

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Geofísica

VICTOR HUGO HOTT COSTA

**Utilização de métodos geofísicos para caracterização de depósito de areia
em apoio à elaboração de plano de lavra na região de Leme, SP.**

São Paulo

2023

VICTOR HUGO HOTT COSTA

**Utilização de métodos geofísicos para caracterização de depósito de areia
em apoio à elaboração de plano de lavra na região de Leme, SP.**

Dissertação apresentada ao Departamento de
Geofísica do Instituto de Astronomia,
Geofísica e Ciências Atmosféricas da
Universidade de São Paulo como requisito
parcial para obtenção do título de Mestre em
Ciências.

Área de concentração: Geofísica

Orientador: Prof. Dr. Jorge Luís Porsani

São Paulo

2023

“Não é o conhecimento, mas o ato de aprender. Não é a posse, mas o ato de chegar lá, que concede a maior satisfação”

Carl Friedrich Gauss

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a minha mãe, a meu pai e aos meus irmãos por todo apoio cedido a mim para que eu pudesse desenvolver este trabalho. De todo o meu coração, muito obrigado. Sem o apoio de vocês eu não teria sido capaz de desenvolver este trabalho. Muito obrigado!!!

Gostaria de agradecer a minha namorada, Caroline, por acreditar em mim, mesmo nos momentos que tive dúvidas sobre a minha capacidade. Você é minha parceira, minha amiga e minha companheira. Muito obrigado!!!

Agradeço ao meu orientador, Prof. Dr. Jorge Luís Porsani por seus ensinamentos constantes durante todo o trabalho e por sua disponibilidade para responder a todas as dúvidas que surgiram no decorrer desses anos de pesquisa.

Gostaria de agradecer a todos os professores que, de todas as formas, estiveram envolvidos em minha educação durante esse trajeto: pré-escola, ensino fundamental, ensino médio e ensino superior. Vocês são o pilar deste país. Muito obrigado!!!

Agradeço aos servidores do departamento de Geofísica Aplicada do IAG, Marcelo e Ernande, por me ajudarem nos momentos que tive dúvidas, pela ajuda nos trabalhos de campo, pelas brincadeiras, pelos risos e pelas histórias compartilhadas que fizeram parte da minha passagem pela instituição.

Gostaria de agradecer ao Departamento de Geofísica (IAG/USP) pela infraestrutura disponibilizada necessária para o desenvolvimento desta pesquisa; e aos colegas da pós-graduação pela ajuda na aquisição de dados e no compartilhamento de conhecimento.

Agradeço a Mineração Bom Retiro e ao geólogo Gustavo pelo acesso e apoio disponibilizado na área de estudos, tornando viável produção desta pesquisa.

Agradeço a Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo pelo fomento à pesquisa científica.

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

Muito obrigado a todos!!!

Resumo

Os métodos geofísicos da eletrorresistividade (ER), radar de penetração no solo (GPR) e eletromagnético no domínio do tempo (TDEM) foram empregados nesta pesquisa visando caracterizar um depósito de areia em uma Mineração de Pequena Escala (MPE) localizada no município de Leme, São Paulo. A área de estudo está localizada na borda leste da Bacia do Paraná, onde a areia usada, principalmente, na construção civil é extraída da Formação Piramboia. O método ER permitiu mapear o depósito de areia como sendo um pacote homogêneo, caracterizado por uma zona não saturada entre 40 e 60 metros de profundidade na cota mais alta da mina. O GPR permitiu identificar a homogeneidade do depósito até ~30 metros de profundidade e detectou difrações hiperbólicas anômalas atribuídas às intrusões diabásicas no pacote de arenito. O método TDEM detectou três horizontes geoeletricos para o depósito de areia até 1000 metros composto por uma zona não saturada (Formação Piramboia), seguida por uma zona saturada e novamente uma zona não saturada. Informações litológicas de furos de sondagens disponibilizadas pela mineradora e pelo Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS/CPRM) auxiliaram a interpretação dos resultados. O software Micromine foi utilizado para o desenvolvimento de um modelo geológico 3D, um modelo de cava ótima e um modelo de cava operacional por meio da integração dos resultados geofísicos e geológicos que auxiliarão o empreendedor nas tomadas de decisões. Os resultados mostraram a importância do uso da geofísica como importante ferramenta à exploração mineral e no planejamento de lavras, contribuindo para tornar as MPEs em empreendimentos rentáveis, eficientes e sustentáveis.

Palavras-chaves: Métodos geofísicos (ER, GPR e TDEM), Mineração de Pequena Escala (MPE), Exploração Mineral, Depósito de areia, Formação Piramboia, Bacia do Paraná, Leme.

Abstract

The geophysical methods of electroresistivity (ER), ground penetrating radar (GPR) and time domain electromagnetic method (TDEM) were used in this research in order to characterize a sand deposit in a Small Scale Mining (MPE) located in the city of Leme, São Paulo. The study area is located on the eastern edge of the Parana Basin, where the sand used mainly in civil construction is extracted from the Piramboia Formation. The ER method allowed mapping the sand deposit as a homogeneous package, characterized by an unsaturated zone between 40 and 60 meters deep at the highest elevation of the mine. The GPR allowed identifying the homogeneity of the deposit up to ~30 meters deep and detected anomalous hyperbolic diffractions attributed to diabase intrusions in the sandstone package. The TDEM method detected three geoelectric horizons for the sand deposit up to 1000 meters composed of an unsaturated zone (Piramboia Formation), followed by a saturated zone and again an unsaturated zone. Lithological information from boreholes provided by the mining company and by the Groundwater Information System (SIAGAS/CPRM) helped to interpret the results. Micromine software was used to develop a 3D geological model, an optimal pit model and an operational pit model through the integration of geophysical and geological results that will assist the entrepreneur in decision making. The results showed the importance of using geophysics as an important tool for mineral exploration and mine planning, contributing to turn SSM into profitable, efficient and sustainable enterprises.

Keywords: Geophysical methods (ER, GPR and TDEM), Small Scale Mining (SSM), Mineral Exploration, Sand deposit, Piramboia Formation, Parana Basin, Leme.

Sumário

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Aspectos Gerais do trabalho	1
1.2. Panorama geral da exploração de areia no Brasil	2
1.3. Objetivos	5
1.4. Pesquisas bibliográficas dos métodos geofísicos aplicados à exploração mineral.....	5
2. ÁREA DE ESTUDOS E ASPECTOS GEOLÓGICOS.....	8
2.1. Área de estudos	8
2.2. Aspecto geológico regional	9
2.2.1. Bacia do Paraná no Estado de São Paulo	11
2.2.2. Informações de furos de sondagens nas proximidades da área de estudos	14
2.3. Aspecto geológico local.....	17
2.3.1. Formação Serra Geral.....	17
2.3.2. Formação Piramboia.....	17
3. MÉTODOS.....	22
3.1. Propriedade elétrica das rochas e dos minerais.....	22
3.2. Eletrorresistividade (ER)	24
3.2.1. Fundamentos teóricos (ER)	25
3.2.2. Caminhamento Elétrico (CE)	28
3.2.3. Sondagem Elétrica Vertical (SEV)	29
3.3. Radar de Penetração no Solo (GPR).....	31
3.3.1. Fundamentos teóricos (GPR)	32
3.3.2. Técnicas de campo.....	35
3.4. Método eletromagnético no domínio do tempo (TDEM).....	36
3.4.1. Fundamentos Teóricos	37
3.4.2. Skin depth.....	39
3.4.3. Tipos de arranjo de campo.....	39

3.4.4.	Acoplamentos	40
4.	AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO	42
4.1.	Aquisição	42
4.1.1.	Aquisição ER.....	42
4.1.2.	Aquisição GPR	44
4.1.3.	Aquisição TDEM.....	46
4.2.	Processamento	48
4.2.1.	Inversão de dados geofísicos	48
4.2.2.	Processamento ER – Sondagem Elétrica Vertical	50
4.2.3.	Processamento ER – Caminhamento Elétrico	51
4.2.4.	Processamento GPR	53
4.2.5.	Processamento TDEM.....	54
5.	RESULTADOS E DISCUSSÕES	57
5.1.	Perfil P1	57
5.2.	Perfil P2	59
5.3.	Perfil P3	62
5.4.	Perfil P4	64
5.5.	Perfil P5	65
5.6.	Perfil P6	65
5.7.	Perfil P7	66
5.8.	Sondagem TDEM	70
5.8.1.	TDEM 01	70
5.8.2.	TDEM 04.....	72
5.8.3.	TDEM 05.....	73
5.8.4.	TDEM 02.....	74
5.9.	Modelo geológico 3D	77
5.10.	Modelo da cava ótima e da cava operacional.....	79

6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES FINAIS.....	82
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	84
Anexo 1.....	102

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1:	Participação da destinação da areia.	3
Figura 2.1:	Mapa de localização da área de estudos. Mineração Bom Retiro, Leme – SP.	8
Figura 2.2:	Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná.	10
Figura 2.3:	Coluna estratigráfica simplificada representativa da Bacia do Paraná na região de Rio Claro, de Limeira e de Piracicaba - SP, nas proximidades da área de estudo.	13
Figura 2.4:	Mapa geológico da área de estudos e localização dos furos de sondagem.	14
Figura 2.5:	(a) e (c) estratificação cruzada com a presença de ritmitos; (b) pequena falha na camada de arenito com intercalações rítmicas; (d) mudança da coloração das camadas de areia: bancada superior apresentando coloração amarronzada e bancada inferior de coloração rósea.	20
Figura 2.6:	(a) estratificação cruzada com presença de ritmitos; (b) friabilidade da camada de arenito	20
Figura 3.1:	Configuração básica dos eletrodos de corrente (AB) e de potencial (MN) para o cálculo da resistividade aparente	27
Figura 3.2:	Técnica de CE com arranjo dipolo-dipolo. AB são os eletrodos de corrente e MN são os eletrodos de potencial	28
Figura 3.3:	Configuração Schlumberger. “L” é a distância entre os eletrodos de corrente, enquanto “a” é a distância entre os eletrodos de potencial	29
Figura 3.4:	Diagrama ilustrativo e esquemático do modo biestático de arranjo das antenas e sistema de GPR.	31
Figura 3.5:	Perfil de reflexão GPR com afastamento constante sobre um alvo circular	34
Figura 3.6:	Ilustração esquemática do princípio físico do método TDEM.	36
Figura 3.7:	Tipos de arranjo de campo para aquisição de dados TDEM. (a) <i>loop</i> – central; (b) <i>loop-loop</i> ; (c) <i>loop</i> coincidente.	39
Figura 3.8:	Fontes de acoplamento.	40

Figura 4.1:	(a) Syscal Pro utilizado na pesquisa de campo; (b) eletrodo metálico	43
Figura 4.2:	(a) SIR 3000 usado com a antena de 270 MHz; (b) antena <i>MLF</i> de 40 MHz. (c) SIR 4000 usado com a antena de 270 MHz; (d) antena de 270 MHz.	45
Figura 4.3:	Receptor Protem-D; transmissor TEM 57–MK2.	46
Figura 4.4:	Aquisição de dados TDEM realizada na mineradora de areia.	47
Figura 4.5:	Fluxograma do processamento da SEV realizado nesta pesquisa.	51
Figura 4.6:	Fluxograma do processamento de dados ER usado na pesquisa.	52
Figura 4.7:	Fluxograma do processamento de dados de GPR usado na pesquisa.	53
Figura 4.8:	Fluxograma do processamento de dados TDEM usado na pesquisa.	55
Figura 4.9:	a) dados brutos; (b) dados editados em que foram removidos os pontos ruidosos.	55
Figura 4.10:	Sondagem TDEM 03 mostrando dados ruidosos devido ao fenômeno de acoplamento. Os dados foram descartados.	56
Figura 5.1:	Modelo de resistividade para o perfil P1 obtido pela inversão combinada entre os espaçamentos dos dipolos de 10 e 20 metros.	58
Figura 5.2:	Resultado GPR para o perfil P1. (a) antena de 200 MHz. (b) antena de 270 MHz.	59
Figura 5.3:	Modelo de resistividade para o perfil P2 obtido pela inversão combinada entre os espaçamentos dos dipolos de 10 e 20 metros.	60
Figura 5.4:	Modelo de resistividade para a SEV 01 obtida com o arranjo Schlumberger e com espaçamento $AB/2$ de 150 metros. $RMS = 2,84\%$.	61
Figura 5.5:	Resultado GPR para o perfil P2 utilizando a antena de 200 MHz	62
Figura 5.6:	Modelo de resistividade para o perfil P3 obtido pela inversão combinada entre os espaçamentos dos dipolos de 10 e 20 metros	63
Figura 5.7:	Resultado GPR para o perfil P3 utilizando a antena <i>MLF</i> de 40 MHz	63
Figura 5.8:	Modelo de resistividade para o perfil P4 obtido pela inversão combinada entre os espaçamentos dos dipolos de 5 e 10 metros	64
Figura 5.9:	Resultado GPR para o perfil P5 utilizando a antena <i>MLF</i> de 40 MHz	65

Figura 5.10:	Modelo de resistividade para o perfil P6 obtido pela inversão combinada entre os espaçamentos dos dipolos de 5 e 10 metros	66
Figura 5.11	Modelo de resistividade para o perfil P7 obtido pela inversão do espaçamento de 15 metros	67
Figura 5.12:	Modelo de resistividade para o perfil P7 obtido pela inversão do espaçamento de 15 metros	68
Figura 5.13:	Sondagem litológica realizada nas proximidades da SEV 02 disponibilizada pela mineradora.	69
Figura 5.14:	Resultado GPR para o perfil P7 utilizando a antena MLF de 40 MHz	69
Figura 5.15:	Sondagem TDEM 01	71
Figura 5.16:	Sondagem TDEM 04.	72
Figura 5.17:	Sondagem TDEM 05	74
Figura 5.18:	Sondagem TDEM 02	75
Figura 5.19:	Linhas de contorno do modelo geológico 3D mostrando a localização das sondagens TDEM.	77
Figura 5.20:	Linhas de contorno do modelo geológico 3D mostrando a localização dos caminhamentos elétricos	78
Figura 5.21:	Modelo geológico 3D do depósito de areia	78
Figura 5.22:	Modelo da cava ótima do depósito de areia.	80
Figura 5.23:	Modelo de cava operacional para a mina de areia	80

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1:	Comercialização de areia no Brasil e no Estado de São Paulo (R\$).	4
Tabela 2.1:	Dados litológicos da sondagem SL 01 nas proximidades da área de estudos.	15
Tabela 2.2:	Dados litológicos da sondagem SL 12 nas proximidades da área de estudos.	15
Tabela 2.3:	Dados litológicos da sondagem SL 16 nas proximidades da área de estudos.	16
Tabela 2.4:	Dados litológicos da sondagem SL 28 nas proximidades da área de estudos.	16
Tabela 3.1:	Valores médios para condutividade e permissividade relativa de alguns materiais.	23
Tabela 4.1:	Características dos perfis realizados de CE.	42
Tabela 4.2:	Características das SEVs realizadas.	42
Tabela 4.3:	Características dos perfis de GPR.	44
Tabela 4.4:	Características das sondagens TDEM.	47
Tabela 5.1:	Valores de resistividade, da profundidade do topo e da espessura das camadas da sondagem TDEM 01.	71
Tabela 5.2:	Valores de resistividade, da profundidade do topo e da espessura das camadas da sondagem TDEM 04	73
Tabela 5.3:	Valores de resistividade, da profundidade do topo e da espessura das camadas da sondagem TDEM 05.	74
Tabela 5.4:	Valores de resistividade, da profundidade do topo e da espessura das camadas da sondagem TDEM 02.	76
Tabela 5.5:	Parâmetros estimados para o depósito de areia.	81

1. INTRODUÇÃO

1.1. Aspectos gerais da mineração em pequena escala

As atividades de mineração desempenham um influente papel no desenvolvimento da sociedade contemporânea e representam um dos setores elementares da economia brasileira, fornecendo matéria prima à indústria, à agricultura, à construção civil, aos bens de consumo, dentre outras áreas. Indubitavelmente, copiosos produtos, dos simples aos complexos, possuem, em sua essência, a matéria prima da mineração em suas produções. Segundo o Ministério de Minas e Energia, a Mineração de Pequena Escala (MPE) – cuja produção é menor que 100 mil toneladas de minério por ano - representa 86,3% das minerações no Brasil, indicando que parte expressiva da matéria prima que abastece a sociedade vem das lavras das pequenas minerações (BRASIL, 2018). Em contrapartida, essas empresas têm um grande peso na economia mineral, justificando, assim, um esforço na pesquisa científica aplicada e moldada ao planejamento de lavra à sua realidade.

As MPEs, normalmente, não possuem recursos financeiros ou até mesmo conhecimento abrangente sobre as vertentes das geociências que sejam suficientes para investimentos relacionados aos estudos geológicos e geofísicos, os quais são essenciais para fornecer informações mais detalhadas sobre os minérios de interesse e os resíduos que são gerados no processo exploratório. Desta forma, a extração do minério pode culminar em lavras predatórias que não levam em consideração os aspectos ambientais. Essas características tornam a pequena mineração potencialmente geradora de resíduos com desempenho lucrativo insatisfatório, além de pouco sustentável.

Diante dessa realidade, um dos grandes desafios das MPEs está relacionado com a máxima extração do bem mineral de forma limpa, eficiente, sustentável e com um mínimo de rejeitos e impactos ambientais. Neste sentido, a pesquisa em questão representa aspectos técnicos-científicos, em que se propõe desenvolver uma metodologia de análise e de interpretação de dados por meio de uma abordagem integradora de dados geológicos e modelagens geofísicas visando a caracterização do depósito mineral. O conhecimento de sua geometria em subsuperfície é fundamental para que o engenheiro de minas possa validar o modelo conceitual do depósito e, assim, desenvolver o planejamento de uma campanha investigativa com um mínimo de furos de sondagens. Com esta abordagem integradora geologia/geofísica/engenharia de minas, a MPE se beneficiará e, assim, poderá maximizar o aproveitamento dos bens minerais de forma racional e sustentável, reduzindo os custos durante

os estudos, a extração e o processamento do bem mineral e minimizando os impactos ambientais.

A produção eficiente de minério é aquela que consegue maximizar a extração dos prospectos de interesse, levando-se em conta a sustentabilidade e a preservação ambiental. Com esse intuito, é ponderoso e valoroso que haja o conhecimento geológico acurado das áreas de interesse, sendo obtidos por meio de estudos geológicos e geofísicos de forma a agregar o conhecimento científico da região de interesse. A compreensão dos aspectos que moldam uma pesquisa mineral bem-sucedida passa pela análise abrangente das características locais e regionais do arcabouço geológico do depósito.

Os estudos geológicos e geofísicos permitem ampliar o conhecimento do depósito mineral, identificando as estruturas geológicas de interesse, culminando na delimitação do corpo do minério para que a extração seja executada na região demarcada pelos estudos geocientíficos.

Na presente pesquisa acadêmica foram empregados os métodos geofísicos elétricos (Eletrorresistividade-ER) e eletromagnéticos (Radar de Penetração no Solo-GPR e Eletromagnético no Domínio do Tempo-TDEM), visando a caracterização de um depósito de areia usada principalmente na construção civil. O método GPR foi empregado em problemas relacionados aos alvos mais rasos, enquanto a eletrorresistividade e o TDEM para alvos mais profundos.

As informações geológicas e geofísicas contribuirão para modelagem do corpo geológico que serão integradas com o objetivo de serem utilizadas no planejamento de lavra por parte do empreendedor. A avaliação do impacto dessa abordagem integrada de modelagem no planejamento de lavra será efetuada por meio da análise de métodos de lavra específicos, considerando o tipo de depósito. O planejamento de lavra é essencial para o empreendimento mineiro e, nesta pesquisa acadêmica, será aplicado conceitos de planejamento lavra com definição conceitual da cava ótima e da relação estéril-minério para o depósito estudado, tendo a geofísica como ferramenta de apoio à caracterização do depósito mineral.

1.2. Panorama geral da exploração de areia no Brasil

Os produtos mais minerados no Brasil, em volume, são a areia e a pedra britada (VIEIRA & REZENDE, 2015). Todavia, a responsabilidade desses produtos em manter o desenvolvimento social pode trazer também impactos ambientais negativos, em especial sobre a biota, sobre o relevo, sobre a qualidade das águas e sobre a população em torno das áreas de

mineração (BRASIL, 2018). A extração de areia pode ocorrer em rios, em praias, em restingas e em depósitos arenosos (RAMADON, 2016), possuindo, assim, uma diversidade de ambientes que são propícios ao acúmulo do minério.

A areia possui aplicação direta no dia a dia do cidadão, estando presente no concreto, no cimento, na argamassa, nos filtros e abrasivos, e é utilizada como base de pavimentos de concreto e asfaltos, de forma que os agregados da construção civil estão intrinsicamente relacionados à qualidade de vida, pois destina-se a construção de moradias, de estabelecimentos, de rodovias, de pontes, entre outros. (SINDAREIA, 2021). A Figura 1.1 mostra a participação da destinação da areia no Estado de São Paulo.

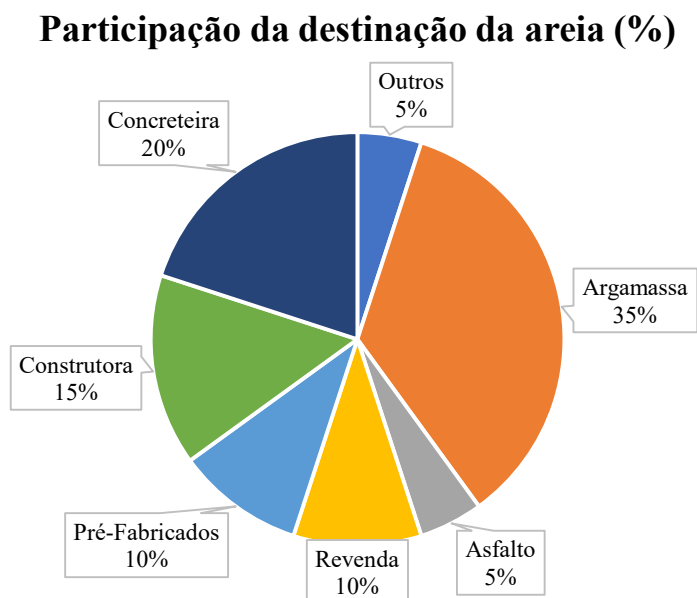


Figura 1.1 – Participação da destinação da areia. **Fonte** (ANEPAC, 2018).

De acordo com a Associação Nacional das Entidades de Produtores de Agregados para Construção (ANEPAC), em um estudo realizado em 2018 sobre o consumo de areia, o Estado de São Paulo consumiu um total de 69,4 milhões de toneladas, sendo estimado 1,58 toneladas por habitante. Dados referentes ao número de empresas enquadradas na extração e comercialização de areia, até a presente pesquisa, identificam 714 empresas no Estado de São Paulo, sendo 19% composto por empresas de médio porte, 23% de pequeno porte e 58% de microempresas.

O faturamento atribuído a comercialização no Estado de São Paulo é calculado com base nos valores referentes às vendas do minério bruto e do minério beneficiado. O estado lidera o *ranking* dos estados brasileiros participação no faturamento na comercialização da areia, com média de aproximadamente 31,5% nos anos de 2018, 2019, e 2020 (SINDAREIA, 2021). A Tabela 1.1 apresenta os valores relacionados a comercialização da areia no Brasil e no Estado de São Paulo.

Tabela 1.1 – Comercialização de areia no Brasil e no Estado de São Paulo (R\$).

Comercialização (R\$)	2018	2019	2020
Brasil			
Produção bruta	906.358385,81	1.033.279.135,05	1.167.941.771,21
Produção beneficiada	318.552.348,61	427.875.113,08	459.866.119,39
Total	1.224.910.734,42	1.461.154.248,13	1.627.807.890,39
São Paulo			
Produção bruta	304.482.140,70	325.016.202,69	347.133.318,27
Produção beneficiada	228.802.894,50	295.555.600,49	336.743.406,01
Total	533.285.035,20	620.571.803,18	683.877.224,28

Fonte: Agência Nacional de Mineração – ANM (2020).

Os números constataam a importância direta e indireta do setor de exploração e comercialização de areia, como fator de geração de riqueza e desenvolvimento socioeconômico (SINDAREIA, 2021), de forma que se faz necessário a constante apuração dos números envolvendo a ação para avaliar o comportamento deste mercado no país.

1.3. Objetivos

O escopo desta atual pesquisa consiste em dois objetivos principais: o primeiro deles é focado no caráter metodológico dos estudos; e o segundo consiste na aplicação prática, ambos relacionados entre si e com a finalidade na integração de dados geológicos e modelagens geofísicas para auxiliar o planejamento conceitual de lavra aplicados à exploração de recursos minerais pela MPE.

Associando os objetivos citados, integrando-os, o objetivo principal torna-se desenvolver uma metodologia de análise e interpretação de dados geológicos e geofísicos para auxiliar o planejamento de lavra visando obter informações acuradas do depósito mineral em estudo, de modo que seja possível a realização de uma extração responsável do bem mineral, com um mínimo de rejeitos e impactos ambientais.

O conhecimento preliminar, concomitante e futuro da geometria do depósito mineral em subsuperfície por meio da geofísica e mapeamento geológico é fundamental para que o engenheiro de minas possa validar o modelo conceitual do depósito e, assim, desenvolver o planejamento de uma campanha investigativa com um mínimo de furos de sondagens. O conhecimento em detalhe da geologia do depósito mineral permitirá a elaboração de planos de lavra consistentes que servirão como ferramenta de apoio a extração mineral a MPE baseado no conhecimento técnico-científico do subsolo, o qual trará ganhos significativos para a sociedade em termos de aproveitamento mineral sustentável e na redução do rejeito, o que acarretará numa redução do impacto ambiental.

1.4. Pesquisas bibliográficas dos métodos geofísicos aplicados à exploração mineral

No âmbito adequado da mineração, a geofísica aplicada à exploração mineral agrega - como agente qualificador e quantificador das pesquisas minerais - com dados, com informações e com conhecimento dos processos que cingiram os estudos minerais. Diversos trabalhos apontam a geofísica como uma valorosa ferramenta de apoio aos estudos em subsuperfície. Em alguns casos, a geofísica pode assistir a exploração inicial dos depósitos minerais, todavia, não será o foco deste item. Assume-se, desta maneira, que o produtor já tenha identificado o potencial depósito, que já o explore e que necessite de um melhor entendimento a respeito de sua extensão e qualidade.

Porsani *et al.* (2006) aplicaram o método GPR em uma pedreira de granito ornamental para localizar fraturas, blocos massivos e o topo da rocha sã, com o objetivo de orientar a exploração mineral, de forma a otimizar os custos com a extração de blocos de granito

ornamental na região de Capão Bonito, SP. Os autores utilizaram antenas de 25, 50 e 100 MHz para investigar diferentes profundidades. Os resultados mostraram fraturas inclinadas e juntas de alívio sub-horizontais que se apresentaram como fortes refletores, assim como blocos de matações de granito cercado por material intemperizado. A distribuição e a localização dessas zonas de descontinuidades foram de fundamental importância para que o engenheiro de minas pudesse planejar a extração para minimizar os custos e otimizar o lucro da exploração.

Souza (2008) utilizou o GPR no nordeste brasileiro para produzir modelos estáticos 3D da geometria, externa e interna, das dunas que contêm depósitos de minerais pesados, como: ilmenita, rutilo e zircão. O limite inferior dessa jazida corresponde ao topo da Formação Barreiras. A mineração neste local se dava por meio do uso de uma draga que ficava emersa em um lago artificial sobre as dunas. Um erro de cálculo poderia fazer com que a draga retirasse o material da Formação Barreiras, correndo o risco de que os fragmentos pudessem obstruí-la, causando enormes prejuízos. A aplicação da geofísica favoreceu uma melhor cubagem da jazida e permitiu que os procedimentos utilizados para extração mineral fossem utilizados com maior segurança.

Martins & Elis (2012) utilizaram a eletrorresistividade, a Polarização Induzida (IP) e o método eletromagnético de baixa frequência (EM 34) para auxiliar o planejamento de lavra de uma pedreira de gnaiss no Estado de São Paulo. Os autores identificaram o topo do gnaiss, a espessura do capeamento do solo e o contato muito bem delimitado pelo caminhamento elétrico entre o gnaiss e o xisto, favorecendo, assim, o conhecimento de subsuperfície para um melhor planejamento de lavra.

Chamber *et al.* (2013) aplicaram a tomografia elétrica 3D para caracterizar e estimar um depósito de areia de origem fluvial localizado em Norton Disney, região leste da Inglaterra. Utilizando espaçamentos de 3, 6, 9 e 12 metros em uma área de 120 x 189 metros, com o arranjo dipolo-dipolo, o resultado mostrou um depósito arenoso de 9 metros de espessura, caracterizado por uma zona não saturada de alta resistividade (900 Ωm) sobreposta a uma zona rica em argila saturada de baixa resistividade (20 Ωm). O modelo geoeletrico mostrou um bom contraste entre as duas zonas. A validação da metodologia veio por meio de furos de sondagens que corroboraram com os resultados. O autor concluiu a eficácia da tomografia elétrica 3D para caracterizar e estimar depósitos de areia.

Martins (2017) empregou a eletrorresistividade e a Polarização Induzida (IP) visando auxiliar o planejamento de lavra em mineração de pequena escala e quantificar o potencial de contribuição da geofísica nesse aspecto. Os resultados do autor comprovaram que as informações geofísicas permitiram acelerar o processo de tomada de decisão durante o

planejamento de lavra, reduzindo o tempo e os custos associados à pesquisa mineral e à modelagem geológica utilizada no planejamento de lavra da MPE.

Schouten & Ledru (2018) aplicaram o que definiram como tomografia múons (*muon tomography*), um método de imageamento de subsuperfície por meio do contraste de densidade usando raios cósmicos, os múons. Os autores caracterizaram, em 3D, um depósito de urânio na bacia de Athabasca – Canadá. Os resultados mostraram dados de até 600 metros de profundidade, corroborando com furos de sondagens. A pesquisa concluiu que a tomografia múon pode ser usada no contraste de densidade em maiores profundidades; na pesquisa de outros recursos minerais e na caracterização 3D de depósitos minerais.

Guo *et al.* (2019) aplicaram o método GPR, utilizando as antenas de 100 e 200 MHz, para modelagem em 3D de um depósito de areia da Bacia de Datong, noroeste da China. Com um denso grid de 20 centímetros em uma área de 34 x 45 metros, os autores definiram a arquitetura do pacote sedimentar em 7,5 metros de profundidade e o dividiram em três partes: depósito de canais, depósito de barreiras, depósito de planície de inundação. As interfaces de cada depósito foram sumarizadas e as interfaces identificadas. O depósito de canais apresentou reflexões em forma de lentes, plano na parte superior e convexa na parte inferior. O depósito de barreiras mostrou um padrão de reflexões convexa ascendente. O depósito de planície de inundação apresentou reflexões plano-paralelas de baixa amplitude. Os autores concluíram que o conhecimento a priori da estratigrafia da área de estudos foi fundamental para alcançarem o modelo proposto e ressaltaram a importância do método GPR nos estudos sedimentológicos.

Tichauer *et al.* (2020) combinaram os métodos Resistividade e IP como ferramentas para auxiliar a tomada de decisão do plano de lava para MPE. O objetivo foi reduzir as incertezas do plano de lavra relacionadas com o baixo conhecimento de subsuperfície das pequenas minerações e, assim, planejar estratégias para a mineração eficiente de curto, de médio e de longo prazo. Os autores aplicaram essa metodologia em três projetos de minas que estavam em estágios diferentes de desenvolvimento: uma mina de ouro, uma de manganês e uma de calcário, em São Paulo. Os resultados indicaram uma redução de 6% nas incertezas do plano de lavra para o longo período; de 13% para o médio período e de 10% para o curto período, além de reduzir o tempo de exploração das campanhas de perfuração em aproximadamente 75-77 %.

2. ÁREA DE ESTUDOS E ASPECTOS GEOLÓGICOS

2.1. Área de estudos

A área de estudo corresponde a uma mineradora de areia explorada pela Mineração Bom Retiro *Ltda*, localizada na região do município de Leme – SP, distante cerca de 230 quilômetros no sentido noroeste da capital São Paulo (Figura 2.1). O material industrial extraído é utilizado pelas indústrias de cerâmica, de argamassa e de construção civil. A lavra da areia se dá a céu aberto em bancadas, onde se explora principalmente a zona não saturada. Parte dos sedimentos está situado abaixo do nível freático local, dificultando a realização de sondagens e da própria extração do material, tendo em vista que é mais dispendioso para o explorador rebaixar o nível d'água para a exploração. Desta forma, a aplicação dos métodos geofísicos fornece informações importantes em termos de profundidade, de espessura e de extensão ao longo da área minerada.

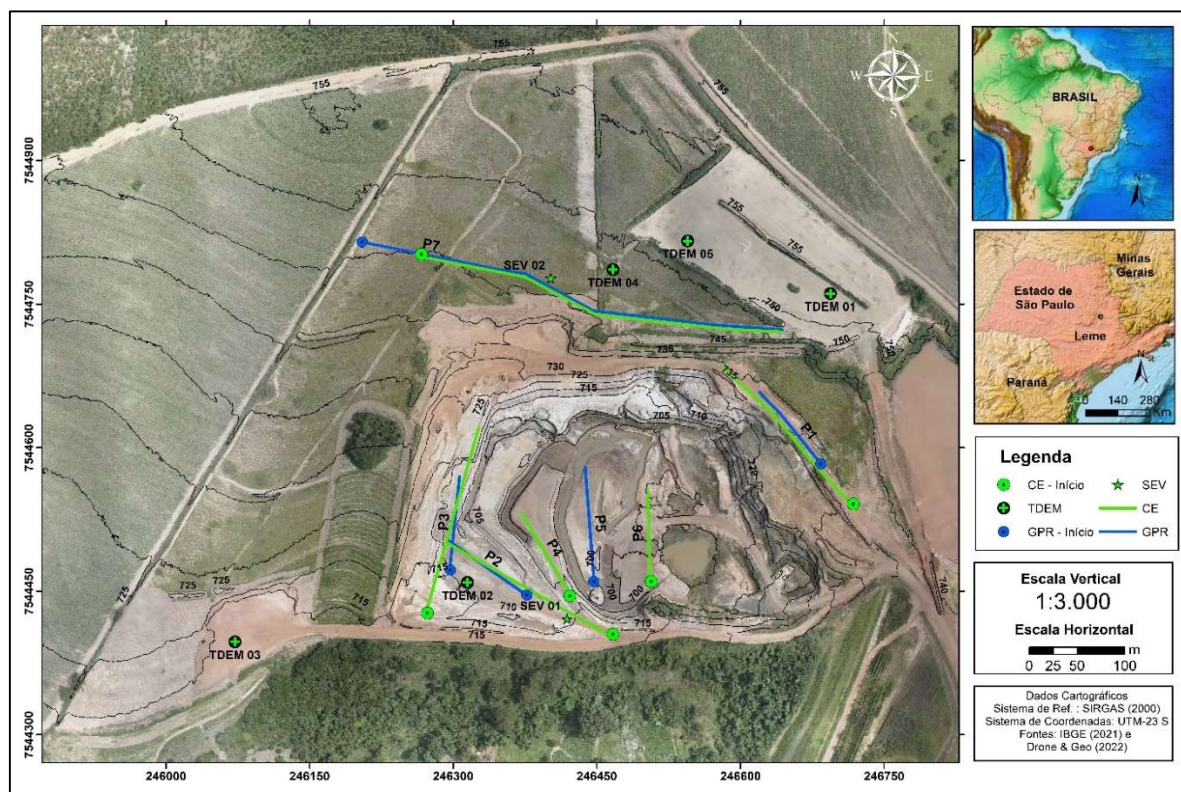


Figura 2.1 – Mapa de localização da área de estudos. Mineração Bom Retiro, Leme – SP. **Fonte:** IBGE e Drone & Geo (2022). Os perfis geofísicos estão sobrepostos ao mapa de localização.

Dados altimétricos foram coletados por meio da aerofotogrametria com drones pela própria mineradora, no primeiro dia de trabalhos de campo, e foram disponibilizados para esta pesquisa. O drone utilizado foi o DJI Phantom 4 Pro.

2.2. Aspecto geológico regional

A Bacia do Paraná (Figura 2.2) é uma vasta depressão deposicional intracratônica situada na porção centro-oriental da América do Sul, que evoluiu durante o Paleozoico e o Mesozoico, documentando um registro estratigráfico temporalmente posicionado entre o Neorórdoviciano e Neocretáceo de quase 400 Ma de história dessa região do planeta (MILANI *et al.* 1998, MILANI *et al.* 2007). A bacia possui uma forma ovalada com o eixo maior na direção N-S, sendo que suas bordas são definidas por limites erosivos relacionados à evolução geotectônica meso-cenozoica do continente (MILANI *et al.* 2007). Totalizando aproximadamente 1,5 milhões de quilômetros quadrados, cerca de 1 milhão de km² da Bacia do Paraná estão localizados em território brasileiro (MILANI *et al.* 2007, SCHNEIDER *et al.* 1974).

Diferentes perspectivas sobre o arranjo espaço-temporal das rochas que constituem a Bacia do Paraná são abordadas em diversos trabalhos geocientíficos. Como síntese de caráter regional, os trabalhos de Sanford e Lange (1960); Schneider *et al.* (1974); Soares *et al.* (1978) e Almeida (1980) possuem importante relevância. Atualmente, existe um quadro maduro sobre os aspectos litoestratigráficos da Bacia do Paraná. Todavia, a falta de elementos bioestratigráficos dificultam a amarração do posicionamento cronoestratigráfico dos sedimentos desta bacia (MILANI *et al.* 2007).

O registro estratigráfico da Bacia do Paraná compreende um pacote sedimentar-magmático com uma espessura total máxima em torno de 7 mil metros (MILANI *op. cit.*). Seis unidades ou Supersequências na forma de pacotes rochosos foram reconhecidas por Milani (1997), sendo elas; Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (MesMeso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo). As três primeiras sequências são sucessões sedimentares ligadas aos regimes transgressivo-regressivos durante o Paleozoico, ao passo que as demais correspondem a pacotes de sedimentos continentais com rochas ígneas associadas. Segundo os mesmos autores, é a Supersequência Gondwana I que engloba o maior

volume sedimentar depositado na Bacia do Paraná, enquanto a Supersequência Gondwana II é caracterizada pela deposição da Formação Piramboia.

A evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná é objeto de debate nos trabalhos geocientíficos. Milani (1997) acredita que a flexura litosférica por sobrecarga tectônica foi um importante mecanismo de subsidência durante a evolução da Bacia do Paraná. Para Zalán *et al.* (1990), a contração térmica que teria sucedido os fenômenos tectono-magmáticos do Ciclo Brasileiro seria um importante mecanismo no processo de subsidência da bacia.

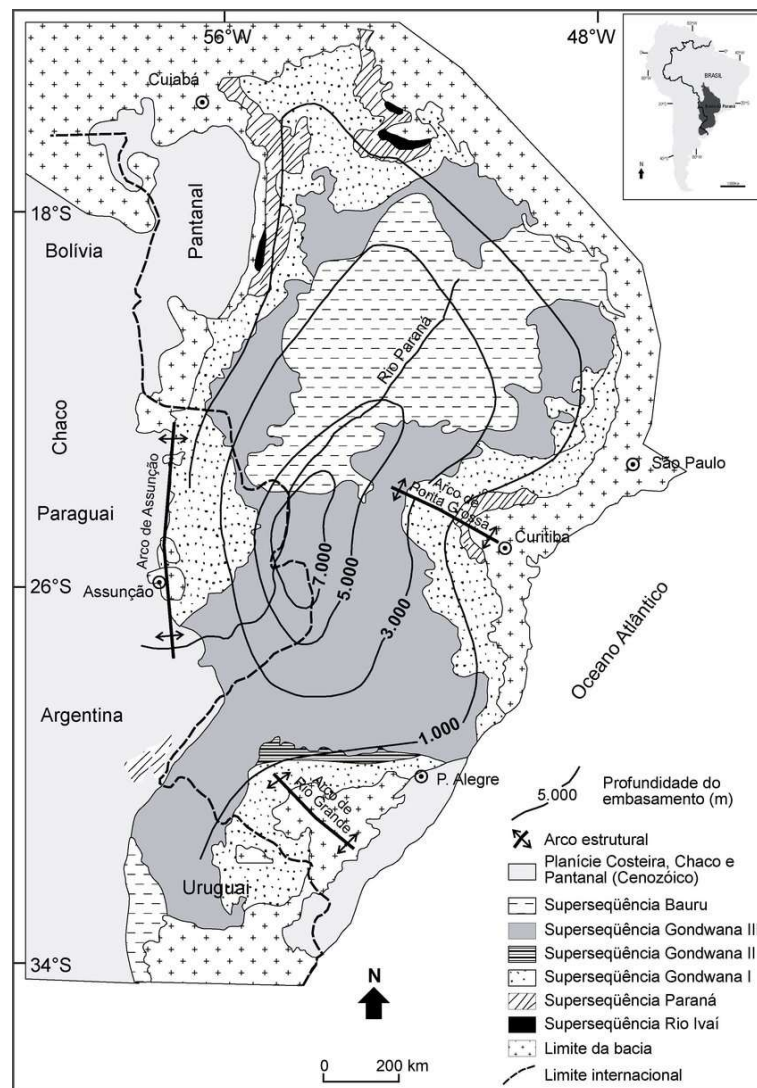


Figura 2.2 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná. **Fonte:** Silva *et al.* (2006). Bacia do Paraná sendo representada pelas suas Supersequências: Bauru, Gondwana III, Gondwana II, Gondwana I, Paraná e Rio Ivaí. A profundidade do embasamento é indicada pelas curvas de níveis.

2.2.1. Bacia do Paraná no Estado de São Paulo

A Figura 2.3 apresenta a coluna estratigráfica simplificada representativa da Bacia do Paraná na região de Rio Claro, de Limeira e de Piracicaba - SP, que está localizada próxima área de estudo, indicando sucintamente as principais características deposicionais relacionadas à cada formação.

O embasamento cristalino Pré-Cambriano da Bacia do Paraná é composto por granitos, gnaisses, xistos, migmatitos, entre outros. Datações radiométricas por K/Ar e Rb^{87}/Sr^{86} indicam idade do embasamento na ordem de 200 a 1000 Ma, retrabalhados pelos episódios tectonomagmáticos do Ciclo Brasileiro (CORDANI *et al.* 1984).

O Grupo Itararé (Permocarbonífero) aflora na borda sudeste e noroeste da Bacia do Paraná, atingindo espessura superior a 1000 metros na porção central da bacia, adelgando-se em direção às bordas norte e sul (FRANÇA & POTTER, 1988). A litologia sedimentar é composta por diamictitos, arenitos maciços com clastos, arenitos com estratificação cruzada acanalada ou tangencial na base, estratificação cruzada *hummocky*, ritmitos, lamitos com lentes de arenito e siltitos, compreendendo ambientes terrestres, glaciais e marinhos relativamente profundos, envolvendo processos geradores de diversas fácies sedimentares (ARAB *et al.* 2009). Segundo estes mesmos autores, muitas dessas litofácies são consideradas rocha-reservatório para hidrocarbonetos e água subterrânea.

A Formação Tatuí (Permiano), de acordo com Chahud (2018) é caracterizada por dois membros: um inferior e um superior. O membro inferior composto por siltitos, siltitos arenosos, calcários, sílex e arenitos, apresentando camadas finas de calcário e de sílex que variam até 30 centímetros de espessura. As fácies areníticas apresentam estratificação plano-paralela. O membro superior é composto por siltitos cinza-esverdeados e amarelo-esverdeados, com a presença de lentes de arenitos médios a grossos, apresentando estratificação cruzada acanalada. O ambiente deposicional é descrito por Soares (1973) como marinho costeiro e planícies de maré.

O Grupo Passa Dois é composto pela Formação Irati e pela Formação Corumbataí. A Formação Irati (Permiano) apresenta-se no Estado de São Paulo com espessura que varia entre 20 e 30 metros, aumentando para até 50 metros em sondagens realizadas no meio da Bacia do Paraná (AMARAL, 1971). A unidade é dividida em dois membros: o Membro Taquaral (inferior) e o Membro superior Assistência (superior). O Membro Taquaral é composto por siltitos e folhelhos, enquanto o Membro Assistência é constituído por folhelhos, folhelhos pirobetuminosos e finas camadas de calcários e sílex (AMARAL *op. cit.*). O mesmo autor

ressalta a característica de estabilidade tectônica em que a formação foi depositada, sendo interpretada como proveniente de ambiente marinho.

A Formação Corumbataí (Permiano superior) está sobreposta a Formação Irati, que, de acordo com Hachiro (1996), apresenta-se com contato gradativo, aflorando ao norte do Rio Tietê, atingindo espessura de até 130 metros nas proximidades de Rio Claro (SOARES & LANDIM, 1973). Zanardo *et al.* (2016) ressaltam a ocorrência de diabásio na forma de diques e soleiras que formam corpos com espessuras superiores a 200 metros. Segundo os mesmos autores, em afloramentos, observam-se altos topográficos associados a intrusão diabásica nas Formações Tatuí, Irati, Corumbataí e Piramboia, resultados da maior resistência a erosão causada pelo capeamento do magmatismo sobre as formações. A Formação Corumbataí é composta por siltito, siltito arenoso, argilitos, arenitos, com marcas onduladas e laminações cruzadas e calcários subordinados, coquina e/ou níveis de conchas, diques clásticos silte-arenosos e leitos descontínuos de calcário, com ambiente de deposição interpretado como marinho raso com influência de marés (ZANARDO *et al.* 2016).

O Grupo São Bento, compreendendo as Formações Piramboia, Botucatu e Serra Geral, mostra a evolução mesozoica dos ambientes de sedimentação da área de estudo, passando de um regime mais úmido (Formação Piramboia) para um regime mais seco (Formação Botucatu), e finalizando, após a abertura do Oceano Atlântico, com os derrames da Formação Serra Geral (MILANI *et al.* 2007). A Formação Piramboia (Triássico) é constituída por arenitos finos a médios, apresentando estratificação cruzada de pequeno e médio porte, com intercalações de finas camadas de argilitos e siltitos (SOARES, 1975). Esta formação será detalhada posteriormente, assim como a Formação Serra Geral.

A Formação Botucatu (Jurássico) é composta por arenitos de granulação fina e muito fina, com estratificação cruzada de médio a grande porte, muito friáveis (SOARES, 1975). Esta formação é considerada pelo mesmo autor como sendo depositada principalmente por processos eólicos, em que há uma forte seleção dos grãos e com teor de argila e silte inferior a 10%. Schneider *et al.* (1974) relatam contribuição fluvial em um ambiente predominantemente desértico. A espessura do pacote de areia da Formação Botucatu é variável, não ultrapassando 150 metros, com média entre 50 e 70 metros no Estado de São Paulo. (SOARES, *op. cit.*).

A cobertura cenozoica da Bacia do Paraná na região da área de estudo é composta por depósitos aluvionares e lacustre das Formações Itaqueri e Rio Claro. A Formação Itaqueri é composta por arenitos conglomeráticos e arenitos silicificados (COIMBRA *et al.* 1981), resultados de um ambiente de sedimentação de média a alta energia, relacionados aos leques aluviais rudáceos bem desenvolvidos da Serra de Itaqueri e no flanco leste da Serra de São

Pedro (RICCOMINI, 1994). A Formação Rio Claro é caracterizada por lamitos, cascalhos e areias de fundo de canal, argilas resultadas do transbordamento em planície de inundação, sendo essas fácies interpretadas como ambiente de deposição de um sistema fluvial meandrante (MELO, 1995).

COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO PARANÁ NA REGIÃO DE RIO CLARO/LIMEIRA/PIRACICABA (SP)							
ERA	PERÍODOS	GRUPO	FORMAÇÃO	LITOLOGIA	Espes. Aprox. (metros)	DESCRIÇÃO SUCINTA	AMBIENTE DE DEPOSIÇÃO
CENOZOICA	QUATERNÁRIO		RIO CLARO		30	ARENITOS POUCO CONSOLIDADOS COM LENTES DE ARGILAS E NÍVEIS CONGLOMERÁTICOS NA BASE <i>(Arenitos – reservatório de água subterrânea em poços rasos da região de Rio Claro)</i>	CONTINENTAL: PLANÍCIE ALUVIAL E LACUSTRE. COLUVIÕES
	TERCIÁRIO		ITAQUERI		100	ARENITOS CONGLOMERÁTICOS E ARENITOS SILICIFICADOS / FERRICRETES	CONTINENTAL: LEQUES ALUVIAIS, FLUVIAL E LACUSTRE
MESOZOICA	CRETÁCEO	SÃO BENTO	SERRA GERAL		100	DERRAMES DE BASALTOS COM LENTES DE ARENITO NA BASE, DIQUES E SOLEIRAS DE DIABÁSIO <i>(diabásio e diabásio – matéria-prima para brita)</i>	MAGMATISMO FISSURAL
	JURÁSSICO		BOTUCATU		100	ARENITOS BEM SELECIONADOS COM GRÃOS BEM ARREDONDADOS E BEM ESFÉRICOS, POUCA ARGILA <i>Aquífero Guarani</i>	CONTINENTAL: DESÉRTICO
	TRIÁSSICO		PIRAMBÓIA		150	ARENITOS COM GRÃOS ARREDONDADOS E ESFÉRICOS, DIVERSOS NÍVEIS DE LAMITOS	CONTINENTAL: FLUVIAL E DESÉRTICO
			CORUMBATAÍ		100	SILTITOS CONTENDO LENTES DE ARENITOS FINOS ARGILITOS, SILTITOS, ARENITOS FINOS, NÍVEIS DE CALCÁRIOS DOLOMÍTICOS E COQUINAS	CONTINENTAL: LACUSTRE TRANSICIONAL: PLANÍCIE DE MARÉ
PALEOZOICA	PERMIANO	PASSA DOIS	IRATI		40	FOLHELHOS, SILTITOS, FOLHELHOS PIROBETUMINOSOS, CALCÁRIOS DOLOMÍTICOS	TRANSICIONAL: LAGUNA MARINHO RASO: PLATAFORMA
			TATUI		50	SILTITOS E SILTITOS ARENOSOS	TRANSICIONAL: PLANÍCIE COSTEIRA MARINHO RASO: PLATAFORMA
		ITARARÉ	Grupo ITARARÉ <i>(indiviso no Estado de São Paulo)</i>		900	ARENITOS, SILTITOS, VARVITOS E DIAMICTITOS (ALGUNS VERDADEIROS TILITOS) <i>(Arenitos – reservatórios de água subterrânea em poços profundos da região)</i>	CONTINENTAL (GLACIAL): ALUVIAL - LEQUES E FLUVIAL; LACUSTRE TRANSICIONAL: DELTAS MARINHO (GLÁCIO-MARINHO): PLATAFORMAL
			CARBONIFERO				
Pré-Cambriano			EMBASAMENTO			GRANITOS, MIGMATITOS, GNAISSES, XISTOS, QUARTZITOS	

Figura 2.3 - Coluna estratigráfica simplificada representativa da Bacia do Paraná na região de Rio Claro, de Limeira e de Piracicaba - SP, nas proximidades da área de estudo. **Fonte:** modificado de Perinotto & Zaine (2008).

A coluna estratigráfica simplificada apresentada é representativa de uma sequência sedimentar que pode ser encontrada na região de Rio Claro, Limeira e Piracicaba. Como a Bacia do Paraná é uma bacia intracratônica, espera-se que sequência estratigráfica possa ser refletida em campo. Entretanto, a bacia não é imutável, podendo a sequência sofrer alterações em áreas ou regiões específicas ao longo do tempo geológico.

2.2.2. Informações de furos de sondagens nas proximidades da área de estudos

As informações litológicas em profundidade que foram utilizadas para a interpretação dos dados geofísicos provêm de 45 registros de perfis de poços nas proximidades da área de estudos (ANEXO 1). A descrição litológica de cada registro de poço está catalogada e disponibilizada *online* pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) por meio do acesso ao Sistema de Informação de Águas Subterrâneas (SIAGAS). A Figura 2.4 mostra a localização dos poços e a área de estudos.

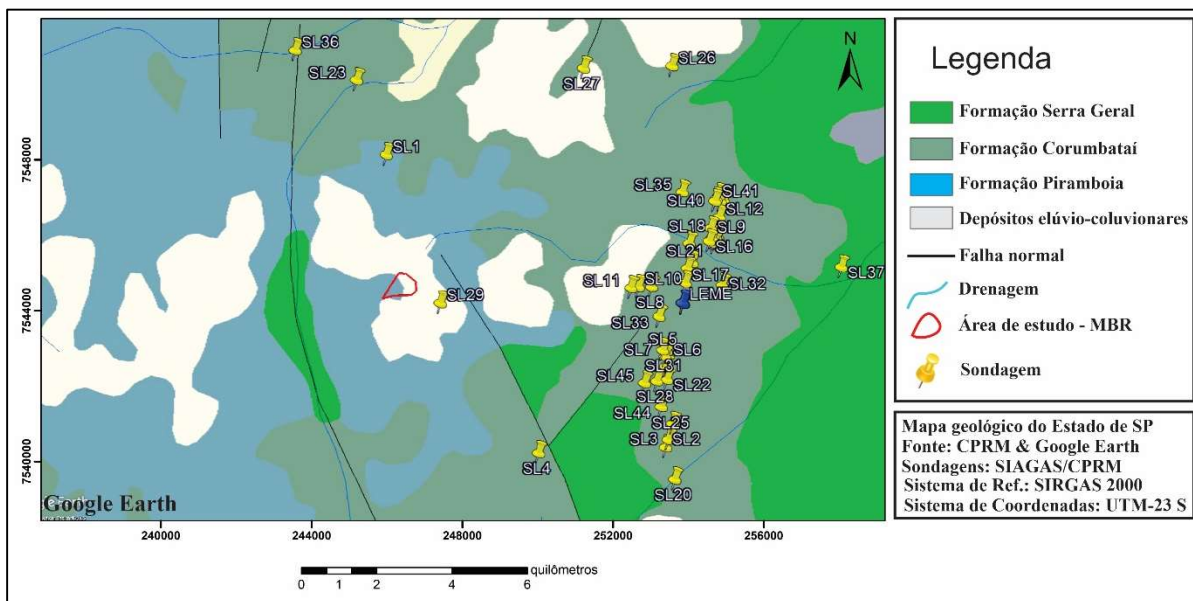


Figura 2.4 – Mapa geológico da área de estudos e localização dos furos de sondagem. **Fonte:** adaptado de CPRM (2006).

A maior parte dos furos de sondagens distam aproximadamente entre 6 e 7 km da área de estudos. A exceção está na sondagem SL 29, que foi realizada dentro da área de atuação da mineradora Bom Retiro. Porém, a profundidade do furo foi de apenas 54 metros, sendo descrita como arenitos pertencentes a Formação Piramboia. A outra exceção foi a sondagem SL 01, distante a 3 km da área de estudos, cuja descrição litológica simplificada está apresentada na Tabela 2.1.

Na área de estudo ocorre, predominantemente, afloramentos da Formação Piramboia, de onde é extraída a areia. Em profundidades de aproximadamente até 250 metros, a maior parte das descrições litológicas dos furos de sondagens converge para as litologias associadas ao

Grupo Passa Dois. As Tabelas 2.1 e 2.2 são exemplos das descrições de duas sondagens utilizadas que fazem essa associação.

Tabela 2.1 – Dados litológicos da sondagem SL 01 nas proximidades da área de estudos.

De (m)	Até (m)	Litologia	Descrição Litológica	Tipo de Formação
0	279	Siltitos	Rocha sedimentar	Grupo Passa Dois
278	303	Diabásio	Intrusiva básica	Formação Serra Geral

Fonte: adaptado de SIAGAS/CPRM.

Tabela 2.2 - Dados litológicos da sondagem SL 12 nas proximidades da área de estudo.

De (m)	Até (m)	Litologia	Descrição Litológica	Tipo de Formação
0	250	Argilito, conglomerado, arenito intercalado com folhelhos	Argilitos, conglomerados e arenitos	Grupo Passa Dois
250	315	Argilito	Argilitos	Formação Aquidauana
315	387	Arenito	Arenito médio	Grupo Itararé

Fonte: adaptado de SIAGAS/CPRM.

Por outro lado, as descrições litológicas dos furos de sondagens para profundidades maiores do que 250-300 metros convergem para rochas que compõem o Grupo Itararé, apesar da sondagem (Tabela 2.2; Tabela 2.3; Tabela 2.4) associar essa profundidade aos diabásio da Formação Serra Geral. Como visto, há a tendência desta profundidade estar associada ao Grupo Itararé, porém, a ambiguidade entre as profundidades pode trazer interpretações equivocadas. Desta forma, para solucionar essa ambiguidade, é necessário aplicar outro método de estudo geofísico ou até mesmo uma sondagem profunda na área de estudo.

Tabela 2.3 - Dados litológicos da sondagem SL 16 nas proximidades da área de estudo.

De (m)	Até (m)	Litologia	Descrição Litológica	Tipo de Formação
0	35	Solo; siltito	Solo lamítico; siltito	Grupo Passa Dois
35	135	Diabásio	Intrusiva	Formação Serra Geral
135	250	Arenito fino, siltito	Arenito; siltito	Grupo Passa Dois
250	300	Siltito	Siltito	Formação Aquidauana
300	405	Arenito intercalado com folhelho	Intercalação areno lamítico	Formação Itararé

Fonte: adaptado de SIAGAS/CPRM.

Tabela 2.4 - Dados litológicos da sondagem SL 28 nas proximidades da área de estudo.

De (m)	Até (m)	Litologia	Descrição Litológica	Tipo de Formação
0	20	Solo	Solo argiloso avermelhado	Formação Irati
20	40	Siltito	Siltito, argilito, folhelho pitobetuminoso e siltico	
40	145	Diabásio	Diabásio (intercalação siltito-diabásio)	
145	220	Siltito	Siltito, arenito fino	Formação Tatui
220	500	Arenito	Arenitos granulação variada	Formação Itararé

Fonte: adaptado de SIAGAS/CPRM.

2.3. Aspecto geológico local

2.3.1. Formação Serra Geral

A Formação Serra Geral (Cretáceo) é caracterizada por um pacote de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas associadas, com espessura máxima de 1755 metros, medida em furo de sonda no sudoeste de São Paulo (HARTMANN, 2014). As rochas se sobrepõem aos sedimentos paleozoicos da Bacia do Paraná, e composta por diques e soleiras intercaladas nos pacotes sedimentares (MILANI *et al.* 2006). O derrame basáltico é associado ao rompimento do Gondwana e à abertura do Oceano Atlântico (TURNER *et al.* 1994).

De acordo com Hartmann (2014), a Formação Serra Geral abrange muitos aspectos, desde a fusão parcial do manto astenosférico, diferenciação dos magmas e o extravasamento da lava em superfície, exigindo, para o seu entendimento, a descrição de muitos aspectos da dinâmica do planeta. Segundo o mesmo autor, pode haver 10.000 metros de *sills* nas rochas sedimentares da Bacia do Paraná, apresentando composição do equivalente intrusivo do basalto em superfície.

Na área de estudo, a Formação Serra Geral se apresenta como intrusão de diques alterados, visivelmente intersectando o pacote sedimentar referente a Formação Piramboia.

2.3.2. Formação Piramboia

A Formação Piramboia, pertencente ao Grupo São Bento, produto da sequência final da sedimentação Gondwana, compõe um cenário de debates geocientíficos quando o assunto se trata de seu posicionamento cronoestratigráfico e de seu limite deposicional com a Formação Botucatu. Inicialmente, a divisão estratigráfica entre as duas formações não existia. Andrade e Soares (1971), verificaram que essa sequência mesozoica sedimentar na região do estado de São Paulo apresentava aspectos peculiares, identificando três fácies: aquosa, lacustre e eólica. Posteriormente, Soares (1973) realizou uma análise estratigráfica regional em conjunto com poços perfurados pela Petrobrás e adotou uma divisão estratigráfica para o centro-leste do estado de São Paulo, subdividindo as fácies apresentadas em dois pacotes distintos, sendo denominado de Formação Piramboia as fácies eólicas com subordinação fluvial; e de Formação Botucatu as fácies eólicas.

A particularidade do pacote sedimentar gonduânico já havia sido observada em décadas passadas. Washburne (1930) apresentou uma caracterização destes pacotes de areia, denominando o pacote superior de Arenito Botucatu e o pacote inferior de Arenito Piramboia.

Posteriormente, Almeida e Barbosa (1953) atribuíram apenas alguns metros ao Arenito Piramboia, seguido de fácies eólicas mais elevadas do Arenito Botucatu. Diversos outros autores reconheceram as diferentes camadas apresentadas pelo pacote de areia, porém utilizaram denominações diversas como: fácies ou litotipos (SALAMUNI & BIGARELLA, 1967; FULFARO & BÓRIO, 1968 e MENDES, 1971). Todavia, a divisão estratigráfica do pacote de areia da Formação Piramboia e Formação Botucatu proposta por Soares (1973), converge para o fato de que, independentemente da diversidade dos conceitos envolvidos na denominação do pacote sedimentar, as camadas apresentadas estavam sempre associadas à origem eólica e subaquosa.

A Formação Piramboia é uma unidade litoestratigráfica resultado da deposição sedimentar gonduânica da Bacia do Paraná. Estende-se de maneira contínua por todo o estado de São Paulo, com afloramentos ao longo da Depressão Periférica Paulista na direção aproximada NNE-SSW (CAETANO-CHANG & WU, 2003). Possui espessura variável, podendo seus depósitos arenosos atingirem 300 metros em torno da Bacia do Tietê, reduzindo-se em direção ao sul e ao norte do estado de São Paulo (SOARES, 1975). Apesar da carência de fósseis com valores cronoestratigráficos e dos questionamentos a respeito da posição cronológica das camadas, a Formação Piramboia é classificada por Soares (op. cit.) como pertencente ao período de deposição entre o Triássico Médio e Jurássico Inferior.

O contato basal entre a Formação Piramboia sobreposta a Formação Rio do Rastro se dá por uma discordância litológica de baixo ângulo, marcada por um truncamento de camadas do tipo *toplap* (STRUGLE, 2002). No entanto, na borda leste da Bacia do Paraná, a Formação Piramboia encontra-se sobreposta aos folhelhos e siltitos da Formação Corumbataí e sotoposta aos arenitos eólicos da Formação Botucatu, apresentando-se, em ambos os casos, contatos discordantes (CORTÊS & PERINOTTO, 2015). Para Soares (1973; 1975), o contato entre a Formação Piramboia e a Formação Botucatu é assinalado tanto por discordância erosiva quanto por mudanças litológicas graduais.

A Formação Piramboia é descrita por diversos autores. Soares (1975) apresentou uma subdivisão da Formação Piramboia em dois membros. O primeiro membro, inferior, é caracterizado por fácies mais argilosas, em que predomina estratificação plano-paralela e cruzada acanalada de pequeno porte, sendo frequentes as camadas de argila, de folhelho arenoso e de silte. O segundo membro, superior, é representado por bancos de arenitos, pouco a muito argilosos, apresentando estratificação cruzada tangencial que varia de pequeno a médio porte, seguidos por bancos de arenitos muito argilosos, apresentando estratificação plano-paralela, com presença de lamitos e argilitos arenosos, em uma clara repetição cíclica. O autor relatou a

presença de arenito conglomerático na porção superior, nas proximidades do contato com a Formação Botucatu. O autor sugere um sistema deposicional predominantemente eólico com subordinação fluvial do tipo meandrante, seguido por deposição de planície de inundação.

Schneider *et al.* (1974) caracterizaram a Formação Piramboia como uma sequência sedimentar composta por arenitos de muito finos a finos, silto-argilosos, variando suas colorações entre esbranquiçados, amarelados e avermelhados, apresentando estratificações cruzadas planares a acanaladas de pequeno a grande porte, localmente conglomeráticos com seixos de argila na porção basal. Intercalações finas de argila são relatadas pelos autores.

Caetano-Chang & Wu (1992; 1995) e Caetano-Chang (1997), também reconheceram o caráter predominantemente eólico com subordinação fluvial do sistema deposicional da Formação Piramboia. Os autores descreveram fácies de dunas, de interdunas e de lençóis de areia que são cortados por fácies de canais fluviais temporários. Evidências petrográficas como: grãos interclastos bem preservados, micas raramente curvadas, entre outras, indicam que a compactação não constituiu um processo relevante na história diagenética da unidade sedimentar (CAETANO-CHANG & WU, 2003), corroborando com a característica friável do arenito observadas em campo. Caetano-Chang (1997) descreve a Formação Piramboia como arenitos finos a médios, com frações subsidiárias de arenito muito fino e grosso, exibindo estratificações cruzadas acanaladas predominantemente de médio porte, e apresentando teores de silte e argila de até 5%. Depósitos de arenitos finos a muito finos, com ou sem silte, intercaladas por lentes de arenito médio a grosso são observados pela autora. Wu & Caetano-Chang (1992b) consideraram que a Formação Piramboia apresenta conteúdo de feldspato entre 3% a 10%, ocorrendo a cimentação por óxido e hidróxido de ferro e por argilominerais.

Gesicki (2007) caracteriza a Formação Piramboia como sendo composta por: arenitos que variam sua granulometria entre muito fino a médio, com a presença de conglomerados de até 5 centímetros de diâmetro; arenitos, com granulometria que variam desde areia muito fina siltica até areia média, com estratificação cruzada de baixo ângulo, compondo geometria lenticular e apresentando em sua base *lags* de deflação; arenitos com estratificação horizontal ou cruzada de baixo ângulo associados a domínios de interdunas úmidas efemeramente inundadas, interpretação corroborada pela associação entre lâminas pelíticas e gretas de dessecação; arenitos muito finos silticos, com intercalações argilo-siltosas de espessura de até 6 centímetros (ritmitos e lamitos).

A Formação Piramboia é, ainda nos dias de hoje, objeto de debates geocientíficos quanto a sua posição geocronológica e quanto ao seu ambiente de deposição. Entretanto, as principais características (granulométricas/texturais) apresentam consonância entre os autores citados, de

modo que, a subjetividade que impera, no que se refere a interpretação de ambientes deposicionais, traz à tona debates que enriquecem o vocabulário e fortalecem a pesquisa geocientífica. As Figuras 2.5 e 2.6 mostram exemplos de estruturas e características do material encontradas em campo.

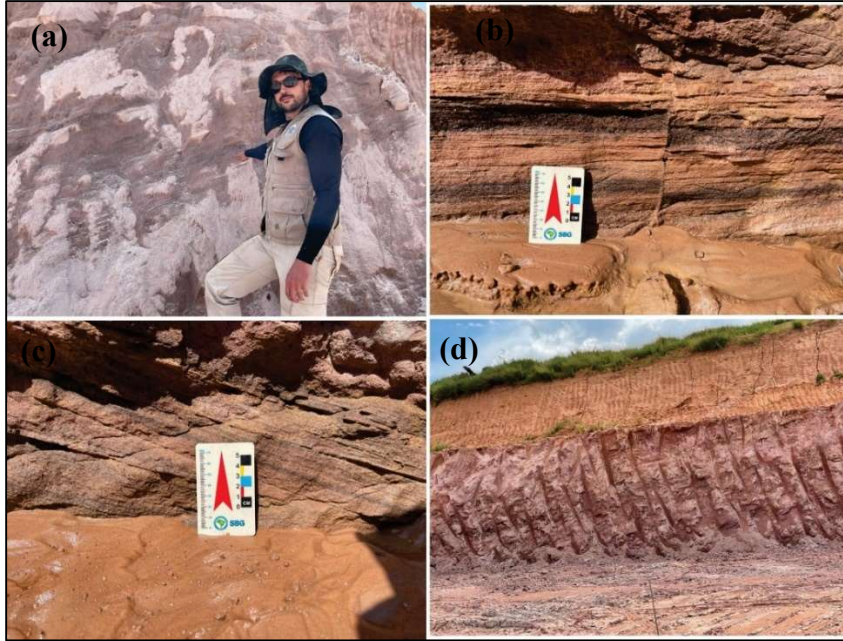


Figura 2.5 – (a) e (c) estratificação cruzada com a presença de ritmitos; (b) pequena falha na camada de arenito com intercalações rítmicas; (d) mudança da coloração das camadas de areia: bancada superior apresentando coloração amarronzada e bancada inferior de coloração rósea. **Fonte:** autor.



Figura 2.6 - (a) estratificação cruzada com presença de ritmitos; **(b)** friabilidade da camada de arenito.

Fonte: autor.

3. MÉTODOS

3.1. Propriedade elétrica das rochas e dos minerais

Os métodos geofísicos são governados por princípios físicos descritos pela linguagem universal matemática. Sistemáticamente, em cada método geofísico, há pelo menos uma grandeza física a ele associada. O método ER consiste na medida da resistividade elétrica das rochas em subsuperfície por meio de medidas da diferença de potencial relacionadas ao fluxo de corrente elétrica artificialmente injetadas no solo. Para essa finalidade, utiliza-se de equipamentos sofisticados compostos por multicanais para obter parâmetros relacionados às propriedades elétricas de materiais em subsuperfície (DENTITH & MUDGE, 2014).

A resistividade é compreendida como uma propriedade inerente ao material de se opor a passagem da corrente elétrica, de maneira que o maior valor está relacionado à dificuldade da corrente de atravessar o meio. Para a maioria das medidas de resistividade, a lei de Ohm fornece um *background* para determinar a resistência a partir da corrente elétrica (I) e da voltagem (V) (SCHÖN, 2011) dado por:

$$R = \frac{V}{I} \quad (3.1)$$

Para o caso elementar de uma amostra cilíndrica de comprimento (l) e área de seção transversal (A) em que o fluxo de corrente é paralelo ao eixo principal, a resistividade elétrica (ρ) é descrita matematicamente pela relação:

$$\rho = \frac{R A}{l} \quad (3.2)$$

No Sistema Internacional de Unidades (SI), ρ é expresso por Ohm m ou pode ser representado pela concatenação entre a letra grega ômega e a letra m (Ωm). Por outro lado, o inverso da resistividade elétrica, denominada condutividade elétrica, é expressa em *Siemens*/metro (Ωm^{-1}), usada expressa por:

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad (3.3)$$

A resistividade é uma das propriedades físicas que possui o maior grau de variabilidade entre seus valores para um mesmo material. Medidas representativas da resistividade ou condutividade de materiais geológicos *in natura* é um trabalho ímprobo. Nas rochas, as propriedades elétricas são predominantemente controladas pelos fluídos que ocupam os espaços

de seus poros, que podem não ser conservados durante o processo de amostragem ou não reproduzidos fielmente no processo de medição. A maioria dos minerais formadores de rochas é isolante, de modo que a corrente elétrica é conduzida através da rocha predominantemente por processos eletrolíticos, seguidos processos eletrônicos (KEAREY *et al.* 2002).

Embora a grandeza dos valores dos minerais e rochas se sobrepe, as medidas de resistividade/condutividade são significativas para profusos estudos geofísicos. Todavia, apenas os valores dessas propriedades físicas por si só não caracterizam uma fonte única e indiscutível no que se refere a classificação dos materiais geológicos em subsuperfície, necessitando, assim, do maior número de informações geológicas possível que a área possa fornecer.

Outra propriedade física, a permissividade dielétrica, permite estudar as características intrínsecas dos materiais geológicos sob uma perspectiva distinta, sendo importante para o método de radar de penetração no solo (GPR). A permissividade dielétrica descreve a habilidade do material de armazenar e liberar energia eletromagnética na forma de cargas elétricas. Classicamente, representa a capacidade de armazenamento dos capacitores. Sob outra perspectiva, está relacionada à habilidade de restringir o fluxo de cargas livres ou o grau de polarização exibido por um material perante a influência de um campo elétrico aplicado (JOL, 2009). É usualmente expressa em um termo adimensional chamado permissividade dielétrica relativa:

$$\varepsilon_r = \frac{\varepsilon}{\varepsilon_0} \quad (3.4)$$

em que ε é a permissividade dielétrica do material (Faraday por metro); enquanto ε_0 é a permissividade dielétrica no vácuo dada por $8,8542 \times 10^{-12}$ F/m (Faraday por metro).

A permissividade de um material geológico pode variar consideravelmente, especialmente na presença de água no sistema. Apresenta duas componentes: a real, que está relacionada ao armazenamento de carga elétrica (capacitor); e a imaginária (perda). A tabela 3.1 lista a condutividade e a permissividade dielétrica relativa de materiais comuns encontrados em subsuperfície e suas variações em ambientes de condições naturais. É importante salientar a variabilidade que os valores podem apresentar quando a água está presente. Sua propriedade condutiva faz com que a corrente elétrica flua de forma menos impeditiva e mais eficaz nos materiais.

Tabela 3.1 – Valores médios para condutividade e permissividade relativa de alguns materiais.

Material	Condutividade (mS/m)	Permissividade relativa
Ar	0	1
Argila (seca)	1 – 100	2 – 20
Argila (úmida)	100 – 1000	15 – 40
Concreto (seco)	1 – 10	4 – 10
Concreto (úmido)	10 – 100	10 – 20
Água	0.1 – 10	81
Gelo	1 – 0.000001	3
Água do mar	4000	81
Granito (seco)	0.001 – 0.00001	5 – 8
Granito fraturado com água	1 – 10	5 - 15
Calcário (seco)	0.001 – 0.0000001	4 – 8
Calcário (úmido)	10 – 100	6 – 15
Arenito (seco)	0.001 – 0.0000001	4 - 7
Arenito (úmido)	0.01 – 0.001	5 - 15
Areia (seca)	0.001 – 1	3 – 6
Areia (úmido)	0.1 – 10	10 – 30
Solo arenoso (seco)	0.1 – 100	4 – 6
Solo arenoso (úmido)	10 – 100	15 - 30
Solo argiloso (seco)	0.1 – 100	4 – 6
Solo argiloso (úmido)	100 – 1000	10 - 15

Fonte: adaptado de JOL (2009). Valores médios da condutividade e da permissividade relativa (componente real) dos materiais comuns encontrados em subsuperfície. Valores calculados a partir de dados obtidos por uma antena de 100 MHz.

3.2. Eletrorresistividade (ER)

Com o advento dos sistemas de aquisições automatizadas, códigos de inversão e o fácil acesso a potentes computadores, a aplicabilidade do método da eletrorresistividade (ER) teve considerável avanço nas três últimas décadas (AIZEBEOKHAJ, 2010). Inúmeros estudos comprovam sua eficiência e eficácia em distintos ambientes geológicos com diferenciadas perspectivas de pesquisas, tornando-se um valoroso e versátil método de investigação geofísica.

Aplicações em meio ambiente (SIQUEIRA NETO & SIQUEIRA, 2022; BORTOLIN, 2020; BALESTRA et al., 2020; CHENG *et al.* 2019; BACELLAR & CATAPRETA, 2010; MOREIRA & DOURADO, 2007; ELIS, 1999) e em exploração mineral (LUCIUS *et al.* 2007; SHIN et al., 2021; EGBELEHULU *et al.* 2020; GALLAS, 2000; DE MATOS *et al.* 2019; MARTINS *et al.*, 2016; PARK *et al.* 2009), água subterrânea (MOREIRA *et al.* 2019) são exemplos da versatilidade do método.

Não obstante da grande influência e utilidade que os métodos potenciais e eletromagnéticos possuem no que concerne à exploração mineral, o método ER possui uma parcela importante como estudo auxiliar no âmbito adequado da caracterização de depósitos minerais e na localização de estruturas geológicas capazes de acumular minerais de interesses econômicos. Metodicamente, a geofísica de exploração mineral raramente se concentra na utilização de apenas um método em suas campanhas investigativas, de forma que é salutar a integração entre os métodos geofísicos quando possível.

3.2.1. Fundamentos teóricos (ER)

A finalidade das pesquisas geofísicas utilizando o método ER é determinar a distribuição da resistividade em subsuperfície por meio de medidas realizadas da diferença de potencial relacionadas ao fluxo de corrente elétrica artificialmente injetadas no solo. A partir dessas medições, obtêm-se a chamada resistividade aparente das rochas do subsolo. A resistividade real (ou verdadeira) pode ser estimada recorrendo as relações matemáticas que governam o método por meio de um processo de inversão de dados (LOKE & BARKER, 1996a). Os estudos geofísicos que o envolve, de forma geral, baseiam-se nas equações de Maxwell, de modo que sua correta manipulação algébrica fornece fundamentos matemáticos que corroboram com a dinâmica do fluxo da corrente elétrica que penetra a subsuperfície.

Para compreender como o método ER é usado para estimar a resistividade da Terra, primeiramente é reconhecer que a densidade de corrente (J) está relacionada com o campo elétrico (E) pela lei de Ohm:

$$J = \sigma E \quad (3.5)$$

Uma corrente I injetada em um semiespaço homogêneo se espalhará simetricamente em todas as três dimensões. Em um ponto P na distância r do ponto de injeção, a densidade de corrente é expressa por:

$$J = \frac{I\hat{r}}{4\pi r^2} \quad (3.6)$$

em que $4\pi r^2$ é a área da superfície esférica de raio r . O numerador da equação 3.6 indica a magnitude e a direção da corrente no ponto P em subsuperfície, enquanto o denominador expressa a área da seção transversal que a corrente uniformemente flui.

O campo elétrico é o gradiente do potencial escalar:

$$E = -\nabla V \quad (3.7)$$

Desta forma, tem-se

$$J = -\sigma \nabla V \quad (3.8)$$

Em regiões com condutividade finita, a carga não se acumula em nenhum momento durante o fluxo de corrente, logo:

$$\nabla \cdot J = 0 \quad (3.9)$$

$$\nabla(\sigma \nabla V) = 0 \quad (3.10)$$

$$\nabla \sigma \cdot \nabla V + \sigma \nabla^2 V = 0 \quad (3.11)$$

Sendo σ constante, o primeiro termo desaparece pelas regras de derivação, e tem-se a equação de Laplace.

$$\nabla^2 V = 0 \quad (3.12)$$

Para um único eletrodo de corrente localizado na superfície de um meio homogêneo, a equação de Laplace é aplicável (TELFORD *et al.* 1990). A equação, nesse caso, é normalmente representada em coordenadas cilíndricas, já que campos elétricos têm simetria cilíndrica em relação à linha vertical por meio da fonte de corrente (KEAREY *et al.* 2002). Aplicando as condições de contorno, o potencial sobre uma série de camadas a uma distância r da fonte de corrente I é expresso por:

$$V = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^\infty K(\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda \quad (3.13)$$

em que λ é a variável de integração; ρ_1 é a resistividade da camada superior; $J_0(\lambda r)$ é a função Bessel de ordem zero; $K(\lambda)$ é a função Kernel e é controlada pelas espessuras e pelas resistividades das camadas subjacentes (KEAREY *et al.* 2002).

Introduzindo o segundo eletrodo de potencial em um ponto sobre a superfície (figura 3.1), pode-se medir a diferença de potencial entre P_1 e P_2 , a resistividade elétrica pode ser expressa como segue:

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left\{ \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right\} \quad (3.14)$$

$$\rho = \frac{2\pi\Delta V}{I \left\{ \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right\}} \quad (3.15)$$

Sendo o fator geométrico expresso por:

$$K = \frac{2\pi}{\left\{ \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right\}} \quad (3.16)$$

em que AM , BM , AN e BN são as distâncias entres os respectivos eletrodos. A Figura 3.1 apresenta a configuração básica dos eletrodos. A equação 3.15 permite o cálculo da resistividade, independentemente do espaçamento dos eletrodos. Todavia, quando a subsuperfície não é homogênea, a resistividade irá variar com as posições relativas dos eletrodos. Desta forma, o valor calculado é conhecido como resistividade aparente (ρ_a) e será uma função da heterogeneidade (KEAREY *et al.* 2002).

O fator geométrico (K) é um multiplicador definido pela geometria da disposição dos eletrodos. Esse fator é usado em conjunto com os valores de voltagem e corrente para o cálculo da resistividade aparente. Cada configuração de eletrodo possui um fator geométrico associado. Nesta pesquisa, o fator geométrico para o arranjo dipolo-dipolo e o arranjo Schlumberger são expressos, de acordo com Loke (2022), respectivamente, por:

$$K = \pi n(n + 1)(n + 2)a \quad (3.17)$$

$$K = \pi \frac{a^2 - d^2}{d} \quad (3.18)$$

em que “a” é a separação entre os eletrodos; “n” é o fator de espaçamento entre os eletrodos; e “d” é o espaçamento dos eletrodos de corrente.

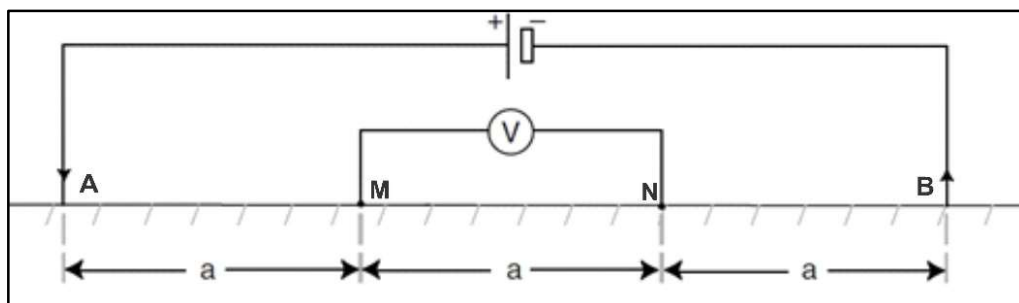


Figura 3.1 – Configuração básica dos eletrodos de corrente (AB) e de potencial (MN) para o cálculo da resistividade aparente. **Fonte:** adaptado de EVERETT (2013).

A resistividade elétrica das rochas em subsuperfície pode ser obtida por meio das técnicas de Caminhamento Elétrico (CE) e da Sondagem Elétrica Vertical (SEV).

3.2.2. Caminhamento Elétrico (CE)

A técnica do CE visa obter, a partir de medidas realizadas em superfície, a variação horizontal da resistividade das rochas de subsuperfície em diversos níveis de profundidade. São inúmeras as estruturas geológicas que podem causar mudanças na resistividade como: intrusões, contatos geológicos, plumas de contaminação e percolação da água por meio das fraturas e falhas das rochas.

O CE também pode ser aplicada em estudos ambientais, como determinar a posição do nível freático e direção do fluxo d’água subterrâneo (BRAGA, 2006). Os resultados obtidos no levantamento utilizando a técnica podem ser apresentados por meio de mapas ou seções, em que são apresentadas várias profundidades de investigação (Figura 3.2).

Diversas configurações de arranjos podem ser usadas em pesquisas campo (Wenner, Schlumberger, Polo-Dipolo, entre outros), em que cada uma possui sua característica e peculiaridade nas informações adquiridas em subsuperfície. Neste projeto de pesquisa, para os trabalhos de campo usando a técnica do CE foi utilizado o arranjo dipolo-dipolo.

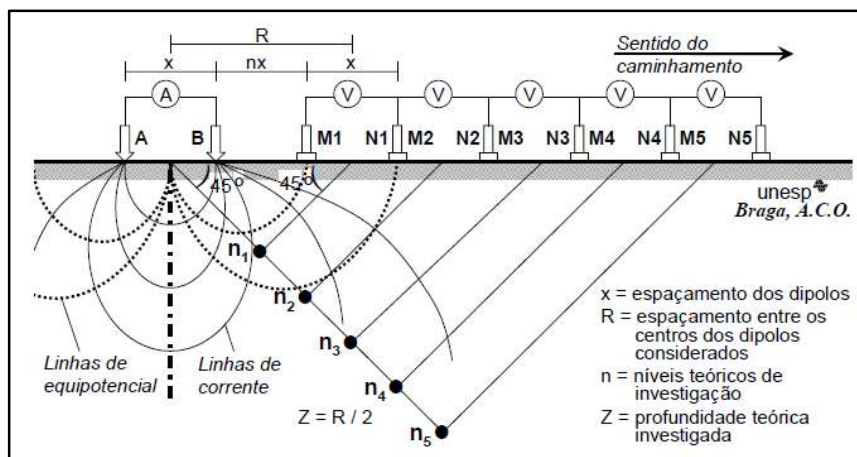


Figura 3.2 – Técnica de CE com arranjo dipolo-dipolo. AB são os eletrodos de corrente e MN são os eletrodos de potencial. Fonte: Adaptado de Braga (2006).

Diferentemente de outros arranjos, o arranjo dipolo-dipolo possui uma boa cobertura horizontal, podendo cobrir uma área maior em subsuperfície (LOKE, 2022). Neste arranjo, os eletrodos de potencial (MN) são dispostos ao longo de um perfil, em que cada dipolo representa um nível de investigação. Os eletrodos de corrente são colocados no início do perfil e, na medida em que as leituras são feitas, deslocam-se ao longo do perfil em intervalos estabelecidos previamente. O espaçamento entre cada par de eletrodos é dado por “ x ”, enquanto “ n ” é o fator da distância de incremento entre os dipolos. Cada dipolo MN representa um nível de investigação, em que a distância e disposição geométrica desses dipolos podem ser configuradas dependendo do objetivo da pesquisa, podendo alcançar diversos níveis de profundidade. No arranjo dipolo-dipolo, a profundidade teórica alcançada em cada nível investigado é $Z = R/2$ dado em metros (BRAGA, 2006)

3.2.3. Sondagem Elétrica Vertical (SEV)

A sondagem elétrica vertical (SEV) é uma técnica de investigação 1D da resistividade elétrica em função da profundidade. Nessa técnica, os dados são coletados apenas uma direção (eixo z). Para a obtenção de uma maior performance na aplicação da técnica, as investigações devem ser efetuadas, preferencialmente, em terrenos compostos por camadas lateralmente homogêneas em relação a resistividade elétrica (BRAGA, 2006).

O procedimento de campo para aquisição de dados de SEV parte do princípio de quatro eletrodos: dois de corrente (A e B) e dois de potencial (M e N). Ao expandir gradualmente a distância “L” entre os eletrodos de corrente, enquanto mantém-se o centro do arranjo “a” em uma posição fixa, a resistividade aparente é medida em profundidades crescentes. Existem dois tipos principais de configuração dos eletrodos na aplicação da SEV: Schlumberger e Wenner. Nesta pesquisa foi usado o arranjo Schlumberger (Figura 3.3).

Segundo Braga (2006), o arranjo Schlumberger tem maior praticidade na dinâmica do levantamento, assim como melhor qualidade nos resultados. Outras vantagens do arranjo são:

- É necessário o deslocamento de apenas dois eletrodos de corrente;
- as leituras são menos sujeitas a interferências;
- menos susceptível a erros interpretativos em terrenos homogêneos.

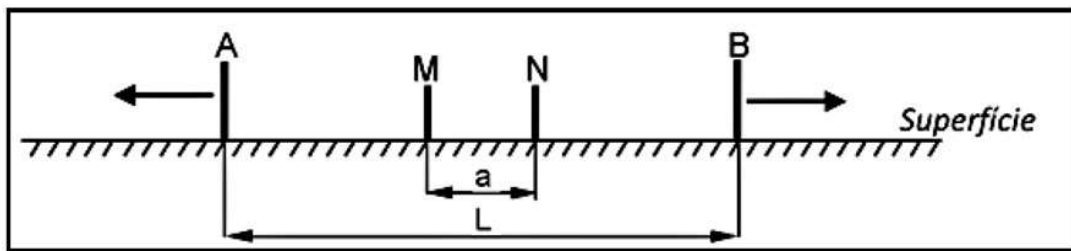


Figura 3.3 - Configuração Schlumberger. “L” é a distância entre os eletrodos de corrente, enquanto “a” é a distância entre os eletrodos de potencial. **Fonte:** adaptado de Telford *et al.* (1990).

Orellana (1972) demonstrou a relação ótima entre os espaçamentos dos eletrodos de corrente (AB) e de potencial (MN), sendo:

$$MN < AB/5$$

Os resultados sucessivos estarão ligados com as variações da resistividade com a profundidade. A utilização de curvas logarítmicas é extremamente útil, pois as variações nos parâmetros geométricos são realçados nessa escala.

3.3. Radar de Penetração no Solo (GPR)

Dentre as características elementares dos métodos eletromagnéticos, o GPR se destaca pelo seu enorme avanço teórico, técnico e tecnológico nas últimas décadas. O GPR se tornou um valioso método geofísico utilizado por uma variedade de cientistas que visam distintos objetivos. A diversidade e a pluralidade de aplicações incluem uma multiplicidade de áreas tais como contaminação do solo e água subterrânea, geotecnia, sedimentologia, glaciologia e arqueologia. A multidisciplinaridade que o GPR abrange em seu arcabouço de aplicações é benquista por pesquisadores de áreas díspares, fazendo com o que o método alcance diversos ramos das ciências.

O método GPR apresenta uma versatilidade profusa e se consolidou a partir da década de 80 com o desenvolvimento tecnológico. Com o desenvolvimento tecnológico diversos equipamentos com modo de aquisição de registro digital foram construídos, minimizando o custo, otimizando sua portabilidade e tornando-se acessível e atingível a sua aquisição e, por conseguinte, sua utilização (BORGES, 2007). Atualmente, os cientistas têm utilizado o método em vários campos de aplicações, tais como: exploração mineral (DANIELS, 1988; DAVIS & ANNAN, 1988; SCAIFE & ANNAN, 1991; CARNEVALE *et al.* 2005; FRANCKE, 2010; FRANCKE, 2012; CATALKI *et al.* 2012; FRANCKE & NOBES, 2000, RAO *et al.* 2020; De BARROS *et al.* 2021), estudos geológicos, geotécnicos (SOLLA *et al.* 2021; D'AMICO *et al.* 2020), ambientais, arqueológicos (ALMEIDA, 2016; PORSANI *et al.* 2017;), hidrogeológicos (BERES & HAENI, 1991; MAHMOUDZADEDH *et al.* 2012; SRINIVASAN *et al.* 2021), sedimentológicos (BRISTOW & JOL, 2003; LEANDRO *et al.* 2019; DELGADO *et al.* 2022; ARADÓTTIR *et al.* 2022), estudos de rios e lagos, mapeamento de interferências no subsolo urbano, entre outras aplicações (DAVIS & ANNAN 1989; SMITH & JOL, 1995; BENSON, 1995; VAN DAM, 2001; RODRIGUES & PORSANI, 2006; JOL, 2009, LEANDRO *et al.* 2019; QIN *et al.* 2021; JOSAGHANI & SHOKRABADI, 2021) são exemplos pesquisas.

O GPR é um método eletromagnético não destrutivo e não invasivo que emprega ondas de rádio de alta frequência (normalmente entre 10 MHz – 2,6 GHz) para localizar estruturas e feições geológicas rasas da subsuperfície ou localizar objetos enterrados pelo homem (PORSANI, 1999). Os aspectos fundamentais que definem o GPR incluem os princípios teóricos do eletromagnetismo, as propriedades elétricas e magnéticas das rochas, os sistemas eletrônicos, as antenas, o processamento, a modelagem e a análise dos dados.

3.3.1. Fundamentos teóricos (GPR)

A fundamentalidade teórica e o princípio físico que embasam o método GPR está descrita na teoria eletromagnética e a reflexão das ondas eletromagnéticas (EM), respectivamente. O GPR consiste em obter uma imagem de subsuperfície de alta resolução por meio da transmissão das ondas EM que são emitidas para dentro da Terra por uma antena transmissora (Tx) e as reflexões nos alvos em subsuperfície são recebidas por uma antena receptora (Rx), ambas colocadas em superfície. Essencialmente, assim como os demais métodos geofísicos, são os contrastes nas propriedades físicas dos materiais que causam os fenômenos físicos de interesse da geofísica, de forma que, no caso do GPR, são essas heterogeneidades que provocam as reflexões das ondas EM que são captadas pelo equipamento.

Os sinais que são enviados em subsuperfície, ao se depararem com um meio que possui diferenças de propriedades físicas (reflectâncias causadas por variações da impedância), são partes refletidos, refratados e transmitidos na interface entre as heterogeneidades (Figura 3.4). Esses sinais são captados pela antena receptora e mostrados em um computador portátil na forma de radargramas.

As equações de Maxwell descrevem matematicamente a física do campo EM e são o ponto de partida para o entendimento da transmissão e reflexão das ondas EM em qualquer meio, enquanto as relações constitutivas quantificam as propriedades físicas dos materiais. A combinação entre ambas provê os fundamentos para descrever quantitativamente os sinais do GPR.

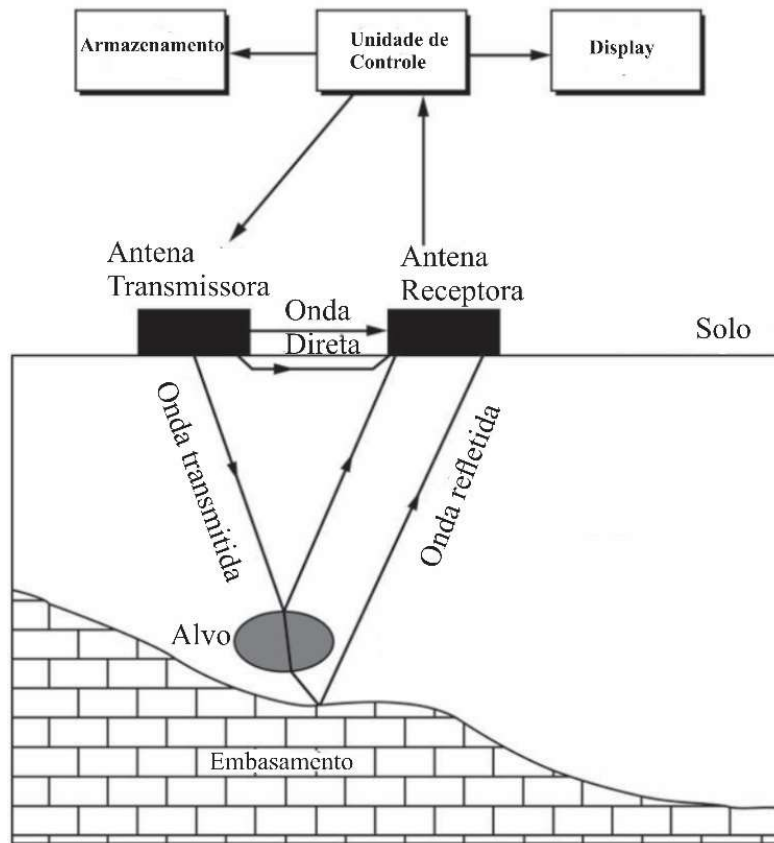


Figura 3.4 – Diagrama ilustrativo e esquemático do modo biestático de arranjo das antenas e sistema de GPR. **Fonte:** adaptado de NARAYANA *et al.* (2018).

A lei de Faraday (eq. 3.23) e a lei de Ampère (eq. 3.24) são expressas por:

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{d\vec{B}}{dt} \quad (3.19)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \frac{d\vec{D}}{dt} + \vec{J} \quad (3.20)$$

em que \vec{E} é o vetor intensidade do campo magnético (V/m); \vec{H} é o campo magnético auxiliar (A/m); \vec{B} é o campo magnético (T); \vec{J} é o vetor densidade da corrente elétrica; \vec{D} é o vetor deslocamento elétrico (C/m²).

As relações constitutivas são meios matemáticos de descrever a resposta média como os elétrons, os átomos e as moléculas respondem quando submetidos a um campo EM. Em alusão ao GPR, as propriedades elétricas e magnéticas são as mais importantes (JOL, 2009).

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (3.21)$$

$$\bar{D} = \varepsilon \bar{E} \quad (3.22)$$

$$\bar{B} = \mu \bar{E} \quad (3.23)$$

em que a permissividade dielétrica no vácuo $\varepsilon_0 \cong \frac{10^{-9}}{4\pi \times 8,98755}$ (F/m); $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ (H/m).

O modelo idealizado para a Terra considera o meio como isotrópico e homogêneo, de forma que a substituição das constantes ε_0 e μ_0 por ε e μ nas relações constitutivas se faz presente. A manipulação algébrica das equações de Maxwell e das relações constitutivas do meio permite obter a equação da onda plana para o campo elétrico:

$$(\nabla^2 - i\omega\mu(\sigma + i\omega\varepsilon))\bar{E} = 0 \quad (3.24)$$

sendo ω representando a frequência angular. O número de onda é o resultado do agrupamento das constantes σ , ε , e μ , sendo expresso por:

$$k^2 = \omega^2\mu\varepsilon - i\omega\sigma \quad (3.25)$$

Segundo Straton (1941), o número de onda complexo usado no GPR pode ser escrito por:

$$k = \alpha + i\beta \quad (3.26)$$

em que α e β representam duas importantes constantes na teoria da propagação das ondas eletromagnéticas: a atenuação e a constante de propagação da onda EM. Para altas frequências ($\omega\varepsilon \rightarrow \infty$), situação evidenciada no método GPR, a atenuação e a propagação da onda EM podem ser aproximadas por:

$$\alpha = \frac{\sigma}{2} \sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}} \quad (3.27)$$

$$\beta = \omega \sqrt{\mu\varepsilon} \quad (3.28)$$

Conforme abordado, a reflexão e a refração tanto das ondas EM quanto das ondas mecânicas ocorrem devido ao fato do meio apresentar em sua característica intrínseca e essencial diferenças nas propriedades físicas. Caso o meio não apresentasse essas diferenças, ou seja, fosse homogêneo, os fenômenos físicos da reflexão e refração não aconteceriam, de forma que a onda se propagaria através do material com o mesmo ângulo de incidência. Não obstante, a idealização de uma Terra homogênea serve apenas como um ponto de partida para o desenvolvimento teórico sustentador do método GPR, assim como os demais métodos geofísicos.

A contextualização acima tem como objetivo mostrar que um meio nunca será essencialmente homogêneo, de modo que pequenas heterogeneidades, até mesmo microscópicas podem e vão evidenciar, em algum grau, a heterogeneidade do material por onde a onda se propaga.

O coeficiente de reflexão indica, sob uma perspectiva, o grau de energia refletida por uma interface que apresenta diferenças de propriedades físicas. Quando a onda EM encontra uma descontinuidade de impedância elétrica, parte irá refletir, refratar e transmitir, de forma que é o coeficiente de reflexão que quantificará o montante de energia que sofrerá esses fenômenos, em que quanto maior a diferença de impedância entre dois meios, maior será a quantidade de energia refletida: Dessa forma, para um meio composto por duas camadas, o coeficiente de reflexão é expresso por:

$$R = \frac{\sqrt{\varepsilon_1} - \sqrt{\varepsilon_2}}{\sqrt{\varepsilon_1} + \sqrt{\varepsilon_2}} \quad (3.29)$$

em que ε_1 e ε_2 são as permissividades dielétricas relativas dos meios 1 e 2, respectivamente. Outra característica importante do GPR é a velocidade de propagação da onda EM no meio.

A abordagem matemática detalhada para o método GPR pode ser encontrada em STRATTON (1941); PORSANI (1999) e JOL (2009).

3.3.2. Técnicas de campo

As técnicas de levantamento de dados de GPR podem ser de três formas: perfil de afastamento constante (*common offset*); sondagens de velocidade, podendo ser entre *common mid point* (CMP) ou *wide angle reflection and refraction* (WARR); e tomografia de radar (REYNOLDS, 1997).

A principal técnica usada em estudos utilizando o método GPR é por meio da aquisição de perfis de reflexão com afastamento constante. Neste caso, as antenas Tx e Rx são separadas por uma distância fixa, movendo-se a uma distância constante durante todo levantamento. A Figura 3.5 ilustra os raios da onda EM para as posições 1, 2 e 3, que podem ser observados na forma de um radargrama. Os traços 1, 2 e 3 representados em (b) correspondem aos eventos de reflexão da onda EM em profundidade quando adquiridos em cada posição.

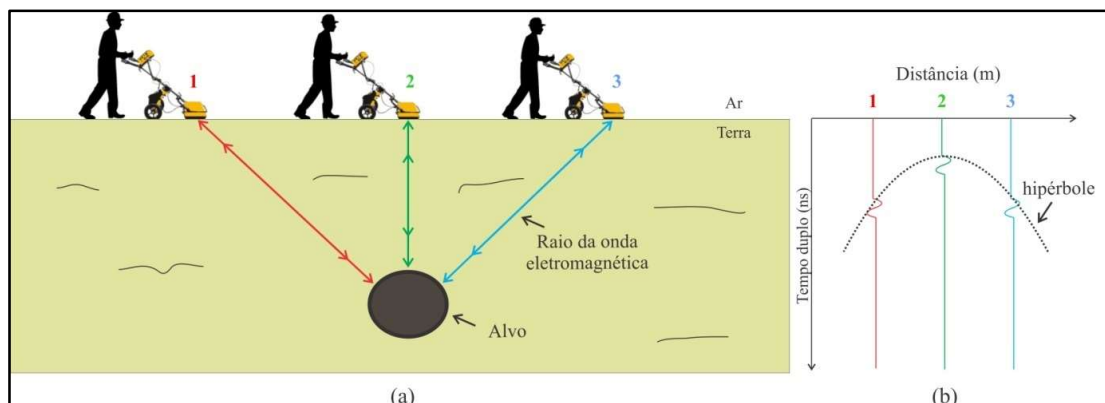


Figura 3.5. Perfil de reflexão GPR com afastamento constante sobre um alvo circular. **Fonte:** adaptado de POLUHA *et al.* (2017). **(a)** esquemas dos raios da onda eletromagnética para as posições 1, 2 e 3. **(b)** Radargrama esquemático referente ao perfil (a).

3.4. Método eletromagnético no domínio do tempo (TDEM)

Em um contexto geral, há uma variedade de métodos geofísicos que são baseados nos fenômenos elétricos e eletromagnéticos que respondem às propriedades elétricas em subsuperfície. Alguns desses são passivos que utilizam medidas feitas por meio do campo elétrico e EM natural da Terra. Outros são ativos, necessitando, assim, do emprego de uma fonte artificial que transmita o sinal em profundidade. Dentre os citados, destaca-se o método EM indutivo de fonte artificial.

O método EM indutivo pode ser dividido em dois grupos: o Método Eletromagnético no Domínio da Frequência (FDEM) e o Método Eletromagnético no Domínio do Tempo (TDEM), ambos diferenciando-se, principalmente, na forma como os campos magnéticos primário e secundário são medidos. No FDEM, a medida do campo secundário (mais fraco) é realizada na presença do campo primário (mais forte). Essa combinação resulta em um campo intenso, diminuindo, assim, a sensibilidade sistema. De outra maneira, no TDEM, o campo secundário é medido na ausência do primário, de forma que a sensibilidade do receptor é maximizada para detectar o sinal do campo secundário (DENTITH & MUDGE, 2014).

A pluralidade de aplicações do TDEM é abrangente. Estudos em exploração mineral (McNEILL, 1980; ASTEN, 1987; McNEILL, 1994; XUE *et al.* 2019; BORDING *et al.* 2019; COUTO JR. *et al.* 2019; MORBE *et al.* 2021; MORBE, 2022; FU *et al.* 2022;), prospecção de água subterrânea em aquíferos sedimentares e fraturados em rochas cristalinas

(CHRISTENSEN & SØRENSEN, 1998; AUKEN et al. 2003; JENS *et al.* 2003; DANIELSEN *et al.* 2003; CARRASQUILLA & ULUGERGERLI, 2006; PORSANI *et al.* 2012a, 2012b; CAMPAÑA *et al.* 2017; LEITE *et al.* 2018; RANGEL, *et al.* 2018; STUMM *et al.* 2020) são exemplos de pesquisas desenvolvidas aplicando o método TDEM.

A presente pesquisa utilizou a sondagem TDEM para a caracterização de um depósito mineral de areia. Desta forma, será apresentado seu fundamento teórico elementar.

3.4.1. Fundamentos Teóricos

O método TDEM consiste em obter as variações (lateral e vertical) da resistividade elétrica das rochas por meio da injeção de corrente contínua em uma bobina transmissora, normalmente um *loop* quadrado disposto na superfície, assim como o registro da resposta em uma bobina receptora também colocada na superfície (CHRISTIANSEN *et al.* 2006).

Um *loop* não aterrado disposto em superfície é energizado pela passagem de uma corrente contínua por meio de um cabo transmissor. Após um tempo finito, a corrente é reduzida a zero de forma rápida, porém não abrupta (*ramp time*). De acordo com a lei de Faraday da indução, são geradas correntes secundárias no condutor que decaem com o tempo, à medida que essas correntes se dissipam em profundidade. Este campo, em contrapartida, induz uma força eletromotriz (f.e.m), conforme mostrado na Figura 3.6.

A magnitude e a direção dessas correntes serão de tais formas que preservam a componente normal do campo magnético primário pré-existente na superfície do condutor. Isso equivale a dizer que no instante $t = 0$ o campo magnético dentro do condutor permanecerá inalterado e não haverá fluxo de corrente induzida em seu interior. Entretanto, em todos os pontos exteriores, o campo magnético mudará abruptamente como uma função passo (NABIGHIAN, 1988). Da mesma forma, a magnitude e a taxa de decaimento do campo secundário dependerão da condutividade do meio e da geometria do condutor.

Durante o tempo de decaimento, a corrente induzida assume a forma de uma projeção ou sombra do *loop* Tx, fluindo em sua mesma direção e diminuindo de amplitude a medida que se difunde em profundidade. Esse padrão de difusão é conhecido como anel de fumaça (*smoke ring*). O tempo de difusão está relacionado com a condutividade do material em subsuperfície, de forma que quanto mais condutivo for o meio geológico, maior será o decaimento da energia, resultando em um maior tempo para que ocorra o fenômeno da difusão das correntes secundárias e menor profundidade de penetração. De outra forma, quanto maior for a

resistividade do material em subsuperfície, mais rápido com campo secundário se difundirá, resultando em uma maior profundidade de penetração (KAUFMAN & KELLER, 1983; NABIGHIAN, 1988; McNEILL, 1994).

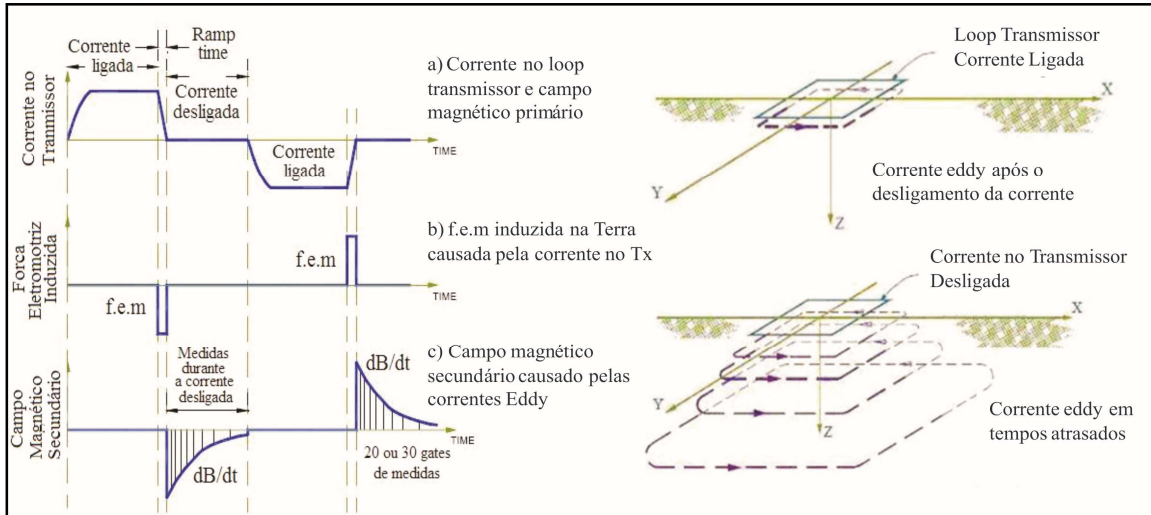


Figura 3.6 – Ilustração esquemática do princípio físico do método TDEM. **Fonte:** adaptado de McNEILL (1994). **a)** Injeção de corrente no loop e a direita a ilustração correspondente. **b)** No instante em que a corrente está sendo interrompida a força eletromotriz (f.e.m) induz as correntes parasitas (*eddies currents*) que, com o decorrer do tempo, difundem-se em subsuperfície (direita). **c)** Decaimento do campo magnético secundário gerado pelas correntes parasitas em função do tempo.

Assim como na eletrorresistividade, o método TDEM lida com a mesma a grandeza física relacionada às propriedades físicas das rochas e minerais, a resistividade em tempos tardios, segundo Christiansen *et al.* (2006) é calculada pela equação:

$$\rho_a(t) = \left(\frac{Ia^2}{20 \frac{dB_z}{dt}} \right)^{1/2} \frac{M_0^{5/3} t^{-5/3}}{\pi^{1/3}} \quad (3.30)$$

em que os termos envolvidos representam:

- ρ_a : resistividade aparente (Ωm)
- a : raio do *loop* transmissor Tx (m)
- I : corrente do *loop* transmissor Tx (A)
- $\frac{dB_z}{dt}$: taxa de variação do campo magnético secundário em função do tempo

- M_0 : Permeabilidade magnética no vácuo

A demonstração matemática completa para o cálculo da resistividade aparente no método TDEM pode ser encontrada em Kaufman & Keller (1983); Nabighian (1988); McNeill (1994); Kirsch (2006) e Bortolozzo (2016).

3.4.2. Skin depth

O conceito de *skin depth* está relacionado a representatividade quantitativa de investigação que corresponde à fração de $1/e$ do campo eletromagnético (TELFORD *et al.* 1990). Analisando sob outra perspectiva, o *skin depth* é a distância da superfície ao condutor em profundidade em que a densidade de corrente diminui $1/e$ do seu valor inicial na superfície, podendo ser calculado por meio da equação:

$$\delta = \sqrt{\frac{2t}{\mu\sigma}} \cong 1,26 \sqrt{\rho t} \quad (3.31)$$

3.4.3. Tipos de arranjo de campo

Os tipos de arranjo de campo utilizados na aquisição de dados TDEM podem ser de diversas formas (Figura 3.7), cita-se três delas mais usadas, de acordo com Telford *et al.*, (1990):

Arranjo de *loop-central*: neste tipo de arranjo, o loop transmissor é disposto na forma de um quadrado, em que a bobina receptora é colocada em seu centro geométrico. É um dos arranjos mais utilizados nas pesquisas envolvendo o TDEM, possuindo a vantagem de ter uma boa relação sinal/ruído.

Arranjo *loop-loop*: a bobina receptora é posicionada a uma distância entre 6 – 20 metros para fora do *loop* transmissor. Utiliza-se este arranjo quando o loop transmissor possui dimensões de seus lados menores que 40 metros.

Arranjo *loop coincidente*: o loop transmissor se torna a própria bobina receptora.

Figura 3.7 – Tipos de arranjo de campo para aquisição de dados TDEM. (a) *loop* – central; (b) *loop-loop*; (c) *loop* coincidente.

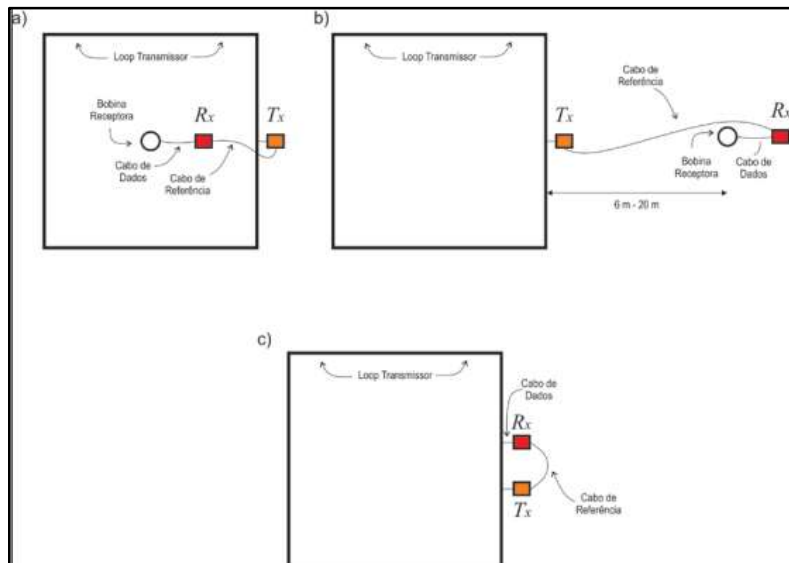


Figura 3.7 – Tipos de arranjo de campo para aquisição de dados TDEM. (a) *loop* – central; (b) *loop-loop*; (c) *loop* coincidente. **Fonte:** COUTO Jr. (2015).

3.4.4. Acoplamentos

A peculiaridade dos métodos eletromagnéticos com relação aos demais é a sua sensibilidade a ruídos que são originados por fontes naturais e/ou artificiais. Entretanto, em se tratando do método TDEM, fontes naturais exercem pouca ou quase nenhuma influência capaz de perturbar os dados significativamente. A principal fonte de ruído para o TDEM é aquela consideravelmente feita pelo ser humano.

As fontes de interferência podem ser subdivididas em dois tipos: acoplamento galvânico e acoplamento capacitivo (SØRENSEN *et al.* 2000):

- **Acoplamento Galvânico:** ocorre com estruturas metálicas aterradas no solo que são capazes de formar um circuito indutor/resistor junto ao meio geológico, de forma a deixar o ambiente mais condutivo, interferindo, assim, nas informações geológicas verdadeiras. São exemplos de acoplamento galvânico as linhas de transmissão de energia. Esse tipo de ruído dificilmente pode ser retirado dos dados adquiridos, necessitando, desta forma, afastar-se o máximo possível deste artefato (Figura 3.8 - a)
- **Acoplamento Capacitivo:** o fenômeno acontece quando o sinal é perturbado por um material metálico que está envolvido por um isolante (cabos elétricos, por exemplo)

localizado próximo ao transmissor Tx. Nessas condições, forma-se um circuito resistor/indutor/capacitor (Figura 3.8 - b). A sequência dos acontecimentos ocorre da seguinte forma: Tx carrega o material com propriedade capacitiva e este, por sua vez, decai de forma oscilante, de forma a gerar ruídos proeminentes nos dados que dificilmente podem ser removidos, mas são facilmente identificados.

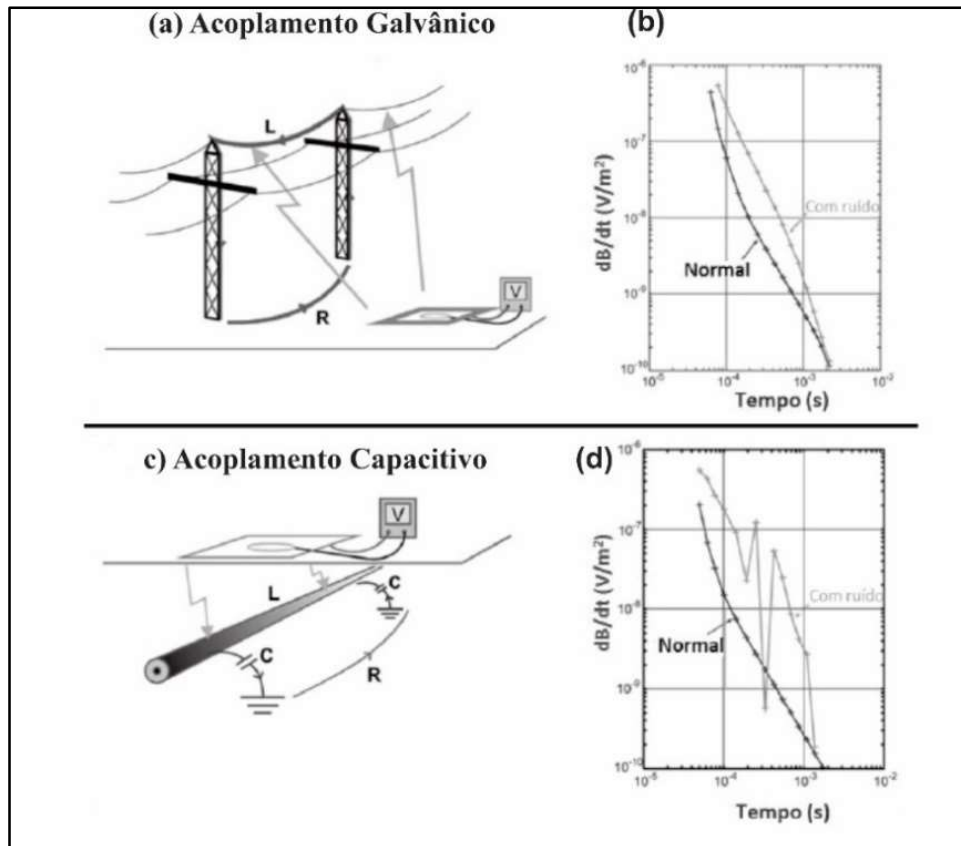


Figura 3.8 – Fontes de acoplamento. **Fonte:** adaptado de SØRENSEN *et al.* (2000). **(a)** Acoplamento galvânico; **(b)** curva dB/dt correspondente mostrando o dado normal e com ruído; **(c)** Acoplamento capacitivo; **(d)** curva dB/dt correspondente mostrando o dado normal e com ruído.

4. AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO

A campanha de aquisição de dados foi dividida em três etapas: ER, GPR e TDEM. Todas realizadas entre os meses de Dezembro de 2021 e Abril de 2022. A Figura 2.1 mostra o mapa de localização de área de estudos com o posicionamento dos perfis e sondagens adquiridas.

4.1. Aquisição

4.1.1. Aquisição ER

A etapa de aquisição dos dados de ER foi cumprida no mês de Abril de 2022, em que foram adquiridos dados de CE e SEV (Tabelas 4.1 e 4.2). Foram realizados onze perfis de CE, arranjo dipolo-dipolo com espaçamento entre os eletrodos de 5, 10, 15 e 20 metros, visando posteriormente um processamento integrado entre o mesmo perfil com espaçamentos distintos; e duas SEVs, arranjo Schlumberger, com espaçamento de AB/2 de 150 e 200 metros. Os dados de ER adquiridos totalizaram aproximadamente 2.640 metros de extensão (Figura 2.1)

Tabela 4.1 – Características dos perfis realizados de CE.

Perfil	Comprimento (m)	Espaçamento (m)
P1	200	10; 20
P2	200	10; 20
P3	200	10; 20
P4	100	5; 10
P5	Não realizado	-
P6	100	5;10
P7	340	15

Fonte: autor.

O equipamento usado nesta pesquisa foi o *Syscal Pro* (Figura 4.1), fabricado pela empresa francesa *Iris Instrument*, de propriedade do IAG/USP, sendo que os eletrodos utilizados foram os metálicos de acoplamento galvânico. O equipamento possui uma unidade transmissora interna de 12V e uma unidade receptora com dez canais capaz de realizar leituras

simultâneas (IRIS INSTRUMENT, 2018). Para gerar a corrente, utiliza-se uma bateria externa (geralmente bateria de carro). Nesta pesquisa foi utilizada uma bateria externa de 12 V.

Tabela 4.2 – Características das SEVs realizadas.

SEV	Perfil	AB/2 (m)
01	P2	150
02	P7	200

Fonte: autor

A tensão máxima utilizada no levantamento ER foi de 400 Volts, considerada suficiente para a extensão dos perfis de CE e para a abertura das SEVs. Os valores da resistência de contato observados em campo não ultrapassaram 5 k Ω , pois as condições do solo favoreceram o acoplamento dos eletrodos sem dificuldades. Em situações que a resistência de contato ultrapassava 10 k Ω , utilizava-se a mistura de água com sal, com o objetivo de reduzir a resistência de contato. Este procedimento é muito utilizado nas aquisições de dados ER. Uma vez que os parâmetros de aquisição são configurados e a medida é performada, os dados são armazenados na memória interna da unidade e podem ser baixados posteriormente para o computador.

A escolha do arranjo dipolo-dipolo para aquisição de dados de CE está baseada na sua comprovada eficácia nas campanhas geofísicas. Diversos autores mostraram excelentes resultados em suas pesquisas utilizando o arranjo dipolo-dipolo nas campanhas investigativas (ELIS & ZUQUETTE, 2002; ABREU *et al.* 2009; OCTOVA & YULHENDRA, 2017; GOMES & VIEIRA, 2020), entre outros. Outro fator importante para sua escolha é a boa profundidade de penetração e a boa cobertura horizontal que o arranjo oferece (LOKE, 2022).

Para aquisição dos dados de SEV, foi escolhido o arranjo Schlumberger devido a sua boa resolução vertical e sua praticidade na execução do levantamento. Segundo Braga (2006), as leituras realizadas por esse arranjo são menos sujeitas às variações laterais no parâmetro físico, irregularidades topográficas e ruídos produzidos por fontes externas artificiais, apresentando leituras com maior precisão.



Figura 4.1 – (a) Syscal Pro utilizado na pesquisa de campo; (b) eletrodo metálico. Fonte: (a) Iris Instrument; (b) autor.

4.1.2. Aquisição GPR

A etapa de aquisição de dados de GPR foi cumprida no mês de Janeiro de 2022. Foram adquiridos 6 perfis longitudinais de GPR utilizando as antenas bi-estáticas e blindadas de 200 MHz e 270 MHz; e não blindada *Multiple Low Frequency (MLF)* ajustável de 40 MHz, fabricadas pela empresa americana *Geophysical Survey System (GSSI)*, incluindo os sistemas *SIR 3000* e *SIR 4000*, de propriedade do IAG/USP. A antena MLF usada em campo é extremamente versátil, podendo ser ajustada para frequências de 16, 20, 35 e 80 MHz. Entretanto, ela é uma antena não blindada, sendo importante a percepção na identificação de reflexões espúrias causadas por ruídos ambientais (linhas de transmissão de energia, construções, entre outros). A Tabela 4.3 apresenta as características dos perfis de GPR adquiridos na campanha geofísica.

Tabela 4.3 – Características dos perfis de GPR.

Área	Comprimento (m)	Antena (MHz)
P1	100	200; 270
P2	100	200
P3	100	40
P4	Não realizado	-
P5	100	40
P6	Não realizado	-
P7	400	40

Fonte: autor.

No total, foram adquiridos 900 metros de perfis de GPR. Para a aquisição dos dados de GPR com as antenas de 200 MHz e 270 MHz (Figura 4.2) foi utilizada a técnica de perfis de reflexão de afastamento constante (*common offset*), em que os dados são adquiridos à medida que a antena se desloca ao longo do perfil (modo contínuo). Um hodômetro conectado diretamente à antena permite saber o comprimento do perfil adquirido. A vantagem desse modo de aquisição é o aumento da área de cobertura. Todavia, para a antena *MLF* de 40 MHz, foi utilizado o modo pontual (*point mode*), em que as antenas *Tx* e *Rx* são deslocadas passo a passo e as leituras são realizadas a cada ponto previamente determinado. A principal vantagem dessa antena é a possibilidade de alcançar profundidades maiores de investigação.

Os perfis foram adquiridos sobre as bancadas e distribuídos espacialmente de forma a obter a maior área de cobertura. Os parâmetros usados em campo para aquisição das seções com a antena de 200 MHz foram: distância entre os traços de 0,05 metro; amostras por *scan* de 512; e empilhamento por traço (*Stack*) de 32.

Os parâmetros usados em campo para aquisição das seções com a antena de 270 MHz foram: distância entre os traços de 0,05 metro; amostras por *scan* de 512; e *stack* de 32. Para a antena *MLF* de 40 MHz, os parâmetros foram: distância entre os traços de 0,5 metro; amostras por *scan* de 512; e espaçamento *Tx – Rx* de 2,5 metros.



Figura 4.2 – (a) SIR 3000 usado com a antena de 270 MHz; (b) antena *MLF* de 40 MHz; (c) SIR 4000 usado com a antena de 270 MHz; (d) antena de 270 MHz. **Fonte:** (a) e (b) GSSI (www.geophysical.com), (c) e (d) autor.

4.1.3. Aquisição TDEM

A etapa de aquisição dos dados TDEM foi cumprida no mês de Abril de 2022. Para a campanha investigativa, os equipamentos utilizados foram: um transmissor TEM57–MK2 e um receptor PROTEM-D (Figura 4.3-a) e uma bobina receptora 3D (Figura 4.4-b), fabricados pela empresa canadense *Geonics*. Para a fonte de corrente foi usado um gerador à gasolina com potência máxima de 1kVA, de fabricação da empresa japonesa Honda (4.4-a).

No total, foram realizadas 5 sondagens TDEMs na área de estudo utilizando o arranjo *loop-central* com cabo *single turn*. Os *loops* possuem diferentes tamanhos devido as condições físicas que a mina de areia ofereceu, de modo que a abertura de *loops* acima de 100 x 100 metros era consideravelmente inviável, tendo em vista a mina estar em constante evolução física em seu *pit*. A Tabela 4.4 apresenta as características das sondagens realizadas.

A mina de areia é, em boa parte, cercada por redes elétricas, de forma que não foi fácil encontrar locais que oferecessem condições de realizar as sondagens sem que o fenômeno do

acoplamento interferisse nos dados. Sendo assim, o planejamento foi realizado de tal forma que o maior número de sondagens pudesse ser realizado visando abranger a maior área disponível para o estudo. Assim, os locais encontrados, em sua maioria, permitiram realizar as medidas com pouca ou nenhuma influência do fenômeno do acoplamento.



Figura 4.3– Receptor Protem-D; transmissor TEM 57–MK2. **Fonte:** Geonics (2023).



Figura 4.4 – Aquisição de dados TDEM realizada na mineradora de areia. **Fonte:** autor. Setas indicando (a) gerador e (b) bobina receptor 3D.

Tabela 4.4 – Características das sondagens TDEM.

TDEM	Quadrado (m)	Arranjo
01	80 x 80	<i>loop-central</i>
02	80 x 80	<i>loop-central</i>
03	60 x 60	<i>loop-central</i>
04	90 x 90	<i>loop-central</i>
05	100 x 100	<i>loop-central</i>

Fonte: autor

Uma característica importante do transmissor usado em campo é a possibilidade de adquirir dados em 3 frequências separadamente: 30 Hz, 7,5Hz e 3 Hz. As menores frequências estão relacionadas com maiores profundidades de investigação, tendo em vista a relação inversa entre comprimento de onda e frequência, em que quanto maior o comprimento de onda, menor é a frequência; e quanto menor o comprimento de onda, maior é a frequência. Os dados são coletados separadamente, todavia, os resultados são analisados em conjunto.

Os parâmetros usados na aquisição foram: tempo de integração (*integration time*) de 60 segundos, utilizado para melhorar a relação sinal-ruído da curva dB/dt para cada frequência; e corrente de 25A. O processo é repetido três vezes, totalizando três curvas para cada frequência. Os dados são armazenados na memória interna do receptor, em que posteriormente podem ser baixados para um computador pessoal.

4.2. Processamento

4.2.1. Inversão de dados geofísicos

O processamento de dados geofísicos é feito por meio de computadores para análise de dados geofísicos (CLAERBOUT, 1985). Por meio da sistemática aplicação das leis da física e dos princípios estatísticos, algumas características dos dados podem ser extraídas, ressaltadas ou acentuadas. Nesta pesquisa, serão apresentados os conceitos elementares relacionados ao processo de inversão de dados geofísicos e, em seguida, serão descritas brevemente as principais etapas realizadas no processamento de cada método utilizado.

A inversão de dados geofísicos relaciona os parâmetros físicos caracterizantes de um modelo idealizado e predefinido (m) aos dados observados (d), por meio da função sensibilidade (G), expressado por (ASTER *et al.* 2018):

$$G(m) = d \quad (4.1)$$

em que a função sensibilidade G pode assumir diferentes formas, como por exemplo: equação diferencial ordinária, equação diferencial parcial ou até mesmo a forma de um sistema linear ou não linear de equações algébricas.

A equação (4.1) pode ser escrita na forma matricial por:

$$\bar{G}(\bar{m}) = \bar{d} \quad (4.2)$$

em que \bar{G} é uma matriz quadrada de ordem $n \times n$ dada pelos coeficientes das equações que formam um sistema linear expresso por:

$$\bar{G} = \begin{bmatrix} a_{11} & \cdots & a_{1n} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ a_{n1} & \cdots & a_{nn} \end{bmatrix} \quad (4.3)$$

enquanto \bar{m} é a matriz $n \times 1$ das variáveis dada por:

$$\bar{m} = \begin{bmatrix} m_1 \\ \vdots \\ m_n \end{bmatrix} \quad (4.4)$$

e, por fim, \bar{d} é a matriz dos termos independentes (dados observados), expressa por:

$$\bar{d} = \begin{bmatrix} d_1 \\ \vdots \\ d_n \end{bmatrix} \quad (4.5)$$

O problema direto é encontrar “d” dado “m”, enquanto o problema inverso é calcular “m” dado “d”. O objetivo do problema inverso é determinar um número finito de parâmetros que define um modelo. Esses parâmetros podem ser físicos (densidade, resistividade elétrica, velocidade, temperatura, entre outros) ou coeficientes ou constantes que descrevem um processo físico (ASTER *et al.* 2019). Para alcançar esse objetivo, o modelo predefinido é ajustado aos dados observados por meio da relação com a função sensibilidade. O ajuste é feito até um limite estabelecido, em que a diferença entre o modelo predefinido e o dado observado seja mínima.

Essa solução é denominada estimador de quadrados mínimos, expressa por:

$$\bar{m} = (\bar{G}^T \bar{G})^{-1} \bar{G}^T \bar{d} \quad (4.6)$$

No entanto, para grande parte dos problemas geofísicos, a matriz $\bar{G}^T \bar{G}$ é mal condicionada, ou seja, quando os erros se propagam significativamente ou quando uma pequena perturbação no sistema causa uma grande variação na solução. Nesse caso, a solução \bar{m} é dita instável. Dessa forma, é necessário estabilizar a solução. Para isso, acrescenta-se um termo regularizador na função estimador de quadrados mínimos. Um regularizador muito utilizado na solução de problemas lineares é a norma do modelo $\|\bar{m}\|$. De forma que a estimativa regularizada corresponde a encontrar \bar{m} que minimize a função erro, expressa por:

$$f(\bar{m}) = \|\bar{e}\|^2 = (\bar{G}\bar{m} - \bar{d})^T (\bar{G}\bar{m} - \bar{d}) \quad (4.7)$$

em que \bar{e} é o erro de predição. Derivando a equação (4.7) em relação a \bar{m} , obtém-se o estimador regularizado dos quadrados mínimos, dado por:

$$\bar{m} = (\bar{G}^T \bar{G} + \lambda I)^{-1} \bar{G}^T \bar{d} \quad (4.8)$$

A abordagem matemática completa do problema inverso pode ser encontrada em diversos estudos com aplicações em geofísica (PARKER, 1994; TARANTOLA, 2005; ASTER, *et al.* 2019), entre outros.

A solução regularizada é também conhecida como solução dos quadrados mínimos amortecida (*damped least square*) e *ridge regression*. O fator de amortecimento α suaviza a variação da matriz vetor dos parâmetros do modelo. Na solução de problemas não lineares, caso do ER, do GPR e do TDEM, a técnica *ridge regression*, também conhecida como método de Maquardt-Levenberg, é muito usada. Os conceitos apresentados de minimização da estimativa associada à regularização são os que os algoritmos utilizam em sua estrutura elementar para solução de problemas inversos.

4.2.2. Processamento ER – Sondagem Elétrica Vertical

As principais etapas usadas no processamento de dados de ER adotadas nesta pesquisa para o CE estão representadas no fluxograma (Figura 4.6) e descritas brevemente a seguir:

- 1) Pré-processamento: etapa que consiste na importação e conversão dos dados armazenados no equipamento para o formato (.dat) aceitável pelo programa de inversão IX1Dv3, versão 3.39, desenvolvido pela empresa americana *Interpex*.

- 2) Edição dos dados: etapa em que são analisados os pontos ruidosos para que sejam mascarados ou eliminados no processo de inversão. Mascarar pontos ruidosos significa dizer que eles terão um peso menor na inversão, enquanto eliminar significa que serão removidos definitivamente da inversão.
- 3) Inversão: execução da inversão para a geração do modelo geoeétrico
- 4) Modelo 1D: geração do modelo geoeétrico 1D.

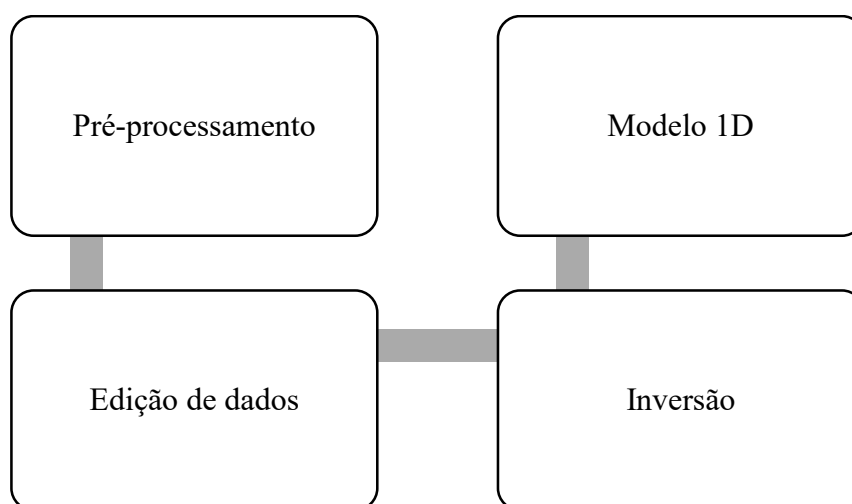


Figura 4.6 – Fluxograma do processamento da SEV realizado nesta pesquisa. **Fonte:** autor.

O processo de inversão de dados de SEV assume que a Terra é composta por camadas plano-paralelas, homogêneas e infinitas, de modo que a resistividade elétrica varia apenas em profundidade. Desta forma, o modelo se torna menos complexo e, conseqüentemente, não exige uma capacidade computacional robusta para executá-lo.

4.2.3. Processamento ER – Caminhamento Elétrico

As principais etapas usadas no processamento de dados de ER adotadas nesta pesquisa para o CE estão representadas no fluxograma (Figura 4.7) e descritas brevemente a seguir:

- 1) Pré-processamento: etapa que consiste na remoção de dados repetidos na aquisição, na inserção da topografia. Esse procedimento é realizado no software PROSYS II da empresa *Iris Instrument*.

- 2) Edição de dados: etapa em que são selecionados os dados que irão para a etapa de inversão. Remoção de pontos ruins (*bad points*).
- 3) Configuração dos parâmetros de inversão integrada: nesta etapa são definidos os parâmetros que serão usados no processo de inversão. Esses parâmetros são de extrema importância que orientarão o programa a gerar o modelo de interesse: tamanho da malha; fator de suavização; modelo de blocos; método de inversão; número de iterações; entre outros parâmetros. O programa utilizado foi o RES2DINV, versão 3.53 da empresa GEOTOMO.
- 4) Inversão integrada dos dados: etapa que consiste na execução da inversão de dados. Escolhe-se o método de inversão e aplica-se aos dados. Nesta pesquisa, o método dos quadrados mínimos foi escolhido como método de inversão.
- 5) Seção 2D: após a execução da inversão dos dados, o programa gera a seção 2D de resistividade ao longo do perfil baseada nos parâmetros previamente definidos.
- 6) Ajuste da escala de cores: adequação da escala de cores para ressaltar as principais estruturas em subsuperfície. A não realização desse ajuste pode, porventura, mascarar algumas anomalias.

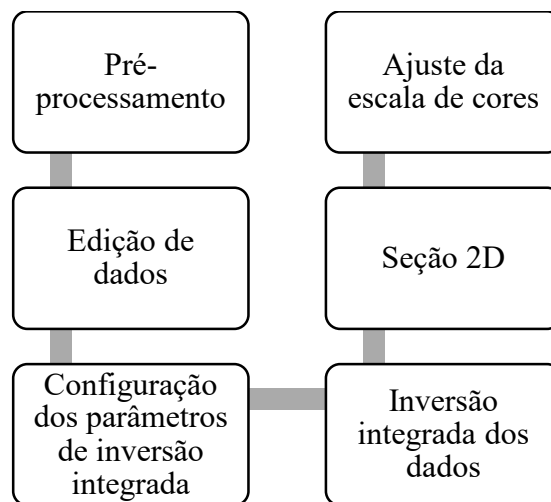


Figura 4.7 – Fluxograma do processamento de dados ER usado na pesquisa. **Fonte:** autor.

4.2.4. Processamento GPR

As principais etapas usadas no processamento de dados de GPR adotadas na atual pesquisa está representada no fluxograma (Figura 4.8) e descritas brevemente a seguir:

- 1) Correção do tempo zero: etapa que visa obter o ajuste do tempo no radargrama referente à primeira reflexão que ocorre na interface entre o ar e o solo.
- 2) Restauração do ganho de campo: remoção dos ganhos de campo para a preparação da próxima etapa.
- 3) Ganho: etapa que consiste na aplicação de funções nos dados que melhoram a visualização de refletores que podem estar mascarados em subsuperfície.
- 4) Filtro vertical: etapa em que é aplicada a transformada rápida de Fourier do domínio do tempo para o domínio da frequência com o objetivo de remover frequências indesejáveis. Graficamente, esse filtro poder ser visualizado por meio de uma função caixa. Esse tipo de função possui a característica matemática de ter valor igual a zero em torno de toda linha real, exceto em um intervalo específico predefinido. Neste caso, o intervalo predefinido corresponde às frequências mínimas e máximas que serão utilizadas nos dados. É um filtro 1D de remoção de frequências indesejadas na direção vertical. Para esta pesquisa, o critério para a escolha da frequência mínima e máxima foi de $f/2$ e de $3f/2$, respectivamente, em que f é a frequência da antena utilizada (GSSI, 2017).
- 5) Remoção do background: etapa que consiste na remoção de reflexões relacionadas à ruídos contínuos horizontais. O programa calcula a média dos traços do radargrama e remove de cada traço individualmente.
- 6) Conversão tempo-profundidade: etapa que transforma os dados que estão no domínio do tempo em profundidade. Para isso, a velocidade da onda eletromagnética e a constante dielétrica do meio precisam ser determinadas. A velocidade do modelo foi calculada por meio do ajuste das hipérboles nas reflexões hiperbólicas em subsuperfície no perfil P7. Nesta pesquisa, a velocidade da onda eletromagnética e a constante dielétrica calculadas para o depósito de areia foi $v = 0,11$ m/ns e $\epsilon = 6,6$, respectivamente. Os valores estão de acordo com estimados por Schön (2011). Sendo assim, utilizou-se esses valores para a conversão do tempo/profundidade de todos os perfis GPR, assumindo o meio como homogêneo em profundidade.

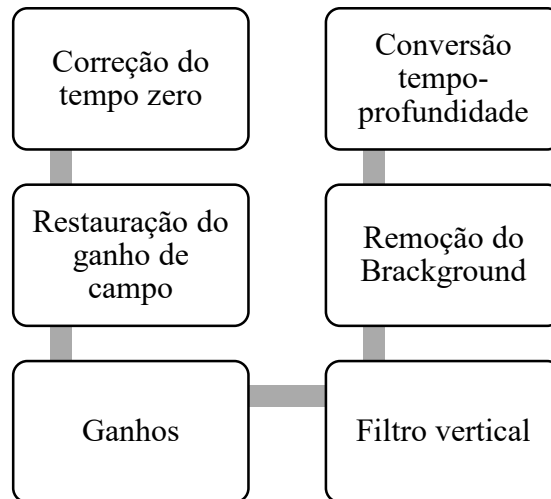


Figura 4.8 – Fluxograma do processamento de dados de GPR usado na pesquisa. **Fonte:** autor.

O fluxograma de processamento apresenta um panorama geral das etapas que foram seguidas durante o processamento dos dados. Os valores correspondentes à cada filtro, ganho e correção dependem das características que cada dado oferece e, naturalmente, do geofísico. O programa utilizado para o processamento de dados de GPR foi o RADAN, versão 7, desenvolvido pela GSSI.

4.2.5. Processamento TDEM

As principais etapas usadas no processamento de dados TDEM adotadas nesta pesquisa está representada no fluxograma (Figura 4.9) e descritas brevemente a seguir:

- 1) Pré-processamento: etapa que consiste na importação e conversão dos dados armazenados no equipamento para o formato (.USF) aceitável pelo programa de inversão IX1Dv3.
- 2) Edição dos dados: etapa em que são analisados os pontos ruidosos para que sejam mascarados ou eliminados no processo de inversão. Mascarar pontos ruidosos significa dizer que eles terão um peso menor na inversão, enquanto eliminar significa que serão removidos definitivamente da inversão. A Figura 4.10 mostra o exemplo de uma sondagem TDEM realizada nesta pesquisa com a eliminação dos pontos ruidosos.
- 3) Inversão: execução da inversão para a geração do modelo geométrico.

Durante a aquisição dos dados TDEM na mina de areia, observou-se nos dados uma forte dispersão na curva de 3Hz. Posteriormente, na etapa de processamento, esse fato foi confirmado, tornando-se inviável o aproveitamento desta frequência. Este mesmo fato também foi observado no trabalho de Hamada (2018), sugerindo possíveis problemas eletrônicos no equipamento, ou ruído atribuído a estruturas geológicas mais profundas.

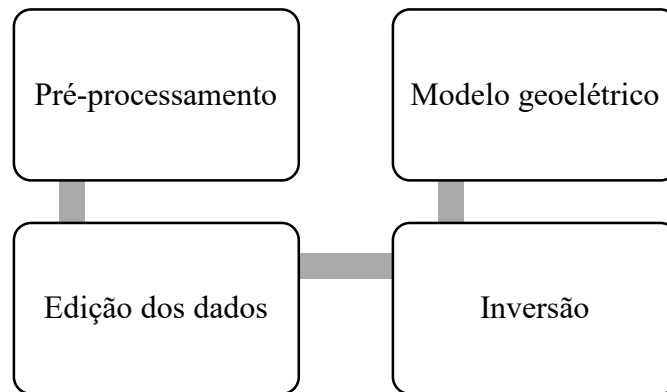


Figura 4.9 – Fluxograma do processamento de dados TDEM usado na pesquisa **Fonte:** autor.

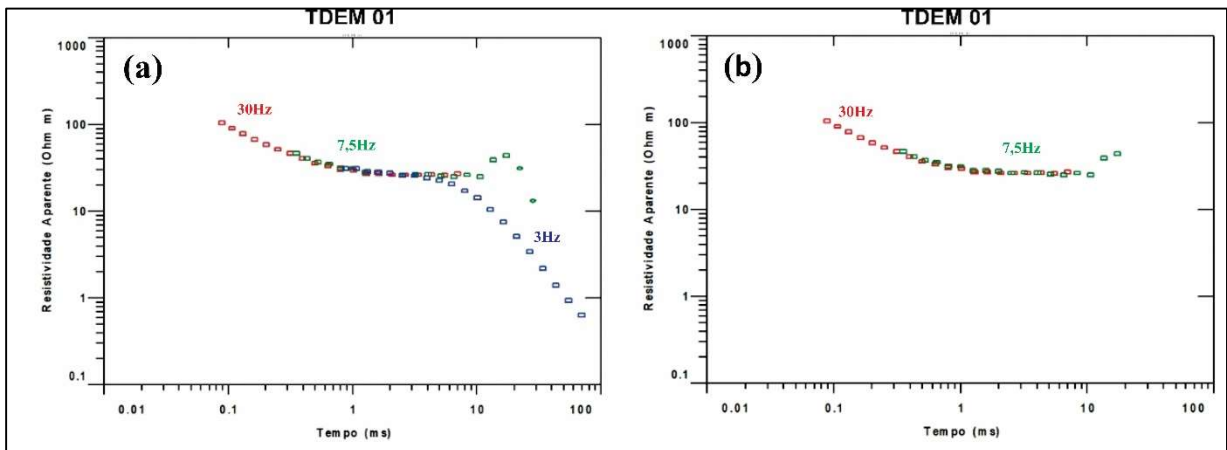


Figura 4.10 – (a) dados brutos; (b) dados editados em que foram removidos os pontos ruidosos. **Fonte:** autor

A sondagem TDEM 03 (Figura 4.11) foi descartada para fins de processamento e apresentação dos resultados nesta pesquisa, tendo em vista os acentuados ruídos presente nos dados que a tornou completamente inviável o seu aproveitamento. A fonte do ruído foi o

acoplamento causado pela rede elétrica que passava a cerca de 60 metros do *loop* transmissor. Esse fato mostra a importância de manter uma distância segura da rede elétrica.

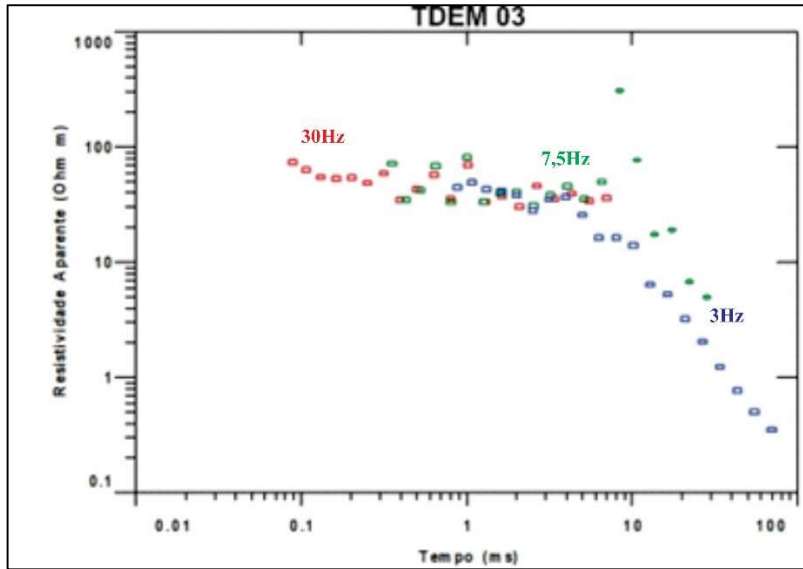


Figura 4.11 – Sondagem TDEM 03 mostrando dados ruidosos devido ao fenômeno do acoplamento. Os dados foram descartados **Fonte:** autor.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1. Perfil P1

A Figura 5.1 mostra do modelo de resistividade para o perfil P1 (Figura 2.1 - Mapa de localização da área de estudos. Mineração Bom Retiro, Leme – SP) obtido pela inversão combinada dos perfis de caminhamentos elétricos dipolo-dipolo utilizando os espaçamentos de 10 e de 20 metros.

O modelo foi calculado com um total de 4 iterações e com $RMS = 5,9\%$, revela camadas aproximadamente paralelas. O primeiro horizonte (732 – 722 m), com cerca de 10 metros de espessura, que reduz para 7 metros na direção final do perfil de caminhada, apresentando valores de resistividade entre 20 Ωm e 100 Ωm , indicativo de zona saturada, em consonância com o que foi observado em campo. Essa zona de baixa resistividade pode estar associada a uma zona de infiltração de uma lagoa de rejeitos nas proximidades do perfil P1.

Assume-se, nesta pesquisa, que a zona saturada apresenta valores de resistividade que variam entre 1 Ωm e 100 Ωm , estando de acordo com os valores publicados na literatura: Keller (1989); Keller and Frischknecht (1996); Telford *et al.* (1990); Haunt (2005); Schön (2011) e Saad and Tonnizam (2012).

O segundo horizonte (abaixo da altitude de 722 m) mostra valores resistividade entre 234 Ωm a 433 Ωm , sendo interpretado como uma variação de fácies, representando uma zona intermediária e apresentando características mais resistivas, localmente, dentro do pacote de areia. Este horizonte se estende até a cota de 690 metros, indicando, ainda, continuidade em maiores profundidades.

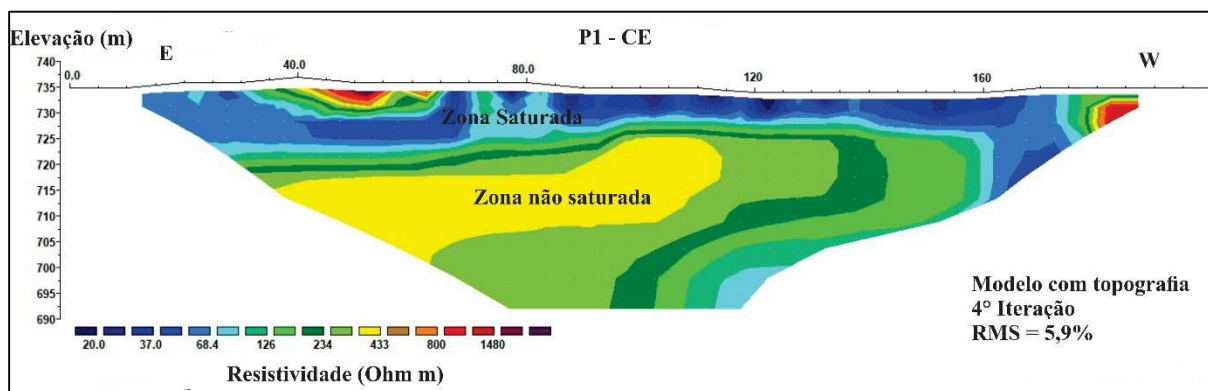


Figura – 5.1 – Modelo de resistividade para o perfil P1 obtido pela inversão combinada entre os espaçamentos dos dipolos de 10 e 20 metros. **Fonte:** autor.

A Figura 5.2 apresenta o resultado GPR para o perfil P1 de GPR utilizando as antenas de 200 MHz (Figura 5.2a) e 270 MHz (Figura 5.2b). Na posição 20 metros observa-se um forte refletor em ~0,5 metros de profundidade seguido por uma forte atenuação do sinal que se estende verticalmente em profundidade, podendo estar relacionado à intrusão de um dique de diabásio. O forte refletor deve-se à presença de óxidos de ferro, enquanto a atenuação deve-se a presença de argilas proveniente da alteração do dique. A ocorrência de intrusão ígnea na forma de diques e soleiras de diabásio na Formação Piramboia está relatada em diversos estudos geológicos (PACHECO, 1927; SOARES, 1973 e 1975; CAETANO-CHANG, 1997; STRUGALE *et al.* 2004), são exemplos de pesquisas.

Em torno de 2 metros de profundidade, a partir do início do perfil P1, nota-se um forte refletor que indica o topo da zona saturada, tornando-se mais rasa na direção NW. Tanto a antena de 200 MHz quanto a antena de 270 MHz permitiram mapear o topo da zona saturada com boa resolução. A partir deste forte refletor, o sinal é fortemente atenuado devido à saturação do sedimento, o que aumenta a sua condutividade elétrica, dificultando a penetração do sinal a maiores profundidades. Diversos trabalhos comprovam a eficácia do método GPR na identificação da zona saturada em ambientes que possuem uma geologia relativamente homogênea: Ulriksen, (1982); Collins and Doolittle (1987); Annan *et al.* (1991); Johnson (1993); Sauck *et al.* (1995b); Porsani (1999); Kirsch (2009); Hengari *et al.* (2013); Sharafeldin *et al.* (2018), são exemplos de pesquisas.

Na posição de 71 metros, nota-se uma nítida interferência hiperbólica que está relacionada com tubulação metálica de 300 milímetros de diâmetro e 40 centímetros de profundidade, utilizada para o dreno da lagoa de rejeitos da mineração, conforme observações de campo. Em profundidades maiores que 3 metros é possível observar a ausência de estruturas capazes de causar reflexões observáveis nos radargramas. Esta análise fundamenta a interpretação sobre a homogeneidade da camada nos limites alcançáveis para as antenas de 200 MHz e 270 MHz (entre 3 e 8 metros), culminando no baixo contraste nas propriedades físicas dos materiais que compõem as camadas.

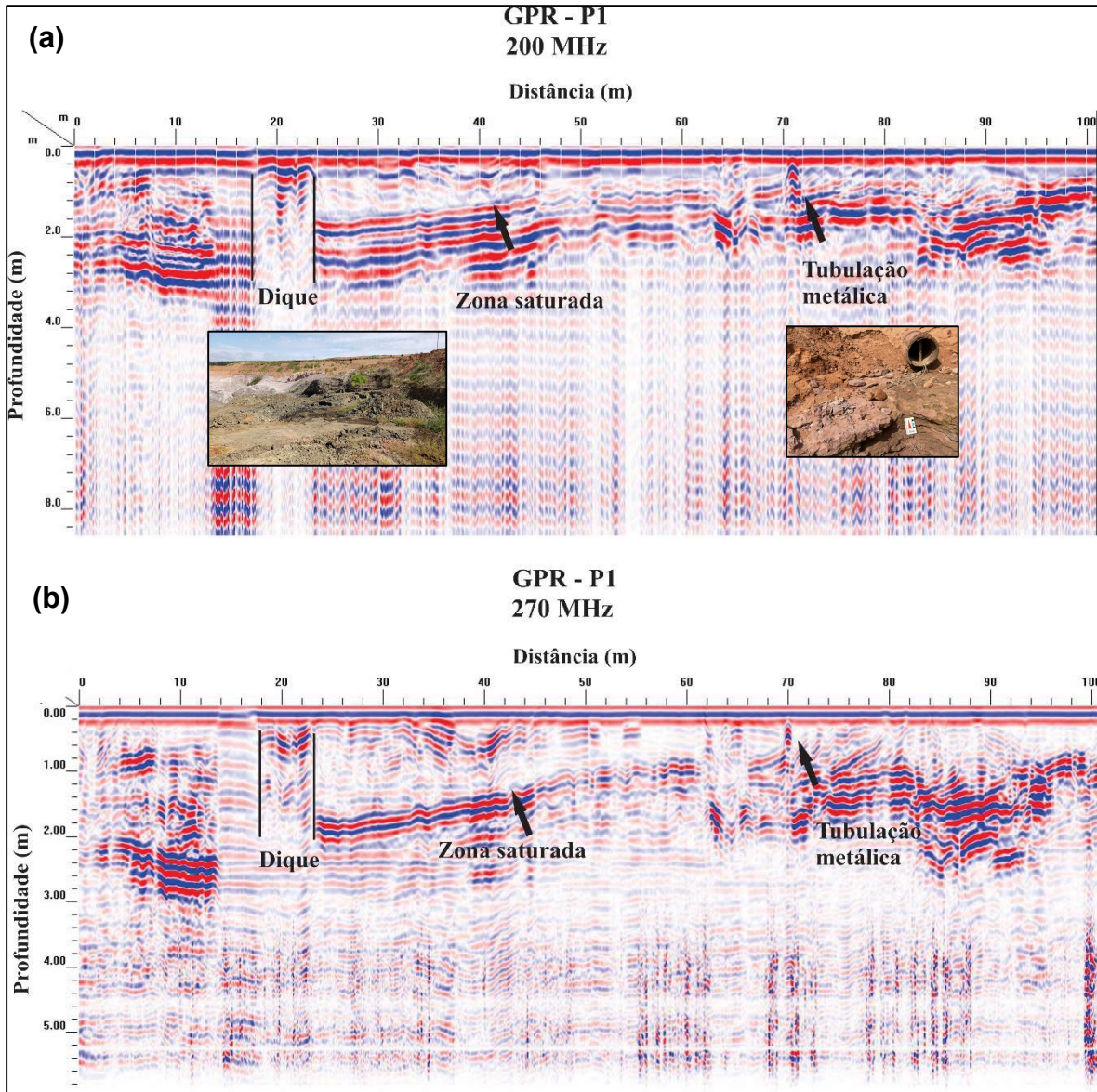


Figura 5.2 – Resultado GPR para o perfil P1. (a) antena de 200 MHz. (b) antena de 270 MHz.

Fonte: autor

5.2. Perfil P2

A Figura 5.3 mostra o resultado do modelo de resistividade para o perfil P2 obtido pela inversão combinada dos perfis de caminhamento elétrico utilizando espaçamentos de 10 e 20 metros. O modelo foi calculado com um total de 4 iterações e com o erro *RMS* de 2,7 %.

O primeiro horizonte (712 – 705 metros) é caracterizado por um pacote arenito não saturado, apresentando uma resistividade em torno de 433 Ωm . Conforme observações de campo, o arenito é friável e aerado. O segundo horizonte (710 – 705 metros) representa

uma zona de transição entre o arenito não saturado e uma zona saturada, apresentando um valor resistividade elétrica em torno de $126 \Omega\text{m}$. O terceiro horizonte é caracterizado por uma zona saturada a partir da profundidade de ~ 14 metros, com resistividade de aproximadamente $90 \Omega\text{m}$. A análise dos dados para o perfil P2 revela claramente um modelo de camadas plano-paralelas relativamente homogênea, variando, principalmente, o grau de saturação à medida que se aproxima da zona saturada.

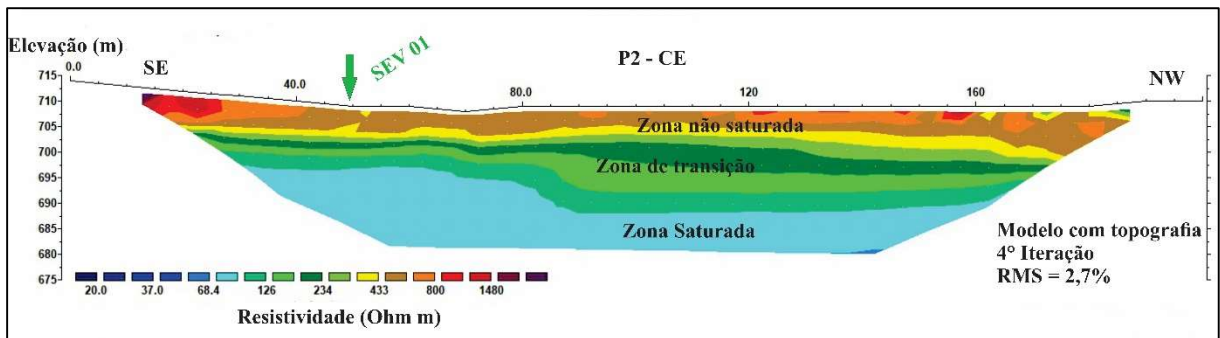


Figura 5.3 - Modelo de resistividade para o perfil P2 obtido pela inversão combinada entre os espaçamentos dos dipolos de 10 e 20 metros. **Fonte:** autor.

A SEV 01 foi realizada na mesma cota do perfil P2 do CE e seu resultado é mostrado na Figura 5.4. A interpretação indica um modelo de três camadas. A primeira camada com aproximadamente 3,8 metros de espessura e resistividade de $838 \Omega\text{m}$, representando Ωm um arenito não saturado. A segunda camada com cerca de 10,1 metros de espessura e resistividade de $201 \Omega\text{m}$, corresponde a um arenito pouco argiloso e com nível maior de saturação em relação a camada superior. A terceira camada encontra-se ~ 14 metros de profundidade, com resistividade de $65 \Omega\text{m}$, correspondendo a zona saturada. O modelo interpretado da SEV está em concordância com os dados de CE e com o poço de monitoramento do nível d'água presente nas proximidades que indicou 14 metros.

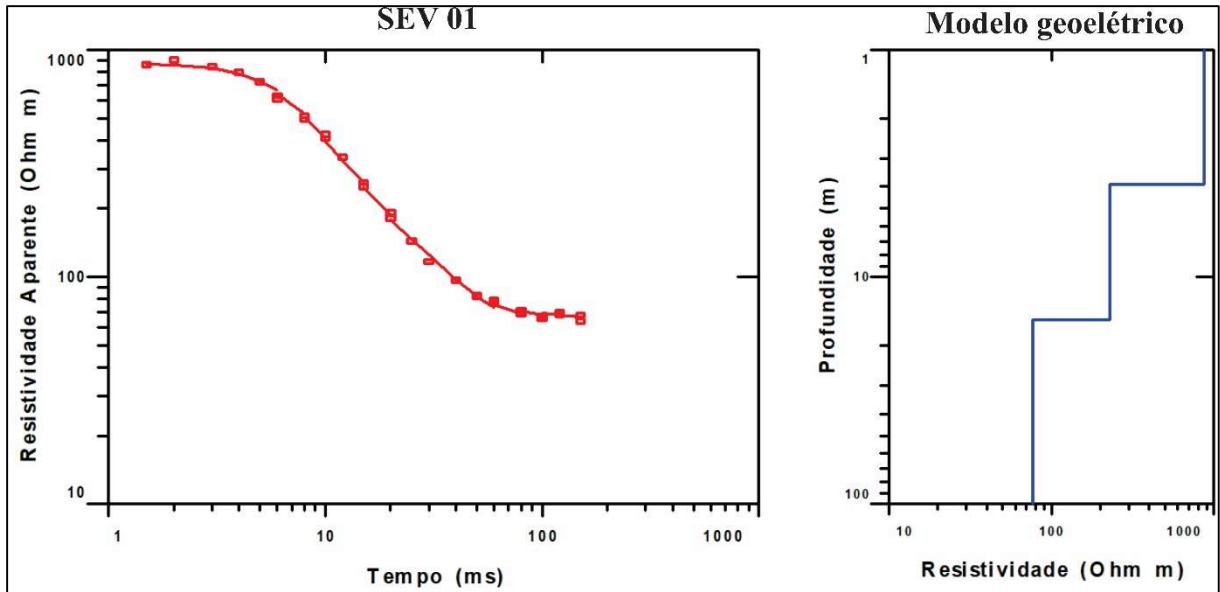


Figura 5.4 – Modelo de resistividade para a SEV 01 obtida com o arranjo Schlumberger e com espaçamento AB/2 de 150 metros. $RMS = 2,84\%$. **Fonte:** autor

A Figura 5.5 apresenta o resultado GPR para o perfil P2 utilizando a antena de 200 MHz. Observa-se um nítido refletor entre a posição 0 e 55 metros, variando de ~2 a 3,5 metros de profundidade. Esse refletor é interpretado como sendo uma mudança de fácies dentro do pacote de arenito ou a interface entre uma fácies mais saturada que a camada superior, em que o sinal é atenuado devido ao aumento da condutividade dos sedimentos.

Nota-se também a presença nítida de estratificações inclinadas que foram confirmadas pelas observações de campo ao longo de paredões de areia aflorantes ao longo do perfil. Estruturas primárias presentes na Formação Piramboia são relatadas em diversos estudos sedimentológicos e estratigráficos (SOARES, 1973; AZEVEDO *et al.*, 1981; CAETANO-CHANG, 1997; CAETANO-CHANG & WU, 2003; STRUGALE *et al.* 2004; CORTÊS & PERINOTTO, 2015) são exemplos de pesquisas.

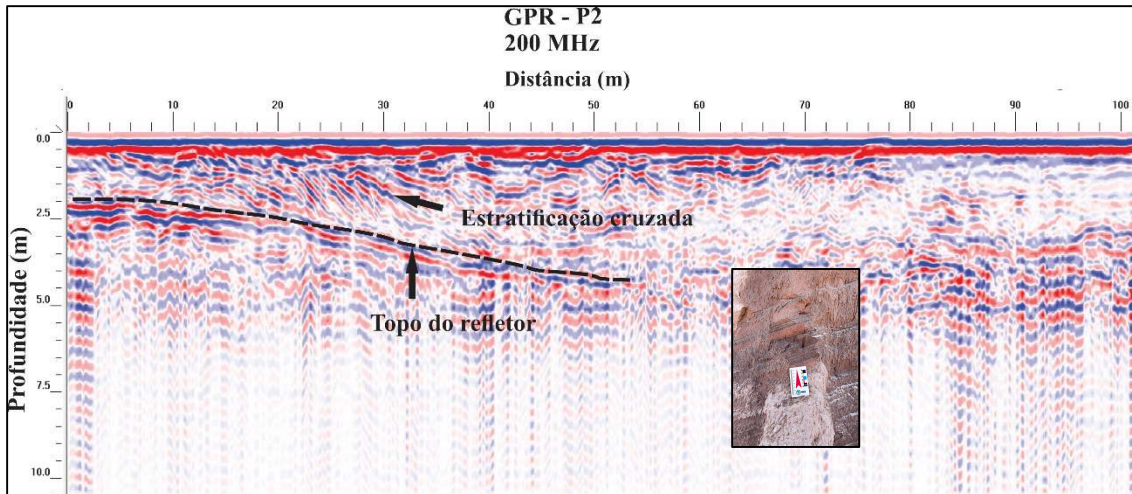


Figura 5.5 – Resultado GPR para o perfil P2 utilizando a antena de 200 MHz. **Fonte:** autor.

5.3. Perfil P3

A Figura 5.6 exibe o modelo de resistividade para o perfil P3 obtido pela inversão combinada dos perfis de caminhamento elétrico utilizando os espaçamentos de 10 e 20 metros. O modelo foi calculado com um total de cinco iterações e com erro *RMS* de 2,5%.

O primeiro horizonte (712 – 705 m), com cerca de 7 metros de espessura, apresenta valores de resistividade elevados, variando de $\sim 588 \Omega\text{m}$ até $\sim 2000 \Omega\text{m}$. Conforme observações de campo, nessa área o arenito é friável, não saturado e estava sendo explorado, apresentando um fluxo intenso de caminhões, compactando o solo, diminuindo a porosidade e, conseqüentemente, aumentando sua resistividade. O segundo horizonte (705 – 692 metros) mostra uma camada de transição para a zona saturada com maior grau de umidade e que aumenta sua espessura até chegar à cota de 690 metros na direção N. Esse horizonte apresenta valores de resistividade que variam entre $\sim 126 \Omega\text{m}$ a $\sim 433 \Omega\text{m}$, podendo estar relacionado a maiores níveis de saturação devido ao rebaixamento da cava e à proximidade com a zona saturada. O terceiro horizonte (695 metros) representa a zona saturada, com valores de resistividade na variando de $20 \Omega\text{m}$ a $100 \Omega\text{m}$.

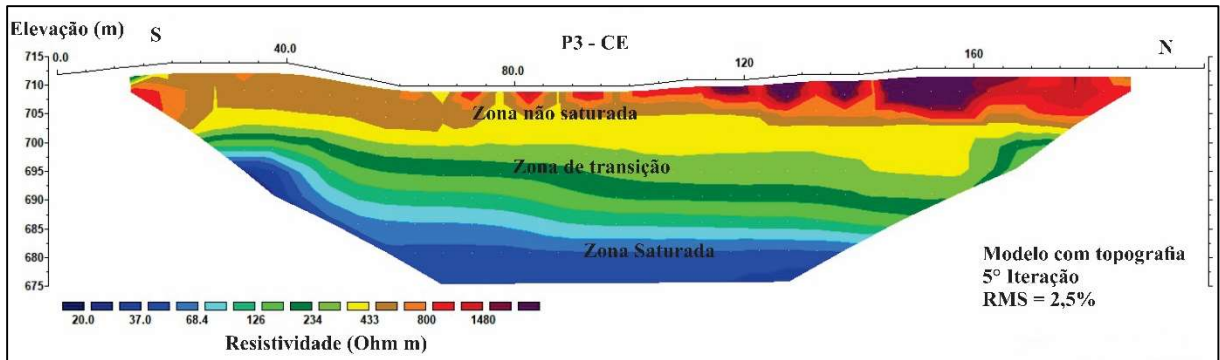


Figura 5.6 – Modelo de resistividade para o perfil P3 obtido pela inversão combinada entre os espaçamentos dos dipolos de 10 e 20 metros. **Fonte:** autor.

A Figura 5.7 mostra o resultado GPR para o perfil P3 utilizando a antena *MLF* de 40 MHz. Nesse perfil, a principal característica observada em subsuperfície é o forte refletor em torno de 10 metros de profundidade, que foi interpretado como sendo o topo da zona saturada. A atenuação do sinal entre 5 e 10 metros de profundidade está de acordo com o modelo interpretado para o perfil P3 do CE, em que o horizonte apresenta uma baixa resistividade, caracterizada pela presença de água e/ou argila. Abaixo do refletor, o sinal de GPR apresenta forte atenuação, indicando um ambiente condutivo que, para essa área, pode estar relacionado a zona saturada.

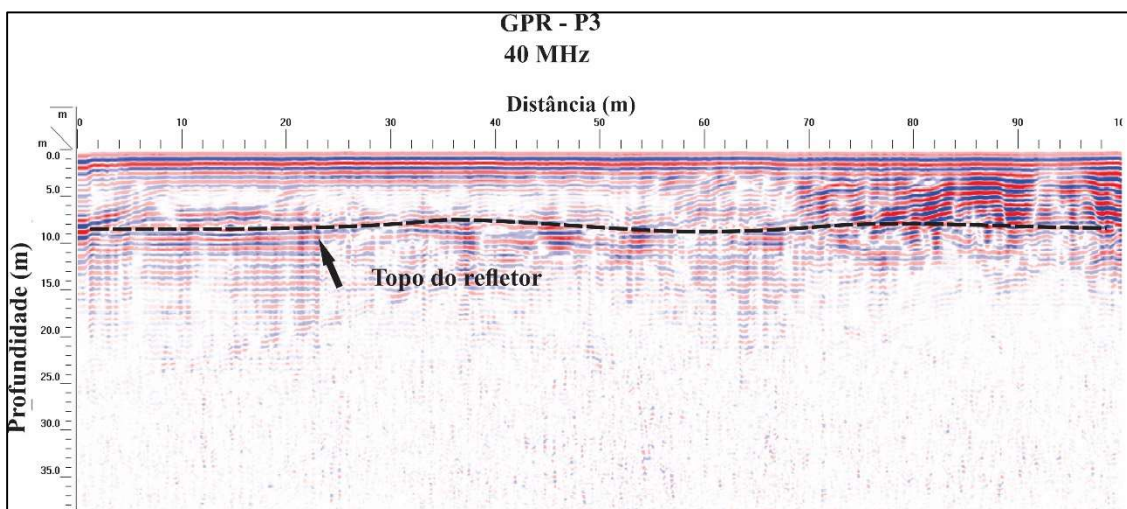


Figura 5.7 – Resultado GPR para o perfil P3 utilizando a antena *MLF* de 40 MHz. **Fonte:** autor.

A interpretação integrada para o perfil P3 entre os resultados de CE (Figura 5.6) e GPR (Figura 5.7) permitiu identificar a zona de transição e de influência da zona saturada, de forma que os resultados apresentados na seção do modelo de resistividade e no radargrama estão de acordo com as observações de campo.

5.4. Perfil P4

A Figura 5.8 mostra o resultado do modelo de resistividade para o perfil P4 obtido pela inversão combinada dos perfis de caminhamento elétrico dipolo-dipolo utilizando os espaçamentos de 5 e 10 metros. O modelo foi calculado com o total de cinco iterações e com o *RMS* de 0,89%, sugerindo camadas aproximadamente paralelas. O primeiro horizonte (705 – 690 metros), com cerca de 15 metros de espessura, apresenta valores de resistividade que variam entre 126 Ωm e 234 Ωm . Segundo observações de campo, o perfil P4 está localizado próximo ao afloramento do nível freático. Esta camada é constituída de material arenoso, fino e úmido. O segundo horizonte (690 metros) apresenta valores de resistividade entre 20 Ωm e 100 Ωm , caracterizando uma zona saturada.

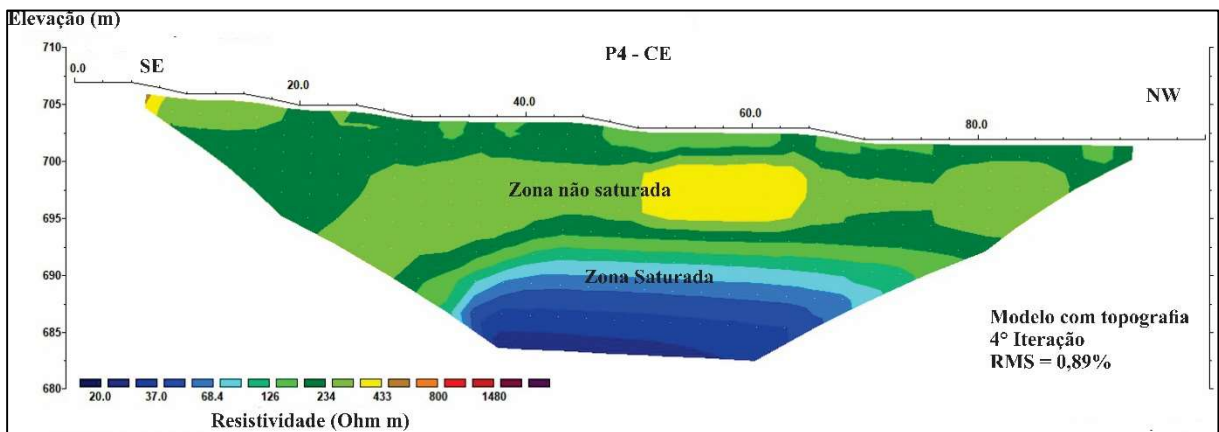


Figura 5.8 – Modelo de resistividade para o perfil P4 obtido pela inversão combinada entre os espaçamentos dos dipolos de 5 e 10 metros. **Fonte:** autor.

5.5. Perfil P5

A Figura 5.9 apresenta o resultado GPR para o perfil P5 utilizando a antena *MLF* de 40 MHz. Entre a posição de 0 até 30 metros, e em torno de 8 metros de profundidade, nota-se um forte refletor contínuo, sendo interpretado como sendo o topo da zona saturada. Entretanto, ele não pode ser identificado em todo o trecho, devido à atenuação do sinal ao longo do perfil. Essa atenuação provavelmente está relacionada a ambiente condutivo. Observa-se também, refletores inclinados localizados entre a posição 0 e 30 metros e nas profundidades variando de 6 e 15 metros, os quais são característicos da reflexão das ondas aéreas no paredão de areia na frente de lavra, sendo, portanto, ruídos.

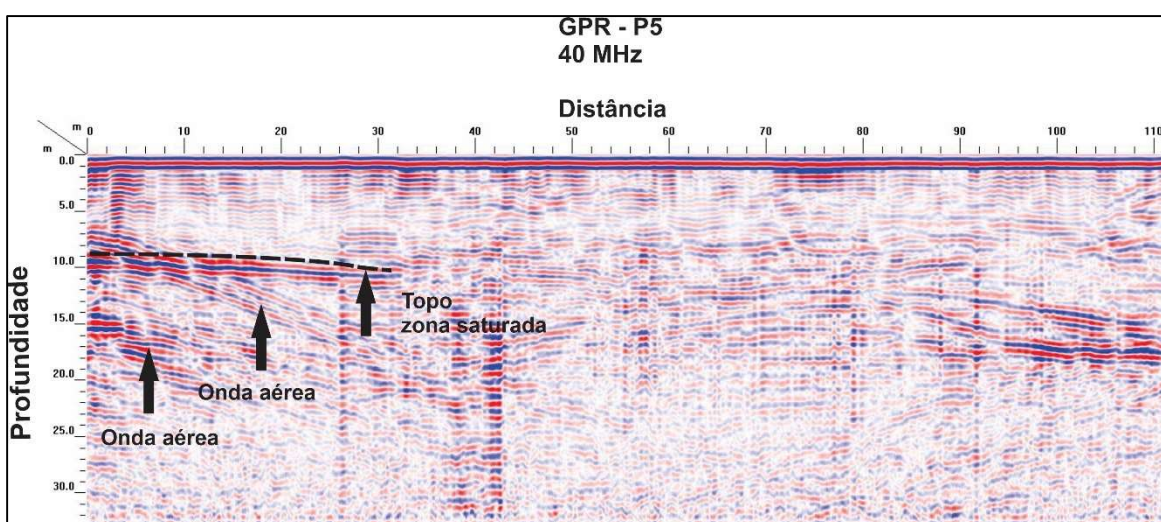


Figura 5.9 – Resultado GPR para o perfil P5 utilizando a antena *MLF* de 40 MHz. **Fonte:** autor.

5.6. Perfil P6

A Figura 5.10 mostra o resultado do modelo de resistividade para o perfil P6 adquirido ao longo da bancada topograficamente mais baixa da mina, próximo ao afloramento do nível freático. O resultado é obtido pela inversão combinada dos perfis de caminhamento elétrico utilizando os espaçamentos de 5 e 10 metros. O modelo foi calculado com um total de quatro iterações e com o erro *RMS* de 1,7%, sugerindo uma zona saturada próxima a superfície.

O primeiro horizonte (700 – 695 metros), com espessura variando de 3 a 5 metros em direção ao final do perfil, apresenta valores de resistividade em torno de 126 Ωm .

Conforme observações de campo, este horizonte é constituído por um arenito friável, fino e úmido, localizado próximo a zona saturada, onde o nível freático estava sendo rebaixado. O segundo horizonte (695 metros) representa a zona saturada caracterizada por valores de resistividade entre $20 \Omega\text{m}$ e $100 \Omega\text{m}$ que aflorava próximo ao perfil.

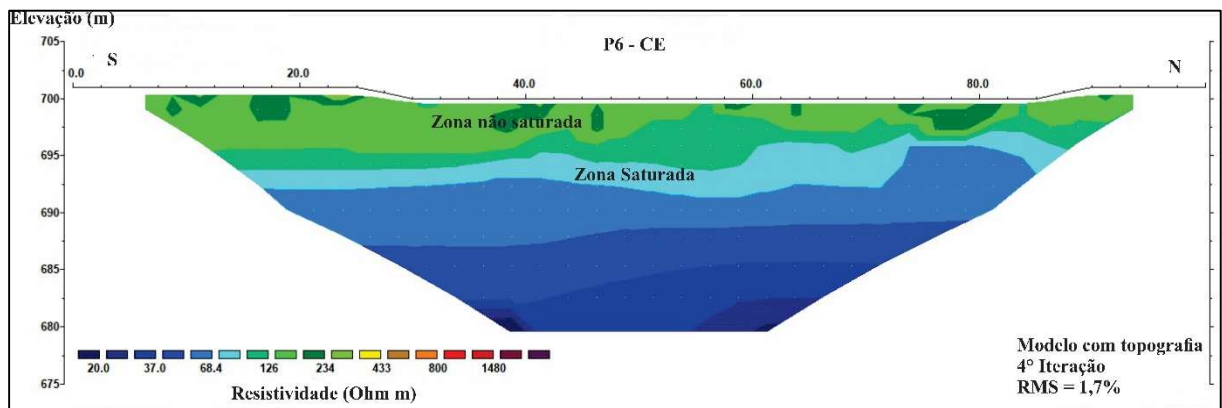


Figura 5.10- Modelo de resistividade para o perfil P6 obtido pela inversão combinada entre os espaçamentos dos dipolos de 5 e 10 metros. **Fonte:** autor.

5.7. Perfil P7

A Figura 5.11 mostra o resultado do modelo de resistividade para o perfil P7 adquirido na região topograficamente mais elevada da mina. O resultado é obtido pela inversão caminhamento elétrico utilizando o espaçamento de 15 metros. O modelo foi calculado com um total de cinco iterações e com erro *RMS* de 3,2%.

O primeiro horizonte apresenta pouca variação em espessura, variando da cota 745 a 735 metros. Este horizonte é caracterizado por uma camada de areia altamente resistiva, podendo alcançar valores na ordem de $6000 \Omega\text{m}$, indicando a zona não saturada. O segundo horizonte (735 – 705) apresenta espessura relativamente constante com resistividades variando de $\sim 4766 \Omega\text{m}$ a $\sim 392 \Omega\text{m}$, correspondendo a zona de transição. O terceiro horizonte (705 metros) representa a zona saturada, caracterizado por baixos valores de resistividade entre $60 \Omega\text{m}$ e $100 \Omega\text{m}$.

A escala de cores utilizada para representar o modelo de resistividade para o perfil P7 difere da escala adotada para os modelos anteriores. Esse fato é justificado pela alta variação dos valores de resistividade elétrica presente neste perfil, de modo que a escala adotada para o representar possa incluir a variabilidade de informações nele contidas.

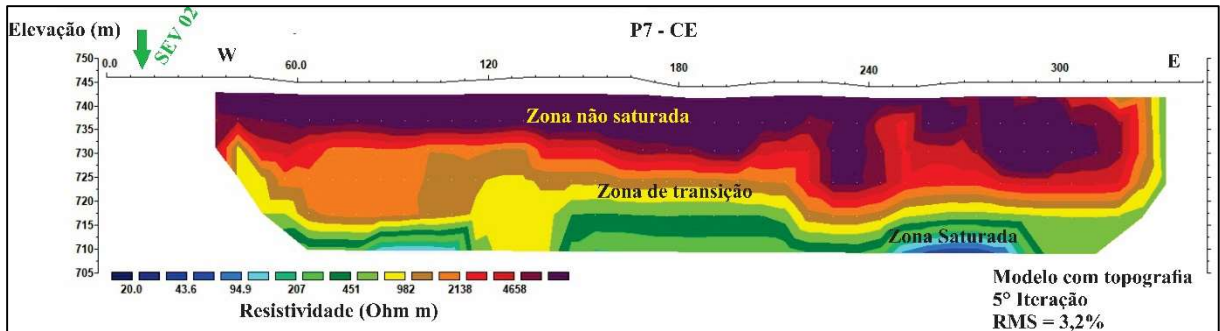


Figura 5.11 – Modelo de resistividade para o perfil P7 obtido pela inversão do espaçamento de 15 metros. **Fonte:** autor.

A SEV 02 foi realizada na mesma cota do perfil P7 do CE e seu resultado é mostrado na Figura 5.12. A interpretação indica um modelo de três camadas e erro *RMS* de 24,5%. A primeira camada com aproximadamente 12 metros de espessura e resistividade de $\sim 8000 \Omega\text{m}$, representando a zona não saturada. A segunda camada com cerca de 28 metros de espessura e resistividade de $\sim 1000 \Omega\text{m}$, correspondendo a zona de transição. A terceira camada encontra-se ~ 40 metros de profundidade, com resistividade de $65 \Omega\text{m}$, indicando a zona saturada. O modelo interpretado da SEV 02 está em concordância com os dados de CE, mostrando a diferença do grau de saturação das camadas até alcançar a zona saturada.

A sondagem disponibilizada pela mineradora mostra o grau de homogeneidade do depósito de areia, em que as diferenças de fácies estão relacionadas ao conteúdo de materiais mais finos (silte e argila) e a coloração (Figura 5.13). Essas pequenas variações de fácies não tiram o caráter homogêneo do depósito, mas sim corrobora com as descrições geológicas para a Formação Piramboia, que em na sua história evolutiva apresenta sucessões de eventos cíclicos, alternando entre deposições de materiais mais finos relacionados a planícies de inundação e materiais mais grossos associados a rios do tipo meandrantés.

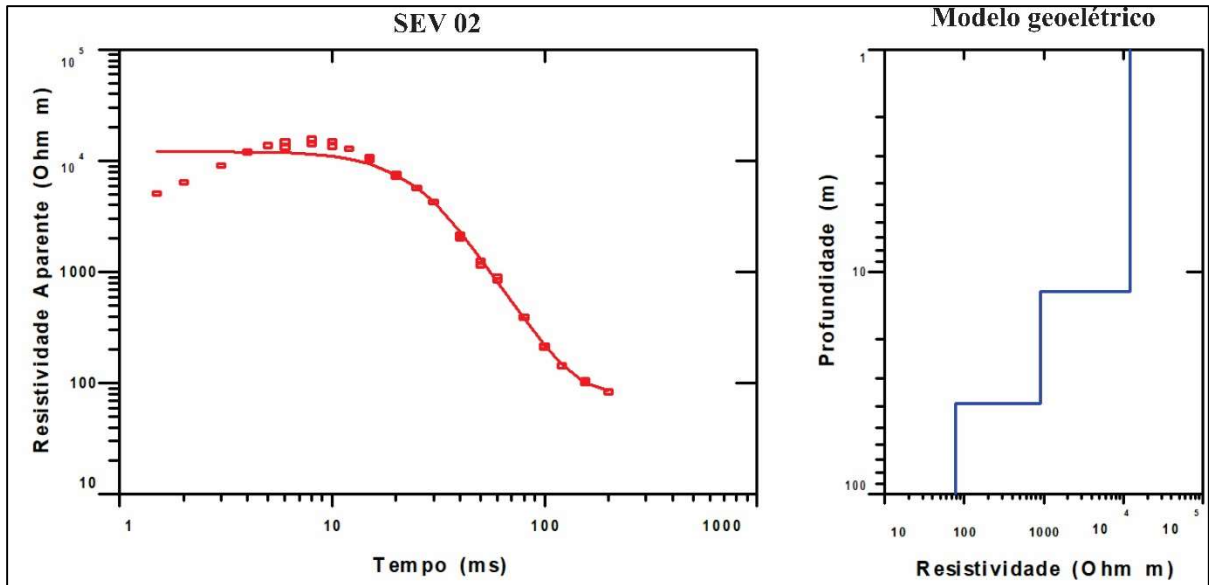


Figura 5.12 – Modelo de resistividade para SEV 02 obtida com o arranjo Schlumberger e com espaçamento AB/2 de 150 metros. RMS = 24,5%. **Fonte:** autor.









0,90		areia fina, cinza escura
6,00		areia fina, pouco argilosa, amarela
11,80		areia fina, siltosa, pouco argilosa vermelha
12,00		areia média, pedregulhos, vermelha
26,00		areia fina, pouco argilosa, cinza clara e roxa
27,50		areia fina, argilosa, roxa
28,00		argila siltosa, pouco arenosa, roxa
44,00		areia fina, pouco argilosa, cinza clara e roxa

Figura 5.13 – Sondagem litológica realizada nas proximidades da SEV 02 disponibilizada pela mineradora. **Fonte:** Mineradora Bom Retiro (2016).

A Figura 5.14 apresenta o resultado GPR para o perfil P7 utilizando a antena *MLF* de 40 MHz. Observa-se um forte horizonte refletor relativamente contínuo em torno de 12 metros de profundidade. Este refletor pode estar associado ao contato entre a zona não saturada e a zona de transição (mais úmida). O limite mais úmido com a possível presença de óxido de ferro é capaz de provocar fortes reflexões, conforme observada no perfil P7. Nas posições 210 e 240 metros, observa-se duas interferências hiperbólicas em 23 metros de profundidade. Essas hipérboles podem estar relacionadas com o topo do dos diques de diabásio ricos em óxido de ferro. Os refletores curvos observados entre as posições de 275 e 325 metros podem estar relacionados com o colapso das camadas de sedimentos quando do resfriamento de diques. Esse tipo de estrutura já foi observado anteriormente para a mesma região de estudos, conforme descrito em Porsani (1999).

Nota-se na posição de 300 metros uma nítida região anômala vertical que se estende até ~20 metros de profundidade, interceptando a camada resistiva relacionada ao forte refletor horizontal. Provavelmente, essa região pode estar relacionada com a presença de um dique de diabásio ainda preservado.

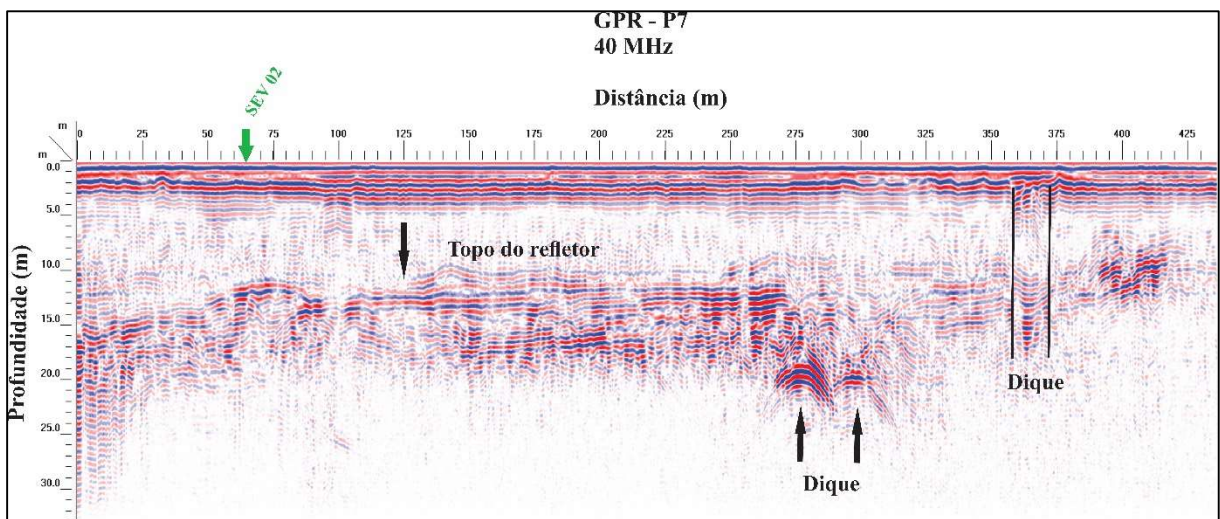


Figura 5.14 – Resultado GPR para o perfil P7 utilizando a antena *MLF* de 40 MHz. **Fonte:** autor.

5.8. Sondagem TDEM

As sondagens TDEM foram interpretadas em conjunto com 45 registros de perfis de poços localizados nas proximidades da área de estudo. A descrição litológica de cada um dos 45 registros de perfis de poços (ANEXO 1) está catalogada e disponibilizada online pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) por meio do acesso ao Sistema de Informação de Águas Subterrâneas (SIAGAS). A Figura 2.4 mostra a localização dos poços encontrados na região.

5.8.1. TDEM 01

O resultado da inversão para o TDEM 01 apresenta um modelo geoeletrico composto por três camadas: resistor (zona não saturada), condutor (zona saturada) e resistor (zona não saturada) (Figura 5.15). O processo de inversão apresentou um erro $RMS = 9,95\%$ obtido do ajuste da curva entre os dados e os modelos geoeletricos. A primeira camada apresenta um valor de resistividade de $175 \Omega m$ e 43 metros de espessura, indicativa de um pacote de areia não saturada referente a Formação Piramboia, com base nas informações de furos de sondagens. A segunda camada apresenta um valor de resistividade de $19 \Omega m$ e 234 metros de espessura; indicando uma zona saturada; e a terceira camada apresenta um resistor com valor de resistividade de $300 \Omega m$, indicativa de zona não saturada. Este resistor não pôde ser correlacionado a uma litologia específica, tendo em vista que as informações litológicas dos furos de sondagens apresentaram, para a profundidade ~ 300 m, diferentes formações geológicas em um raio entre 6 e 7 km.

Essa terceira camada pode estar relacionada às diversas fácies que compõem o Grupo Itararé, inclusive siltitos e diamictitos não saturados, que são rochas compactas e mais resistentes; como também pode estar associada aos diabásios da Formação Serra Geral, como indica a sondagem SL 01 (Tabela 2.1). Para eliminar essa ambiguidade, o mais recomendado seria a realização de um furo de sondagem profundo na área de estudos.

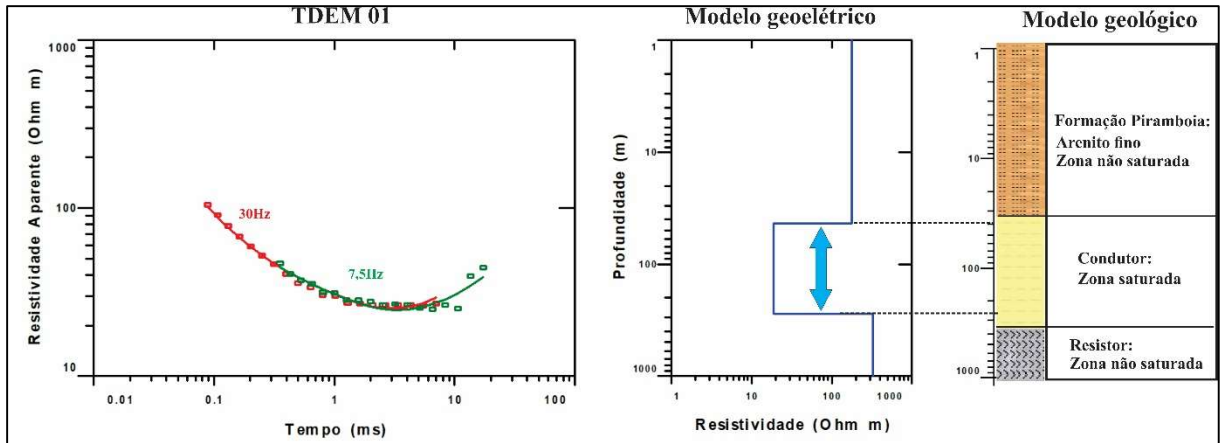


Figura 5.15 – Sondagem TDEM 01. **Fonte:** autor. Curva de ajuste aos dados de resistividade aparente; modelo geoeletrico associado composto por três camadas: resistor (zona não saturada); condutor (zona saturada) e resistor (zona não saturada); e modelo geológico interpretado. Erro *RMS* = 9,95%.

A análise direta dos perfis de poços disponibilizados mostra variações faciológicas dentro de um arcabouço litológico espesso de arenito. O método TDEM aplicado para esta pesquisa não tem resolução para determinar as pequenas variações faciológicas presentes no arenito. Apesar disso, o método caracterizou de forma significativa as zonas não saturadas e a zona saturada. A Tabela 5.1 resume os parâmetros obtidos do processo de inversão da sondagem TDEM 01.

Tabela 5.1 – Valores de resistividade, da profundidade do topo e da espessura das camadas da sondagem TDEM 01.

	Resistividade (Ωm)	Profundidade (m)	Espessura (m)
Camada 1	175	0	43
Camada 2	19	43	234
Camada 3	300	277	-

Fonte: autor.

5.8.2. TDEM 04

O resultado da inversão para o TDEM 04 as seguintes características: um modelo geoeletrico composto por três camadas: resistor (zona não saturada), condutor (zona saturada) e resistor (zona não saturada), (Figura 5.16), semelhante ao resultado encontrado para a sondagem TDEM 01; e um processo de inversão que apresentou um erro $RMS = 5,87\%$, mostrando um bom ajuste de curva. A primeira camada mostra um valor de resistividade de $490 \Omega\text{m}$ e 64 metros de espessura, indicativo de um pacote de arenito não saturado referente à Formação Piramboia. A segunda camada apresenta um valor de resistividade de $21 \Omega\text{m}$ e 234 metros de espessura, sendo representativa de uma espessa zona saturada. A terceira e última camada mostra um resistor com valor de resistividade de $181 \Omega\text{m}$, indicativo de zona não saturada. A Tabela 5.2 resume os valores dos parâmetros obtidos.

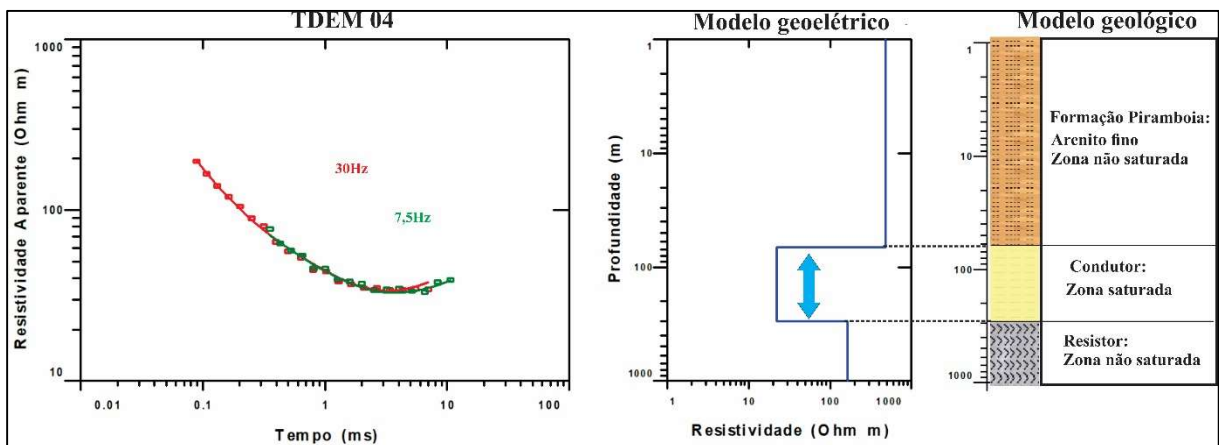


Figura 5.16 – Sondagem TDEM 04. **Fonte:** autor. Curva de ajuste aos dados de resistividade aparente, modelo geoeletrico associado composto três camadas: resistor (zona não saturada); condutor (zona saturada); resistor (zona não saturada); e modelo geológico. $RMS = 5,87\%$.

Tabela 5.2 – Valores de resistividade, da profundidade do topo e da espessura das camadas da sondagem TDEM 04.

	Resistividade (Ωm)	Profundidade (m)	Espessura (m)
Camada 1	490	0	64
Camada 2	21	64	234
Camada 3	181	298	-

Fonte: autor

5.8.3. TDEM 05

O resultado da inversão para o TDEM 05 apresenta um modelo geológico composto por três camadas: resistor (zona não saturada), condutor (zona saturada) e resistor (zona não saturada) (Figura 5.17). O processo de inversão apresentou erro $RMS = 5,58\%$. O modelo geológico possui as seguintes características: primeira camada com valor de resistividade de 211 Ωm e 58 metros de espessura, indicativo de um pacote de arenito não saturado referente Formação Piramboia, em consonância com os resultados encontrados para as sondagens TDEM 01 e TDEM 04; segunda camada apresentando um valor de resistividade de 22 Ωm e 242 metros de espessura, indicativa de uma espessa zona saturada, que, assim como nas outras sondagens TDEM; e a terceira camada apresentando um valor de resistividade de 421 Ωm , indicativo de uma zona não saturada. A Tabela 5.3 resume os parâmetros obtidos.

A semelhança entre os modelos geológicos para as sondagens TDEM 01, TDEM 04 e TDEM 05 indica a homogeneidade do depósito de areia e corrobora com os resultados obtidos na eletrorresistividade, no GPR e nos furos de sondagens.

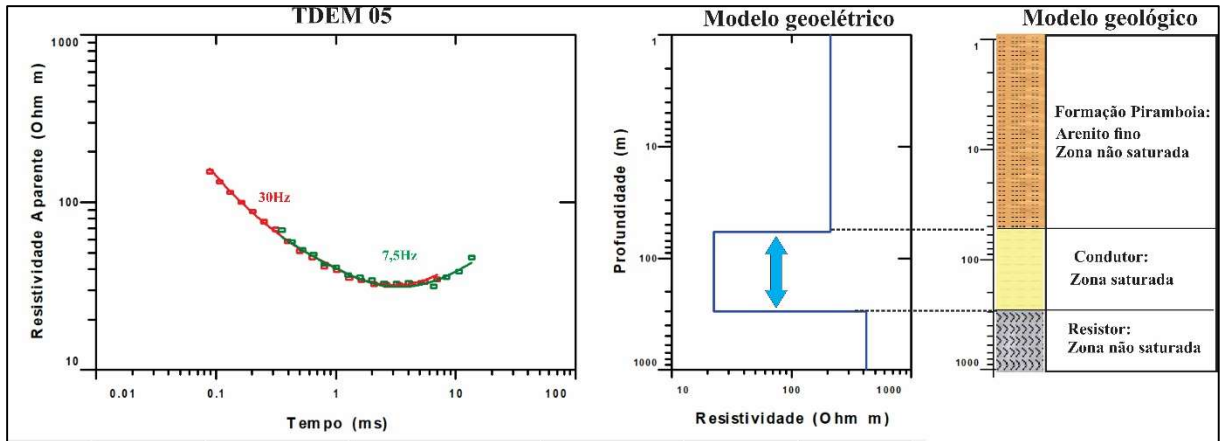


Figura 5.17 – Sondagem TDEM 05. **Fonte:** autor. Curva de ajuste aos dados de resistividade aparente, modelo geoeétrico composto por três camadas (resistor, condutor e resistor) e o modelo geológico. Erro $RMS = 5,58\%$.

Tabela 5.3 –Valores de resistividade, da profundidade do topo e da espessura das camadas da sondagem TDEM 05.

	Resistividade (Ωm)	Profundidade (m)	Espessura (m)
Camada 1	211	0	58
Camada 2	22	58	242
Camada 3	421	300	-

Fonte: autor.

5.8.4. TDEM 02

O resultado da inversão para o TDEM 02 apresenta um modelo geoeétrico composto por cinco camadas: resistor (zona não saturada), condutor (zona saturada), resistor (zona não saturada), condutor (zona saturada) e resistor (zona não saturada), conforme apresentado na Figura 5.18. O processo de inversão apresentou erro $RMS = 4,84\%$. A primeira camada mostra um valor de resistividade de $60 \Omega m$ e 24 metros de espessura, indicativa de um pacote de arenito não saturado referente à Formação Piramboia, com consonância com as sondagens TDEM 01, TDEM 04 e TDEM 05 apresentadas. A segunda camada mostra um valor de resistividade de $25 \Omega m$ e 56 metros de espessura, indicativa de zona saturada.

A terceira camada apresenta um valor de resistividade de 72 Ωm e 123 metros de espessura, interpretada como uma zona não saturada. A quarta camada apresenta um valor de resistividade de 23 Ωm e 162 metros de espessura, interpretada como uma zona saturada. A quinta e última camada apresenta um valor de resistividade de 283 Ωm , indicativo de zona não saturada. A Tabela 5.4 resume os parâmetros obtidos no processo de inversão da sondagem TDEM 02.

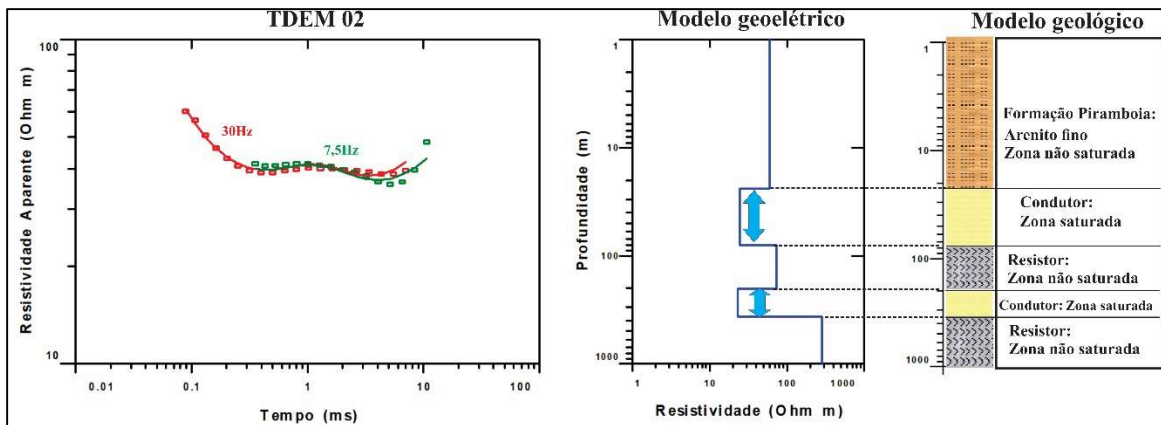


Figura 5.18 – Sondagem TDEM 02. **Fonte:** autor. Curva de ajuste aos dados de resistividade aparente, modelo geoeletrico composto por cinco camadas (resistor moderado, condutor, resistor moderado, condutor e resistor) e modelo geológico. Erro $RMS = 4,84\%$.

Tabela 5.4 – Valores de resistividade, da profundidade do topo e da espessura das camadas da sondagem TDEM 02.

	Resistividade (Ωm)	Profundidade (m)	Espessura (m)
Camada 1	60	0	24
Camada 2	25	24	56
Camada 3	72	80	123
Camada 4	23	203	162
Camada 5	283	365	-

Fonte: autor.

A análise dos dados TDEM em conjunto com os perfis de poços disponibilizados permitiu identificar similaridades entre as camadas distinguidas pelo método. A primeira camada possui espessura definida que depende da cota onde foi realizada a sondagem TDEM, de forma que, as sondagens TDEM 01, TDEM 04 e TDEM 05 apresentam espessuras para a primeira camada que variam entre 43 a 64 metros, enquanto a sondagem TDEM 02 apresentou uma espessura de 21 metros. Essa diferença pode ser explicada devido ao fato da sondagem TDEM 01, TDEM 04 e TDEM 05 terem sido realizadas a cerca de três bancadas (aproximadamente 30 metros) acima da sondagem TDEM 02. Um poço de monitoramento próximo do local onde foi realizada a sondagem TDEM 02 mostrou uma profundidade do nível d'água em cerca de 15 metros, corroborando com os resultados da sondagem TDEM 02. Outro importante fator que pode influenciar nessa diferença é o erro associado ao ajuste da curva aos dados, culminando em uma diferença na espessura do pacote de arenito.

A segunda camada corresponde à zona saturada, em que cada sondagem TDEM apresentou uma espessura com uma ordem de grandeza similar uma à outra, exceto para a sondagem TDEM 02 (camada 2 com 56 metros de espessura), em que possivelmente houve um intervalo no grau de saturação do pacote – intervalo representado pela camada 3 - retornando a zona saturada, representada pela camada 4.

As sondagens TDEM 01, TDEM 04, e TDEM 05 estimaram a espessura da zona saturada variando entre 234 a 242 metros, mostrando forte correspondência entre si. Os baixos valores de resistividade apresentados no CE, na SEV e na sondagem TDEM justificam a interpretação de uma zona saturada. No entanto, os dados TDEM acusaram uma continuidade em profundidade desta zona. A terceira camada das sondagens TDEM 01, TDEM 04 e TDEM 05 corresponde à zona não saturada, variando o topo entre 277 a 300 metros de profundidade, mostrando forte correspondência entre si.

O método TDEM se mostrou efetivo para a determinação da espessura do pacote de areia não saturada. Tendo em vista a homogeneidade do depósito, as informações 1D foram fundamentais na compreensão da continuidade em profundidade do depósito, inclusive na identificação da espessura da zona saturada. Todavia, o TDEM possui limitações quanto a confiabilidade de mapeamento de estruturas geológicas rasas.

A identificação da zona saturada para a mineradora de areia é de fundamental importância, tendo em vista que reflete a profundidade máxima de extração do minério, pois abaixo disso, torna-se oneroso a produção devido ao alto custo para rebaixar o nível d'água. Além disso, o conhecimento da zona saturada e da litologia em subsuperfície pode

orientar na escolha dos equipamentos para perfuração de diferentes tipos de solos (arenoso, argilo-arenoso, argiloso, por exemplo).

5.9. Modelo geológico 3D

A integração dos dados geofísicos (ER, GPR e TDEM) e geológicos (sondagens litológicas, topografia, mapas geológicos) permitiu gerar um modelo geológico 3D do depósito de areia. Após o georreferenciamento das seções de resistividade elétrica e a geração de uma superfície topográfica atual da mina, os dados foram importados para o programa de modelagem geológica. Um banco de dados foi criado e, em seguida, foi alimentado pelas imagens georreferenciadas e superfície topográfica da etapa anterior. O software utilizado nesta pesquisa foi o *Micromine Origin & Beyond*, versão 2022, desenvolvido pela empresa australiana Micromine, de propriedade da Escola de Engenharia de Minas, Politécnica da USP. As Figuras 5.19, 5.20 e 5.21 mostram o resultado para o modelo 3D do depósito de areia.

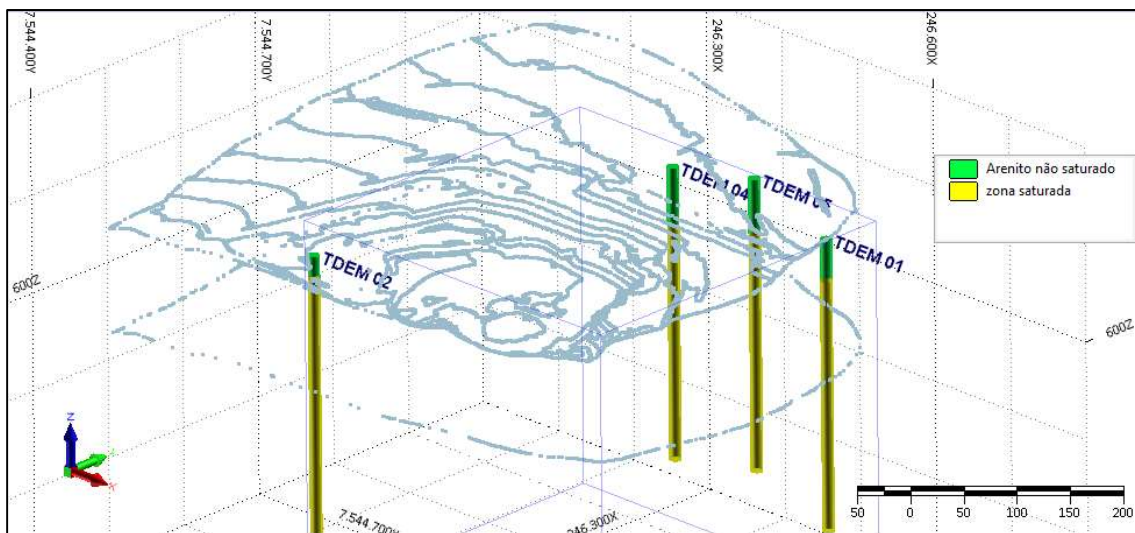


Figura 5.19 – Linhas de contorno do modelo geológico 3D mostrando a localização das sondagens TDEM.. **Fonte:** autor.

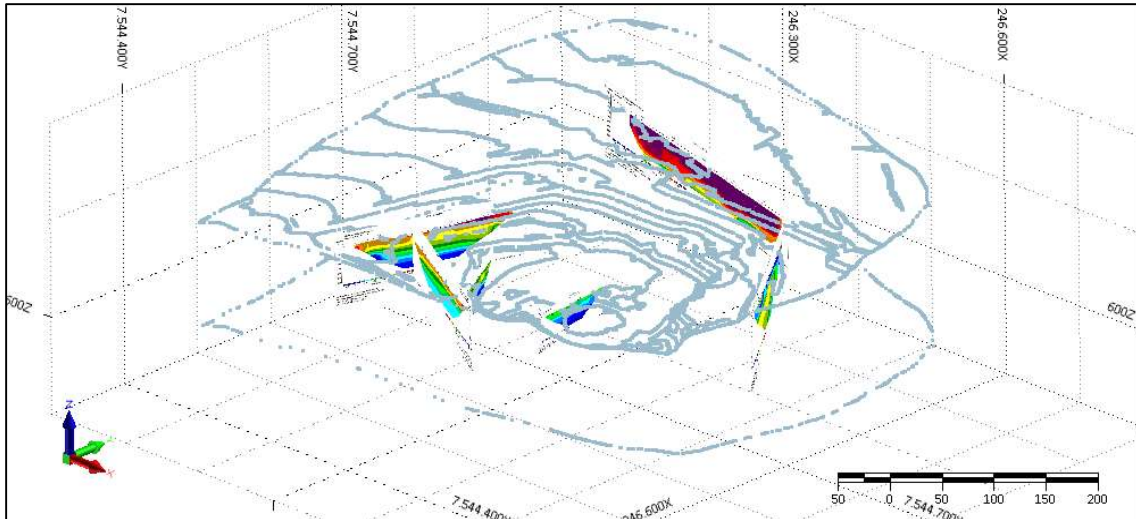


Figura 5.20 – Linhas de contorno do modelo geológico 3D mostrando a localização dos caminhamentos elétricos. **Fonte:** autor.

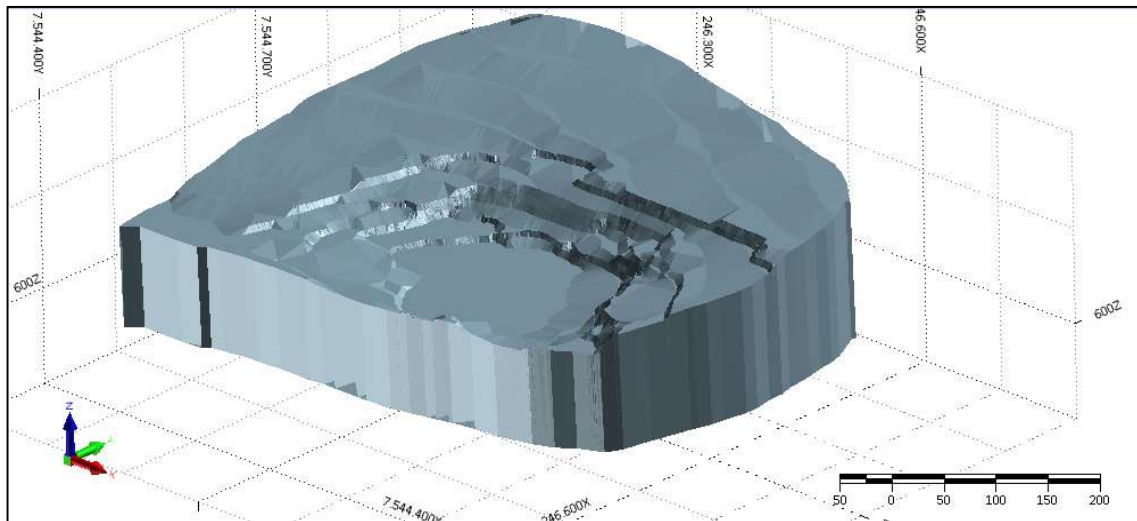


Figura 5.21 – Modelo geológico 3D do depósito de areia **Fonte:** autor.

O modelo geológico 3D gerado pelo software de interpretação geológica indica a característica homogênea do depósito de areia. O modelo proposto está de acordo com as descrições geológicas para a Formação Piramboia realizadas por diversos autores, conforme abordado no Capítulo 2. A partir dos dados obtidos e do modelo gerado, o empreendedor poderá elaborar um planejamento para o empreendimento que leve em consideração as características de subsuperfície do depósito de areia.

5.10. Modelo da cava ótima e da cava operacional

De posse das informações obtidas pelos dados geofísicos, modelo geológico 3D e parâmetros econômicos disponibilizados pela mineradora de areia, foi possível gerar o modelo da cava ótima e da cava operacional para a exploração do pacote de areia (Figuras 5.22; e 5.23, respectivamente) utilizando o software de interpretação geológica *Micromine Origin & Beyond*. Os parâmetros utilizados para o desenho das cavas foram cedidos pela mineradora, sendo eles: a largura da berma¹; o ângulo do talude; o valor de venda da tonelada de areia; a densidade do minério de areia; a altura da bancada; e os limites minerários. Inseridos os parâmetros no banco de dados, cria-se um modelo de blocos que servirá como base para a geração da cava ótima e, em seguida, para a cava operacional.

Os contornos da cava ótima representam os limites finais da cava da mina, resultados da extração do volume do material. Esses limites fornecem ao empreendedor informações a respeito do planejamento da lavra que maximiza os lucros e minimiza os riscos relacionados à segurança da cava (FLORES & CABRAL, 2008), considerando fatores geológicos, geotécnicos e econômicos. A cava operacional é gerada a partir do modelo matemático da cava ótima e leva em consideração a forma que a mineradora desenvolve e opera sua cava atual, de forma a expandir em profundidade e em largura até alcançar sua geometria de cava final.

De acordo Periotto (1992), “a cava ótima corresponde à seleção de blocos a serem extraídos, de forma a se obter a lucratividade total máxima, resultante de configurações que assegurem aspectos de segurança e de operacionalização do processo”.

Caccetta & Hill (2003) definem a importância da cava ótima durante todo o estágio da vida do *pit*: no estudo de viabilidade quando é necessário produzir o a geometria da cava durante toda a vida útil; na fase operacional quando o *pit* precisa ser desenvolvido para responder as mudanças nos preços do minério; e nos estágios finais quando há finalização econômica do projeto. Todavia, os autores ressaltam sobre a necessidade de supervisão constante da cava ótima, a fim de melhorar o planejamento da mina de curto, de médio e de longo prazo.

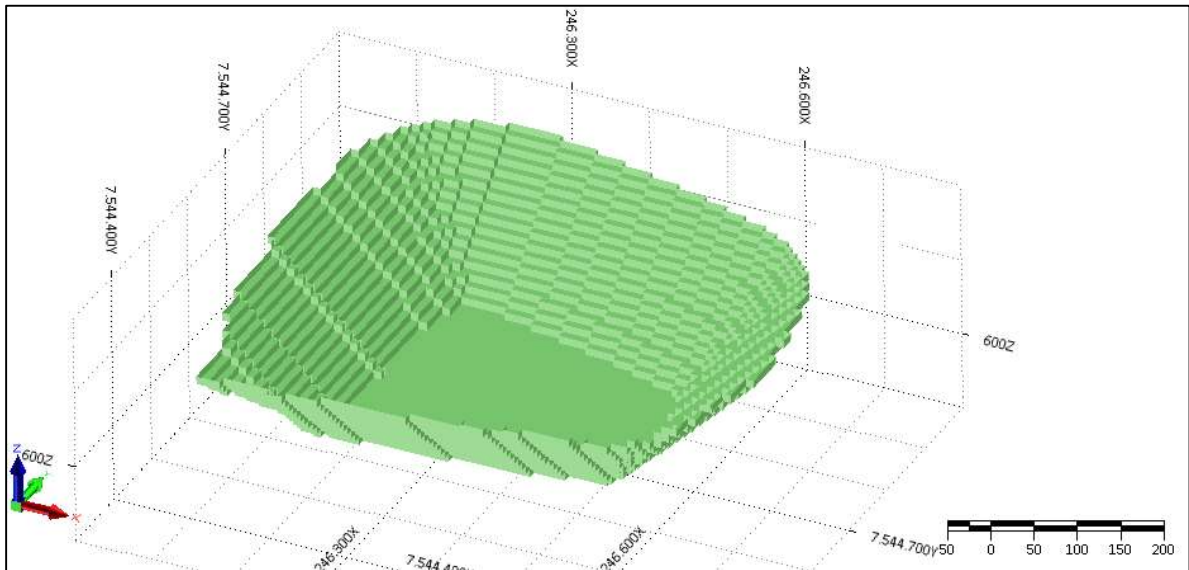


Figura 5.22 – Modelo da cava ótima do depósito de areia. **Fonte:** autor.

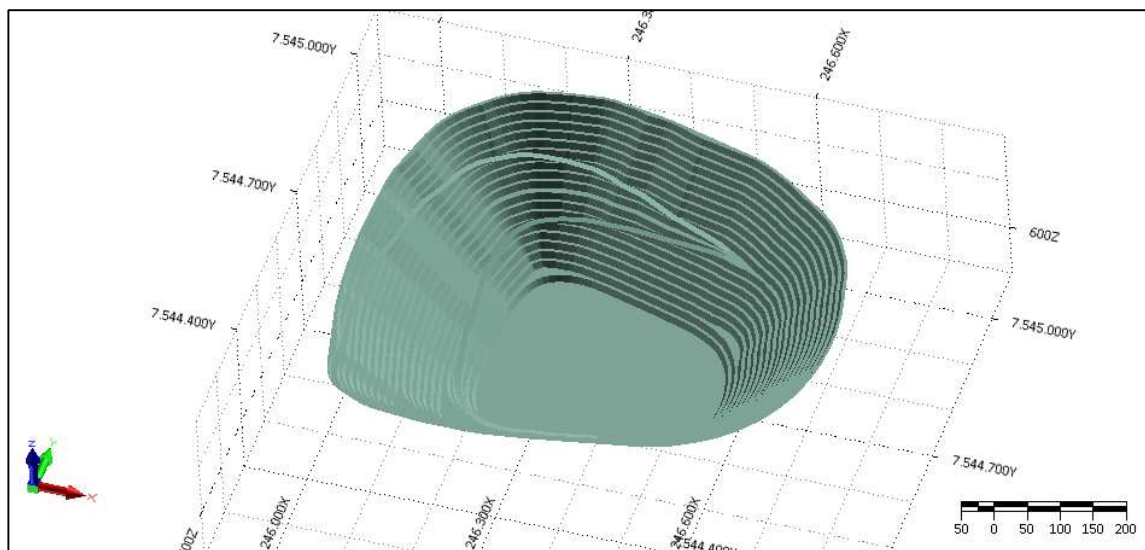


Figura 5.23 – Modelo de cava operacional para a mina de areia. **Fonte:** autor.

Os modelos de cava ótima e de cava operacional propostos permitiram estimar: o volume, a massa, e a relação estéril/minério do pacote de areia. A Tabela 5.6 mostra os valores estimados para o depósito de areia. O volume é expresso por metros cúbicos (m^3) e estima o quanto de volume material a mineradora tem para extrair. A massa é expressa por tonelada (ton); e a relação estéril/minério é adimensional e representa a relação de tudo que é extraído e não é areia. Como todo depósito é arenoso, o estéril é zero, pois a

mineradora retira areia de todo o depósito, de forma que a relação estéril/minério é igual a zero.

Tabela 5.5 – Parâmetros estimados para o depósito de areia.

Volume (m³)	15.192.390
Massa (ton)	22.788.585
estéril/minério	0

Fonte: autor

Os resultados para o desenho da cava ótima e da cava operacional a partir das informações geofísicas, geológicas e econômicas se mostraram satisfatórios para o modelo geológico proposto. Todavia, é necessário, por parte do empreendedor, uma constante supervisão ao longo do avanço da cava para que os ajustes relacionados aos *modus operandi* da mineradora possam ser realizados. O desenho da cava ótima não é único, podendo sofrer alterações ao longo da vida útil da mina.

6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES FINAIS

A aplicação integrada dos métodos geofísicos ER, GPR e TDEM permitiu a caracterização geológica 3D da mina de areia e contribuiu para o planejamento de lavra, estimando o volume a ser extraído e a massa do depósito.

O método ER contribuiu para determinar a profundidade e a continuidade lateral do depósito de areia. A técnica da SEV permitiu obter informações 1D do depósito, identificando o topo da zona saturada no perfil P2, corroborando com as informações do poço de monitoramento do nível d'água próximo. A técnica do CE apresentou informações importantes da continuidade lateral do depósito, servindo como base para a construção do modelo geológico 3D.

O método GPR contribuiu para a caracterização até ~30 metros de profundidade do depósito, trazendo informações sobre estruturas primárias e intrusões diabásicas observadas em campo. O método permitiu identificar que as principais reflexões estavam relacionadas à mudança no conteúdo de água nas camadas, contribuindo para a compreensão do caráter homogêneo do depósito e da disposição plano-paralela das camadas.

O método TDEM contribuiu com informações em maiores profundidades do depósito de areia, propondo um modelo geoeletrico composto por 3 camadas: resistor (zona não saturada), condutor (zona saturada) e resistor (zona não saturada). O método identificou o contato entre a zona não saturada, correspondente a Formação Piramboia, e a zona saturada, convergindo para uma espessura do pacote não saturado que varia entre aproximadamente 40 e 60 metros, e para o pacote saturado que varia entre 234 a 242 metros. Dados de furos de sondagens na região corroboram com as interpretações dos dados. Os resultados serviram como base para a construção do modelo geológico 3D.

As seções geofísicas foram georreferenciadas no *software* Micromine para a construção de um modelo geológico 3D, que permitiu ao empreendedor compreender a disposição do depósito em subsuperfície.

O modelo da cava ótima proposto para o depósito servirá para o empreendedor da MPE como uma diretriz para o planejamento de lavra ao longo da vida útil da mina. O modelo de cava operacional foi gerado a partir do modelo da cava ótima, que permitirá ao empreendedor projetar a cava da mina de forma a expandir em profundidade e em largura até alcançar a geometria da cava final. O volume e a massa estimados permitirão ao empreendedor compreender quanto de areia poderá ainda ser extraído até chegar à zona saturada. Esses modelos servirão como guia de orientação para o planejamento de lavra.

Os resultados mostraram a importância da geofísica no auxílio à caracterização do depósito de areia de uma MPE. Essa compreensão poderá criar no empreendedor uma cultura de que o investimento em geofísica é de fundamental importância para aumentar o conhecimento da geologia de subsuperfície e reduzir o grau de incerteza do depósito, de modo que contribuirá para a maximização do aproveitamento dos bens minerais de forma racional, segura e sustentável, reduzindo os custos de sondagens litológicas que oneram substancialmente o empreendimento.

Finalmente, recomenda-se aos empreendedores do setor mineral que se empregue a abordagem integradora geologia/geofísica/engenharia de minas desenvolvida nesta pesquisa, sendo que a MPE se beneficiará e, assim, poderá obter uma maior lucratividade com racionalidade, reduzindo os riscos do empreendimento e minimizando os impactos ambientais.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, L. E.; BORTOLOZO, C.; MENDONÇA, A. C. **Combinação de dados elétricos de superfície e poço no imageamento de depósitos minerais.** *11th International Congress of the Brazilian Geophysical Society.* Disponível em: https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.195.1693_evt_6year_2009. Acessado em: 03/01/2023.
- AIZEBOKHAI, A. P. **2D and 3D geoelectrical resistivity imaging: Theory and field design.** *Scientific Research and Essays V. 5(23)*, p. 3592-3605. 2010.
- ALMDEIA, R. E. **Análise de tomografia de micro-ondas em dados GPR sob condições controladas: aplicações em arqueologia e estudos forenses.** 2016. Tese de doutorado. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo. São Paulo. 189p.
- AMARAL, E. S. **Geologia e petrologia da Formação Irati (Permiano) no Estado de São Paulo.** 1971. *Boletim IGA.* Vol. 2, p. 3-82. São Paulo.
- ANDRADE, S. M.; SOARES, P.C.; **Geologia do centro-leste do estado de São Paulo.** 1971. Petrobras-Desul. Rel. 407. Ponta Grossa-PR.
- ANEPAC. **Mercado de agregados no Estado de São Paulo.** 2018. Disponível em: <http://www.anepac.org.br/palestras/Mercado-de-Agregados-SP-Fernando-Valverde-Deconcic2018.pdf>.
- ANNAN, A. P.; COSWAY, S. W.; REDMAN, J. D. **Water table detection with ground penetrating radar.** 1991. In: *International Congress of Society of Exploration Geophysical.* V. (61). Houston. Expanded Abstracts. p. 494-496.
- ARAB, B. P.; PERINOTTO, J. A. J.; ASSINE, L. M. **Grupo Itararé (P-C da Bacia do Paraná) nas regiões de Limeira e Piracicaba – SP: Contribuição ao estudo de litofácies.** 2009. *Geociências.* Vol. 28(4), p. 502-521. UNESP.
- ARADÓTTIR, N.; BENEDKTSSON, O.; INGÓLFSSON, O.; STURKELL, E.; BRYNJÓLFSSON, S.; FARNSWORTH R. W.; PHILLIPS E. **Drumlin formation within the Bustarfell drumlin field, northeast Iceland: integrating sedimentological and ground-**

- penetrating radar data.** 2022. *Journal of Quaternary Science*. Disponível em: DOI:10.1002/jqs.3481. Acessado em: 23/11/22.
- ASTEN, M.W. **Full transmitter waveform transient electromagnetic modelling and inversion for sounding over coal measures.** *Geophysics*. Vol. 52, p. 279-288.
- ASTER, C. R.; BORCHERS, B.; THURBER, H. C. **Parameter estimation and inverse problems.** 2018. 3^o Edition. Elsevier. 404p.
- AUKEN, E. JØRGENSEN, F. SØRENSEN, K. Large-scale TEM investigation for ground-water. 2003. *Exploration Geophysics*. Vol. 33, p. 188-194.
- BACELLAR, L. de A. P., & CATAPRETA, C. A. A. **Emprego de eletrorresistividade para delimitação de pluma de contaminação por líquidos lixiviados no aterro sanitário de Belo Horizonte.** *Águas Subterrâneas*, 24(1). 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.14295/ras.v24i1.20970>. Acesso em 01/12/2022.
- BALESTRA, T. E. C., REICHERT, A. T., PANSERA, A. W., SAVARIS, S. **Evaluation of chloride ion penetration through concrete surface electrical resistivity of field naturally degraded structures presente in marine environment.** *Construction and Building Materials*. V. (230). Departamento de Engenharia Civil (UFPR). 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.conbuildmat.2019.116979>. Acesso em 01/12/2022.
- BENSON, A. K. **Applications of ground penetrating radar in assessing some geological hazards: examples of groundwater contamination, faults, cavities.** 1995. *Journal of Applied Geophysics* Vol. 33, p. 177 – 193.
- BERES, M.; HAENI, F.P. **Application of ground-penetrating radar methods in hydrogeologic studies.** *Ground Water*. 1991. Vol. 29 (3), p. 375–386.
- BORDING, S. T.; ASIF, R. M.; BARFOD, S. A.; LARSEN, J.J.; ZHANG, B.; GROMBACHER, J. D.; CHRISTIANSEN, V. A.; ENGBRETSSEN, W. K.; PEDERSEN, B. J.; MAURYA, K. P.; AUKEN, E. **Machine learning based fast forward modelling of ground-based time-domain electromagnetic data.** 2021. *Journal of Applied Geophysics*. V. 187. Disponível em: doi.org/10.1016/j.jappgeo.2021.104290. Acessado em: 09/12/2022.
- BORGES, R. W. **Caracterização geofísica de alvos rasos com aplicações no planejamento urbano e meio ambiente: estudo sobre o sítio controlado do IAG/USP.** 2007. Tese

- (doutorado). Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) – Universidade de São Paulo. 257p.
- BORTOLIN, M.M R., J.; MALAGUTTI FILHO, W. **Método da eletrorresistividade aplicado no monitoramento temporal da pluma de contaminação em área de disposição de resíduos sólidos urbanos**. 2010. Engenharia Sanitária e Ambiental. V. 15 n.4. p 367-374. Rio Claro – Sp.
- BRAGA, A. C. de O. **Métodos Geolétricos aplicados na caracterização geológica e geotécnica – Formações Rio Claro e Corumbataí, no município de Rio Claro – SP, Rio Claro, SP**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Campus de Rio Claro - SP, 169p. 1997.
- BRASIL. Ministério de Minas e Energia. Gabinete do Ministro. **Diagnóstico socioeconômico e ambiental da Mineração de Pequena Escala no Brasil (MPE)**. 2018. Relatório 3, Vol. 1, 289p. Brasília.
- BRISTOW, C. S.; JOL, H, M. **Ground penetrating radar in sediments**. 2003. *Geological Society of London*, Special Publication 211, 330 p.
- CACCETTA, L.; HILL, P. S. **An application of branch and cut to open pit mine scheduling**. 2003. *Journal of Global Optimization*. 27: 349-365. Netherlands.
- CAETANO-CHANG, M.R. & WU, T. F. **Diagênese de arenitos da Formação Piramboia no centro-leste paulista**. 2003. *Geociências*, Vol. 22, p. 33-39.
- CAETANO-CHANG, M.R. **A Formação Piramboia no centro-leste do Estado de São Paulo**. Tese de Livre Docência. UNESP. Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Rio Claro, SP. 196p.
- CAETANO-CHANG, M. R. & WU, F. T. **Arenitos flúvio-eólicos da porção superior da Formação Piramboia no centro leste paulista**. 2006. *Revista Brasileira de Geociências*. Vol. 36(2), p. 296-304.
- CAETANO-CHANG, M. R. & WU, T. F. **As Formações Piramboia e Botucatu no Estado de São Paulo**. 1995. *In: Simpósio Geologia do Sudeste. Águas de São Pedro*. Boletim Resumos, p. 64.

- CAETENO-CHANG, M. R. & WU, T. F. **Bacia do Paraná: Formações Piramboia e Botucatu.** 1992. In: Congresso Brasileiro de Geologia-SBG. Vol. 37. p. 1-9. São Paulo.
- CAMPAÑA, J.D.R.; PORSANI, J.L.; BORTOLOZO, C.A.; OLIVEIRA, G.S.; SANTOS, F.A.M., 2017. **Inversion of TEM data and analysis of the 2D induced magnetic field applied to the aquifers characterization in the Paraná basin, Brazil.** *Journal of Applied Geophysics*. Vol. 138, p. 233-244. Disponível em: doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.01.024.
- CARNEVALE, M.; JUTTA, H.; JONATHAN, W. B. **MASW and GPR survey to delineate depth-to-bedrock and cristal cavities for mineral exploration, Hiddenite, North Carolina.** 2005. *Symposium on the Application of Geophysics to Engeneering and Environmental Problems Proceeding*. Disponível em: <https://doi.org/10.4133/1.2923420>. p. 1051-1060. Acessado em 07/01/2023.
- CARRASQUILLA, A.A.G.; ULUGERGERLI, E. 2006. **Evaluation of the transient electromagnetic geophysical method for stratigraphic mapping and hydrogeological delineation in Campos Basin, Brazil.** *Revista Brasileira de Geofisica*, Vol. 24(3), p. 333-341. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-261X2006000300003>.
- CATAKLI, A, H.; MAHDI, H. AL-SHUKRI, H. **Attribute analyses of GPR data for heavy minerals exploration.** *2012 IEEE Applied Imagery Pattern Recognition Workshop (AIPR)*, 2012, pp. 1-9, doi: 10.1109/AIPR.2012.6528192.
- CHAHUB, A.; PETRI, S. **Novos dados paleontológicos da Formação Tatuí (Eopermiano, Bacia do Paraná) no centro-leste do Estado de São Paulo.** 2018. Vol. 18(1), p. 70-77.
- CHAMBER, J. E.; WILKINSOM, P. B.; PENN, S.; MELDRUM, P.I.; KURAS, O.; LOKE, M.H.; GUNN, D.A. **River terrace sand and gravel deposit reserve estimation using three-dimensional electrical resistivity tomography for bedrock.** 2013. *Journal of Applied Geophysics*. Vol. 93, p. 25-32.
- CHENG, Q.; TAO, M.; CHEN, X. **Evaluation of electrical resistivity tomography (ERT) for mapping the soil–rock interface in karstic environments.** 2019. *Environ Earth Sci* 78, 439. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8440-8>. Acessado em: 01/12/2022.
- CHRISTENSEN, N.B.; SØRENSEN, K.I. **Surface and borehole eletric and electromagnetic methods for hydrogeological investigations.** *European Journal of Environmental and Engeneering Geophysics*. Vol. 67, p. 438-447.

- CHRISTIANSEN, A.V.; AUKEN, E.; SØRENSEN, K., 2006. **The transient electromagnetic method**. In: KIRSCH, R. (Ed.). *Groundwater geophysics: a tool for hydrogeology*. Aarhus: GSW Ltd., p.179-225.
- CLAERBOUT, F. J. **Fundamentals of geophysical data processing with applications to petroleum prospecting**. Blackwell Scientific Publications. California - EUA. 1985.
- COIMBRA, A. M.; BRANDT NETO, M.; COUTINHO, J. M.V. **Silicificação dos arenitos da Formação Bauru no Estado de São Paulo. 1981**. In: *A Formação Bauru no Estado de São Paulo e regiões adjacentes*. Sociedade Brasileira de Geologia. p. 103-115. São Paulo.
- CORDANI, U. G.; NEVES, B. B. B.; FUCK, R. A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F.M.B. **Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras**. 1984. Série Ciência Técnica. Petrobrás. N. 15, 70 p.
- CÔRTEZ, P. R. A.; PERINOTTO, J. A. J. **Fácies e associação de fácies da Formação Piramboia na região de Descalvado (SP)**. 2015. *Revista do Instituto de Geociências – USP*. Vol. 15, n 3-4, p. 23-40. São Paulo.
- COUTO JUNIOR, M.A.; FIANDACA, G.; MAURYA, P.K.; CHRISTIANSEN, A.V.; PORSANI, J.L.; AUKEN, E., 2019. **AEMIP robust inversion using maximum phase angle Cole–Cole model re-parameterisation applied for HTEM survey over Lamego gold mine, Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil**. *Exploration Geophysics*. Vol. 51(1). Disponível em: DOI - 10.1080/08123985.2019.1682458.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. **Mapa geológico do Estado de São Paulo**. 2006. Escala 1:750.000.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. **Sistema de Informações de Águas Subterrâneas**. 2023.
- D’AMICO, F.; GAGLIARD, V.; CIAMPOLI, B. L.; TOSTI, F. **Integration of InSAR and GPR techniques for monitoring transition areas in railway bridges**. 2020. *NDT & E International*. Vol. 15. Disponível em: doi.org/10.1016/j.ndteint.2020.102291.
- DANIELS, D.J. **Ground penetrating radar**. 2004. Second edition. London: IEE. (IEE Radar Series, 15). 726p.

- DANIELS, J. J. **Locating caves, tunnels and mines.** *Geophysics*. 1988. The Leading Edge of Explorations, p. 32-38.
- DANIELSEN, J.E.; AUKEN, E.; JØRGENSEN, F.; SØNDERGAARD, V.H.; SØRENSEN, K.I.; **The application of the transient electromagnetic method in hydrogeophysical surveys.** 2003. *Journal of Applied Geophysics*. Vol. 53, p. 181-198.
- DAVIS, J. L.; ANNAN, A. P. **Application of ground penetrating radar to mining, groundwater, and geotechnical projects. Selected case histories.** 1988. In: Workshop on ground probing radar. Ontario: Geological Survey of Canada. p. 49-55.
- DAVIS, J.L.; ANNAN, A.P. **Ground penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy.** 1989; *Geophysical Prospecting*. Vol. 37, p. 531 – 551.
- De BARROS, P. V. M.; BORGES, R. B.; SEIMETZ, X. E.; WESKA, K. R. **Potencial prospectivo do GPR na identificação de depósitos diamantíferos aluvionares na região de Guiratinga, Mato Grosso – Brasil.** 2021. In: *Anuário do Instituto de Geociências*. V. 44. Disponível em: DOI: https://doi.org/10.11137/1982-3908_2021_44_38488. Acessado em 07/01/2023.
- De MATOS, O. M. M.; BORGES, R. W.; De PAULA, P. V.; CALACHIBETE, C.; PAULA, L. C. M.; ALMEIDA, R. I. **Electrical Resistivity Applied to Manganese Mineralization in Castanheira – MT.** 2019. In: *16° International Congress of Brazilian Geophysical Survey*. Rio de Janeiro – Brazil. SBGF. Resumo Expandido. Disponível em: DOI: 10.22564/16cisbgf2019.232. Acessado em 01/12/2022.
- DELGADO, S. F. L.; OLIVA, C. A. P.; EL ROBRINI, M.; JÚNIOR, R. A. J. **Contribution of ground penetrating radar in the study of na amazon tide channel, influenced by macro tide.** 2022. *Journal of South America Earth Science*. Vol. 116. Disponível em: doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103776. Acessado em 03/01/23.
- DENTITH, M.; MUDGE, T.S., 2014. **Geophysics mineral for the mineral exploration geoscientist.** Cambridge University Press. Vol. 1. 2014. 438p.
- EGBELEHULU, P.; MALLAM, A.; ABDULSALAM, N.; ADEWUMI, T. **A review of electrical methods as a worthy tool for mineral exploration.** *Pakistan Journal of Geology* 4(2). 2020. DOI: 10.2478/pjg-2020-0011. Acesso em: 01/12/22.

- ELIS, R. V.; ZUQUETTE, V. L.; **Caracterização geofísica de áreas utilizadas para disposição de resíduos sólidos urbanos**. 2002. *Revista Brasileira de Geofísica*. V. 32(1), p. 119-134.
- ELIS, V. R. 1999. **Avaliação da aplicabilidade de métodos elétricos de prospecção geofísica de áreas utilizadas para disposição de resíduos**. Tese de doutorado. UNESP. Rio Claro.
- EVERETT, M, E.; 2013. **Near – surface applied geophysics**. New York: Cambridge University Press, 2013. 441p.
- FRANÇA, A.B. & POTTER, P.E. **Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatórios do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte I)**. 1988. Boletim de Geociências da Petrobras, Vol. 2, p. 147-191.
- FRANCKE, C; NOBES, C. D. **Preliminary evaluation of GPR for nickel laterite exploration**. 2000. 8^o *International Conference on Ground Penetrating Radar. Abstract...* Disponível em: doi.org/10.1117/12.383544.
- FRANCKE, J. C. **A review of selected ground penetrating radar applications to mineral resource evaluations**. 2012. *Journal of Applied Geophysics*. Vol. 81, p. 29-37. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.09.020>.
- FRANCKE, J. C. **Applications of GPR in mineral resource evaluations**. 2010. *Proceedings of the XIII International Conference on Ground Penetrating Radar*, 2010, p. 1-5, Disponível em: [doi: 10.1109/ICGPR.2010.5550188](https://doi.org/10.1109/ICGPR.2010.5550188).
- FRANCKE, J.C.; NOBES, C. D. **Preliminary evaluation of GPR for nickel laterite exploration**. 2000. *8th International Conference on Ground Penetrating Radar, 2000, Gold Coast, Australia*. Disponível em: <https://doi.org/10.1117/12.383544>. Acessado em: 08/01/2023.
- FU, C.; DI, QINGYUN, D.; LEI, D.; WANG, X.; ZHANG, Y. **Application of time-domain airborne electromagnetic method to the study of Qingchengzi ore concentration area in China**. 2022. *Remote Sensing*. V. 14(19): 4716. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/rs14194716>. Acessado em: 08/01/2023.
- FULFARO, V.J.; BÓSNIO, N.J. **Novas observações sobre a faciologia do Arenito Botucatu no Estado de São Paulo**. 1968. XXII Congresso Brasileiro de Geologia, pg. 57-59.

- GALLAS, J. D. F., 2000. **Principais métodos geofísicos e suas aplicações em prospecção mineral, hidrogeologia, geologia de engenharia e geologia ambiental.** *Tese de Doutorado*, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Campus de Rio Claro – SP, 258p.
- GEONICS LIMITED. **Geophysical instrumentation for exploration & the environment.** 2012. Disponível em: www.geonics.com. Acessado em: 15/11/22.
- GESICKI, A. L. D. **Evolução diagenética das Formações Piramboia e Botucatu (Sistema Aquífero Guarani) no Estado de São Paulo.** 2007. Tese de doutorado. Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências. 175p.
- GOMES, S. L. J.; VIEIRA, P. F. **Electrical resistivity survey combining multiple electrode arrays Applied to the studies of underground dams.** 2020. *International Journal of Geoscience, Engineering and Technology*. V.2(1), p. 160-165.
- GUO, W.; DONG, C.; LIN, C.; ZHANG, T.; ZHAO, Z.; LI, J. **3D sedimentary architecture of sandy braided river, based on outcrop, unmanned aerial vehicle and ground penetrating radar data.** 2019. *Minerals*. Vol. 6(12). Disponível em: doi.org/10.3390/min12060739.
- HACHIRO, J. **O Subgrupo Irati (Neopermiano) da Bacia do Paraná.** São Paulo, 1996. 182p. Tese (Doutorado em Geologia). IG/US.
- HAMADA, R. L. **Mapeamento geofísico TDEM por meio da técnica Tx-fixo e RX-móvel aplicado em estudos hidrogeológicos na região central da Bacia de Taubaté – SP.** 2018. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) – Universidade de São Paulo. Dissertação de mestrado. 129p.
- HARTAMNN, A. L.; **A história natural do Grupo Serra Geral desde o Cretáceo até o recente.** 2014. *Ciência e Natura*. Vol 36. Edição Especial, p. 173-182. DOI:10.5902/2179460X13236.
- HENGARI, G.H.; HALL, C. R.; KOZUSKO, T. J.; BOSTATER, C.R. **Use of ground penetrating radar for determination of water table and subsurface soil characteristics at Kennedy Space Center.** 2013. *The International Society for Optical Engineering*. V. (8893). DOI 10.1117/12.2030023. Acessado em: 07/01/2023.
- HUNT, R. E. **Geotechnical Engineering investigation - Hand book.** 2005. 2. Ed. CRC Press. 1088p.

HUSTRUILD, W.; KUCHTA, M. **Open pit mine planning and design**. Londo, UK. CRC Press, 2006. 494p.

IRIS INSTRUMENT. **User manual**. 2018. www.iris-instrument.com/syscalpro.

JENS E.D.; AUKEN, E.; JØRGENSEN F.; SØNDERGAARD, V.; SØRENSEN, K.I., , 2003. **The application of the transient electromagnetic method in hydrogeophysical surveys**. *Journal of Applied Geophysics*, v.53, p.181-198. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2003.08.004>.

JOL, M. H. **Ground Penetrating Radar: Theory and Applications**. Great Britain. Elsevier Science. 2009. 402p.

JOSHAGHANI, A SHOKRABADI, M. **Ground Penetrating Radar (GPR) applications in concrete pavements**. 2021. *International Journal of Pavement Engineering*. Vol. 23 (13), p. 4504-4531.

KAUFMAN, A. A.; KELLER, G. V. 1983. **Frequency and Transient Soundings**. 1983. 1° Ed. Elsevier, Amsterdam. 685p.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. **An Introduction to Geophysical Exploration. Third Edition**. England: Blackwell Science Ltd, 2002. 442p.

KELLER, G. V. & FRISCHKNECHT, F. C. **Electrical methods in geophysical prospecting**. 1996. Oxford: Pergamon.

KELLER, G. V. **Rock and minerals properties. Electromagnetic methods in applied geophysics**. *Society of Exploration Geophysicists*. Vol. 1, p. 13-51.

KIRSCH, R. **Groundwater geophysics**. 2006. Springer. 1° Ed. 493p.

LEANDRO, G. C.; BARBOZA, G. E.; CARON, F.; DE JESUS, A.N. **GPR trace analysis for coastal depositional environments of Southern Brazil**. 2019. *Journal of Applied Geophysics*. V. 162, p. 1-12. Disponível: <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2019.01.002>.

LEITE, N. D.; BORTOLOZO, A. C.; PORSANI, L. J.; COUTO JR, A. M.; CAMPAÑA, R. D. J.; DOS SANTOS, M. A. F.; RANGEL, C. R.; HAMADA, R. L.; SIFONTES, V. R.; DE OLIVEIRA, S. G.; STANGARI, C. M. **Geoelectrical characterization with 1D**

- VES/TDEM joint inversion in Urupês-SP region, Paraná Basin: applications to hydrogeology.** *Journal of Applied Geophysics*. Vol. 151, p. 205-220.
- LOKE, M. H. **Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys.** 2022. Geotomosoft. 251p. Disponível em: www.geotomosoft.com. Acessado em 10/11/2022.
- LOKE, M. H.; BARKER, R. D. **Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method.** 1996a. *Geophysical Prospecting*, 44, p.131-152.
- LUCIUS, J.E.; LANGER, W.H.; ELLEFSEN, K. J.; **An introduction to using surface geophysics to characterize sand and gravel deposits.** 2007. U.S. Geological Survey Circular 1310, 33 p.
- MAHMOUDZADEH, A.P.; FRANCÉS, M.; LUBCZYNSKI, S. **Using ground penetrating radar to investigate the water table depth in weathered granites – Sardon case study, Spain.** *Journal of Applied Geophysics*. V.(79). 2012. P.17-26. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.12.009>. Acessado em: 01/12/2022.
- MARTINS, A. C. C. & ELIS, V. R. **Utilização de métodos Geoelétricos para auxílio ao planejamento de lavra de pedreira de gnaiss.** 2012. *V Simpósio Brasileiro de Geofísica*. Sociedade Brasileira de Geofísica. <https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.341.54>.
- MARTINS, A. C. C. **Impacto da aplicação da geofísica no planejamento de lavra da mineração de pequena escala.** 2017. Tese de doutorado. Universidade de São Paulo, São Paulo. 109p.
- MARTINS, A. C. C.; ELIS, V.; T. Giorgio, BETTENCOURT, j.; MARIN, T.; 2016. **Resistivity and induced polarization to support morphological modeling in limestone mining.** *Geofísica Internacional*. Vol. 55, p. 227 – 238. 2016.
- McNEILL, J.D. 1980, **Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers.** Mississauga, Ontario, Geonics, Ltd., Technical Note TN-6, 15p.
- McNEILL, J.D., 1994. **Principles and application of time domain electromagnetic techniques for resistivity sounding.** Mississauga: Geonics Limited. (Technical Note, TN 27). Disponível em: <http://www.geonics.com/pdfs/technicalnotes>.

- MELO, M. S. **A Formação Rio Claro e depósitos associados: sedimentação Neocenozoica na depressão periférica paulista.** 1995. Tese de doutorado. Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências. São Paulo. 144p.
- MELO, M. S. **A Formação Rio Claro e depósitos associados: sedimentação neocenozoica na Depressão Periférica Paulista.** 1995. Tese de doutorado. Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências. 144p.
- MENDES J. C. **As camadas gonduânica do Brasil e seus problemas.** 1971. Academia Brasileira de Ciências. Vol. 43, p. 187-196.
- MENDES, J.C. **Algumas considerações sobre a estratigrafia da Bacia do Paraná.** 1961. **Boletim Paranaense de Geociências.** Curitiba, p. 3-33.
- MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozoica do Gondwana sul ocidental.** 1997. Tese de doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 255p.
- MILANI, E. J.; FRANÇA A. B.; MEDEIROS R. A. **Rochas geradoras e rochas-reservatório da Bacia do Paraná, faixa oriental de afloramentos, Estado do Paraná.** 2006. *Boletim de Geociências da Petrobras.* Vol. 15(1), p. 135-162.
- MILANI, E.J.; MELO, J.H.G; SOUZA, P.A.; FERNANDES, L.A; FRANÇA, A.B; **Bacia do Paraná.** 2007. *Boletim de Geociências da Petrobras,* Rio de Janeiro. Vol. 15(2), p. 265-287.
- MILANI, J. E.; RAMOS, A. V.; FILHO, A. C. N. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozoica do Gondwana sul-ocidental.** 1998. *Revista Brasileira de Geociências.* Vol. 28(4), p. 473-484.
- MORBE, W. **Deep Controlled Source Electromagnetics for Mineral Exploration: A Multidimensional Validation Study in Time and Frequency Domain.** 2020. *PhD Thesis.* Insitut für Geophysik und Meteorologie, Universität zu Köln, Köln - Germany.
- MORBE, W.; YOGESWAR, P.; TEZKAN, B. **Deep electromagnetic sounding for mineral exploration: LOTEM validation study 2016.** 2021. *GFZ Data Services.* Disponível em: <https://doi.org/10.5880/GIPP-MT.201608.1>. Acessado em: 07/01/2023.
- MOREIRA, A. C.; DOURADO, C. J. **Geofísica aplicada no estudo de área de lançamento de efluentes de tratamento de esgoto.** 2007. *Geociências.* Vol. 26(1), p. 17-25.

- MOREIRA, A. C.; HELENE, P. L.; ROSA, G. T. F.; HANSEN, F. A. M.; FILHO, M. W. DOURADO, C. J. **Análise comparativa entre arranjos de tomografia elétrica no reconhecimento de estruturas de fluxo em aquífero fraturado em Caçapava do Sul (RS)**. 2019. *Pesquisas em Geociências*. Vol. 46(1). Disponível em: doi.org/10.22456/1807-9806.93244.
- NABIGHIAN, M. N. **Electromagnetic Methods in Applied Geophysics**. Society of Exploration Geophysics. Vol 1. 531p.
- NABIGHIAN, M. N. **Electromagnetic Methods in Applied Geophysics**. Society of Exploration Geophysics. Vol 2. 991p.
- NARAYANA, R. B.; PANDEY, K. D.; PUTREVU, D.; MISRA, A. **Impacto of sub-surface roughness on GPR performance using numerical modelling simulations**. 2018. DOI 10.13140/RG.2.2.14854.40000.
- OCTOVA, A.; YULHENDRA, D. **Iron ore deposits model using geoelectrical resistivity method with dipole-dipole array**. 2017. *Sriwijaya International Conference on Engineering, Science and Technology*. V. 101. Disponível: doi.org/10.1051/mateconf/201710104017.
- ORELLANA, E. **Prospeccion geoelectrica en corriente continua**. Madrid, España: Paraninfo, 1972. 523p.
- PARK, J.; YOU, J. Y.; KIM, J. H. **Electrical resistivity surveys for gold-bearing veins in the Youngjang mine, Korea**. *Journal of Geophysics and Engineering* (6) p. 73-81.2009. Disponível em: doi.org/10.1088/1742-2132/6/1/008. Acesso em 01/12/2022.
- PARKER, R. L. **Geophysical Inverse. Theory**. 1994. Princeton University Press.
- PERINOTTO, J. A. J. & ZAINÉ, M. F. **Patrimônios naturais e história geológica da região de Rio Claro – SP**. 2008. Acervo Público e Histórico do Município de Rio Claro. Vol. 1, 93.
- PERIOTTO, J. A. **Determinação da cava ótima em mineração a céu aberto através de programação paralela**.1992. Tese de doutorado. COPPE/UFRJ. 130p.
- POLUHA, B.; PORSANI, J. L.; ALMEIDA, R. E.; DOS SANTOS, N. R. V.; ALLEN, J. S. **Depth Estimates of Buried Utility Systems Using the GPR Method: Studies at the IAG/USP Geophysics Test Site**. Scientific Research. Universidade de São Paulo. 2017. DOI: 10.4236/ijg.2017.85040.

- PORSANI, J. L.; KIPNIS, R.; DOS SANTOS, N. R. V.; ALMEIDA, R. E.; FERNANDES, I. **GPR tomography as support for an archaeological excavation in Aripuanã Indigenous Cemetery, Amazon Region, Brazil.** 2017. *International Journal of Geosciences*. Vol. 8, p. 1264-1277.
- PORSANI, J. L.; ASSINE, L. M.; MOUTINHO, L. **Application of GPR in the study of a modern alluvial megafan. The case of the Taquari River in Pantanal wetland, west-central Brazil.** 2005. *Surface Sensing Technologies and Applications*. Vol. 6(2). Disponível em: DOI: 10.1007/s11220-005-0008-x. Acessado em 02/02/23.
- PORSANI, J. L.; SAUCK, A. W.; JÚNIOR, S. O. A. **GPR for mapping fractures and as a guide for extraction of ornamental granite from a quarry: A case study from Southern Brazil.** 2006. *Journal of Applied Geophysics*. Vol 58, p. 177-188.
- PORSANI, J.L. **Ground penetrating radar (GPR): proposta metodológica de emprego em estudos geológico-geotécnicos nas regiões de Rio Claro e Descalvado, SP.** 1999. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita (UNESP), Rio Claro, 174p.
- PORSANI, J.L.; ALMEIDA, E.R.; BORTOLOZO, C.A. **TDEM survey in an area of seismicity induced by water wells in Paraná sedimentary basin, Northern São Paulo State, Brazil.** 2012a. *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 82, p.75-83. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2012.02.005>.
- PORSANI, J.L.; BORTOLOZO, C.A.; ALMEIDA, E.R.; SOBRINHO, E.N.S.; SANTOS, T.G., 2012b. **TDEM survey in urban environment for hydrogeological study at USP Campus in São Paulo city, Brazil.** *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 76, p.102-108. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.10.001>
- QIN, H.; ZHANG, D.; TANG, Y.; WANG, Y. **Automatic recognition of tunnel lining elements from GPR images using deep convolutional networks with data augmentation.** *Automation in Construction*. Vol. 130. Disponível em: doi.org/10.1016/j.autcon.2021.103830.
- RAMADON, F. L.; **Extração ilegal de areia no Brasil.** 2016. *Ação contra crimes ambientais, minerais, e tráfico de animais silvestres (ACCAMTAS)*. 222p.
- RANGEL, C. R.; PORSANI, J. L.; BORTOLOZO, A. C.; HAMADA, R. L. **Electrical resistivity tomography and TDEM applied to hydrogeological study in Taubaté Basin, Brazil.** 2018.

- International Journal of Geosciences. Vol. 9, p. 119-130. Disponível em: <https://doi.org/10.4236/ijg.2018.92008>.
- RAO, T. K.; LINGAM, S. DR M.; PRATEEK, M.; RAJAN, E. G. **Subsurface imaging using ground penetrating radar for underground oil and mineral exploration**. 2020. In: *International Journal of Engineering Science Technologies*. V 4(06), p. 71-79. Disponível em: DOI: <https://doi.org/10.29121/IJOEST.v4.i6.2020.139>. Acessado em: 08/01/2023.
- REYNOLDS, J.M. **An introduction to applied and environmental geophysics**. 1997. Second Edition. Wiley Blackwell. UK. 710p.
- RICCOMINI, C. **Considerações sobre a posição estratigráfica e tectonismo deformador da Formação Itaqueri na porção centro-oeste do Estado de São Paulo**. 1997. Rev. IG. Vol 18(1/2), p. 41-48.
- RODRIGUES, A.R.; PORSANI, J.L. **Diferentes litologias, diferentes situações, diferentes respostas. A utilização do método GPR como ferramenta de suporte à geologia**. 2006. *5th International Congress of The Brazilian Geophysical Society*, São Paulo, SP, In Expanded Abstracts. 1997. Vol. 1: 540 – 543.
- SAAD, R. & TONNIZAM, E. **Groundwater detection in alluvium using 2-D electrical resistivity tomography (ERT)**. 2012. *EJGE*. Vol. 17, p. 369-376.
- SALUMANI, R.; BIGARELLA, J.J. **The Botucatu Formation**. In: “Problems in Brazilian Gondwana Geology”. Universidade Federal do Paraná, p. 197-206.
- SANFORD, R. M.; LANGE, F. W.; **Basin study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline, South Brazil**. 1960. *AAPG Boletim*. Vol. 44(8), p. 1316-1370.
- SAUCK, W. A.; ALVES, J. G. V.; LUIZ, J. G. **Successfull applications of GPR in the lower Amazon region, Belém, Pará, Brazil**. 1995. In: Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 4. Rio de Janeiro. Resumos Expandidos. V. (2), p. 974-975.
- SCAIFE, J. E.; ANNAN, A. P. **Ground penetrating radar: a powerful, high resolution tool for mining engineering and environmental problems**. 1991. Mississauga: Sensors & Softwares. *Internal Report*. Disponível em: www.sensoft.on.ca

- SCHNEIDER, R. L.; MUHLMANN, H.; TOMASSI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R.F.; NOGUEIRA, A. A. 1974. **Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná**. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*. Vol. 1, p. 41-65. São Paulo.
- SCHÖN, J. H. **Physical Properties of rocks. A workbook**. 2011. Elsevier. Vol. 8. Amsterdam. 494p.
- SCHOUTEN, D.; LEDRU, P. **Muon Tomography Applied to a Dense Uranium Deposit at the McArthur River Mine**. *JGR Solid Earth*. Vol. 123(10). 2018. p. 8637-8652. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2018JB015626>.
- SHARAFELDIN, S. M.; ESSA, K. S.; YOUSSEF, M. A. S.; KARSLI, H.; DIAB, Z. E.; SAYIL, N. **Shallow geophysical techniques to investigate the groundwater table at the Great Pyramids of Giza, Egypt**. 2018. *Geoscientific Instrumentation Method and Data System*. V (8). P. 29-43. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/gi-8-29-2019>. Acessado em 07/01/2023.
- SHIN, Y.; SHIN, S.; CHO, S. J.; SON, J. S. **Application of 3D Electrical Resistivity Tomography in the Yeoncheon Titanomagnetite Deposit, South Korea**. 2021. *Minerals*, 11, 563. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/min11060563>. Acessado em 02/01/2023.
- SILVA, A. R. D.; MIZUSAKI, A. M.; DOS ANJOS, C. M. S.; CONCEIÇÃO, V. R. **O método radiométrico Rb-Sr aplicado em rochas sedimentares. O exemplo da Bacia do Paraná, Brasil**. 2006. *Pesquisas em Geociências*. Vol. 33(1), p. 83-100. Instituto de Geociências – UFRGS. Porto Alegre.
- SINDAREIA - Sindicato das Indústrias de Mineração de Areia do Estado de São Paulo. **Dimensionamento econômico da mineração de areia no Estado de São Paulo**. 2021. Disponível em: www.sindareia.com.br. Acessado em: 02/01/23.
- SINDAREIA. **Dimensionamento econômico da mineração de areia no Estado de São Paulo**. 2021. Relatório Técnico. São Paulo. 37p.
- SIQUEIRA NETO, A.C. de., & SIQUEIRA, F. R. P. S. de. (2022). **Delimitação de nascente soterrada utilizando método da eletrorresistividade na cidade de Cuiabá, MT**. *Geologia USP. Série Científica*, 22(3), 18-31. Disponível em: <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v22-185118>. Acesso em 06/01/2023.

- SMITH, D. G. & JOL, H. M. **Ground penetrating radar: antenna frequencies and maximum probable depths of penetration in quaternary sediments.** 1995. *Journal of Applied Geophysics*. Vol. 33, p. 93-100.
- SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B. **Aspectos regionais da estratigrafia da Bacia do Paraná no seu flanco nordeste.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, 1973, Aracaju. Anais... Aracaju: Sociedade Brasileira de Geologia, 1973, v. 1, p. 243-256.
- SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B.; FULFARO, V. J. **Tectonic cycles and sedimentary sequences in Brazilian intracratonic basins.** 1978. *Geological Society of America*. Vol. 89(2), p. 181-191.
- SOARES, P. C.; **O mesozoico Gonduânico no estado de São Paulo.** 1973. Tese de doutorado. Rio Claro – SP.
- SOLLA, M.; PÉRES-GARCIA, V.; FONTUL, S. **A review of GPR application on transport infrastructures: troubleshooting and best practices.** *Remote Sensing*, V. 13(4). Disponível em: <https://doi.org/10.3390/rs13040672>. Acessado em: 07/01/2023.
- SØRENSEN, K.I.; AUKEN, E.; THOMSEN, P. **TDEM in groundwater mapping — a continuous approach.** 2000. *Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*, Arlington, Virginia, p. 485 – 491.
- SOUZA, A. M. **Uso do GPR na geração de modelos estáticos 3D para o planejamento de lavra de minerais pesados depositados em dunas eólicas.** 2008. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica; Geofísica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 123p.
- SRINIVASAN, S. M.; TSCHRITTER, C.; MORGAN, L.; WEAVER, L. **Applied hidrology: Key science and research developments in the last ten years.** 2021. *Journal of Hydrology*. Vol. 60(2), p. 19-37. New Zealand.
- STRATON, J. A. **Electromagnetic Theory.** 1941. McGraw Hill Book Company. 615p. New York.
- STRUGLE, M. **Arcabouço e evolução estrutural do Arco de Ponta Grossa no Grupo São Bento (Mesozóico): implicações na hidrodinâmica do sistema aquífero Guarani e na migração de hidrocarbonetos da Bacia do Paraná.** 2002. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Paraná, Curitiba-PR. 138p.

- STUMM, F.; COMO, D. M.; ZUCK, A. M. **Use of time domain eletromagnetic sounding and borehole eletromagnetic induction logs to deliniate the freshwater/saltwater interface on Southeastern Long Island, New York.** 2020. *U.S. Geological Survey*. Disponível em: doi.org/10.3133/ofr20201093. Acessado em: 11/11/2022.
- TARANTOLA, A. **Inverse Problem: Theory and Methods for Model Parameter Estimation.** 2005. SIAM. 342p.
- TELFORD, M. W.; GELDART, P. L.; SHERIFF, E. R. **Applied geophysics.** 1990. 2° Ed. Cambridge University Press. 760p.
- TICHAUER, R.; MARTINS, C. C. A.; SILVA, S. S.; DE TOMI, G. **The role of geophysics in enhancing mine planning decision-making in small-scale mining.** *Royal Society Open Science*. Vol. 7(7). Disponível em: doi.org/10.1098/rsos.200384.
- TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; MANTOVANI, M. **Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $Ar^{40} - Ar^{39}$ geochronology.** 1994. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 121, p. 333-348.
- VALVERDE, Fernando Mendes. **Mercado de Agregados no Estado de São Paulo.** Novembro/2018. Disponível em: <http://www.anepac.org.br/palestras/Mercado-de-Agregados-SP-Fernando-Valverde-Deconcic2018.pdf>
- VAN DAM, R. L. **Causes of ground-penetrating radar reflections in sediment.** 2001. Doctoral Thesis – Faculty of Earth Sciences, Vrije Universiteit, The Netherlands, 110p.
- VIEIRA, G. E.; REZENDE, N. E. **Exploração de areia e um meio ambiente ecologicamente equilibrado: é possível conciliar?** 2015. *Sustentabilidade em Debate*. Vol. 6(2), p. 171-192. Disponível em: doi:10.18472/SustDeb.v6n2.2015.10795.
- WASHBURNE, C.W.; **Petroleum geology of state of São Paulo.** 1930. Congresso de Geografia e Geologia. São Paulo.
- WU, F. T. & CAETANO-CHANG. **Estudo mineralógico dos arenitos das Formações Piramboia e Botucatu no centro-leste do Estado de São Paulo.** 1992. *Revista do Instituto Geológico*. Vol. 13, p. 58-68.
- XUE, G.; CHEN, W.; CHENG, J.; LIU, S.; YU, J.; LEI, K.; GUO, W.; FENG, X. **A review of electrical and eletromagnetic methods for coal mine exploration in China.** 2019. *Institute*

of Electrical and Eletronics Engineers. V. 7, p. 177332-177341. Disponível em:
DOI: 10.1109/ACCESS.2019.2951774. Acessado em: 07/12/2022.

ZANARDO, A.; MONTIBELLER, C.C.; NAVARRO, B. R. G.; MORENO, T. M.M.; ROCHA, R. R.; ROVERI, D. C.; AZZI, A. A. **Formação Corumbataí na região de Rio Claro/SP: Petrografia e implicações genéticas**. 2016. Geociências. UNESP. Vol. 4(3), p. 322-345.

ANEXO 1

Tabela 1. Sondagens litológicas na região de estudos.

Poço	Sigla neste texto	UTMe (m)	UTMn (m)	Cota (m)	Profundidade final (m)
3500003371	SL 01	245900	7547850	725	303,00
3500003372	SL 02	253330	7540100	620	200,00
3500003373	SL 03	253400	7540300	620	223,00
3500003374	SL 04	249950	7539950	715	120,00
3500003376	SL 05	253310	7542500	625	226,00
3500003377	SL 06	253350	7542650	625	300,00
3500003378	SL 07	253250	7542670	625	97,00
3500003379	SL 08	252950	7544350	610	306,00
3500003380	SL 09	254520	7545900	580	304,00
3500003381	SL 10	221118	472358	620	300,00
3500003382	SL 11	252400	7544320	620	370,00
3500003383	SL 12	254750	7546200	630	630,00
3500003384	SL 13	254650	7545680	595	107,00
3500003385	SL 14	254700	7545670	595	364,00
3500003386	SL 15	254600	7545500	595	351,00
3500003387	SL 16	254480	7545560	595	405,00
3500003388	SL 17	253850	7544450	620	70,00
3500003389	SL 18	253950	7545500	600	185,00
3500026505	SL 19	254680	7545600	590	400,00
3500026506	SL 20	253570	7539250	610	92,00
3500026508	SL 21	253900	7544840	615	130,00
3500026509	SL 22	253360	7541890	613	198,00
3500026511	SL 23	245110	7549830	725	216,00
3500029320	SL 24	254740	7546780	600	230,00
3500029322	SL 25	253510	7540720	620	208,00
3500029323	SL 26	253490	7550200	650	180,00

3500029324	SL 27	251140	7550140	643	130,00
3500029325	SL 28	253090	7541850	ND	500,00
3500029327	SL 29	247340	7543920	780	54,00
3500029328	SL 30	254030	7544990	618	80,00
3500046894	SL 31	253330	7542240	ND	226,00
3500046897	SL 32	254830	7544390	ND	236,00
3500046898	SL 33	253150	7543560	ND	160,00
3500046900	SL 34	254650	7545660	ND	351,00
3500046902	SL 35	253760	7546860	ND	11,00
3500046903	SL 36	243480	7550620	ND	160,00
3500046904	SL 37	257990	7544870	ND	300,00
3500046905	SL 38	254600	7545600	ND	364,00
3500046910	SL 39	254770	7546630	ND	14,00
3500046911	SL 40	254630	7546620	ND	10,00
3500046912	SL 41	254660	7546670	ND	9,00
3500046913	SL 42	254870	7546630	ND	240,00
3500046914	SL 43	254550	7545630	ND	405,00
3500046918	SL 44	253210	7541170	ND	11,00
3500065676	SL 45	252764	7541802	ND	80,00

Fonte: SIAGAS/CPRM.