

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS E MEIO AMBIENTE

**Modelo Hidrogeológico Conceitual e Numérico da Bacia Hidrográfica do
Ribeirão Pirapitingui, Itu - SP**

CAROLINE FAVORETO DA CUNHA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

Rio Claro - SP
2026

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

CAROLINE FAVORETO DA CUNHA

**MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEITUAL E
NUMÉRICO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIBEIRÃO
PIRAPITINGUI, ITU-SP**

Dissertação de Mestrado
apresentada ao Instituto de
Geociências e Ciências Exatas do
Câmpus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista
“Júlio de Mesquita Filho”, como
parte dos requisitos para obtenção
do título de Mestre em Geociências
e Meio Ambiente.

Orientador: Profº Dr. Chang Hung
Kiang

Rio Claro - SP
2026

C972m

Cunha, Caroline Favoreto da

Modelo hidrogeológico conceitual e numérico da Bacia
Hidrográfica do Ribeirão Pirapitingui, Itu - SP / Caroline Favoreto da
Cunha. -- Rio Claro, 2026

121 p. : il., tabs., mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista (UNESP),
Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro

Orientadora: Chang Hung Kiang

1. Modelo Hidrogeológico Conceitual. 2. Modelo Numérico de
Fluxo. 3. Aquífero Itararé. 4. Aquífero Cristalino. 5. FEFLOW. I.
Título.

Impacto Potencial desta Pesquisa

Como universidade pública, a UNESP compromete-se com a produção e a transferência de conhecimento científico voltado ao interesse coletivo. Nesse contexto, os Objetivos de Desenvolvimento Sustentável (ODS) da ONU constituem uma referência para evidenciar o impacto esperado das pesquisas desenvolvidas na pós-graduação. Ao estimar a reserva hídrica subterrâneas a pesquisa apresenta potencial de contribuição direta para os seguintes objetivos

- ODS 6 – Água Potável e Saneamento: o estudo contribui para a gestão sustentável dos recursos hídricos ao ampliar o entendimento sobre o funcionamento do sistema aquífero e sua capacidade de regulação do fluxo de base dos cursos d'água. Os resultados fornecem subsídios técnicos para a segurança hídrica regional, favorecendo o uso racional da água subterrânea e a preservação desse recurso estratégico frente às pressões antrópicas.
- ODS 11 – Cidades e Comunidades Sustentáveis, a pesquisa oferece informações relevantes para o planejamento urbano e territorial ao avaliar a disponibilidade hídrica subterrânea em um contexto de expansão urbana. A compreensão das limitações e potencialidades do sistema aquífero contribui para a tomada de decisões mais sustentáveis quanto ao uso e ocupação do solo, fortalecendo a resiliência hídrica do município.
- ODS 12 – Consumo e Produção Responsáveis, o conhecimento gerado sobre a dinâmica do fluxo subterrâneo e sobre as reservas hídricas disponíveis incentiva práticas de gestão baseadas em critérios técnicos, voltadas ao uso eficiente e responsável da água subterrânea.

Potential impact of this research

As a public university, UNESP is committed to the production and transfer of scientific knowledge oriented toward the collective interest. In this context, the United Nations Sustainable Development Goals (SDGs) serve as a reference framework to highlight the expected impact of research developed in graduate programs. By estimating groundwater reserves, this research presents potential direct contributions to the following goals:

- **SDG 6 – Clean Water and Sanitation:** This study contributes to the sustainable management of water resources by improving the understanding of aquifer system functioning and its capacity to regulate baseflow in surface watercourses. The results provide technical support for regional water security, promoting the rational use of groundwater and the preservation of this strategic resource under increasing anthropogenic pressure.
- **SDG 11 – Sustainable Cities and Communities:** By assessing groundwater availability in a context of urban expansion, the research provides relevant information for urban and territorial planning. Understanding the limitations and potential of the aquifer system supports more sustainable land-use and land-occupation decisions, strengthening municipal water resilience.
- **SDG 12 – Responsible Consumption and Production:** The knowledge generated on groundwater flow dynamics and available water reserves encourages management practices based on technical criteria, aimed at the efficient and responsible use of groundwater resources.

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

CAROLINE FAVORETO DA
CUNHA

MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEITUAL E NUMÉRICO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIBEIRÃO PIRAPITINGUI, ITU-SP

Dissertação de Mestrado apresentada
ao Instituto de Geociências e Ciências
Exatas do Câmpus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista “Júlio
de Mesquita Filho”, como parte dos
requisitos para obtenção do título de
Mestre em Geociências e Meio
Ambiente.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Chang Hung Kiang
IGCE / UNESP/Rio Claro (SP)

Dr. Marcio Costa Alberto
FUNDUNESP/Rio Claro (SP)

Prof. Dr. Roger Dias Gonçalves
CCET/UFS/São Cristóvão (SE)

Conceito: Aprovado.

Rio Claro (SP), 11 de março de 2026.

Dedico este trabalho ao meu irmão
Leonardo da Cunha (*in memoriam*)

Agradecimentos

Agradeço, primeiramente, a Deus, por Sua infinita bondade e misericórdia sobre a minha vida, por me sustentar nos momentos difíceis e por guiar cada passo dessa caminhada.

À minha família, meu alicerce. Aos meus pais, Durval e Noemi: ao meu pai, por seu apoio incondicional, por sempre acreditar no meu potencial e por me ensinar que somos capazes quando acreditamos em nós mesmos; à minha mãe, por ser exemplo de força, coragem e independência, e por me mostrar que, apesar das dificuldades da vida, sempre encontramos caminhos para seguir em frente. Às minhas irmãs, Priscila e Daiane, por todo amor, carinho e cuidado.

Ao meu irmão Leonardo (*in memoriam*): Poucos dias após meu ingresso no programa de mestrado, sua partida repentina marcou profundamente o início desta jornada. Seguir em frente naquele momento parecia demais para mim, mas encontrei na memória do seu apoio constante à minha vida acadêmica a força necessária para continuar. Cada etapa concluída, cada dificuldade superada e, finalmente, a finalização deste trabalho foram também uma forma de homenagear sua memória. Este mestrado é, em grande parte, por você.

Ao meu noivo, Gustavo Jarussi, meu companheiro, agradeço pelo amor, pelo cuidado, pela paciência e pelo apoio incondicional. Este trabalho não teria sido possível sem você, que tantas vezes assumiu as demandas da casa sozinho e compreendeu as longas noites e finais de semana em que estive dedicada a este estudo. Obrigada por acreditar em mim, mesmo nos momentos em que eu mesma duvidei. Ao Bino, nosso companheiro de quatro patas, agradeço pelo carinho silencioso, pelas pausas necessárias, pelas caminhadas que aliviaram a mente e pelo apoio emocional nos dias em que tudo parecia pesado. Sua presença tornou essa jornada mais leve.

Às minhas amigas Melissa, Mariana e Anne, por serem meu porto seguro, por me escutarem, me acolherem e tornarem meus dias mais leves e felizes. À minha família de Belo Horizonte (Anne, Harrison, Mariana, Gabriel, Lígia, Matheus (Satisfação), Caio (Ferrugem), Nathan, Fernandinha, Cláudio e Dani) agradeço por me receberem com tanto carinho e por compartilharem comigo essa etapa tão especial.

Agradeço aos colegas que fizeram parte da minha trajetória profissional e contribuíram para minha formação, não apenas como hidrogeóloga, mas como pessoa: Anne Brumatti, Mariana Sigolo, Danilo Almeida, Luan Marques, Juan Azevedo, Margarida Azevedo, Lígia Nassif, Yukimi, Victória Scassiotti, Fernando Pantuzzo, e a todos os demais que, mesmo não citados nominalmente, deixaram sua marca durante meus anos na WST e na SRK. Às empresas SRK Consulting e Water Services and Technologies, meu sincero agradecimento pelas oportunidades, pelos ensinamentos e pelo apoio durante o desenvolvimento deste trabalho. Sinto-me honrada por ter feito parte de equipes tão qualificadas.

Aos meus amigos da graduação (Gabi, Vinícius (Usina), Felipe (Salsicha), Gustavo (Hérnia), Lilian, Isabela, Lorenzo, Lucas (Formiga), Matheus (TCC) e Vitória) agradeço pela amizade que atravessou os anos e por terem compartilhado comigo não apenas a vida acadêmica, mas tantas histórias.

Agradeço ao Roger Dias e ao Márcio Alberto pelas revisões, críticas e sugestões a este trabalho, que não apenas trouxeram maior qualidade a esta pesquisa, mas também contribuíram significativamente para meu crescimento profissional. Por fim, agradeço ao Professor Chang Hung e ao Elias Teramoto pela orientação, pela paciência e pelo apoio ao longo deste trabalho. A contribuição de vocês foi fundamental para a realização desta pesquisa.

*Eu tô na Lanterna dos Afogados, eu tô te
esperando. Vê se não vai demorar.
Paralamas do Sucesso*

*Porque dele, e por Ele, e para Ele, são todas as coisas.
A Ele a glória para todo o sempre, amém!
Romanos 11:36*

Resumo

A pressão crescente sobre os recursos hídricos subterrâneos em áreas urbanizadas torna fundamental a compreensão do funcionamento dos sistemas aquíferos para subsidiar sua gestão sustentável. Este trabalho desenvolveu um modelo hidrogeológico conceitual e numérico da Bacia do Ribeirão Pirapitingui, em Itu – SP, com o objetivo de compreender a dinâmica do fluxo subterrâneo e estimar a disponibilidade hídrica regional. O modelo conceitual foi elaborado a partir da integração de dados geológicos, geomorfológicos, hidrológicos e hidrogeológicos, identificando o Aquífero Itararé e o Aquífero Cristalino, compartimentado em zonas saprolítica, fraturada e de rocha sã. Com base no modelo conceitual, foi construído um modelo numérico de fluxo no software FEFLOW. O modelo foi calibrado em regimes permanente e transiente, reproduzindo satisfatoriamente níveis piezométricos, gradientes hidráulicos e vazões de base. Os resultados indicaram reserva hídrica subterrânea drenável da ordem de $1,51 \times 10^8 \text{ m}^3$ e demonstraram que o fluxo regional é controlado principalmente pelo Aquífero Itararé e pelos saprólitos do embasamento cristalino. O modelo forneceu uma representação consistente do sistema aquífero, contribuindo para a avaliação da disponibilidade hídrica e o suporte à gestão dos recursos hídricos subterrâneos em Itu – SP.

Palavras-chaves: Modelo hidrogeológico conceitual; modelo numérico de fluxo; FEFLOW; Itu – SP; Aquífero Itararé; Aquífero Cristalino.

Abstract

The increasing pressure on groundwater resources in urbanized areas makes it essential to understand the functioning of aquifer systems in order to support sustainable water resources management. This study developed a conceptual and numerical hydrogeological model of the Ribeirão Pirapitingui Basin, located in Itu, São Paulo State, Brazil, with the objective of understanding groundwater flow dynamics and estimating regional water availability. The conceptual model was constructed through the integration of geological, geomorphological, hydrological, and hydrogeological data, identifying the Itararé Aquifer and the Crystalline Aquifer, subdivided into saprolitic, fractured, and fresh rock zones. Based on the conceptual framework, a numerical groundwater flow model was implemented using the FEFLOW software. The model was calibrated under steady-state and transient conditions, satisfactorily reproducing piezometric levels, hydraulic gradients, and baseflow rates. The results indicate a drainable groundwater reserve on the order of $1.51 \times 10^8 \text{ m}^3$ and demonstrate that regional groundwater flow is primarily controlled by the Itararé Aquifer and the saprolitic zones of the crystalline basement. The model provides a consistent representation of the aquifer system, contributing to the assessment of groundwater availability and supporting the management of groundwater resources in Itu, São Paulo State.

Keywords: Conceptual hydrogeological model; numerical groundwater flow model; FEFLOW; Itu – SP; Itararé Aquifer; Crystalline Aquifer.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Fluxograma de Protocolos para Aplicação de Modelos Matemáticos – PAMM (adaptado de ANDERSON <i>et al.</i> , 2015).	27
Figura 2: Representação dos nós e elementos finitos na malha numérica. Fonte: ANDERSON <i>et al.</i> , 2015.....	28
Figura 3: Vista em planta de uma malha de elementos finitos. Fonte: ANDERSON <i>et al.</i> , 2015.....	28
Figura 4: Mapa de localização da área de estudo.....	32
Figura 5: Mapa geológico do município de Itu – SP. Fonte: Instituto Geológico, 2009.	35
Figura 6: Modelo conceitual simplificado da evolução estrutural do Grupo São Roque, destacando as fases Dn+1/Dn+2 (tectônica tangencial de baixo ângulo) e Dn+3 (tectônica transcorrente a transpressiva). Fonte: Hackspacher <i>et al.</i> (1993).	37
Figura 7: Descrição litológica do poço IT-IG 85. Fonte: Petri 1986, apud Petri 2019).	40
Figura 8: Mapa de localização das estações pluviométricas analisadas.....	41
Figura 9: Distribuição da média pluviométrica ao longo dos meses.....	42
Figura 10: Bacias hidrográficas presentes no município de Itu – SP, com ênfase a bacia de estudo.	48
Figura 11: Mapa de localização do posto fluviométrico FLUPIRA01, e demais estações.	50
Figura 12: Gráfico de vazão medida no posto fluviométrico FLUPIRA01 (Fonte: FUNDUNESP, 2019).	52
Figura 13: Curva de monitoramento dos instrumentos F2 e F3.	52
Figura 14: Curva de monitoramento dos instrumentos F4, F5 e F6. Fonte: FUNDUNESP, 2017.	53
Figura 15: Porcentagem do uso e ocupação do solo na bacia do ribeirão Pirapitingui.	54
Figura 16: Mapa de uso e ocupação do solo para a bacia do ribeirão Pirapitingui. Fonte: FUNDUNESP, 2019.	55
Figura 17: Mapa de distribuição dos poços tubulares utilizados na modelagem geológica	60
Figura 18: Seção esquemática das unidades geológicas na área de estudo.....	61
Figura 19: Exemplos de perfis litológicos disponíveis na área de estudo. Fonte: SIAGAS	62
Figura 20: Modelo hidrogeológico tridimensional da bacia do ribeirão Pirapitingui. .	64
Figura 21: Vazão de estabilização e vazão específica dos poços registrados no SIAGAS.	71
Figura 22: Monitoramento do piezômetro P001.	72
Figura 23: Curva de monitoramento do piezômetro P002.....	73
Figura 24: Localização dos poços tubulares com informações de n.e (a); sem informações de n.e (b), e piezômetros instalados pela FUNDUNESP (c).	74
Figura 25: Balanço hídrico climatológico para a estação V0397.....	81
Figura 26: Área de contribuição das vazões medidas.....	82

Figura 27: Diagrama de recessão para o ponto de monitoramento Cruz das Almas – F2	83
Figura 28: Diagrama de recessão do ponto de monitoramento Santa Cecília – F3	84
Figura 29: Diagrama de recessão para os anos hidrológicos 2018 a 2020.....	85
Figura 30: Mapa potenciométrico da área de estudo.	87
Figura 31: Distribuição espacial dos níveis dinâmicos dos poços tubulares.	88
Figura 32: Seção conceitual de fluxo subterrâneo.	90
Figura 33: Apresentação da malha numérica em Feflow.	93
Figura 34: Representação do modelo geológico na malha numérica.	95
Figura 35: Exemplificação das condições de contorno aplicadas no modelo numérico em Feflow	98
Figura 36: Comparação entre as cargas hidráulicas calculadas pelo modelo e observadas.	100
Figura 37: Comparação entre as vazões calculadas pelo modelo e as observadas em campo	101
Figura 38: Mapa potenciométrico obtido a partir da calibração em regime permanente.	102
Figura 39: Comparação entre a potencimetria calibrada (isolinhas rosas) e a potencimetria conceitual (isolinhas verdes)	103
Figura 40: Balanço de massa obtido para a calibração em regime permanente....	104
Figura 41: Recarga em mm/ano resultantes do regime transiente.....	105
Figura 42: Comparação entre os fluxos de base estimado no modelo conceitual (linha pontilhada vermelha) com os fluxos de base calculado pelo modelo numérico (linha amarela) para o FLU-PIRA01	107
Figura 43: Comparação entre os fluxos de base estimado no modelo com os fluxos de base calculado pelo modelo numérico para o ponto Cruz das Almas – F2	108
Figura 44: Comparação entre os fluxos de base estimado no modelo com os fluxos de base calculado pelo modelo numérico para o ponto Santa Cecília – F3.	108
Figura 45: Balanço de massa total	109
Figura 46: Balanço de massa discretizado obtido para a calibração em regime transiente.	110
Figura 47: Resultados da análise de sensibilidade para cada unidade hidrogeológica	113

Sumário

1.	INTRODUÇÃO	17
2.	OBJETIVOS	19
3.	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	20
3.1.	Modelo hidrogeológico conceitual.....	20
3.1.1.	Mapas Potenciométricos	20
3.1.2	Separação do Fluxo de Base.....	20
3.1.3	Balanço Hídrico Climatológico	22
3.2.	Modelos Hidrogeológicos Numéricos.....	24
3.2.1	Método dos Elementos Finitos.....	27
3.3	Reserva hídrica.....	29
4.	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	32
4.1.	Geologia Regional e Local	33
4.1.1	Geologia Local.....	36
4.2	Dinâmica Pluviométrica.....	40
4.3	Hidrografia	48
4.4	Uso e Ocupação do Solo na Bacia Hidrográfica do Ribeirão Pirapitingui	53
5.	MATERIAIS E MÉTODOS	56
5.1	Aquisição de dados.....	56
5.2	Modelo Geológico	56
5.3	Modelo Conceitual	57
5.3.1	Fluxo de Base.....	57
5.3.2	Balanço Hídrico Climatológico	57
5.3.3	Potenciometria.....	57
5.4	Modelagem numérica de fluxo	58
5.4.1	Análise de sensibilidade	58
5.5	Estimativa de reserva hídrica.....	58
6.	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	60
6.1.	Modelo Geológico – hidroestratigráfico.....	60
6.1.1	Unidades Hidroestratigráficas.....	65
6.2	Modelo conceitual	67
6.2.1	Nível de água subterrâneo	67
6.2.2	Parâmetros Hidrodinâmicos.....	75

6.2.3 Estimativa de Balanço Hídrico Climatológico.....	81
6.2.4 Separação do Fluxo de Base.....	82
6.2.5 Dinâmica Hídrica Subterrânea.....	85
6.3 Modelo numérico	91
6.3.1 Malha numérica	91
6.3.2 Configuração do modelo numérico e condições de contorno	96
6.3.3 Calibração em regime permanente.....	96
6.3.4 Calibração em regime transiente	104
6.3.5 Análise de Sensibilidade.....	110
6.3.6 Estimativa de reserva hídrica.....	114
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES	116
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	119

1. INTRODUÇÃO

A água constitui um dos recursos naturais essenciais à manutenção da vida e ao desenvolvimento das sociedades humanas, desempenhando papel central na sustentação dos ecossistemas, no abastecimento público, na produção agrícola e industrial e na geração de energia (UNDP, 2006). Apesar da aparente abundância, a fração de água doce disponível para uso direto é limitada. Estima-se que aproximadamente 2,5% da água existente no planeta seja doce, sendo que a maior parte se encontra armazenada em geleiras e calotas polares, enquanto apenas uma pequena parcela está disponível em águas superficiais e subterrâneas acessíveis (GLEICK, 1993; MORRIS et al., 2003). Nesse contexto, as águas subterrâneas representam a principal reserva de água doce disponível para consumo humano, tornando-se estratégicas para o suprimento hídrico em diversas regiões do mundo (FETTER; BOVING; KRAEMER, 2017).

O crescimento populacional, a expansão urbana e a intensificação das atividades econômicas têm provocado aumento significativo das demandas hídricas, frequentemente resultando em pressões sobre os sistemas aquíferos. A superexploração das águas subterrâneas acarreta o rebaixamento dos níveis piezométricos, redução das vazões de base dos cursos d'água, comprometimento da recarga natural e, em casos extremos, exaustão parcial das reservas disponíveis (CUSTODIO, 2002; ZEKSTER; EVERETT, 2004). Esses impactos são particularmente relevantes em bacias hidrográficas submetidas a processos acelerados de urbanização, nos quais a impermeabilização do solo reduz a infiltração e modifica o balanço hídrico local (FOSTER; HIRATA, 2011).

A gestão sustentável dos recursos hídricos subterrâneos requer compreensão integrada dos processos de recarga, armazenamento e fluxo em escala regional. Nesse sentido, a hidrogeologia dispõe de ferramentas conceituais e numéricas capazes de representar o funcionamento dos sistemas aquíferos de forma quantitativa. O modelo hidrogeológico conceitual constitui a base para a organização e interpretação das informações geológicas, hidrológicas e hidrogeológicas disponíveis, permitindo a construção de uma representação simplificada, porém fisicamente coerente, do sistema natural (ANDERSON; WOESSNER; HUNT, 2015). A partir desse modelo, modelos numéricos de fluxo subterrâneo podem ser

desenvolvidos, possibilitando a simulação do comportamento hidráulico dos aquíferos, a avaliação de cenários de exploração e a estimativa de reservas, configurando-se como ferramentas essenciais de suporte à tomada de decisão e ao planejamento territorial (KINZELBACH, 1986; REILLY; HARBAUGH, 2004).

No contexto brasileiro, diversos municípios enfrentam desafios relacionados à disponibilidade hídrica, especialmente em regiões de rápido crescimento urbano. O município de Itu, localizado no interior do estado de São Paulo, apresenta histórico recorrente de escassez hídrica, associado tanto à variabilidade climática quanto à crescente demanda por recursos hídricos. Inserida nesse cenário, a Bacia Hidrográfica do Ribeirão Pirapitingui configura-se como unidade estratégica para o abastecimento local, ao mesmo tempo em que sofre pressão decorrente da urbanização e da intensificação das captações subterrâneas.

Diante desse contexto, o presente trabalho teve como objetivo desenvolver um modelo hidrogeológico conceitual e numérico da Bacia do Ribeirão Pirapitingui, visando compreender a dinâmica do fluxo subterrâneo e fornecer subsídios técnicos à gestão dos recursos hídricos locais. Inicialmente, foi elaborado o modelo conceitual a partir da integração de dados geológicos, geomorfológicos, hidrológicos e hidrogeológicos. Com base nesse arcabouço, foi construído o modelo numérico de fluxo subterrâneo, implementado pelo método das diferenças finitas no software FEFLOW (versão 10).

O modelo foi estruturado para representar os principais compartimentos hidroestratigráficos da bacia, os mecanismos de recarga, descarga e armazenamento, bem como a interação entre águas subterrâneas e drenagem superficial. Após calibração em regime permanente e transiente, o modelo foi capaz de reproduzir satisfatoriamente os níveis piezométricos observados, e as vazões de base. Adicionalmente, foram estimadas as reservas subterrâneas e avaliada a sensibilidade dos parâmetros hidráulicos, fornecendo base quantitativa para análises de disponibilidade hídrica e suporte à gestão territorial.

Dessa forma, o estudo apresenta uma representação integrada e fisicamente consistente do sistema aquífero do Ribeirão Pirapitingui, contribuindo para o avanço do conhecimento hidrogeológico regional e oferecendo subsídios técnicos para o planejamento e a gestão sustentável dos recursos hídricos subterrâneos no município de Itu.

2. OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo estimar a recarga e a reserva hídrica subterrânea na bacia hidrográfica do Ribeirão Pirapitingui, no município de Itu (SP), inserida em um contexto geológico estruturalmente complexo, marcado pela interação entre o Aquífero Tubarão e o Embasamento Cristalino. Para isso, foi desenvolvido um modelo conceitual e numérico de fluxo subterrâneo, este último foi utilizado como ferramenta para a quantificação da recarga e reserva hídrica subterrânea. A proposta busca contribuir para a melhoria da gestão dos recursos hídricos da região, especialmente frente ao avanço da urbanização.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1. Modelo hidrogeológico conceitual

Um modelo hidrogeológico conceitual tem como principal objetivo representar de maneira simplificada a dinâmica de um ou mais sistemas aquíferos (ANDERSON & WOESSNER, 1992; ANDERSON; WOESSNER; HUNT, 2015). Nele buscamos representar e organizar todo o conhecimento disponível, de forma a integrar dados geológicos, hidrogeológicos, direções de fluxos e interações com corpos superficiais e principais zonas de descarga e recarga (ANDERSON & WOESSNER, 1992; ANDERSON; WOESSNER; HUNT, 2015).

3.1.1. Mapas Potenciométricos

O mapa potenciométrico representa a distribuição espacial do nível potenciométrico de um aquífero, permitindo a visualização das direções de fluxo da água subterrânea. Comumente, é elaborado com base em dados de nível d'água medidos em poços de monitoramento e em relação a um datum específico (quase sempre, em relação ao nível do mar (0,0 m)). Esse tipo de representação gráfica possibilita a interpretação do fluxo subterrâneo, a avaliação de gradientes hidráulicos e definição de zonas de recarga e descarga de aquíferos (FETTER, 2001).

3.1.2 Separação do Fluxo de Base

O fluxo de base (*baseflow*) pode ser definido como a porção do escoamento de um rio que é mantida pela contribuição do aquífero para o rio. Essa contribuição ocorre por meio do escoamento subterrâneo que alimenta os cursos d'água, mantendo o seu volume mesmo durante períodos de estiagem, ou seja, na ausência de precipitações (DINGMAN, 2002).

O fluxo de base pode ser obtido através da separação de hidrogramas, separando o fluxo, de forma simplificada, em escoamento superficial (*runoff*) e fluxo de base (*baseflow*). Dentre os métodos de separação de hidrogramas, optou-se por utilizar o método de Eckhardt (ECKHARDT, 2005), que é dado pela equação abaixo (1):

$$y_i = f_i + b_i \text{ Equação 1}$$

Onde y_i é a vazão do rio no tempo i , em m^3/s ; f_i é o escoamento superficial no tempo i (m^3/s) e; b_i é o escoamento de base no tempo i , quando $b \leq i$.

A metodologia proposta por Eckhardt (2005) é amplamente utilizada para a estimativa do escoamento de base em séries temporais de vazão. O método fundamenta-se em dois parâmetros principais: o coeficiente de recessão (α) e o índice máximo de escoamento de base (BFI_{max}).

O coeficiente de recessão (α) é obtido a partir da análise do hidrograma de vazão, a partir de períodos característicos de recessão. Durante esses intervalos, os dados de vazão e os respectivos tempos são utilizados para calcular a constante de tempo do sistema, também denominada k , conforme descrito na equação 2.

$$\frac{1}{k} = \frac{\ln Q(t) - \ln(t + \Delta t)}{\Delta t} \text{ Equação 2}$$

Sendo que $\alpha = e^{-\Delta t/k}$.

Segundo Eckhardt (2005), o fluxo de base (b_i), para $b \leq i$, é dado pela equação abaixo (3).

$$b_i = \frac{(1 - \text{BFI}_{\max}) * \alpha * b_{i-1} + (1 - \alpha) * \text{BFI}_{\max} * y_i}{1 - \alpha * \text{BFI}_{\max}} \text{ Equação 3}$$

Para obtenção do parâmetro BFI_{max}, utiliza-se a abordagem proposta por Colischonn & Fan (2012), que estabelece uma relação entre as vazões de permanência Q90 e Q50 (Equação 4).

$$\text{BFI}_{\max} = 0,3344 * \frac{Q_{90}}{Q_{50}} + 0,2146 \text{ Equação 4}$$

A partir da definição do escoamento de base (*baseflow*), é possível calcular a taxa de recarga do aquífero (SZILAGYI *et al.*, 2003; MATTIUZI *et al.*, 20150), dada pela equação abaixo (5)

$$TR = \frac{bi}{A} \text{ Equação 5}$$

Onde bi é o fluxo de base obtido, e A a área de contribuição da bacia hidrográfica monitorada pelo vertedouro.

3.1.3 Balanço Hídrico Climatológico

O balanço hídrico climatológico (BHC) consiste em uma metodologia desenvolvida por Thornthwaite & Mather (1955) para estimar a disponibilidade de água no solo, considerando variáveis climáticas como precipitação, evapotranspiração potencial, armazenamento de água no solo, excedentes e déficits hídricos. Esta metodologia tem como base os dados de precipitação (P), evapotranspiração potencial (ETP) e a capacidade de armazenamento de água no solo (CAD). Para casos em que a evapotranspiração potencial não se é conhecida, é possível obtê-la a partir da equação abaixo (6):

$$ETP = 16K \left(10 * \frac{T}{I} \right)^a \text{ Equação 6}$$

Onde T é a temperatura média mensal; I é o índice térmico anual e; a a exponente obtida em função do índice térmico.

O índice térmico representa o somatório das influências térmicas mensais sobre o potencial de evaporação ao longo de um ano, e pode ser calculado pela expressão (7).

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T_i}{5} \right)^{1,5214} \text{ Equação 7}$$

Onde T_i é temperatura média do mês i (em °C) e soma é feita para todos os 12 meses do ano; e o expoente 1,514 é fixo e empírico. A partir do índice I , calcula-se o a , que é dado pela equação abaixo (8).

$$a = (675 * 10^{-9} * I^3) - (771 * 10^{-7} * I^2) + (1792 * 10^{-5} * I) + 0,49239 \text{ Equação 8}$$

A partir da relação entre precipitação (P) e evapotranspiração potencial calculada (ETP), estima-se as demais variáveis do balanço hídrico (armazenamento,

reposição, déficit hídrico, excedente hídrico e evapotranspiração real), considerando a capacidade de armazenamento de água no solo (CAD).

O armazenamento no solo (ARM) é o volume de água disponível do solo ao final de cada mês, e é obtido em função do saldo hídrico (9), sendo que o solo começa o ano hidrológico com sua CAD preenchida, ou seja, condição total de saturação.

$$ARM = P - EPT \text{ Equação 9}$$

Onde P é a precipitação e EPT a evapotranspiração potencial. Se $ARM < 0$ o solo perde água, já se $ARM > 0$ o solo ganha água.

A evapotranspiração real (ETR) é a quantidade efetiva de água que é evaporada e transpirada pela vegetação, quando há água suficientemente disponível no solo $ETR = ETP$, mas quando o inverso acontece, a ETR pode ser obtida da seguinte maneira (Equação 10):

$$ETR = P + ARM \text{ Equação 10}$$

Quando o solo é parcialmente seco, e a precipitação é superior a EPT, temos o estágio de reposição hídrica, até que o solo esteja totalmente saturado, entrando na fase de excedente hídrico. A reposição pode ser calculada a partir da equação abaixo (11).

$$REP = \min(P - EPT, CAD - ARM) \text{ Equação 11}$$

O déficit hídrico ocorre quando a EPT supera a precipitação, e junto a isso, não há água suficiente no solo para suprir a diferença ($ARM \leq 0$). O déficit hídrico é calculado pela seguinte equação (12):

$$DEF = EPT - ETR \text{ Equação 12}$$

O excedente hídrico por sua vez, ocorre quando o solo está totalmente saturado, de forma que a água não pode ser retida no solo, e por esse motivo ou

escoa superficialmente, ou abastece os aquíferos. Para se calcular o excedente utiliza-se a equação 13.

$$EXC = P - ETC - (CAD - ARM) \text{ Equação 13}$$

3.2. Modelos Hidrogeológicos Numéricos

Modelos numéricos podem ser definidos conceitualmente como representações simplificadas de situações reais, através de equações matemáticas. Em hidrogeologia, um modelo representa a compreensão conceitual de um sistema hidrogeológico, definindo as características do aquífero, como zonas de recarga e descarga, direções de fluxos, e interações entre águas superficiais e subterrâneas. Modelos hidrogeológicos numéricos utilizam-se de equações matemáticas para descrever o comportamento hídrico subterrâneo, e podem ser divididos em: interpretativos, que visam a melhor compreensão do comportamento do aquífero; e preditivos, onde a principal finalidade é a previsão do comportamento dos fluxos de águas subterrâneas frente a determinadas ações, como exemplo o bombeamento de água e a presença de contaminantes (FETTER, 2001).

Nesse sentido, todo modelo matemático se fundamenta em um modelo conceitual. No contexto hidrogeológico conceitual, esse tipo modelo visa sintetizar a representação do aquífero em estudo, estabelecendo suas condições de contorno de maneira precisa. O modelo conceitual é estático e reflete a condição atual do sistema, sendo crucial para sua compreensão. No entanto, para realizar previsões, é necessário um modelo dinâmico, que demanda simulações de fluxos de águas subterrâneas (FETTER, 2001).

Os modelos hidrogeológicos podem ser categorizados como modelos de fluxo ou de transporte de massa. O modelo de fluxo simula o escoamento das águas superficiais, considerando o fluxo natural do aquífero, além das zonas de recarga e descarga, podendo representar situações de estresse hídrico, como o bombeamento de águas subterrâneas, ou até mesmo a injeção de água no aquífero. Em contrapartida, o modelo de transporte de massa, embora também considere as condições de fluxo, tem como principal objetivo simular o transporte e a dispersão de substâncias poluentes. As simulações podem ainda ser classificadas em regime

transiente ou permanente, em aquíferos confinados ou não, e podem ser em duas ou três dimensões.

Todo modelo matemático é baseado em uma equação governante que representa o processo simulado, além de definir as condições de contorno, que estabelecem as limitações do modelo, e as condições iniciais. Assim como o fluxo de águas subterrâneas em meios porosos é regido pela Lei de Darcy, a equação governante de um modelo hidrogeológico resulta da derivada da equação de Darcy. Esta equação estabelece que a água se desloca de áreas de maior energia potencial para aquelas de menor energia potencial, obedecendo ao princípio de conservação de massa, que assegura que não há criação ou perda de água no processo.

Condições de contorno podem ser definidas como formulações matemáticas que definem parâmetros hidrogeológicos conhecidos no domínio do modelo (ANDERSON & WOESSNER, 1992; ANDERSON; WOESSNER; HUNT, 2015). Se considerarmos apenas a equação governante, um modelo poderia convergir para infinitas soluções, contudo, as condições de contorno desempenham um papel limitante na quantidade de soluções possíveis no modelo, de forma a guiar o modelo para uma solução única e consistente. Essas condições podem ser expressas de três maneiras:

- Tipo 1: Carga Hidráulica Especificada (condição de Dirichlet);
- Tipo 2: Fluxo especificado (condição de Neumann);
- Tipo 3: Fluxo dependente da carga hidráulica (condições mistas ou de Robin ou de Cauchy).

No **Quadro 1** são exemplificadas as condições de contorno e suas respectivas equações.

Quadro 1: Condições de contornos e suas especificações. Fonte: Carvalho, 2013.

Tipos		Limite	Especificação	Exemplo	Equação
Tipo 1	Condição de Dirichlet	Físico	Carga Hidráulica é especificada no contorno	Lagos, Rios, N.A.	$H=H(X,Y,Z,t)$, em $t>0$
Tipo 2	Condição de Neumann	Hidráulico	Fluxo é especificado no contorno	Fluxo zero ou não fluxo em divisores de água, zonas impermeáveis. Recarga, evapotranspiração, etc..	$-k\eta\partial h/\partial\eta=f(X, Y, Z, t)$. Onde f é fluxo de unidade de área normal à fronteira
Tipo 3	Condição de Robin ou Cauchy	Combinação dos tipos 1 e 2. O fluxo é calculado a partir da diferença entre carga hidráulica especificada e a calculada pelo modelo.		Drenagens através de contornos, drenagens, rios e nascentes.	$-kz\partial h/\partial z=k'/b' (H_0-H)$. Onde b é a espessura da camada confinante

As condições iniciais são essenciais para simulações em modo transiente, pois definem os valores de carga hidráulica, frequentemente as condições iniciais são obtidas por meio de simulações em regime permanente. Essas condições iniciais servem como referência no regime transiente, uma vez que os valores de carga hidráulica calculados em determinado momento dependem dos valores iniciais.

Após a definição das condições de contorno, inicia-se o processo de calibração. Durante a calibração, as cargas hidráulicas calculadas pelo programa são comparadas com as medidas em campo, e os dados de entrada são ajustados até que correspondam aos valores observados (ANDERSON, WOESSNER & HUNT, 1992).

A calibração manual, também conhecida como calibração tradicional, consiste em um processo iterativo no qual o modelador ajusta manualmente os parâmetros de entrada do modelo matemático, um a um, com o objetivo de obter uma correspondência entre os resultados simulados e os dados observados, até que os mesmos correspondam aos valores vistos em campo, ou correspondam ao critério NRMS inferior a 10%, representado pela seguinte equação (14):

$$\frac{RMS}{V_{max}-V_{min}} \times 100 \quad \text{Equação 14}$$

Onde RMS é o valor dado pelo *software*, e V_{max} e V_{min} são os valores máximo e mínimo de carga hidráulica observada.

Uma abordagem muito utilizada para validar a confiabilidade dos modelos matemáticos é a análise de sensibilidade. Nesta análise, os valores de condutividade hidráulica, recarga e condições de contorno são alterados sistematicamente, um

parâmetro por vez, para avaliar como o modelo responde a essas modificações (ANDERSON *et al.*, 2015).

Todo o processo de simulação segue o fluxograma denominado "Protocolos para Aplicação de Modelos Matemáticos – PAMM", que delineia as etapas metodológicas para a elaboração de um modelo matemático. A Figura 1 apresenta o PAMM desenvolvido por Anderson *et al.* (2015), que será adotado neste trabalho.

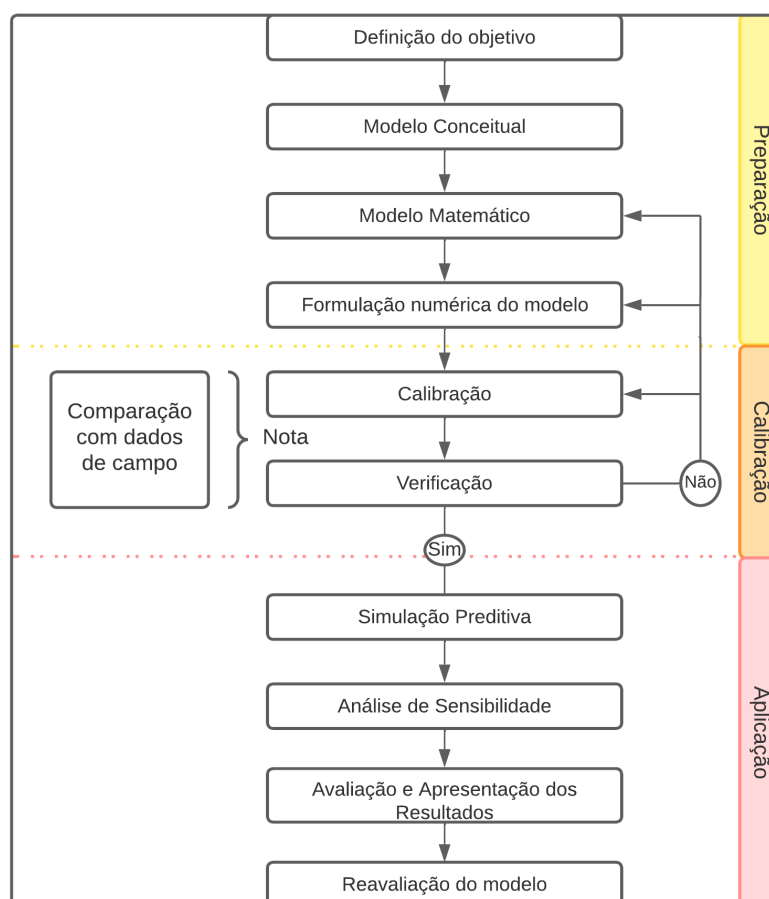


Figura 1: Fluxograma de Protocolos para Aplicação de Modelos Matemáticos – PAMM (adaptado de ANDERSON *et al.*, 2015).

Os principais aspectos teóricos de hidrogeologia e modelagem de águas subterrâneas são discutidos detalhadamente em livros-textos como Anderson *et al.* (2015), Fitts (2013), Kresic (2007), Fetter (2001) e Anderson & Wang (1982).

3.2.1 Método dos Elementos Finitos

O Método dos Elementos Finitos (MEF) constitui uma abordagem numérica amplamente utilizada para a resolução de equações diferenciais parciais associadas ao fluxo em meios porosos. Diferentemente das soluções analíticas, o MEF baseia-

se na discretização do domínio em elementos finitos, nos quais a variável de interesse (a carga hidráulica) é aproximada por funções de interpolação definidas localmente (ANDERSON et al., 2015).

Cada elemento da malha, tipicamente triangular em duas dimensões, é definido por um conjunto de nós cujas coordenadas espaciais (x , y , z) e conectividade devem ser especificadas para a construção da malha. A discretização do domínio em elementos triangulares, bem como a definição da conectividade entre nós e elementos, é ilustrada na Figura 2 e Figura 3. A geração da malha no MEF requer maior detalhamento em relação a outros métodos numéricos, uma vez que, além das coordenadas nodais, é necessário definir explicitamente quais nós compõem cada elemento, o que influencia diretamente a estrutura do sistema numérico (ANDERSON et al., 2015).

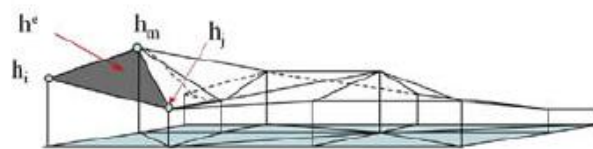


Figura 2: Representação dos nós e elementos finitos na malha numérica. Fonte: ANDERSON et al., 2015

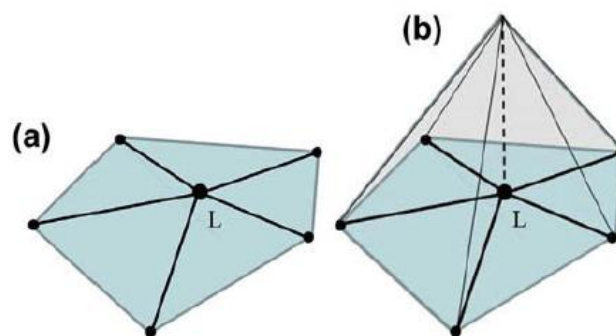


Figura 3: Vista em planta de uma malha de elementos finitos. Fonte: ANDERSON et al., 2015

No MEF, a solução da carga hidráulica no interior de cada elemento é obtida por meio de uma solução aproximada, denominada solução tentativa, que é definida a partir de funções de interpolação (funções de forma ou funções base). Para elementos triangulares bidimensionais, essa aproximação pode ser expressa pela equação 15.

$$h_e(x, y) = N_i(x, y)h_i + N_j(x, y)h_j + N_m(x, y)h_m \text{ Equação 15}$$

Em que $h_e(x, y)$ representa a carga hidráulica no interior do elemento, h_i, h_j e h_m são as cargas hidráulicas nos nós dos elementos, e N_i, N_j e N_m são as funções de forma associadas a cada nó (ANDERSON et al., 2015).

Essas funções de forma são geralmente lineares e possuem propriedades específicas, como assumir valor unitário no nó ao qual estão associadas e valor nulo nos demais nós do elemento, além de variarem linearmente ao longo do domínio do elemento. Dessa forma, garantem a continuidade da variável dentro de cada elemento e entre elementos adjacentes.

Como a solução aproximada não satisfaz exatamente a equação governante, sua substituição resulta em um resíduo. Para minimizar esse erro, o MEF utiliza o método dos resíduos ponderados, sendo o Método de Galerkin o mais empregado, no qual as funções peso são escolhidas iguais às funções de forma. Esse procedimento permite obter uma solução aproximada que converge para a solução real à medida que a discretização é refinada (ANDERSON et al., 2015).

A partir da formulação de cada elemento, são obtidas equações locais que são posteriormente combinadas por meio do processo de montagem, no qual as contribuições individuais dos elementos são somadas para formar um sistema global de equações algébricas

A avaliação das integrais envolvidas na formulação dos elementos finitos é, em geral, realizada por métodos de integração numérica, como a quadratura de Gauss, especialmente em casos envolvendo geometrias irregulares ou propriedades heterogêneas.

A qualidade da solução obtida pelo MEF está diretamente relacionada à discretização espacial adotada, sendo dependente da densidade e da qualidade da malha. Dessa forma, aspectos como o refinamento local e a forma dos elementos exercem influência significativa na precisão e na estabilidade numérica da solução.

3.3 Reserva hídrica

A reserva hídrica subterrânea corresponde ao volume de água armazenado nos aquíferos, sendo um dos principais parâmetros para avaliação da disponibilidade

hídrica e suporte à gestão dos recursos hídricos. De acordo com a Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (2020), a reserva hídrica pode ser compreendida como a quantidade de água armazenada no sistema aquífero, podendo ser classificada em reserva total, reserva explotável e reserva renovável, em função das condições de uso, recarga e sustentabilidade do sistema.

Do ponto de vista físico, a estimativa da reserva hídrica subterrânea está diretamente relacionada às propriedades de armazenamento dos aquíferos. Em aquíferos livres, o volume de água potencialmente disponível está associado ao rendimento específico (specific yield), que representa a fração de água que pode ser drenada por gravidade, conforme descrito por FREEZE & CHERRY (1979). Nesses casos, a reserva hídrica pode ser estimada de forma simplificada a partir da relação entre a área do aquífero, a espessura saturada e o rendimento específico.

Por outro lado, em aquíferos confinados, o armazenamento está relacionado ao coeficiente de armazenamento (storativity), que depende da compressibilidade da água e da matriz porosa. Nesses sistemas, o volume de água liberado é significativamente menor e não representa diretamente o volume total armazenado, mas sim a resposta do aquífero a variações de carga hidráulica (FREEZE & CHERRY, 1979). De forma geral, a reserva hídrica total (R) pode ser expressa como (Equação 16):

$$Reserva = A \times b \times Sy \text{ Equação 16}$$

Onde, A é a área do aquífero, b a espessura e Sy o rendimento específico.

Adicionalmente, o volume armazenado pode ser convertido em uma lâmina d'água equivalente (h), permitindo sua comparação com variáveis hidrológicas, como a recarga (Equação 17):

$$(h) = \frac{Recarga \left(\frac{m}{ano}\right)}{Área (m)} \text{ Equação 17}$$

A reserva renovável por sua vez corresponde à parcela da reserva hídrica que é reabastecida anualmente por meio da recarga, representando o volume de água

efetivamente disponível para uso sustentável ao longo do tempo, e pode ser obtida pela equação 18.

$$\text{Reserva renovável} = \text{Recarga média anual} \times \text{Área do Aquífero} \quad \text{Equação 18}$$

A relação entre a reserva total e a reserva renovável permite estimar o tempo de renovação do sistema aquífero, que representa o período necessário para que o volume total armazenado seja repostado pela recarga, e ele pode ser expresso pela equação 19.

$$\text{Tempo de renovação} = \frac{\text{Reserva total}}{\text{Reserva renovável}} \quad \text{Equação 19}$$

Dessa forma, a estimativa da reserva hídrica deve considerar o tipo de aquífero e os parâmetros de armazenamento mais representativos do sistema, sendo comum, em estudos aplicados, a utilização do rendimento específico para aquíferos livres, por sua relação direta com o volume de água efetivamente disponível.

4. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A bacia Hidrográfica do Ribeirão Pirapitingui localiza-se no interior do estado de São Paulo, no município de Itu (SP) (Figura 4) e está circundada pelos municípios de Salto, Elias Fausto, Porto Feliz, Sorocaba, Mairinque, Araçariguama, Cabreúva, Itupeva, São Roque e Indaiatuba, inserindo-se no contexto da região da bacia do médio Tietê. Com uma área de aproximadamente 75 km², tem seu principal acesso através das rodovias SP-75 e BR-220.

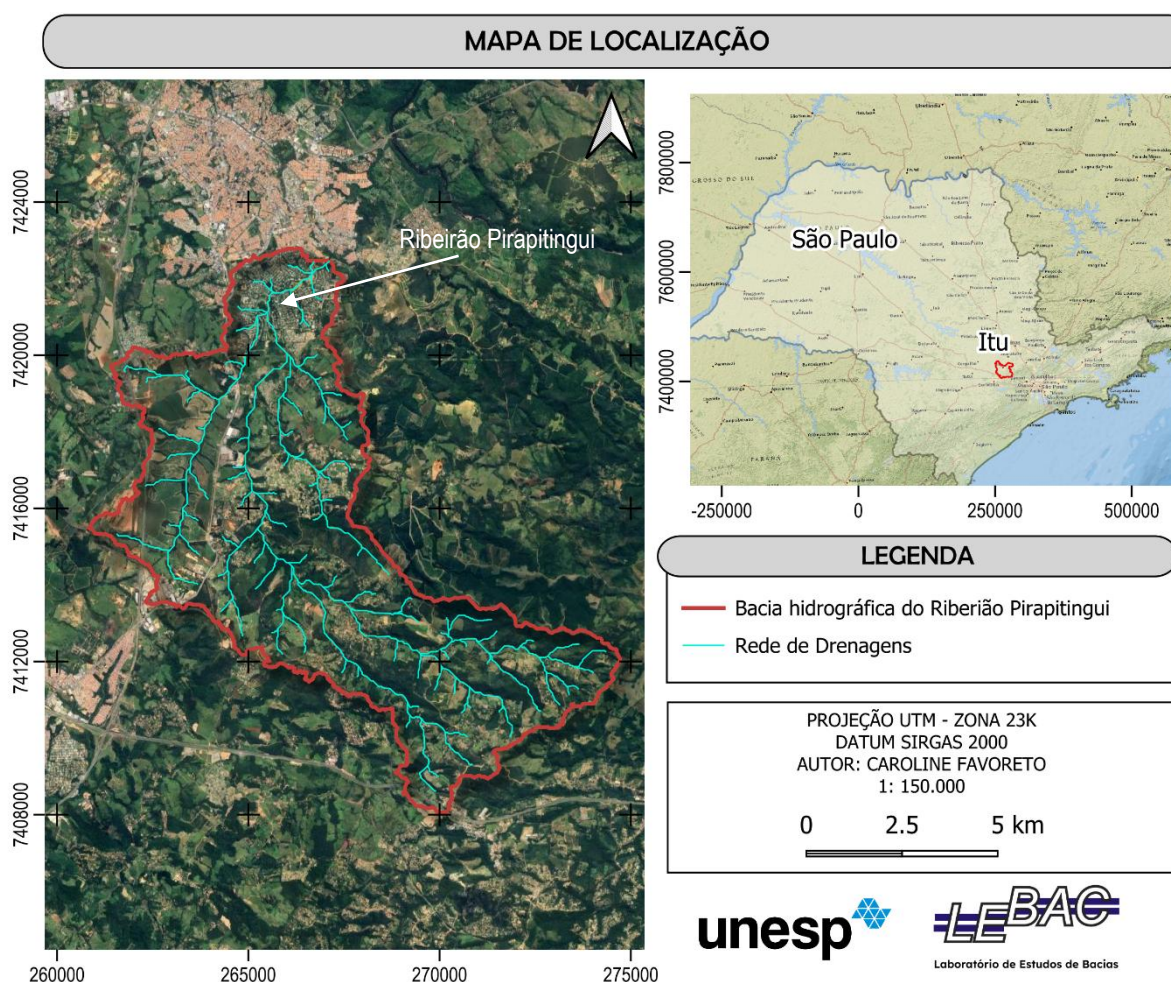


Figura 4: Mapa de localização da área de estudo.

A bacia hidrográfica do ribeirão Pirapitingui é uma importante unidade de conservação dos recursos hídricos, contribuindo significativamente tanto para o abastecimento público de água no município de Itu- SP, quanto para a agricultura local. Entretanto, a bacia enfrenta diversos desafios, principalmente devido à acelerada urbanização. A expansão urbana tem levado ao desmatamento e à

impermeabilização do solo, resultando em um aumento do escoamento superficial e redução da recarga (IPA, 2020).

4.1. Geologia Regional e Local

O município de Itu é composto por unidades geotectônicas correspondentes à Província Mantiqueira a leste, e a Bacia Sedimentar do Paraná à oeste (ALMEIDA *et al.*, 1977). Na região da Província Mantiqueira afloram rochas ígneas e metamórficas pré-Cambrianas do Complexo Itapira, Grupo São Roque e Maciço Granítico Itu, compartimentadas pela Zona de Cisalhamento de Itu. No que se refere à Bacia Sedimentar do Paraná, afloram rochas paleozóicas do Grupo Itararé. A Figura 5 apresenta o mapa geológico de acordo com o Instituto Geológico (2009) em escala 1:1.000.000, com enfoque na região do município de Itu - SP e Bacia hidrográfica Ribeirão Pirapitingui, área de estudo.

O Grupo Itararé (C2P1i), pertencente à Bacia Sedimentar do Paraná, é formado por sedimentos fluviais, lacustres e marinhos depositados em ambiente glacial com idade permo-carbonífera, e pode atingir de 1300 a 1400 metros em seu depocentro (CAETANO-CHANG, 1984; FRANÇA; POTTER, 1988; VESELY & ASSINE, 2008). No município de Itu este grupo ocorre como espessos depósitos glaciais, representados por diamictitos e tilitos, que alcançam até 300 m de espessura.

O Complexo Varginha-Guaxupé (NPvg) é limitado a sul pela zona de cisalhamento de Itu e a norte pelo Complexo Itu (Granitóides) (Instituto Geológico, 2009) e está localizado na região nordeste do município de Itu. Litologicamente, predominam granulitos bandados de alto grau metamórfico, compostos principalmente por granada-(ortopiroxênio) granulitos de composições enderbítica, mangerítica e sienítica (OLIVEIRA *et al.*, 1986). Ocorrem intercalações de granada granulitos máficos, dioritos gnáissicos e granulitos básicos, variando de olivina-websterito a gabronorito com plagioclásio, especialmente na região de Guaxupé (CHOUDHURI *et al.*, 1998). Parte desses litotipos máficos é interpretada como intrusiva sin-metamórfica, indicando colocação contemporânea ao pico metamórfico (CAMPOS NETO; CABY, 2000). Esta unidade representa níveis profundos da crosta continental, exumados durante a Orogênese Brasileira,

constituindo a base estrutural da pilha de nappes do orógeno Socorro-Guaxupé (CAMPOS NETO; CABY, 2000).

Os Granitóides (NP3s_gamma_2Iso e NP3s_gamma_3Ait,) presentes na área afloram na porção nordeste do município de Itu e correspondem ao Complexo de Itu inserido no Domínio Piracica-Jundiaí, com idade relacionada ao final do proterozóico (WERNICK, 2000). Litologicamente, constitui-se por uma composição essencialmente granítica com estrutura isotrópica, coloração avermelhada a acinzentada com texturas equigranulares, porfíricas e por vezes do tipo “Rapakivi” (TASSINARI, 1988).

Segundo Bergmann (1988), o Grupo São Roque é composto por rochas de baixo grau metamórfico divididas em três formações geológicas: Pirapora do Bom Jesus, unidade basal metavulcanossedimentar; Voturuna, unidade intermediária composta por metassiltitos e quartzitos; e no topo a unidade Estrada dos Romeiros (NP3srer), esta última ocorre no município de Itu, composta por metarritmitos e filitos.

Segundo Instituto Geológico - IG (2009), o Grupo São Roque é encontrado a sudeste do município de Itu, fazendo contato com o Grupo Itararé a oeste, e limitado a nordeste pela Zona de Cisalhamento de Itu. Apresenta predominância litológica de metarenitos médios a grossos com metarritmitos intercalados e metarenitos finos a médios com intercalações metarritmíticas correspondentes à unidade Estrada dos Romeiros.

Regionalmente, a principal estruturação existente na área é marcada por falhamentos transcorrentes inseridas no contexto da Zona de Transcorrência de São Paulo (HASUI & SADOWSKI, 1976), com destaque para a Zona de Cisalhamento de Jundiuvira que apresenta direção NE-SW, de cinemática destal, compondo um sistema em hemi-leque com as transcorrências de Itu, Piraí, Cururu e Cachoeira que exibem direção NW-SE e movimentação sinistral (HASUI *et al.*, 1978).

No município de Itu, a Zona de Cisalhamento de Itu, compartimenta o Embasamento Cristalino delimitando os blocos tectônicos São Roque e Jundiaí pertencentes à Faixa Ribeira e Faixa Brasília, respectivamente (Instituto Geológico, 2009) – ver Figura 5.

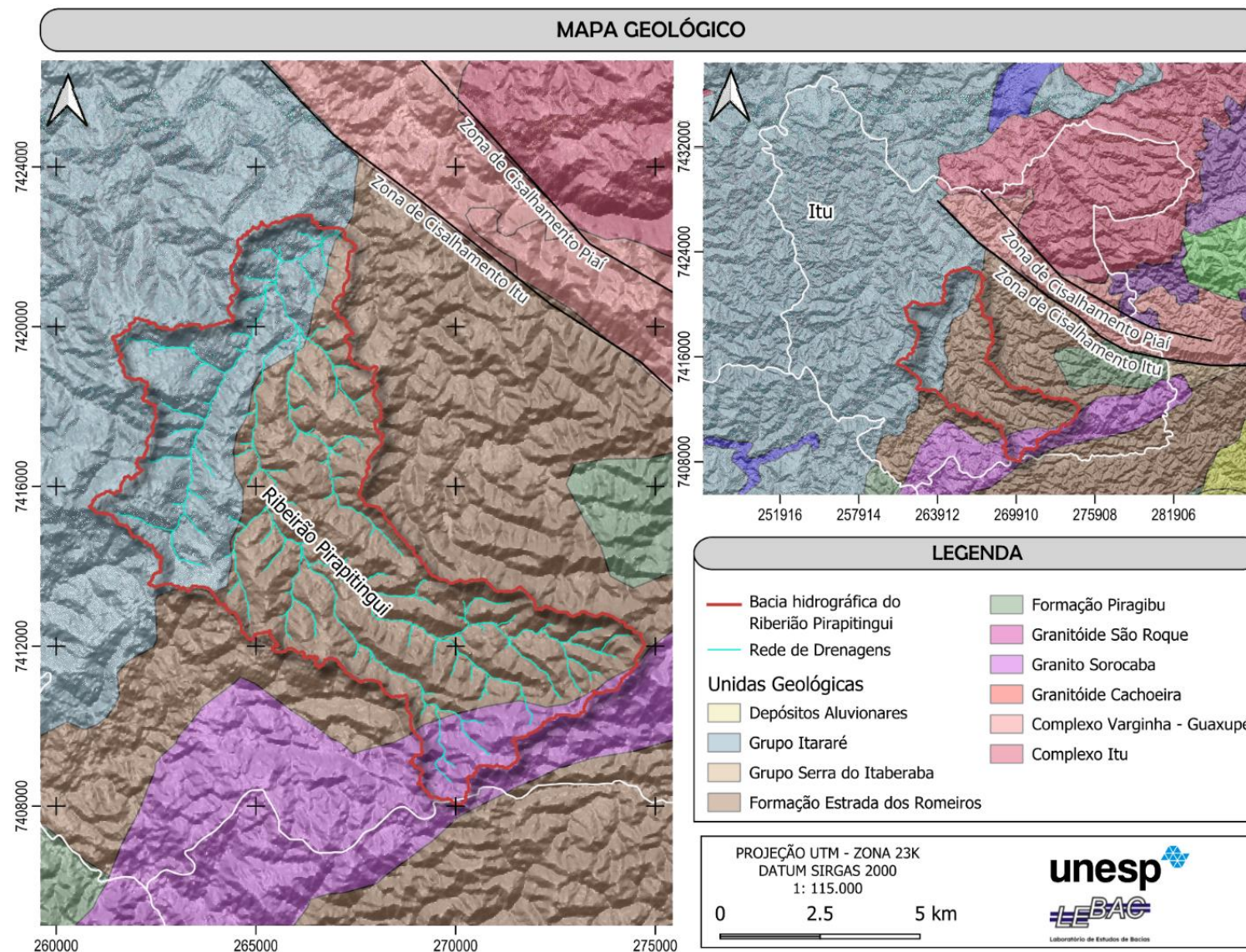


Figura 5: Mapa geológico do município de Itu – SP. Fonte: Instituto Geológico, 2009.

4.1.1 Geologia Local

A área de estudo corresponde à Bacia Hidrográfica do Ribeirão Pirapitingui e está inserida no contexto geológico do município de Itu, onde afloram exclusivamente as unidades dos Grupos São Roque, Granito Sorocaba e Grupo Itararé.

4.1.1.1 Grupo São Roque – Formação Estrada dos Romeiros (NP3srer)

Na Bacia Hidrográfica do Ribeirão Pirapitingui a Formação Estrada dos Romeiros ocorre como parte do Grupo São Roque, e aflora na região sudeste da Bacia. Esta unidade é constituída predominantemente por metarritimitos, associados a metassiltitos, metarenitos finos a médios e filitos sericíticos, com intercalações subordinadas de metagrauvacas, metarenitos feldspáticos e raras lentes de metaconglomerados finos. Esses litotipos apresentam organização rítmica bem-marcada, com alternância entre níveis mais finos e mais grossos, geralmente em ciclos centimétricos a decimétricos (Hackspacher et al., 1993).

Na área de estudo a Formação Estrada dos Romeiros apresenta metamorfismo regional de baixo grau, predominantemente na fácies xisto verde de baixa pressão, caracterizado por associações minerais com clorita, muscovita, biotita, albita, quartzo e epidoto. Localmente, observa-se recristalização mais intensa das micas e do quartzo nas proximidades de corpos graníticos neoproterozoicos, atribuída a metamorfismo térmico de contato (Hackspacher et al., 1993; Godoy, 1989). Além das litologias descritas, esta formação, na bacia em questão, apresenta uma camada saprolítica que pode atingir cerca de 120 metros. Tal camada é evidenciada pelas informações presentes no banco de dados do Sistema de Informações de Águas Subterrâneas - SIAGAS/CPRM.

Apesar do metamorfismo de baixo grau, segundo Bergmann, 1988 e Hackspacher et al., 1993, é possível observar a existência de estruturas sedimentares preservadas, como granodecrescência ascendente, estratificação plano-paralela, estratificação cruzada de pequeno porte, marcas de sola e feições compatíveis com sequências de Bouma, indicando que os protólitos da unidade correspondem a turbiditos proximais, depositados em ambiente marinho relativamente raso a intermediário, com aporte clástico significativo.

Estruturalmente, o Grupo São Roque registra uma cinemática de baixo ângulo (D_{n+1}/D_{n+2}) (Figura 6 A e B), associado ao metamorfismo M_{n+1}/M_{n+2} , em fácies xisto verde a anfíbolítico baixo (Hackspacher et al., 1993). Essa deformação

caracterizada por foliação sub-horizontal e dobras recumbentes a invertidas, relacionadas ao início do processo colisional brasileiro (Hackspacher et al., 1991a).

Posteriormente, a região foi intensamente retrabalhada pela fase Dn+3, dominante em Itu, associada a um regime transcorrente a transpressivo (Figura 6 C). Essa fase é responsável pelo desenvolvimento de foliações subverticais a verticais, bandamento tectônico milonítico, dobras apertadas a isoclinais redobradas e lineações de estiramento sub-horizontais, geralmente com direção NE–SW, paralelas às principais zonas de cisalhamento regionais (Hackspacher et al., 1992c; Hackspacher et al., 1993). Essa fase está diretamente relacionada ao alojamento dos maciços graníticos sin- a tardi-colisionais, como os granitos São Roque e Sorocaba, que promoveram o soerguimento diferencial de blocos crustais e a exposição de diferentes níveis estruturais (Hackspacher et al., 1992c; Godoy, 1989).

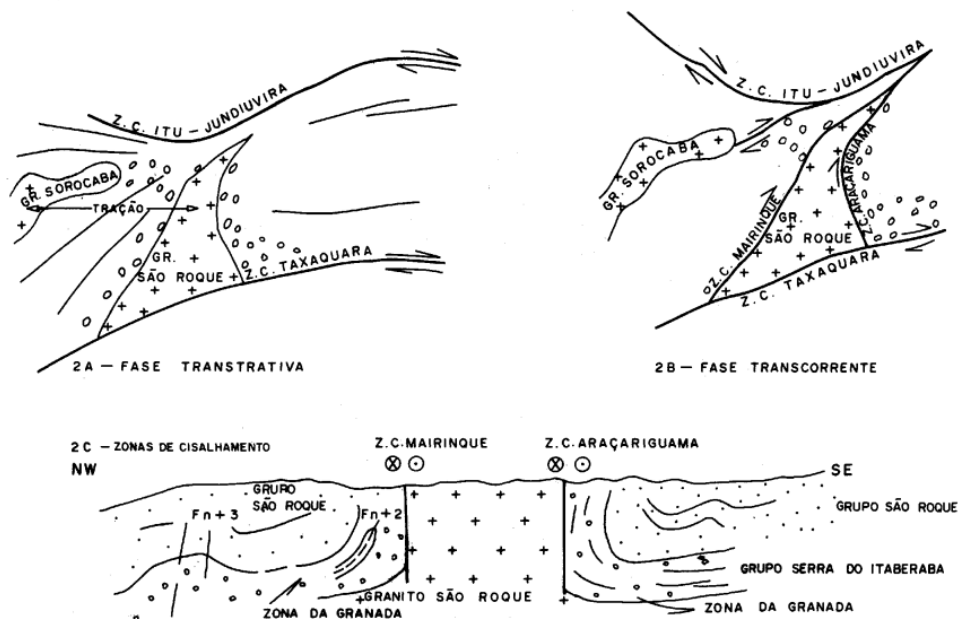


Figura 6: Modelo conceitual simplificado da evolução estrutural do Grupo São Roque, destacando as fases Dn+1/Dn+2 (tectônica tangencial de baixo ângulo) e Dn+3 (tectônica transcorrente a transpressiva). Fonte: Hackspacher et al. (1993).

Como resultado, a Formação Estrada dos Romeiros em Itu ocorre frequentemente fatiada em blocos alongados, imbricada tectonicamente com outras unidades do Grupo São Roque e, localmente, em contato tectônico com rochas do Grupo Serra do Itaberaba. A milonitização é particularmente intensa nas proximidades

da Zona de Cisalhamento Itu–Jundiuvira, onde as rochas exibem forte transposição das estruturas sedimentares originais (Hasui et al., 1969; Hackspacher et al., 1993).

4.1.1.2 Granito Sorocaba (NP3s_gamma_2Iso)

O Granitóide Sorocaba ocorre na área de estudo como uma faixa estreita a sudeste da bacia hidrográfica, associada às porções topograficamente mais elevadas da bacia. Esse corpo integra o Batólito Sorocaba, de idade neoproterozóica, inserido no Domínio São Roque da Província Mantiqueira Central, apresentando forte controle estrutural relacionado a zonas de cisalhamento de direção predominante NE–SW (GODOY et al., 2010).

Litologicamente, é constituído predominantemente por monzogranitos e sienogranitos, com texturas porfiríticas a equigranulares, sendo comuns feições de alteração intempérica. Conforme os dados dos poços cadastrados no SIGAS, o granitóide é frequentemente descrito como granito sadio e granito alterado, refletindo diferentes graus de alteração do maciço cristalino. A evolução do corpo está associada a múltiplos pulsos magmáticos sin a tardi-colisionais, com intrusão e compartimentação controladas por estruturas transcorrentes e falhamentos tardios (GODOY et al., 2010).

4.1.1.3 Grupo Itararé (C2P1i)

O Grupo Itararé corresponde à unidade permocarbonífera basal da Bacia Sedimentar do Paraná, caracterizando-se por uma expressiva heterogeneidade litológica, que inclui diamictitos, tilitos, arenitos, siltitos, folhelhos e ritmitos (ROCHA-CAMPOS, 1967; SCHNEIDER et al., 1974). Essa diversidade litofaciológica é atribuída à atuação de múltiplos ciclos de avanço e retração de lobos glaciais, desenvolvidos em paleoambientes continentais a marinhos, durante o Neopaleozoico (SANTOS et al., 1996; VESELY et al., 2015; MOTTIN et al., 2018; PETRI et al., 2019).

No município de Itu (SP), os depósitos aquosos-glaciais do Grupo Itararé apresentam espessuras expressivas, podendo atingir até 300 m, conforme estimativas baseadas em dados de subsuperfície (ODA, 1998; PETRI et al., 2019). Esses depósitos ocorrem predominantemente na porção noroeste da área de estudo e assentam-se de forma irregular sobre o embasamento pré-cambriano, representado pela Formação Estrada dos Romeiros. A irregularidade topográfica do contato entre o embasamento cristalino e os sedimentos do Itararé é uma característica marcante

da área-Itu, amplamente documentada em estudos de detalhe (MEZZALIRA, 1969; PETRI et al., 2019).

Na área de estudo, o Grupo Itararé marca o início da sedimentação fanerozoica da Bacia do Paraná, apresentando mergulho regional para NNW (PETRI, 2019). A unidade é representada por uma notável variabilidade faciológica, com ocorrência de ritmitos bem expostos no Parque Geológico do Varvito de Itu, além de diamictitos, arenitos, lamitos, folhelhos e siltitos descritos no poço IT-IG-85, perfurado pelo Instituto Geológico do Estado de São Paulo (PETRI, 1986), e em afloramentos como os da Pedreira Colonial, também situada no município de Itu.

A Figura 7 apresenta o perfil litológico esquemático do poço IT-IG-85, localizado a aproximadamente 4 km a NNW do sítio urbano de Itu (PETRI, 2019), acompanhado de suas respectivas descrições litológicas. Esse perfil evidencia a complexidade geológica e a diversidade faciológica do Grupo Itararé na área-Itu, refletindo a interação entre processos glaciais, aquoso-glaciais e, subordinadamente, influências marinhas durante a sedimentação.

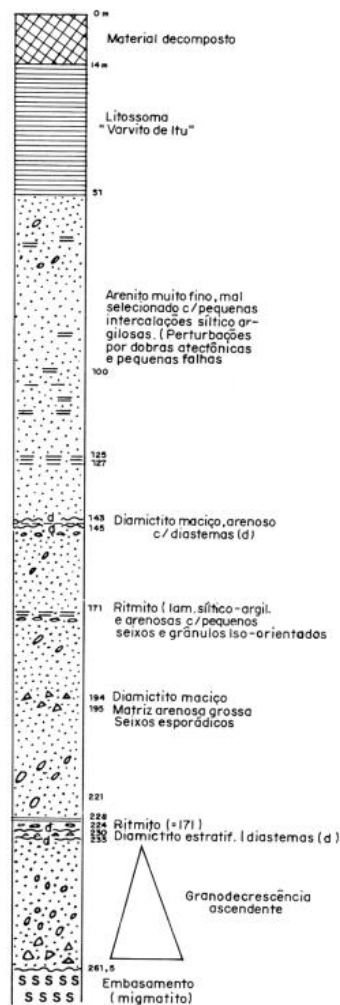
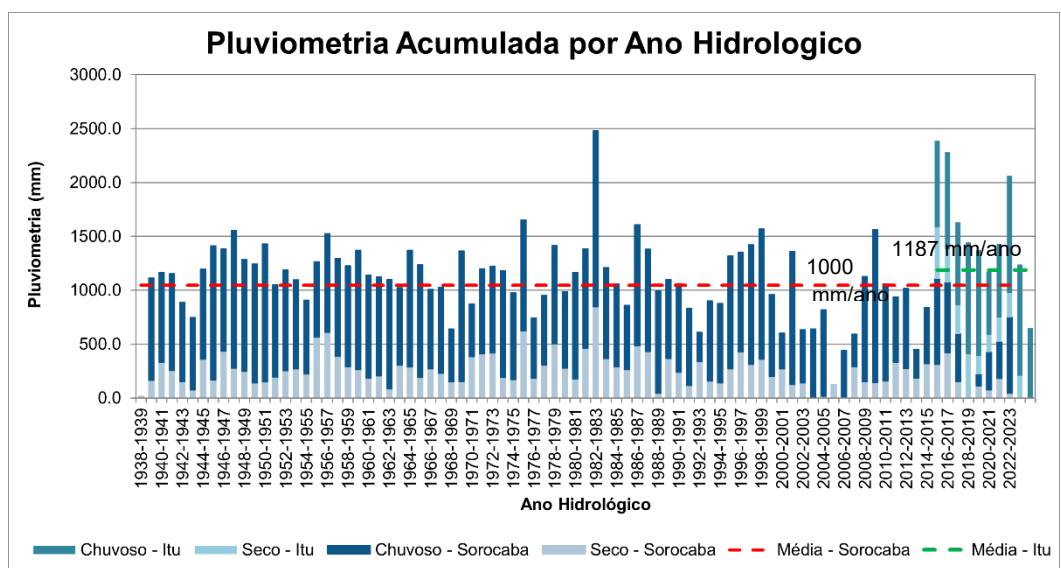
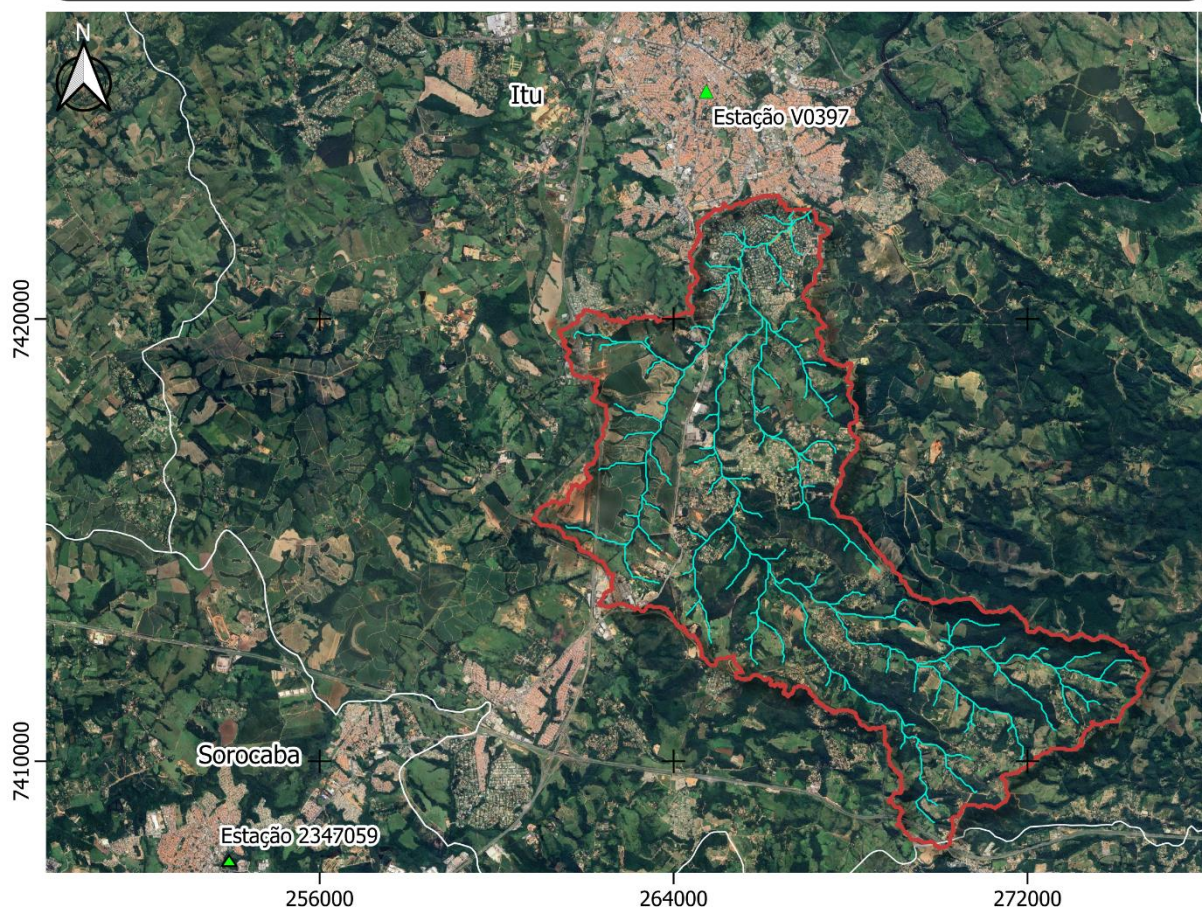


Figura 7: Descrição litológica do poço IT-IG 85. Fonte: Petri 1986, apud Petri 2019).

4.2 Dinâmica Pluviométrica

A caracterização pluviométrica da área de estudo foi feita com base na estação monitorada pela Agência Nacional de Águas – ANA, de código 2347059, localizada no município de Sorocaba – SP, e com base na estação monitorada pelo Centro Integrado de Informações Agrometeorológicas – CIIAGRO de código V0397 – Itu, localizada no município de Itu – SP (Figura 8). A estação monitorada pela ANA apresenta monitoramento para os anos de 1939 a 2023, enquanto a estação monitorada pelo CIIAGRO apresenta registros de 2015 a 2024. Tendo em vista a maior proximidade com a área de estudo será utilizada a estação V0397 – Itu.

MAPA DE LOCALIZAÇÃO - ESTAÇÃO PLUVIOMÉTRICA



LEGENDA

— Bacia hidrográfica do Ribeirão Pirapitingui

▲ Estações Pluviométricas

PROJEÇÃO UTM - ZONA 23K
 DATUM SIRGAS 2000
 AUTOR: CAROLINE FAVORETO
 1: 90.000
 0 2.5 5 km

unesp

LEBAC

Laboratório de Estudos de Bacias

Figura 8: Mapa de localização das estações pluviométricas analisadas

A região de estudo é caracterizada por um período chuvoso, que abrange os meses de outubro a março, sendo dezembro o período mais chuvoso, e o período de estiagem ocorre entre abril e setembro com o mês de julho sendo o mais seco (Figura 9), com precipitação média anual de cerca de 1187 mm/ano. Nota-se que a maior concentração de precipitação se encontra entre os meses de outubro a janeiro, enquanto os meses mais secos estão entre abril e setembro. As Tabela 1 e Tabela 2 resumem os valores de precipitação registrados para esta estação por ano hidrológico.

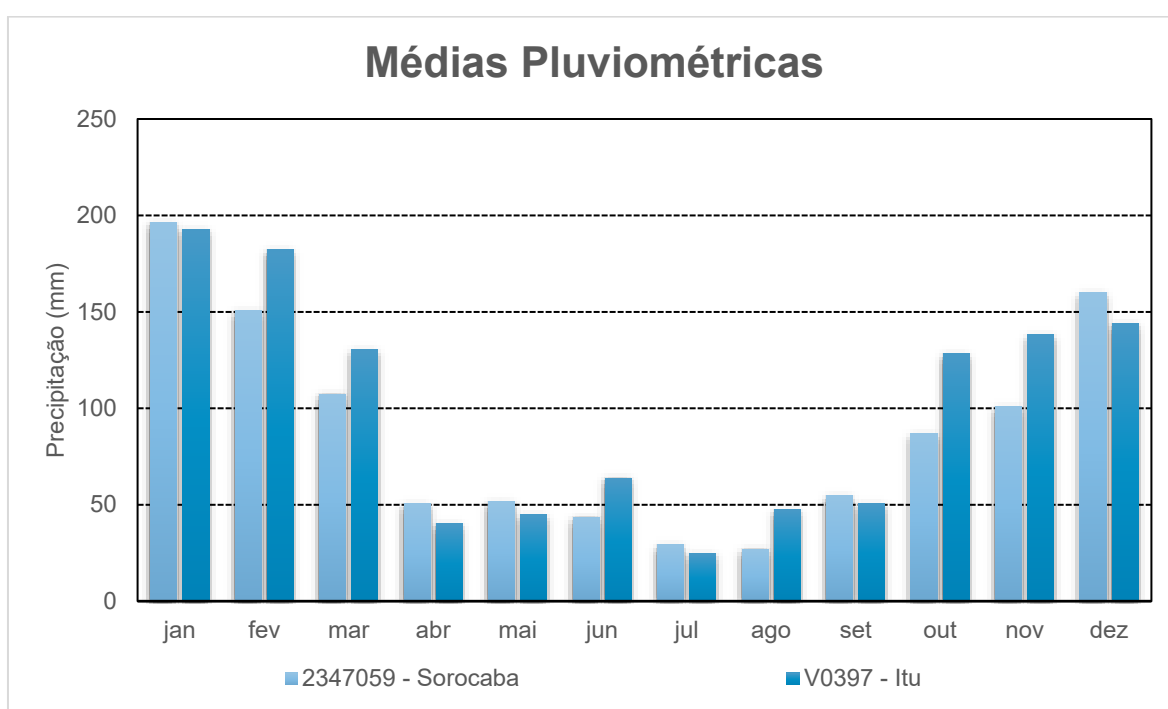


Figura 9: Distribuição da média pluviométrica ao longo dos meses.

Tabela 1: Distribuição dos valores de precipitação por ano hidrológico para a estação 2347059 - Sorocaba.

Ano Hidrológico	Período Chuvoso						Período Seco					
	outubro	novembro	dezembro	janeiro	fevereiro	março	abril	maio	junho	julho	agosto	setembro
1938-1939											0,00	16,20
1939-1940	13,50	172,60	164,80	207,70	260,30	133,50	90,70	33,80	0,00	8,60	13,30	15,70
1940-1941	122,20	123,40	115,50	204,60	119,00	148,00	30,80	39,20	33,00	49,40	33,50	145,50
1941-1942	66,40	160,50	227,10	65,60	213,00	167,00	37,80	26,70	69,90	83,60	0,00	36,00
1942-1943	11,70	58,60	235,10	189,80	115,00	123,70	29,30	15,10	22,40	0,00	17,80	67,20
1943-1944	198,90	92,80	93,60	80,70	101,40	106,90	46,20	1,70	11,10	2,50	0,00	11,40
1944-1945	53,90	171,70	68,50	123,50	270,50	150,00	55,60	4,30	218,20	37,50	3,30	38,30
1945-1946	50,90	176,00	257,50	309,50	207,00	244,30	10,40	24,30	46,00	73,40	3,30	11,00
1946-1947	59,60	85,00	126,80	429,30	161,10	89,60	89,10	61,90	22,40	53,20	45,60	160,90
1947-1948	54,70	163,50	328,30	248,20	217,90	266,60	51,50	67,00	0,00	82,00	57,80	18,80
1948-1949	124,30	68,20	185,40	271,80	236,90	152,70	97,00	74,10	39,60	0,00	19,60	14,80
1949-1950	60,00	63,00	304,50	245,80	297,90	134,20	92,40	0,00	28,60	0,00	0,00	17,30
1950-1951	220,80	95,10	95,50	474,60	201,30	192,00	28,40	7,80	15,40	37,40	49,70	12,40
1951-1952	110,70	120,90	88,40	165,60	318,00	56,50	73,20	0,00	61,70	0,00	2,90	55,40
1952-1953	111,20	94,80	253,40	222,50	150,30	106,20	36,80	65,30	6,10	55,00	38,80	50,10
1953-1954	96,70	152,00	126,30	113,40	166,70	172,60	20,20	142,90	50,20	14,80	0,00	41,30
1954-1955	125,60	0,00	138,80	290,90	58,80	72,90	53,00	43,20	14,80	10,80	100,00	0,00
1955-1956	88,40	105,80	158,80	95,40	169,70	81,40	84,40	131,40	100,70	68,30	94,50	84,80
1956-1957	103,00	94,80	136,20	228,00	214,60	141,40	97,60	18,10	57,20	154,00	78,80	202,20
1957-1958	169,80	85,80	138,80	268,70	117,50	129,30	52,30	127,70	79,10	21,80	18,00	85,70

Ano Hidrológico	Período Chuvoso						Período Seco					
	outubro	novembro	dezembro	janeiro	fevereiro	março	abril	maio	junho	julho	agosto	setembro
1958-1959	172,40	50,90	168,00	259,30	114,90	171,00	95,80	61,30	7,60	0,00	104,50	21,10
1959-1960	103,60	100,20	124,40	330,90	415,80	33,80	85,10	82,80	52,60	0,00	14,80	27,60
1960-1961	81,40	108,40	335,20	134,80	156,10	140,60	98,80	40,60	19,60	4,30	6,60	13,90
1961-1962	77,50	93,00	209,10	114,50	126,60	299,70	39,80	17,00	43,90	25,80	48,00	28,80
1962-1963	214,40	84,20	221,30	242,80	198,70	52,80	33,40	0,00	37,00	0,00	0,00	14,40
1963-1964	132,20	119,80	40,40	75,60	293,00	59,40	0,00	59,00	25,60	66,40	16,30	136,60
1964-1965	128,80	86,60	314,00	233,50	206,10	114,00	97,00	76,80	0,00	45,20	19,60	49,20
1965-1966	131,60	123,70	221,60	93,00	380,00	98,00	9,80	44,00	0,00	21,20	8,60	105,00
1966-1967	144,20	16,40	188,20	130,60	151,20	107,20	45,60	15,80	142,80	0,00	0,00	66,20
1967-1968	141,70	115,80	155,60	232,80	66,60	87,40	38,90	69,50	52,10	3,50	43,20	19,60
1968-1969	91,80	38,80	112,90	81,60	129,20	33,70	43,20	29,80	24,80	0,00	22,40	31,00
1969-1970	202,60	169,90	68,00	207,10	432,00	131,10	61,80	43,30	6,20	0,00	31,70	10,30
1970-1971	46,20	82,80	91,40	55,00	94,40	121,60	113,10	45,00	101,50	46,00	15,40	62,30
1971-1972	127,00	46,40	159,90	313,70	118,90	22,70	37,50	31,60	12,60	118,60	81,50	126,80
1972-1973	210,50	0,00	98,50	196,00	216,20	84,50	132,60	28,90	59,40	75,70	48,30	73,00
1973-1974	70,50	126,20	265,40	205,40	44,50	279,70	40,00	12,40	107,50	0,00	19,60	10,60
1974-1975	76,40	57,80	253,60	190,20	196,10	34,00	28,40	17,20	6,50	53,70	0,00	63,00
1975-1976	122,50	194,90	153,50	193,40	220,80	145,00	108,40	144,30	73,90	90,70	73,00	132,40
1976-1977	41,70	55,70	102,80	245,70	46,80	68,60	48,10	3,80	40,50	14,20	11,20	65,30
1977-1978	41,00	129,70	204,70	104,40	35,50	131,30	0,00	135,60	35,70	84,30	6,70	43,10
1978-1979	83,00	250,20	290,10	122,60	108,10	60,80	51,40	149,40	1,40	79,10	86,30	133,60
1979-1980	137,30	62,40	144,80	165,00	157,20	43,30	107,90	0,00	61,00	9,80	43,90	53,40
1980-1981	62,30	107,40	234,20	290,00	118,60	174,50	22,50	47,50	59,70	31,40	3,90	12,70

Ano Hidrológico	Período Chuvoso						Período Seco					
	outubro	novembro	dezembro	janeiro	fevereiro	março	abril	maio	junho	julho	agosto	setembro
1981-1982	111,20	144,70	90,70	290,40	185,60	102,30	41,50	66,20	217,90	81,00	24,90	29,90
1982-1983	202,80	199,00	316,10	280,90	323,30	312,90	143,40	283,80	172,80	9,20	4,50	232,80
1983-1984	66,30	105,60	396,90	197,90	9,40	68,00	71,40	69,20	0,00	7,50	100,90	115,40
1984-1985	45,60	147,40	187,20	113,60	76,30	198,50	35,40	110,40	7,10	6,60	15,20	114,40
1985-1986	30,00	80,80	52,70	97,30	173,20	164,40	44,80	72,50	0,00	12,40	102,80	29,60
1986-1987	29,20	227,10	295,30	262,00	198,80	106,80	42,40	157,30	212,30	15,90	14,20	44,90
1987-1988	86,80	70,40	226,30	205,70	195,30	163,60	201,20	181,20	38,30	0,00	0,00	11,50
1988-1989	166,00	27,30	57,10	403,20	154,70	143,90	9,60	0,00	33,70	0,00	0,00	0,00
1989-1990	29,30	146,20	138,90	268,50	74,20	77,70	21,20	39,20	29,20	157,50	52,70	66,40
1990-1991	62,90	60,30	123,80	209,30	177,20	188,50	29,00	10,00	76,20	19,30	30,60	75,20
1991-1992	185,60	17,40	227,90	88,80	98,70	96,40	24,90	32,10	0,00	23,10	2,80	33,50
1992-1993	11,50	20,00	20,70	90,20	98,80	29,20	13,60	36,80	37,70	6,70	45,00	197,70
1993-1994	145,20	57,40	136,60	147,60	127,10	130,20	63,80	34,90	37,80	20,20	0,00	0,60
1994-1995	0,00	43,60	257,30	434,30	0,00	0,00	0,00	0,00	43,90	32,90	3,50	59,30
1995-1996	133,50	89,50	185,60	271,10	181,60	185,40	24,60	38,50	40,50	20,10	29,10	118,30
1996-1997	144,20	55,20	191,60	357,40	115,60	63,10	42,10	98,70	105,80	37,60	51,40	91,50
1997-1998	82,30	284,10	151,40	232,80	168,50	193,90	87,10	105,70	9,20	7,90	33,50	67,00
1998-1999	157,50	79,90	241,40	260,80	368,00	105,70	52,40	110,20	75,00	36,30	0,00	83,70
1999-2000	29,20	63,40	102,90	89,30	412,80	60,90	14,40	6,10	4,80	37,80	56,30	80,40
2000-2001	45,90	64,80	108,60	0,00	26,30	87,70	53,50	53,20	28,60	40,70	27,80	65,80
2001-2002	125,70	101,20	307,30	382,40	207,70	113,90	48,50	47,80	0,00	6,90	12,90	8,40
2002-2003	16,10	78,60	36,40	240,80	68,30	53,50	41,30	26,90	13,10	15,40	9,40	32,20
2003-2004	54,80	164,20	114,50	307,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Ano Hidrológico	Período Chuvoso						Período Seco					
	outubro	novembro	dezembro	janeiro	fevereiro	março	abril	maio	junho	julho	agosto	setembro
2004-2005	0,00	117,60	402,50	128,30	71,00	84,90	15,90	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2005-2006	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	71,00	6,80	49,40
2006-2007	85,40	93,80	105,20	156,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2007-2008	30,00	50,70	57,20	73,30	41,30	47,60	106,90	72,50	56,40	0,00	55,00	0,00
2008-2009	0,00	141,80	291,00	204,00	232,00	104,00	48,40	12,00	0,00	0,00	0,00	93,00
2009-2010	43,00	136,00	338,00	545,60	173,00	183,50	99,00	27,80	0,00	0,00	0,00	16,00
2010-2011	73,00	108,00	183,40	216,50	210,60	113,00	77,00	10,00	6,00	11,20	51,00	0,00
2011-2012	135,00	110,00	45,00	242,00	56,00	20,00	127,00	41,00	73,00	64,00	0,00	25,00
2012-2013	101,00	271,00	182,00	85,60	18,00	84,00	34,00	42,00	119,00	12,00	2,00	65,00
2013-2014	17,00	81,00	56,00	37,00	34,00	45,00	45,00	32,00	20,00	21,00	52,00	12,00
2014-2015	35,50	194,00	33,00	51,00	118,00	88,00	8,00	68,00	3,00	51,00	11,00	178,00
2015-2016	102,00	144,10	73,00	205,00	223,00	47,00	10,00	96,00	87,00	0,00	77,00	40,00
2016-2017	16,00	122,00	22,00	258,00	100,00	133,00	65,00	192,00	134,00	0,00	29,00	0,00
2017-2018	10,00	92,00	52,00	172,00	16,00	98,00	12,00	0,00	3,00	39,00	26,00	74,00
2018-2019	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2019-2020	0,00	0,00	0,00	7,00	96,00	3,00	0,00	10,00	11,00	11,00	40,00	39,80
2020-2021	41,00	16,00	55,80	140,00	62,00	37,00	25,00	10,00	12,00	6,00	4,00	16,00
2021-2022	44,00	59,00	55,00	109,00	42,00	33,00	21,00	44,00	36,00	17,00	15,00	46,00
2022-2023	112,00	88,00	107,00	189,00	118,00	91,00	44,00					
Média	86,78	100,70	159,84	196,48	150,91	107,40	50,72	51,54	43,28	29,16	27,01	54,73
Mínimo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Máximo	220,80	284,10	402,50	545,60	432,00	312,90	201,20	283,80	218,20	157,50	104,50	232,80

Tabela 2: Distribuição dos valores de precipitação por ano hidrológico para a estação V0397 – Itu.

Ano Hidrológico	Período Chuvoso						Período Seco					
	Outubro	Novembro	Dezembro	Janeiro	Fevereiro	Março	Abil	Maio	Junho	Julho	Agosto	Setembro
2014-2015	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2015-2016	-	116,08	168,13	145,29	212,37	159,77	14,23	128,78	192,53	7,37	88,9	50,56
2016-2017	131,83	151,38	150,36	352,55	108,97	5,08	0	85,1	140,46	0	70,1	14,99
2017-2018	107,18	170,69	170,95	176,03	14,22	133,04	21,09	11,68	25,91	7,11	60,2	136,15
2018-2019	135,39	147,32	116,34	166,1	300,74	173,48	187,45	20,07	29,97	94,73	6,86	64,52
2019-2020	4,83	189,5	164,59	105,41	445,52	75,18	13,97	7,87	94,24	4,57	42,16	6,86
2020-2021	48,76	77,98	109,48	164,59	52,58	131,05	37,84	40,89	19,56	21,08	27,18	15,75
2021-2022	88,39	64,51	83,56	218,95	71,37	159,77	20,57	48,01	19,81	7,11	37,09	92,21
2022-2023	72,14	92,7	230,38	240,54	285,2	166,5	65,78	6,86	51,81	15,24	41,4	44,7
2023-2024	344,16	128,52	76,7	165,09	148,09	171,45	0	53,34	0,25	64,77	54,87	31,75
2024-2025	222,76	222,75	192,54	8,89	2,54	0,51	-	-	-	-	-	-
Média	128,38	136,14	146,30	174,34	164,16	117,58	40,10	44,73	63,84	24,66	47,64	50,83
Mínimo	4,83	64,51	76,70	8,89	2,54	0,51	0,00	6,86	0,25	0,00	6,86	6,86
Máxima	344,16	222,75	230,38	352,55	445,52	173,48	187,45	128,78	192,53	94,73	88,90	136,15

4.3 Hidrografia

A Bacia Hidrográfica do Ribeirão Pirapitingui é uma das importantes sub-bacias que compõem a Unidade de Gerenciamento de Recursos Hídricos – UGRHI 10, denominada Bacia Hidrográfica dos rios Sorocaba e Médio Tietê – SMT. Esta bacia ocupa seu espaço integralmente no município de Itu – SP, assim como as bacias hidrográficas do Braiaia, Gomes, São José, Itaim-Guaçu, Pau D’alho, São Miguel e Varejão – ver Figura 10.

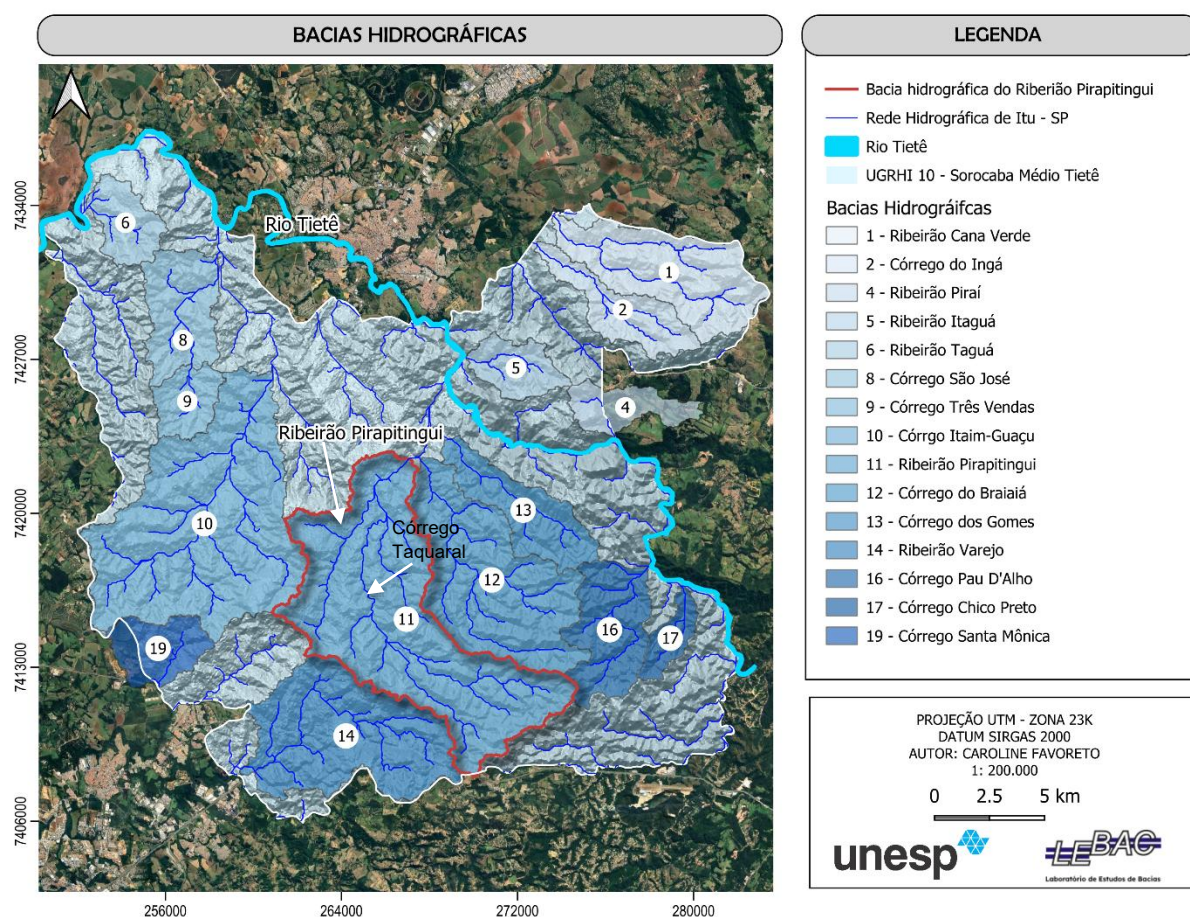


Figura 10: Bacias hidrográficas presentes no município de Itu – SP, com ênfase a bacia de estudo.

A tabela abaixo (Tabela 3) mostra as principais características físicas das bacias, bem como os valores de $Q_{7,10}$ e $Q_{esp7,10}$ obtidos por meio da Regionalização Hidrológica do Estado de São Paulo, a partir do SigRH/DAEE (2019).

Tabela 3: Resumo das principais características das bacias hidrográficas apresentadas

Bacia Hidrográfica	Perímetro (Km)	Área (Km ²)	Geologia	Q7,10 (l/s)	Qesp7,10 (l/s.Km ²)
Pirapitingui	80,29	89,94	Sedimentar/Cristalino	188,0	2,1
Braiaíá	47,81	51,64	Cristalino	109,0	
Gomes	33,81	19,69	Cristalino	42,0	
São José	20,94	10,33	Cristalino	21,0	
Itaim – Guaçu	70,01	88,76	Sedimentar	177,0	
Pau d'Alho	32,67	22,27	Cristalino	48,0	
São Miguel	40,31	29,35	Cristalino	63,0	
Varejão	54,15	50,14	Sedimentar/Cristalino	106,0	

O monitoramento fluviométrico para a bacia estudada, Bacia do Ribeirão Pirapitingui, é feito a partir de um posto fluviométrico (FLUPIRA01) equipado com um sensor digital de coluna de nível de água e registrador de dados. Este sensor realiza o monitoramento contínuo do nível d'água neste rio, que permite a determinação da curva-chave local. Além do curso d'água principal, Ribeirão Pirapitingui, outros 5 pontos de vazões possuem monitoramento no período de 2016 a 2017, conforme apresenta a Figura 11.

O posto fluviométrico FLUPIRA01 está localizado no interior do condomínio Terras de São José I, a aproximadamente 1,6 km a montante da captação de água do Rancho Grande – ver Figura 11. Esta estação foi instalada em 2016 pela FUNDUNESP, e apresenta estrutura para controlar o fluxo e elevar o nível d'água, além de um conjunto de escalas linimétricas de 2 metros de altura. Para o monitoramento contínuo das cotas do nível d'água, foram instalados uma sonda digital de coluna d'água com cabo ventilado de 10 metros e um registrador de dados, e para garantir a amarração topográfica da escala linimétrica, duas referências de nível foram instaladas neste ponto de monitoramento, conforme apresenta o esquema demonstrado na Figura 11.

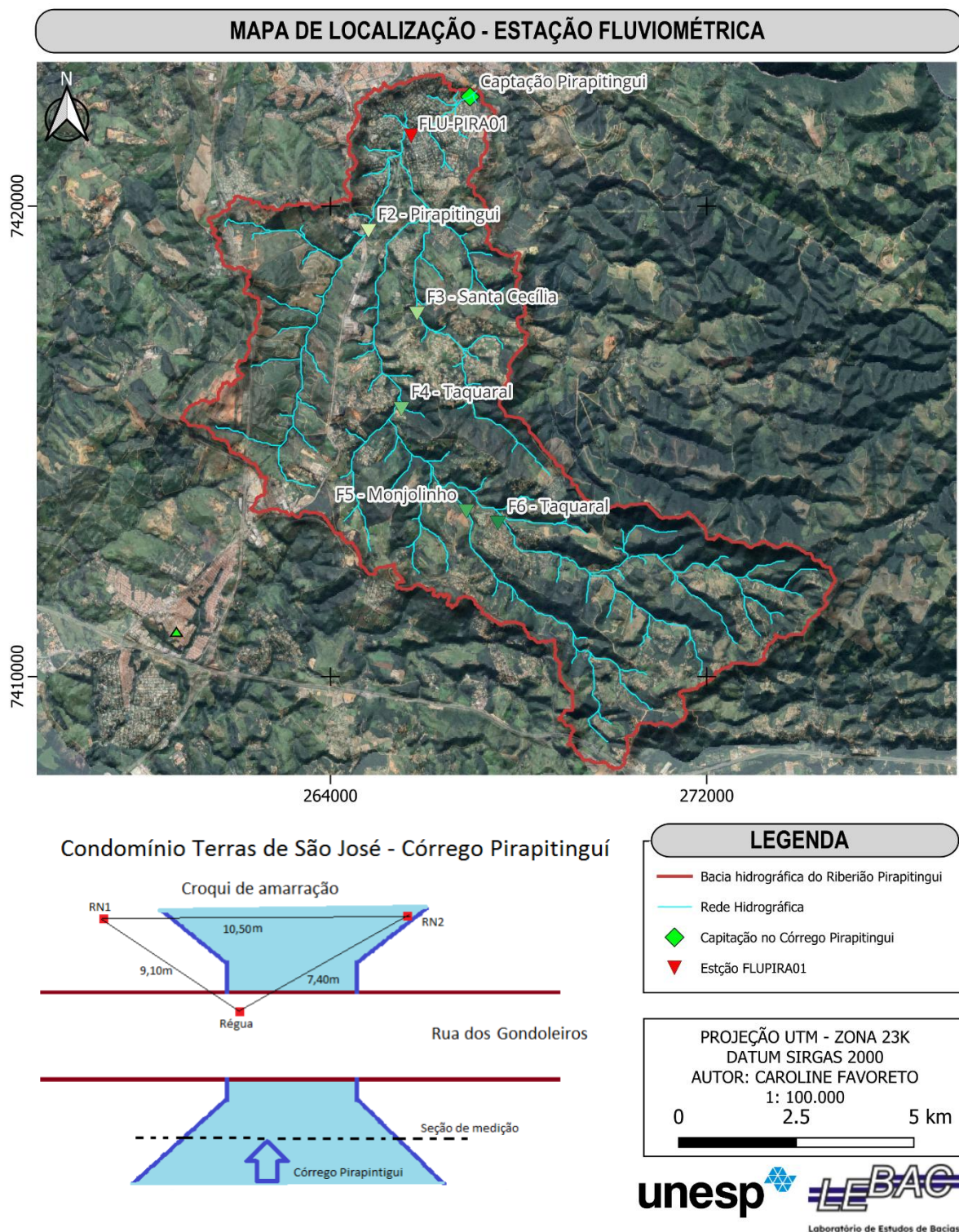


Figura 11: Mapa de localização do posto fluvimétrico FLUPIRA01, e demais estações.

Para se obter as vazões do Ribeirão Pirapitingui, nos fluvimétricos, foi realizada a transformação pelo método da curva-chave, a qual foi obtida por estudos realizados pelo LEBAC, por intermédio da FUNDUNESP em 2019.

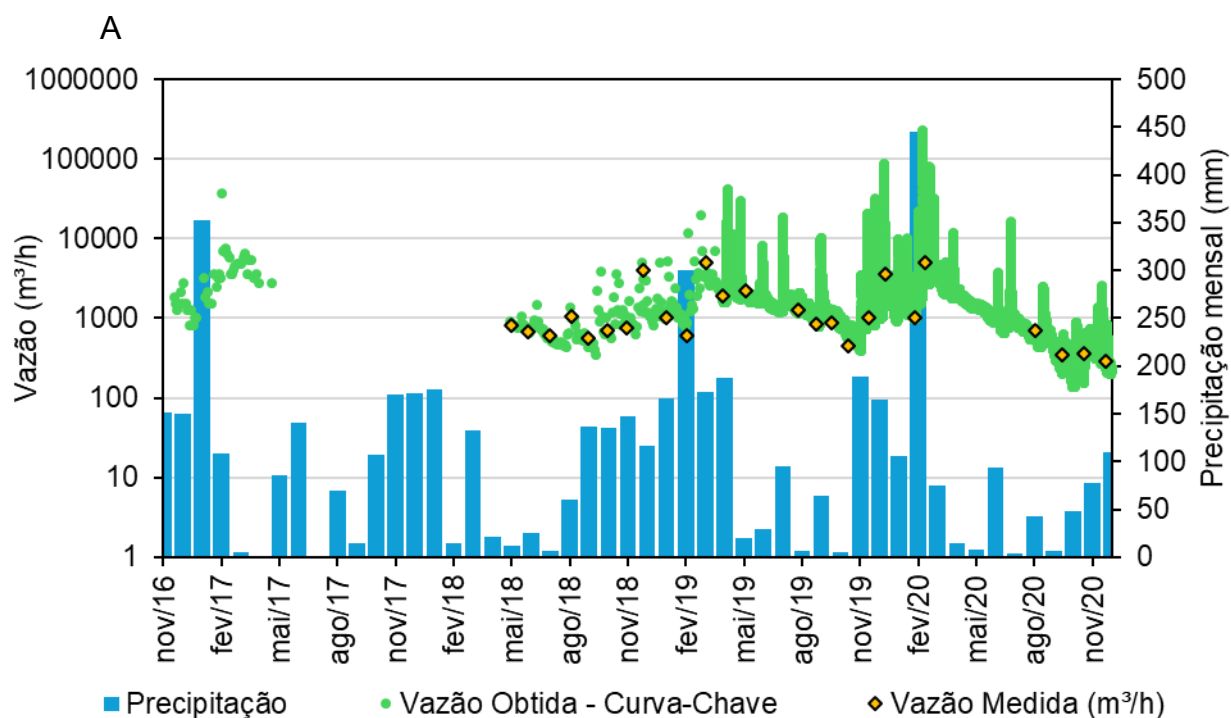


Figura 12 apresenta o monitoramento para o posto fluviométrico FLUPIRA 01, onde os pontos verdes representam as vazões obtidas a partir da curva-chave, e os pontos em amarelo indicam as vazões medidas em campo. Vale mencionar que a pluviometria apresentada no gráfico diz respeito à média pluviométrica mensal, obtida a partir da estação V0397 – Itu.

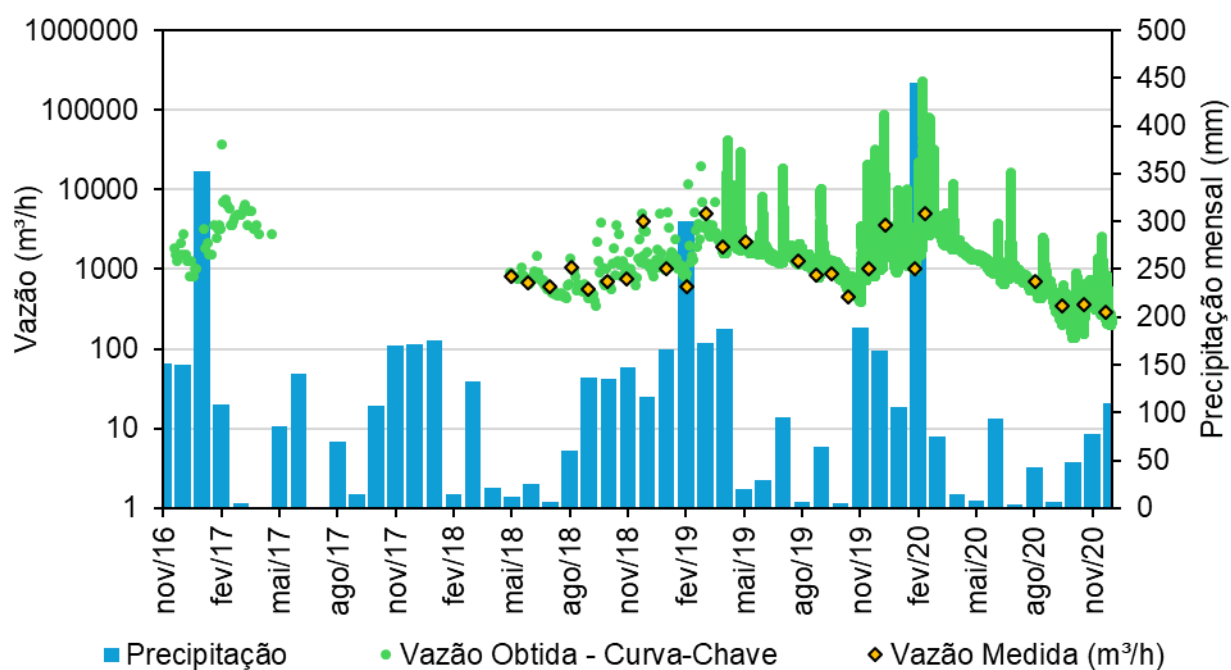


Figura 12: Gráfico de vazão medida no posto fluviométrico FLUPIRA01 (Fonte: FUNDUNESP, 2019).

Os demais pontos de medição de vazão (F2, F3, F4, F5 e F6) monitoram os córregos afluentes do ribeirão Pirapitingui, córregos Taquaral e afluentes, e apresentam período de monitoramento menor que o FLUPIRA01. Os gráficos abaixo apresentam o monitoramento destes instrumentos (Figura 13 e Figura 14)

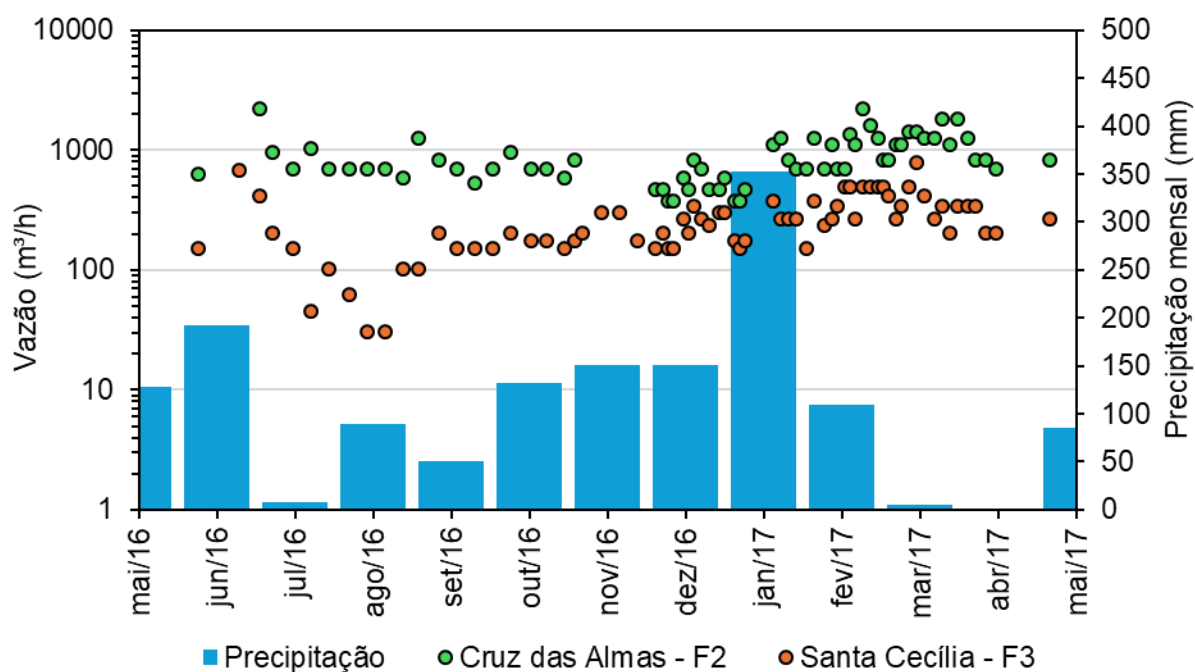


Figura 13: Curva de monitoramento dos instrumentos F2 e F3.

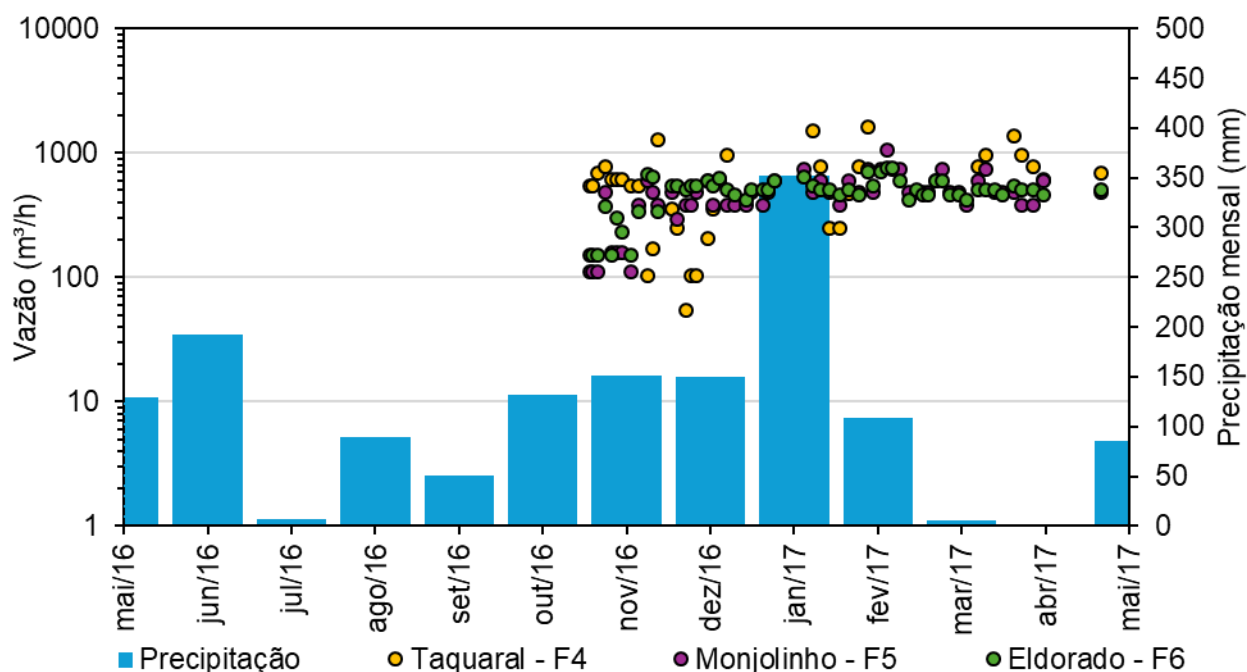


Figura 14: Curva de monitoramento dos instrumentos F4, F5 e F6. Fonte: FUNDUNESP, 2017.

4.4 Uso e Ocupação do Solo na Bacia Hidrográfica do Ribeirão Pirapitingui

Em 2019, a FUNDUNESP realizou o monitoramento dos recursos hídricos superficiais no município de Itu – SP, que engloba a bacia de estudo. Neste trabalho foi desenvolvido o mapa de uso e ocupação do solo de Itu e, consequentemente, da bacia do ribeirão Pirapitingui, que será utilizado no presente estudo para espacializar a recarga. Onde foram definidas as seguintes classes de uso e ocupação:

- Corpo d'água: Áreas que apresentam acúmulo expressivo de água, formando unidades distintas e identificáveis, como lagos, lagoas e represas;
- Mata: Regiões cobertas por vegetação arbórea nativa, incluindo também áreas plantadas com eucaliptos em variados estágios de desenvolvimento;
- Pasto: Terrenos ocupados por gramíneas destinadas à criação de animais ou áreas abandonadas com cobertura vegetal predominantemente arbustiva;
- Solo exposto: Superfícies de solo desprovidas de vegetação ou áreas onde houve a remoção da cobertura natural; e
- Solo impermeável: Locais onde o solo foi recoberto por materiais impermeáveis devido a intervenções humanas, como pavimentos asfálticos e áreas urbanizadas com residências, indústrias e comércios de pequeno porte.

A Figura 16 apresenta o mapa desenvolvido, com ênfase a bacia em questão. Observa-se que na área de estudo predomina-se como uso a mata densa e a pastagem, mas também é possível observar o desenvolvimento de urbanização (solo impermeável), principalmente a norte da bacia hidrográfica. O gráfico abaixo (Figura 15) apresenta a distribuição em porcentagem do uso do solo, corroborando com o descrito acima.

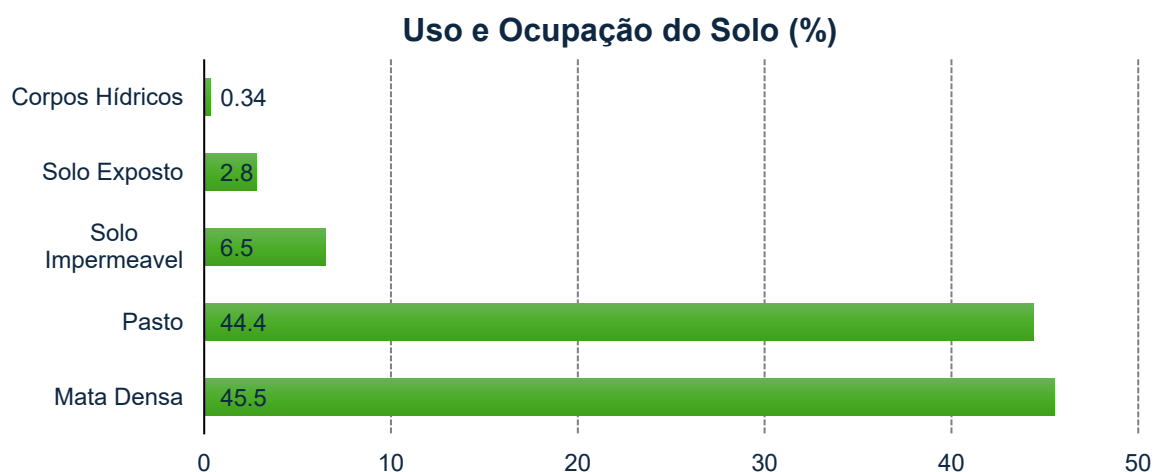


Figura 15: Porcentagem do uso e ocupação do solo na bacia do ribeirão Pirapitingui.

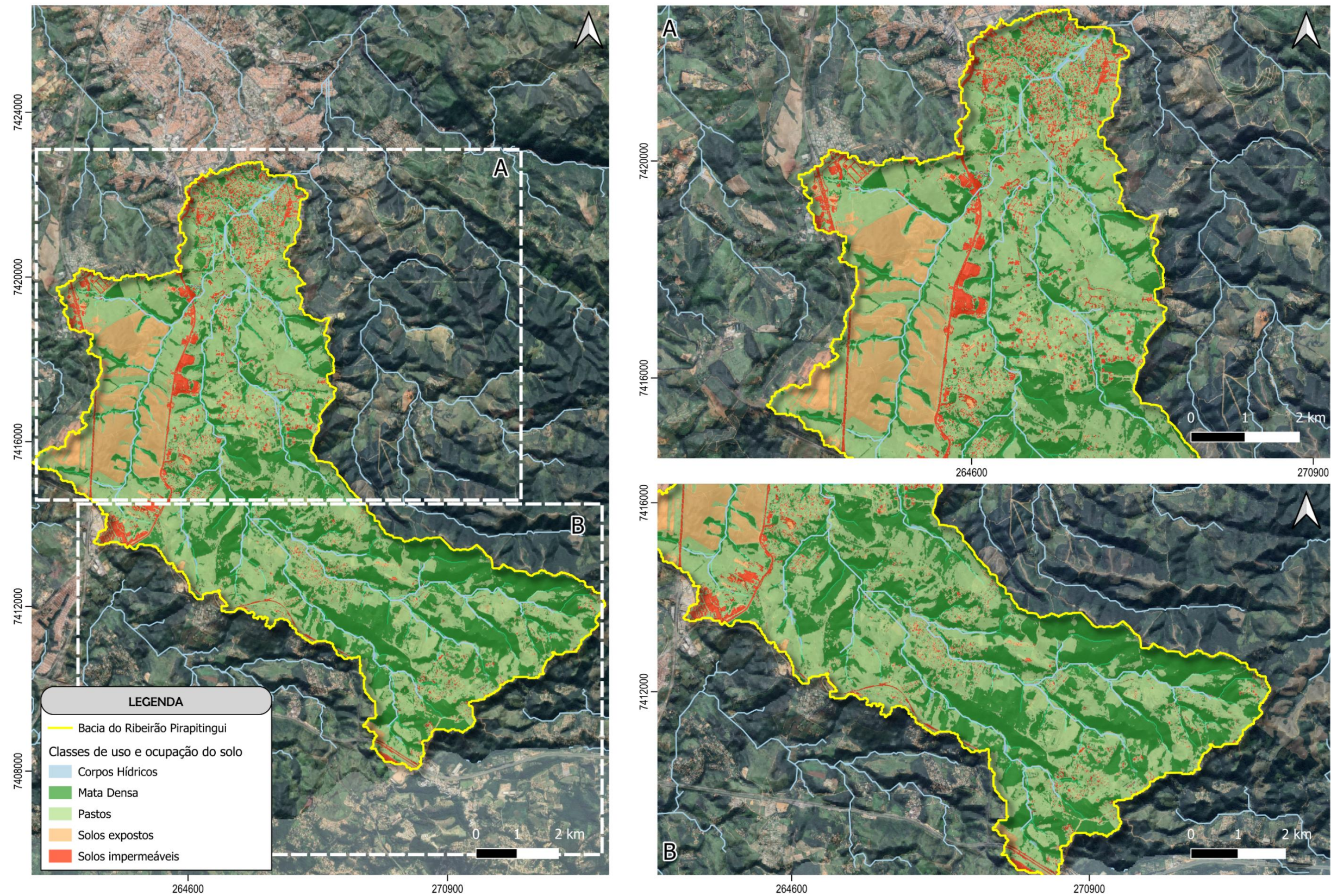


Figura 16: Mapa de uso e ocupação do solo para a bacia do ribeirão Pirapitingui. Fonte: FUNDUNESP, 2019.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

O desenvolvimento do presente trabalho segue as etapas sugeridas no fluxograma “Protocolos para Aplicação de Modelos Matemáticos”, de Anderson *et al.* (2015).

5.1 Aquisição de dados

A primeira etapa deste trabalho constitui-se na aquisição e compilação dos dados de potencimetria, vazões de corpos hídricos, pluviometria e geologia.

Os dados hidrogeológicos, potencimetria e vazões do ribeirão Pirapitingui, utilizados neste trabalho foram obtidos de relatórios elaborados pelo LEBAC, em parceria com a FUNDUNESP e FEHIDRO, e do Sistema de Informações de Águas Subterrâneas – SIAGAS. Os dados referentes a pluviometria foram retirados da rede de monitoramento da Agência Nacional de Águas e da CIIAGRO.

Para as informações a respeito da geologia da área de estudo, utilizou-se como base o mapa geológico apresentado no capítulo 4.1, e também a descrição litológica dos poços obtidos no SIAGAS.

5.2 Modelo Geológico

O modelo geológico foi elaborado a partir do *software* Leapfrog Geo®, da Seequent. A metodologia adotada seguiu a sequência descrita: organização, importação dos perfis litológicos dos poços e confecção do modelo, como área modelada, adotou-se a Bacia Hidrográfica do Ribeirão Pirapitingui.

Para a elaboração do modelo foram utilizados como dados de entrada perfis litológicos, obtidos nos poços do SIAGAS, e informações geológicas de superfície, georreferenciadas no sistema de coordenadas UTM – SIRGAS 2000 – Zona 23S.

A modelagem foi conduzida com base na interpolação geológica implícita, utilizando-se a funcionalidade "Geological Modelling" do Leapfrog, que permite a construção de superfícies a partir dos contatos litológicos. O método de interpolação implícita por funções radiais (RBF – *Radial Basis Function*) foi aplicado para gerar as superfícies de contatos e limites entre unidades.

5.3 Modelo Conceitual

Após a aquisição, compilação e avaliação dos dados, iniciou-se a etapa da modelagem conceitual. Dessa forma, nesta etapa buscou-se interpretar e integrar todos os dados disponíveis para a área de estudo. Para isso foram realizados mapas potenciométricos, estimativas de recarga por balanço hídrico climatológico e diagrama de recessão dos rios, e um modelo geológico. Tais metodologias serão descritas a seguir.

5.3.1 Fluxo de Base

O fluxo de base (*baseflow*) pode ser definido como a porção do escoamento de um rio que é mantida pela contribuição do aquífero para o rio. Para tal, foi utilizado o método do filtro digital recursivo de Eckhardt (ECKHARDT, 2005), conforme descrito no capítulo 3.1.2 Estimativa de Recarga – Fluxo de Base.

5.3.2 Balanço Hídrico Climatológico

O balanço hídrico climatológico foi desenvolvido com base no método elaborado por Thornthwaite & Mather (1955). Para os dados de precipitação e temperatura, utilizou-se a estação V0397 – Itu, e o CAD utilizado foi de 100 mm, e a evapotranspiração potencial foi obtida a partir da Equação (6).

5.3.3 Potenciometria

O mapa potenciométrico foi elaborado com base na interpolação manual das cargas hidráulicas obtidas em 42 poços tubulares que apresentam informações de nível d'água, obtidos no SIAGAS.

Considerou-se também no mapa, as cotas topográficas das drenagens, baseando-se no princípio de que estas representarem zonas de afloramento natural do aquífero. Em razão da ausência de séries temporais coincidentes entre os instrumentos, foram utilizadas as cargas hidráulicas disponíveis, ainda que obtidas em diferentes momentos. Reconhece-se que medições simultâneas proporcionariam maior acurácia na representação do sistema; entretanto, os dados utilizados foram considerados adequados para a caracterização geral do comportamento do fluxo subterrâneo na área de estudo.

5.4 Modelagem numérica de fluxo

O modelo hidrogeológico numérico foi reproduzido em modelo numérico de fluxo, utilizando o *software* FEFLOW 10.0, que emprega o Método de Elementos Finitos.

Para a calibração do modelo numérico utilizou-se o método da calibração tradicional. A análise de sensibilidade foi realizada utilizando o módulo de análise de sensibilidade do FEPest.

5.4.1 Análise de sensibilidade

A análise de sensibilidade foi conduzida com base na norma ASTM D5611 – Standard Guide for Conducting a Sensitivity Analysis for a Ground-Water Flow Model Application, que estabelece diretrizes para avaliar a influência de parâmetros hidrogeológicos nos resultados de um modelo de fluxo subterrâneo. O objetivo desta etapa foi identificar quais parâmetros exercem maior controle sobre o desempenho da calibração e sobre as respostas hidrodinâmicas simuladas, fornecendo suporte para avaliar a robustez do modelo e a confiabilidade de suas previsões.

5.5 Estimativa de reserva hídrica

No presente estudo, a estimativa da reserva hídrica subterrânea foi realizada com base nos resultados do modelo numérico de fluxo implementado no *software* FEFLOW, o qual fornece a distribuição espacial da carga hidráulica e da espessura saturada no domínio modelado. A partir dessas informações, a reserva foi calculada de forma distribuída por meio da ferramenta *Content*, que permite a quantificação volumétrica da água armazenada em cada elemento da malha, considerando as propriedades hidráulicas atribuídas às diferentes unidades hidroestratigráficas.

Com base no modelo transiente calibrado, foi possível estimar o estoque de água subterrânea presente no domínio numérico. Esse estoque foi obtido por meio da ferramenta *Content*, que calcula o volume total dos elementos ($\int dV$), o volume de vazios ($\int \epsilon dV$) e o volume de fluido armazenado ($\int s \epsilon dV$). Este último termo representa o volume de água efetivamente armazenado na porção saturada do domínio no instante analisado e, no caso de aquíferos livres, nos quais o rendimento específico

(*specific yield*) é o parâmetro dominante, pode ser interpretado como a reserva hídrica do sistema.

6. RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1. Modelo Geológico – hidroestratigráfico

Para a elaboração do modelo geológico tridimensional da área de estudo, foi utilizado o software Leapfrog, a partir da integração de dados geológicos de superfície e informações de subsuperfície provenientes de poços tubulares. Como principais dados de entrada, foram empregados o mapeamento litoestratigráfico do município de Itu, elaborado pelo Instituto Geológico (2009), e os perfis litológicos de poços tubulares cadastrados no banco de dados SIAGAS.

A Figura 17 apresenta a distribuição espacial dos poços tubulares selecionados para a modelagem, bem como sua visualização tridimensional no ambiente Leapfrog. Ressalta-se que apenas os poços que possuíam descrição litológica minimamente consistente foram considerados, de forma a garantir coerência na interpolação das unidades geológicas em subsuperfície.

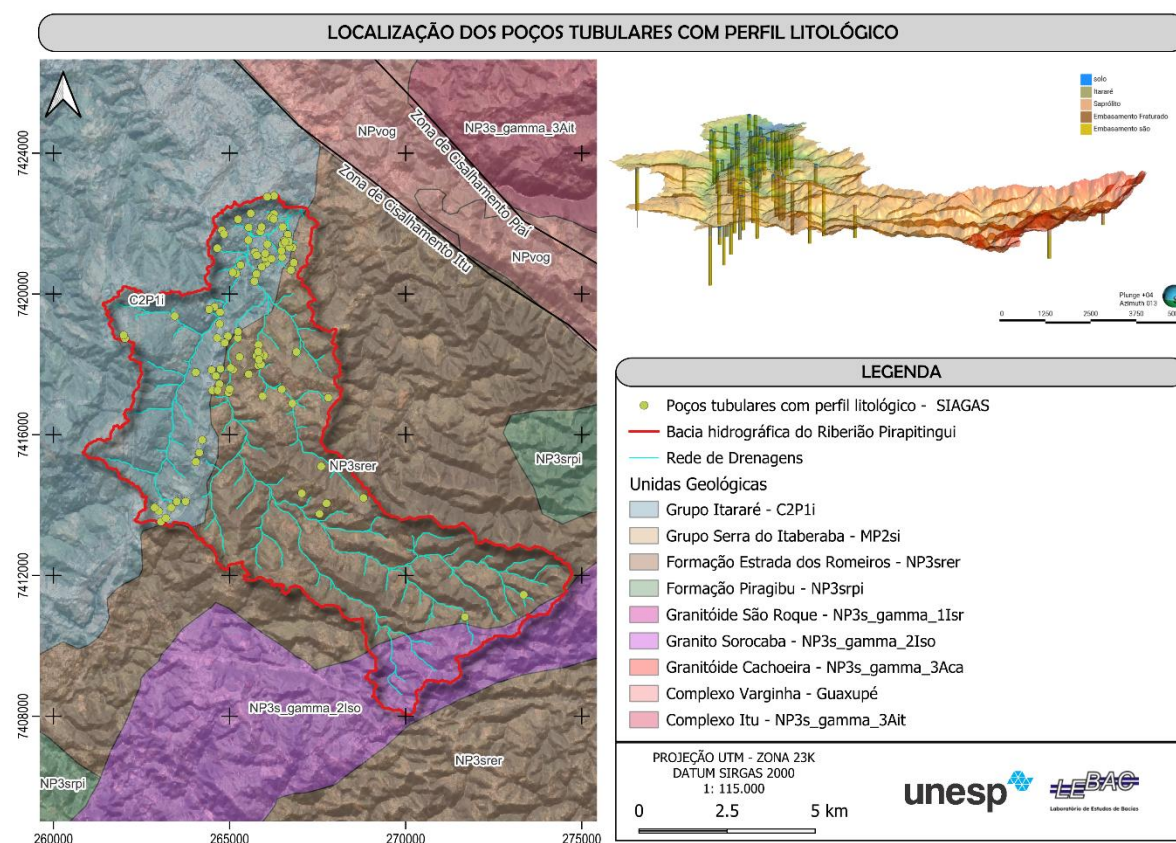


Figura 17: Mapa de distribuição dos poços tubulares utilizados na modelagem geológica

Conforme descrito no item 4.1 (Geologia Regional e Local), a área de estudo é composta, em termos geológicos, por três grandes conjuntos: (i) o Grupo Itararé, caracterizado por depósitos sedimentares heterogêneos; (ii) a Formação Estrada dos Romeiros, unidade metassedimentar pertencente ao Grupo São Roque; e (iii) rochas graníticas associadas ao Batólito de Itu e ao Granitoide Sorocaba. A Figura 18 apresenta uma seção esquemática simplificada, ilustrando a relação espacial entre essas unidades na área da bacia do Ribeirão Pirapitingui.

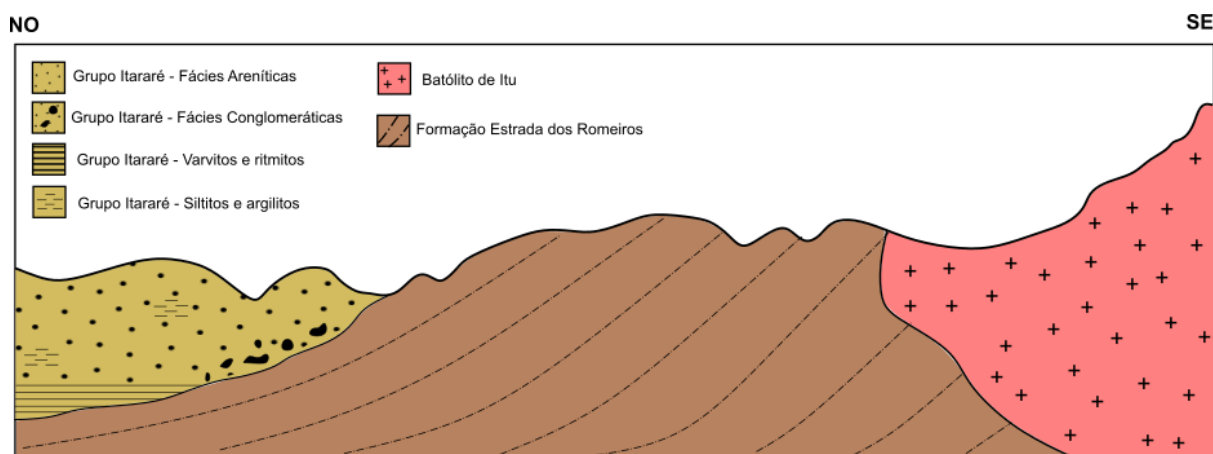


Figura 18: Seção esquemática das unidades geológicas na área de estudo.

Os perfis litológicos dos poços tubulares (Figura 19) revelam comportamentos distintos entre as unidades geológicas. Nos poços perfurados no Grupo Itararé, observa-se maior detalhamento litológico, com descrições que indicam intercalações de arenitos, siltitos, argilitos e, localmente, diamictitos, refletindo a variabilidade sedimentar característica desse grupo. Em contraste, os poços que interceptam a Formação Estrada dos Romeiros e os granitoides do embasamento cristalino apresentam, na maioria dos casos, descrições simplificadas, frequentemente limitadas à indicação do grau de alteração da rocha.

Essa diferença decorre do fato de que a principal fonte de informação sobre a geologia em subsuperfície são os perfis litológicos do SIAGAS, os quais não seguem um padrão descritivo único e, em muitos casos, foram elaborados com foco estritamente construtivo, e não geológico. Como consequência, a distinção detalhada entre litotipos metassedimentares, estruturas internas ou variações faciológicas do embasamento cristalino torna-se limitada.

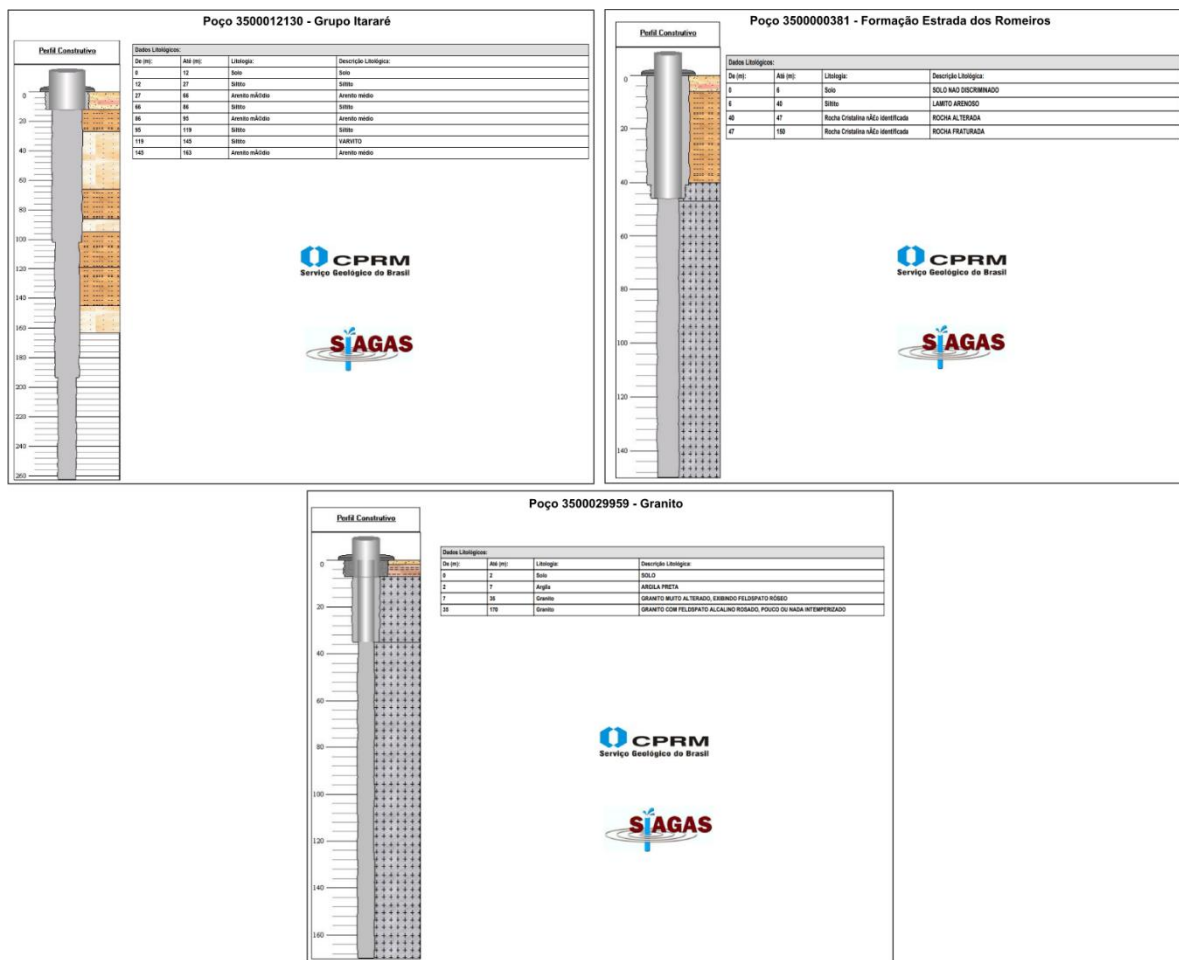


Figura 19: Exemplos de perfis litológicos disponíveis na área de estudo. Fonte: SIAGAS

Diante dessas restrições, considerando a escala regional e os objetivos hidrogeológicos do estudo, optou-se pela construção de um modelo geológico simplificado, no qual a complexidade geológica regional foi reduzida a unidades com comportamento hidroestratigráfico semelhante. Assim, as unidades foram agrupadas em dois grandes domínios principais:

- I. Domínio do Grupo Itararé, representando o aquífero sedimentar, e
- II. Domínio Cristalino, englobando a Formação Estrada dos Romeiros, os granitos e demais rochas do embasamento.

No interior do Domínio Cristalino, adotou-se uma subdivisão adicional em três compartimentos hidrogeológicos: embasamento cristalino são, embasamento

cristalino fraturado e saprólito. Essa subdivisão visa representar, de forma conceitual, os diferentes graus de permeabilidade e armazenamento associados à alteração intempérica e à fraturação das rochas cristalinas.

O saprólito, que ocorre predominantemente na porção oeste da área de estudo, apresenta espessura média em torno de 50 metros e é composto principalmente por materiais argilosos e areno-argilosos, derivados da alteração do embasamento subjacente. A leste, o embasamento cristalino é recoberto pelo Grupo Itararé, que pode atingir espessuras da ordem de 150 metros, sendo tratado neste estudo como um volume sedimentar indiferenciado, em função da escala de análise e da disponibilidade de dados.

A Figura 20 apresenta o modelo hidrogeológico tridimensional final da bacia do Ribeirão Pirapitingui, no qual a simplificação adotada permite representar adequadamente a arquitetura hidroestratigráfica regional, preservando os contrastes fundamentais entre unidades sedimentares e cristalinas, sem a introdução de complexidades geológicas que não seriam suportadas pelos dados disponíveis ou necessárias para a interpretação hidrogeológica proposta.

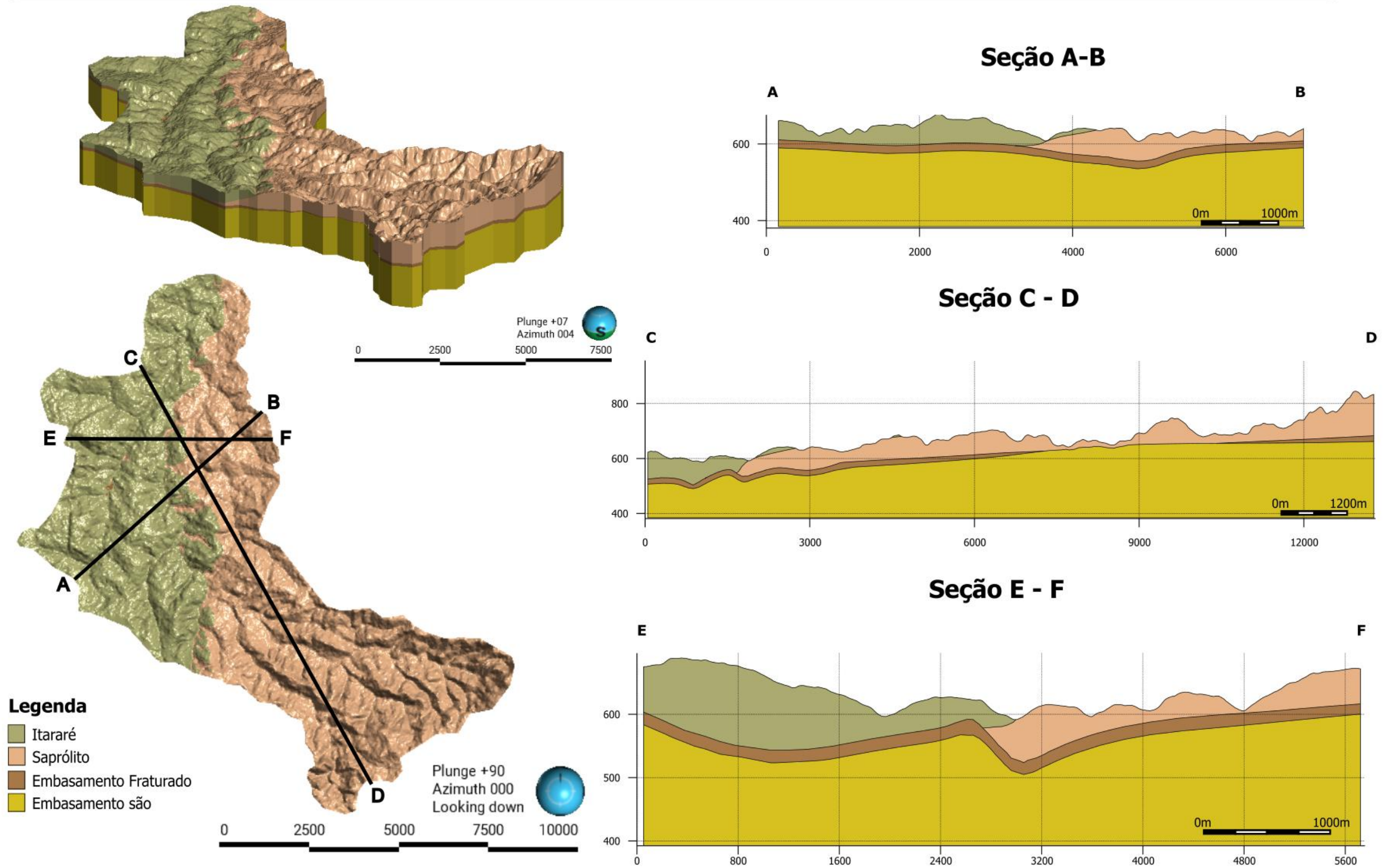


Figura 20: Modelo hidrogeológico tridimensional da bacia do ribeirão Pirapitingui.

6.1.1 Unidades Hidroestratigráficas

A caracterização das unidades hidroestratigráficas consiste na interpretação hidráulica das unidades litoestratigráficas que apresentam propriedades hidrogeológicas semelhantes. Sua definição deve considerar a distribuição espacial, a espessura das camadas e as propriedades hidráulicas, assegurando uma abordagem integrada para a compreensão do fluxo e armazenamento de água subterrânea. Além disso, aspectos como a conectividade entre as formações, a presença de estruturas tectônicas e a variação litológica são fundamentais para determinar a produtividade e a vulnerabilidade dos aquíferos.

Conforme descrito no capítulo 4.1. Geologia Regional e Local, a área de estudo é composta predominantemente por granitóides e sedimentos do Grupo Itararé, sendo que neste grupo os diamictitos e tilitos constituem as litologias predominantes. Os granitóides fazem parte do Embasamento Cristalino, caracterizado por diferentes graus de intemperismo e fraturamento, o que influencia diretamente a circulação da água subterrânea.

A partir da elaboração do modelo geológico, foi possível identificar três principais zonas de intemperismo na região de ocorrência dos granitóides: Rocha Sã (ou maciça), Rocha Fraturada, e Saprolito (manto de alteração). Suas características hidráulicas serão detalhadas a seguir:

- **Sistema Aquífero Itararé (Aquífero Tubarão):** O Sistema Aquífero Tubarão está associado a rochas sedimentares do Grupo Itararé, caracterizando-se por intercalações e associações de arenitos, siltitos, folhelhos, argilitos, diamictitos e ritmitos, resultantes de deposição glacial e marinha, em ambientes de plataforma rasa e profunda. Na área de estudo, predominam sedimentos arenosos, diamictitos e lentes de siltito, que influenciam diretamente a circulação e o armazenamento de água subterrânea.

Na região da Bacia do Ribeirão Pirapitingui, o Aquífero Tubarão pode ser classificado como um aquífero livre, de porosidade primária e comportamento heterogêneo. A permeabilidade e a condutividade hidráulica variam significativamente em função da heterogeneidade litológica e da disposição das fácies sedimentares do Grupo Itararé, podendo apresentar zonas de maior transmissividade associadas a camadas mais porosas de

arenito e áreas de menor permeabilidade devido à presença de matrizes argilosas nos diamictitos e a lentes de siltitos.

Estudos hidrogeológicos na região indicam que a recarga do aquífero ocorre predominantemente por infiltração, com influência das precipitações sazonais e das condições topográficas e pedológicas locais, conforme detalhado para cada sistema aquífero.

- **Sistema Aquífero Cristalino:** Na região onde ocorrem os granitóides, a zona saturada (abaixo do nível freático) é caracterizada, predominantemente, por aquíferos fraturados de permeabilidade secundária, dependente do grau de fraturamento e intemperismo, e limitada produtividade. Esse tipo de unidade hidrogeológica apresenta uma estrutura composta por diferentes camadas, cujas propriedades controlam a infiltração, o armazenamento e o fluxo da água subterrânea. Essas camadas podem ser subdivididas em três principais unidades:
 - **Camada superior:** Onde ocorrem os saprólitos ou manto de alteração. Trata-se da porção mais superficial do sistema, composta por material intemperizado, resultante da decomposição da rocha matriz. Essa unidade comporta-se hidrogeologicamente como um aquífero livre, de porosidade primária, permitindo a infiltração e armazenamento da água subterrânea. Sua espessura é variável e pode influenciar diretamente a recarga do aquífero.
 - **Zona de transição:** região onde predomina o maciço rochoso com elevado grau de fraturamento. Localiza-se imediatamente abaixo do saprólito e representa a porção superior do maciço rochoso consolidado. Essa camada é caracterizada por uma alta densidade de fraturas, com abertura suficiente para permitir o fluxo significativo de água subterrânea. Devido à sua conectividade fraturada, essa unidade pode apresentar melhor produtividade em comparação às demais camadas mais profundas.
 - **Camada inferior:** refere-se ao Embasamento Cristalino. Corresponde ao maciço rochoso são, com menor grau de fraturamento e, consequentemente, menor permeabilidade. As fraturas nessa unidade tendem a ser mais fechadas e menos conectadas, reduzindo significativamente a capacidade de armazenamento e a circulação da

água subterrânea. Com o aumento da profundidade, a influência hidrogeológica dessa camada torna-se cada vez mais restrita, funcionando, na maioria dos casos, como um limite inferior para o fluxo subterrâneo.

A dinâmica hidrogeológica dessas camadas reflete a interação entre a porosidade primária e secundária, influenciando diretamente a recarga, o armazenamento e a circulação da água subterrânea.

6.2 Modelo conceitual

Um modelo hidrogeológico conceitual busca representar de forma simplificada a dinâmica de um sistema aquífero, descrevendo suas unidades hidroestratigráficas, recarga, descarga, direções de fluxo subterrâneo e interação com águas superficiais. Ele é uma ferramenta essencial para a gestão dos recursos hídricos, sendo a base para a construção de modelos numéricos. O modelo conceitual proposto para a área de estudo será descrito a seguir.

6.2.1 Nível de água subterrâneo

A área de estudo conta com 150 poços de captação cadastrados no Sistema de Informações de Águas Subterrâneas – SIAGAS. Entre os 150 instrumentos, apenas 42 deles apresentam informações referente aos níveis de água estático, e não apresentam monitoramento ao longo do tempo. Além dos instrumentos compilados do SIAGAS, a área possui monitoramento de três piezômetros (P001A, P001B e P002), cujo monitoramento dos níveis de água abrangem o período de abril de 2016 a abril de 2017.

A Tabela 4 apresenta um resumo dos dados cadastrais e hidrogeológicos dos poços inventariados, distribuídos entre os sistemas aquíferos Tubarão (Itararé) e cristalino. A carga hidráulica varia de aproximadamente 744 m, associada ao Aquífero Cristalino em áreas de maior altitude da bacia, a cerca de 554 m no Aquífero Tubarão, localizado em sua porção norte.

Os níveis estáticos e dinâmicos indicam diferenças significativas de resposta ao bombeamento: no Tubarão, alguns poços apresentam rebaixamentos superiores a 200 m, enquanto no Cristalino esses valores tendem a ser menores. As vazões de estabilização variam entre 0,8 e 21 m³/h no Tubarão e entre 2 e 18 m³/h no Cristalino, valores que refletem baixa produtividade geral.

A vazão específica pode ser utilizada como um indicador indireto de transmissividade. A análise desta vazão reforça esse comportamento: no Tubarão predominam valores muito baixos (0,01 a 0,66 m³/h/m), com um único poço de vazão específica de 2,17 m³/h/m. Já no Aquífero Cristalino, embora também reduzidos, observam-se vazões específicas mais favoráveis (até 1,11 m³/h/m), associados possivelmente à interceptação de fraturas. Dessa forma, os dados disponíveis indicam transmissividades em geral baixas nos dois sistemas, com maior heterogeneidade no Aquífero Tubarão e dependência de estruturas fraturadas no Aquífero Cristalino.

A Figura 21 apresenta a distribuição das vazões específicas e de estabilização dos poços obtidos no SIAGAS, individualizado por litologia do poço.

Tabela 4:Dados cadastrais dos poços de captação utilizados. Sistema de coordenadas SIRGAS 2000 – UTM< Zona 23S.

Sistema Aquífero	Código do Poço de Captação	Coordenadas X (m)	Coordenadas Y (m)	Cota da boca do poço (m)	Carga Hidráulica (m)	Nível Estático (m)	Nível Dinâmico (m)	Vazão Específica (m³/h/m)	Vazão de Estabilização (m³/h)
Aquífero Tubarão (Itararé)	3500000379	264150,00	7415750,00	678,00	665,70	12,30	87,40	-	14,40
	3500000381	264650,00	7418750,00	616,00	587,00	29,00	52,00	0,16	3,70
	3500000382	265450,00	7419050,00	611,00	603,00	8,00	40,00	0,66	21,00
	3500000383	264950,00	7418800,00	614,00	587,00	27,00	110,00	0,07	6,00
	3500000391	263500,00	7414100,00	651,00	620,00	31,00	124,00	0,02	2,03
	3500000396	263750,00	7419400,00	633,00	628,00	5,00	130,00	0,03	4,00
	3500012130	264650,00	7421300,00	600,00	560,00	40,00	60,00	0,13	2,50
	3500012136	265100,00	7419600,00	601,00	556,00	45,00	152,00	0,08	8,40
	3500030270	266050,00	7420880,00	614,00	579,00	35,00	134,00	0,05	5,00
	3500030271	265100,00	7417850,00	613,00	611,00	2,00	82,65	0,08	6,50
	3500030321	264780,00	7421810,00	621,00	584,28	36,72	137,50	0,02	1,90
	3500030322	264040,00	7417770,00	621,00	600,00	21,00	198,00	0,02	2,80
	3500030324	266820,00	7420890,00	624,00	602,80	21,20	81,68	0,12	7,20
	3500030325	266010,00	7421020,00	617,00	553,66	63,34	89,70	0,10	2,67
	3500030326	266190,00	7421000,00	608,00	587,45	20,55	22,97	0,32	0,77
	3500030332	266490,00	7421040,00	590,00	582,46	7,54	145,98	0,01	0,78
	3500030343	264490,00	7417840,00	627,00	601,12	25,88	256,26	0,02	4,50
	3500030344	264510,00	7417260,00	641,00	589,76	51,24	117,84	0,04	2,30
	3500030345	264710,00	7417440,00	631,00	581,66	49,34	202,35	0,04	6,20
	3500030346	264660,00	7417260,00	636,00	603,50	32,50	170,25	0,09	12,00
	3500030348	265720,00	7421190,00	598,00	572,50	25,50	150,30	0,01	1,09
	3500030400	265600,00	7422290,00	606,00	589,00	17,00	73,00	0,09	5,14
	3500030410	264730,00	7419480,00	590,00	585,38	4,62	33,33	0,25	7,20
	3500030411	265540,00	7421890,00	587,00	582,70	4,30	140,69	0,01	1,50
	3500030412	264860,00	7418610,00	624,00	583,20	40,80	125,50	0,06	5,36
	3500030418	264220,00	7415850,00	671,00	647,00	24,00	87,40	0,11	7,20
	3500030419	266650,00	7421690,00	585,00	571,40	13,60	28,34	0,56	8,20
	3500030420	266260,00	7422270,00	579,00	566,53	12,47	91,87	0,10	8,00

Sistema Aquífero	Código do Poço de Captação	Coordenadas X (m)	Coordenadas Y (m)	Cota da boca do poço (m)	Carga Hidráulica (m)	Nível Estático (m)	Nível Dinâmico (m)	Vazão Específica (m³/h/m)	Vazão de Estabilização (m³/h)
	3500030421	266630,00	7421400,00	604,00	577,90	26,10	75,13	0,12	6,00
	3500030442	265530,00	7421530,00	581,00	570,28	10,72	176,20	0,01	2,10
	3500030444	265870,00	7421770,00	596,00	567,40	28,60	30,34	2172,00	3,78
	3500030445	265910,00	7420770,00	610,00	588,74	21,26	157,08	0,01	0,80
	3500030448	266510,00	7421900,00	580,00	571,66	8,34	51,43	0,21	9,00
Aquifero Cristalino	3500000380	267800,00	7417050,00	660,00	642,00	18,00	108,00	0,03	3,10
	3500000389	267600,00	7415100,00	680,00	664,00	16,00	29,00	1,11	14,4
	3500012145	266500,00	7414600,00	647,00	620,00	27,00	60,00	0,067	2,20
	3500012150	266900,00	7418350,00	631,00	600,00	31,00	41,00	0,98	9,80
	3500012157	267550,00	7413750,00	684,00	671,00	13,00	46,00	0,068	2,25
	3500012162	267750,00	7414050,00	698,00	682,00	16,00	146,00	0,017	2,20
	3500012180	273350,00	7411450,00	750,00	744,07	5,93	49,09	0,251	10,85
	3500029959	271680,00	7410820,00	706,00	702,00	4,00	99,300	0,073	7,00
	3500030331	265540,00	7417720,00	637,00	628,85	8,15	49,4	0,436	18,00

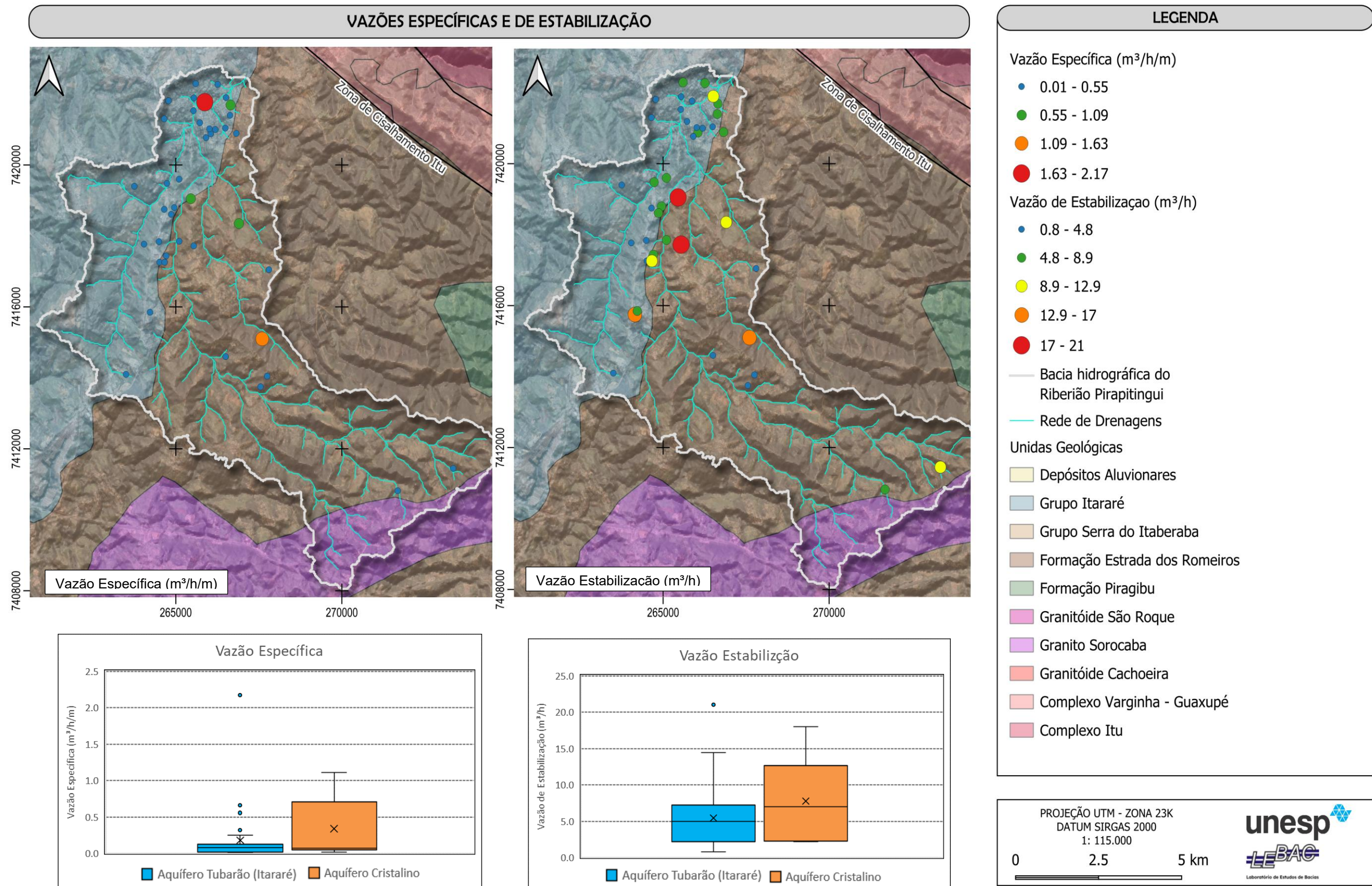


Figura 21: Vazão de estabilização e vazão específica dos poços registrados no SIAGAS.

O piezômetro P001 foi instalado nas proximidades do posto F1, localizado no condomínio Terras de São José I, dentro da bacia do Ribeirão Pirapitingui, em uma área composta por rochas do Grupo Itararé. Este piezômetro foi instalado próximo a drenagens. Segundo consta no relatório, foi perfurado um piezômetro multinível com o objetivo de avaliar a presença de fluxos ascendentes ou descendentes e a interação entre as águas subterrâneas e superficiais. O piezômetro P001A foi instalado com profundidade de 9,3 metros, com a seção filtrante localizada entre 8,3 m e 9,3 m. Já o piezômetro P001B alcançou 6,0 metros de profundidade, com a seção filtrante posicionada entre 4,0 m e 6,0 m. A figura abaixo (Figura 22) apresenta o monitoramento destes instrumentos.

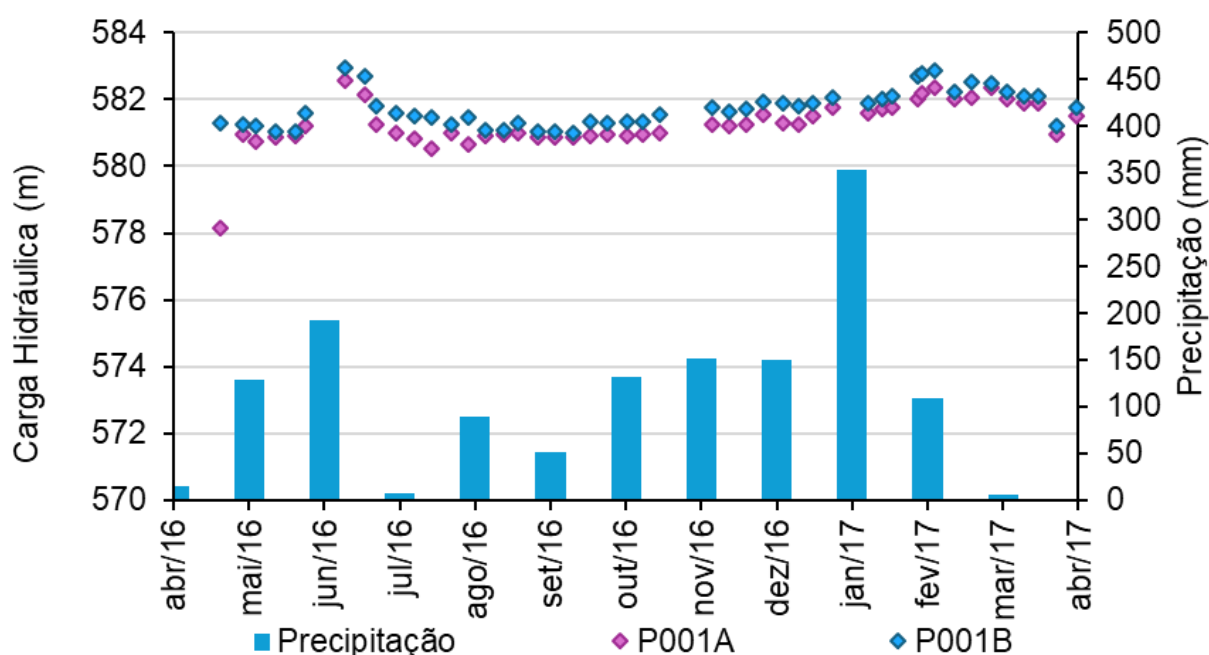


Figura 22: Monitoramento do piezômetro P001.

O piezômetro P002 foi instalado próximo ao ribeirão Taquaral, onde optou-se pela instalação do piezômetro em sedimentos arenosos e argilosos de depósitos aluvionares, localizados nas margens do ribeirão Taquaral. Durante a perfuração, uma camada de seixos foi identificada a 3,0 metros de profundidade, inviabilizando o avanço com o uso do trado manual. Assim, a instalação do piezômetro P002 foi concluída nessa profundidade. O gráfico abaixo (Figura 23) apresenta o monitoramento deste instrumento.

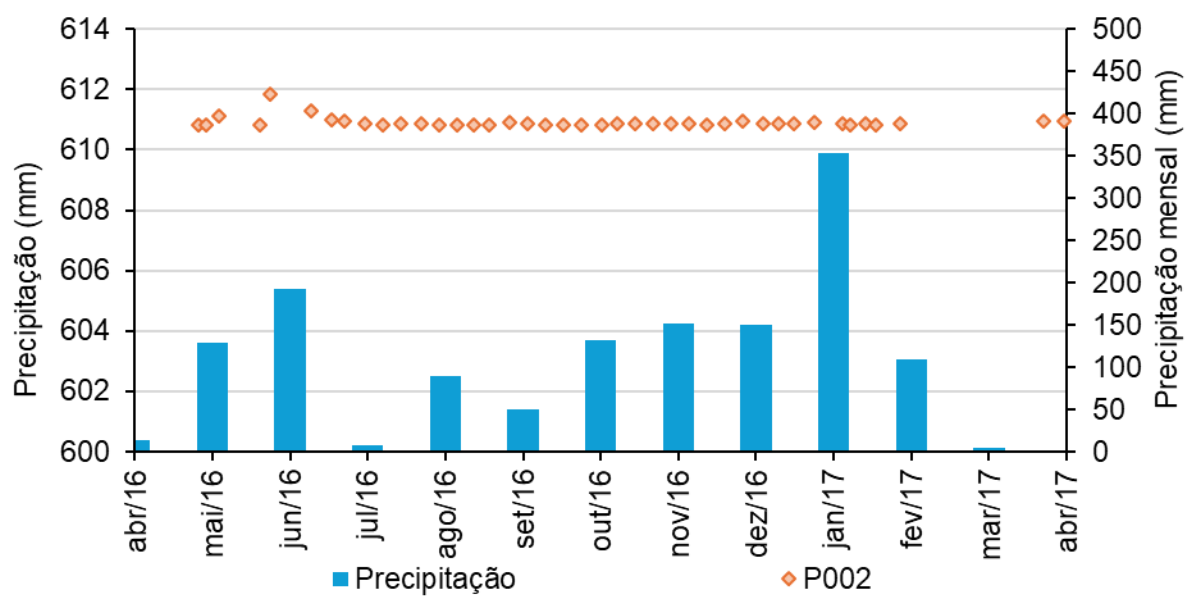


Figura 23: Curva de monitoramento do piezômetro P002.

A figura abaixo (Figura 24) apresenta a localização dos instrumentos de monitoramento de águas subterrâneas.

Instrumentos de Monitoramento de Água Subterrânea

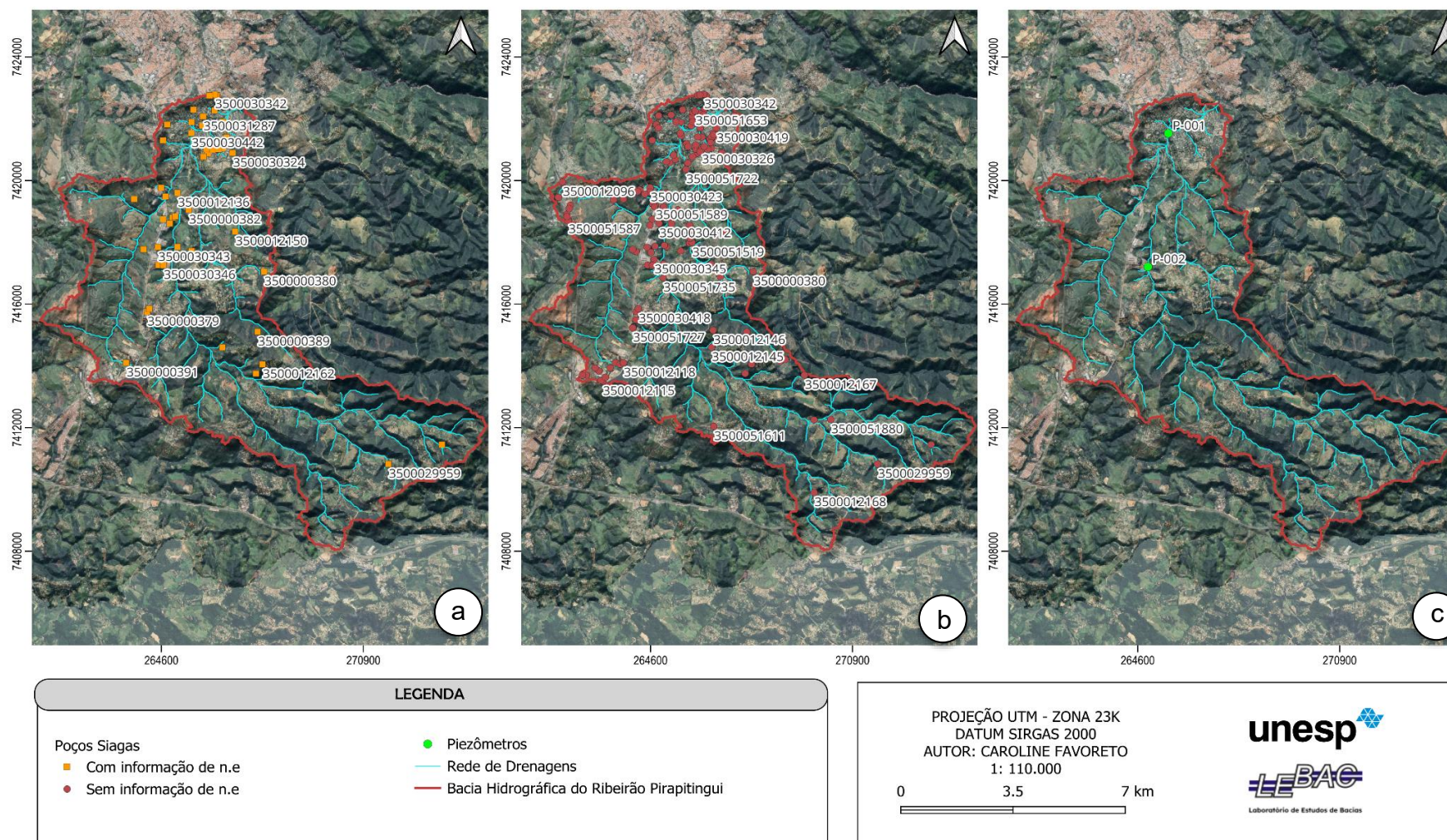


Figura 24: Localização dos poços tubulares com informações de n.e (a); sem informações de n.e (b), e piezômetros instalados pela FUNDUNESP (c).

6.2.2 Parâmetros Hidrodinâmicos

Os parâmetros hidrodinâmicos são propriedades físicas das unidades que influenciam a velocidade e o comportamento do fluxo subterrâneo. Dentre esses parâmetros, destacam-se três principais: condutividade hidráulica, transmissividade e coeficiente de armazenamento:

- Condutividade hidráulica e transmissividade: estão diretamente relacionadas à permeabilidade do meio aquífero, determinando a facilidade com que a água subterrânea se movimenta através das formações geológicas; e
- Coeficiente de armazenamento: refere-se à capacidade do meio de armazenar e liberar água, sendo um parâmetro essencial para a avaliação do potencial hídrico do aquífero.

Como não foram realizados ensaios hidrodinâmicos específicos neste estudo, os valores apresentados foram estimados com base em dados de pesquisas anteriores realizadas na região do município de Itu – SP, e em rochas análogas as que ocorrem na área de estudo. No entanto, é importante ressaltar que esses valores podem apresentar variações locais devido à heterogeneidade geológica e às condições hidrogeológicas específicas de cada área.

6.2.3.1 Condutividade Hidráulica

A condutividade hidráulica representa a facilidade com que a água se desloca através de um meio e depende diretamente das características do material que compõe a unidade hidroestratigráfica. Esse parâmetro pode variar significativamente dentro de uma mesma unidade, devido à sua heterogeneidade e anisotropia (BEAR, 1972; FREEZE & CHERRY, 1979).

Nos meios porosos, a condutividade hidráulica está relacionada principalmente ao tamanho dos grãos, à distribuição granulométrica, ao grau de compactação e ao arranjo do material. Camadas com granulometria mais grossa, como areias e cascalhos, tendem a apresentar maior condutividade hidráulica, enquanto materiais mais finos, como argilas e siltes, possuem condutividade reduzida devido à menor conectividade entre os poros (FETTER, 2001).

Já nos meios fraturados, como os granitóides, a condutividade hidráulica é controlada essencialmente pelo grau de fraturamento e intemperismos das rochas. A

circulação da água subterrânea ocorre predominantemente através das fraturas, cuja abertura, densidade e conectividade determinam a capacidade do meio de transmitir fluxo. Em geral, a condutividade hidráulica nesses ambientes tende a ser maior nas camadas superiores, onde há maior densidade de fraturas conectadas. Com o aumento da profundidade, ocorre uma redução progressiva da condutividade, pois as fraturas tendem a se fechar devido ao aumento da pressão litostática, resultando em menor permeabilidade e conectividade do sistema de fluxo subterrâneo (DE MARSILY, 1986; SNISARENKO *et al.*, 2019).

A tabela abaixo (Tabela 5) sintetiza os valores de condutividade hidráulica obtidos em estudos realizados em rochas análogas as da área de estudo. Nota-se que, de forma geral, a condutividade hidráulica de rochas semelhantes a que temos no Grupo Itararé variam entre $10\text{E-}07$ e $10\text{E-}05$ m/s. Já a condutividade hidráulica dos granitoides varia de acordo com o grau de intemperismo e fraturamento, de forma que as unidades sãs apresentam condutividade hidráulica entre $10\text{E-}14$ e $10\text{E-}10$ m/s, já as unidades fraturadas de $10\text{E-}10$ a $10\text{E-}05$ m/s.

Tabela 5: Valores de condutividade hidráulica compilados. Fonte: Sanders (1998), Pede (2004); Engelbrecht, 2017; e Oda (2017).

Autores		Engelbrecht (2017)		Oda (2017)		Sanders (1998)		Pede (2004)		Pede (2004)	
Métodos		Permeâmetro de Guelph		Permeâmetro de Guelph				Hvorslev		Bower & Rice	
Unidades Hidroestratigráficas		Kx mínimo [m/s]	Kx máximo [m/s]	Kx mínimo [m/s]	Kx máximo [m/s]	Kx mínimo [m/s]	Kx máximo [m/s]	Kx mínimo [m/s]	Kx máximo [m/s]	Kx mínimo [m/s]	Kx máximo [m/s]
Rochas análogas ao Grupo Itararé	Depósitos aluvionares, solos coluvionares e saprólitos	1,20E-07	5,70E-05	-	-	-	-	-	-	-	-
	Depósitos inconsolidados	5,00E-06	6,00E-05	-	-	-	-	-	-	-	-
	Saprólitos	1,00E-07	1,00E-05	-	-	-	-	-	-	-	-
	Siltitos, argilitos e ritmitos	-	-	1,00E-07	1,00E-05	-	-	-	-	-	-
Rochas análogas as	Granito são	-	-	-	-	1,20E-13	7,00E-10	-	-	-	-
	Granito alterado	-	-	-	-	3,30E-10	5,20E-05	8,45E-07	1,09E-05	2,10E-07	1.29E-05
	Rocha Cristalina	-	-	-	-	1,00E-14	1,00E-10	-	-	-	-

Autores		Engelbrecht (2017)		Oda (2017)		Sanders (1998)		Pede (2004)		Pede (2004)	
Métodos		Permeâmetro de Guelph		Permeâmetro de Guelph				Hvorslev		Bower & Rice	
Unidades Hidroestratigráficas		Kx mínimo [m/s]	Kx máximo [m/s]	Kx mínimo [m/s]	Kx máximo [m/s]	Kx mínimo [m/s]	Kx máximo [m/s]	Kx mínimo [m/s]	Kx máximo [m/s]	Kx mínimo [m/s]	Kx máximo [m/s]
	indiscriminada										
	Rocha Cristalina indiscriminada	-	-	-	-	1,00E-10	1,00E-06	-	-	-	-
	Rocha Cristalina indiscriminada alterada	-	-	-	-	1,00E-10	1,00E-06	-	-	-	-

6.2.3.2 Porosidade Efetiva e Rendimento Específico

O rendimento específico e a porosidade efetiva são conceitos que expressam frações do volume total de um aquífero. A porosidade efetiva representa a fração de poros interconectados que permite o fluxo de água subterrânea, enquanto o rendimento específico corresponde à fração de água que pode ser drenada gravitacionalmente quando há rebaixamento do nível d'água.

Segundo Fetter (2001) e Freeze & Cherry (1979), o rendimento específico em aquíferos livres, como os aquíferos estudados, é sempre menor ou igual à porosidade efetiva, pois parte da água presente nos poros interconectados é retida por forças capilares.

A Tabela 6 apresenta os valores de porosidade efetiva obtidos para rochas correlatas às unidades hidroestratigráficas dos aquíferos Tubarão e Cristalino. Nota-se que, em média, nas regiões mais coluvionares e areníticas, o valor de porosidade efetiva encontra-se em 30%, já em sua porção mais argilosa apresenta uma média de 9%. As rochas cristalinas por sua vez apresentam porosidade efetiva média de 1,5%.

Tabela 6: Valores de porosidade efetiva de referência

Autores		Heath (1983)		Morris & Johnson (1967)		Wolf (1982)	
Unidades Hidroestratigráficas		mínima [%]	máxima [%]	mínima [%]	máxima [%]	mínima [%]	máxima [%]
Rochas Análogas ao Grupo Itararé	Depósitos aluvionares, solos coluvionares e saprólitos	15	40	21	44	-	-
	Siltitos, argilitos e ritmitos	2		6	20	-	-
Rochas cristalinas análogas	Granito são	0,01	0,09	-	-	0,002	6

6.2.3.3 Armazenamento Específico

O armazenamento específico (S_s) de um aquífero saturado é a quantidade de água que uma unidade de volume do aquífero libera quando há a diminuição de 1 unidade na carga hidráulica (nível de pressão ou altura da água). Em outras palavras, é a capacidade do aquífero de liberar água devido a redução no nível da água, considerando que a diminuição da carga hidráulica pode ocorrer por fatores como bombeamento ou outros processos de rebaixamento. O armazenamento específico mede, portanto, a quantidade de água que pode ser retirada de um volume de aquífero sob uma alteração específica na pressão (FREEZE & CHERRY, 1979).

Matematicamente, o armazenamento específico está relacionado às compressibilidades da água e do aquífero (ou aquífero), e pode ser representado da seguinte forma (17):

$$S_s = \rho g(\alpha + n\beta) \text{ Equação 20}$$

Onde ρ é a densidade mássica da água, g é a aceleração gravitacional, α é a compressibilidade do aquífero (ou aquífero), n é a porosidade total, e β é a compressibilidade da água.

A Tabela 7 resume os valores de armazenamento específico compilados para rochas correlatas presentes nos aquíferos Tubarão e Cristalino. Para rochas mais arenosas, como solos e arenitos, o valor de S_s encontra-se em torno de 10^{-5} m^{-1} , já para unidades mais pelíticas o valor de armazenamento específico é 10^{-4} m^{-1} . Para unidades cristalinas o S_s varia de 10^{-7} a 10^{-6} m^{-1} , a depender do fraturamento da rocha.

Tabela 7: Valores de armazenamento específico

Autores		Domênico e Mifflin (1965)	
Unidades Hidroestratigráficas		mínima [m ⁻¹]	máxima [m ⁻¹]
Unidades Análogas ao Aquífero Tubarão	Depósitos aluvionares, solos coluvionares e saprólitos	1.19E-05	9.45E-05
	Siltitos, argilitos e ritmitos	8.53E-05	1.89E-03
Unidades Análogas	Rocha cristalina indiscriminada	3.05E-07	

Autores		Domênico e Mifflin (1965)	
Unidades Hidroestratigráficas		mínima [m-1]	máxima [m-1]
Ao Cristalino	Rocha cristalina indiscriminada fraturada	3.05E-07	3.05E-06

6.2.3 Estimativa de Balanço Hídrico Climatológico

Para estimar o balanço hídrico na Bacia Hidrográfica do Rio Pirapitingui, foi aplicado o método de Thornthwaite & Mather (1965), que calcula a disponibilidade de água no solo considerando a precipitação, evapotranspiração potencial e o armazenamento de água no solo. Para este estudo utilizou-se os dados de precipitação e temperatura da Estação Meteorológica de Itu (V0397).

A Figura 25 apresenta o balanço hídrico obtido, onde pode-se observar que entre janeiro e março ocorre o período de excedente hídrico, no qual a precipitação é superior à evapotranspiração, favorecendo a infiltração da água em direção às camadas mais profundas, permitindo assim a recarga efetiva dos aquíferos. Já de abril a setembro tem-se um período de deficiência hídrica e retirada, o que significa que as chuvas são insuficientes para repor as perdas por evapotranspiração, o que leva à redução da recarga e, na grande maioria dos casos, ao rebaixamento do nível dos aquíferos.

Por fim, de outubro a dezembro, tem-se início a fase de reposição hídrica, em que as chuvas começam a reestabelecer gradualmente a umidade do solo, possibilitando a retomada lenta da recarga dos aquíferos, ainda que não haja, nesse estágio, excedente significativo.

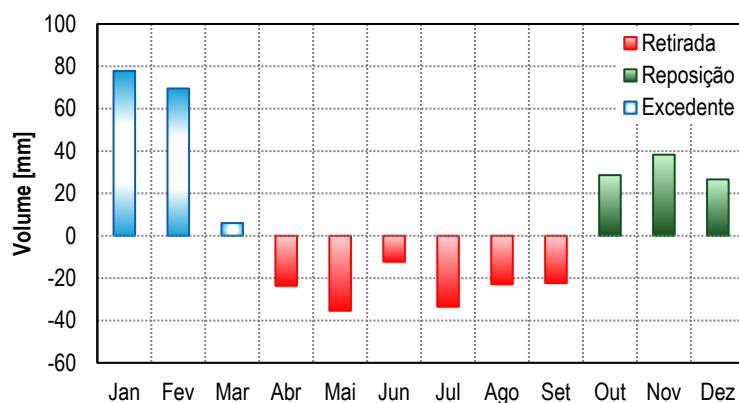


Figura 25: Balanço hídrico climatológico para a estação V0397.

Nota-se que o excedente hídrico na área é de aproximadamente 153,42 mm, o que equivale a 12,9% da precipitação média anual (1187 mm/ano), e se estende

dos meses de janeiro a março, segundo o balanço hídrico calculado. Entende-se que estes valores representam a taxa máxima de recarga que pode abastecer os sistemas aquíferos na região.

6.2.4 Separação do Fluxo de Base

Outro método amplamente utilizado para a estimativa de recarga é a análise por meio do diagrama de recessão do rio. Neste estudo, a separação do escoamento de base (*baseflow*) foi realizada a partir do filtro digital de Eckhardt (2005), e foi feita a partir dos trechos de recessão nos hidrogramas das estações fluviométrica FLU-PIRA01, Cruz das Almas – F2, e Santa Cecília – F3, os demais postos fluviométricos não foram utilizados por apresentarem uma série histórica curta, com monitoramento inferior a um ano hidrológico completo. A Figura 26 apresenta a área de contribuição para os pontos de monitoramento analisados.

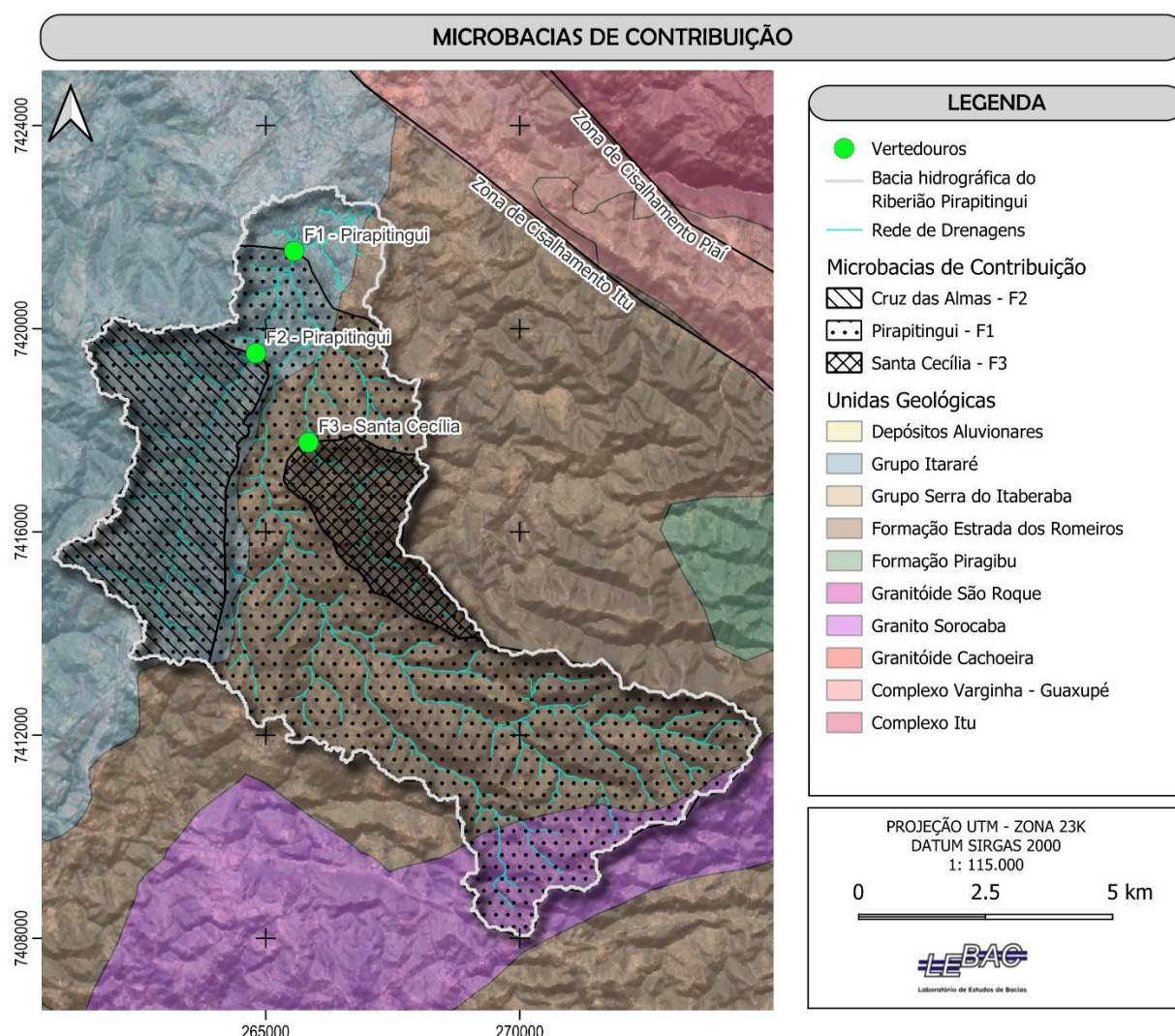
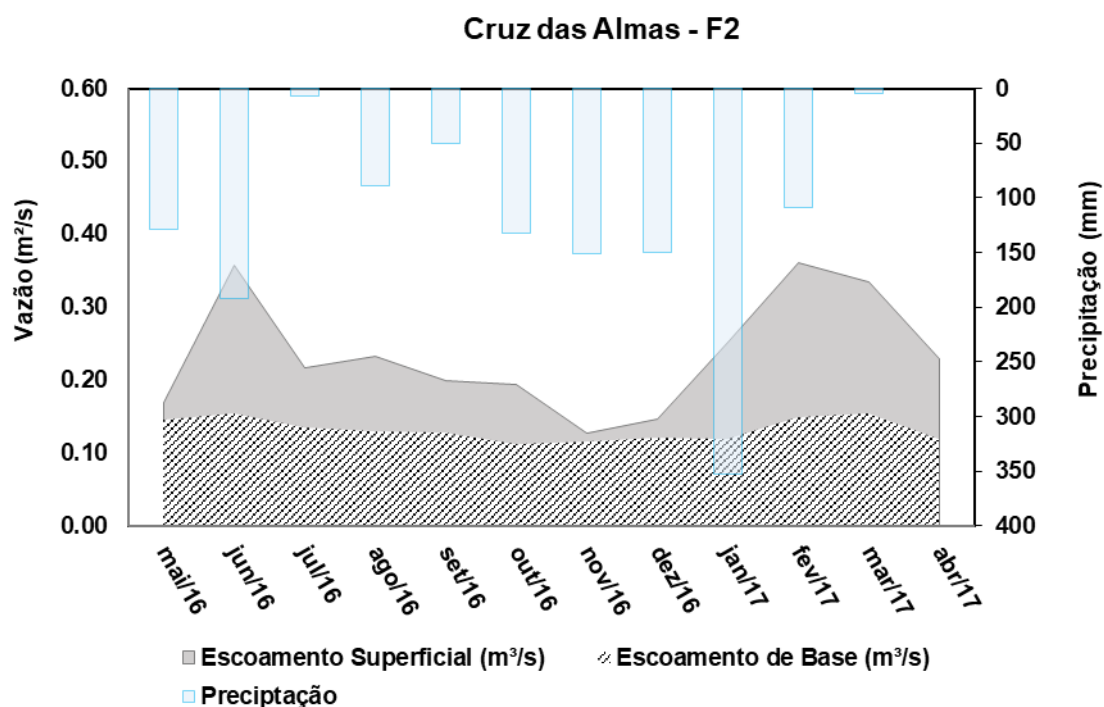


Figura 26: Área de contribuição das vazões medidas.

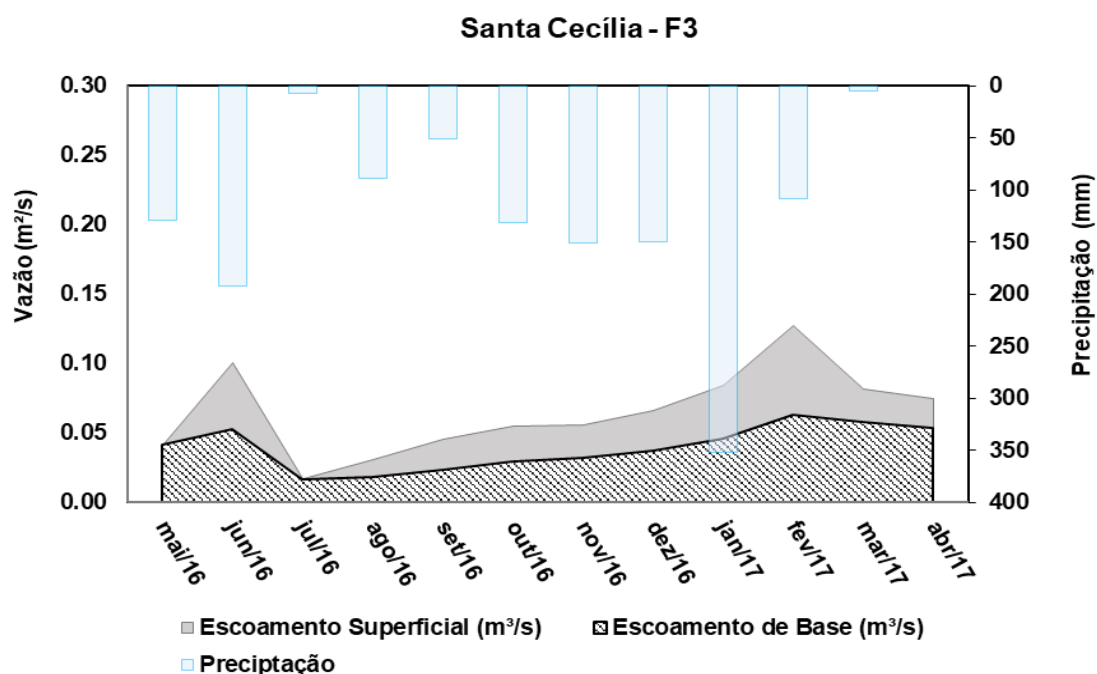
A Figura 27 apresenta o diagrama de recessão para o fluviômetro Cruz das Almas – F2, localizado integralmente sobre domínio do Aquífero Tubarão (Grupo Itararé). Em base ao diagrama apresentado, estima-se que a recarga média da bacia hidrográfica de contribuição deste ponto, seja em torno de 22% da precipitação média anual (1187 mm/ano), representando a recarga no aquífero Tubarão.



Ano hidrológico	Baseflow médio (m³/s)	Taxa de recarga (mm/ano)	Recarga (%)
2016-2017	0,13	265,11	22,33

Figura 27: Diagrama de recessão para o ponto de monitoramento Cruz das Almas – F2

A Figura 28 apresenta a separação do fluxo de base para o ponto de monitoramento Santa Cecília – F3, que recebe contribuição apenas do Aquífero Cristalino. Segundo a análise feita, estima-se que a recarga aquífera seja em torno de 16% da precipitação média anual, representando, portanto, a recarga do sistema aquífero cristalino.



Ano hidrológico	Baseflow médio (m³/s)	Taxa de recarga (mm/ano)	Recarga (%)
2016-2017	0,04	191,96	16,17

Figura 28: Diagrama de recessão do ponto de monitoramento Santa Cecília – F3

A Figura 29 apresenta o diagrama de recessão e o escoamento de base (*baseflow*) obtidos para a estação FLU-PIRA01. Com base na análise do diagrama, estima-se que a recarga média na bacia do Ribeirão Pirapitingui seja da ordem de 170 mm/ano, o que corresponde a aproximadamente 14% da precipitação média anual (1187mm/ano). Ressalta-se, ainda, que a bacia hidrográfica em questão recebe contribuição de dois sistemas aquíferos distintos, de forma que o valor estimado representa uma recarga média para a bacia hidrográfica.

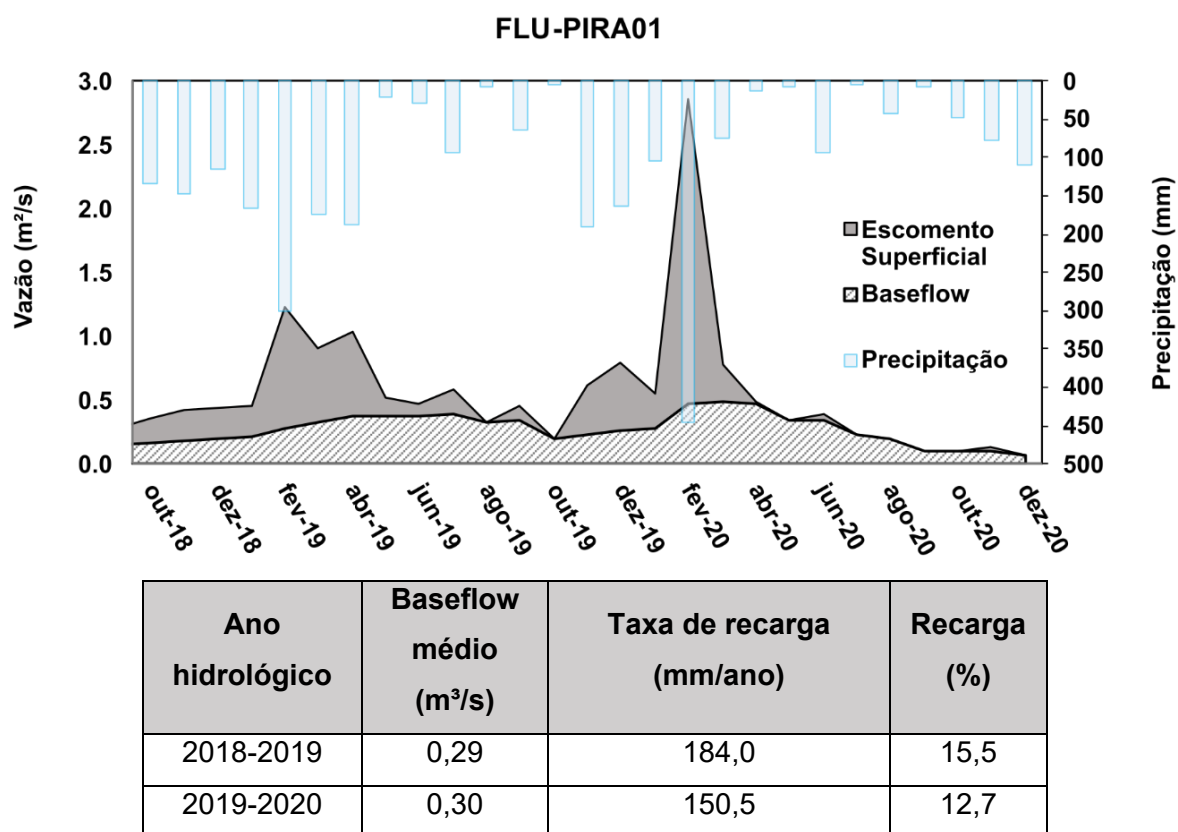


Figura 29: Diagrama de recessão para os anos hidrológicos 2018 a 2020.

6.2.5 Dinâmica Hídrica Subterrânea

O mapa potenciométrico foi elaborado a partir da interpolação manual dos dados de carga hidráulica obtida em 45 instrumentos de monitoramento, incluindo INAs e piezômetros. Além dessas informações, foram utilizadas também as cotas das drenagens como referência piezométrica, considerando que as drenagens representam áreas onde ocorre a interceptação entre a topografia e o nível freático.

Devido à indisponibilidade de séries temporais coincidentes entre os instrumentos de monitoramento, as cargas hidráulicas utilizadas para a elaboração do mapa potenciométrico e para a calibração do modelo numérico foram obtidas em diferentes períodos de monitoramento. O ideal seria utilizar medições simultâneas ou de um mesmo intervalo temporal, garantindo maior precisão na representação da dinâmica de fluxo. No entanto, devido à limitação dos dados disponíveis, essa abordagem foi adotada como uma alternativa para representar o comportamento e o fluxo geral da água subterrânea na área de estudo.

O mapa potenciométrico da área de estudo é apresentado na Figura 30(a), e na Figura 30(b) temos as cargas hidráulicas e os instrumentos utilizados para a elaboração do mapa. De maneira geral, observa-se que o fluxo subterrâneo segue predominantemente a direção sudeste-norte, convergindo para o ribeirão Pirapitingui, identificado como a principal zona de descarga do(s) aquífero(s) na região. Além disso, o mapa permite identificar outras áreas de descarga associadas aos córregos, onde a superfície freática intercepta o relevo, permitindo a permanência do fluxo de base.

Nota-se também que, na região sudeste, onde predomina o Aquífero Cristalino associado a um relevo mais acentuado (com declividades superiores a 30%), há um gradiente hidráulico mais elevado, em torno de 5%. Essa característica sugere uma maior energia potencial e, conseqüentemente, um fluxo subterrâneo mais rápido. Em contraste, na porção norte, onde ocorrem o Aquífero Tubarão (ou Itararé) e o saprolito, o gradiente hidráulico é mais suave, cerca de 3%, indicando condições de fluxo mais lentas. Esses padrões são reforçados pela distribuição das isolinhas potenciométricas: sua maior proximidade nas áreas de relevo mais íngreme reflete o aumento do gradiente hidráulico, enquanto o maior espaçamento entre elas nas áreas de topografia suavizada sugere uma diminuição na velocidade do fluxo. Tal variação espacial demonstra como a interação entre geologia e relevo influencia diretamente a dinâmica da água subterrânea.

Na Figura 31 é apresentado o mapa do nível dinâmico dos poços tubulares, que indica que os rebaixamentos observados refletem a exploração de um aquífero fraturado-saprolítico hidraulicamente bem conectado. Além disso, a análise da profundidade do nível dinâmico indica que, na maior parte da bacia, os níveis de água se situam entre aproximadamente 20 e 40 m, indicando que o fluxo subterrâneo e a exploração concentram-se predominantemente nas zonas saprolíticas e fraturadas do embasamento cristalino. Em maiores profundidades, a redução do fraturamento e da permeabilidade da rocha são limitantes à circulação de água, caracterizando um aquífero efetivamente raso. Em contraste, nas áreas dominadas pelo Grupo Itararé, observam-se níveis dinâmicos significativamente mais profundos, superiores a 200 m, refletindo a maior espessura saturada e a maior capacidade de armazenamento típica de aquíferos sedimentares porosos.

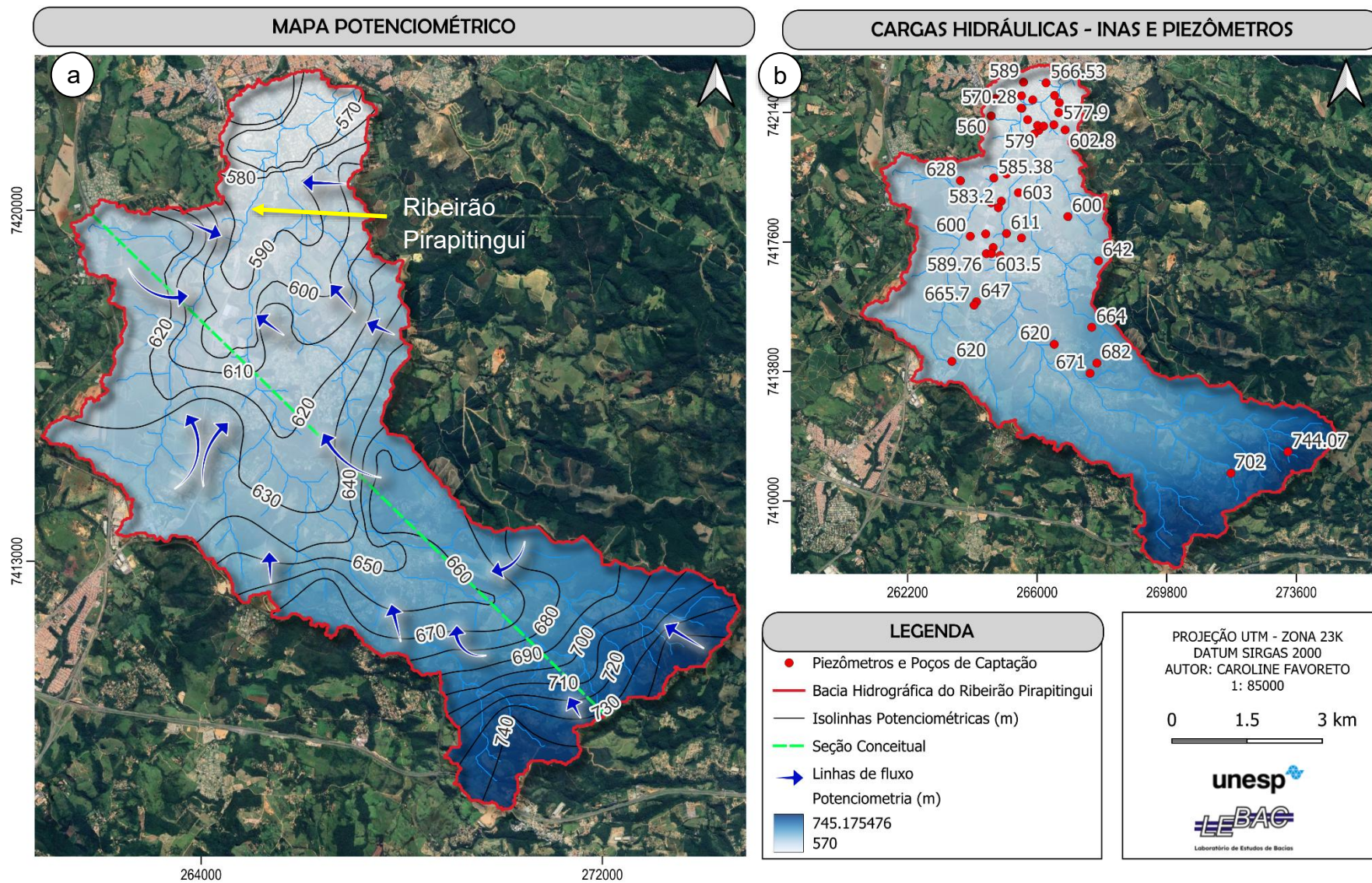


Figura 30: Mapa potenciométrico da área de estudo.

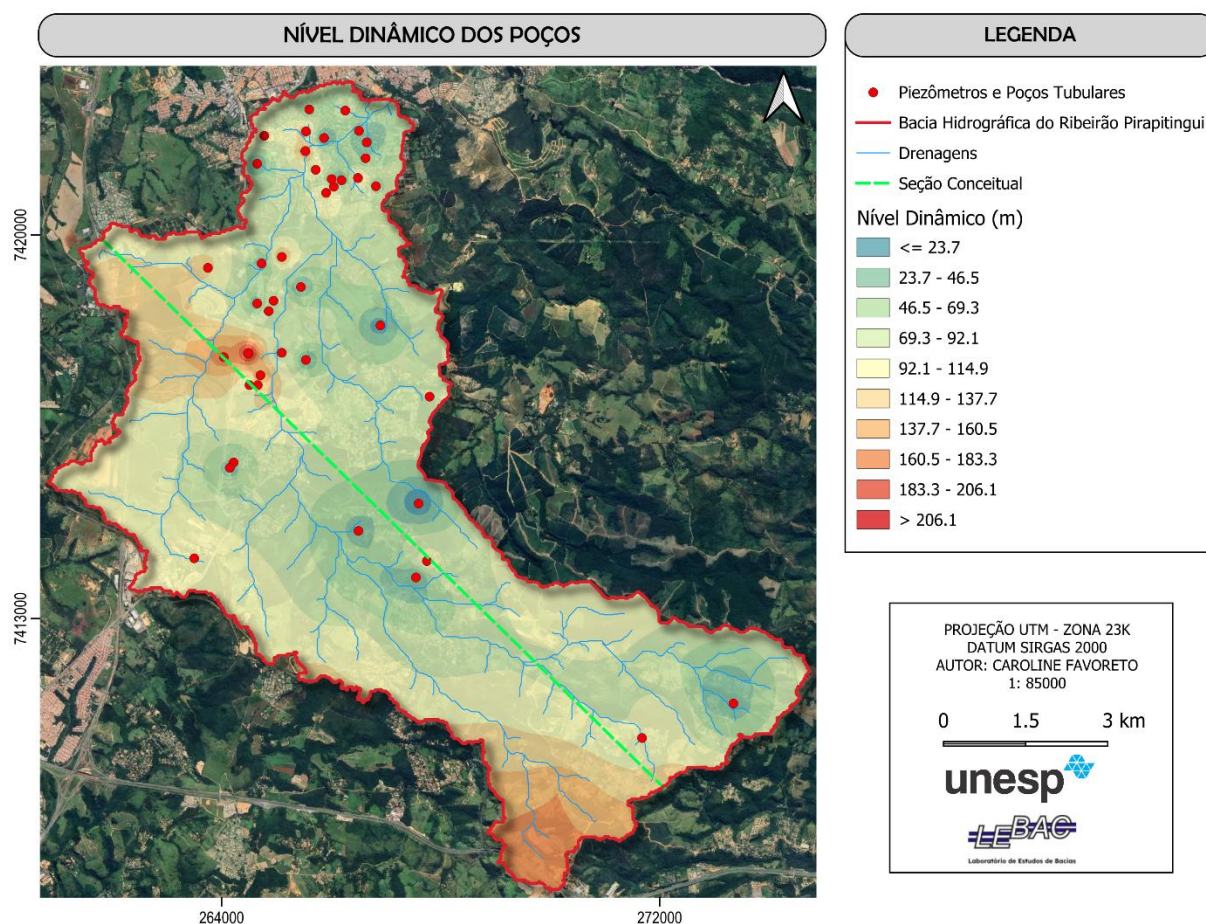


Figura 31: Distribuição espacial dos níveis dinâmicos dos poços tubulares.

A seção apresentada na Figura 32 resume o entendimento conceitual da dinâmica de fluxo na área. Para a determinação do nível de água verticalmente nas seções foram utilizados os poços 3500029959, 3500012162, 3500030344, 3500030346 e 3500030322.

No contexto do Aquífero Cristalino, entende-se que o fluxo subterrâneo é condicionado, sobretudo, pelo grau de fraturamento e alteração das rochas. Dessa forma, a circulação hídrica restringe-se predominantemente às unidades superiores, compostas pelo saprólito e pela zona fraturada. Assume-se, de maneira geral, que as propriedades hidrodinâmicas como a condutividade hidráulica e a capacidade de armazenamento, diminuem progressivamente com o aumento da profundidade, à medida que se verifica a redução na densidade de fraturas e o consequente fechamento dessas descontinuidades.

É importante salientar, que tal interpretação representa um entendimento regional e generalista do fluxo subterrâneo. Contudo, não se descartam e, de fato são esperadas, variações locais decorrentes de heterogeneidades estruturais, como

zonas de fraturamento mais intensas em profundidade, as quais podem promover aumentos pontuais na condutividade hidráulica e na capacidade de armazenamento. No modelo aqui apresentado será tratado de forma simplificada como porosos equivalente, não considerando fraturas individualmente no modelo conceitual e numérico.

A direção predominante do fluxo é do Aquífero Cristalino em direção ao Aquífero Tubarão. Este último caracteriza-se por um sistema aquífero livre, raso, desenvolvido em sedimentos do Grupo Itararé. De forma análoga ao Aquífero Cristalino, o comportamento hidrogeológico do Aquífero Tubarão descrito aqui refere-se a um modelo conceitual generalizado, sendo possível a ocorrência de variações locais em função das propriedades litológicas e texturais dos sedimentos que o compõem.

A recarga ocorre, predominantemente, em áreas topograficamente mais elevadas e aplainadas, nos quais predominam os mantos de alteração (saprólitos), e os sedimentos do Grupo Itararé, unidades geológicas que, por suas características porosas, favorecem a percolação e o armazenamento de água subterrânea. Além disso, a elevada precipitação média anual contribui significativamente para a saturação desses horizontes e, por conseguinte, para a constante renovação do estoque dos aquíferos. Adicionalmente, em áreas de maior declividade, particularmente no domínio de rochas cristalinas, há predominância do escoamento superficial, o que implica em uma redução das taxas de recarga nesta região, contudo, é importante considerar a presença, ou não, de vegetação, que pode aumentar essa taxa mesmo em áreas mais declivosas.

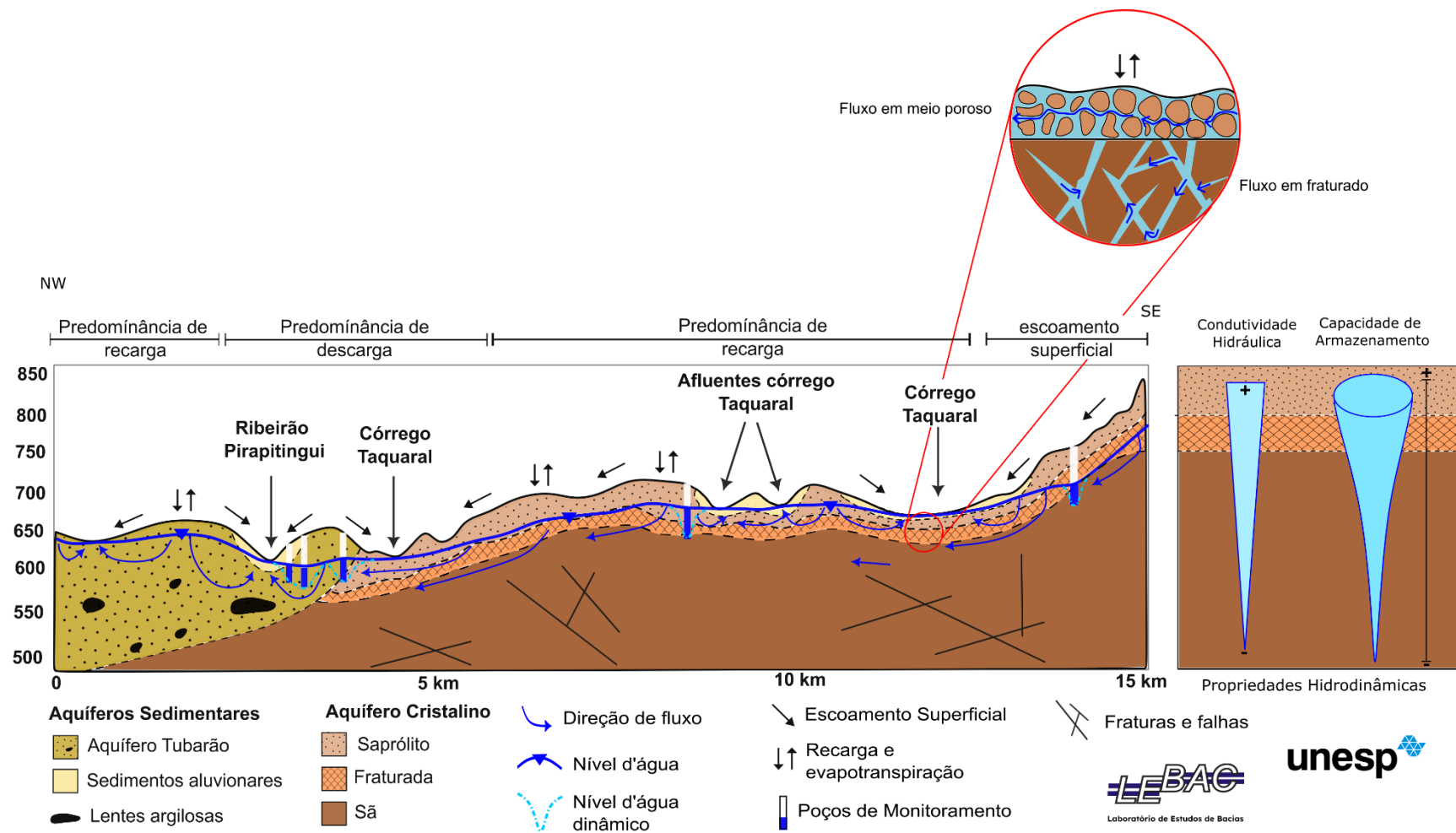


Figura 32: Seção conceitual de fluxo subterrâneo.

6.3 Modelo numérico

O modelo numérico foi construído no *software* FEFLOW, a partir do método dos elementos finitos, baseando-se no modelo conceitual apresentado.

Para representar os aquíferos presentes na área de estudo (Aquífero Itararé – poroso, e Aquífero Cristalino – fraturado), optou-se por uma abordagem mista, ou seja, parte do domínio será modelada como aquífero poroso convencional, enquanto outra parte será representada como meio poroso equivalente.

No FEFLOW é possível representar o meio fraturado como “poroso equivalente” representando este meio como um meio poroso contínuo, com propriedades hidráulicas médias que represente o comportamento combinado da rocha e das fraturas. Essa abordagem é amplamente usada em modelos cujas fraturas e falhas não foram mapeadas de forma detalhada. Dessa forma, não se modela cada fratura de forma explícita, mas se simplifica o sistema assumindo que as fraturas estão suficientemente distribuídas e interconectadas para que seu efeito no fluxo de água subterrânea possa ser incorporado em propriedades homogêneas e, eventualmente, anisotrópicas do meio (DIERSCH, 2014).

6.3.1 Malha numérica

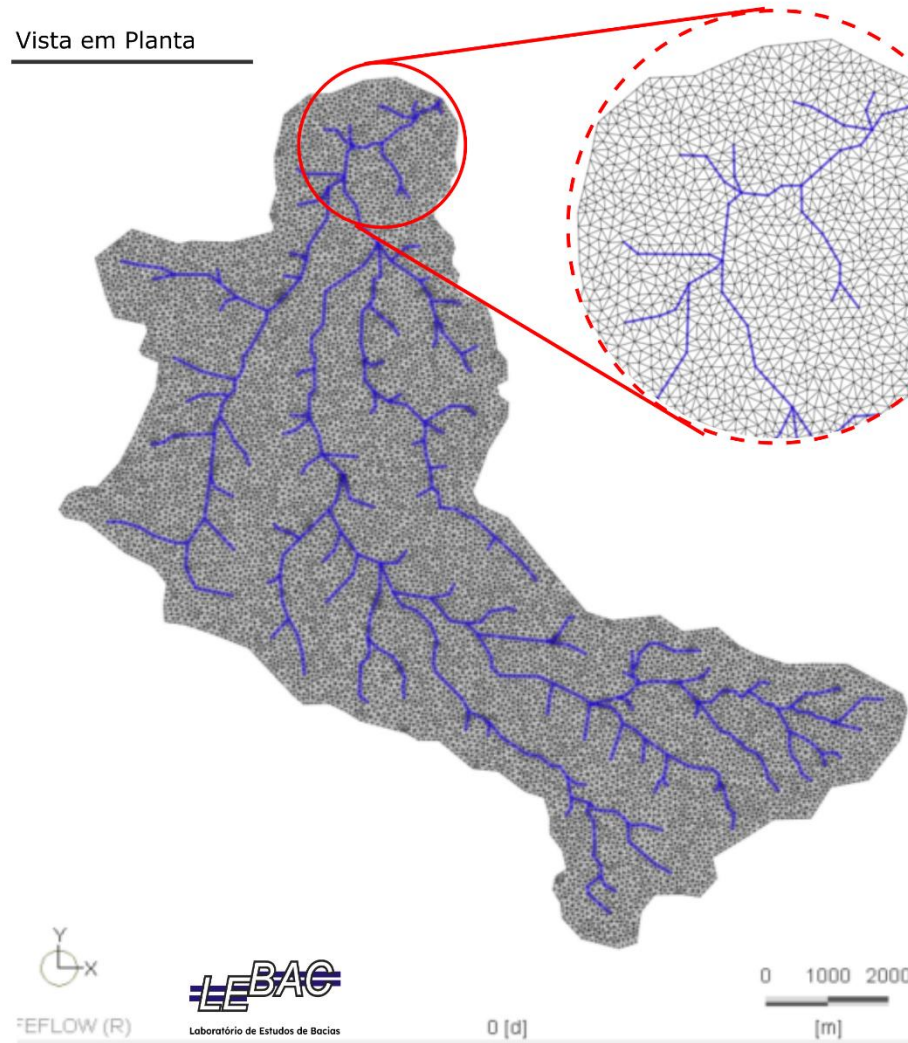
A malha numérica foi construída a partir do domínio da bacia hidrográfica do Ribeirão Pirapitingui. Por não se tratar de uma geologia complexa, e por não ocorrerem estruturas que necessitam de maior detalhamento, como barragens, optou-se por utilizar uma malha estruturada, composta por elementos organizados de forma regular e ordenada, em linhas e colunas retangulares (em 3D). Onde cada célula tem uma posição definida por índices regulares (i, j, k). A rede de drenagem da bacia foi explicitamente considerada no processo de discretização, sendo utilizada como critério para orientar e refinar localmente a malha, de modo a preservar a geometria dos cursos d'água e sua interação com o aquífero. Dessa forma, ainda que a malha seja estruturada, ela incorpora as principais irregularidades hidrológicas do sistema, assegurando a representação adequada das zonas de descarga e do controle exercido pela hidrografia sobre o fluxo subterrâneo.

A Figura 33 apresenta a discretização da malha em planta, tridimensionalmente e em seção. O tamanho dos elementos foi pensado de forma a conseguir reproduzir os gradientes hidráulicos da bacia, variando de 18 a 108 metros.

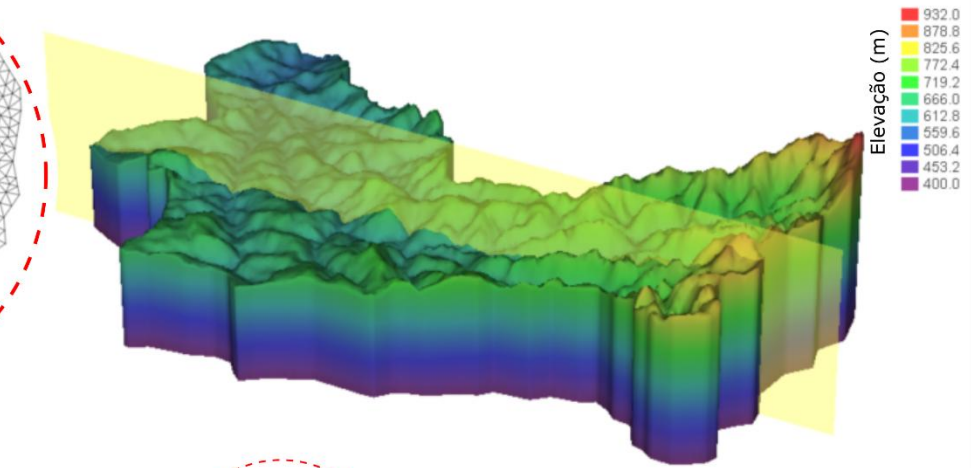
Verticalmente, a malha foi dividida em 13 camadas de espessura variável, sendo que quanto mais próximo a superfície, menor sua espessura (± 4 metros). Essa distribuição de espessura das camadas foi pensada a fim de reproduzir melhor as variações litológicas em profundidade. A malha tridimensional conta com 293.968 elementos, e 162.838 nós.

REPRESENTAÇÃO DA MALHA NUMÉRICA

Vista em Planta



Vista 3D



FEFLOW (R)

0 [d]

Vista 2D

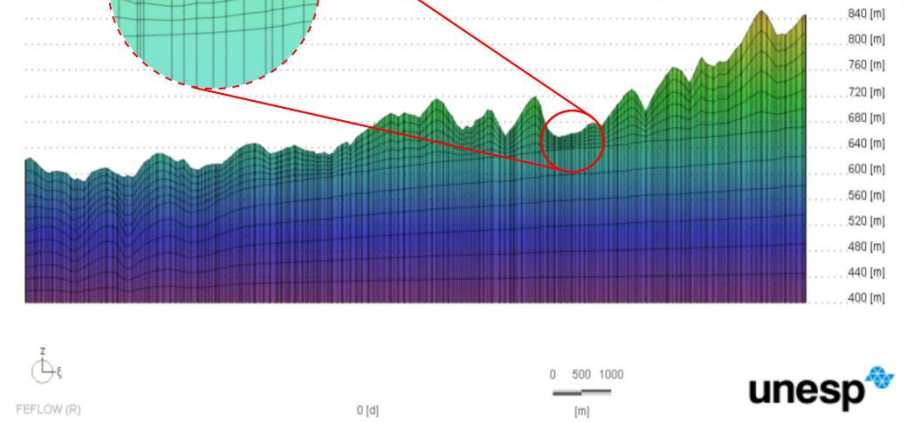


Figura 33: Apresentação da malha numérica em Feflow.

Durante o processo de criação de uma malha numérica é importante averiguar também a sua qualidade. O manual do FEFLOW 10.0 (DHI, 2025), indica que, para uma malha ser considerada boa, é necessário que esta atenda os critérios de *Delaunay*, *aspect ratio* e *condition number*.

O critério de *Delaunay* estabelece que, em uma triangulação, nenhum triângulo pode estar dentro do círculo circunscrito de qualquer outro triângulo. Dessa forma, obedecer a esta lei produz elementos triangulares mais regulares e numericamente estáveis. Na malha construída, foi validado que todos os elementos obedecem a este critério.

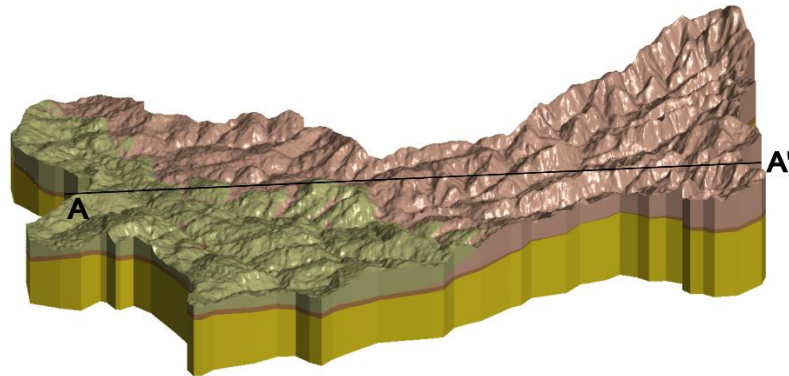
O *aspect ratio* é uma métrica que indica o quão alongado um elemento é, de forma que quão mais próximo de 1 mais regular ele é. O *condition number* avalia a qualidade numérica dos elementos da malha, indicando o quanto os erros podem ser amplificados nos cálculos. Valores de *condition number* próximos de 1 são desejáveis, enquanto valores altos indicam que o sistema está mal condicionado, o que pode gerar instabilidades ou imprecisões nos resultados.

Vale mencionar também que, em malhas estruturadas, é recomendado avaliar a qualidade da malha em planta, antes de transformá-la em tridimensional, isto porque a geometria horizontal determina a base das demais camadas verticais subsequentes (BEAR, 1979; ANDERSON *et al.*, 2015). Dessa forma, as duas métricas também foram avaliadas na malha em planta apresentada, onde obteve-se um valor médio de *aspect ratio* = 3,6 e de *condition number* = 2,3.

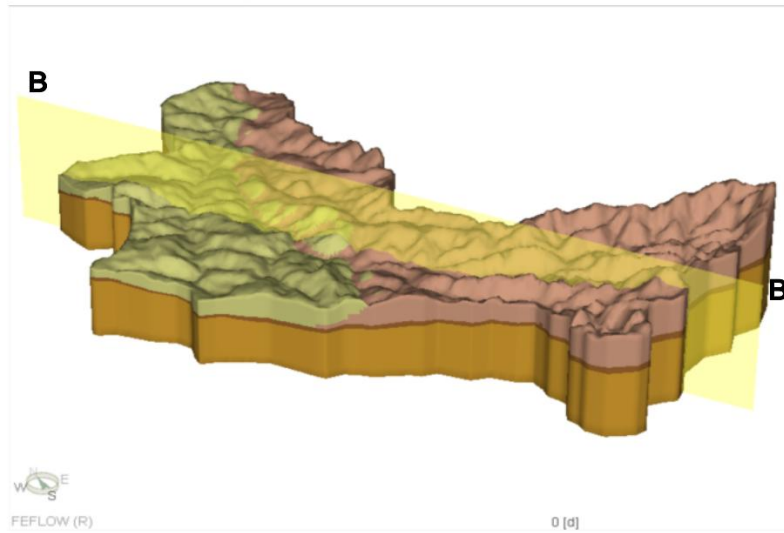
Por fim, após definida a malha, iniciou-se o processo de carimbo da malha numérica, neste processo, a malha elaborada em FEFLOW e transferida para o Leapfrog, onde foram extraídas para a malha numérica as litologias definidas no modelo geológico. A Figura 34 apresenta a representação da geologia na malha numérica. Nota-se que as unidades foram bem representadas na malha, respeitando a divisão de camadas e discretização da malha.

REPRESENTAÇÃO DA GEOLOGIA NA MALHA NUMÉRICA

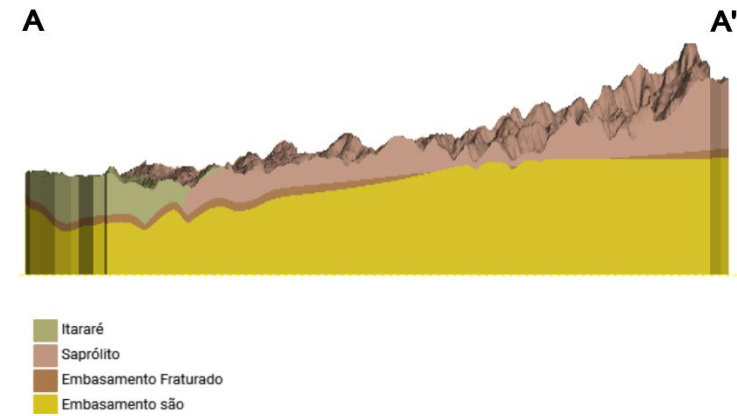
Vista 3D - Leapfrog



Vista 3D - Feflow



Seção Leapfrog



Seção Feflow

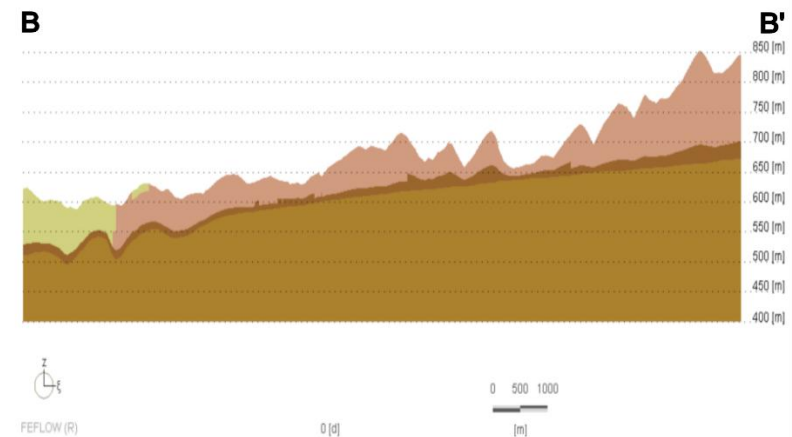


Figura 34: Representação do modelo geológico na malha numérica.

6.3.2 Configuração do modelo numérico e condições de contorno

O modelo foi configurado segundo equação de aquífero saturado, não confinado de superfície freática. A Tabela 8 resume as configurações adotadas no modelo.

Tabela 8: Configurações do modelo numérico

Dados construtivos	
Tipo de malha	Estruturada
Área do modelo	77,2 km ²
Número de elementos	293.268
Número de nós	162.8238
Camadas	13
Configuração do modelo	
Tipo de Aquífero	Livre
Solver	<i>Algebraic MultiGrid Solver - SAMG</i>
Critério de convergência	< 1,0 E-03

6.3.3 Calibração em regime permanente

As condições de contorno foram definidas com o objetivo de representar, de forma conceitualmente, os principais processos de entrada e saída de água no sistema aquífero modelado.

No limite do domínio, foi adotada uma condição de contorno do tipo II (fluxo especificado nulo), assumindo-se que a bacia hidrográfica coincide com a bacia hidrogeológica. Essa premissa implica que não há fluxo lateral significativo cruzando os divisores topográficos de drenagem, sendo estes considerados divisores hidráulicos naturais em profundidade.

Os rios foram representados por condições de contorno do Tipo I com restrição de fluxo do tipo *seepage face*, permitindo apenas a saída de água do sistema aquífero. Essa abordagem foi adotada com base na interpretação de que os cursos d'água da área de estudo são predominantemente efluentes, ou seja, recebem descarga do aquífero. Dessa forma, a condição de *seepage face* garante que o fluxo

ocorra apenas quando o nível potenciométrico excede a cota do terreno/nível do rio, evitando a simulação de fluxo reverso (infiltração do rio para o aquífero).

A recarga foi representada como uma condição de contorno do tipo II (fluxo especificado), aplicada na primeira camada do modelo. Os valores de recarga foram espacialmente distribuídos conforme as unidades hidrogeológicas. No domínio das rochas do Grupo Itararé, foi adotado o valor de 295 mm/ano, enquanto no domínio do aquífero cristalino foi adotado o valor de 190 mm/ano. Esses valores foram estimados com base na separação de escoamento de base (baseflow) – ver item 6.2.5, utilizando dados dos fluviômetros Cruz das Almas - F2 e Santa Cecília - F3, respectivamente.

Adicionalmente, foram atribuídas zonas com recarga nula. Nos trechos correspondentes aos rios, essa escolha foi feita para evitar dupla contagem dos fluxos, uma vez que os rios já são representados explicitamente como condição de contorno, e que, em base a premissa adotada, estes não contribuem com a recarga subterrânea. Nas áreas de maior declividade, especialmente na porção sudeste do modelo, a recarga também foi considerada nula, sob a premissa de que o escoamento superficial predomina nessas regiões, reduzindo significativamente a infiltração efetiva.

A Figura 35 apresenta a distribuição das condições de contornos aplicadas no modelo numérico.

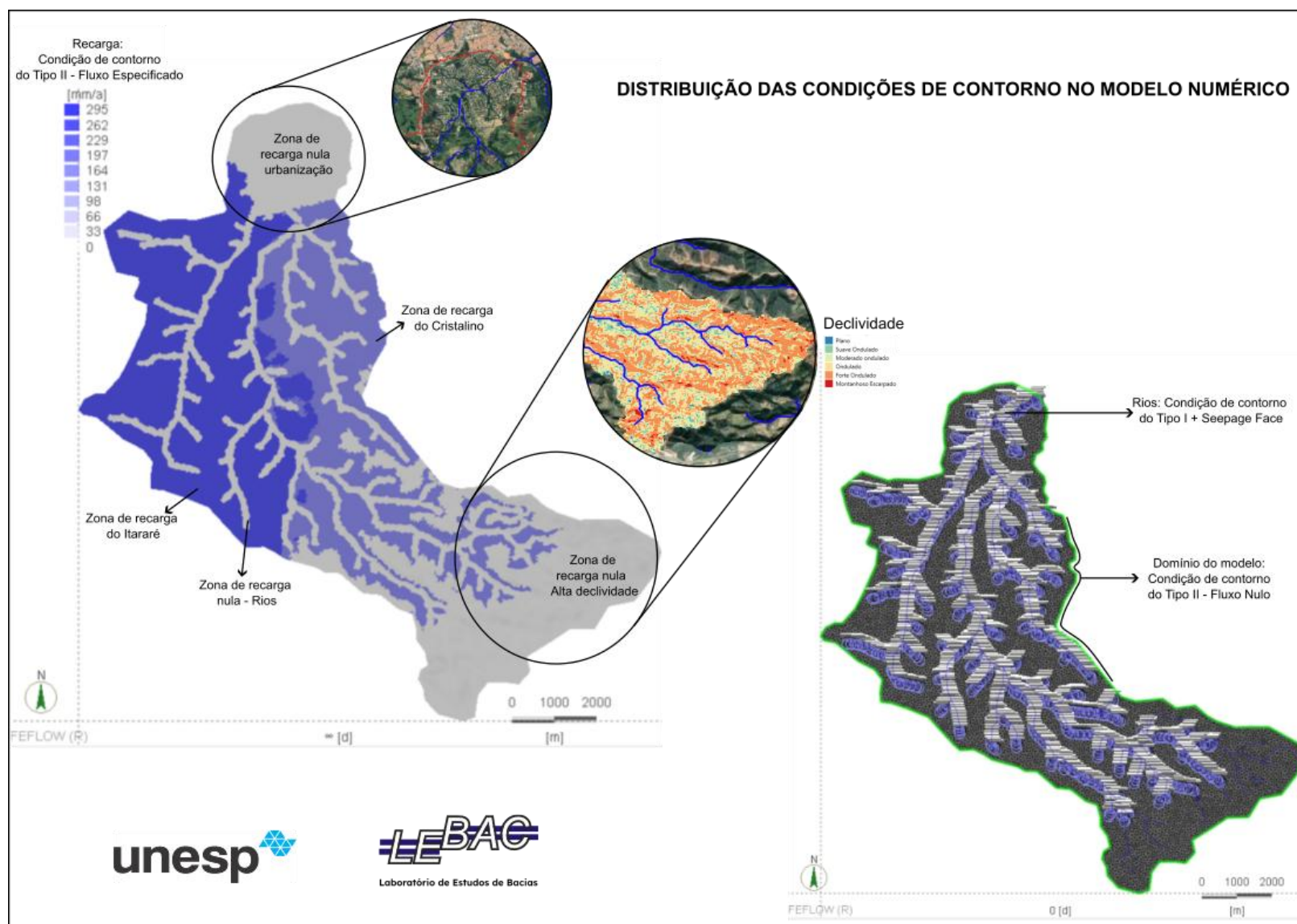


Figura 35: Exemplificação das condições de contorno aplicadas no modelo numérico em Feflow

A calibração do modelo em regime permanente, foi realizada utilizando-se todos os instrumentos de monitoramento de nível d'água disponíveis na área de estudo, os quais também subsidiaram a elaboração do mapa potenciométrico. Como não havia medições simultâneas para todos os pontos de monitoramento em uma mesma data, adotou-se uma abordagem estacionária, calibrando o modelo para uma condição representativa do sistema, e não para um instante específico. Essa simplificação permitiu reproduzir o comportamento geral do fluxo subterrâneo na área.

O processo de calibração consistiu no ajuste iterativo dos parâmetros de condutividade hidráulica (Tabela 9) e da taxa de recarga, até que as cargas hidráulicas simuladas apresentassem boa correspondência com os níveis d'água observados em campo, garantindo coerência entre o modelo numérico e o regime hidrogeológico regional.

Tabela 9: Condutividade hidráulica calibrada

Unidade Hidrogeológica	Condutividade Hidráulica (m/s)
	$K_x = K_y = K_z$
Grupo Itararé	1,00E-05
Saprólito	3,00E-06
Fraturado	1,00E-07
São	1,00E-08

O gráfico abaixo (Figura 36) apresenta a comparação entre as cargas hidráulicas calculadas pelo modelo, e as obtidas no SIGAS. Segundo a literatura, um modelo é dado calibrado quando, além de reproduzir o conceito de fluxo de forma coerente, os valores de NRMS atingidos são menores de 10%. Nota-se que a calibração apresentou boa correspondência entre os valores calculados pelo modelo, e os monitorados, apresentando valores estatísticos satisfatório, com NRMS de 7,9 %, e erro médio de 11,6 metros.

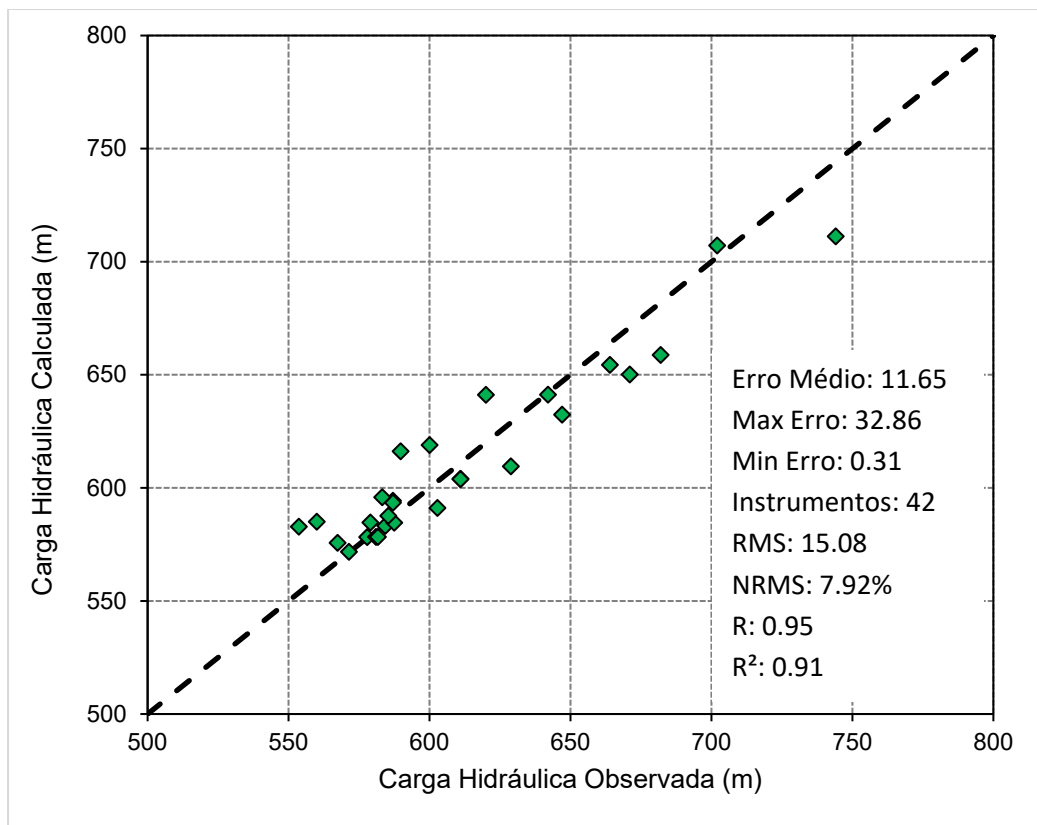


Figura 36: Comparação entre as cargas hidráulicas calculadas pelo modelo e observadas.

Além dos valores de carga hidráulica, comparou-se a vazão do fluxo de base, com a vazão obtida pelo modelo numérico. Conforme obtida no capítulo 7.2.3, a o fluxo de base na Bacia do Ribeirão Pirapitingui foi de 0,29 m³/s, e a vazão reproduzida pelo modelo numérico foi de 0,33 m³/s. As vazões dos demais postos fluviométricos também foram calibrados, na Figura 37 encontra-se a comparação entre os valores calculados pelo modelo e os monitorados.

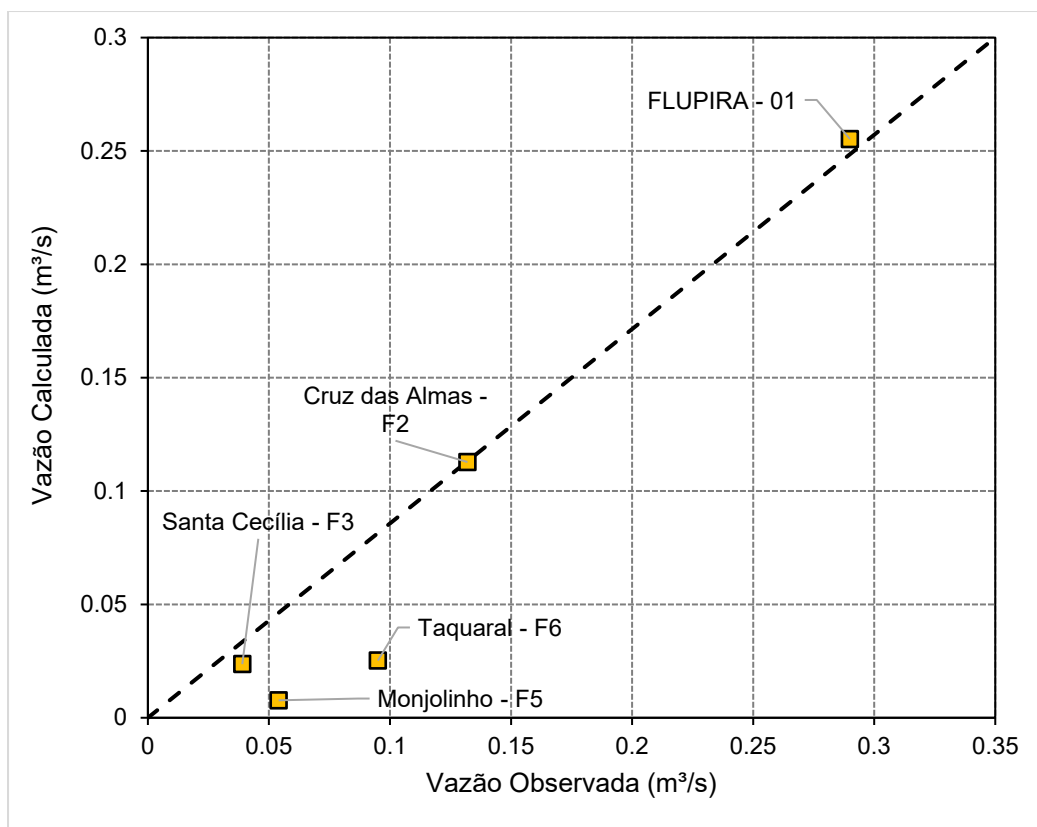
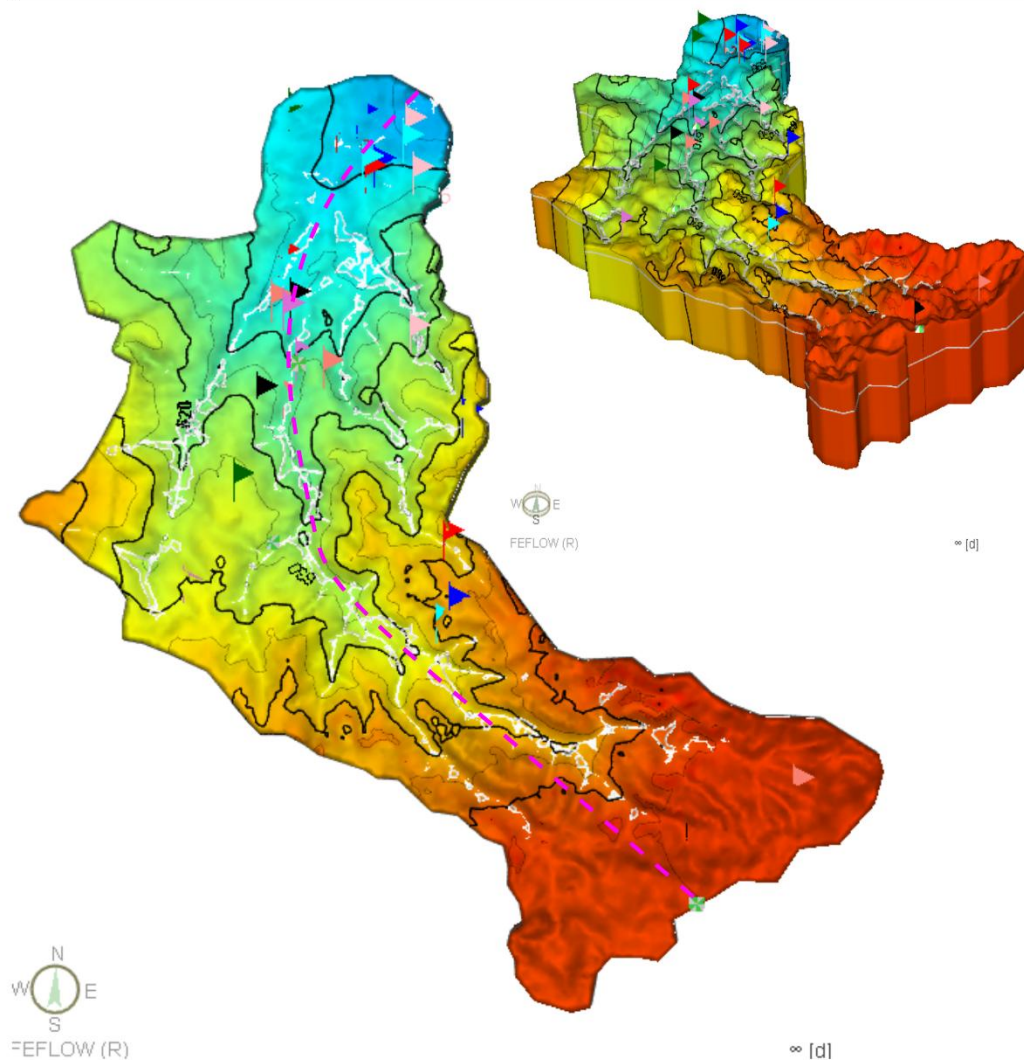


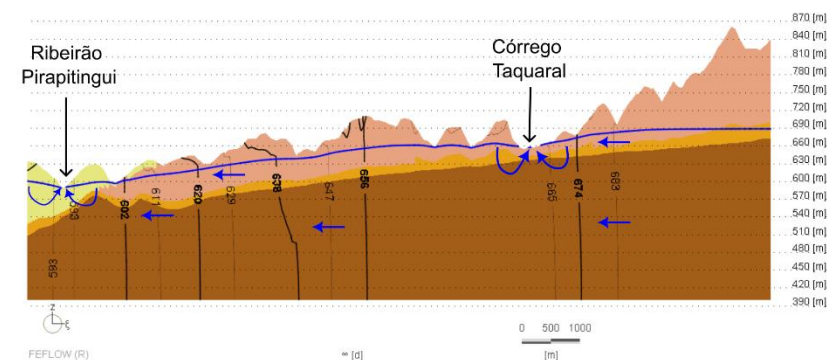
Figura 37: Comparação entre as vazões calculadas pelo modelo e as observadas em campo

Em termos qualitativos, o modelo numérico foi capaz de reproduzir adequadamente a potenciometria esperada para a área de estudo – ver Figura 38. A comparação entre a potenciometria conceitual (isolinhas verdes), apresentada no item 6.2.6, e a potenciometria calibrada em regime permanente (isolinhas rosas), ilustrada na Figura 39, demonstra elevada similaridade boa concordância entre ambas, com isolinhas próximas entre si e representação consistente das direções de fluxo e das zonas de descarga.

DISTRIBUIÇÃO DE CARGAS HIDRÁULICAS - PERMANENTE



SEÇÃO A-A'



LEGENDA

- Bacia Hidrográfica do Ribeirão Pirapitingui
- Seção A-A'
- Afloramento do nível d'água
- Linhas de fluxo
- Isolinhas Potenciométricas (m)
- Nível d'água

Carga Hidráulica (m)

- ≥ 701
- 687
- 674
- 660
- 647
- 633
- 620
- 606
- 593
- 579
- ≤ 566

Litologia

- Itaré
- Saprólito
- Embasamento Fraturado
- Embasamento são

- ▲ Pontos de observação

PROJEÇÃO UTM - ZONA 23K
DATUM SIRGAS 2000
AUTOR: CAROLINE FAVORETO

unesp

EEBAG

Laboratório de Estudos de Bacias

Figura 38: Mapa potenciométrico obtido a partir da calibração em regime permanente.

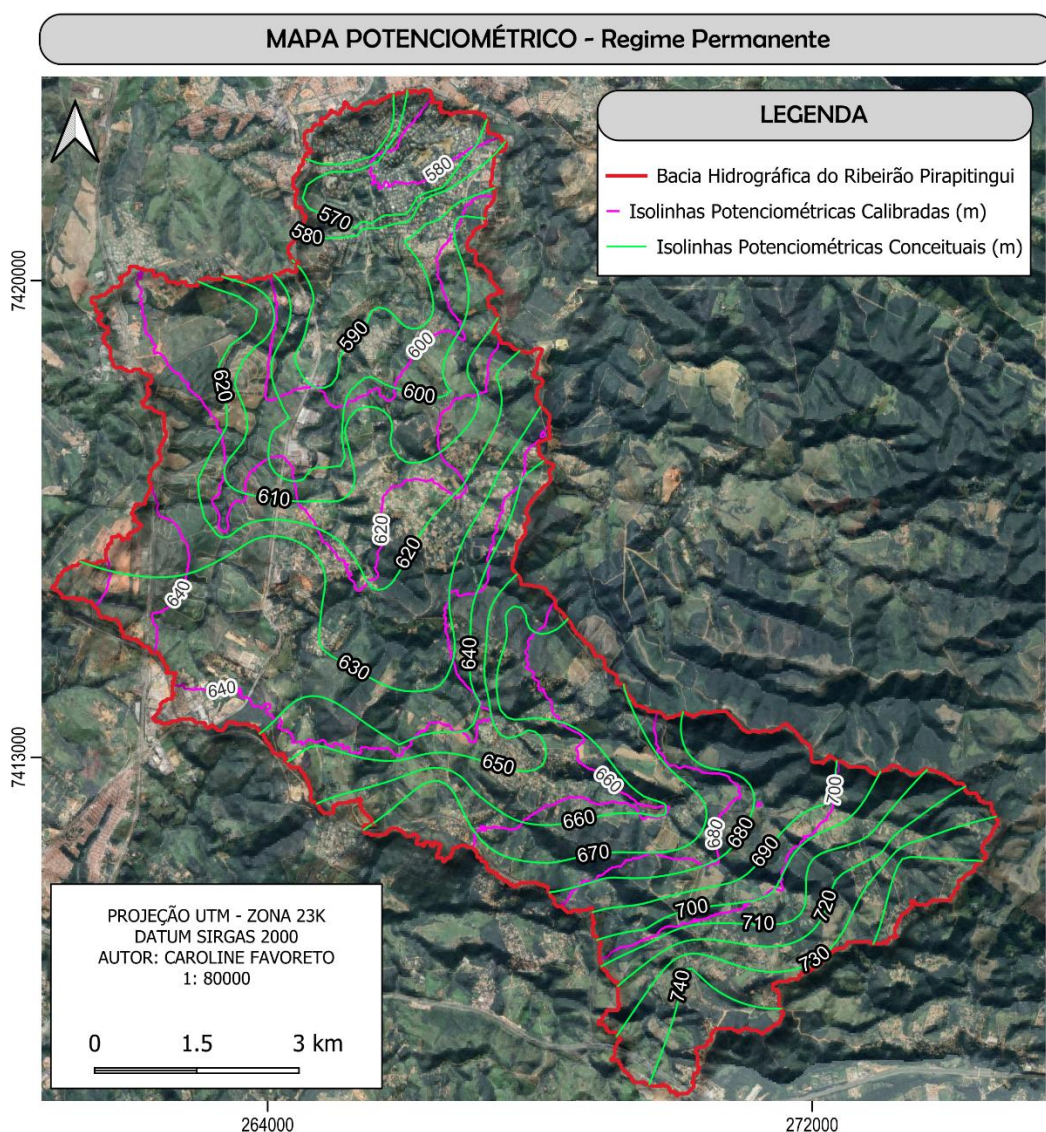


Figura 39: Comparação entre a potenciometria calibrada (isolinhas rosas) e a potenciometria conceitual (isolinhas verdes)

O balanço de massa obtido na calibração do modelo numérico de fluxo em regime permanente demonstra que o sistema alcançou uma condição de equilíbrio hidráulico consistente com o comportamento esperado para a área de estudo (Figura 40). As principais entradas de água no modelo são representadas pelas condições de contorno do tipo Neumann, associadas ao fluxo de recarga, que totalizam aproximadamente $+1199,46 \text{ m}^3/\text{h}$ (136 mm/ano). E as principais saídas do sistema são controladas pelas condições de contorno do tipo Dirichlet e pelas restrições de fluxo relacionadas ao escoamento para drenos e zonas de *seepage*, totalizando cerca de $-1199,42 \text{ m}^3/\text{h}$.

A comparação entre entradas e saídas mostra que o modelo apresenta um fechamento adequado do balanço de massa, com diferença residual insignificante, reforçando a confiabilidade da calibração realizada e a robustez do modelo para aplicações futuras, como análises preditivas e simulações de cenários operacionais.

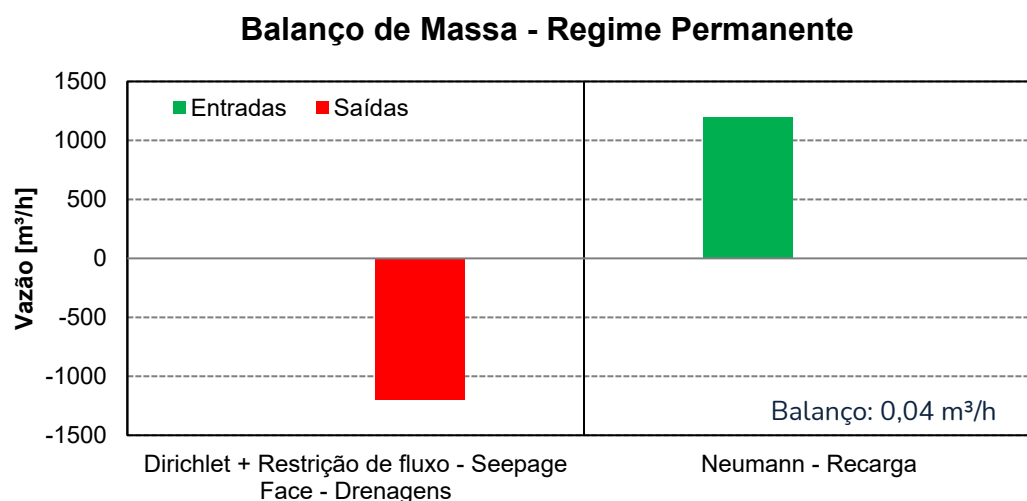


Figura 40: Balanço de massa obtido para a calibração em regime permanente

Val mencionar que embora o modelo em regime permanente indique uma recarga de 136 mm/ano, esse valor não representa necessariamente a recarga média de longo prazo do aquífero livre em estudo. Conforme demonstrado por Anderson e Evans (2007), a calibração de modelos *steady-state* baseada em níveis d'água observados resulta em estimativas de recarga condicionadas ao estado transitório do aquífero no momento da medição, uma vez que, em aquíferos livres, as flutuações do nível freático variam em função do armazenamento, fenômeno que não é representado em modelos em regime permanente. Nessas condições, são comuns situações de subestimação da recarga real.

6.3.4 Calibração em regime transiente

A calibração em regime transiente foi conduzida para o intervalo compreendido entre maio de 2016 e novembro de 2020, período no qual havia monitoramento de vazões nos cursos d'água, permitindo a estimativa do fluxo de base, variável adotada como principal referência para a calibração transiente. A discretização temporal foi mensal, de modo a representar adequadamente as oscilações sazonais de recarga e descarga do aquífero.

Nessa etapa, os parâmetros ajustados foram a porosidade eficaz (S_y), o armazenamento específico (S_s) (Tabela 10) e as taxas de recarga, diretamente relacionados ao comportamento dinâmico do armazenamento subterrâneo.

Tabela 10: Valores de armazenamento específico e porosidade eficaz calibrados

Unidade Hidrogeológica	Armazenamento Específico	Porosidade Eficaz
	S_s (1/m)	S_y ()
Grupo Itararé	3,00E-05	0,03
Saprólito	2,00E-05	0,02
Fraturado	1,00E-05	0,01
São	5,00E-06	0,003

A recarga adotada no regime transiente manteve a distribuição espacial definida para o regime permanente, de modo a preservar a coerência hidrogeológica do modelo. No entanto, as taxas de recarga foram ajustadas de forma iterativa ao longo das simulações transientes, buscando compatibilizar os resultados do modelo com o comportamento do fluxo de base, considerado um dos principais controles hidrológicos do sistema. A Figura 41 apresenta a evolução das taxas de recarga, expressas em mm/ano, conforme aplicadas no modelo numérico durante o período simulado.

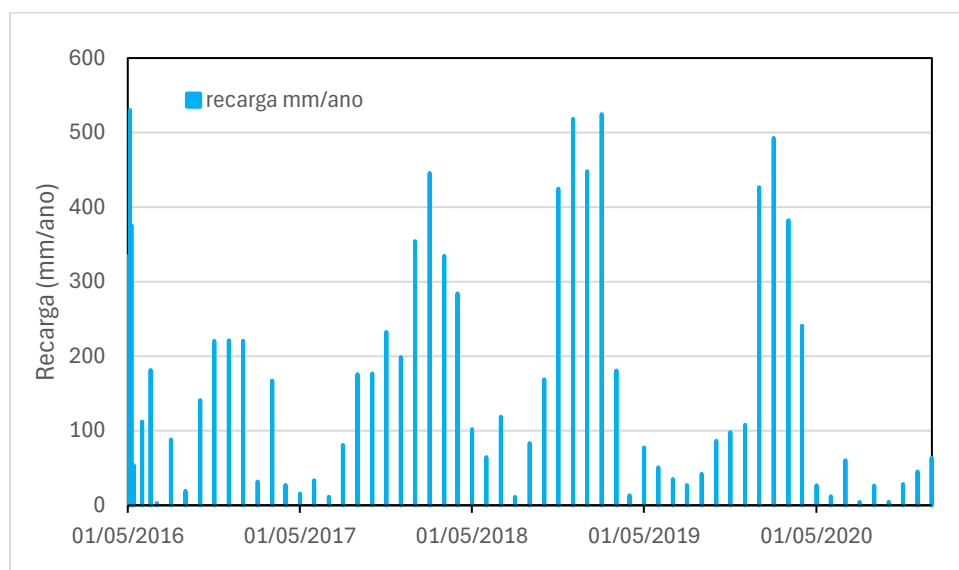


Figura 41: Recarga em mm/ano resultantes do regime transiente

A rede de monitoramento piezométrico apresentava limitações significativas, com séries temporais incompletas para a maior parte dos poços e apenas dois piezômetros monitorados continuamente ao longo do período calibrado. Por esse motivo, a calibração transiente não teve como foco a reprodução detalhada das curvas de nível d'água desses instrumentos.

Assim, a estratégia adotada priorizou a reprodução dos fluxos de base estimados no modelo conceitual. O foco na representação desses fluxos, em vez da calibração estrita contra poucas séries piezométricas disponíveis, permitiu ajustar o modelo a partir de um parâmetro hidrológico mais representativo do comportamento regional do sistema.

A Figura 42 apresenta a comparação entre o fluxo de base calculado pelo modelo numérico (linha amarela), e o fluxo de base estimado no modelo conceitual pelo método de Eckhardt (2005) (linha pontilhada vermelha) para o ponto FLU-PIRA01. O comportamento temporal das duas curvas demonstra que o modelo foi capaz de reproduzir, de forma consistente, a variabilidade sazonal do fluxo de base ao longo do período de 2016 a 2020. As diferenças pontuais entre as curvas são esperadas em função das incertezas do método de estimativa do fluxo de base e das simplificações do modelo. Ainda assim, o alinhamento geral indica que os parâmetros ajustados representam satisfatoriamente a resposta dinâmica do aquífero.

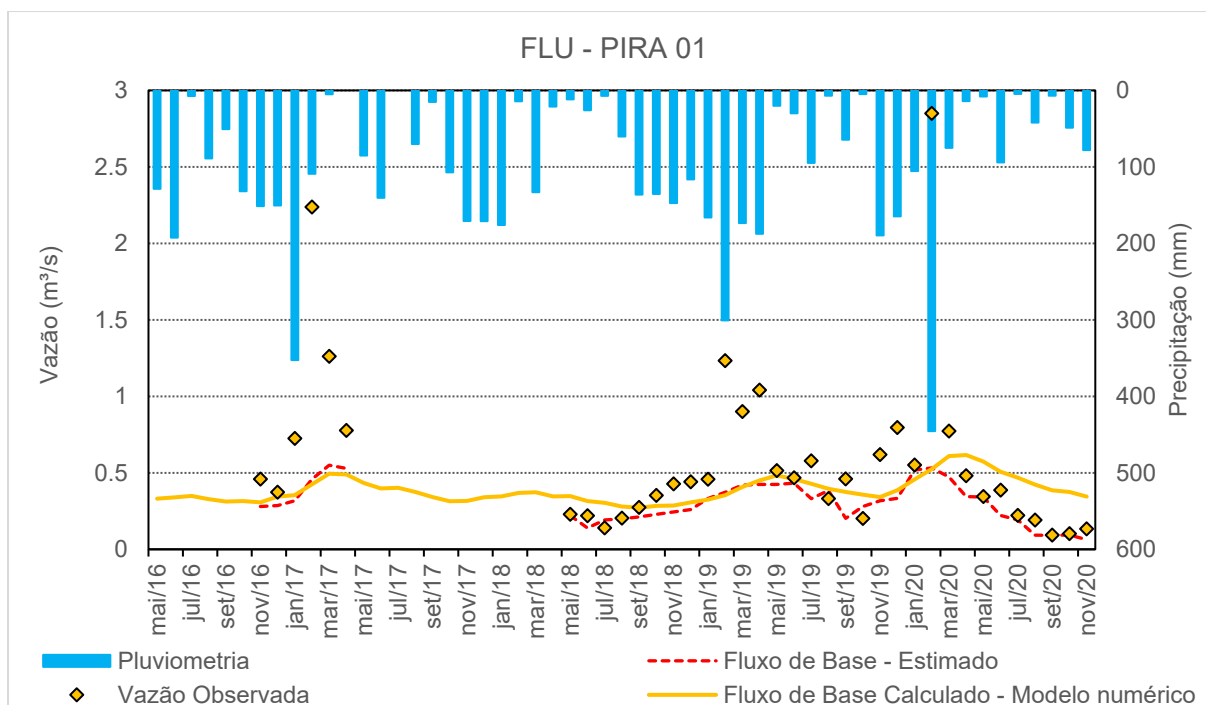


Figura 42: Comparação entre os fluxos de base estimado no modelo conceitual (linha pontilhada vermelha) com os fluxos de base calculado pelo modelo numérico (linha amarela) para o FLU-PIRA01

A Figura 43 e Figura 44 apresentam as curvas de calibração para os pontos de monitoramento de vazão Cruz das Almas – F2 e Santa Cecília – F3. Nota-se que semelhante a calibração do ponto FLU – PIRA01, nestes pontos ao longo de todo o intervalo analisado, a curva simulada se mantém próxima da série estimada, capturando tanto os períodos de maior aporte hídrico quanto os momentos de recessão do sistema.

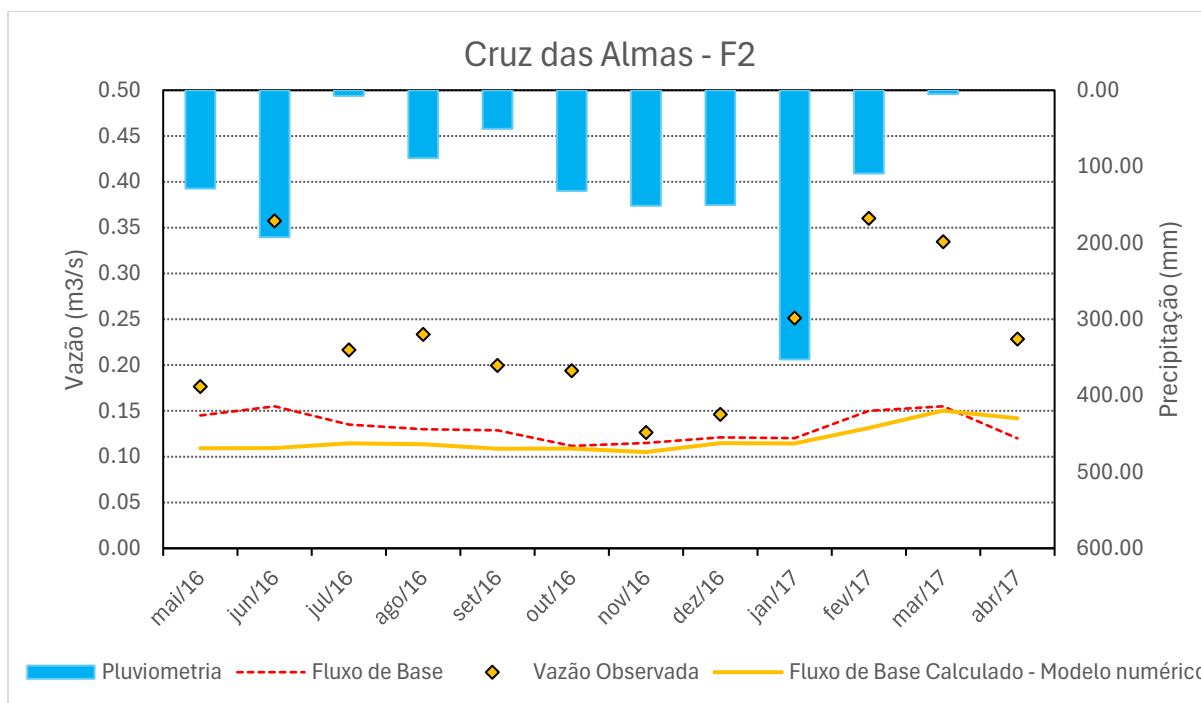


Figura 43: Comparação entre os fluxos de base estimado no modelo com os fluxos de base calculado pelo modelo numérico para o ponto Cruz das Almas – F2

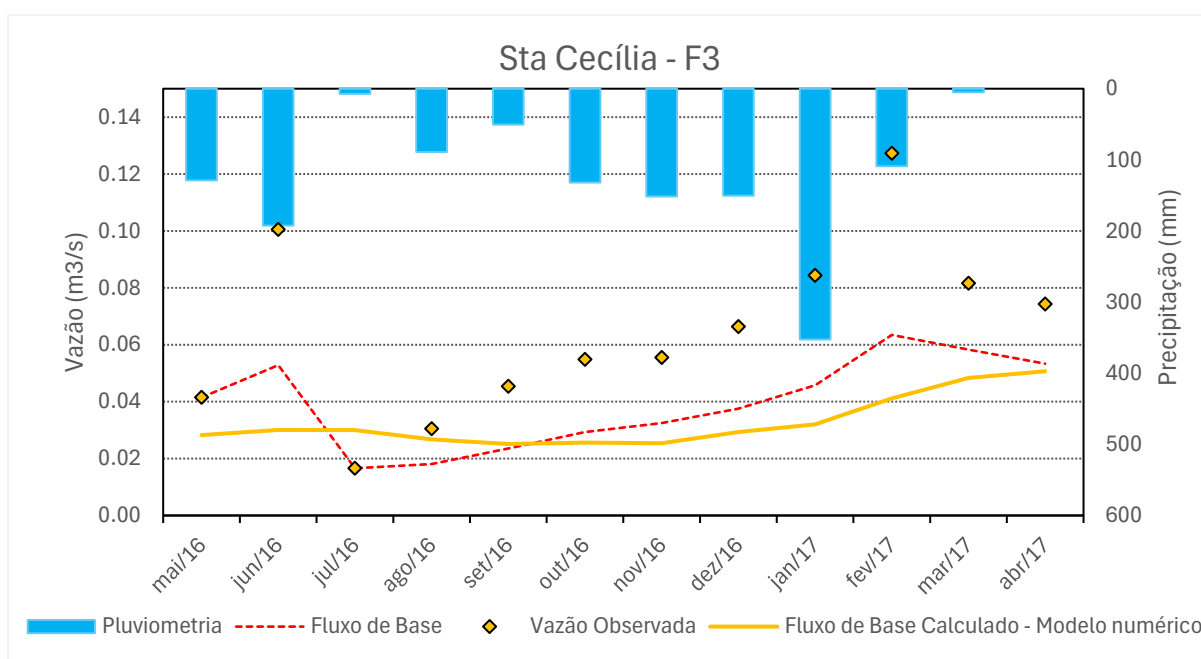


Figura 44: Comparação entre os fluxos de base estimado no modelo com os fluxos de base calculado pelo modelo numérico para o ponto Santa Cecília – F3.

Considera-se que a calibração obtida demonstrou coerência com os padrões sazonais de variabilidade esperados para os sistemas aquíferos locais, garantindo que o modelo representasse adequadamente a dinâmica hidrológica no horizonte analisado e fornecendo maior confiabilidade para a realização de simulações preditivas subsequentes.

A Figura 45 apresenta o balanço de massa total obtido na calibração em regime transiente. Observa-se que o modelo mantém um fechamento consistente entre entradas e saídas ao longo de todo o período simulado, com diferenças residuais muito pequenas, indicando estabilidade numérica e coerência na representação do sistema aquífero.

Na Figura 46 detalha o balanço de massa por componente. As entradas são representadas principalmente pela recarga e pelos incrementos positivos de armazenamento, enquanto as saídas correspondem às drenagens e aos decréscimos de armazenamento. A distribuição temporal dessas contribuições evidencia a resposta do aquífero às variações sazonais de precipitação e às condições de descarga, reforçando a adequação do modelo em reproduzir a dinâmica hidrológica transiente da área de estudo.

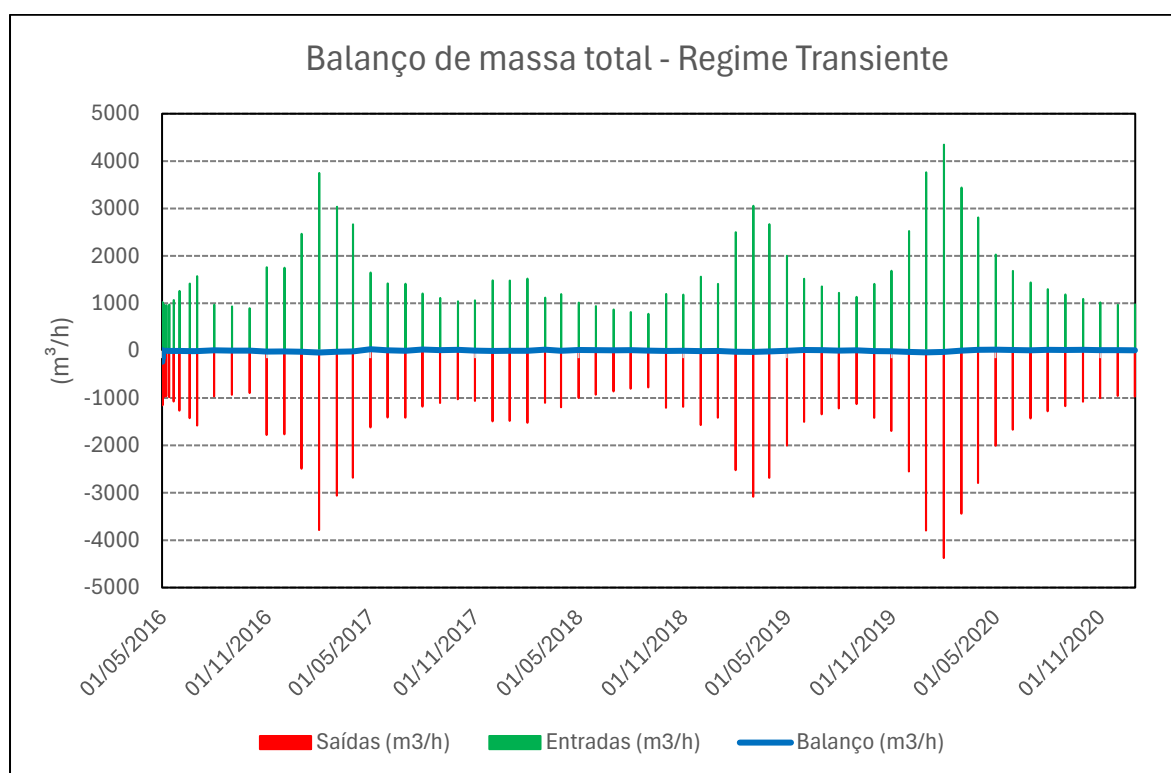


Figura 45: Balanço de massa total

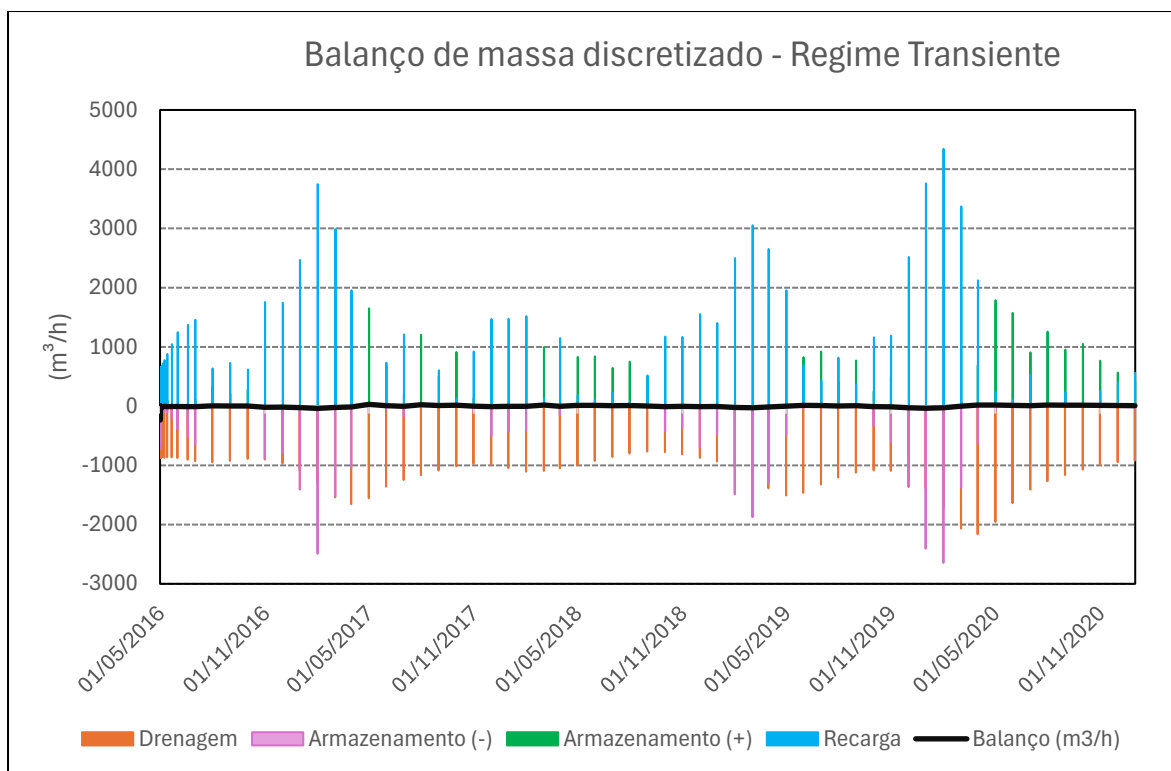


Figura 46: Balanço de massa discretizado obtido para a calibração em regime transiente.

6.3.5 Análise de Sensibilidade

Conforme recomendado pela ASTM D5611, dois indicadores foram monitorados para avaliar a sensibilidade:

1. A variação do NRMS (*Normalized Root Mean Square*), representando a sensibilidade da calibração em termos do ajuste às cargas hidráulicas;
2. A variação da vazão simulada no ponto FLU PIRA 01, utilizada como referência para avaliar impactos nos resultados hidrológicos do modelo.

Para a análise de sensibilidade, os parâmetros avaliados foram a condutividade hidráulica e a recarga. A condutividade hidráulica de cada unidade hidroestratigráfica foi variada em 1 ($k_x/10$ e $k_x \cdot 10$) e 2 ($k_x/100$ e $k_x \cdot 100$) ordens de grandeza, tanto para mais quanto para menos, permitindo avaliar a sensibilidade do sistema a perturbações amplas, que abrangem o intervalo plausível de incerteza dos parâmetros. De forma análoga, a recarga também foi ajustada em uma e duas ordens

de grandeza, para mais e para menos, permitindo avaliar a resposta do modelo a variações significativas nesse parâmetro. Como base para a análise de sensibilidade, foi utilizado o modelo previamente calibrado em regime permanente.

Com base nesses critérios, os parâmetros foram classificados em quatro categorias de sensibilidade:

- **Tipo I** – Efeito insignificante em termos de calibração e resultados: NRMS varia menos de 2% e a vazão simulada varia menos de 10 m³/s;
- **Tipo II** – Efeito significativo em calibração, mas insignificante em termos de resultados: NRMS varia mais de 2% e a vazão simulada varia menos de 10 m³/s;
- **Tipo III** – Efeito significativo em calibração e em resultados: NRMS varia mais de 2% e a vazão simulada varia mais de 10 m³/s; e
- **Tipo IV** – Efeito insignificante em calibração, mas significativo em resultados: NRMS varia menos de 2% e a vazão simulada varia mais de 10 m³/s.

A Figura 47 apresenta os gráficos resultantes da análise de sensibilidade, para cada unidade hidrogeológica avaliada. Os resultados indicam que:

- **Aquífero Fraturado e Embasamento São:** foram classificados como Tipo I, apresentando impacto insignificantes tanto sobre o NRMS quanto sobre o fluxo simulado, mesmo diante de alterações amplas (± 1 e ± 2 ordens de grandeza) na condutividade hidráulica. Esses parâmetros mostram baixa sensibilidade e contribuem para a estabilidade geral do modelo;
- **Aquífero Itararé e Saprólito:** foram classificados como Tipo II, demonstrando que alterações na condutividade hidráulica afetam o ajuste da calibração (NRMS), mas não geram mudanças relevantes na vazão simulada. Esses parâmetros influenciam a distribuição das cargas hidráulicas, porém não alteram o comportamento do fluxo de base;
- **Recarga:** As recargas, tanto no aquífero itararé quanto no aquífero cristalino, foram classificadas como sensibilidade do Tipo I, indicando que alterações nesse parâmetro geram impacto insignificantes tanto sobre o NRMS quanto sobre o fluxo simulado.
- Nenhum parâmetro apresentou comportamento Tipo III ou Tipo IV, o que indica que, para o sistema modelado, perturbações na condutividade hidráulica não

produzem impactos simultaneamente significativos em calibração e resultados, nem influenciam nos resultados da simulação, sem impactar o ajuste.

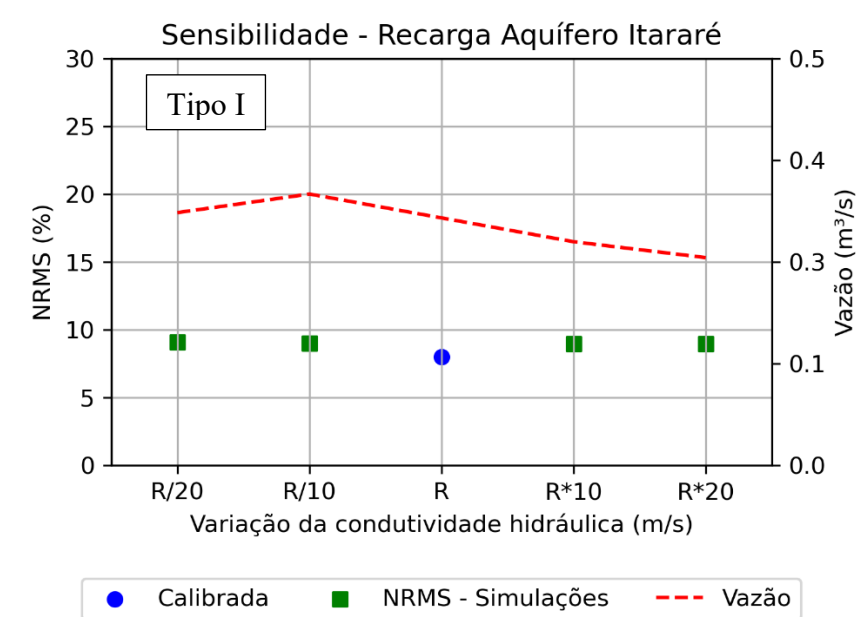
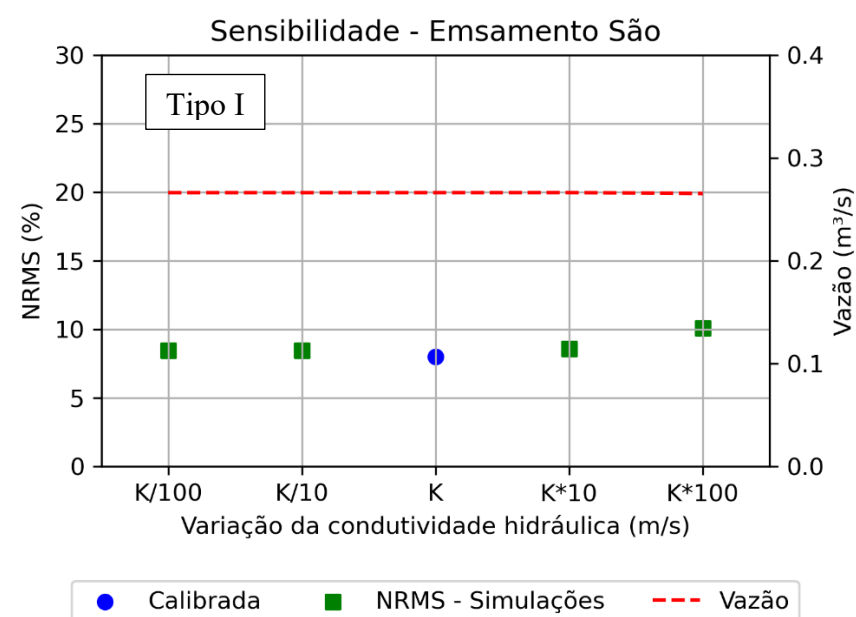
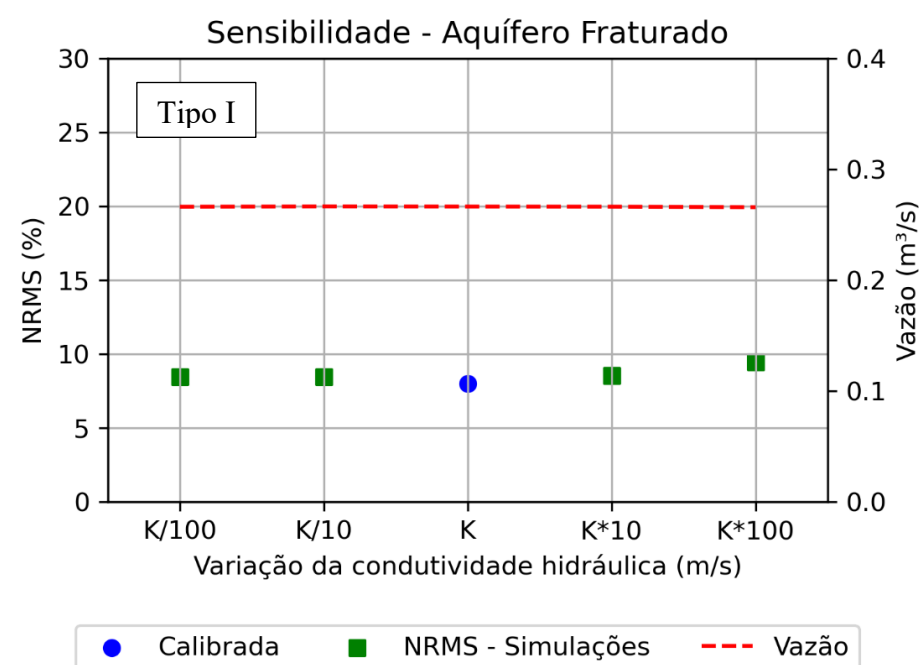
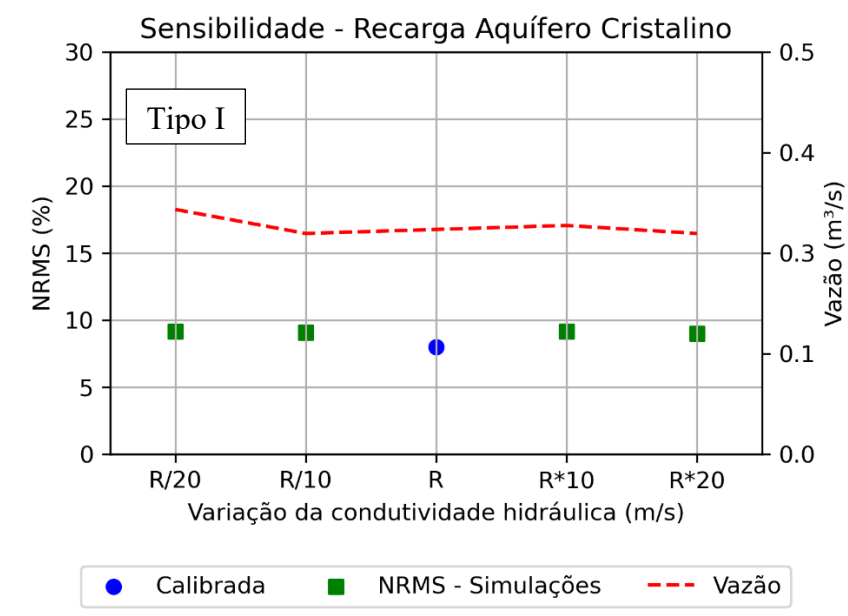
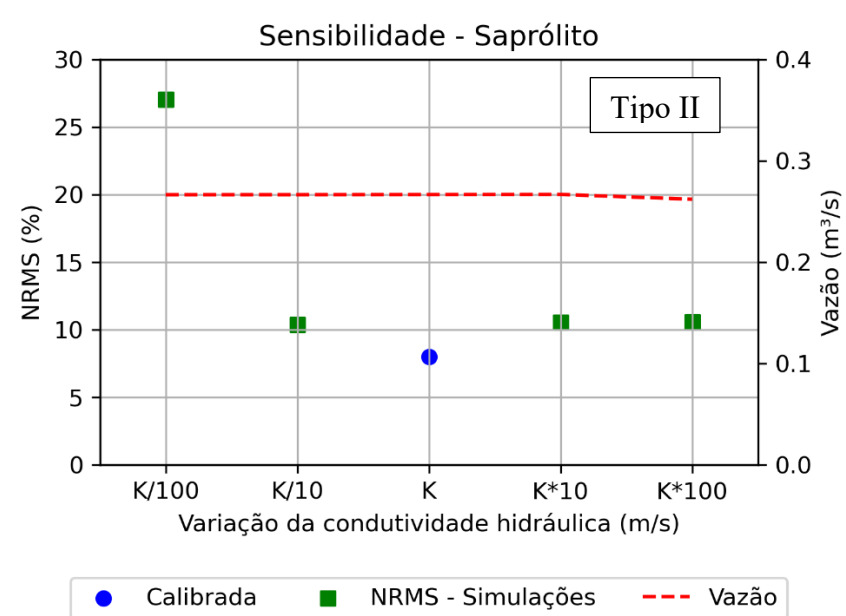
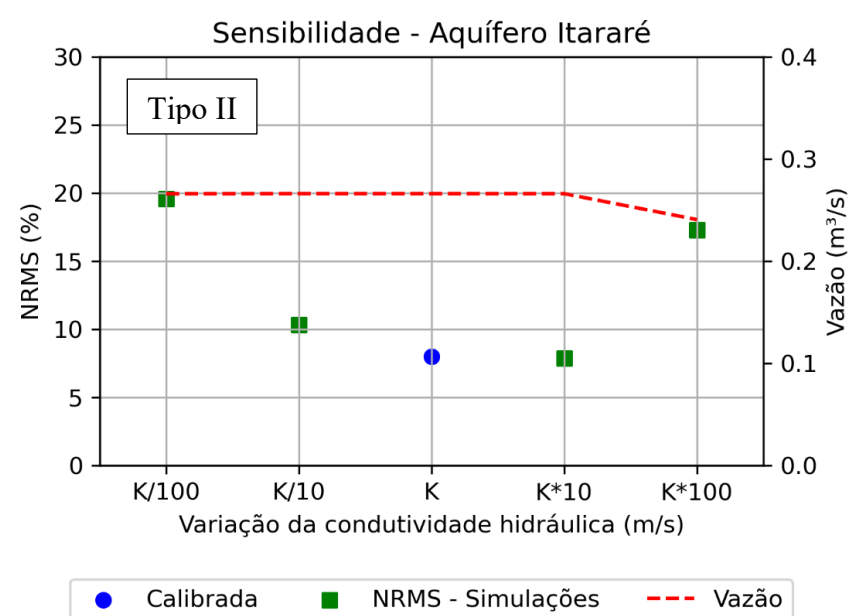


Figura 47: Resultados da análise de sensibilidade para cada unidade hidrogeológica

6.3.6 Estimativa de reserva hídrica

A partir do modelo transiente calibrado foi possível estimar o estoque de água subterrânea presente no domínio numérico. Este foi obtido por meio da ferramenta Content do FEFLOW, que calcula o volume total dos elementos ($\int dV$), o volume de vazios ($\int \epsilon dV$) e o volume de fluido armazenado ($\int s \epsilon dV$) (**Tabela 11**). O termo $\int s \epsilon dV$ representa o volume total de água armazenada na porção saturada do domínio no instante analisado, e pode ser considerado como a reserva hídrica em aquífero livres, como o de estudo.

A ferramenta Content do FEFLOW indicou um volume total do domínio da ordem de $2,12 \times 10^{10} \text{ m}^3$ e um volume de vazios de aproximadamente $1,67 \times 10^8 \text{ m}^3$, o que corresponde a uma porosidade média efetiva de cerca de 1,6%. Esse valor é compatível com sistemas aquíferos fraturados e metassedimentares, nos quais a capacidade de armazenamento é controlada principalmente pela densidade e conectividade das fraturas e pela espessura da zona intempérica.

Tabela 11: Volumes obtidos a partir do modelo numérico calibrado em regime transiente.

Unidades Hidrogeológicas	Volume total dos elementos ($\int dV$) - (m^3)	Volume de Vazios ($\int \epsilon dV$) - (m^3)	Volume total de água armazenada ($\int s \epsilon dV$) - (m^3)
Modelo total	2,12E+10	2,30E+08	1,51E+08
Grupo Itararé	1,73E+09	8,62E+07	5,45E+07
Saprolito	2,86E+09	8,59E+07	3,79E+07
Fraturado	1,17E+09	1,17E+07	1,17E+07
Embasamento	1,55E+10	4,66E+07	4,66E+07

Considerando os valores estimados, a reserva hídrica total do sistema é da ordem de $1,51 \times 10^8 \text{ m}^3$, correspondente a uma lâmina equivalente de aproximadamente 1956 mm sobre a área de $77,2 \text{ km}^2$. A reserva renovável anual, estimada em $1,05 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{ano}$ (equivalente a recarga estimada em regime permanente de 136 mm/ano), indica que o volume armazenado corresponde a aproximadamente 14,4 anos de recarga. Esse resultado evidencia uma capacidade de armazenamento significativa do sistema aquífero, com potencial relevante para a

manutenção do fluxo de base e regulação hidrológica ao longo de períodos de estiagem.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

A dinâmica do fluxo, predominantemente no sentido Sudeste-Norte, reflete o controle estrutural e topográfico da região. A distinção entre o Aquífero Cristalino (gradientes elevados e fluxo rápido em fraturas/saprólito) e o Aquífero Tubarão (gradientes suaves e porosidade granular) é um ponto crítico:

- No Cristalino, a circulação de água é dependente da conectividade das fraturas superficiais, tornando o sistema mais vulnerável a períodos de seca prolongada.
- No Tubarão, a maior homogeneidade do meio poroso confere uma dinâmica de transporte mais previsível.

A recarga foi estimada a partir de diferentes abordagens independentes, incluindo o balanço hídrico climatológico, a separação de fluxo de base e a modelagem numérica, permitindo uma análise integrada das incertezas. O balanço hídrico indicou um excedente de 153,42 mm/ano, representando um limite superior teórico da recarga potencial. Por outro lado, as estimativas baseadas no fluxo de base variaram conforme o contexto hidrogeológico, com valores de aproximadamente 170 mm/ano para a bacia como um todo e valores mais elevados em unidades específicas, refletindo a heterogeneidade do sistema e a influência de características locais, como permeabilidade e armazenamento.

O modelo numérico reproduziu adequadamente o modelo conceitual proposto e permitiu integrar essas estimativas. No regime permanente, a recarga foi espacializada com base nas unidades hidroestratigráficas e ajustada durante a calibração, resultando em um valor médio de 136 mm/ano. Entretanto, esse valor não deve ser interpretado como representativo de longo prazo, uma vez que modelos em regime permanente não consideram as variações de armazenamento em aquíferos livres. Nesse contexto, o modelo permanente teve como principal função a definição da distribuição espacial da recarga. Em regime transiente, essa distribuição foi mantida, sendo as taxas ajustadas iterativamente para reproduzir o comportamento do fluxo de base, permitindo uma representação mais realista da dinâmica hidrológica.

De forma geral, os diferentes métodos apresentaram resultados coerentes dentro de suas limitações: o balanço hídrico define um limite potencial, o fluxo de base representa a resposta integrada da bacia, e o modelo numérico permite a calibração

espacial e temporal da recarga. A integração dessas abordagens resultou em uma estimativa mais robusta e consistente do funcionamento do sistema aquífero.

O modelo apresentou desempenho satisfatório, com erro médio (NRMS) de 7,9%, e boa representação do fluxo de base, indicando que os principais processos hidrológicos foram adequadamente capturados. A baixa sensibilidade das zonas mais profundas do embasamento confirma que o ciclo hidrológico ativo se concentra nas porções mais superficiais, associadas à zona alterada e fraturada. Nesse contexto, embora o sistema apresente limitações em termos de armazenamento profundo, destaca-se sua eficiência como reserva reguladora.

Nesse sentido, apesar da reconhecida complexidade geológica da Bacia Hidrográfica do Ribeirão Pirapitingui, caracterizada pela heterogeneidade litológica, compartimentação tectônica e pela interação entre o aquífero Tubarão e o embasamento cristalino fraturado, o modelo hidrogeológico conceitual e numérico desenvolvido mostrou-se capaz de representar adequadamente a dinâmica de fluxo subterrâneo da bacia. Essa capacidade é evidenciada, em regime permanente, pelo atendimento satisfatório aos critérios de calibração do modelo numérico, com erro relativo de 7,9%, indicando boa concordância entre cargas hidráulicas observadas e simuladas. Em regime transiente, a robustez do modelo se confirma pela adequada reprodução do fluxo de base, uma vez que a curva simulada se mantém próxima da série estimada, capturando de forma consistente tanto os períodos de maior aporte hídrico quanto as fases de recessão do sistema. Esses resultados indicam que, para a área de estudo, a complexidade geológica não se traduz necessariamente em uma complexidade hidráulica equivalente. Dessa forma, o modelo adotado constitui uma representação simplificada, porém conceitualmente consistente e hidraulicamente adequada, dos processos dominantes de circulação subterrânea na bacia.

Por fim, a porosidade efetiva média de 1,16% e a reserva drenável equivalente a aproximadamente 1956 mm indicam uma capacidade de armazenamento significativa, correspondente a cerca de 14 anos de recarga. Esse resultado reforça o papel fundamental do aquífero na regulação hidrológica da bacia, especialmente na manutenção do fluxo de base durante períodos de estiagem, evidenciando sua importância como componente estratégico do sistema hídrico regional.

CONCLUSÕES

O estudo detalhado da Bacia do Ribeirão Pirapitingui permitiu consolidar o entendimento sobre o funcionamento hidrogeológico desta unidade vital para o município de Itu. As principais são abaixo listadas.

Os métodos de estimativa de recarga apresentaram valores coerentes entre si (entre 13% e 15% da precipitação anual), validando a entrada de água no sistema subterrâneo. Complementarmente, o modelo em FEFLOW provou ser uma ferramenta eficaz de gestão, reproduzindo com fidelidade a sazonalidade e a interação rio-aquífero. Ficou evidente que o fluxo é governado pelas camadas superficiais (saprólito e zona fraturada).

Apesar de hidrológicamente ativo e essencial para a manutenção dos cursos d'água, o sistema aquífero apresenta limitações associadas à baixa porosidade efetiva do meio cristalino, o que condiciona a circulação e o armazenamento de água às porções mais superficiais e fraturadas. Ainda assim, os resultados indicam uma capacidade de armazenamento significativa, com reserva drenável equivalente a aproximadamente 1956 mm, correspondente a cerca de 14 anos de recarga, evidenciando seu importante papel na regulação do fluxo de base.

Por fim, conclui-se que diante da crescente pressão urbana, recomenda-se a preservação das áreas de recarga (especialmente onde os gradientes são mais suaves no norte da bacia) e o monitoramento rigoroso das outorgas de captação, visando evitar o rebaixamento excessivo do nível piezométrico e a consequente redução da vazão de base do Ribeirão Pirapitingui.

Ressalta-se que este modelo pode servir como subsídio para simulações futuras de cenários de mudanças climáticas ou de aumento de demanda hídrica, sendo um instrumento essencial para o planejamento municipal sustentável.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDERSON, M. P.; WOESSNER, W. W.; HUNT, R. J. Applied groundwater modeling: Simulation of flow and advective transport. **Academic Press Inc., San Diego, CA. Journal of Hydrology**, v. 140, p. 393-395, 1992.

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

BEAR, J. Dynamics of fluids in porous media. New York: **Elsevier**, 1972.

BERGMANN, M. **Caracterização estratigráfica e estrutural da sequência vulcano-sedimentar do Grupo São Roque na região de Pirapora do Bom Jesus (SP)**. 1988. 167 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1988.

BRAGA, Benedito; TUNDISI, José G.; FERNANDES, Roberto de Azevedo. Água no século XXI: enfrentando a escassez. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2018.

Caracterização e monitoramento quantitativo dos recursos hídricos superficiais utilizados no abastecimento público no município de Itu (SP). **Laboratório de Estudos de Bacias – LEBAC**, 2019

CARVALHO, N. O. et al. Hidrossedimentologia prática. 2. ed. Rio de Janeiro: **CPRM**, 2006. CARVALHO, Ana Maciel de. Modelagem numérica como ferramenta para a gestão das águas subterrâneas em São José do Rio Preto-SP. 2013. **Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo**.

CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. **Applied hydrology**. New York: McGraw-Hill, 1994.

COLISCHONN, W.; FAN, F. M. Identificação de parâmetros para o filtro digital de Eckhardt para separação de escoamento de base. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 17, n. 3, p. 111–117, 2012.

CUSTODIO, E. **Aquifer overexploitation: what does it mean?** Hydrogeology Journal, v. 10, p. 254–277, 2002.

CUSTODIO, E.; LLAMAS, M. R. Hydrogeology and water resources management: case studies. Boca Raton: **CRC Press**, 2013.

CHOUDHURI, A. et al. **Granulitos básicos e ultrabásicos da região de Guaxupé (MG)**. Revista Brasileira de Geociências, v. 28, p. 5-18, 1998.

CAMPOS NETO, M. C.; CABY, R. **Terrane accretion and crustal evolution in the Neoproterozoic Brasileiro Orogen: the Socorro-Guaxupé Nappe**. Precambrian Research, v. 103, p. 1-27, 2000.

DE MARSILY, G. Quantitative hydrogeology: groundwater hydrology for engineers. San Diego: **Academic Press**, 1986.

DIAS GONÇALVES, R. Modelagem numérica e avaliação hidrogeológica do Aquífero Rio Claro. 2016.

DIERSCH, H, J, G, (2014), FEFLOW: Finite Element modeling Flow, mass and heat transport in porous and fractured media, Springer Science & Business Media, GENTY, D, et al, A review on the properties of weathered crystalline rock aquifers in tropical climates, Hydrogeology Journal, Cham: **Springer**, v, 29, p, 2071–2096, 2021, DOI: <https://doi.org/10.1007/s10040-021-02339-7>

DOMENICO, P,A, and M,D, MIFFLIN, 1965, Water from low-permeability sediments and land subsidence, **Water Resources Research**, vol, 1, no, 4,, pp, 563-576

DOHERTY, J. PEST: Model-Independent Parameter Estimation – User Manual. 5. ed. Brisbane: **Watermark Numerical Computing**, 2010a.

DNIT. Manual de hidrologia básica para projetos rodoviários. Série Manuais DNIT, 2006.

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

EMBRAPA. Levantamento de reconhecimento dos solos do estado de São Paulo. Campinas: **EMBRAPA**, 1979. (Boletim Técnico, 29).

FETTER, Charles Willard; BOVING, Thomas B.; KREAMER, David K. **Contaminant hydrogeology**. Upper Saddle River, NJ: Prentice hall, 1999.

FETTER, C. W. **Applied Hidrogeology**, 4a edição, Prentice Hall, New Jersey, 598 f, 2001.

FOSTER, S.; HIRATA, R. **Groundwater use in developing cities: policy issues arising from growing dependence on groundwater**. Hydrogeology Journal, v. 19, p. 271–282, 2011.

FITTS, C. R. **Groundwater Science**, 2a edição, Academic Press, London, 672 f, 2013.

FREEZE, R. A; CHERRY, J. A. Groundwater. **Prentice Hall Inc. New Jersey**, v. 1, p. 585 -587, 1979.

GODOY, A. M. **Caracterização faciológica, petrográfica e geoquímica dos maciços Sorocaba e São Francisco**. 1989. 221 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.

GODOY, A. M. *et al.* Evolução geológica dos batólitos granitóides neoproterozóicos do sudeste do Estado de São Paulo. **Geociências**, São Paulo, v. 29, n. 2, p. 171–185, 2010.

GLEICK, P. H. **Water in crisis: a guide to the world's fresh water resources**. Oxford: Oxford University Press, 1993.

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

HEATH, R. C. Basic ground-water hydrology. U.S. **Geological Survey Water-Supply Paper 2220**. Reston: USGS, 1983.

HACKSPACHER, P. C.; GODOY, A. M.; OLIVEIRA, M. A. F. Evolução crustal do Bloco São Roque, na região sudeste do Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 23, n. 3, p. 260–264, 1993.

HASUI, Y.; PENALVA, F.; HENNIES, W. T. Geologia do Grupo São Roque. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia**, v. 23, p. 101–134, 1969.

KINZELBACH, W. **Groundwater modelling: an introduction with sample programs in BASIC**. Amsterdam: Elsevier, 1986.

KRESIC, N.; MIKSZEWSKI, A. **Hydrogeological Conceptual Site Models: data analysis and visualization**. CRC press, Boca Raton, 584 f, 2013.

MATTIUZZI, C. D. P. et al. “Estimativa de recarga subterrânea a partir da separação de escoamento de base na bacia hidrográfica do Rio Ibicuí (América do Sul).” *Águas Subterrâneas*, São Paulo, v. 29, n. 3, p. 285–300, fev. 2016.

MEZZALIRA, S. **Geologia de subsuperfície em Itu, SP: ocorrência de “roche moutonnée” nos testemunhos de sondagem**. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 41, n. 1, p. 83–89, 1969.

MORRIS, D. A.; JOHNSON, A. I. Summary of hydrologic and physical properties of rock and soil materials. U.S. **Geological Survey Water-Supply Paper**, 1839-D, 1967. 42 p.

MORRIS, B. L.; LAWRENCE, A. R. L.; CHILTON, P. J. C.; ADAMS, B.; CALOW R. C.; KLINCK, B. A. **Groundwater and its Susceptibility to Degradation: A Global Assessment of the Problem and Options for Management**. Early Warning and Assessment Report Series, RS. 03-3. United Nations Environment Programme, Nairobi, Kenya. 2003.

MOTTIN, T. E.; VESELY, F. F.; RODRIGUES, M. C. N. L.; KIPPER, F.; SOUZA, P. A. **The paths and timing of late Paleozoic ice revisited: New stratigraphic and paleo-ice flow interpretations from a glacial succession in the upper Itararé Group (Paraná Basin, Brazil)**. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, v. 490, p. 488–504, 2018.

ODA, G. H. **Contribuição à hidrogeologia da região entre Salto e Pirapora de Itu (SP): análise da produtividade, ocorrência e circulação das águas subterrâneas dos sistemas aquíferos Tubarão e Cristalino**. 1998. 100 f. Dissertação (Mestrado

em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

OLIVEIRA, M. A. F. et al. **Caracterização petrográfica dos granulitos enderbíticos do Complexo Varginha-Guaxupé**. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 16, p. 45-60, 1986.

PETRI, S. **Notas adicionais sobre os ritmitos de Itu, Paleozóico Superior da Bacia do Paraná, São Paulo**. *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, v. 7, n. 1/2, p. 31–34, 1986.

PETRI, S.; PEREZ-AGUILAR, A.; CHAHUD, A.; EZAKI, S.; GÓES, A. M.; HIRUMA, S. T.; SOUZA, P. A. **Grupo Itararé na região de Itu, Estado de São Paulo: intensos processos glaciais erosivos e deposicionais**. *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, v. 40, n. 3, p. 27–48, 2019. DOI: 10.33958/revig.v40i3.674.

REBOUÇAS, Aldo da Cunha. *Águas doces no Brasil: capital ecológico, uso e conservação*. 3. ed. São Paulo: Escrituras Editora, 2004.

REILLY, T. E.; HARBAUGH, A. W. **Guidelines for evaluating groundwater flow models**. Reston: US Geological Survey, 2004.

ROCHA-CAMPOS, A. C. **The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin**. In: BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; PINTO, I. D. (org.). *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. Curitiba: Universidade Federal do Paraná, 1967. p. 27–102.

SANTOS, P. R.; ROCHA-CAMPOS, A. C.; CANUTO, J. R. **Patterns of late Paleozoic deglaciation in the Paraná Basin, Brazil**. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, v. 125, p. 165–184, 1996.

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.

SCHNEIDER, R. L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. **Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná**. In:

CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. *Anais*. Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974. v. 1, p. 41–65.

SNISARENKO, P. P.; IVANOV, V. Y.; KOCHETKOV, I. I. Fractured rock aquifers: permeability structure and hydraulic properties. **Hydrogeology Journal**, v. 27, n. 2, p. 391–406, 2019.

SZILAGYI, J. et al. Estimation of groundwater recharge from baseflow. **Journal of Hydrology**, v. 280, n. 1–4, p. 209–228, 2003.

TAYLOR, R. G. et al. Groundwater and climate change. **Nature Climate Change**, v. 3, n. 4, p. 322–329, 2013.

TASSINARI, C. C. G. et al. As idades das rochas e dos eventos metamórficos da região sudeste do Estado de São Paulo. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia**, v. 35, p. 2840–2853, 1988.

THORNTON, C. W.; MATHER, J. R. The water balance. Centerton: Drexel Institute of Technology, 1955. (Publication in **Climatology**, v. 8, n. 1).

TUCCI, C. E. M. Modelos hidrológicos. 4. ed. Porto Alegre: **UFRGS**, 2004.

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME (UNDP). Relatório de Desenvolvimento Humano 2006: A água para lá da escassez – poder, pobreza e a crise mundial da água. Brasília: PNUD, 2006.

USDA NRCS. Urban hydrology for small watersheds (TR-55). Washington, D.C., 1986.

VAN SCHMUS, W. R.; TASSINARI, C. C. G.; CORDANI, U. G. Estudos geocronológicos da parte inferior do Grupo São Roque. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia**, v. 34, p. 1399–1406, 1986.

VESELY, F. F.; TRZASKOS, B.; KIPPER, F.; ASSINE, M. L.; SOUZA, P. A. **Sedimentary record of a fluctuating ice margin from the Pennsylvanian of western Gondwana: Paraná Basin, southern Brazil**. *Sedimentary Geology*, Amsterdam, v. 326, p. 45–63, 2015.

WOLFF, R. G. Physical properties of rocks: porosity, permeability, distribution coefficients, and dispersivity. Reston: U.S. Geological Survey, 1982. (**Water-Resources Investigations Open-File** Report 82-166).

ZEKSTER, I. S.; EVERETT, L. G. **Groundwater resources of the world and their use**. Paris: UNESCO, 2004.