

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PELOTAS

Centro de Desenvolvimento Tecnológico

Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos



Dissertação

**Modelagem numérica do fluxo subterrâneo no perímetro urbano do município
de Alegrete - RS**

Paula Josyane dos Santos Francisco

Pelotas, 2022

Paula Josyane dos Santos Francisco

**Modelagem numérica do fluxo subterrâneo no perímetro urbano do município
de Alegrete - RS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos, do Centro de Desenvolvimento Tecnológico da Universidade Federal de Pelotas, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Recursos Hídricos.

Orientadora: Juliana Pertille da Silva
Coorientadora: Vanessa Almeida de Godoy

Pelotas, 2022

Universidade Federal de Pelotas / Sistema de Bibliotecas
Catalogação na Publicação

F819m Francisco, Paula Josyane dos Santos

Modelagem numérica do fluxo subterrâneo no
perímetro urbano do município de Alegrete - RS / Paula
Josyane dos Santos Francisco ; Juliana Pertille da Silva,
orientadora ; Vanessa Almeida de Godoy, coorientadora. —
Pelotas, 2022.

105 f. : il.

Dissertação (Mestrado) — Programa de Pós-Graduação
em Recursos Hídricos, Centro de Desenvolvimento
Tecnológico, Universidade Federal de Pelotas, 2022.

1. Modelagem numérica hidrogeológica. 2. MODFLOW-
2005. 3. Sistema aquífero guarani. 4. Sistema aquífero
Serra Geral. I. Silva, Juliana Pertille da, orient. II. Godoy,
Vanessa Almeida de, coorient. III. Título.

CDD : 627

Paula Josyane dos Santos Francisco

Modelagem numérica do fluxo subterrâneo no perímetro urbano do município de
Alegrete - RS

Dissertação aprovada, como requisito parcial, para obtenção do grau de Mestre em Recursos Hídricos, Centro de Desenvolvimento Tecnológico, Universidade Federal de Pelotas.

Data da Defesa: 25 de fevereiro de 2022

Banca Examinadora:

Prof. Dra. Juliana Pertille da Silva (Orientadora)

Doutora em Geociências pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dra. Débora de Souza Simões

Doutora em Sensoriamento Remoto pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Felipe de Campos Loch

Doutor em Geotecnia pela Universidade de São Paulo

Agradecimentos

Gostaria de agradecer enormemente os meus pais Cleunice e Paulo e a minha irmã por todo apoio, amor, carinho e atenção durante toda minha vida e principalmente nos momentos mais tensos e em que tudo parecia dar errado. Agradeço a minha avó Maria pelo apoio, paciência e pelos valiosos conselhos.

Aos meus amigos, agradeço o amor, atenção, pelas comemorações, e por ficarem ao meu lado incondicionalmente.

Por último, mas não menos importante, agradeço a minha orientadora Juliana Pertille, pelos conselhos, atenção, compreensão e paciência e a minha coorientadora Vanessa Godoy pela atenção e pelos valiosos conselhos.

*“... Irmão, você não percebeu
que você é o único representante
do seu sonho na face da terra
se isso não fizer você correr, chapa
eu não sei o que vai...”*

Música Levanta e anda, de Emicida e Rael.

*“É durante as fases de maior adversidade que
surgem as grandes oportunidades de se fazer o bem
a si mesmo e aos outros.”*

Dalai Lama

Resumo

FRANCISCO, Paula Josyane dos Santos. **Modelagem numérica do fluxo subterrâneo no perímetro urbano do município de Alegrete - RS**. 2022. 105f. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos) - Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos, Centro de Desenvolvimento Tecnológico, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2022.

No município de Alegrete, o abastecimento de água é realizado utilizando um manancial superficial (Rio Ibirapuitã) e subterrâneo (17 poços tubulares). Os poços implantados na região extraem água dos sistemas aquíferos Serra Geral e Guarani. Essa região sofre com situações de escassez e pertence a bacia hidrográfica do rio Ibicui em que a situação do balanço hídrico se encontra muito crítica, mas ainda sim possuindo potencial de exploração de águas subterrâneas. Dessa forma ações e ferramentas que mensurem ou que possam fornecer o entendimento maior do fluxo subterrâneo possuem extrema importância na gestão dos recursos hídricos subterrâneos. O objetivo desse trabalho é compreender a dinâmica do fluxo subterrâneo no perímetro urbano do município de Alegrete, no estado do Rio Grande do Sul, utilizando a modelagem numérica como principal ferramenta. O código utilizado para realizar a modelagem numérica foi o MODFLOW-2005. Essa ferramenta foi capaz de simular o fluxo tridimensional de água no meio subterrâneo no regime permanente, utilizando como ponto de partida a equação governante do fluxo subterrâneo. A aplicação dessa ferramenta contou com a construção de uma base de dados e de um modelo conceitual. O modelo conceitual construído para área de estudo inclui dois sistemas aquíferos: Serra Geral e Guarani, com taxas de recarga de 1,3% e 8,1% para os sistemas aquíferos Serra Geral e Guarani, respectivamente. As condutividades hidráulicas foram descritas para o eixo horizontal e vertical possuindo o valor mínimo de $1,16E-6\text{m/s}$ e máximo de $3,12E-5\text{m/s}$. Nessa região foram considerados 27 poços tubulares já instalados, com bombeamento ativo. O modelo numérico obteve valores de carga hidráulicas que variaram de 78m a 176m. O balanço de massa demonstrou que a interação rio-aquífero exerce uma grande influência nas cargas hidráulicas e volume de água contido no modelo. A análise de sensibilidade evidenciou que os contornos utilizados como limites laterais da área de estudo são altamente sensíveis aos valores de condutividade hidráulica. Dessa forma, as recomendações são voltadas a diminuição das incertezas dos contornos laterais e a investigação mais profunda da influência da interação rio-aquífero.

Palavras-chave: Modelagem numérica hidrogeológica. MODFLOW-2005. Sistema Aquífero Guarani. Sistema Aquífero Serra Geral

Abstract

FRANCISCO, Paula Josyane dos Santos. **Numerical modeling of groundwater flow in the urban perimeter of the city of Alegrete - RS.** 2022. 105f. Dissertation (Master's Degree in Water Resources) – Graduate Program in Water Resources, Center for Technological Development, Federal University of Pelotas, Pelotas, 2022.

In the city of Alegrete, the water supply is carried out using a surface water body (Rio Ibirapuitã) and groundwater (17 wells). The wells implanted in the region extract water from the Serra Geral and Guarani aquifer systems. This region suffers from scarcity situations and belongs to the Ibicui river basin in which the water balance situation is very critical, but still having the potential to exploit groundwater. In this way, actions and tools that measure or that can provide a greater understanding of the groundwater flow are extremely important in the management of groundwater resources. The objective of this work is to understand the dynamics of the underground flow in the urban perimeter of the city of Alegrete, in the state of Rio Grande do Sul, using numerical modeling as the main tool. The code used to perform the numerical modeling was MODFLOW-2005. This tool was able to simulate the three-dimensional flow of water in the underground medium in the steady state, using the governing equation of the underground flow as a starting point. The application of this tool included the construction of a database and a conceptual model. The conceptual model built for the study area includes two aquifer systems: Serra Geral and Guarani, with recharge rates of 1.3% and 8.1% for the Serra Geral and Guarani aquifer systems, respectively. The hydraulic conductivities were described for the horizontal and vertical axis having a minimum value of $1.16\text{E-}6\text{m/s}$ and a maximum of $3.12\text{E-}5\text{m/s}$. In this region, 27 wells already installed were considered, with active pumping. The numerical model obtained hydraulic load values ranging from 78m to 176m. The mass balance showed that the river-aquifer interaction exerts a great influence on the hydraulic heads and volume of water contained in the model. The sensitivity analysis showed that the contours used as lateral limits of the study area are highly sensitive to hydraulic conductivity values. In this way, the recommendations are aimed at reducing the uncertainties of the lateral contours and the deeper investigation of the influence of the river-aquifer interaction.

Keywords: Numerical groundwater modeling. MODFLOW-2005. Guarani Aquifer System. Serra Geral Aquifer System

Lista de Figuras

Figura 1 - Densidade populacional em 2000; as áreas do globo com tons avermelhados apresentam maior densidade populacional.....	25
Figura 2 - Recursos hídricos subterrâneos do mundo.....	26
Figura 3 - Mega sistemas aquíferos do planeta.	27
Figura 4 - Nível de estresse hídrico físico observado nos países.	28
Figura 5 - Aparelho para determinar a lei do fluxo de água através da areia.	30
Figura 6 - Linha do tempo de alguns clássicos da hidrogeologia.	31
Figura 7 - Distribuição vertical da água no meio subterrâneo.	34
Figura 8 - Seção transversal esquemática ilustrando aquíferos livres e confinados.	36
Figura 9 - Classificação dos aquíferos de acordo com o tipo rochoso.	37
Figura 10 - Homogeneidade e isotropia de uma formação geológica.	38
Figura 11 - Ilustração dos conceitos de condutividade hidráulica e transmissividade	41
Figura 12 - Comportamento do armazenamento em um aquífero confinado (a) e um aquífero livre (b).	43
Figura 13 - Divisões administrativas dentro da área do SAG.	44
Figura 14 - Supersequências da Bacia do Paraná.	46
Figura 15 - Arranjo estrutural das formações Serra Geral e Botucatu.....	48
Figura 16 – Gráfico da relação entre as vazões médias e profundidades médias dos poços perfurados no SAG, nos países que estão sobre ele.....	49
Figura 17 - Etapas para aplicação de modelos.	51
Figura 18 - Volume Elementar Representativo (VER) exibindo os componentes de fluxo ao longo do eixo y.....	53
Figura 19 - Curva rebaixamento versus tempo, de um dado poço, mostrando o comportamento do regime transiente e do regime permanente; A) A água provém do armazenamento do aquífero (regime transitório); B) Contribuição de uma fonte externa de água (regime transitório) e C) A água provém de fonte externa sem adição da parcela do armazenamento (regime permanente).	55
Figura 20 - Localização da área modelada.	64
Figura 21 - Quadros e imagens SRTM utilizados para gerar a BHRI.	66
Figura 22 - Janela do Hidro 1.4 contendo as médias mensais de 1940 a 1975.	67

Figura 23 – Esquema dos dados utilizados no modelo conceitual.	70
Figura 24 – Modelo conceitual da área de estudo.....	70
Figura 25 – Modelo Digital de Elevação da área modelada.	71
Figura 26 – Histograma apresentando a distribuição das altitudes na área modelada.	71
Figura 27 – Classificação climática de Koppen para o Rio Grande do Sul; o retângulo vermelho representa a localização da área de estudo.	73
Figura 28 – Rede de drenagem da área modelada.	74
Figura 29 – Hidrograma mensal da estação fluviométrica 76750000; as regiões avermelhadas representam o final da primavera e o verão.....	74
Figura 30 – Formações geológica presentes na área modelada.....	75
Figura 31 – Sistemas aquíferos na área modelada.	76
Figura 32 – Seções geológica para a área de estudo.	78
Figura 33 – Condições de contorno presentes na área modelada.	80
Figura 34 – Discretização horizontal da área modelada.....	81
Figura 35 – Mapa potenciométrico do município de Alegrete, Rio Grande do Sul. ...	84
Figura 36 – Níveis de água utilizados para construir o mapa potenciométrico de Alegrete. A linha na cor vermelha apresenta a média dos níveis estáticos.....	85
Figura 37 – Mapa potenciométrico para os municípios de Alegrete, Cacequi, Quaraí, Rosário do Sul e Santana do Livramento.	85
Figura 38 – Distribuição da carga hidráulica na camada 1.....	86
Figura 39 – Distribuição da carga hidráulica na camada 2.....	87
Figura 40 – Sensibilidade dos componentes do balanço de massa às condutividades hidráulicas da camada 1.....	89
Figura 41 – Sensibilidade dos componentes do balanço de massa às condutividades hidráulicas da camada 2.....	89

Lista de Tabelas

Tabela 1 - Mega aquíferos do planeta organizados por continente.....	27
Tabela 2 - Faixas de porosidade e porosidade efetiva (em %) para diferentes litologias.	39
Tabela 3 - Condutividade hidráulica horizontal, vertical e anisotropia vertical para algumas litologias.....	40
Tabela 4 - Valores dos parâmetros utilizados no cálculo de condutância hidráulica da rede de drenagem da área modelada.	68
Tabela 5 – Condutividade hidráulica horizontal e vertical para as formações as Serra Geral e Botucatu.	82
Tabela 6 – Variação positiva e negativa de 50% dos parâmetros iniciais.	83
Tabela 7 – Balanço de massa do modelo.	87
Tabela 8 – Balanço de massa para as zonas 1 e 2.....	88

Lista de Quadros

Quadro 1 - Processo de derivação da equação governante do fluxo subterrâneo....	53
Quadro 2 - Principais pacotes do código MODFLOW-2005.	57

Lista de Equações

Equação 1 – Lei de Darcy	30
Equação 2 – Balanço hídrico.....	33
Equação 3 – Porosidade	38
Equação 4 – Descarga específica.....	39
Equação 5 – Descarga específica integrada com gradiente hidráulico	40
Equação 6 – Gradiente hidráulico no três eixos	40
Equação 7 - Transmissividade	41
Equação 8 – Armazenamento ou coeficiente de armazenamento	41
Equação 9 – Armazenamento específico	42
Equação 10 – Fluxo subterrâneo nos três eixos	53
Equação 11 – Condutância hidráulica da interação rio-aquífero	68

Lista de Abreviaturas e Siglas

ANA	Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico
BHRI	Bacia hidrográfica do Rio Ibirapuitã
bb	Sistema Aquífero Basalto/Botucatu
bg1	Sistema Aquífero Botucatu/Guará I
BGR	Bundesanstalt für Geowissenschaften und RohstoffeGerman (Federal Institute for Geosciences and Natural Resources)
Cfa	Clima subtropical úmido
Cfb	Clima Oceânico temperado
CHD	Time Variant Specified Head ou Constant Head Designation
CORSAN	Companhia Riograndense de Saneamento
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
CSS	Composite Scaled Sensitivity
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
GeoSGB	Sistema de Geociências do Serviço Geológico do Brasil
GHB	General-Head Boundary
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IDW	Inverse Distance Weighting
J3K1bt	Formação Botucatu
K1βal	Formação Serra Geral fácies Alegrete
K1βgr	Formação Serra Geral fácies Gramado
LEBAC	Laboratório de Estudo de Bacias
MDE	Modelo Digital de Elevação
MMA	Ministério do Meio Ambiente
NASA	National Aeronautics and Space Administration)

NGA	National Geospatial-Intelligence Agency
NRMSE	Normalized Root Mean Square Error
OEA	Organização dos Estados Americanos
Q2a	Depósitos aluvionares
RIMAS	Rede Integrada de Monitoramento das Águas Subterrâneas
RMSE	Root Mean Squared Error
SAG	Sistema Aquífero Guarani
SASG	Sistema Aquífero Serra Geral
sg2	Sistema Aquífero Serra Geral II
SGB	Serviço Geológico do Brasil
SIAGAS	Sistema de Informações de Águas Subterrâneas
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
UFSM	Universidade Federal de Santa Maria
UNESCO	United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization
UNESP	Universidade Estadual Paulista
USGS	United States Geological Survey
VER	Volume Elementar Representativo
WHYMAP	World-wide Hydrogeological Mapping and Assessment Programme

Lista de símbolos

%	Porcentagem
Q	Vazão de escoamento (L^3/T)
K	Condutividade hidráulica (L/T)
A	Área da seção transversal (L^2)
h_1 e h_2	Alturas de água (L)
P	Precipitação
ETR	Evapotranspiração real
R	Escoamento superficial
I	Infiltração
ΔS	Variação no armazenamento
η	Porosidade (L^3/L^3)
V_v	Volume de vazios (L^3)
V_T	Volume total (L^3)
η_e	Porosidade efetiva
V_g	Volume de água liberado dos poros por meio da gravidade
S_r	Retenção específica
Δh	Variação de carga hidráulica
q	Descarga específica (L/T)
$grad\ h$	Gradiente hidráulico (L/L)
T	Transmissividade (L^2/T)
b	Espessura do aquífero (L)
S	Armazenamento (adimensional)
S_s	Armazenamento específico (L^{-1})

ρ_w	Densidade da água (M/L ³)
g	Gravidade (L/T ²)
α	Compressibilidade do aquífero (LT ² /M)
β	Compressibilidade do fluido (LT ² /M)
S_y	Rendimento específico (L ³ /L ³)
K_{xx} , K_{yy} e K_{zz}	Condutividades hidráulicas nos eixos x, y e z (L/T)
W	Fontes ou sumidouros de água (L ³)
t	Tempo (T)
Δt	Variação de tempo
n	Trecho da rede de drenagem
$CRIV_n$	Condutância hidráulica da interação rio-aquífero no trecho (L ² /T)
K_n	Condutividade hidráulica do material do leito do rio (L/T)
L_n	Comprimento do curso d'água (L)
W_n	Largura do curso (L)
M_n	Espessura do material do leito do rio (L).
KH_1	Condutividade hidráulica no eixo horizontal da camada 1 (L/T)
KV_1	Condutividade hidráulica no eixo vertical da camada 1 (L/T)
KH_2	Condutividade hidráulica no eixo horizontal da camada 2 (L/T)
KV_2	Condutividade hidráulica no eixo vertical da camada 2 (L/T)

Sumário

1	Introdução.....	20
2	Objetivos.....	23
2.1	Geral	23
2.2	Específicos	23
3	Revisão de Literatura.....	24
3.1	Recursos Hídricos: um breve panorama	24
3.2	Hidrogeologia: Contexto histórico.....	29
3.3	Conceitos fundamentais em Hidrogeologia.....	32
3.3.1	Ciclo hidrológico e balanço hídrico	32
3.3.2	Distribuição de água no meio subterrâneo	33
3.3.3	Domínios do balanço hídrico na hidrogeologia.....	34
3.3.4	Tipos de aquíferos.....	35
3.3.5	Parâmetros hidrogeológicos e movimentação de água no aquífero.....	38
3.3.5.1	Porosidade	38
3.3.5.2	Condutividade hidráulica e gradiente hidráulico	39
3.3.5.3	Transmissividade	40
3.3.5.4	Armazenamento	41
3.4	Sistema Aquífero Guarani (SAG)	43
3.5	Aspectos geológicos do SAG e do SASG	45
3.5.1	Bacia do Paraná.....	45
3.5.2	Formação Botucatu	46
3.5.3	Formação Serra Geral.....	47
3.5.4	Aspectos hidrogeológicos do SAG e do SASG	48
3.6	Modelos.....	50
3.6.1	Modelagem numérica em hidrogeologia	51
3.6.1.1	Definição do objetivo	52
3.6.1.2	Modelo Conceitual.....	52
3.6.1.3	Modelos numéricos – Formulação matemática	52
3.6.1.4	Escolha do código	55
3.6.1.5	Configuração do modelo numérico.....	57
3.6.1.6	Análise de sensibilidade	59

3.6.1.7	Limitações dos modelos numéricos	60
4	Materiais e métodos	62
4.1	Determinação da região de interesse e objetivo da modelagem numérica ..	62
4.1.1	Determinação da área modelada	62
4.2	Localização da área de estudo.....	63
4.3	Base de dados	64
4.3.1	Poços	64
4.3.2	Imagens SRTM	65
4.3.3	Bacia hidrográfica.....	66
4.3.4	Rede de drenagem.....	67
4.3.5	Dados de precipitação e recarga.....	68
4.3.6	Mapas geológicos, hidrogeológicos e geomorfológicos	69
4.4	Modelo conceitual	69
4.4.1	Topografia	70
4.4.2	Clima da área de estudo	72
4.4.3	Hidrografia da área de estudo	73
4.4.4	Geologia da área de estudo	74
4.4.5	Hidrogeologia e bombeamentos.....	75
4.4.6	Síntese hidrogeológica da área de estudo	77
4.5	Modelo numérico.....	79
4.5.1	Domínios do modelo e condições de contorno.....	79
4.5.2	Discretização espacial.....	80
4.5.3	Parâmetros utilizados no modelo	81
4.5.4	Escolha do código e da interface gráfica.....	82
4.5.5	Análise de sensibilidade	82
4.5.6	Limitações do modelo implementado	83
5	Resultados	84
5.1	Configuração do modelo – Potenciometria	84
5.2	Modelo de fluxo	86
5.2.1	Carga hidráulica	86
5.2.2	Balanço de massa.....	87
5.2.3	Análise de sensibilidade para condutividades hidráulicas	88
6	Discussões	90
6.1	Configuração do modelo – Potenciometria	90

6.2	Modelo de fluxo – Camada 1.....	91
6.3	Modelo de fluxo – Camada 2.....	93
6.4	Análise de sensibilidade	94
7	Conclusão	96
8	Recomendações	97
9	Referências bibliográficas.....	98

1 Introdução

A água é um elemento de vital importância para os seres humanos, sendo demandada para diferentes usos. No Brasil, ao longo do ano de 2019, os seguintes usos se destacaram no quesito vazão consumida: irrigação, abastecimento animal e uso industrial, em que os percentuais foram respectivamente de: 66,1%, 11,6% e 9,7% em relação ao total consumido, que foi de 1.125m³/s (ANA, 2020). Do total de água no ciclo hidrológico, em 2018, 1,1 trilhão de metros cúbicos foram de águas subterrâneas (ANA, 2020).

Estima-se que dos 2,5% de água doce no planeta, 29,9% desse volume pertencem as águas subterrâneas e 0,3% pertencem a mananciais superficiais, o restante do volume de água doce pertence a umidade do solo, aos pântanos e na sua maioria apresenta-se no estado sólido, com permanente cobertura de gelo, forma essa que impossibilita a extração de água (SHIKLOMANOV, 1998). Deste modo, as águas subterrâneas configuram-se como uma boa opção de exploração e grande importância ambiental, por possuírem maiores reservas do que os mananciais superficiais e em muitos casos, por exercerem uma função produtiva no sentido de alimentar rios em períodos de estiagem. Além disso, por serem armazenadas em aquíferos, ou seja, em corpos de rochas ou sedimentos saturados com água subterrânea, ficam, teoricamente, mais protegidas de contaminação.

Ações que visam a proteção e a gestão de aquíferos são fundamentais para que tenhamos reservas de água doce disponível para os diversos usos. O Brasil abriga um dos principais sistemas aquíferos do mundo, o Sistema Aquífero Guarani (SAG). O SAG é um importante sistema aquífero transfronteiriço, isso porque ele se estende por 4 diferentes países (Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai). No território brasileiro, fica localizada 61,65% de sua área (735.918km²) (OEA, 2009). Na região oeste do Rio Grande do Sul, no município de Alegrete, as espessuras do SAG podem atingir valores acima dos 800 metros (ARAÚJO; FRANÇA; POTTER, 1995), sendo uma reserva de água bastante relevante para a região, o que o sujeita a fortes pressões devido à diminuição dos níveis dos cursos d'água superficiais e do volume de água precipitado na sua área de ocorrência.

O município de Alegrete possui a maior área entre os municípios do Rio Grande do Sul, ficando esse município localizado na região oeste do estado (IBGE, 2022). O seu abastecimento é realizado tanto pela extração de água no rio Ibirapuitã

como por um conjunto de 17 poços. A avaliação da oferta e demanda desse sistema de abastecimento indica que ele necessita ser ampliado (ANA, 2015). Segundo a PROFILL (2011), do total das águas subterrâneas disponibilizadas na bacia hidrográfica do rio Ibicuí, que inclui o município de Alegrete, é utilizado apenas 1,5% e se contabilizados os poços não cadastrados essa demanda sobe para 15%. Isso demonstra que esse município possui um grande potencial de ampliação do sistema de abastecimento baseado na exploração de águas subterrâneas.

Essa exploração é feita sob grande incerteza em relação ao comportamento do aquífero e aos volumes de suas reservas, principalmente devido à complexidade em se caracterizar geologicamente a disposição de suas camadas e seus parâmetros hidrogeológicos. Essa incerteza dificulta o processo de gestão do recurso, o que pode ter impactos significativos na disponibilidade futura.

A modelagem numérica hidrogeológica é uma ferramenta capaz de reproduzir computacionalmente o complexo comportamento dos sistemas aquíferos frente à atual exploração, permitindo que se analisem os impactos em suas reservas para determinados intervalos de valores dos parâmetros hidrogeológicos, ou seja, que se analise a sensibilidade das respostas aos parâmetros, e que se quantifique a incerteza.

A modelagem já tem sido utilizada para analisar o comportamento hidráulico de diversos aquíferos em nível mundial. Alguns exemplos incluem grandes aquíferos como o Sistema Aquífero Nubian, o maior sistema aquífero do continente africano (VOSS; SOLIMMAN, 2014). Bloxom e Burbey (2015) utilizaram a modelagem para obter as linhas equipotenciais para uma área menor com um número de camada maior se comparadas ao Sistema Aquífero Nubian. Esses mesmos autores utilizaram o parâmetro CSS (*Composite Scaled Sensitivity*) para demonstrar a importância das observações com relação a um único parâmetro. De forma mais objetiva, Carvalho (2013), analisa como as cargas hidráulicas se comportam quando os valores de recarga e condutividade hidráulica tem um aumento de 50% e um desconto também de 50%. Na fronteira sudoeste do Brasil, Gómez, Rodríguez e Vives (2010) utilizam a modelagem hidrogeológica para obter valores de recarga calibrados para o SAG, na fronteira Brasil-Uruguai. No modelo proposto por Gómez, Rodríguez e Vives (2010), é adicionada a variável evapotranspiração e ainda é realizada análise de sensibilidade em relação aos parâmetros de recarga para as

formações Botucatu e Serra Geral e para a condutância hidráulica dos cursos d'água da região.

Dessa forma, este trabalho tem como objetivo realizar a modelagem numérica do fluxo de água subterrânea dos aquíferos Serra Geral e Guarani, no perímetro urbano do município de Alegrete, Rio Grande do Sul, para entender a dinâmica do fluxo subterrâneo. Além disso, pretende-se avaliar a sensibilidade das respostas para diferentes valores de condutividade hidráulica, podendo contribuir como uma importante ferramenta de gestão dos recursos hídricos subterrâneos.

Esse é um trabalho pioneiro na região, que se propõe a apresentar o modelo hidrogeológico conceitual e matemático do fluxo subterrâneo para uma zona que historicamente sofre com períodos de estiagem e há forte demanda dos recursos hídricos subterrâneos.

2 Objetivos

2.1 Geral

Compreender a dinâmica do fluxo subterrâneo nos aquíferos Serra Geral e Guarani no perímetro urbano do município de Alegrete, Rio Grande do Sul.

2.2 Específicos

- Construir um modelo hidrogeológico conceitual para essa região estudada;
- Inferir quantitativamente sobre a interação rio-aquífero;
- Analisar o balanço de massa para diferentes sistemas aquíferos considerados;
- Analisar a sensibilidade dos componentes do balanço de massa nos sistemas aquíferos utilizando diferentes valores de condutividade hidráulica.

3 Revisão de Literatura

3.1 Recursos Hídricos: um breve panorama

Os recursos hídricos podem ser definidos como a atribuição de valor econômico à água (Embrapa, 2022). No entanto, apesar de possuir um valor econômico, a água também possui valor social, sendo responsável por promover a sobrevivência e a saúde pública. Considerando esse panorama, neste capítulo serão apresentados os fatores que regulam a exploração dos recursos hídricos e os principais recursos hídricos subterrâneos do mundo e do Brasil, de forma a apresentar a diversidade geológica em diferentes regiões do globo.

Em diversas escalas geográficas, sejam elas mundial, nacional, estadual, municipal ou até na escala de bacia hidrográfica, a exploração de água é regulada por dois fatores: demanda hídrica e disponibilidade hídrica. A demanda hídrica pode ser definida como a necessidade que um determinado lugar possui por água, já a disponibilidade é a capacidade de água que esse determinado local pode oferecer, podendo ser superficial ou subterrânea (ANA, 2021).

Segundo a UNESCO (2012), o recurso hídrico é demandado principalmente para cinco diferentes setores: alimentação e agricultura; energia; indústria; uso doméstico; e para sustentação de ecossistemas (florestas, zonas úmidas e campos com cobertura vegetal). Nesse sentido, a população cumpre um importante papel no fator demanda hídrica e consequentemente no nível de estresse ao qual esse recurso, seja ele superficial ou subterrâneo, está submetido. Desta forma, a demanda hídrica sofre alteração de acordo com o número de habitantes de um determinado local, por isso a avaliação da densidade populacional é um importante aspecto em projetos que envolvam recursos hídricos. A Figura 1 apresenta o mapa de densidade populacional mundial. Nesse mapa destacam-se a região da Ásia meridional, na qual os países Afeganistão, Bangladesh, Butão, Índia, Maldivas, Nepal, Paquistão e Sri-Lanka estão localizados. Nessa região, a densidade populacional ultrapassa 1000 habitantes por km² (Figura 1). Nesse sentido, a região da Ásia Meridional possui altos níveis de estresse hídrico, estando esse parâmetro relacionados aos estoques de água doce e a alta demanda de água potável pela população sendo utilizada principalmente para serviços de saneamento da região.

A disponibilidade hídrica é um fator regulador na exploração de água e é componente no cálculo do estresse hídrico, que é mensurado pela relação entre

demanda e disponibilidade hídrica, tendo como objetivo verificar o grau de pressão exercido pela população e suas atividades econômicas sobre os recursos hídricos (ANA, 2019).

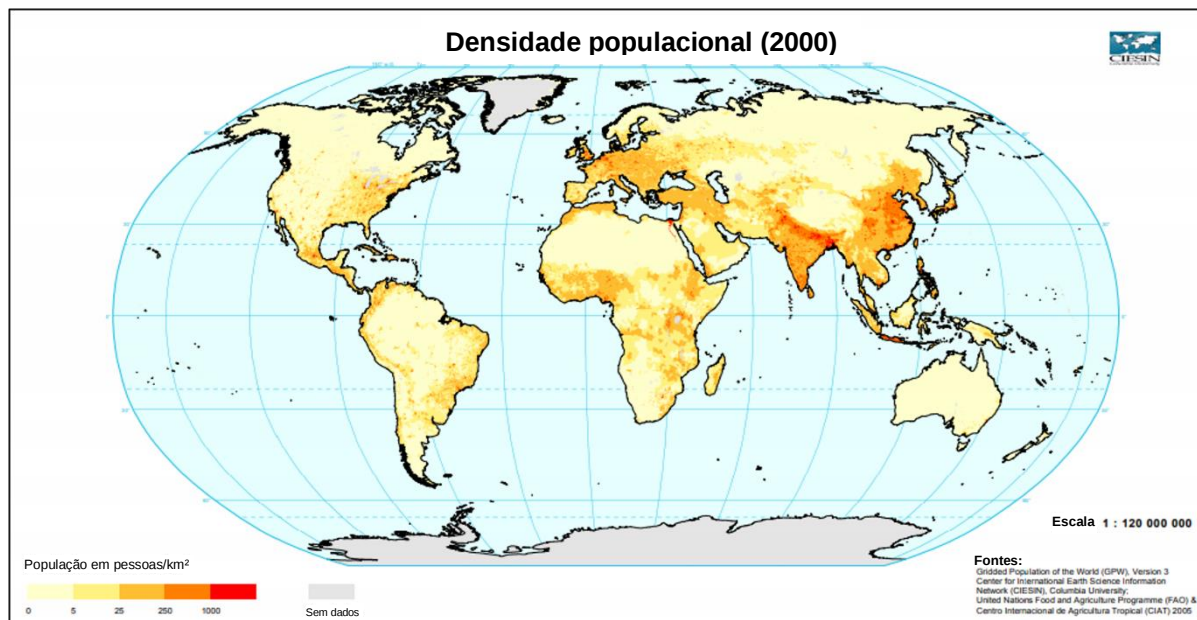


Figura 1 - Densidade populacional em 2000; as áreas do globo com tons avermelhados apresentam maior densidade populacional.

Fonte: Adaptado de BGR/UNESCO (2008).

A disponibilidade hídrica subterrânea, varia de acordo com a região, pois depende diretamente do contexto geológico no qual a região está inserida e, portanto, de parâmetros hidrogeológicos que regulam o armazenamento e transmissão de água. Dessa forma, na Figura 2 são apresentados os principais recursos hídricos subterrâneos do mundo discretizando-os pela estrutura geológica (em bacias hidrogeológicas grandes, em áreas com estrutura geológica complexa e em áreas com aquíferos locais e rasos) e pela taxa de recarga anual (muito alta, alta, média, baixa e muito baixa). Na mesma figura é possível observar que os principais recursos hídricos subterrâneos da América do Sul estão localizados em bacias hidrogeológicas grandes, com taxas de recarga superiores a 100mm por ano.

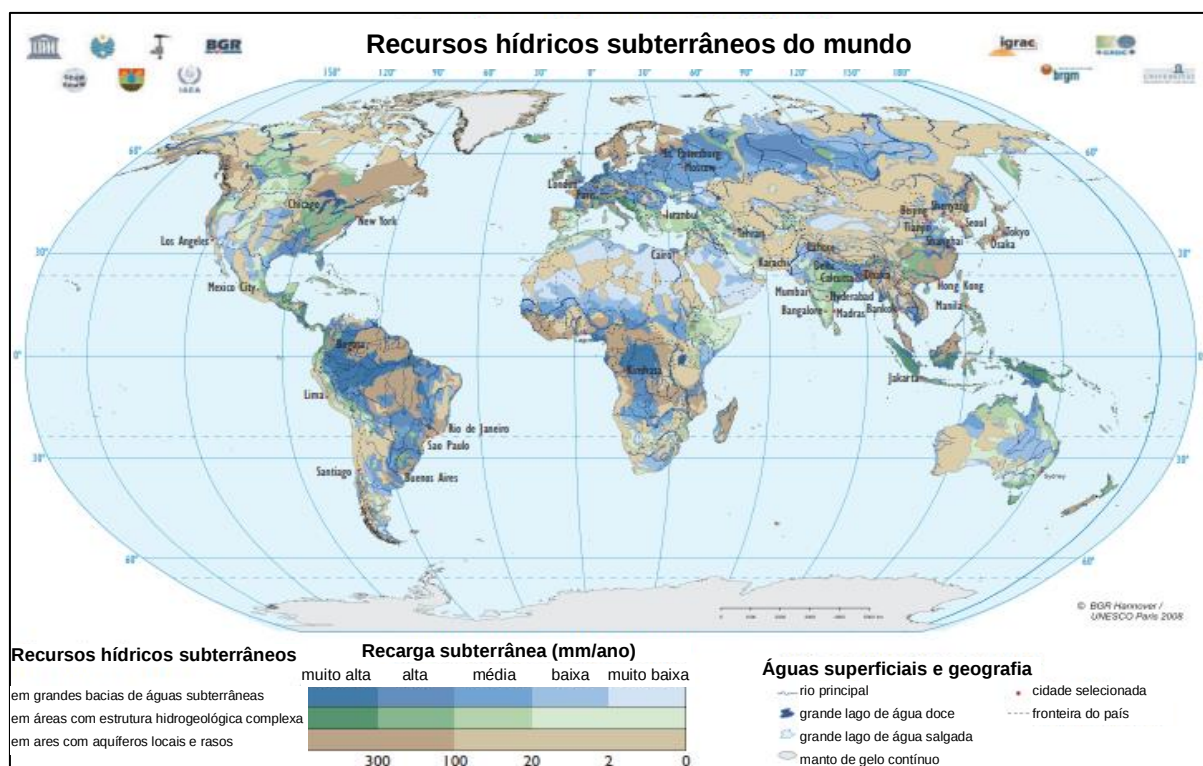


Figura 2 - Recursos hídricos subterrâneos do mundo.

Fonte: Adaptado de BGR/UNESCO (2008).

Alguns dos recursos hídricos subterrâneos apresentados na Figura 2 pertencem à classe dos mega aquíferos, que são sistemas aquíferos que contêm grandes volumes de água armazenada possuindo relevância internacional (MARGAT; GUN, 2013). A Tabela 1 apresenta os maiores mega sistemas aquíferos de cada continente do planeta, previamente localizados na Figura 3, ordenados numericamente pela sua extensão, contendo ainda espessura máxima, e continente no qual se localizam (MARGAT; GUN, 2013). Todos os mega aquíferos listados na Tabela 1 são compostos totalmente ou parcialmente por rochas sedimentares que possuem porosidade primária elevada, ou seja, a porosidade que foi originada no momento de formação da rocha. Esses mega sistemas aquíferos estão associados a grandes espessuras, tornando-se assim grandes reservatórios de água subterrânea.

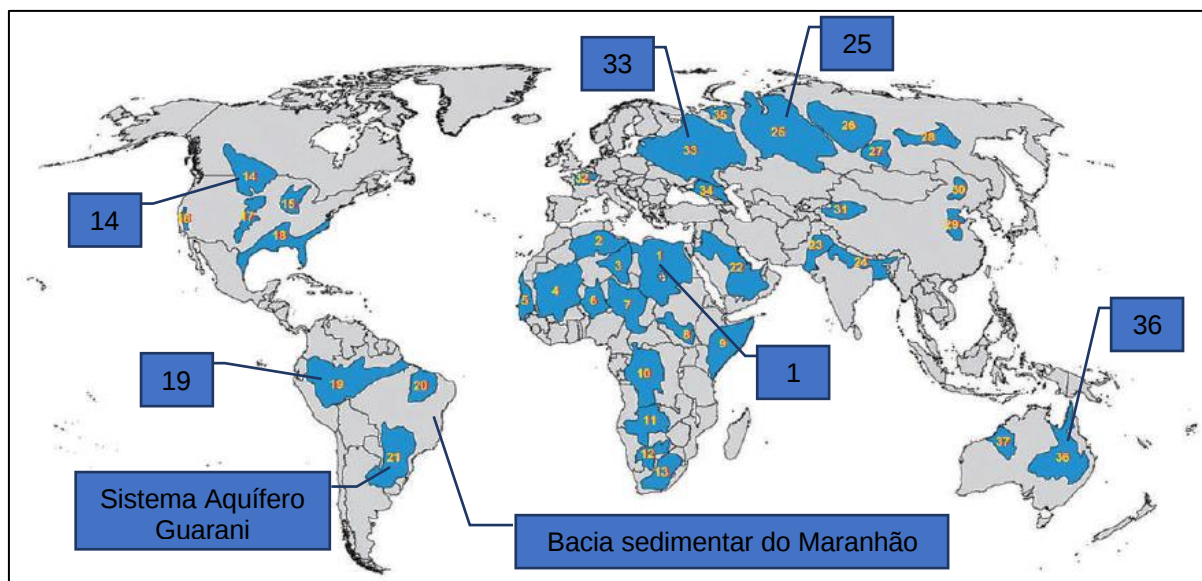


Figura 3 - Mega sistemas aquíferos do planeta.

Fonte: MARGAT e GUN, 2013.

Tabela 1 - Mega aquíferos do planeta organizados por continente.

Id*	Sistema Aquífero	Área (x 1.000 km ²)	Espessura máxima (m)	Continente
25	West Siberian Basin	3.200	6.000	Ásia
33	Russian Platform Basins	~3.100	20.000	Europa
1	Nubian Aquifer System (NAS)	2.199	3.500	África
14	Northern Great Plains Aquifer	~2.000	-	América do norte
36	Great Artesian Basin	1.700	3.000	Oceania
19	Amazon Basin	1.500	2.000	América do sul

*O campo identificador refere-se ao número do sistema aquífero referente a Figura 3.

Fonte: Adaptado de MARGAT e GUN (2013).

Na América do Sul, além do sistema aquífero Grande Amazonas (Id 19 na Figura 3), existem dois outros mega sistemas aquíferos: o primeiro pertence à bacia sedimentar do Maranhão, englobando seis aquíferos (Itapecuru, Cordas-Grajaú, Motuca, Poti-Piauí, Cabeças e Serra Grande); o segundo mega sistema aquífero pertencente a bacia do Paraná, é denominado Sistema Aquífero Guarani (SAG) (REBOUÇAS, 1988; BORGHETTI; BORGHETTI; FILHO, 2004). Diferentemente dos outros mega sistemas aquíferos sul-americanos exibido na Figura 3, o SAG abrange o maior número de estados brasileiros, localizando-se sobre grandes centros urbanos podendo abastecer cerca de 80 milhões de habitantes que residem sob seu território (BORGHETTI; BORGHETTI; FILHO, 2004; OEA, 2009).

No Brasil, em algumas regiões, a demanda é suprida pela disponibilidade hídrica subterrânea, isso porque 40% das sedes urbanas têm como fonte exclusiva de abastecimento, mananciais subterrâneos e 43% é atendida por mananciais superficiais (ANA, 2021). Esse fato demonstra paridade na fonte de abastecimento das cidades. Onde a demanda se encontra superior quantitativamente à disponibilidade hídrica, fato este causado pela intensificação do uso de água, pode se observar a exaustão dos recursos hídricos, podendo essa exaustão ser mensurada pelo nível de estresse hídrico e pelo balanço hídrico.

O nível de estresse hídrico é mensurado pela relação entre demanda e disponibilidade hídrica, tendo como objetivo verificar o grau de pressão exercido pela população e suas atividades econômicas sobre os recursos hídricos (ANA, 2019). O nível de estresse hídrico é função dos seguintes parâmetros: demanda hídrica de retirada total; estoque total de água doce do país, incluindo águas superficiais e subterrâneas, entradas de águas de outros países e vazão ecológica. Uma determinada região, encontra-se em situação segura, sem estresse hídrico, quando possui nível de estresse hídrico abaixo de 25%. Valores superiores a 25% devem ser considerados potencialmente e cada vez mais problemáticos, indicando um intenso uso dos recursos hídricos, podendo gerar conflito entre os seus usuários além de impactar sua capacidade de ser utilizado para gerações futuras (UNESCO, 2019).

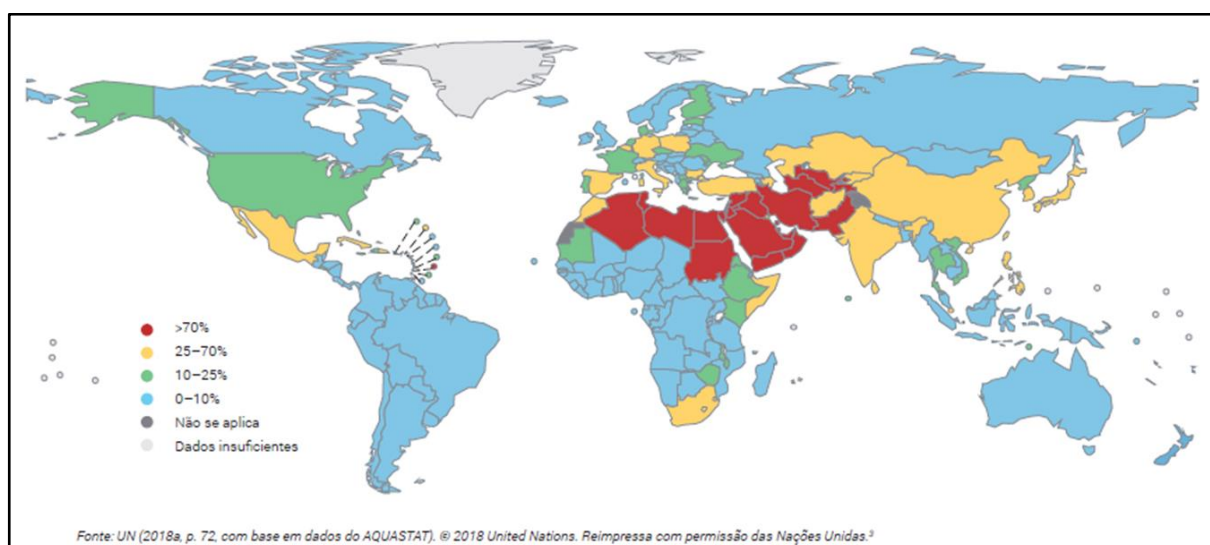


Figura 4 - Nível de estresse hídrico físico observado nos países.
Fonte: UNESCO, 2019.

No Brasil, o estresse hídrico está aumentando ao longo do tempo, mas segue abaixo dos 2% (Figura 4), no período de 2006 a 2016 (ANA, 2019). Em algumas

regiões hidrográficas, o nível de estresse hídrico difere-se do nível de estresse hídrico nacional, exibindo valores de 45,3%, em 2016, para a região hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental, que inclui estados do semiárido brasileiro (ANA, 2019). Na região hidrográfica do Uruguai, os valores ficam pouco abaixo dos 8%, refletindo teoricamente uma situação de conforto hídrico regional. Localmente, isso pode não se confirmar, pela situação na qual se encontra o balanço hídrico de algumas bacias hidrográficas como Ibicuí, Quaraí e Santa Maria, exibindo situação crítica e/ou muito crítica (ANA, 2016).

3.2 Hidrogeologia: Contexto histórico

A hidrogeologia é a ciência que estuda a relação entre a rocha e a água e em que condições ela é armazenada e transmitida (FEITOSA *et al.*, 2008). Também chamada de hidrologia de águas subterrâneas, grande parte das problemáticas associadas a essa ciência pode ser dividida em duas frentes, a hidrogeologia física, que aborda questões relacionadas ao fluxo e ao armazenamento de água nos solos e nas rochas e a hidrogeologia química que lida com transporte de solutos e reações químicas relacionadas às águas subterrâneas (DOMENICO; SCHWARTZ, 1997; FEITOSA *et al.*, 2008). O foco desse trabalho é voltado à hidrogeologia física, relacionado ao fluxo e armazenamento de água nas rochas. Cabe, neste ponto, destacar alguns trabalhos que colaboraram para a evolução dessa ciência.

A obra que nomeou essa ciência tem como autor Jean-Baptiste de Lamarck, que foi o pioneiro no uso do termo hidrogeologia (LAMARCK, 1801 *apud* FEITOSA *et al.*, 2008), que foi então utilizado com sentido similar ao conceito de geomorfologia. Nessa publicação, o autor aborda o movimento de águas na superfície do globo terrestre, diferenciando as águas doces das águas salgadas.

Uma obra de grande impacto na hidrogeologia física pertence a Henry Darcy. O objetivo de seu trabalho era descrever obras ligadas ao abastecimento de água nas cidades de Dijon, Paris, Lyon, Bordeaux, Nantes, Besançon e Nîmes e de outras cidades europeias como Londres e Bruxelas e tornar possível a utilização dos filtros de areia para diminuição da turbidez da água. Desta forma Henry Darcy, tornaria o processo de filtragem da água mais rápido e mais efetivo (DARCY, 1956). A publicação, portanto, tenta propor alternativas viáveis frente ao processo de decantação de grandes massas de água, que pode ser demorado e muitas vezes

não efetivo. O esquema do experimento proposto por Darcy, com a utilização dos filtros de areia, é representado na Figura 5.

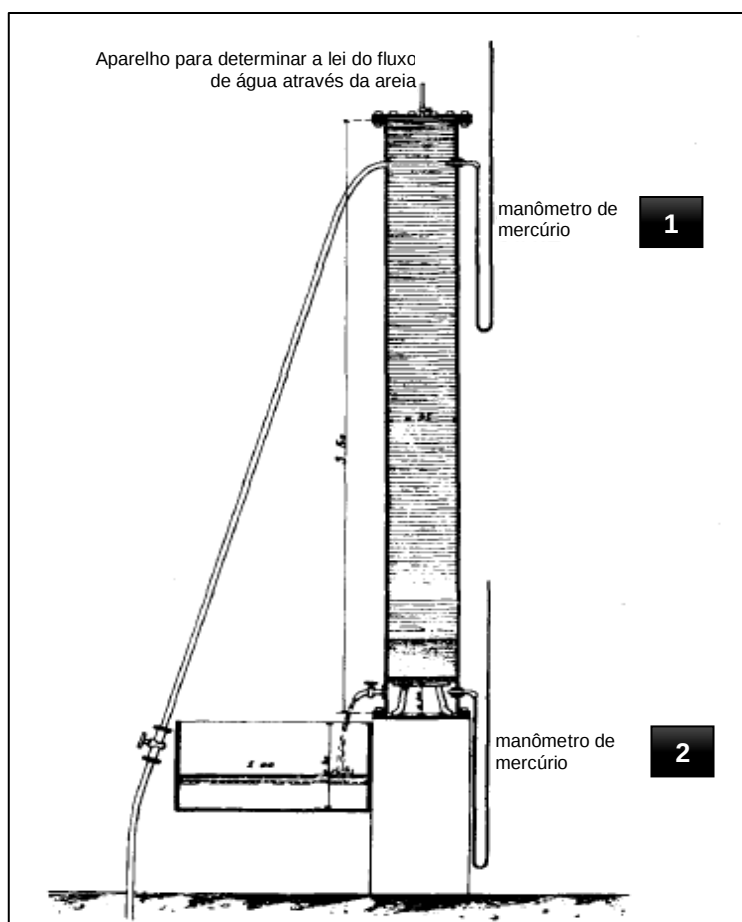


Figura 5 - Aparelho para determinar a lei do fluxo de água através da areia.
Fonte: Adaptado de Darcy, 1956 *apud* Hubbert (1956).

Nesse processo experimental dos filtros de areia foi estabelecida a equação conhecida como lei de Darcy (DARCY, 1856). Nesta equação, a vazão é parametrizada, tornando-se função da variação da carga hidráulica na entrada e saída de água, tendo como constantes, a condutividade hidráulica do material utilizado como filtro e a área da seção do experimento. Sendo assim, a movimentação de água no meio poroso pode ser quantificada pela Equação (1). Essa equação é uma notação mais moderna da lei de Darcy obtida por Hubbert (1956).

$$Q = KA \frac{h_1 - h_2}{l} \quad (1)$$

Em que Q é a vazão de escoamento (L³/T), K é a condutividade hidráulica (L/T), A é a área da seção transversal (L²), h₁ e h₂ são as respectivas alturas de água

(L) acima do nível de referência considerado (utilizando manômetros de mercúrio) e l representa a distâncias entre os pontos 1 e 2 (Figura 5).¹ A vazão, termo esquerdo da Equação (1) pode ser expressa, em dimensões de velocidade, se dividida pela área da seção transversal, seja ela do aquífero ou do experimento proposto por Darcy (1856) exposto na Figura 5, tornando assim a condutividade hidráulica, em um fator de proporcionalidade entre a vazão e o gradiente hidráulico.

Com base na proposta anterior, Theis (1935) faz uma analogia entre a lei de Darcy e a lei de fluxo de calor por condução, com o intuito de investigar o comportamento do fluxo subterrâneo, antes do equilíbrio hidráulico ser atingido. Nessa analogia, a carga hidráulica equivale a temperatura, o gradiente hidráulico equivale ao gradiente térmico, a condutividade hidráulica equivale a condutividade térmica e o rendimento específico se equipara ao calor específico. Dessa forma, a equação proposta por Theis (1935) configura-se como um importante exemplo de modelo analítico para o regime transitório.

Atualmente os trabalhos de Darcy e Theis configuram-se como as bases matemáticas do fluxo subterrâneo. Isso porque, a evolução na forma de quantificar o fluxo caminhou concomitantemente com a sofisticação matemática, principalmente relacionado ao cálculo diferencial, integral e numérico. Na linha do tempo da Figura 6, estão contidas as três publicações mencionadas anteriormente e três publicações mais recentes que possuem uma abordagem mais geral tanto para a hidrogeologia física como para a hidrogeologia química.

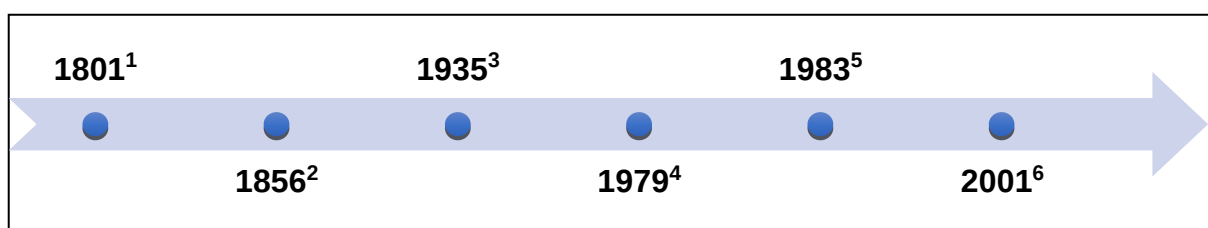


Figura 6 - Linha do tempo de alguns clássicos da hidrogeologia.

1 - Hydrogéologie – Lamarck, J. B.

2 - Les fontaines publiques de la ville de Dijon – Darcy, H.

3 - The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage - Theis, C. V.

4 - Groundwater - Freeze, R. A., Cherry J. A

5 - Hidrología subterránea – Custodio, E.; Llamas, M. R.

6 - Applied Hydrogeology, Fetter, C.W.

¹ Cabe destacar que deste ponto em diante, os parâmetros das equações mencionadas nesse trabalho serão apresentados em dimensões, e em alguns casos serão mostradas algumas unidades. As dimensões utilizadas neste trabalho foram: comprimento representado pela letra L, tempo representado pela letra T e massa representado pela letra M.

No contexto nacional foi publicado em 2008 pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM/SGB), o livro *Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações* que é uma grande referência bibliográfica para esse ramo. Essa obra fornece conceitos fundamentais de hidrogeologia, particularizando-os, ao contexto geológico brasileiro. Alguns exemplos são: a menção das províncias hidrogeológicas brasileiras (Escudo Setentrional, Amazonas, Parnaíba, Escudo central, São Francisco, Escudo Oriental, Paraná, Escudo Meridional, Centro-Oeste e Costeira) e as características hidráulicas associadas a elas; obtenção de parâmetros hidráulicos a partir de testes de produção em poços no território brasileiro e exemplificação do processo de modelagem hidrogeológica a partir de um estudo de caso na bacia do Parnaíba.

3.3 Conceitos fundamentais em Hidrogeologia

3.3.1 Ciclo hidrológico e balanço hídrico

O ciclo hidrológico é o processo de circulação de água entre a superfície terrestre (incluindo o meio subterrâneo) e a atmosfera, considerado fechado na escala global e aberto regionalmente. A precipitação é o principal componente do ciclo hidrológico significando a transferência de água da atmosfera para a superfície terrestre (TUCCI, 2015). Ao atingir a superfície, a água pode se deparar com a cobertura vegetal, sendo esse processo denominado de interceptação. Ao atingir o solo, a água pode infiltrar e/ou escoar, sendo esses processos denominados respectivamente de infiltração e escoamento superficial. Quando ocorre a infiltração, no meio subterrâneo, a água pode seguir para camadas mais profundas atingindo os aquíferos (percolação), sendo essa água, em muitas regiões do planeta, a principal fonte de extração. O deslocamento da água nos aquíferos é denominado de escoamento de base ou subterrâneo (TUCCI, 2015).

O processo de retorno da água para a atmosfera, pode ocorrer via transpiração das plantas e evaporação do solo (evapotranspiração). Se consideradas, as superfícies líquidas, a água sofre apenas o processo de evaporação. Os processos pertencentes ao ciclo hidrológico estão fortemente atrelados a características do meio físico, tais como: solo, geologia e clima (FEITOSA *et al.*, 2008).

No ciclo hidrológico, as variáveis são equacionadas, seguindo a lei de conservação de massa, sendo expressas no balanço hídrico. O domínio do balanço

hídrico pode ser a bacia hidrográfica, município, estado e país ou outras divisões administrativas. Uma forma simplificada de representar o balanço hídrico em um determinado domínio pode ser expressa pela equação:

$$P - ETR - R - I = \Delta S \quad (2)$$

Na Equação (2), P representa a precipitação; ETR representa a evapotranspiração real, R é o escoamento superficial, I é a infiltração e ΔS corresponde às variações no armazenamento. Os termos negativos (ETR , R e I) do lado esquerdo da Equação (2) representam a saída de água do domínio considerado. O único termo positivo do lado esquerdo, a precipitação, representa a entrada de água no domínio (FEITOSA *et al.*, 2008).

3.3.2 Distribuição de água no meio subterrâneo

A água que atinge o solo pode: 1) ser absorvida pelo solo, permanecendo na zona não saturada, na qual os poros dos solos e das rochas estão preenchidos por água e ar; 2) escoar lateralmente pela zona não saturada, sendo esse processo chamado de escoamento subsuperficial e 3) percolar da zona não saturada para a zona saturada, onde os poros estão completamente preenchidos por água (HEATH, 1983). A Figura 7 exhibe as zonas nas quais a água pode escoar e ser armazenada. Cabe destacar que existe movimentação de água dentro de um aquífero e de dentro para fora do aquífero, o que pode contribuir na alimentação e manutenção do nível de água de um rio (rio efluente). A situação oposta também pode ocorrer, em que os rios fornecem água para os aquíferos (rio afluente) (COLLISCHONN; DORNELLES, 2015).

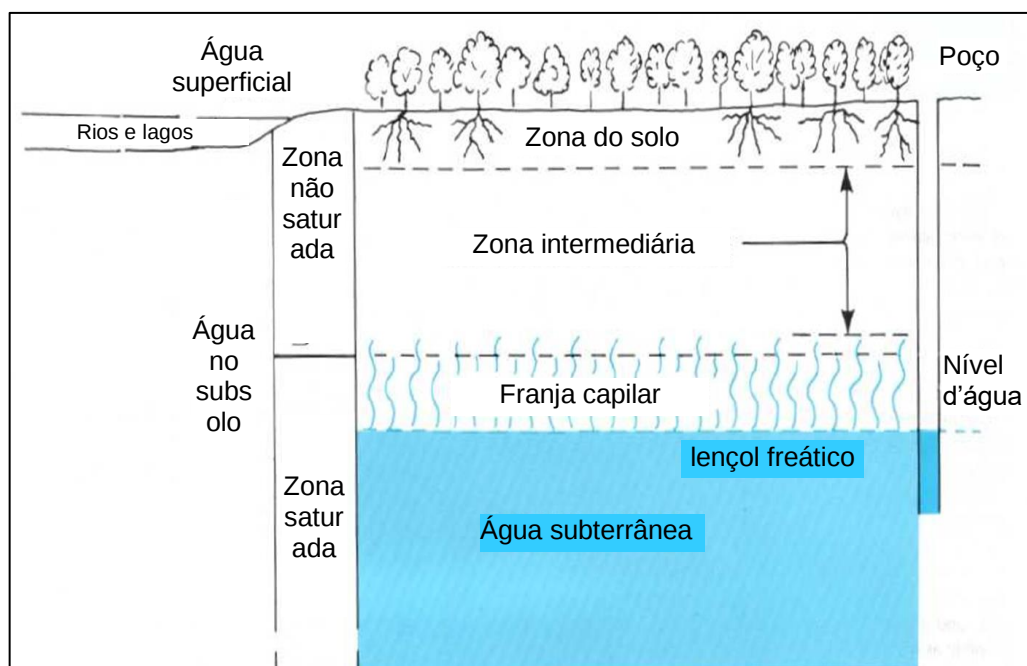


Figura 7 - Distribuição vertical da água no meio subterrâneo.

Fonte: HEATH, 1983.

3.3.3 Domínios do balanço hídrico na hidrogeologia

O domínio do balanço hídrico pode ser estabelecido com base nas divisões administrativas (países, estados, municípios e outros), nos contornos hidráulicos (bacia hidrográfica e linhas equipotenciais) e/ou nos contornos físicos (litologias). No âmbito da hidrogeologia, são utilizados basicamente dois tipos de domínio: hidráulicos e físicos, que geralmente equivalem às bacias hidrográficas e aos aquíferos respectivamente.

Collischonn e Dornelles (2015) definem bacia hidrográfica como área de captação natural dos fluxos de água que convergem para um único ponto denominado exutório, sendo esse domínio delimitado por divisores topográficos. Considerando as litologias como domínios físicos do balanço hídrico, a água possui diferentes comportamentos podendo ser armazenada e/ou transmitida. Esses comportamentos classificam a formação geológica como: aquíferos, aquícludes, aquitardos e aquífugos.

Segundo Tucci (2015), o aquífero é uma formação geológica que contém água e permite que ela se movimente em condições naturais e em quantidades significativas. Os aquícludes são formações geológicas capazes de armazenar, mas não são capazes de transmitir água em condições naturais. Os aquitardos são consideradas formações geológicas com permeabilidade menor em uma

determinada sequência estratigráfica. Os aquifugos são formações geológicas impermeáveis, onde não há armazenamento nem a transmissão de água (FETTER, 2001; FEITOSA *et al.*, 2008).

As diferenças nas definições de aquífero e aquitardo se dão com base na condutividade hidráulica de cada litologia da sequência estratigráfica considerada (FREEZE; CHERRY, 1979). A união destes dois tipos de formações geológicas pode resultar em um sistema aquífero. O sistema aquífero pode ser definido como um sistema composto por aquíferos e aquitardos que possuem certa conectividade hidráulica, agindo como um único corpo rochoso que armazena e transmite água (POLAND; LOFGREN; RILEY, 1972).

3.3.4 Tipos de aquíferos

De maneira geral, os aquíferos podem ser classificados quanto à pressão atmosférica e quanto ao tipo de porosidade. Quando classificados de acordo com a pressão atmosférica, podem ser divididos em livres e confinados. Os aquíferos configuram-se como livres quando no topo de sua camada está submetida a pressão atmosférica (FEITOSA *et al.*, 2008). Os aquíferos confinados são aquíferos em que a pressão exercida no topo de sua camada supera a pressão atmosférica. Freeze e Cherry (1979) ainda definem os aquíferos confinados como aquíferos localizados entre dois aquitardos.

De certa forma, os aquíferos livres são mais vulneráveis a eventos relacionados à hidrologia superficial, pela sua área de recarga se estender por toda sua extensão. Nos aquíferos confinados, às áreas de recarga estão condicionadas a genes da formação geológica, um exemplo disso é a bacia do Paraná, que apresenta em suas bordas o afloramento do SAG. A Figura 8 exibe um perfil esquemático dos aquíferos confinados e livres.

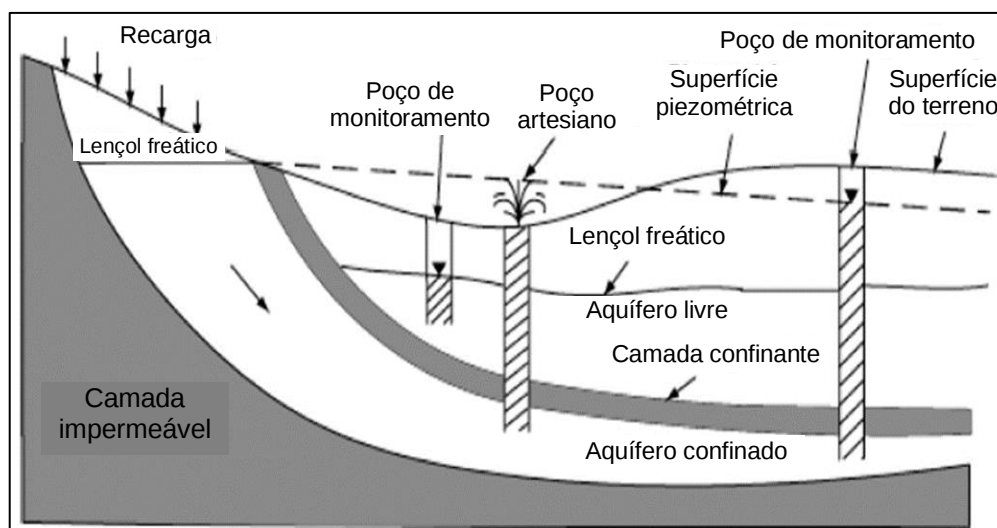


Figura 8 - Seção transversal esquemática ilustrando aquíferos livres e confinados.
 Fonte: KARAMOUZ; AHMADI; AKHBARI, 2020.

A classificação dos aquíferos com base no tipo rochoso, baseia-se essencialmente no tipo de porosidade da rocha que compõem o aquífero, podendo ser primária ou secundária. A porosidade primária é associada aos aquíferos granulares (porosos), já a porosidade secundária é associada aos aquíferos fraturados e cársticos (ver seção 3.3.5.1).

Os aquíferos granulares são compostos por rochas sedimentares, sedimentos inconsolidados ou solos arenosos ocorrendo em bacias sedimentares ou em regiões do terreno que permitam o acúmulo de sedimentos. Um exemplo de aquífero granular é o SAG, composto em sua maioria por arenito. Os aquíferos fraturados ou fissurais são compostos por rochas ígneas e metamórficas, tendo como exemplo de rochas: basaltos, granitos e filões de quartzo. Os aquíferos cársticos são compostos por rochas sedimentares que se formaram pela precipitação das soluções químicas calcário e/ou dolomito em bacias sedimentares (CHIOSSI, 1979, BORGHETTI; BORGHETTI; FILHO, 2004, HASUI *et al.*, 2012). Esses três tipos rochosos são apresentados na Figura 9.

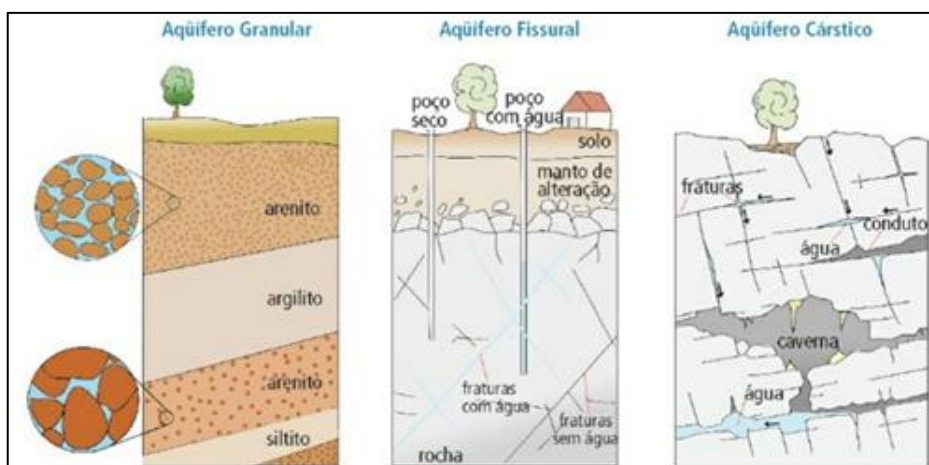


Figura 9 - Classificação dos aquíferos de acordo com o tipo rochoso.
Fonte: IRITANI; EZAKI, 2012.

Com relação ao tipo rochoso, dos 181 aquíferos e sistemas aquíferos aflorantes localizados no território brasileiro, 151 enquadram-se no tipo poroso (granular) ocupando cerca de 53,5% do território brasileiro. Os aquíferos fraturados foram divididos em quatro blocos, são eles: Sistema Aquífero Fraturado Semiárido, Sistema Aquífero Fraturado Norte, Sistema Aquífero Fraturado Centro-Sul e Aquífero Serra Geral, ocupando esses blocos 46% do território brasileiro. Os aquíferos cársticos possuem a menor área, 1,5% do território brasileiro, sendo áreas aflorantes encontradas principalmente nos estados de Minas Gerais e Bahia (ANA, 2013).

Fetter (2018) destaca que os aquíferos ainda podem ser classificados quanto a variação de suas propriedades. Os aquíferos homogêneos são aqueles em que as propriedades são as mesmas em qualquer ponto do aquífero. Diferentemente dos aquíferos homogêneos, nos aquíferos heterogêneos as propriedades variam ao longo do corpo rochoso do aquífero.

Os aquíferos também podem ser classificados em isotrópicos e anisotrópicos. O conceito de anisotropia e isotropia referem-se à direção das propriedades de um aquífero em um determinado ponto. Os aquíferos anisotrópicos são aqueles em que as suas propriedades são diferentes em cada um dos eixos coordenados, já os aquíferos isotrópicos, são aqueles em que as propriedades são iguais nos diferentes eixos (Feitosa *et al.*, 2008). A Figura 10 ilustra os conceitos de isotropia, anisotropia, homogeneidade e heterogeneidade.

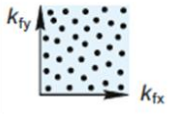
	Homogêneo	Heterogêneo
Isotrópico	 1	 2
Anisotrópico	 3	 4

Figura 10 - Homogeneidade e isotropia de uma formação geológica.

Fonte: Adaptada de Holting e Coldewey (2019).

3.3.5 Parâmetros hidrogeológicos e movimentação de água no aquífero

Os aquíferos possuem como funções principais armazenar e transmitir água através de um meio geológico. A movimentação de água configura-se como importante aspecto para que o armazenamento e transmissão de água ocorra. Dessa forma, é necessário quantificar essas duas funções a partir dos parâmetros hidrogeológicos e de variáveis ligadas a movimentação de água no meio poroso. Esses parâmetros e variáveis serão definidos nos próximos itens.

3.3.5.1 Porosidade

A porosidade é o parâmetro que mensura a quantidade de vazios em poros, fraturas e fissuras em diferentes litologias em relação ao volume total do meio (GIAMPÁ; GONÇALVES, 2013). Esse parâmetro pode ser dividido em duas classes: porosidade primária e secundária. A porosidade primária está associada à formação de poros na origem da rocha. A porosidade secundária é fruto de fenômenos físicos e químicos ocorridos após a formação da rocha, podendo ser fraturas ocasionadas por movimentos estruturais no bloco rochoso ou dissolução química (FEITOSA *et al.*, 2008). A porosidade pode ser calculada pela seguinte Equação (3):

$$\eta = \frac{V_V}{V_T} \quad (3)$$

em que V_V é volume de vazios (L^3) e V_T é o volume total (L^3) do solo ou da rocha analisado. A porosidade simplesmente avalia a quantidade de vazios nas rochas, mas na exploração de água, o objetivo é extrair a água que é disponibilizada naturalmente pelas rochas por meio da força da gravidade, o que transforma a porosidade em porosidade efetiva (η em η_e) e V_V transforma-se em V_g , sendo V_g o

volume de água liberado dos poros por meio da gravidade. Os valores de porosidade e porosidade efetiva são apresentados na Tabela 2. Heath (1983) afirma que parte da água armazenada no solo deve-se também a retenção específica (S_r), variável que mensura a quantidade de água retida na superfície dos grãos da rocha. Sendo a retenção, o parâmetro que diferencia a porosidade da porosidade efetiva.

Tabela 2 - Faixas de porosidade e porosidade efetiva (em %) para diferentes litologias.

Litologia	Porosidade (%)	Porosidade efetiva (%)
Granito e gnaiss	0,02 - 2	0,1 - 2 ^a
Basalto	5 - 30	0,1 - 2 ^a
Quartzito	0,5 - 2	0 - 2 ^a
Folhelhos	0,1 - 7,5	0,1 - 1 ^a
Xistos e ardósias	0,1 - 7,5	0,1 - 2 ^a
Calcário e dolomita	0,5 - 15	0,5 - 14 ^a
Giz	0,5 - 45	0,5 - 15 ^a
Arenito, siltito	3 - 38	3 - 25
Tufo vulcânico	30 - 40	5 - 15
Cascalhos	15 - 25	5 - 25
Areias	15 - 35	5 - 25
Silte	30 - 45	5 - 15

a-Depende fortemente de fraturas, fissuras.

Fonte: FREEZE; CHERRY, 1979; FETTER, 2001; DASSARGUES, 2019.

3.3.5.2 Condutividade hidráulica e gradiente hidráulico

Custodio e Llamas (1983) definem a condutividade hidráulica como uma constante linear de proporcionalidade entre a vazão e o gradiente hidráulico. Esse fator concatena propriedades do fluido e do meio no qual ele circula, possuindo dimensões de velocidade (CUSTODIO; LLAMAS, 1983). Dessa forma, a condutividade hidráulica pode ser compreendida como a facilidade com que a água passa no meio poroso.

O gradiente hidráulico representa a variação de carga hidráulica (Δh) nos eixos considerados e em relação a dois pontos, separados por uma distância L . A vazão (Q), presente na Equação (1) pode ser transformada na velocidade de Darcy ou descarga específica q (L/T) se dividida pela área do aquífero (L^2), na forma da Equação (4):

$$q = K \left(\frac{\Delta h}{L} \right). \quad (4)$$

Podendo ser reescrita como a Equação (5):

$$q = -K \text{grad } h, \quad (5)$$

se considerados mais de uma direção, em que o sinal negativo indica que o fluxo de água ocorre no sentido decrescente, da maior carga para a menor carga hidráulica (FEITOSA *et al.*, 2008; FETTER, 2018). O termo K na Equação (5) também varia conforme a mudança nas direções quando o aquífero é anisotrópico (FETTER, 2018). A anisotropia vertical ou fator de anisotropia, pode ser obtida através da razão entre a condutividade hidráulica horizontal e a condutividade hidráulica vertical (HOLTING; COLDEWEY, 2019). Os valores de condutividade hidráulica horizontal, vertical e anisotropia vertical, para algumas litologias, são apresentados na Tabela 3.

O termo $\text{grad } h$ representa as derivadas parciais, ou seja, a variação de carga hidráulica em relação aos eixos. O termo $\text{grad } h$ é um vetor que pode ser expresso pela seguinte Equação (6):

$$\text{grad } h = \frac{\partial h}{\partial x}i + \frac{\partial h}{\partial y}j + \frac{\partial h}{\partial z}k, \quad (6)$$

em que x , y e z são as direções desse vetor, i , j e k representam o sentido e h representa o módulo, que é a carga hidráulica (FEITOSA *et al.*, 2008).

Tabela 3 - Condutividade hidráulica horizontal, vertical e anisotropia vertical para algumas litologias.

Materiais	Condutividade hidráulica horizontal (m/s)	Condutividade hidráulica vertical (m/s)	Anisotropia vertical
Anidrita	$10^{-14} - 10^{-12}$	$10^{-15} - 10^{-13}$	10
Calcário Gredoso	$10^{-10} - 10^{-8}$	$5.10^{-11} - 5.10^{-9}$	2
Dolomita	$10^{-9} - 10^{-7}$	$5.10^{-10} - 5.10^{-8}$	2
Arenito	$5.10^{-13} - 10^{-10}$	$2,5.10^{-13} - 5.10^{-11}$	2
Siltito e folhelho	$10^{-14} - 10^{-12}$	$10^{-15} - 10^{-13}$	10

Fonte: Modificado de Domenico e Schwartz (1997).

3.3.5.3 Transmissividade

A quantidade de vazios presentes na rocha é fundamental para o armazenamento de água, mas o que torna os aquíferos grandes reservatórios e transmissores de água é a conexão entre esses poros. A transmissividade é a capacidade que um aquífero possui de transmitir água, podendo ser mensurado pela quantidade de água que flui através da espessura da espessura do aquífero quando

se diminui a carga hidráulica em uma unidade (Figura 11). A transmissividade pode ser obtida através da Equação (7) (HEATH, 1983; HASUI *et al.*, 2012):

$$T = K \cdot b \quad (7)$$

onde, T representa a transmissividade (L^2/T), K é a condutividade hidráulica (L/T) e b é a espessura do aquífero (L).

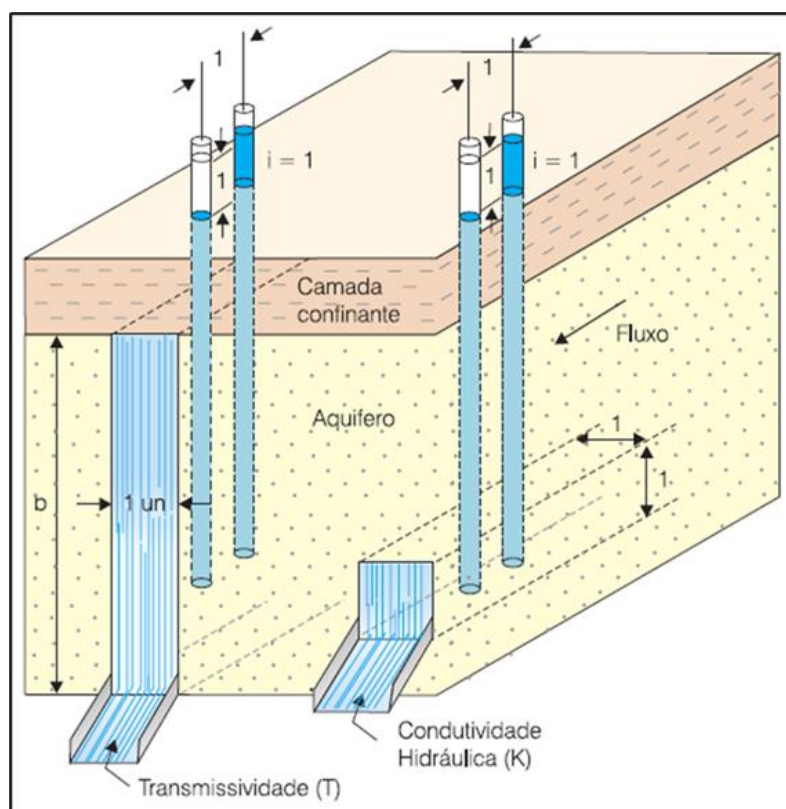


Figura 11 - Ilustração dos conceitos de condutividade hidráulica e transmissividade
Fonte: FEITOSA *et al.*, 2008.

3.3.5.4 Armazenamento

O armazenamento ou coeficiente de armazenamento pode ser definido como o volume de água armazenado ou liberado de um aquífero quando submetido a um decréscimo unitário de carga hidráulica. O armazenamento é função da porosidade efetiva, armazenamento específico e da espessura do aquífero, podendo ser quantificado pela Equação 8:

$$S = \eta_e + bS_s \quad (8)$$

onde S representa o armazenamento, que é adimensional, o termo η_e representa a porosidade efetiva (L^3/L^3), b representa a espessura do aquífero (L), S_s representa o armazenamento específico (L^{-1}).

O armazenamento específico é o volume adquirido ou liberado dependente da compressibilidade do material rochoso que compõem o aquífero podendo ser calculado como (FEITOSA *et al.*, 2008; FETTER, 2018)

$$S_s = \rho_w g (\alpha + n\beta), \quad (9)$$

onde ρ_w é densidade da água (M/L³), g é a gravidade (L/T²), α é compressibilidade do aquífero (LT²/M), n é a porosidade (L³/L³), que pode ser obtida pela Equação (2), e β representa a compressibilidade do fluido, nesse caso a água (LT²/M).

No caso dos aquíferos livres, S é praticamente igual ao valor da porosidade efetiva (η_e) também chamado de rendimento específico, S_y (L³/L³). Isso porque, nos aquíferos livres o valor de compressibilidade é muito pequeno, mesmo que multiplicados pela espessura do aquífero, são praticamente insignificantes em relação aos valores de porosidade efetiva (DASSARGUES, 2019). Nos aquíferos confinados, além da porosidade efetiva, o armazenamento é função do armazenamento específico e da espessura da camada (JACOB, 1940; COOPER, 1966).

Fetter (2018) ressalta que os valores de armazenamento específico são bem pequenos, ficando em torno de 0,0003m⁻¹. Segundo Lohman (1972), os valores de coeficiente de armazenamento, em aquíferos livres, costumam oscilar entre 0,1 e 0,3 sendo praticamente iguais a porosidade efetiva. Nos aquíferos confinados, o coeficiente de armazenamento pode apresentar valores entre 10⁻⁵ e 10⁻³, valores bem inferiores se comparados com os aquíferos livres. Essa diferença ocorre pela compressão da camada subjacente na camada confinada, fazendo assim com que o aquífero libere água, sendo essa relação ilustrada na Figura 12.

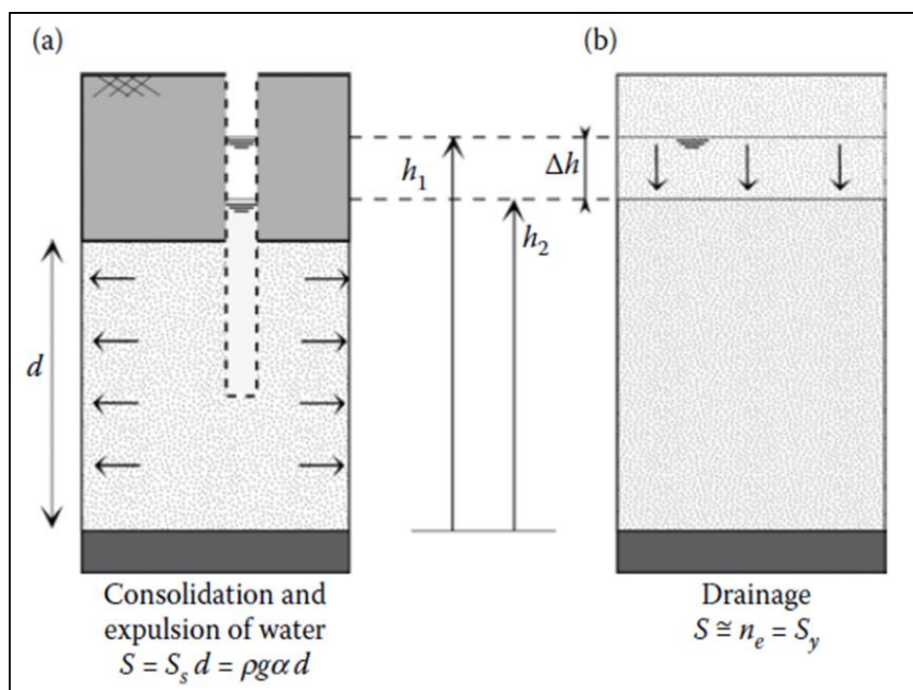


Figura 12 - Comportamento do armazenamento em um aquífero confinado (a) e um aquífero livre (b). Fone: DASSARGUES, 2019.

3.4 Sistema Aquífero Guarani (SAG)

O Sistema Aquífero Guarani fica localizado no continente sul-americano e possui uma área de 1.087.879km² (OEA, 2009). O SAG é um manancial hídrico subterrâneo transfronteiriço que engloba territórios de 4 países, são eles: Argentina, Brasil, Paraguai e Uruguai (OEA, 2009). No território brasileiro, ficam localizados 61,65% de sua área, equivalendo a 735.918km². Essa área é distribuída pelos estados de Mato Grosso (3,1%), Mato Grosso do Sul (25%), Goiás (6,5%), Minas Gerais (6,1%), São Paulo (18,6%), Paraná (15,6%), Santa Catarina (5,9%) e Rio Grande do Sul (18,8%) (ARAÚJO; FRANÇA; POTTER, 1995). A Figura 13 ilustra a extensão do SAG e as regiões que ele ocupa.



Figura 13 - Divisões administrativas dentro da área do SAG.
Fonte: FERNÁNDEZ *et al.*, 2008.

Com relação aos aspectos populacionais, Fernández *et al.* (2007) destaca que 42,99% da população brasileira, vivia sobre o SAG no ano de 2005, correspondendo a cerca de 80 milhões de habitantes. Segundo Consorcio Guarani (2008), 44% da água do SAG é direcionada ao abastecimento público, 25% é utilizada para o abastecimento doméstico, 22% é utilizada no setor industrial, 7% é direcionada para regiões rurais e 2% é direcionada para fins de recreação. Os volumes extraídos são consequência da quantidade de habitantes que vivem sobre o SAG e os usos nos quais a água é utilizada. Nesse sentido, o Brasil é responsável por 93,6% das extrações do SAG, totalizando 973.032.362,9m³ (OEA, 2009). O estado de São Paulo possui o maior número de poços, extraindo, assim, o maior volume de água.

No Rio Grande do Sul, estado que possui 55% de sua área ocupada pelo SAG, mais da metade (58%) dos municípios já utilizam águas subterrâneas como fonte exclusiva de abastecimento (CPRM, 2012; ANA, 2015). Grande parte desse volume de água é retirado dos sistemas aquíferos Serra Geral e Guarani. No próximo item serão abordadas características geológicas e hidrogeológicas dos

sistemas aquíferos Serra Geral e Guaraní, sendo essas características utilizadas no processo de modelagem numérica.

3.5 Aspectos geológicos do SAG e do SASG

3.5.1 Bacia do Paraná

O Sistema Aquífero Guaraní encontra-se no contexto geológico da Bacia do Paraná. A bacia do Paraná possui 1.500.000km² de extensão, ocupando parte dos territórios da Argentina, Brasil, Paraguai e Uruguai, com uma espessura que pode atingir até 7.000m incluindo sequências de rochas sedimentares e ígneas (Milani *et al.*, 2007).

A Bacia do Paraná compreende seis super sequências denominadas: Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III e Bauru (MILANI *et al.*, 2007). Milani *et al.* (2007) ainda destaca que as três primeiras supersequências estão associadas ao processo de sedimentação durante ciclos de transgressão e regressão do nível do mar na era paleozoica. As três supersequências seguintes estão relacionadas a pacotes sedimentares associados a rochas ígneas.

As formações geológicas presentes na bacia do Paraná podem variar de acordo com a localização, tendo como exemplo as formações pertencentes à supersequência Bauru que ocorrem na porção norte da bacia do Paraná. A Figura 14 apresenta as supersequências propostas por Milani e Ramos (1998).

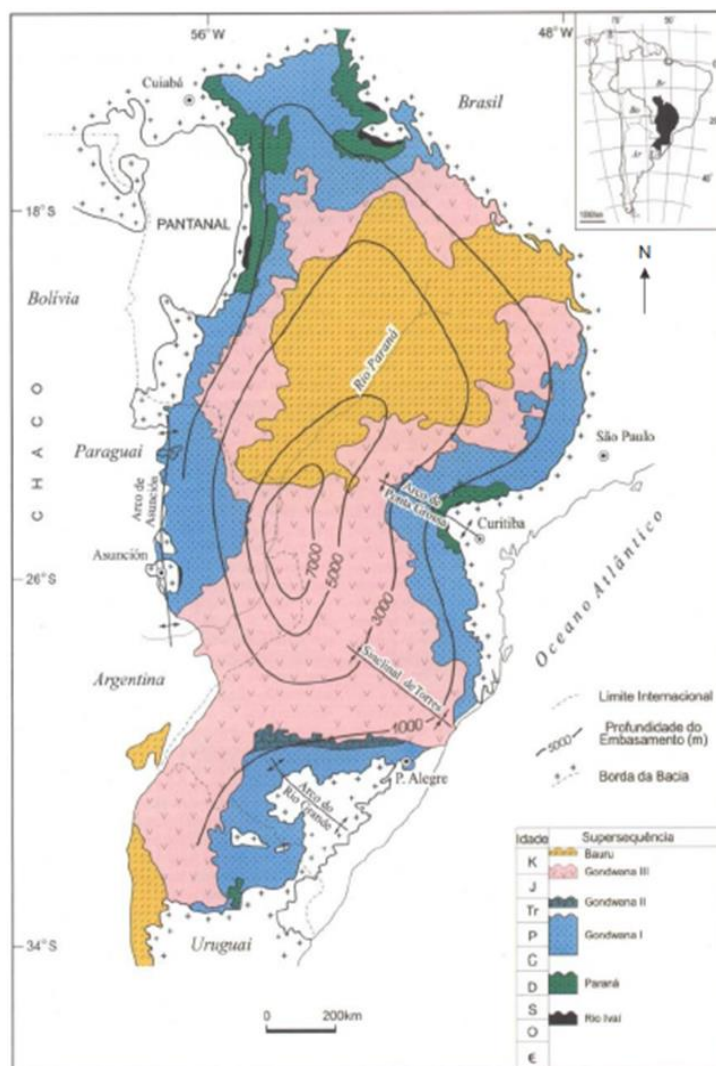


Figura 14 - Supersequências da Bacia do Paraná.
Fonte: MILANI; RAMOS, 1998.

A área de estudo deste trabalho está localizada na supersequência Gondwana III, também chamada de Neo-Jurássica-Berriasiana, proposta por Milani e Ramos (1998). Nessa sequência encontra-se a Formação Botucatu recoberta pela Formação Serra Geral. A Figura 14 **Erro! Fonte de referência não encontrada.** mostra que a supersequência Gondwana III ocupa grande parte da bacia do Paraná e tende a ficar cada vez mais profunda em direção ao centro da bacia.

3.5.2 Formação Botucatu

Milani *et al.* (2007) afirma que grande parte dos sedimentos contidos nessa supersequência são representados por fácies eólicas. A transformação do clima e as sucessivas deposições de sedimentos transformaram uma região com

características fluviais em um deserto que pode se assemelhar ao atual deserto do Saara (CPRM, 2006; CARNEIRO, 2007).

A formação Botucatu constitui-se predominantemente por arenitos médios a finos (0,18 mm), possuindo teor de argila abaixo dos 10% com alta esfericidade exibindo estratificação cruzada tangencial que caracteriza o chamado deserto Botucatu (MILANI *et al.*, 2007). Essa região foi formada em um ambiente eólico, dessa forma, essa região possui estruturas características que remetem a esse ambiente, como as paleodunas. As paleodunas formadas em ambiente desértico podem ser identificadas por meio de imagens de satélite em zonas aflorantes da região oeste do Rio Grande do Sul (HARTMANN; CERVA-ALVES, 2021).

A formação Botucatu possui espessura média de 100m podendo atingir até 450m (MILANI *et al.*, 2007; CPRM, 2012). Cabe destacar que nas áreas confinadas pela formação Serra Geral, as profundidades podem ultrapassar os 1000m (CPRM, 2012).

3.5.3 Formação Serra Geral

A formação Serra Geral é resultante de processos vulcânicos do tipo fissural, relacionado à tectônica distensiva de ruptura do Gondwana. Essa formação corresponde a rochas magmáticas basálticas extrusivas que cobrem boa parte das regiões Sul e Sudeste do Brasil, ocupando uma área de 137.000km². (CARNEIRO, 2007; MILANI *et al.*, 2007). As litologias da formação Serra Geral compreendem basaltos toleíticos, andesitos basálticos, ainda possuindo riolitos e riodacitos (MILANI *et al.*, 2007). Segundo Milani *et al.* (2007), na região de Paranapanema, a espessura da formação Serra Geral pode se aproximar dos 2000m.

A continuidade e a interação entre o ambiente eólico do paleodeserto Botucatu sobre as rochas vulcânicas da formação Serra Geral, geraram intercalações entre os derrames basálticos e os arenitos. Essas intercalações são denominadas de arenitos intertrápicos ou interderrames (Figura 15). Segundo Oliveira (1994), os arenitos intertrápicos, na região de Alegrete, área de estudo deste trabalho, podem atingir valores de espessura superiores a 30 metros. A Figura 15 exhibe o arranjo estratigráfico das formações Serra Geral e Botucatu e em qual posição esquematicamente estão presentes os arenitos intertrápicos.

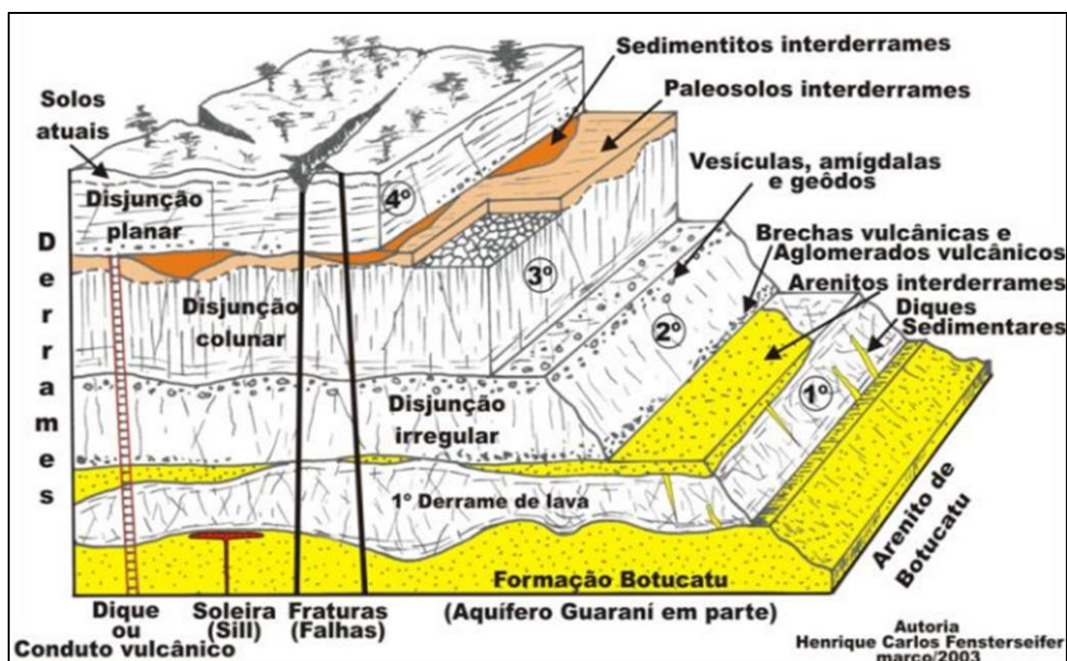


Figura 15 - Arranjo estrutural das formações Serra Geral e Botucatu.

Fonte: Fensterseifer, 2003 apud Scheibe *et al.* 2013.

3.5.4 Aspectos hidrogeológicos do SAG e do SASG

No sul do Brasil, o SAG é composto pelas formações Botucatu, Guará, Caturrita, e Santa Maria (LEBAC/UNESP, 2008). O Grupo Serra Geral, sotoposto ao SAG, funciona basicamente como uma camada selante para o SAG, mas também é considerado como uma unidade aquífera. Segundo Araújo, França e Potter (1995), a espessura do aquífero Guarani pode atingir valores superiores a 800 metros na região de Alegrete/RS.

No que tange a classificação dos aquíferos com relação à pressão no topo de sua camada, o SAG apresenta-se livre em 12,4% da área (104.143km²) presente no território brasileiro. As áreas aflorantes distribuem-se por quase toda borda oeste e leste da bacia do Paraná. As espessas camadas da formação Serra Geral cumprem basicamente dois papéis em relação ao SAG, são eles: pressionar as camadas subjacentes (Botucatu) e recarregar o SAG através das fissuras (BORGHETTI; BORGHETTI; FILHO, 2004).

Segundo a OEA (2009) existe relação direta entre a vazão extraída do poço e a profundidade no qual esse poço está perfurado. A relação entre a vazão e a profundidade média depende essencialmente da condição de pressão na região no qual o SAG é explorado. Dessa forma, para que os poços obtenham grandes vazões é necessária a perfuração da camada Serra Geral até atingir a formação Botucatu. A

Figura 16 exibe essa relação nos países que estão sobre o SAG. Na região oeste do Rio Grande do Sul os poços são capazes de extrair vazões superiores a 450m³/h, bem acima da vazão média brasileira proposta na Figura 16.

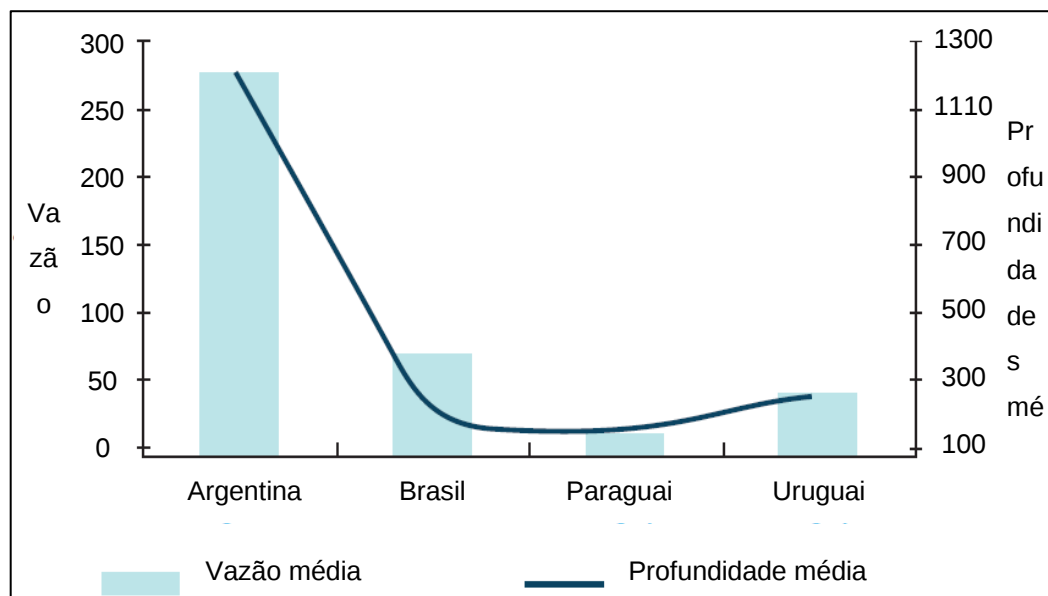


Figura 16 – Gráfico da relação entre as vazões médias e profundidades médias dos poços perfurados no SAG, nos países que estão sobre ele.

Fonte: Adaptada de OEA (2009).

De forma a caracterizar a produtividade hidráulica, serão abordados para algumas formações os parâmetros hidrogeológicos relacionados ao armazenamento e transmissão de água, são eles: porosidade, condutividade hidráulica, transmissividade e coeficiente de armazenamento.

Borghetti, Borghetti e Filho (2004) apontam que o SAG possui como um todo uma porosidade que varia de 15 a 20%, valor médio de condutividade hidráulica de 3m/dia, uma transmissividade que pode variar entre 150 e 800m²/dia e com relação ao coeficiente de armazenamento, o valor médio fica entre 10⁻⁶ e 10⁻⁴.

A formação Botucatu apresenta valores de porosidade entre 20 e 30% e os seus valores de condutividade hidráulica podem ser superiores a 200m/dia, indicando a alta conectividade dos poros (OEA, 2009). Machado (2005) propõe para região oeste para do Rio Grande do Sul, uma faixa de valores de condutividade hidráulica entre 2,25 e 10,3m/dia, e transmissividade entre 169 e 606m²/dia e o coeficiente de armazenamento variando entre 10⁻⁶ e 10⁻³.

Segundo Rebouças (1988) o valor de condutividade hidráulica para a formação Serra Geral pode variar de 10⁻⁷ e 10⁻³m/s, isso porque em um ambiente fraturado a condutividade hidráulica, é função do grau de fraturamento do basalto.

Castro (2021) afirma que não só às fraturas e falhas são importantes para a circulação de água, mas, acrescenta a interconectividade entre essas estruturas.

3.6 Modelos

Os modelos podem ser considerados representações simplificadas da natureza (WANG; ANDERSON, 1982). No caso das águas subterrâneas, os modelos podem ser utilizados para obter informações, realizar análises e ainda fazer previsões (ANDERSON; WOESSNER; HUNT, 2015). Uma definição mais recente propõe modelo como uma imagem mental simplificada e idealizada que permite representar, com maior ou menor precisão, o comportamento de um sistema (UFSM, 2020). Os modelos, portanto, são tentativas de representar um dado sistema real e são utilizados para fornecer respostas para diversas áreas do conhecimento. Alguns exemplos são: os modelos de transporte, modelos econômicos e os modelos atômicos.

Na hidrogeologia, os modelos podem ser divididos em físicos, analógicos e matemáticos. Os modelos físicos, também chamados de modelos em escala, tendem a reproduzir fisicamente o sistema natural, incluindo a utilização de materiais iguais ou similares (FETTER, 2001). Os modelos analógicos são geralmente construídos para fluxo subterrâneo bidimensional e dependem do fluxo da corrente elétrica ou de fluidos viscosos (FETTER, 2001). Anderson, Woessner e Hunt (2015) ressaltam que esses modelos tinham destaque na década de 1960, quando os computadores digitais ainda não eram tão acessíveis.

Diferentemente dos modelos anteriores, os modelos matemáticos utilizam equações empíricas normalmente mais simplificadas (modelos analíticos), ou equações baseadas em princípios físicos, geralmente mais avançadas (modelos numéricos). O domínio modelado, também difere os modelos analíticos dos modelos numéricos, pois no modelo analítico as soluções são válidas para um ponto específico. Nos modelos numéricos, as soluções são dadas para as áreas ou pontos pré-determinados pela discretização espacial (WANG; ANDERSON, 1982; FEITOSA *et al.*, 2008; ANDERSON; WOESSNER; HUNT, 2015).

Assim, é de extrema importância estabelecer a razão ou objetivo pela qual se está fazendo um modelo, pois a partir disso que se definirão o modelo a ser usado, os dados a serem utilizados e que tipo de resultados serão obtidos.

3.6.1 Modelagem numérica em hidrogeologia

A modelagem numérica pode ser compreendida como o processo de obtenção de resposta para uma dada pergunta ou a confirmação de uma hipótese fazendo parte da resposta uma solução matemática utilizando métodos numéricos (ANDERSON; WOESSNER; HUNT, 2015). Dessa forma, a modelagem numérica pode ser dividida em algumas etapas exibidas na Figura 17. Geralmente, a maioria dos modelos segue até a etapa de configuração do modelo, podendo seguir para as próximas etapas, com certo grau de detalhamento, a depender do objetivo determinado.

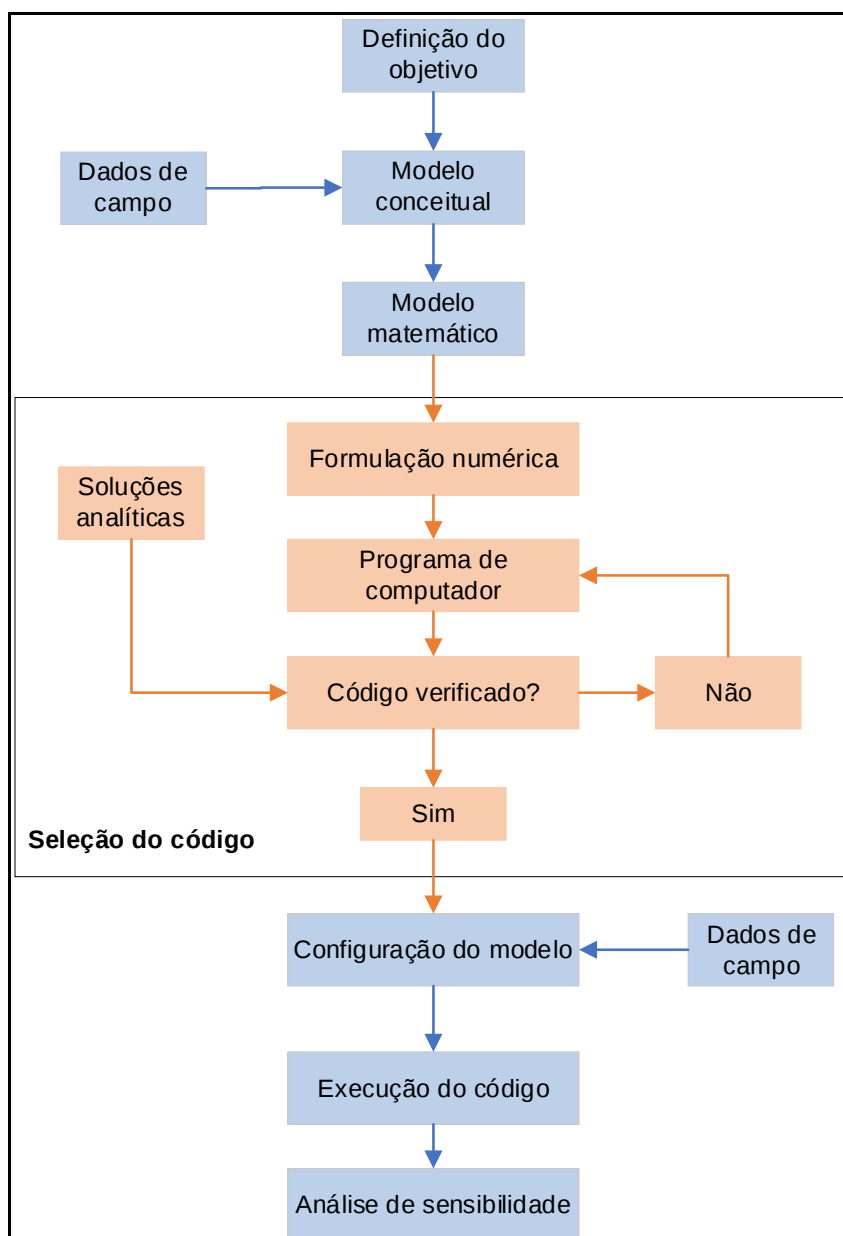


Figura 17 - Etapas para aplicação de modelos.
Fonte: Adaptada de Anderson e Woessner (1992).

3.6.1.1 Definição do objetivo

A primeira etapa refere-se a pergunta a ser respondida ou ao problema a ser resolvido, pois a modelagem numérica em si nunca é o objetivo final e sim uma ferramenta para atingi-lo. A estruturação desses questionamentos permitirá a escolha mais adequada do método numérico a ser utilizado, das características necessárias do meio físico para construir esse modelo e quais tipos de dados serão necessários (ANDERSON; WOESSNER; HUNT, 2015). Reilly e Harbaugh (2004) destacam que os problemas que podem utilizar os modelos podem ser classificados em cinco tipos: compreensão básica do sistema de água subterrânea, estimativa das propriedades do aquífero, entender o passado, entender o presente e prever o futuro. Anderson, Woessner e Hunt (2015) destacam que o objetivo mais comum se refere a previsão de alguns efeitos frente a ações futuras ou condição hidrológica. Nem todas as classificações propostas por Riley e Harbaugh (2004), necessitam do processo de calibração. A investigação dos processos hidrológicos é uma das razões na qual o processo de calibração não se faz necessário.

3.6.1.2 Modelo Conceitual

A modelagem conceitual pode ser definida como a etapa de descrição da área de estudo e compilação de todas as informações da área, compreendendo assim aspectos da hidrografia, geologia e hidrogeologia. Segundo Kresic e Mikszewski (2013), o modelo conceitual é uma descrição de vários fatores naturais e antropogênicos que governam e contribuem para o movimento das águas subterrâneas. Gómez, Rodríguez e Vives (2010) ressaltam que a etapa inicial na modelagem, necessita de um modelo conceitual sólido, que represente a estrutura do sistema aquífero e o seu comportamento hidráulico.

3.6.1.3 Modelos numéricos – Formulação matemática

Os modelos matemáticos numéricos se baseiam, principalmente, na adoção da equação diferencial parcial para descrever o fluxo subterrâneo tridimensional e transiente em aquíferos heterogêneos e anisotrópicos, podendo ser considerados dois tipos de escoamento, permanente e transitório (ANDERSON; WOESSNER;

HUNT, 2015). Essa equação, também chamada de equação governante do fluxo subterrâneo, pode ser descrita da seguinte forma:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) + W = S_s \frac{\partial h}{\partial t} , \quad (10)$$

Em que K_{xx} , K_{yy} e K_{zz} são as condutividades hidráulicas ao longo dos eixos x, y e z. O termo h representa a carga hidráulica, W representa as fontes ou sumidouros (injeção ou ejeção de água). O armazenamento específico é representado por S_s e t é o tempo (NATIONAL RESEARCH COUNCIL, 1990). A Equação (10) pode ser obtida através do processo de derivação da equação de Darcy combinado com a equação do balanço hídrico. Dessa forma, essa derivação pode ser tratada na unidade de um cubo de material poroso definido como um Volume Elementar Representativo (VER) (ANDERSON; WOESSNER; HUNT, 2015). O VER é exibido na Figura 18. O Quadro 1 exhibe o processo de derivação e a descrição de cada etapa do processo pela qual a equação de Darcy passa até tornar-se a equação governante do fluxo subterrâneo.

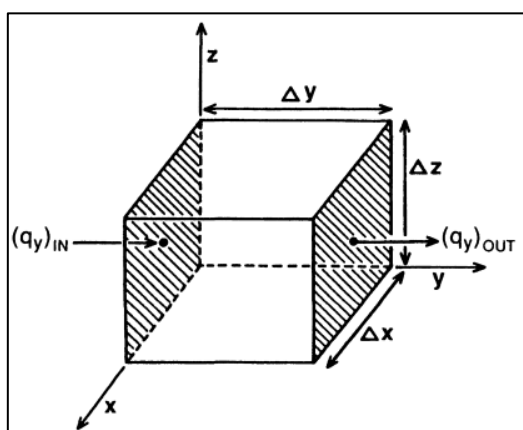


Figura 18 - Volume Elementar Representativo (VER) exibindo os componentes de fluxo ao longo do eixo y.

Fonte: ANDERSON; WOESSNER, 1992.

Quadro 1 - Processo de derivação da equação governante do fluxo subterrâneo.

Equação	Etapa - Descrição
$q = q_x i_x + q_y i_y + q_z i_z$	Etapa 1 – Fluxo (velocidade) de água em três direções – em que q é magnitude ao longo dos eixos x, y e z; i representa o vetor unitário ao longo dos eixos x, y e z.
$Saídas - Entradas = \Delta S$	Etapa 2 – União do balanço com a lei de conservação de massa – em que ΔS representa a variação no armazenamento em um VER.
$[(q_y)_{saída} - (q_y)_{entrada}] \Delta x \Delta z$	Etapa 3 – Vazão volumétrica de saída ao longo do eixo y na face $\Delta x \Delta z$ representada na Figura

	18.
$\frac{(q_y)_{saída} - (q_y)_{entrada}}{\Delta y} (\Delta x \Delta y \Delta z)$	Etapa 4 – Equação da etapa 3 reescrita incluindo o termo Δy .
$\frac{\partial q_y}{\partial y} (\Delta x \Delta y \Delta z)$	Etapa 5 – Derivada parcial de q_y em relação a y , isso porque q_y varia com relação a carga hidráulica e com o eixo y .
$\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) (\Delta x \Delta y \Delta z)$	Etapa 6 – Derivadas parciais ao longo dos eixos x , y e z , que representam a mudança na vazão ao longo de todos os eixos.
$\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) (\Delta x \Delta y \Delta z) = \Delta S$	Etapa 7 – Mudança de vazão ao longo de todos os eixos (x , y e z) igualando as mudanças no armazenamento como na etapa 2.
$\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} - W^* \right) (\Delta x \Delta y \Delta z) = \Delta S$	Etapa 8 – Inclusão de retiradas (poços) ou fontes de água (poço injetor ou outras formas de recarga) representada pelo termo $W^* \Delta x \Delta y \Delta z$.
$S_s = - \frac{\Delta V}{\Delta h \Delta x \Delta y \Delta z}$	Etapa 9 – Reescritção do termo direito da equação na etapa 8, utilizando o parâmetro armazenamento específico (abordados no item 3.3.5.4). Sendo ΔV positivo quando Δh for negativo.
$\frac{\Delta V}{\Delta t} = -S_s \frac{\Delta h}{\Delta t} \Delta x \Delta y \Delta z$	Etapa 10 – Variação do armazenamento e da carga hidráulica ao longo do tempo, ainda no termo direito equação da etapa 8.
$\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} - W^* \right) (\Delta x \Delta y \Delta z) = -S_s \frac{\Delta h}{\Delta t} \Delta x \Delta y \Delta z$	Etapa 11 – Combinação das equações das etapas 8 e 10.
$\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} - W^* \right) = -S_s \frac{\Delta h}{\Delta t}$	Etapa 12 – equação da Etapa 11, anulando assim o termo o volume do material poroso no VER.
$q_n = -K_n \frac{\partial h}{\partial n}$	Etapa 13 – O fluxo de água no VER para cada um dos eixos n (x , y , z), podendo ser descrito segundo a lei de Darcy, como na Equação (4) do item 3.3.5.2.
$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_s \frac{\Delta h}{\Delta t}$	Etapa 14 – Substituição da equação da etapa 13 na equação da etapa 12, gerando assim a equação governante do fluxo subterrâneo, também expresso na Equação (11) no item 3.7.2.
$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0$	Etapa 15 – Considerando que um aquífero seja homogêneo, isotrópico e que as cargas hidráulicas não variem durante o tempo (regime permanente) obtêm-se a equação de Laplace.

*Em que W , é considerado positivo se houver a inserção de água no VER e negativo se houver retirada de água.

Fonte: ANDERSON; WOESSNER; HUNT, 2015.

A Equação (10) e o seu processo e derivação demonstra que a carga é função do tempo e do espaço e como todas as funções possuem domínio e imagem. Os domínios podem ser definidos como o conjunto de todas as entradas permitidas e a imagem é definida como o conjunto de todas as saídas possíveis (ANTON; BIVENS; DAVIS, 2007). As condições de contorno atuam no sentido de delimitar o domínio da função, no caso da modelagem numérica, delimitar a área modelada.

Conforme a Quadro 1 e etapa 14, se o regime for considerado permanente todos os termos associados a variação de tempo (Δt) são igualados a zero, ou seja, o regime de escoamento do modelo é considerado permanente quando a carga hidráulica não varia ao longo do tempo, como demonstrado na Figura 19, a partir do instante t_2 (Feitosa *et al.*, 2008). Diferentemente do regime permanente, no regime transitório há a variação de carga ao longo do tempo, sendo representado na Figura 19 desde o início do rebaixamento (bombeamento) até t_2 (ANDERSON; WOESSNER; HUNT, 2015).

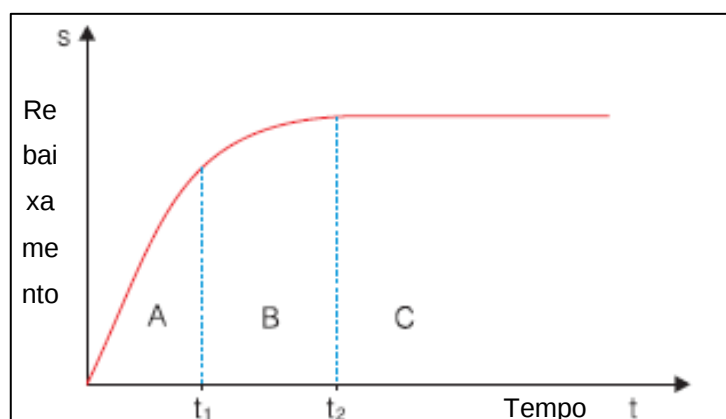


Figura 19 - Curva rebaixamento versus tempo, de um dado poço, mostrando o comportamento do regime transitório e do regime permanente; A) A água provém do armazenamento do aquífero (regime transitório); B) Contribuição de uma fonte externa de água (regime transitório) e C) A água provém de fonte externa sem adição da parcela do armazenamento (regime permanente).
Fonte: FEITOSA *et al.*, 2008.

3.6.1.4 Escolha do código

A escolha do código inicia-se na etapa de formulação matemática em que é definido o método numérico para solucionar a equação diferencial do fluxo subterrâneo. Além disso, o tipo de problema que se pretende analisar também é fator fundamental na escolha do código. Nesse trabalho, o método numérico utilizado para solucionar a equação do fluxo subterrâneo foi o método das diferenças finitas. No âmbito da hidrogeologia, o código que é vastamente utilizado para solucionar a equação do fluxo subterrâneo utilizando o método das diferenças finitas

é o MODFLOW, que é distribuído pelo USGS (HARBAUGH, 2005; ANDERSON; WOESSNER; HUNT, 2015).

O USGS (2019) define o MODFLOW como um modelo hidrológico modular, sendo considerado um padrão internacional para simular e prever as condições das águas subterrâneas e suas interações com as águas superficiais. O MODFLOW foi originalmente publicado em 1984, escrito e desenvolvido utilizando a linguagem de programação FORTRAN 66. Ao longo dos anos, o MODFLOW foi aprimorado, passando pelas versões MODFLOW-88, MODFLOW-96, MODFLOW-2000, MODFLOW-2005, MODFLOW 6, MODFLOW-NWT, MODFLOW-USG, MODPATH, MT3D-USGS.

As versões MODFLOW-88, MODFLOW-96, MODFLOW-2000, MODFLOW-2005 e MODFLOW 6 foram evoluções da versão tradicional do MODFLOW em que foram adicionados mais módulos (ou pacotes) voltados principalmente a solução da equação do fluxo subterrâneo e as condições de contorno envolvidas no problema. As versões MODFLOW-NWT e MODFLOW-USG envolvem modificações na formulação matemática do MODFLOW, em que são utilizadas a formulação de Newton-Raphson e diferença finita de volume de controle subjacente respectivamente (NISWONGER; PANDAY; IBARAKI., 2011; PANDAY *et al.*, 2013). As versões MODPATH e MT3DMS-USGS estão relacionadas ao rastreamento de partículas e transporte de solutos respectivamente (POLLOCK, 2016; BEDEKAR *et al.*, 2016).

Nesse trabalho será utilizada a versão MODFLOW-2005. O MODFLOW-2005 é um código escrito na linguagem de programação Fortran 90. Segundo Harbaugh (2005), o processo que soluciona a equação do fluxo subterrâneo no MODFLOW pode ser dividido nos chamados pacotes, sendo o pacote uma parte do código que lida com um aspecto específico do modelo (HARBAUGH, 2005). No MODFLOW-2005, esses pacotes podem ser divididos em quatro categorias, são elas: controle, hidrológica-interno, hidrológica-estresse e os solucionadores.

No pacote de controle são realizadas tarefas essenciais para o funcionamento do código, algumas delas são: leitura de arquivos, verificação de quais células estão ativas e a identificação dos tipos de contorno por meio da variável IBOUND (HARBAUGH, 2005). A segunda categoria é denominada de hidrológica e possui duas subdivisões, denominados de internos e estresses. Os pacotes de fluxo interno lidam com o fluxo das células adjacente, já os pacotes de estresse lidam com um

tipo estresse específico, sendo utilizados para inserir as condições de contorno. A quarta categoria, os solucionadores, configuram-se como a principal categoria pois eles irão de fato solucionar a equação das diferenças finitas. O Quadro 2 exibe a lista com alguns pacotes que podem ser utilizados no código para simular o fluxo subterrâneo (HARBAUGH, 2005).

Quadro 2 - Principais pacotes do código MODFLOW-2005.

Nome do pacote	Abreviação	Categoria do pacote
Básico	BAS	Controle
Fluxo centrado em bloco	BCF	Hidrológico/Interno
Fluxo de propriedade de camada	LPF	Hidrológico/Interno
Barreira de fluxo horizontal	HFB	Hidrológico/Interno
Poço	WEL	Hidrológico/Estresse
Recarga	RCH	Hidrológico/Estresse
Rio	RIV	Hidrológico/Estresse
Contorno de carga geral	GHB	Hidrológico/Estresse
Dreno	DRN	Hidrológico/Estresse
Evapotranspiração	EVT	Hidrológico/Estresse
Procedimento fortemente implícito	SIP	Solucionadores
Gradiente de conjugado pré-condicionado	PCG	Solucionadores
Solução direta	DE4	Solucionadores

Fonte: Adaptado de Harbaugh (2005).

3.6.1.5 Configuração do modelo numérico

A etapa de configuração do modelo numérico se ocupa de transportar e traduzir as características do meio físico coletadas no modelo conceitual para o modelo numérico. Segundo Anderson, Woessner e Hunt (2015), essa etapa é responsável pela discretização espacial, seleção das condições de contorno, atribuição dos parâmetros dos aquíferos e para o caso de modelos que utilizarão o regime transiente, determinação das condições iniciais e discretização temporal.

A discretização espacial é a divisão da área no eixo horizontal, a partir do espaçamento escolhido para os eixos x e y podendo ser determinada também pelo número de linhas e colunas. No eixo vertical, a discretização da área é realizada a partir do número de camadas inseridas (ANDERSON; WOESSNER; HUNT, 2015).

A discretização é uma tarefa importante na modelagem numérica, pois ela irá determinar o domínio no qual a equação diferencial do fluxo subterrâneo será aplicada (ANDERSON; WOESSNER; HUNT, 2015). Isso porque, a discretização é responsável por dividir a área de estudo em pequenos blocos, como apresentado na Figura 18, em que o espaçamento (Δx , Δy e Δz) pode depender do objetivo do modelo. Há relação direta entre as dimensões da célula utilizada e o tempo de processamento, em que o aumento de linhas e colunas pode resultar num tempo maior de processamento (ANDERSON; WOESSNER; 1992).

Feitosa *et al.* (2008) menciona que na hidrogeologia os contornos podem ser divididos em dois tipos: físicos e hidráulicos. Os contornos físicos referem-se a limites físicos podendo ser considerados contatos com unidades geológicas de baixa condutividade hidráulica, zona de cisalhamento e falhas, superfícies dos mananciais superficiais como, rios, lagos e pântanos e em alguns casos a interface água doce e água do mar (ANDERSON; WOESSNER; HUNT, 2015). Os contornos hidráulicos são limites estabelecidos pelas condições de escoamento, tendo como exemplos as linhas equipotenciais e os divisores de águas de uma bacia hidrográfica (Feitosa *et al.*, 2008).

Em termos matemáticos, Wang e Anderson (1982) dividem as condições de contorno em três tipos, são elas: condição de Dirichlet, condição de Neumann e condição mista (Cauchy).

A condição de Dirichlet é a condição em que a carga hidráulica é conhecida. Alguns exemplos são linhas equipotenciais, o nível do curso d'água e cargas a montante e jusante de uma barragem. Nessa condição, a carga hidráulica é função do tempo e do espaço (DASSARGUES, 2019).

A condição de Neumann é a condição em que o fluxo é especificado. Um exemplo dessa condição são os poços em que o fluxo especificado se refere a vazão extraída e a recarga (ANDERSON; WOESSNER; HUNT, 2015).

A condição mista ou condição de Cauchy é a condição em que o fluxo é dependente da carga hidráulica, combinando as condições de Dirichlet com a condição de Neumann. Alguns exemplos dessa condição são os rios e os drenos (DASSARGUES, 2019).

A atribuição dos parâmetros como condutividade hidráulica da formação geológica, condição de pressão na qual o aquífero está submetido (livre ou

confinado), inserção das condições de contorno ocorrem através da interface gráfica, que também possui a função de executar o modelo.

3.6.1.6 Análise de sensibilidade

Segundo Anderson e Woessner (1992), o objetivo da análise de sensibilidade é quantificar a incerteza no modelo causada pela incerteza nas estimativas dos parâmetros do aquífero, tensões e condições de contorno. Corroborando esse objetivo, Hill e Tiedeman (2007), propõe que a análise de sensibilidade é o estudo de como a resposta do aquífero varia com a mudança dos parâmetros que o compõe. Segundo esses autores, entende-se como resposta do aquífero os valores das cargas hidráulicas e dos diferentes componentes do balanço de massa do aquífero.

Dessa forma, os valores calibrados para condutividade hidráulica, parâmetros de armazenamento, recarga e condições de contorno são alterados dentro de uma determinada faixa de valores e essas mudanças podem resultar em diferentes valores de respostas do aquífero (ANDERSON; WOESSNER; 1992). De forma geral, um sistema pode ser considerado sensível quando uma pequena mudança no parâmetro de interesse gera uma grande mudança na resposta do aquífero (BEAR; CHENG, 2010).

A escolha dos parâmetros a serem modificados sistematicamente pode variar de acordo com o grau de incerteza ou objetivo no qual ele foi inserido no modelo. Filho e Cota (2013) analisam a sensibilidade para o parâmetro condutância, em uma faixa de -80% a 80% em relação ao valor padrão de $8\text{m}^2/\text{dia}$, sendo cada simulação realizada com o aumento e desconto de 10%. Filho e Costa (2013) realizam a análise de sensibilidade para um período de 10 e 80 dias. A análise de sensibilidade revela que a carga hidráulica possui um comportamento oposto nos períodos considerados. No período de 10 dias, o aumento da condutância resulta em incrementos negativos da carga hidráulica, e a diminuição percentual da condutância resulta em incrementos positivos da carga hidráulica. No período de 80 dias, o aumento percentual da condutância resultou no incremento positivo da carga hidráulica, já a diminuição percentual da condutância resultou em um incremento negativo da carga hidráulica. Cabe destacar que esse autor utilizou a condição de

contorno de Cauchy (tipo 3 ou mista) sendo implementada pelo pacote GHB (*General Head Boundary*).

Gómez, Rodríguez e Vives (2010) analisam a sensibilidade do modelo aos parâmetros de condutância, recarga sobre os basaltos e a recarga sobre os arenitos. A diminuição de 50% da porcentagem da recarga sobre os basaltos, resultou em uma queda de 43% do fluxo da camada 1 para a camada 2. A diminuição de 50% na recarga sobre os arenitos resultou em um aumento de 120% do RMSE (*Root Mean Square Error*). A última análise de sensibilidade realizada por Gómez, Rodríguez e Vives (2010) envolve a diminuição da condutância em 93%, causando uma queda de 20% no RMSE. Gómez, Rodríguez e Vives (2010) concluíram que a carga hidráulica e a interação rio-aquífero apresentaram-se pouco sensíveis as variações de condutância, já o RMSE não foi significativamente afetado pela variação no valor de condutância até que ele fosse reduzido a ordem de 93%.

Carvalho (2013) analisa a sensibilidade do modelo modificando os parâmetros de condutividade hidráulica horizontal e vertical para quatro formações geológicas (Adamantina A, Adamantina B, Santo Anastácio e Serra Geral) e recarga para área urbana e rural utilizando uma variação de 50% positiva e 50% negativa obtendo como resultado o NRMSE (*Normalized Root Mean Square Error*) das cargas hidráulicas na área de estudo. Sendo assim, o modelo utilizado para descrever o bombeamento atual em regime permanente apresenta maior sensibilidade as variações nos valores de condutividade hidráulica horizontal das formações Adamantina A e Santo Anastácio, ficando o NRMSE de cerca de 12%.

A partir desses trabalhos, é possível observar que a resposta do modelo frente as variações dos parâmetros, pode ser fornecida diretamente pela carga hidráulica, pelo RMSE, pelo NRMSE ou como no caso desse trabalho, é dada pela variação percentual dos componentes do balanço de massa, já mencionado no item 2.2.

3.6.1.7 Limitações dos modelos numéricos

Apesar de serem ferramentas muito potentes e completas, os modelos possuem também limitações importantes. Anderson e Woessner (2015) mencionam que os modelos são simplificações e nunca conseguirão reproduzir a complexidade da natureza no mundo real. Esses mesmos autores afirmam que as limitações dos

modelos estão voltadas principalmente para o fato do modelo não ser único e incertezas associadas a ele. O fato dele não ser único significa que mais de uma combinação de parâmetros pode gerar resultados iguais se comparados com as observações de campo, já a incerteza é captação dos resíduos em todos os processos da modelagem numérica desde a escolha do código até as revisões obtidas por um modelo (ANDERSON; WOESSNER; HUNT, 2015).

4 Materiais e métodos

A modelagem hidrogeológica é um processo, que não ocorre somente na execução do pacote computacional. Neste trabalho, a modelagem hidrogeológica será dividida em quatro eixos: a escolha da região de interesse, construção da base de dados, modelagem conceitual e a modelagem numérica. Esses eixos serão detalhados nos itens a seguir.

4.1 Determinação da região de interesse e objetivo da modelagem numérica

A área de interesse foi selecionada com base em dois aspectos, são eles: situação domiciliar da população do município de Alegrete e área de abrangência do SAG.

O primeiro aspecto é com relação à situação domiciliar da população do município de Alegrete, que pode ser dividida com relação as zonas que os habitantes se encontram, podendo ser: rural e urbana. Nesse sentido, cabe ressaltar que segundo o IBGE (2019), em 2010, cerca de 89,6% da população do município de Alegrete residia na área urbana. Por esta razão o perímetro urbano apresenta maior quantidade de poços tubulares e consequentemente valores de vazões maiores do que na zona rural, podendo causar assim distorções na carga hidráulica da região e prejudicar o abastecimento das regoes próximas.

O segundo aspecto na escolha da região de interesse refere-se à área de abrangência do Sistema Aquífero Guarani (SAG), que é um sistema aquífero poroso de extrema importância para o abastecimento de água do Brasil. Com isso, definiu-se a área de estudo como o núcleo urbano do município, para compreender a dinâmica do fluxo subterrâneo nos aquíferos Serra Geral e Guarani pertencentes a esse núcleo. Nessa área afloram os arenitos da formação Botucatu, componente do SAG, sendo essa área considerada de recarga, contribuindo para o armazenamento do SAG.

4.1.1 Determinação da área modelada

A área de interesse encontra-se no perímetro urbano de Alegrete. O desafio na aplicação da modelagem numérica para essa área é a ausência de contornos físicos que envolvessem todo o perímetro urbano. Nesse sentido, foram adotados

contornos hidráulicos, o que impõem novos desafios, como a expansão da área de interesse para além do perímetro urbano e utilização de uma base de dados para geração desses contornos hidráulicos.

Inicialmente, a área modelada correspondia a área da bacia hidrográfica do rio Ibirapuitã (BHRI), mas como essa bacia hidrográfica é muito extensa (5.971km²), estando o ponto mais remoto dessa bacia na fronteira Brasil-Uruguai na cidade de Santana do Livramento, ainda foram utilizados outros contornos para refinar essa área. A determinação dos limites da BHRI foi de extrema importância para o refinamento da área modelada. Os passos seguintes da definição dos contornos hidráulicos envolveram delimitação lateral (oeste e leste) e sul da área a ser modelada. Os contornos hidráulicos laterais foram definidos com base em um mapa potenciométrico gerado a partir dos dados dos poços pertencentes ao município de Alegrete na plataforma SIAGAS. Já para o contorno sul, a área foi expandida para além do perímetro urbano para evitar os efeitos da borda e dos bombeamentos.

4.2 Localização da área de estudo

A área de estudo encontra-se na porção oeste do Rio Grande do Sul, pertencendo ao município de Alegrete. É importante ressaltar que a área abrange o todo o perímetro urbano de Alegrete (Figura 20). Essa área possui 185,41km² e um perímetro de 77,65km. A divisão hidrográfica insere essa área na região hidrográfica do Uruguai, tendo como subbacia, a bacia hidrográfica do rio Ibicuí.

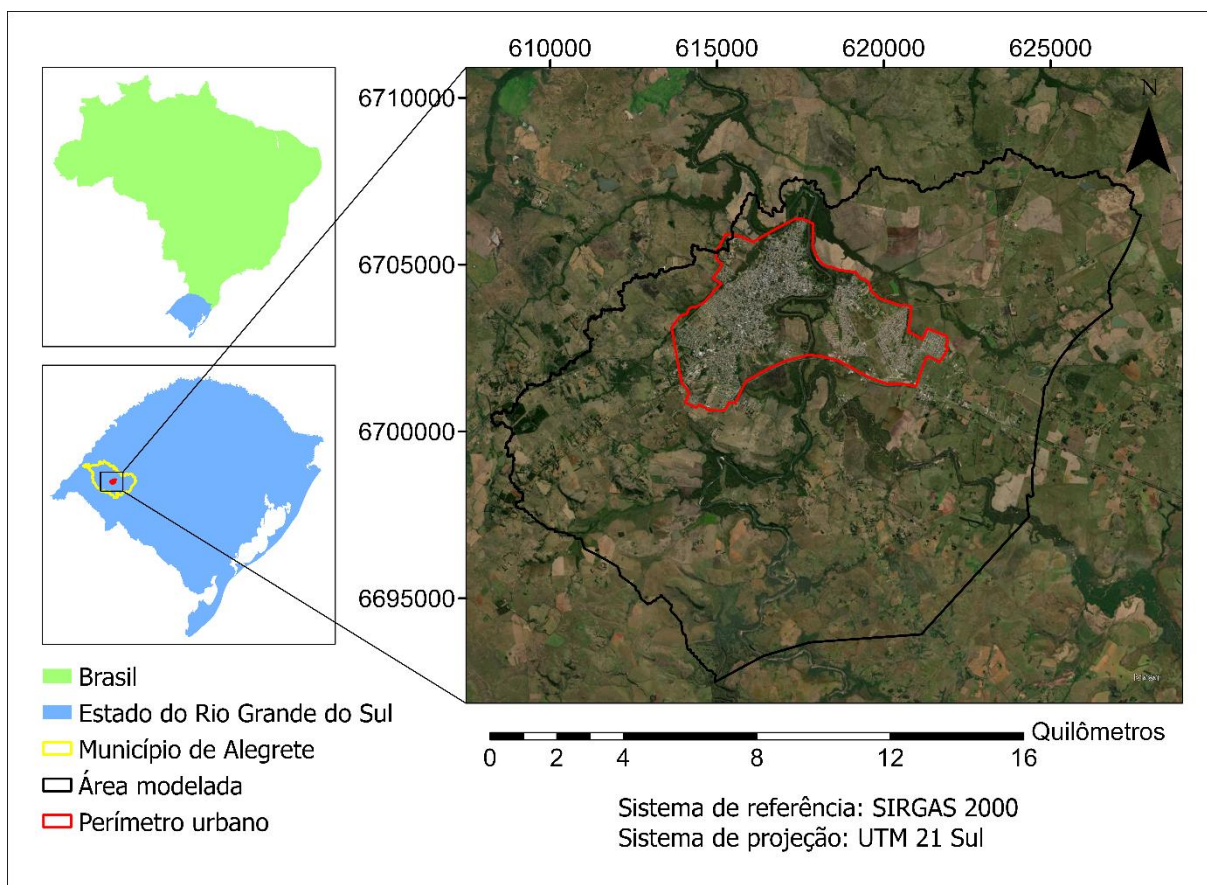


Figura 20 - Localização da área modelada.

4.3 Base de dados

4.3.1 Poços

O primeiro conjunto de dados refere-se aos poços. Esse conjunto de dados contém diversas informações, sendo as mais relevantes para as próximas etapas: cota, profundidades iniciais e finais das formações geológicas e vazão de estabilização. Os objetivos no uso dos poços foram, a geração das superfícies Serra Geral e Botucatu e obtenção do valor de vazão extraída do poço.

Os dados desses poços foram obtidos via plataforma SIAGAS (Sistema de Informações de Águas Subterrâneas). O parâmetro de busca utilizado para encontrar esses poços foi a divisão administrativa do município de Alegrete, já que a região de interesse fica localizada no perímetro urbano, próximo ao centro geométrico do município. Nessa busca foram encontrados 277 poços tubulares. No ambiente do SIAGAS foi feito o *download* de uma planilha com extensão *xls* e um *shapefile* contendo a localização e dados básicos dos poços (identificação, natureza do poço, nível estático, nível dinâmico e vazão de estabilização). O *shapefile* foi

visualizado através do *software* ArcGIS Pro 2.7, já a planilha obtida foi visualizada através do *software* Excel.

A leitura e a extração dos dados das formações geológicas e da vazão foram realizadas a partir de um *script* estruturado na linguagem de programação Python. Esse *script* verificava poços que não tinham dados de cota, quantas formações geológicas possuía cada poço e as correspondentes profundidades além da informação de vazão de estabilização. Outras vantagens podem ser listadas com relação ao uso desse *script*, como análise de vários poços em um período curto e uso da técnica de *Web Scraping*, que elimina a necessidade de realizar o *download* de relatórios com a extensão pdf do sistema SIAGAS. O resultado desse *script* foi disponibilizado no formato *xlsx*. Os valores referentes as superfícies das camadas, antes contidas em uma planilha do Excel, foram transportadas para o ArcGIS Pro 2.7 onde foram interpolados utilizando a técnica IDW (*Inverse Distance Weighting*). Após a geração da camada interpolada, o arquivo resultante, com a extensão *tiff*, foi convertido para extensão *grd*, sendo essa última, a extensão adequada para ser inserida na interface gráfica de modelagem numérica.

Dessa forma, dos 277 poços localizados na plataforma SIAGAS para o município de Alegrete, 160 deles foram utilizados para construir a superfície da formação Serra Geral e 136 foram utilizados para construir a superfície da formação Botucatu. Os dados de vazão de estabilização estão presentes em 27 poços da área modelada.

4.3.2 Imagens SRTM

A SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) foi uma missão da NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) em conjunto com a NGA (*National Geospatial-Intelligence Agency*) tendo como objetivo produzir dados topográficos para 80% da superfície do globo (USGS, 2020). As imagens da missão SRTM foram obtidas através da plataforma *Earth Explorer*, plataforma esta que é subsidiada pelo USGS (*United States Geological Survey*). As imagens SRTM podem possuir resolução espacial de 1 arco de segundo (aproximadamente 30 metros) e 3 arcos de segundo (aproximadamente 60 metros) (USGS, 2020).

Neste trabalho foram utilizadas oito imagens SRTM, com resolução espacial de 30 metros, no intuito de cobrir toda área pertencente a BHRI (Bacia Hidrográfica

do Rio Ibirapuitã). A Figura 21 apresenta as imagens SRTM utilizadas e os seus limites.

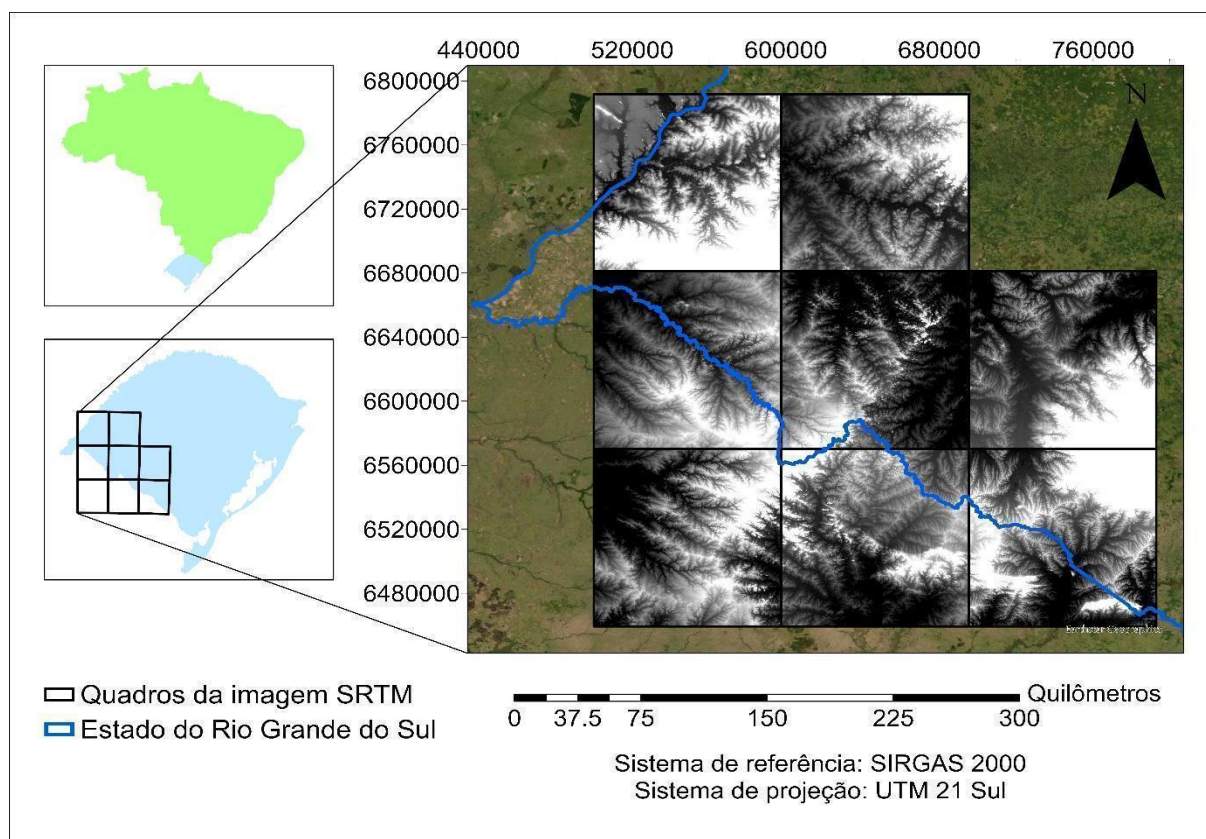


Figura 21 - Quadros e imagens SRTM utilizados para gerar a BHRI.

4.3.3 Bacia hidrográfica

Inicialmente foi delimitada uma bacia hidrográfica de forma a cobrir todo o perímetro urbano de Alegrete. A Bacia Hidrográfica do Rio Ibirapuitã é uma bacia com 5.971km², que se estende por 4 municípios, são eles: Alegrete, Quaraí, Rosário do Sul e Santana do Livramento. A delimitação da bacia hidrográfica do Rio Ibirapuitã (BHRI) foi realizada utilizando como ponto de partida três imagens SRTM. O exutório dessa bacia fica localizado no rio Ibirapuitã com uma distância de 1,5km do perímetro urbano.

No *software* ArcGIS Pro 2.7 foram executados, em uma primeira análise os processos, *Fill*, *Flow Direction*, *Flow Accumulation* e *Watershed*. Esses processos têm como objetivo estabelecer a área de drenagem da BHRI e consequentemente seus limites. Após a realização desses processos foram utilizadas as ferramentas *Stream to Feature* e *Stream Order* para gerar e ordenar a rede de drenagem.

4.3.4 Rede de drenagem

A rede de drenagem foi definida no processo de delimitação da bacia hidrográfica do rio Ibirapuitã. A rede de drenagem foi inserida no processo de modelagem conceitual com o objetivo de quantificar a interação rio-aquífero.

Os dados de vazão e de cota foram obtidos através da plataforma Hidroweb em formato *mdb*, o que possibilitou a visualização no *software* Hidro versão 1.4, fornecido pela ANA (Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico). A Figura 22 exibe a janela do *software* Hidro contendo as médias mensais das cotas na estação 76750000, que fica localizada no perímetro urbano de Alegrete. A série histórica das cotas e das vazões para dados consistidos possui 74 anos.

Hidro 1.4 - [Estatísticas de Cotas Médias]													
Sistema Editar Exibir Janela Ajuda													
Fechar													
Séries													
Série: 76750000 (Importado, Consistido, Média Diária, 10/1940 - 12/2014)													
Médias Diárias	Gráfico de Médias Diárias			Médias Mensais			Máximas Mensais	Mínimas Mensais	Leituras Mensais			Situação Mensal	
Ano	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Média
1940											175	526	
1941	202	206	196	702	824	386	331	741	317	262	414	343	410
1942	147	182	149	346	886	639	418	613	296	383	123	107	357
1943	95	102	108	116	251	373	309	141	169	161	156	100	173
1944	439	112	136	140	182	309	231	177	148	679	327	97	248
1945	88	107	101	96	137	125	252	339	482	242	429	333	228
1946	119	164	113	101	153	297	283	233	261	665	283	586	272
1947	258	129	100	184	615	315	323	168	232	389	106*	159	248*
1948	294	221	168	544	487	392	577	162	521	429	250	125	348
1949	152	96	205	305	189	205	362	320	334	679	122	110	257
1950	100	91	106	208	277	786	423	328	385	169	116	107	258
1951	110	219	257	199	138	365	227	135	231	424	266	180	229
1952	84	96	170	347	286	594	681	344	258	335	113	103	284
1953	104	93	112	123	117	162	276	167	365	723	181	104	211
1954	169	183	424	190	212	953	626	255	231	352	117*	167*	323*
1955	162	347	139	344	609	277	275	154	136	221	99	112	240
1956	465	271	398	368	152	223	259	389	285	387	119	101	285
1957	122	84	93	95	184	665	289	159	463	282	280	180	241
1958	332	519	250	321	456	431	218	372	337	470	227	324	355
1959	171	279	159	963	632	449	363	403	520	733	349	170	433
1960	118	95	190	151	143	485	707	535	709	562	307	109	343
1961	129	139	296	278	422	452	295	191	479	705	284	177	321
1962	192	105	271	386	131	123	144	194	507	196	125	95	206
1963	268	204	385	164	158	161	157	190	587	712	649	374	334
1964	101	123	212	407	149	164	138	268	288	230	117	86	190
1965	87	60	67	289	216	246	135	386	720	387	315	522	286
1966	191	291	635	698	221	450	642	410	505	397	360	549	446
1967	153	111	189	128	259	475	604	518	435	558	273	146	321
1968	92	93	143	163	237	209	366	190	243	401	377	164	223
1969	406	349	146	130	383	384	257	293	265	154	329	111	267
1970	102	272	297	162	280	545	286	463	145	202	146	191	258
1971	383	656	158	112	166	194	350	481	200	131	107	125	255
1972	213	128	116	150	283	533	765	761	692	332	556	195	394
1973	403	811	371	485	623	680	714	277	335	392	146	136	448
1974	240	319	206	114	229	266	413	398	412	189	182	287	271
1975	197	108	402	154	335	327	255	585	520	315	174	154	294

* - estimado; ? - duvidoso; # - régua seca

Figura 22 - Janela do Hidro 1.4 contendo as médias mensais de 1940 a 1975.

Fonte: Hidroweb e Hidro 1.4.

A inserção dos dados da rede de drenagem no ambiente de modelagem requer o cálculo da condutância, que representa a interação rio-aquífero (Harbaugh, 2005). No *software* Excel são calculados os valores de condutância utilizando a Equação (11), proposta por Harbaugh (2005).

$$CRIV_n = \frac{K_n L_n W_n}{M_n} \quad (11)$$

sendo $CRIV_n$ a condutância hidráulica da interação rio-aquífero no trecho n (m^2/s), K_n representa a condutividade hidráulica do material do leito do rio (m/s), L_n representa o comprimento do curso d'água (m), W_n representa a largura do curso (m) e M_n representa a espessura do material do leito do rio (m).

O valor de cada componente da Equação (11) dentro dos limites da área modelada está disponibilizado na Tabela 4. A variável largura foi calculada a partir do *software Google Earth* e as espessuras foram estimadas por análise visual e saídas de campo na área de estudo. A faixa de valores estipulada para areia fina, segundo Feitosa *et al.* (2008) é de 10^{-3} a $10^{-1}cm/s$, sendo o valor utilizado de $0,001cm/s$ (limite inferior da faixa de valores) para a condutividade hidráulica do material que compõe o leito do rio, em todos os trechos.

Tabela 4 - Valores dos parâmetros utilizados no cálculo de condutância hidráulica da rede de drenagem da área modelada.

Trecho	Largura (m)	Espessura (m)	Comprimento (m)	Condutância (m^2/s)	Nome
1	51,21	0,7	3.838,68	2,88	Rio Ibirapuitã
2	10,53	0,3	8.107,60	2,846	Rio A
3	54,46	0,7	8.590,30	6,683	Rio Ibirapuitã
4	11,47	0,5	12.225,70	2,805	Arroio Caverá
5	9,04	0,7	13.822,30	1,785	Rio Ibirapuitã
6	54,89	0,5	2.105,35	2,311	Arroio Pai Passo
7	20,65	0,7	1.265,92	0,373	Rio Ibirapuitã

4.3.5 Dados de precipitação e recarga

Os dados de precipitação provêm do *shapefile* de isoietas de precipitações médias anuais do Brasil no período de 1977 a 2006 que pertence ao Atlas pluviométrico do Brasil (CPRM, 2022). Mattiuzi (2013) processou os dados advindos do *shapefile* de isoietas através do *software ArcMap*. Esse processamento resultou em um valor de 1.545mm/ano para a subbacia Alegrete, que utiliza a estação

fluviométrica 76750000 como exutório, estando essa subbacia inserida na bacia hidrográfica do rio Ibicuí (MATTIUZI, 2013). Gómez, Rodríguez e Vives (2010) utilizam o valor de 1.639mm/ano para a região de Santana do Livramento e Rivera, na divisa Brasil/Uruguai. As taxas de recarga calibradas obtidas por Gómez, Rodríguez e Vives (2010) para a formação Serra Geral e Botucatu, foram de respectivamente de 1,3% e 8,1% da precipitação anual.

4.3.6 Mapas geológicos, hidrogeológicos e geomorfológicos

Além dos poços utilizados para descrever a geologia em profundidade, são utilizadas, a carta geológica SH21 referente ao quadro de Uruguiana com escala de 1:1.000.000 e a carta geológica SH21-X-C referente ao quadro de Alegrete com escala de 1:250.000 para descrever a geologia aflorante da área modelada (PRESOTTO *et al.*, 1973; CPRM, 2004). A carta SH21 foi obtida através do portal GeoSGB da CPRM. A carta SH21-X-C foi obtida pelo projeto hidrogeologia da fronteira sudoeste do Rio Grande do Sul (PRESOTTO *et al.*, 1973). O mapa hidrogeológico do Rio Grande do Sul não se encontra vetorizado no portal GeoSGB, por isso foi utilizado um recorte do mapa hidrogeológico do Brasil com escala de 1:5.000.000 (DINIZ; BOMFIM; FREITAS, 2014).

4.4 Modelo conceitual

A modelagem conceitual compilou e organizou todas as informações colhidas na base de dados. Dessa forma, o modelo conceitual foi dividido nos itens: topografia, clima, hidrografia, geologia e hidrogeologia. Nessas etapas, os dados colhidos na base de dados foram adaptados para área de estudo. Na Figura 23 são mostrados alguns elementos incluídos no modelo conceitual e os dados relacionados a eles. A Figura 24 exhibe o modelo conceitual tridimensional da área de estudo contendo as condições contorno utilizadas.

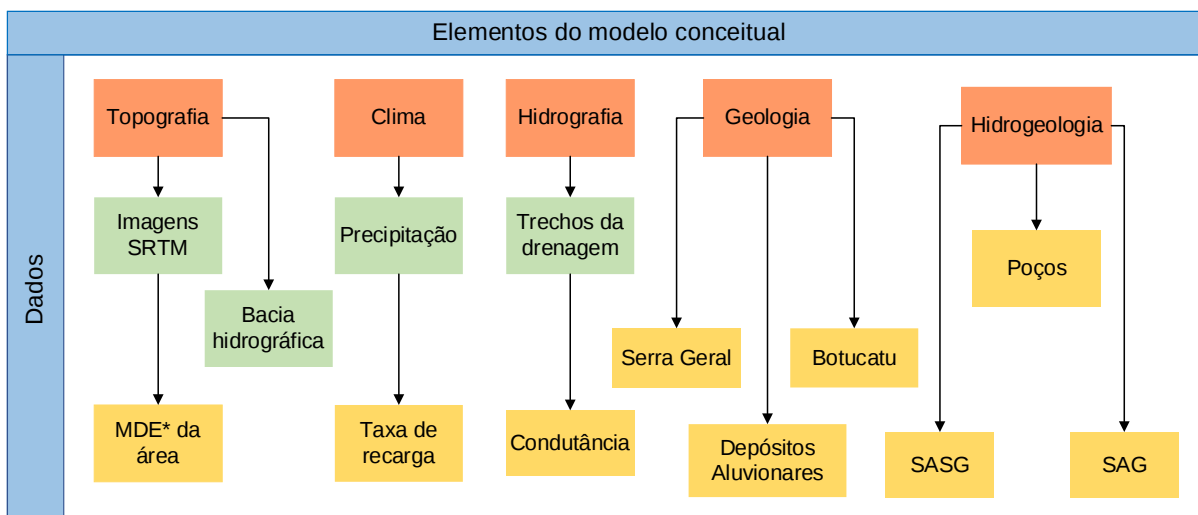


Figura 23 – Esquema dos dados utilizados no modelo conceitual.

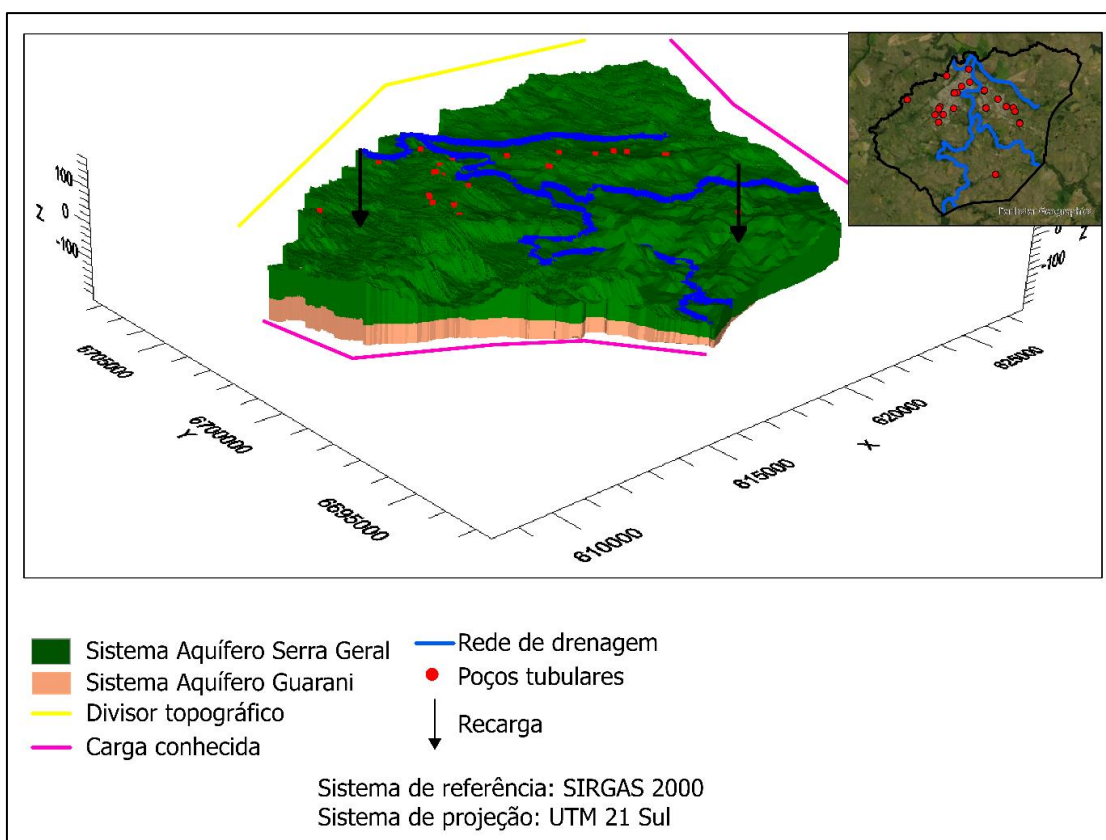


Figura 24 – Modelo conceitual da área de estudo.

4.4.1 Topografia

As altitudes da área de estudo variam de 77 a 376 metros. O histograma presente na Figura 26 gerado a partir do MDE (Modelo Digital de Elevação) da área de estudo, mostra que 16% da área é composta por altitude que varia de 77 a 82,3 metros. Sendo assim, os valores mais altos de altitude estão localizados nas bordas oeste e sul da área de estudo e os valores mais baixos estão localizados nas

adjacências dos cursos d'água (Figura 25). O MDE da área de estudo, além de descrever visualmente a variação de altitude, foi utilizado na etapa de discretização vertical, na modelagem numérica do fluxo, sendo renomeado para Model_top. O MDE também foi importante na identificação de áreas aflorantes da formação Botucatu.

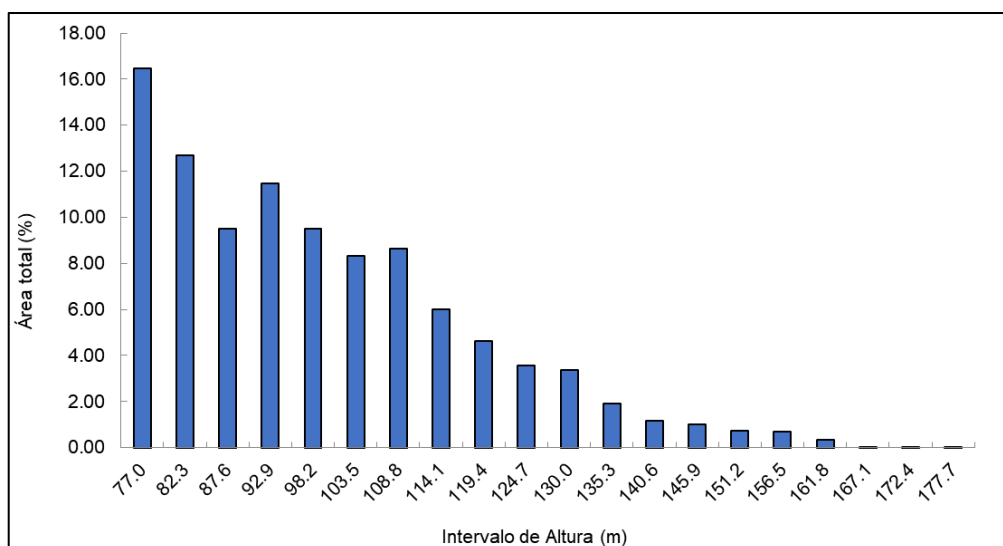
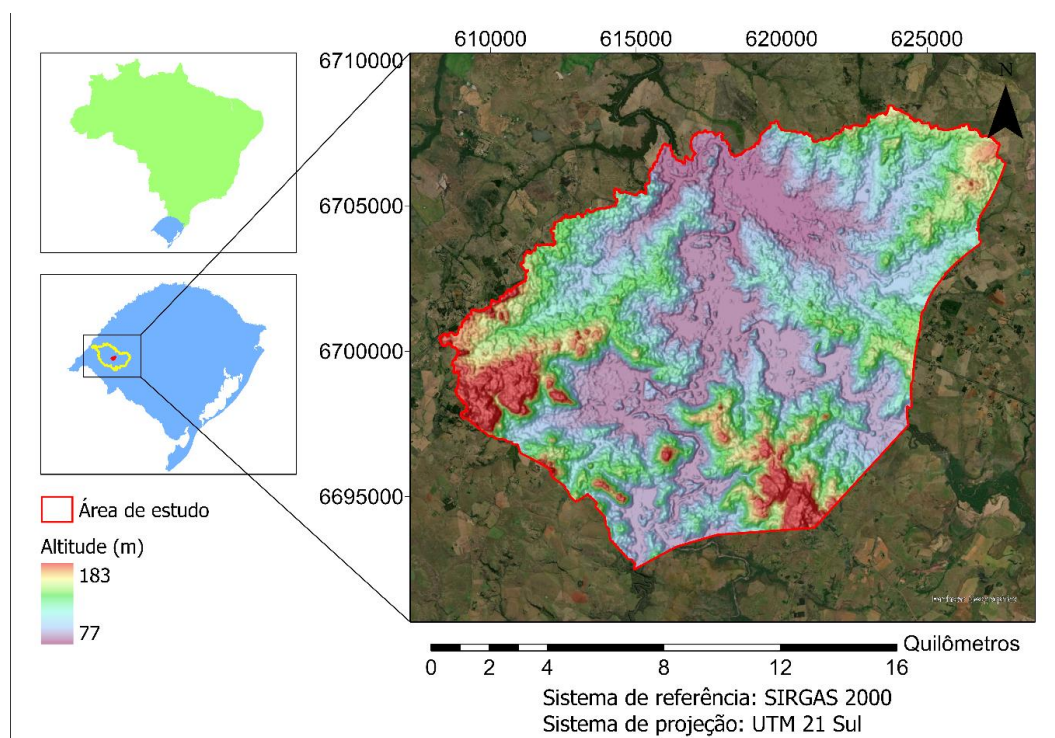


Figura 26 – Histograma apresentando a distribuição das altitudes na área modelada.

4.4.2 Clima da área de estudo

A classificação climática local foi estabelecida utilizando duas fontes de dados, ambas as fontes incluem a área modelada. A primeira fonte refere-se a região hidrográfica do Uruguai, com uma área mais ampla, é inclui toda a área de drenagem do Rio Uruguai. A segunda fonte refere-se ao estado do Rio Grande do Sul, estabelecendo essa fonte, um foco maior para a área modelada. Segundo a classificação climática de Köppen, o clima da região hidrográfica do Uruguai, varia entre Cfa e Cfb, sendo ambos considerados climas temperados sem a presença de estação seca (MMA, 2006). São consideradas Cfa quando o mês mais frio apresenta uma temperatura média acima de 0°C ou -3°C e pelo menos um mês acima dos 22°C. Diferentemente do Cfa, na classificação Cfb, todos os meses devem possuir temperatura média abaixo dos 22°C (KUINCHTNER; BURIOL, 2001). Segundo Kuinchtner e Buriol (2001) a área modelada enquadra-se no tipo climático Cfa. A Figura 27 exhibe a classificação climática de Köppen para o Rio Grande do Sul utilizando dados de temperatura média do ar e de precipitação para o período de 1945 a 1974 (KUINCHTNER; BURIOL, 2001).

Como forma de caracterizar climaticamente a região e adicionar informações fundamentais às condições de contorno, o uso de um valor para precipitação é fundamental para o processo de modelagem numérica da região. O valor considerado para a área de estudo foi de 1.545mm/ano e extraído do atlas pluviométrico do Brasil (CPRM, 2013) e processado por Mattiuzzi (2013).

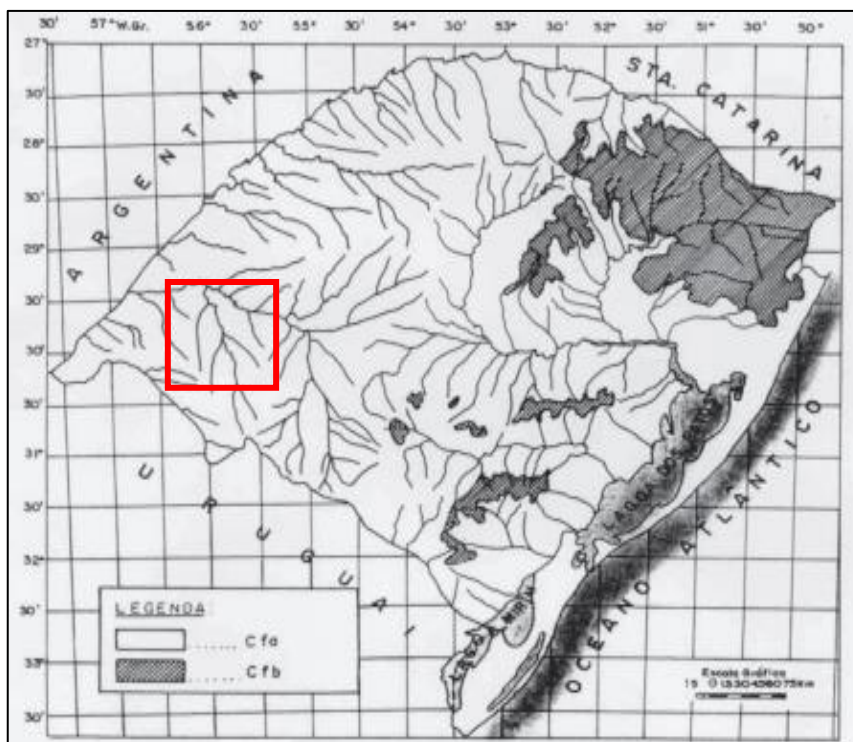


Figura 27 – Classificação climática de Koppen para o Rio Grande do Sul; o retângulo vermelho representa a localização da área de estudo.

Fonte: KUINCHTNER e BURIOL, 2001.

4.4.3 Hidrografia da área de estudo

O principal rio da área de estudo é o rio Ibirapuitã. Esse rio nasce no município de Santana do Livramento, atravessa os municípios de Rosário do Sul e Quaraí e deságua no rio Ibicuí, em Alegrete. O rio Ibirapuitã possui 181,6 quilômetros de extensão. Ainda compõem a rede de drenagem da área de estudo, os arroios Caverá e Pai Passo. Outros cursos d'água compõem a rede de drenagem, mas com menor expressão (menor ordem pela classificação de Strahler). A Figura 28 exhibe a rede de drenagem dividida por trechos na área de estudo. O comprimento dos trechos varia de 1,26 a 13,82km, possuindo a rede de drenagem uma condutância hidráulica média de $2,80\text{m}^2/\text{s}$.

A área de estudo possui quatro estações fluviométrica e duas pluviométricas. A série histórica das vazões mínimas, média e máximas mensais estação 76750000 demonstra que ao longo dos anos, o período que mais sofre com a estiagem refere-se ao final da primavera e ao verão (Figura 29).

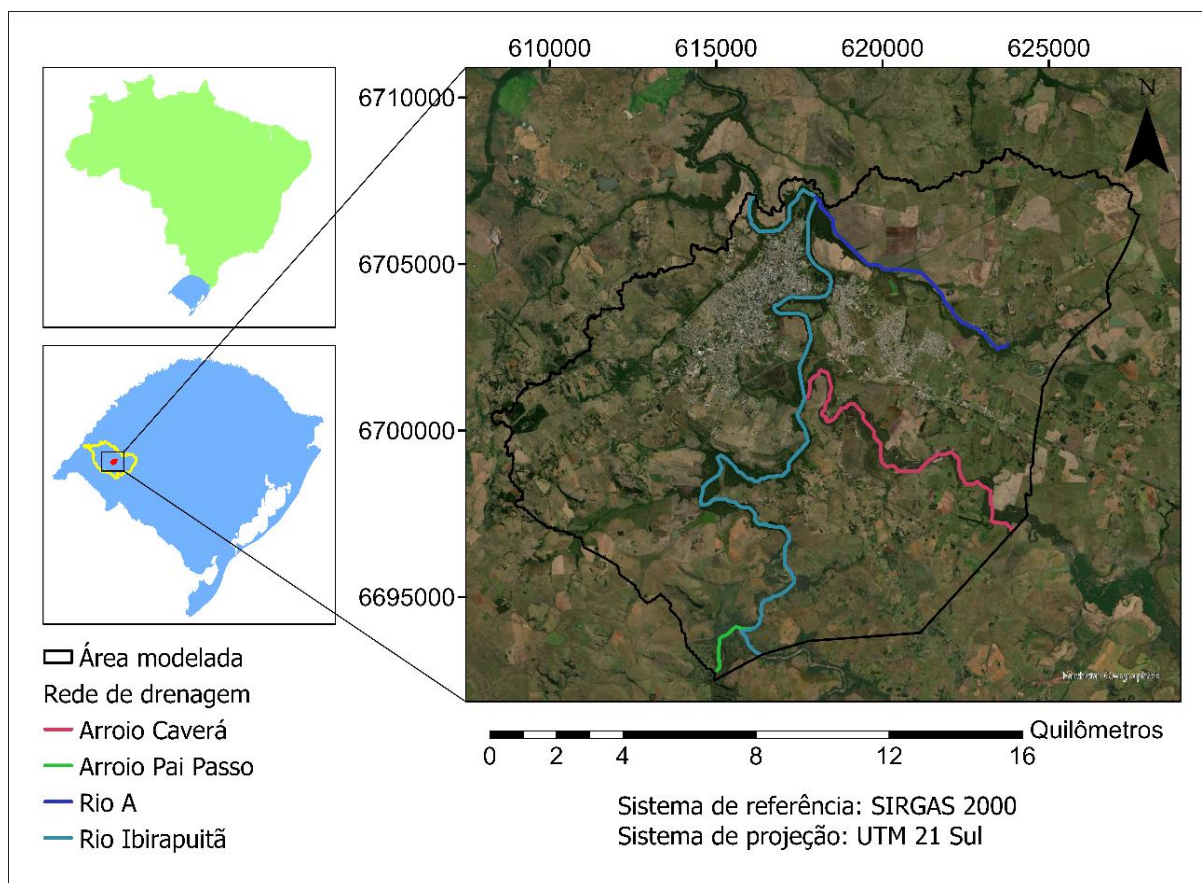


Figura 28 – Rede de drenagem da área modelada.

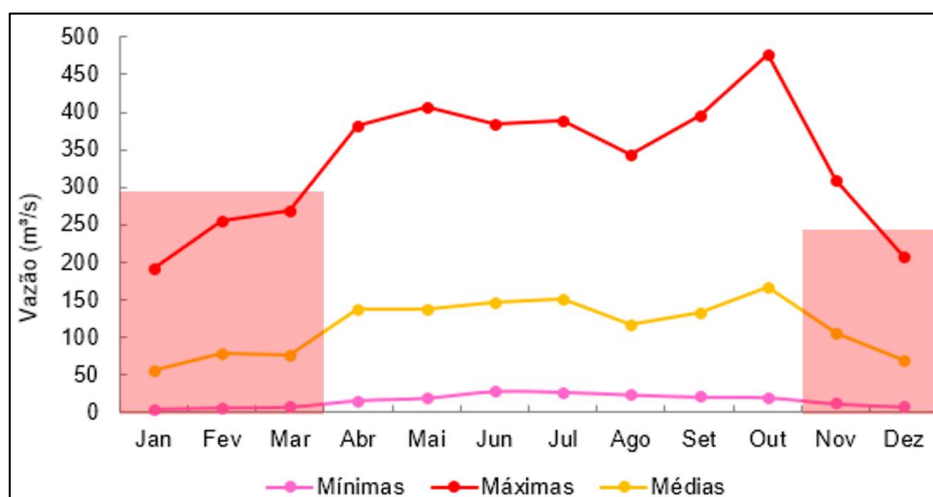


Figura 29 – Hidrograma mensal da estação fluviométrica 76750000; as regiões avermelhadas representam o final da primavera e o verão.

4.4.4 Geologia da área de estudo

Segundo CPRM (2006), as formações geológicas presentes na área de estudo são quatro (Figura 30): formação Serra Geral fácies Alegrete (K1βal), formação Serra Geral fácies Gramado (K1βgr), formação Botucatu (J3K1bt) e depósitos aluvionares (Q2a).

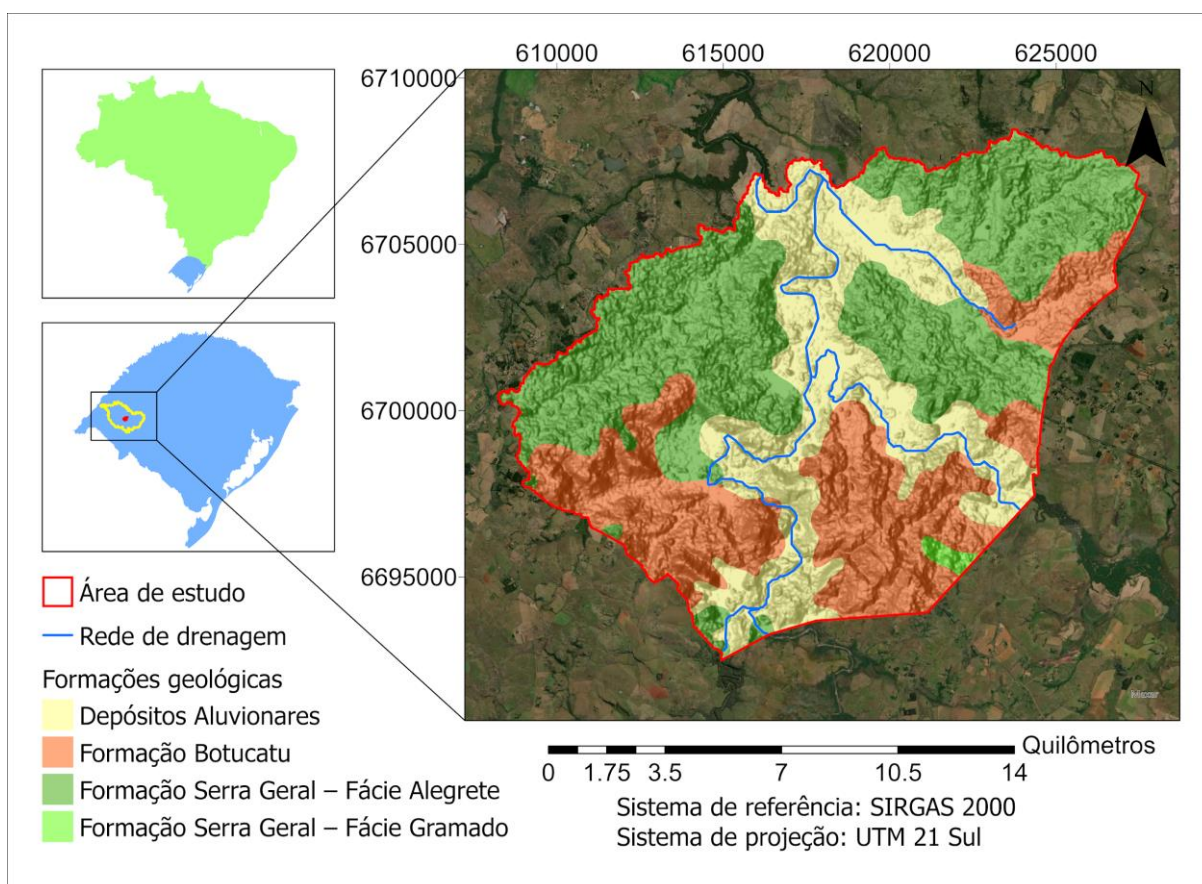


Figura 30 – Formações geológicas presentes na área modelada.

A formação Serra Geral fácies Alegrete e Gramado ocupam respectivamente 42,73% e 0,52% da superfície da área de estudo enquanto a formação composta por rocha sedimentar, Botucatu ocupa 29,20% ainda restando 27,46% constituída por sedimentos não consolidados (depósitos aluvionares). A formação Serra Geral chama a atenção por ocupar grandes extensões de área se comparada a formação Botucatu.

4.4.5 Hidrogeologia e bombeamentos

A hidrogeologia local pode ser avaliada a partir de duas formas, a primeira refere-se ao mapa hidrogeológico do Rio Grande do Sul, ainda não disponibilizado na forma vetorizada. A segunda vertente baseia-se na análise dos poços tubulares utilizados para bombear água.

A primeira vertente referente ao mapa hidrogeológico do Rio Grande do Sul, que classifica a área de estudo em três sistemas aquíferos, são eles: sg2 representando o sistema aquífero Serra Geral II classificando-o como aquífero com média a baixa possibilidade para águas subterrâneas em rochas com porosidade por

fraturas (CPRM, 2012); bg1 representa o sistema aquífero Botucatu/Guará I, esse sistema é classificado como aquíferos com alta a média possibilidade para águas subterrâneas em rochas e sedimentos com porosidade intergranular (CPRM, 2012); e o bb representa sistema aquífero Basalto/Botucatu classificando-se como aquíferos praticamente improdutivos em rochas com porosidade intergranular ou por fraturas. Essas áreas diferenciam-se dos demais sistemas aquíferos por possuírem condições topo-estruturais que condicionam a essas áreas baixas vazões (CPRM, 2012). A Figura 31 apresenta os sistemas aquíferos presentes na área modelada.

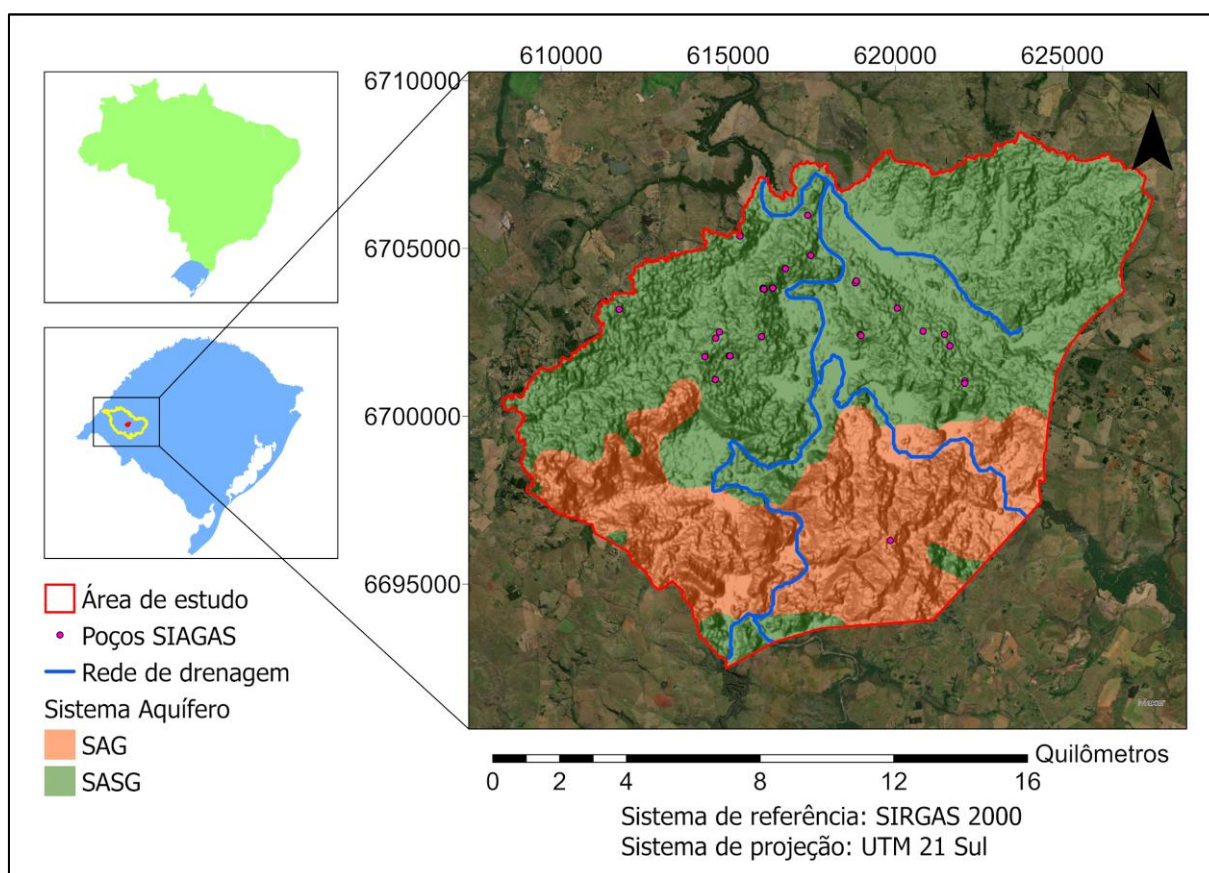


Figura 31 – Sistemas aquíferos na área modelada.

A segunda vertente da análise da hidrogeologia local inicia-se pela análise dos poços tubulares. Na área de estudo estão presentes 27 poços responsáveis pela extração de água. Desses poços 2 estão perfurados exclusivamente no SASG, 16 perfurados exclusivamente no SAG e 9 poços perfurados em ambas as formações. A profundidade média dos poços de extração é de 117,46m, já a média dos níveis estáticos é de 18,86m e a vazão extraída média corresponde a 0,00809m³/s.

4.4.6 Síntese hidrogeológica da área de estudo

O modelo hidrogeológico conceitual compila todas as informações hidrogeológicas da área de estudo, no sentido de organizar esses dados a serem inseridos na interface que executa o código. Dessa forma, serão abordados a sequência estratigráfica, parâmetros hidrogeológicos, isotropia e homogeneidade, condição de pressão e aspectos relacionados ao ciclo hidrológico nesses sistemas aquíferos.

A sequência estratigráfica dessa área é composta por dois sistemas aquíferos são eles, Serra Geral e Guarani. Essa sequência estratigráfica pode ser observada através das seções na Figura 32. A Seção A, mais ao sul, é composta unicamente pela formação Botucatu com a presença de depósitos aluvionares nas regiões próximas a drenagem. Na seção B, uma pequena porção do SASG confina o SAG nos arredores do rio Ibirapuitã. Na seção C, mais ao norte, a maior parte do SAG é confinada pelo SASG. Na seção A, existe uma proeminência da formação Botucatu em relação a altitude, atingindo 140m e se comparada à seção B, que estende até a bifurcação do rio Ibirapuitã com o arroio Caverá, indicando a localização de uma duna eólica confirmada pela descrição do mapa geológico da região.

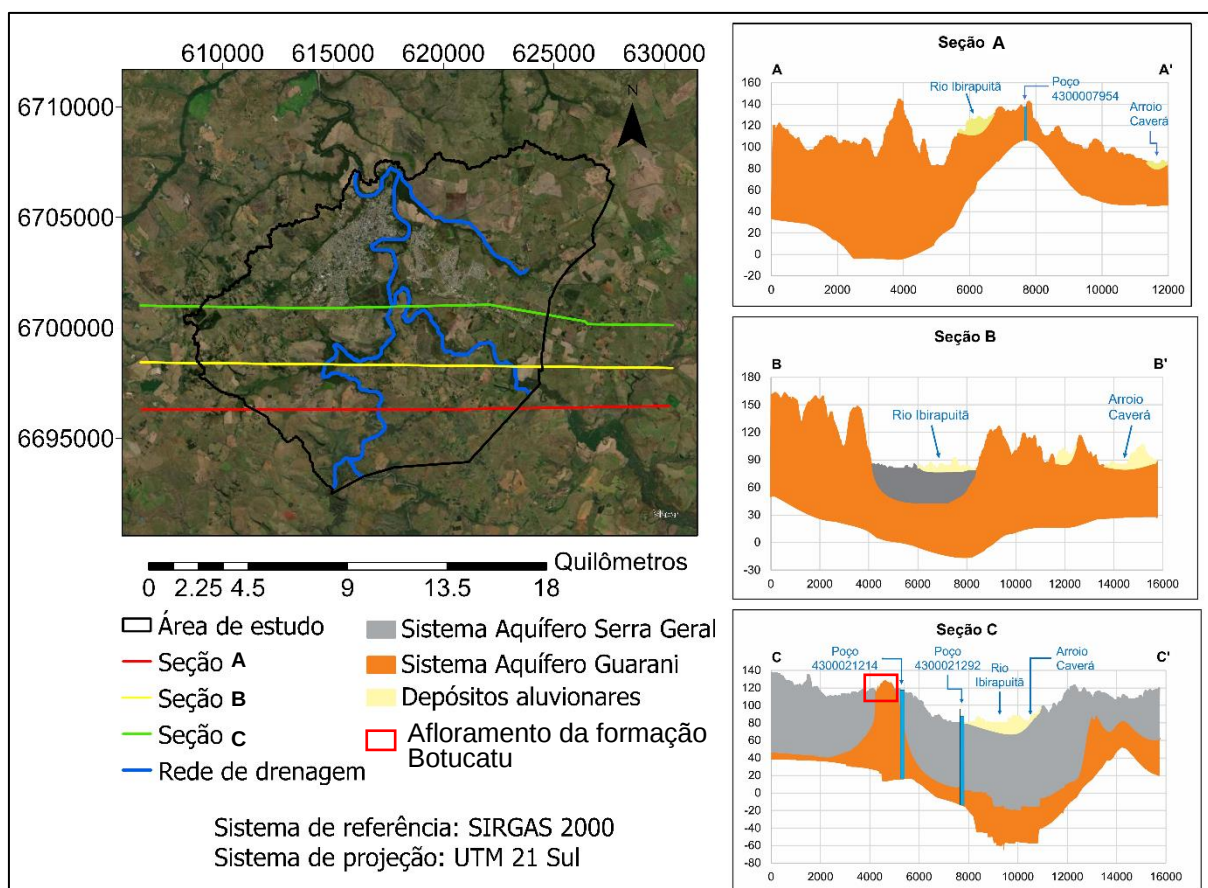


Figura 32 – Seções geológica para a área de estudo.

O SASG possui uma espessura média de 88,01m e se estende por 66,54 % da área aflorante, sendo encontrada principalmente na metade norte da área de estudo. O SAG possui uma espessura média de 78,09m para a porção livre, se estendendo por 33,46% da área aflorante, e 100% da área confinada pelo SASG. Dos 27 poços utilizados para extração de água na região, 16 deles extraem água exclusivamente do SAG com uma vazão média de 29,75m³/h. A vazão máxima retirada desses dois sistemas é de 120m³/h.

Adotou-se a hipótese de que as duas camadas apresentam comportamento anisotrópico e homogêneo com relação ao parâmetro condutividade hidráulica. Em algumas regiões, em que a superfície gerada pela interpolação, configuravam-se como Serra Geral foram transformadas em regiões aflorantes da formação Botucatu através das informações contidas no mapa geológico. Os domínios do modelo foram representados com base em um mapa potenciométrico gerado para as porções livre e confinadas dos SASG e SAG.

O SAG apresenta-se nas condições livres e confinados, já o SASG apresenta-se somente na condição livre. A entrada de água no sistema hidrogeológico ocorre

por meio da recarga, com taxas de 1,3 % para os basaltos e 8,1% para os arenitos em relação precipitação efetiva. As descargas desse sistema multicamadas ocorre através da contribuição da rede de drenagem e do fluxo entre o SAG e o SASG.

Os valores de armazenamento específico adotados foram de 0,0001 para os basaltos da formação Serra Geral e 0,001 Para os arenitos da formação Botucatu, ambos os valores propostos por Wottrich (2012). Para a porosidade efetiva, foi adotado o valor de 0,005 para a formação Serra Geral e para formação Botucatu foi utilizado o valor de porosidade efetiva de 0,1. Esses valores foram calibrados por Carvalho (2013), e o valor utilizado para a formação Botucatu se refere a formação Adamantina B, composta por arenitos de granulação fina e bem selecionados. Esses dois últimos parâmetros foram utilizados de forma a caracterizar o armazenamento dos aquíferos, mas não foram utilizados na modelagem, isso porque o regime foi considerado permanente.

4.5 Modelo numérico

4.5.1 Domínios do modelo e condições de contorno

Como mencionado no item 4.1.1, a área urbana não contava com contornos físicos, então o domínio a ser modelado foi expandido para além da zona urbana de modo a minimizar os efeitos de borda, além de contar com outras condições de contorno que não as físicas.

Dessa forma, os domínios de contornos do modelo da área modelada foram divididos em quatro partes: contorno norte, contorno leste, contorno oeste e contorno sul, dispostos na Figura 33. O contorno norte é determinado pelos divisores de água da bacia hidrográfica do rio Ibirapuitã. A condição de contorno utilizada para a parte sul da área foi a condição de Neumann, assim como no contorno norte. Nos contornos leste e oeste foi utilizada a condição de Dirichlet, na qual a carga foi especificada para 110m e 105m, respectivamente. As linhas equipotenciais que deram origem a essa carga foram obtidas através de um mapa potenciométrico considerando inicialmente somente o município de Alegrete sendo esses valores confirmados por um mapa potenciométrico mais abrangente incluindo os municípios de Alegrete, Cacequi, Quaraí, Rosário do Sul e Santana do Livramento. Os

contornos leste e oeste foram implementados na modelagem numérica utilizando o pacote CHD (*Time Variant Specified-Head package*).

A classificação matemática das condições de contorno definidas para o interior da área modelada foram, a condição de Neumann para os poços e a recarga e condição de Cauchy ou mista para a rede de drenagem. Os pacotes nos quais essas condições foram implementadas na modelagem foram WEL, RCH e RIV respectivamente. A Figura 33 mostra as condições de contorno utilizadas para determinar os domínios da área modelada e as condições de contorno internas.

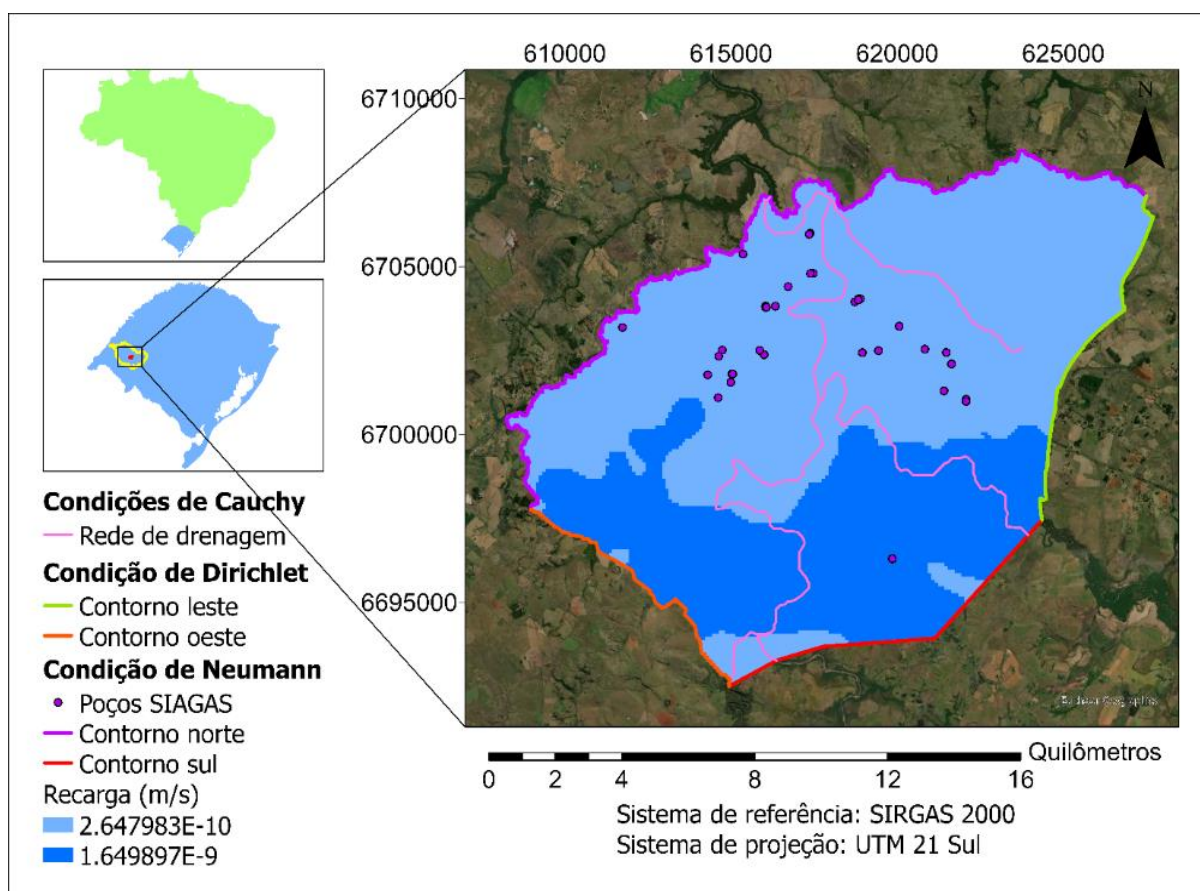


Figura 33 – Condições de contorno presentes na área modelada.

4.5.2 Discretização espacial

A área do modelo foi discretizada no eixo x e no eixo y com os espaçamentos de 100m, possuindo a célula ou quadricula uma área de 10.000m². Sendo assim, o modelo possui um total de 31.200 células com 195 colunas e 160 linhas. A discretização horizontal pode ser observada pela Figura 34. Na discretização vertical, foram utilizadas duas camadas. Os dados de entrada foram: o MDE da área modelada, sendo denominada de Model_top e configurando-se como limite superior

de altitude em relação as camadas Serra Geral e Botucatu e as camadas geradas pelo processo de interpolação, com os valores da base do SASG e do SAG. Essas informações foram inseridas utilizando um arquivo com extensão *grd*.

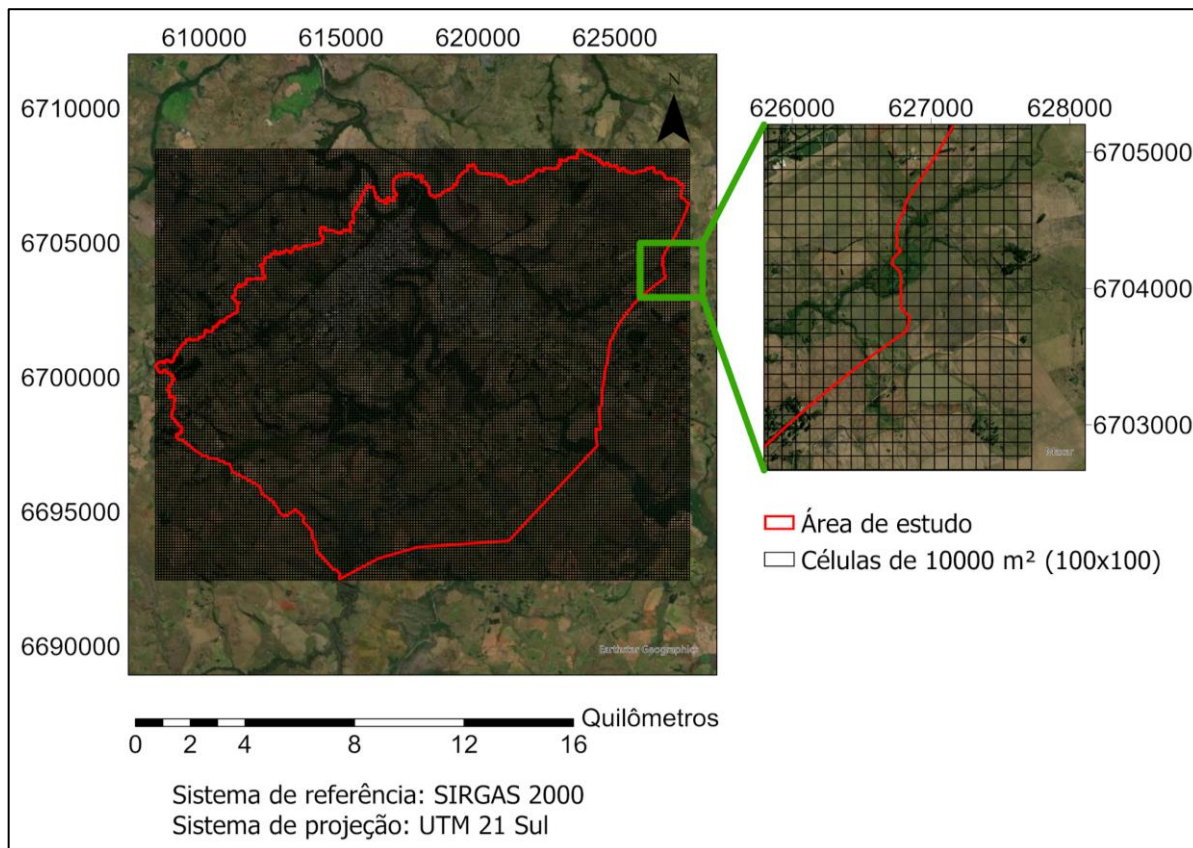


Figura 34 – Discretização horizontal da área modelada.

4.5.3 Parâmetros utilizados no modelo

Os parâmetros fornecidos ao modelo para que se iniciassem as iterações da solução numérica foram: carga inicial, taxas de recarga, condutividades hidráulicas, cargas constantes e condutância hidráulica da rede de drenagem. Na carga inicial foi utilizado o *Model_top*, ou seja, a topografia, para a taxa de recarga para a formação Serra Geral foi utilizado o valor de 1,3% (8,35 mm/ano). A taxa de recarga para a formação Botucatu foi de 8,1% (52,067mm/ano). Cabe destacar que esses percentuais de taxa de recarga foram valores calibrados por Gómez, Rodríguez e Vives (2010). Esse percentual de recarga foi aplicado sobre um total de 642,8mm/ano, representando a precipitação efetiva, que é a subtração entre a precipitação média anual e evapotranspiração média anual, obtida por Mattiuzi (2013). Ainda são utilizadas cargas hidráulicas constantes nas bordas leste e oeste, correspondendo a 110m e 105m respectivamente. Os valores de condutividade

hidráulica horizontal e vertical iniciais para as formações Botucatu e Serra Geral foram propostos por Wottrich (2012) e estão presentes na Tabela 5.

Tabela 5 – Condutividade hidráulica horizontal e vertical para as formações as Serra Geral e Botucatu.

Camada	Condutividade hidráulica horizontal (m/s)	Condutividade hidráulica vertical (m/s)	Anisotropia vertical
Serra Geral	1,157E-06	1,157E-05	1E-1
Botucatu*	3,125E-5	3,125E-6	1E+1

*No trabalho de Wottrich (2012), a formação Botucatu é dividida em superior e inferior. Neste trabalho foram adotados os valores da formação Botucatu superior.
Fonte: WOTTRICH, 2012.

4.5.4 Escolha do código e da interface gráfica

O pacote MODFLOW-2005 foi escolhido pois ele permite solucionar a equação diferencial parcial do fluxo subterrâneo por meio do método das diferenças finitas. O MODFLOW-2005 é distribuído gratuitamente pelo USGS e é vastamente utilizado em trabalhos relacionados a modelagem numérica. Outra justificativa para o uso do MODFLOW-2005 é a facilidade com que se pode implementar o modelo conceitual. Parte disso se justifica pela interface gráfica ModelMuse, em que o código é executado, que se apresenta de forma simplificada e gratuita, permitindo a fácil colocação dos parâmetros relacionados ao aquífero.

4.5.5 Análise de sensibilidade

A sensibilidade do modelo foi verificada a partir do aumento de 50% e desconto de 50% em cada um dos parâmetros de condutividade hidráulica para verificar se há variação expressiva dos parâmetros do balanço hídrico. Os valores das condutividades para o eixo horizontal e vertical das camadas 1 e 2 com o desconto e aumento de 50% estão presentes na Tabela 6. Dessa forma para cada aumento ou desconto de um parâmetro foram executadas novas simulações mantendo os parâmetros iguais aos valores propostos no item 4.5.3. Dessa forma, foram executadas oito simulações, considerando o aumento e o desconto de condutividade hidráulica.

Tabela 6 – Variação positiva e negativa de 50% dos parâmetros iniciais.

Parâmetro	Valor inicial (m/s)	Aumento de 50% (m/s)	Desconto de 50% (m/s)
KH_1	1,157E-06	1,736E-06	5,787E-07
KV_1	1,157E-05	1,736E-05	5,787E-06
KH_2	3,12E-5	4,68E-5	1,56E-5
KV_2	3,12E-6	4,687E-06	1,562E-06

4.5.6 Limitações do modelo implementado

As principais limitações do modelo desenvolvido nesse trabalho estão voltadas para a incerteza das condições de contorno constante (ver item 4.1.1) e para o regime de escoamento considerado. O regime de escoamento adotado foi o permanente, com apenas um período de estresse. Como se trata de uma região na qual ainda ocorrem bombeamentos, é muito provável que essa seja uma simplificação muito grosseira e que o regime de fluxo predominante seja transiente. Contudo, a falta de dados confiáveis de monitoramento temporal do regime de escoamento e considerando que o modelo não será utilizado para fazer nenhuma previsão, mas apenas para entender a dinâmica do fluxo subterrâneo, acredita-se que essa simplificação pode ter sido assumida sem perdas o que tange a interpretação do fluxo.

5 Resultados

5.1 Configuração do modelo – Potenciometria

Na determinação dos domínios do modelo, ou seja, no estabelecimento de seus limites, na etapa de modelagem numérica foram confeccionados dois mapas potenciométricos. O primeiro mapa foi realizado para os limites do município de Alegrete, como é mostrado na Figura 35. Nesse mapa foram considerados somente os poços inseridos no município de Alegrete, isso porque o perímetro urbano (região de interesse) fica bem próximo ao centro do município. A Figura 36 exibe os valores de nível estático e a sua média para os poços utilizados para confecção do mapa potenciométrico do município de Alegrete.

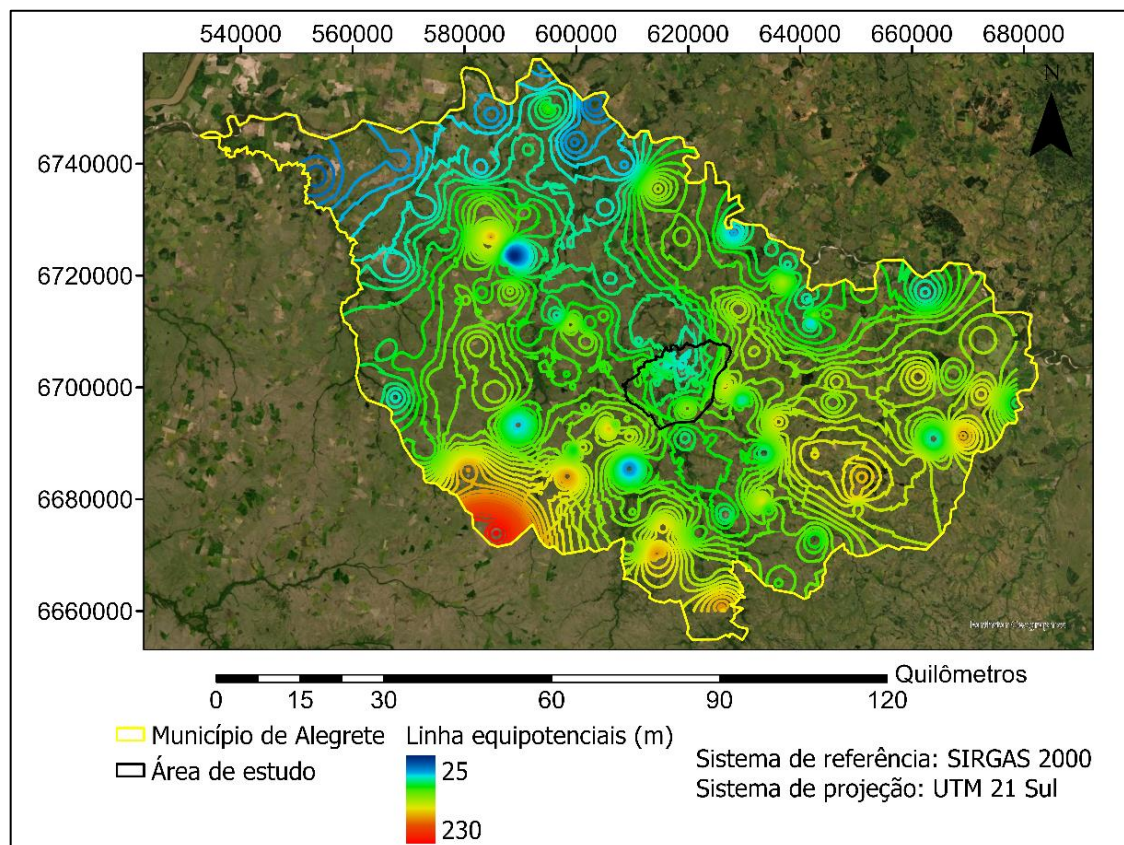


Figura 35 – Mapa potenciométrico do município de Alegrete, Rio Grande do Sul.

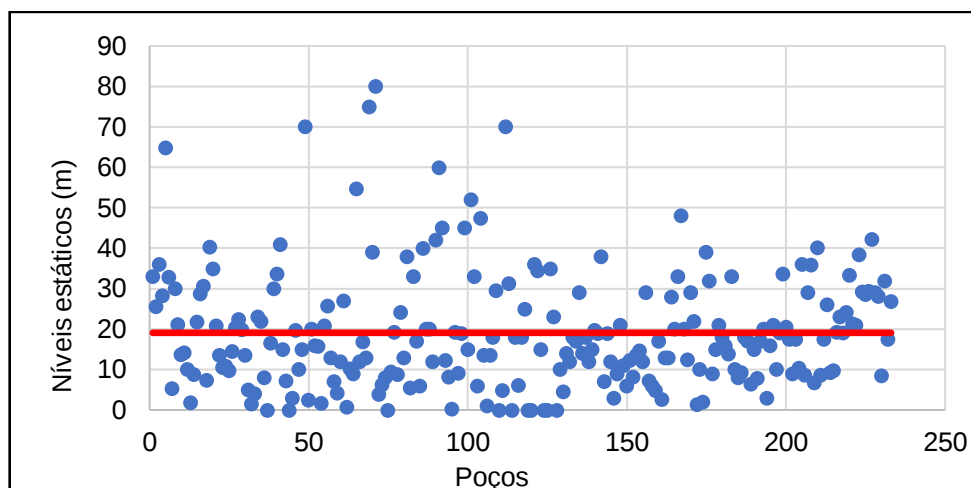


Figura 36 – Níveis de água utilizados para construir o mapa potenciométrico de Alegrete. A linha na cor vermelha apresenta a média dos níveis estáticos.

Com o objetivo de verificar, se a inserção de mais poços distorcia as linhas equipotenciais próximo ao perímetro urbano foi confeccionado outro mapa potenciométrico com uma área maior abrangendo os municípios de Alegrete, Cacequi, Quaraí, Rosário do Sul e Santana do Livramento (Figura 37) e com um número maior de poços. A comparação entre esses dois mapas potenciométricos revelou que não há distorções nas cargas hidráulicas que circundam o perímetro urbano.

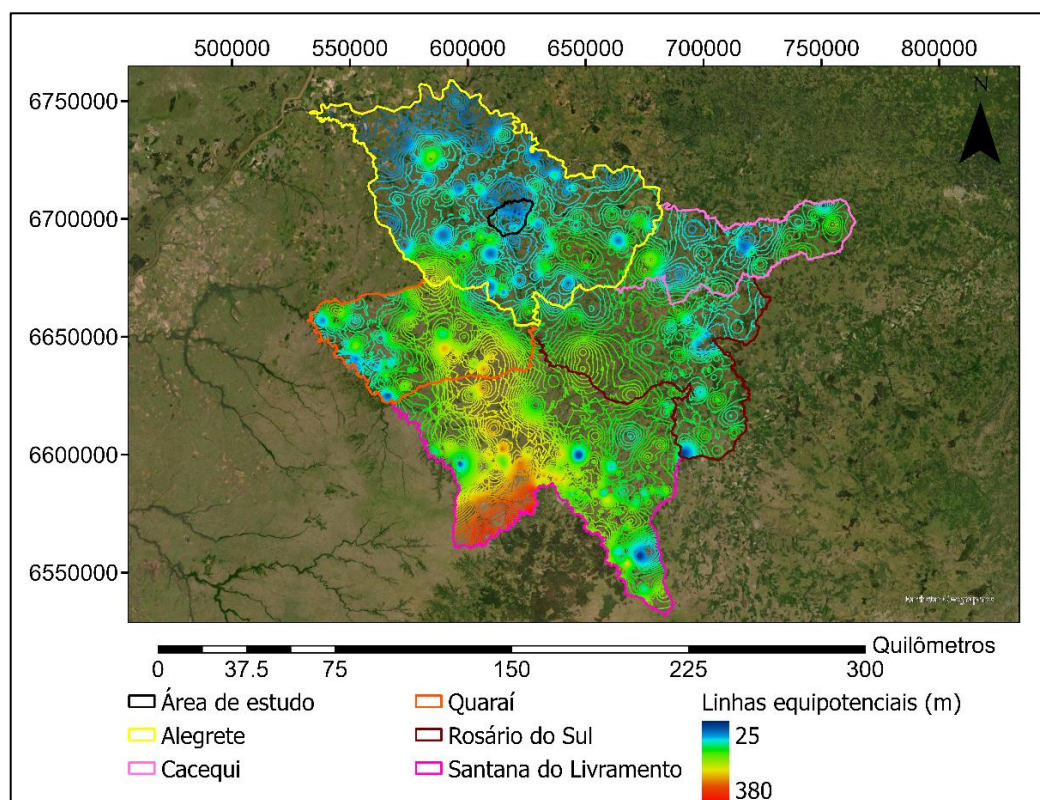


Figura 37 – Mapa potenciométrico para os municípios de Alegrete, Cacequi, Quaraí, Rosário do Sul e Santana do Livramento.

5.2 Modelo de fluxo

Os resultados diretos do modelo de fluxo incluem as cargas hidráulicas dispostas espacialmente, o balanço de massa geral do modelo e o balanço de massa zoneado para as camadas 1 (Serra Geral) e 2 (Botucatu).

5.2.1 Carga hidráulica

O modelo foi executado utilizando os parâmetros descritos no item 4.5.3. A camada 1 exibe valores de carga hidráulica que variam de 77m a 177,55m. A distribuição das cargas hidráulicas na camada 1, que pertence a formação Serra Geral está presente na Figura 38. As cargas hidráulicas da camada 2 estão dispostas na Figura 39. Os mapas auxiliares na lateral direita das figuras 38 e 39, ampliam as áreas de maior carga potenciométrica. Na Figura 38, a área ampliada fica próxima a calha do rio Ibirapuitã. Na Figura 39, a área ampliada fica no limite do perímetro urbano. Considerando as cargas hidráulicas nas duas camadas, as discrepâncias se dão nos valores máximos, com uma diferença de 10m.

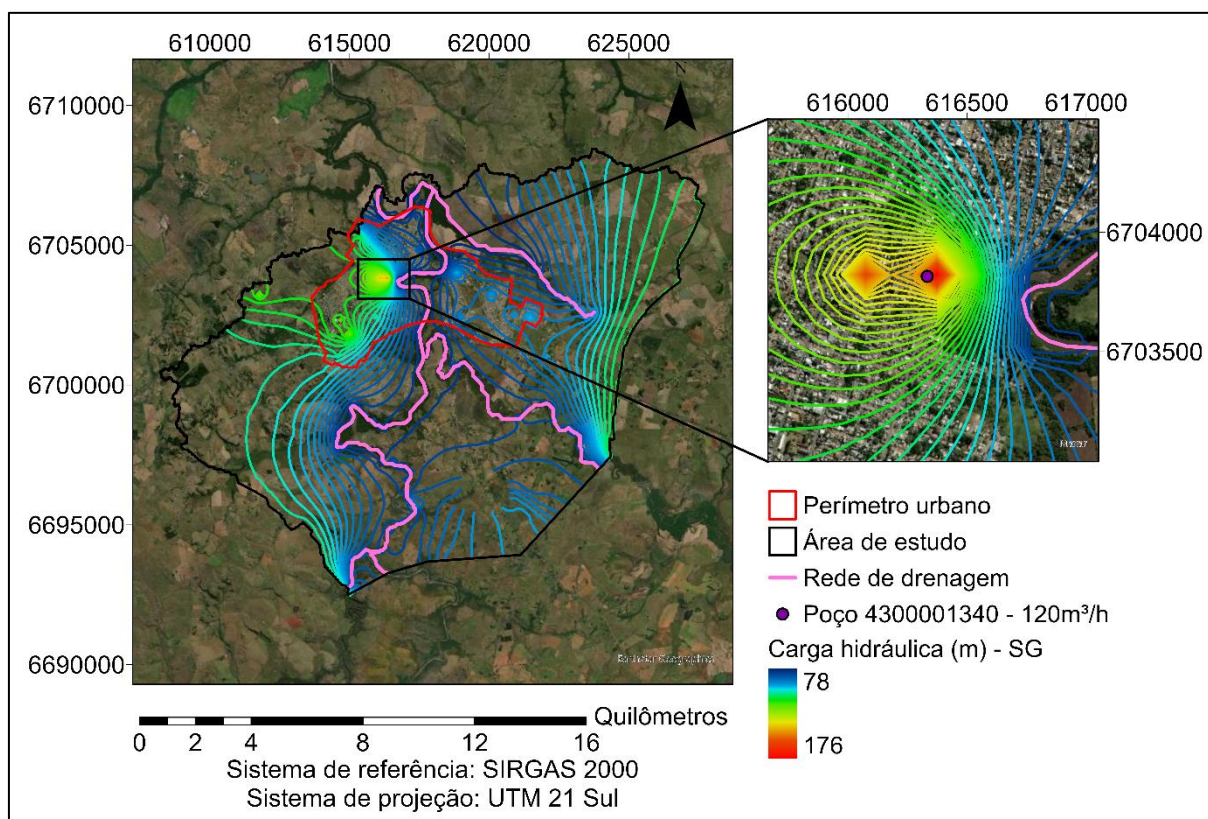


Figura 38 – Distribuição da carga hidráulica na camada 1.

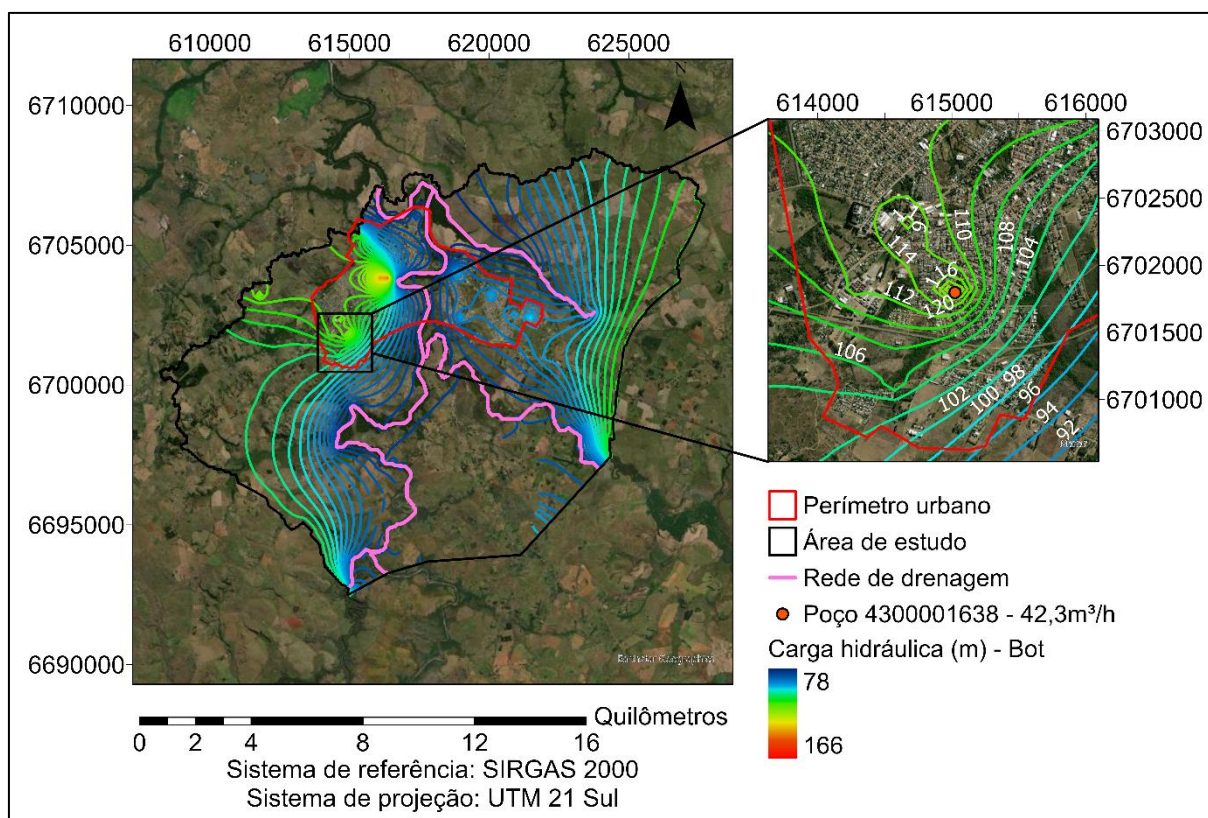


Figura 39 – Distribuição da carga hidráulica na camada 2.

5.2.2 Balanço de massa

O segundo resultado do modelo numérico é o balanço de massa para o modelo como um todo, incluindo entradas e saídas de água. Os componentes do balanço massa incluem todas as condições de contornos externas (utilizadas para delimitar a área) e internas, compreendendo assim: a carga constante, os poços, a contribuição da drenagem e a recarga. Esses componentes do balanço de massa correspondem ao volume de água que entra e que sai do modelo de acordo com a condição de contorno avaliada.

Os valores dos componentes do balanço de massa zoneado para as camadas 1 e 2 foi obtido através do arquivo do tipo *zblst* resultado da aplicação do pacote *Zonebudget*. O intervalo temporal utilizado foi de -1 a 0 segundos sendo designado para o regime de fluxo estacionário. As variáveis do balanço de massa são apresentadas na Tabela 7. Considerando o zoneamento das camadas foram obtidas as seguintes vazões apresentadas na Tabela 8.

Tabela 7 – Balanço de massa do modelo.

Parâmetros	Valor (m³/s)
Carga constante	2,69E-1

Poços	3E-1
Contribuição da drenagem	6,23E-1
Recarga	1,15E-1
Total das entradas	1,308E0
Carga constante	4,24E-3
Poços	0
Contribuição da drenagem	1,307E0
Recarga	0
Total das saídas	1,312E0

Tabela 8 – Balanço de massa para as zonas 1 e 2

Parâmetro	Camada 1 (m³/s)	Camada 2 (m³/s)
Carga constante	5E-3	2,64E-1
Poços	8,6E-2	2,15E-1
Contribuição da drenagem	1,58E-1	4,66E-1
Recarga	4,2E-2	7,33E-2
Zona 2 para zona 1	5,85E-1	2,41E-1*
Total das entradas	8,76E-1	1,258E0
Carga constante	4E-5	4E-3
Poços	0	0
Contribuição da drenagem	6,35E-1	6,72E-1
Recarga	0	0
Zona 1 para zona 2	2,41E-1	5,85E-1**
Total das saídas	8,77E-1	1,261E0
Entradas – saídas	-1E-3	-3E-3

*Zona 1 para 2.

**Zona 2 para 1.

5.2.3 Análise de sensibilidade para condutividades hidráulicas

A sensibilidade dos componentes do balanço de massa às condutividades hidráulicas da camada 1 e 2 podem ser observadas na Figura 40 e na Figura 41 respectivamente, em que KH_1, KV_1, KH_2 e KV_2 representam as condutividades hidráulicas no eixo horizontal da camada 1, no eixo vertical da camada 1, no eixo horizontal da camada 2 e no eixo vertical da camada 2. Na legenda das Figura 40 e Figura 41 são mostrados os componentes considerados no balanço de massa do modelo. Esses componentes são acompanhados pela letra E, que se refere a entrada de água no modelo e pela letra S que se refere a saída de água do modelo. Em cada rodada de análise de sensibilidade, o valor de condutividade hidráulica sofreu um acréscimo de 50% ou um decréscimo de 50%. A cada mudança, os outros parâmetros mantiveram-se iguais aos iniciais dispostos no

item 4.5.3. A Figura 40 e a Figura 41 apresentam as variações dos componentes do balanço de massa frente às variações dos valores de condutividade hidráulica das camadas 1 e 2.

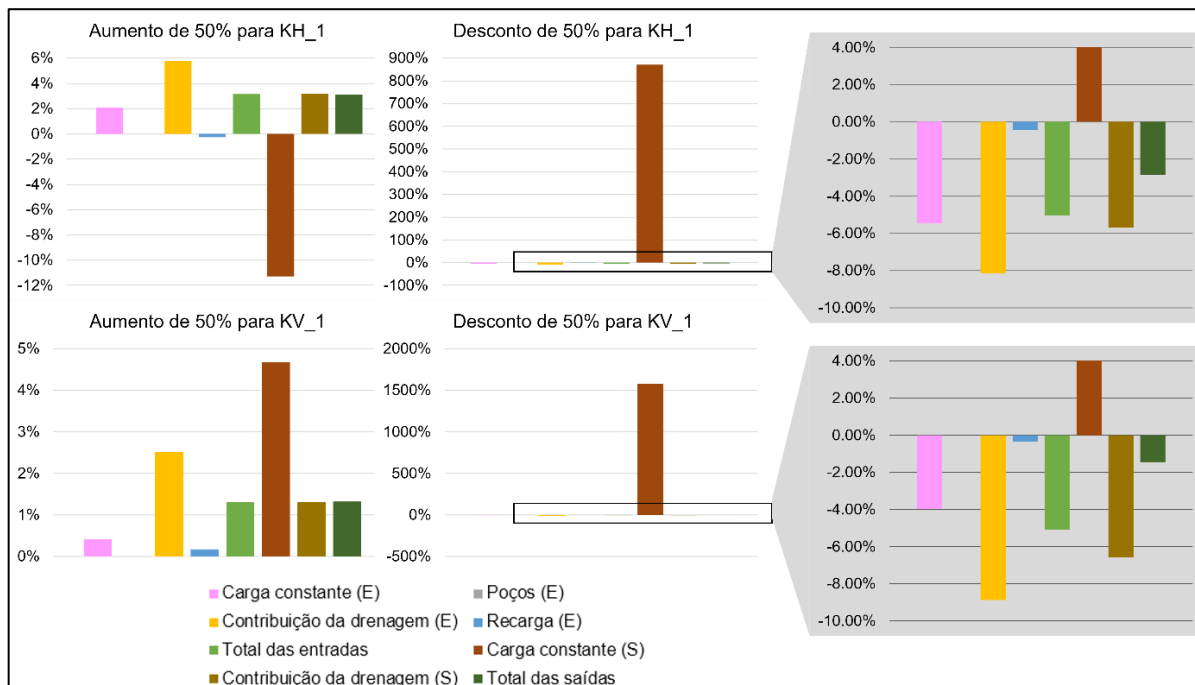


Figura 40 – Sensibilidade dos componentes do balanço de massa às condutividades hidráulicas da camada 1.

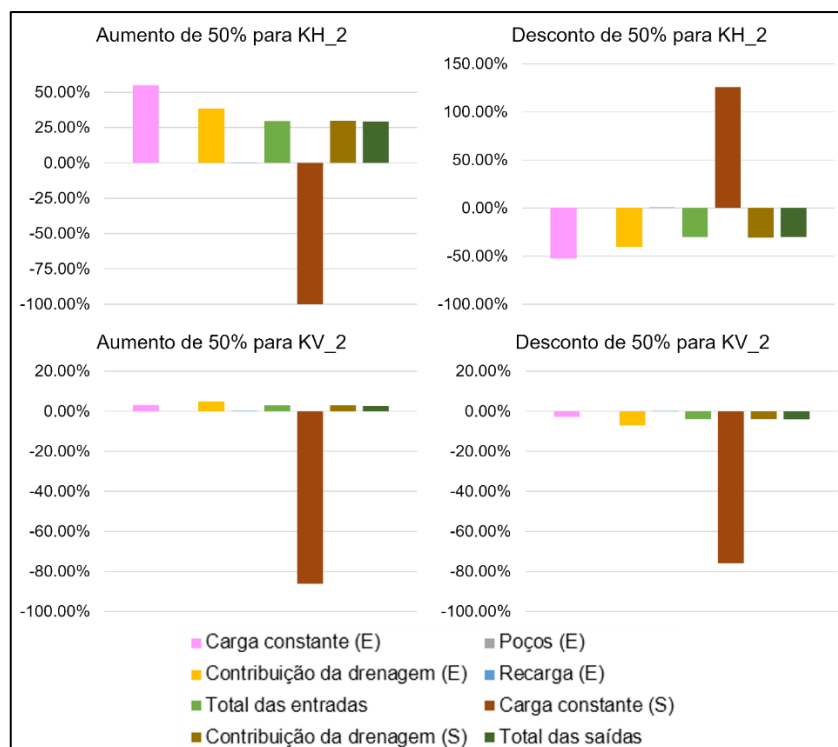


Figura 41 – Sensibilidade dos componentes do balanço de massa às condutividades hidráulicas da camada 2.

6 Discussões

Esse item tem a função de abordar e discutir algumas particularidades dos resultados apresentados no item anterior. Sendo assim, esse item está dividido da seguinte forma: configuração do modelo – potenciometria, modelo de fluxo – camada 1, modelo de fluxo – camada 2 e análise de sensibilidade. Essa organização permite compreender fluxo subterrâneo desde uma visão mais ampla, com relação a potenciometria, para uma visão mais específica da área de estudo.

6.1 Configuração do modelo – Potenciometria

O mapa potenciométrico do município de Alegrete foi confeccionado a partir de 233 poços localizados no município de Alegrete, sendo utilizado para confecção desse mapa o nível de água dos poços perfurados nos dois sistemas aquíferos. O nível médio de água foi de 19,08m. A grande maioria dos níveis (92,27%) fica abaixo dos 40m, isso não significa que apresentem uniformidade quantitativa, nem espacial, já que o desvio padrão dos dados de nível abaixo dos 40m é de 10,15m. O significado dessa não uniformidade dos níveis são transferidos para as linhas equipotenciais. As linhas equipotenciais desse mapa não são contínuas, isso é mostrado na Figura 35, com a presença de vários cones de depressão distribuídos ao longo do mapa.

Machado (2005, p.171) afirma que as linhas equipotenciais possuem continuidade entre os níveis confinados e livre das litologias arenosas do SAG. Apesar de se tratar de escalas diferentes, essa continuidade não está presente no mapa potenciométrico de Alegrete. A descontinuidade das linhas equipotenciais pode estar no fato desse autor calcular a potenciometria para todo estado do Rio Grande do Sul utilizando 181 poços, quantidade inferior de poços, se comparadas o número de poços utilizados para realizar mapa potenciométrico de Alegrete. Apenas no compartimento oeste, região em que fica área de estudo, Machado (2005) considera 40 poços na porção confinada do SAG e 19 poços na região aflorante. O trabalho de Machado (2005, p.172) também propõe que o perímetro urbano de Alegrete é cercado a leste, a oeste e a sul pela linha equipotencial de 100m, o que não se confirma nesse trabalho já que para a delimitação lateral são utilizadas as linhas de 105m e 110m para contorno oeste e leste respectivamente, apresentando uma diferença de 5 a 10m para o trabalho de Machado (2005). Dessa forma, os

contornos hidráulicos apresentam incerteza, causada principalmente por disparidades temporais na medição dos níveis de água dos poços, com datas de medição que variam de 1960 a 2014, com uma amplitude de 54 anos. Nessa amplitude temporal, os valores de vazão e de nível d'água são bem diferentes, gerando cones de depressão.

De forma geral no município de Alegrete, a água flui na direção noroeste do município de Alegrete, região em que há um decaimento da superfície potenciométrica em relação à região central do município. As regiões com carga hidráulica mais alta ficam na parte sul do município de Alegrete próximo à divisa com o município de Quaraí, exibindo valores de 225m e um gradiente hidráulico de 4,87m/km. Esse decaimento regional das cargas hidráulicas pode estar ligado ao fato dessa região estar próxima ao rio Uruguai, podendo esse rio se apresentar como efluente, onde o fluxo subterrâneo da região contribui na manutenção do seu nível ou na sua vazão de base.

O mapa potenciométrico presente na Figura 37 foi confeccionado com o objetivo de verificar distorções nas linhas equipotenciais próximas ao perímetro urbano. Nessa verificação foram comparados o mapa potenciométrico da Figura 36 com mapa da Figura 37, não apresentando alterações de carga hidráulica próximas ao perímetro urbano.

6.2 Modelo de fluxo – Camada 1

As regiões com carga hidráulica mais alta da camada 1 (Serra Geral) ficam localizadas no perímetro urbano de Alegrete, próximo ao rio Ibirapuitã. Dos 27 poços, 11 poços extraem água exclusivamente e parcialmente da formação Serra Geral somando $0,086102\text{m}^3/\text{s}$ ($309,9672\text{ m}^3/\text{h}$), estando 10 desses poços localizados no lado direito do rio Ibirapuitã, deformando assim as cargas hidráulicas e gerando cones de depressão como demonstrado na Figura 38.

Com relação a interação rio-aquífero na camada 1, a vazão de saída encontra-se maior do que a vazão de entrada, caracterizando a rede de drenagem nessa região como influente, significando que a água presente na rede de drenagem recarrega o aquífero.

O balanço de massa para camada 1 encontra-se negativo, isso porque a saída de água é maior que a entrada, representando uma diferença percentual de

0,037%. Nesse mesmo balanço de massa, apresentado na Tabela 8, a carga constante de saída apresenta-se muito menor do que a entrada (132 vezes menor), significando que essas cargas retiram mais água da parte externa do modelo.

Considerando que a proposta da utilização das cargas constantes (limites laterais) é estabelecer um divisor potenciométrico para o fluxo, a diferença entre o valor de saída e o valor de entrada propõe que esse divisor potenciométrico na camada 1 tenha um valor diferente do que foi utilizado nesse trabalho.

Outra inferência acerca dessa diferença propõe que os estresse internos (poços e as drenagens) influenciam na água que é extraída da parte externa do modelo. Essa inferência pode ser confirmada e visualizada nas proximidades do contorno norte com o contorno sul, com a deformação das linhas equipotenciais em direção as drenagens. Na parte norte da área de estudo, o efeito dos bombeamentos é muito mais evidente, distorcendo ainda mais as linhas equipotenciais. Ao longo do tempo, com o crescimento no número de poços, os gradientes hidráulicos podem se apresentar cada vez maiores, sendo uma consequência direta do aumento progressivo de vazão.

Com relação aos bombeamentos que extraem água exclusivamente da camada 1, existem apenas dois poços, com as vazões de 1,8 e 6m³/h, muito abaixo da média de vazão da área de estudo (29,11m³/h). O cone de depressão na camada 1, é fruto da interação rio-aquífero acentuada, em que pequenos valores de vazão são capazes de gerar gradientes hidráulicos muito altos.

Sapriza *et al.* (2011), modela numericamente a mesma sequência estratigráfica, composta pelo SASG e SAG, para região de Santana do Livramento. O trabalho proposto por Sapriza *et al.* (2011) utiliza condições de contorno similares (internas e externas) as utilizadas nesse trabalho, como cargas constantes laterais (condição de Dirichlet), a rede de drenagem (condição de Cauchy) e os poços (condição de Neumann).

Com relação a rede de drenagem, o trabalho de Sapriza *et al.* (2011) obtém vazões de entrada e saída de 4,08.10⁻³m³/s e 5,69.10⁻²m³/s, respectivamente. Esses valores apresentam-se 3,87 e 8,18 vezes menor para entrada e saída se comparado com área de estudo desse presente trabalho. A diferença nos valores de vazão de contribuição de drenagem entre o trabalho proposto por Sapriza *et al.* (2011) e o presente trabalho pode ser causada pelas diferenças nos níveis de água dos rios considerados e os parâmetros utilizados no cálculo da condutância.

Sapriza *et al.* (2011) utiliza uma altura de água para a rede de drenagem que varia de 1 a 2m e uma condutância que varia entre $5,78.10^{-4}m^2/s$ e $1,15.10^{-3}m^2/s$. Nesse presente trabalho, o valor da altura de água para a rede de drenagem é retirado das séries históricas das cotas da estação 76750000, sendo esse valor de 2,9m para toda a rede de drenagem, bem maior do que proposto por Sapriza *et al.* (2011). Apesar dessas regiões ficarem próximas uma da outra, o comportamento da rede de drenagem será diferente por estarem submetidos a regimes hidrológicos distintos. De forma geral, o fluxo na camada 1 migra para o centro da área modelada em direção a rede de drenagem.

6.3 Modelo de fluxo – Camada 2

As cargas hidráulicas na camada 2 se assemelham a camada 1, as pequenas diferenças se dão próximo as drenagens, isso porque na camada 1 foram geradas ilhas de carga hidráulica ao longo da rede de drenagem com o valor de 80m, na região central do perímetro urbano. Apesar da rede de drenagem estar localizada na camada 1, a maior contribuição da rede de drenagem é na camada 2, exibindo três vezes o valor de contribuição da drenagem da camada 1. Esses valores devem-se a aplicação do mapa geológico na delimitação das formações aflorantes e principalmente, aos valores de condutividades hidráulicas maiores da formação Botucatu. As cargas hidráulicas na camada 2 não exibem ilhas de carga hidráulica ao longo da drenagem como na camada 1. O valor mais alto de carga hidráulica encontrado para a camada 2 é de 166m e o mais baixo é de 78m.

O efeito dos bombeamentos na camada 2 é muito mais evidente. Os 16 poços perfurados exclusivamente nessa camada extraem $0,0082m^3/s$, adicionado a esse valor as vazões decorrentes da captação múltipla, é atingido o valor total do componente poços (E). A porção leste do rio Ibirapuitã apresentam dois cones de depressão fortemente ligados ao valor de vazão extraído no poço. No primeiro cone de depressão localizado, exibido na parte direita da Figura 38, o centro dessa circunferência é o poço 4300001340 que extrai uma vazão de $120m^3/h$ ($0,033m^3/s$) da camada 1 e 2 (SASG e SAG), destoando significativamente da vazão média extraída de $29,11m^3/h$. O segundo cone de depressão, localizado na parte direita da Figura 39, próximo ao limite do perímetro urbano, é causado pela vazão extraída do poço 4300001638 de $42,3m^3/h$ da camada 2 (SAG), ainda acima da média extraída.

Gómez, Rodríguez e Vives (2010) obtêm valores de carga hidráulica para a formação Botucatu (camada 2) que variam de 120m a 260m, apesar da utilização da mesma sequência estratigráfica, os valores de altitude na região estudada são mais altos, podendo chegar até os 300m, enquanto que na área de estudo desse trabalho, o valor mais alto de altitude é de 183m. Situando essas áreas sobre a bacia hidrográfica do rio Ibirapuitã, a área modelada por Gómez, Rodríguez e Vives (2010) fica situada no ponto mais remoto da bacia enquanto que a presente área desse estudo fica situada mais próximo a foz do rio Ibirapuitã.

Diferentemente da camada 1, em que a carga constante de saída é 132 menor do que a camada de entrada, na camada 2, a carga constante de saída apresenta-se 66 vezes menor do que a carga constante de entrada. Esse fato indica que a localização do divisor potenciométrico nas camadas 1 e 2 é diferente fazendo com drenem mais água da externa para a parte interna.

6.4 Análise de sensibilidade

A sensibilidade do modelo foi analisada com relação as condutividades hidráulicas horizontais e verticais das camadas 1 e 2. Os componentes do balanço de massa da camada 1 apresentaram maior sensibilidade, ou seja, maior variação percentual para as reduções de 50% da condutividade hidráulica horizontal, aumentando o valor de carga constante de saída do modelo em quase 900%. Isso significa que ao diminuir a condutividade hidráulica horizontal em 50%, os contornos laterais aumentam a vazão de saída de água do modelo em 900%.

Outro ponto de destaque para a camada 1, foi o desconto de 50% na condutividade hidráulica vertical, em que a carga constante de saída apresentou um aumento de aproximadamente 1500%, significando que ao diminuir a condutividade hidráulica vertical na camada 1, as vazões de saída dos contornos laterais apresentam valor maior de água se comparadas com os descontos aplicados a condutividade hidráulica horizontal. Dessa forma, os contornos laterais, agem como sumidouros de água se considerados a diminuição da condutividade hidráulica nos eixos horizontais e verticais. Considerando os aumentos nos valores de condutividade hidráulica vertical e horizontal para a camada 1, a saída e a entrada de água apresentam um comportamento mais uniforme, apresentando uma diferença de -9% para a condutividade hidráulica horizontal na camada 1 e de 4%

para a condutividade hidráulica vertical. Dessa forma, é possível afirmar que o divisor potenciométrico (contorno lateral) é altamente sensível a diminuição nos valores de condutividade hidráulica. As reduções nos valores de condutividade hidráulica horizontal e vertical da camada 1, aumentam ainda mais saída de água do modelo.

Na camada 2, de uma forma geral o parâmetro mais sensível do balanço hídrico é a carga constante aplicada para delimitar a área modelada. Nessa camada, o modelo apresenta menor sensibilidade no aumento de 50% da condutividade hidráulica horizontal, causando uma diminuição na carga constante de saída, ainda sim apresentando uma variação de quase 50% entre entrada e saída de água. Os outros parâmetros do balanço hídrico para camada 2 mantiveram uma variação abaixo dos 40%.

De uma forma mais ampla tanto na camada 1 como na camada 2, a sensibilidade encontra-se principalmente na carga hidráulica constante de saída. Isso indica que tanto no aumento como no desconto da condutividade hidráulica, para ambas as camadas haverá uma saída expressiva de água do modelo.

7 Conclusão

A potenciometria calculada, tanto a que utiliza informações dos poços quanto a que utiliza modelagem numérica são ferramentas importantes para compreender a direção do fluxo e as regiões em que há maior exploração. A análise de sensibilidade é uma ferramenta que fornece informações valiosas sobre como diferentes valores para um mesmo parâmetro poderá impactar os resultados do modelo. Dessa forma, esse trabalho tentou se cercar de dados e metodologias que permitam, mesmo que associado a um certo grau de incerteza, entender fisicamente a dinâmica da água subterrânea da área estudada.

Considerando os objetivos apresentados e resultados obtidos, esse trabalho obteve as seguintes conclusões:

- i. O modelo hidrogeológico conceitual foi construído utilizando os dados encontrados para essa área, apesar da incerteza e a impossibilidade de calibração, foi possível estabelecer um modelo capaz de representar a área modelada;
- ii. O modelo proposto possui semelhanças com o modelo proposto por Sapriza *et al*, (2011) e com o modelo proposto por Gómez, Rodríguez e Vives (2010), mais ainda sim não capazes de serem comparados com relação a carga hidráulica, pois para a área de estudo desse presente trabalho não existem dados de monitoramento;
- iii. A influência da interação rio-aquífero no balanço de massa do modelo foi maior do que se esperava, sendo responsável por 47,64% (0,623m³/s) do total da água que entra no modelo e 99,67% (1,307m³/s) do total de água que sai do modelo;
- iv. As cargas hidráulicas utilizadas como limite lateral do modelo são altamente sensíveis a mudança na condutividade hidráulica em ambas as camadas, indicando que as suas localizações possam estar equivocadas;
- v. De forma geral, o fluxo subterrâneo na área modelada possui certa continuidade, migrando predominantemente em direção as drenagens;
- vi. Os cones de depressão no perímetro urbano são causados por dois poços que retiram valores de vazões acima da média e ao volume de água que sai do modelo devido aos contornos laterais aplicados.

8 Recomendações

As recomendações principais giram em torno da base de dados utilizadas para construir os mapas potenciométricos e na delimitação da área modelada. O conjunto de dados utilizados nessa região possuem uma disparidade temporal de 54 anos (1960 a 2014), o que dificulta o processo de modelagem e impossibilita o processo de calibração. Desse modo, essa área necessita de uma base de dados atualizada e a implantação de uma série de piezômetros tanto na porção livre como na porção confinada do SAG. A partir disso, será possível executar o processo de calibração e com a constituição de uma série histórica será possível utilizar o regime transitório e os objetivos do modelo serão mais variados podendo incluir a previsão das cargas hidráulicas.

Outra importante recomendação envolve a criação de uma camada exclusiva para rede de drenagem, com intuito de verificar a influência dessa camada no modelo, não estando vinculadas as camadas Serra Geral e Botucatu.

Por envolver uma área que não possui estudos de modelagem numérica, esse trabalho tenta despertar, o interesse por essa ferramenta que pode auxiliar a gestão dos recursos hídricos nessa região. A relevância do uso da modelagem numérica se dá pelo fato de que por meio dessa técnica é possível estimar o volume de água nos sistemas aquíferos. Sendo também possível verificar a variação do armazenamento ao longo do tempo dependendo da quantidade de água extraída. Dessa forma, a modelagem numérica configura como uma importante ferramenta para gestão dos recursos hídricos para gerações atuais e futuras.

9 Referências bibliográficas

ANA (Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico). **Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil: 2013**. Brasília: ANA, 2013. 432 p.

ANA (Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico). **Atlas Água – Abastecimento Urbano de Água**. Brasília, 2015. Disponível em: <https://www.snirh.gov.br/agua-esgoto/agua-visao-estado?sigla=rs>. Acesso em: 07 nov. 2021.

ANA (Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico). Catálogo de Metadados da ANA. **Balanço Hídrico Quantitativo**. Brasília, 2016. Disponível em: <https://metadados.snirh.gov.br/geonetwork/srv/por/catalog.search#/metadata/35f247ac-b5c4-419e-9bdb-dcb20defb1f4>. Acesso em: 9 dez. 2021.

ANA (Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico). **ODS 6 no Brasil: visão da ANA sobre os indicadores**. Brasília: ANA, 2019. 94 p.

ANA (Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico). **Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil 2020: informe anual**. Brasília: ANA, 2020. 118 p.

ANA (Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico). **Atlas águas: segurança hídrica do abastecimento urbano**. Brasília: ANA, 2021. 332 p.

ANDERSON, Mary P.; WOESSNER, William W.; HUNT, Randall J. **Applied groundwater modeling: simulation of flow and advective transport**. San Diego: Academic press Inc, 1992.

ANDERSON, Mary P.; WOESSNER, William W.; HUNT, Randall J. **Applied groundwater modeling: simulation of flow and advective transport**. Academic press, 2015.

ANTON, Howard; BIVENS, Irl; DAVIS, Stephen. **Cálculo-Volume I**. 8ª ed. Porto Alegre: Bookman Editora, 2007.

ARAÚJO, L. M. de; FRANÇA, A. B.; POTTER, P. E. **Arcabouço hidrogeológico do aquífero gigante do Mercosul (Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai): formações Botucatu, Pirambóia, rosário do sul, Buena vista, Misiones e Tacuarembó**. Águas Subterrâneas, 1995.

BEAR, Jacob; CHENG, Alexander H.-D. **Modeling groundwater flow and contaminant transport**. Dordrecht: Springer, 2010.

BEDEKAR, Vivek; MORWAY, E.D.; LANGEVIN, C.D.; TONKIN, Matt. **MT3D-USGS version 1: A U.S. Geological Survey release of MT3DMS updated with new and expanded transport capabilities for use with MODFLOW**. Reston: U.S. Geological Survey, 2016.

BGR/UNESCO (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe/ United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization). **Global groundwater wall map**. Hannover, 2008. Disponível em: https://www.whymap.org/whymap/EN/Maps_Data/Gwr/popdensity_g.html?nn=9930702. Acesso em: 19 fev. 2021.

BLOXOM, Lyndsey F.; BURBEY, Thomas J. Determination of the location of the groundwater divide and nature of groundwater flow paths within a region of active stream capture; the New River watershed, Virginia, USA. **Environmental Earth Sciences**, v. 74, n. 3, p. 2687-2699, 2015. DOI: 10.1007/s12665-015-4290-1.

BORGHETTI, Nadia Rita Boscardin; BORGHETTI, José Roberto; FILHO, Ernani Francisco da Rosa. **Aquífero Guaraní – A verdadeira integração dos países do Mercosul**. Curitiba: GIA, 2004. 214 p.

CARNEIRO, C. D. R. Viagem virtual ao Aquífero Guaraní: Formações Pirambóia e Botucatu, Bacia do Paraná. **Terrae Didática**, v. 3, n. 1, p. 50–73, 2007. DOI: 10.20396/td.v3i1.8637476.

CARVALHO, Ana Maciel de. **Modelagem numérica como ferramenta para a gestão das águas subterrâneas em São José do Rio Preto – SP**. 2013. Dissertação (Mestrado em Hidrogeologia e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013. DOI:10.11606/D.44.2014.tde-25092014-101823.

CASTRO, Tamiris Araújo Duarte. **Aplicabilidade de filtro digital para separação de escoamento em bacias hidrográficas sob o domínio de aquíferos fraturados**. Orientador: Samuel Beskow. Coorientadora: Juliana Pertille. 2021. 107 f. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-graduação em Recursos Hídricos, Centro de Desenvolvimento Tecnológico, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2021.

CHIOSSI, Nivaldo José. **Geologia Aplicada À Engenharia**. São Paulo: Grêmio Politécnico – DLP, 1979.

COLLISCHONN, Walter; DORNELES, Fernando. **Hidrologia para engenharia e ciências ambientais**. 2ª. Ed. Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 2015. 342 p.

CONSORCIO GUARANÍ. Evaluación del Potencial de Usos Termales y No Termales del Agua del SAG. Montevideo: Consorcio Guaraní, 2008.

COOPER JR, Hilton H. The equation of groundwater flow in fixed and deforming coordinates. **Journal of Geophysical Research**, v. 71, n. 20, p. 4785-4790, 1966. DOI: 10.1029/JZ071i020p04785.

CPRM (COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS). Carta geológica do Brasil ao milionésimo – SH21 (Uruguaiana) – **Escala 1:1.000.000**. Brasília: CPRM, 2004.

CPRM (COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS). **Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul – Escala 1:750.000**. Porto Alegre: CPRM, 2006.

CPRM (COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS). **Projeto Rede Integrada de Monitoramento das Águas Subterrâneas: relatório diagnóstico aquífero Guarani no estado do Rio Grande do Sul. Bacia Sedimentar do Paraná**. Belo Horizonte: CPRM, 2012.

DINIZ, J. A. O.; BOMFIM, L. F. C.; FREITAS, M. A. de. **Mapa hidrogeológico do Brasil ao milionésimo - Escala 1:1.000.000**. Recife: CPRM, 2014. Programa de Cartografia Hidrogeológica. Acesso em: 21 fev. 2022.

CPRM (COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS). **Isoietas anuais na escala 1:5.000.000**. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/Hidrologia/Estudos-Hidrologicos-e-Hidrogeologicos/Atlas-Pluviometrico-do-Brasil-6604.html>. Acesso em: 18 fev., 2022.

CUSTODIO, Emilio; LLAMAS, Manuel Ramón. **Hidrología subterránea**. 2ª. Ed. Barcelona: Ediciones Omega, v. I, 1983.

DARCY, Henry. **Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon**. Paris: Libraire des Corps Impériaux des Ponts et Chaussées et des Mines, 1856. Disponível em: <https://gallica.bnf.fr/ark:/12148/bpt6k624312/f1n657.pdf>. Acesso em: 18 fev. 2022.

DASSARGUES, Alain. **Hydrogeology: groundwater science and engineering**. CRC Press, 2019.

DOMENICO, Patrick A.; SCHWARTZ, Franklin W. **Physical and Chemical Hydrogeology**. 2ª. Ed. Danvers: John Wiley & Sons, 1997.

EMBRAPA (Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária). **Manejo de recursos hídricos**. Disponível em: <https://www.embrapa.br/pt/web/portal/tema-manejo-de-recursos-hidricos/perguntas-e-respostas#:~:text=Recurso%20h%C3%Adrico%2C%20por%20sua%20vez,toda%20%C3%A1gua%20%C3%A9%20recurso%20h%C3%Adrico>. Acesso em: 3 jan. 2022.

FEITOSA, Fernando A. C. *et al.* **Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações**. 3ª. Ed. Rio de Janeiro: CPRM/LABHID, 2008. 812 p.

FERNÁNDEZ, V.; SILVA, S.; ROBAYNA, A. **Evaluación sociodemográfica de la capacidad de adaptación a cambios de los usos del Sistema Acuífero Guaraní**. Montivideo: Consorcio Guaraní, 2008.

FETTER, Charles Willard. **Applied Hydrogeology**. 4ª. Ed. Upper Saddle River: Prentice Hall, 2001.

FETTER, Charles Willard. **Applied hydrogeology**. 4ª. Ed. Long Grove: Waveland Press, 2018.

FILHO, C. A. de C.; COTA, S. D. S. Análise de sensibilidade para o parâmetro condutância na condição de contorno de tipo 3 do modelo MODFLOW. **Águas Subterrâneas**, v. 17, n. 1, p. 23-30, 2003. DOI: 10.14295/ras.v17i1.1309.

FREEZE, R. A.; CHERRY, J. A. **Groundwater**. Englewood Cliffs: Prentice Hall Inc., 1979.

GIAMPÁ, Carlos Eduardo Quaglia; GONÇALES, Valter Galdiano. **Águas subterrâneas e poços tubulares profundos**. 2ª. Ed. São Paulo: Oficina de textos, 2013.

GÓMEZ, Andrea A.; RODRÍGUEZ, Leticia B.; VIVES, Luis S. The Guarani Aquifer System: estimation of recharge along the Uruguay–Brazil border. **Hydrogeology Journal**, v. 18, n. 7, p. 1667-1684, 2010. DOI: 10.1007/s10040-010-0630-0.

HARBAUGH, A.W. **MODFLOW-2005, the U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model—The Ground-Water Flow Process**. Reston: U.S. Geological Survey, 2005. Disponível em: <https://www.usgs.gov/software/modflow-2005-usgs-three-dimensional-finite-difference-ground-water-model>. Acesso em: 11 ago. 2019.

HARTMANN, Léo Afraneo; CERVA-ALVES, Tiara. Resurfaced paleodunes from the Botucatu erg amid Cretaceous Paraná volcanics. **Geomorphology**, v. 383, p. 107702, 2021. DOI: 10.1016/j.geomorph.2021.107702.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012.

HEATH, Ralph C. Basic ground-water hydrology. **US Geol. Survey Water-Supply Paper**, v. 2220, 1983. Disponível em: <https://pubs.usgs.gov/wsp/2220/report.pdf>. Acesso em: 18 fev. 2022.

HILL, Mary C.; TIEDEMAN, Claire R. **Effective groundwater model calibration: with analysis of data, sensitivities, predictions, and uncertainty**. Hoboken: John Wiley & Sons, 2007.

HOLTING, Bernward; COLDEWEY, Wilhelm G. **Hydrogeology**. Berlin: Springer, 2019.

HUBBERT, M. King. Darcy's law and the field equations of the flow of underground fluids. **Transactions of the AIME**, v. 207, n. 01, p. 222-239, 1956.

IRITANI, Mara Akie; EZAKI, Sibebe. **As águas subterrâneas do Estado de São Paulo**. 3ª. Ed. São Paulo: Secretaria de Estado do Meio Ambiente – SMA, 2012.

IBGE (INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA). **Portal Cidades@**. Rio de Janeiro: IBGE, 2019. Disponível em: <https://cidades.ibge.gov.br/brasil/pesquisa/23/27652?localidade1=430040>. Acesso em: 14 out. 2019.

IBGE (INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA). **Portal Cidades@**. Rio de Janeiro: IBGE, 2022. Disponível em:

<https://cidades.ibge.gov.br/brasil/rs/alegrete/pesquisa/33/29167?tipo=ranking&indicador=29167>. Acesso em: 12 mar. 2022.

JACOB, C. E. On the flow of water in an elastic artesian aquifer. **Eos, Transactions American Geophysical Union**, v. 21, n. 2, p. 574-586, 1940.

KARAMOUZ, Mohammad; AHMADI, Azadeh; AKHBARI, Masih. **Groundwater hydrology: Engineering, planning, and management**. CRC press, 2020.

KRESIC, Neven; MIKSZEWSKI, Alex. Hydrogeological conceptual site models: data analysis and visualization. CRC press, 2013.

KUINCHTNER, Angélica; BURIOL, Galileo Adeli. Clima do Estado do Rio Grande do Sul segundo a classificação climática de Köppen e Thornthwaite. **Disciplinarum Scientia-Naturais e Tecnológicas**, v. 2, n. 1, p. 171-182, 2001.

LAMARCK, Jean-Baptiste de Monet de. **Hydrogéologie, ou Recherches sur l'influence qu'ont les eaux sur la surface du globe terrestre, sur les causes de l'existence du bassin des mers, de son déplacement et de son transport successif sur les différents points de la surface de ce globe, enfin sur les changements que les corps vivans exercent sur la nature et l'état de cette surface**. Paris: Bibliothèque nationale de France, 1801. Disponível em: <https://gallica.bnf.fr/ark:/12148/bpt6k1512261n/f11.item>. Acesso em: 18 fev. 2022.

LEBAC/UNESP (Laboratório de Estudos de Bacias/Universidade Estadual Paulista). **Informe final de hidrogeologia – Projeto para a Proteção Ambiental e Desenvolvimento Sustentável do Sistema Aquífero Guarani**. Rio Claro: UNESP, 2008.

LOHMAN, Stanley William. **Ground-water hydraulics**. Washington: US Government Printing Office, 1972.

MARGAT, Jean; GUN, Jac van der. **Groundwater around the World – A Geographic Synopsis**. Boca Raton: CRC Press, 2013.

MACHADO, J. L. F. Compartimentação Espacial e Arcabouço Hidroestratigráfico do Sistema Aquífero Guarani no Rio Grande do Sul. 2005. Tese (Doutorado em Geologia), Universidade do Vale do Rio dos Sinos, Porto Alegre, 2005.

MATTIUZI, C.D.P. **Estimativa de recarga a partir da separação de escoamento de base na bacia hidrográfica do rio Ibicuí/RS**. 2013. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Engenharia Ambiental). Instituto de Pesquisas Hidráulicas. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2013.

MILANI, E. J. *et al.* Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 15, n. 2, p. 265-287, 2007.

MILANI, E. J.; RAMOS, V. A. Orogenias paleozoicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 4, p. 473-484, 1998.

MMA (MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE) – SECRETARIA DE RECURSOS HÍDRICOS. **Caderno da Região Hidrográfica do Uruguai**. Brasília: MMA, 2006. Disponível em: http://www.mma.gov.br/estruturas/161/_publicacao/161_publicacao03032011023025.pdf. Acesso em: 18 set. 2020.

NATIONAL RESEARCH COUNCIL. **Ground water models: scientific and regulatory applications**. Washington: National Academy Press, 1990.

NISWONGER, R.G.; PANDAY, Sorab; IBARAKI, Motomu. **MODFLOW-NWT, A Newton formulation for MODFLOW-2005**. Reston: U.S. Geological Survey, 2011.

OEA (Organização dos Estados Americanos). **Aquífero Guaraní: programa estratégico de ação**. Organização dos Estados Americanos (OEA), 2009. 424 p. ISBN 978-85-98276-07-6.

OLIVEIRA, J. C. S. **Mapeamento do topo estrutural e hidrogeologia da formação Botucatu na área central do município de Alegrete – RS**. 1994. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 1994.

PANDAY, Sorab; LANGEVIN, C.D.; NISWONGER, R.G.; IBARAKI, Motomu; HUGHES, J.D. **MODFLOW-USG version 1: An unstructured grid version of MODFLOW for simulating groundwater flow and tightly coupled processes using a control volume finite-difference formulation**. Reston: U.S. Geological Survey, 2013.

POLAND, J. F.; LOFGREN, B. E.; RILEY, F. S. Glossary of selected terms useful in studies of the mechanics of aquifer systems and land subsidence due to fluid withdrawal. **US Geol. Survey Water-Supply Paper**, v. 2025, 1972. Disponível em: <https://pubs.usgs.gov/wsp/2025/report.pdf>. Acesso em: 18 fev. 2022.

POLLOCK, D.W. **User guide for MODPATH Version 7 – A particle-tracking model for MODFLOW**. Reston: U.S. Geological Survey, 2016.

PRESOTTO, Cladis Antonio; DIAS, Adalberto de Abreu; KIRCHNER, Carlos Alberto; GARCIA, Paulo Francisco. **Projeto hidrogeologia da fronteira sudoeste do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CPRM (COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS), 1973.

PROFILL. **Processo de Planejamento da Bacia Hidrográfica do Rio Ibicuí – Fases A e B: Relatório do diagnóstico e prognóstico dos recursos hídricos (RE-A)**. Porto Alegre: Secretaria Estadual do Meio Ambiente, 2011. Disponível em: <https://www.sema.rs.gov.br/u050-bh-ibicui>. Acesso em: 18 fev. 2022.

REBOUÇAS, Aldo da C. Groundwater in Brazil. **Episodes Journal of International Geoscience**, v. 11, n. 3, p. 209-214, 1988. DOI: 10.18814/epiugs/1988/v11i3/009.

REILLY, Thomas E.; HARBAUGH, Arlen W. **Guidelines for evaluating ground-water flow models**. Reston: US Department of the Interior, US Geological Survey, 2004. 30 p.

SAPRIZA, Gonzalo *et al.* MODELO NUMÉRICO DE FLUXO DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI (SAG) EM ÁREA DE AFLORAMENTOS-ARTIGAS (UY)/QUARAI (BR). **Águas Subterrâneas**, v. 25, n. 1, 2011.

SCHEIBE, L. F. et al. **O Sistema Aquífero Integrado Guarani/Serra Geral (SAIG/SG) como Unidade de Gestão**. 2013. Disponível em: <https://repositorio.ufsc.br/handle/123456789/200397>. Acesso em: 18 fev. 2022.

SHIKLOMANOV, Igor A. **World water resources: a new appraisal and assessment for the 21st century: a summary of the monograph World water resources**. Paris: UNESCO, 1998.

THEIS, Charles V. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage. **Eos, Transactions American Geophysical Union**, v. 16, n. 2, p. 519-524, 1935. DOI: 10.1029/TR016i002p00519.

TUCCI, C. E.M. (Org.). **Hidrologia. Ciências e aplicação**. 4 ed. Porto Alegre: Ed. da Universidade/ABRH, 2015. 943p.

UFSM (Universidade Federal de Santa Maria). Física Curso de graduação - Campus Santa Maria. **O que é um modelo?**. 2020. Disponível em: <https://www.ufsm.br/cursos/graduacao/santa-maria/fisica/2020/02/20/o-que-e-um-modelo/>. Acesso em: 8 dez. 2021.

UNESCO (Organização das Nações Unidas para a Educação, a Ciência e a Cultura) - WWAP (World Water Assessment Programme). **The United Nations World Water Development Report 4: Managing Water under Uncertainty and Risk**. Paris, 2012. Disponível em: https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000215644_eng. Acesso em: 18 fev. 2022.

UNESCO (Organização das Nações Unidas para a Educação, a Ciência e a Cultura) - WWAP (World Water Assessment Programme). **Relatório mundial das Nações Unidas sobre desenvolvimento dos recursos hídricos 2019: não deixar ninguém para trás, fatos e dados**. Perugia, 2019. Disponível em: https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000367276_por. Acesso em: 18 fev. 2022.

USGS (United States Geological Survey). **MODFLOW and Related Programs**. USGS, 2019. Disponível em: <https://www.usgs.gov/mission-areas/water-resources/science/modflow-and-related-programs>. Acesso em: 13 fev. 2021.

USGS (United States Geological Survey). **Earth Explorer**. Disponível em: <https://earthexplorer.usgs.gov/>. Acesso em: 10 fev. 2020.

VOSS, Clifford I.; SOLIMAN, Safaa M. The transboundary non-renewable Nubian Aquifer System of Chad, Egypt, Libya and Sudan: classical groundwater questions

and parsimonious hydrogeologic analysis and modeling. **Hydrogeology journal**, v. 22, n. 2, p. 441-468, 2014. DOI: 10.1007/s10040-013-1039-3.

WANG, Hebert F.; ANDERSON, Mary P. **Introduction to groundwater modeling: finite difference and finite element methods**. San Francisco: Academic Press INC, 1982.

WOTTRICH, Ingo. Uso de ferramentas computacionais na construção de modelos estocásticos de fluxo e delimitação de perímetro de proteção de poços. 2012. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2012.