

Raisa Cristina Rodrigues Alves

**Estudos sobre a detecção de intrusão salina através
do uso de Tomografia de Resistividade Elétrica e
GPR em Grumari - RJ**

Niterói, Rio de Janeiro

2019

Raisa Cristina Rodrigues Alves

Estudos sobre a detecção de intrusão salina através do uso de Tomografia de Resistividade Elétrica e GPR em Grumari - RJ

Trabalho de conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia e Geofísica da UFF como requisito parcial para a obtenção do diploma de Bacharel em Geofísica.

Universidade Federal Fluminense – UFF

Instituto de Geociências

Departamento de Geologia e Geofísica

Orientador: Emanuele Francesco La Terra

Coorientador: Guilherme Borges Fernandez

Niterói, Rio de Janeiro

2019

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG
Gerada com informações fornecidas pelo autor

A474e Alves, Raisal Cristina Rodrigues
Estudos sobre a detecção de intrusão salina através do uso de Tomografia de Resistividade Elétrica e GPR em Grumari - RJ / Raisal Cristina Rodrigues Alves ; Emanuele Francesco La Terra, orientador ; Guilherme Borges Fernandez, coorientador. Niterói, 2019.
62 f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geofísica)- Universidade Federal Fluminense, Instituto de Geociências, Niterói, 2019.

1. Intrusão salina. 2. Eletroresistividade. 3. Dipolo-Dipolo. 4. GPR. 5. Produção intelectual. I. La Terra, Emanuele Francesco, orientador. II. Fernandez, Guilherme Borges, coorientador. III. Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências. IV. Título.

CDD -

Raisa Cristina Rodrigues Alves

Estudos sobre a detecção de intrusão salina através do uso de Tomografia de Resistividade Elétrica e GPR em Grumari - RJ

Trabalho de conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia e Geofísica da UFF como requisito parcial para a obtenção do diploma de Bacharel em Geofísica.

Trabalho aprovado. Niterói, Rio de Janeiro, 2019:

Emanuele Francesco La Terra
Orientador

Guilherme Borges Fernandez
Coorientador

Cleverson Guizan Silva
Examinador

Niterói, Rio de Janeiro
2019

Agradecimentos

Agradeço em primeiro lugar a Deus.

Aos meus professores que já passaram pela minha caminhada acadêmica, desde o ensino básico até à Universidade. Em especial, agradeço ao Prof. Dr. Emanuele La Terra por toda orientação e apoio que foram de muita importância para a realização deste trabalho e ao meu coorientador Prof. Dr. Guilherme Fernandez por todas as orientações em minha Iniciação Científica, seja no LAGEF, seja nos trabalhos de campo.

Falando em Lagef-UFF, agradeço aos colegas que lá fiz e aos diversos trabalhos de campo que, juntamente com os dias no laboratório, corroboraram para meu aprendizado.

Agradeço aos profissionais e colegas incríveis que conheci no Observatório Nacional, em especial ao Israeli, Dona Graça, Jefferson Soares, Sr. Alcides Santos, Jonne Vidal, José Antônio Pereira, Dona Beth e Antônio França que, inclusive, ajudaram no levantamento dos dados. Também não posso deixar de agradecer ao Departamento de Geofísica do Observatório Nacional, além da convivência com os ótimos profissionais e pessoas, pela disponibilização dos equipamentos utilizados neste projeto e em outros projetos pelos quais tive oportunidade em participar.

Ao CIEE e ao CNPq que me cederam o apoio financeiro com as bolsas de estágio e de IC, respectivamente.

Por toda a estrutura e ensinamentos, agradeço a todo o Departamento de Geologia e Geofísica da UFF, principalmente ao professor Cleverson que aceitou ser meu avaliador deste trabalho. Ainda, sou grata ao povo brasileiro que, por meio de impostos, viabilizaram o meu estudo na Universidade Pública e irei me esforçar para retribuir.

Ao meu amor e querido André que vem estando ao meu lado, apoiando-me nos momentos turbulentos, mas também nos de descontração. Sem você esta reta final seria mais difícil.

Agradeço a Ele por ter me dado a minha família, a qual me proporcionou as oportunidades e o amor necessário para estar aqui defendendo esta monografia. Obrigada aos meus queridos pais Neide e Jorge, à minha irmã Renata, ao meu avô Maurílio, às minhas avós Renée † e Rita †. Obrigada às minhas madrinhas Rosangela e Teresa †. Também preciso agradecer a Ele por ter criado os gatos, porque são responsáveis pelas minhas risadas mais imprevisíveis haha.

“Não há ser vivo que não tenha medo quando enfrenta o perigo. A verdadeira coragem é enfrentar o perigo quando se tem medo.”

(O mágico de Oz)

Resumo

O problema de intrusão salina é recorrente em águas subterrâneas de depósitos costeiros em muitos lugares no mundo e geralmente é dada pela alta exploração nesses lugares, fazendo com que o mar seja tão influente ou mais do que a água de infiltração no lençol freático. O bairro de Grumari, no Rio de Janeiro, é um bairro de belas praias, sendo o menos populoso do município. No entanto, além de no verão receber muitos banhistas, Grumari também vem tendo problemas com invasões e moradias ilegais em sua reserva ambiental. Isso confere a Grumari um interessante local de estudo para possível acompanhamento e gerenciamento de águas subterrâneas. Os métodos de eletrorresistividade e o georadar são bastante utilizados em geofísica aplicada, incluindo a área ambiental com análise de contaminantes. Dessa forma, este trabalho foi realizado na praia de Grumari e teve como objetivo incluir a Geofísica como aliada para a detecção de mudanças de salinidade nas águas subterrâneas, utilizando conhecimentos sobre a interface água doce/salgada como base, além da análise da influência pluviométrica e marinha na qualidade da água. Isso se deu através do uso do arranjo dipolo-dipolo com espaçamento de 5 metros no caminhamento elétrico realizado, assim como o uso do GPR no modo contínuo com antena de 100 MHz em com obtenção dos dados em 4 perfis no ano de 2018, período de pluviosidade mais baixa, repetidos no ano de 2019 com pluviosidade um pouco mais elevada. Os resultados obtidos detectam diferenças de salinidade no lençol freático consideráveis no ponto mais a oeste da praia de Grumari, mas também outras feições e reflexões compatíveis com o estudo de solos já descrito da região e possível topo da rocha alterada. Contudo, não foi detectada a interface, sendo a maior salinidade em um único ponto da praia provavelmente causada apenas pela mudança de maré e abertura da foz do Mundo no decorrer do ano.

Palavras-chave: intrusão salina. eletrorresistividade. dipolo-dipolo. GPR.

Abstract

The saline intrusion problem recurs in groundwater from coastal deposits in many places around the world and is usually due to the high exploitation in these places, causing the sea to be as influential or more than water seeping into the water table. Grumari neighborhood, in Rio de Janeiro, is a neighborhood of beautiful beaches, being the least populous of the municipality. However, in addition to having many sunbathers in the summer, Grumari is also having problems with invasions and illegal housing in its environmental reserve. This gives Grumari an interesting study site for possible groundwater monitoring and management. The electroresistivity method and georadar are widely used in applied geophysics, including the environmental area with contaminant analysis. Thus, this work was carried out at Grumari beach and aimed to include Geophysics as an ally for the detection of salinity changes in groundwater, using knowledge about the freshwater / saltwater interface as a base, as well as the analysis of rainfall and marine water quality. This was achieved through the use of the dipole-dipole arrangement with a spacing of 5 meters in the electrical pathway, as well as the use of GPR in continuous mode with 100 MHz antenna and obtaining data in 4 profiles in 2018, period of lower rainfall, repeated in 2019 with slightly higher rainfall. The obtained results detect considerable differences in salinity in the groundwater in the most westerly point of Grumari beach, but also other features and reflections compatible with the already described soil study of the region and possible top of the altered rock. However, the interface was not detected, being the highest salinity in a single point of the beach probably caused only by the change of tide and opening of the mouth of the World during the year.

Keywords: saline intrusion. electrical resistivity. dipole-dipole. GPR.

Resumen

El problema de la intrusión salina se repite en el agua subterránea de los depósitos costeros en muchos lugares del mundo y generalmente se debe a la alta explotación en estos lugares, lo que hace que el mar sea tan influyente o más que el agua que se filtra en la capa freática. El barrio de Grumari, en Río de Janeiro, es un barrio de hermosas playas, siendo el menos poblado del municipio. Sin embargo, además de tener muchos bañistas en el verano, Grumari también ha tenido problemas con invasiones y viviendas ilegales en su reserva ambiental. Esto le da a Grumari un sitio de estudio interesante para el posible monitoreo y gestión de las aguas subterráneas. El método de electroresistividad y el georadar son ampliamente utilizados en geofísica aplicada, incluida el área ambiental con análisis de contaminantes. Por lo tanto, este trabajo se llevó a cabo en la playa de Grumari y tuvo como objetivo incluir la geofísica como un aliado para la detección de cambios de salinidad en el agua subterránea, utilizando el conocimiento sobre la interfaz de agua dulce / agua salada como base, además del análisis de lluvia y Calidad del agua marina. Esto se logró mediante el uso de la disposición dipolo-dipolo con una separación de 5 metros en la vía eléctrica, así como el uso de GPR en modo continuo con antena de 100 MHz y la obtención de datos en 4 perfiles en 2018, período de menos precipitaciones, repetidas en 2019 con precipitaciones ligeramente más altas. Los resultados obtenidos detectan diferencias considerables en la salinidad en el agua subterránea en el punto más occidental de la playa de Grumari, pero también otras características y reflexiones compatibles con el estudio del suelo ya descrito de la región y la posible cima de la roca alterada. Sin embargo, la interfaz no se detectó, siendo la salinidad más alta en un solo punto de la playa probablemente causada solo por el cambio de marea y la apertura de la boca del mundo durante el año.

Palabras clave: intrusión salina . resistividad eléctrica. dipolo-dipolo. GPR.

Lista de ilustrações

Figura 1 – Mapa da área de estudo com a localização das linhas de aquisição de dados. Fonte: própria	19
Figura 2 – Na imagem à esquerda tem-se o mapa geológico do Terreno Oriental da Faixa Ribeira na Região Serrana Fluminense produzido por Tupinambá, Teixeira e Heilbron (2012). 1 – Grupo Bom Jesus de Itabapoana; 2: Grupo Italva; 3: Complexo Rio Negro; 4: Grupo São Fidélis; 5: Suíte Cordeiro; 6: Suíte Serra dos Órgãos; 7: Suíte Nova Friburgo; embasamento e cobertura do terrenos: 8, Terreno Cabo Frio; 9, Ocidental. Na imagem à direita encontra-se um recorte do mapa geológico do Estado do Estado do Rio de Janeiro produzido por Heilbron, Eirado e Almeida (2016).	20
Figura 3 – Modelo de aquífero costeiro com interface. Modificado de: Braga (2016)	24
Figura 4 – Movimento da água subterrânea embasada na Lei de Darcy. Fonte: ANA - Agência Nacional de Águas	24
Figura 5 – Efeitos de vários processos geológicos na resistividade. Modificado de: Ward (1988)	28
Figura 6 – Intervalos típicos na condutividade/resistividade para minerais, rochas e materiais superficiais comuns. Redesenhado e traduzido de: Dentith e Mudge (2014)	29
Figura 7 – Arranjos de eletrodos mais comuns utilizados em investigações de eletrorresistividade onde n é o fator de separação do dipolo. Também há a fórmula da resistividade aparente ρ_a para cada arranjo. As cores dos eletrodos adotadas seguem o padrão do <i>software</i> de processamento utilizado neste trabalho para o controle de qualidade dos dados.	30
Figura 8 – Construção da seção de resistividade aparente para o arranjo dipolo dipolo onde n = níveis teóricos de investigação, x =espaçamento entre os dipolos e R = espaçamento entre os centros dos dipolos considerados. O sentido do caminhamento é para a direita, conforme indica a seta.	32
Figura 9 – Representação vetorial do campo elétrico \vec{E} e do campo magnético \vec{B} e a direção de propagação \hat{k} são ortogonais entre si. Fonte: própria	35
Figura 10 – Comparação dos efeitos de crescimento e decrescimento entre as propriedades constante dielétrica, condutividade elétrica, velocidade e atenuação nos materiais.	38

Figura 11 – Trajetórias de raios entre as antenas transmissora e refletora, além de no imagem direita mostrar como é esta resposta em um dado CMP (<i>common midpoint</i>). Modificado de Neal (2004), Fisher, Stewart e Jol (1996) e Alves et al. (2018)	39
Figura 12 – SuperSting R8/IP da AGI com switch box, utilizado para o levantamento dos dados de eletrorresistividade. No momento deste registro, a aquisição dos dados da linha 4 estava sendo feita. Fonte: própria	42
Figura 13 – MALA GPR ProEx System no levantamento de dados da linha 2 no ano de 2018. Fonte: própria	43
Figura 14 – Dado bruto apenas com <i>display</i> de tela, mostrado no monitor XV, da linha 2 referente à aquisição da figura 2. Fonte: própria	43
Figura 15 – Equipamento Trimble R8, em momento de aquisição de pontos de altimetria e localização no local do perfil 4. Fonte: própria	44
Figura 16 – Qualidade dos dados da Linha 1, representados pelo gráfico cruzado (<i>crossplot</i>) em 1 e o gráfico de dispersão de erros em 2, nos anos de 2018 e 2019. Fonte: própria	46
Figura 17 – Qualidade dos dados da Linha 2, representados pelo gráfico cruzado (<i>crossplot</i>) em 1 e o gráfico de dispersão de erros em 2. Fonte: própria	46
Figura 18 – Qualidade dos dados da Linha 3, representados pelo gráfico cruzado (<i>crossplot</i>) em 1 e o gráfico de dispersão de erros em 2, nos anos de 2018 e 2019. Fonte: própria	47
Figura 19 – Qualidade dos dados da Linha 4, representados pelo gráfico cruzado (<i>crossplot</i>) em 1 e o gráfico de dispersão de erros em 2, nos anos de 2018 e 2019. Fonte: própria	47
Figura 20 – Evolução do Rio do Mundo com imagens de satélite nos anos de 2019, 2018, 2016 e 2015. A linha marcada com o número 2, indica a localização do perfil 2. Modificado de: Google Earth Pro	51
Figura 21 – Perfil 1. Interpretação dos dados de eletrorresistividade em a) e b) sendo o mesmo modelo de inversão em ambos, porém em a) a escala de cores está padronizada para comparar com outros perfis e em b) está com a escala própria. Em c) o radargrama já convertido em profundidade e em d) é o mesmo radargrama que em c), porém com transparência e interpretado. Está com correção topográfica. Sentido da linha: continente-mar. Fonte: própria	53

Figura 22 – Perfil 2. Interpretação dos dados de eletrorresistivade em a) e b) sendo o mesmo modelo de inversão em ambos, porém em a) a escala de cores está padronizada para comparar com outros perfis e em b) está com a escala própria. Em c) o radargrama já convertido em profundidade e em d) é o mesmo radargrama que em c), porém com transparência e interpretado. Está sem correção topográfica. Sentido da linha: continente-mar. Fonte: própria	54
Figura 23 – Perfil 3. Interpretação dos dados de eletrorresistivade em a) e b) sendo o mesmo modelo de inversão em ambos, porém em a) a escala de cores está padronizada para comparar com outros perfis e em b) está com a escala própria. Em c) o radargrama já convertido em profundidade e em d) é o mesmo radargrama que em c), porém com transparência e interpretado. Está sem correção topográfica. Sentido da linha: sudoeste-nordeste. Fonte: própria	57
Figura 24 – Perfil 4. Interpretação dos dados de eletrorresistivade em a) e b) sendo o mesmo modelo de inversão em ambos, porém em a) a escala de cores está padronizada para comparar com outros perfis e em b) está com a escala própria. Em c) o radargrama já convertido em profundidade e em d) é o mesmo radargrama que em c), porém com transparência e interpretado. Está sem correção topográfica. Sentido da linha: continente-mar. Fonte: própria	58

Lista de tabelas

Tabela 1 – Profundidades efetivas para vários arranjos, onde \mathbf{Z} é a profundidade efetiva, \mathbf{a} é o espaçamento entre os eletrodos e \mathbf{L} é a distância total do arranjo. Fonte: Edwards (1977).	31
Tabela 2 – Propriedades físicas já vistas anteriormente nesta dissertação com seus devidos símbolos e suas unidades de medidas indicadas.	36
Tabela 3 – Materiais geológicos comuns com sua constante dielétrica (ϵ'_r), condutividade elétrica (σ_0), velocidade (v) e atenuação (α), observados nas frequências utilizadas no GPR (Modificado de: Morey (1974); Ulriksen (1982); Davis e Annan (1989); Annan, 1992)	38

Lista de abreviaturas e siglas

GPR	Radar de Penetração do Solo, em inglês <i>Ground Penetrating Radar</i>
ERT	Tomografia de Resistividade Elétrica, em inglês, <i>Electrical Resistivity Tomography</i>
MPB	Maciço da Pedra Branca
SEV	Sondagem Elétrica Vertical
ASTM	American Society for Testing and Materials
UC	Unidade de Conservação
TWT ou TWTT	tempo duplo, em inglês <i>Two-Way Travel Time</i>
RMS	Raiz do valor quadrático médio, em inglês <i>Root Mean Square</i>

Sumário

	Introdução	16
I	CONTEXTO GEOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO	17
1	ÁREA DE ESTUDO	18
1.1	Geologia	18
1.2	Hidrogeologia	21
2	INTERFACE ÁGUA DOCE E ÁGUA SALGADA	23
II	FUNDAMENTOS TEÓRICOS	26
3	MÉTODO GEOFÍSICO DE TOMOGRAFIA DE RESISTIVIDADE ELÉTRICA	27
3.1	Propriedades elétricas do solo e rochas	27
3.2	Arcabouço teórico	28
4	MÉTODO GEOFÍSICO ELETROMAGNÉTICO	34
4.1	Método Radar de Penetração do Solo	34
III	METODOLOGIA	40
5	AQUISIÇÃO DOS DADOS	41
5.1	Eletrorresistividade	41
5.2	Radar de Penetração do Solo	42
5.3	Topografia	44
6	PROCESSAMENTO E INVERSÃO DOS DADOS	45
6.1	Inversão dos dados de Tomografia de Resistividade Elétrica	45
6.2	Processamento dos dados do Radar de Penetração do Solo	48
IV	RESULTADOS E DISCUSSÕES	50
7	INTEGRAÇÃO DOS RESULTADOS	51
	Conclusões	59

REFERÊNCIAS 60

Introdução

Águas subterrâneas são essenciais para manter a umidade do solo e também influenciam o fluxo de rios e lagos, além de representar uma importante reserva para abastecimento populacional. Um dos problemas mais enfrentados em zonas costeiras que comprometem a qualidade para uso dessas águas é o de intrusão salina em aquíferos, causando a contaminação por salinidade. A alta exploração de aquíferos costeiros em regiões mais urbanizadas agrava esse avanço da cunha salina para o continente.

A intrusão salina ocorre quando a cunha da água salgada do mar avança e se mistura com as águas doces continentais do aquífero. A denominação “cunha salina” se deve ao fato de que o encontro dessas águas, com a massa de água salgada avançando para o interior, indo de encontro à água doce, acarreta numa feição em forma de cunha. O mecanismo de interação marinha acontece porque, primeiramente, existe um gradiente hidráulico na área de estudo, que promove um fluxo de água doce para o oceano, que mantém a cunha salina em equilíbrio. A água doce é menos densa que a água salgada, porém ambas se misturam, havendo entre elas uma zona de transição ou zona de mistura, condicionada pela dispersão hidrodinâmica. O comportamento de bombeamentos excessivos e exploração da água doce continental gera um desequilíbrio nessa zona de mistura e interface estacionária, ocorrendo o avanço da cunha. A declividade da superfície das águas subterrâneas aumenta na direção do oceano porque a seção de aquífero disponível para o fluxo vai sendo reduzida pela presença da interface e, por isso, a descarga específica (velocidade de Darcy) tangente à interface, aumenta (FEITOSA *et al.*, 2008).

O comportamento dessa interface entre a água doce e salgada rendeu muitos estudos desde o final do século XV. Formas de gerenciar e monitorar estes aquíferos costeiros vêm sendo discutidas e o uso de metodologia geofísica para este fim é uma delas e que pode ser muito útil e eficaz. Este trabalho visa mostrar que, mais do que acompanhar e monitorar o nível do lençol freático, é possível discernir entre diferentes tipos de fluidos de acordo com suas condutividades e assim, poder inclusive demarcar a interface água doce/água salgada. A metodologia usada para análise da qualidade do lençol freático é inédita na área de estudo e servirá de base para estudos futuros em outras regiões costeiras que podem vir a sofrer com a intrusão salina no lençol freático. Desta forma, o presente estudo tem um foco ambiental na detecção e prevenção de possíveis contaminantes, como a água do mar, a fim de manter a qualidade da água subterrânea em aquíferos costeiros.

Parte I

Contexto geológico e hidrogeológico

1 Área de estudo

A área de estudo está localizada em Grumari, na porção sul da Unidade Geomorfológica do Maciço da Pedra Branca (MPB), que atua como zona dispersora de água entre as baixadas de Sepetiba e Jacarepaguá, sendo separado do Maciço de Gericinó pela Baixada Bangu – Realengo e do Maciço da Tijuca pela baixada de Jacarepaguá. O MPB compreende o conjunto das seguintes serras: Valqueire, Viegas, Bangu, Barata, Lameirão, Engenho Velho, Rio Pequeno, Taquara, Pedra Branca, Quilombo, Santa Bárbara, Rio da Prata, Nogueira, Alto do Peri, Sacarrão, Geral de Guaratiba, Carapiá, Cabuçu e Grumari. O mapa da área, com a localização dos perfis realizados ena figura, está mostrado na figura 1 abaixo.

A restinga de Grumari, localizada no bairro de Grumari na vertente leste do Maciço da Pedra Branca, é considerada por pesquisadores uma das mais representativas e bem preservada em todo o Município do Rio de Janeiro, abrigando algumas espécies ameaçadas de extinção (PCRJ - Prefeitura da Cidade do Rio de Janeiro, 2000). No entanto, mesmo sendo uma região com registros antropogênicos bem menos intensificados como no restante da cidade, com o passar dos anos o bairro de Grumari vem presenciando um aumento populacional com a implantação de famílias tanto de forma legal como de forma ilegal. Esse comportamento interfere na retirada de água do aquífero, aumentando a necessidade de abastecimento hídrico.

1.1 Geologia

Grumari está inserido no Complexo Rio Negro, de idade Neoproterozóica, cujo a presença de ortognaisses bandados, além de algumas intercalações de metagabro e metadiorito deformados e granitóides pré a sincolisionais precoces o caracterizam. Ao sul do MPB, que é a região do maciço que compreende Grumari, uma zona mista de caráter granodiorítico com estrutura almofadada é apontada por Penha (1984), além de contatos concordantes com os gnaisses encaixantes, assim como a direção do fluxo no granito megaporfírico da borda, bandamento magmático e camadas de xenólitos máficos (Figura 2). Ainda, Junho (1993) detalha uma estrutura ígnea acamada, onde lentes de granodiorito aquigranular médio, granito porfírico fino e enclaves microgranulares almofadados estão envolvidos por matriz leucogranítica e mergulham grosseiramente 300/50. A zona híbrida de composição granodiorítica é resultado de processos de mistura entre magma diorítico e granítico, definidos no estudo de detalhe de feldspatos complexos da região da Prainha/Grumari por Wiedemann e Corrêa Neto (1990). As rochas graníticas ou granitóides, pertencentes ao batólito da Pedra Branca, apresentam uma estrutura

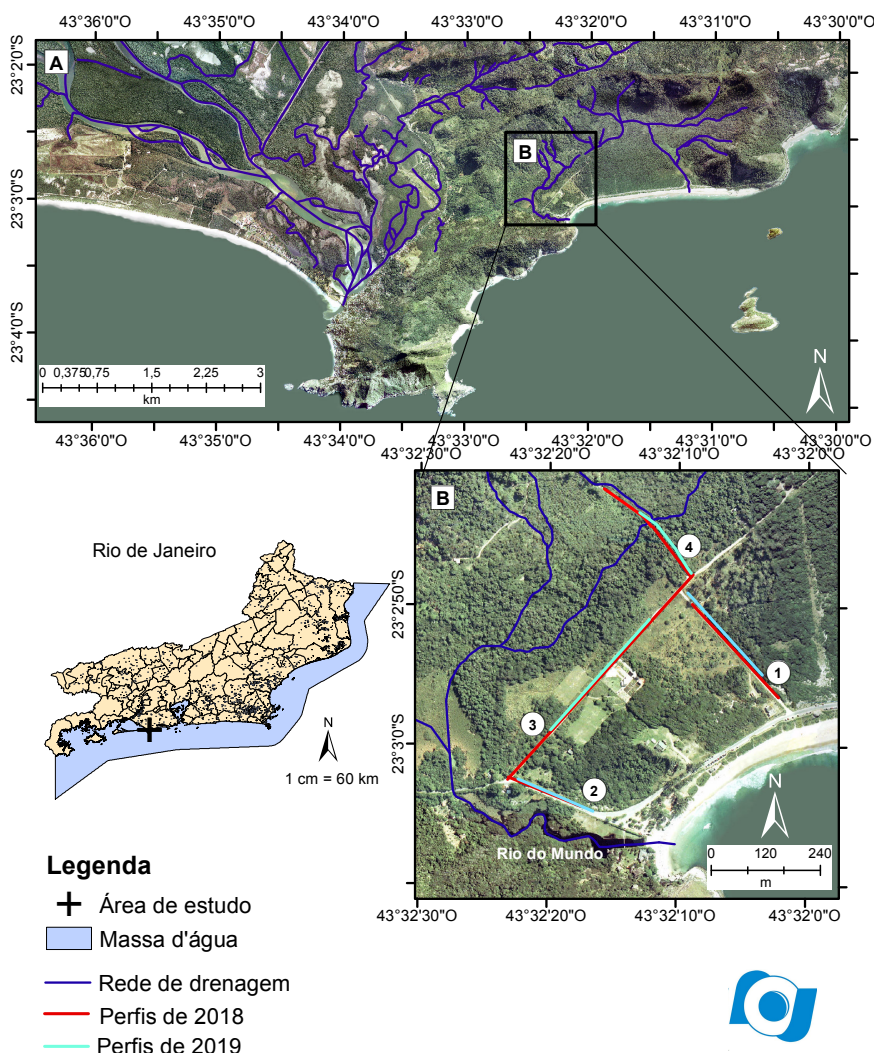


Figura 1 – Mapa da área de estudo com a localização das linhas de aquisição de dados.
Fonte: própria

dômica em sua porção central, com padrão dendrítico e centrífugo de drenagem de alta densidade. Há também inúmeros diques de rochas básicas dispersos pelo maciço e as fraturas extensionais têm papel central na definição da rede de canais fluviais.

O Parque Natural Municipal de Grumari, assim como o da Prainha, possuem a vegetação ainda bem preservada, longe da área de pressão urbana. Porém, mesmo sendo uma região com registros antropogênicos bem menos intensificados como no restante da cidade, com o passar dos anos o bairro de Grumari vem presenciando um aumento populacional com a implantação de famílias tanto de forma legal como de forma ilegal. Esse comportamento interfere na retirada de água do aquífero de Piranema, que abrange a área do bairro de Grumari, aumentando a necessidade de abastecimento hídrico.

Além disso, de acordo com estudos realizados pela CPRM (2000d), a unidade

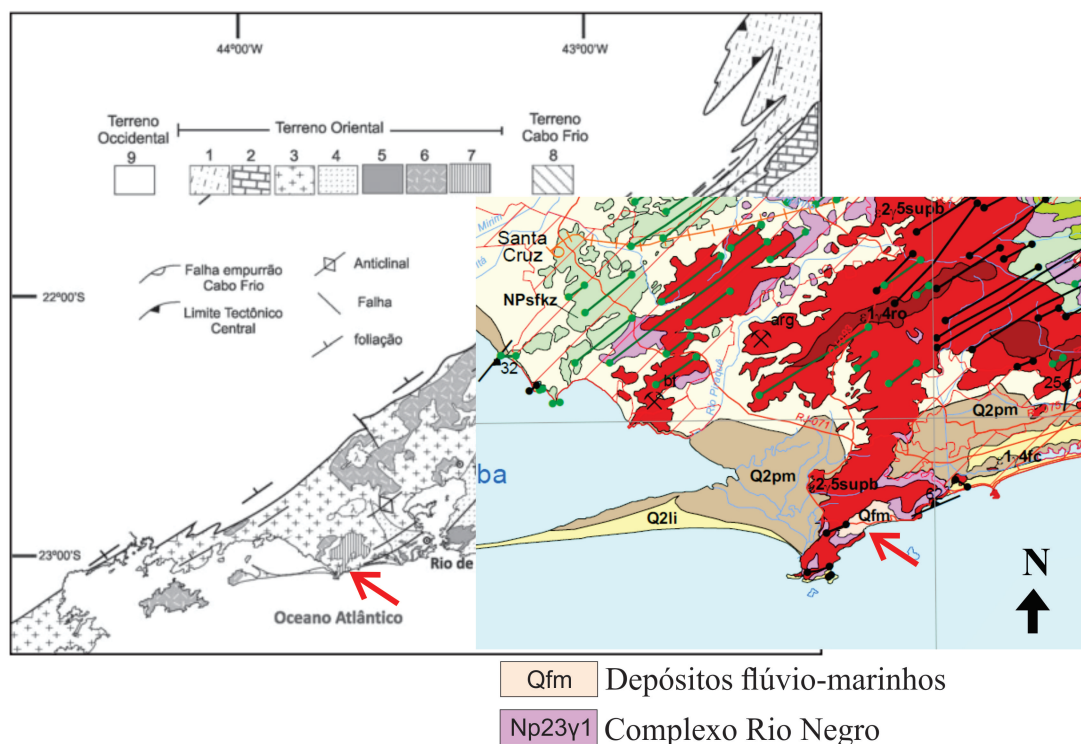


Figura 2 – Na imagem à esquerda tem-se o mapa geológico do Terreno Oriental da Faixa Ribeira na Região Serrana Fluminense produzido por [Tupinambá, Teixeira e Heilbron \(2012\)](#). 1 – Grupo Bom Jesus de Itabapoana; 2: Grupo Italva; 3: Complexo Rio Negro; 4: Grupo São Fidélis; 5: Suíte Cordeiro; 6: Suíte Serra dos Órgãos; 7: Suíte Nova Friburgo; embasamento e cobertura dos terrenos: 8, Terreno Cabo Frio; 9, Ocidental. Na imagem à direita encontra-se um recorte do mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro produzido por [Heilbron, Eirado e Almeida \(2016\)](#).

apresenta um alto potencial de vulnerabilidade a eventos de erosão e movimentos de massa, tais como os já documentados na bacia do Rio Grande durante o evento pluvial de 1996, assim como a região das praias de Grumari e da Prainha sofreu um grande movimento de massa gravitacional em 2010. Tal vulnerabilidade se deve à retirada da cobertura vegetal decorrente da alta urbanização nas malhas urbanas de Jacarepaguá, Bangu e Campo Grande no norte e leste do maciço e também, como aponta ([PORTO JR. et al., 2012](#)), a família de fraturas na encosta facilita processos de intemperismo e erosão com a formação de matacões que se mantêm em frágil equilíbrio local combinados com intensa lixiviação do material rochoso intemperizado fisicamente relacionado à rocha de composição granítica.

Já nos solos, há a ocorrência de argissolos na maior parte da área da unidade, como categoria PVAe5, representando a associação argissolos vermelho-amarelo eutrófico câmbico ou típico + argissolo amarelo eutrófico saprolítico ou abrupto, ambos de textura média/argilosa, espodossolos como categoria ESKg2, representando uma associação de

espodossolo ferrihumilúvico hidromórfico típico ou dúrico, textura arenosa ou arenosa cascalhenta + espodossolo humilúvico hidromórfico arênico ou típico, textura arenosa + neossolo quartzarênico órtico, enquanto os neossolos flúvicos aparecem como categoria RYbe, representando associação de neossolo flúvico Tb (argila de baixa atividade) eutrófico gleico ou típico + neossolo flúvico Ta (argila de alta atividade) distrófico gleico ou típico, todos textura média ou argilosa/muito, e ainda as praias que representam 4,72 % da área da UC (DETZEL CONSULTING, 2011).

Estudar a geologia é importante porque ela ajuda a definir as características de um aquífero, tais como: extensão, espessura, quantidade e qualidade da água armazenada.

1.2 Hidrogeologia

Grumari faz parte do Cristalino, um domínio hidrogeológico com favorabilidade de baixa a muito baixa. Este domínio é marcado por aquíferos fissurais, também chamados de fraturados, sendo compostos em sua maior parte por granitóides, gnaisses, granulitos, migmatitos, rochas básicas e ultrabásicas. Geralmente nesses aquíferos, a origem de águas subterrâneas deve-se à porosidade secundária, que é a porosidade gerada na rocha após sua deposição através de processos de dissolução ou fraturamento. Esse tipo de porosidade acaba por gerar reservatórios descontínuos e de pequena extensão.

O domínio Cristalino possui uma menor tendência ao armazenamento de água subterrânea dentre todos os aquíferos fissurais, por apresentar litotipos que ocorrem sob a forma de grandes e extensos corpos maciços, os quais corroboram para pequenas vazões produzidas por poços e uma baixa circulação de água, a qual pode acabar sendo algumas vezes salinizada. Essa salinização pode ocorrer em depósitos litorâneos, quando essa água subterrânea sofre influência do ambiente marinho com elevadas salinidade atmosférica e hídrica e também pelos evaporitos presentes nos sedimentos. A praia de Grumari, por fazer parte dos depósitos litorâneos, pode apresentar o comportamento anterior.

Como explica Villela e Mattos (1975), além da quantidade de chuva e sua duração e da qualidade do solo e das rochas que compõem a bacia, também outros fatores influenciam, mesmo com menor peso, as variações no escoamento superficial. São eles: umidade do solo, que depende das precipitações antecedentes; temperatura, que influencia no escoamento das águas subterrâneas, na evaporação e no próprio escoamento superficial, principalmente no seu início, onde a água escoam em finas camadas sobre grandes áreas até atingir o curso de água; topografia, que influencia na infiltração e no próprio escoamento superficial. Uma bacia bastante inclinada dá origem a maior escoamento superficial (e menor infiltração), por outro lado, uma bacia plana reage de um modo inverso; tipo de vegetação, que influencia diretamente a infiltração e a retenção superficial; forma da bacia, pois bacias alongadas no sentido do rio principal podem dar origem a maiores picos de enchentes devido à chuva

poder alcançar, em curto lapso de tempo, o canal do rio; direção temporal associado à forma da bacia, cadeia de montanhas, ventos predominantes etc, já que quando um temporal se desloca, no sentido de montante para jusante de uma bacia alongada, dá origem a maiores picos de enchentes do que daria se ele se deslocasse no sentido inverso. Para Paz (2004), caso se considere o escoamento em corpos d'água como lagoas, banhados, estuários e áreas costeiras, observa-se que a circulação da água já não é preponderante apenas em uma única direção, mas sim em duas dimensões. Nessa situação, são empregadas as equações bidimensionais do escoamento.

2 Interface água doce e água salgada

Nos aquíferos costeiros há uma situação frequente em que uma interface constante entre água doce e salgada é mantida através do movimento da água doce em direção ao mar. A descoberta da ocorrência de água salgada no subsolo numa profundidade abaixo do nível do mar foi feita e divulgada por dois pesquisadores que trabalhavam independentemente, chamados Badon Ghyben e Alexander Herzberg. Esta situação foi atribuída ao equilíbrio hidrostático existente entre os dois fluidos de densidades diferentes e a equação deduzida para explicar o fenômeno é geralmente denominada de relação de Ghyben-Herzberg (Equação 2.1), que relaciona a profundidade da interface abaixo do nível do mar com a altura da superfície livre da água subterrânea.

$$h_f = \alpha h_s \quad (2.1)$$

Na relação acima,

$$\alpha = \frac{(\rho_s - \rho_f)}{\rho_f} \quad (2.2)$$

onde ρ_s é a densidade do mar e ρ_f é a densidade da água doce.

Segundo Todd (1959), medidas de campo consubstanciaram este resultado. A intrusão é naturalmente limitada pela extensão do aquífero e pela elevação do nível d'água. Além disso, a relação se interrompe junto à linha de costa, para formar uma face de percolação para a saída do fluxo de água doce. O equilíbrio hidrostático implica na não existência de fluxo, contudo invariavelmente ocorre fluxo de água subterrânea junto à linha de costa. e qualquer forma, por diferenças de densidade, a interface horizontal com água doce desenvolve-se flutuando sempre acima da água salgada. Em aquíferos confinados, a relação de Ghyben-Herzberg possui um resultado melhor de acordo com Bear e Dagan (1964), apenas substituindo o nível da água pela superfície piezométrica.

A forma da interface água doce e salgada implica que, pela dedução da fórmula de Ghyben-Herzberg, ela possui uma inclinação descendente a partir da costa. Pode-se inferir a forma e a inclinação para o caso em que o fluxo ocorre apenas na zona de água doce. A espessura da zona de transição em determinado local depende do coeficiente de dispersão, da recarga e descarga natural da água doce, dos locais de bombeamento e da quantidade de água extraída e do efeito das marés. No entanto, em muitos casos, a espessura da zona de transição é pequena em comparação com as dimensões do aquífero, o que permite a consideração da existência de uma "interface abrupta" de separação entre as duas fases (CABRAL, 1985). O mar é o grande exutório das águas continentais, consequência do gradiente hidráulico que condiciona o fluxo de água doce para o oceano. Em cada ponto

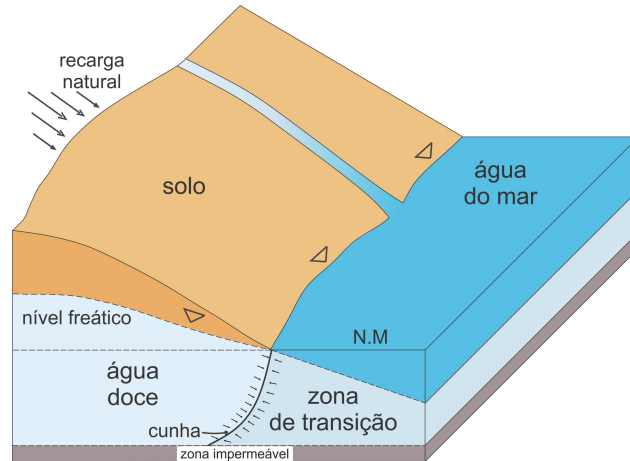


Figura 3 – Modelo de aquífero costeiro com interface. Modificado de: Braga (2016)

da interface, a elevação e a declividade são determinados pelo potencial de água doce e pelo gradiente hidráulico, sendo o equilíbrio na ausência de bombeamentos explicado pela Lei de Darcy (DARCY, 1856), a qual é válida para escoamentos laminares. A lei de Darcy para o movimento de águas subterrâneas está mostrada na figura 4 e na equação 2.3, onde K é a condutividade hidráulica em metros/segundo, A é a área da seção transversal em metros², H_1 e H_2 são as cargas hidráulicas em metros, L é a distância entre os pontos em metros e Q é a vazão em metros³/segundo.

$$Q = \frac{K.A(H_1 - H_2)}{L} \tag{2.3}$$

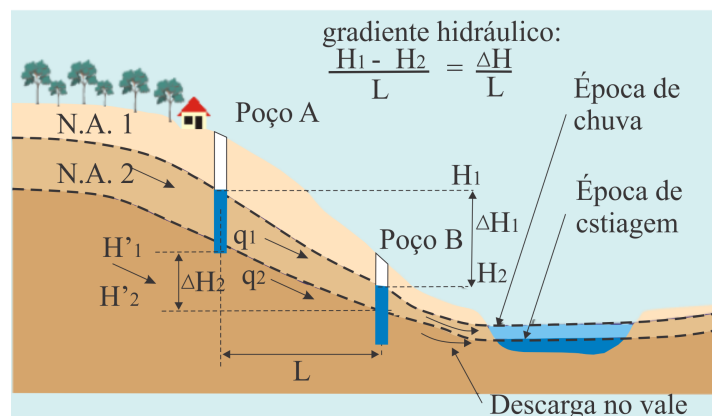


Figura 4 – Movimento da água subterrânea embasada na Lei de Darcy. Fonte: ANA - Agência Nacional de Águas

Portanto, considerando o aquífero costeiro em Grumari, pode-se observar que a Serra de Grumari é responsável pelo gradiente hidráulico, por onde a água da chuva percorre e infiltra em solos permeáveis. A água do mar, com a maré alta, pode acabar

influenciando na qualidade do lençol freático e do aquífero. Com isso, em alto regime de chuvas, a água doce pluvial, domina o abastecimento hídrico e, de forma contrária, em baixo regime pluviométrico é quando o mar pode influenciar no abastecimento do aquífero.

Parte II

Fundamentos teóricos

3 Método geofísico de Tomografia de Resistividade Elétrica

O método de Tomografia de Resistividade Elétrica, ou Eletorresistividade, é um método elétrico como o próprio nome diz e muito utilizado na Geofísica Aplicada. Os métodos geofísicos elétricos são um conjunto de técnicas utilizadas para medir o campo elétrico natural ou induzido que incluem os métodos de resistividade, potencial espontâneo e polarização induzida. São divididos, de forma geral, a partir da fonte utilizada para medir as propriedades elétricas dos materiais, entre naturais e artificiais. A prospecção elétrica é baseada na detecção de efeitos de superfície produzido por fluxos de correntes elétricas no solo. Para entender como a corrente elétrica pode se comportar em diferentes meios, é necessário ter um estudo sobre as propriedades elétricas das rochas, conforme será visto na seção seguinte. Ainda, neste capítulo, será exposto um apanhado geral do método utilizado neste trabalho, o de Eletorresistividade.

3.1 Propriedades elétricas do solo e rochas

Nos minerais, a condução da eletricidade pode ser efetuada por processos eletrônicos, iônicos e por deslocamento. No entanto, as propriedades elétricas das rochas não considera somente os minerais constituintes, mas também o volume e distribuição dos poros. Estes poros são dispostos a serem preenchidos por fluidos e a água, por exemplo, pode carregar sais em solução fazendo com que este volume de água que preenche os poros da rocha seja um grande condutor de corrente elétrica, comparado à matriz sólida. A resistividade, a qual é o inverso da condutividade, é expressa pela Lei de Ohm:

$$J = \rho E \quad (3.1)$$

onde E é o campo elétrico em V/m (Volts por metro), J é a densidade de corrente em A/m² (Ampéres por metro quadrado) e ρ é a resistividade em Ohm.m (Ohm metro).

A porosidade é associada à resistividade pela Lei de Archie mostrada na equação 3.2, onde ρ é a resistividade total da rocha, ρ_w é a resistividade da água contida na estrutura de poros, Ψ é a porosidade expressa como uma fração por unidades de volume da rocha e a e m parâmetros cujos valores são assinalados arbitrariamente para fazer a equação se ajustar a dado conjunto de medidas. O parâmetro m é chamado de fator de cimentação e o a fator de tortuosidade.

$$\rho = a\rho_w\Psi^{-m} \quad (3.2)$$

As propriedades elétricas que mais influenciam a resposta dos métodos elétricos nos materiais são os potenciais elétricos naturais, polarização e, principalmente, a condutividade/resistividade elétrica. O parâmetro de resistividade é o inverso do parâmetro de condutividade e estes dependem da natureza e estado físico do material. A condutividade em solos e rochas pode ser devido à presença de minerais metálicos e grafita (condutores) em sua matriz, o que é denominado de condutividade eletrônica, ou devido ao deslocamento de íons dissolvidos na água contida nos poros e fissuras dos solos e rochas, denominada de condutividade eletrolítica. A figura 5 abaixo mostra alguns processos geológicos e seus efeitos nas resistividades dos meios.

Alteração de argila	⇩	Intemperismo	⇩
Dissolução	⇩	Endurecimento	⇨
Falhamento	⇩	Precipitação carbonática	⇨
Intrusão de água salgada	⇩	Silicificação	⇨
Cisalhamento	⇩	Metamorfismo	⇕
	⇩ Decrescimento	⇨ Crescimento	⇕ Crescimento ou decrescimento

Figura 5 – Efeitos de vários processos geológicos na resistividade. Modificado de: [Ward \(1988\)](#)

Ainda para [Telford et al. \(1990\)](#), de todas as propriedades físicas das rochas e minerais, a resistividade elétrica mostra a maior variação. Um condutor é usualmente definido como um material de resistividade menor que 10^{-5} ohm.m e um isolante possui uma resistividade maior que 10^7 ohm.m. Condutores possuem grande mobilidade e alto número de elétrons livres como os metais e a grafita. Os semicondutores possuem menor número de elétrons livres que os condutores e são praticamente isolantes em baixas temperaturas. Em relação às rochas e aos minerais, a classificação pode ocorrer como eles sendo bons, intermediários ou mal condutores. A figura 6 mostra uma compilação de vários autores feita por [Dentith e Mudge \(2014\)](#) sobre os intervalos de valores de condutividade e resistividade de algumas rochas e minerais. Como pode ser visto, os valores de resistividade dos materiais possuem grande variação e podem promover grande ambiguidade nos resultados; entretanto, para ajudar a resolver isto, se faz necessário um conhecimento geológico prévio da área de estudo. A partir das considerações acerca do comportamento físico dos materiais e meios geológicos, é possível realizar levantamentos com os métodos geofísicos com maior responsabilidade.

3.2 Arcabouço teórico

As medições de resistividade são normalmente feitas injetando corrente no solo através de dois eletrodos de corrente, A e B, e medindo a diferença de tensão resultante em

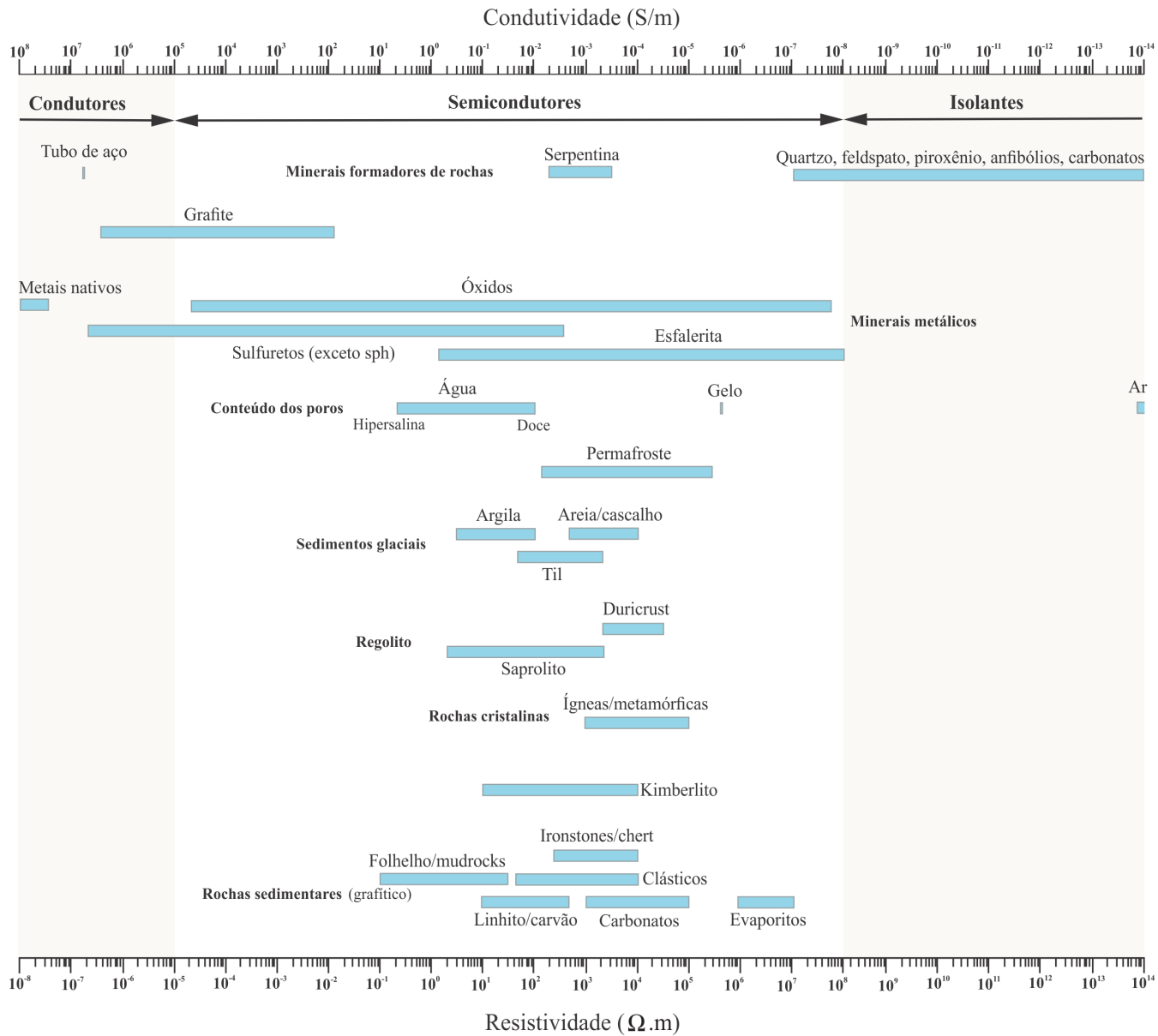


Figura 6 – Intervalos típicos na condutividade/resistividade para minerais, rochas e materiais superficiais comuns. Redesenhado e traduzido de: [Dentith e Mudge \(2014\)](#)

dois eletrodos de potencial, M e N. Dessa forma, o método de eletrorresistividade consiste na verificação dos potenciais desenvolvidos nos materiais. A partir dos valores de corrente I e tensão V , é calculado um valor de resistividade aparente ρ_a :

$$\rho_a = \frac{kV}{I} \tag{3.3}$$

onde k é o fator geométrico

$$k = 2\pi Ga \tag{3.4}$$

sendo G dependente do arranjo entre os 4 eletrodos. A resistividade aparente consiste na resistividade observada, resultante das diferentes estruturas, o conjunto heterogêneo, que a corrente atravessa no seu percurso. O objetivo da interpretação dos dados levantados é conseguir isolar e identificar cada uma dessas estruturas. Os valores de resistividade aparente, assim como a resolução dos dados, são dependentes além do material, também da geometria do sistema usado, como a disposição dos eletrodos de injeção e de leitura no campo. A esta disposição chamamos de arranjos, já falados anteriormente. Os arranjos mais comumente usados em pesquisas de resistividade são os Dipolo-Dipolo, Pólo-Dipolo, Schlumberger e Wenner. Entre as características de um arranjo que devem ser consideradas estão: a sensibilidade do arranjo a mudanças verticais e horizontais na resistividade da subsuperfície, profundidade da investigação, cobertura horizontal de dados e a força do sinal. A figura 7 é uma ilustração das disposições mais comuns dos eletrodos, empregadas nas duas técnicas mais importantes de eletrorresistividade: SEV e caminhamento elétrico. A tabela 1 mostrará as profundidades efetivas dos arranjos mais comuns de acordo com seus níveis.

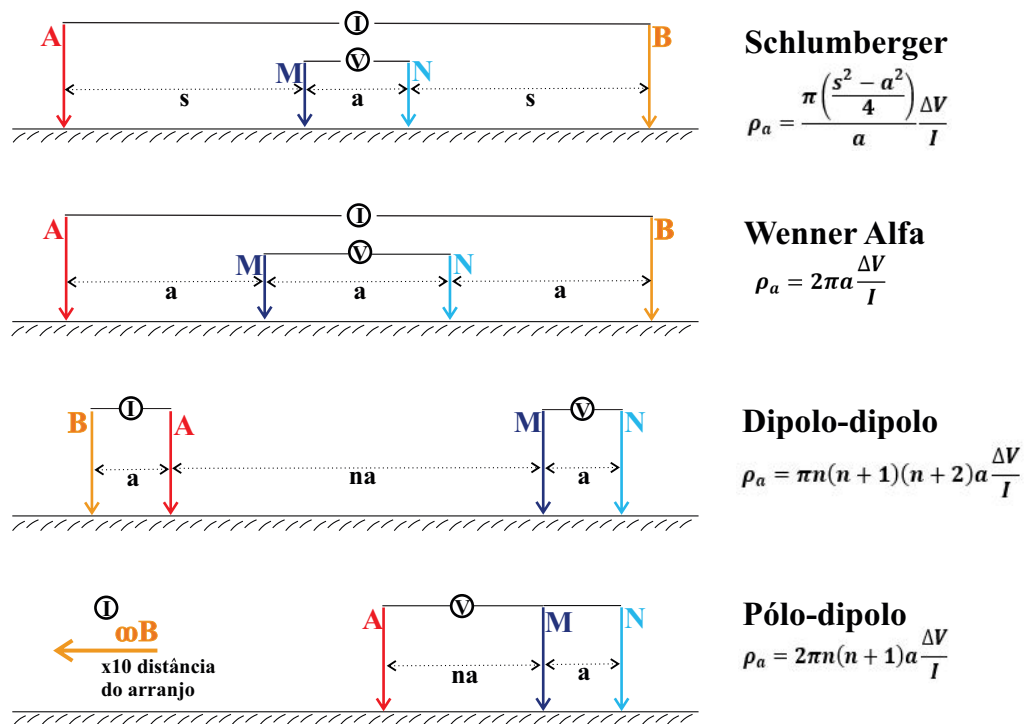


Figura 7 – Arranjos de eletrodos mais comuns utilizados em investigações de eletrorresistividade onde n é o fator de separação do dipolo. Também há a fórmula da resistividade aparente ρ_a para cada arranjo. As cores dos eletrodos adotadas seguem o padrão do *software* de processamento utilizado neste trabalho para o controle de qualidade dos dados.

Esta seção irá tratar de forma mais analítica do arranjo dipolo-dipolo, pois foi ele o utilizado para este estudo. O dipolo-dipolo apresenta bons resultados em caminhamentos

Tabela 1 – Profundidades efetivas para vários arranjos, onde \mathbf{Z} é a profundidade efetiva, \mathbf{a} é o espaçamento entre os eletrodos e \mathbf{L} é a distância total do arranjo. Fonte: Edwards (1977).

Arranjos e níveis	\mathbf{Z}/\mathbf{a}	\mathbf{Z}/\mathbf{L}
Dipolo-dipolo		
n=0,222	0,139	0,063
n=0,5	0,253	0,101
n=1	0,416	0,139
2	0,697	0,174
3	0,962	0,192
4	1,220	0,203
5	1,476	0,211
6	1,730	0,216
7	1,983	0,220
8	2,236	0,224
20	5,25	0,239
∞ (arranjo ideal)	-	0,250
Wenner	0,519	0,173
Schlumberger		
ideal, $a \rightarrow 0$	-	0,192
L=40a	7,66	0,192
L=20a	3,82	0,191
L=10a	1,90	0,190
Gradient		
L=40a, x=20a	7,66	0,192
L=40a, x=15a	6,52	0,163
L=40a, x=10a	4,14	0,103
Polo-dipolo (ideal, B no ∞)		
n=1 (3-eletrodo)	0,519	-
n=2	0,925	-
n=3	1,318	-
n=4	1,706	-
n=5	2,093	-
n=6	2,478	-

elétricos, sendo extensamente empregado em levantamentos de Potencial Induzido (IP) também. Um dipolo é um conjunto de eletrodos emparelhados com os eletrodos localizados relativamente próximos um do outro. Se o par de eletrodos estiver amplamente espaçado ele será chamado bipolo. Determina-se de forma convencional que se mantenha uma distancia a igual para os eletrodos de corrente e de potencial como um múltiplo inteiro de a . Para Gandolfo e Gallas (2007), o arranjo dipolo-dipolo possui uma boa resolução lateral, oferecendo uma boa performance no mapeamento de estruturas verticais, mas não é adequado para a identificação de estruturas horizontais, devendo utilizar a Sondagem Elétrica Vertical com o arranjo schlumberger.

O arranjo dipolo-dipolo utilizado neste estudo consiste em manter um espaçamento

“a” fixo entre os dois eletrodos de corrente e potencial durante todo o levantamento. Para garantir uma baixa razão sinal/ruído, os eletrodos são distribuídos ao longo de linha, dispostos entre si. A partir de então, na *switch box* são inseridos os devidos parâmetros a fim de proporcionar a realização correta do arranjo para iniciar uma série de medidas para o caminhamento elétrico e, em cada uma dessas medidas, os dipolos são deslocados de uma distância “a” e os dados são obtidos nas profundidades $n=1,2,3,\dots$, gerando uma seção de distribuição de pontos de resistividade aparente. De forma geral, quanto maior for esta distância “a”, maiores profundidades poderão ser alcançadas dependendo, no entanto, da presença de ruídos no local.

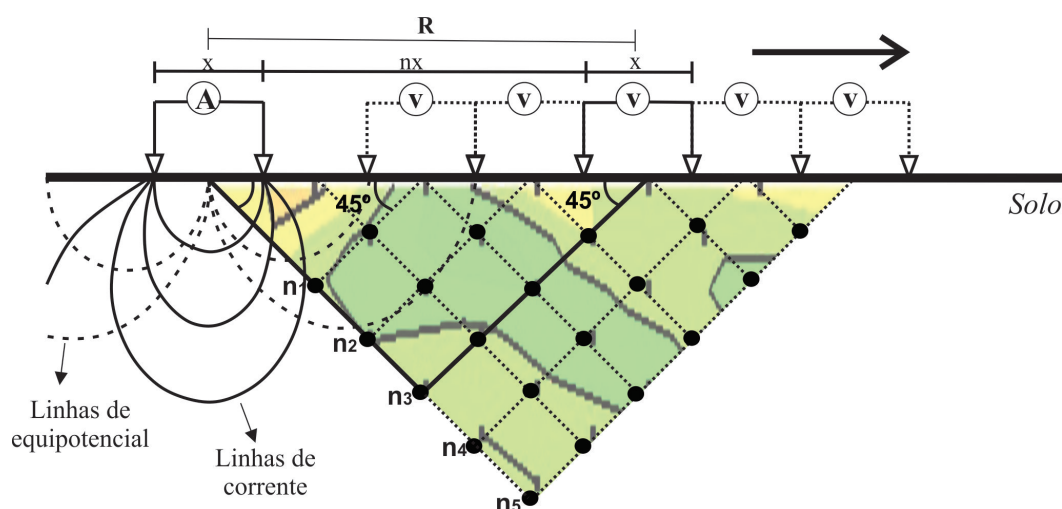


Figura 8 – Construção da seção de resistividade aparente para o arranjo dipolo dipolo onde n = níveis teóricos de investigação, x = espaçamento entre os dipolos e R = espaçamento entre os centros dos dipolos considerados. O sentido do caminhamento é para a direita, conforme indica a seta.

Para [Parasnis \(2012\)](#), o produto de I e o comprimento AB são chamados de momento dipolar da fonte atual. Se AB é extremamente pequeno e “ I ” é aumentado ao mesmo tempo, mantendo $I \times (AB)$ constante, obtemos um dipolo de corrente de ponto ideal do momento $I \times (AB)$ A.m. Na prática, o campo elétrico produzido em um ponto aleatório P por um par de eletrodos de corrente pode ser considerado produzido por um dipolo pontual se a distância de P de A e B for grande em comparação com o comprimento do dipolo AB . Se a separação MN das sondas potenciais, entre as quais P está situado, é igualmente pequena em comparação com a distância do ponto P de A e B , falamos de um potencial dipolo MN . Se os comprimentos AB e MN , em vez de pequenos, são comparáveis à distância entre seus pontos centrais, falamos de um sistema bipolo-bipolo, além de também podermos ter um sistema híbrido como o bipolo-dipolo. Diversas configurações de arranjos dipolo-dipolo são possíveis como mostra o trabalho do autor citado neste parágrafo, porém nesta monografia somente foi utilizada a configuração axial, a qual mantém os eletrodos A , B , M e N colineares. [AGI \(2017\)](#) diz que a vantagem do arranjo dipolo-dipolo é que a distância

entre a fonte de corrente e o dipolo potencial pode ser aumentada quase indefinidamente, estando sujeita apenas à sensibilidade e ruído do instrumento, enquanto o aumento das separações de eletrodos nos arranjos Wenner e Schlumberger é limitado por comprimentos de cabos. Quando comparado ao arranjo Wenner, o qual fornece uma imagem geral, o arranjo dipolo-dipolo fornece grandes detalhes. A desvantagem é que não chega muito fundo, pois o dipolo receptor perderá o sinal se eles estiverem muito longe do dipolo transmissor.

4 Método geofísico eletromagnético

4.1 Método Radar de Penetração do Solo

O método GPR e outros métodos geofísicos eletromagnéticos são baseados nos princípios de propagação e atenuação das ondas eletromagnéticas e os campos eletromagnéticos em qualquer meio são descritos pelas equações de Maxwell. A teoria clássica de Maxwell para a descrição da geração e propagação de campos e ondas eletromagnéticas é feita através de quatro leis:

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (4.1)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (4.2)$$

$$\nabla \cdot \vec{D} = q \quad (4.3)$$

$$\nabla \times \vec{B} = 0 \quad (4.4)$$

onde,

1. \vec{E} compreende o vetor campo elétrico (V/m);
2. q é a densidade de carga elétrica (C/m³);
3. \vec{H} é o vetor campo magnético;
4. \vec{B} é o vetor densidade do fluxo magnético (T);
5. \vec{J} é o vetor densidade de corrente elétrica (A/m²);
6. \vec{D} é o vetor de deslocamento elétrico;
7. \times representa o produto vetorial;
8. \bullet representa o produto escalar.

As equações de Maxwell descrevem campos elétricos e magnéticos quando os campos variam com o tempo. Dependendo da magnitude da perda de energia (associada com a condutividade) e do armazenamento de energia (associado com a permissividade e com a

permeabilidade), os campos podem difundir ou propagar ondas. Soluções da equação da onda 4.5 tomam a forma mostrada na figura 12 onde os campos elétrico e eletromagnéticos são ortogonais entre si e também para a direção espacial do campo, \hat{k} .

$$\nabla \times \nabla \times E + \mu\sigma \frac{\partial E}{\partial t} + \mu\varepsilon \frac{\partial^2 E}{\partial t^2} = 0 \quad (4.5)$$

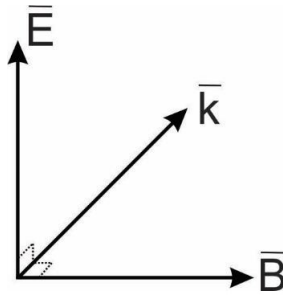


Figura 9 – Representação vetorial do campo elétrico \vec{E} e do campo magnético \vec{B} e a direção de propagação \hat{k} são ortogonais entre si. Fonte: própria

Para as equações de Maxwell serem mais úteis aos métodos geofísicos eletromagnéticos, é necessário associá-las às relações constitutivas. Essas relações constitutivas são responsáveis por fornecerem as características físicas do meio em que a onda EM se propaga, quantificando as propriedades físicas desses materiais. Segundo [Annan e Chua \(1992\)](#), em termos físicos, essas relações representam a quantificação macroscópica do comportamento médio de elétrons, moléculas e íons, quando submetidos a campos eletromagnéticos externos. Porém, para aplicá-las aos métodos eletromagnéticos, é necessário considerar a Terra como um meio isotrópico, horizontalmente estratificada e com extensão lateral infinita. As propriedades físicas encontradas nessas relações constitutivas que conseguem fazer entender essa interação entre os campos magnéticos e os materiais em subsuperfície são: a condutividade elétrica σ , a permissividade dielétrica ε e a permeabilidade magnética μ . A primeira relação constitutiva 4.6 relaciona a densidade de corrente de condução \vec{J} com o campo elétrico \vec{E} tendo a condutividade elétrica σ como vetor de proporcionalidade entre ambos. Esta relação é conhecida como Lei de Ohm.

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (4.6)$$

A resistividade elétrica ρ de um material é o inverso de sua condutividade elétrica σ como é possível ver em $\rho = \frac{1}{\sigma}$. Da mesma forma, para obter a permissividade dielétrica, precisamos considerar a segunda relação constitutiva do meio de propagação da onda EM 4.7. Essa equação relaciona o vetor de deslocamento elétrico \vec{D} ao vetor de campo elétrico

\vec{E} . O fator de proporcionalidade é a permissividade dielétrica do meio ε .

$$\vec{D} = \varepsilon \vec{E} \quad (4.7)$$

Sendo esse valor de permissividade dielétrica no meio adotado como uma quantidade relativa ε_r é possível obter a constante dielétrica no meio ε a partir da razão $\varepsilon_r = \frac{\varepsilon}{\varepsilon_0}$ onde $\varepsilon_0 = 8,854 \times 10^{-12}$ F/m, sendo ε_0 a permissividade dielétrica no vácuo. A constante dielétrica em seu significado físico é, segundo Olhoeft (1996) e Powers (1997), a quantidade de energia elétrica armazenada é perdida através da criação de um campo elétrico interno, devido a deslocamentos induzidos, quando moléculas e/ou íons são submetidos a um campo elétrico externo variável.

Por fim, a terceira relação constitutiva relaciona o vetor de indução magnética \vec{B} e o vetor de campo magnético \vec{H} que viabiliza obter a permeabilidade magnética μ a qual é o vetor de proporcionalidade nesta relação constitutiva 4.8.

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (4.8)$$

Da mesma forma que a permissividade dielétrica, esse vetor de proporcionalidade na terceira relação constitutiva μ também é tratado como medida relativa μ_r a ser obtido por $\mu_r = \frac{\mu}{\mu_0}$ sendo μ_0 a permeabilidade magnética no vácuo e igual a $\mu_0 = 4 \times 10^{-7}$ H/m.

As unidades de medida para cada propriedade física relevante apresentada neste tópico, podem ser visualizadas na tabela seguinte:

Tabela 2 – Propriedades físicas já vistas anteriormente nesta dissertação com seus devidos símbolos e suas unidades de medidas indicadas.

Propriedade física	Unidade de medida
σ	S/m (Siemens por metro)
ε	F/m (Farad por metro)
μ	H/m (Henry por metro)

As ondas eletromagnéticas viajam em alta velocidade e, ao se propagarem apresentam propriedades ondulatórias, sendo irradiadas a partir de uma fonte sem a necessidade de um meio material. No entanto, ao se propagarem, essas ondas perdem energia devido à condutividade de determinados meios. Considerando meios em que a onda sofre atenuação e também considerando um meio linear, isotrópico e homogêneo, livre de cargas, sendo necessário adotar as condições em que $\sigma \neq 0$, $\varepsilon = \varepsilon_r \varepsilon_0$, $\mu = \mu_r \mu_0$, $\sigma \ll \omega \varepsilon$, pode-se escrever as equações de Maxwell na forma fasorial como:

$$\nabla \times \vec{E}_s = 0 \quad (4.9)$$

$$\nabla \times \vec{H}_s = 0 \quad (4.10)$$

$$\nabla \times \vec{E}_s = -i\omega\mu\vec{H}_s \quad (4.11)$$

$$\nabla \times \vec{H}_s = (\sigma + i\omega\varepsilon)\vec{H}_s \quad (4.12)$$

Para se chegar à equação de Helmholtz usada para analisar a propagação de ondas eletromagnéticas, é utilizada a manipulação algébrica entre duas leis da Física: a lei de Faraday e a lei de Ampère. Então, ao determinar o operador rotacional de ambos os lados da equação 4.11 e utilizando a identidade vetorial como mostrado abaixo:

$$\nabla \times (\nabla \times \vec{E}) = \nabla(\nabla \cdot \vec{E}) - \nabla^2 \vec{E} \quad (4.13)$$

Ao se propagarem, as ondas eletromagnéticas estão expostas ao Princípio de Huygens, o qual serve de base para explicar os fenômenos da reflexão, refração e difração de ondas. Dessa forma, a dispersão de energia, ou difração, trata-se de um fenômeno que ocorre com as ondas eletromagnéticas quando elas passam por um orifício ou contornam um objeto cuja dimensão é da mesma ordem de grandeza que o seu comprimento de onda. A dispersão proporciona alargamento temporal do pulso, que também resulta em perda de amplitude do mesmo.

Neal (2004) explicou as variações verticais e laterais na velocidade das ondas de radar em subsuperfície mostrando que quando os dados GPR, registrados em uma base de tempo fixa e invariável, as profundidades só podem ser estimadas em perfil de reflexão do radar se as velocidades das ondas do radar forem conhecidas. Onde uma velocidade média única é suficiente para caracterizar a subsuperfície (por exemplo, muitas areias e cascalhos insaturados), o TWT (tempo duplo de trânsito) pode sofrer uma conversão linear simples em profundidade e uma imagem não é distorcida. No entanto, onde mudanças significativas na velocidade ocorrem com a profundidade, o perfil do radar fica distorcido porque a escala de profundidade está se expandindo e se contraindo com o aumento do TWT. Esse problema está bem ilustrado em qualquer seção GPR com lençol freático. Sedimentos insaturados de baixa perda normalmente têm velocidades de onda de radar significativamente mais altas do que sedimentos saturados equivalentes. À medida que as ondas de radar passam pelo lençol freático para sedimentos saturados, elas diminuem a velocidade. Como resultado, a escala de profundidade no perfil do radar precisa se expandir para levar isso em consideração. No entanto, o perfil permanece visualmente distorcido, com, por exemplo, quedas de reflexão que parecem aumentar abaixo do lençol freático.

Tabela 3 – Materiais geológicos comuns com sua constante dielétrica (ϵ'_r), condutividade elétrica (σ_0), velocidade (v) e atenuação (α), observados nas frequências utilizadas no GPR (Modificado de: [Morey \(1974\)](#); [Ulriksen \(1982\)](#); [Davis e Annan \(1989\)](#); [Annan, 1992](#))

Materiais	ϵ'_r	$\sigma_0(mS/m)$	$v(m/ns)$	$\alpha(dB/m)$
Ar	1	0	0,30	0
Água destilada	81	0,01	0,03	2×10^{-3}
Água fresca	81	0,5	0,03	0,1
Água do mar	81	3000	0,01	10^3
Árenito seco	2 - 6	0,01	0,15	0,01
Arenito saturado	20 - 30	0,1 - 1	0,06	0,03 - 0,3
Calcário	4 - 8	0,5 - 2	0,12	0,4 - 1
Folhelho	5 - 15	1 - 100	0,09	1 - 100
Siltito	5 - 30	1 - 100	0,07	1 - 100
Argila	5 - 40	2 - 1000	0,06	1 - 300
Granito	5 - 7	0,01 - 1	0,13	0,01 - 1
Sal seco	5 - 6	0,01 - 1	0,13	0,01 - 1
Solo arenoso seco	2,6	0,14	0,18	0,14
Solo arenoso saturado	25	6,9	0,06	2,25
Solo Argiloso seco	2,4	0,27	0,19	0,28
Solo argiloso saturado	15	50	0,07 - 0,09	21

Em materiais em que a condutividade elétrica é mais elevada, assim como em meios onde há componentes em processo de biodegradação por elevar a condutividade do meio, o sinal GPR pode ser atenuado. Esta atenuação compromete a profundidade de alcance da onda eletromagnética. Conforme observado na tabela 3, os valores, já definidos na literatura por alguns autores, dos parâmetros físicos associados à propagação da onda eletro-





Constante dielétrica (ϵ'_r)	Condutividade elétrica (σ_0)	Velocidade (v)	Atenuação (α)
			

Figura 10 – Comparação dos efeitos de crescimento e decrescimento entre as propriedades constante dielétrica, condutividade elétrica, velocidade e atenuação nos materiais.

magnética em diferentes meios geológicos, a figura 10 mostra um esquema geral sobre a comparação no efeito causado na velocidade e na atenuação nos meios a partir de uma constante dielétrica maior, bem como a condutividade.

A amplitude da energia refletida versus tempo de percurso é função: i) da quan-

tidade de energia transmitida dentro do terreno, ii) da velocidade de propagação da onda eletromagnética através dos materiais, iii) do contraste nas constantes dielétrica das diferentes interfaces, iv) da atenuação do sinal, v) da profundidade dos refletores de subsuperfície Davis e Annan (1989). As figura 11 mostra a trajetória das ondas aérea direta, terrestre direta, refletida e refratada. Essas ondas fazem parte da teoria de propagação das ondas eletromagnéticas no método GPR e podem ser identificadas ao analisar o sinal dos dados de georadar.

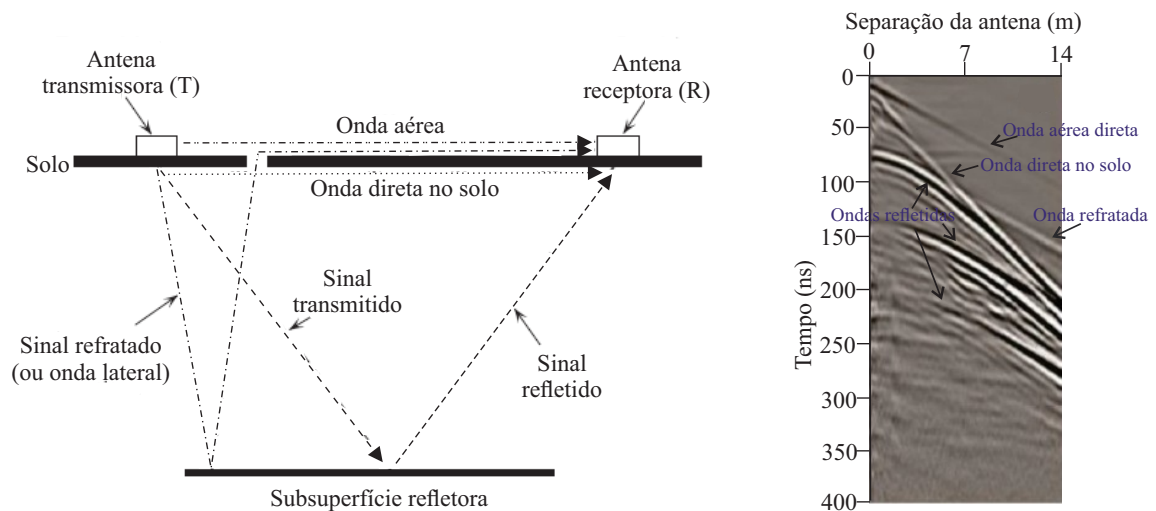


Figura 11 – Trajetórias de raios entre as antenas transmissora e refletora, além de no imagem direita mostrar como é esta resposta em um dado CMP (*common midpoint*). Modificado de Neal (2004), Fisher, Stewart e Jol (1996) e Alves et al. (2018)

Parte III

Metodologia

5 Aquisição dos dados

A aquisição dos dados foi realizada pela autora e pela equipe do Observatório Nacional com os equipamentos disponibilizados pelo PEG BR (Pool de Equipamentos Geofísicos do Brasil). No entanto, uma análise pré-campo foi feita para melhor decidir a localização e sentido ideais de cada perfil para o propósito do trabalho, além de ser solicitada a permissão na Prefeitura do Rio de Janeiro para a dispensa de licença ambiental. Esta rotina de planejamento é essencial para uma boa fluidez e um bom aproveitamento do tempo de trabalho de campo.

Após essas considerações, será detalhado nas seções abaixo, como os dados de ambos os métodos geofísicos foram levantados, bem como a aquisição dos dados GNSS.

5.1 Eletrorresistividade

Para a obtenção dos dados brutos de tomografia de resistividade elétrica, primeiramente foi esticada uma trena para a marcação correta do espaçamento dos eletrodos que, para este projeto, foi escolhido 5 metros. O caminhamento elétrico de cada perfil com espaçamento de 5 metros entre os eletrodos foi realizado com os arranjos dipolo-dipolo na forma estendida, schlumberger e wenner para fins de comparação. Contudo, os melhores resultados para o caminhamento elétrico foram os com o arranjo dipolo-dipolo e, com isso, os resultados apresentados no capítulo seguinte desta dissertação serão baseados nele.

O equipamento utilizado foi o SuperSting R8/IP da AGI[®] (Figura 12), o qual possui 8 canais que mede diferenças entre eletrodos MN1, MN2, ..., MN8 para uma mesma operação de injeção de corrente em um par de eletrodos AB. Dessa forma, um levantamento com 8 canais diminui o tempo de aquisição de dados. Os multi-eletrodos são fabricados com material condutivo, como aço inox, sendo fixados no solo até que haja uma boa resistência de contato e são conectados a uma caixa comutadora, denominada switch Box, por meio de cabos multicanais. A switch box seleciona os eletrodos A, B, M e N que serão utilizados para uma medida em particular direcionando a corrente e a leitura de potencial para os eletrodos corretos (ABREU, 2012). O método de eletrorresistividade possui várias configurações possíveis de eletrodos a partir das técnicas básicas de sondagem elétrica ou caminhamento elétrico, conferindo grande versatilidade a essa metodologia geofísica.

Desta forma, para as duas campanhas realizadas para o levantamento dos dados de eletrorresistividade, uma em 2018 e outra em 2019, foram obtidos 4 perfis geolétricos em cada campanha. O mapa da figura 1 mostrou a localização das linhas. Para todos os perfis o espaçamento fixo entre os eletrodos foi realizado com cabos da AGI. Para a

parametrização escolhida para a realização das medidas, é importante destacar que foi escolhida uma corrente de 2 A e tempo de injeção de 1,2 segundos para todos os perfis. Além disso, os testes de resistência de contato realizados pelo equipamento mostraram valores de 300 a 7000 Ω , mesmo a equipe tomando medidas para reduzir os valores, tais como molhar os eletrodos com água salgada. As resistências de contato mais altas foram devido as condições ruidosas do local e foram mais altas nas medidas em regime de estiagem pelo fato do solo estar muito seco. Segundo o fabricante, os valores ideais para a resistência de contato dos eletrodos devem ser até 2000 Ω . No geral, a região é considerada ruidosa tanto para os dados de ERT quanto para os dados GPR por apresentar muitos postes de luz, além de cercas metálicas. Na figura 2 o equipamento utilizado é mostrado.



Figura 12 – SuperSting R8/IP da AGI com switch box, utilizado para o levantamento dos dados de eletrorresistividade. No momento deste registro, a aquisição dos dados da linha 4 estava sendo feita. Fonte: própria

5.2 Radar de Penetração do Solo

Neste estudo, o GPR foi empregado pelo uso de duas antenas não blindadas, uma funcionando como transmissora do pulso eletromagnético e outra como receptora, sendo esse par com frequência de 100 MHz e com espaçamento entre as antenas de 1 m. Foi utilizada esta frequência central de antena porque era a maior que o Observatório Nacional possui e porque era desejado uma maior resolução superficial afim de conseguir marcar melhor o topo freático e alguns refletores dos depósitos do quaternários. A aquisição de dados GPR realizada foi no modo contínuo, o qual mantém a distância entre as antenas fixa ao longo de um deslocamento retilíneo rente ao solo, sendo todo o equipamento

arrastado de forma manual, também sem interferir na integridade do solo e outros meios de vida. O sistema GPR empregado nesse estudo, incluindo o monitor XV, bem como as antenas não blindadas, são da MALA[®], assim como o software RadExplorer[®], utilizado para o processamento dos dados. Para o cálculo de velocidades, foi utilizada a técnica de ajuste hiperbólico das difrações que foi utilizada para fazer a correção de tempo em profundidade. A figura 13 mostra o equipamento montado e em funcionamento no momento do levantamento dos dados da linha 2.



Figura 13 – MALA GPR ProEx System no levantamento de dados da linha 2 no ano de 2018. Fonte: própria

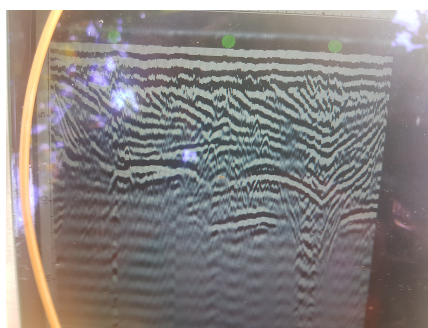


Figura 14 – Dado bruto apenas com *display* de tela, mostrado no monitor XV, da linha 2 referente à aquisição da figura 2. Fonte: própria

5.3 Topografia

A topografia foi aplicada aos perfis 1 e 4, apresentados nas figuras 21.a, 21.b, 24.a e 24.b, tanto para o GPR quanto para o caminhamento elétrico. Para a obtenção das coordenadas e das altimetrias foi usado o equipamento Trimble R8_s, que utiliza da tecnologia do Sistema de Navegação Global por Satélite (GNSS). Assim como o GPS, o GNSS determina a posição através de uma triangulação de satélites, sendo esses muito bons em triangular nossa posição horizontal e menos precisos nas posições verticais. O equipamento Trimble R8_s foi utilizado para se obter o melhor posicionamento e altitude dos dados, com um erro baixíssimo, utilizando a tecnologia GNSS, a qual fornece posicionamento geoespacial com cobertura global. Assim, garante uma melhoria na geometria da constelação de satélites incorporando, além do GPS, o sistema russo GLONASS, o europeu Galileo, o chinês BeiDou (Compass) e o japonês QKSS. O erro baixo do GNSS se deve justamente à maior quantidade de satélites que o sistema GNSS detecta, reduzindo o PDOP (*Diluição da Precisão da Posição*), que é um indicador de acurácia. A figura 15 exhibe o equipamento.



Figura 15 – Equipamento Trimble R8_s em momento de aquisição de pontos de altimetria e localização no local do perfil 4. Fonte: própria

Assim, para o levantamento dos dados de posição, foi combinado o receptor Trimble R8_s com um controlador Trimble executando o *software* de campo Trimble Access e a importação e o processamento dos dados foi realizado pelo *software* Trimble Business Center. Com os dados do GNSS já processados e calculados para altitude ortométrica, a topografia foi traçada pelos programas de processamento dos dados do GPR e de Eletroresistividade dos perfis 1 e 4, conforme serão apresentados no capítulo a seguir.

6 Processamento e inversão dos dados

6.1 Inversão dos dados de Tomografia de Resistividade Elétrica

O modelo geoeétrico foi obtido a partir da inversão 2D dos dados realizada pelo software EarthImager 2D. Foi usado o método de inversão suave do modelo, que é mais estável e robusto e, para a modelagem direta dos dados, foi empregado o método dos elementos finitos (MEF) e o solucionador da equação direta foi a decomposição Cholesky. Além disso, foram utilizadas duas divisões da malha e, para condição de contorno, a mista — variando entre Neumann e Dirichlet — foi escolhida em diferentes partes do contorno do domínio da equação.

Para a inversão, foram utilizados "X" iterações, até o modelo convergir, a partir do uso da norma L2, a qual deve ser menor que o número de medições. O fator de suavização escolhido foi 100, assim como o fator de amortecimento, que suprime o efeito da matriz Hessiana em iterações e acelera a convergência no estágio inicial da inversão.

Para a qualidade dos dados, foi considerado o *crossplot*, que é o gráfico cruzado entre a resistividade aparente predita e a resistividade aparente medida. A observação dos valores denominados *outliers*, ou pontos fora da curva, foi o principal parâmetro para a remoção dos dados. No entanto, foi utilizada uma forma manual de retirada de dados, a partir da análise do quadro de erros, no próprio EarthImager 2D, onde foi determinada a remoção somente para valores com erro acima de 3% e evitando a retirada para dados mais superficiais, sendo que estes dados em sua maioria apresentaram menor erro. Abaixo, nas figuras 16, 17, 18 e 19, são mostrados os *crossplots* e o gráfico de dispersão de erros de para os dados adquiridos de cada perfil do estudo em 2018 e 2019.

Os dados da linha 1 de 2018 ficaram bem ajustados, embora a partir dos 30 metros aproximadamente de profundidade começou a haver uma remoção um pouco maior nos dados. De qualquer forma, houve uma preocupação em manter pontos em diferentes pontos após esta profundidade para estatisticamente conseguir representar melhor o modelo real. Os valores para RMS e norma l2 em 2018 foram 22,28% e 0,96, respectivamente e, 2019, os valores foram de 23,39% para RMS e 0,80 para a norma L2 (Figura 16).

Já para os dados do perfil 2, o *crossplot* e o gráfico de dispersão nos anos de 2018 apresentou uma qualidade pior, comparado ao de 2019, devendo-se à resistência de contato maior por provavelmente o solo estar mais seco do que nos dados de 2019. Os valores para RMS foram de 33,80% em 2018 e de 28,68% em 2019. sendo para a norma L2 valores de 2,48 no primeiro ano e 0,96 no segundo ano (Figura 17).

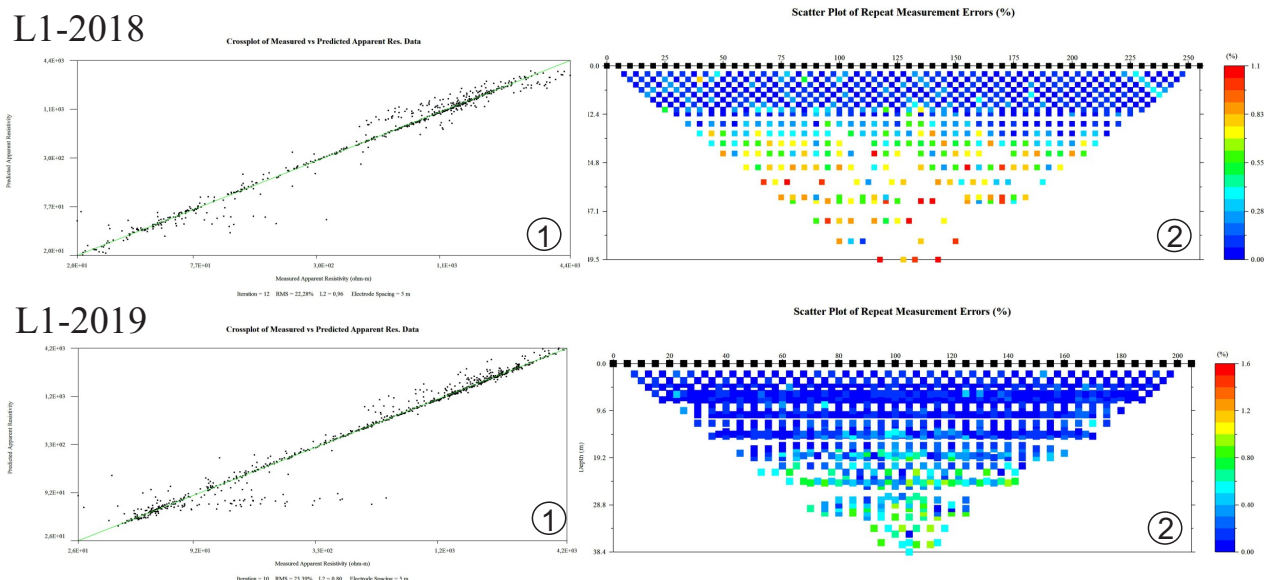


Figura 16 – Qualidade dos dados da Linha 1, representados pelo gráfico cruzado (*crossplot*) em 1 e o gráfico de dispersão de erros em 2, nos anos de 2018 e 2019. Fonte: própria

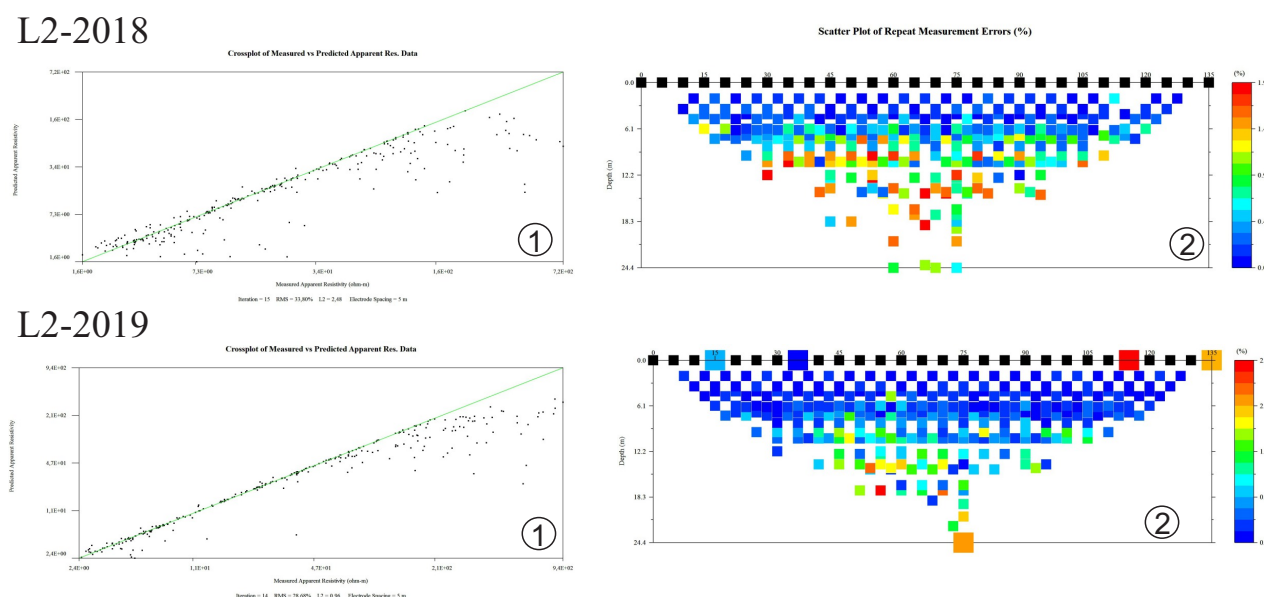


Figura 17 – Qualidade dos dados da Linha 2, representados pelo gráfico cruzado (*crossplot*) em 1 e o gráfico de dispersão de erros em 2. Fonte: própria

A qualidade dos dados da linha 3 mostrou uma grande concentração de dados próximos à curva. No entanto, no dado do ano de 2018 houve um problema considerável na parte direita do arranjo, onde muitos dados tiveram que ser retirados a partir de uma profundidade de 12 metros, conforme mostra a parte vazada na imagem 2 do ano de 2018 na figura 18. Isto se deu por algum problema com o eletrodo na posição de dos 285 metros,

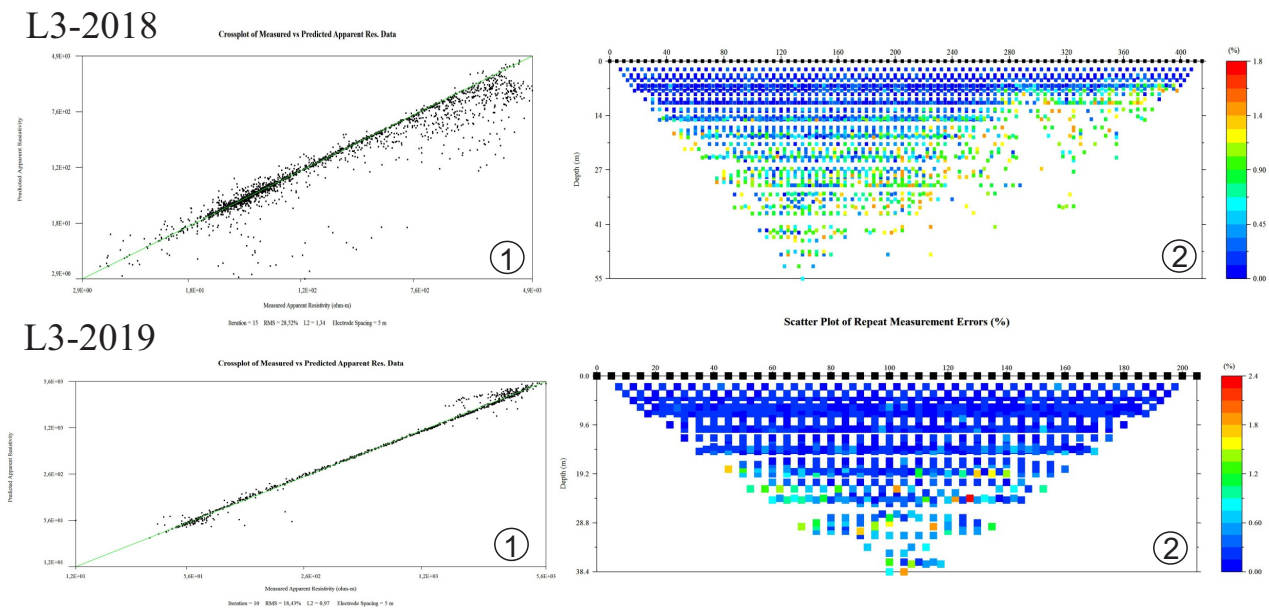


Figura 18 – Qualidade dos dados da Linha 3, representados pelo gráfico cruzado (*crossplot*) em 1 e o gráfico de dispersão de erros em 2, nos anos de 2018 e 2019. Fonte: própria

depois do início das medidas e do rolagem (*roll-along*) da linha. Em contra partida, os dados do ano de 2019 foram melhores e obtiveram cobertura quase total do levantamento. Os valores para o RMS e norma L2 do ano de 2018 foram 28,52% e 1,34, respectivamente e, nos de 2019 foram 18,43% e 0,97 (Figura 18).

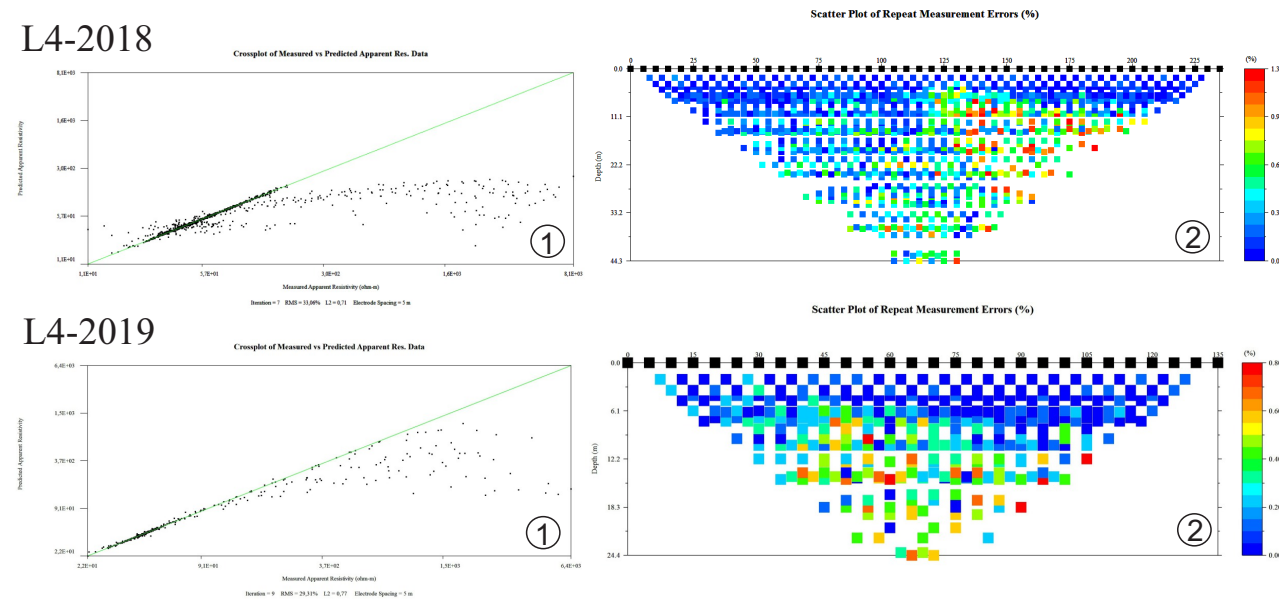


Figura 19 – Qualidade dos dados da Linha 4, representados pelo gráfico cruzado (*crossplot*) em 1 e o gráfico de dispersão de erros em 2, nos anos de 2018 e 2019. Fonte: própria

A figura 19 mostra os crossplor e gráfico de dispersao do perfil 4 dos levantamentos dos anos de 2018 e 2019, porém no sentido mar-continente (onde o primeiro eletrodo está no mar e o último está próximo à enconsta. Conforme será observado nos resultados, no capítulo 7, este sentido foi revertido para continente-mar. Quanto à qualidade mostrada, é possível ver para ambos os anos, vários *outliers* escapando da curva nas imagens 1, para resistividades maiores. Porém, os gráficos nas imagens 2 mostram dados com erros baixos, menores do que 1,3% e do que 0,8% para os respectivos anos e uma cobertura de dados mantida. Este perfil encontra uma particularidade por ele passar em cima de um canal do Rio do Mundo, além de ele estar mais próximo à encosta, criando uma zona de confinamento grande de água, tanto fluvial quanto pluvial e teve um efeito nos dados de eletrorresistividade podendo, talvez, explicar esta tendencia dos *outliers*, Os valores de RMS para os anos de 2018 e 2019 foram, respectivamente, 33,06% e 29,31%. Para a norma L2 os respectivos valores para os anos 2018 e 2019 foram 0,71 e 0,77 (Figura 19).

6.2 Processamento dos dados do Radar de Penetração do Solo

Para o processamento dos dados, foi utilizado o *software* RadExplorer[®] da mesma fabricante do equipamento de campo, a MALÁGeoscience. As rotinas de processamento para os dados GPR não diferem muito entre os programas disponíveis no mercado, mas alguns possuem algumas particularidades e limitações e, nesta subseção, será exposto o fluxo de processamento utilizado para o RadExplorer.

Primeiro, como os dados foram adquiridos no modo tempo, foi definida a geometria para cada linha no início em zero metros e, no fim, a distância total percorrida para cada linha. Após essa regularização da Interpolação espacial na ferramenta de definição de geometria, foi iniciado o fluxo de processamento básico dos dados de georadar.

Foi feita a remoção DC, que é um filtro 1D de remoção da compensação da corrente contínua. Esta compensação acontece porque as amostras de traço antes da chegada da primeira onda, antes de $t=0$ ns, são ligeiramente deslocadas abaixo de 0 mV.

Seguindo, o ajuste de tempo zero é outro passo importante, pois ajusta o ponto da escala vertical para o ponto 0 ns, que seria o momento que a onda saiu da antena transmissora. Assegurar-se que este tempo está corrigido é uma das garantias de que, mais tarde, o tempo será também convertido de forma correta em profundidade. No RadExplorer deve-se atentar para a separação das antenas de acordo com sua frequência central, pois será necessário entrar com este parâmetro. Após, a edição do traço é feita para fazer o corte vertical necessário sendo, por exemplo, de 0 ns até o tempo máximo de *range* do dado.

O próximo passo é o de remoção de *background* que é a remoção do efeito indesejado da onda direta com base em um traço ou janela determinada. Ele remove refletores

horizontalizados, tanto como os da onda direta, mas também alguns outros devido a ruídos externos, por exemplo. No programa de processamento em questão, esta opção é feita de forma automática apenas entre "fraco" e "forte", tendo sido escolhido 9 pontos numa escala de 1 a 10 pontos.

Para a filtragem, foi utilizado o filtro espacial 2D baseado na mediana e, para as funções de ganho, foi empregado o controle de ganho automático (AGC) que equaliza a amplitude ao longo dos traços e o tipo utilizado foi baseado na média. Também foi empregado em conjunto a equalização de traço, a qual diminui variações de amplitude traço a traço. Cada traço torna-se normalizado em seu coeficiente de balanceamento e as variações de amplitude diminuem de traço para traço.

A deconvolução preditiva utilizada depois, que é o uso da informação da parte inicial do traço para prever e deconvolver tal traço, aumenta a resolução devido ao estreitamento das ondas refletidas, porém há também aumento dos níveis de ruído e, por esse motivo, logo após deve ser feita a aplicação do filtro passa-banda. Este filtro passa-banda, muito conhecido na análise de sinais, aumenta a relação sinal/ruído. O algoritmo de filtragem opera dentro do domínio da frequência e é realizado por meio da multiplicação de traço de transformada de Fourier no espectro do filtro. Por último, foi realizada a análise de hipérboles de difração para encontrar a melhor hipérbole que se ajusta aos dados e, assim, a melhor velocidade para fazer a conversão de profundidade em tempo e aplicar a topografia nos perfis 1 e da melhor forma.

Parte IV

Resultados e Discussões

7 Integração dos resultados

Neste capítulo serão apresentadas as interpretações referentes às inversões de eletrorresistividade de cada perfil realizado, bem como os radargramas comentados de GPR.

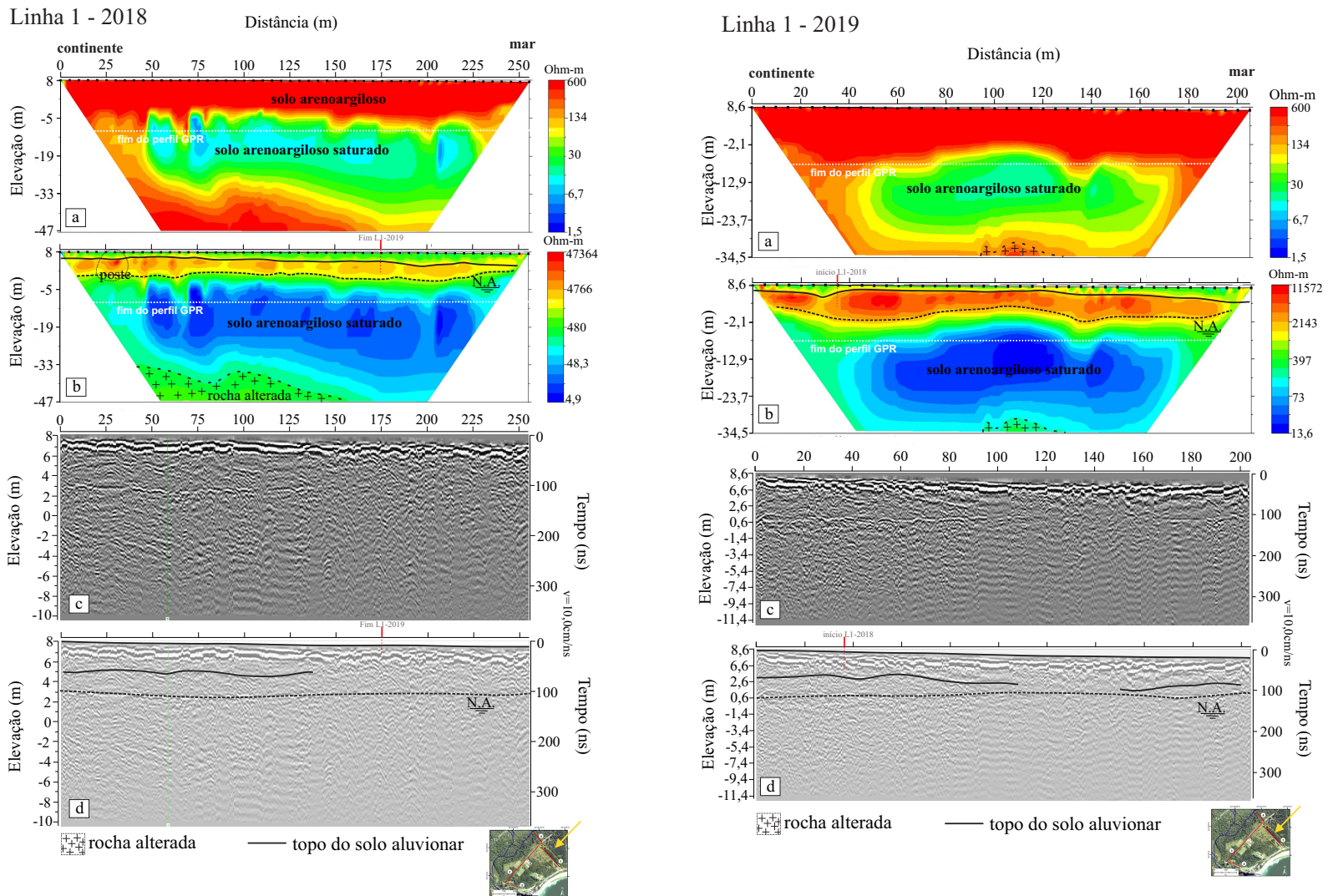
A primeira imagem, figura 20 deste capítulo, no entanto, mostra o processo de evolução do Rio do Mundo, considerando a abertura e o fechamento de sua desembocadura, além da diminuição e aumento de seu nível de água. Esta imagem representa um pouco da dinâmica deste rio, que mesmo sendo um rio permanente, ocorre consideráveis mudanças em seu nível de água, podendo influenciar o abastecimento hídrico em suas proximidades.



Figura 20 – Evolução do Rio do Mundo com imagens de satélite nos anos de 2019, 2018, 2016 e 2015. A linha marcada com o número 2, indica a localização do perfil 2. Modificado de: Google Earth Pro

O perfil 1 é um perfil transversal mais próximo ao mar. Os resultados da inversão 2D de ERT e do processamento dos dados GPR se encontram nas figuras 19.a e 19.b. Os resultados dos dados obtidos em 2018 mostram (figura 19.a), para o de ERT o topo do solo aluvionar em aproximadamente 2 metros de profundidade e o nível freático se encontra de 5,3 a 8,0 metros aproximadamente. Estes valores observados tanto no radargrama quanto na pseudo-seção invertida de eletrorresistividade mostram que uma correlação com os dados. O teor do fluido, em relação à resistividade encontrada, mostra que não há água

salina na localidade do perfil, já que os valores mais resistivos possuem um mínimo de 13,6 Ohm-m.

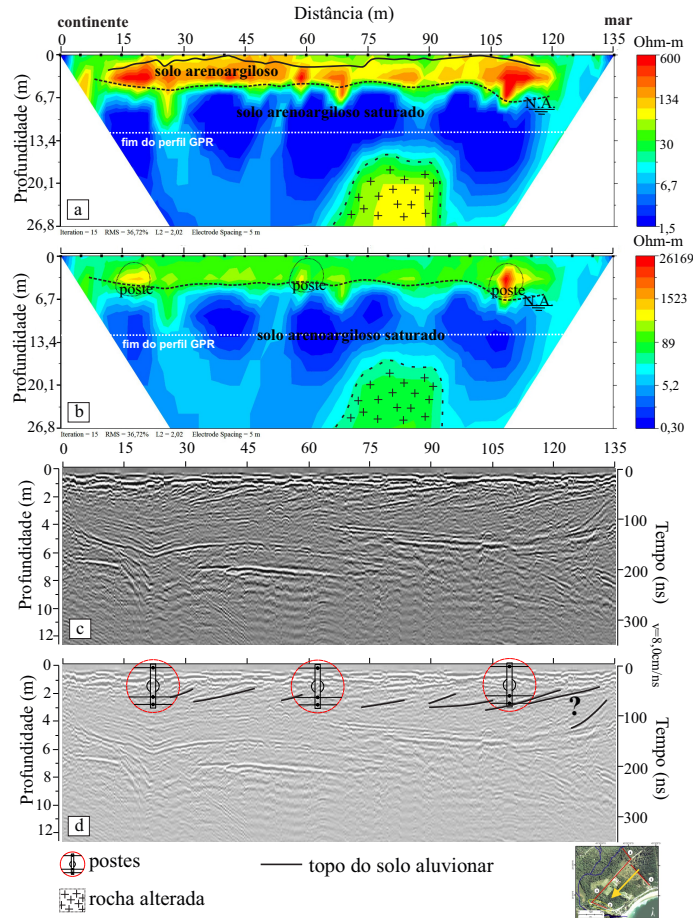


(a) Perfil 1 realizado no ano de 2018, em período de estiagem. A linha tracejada mostra o nível freático.

(b) Perfil 1 realizado no ano de 2019, em período de pós chuva. A linha tracejada mostra o nível freático.

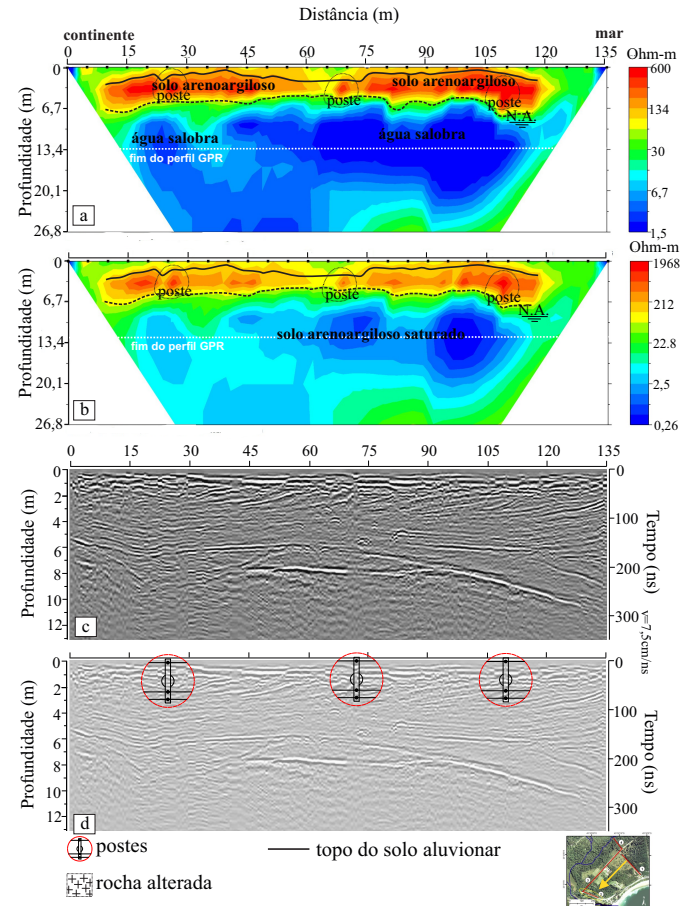
Figura 21 – Perfil 1. Interpretação dos dados de eletrorresistividade em a) e b) sendo o mesmo modelo de inversão em ambos, porém em a) a escala de cores está padronizada para comparar com outros perfis e em b) está com a escala própria. Em c) o radargrama já convertido em profundidade e em d) é o mesmo radargrama que em c), porém com transparência e interpretado. Está com correção topográfica. Sentido da linha: continente-mar. Fonte: própria

Linha 2 - 2018



(a) Perfil 2 realizado no ano de 2018, em período de estiagem. A linha tracejada mostra o nível freático.

Linha 2 - 2019



(b) Perfil 2 realizado no ano de 2019, em período de pós chuva. A linha tracejada mostra o nível freático.

Figura 22 – Perfil 2. Interpretação dos dados de eletrorresistividade em a) e b) sendo o mesmo modelo de inversão em ambos, porém em a) a escala de cores está padronizada para comparar com outros perfis e em b) está com a escala própria. Em c) o radargrama já convertido em profundidade e em d) é o mesmo radargrama que em c), porém com transparência e interpretado. Está sem correção topográfica. Sentido da linha: continente-mar. Fonte: própria

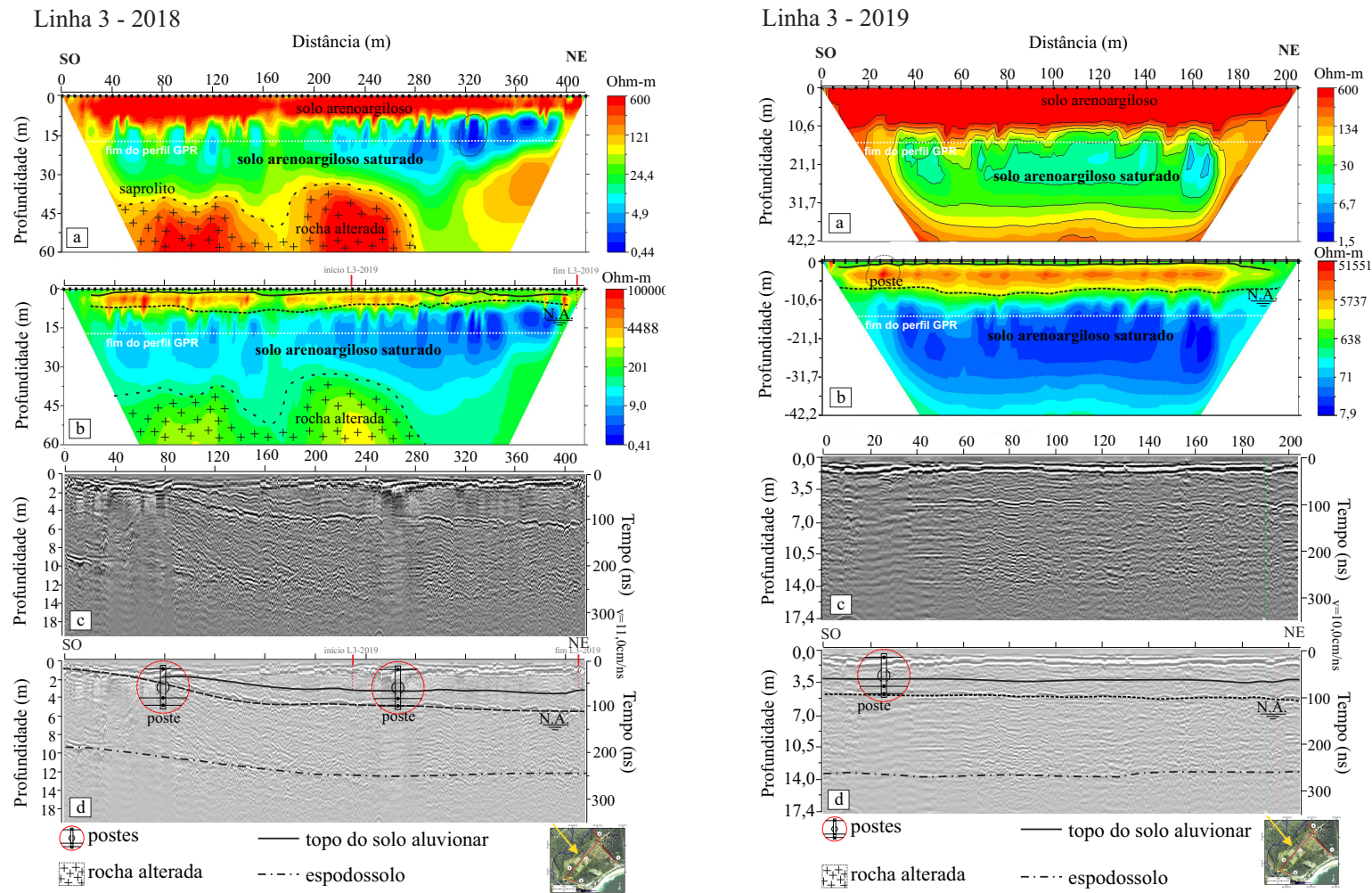
O segundo perfil (figuras 20.a e 20.b), mais a leste, encontra-se mais próximo à foz do Rio do Mundo. O Rio do Mundo é um rio permanente que em situações de maré alta, ocorre a alimentação de forma contrária, explicando sua maior salinidade. Este é o único perfil que apresenta uma resistividade menor que 2 Ohm.m abaixo do nível freático, indicando a presença de água de maior salinidade. A figura mostra a interpretação dos dados dos perfis geoeletricos e do radargrama obtidos no ano de 2018 numa época mais seca. Na letra b, que mostra o resultado do dado de ERT interpretado com a escala de cores normal, o mais alto valor de resistividade se encontra onde estão os postes, nas distancias de 20 m, 60 m e 110 m, pois na instalação deles é utilizada uma caixa de proteção de material resistivo. Ainda neste perfil, é possível observar uma resistividade menor que 1 ohm-m, indicando uma maior salinidade com acúmulo de água salobra, segundo à figura 6. Comportamento semelhante é possível ver nos dados de 2019, mostrados pela figura 20.b, a qual é uma interpretação dos dados do perfil 2 pós chuva, porém houve um aumento de resistividade baixo, mas já indicativo de uma menor salinidade, devendo-se a uma maior recarga de água pluvial. Não foram possíveis muitas interpretações nos radargramas deste perfil, pois foram geradas muitas dúvidas a cerca dele que ficam difíceis de serem resolvidas sem uma metodologia direta. Os refletores, migrando para o continente, estão indicados com uma interrogação por não ter sido possível explicar o fenômeno que ocasionou a disposição deles por estarem fora do esperado, já que o conhecido e previsto seria refletores marcadores de regressão marinha.

Em relação aos postes que foram indicados em todas as linhas, segundo à norma 5410 da ABNT (2004), é necessário que os postes estejam devidamente aterrados e, para isso, há uma caixa de proteção feita de um material resistivo, como PVC na maioria dos casos, onde a haste metálica para aterramento passa. Para a norma técnica de distribuição para áreas rurais, NTD-07, da Energisa (1999), esta haste deve ficar numa distância mínima do poste de 1 metro. Como o material da caixa de proteção que envolve a haste é resistivo, a resposta resistiva próxima aos postes é justificada.

No terceiro perfil, longitudinal à costa, representado nas figuras 21.a e 21.b, a linha de 2019 realizada com o mesmo espaçamento entre os eletrodos da de 2018 possui menor extensão e, desta forma, acaba por exibir uma melhor resolução para o pacote sedimentar mais próximo à superfície. Aqui foi possível observar talvez a maior diferença entre o período menos chuvoso (2018) e o período mais chuvoso). Para os resultados do ano de 2018, foram observados valores de resistividade menores que 4 Ohm-m, inclusive um foco, mostrada pela linha fina tracejada, de resistividade menor que 2 Ohm-m. Já na linha de 2019, o resultado da inversão mostra valores para resistividade com mínimo de 7,9, devendo um crescimento no valor no ano de 2019 comparado ao de 2018 pela água da chuva infiltrada. Estes valores mais baixos de resistividade podem indicar um acúmulo de água mais salobra no nordeste da estrada. Ainda, foi mostrado pelo GPR um refletor que pode indicar o espodossolo, baseado no trabalho de Rocha (2013) e confirmado pelo trabalho

de [Alves et al. \(2018\)](#), que é encontrado na região, de acordo com a [Detzel Consulting \(2011\)](#). Após este refletor, há uma queda brusca no sinal do georadar, indicando uma forte atenuação pela condutividade encontrada neste tipo de solo com material condutivo, próprio de horizonte B espódico. No entanto, é importante ressaltar que em relação ao horizonte B espódico foi somente uma suposição.

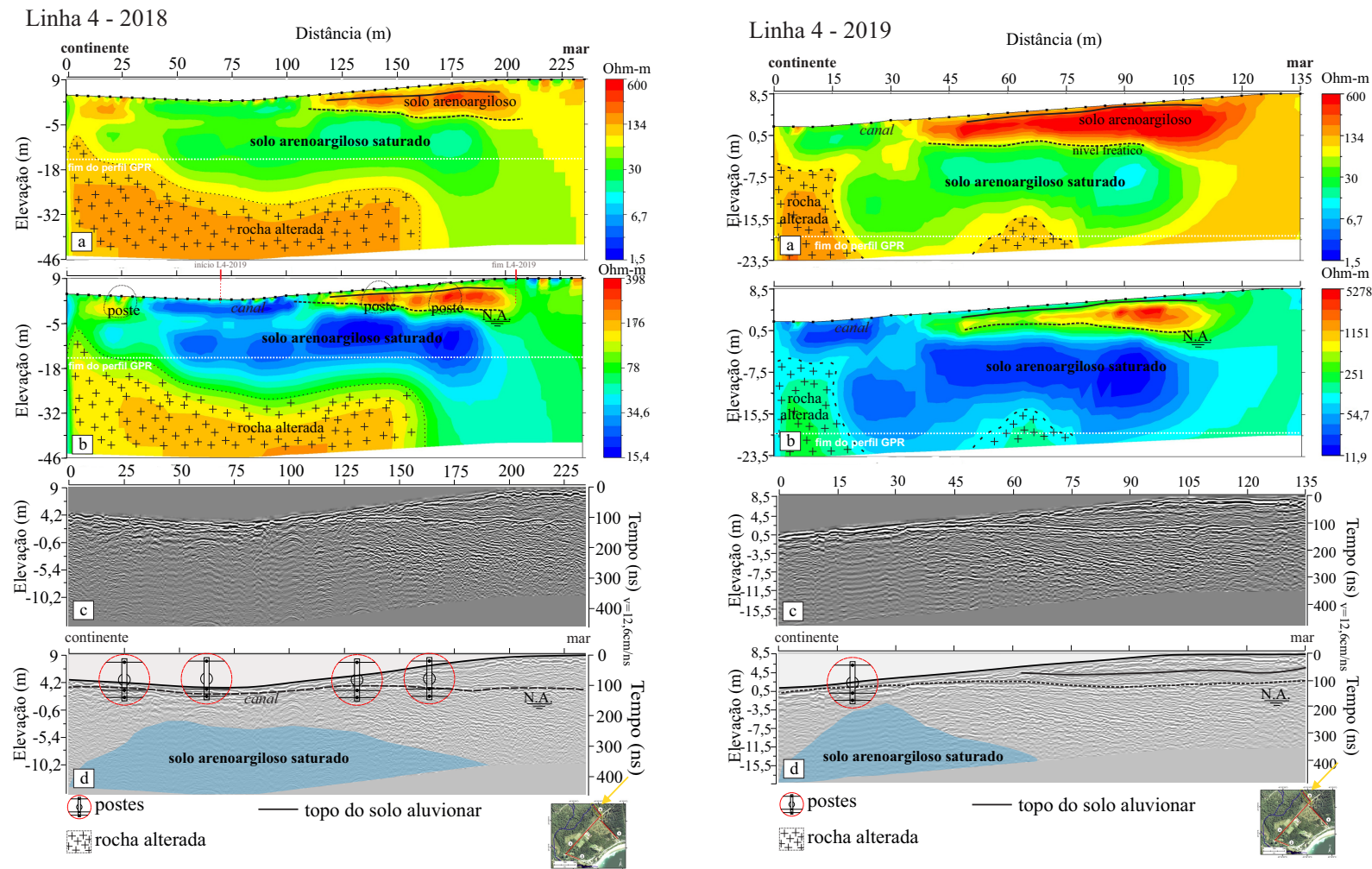
Conforme as figuras 22.a e 22.b, no perfil 4, transversal à linha de costa e mais próximo à encosta, é possível ver, tanto nos perfis do ano de 2018 quanto no de 2019, um grande corpo mais condutivo nos primeiros 30 metros da linha desde a parte superficial a uma profundidade de aproximadamente 20 metros. Essa infiltração mais superficial se deve a um canal que passa por ali. Ainda, pode-se observar uma porção mais resistiva começando em aproximadamente 7 metros de profundidade no início da linha, foi marcado como já sendo a rocha alterada, de acordo com as medidas de resistividade considerando também os solos típicos para a região, além de estar mais próxima à encosta. O radargrama mostrou superfícies de radar para o nível freático e para o possível topo do aluvião condizentes com as mesmas superfícies marcadas na Tomografia de Resistividade Elétrica. Também foi possível averiguar um padrão de reflexão *free*, que é uma superfície livre de reflexões, mostrando uma grande atenuação do sinal que, neste caso, é dada pela grande infiltração ocasionada pela presença do canal. A profundidade dessa atenuação é concordante com a parte condutiva encontrada na pseudo-seção de eletrorresistividade. É válido ressaltar que a linha 4 de 2018 possui maior extensão comparada à linha 4 de 2019 e, dessa forma, atingiu uma maior profundidade também, de acordo com a teoria do método de eletrorresistividade.



(a) Perfil 3 realizado no ano de 2018, em período de estiagem. A linha tracejada mostra o nível freático

(b) Perfil 3 realizado no ano de 2019, em período pós chuvas. A linha tracejada mostra o nível freático

Figura 23 – Perfil 3. Interpretação dos dados de eletrorresistividade em a) e b) sendo o mesmo modelo de inversão em ambos, porém em a) a escala de cores está padronizada para comparar com outros perfis e em b) está com a escala própria. Em c) o radargrama já convertido em profundidade e em d) é o mesmo radargrama que em c), porém com transparência e interpretado. Está sem correção topográfica. Sentido da linha: sudoeste-nordeste. Fonte: própria



(a) Perfil 4 realizado no ano de 2018, em período de estiagem. A linha tracejada mostra o nível freático

(b) Perfil 4 realizado no ano de 2019, em período pós chuva. A linha tracejada mostra o nível freático

Figura 24 – Perfil 4. Interpretação dos dados de eletrorresistividade em a) e b) sendo o mesmo modelo de inversão em ambos, porém em a) a escala de cores está padronizada para comparar com outros perfis e em b) está com a escala própria. Em c) o radargrama já convertido em profundidade e em d) é o mesmo radargrama que em c), porém com transparência e interpretado. Está sem correção topográfica. Sentido da linha: continente-mar. Fonte: própria

Conclusões

Foi possível, com o método de Tomografia de Resistividade Elétrica, determinar grandes diferenças na saturação do solo, bem como focos de salinidade na água subterrânea. Foi possível mostrar que a foz do Rio do Mundo exerce influência na salinidade encontrada no Perfil 2, fazendo com que as proximidades a este perfil estejam com a qualidade do lençol freático comprometida. No entanto, não foi possível ver grandes alterações nos perfis entre um ano e outro já que, embora o cuidado ao realizar as medições em período sem chuvas e depois em outro período de chuvas, foram chuvas de poucos dias e sem carga considerável.

Os dados de GPR embora terem chegado a uma profundidade considerável, não teve boa resposta nas partes mais encharcadas como do Perfil 1 e do Perfil 4, como era de se esperar. Porém, mais superficialmente ele conseguiu demarcar refletores importantes, como o do nível freático e o possível topo do material de aluvião, ajudando a diminuir a ambiguidade que o método de eletrorresistividade está sujeito.

Como não foi realizada uma sondagem geológica até o momento de defesa desta monografia, tudo o que pode ser feito são suposições, baseadas em informações geológicas e pedológicas, assim como registros de feições e refletores na literatura. No entanto, este trabalho serviu também para levantar a discussão sobre a região e dar início a outros estudos de intrusão salina no litoral do estado do Rio de Janeiro, considerando o que deve ser melhorado nos levantamentos a partir deste estudo.

No geral, o método de eletrorresistividade foi o que apresentou melhor resultado para o fim procurado e mostrou, mais um vez, ser um método bem sucedido no estudo de águas subterrâneas.

Referências

- ABREU, E. L. de. *Imageamento de resistividade elétrica de áreas contaminadas utilizando arranjos poço-superfície*. Dissertação (Mestrado em Geofísica) — Departamento de Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG/USP), São Paulo, 2012. Citado na página 41.
- AGI. *A Comparison Of 11 Classical Electrode Arrays*. 2017. Disponível em: <<https://www.agiusa.com/blog/comparison-11-classical-electrode-arrays>>. Citado na página 32.
- ALVES, R. C. R. et al. Uso de ground penetrating radar para estudo de velocidade de ondas EM em barreira costeira na planície marinha holocênica da Massambaba, RJ. *Anais do VIII Simpósio Brasileiro de Geofísica*, 2018. Citado 3 vezes nas páginas 10, 39 e 56.
- ANNAN, A.; CHUA, L. Ground penetrating radar performance predictions. *Ground Penetrating Radar, Geological Survey of Canada Paper*, v. 90, n. 4, p. 5–13, 1992. Citado na página 35.
- ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. *NBR 5410: Instalações elétricas de baixa tensão*. Rio de Janeiro, 2004. 2 p. Citado na página 55.
- BEAR, J.; DAGAN, G. Moving interface in coastal aquifers. *J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, v. 90, n. 4, p. 193–215, 1964. Citado na página 23.
- BRAGA, A. C. O. *Geofísica aplicada: métodos geoeletricos em hidrogeologia*. [S.l.]: Oficina de Textos, 2016. Citado 2 vezes nas páginas 9 e 24.
- CABRAL, J. J. da S. P. *Intrusão salina em aquíferos costeiros: uma análise pelo método de elementos de contorno*. Dissertação (Dissertação de Mestrado) — Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1985. Citado na página 23.
- CPRM. Estudo de chuvas intensas no estado do rio de janeiro. *Revista e Ampliada, CD-ROM*, v. 2, n. 4, 2000d. Citado na página 19.
- DARCY, H. P. G. *Les Fontaines publiques de la ville de Dijon. Exposition et application des principes à suivre et des formules à employer dans les questions de distribution d'eau, etc.* [S.l.]: V. Dalmont, 1856. Citado na página 24.
- DAVIS, J. L.; ANNAN, A. P. Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy 1. *Geophysical prospecting*, Wiley Online Library, v. 37, n. 5, p. 531–551, 1989. Citado 3 vezes nas páginas 12, 38 e 39.
- DENTITH, M.; MUDGE, S. T. *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*. [S.l.]: Cambridge University Press, 2014. Citado 3 vezes nas páginas 9, 28 e 29.
- DETZEL CONSULTING. *Plano de Manejo do Parque Natural Municipal da Prainha*. Rio de Janeiro, 2011. Citado 2 vezes nas páginas 21 e 56.

- EDWARDS, L. A modified pseudosection for resistivity and ip. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 42, n. 5, p. 1020–1036, 1977. Citado 2 vezes nas páginas 12 e 31.
- ENERGISA. *NTD 07*: Norma técnica de distribuição. Palmas, 1999. 2 p. Citado na página 55.
- FEITOSA, F. A. et al. *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. 3. ed. Rio de Janeiro: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2008. Citado na página 16.
- FISHER, S. C.; STEWART, R. R.; JOL, H. M. Ground penetrating radar (gpr) data enhancement using seismic techniques. *Journal of environmental and engineering geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 1, n. 2, p. 89–96, 1996. Citado 2 vezes nas páginas 10 e 39.
- GANDOLFO, O. C. B.; GALLAS, J. D. F. O arranjo pólo-dipolo como alternativa ao dipolo-dipolo em levantamentos 2d de eletrorresistividade. *Revista Brasileira de Geofísica*, Scielo Brasil, v. 25, n. 3, p. 227–235, 2007. Citado na página 31.
- HEILBRON, M.; EIRADO, L.; ALMEIDA, J. Mapa geológico e de recursos minerais do estado do rio de janeiro. escala 1: 400.000. *Programa de Geologia do Brasil, Mapas Geológicos Estaduais. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Belo Horizonte*, 2016. Citado 2 vezes nas páginas 9 e 20.
- JUNHO, M. d. C. B. Granitóides brasileiros da região central do estado do rio de janeiro-geoquímica preliminar. *ANAIS- Academia Brasileira de Ciências*, ACADEMIA BRASILEIRA DE CIÊNCIAS, v. 65, p. 161–161, 1993. Citado na página 18.
- MOREY, R. M. Continuous subsurface profiling by impulse radar. In: *Proc. Engineering Foundation Conf.* [S.l.: s.n.], 1974. p. 213–232. Citado 2 vezes nas páginas 12 e 38.
- NEAL, A. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-science reviews*, Elsevier, v. 66, n. 3-4, p. 261–330, 2004. Citado 3 vezes nas páginas 10, 37 e 39.
- PARASNIS, D. S. *Principles of applied geophysics*. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2012. Citado na página 32.
- PAZ, A. R. d. Hidrologia aplicada. 2004. Citado na página 22.
- PCRJ - Prefeitura da Cidade do Rio de Janeiro. *Caracterização do Uso de Terras e Cobertura Vegetal no Município do Rio de Janeiro entre os anos de 1984 e 1999*. [S.l.], 2000. Citado na página 18.
- PENHA, H. M. Geologia do Maciço da Pedra Branca, Rio de Janeiro, RJ. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 53, n. 3, p. 355, 1984. Citado na página 18.
- PORTO JR., R. et al. Caracterização geológico-geotécnica do movimento de massa ocorrido entre as praias da prainha e grumari, no município do rio de janeiro, rj. *Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ*, v. 35, n. 3, p. 05–13, 2012. Citado na página 20.
- ROCHA, T. B. da. *A planície costeira meridional do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul (RJ): arquitetura deposicional e evolução da paisagem durante o Quaternário Tardio*. Tese (Doutorado) — Universidade Federal Fluminense, Enschede, The Netherlands, 2013. Citado na página 55.

TELFORD, W. M. et al. *Applied geophysics*. 2. ed. Cambridge: Press Syndicate of the University of Cambridge, 1990. Citado na página 28.

TODD, D. K. *Hidrologia de águas subterrâneas*. [S.l.]: Edgard Blucher, 1959. Citado na página 23.

TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. Evolução tectônica e magmática da faixa ribeira entre o neoproterozoico e o paleozoico inferior na região serrana do estado do rio de janeiro, brasil. *Anuário do Instituto de Geociências*, v. 35, n. 2, p. 140–151, 2012. Citado 2 vezes nas páginas 9 e 20.

ULRIKSEN, C. P. F. *Application of Impulse Radar to Civil Engineering*. Tese (Doutorado) — Lund University of Technology, Enschede, The Netherlands, 1982. Citado 2 vezes nas páginas 12 e 38.

VILLELA, S. M. V.; MATTOS, A. *Hidrologia aplicada*. São Paulo: McGRAWHILL do Brasil, 1975. Citado na página 21.

WARD, S. H. The resistivity and induced polarization methods. In: SOCIETY OF EXPLORATION GEOPHYSICISTS. *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 1988*. [S.l.], 1988. p. 109–250. Citado 2 vezes nas páginas 9 e 28.