



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



**CARACTERIZAÇÃO DO FLUXO SUBTERRÂNEO EM REVERSO DE
CUESTA POR MEIO DE ANÁLISE ESTRUTURAL E MÉTODO GEOFÍSICO
DE ELETORRESISTIVIDADE**

STEPHANIE DE FREITAS SCHORCHT

Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente

Orientador: Prof. Dr. César Augusto Moreira

Co-orientadores: Ambrosina H. Gontijo-Pascutti

Iata Anderson de Souza

Rio Claro – SP
2020

STEPHANIE DE FREITAS SCHORCHT

CARACTERIZAÇÃO DO FLUXO SUBTERRÂNEO EM REVERSO DE
CUESTA POR MEIO DE ANÁLISE ESTRUTURAL E MÉTODO GEOFÍSICO
DE ELETORRESISTIVIDADE

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

Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente

Orientador: Prof. Dr. César Augusto Moreira

Co-orientadores: Ambrosina H. Gontijo-Pascutti

Iata Anderson de Souza

Rio Claro – SP

2020

S374c Schorcht, Stephanie de Freitas
Caracterização do fluxo subterrâneo em reverso de cuesta por meio de análise estrutural e método geofísico de eletrorresistividade / Stephanie de Freitas Schorcht. -- Rio Claro, 2021
69 f. : il., fotos, mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro
Orientador: César Augusto Moreira

1. Geofísica. 2. Geologia estrutural. 3. Hidrogeologia. 4. Água subterrânea. 5. Resistividade. I. Título.

STEPHANIE DE FREITAS SCHORCHT

CARACTERIZAÇÃO DO FLUXO SUBTERRÂNEO EM REVERSO DE
CUESTA POR MEIO DE ANÁLISE ESTRUTURAL E MÉTODO GEOFÍSICO
DE ELETORRESISTIVIDADE

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

Comissão Examinadora

Prof. Dr. César Augusto Moreira

Dra. Lívia Portes Innocenti Helene

Msc. Bruno Daniel Lenhare

Conceito: Aprovada.

Rio Claro, 28 de agosto de 2020

Aos meus pais, Luiz Carlos e Marilda e
ao meu irmão que está no céu, William.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, agradeço a Deus pela oportunidade de realizar este trabalho, conhecer pessoas, passar por provas que foram ensinamentos, tanto intelectual quanto espiritual e ter essa experiência nos últimos dois anos.

Sou grata pelos pais que tenho, Luiz Carlos e Marilda, por todo o carinho e amor que sempre me envolveram. À minha mãe por toda a dedicação de uma vida inteira para educar e criar dois filhos íntegros. Ao meu irmão William, por ter sido um exemplo de dedicação, responsabilidade e equilíbrio, pois tais lembranças suas me deram força nesta caminhada.

Ao meu orientador, prof. Dr. César Augusto Moreira por ter aceitado me orientar, a todo incentivo e orientação dado para a realização deste trabalho. Por toda a disponibilidade e ajuda nos trabalhos de campos, conselhos, ensinamentos de geofísica e considerações importantes que agregaram muito a este estudo. Pela paciência, compreensão e dedicação nos momentos mais difíceis.

Aos meus coorientadores pelas relevantes contribuições. Ao IATA por ter dado suporte ao permitir a utilização do Laboratório de Estudos Tectônicos (LETEC/Unespetro), pelos esclarecimentos, pela assistência e toda ajuda que prestou durante esses dois anos. A professora Zina pelos incentivos e todo suporte desde a graduação, com conselhos e considerações importantes ao longo desses anos. Pela amizade e amparo em todos os momentos.

À Sílvia, uma irmã espiritual que ganhei na UFRuralRJ e reencontrei na Unesp, por sua amizade, todo apoio e aprendizado desde 2010.

Ao Antônio por todas as nossas conversas sobre geofísica e toda ajuda que sempre me ofertou.

Aos companheiros de pós-graduação, Lucas, Marly, Bruna e William (LETEC), por estarem presentes e me suportarem nos momentos bons e ruins.

À Natálie por sua amizade, orações, conselhos e disponibilidade de ouvir meus desabafos.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

RESUMO

Os recursos hídricos do Brasil tem sido alvo de interesse, principalmente devido ao abastecimento da população e de setores como a indústria e o agronegócio, o que torna o conhecimento e a gestão das bacias hidrográficas e de aquíferos algo essencial para a sociedade. No estado de São Paulo, além da rede hídrica superficial, é pertinente destacar a importância dos aquíferos subterrâneos, que tem relevância no ciclo hidrológico e no abastecimento de cidades. O presente estudo busca entender o fluxo subterrâneo na Serra de Itaqueri, município de Ipeúna (SP), interior do estado. O local de estudos consiste num vale fluvial e sua nascente, posicionados no limite do reverso da *cuesta*. O estudo reúne análise estrutural regional por imagens de satélite e medidas locais de afloramentos, em conjunto com levantamento geofísico de eletrorresistividade por meio da técnica de tomografia elétrica em arranjo Schlumberger. Foram conduzidas 7 linhas de 400 metros, paralelas e com espaçamento de 50 metros entre elas, além de uma ortogonal com 320 metros de comprimento na linha de drenagem. As linhas apresentam espaçamento entre eletrodos de 10 metros. Os dados de eletrorresistividade foram processados no software Res2Dinv para geração do modelo de inversão 2D. Em seguida, os modelos 2D foram exportados para o software Oasis Montaj Geosoft, para elaborar o modelo de visualização 3D. Os resultados indicam um sistema de fluxo subterrâneo do tipo aquífero fraturado e com indícios de conexão com drenagens no *front* basal e reverso da *cuesta*. A geometria observada no modelo de visualização 3D é de dois corpos d'água alongados no sentido NW-SE, situados nos flancos dos vales e com estruturas de direção NE-SW que os conectam. Trabalho anteriores de geologia regional, demonstraram que o último pulso tectônico gerou um modelo de tectônica transcorrente dextral E-W. O σ_1 tem direção NW-SE, a mesma do lineamento que controla a linha de drenagem na área de estudo e, σ_3 NE-SW. O presente trabalho teve bons resultados ao empregar o conjunto de métodos de sensoriamento remoto, geoprocessamento, coleta e interpretação de dados estruturais de campo e geofísica.

Palavras-chaves: aquífero, eletrorresistividade, análise estrutural.

ABSTRACT

Brazil's water resources have been significant object of interest mainly due to population water supply and segments such as industry and agribusiness, which makes knowledge and administration of watersheds and aquifers essential for society. In the State of São Paulo, in addition to the surface drainage network, it is pertinent to highlight the importance of underground aquifers, which are relevant to the hydrological cycle and the water supply of cities. The present study seeks to understand the underground water flow at Serra de Itaqueri, city of Ipeúna (SP), located in the interior of State. The study location is characterized by a river valley and its headspring, positioned at the limit of the backslope of *cuesta*. This research gathers regional structural analysis by using satellite images and local structural data of outcrop, together with geophysical survey through the electrical tomography technique in a Schlumberger arrangement. Seven parallel lines of 400 meters with 50 meters apart were arranged, besides an orthogonal row with 320 meters long at the drainage line. All lines were made with electrode spacing of 10 meters. The electro resistivity data was processed in the Res2Dinv software to generate a 2D inversion model. Posteriorly, the 2D models were exported to the Oasis Montaj Geosoft software to elaborate the 3D visualization model. The obtained results indicate an underground flow system of a fractured aquifer type, with evidence of connection with drainage both on the front and on the backslopes of *cuestas*. The geometry observed in the 3D model is two water bodies elongated in the NW-SE direction, located on the flanks of valleys and with NE-SW direction structures that connect them. The previous studies of regional geology with a focus on tectonics, demonstrated that the last tectonic pulse was able to generate dextral transcurrent tectonics E-W. The σ_1 has NW-SE direction, the same trend as the lineament that controls the drainage line in the study area, and the axis σ_3 has NE-SW direction. The present work presented good results by using a series of methods as remote sensing, geoprocessing, collection and interpretation of structural field information and geophysical data.

Key-words: aquifer, electro resistivity, structural analysis.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização da área de estudo.....	14
Figura 2: Mapa geológico da Bacia do Paraná (Milani, 2004).....	15
Figura 3: Coluna estratigráfica do mesozoico da Bacia do Paraná.	16
Figura 4: Mapa geológico da área da Serra de Itaqueri.	17
Figura 5: Carta estratigráfica com parte da era Mesozoica, mostrando a intercalação entre a Formação Botucatu e Serra Geral (Milani, et al., 2007). ...	20
Figura 6: Formação Serra Geral: a) Disjunções conlunares em sill próximo a Campinas; b) Foto de disjunções colunares alteradas em afloramento na área de estudo; c) vista do afloramento das disjunções da Formação Serra Geral.	21
Figura 7: Mapa estrutural da bacia do Paraná, parte brasileira (Zalan et al., 1990).	22
Figura 8: Mapa morfotectônico do Sudeste do Brasil (Morales, 2005).....	24
Figura 9: Compartimento II do mapa morfotectônico (Morales, 2005).	25
Figura 10: Modelo de Riedel (Facincani, 2001).....	26
Figura 11: Desenho esquemático do ciclo hidrológico	27
Figura 12: Desenho esquemático de um aquífero suspenso	28
Figura 13: Representação esquemática de um aquífero confinado	29
Figura 14: Desenhos esquemáticos de aquíferos segundo o tipo de porosidade.	30
Figura 15: Exemplos de propagação de corrente elétrica nas rochas: condução a) eletrolítica e b) eletrônica.	32
Figura 16: Forma de aplicação do método de eletrorresistividade	33
Figura 17: Resistividade em meio homogêneo.	34
Figura 18: Representação da técnica de tomografia elétrica em arranjo Schlumberger.	36
Figura 19: Disposição das 8 linhas de tomografia elétrica.	40
Figura 20: Modelo digital de elevação SRTM com lineamentos tectônicos da área de estudos e diagramas de rosetas de frequência e comprimento acumulados.	45
Figura 21: Mapa de lineamentos.	45
Figura 22: Mapa de lineamentos de drenagens.	46

Figura 23: Afloramento próximo as linhas geofísicas. Separação das camadas: a) disjunção colunar; b) basalto alterado; c) laterita e d) perfil de alteração. ...	47
Figura 24: Projeção estereográfica dos pólos de fraturas da disjunção colunar (Equal Area, hemisfério inferior).....	48
Figura 25: Projeção estereográfica dos pólos de fraturas do basalto sem disjunções colunares (Equal Area, hemisfério inferior).	49
Figura 26: Projeção estereográfica de planos de fraturas na laterita (Equal Area, hemisfério inferior).....	49
Figura 27: Projeção estereográfica de planos de fraturas no solo (Equal Area, hemisfério inferior).....	50
Figura 28: Projeção estereográfica de planos de fraturas na caverna Fazendão (Equal Area, hemisfério inferior).....	51
Figura 29: Projeção estereográfica de planos de (A) fraturas (B) acamamento na caverna Paredão (Equal Area, hemisfério inferior).....	51
Figura 30: Disposição das linhas de eletrorresistividade, com indicação do sentido de obtenção dos dados, de NE para SW e no caso da linha T, com sentido NW para SE.....	52
Figura 31: Seção 2D das linhas de eletrorresistividade 1, 2, 3 e 4.....	55
Figura 32: Seção 2D das linhas de eletrorresistividade 5, 6, 7 e T.	56
Figura 33: Modelo 3D do reservatório, vista de cima.	59
Figura 34: Modelo 3D do reservatório, vista no sentido NW para SE.	59

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	11
2. OBJETIVOS.....	13
3. ÁREA DE ESTUDO	14
3.1 CONTEXTO GEOLÓGICO.....	15
3.1.1 BACIA DO PARANÁ	15
3.1.1.1 Grupo São Bento	17
3.1.1.2 Formação Pirambóia	18
3.1.1.3 Formação Botucatu	19
3.1.1.4 Formação Serra Geral	20
3.1.1.5 Formação Itaqueri.....	21
3.1.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA REGIONAL	22
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	27
4.1 HIDROGEOLOGIA.....	27
4.1.1 Ciclo da água	27
4.1.2 Aquífero.....	28
4.2 FUNDAMENTOS TEÓRICOS	31
4.2.1 GEOFÍSICA APLICADA	31
4.2.2 Método da Eletrorresistividade	32
4.2.3 Técnica de campo e Arranjo.....	35
4.3 CORRELAÇÃO ENTRE HIDROGEOLOGIA E RESISTIVIDADE	37
5. AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS	40
5.1 AQUISIÇÃO DOS DADOS GEOFÍSICOS.....	40
5.2 AQUISIÇÃO DOS DADOS ESTRUTURAIS.....	41
5.3 PROCESSAMENTO DOS DADOS	42
6. RESULTADOS E DISCUSSÕES	44
6.1 SENSORIAMENTO REMOTO E GEOPROCESSAMENTO	44
6.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL LOCAL.....	47
6.3 ELETORRESISTIVIDADE	52
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS	60
REFERÊNCIAS.....	62

1. INTRODUÇÃO

A água é um recurso renovável e essencial para a existência de vida, porém limitado. Tem importância para o desenvolvimento tanto humano como para atividades produtivas, como agricultura, indústria, geração de energia, transporte fluvial, manutenção das condições ecológicas e ambiental entre outras tantas possibilidades, que por consequência agrega valor econômico ao recurso. Embora o Brasil tenha grande volume de reservas de água, com bacias hidrográficas extensas, tem ocorrido um processo de aumento da demanda e com a oferta em declínio, em termos de qualidade e disponibilidade desses recursos hídricos superficiais. O uso indiscriminado, tanto pela extração em grandes volumes como pela contaminação com despejo de efluentes não tratados em rios, tem levado a períodos de escassez de água de boa qualidade para o consumo. As atividades que mais utilizam água no Brasil são agricultura, uso urbano e indústria (Giampá & Gonçalves, 2005).

No contexto de períodos de secas cada vez maiores, como têm ocorrido na região Sudeste do Brasil, as barragens de usinas de geração de energia elétrica têm ficado com níveis baixos de água nos reservatórios, o que muda a performance na produção de energia, pois em períodos assim, a prioridade é o abastecimento da população. A busca por alternativas para o abastecimento público de água é necessária, como utilização responsável e devolução de água tratada aos rios, bem como a exploração sustentável de aquíferos (Moreira, 2016).

Aquíferos confinados podem ser considerados como fonte de abastecimento de baixo custo. Esses aquíferos apresentam condições naturais menos vulneráveis a poluição quando comparados com os recursos hídricos superficiais. No caso de países em desenvolvimento, a extração de água subterrânea é amplamente utilizada como fonte de abastecimento de água potável, principalmente em cidades pequenas isoladas, áreas rurais e locais de produção agropecuária e industrial. Desse modo, fica evidente a importância da utilização de águas subterrâneas na subsistência e no desenvolvimento socioeconômico de regiões que buscam prosperar. Agências de fomento e bancos internacionais que financiam práticas voltadas ao desenvolvimento de

países emergentes, têm incentivado estudos e projetos práticos de gestão de recursos hídricos superficiais e subterrâneos (Hiscock & Bense, 2014).

Em rochas cristalinas, como ígneas e metamórficas, devido ao baixo volume de espaço entre os grãos, não há porosidade intergranular capaz de acumular fluidos e formar um reservatório. Para isso, é necessário que ocorram esforços na rocha que permitam formar fraturas. Desta forma, a porosidade é aumentada pelos espaços gerados no fraturamento e também se tem maior permeabilidade. Então em rochas maciças, a infiltração, o fluxo de água e os reservatórios são condicionados pela orientação das estruturas e pelo grau de fraturamento.

O emprego de ferramentas de sensoriamento remoto e geoprocessamento, ao possibilitar a identificação de estruturas de lineamentos e como complemento em um estudo geofísico para detectar aquífero, permite escolher uma área com maior chance de detectar água subterrânea. Neste estudo tais ferramentas foram utilizadas para facilitar a localização da área com maior probabilidade de ter água e na orientação correta para a aplicação do método geofísico.

Os métodos diretos para prospecção de água subterrânea, como a perfuração de poços, são onerosos, demorados e pontuais. Por outro lado, os métodos indiretos se tornam uma opção relevante na busca por recursos hídricos subterrâneos, pois são mais baratos, rápidos e abrangem uma área maior. Neste caso, o uso de métodos geofísicos se torna uma escolha racional (Knodel et al., 2007). O método geolétrico de eletrorresistividade tem ótima relação custo e benefício para prospecção de água subterrânea, pois é um método de baixo custo, obtenção de dados em tempo curto, abrange grandes áreas e tem boa resolução na detecção e delimitação de aquíferos (Kearey, 2002).

Este estudo teve caráter multidisciplinar ao utilizar métodos que se complementam na busca por localizar água subterrânea. Como dito acima, foi empregado o uso imagens de satélites e conhecimentos de geologia estrutural para definir a área de estudo. Com esses dados adquiridos, foi definida a orientação e a quantidade de linhas da malha de estudos geofísicos de eletrorresistividade. Dessa forma foi possível constatar a presença de aquífero no local, com extensão maior que a área estudada, porém com fluxos em direções opostas.

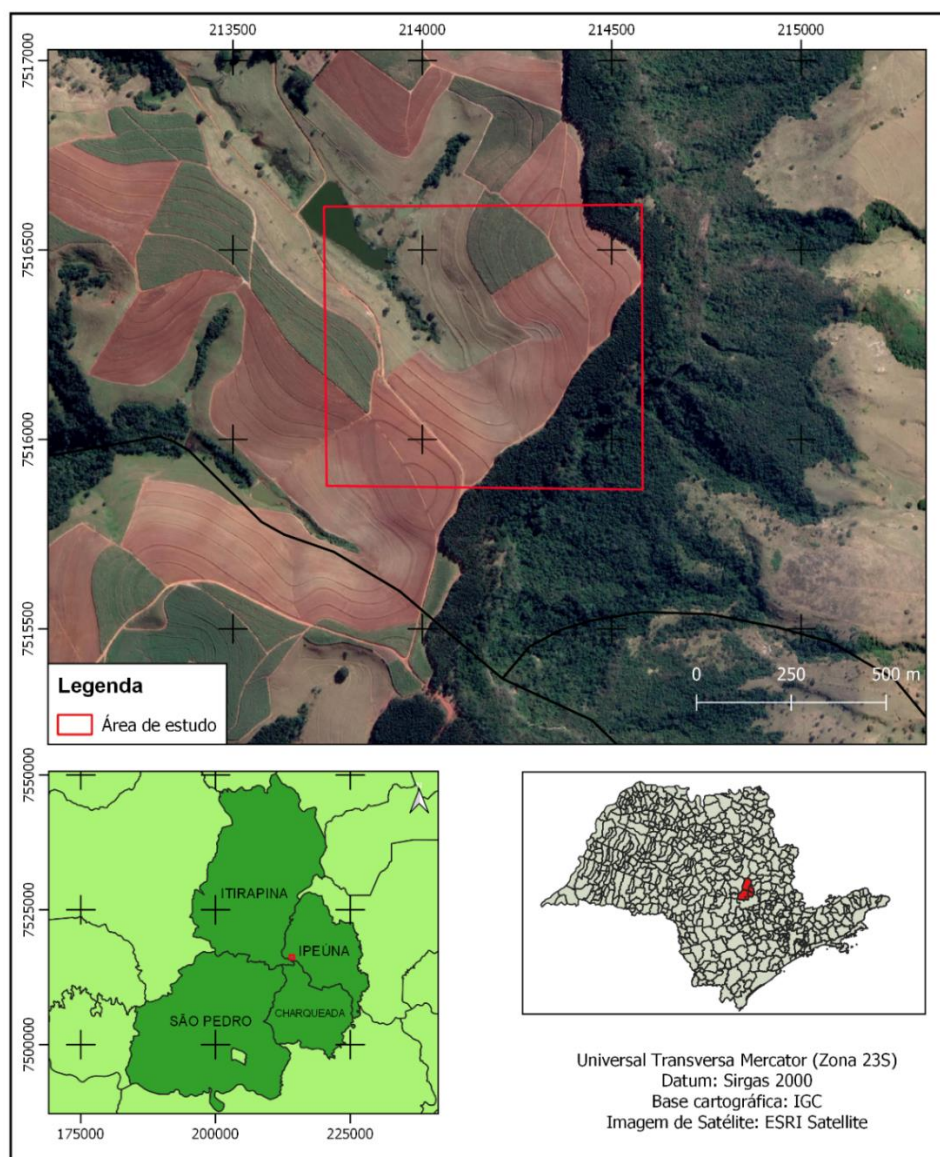
2. OBJETIVOS

O objetivo deste trabalho é avaliar o fluxo de água subterrânea na borda leste da Serra de Itaqueri no reverso da *cuesta* e sua relação com as drenagens que nascem no *front* da *cuesta*, ou seja, a interação da água superficial com a subterrânea, por meio de levantamento estrutural, com análise de lineamentos tectônicos e medidas estruturais de fraturas e acamamento, além de levantamento geofísico por meio da técnica de tomografia elétrica.

3. ÁREA DE ESTUDO

A Serra de Itaqueri está localizada nos municípios de Ipeúna, São Pedro, Charqueada e Itirapina, a 103 km de Campinas, no Estado de São Paulo (Figura 1). As *cuestas* basálticas podem chegar a 1068 metros de altitude e diferença de nível entre base e topo de 400 metros. Portanto, tal condição geomorfológica tem expressão marcante no local e se destaca na paisagem. A área de estudo está localizada no reverso da *cuesta*, borda leste da Serra de Itaqueri, no município de Ipeúna, como mostra a Figura 1.

Figura 1: Mapa de localização da área de estudo.



Fonte: Elaborado pela autora a partir de imagem da base cartográfica IGC e imagem de satélite ESRI.

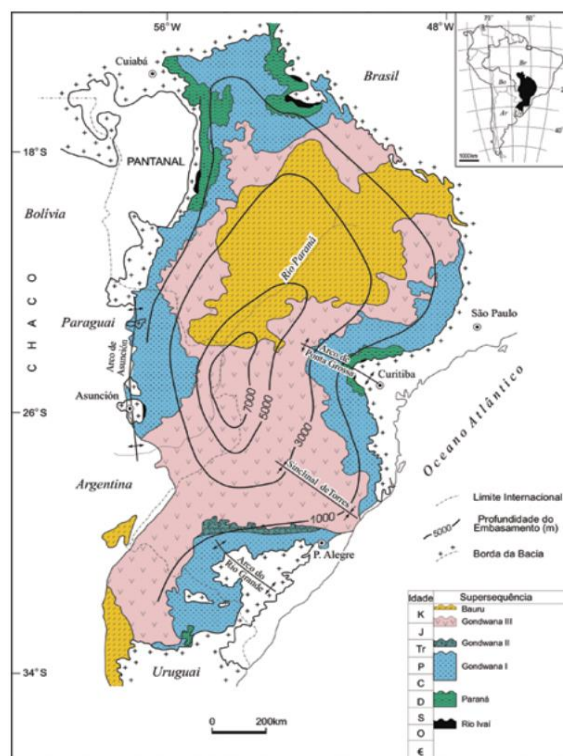
3.1 CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1.1 BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná é uma feição marcante em parte do território brasileiro e da América do Sul, tanto pela sua extensão como pela ampla história geológica. Com uma área total próxima de 1,5 milhão de quilômetros quadrados, ela abrange parte do território Centro-Sul brasileiro, leste do Paraguai, Nordeste da Argentina e Norte do Uruguai (Milani *et al.*, 2007). Através de mapeamentos geológicos e dados de poços, foi possível ao longo da evolução do conhecimento geológico no Brasil, avançar no entendimento e caracterização das rochas, que contém registros desde o embasamento pré-cambriano até os depósitos aluvionares cenozoicos mais recentes.

Segundo Milani (1997) a Bacia do Paraná (Figura 2) é dividida em seis unidades: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo).

Figura 2: Mapa geológico da Bacia do Paraná (Milani, 2004).

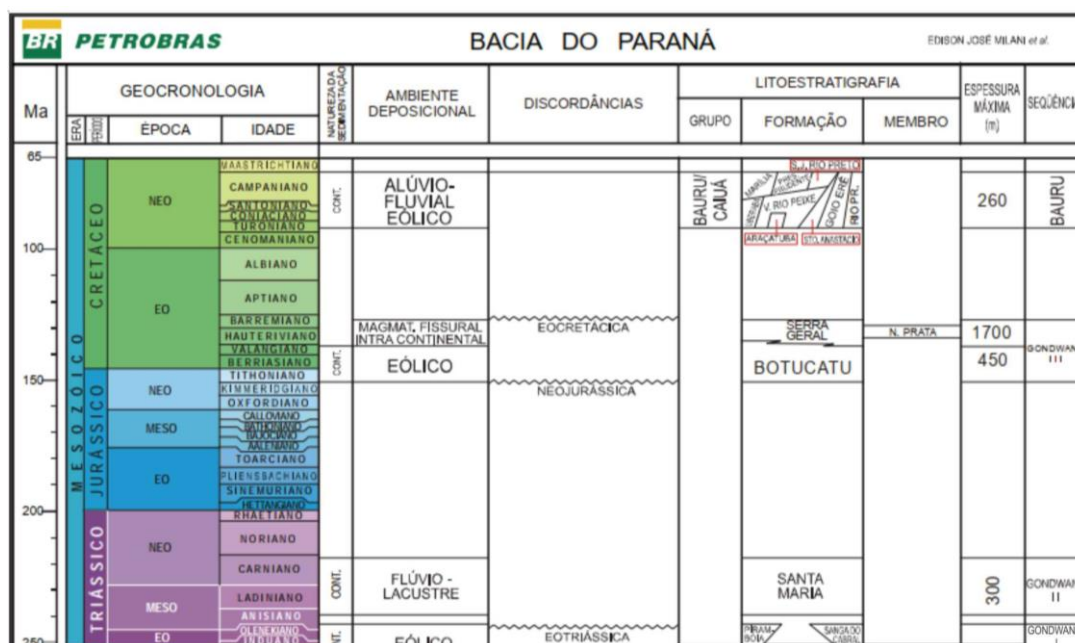


Embora a Bacia do Paraná tenha história geológica de deposição e sedimentação datada do paleozoico, a descrição mais detalhada regionalmente é das rochas da Era Mesozoica, devido a área de estudo do presente trabalho ser restrita e basicamente conter as formações dessa era (Figura 3).

Os arenitos do Grupo São Bento têm uma importância além da história geológica, pois estas rochas formam o reservatório de um dos maiores aquíferos do mundo, o Guarani. Segundo Assine et al. (2004) o aquífero Guarani tem espessura média de 200 metros na faixa de afloramento da borda leste da Bacia do Paraná, mas com aumento relevante no interior da Bacia onde tem dois depocentros com 600 e 800 metros de espessura. Este aquífero é responsável pelo abastecimento de milhares de pessoas no Estado de São Paulo (Iritani e Ezaki, 2012).

Também tem importância hidrogeológica dentro do Grupo São Bento, as rochas intrusivas da Província Magmática do Paraná que contém o aquífero fraturado Serra Geral (ASG). Este reservatório de água subterrânea possui extensão regional e abrange a metade oeste do Estado de São Paulo. A espessura ASG varia de 300 metros na área em que é aflorante e chega a 1.500 metros na parte recoberta pelo aquífero Bauru. (Iritani e Ezaki, 2012).

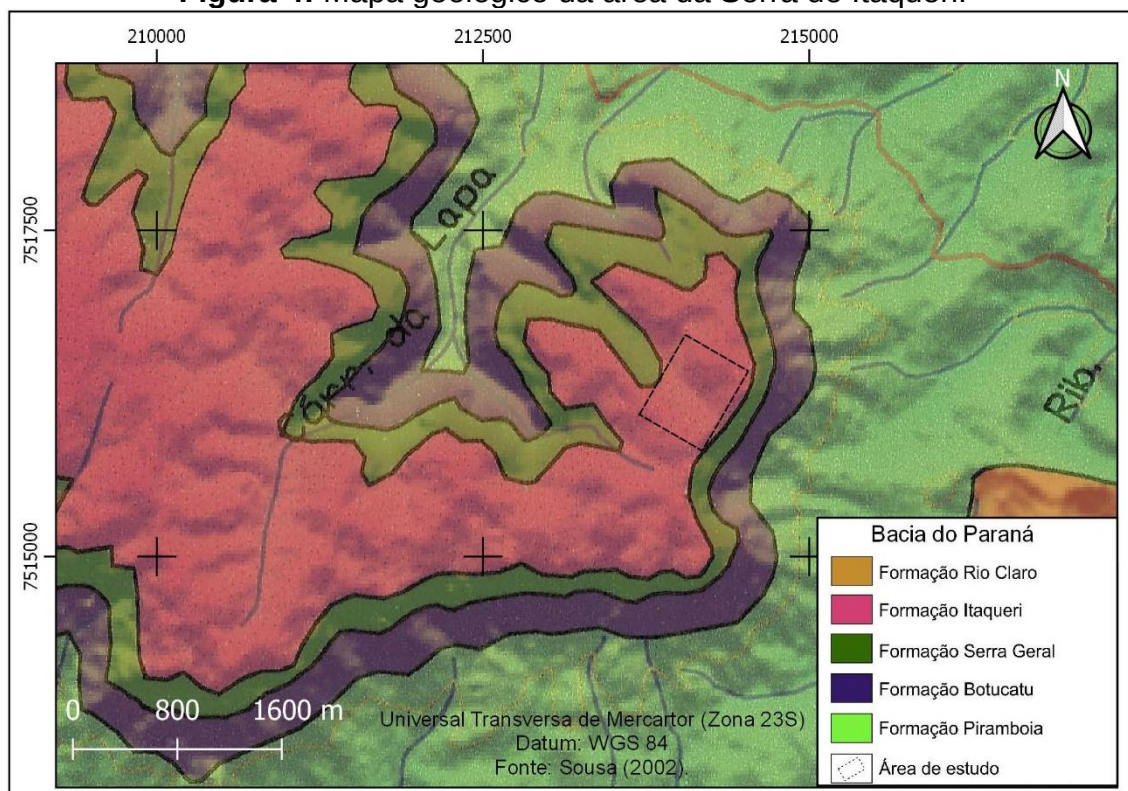
Figura 3: Coluna estratigráfica do mesozoico da Bacia do Paraná.



Fonte: Milani et al., 2007.

Na área de interesse, o registro geológico encontrado, data do Mesozoico até depósitos coluvionares cenozoicos e perfis de alteração atuais (Figura 4), portanto, a partir da unidade Gondwana III até a mais recente, descritas por Milani (1997). Na área de estudo, a Era Mesozoica é caracterizada por rochas do Grupo São Bento, com os arenitos das formações Piramboia e Botucatu, cujos sedimentos foram depositados em ambiente continental com clima árido a semiárido associado a grandes desertos, além dos derrames basálticos da Formação Serra Geral (Milani, 1997; Assine et al., 2004). O Cenozoico é representado pelo Grupo Bauru e coberturas indiferenciadas (Melo et al., 1997; Facincani, 2001; Sousa, 2002).

Figura 4: Mapa geológico da área da Serra de Itaqueri.



Fonte: Sousa (2002).

3.1.1.1 Grupo São Bento

Almeida (1954) descreveu os sedimentos do Grupo São Bento como depositados em um ambiente desértico, o paleodeserto Botucatu. Em trabalho de 1975, Soares divide o pacote sedimentar do Grupo São Bento em Formação

Pirambóia e Formação Botucatu, por conta de suas características distintas. Assine et al. (2004) diferenciam as duas formações areníticas do Grupo São Bento em dois paleoambientes deposicionais desérticos separados por discordância regional, em sistema eólico úmido no caso da Formação Pirambóia e sistema eólico seco na Formação Botucatu. Esta conclusão é baseada na mudança de coloração e pelo tamanho dos estratos.

A evolução tectônica, quando do início da separação do Gondwana, compreendeu um soerguimento regional por conta da atuação do magmatismo Serra Geral, que dividiu a bacia em dois depocentros. Em seguida, com o recuo do mar (ou condições regressivas) houve predomínio de sedimentação siliciclástica em ambientes eólicos, em condições de sistemas desérticos (Assine et al., 2004).

3.1.1.2 Formação Pirambóia

A Formação Pirambóia é constituída por arenitos com tons de branco, amarelo e vermelho, granulometria que varia de média a fina ou muito fina (silte e argila) e com grãos polidos subagnulares e subarredondados. Ocorrem ainda intercalações com camadas mais argilosas com estratificação plano-paralela (Schneider et al., 1974; Lavina, 1989). As estruturas sedimentares presentes são estratificações cruzadas e acanaladas, de pequeno a grande porte, entre 0,5 e 5 metros. Um arenito de granulometria fina a grossa ocorre associado, lateral e verticalmente, em alguns casos conglomeráticos e grãos mal selecionados (Assine & Soares, 1995).

Almeida & Barbosa (1953) descrevem a Formação Pirambóia como rochas com origem principalmente sedimentar, com contribuição de erosão e transporte fluvial.

A idade da Formação Pirambóia ainda é objeto de discussão devido a poucas evidências fóssilíferas e dificuldades de encontrar características marcantes para correlação cronoestratigráfica definitiva com outros pacotes. Alguns autores propõem a cronocorrelação com unidades triássicas, tais como Santa Maria e Caturrita (Assine et al., 2004).

Segundo Assine et al. (2004), a Formação Pirambóia possui características de ambientes mais úmidos na base devido a camadas

características de interdunas úmidas e, no topo, já ocorre caracterizado como um ambiente eólico seco, onde as zonas de interdunas úmidas são mais escassas que na base.

Segundo Perinotto et al. (2008) a presença de diques clásticos (provavelmente originados por sismos) no topo da Formação Corumbataí e na base da Formação Pirambóia, poderia ser um indício da proximidade de idade dessas duas unidades, pois os diques teriam sido formados durante a deposição do terço superior da Formação Corumbataí e da base da Formação Pirambóia antes da diagênese. Os diques da Formação Pirambóia ocorrem associados a falhas, camadas convolutas confinadas em rocha com característica da zona interdunas e têm tamanho restrito a centímetros. Como a Formação Corumbataí possui registro de fósseis que datam do final do permiano, neste contexto a Formação Pirambóia é relacionada ao período subsequente, no caso o Triássico.

Soares et al. (2008) discordam das propostas anteriores ao propor uma idade mais recente. Eles fazem a correlação da Formação Pirambóia com a Formação Guará, que se localiza na parte oeste da bacia e tem continuidade física com a Formação Taquarembó no Uruguai, que contém fósseis do final do Jurássico.

3.1.1.3 Formação Botucatu

O ambiente de sedimentação é caracterizado como eólico seco, devido a pouca ou nenhuma ocorrência de interdunas úmidas e pelo elevado grau de maturidade e arredondamentos dos grãos (Assine et al., 2004).

Segundo Milani (2007), a Formação Botucatu é composta por arenitos médios a finos, com elevado grau de esfericidade, que remete a um ambiente de deposição desértico com grandes campos de dunas e interdunas secas. Esta formação abrange quase toda a bacia. O contato basal é discordante com a Formação Pirambóia. Tem como características também a cor rosada e estratificação cruzada de médio a grande porte.

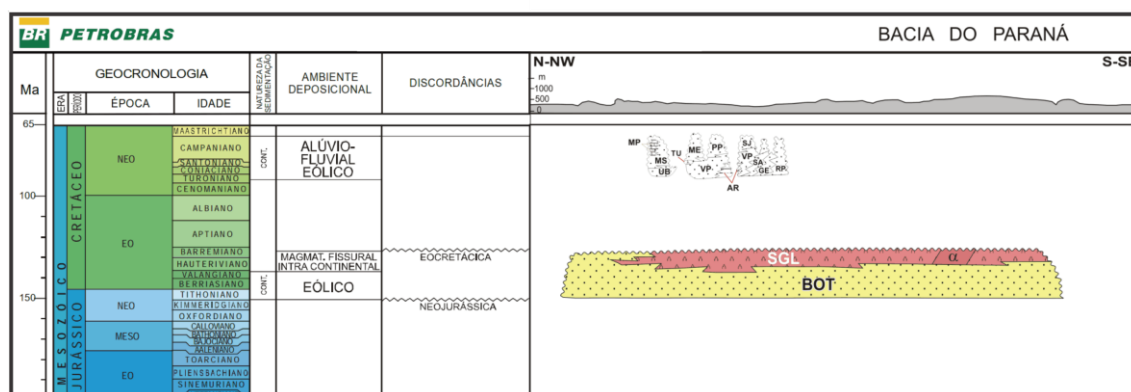
No contato interdigitado no topo com a Formação Serra Geral é notada a presença lentes de arenitos médios a grosso com arenitos conglomeráticos, originados por fluxos aquosos produzidos em episódios torrenciais, além de ritmitos lacustres no topo da formação. Tais fácies são restritas, aparecem mais

na porção norte da bacia, e pouco afetam monotonia dos campos de dunas (Milani, 2007).

3.1.1.4 Formação Serra Geral

A Formação Serra Geral ocorre no topo da supersequência Gondwana III e caracteriza-se por ser formada por rochas vulcânicas, que estão associadas a um magmatismo fissural iniciado na fase *drifte* da separação do Gondwana (Machado et al., 2009). Esse vulcanismo tem idade eocretácica e teve origem em atividades vulcânicas datadas de 133 e 132 milhões de anos (Renne et al., 1992), sendo as rochas do Sul da província magmática mais antigas que as do Norte (Thiede & Vasconcelos, 2008). Na parte Norte da bacia, a formação Serra Geral é composta predominantemente por basaltos toleíticos de alto-Ti (Peate et al., 1992 apud Rocha Jr et al., 2013). Os derrames basálticos ocorrem de forma intercalada com a formação Botucatu até o final da deposição dos sedimentos (Figura 5).

Figura 5: Carta estratigráfica com parte da Era Mesozoica, mostrando a intercalação entre a Formação Botucatu e Serra Geral (Milani et al., 2007).



O contato basal da Formação Serra Geral com a Formação Botucatu é concordante. Trata-se de uma das grandes províncias magmáticas do mundo, que extrapola os limites da Bacia do Paraná (Milani et al., 2004).

Na área de estudo, os sills de diabasio são pouco espessos e raramente ultrapassam 10 metros (Machado et al., 2007), e está localizada na região Norte

da bacia, onde apresenta um sill de diabásio com estruturas de fraturas de disjunções colunares (Figura 6).

Figura 6: Formação Serra Geral: a) Disjunções conlunares em *sill* próximo a Campinas; b) Foto de disjunções colunares alteradas em afloramento na área de estudo; c) vista do afloramento das disjunções colunares da Formação Serra Geral.



Fonte: a) Machado, et al., 2007; b) e c) dados da pesquisa.

3.1.1.5 Formação Itaqueri

A área da Serra de Itaqueri é tradicionalmente reconhecida pelos sedimentos da Formação Itaqueri que a recobrem (Santos & Ladeira, 2006)

Esta unidade é constituída litologicamente por bancos de arenitos com cimento argiloso, crostas ferruginosas, argilitos e conglomerados e tem, como característica observada, o predomínio de conglomerados na porção basal (Sousa, 2002).

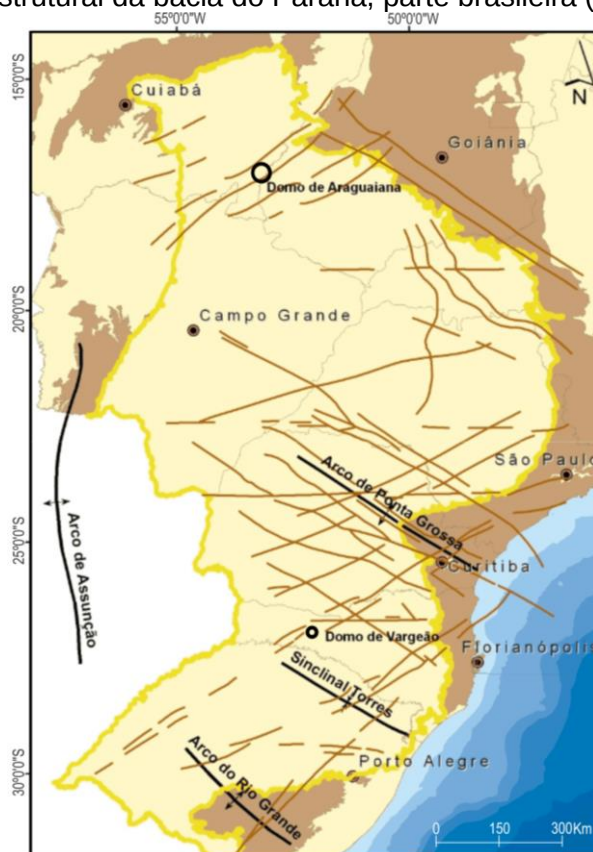
Alguns autores sugerem que esta formação tenha sido desenvolvida provavelmente sob condições de clima árido durante a elaboração da Superfície do Japi, de idade eocênica (Cottas & Barcelos *et al.* 1981; Ponçano *et al.* 1982; Brandt Neto, 1984).

3.1.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA REGIONAL

Pela sua extensão, a Bacia do Paraná apresenta estruturas de extensões regionais que tiveram controle importante durante o desenvolvimento e deposição dos sedimentos da bacia.

O padrão estrutural da bacia do Paraná apresenta lineamentos marcantes nas direções NW-SE, NE-SW e E-W, que se entrecruzam ao longo da bacia (Figura 7). As duas primeiras direções citadas são mais extensas e persistentes em escala regional, estão presentes em toda história evolutiva da bacia, ou seja, foram herdadas do embasamento e consequentemente reativadas ao longo do tempo de formação e deposição da bacia (Zalan et al., 1990).

Figura 7: Mapa estrutural da bacia do Paraná, parte brasileira (Zalan et al., 1990).



Estas feições lineares são estruturas que controlam sobretudo o padrão de drenagem de rios principais das grandes bacias hidrográficas, o relevo, como o escarpamento das *cuestas* basálticas do planalto ocidental e seu limite com a depressão periférica paulista, além de ter influenciado na formação e deposição

dos sedimentos na bacia (Morales, 2005). No cruzamento entre estes alinhamentos, falhas expõem formações mais antigas como a Itararé em contato com rochas mais recentes, como a formação Rio Claro, onde se reconhecem domos o de Pitanga, Artemis e Pau D'alho (Facincani, 2001; Riccomini, 1997).

Os lineamentos NW-SE são relacionados a falhas reativadas durante a separação do Gondwana, entre os continentes Sul-Americano e Africano (Zalan et al., 1990). São estruturas que foram preenchidas pelos derrames basálticos da formação Serra Geral, com enxames de diques nessas estruturas.

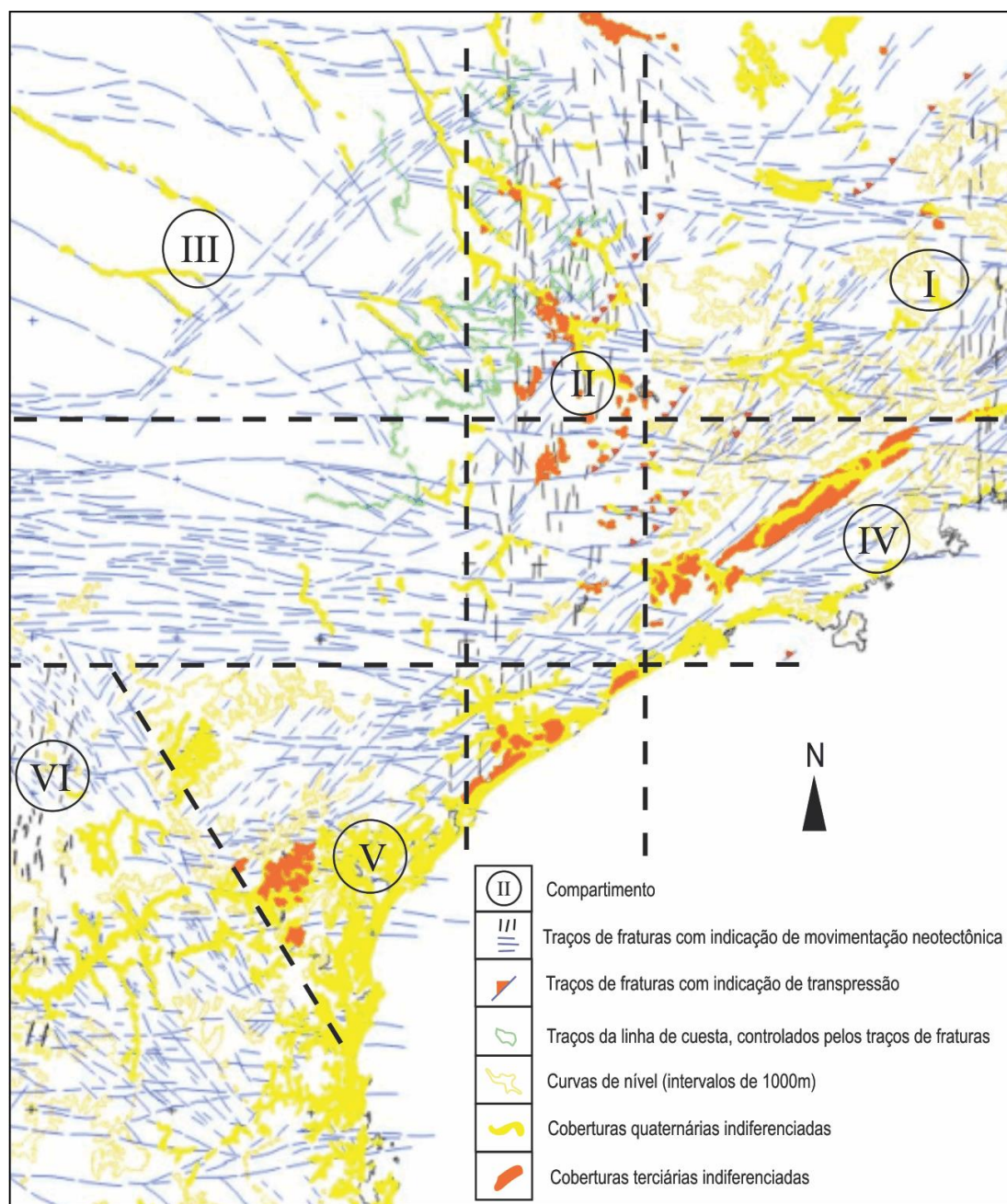
Os lineamentos NE-SW também foram reativados durante a formação da bacia na fase de sedimentação e apresenta menor expressão de diques de diabásio intrudidos (Zalan et al., 1990). Embora tenha bastante relevância, pois é o alinhamento dos depocentros mais profundos da formação Serra Geral, o que remete a direção de extrusão do derrame basáltico (Quintas et al., 1995; Licht, 2001 e 2016; Machado et al., 2007; Nardy et al., 2008).

Os lineamentos E-W apresentam traços menores, porém são relevantes e em alguns casos os traços estão em mesma latitude e atravessam a parte brasileira da bacia de uma borda a outra. Também se nota que os feixes de lineamentos em direção E-W tem uma simetria relevante, pois em caráter regional estão estruturados de forma retilínea e paralelas. O registro mais antigo de fraturas nessa direção ocorre no Triássico e, mais recentemente, está relacionado com o modelo estrutural da bacia. Embora não tenha uma ligação ou continuidade, é importante destacar que tais estruturas ocorrem em latitudes próximas a zonas de fraturas oceânicas (Zalan et al., 1990).

De acordo com estudos que abordam as reativações mais recentes do sudeste do Brasil, o regime tectônico vigente é transcorrente dextral, que também afeta a Bacia do Paraná (Facincani, 2001; Morales 2005). No mapa de lineamentos de relevo e drenagens (Figura 8), Morales (2005) exhibe a separação da região sudeste em 6 compartimentos morfotectônicos, de acordo com a descrição de direções preferenciais de lineamentos, topografia, drenagens e tipos de falhas.

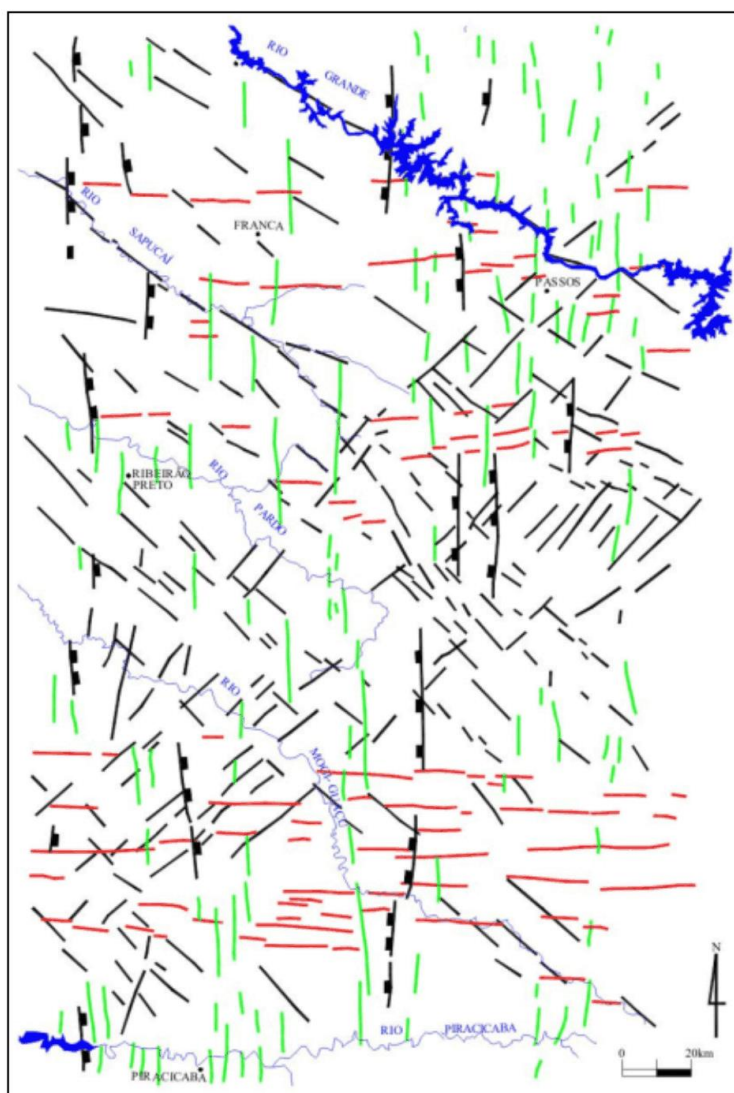
Os compartimentos II, III, IV, além de parte do I, estão localizados no território do estado de São Paulo.

Figura 8: Mapa morfotectônico do Sudeste do Brasil (Morales, 2005).



A área de interesse está inserida no compartimento II (Figura 9), que corresponde a parte central norte do estado de São Paulo onde são observados os lineamentos N-S que afetam principalmente a Depressão Periférica Paulista e, secundários NW-SE e E-W, com falhas normais N-S que controlam bacias sedimentares terciárias. A Serra de Itaqueri está inserida a sudoeste do compartimento II, próximo a Piracicaba.

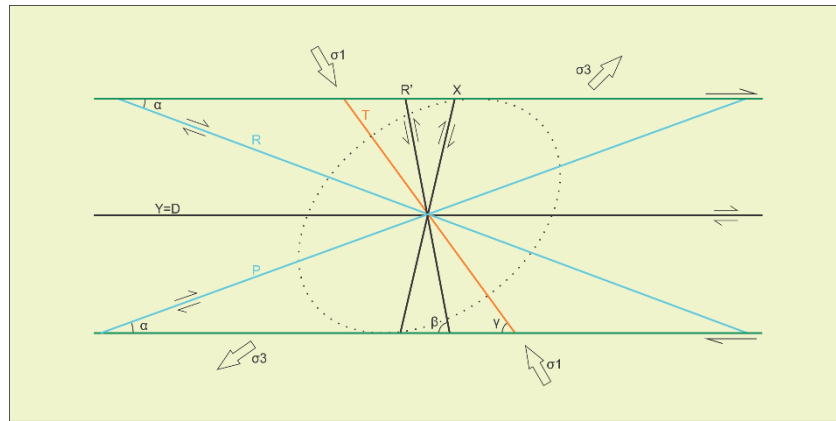
Figura 9: Compartimento II do mapa morfotectônico (Morales, 2005).



A aplicação do modelo de Riedel para análise de direção de compressão e distensão foi identificado que o regime tectônico da região de estudo é do tipo transcorrente dextral E-W. Deste modo, a compressão ou σ_1 é sub-horizontal NW-SE e a distensão ou σ_3 é subhorizontal NE-SW (transtensão) (Facincani, 2001; Morales, 2005; Hasui, 1990). As fraturas associadas ao binário dextral são identificadas de acordo com Riedel em T, R e R', P, X e Y ou D (Figura 10).

As fraturas T são de direção semelhante ao maior esforço e apresentam caráter distensivo. R é uma fratura ou falha de cisalhamento sintética e seu par conjugado é a fratura R' antitética. As fraturas ou falhas de cisalhamento P e X são secundárias e sintéticas. Por fim, Y ou D é uma fratura ou falha de cisalhamento paralela ao binário, formada em casos extremos (Facincani, 2001).

Figura 10: Modelo de Riedel (Facincani, 2001).



O binário destal explica como os lineamentos e fraturas E-W controlam a escarpa da *cuesta* basáltica e as fraturas T, R, R', P, X e Y ou D determinam a rede de drenagem e o relevo (Morales, 2005).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 HIDROGEOLOGIA

4.1.1 Ciclo da água

É um processo de mudança de estado físico e bioquímico que transforma a água na natureza entre diferentes tipos de reservatórios como rios, oceanos, aquíferos e nuvens. Um exemplo de circulação da água é quando ocorre evaporação da água do mar, os ventos levam essa umidade para o continente, onde se formam as nuvens e, por consequência ocorre a precipitação de chuvas. Desta forma, a água entra nos sistemas dos rios e aquíferos, através da infiltração no solo. Os rios e os aquíferos, em velocidades diferentes, fluem de forma a devolver essa água aos oceanos (Iritani & Ezaki, 2012) (Figura 11).

Figura 11: Desenho esquemático do ciclo hidrológico



Fonte: Iritani & Ezaki (2012).

É importante destacar a água juvenil, que basicamente entra no ciclo da água através de erupção vulcânica e também da água conata, retida nos interstícios das rochas sedimentares durante a sua formação e não influencia no ciclo (Manoel Filho, 2008).

4.1.2 Aquífero

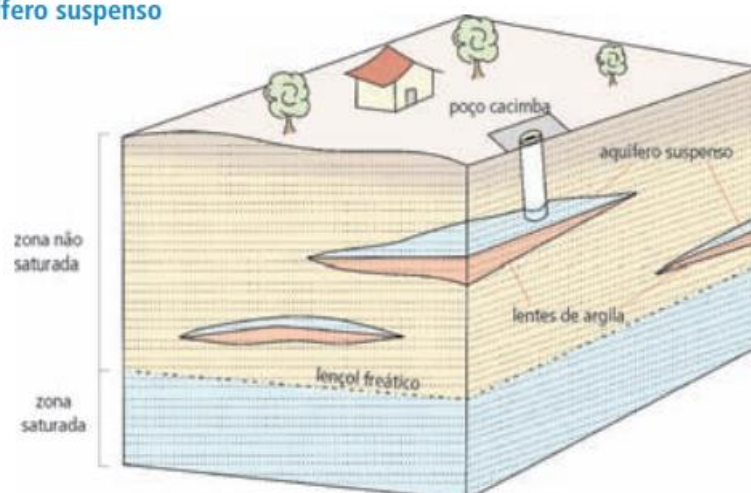
É um reservatório subterrâneo de água, que fica em camadas ou interstícios de rochas, bem como em sedimentos não consolidados com porosidade suficiente para armazenamento e com algum tipo de permeabilidade para recarga, fluxo e possibilidade de extração para abastecimento (Cleary, 1989).

Os aquíferos podem ser classificados tanto pela porosidade quanto pelas suas características hidráulicas. Dependendo da pressão a que está submetido o aquífero pode ser classificado como livre, confinado e suspenso.

Aquífero livre ou freático fica próximo à superfície, em que a zona saturada está em contato direto com a zona não-saturada, submetido a pressão atmosférica, o que permite a variação do nível do nível freático. Isso permite uma recarga direta do aquífero, pois água da chuva infiltra na zona não saturada e flui até a zona saturada (Iritani & Ezaki, 2012). Um caso especial de aquífero livre ocorre na zona não saturada, quando a água infiltra e uma barreira impermeável não permite que o fluxo continue. Deste modo, a água fica armazenada temporariamente formando o chamado aquífero suspenso (Figura 12). Em períodos de seca, este tipo reservatório pode esgotar (Iritani & Ezaki, 2012).

Figura 12: Desenho esquemático de um aquífero suspenso

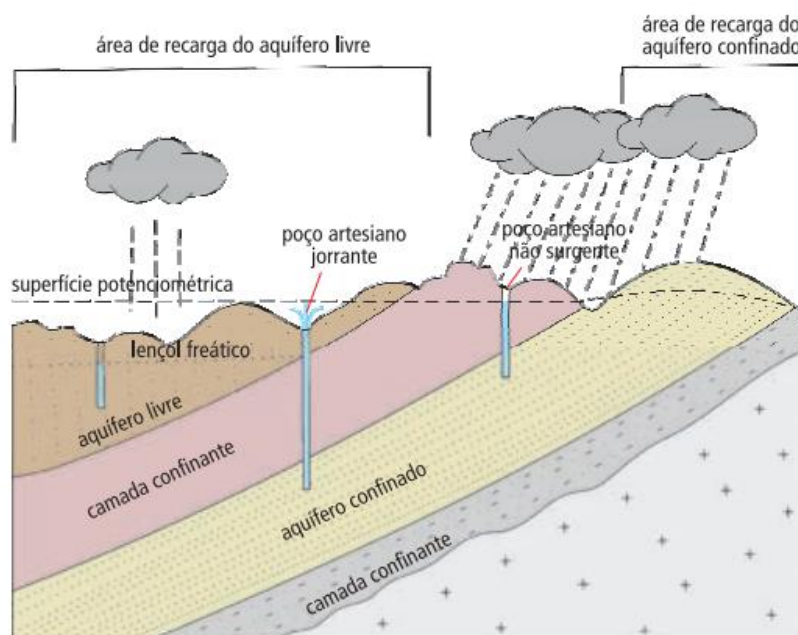
Aquífero suspenso



Fonte: Iritani & Ezaki (2012).

Aquífero confinado é uma camada de rocha reservatório, que é permeável, porém limitada no topo e na base por camadas impermeáveis. Esta condição mantém o reservatório subterrâneo em pressão confinante maior que a atmosférica (Figura 13). Desta forma, a zona saturada não tem contato direto com a zona não saturada (Cleary, 1989).

Figura 13: Representação esquemática de um aquífero confinado



Fonte: Iritani & Ezaki (2012).

Aquicludo é uma camada de rocha ou sedimento preenchida com água, porém com baixa permeabilidade em que o movimento do fluxo da água é muito lento em comparação ao aquífero. Portanto, tem baixa capacidade ou é incapaz de permitir a transmissão de fluxo de água, por vezes atuando como uma camada selante no aquífero (Manoel Filho, 2008).

Aquitardo é uma camada pouco permeável que é revestida por uma camada de permeabilidade maior no topo e/ou a base, que permite ter um comportamento de membrana ao possibilitar a drenagem vertical com filtração ou drenança (Manoel Filho, 2008).

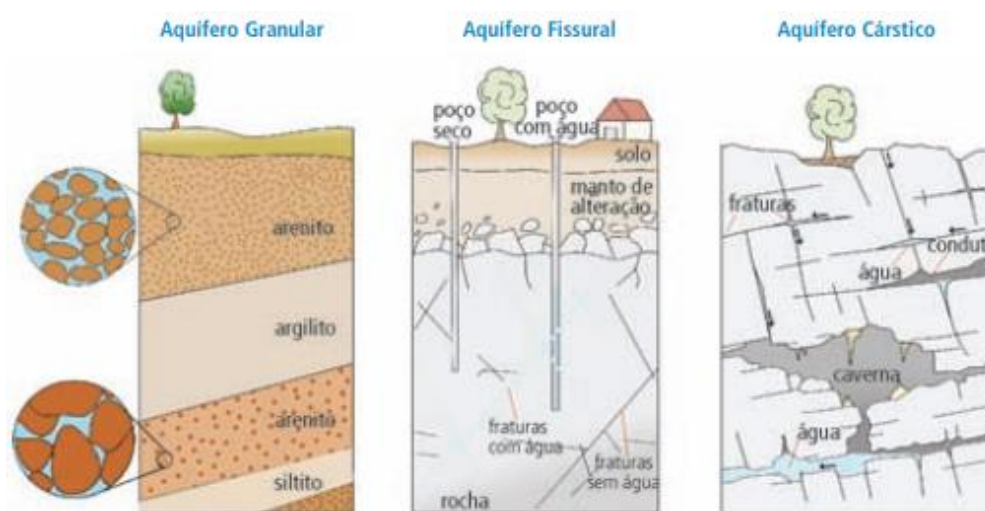
Os aquíferos também podem ser classificados segundo o tipo de porosidade em granular, fissural e cárstico.

O reservatório granular é composto de rocha sedimentar ou sedimentos não consolidados, com alta porosidade preenchida por água. Devido a relação do tipo de rocha com a elevada porosidade, tal aquífero pode ser definido como aquífero sedimentar (Iritani & Ezaki, 2012).

Em rochas maciças como ígneas e metamórficas, como não há espaço entre os grãos de minerais, a porosidade e a permeabilidade aumentam por esforços que geram estruturas tipo fraturas e falhas. Devido a essa característica, o reservatório subterrâneo neste tipo de rocha é denominado aquífero fissural ou fraturado (Iritani & Ezaki, 2012).

Os aquíferos cársticos são formados pela acidificação de água da chuva ou de rios, pela reação com o CO_2 contido no ar ou no solo, gerado pela decomposição da matéria orgânica de plantações. Esta solução percola fraturas e falhas nas rochas e inicia o processo de dissolução, transporte e deposição de fragmentos da mesma. As cavidades geradas são preenchidas com água, formando o aquífero (Iritani & Ezaki, 2012) (Figura 14). Geralmente a carstificação é associada a rochas carbonáticas, porém nos últimos anos, estudos tem mostrado o potencial de dissolução de vários tipos de rocha (Hardt, 2011).

Figura 14: Desenhos esquemáticos de aquíferos segundo o tipo de porosidade.



Fonte: Iritani & Ezaki (2012).

4.2 FUNDAMENTOS TEÓRICOS

4.2.1 GEOFÍSICA APLICADA

A geofísica é uma ciência que consiste na aplicação de princípios da física na realização de estudos da Terra. Ao investigar o interior da Terra com a geofísica, busca-se obter dados que forneçam informações sobre as propriedades físicas em subsuperfície e como elas variam lateralmente e verticalmente (Kearey *et al.*, 2002).

A geofísica aplicada tem como foco em investigar parâmetros físicos e interpretar as condições de sub-superfície, com objetivos práticos, inclusive econômicos, como a exploração de petróleo, mineração, água subterrânea e estruturas para gerenciar a construção civil, além de contribuir para o desenvolvimento do conhecimento geológico. Embora seja uma área aplicada, as investigações sejam em sub-superfície rasa de até 100 metros, as técnicas utilizadas são as mesmas da geofísica pura (Reynolds, 2011).

A aplicação de métodos geofísicos é importante para mapear aquíferos, sua profundidade, extensão lateral, além de fatores que podem interferir ou controlar o reservatório, como fraturas, falhas, dique e camadas impermeáveis. Também pode ser analisado a porosidade, permeabilidade e grau de saturação em água no reservatório (Musset & Khan, 2000). Também é possível detectar fluxos de contaminação, salinidade elevada e monitorar sazonalmente o nível de exploração de aquíferos.

A geofísica pode ser dividida em cinco grupos principais de acordo com os parâmetros físicos a serem analisados: gravimetria, magnetometria, sísmica, radiometria e elétrica (Dentith & Mudge, 2014). Tais parâmetros são relacionados a fenômenos físicos conhecidos e que ocorrem em subsuperfície, como: gravidade, campo magnético terrestre, propagação de ondas sísmicas, radioatividade e campos elétricos e eletromagnéticos (Telford *et al.*, 1990).

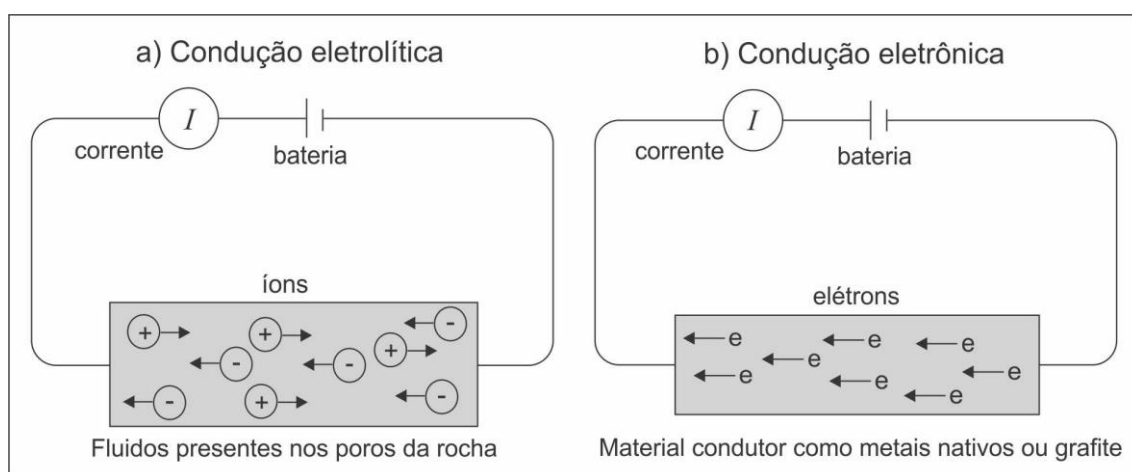
Os métodos geofísicos mais utilizado no estudo de águas subterrâneas são Elétricos e Eletromagnéticos. Isso se deve a fatores como o contraste entre baixa resistividade da água e variações de resistividade na rocha reservatório, boa precisão e alcance de profundidade do método (Knodel *et al.*, 2007).

No presente trabalho, diante dos mencionados objetivos, foi utilizado o método geofísico da eletrorresistividade para a identificação de ambientes possivelmente saturados em subsuperfície.

4.2.2 MÉTODO DA ELETRORRESISTIVIDADE

Os diversos elementos e materiais detectados num ambiente geológico têm como características intrínsecas parâmetros físicos próprios de resistividade, que permitem detectar e interpretar tipo de rochas, saturação de água e estruturas (Orellana, 1972; Kearey, 2002). Dos minerais presentes em rochas, alguns conduzem corrente elétrica através de passagem de elétrons, como metais nativos e grafite, no processo conhecido como condução eletrônica (Figura 15b). Porém, a maioria dos minerais tem características de material isolante, mas como as rochas tem poros ou estruturas preenchidas por fluidos, geralmente água, os íons dissolvidos no meio é que conduzem a eletricidade (Figura 15a), ou seja, a condutividade é caracterizada como eletrolítica (Kearey et al., 2002; Musset & Khan, 2000).

Figura 15: Exemplos de propagação de corrente elétrica nas rochas: condução a) eletrolítica e b) eletrônica.



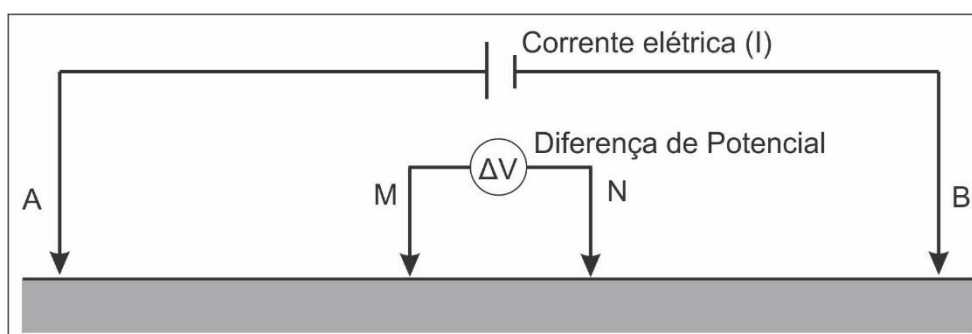
Fonte: Musset & Khan, 2000.

A eletrorresistividade é um método baseado na detecção da resistividade elétrica do meio em que é aplicado, sendo muito utilizado por profissionais em

geologia para caracterizar diversos ambientes e formações geológicas em subsuperfície. A aplicação do método de eletrorresistividade se divide conforme o meio em que é empregado. As técnicas utilizadas de acordo com o objetivo do trabalho podem ser a tomografia elétrica, perfilagem de poços e sondagem elétrica vertical (Kearey *et al.*, 2002).

Na forma de aplicação da eletrorresistividade (Figura 16), são introduzidos eletrodos de corrente (A e B) no solo e é injetada uma corrente artificial em subsuperfície e gerado um campo elétrico com linhas de potencial elétrico, que são detectados por outros eletrodos (M e N) que medem a diferença de potencial (Orellana, 1972). O desvio padrão entre os valores de diferença de potencial indicam informações sobre as propriedades elétricas do meio pesquisado (Musset & Kahn, 2000).

Figura 16: Forma de aplicação do método de eletrorresistividade



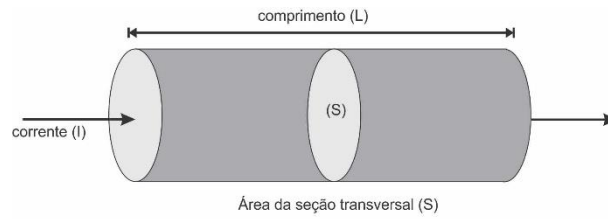
Fonte: Musset & Khan, 2000.

A dificuldade de passagem de corrente elétrica que um material apresenta, é chamada de resistência (R). A relação da quantidade de corrente e diferença de potencial é o que define a Lei de Ohm, que é apresentada na Equação 1:

$$R = \frac{V}{I} \quad (\text{Equação 1})$$

onde V é a diferença de potencial e I é a corrente elétrica.

O fundamento que baseia a resistividade (ρ) é a Lei de Ohm, em que é feita a correlação em que resistividade é definida pela resistência em ohms entre faces opostas de um corpo homogêneo (Figura 17).

Figura 17: Resistividade em meio homogêneo.

Fonte: Musset & Khan, 2000.

Desta forma, se o material analisado tiver comprimento L , área da seção transversal S e resistência R , a equação 2 expressa a resistividade da seguinte forma:

$$\rho = \frac{RS}{L} \Omega \cdot m \quad (\text{Equação 2})$$

O parâmetro físico representa a medida da dificuldade que a corrente elétrica encontra ao propagar-se por um determinado material. Por relacionar o produto de uma resistência elétrica (Ohm) por comprimento (m), é expressa em Ohm.m (SHERIFF, 1989).

Em um meio isotrópico e homogêneo, a injeção de corrente gera como resultado uma diferença de potencial detectada pelos eletrodos de potencial, como mostra a Equação 3:

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) \text{ e } V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \quad (\text{Equação 3})$$

Porém a diferença de potencial é medida pela diferença de valores obtidos pelo par de eletrodos (Equação 4), logo:

$$\Delta V_{MN} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad (\text{Equação 4})$$

Então, com os valores de diferença de potencial obtidos, é necessário calcular a resistividade aparente (Equação 5):

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{Equação 5})$$

Sendo k o fator geométrico calculado de acordo com disposição dos quatro eletrodos (A, B, M e N) no terreno (Equação 6):

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad (\text{Equação 6})$$

Quando o meio em que se realiza o estudo é homogêneo, a resistividade é dita verdadeira, ou seja, o meio não causa perturbações nas superfícies equipotenciais geradas. Porém, a Terra é constituída por materiais heterogêneos e anisotrópicos. Ao injetar a corrente no solo, a diferença de resistividade dos materiais causa perturbações nas superfícies equipotenciais. Desse modo, em meio heterogêneo se denomina de resistividade aparente.

O valor da resistividade aparente será próximo do valor da resistividade verdadeira quanto mais próximos estiverem os eletrodos.

4.2.3 TÉCNICA DE CAMPO E ARRANJO

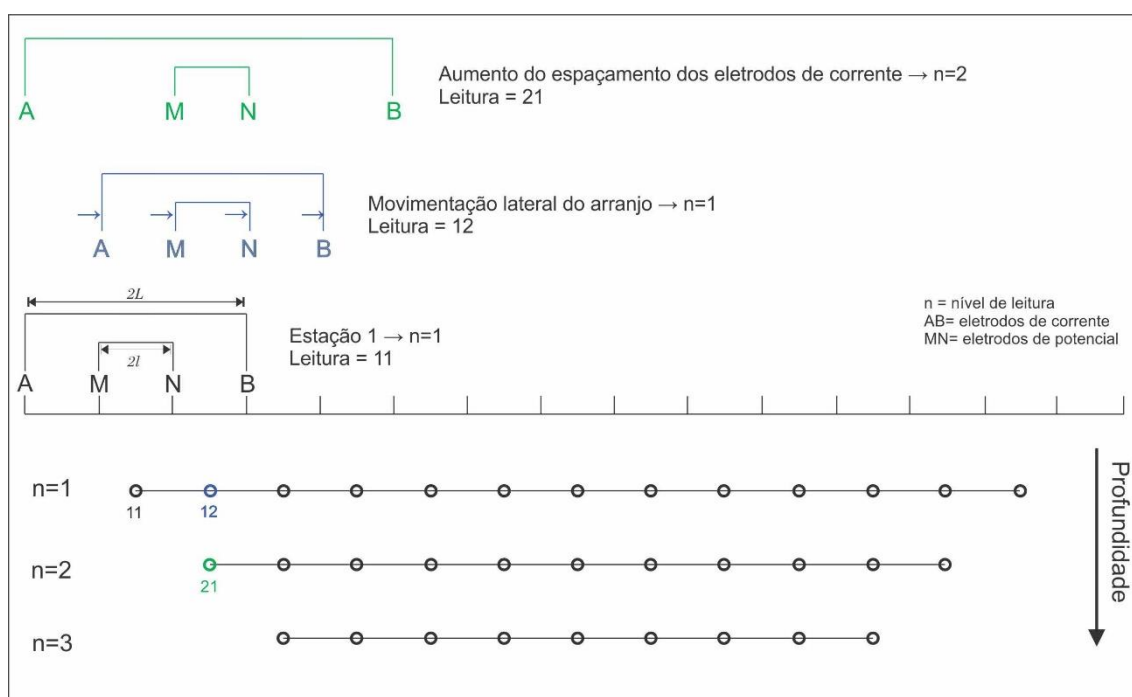
Em pesquisas relacionadas a aquíferos subterrâneos, a utilização de métodos geofísicos busca obter dados que possibilitem visualizar, de forma indireta e de baixo custo, a presença ou ausência de água no subsolo, a forma do reservatório e o fluxo da água subterrânea.

A tomografia elétrica é uma técnica de aplicação da eletrorresistividade em que se buscam dados em relação distância x profundidade, o que permite gerar modelos bidimensionais. Os eletrodos de corrente e os de potencial são movimentados lateralmente mantendo a mesma distância, o que permite obter dados de uma área com profundidade constante (Figura 18). Neste método também é possível correlacionar a profundidade, com alteração do espaçamento horizontal entre os eletrodos, o que permite ter uma leitura do subsolo com os dados obtidos. Dessa forma, é possível obter dados com uma boa precisão do meio subterrâneo e detectar mudanças de intensidade na eletrorresistividade, da distância lateral a diferentes profundidades, pois as medidas são obtidas a 45

graus em relação ao solo, que geram uma rede de dados em formato côncavo, que é visto na imagem resultante (Griffiths & Baker, 1993). Os resultados obtidos através da utilização dessa técnica são apresentados na forma de seções ou de mapas de profundidade.

Vários tipos de arranjos podem ser utilizados no desenvolvimento dessa técnica, sendo alguns exemplos os arranjos: Schlumberger, Wenner, gradiente e dipolo-dipolo. Para este estudo foi escolhido o arranjo Schlumberger, no qual dois eletrodos são introduzidos no solo para induzir artificialmente a corrente e que são denominados A e B. Para captar a diferença de potencial, são introduzidos mais dois eletrodos internos aos de corrente, separados simetricamente pelo meio do ponto de referência central, com denominação M e N (Figura 18). A distância MN, tem que ser menor que a distância AB (Telford et al., 1990).

Figura 18: Representação da técnica de tomografia elétrica em arranjo Schlumberger.



O equipamento utilizado nesta técnica de aquisição de dados possui capacidade de processamento em multicanais, que possibilita realizar a leitura e a movimentação lateral do arranjo de forma automática e rápida, sem a necessidade de mudanças físicas nas posições dos eletrodos (Musset & Khan, 2000; Moreira, et al., 2016).

4.3 CORRELAÇÃO ENTRE HIDROGEOLOGIA E RESISTIVIDADE

A relação entre as propriedades elétricas e os parâmetros hidráulicos em prospecção de aquíferos subterrâneos tem sido investigada há muitos anos, com o trabalho de Jones & Buford (1951) *apud* Chandra et al. (2008) e sua aplicação já está bem consolidada nos últimos anos. A relevância desse tipo de integração entre dados está na precisão, extensão territorial de alcance dos métodos elétricos e eletromagnéticos e em conhecer o que está em subsuperfície de modo não invasivo (Rubin & Hubbard, 2005). Em comparação com método outros métodos como sondagem de poços, este último fornece somente informações pontuais o que torna necessário uma malha grande de sondagens para ter leitura espacial de aquífero confinado, o que encarece e torna muito demorado no final do estudo. Enquanto ao aplicar em campo os métodos elétricos e eletromagnéticos na prospecção de água subterrânea, além da extensão espacial obtida pela geofísica de baixo custo, a velocidade de obtenção dos dados é maior e pode ser utilizado como ferramenta para orientação de onde serão perfurados poços tubulares (Moreira et al., 2016).

O método de eletrorresistividade é capaz de identificar a distribuição espacial de materiais que afetem a resistividade, como litologia, tipo de fluido no poro e presença de água. Esse método é muito utilizado em trabalho de prospecção de água subterrânea devido a correlação que existe entre propriedades de resistividade e parâmetros hidrogeológicos, como porosidade e presença de umidade (Binley & Kemna, 2005). Desta forma, pode ser utilizado como investigação para determinar onde serão perfurados poços tubulares, o que diminui o custo da prospecção de água subterrânea (Gallas & Giardin, 2016).

Embora seja um método amplamente utilizado e com evidências de sua efetiva aplicação, devido a características diferentes de cada local e ao amplo espectro de valores de resistividade que vários materiais podem apresentar, são relevantes os estudos que buscam comparar as propriedades elétricas e características hidrogeológicas.

Em Caçapava do Sul (RS), Moreira et al. (2013), aplicaram o método da eletrorresistividade em estudo sobre um aquífero livre, com objetivo de correlacionar as propriedades elétricas da água subterrânea e vazão obtida em poços rasos perfurados no local. Foram feitas três comparações, entre

resistividade e vazão, cargabilidade e vazão, além da espessura do subsolo com a vazão. Nos dois primeiros casos os resultados convergiram de forma adequada, o que corrobora a condição da eletrorresistividade como método confiável nesse tipo de estudo. Ao utilizar tais métodos em comparação com a vazão, os resultados obtidos dão base para sua utilização em etapas planejamento de perfuração e instalação de poços produtores e na aplicação estudos da dispersão de poluentes em ambientes aquíferos.

Esse tipo equiparação é estudado há algum tempo por diversos autores (Kelley, 1977; Kelly & Frohlich, 1985; e Urish, 1981 *apud* Chandra, 2008), porém a maioria das pesquisas foram realizadas em aquíferos com porosidade primária. Chandra et al. (2008) executaram uma prospecção em um aquífero fraturado, com objetivo de verificar a correlação entre resistividade e fluxo de água subterrâneas, ou seja, entre a lei de Ohm e a lei de Darcy. Os autores verificaram a precisão da relação entre propriedades elétricas e hidráulicas em rocha maciças. Desta forma, o estudo obteve resultados comparativos convergentes, com fator de correlação $R^2 > 0,80$, que é considerada uma resposta positiva. A correlação feita neste trabalho serviu como calibração, ou seja, ajustar a técnica para os aquíferos em rochas graníticas na Índia.

Braga et al. (2006) utilizaram a eletrorresistividade para identificar o tipo de aquífero, de rocha reservatório e possível contaminação. Ao aplicar a técnica de sondagem elétrica vertical e a condutância longitudinal, conseguiu detectar duas camadas arenosas, sendo uma de aquífero livre e outra de aquífero confinado por duas camadas argilosas. Também comprovou que não há contaminação na água subterrânea encontrada. Desta forma, o estudo realizado demonstra a eficácia do método de eletrorresistividade para trabalhos relacionados a hidrogeologia.

Com a aplicação da técnica de tomografia elétrica é possível detectar diferentes tipos de aquíferos, pois os corpos de água subterrânea apresentam boa condutividade em relação a rocha encaixante. Essa técnica permite visualizar diferenças que representam camadas, como zona saturada ou insaturada em água, rocha reservatório e encaixante, além dos sedimentos (Yeh et al., 2014). Em rocha cristalina, como não há porosidade intergranular considerável, com a formação de fraturas e falhas, forma-se a porosidade secundária e consequentemente aumenta a permeabilidade. Contudo, o

contraste de resistividade será detectado a depender da quantidade e da natureza do fluido nas fraturas (Rangel, 2018).

Em rochas maciças, as estruturas existentes se tornam importantes para o fluxo de água subterrânea, pois aumentam a permeabilidade. Desta forma, na aplicação de eletrorresistividade para delinear os locais mais favoráveis a infiltração, um estudo prévio das estruturas em escalas de mapa e de afloramento, ajudam a fazer a prospecção geofísica em lugares com maior probabilidade de se encontrar água subterrânea. Com o complemento de dados de poços em área próximas, é possível ajustar o modelo geofísico final e observar a referência do método. Madrucci et al (2005), realizaram esse tipo de estudo no município de Lindoia (SP) e consideraram que o emprego da técnica de geofísica com dados de poços foi adequado, pois além de permitir um ajuste mais sensível ao modelo gerado em relação a realidade, demonstrou de forma satisfatória que a associação de dados elétricos e hidráulicos tem boa correlação.

Outra possibilidade de aplicação do método de eletrorresistividade está na investigação de aquíferos, possibilidade de contaminação e o fluxo do poluente no aquífero. Por diferenças de resistividade, pois as impurezas presentes na água geralmente apresentam uma resistividade que difere da água sem contaminação.

Moreira et al (2016) realizaram um estudo com objetivo de comparar tipos de arranjos, como dipolo-dipolo, Werner e Schlumberger, na aplicação da técnica de tomografia elétrica e verificar a sensibilidade dos mesmos em relação presença de fluxo contaminante em aquífero não confinado. A análise comparativa mostra que o arranjo dipolo-dipolo é indicado em trabalhos de modelagem de estruturas tridimensionais verticalmente integradas e de alta resistividade na zona saturada. Os arranjos Wenner e Schlumberger também foram indicados para modelar estruturas tridimensionais verticalmente integradas, porém com valores de baixa resistividade em zona não saturada, com ênfase no arranjo Schlumberger, pois o resultado do mesmo não mostrou exatamente a área de contaminação, porém identificou uma estrutura semelhante a forma de uma gota, que se assemelha a uma pluma de contaminação no aquífero.

5. AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS

5.1 AQUISIÇÃO DOS DADOS GEOFÍSICOS

O trabalho envolveu o levantamento de oito linhas de tomografia elétrica com arranjo Schlumberger. Foram conduzidas 7 linhas de 400 metros de comprimento, perpendiculares a drenagem, espaçadas 50 metros entre elas, além de uma no sentido da drenagem, com 330 metros de comprimento. O espaçamento dos eletrodos nas linhas foi de 10 metros. Tal configuração possibilitou a obtenção de dados a 100 metros de profundidade, na parte central das linhas. O arranjo começou pela linha 1, no ponto mais baixo (NW) do vale em sentido a linha 7, ponto mais alto (SE) (Figura 19).

Figura 19: Disposição das 8 linhas de tomografia elétrica.



Fonte: Elaborado pela autora a partir de imagem do Google Earth Pro.

Foi feita a aquisição de medidas de resistividade com o uso do resistímetro *Terrameter* LS, produzido pela empresa ABEM Instrument, de origem sueca e cedido pelo Laboratório de Geofísica Aplicada do Departamento

de Geologia Aplicada (DGA) da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho (UNESP), *campus* de Rio Claro.

O equipamento possui 250W de potência, configuração para utilizar até 12 canais de leitura, corrente de até 2500 mA e resolução de 1 μ V (ABEM, 2012). O Terrameter LS coleta e registra de forma automática os dados de campo em memória interna, podendo salvar em diversos formatos, inclusive o *.dat* que é utilizado no programa RES2DINV.

5.2 AQUISIÇÃO DOS DADOS ESTRUTURAIS

A primeira etapa de aquisição de dados estruturais foi a obtenção de imagem SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), 1 arc-second 30 metros de resolução espacial, da área de interesse.

Baseado no método de Liu (1984), em que a extração de feições lineares era feita com base em imagens aéreas, Souza (et al., 2008) realizou a extração de lineamentos utilizando imagens SRTM 90 metros de resolução. No presente, de modo análogo ao supra, os lineamentos foram extraídos por meio de imagem SRTM. Tal método de trabalho se baseia em aspectos estruturais que se refletem na forma da superfície terrestre, ou seja, em características geomorfológicas. Desse modo, ao processar uma imagem SRTM, são observadas expressões retilíneas do relevo como diferenças de texturas, linhas ou segmentos de escarpas, alinhamentos de cristas, vales, trechos de rios ou lagos, linhas de costa alongadas, depressões alongadas etc. (Liu, 1984).

Para a geração das rosetas, foi utilizada uma rotina .lisp do Laboratório de Estudos Tectônicos, UNESPetro, Unesp. Essa rotina foi aplicada nos traços de lineamentos importados no programa autocad e as rosetas de comprimento acumulado e frequência acumulada foram geradas.

Os trabalhos de campo foram realizados em julho e agosto de 2019 na Serra de Itaqueri, no município de Ipeúna – SP, onde foram coletados dados estruturais de fraturas e acamamentos em um afloramento próximo a área de prospecção geofísica e em duas cavernas, conhecidas como Fazendão e Paredão. As medidas estruturais foram obtidas com a utilização de uma bússola do tipo Clar.

5.3 PROCESSAMENTO DOS DADOS

Os *softwares* utilizados para gerar a inversão 2D são mais precisos de acordo com a quantidade de dados coletados em campo e apresentados na forma de pseudo-seções (Dahlin & Loke, 1998).

Ao utilizar a técnica de tomografia elétrica os dados geofísicos obtidos são ordenados em pseudoseções de modo a caracterizar por aproximação a disposição dos parâmetros físicos de resistividade avaliados no meio investigado. Em uma primeira etapa de trabalho, foi feita a organização dos dados com o objetivo de investigar e corrigir possíveis erros. Após essa correção, com o intuito de evitar possíveis distorções nas seções geradas e aumentar a confiabilidade dos dados foram acrescentados os dados topográficos de cada linha.

Com os dados corrigidos e completos, foi feito o processamento utilizando o Modelo de Inversão, visando maior qualidade e precisão. Esta etapa foi realizada com o uso do programa Res2Dinv, versão 3.53 (Geotomo Software), que tem capacidade de determinar de modo automático um modelo bidimensional de resistividade, utilizando técnicas de modelagem numérica, de áreas subterrâneas de onde foram adquiridos dados através de ensaios de tomografia elétrica (Griffiths & Barker, 1993).

O Res2DInv é um *software* que tem como princípio a aplicação de um algoritmo de mínimo quadrados com vínculo de suavidade (*smoothless constrained least-square method*), o qual se baseia em suavização e redução de valores dos padrões avaliados, sendo o princípio básico da maneira como foi definido na pseudoseção. Este programa realiza um procedimento em que busca o ajuste de acordo com os valores de parâmetro de interesse e dispõe em blocos retangulares. A distribuição dos pontos de obtenção de dados das pseudoseções, determina a organização e a estruturação desses blocos retangulares. Portanto, de acordo com esta definição, é possível dizer que o programa reconhece a subsuperfície como retângulos com valores constantes para o modelo utilizado na investigação, com base nas medidas de campo (Loke, 2010; 2003; Loke & Baker, 1996). O resultado desta etapa de processamento é expressado na forma de seções 2D de resistividade, disposto na relação

distância e profundidade, em que os valores são transformados em escala gráfica de razão logarítmica e intervalos de padrões em cores.

Para gerar os modelos de visualização em 3D, os dados das seções 2D geradas pelo software RES2DINV foram reunidos em um único arquivo de tabela e organizado de acordo com as coordenadas dos pontos de leitura das linhas, de valores de profundidade e de resistividade de cada ponto de coleta de dados. Em sequência, estes dados organizados foram processados pelo software Oasis Montaj (Geosoft) por interpolação, utilizando o método de krigagem, com suavização dos valores de centro em relação aos de bordas baseada no modo de mínima curvatura. Deste modo foram gerados os modelos de visualização 3D presentes neste trabalho.

Para processar os dados estruturais e gerar o mapa de lineamentos, primeiro foi utilizado o software Global Mapper 12.0, para abrir a imagem SRTM e gerar o modelo digital de elevação (MDE), utilizando uma paleta de cores de modo a evidenciar a visualização do relevo. Posteriormente, o MDE foi exportado como imagem raster e aberta no software QGIS 3.14 (Versão Madeira), onde foi gerada uma camada de lineamentos com base no MDE. O arquivo *shapefile* de lineamentos foi salvo e processado no programa AutoCAD versão 2018, onde foi utilizada uma rotina específica (.lisp) para gerar os diagramas de rosetas de comprimento acumulado e frequência acumulada. Em uma última etapa de geoprocessamento, todos os dados gerados foram editados na forma de mapa utilizando novamente o programa QGIS 3.14 (Versão Madeira). Para o processamento de dados de fraturas e acamamento coletados em campo, foi utilizado o software Stereonet na versão 10.2.9 para a geração de estereogramas e diagramas de contorno de polos.

6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1 SENSORIAMENTO REMOTO E GEOPROCESSAMENTO

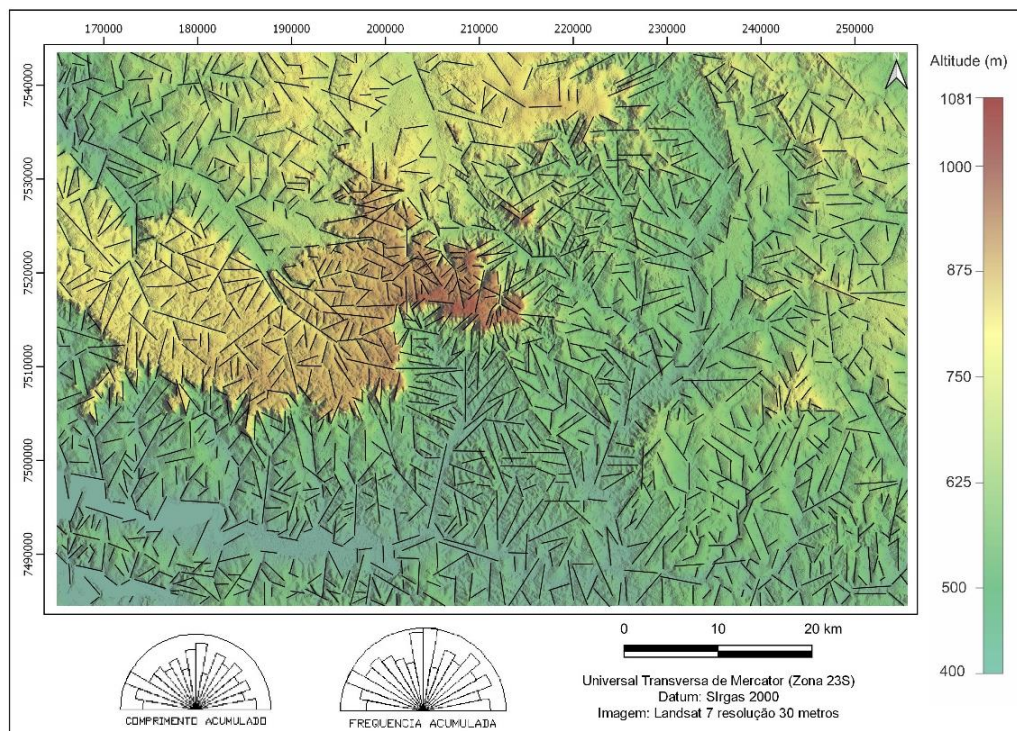
Os lineamentos são expressões retilíneas de estruturas no terreno que refletem na superfície e que são visíveis em imagens aéreas ou de satélites. Em busca de entender o padrão estrutural da região da Serra de Itaqueri, para correlacionar com os dados estruturais de campo e as linhas geofísicas realizadas, foi elaborado um mapa de lineamentos com base em imagem SRTM. Com os traços de lineamentos delineados, foi possível gerar as rosetas de comprimento acumulado e frequência acumulada (Figuras 20 e 21). Esses diagramas auxiliam no entendimento do padrão estrutural que controla o relevo e as drenagens locais.

Os lineamentos NW são expressivos tanto no comprimento quanto na frequência, sobressaindo a direção N60-70W. Secundariamente é possível destacar a direção NS, relevante sobretudo em sua frequência absoluta. Estes dados são coincidentes com a literatura regional, já que existem evidências de que estruturas rúpteis NW e NS estão relacionadas a feições que afetam desde rochas mais antigas até as do Cenozoico. Este fato evidencia a condição de reativação das fraturas em tempos geológicos mais recentes, influenciando na compartimentação do relevo e no sistema fluvial (Hasui, 1990; Morales, 2005).

Por outro lado, as direções NE, apresentam maior relevância em sua frequência acumulada, com presença lineamentos um pouco mais curtos que os anteriores, porém também frequentes, com destaque para as direções N40-50E e N60-70E. Tais estruturas são correlacionadas na literatura com a fase de sedimentação cenozoica, por afetar principalmente formações mais recentes. A direção E-W possui lineamentos curtos, pouco frequentes e irregulares, mas igualmente tem sua importância na dissecação do relevo.

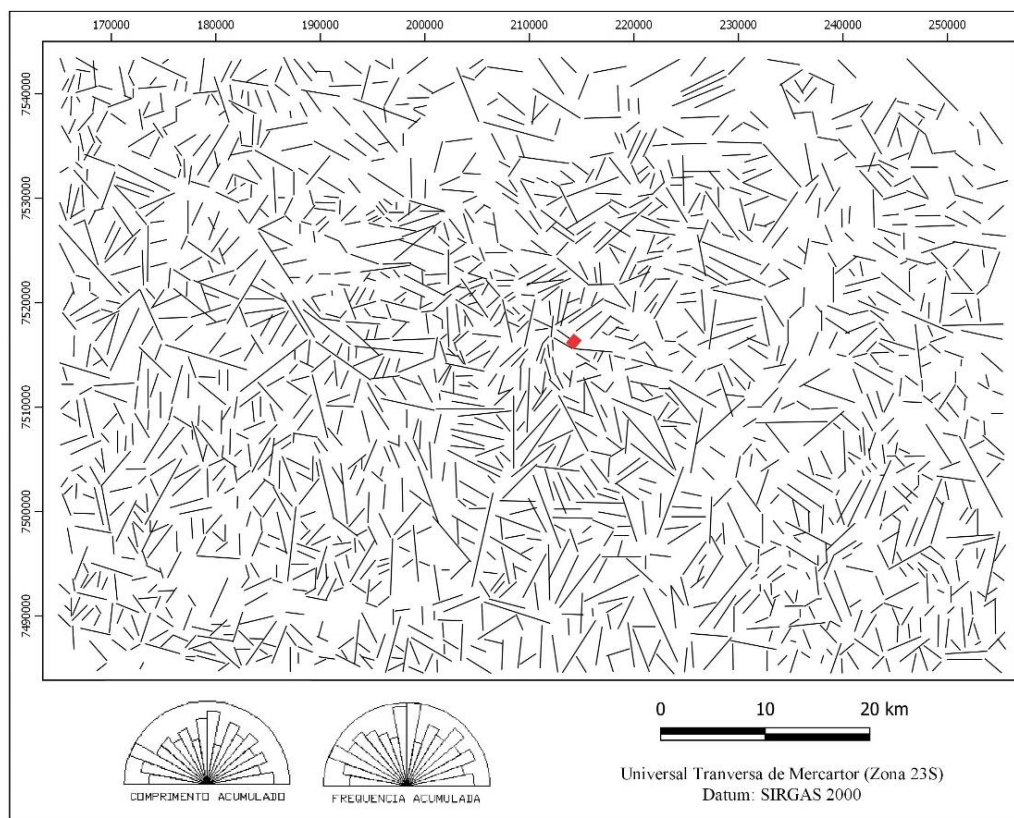
Para obter maior detalhe, foi feito um mapa de lineamentos de drenagem, utilizando como base a carta topográfica SF.23.Y.A.I.3.SE.D (65-87 do IGC), na escala de 1:10.000 (Figura 22). Neste mapa é possível observar que no local de estudo, a direção preferencial dos lineamentos de drenagem é NW-SE e EW.

Figura 20: Modelo digital de elevação SRTM com lineamentos tectônicos da área de estudos e diagramas de rosetas de frequência e comprimento acumulados.



Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 21: Mapa de lineamentos.

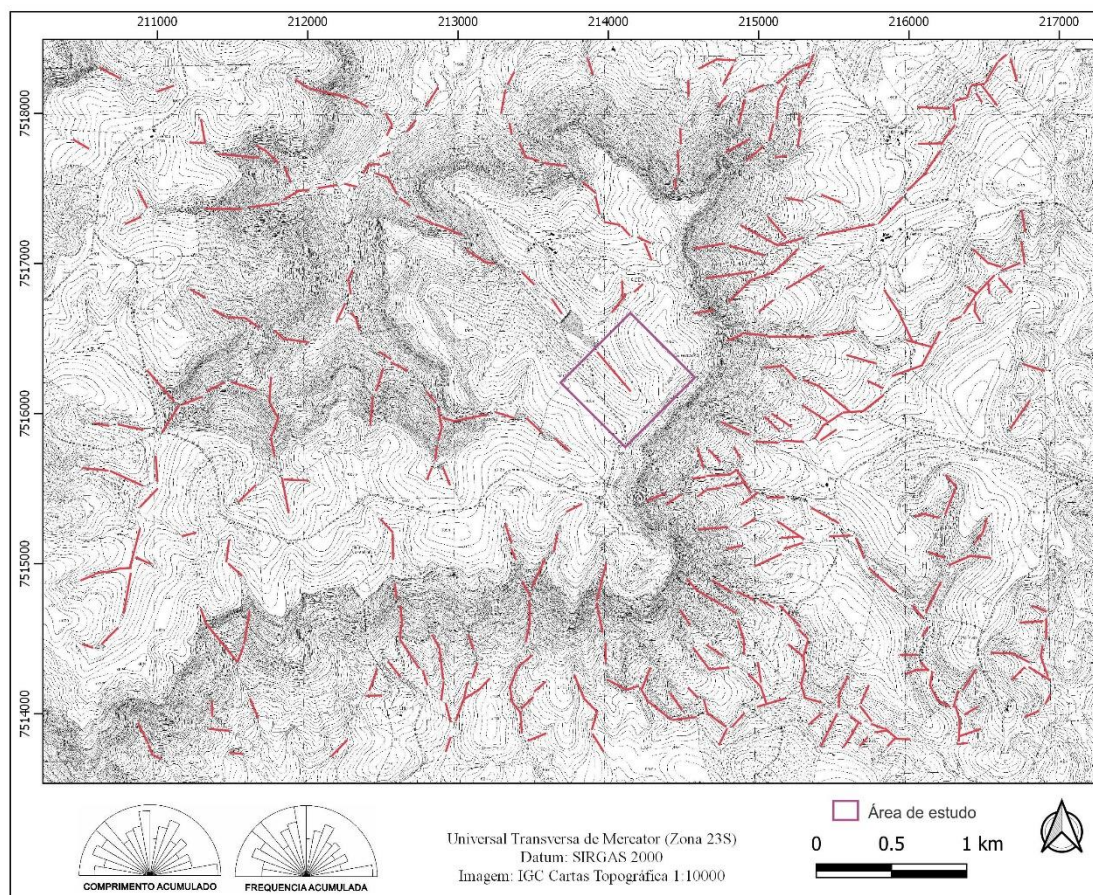


Fonte: Elaborado pela autora

As direções N40-50W e N80-90E são as mais pertinentes em comprimento e frequência. Também ocorrem de forma secundária NE-SW e N-S, com predomínio de N0-10W e N20-30E. A drenagem principal localizada no reverso da *cuesta*, onde foi realizada a prospecção geofísica, tem direção NW-SE e se destaca também pela extensão.

Os traços E-W, que aparecem de forma mais evidente nesta escala de maior detalhe, ocorrem principalmente na borda leste da escarpa, onde as linhas de drenagens têm alto ângulo e estão encaixadas em vales fechados. A dissecação pela drenagem no *front* da *cuesta* é influenciada pelas direções EW, na borda leste, e NS na borda sul da escarpa. Embora a drenagem principal do vale, seja de direção NW-SE, nascentes na borda leste da escarpa indicam uma hidrogeologia de água subterrânea mais complexa na Serra de Itaqueri. As nascentes na borda sul, tem direção NW-SE e NS, também com a drenagem encaixada em vales estreitos e de alta declividade.

Figura 22: Mapa de lineamentos de drenagens.



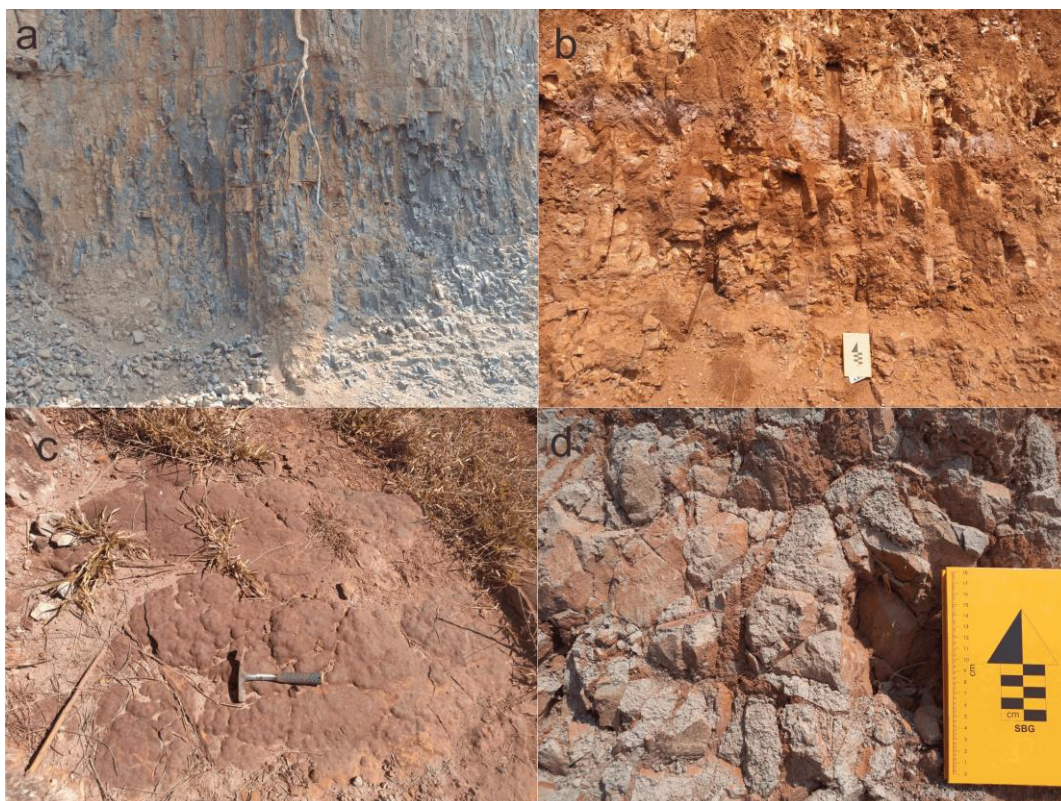
Fonte: Elaborado pela autora

6.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL LOCAL

Os dados estruturais foram coletados em região próxima à área onde foram dispostas as linhas de eletrorresistividade, com objetivo de complementar o estudo e analisar a importância do contexto estrutural no comportamento do fluxo subterrâneo.

O afloramento está localizado em uma pequena estrada, no flanco sudoeste do vale. Possui diferentes tipos litológicos e graus de alteração, em sentido da base para o topo do perfil, como basalto pouco alterado com disjunções colunares bem visíveis, basalto muito alterado com algumas estruturas das disjunções pouco visíveis, laterita e material arenoso e friável (perfil de alteração). Em geral, as estruturas observadas foram as fraturas das disjunções no basalto e famílias de fraturas (Figura 23).

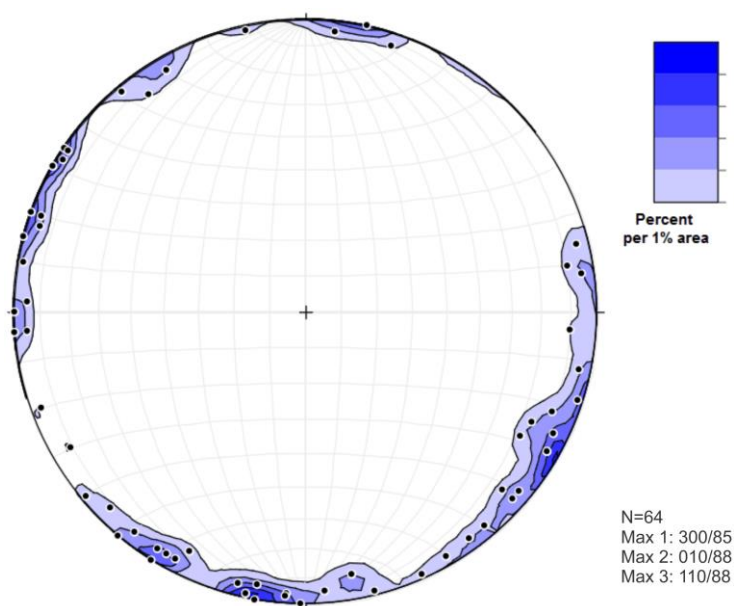
Figura 23: Afloramento próximo as linhas geofísicas. Separação das camadas: a) disjunção colunar; b) basalto alterado; c) laterita e d) perfil de alteração.



Fonte: Fotos de campo.

O estereograma de polos do perfil de disjunção colunar mostra que as fraturas são todas de alto ângulo e não possuem uma única direção preferencial, elas apresentam feixes que variam nas direções NNW-SSE, NE-SW, NW-SE, WNW-ESE e E-W (Figura 24). Esta condição estrutural do basalto é esperada pela forma hexagonal das disjunções, ainda bem visíveis em campo, porém com um grau parcial de alteração.

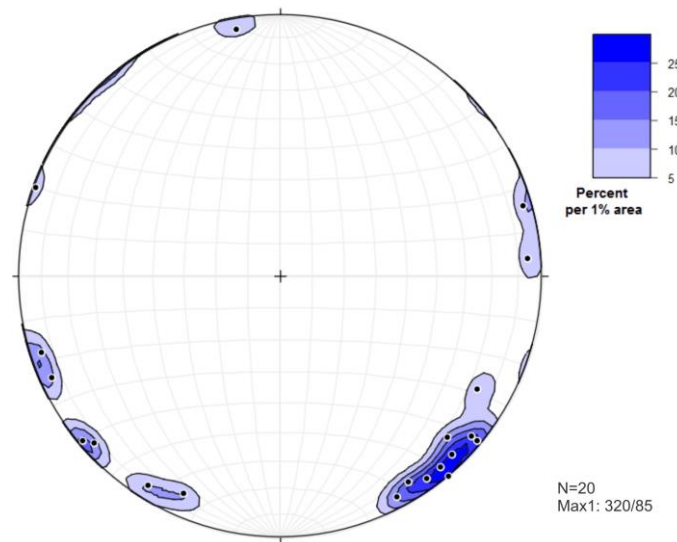
Figura 24: Projeção estereográfica dos pólos de fraturas da disjunção colunar (Equal Area, hemisfério inferior).



Fonte: Dados da pesquisa.

Ao ascender na topografia, foi encontrado um basalto bem alterado com as estruturas de disjunções colunares pouco aparentes. O estereograma de polos gerado (Figura 25) mostra que as fraturas são de alto ângulo e com direções destacadas em feixes como NE-SW e NW-SE. A pouca variação de direção de fraturas mostra que boa parte das estruturas das disjunções não são mais visíveis, o que evidencia o elevado grau de alteração do basalto neste local. Porém, estas direções observadas coincidem com os lineamentos mais expressivos da área, o que demonstra que a componente estrutural regional pode ter influência na persistência das mesmas ao intemperismo.

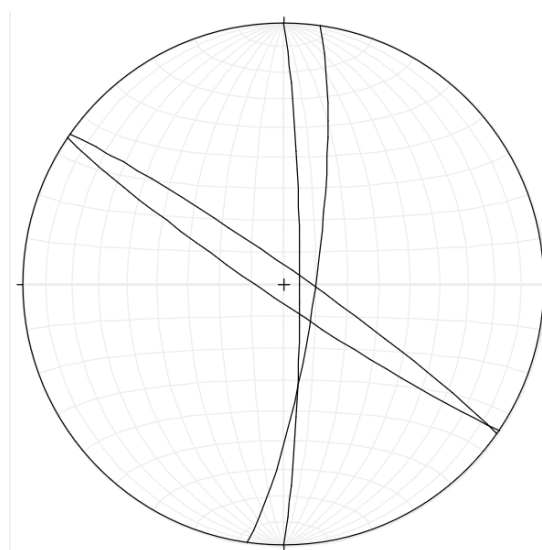
Figura 25: Projeção estereográfica dos pólos de fraturas do basalto sem disjunções colunares (Equal Area, hemisfério inferior).



Fonte: Dados da pesquisa.

Na camada de laterita foram coletadas quatro medidas de direções representativas do afloramento e feito o estereograma (Figura 26). Os planos de fraturas são de alto ângulo e têm direções preferenciais NW-SE e NNE-SSW. Tais planos são bem semelhantes ao padrão encontrado no basalto alterado e no diagrama de frequência acumulada do mapa de lineamentos regional.

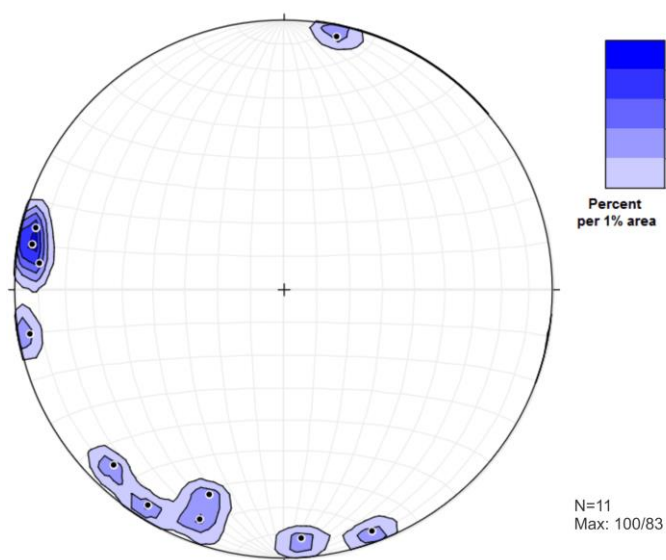
Figura 26: Projeção estereográfica de planos de fraturas na laterita (Equal Area, hemisfério inferior).



Fonte: Dados da pesquisa.

No topo do afloramento o perfil de alteração também apresenta estruturas de fraturas que foram medidas. As direções prevalecentes são as mesmas da laterita, NW-SE e NNE-SSW com alto ângulo de mergulho (Figura 27). Tal coincidência indica que essas estruturas tectônicas não são necessariamente herdadas da rocha original, mas podem ter sido formadas devido à um campo de tensão do período posterior à formação e intemperismo dessas rochas.

Figura 27: Projeção estereográfica de planos de fraturas no solo (Equal Area, hemisfério inferior).

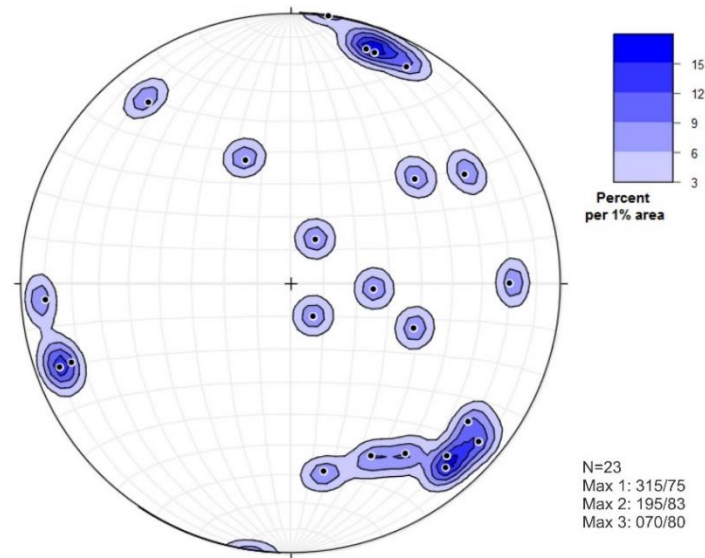


Fonte: Dados da pesquisa.

Foram coletados dados em duas cavernas na região. A primeira foi a caverna Fazendão, a maior mapeada na região. O padrão de faturamento neste afloramento de arenito (Figura 28) mostra planos em todas as direções com mergulhos de médio a alto ângulo. É possível visualizar alguns feixes de fraturas, sendo um feixe de direção NE-SW e um de direção NW-SE.

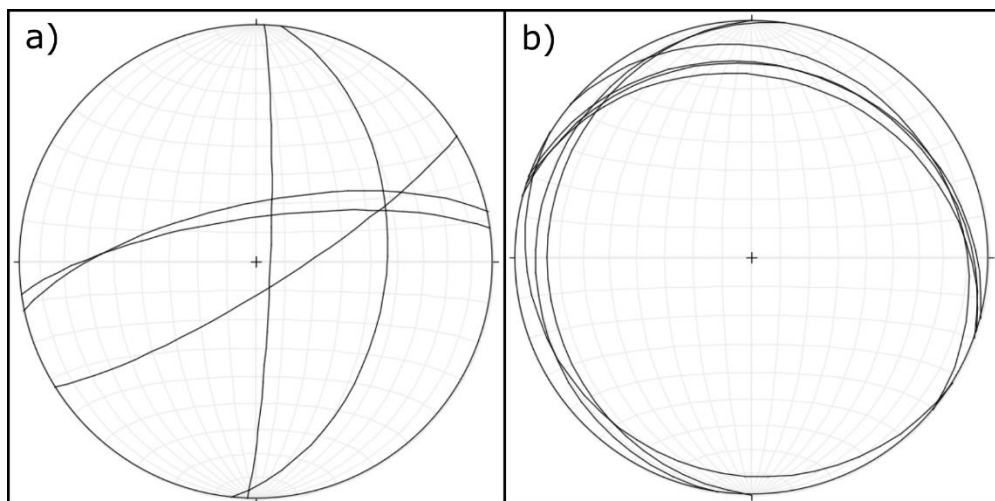
Também foram coletados dados do arenito da caverna Paredão, tanto de fraturas quanto do acamamento. As fraturas são de alto ângulo e tem direção preferencial NNE-SSW e ENE-WSW (Figura 29a). Os dados de acamamento mostram estruturas de baixo ângulo e duas direções preferenciais, NS com mergulho para W e NW-SE com mergulho para NE (Figura 29b).

Figura 28: Projeção estereográfica de planos de fraturas na caverna Fazendão (Equal Area, hemisfério inferior).



Fonte: Dados da Pesquisa.

Figura 29: Projeção estereográfica de planos de (A) fraturas (B) acamamento na caverna Paredão (Equal Area, hemisfério inferior).



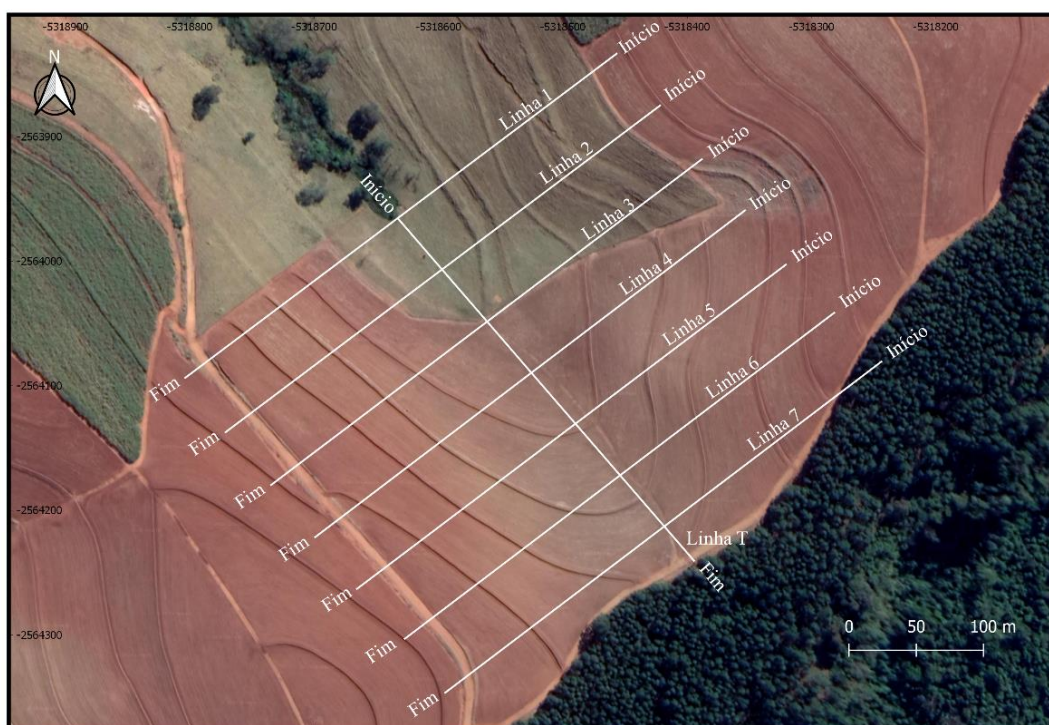
Fonte: Dados da Pesquisa

Ao analisar os estereogramas apresentados permite destacar a relevância das estruturas de alto ângulo e com direções preferenciais NW-SE, NE-SW, NNE-SSW, NNW-SSE e EW. Os dados de fraturas têm semelhança com os dados de lineamentos, como destacado nos diagramas de rosetas, o que mostra a relevância do controle estrutural em linhas de drenagens, relevo e de maior incidência de intemperismo e erosão nas rochas.

6.3 ELETRORRESISTIVIDADE

Os dados geofísicos processados apresentam boa qualidade e baixa porcentagem de erro. Dos modelos de inversão 2D gerados, 7 foram obtidos de linhas de eletrorresistividade com orientação NE-SW, ou seja, perpendicular à linha de drenagem superficial, com o complemento de uma seção obtida por uma linha de eletrorresistividade (Linha T) posicionada na direção NW-SE, eixo da linha de drenagem (Figura 30).

Figura 30: Disposição das linhas de eletrorresistividade, com indicação do sentido de obtenção dos dados, de NE para SW e no caso da linha T, com sentido NW para SE.



Fonte: Imagem do google Earth, datum pseudomercator WGS 84 (graus decimais)

Os modelos de inversão 2D gerados a partir dos dados geofísicos obtidos pelo método da eletrorresistividade, exibem uma escala padronizada de valores de resistividade que variam de $10\Omega m$ a $1500\Omega m$. Onde as tonalidades quentes que tendem para o vermelho representam zonas de alta resistividade e as frias que tendem para o azul estão relacionadas a zonas de baixa resistividade.

As seções apresentam predominância de uma zona de alta resistividade nas regiões mais superficiais, com valores entre $733\Omega m$ a superiores a $1500\Omega m$. A referida zona se estende desde a superfície até cota média de 960m e está

relacionada a uma região insaturada que pode corresponder ao solo em época de estiagem, pois o campo foi feito em agosto de 2019, ou mesmo rocha inalterada ou pouco alterada, com baixo grau de faturamento.

Áreas pontuais mais resistivas, com valores acima $1500\Omega m$ somente ocorrem nos flancos do vale, até a distância de 80 metros a NE e a partir de 320 metros na borda SW.

Abaixo da zona mais resistiva e superficial, é possível verificar a persistência em todas as seções levantadas de uma zona com baixos valores de resistividade que variam entre $10\Omega m$ e $41,9\Omega m$. Esta região com baixa resistividade ocorre a partir das cotas de 970m e podem alcançar as profundidades máximas investigadas. Os padrões gerais das linhas inferem a presença de água subterrânea no local.

Na porção inferior central a partir da cota 940m, os valores de resistividade aumentam e ficam na faixa entre 85,6 e 1500. Supõe-se que esses valores medianos a altos se estendem até a profundidade máxima investigada e caracteriza parte da rocha que é insaturada.

As cotas das bordas do vale se mantêm constantes ao longo das linhas, porém o centro que corresponde a linha de drenagem tem variação de 10 metros entre a linha 1, que tem cota de 980 metros e a linha 7, que tem cota de 990 metros. A disposição das linhas está orientada na direção NE-SW, sendo NE o início e SW o final das linhas, enquanto a linha coincidente com a drenagem está na direção NW-SE, sendo NW o início na cota mais baixa e SE o final na cota mais alta

Na linha 1 a borda NE entre o início e a distância 160 metros, as cotas entre 1000 metros e 960 metros, além da área entre 240 e 400 metros e cotas 1000 metros e 940 metros, apresentam valores de resistividade elevados que correspondem a área seca, bem como o centro entre as cotas 960 metros e 910 metros têm um corpo resistivo que se destaca, com resistividade entre $358\Omega m$ e $1500\Omega m$, que também é interpretado como área sem presença de água (Figura 31). Este último corpo resistivo não era esperado pois se encontra logo abaixo da linha de drenagem. A presença de água é observada em boa parte da área subterrânea. No centro, apresenta a menor espessura de quase 20m, entre logo abaixo da superfície e a cota de 960m, onde tem o corpo resistivo. A espessura

do corpo de água subterrânea aumenta em direção as bordas e chega a 50 metros, até as áreas resistivas citadas anteriormente.

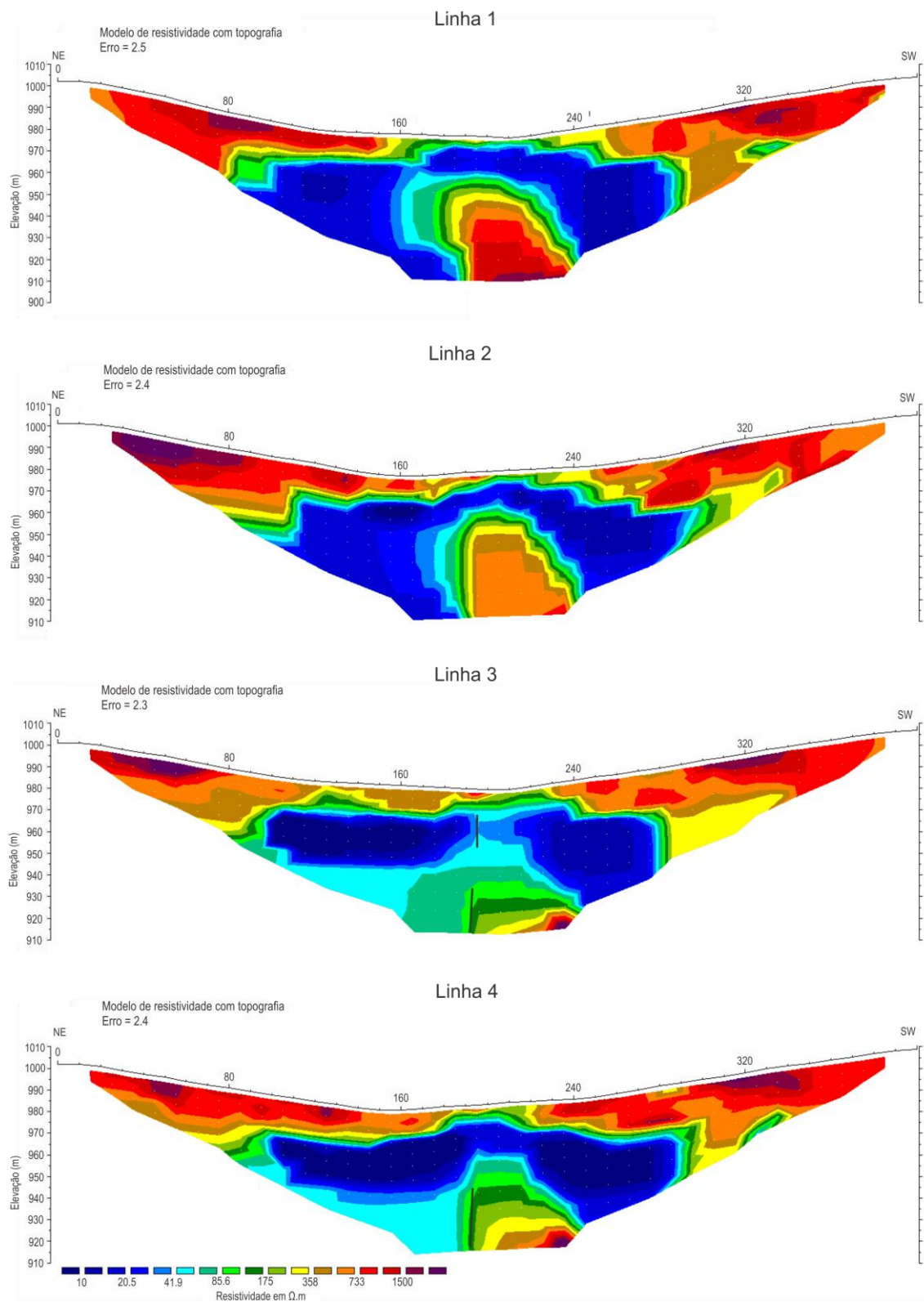
A linha 2 tem uma geometria muito semelhante a linha 1, com a parte mais alta das bordas com valores de resistividade elevada. O corpo de água subterrâneo também repete a forma da linha 1, porém o centro resistivo exhibe valores mais baixos de resistividade entre 358Ωm e 733Ωm.

Entre as linhas 2 e 3 ocorre uma mudança significativa de saturação do solo, observado pelo menor tamanho de área com valores entre 10 Ωm e 42Ωm. Esta ocorrência pode ser resultado de uma alteração no nível de densidade da rocha ou ocasionado por uma fratura quase vertical de aparente orientação NE-SW. Embora não tenha sido observado um lineamento com essa direção no local, existem lineamentos próximos e no afloramento próximo também existem fraturas verticais de direção NE-SW no basalto. Ao observar e discutir a Linha T mais a frente, será possível observar melhor a existência de tal estrutura.

Na linha 3 a área mais superficial da seção apresenta uma continuidade por toda a extensão, com valores de resistividade entre 358m e 1500m. A área menos resistiva, com valores intermediários entre 10Ωm e 358Ωm, apresenta espessura maior, entre 50m nas bordas e 30m no centro. Porém as partes com menor resistividade, entre 10Ωm e 20,5Ωm, que correspondem a área mais saturadas em água, apresentam um pouco mais estreitas, o que é demonstrado pela conexão entre elas por áreas com menor volume de água, no que supõe ser uma estrutura ou mudança de densidade na rocha. O centro resistivo diminui de espessura e a parte com maior resistividade de 1500Ωm quase não é visível.

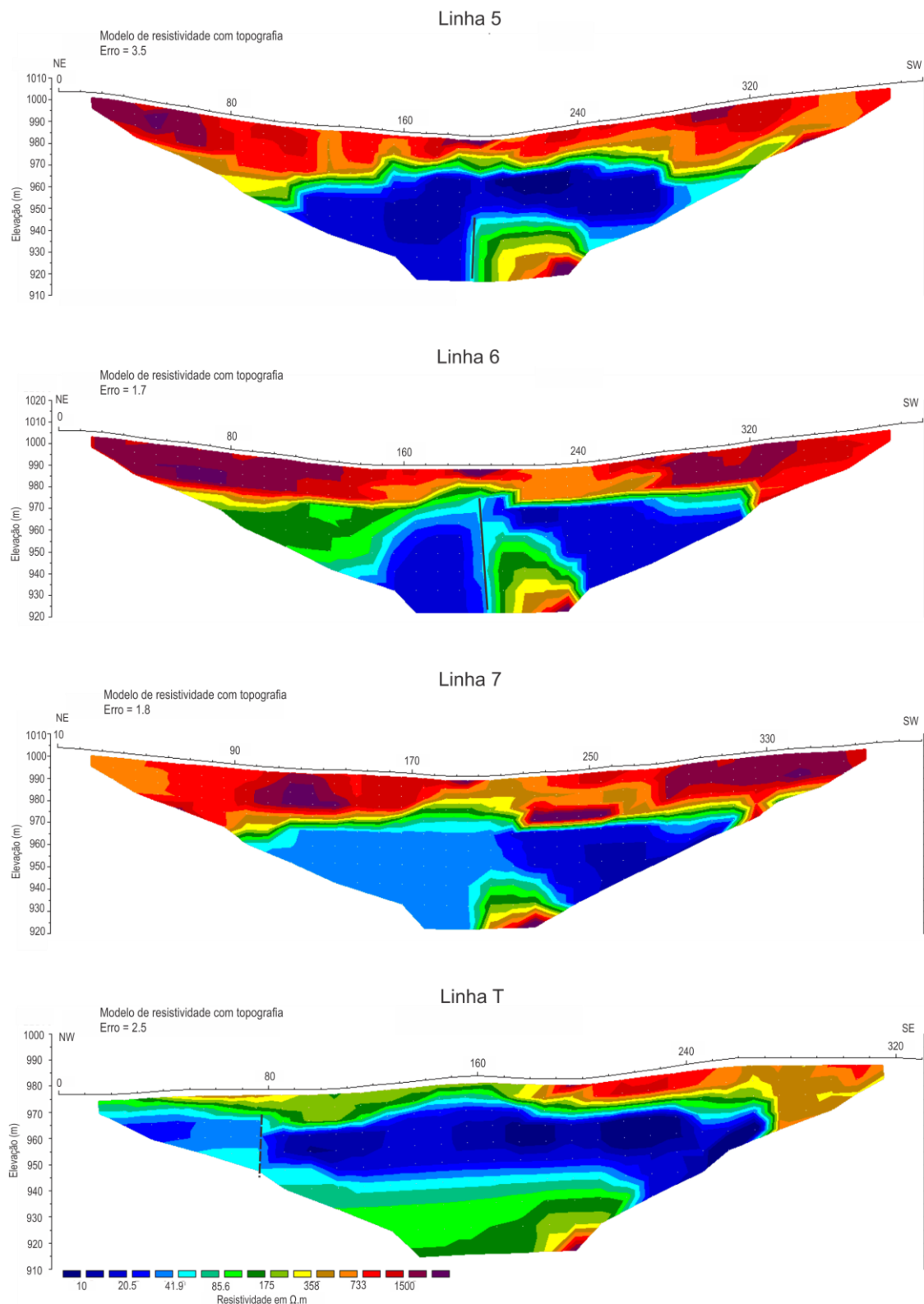
A linha 4 apresenta continuidade com a linha anterior, o que pode ser corroborado pela geometria semelhante. Porém, é notável uma área maior saturada em água, com valores de baixa resistividade entre 10Ωm e 20Ωm (Figura 31). Também é possível observar uma estrutura vertical, abaixo da linha de drenagem. Pode ser mudança de densidade e grau de alteração da rocha ou alguma fratura de direção NW-SE. Esta direção está inserida no padrão preferencial no local, como a linha de drenagem evidencia bem, como no padrão regional de lineamento, tanto em comprimento quanto em frequência.

Figura 31: Seção 2D das linhas de eletrorresistividade 1, 2, 3 e 4.



Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 32: Seção 2D das linhas de eletrorresistividade 5, 6, 7 e T.



Fonte: Dados da pesquisa

O modelo de inversão da linha 5 apresenta um aumento na espessura da zona central do aquífero e uma pequena área de rocha seca logo abaixo. É

observado um aumento no volume do aquífero ao subir na topografia do relevo superficial. Novamente é visto um alinhamento que supõe-se ser de fratura nessa rocha seca, com direção NW-SE, abaixo da linha de drenagem (Figura 32).

Linha 6 apresenta uma estrutura que divide a zona de baixa resistividade, tal estrutura é contínua e influencia também na forma da área resistiva mais ao centro, logo abaixo da linha de drenagem. Essa fratura NW-SE aparece de forma persistente na área de rocha seca abaixo da linha de drenagem nas linhas de tomografia elétrica. Na zona úmida, entre 41,9m e 358m, existe uma área maior no centro, o que pode representar uma infiltração mais profunda devido a fratura, e na borda NE, que pode ser explicado pela penetração na falha que permite maior infiltração somado a época de baixa pluviosidade e consequente rebaixamento do nível do aquífero nesta área.

Linha 7 apresenta uma forma contínua do aquífero, sem divisão como na linha anterior, porém com menor volume de água no flanco NE do vale. A parte resistiva no centro, logo abaixo da linha de drenagem, aparece de forma discreta, envolta de uma zona úmida. Esse perfil mostra a persistência do aquífero em topografia mais alta, ainda que no período de seca.

Linha T (ou transversal), que acompanha a drenagem, mostra a presença de fluxo subterrâneo por quase toda a sua extensão. Destaca-se o aumento no sentido mais alto do vale, embora em subsuperfície o fluxo se mantenha na mesma profundidade. No início da linha, próximo a 80m na superfície, há um aparente deslocamento vertical evidenciado na camada menos resistiva (com presença de água), em que o fluxo a noroeste aparece mais elevado que o fluxo a sudeste (aparente direção preferencial do fluxo observado nesta linha).

Esta estrutura, de direção NE-SW, pode ser interpretada como uma falha inversa, pois na parte mais baixa do vale, em subsuperfície, a faixa com água subterrânea está mais alta que a faixa a SE da falha. Demonstra uma atividade tectônica recente na serra, e a direção se encaixaria no modelo de transcorrência distal neotectônico EW, sendo a direção NE-SW a falha inversa no modelo de Riedel, onde há uma compressão (Morales, 2005; Sousa, 2002; Facincani 2000). Neste modelo, a compressão está na direção NW-SE/subhorizontal, onde ocorrem falhas transcorrentes oblíquas normais com ângulos verticais, enquanto

a direção NE-SW tem regime de transtensão com falhas inversas com ângulos verticais.

Desta forma, os dados obtidos mostram que há possibilidade de ter duas direções de fluxo de água subterrânea, sendo na área mais a Norte próxima a falha, a direção de fluxo segue sentido NW, enquanto na parte mais a sudeste da falha, com a base do aquífero quase horizontal, próximo a escarpa, o fluxo subterrâneo tem sentido ao front da *cuesta*.

É importante mostrar que a base do aquífero na parte central, abaixo da linha de drenagem, no caso a parte mais resistiva, impede a infiltração da água a profundidades maiores, remetendo a uma camada ou rocha selante. Enquanto nos flancos há um volume maior de água subterrânea que está suspenso, possivelmente por essa camada selante.

Entre 220m e 270m na linha T, área onde foi prospectada a linha 6, é visto que o aquífero tem prosseguimento para baixo, no sentido SE. O que pode explicar a parte infiltração por uma fratura próxima ao centro da linha de drenagem e, portanto, o escoamento de água subsuperficial e a zona úmida maior na borda NW.

Ao observar os resultados obtidos em todas as linhas, é possível destacar que o corpo d'água segue na direção do vale encaixado no lineamento NW, porém a sua base não tem inclinação aparente no sentido do fundo vale, logo não acompanha a linha de drenagem. A forma do aquífero subterrâneo também se destaca, pois apresenta menor espessura no centro, abaixo da linha de drenagem superficial, e maior espessura nos flancos do vale.

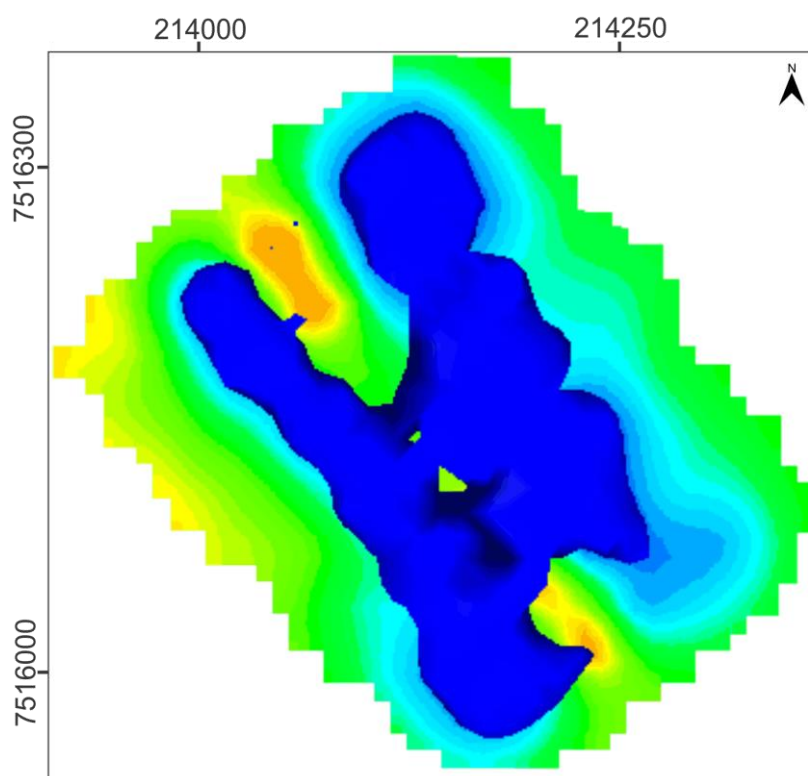
Com base nestes dados até agora, é possível inferir a existência de um aquífero suspenso no alto da Serra de Itaqueri.

Com os modelos de visualização 3D gerados a partir dos perfis das pseudo-seções 2D, é possível observar que o corpo de água subterrâneo está alinhado com o padrão estrutural da serra e o regional, com direção NW-SE. Neste modelo é possível observar a geometria em forma semelhante a um arco no reservatório em subsuperfície, com um volume maior nas bordas em dois corpos d'água alongados na direção do σ_1 , NW-SE e uma espessura pequena no centro, estruturada com direção NE-SW, que conecta os dois lados através de fraturas e falhas inversas (figuras 33 e 34). A parte menos espessa do centro

não ocorre de forma constante ao longo do reservatório, sendo a conexão entre os dois lados restrita.

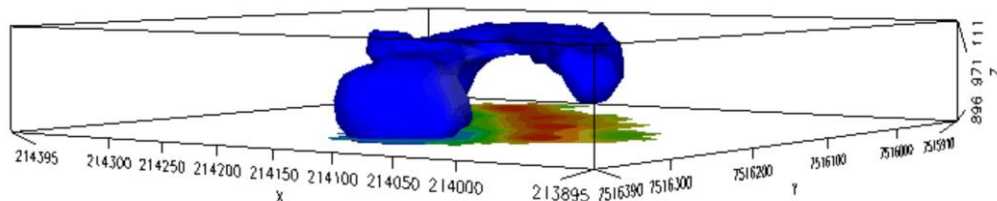
Os resultados geofísicos mostram, com base na baixa resistividade, um volume de água grande na área, o que demonstra a importância da região para recarga de aquífero, pois tem fluxo para o *front* e o reverso da *cuesta*, ou seja, fomenta as nascentes no entorno da Serra de Itaqueri.

Figura 33: Modelo 3D do reservatório, vista de cima.



Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 34: Modelo 3D do reservatório, vista no sentido NW para SE.



Fonte: Dados da pesquisa.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente trabalho confirmou a existência de um reservatório de água subterrânea, que se configura como aquífero confinado fraturado, no alto da Serra de Itaqueri. Com os modelos gerados a partir das aquisições de dados geofísicos, foi possível observar a geometria do aquífero.

O método de eletrorresistividade revelou eficiência como ferramenta na determinação de zonas saturadas em água. Com a configuração de arranjo Schlumberger, foi possível a obtenção de dados com boa correlação profundidade e distância lateral da área de estudo, que possibilitou o processamento de modelos de inversão 2D côncavos.

Os modelos de inversão 2D permitiram observar o contraste de resistividade entre a zona saturada e a zona não saturada em água, da subsuperfície do terreno, como também possibilitou visualizar a profundidade do aquífero e estruturas como fraturas e falhas, que condicionam o fluxo subterrâneo. A geometria do aquífero se destaca, pois apresenta a forma que lembra a de um arco ou uma curvatura côncava para baixo, é menos espesso abaixo da linha da drenagem e aumenta de espessura em direção aos flancos do vale. A detecção da falha inversa de direção NE-SW na linha T, foi importante para o entendimento da atuação do regime tectônico mais recente no fluxo de água subterrânea.

Os modelos de visualização 3D possibilitaram a geometria do reservatório com dois bolsões alongados na direção NW-SE, situados nos flancos do vale e as fraturas ou falhas que os conectam, com direção NE-SW.

Trabalhos anteriores realizados por diversos autores demonstraram que as estruturas principais remetem a tectônica transcorrente, em que a direção de maior esforço pelo modelo de Riedel está na direção NW-SE, com as estruturas subordinadas condicionadas por esse esforço.

O uso de ferramentas como sensoriamento remoto e coleta de dados estruturais em campo, permitiu o planejamento e o entendimento do sistema de fraturas em que está inserido o aquífero. A geração de mapas em diferentes escalas se mostrou eficaz, pois as estruturas E-W aparecem de forma mais contundente em escala maior. Os dados obtidos pelo geoprocessamento e no campo, colocados em estereogramas, tiveram uma convergência positiva e se

complementam. Somente com uma das técnicas, não seria possível definir o reservatório de água subterrânea e a condicionante estrutural geral pela neotectônica. Desta forma, fica evidente a efetividade de usar os métodos de sensoriamento remoto, geoprocessamento, eletrorresistividade e de coleta e processamento de dados estruturais em conjunto como subsídio a detecção e definição de aquíferos fraturados.

Devido à proximidade com a superfície e por estar localizado no topo da serra, a área de estudo se configura como importante zona de recarga desse aquífero confinado. E se torna mais relevante, pois tem conexão com drenagens no front e no reverso da *cuesta*, ou seja, é um aquífero que alimenta nascentes na Serra de Itaqueri.

REFERÊNCIAS

ABEM. Terrameter LS Instruction Manual. 2012.

ALMEIDA, F. F. M. de.; BARBOSA, O. Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo. Rio de Janeiro: Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM, 1953.

ALMEIDA, F. F. M. de. Botucatu, um deserto triassico da Américal do Sul. Rio de Janeiro: Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM, 1954.

ASSINE, M.L.; PIRANHA, J. M.; CARNEIRO, C. D. R. Os paleodesertos Pirambóia e Botucatu. In: Geologia do continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Editora Becca. p. 77-84, 2004.

ASSINE, M.L.; SOARES, P.C. Interação flúvio-eólica na Formação Pirambóia. In: SBG (Sociedade Brasileira de Geologia), Simpósio de Geologia do Sudeste. Resumo expandido 65p. Águas de São Pedro, 1995.

BRANDT NETO, M. O Grupo Bauru na região centro-norte do Estado de São Paulo. Tese (Doutorado em Paleontologia e Estratigrafia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1984.

BRAGA, A. C. de O.; MALAGUTTI, W.; DOURADO, J. C. Resistivity (DC) method applied to aquifer protection studies. Brazilian Journal of Geophysics, v. 24, n. 4, p. 573-581, 2006.

BINLEY A., KEMNA A. DC Resistivity and Induced Polarization Methods. In: Rubin Y., Hubbard S.S. (eds) Hydrogeophysics. Water Science and Technology Library, vol 50. Springer, Dordrecht. 2005.

CHANDRA, S.; AHMED, S.; RAM, A.; DEWANDEL, B. Estimation of hard rock aquifers hydraulic conductivity from geoelectrical measurements: A theoretical development with field application. Journal of Hydrology, v. 357, p. 218-227, 2008.

CLEARY, R. W. Águas Subterrâneas. Princenton Groundwater Inc.: Clean Environment Brasil, 1989. Disponível em https://www.clean.com.br/Menu_Artigos/cleary.pdf. Acesso em: novembro 2019.

COTTAS, L. R.; BARCELOS, J. H. Novas considerações sobre a geologia da Serra de Itaqueri, SP. In: Simpósio Regional de Geologia, Curitiba, 1981. p. 70-76.

DAHLIN, T.; LOKE, M. H. Resolution of 2D Werner resistivity imaging as assessed by numerical modelling. *Journal of Applied Geophysics*, v. 38, p. 237-249, 1998.

DENTITH, M.; MUDGE, S. T. *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*. Cambridge University Press, 2014.

FACINCANI, E. M. Morfotectônica da depressão periférica paulista e *cuesta* basáltica: regiões de São Carlos, Rio Claro e Piracicaba, SP. Tese de doutorado – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP. 2001.

GALLAS, J. D. F.; GIARDIN, ARNOLDO. Eletrorresistividade na prospecção de aquíferos fraturados. *Águas Subterrâneas*, v. 30, n. 1, p. 119-138, 2016.

GIAMPÁ, C. E. Q.; GONÇALES, V. G. Orientações para a utilização de águas subterrâneas no Estado de São Paulo. Imprensa Oficial do Estado de São Paulo. 2005.

GEOTOMO SOFTWARE. Res2Dinv (v.3.54) for Windows 98/ME/2000/NT/XP. *Geoelectrical Imaging 2D & 3D*. 2004, 130 p.

GRIFFITHS D.H. AND BARKER, R.D. Two-dimensional resistivity imaging and modeling in areas of complex geology. *Journal of Applied Geophysics*, v. 29, p. 21-26. 1993.

HARDT, R. Da carstificação em arenitos: aproximação com o suporte de geotecnologias. Tese de doutorado – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP. 2011.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil, in: Workshop sobre neotectônica e sedimentação cenozoica continental no sudeste brasileiro. p. 1–31, 1990.

HISCOCK, K. M.; BENISE, V. F. *Hydrogeology: principles and practice*. Blackwell Science. Second edition. 2014.

IRITANI, M. A.; EZAKI, S. As águas subterrâneas no Estado de São Paulo. SMA/IG. São Paulo, 2012.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; Hill, I. An introduction to Geophysical Exploration. 3rd edition. Oxford: Blackwell Science Ltd, 2002.

KNÖDEL, K.; LANGE, G.; VOIGT, H. Environmental geology: handbook of field's methods and case studies. Springer. 1374 p. 2007.

LAVINA, E. L. Formação Pirambóia: um episódio de desertificação da Bacia do Paraná ao final do permiano?. In: Simpósio de Geologia do Sudeste. Boletim de Resumos, p. 8-9. Rio de Janeiro (RJ). 1989.

LICHT, O. A. B. A geoquímica multielementar na gestão ambiental – Identificação e caracterização de províncias geoquímicas naturais, alterações antrópicas da paisagem, áreas favoráveis à prospecção mineral e regiões de risco para a saúde no Estado do Paraná. Tese (Doutorado em Geologia Ambiental) – Setor Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, 2001.

LIU, C. C. Análise estrutural de lineamentos em imagens de sensoriamento remoto: aplicação ao Estado do Rio de Janeiro. 1984. Tese (Doutorado em Geologia Geral e de Aplicação) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1984.

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

LOKE, M. H. Rapid 2D Resistivity & IP inversion using the least-squares method. Geotomo Software, Manual, 2003.

LOKE, M. H. RES2DINV versão 3.59 for Windows XP/Vista/7 for rapid 2-D resistivity and IP inversion using the least squares method. 2010.

MACHADO, F. B.; NARDY, A. J. R.; OLIVEIRA, M. A. F. Geologia e aspectos petrológicos das rochas intrusivas e efusivas mesozoicas de parte da borda leste da bacia do Paraná no Estado de São Paulo. Revista Brasileira de Geociências, v. 37, n. 1, p. 64-80, 2007.

MACHADO, F. B.; NARDY, A. J. R.; ROCHA JUNIOR, E. R. V.; MARQUES, L. S.; OLIVEIRA, M. A. F. Geologia e litogeoquímica da Formação Serra Geral nos Estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. *Geociências*, v. 28, n. 4, p. 523-540. UNESP, São Paulo. 2009.

MADRUCCI, V.; TAIOLI, F.; ARAÚJO, C. C. Análise integrada de dados de sensoramento remoto, geologia e geofísica no estudo de aquífero fraturado, Lindóia – SP. *Brazilian Journal of Geophysics*, v. 23, n. 4, p. 437-451, 2005.

MANOEL FILHO, J. Ocorrência das águas subterrâneas. In: *Hidrogeologia – Conceitos e Aplicações*. 3ª edição, CPRM, Rio de Janeiro. 2008.

MELO, M. D.; COIMBRA, A. M.; CUCHIERATO, G. Fácies sedimentares da Formação Rio Claro, neocenoico da depressão periférica paulista. *Revista IG*, v. 18, p 49-63. São Paulo (SP). 1997.

MILANI, E. J. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-ocidental. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 1997.

MILANI, E. J. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná, in: *Geologia do continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Becca. p. 265-280, 2004.

MILANI, E. J.; MELO, J. H. G. de.; SOUZA, P. A. DE.; FERNANDES, L. A.; FRANÇA, A. B. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências Petrobras*, v. 15, n. 2, p. 265-287. Rio de Janeiro, 2007.

MORALES, N. Neotectônica Em Ambiente Intraplaca: Exemplos Da Região Sudeste Do Brasil. Livre docência IGCE/UNESP, 2005.

MOREIRA, C. A.; CAVALHEIRO, M. L. D.; PEREIRA, A. M.; SARDINHA, D. S. Análise das relações entre parâmetros geoeletricos e vazões para o aquífero livre de Caçapava do Sul (RS). *Águas Subterrâneas*, v. 27, n. 3, p. 45-59, 2013.

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

MUSSET, A. E.; KHAN, M. A. Looking into the earth: an introduction to geological geophysics. Cambridge University Press, 2000.

NARDY, A. J. R.; MACHADO, F. B.; OLIVEIRA, M. A. F. As rochas vulcânicas mesozoicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38, p. 180-197, 2008.

ORELLANA, E. Prospección Geoeléctrica em Corriente Continua. Madrid, p. 540. 1972.

PERINOTTO, J. A. DE J.; ETCHEBEHERE, L. DE C.; SIMÕES, L. S. A.; ZANARDO, A. Diques clásticos na Formação Corumbataí no Nordeste da Bacia do Paraná: Análise sistemática e significações estratigráficas, sedimentológicas e tectônicas. *Geociências*, v. 27, n. 4, p. 469-491. UNESP, São Paulo. 2008.

PONÇANO, W. L.; A Formação Itaqueri e depósitos correlatos no Estado de São Paulo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador. p. 1339-1350. 1982.

QUINTAS, M. C. L.; MANTOVANI, M. S. M.; ZALÁN, P. V. Contribuição ao estudo da evolução mecânica da bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, n. 2, p. 217-226, 1999.

RANGEL, R. C.; PORSANI, J. L.; BORTOLOZO, C. A.; HAMADA, L. R. Electrical resistivity tomography and TDEM applied to hydrogeological study in Taubaté Basin, Brazil. *International Journal of Geosciences*, v. 9, p. 119-130, 2018.

RENNE, P. R.; ERNESTO, M.; PACCA, I. G.; COE, R. S.; GLEN, J. M.; PRÉVOT, M.; PERRIN, M. The age of Paraná Flood Volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. *Science*, v. 258, p. 975-979, 1992.

REYNOLDS, J. M. An introduction to applied and environmental geophysics. Wiley-Blackwell, second edition, 2011.

RICCOMINI, C. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no Estado De São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 27, p. 153-162, 1997.

ROCHA JUNIOR, E. R. V.; MARQUES, L. S.; BABINSKI, M.; NARDY, A. J. R.; FIGUEIREDO, A. M. G.; MACHADO, F. B. Sr-Nd-Pb isotopic constraints on the

nature of the mantle sources involved in the genesis of the high-Ti tholeiites from northern Paraná Continental Flood Basalts (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 46, p. 9-25, 2013.

RUBIN, Y.; HUBBARD, S. Stochastic Forward and Inverse Modeling: The “Hydrogeophysical” Challenge. In: Rubin Y., Hubbard S.S. (eds) *Hydrogeophysics*. Water Science and Technology Library, vol 50. Springer, Dordrecht. 2005.

SANTOS, M. dos.; LADEIRA, F. S. B. Tectonismo em perfís de alteração da Serra de Itaqueri (SP): análise através de indicadores cinemáticos de falhas. *Geociências*, v. 25, n. 1, p. 135-149. 2006.

SHERIFF, Robert E. *Geophysical methods*. Prentice Hall, 1989

SCHNEIDER, R. L.; MULMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. **Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre. SBG, 1974.

SOARES, A. P.; SOARES, P. C.; HOLZ, M. Correlações conflitantes no limite Permo-Triássico no sul da Bacia do Paraná: o contato entre duas Superseqüências e implicações na configuração espacial do Aquífero Guarani. *Pesquisas em Geociências (UFRGS. Impresso)*, v. 35, p. 115-133, 2008.

SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B. Comparison between the tectonic Evolution of the intracratonic and marginal basins in South Brazil. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, v. 48, n. supl., p. 313–324, 1975.

SOUSA, M. O. L. Evolução tectônica dos Altos Estruturais de Pitanga, Artemis, Pau d'Alho e Jibóia- Centro do Estado de São Paulo. Tese de doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Aplicadas, UNESP. 2002.

SOUZA, I. A.; EBERT, H. D.; CASTRO, J. C.; SOARES JR., A. V.; SILVA, G. H. T.; BENVENUTTI, C. F. Caracterização das falhas de transferência na porção norte da Bacia de Santos a partir da integração de dados geológicos e geofísicos. *Boletim de Geociência Petrobras*, Rio de Janeiro (RJ), v. 17, n. 1, p. 109-132, 2008.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. *Applied Geophysics*. 2nd edition. Cambridge University Press, 1990.

THIEDE, D. S.; VASCONCELOS, P. M. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis support by new $^{49}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Curitiba (PR). 2008.

UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY. Earth Resources Observation and Science (EROS) Center. USGS EROS Archive – Digital Elevation – Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) Arc-Second Global. Disponível no site <https://earthexplorer.usgs.gov/>.

YEH, H. F.; LI, H.; WU, C.; HSU, K.; LEE, J.; LEE, C. Electrical resistivity tomography applied to groundwater aquifer at downstream of Chih-Ben Creek basin, Taiwan. Environmental Earth Science, 2014.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLF, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: Simpósio sul-brasileiro de geologia, III, Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 441-473. 1987.

ZALAN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; MARQUES, A.; ASTOLF, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. Bacia do Paraná. In: Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro (RJ). p. 135-168, 1990.