

**UNIVERSIDADE DE CAXIAS DO SUL
ÁREA DO CONHECIMENTO DE CIÊNCIAS EXATAS E ENGENHARIAS
CURSO DE ENGENHARIA AMBIENTAL**

BIANCA REGINA SEVERGNINI

**CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA DO SISTEMA AQUÍFERO SERRA
GERAL (SASG) ATRAVÉS DA ANÁLISE DE TESTES DE BOMBEAMENTO**

CAXIAS DO SUL

2020

BIANCA REGINA SEVERGNINI

**CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA DO SISTEMA AQUÍFERO SERRA
GERAL (SASG) ATRAVÉS DA ANÁLISE DE TESTES DE BOMBEAMENTO**

Trabalho de Conclusão do Curso de Engenharia
Ambiental da Universidade de Caxias do Sul
apresentado como requisito parcial à obtenção
do grau de Engenheiro Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Taison Anderson Bortolin

CAXIAS DO SUL

2020

BIANCA REGINA SEVERGNINI

**CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA DO SISTEMA AQUÍFERO SERRA
GERAL (SASG) ATRAVÉS DA ANÁLISE DE TESTES DE BOMBEAMENTO**

Trabalho de Conclusão do Curso de Engenharia
Ambiental da Universidade de Caxias do Sul
apresentado como requisito parcial à obtenção
do grau de Engenheiro Ambiental.

Aprovado(a) em ___/___/_____

Banca Examinadora

Prof. Dr. Taison Anderson Bortolin
Universidade de Caxias do Sul

Prof. Me. Tiago Panizzon
Universidade de Caxias do Sul

Prof. Dr. Pedro Antônio Roehé Reginato
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Marcos Antônio Severgnini e Sandra Regina Sartori Severgnini, pela educação que me deram, pelo amor e carinho e pelo apoio incondicional em todas as minhas escolhas. Vocês são, e sempre serão, meus exemplos.

Ao meu melhor amigo e companheiro de vida, João Vitor Pistore, pela paciência, também pelo amor e carinho e, acima de tudo, por sempre acreditar em minha capacidade, até mesmo mais do que eu. Obrigada pela força, com certeza, não teria sido da mesma forma sem você!

À minha irmã, Pietra Regina Severgnini, por aguentar meus desabafos e divagações durante a graduação e vida, pela amizade de sempre e por ser a melhor irmã que eu poderia ter.

Aos meus demais familiares, em especial aos meus avós, Irineu Sartori, Eva Giaretta Sartori e Eva Poyer Severgnini, por serem fonte de inspiração e por sempre me apoiarem de forma ativa, não só na minha formação acadêmica, mas ao longo de toda minha vida.

Aos meus amigos, que são a família que escolhemos, pela paciência e compreensão pelas muitas vezes em que tive que dizer que não podia sair com vocês, pois precisava estudar. Obrigada pela amizade, sei que sempre poderei contar com vocês!

A toda equipe de professores do curso de Engenharia Ambiental da Universidade de Caxias do Sul, em especial ao Prof. Dr. Taison Anderson Bortolin, meu orientador, por todo apoio, auxílio e tempo dedicado para que essa pesquisa pudesse ser realizada, sendo um exemplo de profissional a ser seguido.

Por fim, a todos aqueles que, de alguma forma, colaboram para essa conquista.

“Um único sonho é mais poderoso do que mil realidades.”

J. R. R. Tolkien

RESUMO

Ao longo das últimas décadas, a propagação da poluição hídrica dos recursos superficiais, combinada com a ocorrência cada vez mais frequente de secas e estiagens, fez com que a procura por águas subterrâneas aumentasse, inclusive na região nordeste do estado do Rio Grande do Sul. O aquífero existente na região, o Sistema Aquífero Serra Geral (SASG), é um aquífero do tipo fraturado, heterogêneo e anisotrópico, o que torna extremamente complexos estudos relacionados e faz com que a compreensão sobre seus mecanismos e seu comportamento ainda seja bastante limitada. Nesse sentido, o principal objetivo desta pesquisa foi compreender o comportamento do aquífero presente na área de estudo, assim como determinar a interferência entre os poços analisados. Para isso, esse trabalho utilizou os dados de três testes de bombeamento para a estimativa dos parâmetros hidrodinâmicos através de diferentes métodos com o auxílio do software AquiferTest Pro 7.0 ©., sendo eles: Cooper & Jacob, Theis, Warren & Root, Moench, Recuperação de Theis e Tempo Equivalente de Agarwal. Além disso, os ajustes fornecidos pelos métodos também foram alvo de uma análise estatística, com o objetivo de determinar aquele que retornou os menores erros através da técnica soma dos erros quadrados. Os testes de bombeamento foram realizados em poços localizados em uma pequena bacia hidrográfica no município de Caxias do Sul e o rebaixamento e a recuperação do nível da água foram monitorados no poço bombeado e em outros dois poços de observação. De uma maneira geral, os resultados obtidos evidenciaram a heterogeneidade e anisotropia do aquífero estudado, considerando sua inconstância e a curta distância entre os poços. Os valores de T ficaram acima da média para a região e abaixo das médias máximas, o que significa que os poços estão alocados em zona de considerável transmissividade do SASG, porém, mesmo assim, sua potencialidade continua sendo fraca. Já os valores de K indicaram que o local estudado se caracteriza como um meio semipermeável e que a capacidade de escoamento da água através das rochas é de média a baixa. Os resultados de S determinados através dos dados dos poços bombeados ficaram muito acima do que é normalmente encontrado em aquíferos fraturados, enquanto que aqueles encontrados para os poços de observação ficaram dentro ou muito próximos das faixas encontradas em locais com características geológicas semelhantes, indicando incertezas da determinação deste parâmetro hidrodinâmico em testes de poços únicos. O método que apresentou os menores erros tanto para os dados de rebaixamento, quanto para os dados de recuperação e, conseqüentemente, parâmetros hidrodinâmicos mais próximos dos reais, foi o modelo de dupla porosidade com efeito de pele de Moench, indicando que o emprego dos modelos de dupla porosidade é uma alternativa viável na avaliação de aquíferos fraturados. Já os ajustes obtidos através dos métodos clássicos não foram satisfatórios, tendo em vista que estes foram os que retornaram os maiores erros, comprovando a ineficiência desses em traduzir as descontinuidades de meios heterogêneos e anisotrópicos. Além disso, foi possível confirmar que a avaliação de aquíferos através dos dados de rebaixamento obtidos em poços bombeados pode não ser muito precisa, considerando que estes apresentaram erros superiores quando comparados aos poços de observação. Em suma, os resultados obtidos forneceram informações importantes para melhor compreensão do SASG e também para a relação entre os poços estudados, além de elucidar algumas questões relativas às avaliações feitas a partir da execução de testes de bombeamento, o que pode colaborar para o aperfeiçoamento dos processos de gestão da água subterrânea.

Palavras-chave: Parâmetros hidrodinâmicos; Testes de bombeamento; Sistema Aquífero Serra Geral (SASG); Águas subterrâneas.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Esquema dos mecanismos de formação de fraturas, onde (a) forças de tração, (b) cisalhamento paralelo e (c) cisalhamento perpendicular.....	24
Figura 2 – Mapa geológico da Bacia Hidrológica do Rio Caí.....	36
Figura 3 – Hidrogeologia da Bacia Hidrológica do Rio Caí.....	37
Figura 4 – Variáveis envolvidas nos testes de aquífero e ilustração do cone de depressão do nível da água subterrânea.	40
Figura 5 – Evolução do rebaixamento com o tempo.....	42
Figura 6 – Curva teórica de Theis.....	47
Figura 7 – Curva típica de Warren & Root.....	53
Figura 8 – Etapas metodológicas.....	58
Figura 9 – Localização da área de estudo.....	72
Figura 10 – Geologia da área de estudo.....	73
Figura 11 – Perfis geológicos e construtivos dos poços.....	74
Figura 12 – Hidrogeologia da área de estudo.....	75
Figura 13 – Geomorfologia da área de estudo.....	78
Figura 14 – Declividades do município de Caxias do Sul e da área de estudo.....	78
Figura 15 – Pedologia da área de estudo.....	79
Figura 16 – Classificação climática, estação climatológica e isoeitas do município de Caxias do Sul.....	80
Figura 17 – Nova classificação climática do Rio Grande do Sul.....	81
Figura 18 – Médias mensais de precipitação, temperaturas médias e evaporação da região estudada no período entre os anos 2000 e 2020.....	82
Figura 19 – Hidrografia da área de estudo.....	83
Figura 20 – Uso do solo na área de estudo.....	84
Figura 21 – Evolução dos rebaixamentos em TB1, TB2 e TB3.....	85
Figura 22 – Comportamento do nível da água no Poço 1 durante TB2 no início do teste.....	87
Figura 23 – Gráfico semi-log do rebaixamento vs. tempo dos testes de bombeamento.....	88
Figura 24 - Curva da recuperação (s') vs. tempo equivalente de Agarwal (t_e).....	90
Figura 25 – Gráfico semi-log da recuperação vs. tempo.....	92
Figura 26 – Evolução das capacidades específicas ao longo do tempo de bombeamento.....	93
Figura 27 – Curvas teóricas para realização do diagnóstico prévio.....	94

Figura 28 – Curvas de rebaixamento (curvas superiores) e suas derivadas (curvas inferiores) utilizadas para o diagnóstico prévio	95
Figura 29 – Ajustes das curvas típicas dos modelos de Cooper & Jacob e de Theis aos dados de rebaixamento obtidos em campo para os poços bombeados	99
Figura 30 - Ajustes das curvas típicas dos modelos de Warren & Root e Moench aos dados de rebaixamento obtidos em campo para os poços bombeados	100
Figura 31 - Ajustes das curvas típicas dos modelos de Cooper & Jacob e de Theis aos dados de rebaixamento obtidos em campo para os poços de observação.....	104
Figura 32 - Ajustes das curvas típicas dos modelos de Warren & Root e Moench aos dados de rebaixamento obtidos em campo para os poços de observação.....	105
Figura 33 - Ajuste da curva teórica do método de recuperação de Theis aos dados de recuperação em TB1	109
Figura 34 - Ajuste da curva teórica do método de recuperação de Theis aos dados de recuperação em TB2.....	109
Figura 35 - Ajuste da curva teórica do método de recuperação de Theis aos dados de recuperação em TB3	110
Figura 36 - Ajuste da curva teórica de Theis aos dados de recuperação em TB1	110
Figura 37 - Ajuste da curva teórica de Theis aos dados de recuperação em TB2	110
Figura 38 - Ajuste da curva teórica de Theis aos dados de recuperação em TB3	111
Figura 39 - Ajuste da curva teórica de Warren & Root aos dados de recuperação em TB1 ..	112
Figura 40 - Ajuste da curva teórica de Warren & Root aos dados de recuperação em TB2 ..	112
Figura 41 - Ajuste da curva teórica de Warren & Root aos dados de recuperação em TB3 ..	112
Figura 42 - Ajuste da curva teórica de Moench aos dados de recuperação em TB1	113
Figura 43 - Ajuste da curva teórica de Moench aos dados de recuperação em TB2.....	113
Figura 44 - Ajuste da curva teórica de Moench aos dados de recuperação em TB3.....	113
Figura 45 – Ajuste das curvas teóricas de Moench e de Warren & Root aos dados de rebaixamento obtidos em campo para P2 em TB3, respectivamente	117
Figura 46 – Ajuste da curva teórica de Cooper & Jacob aos dados de rebaixamento de P3 em TB1	118
Figura 47 - Ajuste da curva teórica de Cooper & Jacob aos dados de rebaixamento de P1 em TB3	118
Figura 48 - Ajuste da curva teórica de Theis aos dados de rebaixamento de P2 em TB2.....	119
Figura 49 - Ajuste da curva teórica de Theis aos dados de rebaixamento de P1 em TB3.....	119

Figura 50 – Ajuste da curva típica de Cooper & Jacob aos dados de rebaixamento de P1 em TB2	120
Figura 51 - Ajuste da curva típica de Theis aos dados de rebaixamento de P1 em TB2	120
Figura 52 - Ajuste da curva típica de Warren & Root aos dados de rebaixamento de P1 em TB2	121
Figura 53 - Ajuste da curva típica de Moench aos dados de rebaixamento de P1 em TB2 ...	121
Figura 54 – Ajuste da curva teórica de Cooper & Jacob aos dados de rebaixamento de P3 em TB3	122
Figura 55 - Ajuste da curva teórica de Theis aos dados de rebaixamento de P3 em TB3.....	122
Figura 56 - Ajuste da curva teórica de Warren & Root aos dados de rebaixamento de P3 em TB3	123
Figura 57 - Ajuste da curva teórica de Moench aos dados de rebaixamento de P3 em TB3 .	123
Figura 58 – Ajuste da curva teórica de Moench aos dados de rebaixamento de P2 em TB1 .	124
Figura 59 – Ajuste das curvas teóricas de Moench e Warren & Root aos dados de recuperação em TB1, respectivamente	126
Figura 60 - Ajuste das curvas teóricas do método de recuperação de Theis e de Theis aos dados de recuperação em TB1, respectivamente	127
Figura 61 - Ajuste da curva teórica de Theis aos dados de recuperação em TB3	128

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Classificação da produtividade de um poço conforme valores de capacidade específica	29
Tabela 2 – Potencialidade de aquíferos conforme transmissividade.....	32
Tabela 3 – Distâncias recomendadas para instalação dos poços de observação em relação ao poço bombeado.....	41
Tabela 4 – Intervalos de tempo adotados para a leitura do nível dinâmico da água	42
Tabela 5 – Uso do solo na área de estudo.....	83
Tabela 6 – Rebaixamentos totais nos poços monitorados durante os testes de bombeamento	84
Tabela 7 – Variações na vazão nos testes de bombeamento	89
Tabela 8 – Tempo e porcentagem de recuperação nos poços monitorados após o encerramento do bombeamento	89
Tabela 9 – Parâmetros hidrodinâmicos obtidos através dos modelos aplicados para os poços bombeados considerando a distância igual ao raio e igual a 1m.....	96
Tabela 10 – Parâmetros hidrodinâmicos obtidos através dos modelos aplicados para os poços de observação	102
Tabela 11 – Parâmetros hidrodinâmicos obtidos através dos dados de recuperação	107
Tabela 12 – Soma dos erros quadrados dos ajustes das curvas de rebaixamento dos testes de bombeamento, destacando para os dois melhores resultados (em negrito).....	116
Tabela 13 – Soma dos erros quadrados dos ajustes das curvas dos testes de recuperação, destacando os dois melhores resultados (em negrito)	125
Tabela 14 – Parâmetros hidrodinâmicos da região de estudo (média dos valores calculados pelo modelo de Moench).....	128

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Grau de influência dos fatores condicionantes na qualidade e na quantidade das águas subterrâneas	22
Quadro 2 – Possibilidades de avaliação prévia dos gráficos gerados a partir dos dados de rebaixamento ao longo do tempo.....	44
Quadro 3 – Resumo do desenvolvimento matemático do método de Theis	46
Quadro 4 – Resumo do desenvolvimento matemático do método de Cooper & Jacob	49
Quadro 5 – Resumo do desenvolvimento matemático do método de Warren & Root	52
Quadro 6 – Resumo do desenvolvimento matemático do método de Moench	54
Quadro 7 – Equações utilizadas para cálculo do rebaixamento em condições anisotrópicas. .	63
Quadro 8 – Parâmetros adimensionais pelo Método de Moench para fluxo fraturado com dupla porosidade e efeito de pele para caracterização de fluxo.	68
Quadro 9 – Dados referentes aos perfis construtivos e outras informações à respeito dos poços analisados neste estudo	75
Quadro 10 – Período de execução das análises físico-químicas e bacteriológicas para amostras de água subterrânea	76

LISTA DE SIGLAS

ABAS	Associação Brasileira de Águas Subterrâneas
ABNT	Associação Brasileira de Normas Técnicas
ANA	Agência Nacional de Águas
BDMEP	Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa
CORSAN	Companhia Riograndense de Saneamento
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
DRH	Departamento de Recursos Hídricos
FAO	Food and Agriculture Organization
FEE	Fundação de Economia e Estatística
FEPAM	Fundação Estadual de Proteção Ambiental Henrique Luiz Roessler
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
LAPA	Laboratório de Análises e Pesquisas em Alimentos
LAPAM	Laboratório de Análises e Pesquisas Ambientais
PERH	Plano Estadual de Recursos Hídricos
SAG	Sistema Aquífero Guarani
SASG	Sistema Aquífero Serra Geral
SEMA	Secretaria Estadual de Meio Ambiente
SIOUT	Sistema de Outorga de Água do Rio Grande do Sul
UCS	Universidade de Caxias do Sul
UFRGS	Universidade Federal do Rio Grande do Sul
UNESCO	United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	14
2	OBJETIVOS.....	17
3	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	18
3.1	USO DA ÁGUA SUBTERRÂNEA NO ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL .	18
3.2	AQUÍFEROS FRATURADOS	19
3.2.1	Condicionantes geológicos.....	21
3.2.2	Fluxo de água subterrânea em meios fraturados.....	26
3.2.3	Parâmetros Hidrodinâmicos	28
3.2.3.1.	Capacidade específica	29
3.2.3.2.	Condutividade Hidráulica	29
3.2.3.3.	Transmissividade	32
3.2.3.4.	Coeficiente de Armazenamento	33
3.3	CONTEXTO GEOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO REGIONAL.....	34
3.3.1	Geologia Regional	34
3.3.2	Hidrogeologia Regional	36
3.4	TESTES DE BOMBEAMENTO.....	38
3.5	AVALIAÇÃO DE AQUÍFEROS POR TESTES DE BOMBEAMENTO	43
3.5.1	Modelos clássicos.....	45
3.5.2	Modelos de Dupla Porosidade.....	50
3.5.3	Modelos para dados de Recuperação	55
3.6.	COMENTÁRIOS FINAIS SOBRE A REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	57
4	MATERIAIS E MÉTODOS	58
4.1	CARACTERIZAÇÃO DO LOCAL DE ESTUDO	59
4.2	TESTES DE BOMBEAMENTO.....	60
4.3	ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS	60
3.3.1	Método de Cooper-Jacob	64

3.3.2	Método de Theis	65
3.3.3	Método de Warren-Root para aquíferos fraturados com dupla porosidade ...	66
3.3.4	Método de Moench para aquíferos fraturados com dupla porosidade e efeito pele	67
3.3.5	Método de Theis para dados de recuperação	68
3.3.6	Método de Agarwal para dados de recuperação.....	70
4.4	ANÁLISE INTEGRADA DOS MÉTODOS APLICADOS	71
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	72
5.1	DESCRIÇÃO DO LOCAL DE ESTUDO.....	72
5.1.1	Localização	72
5.1.2	Caracterização Geológica e Hidrogeológica.....	73
5.1.3	Caracterização Geomorfológica	77
5.1.4	Caracterização Pedológica	79
5.1.5	Caracterização Climática	79
5.1.6	Hidrografia	82
5.1.7	Uso do solo	83
5.2	ANÁLISE QUALITATIVA DOS TESTES DE BOMBEAMENTO	84
5.3	CAPACIDADE ESPECÍFICA	93
5.4	DIAGNÓSTICO PRÉVIO DAS CARACTERÍSTICAS DO AQUÍFERO	94
5.5	TESTES DE BOMBEAMENTO EM POÇO ÚNICO	96
5.6	TESTES DE BOMBEAMENTO COM POÇOS DE OBSERVAÇÃO	102
5.7	TESTES DE RECUPERAÇÃO.....	107
5.8	ANÁLISE DOS AJUSTES OBTIDOS POR MÉTODO APLICADO	115
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	129
	REFERÊNCIAS	133

1 INTRODUÇÃO

A região da Serra Gaúcha, localizada no nordeste do Estado do Rio Grande do Sul, se caracteriza por ser uma das regiões mais populosas do estado, com cerca de 950 mil habitantes, de acordo com dados da Fundação de Economia e Estatística - FEE (2018). Conforme o Perfil Socioeconômico do Conselho de Desenvolvimento da Serra (Corede Serra), a região também se destaca no quesito econômico, onde as principais atividades exercidas estão inseridas no setor industrial, predominantemente setor metalmeccânico, e na agropecuária (RIO GRANDE DO SUL, 2015).

Além do abastecimento à população, as atividades econômicas e agroindustriais necessitam de uma grande quantidade de água para o seu desenvolvimento. Nos últimos anos, a propagação da poluição hídrica dos recursos superficiais, combinada com a ocorrência cada vez mais frequente de secas e estiagens, fez com que a procura por águas subterrâneas aumentasse (RIO GRANDE DO SUL, 2015, p. 29; BORTOLIN, T. A., 2018). Atualmente, no estado do Rio Grande do Sul, 350 municípios são abastecidos por mananciais subterrâneos, tanto de forma exclusiva quanto de forma mista, e destes, 24 encontram-se na região do Corede Serra (ANA, 2010; SCHNEIDER, V. E. et al., 2017).

Na região, a água subterrânea é proveniente de dois tipos de aquífero: aquífero livre e aquífero fraturado (REGINATO, P. A. R., 2003). A captação da água do aquífero livre, o qual encontra-se na região de alteração existente sobre as rochas vulcânicas, é realizada principalmente em áreas rurais através de cacimbas ou fontes. Porém, apesar de ter acesso facilitado quando comparado ao aquífero fraturado, o aquífero livre não possui grande disponibilidade de água devido às características dos solos locais, os quais se constituem basicamente de materiais argilosos com baixa permeabilidade (REGINATO, P. A. R. e STRIEDER, A. J., 2006; REGINATO, P. A. R., 2003).

Por esse motivo, a grande maioria dos poços destinados ao abastecimento público urbano e ao uso agroindustrial captam água do aquífero fraturado, o qual pode fornecer maiores volumes e águas de melhor qualidade (REGINATO, P. A. R. e STRIEDER, A. J. 2006; BORTOLIN, T. A. et al., 2014). O aquífero fraturado presente na região é denominado Sistema Aquífero Serra Geral (SASG) e está associado às litologias da Formação Serra Geral, composta basicamente por riolitos, riolacitos e basaltos fraturados (CPRM, 2005b). A presença de água está diretamente condicionada à sua estruturação tectônica (existência de zonas fraturadas) e,

em geral, apresenta baixa capacidade específica e captação de vazões abaixo de 10 m³/h (REGINATO, P. A. R. e STRIEDER, A. J. 2004).

Porém, os aquíferos fraturados caracterizam-se por serem heterogêneos e anisotrópicos e, devido a isso, não possuem parâmetros hidrodinâmicos constantes (FEITOSA, F. A. C. et al., 2008). Em particular, o SASG confirma sua forte anisotropia ao demonstrar resultados extremamente variáveis para esses parâmetros mesmo em regiões próximas, conforme explicam Reginato e Strieder (2006). Somando isso à ampla extensão do aquífero, percebe-se que a compreensão sobre seus mecanismos e seu comportamento ainda é limitada, apesar de apresentar aumento de estudos relacionados (MONTANHEIRO, F. et al., 2017; BORTOLIN, T. A., 2018).

Os parâmetros hidrodinâmicos regem os mecanismos de circulação e a capacidade de armazenamento de um aquífero, o que corresponde ao volume de água disponível e determina a quantidade de água que pode ser extraída destes. A determinação desses parâmetros é comumente realizada através de testes de aquífero ou testes de bombeamento (MONTANHEIRO, F. et al., 2017; CRUZ, F. et al., 2019). Conforme Feitosa et al. (2008), testes de aquífero são realizados a partir do bombeamento de um poço, com vazão constante, e na observação simultânea do rebaixamento do nível da água em um ou mais poços de observação. Ainda de acordo com os autores, os poços de observação devem estar a distâncias em que a influência imposta pelo poço de bombeamento esteja de acordo com a capacidade dos equipamentos de medição de nível, ou seja, dentro de seu raio de influência.

A partir dos dados obtidos nos testes de aquífero é possível, então, aferir parâmetros como a condutividade hidráulica, a transmissividade e o coeficiente de armazenamento, os quais são essenciais para a determinação de vazões de exploração, com certo grau de confiabilidade (REGINATO, P. A. R. et al., 2018). Porém, para que essa interpretação não ocorra de maneira equivocada, os métodos de soluções existentes devem ser adaptados conforme os dados de rebaixamento alcançados (MONTANHEIRO, F. et al., 2017).

Ao analisar a bibliografia disponível sobre o assunto, percebe-se que a maior parte dos testes de bombeamento utilizam apenas o próprio poço que está sendo bombeado para a realização do monitoramento do nível da água ou, quando muito, há a presença de apenas um poço de observação (BORTOLIN, T. A. et al., 2014; FRENZEL, M. G., 2017; REGINATO, P. A. R. et al., 2018). Além disso, os métodos utilizados para analisar os testes realizados não são, em sua maioria, indicados para sistemas fraturados, como, por exemplo, os métodos de Cooper & Jacob e de Theis (FEITOSA, F. A. C. et al., 2008). Dessa forma, a avaliação do comportamento desse tipo de aquífero torna-se praticamente inviável, dificultando a

determinação de vazões de exploração, assim como o manejo do armazenamento permanente das reservas e a compreensão da circulação do mesmo.

Em função disso, o estudo aqui realizado é extremamente relevante, visto que os testes de bombeamento foram realizados em três poços tubulares, cada qual com dois poços de observação, localizados em uma pequena bacia hidrográfica no município de Caxias do Sul, onde foram registrados dados de rebaixamento e de recuperação do nível da água. Ademais, a significativa exploração do SASG na região da Serra Gaúcha, ligada à sua complexidade e à carência de estudos, justifica a realização dessa pesquisa, a qual poderá colaborar para a gestão sustentável desse recurso hídrico.

É importante mencionar também que o estudo aqui desenvolvido está vinculado ao projeto de pesquisa “Interação Rio-Aquífero no Sistema Aquífero Serra Geral (SASG) e sua influência nos processos de recarga e padrões hidroquímicos da água”, realizado pela Universidade de Caxias do Sul (UCS) em parceria com a Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFGRS) com financiamento da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul (FAPERGS).

2 OBJETIVOS

Esse estudo tem como objetivo geral compreender o comportamento do aquífero fraturado presente em uma pequena bacia hidrográfica na região da Serra Gaúcha (SASG), assim como avaliar a interferência entre poços que captam água desse tipo de aquífero.

Esse objetivo será atingido através dos seguintes objetivos específicos:

- Caracterizar a geologia e hidrogeologia da área de estudo.
- Analisar os dados de rebaixamento e recuperação do nível da água obtidos através de testes de bombeamento realizados em 3 poços tubulares localizados na bacia de estudo por meio do *software* AquiferTest Pro 7.0 ©.
- Avaliar as condições de produtividade dos poços utilizados, através da determinação da capacidade específica.
- Determinar os parâmetros hidrodinâmicos de transmissividade, coeficiente de armazenamento e condutividade hidráulica para o SASG da área de estudo, por diferentes métodos.
- Comparar analiticamente os diferentes métodos.
- Avaliar o comportamento do aquífero e a interferência entre os poços a partir dos resultados obtidos.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A revisão bibliográfica tem o objetivo de elencar os principais conceitos e assuntos relacionados ao tema deste trabalho, iniciando pelo uso da água subterrânea no estado do Rio Grande Sul, a fim de explicar a importância do gerenciamento sustentável eficaz desse recurso hídrico. Também apresenta as principais características de aquíferos fraturados, seus condicionantes geológicos, valores típicos e importância dos parâmetros hidrodinâmicos e o funcionamento do fluxo da água nesse tipo de ambiente. Dentro desse contexto, a revisão bibliográfica também buscou apresentar a geologia e a hidrogeologia da região de estudo, esclarecendo alguns aspectos sobre o Sistema Aquífero Serra Geral. Por fim, apresenta os testes de bombeamento, método amplamente utilizado para a avaliação de aquíferos, descrevendo os principais modelos de análise de seus resultados com diferentes aplicações, vantagens e desvantagens.

3.1 USO DA ÁGUA SUBTERRÂNEA NO ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL

Estima-se que o volume de água subterrânea existente no planeta Terra ultrapassa 10 milhões de km³, o que representaria mais de 95% das reservas de água doce do planeta (BORGETHI, N. R. B., BORGETHI, J. R. e ROSA FILHO, E. F., 2004 apud ABAS, 2020; UNESCO e KIGAM, 2017). Além disso, a água subterrânea consiste na principal fonte de água doce, senão a única, em muitos países da África, Ásia e Oriente Médio e também representa uma importante reserva de recursos hídricos mesmo para países com água superficial em abundância (MOHAMED, A. O. et al., 2018).

Ao longo dos últimos 50 anos, a exploração desse recurso hídrico aumentou consideravelmente, muito devido ao crescimento da população e à evolução das tecnologias, e estima-se que a taxa de exploração atingiu 986 km³/ano, em 2010. Analisando os países que mais utilizam água subterrânea, pode-se destacar a Índia, os Estados Unidos e a China, que juntos representam 48% do uso global. Esses países também possuem as maiores áreas irrigadas do planeta, o que vai de encontro com a estimativa de que cerca de 70% da água subterrânea captada é destinada à agricultura. O restante se divide em: 21% ao uso doméstico e 9% para uso industrial. (FAO, 2016)

No Brasil, a água fornecida pela rede pública a 17,7% da população provém dos mananciais subterrâneos. Em termos de municípios, 16% têm abastecimento misto (águas superficiais e águas subterrâneas) e 36% são abastecidos exclusivamente por águas

subterrâneas, sendo esta a melhor alternativa para a maioria dos municípios com população abaixo de 10 mil habitantes. A taxa média de água consumida no país é estimada em 557 m³/s, dos quais 30% são destinados ao uso doméstico, 24% à agropecuária, 18% ao abastecimento público urbano, 14% ao abastecimento múltiplo, 10% ao uso industrial e 4% para outros usos não especificados. As captações são realizadas, em sua maioria, através de poços tubulares e estima-se que o número de poços em atividades no país pode ultrapassar 2,5 milhões, considerando a hipótese de que 88% não possuam registros oficiais. (TRATA BRASIL, 2019)

Uma ferramenta poderosa para que o poder público possa exercer melhor controle quanti-qualitativo sobre esses recursos é a aplicação da outorga para o uso das águas, conforme previsto pela Política Nacional de Recursos Hídricos (BRASIL, 1997). Com base nisso, o estado do Rio Grande do Sul, em 1996, regulamentou a aplicação desse instrumento em seu território por meio do Decreto nº 37.033 (RIO GRANDE DO SUL, 1996). Desde então, qualquer utilização das águas subterrâneas no estado, com exceção para aquelas cuja vazão não ultrapasse 2 m³/dia ou destinadas à satisfação de necessidades básicas, está sujeita à outorga, a qual deverá ser emitida pelo Departamento de Recursos Hídricos (DRH) (RIO GRANDE DO SUL, 2011).

A fim de facilitar o processo de outorga e também de cadastrar todos os usuários de água do estado, em 2015, a Secretaria de Estado do Ambiente e Desenvolvimento Sustentável implementou o Sistema de Outorga de Água do Rio Grande do Sul (SIOUT) (RIO GRANDE DO SUL, 2015). O sistema permite a obtenção e dispensa da outorga, a autorização prévia para a perfuração de poços, o cadastro de uso da água subterrânea e a regularização de obras já existentes.

Atualmente existem 16.816 poços cadastrados no estado, incluindo processos ainda em andamento. Destes, cerca de 31% são destinados ao uso doméstico, 21% à agropecuária, 14% ao abastecimento público, 9% ao uso industrial e 25% a outros usos diversos (SIOUT, 2020). De acordo com ANA (2010), a maioria dos poços destinados ao abastecimento público são administrados pela Companhia Riograndense de Saneamento (CORSAN) e esses são responsáveis pelo abastecimento de 59% dos municípios gaúchos de forma exclusiva, além dos 13% que possuem abastecimento misto.

3.2 AQUÍFEROS FRATURADOS

Aquíferos são definidos como formações geológicas que contêm quantidade significativa de água e que possibilitam a movimentação desta, proporcionando assim a

exploração por poços e nascentes (BEAR, J., 1979; TANG, Y. et al., 2016). Também chamados de reservatórios de água subterrânea (BEAR, J. 1979), os aquíferos geralmente são classificados quanto ao regime de pressão neles exercido (confinado ou não-confinado) e quanto à sua porosidade (poroso, fraturado/fissurado ou cárstico).

O movimento da água subterrânea ocorre por meio dos vazios interconectados existentes em determinado corpo rochoso, onde a evolução geológica destes determina a classificação dos aquíferos quanto sua porosidade (SEN, Z., 2015). Em aquíferos porosos, o fluxo de água acontece através da porosidade primária da rocha, ou seja, poros e interstícios intergranulares, e, em aquíferos cársticos, o movimento da água é condicionado pelos caminhos produzidos a partir da dissolução da rocha carbonática (FEITOSA, F. A. C et al., 2008; TANG, Y. et al., 2016). Nos aquíferos fraturados, por sua vez, o maciço rochoso em geral não apresenta porosidade primária e, nesses casos, o movimento da água subterrânea é determinado pela presença de zonas fraturadas (SEN, Z., 2015).

De acordo com Fetter (2001), as fraturas em rochas são causadas por movimentos tectônicos, alívios de pressões, resfriamento da rocha e forças de compressão e tensão. Rochas do tipo cristalino, que possuem baixa porosidade intergranular, tais como rochas ígneas e metamórficas, são mais suscetíveis a essas forças, justamente por possuírem baixa elasticidade e resistência, e, conseqüentemente, estão intimamente associadas à ocorrência de aquíferos fraturados (FEITOSA, F. A. C. et al., 2008; FANTI, A. C., 2015; DEMIREL, S. et al. 2018). Por essas características, aquíferos fraturados são meios essencialmente heterogêneos e anisotrópicos, conforme é demonstrado por estudos como os de Neves, Pereira e Morales (2002), Lin, Lin e Xu (2014) e Cruz et al. (2019).

Cabe ressaltar aqui os conceitos de heterogeneidade e anisotropia quando aplicados à hidrogeologia. Conforme Feitosa et al. (2008), a heterogeneidade refere-se a um aquífero composto por diferentes materiais, o que interfere diretamente nos parâmetros hidrodinâmicos do mesmo, já a anisotropia ocorre quando esses parâmetros variam conforme a direção. No que se refere à heterogeneidade, Bear (1979) ainda apresenta duas possibilidades: a variação gradual dos parâmetros (tipo 1) ou mudanças bruscas onde há descontinuidades bem definidas (tipo 2).

Essas propriedades tornam o estudo de aquíferos fraturados bastante complexo, porém é possível apontar algumas características gerais que resumem suas propriedades físicas. Em aquíferos fraturados, o fator condicionante mais importante é o fraturamento (HERNÁNDEZ, A. S., 2018), conforme será discutido com mais detalhes posteriormente. Por ora, basta mencionar que a ocorrência e a interconexão das fraturas determinam parâmetros como porosidade, condutividade hidráulica e coeficiente de armazenamento, o que está diretamente

relacionado à sua produtividade (HERNÁNDEZ, A. S., 2018; OLIVEIRA, N. C. M. et al., 2020).

Conforme Feitosa et al. (2008), a porosidade em um aquífero fraturado pode existir de duas formas: unicamente representada pelas fraturas existentes, quando a matriz rochosa é considerada impermeável, ou quando esta possui permeabilidade, mesmo que baixa, em conjunto com a permeabilidade das fraturas, chamada de dupla-porosidade. Sen (2015) estima que a porosidade esperada para rochas cristalinas fraturadas encontra-se na faixa de 0 a 10%, especialmente baixa quando comparada às rochas sedimentares, que podem atingir até 50%. Em razão disso, é comum que aquíferos fraturados apresentem capacidade de armazenamento e produtividades baixas (SEN, Z., 2015; STEFANO, P. H. P. et al., 2017; OLIVEIRA, N. C. M., 2019). Contudo, devido às características de heterogeneidade e anisotropia, esses podem ser bem maiores em regiões onde a concentração de fraturas é superior (DELLEUR, J. W., 1999; NEVES, M. A., PEREIRA, S. Y. e MORALES, N., 2002; DOS SANTOS, J. S., 2008; TANG, Y. et al., 2016).

Outra característica importante de aquíferos fissurados é o fato de que estes podem conter dois compartimentos hidrogeológicos diferentes, o manto de alteração e a rocha fraturada, principalmente quando localizados em regiões de clima úmido (NEVES, M. A., PEREIRA, S. Y. e MORALES, N., 2002; FANTI, A. C., 2015). O manto de alteração atua como um aquífero livre e poroso, posicionado logo acima do maciço rochoso fraturado, e representa uma importante zona de recarga quando há uma boa conectividade entre as duas camadas (ENGELBRECHT, B. Z., 2017, BORTOLIN, T. A., 2018). Entretanto, o comportamento de um aquífero fraturado específico só pode ser entendido por completo quando estudado todo o conjunto de fatores que condicionam tanto o armazenamento, quanto o fluxo de água em seu interior, conforme será debatido nas próximas seções.

3.2.1 Condicionantes geológicos

Os fatores que atuam sobre a circulação e armazenamento de águas subterrâneas em meios fissurados são diversos. Em virtude das características heterogêneas e anisotrópicas desse tipo de aquífero, o estudo e compreensão de como os fatores influenciam a existência de água subterrânea e de como esses interagem entre si é fundamental para o entendimento dos mecanismos do aquífero, permitindo dessa forma o gerenciamento sustentável de suas reservas (REGINATO, P. A. R. e STRIEDER, A. J., 2006; FEITOSA, F. A. C. et al., 2008; FERNANDES, A. J., 2008). Esses fatores podem ser classificados como fatores endógenos,

quando relativos às condições geológicas do local, ou como fatores exógenos, quando tratar-se de fatores externos à crosta terrestre (BEZERRA, I. P., 2017). O grau de influência de cada fator condicionante pode ser visualizado no Quadro 1.

Quadro 1 - Grau de influência dos fatores condicionantes na qualidade e na quantidade das águas subterrâneas

Fatores		Influência	
		<i>Qualidade</i>	<i>Quantidade</i>
<i>Exógenos</i>	Clima	Elevada	Moderada
	Vegetação	Baixa	Moderada
	Hidrografia	Moderada	Moderada
	Topografia	Moderada	Elevada
<i>Endógenos</i>	Litologia	Moderada	Baixa
	Estruturas geológicas	Moderada	Elevada

Fonte: Autor (2020), adaptado de Feitosa et al. (2008).

Como fatores exógenos podem ser citados clima, vegetação, hidrografia e topografia. Conforme Hernández (2018), o **fator climático** exerce influência principalmente sobre a qualidade da água subterrânea, pois, neste caso, a precipitação tem ação direta sobre sua salinização, onde, em locais com maiores índices pluviométricos os sais solúveis serão lixiviados, resultando em águas com baixo teor de salinidade. Todavia, alguns estudos recentes confirmam que o clima também é importante no que se refere à avaliação quantitativa de um aquífero. Engelbrecht (2017) afirma que elevados índices pluviométricos favorecem a formação do manto intemperizado, e este, por sua vez, está diretamente relacionado à potencialidade do aquífero. Kim, Jung e Lee (2018) avaliaram o potencial de produtividade de um aquífero localizado na Coreia do Sul através da ferramenta GIS (*Geographic Information System*) e concluíram que as características do solo podem influenciar no armazenamento de água subterrânea, já que essas determinam as taxas de infiltração. Além disso, solos com maiores espessuras podem estar associados à presença de descontinuidades no maciço rochoso (ENGELBRECHT, B. Z., 2017), porém essa avaliação é restrita a estudos pontuais, devido às descontinuidades apresentadas pelo manto de alteração (FERNANDES, A. J., 2008).

Já o papel da **vegetação** para a qualidade e quantidade das águas subterrâneas é considerado irrelevante, um consenso na literatura. De acordo com Hernández (2018), a vegetação tem a capacidade de diminuir a velocidade do escoamento superficial, desse modo, contribuindo para o aumento da infiltração, porém sem a capacidade de gerar grandes volumes de armazenamento. Feitosa et al. (2008) cita que a vegetação pode ser vista como um “fator participante das condições climática regionais”, pois possui relação direta com a precipitação.

Ademais, a vegetação porventura pode interferir na qualidade da água em regiões alagadas, onde há alta concentração de matéria orgânica (FEITOSA, F. A. C. et al., 2008; HERNÁNDEZ, A. S., 2018).

A **hidrografia** configura uma relação mais direta com as águas subterrâneas em regiões fraturadas. Em conformidade com o conceito riacho-fenda, a drenagem superficial muitas vezes coincide com as zonas fraturadas do maciço rochoso, obtendo-se assim um sistema de troca hídrica bastante consolidado entre as duas fontes (HERNÁNDEZ, A. S., 2018). Portanto, regiões próximas aos cursos hídricos superficiais têm maior probabilidade de ocorrência de águas subterrâneas, tendo relação inversamente proporcional com o parâmetro de transmissividade, conforme foi apontado por Kim, Jung e Lee (2018).

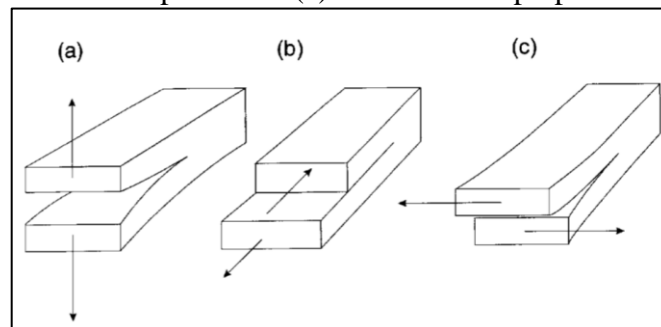
Pode-se afirmar que a hidrografia e a **topografia** são fatores que atuam conjuntamente sobre os aquíferos fraturados, considerando que, na maioria dos casos, os vales topográficos equivalem-se aos vales fluviais (COSTA, W. D., 1986). Segundo Reginato e Strieder (2006), o fator topográfico representa o segundo condicionante mais importante para aquíferos fraturados. Aquíferos tendem a ser mais produtivos em vales do que em encostas e em topos, provavelmente por estes coincidirem com mantos de intemperismo mais espessos e presença de recursos hídricos superficiais (ENGELBRECHT, B. Z., 2017; BORTOLIN, T. A., 2018; OLIVEIRA, N. C. M. et al., 2020). Kim, Jung e Lee (2018) também confirmam essa informação e ainda apontam as declividades do terreno como um parâmetro importante, pois quando menor a declividade, menor será o escoamento superficial e subsuperficial, o que facilitará a infiltração da água nos aquíferos.

Dentre os fatores endógenos destacam-se a litologia e a estrutura geológica. O **tipo litológico** interfere na formação de discontinuidades na rocha e também na formação dos solos, vinculado a composição química e textura da rocha cristalina (NEVES, M. A., PEREIRA, S. Y. e MORALES, N., 2002; REGINATO, P. A. R. e STRIEDER, A. J., 2006; ENGELBRECHT, B. Z., 2017). Reginato e Strieder (2006) apontam que as estruturas primárias das rochas, nesse caso, são mais importantes do que sua composição química, visto que “rochas que apresentam zonas vesiculares e amgdalóides tendem a apresentar chance de ocorrência de água subterrânea”. Analisando os tipos de rocha, Fernandes (2008) menciona que rochas metamórficas de alto e médio grau tendem a interferir na produção de poços, enquanto que as de baixo grau apresentam comportamentos diversificados. Além disso, o contato entre diferentes litologias pode configurar-se como um caminho preferencial de fluxo da água ou, inclusive, governar a formação de fraturas de uma camada para outra (FIUME, B., 2013).

Por fim, o condicionante mais importante na análise de aquíferos fraturados é a **estrutura geológica**, a qual refere-se basicamente às características da fratura na rocha. A ocorrência de fraturas no maciço rochoso é aleatória e depende de fatores inerentes de cada local, como o tipo de rocha e suas reações físicas frente às forças tectônicas que ali atuam e atuaram ao longo do tempo geológico (HERNÁNDEZ, A. S., 2018). Além disso, são esses esforços tectônicos que determinam as propriedades das fraturas, como por exemplo a abertura e distribuição destas (NEVES, M. A., PEREIRA, S. Y., MORALES, N., 2002).

De acordo com Fanti (2015), as fraturas são formadas, entre outros, por forças de tração, na qual ocorre a separação dos planos rúpteis, e por forças de cisalhamento, que podem ser perpendiculares ou paralelas ao plano de propagação, conforme ilustrado pela Figura 1. Segundo o autor, o grau de evolução das fraturas está intimamente relacionado à pré-existência de descontinuidades, à estrutura, composição e idade da rocha e, também, ao grau de metamorfismo desta.

Figura 1 – Esquema dos mecanismos de formação de fraturas, onde (a) forças de tração, (b) cisalhamento paralelo e (c) cisalhamento perpendicular.



Fonte: DELLEUR, J. W. (1999)

É comum que o estudo das fraturas seja feito através do que é chamado de fratura elementar, onde são examinadas as propriedades de uma fratura individual e, posteriormente, o resultado é extrapolado para todo o meio fissurado (somatório das fraturas elementares) (FEITOSA, F. A. C. et al., 2008; HERNÁNDEZ, A. S., 2018). Conforme destacado por Pimenta (2014), uma fratura elementar pode ser descrita quanto à sua orientação, representada pelos ângulos azimute e de mergulho; à sua extensão tanto na direção horizontal, quanto na vertical; à sua abertura, a qual remete à distância entre as duas paredes da fratura; e à sua natureza, que aborda características como espessura, preenchimento e outras particularidades.

A determinação da orientação das fraturas ocorre principalmente através da análise de lineamentos, considerando que ambos tendem a exibir direções justapostas (OLIVEIRA, N. C. M. et al., 2020). Em aquíferos fraturados, a produtividade de poços instalados em lineamentos

de determinada orientação pode ser muito maior do que de poços instalados em lineamentos de outras orientações, estando essa relação, portanto, inerente ao local de estudo (NEVES, M. A., PEREIRA, S. Y., MORALES, N., 2002; COSTA, F. A. F. et al., 2018; TOMASI, L. C. e ROISENBERG, A., 2019; DESSART, R. L. et al., 2020). Porém, a relação entre a produtividade e a distância de lineamentos pode ser aplicada a qualquer aquífero, sendo esta inversamente proporcional, conforme Fernandes (2008) e Kim, Jung e Lee (2018). No entanto, é importante mencionar que a avaliação dos lineamentos não evidencia as demais propriedades das fraturas, como abertura e natureza, as quais também são importantes para a ocorrência e circulação de águas subterrâneas.

Em contrapartida, a relação da extensão com a ocorrência de águas subterrânea é bastante lógica e pode ser generalizada até certo ponto. Em geral, o comprimento da fratura tende a cumprir uma função importante no que se refere à permeabilidade, já que quanto maior esta é, maior é a probabilidade de interceptar outra e, conseqüentemente, melhorar a conectividade da rede de fraturas (SANTOS, J. S., 2008). Outra característica que é bastante lógica e que possui opiniões unânimes na literatura é a abertura, considerada a propriedade mais importante de uma fratura, pois esta é proporcional à produtividade (DIPPENAAR, M. A. e VAN ROOY, J. L., 2016; FIUME, B., 2013; OLIVEIRA, N. C. M., 2020). As fraturas que geralmente apresentam aberturas maiores são as formadas pelos esforços tracionais (BOSSI, J. C., 2016).

Em relação a natureza das fraturas, é importante mencionar que algumas fraturas podem ser preenchidas por materiais mineralizantes com permeabilidade diferente da rocha original, o que pode influenciar no transporte de água subterrânea. Além disso, a rugosidade apresentada pelas paredes da fratura interfere em seu regime de fluxo e, conseqüentemente, em sua vazão (FEITOSA, F. A. C. et al., 2008; SANTOS, J. S., 2008).

Enfim, quando a análise é extrapolada para o meio como um todo, as fraturas podem ser caracterizadas por sua distribuição, espaçamento, densidade e intensidade (PIMENTA, R. R. G., 2014). Conforme a autora, o arranjo das fraturas determina a geometria do maciço rochoso, o espaçamento influencia na determinação da permeabilidade das fraturas, a densidade estima o grau de fraturamento e a intensidade é a relação entre periodicidade das fraturas com a espessura do pacote geológico. Em geral, áreas que apresentam maiores valores para essas propriedades tendem a ser áreas com potencial existência de água subterrânea (ENGELBRECHT, B. Z., 2017).

3.2.2 Fluxo de água subterrânea em meios fraturados

Conforme explicado anteriormente, a abertura, a densidade, a conectividade e a orientação das fraturas e a rugosidade de suas paredes destacam-se como os fatores que controlam, especificamente, a circulação de água em aquíferos fraturados (FEITOSA, F. A. C. et al, 2008; SILVA, L. F., 2015). Por esse motivo, a modelagem e análise do fluxo subterrâneo nesses meios é totalmente dependente da caracterização da estrutura geológica local, tornando-se indispensável a determinação dos parâmetros de permeabilidade, porosidade, condutividade hidráulica e transmissividade (STOBER, I., BUCHER, K., 2007; LIN, L., LIN, H. e XU, Y., 2014).

A análise do fluxo subterrâneo pode seguir duas abordagens distintas: meio contínuo, assumindo o comportamento de um meio poroso representativo devido ao alto grau de fraturamento, ou meio descontínuo, quando se considera a fratura de forma individual ou em grupo (SANTOS, J. S., 2008; FIUME, B., 2013; FANTI, A. C., 2015). A segunda forma de abordagem costuma ser mais eficiente, pois reflete as condições reais de aquíferos fraturados, entretanto sua aplicação é dificultada pelas características heterogêneas e anisotrópicas destes e também pela carência de metodologia consolidada para tal (FERNANDES, A. J. et al., 2007; FIUME, B. 2013; NI, X., et al., 2018).

Em um panorama geral, a análise do fluxo subterrâneo remete, invariavelmente, à Lei de Darcy, conforme Equação (1) (TANG, Y. et al., 2016).

$$Q = KA \frac{h}{L} \quad (1)$$

onde, Q é a vazão em m³/d, K é a condutividade hidráulica, em m/d; A é a área da seção transversal do aquífero, em m²; L é a distância entre as duas seções transversais de fluxo, em m; e h é a variação do gradiente hidráulico entre as duas seções transversais de fluxo, em m.

A partir dessa equação, combinada com a equação da continuidade, pode-se definir também a velocidade do fluxo, dada pela Equação (2). O sinal negativo indica que o fluxo está na direção do decréscimo do gradiente hidráulico, o que significa que este sempre irá ocorrer no sentido do equilíbrio, do maior para o menor. A diferença de gradiente hidráulico pode ocorrer devido a topografia da superfície ou por desequilíbrio químico ou térmico (STOBER, I. e BUCHER, K., 2007).

$$v = -K \frac{dh}{dL} \quad (2)$$

A Lei de Darcy assume que a velocidade de percolação de um fluido é inerente à permeabilidade do solo ou rocha e às propriedades hidráulicas deste (TANG, Y. et al., 2016). Sendo assim, a velocidade real do fluido deve ser a razão entre a velocidade de Darcy e a permeabilidade do meio, o que representa a área da seção transversal por onde a água escoar efetivamente.

Conforme Feitosa et al. (2008), a Lei de Darcy é aplicável apenas para quando o escoamento do fluido subterrâneo é laminar. Para essas condições ideais de fluxo, Snow (1968, apud MOHAMED, A. O. et al., 2018) desenvolveu uma equação específica para o fluxo em meios fissurados relacionando a Lei de Darcy com a abertura das fraturas e as propriedades do fluido, a qual ficou conhecida como Lei Cúbica, conforme Equação (3). A Lei Cúbica parte do pressuposto de que as paredes de uma fratura consistem em duas placas paralelas, com abertura constante, e com rugosidade desprezível, o que manteria o fluxo com escoamento laminar (KLUGE, C., MILSCH, H. e BLÖCHER, G., 2017; CANBOLAT, S. e PARLAKTUNA, M., 2019).

$$\frac{Q}{\Delta h} = C(2b)^3 \quad (3)$$

onde, Q é a vazão; Δh é a variação de gradiente hidráulico; C é uma constante que depende da geometria do fluxo e das propriedades do fluido; e b é a abertura da fratura.

Porém, essas características são extremamente raras na natureza e, por esse motivo, a aplicação da Lei Cúbica pode resultar em incertezas (DIPPENAAR, M. A. e VAN ROOY, J. L., 2016; QUINN, P. M., CHERRY, J. A. e PARKER, B. L., 2020). Segundo Kluge, Milsch e Blöcher (2017), as fraturas com rugosidade natural sempre apresentarão uma permeabilidade menor do que a calculada através da Lei Cúbica, visto que a rugosidade prorrogará o tempo de percurso da água através da fratura (DIPPENAAR, M. A. e VAN ROOY, J. L., 2016).

Diante disso, ao longo das últimas décadas, surgiram alguns estudos com o objetivo de adaptar a equação da Lei Cúbica para que esta pudesse retratar melhor o fluxo em rochas fraturadas. Canbolat e Parlaktuna (2019), analisaram 6 amostras de rocha naturalmente e artificialmente fraturadas, comparando os resultados para a abertura das fraturas encontrados

com os obtidos através da Lei Cúbica. Os autores obtiveram resultados com erro de aproximadamente 15% e, por isso, incluíram um coeficiente de correção à equação, tornando-a mais precisa para o cálculo das propriedades hidráulicas e o regime de fluxo em fraturas rugosas e tortuosas. Ju et al. (2019), modificaram a equação através de modelos numéricos e incluíram coeficiente para a rugosidade, expoente de Hurst e número de segmentos para a fratura (admitindo que sua abertura não seria constante).

A Lei Cúbica Modificada foi validada mediante experimentos em fraturas rugosas e com a comparação entre os resultados obtidos através de ambos os métodos. Os autores concluíram que a equação proposta se adequou para fraturas rugosas de pequena escala. Wang, Ju e Dowd (2018), realizaram simulações de fluxo em 45 fraturas artificiais com diferentes rugosidades e variações de abertura e elaboraram uma equação modificada da Lei Cubica incluindo premissas de tortuosidade de fluxo, rugosidade e variação de abertura. Os autores concluíram que o modelo proposto obteve um bom resultado, visto que o desvio médio de permeabilidade foi de 4,7%.

Além da Lei Cúbica, outras metodologias para análise de fluxo e para a determinação dos parâmetros hidrodinâmicos desenvolveram-se a partir das pressuposições da Lei de Darcy em combinação com outras leis científicas consolidadas, como é o caso do modelo de Theis e de Cooper & Jacob (DEULER, 1999). É importante salientar que os modelos citados são métodos consolidados para análises de meios homogêneos, porém estes podem também ser utilizados para os heterogêneos devido à facilidade de implementação e, também, por alguns desses se comportarem como meios homogêneos quando apresentam alto grau de fraturamento. Apesar disso, a busca por metodologias que possam traduzir com precisão os mecanismos de fluxo em aquíferos fraturados ainda é necessária, devido, principalmente, aos problemas de heterogeneidade e anisotropia desse tipo de meio, e está em constante evolução.

3.2.3 Parâmetros Hidrodinâmicos

Conforme será demonstrado a seguir, a análise dos parâmetros hidrodinâmicos de um aquífero é imprescindível para qualquer estudo hidrogeológico, uma vez que estes traduzem numericamente os mecanismos de circulação ou mesmo a possibilidade de ocorrência da água subterrânea. Além disso, a definição desses parâmetros deve ser entendida como uma poderosa ferramenta para o gerenciamento sustentável desse recurso hídrico.

3.2.3.1. Capacidade específica

A capacidade específica, também chamada de vazão específica, está ligada ao comportamento e à produtividade de um poço qualquer (SEN, Z., 2015). Matematicamente, a capacidade específica é a razão entre a vazão de bombeamento e o rebaixamento do nível da água do poço, portanto, quanto maior for seu valor, melhores são as condições hidráulicas do poço que está sendo bombeado (FEITOSA, F. A. C. et al., 2008; SEN, Z., 2015).

Porém, considerando-se que esse parâmetro é dependente do rebaixamento e este, por sua vez, é dependente do tempo, é válido destacar que, enquanto o fluxo ocorrer em estado transiente, a capacidade específica não será constante ao longo do tempo (FEITOSA, F. A. C. et al., 2008). Ao mesmo tempo, essa está intimamente relacionada aos demais parâmetros hidrodinâmicos, sendo diretamente proporcional à transmissividade e inversamente proporcional ao coeficiente de armazenamento (SEN, Z., 2015).

Conforme Sen (2015), a produtividade de um poço pode ser classificada de acordo com o valor da capacidade específica, o que pode ser visualizado na Tabela 1.

Tabela 1 – Classificação da produtividade de um poço conforme valores de capacidade específica

<i>Produtividade de um poço</i>	<i>Capacidade específica (m³/h/m)</i>
Alta	> 18
Moderada	18 – 1,8
Baixa	1,8 – 0,18
Muito baixa	0,18 – 0,018
Negligenciável	<0,018

Fonte: Sen (2015).

3.2.3.2. Condutividade Hidráulica

O conceito de condutividade hidráulica refere-se à facilidade com que a água escoar por entre os vazios presentes no solo ou no maciço rochoso (SEN, Z., 2015), sendo esses relacionados à porosidade primária e/ou secundária. Matematicamente, a condutividade hidráulica é expressa através da Equação (4) (TANG, Y. et al., 2016).

$$K = k\rho g / \mu = kg / \nu \quad (4)$$

sendo K a condutividade hidráulica, normalmente expressa em m/d; k a permeabilidade intrínseca do meio; ρ a massa específica do fluido; g a aceleração da gravidade; μ a viscosidade dinâmica; e ν a viscosidade cinemática.

Pertinente a permeabilidade intrínseca do meio, alguns fatores podem ser citados como influenciadores, conforme destacados por Tang et al. (2016):

- a. Distribuição granulométrica: quanto mais uniforme, maior será a permeabilidade e, portanto, maior será a condutividade hidráulica.
- b. Grau de densidade: possui relação inversamente proporcional com a permeabilidade.
- c. Saturação: possui relação diretamente proporcional com a permeabilidade, considerando que a presença de ar nos poros ou fraturas acarretaria na diminuição da área da seção transversal disponível para o fluido.
- d. Estrutura do solo: solos mais compactados apresentam uma permeabilidade menor.
- e. Textura do solo: camadas de diferentes matérias resultam em diferenças de permeabilidade horizontal e vertical.
- f. Temperatura da água: influencia a viscosidade do fluido, tendendo a apresentar uma relação diretamente proporcional com a permeabilidade e, conseqüentemente, com a condutividade hidráulica.

De acordo com Sen (2015), a condutividade hidráulica também pode ser expressa pela Lei de Darcy, como mostra a Equação (5), e está diretamente relacionada com a velocidade de escoamento do fluido (DE SÁ, V. R., 2016; DE SÁ, P. E. F., 2018; CÂNDIDO E. G. S., 2018;).

$$K = Q/Ai \quad (5)$$

onde, Q é a vazão, em m^3/h ; A é a área da seção transversal, em m^2 ; e i é o gradiente hidráulico, adimensional.

Porém, é importante ressaltar que, nesse caso, assume-se que o meio é isotrópico e, portanto, o fluxo e o gradiente hidráulico seguem a mesma direção. Para meios anisotrópicos, o ângulo entre os vetores do fluxo e do gradiente hidráulico assume um valor diferente de zero e a condutividade hidráulica pode estar na direção do fluxo ou na direção do gradiente hidráulico, conforme especificado pelas Equações (6) e (7), nessa ordem. (FEITOSA, F. A. C. et al., 2008)

$$K_q = |q| / |\nabla\theta| \cos\theta \quad (6)$$

$$K_{\nabla\theta} = |q| \cos\theta / |\nabla\theta| \quad (7)$$

sendo, K_q , condutividade hidráulica na direção do fluxo; $K_{\nabla\theta}$, condutividade hidráulica na direção do gradiente hidráulico; $|q|$, módulo do vetor do fluxo; $|\nabla\theta|$, módulo do vetor do gradiente hidráulico; e θ , ângulo entre os vetores.

Entretanto, a definição do valor de condutividade hidráulica por meio desses e outros modelos conceituais é dificultada pela falta de informações referentes ao meio. Tendo isso em vista, ao longo do tempo foram desenvolvidos diversos métodos para a estimativa desse parâmetro hidrodinâmico, podendo destacar modelos empíricos, analíticos e numéricos, experimentos realizados em laboratório, testes de campo e métodos geoestatísticos (DE SÁ, P. E. F., 2018; DE SÁ, V. R., 2016; SHAHBAZI, A., SAEIDI, A. e CHESNAUX, R., 2020).

Shahbazi, Saeidi e Chesnaux (2020) realizaram uma revisão bibliográfica a fim de comparar os modelos empíricos, analíticos e numéricos para determinação da permeabilidade e da condutividade hidráulica. Os autores concluíram que nenhum dos métodos analisados apresentou todos os principais parâmetros geológicos e geomecânicos necessários para uma análise satisfatória e, por isso, a mesma deveria seguir uma abordagem combinada dos métodos para obtenção de resultados mais precisos. De Sá (2016) ainda menciona a possibilidade de obter, de forma indireta, a condutividade hidráulica através de sua relação com a transmissividade e a espessura do aquífero ($T=K.b$), destacando que, nesse caso, a principal causa de incertezas é justamente a definição dessa última variável.

Por último, independentemente do método utilizado, a condutividade hidráulica tende a assumir valores dentro de intervalos pré-estabelecidos dependendo da litologia ou tipo de aquífero. Conforme Sen (2015), o valor encontrado para rochas ígneas ou metamórficas, quando fraturadas, normalmente está entre 8×10^{-9} e 3×10^{-4} m/s e, para basaltos permeáveis, este valor encontra-se, frequentemente, na faixa de 4×10^{-7} a 2×10^{-2} m/s. Já Kuang et al. (2020) examinaram 182 análises realizadas por diferentes métodos e constataram que os valores de condutividade hidráulica estiveram entre $7,52 \times 10^{-9}$ e $1,00 \times 10^{-5}$ m/s para rochas ígneas e metamórficas fraturadas e entre $3,00 \times 10^{-3}$ e $1,90 \times 10^{-2}$ m/s para basaltos, tendo como médias $7,93 \times 10^{-8}$ e $7,55 \times 10^{-3}$, respectivamente. Esses valores comprovam a forte anisotropia e heterogeneidade de meios essencialmente fraturados.

3.2.3.3. Transmissividade

A transmissividade representa outra propriedade importante para a avaliação hidrodinâmica de um aquífero. Esta pode ser descrita como a vazão de água que é transmitida por largura e gradiente hidráulico unitários em toda a espessura do aquífero, traduzindo-se na capacidade do aquífero em conduzir água, conforme Equação (8) (BEAR, J. 1979).

$$T = K \cdot b \quad (8)$$

onde, T é a transmissividade, em m²/d; K é a condutividade hidráulica, em m/d; e b é a espessura do aquífero, em m.

Hsu e Chou (2019) citam que a estimativa da transmissividade é de suma importância para a avaliação de ocorrência e circulação da água subterrânea. Além disso, Sen (2015) afirma que a transmissividade também pode ser traduzida como o volume potencial de exploração, tornando-se assim uma ferramenta importantíssima na gestão sustentável do recurso hídrico. Dessa maneira, a potencialidade de um aquífero pode ser classificada conforme a Tabela 2.

<i>Transmissividade (m²/d)</i>	<i>Potencialidade do aquífero</i>
T < 5	Negligenciável
5 < T < 50	Fraca
50 < T < 500	Moderada
T > 500	Alta

Fonte: Adaptado de Sen, Z. (2015).

Assim como para condutividade hidráulica, existem diversos métodos para estimar valores de transmissividade, dos quais a grande maioria é inerente à um local ou uma geologia específica, tornando suas aplicações generalizadas limitadas (MOHARIR, K., PANDE, C. e PATIL, S., 2017; HSU, S. e CHOU, P., 2019). Moharir, Pande e Patil (2017) avaliaram a transmissividade de um aquífero fraturado através da execução de testes de bombeamento e encontraram valores extremamente variáveis, comprovando assim a heterogeneidade do meio. O campo de distribuição da transmissividade demonstrou relação intrínseca com a topografia da região, crescendo da parte superior da bacia para os vales, onde os maiores valores coincidiram com a ocorrência de zonas altamente fraturadas (MOHARIR, K., PANDE, C. e PATIL, S., 2017). De maneira similar, Dewandel et al. (2017) também comprovaram a heterogeneidade de meios fraturados em seus estudos, onde examinaram a espacialidade da

transmissividade através da distribuição de gradientes hidráulicos e obtiveram resultados com diferenças de até 5 ordens de magnitude.

Em suma, a transmissividade, assim como os demais parâmetros hidrodinâmicos, é extremamente variável quando relacionada a aquíferos fraturados. Portanto a calibração de modelos para a sua determinação é importantíssima e, ao mesmo tempo, muito difícil quando se reconhece que o conhecimento da complexidade do meio é incompleto e que a maioria dos modelos disponíveis são simplificados.

3.2.3.4. Coeficiente de Armazenamento

Segundo Tang et al. (2016), o coeficiente de armazenamento é o parâmetro hidrodinâmico que representa a capacidade de armazenamento de um aquífero ou a capacidade de liberação de água por uma unidade de área quando ocorre mudança na carga hidráulica. Essa última pode suceder de duas maneiras quando em aquíferos confinados: expansão do líquido devido à redução da pressão exercida no meio e diminuição dos espaços vazios devido ao aumento de pressão (FEITOSA, F. A. C. et al., 2008). O coeficiente de armazenamento é dado pela Equação (9).

$$S = S_e \cdot b \quad (9)$$

sendo, S coeficiente de armazenamento, adimensional; S_e armazenamento específico, em m^{-1} ; e b espessura do aquífero, em m.

O armazenamento específico é definido como sendo “o volume de água liberado por um volume unitário do aquífero submetido a um decréscimo unitário de carga hidráulica” (FEITOSA, F. A. C. et al., 2008) e , por sua vez, pode ser definido através da Equação (10).

$$S_e = \rho \cdot g (\alpha + \eta \cdot \beta) \quad (10)$$

onde, ρ é a massa específica do fluido, g é a aceleração da gravidade, α é a compressibilidade do meio, η é a porosidade do meio e β é a compressibilidade da água.

Sen (2015) indica que o coeficiente de armazenamento ainda pode ser definido como a razão entre o volume de água retirado e o volume total da zona (sólidos e vazios). Dessa forma, percebe-se que o valor desse parâmetro nunca será igual ou maior do que um, visto que o volume de água captado nunca será maior do que o volume total. Na prática, esse número

geralmente está bem distante de um, onde, especificamente para aquíferos confinados, os valores típicos estão entre 10^{-5} e 10^{-3} , conforme Feitosa et. al (2008). Nos estudos de Kuang et al. (2020), os resultados para a análise do coeficiente de armazenamento ficaram entre $1,28 \times 10^{-8}$ e $3,63 \times 10^{-5}$ para rochas ígneas e metamórficas fraturadas e $1,30 \times 10^{-7}$ e $4,70 \times 10^{-6}$ para basaltos de dupla porosidade. Além disso, os autores estabeleceram que o coeficiente de armazenamento tem relação diretamente proporcional com a porosidade do meio e uma fraca relação inversamente proporcional à espessura do aquífero. Uma relação clara com a condutividade hidráulica não pôde ser estabelecida, apesar de algumas litologias apresentarem relação proporcional dos dois parâmetros (KUANG, X. et al., 2020).

3.3 CONTEXTO GEOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO REGIONAL

A área foco deste estudo está inserida no Sistema Aquífero Serra Geral, localizada no nordeste do estado do Rio Grande do Sul. Conforme Bortolin (2018), esse sistema aquífero é de grande importância para o abastecimento de água da região, destinada à diferentes finalidades, como abastecimento público, industrial e rural, por exemplo. Por esse motivo, entende-se que a descrição da geologia e da hidrogeologia do local é de extrema importância a fim de subsidiar a melhor interpretação dos resultados obtidos.

3.3.1 Geologia Regional

A região nordeste do estado do Rio Grande do Sul está inserida na Província Geológica do Paraná, uma bacia intracratônica que ocupa cerca de 1.600.000 km² divididos entre Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai (PERAZZOLO, L., 2003). A Bacia do Paraná é composta por sequências sedimentares e vulcânicas com espessura de até 7,5 km, sendo a maior parte de rochas sedimentares (FRENZEL, M. G., 2017; FRANK, H. T., 2008). Conforme Milani (1997, apud FRENZEL, M. G., 2017), a bacia é formada por 6 unidades estratigráficas, dentre as quais destaca-se a unidade Gondwana III, presente na região foco desse estudo, que por sua vez é composta por duas formações distintas: Formação Botucatu e Formação Serra Geral.

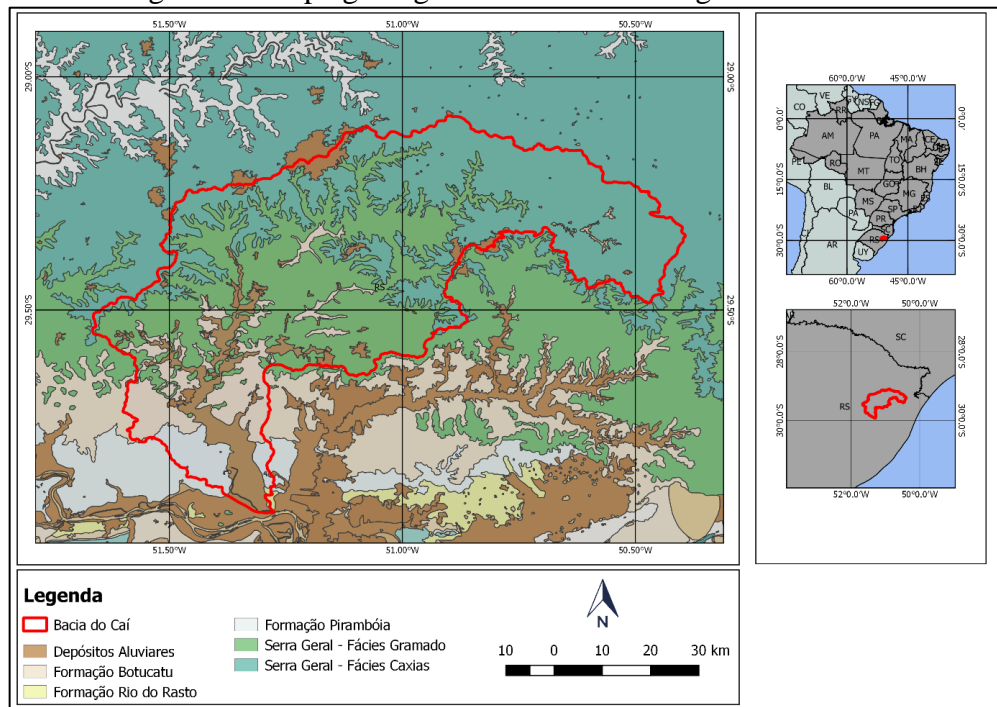
No início do período Eocretáceo, a Formação Botucatu foi recoberta pelos derrames vulcânicos da Formação Serra Geral, resultante da separação do supercontinente Gondwana e do início da formação do oceano Atlântico Sul (MILANI, E. J. e RAMOS, V. A., 1998; FACCO, J. et al., 2018). Esses derrames, considerados um dos maiores eventos vulcânicos do planeta, recobrem cerca de 75% da Bacia do Paraná e atingem espessuras de até 2.000 m

(MONTANHEIRO, F. et al., 2016; MILANI, E. J., 2004; ROSSETTI, L. M. M., 2011). Segundo Reginato (2003), a Formação Serra Geral ocupa aproximadamente 50% do território do estado do Rio Grande do Sul, com área de 137.000 km², e, na região de estudo, essa possui espessuras entre 700 e 800 m.

De acordo com Reginato (2003) e Borsatto et al. (2015), a geologia da região é condicionada principalmente por lineamentos vinculados a eventos de natureza distensional, com as seguintes direções preferenciais: N70-75E, N35-40E e N20-30E. Quanto às litologias encontradas na Formação Serra Geral, podem ser citadas principalmente basaltos e basaltos andesitos (rochas básicas) e riolitos e riodacitos (rochas ácidas) (CPRM, 2005a). Especificamente para a região de estudo, o Mapa Geológico do Rio Grande do Sul (CPRM, 2005a) mostra que há a ocorrência das Fácies Palmas/Caxias e Gramado, subgrupos da Formação Serra Geral, representando os derrames ácidos e básicos, respectivamente, informação que foi confirmada através do estudo desenvolvido por Rossetti (2011).

Por fim, em direção ao exutório da Bacia Hidrográfica do Caí, além das formações já citadas, encontram-se as unidades estratigráficas Formação Rio do Rastro, Formação Pirambóia e Depósitos Aluviais, conforme Figura 2. As formações Rio do Rastro e Pirambóia também pertencem à Província Geológica do Paraná, sendo a primeira composta por pelitos e arenitos e a última por arenitos de granulometria média à fina, ambas correspondendo a períodos anteriores à Formação Botucatu. Os Depósitos Aluviais, por outro lado, caracterizam-se por serem zonas sedimentares relativamente recentes na história geológica e são formados basicamente por areias, cascalhos e sedimentos silteico-argiloso, localizados próximo a calhas de rios ou planícies de inundação (CPRM, 2005a).

Figura 2 – Mapa geológico da Bacia Hidrológica do Rio Caí



Fonte: O autor (2020).

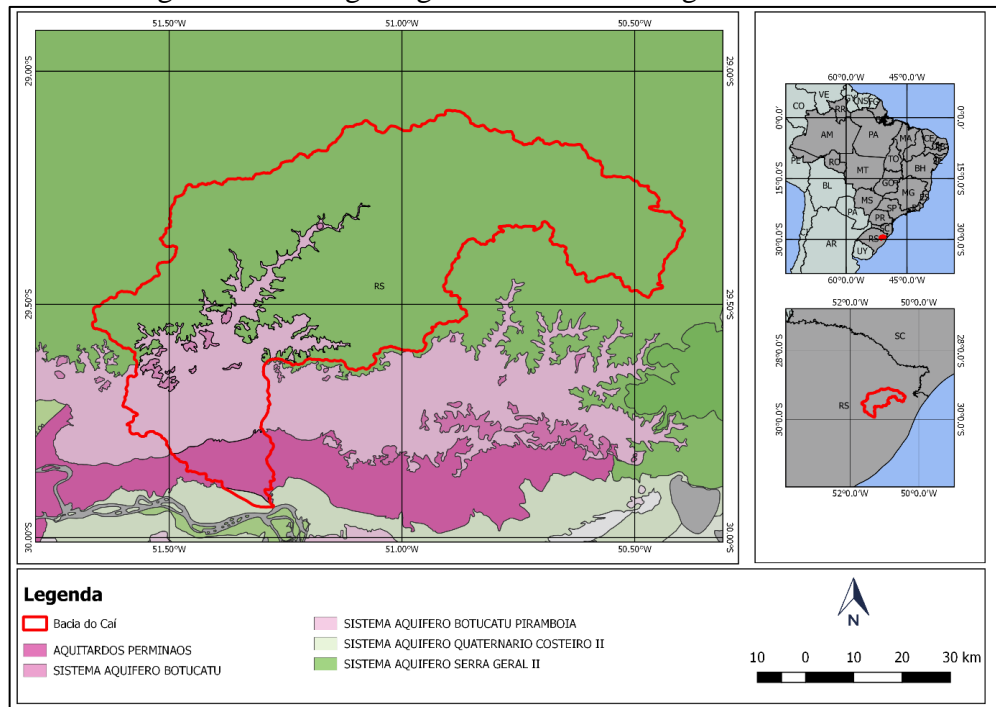
3.3.2 Hidrogeologia Regional

No que tange a hidrogeologia do Rio Grande do Sul, o trabalho de Hausmann (1995 apud MACHADO, J. L. F., 2005) destaca-se como um dos pioneiros e pode ser considerado como uma das principais referências da literatura hidrogeológica do estado. Nesse trabalho, o autor fragmentou o estado em quatro províncias hidrogeológicas e, por essa classificação, a região de estudo localizada-se na Província Basáltica, mais especificamente nas subprovíncias do Planalto e Borda do Planalto.

Lisboa (1996 apud MACHADO, J. L. F., 2005) desenvolveu outra classificação que deve ser ressaltada. Em seu estudo, o autor analisou hidrogeoquimicamente o Sistema Aquífero Serra Geral e concluiu que este sistema está condicionado por três estruturas morfotectônicas: Fachada Atlântica, Abóboda Oeste e Abóboda Central. Nessa classificação, a área de estudo situa-se na Fachada Atlântica, a qual é dividida entre as unidades hidrogeológicas nomeadas de ácidas aplainadas e ácidas dissecadas.

A Bacia Hidrográfica do Caí, por sua vez, apresenta as seguintes unidades hidrogeológicas: Sistema Aquífero Serra Geral II (SASG II), Sistema Aquífero Botucatu (SAB), Sistema Aquífero Botucatu Pirambóia (SABP), Aquitardos Permianos e Sistema Aquífero Quaternário Costeiro II (SAQC II), conforme Figura 3 (CPRM, 2005b). Porém, estritamente para a área de estudo, há a ocorrência somente do SASG II.

Figura 3 – Hidrogeologia da Bacia Hidrológica do Rio Caí



Fonte: O autor (2020).

Esse sistema aquífero, localizado na parte nordeste do estado do Rio Grande Sul, apresenta como litologias os riolitos, riolacitos e basaltos fraturados, estes últimos em menor intensidade. Ademais, sua capacidade específica é baixa, em média inferior a $0,5 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, contudo, em regiões com maior grau de fraturamento, esta pode atingir valores superiores a $2 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$. Suas águas tendem a apresentar boa qualidade para consumo (CPRM, 2005b).

Conforme Reginato (2003), na região, ainda há ocorrência de dois tipos de aquíferos: o aquífero livre granular e o aquífero fissural confinado. O primeiro tipo está localizado no manto de alteração presente acima do maciço rochoso e normalmente suas vazões encontram-se na faixa de $1 \text{ m}^3/\text{h}$ e a qualidade apresentada por suas águas pode ser baixa, devido à alta vulnerabilidade a que estão submetidos (REGINATO, P. A. R., 2003). O segundo tipo de aquífero está associado ao pacote rochoso da região e é condicionado por suas estruturas de resfriamento (diaclasses, zonas amigdaloides e vesiculares e contatos entre os derrames) e por suas estruturas tectônicas (zonas de fraturas) (FRENZEL, M. G., 2017). Devido a sua estrutura geológica, o SASG manifesta forte anisotropia e heterogeneidade, o que se traduz em parâmetros hidrodinâmicos inconstantes (REGINATO e STRIEDER, 2006; BORTOLIN et al., 2014; DUTRA, 2016; FRENZEL, 2017).

Reginato, Ahlert e Gilioli (2010) ainda sugerem a subdivisão do aquífero fraturado, um aquífero (SGF1) que é condicionado pela presença de zonas fraturadas, como já explicitado,

e outro aquífero (SGF2) que tem como condicionante principal a estrutura primária da rocha. Os autores demonstram que, além do condicionante, os aquíferos se diferenciam pelo comportamento hidrodinâmico, sendo que o SGF2 apresenta menores valores de transmissividade e capacidade específica.

Analisando as características hidroquímicas, as águas do SASG são tipicamente bicarbonatadas cálcicas ou magnesianas, devido à composição química das rochas vulcânicas. Porém, em menor grau, também são encontradas águas bicarbonatadas sódicas e sulfatadas cálcicas ou magnesianas, o que pode ser indicativo de maior grau de confinamento do aquífero ou de mistura com águas de outros aquíferos, principalmente do Sistema Aquífero Guarani (SAG) (REGINATO, P. A. R. e STRIEDER, A. J., 2006; REGINATO, P. A. R., AHLERT, S. e SCHNEIDER, V. E., 2013).

A potabilidade das águas do SASG no geral encontra-se dentro dos padrões exigidos pelo Ministério da Saúde, com alguns casos esporádicos que apresentam níveis elevados de ferro (Fe), manganês (Mn), flúor (F) e nitratos (NO_3^-) (FRENZEL, M. G., 2017). A boa qualidade das águas do SASG está intimamente relacionada com a afirmação de que o aquífero possui uma boa proteção, estando vulnerável somente a contaminantes conservativos, quando continuamente lançados e/ou lixiviados (REGINATO, P. A. R. e AHLERT, S. 2013).

3.4 TESTES DE BOMBEAMENTO

Testes de bombeamento são ferramentas extremamente importantes para a caracterização quali-quantitativa de aquíferos, pois, além de apresentarem resultados confiáveis quando bem planejados, esses testes possuem aplicação relativamente mais simples em relação aos demais métodos disponíveis (FEITOSA, F. A. C. et al., 2008). Além disso, a realização de testes de bombeamento é indispensável para o gerenciamento sustentável dos reservatórios de água subterrânea, uma vez que possibilita o planejamento e o monitoramento desse recurso (SEN, Z., 2015). Os resultados obtidos e as observações realizadas durante o bombeamento possuem diversas aplicações, conforme mencionado por Feitosa et al. (2008), Feller et al. (2009) e Tang et al. (2016), tais como seguem:

- a) Cálculo do fluxo de entrada unitário do poço e estimativa da produtividade máxima do aquífero.
- b) Determinação dos parâmetros hidrodinâmicos do aquífero, como condutividade hidráulica, capacidade específica, coeficiente de armazenamento, transmissividade, entre outros.

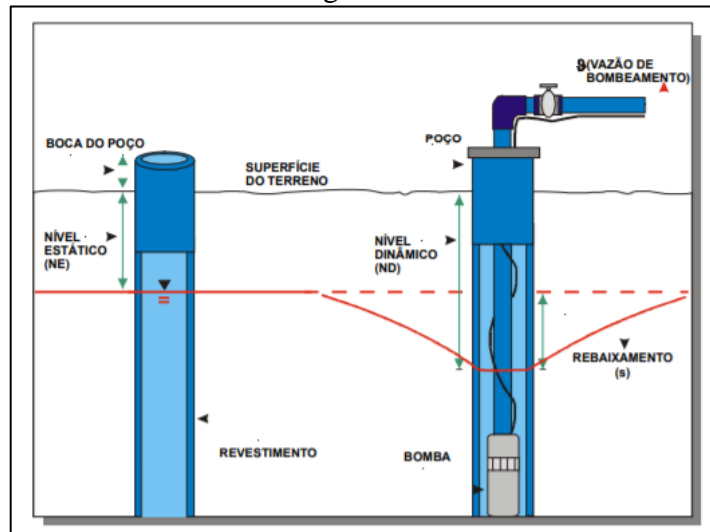
- c) Determinação da forma do cone de depressão da cota piezométrica do aquífero, bem como seu progresso.
- d) Determinação da conexão hidráulica entre diferentes aquíferos e entre o aquífero e os recursos hídricos superficiais.
- e) Determinação da localização e propriedades das condições de contorno do aquífero.
- f) Fornecimento de dados para a construção de outros poços tubulares para exploração de água.
- g) Obtenção de informações da capacidade e eficiência dos poços tubulares e determinação de sua vazão de exploração.
- h) Verificação da qualidade da construção dos poços.

Testes de bombeamento consistem basicamente no bombeamento de um poço e no registro do rebaixamento do nível da água e podem ser divididos em: testes de produção e testes de aquífero. A aplicação de um ou outro teste dependerá dos resultados que se pretende atingir e das condições hidrogeológicas do meio (MARIANO, I. B., 2005; TANG, Y. et al., 2016).

Quando o principal objetivo do teste for a determinação da vazão máxima de exploração de um poço ou a verificação de sua eficiência, através da obtenção das perdas de carga, o teste de produção deve ser aplicado (MARIANO, I. B., 2005). Nesse caso, o poço deve ser submetido à um bombeamento e os dados referentes ao rebaixamento do nível da água ao longo do tempo no próprio poço devem ser registrados (FEITOSA, F. A. C. et al. 2008).

A execução de testes de aquífero, por sua vez, é aconselhada quando o objetivo é conhecer a geometria e as características hidrodinâmicas do aquífero, através da determinação de alguns parâmetros como permeabilidade, transmissividade, raio de influência do poço, etc. (MARIANO, I. B., 2005). Feller et al. (2009) definem teste de aquífero como sendo o bombeamento de um poço combinado com o registro do rebaixamento do nível da água tanto no poço bombeado, quanto em um ou mais poços de observação situados a qualquer distância conhecida, desde que dentro do raio de influência do poço bombeado. As variáveis envolvidas nos testes de aquífero podem ser visualizadas na Figura 4, bem como o cone de depressão que é formado a partir do início do bombeamento.

Figura 4 – Variáveis envolvidas nos testes de aquífero e ilustração do cone de depressão do nível da água subterrânea.



Fonte: CPRM (1998).

Embora seja recomendado que, para a realização de testes de aquífero, o rebaixamento do nível da água seja monitorado em dois ou mais poços, não é incomum que isso seja feito somente para o poço que está sendo bombeado (CARVALHO, M. G. et al., 2004; REGINATO, P. A. R. et al., 2018; CRUZ, F. et al., 2019). Essa situação ocorre, principalmente, devido à falta de recursos disponíveis para a construção de poços de observação e também para a realização dos testes de aquífero (DELLEUR, J. W., 1999). Contudo, Delleur (1999) afirma que é sempre melhor possuir a maior quantidade de poços possível, pois os resultados abrangerão maior volume do aquífero estudado e, conseqüentemente, serão mais precisos. Além disso, Fetter (2001) destaca que, para testes em um único poço, devido ao regime turbulento gerado pelo bombeamento, os rebaixamentos serão muito maiores do que se fossem medidos em poços de observação, o que pode acarretar em valores subestimados de transmissividade e, por esse mesmo motivo, não é aconselhável a determinação do coeficiente de armazenamento (S).

Apesar de não existirem regras para a locação de poços de observação, Tang et al. (2016) recomendam que a distribuição destes na área de estudo deve estar de acordo com os objetivos do teste, o tipo de aquífero estudado, a precisão desejada dos resultados e a disponibilidade de recursos. Os autores sugerem a instalação de, no mínimo, dois poços de observação para testes com o intuito de determinar parâmetros hidrodinâmicos e/ou estabelecer conexões hidráulicas e condições de contorno. As distâncias entre os poços que são sugeridas podem ser visualizadas na Tabela 3. Em contrapartida, Feitosa et al. (2008) citam que, em aquíferos homogêneos e isotrópicos, a instalação de somente um poço de observação é

suficiente, porém, no caso de aquíferos heterogêneos e anisotrópicos, há a necessidade de uma quantidade superior a fim de que as variações espaciais dos parâmetros hidrodinâmicos possam ser mensuradas.

Tabela 3 – Distâncias recomendadas para instalação dos poços de observação em relação ao poço bombeado

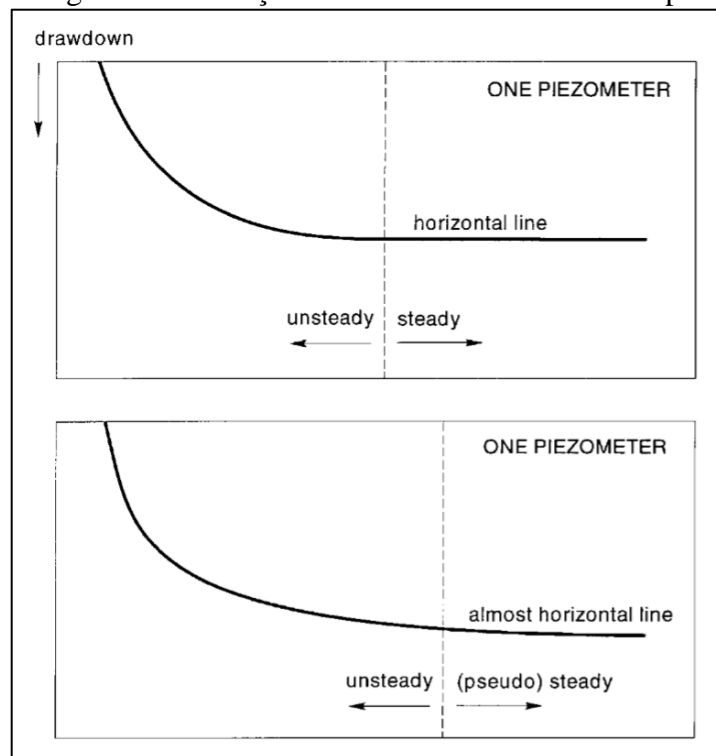
<i>Características do aquífero</i>	<i>Condutividade hidráulica (m/d)</i>	<i>Tipo de aquífero</i>	<i>Distância (m)</i>			<i>Raio de influência (m)</i>
			<i>1º poço</i>	<i>2º poço</i>	<i>3º poço</i>	
Rochas cristalinas com desenvolvimento de fissuras	>60	Confinado	15 – 20	30 – 40	60 – 80	
Rochas cristalinas com leve desenvolvimento de fissuras	20 – 60	Livre	10 – 15	20 – 30	40 – 60	>500
		Confinado	6 – 8	10 – 15	20 – 30	
		Livre	5 – 7	8 – 12	15 – 20	150 - 250

Fonte: O autor (2020), adaptado de Tang et al. (2016).

Assim como para a locação e a distribuição dos poços, não existem regras definidas para a duração de um teste de bombeamento. Todavia, é recomendado que este deve ser executado de modo que o nível dinâmico atinja a estabilidade ou que o rebaixamento deste apresente variações muito baixas (FEITOSA, F. A. C. et al., 2008). A ABNT NBR 12.244 (ABNT, 2006), a qual define alguns procedimentos para a execução de testes de bombeamento, determina que o período para a duração destes deve ser de, no mínimo, 24 horas, o que deve garantir as condições elencadas por Feitosa et al. (2008).

A ideia de o nível dinâmico atingir a estabilidade está relacionada com o conceito de estado do fluxo subterrâneo, que pode ser transiente ou estacionário. O fluxo em estado transiente é dependente do tempo e o fluxo em estado estacionário não está relacionado com a passagem deste (DELLEUR, J. W., 1999). Isso pode ser visualizado na Figura 5 que mostra a relação gráfica entre o rebaixamento e o tempo. Conforme Delleur (1999), aquíferos confinados, infinitos, com espessura constante e que estão sendo bombeados a taxa constante, não recebem recargas externas e, portanto, o fluxo nunca ocorrerá em estado estacionário. Porém, segundo o autor, na prática é admitido que o fluxo atinge o estado estacionário quando não é mais possível medir o rebaixamento do nível dinâmico.

Figura 5 – Evolução do rebaixamento com o tempo



Fonte: Delleur (1999).

Devido a essas características, os intervalos comumente adotados para a medição dos níveis dinâmicos, nas primeiras horas, são curtos e sofrem aumentos graduais com a evolução do teste (ABNT, 1992a; MARIANO, I. B., 2005), conforme Tabela 4. A leitura do nível da água pode ser feita de maneira manual ou automática, através da utilização de equipamentos próprios para esse uso (FEITOSA, F. A. C. et al., 2008).

Tabela 4 – Intervalos de tempo adotados para a leitura do nível dinâmico da água

<i>Período (min)</i>	<i>Intervalo de leitura (min)</i>
0 – 10	1
10 – 20	2
20 – 50	5
50 – 100	10
100 – 500	30
500 – 1000	60
1000 – em diante	100

Fonte: ABNT (1992a).

Outra leitura muito importante para os testes de bombeamento é a leitura da vazão que também pode ser realizada através de métodos variados, como pelo emprego de vertedouros, do método volumétrico ou do uso de hidrômetros (FEITOSA, F. A. C. et al. 2008). Fetter (2001)

destaca a importância da realização do teste de bombeamento a vazão constante, pois qualquer variação afeta imediatamente o rebaixamento dentro do poço.

Mariano (2005) ainda recomenda o registro de algumas informações pertinentes antes do início do teste, sendo essas: nível estático da água, perfil litológico e construtivo dos poços, profundidade das entradas da água, características do sistema de bombeamento e distâncias entre os poços.

Após o término do bombeamento, é recomendado também que haja o monitoramento da recuperação do nível da água, tanto para os poços observados, quanto para o poço que sofreu bombeamento. As leituras, nesse caso, devem ser realizadas da mesma maneira com que foram feitas durante o período de bombeamento. Os dados de recuperação são importantíssimos, pois possibilitam a comparação dos resultados com os obtidos através dos dados de rebaixamento, sendo esses mais confiáveis, já que a recuperação ocorre de maneira constante (DELLEUR, J. W. 1999).

3.5 AVALIAÇÃO DE AQUÍFEROS POR TESTES DE BOMBEAMENTO

Os problemas de fluxo de água subterrânea são, usualmente, resolvidos através de equações diferenciais com soluções analíticas. Essas soluções, ao longo do tempo, deram origem à inúmeros modelos teóricos de análise voltados a obtenção de parâmetros hidrodinâmicos e específicos para cada tipo de aquífero, tendo em vista suas condições de contorno e, também, o comportamento dos dados obtidos através de testes de bombeamento (FEITOSA, F. A. C. et al., 2008). A análise e avaliação destes dados, por meio dos modelos teóricos existentes, requer pleno conhecimento sobre tais tanto quanto requer habilidades de interpretação, considerando que tipos diferentes de aquíferos podem apresentar rebaixamentos com evoluções semelhantes (DELLEUR, J., 1999).

A escolha do modelo teórico a ser utilizado na determinação dos parâmetros hidrodinâmicos, portanto, demanda o conhecimento prévio sobre o tipo de aquífero que está sendo estudado. Conforme Delleur (1999), a grande maioria dos testes de aquífero são realizados em aquíferos com características desconhecidas e, por esse motivo, é necessária uma avaliação preliminar da evolução do rebaixamento ao longo do tempo. De acordo com o autor, essa análise prévia pode ser realizada por meio dos gráficos de diagnóstico, a qual consiste, basicamente, na comparação do comportamento dos rebaixamentos com as curvas teóricas. O modelo que melhor se ajustar à curva do rebaixamento observado em campo, geralmente, é o que representa melhor as características do aquífero (DELLEUR, J., 1999).

Contudo, anterior a qualquer comparação com curvas de modelos teóricos, os dados de rebaixamento ao longo do tempo, plotados em gráficos de dispersão, podem conter informações que facilitam o entendimento e avaliação do sistema aquífero (SEN, Z., 2015). As possibilidades de análise desse tipo de gráfico estão presentes no Quadro 2. Importante salientar que quanto mais os pontos de dispersão estiverem próximos à linha de tendência, maior é a homogeneidade e isotropia do aquífero (SEN, Z., 2015).

Quadro 2 – Possibilidades de avaliação prévia dos gráficos gerados a partir dos dados de rebaixamento ao longo do tempo

ESCALA DO GRÁFICO	AVALIAÇÃO
Escala Linear	<ul style="list-style-type: none"> · A tendência na parte inicial do gráfico pode indicar efeitos de poço. · Os desvios da linha de tendência podem ser sistemáticos, aleatórios ou locais: · Sistemáticos: podem representar facilidade (abaixo da linha de tendência) ou dificuldade (acima da linha de tendência) de expansão do cone de depressão. · Aleatórios: indicam presença de heterogeneidade e anisotropia devido a ocorrência de fraturas, fissuras, etc. · Locais: indicam zonas de transmissividade baixa (abaixo da linha de tendência) ou alta (acima da linha de tendência). · Tendências não lineares: podem indicar contribuição do aquífero (recarga). · Se a tendência da parte final do gráfico for próxima de uma linha horizontal, pode significar que o fluxo atingiu regime estacionário (aquíferos semi-confinado).
Escala Semi-logarítmica	<ul style="list-style-type: none"> · Partes do gráfico com tendência em linha reta significam mudanças na transmissividade, devido a fraturas, fissuras, etc. · Caso as tendências lineares não ocorrerem com frequência, pode significar alterações locais de permeabilidade.
Escala logarítmica	<ul style="list-style-type: none"> · Os desvios são consideravelmente menores que os demais. · Qualquer desvio de tendências lineares com inclinação de 45° no início do gráfico significa que o fluxo não é linear. · Quando a tendência linear é horizontal, o fluxo atingiu o regime estacionário. · Se a tendência for crescente com variação de inclinação decrescente, o aquífero é confinado. · Se a tendência for crescente com variação de inclinação crescente, o aquífero é livre.

Fonte: O autor (2020), adaptado de Sen (2015).

Importante ressaltar que a avaliação preliminar é uma sugestão que pode aprimorar a caracterização do sistema aquífero, não sendo esta obrigatória. Em contrapartida, o diagnóstico gráfico é considerado uma etapa crucial do processo, tendo em conta que a precisão dos resultados depende da aplicação do modelo que melhor representa a realidade (DELLEUR, J., 1999).

3.5.1 Modelos clássicos

Os modelos clássicos representam os modelos que avaliam o fluxo de água subterrâneo em meios homogêneos e isotrópicos e são considerados métodos básicos e corriqueiros. Esses modelos consideram a ocorrência de fluxo radial através do poço e a validade da Lei de Darcy e possuem algumas pressuposições básicas que se encaixam para qualquer tipo de aquífero, conforme Feitosa et al. (2008):

- a) Água possui viscosidade e densidade constantes.
- b) A espessura do aquífero é constante e sua base é horizontal.
- c) O coeficiente de armazenamento é constante no tempo e no espaço.
- d) A água retirada do armazenamento do aquífero é liberada instantânea e proporcionalmente ao rebaixamento.
- e) O aquífero possui extensão infinita e não existem outras captações.
- f) O raio do poço é suficientemente pequeno para que seus efeitos sejam negligenciáveis.
- g) O poço é totalmente penetrante.
- h) Não existem perdas de carga.
- i) O poço é bombeado a vazão constante.

Charles V. Theis foi pioneiro no desenvolvimento de um modelo analítico para fluxo em estado transiente aplicado à aquíferos confinados como solução para a equação diferencial geral de fluxo subterrâneo (DELLEUR, J., 1999; FEITOSA, F. A. C. et al., 2008). A equação de Theis é baseada em uma analogia entre a Lei de Lavoisier, de conservação das massas, a Lei de Darcy, de fluxo subterrâneo, e a Lei de Fourier, de condução térmica (DEULER, 1999; ANWAR, S. 2018). Além disso, o modelo desenvolvido por Theis também foi o primeiro a introduzir as variáveis de tempo e coeficiente de armazenamento na análise de fluxos subterrâneos. Essa relação foi estabelecida assumindo-se que, ao bombear-se água através de um poço totalmente penetrante em um aquífero a uma vazão constante, a influência da descarga

no armazenamento é ampliada ao longo do tempo. Nesse contexto, a descarga será igual a taxa de rebaixamento do nível da água multiplicada pelo coeficiente de armazenamento e somada a área de influência do poço (DEULER, J., 1999; FETTER, C. W., 2001).

Além das suposições básicas, conforme Fetter (2001) e Sen (2015), para a aplicação do modelo de Theis ainda deve-se considerar que:

- O aquífero é confinado no topo e no fundo.
- Não há nenhuma fonte de recarga no aquífero e, se há, está não é representativa a ponto de tornar o fluxo estacionário.
- O aquífero é compressível e a água é liberada de forma instantânea proporcionalmente ao rebaixamento da superfície potenciométrica.
- O bombeamento ocorre a vazão constante.
- O diâmetro do poço é desprezível.

O desenvolvimento do modelo de Theis a partir da equação geral do fluxo subterrâneo está presente no Quadro 3.

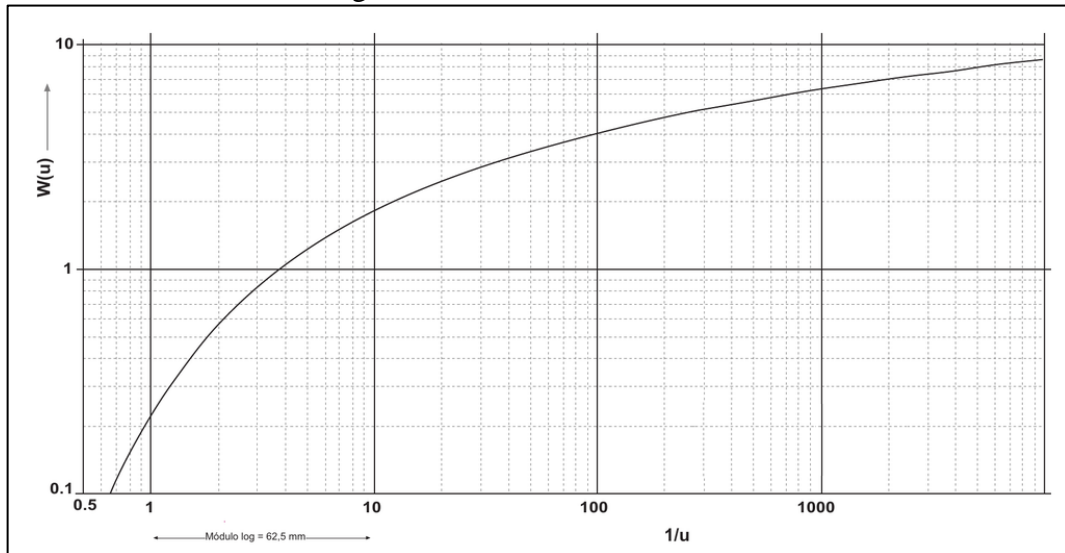
Quadro 3 – Resumo do desenvolvimento matemático do método de Theis

EQUAÇÕES	VARIÁVEIS
$Q = (2\pi r b)K \left(\frac{dh}{dr} \right)$ $T = K \times b$ $r \frac{dh}{dr} = \frac{Q}{2\pi T}$ <ul style="list-style-type: none"> Integrando a equação acima das condições iniciais de fluxo até as condições de contorno, obtém-se: $h_0 - h = \frac{Q}{4\pi T} \int_u^\infty \frac{e^{-a}}{a} da$ $u = \frac{r^2 S}{4Tt}$ Resolvendo a integral: $h_0 - h = \frac{Q}{4\pi T} \left[-0,5772 - \ln u + u - \frac{u^2}{2 \cdot 2!} + \frac{u^3}{3 \cdot 3!} - \frac{u^4}{4 \cdot 4!} + \dots \right]$ Também conhecida como Função do Poço (W(u)) $s = \frac{Q}{4\pi T} \times W(u)$ 	<p>Q = vazão de bombeamento r = distância radial do poço de bombeamento ao poço observado b = espessura do aquífero K = condutividade hidráulica dh/dr = gradiente hidráulico (adimensional) T = transmissividade h₀ = cota hidráulica inicial h₀ - h = s = rebaixamento S = coeficiente de armazenamento t = tempo desde o início do bombeamento W(u) = função do poço</p>

Fonte: O autor (2020), com base nos dados de Fetter (2001).

Por meio dos valores tabelados de $W(u)$, foi desenvolvida a curva teórica de Theis, a qual representa a principal ferramenta para a determinação dos parâmetros hidrodinâmicos do aquífero estudado (SEN, Z., 2015). A curva teórica de Theis pode ser vista na Figura 6.

Figura 6 – Curva teórica de Theis



Fonte: StudyLib (20--).

Conforme Feitosa et al. (2008), a aplicação do método de Theis requer a realização de um teste de aquífero com, no mínimo, um poço de observação. Porém, Waterloo Hydrogeology (2017) cita que o mesmo também pode ser utilizado para a análise de dados de testes de aquífero realizados somente com o poço bombeado, tendo a discernimento de que os efeitos do poço podem influenciar os resultados.

Após a realização do teste de bombeamento, deve-se construir uma curva com os dados obtidos e então sobrepô-la à curva de Theis, buscando o melhor ajuste, e um ponto qualquer deve ser escolhido. Os valores de $W(u)$, $1/u$, t e s serão então aplicados na Equação (11), para a determinação da transmissividade, e na Equação (12), para a determinação do coeficiente de armazenamento.

$$T = \frac{Q}{4\pi s} W(u) \quad (11)$$

$$S = \frac{4Ttu}{r^2} \quad (12)$$

De posse do valor da transmissividade, pode-se obter o valor da condutividade hidráulica pela Equação (13)

$$K = \frac{T}{b} \quad (13)$$

Entretanto, a probabilidade de a curva gerada com os dados observados em campo apresentar um ajuste perfeito à curva de Theis é muito baixa, quando não é nula. Isso ocorre devido ao fato de que os aquíferos não são naturalmente homogêneos e isotrópicos, o que significa que os parâmetros hidrodinâmicos não estão distribuídos uniformemente. Para tal problemática, Sen (2015) propõe a análise dos dados com ajustes parciais à curva de Theis. Segundo o autor, os ajustes seriam feitos para determinados conjuntos de pontos e os parâmetros calculados para cada um dos ajustes feitos. Por fim, os parâmetros seriam definidos através da média aritmética dos valores obtidos para cada período ajustado à curva.

O método de Theis, ao longo dos anos, foi foco de inúmeros estudos e adequações matemáticas, que resultaram em inúmeros outros métodos (SEN, Z., 2015). Um desses métodos, que também pode ser considerado como um método clássico, é o método desenvolvido por Cooper e Jacob, em 1946.

Em seus estudos, Cooper e Jacob observaram que, para períodos de bombeamento suficientemente longos, os valores da variável u tornam-se relativamente pequenos e que, dessa forma, apenas os dois primeiros termos da Função do Poço ($W(u)$) são suficientes para a obtenção de resultados confiáveis. Para $u < 0,01$, a equação de Theis pode ser transformada na equação de Cooper & Jacob, conforme demonstrado no Quadro 4 (FETTER, C. W., 2001; FEITOSA, F. A. C. et al., 2008).

Quadro 4 – Resumo do desenvolvimento matemático do método de Cooper & Jacob

EQUAÇÕES	VARIÁVEIS
$s = \frac{Q}{4\pi T} \left[-0,5772 - \ln \left(\frac{r^2 S}{4Tt} \right) \right]$ $s = \frac{Q}{4\pi T} \left[-\ln 1,78 - \ln \left(\frac{r^2 S}{4Tt} \right) \right]$ <ul style="list-style-type: none"> • Combinando os logaritmos naturais: $s = \frac{Q}{4\pi T} \ln \left(\frac{4Tt}{1,78r^2 S} \right)$ • Transformando-os em log base 10: $s = \frac{0,183Q}{T} \log \left(\frac{2,25Tt}{r^2 S} \right)$ • Avaliando-se somente um ciclo logarítmico, obtém-se: $T = \frac{0,183Q}{\frac{\Delta s}{2,25Tt_0}}$ $S = \frac{2,25Tt_0}{r^2}$ 	<p>s = rebaixamento</p> <p>Q = vazão</p> <p>T = transmissividade</p> <p>r = distância radial</p> <p>S = coeficiente de armazenamento</p> <p>t = tempo</p> <p>t₀ = tempo quando s é igual a zero.</p>

Fonte: O autor, com base nos dados de Fetter (2001) e Feitosa et al. (2008).

Além das pressuposições a serem consideradas pelo método de Theis, para a aplicação do modelo de Cooper & Jacob na avaliação dos dados de testes de bombeamento o valor de u deve ser, obrigatoriamente, menor do que 0,01. É válido ressaltar que essa condição somente será atendida para valores altos de t e/ou valores baixos de r, pois, para testes com múltiplos poços de observação, quanto menor a distância, menor será o tempo necessário para que u seja menor do que 0,01. A avaliação dos dados, propriamente dita, deve obedecer a seguinte sequência, conforme Fetter (2001) e Feitosa et al. (2008):

- a) Realização de teste de aquífero com, no mínimo, um poço de observação.
- b) Construção da curva de rebaixamento (s) ao longo do tempo (t): os dados de rebaixamento devem ser plotados no eixo Y, em escala linear, e os dados de tempo, no eixo X, em escala logarítmica. Isso deve resultar em uma reta.
- c) Cálculo da variação do rebaixamento dentro de um ciclo logarítmico.
- d) Extrapolação da reta até o eixo X: o valor de t, quando s é igual a zero, será igual a t₀. O valor de t₀ será, obrigatoriamente, positivo.
- e) De posse dos valores de Δs e t₀, determinar os valores de T, S e K, conforme equações já especificadas.

Os resultados obtidos através da aplicação dos métodos de Theis e de Cooper & Jacob geralmente são muito próximos. O fato de os resultados dependerem da avaliação de gráficos, impõe a possibilidade de esses apresentarem variações, já que dependem da precisão na construção dos gráficos e, também, dos julgamentos subjetivos de quem avaliará os ajustes obtidos. (FETTER, C. W., 2001)

Devido à simplicidade de aplicação, os modelos de Theis e Cooper & Jacob se tornaram referência na análise de testes de bombeamento em variados tipos de aquífero (SUN, K., 2018; KUANG, X. et al., 2020). Além disso, esses também são comumente utilizados para a validação de novos métodos de interpretação (LIU, K. et al., 2014; SUN, K., 2018; ANWAR, S., 2018). Porém, é importante lembrar que estes foram desenvolvidos considerando aquíferos homogêneos e isotrópicos, o que, como já mencionado, não ocorre na grande maioria dos casos. Desse modo, a aplicação desses testes, muitas vezes, leva a avaliação grosseira das características do aquífero estudado (FERROUD, A., RAFINI, S. e CHESNAUX, R., 2019).

Pereira e Almeida (1997) utilizaram o método de Theis na avaliação de testes de bombeamento em aquíferos com dupla porosidade a fim de comparar os modelos específicos para esse tipo de aquífero com as avaliações clássicas. Os autores notaram que o método de Theis retornou valores de transmissividade invariavelmente inferiores e concluíram que os resultados obtidos não representavam a realidade do meio estudado. Paula e Campos (2015) realizaram uma comparação similar para aquíferos na região do Alto Paraguai (MT) e também não obtiveram ajustes satisfatórios pelo método de Cooper & Jacob. Em outro estudo similar, Ferroud, Chesnaux e Rafini (2018) concluíram que a utilização de modelos clássicos para a avaliação dos testes de aquífero retornam aproximações dos parâmetros hidrodinâmicos, mas que estes não correspondem a real complexidade dos fluxos subterrâneos.

3.5.2 Modelos de Dupla Porosidade

Para um meio ser considerado de dupla porosidade é essencial que este apresente descontinuidades planares, como fraturas, fissuras, juntas ou falhas, associadas aos vazios intergranulares presentes no maciço rochoso (PAULA, T. L. F. e CAMPOS, J. E. G., 2016). Portanto, considera-se que esse tipo de aquífero é formado por dois sistemas que se sobrepõe e interagem entre si: um conjunto de fraturas interconectadas com alta permeabilidade e baixa capacidade de armazenamento e os blocos da matriz rochosa com baixa permeabilidade e alta capacidade de armazenamento (WATERLOO HYDROGEOLOGY, 2017). Segundo Feitosa et al. (2008), aquíferos com dupla-porosidade são bastante comuns na natureza.

O modelo de porosidade dupla considera que o fluxo ocorre, primeiramente, do armazenamento do sistema de fraturas e, ao longo do tempo de bombeamento, a água estocada na matriz rochosa começa a ser drenada para as fraturas até que o montante de água captada provenha, em partes iguais, das fraturas e da matriz (WATERLOO HYDROGEOLOGY, 2017; FERROUND, A., CHESNAUX, R. e RAFINI, S., 2018). Conforme Waterloo Hydrogeology (2017), assume-se que o sistema de fraturas é o único responsável pelo fluxo de água através do poço bombeado e que este ocorre em regime transiente. Em contrapartida, o fluxo de água dos blocos para as fraturas ocorre, supostamente, em regime pseudo-estacionário.

O fluxo subterrâneo por esses sistemas é extremamente complexo, pois estes são meios extremamente heterogêneos e anisotrópicos, e, por esse motivo, não é recomendado que sejam analisados por meio dos modelos clássicos (WATERLOO HYDROGEOLOGY, 2017). Tais modelos assumem que o potencial do aquífero é diretamente proporcional à ocorrência de porosidade primária, ou seja, é igual a capacidade de armazenamento da matriz rochosa, e que taxa de fluxo, por sua vez, é quantificada por meio da porosidade secundária (PAULA, T. L. F. e CAMPOS, J. E. G., 2016). Nesse sentido, o conceito de dupla-porosidade surgiu como solução para contornar os problemas de descontinuidade e os modelos desenvolvidos a partir de tal basearam-se na combinação de conceitos básicos, onde a análise é realizada através de um conjunto de curvas típicas (FEITOSA, F. A. C. et al., 2008).

Um dos primeiros modelos a ser desenvolvido para aquíferos de dupla porosidade foi o modelo de Warren & Root (1963), com o diferencial de incluir a compressibilidade das fraturas nos cálculos. O método considera um conjunto ideal de fraturas interligadas de forma contínua e uniforme contornando uma matriz formada por blocos paralelepípedos idênticos.

No Quadro 5 é apresentado o desenvolvimento do método através de um sistema de equações diferenciais.

Quadro 5 – Resumo do desenvolvimento matemático do método de Warren & Root

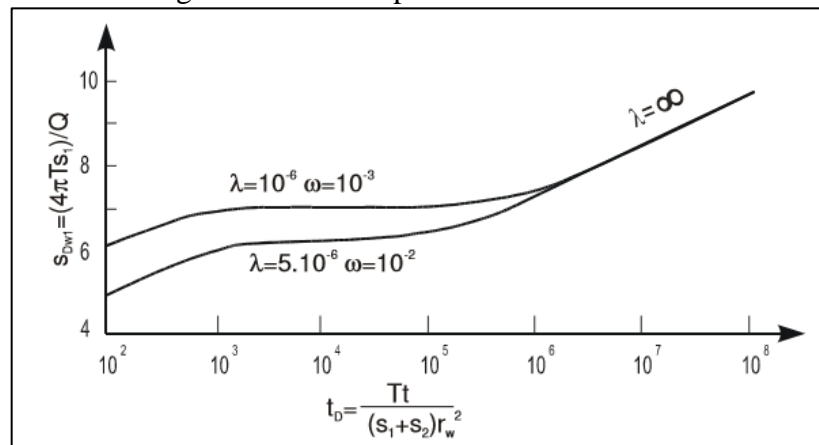
EQUAÇÕES	VARIÁVEIS
<ul style="list-style-type: none"> Para r_D e t_D diferentes de zero: $\frac{\partial^2 s_{D2}}{\partial r_D^2} + \frac{1}{r_D} \frac{\partial s_{D2}}{\partial r_D} - (1 - \omega) \frac{\partial s_{D1}}{\partial t_D} = \omega \frac{\partial s_{D2}}{\partial t_D}$ $(1 - \omega) \frac{\partial s_{D1}}{\partial t_D} = \lambda (s_{D2} - s_{D1})$ Os demais parâmetros são definidos como: $s_{D1} = \frac{2\pi T s_1}{Q}$ $s_{D2} = \frac{2\pi T s_2}{Q}$ $t_D = \frac{Tt}{(S_1 + S_2)r_w^2}$ $r_D = \frac{r}{r_w}$ $\omega = \frac{S_1}{S_1 + S_2}$ $\lambda_3 = k \frac{T_2}{T} r_w^2$ $T = \sqrt{T_{1x} T_{1y}}$ Rebaixamentos podem ser calculados através da equação abaixo, com $r_D = r$ e $r_w = 1$: $s_{D1}(r_D, t_D) = \frac{1}{2} \left\{ \ln \left(\frac{t_D}{r_D^2} \right) + W_1 \left[\frac{\lambda t_D}{1 - \omega} \right] - W_1 \left[\frac{\lambda t_D}{\omega - (1 - \omega)} \right] + 0,80908 \right\}$ 	<p>s_D = rebaixamento adimensional r_D = distância radial adimensional t_D = tempo adimensional ω = parâmetro adimensional que caracteriza o fluxo da matriz para as fraturas λ = parâmetro adimensional de escoamento intergranular Q = vazão bombeada r_w = raio efetivo do poço bombeado k = fator de forma dos blocos da matriz rochosa T = transmissividade efetiva T_{1x} e T_{1y} = transmissividades principais da rede de fratura W = Função do Poço</p>

Fonte: O autor (2020), adaptado de dados de Warren & Root (1963), Kazemi, Seth e Thomas (1969) e Waterloo Hydrogeology (2017)

A curva para análise desse modelo conta com dois períodos ascendentes intercalados por um período com tendência em linha reta horizontal, como pode ser visualizado na Figura 7. Isso traduz a premissa de que, inicialmente, o fluxo é proveniente somente das fraturas; para tempos intermediários, os rebaixamentos ficam estáveis, o que significa o início do fluxo do bloco para as fraturas; e, para tempos mais longos, o rebaixamento da matriz se iguala ao da fratura, voltando a apresentar rebaixamento do nível da água (WATERLOO HYDROGEOLOGY, 2017). Para valores altos de t , o gráfico se aproxima da solução de Theis e resulta em uma tendência linear, o que significa que o aquífero passa a se comportar como

um aquífero granular homogêneo (SANTOS, J. S., 2008; WATERLOO HYDROGEOLOGY, 2017).

Figura 7 – Curva típica de Warren & Root



Fonte: Santos (2008).

Destacam-se os parâmetros adimensional ω e λ que caracterizam as fases de fluxo durante o bombeamento. Conforme Waterloo Hydrogeology (2017), quanto maior o valor de λ , mais longa é a fase intermediária do rebaixamento (início do fluxo da matriz para a fratura) e mais tempo será necessário para que o rebaixamento siga a curva típica de Theis. Além disso, conforme o autor, valores grandes de λ ainda indicam que a drenagem de água do bloco para a fratura ocorre rapidamente e, para valores baixos, essa transição ocorre de forma mais lenta.

Porém, o modelo de dupla porosidade mais comumente encontrado em análises de testes de bombeamento é o modelo desenvolvido por Moench (FIALHO, A., CHAMBEL, A. e ALMEIDA, C., 1990; PEREIRA, M. R. e ALMEIDA, C., 1997; PAULA, T. L. F. e CAMPOS, J. E. G., 2016), o qual costuma apresentar melhor ajustes as curvas obtidas em campo. Além disso, o modelo de Moench também considera fatores como efeito de pele da fratura, efeito de pele do poço e geometria do bloco da matriz rochosa (PEREIRA, M. R. e ALMEIDA, C., 1997; PAULA, T. L. F. e CAMPOS, J. E. G., 2016).

De acordo com Fialho, Chambel e Almeida (1990), os efeitos de pele de fratura justificam a existência de fluxo em estado permanente nos blocos, pois impede o fluxo livre entre os dois sistemas, o que retarda a contribuição dos blocos no fluxo para o poço. Segundo os autores, a pele de fratura consiste em uma fina película que se deposita na superfície dos blocos devido à precipitação de minerais ou aos processos de alteração da rocha, com permeabilidade menor à permeabilidade destes. Já o efeito de pele de poço consiste, basicamente, no mesmo efeito, porém aplicado ao poço que está sendo bombeado. Este pode

ser resultado das características construtivas do poço e pode resultar em efeitos de pele positivo, com diminuição da permeabilidade, ou negativos, quando a permeabilidade é aumentada. A ocorrência desses efeitos pode resultar em acréscimos ou decréscimos no rebaixamento da superfície potenciométrica (FIALHO, A., CHAMBEL, A. e ALMEIDA, C., 1990).

As equações utilizadas pelo método se encontram no Quadro 6.

Quadro 6 – Resumo do desenvolvimento matemático do método de Moench

EQUAÇÕES	VARIÁVEIS
<ul style="list-style-type: none"> Propriedades hidráulicas do sistema de fraturas: $T_f = K_f H$ $K_f = K'_f V_f$ $V_f = \frac{\text{volume das fraturas}}{\text{volume total}}$ $S_f = S_{sf} H$ 	f = fraturas b = blocos K = condutividade hidráulica média T = transmissividade S = coeficiente de armazenamento Ss = armazenamento específico médio V = volume
<ul style="list-style-type: none"> Propriedades hidráulicas dos blocos da matriz rochosa: $T_b = K_b H$ $K_b = K'_b V_b$ $V_b = \frac{\text{volume dos blocos}}{\text{volume total}}$ $S_b = S_{sb} H$ 	Sf = pele de fratura H _w = pele de poço Sw = fator adimensional que traduz o efeito de pele no poço ξ = parâmetro de La Place I ₀ e I ₁ = funções modificadas de Bessel σ = parâmetro adimensional que descreve o fluxo entre o bloco e a fratura; deve ser maior que 1
<ul style="list-style-type: none"> Pele de fratura: $S_F = \frac{K_b b_p}{K_p b_b}$ 	γ = coeficiente de fluxo interporoso com faixa típica de 0,0001 – 5.
<ul style="list-style-type: none"> Pele de poço: $h_w = h - r_w S_w \frac{\partial h}{\partial r}$ 	r _D = distância adimensional; deve ser maior ou igual a 1.
<ul style="list-style-type: none"> Rebaixamento: $s = \frac{Q}{4\pi T_f} \frac{2[I_0(x) + x S_w I_1(x)]}{\xi \{ \xi W_D [I_0(x) + x S_w I_1(x)] + x I_1(x) \}}$ 	
<ul style="list-style-type: none"> Parâmetros adimensionais: $\sigma = \frac{S_b}{S_f}$ $\gamma = \left(\frac{r_w}{b'} \right) \left(\frac{K_b}{K_f} \right)^{1/2}$ $r_D = \frac{r}{r_w}$ 	

Fonte: O autor (2020), adaptado de Moench (1984 apud Santos, J. S., 2008) e Waterloo Hydrogeology (2017).

A curva típica do método de Moench é muito similar à curva de Warren & Root apresentada na Figura 7. Waterloo Hydrogeology (2017) cita que conforme a razão entre as condutividades hidráulicas do bloco e do sistema de fraturas diminuir, a curva será deslocada para cima, sendo o inverso também aplicável.

3.5.3 Modelos para dados de Recuperação

De acordo com Waterloo Hydrogeology (2017), a análise dos dados obtidos a partir do monitoramento da recuperação do nível de água após o encerramento do bombeamento representa a possibilidade de checar os resultados provenientes dos dados do rebaixamento. Além disso, os dados de recuperação normalmente fornecem resultados mais precisos, considerando que esta ocorre a taxas constantes, enquanto que manter constantes as vazões de bombeamento é um trabalho bastante complexo e difícil (WATERLOO HYDROGEOLOGY, 2017).

Ao longo do período em que o nível da água está em recuperação, as equações que descrevem o fluxo subterrâneo são baseadas nas equações de fluxo válidas para o período de bombeamento em consonância com a teoria da superposição. Para tal, assume-se que, após o encerramento do bombeamento, o poço continua sofrendo influência da descarga e, ao mesmo tempo, recebe uma recarga de mesma magnitude. Isso faz com que, hipoteticamente, o poço se torne ocioso, o que é fundamental para o período de recuperação (DELLEUR, J., 1999).

Embasado nisso e na aproximação de Cooper & Jacob para a Função do Poço, Theis desenvolveu um método para a interpretação dos dados provenientes de testes de recuperação (SEN, Z., 2015; WATERLOO HYDROLOGY, 2017). Conforme este método, a recuperação do nível da água em um poço é dada pela Equação (14) e a transmissividade pode ser encontrada através da Equação (15), que considera o ângulo de inclinação do gráfico gerado com os dados de recuperação. Este gráfico é comparado com a curva tipo que é plotada com os dados de $W(u) - W(u')$ e dados de $u - u'$ (DELLEUR, J., 1999).

$$s' = \frac{Q}{4\pi T} \left(\ln \frac{4Tt}{r^2 S} - \ln \frac{4Tt'}{r^2 S'} \right) \quad (14)$$

$$T = \frac{2,3Q}{4\pi \Delta s'} \quad (15)$$

onde, s' representa o nível recuperado; t' é o tempo decorrido desde o encerramento do bombeamento; S' é o coeficiente de armazenamento dado pela recuperação; e $\Delta s'$ é o ângulo de inclinação do gráfico de recuperação *versus* tempo.

As condições para aplicação desse método são as mesmas do método de Theis para os dados de rebaixamento. Contudo, se as condições adicionais de Theis forem satisfeitas, a metodologia também pode ser utilizada para a avaliação de aquíferos semi-confinados, livres e para poços parcialmente penetrantes (WATERLOO HYDROGEOLOGY, 2017).

Ribeiro (2018) apropriou-se do método de Recuperação de Theis a fim de determinar a transmissividade e as reservas hídricas de dois aquíferos com características heterogêneas na região nordeste do Brasil. A autora obteve dados extremamente heterogêneos, o que confirmou o comportamento preestabelecido do aquífero, com correlação linear de 70%. Em contrapartida, Afonso (2003) realizou testes de aquífero com monitoramento dos rebaixamentos e da recuperação para a caracterização de aquíferos fraturados na região de Porto – Portugal e comparou a aplicação do método de Recuperação de Theis a outros modelos. Concluiu que os resultados obtidos através do método de Recuperação de Theis foram subavaliados, o que vai de encontro com resultados obtidos para o método de Theis, conforme mostrado na Seção 3.5.1.

Outra forma utilizada para a análise dos dados de recuperação é a aplicação do tempo equivalente de Agarwal (1980) (AHMED, T. e MCKINNEY, P. D., 2005). Este foi desenvolvido, inicialmente, para um problema do setor petrolífero, onde a análise de dados da recuperação de nível de petróleo em poços não podia ser feita graficamente através das curvas padrão sem adaptação. Agarwal propôs uma correção do tempo de recuperação para que os dados desta pudessem ser avaliados mediante os mesmos modelos utilizados para dados de rebaixamento. A adaptação do tempo equivalente de Agarwal para utilização em testes de recuperação em aquíferos pode ser visualizada na Equação (16).

$$t_e = \frac{t_r + t_p}{(t_r + t_p)} \quad (16)$$

Onde t_e é o tempo equivalente de Agarwal, t_r é o tempo de recuperação e t_p é o tempo de bombeamento.

3.6. COMENTÁRIOS FINAIS SOBRE A REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

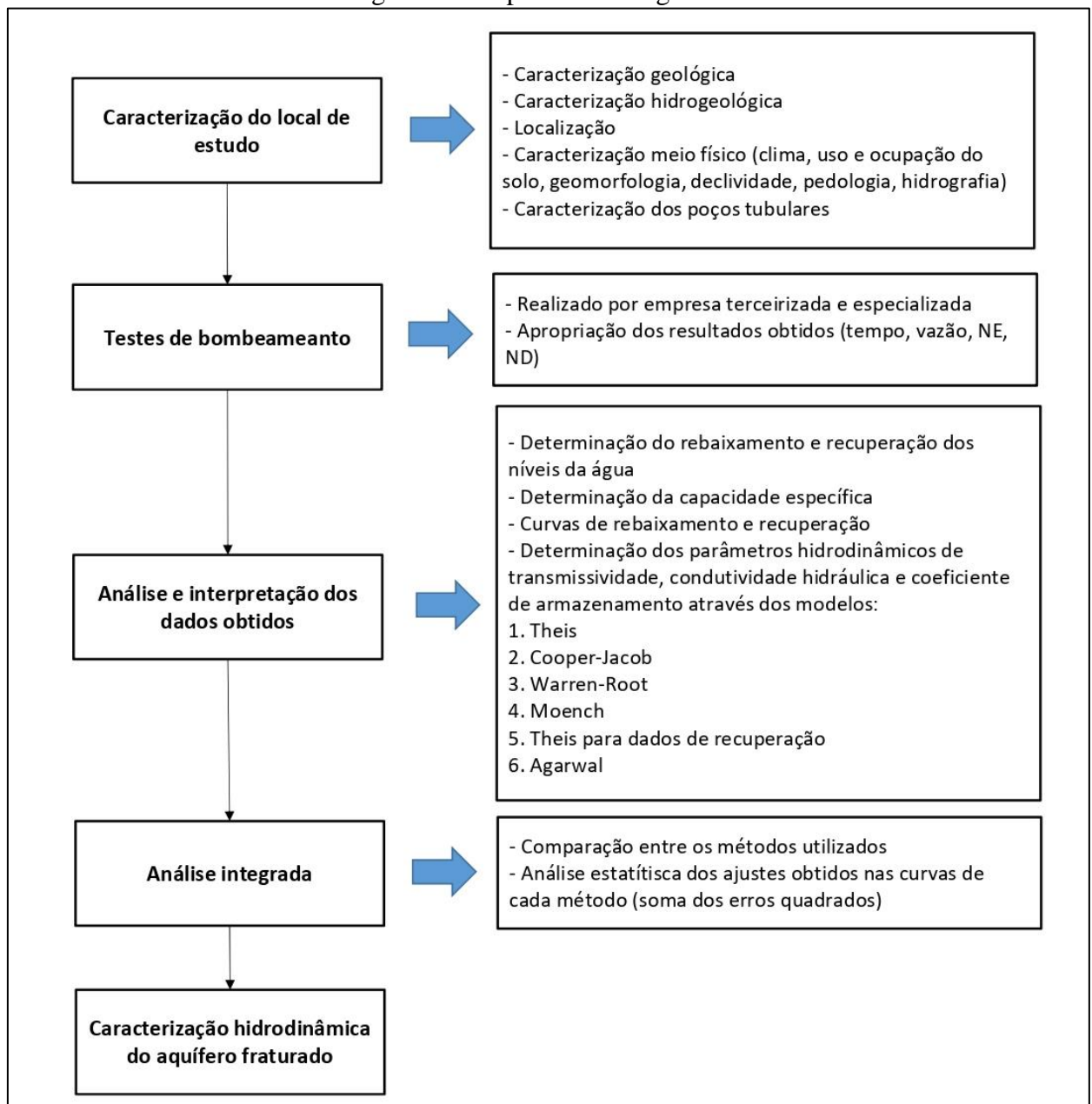
A revisão bibliográfica teve como objetivo compilar informações essenciais para a situação do leitor no que se refere ao tema deste trabalho. Dentro desse contexto, esta iniciou com uma apresentação sucinta da situação dos recursos hídricos subterrâneos no estado do Rio Grande do Sul, evidenciando a importância de uma gestão sustentável e eficaz. Na sequência, este capítulo também apresentou as principais propriedades dos aquíferos fraturados, tal como o aquífero presente no local de estudo, demonstrando a complexidade da realização de estudos devido à heterogeneidade e anisotropia desses meios. Além disso, foram abordados os parâmetros hidrodinâmicos de capacidade específica, transmissividade, condutividade hidráulica e coeficiente de armazenamento, e, através das referências levantadas, foi possível verificar que aquíferos fraturados tipicamente apresentam baixa produtividade.

Por fim, este capítulo também discorreu sobre a aplicação de testes de bombeamento na caracterização quali-quantitativa de aquíferos, a qual representa uma poderosa ferramenta de gestão, pois possibilita o planejamento e o monitoramento das águas subterrâneas. Na explanação sobre os modelos utilizados na avaliação dos resultados obtidos através desses testes, foi possível perceber a importância do conhecimento prévio sobre a geologia e a hidrogeologia do meio estudado, tendo em conta que a precisão dos resultados depende da aplicação do modelo que melhor representa a realidade. A pesquisa pelos referenciais bibliográficos mostrou que os modelos clássicos, aqueles mais empregados para esse tipo de avaliação, no geral conduzem a análises equivocadas quando aplicados à aquíferos heterogêneos e anisotrópicos. Por esse motivo, o referencial bibliográfico também buscou apresentar os modelos de dupla porosidade, os quais foram aplicados nessa pesquisa juntamente aos modelos clássicos a fim de comparar seus resultados.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia empregada abrangeu as seguintes etapas: seleção da área de estudo; caracterização hidrogeológica e do meio físico da área de estudo; realização de testes de bombeamento nos poços tubulares existentes na área de estudo; análise dos resultados dos testes de bombeamento por diferentes métodos; análise integrada dos métodos aplicados; e, por fim, caracterização hidrodinâmica do aquífero fraturado do local estudado. A Figura 8 exibe o fluxograma da metodologia utilizada para a realização deste trabalho.

Figura 8 – Etapas metodológicas



Fonte: O Autor (2020).

4.1 CARACTERIZAÇÃO DO LOCAL DE ESTUDO

A área de estudo está inserida em uma pequena bacia hidrográfica no município de Caxias do Sul. Esta foi selecionada por possuir 3 poços tubulares instalados, os quais eram utilizados pela Universidade de Caxias do Sul (UCS) para abastecimento de água e foram desativados por não apresentarem mais o mesmo rendimento e qualidade da água. Além disso, os poços tubulares encontram-se próximos a um pequeno curso d'água, o que possibilita o estudo da interdependência dos recursos hídricos subterrâneos e superficiais, vinculado ao projeto de pesquisa “Interação Rio-Aquífero no Sistema Aquífero Serra Geral (SASG) e sua influência nos processos de recarga e padrões hidroquímicos da água”, realizado pela UCS. A pesquisa realizada neste trabalho consiste em apenas uma das etapas do projeto supracitado, cujo objetivo é a caracterização hidrogeológica do aquífero presente na área a partir da definição de parâmetros hidrodinâmicos.

A primeira etapa do trabalho aqui desenvolvido contemplou a caracterização do meio físico da área selecionada, abrangendo a descrição dos fatores geológicos, hidrogeológicos, climáticos, pedológicos, geomorfológicos, entre outros.

A caracterização hidrogeológica baseou-se nos dados construtivos e de testes de produção realizados nos poços, os quais foram disponibilizados pelas empresas Água Sul Manutenção e Perfuração de Poços Artesianos e Leão Poços Artesianos. Esta também contou com os dados referentes à qualidade da água obtidos através de análises físico-químicas e bacteriológicas realizadas pelo Laboratório de Análises e Pesquisas Ambientais (LAPAM) e pelo Laboratório de Análises e Pesquisas em Alimentos (LAPA), respectivamente.

As caracterizações geológicas, pedológicas e geomorfológicas basearam-se nos dados disponibilizados pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) (2006, 2019a e 2019b), sendo que para esta última também foram utilizados dados de declividade fornecidos pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) (2011a, 2011b, 2011c e 2011d). Já a caracterização hidrográfica apoiou-se em dados fornecidos pela Fundação Estadual de Proteção Ambiental Henrique Luiz Roessler (FEPAM) (2020) e também pelo Comitê de Gerenciamento da Bacia Hidrográfica do Caí (COMITÊ CAÍ, 2013). A classificação do uso do solo foi realizada manualmente através do *software* Google Earth Pro (2020).

Para a caracterização climática da área de estudo, foi utilizada a classificação de Köppen e a Nova Classificação Climática do Rio Grande do Sul, desenvolvida por Rossato (2011). Além disso, utilizou-se os dados da estação climatológica localizada no município de

Caxias do Sul, disponibilizados pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) (2020), através do Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP).

Os mapas aqui contidos foram elaborados através do *software* QGIS versão 2.18.24 (2016).

4.2 TESTES DE BOMBEAMENTO

Os testes de bombeamento dos poços 1, 2 e 3 foram realizados nos dias 07, 08 e 09 de novembro de 2017, respectivamente, pela empresa privada Água Viva Poços Artesianos. Os testes foram executados com bomba submersa, motor 10 HP, instaladas a uma profundidade de 90 metros em todos os poços. O bombeamento teve duração de 24 horas, com medições de vazão e nível dinâmico ao longo desse período. Além disso, houve também o monitoramento da recuperação do nível dos poços até 180 minutos após o término do bombeamento.

A fim de aprimorar os testes realizados, o rebaixamento e a recuperação do nível da água também foram observados nos poços que não estavam sofrendo bombeamento. Portanto, os testes seguiram a seguinte ordem:

- a) Teste de bombeamento 1: bombeamento poço 1; monitoramento poços 2 e 3.
- b) Teste de bombeamento 2: bombeamento poço 2; monitoramento poços 1 e 3.
- c) Teste de bombeamento 3: bombeamento poço 3; monitoramento poços 1 e 2.

4.3 ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS

Os dados dos testes de bombeamento foram utilizados para a avaliação hidrogeológica do Sistema Aquífero Serra Geral, através dos cálculos dos parâmetros de rebaixamento (s), capacidade específica (q), tempo e porcentagem de recuperação, transmissividade (T), condutividade hidráulica (K) e coeficiente de armazenamento (S). A determinação desses foi feita através *software* AquiferTest Pro 7.0 © (2017), onde foram inseridos dados específicos do projeto (nome, local e data de realização); dados específicos do aquífero estudado (espessura e tipo de aquífero); unidades de medida para cada parâmetro; dados específicos dos poços (tipo de poço, coordenadas, tipo de penetração e raio); e os dados referentes aos testes de bombeamento (vazões e níveis da água monitorados ao longo do tempo, inclusive os relativos a recuperação).

Importante ressaltar que foram realizadas simulações de dois cenários diferentes. O primeiro cenário analisado foi a situação real do local de estudo, com raio e distância entre os

poços correspondendo às medidas encontradas em campo. Para o segundo cenário, foram alterados, respectivamente, o raio de cada poço e a distância entre estes para 1 (um) metro, com o objetivo de verificar a influência dessas variáveis nos resultados. A escolha desse valor em específico, justifica-se pelo fato de que são os mesmos valores presentes em processos analisados pelo órgão estadual responsável pela outorga de uso da água quando o teste de bombeamento ocorre em poço único.

Para o cálculo dos rebaixamentos (s), em cada tempo medido, utilizou-se a Equação (17), adaptada de CPRM (1998). A aplicação desta equação para a última medida de tempo, 1440 minutos (24 horas), resultou no rebaixamento total do nível da água ao longo de todo o teste de bombeamento.

$$s_{(t)} = NE - ND_{(t)} \quad (17)$$

onde, s é o rebaixamento no tempo t (m); NE é o nível estático da água anterior ao início do teste (m); e ND é o nível dinâmico, ou seja, o nível da água no tempo t durante o bombeamento (m).

De posse dos dados dos níveis de rebaixamento e recuperação, ambos obtidos através da Equação (17), foi possível elaborar as curvas de rebaixamento ($s \times t$) e de recuperação ($s' \times t_e$). Para a curva de recuperação foi necessário adaptar os dados de tempo para que esta pudesse ser comparada à curva de rebaixamento, portanto utilizou-se o tempo equivalente de Agarwal. Algumas curvas foram elaboradas no *software* AquiferTest Pro 7.0 © (2017) e outras, utilizadas para a avaliação qualitativa dos dados, foram elaboradas no *software* Microsoft Excel (2016).

A capacidade específica, também para cada tempo t , foi obtida através da Equação (18). Para esse caso, a capacidade específica do aquífero também é igual ao último valor calculado.

$$q_{(t)} = Q_{(t)} / s_{(t)} \quad (18)$$

sendo, q a capacidade específica no tempo t (m³/h.m); Q a vazão no tempo t (m³/h); e s o rebaixamento no tempo t (m).

O *software* possibilita a realização de um diagnóstico prévio para aquíferos confinados, semi-confinados e não confinados ou com dupla porosidade; para quando há influência dos efeitos do poço; e para quando o aquífero apresenta limites, sendo eles, barreiras

geológicas ou áreas de recarga. Portanto, este diagnóstico dos dados de rebaixamento foi efetuado comparando-se as curvas obtidas com os dados de campo com as curvas teóricas disponibilizadas e, em consequência, os modelos selecionados para a realização das análises foram: Theis, Theis para dados de recuperação, Cooper & Jacob, Warren & Root e Moench.

Para os dados de rebaixamento foram utilizados os métodos de Cooper-Jacob, Theis, Moench (*Fracture Flow, with skin*) e Warren-Root – *Double Porosity*. Já para os dados de recuperação os métodos foram: Theis *Recovery*, Agarwal *Recovery* + Theis, Agarwal *Recovery* + Moench (*Fracture Flow, with skin*) e Agarwal *Recovery* + Warren-Root – *Double Porosity*. Ao selecionar o método, o AquiferTest Pro 7.0 © (2017) gera automaticamente o gráfico com os dados dos testes de bombeamento e a curva de ajuste, essa última baseada nos resultados de rebaixamento obtidos por cada método aplicado. O ajuste foi feito de modo automático através da função “*Automatic Fit*”.

Todos os métodos disponíveis para análises de testes de bombeamento no AquiferTest Pro 7.0 © (2017) possuem algumas suposições gerais quanto à natureza do aquífero e do teste, sendo elas:

- a) o aquífero se estende infinitamente em todas as direções;
- b) os testes foram executados com um único poço de bombeamento;
- c) a vazão é constante;
- d) os poços têm penetração total e o fluxo é isotrópico.

Essas suposições, entretanto, podem ser modificadas para coincidir com a realidade do aquífero, com exceção dos métodos de Cooper-Jacob e Theis *Recovery*, os quais possuem suposições fixas. Nesse caso, as suposições foram alteradas para vazão variável e anisotropia e, conseqüentemente, os métodos padrões foram aprimorados pela aplicação da teoria da superposição. Essa parte do princípio de que duas ou mais soluções, cada uma representando um determinado conjunto de soluções para o aquífero e/ou o poço, podem ser somadas algebricamente, obtendo-se assim a solução combinada das condições (WATERLOO HYDROGEOLOGIC, 2017).

Para vazões variáveis, foi utilizada a Equação (19) na determinação do rebaixamento.

$$s(t) = \frac{Q_1}{4\pi T} W\left(\frac{r^2 S}{4Tt}\right) + \sum_{i=2}^n \frac{Q_i - Q_{i-1}}{4\pi T} W\left(\frac{r^2 S}{4T(t - t_{i-1})}\right) \quad (19)$$

Onde, $t > t_{i-1}$ e sendo Q_1 a vazão inicial do teste (em $t=0$), Q_i a vazão no estágio i , n o número de estágios de bombeamento, T a transmissividade, t o tempo, r a distância radial para o poço bombeado e W a função do poço.

Quando a suposição inicial de que o aquífero apresenta um comportamento isotrópico foi alterada para anisotrópico, foram considerados os fluxos horizontais e verticais interferindo no rebaixamento do poço. Por isso, fez-se uso das equações presentes no Quadro 7.

Quadro 7 – Equações utilizadas para cálculo do rebaixamento em condições anisotrópicas.

Equações	Variáveis
$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u) + \delta s$ $\delta s = \frac{Q}{4\pi T} \times f_s$	<ul style="list-style-type: none"> • s = rebaixamento; • Q = vazão; • T = transmissividade; • $W(u)$ = função do p; • δs = diferença entre os rebaixamento observados e os rebaixamentos teóricos de Theis;
<p>Para o poço bombeado:</p> $f_s = \frac{2D}{\pi(b-d)} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n} W(u, n\pi\beta') \left\{ \cos \frac{n\pi a}{D} \right\} \left\{ \sin \frac{n\pi b}{D} - \sin \frac{n\pi d}{D} \right\}$ $\beta' = \frac{r}{D} \sqrt{K_v/K_h}$	<ul style="list-style-type: none"> • D = espessura; • a = distância do topo do aquífero até o fundo do poço; • b = distância do topo do aquífero até o final do filtro do poço de bombeamento; • d = distância do topo do aquífero até o topo do filtro do poço de bombeamento; • r = distância do poço até o poço bombeado; • K_v = condutividade vertical; • K_h = condutividade horizontal.
<p>Para poços de observação:</p> $f_s = \frac{2D^2}{\pi^2(b-d)(z-a)} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n^2} W(u, n\pi\beta') \left\{ \sin \frac{n\pi z}{D} - \sin \frac{n\pi a}{D} \right\} \left\{ \sin \frac{n\pi b}{D} - \sin \frac{n\pi d}{D} \right\}$	<ul style="list-style-type: none"> • a = distância entre o topo do aquífero e o topo do filtro do poço de observação; • z = distância entre o topo do aquífero e o fundo do filtro do poço de observação.

Fonte: Waterloo Hydrogeologic (2017).

Anterior à determinação dos parâmetros hidrodinâmicos através dos modelos selecionados, calculou-se o gradiente hidráulico para qualquer distância radial do poço em qualquer unidade de tempo após o início do bombeamento. Esse cálculo foi realizado através da Equação (20).

$$\lim_{r \rightarrow 0} \left(r \frac{dh}{dr} \right) = \frac{Q}{2\pi T} \text{ para } t > 0 \quad (20)$$

Onde, r é a distância do poço de observação ao poço bombeado; Q é a vazão bombeada; T é a transmissividade e t é o tempo.

A distância radial entre os poços, r , é calculada automaticamente através das coordenadas informadas na tela inicial do *software*. Entretanto, como o poço bombeado também estava sendo monitorado nos testes de bombeamento, a distância radial utilizada, somente para este poço, é igual ao raio do poço.

A seguir, estão detalhados os métodos utilizados para a determinação dos parâmetros de T e S através dos dados obtidos pelos testes de bombeamento. Ressalta-se que o parâmetro de condutividade hidráulica foi obtido por meio da razão entre a transmissividade e a espessura do aquífero, a qual, por sua vez, foi determinada através da diferença entre a profundidade das entradas da água mais profundas e os níveis estáticos de cada poço.

3.3.1 Método de Cooper-Jacob

Com o método de Cooper-Jacob, o rebaixamento foi calculado através da Equação (21), a qual é uma versão simplificada da equação de Theis.

$$s = \left(\frac{2,3Q}{4\pi T} \right) \log_{10} \left(\frac{2,25Tt}{Sr^2} \right) \quad (21)$$

sendo, s , o rebaixamento; Q , a vazão; T , a transmissividade; t , o tempo; S , o coeficiente de armazenamento; e r , a distância do poço bombeado.

Para esse método, a transmissividade (T) e o coeficiente de armazenamento (S) foram calculados através das Equações (22) e (23).

$$T = \frac{2,3Q}{4\pi \Delta s} \quad (22)$$

$$S = \frac{2,25Tt_0}{r^2} \quad (23)$$

onde, Δs , é rebaixamento total; Q , a vazão; T , a transmissividade; t_0 , o tempo onde a linha corta o eixo x ; S , o coeficiente de armazenamento; e r , a distância do poço bombeado.

Para a análise dos resultados, os dados de tempo foram plotados ao longo do eixo X logarítmico e os dados de rebaixamento ao longo do eixo Y linear, conforme recomendações.

3.3.2 Método de Theis

Os dados dos testes de bombeamento também foram analisados pelo método de Theis. No *software* AquiferTest Pro 7.0 © (2017), o método de Theis é aplicado através da utilização das Equações (24) e (25).

$$s(r, t) = \frac{Q}{4\pi T} \int_u^\infty \frac{e^{-u} du}{u} \quad (24)$$

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt} \quad (25)$$

Onde, s é o rebaixamento, Q é a vazão de exploração, T é a transmissividade, r é a distância do poço de observação ao poço de bombeamento, S é o coeficiente de armazenamento e t é o tempo decorrido no teste de bombeamento.

A integral presente na Equação (24) é conhecida como função do poço e pode ser representada pela Equação (26).

$$W(u) = -0,5772 - \ln(u) + u - \frac{u^2}{2 \cdot 2!} + \frac{u^3}{3 \cdot 3!} - \dots \quad (26)$$

Substituindo a Equação (26) na Equação (24) obtém-se a Equação (27).

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \quad (27)$$

Por fim, para o gráfico de análise, os resultados dos dados de rebaixamento (s) foram plotados no eixo Y logarítmico e o tempo (t) no eixo X logarítmico.

3.3.3 Método de Warren-Root para aquíferos fraturados com dupla porosidade

Pelo método desenvolvido por Warren-Root, presente no *software*, a equação do fluxo na matriz rochosa é definida pela Equação (28).

$$-q_{\alpha} = S'_s \frac{dh'}{dt} \quad (28)$$

onde, S'_s representa o coeficiente de armazenamento da matriz, h' representa o gradiente hidráulico da matriz e t representa o tempo.

Em contrapartida, o fluxo de água da matriz para a fratura é proporcional a condutividade hidráulica da matriz (K'_h) e a diferença entre os gradientes hidráulicos da matriz (h') e da fratura (h). O fluxo de água entre os dois sistemas foi determinado pela Equação (29).

$$q_{\alpha} = \alpha K'_h (h' - h) \quad (29)$$

Onde, α representa um parâmetro que depende da geometria da matriz rochosa, conforme Equação (30).

$$\alpha = A/lV \quad (30)$$

sendo, A , a área superficial da matriz rochosa, V , o volume da matriz e l , seu comprimento característico.

A determinação da duração de cada fase de rebaixamento (água proveniente da matriz, do sistema de fraturas ou de ambos) foi realizada através dos parâmetros de λ e σ , adimensionais, que descrevem o fluxo de água da matriz para o sistema de fraturas, conforme já explicitado na Seção 3.5.2. Esses parâmetros foram calculados pelas Equações (31), (32) e (33).

$$\lambda = \frac{\alpha r^2 K_h}{K_h} \quad (31)$$

$$\sigma = \frac{S'_s}{S_s} \quad (32)$$

$$r_D = \frac{r}{r_w} \quad (33)$$

onde, r é a distância radial para o poço bombeado, K_h é a condutividade hidráulica das fraturas, S'_s é o coeficiente de armazenamento da matriz, S_s é o coeficiente de armazenamento das fraturas, r_D é a distância adimensional, r_w é o raio efetivo do poço bombeado, ou seja, o raio do filtro.

Para a análise dos resultados, os dados de tempo foram plotados no eixo X logarítmico e os dados de rebaixamento foram plotados no eixo Y logarítmico, ambos na forma adimensional.

3.3.4 Método de Moench para aquíferos fraturados com dupla porosidade e efeito pele

O método de Moench segue as mesmas pressuposições do método de Warren-Root, fluxo ocorrendo por sistemas de fraturas e matriz rochosa, porém com um adicional: o efeito de pele das fraturas. No *software* os parâmetros foram calculados assumindo-se um fluxo de estado pseudo-estacionário através das Equações (34) e (35).

$$t_d = \frac{Kt}{S_s r^2} \quad (34)$$

$$h_d = \frac{4\pi KD}{Q} (h_0 - h_f) \quad (35)$$

Onde, t_d é o tempo adimensional; K é a condutividade hidráulica; t é o tempo; S_s é o coeficiente de armazenamento das fraturas; r é a distância radial; h_d é o rebaixamento adimensional; D é a altura da linha piezométrica; Q é a vazão; h_0 é a altura inicial da linha piezométrica; e h_f é a altura final.

Considerando que a pele de fratura retarda o fluxo da matriz para o sistema de fraturas, os gradientes hidráulicos também seguirão a teoria do fluxo de estado pseudo-estacionário. Para isso, o *software* utilizou as Equações (36) e (37).

$$h_{wD} = \frac{4\pi KH}{Q_T} (h - h_w) \quad (36)$$

$$h'_D = \frac{4\pi KH}{Q_T} (h - h') \quad (37)$$

sendo, h_{wD} gradiente hidráulico adimensional no poço bombeado e h'_D gradiente hidráulico adimensional nos poços de observação.

Especificamente para o poço bombeado, o software considerou os efeitos de armazenamento do poço, Equações (38) e (39), e de pele do poço.

$$W_D = \frac{c}{2\pi r^2 S} \quad (38)$$

$$C = V_w r_w g C_{obs} \quad (39)$$

Onde, V_w é o volume de líquido na seção pressurizada; r_w é a densidade; g é a aceleração da gravidade; e C_{obs} é a compressibilidade observada do sistema fluido-poço.

Assim como Warren-Root, o método de Moench também faz uso de alguns parâmetros adimensionais para caracterizar o fluxo entre matriz e sistema de fraturas. Para isso, o *software* utilizou as equações presentes no Quadro 8.

Quadro 8 – Parâmetros adimensionais pelo Método de Moench para fluxo fraturado com dupla porosidade e efeito de pele para caracterização de fluxo.

PARÂMETROS ADIMENSIONAIS	
<u>Sigma:</u> Deve ser maior que 1	$\sigma = \frac{S'_s}{S_s}$
<u>Gama:</u> Coeficiente de fluxo entreporosidade, com faixa típica entre 0,0001 e 5	$\gamma = \left(\frac{r_w}{b'}\right) \left(\frac{K'}{K}\right)^{1/2}$
<u>Distância adimensional:</u> Valor típico ≥ 1	$r_D = \frac{r}{r_w}$
<u>Pele de fratura</u>	$SF = \frac{K' b_s}{K_s b'}$

Fonte: Waterloo Hydrogeologic (2017).

Para análise dos resultados, o gráfico foi plotado da mesma maneira que para o método de Warren-Root.

3.3.5 Método de Theis para dados de recuperação

Para esse método, o nível da água, após o término do bombeamento, foi calculado através da Equação (40).

$$s' = \frac{Q}{4\pi T} W(u) - W(u') \quad (40)$$

Onde, s' representa o nível da água em recuperação; r é a distância do poço bombeado; e T é a transmissividade. A variável u e u' foram estabelecidas pelas Equações (41) e (42).

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt} \quad (41)$$

$$u' = \frac{r^2 S'}{4Tt'} \quad (42)$$

Sendo, S e S' o coeficiente de armazenamento durante o bombeamento e durante a recuperação, respectivamente; e t e t' os intervalos de tempo decorridos do início do bombeamento e do final do bombeamento, nesta ordem.

Substituindo a equação do poço, $W(u)$, na Equação (40), conforme previsto no método de Cooper-Jacob, obtém-se a Equação (43) para a determinação do nível recuperado.

$$s' = \frac{Q}{4\pi T} \left(\ln \frac{4Tt}{r^2 S} - \ln \frac{4Tt'}{r^2 S'} \right) \quad (43)$$

Quando S e S' são constantes e iguais e T é constante, a Equação (43) pode ser reescrita conforme Equação (44).

$$s' = \frac{2,3Q}{4\pi T} \log \left(\frac{t}{t'} \right) \quad (44)$$

Para análise dos resultados, o gráfico foi plotado da seguinte forma: s' no eixo Y logarítmico e dados de tempo no eixo X na forma de t/t' (razão entre o tempo total desde o início do bombeamento e o tempo decorrido desde o término do bombeamento), conforme recomendado.

3.3.6 Método de Agarwal para dados de recuperação

Outro método utilizado para a análise dos dados de recuperação foi o método desenvolvido por Agarwal, o qual é basicamente uma adaptação dos métodos de análise de rebaixamento, onde são utilizados os dados de recuperação e os dados de tempo equivalente. Neste caso, a recuperação foi obtida através da Equação (45).

$$s_r = h - h_p \quad (45)$$

Onde, s_r é a recuperação ou o rebaixamento residual, h é o gradiente hidráulico no tempo t de recuperação e h_p é o gradiente hidráulico do final do teste de bombeamento.

O tempo de recuperação, por sua vez, foi calculado através da Equação (46).

$$t_r = t - t_p \quad (46)$$

Onde, t_r é o tempo de recuperação, t é o tempo desde o início do teste de bombeamento e t_p é o tempo total da duração do bombeamento.

Ao aplicar o método de Agarwal em conjunto com os métodos de Theis, Warren-Root e Moench, a recuperação foi calculada através das equações estabelecidas para os mesmos, somente substituindo o tempo (t) pelo tempo equivalente de Agarwal (t_e). O tempo equivalente de Agarwal foi calculado pela Equação (47), considerando períodos sucessivos de bombeamento com vazões constantes em cada um, mas diferentes entre si.

$$t_e = \left[\prod_{j=1}^n \left(\frac{t_n - t_{j-1}}{t_r + t_n - t_{j-1}} \right)^{(q_j - q_{j-1}/q_n)} \right] \times t_r \quad (47)$$

Onde, $t_0=0$ e $q_0=0$.

Para análise dos resultados, os gráficos foram plotados tal como os gráficos de rebaixamento para os respectivos métodos (Theis, Warren-Root e Moench), somente substituindo t por t_e .

4.4 ANÁLISE INTEGRADA DOS MÉTODOS APLICADOS

A caracterização hidrodinâmica do aquífero fraturado presente na área de estudo foi realizada com base na análise integrada dos parâmetros hidrodinâmicos obtidos através da aplicação dos métodos anteriormente relacionados.

Para a determinação do método que apresentou melhor ajuste e, por consequência, melhores resultados, foi utilizada a técnica estatística denominada soma dos erros quadrados ou soma dos resíduos quadrados. Essa técnica, assim como nome indica, consiste na soma dos quadrados das diferenças entre o valor observado e o valor calculado, conforme Equação (48). A soma dos erros quadrados determina o quanto o fenômeno observado pode ser explicado pelo modelo de regressão e, portanto, quanto mais próxima de zero, menores são os erros e melhor é o ajuste dos dados observados ao modelo (CLASS FINANCIAL ANALYST – CFI, 2020).

$$SEQ = \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2 \quad (48)$$

Onde, SEQ é a soma dos erros quadrados; y_i é o valor observado; e \hat{y}_i é o valor calculado.

Esse valor foi obtido diretamente através do *software* AquiferTest Pro 7.0 © (2017), na opção “estatísticas do ajuste” para os modelos de Theis, Warren-Root e Moench. Porém, considerando que o *software* não disponibiliza esses dados para os métodos de Cooper-Jacob e Theis *Recovery*, foi necessária a determinação da soma dos erros quadrados por meio do *software* Microsoft Excel (2016). Isso foi feito através da plotagem dos dados observados em campo *vs.* tempo, seguida da determinação da equação da linha de tendência apresentada por estes. Com isso, foi possível calcular os dados de rebaixamento com cada método, separadamente, e assim determinar a soma dos erros quadrados por meio da Equação (48).

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo serão apresentados os resultados alcançados pela presente pesquisa, assim como análises e discussões pertinentes.

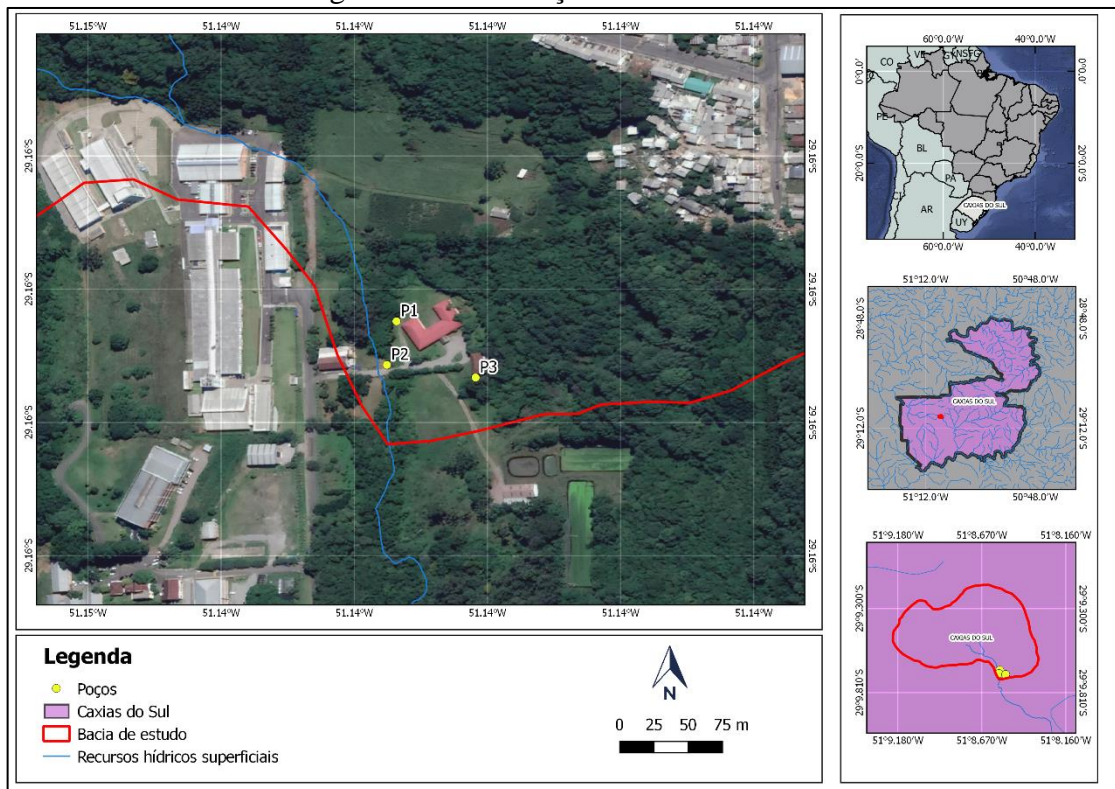
5.1 DESCRIÇÃO DO LOCAL DE ESTUDO

Na presente seção o local foco desse estudo é caracterizado quanto ao meio físico, apresentando informações quanto à sua localização, hidrogeologia, geologia, entre outros.

5.1.1 Localização

A área de estudo está localizada no município de Caxias do Sul, próximo à Incubadora Tecnológica e à antiga Estação de Tratamento de Efluentes da UCS. O acesso aos poços ocorre pela Rua Travessão Solferino, no bairro Cruzeiro. A Figura 9 apresenta um croqui com a localização dos poços e a delimitação da pequena bacia hidrográfica de estudo.

Figura 9 – Localização da área de estudo

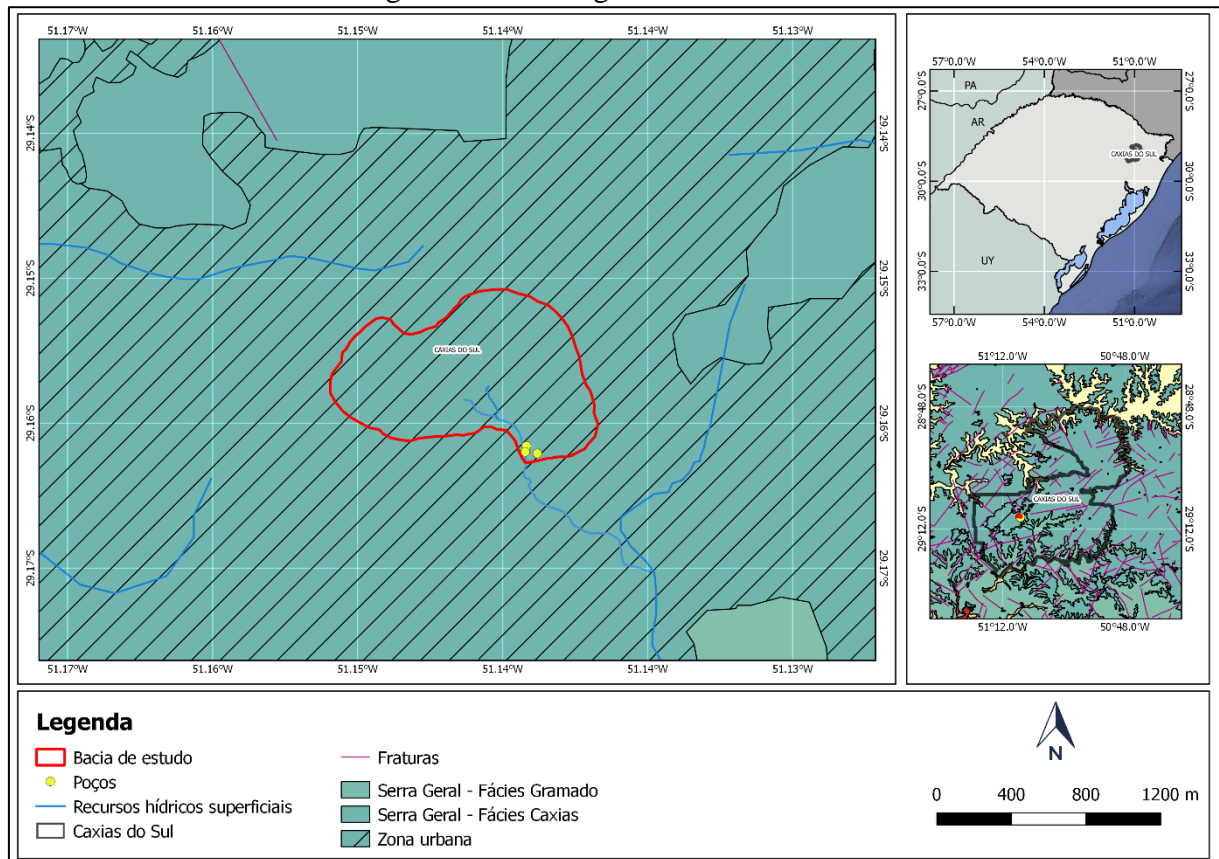


Fonte: O autor (2020), com base nos dados de Google Earth (2020) e FOREST-GIS (2017).

5.1.2 Caracterização Geológica e Hidrogeológica

Com base nos dados disponibilizados pelo IBGE (2019a), foi identificada a ocorrência de somente uma litologia na área de estudo: Serra Geral Fácies Palmas/Caxias, conforme mostra a Figura 10. A litologia Fácies Caxias trata-se de derrames ácidos, ocorrendo, normalmente, em altitudes acima de 500 m, em conformidade com a área de estudo.

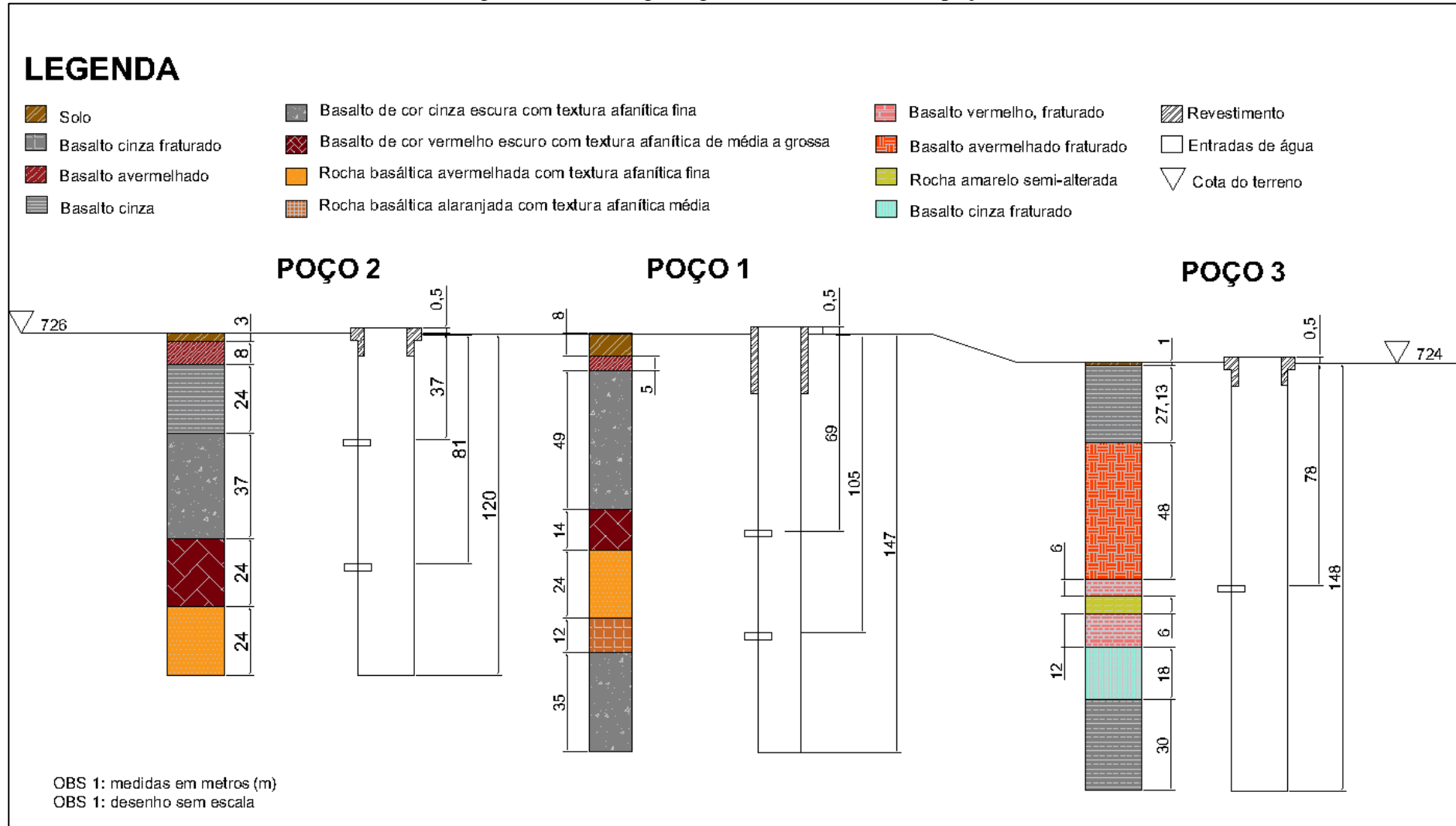
Figura 10 – Geologia da área de estudo



Fonte: O autor (2020), com base nos dados de IBGE (2019a).

Na Figura 11 podem ser visualizados os perfis geológicos dos poços perfurados na área de estudo. As camadas geológicas elencadas, conforme pode ser verificado, estão de acordo com a litologia encontrada na bacia hidrográfica de estudo.

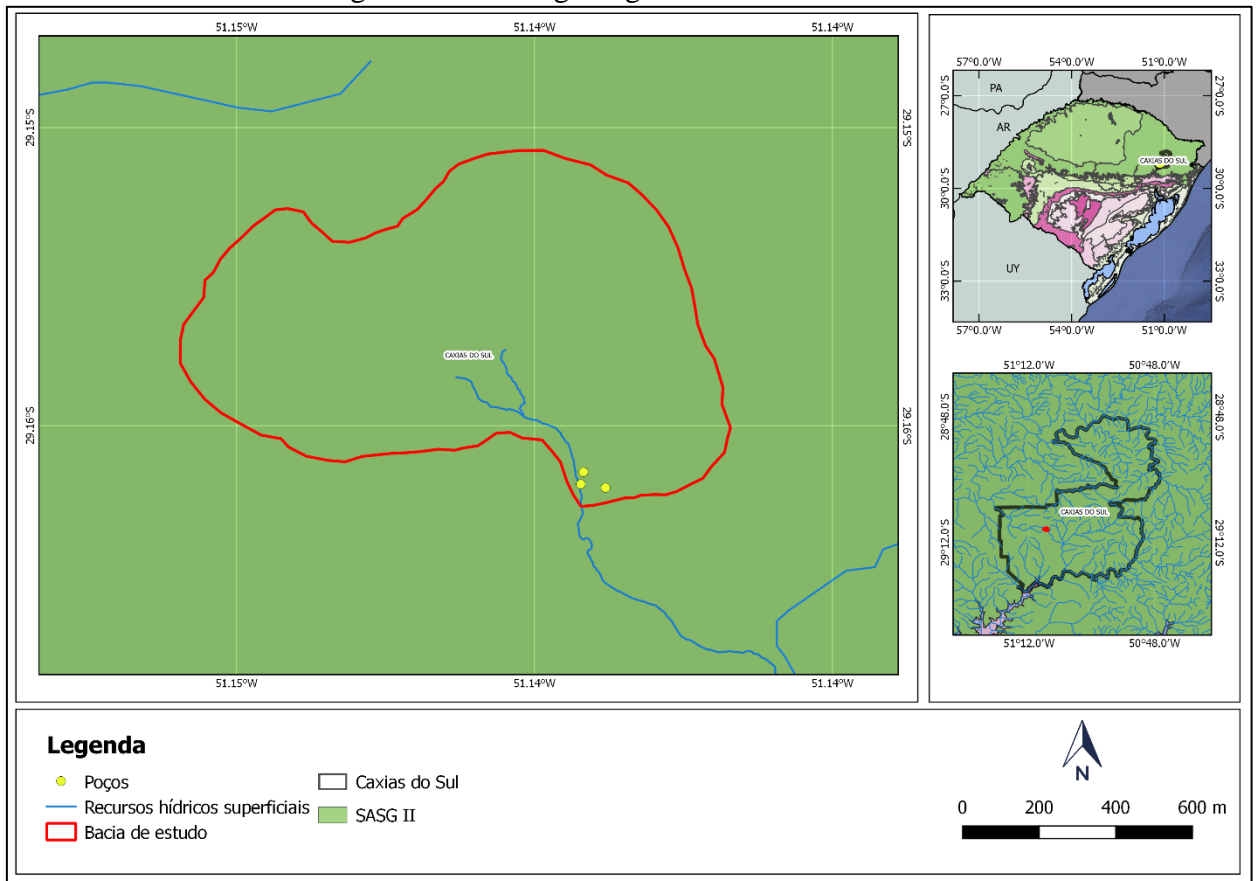
Figura 11 – Perfis geológicos e construtivos dos poços



Fonte: O autor, com base nos dados de Água Sul Manutenção e Perfuração de Poços Artesianos (2003), Leão Poços Artesianos (1997, 1999).

Com relação à caracterização hidrogeológica, a área de estudo está localizada no SASG, como pode ser visto na Figura 12. O SASG é classificado como um aquífero com média a baixa possibilidade de ocorrência de água subterrânea onde a porosidade das rochas é representada pela existência de fraturas (MACHADO, J. L. F. e FREITAS, M. A., 2005).

Figura 12 – Hidrogeologia da área de estudo



Fonte: O autor (2020), baseado nos dados de CPRM (2014).

Os poços presentes na área estão cadastrados no Serviço Autônomo Municipal de Água e Esgoto – Caxias do Sul (SAMAE) e no SIOUT, sendo esses utilizados exclusivamente para pesquisa e monitoramento. Os dados referentes ao perfil construtivo dos poços e outras informações pertinentes à caracterização hidrogeológica estão presentes no Quadro 9.

Quadro 9 – Dados referentes aos perfis construtivos e outras informações à respeito dos poços analisados neste estudo

(continua)

Poço	1	2	3
Tipo	Tubular	Tubular	Tubular
Cota	726 m	726 m	724 m
Coordenadas (UTM)	486124,35 E 6774141,68 S	486117,41 E 6774105,46 S	486182,16 E 6774095,02 S

(conclusão)

Poço	1	2	3
Localização	Ao lado da Incubadora	Ao lado do prédio dos Escoteiros	Ao lado do Casarão
Data da perfuração	27/06/2003	23/06/2003	29/11/1997
Diâmetro	150 mm	150 mm	150 mm
Revestimento	6"	6"	Geomecânico 6"
Profundidade	147 m	120 m	148 m
Altura da boca do poço	0,5 m	0,5 m	0,5 m
Método de perfuração	-	Roto-pneumático	Roto-pneumático
Profundidade das entradas d'água	69 e 105 m	37 e 81 m	78 m
Filtro e pré-filtro	Não há	Não há	Não há
Nível Estático	13,6 m	17,72 m	16,7 m
Profundidade da bomba	108 m	108 m	120 m
Selo sanitário	Existente	Existente	Existente
Tubo de inspeção	Existente	Existente	Existente

Fonte: O autor (2020), adaptado de Água Sul Manutenção e Perfuração de Poços Artesianos (2003), Leão Poços Artesianos (1997, 1999).

A espessura do aquífero foi determinada a partir da diferença entre a profundidade das entradas da água e o nível estático (NE) de cada poço, conforme dados disponibilizados no perfil construtivo destes. Portanto, a espessura do aquífero nos poços 1, 2 e 3 encontradas foram 91,4 m, 63,28 m e 61,3 m, nesta ordem.

Além disso, as águas dos poços também foram alvo de análises físico-químicas e bacteriológicas para que fosse possível sua caracterização hidroquímica. As metodologias utilizadas para os ensaios são provenientes do Standard Methods for Examination of Water and Wastewater (RICE et al., 2017), com exceção da análise de Nitratos que seguiu a metodologia determinada pela ABNT NBR 12620-1992 (ABNT, 1992b). No Quadro 10 estão especificados os períodos de execução das análises.

Quadro 10 – Período de execução das análises físico-químicas e bacteriológicas para amostras de água subterrânea

Poço	Período de execução das análises	
	<i>Físico-químicas</i>	<i>Bacteriológicas</i>
1	26/07/2019 – 12/07/2019	26/07/2019 – 02/07/2019
2	16/07/2019 – 31/07/2019	16/07/2019 – 19/07/2019
3	26/07/2019 – 12/07/2019	26/07/2019 – 02/07/2019

Fonte: O autor (2020), adaptado de LAPAM (2019) e LAPA (2019).

Os resultados das análises da água mostraram que os três poços apresentam concentração de ferro (Fe) acima do padrão de potabilidade estabelecido pela Portaria de Consolidação nº 5/2017 do Ministério da Saúde (BRASIL, 2017). A presença de íons de Fe

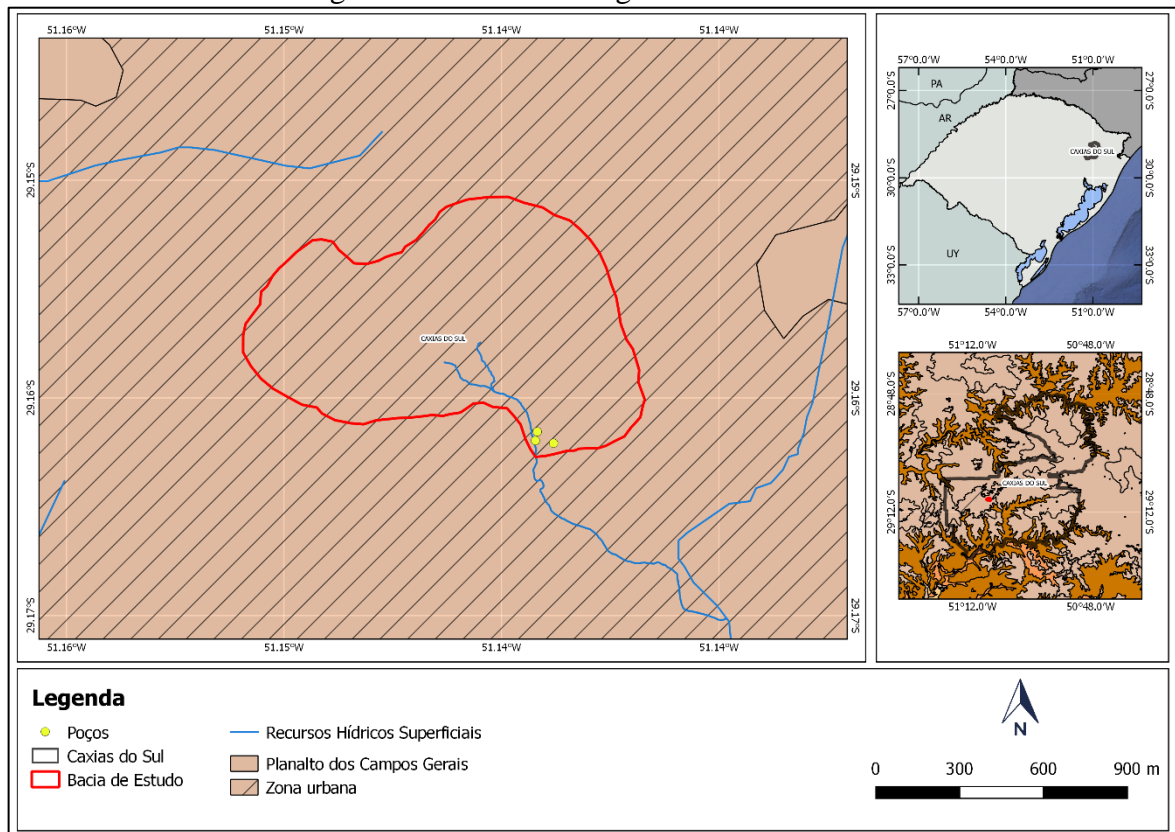
representa um dos problemas de qualidade mais comuns para as águas subterrâneas da região e está associado ao intemperismo das rochas vulcânicas típicas da litologia Fácies Caxias, as quais são ricas em minerais ferro-magnesianos (REGINATO, P. A. R. e STRIEDER, A. J., 2007).

A presença de coliformes termotolerantes foi identificada nas amostras dos poços 2 e 3, o que pode significar que o aquífero esteja recebendo cargas orgânicas provenientes da área urbanizada da bacia hidrográfica de estudo. Além disso, os resultados dos parâmetros de cor e turbidez também excederam os limites determinados pela Portaria de Consolidação nº 5/2017 (BRASIL, 2017) para todos os poços e o parâmetro de alumínio ficou acima para a amostra do Poço 2.

5.1.3 Caracterização Geomorfológica

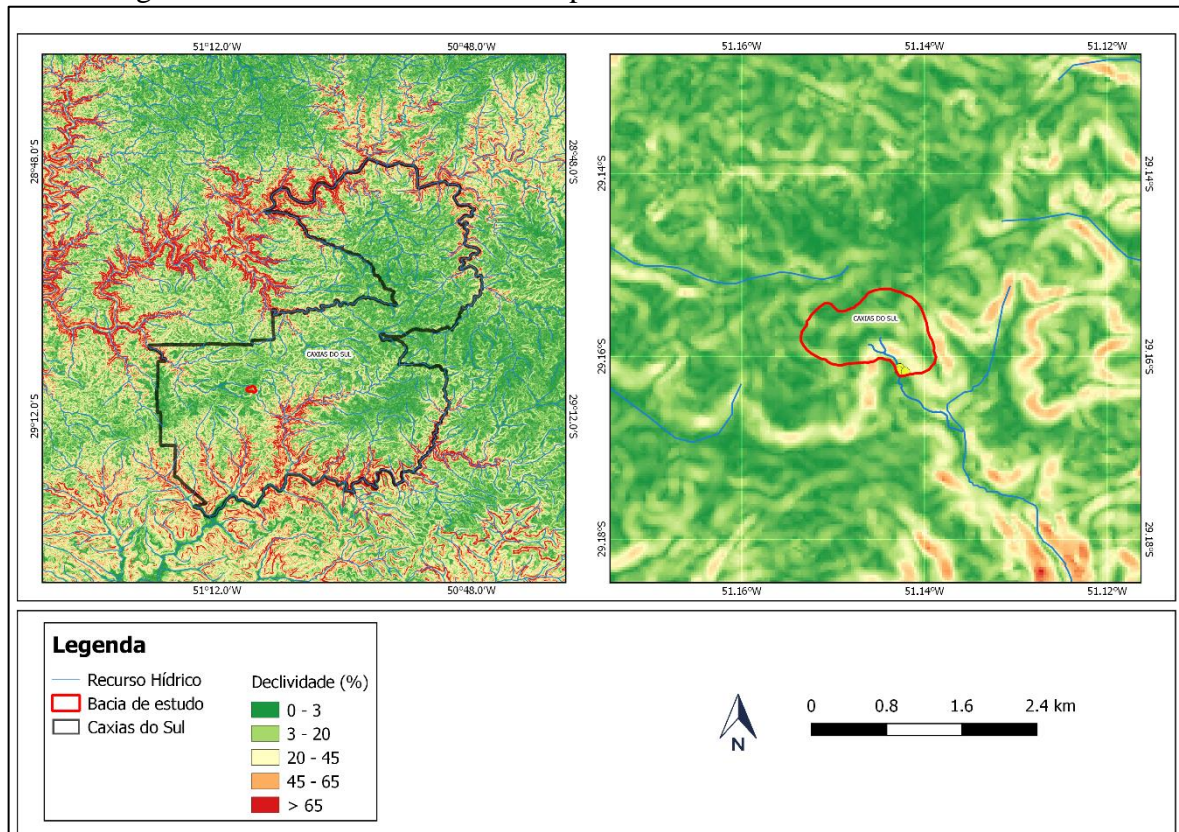
A área de estudo encontra-se inserida no domínio geomorfológico do Planalto dos Campos Gerais, conforme Figura 13. O Planalto dos Campos Gerais pertence à região denominada Planalto das Araucárias e se caracteriza por ter as maiores altitudes do estado do Rio Grande do Sul, onde 90% ficam entre 513 e 1.022 m. Nessa unidade geomorfológica há ocorrência, predominantemente, de relevo plano a ondulado, com sucessão de colinas e pequenos morros intercalados de vales com fundo achatado. As declividades são, majoritariamente, suaves, com valor médio de 10,6%, o que é confirmado na Figura 14 que mostra as declividades da área de estudo. (OLIVEIRA, G. G. et al., 2015)

Figura 13 – Geomorfologia da área de estudo



Fonte: O autor (2020), baseado em IBGE (2019b).

Figura 14 – Declividades do município de Caxias do Sul e da área de estudo

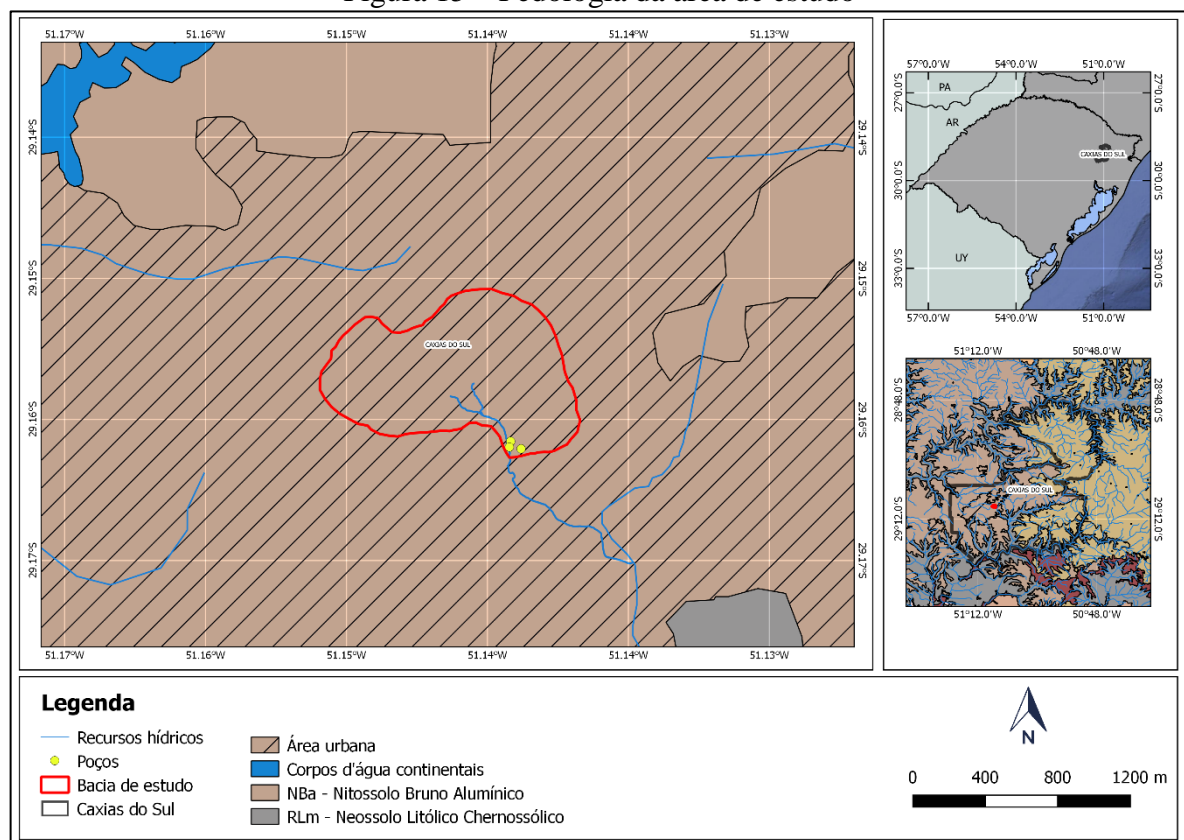


Fonte: O autor (2020), com base nos dados de INPE (2011a, 2011b, 2011c e 2011d).

5.1.4 Caracterização Pedológica

Na área de estudo foi encontrado somente solos do tipo Nitossolo Bruno Alumínico, de acordo com o que está apresentado na Figura 15. Conforme IBGE (2007), os nitossolos bruno alumínicos caracterizam-se por apresentarem um horizonte B nítido, textura argilosa a muito argilosa e composição ácida com argilas de alta atividade (teor de alumínio extraível igual ou maior que $20 \text{ cmol}_c.\text{kg}^{-1}$).

Figura 15 – Pedologia da área de estudo



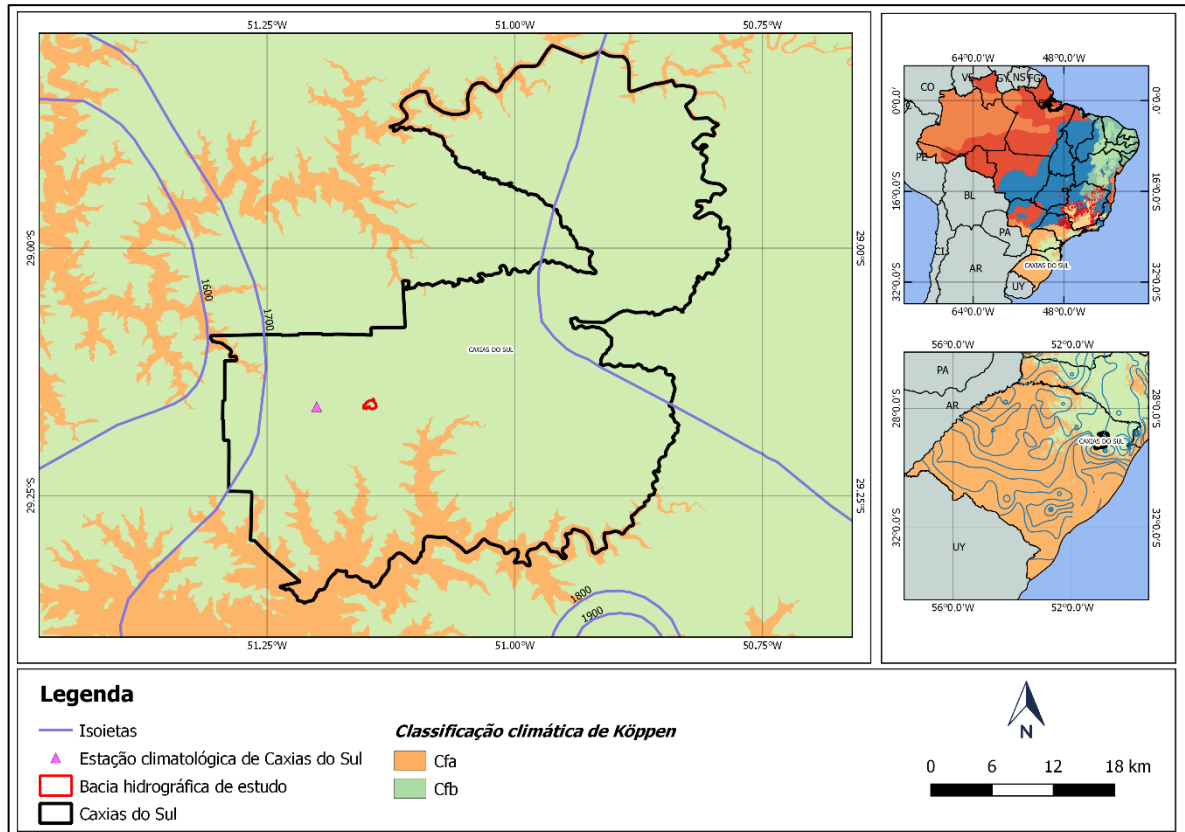
Fonte: O autor (2020), com base nos dados de IBGE (2006).

5.1.5 Caracterização Climática

A área de estudo está localizada na zona climática Cfb, conforme classificação climática de Köppen (ALVARES, C. A. et al., 2013), o que pode ser observado na Figura 16. A classificação climática de Köppen caracteriza os tipos climáticos através de três caracteres: o primeiro representando a zona climática definida pela temperatura e pela precipitação; o segundo representando a distribuição da precipitação; e o terceiro representando a distribuição

da temperatura (ALVARES, C. A. et al., 2013). Neste caso, a área de estudo está localizada em Clima subtropical úmido (C), clima oceânico, sem estação seca (f) e com verão temperado (b).

Figura 16 – Classificação climática, estação climatológica e isoeitas do município de Caxias do Sul

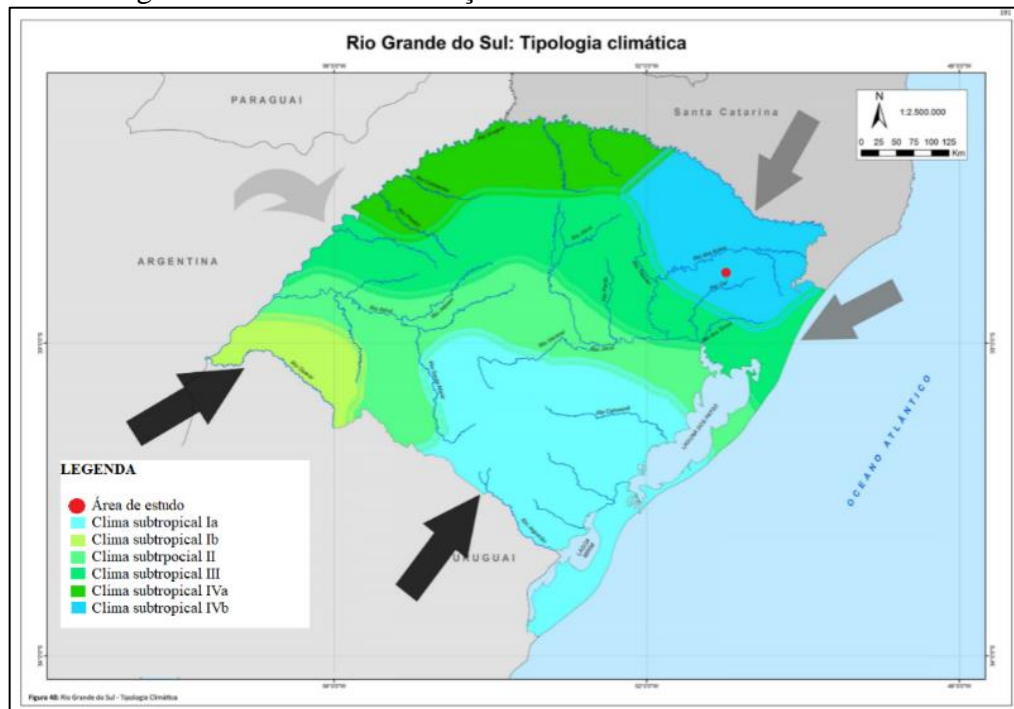


Fonte: O autor (2020), com base nos dados de Alvares et al. (2013).

Segundo Rossato (2011), o clima Cfb também pode ser denominado Clima Temperado, onde a temperatura média do mês mais quente é inferior a 22°C e a do mês mais frio é superior a 3°C, com precipitações bem distribuídas ao longo do ano. Porém, o autor oferece uma nova classificação, pois considera que a classificação de Köppen propicia uma distorção da realidade, uma vez que os eventos de precipitação no estado do Rio Grande do Sul apresentam distribuição desigual nos meses de verão.

Pela nova classificação climática do estado do Rio Grande do Sul, desenvolvida por Rossato (2011), a área de estudo está inserida no clima Subtropical IVb, muito úmido, com inverno frio e verão fresco, conforme Figura 17. Esse clima é caracterizado pela ocorrência de chuvas abundantes (1700 a 2000 mm por ano) e bem distribuídas, ocorrendo na faixa de 130 a 150 dias por ano. Além disso, é o clima que contempla as temperaturas médias mais baixas do estado, entre 14 e 17°C, resultado da pouca influência sofrida pelas massas de ar polar e da elevada altitude do local.

Figura 17 – Nova classificação climática do Rio Grande do Sul



Fonte: Adaptado de Rossato (2011).

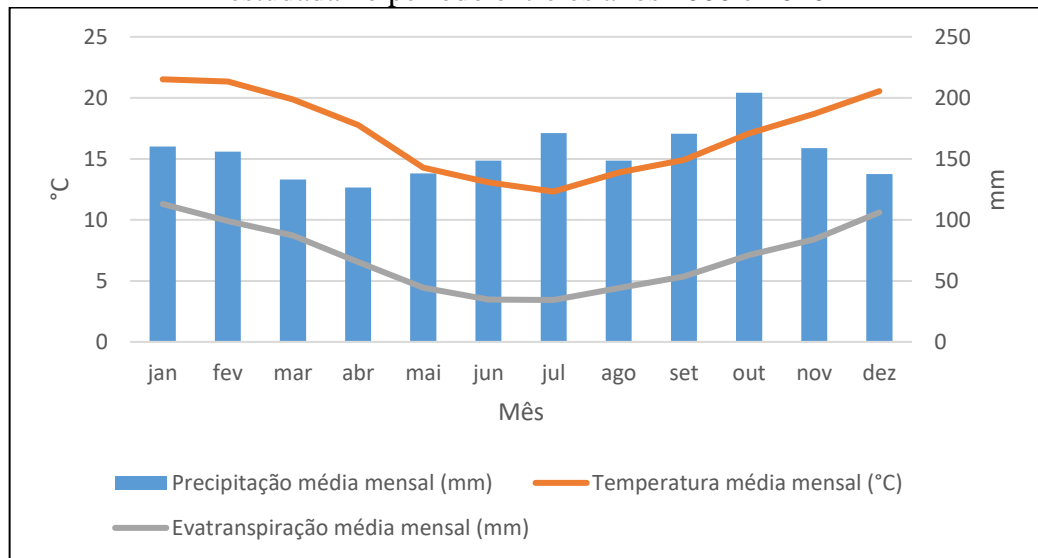
Analisando-se os dados da estação climatológica localizada no município de Caxias do Sul (Figura 16) relativos ao período de 2000 a 2020, pode-se determinar algumas condições climáticas características do local de estudo.

A precipitação média anual obtida para o período analisado foi superior a 1800 mm, bem distribuídos ao longo dos meses. O mês mais chuvoso normalmente é o mês de outubro, o qual possui uma média de 204 mm. Em contrapartida, o mês que apresentou menor ocorrência de eventos de precipitação foi o mês de abril, com média em torno de 127 mm. O número de dias com chuva no ano ultrapassa os 150 dias definidos pela classificação de Rossato (2011), atingindo 153,16 dias. A umidade relativa do ar, em média, é de 77,7%.

A análise dos dados de temperatura confirma o pressuposto de invernos frios e verões frescos na região. Janeiro, o mês mais quente do ano, apresenta temperatura média de 21,52°C, e julho, o mês mais frio, 12,32°C. Associadamente, janeiro apresenta a maior média de evaporação (113,03 mm) e julho a menor (34,33 mm). Janeiro também é o mês em que os dias são mais longos, com média de 218,88 h de insolação total, entretanto o mês que possui os dias mais curtos do ano é o mês de junho, com insolação total na faixa de 141,3 h.

A relação entre as médias mensais de precipitação, temperatura média e evaporação podem ser visualizados na Figura 18.

Figura 18 – Médias mensais de precipitação, temperaturas e evapotranspiração da região estudada no período entre os anos 2000 e 2020



Fonte: O autor (2020), com base nos dados de INMET (2020).

Os ventos tendem a apresentarem maior velocidade nos meses de inverno, onde atingem, em média, 1,95 m/s no mês de agosto. A direção predominante do vento é norte nos meses mais frios, seguida pela direção sul nos meses mais quentes. Outras direções como noroeste, sudeste, nordeste e leste também podem ocorrer na região, porém em menor frequência, assim como a não ocorrência de ventos.

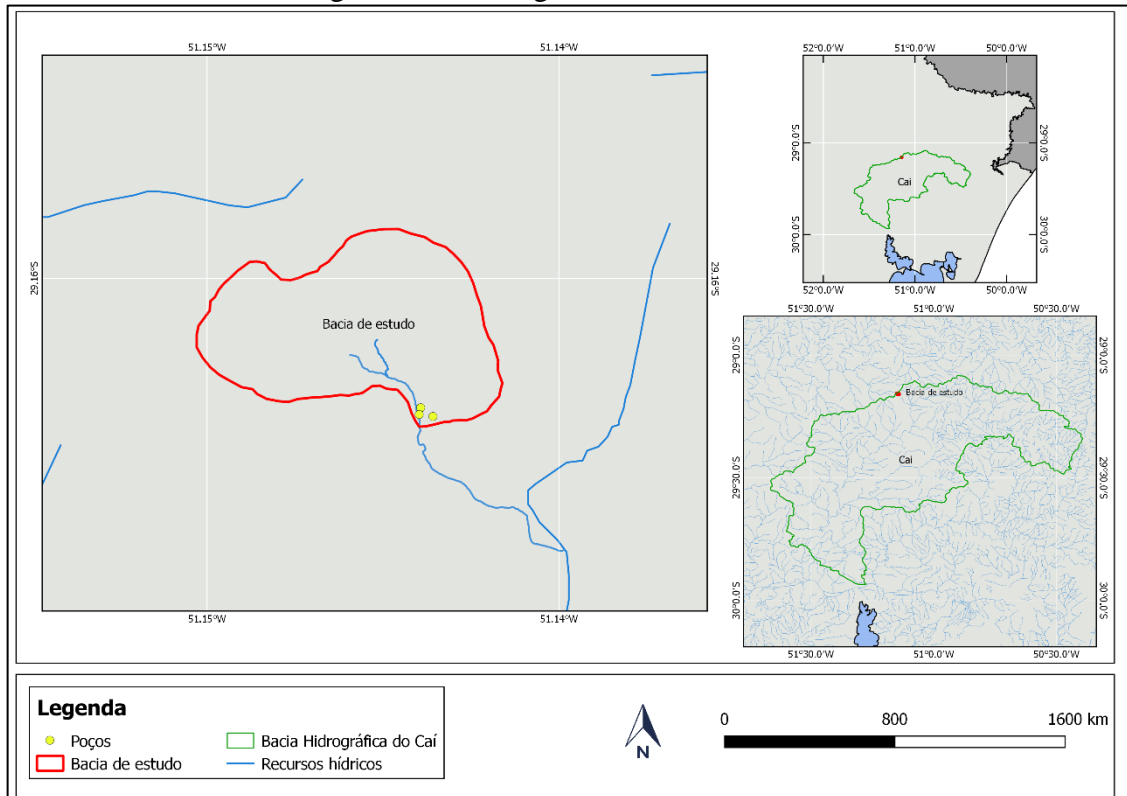
5.1.6 Hidrografia

A área de estudo localiza-se na extremidade norte da Bacia Hidrográfica do Caí (Figura 19), mais especificamente na sub-bacia do arroio Piaí, o qual é um dos principais afluentes do rio Caí, com disponibilidade hídrica de 0,47 m³/s, conforme dados da Secretaria Estadual de Meio Ambiente do Estado do Rio Grande do Sul (RIO GRANDE DO SUL, 2008a). Ainda conforme SEMA (RIO GRANDE DO SUL, 2008a), a sub-bacia do arroio Piaí é dividida em Piaí Leste e Piaí Oeste, sendo que a área de estudo está inserida nesta última. A sub-bacia do Piaí Oeste teve seu enquadramento aprovado pela Resolução n° 50/08 (RIO GRANDE DO SUL, 2008b) como Classe 3, cujas água podem ser destinadas ao abastecimento público após tratamento, à irrigação de algumas culturas específicas, à pesca amadora, à recreação de contato secundário e à dessedentação de animais (BRASIL, 2005).

A Bacia Hidrográfica do Caí pertence à Região Hidrográfica do Guaíba e possui área drenável é de 5.057 km² (COMITÊ CAÍ, 2013). Os principais usos da água nessa região são irrigação, uso industrial e abastecimento público. Já a bacia hidrográfica da área de estudo

possui área igual a 0,85 km² e perímetro de, aproximadamente, 5 km e o comprimento total da rede de drenagem da bacia é de 869 m. A Figura 19 mostra a localização da bacia de estudo em relação à Bacia Hidrográfica do Cai.

Figura 19 – Hidrografia da área de estudo



Fonte: O autor (2020), baseado nos dados de FEPAM (2020).

5.1.7 Uso do solo

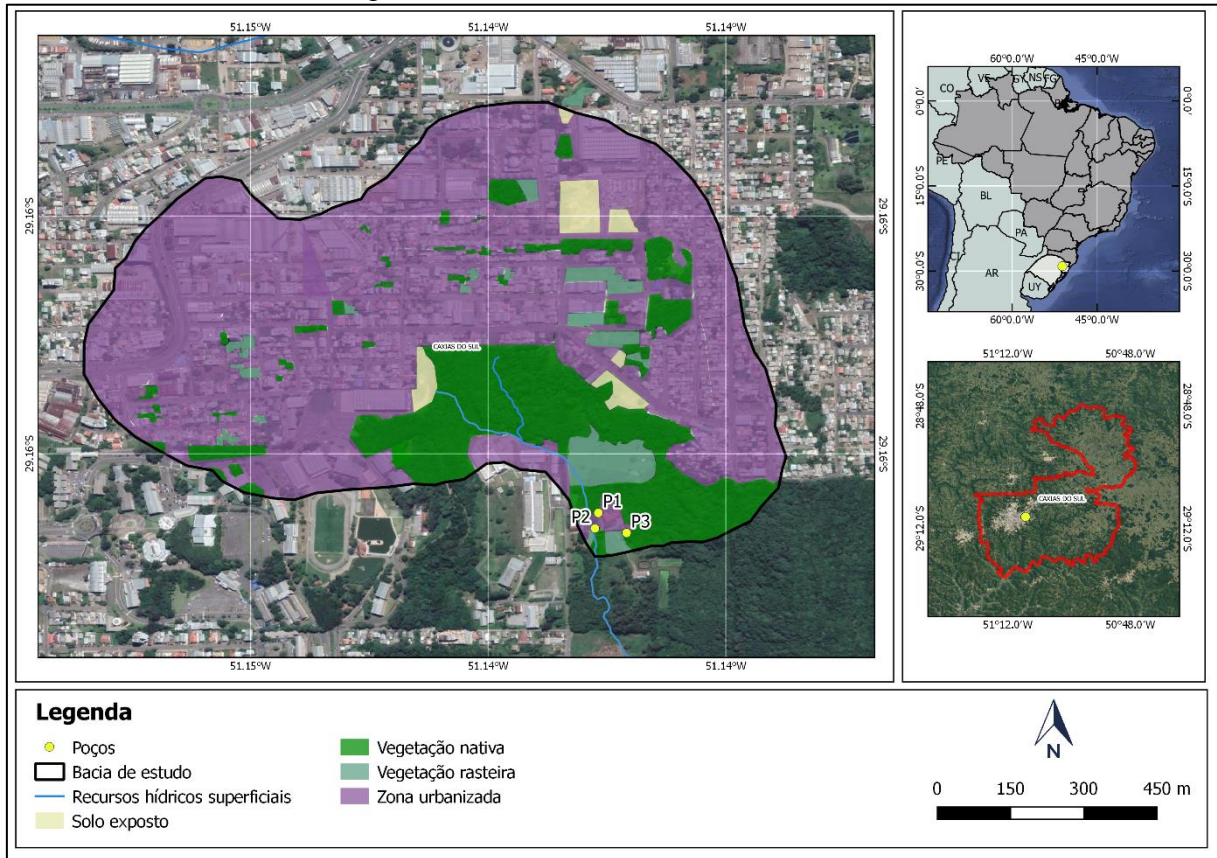
A bacia hidrográfica da área de estudo possui uso predominantemente urbano, com cerca de 0,56 km² de zona urbanizada, o que representa mais de 66% da área da bacia. A vegetação nativa está presente, em sua maioria, nas encostas de morro com alta declividade e nas nascentes. Os percentuais e respectivas áreas para cada uso do solo podem ser visualizados na Tabela 5 e na Figura 20.

Tabela 5 – Uso do solo na área de estudo

Feições	Área (km ²)	%
Área urbana	0,56	66,05
Vegetação nativa	0,21	25,01
Vegetação rasteira (campo)	0,054	2,78
Solo exposto	0,026	6,16

Fonte: O autor (2020).

Figura 20 – Uso do solo na área de estudo



Fonte: O autor (2020).

5.2 ANÁLISE QUALITATIVA DOS TESTES DE BOMBEAMENTO

A execução dos testes de bombeamento possibilitou a obtenção de dados referentes aos rebaixamentos dos níveis da água nos poços estudados, os quais estão presentes na Tabela 6. As evoluções dos rebaixamentos, em metros, ao longo do tempo de execução, em minutos, para cada teste de bombeamento podem ser visualizadas na Figura 21.

Tabela 6 – Rebaixamentos totais nos poços monitorados durante os testes de bombeamento

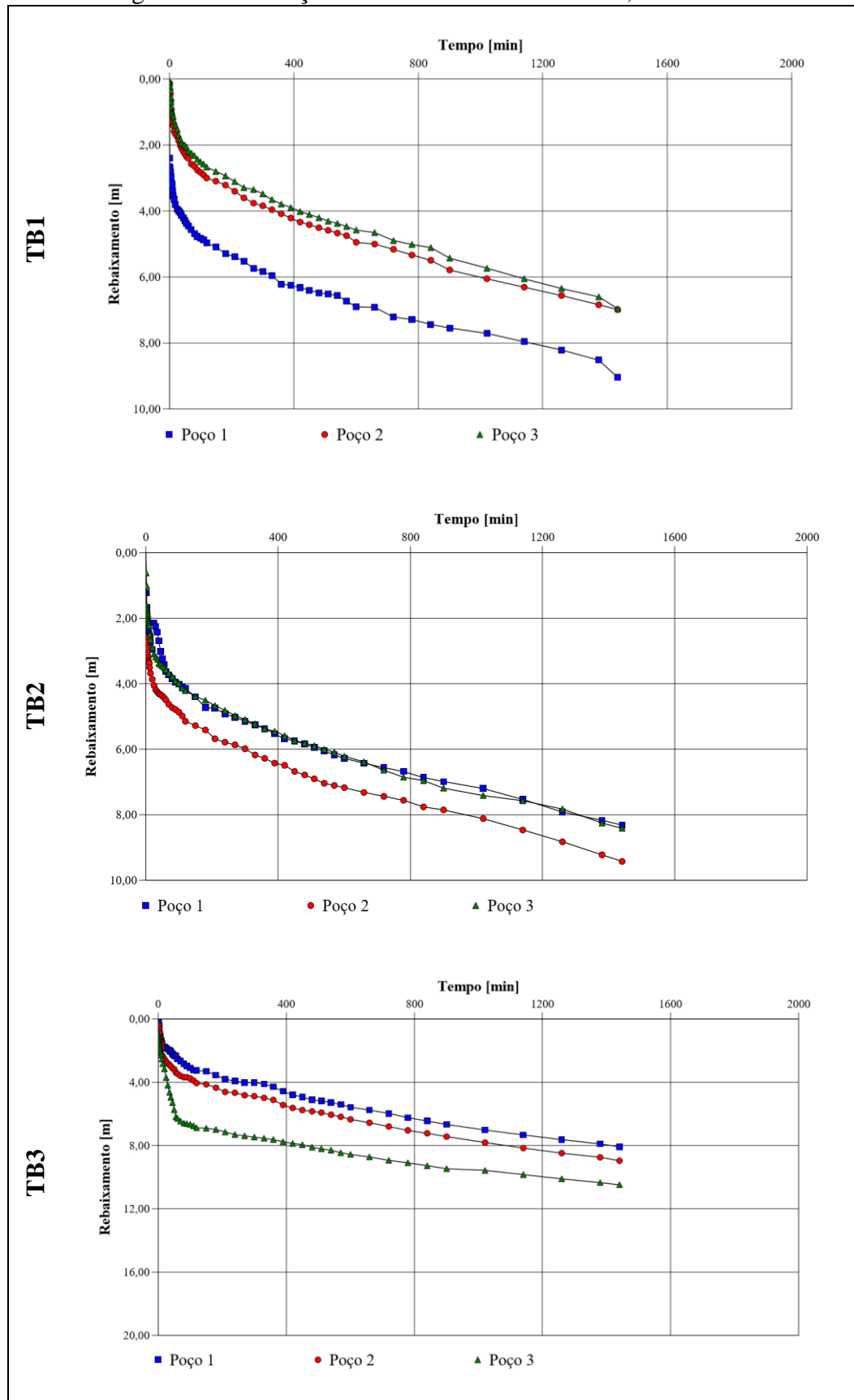
TESTE DE BOMBEAMENTO	POÇO	REBAIXAMENTO TOTAL (m)
TB1	P1 ^(b)	9,04
	P2 ^(m)	6,96
	P3 ^(m)	6,98
TB2	P1 ^(m)	8,32
	P2 ^(b)	9,42
	P3 ^(m)	8,41
TB3	P1 ^(m)	8,08
	P2 ^(m)	8,97
	P3 ^(b)	10,48

(b) poço bombeado

(m) poço monitorado

Fonte: O autor (2020).

Figura 21 – Evolução dos rebaixamentos em TB1, TB2 e TB3



Fonte: O autor (2020).

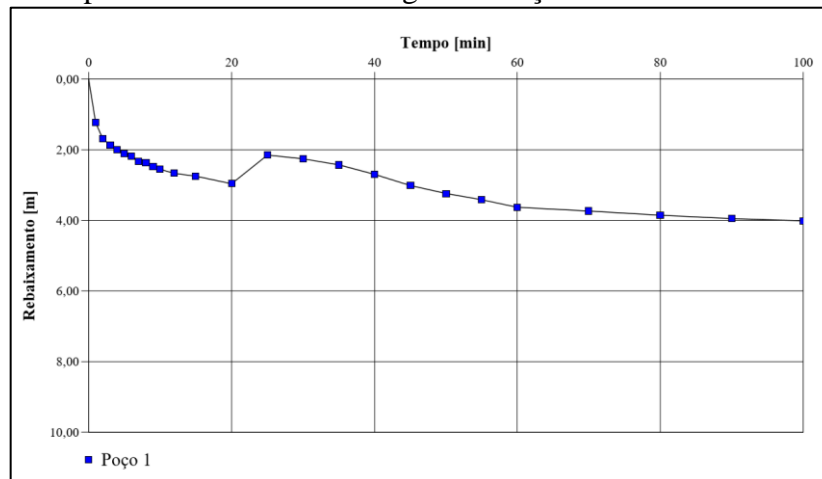
Analisando os dados de rebaixamento, percebe-se que os poços que sofreram bombeamento apresentaram rebaixamentos maiores que os poços de observação, entre 9,04 e 10,48 m, como o esperado. Já os rebaixamentos observados nos poços de monitoramento ficaram entre 6,96 e 8,97 m. Em comparação com a profundidade dos poços e das entradas de água, os rebaixamentos totais podem ser considerados baixos, demonstrando uma boa capacidade de produção no aquífero.

Observa-se um comportamento muito similar entre os três testes. Nos primeiros minutos, as mudanças no nível da água são mais expressivas, apresentando uma tendência quase vertical, o que pode estar relacionado com a extração da água presente no poço e também em suas imediações, conforme o que é exposto por Delleur (1999). Ao longo do tempo, as curvas apresentam tendência a estabilização considerando que as variações nos níveis da água são cada vez menores, em razão da maior área abrangida pelo cone de depressão e, conseqüente, maior volume de água disponível, o que também confirma as observações de Delleur (1999). Porém, próximo ao final dos testes ainda é possível mensurar a variação do nível da água, indicando que o fluxo não atingiu o estado estacionário.

O fato de os poços de observação apresentarem curvas com comportamentos similares ao do poço bombeado, independente das distâncias entre si, demonstra que estes estão inseridos dentro da mesma zona fraturada (CHO, H. J., FIACCO, J. e DALY, M. H., 2005). Na maioria dos casos, a diferença entre os poços de observação e o poço bombeado está somente na magnitude do rebaixamento, o que poderia indicar que os poços de observação são menos transmissivos do que o poço bombeado (CHO, H. J., FIACCO, J. e DALY, M. H., 2005), porém deve-se considerar também a influência do bombeamento. Tais análises serão discutidas posteriormente. Esse comportamento dos poços observados em relação ao poço bombeado também foi notado por Montanheiro et al. (2017) em seu estudo de caso realizado no SASG.

Outra observação que pode ser feita ao avaliar os gráficos de rebaixamento, é o fato de que, na maioria dos casos, o nível da água é rebaixado ao longo do bombeamento. Contudo, em TB2, entre os minutos 20 e 25, P1 apresenta uma leve recuperação do nível para, logo após, voltar a sofrer rebaixamento, conforme pode ser visualizado na Figura 22. Esse aumento do nível da água pode estar relacionado com a presença de estruturas do reservatório fraturado que não estão ligadas aos demais poços e, desse modo, complementam a reserva de água disponível a P1. Porém deve-se considerar também a possibilidade de falha do bombeamento no momento do teste, como queda de energia, ou, até mesmo, que o dado do nível da água esteja equivocado.

Figura 22 – Comportamento do nível da água no Poço 1 durante TB2 no início do teste

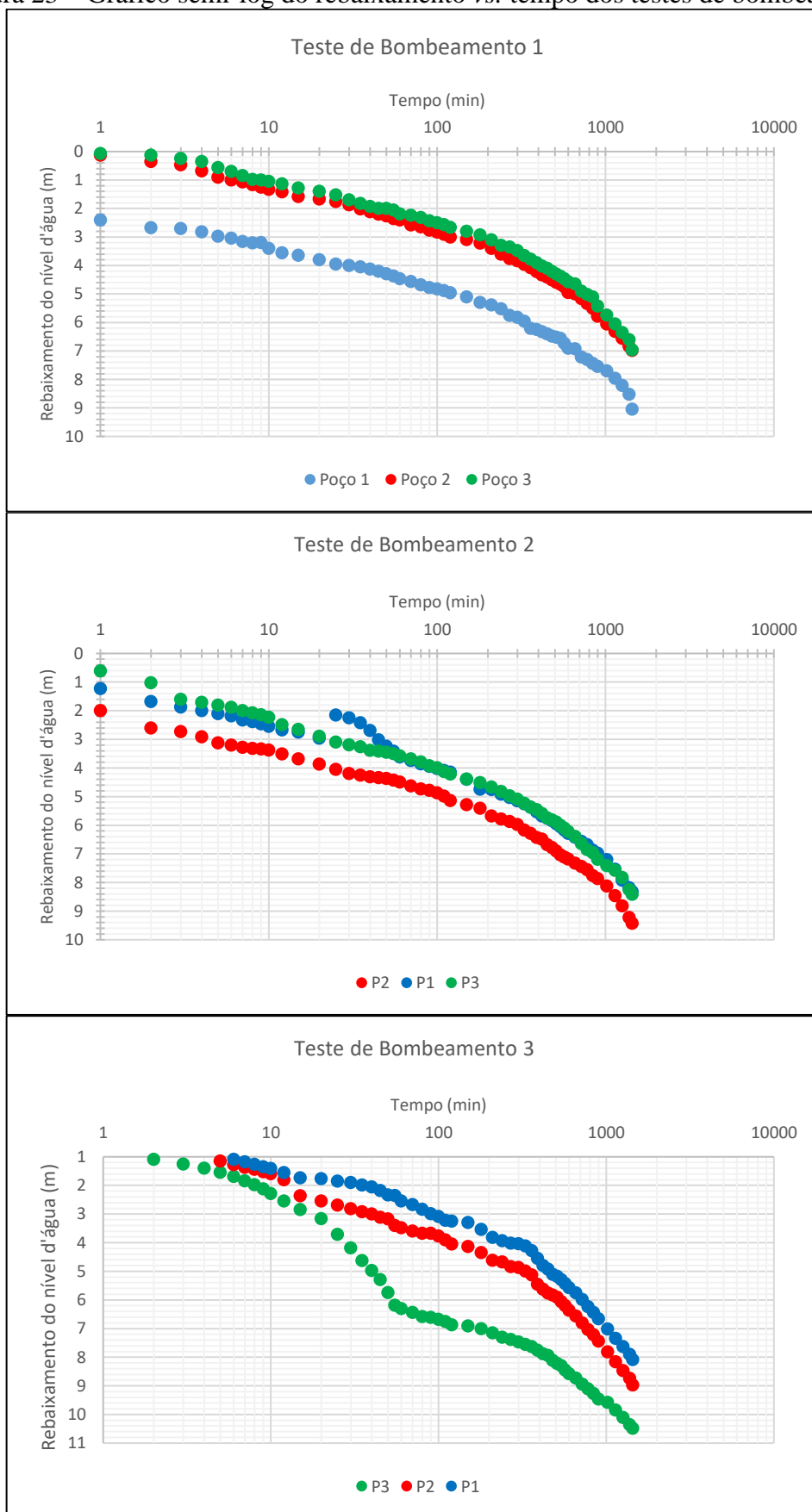


Fonte: O autor (2020).

Conforme Powers et al. (2007), a curva de rebaixamento gerada por um aquífero em condições ideais (extensão infinita e homogênea), plotada em escala semi-logarítmica, apresentaria uma reta com inclinação de 45°, passando pela origem. Porém, na presença de barreiras impermeáveis e/ou de recargas, o gráfico muda gradualmente para baixo ou para cima, respectivamente (POWERS, J. P., et al. 2007). A observação das curvas presentes na Figura 23 permite verificar a presença de barreira impermeável no sistema aquífero estudado, tendo em vista sua curvatura descendente, indicando tendência de o nível da água apresentar rebaixamento contínuo, porém a taxas cada vez menores. Resultados similares foram obtidos por Reginato et al. (2018) na análise de curvas de rebaixamento de poços que também captam água do SASG. Segundo os autores, os formatos das curvas também apontam para a ocorrência de discontinuidades no aquífero e, ainda, baixa capacidade de armazenamento e de transmissão de água.

Apesar de seguir a mesma tendência das demais, as curvas de rebaixamento em TB3 apresentaram comportamento um pouco distinto. É possível observar, especialmente em P3, um intervalo de tempo em que os rebaixamentos tendem a estabilização, indicando um incremento no volume de água disponível, devido à alguma recarga no aquífero. Conforme Monteiro (2001), este é um comportamento normalmente encontrado em sistemas de dupla porosidade, onde o incremento do volume de água disponível ocorre através do fluxo da água presente na matriz para as fraturas. De qualquer forma, isso não necessariamente significa que este seja o caso do aquífero estudado, tendo em vista que o SASG é comprovadamente um aquífero do tipo fraturado. É provável que o incremento no volume de água esteja relacionado à própria heterogeneidade do meio e a outros sistemas de fraturas que estejam interconectados, o que poderá ser comprovado através da realização de estudos geofísicos no local.

Figura 23 – Gráfico semi-log do rebaixamento vs. tempo dos testes de bombeamento



Fonte: O autor (2020).

Embora, durante os testes, o objetivo era manter as vazões constantes, ainda foi possível observar pequenas oscilações. A Tabela 7 apresenta as variações sofridas pela vazão ao longo dos testes de bombeamento. Considerar esses dados na avaliação dos resultados é de suma importância, visto que a variação da vazão pode resultar na mudança de padrão das curvas de rebaixamento e essa correlação pode auxiliar na compreensão do comportamento do aquífero.

Tabela 7 – Variações na vazão nos testes de bombeamento

<i>TB 1</i>		<i>TB 2</i>		<i>TB 3</i>	
Tempo (min)	Vazão (m ³ /h)	Tempo (min)	Vazão (m ³ /h)	Tempo (min)	Vazão (m ³ /h)
0 - 5	9,7	0 - 70	14,4	0 - 15	16,4
5 - 15	9,6	70 - 150	14,2	15 - 50	16
15 - 60	9,5	150 - 480	14	50 - 1440	15,7
60 - 240	9,3	480 - 1440	13,8	-	-
240 - 1440	9	-	-	-	-

Fonte: O autor (2020).

Porém, neste caso, não foi possível verificar nenhuma mudança expressiva nas tendências de rebaixamento em nenhuma das curvas obtidas nos períodos em que as variações de vazão ocorreram. Tendo em vista que as oscilações apresentadas foram mínimas e que ocorreram na parte inicial dos testes, de maneira decrescente para posterior estabilização, entende-se que essas não foram suficientes para impactar o nível de água dentro do aquífero. Conforme Cruz et al. (2019), isso pode acontecer devido a alterações de rotação da bomba, variação na corrente elétrica ou por efeitos do próprio aquífero.

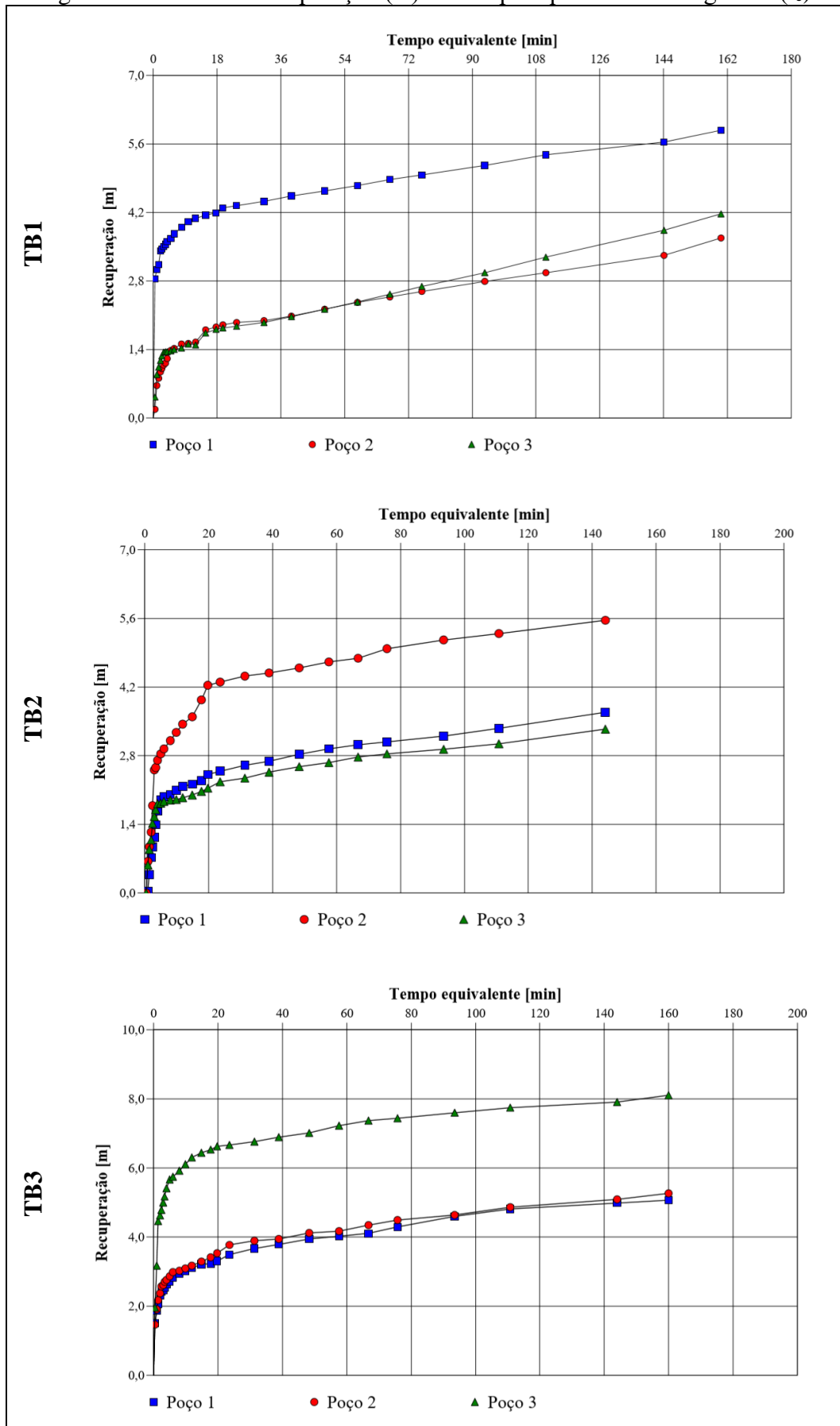
Os dados de tempo e porcentagem de recuperação estão disponíveis na Tabela 8 e as curvas de recuperação ao longo do tempo podem ser visualizadas nas Figura 24.

Tabela 8 – Tempo e porcentagem de recuperação nos poços monitorados após o encerramento do bombeamento

<i>TESTE DE BOMBEAMENTO</i>	<i>POÇO</i>	<i>TEMPO DE RECUPERAÇÃO (t') (min)</i>	<i>PORCENTAGEM DE RECUPERAÇÃO</i>
TB1	P1		65,04%
	P2	180	62,72%
	P3		59,91%
TB2	P1		44,35%
	P2	160	59,02%
	P3		39,71%
TB3	P1		62,62%
	P2	180	59,75%
	P3		77,39%

Fonte: O autor (2020).

Figura 24 - Curva da recuperação (s') vs. tempo equivalente de Agarwal (t_e)



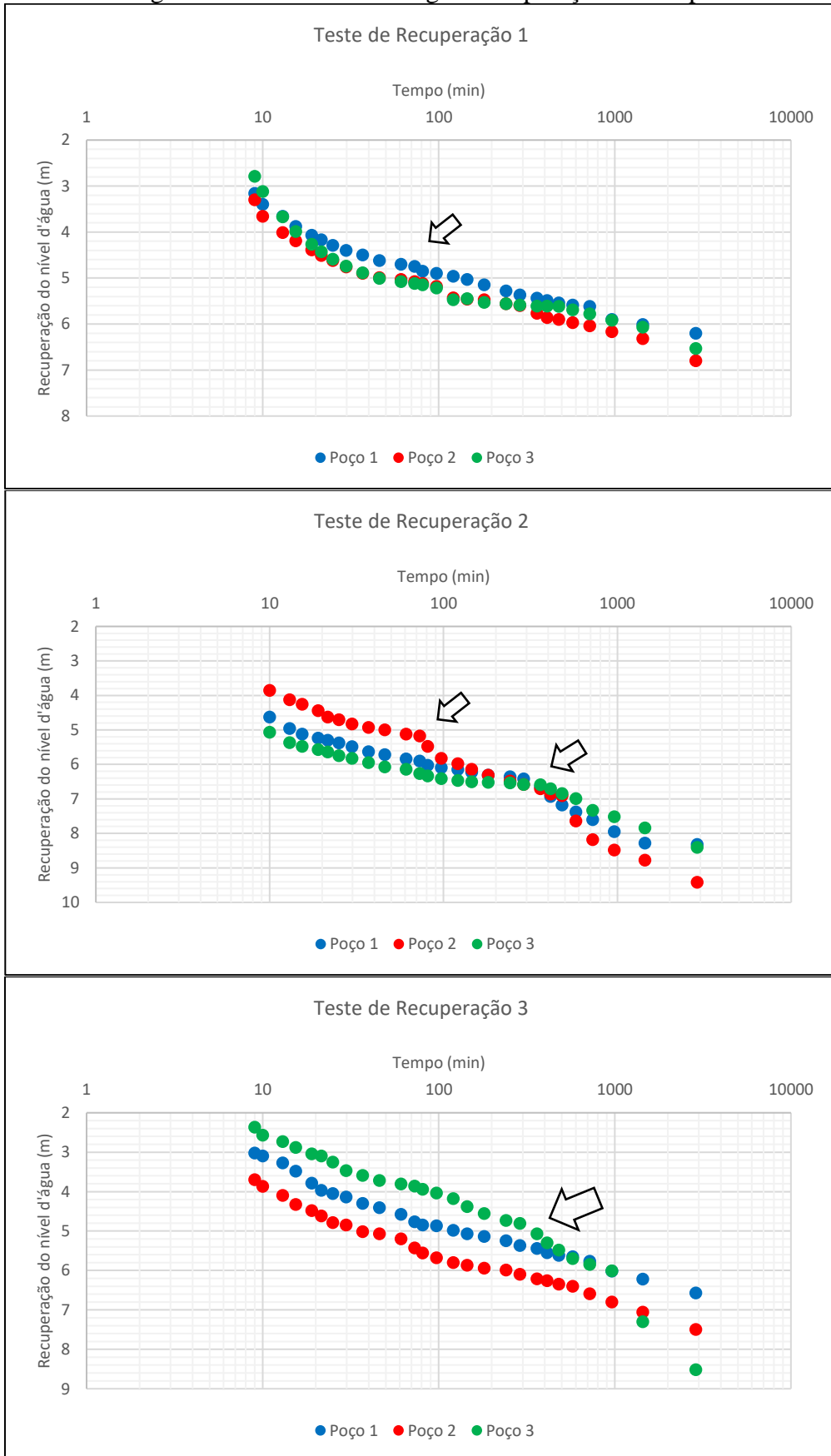
Fonte: O autor (2020).

A observação das curvas de recuperação permite perceber que os poços que sofreram o bombeamento em seus respectivos testes são os que demonstram maior recuperação do nível da água, o que é comprovado pelas porcentagens de recuperação presentes na Tabela 8. Isso indica tendência do sistema aquífero em equilibrar sua superfície potenciométrica, tendo em vista que esses poços foram também os que sofreram os maiores rebaixamentos.

Conforme Powers et al. (2007), as mesmas condições apresentadas para as curvas de rebaixamento são válidas para as curvas de recuperação. Nesse sentido, a plotagem das curvas em escala semi-logarítmica (Figura 25) facilita a percepção da presença de barreiras hidráulicas no aquífero. As flechas presentes na Figura 25 indicam as regiões onde há mudanças mais perceptíveis nas tendências das curvas de recuperação.

Seguindo essa análise, percebe-se que as curvas de recuperação apresentam intervalos intercalados de efeito de recarga (curva ascendente) e de efeito de barreiras impermeáveis (curva descendente), principalmente em TB2, P2. Isso indica a presença de zonas de maior e menor permeabilidade, tendo em vista que os desvios em relação à linha de tendência apontam para uma composição geológica heterogênea e anisotrópica (SEN, Z., 2015). Reginato et al. (2018) também obtiveram resultados similares quanto ao formato das curvas de recuperação, contudo as mudanças das linhas de tendência foram consideravelmente mais proeminentes do que nesse caso. Conforme os autores, as formas das curvas significam que a recuperação do nível d'água é mais lenta, o que é confirmado em TB2, tendo em vista que as curvas deste teste são as que mais se assemelham às do estudo de Reginato et al. (2018) e também foram as que apresentaram as menores recuperações. Porém os resultados dos demais testes mostram uma tendência de recuperação satisfatória, considerando a curta duração do teste e a porcentagem de recuperação atingida. De qualquer forma, não se pode confirmar tal suposição, já que o nível da água não retornou ao seu nível estático durante o teste e que estes não a porcentagem de recuperação mínimas aconselhável de 80% (CPRM, 1998). Além disso, Reginato et al. (2018) afirmam que os poços podem sofrer perda em sua capacidade de produção ao longo dos anos, o que já foi observado no local de estudo.

Figura 25 – Gráfico semi-log da recuperação vs. tempo

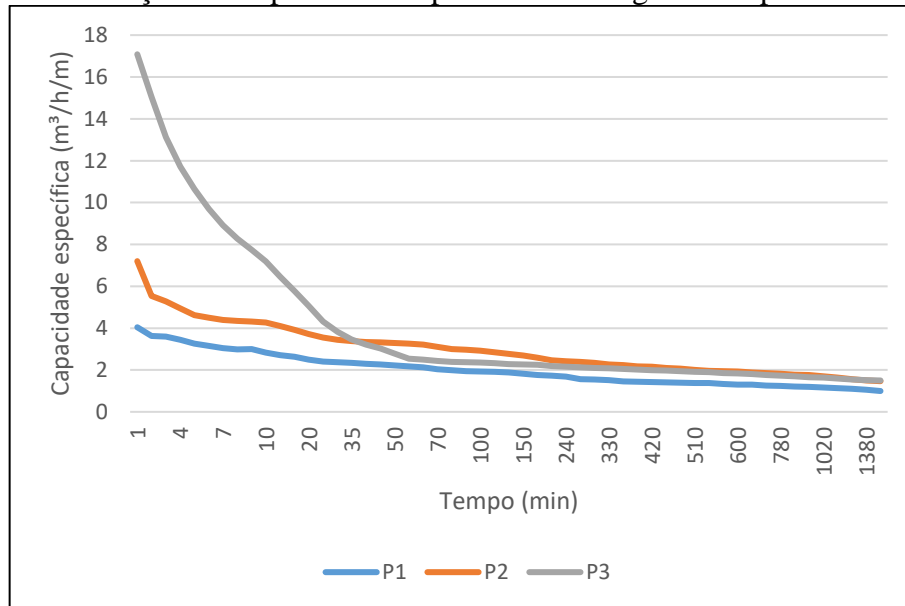


Fonte: O autor (2020).

5.3 CAPACIDADE ESPECÍFICA

Relacionando os dados de vazão com os respectivos rebaixamentos, foi possível determinar as capacidades específicas ao longo do tempo de bombeamento. A Figura 26 apresenta a evolução das capacidades específicas de cada poço ao longo do tempo.

Figura 26 – Evolução das capacidades específicas ao longo do tempo de bombeamento



Fonte: O autor (2020).

As capacidades específicas para $t = 1440$ min, ou 24 h, foram iguais a $1,0002 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, $1,4652 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ e $1,4982 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, para P1, P2 e P3, respectivamente. Como o rebaixamento não atinge a estabilidade ao final dos testes, assume-se que o fluxo de água continua a ocorrer em regime transiente e, dessa forma, esses resultados não correspondem às produtividades definitivas dos poços. Porém, através das curvas geradas, pode-se observar uma tendência a estabilização da metade para o término dos testes, o que pode indicar que os valores obtidos sejam aproximados aos valores absolutos.

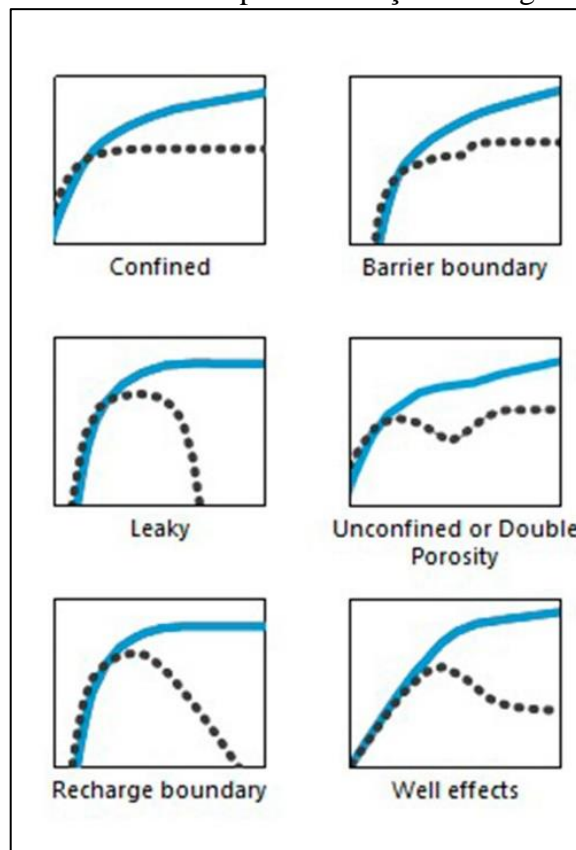
Dentro desse contexto então, pode-se assumir que os poços analisados apresentam baixa produtividade, segundo classificação de Sen (2015), mesmo que estes valores sejam consideravelmente mais altos do que a média encontrada na região (CPRM, 2005b; REGINATO, P. A. R., et al., 2018). De qualquer forma, esses resultados evidenciam o comportamento anisotrópico e heterogêneo do SASG, corroborando com outros estudos realizados na região.

5.4 DIAGNÓSTICO PRÉVIO DAS CARACTERÍSTICAS DO AQUÍFERO

O diagnóstico prévio das curvas de rebaixamento é de suma importância para que os modelos de avaliação estejam de acordo com as características do aquífero e, portanto, possam trazer resultados mais representativos. Porém há grande dificuldade em determinar as características de um aquífero através da análise do comportamento das curvas de rebaixamento por si só, conforme o que foi demonstrado anteriormente, tendo em vista que dois ou mais tipos de aquífero podem apresentar os mesmos formatos de curvas, principalmente quando há efeitos de poço. Nesse sentido, a análise derivativa das curvas de rebaixamento pode representar uma ferramenta mais efetiva no diagnóstico de aquíferos heterogêneos, principalmente (AHMED, T. e MCKINNEY, P. D., 2005).

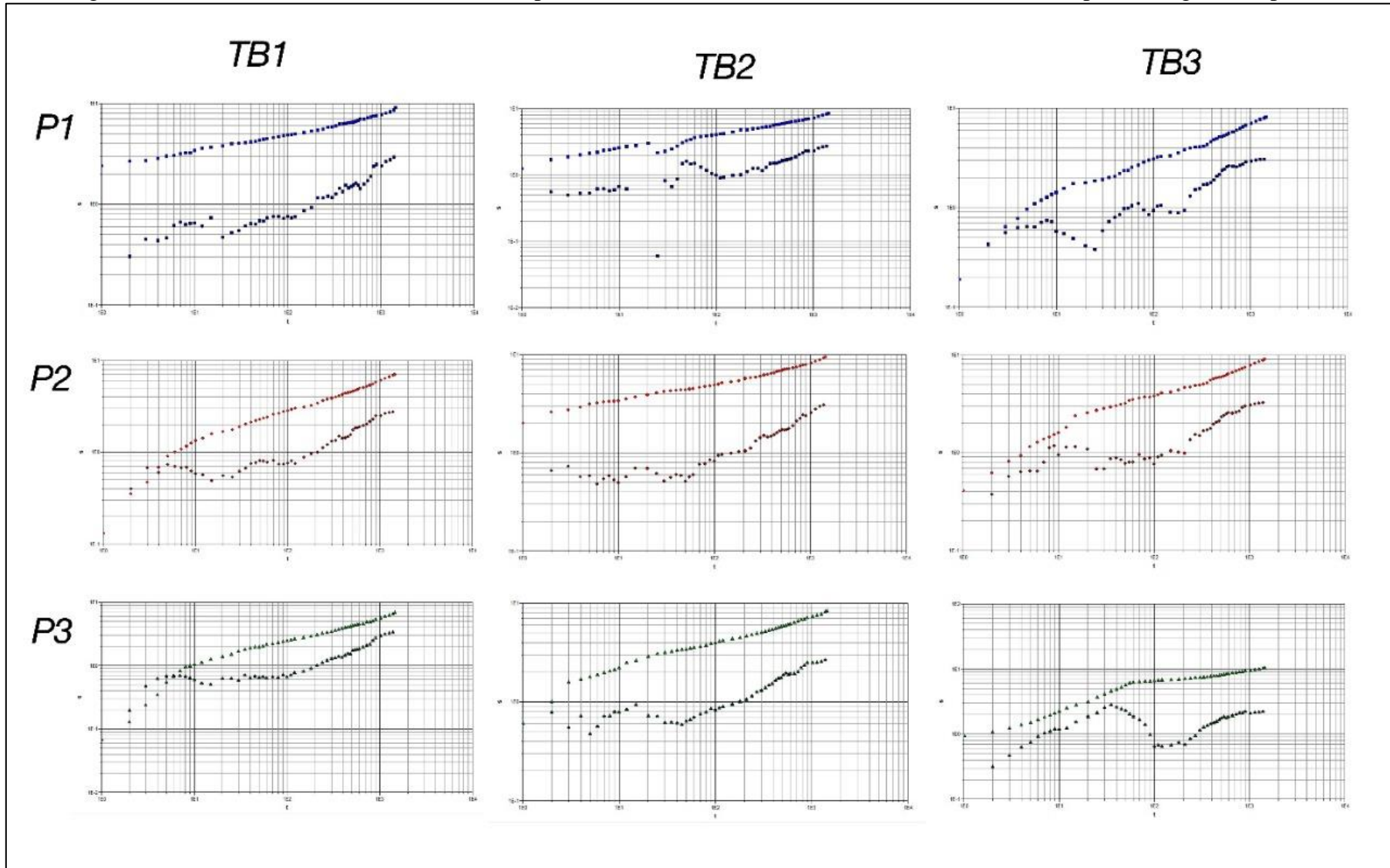
Para o diagnóstico prévio das características do aquífero foram plotados os dados dos rebaixamentos ao longo do tempo, ambos em escala logarítmica, para cada poço em cada teste de bombeamento. Esses gráficos podem ser visualizados na Figura 28, onde a curva inferior representa as derivadas dos dados de rebaixamento. As curvas teóricas utilizadas para a comparação estão presentes na Figura 27.

Figura 27 – Curvas teóricas para realização do diagnóstico prévio



Fonte: Waterloo Hydrogeology (2017).

Figura 28 – Curvas de rebaixamento (curvas superiores) e suas derivadas (curvas inferiores) utilizadas para o diagnóstico prévio



Fonte: O autor (2020).

Percebe-se que a curva teórica que mais se assemelha ao padrão evidenciado nos gráficos de diagnóstico é a que representa aquíferos livres ou com dupla porosidade. Por esse motivo e considerando a geologia local, determinou-se que os modelos aplicados a aquíferos com dupla porosidade também fossem utilizados na determinação dos parâmetros hidrodinâmicos, além dos modelos clássicos de Theis e Cooper & Jacob.

5.5 TESTES DE BOMBEAMENTO EM POÇO ÚNICO

Na Tabela 9 são apresentados os resultados obtidos para os parâmetros de transmissividade, condutividade hidráulica e coeficiente de armazenamento dos poços bombeados, considerando a distância radial igual ao raio do poço e igual a 1 metro.

Tabela 9 – Parâmetros hidrodinâmicos obtidos através dos modelos aplicados para os poços bombeados considerando a distância igual ao raio e igual a 1m

<i>MÉTODO</i>	<i>TB1 (P1)</i>		<i>TB2 (P2)</i>		<i>TB3 (P3)</i>	
	D = R(*)	D = 1	D = R	D = 1	D = R	D = 1
TRANSMISSIVIDADE (m²/h)						
COOPER-JACOB	8,44x10 ⁻¹		1,20		8,69x10 ⁻¹	
THEIS	7,93x10 ⁻¹		1,14		8,07x10 ⁻¹	
MOENCH	4,71x10 ⁻¹		4,28x10 ⁻¹		4,49x10 ⁻¹	
WARREN-ROOT	4,69x10 ⁻¹		5,90x10 ⁻¹		4,50x10 ⁻¹	
CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA (m/h)						
COOPER-JACOB	9,23x10 ⁻³		1,90x10 ⁻²		1,42x10 ⁻²	
THEIS	8,68x10 ⁻³		1,80x10 ⁻²		1,32x10 ⁻²	
MOENCH	5,15x10 ⁻³		6,76x10 ⁻³		7,32x10 ⁻³	
WARREN-ROOT	5,13x10 ⁻³		9,32x10 ⁻³		7,34x10 ⁻³	
COEFICIENTE DE ARMAZENAMENTO						
COOPER-JACOB	5,00x10 ⁻¹	6,62x10 ⁻³	2,19	1,23x10 ⁻²	7,90	4,44x10 ⁻²
THEIS	1,83	1,03x10 ⁻²	3,00	1,71x10 ⁻²	1,10x10 ¹	6,17x10 ⁻²
MOENCH	3,25x10 ⁻¹	1,17x10 ⁻³	1,07x10 ⁻¹	6,98x10 ⁻³	1,64x10 ¹	9,22x10 ⁻²
WARREN-ROOT	9,99x10 ⁻¹	6,26x10 ⁻³	3,13	1,25x10 ⁻²	1,64x10 ¹	9,22x10 ⁻²

(*) D: distância radial entre o poço observado e o poço bombeado; R: raio do poço.

Fonte: O autor (2020).

As transmissividades obtidas demonstram variação de, no máximo, uma ordem de grandeza entre os poços analisados, tendo em vista os valores retornados pelos modelos de

Cooper & Jacob e de Theis. Com os modelos de dupla porosidade (Warren & Root e Moench), as diferenças entre os poços ocorreram em menor amplitude, quando comparadas aos modelos clássicos. A inconstância dos valores está de acordo com o esperado de aquíferos heterogêneos e anisotrópicos, como é o caso do Sistema Aquífero Serra Geral (SASG), em conformidade com o que já foi afirmado pelos estudos de Bortolin et al. (2014) e Frenzel (2017). Além disso, os resultados ainda atestam a forte anisotropia do SASG, levando em conta a curta distância entre os poços (REGINATO, P. A. R. e STRIEDER, A. J., 2006).

Conforme Sen (2015), a transmissividade pode auxiliar na estimativa do volume potencial de exploração do aquífero. Seguindo a classificação do autor e considerando a faixa de valores obtidos (máximo: 1,45 m²/h; mínimo: 0,428 m²/h), pode-se classificar a potencialidade do SASG no local estudado como potencialidade fraca.

Analisando os valores de T numericamente, percebe-se que o método que obteve os maiores valores foi o de Cooper & Jacob, seguido pelos métodos de Theis, Warren & Root e Moench, com médias de 1,05433 m²/h, 0,9133 m²/h, 0,5030 m²/h e 0,4493 m²/h, respectivamente. Em geral, P2 foi o poço com T mais altas, seguido de P1 e P3, com exceção dos resultados obtidos pelo modelo de Moench, para qual P2 retornou o valor mais baixo dentre os três poços.

As análises de testes de bombeamento no Brasil resumem-se ao ajuste das soluções de Cooper & Jacob e de Theis aos dados de campo a fim de determinar os valores de transmissividade e coeficiente de armazenamento (CRUZ, F., et al. 2019). Especialmente no estado do Rio Grande do Sul, os testes de bombeamento que são apresentados ao poder público para fins de obtenção de outorga do uso da água são, geralmente, interpretados através do modelo de Cooper & Jacob, justamente devido à facilidade de aplicação. Tendo isso em vista, os resultados obtidos através da aplicação de tal método, podem ser comparados com estudos similares que utilizaram dados de transmissividade contidos em bancos de dados públicos, tais como os de Reginato (2003), Reginato, Ahlert e Gilioli (2010) e Bortolin et al. (2014).

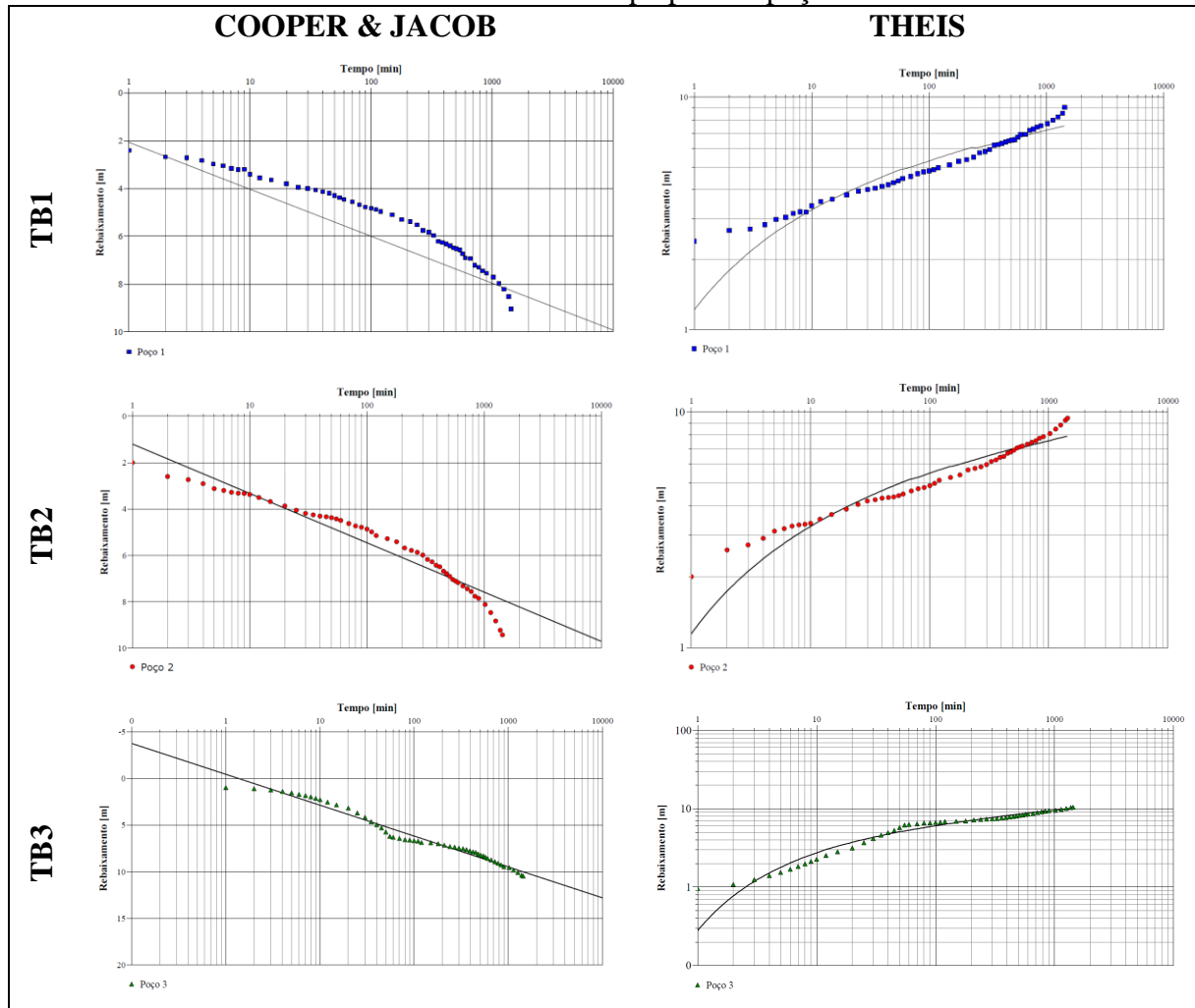
Dito isso, os valores de T obtidos pelo modelo de Cooper & Jacob encontram-se acima da média para a região estudada. Conforme Reginato (2003), em sua análise de 22 poços localizados no município de Caxias do Sul, a média de T encontrada foi igual à 0,728 m²/h, cerca de 31% inferior à média aqui registrada. Porém, comparando-se a média das máximas determinadas por Reginato, Ahlert e Gilioli (2010), percebe-se que a média obtida neste estudo fica abaixo cerca de 28%. Além disso, o estudo de Bortolin et al. (2014) afirma que somente 15% dos poços da região têm transmissividades acima de 0,5 m²/h e mais 15% acima de 1 m²/h.

O fato de o método de Cooper & Jacob ser uma simplificação do método de Theis faz com que, no geral, seus resultados sejam próximos, conforme Fetter (2001). Comparando-se os resultados obtidos por ambos os métodos, percebe-se que as diferenças apresentadas são mínimas, tal como foi observado por Fontenele e Dos Santos (2009), sendo a maior variação igual a 0,31 m²/h, justamente no poço que apresentou os maiores resultados. Os resultados similares também são esperados, tendo em vista que ambos os métodos são específicos para a análise de sistemas homogêneos e isotrópicos com fluxo radial.

Porém, de acordo com diversos estudos já realizados, a aplicação de tais métodos leva à uma avaliação errônea das propriedades hidráulicas de aquíferos heterogêneos e anisotrópicos (FERROUD, A., CHESNAUX, R. e RAFINI, S., 2018; FERROUD, A., RAFINI, S. e CHESNAUX, R., 2019; CRUZ, F., et al. 2019). Ao analisar os ajustes de tais modelos às curvas de rebaixamento, percebe-se que as curvas pouco se assemelham as curvas típicas dos modelos, com exceção de P3, conforme pode ser visualizado na Figura 29.

A observação das curvas também permite perceber que os rebaixamentos são subestimados por ambos os métodos para os momentos iniciais do teste, superestimados na metade e subestimados ao final, com exceção de P3, novamente. O fato de os rebaixamentos iniciais serem subestimados pelos métodos pode estar atrelado à efeitos de poço e/ou efeitos de pele, o que será discutido mais adiante. Esses resultados apontam na contramão do que foi encontrado por Pereira e Almeida (1997) e Cho, Fiacco e Daly (2005) em testes também realizados em aquíferos fraturados, onde os rebaixamentos iniciais eram superestimados por tais métodos.

Figura 29 – Ajustes das curvas típicas dos modelos de Cooper & Jacob e de Theis aos dados de rebaixamento obtidos em campo para os poços bombeados



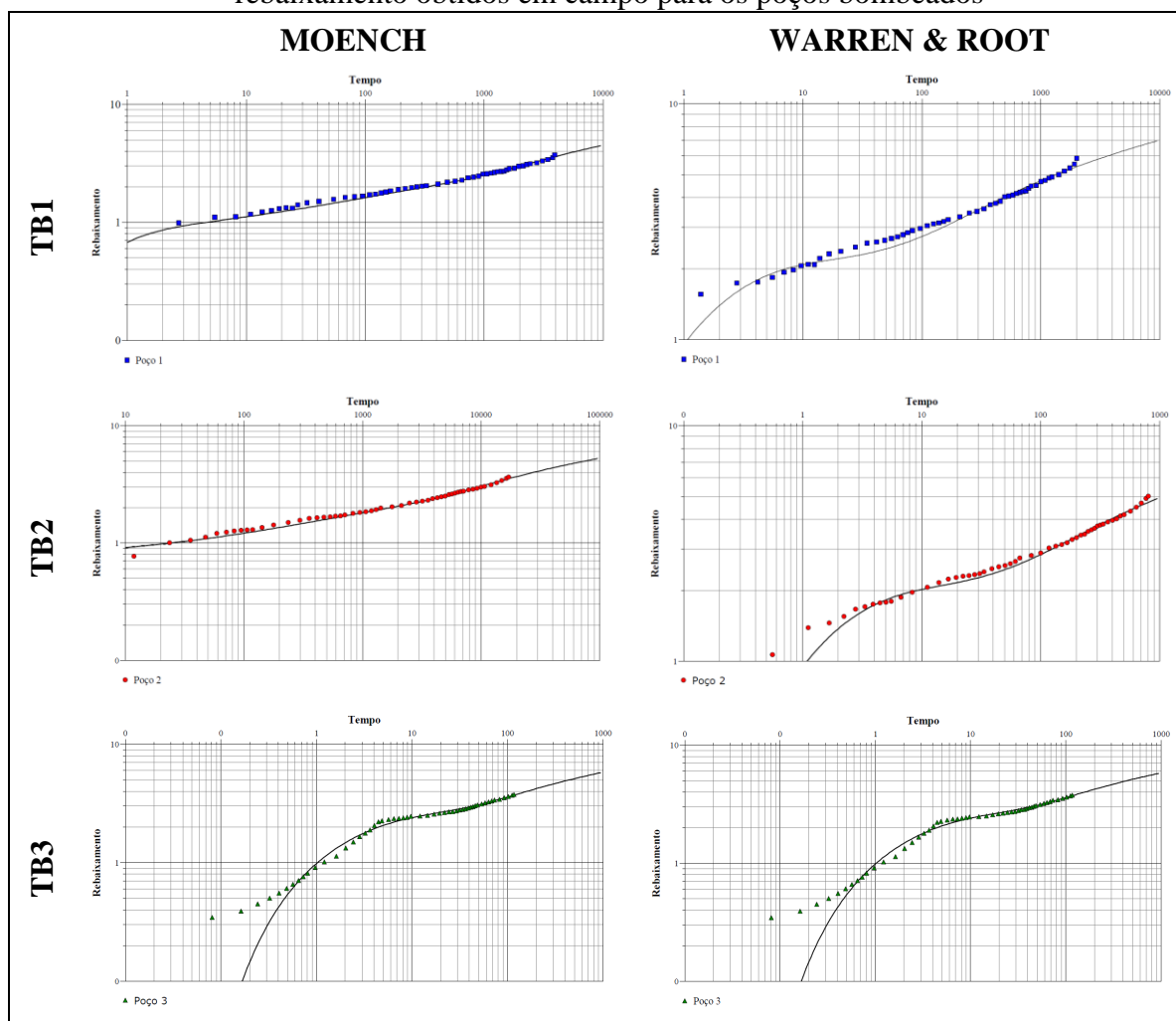
Fonte: O autor (2020).

As transmissividades calculadas a partir dos modelos de Warren & Root e Moench são sistematicamente inferiores aquelas determinadas através dos modelos clássicos, porém bastante similares entre si. Considerando que a diferença entre os dois métodos é que o de Moench abrange o efeito de pele de poço e de fratura (PEREIRA, M. R. e ALMEIDA, C., 1997; PAULA, T. L. F. e CAMPOS, J. E. G., 2016), é coerente que seus resultados sejam próximos, assim como foi para os modelos de Cooper & Jacob e Theis. Além disso, as variações entre os poços também tiveram menor amplitude, conforme já mencionado.

As soluções propostas pelos modelos de dupla porosidade forneceram um bom ajuste às curvas de rebaixamento em cada teste de bombeamento, com qualidade visualmente semelhante. Tais curvas podem ser visualizadas na Figura 30. Isso permite a suposição de que os valores de T retornados por estes métodos são mais fiéis às características hidrodinâmicas

do aquífero estudado do que aqueles provenientes dos modelos clássicos, corroborando com o que foi afirmado por Montanheiro et al. (2017) e Cruz et al. (2019).

Figura 30 - Ajustes das curvas típicas dos modelos de Warren & Root e Moench aos dados de rebaixamento obtidos em campo para os poços bombeados



Fonte: O autor (2020).

Nota-se também que, com exceção de P1 e P2 em Moench, os rebaixamentos iniciais continuaram a ser subestimados pelos modelos. Esse padrão, em todos os métodos, pode ser justificado pela interferência do bombeamento nos poços, tendo em vista a ocorrência de regime turbulento, o que pode superestimar a transmissividade e o coeficiente de armazenamento (FETTER, C. W., 2001; AFONSO, M. J. C., 2003).

Os valores de condutividade hidráulica (K) apresentaram o mesmo comportamento que os valores de T, o que é justificável pela forma como este parâmetro foi determinado (razão entre a transmissividade e a espessura do aquífero). Os resultados de K foram duas ordens de grandeza inferiores aos valores de T, ficando na faixa de 10^{-3} a 10^{-2} m/h. Conforme Sen (2015), valores de K

nessa faixa representam meios semipermeáveis e aquíferos de média a baixa capacidade. Entretanto, é importante destacar que estes resultados podem não ser precisos, tendo em vista que não houve uma investigação minuciosa sobre as características geológicas do local estudado.

Conforme Fetter (2001), a determinação do coeficiente de armazenamento (S) não é aconselhável em testes de poços únicos, justamente devido a interferência do bombeamento nos rebaixamentos. Além disso, para o cálculo deste parâmetro é necessária a distância radial entre os poços, variável esta que não está disponível no caso desse tipo de teste. Por esse motivo, foram simulados dois cenários na determinação de S: um com a distância radial sendo igual ao raio do poço e outro com esta igual à 1 metro. Ressalta-se que a mudança da distância radial não culminou em nenhuma variação para os parâmetros de T e K.

Analisando-se primeiramente os valores de S com a distância radial igual ao raio do poço, não foi possível verificar um padrão nos resultados apresentados quanto aos métodos aplicados, por esse motivo, cada teste será analisado individualmente. Por hora, é válido salientar que os valores de S retornados por todos os métodos distam muito das faixas normalmente encontradas para aquíferos fraturados e até mesmo de aquíferos confinados (FEITOSA, F. A. C., et al., 2008; KUANG, X., et al., 2020).

Em TB1, Theis foi o método que retornou o maior valor de S e o único maior do que 1. Os demais métodos obtiveram valores na ordem de 10^{-1} , sendo, do maior para o menor, Warren & Root, Cooper & Jacob e Moench. Já em TB2, os valores de S calculados pelos métodos de Theis, Cooper & Jacob e Warren & Root ficaram na mesma ordem de grandeza e superiores a 1, enquanto que Moench manteve seu resultado na ordem de 10^{-1} . TB3, por sua vez, obteve valores acima de 1 com todos os métodos aplicados, com destaque para Theis, Warren & Root e Moench que tiveram resultados na ordem de 10^1 , inclusive os dois últimos com os mesmos resultados. Importante destacar que valores de S acima de 1 são considerados fisicamente impossíveis, visto que o coeficiente de armazenamento é a razão entre o volume de água retirado e o volume total do aquífero (sólidos e vazios) (SEN, Z., 2015). Diante disso, pode-se confirmar a inviabilidade da determinação de S via testes em poços únicos, tal como sugerem também as observações de Candeias e Silva (1998). De qualquer forma, deve-se considerar também a possibilidade de esses valores estarem equivocados devido a alguma falha na utilização do *software* ou a alguma limitação deste, o que poderia ser confirmado com a repetição dos testes e dos cálculos.

A variação da distância radial diminuiu os valores de S, sistematicamente, em duas ordens de grandeza, com exceção dos resultados de Theis, Warren & Root e Moench para P3, os quais sofreram variação de três ordens de grandeza. Com isso, os resultados tornaram-se

mais aceitáveis do ponto de vista físico, visto que são inferiores a 1. Porém, considerando as características geológicas do local estudado, os valores de S em resultado à variação da distância radial ainda não se encontram dentro das faixas normalmente identificadas para esse tipo de aquífero (FEITOSA, F. A. C., et al., 2008; KUANG, X., et al., 2020), podendo significar que a distância simulada não é suficiente para garantir a confiabilidade dos resultados. Entretanto, tendo em vista a heterogeneidade e a anisotropia do meio, também é possível que a região estudada tenha uma capacidade de armazenamento de água superior àquela previamente pensada. Para confirmar tais suposições, a análise dos rebaixamentos obtidos nos poços de observação faz-se necessária e será discutida a seguir.

5.6 TESTES DE BOMBEAMENTO COM POÇOS DE OBSERVAÇÃO

Na Tabela 10 são apresentados os resultados obtidos para os parâmetros de transmissividade, condutividade hidráulica e coeficiente de armazenamento dos poços de observação de cada teste de bombeamento.

Tabela 10 – Parâmetros hidrodinâmicos obtidos através dos modelos aplicados para os poços de observação

MÉTODO	TB1		TB2		TB3	
	P2	P3	P1	P3	P1	P2
TRANSMISSIVIDADE (m²/h)						
COOPER-JACOB	7,97x10 ⁻¹	8,08x10 ⁻¹	1,17	1,12	1,20	1,09
THEIS	6,43x10 ⁻¹	6,14x10 ⁻¹	1,06	1,02	9,19x10 ⁻¹	9,33x10 ⁻¹
MOENCH	2,00x10 ⁻¹	2,71x10 ⁻¹	1,65x10 ⁻¹	5,00x10 ⁻¹	3,92x10 ⁻¹	3,30x10 ⁻¹
WARREN-ROOT	3,22x10 ⁻¹	2,62x10 ⁻¹	6,31x10 ⁻¹	5,11x10 ⁻¹	4,79x10 ⁻¹	3,31x10 ⁻¹
CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA (m/h)						
COOPER-JACOB	8,72x10 ⁻³	8,84x10 ⁻³	1,85x10 ⁻²	1,77x10 ⁻²	1,96x10 ⁻²	1,78x10 ⁻²
THEIS	7,03x10 ⁻³	6,72x10 ⁻³	1,68x10 ⁻²	1,61x10 ⁻²	1,50x10 ⁻²	1,52x10 ⁻²
MOENCH	2,19x10 ⁻³	2,96x10 ⁻³	2,61x10 ⁻³	7,90x10 ⁻³	6,39x10 ⁻³	5,38x10 ⁻³
WARREN-ROOT	3,52x10 ⁻³	2,87x10 ⁻³	9,97x10 ⁻³	8,08x10 ⁻³	7,81x10 ⁻³	5,4x10 ⁻³
COEFICIENTE DE ARMAZENAMENTO						
COOPER-JACOB	1,49x10 ⁻⁴	1,70x10 ⁻⁵	7,14x10 ⁻⁵	7,61x10 ⁻⁶	2,22x10 ⁻⁵	1,55x10 ⁻⁵
THEIS	3,14x10 ⁻⁴	3,99x10 ⁻⁵	1,15x10 ⁻⁴	1,15x10 ⁻⁵	5,11x10 ⁻⁵	2,75x10 ⁻⁵
MOENCH	6,71x10 ⁻⁵	1,51x10 ⁻⁵	1,36x10 ⁻⁵	6,05x10 ⁻⁶	8,14x10 ⁻⁶	1,18x10 ⁻⁵
WARREN-ROOT	1,34x10 ⁻⁴	1,50x10 ⁻⁵	3,15x10 ⁻⁵	7,87x10 ⁻⁶	1,60x10 ⁻⁵	1,64x10 ⁻⁵

Fonte: O autor (2020).

Assim como nos poços bombeados, os valores de T variaram em, no máximo, uma ordem de grandeza. Os métodos que apresentaram maior amplitude nas diferenças continuam sendo os métodos de Cooper & Jacob e Theis, enquanto que os métodos de Moench e Warren & Root novamente apresentaram variações menores. Pode-se perceber que nenhum valor de T foi igual entre os poços analisados em cada teste de bombeamento, incluindo o poço bombeado. Isso corrobora com as discussões anteriores sobre a heterogeneidade e a anisotropia do SASG (REGINATO, P. A. R. e STRIEDER, A. J. 2006; BORTOLIN, T. A. et al., 2014; FRENZEL, M. G., 2017).

Além disso, percebe-se, em mais da metade dos casos, que os valores de T para os poços bombeados são maiores do que os valores para os poços de observação, o que está de acordo com Fetter (2001). Porém, percebe-se também que, em alguns, a transmissividade do poço bombeado foi menor do que dos dois poços de observação ou, ainda, ficou entre os valores destes, em conformidade com o que foi observado por Afonso (2003) em outro aquífero fraturado. De qualquer forma, os valores de T mantiveram-se na mesma ordem de grandeza que os resultados dos poços bombeados, o que pode indicar que o bombeamento não interfere de forma relevante nesse parâmetro e que as variações apresentadas se referem à heterogeneidade e à anisotropia do meio, justamente por não serem uniformes.

Por estarem na mesma ordem de grandeza dos poços bombeados, os resultados dos poços de observação não alteraram a classificação da potencialidade do aquífero, conforme Sen (2015), que continua a ser fraca. O valor de T máximo pertence à P1, em TB3, e é igual a 1,20 m²/h calculado pelo método de Cooper & Jacob, ao passo que o menor valor foi de 0,165 m²/h, relativo a P1, em TB2, calculado pelo método de Moench.

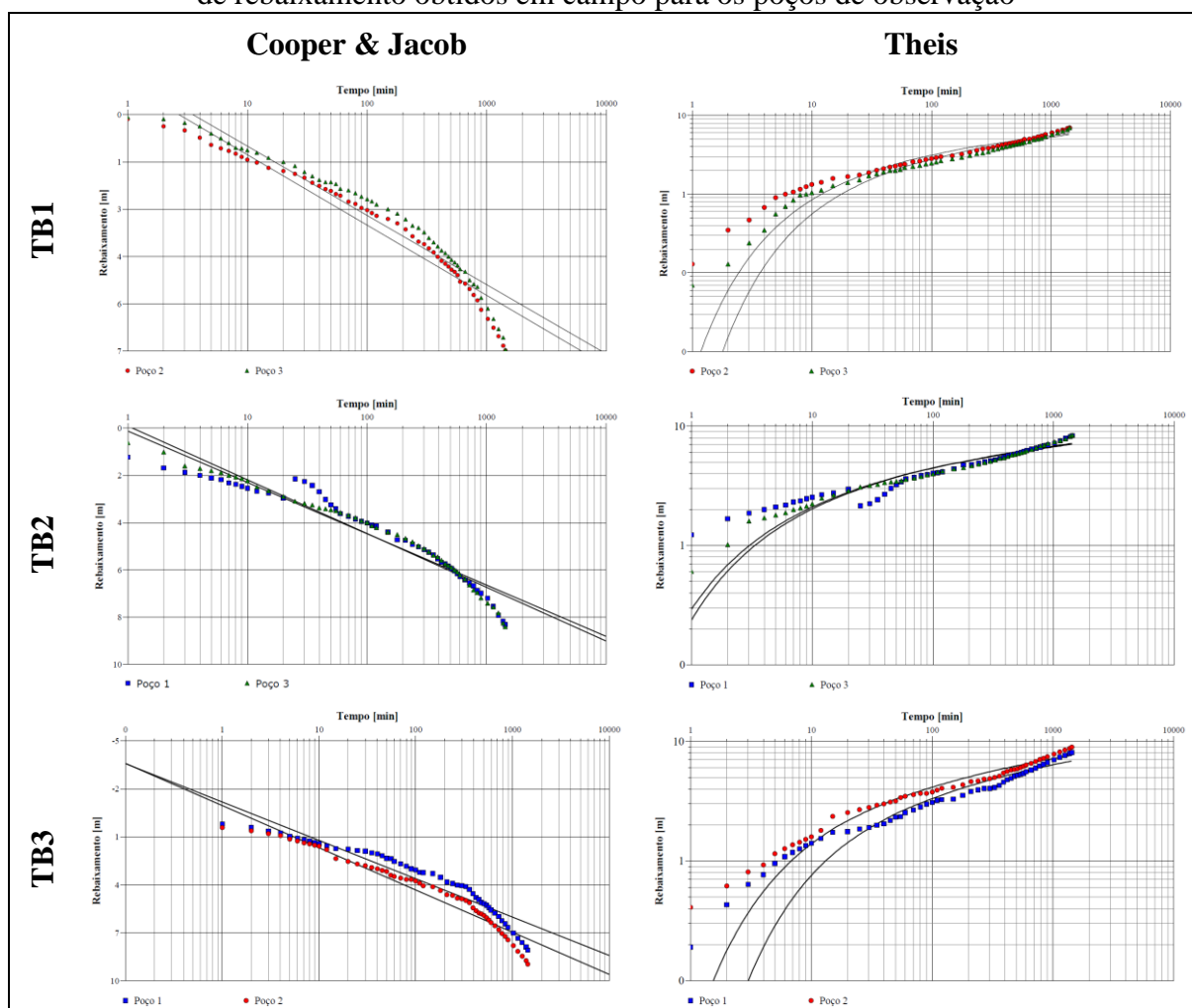
Numericamente, os valores de T também seguiram o mesmo padrão dos resultados dos poços bombeados, onde o modelo de Cooper & Jacob novamente retornou os maiores valores, seguido de Theis, Warren & Root e Moench. As médias foram, respectivamente, 1,0308 m²/h, 0,8648 m²/h, 0,4227 m²/h e 0,3098 m²/h, sistematicamente inferiores as médias obtidas para os poços bombeados. Quanto as médias obtidas por poços analisados, P1 teve a maior média calculada, 1,185 m²/h pelo método de Cooper & Jacob, enquanto que o menor valor foi obtido pelo método de Moench para P2, 0,2655 m²/h.

Neste caso, os resultados do método de Cooper & Jacob também ficaram acima da média encontrada na região em, aproximadamente, 29%, comparando com o trabalho de Reginato (2003). E, em comparação com as médias máximas, conforme estudo de Reginato, Ahlert e Gilioli (2010), os valores de T foram inferiores também em torno de 29%. Os resultados obtidos através desse método comprovam, mais uma vez, que os poços analisados

estão alocados em uma região de considerável transmissividade para o sistema aquífero estudado (BORTOLIN, T. A. et al., 2014).

Os resultados obtidos através do método de Theis foram consideravelmente mais próximos dos resultados de Cooper & Jacob do que dos métodos de dupla porosidade, reforçando o que foi afirmado por Fetter (2001). Porém aqui, vale a mesma consideração feita aos poços bombeados: métodos clássicos são métodos desenvolvidos para a avaliação de meios homogêneos e isotrópicos e, por esse motivo, a utilização destes para a caracterização de aquíferos como o SASG podem levar a conclusões equivocadas (FERROUD, A., CHESNAUX, R. e RAFINI, S., 2018; FERROUD, A., RAFINI, S. e CHESNAUX, R., 2019; CRUZ, F., et al. 2019). Através da observação da Figura 31, pode-se notar que os ajustes das curvas típicas dos modelos de Cooper & Jacob e de Theis aos dados de rebaixamento dos poços de observação, mais uma vez, não foram satisfatórios, comprovando a ineficácia de tais modelos em avaliar sistemas aquíferos mais complexos.

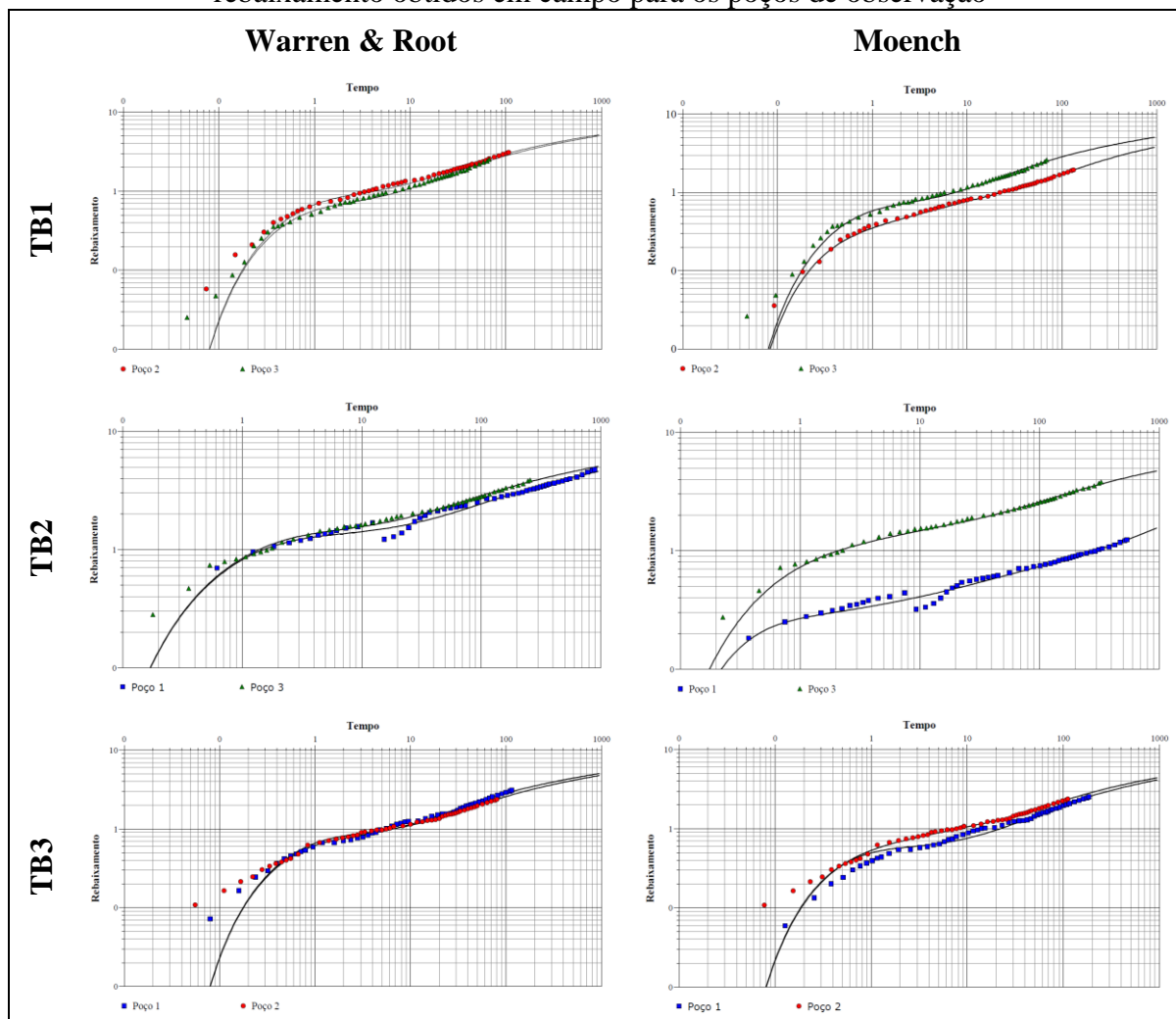
Figura 31 - Ajustes das curvas típicas dos modelos de Cooper & Jacob e de Theis aos dados de rebaixamento obtidos em campo para os poços de observação



Fonte: O autor (2020).

Já as curvas típicas dos modelos de dupla porosidade de Warren & Root e de Moench demonstraram maior semelhança com os dados coletados em campo, como pode ser observado na Figura 32. Além disso, pode-se verificar que, aparentemente, os ajustes obtidos pelos dados dos poços de observação foram melhores do que os dos poços bombeados, visto que os maiores desvios das curvas típicas se encontram somente nas partes iniciais do bombeamento. Os ajustes serão analisados, estatisticamente, mais adiante, porém já é válido afirmar que os modelos de dupla porosidade são capazes de retornar resultados mais fiéis ao local estudado do que os modelos clássicos (MONTANHEIRO et al., 2017 e CRUZ et al., 2019).

Figura 32 - Ajustes das curvas típicas dos modelos de Warren & Root e Moench aos dados de rebaixamento obtidos em campo para os poços de observação



Fonte: O autor (2020).

Os valores de T determinados pelos métodos de dupla porosidade são menores do que os obtidos através dos modelos de Cooper & Jacob e Theis e muito próximos uns dos outros, tal como para os poços bombeados, com exceção dos resultados de P1 em TB2. Tais diferenças

podem ocorrer devido à presença de efeito de pele tanto no poço, como no sistema de fraturas, o que faz com que o fluxo de água seja menor e, conseqüentemente, sua transmisividade também.

Assim como ocorreu com os resultados dos testes em poços únicos, os valores de K apresentaram o mesmo comportamento que os valores de T, sendo duas ordens de grandeza inferiores a estes. Os resultados mantiveram-se entre 10^{-3} a 10^{-2} m/h, permanecendo como meio semipermeável e com média a baixa facilidade para o escoamento de água (SEN, Z., 2015). De qualquer forma, a confirmação desses valores depende de investigações mais aprofundadas do meio físico estudado.

No geral, pode-se dizer que os resultados de T e K para os poços de observação mantiveram o mesmo padrão detectado para os poços bombeados e não apresentaram variações numéricas relevantes. Em contrapartida, os resultados de S foram consideravelmente menores do que os obtidos anteriormente, confirmando que o distúrbio causado pelo bombeamento no nível de água tem impacto expressivo na determinação desse parâmetro (FETTER, 2001). Ademais, para esse caso, não houve necessidade de simular a distância radial para o poço bombeado, pois esta foi determinada de acordo com a distância real entre os poços.

Dessa forma, os valores de S obtidos encontram-se dentro ou muito próximos das faixas encontradas em locais com características geológicas semelhantes (FEITOSA, F. A. C., et al., 2008; KUANG, X., et al., 2020). Além disso, não foi obtido nenhum valor acima ou mesmo próximo de 1, significando que todos podem ser fisicamente reais (CANDEIAS e SILVA, 1998).

A única similaridade com os resultados obtidos para os poços bombeados é que estes também não apresentaram padrão entre os métodos utilizados. Em TB1, todos os métodos retornaram resultados na mesma ordem de grandeza para P3 (10^{-5}), enquanto que P2, somente Moench distou dos demais resultados, estando uma ordem de grandeza abaixo (10^{-5}). Em TB2, nenhum dos poços obteve resultados homogêneos quanto suas ordens de grandeza, com P2 apresentando variações de 10^{-4} a 10^{-5} e P3, de 10^{-5} a 10^{-6} . Por fim, em TB3, P2 apresentou todos os resultados na ordem de 10^{-5} , ao passo que P1 teve variação somente em Moench e, mais uma vez, uma ordem de grandeza abaixo dos demais (10^{-6}). De qualquer forma, nenhum resultado foi igual ao outro, mesmo alguns sendo muito próximos, o que confirma, outra vez, a heterogeneidade e anisotropia do Sistema Aquífero Serra Geral (REGINATO, P. A. R. e STRIEDER, A. J. 2006; BORTOLIN, T. A. et al., 2014; FRENZEL, M. G., 2017).

5.7 TESTES DE RECUPERAÇÃO

Na Tabela 11 são apresentados os resultados obtidos para os parâmetros de transmissividade, condutividade hidráulica e coeficiente de armazenamento através dos dados de recuperação.

Tabela 11 – Parâmetros hidrodinâmicos obtidos através dos dados de recuperação

<i>Teste de Bombeamento</i>	<i>Poço</i>	<i>Theis</i>	<i>A. + Theis</i>	<i>A. + Moench</i>	<i>A. + Warren-Root</i>
TRANSMISSIVIDADE (m^2/h)					
TB1	P1	1,50	1,49	$3,38 \times 10^{-1}$	1,31
	P2	1,44	1,35	$6,31 \times 10^{-2}$	$4,69 \times 10^{-1}$
	P3	1,43	1,33	$3,56 \times 10^{-2}$	$1,61 \times 10^{-1}$
TB2	P1	1,74	1,68	$1,96 \times 10^{-2}$	$1,28 \times 10^{-1}$
	P2	1,16	1,13	$4,63 \times 10^{-1}$	$3,70 \times 10^{-1}$
	P3	2,30	2,28	$1,65 \times 10^{-1}$	$2,96 \times 10^{-1}$
TB3	P1	2,13	2,12	1,35	1,41
	P2	2,06	2,05	1,38	1,26
	P3	1,44	1,44	$3,90 \times 10^{-1}$	$2,86 \times 10^{-1}$
CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA (m/h)					
TB1	P1	$1,64 \times 10^{-2}$	$1,63 \times 10^{-2}$	$3,70 \times 10^{-3}$	$1,43 \times 10^{-2}$
	P2	$1,58 \times 10^{-2}$	$1,47 \times 10^{-2}$	$6,90 \times 10^{-4}$	$5,13 \times 10^{-3}$
	P3	$1,56 \times 10^{-2}$	$1,45 \times 10^{-2}$	$3,89 \times 10^{-4}$	$1,76 \times 10^{-3}$
TB2	P1	$2,75 \times 10^{-2}$	$2,65 \times 10^{-2}$	$3,10 \times 10^{-4}$	$2,02 \times 10^{-3}$
	P2	$1,83 \times 10^{-2}$	$1,78 \times 10^{-2}$	$7,32 \times 10^{-3}$	$5,85 \times 10^{-3}$
	P3	$3,63 \times 10^{-2}$	$3,60 \times 10^{-2}$	$2,61 \times 10^{-3}$	$4,68 \times 10^{-3}$
TB3	P1	$3,47 \times 10^{-2}$	$3,46 \times 10^{-2}$	$2,20 \times 10^{-2}$	$2,30 \times 10^{-2}$
	P2	$3,36 \times 10^{-2}$	$3,34 \times 10^{-2}$	$2,25 \times 10^{-2}$	$2,06 \times 10^{-2}$
	P3	$2,35 \times 10^{-2}$	$2,35 \times 10^{-2}$	$6,36 \times 10^{-3}$	$4,67 \times 10^{-3}$
COEFICIENTE DE ARMAZENAMENTO					
TB1	P1	-	$2,15 \times 10^{-2}$	$2,14 \times 10^{-1}$	$5,63 \times 10^{-6}$
	P2	-	$4,54 \times 10^{-5}$	$9,56 \times 10^{-6}$	$3,69 \times 10^{-5}$
	P3	-	$3,27 \times 10^{-6}$	$3,80 \times 10^{-7}$	$1,18 \times 10^{-6}$
TB2	P1	-	$6,44 \times 10^{-5}$	$1,07 \times 10^{-5}$	$4,20 \times 10^{-5}$
	P2	-	2,89	4,37	4,23
	P3	-	$2,77 \times 10^{-6}$	$2,66 \times 10^{-6}$	$3,54 \times 10^{-6}$
TB3	P1	-	$6,41 \times 10^{-7}$	$9,35 \times 10^{-7}$	$8,64 \times 10^{-7}$
	P2	-	$6,07 \times 10^{-7}$	$9,11 \times 10^{-7}$	$9,11 \times 10^{-7}$
	P3	-	$1,14 \times 10^{-1}$	$9,29 \times 10^{-1}$	1,02

Fonte: O autor (2020).

Da mesma forma que os resultados obtidos através dos dados de rebaixamento, os valores de T e S aqui determinados demonstraram variações que comprovam a heterogeneidade e anisotropia do aquífero estudado (AFONSO, M. J. C., 2003; BORTOLIN, T. A., et al. 2014; FRENZEL, M. G., 2017; RIBEIRO, D. D. M., 2018). Porém, a variabilidade dos valores de T ocorreu com maior amplitude do que anteriormente, variando em até 2 ordens de grandeza, quando considerados os resultados calculados por diferentes métodos. De qualquer forma, dentro do mesmo método, as variações mantiveram-se dentro da faixa de uma ordem de grandeza, podendo estar relacionadas com a variação dos períodos de monitoramento da recuperação de um teste para outro. Já para os valores de S, as variações foram grandes, quando se considera os poços que estavam sofrendo interferência do bombeamento, contudo, levando em conta somente os poços de observação, as diferenças também foram dentro de uma ordem de grandeza.

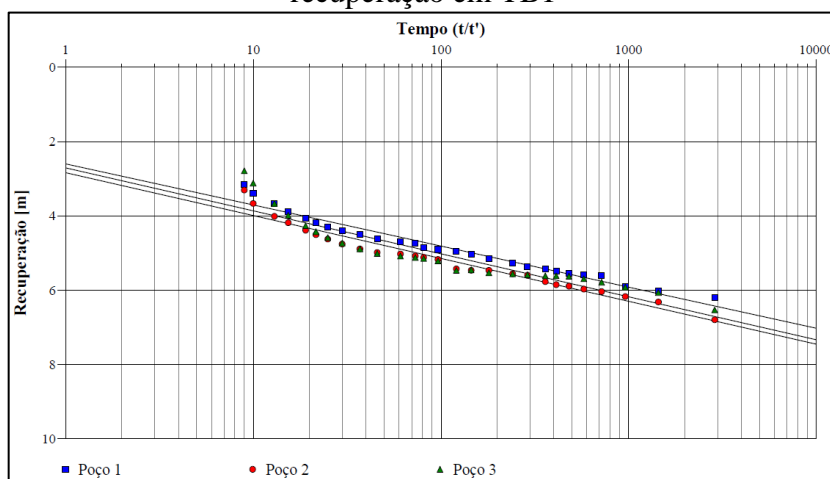
No geral, os métodos clássicos retornaram valores de T superiores quando comparados aos valores obtidos com os dados de rebaixamento, com destaque para o método de recuperação de Theis, cujos resultados foram os maiores, contrariando o que foi observado por Afonso (2003). Entretanto, as transmissividades resultantes dos métodos de dupla porosidade mostraram-se inferiores às calculadas com os dados de rebaixamento, com exceção de TB3, de qual os resultados também foram superiores. Essa variabilidade também pode ser decorrente do período de monitoramento da recuperação, tendo em vista que este pode ter sido insuficiente, conforme já discutido. O período de monitoramento tem efeito direto sobre o formato da curva e, conseqüentemente, exerce influência sobre os resultados encontrados, os quais podem ser tanto superestimados, quanto subestimados.

Recuperação de Theis foi o método que retornou a maior média de T, 1,688 m²/h, os demais seguiram a mesma sequência que foi detectada para os dados de rebaixamento, Theis (1,652 m²/h), Warren & Root (0,632 m²/h) e Moench (0,467 m²/h). O poço que obteve a maior média de T foi, novamente, P1, tal como observado na seção anterior, porém determinado através do método de recuperação de Theis. Enquanto isso, o poço que obteve a menor média foi P3 quando os valores de T foram determinados com o modelo de Warren & Root.

Pode-se perceber também que todos os resultados de T atingidos através dos modelos clássicos foram superiores à 1, estando muito acima das médias encontradas na região, conforme Reginato (2003). Além disso, as médias desses resultados também estão acima da média máxima da região, cujo valor determinado por Reginato, Ahlert e Gilioli (2010) era de 1,4578 m²/h, enquanto que as médias obtidas pelo método de recuperação de Theis e de Theis + Agarwal foram, respectivamente, 1,6889 m²/h e 1,6522 m²/h, indicando que o local estudado

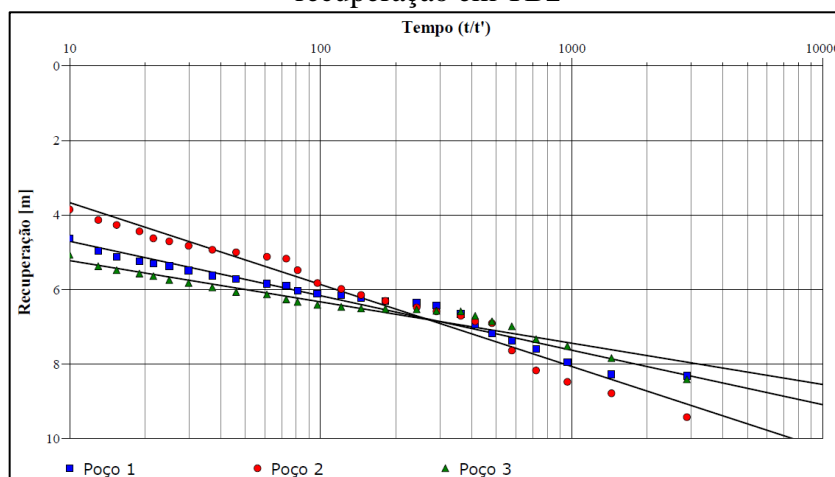
pode ser consideravelmente transmissivo. É válido salientar que as curvas teóricas dos modelos de recuperação de Theis e de Theis + Agarwal, tal como ocorreu com os dados de rebaixamento, pouco se assemelham as curvas geradas pelos dados de campo, como pode ser visto na Figura 33, Figura 34, Figura 35, Figura 36, Figura 37 e Figura 38.

Figura 33 - Ajuste da curva teórica do método de recuperação de Theis aos dados de recuperação em TB1



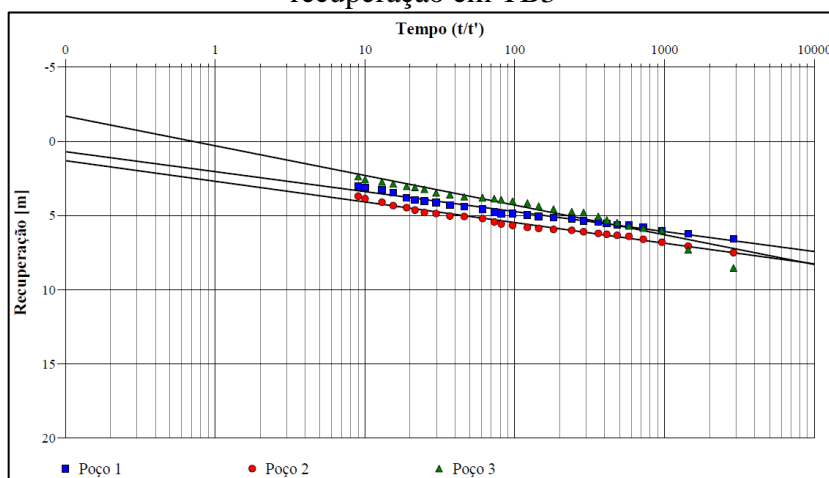
Fonte: O Autor (2020).

Figura 34 - Ajuste da curva teórica do método de recuperação de Theis aos dados de recuperação em TB2



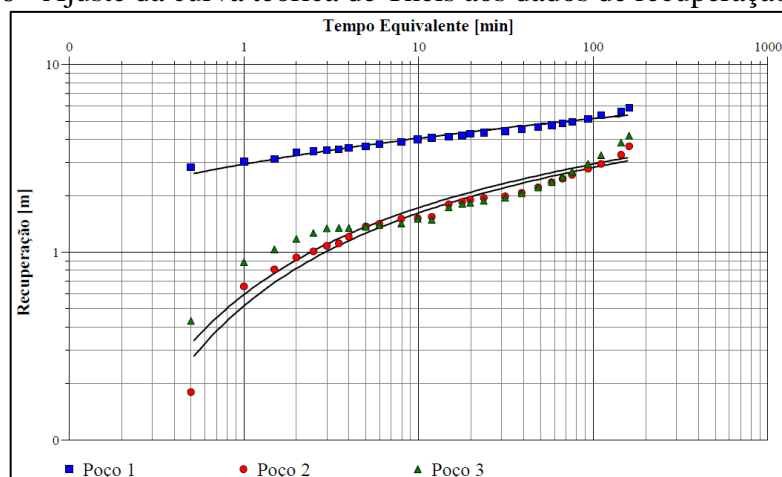
Fonte: O Autor (2020).

Figura 35 - Ajuste da curva teórica do método de recuperação de Theis aos dados de recuperação em TB3



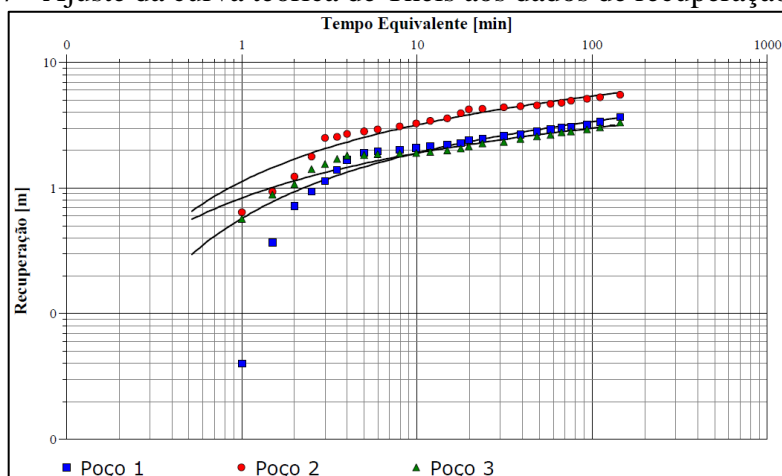
Fonte: O Autor (2020).

Figura 36 - Ajuste da curva teórica de Theis aos dados de recuperação em TB1



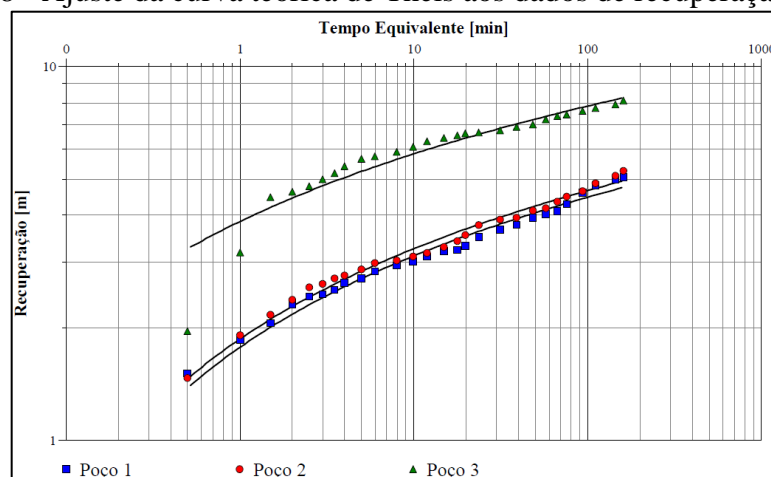
Fonte: O Autor (2020).

Figura 37 - Ajuste da curva teórica de Theis aos dados de recuperação em TB2



Fonte: O Autor (2020).

Figura 38 - Ajuste da curva teórica de Theis aos dados de recuperação em TB3

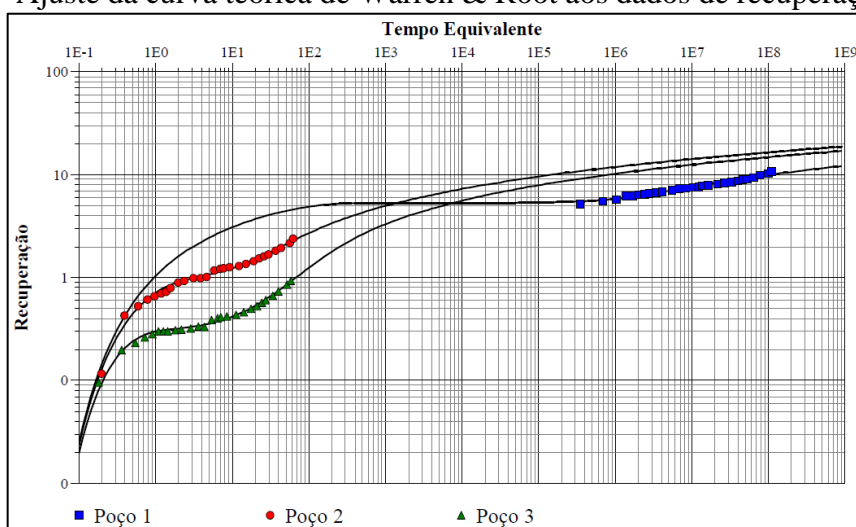


Fonte: O Autor (2020).

Outra observação que pode ser feita, é que os valores obtidos por tais métodos são muito próximos uns dos outros, tais como eram para os modelos de Cooper & Jacob e Theis com os dados de rebaixamento. Tendo em vista que o método de recuperação de Theis teve origem no método de Cooper & Jacob que, por sua vez, teve origem no método de Theis e que todos esses foram desenvolvidos para a avaliação de meios com as mesmas características hidrodinâmicas (FETTER, C. W., 2001), a pequena diferença em seus resultados é presumível. Porém, resultados exatamente iguais, como ocorreu para P3 em TB3, são um tanto quanto questionáveis, considerando as diferenças matemáticas entre os modelos, e por isso, deve-se considerar também a possibilidade de esses não estarem corretos devido à alguma falha na utilização do *software* ou à alguma limitação deste.

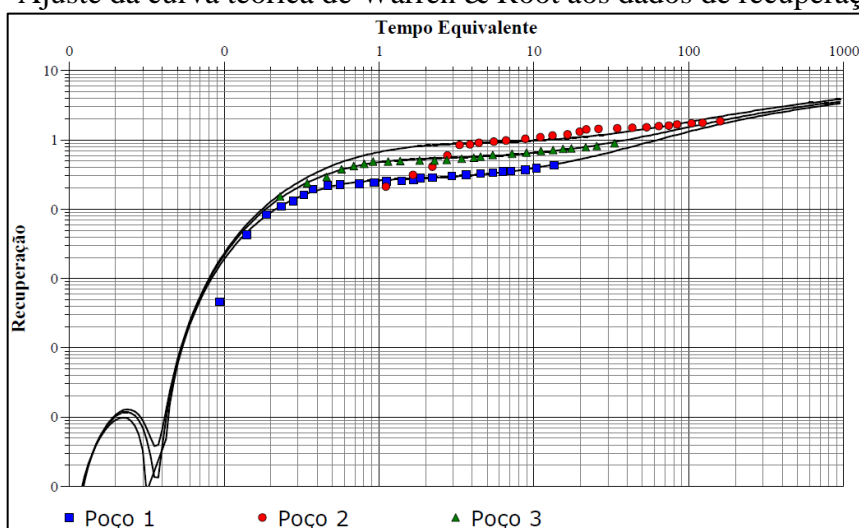
Quanto aos métodos de dupla porosidade, nota-se que os valores de T foram, no geral, inferiores àqueles obtidos através dos métodos clássicos. Além disso, os métodos também obtiveram resultados próximos um do outro. Especificamente para o método de Moench, foi possível observar que em alguns poços os valores de T ficaram na ordem de 10^{-2} , inferiores a quaisquer resultados obtidos anteriormente, o que pode indicar a presença de uma zona menos transmissiva do que primeiramente detectada, ao contrário do que indicaram os métodos clássicos. Essas suposições poderão ser confirmadas após a análise estatísticas dos ajustes das curvas teóricas aos dados de campos apresentados por cada método, conforme próxima seção. Por hora, basta mencionar que, visivelmente, as curvas teóricas dos modelos de dupla porosidade se mostraram mais ajustadas aos dados reais de recuperação do que as dos modelos clássicos, conforme pode ser visualizado na Figura 39, Figura 40, Figura 41, Figura 42, Figura 43 e Figura 44.

Figura 39 - Ajuste da curva teórica de Warren & Root aos dados de recuperação em TB1



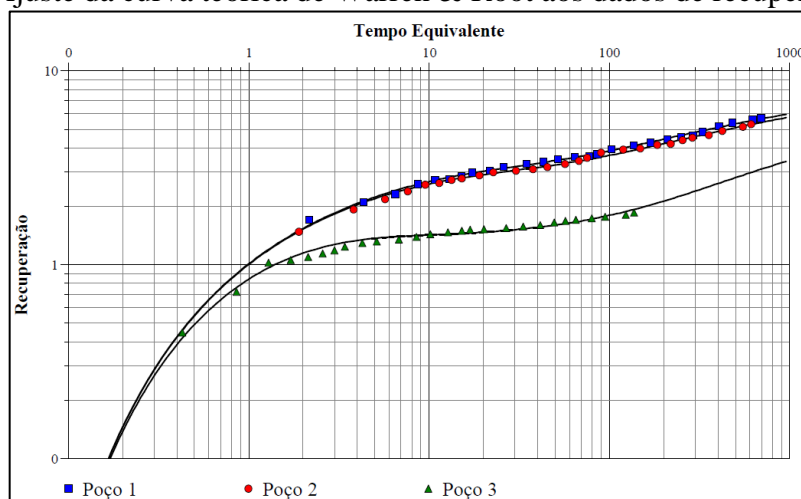
Fonte: O Autor (2020).

Figura 40 - Ajuste da curva teórica de Warren & Root aos dados de recuperação em TB2



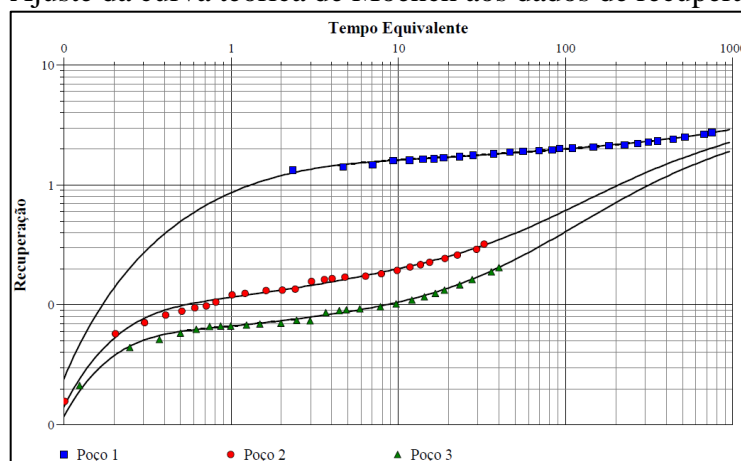
Fonte: O Autor (2020).

Figura 41 - Ajuste da curva teórica de Warren & Root aos dados de recuperação em TB3



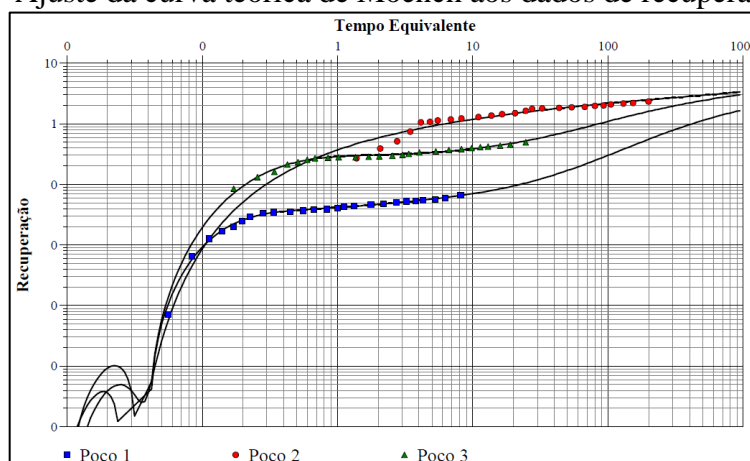
Fonte: O Autor (2020).

Figura 42 - Ajuste da curva teórica de Moench aos dados de recuperação em TB1



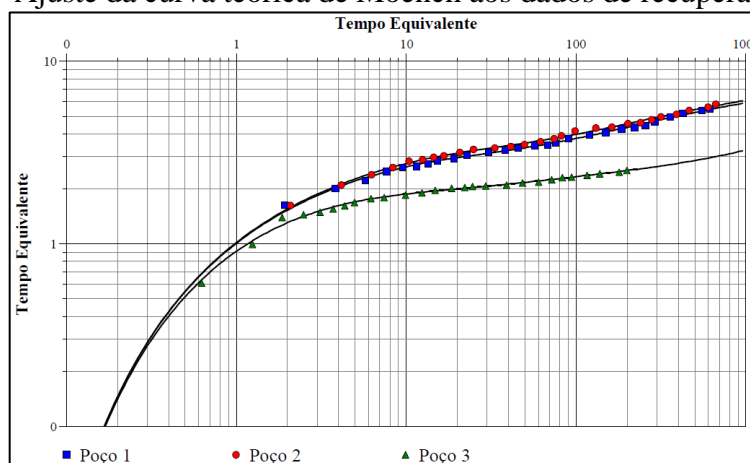
Fonte: O Autor (2020).

Figura 43 - Ajuste da curva teórica de Moench aos dados de recuperação em TB2



Fonte: O Autor (2020).

Figura 44 - Ajuste da curva teórica de Moench aos dados de recuperação em TB3



Fonte: O Autor (2020).

Quando considerada a classificação de Sen (2015) quanto à potencialidade de um aquífero baseada nos valores de T, percebe-se que a média dos valores obtidos faz com que o

sistema estudado continue sendo de potencialidade fraca. Porém, alguns resultados esporádicos, como os de P3 em TB2 determinados pelos modelos clássicos, fazem com que a potencialidade do aquífero passe a ser moderada (SEN, Z., 2015).

O tempo e a porcentagem de recuperação em cada teste também podem impactar os resultados obtidos. Entretanto, ao comparar esses dados com os valores de T, não foi possível detectar nenhuma correlação padrão entre eles, o que também pode ser efeito da influência do tempo de monitoramento, como já discutido. Em TB1, o poço que obteve a maior recuperação também foi o que resultou em maiores valores de T em todos os métodos aplicados, da mesma maneira que P3, o qual atingiu a menor porcentagem de recuperação, foi o que obteve os menores valores de T. Já em TB2, P2 foi o que mostrou maior porcentagem de recuperação, contudo seus valores de T foram os menores obtidos através dos modelos clássicos e os segundos maiores obtidos pelos modelos de dupla porosidade. Em TB3, P3 obteve os menores valores de T em todos os métodos aplicados ao mesmo tempo que apresentou a maior porcentagem de recuperação.

Os valores de K obtidos através dos dados de recuperação também foram duas ordens de grandeza inferiores aos valores de T, bem como ocorreu com os dados de rebaixamento. Aqui, os resultados ficaram entre 10^{-4} e 10^{-2} m/h, continuando na classificação de meios semipermeáveis, porém variando de aquíferos de média a baixa capacidade de escoamento de água por entre os espaços da rocha (SEN, Z., 2015). Ressalta-se, mais uma vez, a necessidade de realizar investigação minuciosa sobre o meio físico, a fim de tornar mais precisa a determinação da espessura do aquífero no local estudado e, conseqüentemente, obter valores de K menos incertos.

Quanto ao coeficiente de armazenamento, conforme mencionado, os valores apresentaram uma amplitude de variação muito elevada, com valores variando da ordem de 10^0 a 10^{-7} . Os poços que sofreram a interferência do bombeamento, mesmo com o bombeamento já encerrado, retornaram valores muito superiores aos valores encontrados para os poços de observação, com exceção dos valores de S calculados pelo método de Warren & Root em TB1. Conforme Willmann et al. (2007), a recuperação do nível da água é sensível ao volume total retirado do aquífero no período de bombeamento, o que está diretamente conectado ao coeficiente de armazenamento, o que corrobora para os resultados aqui obtidos. Isso demonstra que, mesmo cessado o período de bombeamento, o fluxo de água para o poço ainda sofre a influência desse período.

A análise desses poços, mais uma vez, permitiu verificar a ocorrência de resultados de S superiores a 1, o que não é fisicamente possível, tendo em vista que o volume de água retirada do aquífero não pode ser maior do que o total ali existente (CANDEIAS e SILVA, 1998; SEN,

Z., 2015). Esse resultado corrobora para o que foi afirmado anteriormente: a determinação dos valores de S torna-se inviável através de testes de poços únicos. Além disso, é possível confirmar também que essa prática tende a superestimar os valores de S , tal como afirmou Fetter (2001), considerando que as curvas teóricas dos métodos aplicados aparentemente demonstraram melhores ajustes aos dados de recuperação obtidos nos poços de observação. Importante ressaltar que esta e outras suposições que foram feitas baseadas na observação das curvas serão investigadas mais a fundo na análise estatística de seus ajustes.

Os valores de S encontrados para os poços de observação demonstraram menor disparidade entre si, variando de 10^{-5} a 10^{-7} , e também entre os métodos, não sendo possível determinar diferenças consideráveis entre estes. Numericamente falando, os resultados de S obtidos através dos dados de recuperação foram menores, quando comparados com os valores determinados com os dados de rebaixamento, indicando a possibilidade de o local estudado ter menor capacidade de armazenamento de água do que anteriormente determinado. Além disso, os resultados encontram-se mais próximos das faixas determinadas por Kuang et al. (2020) para basaltos fraturados.

Importante ressaltar que o método de recuperação de Theis não possibilita a determinação do coeficiente de armazenamento e, por este motivo, não foi possível considerar este modelo na análise deste parâmetro.

5.8 ANÁLISE DOS AJUSTES OBTIDOS POR MÉTODO APLICADO

Para a definição do método que melhor representa as características do aquífero estudado, foi necessária a análise dos ajustes que os dados de rebaixamento e recuperação obtidos em campo apresentaram frente aos dados calculados através dos métodos de Cooper & Jacob, Theis, Warren-Root e Moench. Foram consideradas a soma dos erros quadrados de cada curva gerada, a fim de avaliar o erro entre os dados reais e os dados teóricos. Nesse sentido, os métodos que obtiveram as menores somas, conseqüentemente, apresentam os menores erros e, por esse motivo, têm resultados mais ajustados aos dados reais.

As somas dos erros quadrados das curvas de rebaixamento obtidas em cada teste de bombeamento para cada poço são apresentadas na Tabela 12.

Tabela 12 – Soma dos erros quadrados dos ajustes das curvas de rebaixamento dos testes de bombeamento, destacando para os dois melhores resultados (em negrito)

Soma dos erros quadrados

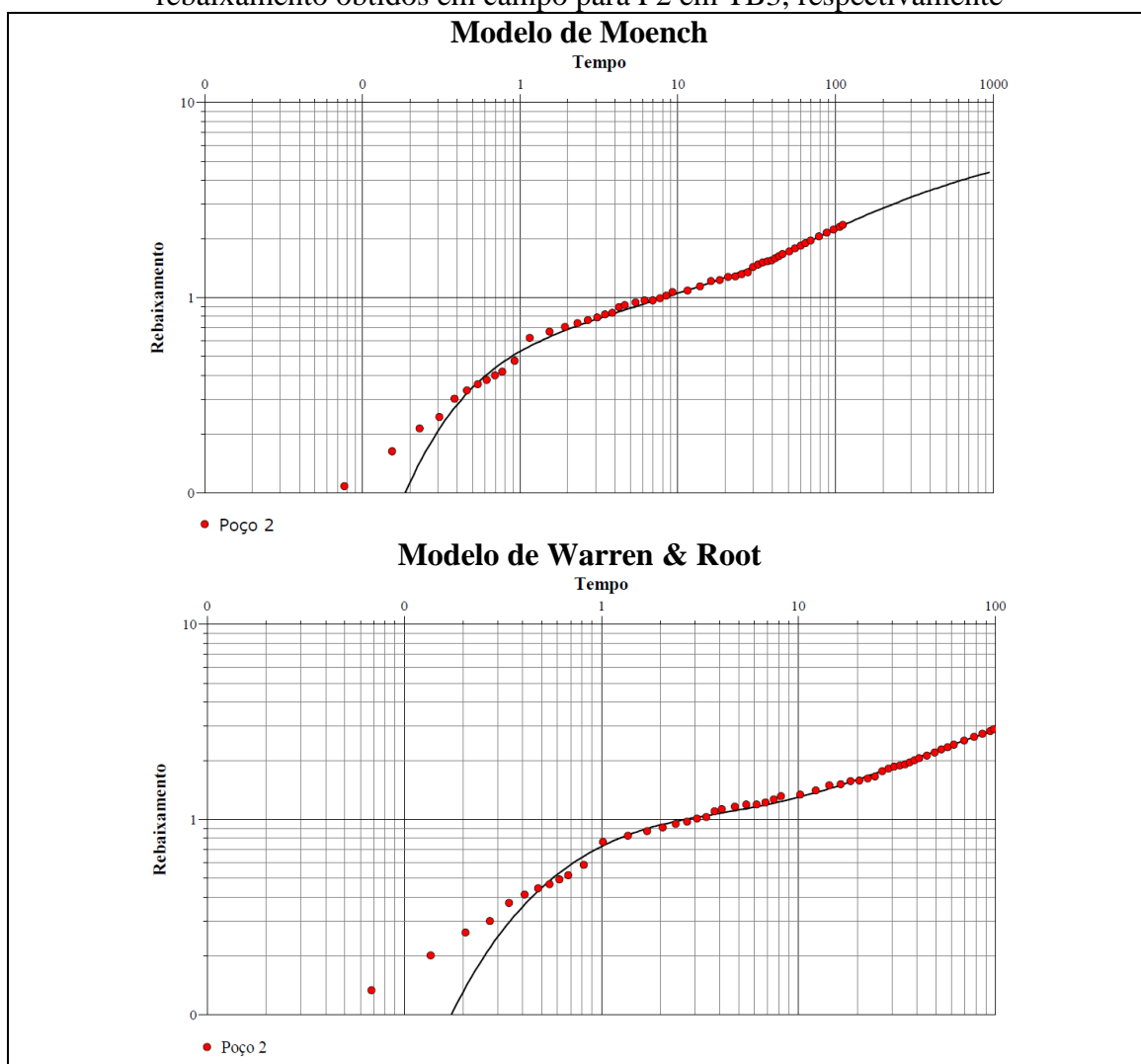
Teste de bombeamento	Poço	Cooper-Jacob	Theis	Warren-Root	Moench
TB1	P1	10,569	12,359	2,341	1,635
	P2	11,765	8,128	0,697	0,109
	P3	13,556	8,294	0,608	0,603
TB2	P1	17,134	16,959	2,810	2,040
	P2	13,215	15,105	2,358	0,729
	P3	10,682	10,556	1,163	0,623
TB3	P1	23,087	13,579	1,464	0,526
	P2	17,417	11,542	1,529	0,775
	P3	11,182	9,679	5,022	5,018

Fonte: O autor (2020)

Através dos resultados apresentados, percebe-se que o método que demonstrou, em geral, os melhores ajustes foi o de Moench. Já o modelo de Warren-Root, também específico para aquíferos de dupla porosidade, apresentou erros ligeiramente superiores aos deste, em sua maioria. Com essa constatação, pode-se considerar como uma alternativa viável o emprego dos modelos de dupla porosidade na avaliação de aquíferos fraturados.

A principal diferença entre os dois métodos supracitados é a inclusão do chamado efeito de pele pelo método de Moench (PEREIRA, M. R. e ALMEIDA, C., 1997; PAULA, T. L. F. e CAMPOS, J. E. G., 2016). Nas curvas geradas por ambos os modelos, há predominância de erros mais elevados nos primeiros momentos dos testes. Para os poços que sofrem o bombeamento, isso pode ocorrer devido ao armazenamento do poço, onde o rebaixamento inicial se dá devido ao volume ali estocado (AHMED, T. e MCKINNEY, P. D., 2005). Entretanto, é possível identificar que o método de Moench alcança resultados mais próximos dos dados de campo, quando comparado ao de Warren-Root, principalmente nesse período. Dessa maneira, pode-se presumir a possível ocorrência de efeito de pele nos poços e/ou no sistema de fraturas, visto que esse efeito tem tendência em gerar rebaixamentos maiores em consequência do atraso do escoamento do aquífero para o poço, no caso dos poços bombeados, ou da matriz rochosa para o sistema de fraturas (MOENCH, A. F., 1984). A Figura 45 exibe as curvas de P2 em TB3 de ambos os métodos, respectivamente, como exemplo.

Figura 45 – Ajuste das curvas teóricas de Moench e de Warren & Root aos dados de rebaixamento obtidos em campo para P2 em TB3, respectivamente



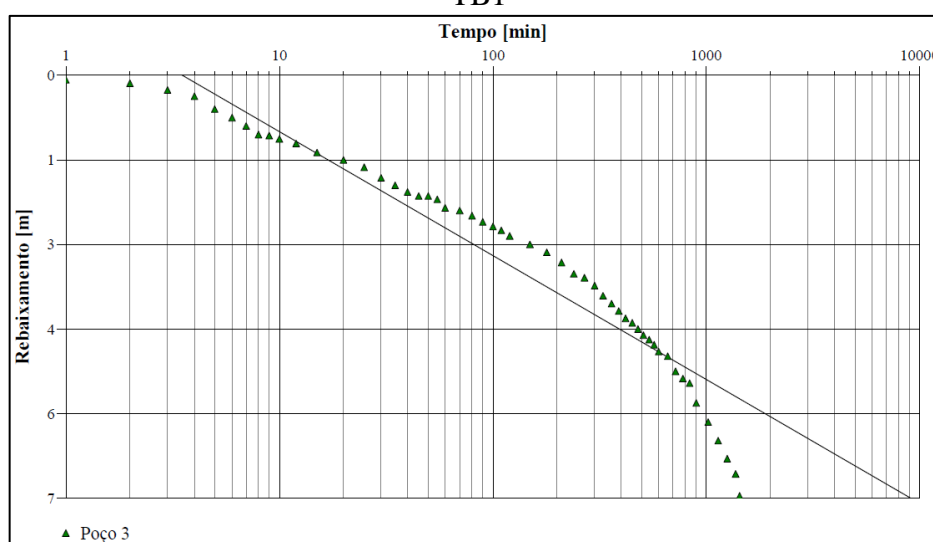
Fonte: O autor (2020).

Resultados semelhantes foram encontrados por Pereira e Almeida (1995), quando estes analisaram testes de bombeamento em um aquífero fraturado. Conforme os autores, a aplicação dos métodos desenvolvidos para sistemas de dupla porosidade apresentou melhor ajuste quando foram considerados os efeitos de pele, ou seja, o método de Moench (1984).

Importante lembrar que o efeito de pele consiste no retardo do fluxo da matriz para as fraturas e/ou das fraturas para o poço, devido à uma fina película que se deposita na superfície dos blocos em razão da precipitação de minerais ou dos processos de alteração da rocha, com permeabilidade menor à permeabilidade destes (FIALHO, CHAMBEL e ALMEIDA, 1990). Com isso, é lógico pressupor que os rebaixamentos serão maiores, pois o volume de água disponível ao longo do tempo é menor.

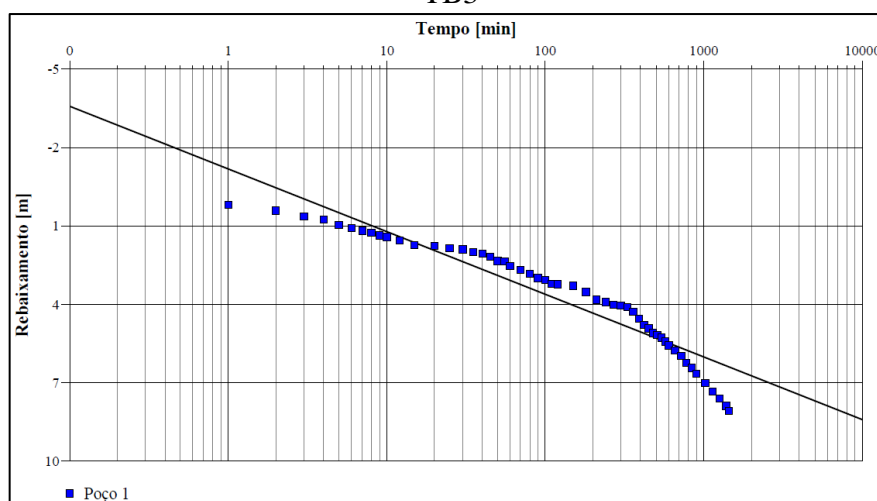
Os ajustes apresentados pelo método de Cooper & Jacob e de Theis não foram satisfatórios, o que reforça que estes não são indicados para avaliação de aquíferos fraturados ou de dupla porosidade (PAULA e CAMPOS, 2015; FERROUD, A., CHESNAUX, R. e RAFINI, S., 2018; FERROUD, A., RAFINI, S. e CHESNAUX, R., 2019). A Figura 46, Figura 47, Figura 48 e Figura 49 trazem, a título exemplificativo, algumas curvas geradas pelos modelos. Nota-se que as curvas teóricas não exibem quase nenhuma similaridade com as experimentais, comprovando que os métodos não são eficazes em traduzir as discontinuidades de um meio heterogêneo e anisotrópico (WATERLOO HYDROGEOLOGY, 2017).

Figura 46 – Ajuste da curva teórica de Cooper & Jacob aos dados de rebaixamento de P3 em TB1



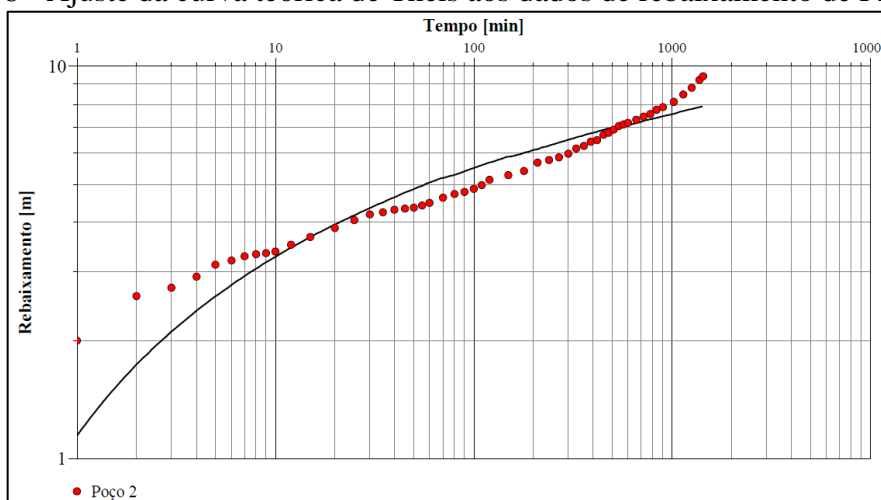
Fonte: O autor (2020).

Figura 47 - Ajuste da curva teórica de Cooper & Jacob aos dados de rebaixamento de P1 em TB3



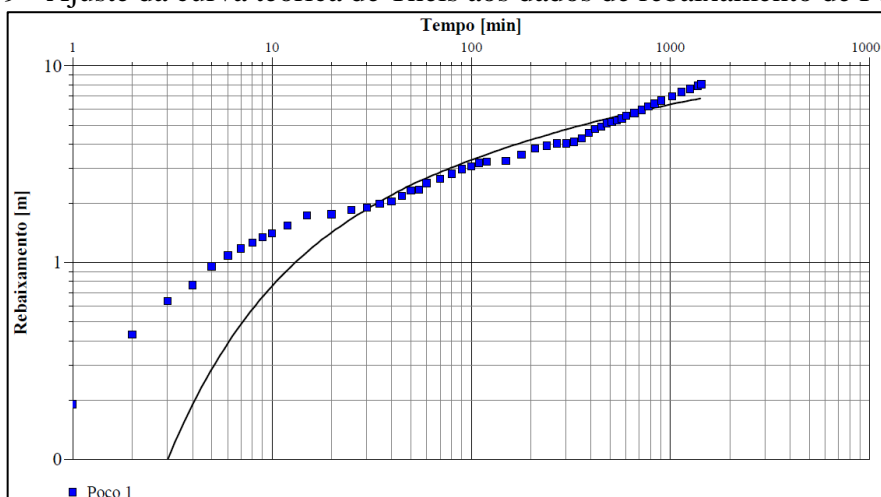
Fonte: O autor (2020).

Figura 48 - Ajuste da curva teórica de Theis aos dados de rebaixamento de P2 em TB2



Fonte: O autor (2020).

Figura 49 - Ajuste da curva teórica de Theis aos dados de rebaixamento de P1 em TB3



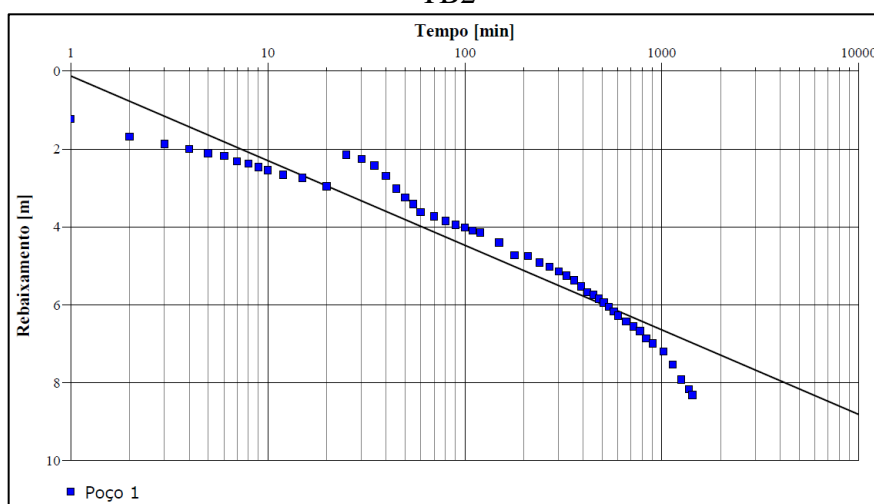
Fonte: O autor (2020).

Os resultados obtidos especificamente em TB1 mostram que o poço bombeado (P1) retornou erros superiores quando comparado aos dois poços de observação (P2 e P3) em todos os métodos. Esse fato comprova que a avaliação das propriedades de um aquífero realizada somente através de dados de rebaixamento obtidos em poços bombeados tende a apresentar resultados não muito precisos (MONTANHEIRO, F., et al., 2017).

Em contrapartida, em TB2 essa observação não pode ser feita, visto que P1, que nesse caso se configura como um poço de observação, é o que apresenta os maiores erros. É válido salientar que, durante esse teste, o nível da água em P1 não apresenta rebaixamento contínuo ao longo do tempo, pois, entre os minutos 20 e 25, este apresentou uma leve recuperação para logo em seguida voltar a decair. Os possíveis motivos para esse acontecimento já foram discutidos anteriormente, porém essa variação do nível da água, na contramão do esperado, fez

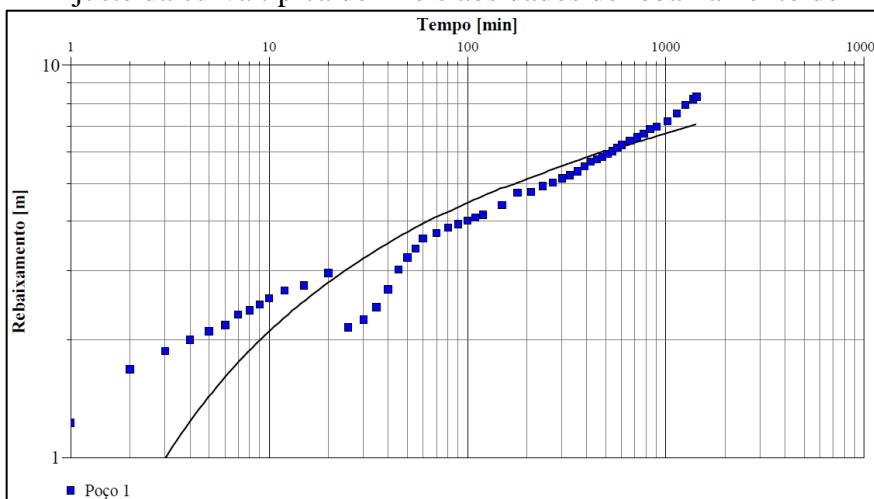
com que esse ponto em específico não seguisse a tendência da curva de rebaixamento. Na Figura 50, Figura 51, Figura 52 e Figura 53 é possível observar que nenhum dos métodos utilizados nesse estudo obteve um ajuste razoável para tal situação. Por esse motivo, TB2 foi o teste que, em média, apresentou os maiores erros de ajuste, com exceção do método de Cooper & Jacob, cujos maiores erros ocorreram em TB3.

Figura 50 – Ajuste da curva típica de Cooper & Jacob aos dados de rebaixamento de P1 em TB2



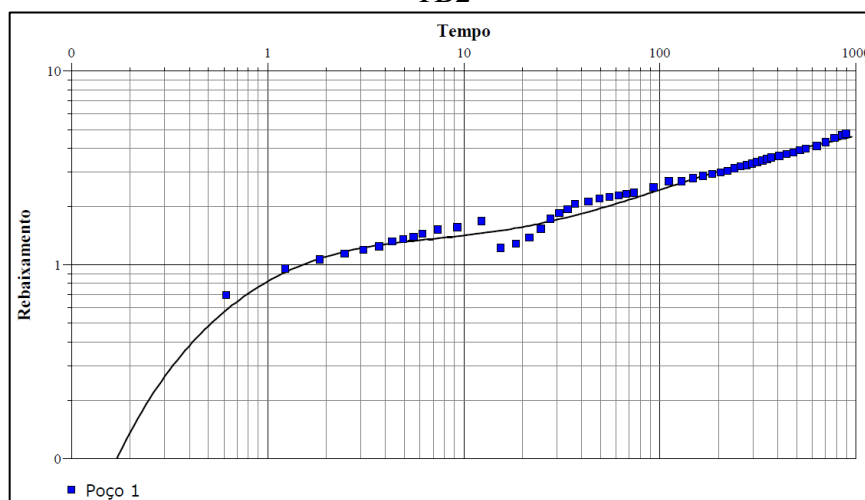
Fonte: O autor (2020).

Figura 51 - Ajuste da curva típica de Theis aos dados de rebaixamento de P1 em TB2



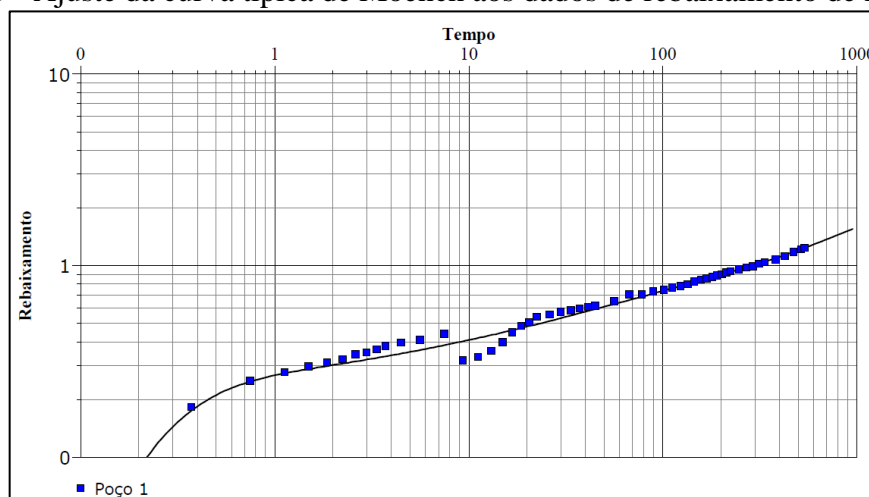
Fonte: O autor (2020).

Figura 52 - Ajuste da curva típica de Warren & Root aos dados de rebaixamento de P1 em TB2



Fonte: O autor (2020).

Figura 53 - Ajuste da curva típica de Moench aos dados de rebaixamento de P1 em TB2



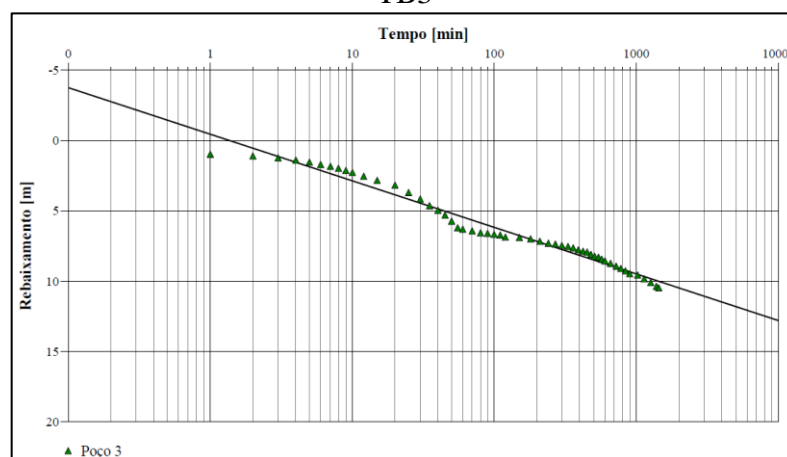
Fonte: O autor (2020).

Quanto a TB3, nota-se que para os métodos de aquíferos de dupla porosidade, o poço bombeado (P3) também foi o que apresentou o pior ajuste. Porém, para os métodos clássicos, isso não se repetiu. Nesse caso, P3 apresentou o melhor ajuste dentre os 3 poços monitorados, pois, como pode-se perceber na Figura 54 e Figura 55, seu comportamento foi o que mais se aproximou do comportamento de um aquífero homogêneo.

Segundo Ahmed e McKinney (2005), em poços onde há efeito de pele expressivo, as descontinuidades do aquífero podem ser mascaradas nas curvas de rebaixamento, estando estas sujeitas a serem diagnosticadas como representantes de aquíferos homogêneos. Nesse sentido, percebe-se também que P3, em TB3, foi o poço bombeado que obteve os maiores erros dentre os métodos de dupla porosidade e que os maiores desvios ocorreram nos tempos iniciais do

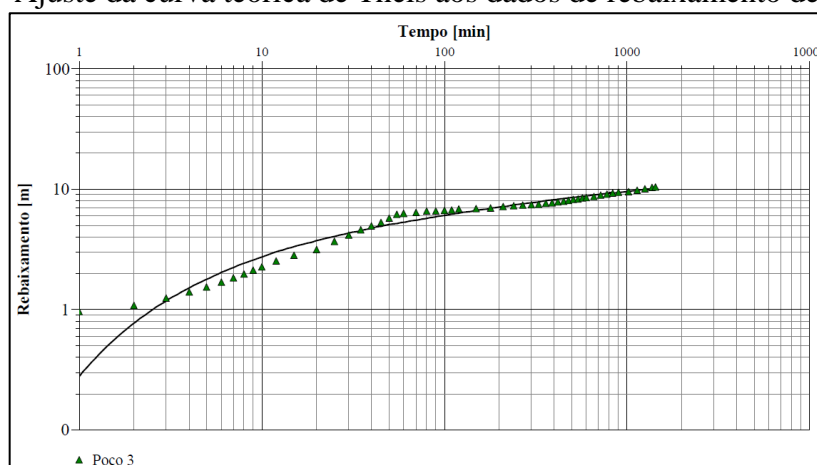
teste, indicando efeito de pele. As curvas desse poço, em específico, podem ser visualizadas na Figura 54, Figura 55, Figura 56 e Figura 57. De qualquer maneira, os erros obtidos através desses métodos continuam sendo consideravelmente menores do que dos métodos clássicos.

Figura 54 – Ajuste da curva teórica de Cooper & Jacob aos dados de rebaixamento de P3 em TB3



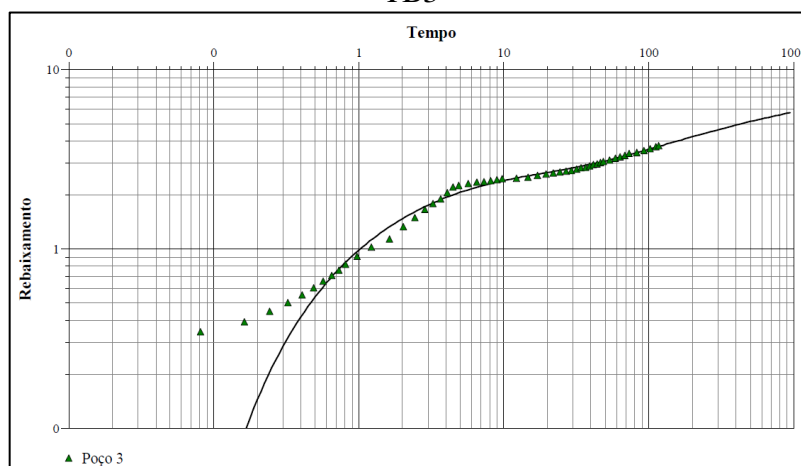
Fonte: O autor (2020).

Figura 55 - Ajuste da curva teórica de Theis aos dados de rebaixamento de P3 em TB3



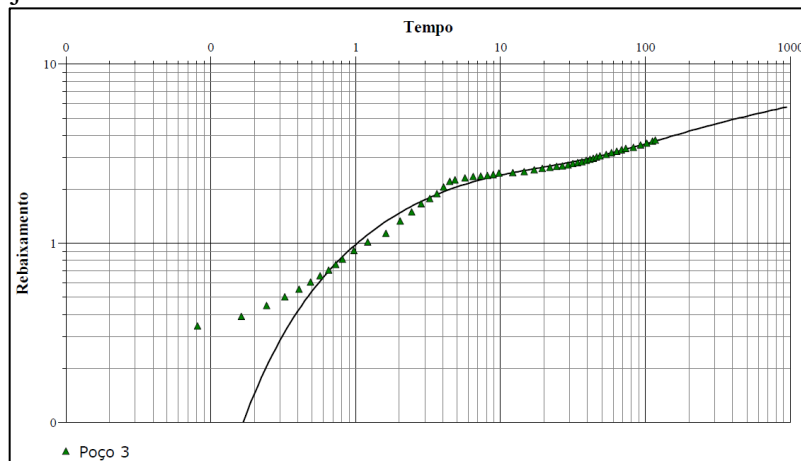
Fonte: O autor (2020).

Figura 56 - Ajuste da curva teórica de Warren & Root aos dados de rebaixamento de P3 em TB3



Fonte: O autor (2020).

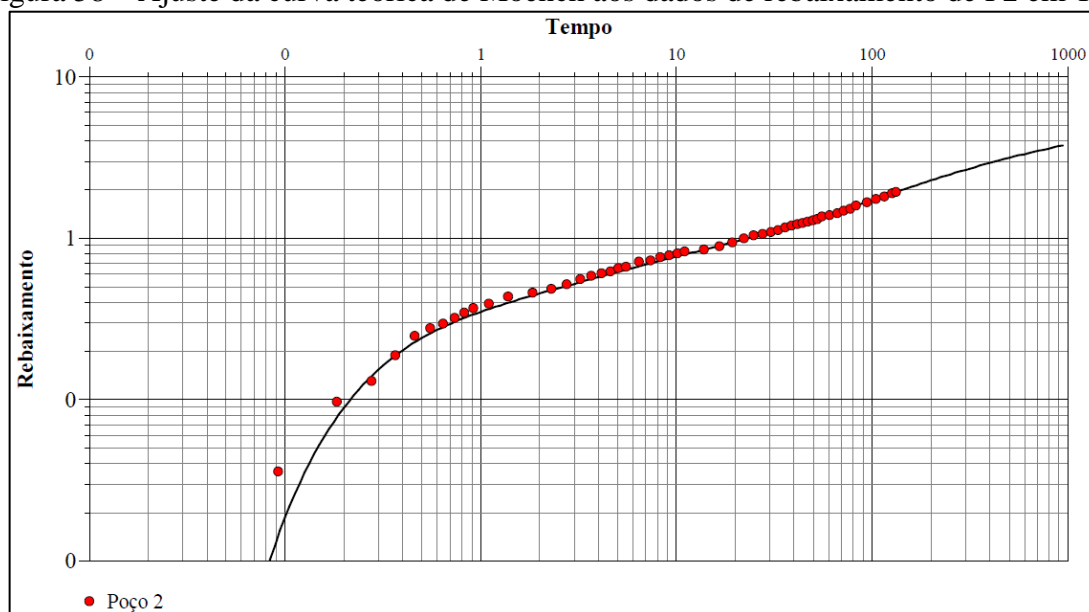
Figura 57 - Ajuste da curva teórica de Moench aos dados de rebaixamento de P3 em TB3



Fonte: O autor (2020).

O melhor resultado para os dados de rebaixamento foi obtido em TB1, onde os dados relativos a P2 analisados pelo modelo de Moench foram os que apresentaram os melhores ajustes aos dados experimentais. A curva gerada por tais dados pode ser visualizada na Figura 58.

Figura 58 – Ajuste da curva teórica de Moench aos dados de rebaixamento de P2 em TB1



Fonte: O autor (2020).

A avaliação da Figura 58 permite verificar que a fase inicial e intermediária do teste retornaram rebaixamentos levemente acima do que foi estimado através do método de Moench, principalmente nos dois primeiros pontos. Essa pequena divergência dos dados de rebaixamento também pode ser justificada pelo efeito de pele de fratura, conforme já discutido anteriormente. De qualquer forma, o ajuste obtido foi bastante satisfatório.

Já o pior ajuste obtido ocorreu em TB3, P1, onde a soma dos erros quadrados foi igual à 23,08 com o modelo de Cooper & Jacob. O ajuste pode ser observado na Figura 47. Ao observar as curvas geradas pelo método, percebe-se que a linha reta típica do modelo não ajusta, em nenhum momento, as curvaturas presentes nas curvas de rebaixamento. Portanto, o método de Cooper & Jacob, além de apresentar o pior ajuste, foi o que retornou os maiores erros gerais, com algumas exceções.

A análise dos dados de recuperação auxilia na aferição dos resultados obtidos através dos dados de rebaixamento. Para tal, as somas dos erros quadrados dos ajustes das curvas de recuperação encontram-se na Tabela 13.

Tabela 13 – Soma dos erros quadrados dos ajustes das curvas dos testes de recuperação, destacando os dois melhores resultados (em negrito)

Soma dos erros quadrados

Teste de Recuperação	Poço	Theis Recovery	Theis	Warren-Root	Moench
TB1	P1	0,640	0,639	0,498	0,122
	P2	0,898	0,832	0,172	0,164
	P3	3,034	2,857	0,116	0,059
TB2	P1	0,977	1,260	0,165	0,062
	P2	1,810	2,336	0,888	0,853
	P3	0,810	0,906	0,164	0,180
TB3	P1	0,596	0,582	0,090	0,086
	P2	0,467	0,459	0,114	0,085
	P3	3,411	3,440	1,428	0,290

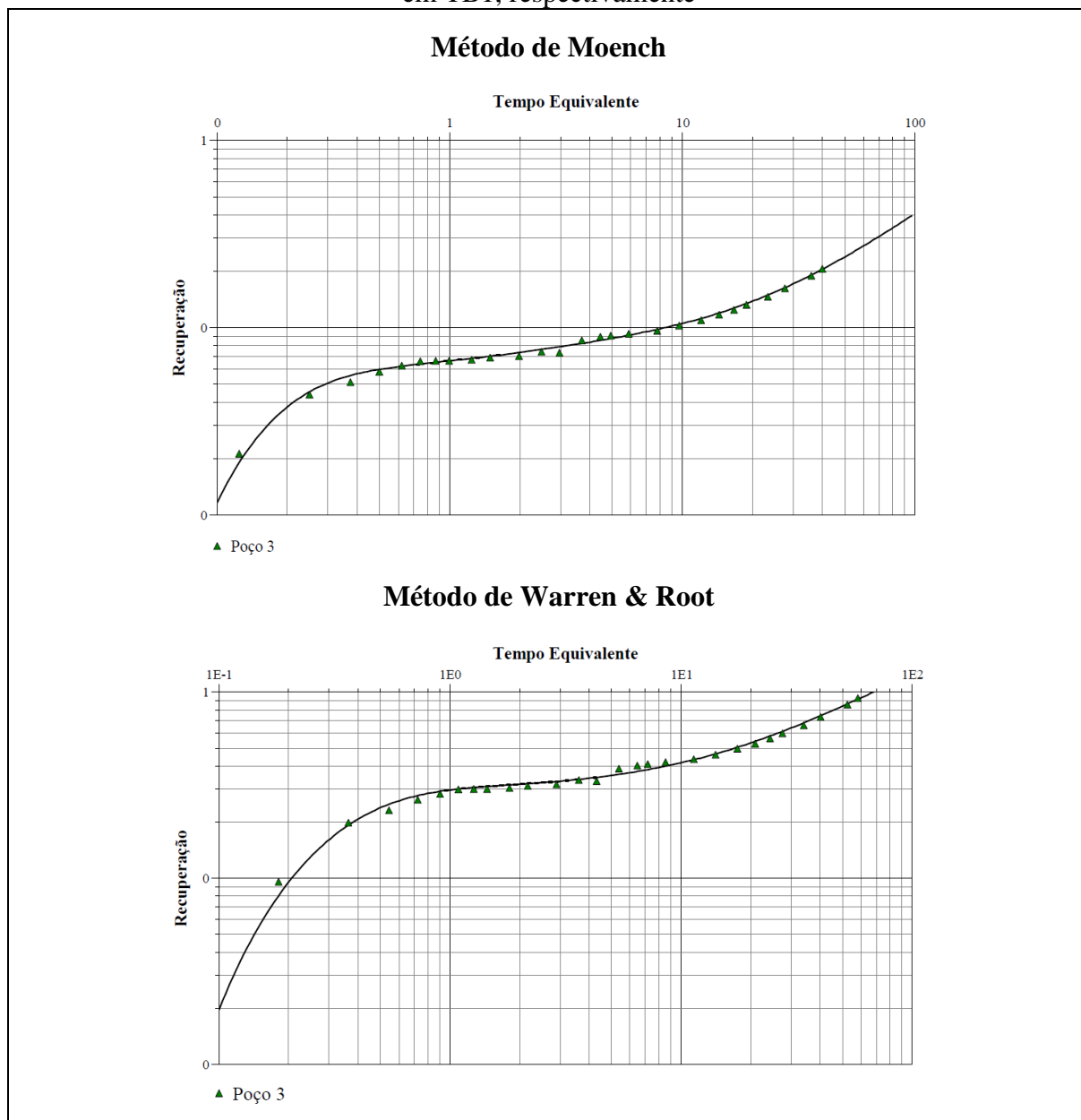
Fonte: O autor (2020).

Verifica-se que os erros retornados pelos dados de recuperação foram consideravelmente menores do que os ajustes dos dados de rebaixamento, com exceção de P2 em TB2. Isso mostra que os resultados alcançados pelos dados de recuperação são realmente mais precisos do que os relativos aos dados de rebaixamento, conforme exposto por Waterloo Hydrogeology (2017). Considerando que a recuperação ocorre a taxas constantes, supõe-se que os métodos, em geral, são mais eficazes em representar o comportamento de aquíferos sem a interferência do bombeamento.

Contudo, mesmo que o bombeamento esteja cessado e que suas interferências no nível d'água sejam quase que irrelevantes, apenas TB1 não apresentou os maiores erros no poço previamente bombeado. Conforme Willmann et al. (2007), a recuperação do nível da água é sensível ao volume total retirado do aquífero no período de bombeamento, indicando que a influência deste na recuperação do nível da água não é completamente nula, o que auxilia no entendimento desses resultados, especificamente.

De maneira genérica, os ajustes das curvas de recuperação apresentaram as mesmas tendências das curvas de rebaixamento. Moench continua sendo o método com os menores erros, ressaltando-se P3 em TB1, presente na Figura 59, o qual representa o melhor ajuste obtido dentre todos os dados e métodos analisados. Assim como verificado anteriormente, os erros do modelo de Warren-Root foram visivelmente muito similares aos de Moench. Analisando-se as curvas geradas pelos dois métodos, por exemplo P3 em TB1, cujas curvas estão presentes na Figura 59, observa-se que os ajustes são quase idênticos, apesar de o erro retornado por Warren-Root ser muito próximo ao dobro do erro de Moench.

Figura 59 – Ajuste das curvas teóricas de Moench e Warren & Root aos dados de recuperação em TB1, respectivamente



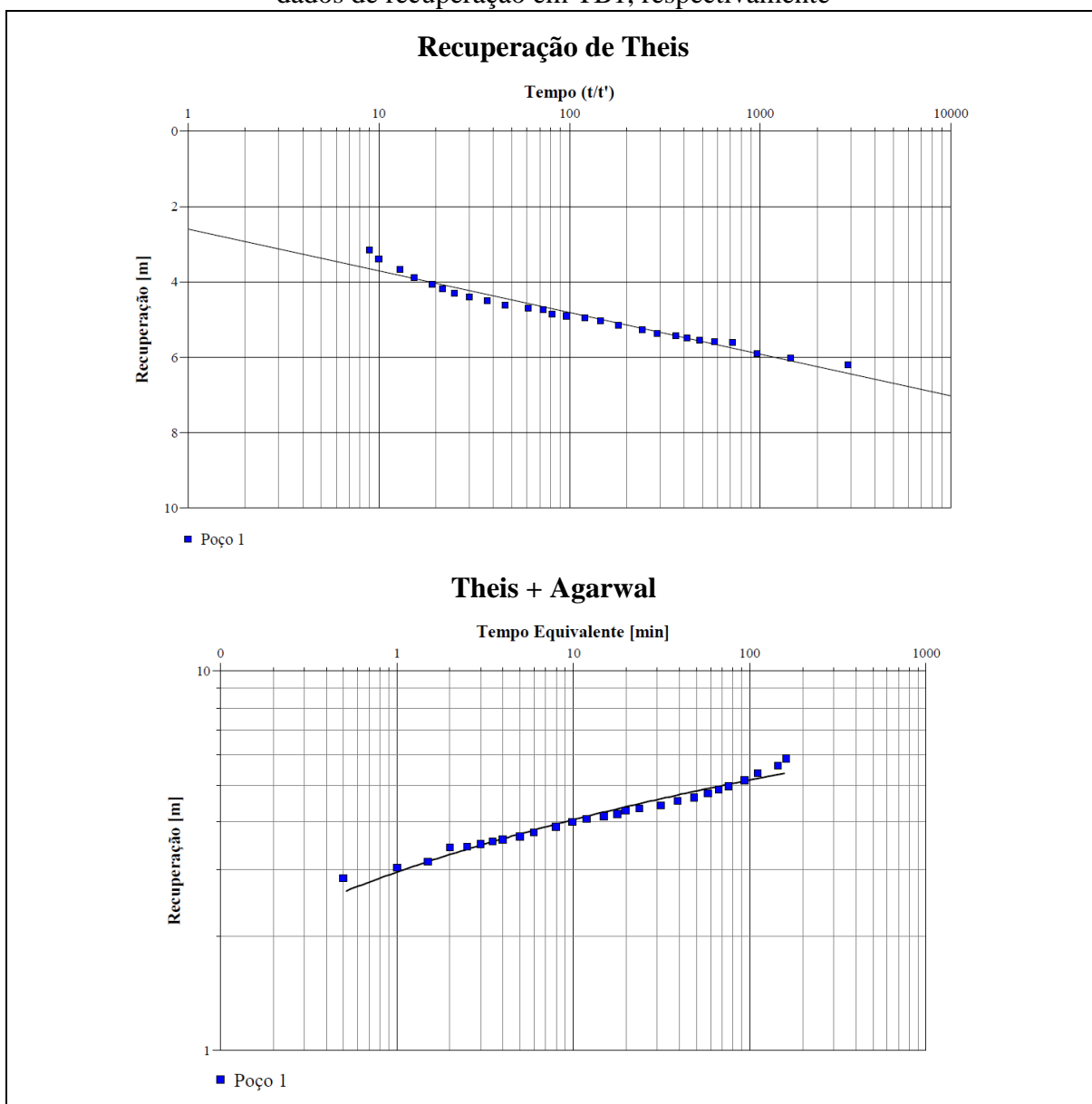
Fonte: O Autor (2020).

É possível observar também que os momentos iniciais dos testes são ainda os que os métodos têm maior dificuldade em representar, de maneira similar ao que ocorre com os dados de rebaixamento. Isto vai de encontro com o exposto por Agarwal (1980) em seu estudo: testes de recuperação também sofrem influência dos efeitos de pele de poço e de fraturas.

Os métodos de recuperação desenvolvidos para aquíferos homogêneos (Theis+Agarwal e Recuperação de Theis) também retornaram os piores ajustes, reafirmando a dificuldade destes em avaliar aquíferos heterogêneos e anisotrópicos, de acordo com o que foi evidenciado por Pereira e Almeida (1997). Porém, mesmo assim, os resultados foram melhores do que os

apresentados na fase de rebaixamento, com destaque para P1 em TB1, cujos erros foram próximos dos demais métodos. Dessa forma, não se deve descartar por completo a utilização desses métodos na avaliação dos dados de recuperação de aquíferos fraturados, porém deve-se preferir a utilização de métodos que retornem menores erros sempre que possível. Os gráficos citados podem ser visualizados na Figura 60.

Figura 60 - Ajuste das curvas teóricas do método de recuperação de Theis e de Theis aos dados de recuperação em TB1, respectivamente

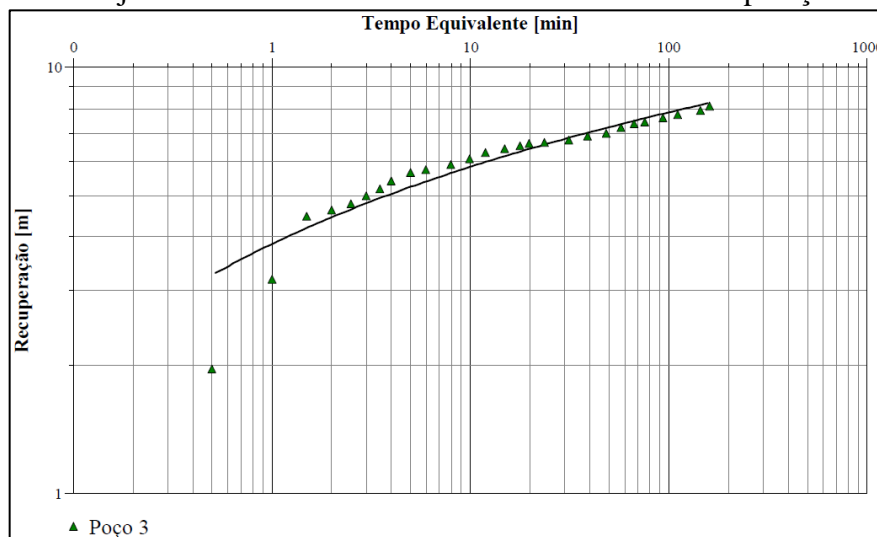


Fonte: O autor (2020).

Theis também foi o método que obteve o maior erro retornado pelos dados de recuperação, em TB3, P3, conforme Figura 61. Nota-se que os dois primeiros pontos do teste são os mais distantes dos valores calculados pelo método de Theis, os quais foram

superestimados, o que novamente confirma a dificuldade deste em representar sistemas mais complexos do que para os quais foi desenvolvido.

Figura 61 - Ajuste da curva teórica de Theis aos dados de recuperação em TB3



Fonte: O Autor (2020).

Por fim, através da análise dos erros apresentados por cada modelo em relação aos dados obtidos em campo, assume-se que os parâmetros hidrodinâmicos calculados pelo método de Moench são os que apresentam maior proximidade às propriedades hidrodinâmicas dessa região do SASG. A Tabela 14 apresenta a média dos resultados obtidos de cada parâmetro através deste modelo, os quais podem ser considerados os valores corretos obtidos para cada poço. Ressalta-se que a média dos valores do coeficiente de armazenamento não consideram os resultados determinados por meio dos rebaixamentos e das recuperações nos poços bombeados, pois, conforme já discutido, estes sofrem a influência do bombeamento.

Tabela 14 – Parâmetros hidrodinâmicos da região de estudo (média dos valores calculados pelo modelo de Moench)

<i>Parâmetros hidrodinâmicos</i>	<i>P1</i>	<i>P2</i>	<i>P3</i>
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
Coeficiente de armazenamento	8,34x10 ⁻⁶	2,23x10 ⁻⁵	6,05x10 ⁻⁶

Fonte: O Autor (2020).

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Considerando que o Sistema Aquífero Serra Geral (SASG) é um aquífero fraturado, heterogêneo e com forte anisotropia, estudos relacionados são extremamente complexos e a compreensão sobre seu comportamento ainda é bastante limitada. Nesse sentido, estudos com foco nessas questões mostram-se bastante relevantes, pois podem auxiliar na gestão sustentável desse recurso hídrico. Esse trabalho, desenvolvido em uma pequena bacia hidrográfica no município de Caxias do Sul, utilizou os dados de três testes de bombeamento com poços de observação para a estimativa dos parâmetros hidrodinâmicos do aquífero por diferentes métodos a fim de entender melhor seu comportamento e também determinar a interferência entre os poços analisados. A seguir, são apresentadas as considerações mais importantes sobre os resultados obtidos com esse estudo, bem como as principais dificuldades na execução deste e sugestões para a continuidade da pesquisa.

Os poços utilizados nesse estudo podem ser considerados poços profundos, com profundidades superiores a 120 m, nos quais entradas de água foram identificadas entre 37 m e 105 m. As espessuras calculadas do aquífero ficaram entre 60 m e 100 m, contudo, salienta-se que, esses valores são um tanto quanto questionáveis, tendo em vista a metodologia simplória utilizada para sua determinação. Sendo assim, sugere-se a realização de estudos mais minuciosos referente à investigação do meio físico, como por exemplo estudos geofísicos, a fim de obter resultados mais precisos da espessura do aquífero e, dessa forma, eliminar algumas incertezas desse estudo.

A análise qualitativa das curvas de rebaixamento permitiu verificar algumas características do local estudado que auxiliaram no entendimento e na avaliação do aquífero. Ao longo do tempo, as curvas demonstram tendência de estabilização dos rebaixamentos, contudo, o fluxo não atingiu o estado estacionário, indicando que a descarga do aquífero ainda era maior que sua recarga quando os testes foram concluídos. O formato análogo das curvas de rebaixamento dos poços bombeados e dos poços de observação mostra que estes estão alocados no mesmo sistema de fraturas. O formato das curvas de rebaixamento ainda indicou a presença de barreira impermeável no local, a ocorrência de descontinuidades e a presença de um aquífero com baixa capacidade de armazenamento e zonas pouco transmissivas.

Já as curvas de recuperação intercalaram intervalos de recarga do aquífero e presença de barreira impermeável, confirmando a heterogeneidade e a forte anisotropia do SASG. Além disso, a determinação de tendências de recuperação não pode ser comprovada, pois o teste não

atingiu a porcentagem mínima de recuperação (80%). Portanto, aconselha-se a repetição de tal teste, seguindo o procedimento sugerido pela ABNT NBR 12.244 de 2006, a fim de dar maior credibilidade aos resultados alcançados, tendo em vista que a porcentagem de recuperação exerce influência sobre o formato das curvas.

Os resultados de capacidade específica obtidos estão acima da média para a região, porém ainda representam poços de baixa produtividade. Considerando que o fluxo não atinge o estado estacionário, considera-se que os resultados não representam a capacidade específica definitiva dos poços, porém estão bem próximos dos valores absolutos.

De uma maneira geral, os resultados obtidos de transmissividade, condutividade hidráulica e coeficiente de armazenamento evidenciaram a heterogeneidade e anisotropia do aquífero estudado, considerando sua inconstância e a curta distância entre os poços. Os valores de T estão acima da média para a região e abaixo das médias máximas, o que significa que os poços estão alocados em zona de considerável transmissividade do SASG. Já os valores de K indicaram que o local estudado se caracteriza como um meio semipermeável e que a capacidade de escoamento da água através das rochas é de média a baixa. Contudo, considerando que estes foram determinados a partir da espessura do aquífero, os valores de K tratam-se de resultados não muito confiáveis, pelos motivos já destacados.

Os resultados de S determinados através dos dados dos poços bombeados ficaram muito acima do que é normalmente encontrado em aquíferos fraturados. Destaca-se alguns resultados que inclusive foram superiores a 1, o que é considerado fisicamente impossível, porém deve-se considerar também a possibilidade desses resultados estarem incorretos devido à alguma falha no uso do *software* ou à alguma limitação deste. A variação da distância radial diminuiu os valores de S entre 2 e 3 casas decimais, porém estes ainda ficaram acima das faixas mais comuns para esse tipo de meio. Já os valores de S encontrados para os poços de observação ficaram dentro ou muito próximos das faixas encontradas em locais com características geológicas semelhantes. A comparação desses resultados permite concluir que a determinação deste parâmetro hidrodinâmico em testes de poços únicos não é aconselhável e que a utilização da distância radial igual a 1 metro não é suficiente para eliminar os erros causados pelo distúrbio do bombeamento.

Os resultados de T alcançados através dos testes de recuperação não demonstraram padrão em relação aos resultados dos dados de rebaixamento. Além disso, também não foi possível determinar nenhuma correlação com os valores de T e as porcentagens de recuperação atingidas. Isso ressalta a importância da correta execução tanto dos testes de bombeamento, quanto dos testes de recuperação, tendo em vista que isso influencia no formato das curvas que,

por sua vez, tem efeito direto nos resultados, os quais podem ser subestimados ou superestimados. Quanto ao coeficiente de armazenamento, os resultados obtidos através dos poços que sofreram o bombeamento novamente foram muito superiores aos demais, mostrando que o período de bombeamento continua interferindo na recuperação do nível da água.

A fim de determinar a eficácia dos métodos clássicos e dos modelos de dupla porosidade na avaliação de aquíferos fraturados, foram analisados os ajustes entre os dados de rebaixamento e recuperação calculados por tais métodos e os medidos em campo. Os resultados obtidos mostraram que o método que apresentou os menores erros tanto para os dados de rebaixamento, quanto para os dados de recuperação foi o modelo de dupla porosidade com efeito de pele de Moench. Por esse motivo assume-se que os parâmetros hidrodinâmicos retornados por esse método sejam os correspondentes mais confiáveis das propriedades dessa região do SASG. O método de Warren & Root apresentou erros bem próximos aos de Moench, porém ligeiramente superiores, indicando que o emprego dos modelos de dupla porosidade na avaliação de aquíferos fraturados é uma alternativa viável. Os ajustes obtidos através dos métodos clássicos não foram satisfatórios, tendo em vista que estes foram os que retornaram os maiores erros, comprovando a ineficiência desses em traduzir as discontinuidades de meios heterogêneos e anisotrópicos.

Além disso, foi possível confirmar que a avaliação de aquíferos através dos dados de rebaixamento obtidos em poços bombeados pode não ser muito precisa, considerando que estes apresentaram erros superiores quando comparados aos poços de observação. A análise dos resultados mostrou que o bombeamento também exerce influência na recuperação do nível da água, uma vez que os poços previamente bombeados também retornaram erros superiores aos poços observados, indicando que o volume total de água retirada na fase de bombeamento interfere na recuperação. Todavia, os ajustes obtidos através dos dados de recuperação foram consideravelmente mais precisos, mostrando que estes realmente geram resultados mais confiáveis do que os relativos aos dados de rebaixamento.

Em suma, os resultados obtidos forneceram informações importantes para melhor compreensão do SASG e também para a relação entre os poços estudados. Além disso, estes elucidaram algumas questões relativas às avaliações feitas a partir da execução de testes de bombeamento, o que pode colaborar para o aperfeiçoamento dos processos de gestão da água subterrânea, tendo em vista que os parâmetros hidrodinâmicos são utilizados em processos de outorga do uso da água e no cálculo de produção dos poços. Todavia, estudos que deem continuidade a esta pesquisa e que contribuam ainda mais para o conhecimento dos processos hidrogeológicos da região ainda são de suma importância. Abaixo, seguem algumas sugestões:

- Realização de estudos mais minuciosos sobre o meio físico local, através de estudos geofísicos ou outros que possam identificar lineamentos e sistemas de fraturas, a fim de avaliar os mecanismos de fluxo do aquífero, bem como definir sua espessura e aprimorar o entendimento sobre a interferência entre os poços.
- Execução de teste de recuperação seguindo o que é definido pela ABNT NBR 12.244 de 2006 para atingir maior confiabilidade dos resultados.
- Análise dos dados de rebaixamento e recuperação através de modelos específicos para meios essencialmente fraturados e comparação com os resultados obtidos com os modelos de dupla porosidade.
- Monitoramento dos níveis da água nos poços e no recurso hídrico superficial, juntamente com a coleta de dados de precipitação e vazão do rio, condutividade e pH nos poços tubulares, com o objetivo de determinar a interação entre esses dois recursos hídricos.

REFERÊNCIAS

AFONSO, M. J. Coxito. Hidrogeologia de rochas graníticas da região do Porto (NW de Portugal). **Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe**. Coruña: [s. n.], v. 28, n. 1, p. 173-192, 2003. Disponível em: <https://ruc.udc.es/dspace/bitstream/handle/2183/6560/CA-28-8.pdf>. Acesso em: 07 jun. 2020.

AGARWAL, Ram G.. A new method to account for producing time effects when drawdown type curves are used to analyze pressure buildup and other test data. **SPE Annual Technical Conference And Exhibition**, Dallas, v. 9289, n. 1, p. 1-20, set. 1980. Society of Petroleum Engineers. <http://dx.doi.org/10.2118/9289-ms>. Disponível em: https://blasingame.engr.tamu.edu/z_zCourse_Archive/P648_19A/. Acesso em: 05 jun. 2020.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. **Atlas Brasil**: abastecimento urbano de água. Brasília: ANA, 2010. Disponível em: <http://atlas.ana.gov.br/Atlas/downloads/atlas/Resumo%20Executivo/Atlas%20Brasil%20-%20Volume%202%20-%20Resultados%20por%20Estado.pdf>. Acesso em: 29 mai. 2020.

ÁGUA SUL: Manutenção e Perfuração de Poços Artesianos. **Perfil Litológico e Construtivo de Poço Tubular**: Poço 01, atrás da Incubadora. Caxias do Sul: Água Sul, 2003.

AHMED, Tarek; MCKINNEY, Paul D. Well Testing Analysis. **Advanced Reservoir Engineering**, [s.l.]: ELSEVIER, v. 1, n. 1, p. 1-147, jan. 2005. <http://dx.doi.org/10.1016/b978-075067733-2/50003-4>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780750677332500034>. Acesso em: 05 jun. 2020.

ALMEIDA, C.; OLIVEIRA, M. M. Caracterização hidráulica de aquíferos fracturados. **Livro de homenagem a Carlos Romariz**, [Lisboa]: [s.n.], p. 30-64, 1990. Disponível em: https://www.researchgate.net/profile/Carlos_Almeida20/publication/273142371_CHARACTERIZACAO_HIDRAULICA_DE_AQUIFEROS_FRACTURADOS/links/54f9f77e0cf29a9fbd7c59a1/CARACTERIZACAO-HIDRAULICA-DE-AQUIFEROS-FRACTURADOS.pdf. Acesso em: 08 jun. 2020.

ALVARES, Clayton Alcarde et al. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, [Stuttgart]: Gebrüder Borntraeger, v. 22, n. 6, p. 711-728, 1 dez. 2013. Schweizerbart. <http://dx.doi.org/10.1127/0941-2948/2013/0507>. Disponível em: https://www.schweizerbart.de/papers/metz/detail/22/82078/Koppen_s_climate_classification_map_for_Brazil. Acesso em: 15 maio 2020.

ANWAR, Shadab. A generalized model for pumping well hydraulics in confined aquifers. **Journal of Hydroinformatics**, Londres: IWA Publishing, v. 20, n. 5, p. 1085-1099, 2018. Bimestral. Disponível em: <https://iwaponline.com/jh/article/20/5/1085/38897/A-generalized-model-for-pumping-well-hydraulics-in>. Acesso em: 15 abr. 2020.

AQUIFERTEST: Pumping & Slug Test Analisis, Interpretation & Visualization Software. Versão Pro 7.0. Waterloo, Canada: Waterloo Hydrogeology Co., 2017.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS. **Águas subterrâneas: o que são?** São Paulo, 2020. Disponível em: <https://www.abas.org/aguas-subterraneas-o-que-sao/>. Acesso em: 29 mai. 2020.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 12244: Construção de poço para captação de água subterrânea.** Rio de Janeiro, 2006.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 12620: Águas - Determinação de nitrato - Métodos do ácido cromotrópico e do ácido fenoldissulfônico - Método de ensaio.** Rio de Janeiro, 1992.

BEAR, Jacob. **Hydraulic of Groundwater.** 1 ed. Mineola: Dover Publications Inc., 1979. Disponível em: <https://www.scribd.com/read/271567645/Hydraulics-of-Groundwater>. Acesso em: 27 mar. 2020.

BEZERRA, Isabelle Pinto. **Mapeamento geológico-estrutural e hidrogeológico do município de Acarapé – CE: Avaliação de critérios estruturais na hidrogeologia de terrenos cristalinos.** 2017. Monografia (Bacharelado) – Curso de Geologia, Departamento de Geologia, Centro de Ciências, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2017. Disponível em: <http://repositorio.ufc.br/handle/riufc/41205>. Acesso em: 16 abr. 2020.

BORSATTO, Saulo et al. Mapeamento geológico da área urbana de Caxias do Sul como etapa da cartografia geotécnica. **Revista Brasileira de Geologia de Engenharia e Ambiental**, São Paulo, v. 5, n. 1, p. 83-92, jun. 2015. Semestral. Disponível em: https://www.abge.org.br/downloads/revistas/RBGEA_vl.5.1_2015.pdf. Acesso em: 04 mai. 2020.

BORTOLIN, Taison Anderson et al. Hidrogeologia e hidroquímica dos aquíferos fraturados associados às rochas vulcânicas ácidas do município de Carlos Barbosa (RS). **Ambiente & Água: An Interdisciplinary Journal of Applied Science**, Taubaté, v. 9, n. 1, p. 55-67, mar. 2014. Trimestral. Instituto de Pesquisas Ambientais em Bacias Hidrográficas (IPABHi). <http://dx.doi.org/10.4136/1980-993x>. Disponível em: <https://www.redalyc.org/pdf/928/92830124007.pdf>. Acesso em: 23 mar. 2020.

BORTOLIN, Taison Anderson. **Estudo da recarga do Sistema Aquífero Serra Geral na bacia hidrográfica Taquari-Antas.** 2018. Tese (Doutorado) - Curso de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2018. Disponível em: <https://www.lume.ufrgs.br/handle/10183/188220>. Acesso em: 23 mar. 2020.

BOSSI, Júlio Chinelatto. **Análise estrutural para estimativa de potencial em aquífero fraturado no município de Louveira - SP.** 2016. Monografia (Bacharelado) – Curso de Geologia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2016. Disponível em: <https://repositorio.unesp.br/handle/11449/155475>. Acesso em: 19 abr. 2020.

BOURDET, Dominique et al. A new set of type curves simplifies well test analysis. **World oil**, v. 196, n. 6, p. 95-106, 1983.

BRASIL. **Lei nº 9.433, de 08 de janeiro de 1997.** Institui a Política Nacional de Recursos Hídricos, cria o Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos, regulamenta o inciso XIX do art. 21 da Constituição Federal, e altera o art. 1º da Lei nº 8.001, de 13 de março de 1990, que modificou a Lei nº 7.990, de 28 de dezembro de 1989. Brasília: Congresso Nacional, 1997. Disponível em: http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/LEIS/L9433.htm. Acesso em: 29 maio 2020.

BRASIL. **Portaria de Consolidação nº 5, de 28 de setembro de 2017.** Consolidação das normas sobre as ações e os serviços de saúde do Sistema Único de Saúde. Brasília: Ministério da Saúde, 2017. Disponível em: http://bvsms.saude.gov.br/bvs/saudelegis/gm/2017/prc0005_03_10_2017.html. Acesso em: 19 maio 2020.

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: 27 maio 2020.

CANBOLAT, Serhat; PARLAKTUNA, Mahmut. Analytical and visual assessment of fluid flow in fractured medium. **Journal Of Petroleum Science And Engineering**, [s.l.]: Elsevier BV, v. 173, n. 1, p. 77-94, fev. 2019. <http://dx.doi.org/10.1016/j.petrol.2018.10.004>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S092041051830857X>. Acesso em: 20 abr. 2020.

CANDEIAS, I. R.; SILVA, M. L. Avaliação dos Recursos Hídricos Subterrâneos e Caracterização Hidráulica da Formação Carbonatada de Viana do Alentejo-Alvito. In: **4º Congresso da Água. Lisboa. 1998.**

CÂNDIDO, Edilaine Gomes da Silva. **Modelagem hidrogeológica aplicada à análise de transporte de contaminantes:** Estudo prospectivo da propagação de contaminação em aquífero livre poroso. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2018. Disponível em: <https://repositorio.ufmg.br/handle/1843/BUOS-B9EJ9F>. Acesso em: 22 abr. 2020.

CARVALHO, M. G. et al. Ensaio de bombeamento em poço tubular profundo: uma metodologia para estudo hidrodinâmico em aquíferos fraturados. **Revista Universidade Rural: Série Ciências Exatas e da Terra**, Seropédica, Rio de Janeiro, v. 23, n. 1-2, p. 99-105, 2004. Disponível em: <https://docplayer.com.br/15436507-Ensaio-de-bombeamento-em-poco-tubular-profundo-uma-metodologia-para-estudo-hidrodinamico-em-aquiferos-fraturados.html>. Acesso em: 21 mai. 2020.

CHO, H. Jean; FIACCO, R. Joseph; DALY, Matthew H. Pumping test analysis in a fractured crystalline bedrock. In: **Proceedings of 2004 US EPA/National Ground Water Association Fractured Rock Conference: State of the Science and Measuring Success in Remediation.** 2004. p. 161-172.

CLASS FINANCIAL ANALYST. **Sum of Squares:** A statistical tool that is used to identify the dispersion of data. 2020. Disponível em:

<https://corporatefinanceinstitute.com/resources/knowledge/other/sum-of-squares/>. Acesso em: 28 maio 2020.

COMITÊ DE GERENCIAMENTO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO CAÍ. **O Comitê Cai**. 2013. Disponível em: <http://comitecai.blogspot.com/>. Acesso em: 27 maio 2020.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Execução de testes de bombeamento em poços tubulares**: Manual prático de orientação. [S. l.]: CPRM, 1998.

Disponível em:

http://dspace.cprm.gov.br/jspui/bitstream/doc/16635/1/Testes_Bombeamento_Pocos_Tubulares.pdf. Acesso em: 21 mai. 2020.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Hidrogeologia**. [Brasília], 2014. Cartografia Hidrogeológica. Arquivo GIS/Shapefile. Disponível em:

<https://cprm.maps.arcgis.com/apps/webappviewer/index.html?id=e1503e4e2617415fa63b69df1d5212d5>. Acesso em: 27 mai. 2020.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Mapa geológico do estado do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CPRM, 2005. 1 mapa, color. Escala 1:750.000. Disponível em:

http://www.cprm.gov.br/publique/media/geologia_basica/cartografia_regional/mapa_rio_grande_sul.pdf. Acesso em: 04 mai. 2020.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Mapa hidrogeológico do estado do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CPRM, 2005. 1 mapa, color. Escala 1:750.000.

Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/5249?show=full>. Acesso em: 04 mai. 2020.

CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 12. 2002, Florianópolis.

Comportamento do Aquífero Fissural na Microbacia do Córrego da Cachoeira, Município de Vinhedo (SP). [São Paulo]: ABAS, 2002. Disponível em:

<https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/22065>. Acesso em: 31 mar. 2020.

CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 16; ENCONTRO NACIONAL DE PERFURADORES DE POÇOS, 17. 2010, São Luís, MA. **Hidrodinâmica de diferentes aquíferos fraturados associados à Formação Serra Geral na região nordeste do estado do Rio Grande Do Sul**. [São Paulo, SP]: ABAS, 2010. Disponível em:

<https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/22990>. Acesso em: 24 mar. 2020.

CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 20. 2018, Campinas.

Avaliação do potencial de produtividade hídrica de poços na bacia do Rio Verde Grande/MG. [São Paulo]: ABAS, 2018. Disponível em:

<https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/29372>. Acesso em: 19 abr. 2020.

CONGRESSO INTERNACIONAL DE TECNOLOGIA PARA O MEIO AMBIENTE, 6.

2018, Bento Gonçalves, RS. **Análise de testes de aquífero realizados em poços tubulares com problemas de produção que captam água subterrânea do Sistema Aquífero Serra**

Geral. [Bento Gonçalves, RS]: [s. n.], 2018. Disponível em:
<https://www.lume.ufrgs.br/bitstream/handle/10183/180082/001070218.pdf?sequence=1>.
Acesso em: 23 mar. 2020.

COSTA, Waldir D. Análise dos fatores que atuam no aquífero fissural. **Águas Subterrâneas**, [São Paulo]: [s. n.], v.1, n. 1, p. 289 – 302, 1986. Trimestral. Disponível em:
<https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/23584>. Acesso em: 31 mar. 2020.

CRUZ, Fábio et al. Análise derivativa de testes de bombeamento em aquíferos fissurais no município de Jundiá/SP. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 40, n. 3, p. 13-26, 31 dez. 2019. Semestral. Instituto Geológico. <http://dx.doi.org/10.33958/revig.v40i3.673>. Disponível em: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rig/article/view/13535>. Acesso em: 15 abr. 2020.

DE SÁ, Pétrus Eduardo Feliciano. **Aplicação do método iterativo do gradiente hidráulico modificado pelo método de busca para a calibração da condutividade hidráulica horizontal de aquífero da bacia sedimentar do Araripe com avaliação do período de seca 2010 - 2016**. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil, Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Centro de Tecnologia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2018. Disponível em:
<http://repositorio.ufc.br/handle/riufc/37837>. Acesso em: 22 abr. 2020.

DE SÁ, Vitor Ribeiro. **Aplicação de métodos geostatísticos no estudo das distribuições espaciais de condutividade hidráulica em áreas do Sistema Aquífero Guarani (SAG) e do Sistema Aquífero Bauru (SAB) no estado de São Paulo**. 2016. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-graduação Recursos Minerais e Hidrogeologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2016. Disponível em:
<https://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44137/tde-17062016-151627/pt-br.php>. Acesso em: 22 abr. 2020.

DELLEUR, Jacques. **The Handbook of Groundwater Engineering**. Boca Raton: CRC Press LLC; Heidelberg: Springer-Verlag, 1999.

DEMIREL, Serdar et al. Characterizing Near-Surface Fractured-Rock Aquifers: insights provided by the numerical analysis of electrical resistivity experiments. **Water**, [S.l.]: MDPI AG., v. 10, n. 1117, p. 1-20, 23 ago. 2018. Anual. <http://dx.doi.org/10.3390/w10091117>. Disponível em: <https://www.mdpi.com/2073-4441/10/9/1117> Acesso em: 31 mar. 2020.

DESSERT, Rafael Lima et al. Análise da compartimentação estrutural do sistema aquífero embasamento cristalino no município de Bagé (RS) com base no uso de lineamentos (SRTM e magnéticos) e de dados hidrogeológicos. **Águas Subterrâneas**, [São Paulo]: Lepidus Tecnologia, v. 34, n. 1, p. 1-13, 26 jan. 2020. Trimestral. <http://dx.doi.org/10.14295/ras.v34i1.29557>. Disponível em:
<https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/29557>. Acesso em: 19 abr. 2020.

DEWANDEL, Benoît *et al.* Inferring the heterogeneity, transmissivity and hydraulic conductivity of crystalline aquifers from a detailed water-table map. **Journal Of Hydrology**, [S.l.]: Elsevier BV, v. 550, p. 118-129, jul. 2017.

<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.03.075>. Disponível em:
<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169417302743>. Acesso em: 20 abr. 2020.

DIPPENAAR, Matthys A.; VAN ROOY, J. Louis. On the cubic law and variably saturated flow through discrete open rough-walled discontinuities. **International Journal Of Rock Mechanics And Mining Sciences**, [S.l.]: Elsevier BV, v. 89, n. 1, p. 200-211, nov. 2016. Mensal. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ijrmms.2016.09.011>. Disponível em:
<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1365160916301976>. Acesso em: 20 abr. 2020.

DUTRA, Tuane de Oliveira. **Avaliação da exploração de poços tubulares, no Sistema Aquífero Serra Geral, por sistema de monitoramento automatizado**. 2016. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2016. Disponível em: <https://lume.ufrgs.br/handle/10183/143909>. Acesso em: 23 mar. 2020.

ENCONTRO NACIONAL DE PERFURADORES DE POÇOS, 14; SIMPÓSIO DE HIDROGEOLOGIA DO SUDESTE, 2. 2005, [Ribeirão Preto, MA]. **Testes de vazão**. [São Paulo, SP]: ABAS, 2005. Disponível em:
<https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/23230>. Acesso em: 20 mai. 2020.

ENCONTRO NACIONAL DE PERFURADORES DE POÇOS, 15; SIMPÓSIO DE HIDROGEOLOGIA DO SUL-SUDESTE, 1. 2007, [Gramado]. **Condicionantes geológicos da ocorrência de ferro e manganês em aquíferos fraturados da Formação Serra Geral** [São Paulo, SP]: ABAS, 2007. Disponível em:
<https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/22165/14521>. Acesso em: 27 mai. 2020.

ENGELBRECHT, Bruno Zanon. **Modelo conceitual de circulação de água subterrânea em aquífero cristalino no município de Itú/SP**. 2017. Dissertação (Mestrado) – Curso de Geociências e Meio Ambiente, Instituto de Geociências e Ciências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2017. Disponível em: <https://repositorio.unesp.br/handle/11449/150778>. Acesso em: 16 abr. 2020.

FACCO, Janete et al. Formação dos aquíferos Serra Geral e Guarani: uma volta ao passado. **5º Congresso Internacional de História Ambiental e Migrações**, Florianópolis. 2018. Disponível em: <https://repositorio.ufsc.br/handle/123456789/200731>. Acesso em: 20 mar. 2020.

FANTI, Aline Campello. **Investigação de aquífero fraturado para entendimento de fluxo e transporte de contaminantes clorados: estudo de caso em Valinhos, SP**. 2015. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2015. Disponível em:
<https://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44138/tde-17062016-145701/pt-br.php> Acesso em: 25 mar. 2020.

FEITOSA, Fernando A. C. et al. **Hidrogeologia: conceitos e aplicações**. Conceitos e Aplicações. Rio de Janeiro: CPRM, 2008.

FELLER, Moshe *et al.* **Aquífero Guarani: Manual de Teste de Bombeamento.** [S. l.: s. n.], 2009. Disponível em: <https://www.mma.gov.br/publicacoes/agua/category/42-recursos-hidricos.html?download=879:manual-de-teste-de-bombeamento>. Acesso em: 21 mai. 2020.

FERNANDES, Amélia J. et al. Potencial dos aquíferos fraturados do estado de São Paulo: Condicionantes geológicos. **Águas Subterrâneas**, [São Paulo]: [s. n.], v. 21, n. 1, p. 65 - 84, 2007. Trimestral. Disponível em: <
<https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/16168>>. Acesso em: 24 mar. 2020.

FERNANDES, Amélia João. Aquíferos fraturados: uma revisão dos condicionantes geológicos e dos métodos de investigação. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo: [s. n.], v. 29, n. 1/2, p. 49-72, 2008. Semestral. Disponível em:
<https://revistaig.emnuvens.com.br/rig/article/view/389>. Acesso em: 24 mar. 2020.

FERROUD, Anouck; CHESNAUX, Romain; RAFINI, Silvain. Insights on pumping well interpretation from flow dimension analysis: the learnings of a multi-context field database. **Journal Of Hydrology**, [s.l.]: ELSEVIER, v. 556, n. 1, p. 449-474, jan. 2018.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.10.008>. Disponível em:
<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169417306728>. Acesso em: 03 jun. 2020.

FERROUD, Anouck; RAFINI, Silvain; CHESNAUX, Romain. Using flow dimension sequences to interpret non-uniform aquifers with constant-rate pumping-tests: a review. **Journal of Hydrology X**, [s.l.]: ELSEVIER, v. 2, n. 1, p. 1-25, jan. 2019. Mensal.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.hydroa.2018.100003>. Disponível em:
<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2589915518300038>. Acesso em: 03 jun. 2020.

FETTER, C. W. **Applied hydrogeology**. 4.ed. Upper Saddle River, N.J.: Prentice Hall, c2001. xviii, 598 p. + 1 CD-ROM ISBN 0130882399.

FIALHO, A.; CHAMBEL, A.; ALMEIDA, C. **Caracterização hidráulica de aquíferos fraturados por modelos de porosidade dupla no concelho de Evora**. In: Congresso da Água, Lisboa, 1990. Disponível em:
https://www.researchgate.net/publication/303919195_CHARACTERIZACAO_HIDRAULICA_DE_AQUIFEROS_FRACTURADOS_POR_MODELOS_DE_POROSIDADE_DUPLA_NO_CONCELHO_DE_EVORA Acesso em: 15 nov. 2020.

FIUME, Bruna. **Geologia estrutural de detalhe para elaboração de modelo conceitual de circulação de água subterrânea: Estudo de caso em Jurubatuba, SP.** 2013. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013. Disponível em:
<https://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44138/tde-25092014-150022/en.php>. Acesso em: 16 abr. 2020.

FONTENELE, Lysandra Guedes; SANTOS, José Sérgio dos. **APLICAÇÃO DE MODELOS DE HIDRÁULICA DE POÇOS EM AQUÍFEROS FISSURAIIS DO MUNICÍPIO DE BATURITÉ – CEARÁ. Congresso Norte-Nordeste de Pesquisa e Inovação**, Maceió, nov.

2010. Disponível em:

<http://congressos.ifal.edu.br/index.php/connepi/CONNEPI2010/paper/viewFile/754/444>. Acesso em: 29 nov. 2020.

FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION OF THE UNITED NATIONS. **Thematic Papers on Groundwater**. Roma: FAO, 2016. Disponível em: <http://www.fao.org/3/a-i6040e.pdf>. Acesso em: 29 mai. 2020.

FOREST GIS. Download GIS. **FORESTGIS GEODATABASE**. [S. l.], [2017]. Arquivo GIS/Shapefile. Disponível em: <http://forest-gis.com/download-de-shapefiles/>. Acesso em: 19 mai. 2020.

FRANK, Heinrich Theodor. **Gênese e padrões de distribuição de minerais secundários na formação Serra Geral (Bacia do Paraná)**. 2008. Tese (Doutorado) - Curso de Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2008. Disponível em: <https://lume.ufrgs.br/handle/10183/15881>. Acesso em: 04 mai. 2020.

FRENZEL, Matheus Gorniski. **CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA DO SISTEMA AQUÍFERO SERRA GERAL (SASG) NA REGIÃO DE GARIBALDI, RS**. 2017. TCC (Graduação) - Curso de Geologia, Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2017. Disponível em: <https://lume.ufrgs.br/handle/10183/172320>. Acesso em: 23 mar. 2020.

FÚLFARO, Vicente José et al. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 12, n. 4, p. 590-611, dez. 1982. Disponível em: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/12194>. Acesso em: 04 mai. 2020.

FUNDAÇÃO DE ECONOMIA E ESTATÍSTICA. **Corede Serra**. Porto Alegre: FEE, 2020. Disponível em: <https://www.fee.rs.gov.br/perfil-socioeconomico/coredes/detalhe/?corede=Serra>. Acesso em: 23 mar. 2020.

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: 19 mai. 2020.

GOOGLE EARTH PRO. Versão 7.3.3.7699. Mountain View, Califórnia: Google LLC, Alphabet Inc., 2020.

HERNÁNDEZ, Andrés Silva. **Estudo Hidrogeológico e Geofísico do Aquífero Fissural no Campus da UFMT – Cuiabá – MT**. 2018. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-graduação em Recursos Hídricos, Faculdade de Arquitetura, Engenharia e Tecnologia, Universidade Federal do Mato Grosso, Cuiabá, 2018. Disponível em: <https://www1.ufmt.br/ufmt/un/publicacao/ppgrh/3?busca=&filtro=&categoria=> Acesso em: 25 mar. 2020.

HSU, Shih-meng; CHOU, Po-yi. Applicability of method to estimate transmissivity based on yield-drawdown analysis in mountainous fractured-rock aquifers: a case study in taiwan. **Engineering Geology**, [S.l.]: Elsevier BV, v. 262, p. 105315, nov. 2019. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.enggeo.2019.105315>.

https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0013795219311937?casa_token=2qu8k5zW9K0AAAAA:ApbiLRf6QFyA9fhuL_R7ll2cTcI5b638JIUWEXhJLwC8qWwpF4sSG2SePIG6gug5nv24vcJ7_rw. Acesso em: 20 abr. 2020.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Brasil_geo_area**. [Brasília], 2019. Geologia, Informações Ambientais, Geociências. Arquivo GIS/Shapefile. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/geociencias/informacoes-ambientais/geologia/15822-geologia-1-250-000.html?=&t=downloads>. Acesso em: 27 mai. 2020.

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: 27 mai. 2020.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Brasil_pedo_area**. [Brasília], 2006. Pedologia, Informações Ambientais, Geociências. Arquivo GIS/Shapefile. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/geociencias/informacoes-ambientais/pedologia/15829-solos.html?=&t=downloads>. Acesso em: 27 mai. 2020.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Manual Técnico de Pedologia**. Rio de Janeiro: IBGE, 2007. Disponível em: <https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/livros/liv37318.pdf>. Acesso em: 26 mai. 2020.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa: Série Histórica, Dados Diários. **Dados Climatológicos Caxias do Sul**. [Caxias do Sul], 2000-2020. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=bdmep/bdmep>. Acesso em: 19 mai. 2020.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. TOPODATA: Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil. **28S51_SN**. [Brasília], 2011. Arquivo GIS/Geotiff. Disponível em: <http://www.dsr.inpe.br/topodata/data/geotiff/>. Acesso em: 26 mai. 2020.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. TOPODATA: Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil. **28S525SN**. [Brasília], 2011. Arquivo GIS/Geotiff. Disponível em: <http://www.dsr.inpe.br/topodata/data/geotiff/>. Acesso em: 26 mai. 2020.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. TOPODATA: Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil. **29S51_SN**. [Brasília], 2011. Arquivo GIS/Geotiff. Disponível em: <http://www.dsr.inpe.br/topodata/data/geotiff/>. Acesso em: 26 mai. 2020.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. TOPODATA: Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil. **29S525SN**. [Brasília], 2011. Arquivo GIS/Geotiff. Disponível em: <http://www.dsr.inpe.br/topodata/data/geotiff/>. Acesso em: 26 mai. 2020.

JU, Yang *et al.* Evaluation of water permeability of rough fractures based on a self-affine fractal model and optimized segmentation algorithm. **Advances In Water Resources**, [S. l.]: Elsevier BV, v. 129, n. 1, p. 99-111, jul. 2019. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2019.05.007>.

<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0309170818308467>. Acesso em: 20 abr. 2020.

KAZEMI, H.; SETH, M. S.; THOMAS, G. W. The Interpretation of Interference Tests in Naturally Fractured Reservoirs with Uniform Fracture Distribution. **Society of Petroleum Engineers Journal**. Dallas: [s. n.], v. 9, n. 4, p. 463-472, dez. 1969. Disponível em: <https://www.onepetro.org/download/journal-paper/SPE-2156-B?id=journal-paper%2FSPE-2156-B>. Acesso em: 08 jun. 2020.

KIM, Jeong-Cheol; JUNG, Hyung-Sup; LEE, Saro. Groundwater productivity potential mapping using frequency ratio and evidential belief function and artificial neural network models: focus on topographic factors. **Journal of Hydroinformatics**, [S. l.]: IWA Publishing, v. 20, n. 6, p. 1436 - 1451, 2018. Bimestral. Disponível em: <https://iwaponline.com/jh/article/20/6/1436/41464/Groundwater-productivity-potential-mapping-using>. Acesso em: 16 abr. 2020.

KLUGE, Christian; MILSCH, Harald; BLÖCHER, Guido. Permeability of displaced fractures. **Energy Procedia**, [s.l.]: Elsevier BV, v. 125, n. 1, p. 88-97, set. 2017. <http://dx.doi.org/10.1016/j.egypro.2017.08.077>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1876610217335592>. Acesso em: 20 abr. 2020.

KUANG, Xingxing et al. 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>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169419311187>. Acesso em: 22 abr. 2020.

LABORATÓRIO DE ANÁLISES E PESQUISAS AMBIENTAIS. **Relatório de Ensaio nº 0649/19**. Caxias do Sul: UCS, 2019.

LABORATÓRIO DE ANÁLISES E PESQUISAS AMBIENTAIS. **Relatório de Ensaio nº 0712/19**. Caxias do Sul: UCS, 2019.

LABORATÓRIO DE ANÁLISES E PESQUISAS AMBIENTAIS. **Relatório de Ensaio nº 0651/19**. Caxias do Sul: UCS, 2019.

LABORATÓRIO DE ANÁLISES E PESQUISAS EM ALIMENTOS. **Relatório de Ensaio nº 2381/19**. Caxias do Sul: UCS, 2019.

LABORATÓRIO DE ANÁLISES E PESQUISAS EM ALIMENTOS. **Relatório de Ensaio nº 23613/19**. Caxias do Sul: UCS, 2019.

LABORATÓRIO DE ANÁLISES E PESQUISAS EM ALIMENTOS. **Relatório de Ensaio nº 2380/19**. Caxias do Sul: UCS, 2019.

LEÃO POÇOS ARTESIANOS. **Relatório Técnico**: Poço 02. Caxias do Sul: Leão Poços Artesianos, 1997.

LEÃO POÇOS ARTESIANOS. **Relatório Técnico**: Poço 03. Caxias do Sul: Leão Poços Artesianos, 1999.

LIMA, Laís Gabrielli; MENEGAT, Rualdo; MIZUSAKI, Ana Maria Pimentel. Inunditos como modelo deposicional no Triássico da Bacia Do Paraná: um exemplo no Gráben Arroio Moirão (RS). **Geociências**, São Paulo: UNESP, v. 37, n. 1, p. 3-19, 2018. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/324216578_Inunditos_como_modelo_deposicional_no_Triassico_da_Bacia_do_Parana_um_exemplo_no_Graben_Arroio_Moirao_RS/figures?lo=1. Acesso em: 09 jun. 2020.

LIN, Lixiang; LIN, Haili; XU, Yongxin. Characterisation of fracture network and groundwater preferential flow path in the Table Mountain Group (TMG) sandstones, South Africa. **Water SA**, [S.l.]: Academy of Science of South Africa, v. 40, n. 2, p. 263-272, 27 mar. 2014. Trimestral. <http://dx.doi.org/10.4314/wsa.v40i2.8>. Disponível em: <https://www.ajol.info/index.php/wsa/article/view/102219>. Acesso em: 31 mar. 2020.

LIU, Kui et al. Estimación de los parámetros hidrogeológicos (S, T) a partir de ensayos de bombeo en régimen variable resolviendo un sistema no-lineal de ecuaciones (SNE). **Boletín de Geología**, [Bucaramanga, Colômbia]: [s. n.], v. 36, n. 2, p. 71-78, 2014. Disponível em: <https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=5017941>. Acesso em: 03 jun. 2020.

MACHADO, José Luiz Flores. **Compartimentação espacial e arcabouço hidroestratigráfico do Sistema Aquífero Guarani no Rio Grande do Sul**. 2005. Tese (Doutorado) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Área de Concentração em Geologia Sedimentar, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, 2005. Disponível em: <http://www.repositorio.jesuita.org.br/handle/UNISINOS/2189>. Acesso em: 06 mai. 2020.

MILANI, Edison J.; RAMOS, Victor A. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, [S. l.], v. 28, n. 4, p. 473-484, dez. 1998. Disponível em: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/11243>. Acesso em: 04 mai. 2020.

MILANI, Edison José. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, CDR, p. 265-291, 2004. Disponível em: https://d1wqtxts1xzle7.cloudfront.net/58759746/Bacia_do_Parana_-_Milani.pdf?1554093461=&response-content-disposition=inline%3B+filename%3DCOMENTARIOS_SOBRE_A_ORIGEM_E_A_EVOLUCAO.pdf. Acesso em: 05 mai. 2020.

MOHAMED, Abdel-Mohsen Onsy *et al.* **Fundamentals of Geoenvironmental Engineering**: Understanding Soil, Water, and Pollutant Interaction and Transport. 1 ed. Índia: ELSEVIER, 2018. Disponível em: <https://www.scribd.com/read/363177042/Fundamentals-of-Geoenvironmental-Engineering-Understanding-Soil-Water-and-Pollutant-Interaction-and-Transport#>. Acesso em: 09 jun. 2020.

MOHARIR, Kanak; PANDE, Chaitanya; PATIL, Sanjay. Inverse modelling of aquifer parameters in basaltic rock with the help of pumping test method using MODFLOW software. **Geoscience Frontiers**, [S.l.]: Elsevier BV, v. 8, n. 6, p. 1385-1395, nov. 2017. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2016.11.017>. Disponível em:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1674987117300245>. Acesso em: 20 abr. 2020.

MONTANHEIRO, Filipe et al. Testes de bombeamento como requisitos para elaboração de modelos hidrogeológicos conceituais: estudo de caso no Aquífero Serra Geral. **Águas Subterrâneas**, [S.l.]: Lepidus Tecnologia, mar. 2017. <http://dx.doi.org/10.14295/ras.v0i0.28845>. Disponível em: <https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/28845>. Acesso em: 23 mar. 2020.

MONTEIRO, J. P. Interpretation of pumping tests and evaluation of the order of magnitude for hydraulic parameters characterising dissolution channels in the Castelo de Vide carbonate aquifer (Portugal). In: Proceedings, **3rd International Conference on Future Groundwater Resources at Risk**. UNESCO, Lisbon. 2001. p. 25-27.

NANNI, Arthur Schmidt. **O flúor em águas do Sistema Aquífero Serra Geral no Rio Grande do Sul: origem e condicionamento geológico**. 2008. Tese (Doutorado) – Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2008. Disponível em: <https://www.lume.ufrgs.br/handle/10183/13785>. Acesso em: 05 mai. 2020.

NI, Xiao-dong et al. Non-Darcy Flow Experiments of Water Seepage through Rough-Walled Rock Fractures. **Geofluids**, [s.l.]: Hindawi Limited, v. 2018, n. 1, p. 1-12, 2018. Anual. <http://dx.doi.org/10.1155/2018/8541421>. Disponível em: <https://www.hindawi.com/journals/geofluids/2018/8541421/>. Acesso em: 20 abr. 2020.

OLIVEIRA, Nilciléia Cristina de Magalhães. **Avaliação dos fatores condicionantes na produção de água subterrânea em aquíferos fraturados**. 2019. Monografia (Bacharelado) – Curso de Geologia, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2019. Disponível em: <https://www.monografias.ufop.br/handle/35400000/2290>. Acesso em: 15 abr. 2020.

OLIVIEIRA, Nilcileia Cristina de Magalhães et al. Aplicação do método AHP para confecção de modelo de favorabilidade hídrica subterrânea de aquíferos fraturados. **Águas Subterrâneas**, [São Paulo]: Lepidus Tecnologia, v. 34, n. 1, p. 90-102, 25 mar. 2020. Trimestral. <http://dx.doi.org/10.14295/ras.v34i1.29769>. Disponível em: <https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/29769>. Acesso em: 15 abr. 2020.

PAULA, Thiago de; CAMPOS, José. Aquíferos com fluxos controlados simultaneamente por porosidade intergranular e planar: aplicação a rochas metassedimentares do Alto Paraguai, MT. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre: UNIFESP v. 21, n. 1, p. 11-24, 25 abr. 2016. Trimestral. (SciELO). <http://dx.doi.org/10.21168/rbrh.v21n1.p11-24>. Disponível em: https://www.scielo.br/scielo.php?pid=S2318-03312016000100011&script=sci_arttext&tlng=pt. Acesso em: 03 jun. 2020.

PERAZZOLO, Lilian. **Estudo geotécnico de dois taludes da Formação Serra Geral, RS**. 2003. Dissertação (Doutorado) - Curso de Engenharia Civil, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2003. Disponível em:

<https://lume.ufrgs.br/bitstream/handle/10183/3584/000402204.pdf?sequence=1&isAllowed=y>. Acesso em: 04 mai. 2020.

PEREIRA, Maria Rosário; ALMEIDA, Carlos. Interpretação de ensaios de caudal de aquíferos fracturados em Trás-os-Montes Oriental (Portugal) por modelos de porosidade dupla e por métodos clássicos. **Hydrogeology Of Hard Rocks**, Madri: A.I.H. – G.E., p. 15-29, 1997. Disponível em:

https://www.researchgate.net/publication/272825567_Interpretacao_de_ensaios_de_caudal_d_e_aquiferos_fracturados_em_Tras-os-Montes_Oriental_Portugal_por_modelos_de_porosidade_dupla_e_por_metodos_classicos. Acesso em: 01 jun. 2020.

PIMENTA, Raquel Gomes. **Seleção da estratégia de produção de um reservatório fraturado sob incerteza**. 2014. Dissertação (Mestrado) – Faculdade de Engenharia Mecânica e Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2014. Disponível em: <http://repositorio.unicamp.br/handle/REPOSIP/265734>. Acesso em: 31 mar. 2020.

POWERS, J. Patrick et al. **Construction dewatering and groundwater control: new methods and applications**. John Wiley & Sons, 2007.

QGIS: Las Palmas. Versão 2.18.24. [S. l.]: QGIS Development Team, 2016.

QUINN, P.m.; CHERRY, J.a.; PARKER, B.l.. Relationship between the critical Reynolds number and aperture for flow through single fractures: evidence from published laboratory studies. **Journal Of Hydrology**, [S.l.]: Elsevier BV, v. 581, p. 124384, fev. 2020.

<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124384>. Disponível em:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169419311199?via%3Dihub>. Acesso em: 20 abr. 2020.

REBOUÇAS, Aldo da Cunha; FRAGA, Carlos Gilberto. Hidrogeologia das rochas vulcânicas do Brasil. **Águas Subterrâneas**, São Paulo, v. 12, n. 1, p. 29-55, ago. 1988. Trimestral. Disponível em: <https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/11282>. Acesso em: 06 mai. 2020.

REGINATO, Pedro Antônio Roeche. **Integração de dados geológicos para prospecção de aquíferos fraturados em trecho da bacia hidrográfica Taquari-Antas (RS)**. 2003. 276 f. Tese (Doutorado) - Curso de Engenharia de Minas, Metalúrgica e de Materiais, Escola de Engenharia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2003. Disponível em: <https://www.lume.ufrgs.br/bitstream/handle/10183/117392/000402125.pdf?sequence=1&isAllowed=y>. Acesso em: 23 mar. 2020.

REGINATO, Pedro Antonio Roehe et al. Análise de Testes de Aquífero Realizados em Poços Tubulares com Problemas de Produção que Captam Água Subterrânea do Sistema Aquífero Serra Geral. **6º Congresso Internacional de Tecnologias Para O Meio Ambiente**, Bento Gonçalves, abr. 2018. Disponível em: <https://lume.ufrgs.br/handle/10183/180082>. Acesso em: 23 mar. 2020.

REGINATO, Pedro Antonio Roehe; AHLERT, Siclério. Vulnerabilidade do Sistema Aquífero Serra Geral na região nordeste do estado do Rio Grande Do Sul. **Águas Subterrâneas**, São Paulo: ABAS, v. 27, n. 2, p. 32-46, jun. 2013. Trimestral. Disponível em:

<https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/27060>. Acesso em: 03 mai. 2020.

REGINATO, Pedro Antonio Roehe; AHLERT, Siclério; SCHNEIDER, Vânia Elisabete. Caracterização hidroquímica do Sistema Aquífero Serra Geral na região nordeste do Rio Grande do Sul. **Águas Subterrâneas**, São Paulo: ABAS, v. 27, n. 1, p. 65-78, abr. 2013. Trimestral. Disponível em:
<https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/27061>. Acesso em: 03 mai. 2020.

REGINATO, Pedro Antônio Roehe; STRIEDER, Adelir José. Caracterização estrutural dos aquíferos fraturados da Formação Serra Geral na região nordeste do estado do Rio Grande Do Sul. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo: [s. n.], 2006. Disponível em:
<http://ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/9349>. Acesso em: 23 mar. 2020.

REGINATO, Pedro Antônio Roehe; STRIEDER, Adelir José. Caracterização hidrogeológica e potencialidades dos aquíferos fraturados da Formação Serra Geral na região nordeste do estado do Rio Grande do Sul. **XIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas**, Cuiabá, v. 1, n. 1, p.1-1, out. 2004. Disponível em:
<https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/23398>. Acesso em: 23 mar. 2020.

RIBEIRO, Daniela Dantas de Menezes. **Caracterização hidrogeológica e hidrogeoquímica dos aquíferos cársticos Sapucari e Maruim, sub-bacia de Sergipe, bacia sedimentar de Sergipe-Alagoas**. Tese (Doutorado) – Curso de Geologia Ambiental, Hidrogeologia e Recursos Hídricos, Programa de Pesquisa e Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Salvador, 2018. Disponível em:
<https://repositorio.ufba.br/ri/handle/ri/25827>. Acesso em: 08 jun. 2020.

RICE, Eugene W.; BRIDGEWATER, Laura. AMERICAN PUBLIC HEALTH ASSOCIATION; AMERICAN WATER WORKS ASSOCIATION; WATER ENVIRONMENT FEDERATION. **Standard methods for the examination of water and wastewater**. 23. ed. Washington, Estados Unidos: American Public Health Association, 2017. xxxviii, ca 1504 p. ISBN 087553287X.

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/0BByn_B-4Lg7RGQk1YbHo0TW8yTIU/view. Acesso em: 27 maio 2020.

RIO GRANDE DO SUL. **Comunicado Importante**. Porto Alegre, RS: Secretaria do Estado do Ambiente e Desenvolvimento Sustentável, [2015]. Disponível em:
http://www.siout.rs.gov.br/Arquivos/Manual/SIOUT_guia_rapido_para_realizacao_dos_cadas_tros.pdf. Acesso em: 29 maio 2020.

RIO GRANDE DO SUL. **Decreto nº 37.033, de 21 de novembro de 1996**. Regulamenta a outorga do direito de uso da água no Estado do Rio Grande do Sul, prevista nos artigos 29, 30 e 31 da LEI Nº 10.350, de 30 de dezembro de 1994. Porto Alegre, RS: Assembleia Legislativa do Estado do Rio Grande do Sul, 1996. Disponível em:

http://www.al.rs.gov.br/legis/m010/M0100099.ASP?Hid_Tipo=TEXTO&Hid_TodasNormas=9942&hTexto=&Hid_IDNorma=9942. Acesso em: 29 maio 2020.

RIO GRANDE DO SUL. **Elaboração do Plano Estadual de Recursos Hídricos do Rio Grande do Sul**: Relatório Síntese da Fase A – RSA: Diagnóstico e Prognóstico Hídrico das Bacias Hidrográficas do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, RS: ECOPLAN Engenharia, 2007. Disponível em: <https://drive.google.com/file/d/15TS3pPcVfGJh7VzjWhxhpSMb7Qeao9zE/view>. Acesso em: 29 maio 2020.

RIO GRANDE DO SUL. **Manual de Outorga do Uso da Água**. Porto Alegre, RS: Secretaria Estadual do Meio Ambiente: Departamento de Recursos Hídricos, [2014]. Disponível em: <http://www.licenciamentoambiental.rs.gov.br/formularios-e-documentos?busca=manual&grupo=&ordem=>. Acesso em: 29 maio 2020.

RIO GRANDE DO SUL. **Perfil Socioeconômico Corede Serra**. Porto Alegre: Departamento de Planejamento Governamental, 2015. Disponível em: <https://governanca.rs.gov.br/upload/arquivos/201603/17095107-perfis-regionais-2015-serra.pdf>. Acesso em: 23 mar. 2020.

RIO GRANDE DO SUL. **Resolução nº 50/08**. Aprova o enquadramento das águas das bacias hidrográficas dos rios Caí, Pardo, Tramandaí e do Lago Guaíba. Porto Alegre, RS: Conselho de Recursos Hídricos, 2008. Disponível em: <https://drive.google.com/file/d/1iNJhB3ttr8skPFYwXeOwIDF3mDnIGHBO/view>. Acesso em: 27 maio 2020.

RIO GRANDE DO SUL. **Resolução nº 91, de 17 de agosto de 2011**. Aprova os Critérios para o uso de recursos hídricos e as vazões de derivação abaixo das quais a outorga poderá ser dispensada. Porto Alegre, RS: Secretaria do Meio Ambiente: Conselho de Recursos Hídricos do Rio Grande do Sul, 2011. Disponível em: <https://www.sema.rs.gov.br/upload/arquivos/201612/02112306-resolucao-crh-n-91-2011.pdf>. Acesso em: 29 maio 2020.

ROSSATO, Máira Suertegaray. **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. Disponível em: <https://www.lume.ufrgs.br/handle/10183/32620>. Acesso em: 15 mai. 2020.

ROSSETTI, Lucas de Magalhães May. **Arquitetura de fácies vulcânicas da Formação Serra Geral na região de Feliz - Caxias do Sul**. 2011. Monografia (Graduação) - Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011. Disponível em: <https://www.lume.ufrgs.br/handle/10183/132151>. Acesso em: 05 mai. 2020.

SANTOS, José Sérgio dos. **Efeitos do faturamento hidráulico em aquíferos fissurais**. 2005. Tese (Doutorado) – Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil, Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2008. Disponível em: <http://repositorio.ufc.br/handle/riufc/16733>. Acesso em: 31 mar. 2020.

SCHNEIDER, Vania Elisabete et al. Diagnóstico preliminar sobre a universalização do acesso aos serviços de abastecimento de água e esgotamento sanitário no Corede-Serra. **Congresso ABES/FENASAN**, São Paulo. 2017. Disponível em: <http://abes.locaweb.com.br/XP/XP-EasyArtigos/Site/Uploads/Evento36/TrabalhosCompletoPDF/IV-323.pdf>. Acesso em: 23 mar. 2020.

SEN, Zekai. **Practical and applied hydrogeology**. 1 ed. Istanbul, Turquia: ELSEVIER, 2015. Disponível em: <https://www.scribd.com/read/282658904/Practical-and-Applied-Hydrogeology#>. Acesso em: 09 jun. 2020.

SHAHBAZI, Alireza; SAEIDI, Ali; CHESNAUX, Romain. A review of existing methods used to evaluate the hydraulic conductivity of a fractured rock mass. **Engineering Geology**, [S.l.]: Elsevier BV, v. 265, n. 105438, p. 1-18, fev. 2020. <http://dx.doi.org/10.1016/j.enggeo.2019.105438>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0013795219311408>. Acesso em: 20 abr. 2020.

SILVA, Liliane Ferreira da. **Modelo conceitual do aquífero fraturado da área de jazida de urânio de Caetité, Bahia**: Implicações para o fluxo subterrâneo. 2015. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-graduação em Geociências Aplicadas, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2015. Disponível em: <https://repositorio.unb.br/handle/10482/31090>. Acesso em: 31 mar. 2020.

SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 17. 2015, João Pessoa. **Interpretação e mapeamento geomorfológico da bacia hidrográfica do rio Taquari-Antas, com suporte de técnicas de geoprocessamento e utilização de dados orbitais e cartográficos**. [S. l.]: INPE, 2015. Disponível em: <http://www.dsr.inpe.br/sbsr2015/files/p1404.pdf>. Acesso em: 27 mai. 2020.

SISTEMA DE OUTORGA DE ÁGUA DO RIO GRANDE DO SUL. **Consulta SIOUT**. Porto Alegre, 2020. Disponível em: <http://www.siou.rs.gov.br/consulta/#/>. Acesso em: 29 mai. 2020.

STEFANO, Paulo Henrique Prado et al. Análise de radônio no solo para prospecção de água em aquíferos fraturados. **Águas Subterrâneas**, [São Paulo]: Lepidus Tecnologia, v. 31, n. 3, p. 168-180, 30 maio 2017. Trimestral. <http://dx.doi.org/10.14295/ras.v31i3.28810>. Disponível em: <https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/28810>. Acesso em: 31 mar. 2020.

STOBER, Ingrid; BUCHER, Kurt. Hydraulic properties of the crystalline basement. **Hydrogeology Journal**, [S.l.]: Springer Science and Business Media LLC, v. 15, n. 2, p. 213-224, 11 nov. 2006. Mensal. <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-006-0094-4>. Disponível em: <https://link.springer.com/content/pdf/10.1007/s10040-006-0094-4.pdf>. Acesso em: 19 abr. 2020.

STUDYLIB. Gráfico patrón. [20--]. 1 gravura. Disponível em: <https://studylib.es/doc/5973356/gr%C3%A1fico-patr%C3%B3n>. Acesso em: 03 jun. 2020.

SUN, Kerang. Formulating surrogate pumping test data sets to assess aquifer hydraulic conductivity. **Journal of Hydrology X**, [S.l.]: ELSEVIER, v. 1, p. 1-5, dez. 2018. Mensal.

<http://dx.doi.org/10.1016/j.hydroa.2018.100004>. Disponível em:
<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S258991551830004X>. Acesso em: 22 abr. 2020.

TANG, Yiqun *et al.* **Groundwater Engineering**. 1 ed. Shanghai, China: SPRINGER, 2016. Disponível em: <https://www.scribd.com/document/353853043/Groundwater-Engineering-Springer-Verlag-Berlin-Heidelberg-2016>. Acesso em: 09 jun. 2020.

TOMASI, L. C.; ROISENBERG, Arí. Contexto Hidrogeológico e sua Relação com a Tectônica do Sistema Aquífero Serra Geral na Bacia Hidrográfica do Rio Ijuí, RS. **Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ**, [Rio de Janeiro]: Instituto de Geociências - UFRJ, v. 42, n. 2, p. 40-49, 5 jul. 2019. Trimestral. http://dx.doi.org/10.11137/2019_2_40_49. Disponível em: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/anigeo/article/view/13387>. Acesso em: 19 abr. 2020.

TRATA BRASIL. **O cenário do uso das Águas Subterrâneas no Brasil**. [S. l.: s. n.] 2019. Disponível em: <http://www.tratabrasil.org.br/blog/2019/05/30/o-cenario-do-uso-das-aguas-subterraneas-no-brasil/>. Acesso em: 29 mai. 2020.

UNITED NATIONS EDUCATIONAL, SCIENTIFIC AND CULTURAL ORGANIZATION; KOREA INSTITUTE OF GEOSCIENCE AND MINERAL RESOURCES. **Groundwater: shared resources for all**. Bangkok: UNESCO, 2017.

Disponível em:

<https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000261258/PDF/261258eng.pdf.multi>. Acesso em: 29 mai. 2020.

WANG, Zhihe; XU, Chaoshui; DOWD, Peter. A Modified Cubic Law for single-phase saturated laminar flow in rough rock fractures. **International Journal Of Rock Mechanics And Mining Sciences**, [S.l.]: Elsevier BV, v. 103, n. 1, p. 107-115, mar. 2018.

<http://dx.doi.org/10.1016/j.ijrmms.2017.12.002>. Disponível em:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1365160917301910>. Acesso em: 20 abr. 2020.

WARREN, J. E.; ROOT, P. J. The behavior of naturally fractured reservoirs. **Society of Petroleum Engineers Journal**, Pittsburgh: [s. n.], p. 245-255, set. 1963. Disponível em: <https://www.onepetro.org/download/journal-paper/SPE-426-PA?id=journal-paper%2FSPE-426-PA>. Acesso em: 08 jun. 2020.

WATERLOO HYDROGEOLOGY. **AquiferTest Pro 7.0: Pumping & Slug Test Analysis, Interpretation & Visualization Software: User's Manual**. Waterloo, Canada: Waterloo Hydrogeology, 2017.

WILLMANN, M. et al. On the meaning of the transmissivity values obtained from recovery tests. **Hydrogeology Journal**, [S.L.], v. 15, n. 5, p. 833-842, 1 fev. 2007. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-006-0147-8>. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/226185223_On_the_Meaning_of_the_Transmissivity_Values_Obtained_from_Recovery_Tests Acesso em: 15 nov. 2020.