

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências

Exatas Câmpus de Rio Claro

BRUNO ZANON ENGELBRECHT

MODELO CONCEITUAL DE CIRCULAÇÃO DE
ÁGUA SUBTERRÂNEA EM AQUÍFERO
CRISTALINO NO MUNICÍPIO DE ITU/SP

Rio Claro - SP

2017

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências

Exatas Câmpus de Rio Claro

BRUNO ZANON ENGELBRECHT

MODELO CONCEITUAL DE CIRCULAÇÃO DE
ÁGUA SUBTERRÂNEA EM AQUÍFERO
CRISTALINO NO MUNICÍPIO DE 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: Prof. Dr. Chang Hung Kiang

Rio Claro - SP

2017

628.1 Engelbrecht, Bruno Zanon
E573m Modelo conceitual de circulação de água subterrânea em
aquífero cristalino no município de Itu/SP / Bruno Zanon
Engelbrecht. - Rio Claro, 2017
88 f. : il., figs., tabs.

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Chang Hung Kiang

1. Abastecimento de água. 2. Recursos hídricos. 3.
Aqüífero cristalino. 4. Isótopos ambientais. 5. Imageamento
elétrico. I. Título.

BRUNO ZANON ENGELBRECHT

MODELO CONCEITUAL DE CIRCULAÇÃO DE
ÁGUA SUBTERRÂNEA EM AQUÍFERO
CRISTALINO NO MUNICÍPIO DE 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 Examidora

Prof. Dr. Chang Hung Kiang – Orientador

Dr. Flávio de Paula e Silva

Dr. Emílio Carlos Prandi

Rio Claro, SP – 03 de abril de 2017

RESUMO

O sistema aquífero cristalino estende-se por cerca de 62.000 km² no estado de São Paulo, correspondendo a aproximadamente 25% de sua área. A prospecção desses aquíferos, contudo, baseia-se majoritariamente na delimitação de feições lineares nas unidades geológicas e sua correlação com a evolução tectônica regional. Modelos hidrogeológicos conceituais proporcionam a compreensão dos mecanismos que governam a circulação e o armazenamento de água em subsuperfície, permitindo aprimorar e subsidiar a prospecção e gestão dos recursos hídricos subterrâneos. Com este objetivo, o presente estudo apresenta um modelo hidrogeológico conceitual do aquífero cristalino no município de Itu (SP), fundamentado em levantamentos por imageamento elétrico e valores de permeabilidade da zona não-saturada, bem como em análises químicas e isotópicas, tendo como principal enfoque a porção rasa do aquífero e suas interações com as águas superficiais. O modelo embute a ocorrência do manto de alteração e as descontinuidades do maciço rochoso na avaliação do potencial hídrico, prevendo expressiva conectividade hidráulica entre os compartimentos hidráulicos do manto de alteração e do embasamento cristalino fraturado. Os resultados obtidos mostram que a presença de depósitos sedimentares recentes e a ação de processos intempéricos, que resultam em horizontes porosos e na abertura de estruturas preexistentes, favorecem a infiltração, ocorrência e circulação de água em subsuperfície. As características mineralógicas e geométricas do manto de alteração, sua extensão e continuidade regional, redundam em aquíferos heterogêneos e complexos. A constante renovação das águas subterrâneas e sua conectividade com águas superficiais proporcionam a captação das águas de aquíferos cristalinos como fonte hídrica complementar para o abastecimento público, desde que sejam apropriadamente estudadas e geridas.

Palavras-chave: Aquífero Cristalino. Isótopos Ambientais. Imageamento elétrico.

ABSTRACT

In São Paulo state the crystalline aquifer system occupies about 62,000 km², corresponding to approximately 25% of its area. However, the prospection of these aquifers is based on the delimitation of linear features in the geological units and their correlation with the regional tectonic evolution. Conceptual hydrogeological models provide an understanding of the mechanisms that govern the circulation and storage of groundwater, allowing to improve and subsidize the exploration and management of groundwater resources. For this purpose, this study presents a conceptual hydrogeological model of the crystalline aquifer in the city of Itu (SP), based on electrical imaging surveys and permeability values of the unsaturated zone, as well as chemical and isotopic analyzes focused on the shallow portion of the aquifer and its interactions with surface water. The hydrogeological model incorporates the occurrence of the weathered zone and the discontinuities of the rock mass in the evaluation of the hydraulic potential, predicting expressive hydraulic connectivity between the hydraulic compartments of the alteration mantle and the fractured crystalline basement. The results show that the presence of recent sedimentary deposits and the processes, which result in porous horizons and the opening of preexisting structures, favor the infiltration, occurrence and circulation of subsurface water. The mineralogical and geometric characteristics of the weathered zone, its extension and regional continuity, results in heterogeneous and complex aquifers. The constant renewal of groundwater and its connectivity with surface water provides the usage of groundwater as a complementary water source for public supply, provided that they are properly studied and managed.

Keywords: Crystalline aquifer. Environmental Isotopes. Electrical Resistivity Imaging.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	9
1.1. Objetivos	11
2. AQUÍFEROS CRISTALINOS	12
2.1. Fatores Controladores da Ocorrência das Águas Subterrâneas em Aquíferos Cristalinos.....	13
2.1.1. Fraturas e Zonas de Falhas	13
2.1.1.1. Lineamentos.....	18
2.1.2. Litologia	19
2.1.3. Intemperismo.....	22
2.1.4. Clima e Recarga.....	26
2.1.5. Compartimento Fisiográfico.....	27
3. CARACTERIZAÇÃO REGIONAL E DA ÁREA DE ESTUDO.....	29
3.1. Clima.....	30
3.2. Geologia.....	30
3.2.1. Geologia Estrutural.....	34
3.3. Hidrogeologia.....	36
4. MATERIAIS E MÉTODOS	39
4.1. Levantamento de Dados Geológicos e Hidrogeológicos.....	39
4.1.1. Determinação da condutividade hidráulica da zona não saturada	40
4.1.2. Imageamento elétrico	42
4.2. Hidroquímica.....	43
4.3. Isótopos ambientais	45
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES	47
5.1. Condutividade Hidráulica	52
5.2. Imageamento Elétrico	54
5.3. Hidroquímica.....	58

5.4.	Isótopos ambientais	65
5.5.	Modelo hidrogeológico conceitual	72
6.	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	75
7.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	77

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 – Distribuição geográfica dos escudos cristalinos na América do Sul (ANJOS; MENTE, 1996).....	9
Figura 2 – Perfil esquemático dos principais compartimentos do sistema aquífero cristalino (Adaptado de HARNED, 1989)	13
Figura 3 – Orientação dos tipos de fraturas em relação à direção dos esforços (FOSSEN, 2010).	14
Figura 4 – Geometria desenvolvida ao longo de uma zona de falha. ZD – Zona de dano; NF – Núcleo de falha (Adaptado de EVANS et al., 1997).	15
Figura 5 – Perfil esquemático de uma zona de falha e suas variações de fraturamento e permeabilidade (Adaptado de GANERØD; BRAATHEN e WILLEMOES-WISSING (2008) e FAULKNER et al., 2010).....	16
Figura 6 – Correlação da vazão de produção do poço com a distância do lineamento. O valor de n corresponde ao número de poços avaliados (Adaptado de MÄKELÄ, 2012).	19
Figura 7 – Relação entre produtividade, profundidade e tipo litológico. Os círculos abertos e pretos representam a produtividade média de 814 poços em terrenos graníticos e 1522 poços em rochas xistosas, respectivamente (DAVIS & TURK, 1964).	21
Figura 8 – Variação mineralógica do perfil intempérico (WHITE et al., 2001).	23
Figura 9 – Perfil esquemático do desenvolvimento de câmaras e bolsões de rocha intemperizada (FEITOSA et al., 2008).	24
Figura 10 – Perfil típico de alteração e respectivas propriedades hidráulicas (Adaptado de ACWORTH, 1987).....	25
Figura 11 – Produtividade dos poços em relação a distância dos vales. (HANSMANN; MEIJERINK; KODITUWAKKU, 1992 apud SINGHAL e GUPTA, 2013).....	28
Figura 12 – Mapa de localização do município de Itu e das principais vias de acesso.	29

Figura 13 – Gráfico de pluviometria média mensal acumulada no período de 1988 a 2015. Fonte de dados: Águas de Itu.	30
Figura 14 – Distribuição espacial dos domínios litológicos do município de Itu (Adaptado de IG, 2009).	31
Figura 15 – Mapa das unidades estratigráficas do município de Itu (Adaptado de IG, 2009).	32
Figura 16 – Mapa das principais estruturas no entorno no município de Itu (SANTORO, 1984).	35
Figura 17 – Distribuição dos sistemas de captação avaliados.	39
Figura 18 – Aluviões ao longo de planícies aluvionares.	47
Figura 19 – Análise granulométrica dos sedimentos aluvionares. Classificação granulométrica segundo ABNT – NBR 6.502.	48
Figura 20 – Depósito coluvionar formado por pedregulhos e matriz argilosa.	48
Figura 21 – Depósito coluvionar formado por matacões e matriz argilosa.	49
Figura 22 - Filito são.	50
Figura 23 - Saprólito maciço composto por argilominerais sem a presença de estruturas reliquias da rocha.	50
Figura 24 - Filito alterado, mostrando deslocamento nos planos de foliação.	50
Figura 25 - Filito alterado, mostrando foliação proeminente.	50
Figura 26 - Detalhe de abertura em planos de foliação de filito alterado.	51
Figura 27 – Bandamento composicional do metarritmito, formado por camadas de metarenito fino a muito fino e camadas de metapelitos	51
Figura 28 - Dique de quartzo cortando o bandamento composicional do metarritmito.	51
Figura 29 – Distribuição dos resultados de condutividade hidráulica obtidos nas diferentes unidades aflorantes.	52
Figura 30 – Localização dos ensaios geofísicos nos sistemas de captação CPP e Pirapitingui.	54
Figura 31 – Seções elétricas geradas a partir da inversão dos dados pelo software EarthImager 2D (LEBAC, 2008).	57
Figura 32 – Seção elétrica realizada no município de Louveira (SP). A linha horizontal preta indica a profundidade de 140 metros, que corresponde à profundidade investigada pelas seções elétricas 1, 2, 3 e 4, no município de Itu. (Fonte: OLIVA, no prelo)	57

Figura 33 – Diagrama de Piper com classificação das águas superficiais e subterrâneas.	63
Figura 34 – Diagrama de Stiff das águas subterrâneas e superficiais.	64
Figura 35 – Linha meteórica local e composição isotópica das águas superficiais e subterrâneas.	67
Figura 36 - Correlação entre $\delta^{18}O$ e vazão de produção dos poços amostrados	69
Figura 37 – Composição isotópica das amostras avaliadas na mistura das águas...	70
Figura 38 – Sistema de captação Santo Antônio e localização dos poços de captação, das análises químicas e dos ensaios de permeabilidade.....	71
Figura 39 – Configuração geométrica do modelo conceitual proposto para a circulação de águas subterrâneas em aquíferos cristalinos.	74

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 – Correlação entre fluxo de água, densidade de fraturas e tipo litológico (MABEE; CURRY; HARDCASTLE, 2002).....	21
Tabela 2 – Valores de condutividade hidráulica e porosidade para os diferentes tipos de rochas cristalinas.....	22
Tabela 3 – Parâmetros analíticos e métodos utilizados para análise.....	44
Tabela 4 – Correlação entre o erro prático permitido e a condutividade elétrica da água (CUSTÓDIO e LLAMAS, 1983).	44
Tabela 5 – Resistividades obtidas em sondagens elétricas verticais (LEBAC, 2008).	55
Tabela 6 – Valores obtidos para as variáveis físico-químicas de qualidade de água subterrânea e superficial	59
Tabela 7 - Estatística básica das principais variáveis químicas das águas subterrâneas e superficiais.	62
Tabela 8 – Valores isotópicos obtidos para as águas superficiais e subterrâneas....	65
Tabela 9 – Composições isotópicas das águas superficiais e do aquífero cristalino.	66
Tabela 10 – Proporção de mistura das águas superficiais e meteóricas.	70

ÍNDICE DE SÍMBOLOS

ϕ_{gm} – Potencial matricial de fluxo [L^2T^{-1}]

C – Fator forma

H – Altura constante da coluna d'água [L]

K – Condutividade hidráulica saturada [LT^{-1}]

Q – Vazão [L^3T^{-1}]

α – Constante das propriedades do solo [L^{-1}]

1. INTRODUÇÃO

O escudo cristalino é formado por rochas ígneas e metamórficas pré-cambrianas que abrangem cerca de 55% do território brasileiro (Figura 1). Essas rochas apresentam porosidade intergranular desprezível, de maneira que a percolação de água é controlada por descontinuidades do maciço rochoso e pelo manto de alteração. Em virtude de sua vasta extensão, os aquíferos cristalinos são importantes fontes de água para o abastecimento público, industrial e agrícola, apresentando, contudo, produtividade e armazenamento tipicamente baixos.

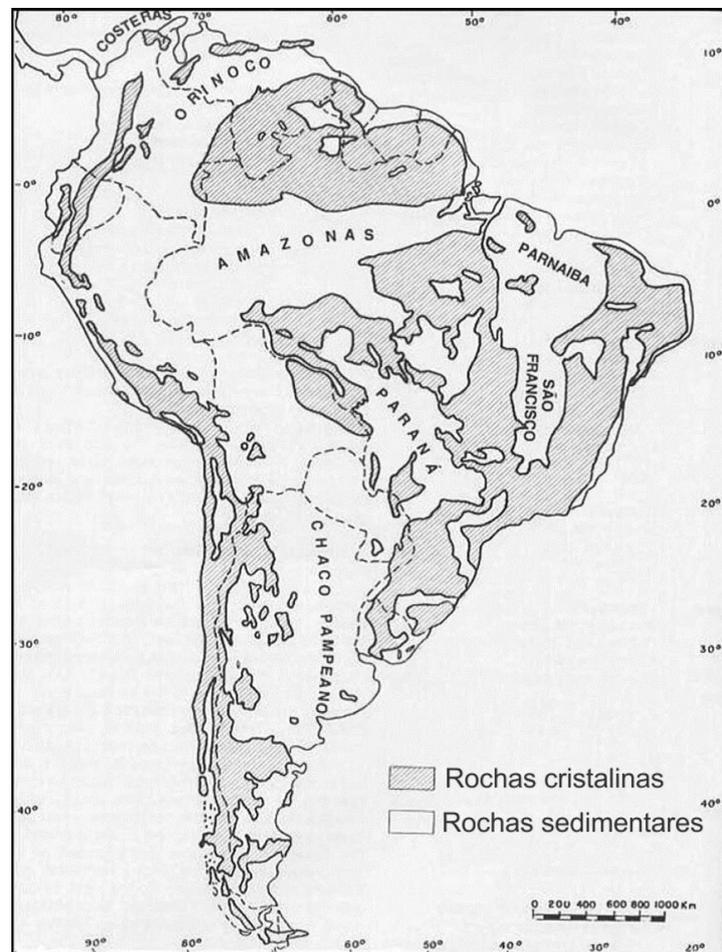


Figura 1 – Distribuição geográfica dos escudos cristalinos na América do Sul (ANJOS; MENTE, 1996)

No estado de São Paulo, os aquíferos alojados em rochas do embasamento cristalino são denominados aquíferos cristalinos pré-cambrianos ou sistema aquífero cristalino (SAC), distinguindo-se das rochas cristalinas vulcânicas que recobrem o

oeste do estado e compõem o Sistema Aquífero Serra Geral (SASG). A área de afloramento do sistema aquífero cristalino está limitada à porção leste do estado de São Paulo e ocupa cerca de 62.000 km², o que corresponde a 25% do território estadual. A dificuldade em obter poços com altas vazões no SAC, associada à elevada taxa de precipitação no leste paulista, promovem a utilização das águas subterrâneas como fontes complementares no abastecimento público. Estima-se que apenas 34% dos municípios alojados no aquífero cristalino utilizam-se da água subterrânea (DAEE/LEBAC, 2013). A recente seca (2014 a 2015) e a crescente demanda de recursos hídricos para o abastecimento público em importantes centros urbanos, como as regiões metropolitanas de São Paulo, Sorocaba e Campinas, incentivam a prospecção e exploração das águas subterrâneas do SAC.

A prospecção de água subterrânea em aquíferos cristalinos baseia-se no modelo conceitual que prevê o acúmulo e a circulação de água através de estruturas e descontinuidades geológicas que conferem condutividade hidráulica às rochas cristalinas sem porosidade primária. Embora muitos autores destaquem a importância do manto de alteração, os métodos de prospecção de água subterrânea em aquíferos cristalinos baseiam-se, majoritariamente, na análise de estruturas rúpteis através de sensores remotos, fotografias aéreas e afloramentos, e posterior correlação com a evolução tectônica regional. A busca por estruturas “abertas” e sua associação com fraturas de extensão, induz à seleção de alvos alinhados com a direção de σ_1 dos eventos tectônicos mais recentes. Dessa forma, a prospecção hidrogeológica em aquíferos cristalinos busca a interceptação de fraturas, limitando os alvos de perfuração a vales retilíneos, lineamentos foto-interpretados e zonas de cisalhamento. Além disso, mesmo que diversos estudos confirmem que as principais entradas de água estão relacionadas à porção rasa do aquífero, até 150 metros de profundidade (e.g. BERTACHINI, 1987; DAEE, 1981; CAVALCANTE, 1990; MENEGASSE, 1991), a perspectiva de interceptar fraturas produtoras a grandes profundidades resulta no aprofundamento de poços, encarecendo a captação de águas subterrâneas em aquíferos cristalinos.

Buscando apresentar soluções à complexidade envolvida na gestão e prospecção de aquíferos cristalinos no município de Itu (SP), o presente trabalho apresenta uma síntese das características e condicionantes hidrogeológicos do aquífero, bem como a análise dos dados de poços de captação de água subterrânea na área. Essas

informações permitiram elaborar um modelo conceitual de circulação das águas subterrâneas no aquífero cristalino de Itu.

1.1. Objetivos

Este trabalho teve como principal objetivo a elaboração de um modelo conceitual de circulação das águas subterrâneas em aquíferos cristalinos, através da compreensão dos principais condicionantes geológicos e hidrogeológicos para ocorrência de água em subsuperfície.

Tendo como área-alvo o município de Itu (SP), buscou-se a compreensão do fluxo de água subterrâneo em escudos aquíferos cristalinos, com intuito de subsidiar a prospecção e gestão dos recursos hídricos subterrâneos nesses terrenos.

2. AQUÍFEROS CRISTALINOS

Em hidrogeologia, os aquíferos cristalinos são aqueles alojados em rochas plutônicas (granitos, dioritos, sienitos etc.) e metamórficas (gnaiesses, quartzitos, xistos, filitos etc.), reconhecidas genericamente por rochas cristalinas. Nesse contexto, excluem-se as rochas metamórficas carbonáticas, que apresentam feições de dissolução e compõem o aquífero cárstico, e as rochas vulcânicas, que apresentam estruturas e feições particulares e, portanto, processos de ocorrência e fluxo de água específicos (SINGHAL; GUPTA, 2010).

A estruturação esquemática de um aquífero cristalino pode ser subdividida em dois compartimentos hidrogeológicos distintos: (1) aquífero do manto intemperizado e (2) aquífero fraturado (Figura 2) (HARNED, 1989; LEGRAND, 2004). Quando esses compartimentos estão bem conectados, a conectividade entre as águas do manto intemperizado e do embasamento cristalino favorece a renovação das águas do aquífero cristalino e permite o armazenamento de expressivos volumes de água nas porções porosas do saprólito.

O manto intemperizado e os depósitos aluvionares e coluvionares, quando presentes e saturados, compõem uma porção aquífera superficial com características e comportamento semelhantes aos aquíferos porosos. Os horizontes intemperizados configuram-se normalmente em conformidade com a superfície topográfica, podendo formar um aquífero extenso de escala regional (LACHASSAGNE; WYNS; DEWANDEL, 2011). A zona de transição corresponde à porção alojada entre o saprólito e a rocha sã, em que os processos intempéricos são incipientes e ocorre intenso fraturamento da rocha (Figura 2).

Na porção fraturada, o fluxo e o armazenamento de água dependem da abertura e conectividade das discontinuidades presentes no maciço rochoso (DOMENICO; SCHWARTZ, 1990). As discontinuidades correspondem às feições e estruturas que interrompem a continuidade das propriedades físicas e hidráulicas de um maciço rochoso. Incluem fraturas, foliações, bandamento composicional, contatos litológicos e intempéricos, e variam de escala milimétrica a quilométrica (FEITOSA et al., 2008). Devido ao baixo volume de poros do maciço nessa porção, o armazenamento de água no aquífero fraturado é mínimo quando comparado aos horizontes intemperizados (Figura 2).

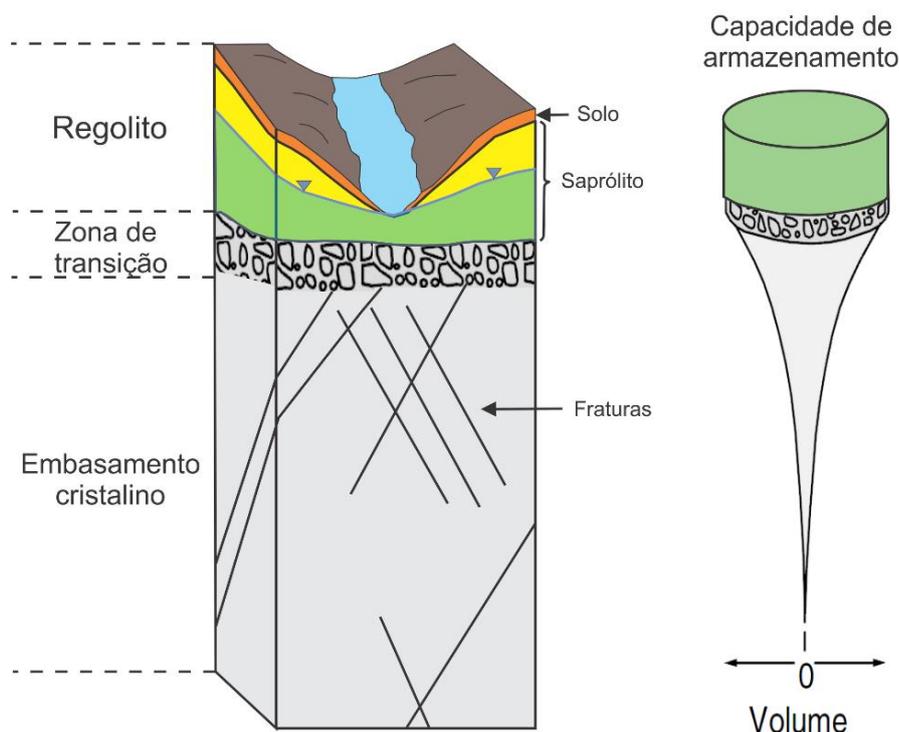


Figura 2 – Perfil esquemático dos principais compartimentos do sistema aquífero cristalino (Adaptado de HARNED, 1989)

2.1. Fatores Controladores da Ocorrência das Águas Subterrâneas em Aquíferos Cristalinos

2.1.1. Fraturas e Zonas de Falhas

As fraturas correspondem às discontinuidades rúpteis em maior abundância na crosta terrestre e exercem forte controle na circulação e armazenamento de água subterrânea em aquíferos cristalinos. As fraturas são classificadas em dois grupos: (1) fraturas abertas ou de extensão e (2) fraturas de cisalhamento (TWISS; MOORES, 2006). As fraturas de cisalhamento são aquelas que apresentam movimento relativo paralelo à fratura, ao passo que as fraturas abertas são aquelas cuja extensão ocorre perpendicular ao plano de fratura.

As fraturas de extensão podem ser geradas em regimes compressivos e extensivos e desenvolvem-se paralelamente ao eixo de maior esforço (σ_1) na rocha (Figura 3). As condições de *stress* encontradas próximas à superfície favorecem a formação de fraturas abertas, normalmente limitadas à profundidade de poucas

centenas de metros (GUDMUNDSSON, 1992). As fraturas de extensão são normalmente associadas a zonas de alta condutividade hidráulica e consistem em importantes alvos na prospecção de água subterrânea (FERNANDES, 1997; FERNANDES; RUDOLPH, 2001). Essas fraturas, no entanto, apresentam potencialidade limitada, uma vez que estão normalmente preenchidas por veios, diques, argilominerais e minerais precipitados pela percolação de fluidos e alteração geoquímica dos minerais ao longo da evolução tectônica da área (LARSSON, 1984).

As fraturas de cisalhamento tendem a desenvolver-se em um par conjugado, com ângulo de 20° a 30° em relação à direção do eixo σ_1 (Figura 3). A movimentação das rochas ao longo do plano de cisalhamento origina zonas de falha, que apresentam uma trama de fraturas interconectadas e porções descontínuas de rochas cominuídas e alteradas (Figura 4) (EVANS; FORSTER; GODDARD, 1997). O arcabouço tridimensional dessas estruturas é complexo e apresenta uma gama de permeabilidades, gradando de permeável a fortemente impermeável (CAINE; EVANS; FORSTER, 1996), que, conseqüentemente, conferem condutividade hidráulica às rochas do embasamento cristalino ou agem como barreiras de fluxo nulo.

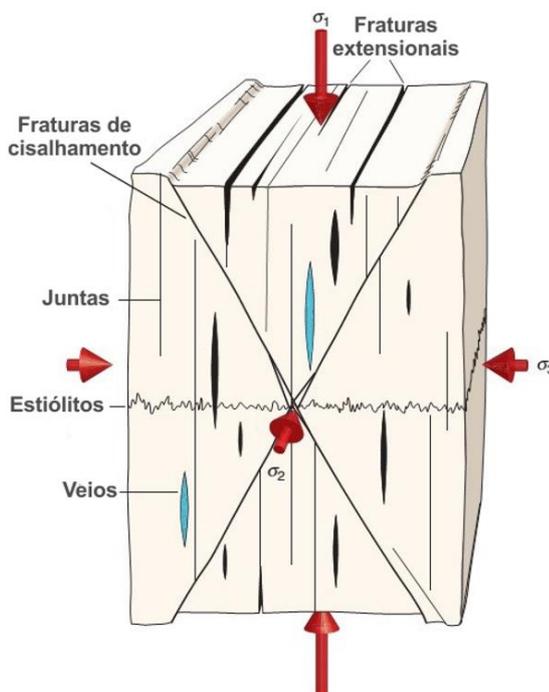


Figura 3 – Orientação dos tipos de fraturas em relação à direção dos esforços (FOSSEN, 2010).

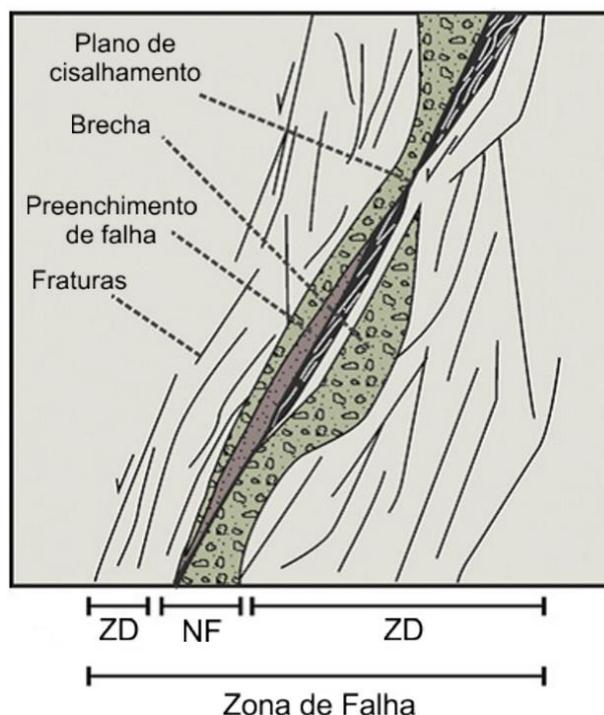


Figura 4 –Geometria desenvolvida ao longo de uma zona de falha. ZD – Zona de dano; NF – Núcleo de falha (Adaptado de EVANS et al., 1997).

As heterogeneidades hidráulicas ao longo das zonas de falha estão relacionadas às variações litológicas do protólito, aos processos geoquímicos de dissolução e precipitação mineral, ao tipo e orientação das estruturas geradas ao longo do cisalhamento e, principalmente, à geometria tridimensional da zona de falha (CAINE; EVANS; FORSTER, 1996). Essas heterogeneidades hidráulicas resultam em anisotropia do fluxo de água e formação de sistemas que atuam como condutos, barreiras ou sistemas combinados de conduto-barreira. Variações no valor de condutividade hidráulica de até seis ordens de grandeza em distâncias menores que 1 m são reportadas por Caine e Forster (1999).

As zonas de falhas podem ser divididas em núcleo de falha e zona de danos (FOSSEN, 2010). O núcleo consiste na porção interior da zona de falha e apresenta, normalmente, extensão lateral de poucos metros até dezenas de metros. A progressiva diminuição dos grãos e a precipitação de minerais secundários a partir da percolação de fluidos transformam os núcleos de falhas em barreiras de fluxo nulo (CAINE; EVANS; FORSTER, 1996). Evans, Forster e Goddard (1997) e Smith, Forster e Evans (1990) estimaram valores de permeabilidade para o núcleo de falha entre 10^{-10}

10^{-17} m^2 e 10^{-20} m^2 e 10^{-12} m^2 a 10^{-22} m^2 , respectivamente, com condutividades hidráulicas dentro da faixa de 10^{-7} m/s a 10^{-17} m/s .

A zona de danos corresponde à porção exterior da zona de falha composta por veios, fraturas, dobras e clivagens originadas durante a movimentação da falha. A extensão lateral desta zona apresenta dezenas a centenas de metros e está relacionada com a intensidade da deformação (CAINE; EVANS; FORSTER, 1996). A alta densidade de diferentes tipos de fraturas (de cisalhamento ou extensionais, abertas ou fechadas) e a conectividade dessas estruturas conferem condutividade hidráulica à zona de danos (BENSE et al., 2013) (Figura 5). Evans (1997) determinou valores de permeabilidade para a zona de danos entre 10^{-14} m^2 e 10^{-16} m^2 , com valores de condutividade hidráulica entre 10^{-9} m/s e 10^{-11} m/s .

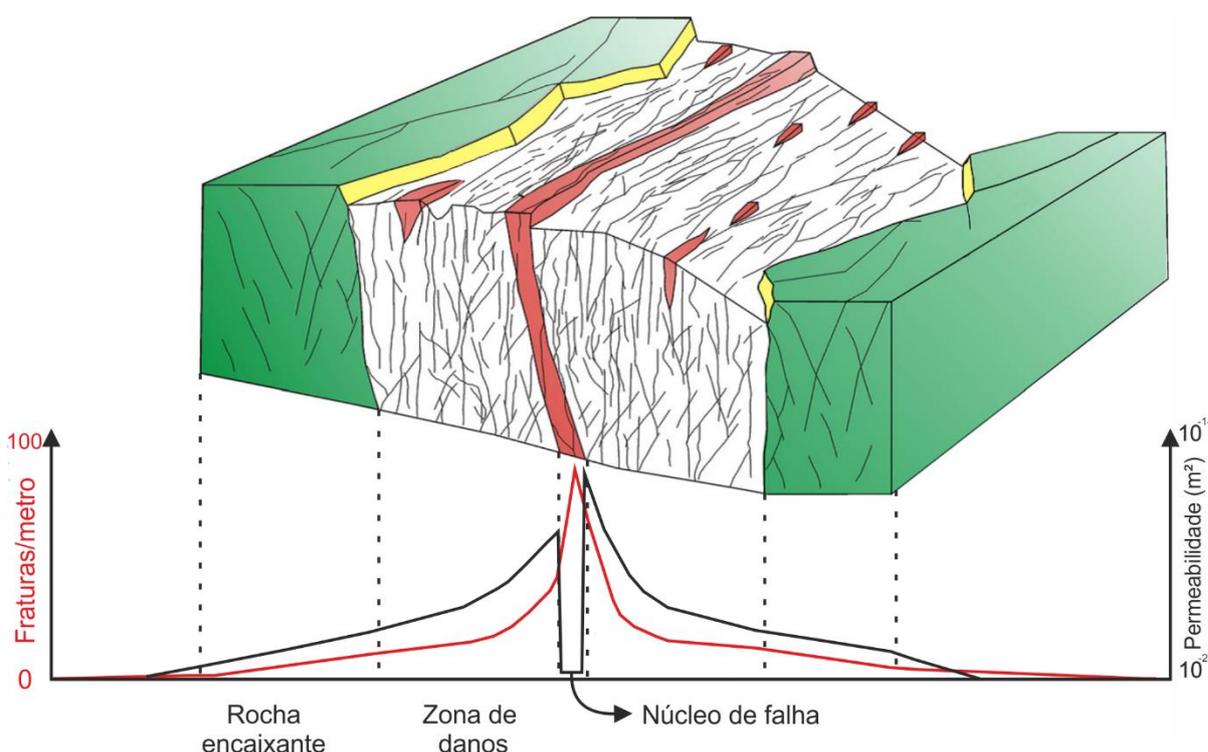


Figura 5 – Perfil esquemático de uma zona de falha e suas variações de fraturamento e permeabilidade (Adaptado de GANERØD; BRAATHEN e WILLEMOES-WISSING (2008) e FAULKNER et al., 2010).

A presença de fraturas horizontais e sub-horizontais na porção superior do embasamento cristalino, principalmente na zona de transição (Figura 2), são descritas em diversos trabalhos (e.g. ALAZARD et al., 2015; FOSTER, 2012; MABEE; CURRY

e HARDCASTLE, 2002; WYNS et al., 2004). Essas fraturas conectam-se a uma série de descontinuidades verticais e subverticais e exercem relevante controle no fluxo de água subterrâneo. Holzhausen (1989) atribui a gênese dessas estruturas ao campo de tensões superficial que, devido ao alívio de pressão pelos processos de erosão, resultam na dilatação vertical da rocha e na formação de fraturas abertas horizontais. Mandl (2005) confirma a limitação dessas estruturas a profundidades de poucas dezenas de metros e demonstra que o desenvolvimento dessas estruturas ocorre somente sob alívio de pressão e forte compressão horizontal. Lachassagne, Wyns e Dewandel (2011) propõem que a gênese dessas fraturas está relacionada aos processos intempéricos, que resultam na expansão de determinados minerais e causam o fraturamento da rocha perpendicular ao esforço de mínimo (σ_3).

Boutt, Diggins e Mabee (2010) observaram que a frequência das fraturas horizontais decresce com a profundidade e são efetivas no controle do fluxo de água até aproximadamente 15 metros de profundidade. O desenvolvimento dessas estruturas é favorecido em rochas isotrópicas ou em foliações com inclinação de até 50°; em foliações com inclinações superiores, tendem a formar fraturas paralelas à foliação e ocorrem, preferencialmente, em filitos, anfibolitos, granitos e gnaisses foliados. Boisson et al. (2015), a partir de testes de bombeamento utilizando packers, determinou valores de condutividade hidráulica das fraturas horizontais entre 2×10^{-4} m/s e 7×10^{-6} m/s, sendo os valores mais altos encontrados próximo à superfície.

Em áreas tectonicamente estáveis, como os escudos cristalinos brasileiros, a maioria das fraturas apresenta permeabilidade reduzida ou desprezível devido ao preenchimento dessas estruturas pela precipitação de minerais ou acumulação de argilominerais (INGEBRITSEN e MANNING, 2011; FEITOSA et al., 2008). Devido à variação cúbica da condutividade hidráulica em relação à abertura das fraturas, o preenchimento dessas estruturas implica em acentuada redução da condutividade hidráulica. Boutt, Diggins e Mabee (2010), utilizando perfilagem ótica e geofísica em poços perfurados em Massachusetts (EUA), observou que apenas 2,7% das fraturas que interceptam os poços são hidraulicamente ativas; as demais encontram-se seladas por preenchimento e/ou não apresentam abertura suficiente para permitir o fluxo de água. A frequência de fraturas hidraulicamente ativas decai com o aumento da profundidade, sendo que até profundidades de 150 metros ocorre circulação rápida de águas meteóricas.

2.1.1.1. Lineamentos

Os lineamentos consistem em feições lineares delimitadas através de fotografias aéreas, mapas topográficos e imagens de satélite que podem estar relacionados a descontinuidades (CLARK et al., 1996); podem estar associadas a feições lineares naturais ou antrópicas sem, necessariamente, correlação com as descontinuidades da rocha, tornando necessária a confirmação dessas estruturas em campo (RICHARD et al., 2002).

A metodologia aplicada em muitos trabalhos para avaliar a influência das fraturas no armazenamento e fluxo de água subterrânea em aquíferos cristalinos consiste na análise das características dos lineamentos (orientação, direção, comprimento, densidade e conectividade) e correlação com a proximidade e produtividade dos poços (e.g. COSTA, 1986; DAEE, 2005; FERNANDES, 1997; LIE e GUDMUNDSSON, 2002; MABEE, HARDCASTLE e WISE, 1994; MADRUCCI, 2004; MAGOWE e CARR, 1999; MORIN e SAVAGE, 2003).

A correlação positiva entre a produtividade dos poços e sua proximidade de lineamentos é relatada em diversos trabalhos (e.g. BERTACHINI, 1987; FERNANDES, 1997; LIE e GUDMUNDSSON, 2002; MABEE, HARDCASTLE e WISE, 1994; MADRUCCI, ARAÚJO e TAIOLI, 2003; RICHARD et al., 2002). Apesar de observar tal relação, Fernandes (1997) afirma que 40% dos poços avaliados nos lineamentos apresentam baixa capacidade específica ($Q/s < 0,1 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$). Mäkelä (2012) reporta que poços perfurados a uma distância a mais de 100 metros de lineamentos apresentam pequeno declínio de produtividade, sem, contudo, apresentar grande contraste de produção com o aumento da distância ao lineamento (Figura 6). Cho et al. (2003), Neves (2005) e Neves, Pereira e Morales (2002) não observam evidências de correlação entre a produtividade dos poços e a proximidade dos lineamentos, enquanto Mabee; Curry e Hardcastle (2002) reportam o aumento do fluxo de água nas fraturas localizadas a mais de 250 metros do lineamento. Magowe e Carr (1999) concluíram que áreas com alta densidade de lineamentos e próximas à intersecção de diferentes lineamentos correspondem aos principais alvos na prospecção de água subterrânea em aquíferos cristalinos.

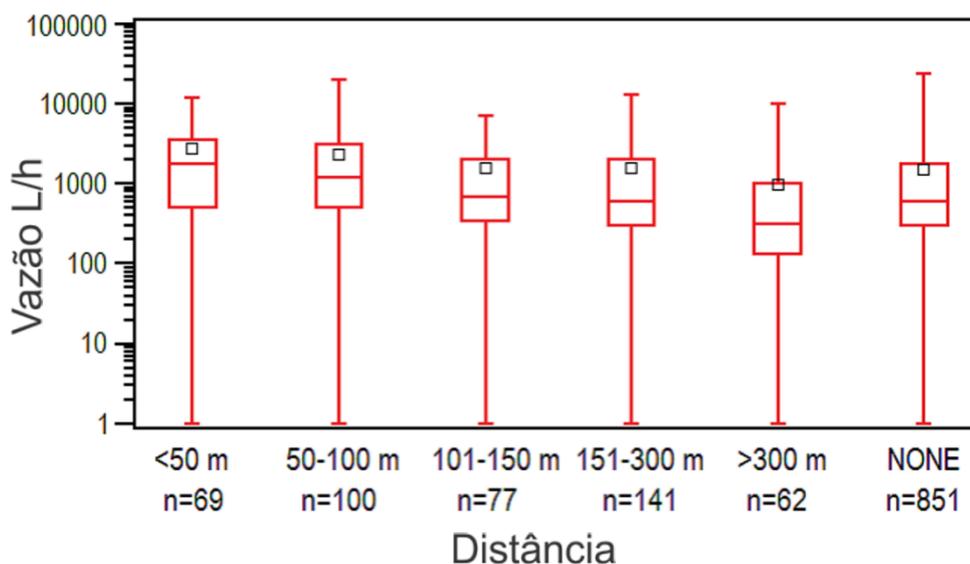


Figura 6 – Correlação da vazão de produção do poço com a distância do lineamento. O valor de n corresponde ao número de poços avaliados (Adaptado de MÄKELÄ, 2012).

Fernandes (1997), Fernandes e Rudolph (2001), Madrucci (2004) e Richard et al. (2002) afirmam que o aumento da produtividade em lineamentos com determinadas orientações está relacionado com a evolução tectônica da área, sendo os lineamentos paralelos às fraturas de extensão aqueles que apresentam melhor produtividade. No entanto, Mabee, Curry e Hardcastle (2002), a partir da correlação entre lineamentos foto-interpretados e o fluxo de água medido em fraturas ao longo de um túnel no embasamento cristalino, observaram que as fraturas produtoras de água apresentam orientação distinta, contrariando as expectativas de que as estruturas subparalelas ao lineamento seriam as principais produtoras. Banks, Rohr-Torp e Skarphagen (1994) e Mabee, Curry e Hardcastle (2002) observaram que a produtividade de água está associada, principalmente, a conjuntos de fraturas pouco expressivas conectadas a corpos d'água superficiais e que não são detectáveis pela análise de sensoriamento remoto.

2.1.2. Litologia

Os processos de formação das rochas ígneas intrusivas e metamórficas resultam em rochas com porosidade primária e permeabilidade baixas ou nulas. Nos estágios finais de formação dessas rochas, fluidos voláteis percolam e depositam minerais em

eventuais poros e descontinuidades, reduzindo a porosidade da rocha. A composição química e a textura das rochas cristalinas exercem influência importante sobre as propriedades mecânicas da rocha e as características do manto de intemperismo.

As rochas cristalinas de granulação grossa e composição ácida (granitos, gnaisses e pegmatitos) favorecem o desenvolvimento de extensos sistemas de fraturas abertas (JOHNSON, 1998) e a formação de horizontes arenosos no manto de intemperismo espesso, que facilitam os processos de recarga (CAVALCANTE, 1990; FOSTER, 2012). Nas zonas de falhas alojadas em rochas granito-gnáissicas, a presença de feldspatos associada à fragmentação mineral e à percolação de fluidos promovem a alteração desses minerais para argilominerais, que preenchem os poros e resultam em núcleos de falha argilosos, com baixa condutividade hidráulica (CAINE e FORSTER, 1999). O fluxo e o armazenamento de água nessas litologias estão relacionados ao manto de intemperismo e, principalmente, à zona de transição (Figura 2) (DEWANDEL et al., 2006; LACHASSAGNE; WYNS, DEWANDEL, 2011; WYNS et al., 2004).

As rochas cristalinas de granulação fina e composição mineralógica predominantemente micácea (xistos, filitos, ardósias) tendem a desenvolver densa rede de fraturas, limitadas em comprimento e abertura (ACWORTH, 1987), e manto de intemperismo argiloso raso (LARSSON, 1984), dificultando os processos de infiltração de água. A deformação dessas rochas em zonas de falhas resulta em preenchimento argiloso no núcleo, que se comporta como barreira de fluxo (CAINE; EVANS; FORSTER, 1996). A produtividade nesses litotipos está associada, principalmente, à alta densidade e à conectividade das fraturas (MABEE; CURRY; HARDCASTLE, 2002; MENEGASSE, 1991).

Le Borgne et al. (2006) reportam poços com produtividade anômalas, da ordem de 78 m³/h a 120 m³/h, perfurados ao longo de contatos geológicos. Mabee, Curry e Hardcastle (2002) correlacionaram o fluxo e o espaçamento de fraturas em diferentes litologias, concluindo que rochas metavulcânicas e quartzitos apresentam melhor produtividade que granitos (Tabela 1). Estudos que correlacionam a vazão do poço com a litologia indicam que a produtividade do aquífero cristalino é independente do tipo litológico (Figura 7) (BANKS; ROHR-TORP; SKARPHAGEN, 1994; DAVIS; TURK, 1964).

Tabela 1 – Correlação entre fluxo de água, densidade de fraturas e tipo litológico (MABEE; CURRY; HARDCASTLE, 2002).

Litologia	Fluxo de água (L/min/m) *	Densidade de fraturas (Fraturas/m) *
Granito	0.22	0.015
Quartzito	0.56	0.064
Metavulcânicas	0.52	0.020
Metavulcânicas (Formação Cherry Brook)	0.51	0.043

* O fluxo de água e a densidade de fraturas foram medidos ao longo de um túnel. Os valores estão normalizados pelo comprimento de ocorrência de cada unidade litológica.

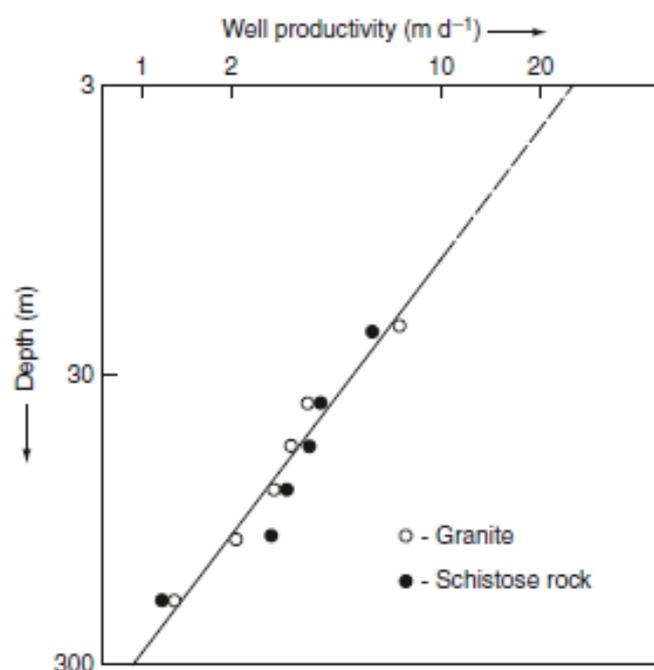


Figura 7 – Relação entre produtividade, profundidade e tipo litológico. Os círculos abertos e pretos representam a produtividade média de 814 poços em terrenos graníticos e 1522 poços em rochas xistosas, respectivamente (DAVIS & TURK, 1964).

A tabela 2 apresenta valores de condutividades hidráulica e porosidade de rochas cristalinas. Observa-se que os diferentes tipos litológicos apresentam condutividade hidráulica e porosidade reduzidas, sem a capacidade de formar aquíferos potentes, e que os processos de alteração e fraturamento da rocha aumentam consideravelmente a condutividade e porosidade da rocha. Conforme exposto por Banks, Rohr-Torp e

Skarphagen (1994), o fator litológico por si só não exerce grande controle nas propriedades e produtividade dos aquíferos cristalinos, mas seus efeitos refletem-se nas propriedades mecânicas do embasamento cristalino e na formação de diferentes tipos de manto de intemperismo.

Tabela 2 – Valores de condutividade hidráulica e porosidade para os diferentes tipos de rochas cristalinas.

Litologia	Condutividade hidráulica (m/s)	Referência*
Granito	$1,2 \times 10^{-13}$ a 7×10^{-10}	4
Xisto	$1,8 \times 10^{-11}$ a $1,9 \times 10^{-7}$	4
Rochas cristalinas (indiscriminada)	10^{-10} a 10^{-14}	1
	3×10^{-14} a 2×10^{-10}	2
Rochas cristalinas fraturadas (indiscriminada)	10^{-6} a 10^{-10}	1
	8×10^{-9} to 3×10^{-4}	2
Xisto alterado/fraturado	$3,8 \times 10^{-6}$ a $1,2 \times 10^{-5}$	4
Gabro alterado	$5,5 \times 10^{-7}$ a $3,8 \times 10^{-6}$	2
Granito alterado	$3,3 \times 10^{-6}$ a $5,2 \times 10^{-5}$	2

Litologia	Porosidade (%)	Referência*
Diorito/Gabro	0,2 a 3	4
Granito	0,002 a 6	4
Gnaisse	0,7 a 1,6	4
Xisto	0,6 a 3	4
Xisto alterado	38 a 46	4
Gabro alterado	42 a 45	3
Granito alterado	34 a 57	3

*Referências: 1 – (SANDERS, 1998); 2 – (DOMENICO; SCHWARTZ, 1990); 3 – (MORRIS; JOHNSON, 1967); 4 – (WOLF, 1982)).

2.1.3. Intemperismo

O intemperismo consiste no conjunto de processos químicos e físicos, decorrentes da exposição das rochas na superfície terrestre, que resultam na quebra e alteração das rochas. A circulação de água favorece a ação dos principais processos

intempéricos e a formação de horizontes não consolidados, com porosidade e permeabilidade variáveis (WYNS et al., 2004).

O manto de intemperismo, ou regolito, é originado pela decomposição da rocha *in situ* e é composto pela camada de solo, que corresponde à unidade superficial influenciada por processos biológicos, com acumulação de matéria orgânica (HILLEL, 1998), e pelo saprólito, que se refere aos estágios intermediários de alteração entre a rocha fresca e o solo.

Em regiões áridas e semiáridas os processos de intemperismo físico e biológico são predominantes e resultam em manto intempérico delgado ou inexistente. Em regiões úmidas, a hidrólise mineral é o principal agente intempérico e favorece a formação de manto intempérico espesso (REBOUÇAS, 1988). Durante a hidrólise, os íons de H^+ e OH^- , provenientes da dissociação da água, promovem a troca catiônica, decomposição mineral e formação de minerais secundários. A presença de CO_2 no solo resulta na formação de ácido carbônico, que aumenta a disponibilidade de H^+ no meio e intensifica os processos de hidrólise (ACWORTH, 1987).

Os minerais originados em condições de alta pressão e temperatura são instáveis nas condições físico-químicas superficiais e alteram-se para óxidos, hidróxidos e argilominerais, que permanecem estáveis nessas condições (Figura 8) (APPELO; POSTMA, 2005). O quartzo apresenta baixa solubilidade em água e sua dissolução é muito lenta, concentrando-se no perfil de alteração e originando horizontes arenosos. A cinética das reações intempéricas é controlada pela composição química da água, temperatura, granulação e solubilidade dos minerais (LARSSON, 1984).

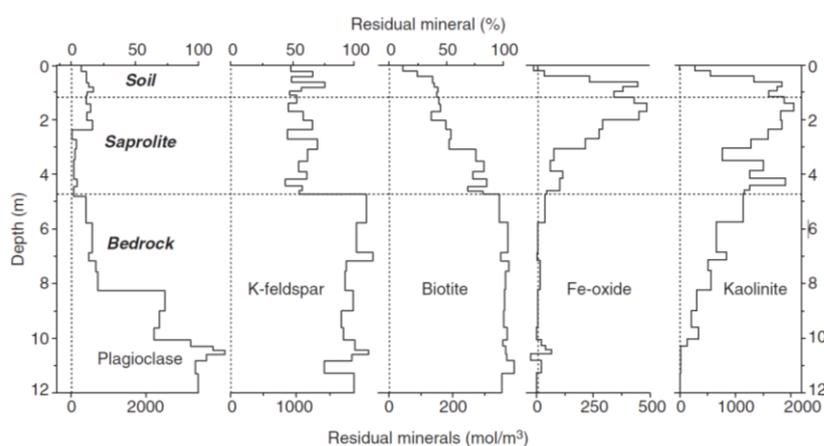


Figura 8 – Variação mineralógica do perfil intempérico (WHITE et al., 2001).

As rochas de composição ácida e granulação grossa (granitos, gnaisses, granodioritos) tendem a formar manto de intemperismo profundo, com horizonte arenoso permo-poroso espesso (ACWORTH, 1987). Por outro lado, os minerais das rochas de composição básica (gabros, dioritos) são mais susceptíveis à alteração e podem gerar manto de intemperismo espesso, com predominância de horizontes argilosos, o que os torna menos permeáveis que aqueles de rochas ácidas (LARSSON, 1984). Rochas metamórficas de composição mineralógica predominantemente micácea (xistos, filitos e ardósias) são constituídas por minerais relativamente estáveis em superfície (muscovita, quartzo, clorita) e tendem a formar regolito argiloso delgado (LARSSON, 1984). Essas rochas apresentam, normalmente, planos de foliação proeminentes e com alta densidade, de forma que a ação intempérica tende a provocar o deslocamento da foliação e proporcionar zonas de alta condutividade hidráulica (MENEGASSE, 1991).

As heterogeneidades e descontinuidades das rochas cristalinas, como a presença de bandamentos composicionais, presença de diques, veios, fraturas e falhas e zonas densamente foliadas favorecem a ação dos agentes intempéricos, resultando no aprofundamento do regolito e formação de bolsões alterados em profundidade (Figura 9) (DEWANDEL et al., 2006; LARSSON, 1984).

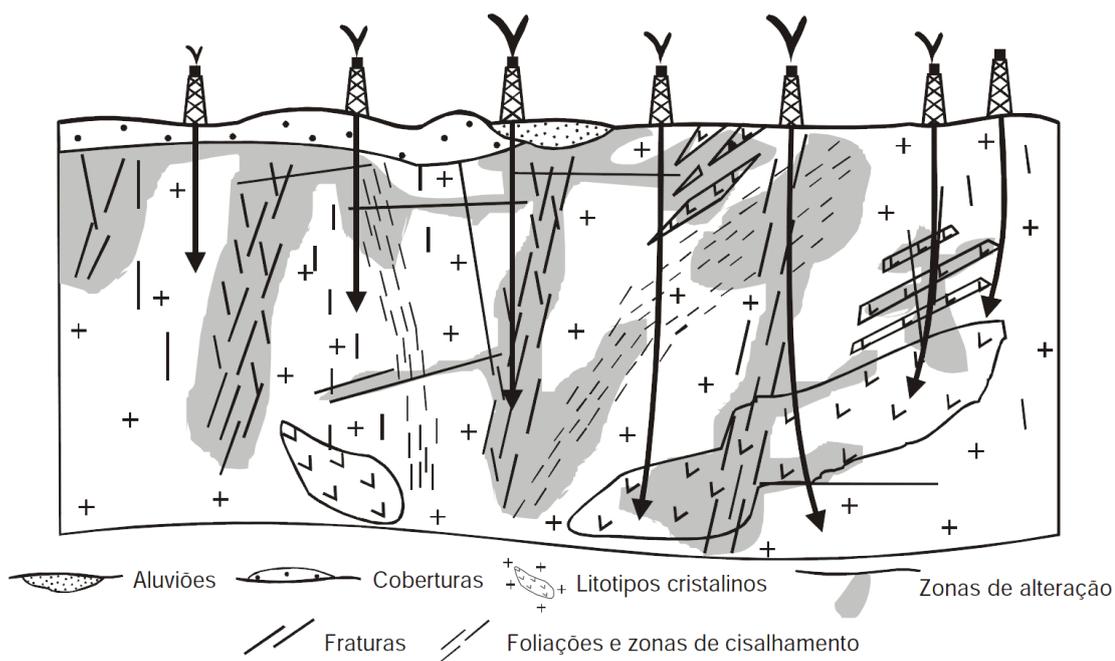


Figura 9 – Perfil esquemático do desenvolvimento de câmaras e bolsões de rocha intemperizada (FEITOSA et al., 2008).

Para o desenvolvimento do regolito é fundamental o longo período de exposição das rochas aos agentes intempéricos e taxa de erosão inferior à taxa de formação do manto de intemperismo. Regiões geologicamente estáveis e topografia suave favorecem a formação de um manto de intemperismo espesso, contínuo e extenso (LARSSON, 1984). Embora haja consideráveis variações de espessura e tipo de material do manto de alteração para cada região e tipo litológico, pode-se resumir o perfil de intemperismo e suas características hidráulicas de acordo com a figura 10 (ACWORTH, 1987):

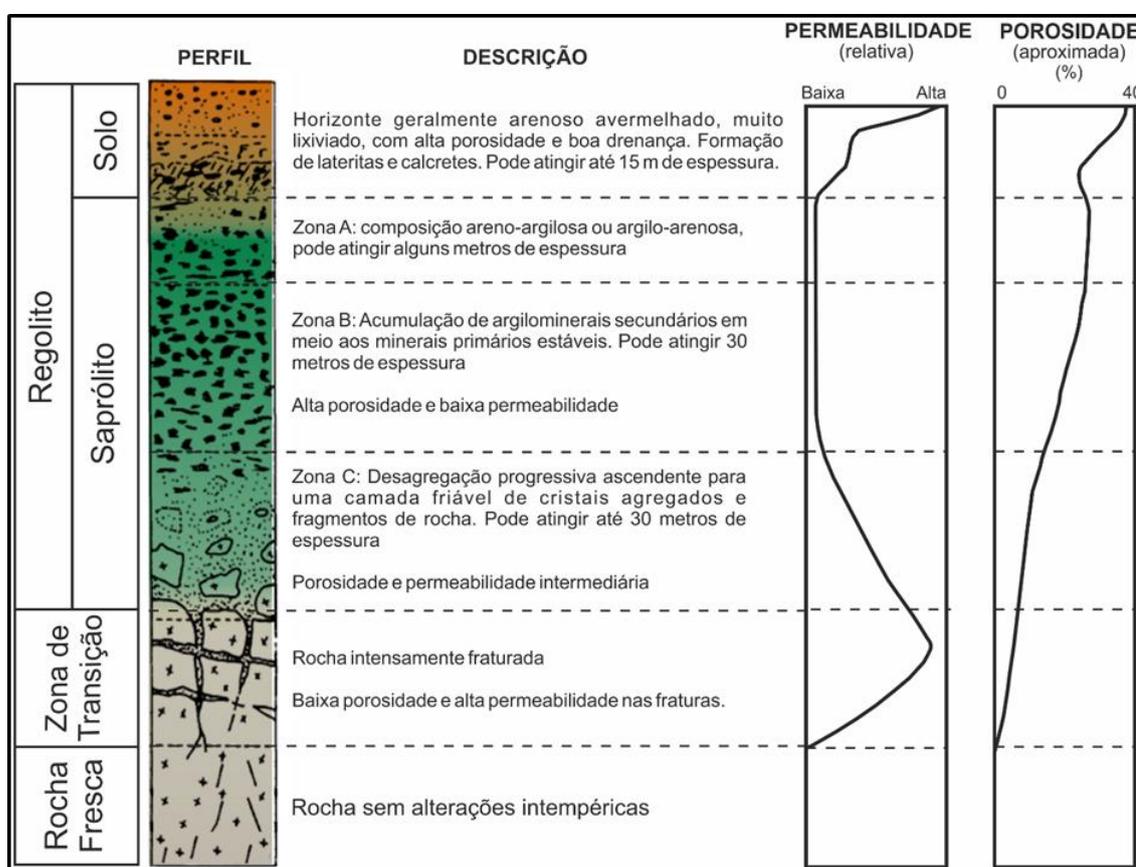


Figura 10 – Perfil típico de alteração e respectivas propriedades hidráulicas (Adaptado de ACWORTH, 1987).

A porosidade dos horizontes intempéricos diminui gradativamente com o aumento da profundidade e a incipiência dos processos intempéricos. A camada de solo, no topo do regolito, apresenta alto valor de condutividade hidráulica e porosidade, resultado de longos períodos de decomposição da rocha. Gleeson, Novakowski e Kurt

Kyser (2009), utilizando infiltrômetros de anel duplo, estimaram valor de condutividade hidráulica média de 2×10^{-6} m/s para solos não saturados.

O saprólito, porção central do regolito, consiste na principal unidade responsável pelo armazenamento de água e pode ser subdividido em três zonas de composição mineralógica e propriedades hidráulicas distintas. Nas zonas A e B ocorre a acumulação de argilominerais secundários, que diminuem a condutividade hidráulica e dificultam os processos de recarga (ACWORTH, 1987). Na porção basal do regolito, zona C, ocorre a formação de um horizonte granular permo-poroso, friável, composto principalmente por areia, com aumento gradativo da condutividade hidráulica para a base. Cavalcante (1990) descreveu um perfil de alteração em rochas graníticas e gnáissicas na região de Atibaia (SP), semelhante ao apresentado por Acworth (1987) (Figura 10), e estimou valores de condutividade hidráulica para as zonas B, C e de transição de 10^{-7} a 10^{-6} m/s, 10^{-5} a 10^{-4} m/s e 10^{-3} a 10^{-4} m/s, respectivamente.

A presença de um horizonte de transição parcialmente alterado entre o regolito e a rocha fresca, intensamente fraturado e permeável, é descrito por diversos autores como principal responsável pela produtividade dos poços localizados no manto intempérico de aquíferos cristalinos (e.g. ACWORTH, 1987; FOSTER, 2012; HARNED, 1989; JONES, 1985; LACHASSAGNE; WYNS; DEWANDEL, 2011; LEGRAND, 2004; TAYLOR; HOWARD, 2000; WYNS et al., 2004). A incipiência dos processos intempéricos é fundamental no desenvolvimento dessa zona de alta condutividade hidráulica, pois permite a fragmentação da rocha sem formar argilominerais secundários, que implicariam na colmatação dos poros e fissuras e consequente redução da permeabilidade (WYNS et al., 2004).

2.1.4. Clima e Recarga

Os poços de alta vazão perfurados em aquíferos cristalinos refletem a presença de zonas de alta condutividade hidráulica e processos de recarga eficazes. Nesses aquíferos, os processos de recarga são complexos e ocorrem pela conectividade com águas superficiais, através de caminhos horizontais preferenciais, e percolação vertical na zona não saturada (ALAZARD et al., 2015). Os efeitos intempéricos de dissolução, desagregação e lixiviação mineral promovem, de maneira geral, o

aumento da condutividade hidráulica dos horizontes superficiais e facilitam os processos de recarga (WYNS et al., 2004).

Os fatores climáticos estão intimamente relacionados aos processos de recarga e formação do manto de intemperismo. O regime de precipitação afeta a recarga do aquífero, nível d'água, quantidade e qualidade da água subterrânea (CUSTODIO; LLAMAS, 1996). Os aquíferos cristalinos alojados em áreas de clima árido e semiárido (e.g. Nordeste brasileiro), com precipitação anual entre 50 mm e 400 mm, possuem geralmente manto de intemperismo pouco espesso ou ausente, baixas taxas de recarga e caráter depletivo. O déficit hídrico e as limitações dos processos de recarga nessas regiões resultam em nível d'água profundo, com alta concentração de sais, resultado do longo período da interação água/rocha.

Em áreas de clima úmido (e.g. Sudeste brasileiro), com precipitação anual superior a 1000 mm, o manto intempérico é expressivo e controla os principais processos de recarga do aquífero (REBOUÇAS, 1988). Nessas condições, as zonas de recarga estão associadas aos altos topográficos e são influenciadas pela duração e intensidade da precipitação e pelas características do manto de intemperismo (espessura, extensão e tipo de material). A presença de horizontes intempéricos com alta porosidade e baixa permeabilidade possibilita o armazenamento de consideráveis volumes de água, que são drenados lentamente para o aquífero (LARSSON, 1984).

2.1.5. Compartimento Fisiográfico

A avaliação da produtividade dos poços em função da compartimentação topográfica do relevo (topo, meia encosta e vale) indica que os poços perfurados próximos aos vales apresentam produção superior àqueles perfurados em posição de topo ou vertente (Figura 11) (BERTACHINI, 1987; HENRIKSEN, 1995; LARSSON, 1984; RICHARD et al., 2002). A posição topográfica de vale relaciona-se, também, com as descontinuidades do maciço e porções espessas do manto de intemperismo; sendo difícil distinguir a influência de cada um desses fatores na produtividade dos poços (HENRIKSEN, 1995).

Os vales topográficos estão associados a regiões de descarga do aquífero e concentram expressivos volumes de água. Nessas condições, o nível d'água é mais

raso e as discontinuidades do maciço rochoso, principalmente aquelas próximas à superfície, encontram-se saturadas. Essas depressões proporcionam maior conectividade do aquífero com as águas superficiais e favorecem os processos de recarga por drenagens e lagos (HENRIKSEN, 1995).

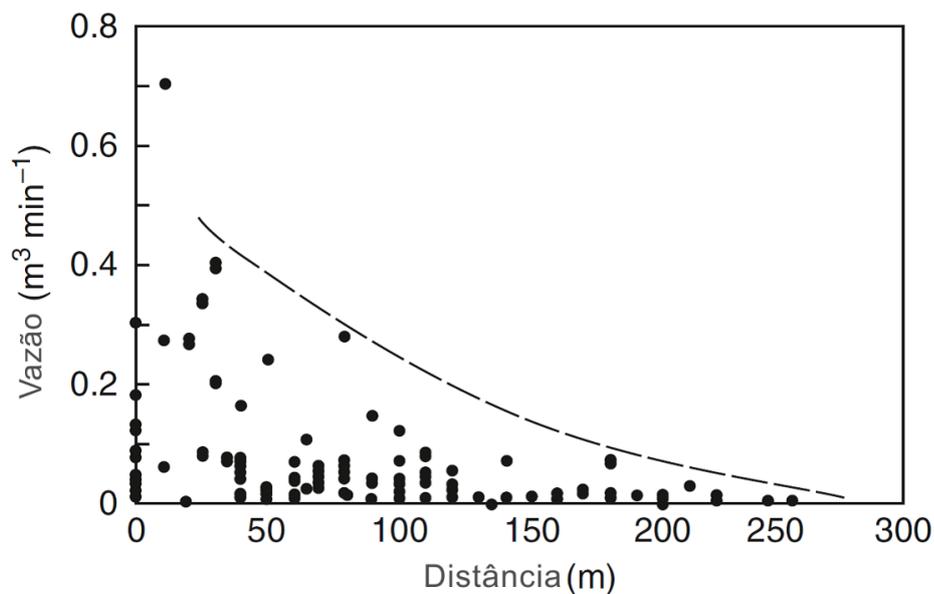


Figura 11 – Produtividade dos poços em relação a distância dos vales. (HANSMANN; MEIJERINK; KODITUWAKKU, 1992 *apud* SINGHAL e GUPTA, 2013)

3. CARACTERIZAÇÃO REGIONAL E DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo, delimitada pelas latitudes 23°09' S e 23°26' S e longitudes 47°27' W e 47°07' W, abrange o município de Itu (SP), com área de 642 km². Situa-se na região do médio rio Tietê, circundado pelos municípios de Salto, Elias Fausto, Porto Feliz, Sorocaba, Mairinque, Araçariguama, Cabreúva, Itupeva, São Roque e Indaiatuba. Localiza-se na região metropolitana de Sorocaba e dista cerca de 90 km de São Paulo. Compõe, majoritariamente, a Unidade de Gerenciamento de Recursos Hídricos (UGRHI) 10, denominada Bacia Hidrográfica dos rios Sorocaba e Médio Tietê (SMT), e a UGRHI 05, Bacia Hidrográfica dos rios Piracicaba, Capivari e Jundiá (PCJ).

As principais vias de acesso são a Rodovia Deputado Archimedes Lammoglia (SP-075), Waldomiro Correa de Camargo (SP-079), Rodovia Dom Gabriel Paulino Bueno Couto (SP-300) e Rodovia Presidente Castelo Branco (SP-280) (Figura 12).

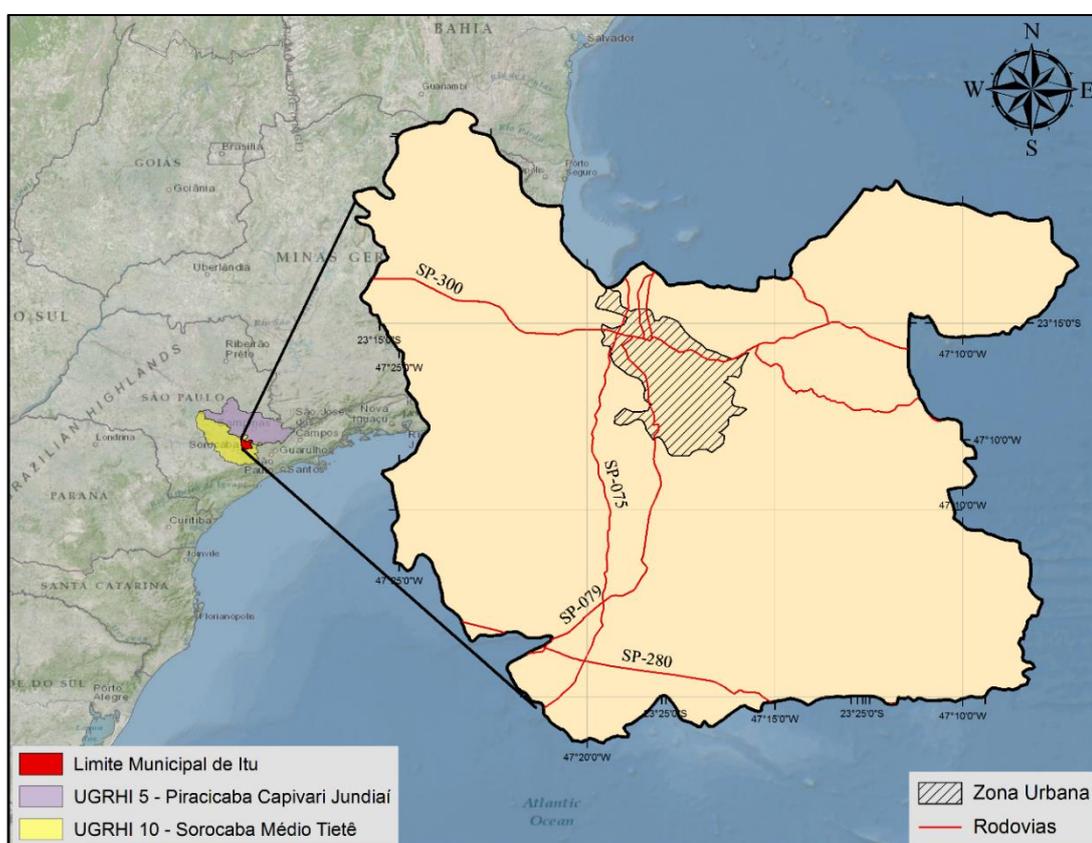


Figura 12 – Mapa de localização do município de Itu e das principais vias de acesso.

3.1. Clima

O clima na região de Itu é caracterizado como subtropical frio, com verão quente e chuvoso e inverno frio e seco. Na classificação de Köppen (1936), enquadra-se em Cwb – clima temperado com inverno seco e verão temperado. A temperatura média anual do município varia entre 16 °C e 18 °C. Entre os anos de 1961 e 1990, o monitoramento do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) apontou, para a região de Sorocaba, que a evaporação potencial anual total, obtida por meio do evaporímetro de Piché, é de 1115 mm, e que a umidade relativa do ar anual média é de 73,4%.

A precipitação média anual varia entre 1000 mm e 1300 mm (Figura 13) com clara distinção entre inverno e verão. O período de seca ocorre entre os meses de abril e agosto, com precipitações entre 30 mm e 70 mm mensais, enquanto o período chuvoso tem duração de dezembro a março e atinge precipitações médias mensais que ultrapassam 220 mm.

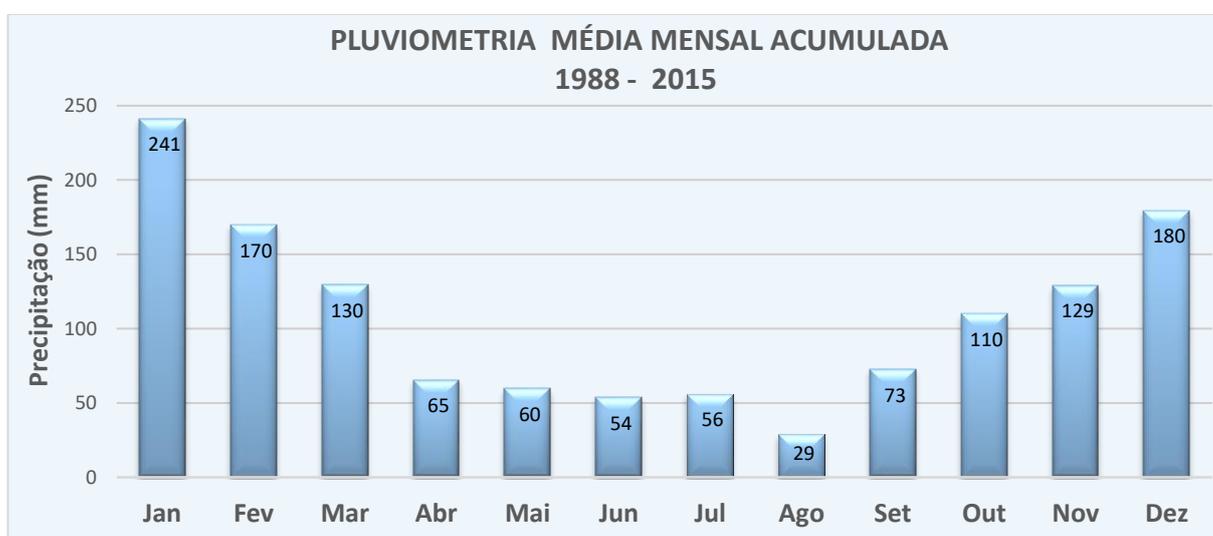


Figura 13 – Gráfico de pluviosidade média mensal acumulada no período de 1988 a 2015. Fonte de dados: Águas de Itu.

3.2. Geologia

O arcabouço geológico da região de Itu compreende duas grandes unidades geotectônicas propostas por Almeida et al. (1977). A porção oriental do município de Itu abrange a Província da Mantiqueira, constituída por rochas do embasamento

cristalino, enquanto a porção ocidental, composta pelas rochas sedimentares paleozoicas do Grupo Itararé, insere-se no contexto geológico da Província do Paraná. Depósitos cenozoicos inconsolidados são observados ao longo das planícies e terraços aluvionares, formando corpos descontínuos (Figura 14).

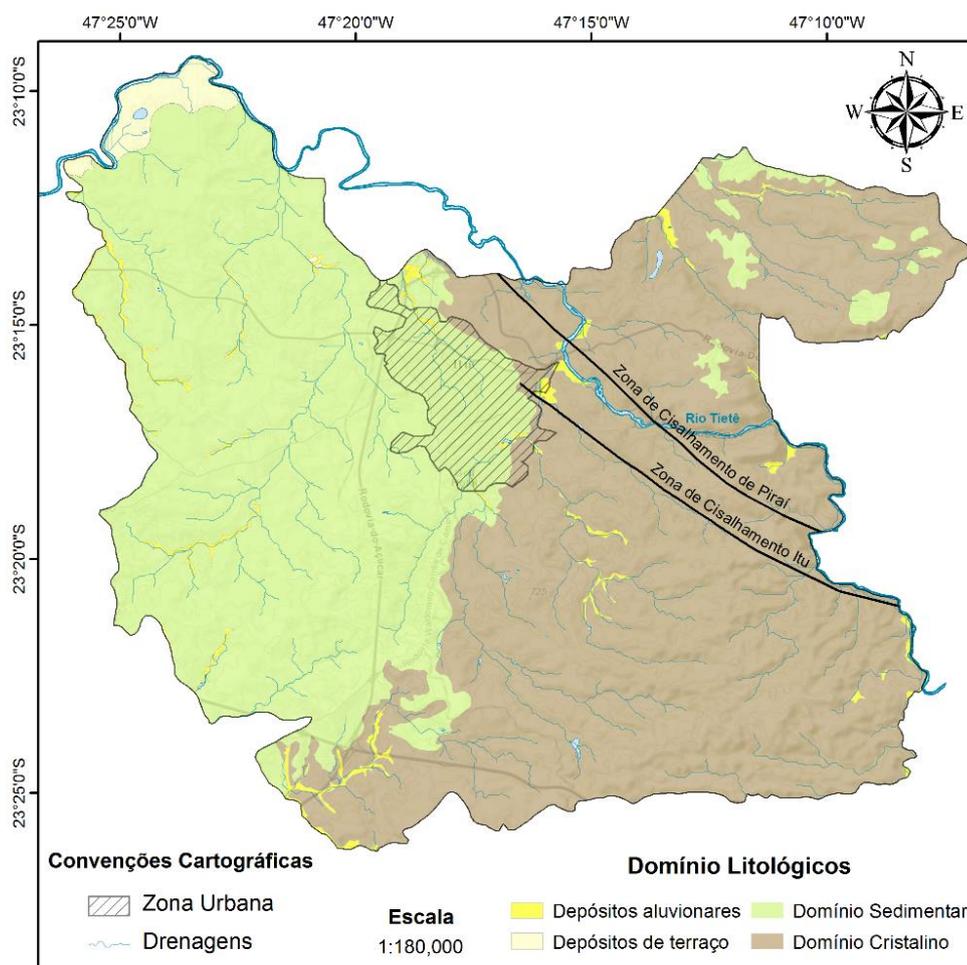


Figura 14 – Distribuição espacial dos domínios litológicos do município de Itu (Adaptado de IG, 2009).

As unidades geológicas pré-cambrianas que compõem o embasamento cristalino estão compartimentadas pela zona de cisalhamento de falha Itu, com direção NW-SE (Figura 15). Ao norte da falha Itu encontram-se rochas do meso-neoproterozoico inferior do Complexo Itapira (GODOY et al., 2010), e ao sul da ocorrem os metassedimentos neoproterozoicos do Grupo São Roque. Os granitoides relacionados aos maciços Itu, Salto e Sorocaba são resultados da granitogênese tardi-a pós-tectônica, atuante durante o neoproterozoico.

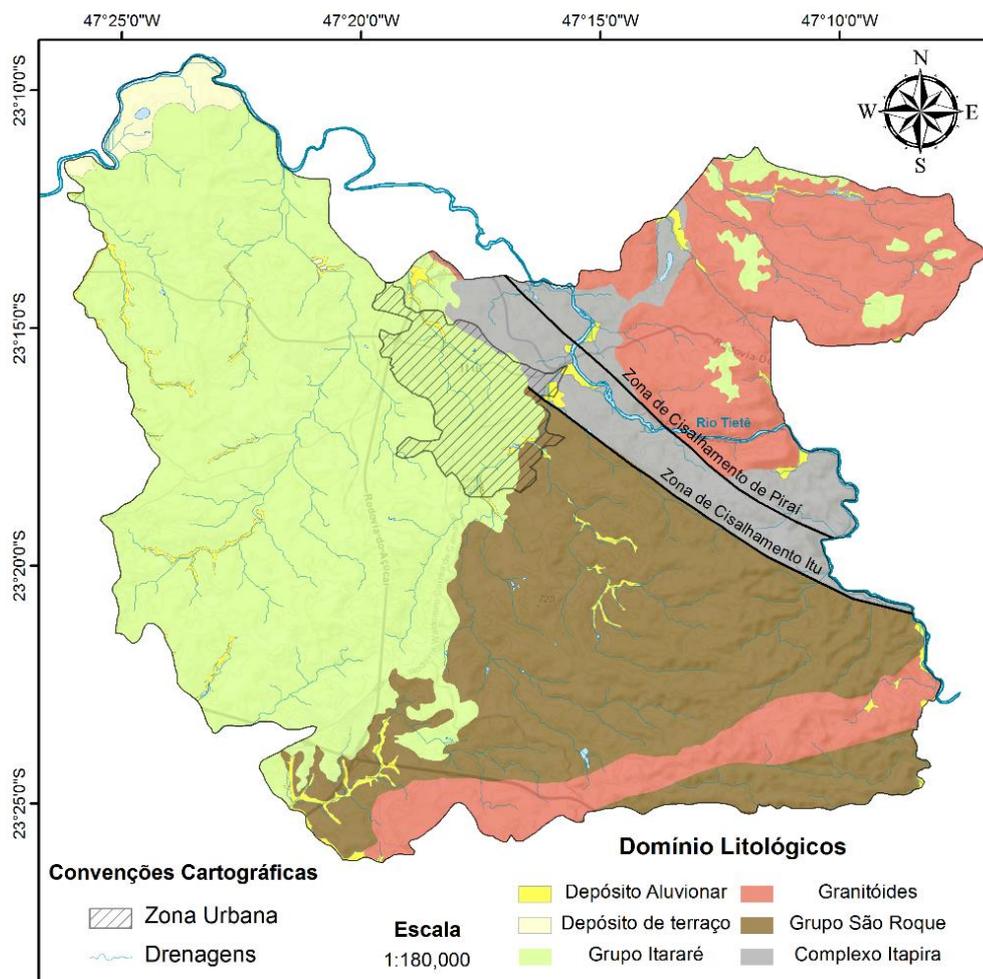


Figura 15 – Mapa das unidades estratigráficas do município de Itu (Adaptado de IG, 2009).

O arcabouço geotectônico do embasamento cristalino da região compõe a parte central da província da Mantiqueira e é subdividida nos domínios tectônicos São Roque, pertencente à faixa de dobramentos Ribeira (FR), e Itapira, pertencente à faixa de dobramentos Brasília (FB), com influência da FR (HACKSPACHER et al., 2003).

Complexo Itapira

O Complexo Itapira é definido pela associação de rochas metassedimentares de alto grau metamórfico associado à Nappe Socorro-Guaxupé. A associação litológica é formada essencialmente por granada-biotita-silimanita-gnaiss, migmatitos, xistos, quartzitos e anfibolitos (HASUI, 1975; TASSINARI, 1988).

Grupo São Roque

As rochas metavulcanossedimentares do Grupo São Roque apresentam baixo grau metamórfico em fácies xisto verde médio a alto. Os litotipos dispõem-se em faixas alongadas, com contatos frequentemente transicionais e orientados preferencialmente nas direções ENE e EW (MENEGASSE, 1991). A associação litológica é subdividida em três formações geológicas (BERGMANN, 1988): (1) Pirapora do Bom Jesus, unidade basal, metavulcanossedimentar, com lentes de mármore e metadolomitos estromatolíticos; (2) Voturuna, unidade intermediária, constituída por metassiltitos e quartzitos; e (3) Estrada dos Romeiros, unidade do topo, composta por metarritmitos e filitos.

No município de Itu ocorre predominância da unidade geológica Estrada dos Romeiros. IG (2009) subdividiu esta unidade de acordo com a granulação em: (1) metarenitos médios a grossos e metarritmitos intercalados; e (2) metarenitos finos ou médios e metarritmitos intercalados.

Granitoides

A granitogênese relacionada ao final do proterozoico é representada pelos maciços graníticos de Itu, Salto e Sorocaba (WERNICK, 2000). Os granitos apresentam, em geral, textura rapakivi, cristais porfíricos idiomórficos, contatos intrusivos e, salvo nas feições de borda, ausência de foliação. Associados ao maciço de Sorocaba são descritos hornfels gerados a partir do metamorfismo termal das rochas metassedimentares encaixantes.

Grupo Itararé

O Grupo Itararé faz parte do contexto geotectônico da Bacia do Paraná e é formado por sedimentos permo-carboníferos fluviais, lacustres e marinhos depositados em ambiente glacial, que recobrem as rochas do Embasamento Cristalino. Na região de Itu, o Grupo Itararé apresenta espessura da ordem de 300 m e adelgaçamento em direção ao embasamento cristalino (EZAKI, 2011; ODA et al., 2012). No centro da Bacia do Paraná são registradas espessuras entre 1000 m e 1300 m para o Grupo Itararé (FRANÇA; POTTER, 1988; VESELY; ASSINE, 2008); na região de Itararé

(SP), Caetano-Chang (1984) descreveu cerca de 1400 m de depósitos glácio-continentais e glácio-marinhos dessa unidade.

O arcabouço litológico é composto por arenitos, diamictitos, folhelhos, lamitos, siltitos e ritmitos (ARAB et al., 2009). A descontinuidade e heterogeneidade litológica, verticalmente e horizontalmente, reflete a grande variedade dos ambientes deposicionais e limitam a potencialidade hidrogeológica da unidade.

Depósitos cenozoicos

Sobrepondo as rochas do embasamento cristalino e do Grupo Itararé encontram-se depósitos cenozoicos formados por alúvios, colúvios e de terraço. Os depósitos aluvionares correspondem aos sedimentos areno-argilosos inconsolidados que ocupam as planícies aluvionares dos canais de drenagens, enquanto os depósitos em terraços são constituídos por associações aluvionares depositadas em períodos pré-atuais. Os colúvios são formados pelas coberturas inconsolidados originadas em áreas de relevo suave a acidentada; são tipicamente de coloração avermelhada e compostos por material areno-argiloso com grânulos e seixos de quartzo.

3.2.1. Geologia Estrutural

A área de estudo abrange feições de destaque na morfologia, com traços principais de falhas que seccionam o embasamento cristalino. As estruturas pré-cambrianas, que controlam a estruturação do embasamento cristalino e condicionam os traços gerais do relevo atual, apresentam orientação preferencial NW-SE e são derivadas da ramificação da falha Jundiuvira; constituem uma estrutura em rabo de cavalo que engloba as falhas Itu, Piraí, Cururu, Cachoeira e Doninhas (HASUI et al., 1978).

A zona de cisalhamento de Jundiuvira está associada às grandes falhas que cortam o estado de São Paulo e apresenta movimentação geral transcorrente dextral (HASUI et al., 1977). O feixe de ramificação em hemi-leque (Figura 16), com direção predominantemente NW, apresenta movimentação sinistral (HASUI et al., 1978). A fase deformacional dessas estruturas está associada à formação de dobras normais

com foliação vertical, à intrusão de granitoides e à formação de milonitos em regime reológico dúctil/rúptil (HACKSPACHER; GODOY; OLIVEIRA, 1993).

No município de Itu, a zona de cisalhamento de Itu é responsável pela compartimentação do embasamento cristalino; essa estrutura delimita os blocos tectônicos São Roque e Jundiáí, emparelhando os metassedimentos do Grupo São Roque, pertencentes à faixa de dobramentos Ribeira, e as rochas do Complexo Itapira, Faixa Brasília, cujas evoluções tectônicas são distintas.

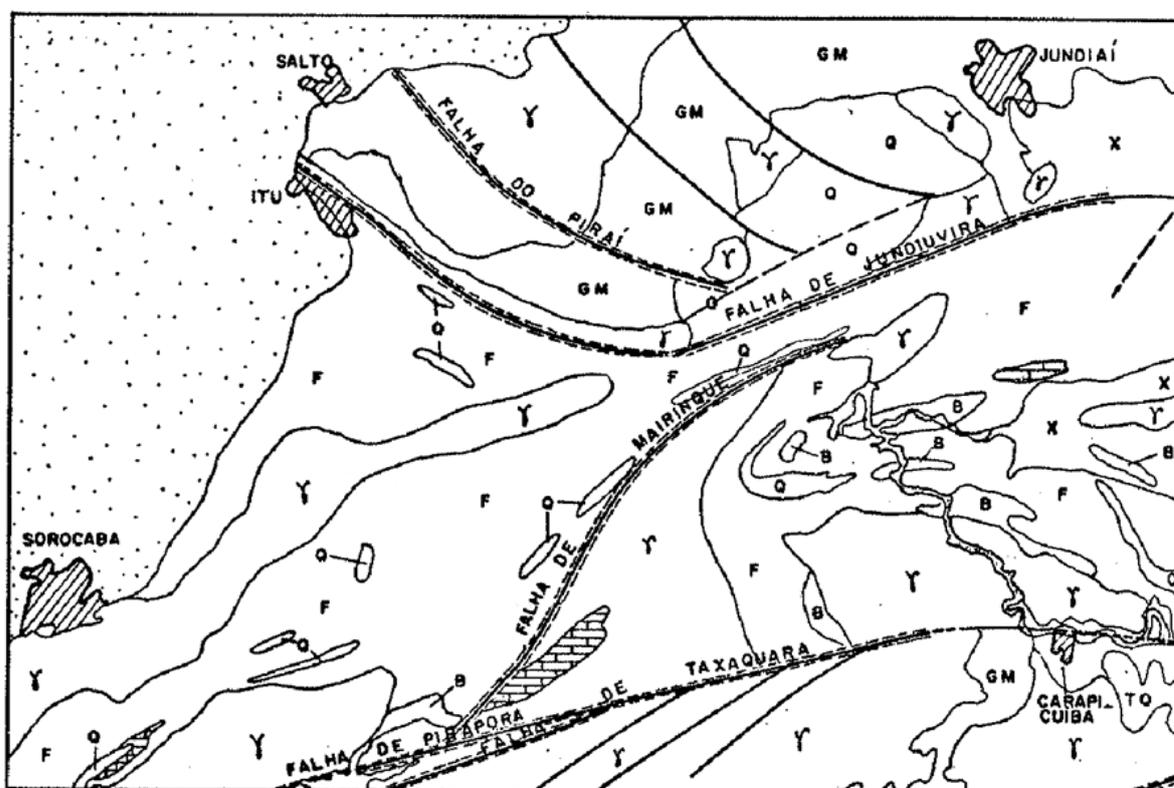


Figura 16 – Mapa das principais estruturas no entorno do município de Itu (SANTORO, 1984).

Segundo IG (2009), o Grupo São Roque apresenta cinco fases deformacionais. As primeiras fases deformacionais, F_1 e F_2 , culminaram na geração de dobras apertadas a isoclinais, com ápices espessados e plano axial paralelo ao acamamento sedimentar com alto ângulo de mergulho. A terceira fase, F_3 , está associada a dobras abertas com foliação plano-axial, de crenulação oblíqua ao acamamento sedimentar e mergulhos de médio ângulo. Essas fases deformacionais foram acompanhadas por metamorfismo de baixo grau. As fases deformacionais F_4 e F_5 apresentam

características crustais rasas com a formação de dobras do tipo chevron e kink-bands, com planos axiais subverticais a médios, com direção NE e NW predominantes e foliação plano-axial correspondente a uma clivagem espaçada.

Durante o Mesozoico, as principais estruturas geradas estão relacionadas aos sistemas trativos dos eventos geológicos de fragmentação do Gondwana e da abertura do Oceano Atlântico. Segundo (HARALUI; HASUI, 1982), neste período foram originadas, principalmente, falhas normais e juntas orientadas segundo as direções NE, NNE, NNW e NW. Essas feições estruturais controlaram a evolução geomorfológica regional e a deposição de pequenas bacias sedimentares (ALMEIDA, 1976; RICCOMINI, 1989).

Fernandes (1997) determinou cinco fases deformacionais em regime transcorrente posteriores ao magmatismo Serra Geral (Cretáceo). Esses eventos resultaram na formação de falhas de transcorrências, par de fraturas conjugadas com mergulhos verticais e falhas normais e inversas de ocorrência subordinada. A orientação do eixo de maior esforço (σ_1), em ordem cronológica, segundo o autor, corresponde a NE, EW, NW, NS e NNE. Neves (2005) descreveu a ocorrência de falhas normais com direção NW, falhas inversas NE e transcorrentes destrais EW e NW.

3.3. Hidrogeologia

O município de Itu está situado sobre o Sistema Aquífero Tubarão (SAT), composto por arenitos, siltitos, ritmitos e diamictitos do Grupo Itararé (PETRI; PIRES, 1992), e o Sistema Aquífero Cristalino (SAC), constituído por gnaisses e quartzitos do Complexo Itapira, granitoides de origem tardi- e pós-tectônica e, principalmente, sequências metavulcanossedimentar do Grupo São Roque.

O SAT situa-se na porção oeste do município de Itu (Domínio Sedimentar; Figura 14), estendendo-se por cerca de de 45% da área do município, entre as cotas de 500 m e 647 m (IG, 2009). A produtividade dos poços neste aquífero é condicionada aos aspectos construtivos (posição dos filtros, pré-filtro), proximidade de lineamentos e diques de diabásio (FERNANDES, 1997), espessura e constituição litológica dos sedimentos (IG, 2009).

O SAC, foco deste estudo, abrange as rochas do domínio cristalino, composto por unidades pré-cambrianas metamórficas e magmáticas, e perfaz cerca de 55% da área do município de Itu, totalizando 350 km² (Figura 14). Essa unidade aquífera apresenta topografia bastante acidentada e ocorre entre as cotas de 550 m e 900 m. O potencial hídrico desses aquíferos é limitado às camadas do manto inconsolidado e às descontinuidades do maciço rochoso, que resulta em grande variação da produtividade dos poços com valores extremos entre 0 e 50 m³/h e média de 7 m³/h (CESTEB, 2012).

A elevada taxa de precipitação no sudeste brasileiro propicia a formação de um manto de intemperismo espesso sobre as rochas cristalinas, que favorece os processos de recarga do aquífero cristalino e, quando saturado, compõe um importante e extenso aquífero intergranular heterogêneo de escala regional. A espessura do manto de alteração do SAC varia de 10 m a 50 m, de acordo com o litotipo e o fraturamento da área. Segundo Menegasse (1991), no grupo São Roque são descritas espessuras do manto de alteração de até 80 metros.

A conectividade das águas subterrâneas do manto inconsolidado no embasamento cristalino foi observada por Cavalcante (1990), Menegasse (1991) e Fanti (2015) a partir da realização de testes de bombeamento na porção fraturada e monitoramento de piezômetros no manto de intemperismo. Chang, Teixeira e Vidal (2003) e CETESB (2010, 2013, 2016) reportam águas pouco salinizadas no aquífero cristalino, com baixos valores de condutividade elétrica (média entre 147 µS/cm e 205 µS/cm), que refletem o constante processo de renovação dessas águas.

A variação da condutividade hidráulica no manto de intemperismo no SAC ocorre em função do nível do perfil de alteração. Rebouças e Cavalcante (1987) determinaram o valor de condutividade hidráulica em três unidades de compartimentos hidráulicos diferentes no manto de alteração, tendo obtido valor máximo (10⁻³ m/s) na zona de transição (Figura 2) e valor mínimo (10⁻⁷ m/s) na porção superior do saprólito. Pede (2004), realizando testes de slug em piezômetros posicionados no manto intempérico das rochas cristalinas da RMSP, obteve valores de condutividade hidráulica máxima de 4x10⁻⁴ m/s, mínima de 1x10⁻⁷ m/s e média de 5x10⁻⁶ m/s, sendo as porções mais superficiais do embasamento alterado aquelas que apresentaram maior valor de condutividade hidráulica.

As principais zonas produtoras de água no SAC ocorrem nas porções mais superficiais, preferencialmente até 100 metros de profundidade, e estão associadas principalmente à zona de transição no regolito (MENEGASSE, 1991; REBOUÇAS; CAVALCANTE, 1987). Cavalcante (1990), avaliando os granitos da região de Atibaia (SP), recomenda que poços profundos não ultrapassem 150 metros de profundidade e que o manto inconsolidado seja plenamente explorado. Na região metropolitana de São Paulo, os estudos do DAEE (1975) apontam para expressiva contribuição do manto inconsolidado na produtividade dos poços, sem apresentar acréscimo de vazão a partir de 150 metros de profundidade.

Estudos que avaliam o SAC pela análise de lineamentos indicam correlação positiva da capacidade específica de poços com lineamentos e posições de vale. Poços localizados próximos a lineamentos e em vales retilíneos, que normalmente estão associados entre si, apresentam produtividades maiores que aqueles em posições distantes de lineamentos em topo e vertente (FERNANDES, 1997; MENEGASSE, 1991; NEVES, 2005). Fernandes (1997), Neves et al. (2002) e DAEE (2005) associam a produtividade no SAC, na região de Itu, a lineamentos orientados nas direções NW, NNE, NS, NE e EW.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. Levantamento de Dados Geológicos e Hidrogeológicos

Para a compreensão do arcabouço geológico e seus condicionantes hidrogeológicos, o levantamento de dados geológicos (descrição de afloramentos e ensaios geofísicos) e hidrogeológicos (ensaios de permeabilidade e amostragem de água) concentraram-se nos arredores dos sistemas de captação de água subterrânea e superficial do município de Itu, quais sejam, CPP, Santo Antônio, Pirapitingui e Braiaia (Figura 17). Os perfis geológicos e construtivos dos poços de produção foram disponibilizados pela concessionária Águas de Itu.

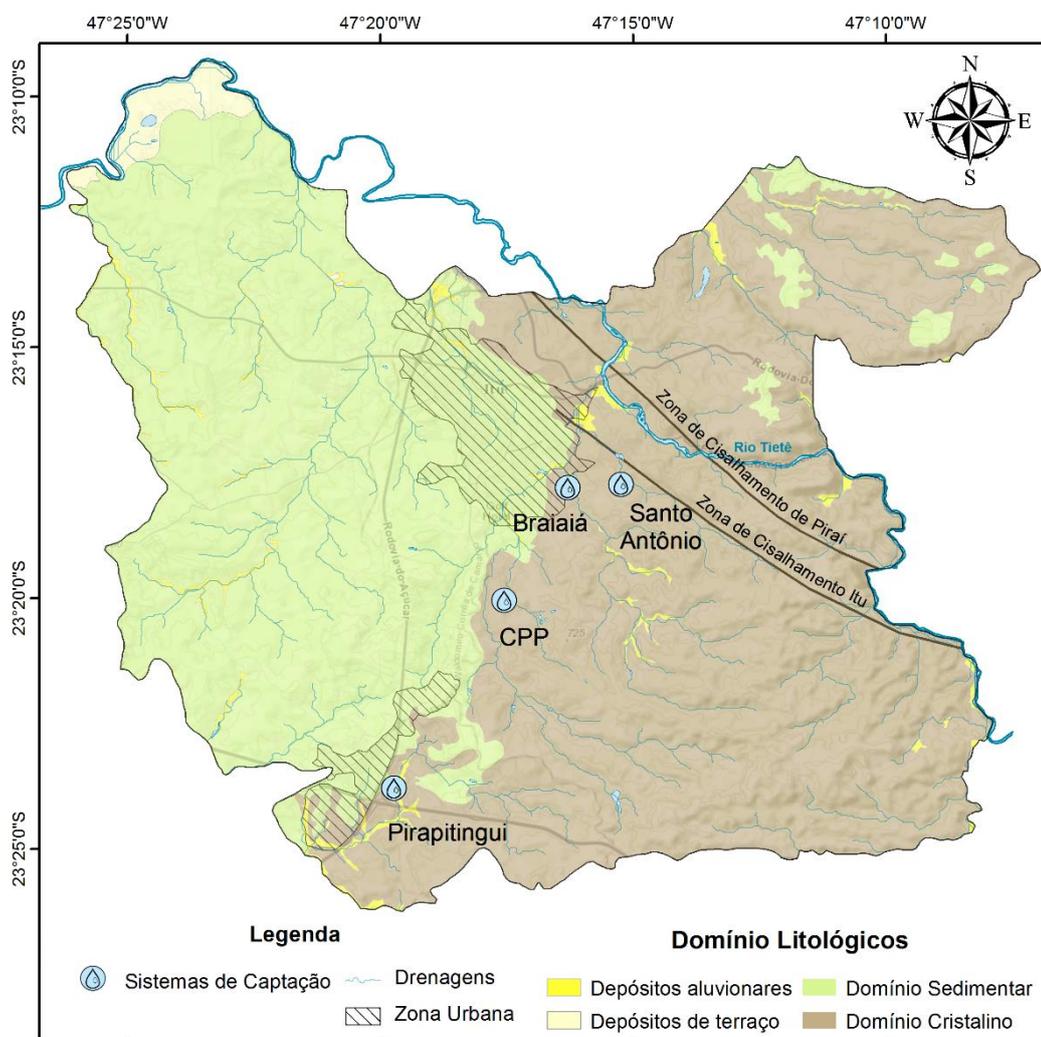


Figura 17 – Distribuição dos sistemas de captação avaliados.

4.1.1. Determinação da condutividade hidráulica da zona não saturada

O permeâmetro Guelph (modelo 2800, da empresa Soil Moisture) foi utilizado para determinação *in situ* da condutividade hidráulica dos horizontes aflorantes do manto de alteração. Esse ensaio permite a determinação da condutividade hidráulica de maneira rápida e precisa. O método Guelph baseia-se na equação de Richards (1931) (Equação I), que determina, em regime permanente, o fluxo de água na zona não-saturada em um cilíndrico.

$$Q = \left[\frac{2\pi H^2}{C} + \pi a^2 \right] K + \left[\frac{2\pi H}{C} \right] \phi_m$$

Equação (I),

onde Q é a vazão a uma determinada carga hidráulica constante H aplicada no furo de sondagem com raio a, C corresponde ao fator forma e está relacionado com a razão de H/a e com o tipo de solo, K e ϕ_m correspondem a condutividade hidráulica saturada e ao potencial matricial da zona não saturada, respectivamente.

A execução do ensaio e o cálculo da condutividade hidráulica pode ser realizado por dois métodos distintos:

- 1) Método de um estágio, de Elrick; Reynolds e Tan (1989), que consiste em aplicar uma altura de água H constante e medir, quando em regime permanente, a taxa de infiltração na zona não-saturada. O parâmetro de condutividade hidráulica é calculado a partir da equação (II).

$$K = \frac{C * Q}{2\pi H^2 + \pi a^2 C + \left[\frac{2\pi H}{\alpha} \right]}$$

Equação (II),

onde Q é a vazão; H é a carga hidráulica constante aplicada no furo de sondagem com raio a. α é a constante das propriedades do solo e C corresponde ao fator forma. K e ϕ_m correspondem a condutividade hidráulica e ao potencial matricial da zona não saturada, respectivamente.

- 2) Método de dois estágios (REYNOLDS; ELRICK, 1985), que consiste em aplicar duas alturas, H1 e H2, em dois estágios sucessivos. Após medir as taxas de infiltração em cada estágio, o parâmetro de condutividade hidráulica é calculado pela equação (III).

$$K_i = \frac{Q_i - \left(\frac{2\pi H_i}{C_i}\right) * \phi_{gm}}{\frac{2\pi H_i^2 + C_i \pi a^2}{C_i}}$$

Equação (III),

onde Q é a vazão; H é a carga hidráulica constante aplicada no furo de sondagem com raio a, C corresponde ao fator forma e *i* corresponde ao estágio realizado. K e ϕ_m correspondem a condutividade hidráulica e ao potencial matricial da zona não saturada, respectivamente.

Os 49 ensaios de permeabilidade da zona não-saturada do aquífero cristalino foram distribuídos em saprólitos, solos e depósitos aluvionares e coluvionares nas proximidades dos sistemas de captação de água subterrânea do município de Itu. O procedimento adotado para realização dos ensaios de campo e cálculo da condutividade hidráulica consistiu em:

- (1) Selecionar os locais de interesse a serem ensaiados.
- (2) Preparar os furos de sondagem com 6 cm de diâmetro e profundidade entre 15 cm e 75 cm. Uma vez que a equação de Richards (Equação I) é válida para um cilindro, utilizou-se o trado de dimensionamento para aproximar a forma geométrica do furo a um cilindro e, por fim, o trado de limpeza para desobstruir o fundo e as paredes laterais do furo.
- (3) Montar o permeâmetro Guelph e preencher o reservatório de água. Nesta etapa procedeu-se à verificação de possíveis vazamentos nas emendas e roscas do equipamento.
- (4) Posicionar o permeâmetro sobre o furo, ajustando o equipamento, com ou sem tripé, para que ficasse nivelado.

- (5) Determinar a carga hidráulica a ser aplicada no furo, utilizando-se tubo com escala graduada.
- (6) Realizar a leitura do nível d'água no reservatório graduado externo, minuto a minuto. Quando a variação do nível d'água tornou-se constante por três ou mais leituras consecutivas, anotou-se a taxa de infiltração do estágio 1.
- (7) Aumentar a carga hidráulica aplicada no furo, repetir a etapa 6 e determinar a taxa de infiltração do estágio 2.
- (8) Calcular a condutividade hidráulica aplicando a metodologia de Reynolds e Elrick (1985). Quando o emprego deste método resultou em valores de condutividade hidráulica negativo, utilizou-se o valor médio de ambos estágios calculados pelo método de um estágio (ELRICK; REYNOLDS; TAN, 1989).

4.1.2. Imageamento elétrico

O levantamento de dados de eletrorresistividade no município de Itu foi realizado pelo Laboratório de Estudos de Bacias (LEBAC/UNESP) em 2008, e seu relatório foi disponibilizado pela Águas de Itu. Para aquisição dos dados foi utilizado o resistímetro digital SuperSting R8/IP, fabricado pela *Advanced Geosciences Inc* (AGI), e um conjunto de cabos, bobinas e 56 eletrodos. Foram aplicadas as técnicas de imageamento elétrico e SEV através dos arranjos dipolo-dipolo e Schlumberger, respectivamente.

Os ensaios foram executados nos sistemas de captação de água subterrânea dos sistemas CPP e Pirapitingui. A técnica do caminhamento elétrico foi realizada sobre lineamentos e as SEVs foram realizadas ao longo de um caminhamento elétrico para investigar a profundidade de ocorrência das anomalias de baixa resistividade. O espaçamento entre os 56 eletrodos nos ensaios geofísicos foi de 10 m, totalizando seções com 560 metros de comprimento que permitiram investigar profundidades de até 120 metros. Após a aquisição dos dados em campo foram utilizados os softwares EarthImager 1D (SEV) e 2D (imageamento elétrico) para inversão dos valores de resistividade aparente e confecção de seções elétricas 1D e 2D.

Os valores de resistividade obtidos durante os ensaios de campo refletem a porosidade, teor de umidade, resistividade dos minerais e condutividade elétrica dos fluidos que preenchem os poros das rochas (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002). Dessa

maneira, a aplicação do método de eletrorresistividade teve por objetivo detectar zonas de baixas resistividades associadas ao aumento da porosidade e conteúdo de água em zonas de falhas/fraturas e do manto de alteração.

4.2. Hidroquímica

A etapa de coleta das águas subterrâneas foi realizada em setembro de 2014, durante o período de longa estiagem, quando as vazões dos rios são sustentadas pelo fluxo de base do aquífero. Foram coletadas 10 amostras de águas superficiais ao longo de represas e cursos d'água e 12 amostras de águas subterrâneas em poços tubulares profundos (> 150 metros). A amostragem de água foi realizada segundo as orientações do guia de nacional de coleta e preservação de amostras (CETESB, 2011).

Previamente à coleta, os poços foram bombeados por cerca de 15 minutos para assegurar a renovação da água estagnada na tubulação e no poço. As coletas foram efetuadas na saída do poço, antes dos processos cloração e/ou armazenamento da água. Durante a amostragem, foram medidas a temperatura, condutividade elétrica, alcalinidade e pH.

As amostras de água foram filtradas com conjunto Millipore (filtros de 0,45 μ m) e, quando necessário, acidificadas com ácido nítrico concentrado (14,4 molar), com duas gotas para cada 100 ml de amostra. Os frascos foram fechados e conservados sob refrigeração, até serem descarregados no laboratório de Hidrogeologia e Hidroquímica da UNESP - Rio Claro. A tabela 3 apresenta os parâmetros analíticos e os respectivos métodos utilizados para determinação de suas concentrações.

De posse dos resultados físico-químicos das análises de água foi efetuado o cálculo do erro prático, em porcentagem, a partir da metodologia proposta por Custodio e Llamas (1983). Segundo esses autores, o erro prático pode ser calculado a partir da equação (IV), com cátions e ânions em meq/L, e a determinação do erro máximo permitido está relacionada à condutividade elétrica da água, conforme expresso na tabela 4.

Tabela 3 – Parâmetros analíticos e métodos utilizados para análise.

Parâmetro Analítico	Método Analítico
Alumínio, Bário, Berílio, Cálcio, Cádmio, Cobalto, Crômio, Cobre, Ferro, Lítio, Magnésio, Manganês, Molibdênio, Níquel, Fósforo, Chumbo, Silício, Estanho, Estrôncio, Vanádio, Zinco.	SMEWW 3120B
Sódio e Potássio	ICP - OES
Fluoreto, Cloreto, Nitrito, Nitrato, Fosfato, Sulfato, Brometo	EPA 300.0 – 300.1
pH (a 25°C)	SMEWW 4500 H B
Alcalinidade	SMEWW 2320B
Condutividade elétrica	SMEWW 2510B

$$Erro\ prático = \frac{\sum \hat{anion} - \sum \hat{cátion}}{\sum \hat{anion} + \sum \hat{cátion}} * 100 \quad \text{Equação (IV),}$$

Tabela 4 – Correlação entre o erro prático permitido e a condutividade elétrica da água (CUSTÓDIO e LLAMAS, 1983).

Condutividade elétrica (µS/cm)	50	200	500	2000	>2000
Erro permitido (%)	30	10	8	4	<4

Os valores de sólidos totais dissolvidos (STD) foram calculados a partir de sua relação com a condutividade elétrica (CE), expressa na equação (V) (EATON et al., 1995).

$$STD = Condutividade\ elétrica * 0.65 \quad \text{Equação (V),}$$

4.3. Isótopos ambientais

As etapas de amostragem para análise de isótopos de ^{18}O e ^2H (deutério) das águas subterrâneas e superficiais no município de Itu foram realizadas em 2014, durante o período de longa estiagem, e em 2016, durante o período chuvoso. As águas subterrâneas foram amostradas em poços de captação ativos e inativos, com profundidades superiores a 150 metros.

A coleta de água foi realizada com o preenchimento total de um frasco de vidro de 50 ml com água não filtrada, de acordo com as recomendações da Agência Internacional de Energia Atômica (IAEA; Groundwater Sampling Procedures for Isotope Hydrology, disponível em www-naweb.iaea.org/napc/ih/documents/other/Sampling%20booklet%20web.pdf; acessado em 26/07/2016).

As análises dos isótopos estáveis de oxigênio e hidrogênio foram realizadas por espectroscopia isotópica de absorção laser em cavidade ressonante, no laboratório de Hidrogeologia e Hidroquímica do IGCE, UNESP - Rio Claro. Essa técnica, tipo *ring-down* (CRDS, *cavity ring-down spectroscopy*), consiste na absorção de radiação laser na faixa do infravermelho próximo (0,7 microns a 2,5 microns) por substâncias no estado gasoso, como água, gás carbônico e metano. O instrumento utilizado para análise isotópica foi Liquid Water Isotope Analyzer da Los Gatos Research Inc (LWIA-24d).

A composição isotópica da água é expressa pela proporção de $^2\text{H}/^1\text{H}$ (δD) e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ($\delta^{18}\text{O}$) em partes por mil (‰), referenciada pelo padrão internacionalmente aceito V-SMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water* – V-SMOW), conforme a equação (VI). A razão isotópica do padrão V-SMOW reflete a composição isotópica média da água do mar e apresenta valores de deutério e $\delta^{18}\text{O}$, $155,95 \pm 0,08 \times 10^{-6}$ (WIT; STRAATEN; MOOK, 1980) e $2005,20 \pm 0,45 \times 10^{-6}$ (BAERTSCHI, 1976), respectivamente. Dessa maneira, valores isotópicos negativos e positivos, tanto para deutério como para $\delta^{18}\text{O}$, refletem águas empobrecidas e enriquecidas, respectivamente, em relação à referência V-SMOW.

$$\delta^{18}O_{\text{‰}} = 1000 * \left[\frac{\frac{^{18}O}{^{16}O}_{\text{amostra}}}{\frac{^{18}O}{^{16}O}_{\text{padrão V-SMOW}}} - 1 \right] \text{ e } \delta D_{\text{‰}} = 1000 * \left[\frac{\frac{^2H}{^1H}_{\text{amostra}}}{\frac{^2H}{^1H}_{\text{padrão V-SMOW}}} - 1 \right]$$

Equação (VI),

A avaliação da mistura das águas subterrâneas com as águas superficiais evaporadas foi realizada em cinco poços perfurados (anexo II) nos sistemas de captação de água do Santo Antônio e Braiaíá. Os cálculos para estimar a proporção de mistura dessas águas foram pautados no método de mistura isotópica entre dois membros, utilizando-se a equação (VII) (CLARK; FRITZ, 1997).

$$\delta^{18}O_{\text{amostra}} = \delta^{18}O_A * X_A + \delta^{18}O_B * (1 - X_A) \quad \text{Equação VII,}$$

Em que, $\delta^{18}O_{\text{amostra}}$ corresponde à assinatura isotópica da amostra avaliada; $\delta^{18}O_A$ corresponde à assinatura isotópica do membro A; $\delta^{18}O_B$ corresponde à assinatura isotópica do membro B; e X_A corresponde à proporção do membro A.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

O reconhecimento geológico permitiu identificar, em superfície, a sequência metassedimentar composta por filitos e metarritmitos pertencentes à Formação Estrada dos Romeiros, do Grupo São Roque. Os locais visitados encontram-se muitas vezes recobertos por depósitos sedimentares recentes (aluviões e coluviões) e rochas alteradas, sendo poucas as exposições dos litotipos em seu estado de rocha sã.

Os aluviões (Figura 18) ocorrem nas planícies aluvionares e compõem corpos localizados de material permo-poroso ao redor das drenagens. As análises granulométricas indicam que esses depósitos são compostos essencialmente por argila (2% a 20%), silte (45% a 65%) e areia fina (0 a 10%) a média (0 a 10%) (Figura 19). Nas áreas de pastagem e encostas de morros ocorrem depósitos coluvionares formados por matriz argilo-siltosa e clastos com dimensões de pedregulho fino a matacões (Figuras 20 e 21).



Figura 18 –Aluviões ao longo de planícies aluvionares.

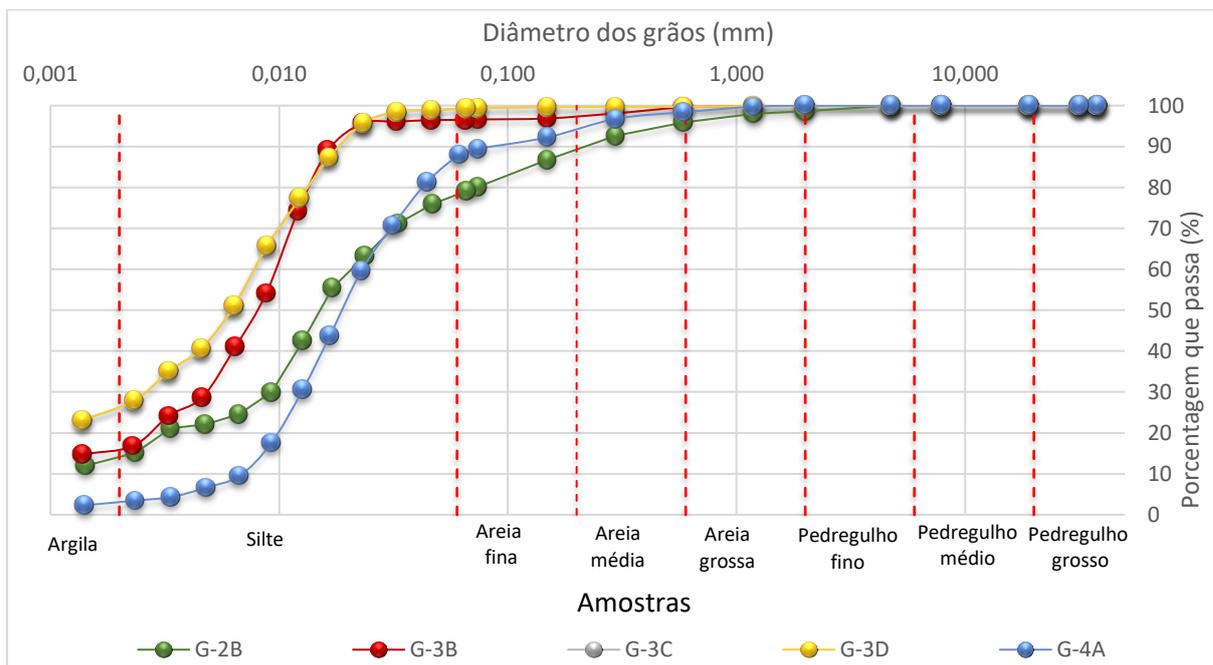


Figura 19 – Análise granulométrica dos sedimentos aluvionares. Classificação granulométrica segundo ABNT – NBR 6.502.



Figura 20 – Depósito coluvionar formado por pedregulhos e matriz argilosa.



Figura 21 – Depósito coluvionar formado por matacões e matriz argilosa.

Os filitos do Grupo São Roque apresentam ampla distribuição geográfica e compõem a principal unidade litológica do embasamento cristalino. Essas rochas têm coloração cinza esverdeada e cores de alteração que gradam do vermelho ao ocre (Figuras 22 a 26). A foliação, principalmente nos filitos alterados, é proeminente e marcante, apresentando mergulho vertical a subvertical.

As exposições de filito em superfície encontram-se frequentemente alteradas ou parcialmente alteradas. O avanço dos processos intempéricos nessas rochas produzem solos argilosos, com espessura entre 30 cm e 70 cm, saprólitos muito alterados, compostos essencialmente por argila maciça sem estruturas primárias e/ou pouco proeminentes (Figura 23), e saprólitos fissurados, com menor grau de alteração intempérica, intensamente foliado e com presença de fraturas paralelas à foliação (Figuras 24 a 26).

Os afloramentos de metarritimitos foram observados em áreas da porção sul do município de Itu, nas imediações do sistema de captação Pirapitingui (Figura 17). O bandamento composicional da rocha é bem marcado pela intercalação de camadas centimétricas de metarenito fino e camadas centimétricas de metapelitos (Figura 27). Por vezes observa-se a presença de dobras abertas e intrusões de quartzo que truncam o bandamento composicional (Figura 28).



Figura 22 - Filito são.



Figura 23 - Saprólito maciço composto por argilominerais sem a presença de estruturas reliquiárias da rocha.



Figura 24 - Filito alterado, mostrando deslocamento nos planos de foliação.



Figura 25 - Filito alterado, mostrando foliação proeminente.



Figura 26 - Detalhe de abertura em planos de foliação de filito alterado.



Figura 27 – Bandamento composicional do metarritmito, formado por camadas de metarenito fino a muito fino e camadas de metapelitos



Figura 28 - Dique de quartzo cortando o bandamento composicional do metarritmito.

5.1. Condutividade Hidráulica

O emprego do permeâmetro Guelph permitiu determinar, *in situ*, a condutividade hidráulica da zona não-saturada das três principais unidades observadas em superfície – depósitos aluvionares, solos coluvionar e saprólitos. Os valores de condutividade hidráulica variaram entre $1,2 \times 10^{-7}$ m/s e $5,7 \times 10^{-5}$ m/s, prevalecendo valores da ordem de 2×10^{-6} m/s (Figura 29).

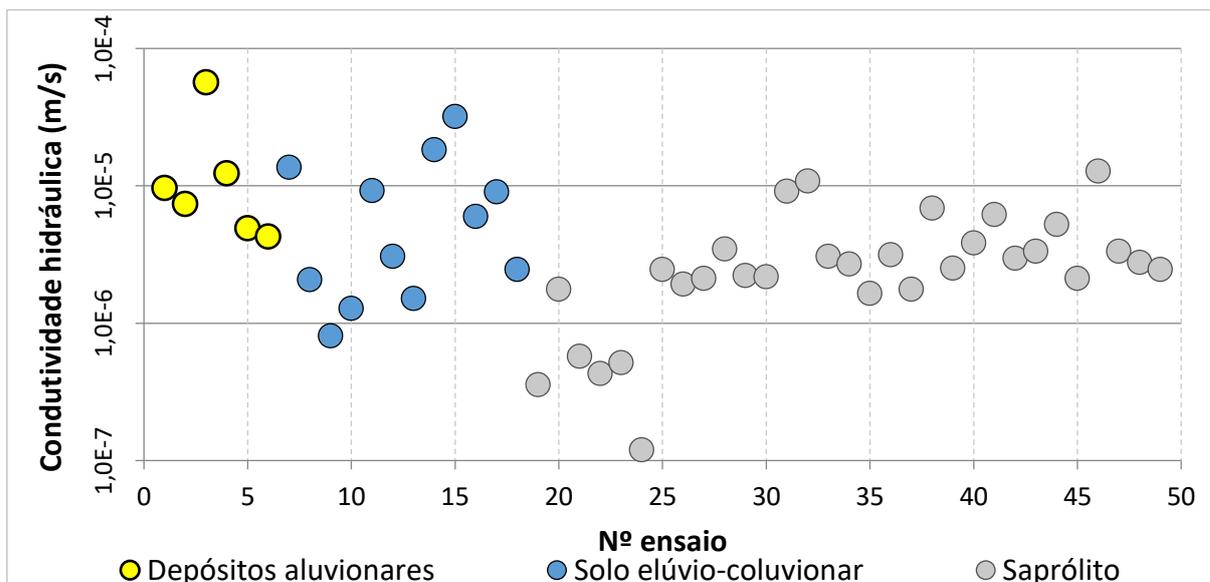


Figura 29 – Distribuição dos resultados de condutividade hidráulica obtidos nas diferentes unidades aflorantes.

Depósitos recentes inconsolidados

A condutividade hidráulica dos depósitos inconsolidados que recobrem as rochas do embasamento cristalino foi determinada em 18 pontos distintos, sendo 6 pontos em depósitos aluvionares e 12 em solos elúvio-coluvionares.

Os valores de condutividade hidráulica nos depósitos aluvionares variaram entre 5×10^{-6} m/s e 6×10^{-5} m/s, com um valor médio de 2×10^{-5} m/s. Apesar do pequeno conjunto amostral, os aluviões apresentam pouca variação de condutividade hidráulica, em torno de uma ordem de grandeza, e o maior valor médio de condutividade hidráulica em relação às demais unidades avaliadas. As características de material permo-poroso favorecem a percolação de água entre os sedimentos e suas variações de condutividade hidráulica ocorrem em função das diferentes proporções de silte e areia.

Nos depósitos coluvionares, os ensaios de permeabilidade resultaram em condutividade hidráulica mínima e máxima de 8×10^{-7} m/s e 3×10^{-5} m/s, respectivamente, e valor médio de 8×10^{-5} m/s. A matriz argilosa, observada durante os ensaios de permeabilidade, e a heterogeneidade dos sedimentos que compõem essa unidade refletem-se no grande intervalo de condutividade hidráulica.

Saprólitos do embasamento cristalino

Os ensaios de permeabilidade concentraram-se nos saprólitos dos filitos, unidade em que foram realizadas 31 determinações de condutividade hidráulica. Os valores mínimo, máximo e médio foram estimados em 1×10^{-7} m/s, 1×10^{-5} m/s e 3×10^{-6} m/s, respectivamente.

O estágio de alteração dos saprólitos mostrou-se determinante na preservação e abertura de estruturas preexistentes na rocha, bem como no controle da condutividade hidráulica do meio. Os saprólitos com menor grau de alteração intempérica (ensaios nº 25 a 49; figura 29), que preservam e 'abrem' as estruturas como foliação e fraturas, mostraram valores de condutividade hidráulica maiores e homogêneos, sendo os valores máximo, mínimo e médio de 1×10^{-5} m/s, 2×10^{-6} m/s e 4×10^{-6} m/s, respectivamente. Já os saprólitos em avançado estágio intempérico são compostos por material essencialmente argiloso e maciço, sem a preservação das estruturas primárias da rocha, mostrando baixa condutividade hidráulica, cujos valores limitaram-se ao intervalo de 1×10^{-7} m/s a 1×10^{-6} m/s, com média de 6×10^{-7} m/s (ensaios nº 19 a 24; figura 29).

Apesar do número limitado de ensaios e da concentração das áreas avaliadas, cujos resultados devem ser vistos com ressalvas, os valores de condutividade hidráulica obtidos neste trabalho para os saprólitos do manto de alteração estão em acordo com aqueles obtidos por Pede (2004), Ferraz et al. (2015) e Rebouças e Cavalcante (1987). A variação da condutividade hidráulica em função do grau de alteração da rocha foi observada por Acworth (1987), sendo semelhante aos resultados obtidos neste trabalho.

5.2. Imageamento Elétrico

Para caracterização geológica em subsuperfície foram selecionados três caminhamentos elétricos e duas SEVs no sistema de captação CPP, e um caminhamento elétrico (seção elétrica 2) no sistema de captação Pirapitingui. Os caminhamentos elétricos foram realizados com direções N75W (seção 1), EW (seções 2 e 4) e N65E (seção 3), com vistas a interceptar os vales alojados em lineamentos NS da área. A localização dos ensaios, as seções do imageamento elétrico e os dados das sondagens elétrica vertical estão apresentados nas figuras 30 e 31 e na tabela 5, respectivamente.

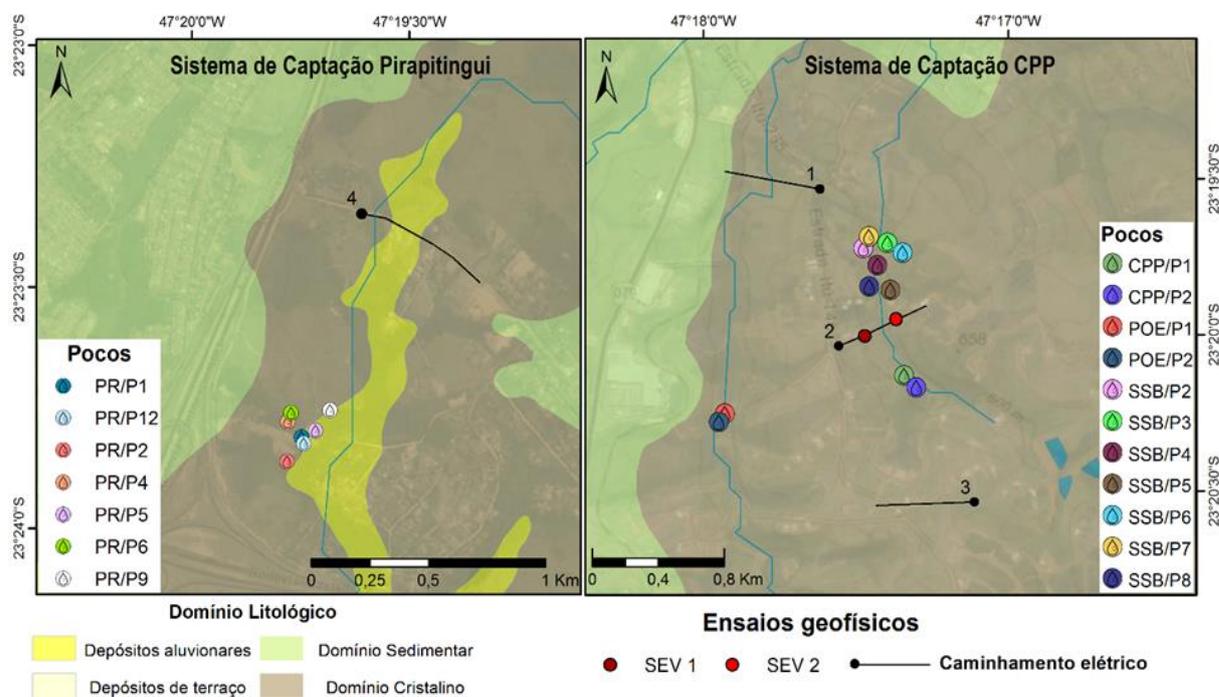


Figura 30 – Localização dos ensaios geofísicos nos sistemas de captação CPP e Pirapitingui

A análise das seções elétricas apresentadas na figura 31 permite identificar duas eletrofácies resistivas, uma próxima à superfície e outra na base das seções, separadas por um horizonte elétrico de baixa resistividade. A ausência de poços perfurados ao longo dos imageamentos elétricos impossibilitou a parametrização da resistividade elétrica com as variações litológicas.

Tabela 5 – Resistividades obtidas em sondagens elétricas verticais (LEBAC, 2008).

SEV: 1					SEV: 2				
Altitude: 623,27					Altitude: 600,46				
Nível	P (ohm.m)	Profundidade do topo (m)	Espessura (m)	Altitude do topo (m)	Nível	P (ohm.m)	Profundidade do topo (m)	Espessura (m)	Altitude do topo (m)
1	770,06	0	0,86	623,27	1	50,14	0,00	0,78	600,46
2	6495,34	0,86	2,48	622,41	2	445,30	0,78	0,97	599,68
3	1248,32	3,34	11,81	619,93	3	229,90	1,75	3,35	598,71
4	547,10	15,15	28,79	608,12	4	541,00	5,10	3,63	595,36
5	272,81	43,94	75,2	579,33	5	161,10	8,73	35,21	591,73
6	3734,62	119,14	Ind.	504,13	6	112,80	43,94	74,89	556,52
					7	446,30	59,11	40,59	541,35
					8	225,20	99,70	34,3	500,76
					9	3493,00	134,00	Ind.	466,46

Os elevados valores de resistividade obtidos nos primeiros metros de profundidade correspondem à zona não-saturada do aquífero, e refletem a natureza isolante do ar e do arcabouço mineralógico que compõe a rocha. Essa eletrofácies atinge até 30 metros de espessura e apresenta adelgaçamento em direção às drenagens, em razão do raseamento do nível d'água e do aumento do teor de umidade. Os dados da SEV 1 indicam a presença desse horizonte resistivo até 15 metros de profundidade, enquanto a SEV 2, executada próximo à drenagem, mostra ausência desse horizonte elétrico.

Na base das seções elétricas (Figura 31) ocorrem altos valores de resistividade elétrica que representam o embasamento cristalino inalterado, sem evidências geofísicas de fraturas ou falhas. As altas resistividades refletem a natureza isolante dos silicatos e a ausência de poros da rocha cristalina.

A zona de baixa resistividade elétrica, alojada entre as unidades resistivas, é observada em todos os imageamentos elétricos. A horizontalidade dessa eletrofácies e os perfis litológicos dos poços perfurados nas proximidades das seções elétricas, que reportam a ocorrência da base do manto de alteração entre 12 m e 54 m de profundidade, sustentam a correlação deste horizonte elétrico com o manto de intemperismo.

A espessura da unidade de baixa resistividade é variável. As seções elétricas 1 e 4 evidenciam relativa homogeneidade, com cerca de 40 metros de espessura; na seção 3 ocorrem abruptas variações de espessura, que projetam a ocorrência desse horizonte para profundidades superiores a 100 metros. Os dados das SEVs 1 e 2

reportam a ocorrência dessa zona elétrica a profundidades de até 120 m e 134 m, respectivamente. Na porção NW da seção 4, a zona de baixa resistividade estende-se de maneira contínua e atinge profundidades de até 80 metros, enquanto na porção SE da mesma seção, a zona de baixa resistividade apresenta-se descontínua, sendo constantemente truncada por altos valores de resistividade.

As variações de espessura da zona de baixa resistividade, principalmente aquelas observadas ao longo da seção elétrica 3 e nas bordas das seções 1 e 4 (Figura 31), foram inicialmente interpretadas como zonas de falhas/fraturas, e, portanto, locais propícios à ocorrência de água subterrânea. No entanto, o imageamento elétrico de grande profundidade (390 metros), realizado por Oliva (no prelo) no município de Louveira (Figura 32), mostra que, mesmo sem evidências geofísicas de descontinuidades no embasamento cristalino, a espessura do manto de alteração é irregular e a realização de imageamentos elétricos mais rasos podem reproduzir feições elétricas semelhantes a descontinuidades geológicas. Assim, considerando-se os estudos dessa autora e a limitação de profundidade dos ensaios geofísicos do presente trabalho, as irregularidades da zona de baixa resistividade foram reinterpretadas como variações na espessura do manto de alteração.

A vazão dos poços perfurados ao longo do ensaio realizado por Oliva (no prelo) (Figura 32) mostra que a presença de um manto de alteração extenso, contínuo e espesso favorece a produtividade dos poços e consiste em importante critério geológico para locação de poços. Embora a assinatura elétrica do manto de alteração e de zonas de falhas/fraturas sejam semelhantes, a realização de imageamento elétrico profundo permite diferenciar as feições relacionadas ao manto de alteração e de descontinuidades, e delimitar, com maior segurança, porções propícias à ocorrência e acúmulo de água subterrânea.

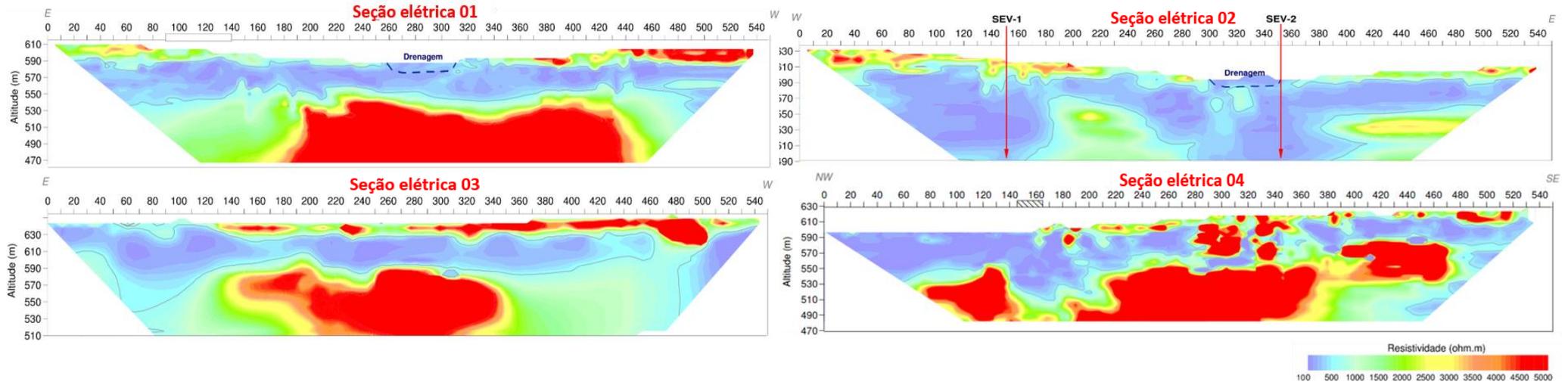


Figura 31 – Seções elétricas geradas a partir da inversão dos dados pelo *software* EarthImager 2D (LEBAC, 2008).

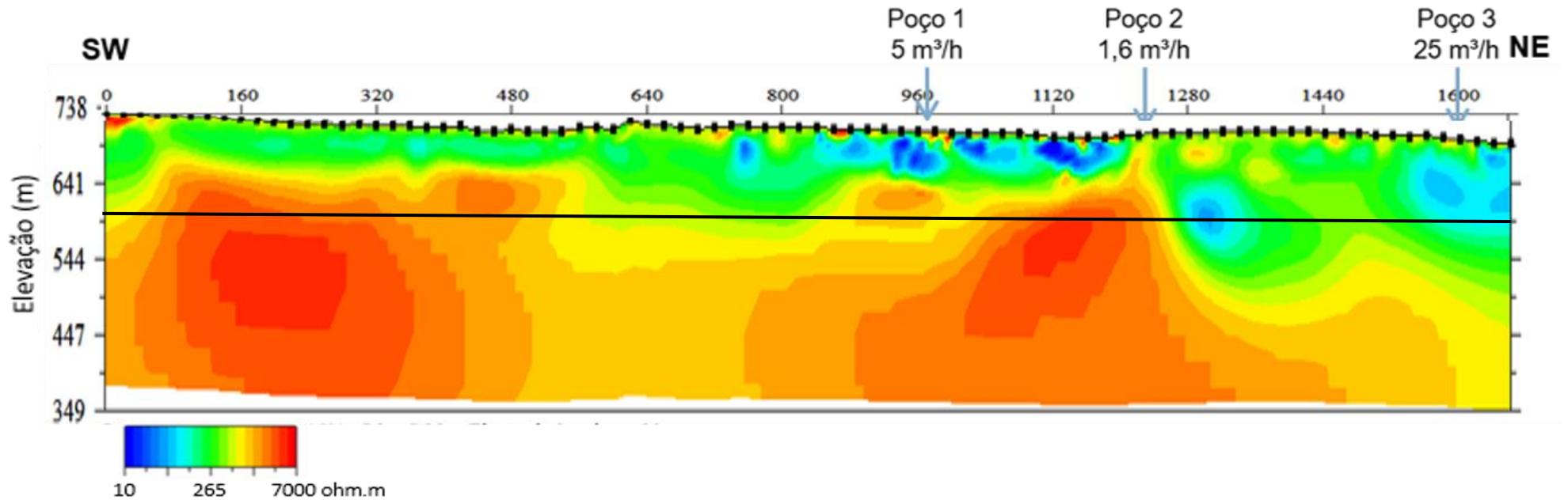


Figura 32 – Seção elétrica realizada no município de Louveira (SP). A linha horizontal preta indica a profundidade de 140 metros, que corresponde à profundidade investigada pelas seções elétricas 1, 2, 3 e 4, no município de Itu. (Fonte: OLIVA, no prelo)

5.3. Hidroquímica

O resultado das análises físico-químicas das águas subterrâneas e superficiais está apresentado na tabela 6. O erro prático das amostras nº 11, 13 e 16 excedeu o limite estabelecido por Custodio e Llamas (1983) (Tabela 4), de forma que seus resultados não foram considerados na avaliação hidroquímica, mantendo-se apenas o resultado das variáveis medidas em campo (pH, CE e alcalinidade). A tabela 7 apresenta a estatística básica das principais variáveis hidroquímicas para as águas superficiais e subterrâneas.

Tabela 6 – Valores obtidos para as variáveis físico-químicas de qualidade de água subterrânea e superficial

	Amostra Nº	Identificação	Temperatura	Condutividade Elétrica	STD	pH	Alcalinidade		Na	K	Cl ⁻	NH ₄
							HCO ³⁻	CO ₃ ²⁻	< 0,015	< 0,030	< 0,010	< 0,050
							mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
Aquífero cristalino	1	BRA/P2	25	90,9	59.09	6,43	40,90	ND	6,81	0,76	4,43	< 0,050
	2	BRA/P3	25	89,2	57.98	6,42	45,60	ND	5,05	0,98	2,54	< 0,050
	3	CPP/P1	25	51,0	33.15	6,74	28,90	ND	4,43	0,48	0,70	< 0,050
	4	CPP/P2	25	70,3	45.70	6,61	41,00	ND	4,06	0,63	0,46	< 0,050
	5	PA/P1	25	239,0	155.35	6,66	125,00	ND	16,8	0,90	4,57	< 0,050
	6	PR/P4	25	103,0	66.95	6,39	57,70	ND	7,61	0,28	1,39	< 0,050
	7	PR/P6	25	203,0	131.95	6,70	126,00	ND	8,68	0,40	0,80	< 0,050
	8	STOA/P1	25	109,0	70.85	6,58	57,30	ND	5,99	0,63	3,73	< 0,050
	9	STOA/P4	25	228,0	148.20	6,71	137,00	ND	4,85	0,48	1,02	< 0,050
	10	STOA/P12	25	96,5	62.73	6,86	51,00	ND	6,54	0,80	3,04	< 0,050
	11*	TT/P08	25	383,0	248.95	6,90	206,00	ND	27,2	ND	9,02	0,13
	12	TT/P13	25	380,0	247.00	7,18	246,00	ND	25,7	1,03	4,27	0,05
Águas superficiais	13*	TT/S	25	631,0	410.15	7,95	240,00	ND	79,70	16,30	82,50	29,60
	14	BRA/S	25	58,3	37.90	7,44	33,00	ND	4,37	1,55	2,01	< 0,050
	15	CPP/S	25	39,9	25.94	6,75	22,40	ND	4,46	0,60	0,37	< 0,050
	16*	PA/S	25	343,0	222.95	7,71	199,00	ND	30,50	8,17	25,60	11,10
	17	PR/S	25	101,0	65.65	7,22	49,20	ND	8,85	4,53	5,55	< 0,050
	18	STO-A/S	25	107,0	69.55	8,21	52,40	ND	7,81	2,63	4,31	< 0,050
	19	F-03	25	65,7	42.71	7,19	32,60	ND	3,99	2,00	1,75	0,14
	20	F-04	25	76,9	49.99	7,55	37,80	ND	5,05	2,28	2,54	< 0,050
	21	F-05	25	92,5	60.13	7,38	45,70	ND	6,38	2,99	2,97	< 0,050
	22	F-06	25	81,8	53.17	7,50	39,30	ND	6,52	2,01	3,11	< 0,050

*Análises com erros práticos acima do aceitável.

Amostra Nº	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca	Mg	Si	Sr	F ⁻	Zn	P	Mn	Fe	Ba	Cu
	< 0,020	< 0,040	< 0,020	< 0,003	< 0,002	< 0,060	< 0,005	< 0,010	< 0,005	< 0,005	< 0,001	< 0,005	< 0,001	< 0,004
	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
1	0,066	3,72	0,71	5,74	3,66	8,14	0,06	0,25	< 0,005	< 0,005	0,04	0,02	0,03	0,01
2	< 0,020	1,95	0,53	6,86	3,58	6,74	0,06	0,08	< 0,005	0,01	0,08	0,01	0,03	0,02
3	< 0,020	0,59	0,27	3,33	1,93	10,60	0,05	0,05	< 0,005	0,02	0,00	0,01	0,01	< 0,004
4	0,04	0,75	0,41	7,26	2,24	10,70	0,08	0,05	< 0,005	0,01	0,04	0,01	0,04	0,01
5	0,18	9,52	5,63	23,60	8,26	26,10	0,34	0,29	0,01	0,09	0,00	< 0,005	0,08	< 0,004
6	< 0,020	3,57	0,19	9,09	3,47	16,80	0,08	0,10	0,02	0,03	0,01	0,68	0,01	< 0,004
7	< 0,020	2,72	0,30	27,60	5,77	16,20	0,14	0,14	< 0,005	0,03	0,00	0,03	0,01	< 0,004
8	< 0,020	1,16	1,65	11	3,83	9,12	0,06	0,09	< 0,005	0,01	0,02	0,01	0,03	< 0,004
9	0,11	< 0,040	2,75	38,20	3,79	9,95	0,11	0,12	< 0,005	< 0,005	0,05	1,92	0,03	< 0,004
10	< 0,020	1,12	0,67	6,69	3,91	7,97	0,05	0,11	< 0,005	0,02	0,37	0,04	0,03	< 0,004
11*	0,30	9,63	10,90	34,30	13,1	24,00	0,52	0,75	0,19	0,04	0,00	< 0,005	0,08	< 0,004
12	< 0,020	3,56	6,78	41,40	13,7	21,10	0,49	0,63	0,06	0,03	0,00	< 0,005	0,12	< 0,004
13*	< 0,020	< 0,040	38,80	27,70	3,87	5,41	0,13	0,88	0,15	1,49	0,29	0,21	0,04	0,02
14	< 0,020	0,67	0,46	4,31	2,46	6,82	0,03	0,08	< 0,005	0,007	0,01	0,55	0,02	< 0,004
15	< 0,020	0,15	0,61	2,56	0,98	10,10	0,02	0,05	< 0,005	< 0,005	0,01	0,11	0,02	< 0,004
16*	< 0,020	1,05	4,19	27,50	7,38	11,50	0,17	0,41	0,01	0,12	0,50	0,22	0,06	0,007
17	0,087	1,86	4,10	8,95	2,50	8,93	0,06	0,28	0,01	0,02	0,07	0,34	0,08	< 0,004
18	< 0,020	0,68	1,47	7,01	3,90	4,39	0,07	0,16	< 0,005	0,01	0,00	0,07	0,05	< 0,004
19	0,046	1,21	0,82	4,57	2,42	6,59	0,04	0,08	< 0,005	< 0,005	0,16	0,22	0,04	< 0,004
20	< 0,020	1,48	0,81	5,46	2,73	6,96	0,05	0,12	< 0,005	< 0,005	0,03	0,61	0,02	< 0,004
21	< 0,020	1,18	1,08	7,01	2,80	8,22	0,06	0,22	0,01	< 0,005	0,07	0,41	0,05	< 0,004
22	< 0,020	1,70	1,04	5,78	3,08	7,15	0,06	0,11	0,03	0,01	0,03	0,88	0,13	< 0,004

*Análises com erros práticos acima do aceitável.

Tabela 7 - Estatística básica das principais variáveis químicas das águas subterrâneas e superficiais.

Parâmetro	AQUÍFERO CRISTALINO				ÁGUAS SUPERFICIAIS			
	Mín.	Máx.	Méd.	Amostras	Mín.	Máx.	Méd.	Amostras
pH	6.39	7.18	6.64	12	6.75	8.21	7.49	10
CE	51.00	383.00	170.24	12	39.90	631.00	159.71	10
TDS	33.15	248.95	110.66	12	25.94	410.15	103.81	10
HCO ³⁻	28.90	246.00	86.95	11	22.40	52.40	39.05	8
Na ⁺	4.06	25.70	8.77	11	3.99	8.85	6.15	8
K ⁺	0.28	1.03	0.67	11	0.60	4.53	2.32	8
Ca ²⁺	3.33	41.40	16.43	11	2.56	8.95	5.71	8
Mg ²⁺	1.93	13.70	4.92	11	0.98	3.90	2.61	8
Cl ⁻	0.46	4.57	2.45	11	0.37	5.55	2.83	8
SO ₄ ²⁻	0.19	6.78	1.81	11	0.46	4.10	1.30	8
F ⁻	0.05	0.63	0.17	11	0.05	0.28	0.14	8

As águas superficiais apresentam relativa homogeneidade na sua composição química, com variação de pH entre 6,75 e 8,21, baixa salinidade (entre 15 mg/L e 32 mg/L) e condutividade elétrica entre 40 μ S/cm e 107 μ S/cm. As amostras 13 e 16, que apresentam altos valores de condutividade elétrica e, conseqüentemente, alta concentração de sólidos totais dissolvidos, foram coletadas em corpos d'água a jusante do município e suas características químicas devem-se à contaminação dessas águas.

As águas subterrâneas de poços profundos não mostraram diferenças nas características hidroquímicas em relação às águas do manto alterado e fraturado. As águas subterrâneas do aquífero cristalino apresentam, de maneira geral, baixa condutividade elétrica (entre 51 μ S/cm e 383 μ S/cm) e salinidade (entre 33 mg/L e 248 mg/L), com valor de pH entre 6,39 e 6,86.

Os valores médios dos parâmetros analisados (Tabela 7) mostram que o bicarbonato é o ânion dominante nas amostras de água superficial e subterrânea coletadas, seguido por cloreto e sulfato, enquanto cálcio, sódio e magnésio são os cátions predominantes. Em razão da predominância desses elementos químicos, as águas superficiais são classificadas como bicarbonatadas (100%) e as águas

subterrâneas do aquífero cristalino como bicarbonatadas (80%) e bicarbonatadas cálcicas (20%) (Figura 33).

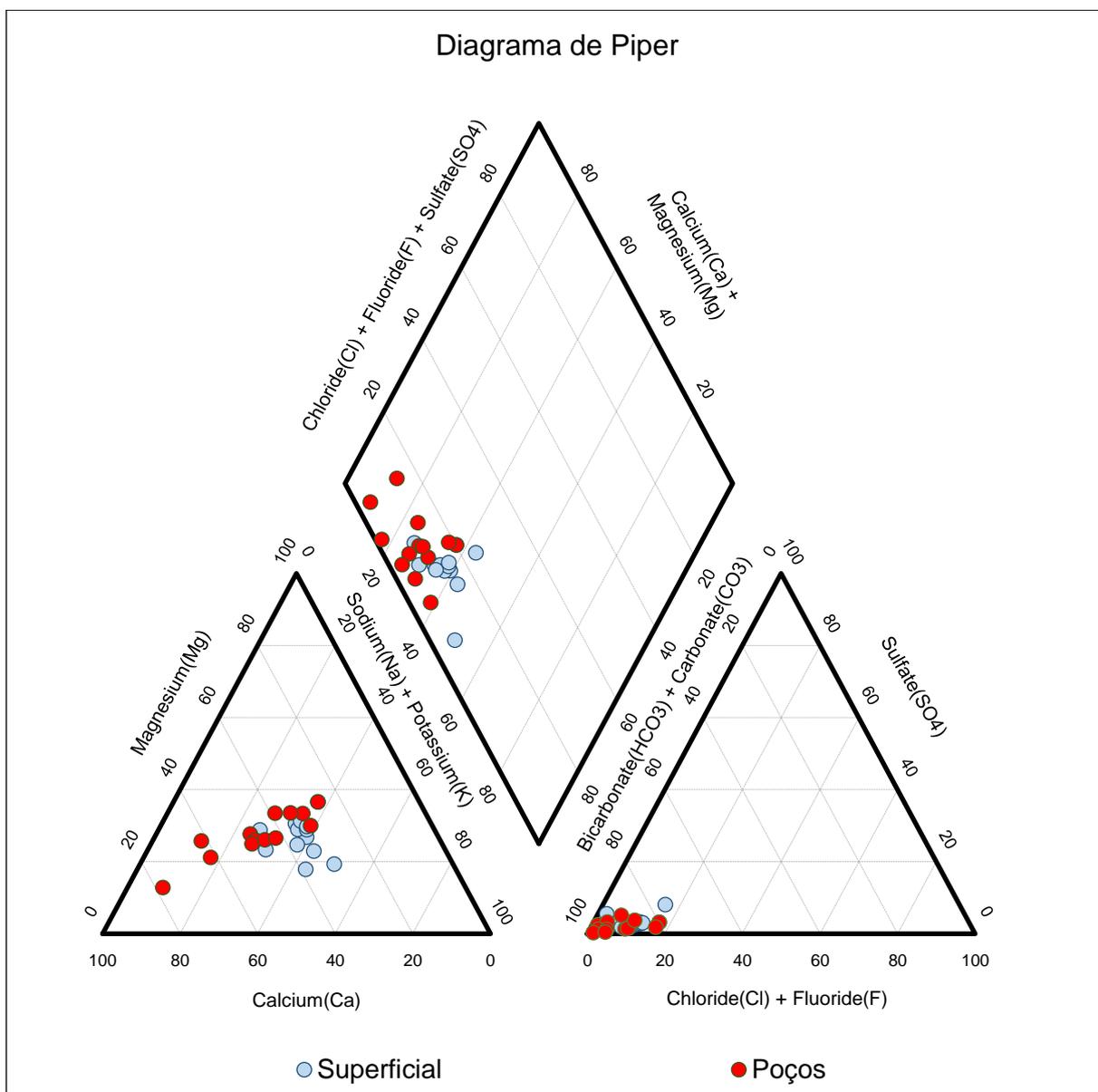


Figura 33 – Diagrama de *Piper* com classificação das águas superficiais e subterrâneas.

As amostras coletadas nos poços PA/P1 e TT/P13, perfurados na zona urbana e nas proximidades do rio Tietê (amostras TT/S e PA/S; tabela 6), apresentam as maiores salinidades e valores anômalos de Na, Ca, Mg, Cl e SO_4^{2-} em relação às demais águas analisadas no município (Figura 34), indicando influência antrópica e contaminação dessas águas.

Os poços dos sistemas de captação Santo Antônio, Pirapitingui, Braiaia e CPP apresentam semelhanças químicas com as águas superficiais amostradas em represas e cursos d'água próximos (STOA/S, BRA/S, CPP/S, PR/S e F-03; amostras 14, 15, 17, 18 e 19; tabela 6), conforme observado pelos diagramas de Stiff (Figura 34) e pela concentração dos íons de HCO_3^- , Cl , Ca e SO_4^{2-} . Contudo, diferenças hidroquímicas marcantes entre esses sistemas de captação foram verificadas nas águas dos poços STOA/P4 e PR/P6, que mostram composições químicas distintas das águas superficiais e dos demais poços, apresentando variações na concentração dos íons de HCO_3^- , SO_4^{2-} , Ca , Fe e Cl .

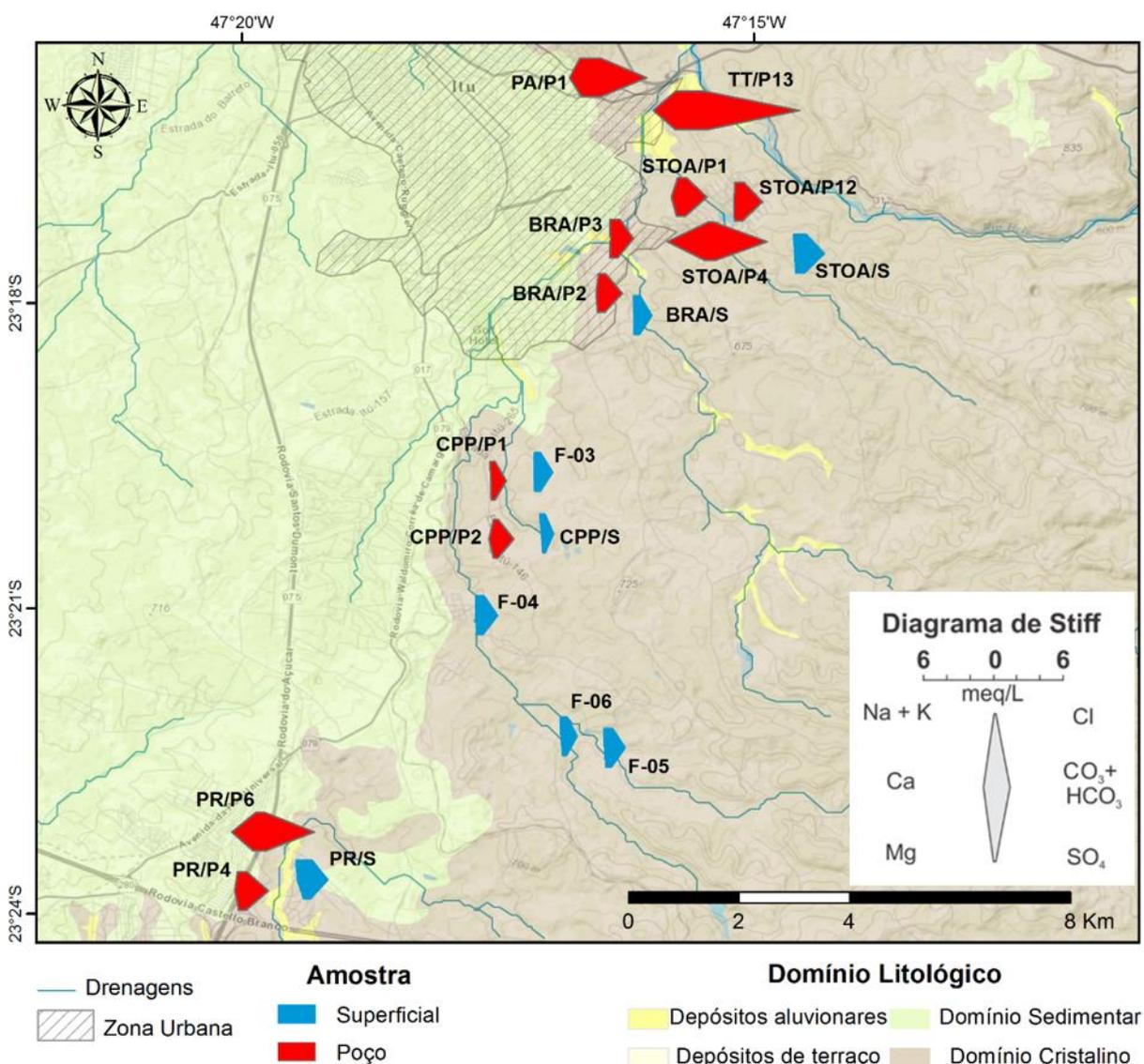


Figura 34 – Diagrama de Stiff das águas subterrâneas e superficiais.

Os baixos valores de salinidade e condutividade elétrica obtidos para as águas do aquífero cristalino podem estar relacionados à natureza litológica dos filitos e metarritmitos do Grupo São Roque, cujo arcabouço mineralógico apresenta baixa solubilidade e dissolução lenta, ou ainda ao curto tempo de residência das águas subterrâneas no aquífero. Chang et al. (2002), Cavalcante, Santiago e Rebouças (1998), Ezaki (2011) e Bertachini (1987), estudando águas de aquíferos cristalinos em rochas granito-gnáissicas, cujos feldspatos e plagioclásios apresentam elevada solubilidade, reportam condutividade elétrica e salinidade semelhante às obtidas neste trabalho. Esses resultados corroboram o curto período de residência das águas subterrâneas, processos de recarga eficazes e boa conectividade hidráulica do manto de alteração com a porção fraturada.

5.4. Isótopos ambientais

A composição isotópica das águas subterrâneas e superficiais é apresentada na tabela 8. As composições isotópicas das águas superficiais variam entre -7,06‰ e -2,30‰ para $\delta^{18}\text{O}$ e entre -44,00‰ e -17,30‰ para δD , sendo -4,94‰ o valor médio para $\delta^{18}\text{O}$ e -30,26‰ para δD . No aquífero cristalino, a composição isotópica das águas varia entre -7,48‰ e -4,32‰ para $\delta^{18}\text{O}$ e entre -44,90‰ e -30,30‰ para δD , sendo -6,36‰ o valor médio para $\delta^{18}\text{O}$ e -39,99‰ para δD (Tabela 9).

Tabela 8 – Valores isotópicos obtidos para as águas superficiais e subterrâneas.

Ponto amostrado	Estação da coleta	Data da Coleta	nº da amostra	Identificação do ponto amostrado	$\delta\text{H-2}$ ‰	$\delta\text{O-18}$ ‰
Poço ativo	Estiagem	11/09/2014	1	BRA/P2	-36.4	-6.08
Poço ativo	Estiagem	11/09/2014	2	BRA/P3	-34.8	-5.69
Poço ativo	Estiagem	11/09/2014	3	STO – A/P1	-30.3	-4.32
Poço ativo	Estiagem	11/09/2014	4	STO – A/P12	-33.5	-4.98
Poço ativo	Estiagem	11/09/2014	5	STO – A/P4	-38.7	-6.23
Poço ativo	Estiagem	11/09/2014	6	TT/P9	-50.5	-7.93
Poço ativo	Estiagem	11/09/2014	7	TT/P8	-43.9	-6.89
Poço ativo	Estiagem	11/09/2014	8	TT/P13	-44.60	-6.80
Poço ativo	Estiagem	17/09/2014	9	CPP/P2	-44.7	-7.06
Poço ativo	Estiagem	17/09/2014	10	CPP/P1	-43.2	-6.64
Poço inativo	Estiagem	18/09/2014	11	PR/P4	-44.9	-7.48
Poço inativo	Estiagem	18/09/2014	12	PR/P6	-42.2	-7.03

Poço ativo	Estiagem	18/09/2014	13	PA/P2	-40.90	-6.78
Poço ativo	Estiagem	18/09/2014	14	PA/P1	-41.80	-6.70
Poço ativo	Úmida	25/02/2016	15	PS/P1	-41.1	-6.74
Poço ativo	Úmida	25/02/2016	16	PS/P2	-40.5	-6.71
Poço ativo	Úmida	25/02/2016	17	PS/P3	-41.1	-6.7
Poço ativo	Úmida	09/03/2016	18	SSB/P7	-46.8	-7.29
Poço ativo	Úmida	09/03/2016	19	POE/P2	-41.7	-7.04
Poço ativo	Úmida	09/03/2016	20	SSB/P2	-42.4	-6.79
Poço ativo	Úmida	09/03/2016	21	CPP/P2	-40.2	-6.75
Poço ativo	Úmida	09/03/2016	22	POE/P1	-38.6	-6.66
Poço ativo	Úmida	09/03/2016	23	SSB/P8	-40.9	-6.65
Poço ativo	Úmida	09/03/2016	24	BRA/P4	-41.2	-6.55
Poço ativo	Úmida	09/03/2016	25	CPP/P1	-41.0	-6.36
Poço ativo	Úmida	09/03/2016	26	BRA/P3	-38.8	-5.98
Poço ativo	Úmida	09/03/2016	27	STOA/P3	-29.8	-5.00
Poço ativo	Úmida	09/03/2016	28	STOA/P12	-29.9	-4.93
Poço ativo	Úmida	09/03/2016	29	STOA/P1	-28.9	-4.66
Poço ativo	Úmida	17/04/2016	30	POE/P2	-38.6	-6.15
Superficial, represa	Estiagem	11/09/2014	31	BRA/S	-31.5	-5.22
Superficial, represa	Estiagem	11/09/2014	32	IT/S	-25.5	-4
Superficial, curso d'água	Estiagem	11/09/2014	33	TT/S	-24	-3.94
Superficial, represa	Estiagem	11/09/2014	34	STOA/S	-17.3	-2.3
Superficial, curso d'água	Estiagem	11/09/2014	35	POT/S	-39.7	-6.79
Superficial, curso d'água	Estiagem	12/09/2014	36	PR/S	-29.4	-4.94
Superficial, curso d'água	Estiagem	17/09/2014	37	CPP/S	-44	-7.06
Superficial, curso d'água	Estiagem	18/09/2014	38	PA/S	-30.7	-5.25
Superficial, represa	Úmida	09/03/2016	39	BRA/S	-32.9	-6.12
Superficial, represa	Úmida	09/03/2016	40	SSB/S	-31.4	-5.65
Superficial, curso d'água	Úmida	14/04/2016	41	CA/S	-35.8	-6.08
Superficial, curso d'água	Úmida	14/04/2016	42	CPP/S	-34.6	-6.08
Superficial, curso d'água	Úmida	14/04/2016	43	EL/S	-34.4	-5.99
Superficial, curso d'água	Úmida	14/04/2016	44	STAC/S	-36.4	-5.97
Superficial, represa	Úmida	14/04/2016	45	TSJ/S	-36.6	-5.85
Superficial, curso d'água	Úmida	14/04/2016	46	MO/S	-32.9	-5.65

Tabela 9 – Composições isotópicas das águas superficiais e do aquífero cristalino.

	Aquífero Cristalino		Águas superficiais	
	$\delta D2\text{‰}$	$\delta O18\text{‰}$	$\delta D2\text{‰}$	$\delta O18\text{‰}$
Máximo	-30.30	-4.32	-17.30	-2.30
Mínimo	-44.90	-7.48	-44.00	-7.06
Média	-39.99	-6.36	-30.26	-4.94

A linha meteórica local para o município de Itu foi calculada a partir da média dos valores isotópicos disponibilizados pelas estações GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation) dos municípios de Bragança Paulista, São Paulo, Campinas e Piracicaba, sendo expressa pela equação (VIII). A figura 35 apresenta a linha meteórica local e a distribuição dos valores de deutério em função de $\delta^{18}\text{O}$.

$$\delta\text{D} = 8.14 * \delta^{18}\text{O}_x + 15.04\text{‰}$$

Equação (VIII)

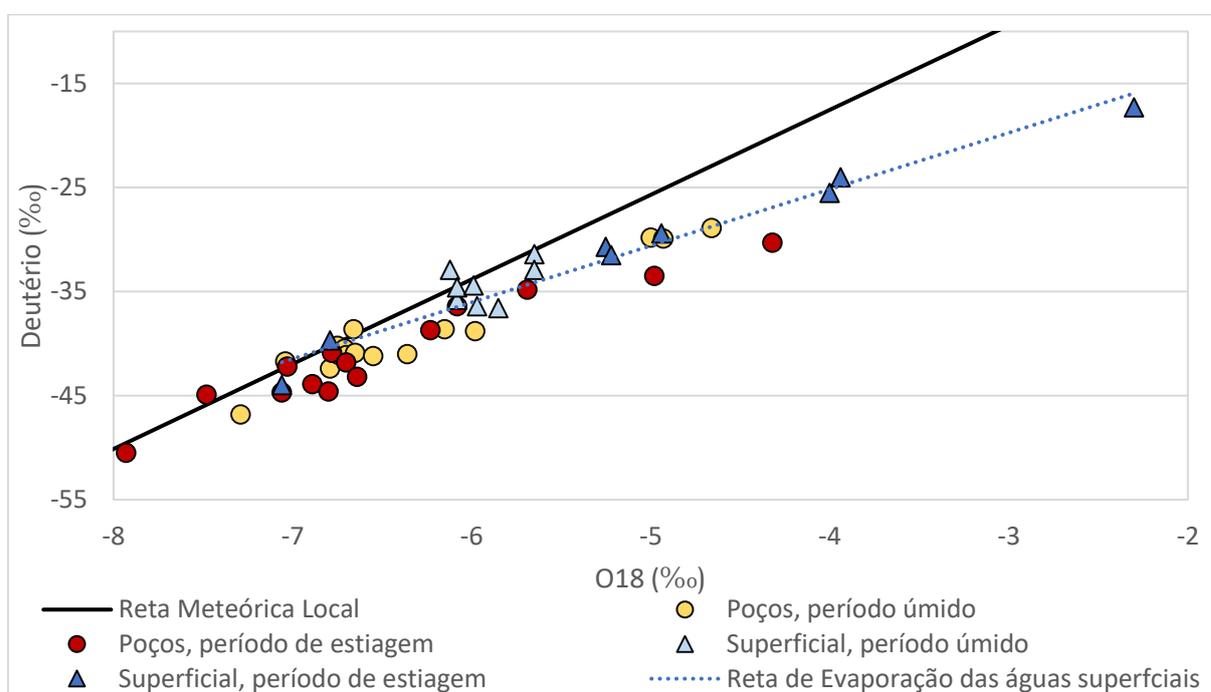


Figura 35 – Linha meteórica local e composição isotópica das águas superficiais e subterrâneas.

Em relação às águas superficiais, as amostras coletadas no período chuvoso concentram-se ao longo da linha meteórica local e confirmam a predominância das águas pluviais na composição dos rios e represas. As amostras coletadas no período de estiagem são isotopicamente pesadas, enriquecidas em $\delta^{18}\text{O}$, o que evidencia o fracionamento isotópico pela evaporação dessas águas. Segundo Urey (1947), durante os processos de evaporação as moléculas leves de água evaporam mais rapidamente do que as moléculas pesadas e, conforme a evaporação se processa, a água remanescente se enriquece em isótopos pesados. Apenas duas amostras (nº 35

e 37; tabela 8), coletadas no período de estiagem ao longo de cursos d'água inexpressivos, apresentam características de águas meteóricas.

A correlação linear entre deutério e $\delta^{18}\text{O}$ para as águas superficiais coletadas no período seco é expressa pela equação (IX), que representa a reta de evaporação das águas superficiais. Segundo Gat (1971), coeficiente angular entre 5 e 6 indica ação de processos de evaporação em corpos d'água superficiais, sob condições de umidade superior a 75%.

$$\delta\text{D} = 5.43 * \delta^{18}\text{O}_x - 3.45\text{‰} \quad \text{Equação (IX)}$$

As águas do aquífero cristalino, tanto coletadas no período de estiagem quanto no período úmido, agrupam-se ao longo da linha meteórica local e da reta de evaporação das águas superficiais. As águas subterrâneas amostradas no período de estiagem em poços de bombeamento desativados (amostras nº 11 e 12; tabela 8) apresentam assinatura isotópica semelhante à das águas meteóricas, sem evidências de fracionamento isotópico por evaporação da água.

As amostras subterrâneas mais enriquecidas em $\delta^{18}\text{O}$, com valores entre 6.36‰ e -4.32‰, foram coletadas em poços de bombeamento ativos, distantes até 80 m de cursos d'água e represas. Esses poços apresentam, de maneira geral, vazões superiores a 12 m³/h. A partir do gráfico da figura 36, que apresenta a correlação entre $\delta^{18}\text{O}$ e vazão de produção dos poços amostrados, pode-se observar a relação entre o enriquecimento em $\delta^{18}\text{O}$ e a taxa de bombeamento dos poços de captação. Esses dados sugerem que o bombeamento de poços nas proximidades de corpos d'água superficiais resultam na inversão do fluxo de água subterrânea e na captação das águas superficiais através do poço.

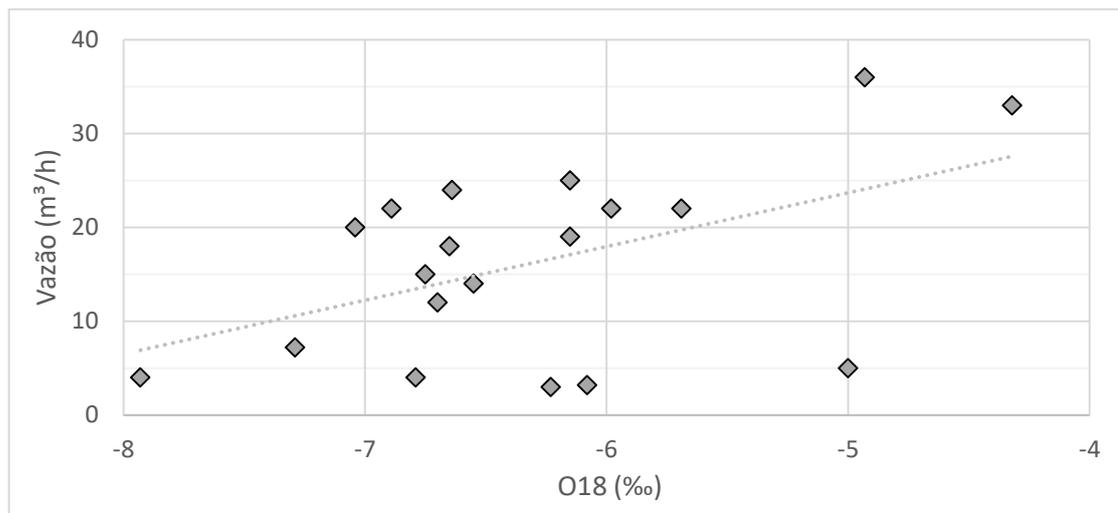


Figura 36 - Correlação entre $\delta^{18}\text{O}$ e vazão de produção dos poços amostrados

Mistura isotópica das águas meteóricas e superficiais: Avaliação dos sistemas de captação Santo Antônio e Braiaíá

Os membros extremos utilizados para os cálculos correspondem à assinatura isotópica das águas superficiais coletadas nas represas próximas aos poços avaliados (amostras nº 31 e 34; tabela 8) e do poço desativado (amostra nº 11; tabela 8), cuja composição isotópica assemelha-se à das águas meteóricas sem fracionamento por evaporação. A figura 37 apresenta o gráfico da composição isotópica dessas amostras, a linha meteórica local e a reta de mistura das águas superficiais e meteóricas. A tabela 10 apresenta o número e a identificação das amostras avaliadas, a vazão do poço amostrado e a proporção de mistura das águas superficiais e meteóricas.

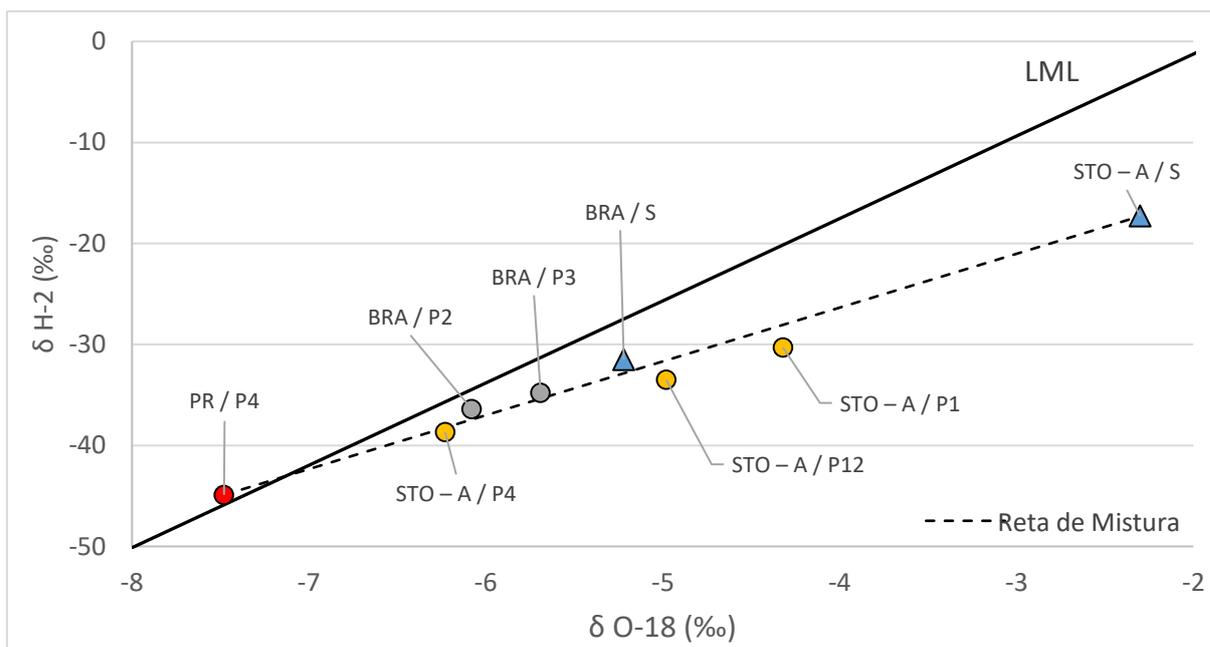


Figura 37 – Composição isotópica das amostras avaliadas na mistura das águas.

Tabela 10 – Proporção de mistura das águas superficiais e meteóricas.

Número Amostra	Identificação do poço	Vazão (m ³ /h)	Água meteórica (%)	Água superficial (%)
1	BRA / P2	3,6	38%	62%
2	BRA / P3	18	21%	79%
3	STOA / P1	30	39%	61%
4	STOA / P12	36	52%	48%
5	STOA / P4	3,8	76%	24%

No sistema de captação Santo Antônio, os poços STOA/P12 e STOA/P1 apresentam as maiores taxas de bombeamento e os resultados isotópicos indicam grande contribuição das águas superficiais na recarga desses poços. A localização desses poços, perfurados em depósito aluvionar no vale da represa e na meia encosta a 50 metros de distância da represa (Figura 38), respectivamente, favorece a captação de águas superficiais por esses poços. A elevada proporção de água superficial estimada nesses poços e suas semelhanças hidroquímicas, observadas pelos diagramas de Stiff (Figura 38), corroboram a conectividade dessas águas e indica a captação indireta das águas superficiais da represa.

O perfil construtivo do poço STOA/P4, perfurado em meia encosta a uma distância de 100 metros da represa Santo Antônio, reporta a ocorrência de manto de alteração até 25 metros de profundidade, isolado por revestimento de tubo liso. A assinatura isotópica e a composição química das águas desse poço mostram menor recarga pela água da represa, aproximadamente 25%, e pouca conectividade com as águas superficiais. O enriquecimento em Ca e HCO_3^- na água desse poço, observado no diagrama de Stiff (Figura 38), ocorre devido ao aumento na proporção de água meteórica infiltrada pela zona-não saturada, cuja elevada concentração de CO_2 resulta no enriquecimento desses íons na água subterrânea.

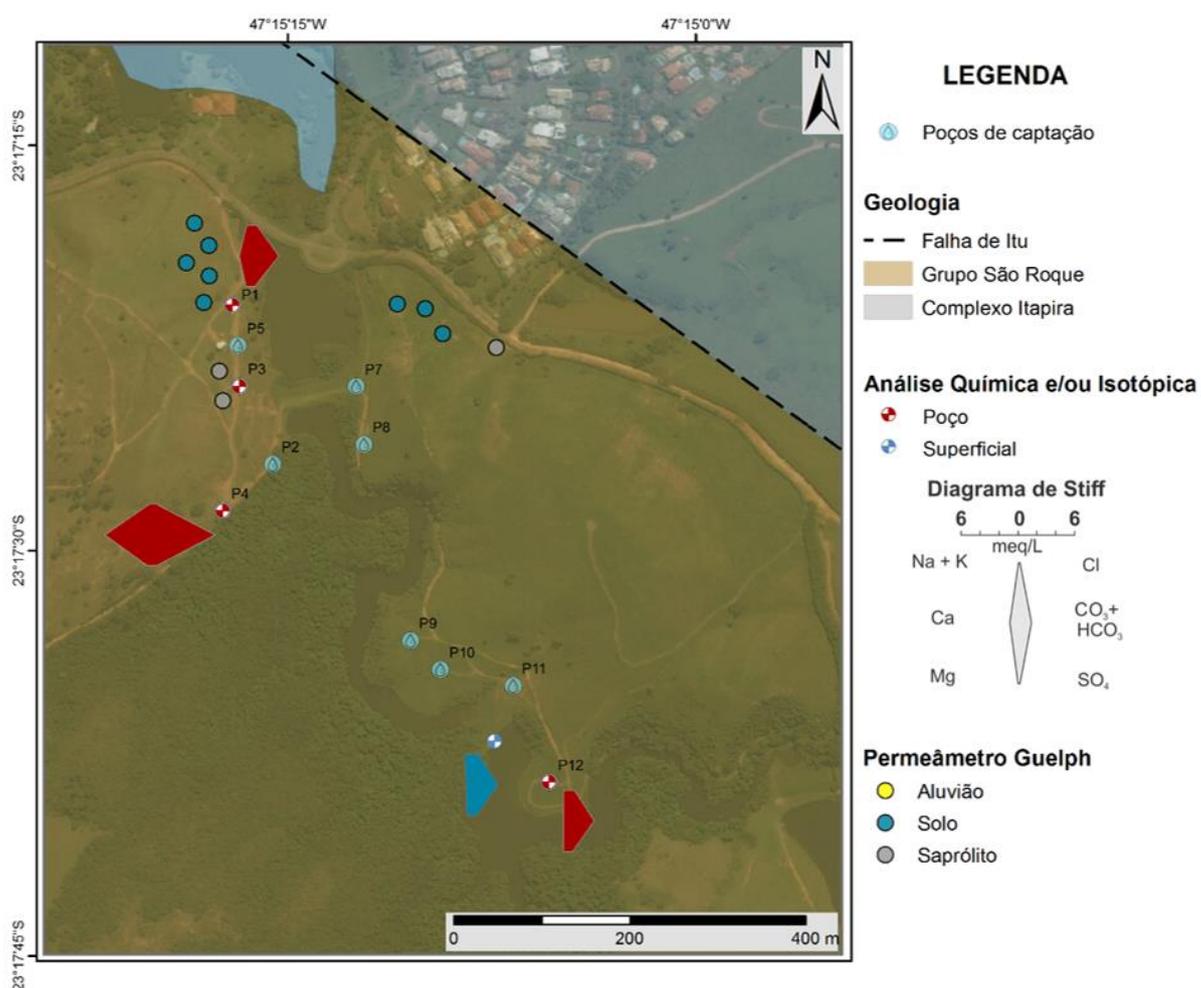


Figura 38 – Sistema de captação Santo Antônio e localização dos poços de captação, das análises químicas e dos ensaios de permeabilidade.

Há relatos da empresa Águas de Itu a respeito do rebaixamento do nível d'água da represa de captação Santo Antônio (amostra STOA/S; tabela 8) durante longos períodos de bombeamento dos poços, o que confirma os resultados obtidos pelas análises químicas e isotópicas, e indica que os poços captam, em maior ou menor proporção, as águas superficiais das represas adjacentes.

No sistema de captação Braiaiaí, os poços BRA/P2 e BRA/P3 foram perfurados em porção de vale, a uma distância de 50 m e 70 m da represa do Braiaiaí, respectivamente. Os resultados da mistura isotópica mostram que as águas superficiais participam de forma majoritária na recarga desses poços e indicam sua conectividade com a represa Braiaiaí.

A determinação de mistura das águas subterrâneas e superficiais fornecem apenas indícios da mistura dessas águas. O monitoramento contínuo da assinatura isotópica das águas subterrâneas, meteóricas e superficiais permitiriam uma estimativa fidedigna da proporção de mistura dessas águas nos poços de captação e da influência do aquífero cristalino na manutenção da vazão dos rios.

5.5. Modelo hidrogeológico conceitual

A partir da congregação das características geológicas locais e dos resultados geofísicos, isotópicos e hidroquímicos foi possível elaborar um modelo conceitual da ocorrência e circulação das águas subterrâneas no município de Itu.

O modelo hidrogeológico conceitual proposto neste trabalho assume a segmentação do aquífero em depósitos sedimentares recentes, manto de alteração e embasamento cristalino fraturado. As análises químicas e isotópicas atestam expressiva conectividade hidráulica entre os compartimentos do aquífero, garantindo a rápida circulação de água no aquífero e curto tempo de residência da água.

Os processos de recarga do aquífero cristalino ocorrem pela infiltração de águas pluviais através do manto de alteração e depósitos sedimentares recentes, cujas características de meio poroso permitem a percolação e armazenamento de água. A elevada taxa pluviométrica local favorece a formação do manto de alteração, além de garantir a saturação desses horizontes e, conseqüentemente, a constante renovação das águas subterrâneas.

O manto de alteração e os depósitos aluvionares compõem uma zona aquífera com características de meio poroso, regionalmente extensa, contínua e heterogênea. Neste compartimento, os valores de condutividade hidráulica foram estimados entre 10^{-5} m/s e 10^{-7} m/s e variam em função do estágio intempérico e tipo de material. A presença de descontinuidades geológicas, como foliações, fraturas, falhas e bandamentos composicionais, promovem o avanço da frente de intemperismo e resultam na geometria irregular do manto de alteração, cujas espessuras que variam de 20 m a 80 m (Figura 39). Na base do manto de alteração ocorre a zona de transição da rocha sã para o saprólito, onde o intenso faturamento confere condutividade hidráulica e favorece a conectividade hidráulica entre os compartimentos manto de alteração e embasamento cristalino inalterado (Figura 39).

Admite-se que as estruturas tectônicas apresentam participação hídrica limitada na porção fraturada do aquífero, uma vez que o aumento de pressão litoestática e o preenchimento mineral tendem a selar essas estruturas. Regiões intensamente tectonizadas e zonas de cisalhamento, que apresentam alta densidade de falhas, fraturas e foliações, promovem o avanço da frente de intemperismo e a abertura dessas estruturas, delimitando importantes alvos na prospecção hidrogeológica. Cabe destacar que o modelo conceitual proposto não exclui a possibilidade da circulação de água através de fraturas e falhas profundas; todavia, atribui-se a essas estruturas potencialidade hídrica localizada e predominantemente limitada.

Embora a posição topográfica não assegure a produtividade do poço, as áreas de vale, muitas vezes associadas a lineamentos, proporcionam o acúmulo de sedimentos, espessamento do manto de alteração e saturação desses horizontes, o que favorece a produtividade de poços. No entanto, a proximidade dessas áreas com cursos d'água superficiais torna propícia a inversão do fluxo subterrâneo e a captação indireta das águas superficiais. Nesses casos, principalmente quando próximos a represas, a captação indireta das águas superficiais favorece a recarga de poços e pode representar até 80% do volume de água explotado.

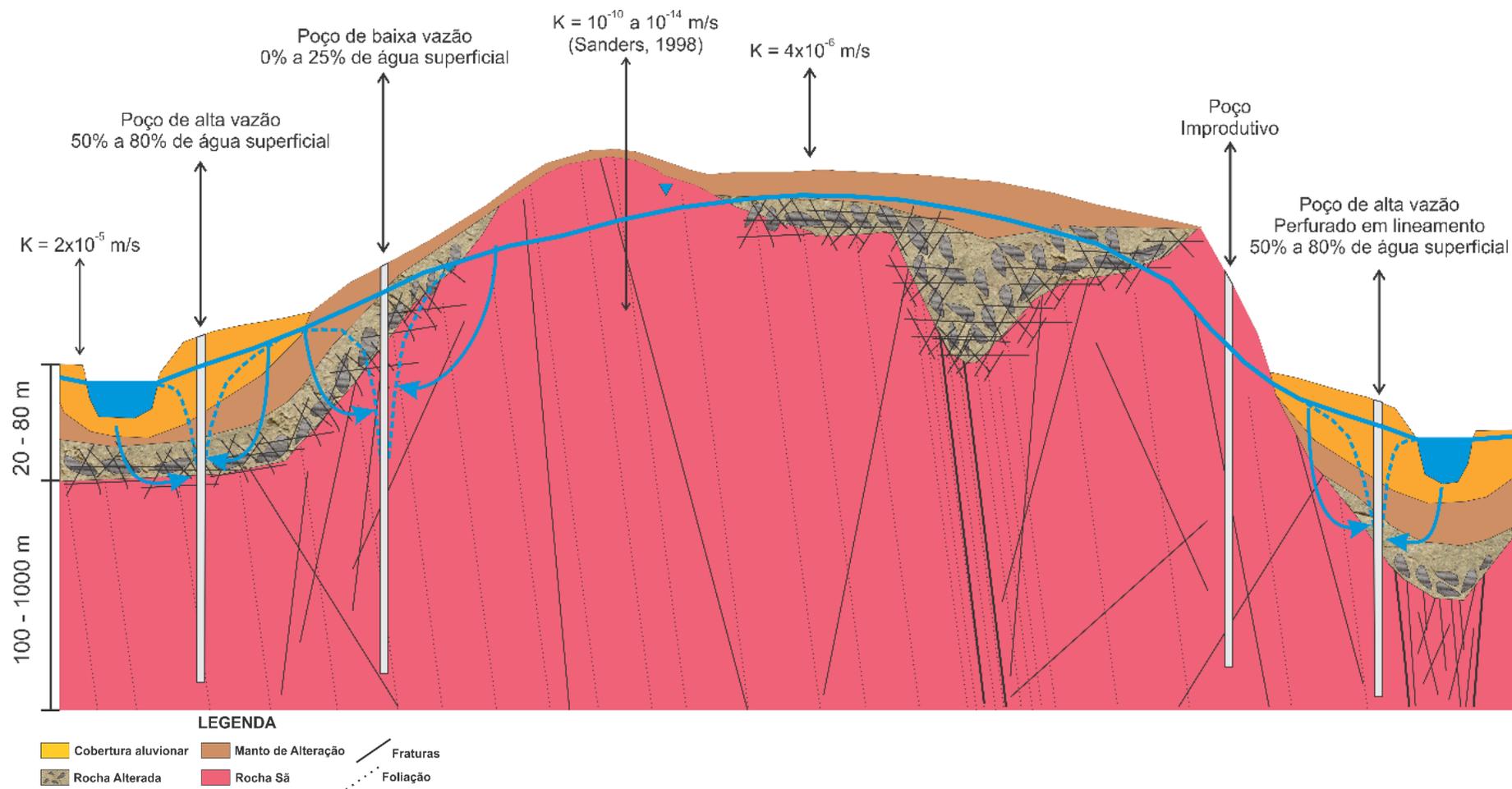


Figura 39 – Configuração geométrica do modelo conceitual proposto para a circulação de águas subterrâneas em aquíferos cristalinos.

6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A proposição do modelo hidrogeológico conceitual permite explicar os mecanismos que governam a circulação e o armazenamento de água no aquífero cristalino e, com isso, aprimorar a prospecção e a gestão dos recursos hídricos subterrâneos no município de Itu. Os resultados obtidos e o modelo conceitual proposto preconizam que a potencialidade do aquífero cristalino está associada majoritariamente ao manto de alteração e às coberturas sedimentares, o que corrobora interpretações de estudos anteriores (DAEE, 1981; CAVALCANTE, 1990).

A semelhança isotópica das águas meteóricas com as do aquífero cristalino e os baixos valores de condutividade elétrica das águas subterrâneas refletem o curto tempo de residência das águas nesse aquífero. Esses resultados mostram a eficiência dos processos de recarga do aquífero, o que assegura a constante renovação das águas subterrâneas e permite captação desse recurso como fonte hídrica complementar para o abastecimento.

Embora a recarga dos aquíferos cristalinos não esteja condicionada tão somente à condutividade hidráulica das unidades aflorantes, os resultados obtidos com o permeâmetro Guelph demonstram que a presença de depósitos sedimentares recentes, como aluviões e coluviões, e a ação dos processos intempéricos, que resultam em horizontes permeáveis e induzem à abertura dos planos de descontinuidades, favorecem a infiltração de água pela zona não saturada e contribuem significativamente com a recarga do aquífero cristalino.

O enriquecimento isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ das águas captadas em poços perfurados próximos de corpos d'água evidencia a recarga desses poços através captação indireta das águas superficiais. Uma vez que os vales são normalmente associados a zonas de fraturas e falhas, a correlação da produtividade de poços com a proximidade de lineamentos pode refletir a captação indireta das águas superficiais, deturpando tal correlação e suas interpretações. Nessas condições, o monitoramento isotópico e a determinação da proporção das águas superficiais na recarga de poços permitem aplicar métodos de gestão adequados à exploração de água através desses poços.

A potencialidade do aquífero cristalino está relacionada à presença, tipo de material, continuidade, espessura e extensão do manto de alteração. Os principais alvos consistem nas porções mais espessas e contínuas do manto de alteração, que

podem estar associados a descontinuidades como foliações, fraturas, falhas ou bandamentos composicionais. No âmbito da prospecção hidrogeológica, a aplicação de imageamentos elétricos profundos constitui técnica rápida e eficiente, que permite determinar a geometria e as características do manto alterado, em detrimento da análise de lineamentos, cujo principal objetivo é delimitar zonas favoráveis, tendo por base a análise de eventos tectônicos que atuaram na área.

Conforme destacado por DAEE (1981), projetos de perfuração de poços no aquífero cristalino devem considerar, prioritariamente, o conhecimento do manto de alteração (continuidade, espessura, extensão e tipo de material), não se justificando o aprofundamento excessivo em busca de vazões maiores. Assim, o aproveitamento das águas do manto de alteração, através da perfuração de poços mais rasos (<150 m) e a instalação de filtros na base do saprólito minimizam os custos de perfuração e operação de poços tubulares, aumentando sua eficiência.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACWORTH, R. I. The development of crystalline basement aquifers in a tropical environment. **Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology**, v. 20, n. 4, p. 265–272, 1987.

ALAZARD, M. et al. Investigation of recharge dynamics and flow paths in a fractured crystalline aquifer in semi-arid India using borehole logs: implications for managed aquifer recharge. **Hydrogeology Journal**, p. 35–57, 2015.

ALMEIDA, F. F. M. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 48, p. 15–26, 1976.

ALMEIDA, F. DE et al. **Províncias Estruturais Brasileiras**. Simpósio de Geologia do Nordeste. **Anais...**Campina Grande: 1977

ANJOS, N. DA F. R. DOS; MENTE, A. **Mapa hidrogeológico da América do Sul: escala 1:5.000.000. Texto explicativo**. Brasília/DF, CPRM, 1996.

APPELO, C. A. J.; POSTMA, D. **Geochemistry, Groundwater and Pollution**. 2. ed. California: CRC PRESS, 2005.

ARAB, P. B. et al. Grupo Itararé (P – C da bacia do Paraná) nas regiões de Limeira e Piracicaba – SP: contribuição ao estudo das litofácies. p. 501–521, 2009.

BAERTSCHI, P. Absolute ^{18}O content of standard mean ocean water. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 31, n. 3, p. 341–344, ago. 1976.

BANKS, D.; ROHR-TORP, E.; SKARPHAGEN, H. Groundwater Resources In Hard Rock; Experiences from The Hvaler Study, Southeastern Norway. **Hydrogeology Journal**, v. 2, n. 2, p. 33–42, 1 fev. 1994.

BENSE, V. F. et al. Fault zone hydrogeology. **Earth-Science Reviews**, v. 127, p. 171–192, 2013.

BERGMANN, M. **Caracterização estratigráfica e estrutural da sequência vulcano-sedimentar do grupo São Roque - na região de Pirapora do Bom Jesus - Estado de São Paulo**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1988.

BERTACHINI, A. C. **Estudo das características hidrogeológicas dos terrenos cristalinos sob clima úmido, na região de Jundiá, em São Paulo**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1987.

BOISSON, A. et al. Determining the vertical evolution of hydrodynamic parameters in weathered and fractured south Indian crystalline-rock aquifers: insights from a study on an instrumented site. **Hydrogeology Journal**, v. 23, n. 4, p. 757–773, 2015.

BOUTT, D. F.; DIGGINS, P.; MABEE, S. A field study (Massachusetts, USA) of the factors controlling the depth of groundwater flow systems in crystalline fractured-rock terrain. **Hydrogeology Journal**, v. 18, n. 8, p. 1839–1854, 2010.

CAETANO – CHANG, M. R., 1984. Análise Ambiental e estratigráfica do Subgrupo Itararé (PC) no sudoeste do Estado de São Paulo. Inst. Geociências, USP. São Paulo (Tese Doutorado).

CAINE, J. S.; EVANS, J. P.; FORSTER, C. B. Fault zone architecture and permeability structure. **Geology**, v. 24, n. 11, p. 1025–1028, 1996.

CAINE, J. S.; FORSTER, C. B. Fault Zone Architecture and Fluid Flow: Insights From Field Data and Numerical Modeling. 1999.

CAVALCANTE, I. N. **Estudo Hidrogeológico de terreno cristalino com manto de intemperismo - Área Piloto de Atibaia (SP)**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1990.

CAVALCANTE, I. N.; SANTIAGO, M. L.; REBOUÇAS, A. DA C. Hidroquímica dos sistemas aquíferos manto de intemperismo e meio fraturado na região de Atibaia, estado de São Paulo. **Revista de Geologia**, v. 11, p. 31–39, 1998.

CETESB. Qualidade das Águas Subterrâneas no Estado de São Paulo: 2007-2009. **Companhia Ambiental do Estado de São Paulo**, p. 258, 2010.

CETESB. Guia Nacional de Coleta e Preservação de Amostras - Água, Sedimento, Comunidades Aquáticas e Efluentes Líquidos. **Companhia Ambiental do Estado de São Paulo**, p. 326p, 2011.

CETESB. Qualidade das águas subterrâneas do estado de São Paulo 2010-2012. **Companhia Ambiental do Estado de São Paulo**, p. 222, 2013.

CETESB. Qualidade das águas subterrâneas do estado de São Paulo 2013-2015. **Companhia Ambiental do Estado de São Paulo**, p. 311, 2016.

CHANG, H. K.; TEIXEIRA, A. J.; VIDAL, A. C. Aspectos hidrogeológicos e hidroquímicos das regiões dos municípios de Mogi Mirim, Mogi Guaçu e Itapira no Estado de São Paulo. **Revista Geociências - UNESP**, v. 22, n. Especial, p. 63–73, 2003.

CHO, M. et al. Relationship between the permeability of hard-rock aquifers and their weathered cover based on geological and hydrogeological observations in South Korea. v. 7, p. 426, 2003.

CLARK, I. D.; FRITZ, P. **Environmental Isotopes in Hydrogeology**. Boca Raton, FL.: CRC Press, 1997.

CLARK, S. F. et al. Criteria and Methods for Fracture-Trace analysis of the New Hampshire Bedrock Aquifer. No. 96-479. US Geological Survey; Branch of Information Services [distributor],, 1996.

COSTA, W. D. **Análise dos fatores que atuam no aquífero fissural**, 1986.

CUSTODIO, E.; LLAMAS, M. R. **Hidrologia Subterrânea**. 1. ed. Barcelona: Omega, 1983.

CUSTODIO, E. Y.; LLAMAS, M. R. **Hidrología Subterrânea**. 2. ed. Barcelona: Omega, 1996.

DAEE. **Estudo de Águas Subterrâneas - Região Administrativa 1 - Grande São Paulo**. São Paulo, 1975.

DAEE. Mapa de águas subterrâneas do estado de SP. p. 119, 2005.

DAEE/LEBAC. **Águas subterrâneas no Estado de São Paulo. Diretrizes de Utilização e Proteção**. São Paulo, 2013.

DAVIS, S. N.; TURK, L. J. Optimum Depth of Wells in Crystalline Rocks. **Groundwater**, v. 2, n. 2, p. 6–11, 1964.

DEWANDEL, B. et al. A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. **Journal of Hydrology**, v. 330, n. 1–2, p. 260–284, 2006.

DOMENICO, P. A.; SCHWARTZ, F. W. **Physical and Chemical Hydrogeology**. New York: John Wiley & Sons, 1990.

DOVERI, M.; MUSSI, M. Water isotopes as environmental tracers for conceptual understanding of groundwater flow: An application for fractured aquifer systems in the “Scansano-Magliano in Toscana” area (Southern Tuscany, Italy). **Water (Switzerland)**, v. 6, n. 8, p. 2255–2277, 2014.

ELRICK, D. E.; REYNOLDS, W. D.; TAN, K. A. Hydraulic Conductivity measurements in the Unsaturated zone using improved well analyses. **Groundwater monitoring and remediation**, v. 9, p. 184–193, 1989.

EVANS, J. P.; FORSTER, C. B.; GODDARD, J. V. Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones. **Journal of Structural Geology**, v. 19, n. 11, p. 1393–1404, 1997.

EZAKI, S. **HIDROGEOQUÍMICA DOS AQUÍFEROS TUBARÃO E CRISTALINO NA REGIÃO DE SALTO (SP)**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2011.

FANTI, A. C. **Investigação de aquífero fraturado para entendimento de fluxo e transporte de contaminantes clorados: Estudo de caso em Valinhos, SP**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2015.

FAULKNER, D. R. et al. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. **Journal of Structural Geology**, v. 32, n. 11, p. 1557–1575, 2010.

FEITOSA, F. A. C. et al. **Hidrogeologia: conceitos e aplicações**. 3. ed. Recife: Rio de Janeiro: CPRM, 2008.

FERNANDES, A. J. Tectônica cenozóica na porção média da bacia do rio Piracicaba e sua aplicação à hidrogeologia. p. 269, Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1997.

FERNANDES, A. J.; RUDOLPH, D. L. The influence of Cenozoic tectonics on the groundwater-production capacity of fractured zones: A case study in Sao Paulo, Brazil. **Hydrogeology Journal**, v. 9, n. 2, p. 151–167, 2001.

FERRAZ, F. DE M. et al. Estudo da condutividade hidráulica obtida em ensaios de

campo: infiltração em sondagens e slug test em poços de monitoramento. **InterfacEHS – Saúde, Meio Ambiente e Sustentabilidade**, v. 10, n. 1, p. 66–87, 2015.

FOSSSEN, H. **Structural Geology**. 1. ed. Cambridge University Press, 2010.

FOSTER, S. Hard-rock aquifers in tropical regions: Using science to inform development and management policy. **Hydrogeology Journal**, v. 20, n. 4, p. 659–672, 2012.

FRANÇA, A. B.; POTTER, P. E. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatórios do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 1). **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 2, p. 147–191, 1988.

GANERØD, G. V.; BRAATHEN, A.; WILLEMOES-WISSING, B. Predictive permeability model of extensional faults in crystalline and metamorphic rocks; verification by pre-grouting in two sub-sea tunnels, Norway. **Journal of Structural Geology**, v. 30, n. 8, p. 993–1004, 2008.

GAT, J. R. Comments on the Stable Isotope Method in Regional Groundwater Investigations. **Water Resources Research**, v. 7, n. 4, p. 980–993, 1971.

GLEESON, T.; NOVAKOWSKI, K.; KURT KYSER, T. Extremely rapid and localized recharge to a fractured rock aquifer. **Journal of Hydrology**, v. 376, n. 3–4, p. 496–509, 2009.

GODOY, A. M. et al. Evolução geológica dos batólitos granitóides neoproterozóicos do sudeste do estado de são paulo. **Geociencias**, v. 29, n. 2, p. 171–185, 2010.

GUDMUNDSSON, A. Formation and growth of normal faults at the divergent plate boundary in Iceland. **Terra Nova**, v. 4, n. 4, p. 464–471, abr. 1992.

GUDMUNDSSON, A. **Rock Fractures in Geological Processes**. 1. ed. Londres: Cambridge University Press, 2011.

HACKSPACHER, C. P. et al. Magmatismo há ca. 660 - 640 Ma no Domínio Socorro: Registros de Convergência Pré-Colisional na Aglutinação do Gondwana Ocidental. **Revista do Instituto de Geociências - USP**, v. 3, p. 85–96, 2003.

HACKSPACHER, P. C.; GODOY, A. M.; OLIVEIRA, M. A. F. DE. 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.

HANSMANN, B.; MEIJERINK, A.; KODITUWAKKU, K. An inductive approach for groundwater exploration. **ITC journal**, p. 76, 1992.

HARALUI, N.; HASUI, Y. The gravimetric information and the Archean - Proterozoic structural framework of eastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 12, n. 1–3, p. 160–166, 1982.

HARNED, D. **The hydrogeologic framework and a reconnaissance of groundwater quality in the piedmont province of north carolina, with a design for future study**. No. 88-4130. US Geological Survey, 1989.

HASUI, Y. Geologia da folha de São Roque. **Boletim IG, Instituto de Geociências, USP**, v. 6, p. 157–183, 1975.

HASUI, Y. et al. **As grandes falhas do Leste Paulista**. 1o Simpósio Regional de Geologia. **Anais...**São Paulo: SBG-SP, 1977

HASUI, Y. et al. Geologia e tectônica da serra do Japi. **Boletim IG-USP**, v. 9, p. 17–24, 1978.

HENRIKSEN, H. Relation Between Topography and Well Yield in Boreholes in Crystalline Rocks, Sogn og Fjordane, Norway. **Groundwater**, v. 33, n. 4, p. 635–643, 1995.

HILLEL, D. **Environmental Soil Physics**. Academic Press, 1998.

HOLMØY, K. H.; NILSEN, B. Significance of geological parameters for predicting water inflow in hard rock tunnels. **Rock Mechanics and Rock Engineering**, v. 47, n. 3, p. 853–868, 2014.

HOLZHAUSEN, G. R. Origin of sheet structure, 1. Morphology and boundary conditions. **Engineering Geology**, v. 27, n. 1–4, p. 225–278, 1989.

INGEBRITSEN, S. E.; MANNING, C. E. Permeability of the Continental Crust: Dynamic Variations Inferred from Seismicity and Metamorphism. **Frontiers in Geofluids**, p. 193–205, 2011.

INSTITUTO GEOLÓGICO DE SÃO PAULO. Cartas geológicas e geotécnicas para o planejamento ambiental na região entre Sorocaba e Campinas. Mapa Geológico do Município de Itu. Relatório Técnico, volume II, 97p. 2009.

IRITANI, M. A. et al. Caracterização Hidroquímica das águas subterrâneas no município de Itu (SP). **Revista do Instituto Geológico**, v. 32, p. 11–26, 2011.

JOHNSON, B. C. D. Effects of Lithology and Fracture Characteristics on Hydraulic Properties in Crystalline Rock: Mirror Lake Research Site, Grafton County, New Hampshire. **U.S. Geological Survey Toxic Substances Hydrology Program Technical Meeting**, p. Volume 3, 1998.

JONES, M. J. The weathered zone aquifers of the basement complex areas of Africa. **Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology**, v. 18, n. 1, p. 35–46, 1985.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. **An Introduction to Geophysical Exploration**. Cambridge University Press, 2002. v. 3

LACHASSAGNE, P.; WYNS, R.; DEWANDEL, B. The fracture permeability of Hard Rock Aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. **Terra Nova**, v. 23, n. 3, p. 145–161, 2011.

LARSSON, I. **Ground Water in hard rocks**. Paris: UNESCO, 1984.

LE BORGNE, T. et al. Assessment of preferential flow path connectivity and hydraulic properties at single-borehole and cross-borehole scales in a fractured aquifer. **Journal of Hydrology**, v. 328, n. 1–2, p. 347–359, 2006.

LEGRAND, H. E. **A Master Conceptual Model for Hydrogeological Site Characterization in the Piedmont and Mountain Region of North Carolina** North Carolina, 2004.

LIE, H.; GUDMUNDSSON, A. The importance of hydraulic gradient, lineament trend, proximity to lineaments and surface drainage pattern for yield of groundwater wells on Askøy, West Norway. **Norges geologiske undersøkelse Bulletin**, v. 439, p. 51–60, 2002.

LLOYD, J. W. **Water resources of hard rock aquifers in arid and semi-arid zones** Paris UNESCO, 1999.

LUETZENKIRCHEN, V. Structural Geology and Hydrogeology of Brittle Fault Zones in the Central and Eastern Gotthard Massif, Switzerland. n. 14749, p. 247, 2002.

MABEE, STEPHEN B.; HARDCASTLE, KENNETH C.; WISE, D. U. **A method of Collecting and analyzing lineaments for regional-scale fractured-bedrock aquifer studies**, 1994.

MABEE, S. B.; CURRY, P. J.; HARDCASTLE, K. C. Correlation of Lineamentes to Ground Water inflows in a Bedrock Tunnel. **Ground Water, NGWA**, v. 40, p. 37–43, 2002.

MADRUCCI, V. **Prospecção de Água subterrânea em terreno cristalino utilizando-se análise integrada de dados de sensoriamento remoto, geofísicos e técnicas de geoprocessamento, região de lindóia, SP**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2004.

MADRUCCI, V.; ARAÚJO, C. C. DE; TAIOLI, F. Sensoriamento Remoto, Aerogeofísica e Geoprocessamento Aplicados ao Estudo de Aquífero Fraturado em Terreno Cristalino, Leste de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 2, p. 43–52, 2003.

MAGOWE, M.; CARR, J. R. Relationship Between Lineaments and Ground Water Occurrence in Western Botswana. **Ground Water**, v. 37, n. 2, p. 282–286, 1999.

MÄKELÄ, J. **Drilled well yield and hydraulic properties in the Precambrian crystalline bedrock of Central Finland**. University of Turku, 2012.

MANDL, G. **Rock Joints**. 1. ed. Berlin/Heidelberg: Springer-Verlag, 2005.

MENEGASSE, L. N. **Estudo Hidrogeológico das rochas metassedimentares do grupo são roque a NW da grande São Paulo - Critérios para locação de poços profundos**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1991.

MOOK, W. G. **Enviromental Isotopes in the Hydrological Cycle: Principles and applications. Volume 1: Introduction: Theory, Methods, Review**. 39. ed. Paris: IHP-V Technical Documents in Hydrology. UNESCO, 2000.

MORIN, R. H.; SAVAGE, W. Z. Effects of crustal stresses on fluid transport in fractured rock: case studies from northeastern and southwestern USA. **Hydrogeology**

Journal, v. 11, n. 1, p. 100–112, 2003.

MORRIS, D. A.; JOHNSON, A. I. Summary of Hydrologic and physical properties of Rock and Soil Materials as analyzed by the Hydrologic Laboratories of the U.S. Geological Survey. **Geological Survey Water-Supply Paper 1839-D**, 1967.

NEVES, M. A. **Análise integrada aplicada à exploração de água subterrânea na bacia do Rio Jundiá (SP)**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, 2005.

NEVES, M. A.; PEREIRA, S. Y.; MORALES, N. Comportamento Do Aquífero Fissural Na Microbacia Do Córrego Da Cachoeira , Município De Vinhedo (Sp). p. 1–17, 2002.

ODA, G. H. **Contribuição à hidrogeologia da região entre salto de pirapora e Itu (SP): Análise da produtividade, ocorrência e circulação das águas subterrâneas dos sistemas aquíferos Tubarão e Cristalino**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1998.

ODA, G. H. et al. AVALIAÇÃO ESTATÍSTICA PRELIMINAR DE DADOS DE POÇOS. p. 1–16, 2012.

OLIVA, A. Estudo Hidrofaciológico Do Aquífero Rio Claro No Município De Rio Claro - Sp. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, 2006.

ORELLANA, E. **Prospeccion geoelectrica en corriente continua**. Paraninfo, 1972.

OWOR, M. et al. Groundwater/surface-water interactions on deeply weathered surfaces of low relief: Evidence from Lakes Victoria and Kyoga, Uganda. **Hydrogeology Journal**, v. 19, n. 7, p. 1403–1420, 2011.

PALACKY, G. J. **Resistivity characteristics of geologic targets, in Investigations in Geophysics vol. 3: Electromagnetic methods in applied geophysics-theory**. [s.l.] Soc. Expl. Geophys., 1988.

PEDE, M. A. Z. **Caracterização Da Condutividade Hidráulica Do Embasamento Cristalino Alterado Saturado Na Região Metropolitana De São Paulo**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual

Paulista Júlio de Mesquita Filho, 2004.

PETRI, S.; PIRES, F. A. O Subgrupo Itararé (PermoCarbonífero) na região do Médio Tietê, Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 22, n. 3, p. 301–310, 1992.

PRAAMSMA, T. et al. Using stable isotopes and hydraulic head data to investigate groundwater recharge and discharge in a fractured rock aquifer. **Journal of Hydrology**, v. 366, n. 1–4, p. 35–45, 2009.

RAGAB, R.; COOPER, J. D. Variability of unsaturated zone water transport parameters: implications for hydrological modelling. 1. *In situ* measurements. **Journal of Hydrology**, v. 148, n. 1–4, p. 109–131, 1993.

REBOUÇAS, A. C.; CAVALCANTE, I. N. **Hydrogeology of crystalline basement rocks in Brazil**. Proceedings workshop held in Zimbabwe, Harare, Commonwealth Sciences Council, Technical Publication series no. 232. **Anais...**Londres: 1987

REBOUÇAS, A. DA C. Groundwater in Brazil. **EPISODES**, v. 11, n. 3, p. 209–214, 1988.

REYNOLDS, W. D.; ELRICK, D. E. *In situ* measurement of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity, and the α -parameter using the guelph permeameter. **Soil Science**, v. 140, n. 4, p. 292–302, out. 1985.

REYNOLDS, W. D.; ELRICK, D. E.; TOPP, G. C. A reexamination of the constant head well permeameter method for measuring saturated hydraulic conductivity above the water table. **Soil Science**, v. 136, n. 4, p. 250, out. 1983.

RICCOMINI, C. **O Rift Continental do Sudeste do Brasil**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1989.

RICHARD, B. et al. **Factors Related to Well Yield in the Fractured-Bedrock Aquifer of New Hampshire**U.S. Geological Survey Professional Paper 1660Denver, CO, 2002.

RICHARDS, L. A. CAPILLARY CONDUCTION OF LIQUIDS THROUGH POROUS MEDIUMS. **Physics**, v. 1, n. 5, p. 318–333, nov. 1931.

SANDERS, F. A. . **Manual of Field hydrogeology**. New Jersey: Prentice Hall,

1998.

SANTORO, E. **Geologia da Folha Cabreúva, SP**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1984.

SINGHAL, B. B. S.; GUPTA, R. P. Applied hydrogeology of fractured rocks: Second edition. **Applied Hydrogeology of Fractured Rocks: Second Edition**, p. 1–408, 2010.

SMITH, L.; FORSTER, C. B.; EVANS, J. P. Interaction Between Fault Zones, Fluid Flow and Heat Transfer at the Basin Scale. **Hydrogeology of low Permeability environments, International Association of Hydrological Sciences selected papers in Hydrogeology**, v. 2, p. 41–67, 1990.

SOTO, M. A.; CHANG, K. H.; VILAR, O. M. Análise Do Método Do Permeâmetro De Guelph Na Determinação Da Condutividade Hidráulica Saturada. **Águas Subterrâneas**, v. 23, n. 1, p. 137–152, 2009.

TASSINARI, C. C. G. **As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução crustal**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1988.

TAYLOR, R.; HOWARD, K. A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock: evidence from Uganda. **Hydrogeology Journal**, v. 8, p. 279–294, 2000.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. **Applied Geophysics Book**, 1990.

TWISS, R. J.; MOORES, E. M. **Structural Geology**. 2nd. ed. W. H. Freeman, 2006.

UREY, H. C. The thermodynamic properties of isotopic substances. **Journal of the Chemical Society**, p. 562, 1947.

VESELY, F. F.; ASSINE, M. L. Sequências e tratos de sistemas deposicionais do Grupo Itararé, norte do estado do Paraná. **Brazilian Journal of Geology**, v. 34, n. 2, p. 219–230, 2008.

WERNICK, E. Arc-related rapakivi granites from the Ribeira fold belt, SE Brazil.

Revista Brasileira de Geociências, v. 1, p. 4, 2000.

WHITE, A. F. et al. Differential rates of feldspar weathering in granitic regoliths. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 65, n. 6, p. 847–869, 2001.

WHITE, C. C.; HOUSTON, J. F. T.; BARKER, R. D. The Victoria Province Drought Relief Project, I. Geophysical Siting of Boreholes. **Ground Water**, v. 26, n. 3, p. 309–316, 1988.

WIT, J. C.; STRAATEN, C. M.; MOOK, W. G. Determination of the Absolute Hydrogen Isotopic Ratio of V-SMOW and SLAP. **Geostandards and Geoanalytical Research**, v. 4, n. 1, p. 33–36, 1980.

WOLF, R. G. **Physical properties of rocks; porosity, permeability, distribution coefficients, and dispersivity** Reston, Virginia, 1982.

WYNS, R. et al. Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). **Bulletin de la Societe Geologique de France**, v. 175, n. 1, p. 21–34, 2004.