

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

MODELAGEM NUMÉRICA DE FLUXO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA NO AQUIFERO
LIVRE DA FORMAÇÃO CABEÇAS - ESTIMATIVA DE RECARGA

Kenny Lee

Orientador: Prof. Dr. Chang Hung Kiang

Coorientador: Prof. Roger Dias Gonçalves

Rio Claro (SP)
2022

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

KENNY LEE

MODELAGEM NUMÉRICA DE FLUXO DE ÁGUA
SUBTERRÂNEA NO AQUÍFERO LIVRE DA FORMAÇÃO
CABEÇAS – ESTIMATIVA DE RECARGA

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, para obtenção do grau de Geólogo.

Rio Claro - SP

2022

L478m

Lee, Kenny

Modelagem numérica de fluxo de água subterrânea no aquífero livre da Formação Cabeças - estimativa de recarga / Kenny Lee. -- Rio Claro, 2022
85 f. : il., tabs., mapas

Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado - Geologia) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro

Orientador: Chang Hung Kiang

Coorientador: Roger Dias Gonçalves

1. Aquífero Cabeças. 2. Águas subterrâneas. 3. Estimativa de recarga. 4. Modelagem numérica. 5. FEFLOW. I. Título.

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

Essa ficha não pode ser modificada.

KENNY LEE

MODELAGEM NUMÉRICA DE FLUXO DE ÁGUA
SUBTERRÂNEA NO AQUÍFERO LIVRE DA FORMAÇÃO
CABEÇAS – ESTIMATIVA DE RECARGA

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado
ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas -
Câmpus de Rio Claro, da Universidade
Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, para
obtenção do grau de Geólogo.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Chang Hung Kiang (orientador)

Dr. Elias Hideo Teramoto

Geól. Bárbara Panegassi

Rio Claro, 10 de março de 2022.

Assinatura do aluno

Assinatura do orientador

AGRADECIMENTOS

O desenvolvimento do presente trabalho contou com a ajuda de várias pessoas, e eu gostaria de agradecer a todos que tiveram envolvimento direto e indireto durante esse tempo.

Primeiramente, quero agradecer aos meus pais, pelo suporte financeiro à minha formação e pelo apoio emocional que só uma família pode ter. Obrigado pela força e amor para eu seguir em frente.

Ao Prof. Chang e Prof. Roger, pela disposição de tempo e pela dedicação durante as reuniões semanais, discutindo questões de hidrogeologia e modelagem numérica. Considero essas conversas semanais de grande relevância para minha formação profissional, e demonstra também que ainda tenho que estudar e aprender muito pela frente.

Ao Prof. Elias, pelo convite para o mundo de modelagem, pois se a sua aula sobre os modelos em hidrogeologia não tivesse despertado meu interesse, o presente trabalho nem teria iniciado. Além disso, as suas dicas foram muito valiosas para direcionamento final do presente trabalho.

À Geól. Bárbara, pelas suas aulas iniciais sobre o FEFLOW, foram de imensa ajuda para minha familiarização com a interface do programa. Agradeço também pela correção minuciosa do trabalho escrito antes de chegar nesta versão final.

Às empresas *Hydroinfo* e DHI, que disponibilizaram a licença do FEFLOW para realização do presente trabalho.

Ao meu colega de geografia Pedro, pela sua aula de como conseguir dados de precipitação no *Google Engine*, que apesar de não ter utilizado nesse trabalho, o método será bastante útil nos meus trabalhos futuros.

Aos meus colegas de TCC Adrieli, Helena e Jéssica, pela companhia nas reuniões semanais envolvendo as discussões sobre o trabalho de cada um, e certamente foram discussões bastante produtivas para progressão da nossa carreira como hidrogeólogos.

Aos colegas da turma Topázios 2017, aos pessoais do EGRIC (Elizandra, “Higor com H”, “Thaisinha”, “Piá”, “Pinóquio”, “Nude”, “Casio”, “John Snow”, “Quiabo” Fernanda, Beatriz, Larissa ...) e aos meus amigos Gabriel e Thais, pela companhia nos estudos, conversas de temas aleatórias, e os momentos de diversão.

Por fim, mas não menos importante, aos todos os professores do curso de Geologia que contribuíram para minha formação acadêmica, os ensinamentos apresentados durante a graduação foram importantes para meu amadurecimento como um geólogo.

RESUMO

A gestão de recursos hídricos sempre foi fundamental para sobrevivência do ser humano, e ela se torna um desafio quando inserido numa região com eventos históricos de seca como no semiárido brasileiro. Para usufruir os recursos hídricos de maneira sustentável, trabalhos que ajudam a compreensão da hidrogeologia se tornam peças-chaves. A área de estudo foi no município de Brasileira, localizado ao norte do Estado de Piauí, e faz parte do semiárido brasileiro. O município está sobre um aquífero poroso livre, composta por arenito da Formação Cabeças. Entre os anos 2011 a 2017, foi registrado no poço de monitoramento de Brasileira um rebaixamento do nível freático acentuado de 7,5 m, indicando uma forte influência da seca na dinâmica do fluxo de água subterrânea. Além do problema da seca, a região não dispõe informações sobre a taxa de recarga, o que é uma informação importante para gestão de recursos hídricos. Portanto, o presente trabalho procurou estimar a taxa de recarga através da modelagem numérica. O programa de interface e algoritmo computacional utilizado para as simulações do fluxo de água subterrânea foi o FEFLOW, empregando a solução numérica do método dos elementos finitos. O modelo foi delimitado lateralmente por linhas de drenagens e uma linha de fluxo nulo, a base por uma camada horizontal de soleira de diabásio, e no interior conta com três linhas de drenagens, dez poços de bombeamento e um poço de monitoramento. Como resultados, a análise pluviométrica mostra o pior cenário hídrico das duas últimas décadas em 2012 a 2016, com precipitação acumulada de quase 40% menor que a média histórica em 2012. Os valores de condutividade hidráulica ($1,96 \cdot 10^{-4}$ m/s) e porosidade (5,0%) calibrados no modelo indicam que o aquífero Cabeças possui alto potencial hidrogeológico, mas baixa capacidade de armazenamento. A estimativa da taxa de recarga obtida foi 2,77% a 12,57%, e esses valores pequenos representa um problema muito grave, porque quando ocorre uma diminuição da taxa de recarga, o volume de água que entra no aquífero pode diminuir mesmo com aumento da precipitação. Porém, essa taxa de recarga baixa pode ser efeito do aumento da taxa de bombeamento, ou devido a mudança das condições físicas da superfície em função da seca prolongada.

Palavras-chave: Aquífero Cabeças. Águas subterrâneas. Estimativa de recarga. Modelagem numérica. FEFLOW.

ABSTRACT

The management of water resources has always been fundamental for human survival, and it becomes a challenge when inserted in a region with historical drought events such as in the Brazilian semi-arid region. To use water resources in a sustainable way, works that help the understanding of hydrogeology become key pieces. The study area was in the municipality of Brasileira, located in the north of the State of Piauí, and is part of the Brazilian semi-arid region. The municipality is located on an unconfined porous aquifer, composed of sandstone from the Cabeças Formation. Between the years 2011 to 2017, a sharp lowering of the water table of 7.5m was recorded in the monitoring well of Brasileira, indicating a strong influence of drought on the dynamics of groundwater flow. In addition to the drought problem, the region does not have information about the recharge rate, which is important information for water resources management. Therefore, the present work sought to estimate the recharge rate through numerical modeling. The interface program and computational algorithm used for groundwater flow simulations was FEFLOW, employing the numerical solution of the finite element method. The model was laterally delimited by drainage lines and a zero-flow line, the base by a horizontal diabase sill layer, and inside it has three drainage lines, ten pumping wells and a monitoring well. As results, the rainfall analysis shows the worst water scenario of the last two decades in 2012 to 2016, with accumulated rainfall of almost 40% less than the historical average in 2012. The hydraulic conductivity ($1.96 \cdot 10^{-4}$ m/s) and porosity (5.0%) values calibrated in the model indicate that the Cabeças aquifer has high hydrogeological potential, but low storage capacity. The estimation of the recharge rate obtained was 2.77% to 12.57%, and these small values represent a very serious problem, because when there is a decrease in the recharge rate, the volume of water that enters the aquifer can decrease even with increase in precipitation. However, this low recharge rate may be an effect of the increase in the pumping rate, or due to the change in surface physical conditions due to prolonged drought.

Keywords: Cabeças Aquifer. Groundwater. Recharge estimation. Numerical modeling. FEFLOW.

SUMÁRIO

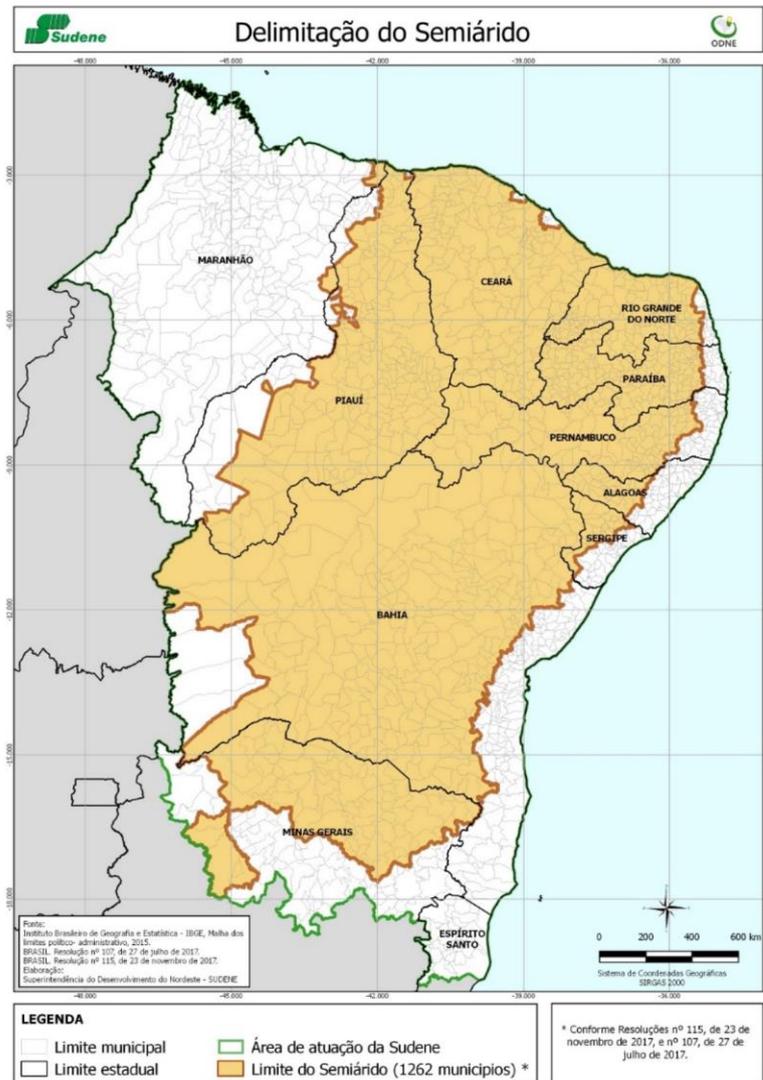
1. INTRODUÇÃO	9
2. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA	12
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	13
3.1. Modelos em hidrogeologia	13
3.2. Modelo conceitual	15
3.2.1. <i>Limites</i>	15
3.2.2. <i>Unidades hidroestratigráficas</i>	16
3.2.3. <i>Direção de fluxo da água subterrânea</i>	20
3.2.4. <i>Balço hídrico subterrâneo</i>	20
3.3. Classificação dos modelos de fluxo de água subterrânea	21
3.4. Elementos de um modelo matemático baseado em processos físicos	22
3.4.1. <i>Escoamento em regime estacionário e regime transiente</i>	22
3.4.2. <i>Equações governantes</i>	23
3.4.3. <i>Condições de contorno</i>	29
3.4.4. <i>Condições iniciais</i>	31
3.5. Soluções para Modelos Matemáticos	31
3.5 Método dos elementos finitos	32
3.6. FEFLOW	33
4. MATERIAIS E MÉTODOS DE TRABALHO	35
4.1. Pesquisa bibliográfica	36
4.2. Levantamento, geoprocessamento e análise de dados	36
4.3. Modelo conceitual	38
4.4. Escolha do programa computacional	39
4.5. Modelo matemático	39
4.6. Simulação e calibração	40
4.6.1. <i>Critério de calibração no regime transiente</i>	41
4.6.2. <i>Análise de sensibilidade</i>	42
5. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	43
5.1. Geologia regional	43
5.2. Geologia local	50

5.3. Geomorfologia.....	51
5.4. Clima.....	52
5.5. Hidrogeologia.....	55
<i>5.5.1. Parâmetros hidrogeológicos</i>	<i>57</i>
6. RESULTADOS.....	60
6.1. Análise pluviométrica.....	60
6.2. Modelo conceitual.....	61
6.3. Modelo matemático numérico	64
6.4. Simulação no regime estacionário.....	68
6.5. Simulação no regime transiente	70
6.6. Análise de sensibilidade	73
7. DISCUSSÃO	74
8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	76
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	78
Apêndice A - Tabela de dados dos poços de bombeamento dentro do modelo.	82
Apêndice B - Tabela de série histórica de precipitação acumulada na estação meteorológica de Piripiri entre 1996 a 2019.	83
Anexo A - Ficha técnica completa do poço de monitoramento em Brasileira.	84

1. INTRODUÇÃO

De acordo com a SUDENE (2017), o semiárido brasileiro é composto por 1.262 municípios, dos Estados do Maranhão, Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe, Bahia e Minas Gerais (Figura 1), ocupando cerca de 13,2% do território brasileiro. A área foi definida pela Lei Federal Nº 7827 em 27 de setembro de 1989, e um dos critérios técnicos adotados para delimitação da área foi o percentual diário de déficit hídrico igual ou superior a 60%, considerando todos os dias do ano. Isto significa que, na maior parte do ano, o semiárido encontra-se com a taxa de evapotranspiração maior que a taxa de precipitação, justificando a escassez dos recursos hídricos.

Figura 1 - Delimitação do Semiárido Brasileiro



Fonte: SUDENE (2017).

O fenômeno natural de seca na região do semiárido é conhecida desde Brasil Colônia, que segundo Lima e Magalhães (2018), o primeiro registro desse fenômeno climático foi realizado pelo Padre João de Azpilcueta em 1553. Por outro lado, o último evento de crise hídrica foi observado nos anos de 2010 a 2017, marcado por um período de carência hídrica de longa duração. Essa crise provocou grandes prejuízos econômicos, tais como morte de cerca de 10 milhões de gado e muitas perdas de lavouras.

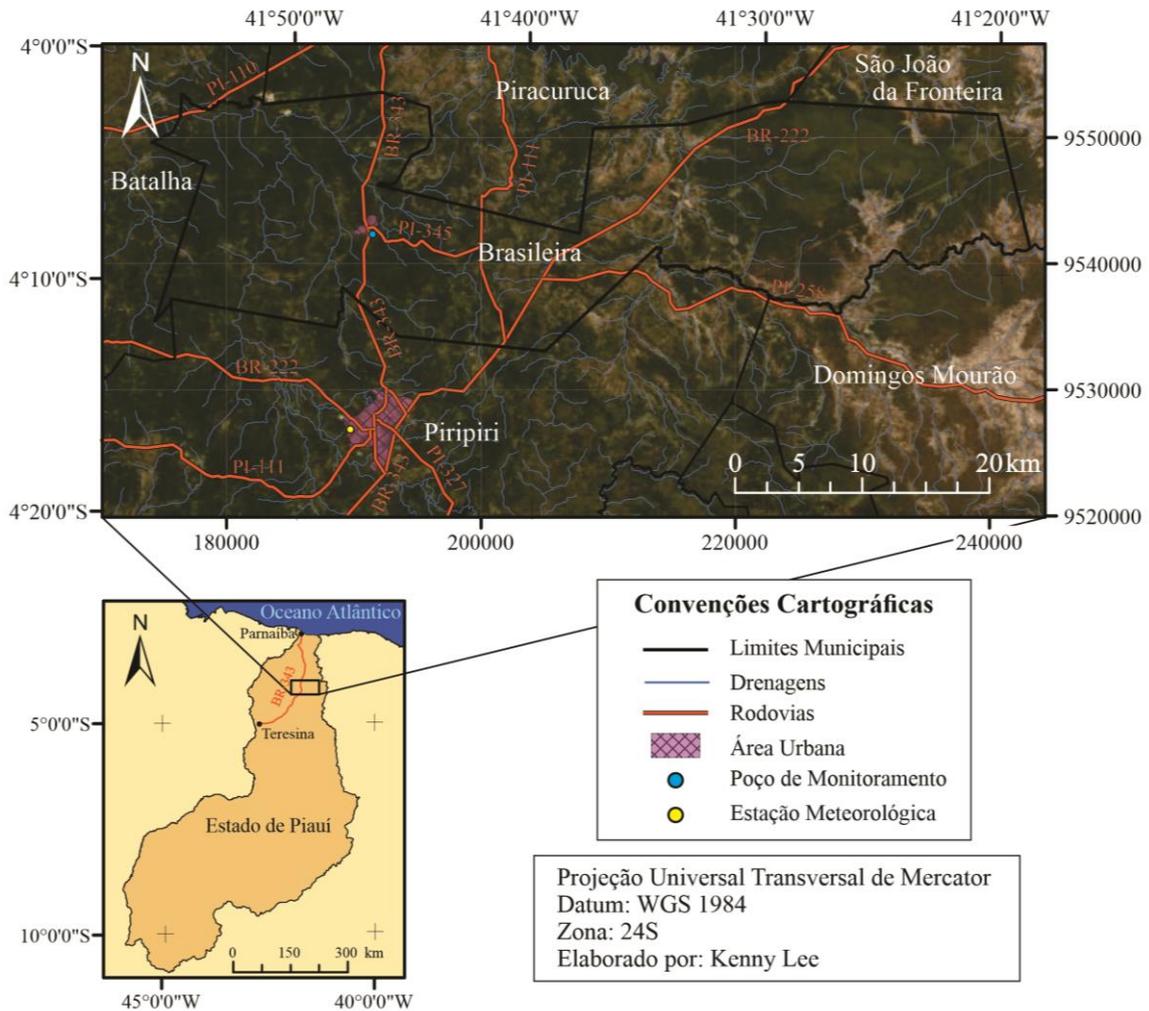
Tendo em vista a carência de água superficial nas regiões do semiárido, mas ainda com alta demanda de água para consumo humano e atividades agropecuárias, uma solução comum é recorrer à extração de água subterrânea por poços de bombeamentos. Esta parece uma solução ideal e segura, pois para muitas pessoas, a água contida nos aquíferos é considerada como um recurso inesgotável. No entanto, essa visão equivocada tem resultado na despreocupação com a reserva de água dentro de um aquífero, e motivando a extração da água subterrânea de forma predatória. A consequência comum desse tipo de atitude é a inutilização dos poços de bombeamento, devido ao rápido rebaixamento do nível freático após um curto tempo de extração.

Sendo assim, para evitar as perdas dos poços de bombeamento, principalmente os que têm finalidade de abastecimento público, trabalhos de hidrogeologia para auxiliar na compreensão da dinâmica da água subterrânea tornaram-se importantes, tais exemplos como (BRONSTERT *et al.*, 2000; AGUIAR; VASCONCELOS, 2012; SANTAROSA *et al.*, 2016; HU *et al.*, 2017), sendo a determinação de disponibilidade hídrica um dos objetivos principais, visto que essa informação é fundamental para gestão de recursos hídricos.

Outro tipo de informação com alta relevância é a taxa de recarga de um aquífero. Conhecer a taxa de recarga permite estimar qual o volume de água que entrará no meio subterrâneo, e geralmente ela é avaliada como uma porcentagem da precipitação que consegue infiltrar no solo e atingir o nível freático.

A área de estudo escolhida para determinar a taxa de recarga foi no município de Brasileira, localizado ao norte do Estado de Piauí, fazendo vizinhança com os municípios de Batalha, Piracuruca, São João da Fronteira, Domingos Mourão e Piripiri (Figura 2). O município se encontra cerca de 180 km do capital do Estado de Piauí Teresina, e o principal via de acesso é pela rodovia BR-343, indo no sentido de Teresina para Parnaíba.

Figura 2 - Mapa de localização do município de Brasileira



O município de Brasileira além de pertencer à região do semiárido, o seu aquífero teve influência direta da seca de 2010 a 2017, confirmada pela taxa de precipitação inferior à média histórica na estação meteorológica do município vizinho Piripiri, e também pelo rebaixamento intenso do nível freático no poço de monitoramento localizado na área urbana (Figura 2). Todavia, o local ainda carece de informações como taxa de recarga para planejamentos futuros.

Dentre diversos métodos de trabalhos hidrogeológicos, a modelagem matemática é amplamente difundida, ela consiste em representar os fenômenos naturais por equações matemáticas, permitindo a determinação e previsão dos comportamentos dinâmicos de dados hidrogeológicos como a carga hidráulica e a taxa de recarga. Dessa forma, a modelagem matemática mostra alta eficiência em estudos de hidrogeologia, principalmente para regiões como semiárido brasileira, as quais necessitam de boa compreensão do ciclo hidrogeológico para processos de outorga e projetos como barragens.

2. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA

O objetivo principal deste trabalho é realizar estimativa de recarga no aquífero da região de Brasileira (PI), implementando o uso de modelagem numérica de fluxo de água subterrânea.

Com isso, o presente trabalho procura produzir novas informações para locais com carência de certos dados hidrogeológicos, particularmente a estimativa de taxa de recarga, uma importante informação para gestão de recurso hídrico no semiárido brasileiro, e aproveitamento sustentável da água subterrânea em períodos de seca prolongada.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Segundo Wang e Anderson (1982), um modelo é uma ferramenta desenvolvida com finalidade de representar uma versão simplificada da realidade, assim como um mapa de estrada com finalidade de auxiliar na navegação pode ser considerado um modelo.

3.1. Modelos em hidrogeologia

O surgimento de modelos hidrológicos veio pela necessidade de obtenção de dados hidrológicos, por exemplo a série histórica de vazão para trechos específicos de uma bacia hidrográfica. Segundo Tucci (2010), o conhecimento em hidrologia no passado era obtido de forma fragmentada, onde cada processo como precipitação, evapotranspiração, infiltração, escoamento superficial, escoamento subterrâneo, etc. eram analisados individualmente.

De acordo com Todini (2007), a modelagem hidrológica iniciou com o Método Racional, proposto por Mulvaney em 1850, o qual estabeleceu uma relação entre um evento de chuva e a vazão máxima de uma bacia, e possui premissa de que o processo de escoamento é devido a apenas a energia cinemática se o intervalo de tempo de chuva for relativamente pequeno. O método foi amplamente utilizado para projetos de redes de esgoto no final do século XIX, com finalidade de prever a vazão máxima e evitar inundações em áreas urbanas.

Em 1932, o Sherman desenvolveu o Hidrograma Unitário, e segundo Todini (2007), o Hidrograma Unitário permitiu a separação do fluxo de base proveniente de aquífero e fluxo superficial proveniente da chuva. No ano seguinte, o Horton elaborou uma equação que permite o cálculo da taxa de infiltração de água no solo (MARINHO FILHO *et al.*, 2012). Segundo Rocha *et al.* (2009), em 1939, MacCarthy desenvolveu um modelo de armazenamento para escoamento em rio, aplicado para Rio Muskingum, posteriormente modificado por Cunge em 1969, tornando-se modelo Muskingum-Cunge.

Para Anderson *et al.* (2015), os modelos hidrológicos de subsuperfície, ou modelos hidrogeológicos, podem ser classificados em modelos físicos e em modelos matemáticos. Os modelos físicos geralmente são caixas ou colunas preenchidas com material poroso para simular as condições de campo em escala reduzida, e são amplamente utilizados em laboratórios. Um dos trabalhos pioneiros que utilizou o modelo físico é o experimento do Henry Darcy em 1856, onde ele determinou a correlação linear entre a vazão com a área e gradiente hidráulico na Lei de Darcy.

Dentro dos modelos físicos, existem os modelos analógicos que consistem na representação de certos fenômenos físicos a partir de outros fenômenos físicos, estabelecendo uma analogia entre as leis físicas regentes (WANG; ANDERSON, 1982). Alguns modelos analógicos, como no trabalho de Bredehoeft (2012), utilizaram a analogia entre a Lei de Darcy para fluxo de água subterrânea com a Lei de Ohm para circuitos elétricos, e esse tipo de trabalho foram importantes até a década de 1950, pois nesse período, ocorreu a disponibilidade e a popularização de computadores no mercado. Desse jeito, diversos modelos novos surgiram, tais como modelos matemáticos baseados em processos físicos. Graças a alta capacidade de processamento que as máquinas ofereceram, novos modelos hidrológicos com diferentes aspectos foram criados para atender a necessidade de cada trabalho e objetivos específicos (MARINHO FILHO *et al.*, 2012).

Após a popularização dos computadores, o Sistema de Informação Geográfica (SIG) e geoprocessamentos foram amplamente utilizados para trabalhos de modelagem hidrogeológica, em razão deles permitirem a integração dos dados espaciais, hidrológicos, geológicos, hidrogeológicos e meteorológicos com uma interface de visualização personalizada no espaço e no tempo.

Nas décadas de 2000 e 2010, os modelos hidrogeológicos buscaram melhorar a sua precisão e no seu uso aplicado, sendo que alguns trabalhos de simulações numéricas com o Método de Elementos Finitos foram realizados para diferentes áreas de trabalhos como engenharia civil (CAVICCHIA, 2007), avaliação dos impactos de seca e estimativa de reservatório de um aquífero (GONÇALVES, 2016) e transporte de contaminantes em aquífero livre (CÂNDIDO, 2018).

Segundo Wang e Anderson (1982), a elaboração de um modelo deve sempre ter como finalidade principal a solução de algum problema ou uma série de questões envolvidas. E segundo finalidade do modelo, estes podem ser subdivididos em três tipos: 1) modelos interpretativos; 2) modelos de previsão, ou *forecasting* e 3) modelos *hindcasting*.

De acordo com Anderson *et al.* (2015), os modelos interpretativos possuem como proposta a interpretação do aquífero no presente, sendo úteis para resolução de problemas específicas na engenharia, para testar hipóteses ou para explorar processos desconhecidos em um modelo com parâmetros hidrogeológicos genéricos.

Já os modelos de previsão e os modelos *hindcasting*, estes possuem como proposta de interpretar o aquífero em cenários futuros e no passado, respectivamente. Os modelos de previsão podem prever, com margem de incerteza, o comportamento futuro de alguns parâmetros hidrogeológicos como carga hidráulica e vazão sob uma ação ou inatividade

proposta pelo modelador, enquanto que os modelos *hindcasting* permitem recriar as condições do passado e interpretar as causas de eventos específicos.

Uma visão geral sobre o modelo hidrogeológico é dado no trabalho de Anderson *et al.* (2015), considerando que um modelo hidrogeológico providencia um arcabouço quantitativo para síntese das informações de campo e conceitualização dos processos dentro de um modelo conceitual.

3.2. Modelo conceitual

O modelo conceitual hidrogeológico é o termo atualizado do Aquífero Idealizado de Walton e Neill (1960 *apud* PRICKETT, 1975, p. 84), e segundo Kresic e Mikszewski (2013), ele é o resumo dos fatores naturais e antropogênicos que contribuem para o fluxo de água subterrânea de um dado local. Para Anderson *et al.* (2015), o modelo conceitual hidrogeológico é a representação qualitativa de um sistema de fluxo de água subterrânea que segue os princípios hidrogeológicos, e baseado em dados geomorfológicos, geológicos, geofísicos, climáticos, vegetação, pedológicos, hidrológicos, hidroquímicos e aspectos antropogênicos.

Um aspecto fundamento para elaboração de um modelo conceitual é que ela depende da proposta do modelo e da disponibilidade dos dados de campo. A definição de nível de detalhe e a escala de trabalho são as etapas iniciais de um modelo conceitual, porque determinam se os dados utilizados no modelo conceitual estão ou não compatíveis entre si.

A elaboração do modelo conceitual é quase que sempre feito com auxílio de SIG e geoprocessamento, visto que são conjuntos de ferramentas que permitem a organização, armazenamento, operação, visualização e análise dos dados espaciais e temporais. Dessa forma, quatro componentes principais em um modelo conceitual devem ser definidos, sendo eles: 1) Limites; 2) Unidades hidroestratigráficas; 3) Direção de fluxo da água subterrânea; e 4) Balanço hídrico subterrâneo.

3.2.1. Limites

Definir os limites é um dos primeiros passos na formulação do modelo conceitual, uma vez que não é possível reproduzir a natureza de forma íntegra. A delimitação da fronteira lateral, da base e do topo é indispensável para conter a quantidade de informações, e assim, viabilizando as próximas etapas de modelagem.

Segundo Anderson *et al.* (2015), os limites no modelo conceitual podem ser de natureza hidráulica como nível freático, divisor de água subterrânea e interface entre água doce e água salina, ou podem ser de natureza física como corpo de água superficial, rocha impermeável, zona de falha impermeável e divisor de água topográfica.

Na elaboração de modelo conceitual, uma das premissas comum de se fazer é admitir que o divisor de água subterrânea seja coincidente com o divisor de água topográfica, e apesar que o divisor de água subterrânea tenha uma forte correlação com a topografia, este nem sempre coincide com o divisor de água topográfica. Assim, esse tipo de premissa precisa ser analisado durante a elaboração do modelo conceitual.

3.2.2. Unidades hidroestratigráficas

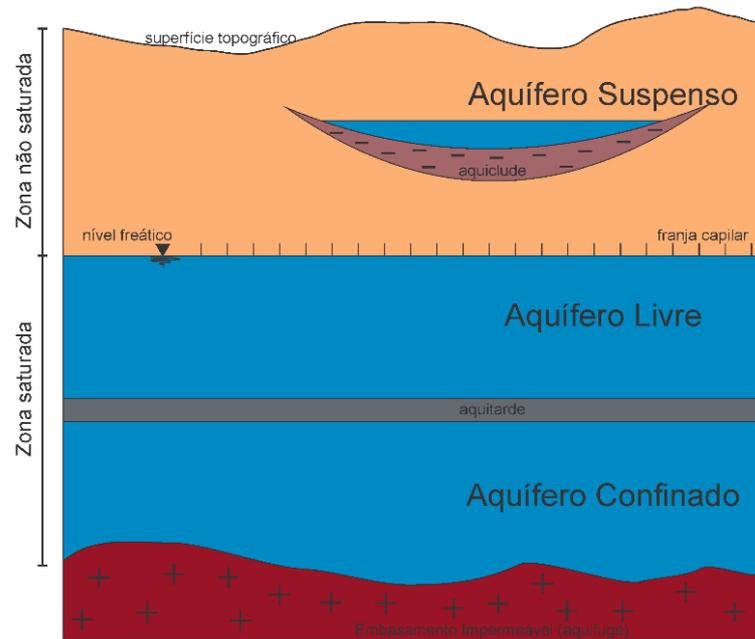
Durante a construção do modelo conceitual, o material geológico é subdividido em unidades hidroestratigráficas de acordo com as suas propriedades hidrogeológicas, e segundo Anderson *et al.* (2015), são caracterizados como aquíferos ou como unidades confinantes.

Um aquífero, segundo Fetter (2001) e Anderson *et al.* (2015), é uma ou uma série de unidades geológicas que possuem capacidade de armazenar e transmitir água subterrânea a uma vazão grande o suficiente num poço para algum uso específico.

Uma unidade confinante, segundo Fetter (2001) e Anderson *et al.* (2015), é uma unidade ou uma série de unidades geológicas com baixa permeabilidade, que não consegue transmitir água subterrânea a uma vazão significativa. As unidades confinantes podem ser subdivididas em três subcategorias, sendo eles: 1) aquitardes, que são unidades geológicas com baixa capacidade de armazenamento e baixa permeabilidade; 2) aquioclude, que são unidades geológicas com médio a alto armazenamento e baixa permeabilidade; e 3) aquífuge, que são unidades geológicas impermeáveis e incapazes de armazenar água.

A depender da disposição espacial dos aquíferos e unidades confinantes, os aquíferos podem ser classificados em Aquíferos Confinados, Aquíferos Suspensos e Aquíferos Livres (Figura 3). Os aquíferos confinados são aqueles que tem, em seu limite superior e inferior unidades confinantes, criando a condição em que a pressão hidrostática esteja superior à pressão atmosférica. Os aquíferos suspensos são aquíferos com a base acima de uma camada de rocha pouco permeável ou impermeável que o mantém acima do nível freático local. Já os aquíferos livres, ou chamados de aquíferos não confinados, não possuem unidades confinantes na parte superior para confiná-los, e o embasamento impermeável permite que a água esteja armazenada até o nível freático local.

Figura 3 - Tipos de Aquíferos.



Fonte: Autor (2022).

No quesito de distribuição de água, os aquíferos ainda podem ser divididos em Zona Saturada e em zona não saturada (Figura 3). A zona saturada é a parte do aquífero em que todos os poros estão preenchidos pela água, e a zona não saturada, também chamado de zona vadosa, é a parte do aquífero em que os poros estão preenchidos pela água e gás. A superfície que separa a zona saturada e a zona não saturada é o nível freático e a zona de franja capilar, região em que a pressão da água nos poros se iguala à pressão atmosférica.

Os aquíferos ainda podem ser classificados a depender do tipo de porosidade, sendo: 1) aquífero poroso, caso a água esteja fluindo nos poros entre os sedimentos ou rocha sedimentar; 2) aquífero fissural, caso a água esteja fluindo nas fraturas (falhas ou juntas); e 3) aquífero cárstico, caso a água esteja fluindo em canais ou aberturas criadas pela dissolução da rocha, frequentemente em rocha carbonática.

O embasamento conceitual dos parâmetros hidrogeológicos de um aquífero podem ser encontrados no livro do Fetter (2001), sendo porosidade (n), coeficiente de armazenamento (S), produção específica (S_y), retenção específica (S_r), coeficiente de armazenamento específico (S_s) condutividade hidráulica (K) e transmissividade (T) os que são abordados nesse trabalho.

Entende-se a porosidade como a razão entre o volume de espaço vazio do material geológico com o volume total desse material, geralmente expresso em porcentagem ou como valor entre zero e um.

O coeficiente de armazenamento representa o volume de água em que um aquífero consegue liberar devido ao rebaixamento de uma unidade de nível freático se for um aquífero livre, ou superfície potenciométrica se for um aquífero confinado, por uma unidade de área.

A produção específica é definida como o volume de água que consegue fluir livremente do meio geológico quando sujeito a ação da gravidade dividido pelo volume do material, e a retenção específica é definida como o volume de água retida no material geológico (devido a força capilar) quando sujeito a ação da gravidade dividido pelo volume do material. A soma entre a produção específica com a retenção específica fornece o valor da porosidade do material geológico, sendo:

$$n = S_y + S_r \quad (1)$$

Onde n = porosidade do material geológico (adimensional)

S_y = produção específica (adimensional)

S_r = retenção específica (adimensional)

O coeficiente de armazenamento pode ser compreendido como o volume de água liberado por uma unidade de área do aquífero por rebaixamento de uma unidade de carga hidráulica. No entanto, existe uma diferença significativa nos mecanismos de liberação de água nos aquíferos livres e nos aquíferos confinados, e isso implica em uma diferença na definição do valor de coeficiente de armazenamento.

Em aquíferos confinados, os mecanismos principais para liberação de água são por compressão do aquífero e expansão da água, sendo o parâmetro hidrogeológico representante desses dois mecanismos o coeficiente de armazenamento específico, expressa em:

$$S_s = \rho \cdot g(\alpha + n\beta) \quad (2)$$

Onde S_s = coeficiente de armazenamento específico (1/m)

ρ = densidade da água (kg/m³)

g = aceleração da gravidade (m/s²)

α = compressibilidade do aquífero (m²/N)

n = porosidade do material geológico (adimensional)

β = compressibilidade da água (m²/N)

Assim, o valor de coeficiente de armazenamento dos aquíferos confinados é equivalente ao o produto do coeficiente de armazenamento específico com a espessura do aquífero, expressa pela fórmula:

$$S = Ss \cdot b \quad (3)$$

Onde S = coeficiente de armazenamento (adimensional)
 Ss = coeficiente de armazenamento específico (1/m)
 b = espessura do aquífero (m)

Em aquíferos livres, a liberação da água ocorre principalmente devido ao rebaixamento do nível freático quando sujeito a força da gravidade (produção específica), mas também ocorre pela compressão do aquífero e expansão da água. Logo, o coeficiente de armazenamento para aquíferos livre é:

$$S = Sy + Ss \cdot h \quad (4)$$

Onde S = coeficiente de armazenamento (adimensional)
 Sy = produção específica (adimensional)
 Ss = coeficiente de armazenamento específico (1/m)
 h = espessura da zona saturada (m)

A condutividade hidráulica pode ser definida como um parâmetro de um meio geológico em permitir a passagem de um fluido (água ou gás), em maior ou menor vazão por unidade de área. Já a Transmissividade pode ser considerada como a quantidade de água que se escoar através de uma seção vertical do aquífero quando há diminuição de uma unidade de carga hidráulica. Há uma relação entre os dois parâmetros, sendo que a transmissividade é equivalente à condutividade hidráulica multiplicado pela espessura do aquífero:

$$T = K \cdot b \quad (5)$$

Onde T = transmissividade hidráulica (m²/s)
 K = condutividade hidráulica (m/s)
 b = espessura do aquífero (m)

3.2.3. Direção de fluxo da água subterrânea

Para melhor compreensão do comportamento da direção e intensidade de fluxo de água subterrânea, o recorrente é procurar mapas potenciométricas, seções transversais hidrogeológicas ou esquemas em bloco-diagramas com linhas de fluxo de água.

Quando não se dispõe de dados de carga hidráulica suficientes para determinar a superfície potenciométrica, uma prática comum é admitir que a direção de fluxo de água subterrânea seja similar ao fluxo de água superficial.

De forma similar com a associação de divisor de águas subterrânea com divisor de água topográfica, a direção de fluxo de água subterrânea nem sempre é coincidente com o fluxo de água superficial, e essa premissa deve ser analisada no contexto da área estudada.

3.2.4. Balanço hídrico subterrâneo

A concepção de balanço hídrico é fundamental na elaboração de um modelo conceitual, porque ele providencia um melhor entendimento dos elementos hidrogeológicos envolvidos. Esta concepção trata-se da Lei de conservação da massa, o qual a variação de armazenamento no aquífero é igual a diferença entre a saída e a entrada de água no aquífero num dado período de tempo:

$$\Delta S = Q_{(out)} - Q_{(in)} \quad (6)$$

Onde ΔS = variação de armazenamento (m^3/s)

$Q_{(out)}$ = saída de água do aquífero (m^3/s)

$Q_{(in)}$ = entrada de água no aquífero (m^3/s)

Segundo Anderson *et al.* (2015), as principais formas de entrada de água no aquífero são: infiltração da água precipitada, irrigação, poços de injeção, corpos de água superficiais, infiltração em dolinas, entre outros. Em alternativa, as principais formas de saída de água do aquífero são: descarga nos corpos de água superficiais, descarga em drenagens pelo fluxo de base, evapotranspiração, poços de bombeamento, e outros.

O termo taxa de recarga possui o significado diferente de infiltração de água. Segundo Lerner (1997 apud SCANLON; HEALY, 2002, p.19), ela pode ser considerada como a água que atinge o nível freático vinda de qualquer direção, enquanto que a infiltração se refere ao

processo de fluxo de água que ocorre da superfície até o meio subterrâneo. Logo, a infiltração de água, sobretudo a água da chuva, que atravessa a zona não saturada e atinge o nível freático, é uma das principais formas em que um aquífero obtém a sua recarga. Segundo Scanlon e Healy (2002), a recarga de aquífero pode ocorrer de forma difusa ou de forma localizada. A recarga é difusa quando a água que atinge o nível freático é originária da precipitação ou irrigação, e que ocorre de maneira aproximadamente uniforme na área. A recarga é localizada quando a entrada da água na zona saturada ocorre em depressões superficiais com corpo de água como lagos, reservatórios, rios e outros.

3.3. Classificação dos modelos de fluxo de água subterrânea

Segundo Anderson *et al.* (2015), os modelos de fluxo de água subterrânea podem ser classificados em modelos físicos, que inclui os modelos de tanque de areia e modelos analógicos, e em modelos matemáticos.

Os modelos físicos são modelos em que buscam representar o meio natural em escala reduzida num laboratório, tais como tanques ou colunas preenchidas de areia, sendo possível a observação direta do fluxo da água no meio poroso e a medição de parâmetros como carga hidráulica e velocidade de fluxo.

Os modelos analógicos de Prickett (1975), que abrangem os modelos de fluido viscoso e modelos de corrente elétricas, são considerados como parte dos modelos físicos em Anderson *et al.* (2015), pois os modelos analógicos também são produzidos em laboratórios, mas possuem como premissa a analogia entre as leis físicas, sendo elas: a Lei de Darcy para fluxo de água subterrânea; a Lei de Poiseuille para fluxo de um fluido incompressível de baixa viscosidade num tubo; e a Lei de Ohm para circuito elétricos.

Os modelos matemáticos, conforme Anderson *et al.* (2015), podem ser subdivididos em duas categorias, os modelos matemáticos baseados em dados, chamados também de “caixa preta”, e os modelos matemáticos baseados em processos físicos.

Os modelos matemáticos baseados em dados utilizam de equações empíricas ou estatísticas para calcular as variáveis desconhecidas, sem levar em consideração as leis físicas do sistema. Para encontrar a equação empírica, necessita-se de uma grande quantidade de dados de observações de campo, e é por este motivo que esse tipo de modelo não é praticado para áreas com escassez de dados.

Em contrapartida, os modelos matemáticos baseados em processos físicos utilizam de equações com fundamentos das leis físicas, e segundo Wang e Anderson (1982), as equações

diferenciais que representam o fluxo de água subterrânea são denominadas de Equações Governantes.

3.4. Elementos de um modelo matemático baseado em processos físicos

Segundo Anderson *et al.* (2015), um modelo matemático baseado em processos físicos é composto por dois elementos principais: as equações governantes e as condições de contorno. Para problemas que envolvem escoamento em regime transiente, um terceiro elemento chamado de condições iniciais deve ser incorporado.

3.4.1. Escoamento em regime estacionário e regime transiente

Nas ciências que envolvem mecânica dos fluidos (FOX *et al.*, 2014; ÇENGEL; CIMBALA, 2015), frequentemente são utilizados os termos de escoamento em regime estacionário e escoamento em regime transiente, e são conceitos importantes utilizados nos trabalhos de modelagem numérica de fluxo de água subterrânea.

O termo regime estacionário (*steady state*), ou chamado também de regime permanente, implica que as propriedades do fluido como velocidade e pressão não variam no tempo para cada ponto, e que o sistema esteja em estado de equilíbrio. Dessa forma, mesmo que o fluido esteja em constante movimento devido a diferença de pressão de um ponto para outro, a configuração das suas propriedades permanece inalterada.

Essa condição de inalteração implica também na igualdade de entrada de água e saída de água no aquífero, resultando em variação de armazenamento nulo ($\Delta S=0$) na Equação (6). Caso contrário, se a entrada e a saída de água fossem diferentes, haveria alteração das propriedades da água devido a variação de volume de água armazenado no aquífero, e o sistema deixaria de ser escoamento em regime estacionário.

De outro lado, o termo regime transiente (*transient state*), ou chamado também de regime não permanente ou regime variado, indica que as propriedades do fluido variam com o tempo em pelo menos um ponto. Estudos que envolvem variação de armazenamento no aquífero geralmente são do regime transiente.

3.4.2. Equações governantes

O que diferencia os modelos matemáticos baseados em processos físicos dos modelos físicos e analógicos são as equações governantes, que possuem embasamento nas equações diferenciais com significados físicos. Como a realidade é muito complexa, a construção das equações governantes requer simplificações ou admitir certas condições para o modelo seja possivelmente desenvolvida.

Conforme Anderson *et al.* (2015), a equação governante mais utilizada nos trabalhos de modelagem numérica de fluxo de água subterrânea adota as seguintes premissas: 1) o fluxo ocorre sob fluido monofásico, sendo a água o único fluido no sistema; 2) a água possui densidade constante ao longo do tempo, ou seja, comporta-se como um fluido incompressível; 3) O aquífero é do tipo poroso e contínuo; e 4) o fluxo da água segue a Lei de Darcy.

Em 1856, a Lei de Darcy foi formulada a partir de experimentos sobre o fluxo de água no meio poroso, sendo:

$$Q = -K \cdot A \frac{\Delta h}{\Delta L} \quad (7)$$

Onde Q = vazão (m^3/s)

K = condutividade hidráulica (m/s)

A = área transversal (m^2)

$\frac{\Delta h}{\Delta L}$ = gradiente hidráulico (adimensional)

Através da Lei de Darcy, a velocidade de Darcy, também conhecida como velocidade aparente, fluxo hidráulico ou descarga específica, foi definida como a razão entre a vazão de água com a área transversal, sendo:

$$q = \frac{Q}{A} \quad (8)$$

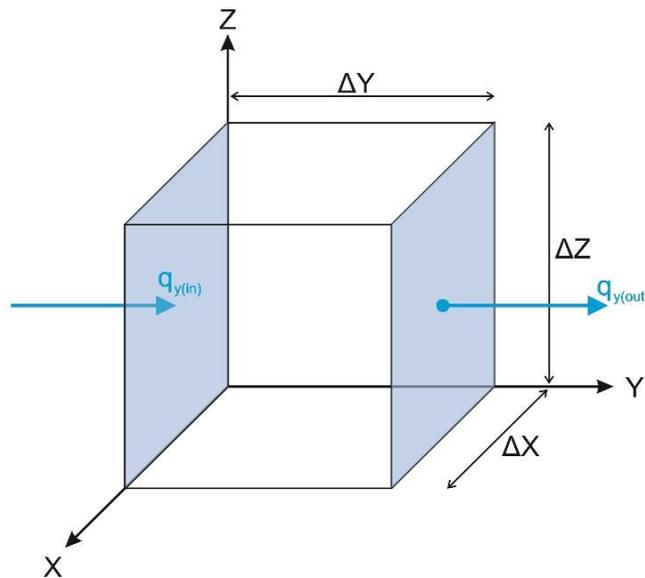
Onde q = velocidade de Darcy (m/s)

Q = vazão (m^3/s)

A = área transversal (m^2)

Para finalidade teórica, um aquífero poroso pode ser representado por um cubo que tenha as mesmas propriedades do aquífero, e este cubo é denominado de Volume Elementar Representativo (VER) como mostra na Figura 4. A entrada de água na direção do eixo Y no VER é representada na Figura 4 como $q_{y(in)}$, a saída de água na direção do eixo Y como $q_{y(out)}$, e o volume total do VER é igual a $\Delta X \Delta Y \Delta Z$ (ANDERSON *et al.*, 2015).

Figura 4 - Volume Elementar Representativo (VER).



Fonte: Anderson *et al.* (2015).

Para VER, o fluxo de água que ocorre na face $\Delta X \Delta Z$ é equivalente a $q_{y(in)}$, e a saída equivalente a $q_{y(out)}$, dessa forma, a variação de armazenamento no eixo Y é:

$$\Delta S_y = (q_{y(out)} - q_{y(in)}) \Delta X \Delta Z \quad (9)$$

$$\Delta S_y = \frac{q_{y(out)} - q_{y(in)}}{\Delta Y} \Delta X \Delta Y \Delta Z \quad (10)$$

Onde ΔQ_y = variação de armazenamento no eixo Y (m^3/s)

$q_{y(out)}$ = fluxo hidráulico de saída (m/s)

$q_{y(in)}$ = fluxo hidráulico de entrada (m/s)

$\Delta X \Delta Z$ = área transversal perpendicular aos eixos X e Z (m^2)

ΔY = dimensão do eixo Y (m)

$\Delta X \Delta Y \Delta Z$ = volume do VER (m^3)

Convertendo a Equação (10) no formato de equação diferencial, a variação de armazenamento ao longo do eixo Y é:

$$\Delta S_y = \frac{\partial q_y}{\partial y} (\Delta X \Delta Y \Delta Z) \quad (11)$$

Onde ΔS_y = variação de armazenamento no eixo Y (m³/s)
 $\frac{\partial q_y}{\partial y}$ = diferenciação de fluxo hidráulico no eixo Y (1/s)
 $\Delta X \Delta Y \Delta Z$ = volume do VER (m³)

Como a variação total da vazão é igual a somatória das variações de vazão nos eixos X, Y e Z, logo:

$$\Delta S = \Delta S_x + \Delta S_y + \Delta S_z \quad (12)$$

Onde ΔS = variação total de armazenamento (m³/s)
 ΔS_x = variação de armazenamento no eixo X (m³/s)
 ΔS_y = variação de armazenamento no eixo Y (m³/s)
 ΔS_z = variação de armazenamento no eixo Z (m³/s)

Combinando a Equação (12), junto com as variantes da Equação (11) dos eixos X, Y e Z, obtém-se:

$$\Delta S = \frac{\partial q_x}{\partial x} (\Delta X \Delta Y \Delta Z) + \frac{\partial q_y}{\partial y} (\Delta X \Delta Y \Delta Z) + \frac{\partial q_z}{\partial z} (\Delta X \Delta Y \Delta Z)$$

$$\Delta S = \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) \cdot (\Delta X \Delta Y \Delta Z) \quad (13)$$

Onde ΔS = variação total de armazenamento (m³/s)
 $\frac{\partial q_x}{\partial x}$ = diferenciação de fluxo hidráulico no eixo X (1/s)
 $\frac{\partial q_y}{\partial y}$ = diferenciação de fluxo hidráulico no eixo Y (1/s)
 $\frac{\partial q_z}{\partial z}$ = diferenciação de fluxo hidráulico no eixo Z (1/s)
 $\Delta X \Delta Y \Delta Z$ = volume do VER (m³)

Para fontes de entradas como infiltração de água, poços de injeção e outros, um novo elemento W é inserido na Equação (14), e devido à convenção de que entrada de água é subtraído na Equação (6), o W possui sinal negativo como mostra na fórmula:

$$\Delta S = \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} - W \right) \cdot (\Delta X \Delta Y \Delta Z) \quad (14)$$

Onde ΔS = variação total de armazenamento (m^3/s)

$\frac{\partial q_x}{\partial x}$ = diferenciação de fluxo hidráulico no eixo X (1/s)

$\frac{\partial q_y}{\partial y}$ = diferenciação de fluxo hidráulico no eixo Y (1/s)

$\frac{\partial q_z}{\partial z}$ = diferenciação de fluxo hidráulico no eixo Z (1/s)

W = taxa de recarga volumétrica de outras fontes (1/s)

$\Delta X \Delta Y \Delta Z$ = volume do VER (m^3)

Nos estudos de aquíferos, o coeficiente de armazenamento é definido como volume de água liberado devido à queda da carga hidráulica por unidade de área do aquífero, sendo:

$$S = \frac{-\Delta V}{A \cdot \Delta h} \quad (15)$$

Onde S = coeficiente de armazenamento (adimensional)

ΔV = volume de água liberado (m^3)

A = área do aquífero (m^2)

Δh = variação de carga hidráulica (m)

Combinando a Equação (3) com a Equação (15), encontra-se uma nova equação para coeficiente de armazenamento específico:

$$\frac{-\Delta V}{A \cdot \Delta h} = Ss \cdot b$$

$$Ss = \frac{-\Delta V}{A \cdot b \cdot \Delta h} \quad (16)$$

Onde S_s = coeficiente de armazenamento específico (1/m)

ΔV = volume de água liberado (m^3)

A = área do aquífero (m^2)

b = espessura do aquífero (m)

Δh = variação de carga hidráulica (m)

Como área multiplicado por espessura ($A \cdot b$) é equivalente ao volume ($\Delta X \Delta Y \Delta Z$), logo:

$$S_s = \frac{-\Delta V}{(\Delta X \Delta Y \Delta Z) \cdot \Delta h}$$

$$\Delta V = -S_s \cdot \Delta h \cdot (\Delta X \Delta Y \Delta Z) \quad (17)$$

Onde ΔV = volume de água liberado (m^3)

S_s = coeficiente de armazenamento específico (1/m)

Δh = variação de carga hidráulica (m)

$\Delta X \Delta Y \Delta Z$ = volume do VER (m^3)

Dividindo a Equação (17) pela variação de tempo e transformando no formato de equação diferencial, encontra-se:

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -S_s \frac{\partial h}{\partial t} (\Delta X \Delta Y \Delta Z) \quad (18)$$

Onde ∂V = volume de água liberado (m^3)

∂t = variação de tempo (s)

S_s = coeficiente de armazenamento específico (1/m)

∂h = variação de carga hidráulica (m)

$\Delta X \Delta Y \Delta Z$ = volume do VER (m^3)

Sabendo que a variação de armazenamento (ΔS) é igual a variação de volume de água por tempo, e combinando com Equação (14) e Equação (18), adquire-se:

$$\Delta S = \frac{\partial V}{\partial t}$$

$$\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} - W \right) \cdot (\Delta X \Delta Y \Delta Z) = -Ss \frac{\partial h}{\partial t} (\Delta X \Delta Y \Delta Z)$$

$$\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} - W \right) = -Ss \frac{\partial h}{\partial t} \quad (19)$$

Onde $\frac{\partial q_x}{\partial x}$ = diferenciação de fluxo hidráulico no eixo X (1/s)

$\frac{\partial q_y}{\partial y}$ = diferenciação de fluxo hidráulico no eixo Y (1/s)

$\frac{\partial q_z}{\partial z}$ = diferenciação de fluxo hidráulico no eixo Z (1/s)

W = taxa de recarga volumétrica de outras fontes (1/s)

Ss = coeficiente de armazenamento específico (1/m)

∂h = variação de carga hidráulica (m)

∂t = variação de tempo (s)

Como a velocidade de Darcy (q) é um parâmetro hidrogeológico de difícil medição, utiliza-se a Equação (7), a Lei de Darcy, para contornar no parâmetro de carga hidráulica (h) que é de fácil medição, sendo:

$$q_x = -K_x \frac{\partial h}{\partial x} \quad (20)$$

$$q_y = -K_y \frac{\partial h}{\partial y} \quad (21)$$

$$q_z = -K_z \frac{\partial h}{\partial z} \quad (22)$$

Onde q = velocidade de Darcy (m/s)

K = condutividade hidráulica (m/s)

∂h = variação de carga hidráulica (m)

∂x = variação no eixo X (m)

∂y = variação no eixo Y (m)

∂z = variação no eixo Z (m)

Aplicando as Equações (20) (21) e (22) na Equação (19), finalmente obtém-se a Equação Governamental para fluxo de água subterrânea em regime transiente em um meio heterogêneo e anisotrópico na zona saturada:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) + W = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (23)$$

Onde K = condutividade hidráulica (m/s)
 ∂h = variação de carga hidráulica (m)
 ∂x = variação no eixo X (m)
 ∂y = variação no eixo Y (m)
 ∂z = variação no eixo Z (m)
 W = taxa de recarga volumétrica de outras fontes (1/s)
 S_s = coeficiente de armazenamento específico (1/m)
 ∂t = variação de tempo (s)

Nota-se que a carga hidráulica é o parâmetro hidrogeológico variável de interesse, enquanto que K_x , K_y , K_z , S_s e W são parâmetros fixos. Outra observação é que essa equação assume que a anisotropia de Condutividade hidráulica (K) pode ser decomposta em componentes paralelas aos eixos X, Y e Z. Geralmente, esse tipo de simplificação é adequado para modelos com camadas horizontais, mas não é apropriado para modelos com camadas de alta inclinação, visto que a direção preferencial de fluxo não é paralela aos eixos X, Y e Z.

3.4.3. Condições de contorno

Além das Equações Governantes, os outros elementos que compõem um modelo matemático são as condições de contorno. Elas são expressões matemáticas que indicam certas circunstâncias hidrológicas para os limites laterais, base inferior, topo do modelo e certos elementos internos de um modelo. A atribuição adequada das condições de contorno para o meio físico é uma das etapas mais importantes para alcançar um modelo matemático hidrogeologicamente consistente.

Segundo Anderson *et al.* (2015), existem três tipos de condições de contorno:

- 1) Condição do tipo I – Contorno de carga hidráulica especificada, ou condição de Dirichlet, é uma condição em que a carga hidráulica é conhecida, com a expressão:

$$h = \text{valor conhecido}$$

Para esse tipo de condição de contorno, a carga hidráulica pode variar espacialmente ao longo de um limite, mas quando a carga hidráulica é igual para todo trecho, este é denominado de condição de carga constante. Exemplos de condição do tipo I incluem: corpos de água que interagem livremente com o aquífero e que não mostra grandes variações de carga hidráulica; carga hidráulica medida em um poço.

- 2) Condição do tipo II – Condição de fluxo especificado, ou condição de Neumann, é uma condição em que o gradiente hidráulico é conhecido, e a velocidade de Darcy é calculada a partir da Lei de Darcy. Adotando o eixo x como exemplo, possui expressão matemática:

$$q_x = -K_x \frac{\partial h}{\partial x} ; \frac{\partial h}{\partial x} = \text{valor conhecido}$$

Onde q_x = fluxo hidráulico ou velocidade de Darcy no eixo X (m/s)

K_x = condutividade hidráulica no eixo X (m/s)

$\frac{\partial h}{\partial x}$ = gradiente hidráulica no eixo X (adimensional)

Existe os casos especiais em que o fluxo é nulo ($q = 0$), exemplos incluem camadas de rocha impermeáveis, falhas impermeáveis, divisor de água subterrânea e planos perpendiculares a divisores de água subterrânea.

- 3) Condição do tipo III – Condição de fluxo dependente da carga hidráulica, ou condição de Cauchy, é uma condição em que utiliza a carga hidráulica conhecida para determinar o valor de fluxo numa função, com a expressão:

$$q = f(h) ; h = \text{valor conhecido}$$

Onde q = fluxo hidráulico ou velocidade de Darcy (m/s)

$f(h)$ = função em relação ao valor de “h”

h = carga hidráulica (m)

A condição do tipo III geralmente é empregado em situações em que existe uma camada semipermeável entre duas unidades hidrogeológicas, ou em caso de conexões entre um corpo de água com uma camada semipermeável.

3.4.4. Condições iniciais

Para simulações de modelos matemáticos no regime transiente, além das equações governantes e condições de contornos, uma terceira condição chamada de condições iniciais é solicitada, e segundo Anderson *et al.* (2015), são condições caráter temporal. De forma simplificado, as condições iniciais definem os valores das variáveis como carga hidráulica no momento inicial da simulação.

Uma prática comum para obter a condição inicial é utilizar a distribuição da carga hidráulica obtida na calibração do modelo matemático no regime estacionário. O motivo disso é que quando se realiza uma simulação no regime estacionário, a carga hidráulica é ajustada espacialmente até atingir o estado de equilíbrio, e após disso, a carga hidráulica se torna invariável no tempo e no espaço.

Para obter os resultados de carga hidráulica calibrado, ou seja, coerentes com os dados de campo, realiza-se diversas tentativas de simulações e calibrações do modelo matemático no regime estacionário. Interpreta-se a simulação como processamento computacional, e a calibração como ajustes manuais ou automatizadas das variáveis, até obter valores de carga hidráulica calculados próximo dos dados de campo.

3.5. Soluções para Modelos Matemáticos

Foi discutido anteriormente que os modelos matemáticos podem ser baseados em dados ou baseados em processos físicos, sendo o primeiro requer grande número de dados de campo para elaboração de uma equação empírica, enquanto que o segundo utiliza-se de equações com princípios físicos para representar o fluxo de água subterrânea, conhecidas também como equações governantes.

Nos trabalhos de modelagem matemática baseado em processos físicos, normalmente procura solucionar as equações governantes a fim de obter os valores de carga hidráulica para cada local em um tempo específico, e segundo Anderson *et al.* (2015), as equações governantes podem ser solucionadas de forma analíticas ou numéricas.

As soluções analíticas são soluções matemáticas que encontram valores de carga hidráulica exatas e contínuas no espaço e tempo, mas requer muitas simplificações do modelo como geometria e/ou condições de contorno triviais, o que pode tornar inapropriado para maioria dos trabalhos.

As soluções numéricas são soluções matemáticas que utilizam uma forma aproximada das equações governantes, encontrando valores aproximados de carga hidráulica, e diferenciam das soluções analíticas por não calcularem em valores contínuas no espaço ou no tempo. As soluções numéricas podem empregar o método das diferenças finitas ou o método de elementos finitos.

3.5 Método dos elementos finitos

Nos trabalhos de modelagem matemática, os métodos de soluções numéricas mais empregados são método das diferenças finitas (WANG; ANDERSON, 1982; MCDONALD; HARBAUGH, 1984; ANDERSON *et al.*, 2015) e método dos elementos finitos (WANG; ANDERSON, 1982; DIERSCH, 2014).

O método das diferenças finitas (MDF) emprega a solução das equações governantes por diferenciação, enquanto que o método dos elementos finitos (MEF) emprega a solução por integração.

No MDF, o aquífero é subdividido em uma malha retangular denominado de *grid*, onde cada bloco retangular é identificado por um nó, e o valor de carga hidráulica é calculado para cada nó. Por outro lado, no MEF, o aquífero é subdividido em número finito de elementos de ponto, linha, plano e polígonos volumétricos comumente triangulares, sendo esse conjunto de elementos denominado de *mesh*, e o valor de carga hidráulica é obtida de forma contínua entre os elementos, não limitados apenas em nós como ocorre no MDF. Segundo Wang e Anderson (1982), o uso das funções de interpolação para definir a carga hidráulica de forma contínua é um conceito importante que distingue o MEF do MDF.

No aspecto de precisão numérica, os dois métodos geram resultados satisfatórios e não apresentam grandes discrepâncias, porém, o MEF supera o MDF devido a sua versatilidade na discretização do aquífero. No MDF, o refinamento ou detalhamento do modelo ocorre pelo aumento de número de linha ou coluna da área total, e opera apenas com malha estruturada de *grid*. Em contrapartida, no MEF, o detalhamento pode ser feito de maneira localizada, e o método consegue trabalhar com malha estruturada e também com malha não estruturada de *mesh*.

A possibilidade de refinamento localizado em áreas de maior interesse é uma das grandes vantagens que o MEF possui, pois ela permite melhorar a escala de detalhe somente na parte relevante, não havendo necessidade de gastar tempo de processamento em áreas de menor importância assim como ocorre no MDF.

Segundo Wang e Anderson (1982), o método de Galerkin e MEF são frequentemente combinados para solução de problemas de água subterrânea ao ponto de se tornarem praticamente sinônimos, e acordo com os autores, o método de Galerkin se baseia no princípio residual ponderado de forma particular, tornando-se equivalente ao princípio variacional. Já no trabalho de Diersch (2014), foi demonstrado que o método de Galerkin é o melhor método de aproximação numérica comparando com outros métodos de aproximação.

3.6. FEFLOW

O FEFLOW é um programa interativa de modelagem tridimensional da água subterrânea, permitindo simulações de processos de fluxo, transporte de massa, transporte de calor e cálculo de idade no meio saturado e não saturado, em regime de fluxo estacionário e transiente.

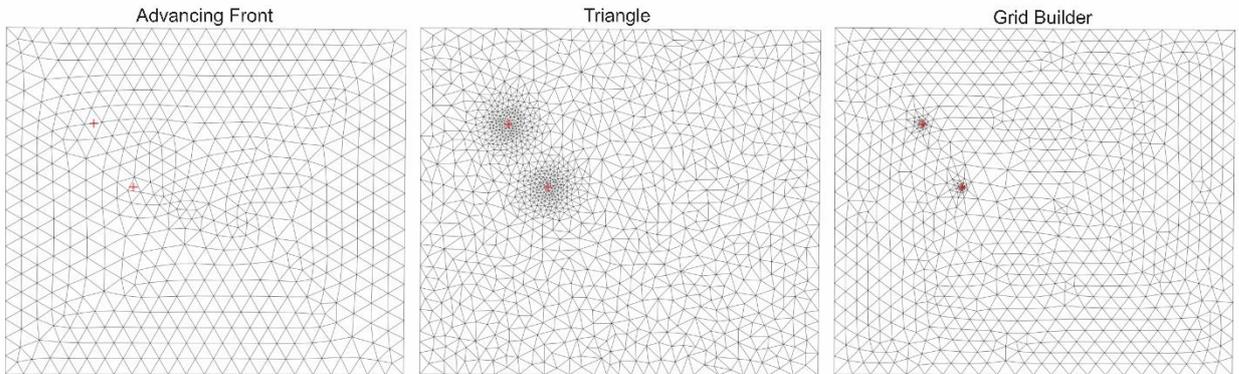
O programa emprega a solução numérica por métodos dos elementos finitos, e permite a geração de malha não estruturado e malha estruturado. A malha não estruturada geralmente é utilizada em áreas de alta complexidade geológica, como camadas litológicas inclinadas e famílias de falhas e fraturas de direções e mergulhos variadas. De outra parte, a malha estruturada é frequentemente aplicada para áreas de baixa complexidade geológica, como camadas litológicas de baixa inclinação e homogêneas.

A malha estruturada no FEFLOW frequentemente é composta por elementos finitos prismáticos de base triangular, conjunto denominado de *mesh*. E no programa, existem três algoritmos para geração de *mesh* triangulares (Figura 5), sendo eles:

1. *Advancing front*: geração de *mesh* muito rápido e com os elementos muito regulares, mas não permite um refinamento ao longo das bordas ou nos pontos.
2. *Triangle*: geração de *mesh* muito rápido e permite refinamento, possibilitando trabalhos com geometrias complexas; pode gerar elementos triangulares obtusos que normalmente não apresentam problemas, mas quando possui elementos com ângulo maior que 120°, pode desencadear dificuldades durante a simulação.

3. *Grid builder*: geração de *mesh* com elementos regulares e com uma transição suave, mas pode mostrar falhas em alguns trabalhos quando alguma feição linear estiver presente.

Figura 5 - Algoritmos para geração de mesh no FEFLOW



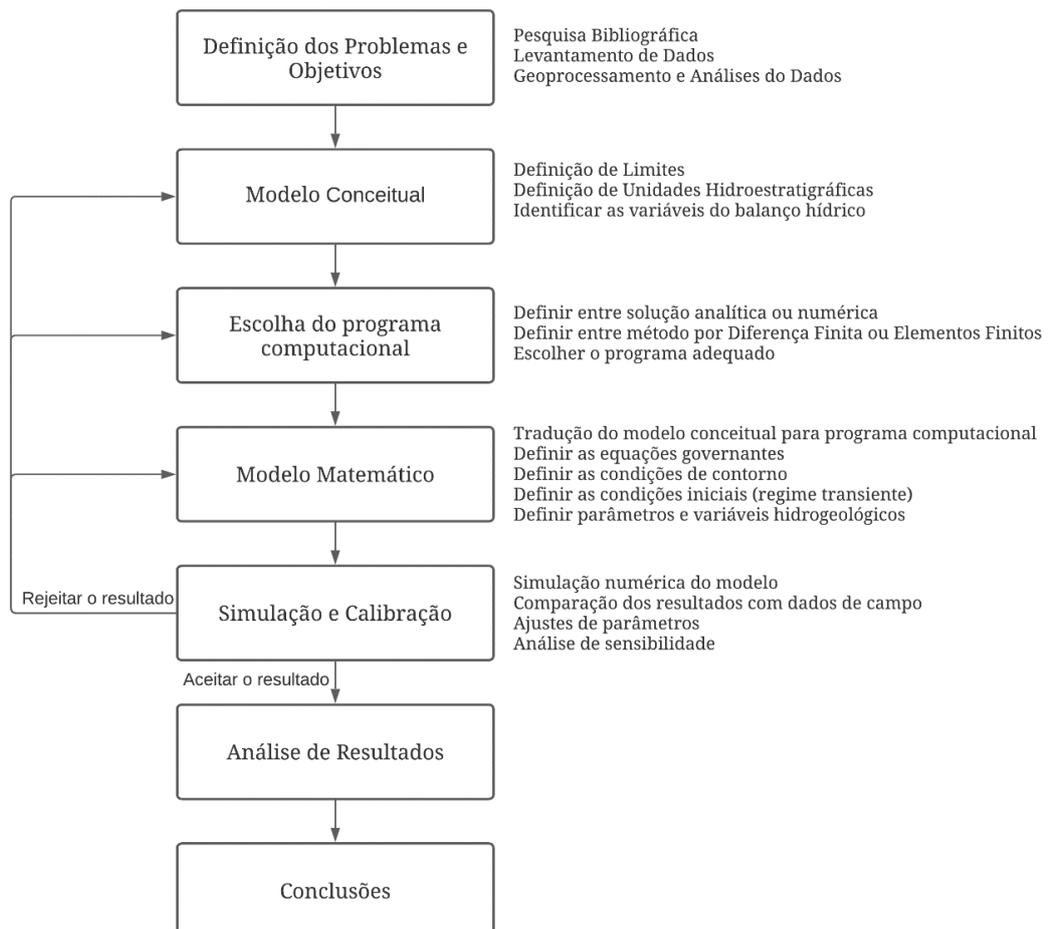
Fonte: Autor (2022)

4. MATERIAIS E MÉTODOS DE TRABALHO

Nos trabalhos que tangem a área de modelagem hidrogeológica, a utilização de terminologias como modelo hidrológico, modelo hidrogeológico e modelo de fluxo de água subterrânea sem uma devida explicação prévia podem dificultar a compreensão. Para evitar esse tipo de impedimento, nesse trabalho, adotou-se o termo modelo hidrológico como o modelo conceitual dos processos de águas superficiais, e o modelo hidrogeológico como modelo conceitual dos processos de águas subterrâneas. Para o termo modelo de fluxo de água subterrânea, considerou-se como modelo que representa o sistema de fluxo de água na zona saturada, sem conotação de significado para modelo conceitual ou modelo matemático.

Baseado nas metodologias de trabalho de Anderson *et al.* (2015) e Reilly (2001), foi construído um fluxograma de trabalho como pode ser visto na Figura 6.

Figura 6 - Fluxograma de trabalho.



Fonte: Autor (2022), baseado em Anderson *et al.* (2015) e Reilly (2001).

4.1. Pesquisa bibliográfica

A primeira fase do trabalho consistiu nas pesquisas bibliográficas, buscando informações relevantes para caracterização hidrogeológica do aquífero, geomorfológica do terreno, parâmetros hidrogeológicas e climatológicas na região do município de Brasileira (PI). Além de trabalhos textuais científicos e acadêmicos, as imagens de mapas, perfis e seções também foram consultados para melhor compreensão do meio físico no espaço tridimensional.

4.2. Levantamento, geoprocessamento e análise de dados

Na segunda fase, foram feitos os levantamentos de dados de imagens citados na fase anterior, e também dados de tabelas e gráficos. Em seguida, esses dados foram compilados e analisados num banco de dados, e assim, realizou-se o geoprocessamento desses dados no ambiente de Sistema de Informação Geográfica (SIG) para obter novas informações relevantes.

Embora trabalhos de campo para coletar novas informações seja de grande benefício para elaboração de um modelo, este ficou a desejar devido à questão financeira. Dessa forma, o presente trabalho teve o maior foco em atividades de escritório.

Em relação à fonte dos dados, foram utilizados os dados disponíveis em domínio público, cujo a relação entre a informação buscado, tipo de dados e a fonte dos dados mostrados no Quadro 1.

Quadro 1 – Tipo de informação, dado e a fonte utilizado no trabalho.

Informação	Dado	Fonte
Geográfica	Imagem de satélite	Satélite CBERS-4 ^a , sensor WPM, com resolução espacial de 2 m e período de revista de um mês, obtido no site de Divisão de Geração de Imagens (DIDGI) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)
Topográfica	Modelo Digital de Terreno (MDT)	Satélite ALOS-Daichi, sensor PALSAR, com resolução espacial de 12,5 m por pixel e período de revista de 46 dias, obtidos no site da <i>NASA's Earth Observing System Data and Information System (EOSDIS): ASF Data Search-Alaska</i>
Climática	Tabela de série histórica de precipitação da estação meteorológica de Piripiri	Site do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET)
Climática	Tabela de série histórica de temperatura da estação meteorológica de Piripiri	Site do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET)
Geológica	Imagem de perfil geológico do poço	Site da Rede Integrada de Monitoramento das Águas Subterrâneas (RIMAS) do Serviço Geológico do Brasil (CPRM)
Geológica	Mapa geológico do Estado de Piauí, escala 1: 1.000.000	Site dos Dados, Informações e Produtos (GeoSGB) do Serviço Geológico do Brasil (CPRM)
Hidrogeológica	Tabela de série histórica de nível freático do poço de monitoramento em Brasileira	Site da Rede Integrada de Monitoramento das Águas Subterrâneas (RIMAS) do Serviço Geológico do Brasil (CPRM)
Hidrogeológica	Tabela de dados dos poços de bombeamento em Brasileira	Site do Sistema de Informações de águas subterrâneas (SIAGAS) do Serviço Geológico do Brasil (CPRM); Projeto de Cadastro de Fontes de abastecimento por água subterrânea Piauí

Organização: Autor (2022).

Nota-se que as informações climáticas levantadas foram da estação meteorológica do município de Piripiri, localizado a 17,0 km ao sul do município de Brasileira (Figura 2). O motivo disso é a indisponibilidade desses dados no município de Brasileira, optando assim, a estação meteorológica mais próxima, e considera-se que o município de Brasileira tem a mesma taxa de precipitação que o município de Piripiri.

Após o levantamento dos dados e feito a compilação do banco de dados, logo uma análise geral desses dados foi executada, focando em: 1) análise dimensional das unidades, confirmando a uniformidade do sistema de unidades de cada informação; 2) análise de resolução dos dados, verificando a compatibilidade entre as escalas espaciais e temporais e; 3) investigação da integridade dos dados, aferindo se os dados de uma tabela existem ou não lacunas.

Depois da análise geral, foi realizado o geoprocessamento dos dados e geração de novas informações no ambiente de Sistema de Informação Geográfica (SIG). Sendo as informações geradas:

- linhas de drenagens a partir de MDT;
- mapa de direções e sentidos de fluxo de água superficial a partir de MDT;
- área da bacia hidrográfica a partir das linhas de drenagens;
- mapa de localização da área de estudo a partir de Imagem de satélite;
- mapa de localização do poço de monitoramento e dos poços de bombeamento dentro da área de estudo.

A área de estudo, ou também a área lateral do modelo numérico, foi definida por três critérios:

- 1) A área deve conter o poço de monitoramento de Brasileira;
- 2) A área deve ser delimitada lateralmente por drenagens no máximo perímetro possível.
- 3) Para fechar o polígono da área, deve projetar uma linha perpendicular à linha divisor de rio e curvas de nível, conectando as suas extremidades nas drenagens.

A definição do primeiro critério é devido à série histórica de nível freático mostrado no poço de monitoramento ser o único parâmetro de calibração do modelo. O significado para uso do segundo critério é devido a aplicação das drenagens como uma das condições de contorno, no caso condição do tipo I em que a carga hidráulica seja igual a topografia. O último critério foi adotado para fechar o polígono da área de estudo, sendo essa linha projetado pode ser empregada como condição de contorno do tipo II, o qual o fluxo hidráulico é nulo.

Depois que a área de estudo foi definida, foi verificado os poços de bombeamento que estejam dentro dessa área, e foram identificados no total a presença de 10 poços de bombeamentos (Apêndice A).

4.3. Modelo conceitual

Durante a elaboração do modelo conceitual, foram sintetizadas as informações bibliográficas junto com os dados compilados e analisados das duas fases anteriores, estabelecendo as informações sobre: o limite do modelo, o arranjo espacial e os parâmetros hidrogeológicas das unidades hidroestratigráficas, a direção e sentido do fluxo de água

subterrânea, e as variáveis do balanço hídrico subterrâneo. Além dessas informações, as simplificações e premissas sobre o modelo também foram abordados nessa fase, pois são fundamentos teóricos importantes para prosseguimento da modelagem.

4.4. Escolha do programa computacional

Como a solução analítica exige uma simplificação exagerada do modelo, foi adotado a solução numérica para o presente trabalho, e o método adotado foi dos elementos finitos devido à flexibilidade e maior precisão na representação geométrica do modelo.

Sendo assim, o programa computacional escolhido para realização das simulações numéricas foi o FEFLOW, pelo fato dele permitir a simulação do processo de fluxo de água subterrânea no meio saturado, empregando a solução numérica por métodos dos elementos finitos. Ademais, o código computacional e a interface gráfica são integrados, o que otimiza o trabalho de modelagem.

4.5. Modelo matemático

Nessa fase, o trabalho se resumiu na aplicação das informações quantitativas e qualitativas do modelo conceitual no programa computacional FEFLOW.

Primeiramente, foram inseridos os arquivos *shapefile* de linhas de drenagens, polígono da área de estudo e os pontos de localização dos poços previamente preparados no SIG para o programa de FEFLOW. Esse conjunto de dados geométricos é denominado de *supermesh* no FEFLOW.

Com os dados de limite lateral, drenagens e pontos de poço elaboradas no *supermesh*, gerou-se a malha estruturado de elementos triangulares, bidimensionais e horizontais pelo algoritmo de *triangle*, tendo em vista a sua vantagem em permitir refinamento em locais estratégicos.

Para analisar a qualidade de *mesh*, foram verificados quatro aspectos:

- 1) A integralidade do *mesh*: verificar se há locais sem elementos dentro do *mesh*.
- 2) Ângulo interno máximo: verificar a quantidade de elementos com ângulos internos maiores que 90° e 120°, quando menos triângulos obtusos, melhor é a qualidade do *mesh*.
- 3) Variação de diâmetro dos elementos: verificar se a variação de tamanho dos elementos condiz com a escala definido no modelo conceitual.

- 4) Critério de Delaunay: a violação do critério de Delaunay ocorre quando a circunferência circunscrita de um triângulo (três nós) contém quatro ou mais nós, e considera-se um *mesh* consistente quando o número de triângulo que viola o critério de Delaunay é zero.

Após a etapa de análise de qualidade de *mesh*, foram inseridos os dados de espessura da unidade hidrogeológica, tornando o modelo em uma malha de *mesh* tridimensional, e neste trabalho, o modelo é composta por camada única de elementos finitos prismáticos de base triangular.

Após a geração de *mesh* tridimensional, foram determinadas as condições de contorno, os parâmetros hidrogeológicos, a inserção do valor de carga hidráulica no primeiro dia de simulação no poço de monitoramento, e inclusão dos valores de vazão nos poços de bombeamento. Com isso, o modelo matemático preliminar foi estabelecido.

4.6. Simulação e calibração

O modelo matemático preliminar gerado na fase anterior foi simulado em regime estacionário, definindo um valor de recarga constante de 300 mm/ano uniformemente distribuído no modelo. O valor é equivalente a 20% da média de precipitação acumulada anual em Piripiri do ano 1996 até 2010, período correspondendo a série histórica antes do período simulado (Apêndice B).

Os valores de condutividade hidráulica na horizontal foram definidos como iguais para os eixos X e Y ($K_x = K_y$), e a condutividade hidráulica na vertical foi definida como uma grandeza menor que a condutividade hidráulica na horizontal ($K_z = 0,1 K_x$). Estes valores foram ajustados até que o modelo esteja calibrado, ou seja, quando a carga hidráulica calculada foi igual a carga hidráulica observada no poço de monitoramento de Brasileira no primeiro dia de simulação.

Após a calibração do modelo em regime estacionário e obtido as condições iniciais de carga hidráulica em todos os pontos no primeiro dia da simulação, foi configurado o modelo para regime transiente, inserindo duas séries temporais, uma sendo a série histórica de carga hidráulica no poço de monitoramento de Brasileira, e a outra sendo a série histórica de recarga, a qual foi posteriormente calibrado até atingir o critério de calibração.

4.6.1. Critério de calibração no regime transiente

Com o intuito de saber se o modelo foi calibrado ou não no regime transiente, adotou-se o critério de calibração como o erro de raiz quadrático médio normalizado (NRMSE) inferior a 5% da variação máxima da carga hidráulica, sendo matematicamente expressa em:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (h_c - h_0)_i^2} \quad (24)$$

$$NRMSE = \frac{RMSE}{(h_{max} - h_{min})} \quad (25)$$

Onde $RMSE$ = erro de raiz quadrático médio (m)

$NRMSE$ = erro de raiz quadrático médio normalizado (adimensional)

n = o número de dias simulados (adimensional)

h_c = carga hidráulica calculada (m)

h_0 = carga hidráulica observada (m)

h_{max} = carga hidráulica máxima observada (m)

h_{min} = carga hidráulica mínima observada (m)

4.6.2. Análise de sensibilidade

Após o modelo estar calibrado, efetuou-se a etapa de análise de sensibilidade, o qual consiste na avaliação da influência dos parâmetros de entrada sobre os resultados de carga hidráulica. Para realizar essa avaliação, foram modificados os parâmetros de entrada como condutividade hidráulica, porosidade, taxa de recarga e taxa de bombeamento em -10% e em +10%, e aplicou-se o fator que demonstra esse grau de dependência conhecida como coeficiente de sensibilidade normalizado (S_n), expresso em:

$$S_n = \frac{(RMSE_m - RMSE_o)}{\left(\frac{p_m - p_o}{p_o}\right)} \quad (26)$$

Onde S_n = coeficiente de sensibilidade normalizado

$RMSE_m$ = valor de RMSE após a modificação do parâmetro

$RMSE_o$ = valor de RMSE do modelo calibrado original

p_m = valor do parâmetro modificado

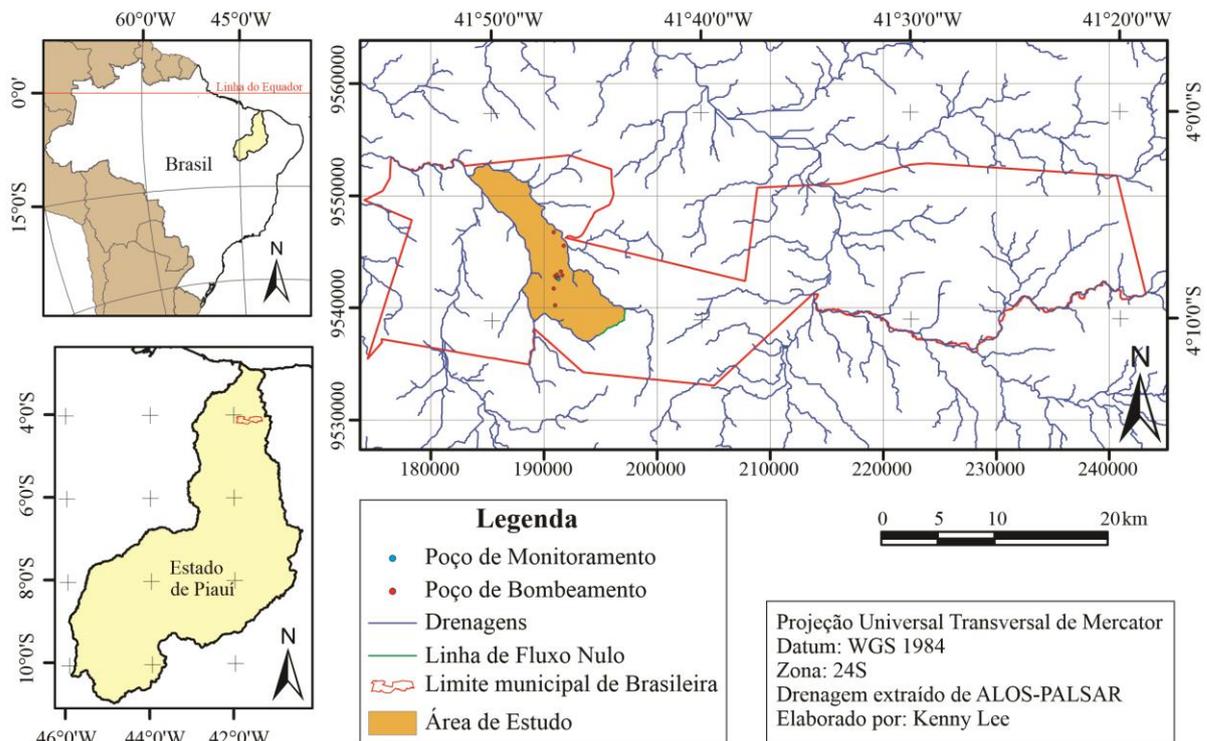
p_o = valor do parâmetro original

Quando maior o valor do coeficiente de sensibilidade, o parâmetro é considerado mais sensível, pois o resultado possui maior grau de dependência em relação a esse parâmetro, caso contrário, o parâmetro é considerado pouco sensível.

5. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Segundo IBGE (2021), o município Brasileira possui área de 880,8 km² e população estimada de 8347 habitantes. A área de estudo, no qual foi realizado a modelagem matemática, compreende uma área superficial de 69,87 km², e ela está localizada na porção oeste do município de Brasileira (Figura 7).

Figura 7 - Mapa de Localização da Área de Estudo.

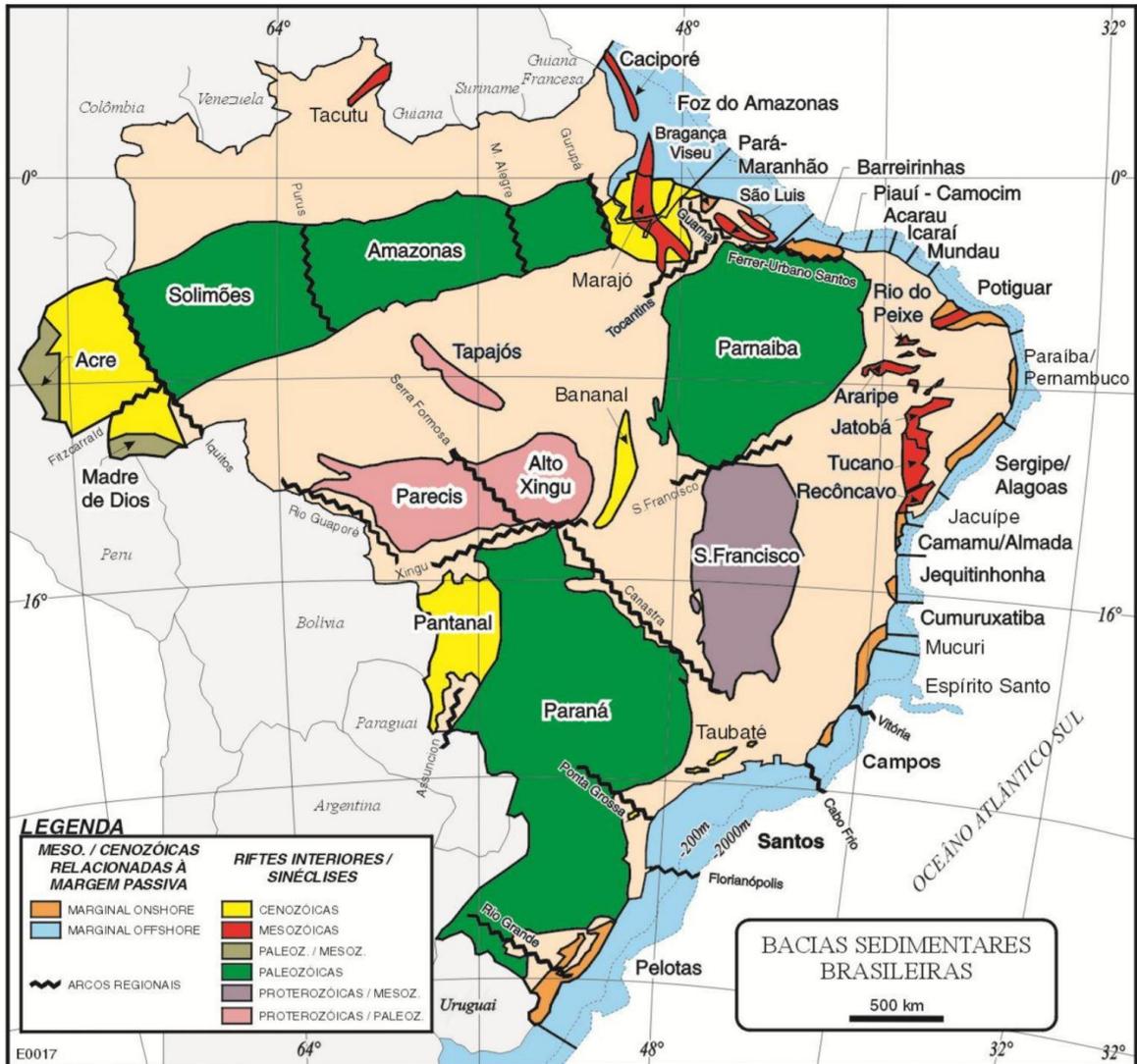


Fonte: Autor (2022).

5.1. Geologia regional

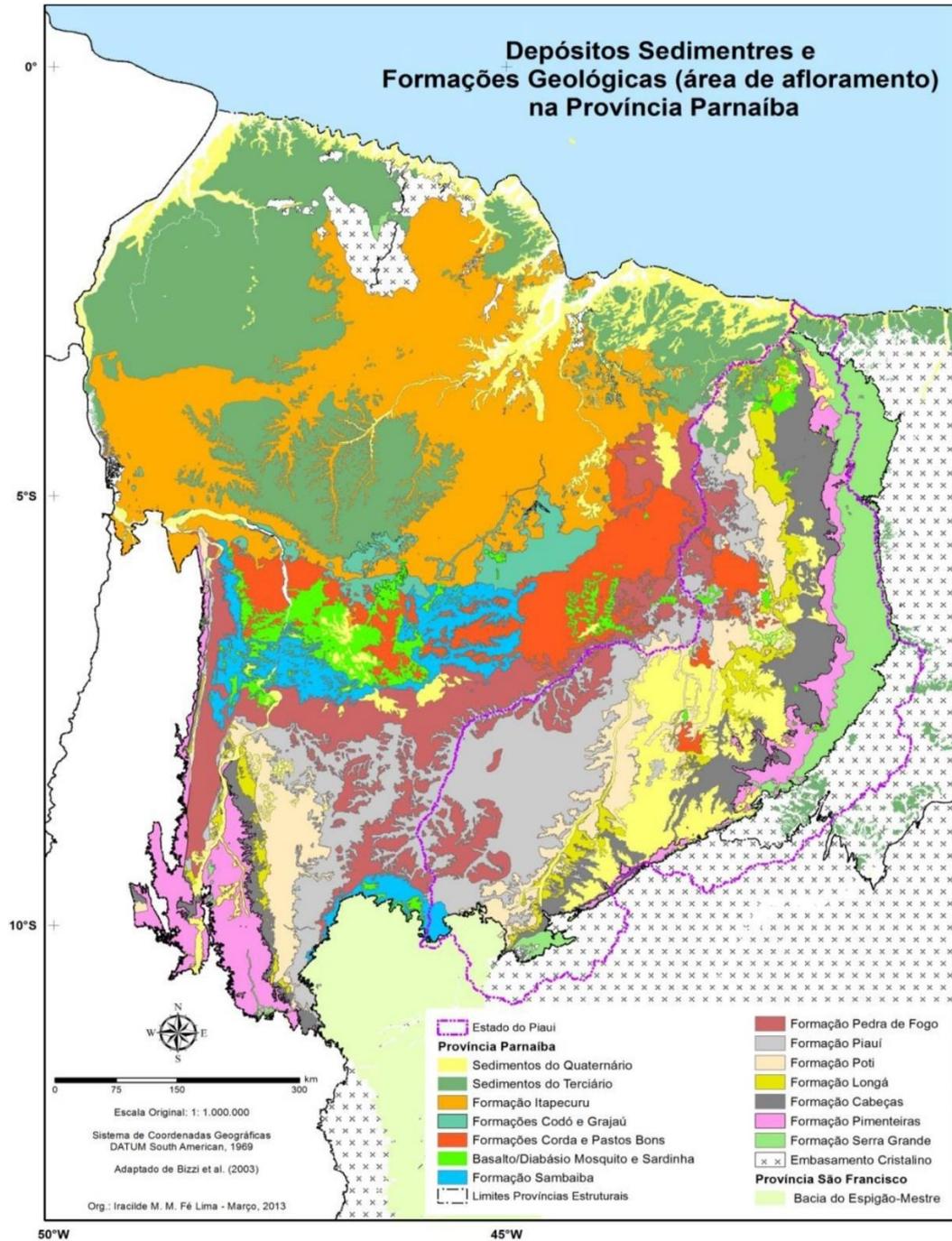
A área de estudo está no contexto geológico da Bacia Sedimentar de Parnaíba, uma bacia sedimentar intracratônica localizado no nordeste do Brasil (Figura 8 e Figura 9), com caráter evolutivo sedimentar policíclica, e segundo Caputo *et al.* (2005), o início da sedimentação na Bacia de Parnaíba ocorreu após o Ciclo Brasileiro-Panafricano, no final do Ordoviciano, assim como as outras bacias sedimentares intracratônicas como Bacia de Solimões, Amazonas e Paraná.

Figura 8 - Principais Bacias Sedimentares Brasileiras.



Fonte: Zalán (2004).

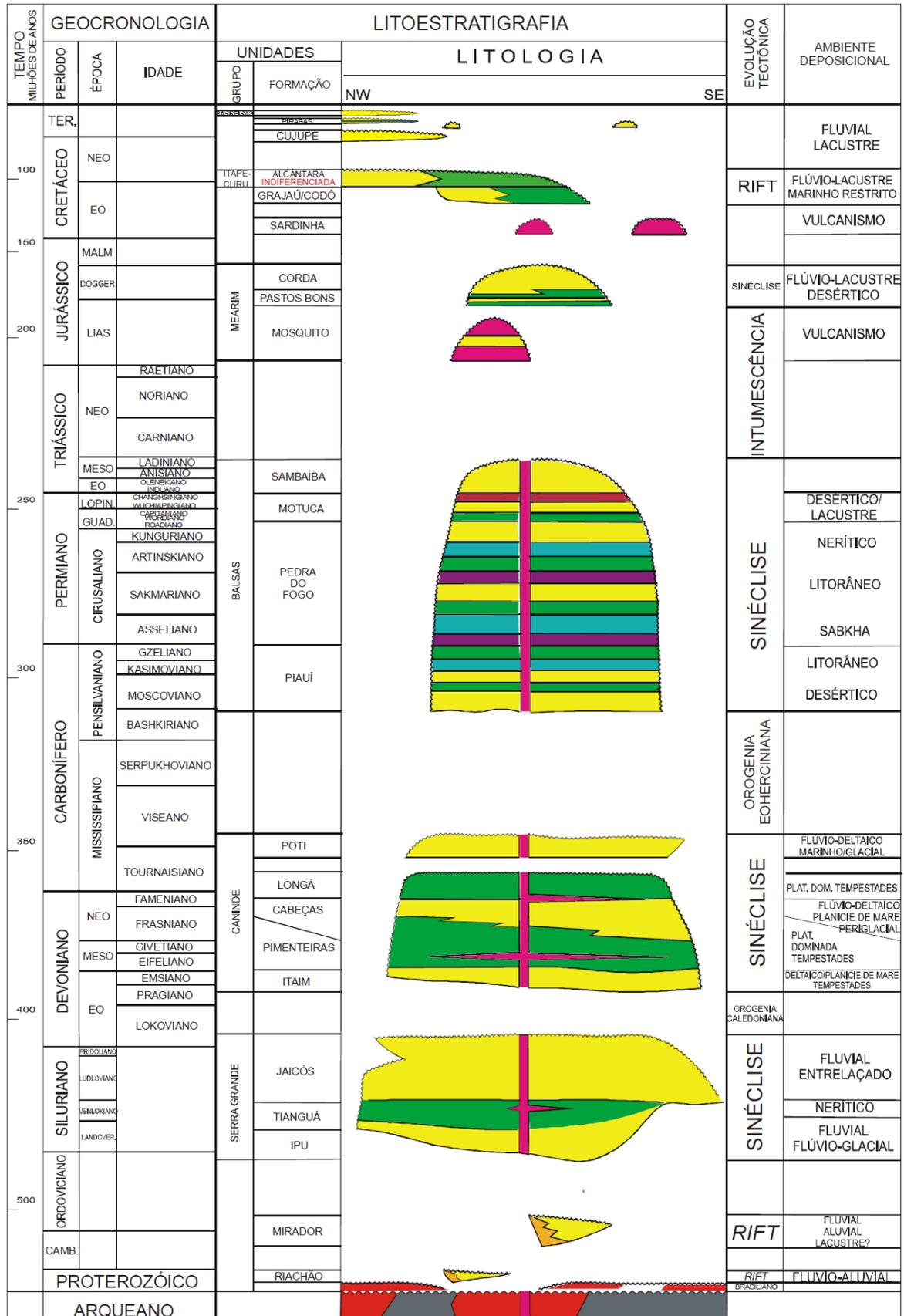
Figura 9 - Depósitos Sedimentares e Formações Geológicas na Província Parnaíba



Fonte: Lima (2013).

Sobre o registro sedimentar na Bacia sedimentar de Parnaíba, segundo Vaz *et al.* (2007), esta pode ser subdividida em cinco supersequências, separadas entre si por discordância de grande extensão, sendo elas: 1) Siluriana; 2) Mesodevoniana-Eocarbonífera; 3) Neocarbonífera-Eotriássica; 4) Jurássica; e 5) Cretácea, representados na Figura 10.

Figura 10 - Carta Estratigráfica da Bacia do Parnaíba.



Fonte: Caputo et al. (2005).

O Grupo Serra Grande, correspondente ao supersequência siluriana, segundo Vaz *et al.* (2007), possui grande extensão lateral na subsuperfície, mas área de afloramento restrito na faixa leste da Bacia do Parnaíba, com sedimentos depositados em grande variedade de ambientes. A unidade basal é a Formação Ipu, composta por conglomerado e arenito argilosa depositado em ambiente glacial, glacio-fluvial e deltaico. A unidade intermediária é a Formação Tianguá, possui contato concordante com a Formação Ipu e Formação Jaicós, e é composta por arenito arcosiano, folhelho carbonático e folhelho cinza-escuro micáceo com intercalações com siltito depositado em ambiente plataformal. A unidade de topo é a Formação Jaicós, formada por arenito grosso mal selecionado depositado em sistema fluvial.

A supersequência Mesodevoniana-Eocarbonífera é composta por cinco unidades litoestratigráficas do Grupo Canindé, depositadas discordantemente sobre o Grupo Serra Grande, sendo eles, na sequência de base para o topo: Formação Itaim; Formação Pimenteiras; Formação Cabeças; Formação Longá e Formação Poti.

A Formação Itaim, segundo Vaz *et al.* (2007), é composta por arenito de granulação fina a média, com grãos subarredondados, bem selecionados e de alta esfericidade. Possui intercalações com folhelho bioturbados na parte basal, e segundo Santos e Carvalho (2004), a unidade tem espessura baixa no leste da Bacia do Parnaíba, e o topo da unidade é coberta por arenito da Formação Pimenteiras com estratificação cruzada do tipo *hummocky*, sugerindo um ambiente deposicional deltaico e plataformal, influenciado por ondas de marés e tempestade, num sistema deposicional transgressivo.

A Formação Pimenteiras, segundo Vaz *et al.* (2007), é composta principalmente por folhelho escuro rico em matéria orgânica, com coloração cinza, esverdeada até preta. De acordo com Oliveira e Barros (1976, *apud* SANTOS; CARVALHO, 2004), no flanco leste da Bacia de Parnaíba, na região entre Piripiri e São João do Piauí, a unidade litoestratigráfica apresentou registro de rocha carbonática oolítica no afloramento, indicando um ambiente marinho com água agitada. Para Santos e Carvalho (2004), a base da Formação Pimenteiras, composta por arenito com estrutura *hummocky* indica a fácies sedimentar tempestítica, com retrabalhamento do sedimento abaixo do nível de base do mar, e a presença de folhelho com laminação *wavy* e *linsen* acima do arenito indicam um fácies sedimentar plataformal, provavelmente em ambiente marinho com lâmina d'água elevada. Essa variação de fácies sugere uma transgressão marinha durante o Mesodevoniano.

A Formação Cabeças, de acordo com Feitosa (1990), é sobreposta concordantemente com a Formação Pimenteiras, composta por arenito médio a grosso de coloração creme a esbranquiçado, frequentemente conglomerático e apresenta intercalações subordinadas de

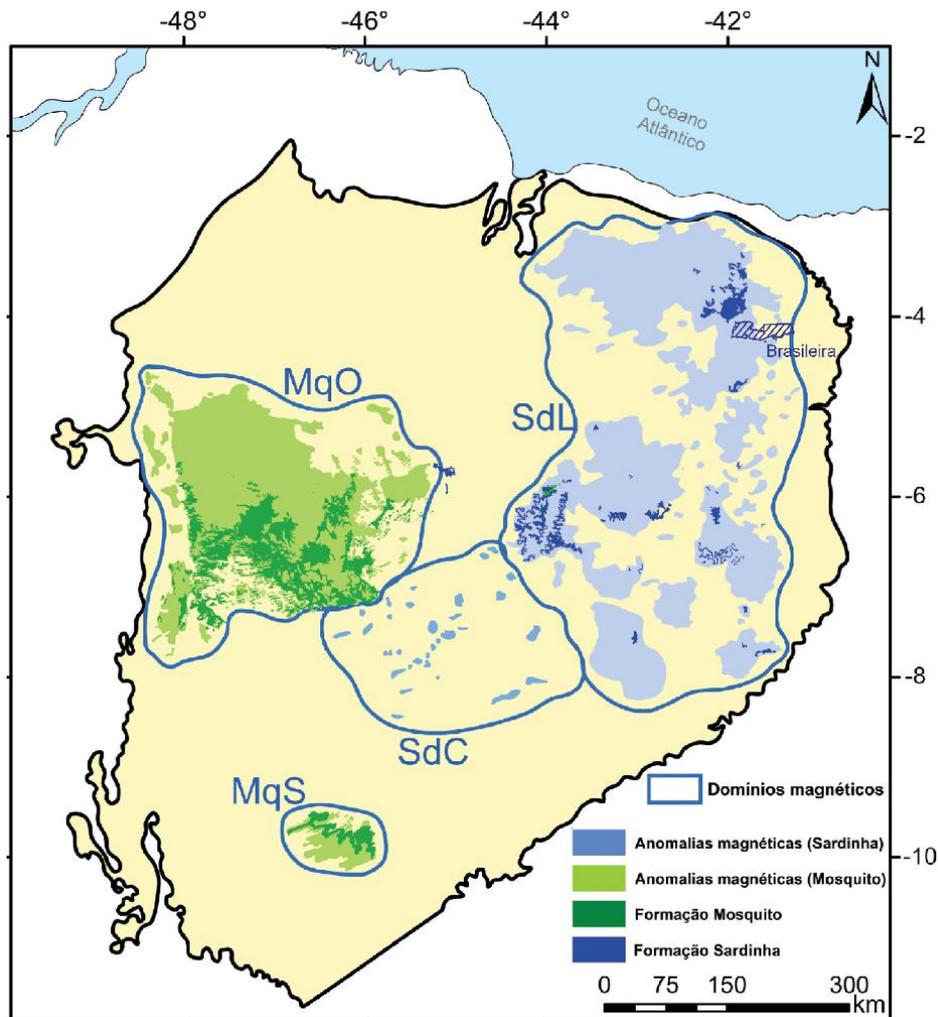
siltito e folhelho de coloração cinza e avermelhada. A estrutura sedimentar predominante para o arenito da Formação Cabeças é a estratificação cruzada tabular ou sigmoidal (VAZ *et al.*, 2007). Na parte oeste da Bacia de Parnaíba, a Formação Cabeças apresenta no topo arenito conglomerático com estratificação cruzada, enquanto que na parte leste da bacia, a formação apresenta diamictito com feições superficiais estiradas (SANTOS; CARVALHO, 2004), sugerindo um ambiente deposicional flúvio-deltaico com influência de ondas de maré.

A Formação Longá é composta principalmente por folhelho de coloração escura, esverdeada ou arroxeadada, com laminação bem definida, localmente calcíferos (FEITOSA, 1990). Segundo Lima e Leite (1979, *apud* VAZ *et al.*, 2007), a formação apresenta pacotes de arenito e siltito na porção média. Para Santos e Carvalho (2004), essa formação representa o início de uma sequência transgressiva em um ambiente de mar epicontinental ou plataformar, com a porção média mais próximo do ambiente litorânea ou transicional.

A unidade litoestratigráfica superior do Grupo Canindé é a Formação Poti, que segundo Feitosa (1990), é formada por arenito na porção inferior, siltito e folhelho com intercalação subordinada de arenito na porção superior. Segundo Júnior e Pessoa (2000), as estruturas de estratificações cruzadas e hummocky no arenito e laminações *wavy* e *linsen* no pelito da Formação Poti indicam o ambiente deposicional em planície de maré, com retrabalhamento sedimentar por ondas de tempestade, e segundo os mesmos autores, a Formação Poti geralmente ocorre como corpos contínuos ou isolados sobreposta à Formação Longá.

Durante o Mesozoico, ocorreu intrusões e extrusões de rochas ígneas na Bacia de Parnaíba, e segundo Vaz *et al.* (2007), intrusões básicas de diques e soleiras se alocaram predominantemente na supersequência Mesodevoniana-Eocarbonífera, mas também ocorreu na supersequência siluriana. Segundo os mesmos autores, em 1971, os corpos extrusivos aflorantes na Bacia de Parnaíba foram subdivididos no trabalho de Aguiar como Formação Mosquito e Formação Sardinha no estado de Maranhão. A partir do trabalho cartográfico regional pelo método de magnetometria do Mocitaiba *et al.* (2017), foi possível uma distinção geográfica entre as Formações Mosquito e Sardinha, sendo que a formação Mosquito ocorre principalmente nas bordas oeste e sul da Bacia de Parnaíba, e a formação Sardinha nas regiões centro-leste e nordeste da bacia (Figura 11). O critério adotado pelos autores foi a diferença da susceptibilidade magnética entre as rochas básicas, sendo que os valores médios observados da Formação Sardinha foram aproximadamente duas vezes maiores que os Formação Mosquito.

Figura 11 - Mapa geofísico/geológico sobre a distribuição das Formações Mosquito e Sardinha.



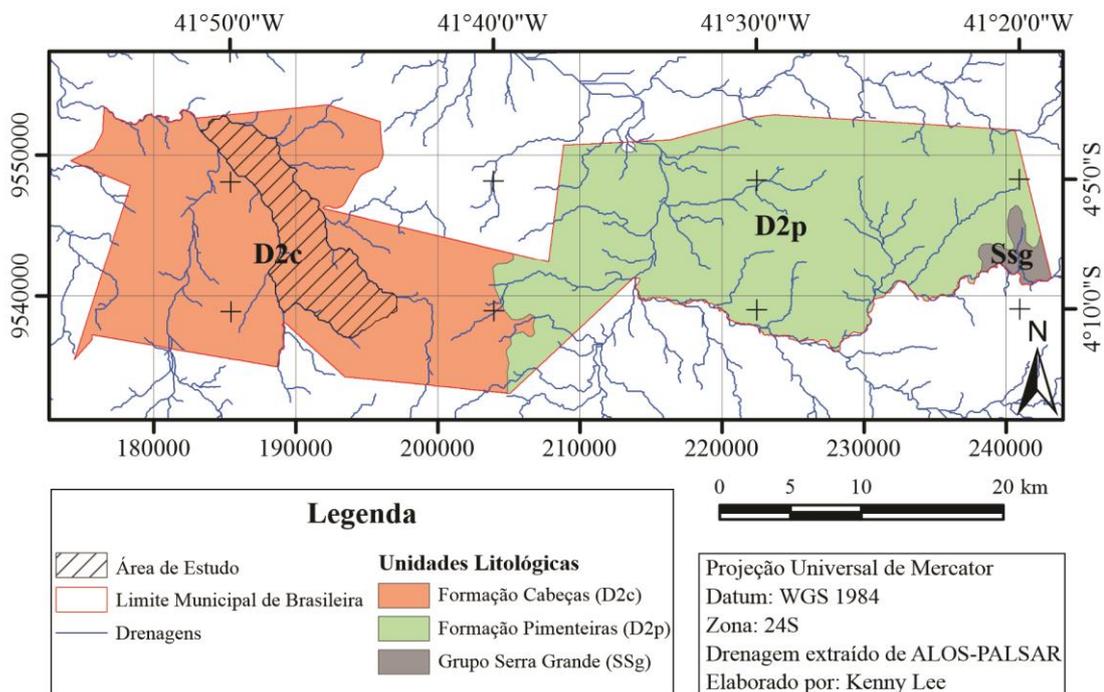
Adaptado de Mocitaiba *et al.* (2017).

Segundo Vaz *et al.* (2007), a idade média das Formações Mosquito e Sardinha foram determinados pelo Diógenes Custódio de Oliveira pelos métodos de datação K-Ar e Ar-Ar, definindo que a Formação Mosquito possui idade média de 178 Ma (Eojurássico), e 124 Ma (Eocretáceo) para Formação Sardinha. Segundo Almeida e Ré (2004), o contexto do magmatismo das Formações Mosquito e Sardinha está correlacionada à fragmentação de Pangéia e formação do Oceano Atlântico durante o Mesozóico. Conforme Milani e Thomas Filho (2000), foram dois pulsos principais de magmatismo: 1) magmatismo da Formação Mosquito, que possui correlação com o magmatismo Penatecaua nas bacias sedimentares de Solimões e Amazona no contexto do rifteamento do Atlântico Central; e 2) magmatismo da Formação Sardinha, que possui correlação com o magmatismo da Formação Serra Geral na Bacia do Paraná no contexto do rifteamento do Atlântico Sul.

5.2. Geologia local

Na escala local, afloram três unidades litológicas no município de Brasileira, no sentido leste para oeste, o Grupo Serra Grande de idade Siluriano, e duas unidades litológicas basais do Grupo Canindé (Formação Pimenteiras e Formação Cabeças) de idade Devoniano como mostra na Figura 12, e na área de estudo, a unidade litológica dominante é a Formação Cabeças.

Figura 12 - Mapa Geológico do município de Brasileira.



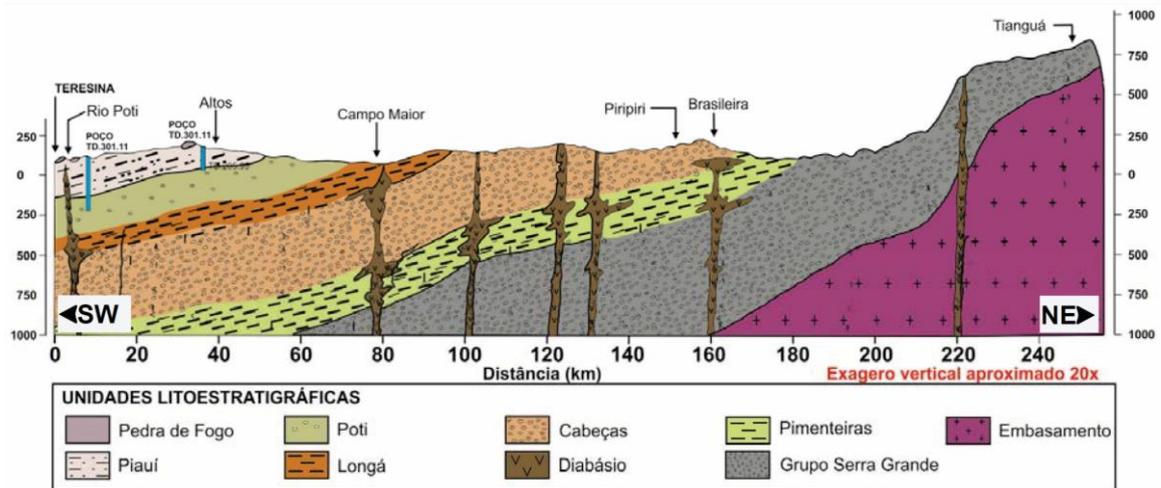
Fonte: Autor (2022).

Segundo Feitosa (1990), a espessura da Formação Cabeças pode variar entre 40 a 60 m em regiões aflorantes, aumenta progressivamente para interior da Bacia sedimentar de Parnaíba no sentido noroeste, e pode atingir espessura em torno de 250 a 300 m no depocentro.

No trabalho de Vasconcelos *et al.* (2014), foi apresentado uma seção geológica da Bacia sedimentar de Parnaíba (Figura 13), entre as cidades de Teresina, no estado de Piauí, e Tianguá, no estado de Ceará, com direção SW-NE. No perfil, foi possível observar que as camadas sedimentares possuem mergulho no sentido noroeste, assim como descrito no trabalho de Feitosa (1990), e no município de Brasileira, observou-se a presença de corpo intrusiva de diabásio, formando uma soleira logo abaixo da Formação Cabeças. A soleira de diabásio presente no município de Brasileira certamente é da Formação Sardinha, como ilustrado na Figura 11, e a presença desse diabásio pode ser confirmada no perfil contrutivo-geológico do

poço de monitoramento em Brasileira (Anexo A), o qual descreve que o corpo de diabásio está localizado a 60 m de profundidade do poço.

Figura 13 - Seção geológica esquemática da Bacia sedimentar de Parnaíba na direção SW-NE.



Fonte: Vasconcelos *et al.* (2014).

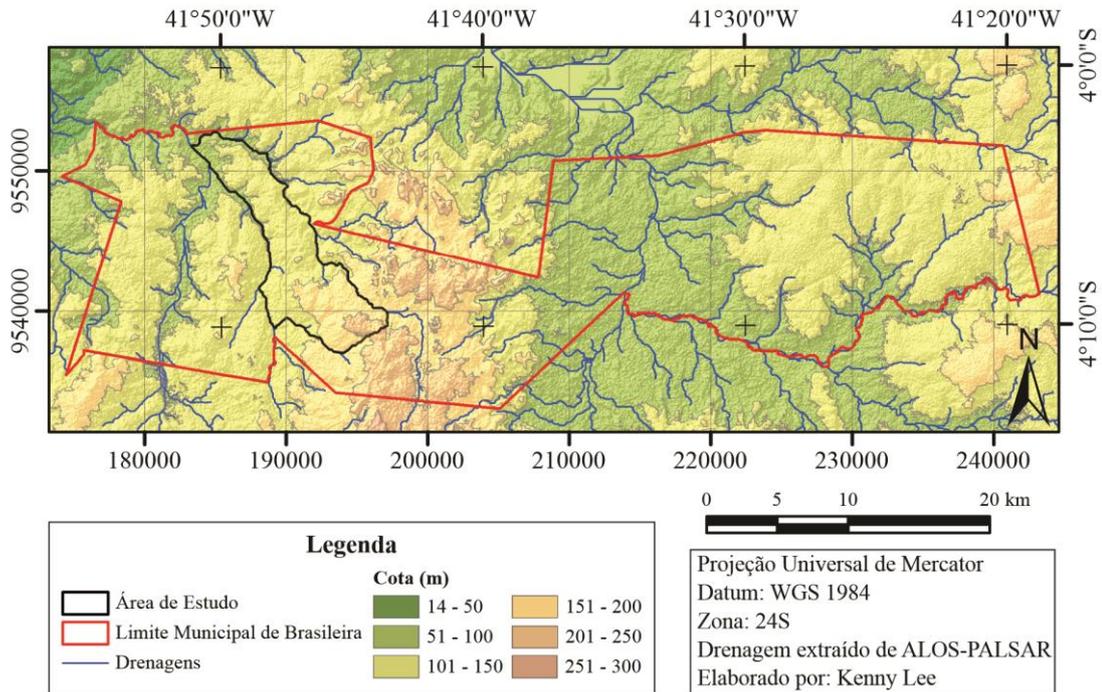
5.3. Geomorfologia

Conforme a classificação de unidades morfoestruturais do Ross (1990), grande parte do estado de Piauí se encontra nos planaltos e chapadas da Bacia do Parnaíba, e a região onde o município de Brasileira se encontra está no contexto de Superfícies Aplainadas da Bacia do rio Parnaíba (FERREIRA; DANTAS, 2010), onde a paisagem da região se mostra como uma área extensa, monótona e aplainada com baixa amplitude de relevo e baixa inclinação das vertentes, e que pode mostrar feições de dissecação por ação fluvial.

Segundo Ferreira e Dantas (2010), o domínio de Superfície Aplainadas da Bacia do rio Parnaíba engloba os municípios como Floriano, Piripiri, Campo Maior e incluindo a capital Teresina, e ele é uma vasta área sob intenso processo de erosão, caracterizando-se como uma zona rebaixada com cotas entre 50 a 300 m. Segundo os autores op. cit., o domínio está embasado sobre as rochas sedimentares da Bacia sedimentar do Parnaíba, delimitado a norte por planície costeira do Piauí, a leste pelo Planalto da Ibiapaba, e a sul por Planaltos do Alto Parnaíba e Depressão Sertaneja.

A Figura 14 mostra o mapa topográfico da região de Brasileira, sendo que a extensão de cota na área de estudo é de 84 m até 215 m, com variação máxima de 131 m. A zona sudeste da área de estudo é a parte mais elevada, e a zona noroeste como a parte mais baixa.

Figura 14 - Mapa Topográfico da região de Brasileira



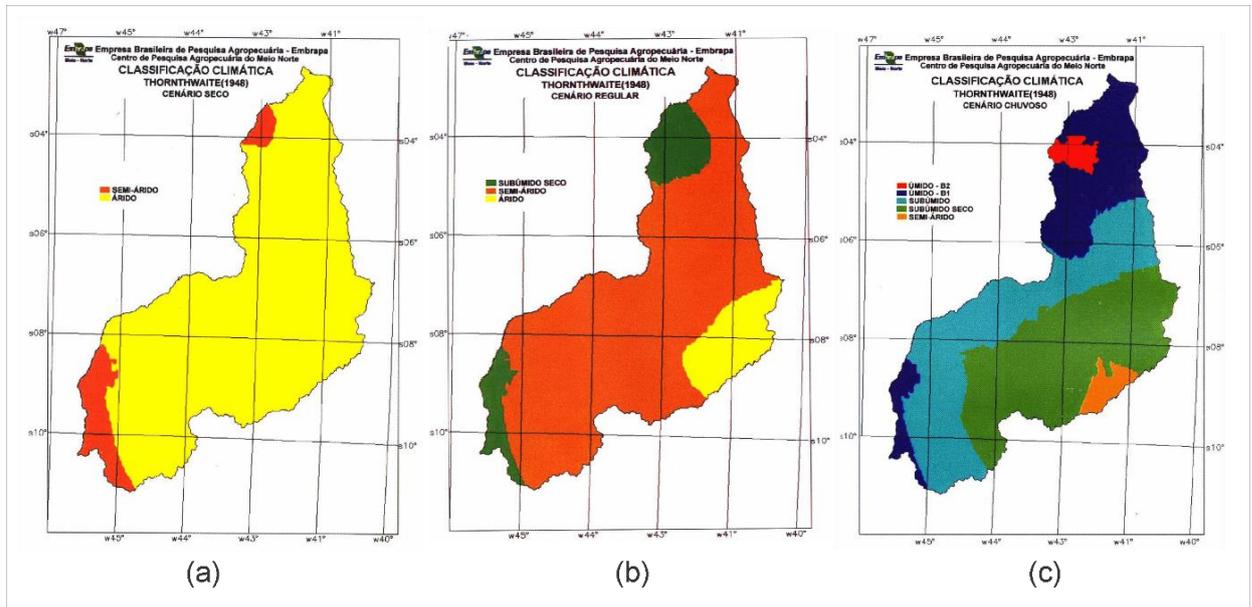
Fonte: Autor (2022).

5.4. Clima

Conforme Embrapa (2004), a classificação climática possui como objetivo de identificar áreas com características climáticas e biogeográficas similares, e segundo a classificação do Thornthwaite (1948) baseado no balanço hídrico climatológico, os tipos climáticos podem ser superúmido (A), úmido (B), subúmido (C), semiárido (D) e árido (E). Segundo Ferreira e Dantas (2010), o estado de Piauí está inserido na zona transicional morfoclimático, entre domínio das Terras Baixas florestada da Amazônia úmida a noroeste, domínio dos Chapadões tropicais subúmido do Cerrado a sudeste, e domínio das Depressões Intermontanas e Interplanálticas semiárida das Caatingas a leste.

Sob perspectiva dinâmica do clima, uma região pode ter características climáticas muito distinta para períodos diferente de tempo, dessa forma, no trabalho de Embrapa (2004), o estudo de classificação climática no estado de Piauí foi realizada a partir de três cenários pluviométricos: 1) cenário pluviométrico seco; 2) cenário pluviométrico regular; e 3) cenário pluviométrico chuvoso, cujo os resultados estão compilados na Figura 15. Segundo esses resultados, o município de Brasileira pode ser classificado como clima árido (E) no cenário seco, clima semiárido (D) no cenário regular, e clima úmido (B) no cenário chuvoso.

Figura 15 - Classificação Climática do Estado de Piauí segundo os três cenários pluviométricos



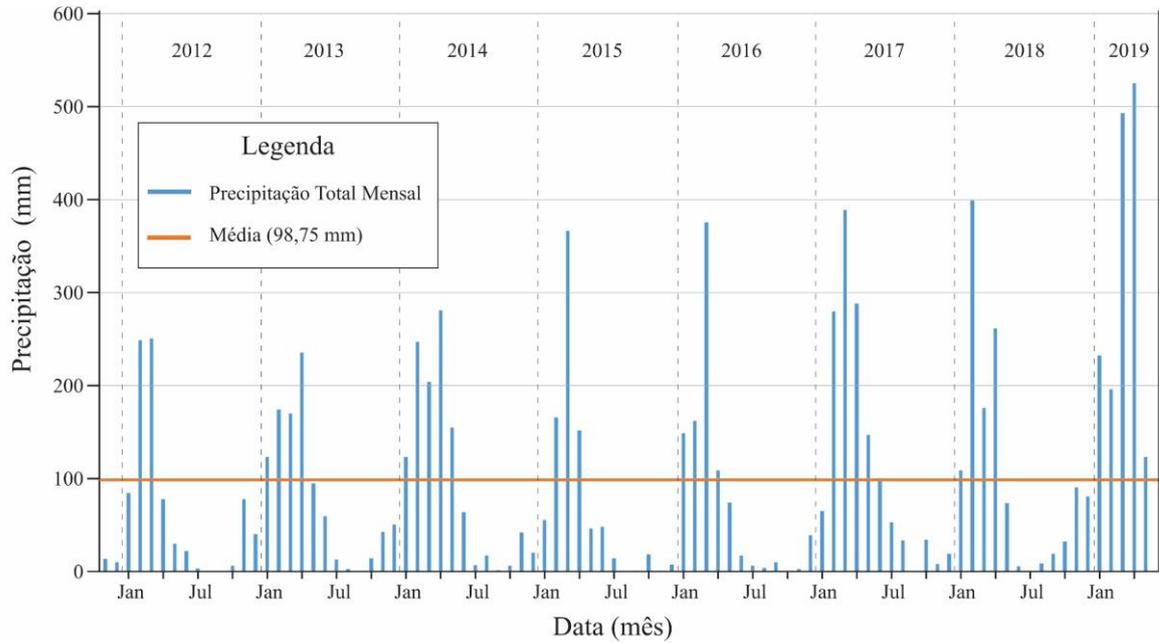
Legenda: a) Classificação climática do estado de Piauí no cenário seco; b) Classificação climática do estado de Piauí no cenário regular; c) Classificação climática do estado de Piauí no cenário chuvoso.

Fonte: Embrapa (2004).

Essa variação de comportamento pode ser observada na série histórica de precipitação total mensal da estação meteorológica convencional do município de Piri-piri (Figura 16), localizado a 17,0 km do município de Brasileira (Figura 2). A série histórica mostra um padrão de altos e baixos valores de precipitação mensal acumulada, com média de 98,75 mm.

Observa-se que nos meses de janeiro a abril, a precipitação total mensal é acima da precipitação média, ocasionando os períodos de chuva concentrada. Por outro lado, nos meses de julho a novembro, a taxa de precipitação é bastante baixa, resultando em períodos de estiagem.

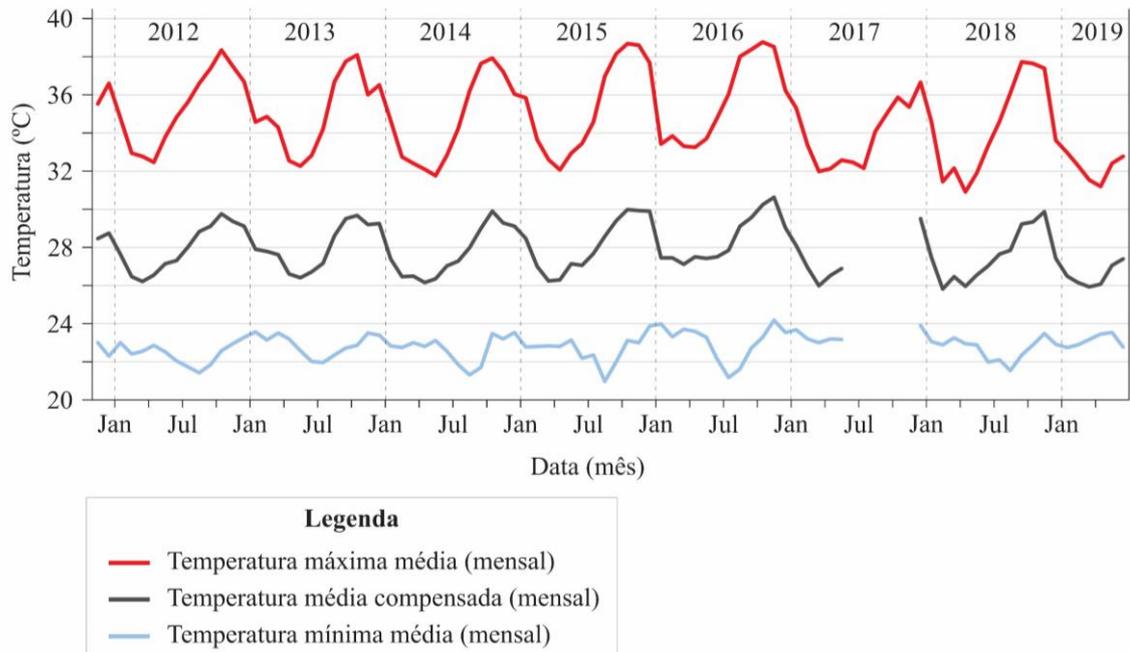
Figura 16 - Série histórica de precipitação total mensal da estação meteorológica de Piripiri (PI).



Fonte: Autor (2022), elaborado a partir de dados do INMET.

Em relação à temperatura, a área se caracteriza por ter temperatura média na faixa de 26°C a 30°C, com maior variação de temperatura máxima ao longo de um ano (31°C a 38°C) e menor variação de temperatura mínima ao longo de um ano (21°C a 24°C) como mostra na Figura 17. Observa-se que os menores valores de temperatura máxima estão nos meses de janeiro e maio, coincidindo com o período de maior concentração de chuva, e os valores mais elevados de temperatura nos meses de julho a novembro, coincidindo com o período de estiagem.

Figura 17 - Série histórica de temperatura da estação meteorológica convencional de Piriipiri (PI).

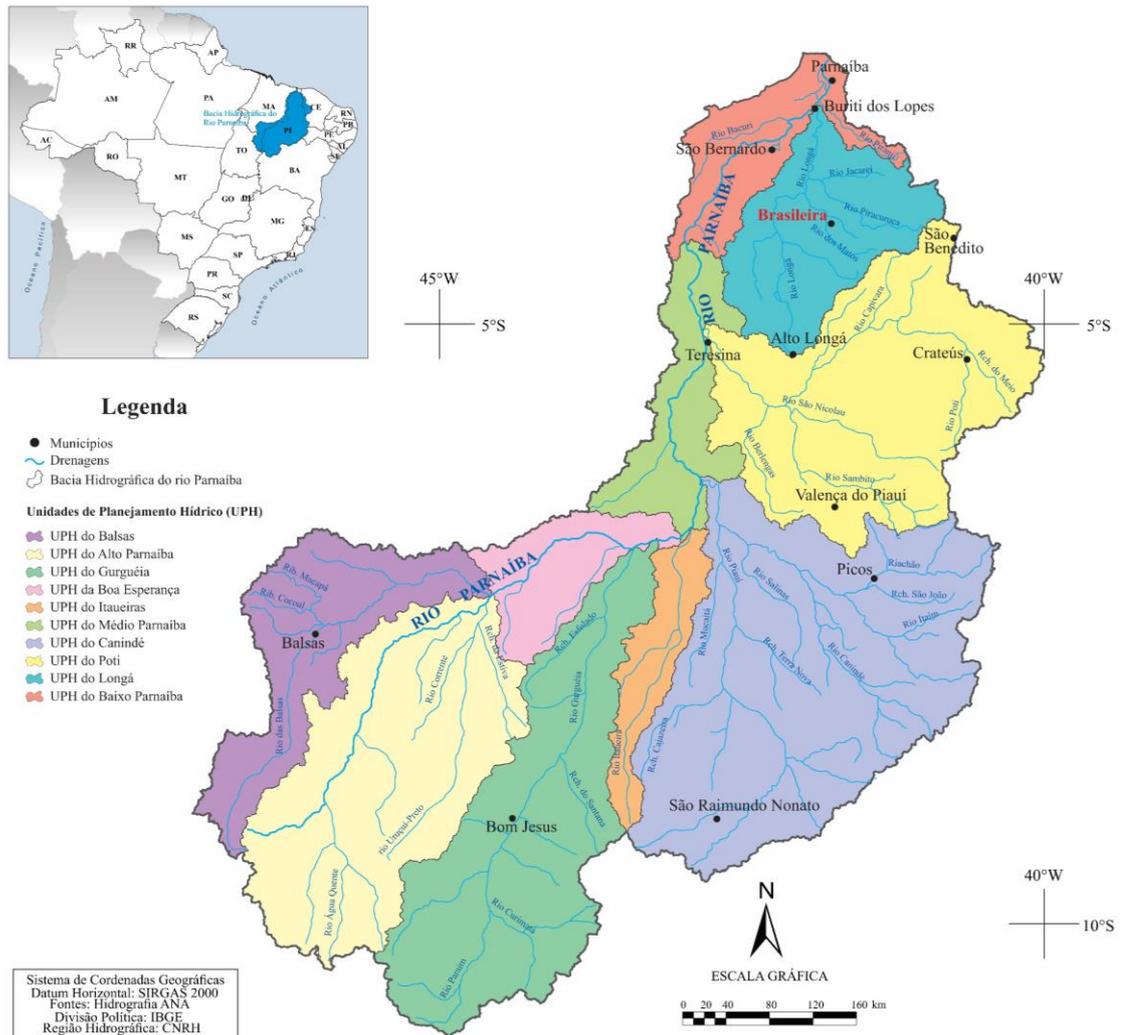


Fonte: Autor (2022), elaborado a partir de dados do INMET.

5.5. Hidrogeologia

No contexto das águas superficiais, o município de Brasileira está inserido na Bacia hidrográfica do rio Parnaíba, dentro da Unidade de Planejamento Hídrico do Longá (Figura 18). A nascente do rio Longá se localiza na região do município de Alto Longá (PI), e deságua no Rio Parnaíba no município de Buriti dos Lopes (PI), percorrendo cerca de 300 km no sentido Sul-Norte. Na escala local, o município de Brasileira é drenado por água do rio dos Matos e rio Piracuruca.

Figura 18 - Unidades de Planejamento Hídrico da bacia hidrográfica do rio Parnaíba, com destaque para município de Brasileira.



Adaptado de ANA (2020) e ANA (2018).

No contexto das águas subterrâneas, o município de Brasileira é reconhecido por três domínios hidrogeológicos das rochas sedimentares. As rochas pertencem às unidades litoestratigráficas da Bacia sedimentar do Parnaíba, sendo Grupo Serra Grande, Formação Pimenteiras e Formação Cabeças (Figura 12).

O Grupo Serra Grande ocupa 1,5% da área no leste do município, litologicamente constituído por arenito e conglomerado, e é uma unidade hidrogeológica classificada como aquífero poroso livre. Segundo CPRM (2004), a unidade apresenta potencial hidrogeológico médio.

A Formação Pimenteiras estende-se por cerca de 50,5% da área centro-leste do município, constituído predominantemente de folhelho, uma rocha de baixa permeabilidade, e

é uma unidade hidrogeológica classificada como aquíclode. Embora a unidade apresenta baixo potencial hidrogeológico, segundo CPRM (2004), a unidade ainda é uma opção para extração de água subterrânea devido à ocorrência de níveis arenosos de boa permeabilidade.

A Formação Cabeças abrange por volta de 48,0% da área centro-oeste do município, litologicamente formado por arenito médio, e a unidade é qualificada como um aquífero poroso livre. Segundo CPRM (2004), a unidade apresenta boas condições de permeabilidade e de porosidade, indicando alto potencial hidrogeológico.

Dessa forma, o aquífero Cabeças é uma importante fonte de água subterrânea para o município de Brasileira, porque além do aquífero ter boas condições hidrogeológicas, a população local depende desse recurso hídrico nos períodos de seca, já que toda a área urbana se localiza sobre o aquífero.

5.5.1. Parâmetros hidrogeológicos

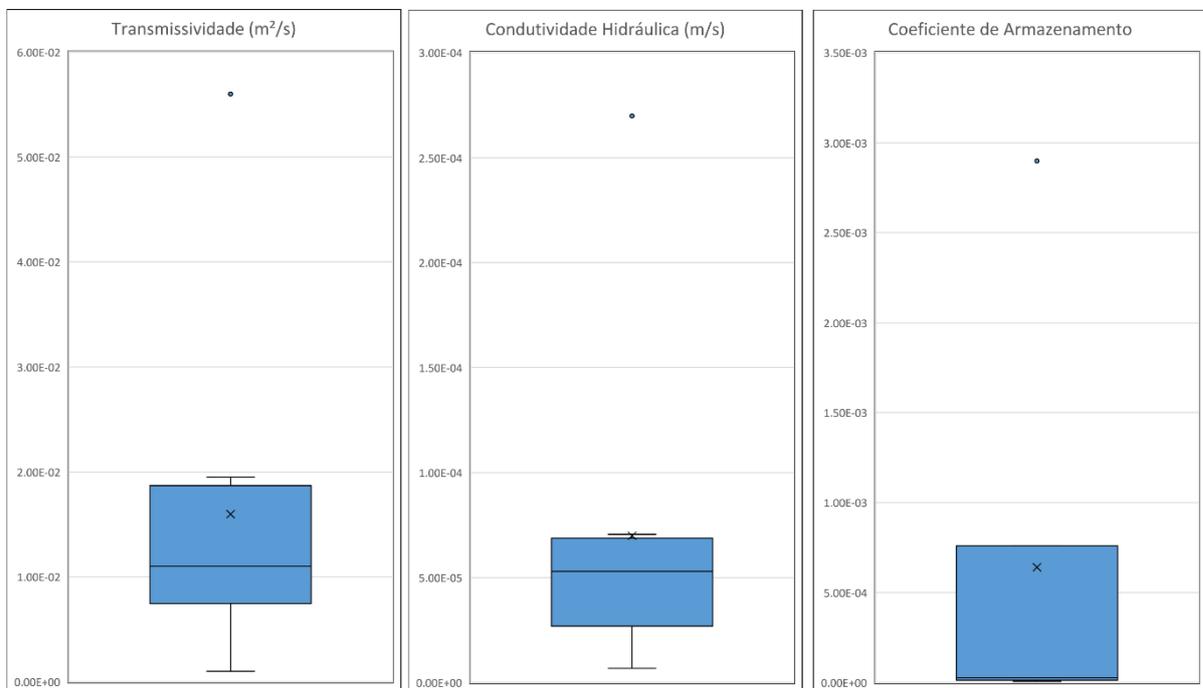
A unidade hidroestratigráfica da área de estudo é um aquífero poroso livre, composta por arenito médio da Formação Cabeças, com intercalação de folhelho branco avermelhado na profundidade entre 10 a 20 m (Anexo A). Os parâmetros hidrogeológicos como transmissividade, condutividade hidráulica e coeficiente de armazenamento para Formação Cabeças foram compilados na Tabela 1 e na Figura 19.

Tabela 1 - Parâmetros hidrogeológicos da Formação Cabeças.

Fonte de dado	Transmissividade (m ² /s)	Condutividade Hidráulica (m/s)	Coefficiente de Armazenamento
Feitosa (1990)	$1,35 \cdot 10^{-2}$	$5,56 \cdot 10^{-5}$	$2,66 \cdot 10^{-5}$
	$1,95 \cdot 10^{-2}$	$7,05 \cdot 10^{-5}$	$1,96 \cdot 10^{-5}$
	$1,79 \cdot 10^{-2}$	$6,70 \cdot 10^{-5}$	$1,38 \cdot 10^{-5}$
	$9,90 \cdot 10^{-3}$	$4,30 \cdot 10^{-5}$	-
	$5,00 \cdot 10^{-3}$	$1,09 \cdot 10^{-5}$	-
Brasil / SUDENE (1975)	$1,10 \cdot 10^{-2}$	$5,30 \cdot 10^{-5}$	$7,60 \cdot 10^{-4}$
SEMAR (2010)	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$5,3 \cdot 10^{-5}$	$7,6 \cdot 10^{-4}$
	$1,0 \cdot 10^{-3}$ (mín) $5,6 \cdot 10^{-2}$ (máx)	$6,8 \cdot 10^{-6}$ (mín) $2,7 \cdot 10^{-4}$ (máx)	$6,0 \cdot 10^{-6}$ (mín) $2,9 \cdot 10^{-3}$ (máx)

Organização: Autor (2022).

Figura 19 - Diagrama de caixa dos valores de transmissividade, condutividade e coeficiente de armazenamento da Formação Cabeças.



Fonte: Autor (2022)

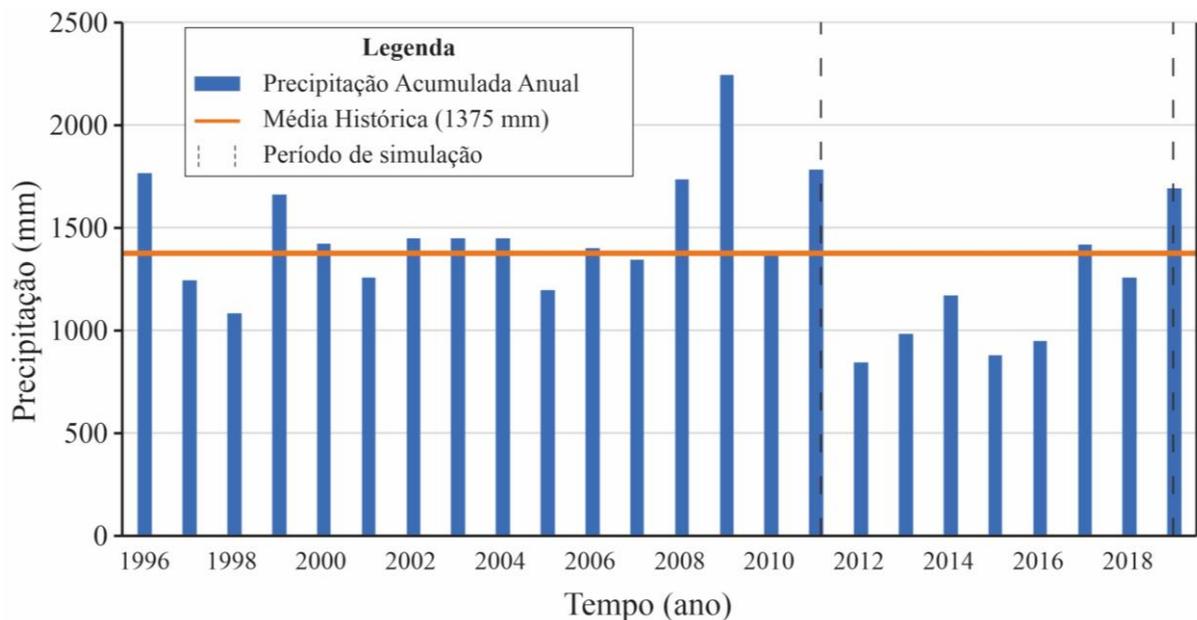
Sobre o parâmetro de porosidade, no trabalho da Vettorazzi (2012), foram realizadas análises granulométricas de 13 amostras superficiais do arenito da Formação Cabeças, na região central da Bacia de Parnaíba, resultando valores entre 19% a 30%. Entretanto, devido à origem superficial das amostras coletadas, o intervalo de valor obtido deve ser maior do que esperado. Para Cunha *et al.* (2008 *apud* MACHADO, 2019), a porosidade do arenito da Formação Cabeças varia entre 9% a 21%, e no trabalho de laboratório de Freitas Filho (2018), o arenito amarelo mostrou porosidade aparente entre 6,11% a 8,67%, com taxa de absorção de água na média de 3,05%. No mapa potenciométrico do aquífero Cabeças elaborado por CPRM (2009), a porosidade efetiva foi definida como 3%.

6. RESULTADOS

6.1. Análise pluviométrica

A influência do último episódio de grande seca na região do semiárido brasileiro pode ser observada pela redução de precipitação durante os anos de 2012 a 2016 (Figura 20). Essa redução de precipitação foi o pior cenário hídrico visto nas duas últimas décadas, atingindo o mínimo de 842,5 mm em 2012, valor equivalente a 61,3% da média histórica.

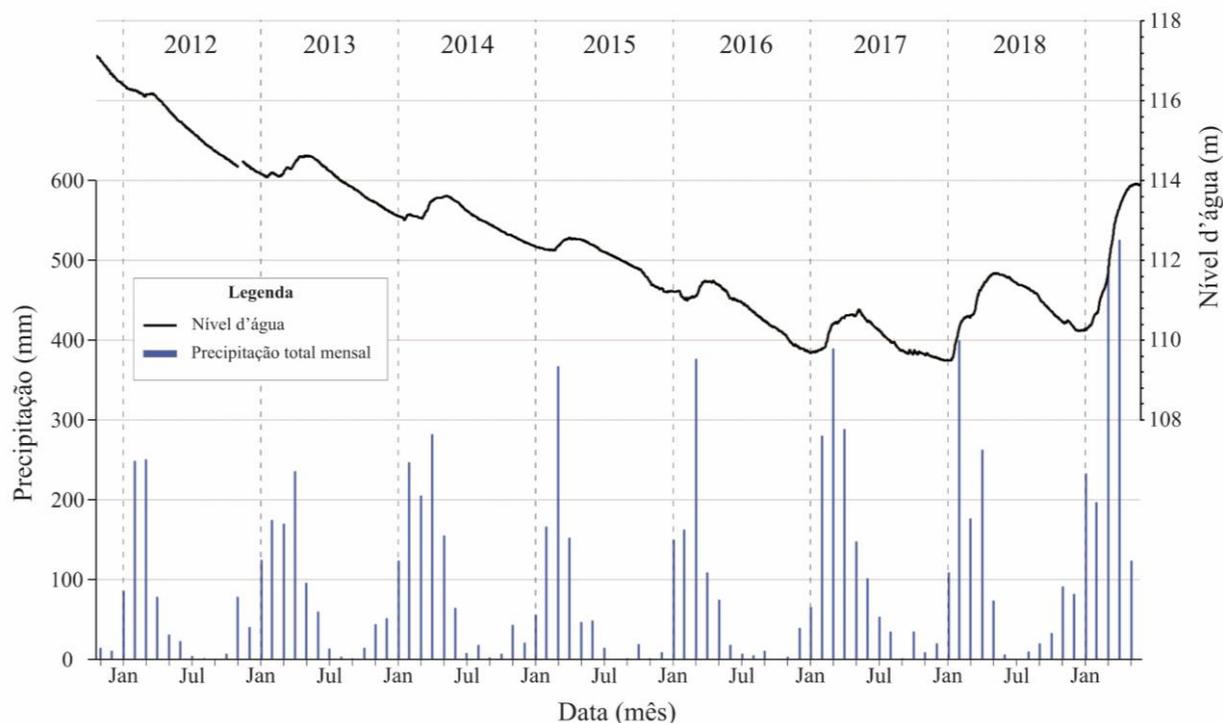
Figura 20 - Série histórica de precipitação acumulada anual na estação meteorológica convencional de Piripiri.



Fonte: Autor (2022)

Outra evidência de seca é mostrada na série histórica do nível d'água no poço de monitoramento do município de Brasileira (Figura 21), com uma queda do nível freático desde novembro de 2011 até fevereiro de 2017, atingindo o valor de rebaixamento igual a 7,5 m.

Figura 21 - Série histórica do nível d'água no poço de monitoramento em Brasileira e precipitação acumulada mensal da estação meteorológica convencional de Piripiri.



Fonte: Autor (2022), elaborado a partir de dados de RIMAS e INMET.

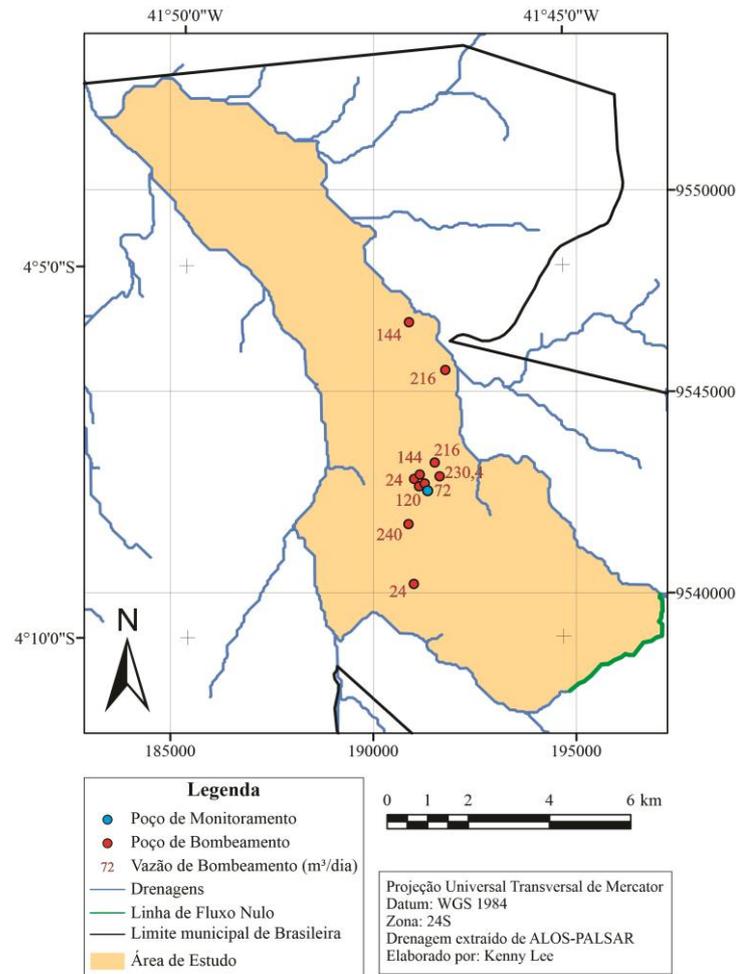
Nota-se que a recarga no aquífero ocorre mesmo no período de seca, indicada pela pequena subida do nível d'água nos meses de fevereiro a maio na Figura 21. Esses aumentos de nível d'água ocorrem em momentos logo após os valores máximos de precipitação em cada ano, sugerindo que a recarga ocorre de forma irregular ao longo de um ano, e diretamente correlacionada com a irregularidade do volume de água precipitada.

O fim do evento de seca acontece no ano de 2017, evidenciado pelo retorno das condições normais de precipitação com valores próximo da média histórica, e pela intensificação progressiva da recarga, com elevação significativo de nível d'água.

6.2. Modelo conceitual

Dentro da área de estudo, foram identificados no total 10 poços de bombeamento cadastrados no SIAGAS, sendo os dados compilados no Apêndice A, e a distribuição geográfica com os valores de vazão em m^3/dia mostrados na Figura 22.

Figura 22 - Distribuição dos poços de bombeamento e poço de monitoramento na área de estudo.



Fonte: Autor (2022).

O arranjo espacial do modelo conceitual compreende um polígono com eixo principal na direção NW-SE, com área de 69,87 km². O limite oeste, norte e leste do modelo conceitual hidrogeológico foi definido por linhas de drenagens extraído do MDT (satélite ALOS-PALSAR), e o limite sul do modelo foi definido por uma linha perpendicular à linha divisor de rio e linhas topográficas, que possui significado hidrológico de fluxo nulo na direção perpendicular (Figura 22).

A base do modelo foi delimitada por uma soleira de diabásio na cota de 77 m, e o topo do modelo definido pelo MDT, sendo que a cota do terreno do poço de monitoramento de Brasileira igual a 137 m.

Para direção e sentido do fluxo de água subterrânea, adotou-se a premissa em que o fluxo de água subterrânea seja equivalente ao fluxo de água superficial, com direção principal NW-SE, e no sentido noroeste.

Em relação às variáveis do balanço hídrico subterrâneo, a principal variável de entrada de água é a recarga do aquífero, sendo ela uma parcela da quantidade de chuva infiltrada no subsolo, e as variável para saída de água são fluxos de base para os rios e 10 poços de bombeamento constatados na área de estudo.

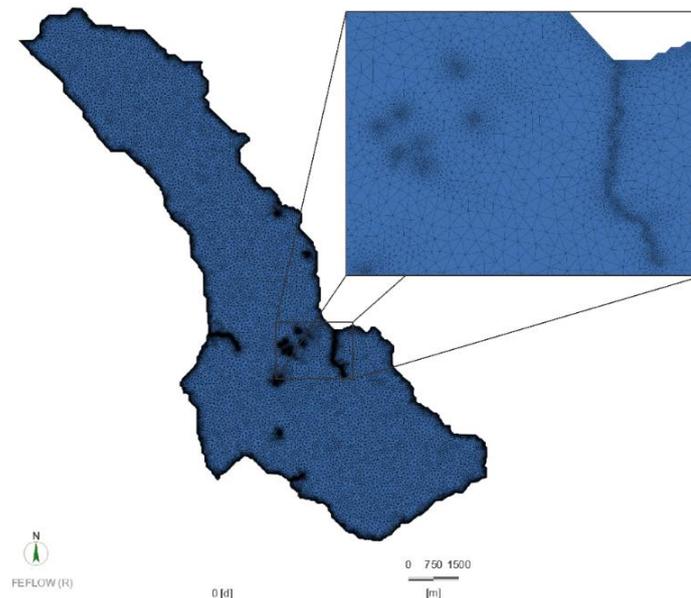
As simplificações e premissas adotadas para o modelo conceitual foram:

- A área do modelo compreende por camada única do aquífero Cabeças, sendo este um aquífero livre poroso, litologicamente homogêneo, contínuo e com base horizontal;
- Toda a área do modelo compreende a zona de recarga do aquífero Cabeças;
- O intervalo onde ocorre intercalação de folhelho com arenito não foi considerado como uma nova unidade hidroestratigráfica, pois não há dados suficientes para comprovar a sua extensão lateral, adotando-se então que as intercalações de arenito com folhelho não possuem influência significativa nos parâmetros hidrogeológicos na escala do trabalho;
- Admite-se que a soleira de diabásio seja horizontal e impermeável;
- Admite-se que a base inferior do modelo seja delimitada por um plano horizontal e sem fluxo de água na direção vertical, pois tanto a soleira de diabásio quanto a Formação Pimenteiras não devem permitir fluxo de água no sentido vertical;
- Por considerar o modelo com uma base horizontal impermeável, presumir que a linha divisora de água subterrânea seja coincidente com a linha divisora de água topográfica se torna válida, pois a base horizontal anula o efeito da influência da geometria do aquífero, e a topografia se torna o fator principal para determinar a linha divisora de água subterrânea;
- Para direção e sentido do fluxo de água subterrânea, adotou-se a premissa em que o fluxo de água subterrânea seja equivalente ao fluxo de água superficial, com direção principal NW-SE, e no sentido noroeste, pois considerando a base do modelo como horizontal e impermeável, a topografia se torna o fator dominante para direcionamento do fluxo d'água subterrânea;
- Assume-se que a água é o único fluido no sistema, e que se comportar como um fluido incompressível, estabelecendo a invariabilidade da densidade ao longo do tempo.

6.3. Modelo matemático numérico

A tradução das informações sintetizadas na fase de modelo conceitual no programa computacional FEFLOW gerou o *supermesh*, e em seguida, foi criada uma malha de *mesh* bidimensional horizontal pelo algoritmo *Triangle* como mostra na Figura 23. A malha de *mesh* horizontal bidimensional contém 62.842 elementos e 33.050 nós. Observa-se que os triângulos gerados possuem tamanho reduzido ao redor do poço de monitoramento, dos poços de bombeamento, das drenagens e nas bordas do modelo.

Figura 23 - Geração de mesh horizontal bidimensional no FEFLOW.



Fonte: Autor (2022).

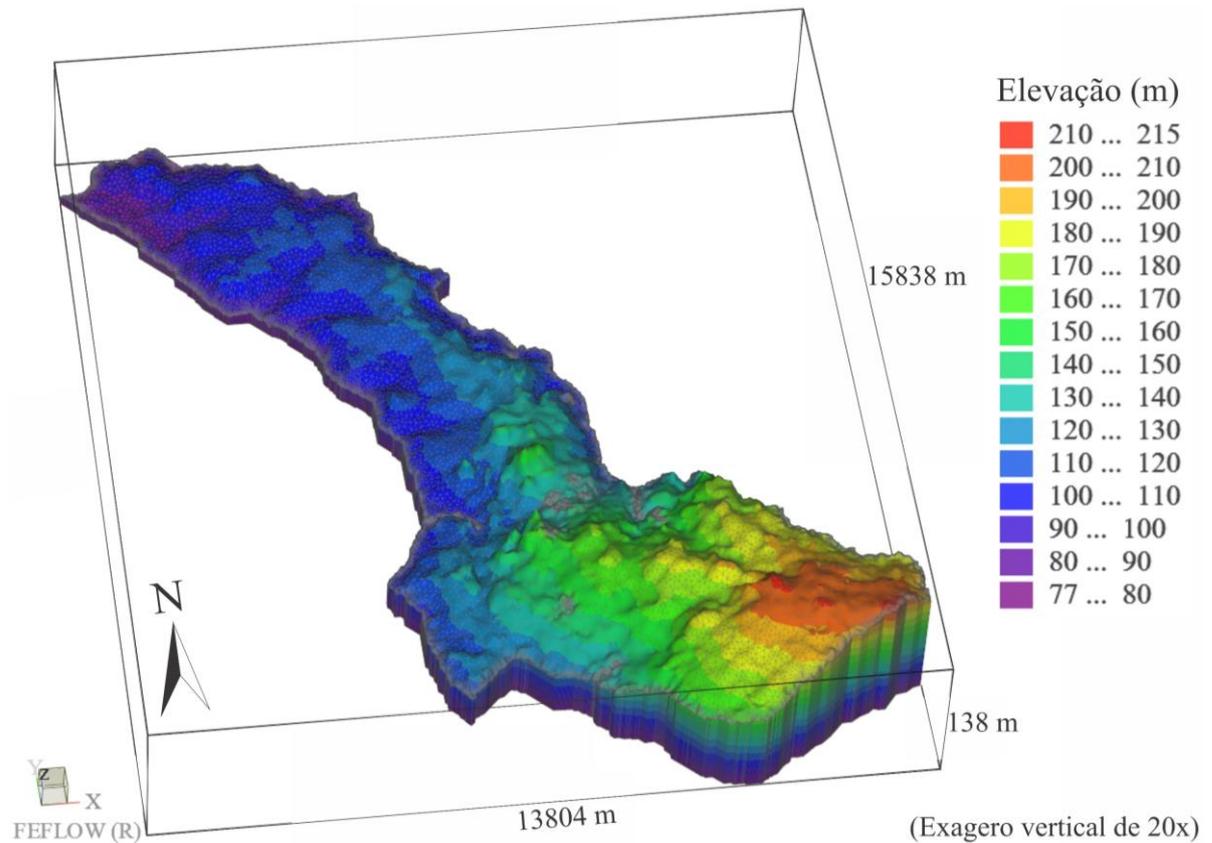
Sobre a qualidade do *mesh*, os triângulos gerados completaram toda a área do modelo, sem deixar nenhum espaço vazio. Sobre os ângulos internos máximos, nenhum triângulo (0,0%) teve ângulo interno maior que 120° , e 13,2% dos triângulos tiveram ângulo interno maior que 90° , assim, pode-se afirmar que os triângulos possuem alta similaridade geométrica entre si. Além disso, nenhum dos triângulos (0,0%) violaram o critério de Delaunay, indicando que a malha de *mesh* gerada possui aptidão para prosseguir nas fases de simulações numéricas, com baixa probabilidade de instabilidade durante o processamento computacional.

Os triângulos gerados possuem na média 10 m de diâmetro nas regiões mais refinadas como nos poços, nas drenagens e na borda do modelo, e média de 100 m de diâmetro nas demais regiões. Dessa forma, os triângulos com média de 10 m de diâmetro estão numa escala satisfatória, pois são próximos e menores que a escala do MDT de 12,5 m, e os triângulos com

média de 100 m de diâmetro também são adequados, uma vez que não são áreas de grande importância, fazendo com que o tempo de processamento computacional seja significativamente reduzido.

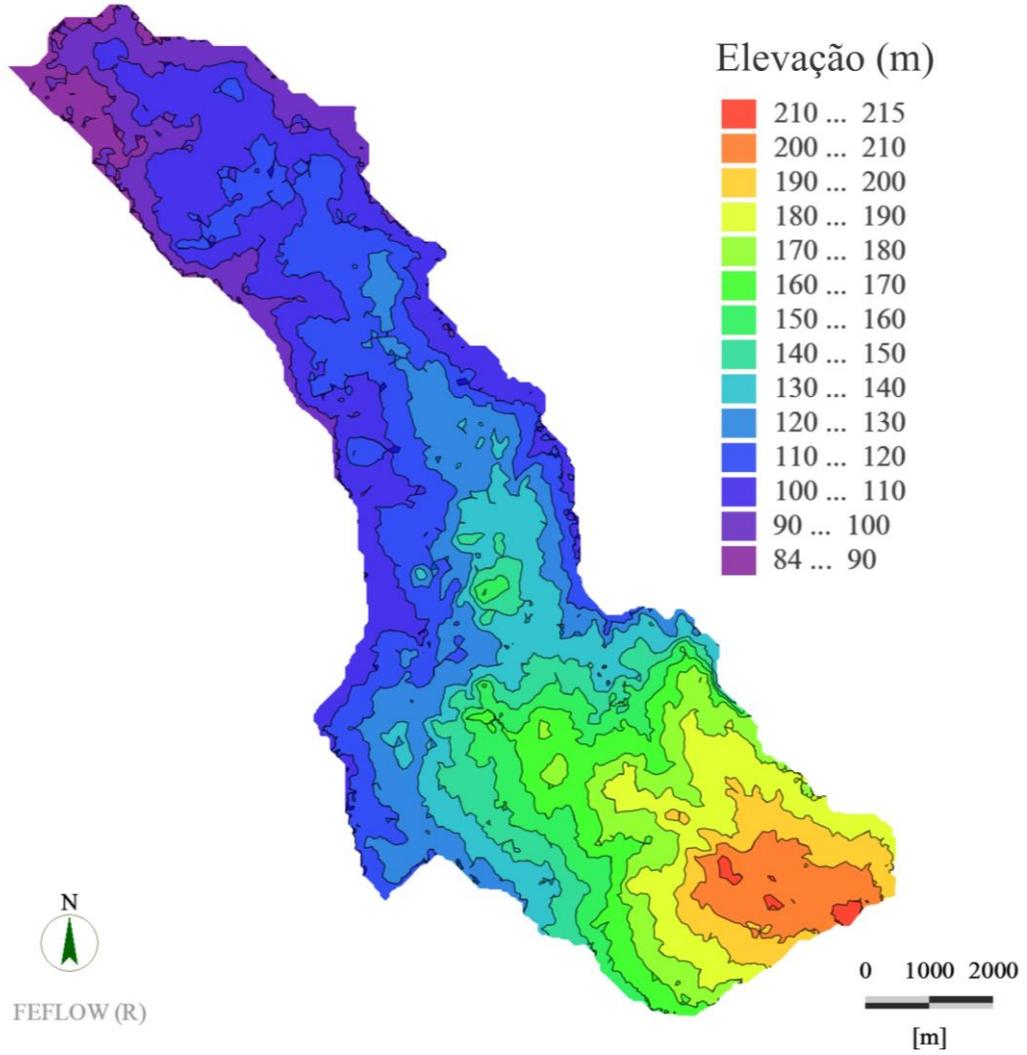
Após a inserção dos dados verticais do MDT na malha de *mesh* horizontal bidimensional, obteve-se a malha de *mesh* tridimensional composta por uma camada de elementos finitos prismáticos de base triangular como mostra na Figura 24, e outros produtos como mapa topográfico (Figura 25), e mapa de distribuição de espessura da Formação Cabeças na área de estudo (Figura 26).

Figura 24 - Malha de *mesh* tridimensional com distribuição de elevação.



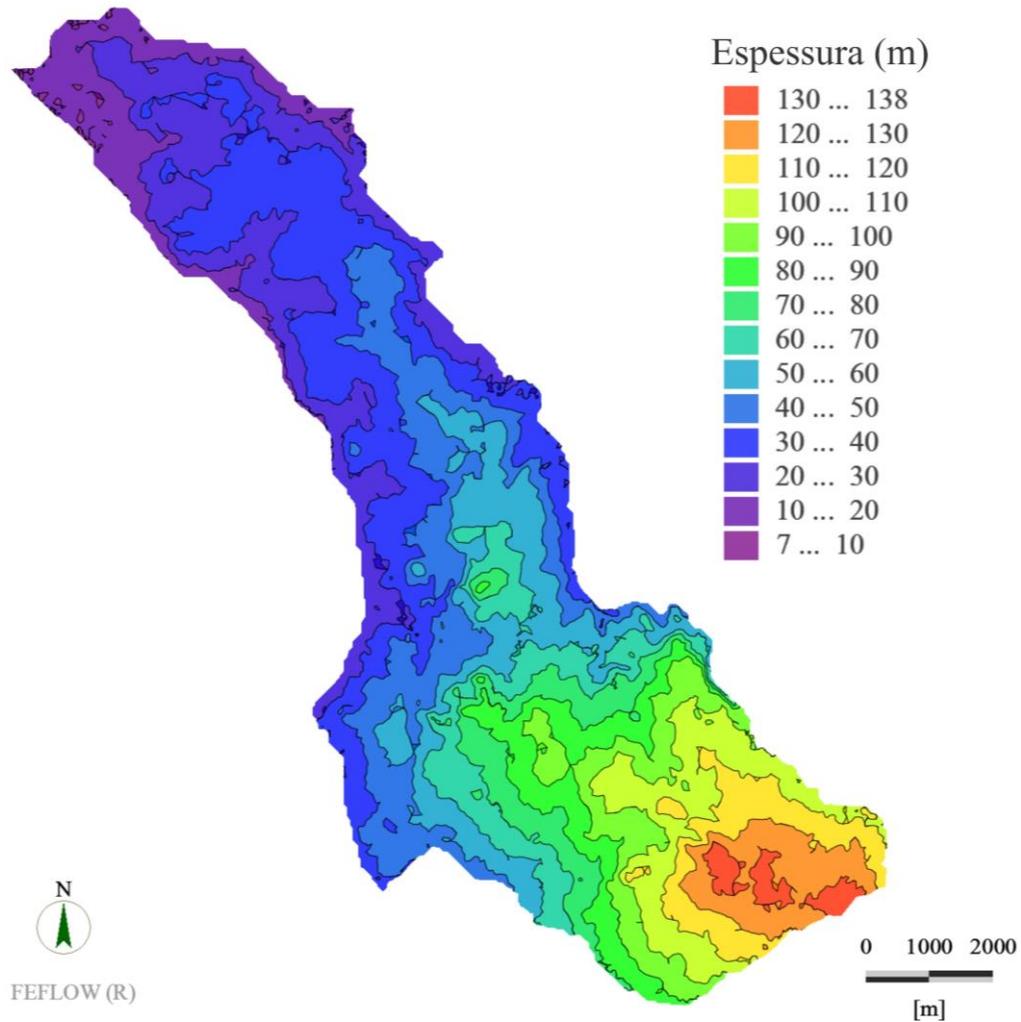
Fonte: Autor (2022)

Figura 25 - Mapa topográfico da área de modelagem.



Fonte: Autor (2022)

Figura 26 - Mapa de isópacas da Formação Cabeças na área de modelagem.



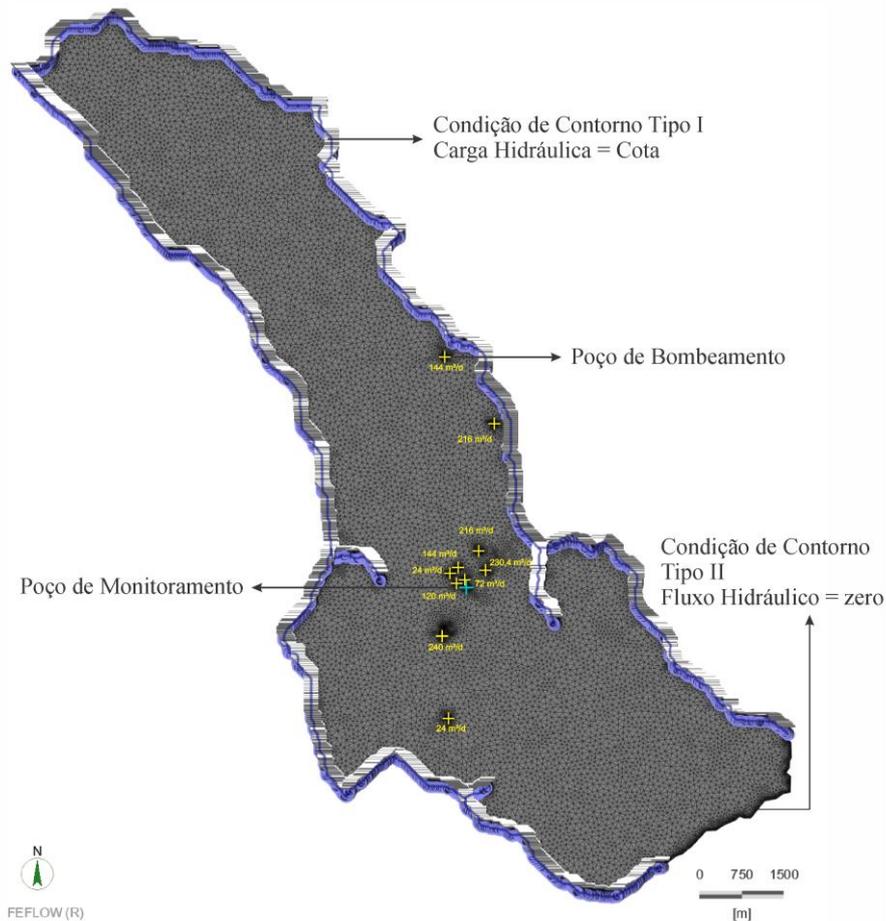
Fonte: Autor (2022)

Com a malha de mesh tridimensional gerado, estabeleceu as condições de contorno como mostra na Figura 27, sendo: as drenagens presentes no modelo como condição de contorno do tipo I, admitindo que a carga hidráulica da drenagem é equivalente à cota da topografia; a linha localizada ao sul do modelo representa uma condição do tipo II, pois é uma linha de fluxo nulo, e como é uma condição de contorno padrão do FEFLOW, não houve necessidade de configurá-lo; a base do modelo como condição de tipo II, pois representa uma base horizontal impermeável, ou seja, fluxo nulo, e também não necessitou de configuração manual.

Embora o poço de monitoramento e os poços de bombeamento não sejam condição de contorno, estes também foram inseridos nessa etapa como ilustra na Figura 27, sendo o poço de monitoramento posicionado no centro do modelo como uma cruz na cor azul turquesa, e para

os poços de bombeamento, estes foram representados como cruzes de cor amarela, e os valores ao lado das cruzes significam a vazão do respectivo poço.

Figura 27 - Inserção das condições de contorno no FEFLOW.

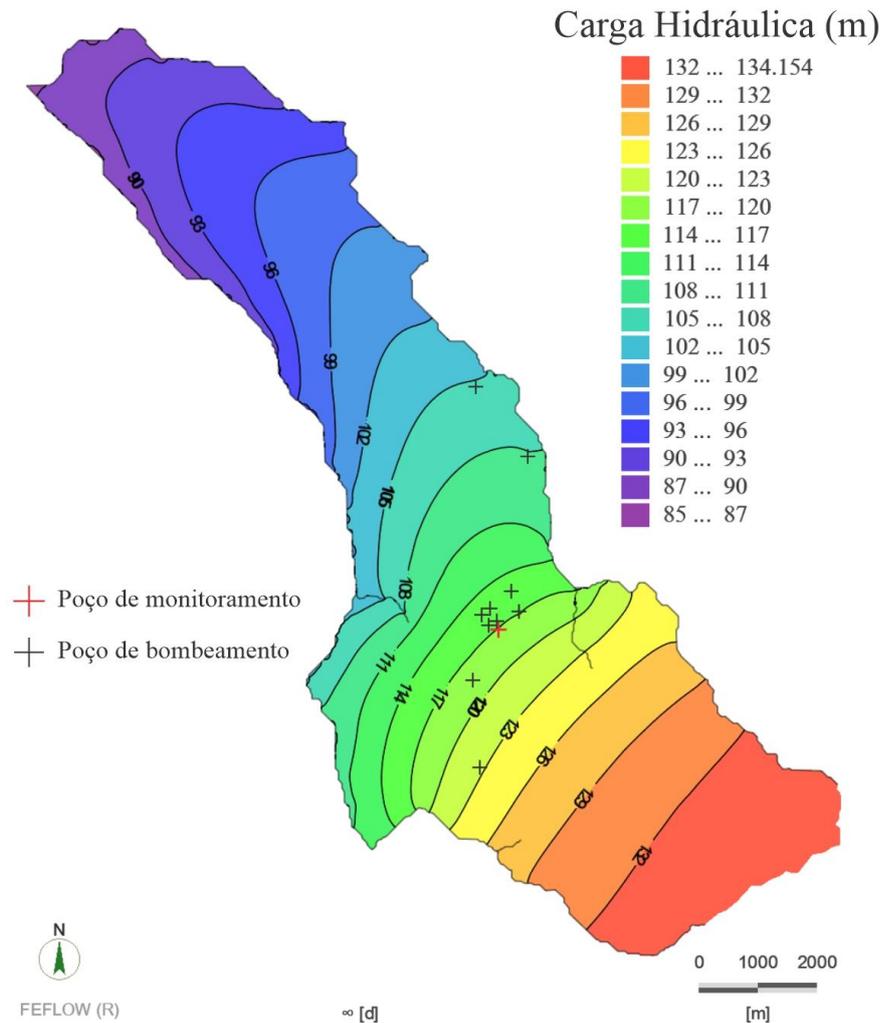


Fonte: Autor (2022)

6.4. Simulação no regime estacionário

A condição inicial da distribuição de carga hidráulica foi simulada e calibrada no regime estacionário como mostra na Figura 28, onde a taxa de recarga foi fixada no valor de 300 mm/ano e uniformemente distribuído na área do modelo.

Figura 28 - Distribuição da carga hidráulica no regime estacionário.



Fonte: Autor (2022)

A condutividade hidráulica na horizontal ($K_x=K_y$) foi obtido como $1,96 \cdot 10^{-4}$ m/s, a condutividade hidráulica na vertical (K_z) como $1,96 \cdot 10^{-5}$ m/s, e a carga hidráulica calculada foi igual a carga hidráulica observada no poço de monitoramento que foi 117,12 m.

Sobre o balanço hídrico no regime estacionário (Figura 29), o modelo apresentou uma saída total de água de 57.396,4 m³/dia, sendo 97,51% (55.966 m³/dia) saída de água pelas drenagens como fluxo de base, e 2,49% (1430,4 m³/dia) como extração de água nos poços de bombeamento. A entrada de água no modelo corresponde a recarga do aquífero (uma parcela da precipitação infiltrada), com o valor total de 57.396 m³/dia. O balanço total foi de +0,002662 m³/dia, representando apenas 0,046 ppm do volume de saída/entrada de água, e somando ao fato de que a carga hidráulica calculada foi igual a carga hidráulica observada, ou seja, não há erro numérico, conclui-se que o modelo está calibrado no regime estacionário.

Figura 29 - Balanço hídrico em regime estacionário.

<input checked="" type="checkbox"/> Active	[m ³ /d]
Dirichlet BCs	
-55966	
Neumann BCs	
Cauchy BCs	
Wells	
-1430.4	
Distributed Sink(-)/Source(+)	
	+57396
Storage Capture(-)/Release(+)	
Imbalance	
	+0.002662

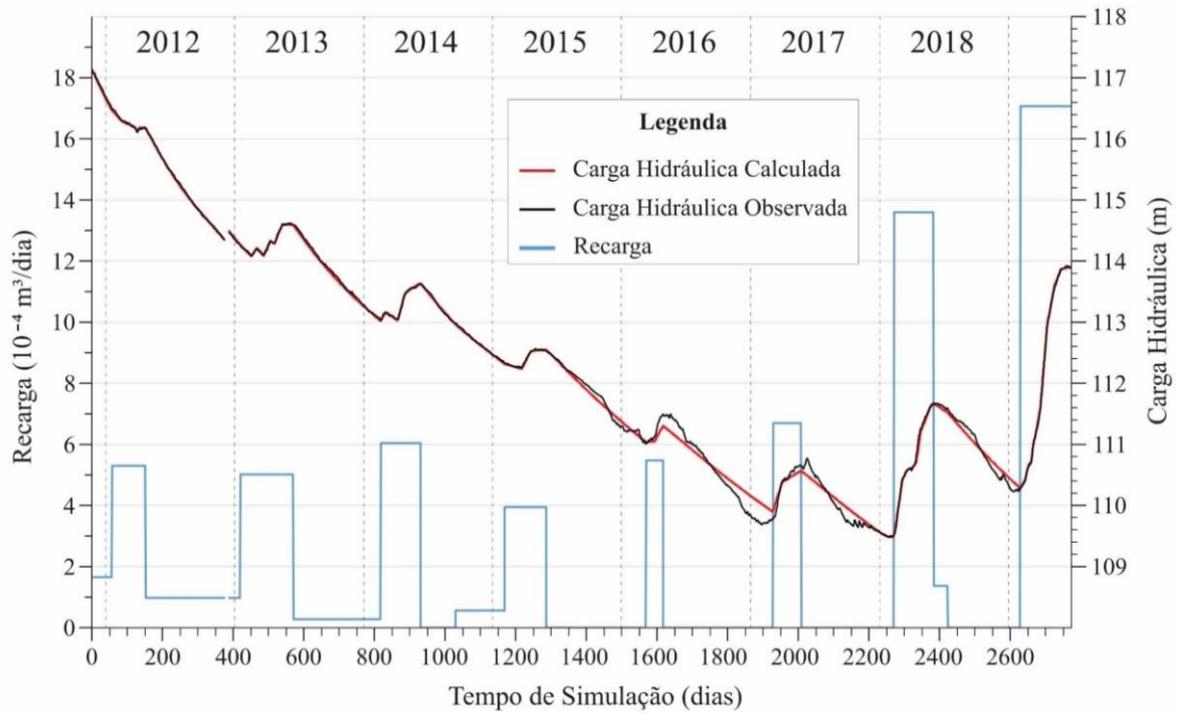
6.5. Simulação no regime transiente

Com a condição inicial de carga hidráulica obtida no regime estacionário, o modelo foi simulado no regime transiente em um intervalo de tempo total de 2773 dias, sendo o primeiro dia 22 de novembro de 2011, e o último dia sendo 25 de junho de 2019. Observa-se também uma lacuna de tempo nos dias 375 a 386, isso é devido à falta de informação de nível d'água apresentado no RIMA nos dias 01 de dezembro de 2012 até 12 de dezembro de 2012.

Sobre os parâmetros hidrogeológicos, os valores da condutividade hidráulica foram mantidos como $K_x = K_y = 1,96 \cdot 10^{-4}$ m/s, e $K_z = 1,96 \cdot 10^{-5}$ m/s, e a porosidade como 0,050 (5,0%).

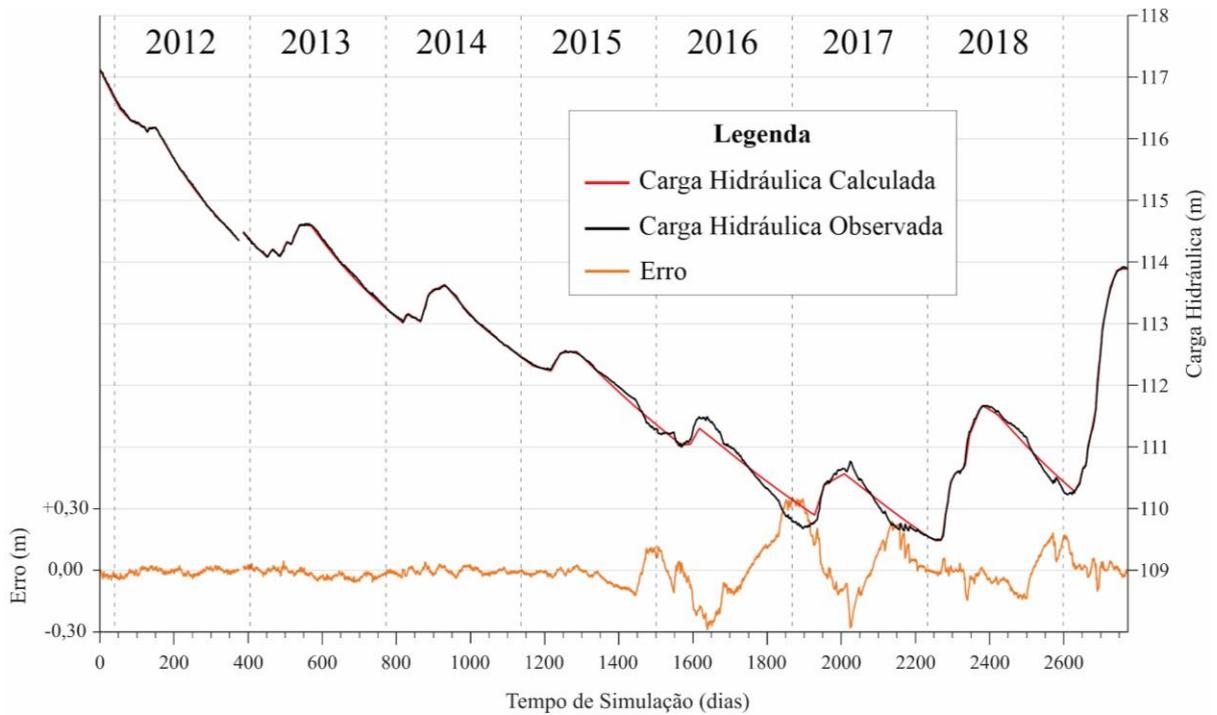
Na Figura 30, o gráfico mostra a carga hidráulica calculada (em linha vermelha) e a carga hidráulica observada no poço de monitoramento em Brasileira (em linha preta), além da taxa de recarga (em colunas de borda azul) ao longo dos 2773 dias simulados, e na Figura 31, o gráfico mostra a diferença entre a carga hidráulica calculada com a carga hidráulica observada (em linha laranja) denominado de erro, e o comportamento do gráfico pode ser separado em duas partes. A primeira parte (até o dia 1350), o erro é abaixo de 0,10 m, e a segunda parte (de 1350 até 2772), o erro varia consideravelmente, chegando no máximo de erro de 0,36 m.

Figura 30 - Comparação entre as cargas hidráulicas calculada e observada no poço de monitoramento de Brasileira, junto com taxa de recarga ao longo de 2773 dias simulados.



Fonte: Autor (2022)

Figura 31 - Erro entre as cargas hidráulicas calculada e observada no poço de monitoramento de Brasileira ao longo de 2773 dias simulados.



Fonte: Autor (2022)

A estimativa de recarga pode ser verificada na Tabela 2, sendo a variação de recarga acumulada anual no intervalo de tempo simulado de 26,23 mm até 157,89 mm, e a razão entre a recarga e precipitação variando desde 2,77% até 12,57%.

Tabela 2 - Precipitação acumulada, recarga simulada acumulada e razão entre recarga com precipitação.

Ano	Precipitação acumulada anual (mm)	Recarga simulada acumulada anual (mm)	Razão entre a recarga e a precipitação (%)
2012	842,50	82,55	9,40
2013	981,00	81,15	8,19
2014	1169,30	75,33	6,44
2015	876,10	48,22	5,50
2016	947,60	26,23	2,77
2017	1417,40	53,53	3,78
2018	1256,50	157,89	12,57

Fonte: Autor (2022)

Para análise de calibração, o modelo obteve o valor de RMSE igual a 0,09 m e NRMSE igual a 1,18%, e como foi adotado o critério de calibração NRMSE inferior a 5%, conclui-se que o modelo está calibrado no regime transiente.

6.6. Análise de sensibilidade

A análise de sensibilidade foi realizada com a modificação de parâmetros como condutividade hidráulica, porosidade, taxa de recarga e taxa de bombeamento em -10% e +10%, sendo os resultados de coeficiente de sensibilidade normalizado mostrados na Tabela 3.

Tabela 3 - Coeficiente de sensibilidade normalizado para os parâmetros modificados em 10%.

Parâmetro	RMSE_m (m)	RMSE_o (m)	Coeficiente de sensibilidade normalizado
K _x = K _y = 2,16·10 ⁻⁴ m/s K _z = 2,16·10 ⁻⁵ m/s	0,40	0,09	3,1
K _x = K _y = 1,76·10 ⁻⁴ m/s K _z = 1,76·10 ⁻⁵ m/s	0,46	0,09	3,7
Porosidade (n = 0,055)	0,25	0,09	1,6
Porosidade (n = 0,045)	0,25	0,09	1,6
Taxa de Recarga (+10%)	0,29	0,09	2,0
Taxa de Recarga (-10%)	0,26	0,09	1,7
Taxa de bombeamento (+10%)	0,11	0,09	0,2
Taxa de bombeamento (-10%)	0,12	0,09	0,3

Fonte: Autor (2022)

7. DISCUSSÃO

Durante a simulação no regime estacionário, a condutividade hidráulica foi sendo ajustada até que o modelo esteja calibrado, ou seja, quando a carga hidráulica calculada foi igual a carga hidráulica observada no poço de monitoramento de Brasileira. O resultado da simulação indica que o valor de condutividade hidráulica na horizontal é igual a $1,96 \cdot 10^{-4}$ m/s. Este valor é elevado se comparado com a média esperado de $5,30 \cdot 10^{-5}$ m/s, mas está dentro do limite máximo de $2,70 \cdot 10^{-4}$ m/s (Tabela 1 e Figura 19). Este valor elevado de condutividade hidráulica indica que o aquífero Cabeças é um aquífero de alto potencial hidrogeológico.

Por outro lado, durante a simulação no regime transiente, obteve-se o valor de porosidade igual a 5,0%. Apesar do valor de porosidade estar abaixo do esperado para um bom aquífero, o resultado foi compatível com os dados da bibliografia como 6,11% mostrado pelo Freitas Filho (2018) e 3% indicado pelo CPRM (2009).

Com a taxa de recarga simulado no regime transiente (Tabela 2), foi possível observar uma queda constante da razão entre a recarga e a precipitação nos anos de 2012 a 2016, indo de 9,40% até 2,77%. Este resultado sugere que no período da seca prolongada, a recarga no aquífero Cabeças foi diminuindo mesmo com a taxa de precipitação aproximadamente constante. Por exemplo, no ano de 2013, a estimativa de recarga foi de 81,15 mm para precipitação acumulada de 981,00 mm, já no ano de 2016, a recarga simulada foi apenas de 26,23 mm, mesmo que a precipitação acumulada seja de 947,60 mm. Com isso, a recarga em 2016 foi cerca de três vezes menor que ocorrido em 2013, indicando a influência severa da taxa de recarga no volume de água que entra no aquífero.

Todavia, esses valores de taxa de recarga provavelmente foram subestimados, pois estão muito abaixo dos valores usuais como 10% a 20% em outros aquíferos livres. Mas como não há outros dados de estimativa de recarga disponíveis, levanta-se aqui duas hipóteses para explicar os valores reduzidos de taxa de recarga.

A primeira possibilidade é o aumento do uso da água subterrânea. Em períodos de seca prolongada, ocorre a redução da disponibilidade de água superficial como em drenagens e açudes, e para atender a demanda hídrica, historicamente os homens procuram explorar a água subterrânea de maneira mais intensa. Se for verdade, a redução de recarga seria reflexo do aumento da taxa de bombeamento.

A outra possibilidade é a mudança das propriedades física da superfície. Em tempos de estiagem, a secagem do solo e a redução da cobertura vegetal podem alterar a dinâmica do

escoamento da água na superfície e na compactação do solo, conseqüentemente, ocorre mudanças na infiltração da água e na taxa de recarga.

Por fim, os resultados da análise de sensibilidade mostram que o presente modelo é mais sensível ao parâmetro de condutividade hidráulica, em seguida de taxa de recarga, depois a porosidade, e por último a taxa de bombeamento. Dessa forma, quando dispor mais informações sobre a condutividade hidráulica para aprimorar o modelo hidrogeológico, os resultados gerados poderão ser mais acurados.

8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O semiárido brasileiro é uma região historicamente afetada por eventos de secas, sendo o último evento ocorrido nos anos de 2010 a 2017, indicado pela redução de precipitação e também pelo rebaixamento do nível freático do aquífero Cabeças no município de Brasileira.

O problema da seca junto com a carência de informações hidrogeológicas foram os motivos principais para a realização do presente trabalho, e o objetivo principal foi estimar a taxa de recarga, que é uma das importantes informações para planejamento e gestão de recursos hídricos.

O modelo numérico de fluxo de água subterrânea desenvolvido permitiu uma melhor compreensão da dinâmica da água na zona saturada do aquífero, e com a calibração do modelo, foi obtido um conjunto de informações que consegue representar, com certa margem de erro, as condições de carga hidráulica reais.

Os parâmetros como condutividade hidráulica e porosidade obtidos foram concordantes com os dados da bibliografia. Sendo que a condutividade hidráulica obtida ($1,96 \cdot 10^{-4}$ m/s) indica que o aquífero possui alto potencial hidrogeológica, e a porosidade (5,0%) indica que o aquífero detém baixa capacidade de armazenamento.

O valor de taxa de recarga, informação até então pouco conhecida, foi estimado entre 2,77% até 12,57%. A redução progressiva da taxa de recarga nos anos 2010 a 2016 demonstra um problema ainda maior que a redução da precipitação, pois o volume de água que entra no aquífero se torna cada vez menor mesmo com uma taxa de precipitação considerável. Porém, essa redução de taxa de recarga pode ser efeito do aumento da taxa de bombeamento, ou devido a mudança das condições físicas da superfície.

Assim, o presente trabalho pode ser considerado como uma iniciativa para geração de novos dados hidrogeológicos para aquífero Cabeças, e que essas informações possam ser melhoradas em trabalhos futuros quando mais informações ficarem disponíveis.

Como recomendações para futuros trabalhos, levantamento de novos dados serão necessários, tais como:

- 1) Realização de sondagens com recuperação de testemunhos, possibilitando ensaios no laboratório e a elaboração de um modelo geológico aprimorado;
- 2) Investigação de poços de monitoramento, sobretudo, determinar o histórico de taxa de vazão;
- 3) Instalação de poços de monitoramento para obter novas séries históricas da carga hidráulica;

- 4) Instalação de calhas ou vertedores junto com limnómetro para obtenção da vazão de drenagem pela curva-chave ou instalação de molinete para obtenção da vazão de forma automatizada;
- 5) Teste de bombeamento para obtenção de dados como condutividade hidráulica, coeficiente de armazenamento, vazão e transmissividade do aquífero;

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGUIAR, R. B.; VASCONCELOS, S. M. S. Estimativa de recarga subterrânea na porção Oriental da Bacia Sedimentar do Parnaíba através do balanço hídrico. Anais do XVII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, p. 1–4, 2012.

ALMEIDA, F. F. M. C.; RÉ, C. D. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (org.). Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, p.43-58, 2004.

ANA – AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. CBH Parnaíba: nossa bacia hidrográfica. 2020.

_____. Mapas das Regiões Hidrográficas do Brasil. 2018.

ANDERSON, M. P.; WOESSNER, W. W.; HUNT, R. J. Applied Groundwater Modeling: simulation of flow and advective transport. Academic Press, 564 p., 2015.

EMBRAPA. Classificação Climática do Estado do Piauí. ANDRADE JÚNIOR, A. S.; BASTOS, E. A.; BARROS, A. H. C.; SILVA, C. O.; GOMES, A. A. N. (org.), Teresina: Embrapa Meio-Norte, 86 p. 2004.

BRASIL/SUDENE. Levantamento dos recursos naturais da bacia do rio Parnaíba nos estados do Piauí, Ceará e Maranhão. Recife, SERETE. v. 6, 1975.

BREDEHOEFT, J. Modeling groundwater flow - The Beginnings. Groundwater, v. 50, n. 3, 2012.

BRONSTERT, A.; JAEGER, A.; GÜNTNER, A.; HAUSCHILD, M.; DÖLL, P.; KROL, M. Integrated modelling of water availability and water use in the semi-arid Northeast of Brazil. Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere, v. 25, n. 3, p. 227–232, 2000.

CÂNDIDO, E. G. S. Modelagem hidrogeológica aplicada à análise de transporte de contaminantes: estudo prospectivo da propagação de contaminação em aquífero livre poroso. Dissertação (Mestrado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos), Escola de Engenharia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2018.

CAPUTO, M. V.; IANNUZZI, R.; FONSECA, V. M. M. Bacias Sedimentares Brasileiras: Bacia do Parnaíba. Aracaju: Fundação Paleontológica Phoenix, v. 81, p. 1–6, 2005.

CAVICCHIA, M. E. Desenvolvimento de modelo numérico para gerenciamento de recursos hídricos na área do Projeto Piloto de Ribeirão Preto. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil), Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2007.

ÇENGEL, Y. A.; CIMBALA, J. M. Mecânica dos fluídos: fundamentos e aplicações. 3. ed. Porto Alegre: AMGH, xxiii, 990 p. 2015.

CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea, Estado do Piauí: Diagnóstico do Município de Brasileira. 2004.

_____. Mapa Potenciométrico do Aquífero Cabeças. Escala 1:250000. *In*: Projeto Borda Sudeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba – PI/BA. 2009

DIERSCH, H-J. G. FEFLOW: Finite Element Modeling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Media. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2014.

FEITOSA, F. A. C. Estudo hidrogeológico do aquífero Cabeças no médio vale do rio Gurguéia/PI. Dissertação (Mestrado em Geociência), Centro de Tecnologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 1990.

FERREIRA, R. V.; DANTAS, M. E. RELEVO. *In*: PFALTZGRAFF, P. A. S.; TORRES, F. S. M.; BRANDÃO, R. L. (org.). Geodiversidade do Estado do Piauí. Recife: CPRM, 2010.

FETTER, C. W. Applied Hydrogeology. 4ª edição, Prentice Hall, New Jersey, 598 p., 2001.

FOX, R. W.; MCDONALD, A. T.; PRITCHARD, P. J. Introdução à mecânica dos fluidos. LTC. 8ª ed. 2014.

FREITAS FILHO, A. F. Caracterização geológica e tecnológica do arenito da Formação Cabeças (Pedra Mourisca) de Castelo do Piauí-PI. Dissertação (Mestrado em Geologia), Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2018.

GONÇALVES, R. D. Modelagem numérica e avaliação hidrogeológica do aquífero Rio Claro. Dissertação (Mestrado em Geociência e Meio Ambiente), Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Rio Claro, 2016.

HU, K.; AWANGE, J. L.; KHANDU; FOROOTAN, E.; GONCALVES, R. M.; FLEMING, K. Hydrogeological characterisation of groundwater over Brazil using remotely sensed and model products. *Science of the Total Environment*, v. 599–600, p. 372–386, 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.04.188>>. Acesso em: 08 de fev. de 2021.

IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Brasileira. Disponível em: <<https://cidades.ibge.gov.br/brasil/pi/brasileira/panorama>>. Acesso em: 10 mar. 2021.

JÚNIOR, V.; PESSOA, J. São Luís NE/SE. Folhas SA.23-X e SA.23-Z: Estados do Maranhão e Piauí. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB, Serviço Geológico do Brasil-CPRM, Brasília, 2000.

KRESIC, N.; MIKSZEWSKI, A. *Hydrogeological Conceptual Site Models: data analysis and visualization*. CRC Press, Taylor & Francis Group, p. 585, 2013.

LIMA, I. M. M. F. Morfodinâmica e Meio Ambiente na porção Centro-Norte do Piauí, Brasil. Tese (Doutorado em Geografia), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2013.

- LIMA, J. R.; MAGALHÃES, A. R. Secas no Nordeste: registros históricos das catástrofes econômicas e humanas do século 16 ao século 21. *Parcerias Estratégicas*, Brasília-DF, v. 23, n. 46, p. 191–212, 2018.
- MACHADO, J. P. O. Avaliação do potencial para *shale gas* dos poços 1-OGX-77 e 1-OGX-110-MA da Formação Pimenteiras, Bacia do Parnaíba. Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói (RJ), 2019.
- MARINHO FILHO, G. M.; ANDRADE, R. S.; ZUKOWSKI Jr., J. C.; MAGALHÃES FILHO, L. N. L. Modelos Hidrológicos: conceitos e aplicabilidades. *Revista de Ciências Ambientais*, Canoas, v. 6, n. 2, p. 35-47, 2012.
- MCDONALD, M. G.; HARBAUGH, A. W. A modular three-dimensional finite-difference groundwater flow model. U.S. Geological Survey - Open-File Report, n. 83-875, 528 p., 1984.
- MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A. *Sedimentary Basins of South America*. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J., THOMAZ FILHO, A. CAMPOS, D. A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st. IGC, 389-449. 2000.
- MOCITAIBA, L. S. R.; CASTRO, D. L.; OLIVEIRA, D. C. Cartografia geofísica regional do magmatismo mesozoico na Bacia do Parnaíba. *Geologia USP - Serie Científica*, São Paulo, v. 17, n. 2, p. 169–192, 2017.
- PRICKETT, T. A. Modeling Techniques for Groundwater Evaluation. In: *Advances in Hydrosience*, Chow, V.T. (ed.). Academic Press Inc., v. 10, p. 1–143, 1975.
- REILLY, T. E. System and boundary conceptualization in ground-water flow simulation: techniques of water-resources investigations of the U.S. Geological Survey. Book 3, Chapter B8, 29 p., 2001.
- ROCHA, H. L.; Silva, R. V.; Kobiyama, M. Propagação de onda de cheia em canais simplificados: estudo comparativo de modelo hidrodinâmico e Muskingum-Cunge. In: XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Campo Grande (MS), p. 1-15, 2009.
- ROSS, J. L. S. Relevo Brasileiro: uma nova proposta de classificação. *Revista Do Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo*, n. 4, p. 25-39. 1990. Disponível em: <<https://doi.org/10.7154/RDG.1985.0004.0004>>. Acesso em: 02 de ago. 2021.
- SANTAROSA, L. V.; MANZIONE, R. L.; GONÇALVES, V. F. M. Modelagem da oscilação do nível freático para mensurar o volume explorável da água subterrânea. *Anais do XIX Congresso Brasileiro De Águas Subterrâneas*, 11p., 2016.
- SANTOS, M. E. C. M.; CARVALHO, M. S. S. Paleontologia das Bacias Parnaíba, Grajaú e São Luis. Rio de janeiro, Serviço Geológico do Brasil CPRM-DGM/DIPALE, 215 p., 2004.
- SEMAR - SECRETARIA DE MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS DO ESTADO DO PIAUÍ. Plano Estadual de Recursos Hídricos. Tomo II – Estudos quantitativos de águas subterrâneas. Teresina (PI), p. 140, 2010.

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

SUDENE – SUPERINTENDÊNCIA DO DESENVOLVIMENTO DO NORDESTE. Nova Delimitação Semiárido. 2017.

TODINI, E. Hydrological catchment modelling: past, present and future. *Hydrology and Earth System Sciences*, Oxford, v. 11, n. 1, p. 468–482, 2007.

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

TUCCI, C. E. M. Modelos hidrológicos distribuídos. Rhama, Porto Alegre, fev. 2010. Disponível em: <<http://rhama.com.br/blog/index.php/sem-categoria/modelos-hidrologicos-distribuidos/>>. Acesso em: 28 dez. 2020.

VASCONCELOS, M. B.; SOUSA, N. G.; GENARO, D. T.; LUZ, C. A.; TUPINAMBÁ, M. K. F. Histórico das Perfurações de Poços Tubulares no Estado do Piauí. *Revista de Geologia*, v. 27, n. 2, p. 111-126, 2014.

VAZ, P. T.; REZENDE, N. G. A. M.; WANDERLEY FILHO, J. R.; TRAVASSOS, W. A. S. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 253-263, 2007.

VETTORAZZI, A. L. S. Caracterização Sedimentológica dos arenitos da Formação Cabeças (Devoniano) na borda leste da Bacia do Parnaíba. Dissertação (Mestrado em Ciência da Geologia), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.

WANG, H. F.; ANDERSON, M. P. *Introduction to Groundwater Modeling: finite difference and finite element methods*. San Diego, California, USA: Academic Press. 237 p., 1982.

ZALÁN, P. V. Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. *In: MANTESSONETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (org.). Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca Produções Culturais Ltda, 2004, cap. XXXIII, p. 595-612.

Apêndice A - Tabela de dados dos poços de bombeamento dentro do modelo.

Nome	UTM (X)	UTM (Y)	Vazão (m³/d)	Bacia	Subbacia	Localidade	Data de perfuração	Profundidade final (m)	Nível estático (m)	Natureza do terreno	Uso da água
GA760	190873	9541691	240.00	Atlântico Sul-N/NE	Rio Parnaíba	Residencial Mao Santa	07/01/1998	70.00	20.00	Público	Abastecimento doméstico
GA706	191274	9542703	72.00	Atlântico Sul-N/NE	Rio Parnaíba	Sede Municipal	07/01/2000	60.00	0.00	Particular	Abastecimento doméstico
GA704	191132	9542635	120.00	Atlântico Sul-N/NE	Rio Parnaíba	Sede do Mercado Publico	07/01/1972	60.00	12.00	Público	Abastecimento doméstico
GA681	191002	9540209	24.00	Atlântico Sul-N/NE	Rio Parnaíba	Chapada Grande	07/01/1984	65.00	28.00	Público	Abastecimento doméstico/animal
GA733	190886	9546708	144.00	Atlântico Sul-N/NE	Rio Parnaíba	Brasileira Velha	07/01/2000	72.00	9.00	Particular	Doméstico/irrigação/animal
GA758	191516	9543224	216.00	Atlântico Sul-N/NE	Rio Parnaíba	Rua Joao Saqueira poco2	x	70.00	18.00	Público	Abastecimento doméstico
GA669	191780	9545518	216.00	Atlântico Sul-N/NE	Rio Parnaíba	Oitica	19/07/2002	36.00	3.00	Público	Abastecimento doméstico
GA705	191011	9542816	24.00	Atlântico Sul-N/NE	Rio Parnaíba	Sede	07/01/1965	50.50	0.00	Particular	Abastecimento doméstico
GA703	191153	9542921	144.00	Atlântico Sul-N/NE	Rio Parnaíba	Sede municipal de Brasileira	07/01/2001	60.00	12.00	Particular	Abastecimento doméstico
GA679	191641	9542877	230.40	Atlântico Sul-N/NE	Rio Parnaíba	Rua Sete Cidades	x	40.00	20.00	Particular	Irrigação

Fonte de Dados: Site do Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS) e Projeto Cadastro de Fontes de Abastecimento por água subterrânea Piauí

Apêndice B - Tabela de série histórica de precipitação acumulada na estação meteorológica de Piripiri entre 1996 a 2019.

Ano	Precipitação Acumulada Mensal (mm)											
	Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Maior	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro
1996	1764.5	245.6	180.0	517.7	382.4	197.3	18.1	5.6	21.5	1.6	65.9	72.9
1997	1244.3	328.3	126.2	209.8	275.8	98.2	0.0	0.0	0.5	26.2	39.3	80.4
1998	1080.7	337.6	83.5	328.4	181.8	56.6	14.8	4.8	4.4	3.0	0.3	42.7
1999	1662.2	213.6	204.3	474.3	280.3	285.6	43.5	9.1	0.0	4.0	21.5	74.0
2000	1420.0	238.1	334.4	241.3	352.6	36.4	13.6	56.9	31.9	25.6	5.6	0.5
2001	1258.3	219.5	288.8	177.2	340.0	66.8	66.3	3.5	0.0	1.0	8.2	8.7
2002	1449.6	346.7	109.7	317.8	396.6	170.6	33.4	1.3	0.0	5.6	10.6	1.2
2003	1448.6	172.7	291.1	474.7	173.7	59.4	106.1	23.8	42.0	15.7	0.0	50.7
2004	1446.3	492.5	402.1	138.0	180.8	129.4	54.8	14.8	5.1	10.2	2.2	1.0
2005	1195.0	255.1	191.4	300.3	193.9	143.3	13.2	2.1	0.0	0.0	5.3	2.0
2006	1399.2	104.4	225.0	386.5	348.9	201.9	36.8	3.7	17.2	1.6	27.4	32.7
2007	1344.4	27.1	444.7	236.9	375.6	107.2	81.5	26.9	0.0	0.1	0.4	27.8
2008	1734.5	238.0	338.6	418.1	509.8	175.2	6.1	13.4	24.7	0.0	6.7	2.1
2009	2243.8	138.1	274.1	500.6	720.6	426.1	54.8	63.6	13.7	1.3	31.1	6.4
2010	1365.5	91.6	97.3	343.6	204.5	140.4	41.6	0.1	2.4	0.4	47.9	44.3
2011	1782.3	288.0	247.9	371.0	448.6	252.4	40.0	43.1	10.1	0.6	56.7	13.7
2012	842.5	84.7	248.5	250.3	78.1	30.0	22.4	3.5	0.3	0.0	6.6	78.1
2013	981.0	123.6	174.1	169.8	235.6	95.0	59.4	12.8	2.8	0.3	14.0	43.0
2014	1169.3	123.5	246.7	204.2	281.2	154.8	64.1	7.1	17.2	1.5	6.5	42.3
2015	876.1	55.5	165.6	366.4	151.6	46.4	48.0	14.2	0.0	1.2	18.3	1.1
2016	947.6	148.6	161.9	375.6	108.5	74.1	17.0	6.3	4.2	9.7	0.0	2.6
2017	1417.4	64.9	279.6	388.8	287.9	147.2	100.5	52.8	33.9	0.2	34.3	8.2
2018	1256.5	108.7	398.9	175.8	261.8	73.5	5.6	0.0	9.0	19.1	32.6	90.5
2019	1690.3	232.2	196.0	492.9	525.0	123.3	1.2	12.3	15.2	2.1	23.6	27.3

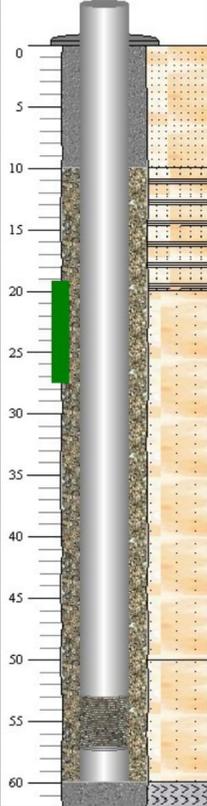
média da precipitação
acumulado anual = 1470.5 mm

20% da média da precipitação
acumulado anual = 294.09 mm
≈ 300 mm

Intervalo de simulação

Fonte de Dados: Instituto Nacional de
Meteorologia (INMET)

Anexo A - Ficha técnica completa do poço de monitoramento em Brasileira.

Poço: 2200046783	UF: PI	Município: Brasileira	Localidade: Sede - Secretaria de Obras		
 					
Ficha Técnica Completa de Poço					
Perfil Construtivo					
					
Gerais					
Dados Gerais:					
Nome:	Secretaria de Obras				
Data da Instalação:	14/10/2011				
Proprietário:					
Natureza do Ponto:	Poço de monitoramento				
Uso da água:	Sem uso				
Cota do Terreno:	154.93				
Localização:					
Localidade:	Sede - Secretaria de Obras				
UTM (Norte/Sul):	9542562				
UTM (Leste/Oeste):	191302				
Latitude (GGMSS):	040801				
Longitude (GGMSS):	414649				
Bacia Hidrográfica:	Atlântico Sul-NNE				
Subbacia Hidrográfica:	Rios Mearim, Itapecuru e outros				
Situação:					
Data:	28/02/2015				
Situação:	Poço RIMAS equipado c medidor automático de nível				
Construtivos					
Perfuração:					
Data:	Profundidade Inicial(m)	Profundidade Final(m)	Perfurador	Método	
20/05/2011	0.00	62.00	UZIMETAL - SERVIÇO E LOCAÇÃO	Ar pneumático	
Diâmetro:					
De (m):	Até (m):	Polegadas	Milímetros		
0.00	62.00	8	203.2000		
Revestimento:					
De (m):	Até (m):	Material	Diâmetro (pol)	Diâmetro (mm)	
0.00	53.00	Plástico geomecânico	4 1/2	114.3000	
57.00	60.00	Plástico geomecânico	4 1/2	114.3000	
Filtro:					
De (m):	Até (m):	Material	Diâmetro (pol)	Diâmetro (mm)	Ranhura
53.00	57.00	Plástico geomecânico	4 1/2	114.3000	0.75
Espaço Anular:					
De (m):	Até (m):	Material			
0.00	10.00	Cimentação			
10.00	60.00	Cascalho			
60.00	62.00	Cimentação			
Boca do Tubo:					
Data:	Altura(m):	Diâmetro (pol)	Diâmetro (mm)		
14/02/2014	0.27	4 1/2	114.3000		
Entrada d'água:					
Profundidade:					
Profundidade Útil:					
Data:	Profundidade:				
	62.00				

Geológicos

Feição Geomorfológica:	
Descrição:	

Formação Geológica:		
Profundidade Inicial (m):	Profundidade Final (m):	Tipo de Formação:
0.00	60.00	Formacao cabecas

Dados Litológicos:			
De (m):	Até (m):	Litologia:	Descrição Litológica:
0	10	Arenito fino	Arenito fino branca
10	20	Arenito intercalado com folhelho	Arenito intercalado com folhelho branco avermelhado
20	50	Arenito médio	Arenito médio cinza
50	60	Arenito médio	Arenito médio cinza
60	62	Diabásio	Diabásio preto

Hidrogeológicos

Aquífero no Ponto:		
Aquífero: Poroso	Topo (m):	0.00
	Base (m):	60.00
	Captação:	Única
	Condição:	Livre
	Penetração:	Parcial

Nível da Água:	
Data:	25/06/2019
Nível da Água (m):	23.095
Nível Medido Bombeando (S/N)?	N
Vazão (m ³ /h):	

Teste de Bombeamento

Teste de Bombeamento:			
Data:	Surgência:	Nível Estático (m):	Duração do Teste (h):
20/05/2011	N	20.50	8
Nível Dinâmico:	Vazão Específica (m ³ /h/m):	Coefficiente de Armazenamento:	Vazão Livre (m ³ /h):
32.35	0.058		
Permeabilidade (m/s):	Transmissividade (m ² /s):	Vazão Após Estabilização (m ³ /h):	Tipo do Teste:
		0.682	Rebaixamento
Método:	Unidade:		
	Bomba submersa		

Análises Químicas

Análises Químicas:	
Data da Coleta:	31/08/2018
Condutividade Elétrica (µS/cm):	306.00
Qualidade da Água (PT/CO):	
Sabor da Água:	
Qualidade da Água (Odor):	
Temperatura (C°):	30.4
Turbidez (NTU):	
Sólidos Suspensos (mg/l):	
Sólidos Sedimentáveis (mg/l):	
Aspecto Natural:	
Ph:	11.70