UNESP
UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"CAMPUS DE RIO CLARO"
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

RECONHECIMENTO GEOFÍSICO EM AQUÍFERO FRATURADO EM CAÇAPAVA DO SUL (RS): ANÁLISE COMPARATIVA ENTRE ARRANJOS DE TOMOGRAFIA ELÉTRICA

Rômulo Bortolozzo
Orientador: Prof. Dr. César Augusto Moreira

Rio Claro (SP)
2017

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

RÔMULO BORTOLOZZO

RECONHECIMENTO GEOFÍSICO EM AQUÍFERO FRATURADO EM CAÇAPAVA DO SUL (RS): ANÁLISE COMPARATIVA ENTRE ARRANJOS DE TOMOGRAFIA ELÉTRICA

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

Rio Claro – SP
2017

551.49 Bortolozzo, Rômulo
B739r Reconhecimento geofísico em aquífero fraturado em Caçapava do Sul (RS): análise comparativa entre arranjos de tomografia eelétrica / Rômulo Bortolozzo. - Rio Claro, 2017
62 f. : il., figs.

Trabalho de conclusão de curso (Geologia) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: César Augusto Moreira

1. Águas subterrâneas. 2. Aquífero fraturado. 3. Geofísica. 4. Tomografia elétrica. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP - Adriana Ap. Puerta Buzzá / CRB 8/7987

Aos meus pais, Jairo e Ana, pelo apoio e incentivo nesta minha caminhada.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus pela saúde, oportunidade e força para lutar.

A toda a minha família, meus pais, Jairo e Ana, meu irmão, Leonardo, por sempre estarem ao meu lado, incentivando, aconselhando e amparando.

Aos meus grandes amigos de Santa Bárbara d'Oeste, por manterem este forte elo de amizade ao longo dos últimos 16 anos, em especial a Antônio Vale Lussari, Caique Mello, Matheus Cardoso, Matheus Tunussi, Neto Fornasari e Renan Parazzi de Carvalho.

Aos amigos da Turma de Geologia 2013, pela amizade, convívio, companheirismo e histórias, em especial a Caio Seebregts, Fernanda Bertuluci, Giovana Pimentel, Leonardo Salim, Lucas Furlan, Luís Gustavo Trettel, Rafaela Bressan, Tais Bischof Pian e Wallace Soares. As amizades cultivadas na universidade, em especial a Laís Jacconi e Luiza Figueiredo Sardinha. Levarei vossa amizade para vida toda.

Ao meu orientador e amigo, César Augusto Moreira, pelos ensinamentos, conselhos, confiança, apoio e atenção ao longo dos últimos anos.

A Lívia Portes Innocenti Helene e Lenon Melo Ilha, pelo auxílio na aquisição dos dados em campo.

Aos funcionários da Votorantim Metais e WCA Brasil da unidade de Porangatu, Goiás, onde estagiei durante este último semestre. Obrigado pelos ensinamentos compartilhados. Agradecimento especial a Rafael Fernandes de Freitas, meu gestor, pela oportunidade e confiança.

A todos que sempre acreditaram em mim, meu muito obrigado.

“A confiança em si mesmo é o primeiro segredo do sucesso.”

(Ralph Waldo Emerson)

RESUMO

A exploração da água subterrânea é uma alternativa que vem crescendo no Brasil, principalmente em regiões desprovidas de fontes superficiais ou periféricas aos sistemas de distribuição convencionais. Os aquíferos fraturados consistem em sistemas complexos onde a percolação de água ocorre através de descontinuidades, como falhas e fraturas. A locação de poços produtivos nestes ambientes torna-se um grande desafio, visto que a maioria dos poços resultantes são secos ou apresentam vazões insatisfatórias. A geofísica compreende um conjunto de ferramentas indiretas de investigação em subsuperfície, que permitem avaliar o meio geológico através do contraste de propriedades físicas dos materiais, como a resistividade elétrica. Os métodos geofísicos têm sido bastante empregados em estudos hidrogeológicos, principalmente por meio da técnica de Tomografia Elétrica de Resistividade (ETR), que possibilita revelar zonas fraturadas com potencial aquífero a partir do processamento de modelos de inversão 2D e de visualização 3D. Este trabalho realiza um reconhecimento de estruturas de fluxo em um aquífero fraturado na região de Caçapava do Sul (RS), através da aplicação do método geofísico de Eletrorresistividade por meio da técnica de Tomografia Elétrica em arranjos Dipolo-Dipolo, Schlumberger e Wenner. Dados estruturais obtidos em exposições de granito maciço e inalterado próximas à área de estudo serviram de base para uma análise comparativa entre os modelos gerados para cada arranjo, a fim de definir o mais adequado e condizente com a realidade geológica. Os produtos referentes ao arranjo Schlumberger, ao contrário dos demais, possibilitaram o modelamento de uma superfície de baixa resistividade, que foi relacionada com uma família de fraturas saturadas em água reconhecida em campo. O cruzamento dos dados estruturais com o modelo 3D de isosuperfície permitiu indicar um local promissor à captação de água subterrânea.

Palavras-chave: água subterrânea, aquífero fraturado, geofísica, tomografia elétrica de resistividade

ABSTRACT

The groundwater exploration is an alternative that has been growing in Brazil, especially in regions that lack surface or peripheral sources to conventional distribution systems. Fractured aquifers consist of complex systems where water percolation occurs through discontinuities such as faults and fractures. The location of productive wells in these environments becomes a major challenge, since most of the resulting wells are dry or have unsatisfactory flow rates. Geophysics comprises a set of indirect subsurface research tools that allow the evaluation of the geological environment through the contrast of physical properties of materials such as electrical resistivity. The geophysical methods have been widely used in hydrogeological studies, mainly through the technique of Electrical Resistivity Tomography (ETR), which allows the detection of fractured zones with aquifer potential from the processing of 2D inversion and 3D visualization models. This work accomplishes a reconnaissance of flow structures in a fractured aquifer in the region of Caçapava do Sul (RS), through the application of the geophysical method of Eletroresistivity through the technique of Electrical Tomography in Dipole-Dipole, Schlumberger and Wenner arrangements. Structural data obtained in massive and unaltered granite outcrops close to the study area served as the basis for a comparative analysis between the models generated for each arrangement in order to define the most appropriate and consistent with the geological reality. The products related to the Schlumberger arrangement, unlike the others, allowed the modeling of a low resistivity surface, which was related to a family of water saturated fractures recognized in the field. The crossing of the structural data with the 3D model of isosurface allowed to indicate a promising place to the abstraction of underground water.

Key-words: underground water, fractured aquifer, geophysics, electrical resistivity tomography

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 2.1 - Localização da área de estudos. 15

Figura 3.1 - Contexto das províncias estruturais brasileiras e desenvolvimento da Província Mantiqueira no contexto do Evento Brasiliano-Pan-Africano. Região de estudos destacada em vermelho. 17
Figura 3.2 - Mapa geológico do sul do Brasil e Uruguai, com as principais unidades tectono-estratigráficas e estruturais. 19
Figura 3.3 - Domínios geofísicos identificados por Costa (1997), com destaque em vermelho para a área de estudo. 21
Figura 3.4 - Mapa geológico regional, com destaque para a área de estudo. 22

Figura 5.1 - Caracterização esquemática das zonas não saturada (preenchida parcialmente por água e ar) e saturada (preenchida totalmente por água). 25
Figura 5.2 - Caracterização esquemática dos aquíferos, segundo parâmetros hidrodinâmicos. 27
Figura 5.3 - Caracterização esquemática dos tipos de aquíferos, segundo o tipo de porosidade da rocha armazenadora. 28
Figura 5.4 - Mapa dos principais sistemas aquíferos do Brasil. 29
Figura 5.5 - Mapa hidrogeológico da região de Caçapava do Sul. 31

Figura 6.1 - Fluxo de corrente num condutor linear de comprimento L, resistência R e área de seção transversal A. 33
Figura 6.2 - Arranjo linear esquemático de medição da resistividade, com os eletrodos M e N posicionados entre os eletrodos A e B. 34
Figura 6.3 - Faixa de valores para algumas litologias e água natural. 35
Figura 6.4 - Esquema de aquisição de dados por meio do arranjo Dipolo-Dipolo. 37
Figura 6.5 - Arranjo Dipolo-Dipolo 38
Figura 6.6 - Arranjo Wenner. 39
Figura 6.7 - Arranjo Schlumberger. 39
Figura 6.8 - Mapa de localização da área, com detalhe para o posicionamento e orientação das linhas de ETR e sua relação com a direção de fraturamento local. 41
Figura 6.9 - Trabalhos de aquisição de dados em campo. 42

Figura 8.1 - Afloramentos de granitos na beira da rodovia. A) Fraturas de médio ângulo de mergulho; B) Fraturas verticais. 46
Figura 8.2 - Modelos de inversão de resistividade. A) Linha 1 para o arranjo Dipolo-Dipolo; B) Linha 1 para o arranjo Schlumberger; C) Linha 1 para o arranjo Wenner; D) Linha 3 para o arranjo Dipolo-Dipolo; E) Linha 3 para o arranjo Schlumberger; F) Linha 3 para o arranjo Wenner. 48
Figura 8.3 - Modelos de visualização 3D em blocos. A) Arranjo Dipolo-Dipolo; B) Arranjo Schlumberger; C) Arranjo Wenner. 49
Figura 8.4 - Modelos de isosuperfície de resistividade em perspectiva frontal e lateral. A) Arranjo Dipolo-Dipolo; B) Arranjo Schlumberger; C) Arranjo Wenner. 50
Figura 8.5 - Relação entre as estruturas reconhecidas em campo e a projeção dos planos de fratura no modelo de isosuperfície para o arranjo Schlumberger. 52
Figura 8.6 - Local recomendado para a perfuração de poço tubular. 52

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO 12
1.1 Objetivos 14
1.2 Justificativas 14
2. ÁREA DE ESTUDO 15
3. GEOLOGIA REGIONAL 17
3.1 O Escudo Sul-Rio-Grandense 17
3.1.1 Domínio Oeste 21
4. GEOLOGIA LOCAL 23
4.1 Suíte Granítica Caçapava do Sul 23
5. ÁGUAS SUBTERRÂNEAS 25
5.1 Sistema Aquífero Embasamento Cristalino II 29
6. MATERIAIS E MÉTODOS 32
6.1 Método de eletrorresistividade 33
6.2 Técnicas e arranjos 36
6.2.1 Tomografia Elétrica de Resistividade (ETR) 36
6.2.2 Arranjo Dipolo-Dipolo 37
6.2.3 Arranjo Wenner 38
6.2.4 Arranjo Schlumberger 39
6.3 Aquisição e processamento de dados 40
7. ESTUDO DE CASOS 44
8. RESULTADOS E DISCUSSÃO 46
8.1 Modelos de inversão 2D (seções) 46
8.2 Modelos de visualização 3D 49
8.2.1 Isosuperfícies 49
9. CONCLUSÃO 53
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 55

1. INTRODUÇÃO

O Brasil é conhecido por sua riqueza em recursos hídricos, sendo o território mais rico em água doce, com 13,7% das reservas mundiais (PNRH, 201–). Devido à presença de extensos e abundantes rios, a principal matriz energética nacional é baseada na hidroeletricidade, que responde por mais de 75% da produção de energia e faz do país o terceiro maior consumidor de energia hidrelétrica do mundo, correspondendo a 9,5% do consumo global (BP, 2015).

Apesar de sua situação privilegiada quanto à quantidade e qualidade de suas águas, o acesso a este recurso não é igual para todos. As características geográficas de cada região e as mudanças das vazões dos rios, que ocorrem devido às variações climáticas no decorrer do ano, afetam a distribuição. Enquanto 73% da água doce disponível está na Bacia Amazônica, habitada por apenas 5% da população, apenas 27% dos recursos estão disponíveis para as demais regiões, onde residem 95% da população do país (PNRH, 201–).

A coleta e distribuição de água para abastecimento público no Brasil provêm da captação de fontes superficiais, predominantemente rios e lagos, os quais envolvem um conjunto de procedimentos que são aplicados à água para que esta torne-se adequada para consumo, ou seja, atenda ao padrão de potabilidade. Segundo dados de 2015 do Sistema Nacional de Informações sobre Saneamento (SNIS), 83,3% da população brasileira é atendida por água potável. A situação se agrava no Norte do país, onde apenas 56,9% da população recebe abastecimento. O Estado do Rio Grande do Sul tem 87,2% da população atendida, onde 178 dos 496 municípios apresentam percentuais de atendimento igual ou superior ao do Estado, chegando até 99,35%, como é o caso do município de Porto Alegre.

A Lei do Saneamento Básico, estabelecida em 2007, prevê a universalização do sistema de abastecimento público de águas no Brasil, tendo como um dos principais pilares a elaboração de um plano municipal do setor para cada cidade. Entretanto, um aspecto crítico no país são os elevados níveis de perdas na distribuição de água, que em 2014 corresponderam a uma média nacional de 37%. Isto se deve a extensão e complexidade das redes, falta de manutenção, idade do sistema, ligações clandestinas, entre outros aspectos. O Rio Grande do Sul, por exemplo, apresenta um índice de perda de 38,02%, número que atingiu 44% no ano de 2008. Assim, além do grande desafio de universalização, existe a necessidade de

melhorias na prestação dos serviços já existentes. A nível de comparação, nos países europeus, esta média fica entre 15% e 25% (DIEESE, 2016).

Uma alternativa que vem crescendo no país, principalmente em regiões desprovidas de fontes superficiais ou periféricas aos sistemas de distribuição convencionais, é a coleta e abastecimento a partir de fontes subterrâneas. Sua abundância, qualidade e baixo custo relativo de captação têm a feito uma opção viável técnica e economicamente. O território brasileiro possui uma reserva de águas subterrâneas estimada em aproximadamente 112.000 km^3 (REBOUÇAS, 1997), definida por 181 aquíferos, os quais abastecem 39% dos municípios brasileiros (ANA, 2013). A captação em aquíferos tem sido explorada para diversos fins, tais como abastecimento público, agricultura, indústria e lazer (ANA, 2005). Há regiões que apresentam grande disponibilidade hídrica subterrânea, como aquelas abrangidas pelo Aquífero Guarani, e outras pobres, como aquelas compreendidas em rochas cristalinas no semi-árido brasileiro (MMA, 2007). No Estado do Rio Grande do Sul, 286 municípios (59%) são abastecidos por água subterrânea (ANA, 2010).

Os aquíferos fraturados são formações geológicas suficientemente permeáveis, caracterizados pela presença de fraturas e descontinuidades, que permitem a transmissão, armazenamento e extração de água, sendo sistemas complexos e, por isso, tornam-se um desafio para definição de locais favoráveis a perfuração de poços produtivos. Os poços resultantes normalmente são secos ou apresentam vazões insuficientes para atender a demanda local. O semi-árido brasileiro, por exemplo, é constituído por terrenos cristalinos que fornecem poços com capacidades específicas entre 1 e 3 m^3/h e elevado conteúdo salino, normalmente acima dos padrões de potabilidade. (ANA, 2005).

O uso da geofísica em sistemas aquíferos permite reduzir incertezas e definir alvos promissores para captação. Além de possuírem baixo custo relativo e a possibilidade de cobrir amplas áreas, os métodos geofísicos proporcionam uma geração rápida de uma perspectiva das condições em subsuperfície, a partir do contraste de propriedades físicas entre os materiais geológicos (SARA, 2003). Dentre os mais relevantes nos estudos hidrogeológicos estão os métodos elétricos e eletromagnéticos, diante da sensibilidade do instrumento às variações do teor de umidade no meio geológico, fator que influencia diretamente na resposta de

parâmetros físicos como resistividade ou condutividade elétrica (RUBIN & HUBBARD, 2005).

A aplicação da técnica de Tomografia Elétrica (ETR) possibilita revelar zonas fraturadas com potencial aquífero. Um grande desafio é a adaptação de um método de investigação com formulação matemática baseada em meios isotrópicos e homogêneos para utilização em estruturas anisotrópicas e heterogêneas (ORELLANA, 1972; TELFORD *et al.*, 2004). Nesse contexto, a análise de diferentes arranjos de aquisição de dados e das interações do campo elétrico e potencial em ambientes complexos, pode ser fundamental para reconhecer as limitações e a viabilidade dos procedimentos mais adequados aos estudos de aquíferos fraturados.

Posto isso, o presente trabalho propõe a realização de estudos em um sistema aquífero fraturado, a partir de análises estruturais e ensaios geofísicos que permitirão gerar um modelo condizente com a realidade geológica local e selecionar alvos com potencial para a captação de água subterrânea.

1.1 Objetivos

Este trabalho tem como objetivo primordial o reconhecimento de estruturas de fluxo em um sistema aquífero fraturado contido em um maciço granítico, localizado no município de Caçapava do Sul (RS), a partir da aplicação do método geofísico de Eletrorresistividade por meio da técnica de Tomografia Elétrica (ETR) em arranjos Dipolo-Dipolo, Wenner e Schlumberger, além de análises estruturais para definição das principais famílias de fraturas. Dessa forma, realizar uma análise do arranjo mais adequado em termos de sensibilidade e resolução, ou seja, que resulte num produto mais condizente com a realidade geológica local e possibilite selecionar alvos favoráveis para a locação de poços tubulares.

1.2 Justificativas

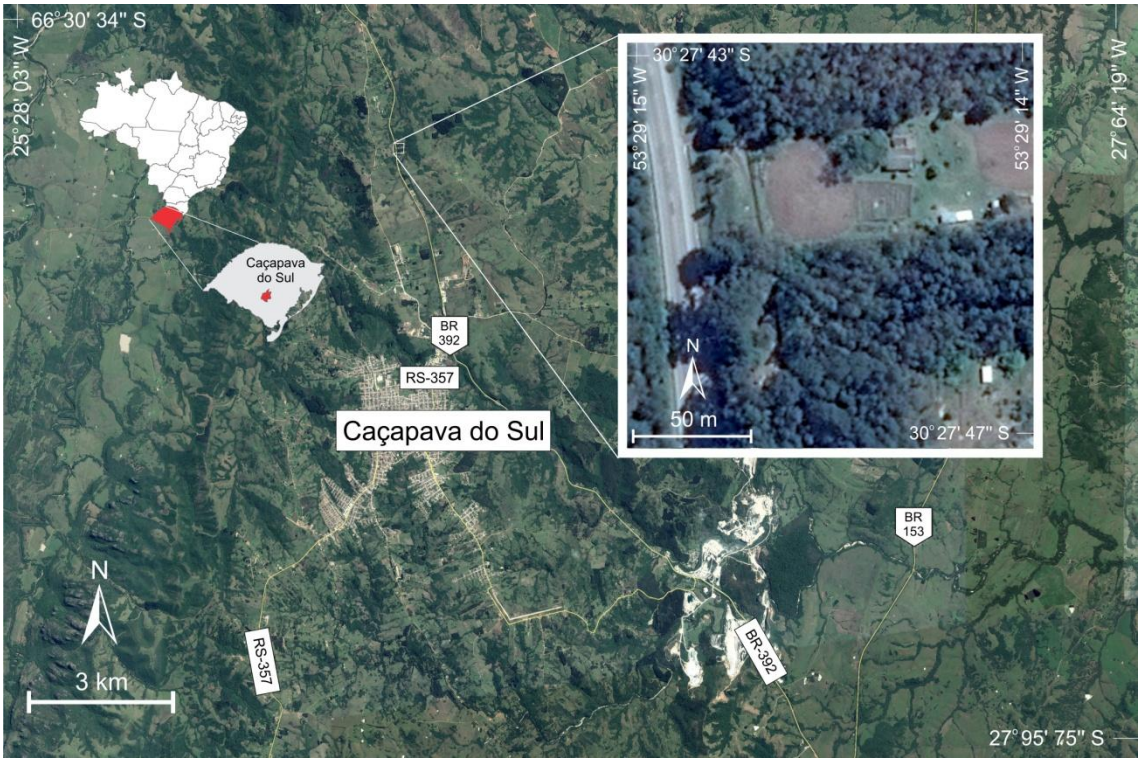
São justificativas para este trabalho:

- O grande potencial em recursos hídricos subterrâneos no Brasil e aumento da demanda por água;
- Oportunidade de seleção de alvos para captação de água subterrânea;
- A escassez de estudos em hidrogeologia que envolvam a aplicação de métodos elétricos em aquíferos fraturados.

2. ÁREA DE ESTUDO

A área de estudos está localizada numa propriedade rural distante 6 km a norte do centro do município de Caçapava do Sul, na região centro-sul do Estado do Rio Grande do Sul, situada a aproximadamente 255 km da capital Porto Alegre (Figura 2.1).

Figura 2.1 - Localização da área de estudos.



Fonte: Modificado de Google Earth (2016).

De acordo com o Censo Demográfico de 2016, realizado pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), o município alcançou uma população estimada de 34.644 habitantes, distribuídos em uma área de 3.047,113 km^2. Com um alto IDH de 0,768 (PNUD, 2000) e um PIB de R$ 369.279.689.000, Caçapava do Sul tem sua economia baseada na agricultura da soja, pecuária extensiva e serviços comerciais básicos (IBGE, 2008).

Segundo dados de 2010 da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA), o município encontra-se situado a 444 m acima do nível do mar e possui clima considerado Subtropical (Cfa) com temperatura média anual de 17,5^{o}C. O Índice Pluviométrico, por sua vez, gira em torno de 1538 mm/ano.

De acordo com o Projeto RADAMBRASIL (1986), a área é formada por três regiões geomorfológicas: Planície Continental, Depressão Central e Planalto Sul-Riograndense. Estas regiões estão representadas, respectivamente, pelas unidades geomorfológicas Planície Alúvio-Coluvionar, Depressão Rio Jacuí, Planaltos Residuais Canguçu-Caçapava do Sul e Planalto Rebaixado Marginal. Segundo o IGBE (2004), a região está localizada no bioma de Pampa.

Os serviços de saneamento básico são administrados pela CORSAN (Companhia Riograndense de Saneamento S/A), empresa estatal estadual fundada em 1965 para atendimento a demandas de abastecimento público, que atualmente atende 2/3 da população estadual ou 6 milhões de pessoas em 316 municípios do Estado do Rio Grande do Sul (PMSB, 2013).

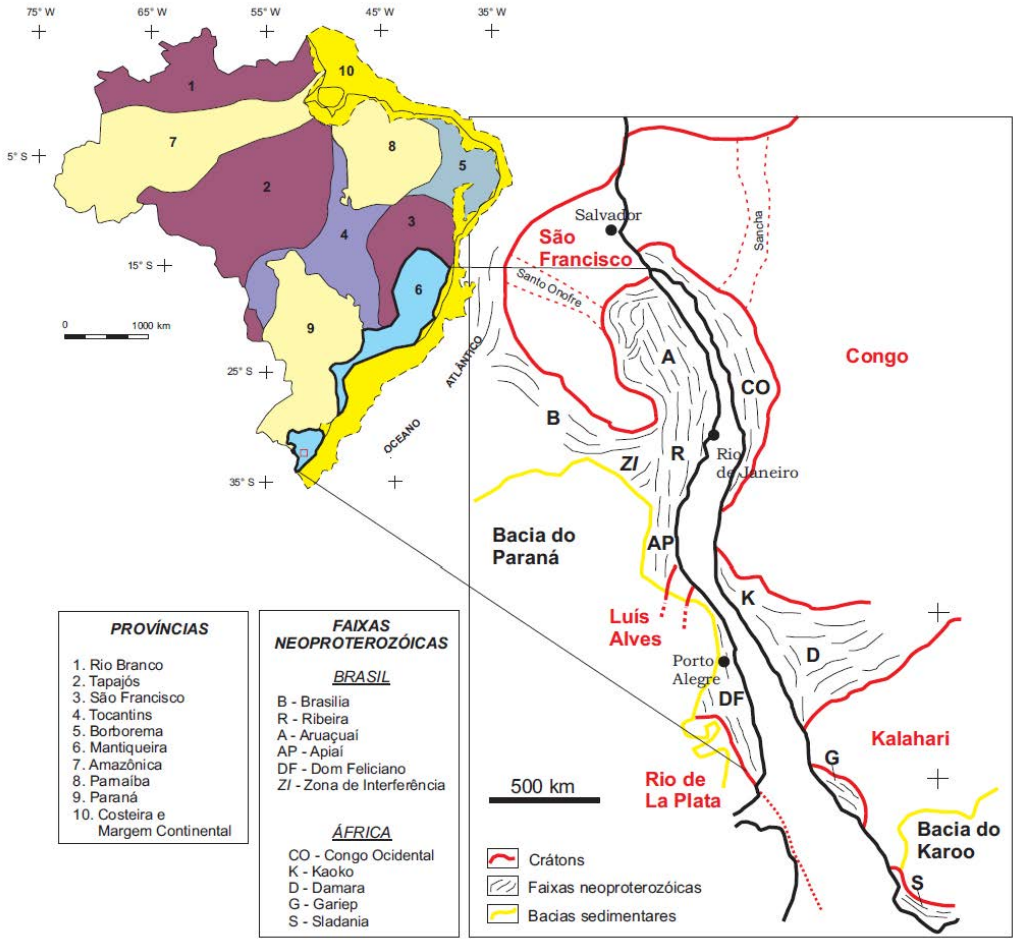
A área urbana dos municípios sob sua administração é quase que totalmente servida por fornecimento intermitente de água potável, embora apresente índices abaixo de 30% de coleta e esgotamento sanitário. A área rural é predominantemente servida por captação superficial ou subterrânea (PMSB, 2013).

3. GEOLOGIA REGIONAL

3.1 O Escudo Sul-Rio-Grandense

O município de Caçapava do Sul está inserido no Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG), localizado no Setor Sul da Província Mantiqueira (ALMEIDA & HASUI, 1984), que consiste num sistema orogênico Neoproterozoico, desenvolvido em uma faixa de direção NE-SW, que vai desde o sul do Estado da Bahia até o Uruguai, totalizando 3000 km de comprimento (HEILBRON *et al.*, 2004) (Figura 3.1). O ESRG abrange uma área de aproximadamente 65.000 km^2 (CHEMALE JR., 2000), sendo formado por um conjunto de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares de origens e evoluções distintas, o qual tem sua distribuição controlada por lineamentos regionais NE-SW e NW-SE que o segmenta (PORCHER & LOPES, 2000).

Figura 3.1 - Contexto das províncias estruturais brasileiras e desenvolvimento da Província Mantiqueira no contexto do Evento Brasiliano-Pan-Africano. Região de estudos destacada em vermelho.

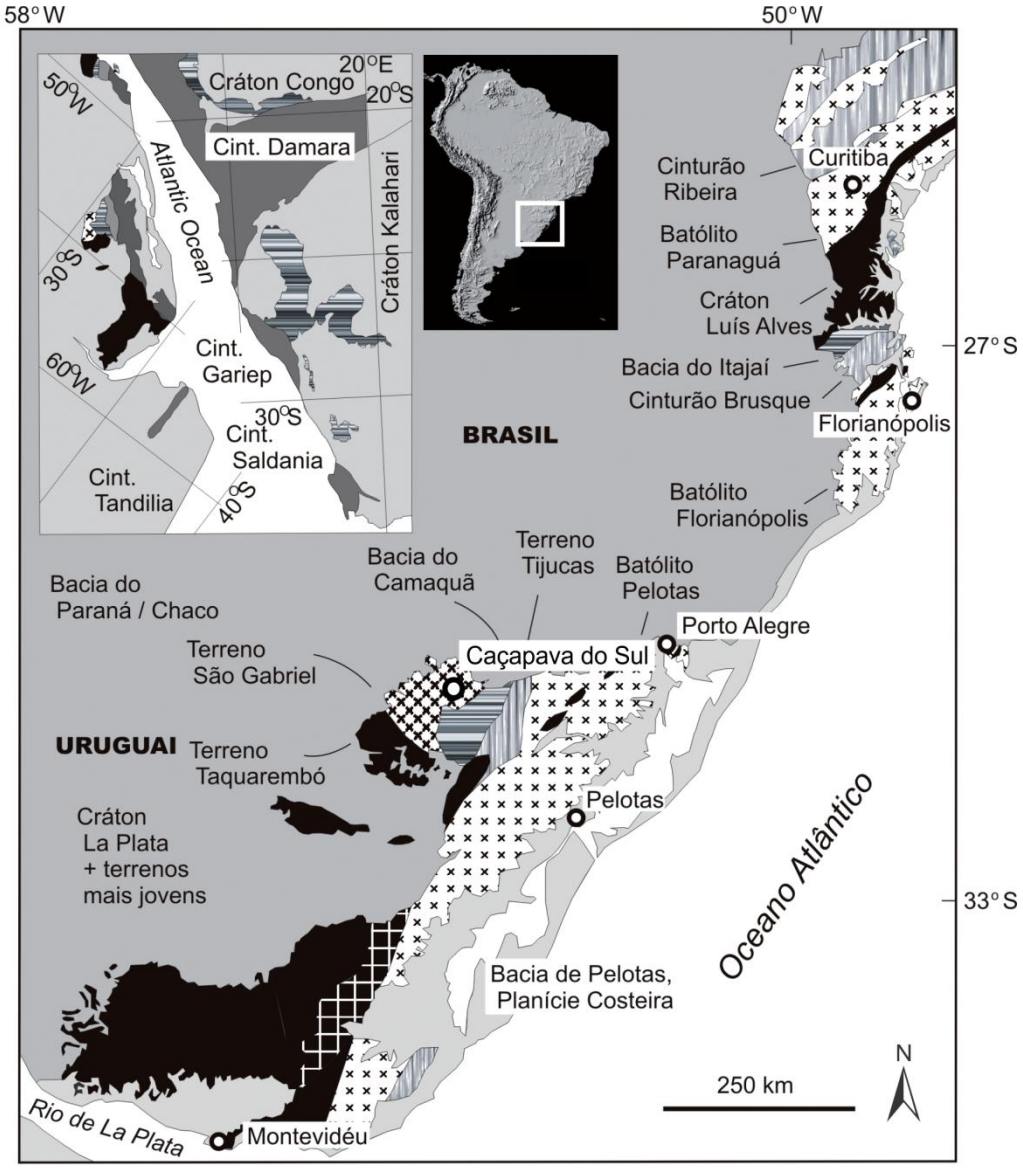


Fonte: Vieira (2015), modificado de Heilbron et al. (2004) e Hasui & Oliveira (1984).

Atualmente, considera-se que a evolução do ESRG seja resultado de processos de geração e deformação continental, cuja maior contribuição deu-se ao longo de dois ciclos orogênicos: o primeiro de idade Paleoproterozoica, conhecido como Ciclo Transamazônico (2,26-2,00 Ga), e o segundo de idade Neoproterozoica, conhecido como Ciclo Brasiliano (900-535 Ma). O anteparo Arqueano contra o qual estabeleceu-se a colisão durante o primeiro ciclo orogênico não está registrado no Estado, porém para os processos orogênicos do Neoproterozoico temos como referencial um continente paleoproterozoico, do qual seus fragmentos remanescentes configuram o atual Cráton Rio de La Plata (HARTMANN *et al.*, 2007). Processos de tectônica transcorrente dominaram o ESRG a partir de 650 Ma, seguidos por granitogênese e formação de bacias pós-colisionais (MENEGAT *et al.*, 1998).

Quatro unidades tectono-estratigráficas são individualizadas, segundo Hartmann *et al.* (2007): Terreno Taquarembó (complexo granulítico de idade Paleoproterozoica retrabalhado parcialmente durante o Neoproterozoico, que compreende rochas granito-gnáissicas); Terreno São Gabriel (constitui rochas granito-gnáissicas e vulcanossedimentares que foram formadas por acresção juvenil ou rochas derivadas de um manto neoproterozoico); Terreno Tijucas (apresenta um conjunto de rochas graníticas, gnáissicas e anfibolíticas de idade Paleoproterozoica, rochas supracrustais e plutônicas com vulcanismo cálcio-alcalino e rochas metassedimentares deformadas em ambiente rúptil-dúctil); e o Batólito Pelotas (formado por suítes e complexos graníticos do Brasiliano com septos do embasamento) (Figura 3.2). Enquanto o primeiro terreno é interpretado como um fragmento do Cráton Rio de La Plata, as demais unidades constituem o Cinturão Dom Feliciano.

Figura 3.2 - Mapa geológico do sul do Brasil e Uruguai, com as principais unidades tectono-estratigráficas e estruturais.



CONVENÇÕES

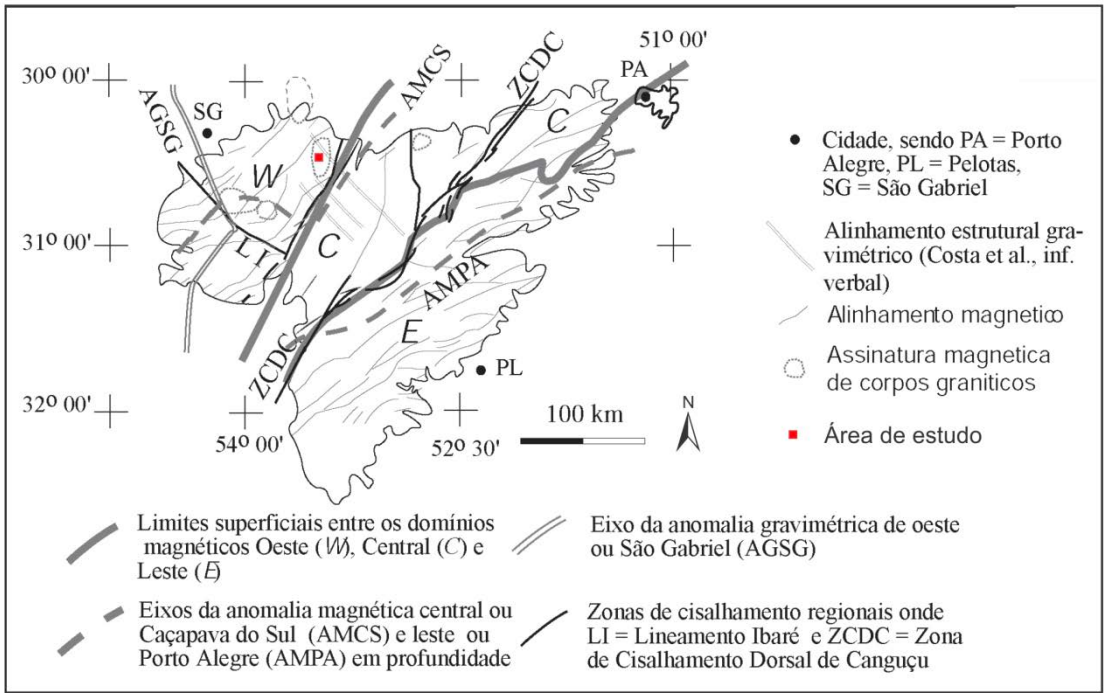
- Rift Mesozóico e sedimentos cenozóicos da planície costeira
- Bacia do Paraná; rochas vulcânicas e sedimentares Paleozóicas/Mesozóicas
- Bacias de antepaís neoproterozóicas; rochas sedimentares clásticas e vulcânicas sódicas e potássicas
- Terreno São Gabriel; Neoproterozóico; gnaisses TTG e metassedimentares do Complexo Cambaí e rochas vulcânicas andesíticas do Complexo Vacacaí
- Terreno Tijucas. Complexos Brusque e Porongos; 2.0-0.9 Ga; metapelito, quartzito e rochas vulcânicas félsicas; inclui rochas máficas e ultramáficas
- Batólito Pelotas; Neoproterozóico; rochas graníticas potássicas; abundantes xenólitos paleoproterozóicos de rochas graníticas e metassedimentares
- Terreno Taquarembó e outros. Fragmentos arqueanos/paleoproterozóicos do Cráton La Plata, principalmente granitos potássicos e granulitos. Malha branca representa o fragmento co tinental La China; xistos ultramáficos, tonalitos, plataforma deformada com quartzitos, mármores e conglomerados. Inclui o Complexo Granulítico S. Maria Chico.

Fonte: Modificado de Hartmann et al. (2007).

Recobrem os blocos tectônicos do Escudo Sul Rio-Grandense, as litologias pertencentes a Bacia do Camaquã, a qual apresenta uma direção NNE e comprimento aproximado de mais de 100 km de extensão. Definida como Supergrupo Camaquã, é constituída por rochas sedimentares siliciclásticas e vulcanogênicas aflorantes em três sub-bacias alongadas em NNE−SSW, sendo elas Camaquã Ocidental, Camaquã Central e Camaquã Oriental. Estas sub-bacias são segmentadas pelos altos do embasamento de Caçapava do Sul, a oeste, e da Serra das Encantadas, a leste. Sua estratigrafia foi definida em cinco unidades da base para o topo: Grupo Maricá, Grupo Bom Jardim, Formação Acampamento Velho, Grupo Santa Bárbara e Grupo Guaritas (FRAGOSO-CESAR *et al.*, 2003). A bacia tem sua origem, de acordo com diversos autores (FRAGOSO-CESAR *et al.*, 2000; CHEMALE JR, 2000; ALMEIDA, 2005; BORBA, 2006; FAMBRINI *et al*., 2007), vinculada aos momentos tardios do Ciclo Brasiliano, a qual serviu como uma "calha tectônica" ou molassa da cadeia de montanhas estabelecida com a colisão entre os crátons Kalahary e Rio de La Plata durante o Neoproterozoico. O período de evolução da Bacia do Camaquã inicia-se em torno de 600 Ma e encerra-se em torno de 470 Ma.

Com base em dados magnéticos e gravimétricos, Costa (1997) reconheceu três domínios geofísicos no ESRG: Domínio Oeste (abrange gnaisses e metaultramafitos, além de granitóides sintranscorrentes e tardi a pós-tectônicos, com a ocorrência ainda de corpos básico-ultrabásicos estratiformes), Domínio Central (constitui gnaisses e granitos milonitizados, além de granitóides sintranscorrentes e tardi a pós-tectônicos) e Domínio Leste (reuni terrenos granito-gnáissicos, granitóides sintranscorrentes e pós-tectônicos) (Figura 3.3). Cada domínio é caracterizado por grandes estruturas profundas marcadas pela geofísica e dadas pela orientação dos eixos magnéticos e gravimétricos, correspondentes com suas projeções em superfície. As estruturas, denominadas suturas entre terrenos geológicos, foram designadas de leste para oeste em: Sutura de Porto Alegre, Sutura de Caçapava e Sutura de São Gabriel. O município de Caçapava do Sul encontra-se localizado no Domínio Oeste e, por isso, este será abordado a seguir.

Figura 3.3 - Domínios geofísicos identificados por Costa (1997), com destaque em vermelho para a área de estudo.

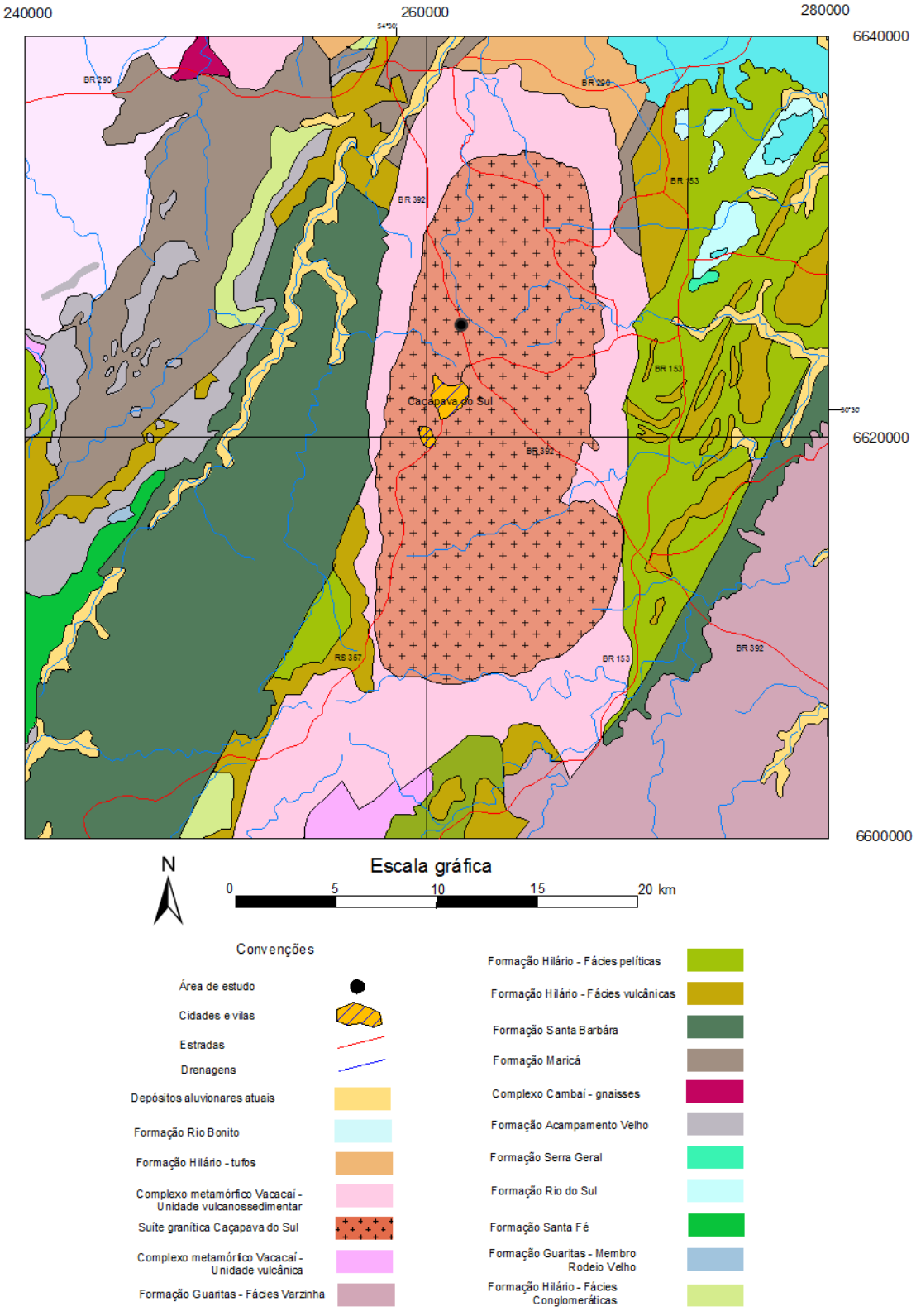


Fonte: Hartmann et al. (2007), modificado de Costa (1997).

3.1.1 Domínio Oeste

O Domínio Oeste apresenta anomalias alongadas de direção preferencial N30/45E, e limita-se com o Domínio Central por meio de um lineamento magnético retilíneo, a Sutura de Caçapava, marcada em superfície por uma extensa falha de direção NE-SW que afeta as sequências vulcano-sedimentares da Bacia do Camaquã sobrepostas. O domínio abrange os gnaisses e metaultramafitos do Complexo Cambaí, o Complexo Metamórfico Básico-Ultrabásico e a Sequência Metamórfica Vacacaí, além de corpos básico-ultrabásicos estratiformes (Gabro Mata Grande, Maciço Pedras Pretas e Gabro Santa Catarina) e rochas plutônicas intrusivas, estas representadas por granitóides sintranscorrentes (Suíte Granítica Caçapava do Sul), tardi a pós-tectônicos (Suíte Intrusiva Santo Afonso e corpos plutônicos correlacionáveis ao Complexo Granítico Lavras do Sul) em relação ao evento tectônico transcorrente. Tais unidades apresentam-se sobrepostas pelas sequências sedimentares e vulcano-sedimentares da Bacia do Camaquã e, ao norte, estão encobertas pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná (formações Palermo, Rio Bonito e Itararé) (PORCHER & LOPES, 2000) (Figura 3.4).

Figura 3.4 - Mapa geológico regional, com destaque para a área de estudo.



Fonte: Dorneles (2013), modificado de CPRM (2000).

4. GEOLOGIA LOCAL

4.1 Suíte Granítica Caçapava do Sul

A área de estudo situa-se na Suíte Granítica Caçapava do Sul (SGCS), com idade aproximada de 540 Ma, compreendendo um corpo com formato aproximadamente dômico, com cerca de 25km de extensão e orientação N-S, intrudido nas rochas metassedimentares do Complexo Metamórfico Vacacaí (PORCHER & LOPES, 2000).

A suíte é constituída de monzo e sienogranitos, subordinamente por rochas de composição granodiorítica a tonalítica presentes na borda oeste do corpo, e aflora sob a forma de blocos ou em extensas superfícies em vales de drenagens (PORCHER & LOPES, 2000). Devido aos diversos tipos petrográficos, Nardi & Bitencourt (1989) definiram três fácies principais: biotita granitos, leucogranitos e granitos transicionais. Os solos correspondentes à área da suíte granítica são classificados, de acordo com o IBGE (2002), em: podzólico vermelho-amarelo eutrófico e podzólico vermelho-amarelo distrófico.

O conjunto apresenta uma constituição mineralógica principal caracterizada por proporções variadas de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, com biotita presente em todas as fácies e hornblenda apenas nos tipos tonalíticos. Os minerais acessórios mais comuns identificados são zircão, allanita, apatita e minerais opacos, além de titanita e rutilo em menor frequência. Constituem como minerais resultantes do metamorfismo associado à fase de deformação transcorrente clorita, epidoto, muscovita, carbonato e opacos secundários. Os granitóides, predominantemente de granulação média a fina e frequentemente porfiroclásticos, apresentam foliação milonítica segundo NNE/SWS e mergulho vertical, definida por forte estiramento do quartzo e feldspato e orientação dos filossilicatos (PORCHER & LOPES, 2000).

O contato com as encaixantes do Complexo Metamórfico Vacacaí é abrupto e marcado pela emissão de apófises, geralmente concordantes ou de baixo ângulo com a foliação principal dos metamorfitos. A foliação milonítica que afeta os granitóides é em geral concordante com a foliação principal da sequência metamórfica (PORCHER & LOPES, 2000).

Bittencourt (1983) realizou análises estruturais nas regiões norte e sudeste da suíte granítica e reconheceu de três fases de deformação: 1ª fase marcada por porfiroblastos pré-cinemáticos em relação à xistosidade regional das encaixantes; 2ª

fase relacionada à xistosidade regional que também afetou os granitos; e 3ª fase geradora de estrutura antiformal com posicionamento de suíte granítica em seu núcleo central. Apenas as duas últimas fases afetaram de forma significativa a suíte granítica, regionalmente definidas como fases D3 e D4, resultado da vigência de esforços compressivos durante o resfriamento da intrusão.

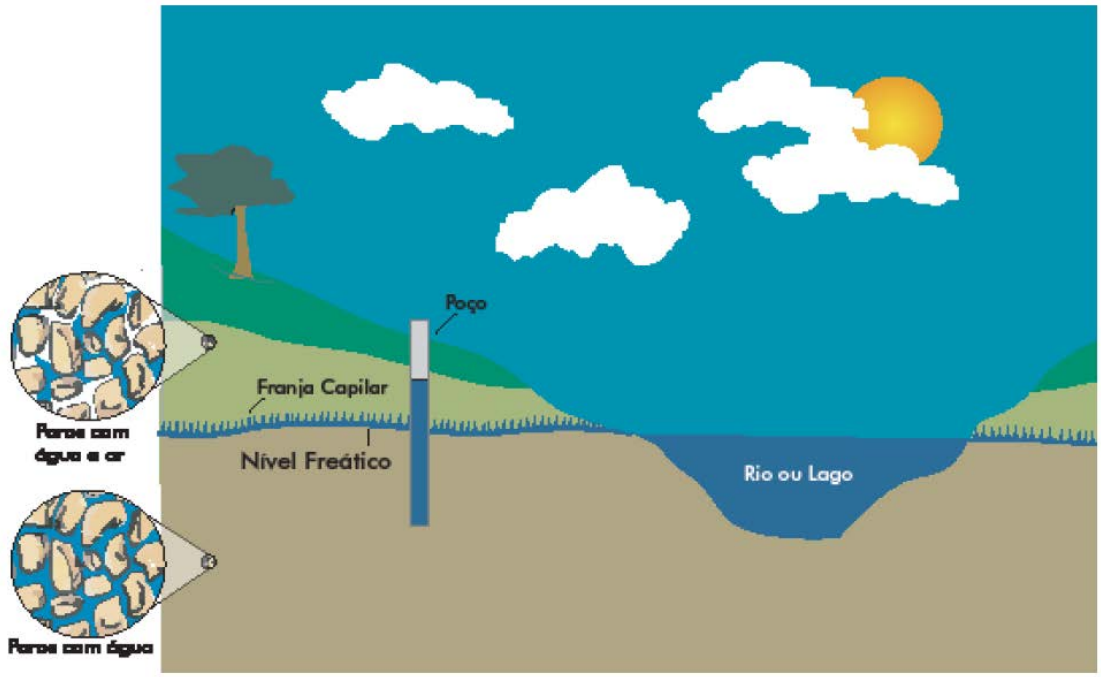
Reativações pós-D4 foram responsáveis pelo alçamento tectônico do SGCS e dos metamorfitos que o bordejam, controlado por falhas de direção N10/20E. A região apresenta um sistema de falhas e fraturas de atitude média N30/50W, e outro sistema com orientação ENE-WSW a E-W, evidenciados em fotografias aéreas e possivelmente resultantes de reativações de zonas de cisalhamento transcorrentes relacionadas à fase D4 (CPRM, 1995).

Estruturas rúpteis são as mais relevantes para estudos hidrogeológicos no contexto da Suíte Granítica Caçapava do Sul, a qual constituí um sistema aquífero fraturado potencialmente utilizável para fins de abastecimento, além de um aquífero livre na interface de contato solo/rocha.

5. ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

As águas subterrâneas são aquelas que circulam abaixo da superfície terrestre, preenchendo os espaços vazios, denominados poros, entre os grãos do solo, rochas e fissuras. Ao se infiltrar no solo, a água da chuva percorre uma camada do terreno chamada de zona não saturada (ZNS), onde os poros são preenchidos parcialmente por água e ar. Parte é absorvida pelas raízes das plantas e outros seres vivos ou evapora e volta para atmosfera. O excedente, por ação da gravidade, continua seu percurso descendente até acumular-se em zonas mais profundas, preenchendo totalmente os poros na chamada zona saturada (ZS), cujo topo é marcado pela presença da franja capilar, onde todos os poros estão preenchidos por água. No limite entre as zonas, existe o nível freático ou lençol freático, identificado na prática pela perfuração de poços, nos quais a altura da água marca a posição do nível da água (IRITANI & EZAKI, 2012; MMA, 2007) (Figura 5.1).

Figura 5.1 - Caracterização esquemática das zonas não saturada (preenchida parcialmente por água e ar) e saturada (preenchida totalmente por água).



Fonte: Ministério do Meio Ambiente (2007).

A quantidade de água armazenada numa rocha depende de sua porosidade, ou seja, o volume de poros vazios em relação ao volume total da rocha. Geralmente, camadas de sedimentos inconsolidados (cascalho, areia, silte, argila) possuem maior porosidade do que as rochas (arenito, calcário, folhelho, rochas fraturadas,

etc.). Além disso, a porosidade tende a ser maior em materiais com granulometria mais homogênea, como nas areias uniformes, por exemplo, do que naqueles em que há uma maior variação granulométrica, onde as partículas menores se alojam entre os grãos maiores (MMA, 2007).

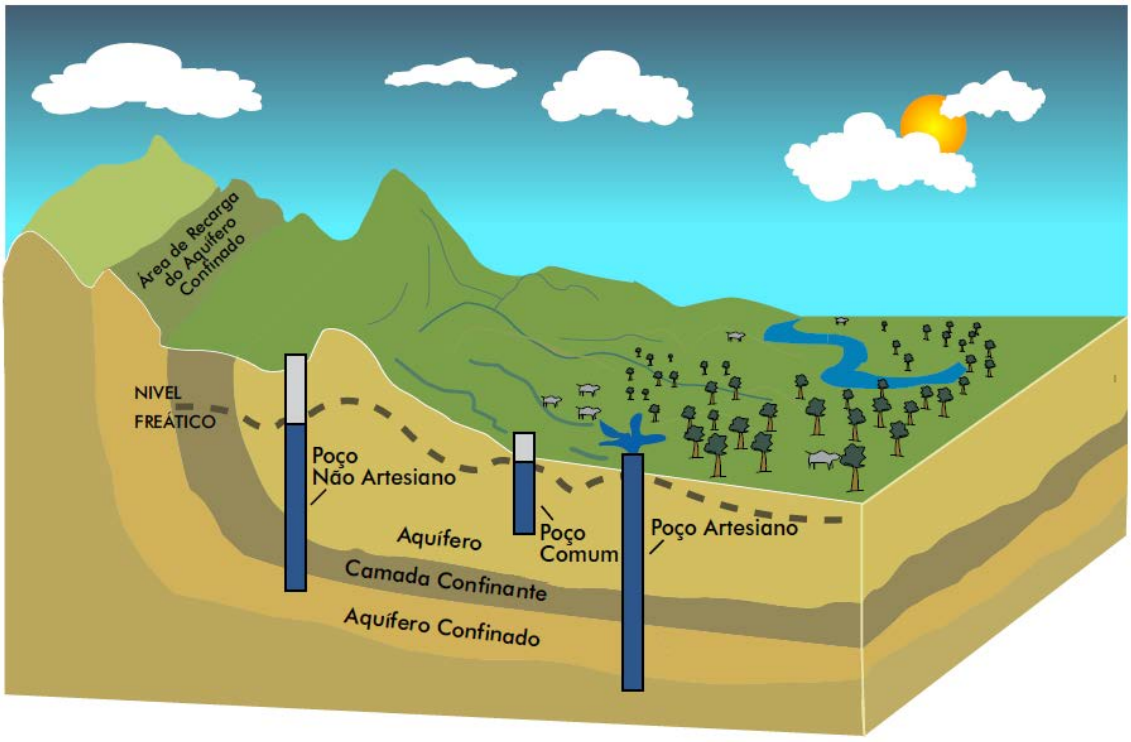
Um dos parâmetros que influencia no fluxo da água subterrânea é a permeabilidade, isto é, a capacidade do material em permitir o fluxo de água através dos poros, que depende do tamanho e volume dos poros interconectados, a forma, a distribuição e variação de granulometria dos grãos. Quanto mais homogêneos o tamanho e a distribuição destes, maior é a interconexão dos poros e consequentemente a capacidade do aquífero em transmitir água. Sedimentos argilosos, por exemplo, apesar de apresentarem elevada porosidade, possuem baixa permeabilidade, pois os poros são muito pequenos e a água fica presa por adsorção. Já os basaltos, embora não apresentem porosidade alguma, possuem abundantes fraturas abertas e interconectadas, os quais facilitam o fluxo da água (MMA, 2007; TEIXEIRA *et al.*, 2003).

Formações geológicas suficientemente permeáveis, que permitem a transmissão, armazenamento e extração de água são chamadas de aquíferos. Estes podem ser classificados segundo suas características hidrodinâmicas ou em relação ao tipo de porosidade da rocha armazenadora (MMA, 2007).

Quanto à primeira classificação, os aquíferos podem ser livres, confinados ou suspensos, dependendo da pressão a que estão submetidos (Figura 5.2). O aquífero livre (freático), localizado próximo à superfície, é aquele que está submetido à pressão atmosférica. Nele, a água que infiltra no solo atravessa a ZNS e recarrega diretamente o aquífero. O aquífero confinado, localizado em profundidades maiores, é aquele compreendido entre duas camadas de baixa permeabilidade, que submetem as águas a uma pressão superior à atmosférica, podendo apresentar artesianismo (responsável por poços jorrantes). Estas camadas, com baixa permeabilidade e capacidade de transmissão de água, são consideradas aquitardes (como argila arenosa). Materiais impermeáveis com alguma capacidade de armazenamento de água, mas sem capacidade de transmissão, são denominados aquicludes (como argila). Por fim, rochas impermeáveis que não armazenam nem transmitem água são chamadas de aquifugos (como granito não fraturado). O aquífero suspenso é um caso particular de aquífero livre formado sobre uma camada

impermeável ou semi-impermeável com dimensão restrita, como por exemplo uma lente argilosa (IRITANI & EZAKI, 2012; MMA, 2007).

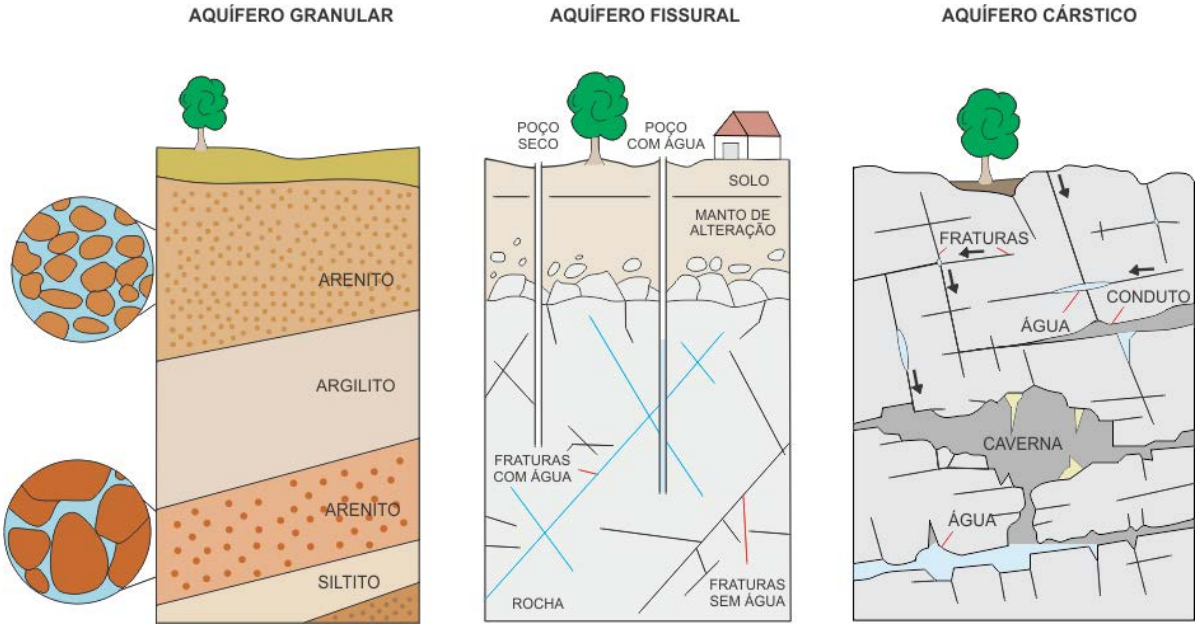
Figura 5.2 - Caracterização esquemática dos aquíferos, segundo parâmetros hidrodinâmicos.



Fonte: Ministério do Meio Ambiente (2007).

Conforme os tipos de espaços vazios, os aquíferos podem ser granulares, fissurais (fraturados) ou cársticos (Figura 5.3). O aquífero granular é formado por rochas sedimentares (arenitos, siltitos, etc.) e sedimentos inconsolidados (areias, cascalhos, etc.), onde a água percola e permanece armazenada nos poros. O aquífero fissural (fraturado) é constituído por rochas ígneas e metamórficas que apresentam porosidade extremamente baixa, como os granitos e gnaisses, devido à presença de fraturas conectadas que permitem a percolação de água. Quanto maior a quantidade de fraturas na rocha, preenchidas por água, maior a potencialidade do aquífero em fornecê-la. O aquífero cárstico, por sua vez, constitui um caso peculiar de aquífero fraturado, formado em rochas carbonáticas (calcários), onde as fraturas, devido à dissolução do carbonato pela água, podem resultar em grandes cavidades, criando verdadeiros rios subterrâneos (IRITANI & EZAKI, 2012; MMA, 2007).

Figura 5.3 - Caracterização esquemática dos tipos de aquíferos, segundo o tipo de porosidade da rocha armazenadora.



Fonte: Adaptado de Iritani & Ezaki (2012).

Com a necessidade cada vez maior de atender a crescente demanda por recursos hídricos, a exploração de águas subterrâneas tem se tornado uma alternativa bastante comum para o abastecimento público, em virtude de sua abundância, boa qualidade e baixo custo relativo de captação, principalmente levando-se em conta os altos custos para tratamento das águas superficiais e sua escassez em algumas regiões (ANA, 2010). O Brasil possui uma reserva de águas subterrâneas estimada em aproximadamente 112.000 km^3 (REBOUÇAS, 1997), definida por 181 aquíferos, os quais abastecem 39% dos municípios brasileiros (ANA, 2013) (Figura 5.4). Há regiões que apresentam grande disponibilidade hídrica subterrânea, como aquelas abrangidas pelo Aquífero Guarani, e outras pobres, como aquelas compreendidas em rochas cristalinas no semi-árido brasileiro (MMA, 2007). No Estado de São Paulo, cerca de 80% dos municípios são total ou parcialmente abastecidos por águas subterrâneas, atendendo uma população de mais de 5,5 milhões de habitantes (CETESB, 2017), enquanto que no Estado do Rio Grande do Sul, o percentual de municípios chega a 72% (ANA, 2010).

Figura 5.4 - Mapa dos principais sistemas aquíferos do Brasil.

Fonte: MMA (2002).

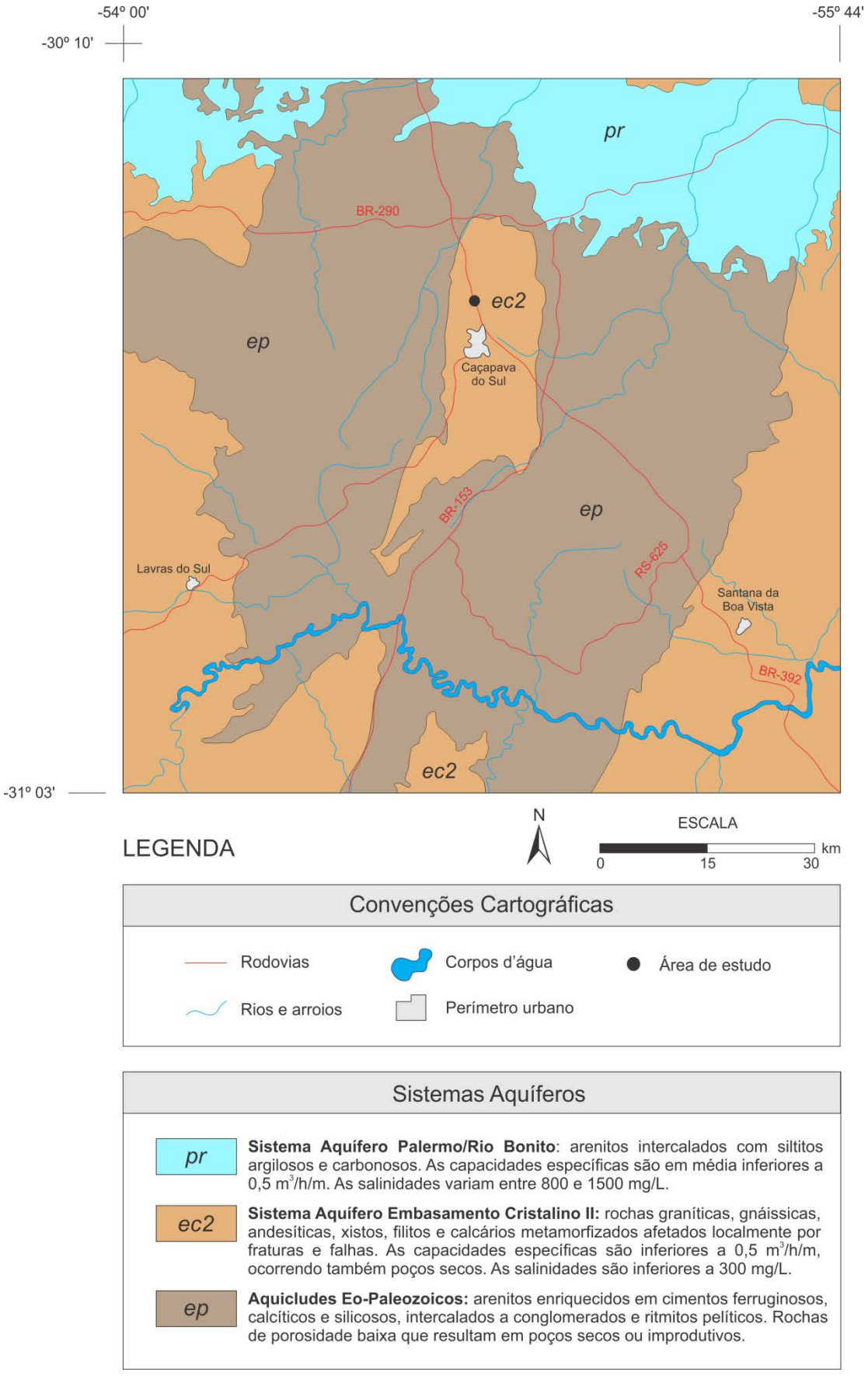
5.1 Sistema Aquífero Embasamento Cristalino II

Segundo o Mapa Hidrogeológico do Rio Grande do Sul (CPRM, 2005), a área de estudo está inserida no Sistema Aquífero Embasamento Cristalino II (Figura 5.5), o qual compreende as regiões correspondentes aos limites do embasamento cristalino, abrangendo os municípios de Bagé, Caçapava do Sul, Encruzilhada do Sul e parte de Porto Alegre. Este sistema tem comportamento hidrodinâmico típico de aquífero fissural (fraturado) e é constituído basicamente por rochas graníticas, gnáissicas, andesitos, xistos, filitos e calcários metamorfizados que estão localmente afetadas por fraturamentos e falhas (MACHADO & FREITAS, 2005).

Geralmente, as vazões produzidas por poços são pequenas, e a água em função da falta de circulação e do tipo de rocha, é, na maioria das vezes, salinizada (PMSB, 2013). Segundo Machado & Freitas (2005), os poços normalmente apresentam capacidades específicas inferiores a 0,5 m^3/h/m, ocorrendo também poços secos. As salinidades nas áreas não cobertas por sedimentos marinhos são inferiores a 300 mg/L de sólidos totais dissolvidos e os poços nas rochas graníticas podem conter enriquecimento em flúor. Também de acordo com os mesmos autores, verifica-se nas águas a predominância de sódio e têm como características principais: pH alcalino, baixa dureza e elevados teores de sólidos totais dissolvidos. Como a maioria das rochas ocorre sob a forma de grandes e extensos corpos maciços, há uma tendência para que este sistema seja o que tenha a menor possibilidade de acúmulo de água subterrânea dentre todos aqueles relacionados aos aquíferos fissurais no Estado do Rio Grande do Sul (PMSB, 2013). Além disso, as fraturas lhe conferem alta vulnerabilidade, porém, em geral, devido à sua localização, pequeno risco de contaminação (MACHADO & FREITAS, 2005).

Existe grande dificuldade em prever o comportamento hidráulico dos aquíferos fraturados devido à grande presença de fraturas e descontinuidades que caracteriza estes meios heterogêneos, o que torná-los complexos para definição de locais favoráveis à locação de poços tubulares. Dessa forma, a interação entre estudos hidrogeológicos, análises estruturais e levantamentos geofísicos se fazem necessários nesses casos.

Figura 5.5 - Mapa hidrogeológico da região de Caçapava do Sul.



Fonte: Adaptado de CPRM (2005).

6. MATERIAIS E MÉTODOS

Os métodos geofísicos são ferramentas indiretas de investigação em subsuperfície que permitem avaliar as condições geológicas locais por meio dos contrastes das propriedades físicas dos materiais, como densidade, condutividade e resistividade elétrica, magnetismo e radioatividade. São utilizados nas mais diversas áreas da geologia: reconhecimento geológico, hidrogeológico, geotérmico e na prospecção mineral (TELFORD *et al.*, 1990).

A geofísica aplicada às águas subterrâneas possibilita determinar áreas potencialmente favoráveis à captação. Ela se limita geralmente aos 250 m em subsuperfície, e permite definir a espessura de aquíferos e do topo rochoso, localizar o nível freático, delimitar aquíferos confinados e suas unidades confinantes associadas, avaliar fluxos contaminantes e determinar lineamentos estruturais (falhas e fraturas) em rochas cristalinas (DE SÁ, 2017).

Dentre os métodos mais utilizados para o estudo de águas subterrâneas estão: radar de penetração de solo (GPR), potenciais (gravimétrico e magnético), sísmicos e elétricos. O mais aplicado, em se tratando de pequenos locais, é o método elétrico, o qual permite identificar aquíferos com uma precisão de poucos metros, necessária para determinar o local de perfuração de um poço tubular (DE SÁ, 2017). A escolha do método deve ser feita através da comparação dos custos, eficiência, profundidade de alcance e do objetivo proposto (KEAREY *et al.*, 2002).

Neste trabalho foi utilizado o método de eletrorresistividade a fim de se reconhecer estruturas saturadas em água no maciço granítico, que possam servir de locais promissores para a captação de água. Este método baseia-se na introdução de corrente elétrica (contínua ou alternada) de baixa frequência no solo, e no uso de equipamentos de alta sensibilidade para medição dos parâmetros associados ao fluxo de corrente, como a resistividade elétrica (KELLER & FRISHKNECHT, 1970).

A condução da corrente elétrica pelas rochas ocorre por meio de processos iônicos e eletrônicos, relacionados respectivamente com a presença de água nos poros e fraturas, e através de compostos condutores ou semi-condutores como metais nativos (Fe, Cu, Ni, Ag e Au), sulfetos, óxidos metálicos e carbonatos quando na forma de argila (KELLER & FRISHKNECHT, 1970).

A intensidade com que o condutor se opõe à passagem de corrente elétrica é denominada resistência elétrica (R), a qual depende de três fatores intrínsecos ao

condutor: comprimento, área da seção transversal e resistividade. Da mesma forma, uma diferença de potencial (ddp) ou voltagem é necessária para manter a corrente circulando, sendo expressa pelo símbolo V. A quantidade de corrente (I) aumenta de maneira proporcional ao aumento da diferença de potencial, relação esta dada pela Lei de Ohm (MUSSETT & KHAN, 2000):

$$R\ (ohms) = \frac{V\ (volts)}{I\ (amperes)} \tag{6.1}$$

Como o valor da resistência R depende do tipo de material, de suas dimensões e forma, a Lei de Ohm pode ser escrita da seguinte forma:

$$R\ (ohms) = \rho \frac{L\ (m)}{A\ (m^2)}, \tag{6.2}$$

onde ρ é a resistividade, L o comprimento e A a área da seção transversal.

A resistividade é uma característica intrínseca de cada material e pode ser obtida aplicando-se um fator de correção, denominado fator geométrico $(Kgeom)$, sobre a resistência medida. Para um corpo cilíndrico, o fator de correção é dado pela razão entre a área de sua seção transversal e o seu comprimento (Figura 6.1):

$$\rho = RKgeom = R\frac{A}{L} \tag{6.3}$$

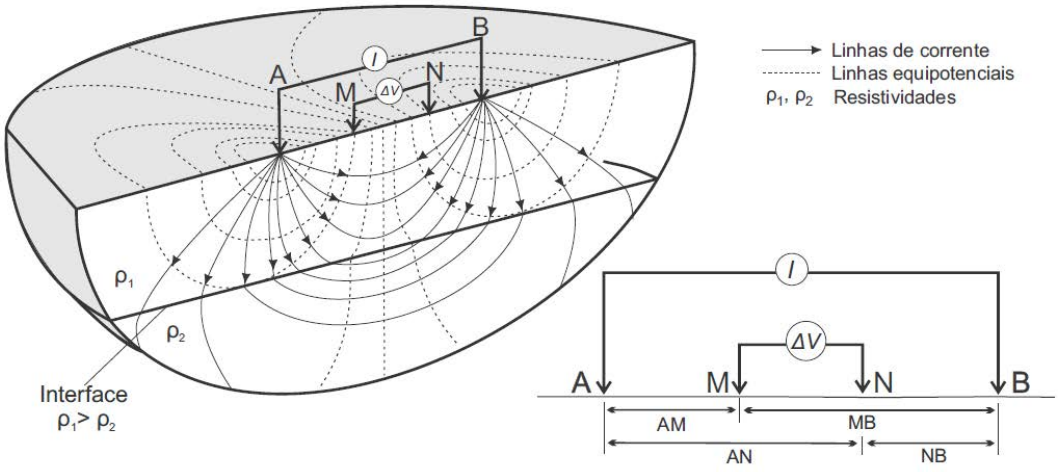
Figura 6.1 - Fluxo de corrente num condutor linear de comprimento L, resistência R e área de seção transversal A.

Fonte: Knödel et al. (2008).

6.1 Método de eletrorresistividade

O método de eletrorresistividade introduz no solo correntes elétricas artificialmente geradas, por meio de um par de eletrodos (denominados A e B), conectados aos terminais de uma fonte geradora. As diferenças de potencial resultantes são medidas por outro par de eletrodos (denominados M e N), posicionados na área de influência do campo elétrico gerado. As correntes transmitidas e as diferenças de potencial medidas são registradas para cada uma das estações de medição, juntamente com as posições de cada eletrodo (PHILIP *et al.*, 2002) (Figura 6.2).

Figura 6.2 - Arranjo linear esquemático de medição da resistividade, com os eletrodos M e N posicionados entre os eletrodos A e B.



Fonte: Mussett & Khan (2000).

De acordo com o arranjo ou disposição dos eletrodos, variações laterais e verticais de resistividade em subsuperfície podem ser mapeadas através da movimentação dos arranjos como um todo ou pela mudança na posição relativa entre os eletrodos. Dessa maneira e com a interpolação dos resultados, os dados podem ser apresentados em forma de perfis (1D), seções verticais (2D) ou volumes (3D) (PHILIP *et al.*, 2002). O método pode ser utilizado sob a técnica de Sondagem Elétrica Vertical (SEV) para reconhecer camadas permeáveis ou sob a técnica de Tomografia Elétrica para identificar zonas de menores resistividades que possam estar associadas à fraturas saturadas em água (DE SÁ, 2017).

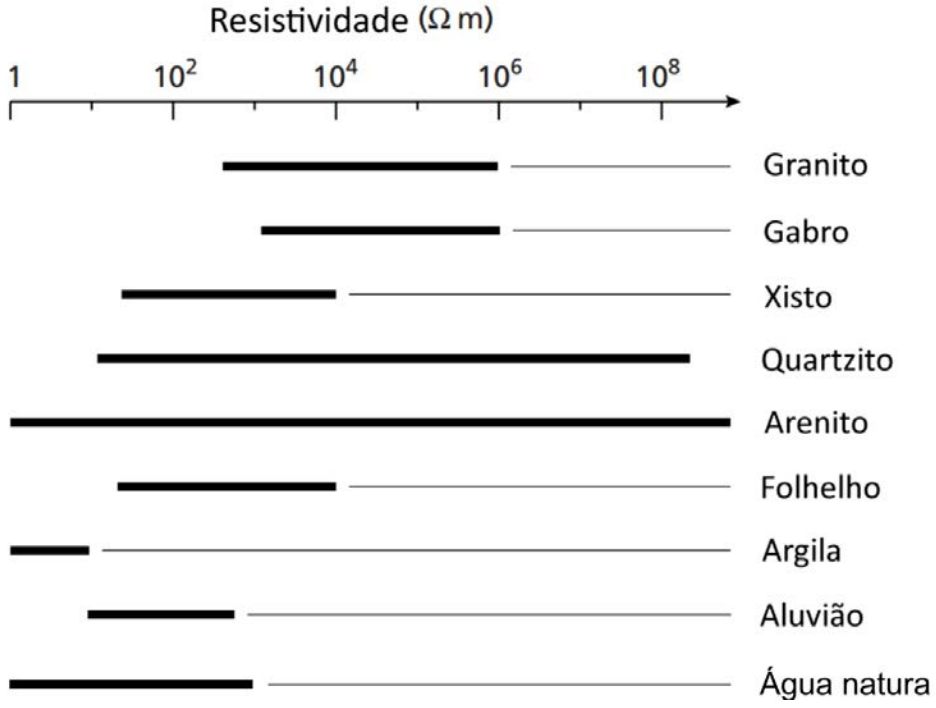
A conceituação teórica do método está fundamentada em meios homogêneos e isotrópicos. Contudo, o meio geológico é intrinsecamente heterogêneo e anisotrópico. Materiais com resistividades contrastantes geram perturbações nas superfícies equipotenciais, fazendo com que elas assumam formas distintas em relação àquelas definidas nos modelos ideais. Dessa forma, a resistividade obtida é a resistividade aparente (ρ_α), que consiste em uma “média ponderada” das resistividades de cada um dos materiais presentes e que pode ser calculada a partir da intensidade da corrente (I) introduzida pelos eletrodos A e B, a diferença de potencial (V) medida pelos eletrodos receptores M e N, e o fator geométrico (K) , expressa pela equação (KEAREY *et al.*, 2002):

$$\rho_\alpha = \frac{V_{MN}}{I} Kgeom\,, \tag{6.4}$$

onde a unidade da resistividade aparente (ρ_a) é dada em ohm.m, a diferença de potencial (V) em milivolt (*mV*), a intensidade da corrente é medida em miliampère (*mA*) e o coeficiente geométrico (*K*) em metros.

A Figura 6.3 fornece a faixa de valores de resistividade elétrica comum para os principais litotipos e a água natural. Como é possível observar, tais valores se sobrepõem, ou seja, não é possível apenas definir a litologia pelos métodos geoelétricos. Ainda sim, fica claro que as rochas ígneas e metamórficas (granito, xisto, gabro) possuem maior resistividade do que as rochas sedimentares (folhelho) e sedimentos inconsolidados (argila, aluvião), enquanto a água natural tem uma resistividade relativamente baixa (KEAREY *et al.*, 2002).

Figura 6.3 - Faixa de valores para algumas litologias e água natural.



Fonte: Modificado de Kearey et al. (2002).

Fatores geológicos e não geológicos podem influenciar diretamente a condutividade elétrica e consequentemente na resposta do método de eletrorresistividade. A condutividade em solos e rochas é, em geral, afetada por poros e/ou interstícios da matriz rochosa. Os principais fatores geológicos são a mineralogia, porosidade e a natureza do material, enquanto que o principal fator não geológico é o grau de saturação da rocha/solo, já que a água tem papel relevante na condutividade da corrente elétrica (McNEILL, 1980). Outro fator que pode influenciar nos levantamentos elétricos é a topografia, uma vez que as linhas de fluxo tendem a

acompanhar a superfície do terreno. Dessa forma, as superfícies equipotenciais podem ser distorcidas e resultarem em leituras anômalas (KEAREY *et al.*, 2002).

6.2 Técnicas e arranjos

A escolha da técnica de investigação utilizada em campo deve levar em conta dois fatores: as características geológicas do meio e os objetivos da investigação. As técnicas de campo podem ser agrupadas em dois conjuntos, segundo Orellana (1972):

a) Técnicas pontuais que visam a investigação da variação das propriedades físicas em profundidade em um meio estratificado horizontalmente. São elas: Sondagem Elétrica Vertical – SEV (realizada em superfície) e Perfilagem Elétrica – PE (realizada no interior de poços e furos de sondagem).
b) Técnicas que visam a investigação da variação lateral das propriedades físicas através do deslocamento do conjunto de eletrodos ao longo de uma ou mais linhas. São elas: Caminhamento Elétrico ou Tomografia Elétrica de Resistividade (ETR) ou Imageamento Elétrico.

Neste trabalho foi adotada a técnica de Tomografia Elétrica, indicada para a investigação de camadas ou estruturas verticalizadas (diques, falhas e fraturas) que apresentam grande contraste de resistividade com as rochas encaixantes.

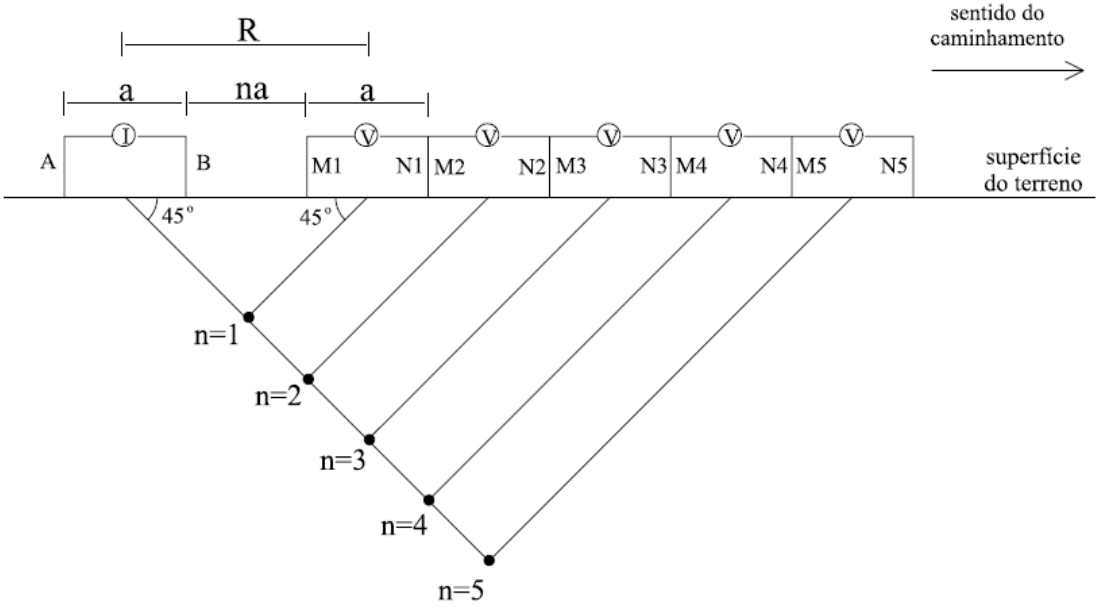
Os arranjos dos eletrodos representam diversas formas de se distribuir e movimentar os eletrodos de corrente e de potencial no terreno. Os mais utilizados são: arranjo Dipolo e arranjo Dipolo-Dipolo (dipolares), arranjo Wenner e arranjo Schlumberger (quadripolares). A escolha baseia-se na facilidade operacional, resolução espacial, profundidade de investigação e facilidade no processamento de dados (ORELLANA, 1972). Para a aquisição de dados no presente trabalho, foram adotados os arranjos Dipolo-Dipolo, Wenner e Schlumberger.

6.2.1 Tomografia Elétrica de Resistividade (ETR)

A técnica de Tomografia Elétrica de Resistividade (Caminhamento Elétrico ou Imageamento Elétrico) possibilita obter a variação lateral de resistividade no meio geológico ao longo de uma linha. Neste caso, o espaçamento entre os eletrodos mantém-se constante e o conjunto é movimentado lateralmente de forma a captar as variações dos parâmetros buscados. Quanto maior o espaçamento maior a

profundidade de investigação obtida. Podem ser executadas diversas linhas e os seus resultados interpolados de modo a caracterizar a distribuição das propriedades na área (SHERIFF, 1989) (Figura 6.4).

Figura 6.4 - Esquema de aquisição de dados por meio do arranjo Dipolo-Dipolo.



Fonte: Gandolfo & Gallas (2007).

Esta técnica é muito empregada em situações onde deseja-se localizar feições como diques, falhas, contatos litológicos, mineralizações, bandamentos verticais e subverticais, plumas contaminantes, entre outros (KELLER; FRISHKNECHT, 1970; ORELLANA, 1972; WARD, 1990; BRAGA, 2006).

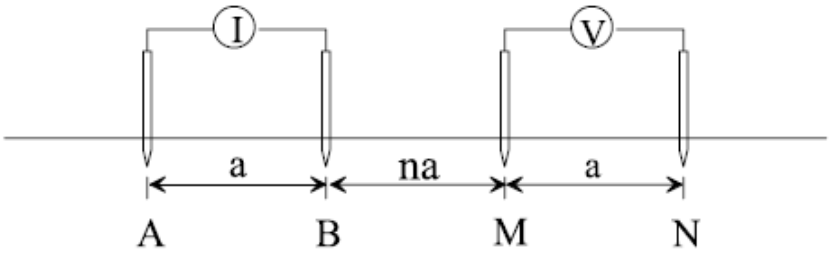
No caso dos aquíferos fraturados, utiliza-se a Tomografia Elétrica para reconhecer zonas de maior condutividade (menor resistividade). Geralmente, antes dos ensaios geofísicos, são realizados análises de fotografias aéreas para definir os principais lineamentos estruturais e suas direções. Em seguida, são executados levantamentos em perfis perpendiculares a direção das fraturas. Assim, ao final, é possível correlacioná-los com os perfis geofísicos gerados (DE SÁ, 2017).

6.2.2 Arranjo Dipolo-Dipolo

O arranjo Dipolo-Dipolo é um arranjo dipolar e simétrico, muito empregado na técnica de Tomografia Elétrica. Nele, os eletrodos de corrente (denominados A e B) são posicionados a uma distância α dos eletrodos de potencial (denominados M e N), tal que $AB = MN$, e aumenta-se a separação entre eles de acordo com um fator

“n.α” (Figura 6.5). Cada afastamento corresponde a um nível de investigação (n) em profundidade, isto é, n = 1, 2, 3, 4, 5 e assim por diante. Quanto maior for esta distância, maior a profundidade alcançada (KELLER & FRISHKNECHT, 1970).

Figura 6.5 - Arranjo Dipolo-Dipolo



Fonte: Gandolfo & Gallas (2007).

O arranjo Dipolo-Dipolo apresenta muitas vantagens, sobretudo pelo fato de ser simétrico. Apresenta uma boa resolução lateral (horizontal), oferecendo um bom desempenho no mapeamento de estruturas verticais, não sendo adequado, no entanto, para identificação de estruturas horizontais. Outra vantagem, em termos práticos, é sua facilidade operacional em campo (WARD, 1990). Segundo Coggon (1973), a principal desvantagem do arranjo Dipolo-Dipolo é sua baixa razão sinal/ruído, além do que possui baixa sensibilidade para alvos profundos, demonstrada no trabalho de Nyquist *et al.* (2007).

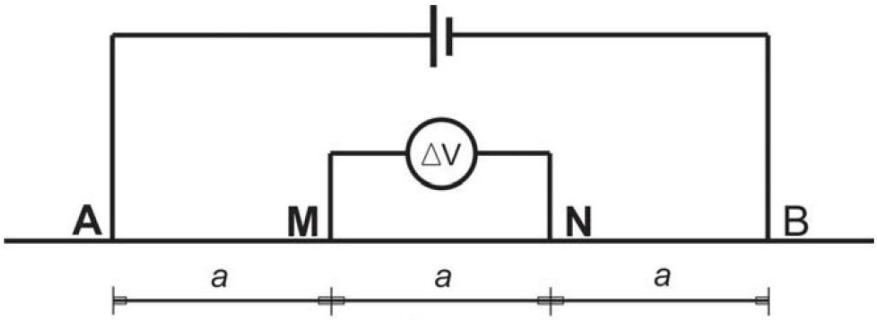
6.2.3 Arranjo Wenner

Os arranjos Wenner e Schlumberger são arranjos móveis onde o conjunto de eletrodos é movimentado lateralmente ao longo do ensaio, mantendo-se constante o espaçamento entre eles em investigações em profundidade (ORELANNA, 1972).

O arranjo Wenner é um arranjo quadripolar, simétrico e linear, o qual envolve quatro eletrodos mantidos a uma distância equidistante um do outro. Dessa forma, a distância *a* entre quaisquer eletrodos adjacentes é a mesma ao longo do ensaio (KELLER & FRISHKNECHT, 1970).

Neste arranjo, os eletrodos de corrente (denominados A e B) são fixados nas extremidades da linha de investigação, enquanto que os de potencial (denominados M e N) são posicionados entre os dois primeiros, simetricamente em relação ao centro do arranjo (O), numa distância tal que $AM = MN = NB = a$ (Figura 6.6).

Figura 6.6 - Arranjo Wenner.



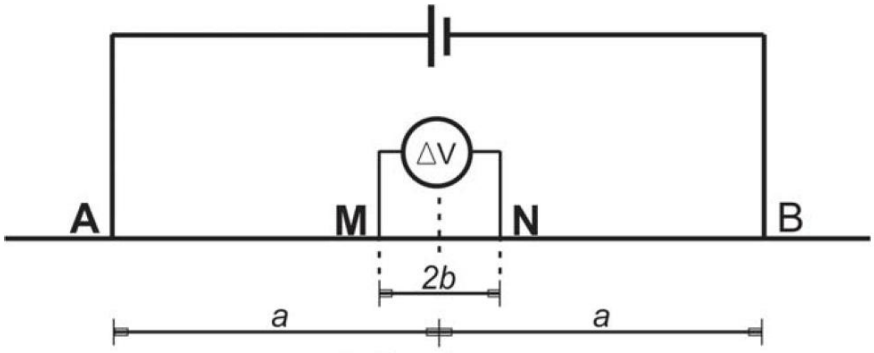
Fonte: Philip et al. (2002).

A principal vantagem deste arranjo é a elevada razão sinal/ruído ao mesmo tempo em que uma das principais desvantagens é a perda rápida da cobertura em profundidade. Assim, a medida em que aumenta o espaçamento entre os eletrodos a cobertura horizontal em subsuperfície diminui. Sua aplicação é altamente recomendada em investigações estratigráficas e terrenos sedimentares (KEAREY *et al.*, 2002; GANDOLFO & GALLAS, 2007).

6.2.4 Arranjo Schlumberger

O arranjo Schlumberger também é um arranjo quadripolar, simétrico e linear, e difere-se do arranjo Wenner apenas quanto ao espaçamento dos eletrodos de corrente e potencial. É muito utilizado nos levantamentos de eletrorresistividade por meio da técnica de SEV. Nele, os eletrodos de corrente (A e B) estão simetricamente afastados do centro do conjunto (O) por uma distância *a*, e os eletrodos de potencial (M e N) também estão espaçados simetricamente por uma distância *b*, diferente de *a*, tal que $\overline{AB} \gg \overline{MN}$ (PARASNIS, 1972) (Figura 6.7).

Figura 6.7 - Arranjo Schlumberger.



Fonte: Philip et al. (2002).

As leituras neste tipo de arranjo estão menos sujeitas às variações laterais do parâmetro físico medido, irregularidades do terreno e ruídos produzidos por fontes artificiais. Dessa maneira, os resultados apresentam maior precisão, o que resulta numa interpretação mais próxima da realidade. Além disso, é mais prático em campo se comparado ao arranjo Wenner, já que é necessário o deslocamento de apenas dois eletrodos, enquanto o outro necessita o deslocamento de quatro eletrodos. Assim como o arranjo Wenner, é descrito por apresentar maior sensibilidade para alvos profundos em relação ao arranjo Dipolo-Dipolo, sendo bastante aplicado em estudos hidrogeológicos (KEAREY *et al.*, 2002; BRAGA, 2006).

6.3 Aquisição e processamento de dados

Inicialmente, a aquisição de dados consistiu em um reconhecimento geológico preliminar, a partir da análise estrutural em afloramentos de granitos nas proximidades da área de estudos, com objetivo de definir as principais famílias de fraturas. Posteriormente, foram realizados os ensaios geofísicos, através da técnica de Tomografia Elétrica de Resistividade (ERT). Foram programadas 4 linhas de investigação com comprimento de 55 m cada e espaçamento entre os eletrodos de 5 m, dispostas paralelamente a uma distância de 5 m entre si e orientadas na direção N351^{o}, de maneira transversal às orientações das possíveis estruturas de fluxo de água subterrânea (Figura 6.8).

Figura 6.8 - Mapa de localização da área, com detalhe para o posicionamento e orientação das linhas de ETR e sua relação com a direção de fraturamento local.

Fonte: Modificado de Google Earth (2016).

Os ensaios geofísicos foram realizados a partir dos arranjos Dipolo-Dipolo, Wenner e Schlumberger, a fim de analisar comparativamente a sensibilidade individual e possibilidade de reconhecimento e modelamento de fraturas com potencial de fluxo de água subterrânea para captação.

Para a coleta de dados (Figura 6.9) foi utilizado o resistivímetro Terrameter LS, fabricado pela ABEM Instrument (Suécia), que consiste em um único modelo de transmissão e recepção de sinais, com potência de 250 W, resolução de 1μV e corrente máxima de 2,5 A. Este equipamento possibilita a realização de ensaios de potencial espontâneo (SP), eletrorresistividade (ER) e polarização induzida (IP) por meio de ciclos periódicos de corrente alternada de baixa frequência, procedimento que permite a filtragem de ruídos durante a aquisição (ABEM, 2006).

Foram utilizados eletrodos de base cerâmica, não polarizáveis, caracterizados por uma base porosa e preenchidos por solução supersaturada de $CuSO_4$, aos quais

são inseridos uma haste de cobre conectada a um sistema multi-cabo. Esta configuração proporciona o trânsito da solução e percolação no solo, de forma a reduzir a resistência do contato e anular a geração de correntes parasíticas geradas pelo uso de eletrodos metálicos.

Figura 6.9 - Trabalhos de aquisição de dados em campo.

Fonte: Arquivo pessoal.

Os dados adquiridos em campo foram processados pelo programa Res2dinv, desenvolvido pela Geotomo Software e disponibilizado juntamente com equipamento, resultando em modelos de inversão de seções em termos de distância *x* profundidade (já com o ajuste topográfico), com escala logarítmica e intervalos de interpolação de valores em cores. O programa determina automaticamente um modelo bidimensional de subsuperfície, a partir de dados de resistividade ou cargabilidade coletados durante a tomografia elétrica (GRIFFITHS & BARKER, 1993). Através de métodos matemáticos, a inversão procura obter um modelo de distribuição dos parâmetros medidos em subsuperfície semelhantes aos valores medidos em campo (FACHIN, 2007).

O processo de inversão consiste na superposição de uma série de blocos retangulares, dispostos a partir da distribuição dos pontos dos dados na pseudo-seção, ou seja, seção obtida pelos dados de campo em profundidade teórica. O programa gera automaticamente a distribuição e o tamanho destes blocos, conforme a distribuição dos pontos. A profundidade da linha inferior dos blocos é ajustada de modo a ser aproximadamente igual à profundidade média de investigação dos

pontos com o maior espaçamento entre os eletrodos (EDWARDS, 1997). Esta otimização procura reduzir a diferença entre os valores de resistividade aparente medidos em campo, pelo ajuste da resistividade do modelo de blocos, cuja diferença é expressa pelo erro RMR (*Root Mean Squared*) (LOKE & BAKER, 1996).

Após a inversão 2D, os dados de cada seção foram reunidos em uma planilha única, a qual reuni a posição das leituras ao longo das linhas (variável *x*), espaçamento entre as linhas (variável *y*), profundidade modelada pela inversão (variável *z*) e o valor da resistividade elétrica (variável *R*). Esta planilha foi então exportada no formato *.xyz* para geração dos modelos 3D de visualização.

Os modelos 3D foram gerados a partir da combinação e interpolação dos modelos 2D de inversão, por meio do uso do programa Oasis Montaj Geosoft, numa sequência de etapas básicas adotadas em pesquisa mineral. Neste caso, o plano de amostragem é geralmente definido por meio de critérios estatísticos, estruturais, litológicos, entre outros. Um exemplo consiste na amostragem por um conjunto de furos perpendicular ao eixo principal da estrutura, sucedido por um conjunto de linhas de furo (MOON *et al.*, 2006).

A resolução da malha de amostragem é condicionada ao espaçamento entre: os furos, as linhas de furos e a quantidade de amostras coletadas por furo. Dessa forma, o resultado analítico das amostras é tabelado e modelado bidimensionalmente e posteriormente interpolado tridimensionalmente. Cada ponto do modelo 3D resultante é transformado num bloco, com dimensões associadas aos critérios estatísticos e da malha amostral, ao qual é atribuído um teor baseado em análises químicas e um valor médio de densidade relativa à rocha hospedeira (MOON *et al.*, 2006).

Por fim, foi definido e filtrado valores de resistividade para a geração de modelos 3D de isosuperfície que permitissem a individualização de eventuais estruturas de fluxo de água subterrânea. Os valores foram definidos com base nos padrões de resistividade apresentados pelos modelos de inversão 2D.

Modelos geofísicos de visualização 3D, gerados a partir de seções 2D, proporcionam uma compreensão bastante abrangente da complexidade das estruturas geológicas e hidrogeológicas, modelamento de litotipos e depósitos minerais (CHAMBERS *et al.,* 2006; AIZEBEOKHAI *et a*l., 2011; MOREIRA *et al.,* 2012; MOREIRA *et al.,* 2016; VIEIRA *et al.*, 2016; CÔRTES *et al.,* 2016).

7. ESTUDO DE CASOS

Atualmente a geofísica aplicada à água subterrânea ainda é pouco utilizada, principalmente em áreas estruturalmente complexas. Isso se deve a diversos fatores, como: i) pouca publicidade nos meios acadêmicos para outras áreas, quanto para a sociedade; ii) má aplicação do método, esperando que a geofísica alcance resultados isolados de outras informações geológicas; iii) alto custo, especialmente em pesquisas como esta visando identificar falhas e fraturas, o qual pode estar na mesma faixa de preço de uma perfuração de poço, a depender da extensão da área; iv) limitações dos sinais obtidos, uma vez que alguns artefatos em subsuperfície podem mascarar os dados geofísicos, principalmente quando os ensaios são realizados em grandes cidades, onde existem adutoras, cabos de alta tensão enterrados e aéreos, etc (DE SÁ, 2017).

O trabalho de Ferreira *et al.* (2003) executou um ensaio geofísico pela técnica de Tomografia Elétrica no campus da Universidade Federal do Paraná (UFPR), a fim de reconhecer descontinuidades no embasamento gnáissico-migmatítico. Foram realizados 7460 m de caminhamento elétrico por meio do arranjo Dipolo-Dipolo com espaçamento entre os dipolos de 40 a 50 m. Baseados na pesquisa, foram perfurados quatro poços, três dois quais apresentarem vazões produtivas, entre 5 a 9m^3/h.

Xavier (2004), por sua vez, investigou fissuras em rochas gnáissica-granulíticas no município de Araquari, em Santa Catarina, através das técnicas de Tomografia Elétrica por arranjo Dipolo-Dipolo e SEV por arranjo Schlumberger. A partir do ensaio, verificou-se que o poço inicialmente perfurado estava fora da zona de fratura na rocha, local onde foi perfurado um novo poço, o qual apresentou vazão produtiva de cerca de 7,6 m^3/h, muito superior ao primeiro, de 1,2 m^3/h.

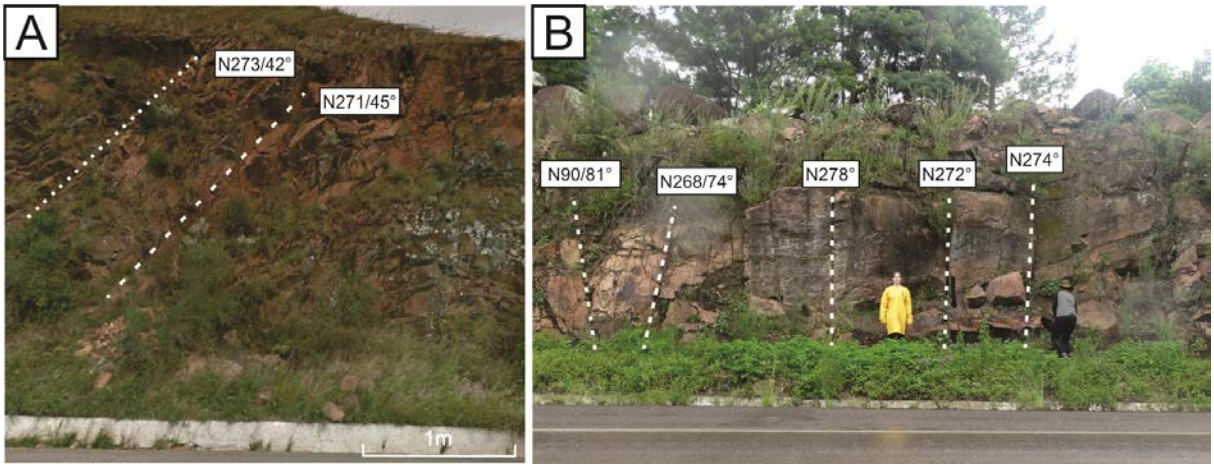
O trabalho de Lopes *et al.* (2004) relatou a sondagem geoelétrica pelas técnicas de SEV e Tomografia Elétrica realizada em Rorainópolis (Roraima), visando a melhoria do sistema de abastecimento público municipal. A geofísica identificou rochas gnáissicas e granodioríticas, associada a outras informações geológicas e hidrogeológicas, os quais permitiram determinar sete pontos favoráveis para perfuração de poço, dos quais quatro deles foram perfurados, todos apresentando boas vazões, sendo que um deles alcançou a maior vazão obtida em rochas cristalinas no estado.

O trabalho de Madrucci *et al.* (2005) apresentou um estudo de detalhe no aquífero fraturado na região de Lindóia, no Estado de São Paulo. O estudo consistiu no mapeamento de fraturas a partir de fotografias aéreas e na realização de levantamento geofísico pelas técnicas de Tomografia Elétrica por arranjo Dipolo-Dipolo e SEV por arranjo Schlumberger. A análise integrada desses dados com as informações geológicas obtidas em campo, dados de poços, fontes e fraturas mapeadas mostraram ser possível associar os levantamentos geofísicos de campo com as direções de fraturas, otimizando os próprios levantamentos e auxiliando no entendimento do aquífero fraturado, consequentemente, na identificação de locais favoráveis à locação de poços tubulares.

8. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Previamente, o reconhecimento geológico em campo permitiu identificar as principais famílias de fraturas e definir o solo saprolítico com uma espessura entre 0,3 m e 1,2 m. A rodovia BR-392, que dá acesso à área, apresenta algumas exposições de rochas pouco intemperizadas, com estruturas facilmente identificáveis de alto e médio ângulo de mergulho (42º a 90º) e orientação predominante entre N270^{o} e N280^{o} (Figura 8.1). Sendo assim, os modelos de inversão refletem uma geologia representada basicamente por granitos inalterados, níveis argilosos saturados e prováveis descontinuidades.

Figura 8.1 - Afloramentos de granitos na beira da rodovia. A) Fraturas de médio ângulo de mergulho; B) Fraturas verticais.



Fonte: Arquivo pessoal.

8.1 Modelos de inversão 2D (seções)

Esses modelos de resistividade são apresentados em uma única escala logarítmica de valores, que variam de 0,5 Ω.m a 3000 Ω.m, com uma profundidade máxima de 9,56 m. O parâmetro RMS é relativamente alto em todas as seções e isto pode ser atribuído a grande variação de valores ou extremos ao redor da média, sendo que valores elevados de resistividade estão associados ao granito inalterado e os baixos aos solos argilosos saturados ou zonas condutivas com possível presença de água.

De maneira geral, as seções para os diferentes arranjos mostram um padrão de resistividade caracterizado por uma zona central resistiva, onde os valores superam os 100 Ω.m, enquanto os extremos marcam zonas pouco resistivas, com

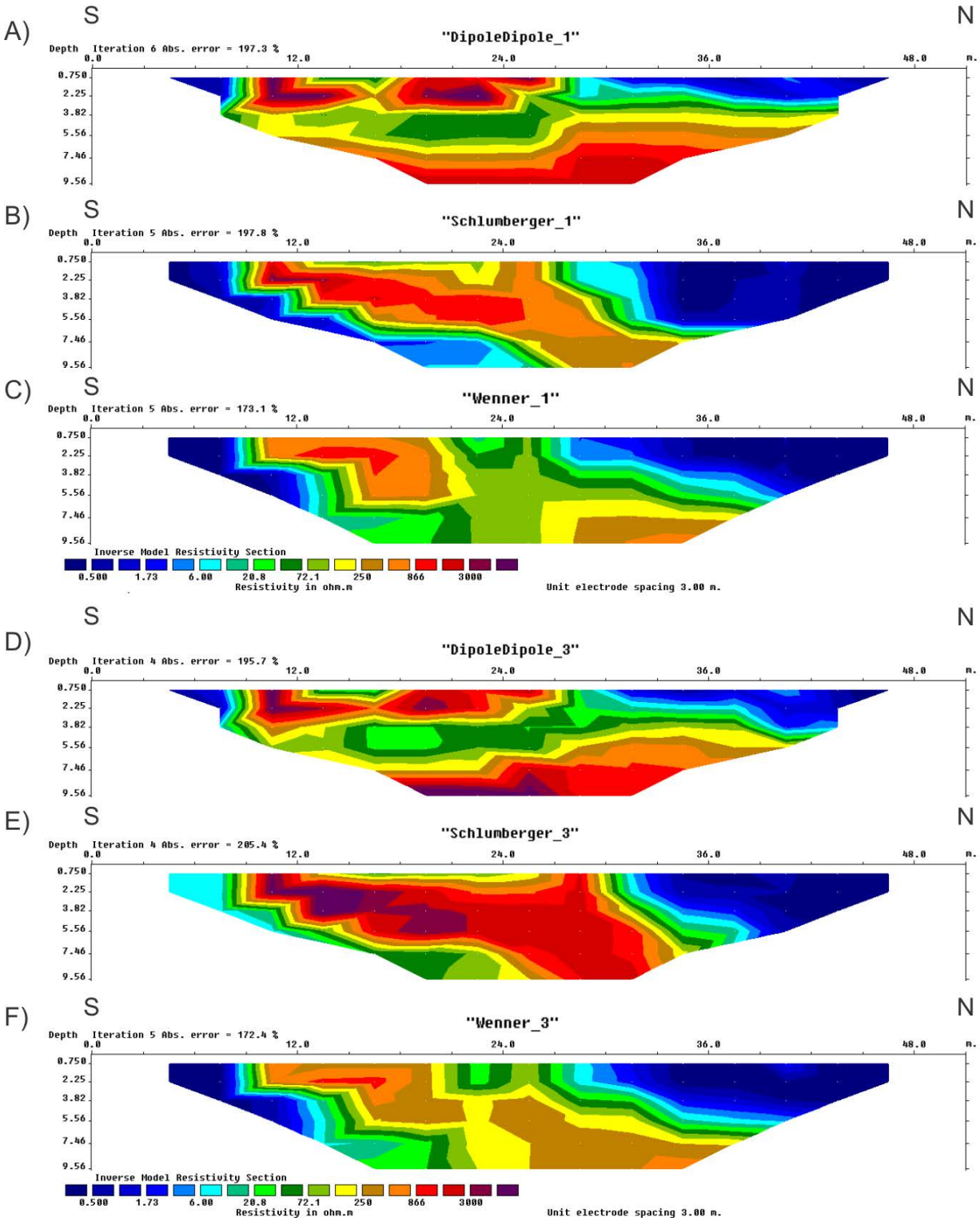
valores inferiores a 100 Ω.m. No centro, observa-se uma heterogeneidade de resistividade lateral e vertical, podendo estar relacionada à presença de blocos de rocha inalterados, ou de rocha mais alterada de menor resistividade, esta com um conteúdo de umidade. A existência de fraturas e descontinuidades possibilitam a percolação de água que promove uma alteração na rocha em subsuperfície, gerando porções mais alteradas enquanto outras permanecem preservadas. Uma comparação entre as características específicas para cada arranjo é discutida a seguir.

Os modelos de inversão 2D gerados para o arranjo Dipolo-Dipolo apresentam-se pouco suavizados, apesar de serem baseados a partir de uma elevada densidade amostral por unidade de área (96 medidas por seção). Os extremos das seções são marcados por zonas de baixa resistividade. A zona inicial, localmente restrita, poderia ser atribuída aos efeitos de borda resultantes do processamento. A zona final é rasa e limitada a uma profundidade máxima de cerca de 3,5 m, que marca o contato entre o solo e a rocha (Figura 8.2-A e D).

Os modelos resultantes a partir dos dados para o arranjo Schlumberger mostram-se mais suavizados e com maior densidade amostral por unidade de área (102 medidas por seção). Diferentemente das seções geradas pelo arranjo Dipolo-Dipolo, estas permitem definir claramente uma zona inicial de baixa resistividade que vai desde a superfície até a base das seções (marcada em 9,56 m). De 25 m em diante, esta porção pouco resistiva atinge uma profundidade aproximada de 7 m, onde predominam valores inferiores a 6 Ω.m, característicos de material argiloso saturado, provavelmente decorrente de um setor de rochas fraturadas e fortemente alteradas (Figura 8.2-B e E).

Os modelos gerados para o arranjo Wenner, por sua vez, apresentam-se relativamente suavizados, embora a densidade amostral por unidade de área seja menor em relação aos demais (42 medidas por seção). Semelhante ao arranjo Schulemberger, as seções resultantes revelam duas zonas de baixa resistividade bem definidas em seus extremos. A zona inicial é contínua desde a superfície até a profundidade de 7,5 m, ao passo que a zona final é restrita até os 5,5 m de profundidade (Figura 8.2-C e F).

Figura 8.2 - Modelos de inversão de resistividade. A) Linha 1 para o arranjo Dipolo-Dipolo; B) Linha 1 para o arranjo Schlumberger; C) Linha 1 para o arranjo Wenner; D) Linha 3 para o arranjo Dipolo-Dipolo; E) Linha 3 para o arranjo Schlumberger; F) Linha 3 para o arranjo Wenner.



8.2 Modelos de visualização 3D

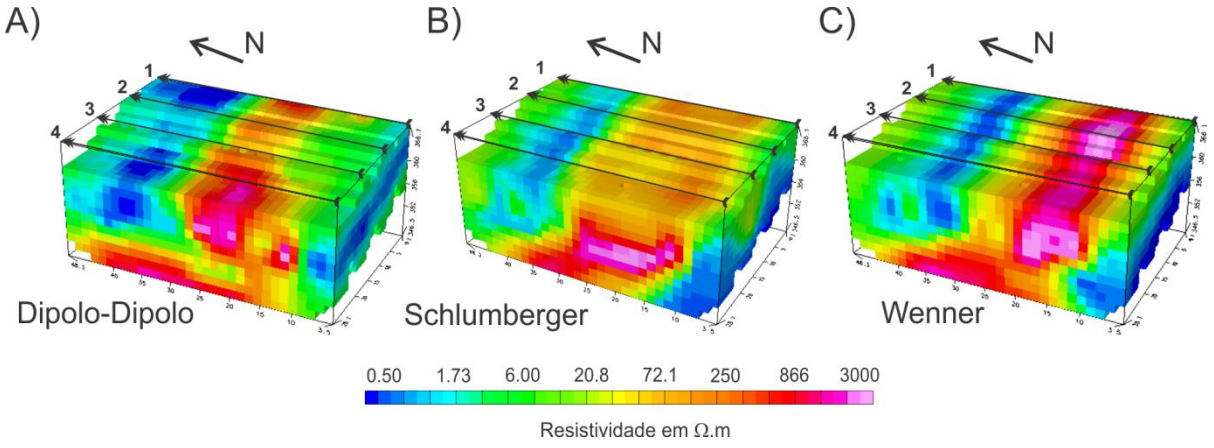
A partir da interpolação dos dados dos modelos de inversão 2D foram gerados blocos de visualização 3D com a topografia local ajustada. Os modelos para os três arranjos permitem uma análise integrada da continuidade das zonas de baixa resistividade, cada um com suas particularidades quanto aos valores e formatos.

No modelo tridimensional para o arranjo Dipolo-Dipolo observa-se a zona inicial de baixa resistividade limitada entre 2 m e 5 m de profundidade, ao passo que a zona final apresenta uma largura que varia de 5 m e 10 m (Figura 8.3-A).

O modelo para o arranjo Schlumberger, por sua vez, mostra a continuidade em profundidade da zona inicial de baixa resistividade, com mergulho de cerca de 40º no sentido norte, enquanto que a zona final apresenta valores de resistividade relativamente mais elevados em relação aos demais blocos (Figura 8.3-B).

Diferentemente dos outros arranjos, o Wenner exibe as duas zonas de baixa resistividade com formato retilíneo e bem definido, sendo que a zona inicial está posicionada abaixo dos 5 m de profundidade e restrita a uma faixa de aproximadamente 12 m de largura (Figura 8.3-C).

Figura 8.3 - Modelos de visualização 3D em blocos. A) Arranjo Dipolo-Dipolo; B) Arranjo Schlumberger; C) Arranjo Wenner.



8.2.1 Isosuperfícies

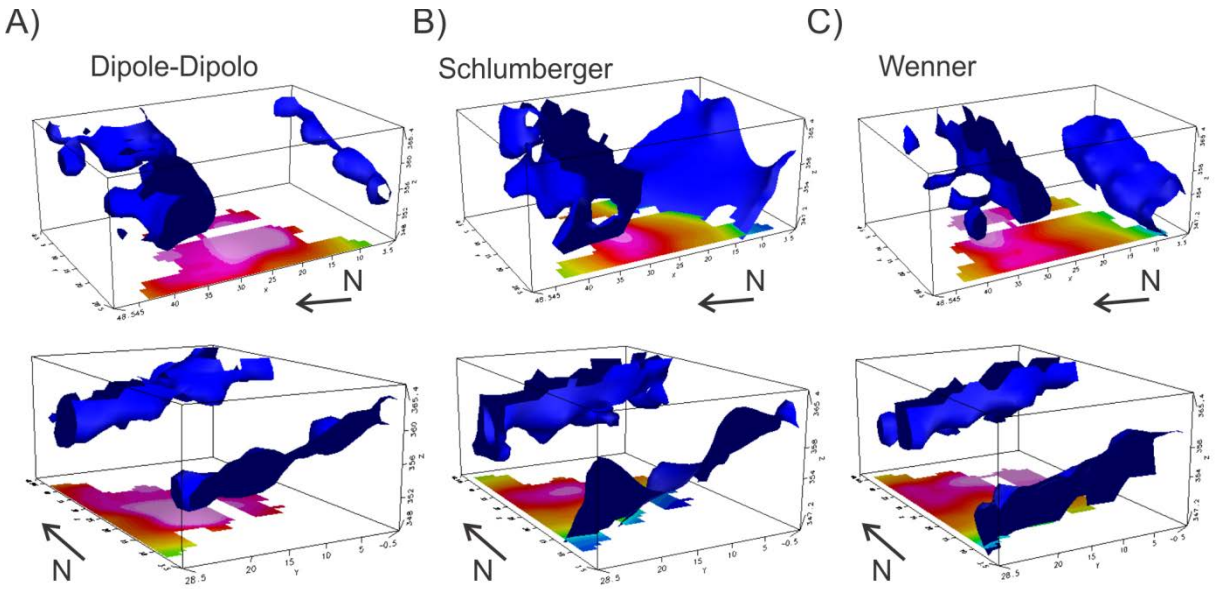
Com o objetivo de individualizar potenciais estruturas de fluxo de água subterrânea, foram gerados modelos 3D de isosuperfície, por meio da filtragem dos valores de baixa resistividade. Para tanto, foi escolhido o valor de 70 Ω.m para os três arranjos em estudo, os quais são caracterizados a seguir.

A isosuperfície de resistividade para o arranjo Dipolo-Dipolo confirma a existência de dois corpos de baixa resistividade, ambos apresentando formato tubular e contínuo ao longo das quatro linhas tomográficas, com orientação E-W e inclinação que acompanha a topografia. O modelo exibe dois corpos de expressões distintas, o maior posicionado no final das seções e o menor, parcialmente segmentado, no início das seções (Figura 8.4-A).

O modelo de isosuperfície para o arranjo Schlumberger define muito bem a presença de um corpo e uma superfície inclinada de baixa resistividade, contínuos ao longo das quatro linhas tomográficas, orientados segundo a direção E-W e com a inclinação da superfície no sentido norte. Analisado em perspectiva lateral, o corpo de baixa resistividade possui formato praticamente similar ao dos modelos de isosuperfície dos demais arranjos (Figura 8.4-B).

Por fim, a isosuperfície de resistividade para o arranjo Wenner igualmente ilustra a existência de dois corpos de baixa resistividade, ambos com formato tubular e contínuo ao longo das quatro linhas tomográficas, com orientação E-W e inclinação que acompanha a topografia. Porém, diferentemente dos outros modelos, os corpos apresentam dimensões semelhantes, sendo o corpo de baixa resistividade do início das linhas maior comparativamente em relação ao do arranjo Dipolo-Dipolo (Figura 8.4-C).

Figura 8.4 - Modelos de isosuperfície de resistividade em perspectiva frontal e lateral. A) Arranjo Dipolo-Dipolo; B) Arranjo Schlumberger; C) Arranjo Wenner.



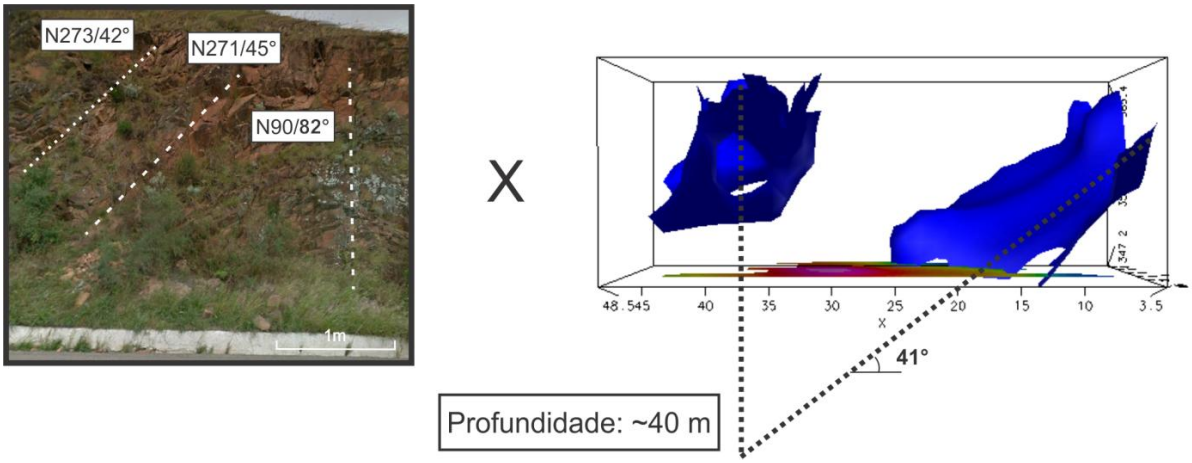
A importância de identificar zonas de baixa resistividade reside no fato de que podem indicar a existência de faixas de granito fraturado com possível percolação de água subterrânea. Em contrapartida, no que concerne às singularidades intrínsecas em termos de propagação de campo e potencial elétrico, diferenças de geometria em cada arranjo são observadas, produzindo variações no formato e na intensidade dos valores, e possibilitando definir o arranjo mais adequado à locação de alvos, favoráveis à perfuração de poços tubulares em terrenos fraturados.

Conforme a análise estrutural realizada em campo, o maciço granítico comporta uma família de fraturas de orientação predominante N272/43º. A superfície de baixa resistividade reconhecida no modelo de isosuperfície para o arranjo Schlumberger segue uma direção aproximada de N261/41º. Nesse sentido, este foi o arranjo mais satisfatório para a proposta, uma vez que a superfície possivelmente é um indicativo de um plano de fratura saturado em água.

Presumivelmente, a forma de propagação do campo numa zona de baixa resistividade com mergulho médio de 40º foi adequada à geração de uma forte refração e um campo potencial de baixa intensidade a diferentes profundidades, o que possibilitou o modelamento de uma superfície pouco resistiva que reflete essencialmente uma descontinuidade reconhecida no local. Por outro lado, o corpo de baixa resistividade presente no final das linhas tomográficas e recorrente nos modelos para os três arranjos, deve indicar um conjunto de fraturas verticais saturadas em água, as quais também foram reconhecidas em campo.

A análise integrada entre os dados estruturais obtidos em campo e o modelo de isosuperfície do arranjo Schlumberger em perspectiva lateral permite a projeção dos planos de fratura saturados em água a profundidades superiores em relação àquelas alcançadas pelas linhas tomográficas (Figura 8.5).

Figura 8.5 - Relação entre as estruturas reconhecidas em campo e a projeção dos planos de fratura no modelo de isosuperfície para o arranjo Schlumberger.



Dessa forma, este cruzamento possibilita recomendar um local potencialmente promissor para a captação de água subterrânea, situado no final da linha tomográfica 4, com uma profundidade máxima sugerida de 50 m (Figura 8.6). Trata-se do ponto de cota mais baixa, localizado próximo ao rio, em relação ao ponto de recarga onde afloram os granitos em cota superior. Assim, há um fluxo direcional de água de oeste para leste, em direção à drenagem.

Figura 8.6 - Local recomendado para a perfuração de poço tubular.

Fonte: Modificado de Google Earth (2016).

9. CONCLUSÃO

As águas subterrâneas têm se tornado cada vez mais uma solução para a restrição hídrica, principalmente em regiões desprovidas de fontes superficiais ou periféricas aos sistemas de distribuição convencionais. Os aquíferos fraturados são caracterizados pela presença de descontinuidades conectadas (falhas e fraturas) que permitem a percolação de água, contudo, sua investigação constitui um grande desafio devido à descontinuidade de suas propriedades hidráulicas.

O uso da geofísica aplicada em sistemas aquíferos proporciona reduzir incertezas e definir alvos favoráveis para captação. Os planos de descontinuidades caracterizam interfaces de distorção do campo elétrico, que permitem a geração de campo potencial contrastante, responsável por alterações significativas no parâmetro de resistividade elétrica quando utilizado o método de Eletrorresistividade.

Os modelos de inversão 2D para os arranjos Dipolo-Dipolo, Schlumberger e Wenner permitiram identificar duas zonas de baixa resistividade (abaixo dos 100 Ω.m), no início e fim das seções, interpretadas como áreas saturadas em água, enquanto o centro, mais resistivo (acima dos 100 Ω.m), está associado a áreas com granito seco e inalterado. As seções para o arranjo Dipolo-Dipolo mostraram-se pouco suavizadas e indicaram uma zona inicial restrita e uma zona final rasa com profundidade marcando o contato solo/rocha. Diferentemente, as seções dos arranjos Schlumberger e Wenner apresentaram-se mais suavizadas e apontaram estas zonas com profundidade e continuidade lateral muito mais expressivas.

A análise dos modelos de visualização 3D, gerados a partir da interpolação dos dados dos modelos de inversão, proporcionaram uma análise integrada da continuidade das duas zonas de baixa resistividade. O bloco para o arranjo Dipolo-Dipolo indicou o extremo inicial limitado entre 2 m e 5 m de profundidade, enquanto o arranjo Schlumberger mostrou a continuidade em profundidade com mergulho de 40º no sentido norte. Distintivamente dos demais, o bloco para o arranjo Wenner exibiu duas zonas de formato retilíneo e bem definido, com o extremo inicial posicionado abaixo dos 5 m de profundidade.

A fim de delinear as estruturas de fluxo de água subterrânea, modelos 3D de isosuperfície foram produzidos por meio da filtragem de valores de baixa resistividade. As isosuperfícies para os arranjos Dipolo-Dipolo e Wenner confirmaram a existência de dois corpos de baixa resistividade, tubulares e

contínuos, ao passo que a isosuperfície para o arranjo Schlumberger definiu muito bem a presença de um corpo e uma superfície com inclinação para norte.

Os três arranjos apresentaram sensibilidade no reconhecimento de uma família de fraturas verticais preenchidas por água, representada nos modelos pelo corpo de estrutura tubular e contínua na direção N81^{o} no início das linhas, identificada a algumas dezenas de metros da área em um afloramento de granito. Contudo, apesar do arranjo Dipolo-Dipolo oferecer um bom desempenho no mapeamento de estruturas verticais e o arranjo Wenner possuir elevada razão/ruído, os resultados da aplicação destes arranjos permitiram somente o modelamento parcial das estruturas de fluxo de água. Apenas o arranjo Schlumberger demonstrou uma análise satisfatória dos dados na identificação de duas famílias de fraturas com orientações distintas, também reconhecidas no estudo de campo próximo da área dos ensaios. O cruzamento dos dados estruturais e seu modelo de isosuperfície permitiu indicar um local bastante favorável à captação de água subterrânea.

Por se tratar de um estudo local em uma área intensamente fraturada, é difícil fazer uma inferência para outros locais. Contudo, a rapidez de aquisição de dados torna recomendável o uso dos três arranjos para outras áreas. O sucesso do método está atrelado à distorção do campo, que para cada arranjo possui formato e intensidade de propagação distintos. Assim, apresentam variações na sensibilidade das medidas e, por conseguinte, na representação geológica. Dessa forma, a análise integrada do mapeamento de fraturas e dos dados geofísicos se mostraram uma ferramenta muita importante no estudo de aquíferos fraturados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABEM. Terrameter SAS 4000 / SAS 1000 - Instruction Manual, 136p., 2006.

AIZEBEOKHAI, A. P.; OLAYINKA, A.I.; SINGH, V.S.; UHUEGBU, C. C. Effectiveness of 3D geoelectrical resistivity imaging using parallel 2D profiles. International Journal of the Physical Sciences, 6: 5623-5647. 2011.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. O pré-cambriano do Brasil. Editora Edgard Blücher, 1984.

ALMEIDA, R. P. Tectônica e sedimentação do Ediacarano ao Ordoviciano: exemplos do Supergrupo Camaquã (RS) e do Grupo Caacupé (Paraguai oriental). Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. 2005.

ANA - Agência Nacional de Águas. Disponibilidades e Demandas de Recursos Hídricos no Brasil. 2005.

ANA - Agência Nacional de Águas. Atlas Brasil. Abastecimento Urbano de Água. Brasília: ANA, 2010. Disponível em: <http://atlas.ana.gov.br/Atlas/forms/Home.aspx>. Acessado em 05/07/2017.

ANA - Agência Nacional de Águas. Conjuntura Dos Recursos Hídricos. 432p., 2013.

BITTENCOURT, M.F. Metamorfitos da região de Caçapava do Sul, RS – Geologia e relações com o corpo granítico. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Porto Alegre. Anais… Porto Alegre, SBG, v. 1 p. 37-49. 1983.

BORBA, A. W. Evolução geológica da "Bacia do Camaquã" (Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-riograndense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de esteatigrafia, petrografia e geologia isotópica. 2006.

BP. Relatório Estatístico da Energia Mundial. 1p., 2015.

BRAGA, A. C. de O. Métodos da eletrorrestividade e polarização induzida aplicados nos estudos de captação e contaminação de águas subterrâneas. Tese (Tese de Livre Docência) - Universidade Estadual Paulista - Unesp, Instituto de Geociências e Ciências Exatas - IGCE, Rio Claro - SP, 2006.

CAMPOS NETO, M. D. C.; BASEI, M. A. S.; ARTUR, A. C.; SILVA, M. D.; MACHADO, R.; DIAS NETO, C. D. M.; SOUZA, A. P. Geologia das Folhas Piracaia e Igaratá. Jornada da Carta Geológica do Estado de São Paulo, v. 1, n. 50000, p. 1, 1983.

CETESB - Companhia Ambiental do Estado de São Paulo. Águas Subterrâneas. 2017. Disponível em: <http://aguassubterraneas.cetesb.sp.gov.br/>. Acessado em 04/07/2017.

CHAMBERS, J. E.; KURAS, O.; MELDRUM, P. I.; OGILVY, R. D.; HOLLANDS, J. Electrical resistivity tomography applied to geologic, hydrogeologic, and engineering investigations at a former waste-disposal site. Geophysics, 71: 231-239. 2006.

CHEMALE JR, F. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. Geologia do Rio Grande do Sul, p. 13-52, 2000.

COGGON, J. H. A comparison of IP electrode arrays. Geophysics, v. 38, n. 4, p. 737-761, 1973.

CÔRTES, A. R. P.; MOREIRA, C. A.; VELOSO, D. I. K.; VIEIRA, L. B.; BERGONZONI, F. A. Geoelectrical prospecting for a copper-sulfide mineralization in the Camaquã sedimentary basin, Southern Brazil. Geofísica Internacional, 55(3): 107-117. 2016.

COSTA, A. F. U. Teste e modelagem geofísica da estruturação das associações litotectônicas pré-Cambrianas no Escudo Sul-Rio-Grandense. Teste e modelagem geofísica da estruturação das associações litotectônicas pré-cambianas no Escudo Sul-Rio-Grandense, v. 2, 1997.

COSTA, R. H. P. G. Reuso da água - conceitos, teorias e práticas. Editora Blucher. São Paulo: SP. 2007.

CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Passo do Salsinho – Folha SH.22-Y-A-I-4. Estado do Rio Grande do Sul. 1995.

CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Mapa de Geodiversidade do Estado do Rio Grande do Sul. 2000.

CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Mapa Hidrogeológico do Rio Grande do Sul. 2005.

DE SÁ, H. S. Imageamento Elétrico para Auxílio na Locação de Perfuração de Poços Tubulares. Dissertação (Mestrado). Universidade de São Paulo. 66p., 2017.

DIEESE - Departamento Intersindical de Estatística e Estudos Socioeconômicos. Visão geral dos serviços de água e esgotamento sanitário no Brasil. Estudos e Pesquisas. No 82, 21p., 2016.

DORNELES, F. T. Controle e Previsão de Vibrações e Ruídos gerados por Desmonte de Rochas com Explosivos. Trabalho de conclusão de curso, Universidade Federal do Pampa, Tecnologia em Mineração, v. 96, 2013.

EDWARDS, L. A modified pseudosection for resistivity and ip. Geophysics, Society of Exploration Geophysicists, v. 42, n. 5, p. 1020–1036, 1977.

EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Banco de dados climáticos do Brasil. 2010.

FACHIN, S. J. S. Ensaios geoelétricos 2D no antigo lixão de Ribeirão Preto-SP: avaliação de parâmetros de aquisição e monitoramento ambiental do problema. Dissertação (Mestrado em Geofísica) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo. 2007.

FAMBRINI, G. L.; JANIKIAN, L.; DE ALMEIDA, R. P.; FRAGOSO-CESAR, A. R. S. Evolução Estratigráfica e paleogeográfica do grupo Santa Bárbara (Ediacarano) na sub-bacia Camaquã Central, RS. Geologia USP. Série Científica, v. 7, n. 2, p. 1-24, 2007.

FAO - Organização das Nações Unidas para a Alimentação e Agricultura. Relatório Mundial das Nações Unidas sobre o Desenvolvimento dos Recursos Hídricos. 12p., 2017.

FERREIRA, F. J. F. & STEVANATO, R. Abastecimento dos Campi da UFPR por Água Subterrânea com Base em Imageamento Elétrico 2-D e Fotointerpretação. 8th International Congress of The Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, Brasil, 2003.

FRAGOSO-CESAR, A. R. S.; FAMBRINI, G. L.. DE ALMEIDA, R. P.; PELOSI, A. P. M. R.; JANIKIAN, L.; RICCOMINI, C; SAES, G. S. The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to early Cambrian sequences in southernmost Brazil. Revista Brasileira de Geociências, v. 30, n. 3, p. 442-445, 2000.

FRAGOSO-CESAR, A. R. S.; ALMEIDA, R. P.; FAMBRINI, G. L.; PELOSI, A. P. M. R.; JANIKIAN, L. A Bacia Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozóico III-Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. SBG, Enc. Estrat. RS–Escudos e Bacias, v. 1, p. 139-144, 2003.

GANDOLFO, O. C. B.; GALLAS, J. D. F. O arranjo pólo-dipolo como alternativa ao dipolodipolo em levantamentos 2D de eletrorresistividade. Revista Brasileira de Geofísica, São Paulo, 25(3): 227-235, 2007.

GAY-LUSSAC, J. L. Mémoire sur la combinaison des substances gazeuses, les unes avec les autres. Mémoires de la Société d'Arcueil, v. 2, p. 207-234, 1809.

GRIFFITHS, D.; BARKER, R. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. Journal of Applied Geophysics, Elsevier, v. 29, n. 3, p. 211–226, 1993.

HARTMANN, L. A.; CHEMALE JR, Farid; PHILIPP, R. P. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Precambriano. Ianuzzi R. & Frantz JC.(Org.), v. 50, p. 97-123, 2007.

HASUI, Y.; OLIVEIRA, M. A. F. Província Mantiqueira–Setor Central. O Pré-cambriano do Brasil, p. 308-344, 1984.

HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; ABREU, FAM de. Província Tocantins: setor setentrional. Almeida, FFM & Hasui, Y.(Coords). O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Editora Edgard Blücher, p. 137-204, 1984.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS NETO, M. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R.;JANASI, V. A. Província Mantiqueira. In: Mantesso Neto, V.; Bartorelli, A.; Dal Ré Carneiro, C.; Brito Neves, B. B. de (Ed.). Geologia do Continente Sul-Americano, Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Editora Beca. Cap. 13, p. 203-235, 2004.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Mapa Exploratório de Solos do Rio Grande do Sul. Rio de Janeiro/RJ: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2002.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Produto Interno Bruto dos Municípios 2004-2008. 2008. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/economia/pibmunicipios/2004_2008/>. Acessado em 10/07/2017.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. e-cidades. 2017. Disponível em: <www.ibge.gov.br>. Acessado em 10/07/2017.

IRITANI, M. A.; EZAKI, S. As Águas Subterrâneas do Estado de São Paulo. Governo do Estado de São Paulo, Secretaria do Meio Ambiente, Instituto Geológico. Cadernos de Educação Ambiental, 106p., 2012.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. An Introduction to Geophysical Exploration, 3rd ed. Hobboken: Wiley-Blackwell Science, 272 p., 2002.

KELLER, G. V.; FRISHKNECHT, F. Electrical Methods in Geophysical Prospecting. Reprinted. [S.l.]: Pergamon Press Inc., 519 p., 1970.

KNÖDEL, K.; LANGE, G.; VOIGT, H. J. Environmental geology: Handbook of field methods and case studies. Berlin: Springer, 2008. v. 1.

LIBÂNIO, M. Fundamentos de qualidade e tratamento de água. 3ª ed. Editora Átomo. Campinas: SP. 2010.

LOKE, M. H.; BAKER, R. D. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by quasi-newton method. Geophysical Prospecting, n. 44, p. 131–152, 1996.

LOPES, R. O.; SILVA, A. B. H.; CARNEIRO, P. J. R. Estudo de Caso: o Uso do Método Geofísico para Locação de Poços Tubulares em Rorainópolis – RR. XIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 2004.

MACHADO, J. L. F; FREITAS, M. A. Projeto mapa hidrogeológico do Rio Grande do Sul: relatório final. Porto Alegre: CPRM, v. 1, 2005.

MADRUCCI, V.; TAIOLI, F.; ARAÚJO, C. C. Análise integrada de dados de sensoriamento remoto, geologia e geofísica no estudo de aqüífero fraturado, Lindóia-SP. Revista Brasileira de Geofísica, v. 23, n. 4, p. 437-451, 2005.

MCNEILL, J.D. Electrical conductivity of soils and rocks, Tech. Note TN-5 Geonics Ltd. 1980.

MENEGAT, R.; FERNANDES, L. A. D.; KOESTER, E.; SCHERER, C. M. S. Porto Alegre antes do homem: evolução geológica. Atlas Ambiental de Porto Alegre. Editora da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 11-24, 1998.

MMA - Ministério do Meio Ambiente. Plano Nacional de Recursos Hídricos. 2002.

MMA - Ministério do Meio Ambiente. Atlas das Áreas Susceptíveis à Desertificação do Brasil. Secretaria de Recursos Hídricos, Universidade Federal da Paraíba. 134p., 2007.

MOON, C. J. et al. Introduction to mineral exploration. [S.l.]: Blackwell publishing, 2006.

MOREIRA, C. A.; LOPES, S. M.; SCHWEIG, C.; SEIXAS, A. R. Geoelectrical prospection of disseminated sulfide mineral occurrences in Camaquã sedimentary basin, Rio Grande do Sul state, Brazil. Brazilian Journal of Geophysics, 30: 169-179. 2012.

MOREIRA, C. A.; LAPOLA, M. M; CARRARA, A. Comparative analyzes among electrical resistivity tomography arrangements in the characterization of flow structure in free aquifer. Geofísica Internacional, 55(2): 119-129. 2016.

MUSSETT, A. E.; KHAN, M. A. Looking into the earth: an introduction to geological geophysics. [S.l.]: Cambridge University Press, 2000.

NARDI, L. V. S; BITENCOURT, M. F. A. S. Geologia, petrologia e geoquímica do Complexo Granítico de Caçapava do Sul, RS. Revista Brasileira de Geociências, v. 19, n. 2, p. 153-169, 1989.

NYQUIST, J. E.; PEAKE, J. S.; ROTH, M. J. S. Comparison of an optimized resistivity array with dipole-dipole soundings in karst terrain. Geophysics, 72: 139-144, 2007.

ORELLANA, E. Prospección geoeléctrica en corriente continua. Madrid, SP: [s.n.], 1972.

PARASNIS, D. S. Principles of Applied Geophysics. Segunda edição. [S.l.]: Chapman and Hall, 214 p., 1972.

PHILIP, K.; MICHAEL, B.; IAN, H. An introduction to geophysical exploration. 3rd. ed. Oxford: Blackwell Science, 2002.

PMSB - Prefeitura Municipal de Caçapava do Sul. Plano Municipal de Saneamento Básico. 71p., 2013.

PNRH - Plano Nacional de Recursos Hídricos. Água. Secretaria de Recursos Hídricos do Meio Ambiente. 16p., 201–.

PNUD - Programa das Nações Unidas para o Desenvolvimento. Ranking decrescente do IDH-M dos municípios do Brasil. Atlas do Desenvolvimento Humano. 2000. Disponível em: <http://www.undp.org/content/brazil/pt/home/>. Acessado em 10/07/2017.

PORCHER, C. A.; LOPES, R. C. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Cachoeira do Sul, Folha SH, 2000.

RADAMBRASIL, PROJETO. Folha SH. 22 Porto Alegre e parte das folhas SH. 21 Uruguaiana e SI. 22 Lagoa Mirim. Rio de Janeiro: Departamento Nacional da Produção Mineral, 1986.

REBOUÇAS, A. da C. Panorama da água doce no Brasil. Panoramas da degradação do ar, da água doce e da terra no Brasil. São Paulo: IEA/USP, 1997.

RUBIN, Y.; HUBBARD, S.S. Hydrogeophysics. Dordrecht, Springer, 527p., 2005.

SARA, M. Site assessment and remediation handbook. 2°ed., Lewis Publishers, 1161p., 2003.

SHERIFF, R. E. Geophysical Methods. [S.l.]: Prentice Hall, 605 p., 1989.

SNIS - Sistema Nacional de Informações sobre Saneamento. Diagnóstico dos Serviços de Água e Esgoto. Disponível em: <http://www.snis.gov.br/diagnostico-agua-e-esgotos/diagnostico-ae-2015>. Acessado em 26/07/2017.

TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M.C.M.; FAIRCHILD, T.R.; TAIOLI, F. Decifrando a Terra. Oficina de Textos. São Paulo: SP. 2003.

TELFORD, W. M. W.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. Applied Geophysics. London, UK: Cambridge University Press, 1990.

VIEIRA, L. B. Caracterização morfológica de ocorrência de manganês por meio de dados geofísicos. IGCE-UNESP, 2015.

VIEIRA, L. B.; MOREIRA, C. A.; CÔRTES, A. R.; LUVIZOTTO, G. L. Geophysical modeling of the manganese deposit for Induced Polarization method in Itapira (Brazil). Geofísica internacional, 55(2), 107-117, 2016.

WARD, S. H. Resistivity and induced polarization methods. Investigations in Geophysics. Geotechnical and Environmental Geophysics. Society of Exploration Geophysics, v. 1, n. 5, p. 147–198, 1990.

XAVIER, F. F. Aplicação da Sondagem Geofísica – Método Eletrorresistividade - na Locação de Poços Tubulares Profundos. XIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 2004.