



Universidade Estadual Paulista
"Júlio de Mesquita Filho"
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

Mariana Vieira Galvão de Oliveira

ESTUDO GEOFÍSICO EM UMA ÁREA NA ZONA DE RECARGA DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI.

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" para obtenção do título de Mestre do Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. César Augusto Moreira

**Rio Claro – SP
2021**

Universidade Estadual Paulista
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

Mariana Vieira Galvão de Oliveira

**ESTUDO GEOFÍSICO EM UMA ÁREA NA ZONA DE RECARGA
DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI.**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” para obtenção do título de Mestre do Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. César Augusto Moreira

**Rio Claro – SP
2021**

O48a

Oliveira, Mariana Vieira Galvão de

Estudo geofísico em uma área na zona de recarga do sistema aquífero Guarani / Mariana Vieira Galvão de Oliveira. -- Rio Claro, 2021

86 p. : il., fotos, mapas

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

Orientador: César Augusto Moreira

1. Método geofísico da Eletrorresistividade. 2. Cuesta Basáltica. 3. Aquífero Guarani. 4. Processos de recarga e descarga. 5. Modelagem 3D. I. Título.

Mariana Vieira Galvão de Oliveira

ESTUDO GEOFÍSICO EM UMA ÁREA NA ZONA DE RECARGA DO SISTEMA
AQUÍFERO GUARANI

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” para obtenção do título de Mestre do Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente.

Comissão Examinadora

Prof.Dr.César Augusto Moreira – Orientador
IGCE/UNESP/Rio Claro (SP)

Profa.Dra. Lena Simone Barata Souza
IGEO / UFRR/Boa Vista (RR)

Prof.Dr. Sergio Junior da Silva Fachin
FAGEO / UFMT/Cuiabá (MT)

Conceito: Aprovada

Rio Claro, 4 de agosto de 2021

*A minha família pelo apoio incondicional em
todos os momentos.*

*Em especial para o meu tio Celso, falecido
devido a complicações da covid-19 no ano
de 2021.*

AGRADECIMENTOS

Esse mestrado é fruto de altas doses de dedicação e diversas mudanças no meio do caminho, e não seriam possíveis sem a ajuda de certas pessoas e muita perseverança e foco para os momentos mais difíceis. Agradecerei brevemente para todos que me ajudaram nessa etapa intensa da minha vida passada durante os dois últimos anos, dos quais o último um ano e meio vividos em caso durante uma pandemia global.

Agradeço a todo o conhecimento e habilidades que aprendi a desenvolver para conseguir realizar meu Mestrado da melhor forma possível, em tempo hábil, apesar de todos os pesares vividos no meio do caminho. Uma conquista e tanto, no qual tenho muito orgulho.

Ao meu orientador o professor César Augusto Moreira, por toda ajuda e orientação nos momentos nos quais eu mesma não confiei no meu trabalho. Obrigado pela disponibilidade em me tirar dúvidas a qualquer hora do dia, e sempre me mostrar formas de melhorar até menos ao falar dos meus erros. Um orientador que ensina em todos os momentos tanto como professor como pessoal, sou realmente muito grata por poder contar com a paciência e persistência dele em todos os momentos.

Agradeço a todos meus familiares e amigos, que mesmo à distância me ajudaram de diversas formas em inúmeros momentos. Agradeço em especial a minha avó Joana Galvão, já falecida, mas que esteve ao meu lado em momentos decisivos de toda minha vida e deve estar orgulhosa de toda minha trajetória até esse momento.

Um agradecimento ao meu namorado Vinícius de Campos por estar intensamente ao meu lado me apoiando e dando suporte em todos os momentos dos últimos anos. Obrigado por toda ajuda, pela paciência, por me aturar e ouvir. Muito obrigado pela dedicação cuidar de nós sempre.

Um obrigado especial para Bianca Rodrigues e a Maria Davolos, com quem dividi a casa durante esse ano de pandemia e me fizeram ver leveza nos momentos mais intensos.

Sou grata também a todos os professores nos quais conheci e cursei matérias durante o Mestrado, todos contribuíram com o resultado final desse estudo. Uma gratidão em especial pelos feedbacks do estudo passado pelo professor Perinotto, professora Livia e professor Didier.

Por último um agradecimento especial a CNPQ, órgão responsável pela concessão da bolsa de mestrado no qual foi fundamental para eu conseguir desenvolver a pesquisa com suporte. O último obrigado a todos os profissionais do Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente da UNESP de Rio Claro.

Afirmar que se detém o conhecimento absoluto é se tornar monstruoso.

O conhecimento é uma aventura interminável na borda da incerteza.

(Frank Herbert)

RESUMO

O problema da crise hídrica é uma preocupação até em países com grandes quantidades de água doce, como o Brasil. No Estado de São Paulo, após o longo período de estiagem nos anos de 2014 a 2015, a problemática acerca das crises hídricas passou a ser foco de diversos estudos. Alguns destes estudos propõem o uso de águas subterrâneas para evitar crises hídricas, todavia muitos destes não compreendem ou ignoram os processos hidrológicos de recarga e descarga dos aquíferos. Há uma grande defasagem científica acerca dos processos hidrológicos dos aquíferos, e esse déficit dificulta o planejamento de uso sustentável dos reservatórios. Entender os processos de recarga e descarga é fundamental para prevenir problemas relacionados a aquíferos e compreender melhor as relações de trocas entre os reservatórios superficiais e subterrâneos. Estudos geofísicos são usados para estudar esses processos hidrológicos, entretanto existe pouca bibliografia acerca do uso do método da Eletrorrestividade neste tipo de estudo. O presente trabalho delimitou uma área próxima da escarpa do front da *Cuesta* Basáltica no município de Ipeúna (SP), para estudar os processos de recarga e descarga por meio do método da Eletrorrestividade e de um levantamento estratigráfico. A área escolhida está em uma área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani (SAG), local conhecido por ser importante na recarga desse aquífero transfronteiriço. O levantamento estratigráfico foi feito por meio de um caminhamento pela estrada de acesso à área de estudo. No levantamento geofísico foi necessário realizar 10 linhas paralelas de tomografia elétrica em arranjo Schlumberger. Os valores de resistividade medidos variaram entre 5000 $\Omega.m$ e 20 $\Omega.m$. Os dados coletados em campos foram processados e representados em modelos logarítmicos bidimensionais e tridimensionais. Com a correlação entre a estratigrafia e os modelos 2D foi possível localizar onde estavam localizados os aquíferos porosos e fraturados, assim como relacionar os valores de resistividade com as rochas presentes na área, que são: Basaltos, Arenitos e Arenitos silicificados. O aquífero poroso funciona como um grande reservatório, a água é armazenada nele antes de fluir para o aquífero fraturado abaixo. O 3D permitiu uma melhor visualização da presença de água no arcabouço geológico, e a visualização dos valores de resistividade nas cotas. O modelo de bloco 3D possibilitou visualizar a água dentro de uma grande lente arenítica que flui em direção ao front da *Cuesta*, e não para o reverso como era esperado. A análise conjunta entre a geofísica e estratigrafia permitiu compreender sobre o arcabouço geológico, a relação do mesmo com o fluxo de água subterrânea e os processos hidrológicos. O trabalho também diminui a lacuna de estudos geofísicos no SAG e de uso de Eletrorrestividade para compreender os processos hidrológicos dos aquíferos.

Palavras-chaves: Aquífero. Eletrorrestividade. Modelagem 3D. Recarga e descarga. *Cuesta*.

ABSTRACT

The problem of the water crisis is a concern even in countries with large amounts of fresh water, such as Brazil. In the State of São Paulo, after the long period of drought in the years 2014 to 2015, the issue of water crises became the focus of several studies. Some of these studies propose the use of groundwater to avoid water crises, however many of them do not understand or ignore the hydrological processes of aquifer recharge and discharge. There is a large scientific gap regarding the hydrological processes of aquifers, and this deficit makes it difficult to plan the sustainable use of reservoirs. Understanding the recharge and discharge processes is essential to prevent problems related to aquifers and to better understand the exchange relationships between surface and underground reservoirs. Geophysical studies are used to study these hydrological processes, however there is little bibliography about the use of the Electroresistivity method in this type of study. The present work delimited an area close to the escarpment of the Cuesta Basáltica front in the municipality of Ipeúna (SP), in order to study the recharge and discharge processes using the Electroresistivity method and a stratigraphic survey. The chosen area is in an upwelling area of the Guarani Aquifer System (SAG), a place known to be important in the recharge of this transboundary aquifer. The stratigraphic survey was carried out by walking along the access road to the study area. In the geophysical survey, it was necessary to carry out 10 parallel lines of electrical tomography in Schlumberger arrangement. The measured resistivity values ranged between 5000 $\Omega\cdot m$ and 20 $\Omega\cdot m$. Data collected in fields were processed and represented in two-dimensional and three-dimensional logarithmic models. With the correlation between stratigraphy and 2D models, it was possible to locate where the porous and fractured aquifers were located, as well as to relate the resistivity values with the rocks present in the area, which are: Basalts, Sandstones and Silicified Sandstones. The porous aquifer acts as a large reservoir, water is stored in it before flowing into the fractured aquifer below. The 3D allowed a better visualization of the presence of water in the geological framework, and the visualization of resistivity values in the dimensions. The 3D block model made it possible to visualize the water inside a large sandstone lens that flows towards the front of the Cuesta, and not to the reverse as expected. The joint analysis between geophysics and stratigraphy allowed us to understand the geological framework, its relationship with groundwater flow and hydrological processes. The work also reduces the gap in geophysical studies in the SAG and the use of Electroresistivity to understand the hydrological processes of aquifers.

Keywords: Groundwater. Electroresistivity. 3D Modeling. Recharge and Discharge. Cuesta.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 3.1: Mapa com a localização da área de estudo na Serra de Itaqueri, com o município de Ipeúna destacado a leste da área.....	15
Figura 3.2: Gráfico das médias dos valores pluviométricos anuais (mm) de Ipeúna.....	16
Figura 3.3: Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo.....	17
Figura 3.4: Perfil esquemático do Estado de São Paulo.....	18
Figura 3.5: Imagem da Cuesta.....	18
Figura 4.1: Bacia do Paraná e Supersequências	20
Figura 5.1: Configuração das zonas no subsolo.....	29
Figura 5.2: Tipos de aquífero quanto o tipo de rocha	30
Figura 6.1: Representação de campos elétricos.....	37
Figura 6.2: Campo elétrico com superfícies equipotenciais.....	38
Figura 6.3: Representação esquemática da resistência elétrica.....	40
Figura 6.4: Representação da resistência em um fio de cobre.	40
Figura 6.5: A) Condução Iônica nas rochas. B) Condução eletrônica.....	43
Figura 6.6: Corrente fluindo de um eletrodo a outro. A) Figura em seção. B) Figura em plano.....	43
Figura 6.7: Arranjo linear esquemático de medição da resistividade.....	44
Figura 6.8: Arranjo Schlumberger.....	48
Figura 7.1: Distribuição das linhas geofísicas na área de estudo.....	49
Figura 7.2: A) Equipamento utilizado em campo para coletar os dados. B) Linha do ensaio geofísico estendida no campo.....	50
Figura 8.1: Mapa da área com imagens tiradas no levantamento estratigráfico.....	55
Figura 8.2: Fotografias do solo com óxidos e hidróxidos de ferro.....	58
Figura 8.3: Seções de resistividade de 1 a 5	60
Figura 8.4: Seções de resistividade de 6 a 10.....	62
Figura 8.5: Localização dos tipos de aquíferos linhas de 1 a 5.....	65
Figura 8.6: Localização dos tipos de aquíferos linhas de 6 a 10	66
Figura 8.7: Modelos 3D de resistividade.....	68
Figura 8.8: Modelos 3D relacionados as rochas do levantamento estratigráfico.....	69
Figura 8.9: Modelos de blocos 3D para resistividade com valor max de 60 mV/V.....	70

SUMÁRIO

1.INTRODUÇÃO	12
2.OBJETIVO	14
2.1 Objetivos Específicos	14
3. ÁREA DE ESTUDO	15
3.1 Localização e Uso e Ocupação do Solo	15
3.2 Aspectos Climatológicos e Hidrológicos	16
3.3 Geomorfologia da <i>Cuesta</i>	17
4.GEOLOGIA REGIONAL	20
4.1Bacia do Paraná	20
4.1.1 <i>Supersequência Gondwana I</i>	21
4.1.1.1 Formação Pirambóia	22
4.1.2 <i>Supersequência Gondwana III</i>	22
4.1.2.1 Formação Botucatu	23
4.1.2.2 Formação Serra Geral	25
5. ÁGUA SUBTERRÂNEA.....	26
5.3 Aquíferos no Brasil	32
6. MATÉRIAS E MÉTODOS: GEOFÍSICA.....	35
6.1 Métodos Geoeletricos	36
6.1.1 <i>Fundamentação Física</i>	36
6.1.2. <i>Resistencia e Resistividade Elétrica</i>	40
6.2 Eletroresistividade	42
6.2.2 <i>Técnicas de Investigação</i>	45
6.2.3 <i>Arranjo dos Eletrodos</i>	46
7. AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DE DADOS	49
8. RESULTADOS E DISCUSSÃO	55
8.1 Levantamento Estratigráfico	55
8.2 Modelos 2D de Inversão	58
8.3 Correlação Levantamento Geológico/Estratigráfico e Modelos 2D de Inversão	63
8.4 Modelos 3D de Visualização	67
9. CONCLUSÃO.....	72
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	74

1.INTRODUÇÃO

A água é vital para sustentação da sociedade e da vida como conhecemos, dessa forma é importante conhecer sobre esse recurso. Projeções feitas antes da pandemia da covid-19, estimavam que até 2025 dois terços da população mundial estaria sob condições deficitárias de suprimento de água potável (UN, 2015).

Muitos relatórios, artigos, livros e pesquisas foram desenvolvidos acerca da questão da crise hídrica mundial, a gestão desse recurso e sua interligação com problemas agrícolas, ecológicos, ambientais entre outros (BOUWER, 2000; HANJRA & QURESHI, 2010; RICHTER, 2003; COSGROVE & LOUCKS, 2015).

A crise hídrica é uma preocupação no Estado de São Paulo, principalmente após o período de seca entre 2014 a 2015 quando houve problemas de abastecimento (NOBRE et al., 2016). As soluções para o problema são diversas como: a maior conscientização da população, remanejo de águas entre bacias hidrográficas ou consertos nas redes de distribuição (NOBRE et al., 2016; EMPINOTTI et al., 2019; MARENGO et al., 2015).

Muitos dos trabalhos que propõem soluções para possíveis crises hídricas ignoram o uso de águas subterrâneas para suprir as demandas futuras, possivelmente devido à falta de estudos. Estudos sobre crises hídricas são muitas vezes focados na questão das águas superficiais e relegam as águas subterrâneas e sua importância dentro do ciclo hidrológico (HIRATA et al., 2019). As águas subterrâneas são de suma importância para manter a perenidade das águas superficiais durante a estiagem (WOESSNER., 2020).

Os recursos subterrâneos e superficiais estão intrinsicamente conectados e as trocas ocorrem nas mais múltiplas escalas, taxas e intervalos de tempo. Todavia a dinâmica entre os reservatórios subterrâneos e superficiais são distintos e únicos entre si, e desta forma necessitam de estudos específicos acerca dos seus processos hidrológicos. Há um déficit de estudos de águas subterrâneas, e este fato dificulta uma gestão dos aquíferos com embasamento técnico e científico (HIRATA & CONICELLI., 2012).

O trabalho de CONANT et al., 2019 apresenta diversos fluxogramas conceituais das trocas entre os reservatórios e relata dificuldades para entender essas trocas dentro de estruturas físicas, geoquímicas, biológicas e ecológicas. O estudo indica que certas vezes essas dificuldades ocorrem devido à falta de dados acerca dos reservatórios subterrâneos e seus processos de recarga e descarga.

Nos últimos anos foi notado um aumento no interesse das águas subterrâneas, seja pela possibilidade de acesso a esses reservatórios em futuras crises hídricas ou pelo aumento da

exploração (GIAMPÁ & GONÇALVES, 2015). Muitos dos estudos que propõem o uso das águas subterrâneas como solução de futuras crises hídricas, os fazem sem uma análise abrangente dos processos de recarga e descarga dos aquíferos. Compreender a recarga e a descarga de um aquífero é fundamental para entender a relação com os reservatórios superficiais de água.

Diversos trabalhos sobre processos de recarga e descarga de aquíferos são baseados em estudos geoquímicos, matemáticos, isotópicos, de sensoriamento remoto e geofísicos (YANG, 2020; MOORE et al., 2009; CROSBIE et al., 2010; TWEED et al., 2007; DE VRIES, 2002; PRAAMSMA et al., 2009; BATISTA et al., 2018; DIMOVA et al., 2012). Vários usam mais de um método para analisar o arcabouço hidrogeológico (WANG et al., 2015; HARRINGTON et al., 2014; MOHAMED et al., 2017; FALLATAH et al., 2019; DAESSLÉ et al., 2014; MOGAJI et al., 2015).

A geofísica é uma ferramenta adequada em estudos de recarga e descarga de aquíferos, devido ao contraste de propriedades físicas sensíveis a variação de umidade nas rochas. Dentro da geofísica existe uma variedade de métodos usados nos estudos recarga e descarga de aquíferos (CORRIOLS & DAHLIN, 2008; MCLACHLAN et al., 2017; MOHAMED & GONÇALVÉS, 2021). O método da Eletorresistividade é amplamente utilizado para estudos de águas subterrâneas (SAAD et al., 2012; MOHAMADEN & EHAB, 2017; JOHNSON et al., 2012; PARK et al., 2016; GONZÁLEZ et al., 2021), contudo não é usual em estudos de recarga e descarga de aquíferos (NYQUIST et al., 2008; HERMANS & PAEPEN, 2020).

A Eletorresistividade apresenta boa relação custo/benefício, e é muito utilizado em estudos hidrogeológicos devido ao fato de ser uma ferramenta na definição da profundidade do nível freático de um aquífero, permitir investigações a grandes profundidades com uma resolução favorável, delimitar e detectar a presença de água no aquífero (KEAREY et al., 2002). Devido a essas características o método pode ser aplicado em estudos dos processos de recarga e descarga.

O estudo em questão utiliza o método da Eletorresistividade conjuntamente a um levantamento estratigráfico para compreensão do padrão de fluxo hidrogeológico em uma área próxima da escarpa do *front* das *Cuestas Basálticas*. A região das *Cuestas Basálticas* no interior de São Paulo é uma das áreas de recarga do aquífero Guarani (WENDLAND et al., 2007). Existem estudos regionais sobre processos de recarga e descarga do aquífero (RABELO & WENDLAND, 2009; WENDLAND et al., 2015; LUCAS et al., 2015; FERNANDES et al., 2012; LUCAS et al., 2012, TERAMOTO et al., 2020), todavia há um déficit de estudos geofísicos acerca desses processos (COUTINHO et al., 2020).

2.OBJETIVO

Compreender por meio do método da Eletrorrestividade o comportamento hidrogeológico de uma área dentro da zona de recarga do Aquífero Guarani na borda leste da Serra de Itaqueri próxima da escarpa do *front* da *Cuesta* na região de Ipeúna (SP).

2.1 Objetivos Específicos

- Diminuir o déficit de trabalhos geofísicos na área de recarga do Aquífero Guarani.
- Realizar um levantamento estratigráfico para complementar a compreensão dos dados geofísicos óbitos em campo.
- Diminuir o déficit de estudos de Eletrorrestividade com foco em processos de recarga e descarga de aquífero.

3. ÁREA DE ESTUDO

3.1 Localização e Uso e Ocupação do Solo

A área de estudo está localizada dentro dos limites do município de Ipeúna (SP), entre as coordenadas 22°26'28'' e 22°26'42'' de latitude S e 47°46'59'' e 47°47'14'' de longitude W, a 198 km da capital do estado de São Paulo. A Figura 3.1 destaca o local do estudo na Serra de Itaqueri e o município de Ipeúna, por onde é possível realizar o acesso à área. O acesso foi feito pela estrada do mirante da Serra de Itaqueri em Charqueada (SP).

Figura 3.1: Localização da área de estudo na Serra de Itaqueri, com o município de Ipeúna.



Fonte: Modificado do Google Earth.

Ipeúna possui uma área de 207 km², onde residem 6.016 mil munícipes. O município tem sua economia advinda da cultura da cana-de-açúcar, pecuária, agricultura e turismo (IBGE, 2012).

Ipeúna está localizada no quadrilátero açucareiro do estado de São Paulo, área na qual a densidade e intensidade da cultura canavieira e é grande importância estadual e nacional (FERNANDES, 2018). O município tem 19.705,3 ha ocupados por Unidades de Produção Agropecuária (UPAs), e destes: 6.681,8 ha são cobertos com cana-de-açúcar (CATI, 2006). Os

principais usos dos solos na zona rural são para o cultivo da cana-de-açúcar seguido pela pastagem (FRACCARO et al.,2011).

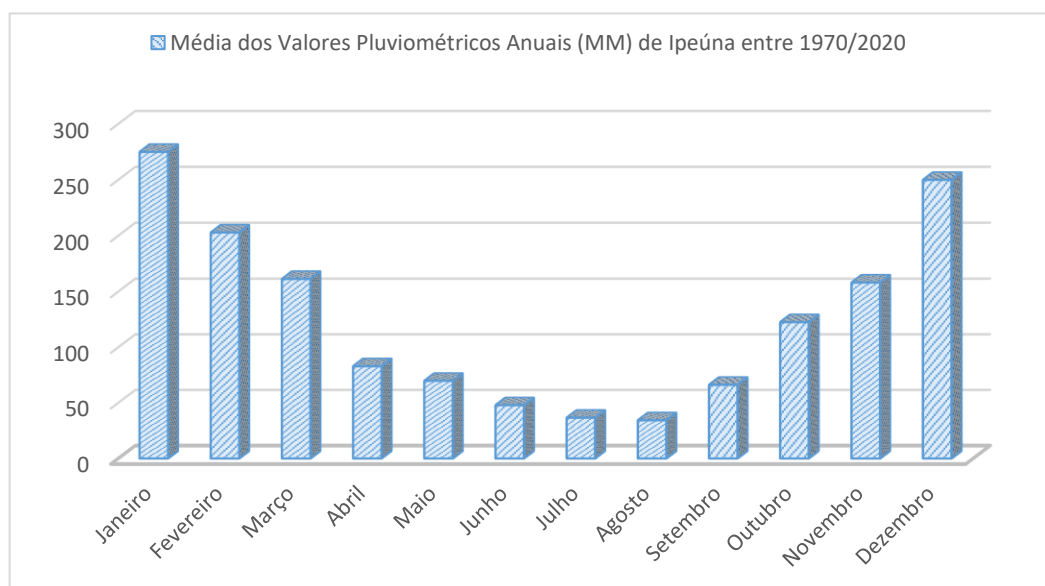
A área foi escolhida devido a existência de dados coletados em área próxima que mostrava um fluxo subterrâneo em direção ao front da *Cuesta Basáltica*. Esses dados ainda não foram publicados, mas foram disponibilizados pelo Prof. Dr. César Augusto Moreira.

3.2 Aspectos Climatológicos e Hidrológicos

O clima da região, pela classificação de Koppen, é do tipo Cwa conhecido como sub-tropical úmido. A posição e altitude da Serra de Itaqueri modifica as características do clima na região, como a diminuição da temperatura provocada pelo aumento da altitude. As temperaturas médias anuais variam entre 18°C e 22°C nas áreas serranas, e a média anual é de 18,7°C (MONTEIRO, 2000).

O período chuvoso ocorre entre outubro a março e o seco de abril a setembro, com verão chuvoso e um inverno seco (Figura 3.2). A média anual da precipitação para a região serrana está em torno de 1.450 mm (AMORIM, 2005). A posição e altitude Serra modificam os índices pluviométricos através da ação do efeito orográfico. O efeito orográfico influencia os deslocamentos das massas de ar, e na área de estudo gera chuvas abundantes no rebordo escarpado das *Cuestas* e no seu reverso imediato. Em relação aos ventos, predominam massas tropicais e equatoriais em mais de 50% do ano, com ventos predominantes dos quadrantes S e SE (CORVALÁN, 2005).

Figura 3.2: Gráfico das médias dos valores pluviométricos anuais (mm) de Ipeúna.



Fonte: Autoral com dados coletados no DAEE.

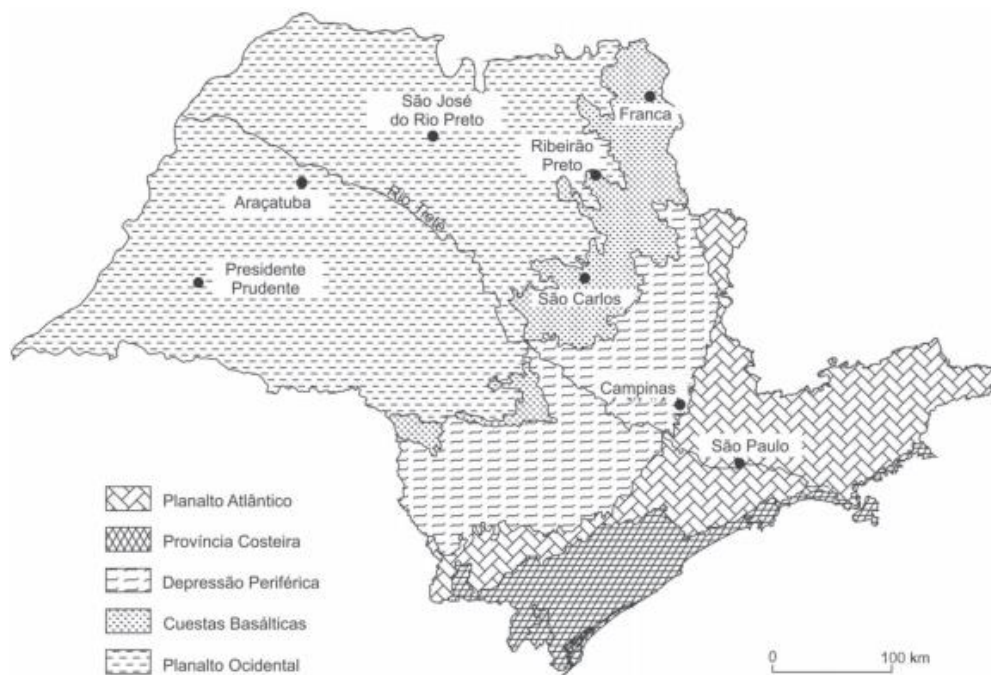
A área do estudo está localizada na sub-bacia do Rio Passa Cinco que integra a bacia do Rio Corumbataí e que, por sua vez, compõem a bacia do Rio Piracicaba.

A sub-bacia hidrográfica do Rio Passa Cinco engloba os municípios de Ipeúna, Itirapina, Rio Claro, Corumbataí. A área do município de Ipeúna corresponde a 36,01% da área da sub-bacia (COMIN, 2007). O Rio Passa Cinco nasce na Serra do Itaqueri (RIBEIRO, 2006).

3.3 Geomorfologia da *Cuesta*

O estado de São Paulo em dividido em 5 compartimentos geomorfológicos: Planalto Atlântico, Província Costeira, Depressão Periférica, *Cuestas* Basálticas e Planalto Ocidental (Figura 3.3) (DE ALMEIDA, 2018).

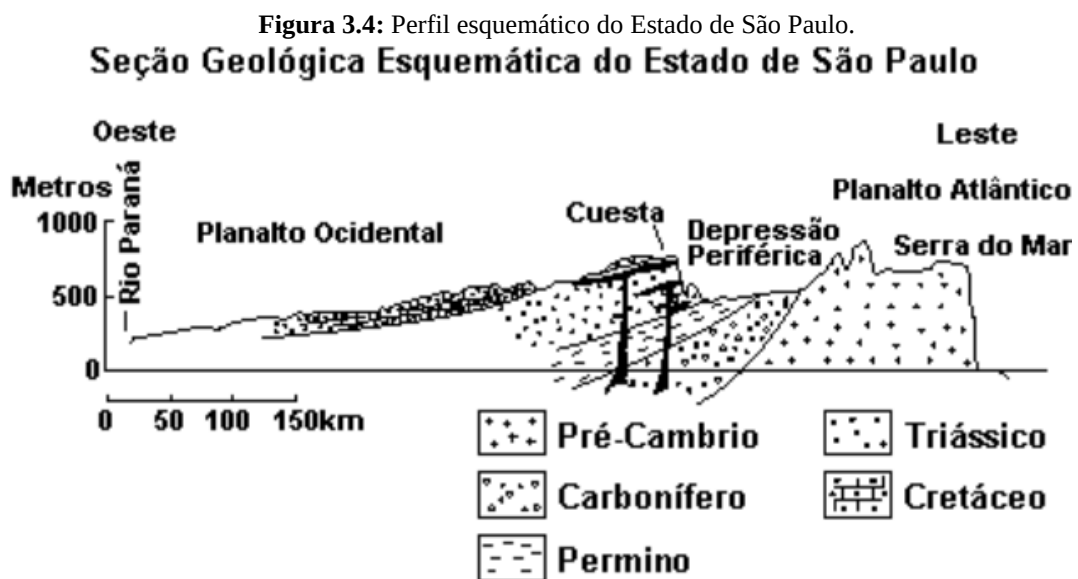
Figura 3.3: Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo.



Fonte: Etchebehere et al., (2008).

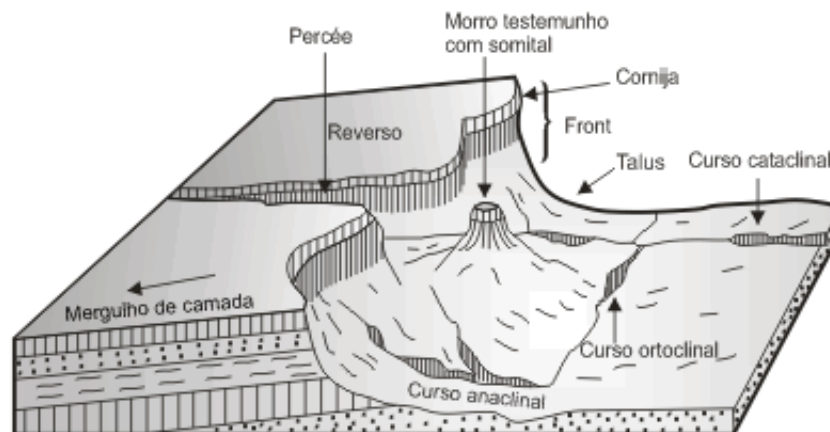
As *Cuestas* Basálticas abrangem uma área de aproximadamente 14.000 km² e constituem uma feição marcante do relevo paulista, em certos pontos chegam a ter altitudes de 1200 m. Este relevo é marcado pela presença dessas extensas linhas de *Cuestas* com direção NE-SW, que margeiam o Depressão Periférica Paulista (Figura 3.4). A transição entre esses dois compartimentos geomorfológicos ocorre de forma abrupta e bem demarcada pelas escarpas altas dos *fronts* das *Cuestas* (TROPPEMAIR, 2000).

As *Cuestas* são formas de relevo assimétrico com desnível abrupto geradas por recuo erosivo em pacotes de camadas inclinadas, sedimentares ou vulcânicas, de resistências diferentes (Figura 3.5). Na frente ocorre o desenvolvimento de grandes escarpas com alta declividade, e no reverso da *Cuesta* a declividade é branda que constitui um planalto suavemente inclinado. A formação Serra Geral é responsável por gerar no *front* de *Cuesta* o formato festonado devido a suas intrusões basálticas (FACINCANI, 2000).



Fonte: Adaptado de Ab' Saber, (1956).

Figura 3.5: Imagem da *Cuesta*.



Fonte: Casseti, (1990).

Para haver um relevo Cuestiforme são necessárias algumas condições: a) alternância de camadas rochosas de durezas diferentes; b) existência de camadas rochosas inclinadas, em princípio concordantes; c) ataque da erosão diferencial. Não há uma concordância sobre como

a erosão agiu diferencialmente para modelar a *Cuesta* na Serra de Itaqueri. Conforme Penteado (1976) a erosão diferencial foi gerada por ação das drenagens e de falhamentos.

Segundo Stefanuto et al., (2015), áreas onde o *front* está mais recuado apresentam uma densidade de drenagem. Deste modo, os cursos fluviais constituem um agente erosivo importante para a esculturação do relevo de *Cuestas*. Esse estudo também notou que os pacotes rochosos são esculpidos por uma rede de drenagem cuja configuração espacial denuncia a atuação de processos tectônicos, como a presença de falhas.

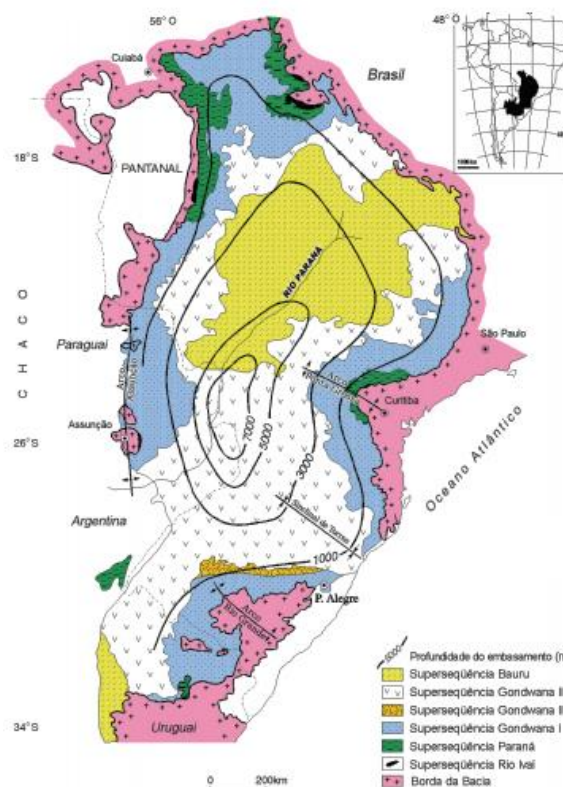
4.GEOLOGIA REGIONAL

4.1Bacia do Paraná

Na América do Sul ocorrem grandes sinéclises intracratônicas que juntas perfazem uma enorme área de sedimentação de mais de 3,5 milhões km². Uma sinéclise é uma ampla bacia com baixos mergulhos convergentes de camadas sedimentares, gerada por um lento abaullamento negativo da crosta ao longo de milhões de anos. Na porção norte do Brasil estão localizadas as bacias do Amazonas, Solimões e Parnaíba, e ao sul a Bacia do Paraná que possui uma área de 1,5 milhões km² (MILANI & RAMOS, 1998) (SIQUEIRA, 2011).

A Bacia do Paraná constitui uma ampla bacia sedimentar de forma elíptica de direção N-S, com depocentro na porção centro-oeste onde o preenchimento excede 7km de espessura, dos quais 5,5 km são sedimentos (Figura 4.1). Apresenta uma das maiores manifestações de vulcanismo fissural ocorrida em região continental, e em diversas áreas da bacia são encontradas lavas sob ou intrudido em sedimentos, na forma de diques e soleiras (MILANI & THOMAZ FILHO, 2000).

Figura 4.1: Bacia do Paraná e Superseqüências.



Fonte: Milani et al., (2007)

O registro estratigráfico da bacia é composto por rochas sedimentares e ígneas, todavia este registro geológico não é contínuo, com uma série de períodos de não deposição e presença de inúmeras discordâncias em toda bacia. O registro é dividido em 6 Supersequências deposicionais: Rio Ivaí (Ordoviciano - Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero - Eotriássica), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico - Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo). Na área do estudo ocorrem rochas da Supersequência Gondwana I e III.

4.1.1 Supersequência Gondwana I

A espessura da Supersequência Gondwana I, presente na área de estudo, pode chegar há 2500m em certas localidades da bacia e corresponde a um intervalo de 70 M.a de deposição, tem seu registro estratigráfico composto por diversas rochas depositadas em ambientes extremamente distintos entre si. Essa Supersequência é encontrada amplamente distribuída entre duas grandes discordâncias regionais erosivas notáveis para história evolutiva da Bacia do Paraná, pois marcam notáveis hiatos deposicionais (MILANI & RAMOS, 1998).

A discordância de topo erosiva é uma superfície de deflação eólica e é encontrada na bacia marcada pela erosão da Formação Pirambóia. O enorme evento erosivo responsável por gerar a discordância foi estabelecido devido a vigência de um clima extremamente árido no interior Gondwânico onde a bacia estava estabelecida, associado ao prolongado episódio de interrupção da sedimentação associado a rearranjos na morfologia da bacia (ZALÁN et al., 1987).

A discordância erosiva da base é marca um período de 55M.a, onde não houve sedimentação devido à grande glaciação que ocorreu na Bacia do Paraná durante o Carbonífero. A sedimentação só retomou com a deglaciação no final Eocarbonífero (MILANI, & RAMOS 1998).

Esta Supersequência comporta uma porção basal transgressiva, correspondente ao grupo Itararé, constituído por depósitos sedimentares glacio-marinhos, e ao Grupo Guatá, formado por rochas de ambiente deltaico, marinho e litorâneo da Formação Rio Bonito e marinho da Formação Palermo. Acima, uma seção regressiva é acomodada por um ciclo de subsidência que corresponde ao Grupo Passa Dois, constituído pelas Formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rastro. As últimas deposições, antes de haver um hiato de não deposição marcado por uma discordância erosiva, ocorrem com a progressiva continentalização dos sistemas deposicionais registrada nas Formações Rio do Rastro e Pirambóia (MILANI & RAMOS, 1998).

4.1.1.1 Formação Pirambóia

A Formação Pirambóia é interpretada como construída em ambiente de transição climática, de úmido para um clima árido, pois apresenta depósitos formados em sistema predominantemente eólico, com depósitos fluviais subordinados. Ela é composta por argilitos, siltitos e arenitos argilosos de origem eólica e fluvial, e possui ampla ocorrência na Bacia do Paraná (CAETANO-CHANG & WU, 2006).

Os arenitos róseos são de médios a finos com grãos de elevada esfericidade e aspecto fosco, estratificações cruzadas e plano-paralelas normalmente de médio porte e menores do que as da Formação Botucatu. Os depósitos fluviais são de canais de rios do tipo entrelaçados, e formaram depósitos de arenitos conglomeráticos. Esses arenitos conglomeráticos possuem matriz de areia grossa e estratificações cruzadas em certas localidades, que revelam a influência de um ambiente flúvio-eólico. Os depósitos eólicos formaram arenitos em ambientes semiáridos a áridos, esses arenitos possuem um nível de seleção considerável, mas não tão bem selecionados como os da Formação Botucatu (GIANNINI et al., 2004) (CAETANO-CHANG & WU, 2006) (MILANI et al., 2007).

O contato de topo entre a Formação Pirambóia e a unidade sobrejacente, a Formação Botucatu, é difícil de localizar uma vez que ambas as unidades por vezes são descritas com as iguais características, todavia consiste de um contato erosivo que não ocorre em toda bacia (MASSIOLI & CAETANO-CHANG, 2007)

O contato de base da Formação Pirambóia é definido como discordância erosiva de caráter regional, que marca o fim da sedimentação em ambiente de maré, lacustre e fluvial das Formações Teresina e Corumbataí na porção Norte da bacia e da Formação Rio do Rasto no Sul (ZALÁN et al., 1987)

Essa Formação não possui fósseis específicos, o que dificulta na estimativa de idade e na caracterização de seu topo e de base em certos locais (MILANI et al., 2007).

4.1.2 Supersequência Gondwana III

A espessura da Supersequência Gondwana III, objeto deste trabalho, é da ordem de 1.750m em seu depocentro e corresponde a um intervalo de tempo de cerca de 22 M.a. Essa Supersequência compreende ao intervalo do registro estratigráfico composto pelos sedimentos eólicos da Formação Botucatu e as rochas magmáticas da Formação Serra Geral, e é encontrada

amplamente distribuída entre duas discordâncias regionais erosivas notáveis para história evolutiva da Bacia do Paraná (MILANI & RAMOS, 1998).

A discordância basal erosiva é uma vasta superfície de deflação eólica e é encontrada em toda a bacia. O enorme evento erosivo responsável por gerar a discordância foi estabelecido devido a vigência de clima extremamente árido no interior Gondwânico, onde a bacia estava estabelecida, e está associado a um prolongado episódio de interrupção da sedimentação relacionado a rearranjos na morfologia da bacia. Apesar dessa discordância estar registrada em toda bacia, ela não ocorreu com uma intensidade uniforme, e este fato é notado, pois a deposição basal da Formação Botucatu da Supersequência Gondwana III é encontrada depositada sobre as mais diversas unidades de ciclos de sedimentação precedentes, em alguns lugares sobre o embasamento (WILDNER, 2004).

A discordância erosiva do topo é marcada pela erosão da Formação Serra Geral, e marca o término do magmatismo relacionado à abertura do oceano Atlântico. As lavas da Formação Serra Geral soterraram as dunas eólicas da Formação Botucatu progressivamente, e devido à natureza distintas dessas rochas há uma discordância do tipo não conformidade no contato, onde houve um “cozimento” das areias que hoje compõem os arenitos da Formação Botucatu. A passagem entre as duas formações, da Supersequência Gondwana III, ocorreu de modo transicional durante um intervalo de tempo considerável, e ambas chegaram a coexistir cronologicamente (SCHERER, 2002).

4.1.2.1 Formação Botucatu

A Formação Botucatu foi depositada num extenso deserto conhecido como o Paleodeserto Botucatu, que teve cerca de 1.300.000 km². A espessura dessa formação é menor na parte sul da bacia, e há um espessamento no sentido norte, indício atribuído a falta de sincronismo nos seus campos de dunas. Campos de dunas podem parar de migrar, devido a causas como: subsidência diferencial, elevação do nível freático, mudanças na intensidade e direção dos ventos, ou ainda pelo desenvolvimento de vegetação (ASSINE et al., 2004)

No estado de São Paulo os afloramentos e exposições dessa Formação são encontrados nas escarpas da borda do Planalto Ocidental, que é sustentado por rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, e são conhecidas como as *Cuestas* Basálticas. Na área do estudo em questão está exposta na escarpa da Serra basáltica de Itaqueri.

Essa Formação é constituída essencialmente por arenitos com estratificação cruzada, planar ou acanalada, de médio a grande porte (dunas eólicas), com raros arenitos com

estratificação plano-paralela (interdunas). As camadas *frontais* dos arenitos com estratos cruzados apresentam ângulos de mergulho altos, o que reflete diminuição do tamanho dos grãos do topo para a base dos sets. Muitos arenitos possuem alternância de lâminas de arenito fino e de arenito médio, o que gera uma bimodalidade textural (ASSINE et al., 2004).

Além destas características, os arenitos da Formação Botucatu apresentam outras feições texturais típicas de depósitos eólicos, como bom arredondamento e seleção dos grãos, aspecto fosco, ausência de matriz argilosa deposicional, estratos com gradação inversa e laminação *pin stripe*. Essas e outras características permitem o pronto reconhecimento do Paleodeserto Botucatu em todos os pontos em que aflora (ASSINE et al., 2004).

Há muita controvérsia sobre o começo da deposição desses arenitos, todavia a presença de pegadas de vertebrados trouxe informações cronoestratigráficas importantes para estabelecer uma possível idade para Formação Botucatu. Pegadas de terápsidos e arcossauros sugerem idade Neotriássica/Eojurássica. O fato da base do Botucatu fazer contato com as mais diversas unidades da bacia, dificulta ainda mais o estabelecimento do início da sua história de sedimentação (LEONARDI & DE OLIVEIRA, 1990)

Na região do estudo o contato basal da Formação Botucatu é com a Formação Pirambóia. Há uma discordância erosiva gerada por deflação eólica que separa as duas formações, apesar desse hiato de deposição ser relativamente curto. Todavia, muitas vezes é difícil diferenciá-las, pois ambas foram sedimentadas em ambientes eólicos semelhantes. Uma diferença notável é a dimensão dos estratos cruzados nos arenitos, que são muito maiores na Formação Botucatu. Este fato ocorre, pois, as condições de aridez no Gondwana foram muito mais severas na época do Paleodeserto Botucatu. O Paleodeserto Pirambóia teve mais áreas húmidas, e este fato é notado presença de depósitos fluvios-eólicos. O Paleodeserto Botucatu é interpretado como um grande sistema eólico seco, no qual o nível freático foi constantemente baixo, com raros depósitos de interdunas. Essas condições facilitaram o transporte eólico e permitiu a formação de dunas maiores (SCHERER, 2000) (CAETANO-CHANG & WU, 1993).

O final da sedimentação da Formação Botucatu tem idade mínima Eocretácia, e é a mesma do começo da implantação do magmatismo Serra Geral. As Formações Serra Geral e Botucatu coexistiram no mesmo período em áreas distintas da bacia, por isso as datações mais antigas das rochas magmáticas podem estar relacionadas com o a idade mínima da Formação Botucatu. O fato dos arenitos do topo ocorrerem entre as camadas mais inferiores dos basaltos, são uma evidencia de que os primeiros derrames de magma foram contemporâneos à deposição das areias eólicas do Paleodeserto Botucatu. O contanto entre essas duas formações é

concordante e marcado na base do primeiro derrame vulcânico. Entretanto diversas soleiras e diques cortam os arenitos da Formação Botucatu (ASSINE et al., 2004).

4.1.2.2 Formação Serra Geral

Formação Serra Geral constitui uma província magmática de $1,2 \times 10^6$ km² na Bacia do Paraná, com espessura máxima de 2 km no Pontal do Paranapanema. Esse grande evento magmático, do tipo vulcanismo fissural em região continental, está associado a ruptura da Gondwana e abertura do oceano Atlântico, no Cretáceo Inferior. Esse evento gerou uma das maiores províncias vulcânicas de basaltos de platô, também conhecidas como LIPS. Os basaltos de platô são acompanhados normalmente por uma intensa atividade intrusiva, representada por sills e diques que acompanham as principais descontinuidades estruturais da bacia (HAWKESWORTH et al., 1992) (TURNER et al., 1994) (MARQUES & ERNESTO, 2004).

Poucas áreas da Bacia do Paraná foram poupadas da invasão magmática, apesar da erosão ainda há $\frac{3}{4}$ da área total que são recobertos por rochas ígneas extrusivas ou intrusivas. Os derrames, rochas extrusivas, estão sobre a Formação Botucatu e são sub-horizontais, com inclinações médias de cerca de 5°, em direção ao centro da bacia. A maior concentração das rochas intrusivas, como sills e diques, ocorre nas partes leste e nordeste da bacia. Uma intrincada rede de diques corta a seção sedimentar, e diversos sills intrudem os planos de estratificação. Na maioria das vezes os diques estão intercalados a Formação Botucatu, e o sills são mais presentes nos sedimentos Paleozóicos (MARQUES & ERNESTO, 2004) (MILANI et al., 2007)

A gênese desse grande evento magmático, gerador da Formação Serra Geral, está associada à ação de extensas anomalias térmicas do manto profundo, que forneceram calor suficiente para fusão do manto litosférico subcontinental e geração das rochas basálticas. Essa fusão só foi possível, pelo fato do embasamento ser composto por vários tipos de domínios litosféricos. A composição diversificada facilita surgirem zonas de fraquezas e processos de ruptura, até em baixos esforços (MARQUES & ERNESTO, 2004) (CORDANI, 1984)

Datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ associadas a resultados paleomagnéticos indicam que todo esse evento magmático ocorreu entre 138 e 125 Ma, e teve um pico definido entre 133 e 131 Ma, com migração do magmatismo de sul para norte, e foi finalizado com a colocação dos enxames de diques de Ponta Grossa (131-129 Ma), Serra do Mar (132-119 Ma) e Florianópolis (129-119 Ma) (WILDNER, 2004) (MARQUES & ERNESTO, 2004).

5. ÁGUA SUBTERRÂNEA

O termo “Planeta Água” é popularmente usado para referir a Terra, pois ao avistarmos o planeta do espaço ele parece ser composto quase exclusivamente por água. O uso de água aumentou seis vezes nos últimos 100 anos e cresce a uma taxa de 1% ao ano (UNESCO, 2020). Essa taxa não tende a diminuir, é previsto haver 9,15 bilhões de pessoas em 2050. O uso da água no setor agrícola e energético deve aumentar cerca de 60% a 80%, respectivamente, até 2025 (ALEXANDRATOS & BRUINSMA, 2012).

As reservas de água superficiais a alguns anos não conseguem suprir a demanda necessária em certas localidades, seja por conta do aumento do consumo ou da diminuição da qualidade devido a contaminações, poluição, perdas ou mal gerenciamento. A cidade de Hong Kong importa água para seu abastecimento. Perth, na Austrália, faz a dessalinização da água salgada para conseguir suprir sua demanda (ZEKTSER & EVERETT, 2000).

Países com boas reservas superficiais também fazem uso de suas reservas subterrâneas, como é o caso do Brasil. O Brasil tem 13% das reservas mundiais de água doce e 50% das reservas da América do Sul. As necessidades por água popularizaram o uso de água subterrâneas em diversas cidades. Essa popularização ocorre devido uma junção de fatores entre eles: expansão de cidades, eventos sazonais de estiagem, infraestrutura precária no fornecimento, qualidade e baixo custo relativo de captação, principalmente quando comparamos aos altos custos para o tratamento das águas superficiais e sua escassez em algumas regiões (ANA, 2013).

No Brasil está localizado o aquífero Guarani, um aquífero *transfronteiriço*. Aquíferos *transfronteiriços* possuem uma dificuldade de planejamento de uso de seus recursos uma vez que as tomadas de decisões devem ser feitas em conjunto pelos países nos quais estes estão localizados. O aquífero Guarani é tido como uma grande reserva de água na América do Sul.

A distribuição dos aquíferos está muitas vezes ligada a áreas com grandes índices pluviométricos nos dias atuais ou em outras épocas geológicas (SHIKWMANOV, 1998). É estimado que há quase 100 vezes mais águas subterrâneas (10.360.230 km³) do que superficiais (92.168 km³) (HIRATA et al., 2019). No mundo todo mais de 96% do volume de água doce líquida disponível é subterrâneo. Esse grande volume torna o uso das reservas subterrâneas uma solução para suprir demandas futuras e evitar crises hídricas (FETTER, 2018). Todavia as águas subterrâneas são um recurso renovável e não inesgotável. Taxas de exploração acima de taxas de reposição e contaminações diminuem a disponibilidade.

Decisões de uso sustentável devem ser tomadas afim de evitar futuras crises hídricas. Na história da humanidade civilizações entraram em colapso por realizar o uso não sustentável de suas águas (ZAMPIN & RIBEIRO, 2013). Para um uso sustentável é necessário estabelecer acordos entre nações para evitar problemas de abastecimento e outros problemas gerados pela intensiva retirada de água dos aquíferos (UN, 2018).

A intensiva retirada a um nível maior do que o de sua regeneração natural, pode afetar significativamente o meio e provocar: subsidência do solo, sufusão cártica, escorregamentos de solo, deslizamento de terra, alteração na recarga e descarga dos reservatórios subterrâneos e superficiais, entre outros. Esses problemas ocorrem, pois, as águas subterrâneas possuem uma interligação complexa com o meio geológico e ambiental ao influenciarem na vegetação, clima, e dinâmica dos rios, lagos, mares e paisagens (ZEKTSER & EVERETT, 2000).

A gestão planejada dos aquíferos é primordial também devido ao fato deles contribuírem significativamente para a perenidade da maioria dos rios e aporte de água para florestas durante os períodos de estiagens, pois, são a única fonte de água perene durante todo o ano. Uma gestão planejada necessita ser pautada em conhecimento científico e técnicos hidrológicos dos aquíferos, entre eles os processos de recarga e descarga.

5.1 Recarga e Descarga

Recarga e descarga são processos hidrológicos relacionados a fluxos de troca entre os reservatórios subterrâneos e superficiais de água, e essa relação deve estar presente ao planejar gestão de ambos os reservatórios nas mais diversas escalas. A entrada de água nos reservatórios subterrâneos é conhecida como recarga, e a saída é conhecida como descarga. As zonas de recarga e descarga dependem da localização topográfica dos reservatórios subterrâneos e superficiais de uma determinada região e dos períodos de chuvas ou secas. A água flui das áreas de recarga para as de descarga. O sistema de água subterrânea é um campo de fluxo tridimensional, onde a água flui na vertical e na horizontal. (WOESSNER & POETER, 2020).

O aquífero pode recarregar ou descarregar suas águas em um reservatório superficial. A recarga ou a descarga varia de acordo com a posição topográfica entre os dois reservatórios e condições hidrogeológicas e geomorfológicas da área (WOESSNER & POETER, 2020).

Áreas onde os reservatórios subterrâneos descarregam nos reservatórios superficiais são conhecidas por terem condições de efluentes. Os locais onde ocorre o contrário são conhecidos por terem condições de influentes (TODD & MAYS, 2004). Essas zonas de troca entre os reservatórios são influenciadas pelas variações sazonais de água, mudanças climáticas, eventos

de inundação, mudanças na temperatura da água entre outros (ROSENBERRY & LABAUGH, 2008).

Aquíferos localizados em áreas altas, como das *Cuestas*, tem sua recarga em áreas onde as rochas afloram na superfície. A identificação das áreas de recarga é de grande relevância para proteção dos reservatórios subterrâneos, pois são locais com maior facilidade de entrada de contaminantes dos aquíferos. Nas áreas de recarga e descarga são onde ocorrem as maiores mudanças físicas, químicas e biológicas das águas (WOESSNER & POETER, 2020).

Os fluxos subterrâneos e os valores das taxas de movimentação dependem da magnitude do gradiente hidráulico, da condutividade hidráulica do arcabouço geológico e de inúmeros outros fatores (WOESSNER & POETER, 2020). Essa grande quantidade de variáveis dificulta muitas vezes a compreensão acerca dos processos de recarga e descarga.

Medir a composição da água, a velocidade e direção do fluxo entre os processos de recarga e descarga requer a adoção de métodos de pesquisa direto que demandam tempo e investimento (WOESSNER & POETER, 2020). Métodos indiretos como os geofísicos, possibilitam reconhecer e localizar o fluxo no arcabouço geológico e aprimorar as pesquisas por métodos diretos uma vez que delimitam as melhores áreas para coleta de dados. Uma coleta de dados em áreas mais pontuais possibilita coletar dados mais confiáveis (ANDERSON et al., 2015). Deste modo é preciso conhecer melhor os processos hidrológicos de um aquífero para planejar uma gestão sustentável de uso.

5.2. Aquíferos

As formações geológicas que permitem o armazenamento de água em seus poros ou fraturas são chamadas de aquíferos. Um aquífero pode ter extensão de poucos quilômetros quadrados a milhares de quilômetros quadrados, e ter espessuras variáveis (REBOUÇAS et al., 2002). São formados como resultado da acumulação do excedente das águas que infiltram na superfície de solo e fluem para as camadas abaixo do solo, preenchendo vazios intergranulares das rochas sedimentares, ou fraturas, falhas e fissuras das rochas ígneas e metamórficas (ANA, 2005). Os aquíferos funcionam como uma espécie de caixa d'água capazes de guardar água.

A água infiltra nos solos e percola o interior do subsolo. Na infiltração uma parte da água fica retida nas regiões mais próximas da superfície do solo, na zona não saturada. Outra parte da água infiltra nas camadas mais profundas do subsolo pela influência da gravidade, na zona saturada. O nível freático separa as duas zonas, ele varia de acordo com a quantidade de água infiltrada (Figura 5.1) (BOSCARDIN BORGHETTI et al., 2004).

Figura 5.1: Configuração das zonas no subsolo.



Fonte: Boscardin Borghetti et al., (2004).

Zona Não Saturada: é a parte do solo preenchida parcialmente por água distribuída uniformemente. Por ser próxima a superfície há uma maior perda de água para atmosfera a por diversos processos. Em alguns casos após a evaporação da água ocorre precipitações no solo que podem dar origem a crostas ferruginosas (BOSCARDIN BORGHETTI et al., 2004).

Zona Saturada: região onde os poros e fraturas das rochas são totalmente preenchidos por água. Às águas infiltram até uma profundidade limite onde as rochas estão saturadas. A zona não saturada não precisa estar totalmente saturada para o seu excedente fluir em baixas velocidade para zona saturada e formação do aquífero (BOSCARDIN BORGHETTI et al., 2004).

O fluxo de água entre as zonas é influenciado pela permeabilidade e porosidade. A porosidade é relação entre o volume de poros de uma rocha pelo o seu volume total de massa, é expressa em porcentagem. Ela pode ser afetada pelo arranjo, forma, tamanho e seleção dos grãos, assim como pela cimentação dos grãos. A permeabilidade é a capacidade do material em permitir o fluxo de água através dos seus poros, e depende do tamanho e volume dos poros interconectados, a forma, distribuição e variação de granulometria dos grãos. Na permeabilidade quanto mais homogêneo é o tamanho e a distribuição dos grãos, maior é a interconexão dos poros e consequentemente a capacidade do aquífero em fluir água (BOSCARDIN BORGHETTI et al., 2004).

Para ocorrer o fluxo de água é necessário haver uma boa relação entre porosidade e permeabilidade, especialmente entre rochas sedimentares. Sedimentos argilosos são ruins ao fluxo, pois apesar de apresentarem elevada porosidade, possuem baixa permeabilidade, pois os

poros são muito pequenos e a água fica presa por adsorção. Sedimentos arenosos possuem uma relação entre porosidade e permeabilidade que muda muito de acordo com a seleção dos grãos. Rochas ígneas costumam não apresentar porosidade e permeabilidade, mas a presença de fraturas abertas e interconectadas permite o fluxo de água nos aquíferos compostos por essas rochas (BOSCARDIN BORGHETTI et al., 2004).

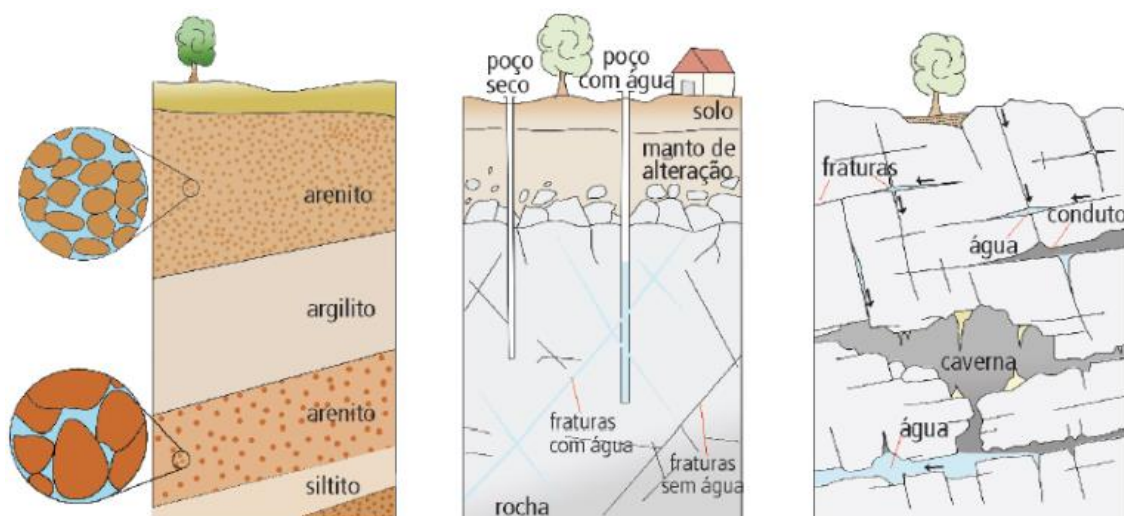
Os aquíferos recebem inúmeras classificações de acordo com diversos critérios, tais como: suas características hidrodinâmicas, tipo de rocha, pressão da água relação porosidade/permeabilidade, pressão da água entre outros. Os aquíferos são classificados de acordo com o tipo de rocha são (Figura 5.2):

(a) Aquífero poroso: constituído por rochas sedimentares e/ou sedimentos inconsolidados. Nele a água é armazenada nos poros das formações geológicas. Apresenta grandes produtividades devido à alta porosidade e taxa de conectividade entre os poros. Devido ao grande volume de água armazenada e ao fato de ocorrerem extensas áreas são importantes reservatórios (BOSCARDIN BORGHETTI et al., 2004).

(b) Aquífero cárstico: o armazenamento e circulação da água ocorre em espaços gerados pela dissolução química de rochas carbonáticas, aberturas podem ser de grandes dimensões. São aquíferos heterogêneos e descontínuos (BOSCARDIN BORGHETTI et al., 2004).

(c) Aquífero fissural (fraturado): encontrado em rochas ígneas e metamórficas, a quantidade de água armazenada está relacionada a presença de fraturas e fissuras no corpo rochoso. Seus poços costumam gerar pouca vazão, os mais produtivos são aqueles que interceptam fraturas capazes de conduzir água (BOSCARDIN BORGHETTI et al., 2004).

Figura 5.2: Tipos de aquífero quanto o tipo de rocha.



Fonte: Iritani & Ezaqui, (2008).

Aquífero poroso ocorre em sedimentos inconsolidados, solos arenosos e rochas sedimentares. Essas rochas ocupam cerca de 48,5% do território brasileiro e estão associadas a grandes bacias sedimentares. Esses aquíferos ocorrem em grandes áreas, armazenam grande volume de água e devido a sua capacidade de transmissibilidade podem transportar água por grandes distâncias através de seus poros. Constituem a maioria dos sistemas aquíferos nacionais, e possuem área de afloramento ou de recarga de 2,76 milhões de km². A bacia sedimentar do Paraná está relacionada aos aquíferos Guarani, Bauru, Tubarão, Ponta Grossa e Furnas que possuem ao todo uma área de 600 mil km² (BICUDO et al., 2010).

O aquífero fraturado é caracterizado pela baixa porosidade primária vai depender da densidade, conectividade e abertura de fraturas (DOMENICO & SCHWARTZ, 1990).

As fraturas, são as principais estruturas em Basalto e podem ser desenvolvidas por movimentos tectônicos, alívio de pressão, carga e descarga de glaciação, encolhimento durante o resfriamento da massa rochosa, e as forças de compressão e de tensão causados por tensões tectônicas regionais. Em suma todos estes eventos são reflexo do limite de resistência do material, no campo de deformação rúptil.

Segundo Fossen (2012), existem 3 tipos de fraturas de acordo com os movimentos relativos dos blocos:

1. Fratura de Cisalhamento: nela há um movimento paralelo à fratura;
2. Fratura Extensional do tipo Junta: Apresenta extensão perpendicular às paredes, e não há deslocamento entre as paredes;
3. Fratura Extensional do tipo Fissura: Apresenta extensão perpendicular às paredes, e há deslocamento entre as paredes que podem fazer surgir assim fissura ou veios quando são preenchidos por gás, fluídos ou minerais.

A abertura dessas fraturas é determinada pelo mecanismo de sua propagação, e esses mecanismos podem ser de 3 tipos (LAWN & WILSHAW, 1975):

- I. Por abertura ou separação normal dos planos de ruptura sob a ação de esforço de tração, deslizamento perpendicular à abertura.
- II. Por deslizamento paralelo à superfície das fraturas e à frente de propagação da ruptura.
- III. Por deslizamento paralelo à superfície das fraturas e perpendicular à frente de propagação da ruptura.

Para que ocorra sucesso na localização deste tipo de aquífero é necessário um estudo integrado dos condicionantes geológicos/estruturais juntamente com aplicação de métodos geofísicos (FERNANDES et al., 2008).

5.3 Aquíferos no Brasil

No Brasil o volume de água dos aquíferos é estimado em 112 trilhões de m³, e contribuem com um volume de 2400 km³/ano de água para recarga reservatórios superficiais (ANA, 2013). O Brasil sempre fez uso das águas superficiais devido a ter um clima que possibilita quantidades significativas de chuva, todavia desde a época colonial ocorre o uso das águas subterrâneas concomitantemente. Historicamente o maior uso das águas superficiais delegou para segundo plano o conhecimento hidrogeológico (REBOUÇAS et al., 2002).

Nos dias de hoje 51% da população brasileira urbana faz uso de fontes subterrâneas de água, mas os órgãos governamentais responsáveis ainda possuem grande defasagem de conhecimento (HIRATA et al., 2016).

Segundo Hirata et al. (2019) a defasagem de conhecimento dos reservatórios subterrâneos ocorre pelo fato das águas estarem invisíveis aos olhos da população. Essa invisibilidade acoberta sua importância social, ambiental, econômica e dificulta a consolidação de políticas públicas voltadas a essa pauta (HIRATA et al., 2019). O Brasil possui também outra dificuldade para gestão das suas águas subterrâneas, os aquíferos *transfronteiriços* como o Aquífero Guarani e Serra Geral.

O Sistema aquífero Guarani (SAG) é um aquífero *transfronteiriço* que está localizado no Brasil, na Argentina, no Uruguai e no Paraguai (Figura 4.1). Ele ocupa uma área total 1.194.000 km² é composto por rochas areníticas de idades Triássicas e Jurássicas depositadas na Bacia Sedimentar do Paraná, e é sobreposto em quase toda sua extensão por rochas basálticas da Formação Serra Geral (GASTMANS, 2007). De acordo com FOSTER et al., (2009), 90 milhões de pessoas usam as águas do SAG direta ou indiretamente.

A geometria, compartimentação, arquitetura do preenchimento sedimentar e o fluxo no SAG são controlados por elementos estruturais na sua região Norte, pelos arcos da Canastra e São Vicente; na porção Oeste, e pelos os arcos de Assunção Puna ao Sul. Outros importantes elementos estruturais de fluxo são os Arco do Rio da Prata, o Arco de Ponta Grossa, o Arco do Rio Grande e o Sinclinal de Torres (LEBAC 2008a, 2008b).

No estado de São Paulo o fluxo de água subterrânea do SAG, é influenciado pelas áreas de afloramento da Formação Botucatu e Piramboia que estão elevadas em relação as áreas onde o aquífero está confinado. Esse fluxo apresenta direção aproximadamente EW, até o Rio Paraná. Há um *trend* regional que direciona o fluxo das águas subterrâneas do SAG de Norte para Sul, conforme o eixo da Bacia do Paraná, a partir da confluência entre os estados brasileiros do

Paraná, São Paulo e Mato Grosso do Sul e o território paraguaio. Esse comportamento de fluxo é influenciado pelo quadro tectono-sedimentar da Bacia do Paraná, e ressalta a influência do Arco de Ponta Grossa com uma barreira ao fluxo na área Norte do SAG. (GASTMANS et al., 2010).

Não há consenso sobre o SAG ser um aquífero conectado por inteiro (RODRÍQUEZ et al., 2013), ou aquífero compartimentado (MIRA et al., 2018). A zona de descarga, no Brasil, ocorre ao longo na bacia do Rio Paraná (RODRÍQUEZ et al., 2013). Muitos estudos indicam a zona de afloramentos do SAG como área de recarga (WENDLAND et al., 2007).

Em território brasileiro, o aquífero ocorre nos estados do Rio Grande do Sul (157.600 Km²), Santa Catarina (49.200 Km²), Paraná (131.300 Km²), São Paulo (155.800 Km²), Minas Gerais (51.300 Km²), Goiás (55.000 Km²), Mato Grosso (26.400 Km²) e Mato Grosso do Sul (213.200 Km²) (GASTMANS et al., 2010).

É um relevante aquífero mundial, pois é uma importante fonte de água futura para ser usada a fim de suprir o aumento do consumo de água decorrente do crescimento populacional dos grandes centros urbanos dos países do sul da América do Sul. Esse importante reservatório de água subterrânea também é de suma importância para manter a perenidade das águas superficiais onde ocorre, uma vez que é fonte constante de recarga de rios. Devido a essa grande importância é uma questão crucial compreender melhor o balanço hídrico do aquífero, e assim os seus processos de recarga e descarga.

Segundo TERAMOTO et al., (2020), 50% da recarga do SAG, no Estado de São Paulo, provêm da infiltração de água do Aquífero Serra Geral (ASG) acima do SAG.

O Aquífero Serra Geral também constitui um Sistema Aquífero Transfronteiriço e está sobre o Aquífero Guarani na maioria das áreas da bacia do Paraná, num total de 540.000 km². Apesar do fluxo desse aquífero ser de sua importância para recarga do Aquífero Guarani subjacente, há poucos estudos sobre e pouco conhecimento sobre suas condições hidrogeológicas de recarga e descarga, apesar dele ser explorado em grande escala no Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai (GASTMANS, 2010).

Constitui um sistema aquífero do tipo livre a semiconfinado, fraturado e constituído por rochas ígneas de derrames de lava. Devido às suas características de aquífero fraturado, apresenta vazões muito variáveis com valores entre 10 e 100 m³/h. Suas águas são bicabornatadas com cálcio e sódio, e apresentam eventualmente altos teores de sal. A exploração deste aquífero para abastecimento público e industrial é alta e tem grande potencial turístico, além de ser importante para a conservação dos ecossistemas e para garantir o fluxo de

base dos rios da região, inferida uma conexão hidráulica entre ele e o Aquífero Guarani (CPRM, 2014).

Segundo Fernandes et al. (2006), o fluxo de água subterrânea nos derrames da Formação Serra Geral, no interior de São Paulo, ocorre principalmente segundo as fraturas horizontais muitas vezes próximas aos contatos entre derrames, e secundariamente, em parte das estruturas tectônicas subverticais que devem permitir a recarga vertical do Sistema Aquífero Guarani. A velocidade desse fluxo vertical é pouca, assim como é a velocidade da circulação da água do SAG.

6. MATERIAIS E MÉTODOS: GEOFÍSICA

A geofísica é a ciência responsável por aplicar a física ao estudo da Terra, e é de suma importância para compreensão do planeta, muitas vezes é a única fonte de dados das camadas da litosfera, manto e núcleo terrestre. Os geofísicos examinam os fenômenos físicos e suas relações dentro da Terra, tais fenômenos incluem o campo magnético, o fluxo de calor, a propagação das ondas sísmicas, a força da gravidade, entre outros (CYRIL, 2013).

As extensivas pesquisas geofísicas possibilitaram a compreensão da evolução dos continentes, da formação das cadeias de montanhas oceânicas e ajudaram em outras inúmeras importantes descobertas. Todavia a geofísica não gera apenas conhecimentos geológico em escala global, em menor escala ela é usada para prospectar minérios, mapeamento geológico, arqueologia, estudos de contaminação, obras de engenharia, estudos de águas subterrâneas, entre outros (MUSSETT E KHAN, 2000).

No início a geofísica foi amplamente difundida para exploração mineral, todavia hoje é muito utilizada no âmbito ambiental, para obras, estudos de contaminantes, de águas subterrâneas, arqueologia, mapeamento de cavidades, deslizamentos de terra, solo (MILSOM E ERIKSEN, 2011). Outra grande mudança ocorreu quanto a profundidade dos estudos, no começo o maior uso era para exploração profunda como: mineralizações, depósitos de petróleo e gás, águas subterrâneas profundas. Hoje em dia há um maior uso para geofísica rasa: águas subterrâneas rasas, contaminantes, aterros, armazenamento de lixo nuclear, movimentação de solo, artefatos arqueológicos, obras de engenharia (EVERETT, 2013).

A maior preocupação ambiental com os recursos subterrâneos incentivou em muito a geofísica rasa, com grande destaque para a gestão das águas subterrâneas (EVERETT, 2013). A geofísica rasa aborda processos naturais que incluem biogeoquímica, processos costeiros, mudanças climáticas, ecologia, hidrologia, tectônica, vulcanologia e glaciologia (SLATER et al., 2006). Normalmente essas pesquisas geofísicas não são motivadas por lucro, mas por questões científicas, de saúde pública e preocupações ambientais (BUTLER, 2005).

Os equipamentos geofísicos permitem medições de diferenças nas propriedades físicas das rochas como: densidade, magnetismo, condutibilidade, cargabilidade, suscetibilidade, resistividade elétrica, radioatividade entre outras (MUSSETT E KHAN, 2000). Esses aparelhos evoluíram ao longo dos anos devido ao desenvolvimento de novas tecnologias que possibilitaram um aumento no volume de dados coletados e da produtividade em campo. Muito mais pode ser feito hoje em dia em campo, devido as melhorias no processamento, exibição dos dados e interpretações (MILSOM E ERIKSEN, 2011). Contudo os dados geofísicos são

insuficientes para determinar com exatidão a distribuição das propriedades do subsolo, em qualquer nível de precisão. Sempre haverá ambiguidades na interpretação dos dados, e para minimizar esses erros deve ocorrer junto uma boa coleta de dados geológicos em campo (EVERETT, 2013).

A geofísica não substitui a investigação geológica, mas a complementa. Os furos de sondagem podem fornecer uma melhor descrição geológica em subsuperfície, mas são informações restritas e caras. Apesar dos levantamentos geofísicos gerarem informações menos precisas sobre as rochas, eles cobrem um volume muito maior de área. Os dados obtidos devem ser relacionados as rochas e suas estruturas, por isso a descrição de campo das rochas é de suma importância (MUSSETT E KHAN, 2000).

6.1 Métodos Geoeletricos

Existem diversos métodos geoeletricos de investigação, tais como: eletrorrestividade, polarização induzida, potencial espontâneo, eletromagnético, entre outros. O método geoeletrico da eletrorrestividade mede o contraste de resistividade em subsuperfície, e neles sempre há um fluxo de corrente no meio subsuperficial. A resistividade é a medida do quanto ocorre oposição ao fluxo de corrente elétrica. (CYRIL, 2013).

A resistividade de qualquer rocha depende da constituição, sua porosidade, salinidade e principalmente quantidade de água contida em seus espaços. Em um levantamento geofísico de eletrorrestividade, a determinação de uma estrutura em subsuperfície pode revelar não apenas a estrutura geológica, mas também camadas portadoras de água (CYRIL, 2013).

A eletrorrestividade têm sido muito importantes no campo da Geofísica há mais de um século, particularmente para investigações rasas e próximas à superfície. Usados principalmente em investigações de água subterrânea, medem as variações na resistividade, ou seu inverso (condutividade), das rochas (CYRIL, 2013).

As interpretações dos dados adquiridos em campo, por meio do método da eletrorrestividade, são feitas através de análises de modelos bidimensionais (2D) e tridimensionais (3D).

6.1.1 Fundamentação Física

Os fundamentos físicos teóricos do método da eletrorrestividade são baseados na determinação de propriedades físicas que caracterizam os diferentes tipos de materiais presentes

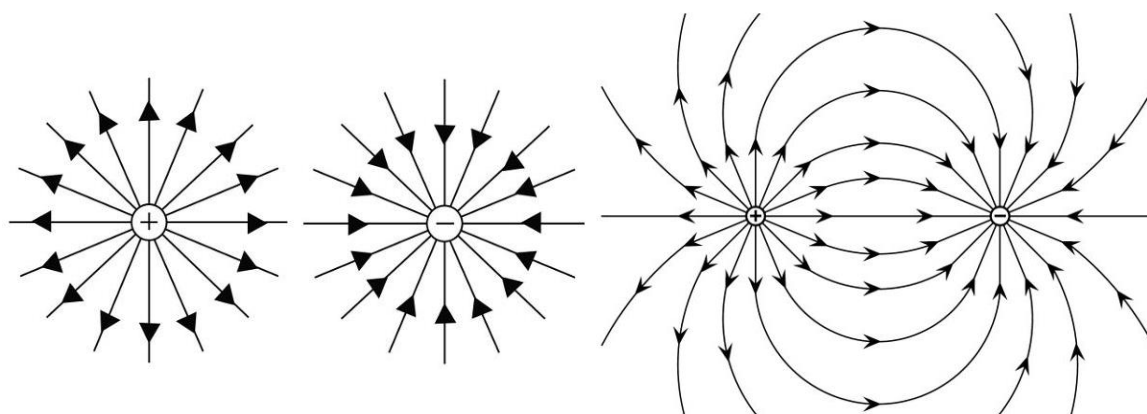
no ambiente geológico, e nos contrastes que estas propriedades podem apresentar. Esse método mede propriedades físicas geradas artificialmente, pelos seus equipamentos. A propriedade física medida é a corrente elétrica, e ela surge quando há um a presença de um fluxo de cargas elétricas por um corpo (BAUER et al.,2012).

Todo material possui cargas elétricas que estão presentes nos átomos. De modo geral os átomos possuem um núcleo carregado com cargas elétricas positivas e neutras envolto por uma nuvem composta por cargas elétricas negativas. Essas cargas elétricas negativas são os elétrons, as cargas neutras são conhecidas como nêutrons e as cargas positivas são os prótons (BAUER et al.,2012).

Na maioria dos materiais as cargas estão em equilíbrio, e o material/corpo possui assim neutralidade. Quando ocorre um desequilíbrio entre elétrons e prótons, o corpo pode estar eletrizado ou carregado, e nesse momento ele passa a ter propriedades elétricas como: carga elétrica. Corpos com excesso de elétrons são conhecidos como corpos carregados negativamente (ânions) ou eletrizado, corpos com excesso de prótons são corpos carregados positivamente (cátions) (BAUER et al.,2012).

Comumente o campo elétrico é desenhado por meio de linhas de forças. As linhas de forças permitem visualizar a direção e sentido de um campo elétrico mais facilmente. O campo elétrico das cargas positivas sempre aponta para fora. O campo elétrico das cargas negativas aponta para dentro. Campos elétricos de cargas iguais se repelem, e de cargas diferentes se atraem (Figura 6.1) (BAUER et al.,2012).

Figura 6.1: Representação de campos elétricos.



Fonte: Modificado de Halliday, Resnick & Walker, (1993).

O potencial elétrico é uma grandeza física escalar medida em volts (V), que equivale a joules por coulomb (J/C) em unidades SI. É a quantidade de energia necessária para mover

uma carga elétrica unitária entre dois pontos distintos de uma região dotada de campo elétrico . A fórmula de cálculo de potencial elétrico é dada pela Equação 1 (BAUER et al.,2012):

$$U = kQ/d \quad (\text{Equação 1})$$

U: potencial elétrico (V)

Q: – carga elétrica (C)

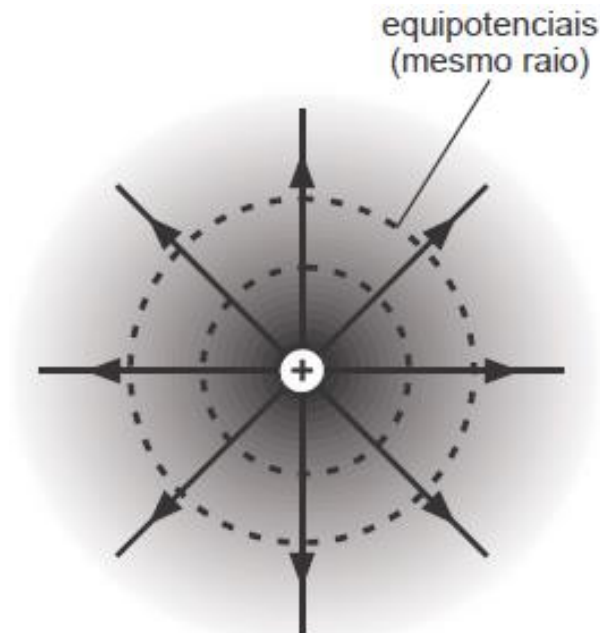
k₀: constante eletrostática do vácuo ($9,0 \cdot 10^9 \text{ N.m}^2/\text{C}^2$)

d: distância (m)

O potencial elétrico pode ser tanto positivo quanto negativo, depende com o sinal da carga. Ao redor de um campo há diversos valores de potencial elétrico, e esses valores são determinados em relação à distância do campo com a carga influenciada por ele (BAUER et al.,2012).

Um campo elétrico tem superfícies com igual valor de potencial elétrico, e essas superfícies são conhecidas como superfícies equipotenciais. Quando uma carga elétrica é colocada em qualquer ponto dessa superfície equipotencial, ela terá igual valor de potencial elétrico. O campo elétrico é definido em termos de potencial elétrico, ou superfícies equipotenciais (Figura 6.2) (BAUER et al.,2012).

Figura 6.2: Campo elétrico com superfícies equipotenciais.



Fonte: Modificado de Halliday, Resnick e Walker, (1993).

A corrente elétrica é o fluxo ordenado das cargas elétricas dentro dos materiais, e ela ocorre quando há uma diferença de potencial elétrico ($DDP = \Delta U$) entre as extremidades do material. Sem esta não seria possível haver estudo de eletorresistividade (BAUER et al.,2012).

Há materiais que possuem cargas elétricas que podem fluir por seu corpo quando uma DDP é aplicada neles, esses materiais são comumente conhecidos como condutores. Condutores permitem a movimentação de cargas elétricas em seu interior com maior facilidade do que outros materiais conhecidos como isolantes. Exemplo de bons condutores são: platina, ouro, cobre. Isolantes por sua vez oferecem uma grande oposição ao fluxo de cargas elétricas quando uma DDP é aplicada neles. Essa oposição ocorre, pois, os isolantes, tem seus elétrons ligados mais fortemente aos núcleos de seus átomos, desse modo os eletros estão em camadas mais próximas do núcleo e são mais fortemente “puxados” perto do núcleo atômico. Exemplo de bons isolantes: borracha, silicone, vidro, cerâmica (BAUER et al.,2012).

Nos condutores as cargas elétricas são estimuladas a fluir pelo condutor com a geração de uma DDP, esse procedimento gera a corrente elétrica por causa de uma DDP estabelecida entre as pontas do condutor, movidos do sentido de – para +. A DDP é estabelecida no condutor a após a influência de um campo elétrico externo, que comumente é aplicado através de uma bateria. Esse campo proporciona diferentes níveis de energia potencial e gera, portanto, a DDP necessária para gerar o movimento das cargas elétricas (BAUER et al.,2012).

A intensidade da corrente elétrica, que flui do pólo positivo para o negativo, é determinada pela fórmula da Equação 2 (CYRIL, 2013):

$$i = |Q|/\Delta t \quad \text{(Equação 2)}$$

i: Intensidade da corrente elétrica (A – ampère);

Q: Carga elétrica (C – coulomb);

Δt : Intervalo de tempo (s – segundos).

A quantidade de corrente aumenta proporcionalmente ao aumento da diferença de potencial, para a maioria dos materiais. A corrente elétrica é expressa em coulomb por segundo, ou ampère (A), tal que $1 \text{ Ampère} = 1 \text{ A} = 1 \text{ C/s}$ (BAUER et al.,2012).

A corrente elétrica é dita contínua quando seu sentido no circuito é único, ou seja, o movimento das carga sempre acontece igual. Quando o sentido de movimento das carga é variável, a corrente elétrica é denominada de corrente alternada (CYRIL, 2013).

6.1.2. Resistencia e Resistividade Elétrica

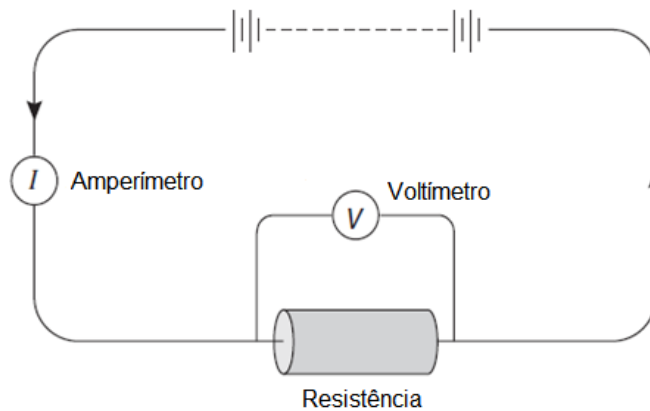
Geralmente há resistência ao fluxo contínuo da corrente elétrica dentro de um material, essa dificuldade a passagem das cargas é conhecida como resistência elétrica. Essa oposição ao fluxo ocorre até quando tiver a aplicação de uma DDP (Figura 6.3) (CYRIL, 2013).

Segundo a Primeira Lei de Ohm a relação entre a intensidade da corrente elétrica (I em Ampère) e a DDP (ΔU em Volts) oferece o valor da resistência (R) que é medida em Ohms (Ω), segundo a Equação 3 (CYRIL, 2013):

$$R = \Delta U / I \quad (\text{Equação 3})$$

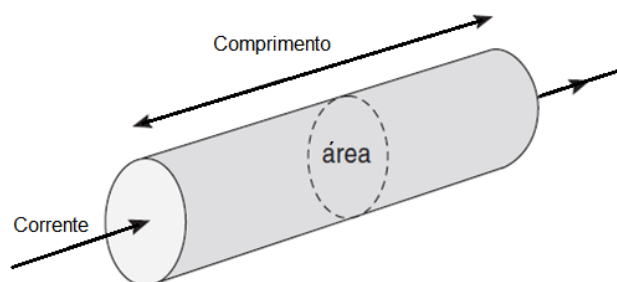
A resistência varia segundo propriedades do corpo e sua forma. Um fio de cobre possui uma menor resistência do que um fio de chumbo com iguais dimensões, e ao pegarmos dois fios feitos do mesmo material, um fio longo e fino terá uma resistência maior do que um grosso e curto, pois cada condutor possui uma resistividade específica (Figura 6.4) (CYRIL, 2013).

Figura 6.3: Representação esquemática da resistência elétrica.



Fonte: Modificado de Mussett & Khan, (2000)

Figura 6.4: Representação da resistência em um fio de cobre.



Fonte: Modificado de Mussett & Khan,(2000).

A resistividade (ρ) de cada condutor é estabelecida pela Segunda Lei de Ohm como: o comprimento (L), resistência (R) e área de seção transversal (A) de um condutor cilíndrico para obter o valor de resistividade em Ohm-metro ($\Omega.m$) (Equação 4) (MUSSETT & KHAN,200):

$$\rho = RA/L \quad (\text{Equação 4})$$

L: comprimento (m - metros)

R: resistência (Ω - ohm)

A: área da seção transversal (m^2 - metro quadrado)

A resistividade elétrica é uma característica intrínseca de cada material, assim é uma característica física útil para comparar um material com o outro. Por exemplo, a resistividade de um bom condutor, como o cobre, é da ordem de $10^{-8} \Omega.m$, a resistividade de um condutor intermediário, como o solo úmido, é de $10 \Omega.m$ e a resistividade de condutores ruins, como o arenito, é de $10^8 \Omega.m$. Devido a essa grande variação, medir a resistividade de um material desconhecido tem o potencial de ser muito útil na identificação desse material, com poucas informações adicionais. Em estudos de campo, a resistividade de um material pode ser combinada com a geologia ao longo de linhas para identificar os materiais que constituem as várias camadas subterrâneas (CYRIL, 2013). A maioria das rochas é isotrópica, assim possuem igual resistividade em todas as direções (MILSOM & ERIKSEN, 2011).

É o oposto da resistividade elétrica, e indica o quanto a corrente elétrica flui através dos diferentes materiais. Assim como a resistividade, a condutividade é uma característica intrínseca do material e não depende de fatores geométricos, tais como o formato ou as dimensões do corpo. Uma alta condutividade em um material indica grande capacidade de transportar cargas elétricas com facilidade, mediante a aplicação de uma DDP. A unidade de medida da condutividade elétrica é exatamente o inverso da unidade de medida da resistividade ($\Omega.m$), portanto, $1/\Omega.m$ ou, ainda, $\Omega^{-1}.m^{-1}$. Sua fórmula é dada pela Equação 5 (MUSSETT & KHAN,200):

$$\sigma = 1/\rho \quad (\text{Equação 5})$$

σ : condutividade ($\Omega^{-1}.m^{-1}$)

ρ : resistividade ($\Omega.m$)

A condutividade em solos e rochas pode ser devida a presença de minerais metálicos e grafita em sua matriz, o que é denominado de condutividade eletrônica, ou devido ao deslocamento de íons dissolvidos na água contida nos poros e fissuras dos solos e rochas, o que é denominado de condutividade eletrolítica (MUSSETT & KHAN,200). A condução

eletrolítica ocorre quando a corrente elétrica é conduzida por meio dos íons dissolvidos na água. A maioria dos materiais próximos da superfície apresenta condutividade eletrolítica, pelo fato de apresentarem poros ou fraturas preenchidas por algum conteúdo de água. O grau de condutividade dessas rochas irá depender do conteúdo de água presente, da maior ou menor salinidade, da forma como os poros estão distribuídos, das fraturas e permeabilidade. (MUSSETT & KHAN,200).

6.2 Eletorresistividade

A eletorresistividade é um dos métodos geoeletrico mais utilizados para estudos geofísicos de águas subterrâneas. Segundo Kearey *et al.* (2002) este método é pautado na medida da intensidade de uma das propriedades físicas presente no material, a resistividade. Deste modo busca medir o fluxo das cargas que fluem na corrente elétrica.

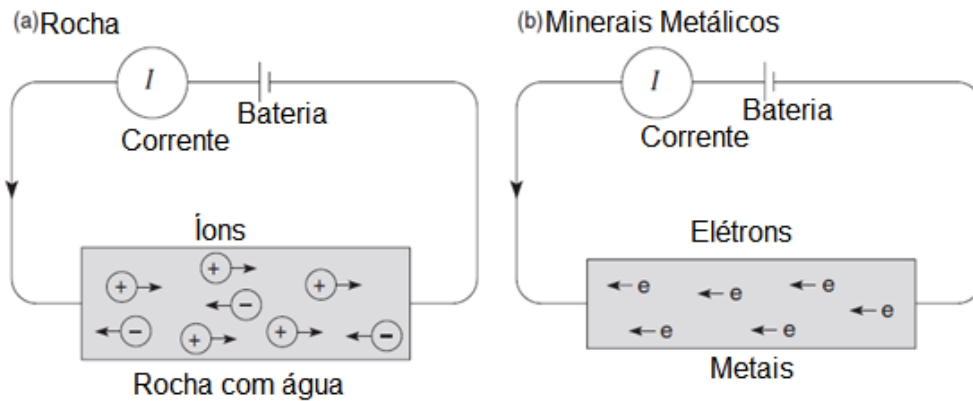
As cargas fluem pela corrente, pois buscam restabelecer o equilíbrio desfeito pela ação de um campo elétrico. O método da eletorresistividade introduz no solo correntes elétricas artificiais, que geram campos elétricos que desfazem esse equilíbrio natural vigente, e por meio dessas interações obtém seus dados (MUSSETT & KHAN, 2000).

O método da eletorresistividade mede a resistividade (ρ) de corpos em subsuperfície (EVERETT,2013). As resistividades da maioria dos tipos de rochas têm uma ampla faixa de medidas, e este fato dificulta a identificação de uma litologia através de um valor de sua resistividade medido em campo (MUSSETT & KHAN,200).

A maioria dos minerais formadores de rochas, como quartzo, feldspato, mica e olivina, são bons isolantes, mas as rochas têm poros e rachaduras que geralmente contêm água. A resistividade da rocha depende principalmente de sua porosidade e da saturação dos poros com a água. A resistividade da água varia, pois, a água pura é um bom isolante, mas as águas presentes nas rochas contem sais dissolvidos geralmente derivados do intemperismo, e por isso apresentam resistividade mensurável (MUSSETT & KHAN,2000).

Os sais em água dissociam em íons positivos e negativos. O principal sal presente nas águas subterrâneas, é o cloreto de sódio, nesse sal é comum ocorrer dissociação deste em íons de sódio, Na^+ e íons cloreto, Cl^- , e estes movem na água em direções opostas e permitem o fluxo de corrente. Essa dissolução é chamada de condução iônica e difere da condução eletrônica, em que a corrente é devida apenas aos elétrons; condução eletrônica ocorre associada a metais e alguns minérios (Figura 6.5) (MUSSETT & KHAN,2000).

Figura 6.5: A) Condução Iônica nas rochas. B) Condução eletrônica.



Fonte: Modificado de Mussett & Khan, (2000).

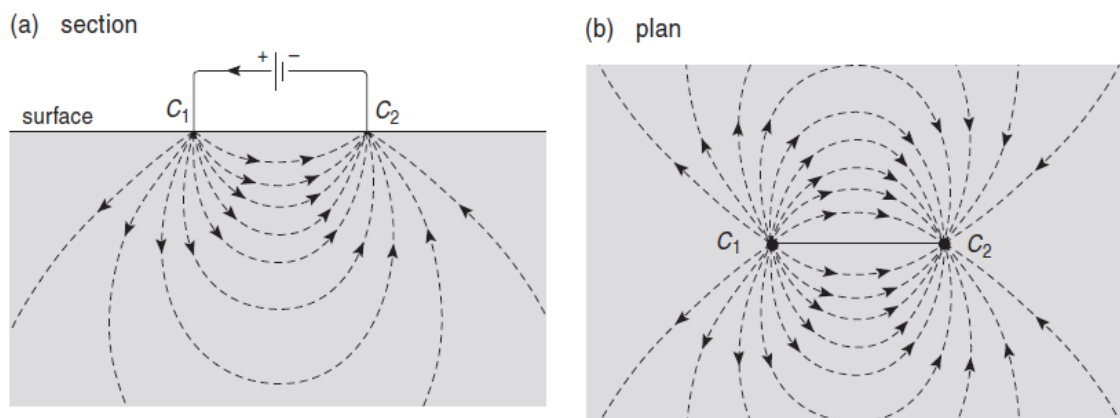
Em muitas rochas, a resistividade é aproximadamente igual à resistividade dos fluidos de poros dividida pela porosidade fracionária. Uma aproximação é fornecida pela Lei de Archie, que foi deduzida empiricamente como a Equação 6:

$$\rho = a.\rho_w/P_m I \quad (\text{Equação 6})$$

Onde ρ é a resistividade em massa de um meio poroso saturado, P é a porosidade fracionária, ρ_w é a resistividade do fluido poroso, e m e a são quantidades empíricas determinadas pela geometria dos poros. O parâmetro m varia entre cerca de 1,2 e 1,8, de acordo com a forma dos grãos da matriz (MILSOM & ERIKSEN, 2011).

Para medir essa resistividade do solo o método da eletrorresistividade funciona a partir da introdução correntes artificiais no solo. A corrente adentra e espalha no subsolo num fluxo tridimensional, embora tenha uma concentração mais alta perto da superfície e dos eletrodos. Apenas cerca de 30% da corrente penetra abaixo de uma profundidade igual à separação dos eletrodos de corrente (Figura 6.6) (MUSSETT & KHAN, 2000).

Figura 6.6: Fluxo de corrente entre pares de eletrodos. A) Figura em seção. B) Figura em plano.

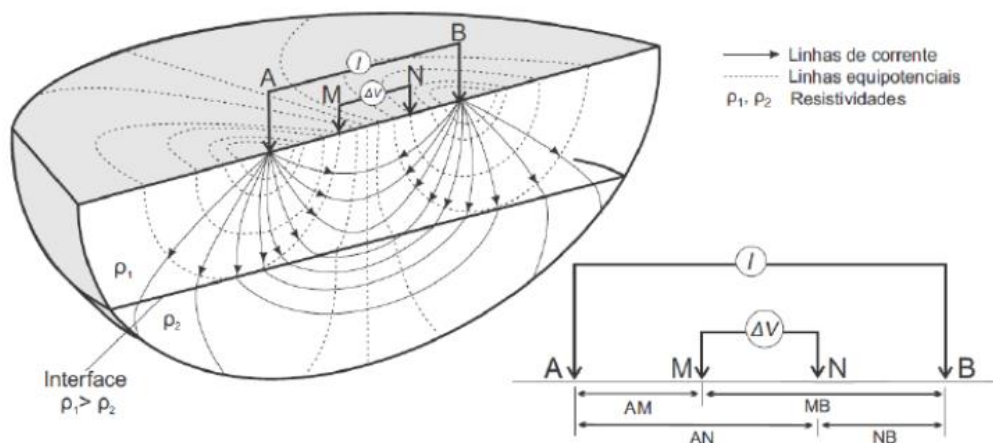


Fonte: Mussett & Khan, (2000).

A passagem da corrente elétrica pelo solo gera uma acumulação de íons no entorno do eletrodo que podem afetar as leituras feitas pelo equipamento. Devido a este fato é necessário injetar uma corrente alternada para gerar a dispersão desses íons acumulados, com inversão de fluxo de corrente algumas vezes por segundo (MUSSETT & KHAN, 2000).

Essa corrente entra no solo por meio do par de eletrodos de corrente (A e B) enfiados no chão, e conectados aos terminais da fonte geradora da corrente, geralmente essa fonte costuma ser uma bateria. A diferença de potencial (DDP) gerada é medida por outros pares de eletrodos de potencial (M e N) colocados na área de influência do campo elétrico gerado pela passagem da corrente no solo. Os eletrodos de corrente ficam nas extremidades, e o de potencial são inseridos no meio e são movimentados para obter os dados necessários de vários pontos diferentes. Um único equipamento consegue fazer as leituras das posições dos eletrodos, intensidade da corrente (I) e da DDP (V), assim como as medidas de resistividade (Figura 6.7). Esse equipamento necessita ter internamente um voltímetro de alta impedância, pois assim mal consumirá corrente para si, e poderá injetar uma maior quantidade de corrente no solo (MUSSETT & KHAN, 2000).

Figura 6.7: Arranjo linear esquemático de medição da resistividade



Fonte: Modificado de Mussett & Khan, (2000).

A resistividade medida pelo equipamento é conhecida como resistividade aparente (ρ_a), ela trata de uma média ponderada entre as resistividades verdadeiras medidas no meio geológico heterogêneo. Seu valor depende da relação DDP/I e do fator geométrico K relacionada ao tipo de arranjo e ao espaçamento dos eletrodos. O espaçamento entre os eletrodos é diretamente proporcional a profundidade de investigação, e a resistividade aparente

muda a medida que o arranjo dos eletrodos é expandido (MILSOM & ERIKSEN, 2011). Sua equação é (Equação 7):

$$\rho_a = K(DDP/I) I \quad (\text{Equação 7})$$

A disposição dos eletrodos de corrente e de potencial nas investigações são denominadas de arranjos, e variações laterais e verticais de resistividade em subsuperfície podem ser mapeadas através da movimentação dos arranjos como um todo ou pela mudança na posição relativa entre os eletrodos. Os dados são apresentados na forma de seções verticais (2D) ou volumes (3D).

Existe ainda muitas possibilidades por parte dos usuários de geofísica elétrica quanto as técnicas de investigação e arranjos de eletrodos.

6.2.2 Técnicas de Investigação

A escolha da técnica de investigação mais adequada a ser utilizada em campo depende de dois fatores determinantes: características geológicas e objetivos da investigação, que devem ser levados em considerações conjuntamente antes de decidir a melhor técnica de investigação. Os dois procedimentos principais empregados em levantamentos de eletrorresistividade, apresentam como diferença básica a disposição dos eletrodos na superfície do terreno. Os mais usados em estudos de água subterrâneas são: a sondagem elétrica vertical (SEV) e a tomografia elétrica (TE ou ERT) (BUTLER, 2005).

SEV é uma técnica que visa a investigação dos estratos horizontais, com pouca variação lateral, por meio da variação em profundidade da resistividade. Os estratos devem ter no máximo uma inclinação de 30° para obter bons resultados. Aplicado quando é desejado uma informação pontual, observação da variação vertical de resistividade (BUTLER, 2005).

As medidas de resistividade aparente são tiradas em relação a um ponto fixo, o espaçamento entre os eletrodos emissores de corrente (A e B) é aumentado sucessivamente com relação ao centro do conjunto, enquanto é mantida fixa a distância entre os eletrodos de potencial (M e N). A movimentação dos pares de eletrodos de corrente permite obter medidas mais profundas de resistividade em ponto fixo na superfície (BUTLER, 2005).

Na SEV esse aumento do espaçamento entre os eletrodos de corrente permite obter resistividade de pacotes de rocha cada vez mais profundos. A técnica tem sua importância principalmente na investigação de áreas sedimentares, nas quais a geologia é geralmente

organizada de maneira horizontal ou sub-horizontal, com estratos paralelizados e de significativa homogeneidade lateral. Esses estudos são realizados quando há interesse em obter a profundidade do topo ou base de uma certa camada rochosa, e também para determinação do nível de água entre outros (BUTLER, 2005).

A tomografia elétrica (ERT) é aplicada quando o alvo de interesse é o estudo da variação lateral da resistividade, e o alvo precisa possuir uma profundidade teoricamente constante. Nessa técnica o espaçamento entre os eletrodos é mantido constante e todo o conjunto é movimentado lateralmente de forma a captar as variações do parâmetro buscado ao longo de uma linha em superfície, em diferentes níveis de profundidade (DAILY et al., 2005).

No ETR diversas linhas podem ser feitas e seus resultados podem ser interpolados para compreensão da distribuição da resistividade em uma área, e assim conseguir produzir perfis 2D e 3D. Essa técnica é muito usada para identificar falhas, com ou sem água, diques, contatos de litologias diferentes e verticalizados, mineralizações, plumas contaminantes, águas subterrâneas entre outras (DAILY et al., 2005).

Em ambas as técnicas quanto maior o espaçamento utilizado entre os eletrodos maior a profundidade da investigação obtida (MUSSETT & KHAN, 2000). Devido a estudo em questão ser compreender a recarga e descarga de reservatórios de águas subterrâneas foi escolhida a técnica da tomografia elétrica (ERT), pois, é indicada para a investigação de camadas ou estruturas que apresentam contraste de resistividade com as rochas encaixantes, e melhor para grandes áreas com variação lateral (DAILY et al., 2005).

Após escolhida a técnica de investigação adequada, de acordo com os objetivos da pesquisa e das condições geológicas do terreno, o próximo passo é definir o arranjo de eletrodos a ser utilizado.

6.2.3 Arranjo dos Eletrodos

Em ambas as técnicas, SEV e ERT, existe uma ampla gama de arranjos possíveis para os eletrodos. Cada arranjo define um tipo de espaçamento, arranjo geométrico e movimentação durante a aquisição de dados entre os eletrodos. Essa grande diversificação aumenta em muito a versatilidade do método da eletrorresistividade. Todavia sempre deve haver no sistema pelo menos quatro eletrodos, para poder obter as medidas de resistividade, dois desses eletrodos são usados para enviar uma corrente elétrica (I) ao solo (eletrodos de corrente A e B), e os outros dois (eletrodos de potencial M e N) usados para medir a diferença de potencial (ΔV) entre eles.

Os arranjos apresentam uma série de características que os distinguem entre si, tal como o modo como os eletrodos são deslocados no decorrer do ensaio. Por conta dessa grande variedade de arranjos e de técnicas, antes decidir qual melhor aplicar em um estudo é bom ter a maior quantidade possível de conhecimento prévio da área de estudo. Conhecimentos como uma estimativa do tamanho e profundidade do objeto de estudo, podem ajudar em muito a decidir o espaçamento entre os eletrodos, e assim aumentar as chances de obter bons resultados em campo. A escolha do arranjo é influenciada por diversos motivos entre eles: estruturas geológicas, preferência pessoal, nível de ruído de fundo, facilidade operacional, resolução espacial, profundidade de investigação e facilidades no processamento dos dados (MUSSETT & KHAN, 2000).

Os arranjos dos eletrodos representam diversas configuração, distribuições e movimentações dos eletrodos. O espaçamento dos eletrodos deve ser grande o suficiente para atingir a penetração no alvo, mas quanto maior o espaçamento, menor a resolução, tanto lateral quanto verticalmente, portanto, pode não ser possível detectar um corpo pequeno em profundidade (MUSSETT & KHAN, 2000). Arranjos diferentes permitem que a resistividade aparente seja determinada em diferentes profundidades e posições laterais. Os mais utilizados são: Wenner, Dipolo-Dipolo e Schlumberger.

Os arranjos podem ser divididos em: arranjos de campo fixo e de campo móvel. Nos arranjos de campo fixo os eletrodos de corrente são mantidos fixos, e os de potencial são movidos lateralmente, como nos arranjos dipolos-dipolos. Nos arranjos de campo móvel todos os eletrodos são movimentados em pares, com manutenção da distância fixa, como nos arranjos Wenner e Schlumberger como os preferidos (CYRIL, 2013).

6.2.3.1 Campo móvel: Wenner e Schlumberger

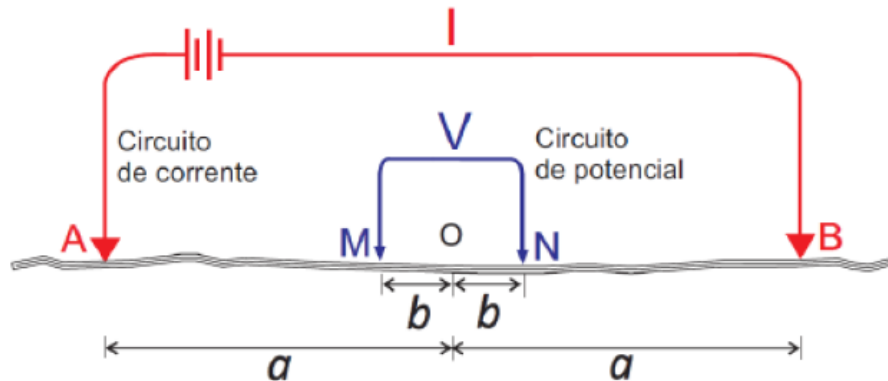
Ambos os arranjos usam ao menos 4 eletrodos, com distância igual entre os pares de eletrodos. Os arranjos Schlumberger são mais usados na Europa, e o Wenner mais amplamente usado nos EUA (CYRIL, 2013).

Wenner é menos sensível a estruturas 3D (DAHLIN & LOKE, 1997). Os arranjos Schlumberger obtêm dados mais rápido, pois neles apenas os eletrodos mais externos são movidos (CYRIL, 2013).

No estudo em questão de águas subterrâneas foi escolhido o arranjo Schlumberger. No arranjo do tipo Schlumberger os eletrodos estão simetricamente posicionados em linha com o par de eletrodos de corrente (A e B) e o equipamento responsável pelo registro das medidas de

resistividade obtidas. Os eletrodos de potencial (M e N) são colocados entre os de corrente (A e B) e distribuídos simetricamente em relação a um ponto central, a distância MN deve ser menor que a distância $AB/2$ (Figura 6.8). Apenas os eletrodos de corrente são movidos, os eletrodos potenciais ficam fixos. Dessa forma é um arranjo quadripolar, simétrico e linear (MUSSETT & KHAN, 2000).

Figura 6.8: Arranjo Schlumberger.



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

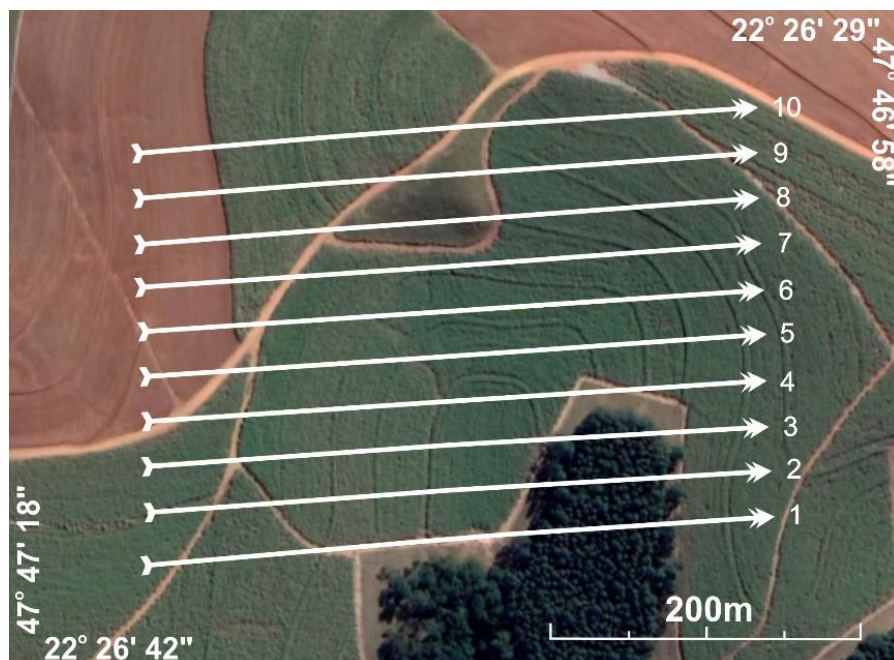
As leituras neste tipo de arranjo estão menos sujeitas às variações laterais do parâmetro físico medido, irregularidades do terreno e ruídos produzidos por fontes artificiais. Dessa maneira, os resultados apresentam maior precisão, que resulta numa interpretação mais próxima da realidade. Além disso, é mais prático em campo quando comparado ao arranjo Wenner, visto ser necessário o deslocamento de apenas dois eletrodos, enquanto o outro necessita o deslocamento de quatro eletrodos, ou seja, possibilita uma leitura mais rápida dos resultados (MUSSETT & KHAN, 2000).

7. AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DE DADOS

Os dados de resistividade foram coletados em campos através do método da Eletroresistividade por meio da técnica da Tomografia Elétrica e arranjo Schlumberger. Esse método foi escolhido devido a sua boa precisão e uso difundido em estudos geofísicos de hidrogeologia. A preferência pela técnica ocorreu, devido a sua boa resolução de variação lateral da resistividade e por ser indicada para a investigação de camadas ou estruturas verticalizadas que tem contraste de resistividade com as rochas encaixantes. O arranjo de eletrodos Schlumberger é a melhor opção para área por conta da sua boa relação sinal-ruído, seu bom uso em estruturas 3D e pelo fato de obter de forma mais rápida os dados de resistividade em campo (MUSSETT & KHAN, 2000).

A aquisição dos dados ocorreu por meio de 2 idas ao campo nos meses de agosto e setembro de 2020, na Serra de Itaqueri no município de Ipeúna. Ao todo foram realizadas 10 linhas de tomografia elétrica, com 420 metros de comprimento e 42 eletrodos espaçados 10m, paralelas e espaçadas 30 m entre si (Figura 7.1).

Figura 7.1: Distribuição das linhas geofísicas na área de estudo.



Fonte: Imagem autoral modificada do Google Earth.

As quantidades de linhas, assim como o espaçamento entre elas e entre os eletrodos foi estabelecido a fim de cobrir toda estrutura geológica de interesse para o estudo. A estrutura vigente na área é uma estrutura de um vale, e é encontrada constantemente na Serra de Itaqueri.

A aquisição de dados do estudo buscou compreender a questão da recarga e descarga nesse tipo de estrutura, e a dinâmica hidrogeológica da região de *Cuestas Basálticas* na Serra de Itaqueri, em Ipeúna.

Os dados foram adquiridos por meio do equipamento resistivímetro Terrameter LS, fabricado pela ABEM assim como os cabos de transmissão de corrente, as garras de contato entre o cabo e os eletrodos e o conjunto de eletrodos (Figura 7.2). O equipamento é portátil, leve e relativamente econômico quando comparado com outros sistemas de aquisição de dados geofísicos (CYRIL, 2013).

Figura 7.2: A) Equipamento utilizado em campo para coletar os dados.
B) Linha do ensaio geofísico estendida no campo.



Figura: Fotos autorais.

O equipamento realiza a aquisição dos dados automaticamente, por meio de um módulo único que é capaz de injetar a corrente solo, ao mesmo tempo que mede a tensão em vários eletrodos. Deste modo ele é capaz de realizar a transmissão e recepção dos dados. Os dados são registrados automaticamente na memória interna do instrumento durante a aquisição, num formato de arquivo que permite o tratamento direto no programa Res2dinv (ABEM, 2006).

O equipamento tem capacidade de injetar no solo uma corrente, caso a corrente seja muito baixa a sensibilidade da medição é degradada. A fonte de energia para gerar a corrente

normalmente é uma bateria. Os eletrodos são estacas de bronze, cobre ou de aço com cerca de 50 cm, e devem sempre ser cravados longe o suficiente um do outro para compensar o contato elétrico. Caso haja alta resistência no contato do eletrodo com o solo, é possível despejar água em volta dos eletrodos para melhorar o contato e assim dos dados medidos (ABEM, 2006) (CYRIL, 2013).

O desenvolvimento de sistemas de aquisição de dados com vários eletrodos, como do estudo, reduz o custo de aquisição de dados em campo. Nos atuais sistemas multi-eletrodos, duas ou três pessoas podem realizar pesquisas de campo, e coletar a grandes quantidades de dados necessários para gerar imagens de resistividade 2D e 3D (CYRIL, 2013).

No estudo em questão o equipamento, com sistema de multi-eletrodos, foi posicionado no centro da estrutura em vale, e a partir deste ponto as linhas foram dispostas paralelas entre si a cada 30 metros de distância, para norte e para sul. Os dados foram adquiridos automaticamente pelo equipamento foram extraídos via interface USB, em formato de planilhas.

Posteriormente os dados adquiridos em campo foram processados e trabalhados com a finalidade de obter como resultados seções geoeletricas bidimensionais e modelos tridimensionais para os parâmetros de resistividade ($\Omega.m$).

O processamento inicial dos dados geofísicos envolveu a geração de modelos de inversão 2D. Esses dados obtidos em campos são armazenados como um arquivo de extensão .dat, que pode ser aberto e editado posteriormente a sua coleta em campo. O programa de inversão utilizado no processamento e inversão dos dados geofísicos foi o software Res2Dinv (versão 3.53). Esse software realiza o processamento de grandes conjuntos de dados em duas dimensões a partir de técnicas de modelagem numérica como o método da inversão, um modelo bidimensional de resistividade (GRIFFITHS & BARKER, 1993).

Dados de altitude devem ser inseridos para cada uma das linhas antes do *software* realizar o tratamento dos dados obtidos, para possibilitar o ajuste da superfície topográfica no modelo. Os dados de altitude utilizados neste trabalho foram obtidos a partir de um GPS.

Os modelos de inversão 2D representam a distribuição da resistividade ao longo das linhas de aquisição geofísicas em campo. Nesses modelos de inversão 2D cada ponto investigado na subsuperfície possui uma posição e profundidade teórica específica e estimada, que são determinadas por algoritmos de acordo com o espaçamento dos eletrodos e o tipo de arranjo utilizado no ensaio. Além da posição e profundidade estimada, os modelos de inversão possuem ajustes topográfico e são representadas em termos de distância versus profundidade

com escala gráfica logarítmica e intervalos de interpolação de valores de cores legendados (LOKE & BARKER, 1996; FACHIN, 2007).

O processo de inversão consiste então na criação automática de um modelo bidimensional teórico para divisão da subsuperfície em blocos retangulares. A disposição e o tamanho dos blocos são gerados automaticamente pelo programa por meio da distribuição dos pontos de dados como um guia aproximado (LOKE, 2000). A profundidade da linha inferior de blocos é ajustada de modo a ser aproximadamente igual à profundidade média de investigação dos pontos de dados com o maior espaçamento entre eletrodos (EDWARDS, 1977). Em seguida, o programa calcula a resistividade aparente do modelo de blocos por meio da diferença finita e compara este com o valor medido. A resistividade dos blocos é ajustada iterativamente até que o valor aparente calculado seja concordante com os valores medidos em campo. O erro resultante da interação é dado como um valor do erro medido quadrático – (RMS) (LOKE & BAKER, 1996).

O erro RMS é uma medida estatística do desvio médio de uma quantidade de valores, no caso a magnitude da diferença entre os valores medidos e os calculados no processo de inversão. O cálculo do RMS segue o conceito igual ao do desvio padrão, expresso pela raiz quadrada da média aritmética das diferenças entre os dados medidos e os valores calculados, elevadas ao quadrado (ABEM, 2006).

Os tipos de inversão mais utilizados na interpretação de dados e resistividade elétrica são a inversão por blocos ou polígonos utilizados neste trabalho. O método da inversão utiliza o método matemático dos mínimos quadrados com restrição de suavidade e, através dele, o software reconhece a subsuperfície terrestre como blocos retangulares que possuem valores constantes para o parâmetro investigado (DEGROOT-HEDLIN & CONSTABLE, 1990; LOKE & BAKER, 1996).

Uma vantagem desse método de inversão está no fato do amortecimento das formas poder ser ajustado para adaptar melhor para cada tipo de dado (LOKE, 2000). Assim, o software ajusta o parâmetro de interesse em blocos retangulares e aperfeiçoa o método. Esse aperfeiçoamento ocorre pela redução da medição aparente (medida de campo) até que o número de interações seja suficiente para os objetivos do projeto ou o erro máximo desejado (qualidade do ajuste expresso pelo RMS) sejam alcançados.

Os modelos de visualização 3D foram primeiramente utilizados para pesquisa mineral, porém hoje em dia é muito utilizado em diversos tipos de pesquisas das mais diversas áreas geológicas, como: águas subterrâneas, contaminantes, arqueológicas, entre outras.

Os modelos de visualização 3D muitas vezes são gerados a fim de aumentar o entendimento em subsuperfície, assim complementa o estudo e auxilia em uma melhor na interpretação dos parâmetros medidos. Esses modelos permitem compreender a distribuição lateral, em profundidade e estimar o volume dos parâmetros de interesse em subsuperfície.

Os modelos de visualização deste trabalho foram gerados por aplicação do algoritmo de mínima curvatura, com auxílio do programa Oasis Montaj, plataforma Geosoft (versão 6.4). O programa permite o processamento de um grande volume de dados, assim como efetuar tarefas de processamentos complexos, tais quais: interpolação de dados, edição de mapas, edição e integração de dados de diversas naturezas (GEOMOTOSOFT, 2014).

Através dessa planilha é possível realizar o processamento e modelamento 3D por meio da interpolação dos dados obtidos. Os modelos 3D são gerados a partir da combinação da interpolação dos modelos 2D de inversão, segundo os seguintes procedimentos (GEOMOTOSOFT, 2014):

1. Os modelos 2D foram individualmente exportados em formato xyz por meio do software Res2dinv;
2. Em seguida os arquivos individuais foram agrupados em um único arquivo com informações espaciais para cada um dos pontos levantados em cada uma das seções. Este arquivo foi então importado para a plataforma Oasis Montaj Geosoft;
3. Nessa plataforma cada ponto do modelo 3D final é transformado num bloco, com dimensões condicionadas a critérios estatísticos e de malha amostral, ao qual é atribuído um valor para o parâmetro de resistividade
4. Por último são gerados mapas de níveis 3D para a resistividade, a partir da interpolação dos modelos 3D através do método da mínima curvatura.

Essa última etapa é a mais importante, e a responsável por gerar os resultados desejados, por meio da geração dos mapas de níveis 3D.

A interpolação consiste em um procedimento matemático de ajuste de uma função em pontos não amostrados, baseada em valores obtidos em pontos amostrados. A partir dos pontos amostrados, é definido um reticulado com espaçamento relativo aos pontos. O valor de cada nó do reticulado é calculado por seleção de pontos mais próximos conhecidos, que, posteriormente, são filtrados de modo a suavizar os contornos resultantes e a permitir o melhor ajuste com os valores originais (MOREIRA & ILHA, 2011; YAMAMOTO & LANDIM, 2013).

No final foram criados 12 mapas de níveis 3D, ou modelos de visualização 3D, a partir da cota 1000 m, com espaçamento entre níveis de 10 m, até a cota 890m. Esses mapas por

último foram integrados sob a forma de um modelo de visualização 3D, cujo produto também é apresentado nesse trabalho, e que destaca as áreas com menores valores de resistividade.

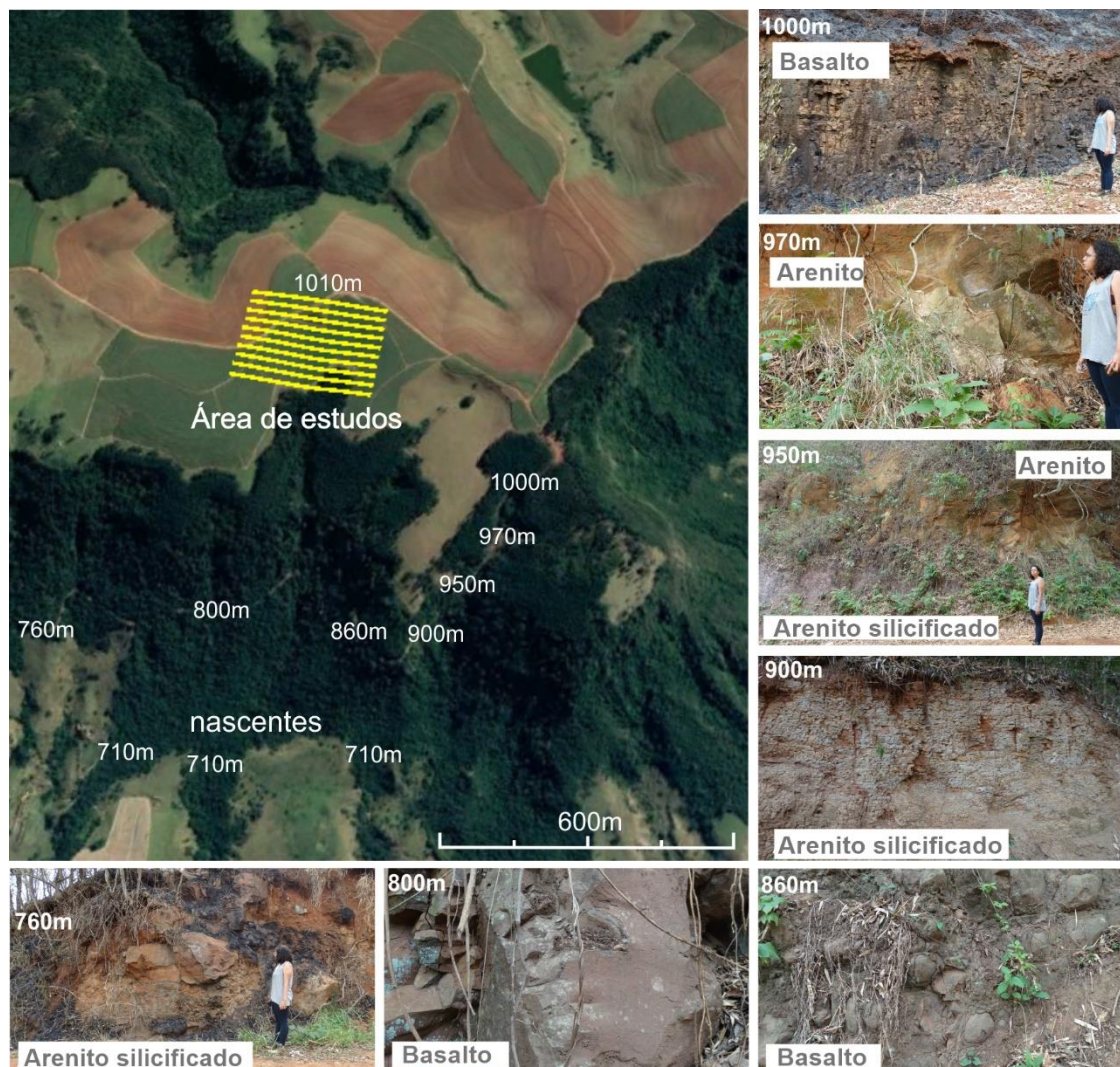
Esses modelos geofísicos de visualização 3D derivados de seções 2D, também conhecidos com modelos quase-3D ou pseudo-3D, proporcionam uma compreensão bastante ampla da complexidade de estruturas geológicas e hidrológicas (AIZEBEOKHAI et al. 2011).

8. RESULTADOS E DISCUSSÃO

8.1 Levantamento Estratigráfico

A interpretação dos resultados foi feita a partir do reconhecimento geológico realizado durante as etapas de coletas dos dados geofísicos. Com esse reconhecimento foi possível correlacionar os dados geofísicos com as cotas topográficas e os afloramentos rochosos encontrados na área (Figura 8.1).

Figura 8.1: Mapa da área com imagens tiradas no levantamento estratigráfico.



Fonte: Figura do autor.

O reconhecimento estratigráfico iniciou na cota 760m, na base da *Cuesta* da Serra de Itaqueri, Ipeúna (SP), nesse afloramento ocorrem arenitos silicificados. Essas rochas por

estarem nas cotas mais baixas da coluna estratigráfica e por apresentarem estratificações plano-paralelas de pequeno porte, foram relacionadas como pertencentes a Formação Pirambóia. Entre as cotas de 710m e 760m ocorrem nascentes dos rios, riachos e ribeirões da região.

Em 800m aparecem rochas ígneas que devido a granulação fina foram relacionadas aos Basaltos da Formação Serra Geral. Essas massas magmáticas presentes na região, são as responsáveis pelas escarpas das *Cuestas* e pela silicificação dos Arenitos das Formações Pirambóia e Botucatu encontrados na coluna estratigráfica levantada em campo. Esses Basaltos são encontrados até um pouco acima da cota de 860m. Em 860m possuem esfoliação esferoidal comumente conhecida como “acebolamento”, e é uma textura encontrada nesse tipo de rocha quando é alterada pelo intemperismo.

Em torno de 900m ocorrem Arenitos silicificados relacionados a Formação Botucatu. Essas rochas são correlacionadas a essa Formação devido à presença de grandes estruturas de estratificação cruzada e acanalada. Até um pouco mais de 950m esses Arenitos permanecem silicificados.

A gênese da silicificação dos Arenitos Botucatu e Pirambóia, ainda é muito controversa, há 2 boas hipóteses sobre o assunto que estão relacionadas ao magmatismo Serra Geral: 1) gênese paramagmática, com fonte das soluções silicosas o vulcanismo básico Mesozóico da Bacia do Paraná; 2) origem físico-química com a possibilidade de o preenchimento silicoso provir da dissolução de grãos de quartzo por soluções residuais dos derrames basálticos da Formação Serra Geral (MINEROPAR, 2003). Na estratigrafia da *Cuesta* os Arenitos silicificados estão sobrepostos, justapostos, sotapostos ou interceptados pelas rochas da Formação Serra Geral.

Um pouco acima da cota de 950m até um pouco acima da cota de 970m, o Arenito Botucatu não está silicificado. A rocha é encontrada sã, apenas intemperizada, todavia foi possível notar a boa seleção dos grãos, uma boa esfericidade e arredondamento e o tamanho médio dos grãos de areia.

Em torno de 1000m até 1010m ocorrem rochas da formação Serra Geral, com estruturas típicas de disjunção colunar vertical. Essa estrutura em coluna é gerada devido a processos resfriamento e contração de magmas, deste modo é muito encontrado em sills, diques e derrames de rochas básicas a intermediárias. A contração do material rochoso pelo resfriamento solidificação, gera planos de diáclases perpendiculares à superfície de resfriamento. Estas diáclases, ao propagarem para dentro da rocha, geram colunas paralelas umas às outras e perpendiculares à superfície de fluxo (GOEHRING & MORRIS, 2008). A rocha magmática encontrada nessa localidade possui uma granulação mais grossa, que é ainda mais fortemente

influenciada pelo intemperismo e laterização notados na área, desta forma essa rocha é caracterizada como um Basalto.

Após a análise e descrição da coluna estratigráfica levantada em campo, foi possível a relacionar com o Sistema Aquífero Guarani e Sistema Aquífero Serra Geral que ocorrem na área. O Sistema Aquífero Guarani (SAG), possui grande transmissibilidade lateral e na área é caracterizado pelos Arenitos da formação Botucatu e Pirambóia, todavia há Arenitos silicificados e não silicificados. Quando o Arenito é silicificado o SAG tem o comportamento de um aquífero fraturado, e por ele a água flui verticalmente até encontrar os Arenitos não silicificados, por onde o SAG tem o comportamento de um aquífero poroso e consegue carregar o fluxo de água lateralmente. O aquífero poroso é o reservatório de água da Serra de Itaqueri, e nele a água fica armazenada.

A água flui em aquífero fraturado tanto no Arenito silicificado quanto nos Basaltos. Os Basaltos da Formação Serra Geral fazem parte do aquífero Serra Geral (ASG).

Antes da água fluir entre os aquíferos do SAG e ASG, ela penetra no solo. Parte da água que cai no solo infiltra e parte evapora. Na área a infiltração é facilitada pelo fato de haver uma plantação realizada em curvas de nível. As curvas de nível permitem que a água fique mais tempo em contato com o solo antes de escorrer para as áreas mais baixas da *Cuesta*, uma vez que a área de estudo está no topo da feição geomorfológica. As curvas de nível além de facilitar a infiltração, também ajuda na conservação do solo, pois, essa prática evita a ocorrência de erosão (GIANGIULIO, 2009). A erosão atrapalha a infiltração de água, devido ao fato de que durante esse processo a água escorre junto com diversos materiais particulados para as áreas mais baixas do relevo.

Após infiltrar no solo a água consegue adentrar nas fraturas do aquífero fraturado abaixo. No topo da *Cuesta* Basáltica predomina as rochas ígneas relacionadas a Formação Serra Geral, solos gerados por essas rochas são solos argilosos ricos em argilominerais e ferro. Esse solo apesar de possuir altos valores de porosidade tem baixos valores de permeabilidade, por conta dessas características necessita de mais tempo, do que um solo arenítico, para a água infiltrar (CORVALÁN, 2005).

O solo da área possui uma coloração de um vermelho intenso, com algumas partes arroxeadas. Foi possível notar a presença de fragmentos de Basalto intemperizados, argilominerais, e cascalhos de óxidos e hidróxidos incorporados no perfil do solo. O horizonte A do solo era pequeno, não chegando há 50cm, e estava sobre concreções endurecidas de óxidos e hidróxidos e fragmentos de rocha alterada (Figura 8.2).

Figura 8.2: Fotografias do solo com óxidos e hidróxidos de ferro.



Fonte: Figura do autor.

As características deste solo permitem classificá-lo como um Cambissolo. Cambissolos, assim como Neossolos, são solos “jovens”, pouco evoluídos e profundos, com textura média e fragmentos de rocha intemperizados. No alto da Serra do Itaqueri também é comum encontrar Latossolo roxo, conhecidos popularmente como “terra roxa” devido a sua coloração avermelhada, e também estão ligadas as rochas básicas da Formação Serra Geral. São solos mais antigos, bem desenvolvidos e geralmente ocorrem em áreas de relevo íngreme, como as do *front* da *Cuesta* (CORVALÁN, 2005).

O solo é um caminho de fluxo para a água conseguir chegar até o aquífero. Todavia para compreender como é o fluxo da água pelas camadas de rochas é preciso haver uma compreensão conjunta entre dados de resistividade e o levantamento geológico/estratigráfico.

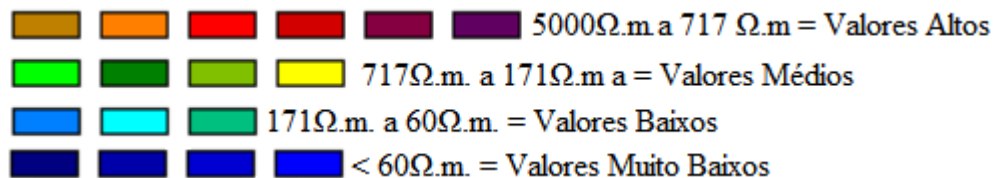
8.2 Modelos 2D de Inversão

Os resultados dos levantamentos geofísicos são apresentados na forma de modelos de inversão 2D, ou seções 2D. Os modelos de inversão de resistividade foram gerados a partir dos

dados geofísicos obtidos em campo. Esses modelos dão uma representação visual do comportamento das resistividades em subsuperfície que leva em consideração a profundidade, a distância e os valores obtidos. Os valores são legendados em escala logarítmica, pois, deste modo é possível realizar uma análise comparativa entre as seções.

Os modelos 2D refletem uma geologia representada por Basaltos, Arenitos, Arenitos silicificados e Cambissolo com argilominerais e óxido/hidróxidos de ferro.

Os valores de resistividade estão entre $20\Omega.m$ a $5000\Omega.m$. Em algumas das seções o parâmetro RMS (desvio médio quadrático) é relativamente alto e este fato ocorre devido à grande variação de valores ao redor da média. Para facilitar a discussão dos dados geofísicos os valores de resistividade foram divididos nas seguintes categorias:



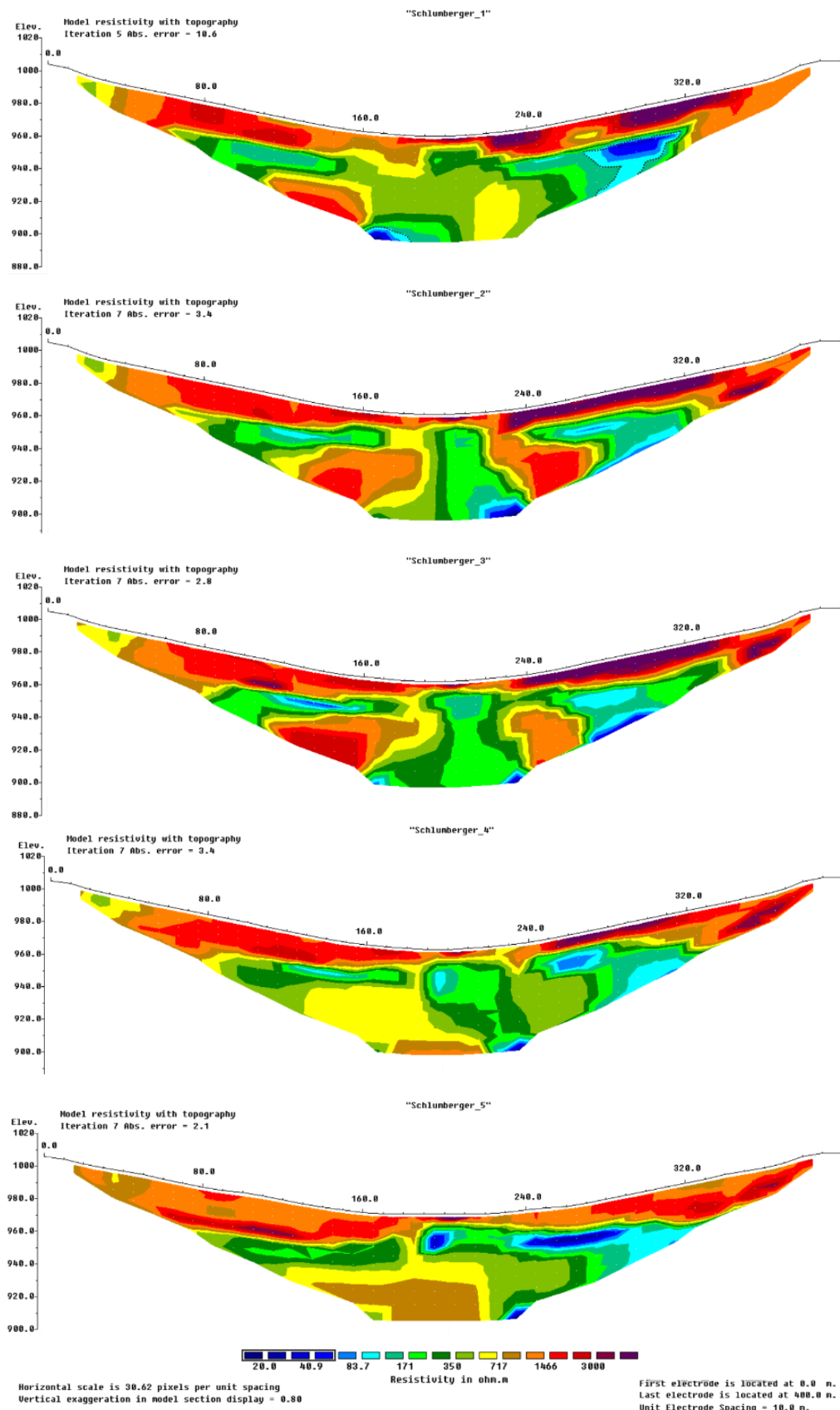
As seções 1, 2, 3, 4, 5 possuem altos valores de resistividade entre 1010m a 970m (Figura 8.3). Esse primeiro intervalo, que pode chegar a ter uma espessura de 40m ou mais nos extremos das seções, possui valores variados de resistividade dentro do intervalo classificados como alto. Em algumas seções os valores acima de 3000 $\Omega.m$ são encontradas entre as cotas de 970m a 960m e acima da cota de 970m na maioria das vezes.

Uma anomalia de valores altos surge na seção 1 e aumenta de tamanho até a seção 3, e depois diminui nas seções 4 e 5. Em quase todas seções essa anomalia é encontrada abaixo da cota de 950m, a única exceção é na seção 2 que é encontrada acima dessa cota também. Essa anomalia parece delimitar uma estrutura verticalizada nas seções 2 e 3

Valores médios, entre 171 $\Omega.m$ a 717 $\Omega.m$, estão presentes geralmente abaixo da cota de 960m em todas as seções. A anomalia de valores médios encontrada no extremo esquerdo das seções, acima da cota de 970m, deve estar ligada a uma maior infiltração de água no solo devido ao fato de estar próxima à superfície do terreno.

Os valores baixos e muito baixos ocorrem constantemente associados a uma certa região, é possível os encontrar distribuídos em quase toda seção: nas seções 2,3,4, e na porção direita e central: nas seções 1 e 5. Essas áreas, principalmente a relacionada a presença de valores muito baixos, são locais onde é notado a presença de água.

Figura 8.3: Seções de resistividade de 1 a 5.



Fonte: Figura do autor.

É necessário que a água consiga permanecer um certo período de tempo para haver uma interação água-rocha capaz de diminuir consideravelmente os valores de resistividade. Quanto mais tempo a água reside em um lugar, mais os íons e partículas interagem com o meio e menores são os valores de resistividade. A resistividade diminui, por causa do fato da água enriquecer o meio com eletrólitos ricos em íons e materiais particulado que permitirem uma propagação facilitada da corrente elétrica. Quanto mais fácil é a propagação da corrente elétrica menor é são os valores de resistividade obtidos, como revisado.

Nessas primeiras seções é possível notar a nítida forma em vale da área de estudo. A estrutura do tipo vale nas suas áreas mais baixas tem uma grande diferença de altitude entre o centro e os extremos. Nesses locais o centro da seção está em cotas altimétrica mais baixas do que os extremos, deste modo para facilitar a compreensão nesse primeiro momento, iremos desprezar essa variação de espessura. A medida que as linhas seguem para o topo a estrutura fica mais plana e é menor a diferença altimétrica entre as áreas centrais e os extremos.

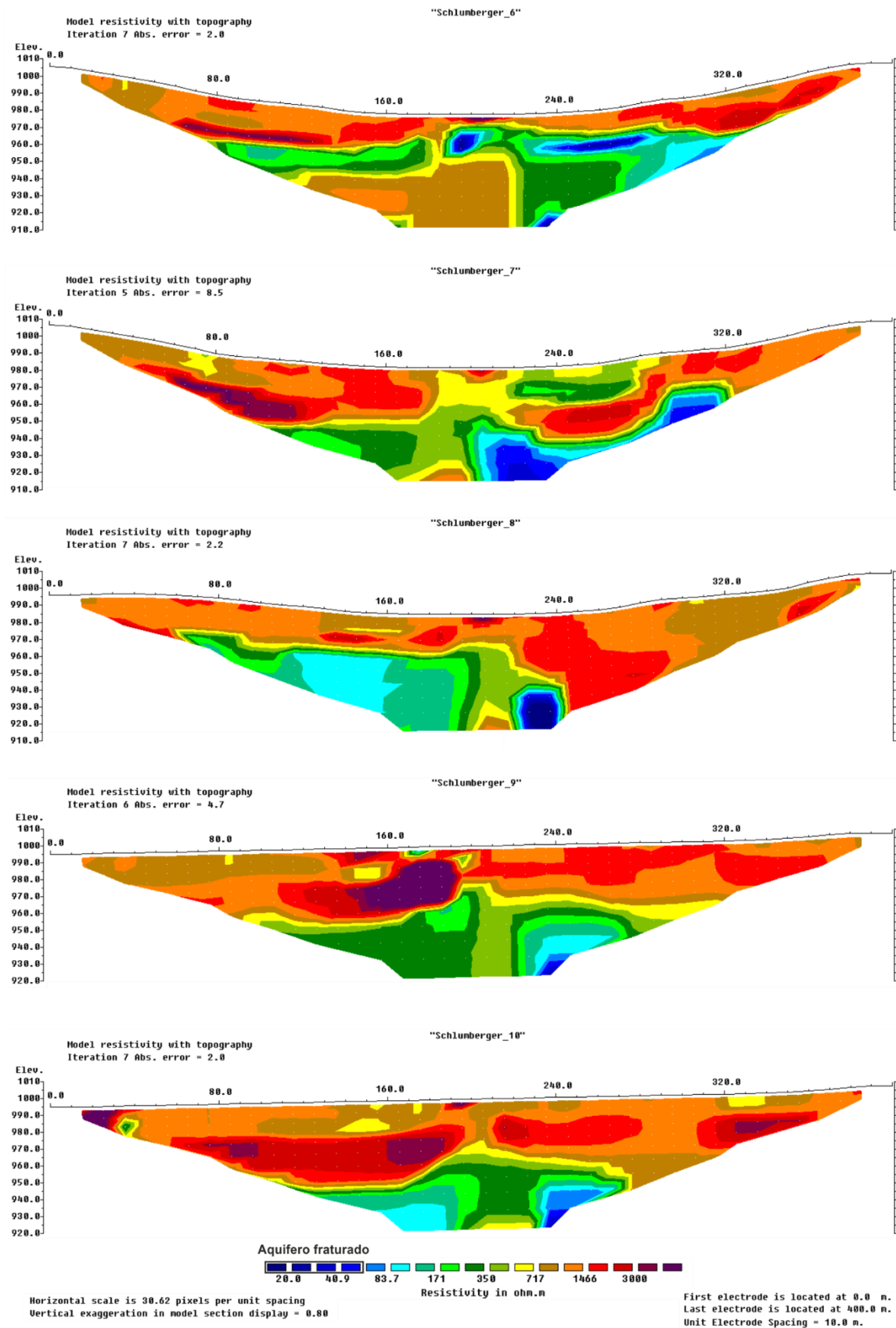
A partir da 6 seção, as seções não têm a base mais na cota de 900m, e sim entre 910m a 920m. Essa mudança na base ocorre, pois, as linhas geofísicas foram planejadas para cobrir toda uma estrutura do tipo vale que possui as áreas de topo mais altas topograficamente do que as áreas do fundo do vale. Assim as seções geofísicas das áreas mais altas não iram atingir igual profundidade do que as realizadas nas áreas baixas. As seções 1,2,3,4 e 5 foram feitas no do fundo do vale, e as seções 6,7,8,9 e 10 no topo do vale. Em todas as seções o centro das linhas foi o centro do vale.

As seções 6,7,8,9 e 10 valores maiores que 3000 $\Omega.m$, são notados no lado esquerdo da seção acima da cota de 960m (Figura 8.4). Na seção 10, valores acima de 3000 $\Omega.m$ também são encontrados na porção direita, esquerda e central. Na seção 7 são encontrados até a cota de 950m, e na seção 8 ocorre em uma pequena anomalia próxima à superfície da área central. Na seção 8 esses valores podem estar associados a presença de óxidos e hidróxidos de ferro presentes no solo pouco desenvolvido, devido a sua localização próxima à superfície.

Os valores altos são notados nas seções 6, 9,10 acima da cota de 960m/955m, podem chegar em 940m na seção 10 no lado direito. Na seção 6 os valores altos aparecem abaixo da cota de 950m na porção central e direita da seção, e parece com a anomalia de valores altos surgidas nas seções anteriores a 6 seção.

Na seção 7 os valores altos são notados acima de 950m, e em uma pequena anomalia na porção central abaixo de 930m. Na seção 8 os valores classificados como altos ocupam praticamente toda a porção direita da seção até a cota de 930m, no resto da seção é encontrado acima de 970m a não ser por uma pequena anomalia na área central próxima da cota de 920m.

Figura 8.4: Seções de resistividade de 6 a 10.



Fonte: Figura do autor.

Os valores médios nessas últimas seções são encontrados na grande maioria abaixo da cota de 970m, na seção 6 ocorre abaixo de 980m e na seção 7 é notado desde as cotas mais altas e superficiais do terreno. As seções 9 e 10 possuem valores médios próximos a superfície que devem estar associados a maior infiltração de água nessas localidades em específico.

Os valores baixos e muito baixos, associados a presença de água, são encontrados em sua maioria na porção direita e central das seções, todavia na seção 8 e 10 também estão presentes na porção central. Na seção 6 estão abaixo da cota de 970m, nas demais seções são encontrados abaixo da cota de 960m. Na seção 6 e 7 é possível notar uma conexão entre as áreas com valores muito baixos de resistividade.

A partir da 8 seção, as seções ocorrem em áreas mais de topo da estrutura em vale e mais plana, por isso as seções tem menos a forma de um vale. A seção 9 e 10 são praticamente planas de uma ponta a outra, e o centro e os extremos estão na mesma cota altimétrica.

Essas duas últimas seções são semelhantes as camadas de um bolo as distribuições dos valores de resistividade, e essa característica é esperada em estudos de resistividade com rochas sedimentares. Em todas as demais seções ocorre uma variação grande de espessura das camadas de resistividade, e este fato ocorre devido aos processos geológicos distintos formadores das rochas e a uma ação não homogênea dos processos intempéricos. Os processos intempéricos, nos dias de hoje, são mais atuantes nas áreas com maior facilidade de infiltração como as zonas com maior fraturamento.

8.3 Correlação Levantamento Geológico/Estratigráfico e Modelos 2D de Inversão

A discussão dos resultados obtidos em campo compreende a descrição dos padrões observados nas seções, e sua relação com a estratigrafia da área.

Os Basaltos de todas seções são pertencentes a Formação Serra Geral, e tantos os Arenitos quanto os Arenitos silicificados pertencem a Formação Botucatu. Apesar do reconhecimento geológico/estratigráfico ter identificado Arenitos da Formação Pirambóia, estes não aparecem nos modelos de visualização 2D devido ao fato de estarem em profundidades maiores do que a base das seções.

Ao correlacionar o levantamento realizado em campo com os dados geofísicos ilustrados nas seções 2D foi possível compreender melhor a possível localização dos tipos de aquíferos.

As rochas ígneas, Basalto, ocorrem nas áreas mais altas das seções e são relacionadas na maioria das vezes aos valores altos de resistividade. Essas rochas são encontradas muito

fraturadas na área, e as fraturas permitem a água infiltrar e fluir com maior facilidade para as camadas abaixo. Esses Basaltos são encontrados acima da cota de 960m/970m, e quando são relacionados a valores acima de 3000 $\Omega.m$ não contem água em seu interior, mas quando são relacionados a valores entre 3000 $\Omega.m$ a 717 $\Omega.m$ pode haver presença de água. Devido ao intemperismo não atuar de forma homogênea vão existir locais onde essas rochas ígneas podem ser encontradas em áreas um pouco abaixo do controle de 960m/970m como na seção 7.

Na área os solos são pouco desenvolvidos e em algumas localidades foi possível notar a presença de óxidos de hidróxidos de ferro. Os óxidos/hidróxidos de ferro podem aumentar os valores da resistividade localmente, e eles são formados devido ao intemperismo dos Basaltos. Assim como os argilominerais eles são formados devido a hidratação dos minerais que compõem a rocha. A seção 8 é a mais prováveis de ter altos valores de resistividade próximos a superfície, que são relacionados a presença de óxidos e hidróxidos de ferro.

A anomalia de valores altos que inicia na 1 seção e continua até a 6 seção devido a sua localização topográfica deve estar relacionada a presença de Arenitos silicificados com pouca presença de água. Esses valores altos abaixo de 960m/950m são associados a Arenitos silicificados devem possuírem poucas fraturas, pois as fraturas são um dos caminhos de fluxo da água nesse litotipo rochoso.

Nas rochas ígneas e nos Arenitos silicificados a presença de água está muitas vezes relacionada a presença de fraturas no local, pois a fratura pode permitir a água ter um caminho para o seu fluxo nessas rochas. Nos Basaltos as fraturas com água, não apresentam valores classificados como baixos de resistividade, este fato pode ocorrer devido as fraturas estarem conectadas. A conexão facilita o fluxo da água para as camadas adjacentes.

Regiões superficiais das seções com valores médios ou baixos, como no caso das seções 7,9, 10 e nas seções 1,2,3 e 4 no extremo esquerdo podem estar associados a uma maior infiltração de água no solo ou em algum outro litotipo rochoso não identificado no levantamento.

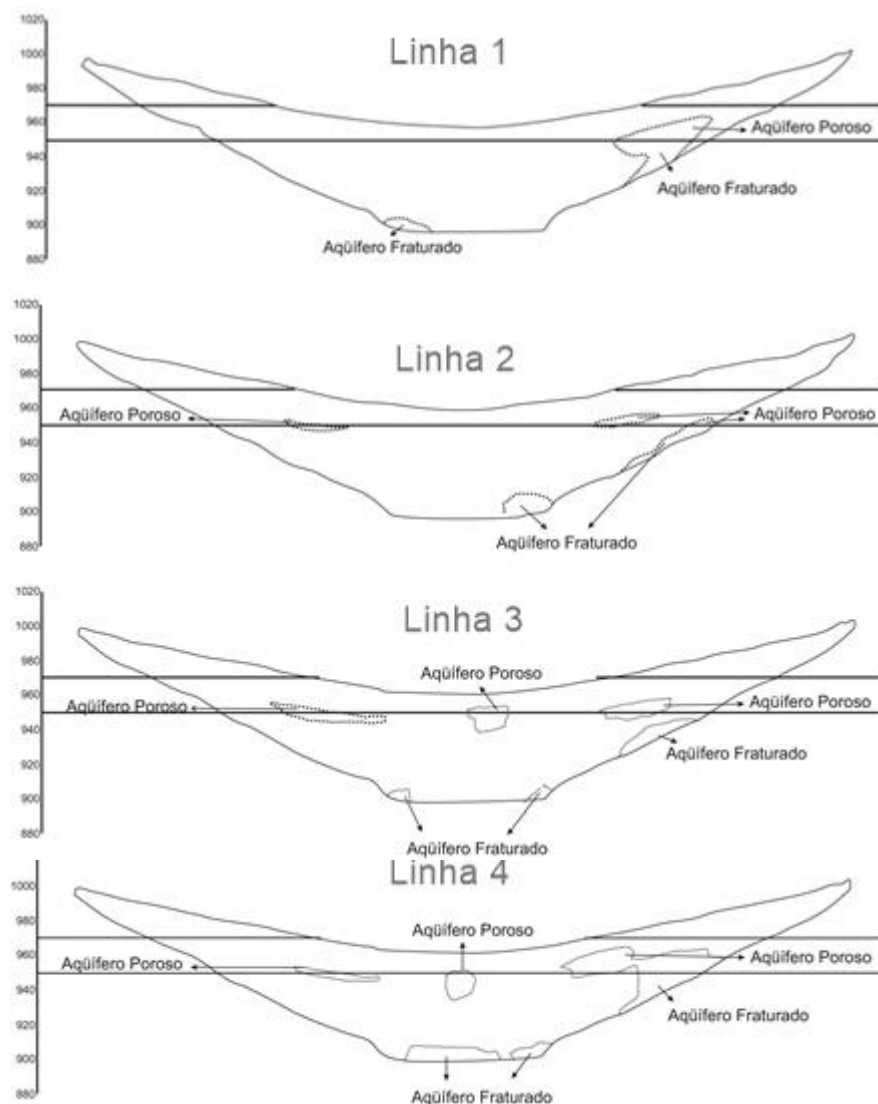
Os valores médios são associados a Arenitos ou Arenitos silicificados, quando próximo do controle estratigráfico de 970m/960m são associados a Arenitos e abaixo de 960m/950m com Arenitos silicificados. Essas rochas podem conter ou não água.

Os Arenitos quando contem água são relacionados ao aquífero poroso, e os Arenitos silicificados aos aquíferos fraturados. Arenitos silicificados quando contem água podem possuir valores médios, baixo ou muito baixo de resistividade. Quando esses Arenitos são relacionados aos valores baixos e muito baixos deve existir a presença do aquífero fraturado no local, pois

apenas um maior tempo de interação água-rocha consegue abaixar os valores de resistividade para menos de 60 $\Omega.m$.

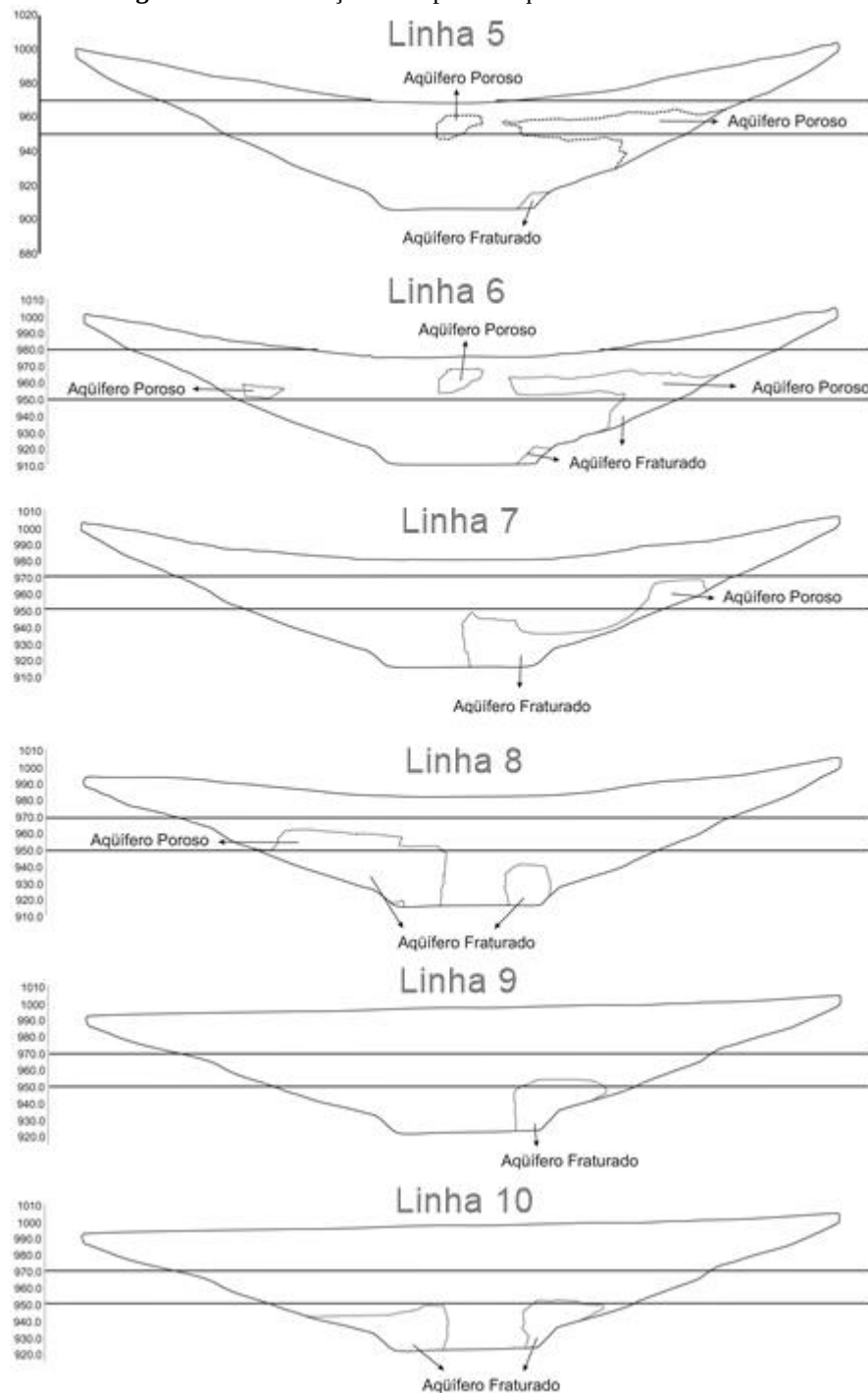
Os valores baixos e muito baixos são indícios da presença de aquíferos no local, pois a água precisa residir um tempo para abaixar tanto os valores de resistividade. Esses valores próximos da cota de 970m/960m são relacionados aos Arenitos e ao aquífero poroso na região. Quando os valores baixos e muito baixos são encontrados abaixo de 960m/950m são relacionados aos Arenitos silicificados e ao aquífero fraturado. Em certas seções, como a 1,2, 3,4, 5 6 e 7 é possível notar a conexão entre esses dois aquíferos, e o caminho da água de uma para o outro. Devido à ação heterogênea do intemperismo a conexão entre os aquíferos não é notada em todas as seções, apesar de ser possível notar na maioria delas. A localização dos aquíferos nas seções é mostrado nas (Figura 8.5 e 8.6).

Figura 8.5: Localização dos tipos de aquíferos linhas de 1 a 5.



Fonte: Figura do autor.

Figura 8.6: Localização dos tipos de aquíferos linhas de 6 a 10.



Fonte: Figura do autor.

Após relacionar a geologia/estratigrafia com os dados geofísicos e delimitar a possível localização dos aquíferos é possível notar o caminho do fluxo da água nas seções. O primeiro caminho da água é no solo, e é facilitado na área pelas curvas de nível. A água infiltra no solo pouco desenvolvido e hidrata seus minerais, com geração de argilominerais e óxidos e hidróxidos de ferro em certas localidades. Após infiltrar no solo a água entra nas fraturas dos

Basaltos. As fraturas conectadas permitem o caminho do fluxo de água para as camadas adjacentes.

Após passar pelas fraturas dos Basaltos a água é retida no aquífero poroso composto pelos Arenitos, por volta do controle estratigráfico de 970m/960m. O aquífero poroso aparece próximo ao controle estratigráfico e pode ocorrer até próximo da cota de 980m como no caso da seção 6. Os Arenitos, que constituem o aquífero poroso, possuem boa transmissibilidade lateral, apesar de nas seções geofísicas não ter notado essa transmissibilidade lateral, mas uma transmissibilidade vertical entre os tipos de aquífero.

O aquífero poroso é o grande reservatório de água na região da *Cuesta* da Serra de Itaqueri, que armazena a água que passa pelas fraturas dos Basaltos que posteriormente flui pelas fraturas para os Arenitos silicificados. Apesar do Arenitos silicificados pertencerem a Formação Botucatu, que é associada com o SAG, eles possuem um comportamento mais semelhante aos dos aquíferos fraturados da ASG devido a silicificação. A silificação diminui a porosidade, permeabilidade e aumenta a sua resistência aos esforços. Dessa forma o Arenito silicificado responde aos esforços semelhante ao Basalto e desenvolve fraturas por onde o fluxo de água pode escoar.

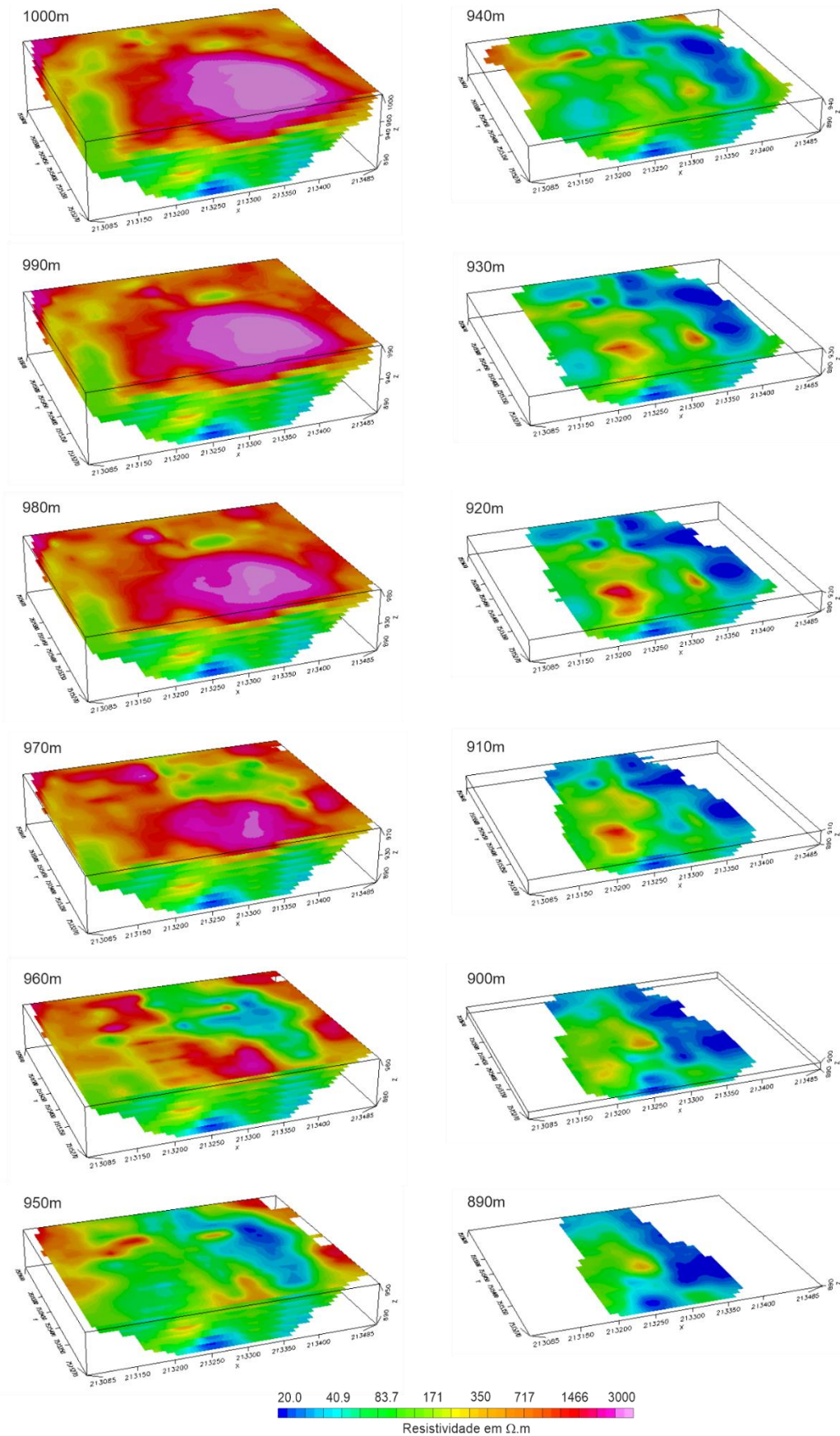
Devido ao limite de base das seções geofísicas não foi possível reconhecer o fluxo após o aquífero fraturado, apesar do levantamento ter reconhecido rochas abaixo da cota de 920m.

Após a análise, comparação e discussão entre os modelos geofísicos 2D e o levantamento geológico estratigráfico realizado, foi possível compreender o caminho da água, assim como relacionar os valores de resistividade com as rochas e aquíferos presentes na área. A correlação realizada revela além do provável caminho de fluxo e da localização dos aquíferos, o quanto é importante a recarga do ASG para a ocorrer recarga do SAG. Uma vez que a água infiltra pelas fraturas dos Basaltos, ASG, antes de ser armazenada ou fluir no SAG.

8.4 Modelos 3D de Visualização

O modelamento 3D por meio da interpolação dos modelos 2D permitiu a geração de modelos de visualização de profundidade em diversos níveis (Figura 8.7). Foram criados 12 mapas de modelos de visualização 3D, a partir da cota 1000 m, com espaçamento de 10 m, até a cota 890m. Esses modelos foram integrados para ajudar a visualizar as áreas com menores valores de resistividade, e complementar a compressão acerca do arcabouço geológico da área.

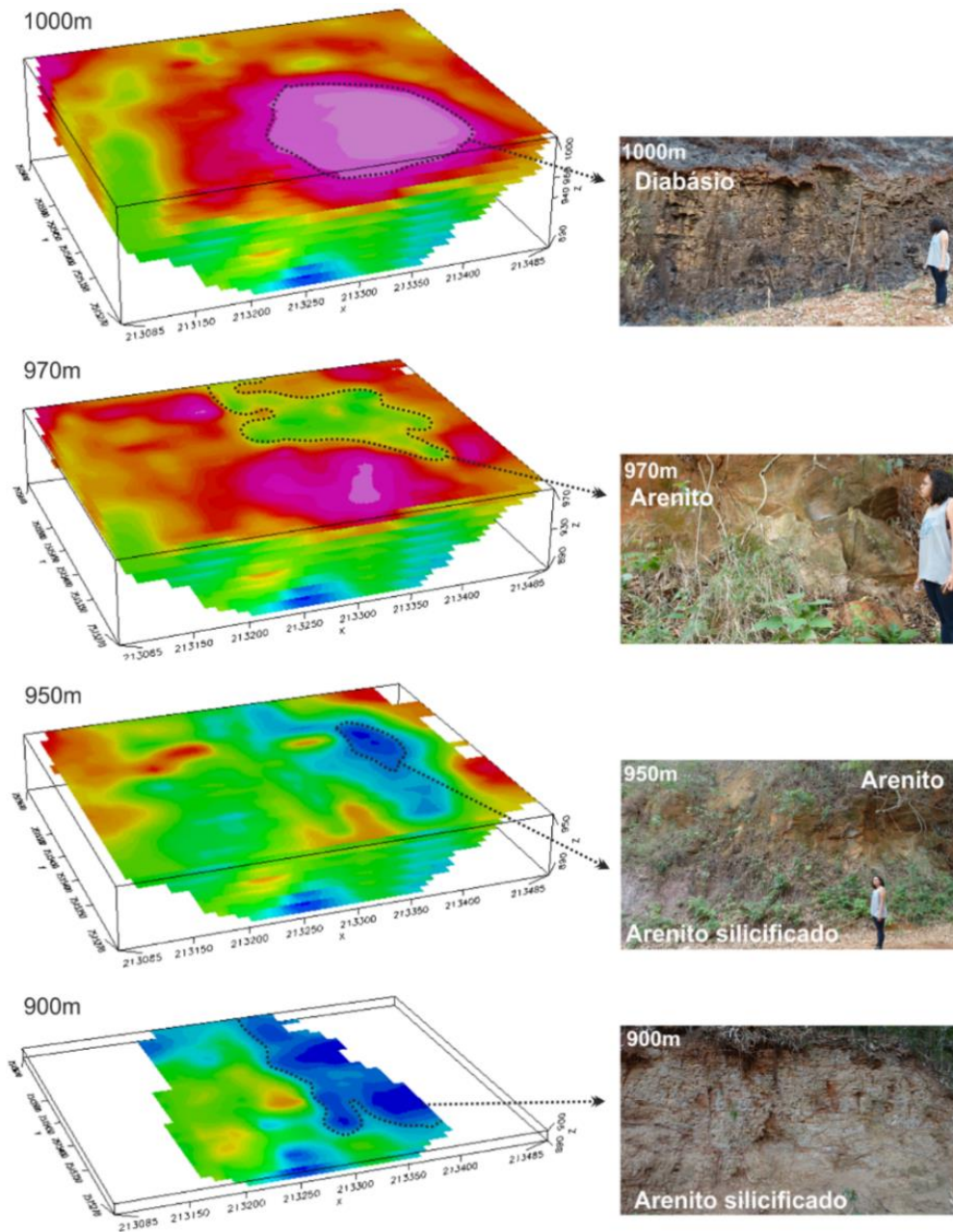
Figura 8.7: Modelos 3D de resistividade.



Fonte: Figura do autor.

Através da análise dos modelos 3D podemos compreender melhor o caminho do fluxo de água pela *Cuesta* pela disposição das camadas em profundidade. Também é possível correlacionar os modelos 3D com o levantamento realizado, há uma visualização diferente dos controles estratigráficos (Figura 8.8). A análise dos modelos 3D ajuda a compreender melhor quais aquíferos ocorrem em quais cotas, e complementa o conhecimento da análise 2D.

Figura 8.8: Modelos 3D relacionados as rochas do levantamento estratigráfico.



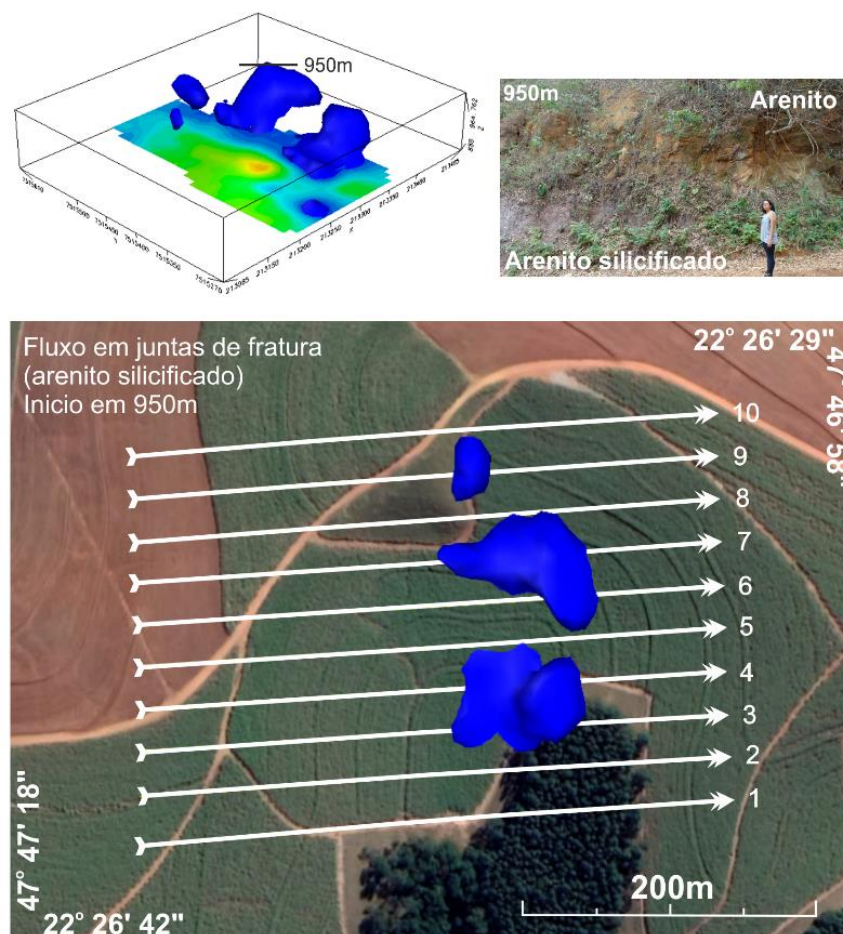
Fonte: Figura do autor.

Na cota de 1000m é bem evidenciada a presença dos Basaltos devido aos altos valores de resistividade. Na cota 970m aparecem os Arenitos que constituem o aquífero poroso do SAG. Na cota de 950m há o predomínio dos valores baixos e muito baixos que são relacionados ao Arenito silicificado e ao aquífero fraturado. Na cota de 960m ocorrem valores baixos, mas não ainda muito baixos. Essa correlação dos modelos 3D com o levantamento evidência o fato de que os valores baixos e muito baixos estão na maioria das vezes relacionados ao Arenitos silicificados e não tanto aos Arenitos, como indicado nos modelos 2D.

O modelo de visualização 3D indica a importância dos aquíferos poroso e fraturado do SAG como reservatório de água da *Cuesta*, diante dos baixos valores de resistividade. O modelo de visualização 3D revela como a água ocupa cada vez mais áreas à medida que as cotas diminuem, pois começa a dominar valores baixos e muito baixos de resistividade.

Foi elaborado um modelo de bloco 3D com valores muito baixos de resistividade, para possibilitar uma melhor compreensão de onde está localizado na área esses valores (Figura 8.9).

Figura 8.9: Modelos de blocos 3D para resistividade com valor máximo de 60 $\Omega.m$.



Fonte: Figura do autor.

O modelo de bloco 3D junto com as interpretações preliminares mostra como o caminho do fluxo do alto da estrutura em vale para o baixo, pois na seção 7 os valores muito baixos aparecem por volta de 950m/960m e na seção 1 aparece somente abaixo dessa cota. Deste modo, o fluxo da região ocorre para o *front* da *Cuesta* e não para o interior da estrutura geomorfológica. O caminho do fluxo parece ocorrer dentro de uma lente arenítica composta por Arenitos e Arenitos silicificado.

É pressuposto que a água continue a fluir no aquífero fraturado, abaixo da cota de 890m, que é a base dos dados de resistividade. Os dados geofísicos não foram retirados abaixo de 890m, apesar do levantamento ir até a cota 710m. Em 860m surgem Basaltos da Formação Serra Geral que continuam até quase a cota de 790m. No intervalo entre as cotas 860m a 790m a água deve a fluir pelas fraturas do aquífero fraturado dos Basaltos.

Abaixo das rochas da Formação Serra Geral aparecem os Arenitos silicificados da Formação Pirambóia, onde o fluxo deve continuar em aquífero fraturado até próximo da cota de 710m. 710m é a base da *Cuesta*, e ocorrem Arenitos, nessa área o caminho da água deve mudar de vertical para o horizontal sentido as nascentes na base da Serra de Itaqueri. As nascentes são de suma importância para manter perene o fluxo de água de rios da bacia.

Até a cota de 890m a água deve estar contida numa lente arenítica, onde o caminho da água está inclinado em direção ao *front* da *Cuesta*. Todavia não é possível afirmar com os dados obtidos que essa água dentro da lente arenítica flui para as camadas adjacentes. É necessário que a água flua pelas camadas debaixo para influenciar o aporte de água das nascentes na base da *Cuesta*, caso a água fique retida na lente, ela não influencia nas nascentes das regiões.

É preciso mais estudos aplicados na área, para poder afirmar que a recarga das nascentes está ligada a infiltração de água no topo da *Cuesta*. Estudos isotópicos e hidroquímicos podem ajudar a compreender melhor o caminho do fluxo, tempo de residência da água e velocidade do fluxo da água que infiltra no topo e que sai na base da *Cuesta*.

9. CONCLUSÃO

O estudo em questão reafirma a importância do uso de métodos diretos e indiretos para estudos geológicos. Um método complementa o outro e essa análise conjunta permite uma melhor compreensão acerca do arcabouço geológico de área e da relação com o fluxo de águas subterrâneas. O levantamento geofísico e o levantamento estratigráfico sozinhos não seriam capazes de explicar o comportamento do fluxo de água pelas camadas da *Cuesta*.

Os ensaios geofísicos foram realizados pela aplicação do método da Eletorresistividade, por meio do arranjo Schlumberger, para todas linhas de aquisição. Os dados coletados geraram seções 2D, e encima delas foram elaborados modelos de visualizações 3D. O levantamento estratigráfico foi relevante na hora de relacionar os resultados de resistividade com as rochas e o tipo de aquífero. O uso da modelagem 3D constitui um grande diferencial para o trabalho, pois facilitou a visualização em dos perfis em diversos ângulos diferentes e a melhor visualização das cotas altimétricas. Com o modelo 3D de bloco gerado é possível estimar um volume para os aquíferos, o que pode ser útil para futuros estudos hidroquímicos e isotópicos na área.

Os dados geofísicos mostraram que os valores baixos e muito baixos de resistividade são relacionados a presença de água e são encontrados na maioria das vezes abaixo da cota de 970m/960m, quando próximos de 970m/960m são relacionados ao aquífero porosos e quando abaixo de 960m/950m são pertencentes ao aquífero fraturado. A maior parte desses valores menores que 171 $\Omega.m$ são relativos ao aquífero fraturado da área, que é muito mais presente do que o aquífero poroso. Em certas seções, como a 1, 2, 3, 4, 5 6 e 7 é possível notar a conexão entre esses dois aquíferos, e o caminho da água de uma para o outro. Na área o Sistema Aquífero Guarani (SAG) tem um comportamento mais semelhante à de um aquífero fraturado.

O trabalho revela como ocorre a recarga no topo da *Cuesta* e evidencia que na área a recarga não ocorre para o reverso da *Cuesta*, mas em direção ao seu front, como ficou evidenciado nos modelos 3D de resistividade e no modelo de bloco 3D. Devido ao o limite de dados geofísicos ocorrerem em torno de 890m, não foi possível saber como o fluxo de água ocorre nas camadas adjacentes que foram vistas no levantamento estratigráfico.

A água infiltra primeiro no solo pouco desenvolvido, depois no Basalto fraturado, onde ocorre o aquífero fraturado do Aquífero Serra Geral (ASG). Após infiltrar no ASG a água é retida no aquífero poroso do SAG, que a armazena. Na área não foi possível notar uma grande transmissibilidade do aquífero poroso, devido ao fato deste ser encontrado fragmentado próximo do controle estratigráfico de 970m/960m. O aquífero poroso funcionada como o grande reservatório da *Cuesta*, e transmite água verticalmente para o aquífero fraturado abaixo.

Os dados de resistividade mostraram a presença de água dentro de uma grande lente arenítica que flui em direção ao front da *Cuesta*, e não para o reverso como muitos trabalhos anteriores afirmam. Deste modo as áreas de afloramento do SAG, além de proporcionarem um fluxo de água para o reverso da *Cuesta* também fluem para o front da *Cuesta*.

Na base do front da *Cuesta* existem diversas nascentes que podem ter sua água advinda das recargas do topo, todavia é necessário a realização de estudos hidroquímicos e isotópicos para afirmar que a água que infiltra no topo, notada neste trabalho é a mesma que alimenta as nascentes na base, pelos processos de descarga. Caso seja a mesma água irá evidenciar que a infiltração de água no topo é muito mais importante para vazão das nascentes da base do que a preservação da mata ciliar presentes na base.

Por hora é possível afirmar que a água flui tanto pelo aquífero poroso quanto pelo aquífero fraturado dentro de uma lente arenítica com direção para o front da *Cuesta* e não para o reverso. A área em questão é importante para a recarga tanto do aquífero poroso quanto do fraturado do SAG.

Essa direção do fluxo destaca a relevância desse estudo, contudo são necessários mais estudos na área para compreender todo o caminho do fluxo e estudos semelhantes em outras áreas correlatas para confirmar se a direção é a mesma em toda zona de recarga da *Cuesta Basáltica* no interior do Estado de São Paulo. Essa direção para o front é contrária a diversos outros estudos que afirmam que a direção do fluxo recarga do SAG, nas *Cuestas Basálticas*, ocorre em direção ao reverso.

O estudo além de confirmar a aplicabilidade do método da Eletroresistividade em processos de recarga e descarga, também diminui o déficit de trabalhos geofísicos sobre esses processos no Aquífero Guarani.

Novos estudos devem ser realizados de forma a complementar e garantir os resultados e suposições feitos nesse trabalho. Estudos hidroquímicos, isotópicos entre outros podem contribuir para melhorar ainda mais o entendimento do arcabouço hidrogeológico do local.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SABER, A. N. A. Terra Paulista. **Boletim Paulista de Geografia, São Paulo**, n. 23, p. 5–38, 1956.

ABEM. **Terrameter SAS 4000 / SAS 1000 Instruction Manual**. 2006.

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

ALEXANDRATOS, N.; BRUINSMA, J. **World agriculture towards 2030/2050: the 2012 revision**. Rome: Food and Agriculture Organization of the UN, 2012. 154p.

AMORIM, G.M. **Construção de um sistema de informações georeferenciadas sobre geoturismo na bacia hidrográfica do rio Corumbataí-SP**. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2005.

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

ANA - Agência Nacional de Águas. **Conjuntura Dos Recursos Hídricos**. Brasília: 2013. 432p.

ANDERSON, M. P.; WOESSNER, W. W.; HUNT, R. J. **Applied groundwater modeling: simulation of flow and advective transport**. Academic press, 2015. 602p.

ASSINE, M. L. et al. Geologia do continente sulamericano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. **São Paulo: Beca**, p. 77–92, 2004.

BATISTA, L. V.et al. Groundwater and surface water connectivity within the recharge area of Guarani aquifer system during El Niño 2014–2016. **Hydrological Processes**, v. 32, n. 16, p. 2483-2495, 2018.

BAUER, W; WESTFALL, G. D.; DIAS, H. **Física para Universitários-Eletricidade e Magnetismo**. Porto Alegre: AMGH Editora, 2012.410p.

BICUDO, C. E. et al. Águas do Brasil: análises estratégicas. **Águas do Brasil: análises estratégicas**. Instituto Botânica., 2010.

BOSCARDIN BORGHETTI, N. R.; BORGHETTI, J.R.; DA ROSA FILHO, E. F.. **Aquífero Guarani: a verdadeira integração dos países do Mercosul**. Curitiba: Grupo Integrado de Aquicultura e Estudos ambientais, 2004. 214p.

BOUWER, H. Integrated water management: emerging issues and challenges. **Agricultural water management**, v. 45, n. 3, p. 217-228, 2000.

BUTLER, D. K. **Near-surface geophysics**. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 2005. 758p.

CAETANO-CHANG, M. R.; WU, F. T. A composição faciológica das formações Pirambóia e Botucatu no centro-leste paulista e a delimitação do contato entre as unidades. **Simpósio de Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná**, v. 1, p. 93, 1993.

CAETANO-CHANG, M. R.; WU, F. T. Arenitos flúvio-eólicos da porção superior da Formação Pirambóia no centro-leste paulista. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 2, p. 296–304, 2006.

CASSETI, V. **Ambiente e apropriação do relevo**. São Paulo: Contexto, 1990. 85p.

CATI – Coordenadoria de Assistência Técnica Integral. **Levantamento Censitário de Unidades de Produção Agropecuárias**. 2006.

COMIN, F. H. **Olhares cruzados: conhecimento e conservação ambiental na bacia hidrográfica do Passa Cinco**. Dissertação (Mestrado em Ecologia Aplicada) - Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2007.

CONANT JR, B.et al. A framework for conceptualizing groundwater-surface water interactions and identifying potential impacts on water quality, water quantity, and ecosystems. **Journal of Hydrology**, v. 574, p. 609-627, 2019.

CORDANI, U. G. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. **Bol. Ciênc. Técn. Petról**, v. 15, p. 1–70, 1984.

CORRIOLS, M.; DAHLIN, T. Geophysical characterization of the León-Chinandega aquifer, Nicaragua. **Hydrogeology Journal**, v. 16, n. 2, p. 349-362, 2008.

CORVALÁN, S. B. **Levantamento e caracterização dos atrativos naturais da bacia do rio Passa Cinco, através de geoprocessamento**. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2005.

CROSBIE, R. S. et al. Modelling climate-change impacts on groundwater recharge in the Murray-Darling Basin, Australia. **Hydrogeology Journal**, v. 18, n. 7, p. 1639-1656, 2010.

COSGROVE, W. J.; LOUCKS, D. P. Water management: Current and future challenges and research directions. **Water Resources Research**, v. 51, n. 6, p. 4823-4839, 2015.

COUTINHO, J. V. et al. Applications of geophysical techniques to improve a groundwater conceptual model in an outcrop area of the Guarani Aquifer System, in Brazil. **Environmental Earth Sciences**, v. 79, n. 18, p. 1-11, 2020.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: sistema de informações geográficas - SIG. = Geological Map of Brazil 1:1.000.000 scale: geographic information system GIS. Brasília: CPRM, 2014.

CYRIL, A. G. **Understanding the Basics of Resistivity Geophysical Survey**. Saarbrücken: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2013. 88p

DAEE - DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA DO ESTADO DE SÃO PAULO - DAEE. Disponível em: < <http://www.hidrologia.daee.sp.gov.br/>>. Acesso em: março. 2021.

DAESSLÉ, L. W. et al. A geochemical and 3D-geometry geophysical survey to assess artificial groundwater recharge potential in the Pacific coast of Baja California, Mexico. **Environmental earth sciences**, v. 71, n. 8, p. 3477-3490, 2014.

DAHLIN, T.; H. LOKE, M. Quasi-3D resistivity imaging - mapping of three dimensional structures using two dimensional DC resistivity techniques. In: 3RD EEGS MEETING 1997, Aarhus, Denmark,. **Anais**. In: 3RD EEGS MEETING. Aarhus, Denmark,: European Association of Geoscientists & Engineers, 1997.

DAILY, W et al. Electrical resistance tomography—Theory and practice. In: **Near-surface geophysics**. Society of Exploration Geophysicists, 2005. p. 525-550.

DEGROOT-HEDLIN, C.; CONSTABLE, S. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. **Geophysics**, v. 55, n. 12, p. 1613–1624, 1990.

DE ALMEIDA, Fernando Flávio Marques. Fundamentos geológicos do relevo paulista. **Revista do Instituto Geológico**, v. 39, n. 3, 2018.

DE VRIES, J. J.; SIMMERS, I. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. **Hydrogeology Journal**, v. 10, n. 1, p. 5-17, 2002.

DIMOVA, N. T. et al. Utilizing multichannel electrical resistivity methods to examine the dynamics of the fresh water–seawater interface in two Hawaiian groundwater systems. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 117, n. C2, 2012.

DOMENICO, P. A.; SCHWARTZ F.W. **Physical and chemical hydrogeology**. Hoboken: John Wiley and Sons, 1998. 506p.

EDWARDS, L. S. A modified pseudosection for resistivity and IP. **Geophysics**, v. 42, n. 5, p. 1020-1036, 1977.

EMPINOTTI, V. L.; BUDDS, J.; AVERSA, M. Governance and water security: the role of the water institutional framework in the 2013–15 water crisis in São Paulo, Brazil. **Geoforum**, v. 98, p. 46-54, 2019.

ETCHEBEHERE, M. L. de C.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J. Análise de bacia aplicada à prospecção de água subterrânea no planalto ocidental paulista, SP. **Geociências (São Paulo)**, v. 26, n. 3, p. 229–247, 2008.

EVERETT, M. E. **Near-surface applied geophysics**. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. 415p.

FACINCANI, E. M. **Morfotectonica da depressão periférica paulista e cuesta basáltica: regiões de São Carlos, Rio Claro e Piracicaba, SP**. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2000.

FALLATAH, O. A. et al. Assessment of modern recharge to arid region aquifers using an integrated geophysical, geochemical, and remote sensing approach. **Journal of Hydrology**, v. 569, p. 600-611, 2019.

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

FERNANDES, A. J. et al. Modelo Conceitual Preliminar de Circulação de Água Subterrânea no Aquífero Serra Geral, Ribeirão Preto, SP. **Águas Subterrâneas**, 2006.

FERNANDES, A. J. et al. Modelo conceitual de circulação de água nos basaltos de Ribeirão Preto e como isto afeta a vulnerabilidade do SAG. **SODERMA, Congr. Aquífero Guarani**, v. 2, 2008.

FERNANDES, A. J. et al. Análise de fraturas dos basaltos do Aquífero Serra Geral e o potencial de recarga regional do Sistema Aquífero Guarani. **Boletín Geológico y Minero**, v. 123, n. 3, p. 325-339, 2012.

FERNANDES, S. **A organização do espaço rural: estrutura e lógica das propriedades rurais familiares em Ipeúna/SP**. Tese (Doutorado em Geografia) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2018.

FETTER, C. W. **Applied hydrogeology**. Long Grove: Waveland Press, 2018. 598p.

FOSSEN, H. **Geologia estrutural**. São Paulo: Oficina dos textos, 2012. 584p.

FRACCARO, L. C. Z.; SILVA, M. P.; MOLINA, S. M. G. A percepção ambiental sob a ótica da ecologia humana: o estudo da população rural do município de Ipeúna, SP. **IX ENCONTRO NACIONAL DA ECOECO-Brasília. Brasil**, 2011.

GASTMANS, D. **Hidrogeologia e hidroquímica do Sistema Aquífero Guarani na porção ocidental da bacia sedimentar do Paraná**. Tese Doutorado (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2007.

GASTMANS, D.; CHANG, H. K.; HUTCHEON, I. Groundwater geochemical evolution in the northern portion of the Guarani Aquifer System (Brazil) and its relationship to diagenetic features. *Applied Geochemistry*, v. 25, n. 1, p. 16–33, 2010.

GEOMOTOSOFT Oasis Montaj. How to Guide. 2014.

GIAMPÁ, C. E. Q.; GONÇALVES, V. G. Orientações para a utilização de águas subterrâneas no Estado de São Paulo. Imprensa Oficial do Estado de São Paulo. 2015.

GIANGIULIO, A. R. **Gestão ambiental aplicada a prevenção, controle e recuperação de erosão linear acelerada no município de Ipeúna-SP**. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Engenharia Ambiental) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2009.

GIANNINI, P. C. F.; SAWAKUCHI, A. O.; FERNANDES, L. A.; DONATTI, L. M. Paleoventos e paleocorrentes subaquosas do sistema deposicional Pirambóia nos estados de São Paulo e Paraná, Bacia do Paraná: estudo baseado em análise estatística de dados azimutais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n. 2, p. 282–292, 2004.

GOEHRING, L.; MORRIS, S. W. Scaling of columnar joints in basalt. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, 2008.

GRIFFITHS, D. H.; BARKER, R. D. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. **Journal of Applied Geophysics**, v. 29, n. 3–4, p. 211–226, 1993.

GONZÁLEZ, J. A. M. et al. Quantification of groundwater storage heterogeneity in weathered/fractured basement rock aquifers using electrical resistivity tomography: Sensitivity and uncertainty associated with petrophysical modelling. **Journal of Hydrology**, v. 593, p. 125637, 2021

HANJRA, M. A.; QURESHI, M. E. Global water crisis and future food security in an era of climate change. **Food policy**, v. 35, n. 5, p. 365–377, 2010.

HALLIDAY, D; RESNICK, R; WALKER, J. **Fundamentals of physics**. Hoboken: John Wiley & Sons, 2013. 1232p.

HARRINGTON, G. A.; GARDNER, W. P.; MUNDAY, Tim J. Tracking groundwater discharge to a large river using tracers and geophysics. **Groundwater**, v. 52, n. 6, p. 837-852, 2014.

HAWKESWORTH, C. J. et al. Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 68, n. 1, p. 221–240, 1992.

HIRATA, R; CONICELLI, B P. Groundwater resources in Brazil: a review of possible impacts caused by climate change. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 84, n. 2, p. 297-312, 2012.

HIRATA, R. et al. As águas subterrâneas: longe dos olhos, longe do coração e das ações para sua proteção. **Acta Paulista de Enfermagem**, v. 29, n. 6, p. 3–4, 2016.

HIRATA, R. et al. A revolução silenciosa das águas subterrâneas no Brasil: uma análise da importância do recurso e os riscos pela falta de saneamento. São Paulo: Inst. Trata Brasil. **São Paulo: Inst. Trata Brasil**. 2019.

HERMANS, T.; PAEPEN, M. Combined inversion of land and marine electrical resistivity tomography for submarine groundwater discharge and saltwater intrusion characterization. **Geophysical Research Letters**, v. 47, n. 3, p., 2020.

IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Censo Brasileiro de 2010. Rio de Janeiro: IBGE, 2012.

IRITANI, M. A.; EZAKI, S. As águas subterrâneas do Estado de São Paulo. **Secretaria do Estado do Meio Ambiente – SMA, São Paulo**, p. 104, 2008.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. **An introduction to geophysical exploration**. Hoboken: John Wiley & Sons, 2002. 272p.

JOHNSON, T. C. et al. Monitoring groundwater-surface water interaction using time-series and time-frequency analysis of transient three-dimensional electrical resistivity changes. **Water Resources Research**, v. 48, n. 7, 2012.

LAWN, B.R. & WILSHAW, T.R. **Fracture of brittle solids**. Cambridge: Cambridge Press University, 1975. 204p

LEBAC - Laboratório de Estudos de Bacias (LEBAC). 2008a. Mapa hidrogeológico do Sistema Aquífero Guarani. Rio Claro, 8 mapas, escala 1:3.000.000.

LEBAC - Laboratório de Estudos de Bacias (LEBAC). 2008b. Informe final de hidrogeologia regional do SAG. Rio Claro, 8 mapas.

LEONARDI, G.; DE OLIVEIRA, F. H. Of the Botucatu Formation Footprints (Brazil). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 20, n. 1–4, p. 216–229, 1990.

LOKE, M. H. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies: A practical guide to 2-D and 3-D surveys. **A practical guide to 2**, 2000.

LOKE, M. H.; BARKER, R. D. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method1. **Geophysical Prospecting**, v. 44, n. 1, p. 131–152, 1996.

LUCAS, M. et al . Estimativa de recarga subterrânea em área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani. **Boletín Geológico y Minero**, v. 123, n. 3, p. 311-323, 2012

LUCAS, M. et al. Evaluation of remotely sensed data for estimating recharge to an outcrop zone of the Guarani Aquifer System (South America). **Hydrogeology Journal**, v. 23, n. 5, p. 961-969, 2015.

MCLACHLAN, P. J. et al. Geophysical characterisation of the groundwater–surface water interface. **Advances in Water Resources**, v. 109, p. 302-319, 2017.

MARENGO, J. A.; ALVES, L. M. Crise hídrica em São Paulo em 2014: seca e desmatamento. **GEOUSP Espaço e Tempo (Online)**, v. 19, n. 3, p. 485-494, 2015.

MARQUES, L. S.; ERNESTO, M. O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. **Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, CDR**, p. 245–263, 2004.

MASSIOLI, M.; CAETANO-CHANG, M. R. O contato entre as Formações Pirambóia e Botucatu na área de Ribeirão Preto (SP). **Geociências, UNESP, São Paulo**, v. 26, n. 3, p. 263–270, 2007.

MILANI, E. J.; RAMOS, V. A. Orogenias Paleozóicas no Domínio Sul-ocidental do Gondwana e os Ciclos de Subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 4, p. 473–484, 1998.

MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A. Sedimentary basins of South America. **Tectonic Evolution of South America**, v. 31, p. 389–449, 2000.

MILANI, E. J. et al. Bacias sedimentares brasileiras: cartas estratigráficas. **Anexo ao Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 15, n. 1, p. 183-205, 2007.

MILSOM, J.; ERIKSEN, A. **Field Geophysics**. Hoboken: John Wiley and Sons, 2011. 287p.

MINEROPAR - MINERAIS DO PARANÁ, S. A. Avaliação do Potencial Mineral e Consultoria Técnica no Município de Ribeirão Claro. **Projeto Serviços Geológicos e Riquezas Minerais**, p. 71, 2003.

MIRA, A. et al.; Modelo hidrogeológico conceptual y numérico del Sistema Acuífero Guaraní (Argentina, Brasil, Paraguay y Uruguay). **Geogaceta**, 2018, 64: 67-70, 2018.

MOGAJI, K. A. et al. Modeling of groundwater recharge using a multiple linear regression recharge model developed from geophysical parameters: a case of groundwater resources management. **Environmental Earth Sciences**, v. 73, n. 3, p. 1217-1230, 2015.

MOHAMED, A. et al. Aquifer recharge, depletion, and connectivity: Inferences from GRACE, land surface models, and geochemical and geophysical data. **GSA Bulletin**, v. 129, n. 5-6, p. 534-546, 2017.

MOHAMED, A.; GONÇALVÈS, J. Hydro-geophysical monitoring of the North Western Sahara Aquifer System's groundwater resources using gravity data. **Journal of African Earth Sciences**, v. 178, p. 104188, 2021.

MOHAMADEN, M. I.; EHAB, D. Application of electrical resistivity for groundwater exploration in Wadi Rahaba, Shalateen, Egypt. **NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics**, v. 6, n. 1, p. 201-209, 2017.

MONTEIRO, C. A. F. A dinâmica climática e as dunas no Estado de São Paulo: estudo geográfico sob forma de Atlas. **São Paulo: Instituto Geografico**, 2000.

MOORE, P.J.; MARTIN, J. B.; SCREATON, E.J. Geochemical and statistical evidence of recharge, mixing, and controls on spring discharge in an eogenetic karst aquifer. **Journal of Hydrology**, v. 376, n. 3-4, p. 443-455, 2009.

MOREIRA, C. A.; ILHA, L. M. Prospecção geofísica em ocorrência de cobre localizada na bacia sedimentar do Camaquã (RS). **Rem: Revista Escola de Minas**, v. 64, n. 3, p. 305–311, 2011.

MUSSETT, A. E.; KHAN, M. A. **Looking into the earth: an introduction to geological geophysics**. Cambridge: Cambridge University Press, 2000. 492p.

NYQUIST, J.E.; FREYER, P. A.; TORAN, L. Stream bottom resistivity tomography to map ground water discharge. **Groundwater**, v. 46, n. 4, p. 561-569, 2008.

NOBRE, C. A. et al. Some characteristics and impacts of the drought and water crisis in Southeastern Brazil during 2014 and 2015. **Journal of Water Resource and Protection**, v. 8, n. 2, p. 252-262, 2016.

PARK, S. et al. Electrical resistivity imaging (ERI) monitoring for groundwater contamination in an uncontrolled landfill, South Korea. **Journal of Applied Geophysics**, v. 135, p. 1-7, 2016.

PENTEADO, M. M. Geomorfologia do setor centro-ocidental da Depressão Periférica Paulista. **Universidade de São Paulo, Instituto de Geografia**, 1976.

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

RABELO, J. L.; WENDLAND, E. Assessment of groundwater recharge and water fluxes of the Guarani Aquifer System, Brazil. **Hydrogeology Journal**, v. 17, n. 7, p. 1733-1748, 2009.

REBOUÇAS, A. et al. Águas doces no Brasil capitais ecológicas usos e conservação. **São Paulo: Escrituras**, n. 3, p. 269–324, 2002.

RIBEIRO, A. L. **Análise da sustentabilidade na bacia do rio Corumbataí (SP)**. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 2006.

RICHTER, B. D. et al. Ecologically sustainable water management: managing river flows for ecological integrity. **Ecological applications**, v. 13, n. 1, p. 206-224, 2003.

ROSENBERRY, O.; LABAUGH, J. W. **Field Techniques for Estimating Water Fluxes Between Surface Water and Ground Water**. US: Department of the Interior, US Geological Survey, 2008. 128p.

SAAD, R.; NAWAWI, M. N. M.; MOHAMAD, E. T. Groundwater detection in alluvium using 2-D electrical resistivity tomography (ERT). **Electronic Journal of Geotechnical Engineering**, v. 17, p. 369-376, 2012.

SCHERER, C. M. S. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in southernmost Brazil: morphology and origin. **Sedimentary Geology**, v. 137, n. 1–2, p. 63–84, 2000.

SCHERER, C. M. S. Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil: Aeolian unit preservation by lava flows, Paraná Basin. **Sedimentology**, v. 49, n. 1, p. 97–116, 2002.

SHIKWMANOV, I. A. **World Water Resources: A new appraisal and assessment for the 21st Century**. Paris: United Nations, 1998. 40p.

SIQUEIRA, L. F. da S. **Tectônica deformadora em sinéclises intracratônicas: a origem do Alto Estrutural de Pitanga, Bacia do Paraná, SP**. Dissertação (Mestrado em Geotectônica) – Faculdade de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2011.

SLATER, L.; KNIGHT, R.; SINGHA, K.; BINLEY, A.; ATEKWANA, E. Near-surface geophysics: A new focus group. **Eos, Transactions American Geophysical Union**, v. 87, n. 25, p. 249, 2006.

STEFANUTO, E. B.; CUNHA, C. M. L. Morfocaracterísticas na faixa de transição *Cuesta* - Depressão Periférica: Estudo de caso de Analândia (SP). **Revista Equador (UFPI)**. v. 4, n. 3, 2015.

TERAMOTO, E. H; GONÇALVES, R. D.; CHANG, H. K. Hydrochemistry of the Guarani Aquifer System modulated by mixing with underlying and overlying hydrostratigraphic units. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 30, p. 100713, 2020.

TWEED, S. O. et al. Remote sensing and GIS for mapping groundwater recharge and discharge areas in salinity prone catchments, southeastern Australia. **Hydrogeology Journal**, v. 15, n. 1, p. 75-96, 2007.

TODD, D. K.; MAYS, L. W. **Groundwater hydrology**. Hoboken: John Wiley and Sons, 2004. 656p.

TROPPEMAIR, H. Geossistemas e geossistemas paulistas. **Rio Claro: Helmut Troppmair**, p. 107, 2000.

TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; MANTOVANI, M. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 121, n. 3-4, p. 333-348, 1994.

UN - UNITED NATIONS DEPARTMENT OF ECONOMIC AND SOCIAL AFFAIRS. **The Millennium Development Goals Report 2015**. Paris: UNESCO, 2015. 73p.

UN - WORLD WATER ASSESSMENT PROGRAMME. **The United Nations World Water Development Report 2018: Nature-based Solutions for Water**. Paris: UNESCO, 2018. 139p.

UNESCO. **United Nations World Water Development Report 2020: Water and Climate Change**. 2020. 219p

WANG, H. et al. Hydrogeochemical characterization of groundwater flow systems in the discharge area of a river basin. **Journal of Hydrology**, v. 527, p. 433-441, 2015.

WENDLAND, E.; BARRETO, C. E. A. G.; GOMES, L. H. Water balance in the Guarani Aquifer outcrop zone based on hydrogeologic monitoring. **Journal of Hydrology**, v. 342, n. 3-4, p. 261-269, 2007.

WENDLAND, E.; GOMES, L. H.; TROEGER, U. Recharge contribution to the Guarani Aquifer System estimated from the water balance method in a representative watershed. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 87, n. 2, p. 595-609, 2015.

WILDNER, W. Estratigrafia do magmatismo Serra Geral na Bacia do Paraná—Conceitos básicos e divisão faciológica. **Anais: Reunião Aberta da Comissão Brasileira de Estratigrafia**, 2004.

WOESSNER, W. W. **Groundwater-Surface Water Exchange**. Ontario: The The Groundwater Project, 2020. 158 p.

WOESSNER, W. W.; POETER, E.P. **Hydrogeologic Properties of Earth Materials and Principles of Groundwater Flow**. Ontario: The The Groundwater Project, 2020. 226 p.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; VIEIRA, I. S.; ASTOLFI, M. A. M.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. A divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências, São Paulo**, v. 17, n. 3, p. 242–252, 1987.

ZAMPIN, I. C.; RIBEIRO, S. L. Análise ambiental sustentabilidade e recursos hídricos na bacia hidrográfica do Rio Corumbataí-SP. **Gestão em Foco**, n. 6, p. 37-57, 2013.

ZEKTSER, I. S.; EVERETT, L. G. **Groundwater and the environment: applications for the global community**. Boca Raton: CRC Press, 2000. 192p.

YAMAMOTO, J. K.; LANDIM, P. M. B. **Geoestatística: conceitos e aplicações**. São Paulo: Oficina de textos. 2013. 215p.

YANG, J.et al. Using cluster analysis for understanding spatial and temporal patterns and controlling factors of groundwater geochemistry in a regional aquifer. **Journal of Hydrology**, v. 583, p. 124594, 2020.