorar a compreensão dos fenômenos envolvidos no sistema hidrológico, deve ser realizada análise cuidadosa de dados climatológicos, de vazão dos rios, de uso do solo, de níveis de água subterrânea, da química das águas superficiais e subterrâneas e das propriedades físicas e hidráulicas dos solos (BORTOLIN, 2018).

Diversos autores, em diferentes regiões, já apresentaram propostas de modelos conceituais para o SASG. No Estado do Mato Grosso do Sul, Lastoria *et al.* (2006) elaboraram um modelo conceitual para o SASG, através de uma abordagem de enfoques geológico-estrutural, hidrodinâmico e hidroquímico. Os autores constataram uma predominância do fluxo e acúmulo das águas subterrâneas em sistemas de juntas horizontais de grande continuidade. Em São Paulo, região de Ribeirão Preto, foi apresentado um modelo conceitual com a finalidade de compreender a conexão entre este sistema e o Sistema Aquífero Guarani (SAG) (FERNANDES *et al.*, 2011; FERNANDES *et al.*; 2016).

Athayde e Athayde (2015) caracterizaram aspectos hidrogeológicos regionais do SASG no estado do Paraná. O modelo elaborado pelos autores indica vazões e capacidades específicas acima da mediana para poços localizados na área de influência de lineamentos geológicos com direção norte-sul e leste-oeste. Bortolin (2018), em estudo realizado na Bacia Hidrográfica Taquari-Antas, elaborou um modelo conceitual do SASG explicando o processo de recarga deste sistema na região (Figura 8). O autor identificou a ocorrência de duas etapas no processo

de recarga, sendo que, em um primeiro momento, a chuva precipitada atinge o aquífero granular, localizado no manto de alteração acima das rochas vulcânicas, e posteriormente contribui para recarga do aquífero fraturado.

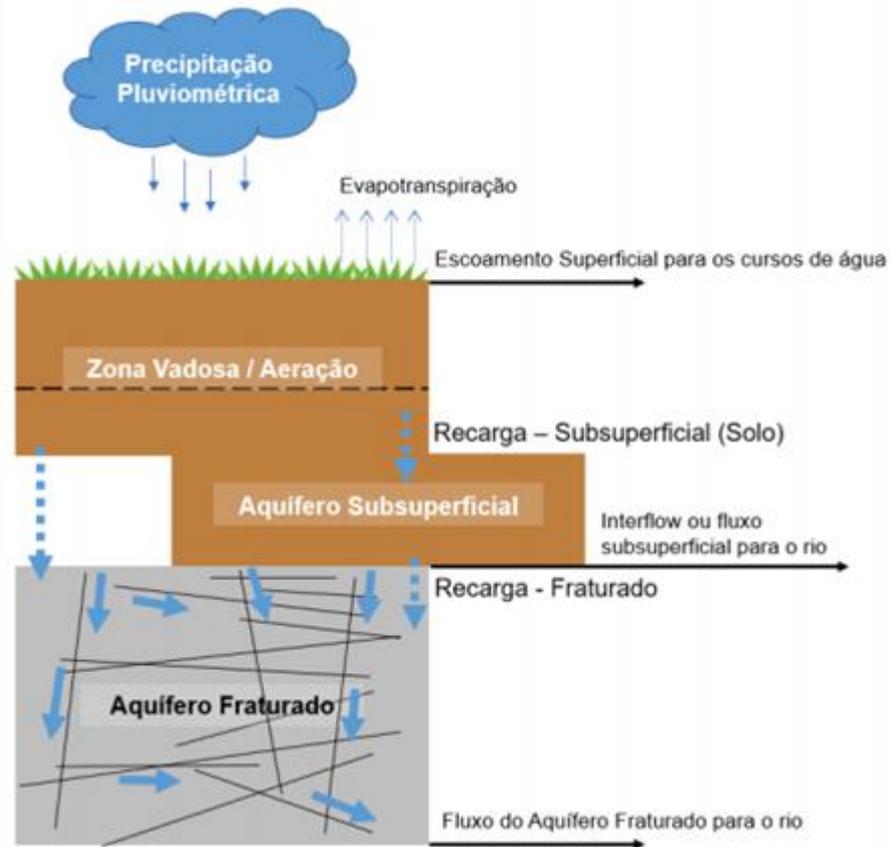


Figura 8 - Modelo conceitual geral de recarga no SASG

Fonte: Bortolin (2018)

Melati (2018) apresentou dois modelos conceituais de recarga e interação entre mananciais subterrâneos e superficiais para o SASG, no Paraná (Figura 9). Os modelos elaborados pelo autor diferem quanto à dissecação do relevo e profundidade dos solos, sendo estas características as responsáveis pelos diferentes comportamentos de recarga nas bacias estudadas. Através deste estudo o autor conclui que as vazões subterrâneas possuem um papel mais importante em regiões com relevo menos dissecado e solos mais profundos. Já nas regiões com solos mais rasos e relevo mais dissecado, o escoamento subsuperficial possui maior representatividade nos períodos de estiagem.

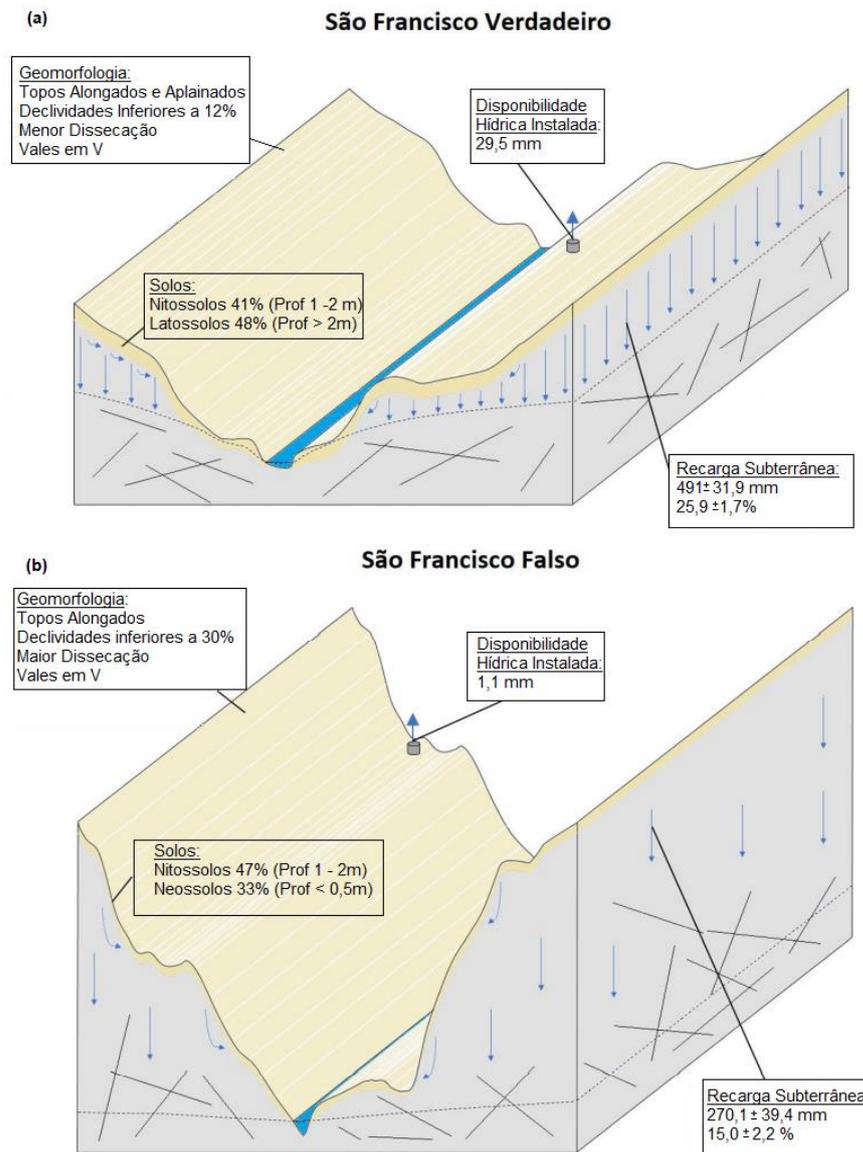


Figura 9 - Modelo conceitual de recarga do SASG no Paraná. (a) Bacia com relevo de menor dissecação; (b) Bacia com relevo de maior dissecação;

Fonte: Melati (2018)

3.3 Interações entre Águas Subterrâneas e Superficiais

As águas subterrâneas e superficiais não são componentes isoladas do sistema hidrológico, pois interagem em uma variedade de cenários fisiográficos e climáticos. Dessa forma, se um destes recursos está contaminado, comumente o outro também é afetado (WINTER *et al.*, 1999; SOPHOCLEOUS, 2002; BRODIE *et al.*, 2007). Torna-se evidente a importância de tratar estes dois recursos como sendo um só. Assim sendo, para que se tenha uma gestão eficiente dos recursos hídricos é necessário o conhecimento dos princípios básicos

das interações entre águas subterrâneas e superficiais (SOPHOCLEOUS, 2002; MAZIERO, 2005).

Tais interações dependem de uma série de fatores, como a topografia, largura e declividade do corpo hídrico superficial, propriedades hidráulicas subsuperficiais, variações temporais da precipitação, padrões de fluxo subterrâneo e nível de água do rio. A entrada de fluxo subterrâneo através das margens de rios está relacionada, principalmente, com os níveis de água do mesmo e com as características topográficas da área (CEI *et al.*, 1998; LAMBS, 2004; MAZIERO, 2005).

A interface entre estes dois recursos normalmente ocorre na forma de infiltração e percolação, bem como na ocorrência de nascentes ou fontes, sendo as interações entre os mesmos governadas pelas diferenças de nível entre aquífero e rio (WINTER *et al.*, 1999; COLLISCHONN e DORNELLES, 2013; WOESSNER, 2020). Quando o nível do lençol freático é maior do que o nível do rio, a água subterrânea descarrega no rio e o mesmo recebe o nome de rio efluente (Figura 10a). Em contrapartida, se a cota do rio for superior à do nível do freático, há um fluxo de água do rio para o aquífero, e o mesmo é chamado de rio influente (Figura 10b e 10c) (WINTER *et al.*, 1999; HEALY, 2010).

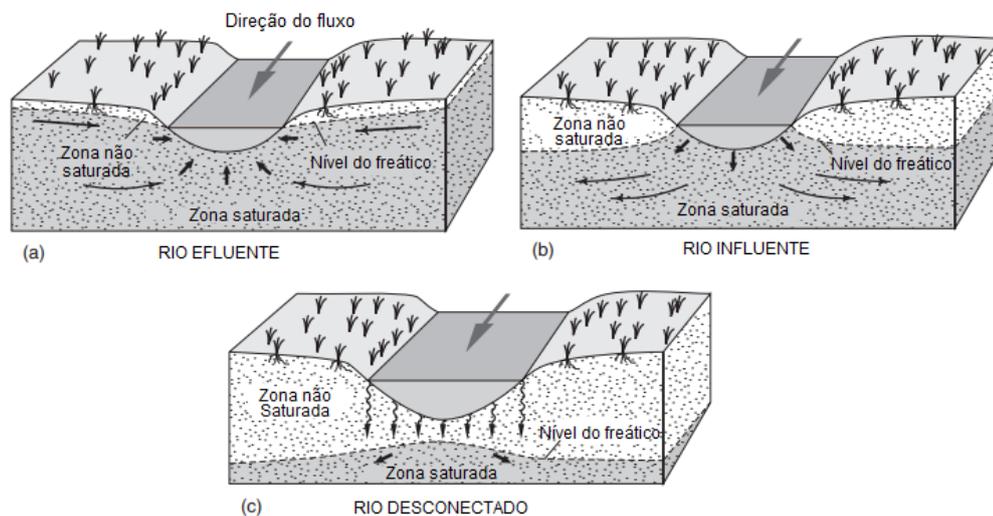


Figura 10 - Interações entre rio e aquífero

Fonte: Adaptado de Healy (2010) e Winter et al (1999)

Os rios influentes podem estar separados do manancial subterrâneo por uma camada não saturada. Neste caso, se a taxa de recarga através do leito do rio for superior à taxa de fluxo lateral da água subterrânea, forma-se uma elevação no lençol freático, conforme ilustrado na Figura 10c (WINTER *et al.*, 1999; HEALY, 2010). A direção de fluxo nos rios pode apresentar

grande variação, assim alguns trechos do curso hídrico podem receber água do manancial subterrâneo, enquanto outros podem estar perdendo (WINTER *et al.*, 1999).

A vazão do rio resulta da interação entre a precipitação e a bacia, e está relacionada com as características da mesma que influenciam na infiltração, armazenamento e evapotranspiração. A origem do escoamento difere conforme a presença ou ausência de um evento de chuva (COLLISCHONN e DORNELLES, 2013). Sendo assim, a vazão do curso hídrico é composta pelo fluxo subterrâneo (*baseflow*), fluxo subsuperficial (*interflow*), o qual se refere ao fluxo de água com rápido escoamento dentro do perfil do solo, próximo a superfície, e pelo fluxo superficial (*quickflow*), escoamento que entra rapidamente no corpo hídrico, em resposta a um evento de chuva (Figura 11) (MAIDMENT, 1992).

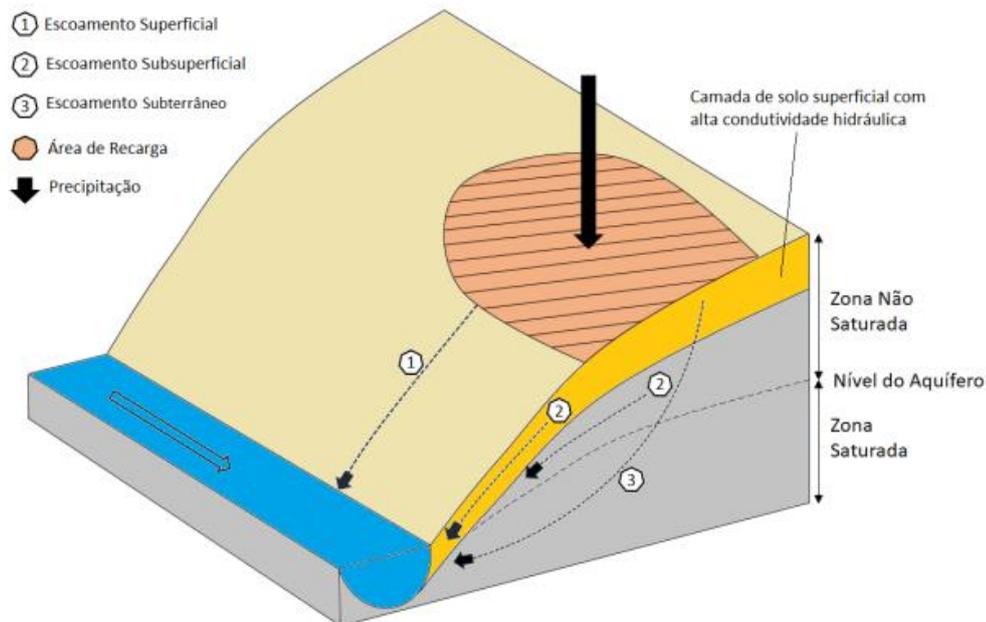


Figura 11 - Geração do escoamento do rio

Fonte: Melati (2018)

Nos períodos de estiagem, a vazão do rio é mantida principalmente pela água subterrânea armazenada nos aquíferos, sendo o escoamento referente a estes períodos denominado escoamento subterrâneo ou escoamento de base. O fluxo de base representa o momento no qual a vazão do rio é equivalente a vazão de descarga do aquífero, estando relacionado ao instante posterior a um evento de chuva, somado ao tempo de concentração da bacia (HEALY, 2010; COLLISCHONN e DORNELLES, 2013). Conseqüentemente, o manancial subterrâneo desempenha um papel importante na dinâmica dos rios (EBRAHIM e VILLHOLTH, 2016; MELATI, 2018).

As trocas entre os recursos hídricos subterrâneos e superficiais são influenciadas pelas condições hidrológicas temporais de longo e curto prazo, como variações sazonais do nível da água devido a eventos de precipitação intensa e inundação. Tais condições modificam as taxas e localização das trocas entre rios e aquíferos (WOESSNER, 2020). Por exemplo, sob condições de baixa precipitação, a vazão do rio é mantida principalmente pela descarga dos recursos hídricos subterrâneos, caracterizando a condição de fluxo efluente, como mencionado anteriormente (BRUNKE e GONSER, 1997; SOPHOCHELOUS, 2002).

Por outro lado, nos períodos com maior índice de precipitação há um acréscimo gradual no escoamento superficial e subsuperficial, e consequente aumento das pressões hidráulicas nos trechos inferiores do rio. Este processo provoca uma mudança na condição do rio, o qual passa de efluente para influente, e começa a realizar a recarga do aquífero (BRUNKE e GONSER, 1997; SOPHOCHELOUS, 2002).

Durante os eventos de cheia, ocorre um processo denominado de “*bank storage*” (Figura 12), no qual as águas do rio fluem para as margens, conhecidas como “*streambanks*”. Enquanto o nível do rio não ultrapassa as margens (Figura 13a), a maior parte dessa água que flui para estas regiões de armazenamento, retorna para o rio em alguns dias ou semanas. No entanto, se a elevação do nível do rio for suficiente a ponto de sobrepôr as margens e, conseqüentemente inundar áreas maiores da superfície, pode ocorrer a recarga difusa do aquífero nesta região (Figura 13b) (WINTER *et al.*, 1999; HEALY, 2010; CONANT *et al.*, 2019).



Figura 12 - Interação entre águas subterrâneas e superficiais durante evento de cheia

Fonte: Adaptado de Winter *et al.* (1999)

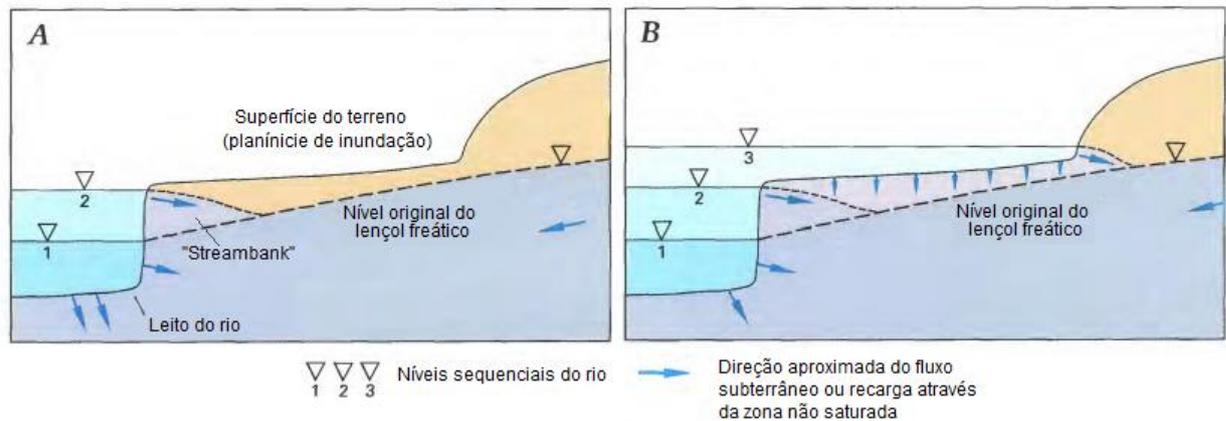


Figura 13 - Processo de “bankstorage” e recarga difusa do aquífero

Fonte: Adaptado de Winter *et al.* (1999)

Outros processos podem afetar a troca entre recursos hídricos superficiais e aquíferos adjacentes, como por exemplo o bombeamento de poços localizados próximos aos rios (Figura 14). O cone de rebaixamento causado pelo bombeamento cria gradientes que captam parcela do fluxo subterrâneo que, sem o bombeamento, realizaria descarga no rio na forma de escoamento de base (Figura 14b). Quando a taxa de bombeamento é suficientemente alta, ocorre a indução de água do rio para o aquífero (Figura 14c), processo chamado de recarga induzida. Nesse caso o rio passa da condição efluente para a condição influente (SOPHOCLEOUS, 2002; CONANT *et al.*, 2019).

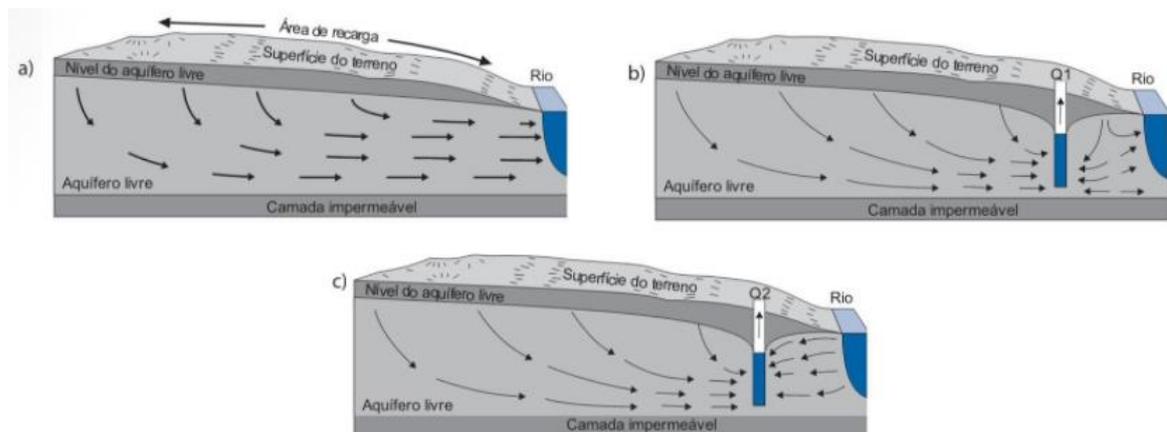


Figura 14 - Efeito do poço na vazão do rio: a) fluxo sem o poço; b) redução da descarga do aquífero para o rio; c) bombeamento induzindo recarga do rio para o aquífero

Fonte: Collischonn e Dornelles (2013)

A avaliação das interações entre os recursos hídricos subterrâneos e superficiais é uma tarefa complexa. Frequentemente, as medições dos níveis do lençol freático são utilizadas para determinar o gradiente hidráulico e direção do fluxo subterrâneo, enquanto as medições de fluxo ao longo de diferentes pontos do rio são usadas a fim de estimar a magnitude dos ganhos ou perdas com o aquífero subjacente (BRODIE *et al.*, 2007).

As interações entre estes dois mananciais devem ser quantificadas através de estimativas de recarga subterrânea e descarga subterrânea para corpos d'água superficiais (LERNER, 2003; MAZIERO, 2005). Há uma grande variedade de ferramentas disponíveis para avaliar a natureza e grau da conectividade destes recursos, como por exemplo medições de infiltração por meio de infiltrômetros, observações em campo, indicadores ecológicos, mapeamento hidrogeológico, sensoriamento remoto e geofísica, análises hidrográficas e hidrométricas, estudos hidroquímicos, métodos traçadores, estudos de temperatura e cálculos de trocas através do balanço hídrico (MAZIERO, 2005; BRODIE *et al.*, 2007; TORAN, 2017; WOESSNER, 2020).

Com o uso destas metodologias, diversos estudos sobre a interação rio-aquífero vêm sendo desenvolvidos em diferentes sistemas ao redor do mundo. Por exemplo, Rushton (2007) examinou formas de interação rio-aquífero utilizando modelos numéricos de malha fina, sendo o seu estudo focado nas interações que ocorrem na zona saturada entre esses dois mananciais. Através dos modelos, o autor simulou diferentes condições no canal do rio, no aquífero e nos limites deste, concluindo que a condutividade hidráulica do aquífero é, usualmente, um fator mais importante do que as dimensões e propriedades dos depósitos no leito do rio.

Em estudo realizado por Kim *et al.* (2008), os autores sugerem uma nova abordagem, integrando o modelo SWAT com o MODFLOW. Como resultado, os autores identificaram que o modelo integrado é capaz de simular a distribuição espaço-temporal das taxas de recarga subterrânea, evapotranspiração do aquífero e níveis do lençol freático, além de permitir interação entre rio-aquífero. O MODFLOW também foi utilizado por Karki *et al.* (2021) para avaliação do impacto nos níveis de água e interação rio-aquífero devido ao aumento da retirada de água subterrânea. Rahman *et al.* (2016), também utilizam e modificam o modelo SWAT, com intuito de quantificar as interações hidráulicas entre zonas úmidas ribeirinhas, rios e aquíferos. Os autores concluem que o novo modelo simula com mais detalhe as interações hidrológicas entre estes recursos.

Ivkovic (2009), em estudo realizado na bacia hidrográfica do rio Namoi na Austrália, propõe utilizar dados hidrométricos disponíveis a fim de desenvolver uma visão geral e relativamente mais rápida dos processos de interação do sistema rio-aquífero em grande escala. Após esta caracterização prévia, baseada apenas em padrões de dados, estudos de detalhe e

caracterização física do sistema podem ser desenvolvidos, direcionados para áreas de maior interesse científico, político ou de gestão ambiental.

Oxtobee e Novakowski (2002) estudaram as interações entre rio-aquífero em ambiente fraturado, no Canadá. Os autores identificaram e quantificaram as interações com o uso de interpretação de imagens aéreas, estudos de detalhe do rio, análise de temperatura e condutividade elétrica, análise de isótopos, medições pontuais de carga hidráulica e vazão, obtidas por meio de mini piezômetros e medidores de infiltração. Com os resultados obtidos, os autores sugerem que a interação entre estes dois mananciais, na área de estudo, é extremamente limitada, sendo que a descarga subterrânea no rio ocorre por meio de fontes pontuais discretas, associadas a fraturas abertas, diferentemente do observado em meios homogêneos porosos, os quais possuem zonas de infiltração mais difusas ou contínuas. Em 2003, estes mesmos autores utilizaram um modelo numérico afim de investigar os principais mecanismos que regem a troca entre águas subterrâneas e superficiais em ambiente fraturado. Através dos resultados obtidos, Oxtobee e Novakowski (2003) constataram que a taxa de descarga ou recarga subterrânea está diretamente relacionada com o tamanho da abertura da fratura, bem como com a distribuição de carga hidráulica dentro do sistema fraturado.

Banks *et al.* (2009) investigaram, no sul da Austrália, a importância e contribuição das porções mais profundas do aquífero fraturado, bem como da camada superficial de saprólito, nas interações entre águas subterrâneas e superficiais. Como resultado, os autores identificaram um fluxo subterrâneo altamente dinâmico em porções mais profundas do sistema fraturado, concluindo que estas águas subterrâneas mais profundas contribuem para a geração de escoamento superficial da região estudada. Desta maneira, os autores destacam que modelos hidrológicos que tratam a interface saprólito-rocha como um limite sem fluxo e desconsideram a contribuição de zonas mais profundas do sistema fraturado em análises de interação rio-aquífero, demasiadamente simplistas.

3.4 Recarga Subterrânea

A recarga dos aquíferos é um dos principais mecanismos que regem as interações entre as águas superficiais e subterrâneas. Componente fundamental do balanço hídrico de qualquer bacia hidrográfica, a recarga subterrânea refere-se ao fluxo de água através da zona não saturada do solo, que atinge o lençol freático e se adiciona ao reservatório de água subterrânea (VRIES e SIMMERS, 2002; HEALY, 2010). A recarga apresenta grande variação no tempo e espaço, não sendo passível de medir diretamente. Dessa forma, é considerado um processo estimativo,

no qual se tem dificuldade em relação a validação dos resultados obtidos pela aplicação de qualquer método (OLIVEIRA, 2004; HEALY, 2010).

O manancial subterrâneo é recarregado através da infiltração da água precipitada sobre a superfície, resultando em alterações nos níveis do lençol freático. Assim, durante períodos de maior precipitação observa-se uma elevação dos níveis da água subterrânea, enquanto em estações mais secas há uma redução dos mesmos, pois a água que está ali armazenada vai sendo descarregada para as nascentes dos rios (COLLISCHONN e DORNELLES, 2013). A recarga também pode ocorrer de maneira induzida, resultante de atividades antrópicas como irrigação, urbanização, criação de bacias de infiltração e poços de injeção direta (BORTOLIN, 2018).

O processo de recarga ocorre através de mecanismos difusos ou concentrados, sendo o último separado em recarga localizada ou indireta, conforme ilustrado na Figura 15. A recarga direta, também chamada de difusa, acontece sobre grandes áreas, decorrente da infiltração de um evento de precipitação na superfície do solo, que percola através da zona não saturada até atingir o lençol freático. A recarga indireta se dá pela percolação, para o lençol freático, da água através dos leitos dos recursos hídricos superficiais, como rios e lagos, e, também, pela mistura da água entre aquíferos. Já a recarga localizada, resulta do acúmulo de água na superfície na ausência de canais bem definidos, ficando então concentrada em pequenas depressões, juntas ou fraturas (LERNER *et al.*, 1990; HEALY, 2010). Na Figura 16 está apresentado um diagrama esquemático de uma seção transversal da bacia, na mesma pode ser visualizado o processo de recarga, bem como o movimento da água subterrânea até a descarga no rio, como escoamento de base.

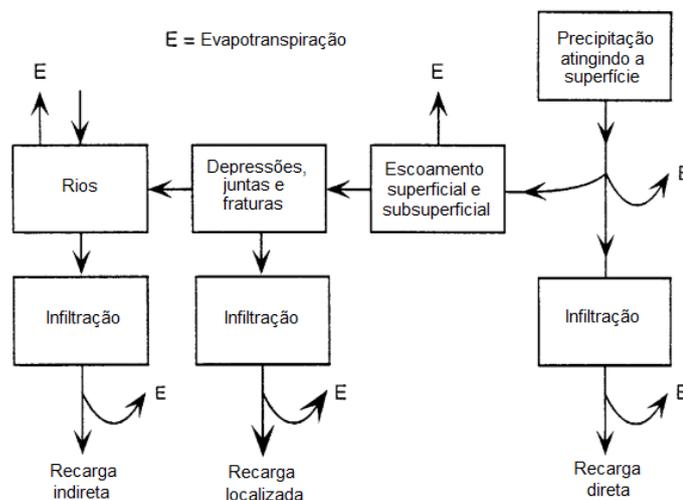


Figura 15 - Mecanismos de recarga

Fonte: Adaptado de Lerner *et al.* (1990)

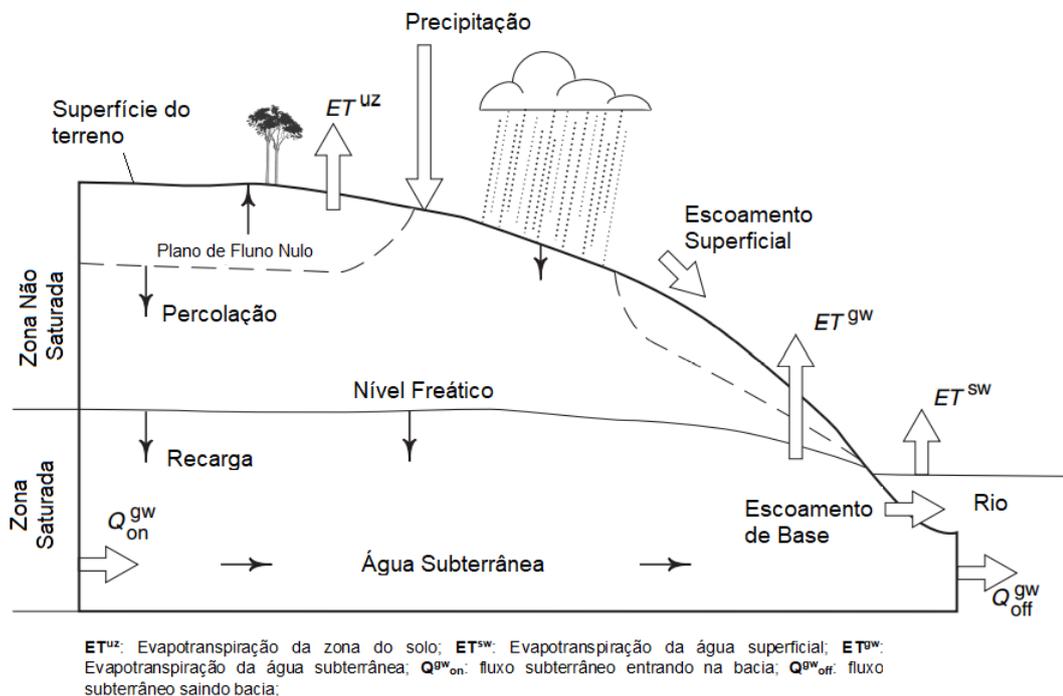


Figura 16 - Diagrama esquemático de uma seção transversal da bacia ilustrando a recarga e movimento da água

Fonte: Adaptado de Healy (2010)

É importante ressaltar que nem toda a água que infiltra através da zona não saturada é convertida em recarga. Para que de fato ocorra a recarga, deve-se atingir a capacidade de campo de um determinado solo, e assim a água infiltrada atinge o lençol freático (HEALY, 2010). Neste caso, trata-se da recarga real, que é o termo relacionado ao volume de água que alcança o aquífero e se transforma em recarga permanente. Existe, também, o termo recarga potencial, o qual refere-se à água que infiltrou e pode ou não atingir o lençol freático (SIMMERS, 2002).

A recarga apresenta variação no tempo e espaço, e sua ocorrência e quantidade dependem das características inerentes ao aquífero, bem como de diversos processos que ocorrem na superfície do terreno (BORTOLIN, 2018). A duração e intensidade da precipitação, topografia do terreno, tipo de solo, geologia, mudanças na declividade do canal e ações humanas, são alguns dos fatores que influenciam no processo natural de recarga e na direção do fluxo subterrâneo (SCANLON *et al.*, 2002; MEIXNER *et al.*, 2016; CAVAZZANA *et al.*, 2019).

Em relação ao SASG, a recarga ocorre, preferencialmente, por dois condicionantes distintos, sendo eles: infiltração de águas pluviais a partir de rupturas regionais importantes e infiltração de água armazenada nas coberturas sedimentares pós-basálticas, quando existentes

(REBOUÇAS e FRAGA, 1988). Neste sistema aquífero a circulação da água subterrânea ocorre horizontalmente, no manto intemperizado, o qual apresenta porosidade primária, e na rocha propriamente dita, por meio das fraturas existentes na mesma (HAUSMAN, 1995).

Ao longo dos anos desenvolveram-se diversas técnicas para estimar a recarga subterrânea, e, portanto, estudar a interação entre as águas superficiais e subterrâneas (CAVAZZANA *et al.*, 2019). A escolha do método mais adequado deve levar em consideração a escala de tempo e espaço, objetivo da estimativa e características da área de estudo, bem como a facilidade de aplicação da técnica, custo e disponibilidade de dados (SCANLON *et al.*, 2002; WHANFRIED e HIRATA, 2005).

Trabalhos abordando a temática de interação entre águas subterrâneas e superficiais, bem como de estimativa de taxas de recarga subterrânea, utilizando estas técnicas, vem sendo desenvolvidos em diferentes regiões e sistemas aquíferos do mundo. Como por exemplo Cai e Ofterdinger (2016), que realizaram estudo da resposta do nível do lençol freático à chuva e, também, estimaram a recarga anual em aquífero fraturado na Irlanda. Neste estudo os autores utilizaram métodos de correlação, e com isso identificaram rápida resposta do nível do lençol freático à eventos de chuva de duração inferior ou igual a 2h, para os poços localizados na base da encosta. Tal resultado sugere que a recarga nestas regiões é governada por vias de fluxo de infiltração rápida. Já nos poços localizados no topo da colina, os autores identificaram que a recarga subterrânea é dominada pelo fluxo lento, relacionada com o armazenamento na matriz rochosa.

Ainda neste mesmo estudo, Cai e Ofterdinger (2016) analisaram a relação entre a intensidade da precipitação e elevação nos níveis dos poços. E concluíram que chuvas de intensidade menor ou igual a 1 mm/h possuem maior impacto na recarga subterrânea do que os eventos de precipitação acima de 1 mm/h. De maneira semelhante, Jan *et al.* (2006), em estudo desenvolvido em Taiwan, verificaram que precipitações de menor intensidade e longa duração, podem induzir maiores variações nos níveis subterrâneos do que chuvas intensas de curta duração.

No Canadá, Rathay *et al.* (2017), caracterizaram a resposta de um aquífero fraturado a eventos de chuva intensa. Através de análises de correlação cruzada e regressão, os autores verificaram que os aumentos nos níveis dos poços não estavam exclusivamente relacionados a eventos de chuva intensa, mas sim a todos os eventos de chuva que ocorreram no período analisado, sendo observada redução da correlação com o aumento da intensidade da chuva. Outros trabalhos como os de Owor *et al.* (2009), Carretero e Kruse (2012) e Allocca *et al.* (2015) também demonstram a relação entre recarga e precipitação através da regressão linear.

Martelli (2012) realizou a avaliação do potencial de recarga em área de afloramento do SAG no Rio Grande do Sul, através do monitoramento da flutuação dos níveis de água subterrânea, aplicando o método de Variação do Nível de Água (VNA). O autor identificou resposta instantânea a eventos de precipitação mais intensa nos poços analisados, e elevação do nível freático durante os meses mais chuvosos. Dambrós e Silva (2013), fizeram uso do mesmo método para estimar a recarga subterrânea em águas aflorantes do SAG. Os autores relataram que todos os poços monitorados no estudo apresentaram visível relação entre a variação do nível e eventos de precipitação.

Em estudo realizado em um sistema aquífero sedimentar não confinado, localizado na região tropical úmida do Brasil, Cavazzana *et al.* (2019) identificaram relação proporcional entre as precipitações, vazões superficiais e variações nos níveis piezométricos. Para elaboração deste trabalho os autores utilizaram os seguintes métodos: separação de hidrograma de vazões diárias, análise das Flow Duration Curve (FDC) e avaliação da Master Recession Curve (MRC). Com o uso destas metodologias foram identificadas variações mais rápidas, em resposta às estações mais úmidas ou mais secas, nos níveis dos poços mais rasos. Além disso, quanto mais próximo o poço está do rio, menor é o tempo de contribuição para o fluxo total.

Também foram realizados estudos comparativos entre as diferentes técnicas de estimativa de recarga, como o trabalho de Delin *et al.* (2007). Através da aplicação de diferentes métodos de estimativa de recarga subterrânea em Minnesota, Estados Unidos, os autores concluíram que o método VNA é o mais simples e fácil de ser aplicado. Além disso, em locais onde os dados de níveis de água já estão disponíveis, este método é considerado o mais barato. Com base nos resultados obtidos neste estudo, os autores sugerem ser necessária, no mínimo, uma frequência de medição semanal dos níveis, visando a não subestimação da taxa de recarga.

Bortolin (2018), em estudo realizado na Bacia Taquari Antas, estimou as taxas de recarga no SASG utilizando diferentes métodos. Durante os períodos de recessão o autor identificou redução gradual nos níveis dos poços cacimba, e rápido aumento em resposta a eventos de precipitação (Figura 17). No entanto, para os poços tubulares, localizados no sistema fraturado, não foram constatadas alterações significativas nos níveis após ocorrência de chuvas (Figura 18). Conforme o autor, esta resposta nos níveis dos poços a eventos de precipitação, reflete uma alteração mais rápida na recarga do aquífero livre localizado no solo, sendo que parte desta água pode contribuir para a recarga do aquífero fraturado e outra parcela descarrega no rio.

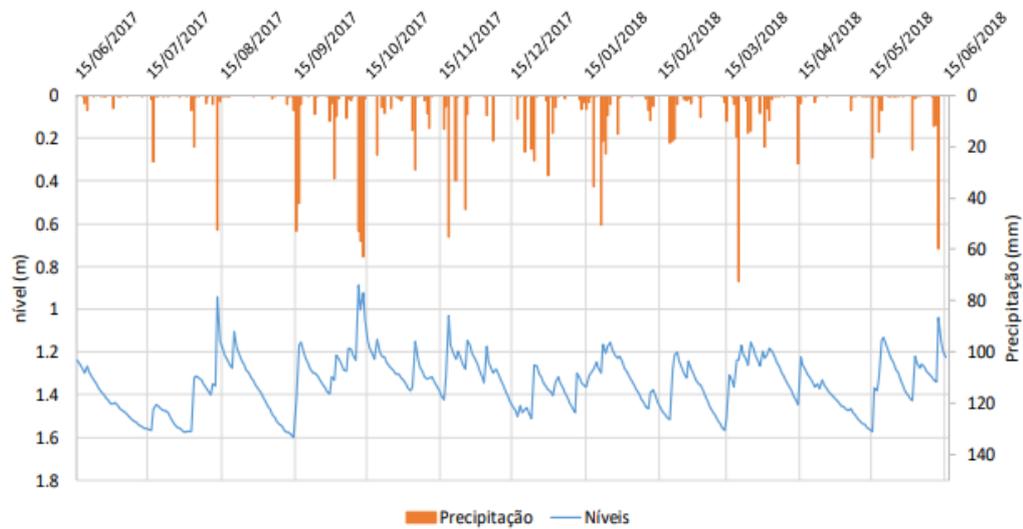


Figura 17 - Variação do nível de água em poço localizado no aquífero granular

Fonte: Bortolin (2018)

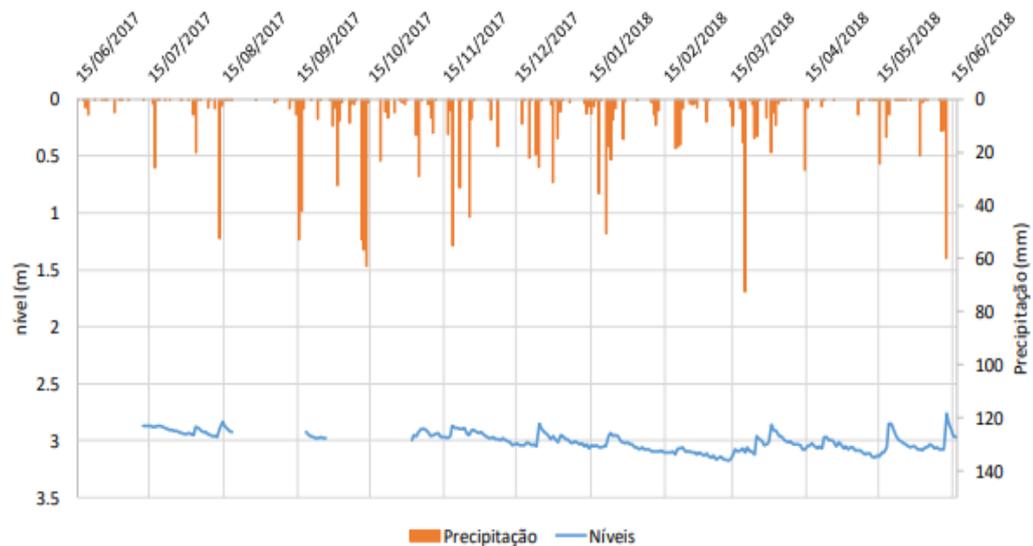


Figura 18 - Variação do nível de água em poço tubular localizado no aquífero fraturado

Fonte: Bortolin (2018)

Com a aplicação de testes de autocorrelação e correlação cruzada entre as séries de precipitação e níveis dos poços, Bortolin (2018) identificou baixa relação para os poços no fraturado. Diferente do observado nos poços localizados no aquífero granular livre, nos quais os valores máximos de correlação ocorreram entre o primeiro e segundo dia. Estes poços também apresentaram maior porcentagem de recarga em relação a precipitação do que os poços no fraturado. De acordo com o autor, duas hipóteses podem explicar o maior tempo de resposta nas variações dos níveis nos poços tubulares. Na primeira situação, em regiões onde se tem o

aquífero granular, a água do mesmo recarrega o aquífero fraturado onde há ocorrência de fraturas. A segunda situação é na ausência do aquífero granular, neste caso a água que infiltra no solo recarrega o fraturado apenas em regiões onde há fraturas abertas. Desta forma, verificam-se respostas diferentes dependendo da região, e no geral lentas, pois a água percola por diferentes meios até atingir as fraturas.

Melati (2018), estudou a interação entre águas superficiais e subterrâneas no SASG, na região do Paraná. Foram realizadas estimativas de recarga através da aplicação dos métodos balanço hídrico, separação do escoamento de base e modelo MGB-IPH. O autor constatou convergência nos valores estimados de recarga para os diferentes métodos, sendo mantida a mesma ordem de grandeza para a maioria das técnicas. Melati (2018), menciona a influência da geomorfologia e dos solos no processo de recarga, destacando que regiões menos declivosas apresentam valores superiores de recarga subterrânea. Tal resultado também é observado no trabalho de Bortolin (2018).

3.5 Métodos de Estimativa de Recarga Subterrânea

A seguir são descritos alguns métodos utilizados para estimar a recarga subterrânea, sendo apresentadas as suas vantagens, limitações e variáveis envolvidas.

3.5.1 Balanço Hídrico

O método do balanço hídrico é amplamente utilizado, e pode ser aplicado em várias escalas para avaliar as trocas de água subterrânea e superficial em rios, lagos e zonas úmidas (WOESSNER, 2020). Este método considera um volume controle, como por exemplo uma coluna de solo, aquífero ou bacia hidrográfica, e contabiliza as entradas e saídas de água, bem como a variação no armazenamento dentro do mesmo (HEALY, 2010). Dessa forma, a equação do balanço hídrico obedece ao princípio da continuidade, o qual determina que a diferença entre entradas e saídas, em um sistema qualquer, é igual a variação do armazenamento dentro do mesmo (FILHO, 2008).

A maneira mais comum de estimar a recarga a partir do método do balanço hídrico é por meio de métodos indiretos ou abordagem residual, nos quais todas as variáveis do balanço são medidas ou calculadas, excetuando a recarga, que é definida como sendo o residual da equação (SCANLON *et al.*, 2002; HEALY, 2010). A equação do balanço hídrico (HEALY, 2010) pode ser escrita da seguinte maneira:

$$P = ET + \Delta S + R_{off} + D$$

Equação 1

Onde:

P: precipitação

ET: evapotranspiração

 ΔS : variação de armazenamento no volume de controle R_{off} : escoamento direto (precipitação que não infiltrou)

D: drenagem para fora do volume de controle

Neste caso a drenagem pode ser considerada equivalente à recarga, contanto que a água do volume de controle alcance o lençol freático (HEALY, 2010). Todos os componentes da equação acima são dados como taxas (mm/d ou mm/ano). Para uma bacia hidrográfica, o cálculo do balanço hídrico pode ser realizado conforme a Equação 2. Sendo que os parâmetros desta equação podem ser refinados em subcomponentes. No entanto, muitos podem ser negligenciados em termos de magnitude e, sendo assim, desconsiderados na análise (HEALY, 2010; BORTOLIN, 2018).

$$P + Q_{on} = ET + \Delta S + Q_{off}$$

Equação 2

Onde:

 Q_{on} : escoamento superficial e subterrâneo para dentro da bacia Q_{off} : escoamento superficial e subterrâneo para fora da bacia

Healy (2010) apresenta o exemplo de uma abordagem diferente de aplicação do método de balanço hídrico em bacias hidrográficas, desenvolvida por Thornthwaite e Mather (1955). O procedimento elaborado pelos autores requer medições de temperatura do ar e precipitação, podendo ser utilizados também dados de textura do solo e profundidade da zona saturada. O balanço hídrico por essa abordagem é obtido mensalmente, através da Equação 3.

$$P = ET + \Delta S^{uz} + Q_{off}^{sw}$$

Equação 3

Onde:

ΔS^{uz} : variação do armazenamento da água no solo

Q_{off}^{sw} : soma do escoamento superficial (R_{off}) e o escoamento de base (Q^{bf})

Caso a evapotranspiração da água subterrânea e a mudança do armazenamento sejam desprezíveis, a recarga pode ser considerada igual ao escoamento de base, e a Equação 3 pode ser escrita conforme a Equação 4 (HEALY, 2010; BORTOLIN, 2018).

$$R = P - ET - \Delta S^{uz} - R_{off}$$

Equação 4

A parcela que corresponde apenas ao escoamento superficial pode ser obtida através de diferentes métodos, sendo comum a utilização do método da curva número (CN) do US *Soil Conservation Service* (NRCS, 2004). A estimativa do escoamento superficial é dada pela Equação 5.

$$R_{off} = \frac{(P - 0,2S)^2}{P + 0,8S} \text{ se } P > 0,2S$$

Equação 5

Onde:

R_{off} : volume do escoamento superficial (mm)

P: precipitação (mm)

S: potencial máximo de retenção (mm)

Em função do número da curva de escoamento superficial (CN) estima-se o parâmetro S, utilizando a seguinte equação:

$$S = \frac{25400}{CN} - 254$$

Equação 6

Os valores de CN são tabelados conforme os tipos e usos do solo, levando em consideração os seguintes grupos hidrológicos: A (baixo potencial de escoamento), B

(moderado potencial de escoamento), C (alto potencial de escoamento) e D (muito alto potencial de escoamento) (SARTORI *et al.*, 2005).

De acordo com Scanlon *et al.* (2002), a principal limitação da abordagem residual do método do balanço hídrico é que a precisão dos valores estimados de recarga depende da acurácia de medição ou cálculos dos demais componentes da equação. Quando a magnitude da taxa de recarga é pequena em relação as demais variáveis, esta limitação torna-se crítica, e pequenos erros nos valores desses componentes acarretam em grandes incertezas nas taxas de recarga (SCANLON *et al.*, 2002; HEALY, 2010). No entanto, em regiões de clima úmido, as incertezas nas estimativas através do balanço hídrico são pequenas quando comparadas ao total da recarga, sendo assim um método confiável (DE VRIES e SIMMERS, 2002).

3.5.2 Variação do Nível de Água

O método de Variação do Nível de Água (VNA), em inglês *Water Table Fluctuation* (WTF), é, devido a sua facilidade de cálculo, uma das técnicas mais utilizadas para estimar valores de recarga (HEALY, 2010; TERRAMOTO e CHANG, 2018). Nesta técnica são utilizadas flutuações nos níveis subterrâneos ao longo do tempo, tendo como base a premissa de que os mesmos, em aquíferos livres, se elevam devido à recarga, a qual pode ser calculada através da Equação 7 (HEALY, 2010).

$$R = S_y \frac{\Delta H}{\Delta t}$$

Equação 7

Onde:

S_y: rendimento específico

ΔH: mudança na altura do lençol freático

Δt: intervalo de tempo

A aplicação da Equação 7 para cada elevação individual dos níveis gera uma estimativa de recarga total (bruta). Para determinar esta recarga, ΔH é definido como a diferença entre o pico da curva de ascensão e o ponto mais baixo da curva de recessão antecedente, extrapolada até o instante do pico (Figura 19). A recarga estimada recebe esse nome, pois não leva em consideração as saídas de água do aquífero durante o intervalo de tempo de aplicação do método (HEALY, 2010; BORTOLIN, 2018).

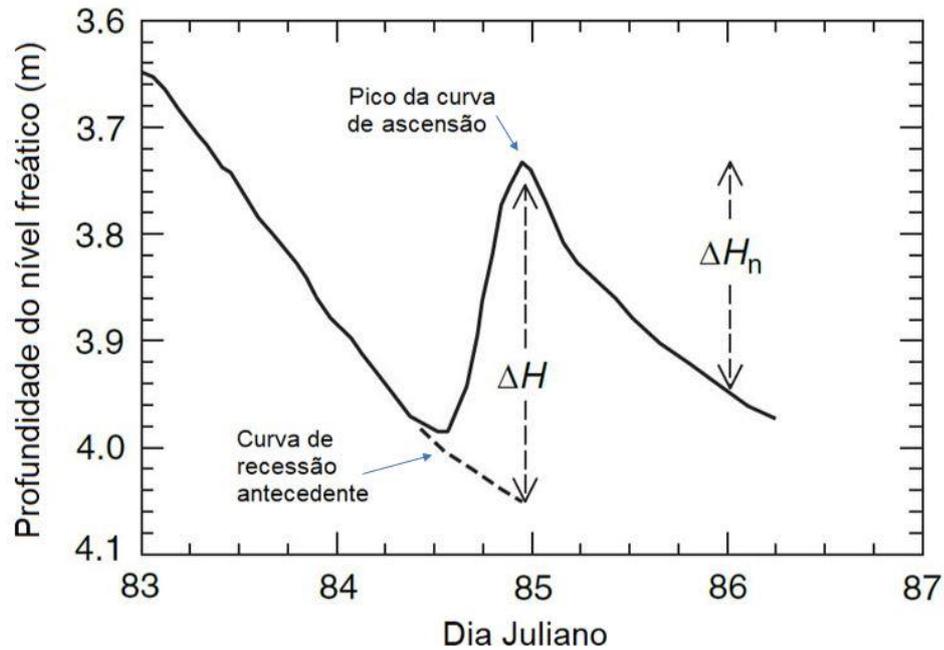


Figura 19 - Hidrograma hipotético de águas subterrâneas

Fonte: Bortolin (2018) adaptado de Healy (2010)

A curva de recessão antecedente refere-se ao traço que o hidrograma do poço teria seguido caso não houvesse um evento de precipitação que elevasse o nível (HEALY, 2010). Diferentes abordagens podem ser aplicadas para determinar o ΔH , como métodos RISE (RUTLEDGE, 1998), *Master Recession Curve* (MRC) (HEPPNER e NIMMO, 2005; HEPPNER *et al.*, 2007; LORENZ e DELIN, 2007; DELIN *et al.*, 2007), entre outras abordagens gráficas (RISSER *et al.*, 2005; DELIN *et al.*, 2007). Nimmo *et al.* (2015), desenvolveram uma nova análise do método VNA, denominado *Recessão Mestra Episódica* (EMR), para identificar e quantificar recargas episódicas, associando as mesmas a um evento de precipitação causal.

Outras análises e modificações mais recentes do método VNA podem ser observadas nos trabalhos de Rama *et al.* (2018), Yang *et al.* (2018) e Labrecque *et al.* (2019). Rama *et al.* (2018), propõem uma abordagem na qual são utilizadas medições discretas do nível de água. Assim, os autores estendem a aplicação da abordagem de série temporal do método, proposta por Crosbie *et al.* (2005), eliminando a necessidade de monitoramento contínuo dos níveis de água. É introduzido, também, um termo variável para contabilizar o volume de água que deixa o aquífero no mesmo intervalo de tempo. Yang *et al.* (2018), desenvolveram o método *Water-Table Fluctuation Regression* (WTFR), afim de caracterizar quantitativamente os padrões

regionais de descarga subterrânea em aquíferos estressados por bombeamento intensivo. A vantagem de tal método é que o mesmo considera, simultaneamente, a recarga e a descarga, enquanto o método original considera apenas a recarga.

No trabalho desenvolvido por Labrecque *et al.* (2019), os autores realizaram uma pequena modificação, combinando o algoritmo do método RISE de Rutledge (1998) com o método gráfico de Delin *et al.* (2007). Através desta alteração, os períodos de recessão são extrapolados e é calculado o aumento do nível de água a cada dia. Além disso, este método também considera a existência de valores de rendimento específico variáveis dentro de um único aquífero. Desta maneira, é eliminada a suposição inerente ao método original, de que o parâmetro rendimento específico se apresenta como um valor fixo para cada poço de observação ou para o aquífero todo.

O termo rendimento específico (S_y) refere-se ao volume de água descarregado por um aquífero livre por unidade de área superficial por decréscimo unitário do nível d'água (KRUSEMAN e RIDDER, 2000). Este parâmetro independe do tempo, e é responsável, em teoria, pela mudança instantânea no armazenamento de água após uma alteração na carga total (MAZIERO, 2005; HEALY, 2010). O cálculo do rendimento específico pode ser realizado através da Equação 8 (HEALY e COOK, 2002).

$$S_y = n - S_r$$

Equação 8

Onde:

S_y : rendimento específico

n : porosidade total

S_r : retenção específica

O rendimento específico é de grande relevância para o método VNA, pois a precisão no seu cálculo determinará as incertezas dos resultados gerados. Dessa forma, as taxas estimadas de recarga podem variar significativamente conforme o valor de S_y adotado. Tendo isto em vista, há uma grande variedade de métodos para determinar o valor deste parâmetro, tanto em laboratório como em campo (GOMES, 2008; HEALY, 2010; SAGHRAVANI *et al.*, 2015).

Em laboratório, pode se determinar o rendimento específico por meio de ensaios de drenagem de coluna de solo, ou geração de uma curva de retenção da água no solo. Em campo, o mesmo pode ser obtido através de testes de bombeamento do poço. Outros métodos que podem ser utilizados incluem a avaliação do balanço hídrico, procedimento gráfico, no qual se

relaciona os aumentos no nível do lençol freático à eventos de precipitação que os originaram, entre outros (HEALY, 2010; VARNI *et al.*, 2013; CARVALHO *et al.*, 2014).

As flutuações no nível de água subterrânea ocorrem em diversas escalas de tempo. As alterações de longo prazo podem estar relacionadas com mudanças nas taxas de recarga em resposta a variações climáticas ou efeitos antrópicos. Já as flutuações sazonais dos níveis subterrâneos ocorrem frequentemente em muitas áreas, como consequência da sazonalidade da evapotranspiração, precipitação, irrigação e bombeamento de água subterrânea. As variações de curto prazo no nível do lençol freático ocorrem em resposta à eventos de precipitação, bombeamento, flutuações da pressão barométrica, evapotranspiração e outros fenômenos (HEALY, 2010).

A principal vantagem do método VNA é a sua simplicidade e facilidade de aplicação. Além disso, nesta técnica não são feitas suposições a respeito dos mecanismos de movimento da água através da zona saturada, portanto a presença de caminhos de fluxo preferenciais não restringe a sua aplicação. As estimativas obtidas podem ser representativas de áreas de vários metros quadrados, tornando-se uma técnica menos pontual do que as que são baseadas em dados da zona não saturada (HEALY, 2010).

No entanto há limitações na utilização do método VNA, como por exemplo: não pode ser aplicado quando as taxas de recarga e descarga são equivalentes, pois o método estimaria uma recarga nula, devido à ausência de elevações ou rebaixamentos na superfície freática; taxas de recarga variam significativamente dentro da bacia, em virtude de diferenças no relevo, geologia, vegetação, entre outros fatores, sendo assim os poços devem estar alocados de maneira que os níveis monitorados representem a bacia como um todo; outras dificuldades relacionam-se com a identificação das causas da flutuação dos níveis e cálculo do parâmetro rendimento específico (HEALY e COOK, 2002).

3.5.3 Separação do Escoamento de Base

Levando em consideração que os sistemas subterrâneos e superficiais estão intimamente conectados, é comum, em regiões úmidas, estimar taxas de recarga a partir de dados de vazão. Tais métodos estimam as taxas de troca entre águas subterrâneas e superficiais, desta forma podendo representar a recarga concentrada ou difusa (HEALY, 2010). Como mencionado anteriormente, o fluxo de base é a parcela do escoamento do rio atribuída à descarga de águas subterrâneas, e o mesmo pode ser utilizado como aproximação de recarga, sendo esta chamada

de recarga efetiva (DANIEL, 1996), recarga observável (HOLTSCHLAG, 1997) ou recarga de base (SZILAGYI *et al.*, 2003).

As técnicas de análise de hidrogramas são importantes para investigação dos mecanismos que governam as relações entre rio e aquífero, pois é através destes que as séries temporais de vazão são representadas (BRODIE *et al.*, 2007; CAVAZZANA *et al.*, 2019). A separação do escoamento de base através da análise do hidrograma fornece informações sobre os reservatórios naturais que abastecem o rio, sendo comumente assumido que o manancial subterrâneo é o maior contribuinte do fluxo de base (BRODIE *et al.*, 2007).

A estimativa de recarga a partir do escoamento de base está baseada no balanço hídrico, sendo a recarga igualada à descarga. No entanto, esta premissa deve ser analisada com cuidado, uma vez que em algumas bacias o fluxo de base pode não ser dominado pela descarga dos aquíferos, devido a existência de outros reservatórios que abastecem o rio, como lagos conectados ou até mesmo os “*streambanks*”, oriundos de um evento de cheia. Além disso, tal afirmação também não é adequada caso as taxas de bombeamento, evapotranspiração e percolação contribuam de maneira significativa no equacionamento do balanço (SCANLON *et al.*, 2006; BRODIE *et al.*, 2007).

Há na literatura diferentes métodos de análise do escoamento de base, como Infiltrômetros, Método de Darcy, métodos empíricos, técnicas de separação baseadas em isótopos e análises químicas, e, também, utilização de curvas de permanência e curvas de recessão (HEALY, 2010). Abaixo serão apresentados alguns destes métodos.

3.5.3.1 Métodos de Separação Gráfica

Uma das técnicas mais antigas de separação da parcela referente ao escoamento de base do hidrograma total é “curva de abatimento normal”, descrita por Horton (1933), e também chamada de Curva Mestre de Recessão (CMR) de escoamento de base. Tal curva consiste em um gráfico característico das recessões de fluxo, obtido a partir da sobreposição de diversas curvas de recessão observadas em um determinado rio (CHOW *et al.*, 1988).

Na Figura 20 são apresentados três métodos alternativos para efetuar a separação do escoamento de base, baseados na análise gráfica, sendo eles: método da linha reta, método da base fixa e o método da declividade variável (CHOW *et al.*, 1988).

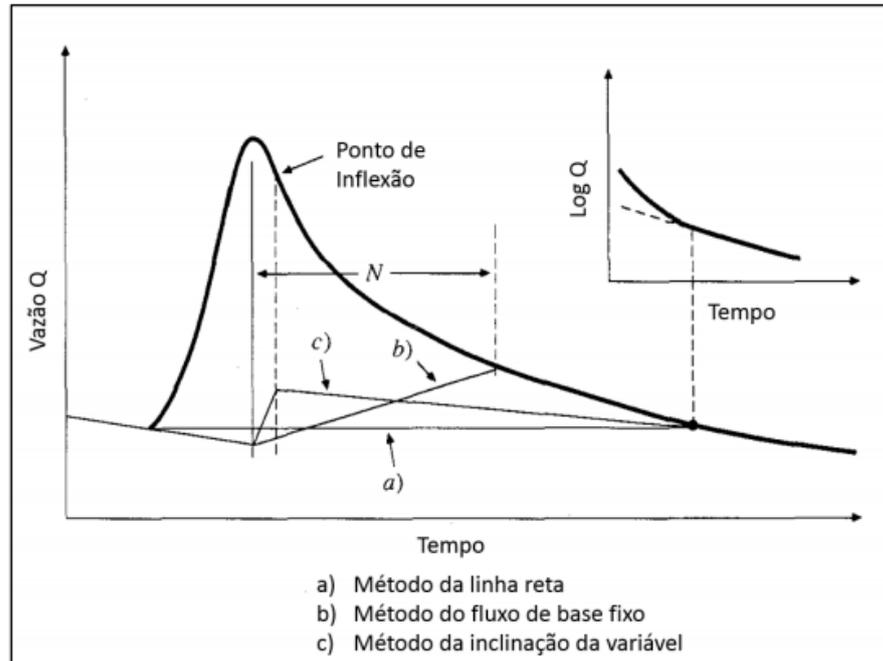


Figura 20 - Métodos de separação gráfica

Fonte: Modificado de Chow *et al.* (1988)

No método da linha reta, se traça uma linha horizontal a partir do ponto no qual se inicia o escoamento superficial direto até a interseção com a porção referente ao início da recessão. Já o método do fluxo de base fixa, parte do pressuposto que o escoamento superficial termina em um tempo fixo N após o pico do hidrograma. Desta maneira, o fluxo de base antecedente ao início do escoamento superficial é projetado até a linha vertical referente ao tempo de pico. A partir deste ponto, se traça uma reta para conectar esta projeção à curva de recessão, correspondente ao final do escoamento direto, no tempo N após o pico. No método da inclinação variável, a curva de recessão do escoamento de base antecedente ao escoamento superficial é extrapolada até o tempo de pico, e a curva de recessão após o término do escoamento superficial é extrapolada até o ponto de inflexão, por fim uma linha reta é traçada para unir estas extrapolações (CHOW *et al.*, 1988).

Avanços em programas de computador facilitaram o processo de separação automática do hidrograma, reduzindo a subjetividade dos métodos manuais acima citados, além de permitir a análise de hidrogramas de maior complexidade. Como exemplo, podem ser citados os programas HYSEP (SLOTO e CRAUSE, 1996) e PART (RUTLEDGE, 1998). No primeiro, são utilizados três métodos para separar os diferentes escoamentos do hidrograma, sendo eles o método do intervalo fixo, dos mínimos locais e da declividade variável. No programa PART,

o fluxo de base é definido como sendo igual a vazão em dias de recessão. Então, é realizada a interpolação linear destes dias, determinando assim o fluxo de base do restante do hidrograma.

3.5.3.2 Filtros Digitais

A separação do escoamento de base também pode ser realizada utilizando processamento de dados e procedimentos de filtragem, como os filtros digitais recursivos de Eckhardt (2005). Os filtros digitais têm como objetivo gerar um índice automatizado e de fácil reprodução, que pode ser relacionado à resposta do fluxo de base de uma bacia hidrográfica (BRODIE *et al.*, 2007). A estimativa do fluxo de base, a partir desta técnica, é realizada apenas com os dados de vazão, assumindo que a mesma é composta por dois componentes, o escoamento direto e o escoamento de base (Equação 9) (COLLISHONN e FAN, 2012).

$$y_i = f_i + b_i$$

Equação 9

Onde:

y_i : vazão total no tempo i

f_i : escoamento direto no tempo i

b_i : escoamento de base no tempo i

Eckhardt (2005) propôs um filtro que pode ser expresso em função de duas constantes, sendo elas a constante de recessão a e a constante *base flow index maximum* (BFImax). A constante de recessão, quando o escoamento direto for nulo e a recarga subterrânea insignificante, relaciona os valores de descarga de um determinado passo de tempo durante as recessões. Sendo assim, o parâmetro a é obtido através da análise do hidrograma.

O parâmetro BFImax restringe o valor máximo do Índice de Fluxo Basal (BFI - *base flow index*) que pode ser modelado pelo algoritmo, sendo o BFI a razão de longo prazo entre a vazão de base e a vazão total do rio. O BFImax não pode ser obtido de forma direta, entretanto sabe-se que o valor de BFI pode ser influenciado pela geologia da bacia estudada, e o mesmo pode ser esperado do BFImax (BLOOMFIELD *et al.*, 2009; COLLISHONN e FAN, 2012).

Eckhardt (2005), estimou valores representativos de BFImax para três condições hidrológicas e hidrogeológicas distintas: rios perenes com aquífero poroso (BFImax = 0,80), rios efêmeros com aquífero poroso (BFImax = 0,50) e rios perenes com aquífero fraturado (BFImax = 0,25). No entanto, Eckhardt (2008) sugere que estes valores pré-definidos podem

causar aproximações tendenciosas no cálculo do BFI, limitando o valor máximo que o BFI pode assumir. Sendo assim, o autor recomenda que a calibração deste parâmetro seja realizada utilizando dados de traçadores.

3.5.3.3 Análise das Curvas de Permanência

A curva de permanência exhibe a gama completa de vazões de um rio, indo desde vazões mínimas até eventos de enchentes. Tais curvas representam a relação entre qualquer valor de vazão e a porcentagem do tempo que esta é igualada ou excedida, ou seja, é a relação entre magnitude e frequência de descargas em rios. Desta forma, as curvas de permanência também podem ser utilizadas para análise do fluxo de base em uma bacia hidrográfica, uma vez que fornecem informações sobre essa componente do fluxo do rio (SMAKTHIN, 2001; BRODIE *et al.*, 2007).

A porção da curva com vazões abaixo da Q_{50} (descarga que é igualada ou excedida em 50% do tempo), é a de maior interesse para estudos de escoamento de base, pois representa condições de fluxos baixos. Consequentemente, esta parte da curva pode ser interpretada como um índice de contribuição da água subterrânea para o fluxo do rio. A avaliação da relação entre o escoamento superficial e a descarga subterrânea pode ser realizada através da análise da forma da curva de permanência, em razão de seu formato ser um indicativo das condições hidrogeológicas da bacia hidrográfica. Assim, a interpretação da curva pode ser realizada avaliando a sua inclinação, conforme ilustrado na Figura 21 (SMAKTHIN, 2001; BRODIE *et al.* 2007; CAVAZZANA *et al.*, 2019).

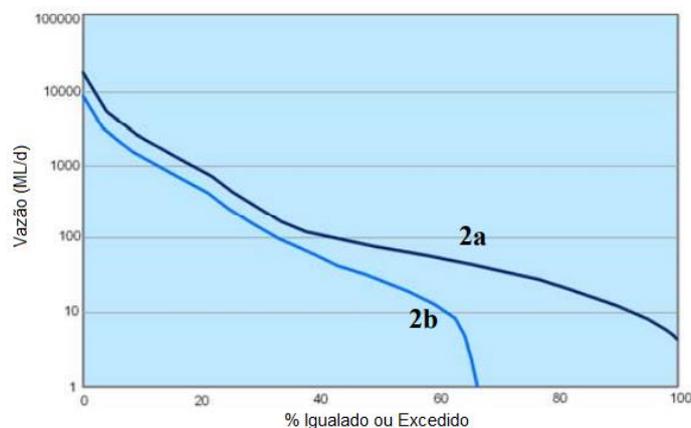


Figura 21 - Exemplos de curvas de permanência de rios com (2a) elevado fluxo de base e (2b) baixo fluxo de base

Fonte: Adaptado de Brodie *et al.* (2007)

Se a porção referente às vazões baixas possui uma inclinação suave (2a), a contribuição subterrânea para o fluxo do rio é normalmente significativa. No entanto, se a curva apresentar uma inclinação mais íngreme (2b), indica uma contribuição pequena ou variável do fluxo de base para o fluxo total do rio (SMAKTHIN, 2001; BRODIE *et al.*, 2007).

Outros diversos índices de escoamento de base podem ser estimados a partir desta porção da curva. Entretanto, eles não podem ser utilizados para estimar o fluxo de base por si sós, sendo assim, são úteis para comparação de características entre diferentes locais. A relação Q_{90}/Q_{50} , por exemplo, é comumente utilizada para indicar a proporção de fluxo de água do rio oriunda do armazenamento subterrâneo. Descargas de um ou n dias também são utilizadas como índices de vazões baixas, como a $Q_{75(7)}$, $Q_{75(10)}$ e $Q_{95(10)}$ (NATHAN e McMAHON, 1990; BRODIE *et al.*, 2007).

Smakthin (2001), sugere que a relação Q_{90}/Q_{50} também pode ser utilizada como estimativa de BFI. Collishonn e Fan (2012), utilizaram esta razão em estudo realizado na região centro-oeste sul do Brasil. Os autores sugerem que, para esta região do País, o parâmetro BFI_{max} do filtro proposto por Eckhardt pode ser estimado com base na relação Q_{90}/Q_{50} , se este for ligeiramente corrigido com equação apresentada pelos mesmos.

3.5.4 Modelos Hidrológicos

Os modelos hidrológicos, amplamente utilizados em diferentes tipos de estudos, também podem ser empregados para obter estimativas de recarga subterrânea. Sendo o uso dos mesmos capaz de fornecer informações importantes a respeito do funcionamento destes sistemas, identificando fatores que influenciam a recarga (HEALY, 2010).

Usualmente, a maioria dos modelos hidrológicos de simulação são baseados de alguma forma na equação do balanço hídrico. Também podem ser utilizados modelos empíricos, os quais não são baseados na equação do balanço hídrico. Estes se apresentam na forma de equações simples que definem a recarga anual como função da precipitação e, possivelmente, outros dados climáticos ou características da bacia (HEALY, 2010).

Existem diferentes tipos de modelos, como por exemplo o modelo SMAP (*Soil Moisture Accounting Procedure*), SWMM (*Storm Water Management Model*), BALSEQ, MGB-IPH (Modelo Hidrológico de Grandes Bacias), entre outros. O BALSEQ, desenvolvido com intuito de estimar a recarga de águas subterrâneas rasas em Portugal, é um modelo numérico baseado nas entradas e saídas do solo (LOBO-FERREIRA, 1981). O SWMM, desenvolvido em 1971 pela U.S. EPA (*Environmental Protection Agency*), é um modelo dinâmico de simulação de

chuva-vazão, utilizado para simular hidrogramas em bacias urbanas (ROSSMAN, 2015). O SMAP é um modelo determinístico que realiza o balanço da umidade do solo com base em dois reservatórios lineares, representando a camada superior do solo e o aquífero (LOPES *et al.* 1982). O MGB-IPH é um modelo distribuído de base conceitual, desenvolvido para simular a transformação de chuva-vazão em grandes bacias hidrográficas. Entretanto, o mesmo também pode ser utilizado em bacias menores (COLLISHONN *et al.*, 2007).

Cabe ressaltar a importância de realizar a calibração dos modelos, que consiste no processo de ajustar os dados de entrada, com intuito de que a saída do modelo corresponda às observações ou medições independentes. A calibração pode ser realizada manualmente, através de tentativa e erro, ou podem ser utilizadas técnicas estatísticas, como regressão não-linear (HILL, 1998; HEALY, 2010).

3.6 Considerações Finais Sobre a Revisão Bibliográfica

Através da revisão bibliográfica apresentada, percebe-se a importância da temática de interação entre as águas subterrâneas e superficiais, e, também, o quão necessário é o entendimento da dinâmica entre estes dois mananciais para que se tenha uma gestão adequada dos recursos hídricos. O monitoramento da variação dos níveis de água subterrânea e a caracterização da resposta do aquífero à diferentes eventos de precipitação, bem como entendimento do processo de recarga, são ferramentas importantes que auxiliam na compreensão destas relações entre os mananciais subterrâneo e superficial. No entanto, apesar da sua relevância, a compreensão dos processos dinâmicos das interações entre águas superficiais e subterrâneas ainda é incipiente. Atualmente, ainda que estejam sendo desenvolvidos estudos abordando a interação e recarga subterrânea, em diferentes sistemas ao redor do mundo, o conhecimento a respeito destes processos é escasso, e ainda mais raro quando se trata do Sistema Aquífero Serra Geral.

Cabe ressaltar, também, que pesquisas realizadas em pequenas bacias são uma ferramenta essencial no estudo e gestão do ambiente natural. Sendo muito do conhecimento atual a respeito do ciclo hidrológico, bem como influência antrópica no mesmo, adquirido através de estudos desenvolvidos em pequenas bacias experimentais (HEWLETT *et al.*, 1969; LATRON e LANA-RENAULT, 2018). Por permitirem a realização de medições de alta densidade e qualidade, estas bacias auxiliam na compreensão da complexidade dos processos hidrológicos, servindo como laboratórios de campo e, também, locais para validação de métodos e modelos (SCHUMANN *et al.*, 2010; LATRON e LANA-RENAULT, 2018). Dessa

forma, a utilidade de estudos desenvolvidos em pequenas bacias experimentais vem sendo repetidamente reconhecida (HEWLETT *et al.*, 1969; TETZLAFF *et al.*, 2017; LATRON e LANA-RENAULT, 2018).

4 ÁREA DE ESTUDO

A bacia estudada neste trabalho localiza-se na Cidade Universitária da Universidade de Caxias do Sul (Figura 22). Com uma área aproximada de 1 km², a bacia possui 7 poços de monitoramento, instalados próximos do rio, os quais captam água do Sistema Aquífero Serra Geral. Destes, 4 são poços tubulares inativos instalados no aquífero fraturado e 2 são piezômetros instalados no aquífero freático.

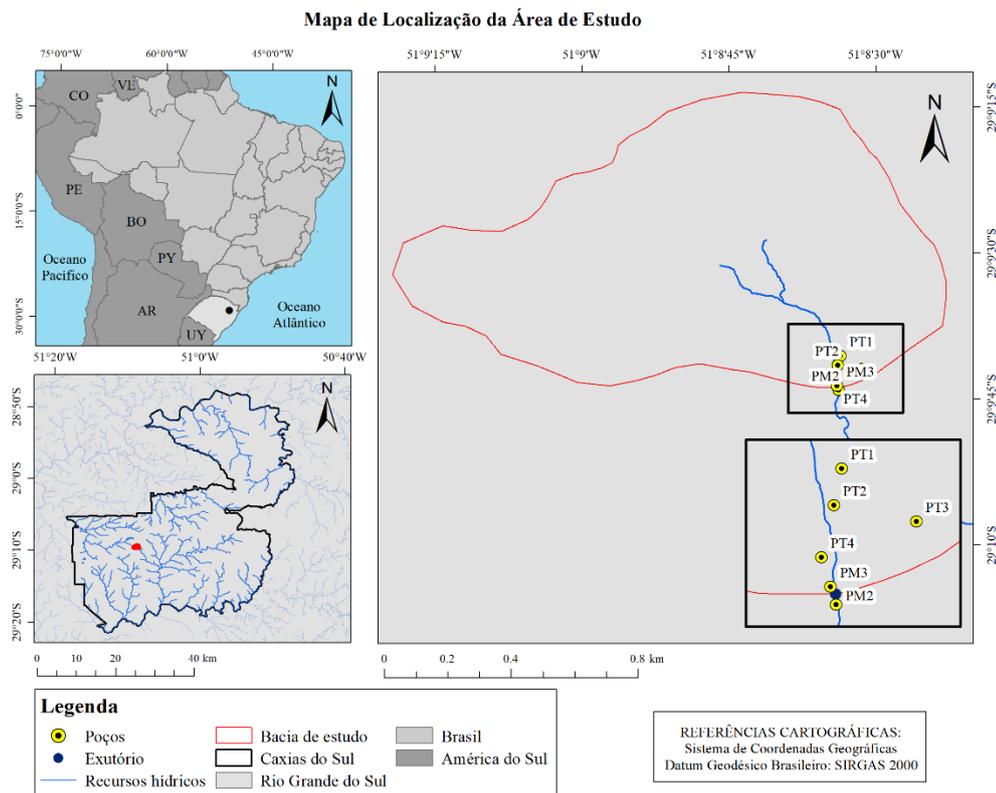


Figura 22 - Localização da área de estudo

A caracterização do meio físico da área na qual a bacia de estudo está inserida, foi realizada com base em dados climáticos, hidrológicos, geomorfológicos e pedológicos. Todos os mapas foram elaborados com auxílio dos *softwares* ArcGIS 10.5 e Google Earth Pro (2021).

4.1 Clima

O clima foi caracterizado com base em informações existentes na nova classificação climática do estado do Rio Grande do Sul, apresentadas no trabalho de Rossato (2011). Foram utilizados, também, dados da estação climatológica Caxias do Sul (código 83942), obtidos através do Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP), disponibilizado pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET, 2021).

O clima na área de estudo, conforme classificação desenvolvida por Rossato (2011), é caracterizado como Subtropical IVb, sendo este marcado por elevada umidade, invernos frios e verões amenos. Ainda de acordo com Rossato (2011), na área há menor influência dos sistemas polares e maior atuação dos sistemas tropicais marítimos conjugados com efeito do relevo-altitude do Planalto Basáltico, sendo os sistemas frontais responsáveis pela maior parte das precipitações. Neste tipo de clima ocorrem chuvas abundantes, oscilando entre 1700 a 2000 mm, bem distribuídas em 130 a 150 dias por ano. É a região do Rio Grande do Sul com maior quantidade de dias de chuva por mês (12 a 15 dias).

Analisando os dados da estação climatológica Caxias do Sul do INMET (Figura 23), para o período entre os anos 2000 e 2020, observam-se chuvas bem distribuídas ao longo do ano, sendo a precipitação média anual em torno de 1850 mm. O volume médio mensal para o mês mais seco (abril) e mais chuvoso (outubro) é de 128 mm e 201 mm, respectivamente. No município, a orografia é um fator de grande influência na alteração e reorganização das precipitações, conforme constatado em estudo desenvolvido por Belladonna e De Vargas (2016). Os autores analisaram o comportamento espaço-temporal da chuva acumulada em Caxias do Sul durante os anos de 2013 e 2014, e identificaram que as maiores precipitações ocorrem na região dos vales da Serra Geral e sobre a sede urbana do município, onde a variação altimétrica é abrupta. Enquanto os menores índices pluviométricos ocorrem em locais sem grande descontinuidade de altitude, como no Planalto dos Campos Gerais.

De acordo com Rossato (2011), esta região do Rio Grande do Sul apresenta as médias de temperaturas mais baixas do estado. Em conformidade com isto, observa-se nos dados da estação climatológica temperaturas médias mensais oscilando entre 12 °C e 21 °C. Os meses de janeiro e fevereiro apresentam as temperaturas mais elevadas, enquanto as menores temperaturas ocorrem nos meses de junho, julho e agosto. Analisando os dados de evaporação, observa-se, no mês mais quente (janeiro), uma evaporação média de 116 mm, enquanto no mês mais frio (julho) se verifica um valor de 36 mm.

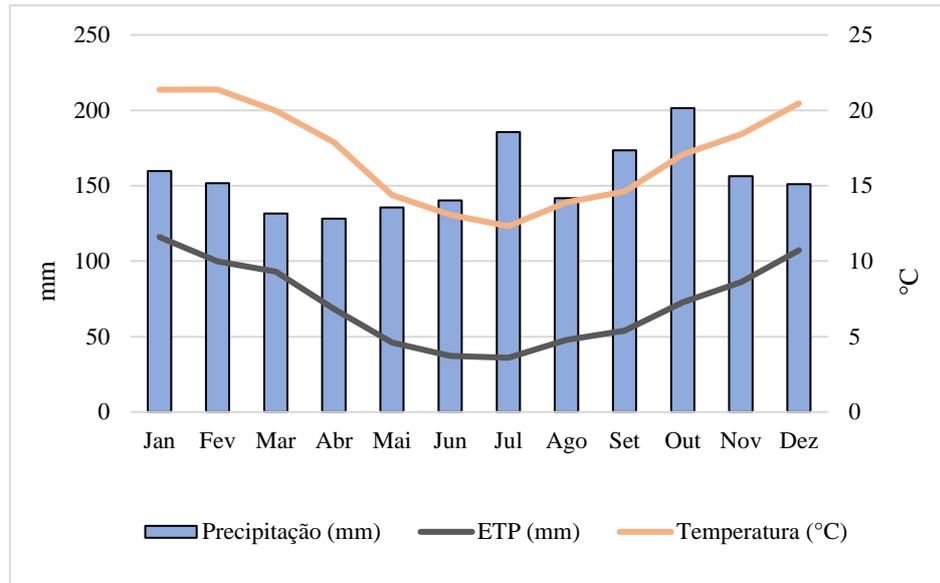


Figura 23 - Variação mensal de Precipitação, Evapotranspiração e Temperatura

Fonte: Adaptado do INMET (2020)

4.2 Hidrografia

Para caracterização da hidrografia foram utilizados dados disponibilizados pela Fundação Estadual de Proteção Ambiental Luiz Roessler (FEPAM), na escala 1:250.000. A bacia estudada no presente trabalho pertence à Região Hidrográfica do Guaíba, e encontra-se localizada dentro da Bacia Hidrográfica do Caí (Figura 24), a qual conta com uma área de 4983 km² (RIO GRANDE DO SUL, 2008).

A área de estudo está inserida mais precisamente na sub-bacia do Arroio Piaí, um dos principais afluentes do rio Caí, o qual conta com uma disponibilidade hídrica de 0,47 m³/s, conforme apresentado no Relatório Temático A.4 - Balanço Hídrico da bacia Hidrográfica do Rio Caí (RIO GRANDE DO SUL, 2007). Cabe ressaltar que, neste documento foi adotada como disponibilidade hídrica a diferença entre as vazões Q₉₀ e Q₉₅. Tal sub-bacia é dividida em Arroio Piaí Oeste e Leste, sendo suas águas classificadas, de acordo com a Resolução 357/2005 CONAMA, como Classe 3 e Classe 1, respectivamente (RIO GRANDE DO SUL, 2008). As águas pertencentes à Classe 3 podem ser destinadas ao abastecimento para consumo humano após tratamento convencional ou avançado, enquanto as águas de Classe 1 podem atender esta mesma finalidade após tratamento simplificado (BRASIL, 2005).

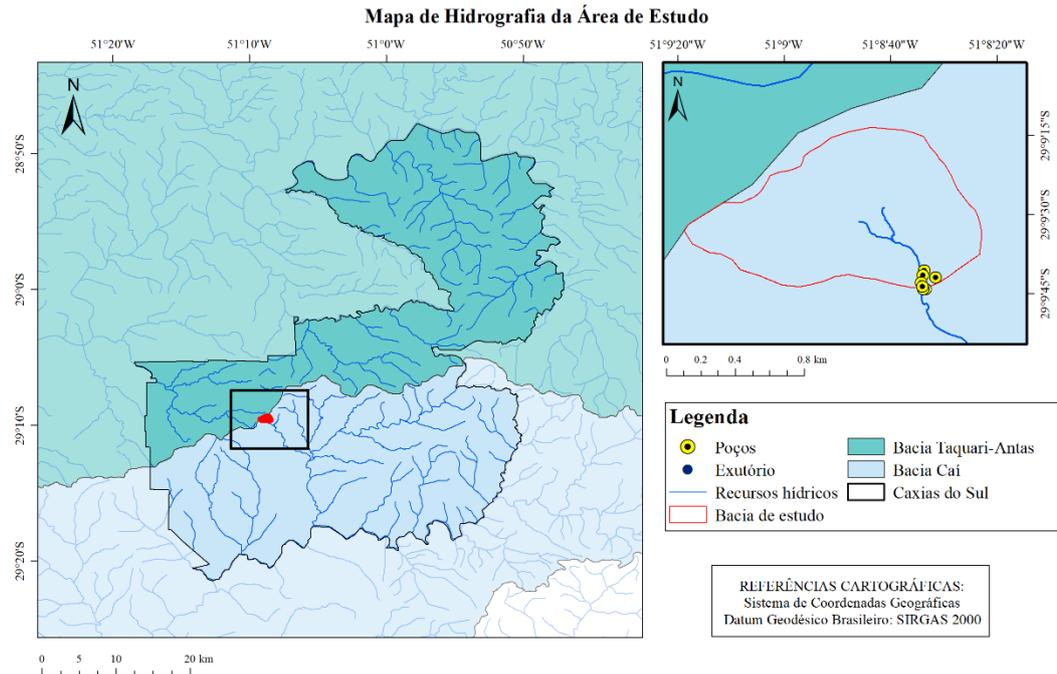


Figura 24 - Hidrografia da região estudada

Fonte: Elaborado a partir de FEPAM (2020)

4.3 Geomorfologia e Declividade

Os dados para caracterização geomorfológica foram obtidos através da base de dados do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2019). Para elaboração dos mapas de hipsometria e declividade foi utilizada a base de dados referente ao levantamento aerofotogramétrico dos anos de 2013/2014, disponibilizadas pela Prefeitura Municipal de Caxias do Sul através do seu Sistema de Informações Geográficas (GeoCaxias – Prefeitura de Caxias do Sul, 2021). Estes dados estão disponíveis na escala 1:1000, com curvas de nível equidistantes 1 m.

Com auxílio do *software* ArcGIS 10.5, as curvas de nível foram interpoladas gerando um modelo digital do terreno do tipo TIN (*Triangular Irregular Network*). A partir do mapa de altitude da área de estudo obteve-se o mapa de declividade, em percentual, sendo este classificado conforme critérios estabelecidos pela Embrapa (1999) (Tabela 1).

Tabela 1 - Classes de declividade

Relevo	Faixa de declividade (%)
Plano	0 – 3
Suave ondulado	3 – 8
Ondulado	8 – 20
Fortemente ondulado	20 – 45
Montanhoso	45 – 75
Escarpado	Acima de 75

Fonte: Embrapa (1999)

A área de estudo encontra-se situada na unidade geomorfológica Planalto dos Campos Gerais (Figura 25), a qual corresponde ao trecho que apresenta as mais elevadas cotas altimétricas da região geomorfológica Planalto das Araucárias. Constituído por extensos platôs e superfícies planálticas embutidas, levemente inclinadas para oeste, o Planalto dos Campos Gerais apresenta cotas variando de 600 a 1300 m. Os padrões de relevo predominantes são formados por antigas superfícies de aplainamento, as quais demarcam o topo do Planalto dos Campos Gerais, com topografia plana e levemente ondulada (RADAMBRASIL, 1986; VIERO e SILVA, 2010).

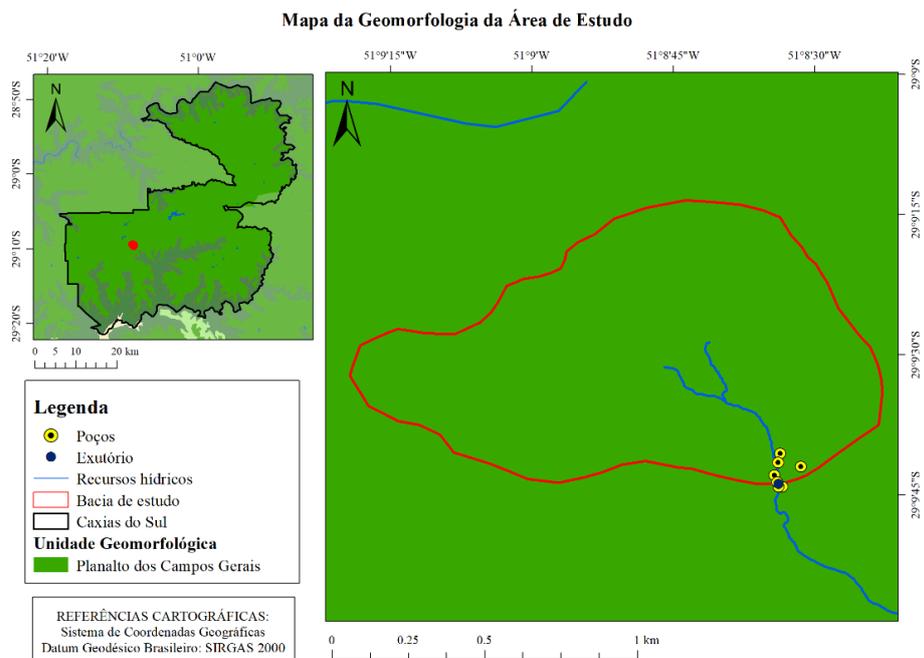


Figura 25 - Geomorfologia da área de estudo

Fonte: Elaborado a partir de IBGE (2019)

Na Figura 26 é apresentado o mapeamento da declividade da área de estudo, sendo as classes de declividade organizadas conforme classificação da Embrapa (1999), e na Tabela 2 estão apresentadas as áreas e porcentagens de cada uma destas classes. Em torno de 40% da área da bacia estudada encontra-se dentro da classificação de relevo ondulado, 24% na classificação de suave ondulado e 21% na classificação fortemente ondulado.

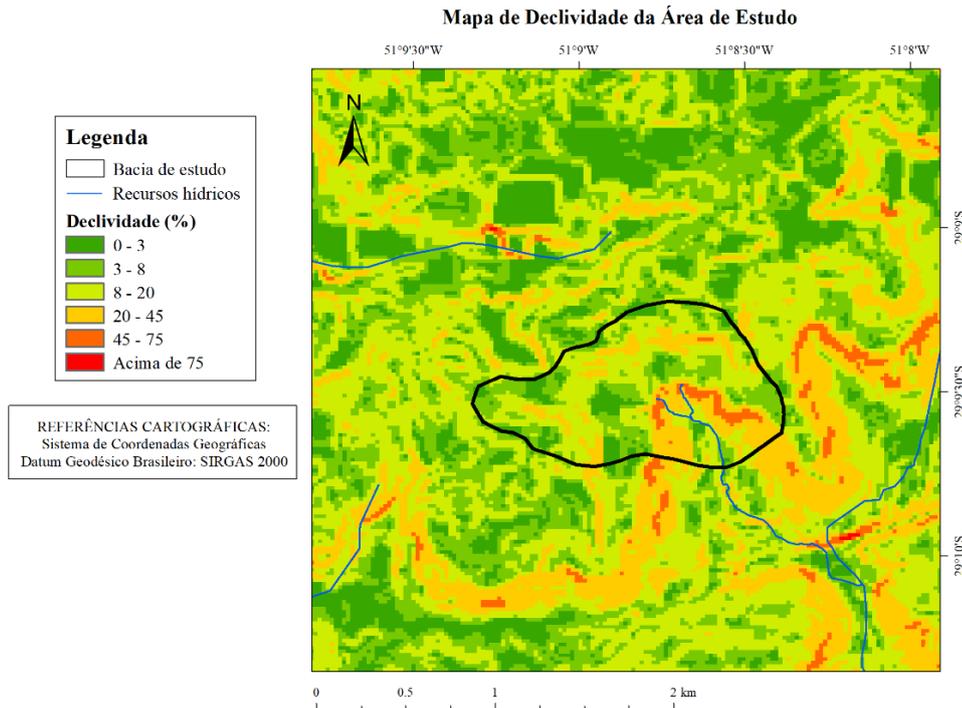


Figura 26 - Classes de declividade da área de estudo

Tabela 2 - Classes de declividade de acordo com Embrapa (1999) e suas porcentagens na área de estudo

Relevo	Declividade (%)	Área (km²)	Área (%)
Plano	0 – 3	0.103	10.90
Suave ondulado	3 – 8	0.232	24.51
Ondulado	8 – 20	0.380	40.11
Fortemente ondulado	20 – 45	0.198	20.84
Montanhoso	45 – 75	0.034	3.64
Escarpado	Acima de 75	0.000	0.00

4.4 Pedologia

Os tipos de solo presentes na área de estudo foram classificados conforme Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2007), e para elaboração do mapa pedológico foi utilizado um arquivo vetorial semidetalhado dos solos da região da serra gaúcha na escala 1:50.000, elaborado por Flores (2007).

Na área de estudo foram identificados dois tipos de solos: Argissolo Acinzentado Distrófico e Neossolo Litólico Eutrófico (Figura 27). O primeiro está presente em 83% da área da bacia, enquanto o segundo em 17%. No entanto, cabe ressaltar que esta informação está relacionada com a base de dados, e escala da mesma, disponível para elaboração do mapa. Dessa forma, em levantamentos mais detalhados podem ser encontrados outros tipos de classes de solos na área. Tendo em vista as características de relevo ondulado a fortemente ondulado na área de estudo, é esperada, também, a ocorrência de Cambissolos.

De acordo com o Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2007), os Argissolos apresentam profundidades variáveis e tem como principal característica o aumento de argila do horizonte superficial A para o horizonte subsuperficial B. Podem ser encontrados na maior parte da área territorial do Rio Grande do Sul, ocorrendo em relevo desde suave ondulado até forte ondulado. Os Argissolos têm sua origem a partir de diversos tipos de materiais geológicos, como basaltos, granitos, arenitos, argilitos e siltitos, sendo que na região estes materiais correspondem às rochas vulcânicas da Formação Serra Geral (VIERO e SILVA, 2010).

Já os Neossolos são solos mais rasos, constituídos por material mineral ou orgânico. Os mesmos possuem formação muito recente, podendo ser encontrados nas mais diversas condições de material de origem, relevo e drenagem (IBGE, 2007; VIERO e SILVA, 2010).

Os Cambissolos apresentam profundidades variáveis, ocorrendo desde rasos a profundos, e nas suas demais características também apresentam grande variabilidade. A drenagem deste tipo de solo vai de acentuada a imperfeita. Comumente pedregosos, cascalhentos ou até mesmo rochosos. Apesar de ocorrem preferencialmente em regiões serranas ou montanhosas, são disseminados em todas as regiões do Brasil (VIERO e SILVA, 2010).

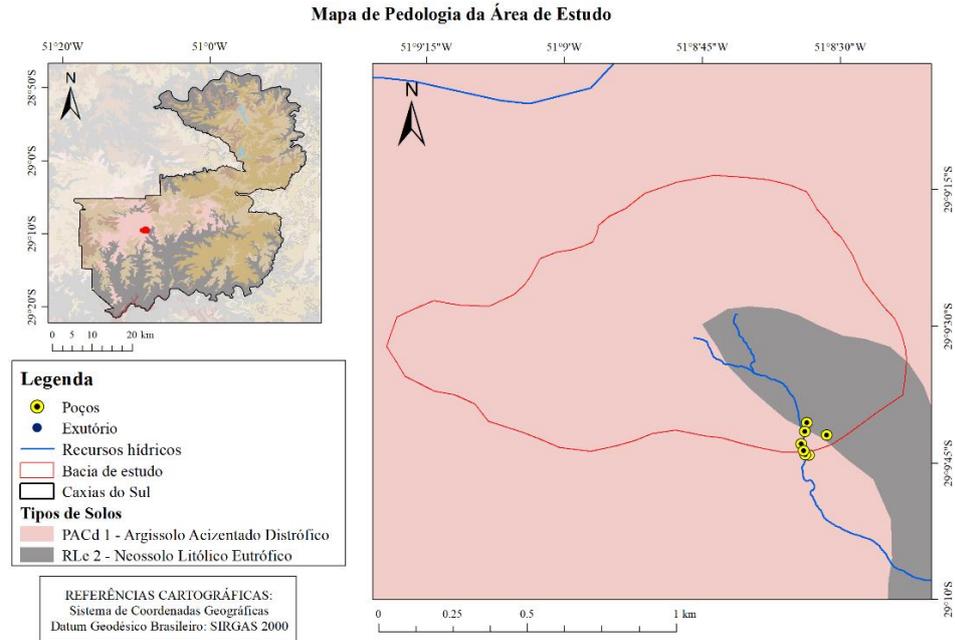


Figura 27 - Pedologia da área de estudo

Fonte: Elaborado a partir de Flores (2007).

4.5 Uso do Solo

O mapeamento do uso e cobertura do solo da bacia de estudo foi realizado com auxílio do *software* ArcGIS 10.5, utilizando o método da Máxima Verossimilhança para classificar a imagem. A bacia estudada possui característica predominantemente urbana, classificação que representa 55% da área total. A mata nativa, segunda feição com maior percentual, está presente em aproximadamente 25% da área. Os percentuais das diferentes classes de uso do solo estão apresentados na Tabela 3 e no mapa ilustrado na Figura 28.

Tabela 3 - Uso do solo da bacia de estudo

Classificação	Área (km ²)	%
Vegetação Nativa	0,237	24,97
Área Urbana	0,518	54,65
Vegetação Rasteira	0,133	14,00
Solo Exposto	0,060	6,38

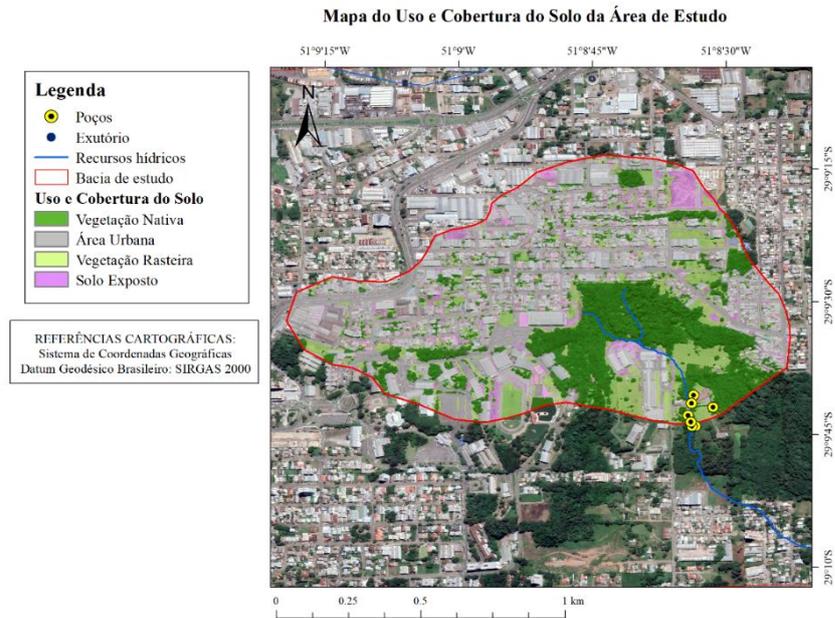


Figura 28 - Uso do solo da bacia de estudo

4.6 Geologia

Na área de estudo há ocorrência da unidade Fácies Caxias, da Formação Serra Geral (Figura 29). Sendo esta constituída por derrames de composição intermediária a ácida que apresentam espessuras médias de 50 metros, mais comumente encontradas acima de altitudes de 500 metros. Esta unidade é caracterizada por litologias do tipo riolitos e riodacitos (CPRM, 2010).

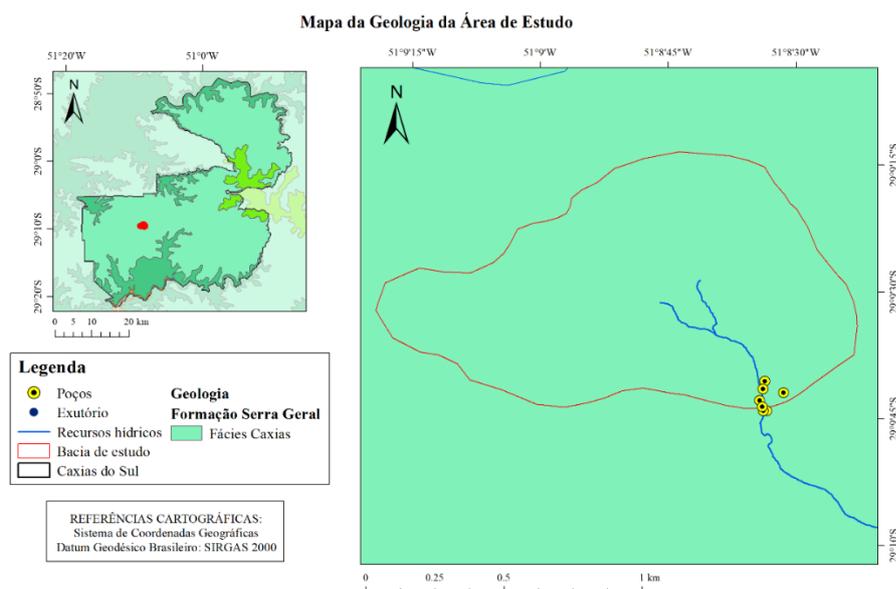


Figura 29 - Geologia da área de estudo

Fonte: Elaborado a partir de CPRM (2010)

Quanto a classificação proposta por Borsatto *et al.* (2015), há ocorrência de quatro litologias na área da bacia estudada, sendo elas Dacito Ana Rech, Dacito Forqueta, Dacito Caxias e Dacito Canyon. Na Figura 30 está apresentado o mapa geológico da área urbana de Caxias do Sul e, destacado em vermelho, a localização aproximada da área estudada no presente trabalho.

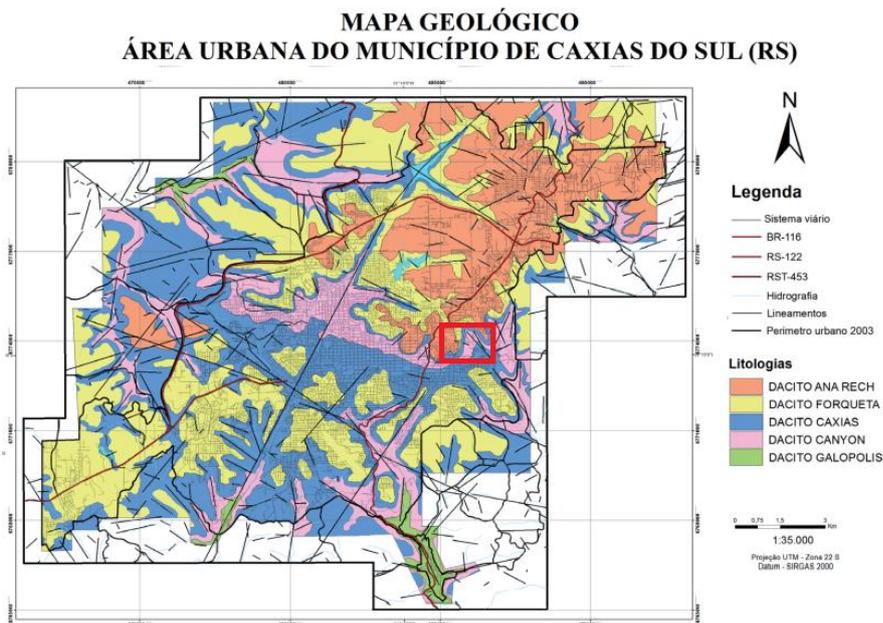


Figura 30 - Mapa geológico da área urbana de Caxias do Sul

Fonte: Adaptado de Borsatto *et al.* (2015)

4.7 Hidrogeologia

Em relação a hidrogeologia, a bacia estudada encontra-se inserida na área de ocorrência dos Aquíferos Fissurais Serra Geral, mais precisamente no Sistema Aquífero Serra Geral II, conforme ilustrado na Figura 31. O SASG, como mencionado anteriormente, consiste em aquíferos com baixa a média possibilidade de ocorrência de águas subterrâneas, sendo a circulação da água neste sistema condicionada pela existência de fraturas (MACHADO E FREITAS, 2005).

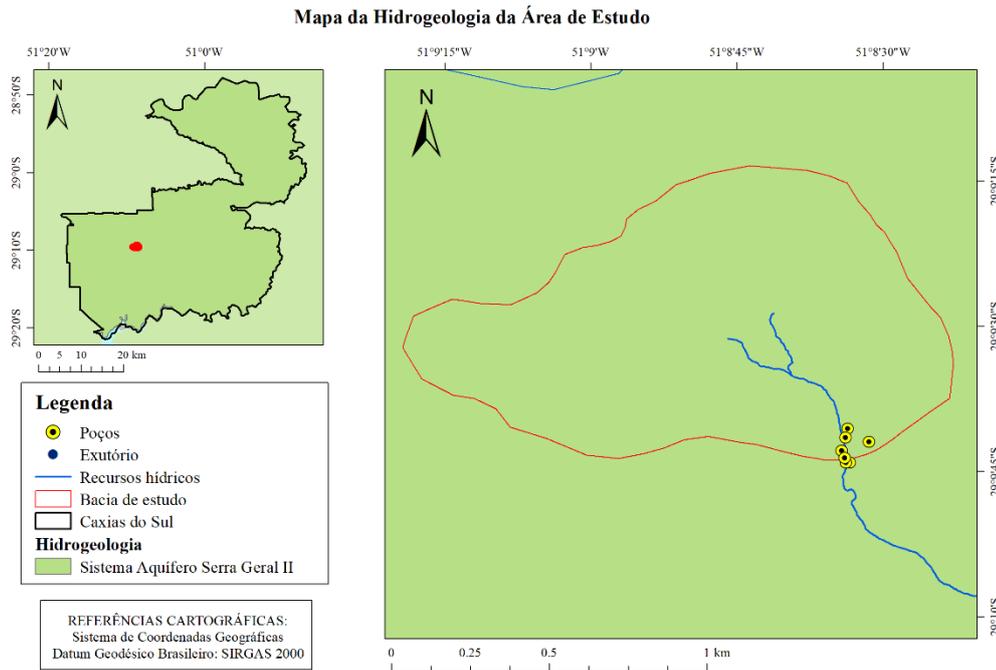


Figura 31 - Hidrogeologia da área de estudo

Fonte: Elaborado a partir de Viero e Silva (2010)

Em trabalho desenvolvido por Severgnini (2020), foram utilizados dados de testes de bombeamento realizados nos poços PT1, PT2 e PT3, com intuito de estimar, através da aplicação de diferentes métodos, os parâmetros hidrodinâmicos do aquífero na região. Por meio da aplicação de testes estatísticos, a autora conclui que o método de Moench apresentou os melhores resultados, sendo estes apresentados na Tabela 4.

Tabela 4 - Parâmetros hidrodinâmicos da região de estudo (média dos valores calculados pelo modelo de Moench)

Parâmetros hidrodinâmicos	PT1	PT2	PT3
Transmissividade (m ² /h)	4,56x10 ⁻¹	4,77x10 ⁻¹	3,02x10 ⁻¹
Condutividade Hidráulica (m/h)	6,69x10 ⁻³	7,47x10 ⁻³	4,59x10 ⁻³
Coefficiente de Armazenamento	8,34x10 ⁻⁶	2,23x10 ⁻⁵	6,05x10 ⁻⁶

Fonte: Severgnini (2020)

Os resultados obtidos neste trabalho evidenciam a heterogeneidade e anisotropia do aquífero estudado. De acordo com Severgnini (2020), os valores de transmissividade calculados encontram-se acima da média para a região e abaixo das médias máximas, indicando que os poços estão alocados em zona de considerável transmissividade do SASG. Em relação à condutividade hidráulica, os valores obtidos sugerem que a área estudada se caracteriza como

um meio semipermeável, sendo de média a baixa a capacidade de escoamento da água através das rochas. No entanto, a autora ressalta que estes valores não são muito confiáveis, devido a metodologia utilizada para determinar a espessura do aquífero. Já os valores de coeficiente de armazenamento encontram-se dentro da faixa esperada para basaltos de dupla porosidade (KUANG *et al.*, 2020).

5 MATERIAL E MÉTODOS

Neste capítulo estão descritos os métodos utilizados para o desenvolvimento do presente estudo, esquematizados no fluxograma apresentado na Figura 32, bem como o banco de dados para caracterização da área de estudo.

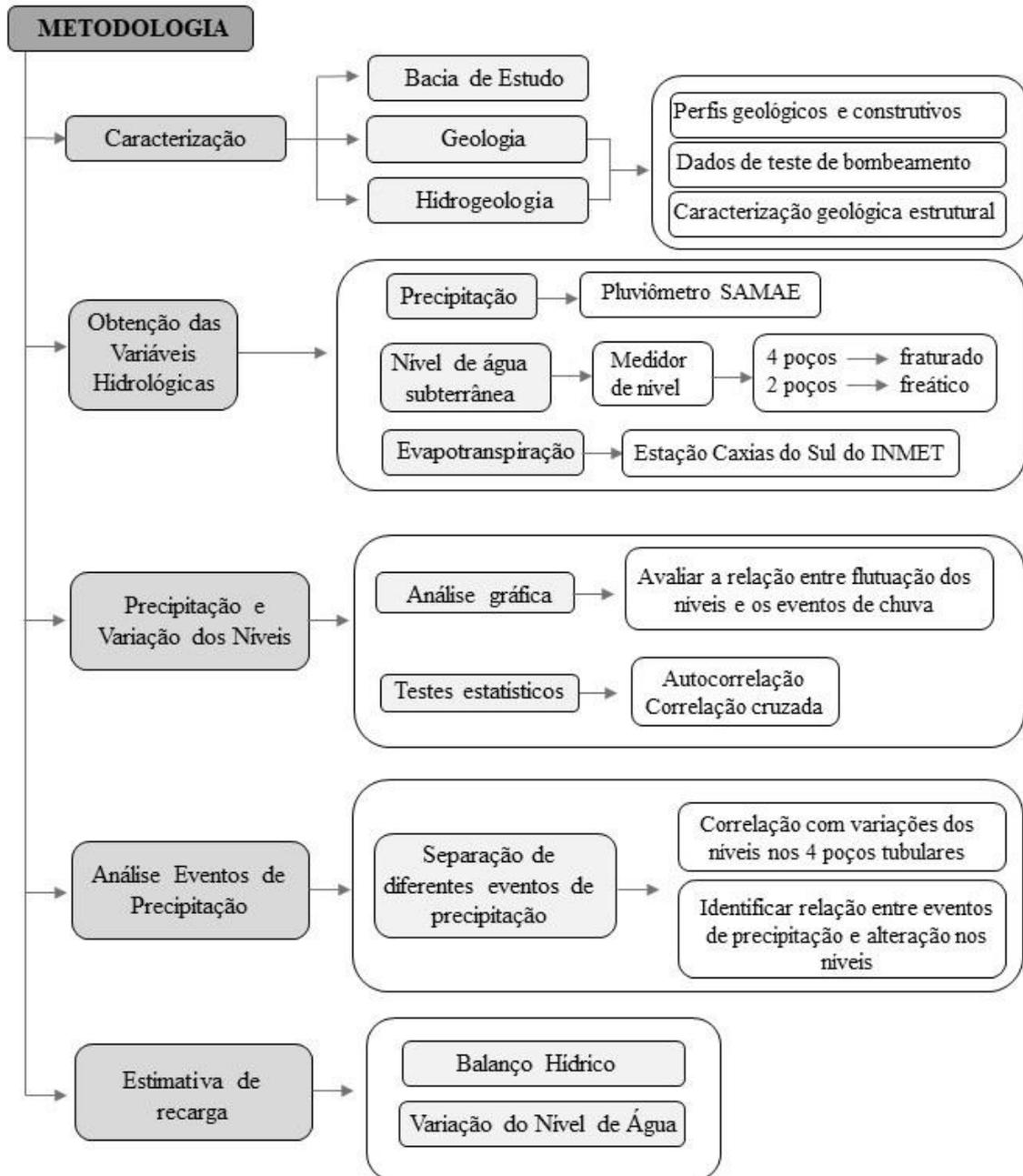


Figura 32 - Fluxograma metodológico

5.1 Caracterização Hidrogeológica dos Poços

A caracterização hidrogeológica foi realizada a partir dos perfis geológico e construtivos e dos testes de bombeamento realizados nos poços, disponibilizados pelas empresas Água Sul Manutenção e Perfuração de Poços Artesianos e Leão Poços Artesianos. Através dos perfis geológicos e construtivos foram avaliadas, respectivamente, as principais litologias presentes na área de estudo e as características dos poços inseridos na mesma, como profundidades e diâmetros. Foram avaliados, também, os parâmetros nível estático e a quantidade e profundidade de ocorrência das entradas de água.

A caracterização geológica estrutural da bacia foi realizada com base na interpretação do modelo digital de elevação (MDE), elaborado na etapa anterior. Através do relevo sombreado, extraído do MDE, foram traçados os lineamentos morfoestruturais negativos, na escala 1:1000, sendo estes associados a ocorrência de talwegues e drenagens, existentes na área de estudo. O relevo sombreado foi produzido em 2 azimutes diferentes (315° e 45°) com elevação de 45° e exagero vertical de 3 vezes (BORTOLIN, 2018), e os lineamentos foram traçados na imagem com auxílio do *Software* ArcGIS 10.5, sendo avaliadas as orientações e comprimentos dos mesmos.

5.2 Obtenção de Dados das Variáveis Hidrológicas

Os dados de precipitação para os anos de 2020, 2021 e 2022, utilizados nesta pesquisa, foram disponibilizados pelo Serviço Autônomo Municipal de Água e Esgoto (SAMAE) de Caxias do Sul. Sendo estes dados diários de chuva monitorados a partir de um pluviômetro do tipo Ville de Paris, instalado no Complexo Parque da Imprensa do SAMAE, o qual dista aproximadamente 2 km da área da bacia estudada.

A bacia de estudo conta com 4 poços tubulares (Tabela 5) instalados próximos ao curso de água presente na mesma. O monitoramento dos níveis de água subterrânea foi realizado com o uso de medidores de nível automáticos modelos OnSet MX2001, instalados e calibrados nos poços, sendo os dados armazenados por *dataloggers*. A medição dos níveis foi programada para ocorrer em intervalos de 60 minutos, sendo a coleta destes dados iniciada em outubro de 2020. Além dos poços tubulares foram instalados 2 piezômetros (Tabela 5), com intuito de monitorar a variação dos níveis no aquífero livre situado na camada de solo alterado sobre as rochas vulcânicas. Os piezômetros foram monitorados através de medições manuais realizadas semanalmente, sendo o início destas medições em outubro de 2021. Para as análises de recarga

dos piezômetros foram utilizados dados de precipitação obtidos da estação climatológica Caxias do Sul do INMET, tendo em vista que a série de dados do pluviômetro do SAMAE vai até maio de 2022 e a análise destes dois poços se estende até julho de 2022.

Também foram realizadas medições manuais dos níveis de água, com intuito de checar e validar os dados coletados pelos equipamentos automáticos. Dessa forma os dados medidos manualmente foram comparados com os dados fornecidos pelo sistema de monitoramento.

Tabela 5 - Localização dos poços instalados na bacia de estudo e do pluviômetro do SAMAE (DATUM SIRGAS 2000)

	Coordenadas	
	Latitude	Longitude
Pluviômetro	-29,165429	-51,162827
PT1	-29,161275	-51,142680
PT2	-29,161538	-51,142744
PT3	-29,161655	-51,142075
PT4	-29,161913	-51,142847
PM2	-29,162252	-51,142727
PM3	-29,162123	-51,142771

Os dados de evapotranspiração potencial foram obtidos através da aplicação do método Thornthwaite (1948), utilizando a estação Caxias do Sul do INMET. No entanto, foram avaliados também o uso de outros métodos de evapotranspiração, tendo em vista que o resultado de estimativa de recarga pode chegar a resultados distintos de acordo com o método selecionado. Assim, foram selecionados os métodos de Thornthwaite-Camargo (1962) e Hargreaves-Samani (1974). A escolha destes foi baseada na disponibilidade de dados para a sua aplicação, bem como nos resultados do trabalho elaborado por Ongaratto (2019), no qual a autora avaliou o desempenho de diferentes métodos de estimativa de evapotranspiração. A autora conclui que o desempenho dos métodos Hargreaves-Samani, Thornthwaite-Camargo e Thornthwaite foram, respectivamente, ótimo, muito bom e bom. Cabe ressaltar que o método Penman-Monteith não foi utilizado neste estudo devido à falta de algumas variáveis de entrada necessárias para o cálculo do mesmo, sendo por conta disso selecionados os métodos citados acima.

5.3 Precipitação e a Variação dos Níveis

Nesta etapa foram aplicados os métodos estatísticos de autocorrelação e correlação cruzada. O método de autocorrelação é a correlação cruzada de uma série temporal com ela mesma em diferentes momentos. Este teste quantifica a dependência linear de valores sucessivos ao longo de um período de tempo. Tratando, portanto, da persistência de uma série temporal com ela mesma (CAI e OFTERDINGER, 2016). A função de autocorrelação é calculada conforme Equação 9 e 10.

$$C(k) = \frac{1}{n} \sum (X_t - \bar{X}) \cdot (X_{t+k} - \bar{X}), k \geq 0$$

Equação 9

$$\gamma(k) = \frac{C(k)}{C(0)}$$

Equação 10

Onde:

C(k): correlograma

n: comprimento da série de dados

k: tempo de retardo ($k = 0$ para m , $m \leq n/3$)

X_t : valor das variáveis estudadas no tempo

\bar{X} : valor médio das séries X_t

$\gamma(k)$: função de autocorrelação

Já o teste de correlação cruzada representa a inter-relação entre as séries temporais de entrada e saída, sendo elas a precipitação e os níveis de água dos poços, respectivamente. Avalia-se, por meio desse teste, o tempo médio de resposta do nível de água em um poço aos eventos de chuva (CAI e OFTERDINGER, 2016). A função de correlação cruzada é definida conforme Equações 11 e 12.

$$C_{xy}(k) = \frac{1}{n} \sum (x - \bar{x}) \cdot (y_{t+k} - \bar{y})$$

Equação 11

$$\gamma_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{\sigma_x \sigma_y}$$

Equação 12

Onde:

C_{xy} : correlograma cruzado

k: intervalo de tempo

n: comprimento das séries temporais

x_t e y_t : séries temporais de entrada e saída, respectivamente

\bar{x} e \bar{y} : valores médios das séries x_t e y_t , respectivamente

$\gamma_{xy}(k)$: função de correlação cruzada

σ : desvio padrão da série temporal

Para que se tenha uma correlação significativa entre as séries de entrada e saída, considerando um intervalo de confiança de 95%, a função de correlação cruzada deve apresentar um coeficiente de correlação maior do que o erro padrão $2/N^{0.5}$, sendo N o número de valores das séries temporais (DIGGLE, 1990; LEE et al., 2006). Os testes de correlação cruzada e autocorrelação foram realizados com auxílio do *software* SPSS.

Após a aplicação dos testes acima descritos, foi realizada uma análise gráfica, com intuito de avaliar a relação entre o comportamento da flutuação do nível da água subterrânea dos 4 poços tubulares com os eventos de precipitação. As respostas das variações dos níveis a diferentes eventos foram avaliadas com base nos seguintes critérios: períodos com eventos pontuais de precipitação e pequeno volume, períodos com eventos pontuais de precipitação e grande volume, períodos de precipitação contínuos com duração de 5 ou mais dias e períodos sem precipitação, também com duração de 5 ou mais dias, seguidos de precipitação. A definição dos intervalos de precipitação foi realizada com base em uma análise prévia dos eventos registrados na área de estudo, sendo selecionadas faixas que apresentassem um número mínimo de eventos, possibilitando assim a análise. Na Tabela 6 estão apresentados os diferentes eventos analisados.

Tabela 6 - Eventos de precipitação analisados

Evento (mm/dia)
$10 < P \leq 20$
$20 < P \leq 30$
$30 < P < 50$
$P \geq 50$
Eventos de precipitação contínua
Períodos s/ precipitação seguidos de precipitação

Os diferentes eventos de precipitação foram organizados em planilhas no Excel, em conjunto com os dados de nível dos 4 poços tubulares. Assim, foi realizada uma comparação entre os valores de nível medidos no dia do evento e após o tempo de resposta deste à precipitação, sendo este tempo determinado através dos métodos estatísticos descritos acima. A partir desta comparação verificou-se quais eventos de precipitação acarretaram em elevação dos níveis de água dos poços. Para auxiliar esta análise, foram utilizados dados de disponibilidade de água no solo, obtidos através do Sistema de Monitoramento Agrometeorológico (Agritempo). Foi utilizada a estação de Bento Gonçalves, por ser a estação com disponibilidade de dados mais próxima da área de estudo.

5.4 Estimativa de Recarga

Para a estimativa de recarga foram utilizados dois métodos de cálculo, cujas explicações, equações e variáveis utilizadas são descritas nos itens seguintes.

5.4.1 Balanço Hídrico

Para a estimativa da recarga através do método do balanço hídrico será utilizada a Equação 13, proposta por Thornthwaite e Mather (1955).

$$R = P - ET + \Delta ARM + R_{off}$$

Equação 13

Onde

R: recarga

P: precipitação

ET: evapotranspiração

ΔARM : variação de armazenamento

R_{off} : escoamento superficial

A metodologia adotada é baseada nos estudos de Wanfried e Hirata (2005), os quais adaptaram o modelo elaborado por Fenn *et al.* (1975). Para o cálculo da variação de armazenamento são utilizadas as Equações 14 a 17.

$$ARM_n = CAD * \exp\left(\frac{Neg\ acum}{CAD}\right) = CAD * \exp\left(\frac{\sum(P - ETP)_n}{CAD}\right)$$

Equação 14

Onde

ARM_n : armazenamento no mês “n”

CAD: armazenamento máximo no solo

P: Precipitação média mensal no mês “n” (mm)

ETP: evapotranspiração potencial (mm)

Neg acum: somatório anual dos negativos acumulados do mês “n”

De acordo com Thornthwaite e Mather (1955), o armazenamento máximo no solo varia de 25 mm a 400 mm, sendo adotado para o presente estudo o valor de 100 mm, tendo em vista que o mesmo já foi utilizado em trabalho realizado por Bortolin (2018) em área de ocorrência do SASG. Nos meses em que a diferença entre precipitação e evapotranspiração potencial for menor do que zero, utiliza-se a Equação 15.

$$ARM_n = ARM_{n-1} * \exp\left(\frac{\sum(P - ETP)_n}{CAD}\right)$$

Equação 15

No caso de ocorrência de um ou mais meses com a diferença entre precipitação e evapotranspiração superior a zero, porém insuficientes para elevar o ARM até o valor de CAD, deve ser utilizada a Equação 16.

$$ARM_n = ARM_{n-1} + (P - ETP)_n$$

Equação 16

Inicialmente é necessário escolher um mês no fim do período de estiagem e antes do início do período chuvoso, através da Equação 17.

$$ARM = \frac{M}{1 - \exp\left(\frac{N}{CAD}\right)}$$

Equação 17

Onde

ARM: armazenamento no mês

M: somatório de (P-ETP) positivos (mm)

N: somatório de (P-ETP) negativos (mm)

O cálculo da evapotranspiração real é realizado através da Equação 18.

$$ETR = ETP \quad se (P - ETP) > 0$$

$$ETR = P + ABS(\Delta ARM) \quad se (P - ETP) < 0$$

Equação 18

O termo R_{off} (escoamento superficial) é obtido aplicando-se o coeficiente de escoamento superficial (C') à precipitação mensal (Equação 19). Para obtenção do C' é necessário estabelecer, em função do litotipo, o coeficiente C , o qual determina o quanto de água precipitada irá escoar superficialmente. Já o parâmetro α é determinado em função da declividade e estação do ano (seca ou úmida), conforme apresentado por Carvalho (2013) adaptado de Fenn et al. (1975) (Tabela 7).

$$R_{off} = C' * P$$

$$C' = \alpha * C$$

Equação 19

Tabela 7 - Classificação do escoamento superficial

Tipo de solo	Declividade (%)	Coeficiente α	
		Estação seca	Estação úmida
Arenoso (C = 0,35)	< 3	0,43	0,65
	3 a 7	0,54	0,70
	> 7	0,60	0,70
Argiloso (C = 0,45)	< 3	0,53	0,63
	3 a 7	0,65	0,75
	> 7	0,70	0,85

Fonte: Adaptado de Fenn *et al.* (1975) e Carvalho (2013)

Neste estudo foram utilizados os coeficientes $\alpha = 0,7$ e $\alpha = 0,85$ para as estações secas e úmidas, respectivamente. Estes valores foram escolhidos em decorrência da presença de solos

argilosos e da declividade média da bacia estudada, sendo 70% da área classificada como declividade superior a 7%.

5.4.2 Variação do Nível de Água (VNA)

A recarga pelo método VNA foi calculada conforme apresentado na Equação 7, sendo necessário para este método a obtenção de dois parâmetros: mudança na altura do nível de água (ΔH) e rendimento específico (S_y). Para determinação do parâmetro ΔH foram adotadas duas abordagens, sendo elas: a abordagem gráfica manual e análise aplicando o algoritmo RISE. Para obtenção dos valores de S_y foram adotados três métodos. Sendo eles:

- Utilização de valores tabelados de porosidade efetiva para aquíferos fraturados, obtidos através de referenciais bibliográficos (HEALY, 2010).

- Determinação da porosidade total e efetiva em amostras indeformadas de solo que foram coletadas na área onde estão localizados os poços de monitoramento. As amostras de solo foram coletadas em cilindros em locais próximos aos poços de monitoramento e em diferentes profundidades do solo. As análises de porosidade foram realizadas no Laboratório de Sedimentos do IPH-UFRGS e no Laboratório de Solos do curso de Agronomia da UFRGS. No laboratório foi realizada a determinação da densidade de partículas pelo método do balão volumétrico, determinação da porosidade total a partir da relação entre as densidades do solo e das partículas, determinação da umidade gravimétrica com passagem da amostra úmida e seca, e por último, a determinação da porosidade efetiva, com o uso de panelas de pressão.

- Abordagem baseada no balanço hídrico (HEALY e COOK, 2002; HEALY, 2010), na qual o rendimento específico é calculado conforme a Equação 20. Esta equação foi aplicada nos valores médios mensais de precipitação, vazão, evapotranspiração e aumento dos níveis de água ocorridos em cada poço.

$$S_y = \frac{P - Q - ET}{\Delta H(t_j)}$$

Equação 20

Onde

P: precipitação (mm)

Q: escoamento superficial (mm)

ET: evapotranspiração (mm)

ΔH : elevação do nível de água

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste item serão apresentados os resultados obtidos com a metodologia proposta.

6.1 Caracterização Hidrogeológica dos Poços

Os quatro poços tubulares (Figura 33) instalados na bacia são utilizados exclusivamente para pesquisa e monitoramento, e captam água do SASG. Na Tabela 8 estão apresentados dados extraídos dos perfis construtivos disponibilizados pelas empresas Água Sul Manutenção e Perfuração de Poços Artesianos e Leão Poços Artesianos. Os valores de níveis estáticos, apresentados na Tabela 8, foram extraídos da série de dados utilizada na elaboração do presente estudo. Na Figura 34 estão apresentados os perfis construtivos dos 4 poços tubulares.

Tabela 8 - Dados dos perfis construtivos dos poços tubulares instalados na bacia

Poço	PT1	PT2	PT3	PT4
Data Perfuração	27/06/2003	23/06/2003	29/11/1997	28/11/1997
Diâmetro (mm)	150	150	150	150
Revestimento	Geomecânico 6"	Geomecânico 6"	Geomecânico 6"	Geomecânico 6"
Método de perfuração	-	Roto-pneumático	Roto-pneumático	Roto-pneumático
Entradas água (m)	69 e 105	37 e 81	78	26 e 85
Filtro e pré-filtro	Não há	Não há	Não há	Não há
NE (m)*	10,62	9,25	9,76	7,73
Profundidade bomba (m)	108	108	120	-
Profundidade poço (m)	147	120	148	172

Fonte: Adaptado de Água Sul Manutenção e Perfuração de Poços Artesianos (2003), Leão Poços Artesianos (1997, 1999).

* Valor mais baixo da série



Figura 33 - Poços tubulares instalados na bacia: a) PT1; b) PT2; c) PT3; d) PT

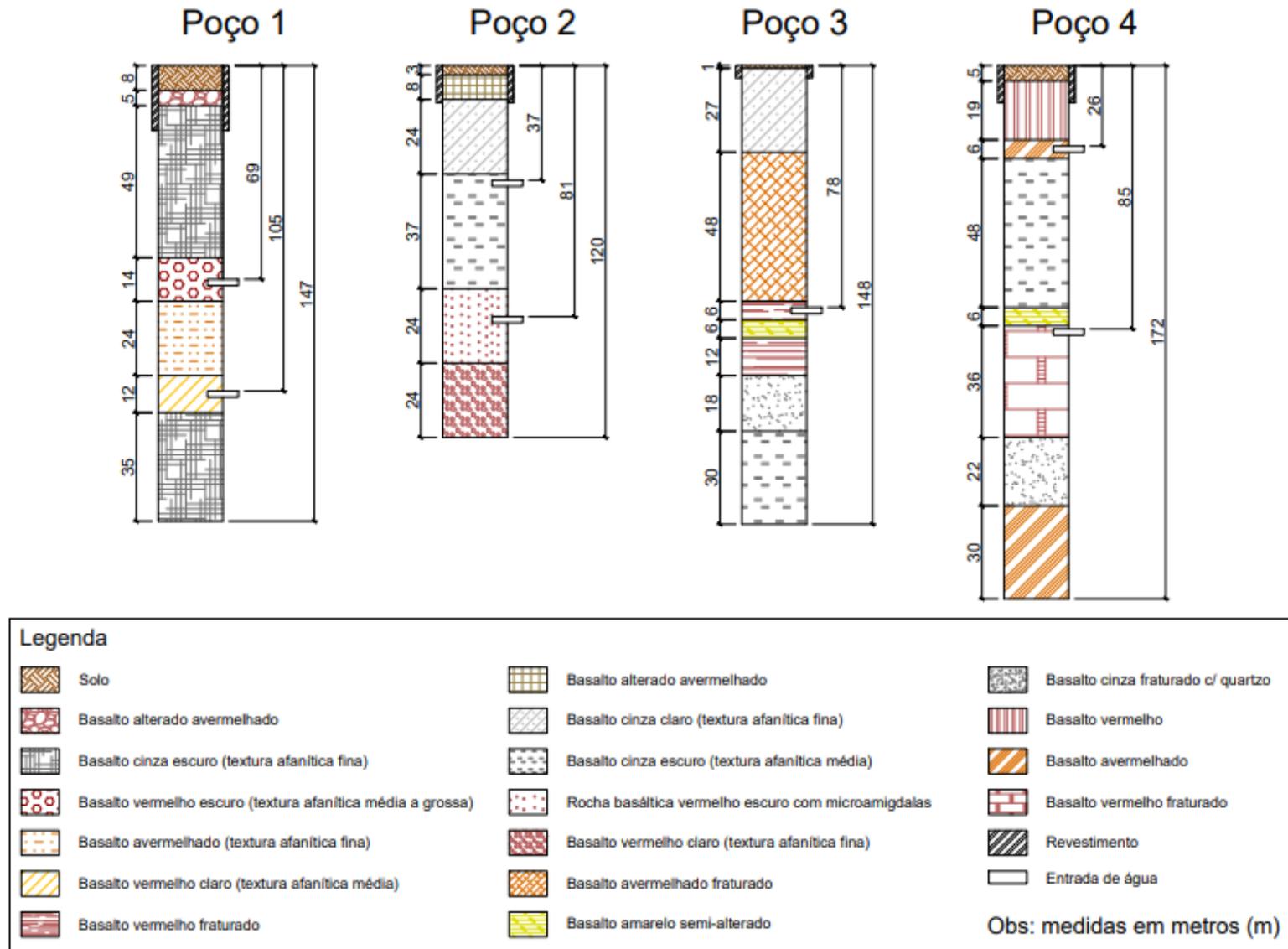


Figura 34 - Perfil construtivo dos quatro poços tubulares

Na Figura 35 estão apresentadas algumas imagens retiradas da filmagem do PT4, nas quais observam-se as entradas de água previamente descritas na análise dos perfis construtivos. A primeira estrutura, observada em aproximadamente 26 m, corresponde a primeira entrada de água identificada no perfil construtivo deste poço. A partir dos 70 m observam-se estruturas maiores, como a segunda entrada de água que é identificada no perfil próximo dos 85 m. Também se nota a rocha mais fragmentada em maiores profundidades, e uma zona de contato interligando sistemas próximo dos 80 m.

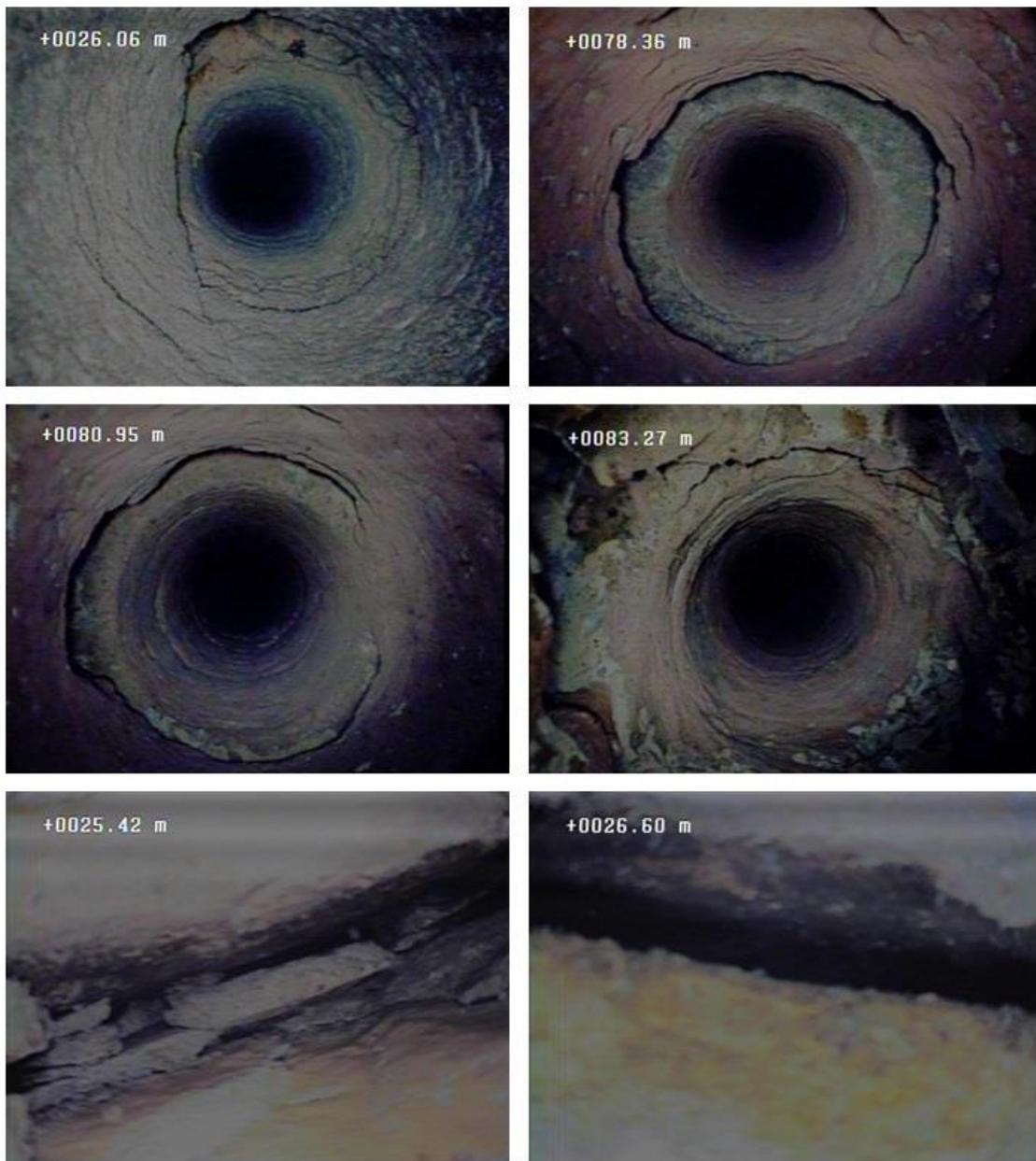


Figura 35 - Filmagem do PT4

Os lineamentos traçados na área de estudo estão apresentados em conjunto com o mapa de hipsometria na Figura 36. Com auxílio do relevo sombreado foram identificados 5 lineamentos de maior porte dentro do limite da bacia. Observa-se uma estrutura maior de aproximadamente 1,45 km e orientação noroeste que atravessa a bacia, sendo próximo a esta que os 4 poços tubulares estão localizados. Conforme apresentado anteriormente, na literatura se tem registros de que os poços instalados em estruturas de orientação noroeste são os que apresentam maiores valores de vazão no SASG (REGINATO, 2003). Na Figura 37, está apresentado o diagrama de rosetas dos lineamentos morfoestruturais traçados na bacia.

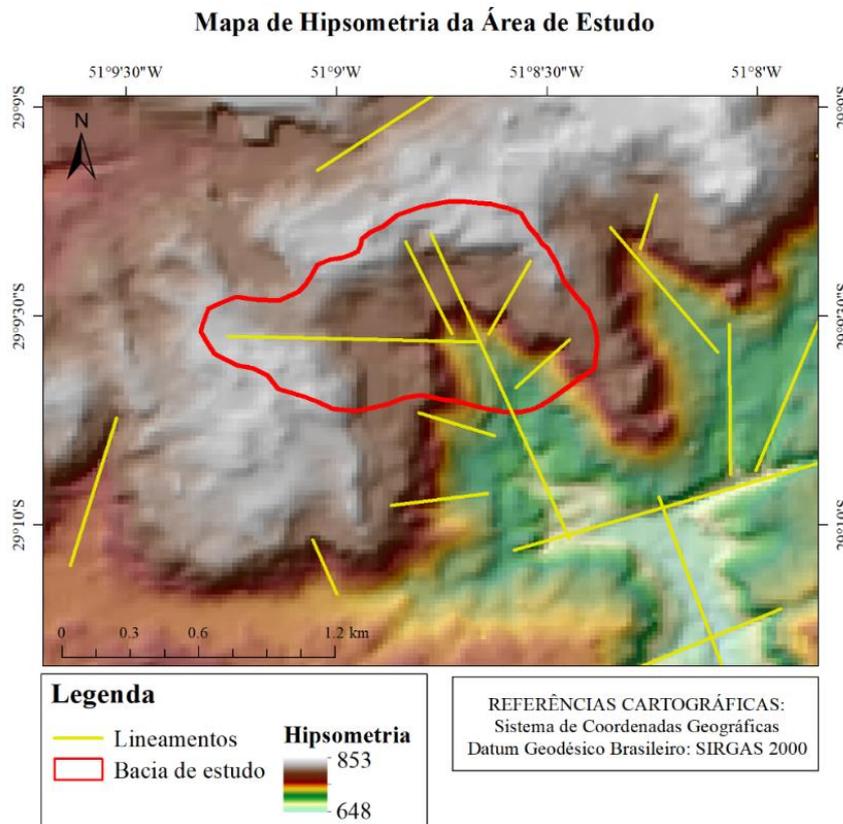


Figura 36 - Mapa de hipsometria da bacia de estudo

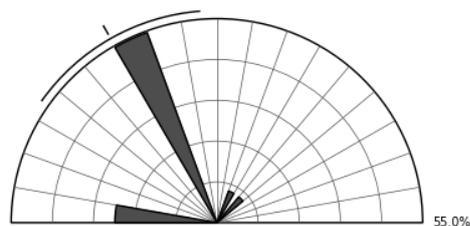


Figura 37 - Diagrama de rosetas dos lineamentos morfoestruturais traçados na bacia

Na Tabela 9 estão apresentados os dados construtivos dos dois piezômetros instalados no aquífero livre (Figura 38).

Tabela 9 - Dados construtivos dos piezômetros instalados na bacia

Poço	PM2	PM3
Cota	720	720
Profundidade do poço (m)	1,48	1,34
Diâmetro do furo (cm)	12	12
Diâmetro do poço (cm)	4	4
Profundidade do filtro (m)	0,98 a 1,48 (50 cm)	0,84 a 1,34 (50 cm)
Pré-filtro (m)	0,98 a 1,48	0,37 a 1,34



Figura 38 – Piezômetros instalados na bacia: a) PM2; b) PM3

O aquífero monitorado pelos poços apresentados na Tabela 9 está associado a camada de sedimentos argilo-arenosos que formam o solo existente na região, sendo assim considerado um aquífero granular livre que faz parte do SASG.

6.2 Precipitação e a Variação dos Níveis

As variações de nível dos 4 poços tubulares e 2 piezômetros monitorados bem como as precipitações para o período de análise, estão apresentadas nas Figuras 39 a 44.

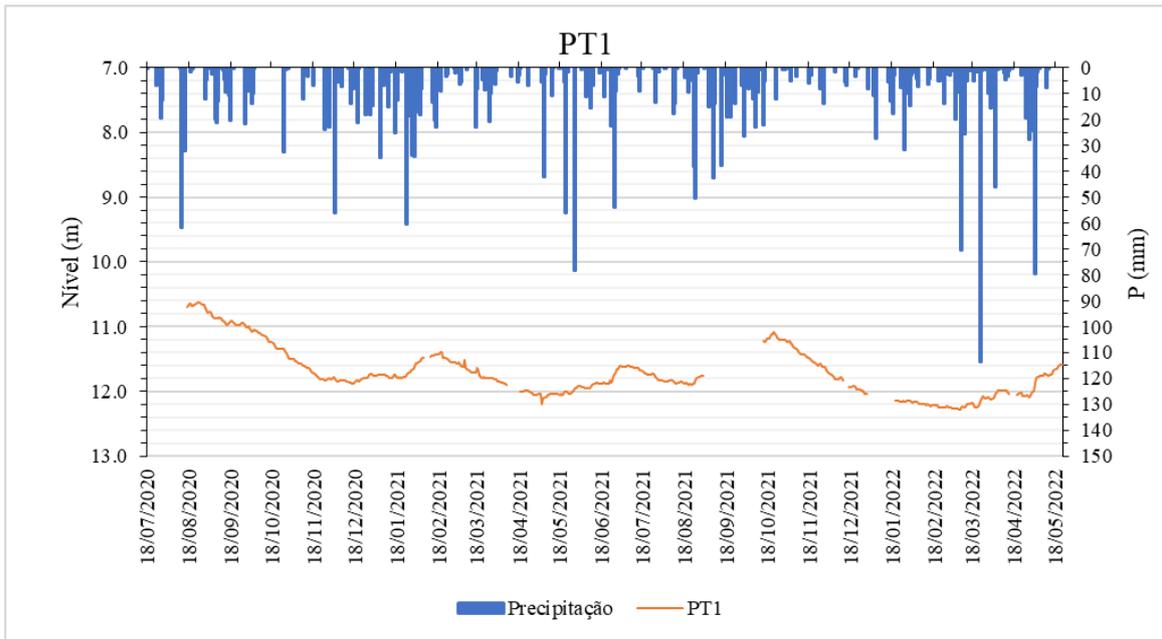


Figura 39 - Variação do nível de água do poço tubular 1

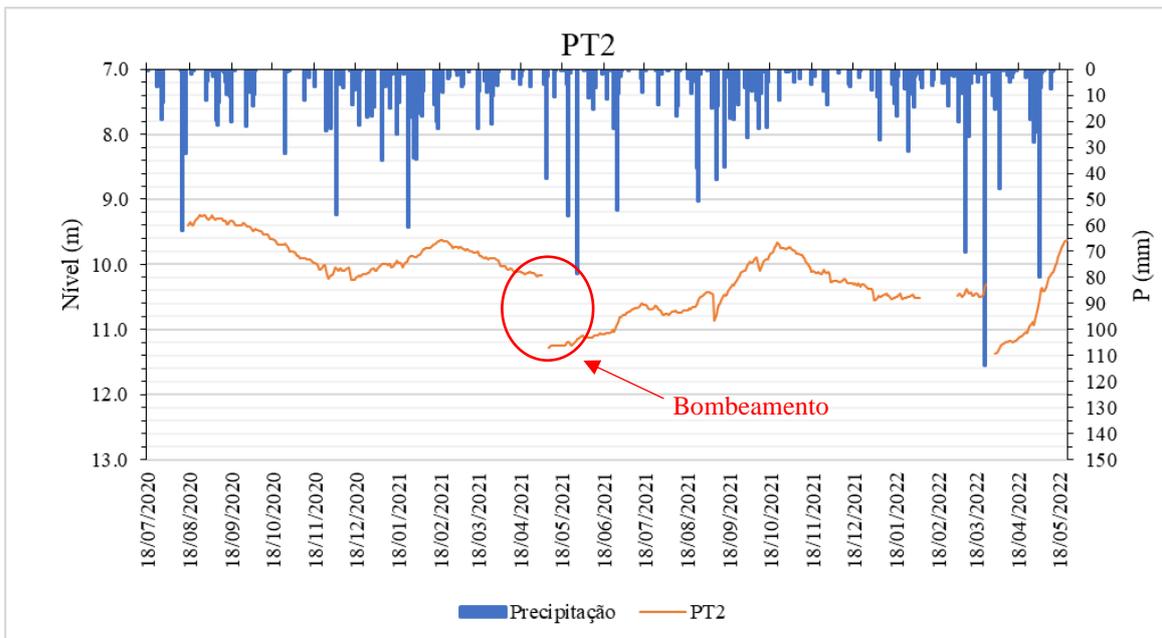


Figura 40 - Variação do nível de água do poço tubular 2

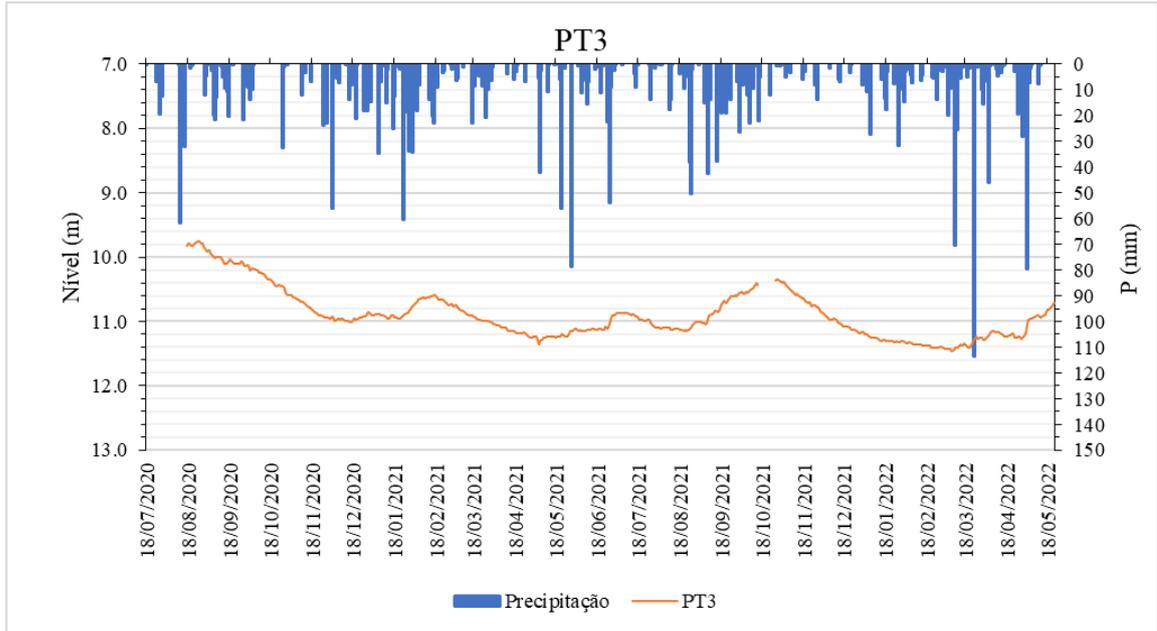


Figura 41 - Variação do nível de água do poço tubular 3

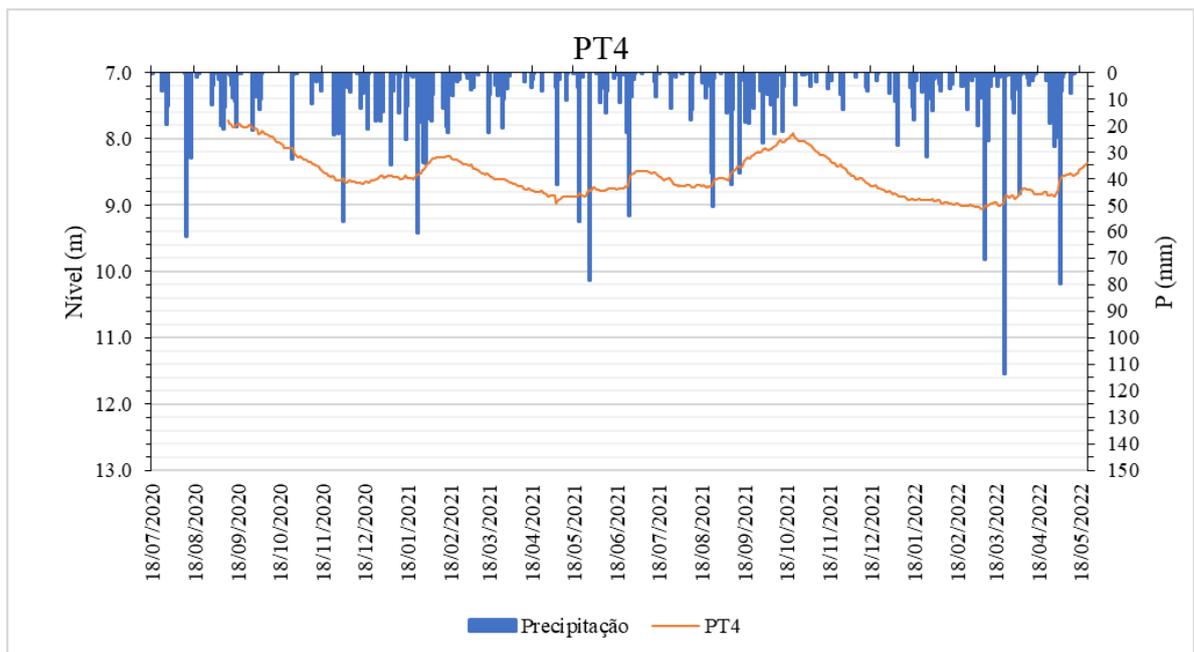


Figura 42 - Variação do nível de água do poço tubular 4

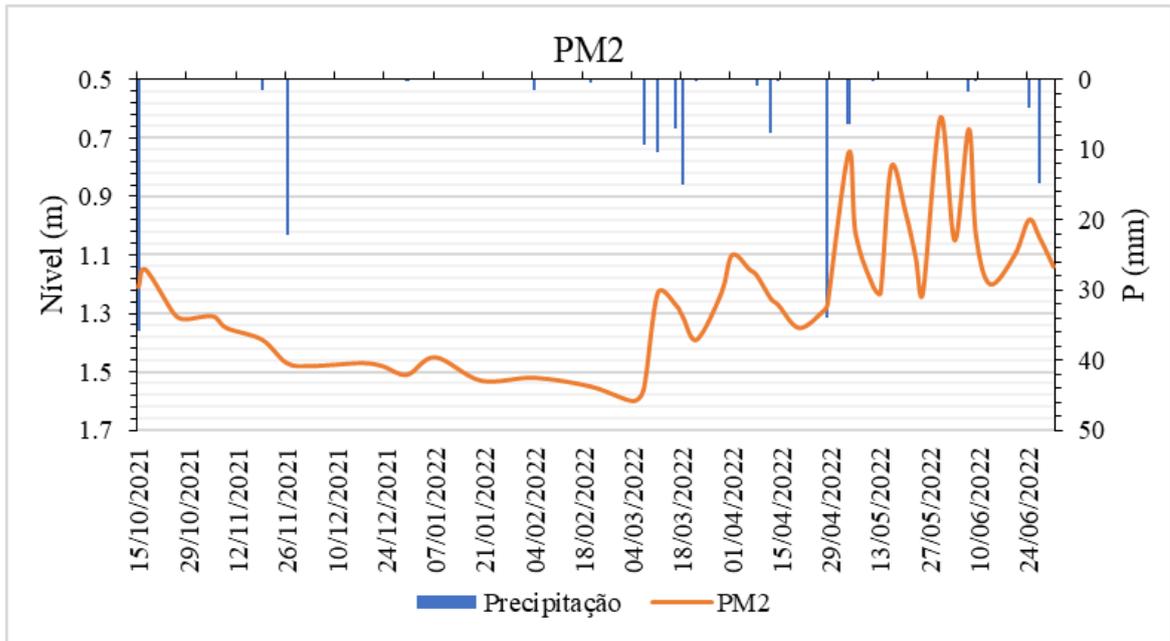


Figura 43 - Variação do nível de água do piezômetro 2

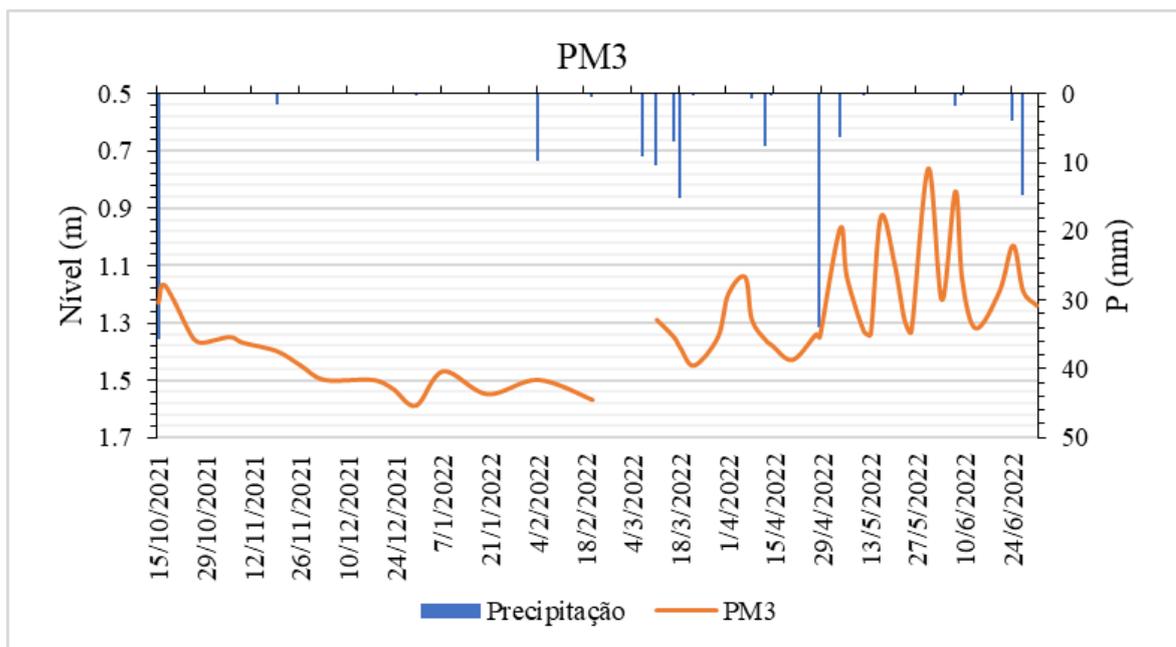


Figura 44 - Variação do nível de água do piezômetro 3

Analisando os gráficos apresentados acima, pode-se observar que há uma alteração nos níveis dos poços associados a eventos de chuva. Em períodos de estiagem os níveis dos quatro poços tubulares diminuiram gradualmente, o que pode ser observado no início do monitoramento da série, entre 6 de outubro e 30 de novembro de 2020, intervalo no qual se verificou uma precipitação acumulada de 7 mm. Já entre as datas de 16 de janeiro e 4 de

fevereiro de 2021, registrou-se eventos de precipitação mais significativos, totalizando 217 mm acumulados em 19 dias. Observa-se, neste mesmo intervalo, uma elevação nos níveis dos poços. Tal comportamento, de elevação dos níveis em resposta à eventos de chuva, pode ser observado ao longo do restante do monitoramento, como por exemplo após o intervalo entre 10 e 25 de março de 2022, no qual registrou-se uma precipitação de 234 mm acumulada em 16 dias. Para os piezômetros PM2 e PM3 também se observa uma redução gradual dos níveis durante períodos de menor precipitação. No entanto, estes poços respondem mais rapidamente a eventos de precipitação.

Cabe ressaltar que no início de maio de 2021 foi realizada uma amostragem de água no Poço 2, referente a outra etapa do projeto de pesquisa no qual o presente estudo está inserido, sendo realizado o bombeamento durante aproximadamente 40 minutos. Nota-se que a coleta de água apresentou impacto nos níveis dos poços monitorados, sendo observado uma redução do nível mais expressiva (1,5 m) no poço bombeado. Após cessado o bombeamento, o nível do Poço 2 não retornou rapidamente para o valor anterior a amostragem, enquanto nos demais poços os níveis recuperaram em 4 dias. Após aproximadamente 6 meses, o nível do PT2 retornou a atingir o valor registrado antes do bombeamento. Posteriormente, entre março e abril de 2022 houve novamente uma queda expressiva no nível deste mesmo poço, desta vez atribuída a falha no sensor. Como pode ser observado nos gráficos dos demais poços, a partir de novembro de 2021 até março de 2022 os níveis de todos estavam gradualmente diminuindo, com exceção do PT2, que a partir de dezembro de 2021 estava mantendo o nível estável.

6.2.1 Autocorrelação

Na figura 45 estão apresentados os gráficos gerados a partir da aplicação do teste de autocorrelação nas séries de dados de precipitação e de níveis dos 4 poços tubulares. O teste de autocorrelação pode evidenciar a estrutura dos dados de séries temporais de precipitação e níveis de água subterrânea. Assim, esta análise permite avaliar se outros processos hidrológicos têm impacto nas variações do nível de água (CAI e OFTERDINGER, 2016). Observa-se para a série de precipitação, a qual não é correlacionada, um rápido declínio em um curto espaço de tempo.

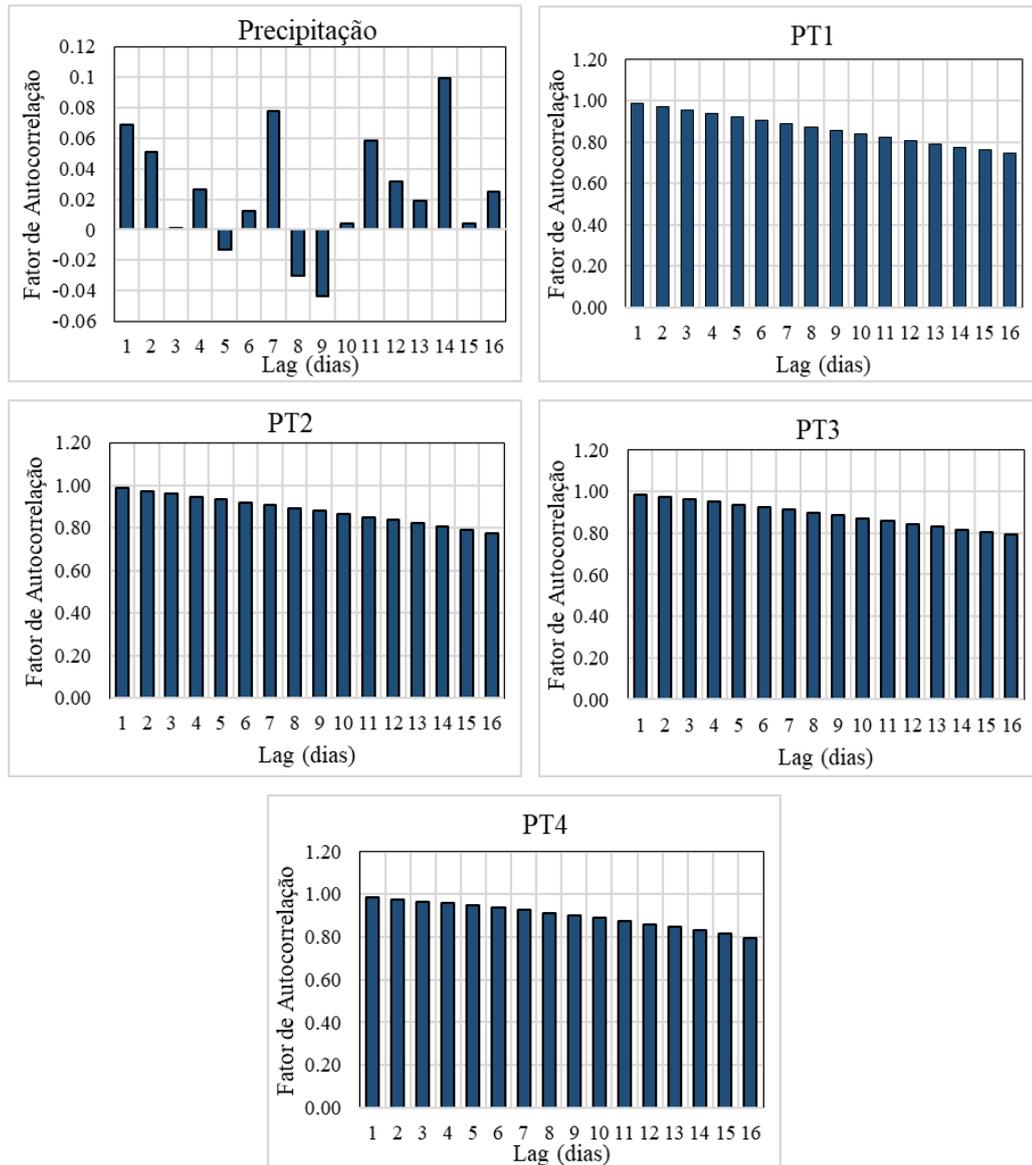


Figura 45 – Autocorrelação das séries temporais de nível e precipitação

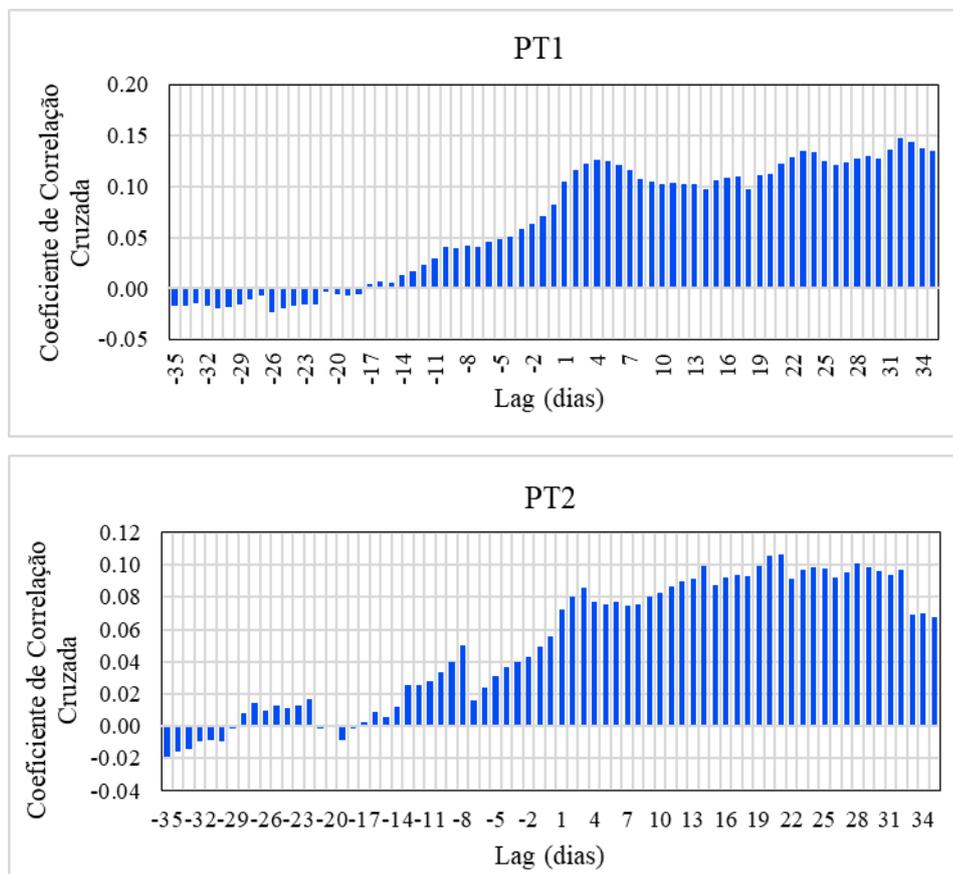
Já para os poços tubulares verifica-se uma resposta bem diferente, com o declínio lento por um longo período de tempo e a função de autocorrelação ainda acima do valor crítico de 0,2 após 16 dias de atraso. Este comportamento indica que a série temporal de níveis possui uma forte dependência linear e longo efeito de memória, com comportamento de repetição diária/semanal da variável. Tal resultado sugere que as variações de nível da água subterrânea são influenciadas pelo armazenamento de água no solo e na matriz rochosa, onde o fluxo é lento pois requer muito tempo para preencher e drenar os poros.

Cai e Offerdinger (2016) e Bortolin (2018) identificaram comportamento semelhante em poços localizados em diferentes sistemas fraturados. Bortolin (2018) relaciona a demora nas variações dos níveis de poços localizados no aquífero fraturado à duas hipóteses, sendo elas: 1)

primeiro ocorre a recarga do aquífero granular e posteriormente, onde há ocorrência de fraturas, a água deste primeiro aquífero recarrega o aquífero fraturado; 2) em regiões onde não há formação do aquífero granular a água irá infiltrar no solo e, onde existirem fraturas abertas ocorrerá a recarga do aquífero fraturado. Dessa forma, a resposta é geralmente mais lenta, pois antes de atingir as fraturas há a percolação por diferentes meios e situações.

6.2.2 Correlação cruzada

A análise de correlação cruzada (Figura 46) foi utilizada com intuito de verificar o tempo de resposta do nível do lençol freático após um evento de precipitação, utilizando as séries temporais de precipitação e nível como sinal de entrada e saída, respectivamente. Na Tabela 10 estão apresentados os coeficientes da função de correlação cruzada (CCF) e os respectivos tempos de atraso (lag). O atraso entre as séries de entrada e saída refere-se ao intervalo de tempo entre o dia 0 e o valor máximo da função de correlação cruzada. Quanto menor for este intervalo, mais rapidamente os níveis (série de saída) reagem a um impulso da série de entrada (precipitação) (BORTOLIN, 2018).



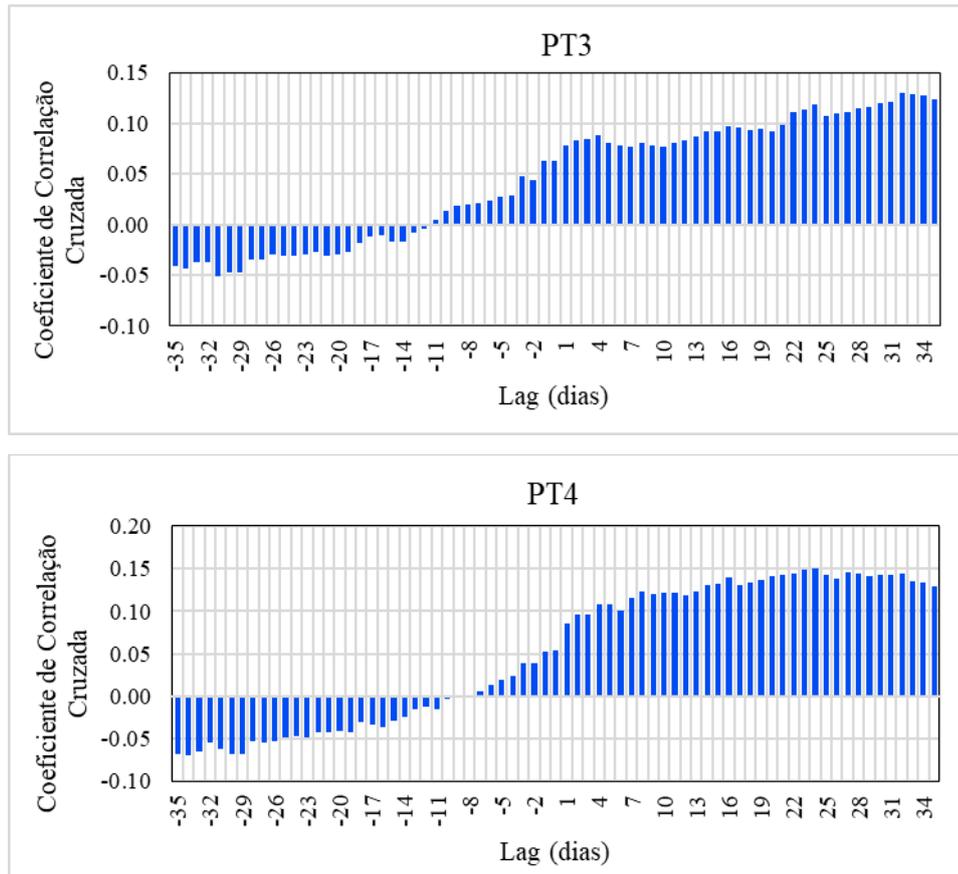


Figura 46 - Correlação cruzada entre precipitação e nível de água dos poços

Tabela 10 - Coeficientes de correlação cruzada

Poço	Correlação Cruzada	
	CCF	Lag (dias)
PT1	0,147	32
PT2	0,107	21
PT3	0,130	32
PT4	0,151	24

Os quatro poços tubulares apresentaram coeficientes de correlação baixos (média 0,13), indicando uma fraca correlação entre os eventos de precipitação e os aumentos dos níveis de água dos poços. Tal resultado sugere que a mudança nos níveis do aquífero fraturado estudado não está diretamente relacionada com a magnitude dos eventos de precipitação que ocorrem na área, mas sim com o fluxo lento da água armazenada na matriz rochosa. Sendo assim, este longo tempo de atraso (média 27 dias) é consistente com o efeito de memória prolongado observado nos resultados da análise de autocorrelação.

Os resultados de correlação cruzada obtidos no presente estudo estão em conformidade com outros trabalhos realizados em sistemas fraturados, nos quais os autores também verificaram coeficientes de correlação baixos, como por exemplo os estudos desenvolvidos por Chae *et al.* (2010) e Bortolin (2018). No primeiro, foi estudado um aquífero fraturado na Coreia do Sul, onde foram analisadas séries temporais de nível coletadas em 34 poços ao longo de 3 anos. Através desta mesma análise os autores identificaram uma fraca correlação entre a precipitação e resposta do nível do lençol freático, obtendo valores máximos baixos para CCF (média 0,26). Em relação aos tempos de atraso, os autores identificaram ampla variação de resposta dos poços, com valores de 1 a 58 dias. Bortolin (2018) utilizou a análise de correlação cruzada para estudar a resposta da água subterrânea à eventos de precipitação no SASG, durante o período de 1 ano. O autor identificou correlação máxima entre o primeiro e segundo dia para os poços localizados no aquífero freático. Já os poços tubulares, o valor máximo do coeficiente de correlação foi abaixo de 0,2, indicando baixa correlação entre a precipitação e a variação dos níveis do aquífero.

6.2.3 Análise dos Eventos de Precipitação

Neste item serão discutidos os resultados da análise dos diferentes eventos de precipitação e a resposta do aquífero fraturado aos mesmos. No gráfico ilustrado na Figura 47 estão apresentados o número de eventos de precipitação analisados para cada um dos quatro poços tubulares, sendo a diferença no número de eventos decorrente da disponibilidade de dados de nível dos poços.

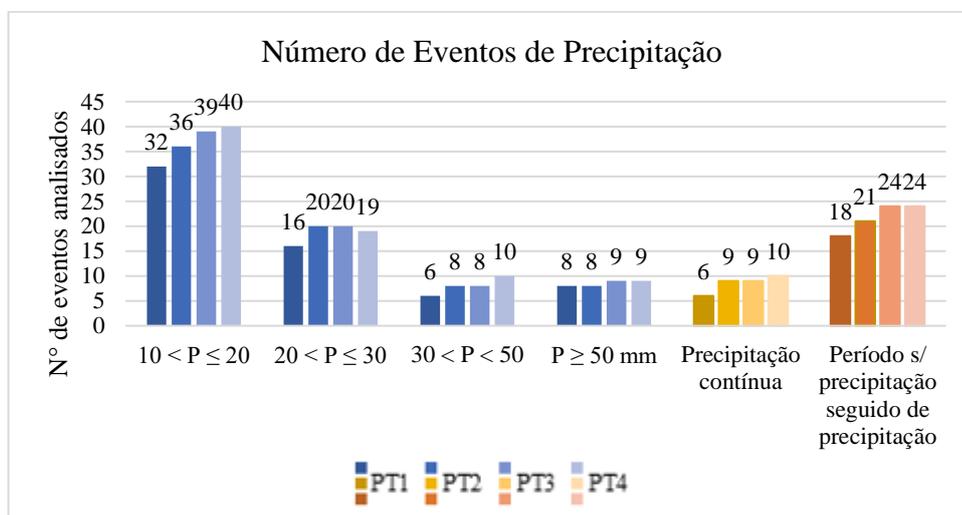


Figura 47 - Número de eventos de precipitação analisados para cada poço

A faixa de precipitação entre 10 e 20 mm foi a que apresentou maior número de eventos para análise, e conforme aumenta o volume precipitado há ocorrência de menor número de eventos. Além disso, foi observado uma maior quantidade de eventos de seca seguida de precipitação em comparação aos eventos de precipitação contínua. Na Tabela 11 e Figura 48 estão apresentados os resultados da análise comparativa entre os diferentes eventos de precipitação e a resposta do aquífero aos mesmos.

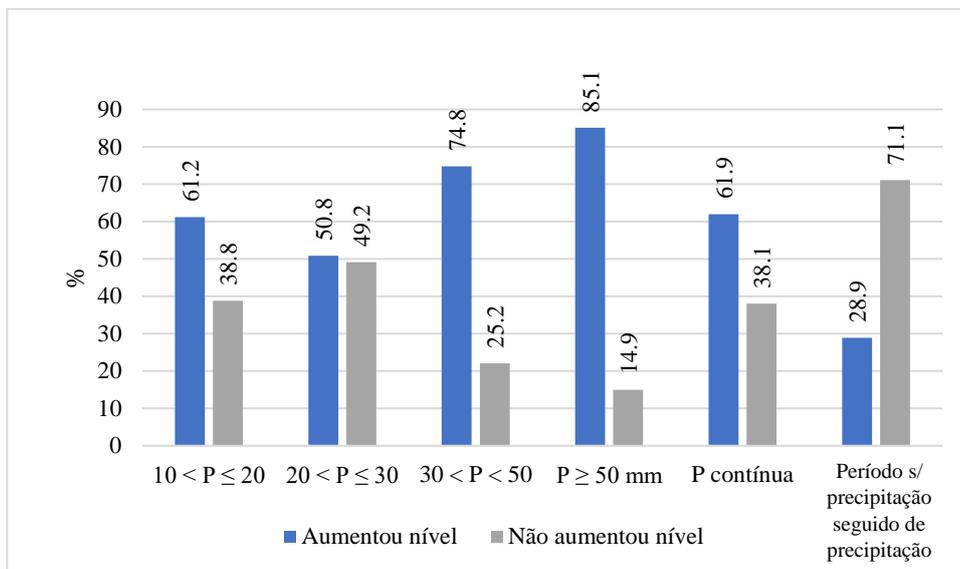


Figura 48 – Resposta do aquífero aos diferentes eventos de precipitação

Tabela 11 - Resultados obtidos na análise comparativa entre os diferentes eventos de precipitação

Faixa Precipitação	Número de Eventos Analisados *	Eventos com Elevação do Nível (%) *	Eventos sem Alteração do Nível (%) *
10 < P ≤ 20	37	61,2	38,8
20 < P ≤ 30	19	50,8	49,2
30 < P < 50	8	74,8	25,2
P ≥ 50 mm	9	85,1	14,9
P contínua	9	61,9	38,1
Período s/ precipitação seguido de precipitação	22	28,9	71,1

* Média para os 4 poços tubulares

Dentre as faixas de precipitação analisadas, a que apresentou maior resposta do aquífero foram as chuvas iguais ou superiores a 50 mm por dia. Sendo que em 85% dos eventos

analisados se observou elevação dos níveis dos 4 poços, e em apenas 15% o aquífero não foi afetado. A segunda faixa de precipitação que mais acarretou elevação do nível dos poços foi entre 30 e 50 mm por dia. Neste caso, foi verificado um aumento dos níveis em 75% dos casos, e ausência de resposta do aquífero em 25%. Em relação aos eventos de precipitação contínua e períodos sem precipitação, verificou-se que chuvas persistentes (5 ou mais dias consecutivos) provocaram aumento dos níveis dos poços em 62% dos casos analisados. Enquanto os eventos de precipitação após um período de 5 dias ou mais sem chuva, na sua maioria (71%), não afetaram o aquífero.

Diferentemente do que foi observado com o teste de correlação cruzada, esta análise da resposta do aquífero a diferentes eventos de precipitação, sugere que a magnitude do evento pode estar influenciando na mudança dos níveis dos poços inseridos no aquífero fraturado. Portanto, a partir do contraste dessas respostas, é importante destacar a necessidade da análise de uma séria mais longa de monitoramento do nível de água dos poços para chegar a uma conclusão mais assertiva sobre o impacto da magnitude dos eventos de precipitação no processo de recarga do aquífero fraturado.

Como mencionado na metodologia, nesta etapa foram utilizados dados de disponibilidade de água no solo, visando auxiliar na interpretação e entendimento da resposta do aquífero aos diferentes eventos de precipitação. Observou-se com estes dados que para os dias em que não houve elevação dos níveis, a disponibilidade de água no solo estava em torno de 80%. Já para os eventos que acarretaram em elevações do nível a disponibilidade de água no solo estava em torno de 71%. Assim, pode-se inferir que a ausência de resposta do aquífero para alguns eventos de precipitação ocorre devido a elevada umidade do solo. Isso, possivelmente, ocorre porque há uma menor infiltração da lâmina de água precipitada, o que, conseqüentemente, acarreta em uma menor quantidade de água atingindo o aquífero.

Foi verificado também que em algumas situações o aquífero não respondeu ao evento de precipitação, apesar de a disponibilidade de água no solo estar baixa. Esta ausência de resposta nos períodos de baixa umidade do solo está associada, geralmente, ao período do verão, quando foram observadas maiores taxas de evapotranspiração por conta das temperaturas mais elevadas. Dessa forma, este pode ser outro fator que tenha influenciado na ausência de resposta do aquífero a estes eventos de precipitação analisados. No entanto, cabe ressaltar que esta análise foi realizada com dados estimados do Sistema de Monitoramento Agrometeorológico, utilizando a estação de Bento Gonçalves por ser a estação mais próxima da área de estudo que apresentava disponibilidade de dados.

6.3 Estimativa de Recarga

Nos itens seguintes serão apresentadas as estimativas de recargas obtidas com a aplicação dos métodos Balanço Hídrico e Variação do Nível de Água.

6.3.1 Balanço Hídrico

Na Tabela 12 estão apresentados os valores de recarga obtidos com a aplicação do método Balanço Hídrico, e a Figura 49 apresenta a comparação gráfica para os anos de 2020 e 2021.

Tabela 12 - Resultados da aplicação do método balanço hídrico.

Ano	Método ETP *	ETP (mm/ano)	P (mm/ano)	Recarga Subterrânea (mm/ano)	Recarga/Precipitação (%)
2020	T	816,6	1728,65	408,7	24
	TC	1079,1		287,7	17
	HS	1189,5		294,2	17
2021	T	801,1	1431,22	263,8	18
	TC	1081,8		128,1	9
	HS	1198,9		121,9	9

* T: Thornthwaite (1948); TC: Thornthwaite-Camargo; HS: Hargreaves-Samani (1974)

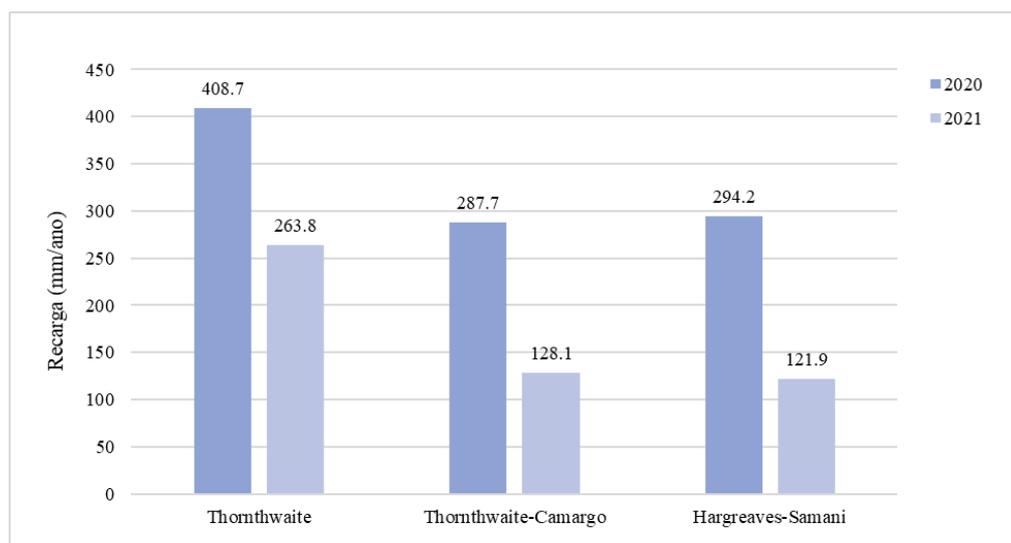


Figura 49 - Recarga anual obtida através do método balanço hídrico

A recarga em relação à precipitação anual, utilizando o método de Thornthwaite (T) para estimativa da evapotranspiração, foi de 24% e 18%, para os anos de 2020 e 2021 respectivamente. Quando utilizado o método de Thornthwaite-Camargo (TC) há uma redução na taxa de recarga, que passa a ser 17% em 2020 e 9% em 2021. Os resultados utilizando o método Hargreaves-Samani (HS) foram semelhantes aos obtidos com o método TC, obtendo-se uma recarga de 17% para o ano de 2020 e 8,5% para o ano de 2021.

Em relação aos valores de lâmina de água, os resultados referentes aos anos de 2020 e 2021, para os três métodos de evapotranspiração aplicados (T, TC e HS) foram de, respectivamente, 408,7 e 263,8 mm, 287,7 e 128,1 mm e 294,2 e 121,9 mm. É importante destacar que, no ano de 2021 houverem precipitações abaixo da média, totalizando 1431,22 mm no ano, acarretando em um valor estimado de recarga significativamente inferior ao obtido para o ano de 2020, no qual registrou-se uma precipitação anual de 1728,65 mm. Cabe ressaltar, também, que o método do balanço hídrico não realiza a separação da quantidade de água que atinge o aquífero freático (localizado no solo) e o fraturado, sendo a sua recarga caracterizada como potencial.

A escolha do método de estimativa de evapotranspiração poderá implicar em resultados diferentes nos valores de recarga subterrânea calculados através da aplicação do balanço hídrico, como pôde ser observado nos resultados acima apresentados. Na Figura 50 podem ser observadas as estimativas de evapotranspiração obtidas com a aplicação dos métodos Thornthwaite (1948), Thornthwaite-Camargo (1962) e Hargreaves-Samani (1974).

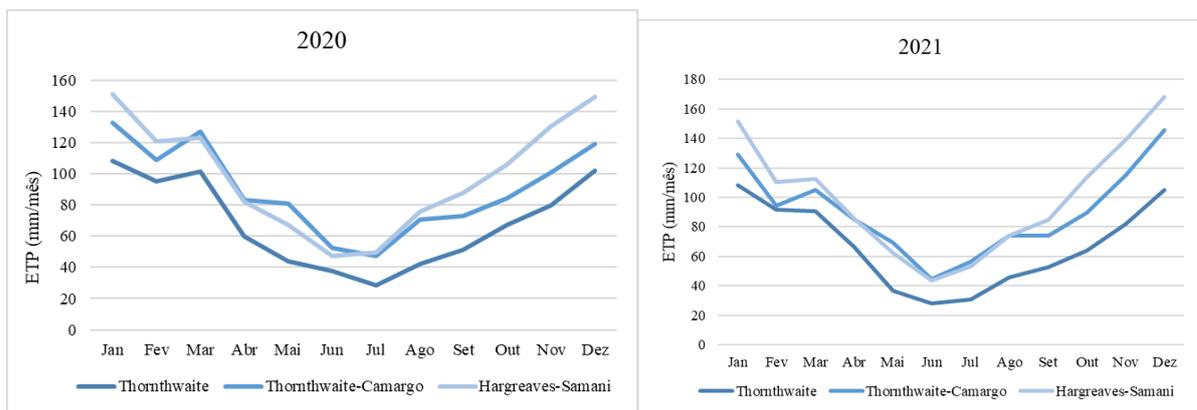


Figura 50 – Estimativa de evapotranspiração para os anos de 2020 e 2021

Nota-se menores valores de evapotranspiração quando utilizado o método de Thornthwaite, tanto para o ano de 2020 quanto de 2021. Os maiores valores de recarga também foram obtidos ao utilizar a evapotranspiração estimada por este método no cálculo do balanço

hídrico, sendo obtidos valores de lâmina de água significativamente maiores do que os calculados com os demais métodos.

6.3.2 Variação do Nível de Água

Na Tabela 13 estão apresentados os valores de recarga obtidos com a aplicação do método VNA.

Tabela 13 – Resultados da aplicação do método VNA

Poço	Método Sy*	Sy	P (mm)	Abordagem Gráfica (%)	RISE (%)	Média (%)
PT1	1	0,020	2336,93	4,61	3,11	3,86
	2	0,023		5,30	3,54	4,42
PT2	1	0,020	2584,89	6,07	5,68	5,88
	2	0,023		6,98	6,53	6,76
PT3	1	0,020	2699,95	4,24	2,91	3,58
	2	0,023		4,88	3,35	4,12
PT4	1	0,020	2640,00	4,26	3,04	3,65
	2	0,023		4,90	3,50	4,20
PM2	3	0,11	1722,20	23,89	19,42	21,65
	4	0,135		29,27	23,79	26,53
	5	0,18		39,33	31,97	35,65
PM3	3	0,11	1722,20	21,65	17,12	19,38
	4	0,135		26,53	20,98	23,75
	5	0,18		35,65	28,18	31,91

* 1: Healy (2010); 2: Calculado por balanço hídrico; 3: Valor mínimo obtido em laboratório; 4: Média obtida em laboratório; 5: Valor máximo obtido em laboratório

Aplicando as duas abordagens de definição da variação do nível e os diferentes valores de rendimento específico (Sy) para os quatro poços tubulares, os valores de recarga variaram de 3,6 a 6,8 % em relação à precipitação. A recarga estimada para o PT3 foi a mais baixa (3,6% e 4,1%) quando comparada com os demais poços tubulares, enquanto os maiores valores de recarga foram estimados para o PT2 (5,9% e 6,8%). Cabe ressaltar que o PT2 é o que se encontra mais próximo do rio, distando cerca de 8 m do mesmo. E, também, mais próximo do lineamento de maior porte identificado através da análise do relevo sombreado. Já o PT3 está localizado a

aproximadamente 71 m do curso da água, próximo a base de uma encosta, e, conseqüentemente, também mais distante deste lineamento mencionado acima.

Para os piezômetros instalados no aquífero freático, o percentual de recarga em relação à precipitação é maior, variando de 19,4 a 35,6 %. A recarga estimada para o PM2 foi a mais alta, variando de 21,6 a 35,5%. Enquanto para o PM3 foram estimadas recargas variando de 19,4 a 31,9%, em relação à precipitação. Cabe ressaltar que ambos os poços se encontram bem próximos do rio, sendo que o PM2 está a aproximadamente 1 m e o PM3 a 2,5 m.

As recargas estimadas utilizando o algoritmo RISE foram todas inferiores aos valores encontrados quando aplicada a abordagem gráfica. Isto se deve ao fato de esta abordagem subestimar os valores de recarga, pois a mesma não leva em consideração a drenagem contínua do aquífero. O algoritmo RISE considera a subida do nível de água do dia como sendo a diferença entre o nível desse dia e o anterior. No entanto, na ausência de um evento de recarga, o nível da água subterrânea continua a cair. Portanto, a quantidade de água que atinge o lençol freático é maior do que o que é observado no poço (LABRECQUE *et al.*, 2019).

Já através da abordagem gráfica, as curvas de recessão antecedente são extrapoladas manualmente, com base na inspeção completa da série de dados. Dessa forma as elevações do nível que não estiverem relacionadas com um evento de precipitação, e, portanto, não indicam recarga, são eliminadas do cálculo. No entanto, esta abordagem envolve maior subjetividade, pois depende do analista, e cada um produzirá curvas de recessão ligeiramente diferentes (DELIN *et al.*, 2007).

Em relação aos diferentes valores de rendimento específico, nota-se para os poços tubulares um aumento de 15% no valor estimado de recarga ao utilizar o valor de S_y obtido através do balanço hídrico (0,023). Para os piezômetros verificou-se um aumento de 65% no valor estimado de recarga ao utilizar o valor máximo (0,18), obtido em laboratório, em comparação com o valor mínimo (0,11). Comparando-se o valor máximo de S_y com a média dos valores obtidos em laboratório (0,135), o aumento na estimativa de recarga passa a ser de aproximadamente 34%. É importante destacar que a principal fonte de incerteza no cálculo de recarga através do método de variação do nível advém deste parâmetro (CROSBIE *et al.*, 2019). Sendo o método do balanço hídrico um dos mais utilizados para obter o valor de S_y em sistemas fraturados, pois através deste método não são necessárias suposições a respeito dos processos de fluxo no sistema (HEALY, 2010).

Na literatura recomenda-se que a estimativa de recarga seja realizada aplicando mais de um método, minimizando assim incertezas das diferentes abordagens e conseqüentemente aumentando a confiança nos valores estimados (SCANLON *et al.*, 2002; HEALY, 2010). A

comparação entre os métodos é complexa devido às diferenças entre os mesmos e também no período de análise de cada um. No entanto, para o presente estudo observa-se que os valores de recarga estimados com o método de variação do nível de água, para os poços tubulares (média de 4,6% do total precipitado), foram mínimos quando comparados aos valores encontrados para os dois piezômetros localizados no aquífero granular (média de 26,5% do total precipitado). Já os valores de recarga obtidos com a aplicação do método balanço hídrico, variaram de 24% a 17% do total precipitado para o ano de 2020 e 18% a 9% para o ano de 2021, sendo estes valores inferiores à recarga encontrada para o aquífero granular e superiores ao estimado para o aquífero fraturado. Cabe ressaltar que o método do balanço hídrico não faz a separação da quantidade de água que atinge o aquífero freático e o fraturado, sendo sua recarga denominada de potencial.

Tais resultados demonstram que a recarga do aquífero fraturado é menor, o que deve ser levado em consideração em estudos de recarga e estimativas de reservas. Portanto, ao utilizar métodos de recarga como o balanço hídrico, ou demais métodos que não levam em consideração essa diferença entre aquífero fraturado e freático, é possível que as estimativas de recarga sejam superestimadas. Dessa forma, os resultados não refletem a realidade da recarga do aquífero fraturado.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com o presente trabalho, que teve como objetivo avaliar métodos de recarga e a relação do padrão de precipitação com a variação dos níveis de água subterrânea no SASG, foi possível caracterizar o sistema aquífero fraturado no qual se insere a bacia estudada, bem como entender como se comporta a variação dos níveis deste aquífero, processo de recarga do mesmo e a sua relação com os padrões de precipitação.

A bacia conta com 4 poços tubulares inseridos no aquífero fraturado, e 2 piezômetros que monitoram o aquífero granular localizado no solo. Os poços tubulares possuem profundidades de 120 a 172 m, nível estático entre 7,73 e 10,62 m e entradas de água localizadas entre 70 e 80 m. Estes poços situam-se próximos a um lineamento de 1,45 km e orientação noroeste, que atravessa a bacia. Os dois piezômetros instalados possuem profundidades de 1,48 e 1,34 m.

A análise visual dos gráficos de variação do nível de água dos poços, indicou que há alteração nos níveis dos mesmos associados a eventos de precipitação, sendo observada uma resposta mais rápida dos poços instalados no aquífero granular. Com as demais análises verificou-se que as variações dos níveis são influenciadas pelo armazenamento de água no solo e na matriz rochosa, onde o fluxo é lento. Dessa forma, os níveis possuem um longo efeito de memória, comportamento de repetição diária/semanal e tempo de resposta a eventos de precipitação de aproximadamente 27 dias. No entanto, os baixos valores de coeficiente de correlação encontrados sugerem que a mudança dos níveis no aquífero fraturado estudado não se relacionam diretamente com a magnitude dos eventos de precipitação que ocorrem na área, mas sim com o fluxo de água armazenada na matriz rochosa.

Na análise da resposta dos níveis à diferentes eventos de precipitação foi possível observar uma maior resposta do aquífero a eventos de chuva de maior volume (maior ou igual a 50 mm/dia). Notou-se também, que eventos de precipitação ocorridos após um período de seca não afetaram o aquífero, enquanto eventos de precipitação contínua provocaram aumento dos níveis em 62% dos casos analisados. Outro aspecto observado foi que em períodos de elevada umidade do solo o aquífero não foi afetado pelos eventos de precipitação. Tal comportamento sugere que há nestes períodos uma menor infiltração da lâmina de água precipitada e, conseqüentemente, menor quantidade de água atingindo o aquífero. Apesar dos resultados obtidos por esta análise é importante ressaltar a necessidade de avaliação de uma série mais longa de dados de nível e precipitação, para chegar a uma conclusão mais assertiva

sobre o impacto da magnitude dos eventos de precipitação no processo de recarga do aquífero fraturado.

As estimativas de recarga através do método do balanço hídrico representaram cerca de 24% e 18% do total precipitado para os anos de 2020 e 2021, respectivamente. Este resultado foi obtido utilizando o método de Thornthwaite para estimar a evapotranspiração. Entretanto, utilizando os métodos Thornthwaite-Camargo e Hargreaves-Samani para o cálculo de evapotranspiração, a recarga estimada foi menor. Com isso observa-se que, apesar de o método do balanço hídrico ser caracterizado como universal e adaptável, a recarga calculada pelo mesmo irá depender da precisão na medição e cálculo das demais variáveis que compõe o balanço.

A recarga estimada através do método de variação do nível de água para os poços inseridos no aquífero fraturado foi pequena, variando de 3,6 a 6,8 % da precipitação total. Em contraste, para os piezômetros localizados no aquífero granular os valores de recarga foram maiores, variando de 19,4 a 35,6% da precipitação total. Este método apresenta variações no resultado conforme a abordagem que for utilizada para obter os parâmetros mudança na altura do nível de água (ΔH) e rendimento específico (S_y). Foi possível observar redução nos valores de recarga ao utilizar o algoritmo RISE em contraste com a abordagem gráfica. Isto ocorre porque na primeira abordagem não é levado em consideração a drenagem contínua do aquífero. Outro aspecto observado foi que as variações nos valores de S_y acarretaram em diferenças significativas nas estimativas de recarga, havendo um aumento de 15% para os poços tubulares e de 65% para os piezômetros ao utilizar o maior valor de S_y nos cálculos.

Recomenda-se para continuidade deste estudo que outras abordagens de estimativa de recarga sejam aplicadas, como por exemplo métodos de separação do escoamento de base e modelos hidrológicos. Sugere-se também que seja realizado o monitoramento dos dados de vazão do rio perto do qual os poços estão localizados, possibilitando assim analisar as interações entre os recursos hídricos subterrâneos e superficiais. Com estas novas abordagens será possível complementar o conhecimento a respeito do processo de recarga que ocorre na bacia, bem como a relação entre os níveis de água subterrânea e as demais variáveis hidrológicas.

REFERÊNCIAS

ALLOCA, V.; VITA, P. De.; MANNA, F.; NIMMOO, J. R. Groundwater recharge assessment at local and episodic scale in a soil mantled perched karst aquifer in southern Italy. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 529, p. 843–853, 2015.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. **Atlas Águas: segurança hídrica do abastecimento urbano**. Brasília: ANA, 2021. Disponível em: <https://portal1.snirh.gov.br/ana/apps/storymaps/stories/1d27ae7adb7f4baeb224d5893cc21730>. Acesso em: 08 dez. 2021.

AGRITEMPO. Agritempo: Sistema de Monitoramento Agrometeorológico. Disponível em: <<https://www.agritempo.gov.br/agritempo/produtos.jsp?siglaUF=RS>>. Acesso em: 01 jul. 2022.

ATHAYDE, G. B. **Compartimentação hidroestrutural do Sistema Aquífero Serra Geral (SASG) no Estado do Paraná, Brasil**. 2013. 177 p. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geologia. Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 2013.

ATHAYDE, G.B.; ATHAYDE, C. V. M. Hidrogeologia do Sistema Aquífero Serra Geral no Estado do Paraná. **Águas Subterrâneas**, [s. l.], v. 29, n. 3, p. 315 - 333, 2015.

BANKS, E. W.; SIMMONS, C. T.; LOVE, A. J.; CRANSWICK, R.; WERNER, A. D.; BESTLAND, E. A.; WOOD, M.; WILSON, T. Fractured bedrock and saprolite hydrogeologic controls on groundwater/surface-water interaction: a conceptual model (Australia). **Hydrogeology Journal**, n. 17, p. 1969 – 1989, 2009.

BEAR, J.; BELJIN, M. S.; ROSS, R. R. **Fundamentals of Ground-Water Modeling**. Environmental Protection Agency (EPA): Groundwater Issue, 1992.

BETIOLLO, L. M. **Caracterização estrutural, hidrogeológica e hidroquímica dos sistemas aquíferos Guarani e Serra Geral no nordeste do Rio Grande do Sul, Brasil**. 2006. 117 p. Dissertação (mestrado). Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, 2006.

BEZERRA, A. P.; VIEIRA, Z. M. C. L.; RIBEIRO, M. M. R. Water governance assessment at different scales: a reservoir case study in the Brazilian semiarid region. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 26, e. 14, 2021. <https://doi.org/10.1590/2318-0331.262120200171>.

BLOOMFIELD, J. P.; ALLEN, D. J.; GRIFFITHS, K. J. Examining geological controls on Baseflow Index (BFI) using regression analysis: an illustration from the Thames Basin, UK. **Journal of Hydrology**, 373, p. 164 – 176, 2009.

BORGES, V. M. et al. Groundwater recharge estimating in the Serra Geral aquifer system outcrop area - Paraná State, Brazil. **Águas Subterrâneas**, [s. l.], v. 31, n. 4, p. 338, 2017.

BORTOLIN, T.A. **Padrões Hidroquímicos e Isotópicos do Sistema Aquífero Serra Geral no Município de Carlos Barbosa, Região Nordeste do Estado do Rio Grande do Sul**. 2014. 119 p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental. Instituto de Pesquisas Hidráulicas. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2014.

BORTOLIN, T. A. **Estudo da Recarga do Sistema Aquífero Serra Geral na Bacia Hidrográfica Taquari-Antas**. 2018. 221 p. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental. Instituto de Pesquisas Hidráulicas. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2018.

BRASIL. **Resolução nº 357, de 17 de março de 2005**. Dispõe sobre a classificação dos corpos de água e diretrizes ambientais para o seu enquadramento, bem como estabelece as condições e padrões de lançamento de efluentes, e dá outras providências. Brasília: Conselho Nacional de Meio Ambiente, 2005. Disponível em: <http://www2.mma.gov.br/port/conama/legiabre.cfm?codlegi=459>. Acesso em: 3 jun. 2021.

BRESSANI, L. A.; FLORES, J. A. A.; NUNES, L. F. Desenvolvimento de Estudos de Engenharia Geotécnica/Geologia com Vistas à Geração de Relatório e Mapa Geotécnico dos Solos e Rochas Superficiais da Área Urbana da Cidade de Caxias do Sul. Relatório final, Prefeitura Municipal de Caxias do Sul, 2005.

BRODIE, R.; SUNDARAM, B.; TOTTENHAM, R.; HOSTETLER, S.; RANSLEY, T. **An Overview of Tools for Assessing Groundwater-Surface Water Connectivity**. Bureau of Rural Sciences, Canberra, 2007.

BRUNKE, M.; GONSER, T. The ecological significance of exchange processes between rivers and groundwater. **Freshwater Biology**, n. 37, p. 1 – 33, 1997.

BORSATTO, S.; DANI, N.; BRESSANI, L. A.; LISBOA, N. A. Mapeamento Geológico da Área Urbana de Caxias do Sul como Etapa da Cartografia Geotécnica. **Revista Brasileira de Geologia de Engenharia e Ambiental (RBGEA)**, v. 5, p. 83-92, 2015.

CABRAL, J. J. S. P.; DEMETRIO, J. G. A. Aplicação de Modelos em Hidrogeologia. In: FEITOSA, F. A. C.; FILHO, J. M.; FEITOSA, E. C.; DEMETRIO, J. G. A. **Hidrogeologia: conceitos e aplicações**. Rio de Janeiro, CPRM: LABHID, 2008. 812 p.

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

CARRETERO, S. C.; KRUSE, E. E. Relationship between precipitation and water-table fluctuation in a coastal dune aquifer: north eastern coast of the Buenos Aires province, Argentina. **Hydrogeology Journal**, n. 20, p. 1613 – 1621, 2012.

CARVALHO, A. M. **Modelagem numérica como ferramenta para a gestão das águas subterrâneas em São José do Rio Preto, SP**. 2013. 170 p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.

CARVALHO, V. et al. Estimativa da Recarga em uma Sub-bacia Hidrográfica Rural Através do Método da Variação do Nível De Água (VNA). **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, [s. l.], v. 19, n. 1, p. 271–280, 2014.

CAVAZZANA, G. H.; LASTORIA, G.; GABAS, S. G. Surface-ground water interactions in unconfined sedimentary aquifer system in the Brazil's tropical wet region. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.24, n. 8, 2019.

CEY, E. E.; RUDOLPH, D. L.; PARKIN, G. W.; ARAVENA, R. Quantifying groundwater discharge to a small perennial stream in southern Ontario, Canada. **Journal of Hydrology**, 210, p. 21 – 37, 1998.

CHAE, G., et al. Time-series analysis of three years of groundwater level data (Seoul, South Korea) to characterize urban groundwater recharge. **QJEGH**, 2016.

CHOW, V.T.; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. **Applied Hydrology**. New York: McGraw-Hill Inc., 1988.

COLLISCHONN, W.; ALLASIA, D.; SILVA, B. Da; TUCCI, C. E. M. The MGB-IPH model for large-scale rainfall—runoff modelling. **Hydrological Sciences Journal**, [s. l.], v. 52, n. 5, p. 878–895, 2007.

COLLISHONN, W.; DORNELLES, F. **Hidrologia para Engenharia e Ciências Ambientais**. ABRH, 2013. 570 p.

COLLISHONN, W.; FAN, F. M. Defining parameters for Eckhardt's digital baseflow filter. **Hydrological Processes**, [s. l.], v. 27, n. 18, p. 2614–2622, 2012.

CONANT, B.; ROBINSON, C. E.; HINTON, M. J. RUSSEL, H.A.J. A framework for conceptualizing groundwater-surface water interactions and identifying potential impacts on water quality, water quantity, and ecosystems. **Journal of Hydrology**, 574, p. 609 – 627, 2019.

CPRM. **Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul**. Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais. Porto Alegre (Brasil), 2010.

CROSBIE, R.; DOBLE, R.; TURNADGE, C.; TAYLOR, A. Constraining the magnitude and uncertainty of specific yield for use in the water table fluctuation method of estimating recharge. **Water Resources Research**, 55, 7347 – 7361, 2019.

DAMBROS, C.; SILVA, J. L. S. Aplicação do método *WTF* para determinação de estimativas de recarga de aquífero: comparação entre duas sub-bacias hidrográficas. XX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. **Anais [...]**. Bento Gonçalves, 2013.

DANESHI, A.; BROUWER, R.; NAJAFINEJAD, A.; PANAHI, M.; ZARANDIAN, A.; MAGHSOOD, F. F. Modelling the Impacts of Climate and Land Use Change on Water Security in a Semi-arid Forested Watershed using InVEST. **Journal of Hydrology**, 2020. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125621>.

DANIEL, C. C. **Ground-water recharge to the regolith- fractured crystalline rock aquifer system**. Orange County, North Carolina: U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 96–4220, 59 p, 1996.

DIGGLE, P. J. Time Series: A Biostatistical Introduction. **Biometrics**, [s. l.], v. 49, n. 4, p. 1286, 1990.

DE VRIES, J. J.; SIMMERS, I. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. **Hydrogeology Journal**, [s. l.], v. 10, n. 1, p. 5–17, 2002.

DELIN, G. N. et al. Comparison of local- to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA. **Journal of Hydrology**, [s. l.], v. 334, n. 1–2, p. 231–249, 2007.

DÖLL, P. Vulnerability to the impact of climate change on renewable groundwater resources: a global-scale assessment. **Environmental Research Letters**, [s. l.], v. 4, n. 3, p. 035006, 2009.

DONG, L., SHIMADA, J., KAGABU, M.; FU, C. Teleconnection and climatic oscillation in aquifer water level in Kumamoto plain, Japan. **Hydrological Processes**, v. 19, 1687 – 1703, 2014.

DONG, L. et al. Statistical Evaluation of the Influences of Precipitation and River Level Fluctuations on Groundwater in Yoshino River Basin, Japan. **Water**, v. 14, 2022.

EBRAHIM, G.Y., VILLHOLTH, K.G. Estimating shallow groundwater availability in small catchments using streamflow recession and instream flow requirements of rivers in South Africa. **J. Hydrol.** 541, 754 – 765, 2016.

ECKHARDT, K. How to construct recursive digital filters for baseflow separation. **Hydrological Processes**, [s. l.], v. 19, n. 2, p. 507–515, 2005.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Brasília, Serviço de Produção de Informação, 1999. 412p.

FAMIGLIETTI, J. S. The global groundwater crisis. **Nature Climate Change**, [s. l.], v. 4, n. 11, p. 945–948, 2014.

FENN, D. HANLEY, K., DE GEARE, T. **Use of the Water Balance Method for predicting leachate generation from solid waste disposal sites**. US Environmental Protection Agency Report. 1975.

FERNANDES, A. J.; MALDANER, C. H.; ROULEAU, A. Análise das Fraturas nos Basaltos de Ribeirão Preto, SP: Aplicação à Elaboração de Modelo Hidrogeológico Conceitual. **Revista do Instituto de Geociências**, São Paulo, v.11, n. 3, p. 43 – 64, 2011.

FERNANDES, A. J.; MALDANER, C. H.; NEGRI, F.; FOULEAU, A.; WHANFRIED, I. D. Aspects of a conceptual groundwater flow model of the Serra Geral basalt aquifer (São Paulo, Brazil) from physical and structural geology data. **Hydrogeology Journal**, n. 24, p. 1199 – 1212. DOI 10.1007/s10040-016-1370-6

FILHO, J. M. Ocorrência das Águas Subterrâneas. In: FEITOSA, F. A. C.; FILHO, J. M.; FEITOSA, E. C.; DEMETRIO, J. G. A. **Hidrogeologia: conceitos e aplicações**. Rio de Janeiro, CPRM: LABHID, 2008. 812 p.

FLORES, C. A. F. (Org.). Levantamento semidetalhado de solos: Região da Serra Gaúcha – Estado do Rio Grande do Sul. Porto Alegre: UFRGS - Centro de Ecologia, 2007.

FREITAS, M. A.; BINOTTO, R. B.; NANNI, A. S.; RODRIGUES, A. L. M.; BORTOLI, C. R. Avaliação do Potencial Hidrogeológico, Vulnerabilidade, Intrínseca e Hidroquímica do Sistema Aquífero Serra Geral no Noroeste do Estado do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 17, n. 2, p. 31 – 41, 212.

FUNDAÇÃO ESTADUAL DE PROTEÇÃO AMBIENTAL HENRIQUE LUIZ ROESSLER. Biblioteca Digital. **Recursos Hídricos**. [Porto Alegre], [2020]. Disponível em: http://www.fepam.rs.gov.br/biblioteca/geo/bases_geo.asp. Acesso em: 10 jun. 2021.

GEOCAXIAS. Disponível em: <https://geopublico.caxias.rs.gov.br/geocaxias/map?config=src/webgis/config/map/config-mapoteca.xml>. Acesso em: jan. 2021.

GOMES, L. H. **Determinação da recarga profunda na bacia-piloto do Ribeirão da Onça em zona de afloramento do sistema aquífero Guarani a partir de balanço hídrico em zona saturada**. 2008. 167 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Universidade de São Paulo, São Carlos, SP, 2008.

GRIBOVSKI, Z.; SZILÁGYI, J.; KALICZ, P. Diurnal fluctuations in shallow groundwater levels and streamflow rates and their interpretation – A review. **Journal of Hydrology**, v. 385, p. 371 – 383, 2010.

HAUSMAN, A. 1995. Províncias Hidrogeológicas do Estado do Rio Grande do Sul, RS. Estudos Tecnológicos: **Acta Geológica Leopoldensia**, Série Mapas. No 2. P-1-127.

HEALY, R. W. **Estimating groundwater recharge**. RU: Cambridge University Press, 2010. 245 p.

HEALY, R. W.; COOK, P. G. Using groundwater levels to estimate recharge. **Hydrogeology Journal**, [s. l.], v. 10, n. 1, p. 91–109, 2002.

HEPPNER, C. S., NIMMO, J. R., 2005. A computer program for predicting recharge with a master recession curve. **US Geological Survey Scientific Investigations Report 2005-5172**, 2005. 8p.

HEPPNER, C. S. et al. Multiple-methods investigation of recharge at a humid region fractured rock site, Pennsylvania, USA. **Hydrogeology Journal**, [s. l.], v. 15, n. 5, p. 915–927, 2007.

HEWLETT, J. D.; LULL, H. W.; REINHART, K. G. In Defense of Experimental Watersheds. **Water Resources Research**, v. 5, n. 1, p. 306 – 316, 1969.

HILL, M. C. **Methods and guidelines for effective model calibration**. US Geological Survey Water-Resources Investigations Report 98–4005, 1998.

HOLTSCHLAG, D. J. (1997). A generalized estimate of ground-water-recharge rates in the lower peninsula of Michigan. **US Geological Survey WaterSupply Paper 2437**.

HORTON, R. E. The role of infiltration in the hydrologic cycle. **Transactions of the American Geophysical Union** 14: 446–460, 1933.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Manual Técnico de Pedologia**. Rio de Janeiro: IBGE, 2007.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Brasil_geom_area. [Brasília], 2019. **Geomorfologia, Informações Ambientais, Geociências**. Arquivo GIS/Shapefile. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/geociencias/informacoes-ambientais/geomorfologia/10870-geomorfologia.html?=&t=downloads>. Acesso em: 3 jun. 2021.

IVKOVIC, K. M. A top-down approach to characterise aquifer-river interaction processes. **Journal of Hydrology**, n. 365, p. 145 – 155, 2009.

JAN, C.; CHEN, T.; LO, W. Effect of rainfall intensity and distribution on groundwater level fluctuations. **Journal of Hydrology**, n. 332, p. 348 – 360, 2007.

KARKI, R.; SRIVASTAVA, P.; KALIN, L.; MITRA, S.; SINGH, S. Assessment of impact in groundwater levels and stream-aquifer interaction due to increased withdrawal in the lower Apalachicola-Chattahoochee-Flint (ACF) River Basin using MODFLOW. **Journal of Hydrology**, n. 34, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2021.100802>

KATUSIIME, J.; SCHÜTT, B. Integrated Water Resources Management Approaches to Improve Water Resources Governance. **Water**, n. 12, 2020. doi:10.3390/w12123424.

KIM, N. W.; CHUNG, I. M.; WON, Y. S.; ARNOLD, J. G. Development and application of the integrated SWAT-MODFLOW model. **Journal of Hydrology**, n. 356, 2008. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.02.024

KRUSEMAN, G. P.; RIDDER, N. A. **Analysis and Evaluation of Pumping Test Data. Second Edition. International Institute for Land Reclamation and Improvement — ILRI**. Amsterdam, Holanda. 2000, 372 p.

KUANG, X.; JIAO, J. J.; ZHENG, C.; CHERRY, J. A.; LI, H. A review of specific storage in aquifers. **Journal of Hydrology**, [s.l.]: ELSEVIER, v. 581, p. 1-20, fev. 2020. Mensal. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124383>

KUNDZEWICZ, Z. W.; DÖLL, P. Will groundwater ease freshwater stress under climate change? **Hydrological Sciences Journal**, [s. l.], v. 54, n. 4, p. 665–675, 2009.

KUNDZEWICZ, Z. W.; MATA, L. J.; ARNELL, N. W.; DOLL, P.; JIMENEZ, B.; MILLER, K.; OKI, T.; SEM, Z.; SHIKLOMANOV, I. The implications of projected climate change for freshwater resources and their management, **Hydrol. Sci. J.**, 53(1), 3–10, 2008. doi:10.1623/hysj.53.1.3.

LABRECQUE, G.; CHESNAUX, R.; BOUCHER, M. Water-table fluctuation method for assessing aquifer recharge: application to Canadian aquifers and comparison with other methods. **Hydrogeology Journal**, 2019. Doi: <https://doi.org/10.1007/s10040-019-02073-1>.

LAMBS, L. Interactions between groundwater and surface water at river banks and the confluence of rivers. **Journal of Hydrology**, 288, p. 312 – 326, 2004.

LASTORIA, G.; SINELLI, O.; KIANG, C. H.; HUTCHEON, I.; FILHO, A. C. P.; GASTMANS, D. Hydrogeology of the Serra Geral Formation, Paraná sedimentary basin, in Mato Grosso do Sul State, Brazil. **Águas Subterrâneas**, v. 20, n. 1, p. 139 – 150, 2006.

LATRON, J.; LANA-RENAULT, N. The relevance of hydrological research in small catchments – A perspective from long-term monitoring sites in Europe. **Cuadernos de Investigación Geográfica**, n. 44 (2), p. 387 – 395, 2018. doi: <http://doi.org/10.18172/cig.3499>

LEE, L. J. E.; LAWRENCE, D. S. L.; PRICE, M. Analysis of water-level response to rainfall and implications for recharge pathways in the Chalk aquifer, SE England. **Journal of Hydrology**, n. 330, p. 640 – 620, 2006. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.04.025

LERNER, D. N.; ISSAR, A. S.; SIMMERS I. **Groundwater recharge**. A guide to understanding and estimating natural recharge. Int Contrib Hydrogeol Verlag Heinz Heise 8, 1990. 345 p.

LERNER, D. N. (2003) Surface water – groundwater interactions in the context of groundwater resources. In: Y. Xu & H.E. Beekman (eds), Groundwater recharge estimation in Southern Africa. IHP Series No. 64. UNESCO, Paris. 91-107. ISBN 92-9220-000-3.

LISBOA, N.A. **Fácies, estratificações hidrogeoquímicas e seus controladores geológicos, em unidades hidrogeológicas do sistema aquífero Serra Geral, na bacia do Paraná, Rio Grande do Sul**. 1996. 135 p. Tese de doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 1996.

LOBO-FERREIRA, J. P. Mathematical model for the evaluation of the recharge of aquifers in semiarid regions with scarce (lack) hydrogeological data. In: EUROMECH, 143., 1981, Rotterdam. **Proceedings...** Rotterdam: [s.n.], 1981.

LOPES, J. E. G., BRAGA, B. P. F.; CONEJO, J. G. L. SMAP – A simplified hydrologic model. Applied modelling in catchment hydrology/ Ed. V.P. Singh. **Water Resources Publication**, Littleton, Colorado, USA, 167–176 p., 1982.

LORENZ, D. L.; DELIN, G. N. A Regression Model to Estimate Regional Ground Water Recharge. **Ground Water**, [s. l.], v. 45, n. 2, p. 196–208, 2007.

MACHADO, J. L. F.; FREITAS, M. A. de. **Projeto Mapa Hidrogeológico do Rio Grande do Sul**: relatório final. Porto Alegre. CPRM. 65p. il. mapa. 2005.

MAIDMENT, D. R. **Handbook of Hydrology**. McGRAW-HILL, INC, 1992. 1143 p.

MARTELLI, G. V. **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. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2012.

MATOS, A. B. **Compartimentação Estrutural e Interações Hidrogeológicas entre o Sistema Aquífero Guarani e Serra Geral na Região Nordeste do Estado do Rio Grande do Sul**. 2020. 197 p. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e

Saneamento Ambiental. Instituto de Pesquisas Hidráulicas. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2020.

MAZIERO, T. A. **Monitoramento de água subterrânea em área urbana: aspectos quantitativos**. 2005. 236 p. Dissertação de Mestrado. Escola de Engenharia de São Carlos. Universidade de São Paulo, São Carlos, 2005.

MEIXNER, T. et al. Implications of projected climate change for groundwater recharge in the western United States. **Journal of Hydrology**, 534, p. 124 – 138, 2016.

MELATI, M. B. **Interações entre as Águas Superficiais e o Sistema Aquífero Serra Geral, na Região da Bacia Hidrográfica do Paraná 3, Estado do Paraná**. 2018. 120 p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2018.

MILANI, E. J. et al. Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, n. 2, p. 265 – 287, 2007.

NANNI, A. S. **O flúor em águas do Sistema Aquífero Serra Geral no Rio Grande do Sul: origem e condicionamento geológico**. 2008. 127 p. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2008.

NANNI, A. S.; FREITAS, M. A.; RODRIGUES, A. L. M. Avaliação da Influência das Atividades Antrópicas na Qualidade das Águas Subterrâneas no Noroeste do Estado do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 17, n. 2, p. 43 – 51, 2012.

NATHAN, R. J.; McMAHON, T. A. Evaluation of Automated Techniques for Base Flow and Recession Analyses. **Water Resources Research**, v. 36, n. 7, p. 1465 – 1473, 1990.

NIMMO, J. R.; HOROWITZ, C.; MITCHELL, L. Discrete-Storm Water-Table Fluctuation Method to Estimate Episodic Recharge. **Groundwater**, [s. l.], v. 53, n. 2, p. 282–292, 2015.

NRCS - Natural Resources Conservation Service. **Estimation of direct runoff from storm rainfall**, Part 630, National Engineering Handbook. Washington, DC: US Department of Agriculture. Series C 222. Reidel, Dordrecht, pp 223–238., 2004.

OLIVEIRA, M. M. Aplicação de dois métodos diferentes para a estimativa da recarga de Águas subterrâneas numa área de Estarreja. In: CONGRESSO DA ÁGUA, 7., 2004, Lisboa. **Resumos...** Lisboa: APRH, 2004. 14 p.

OWOR, M.; TAYLOR, R. G.; TINDIMUGAYA, C.; MWESIGWA, D. Rainfall intensity and groundwater recharge: empirical evidence from the Upper Nile Basin. **Environmental Research Letters**, v.4, n. 3, 2009. Disponível em: <https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/4/3/035009>. Acesso em: 10 mai. 2021.

OXTOBEE, J. P. A.; NOVAKOWSKI, K. A field investigation of groundwater/surface water interaction in a fractured bedrock environment. **Journal of Hydrology**, n. 269, p. 169 – 193, 2002.

OXTOBEE, J. P. A.; NOVAKOWSKI, K. Ground Water/Surface Water Interaction in a Fractured Rock Aquifer. **Ground Water**, v. 41, n. 5, p. 667 – 681, 2003.

PAHL-WOSTL, C. Adaptive and sustainable water management: from improved conceptual foundations to transformative change. **International Journal of Water Resources Development**, 2020. <https://doi.org/10.1080/07900627.2020.1721268>

RADAMBRASIL. **Folha SH. 22 Porto Alegre e parte das folhas SH. 21 Uruguaiana e SI. 22 Lagoa Mirim: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra / Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística [v. 33].** Rio de Janeiro: IBGE, 791 p., 1986.

RAHMAN, M. M.; THOMPSON, J. R.; FLOWER, R. J. An enhanced SWAT wetland module to quantify hydraulic interactions between riparian depressional wetlands, rivers and aquifers. **Environmental Modelling & Software**, v. 84, p. 263 – 289, 2016.

RATHAY, S. Y.; ALLEN, D. M.; KIRSTE, D. Response of a fractured bedrock aquifer to recharge from a heavy rainfall events. **Journal of Hydrology**, 2017. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.07.042>.

REBOUÇAS, A. Groundwater in Brazil. **Episodes** [s. l.], v. 11, n. 3, 1988.

REGINATO, P. A. R. **Integração de Dados Geológicos para Prospecção de Aquíferos Fraturados em Trecho da Bacia Hidrográfica Taquari-Antas (RS)**. 2003. 254 p. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas, Metalúrgica e dos Materiais. Escola de Engenharia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2003

REGINATO, P. A. R.; STRIEDER, A.J. Caracterização Hidrogeológica e Potencialidades dos Aquíferos Fraturados da Formação Serra Geral na Região Nordeste do Estado do Rio Grande do Sul. *In*: XIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 2004. **Anais [...]**.

REGINATO, P. A. R et al. Caracterização hidrogeológica e hidroquímica do aquífero livre localizado no manto de alteração da Formação Serra Geral, na bacia hidrográfica Taquari-Antas, região nordeste do Estado do Rio Grande do Sul. **Ambiente e Água – An Interdisciplinary Journal of Applied Science**, [s.1], v.7, n.2, 2012.

RIO GRANDE DO SUL. **1ª Etapa do Plano de Bacia do Rio Caí: Relatório Temático A.4: Balanço Hídrico**. Porto Alegre, RS: Secretaria Estadual de Meio Ambiente: PROFILL Engenharia e Ambiente, 2007. Disponível em: https://drive.google.com/file/d/0Byn_B-4Lg7RgB2duWUpYM29ITkk/view?resourcekey=0-aAXJ12bl7mHjfqxy72dQAg Acesso em: 5 jul. 2021.

RIO GRANDE DO SUL. **1ª Etapa do Plano de Bacia do Rio Caí: Relatório Temático B.2: Proposta de Enquadramento dos Recursos Hídricos Superficiais**. Porto Alegre, RS: Secretaria Estadual de Meio Ambiente: PROFILL Engenharia e Ambiente, 2008. Disponível em: https://drive.google.com/file/d/0Byn_B-4Lg7RGQk1YbHo0TW8yTIU/view?resourcekey=0-bNQ8es80XCFgIJm_pgeClg. Acesso em: 5 jul. 2021.

RIO GRANDE DO SUL. **Resolução CONAMA N° 357/2005**. Dispõe sobre a classificação dos corpos de água e diretrizes ambientais para o seu enquadramento, bem como estabelece as

condições e padrões de lançamento de efluentes, e dá outras providências. 2005. Disponível em: <http://www2.mma.gov.br/port/conama/legiabre.cfm?codlegi=459>. Acesso em: 10 jul. 2021.

RICHEY, A. S. et al. **Quantifying renewable groundwater stress with GRACE: QUANTIFYING RENEWABLE GROUNDWATER STRESS WITH GRACE**. *Water Resources Research*, [s. l.], v. 51, n. 7, p. 5217–5238, 2015.

RISSER, D. W., GBUREK, W. J., & FOLMAR, G. J. Comparison of Methods for Estimating Ground-Water Recharge and Base Flow at a Small Watershed Underlain by Fractured Bedrock in the Eastern United States. **U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report**, 31., 2005.

ROSSATO, M. S. **Os climas do Rio Grande do Sul: variabilidade, tendências e tipologia**. 2011. Tese (Doutorado) – Programa de Pós-graduação em Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011.

ROSSMAN, L. A. **Storm Water Management Model User's Manual Version 5.1**. EPA: United States Environmental Protection Agency, 2015.

RUSHTON, K. Representation in regional models of saturated river-aquifer interaction for gaining/losing rivers. **Journal of Hydrology**, n. 334, p. 262 – 281, 2007.

RUTLEDGE, A. T., Computer programs for describing the recession of ground-water discharge and for estimating mean ground-water recharge and discharge from streamflow records Update: **U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report** 98–4148, 43 p., 1998.

SAGHRAVANI, S. R. et al. Estimating recharge based on long-term groundwater table fluctuation monitoring in a shallow aquifer of Malaysian tropical rainforest catchment. **Environmental Earth Sciences**, [s. l.], v. 74, n. 6, p. 4577–4587, 2015.

SANTOS, I.; FILL, H. D.; SUGAI, M. R. V. B.; BUBA, H.; KISHI, R. T.; MARONE, E.; LAUTERT, L. F. **Hidrometria Aplicada**. Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento, Curitiba-PR, 372 p., 2001.

SCANLON, B. R.; HEALY, R. W.; COOK, P. G. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. **Hydrogeology Journal**, [s. l.], v. 10, n. 1, p. 18–39, 2002.

SARTORI, A.; GENOVEZ, A. M.; NETO, F. L. Classificação Hidrológica de Solos Brasileiros para a Estimativa da Chuva Excedente com o Método do Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos Parte 2: Aplicação. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 10, n. 4, p. 19 – 29, 2005.

SCHUMANN, S., SCHMALZ, B., MEESEENBURG, H., SCHORÖDER, U. (Eds.) 2010. **Status and Perspectives of Hydrology in Small Basins**. Results of the International Workshop in Goslar-Hahnenklee, 2009 and Inventory of Small Hydrological Research Basins. IHP/HWRP-Berichte 10, Koblenz, Germany.

SEVERGNINI, B. R. **Caracterização Hidrogeológica do Sistema Aquífero Serra Geral (SASG) Através da Análise de Testes de Bombeamento**. Trabalho de Conclusão de Curso.

Graduação em Engenharia Ambiental. Universidade de Caxias do Sul. Caxias do Sul, 150 p., 2020.

SMAKHTIN, V. U. Low flow hydrology: a review. **Journal of Hydrology**, n. 240, p. 147 – 186, 2001.

SOPHOCLEOUS, M. Interactions between groundwater and surface water: The state of the science. **Hydrogeology Journal**, [s. l.], v. 10, n. 1, p. 52–67, 2002.

SZILAGYI, J.; HARVEY, F. E.; AYERS, J. F. Regional Estimation of Base Recharge to Ground Water Using Water Balance and a Base-Flow Index. **Ground Water**, [s. l.], v. 41, n. 4, p. 504–513, 2003.

TEIXEIRA, M. S.; PRIETO, R. B. Eventos Extremos de Chuva no Estado do Rio Grande do Sul, Brasil, entre 2004 e 2013. Parte 1: Definição dos Eventos e Estatísticas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 35, n.1, 45 – 52, 2020. Doi: <http://dx.doi.org/10.1590/0102-7786351027>.

TERRAMOTO, E. H.; CHANG, H. K. Métodos WTF e simulação numérica de fluxo para estimativa de recarga – exemplo Aquífero Rio Claro em Paulínia/SP. **Águas Subterrâneas**, v. 32, n. 2, p. 173 – 180, 2018.

TETZLAFF, D.; CAREY, S. K.; McNAMARA, J. P.; LAUDON, H.; SOULSBY, C. The essential value of long-term experimental data for hydrology and water management. **Water Resources Research**, n. 53, p. 2598 – 2604, 2017. Doi: 10.1002/2017WR020838.

THORNTHWAITE, C. W. An Approach toward a Rational Classification of Climate. **Geographical Review**, [s. l.], v. 38, n. 1, p. 55, 1948

TORAN, L. Groundwater-Surface Water Interaction. 2017 Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/9781119300762.wsts0027>. Acesso em: 25 set. 2020.

VARNI, M. et al. Application of the water table fluctuation method to characterize groundwater recharge in the Pampa plain, Argentina. **Hydrological Sciences Journal**, [s. l.], v. 58, n. 7, p. 1445–1455, 2013.

VIERO, A. C.; SILVA, D. R. A. da (Orgs.). **Geodiversidade do Estado do Rio Grande do Sul**. Programa Geologia do Brasil - PGB. Levantamento da Geodiversidade. Porto Alegre: CPRM, 2010. 1 DVD.

VRIES, J. J.; SIMMERS, I. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. **Hydrogeology Journal**, v. 10, p. 5 – 17, 2002.

WAHNFRIED, I.; HIRATA, R. Comparação de Métodos de Estimativa de Recarga de Aquíferos em Uma Planície Aluvionar na Bacia Hidrográfica do Alto Tietê (São Paulo). **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, [s. l.], v. 10, n. 2, p. 15–25, 2005.

WINTER, T. C., HARVEY, J. W., FRANKE, O. L., ALLEY, W. M. **Ground water and surface water**; a single resource. US Geological Survey Circular 1139., 1999.

WOESSNER, W.W. **Groundwater-Surface Water Exchange**. Guelph, Ontario, Canada, The Groundwater Project, 2020. 158 p.