



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA**

PÂMELLA REGINA FERNANDES DA COSTA

**IMAGEAMENTO DE FRATURAS E FEIÇÕES CÁRSTICAS NO LAJEDO DO
ARAPUÁ/BACIA POTIGUAR, APLICANDO O MÉTODO DE
ELETORRESISTIVIDADE (ERT)**

**NATAL
2020**

PÂMELLA REGINA FERNANDES DA COSTA

IMAGEAMENTO DE FRATURAS E FEIÇÕES CÁRSTICAS NO LAJEDO DO
ARAPUÁ/BACIA POTIGUAR, APLICANDO O MÉTODO DE
ELETORRESISTIVIDADE (ERT)

Relatório apresentado ao Curso de Graduação em Geofísica, da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, como requisito parcial à obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

Orientador: Prof. Dr. Francisco Pinheiro Lima Filho.

Coorientador: MSc. Rafael Saraiva Rodrigues.

RELATÓRIO Nº 130

NATAL
2020

Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN
Sistema de Bibliotecas - SISBI
Catalogação de Publicação na Fonte. UFRN - Biblioteca Central Zila Mamede

Costa, Pâmella Regina Fernandes da.

Imageamento de fraturas e feições cársticas no Lajedo do Arapuá/Bacia Potiguar, aplicando o Método de Eletrorresistividade (ERT) / Pâmella Regina Fernandes da Costa. - 2020.

81f.: il.

Monografia (Graduação)-Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Departamento de Geofísica, Natal, 2020.

Orientador: Dr. Francisco Pinheiro Lima Filho.

1. ERT - Monografia. 2. Fratura - Monografia. 3. Carste - Monografia. I. Lima Filho, Francisco Pinheiro. II. Título.

RN/UF/BCZM

CDU 550.3

PÂMELLA REGINA FERNANDES DA COSTA

IMAGEAMENTO DE FRATURAS E FEIÇÕES CÁRSTICAS NO LAJEDO DO
ARAPUÁ/BACIA POTIGUAR, APLICANDO O MÉTODO DE
ELETORRESISTIVIDADE (ERT)

Relatório apresentado ao Curso de Graduação
em Geofísica, da Universidade Federal do Rio
Grande do Norte, como requisito parcial à
obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

Aprovado em: ____/____/____

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Francisco Pinheiro Lima Filho

Orientador

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE

Prof. Dr. Manilo Soares Marques

Membro Interno

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE

MSc. Caroline Lessio Cazarin

Membro Externo

PETROBRAS / CENPES

Esta obra que consagra meus anos presenteados à Geofísica, é dedicada a grande mulher que sempre me incentivou e tem por mim um imensurável amor, minha amada irmã Patrícia Rachel. Essa vitória também é sua.

AGRADECIMENTOS

São muito nomes que não posso deixar escapar, a lista de agradecimento é enorme das pessoas que fizeram parte da minha trajetória, que não foi retilínea, nem tão pouco uniforme. Eu tive a oportunidade de aprender um bocado até chegar o dia de hoje. Foi muita dúvida sobre o que decidir ser, foi aperreio, foi muito esforço, foram lágrimas, foram alegrias, foram amizades, foram maravilhas imensuráveis que se passaram em minha vida. Em 2011 eu estava direcionando, com a ajuda da minha irmã Patrícia Rachel, a ser uma cientista. Hoje eu posso dizer que sou. Por mérito e por ter tantas pessoas dispostas a ajudar. Com um incentivo, com um puxão de orelha, com um abraço, com um ombro amigo. Nada foi em vão.

Há alguns anos, ao longo da formação, tive a imensa felicidade em poder fazer parte de um dos melhores laboratórios que esse país tem. Fruto de muito trabalho e dedicação chefiados pelo meu querido orientador Francisco Pinheiro Lima Filho. Fazer parte desse laboratório mudou a minha vida e está me fazendo enxergar a minha real potencialidade. Agradeço muito pela oportunidade de aprender e contribuir para o contínuo sucesso do nosso laboratório! Obrigada orientador Pinheiro e coorientador Rafael Saraiva, por tudo. Obrigada também a Washington Teixeira, o qual junto o Evanimeck Bernardo me ajudaram a ingressar no LAE. Obrigada Patricia Furtado, Jéssica Oliveira, Jasmin Lanker, André Aldeci, João Andrade, Rebeca Seabra, Lucila Egito, Yoe Alain e a todos do laboratório que de forma direta ou indireta contribuíram para o dia hoje. O meu muito obrigada!

Gostaria de agradecer aos meus amigos e ao meu namorado. Sou muito afortunada por tê-los e serem eles os melhores. Presentes em todos os momentos. Bárbara Caixeta, Halsey Anselmo, Emerson Vicente e Emerson Teles, Ámison Rick, Marilia Barbosa, Letícia Hudson, Wagner Pereira, Rodolfo Boscolo, Robson Rafael, Fernando Aureliano, Guilherme Bastos, Silase Emmanuel, Shannya Lacerda e a tantos nomes de pessoas maravilhosas as quais eu posso contar.

Aos meus amigos e amigas geofísicas os quais no decorrer do curso se tornaram pessoas importantes a exemplo de Estevão Canello, Rayane Brito, Asmminey Nascimento, Sarah Alves, André Luiz, José Jobson, Luan Kawe, Brenna Carolline e a tantos outros que foram essenciais.

Também tenho muito a agradecer a minha família, em especial a minha mãe, a minha irmã, a minha cunhada, as pessoas que ajudaram a me criar e deram significado a minha existência. Aos meus irmãos, tios e primos. O meu muito obrigado a todos!

Os meus sinceros agradecimentos estendem-se também ao suporte financeiro fornecido pela Petrobras, que por meio dele o sucesso da pesquisa foi garantido.

“De que adianta o conhecimento sem aplicação? E de que adianta aplicar sem saber?”

José Gouvêa Luiz

“A ciência não se baseia na verdade, mas na possibilidade que ela exista.”

Gilvan Luiz Borba

RESUMO

O objetivo deste trabalho é realizar o imageamento de fraturas e feições cársticas encontradas na zona epicárstica de rochas carbonáticas que afloram numa porção do Lajedo do Arapuá, Formação Jandaíra, Bacia Potiguar, em alta resolução, usando a técnica *Electrical Resistivity Tomography* (ERT). Neste trabalho foram adquiridas seções com os arranjos Dipolo-dipolo e Schlumberger e os dados processados nos *softwares* ZondRes2D e EarthImager2D. Deste modo, foram interpretadas fraturas abertas (carstificadas ou não), fraturas fechadas e planos de acamamento (carstificados ou não). Foram comparados o desempenho dos *softwares*, a sensibilidade dos arranjos e avaliado o impacto do processamento para ressaltar as anomalias verticais e horizontais. O processamento em ambos os *softwares* se mostrou adequado para representar as anomalias correspondentes às feições geológicas de interesse. Entretanto, o *software* EarthImager2D mostrou-se mais adequado para individualizar as feições verticalizadas, enquanto o arranjo Dipolo-dipolo apresentou maior sensibilidade para discretizar as anomalias de alta resistividade.

Palavras-chave: ERT. Fraturas. Carste. Formação Jandaira. Bacia Potiguar.

ABSTRACT

The research aims to perform the imaging of fractures and karst features found in the epikarstic zone of carbonate rocks that emerge in a part of Lajedo do Arapuá, Jandaíra Formation, Potiguar Basin, in high resolution, using the Electrical Resistivity Tomography (ERT) technique. The sections were acquired with the Dipole-dipole and Schlumberger arrays and the data processed in the software ZondRes2D and EarthImager2D. Open fractures (whether or not karstified), closed fractures and bedding planes (whether or not karstified) were interpreted. The performance of the software, the sensitivity of the arrangements were compared. Also, the impact of processing was evaluated to highlight the vertical and horizontal anomalies. The processing in both software demonstrated to be adequate to represent the anomalies corresponding to the geological features of interest. However, the EarthImager2D software proved to be more suitable to individualize the verticalized features, while the dipole-dipole arrangement showed greater sensitivity to discretize the high resistivity anomalies.

Keywords: ERT. Karst. Potiguar Basin. Jandaíra Formation.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	10
1.1	Objetivo Geral e Específico	11
2	GEOLOGIA REGIONAL	12
2.1	Bacia Potiguar.....	12
2.1.1	Formação Jandaíra.....	14
2.1.1.1	<i>Área De Estudo</i>	16
3	GEOLOGIA LOCAL.....	17
3.1	Carste.....	21
4	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	23
4.1	Método Elétrico.....	24
4.1.1	Eletrorresistividade.....	25
4.1.1.1	<i>Equações Fundamentais.....</i>	27
4.1.1.2	<i>Resistividade Aparente</i>	31
4.1.1.3	<i>Resistividade Dos Materias Geológicos.....</i>	32
4.1.1.4	<i>Técnicas De Investigação.....</i>	34
4.1.1.4.1	<i>Sondagem Elétrica Vertical (Sev)</i>	34
4.1.1.4.2	<i>Caminhamento Elétrico (Ce)</i>	36
4.1.1.4.3	<i>Electrical Resistivity Tomography (Ert)</i>	37
4.1.1.5	<i>Função Sensibilidade</i>	38
4.1.1.6	<i>Arranjos.....</i>	39
5	ESTADO DA ARTE.....	44

6	MATERIAIS E MÉTODOS	46
6.1	Estudo Bibliográfico	47
6.2	Etapa Pré-Campo	47
6.3	Etapa De Campo	48
6.4	Etapa Pós-Campo	50
6.4.1	Processamento	50
6.4.1.1	<i>Processamento Zondres2D</i>	54
6.4.1.2	<i>Processamento EarthImager2D</i>	60
7	RESULTADOS E DISCUSSÕES	69
8	CONSIDERAÇÕES FINAIS	75
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	77

1 INTRODUÇÃO

Desde que começou a exploração no pré-sal, a produção diária de petróleo cresceu de 500 mil para 1,5 milhão de barris por dia (PETROBRAS, 2020), sendo as rochas carbonáticas os principais tipos de rochas reservatório (CHANG *et al.*, 2008). Elas respondem por aproximadamente 40% de toda a produção de óleo e gás do mundo (SINGH, JOSHI, 2019) e cada vez mais cresce a necessidade de entender as diferentes heterogeneidades encontradas nesse tipo de reservatório (RICCOMINI, SANT'ANNAL, TASSINARI, 2012).

É sabido que o volume total armazenado e a facilidade de exploração dos hidrocarbonetos dependem de fatores como a porosidade, permeabilidade relativa e da presença de corredores de fluxo, além da geometria e dimensões do reservatório. Não obstante, em reservatórios carbonáticos, os fluidos acomodam-se principalmente em feições do tipo: cavidades cársticas, fraturas e poros dissolvidos de diferentes escalas (HARBAUGH, 1967; RABELO *et al.*, 2015; CAZARIN *et al.*, 2019). Portanto, o entendimento das feições estruturais e das fácies carbonáticas tem um papel significativo na previsão da porosidade e sua conectividade nos sistemas cársticos (BEZERRA *et al.*, 2013).

Os métodos geofísicos são um dos meios mais eficientes para investigar a subsuperfície provendo informações onde há poucos dados diretos e permitindo imagear as geometrias (deposicionais e deformacionais) em diferentes escalas. Há um razoável número de artigos disponíveis que mostra o potencial destes métodos (elétrico, eletromagnético, gravimétrico, sísmico) para mapear, em escala subsísmica, afloramentos análogos a reservatórios, com suas heterogeneidades e barreiras e corredores de fluxo (HUBBERT, 1932, 1944; LOHNBERG, STERN, 1932; SEDLAR, 1954; SAMOYLOV, KONSHIN, 1956; MUCHAIDZE, 2008; REDHAOUNIA *et al.*, 2016; NUNES, SILVA, LUCENA, 2016; RIZZO *et al.*, 2019).

A sísmica consegue imagear as principais estruturas geológicas, entretanto, não apresentam resolução suficiente para imagear feições na ordem de metros a dezenas de metro (escala subsísmica). Desse modo, são feitos estudos em afloramentos análogos utilizando-se geofísica rasa para auxiliar no reconhecimento das heterogeneidades e barreiras e corredores de fluxo (RICCOMINI, SANT'ANNAL, TASSINARI, 2012) e com isso buscar parâmetros que ajudem a estimar o volume do fluido no reservatório e tornar a exploração mais eficaz (AHR, 2011; RABELO *et al.*, 2015; CAZARIN *et al.*, 2019).

O método elétrico, baseado nas variações da resistividade do meio (eletrorresistividade), é considerado como um dos métodos geofísicos mais eficientes para

detectar as heterogeneidades que apresentem contraste de resistividade elétrica (ROTH, NYQUIST, 2003). Isto é ainda mais notável com a aquisição dos dados no modo multi-eletrodos (LOKE, BARKER, 1995). Esse método possibilita o imageamento e a modelagem das feições estruturais e cársticas quando há contraste da resistividade entre elas e a rocha calcária que as compõe (GAUTMAN, PANT, ANDO, 2000; VAN SCHOOR, 2002; PARK *et al.*, 2009; ZHOU, BECK, ADAMS, 2002; TORRESE *et al.*, 2014).

Neste trabalho foi realizado um imageamento de fraturas e feições cársticas no Lajedo do Arapuá onde ocorrem rochas carbonáticas da Formação Jandaíra (Bacia Potiguar). O trabalho foi intitulado “Imageamento de fraturas e feições cársticas no Lajedo do Arapuá/Bacia Potiguar, aplicando o método de eletrorresistividade (ERT)”, referente ao Relatório de Graduação do Curso de Geofísica (RGG). Esse trabalho foi realizado sob a orientação do Professor Francisco Pinheiro Lima Filho, Departamento de Geologia da UFRN, com a coorientação do doutorando Rafael Saraiva Rodrigues, com suporte do Laboratório de Análises Estratigráfica (LAE), além de estar vinculado ao projeto de pesquisa “Caracterização e Evolução e Feições Cársticas, Íntegras ou Colapsadas, com Métodos Geofísicos Rasos” (CARBOREFLEX), **financiado pela PETROBRAS**.

1.1 Objetivo Geral e Específico

Este trabalho tem como objetivo geral realizar o imageamento da zona epicárstica de rochas carbonáticas que afloram em uma porção do Lajedo do Arapuá, na Formação Jandaíra, Bacia Potiguar, situado na zona rural do município de Felipe Guerra, Rio Grande do Norte. Buscando imagear, com alta resolução (espaçamento de 1 m), rochas carbonáticas; fraturas (abertas e/ou fechadas); e, feições cársticas.

São objetivos específicos realizar o processamento com os *softwares* EarthImager2D e ZondRes2D, com os arranjos Dipolo-dipolo e Schlumberger, evidenciando as anomalias verticais e horizontais presentes e comparar os resultados.

2 GEOLOGIA REGIONAL

2.1 Bacia Potiguar

A Bacia Potiguar possui uma extensão de 48.000 km², sendo subdividida nas porções emersa e submersa no Oceano Atlântico. Sua gênese geodinâmica está ligada a uma bacia rifte que ao longo do tempo geológico evoluiu para uma bacia de margem passiva. A Bacia Potiguar está localizada na porção leste da Margem Equatorial Brasileira entre os Estado do Rio Grande do Norte e Ceará. Delimita-se a norte, na porção submersa, pela isóbata de 2.000 m; na porção emersa, a sul, com as rochas do embasamento cristalino; a oeste, com a Bacia do Ceará; e, a leste com a Bacia Pernambuco-Paraíba (PESSOA NETO *et al.*, 2007; ANGELIM *et al.*, 2006) como pode ser visto na Figura 1.

Figura 1 – Localização da Bacia Potiguar.



Fonte: Cartografia própria.

A origem dessa bacia está intimamente ligada aos esforços distensivos que ocorreram durante o Cretáceo Inferior (Neocomiano), os quais culminaram no rifteamento do continente *Gondwana* (BIZZI *et al.*, 2003). A sequência deposicional da bacia divide-se em três supersequências: Rifte, Pós-Rifte e Drifte (PESSOA NETO *et al.*, 2007).

A Supersequência do tipo Rifte deu início à formação da bacia e ocorreu no período Cretáceo Inferior (do Neocomiano ao Eoaptiano), sendo dividida em duas fases: Rifte I e Rifte II. Na fase I, onde hoje encontra-se a Bacia Potiguar, houve um estiramento crustal com geração de semi-grábens assimétricos NE-SW, devido um regime tectônico rúptil com esforços extensivos controlados por falhas normais profundas e altos internos. Após a formação dos grábens, iniciou-se a deposição com sedimentos continentais de sistemas lacustres, flúvio-deltaicos e de planície de inundação correspondentes à Formação Pendência e à Formação Pescada (PESSOA NETO, 2003). A fase Rifte II é marcada por uma mudança na cinemática do rifte, na parte submersa, de NNW para E-W, ocasionando um deslocamento do eixo de rifteamento concomitante a um soerguimento e erosão na porção emersa, decorrente de um regime tectônico transcorrente/transformante (PESSOA NETO *et al.*, 2007).

A Supersequência Pós-Rifte ocorreu ao longo do Andar Alagoas e foi marcada por uma calma tectônica e subsidência termal devido ao resfriamento da litosfera previamente alongada e aquecida na primeira fase. Com esta subsidência houve deposição de folhelhos e calcários lagunares, apresentando a primeira influência oriunda de sedimentos de ambiente marinho, intercalados com arenitos deltáicos, caracterizando a Formação Alagamar (PESSOA NETO, 2003).

A Supersequência Drifte ocorreu do Neoaptiano ao Eoalbio, e foi controlada por subsidência termal e compensação isostática, já identificando uma bacia de margem passiva. Essa supersequência caracteriza-se pela deriva continental e ampla deposição de sedimentos marinhos, subdividida em fase transgressiva e regressiva (PESSOA NETO, 2003; PESSOA NETO *et al.*, 2007).

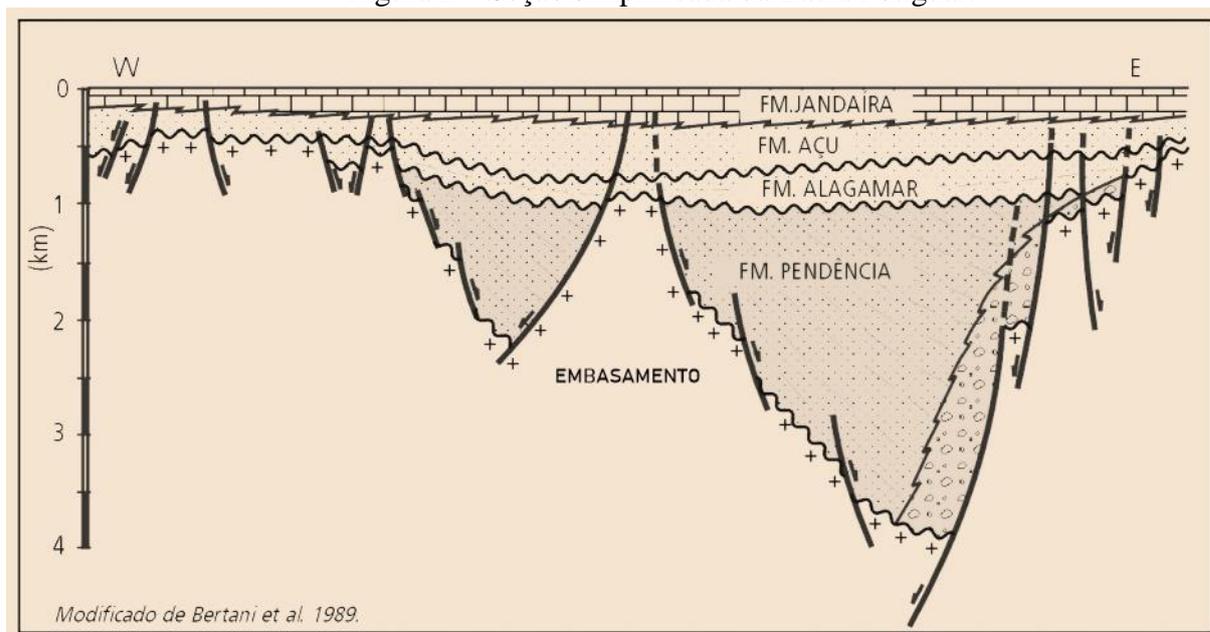
Durante a fase transgressiva da Supersequência Drifte houve deposição de sedimentos de sistemas fluviais, costeiros, plataforma carbonática e marinho profundo. Neste contexto geológico encontram-se as formações Açu, Ponta do Mel, Jandaíra e Quebradas. A plataforma carbonática da Formação Jandaíra, de idade Eocampaniana, aflora praticamente em toda porção emersa com um mergulho de baixo ângulo em direção ao oceano, apresentando intenso fraturamento, erosão e carstificação (PESSOA NETO, 2003; PESSOA NETO *et al.*, 2007).

Já na fase regressiva da Supersequência Drifte, os sistemas deposicionais eram formados por leques costeiros, sistemas de plataformas rasas e sistemas de talude,

correspondendo litoestratigraficamente as Formações Barreiras, Tibau, Guamaré e Ubarana (PESSOA NETO *et al.*, 2007).

Pode-se observar na Figura 2 um perfil geológico simplificado da porção emersa ao longo da Bacia Potiguar.

Figura 2 – Seção simplificada da Bacia Potiguar.

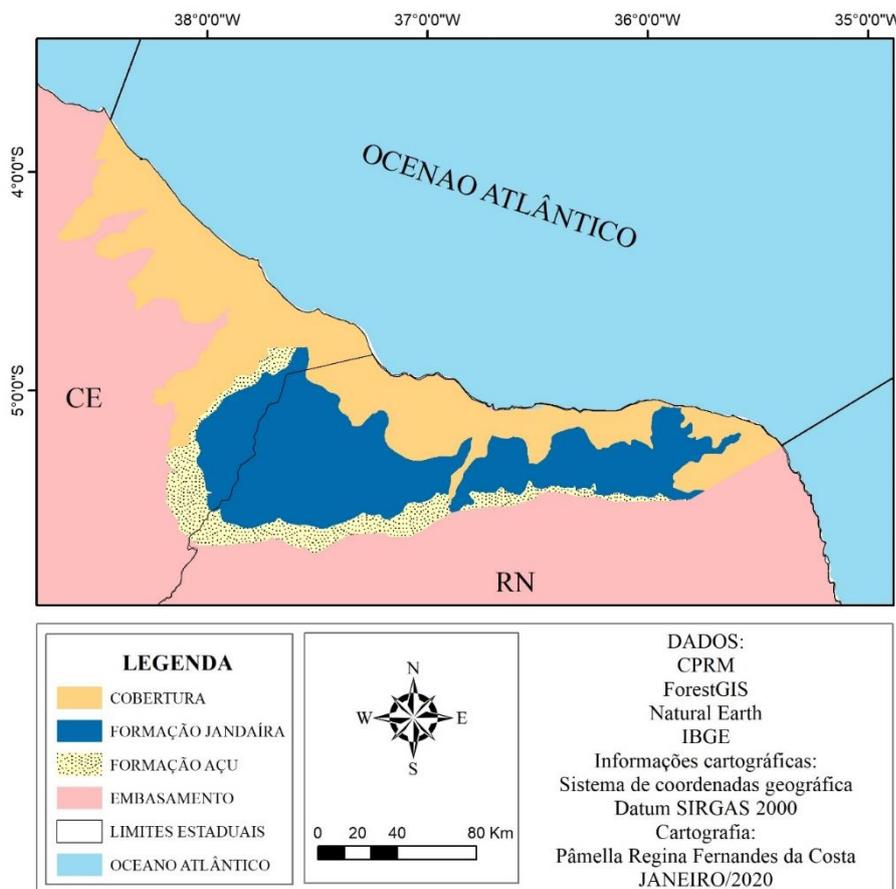


Fonte: adaptado Bertani, Costa e Matos (1989, p. 291)

2.1.1 Formação Jandaíra

A Formação Jandaíra, como supracitado, pertence a fase transgressiva da Supersequência Drifte da Bacia Potiguar e mergulha em baixo ângulo em direção ao Oceano Atlântico. As rochas dessa formação afloram praticamente em toda a porção emersa da bacia, e atinge espessuras de 600 m, encontrando-se intensamente erodidas e carstificadas (PESSOA NETO *et al.*, 2007). A Figura 3 ilustra a porção emersa da Bacia Potiguar, em que nela é possível ver a distribuição superficial da Formação Jandaíra. Pode ser observada também nesta figura uma cobertura cenozoica, entretanto ela não faz parte das unidades litoestratigráficas que compõem a Bacia Potiguar.

Figura 3 – Mapa geológico evidenciando as unidades litoestratigráficas da porção emersa da Bacia Potiguar.



Fonte: cartografia própria.

Consoante Bezerra *et al.* (2013) A plataforma carbonática Jandaíra exibe uma estreita relação entre fraturamento e fluxo de fluido. Ao final da deposição de rochas carbonáticas durante a regressão marinha, a Formação Jandaíra, foi submetida a uma exposição subaérea. Conseqüentemente, águas marinhas que banhavam a rocha foram substituídas pelas águas meteóricas, que por sua vez provocaram alteração diagenética, impermeabilizando a rocha. Durante o Cretáceo Superior ao Neoterciário a compressão tectônica direcionada pelas tensões NNE-SSW criou uma rede interconectada de fraturas tornando as rochas da Formação Jandaíra, tornando-a novamente de percolar fluidos.

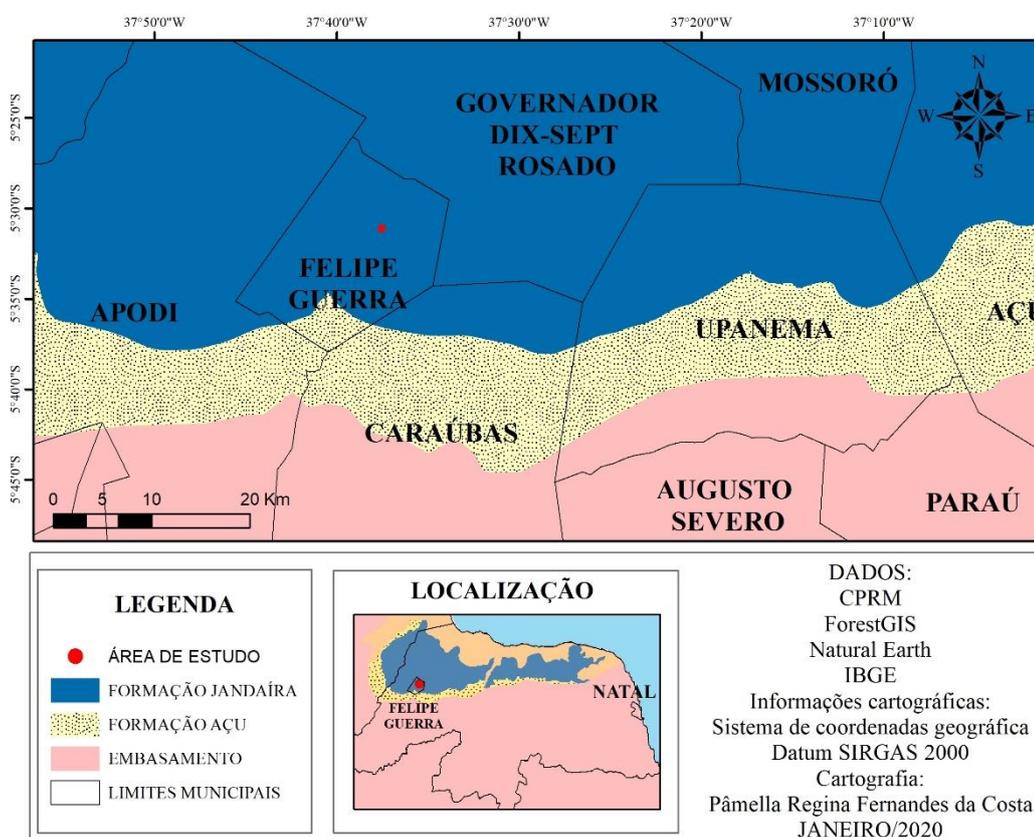
As rochas da Formação Jandaíra representam o máximo de inundação do Cretáceo Superior e são constituídas por calcarenitos bioclásticos, calcilitos, diamicitos e dolomitos, depositados em ambientes de planície de maré, laguna rasa, plataforma rasa e mar aberto (PFALTZGRAFF, TORRES, 2010). Esta formação apresenta um contato concordante com a Formação Açú subjacente, como visto Figura 2 e é recoberta, em direção à costa, por

sedimentos siliciclásticos continentais da Formação Barreiras (BIZZI *et al.*, 2003); GARCIA, 2014).

2.1.1.1 Área de estudo

A área de estudo (Figura 4) localiza-se no Lajedo do Arapuá, município de Felipe Guerra/RN, distante 351 Km da capital do Estado do Rio Grande do Norte. O local de estudo está inserido no contexto hidrológico da Bacia Hidrográfica do Rio Apodi-Mossoró, e possui clima semi-árido, com uma média de precipitação anual a cerca de 670 mm (IDEMA, 2005). Geomorfologicamente, o município está inserido na Chapada do Apodi com planialtimetria variando entre 10 a 150 m de altitude, marcada por extensos lajedos de relevo planificado a suavemente ondulado de rochas carbonáticas (GOMES *et al.*, 2019). Além disso, as rochas desse município encontram-se preservadas devido à baixa extração de calcário como matéria-prima para cimento, cal e ração animal (PFALTZGRAFF, TORRES, 2010). Como consequência da baixa extração observa-se a preservação de 199 cavernas catalogadas pelo Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas (CECAV), configurando-se um patrimônio espeleológico expressivo (CECAV, 2011).

Figura 4 – Mapa de localização da área de estudo.



Fonte: cartografia própria.

3 GEOLOGIA LOCAL

A área de estudo localiza-se no Lajedo do Arapuá, município de Felipe Guerra, distante 351 Km da capital do Estado do Rio Grande do Norte. A Figura 4 mostra a localização da área de estudo.

Figura 5 –Vista geral do relevo cársticos encontrado no Lajedo do Arapuá.



Fonte: fornecida pelo Laboratório de Análises Estratigráficas (LAE).

Gomes *et al.* (2019) também realizaram a parametrização das fraturas do Lajedo do Arapuá, com base em: direções principais, dimensões de abertura, comprimento e profundidade de cada conjunto (Tabela 1). Desta forma, temos que J_1 tem direção N-S, J_2 orienta-se E-W, J_3 a NE-SW e, por fim, J_4 está direcionada a NW-SE. Considerando a abertura de cada uma delas, temos que J_3 apresenta as maiores dimensões (0,2-4 m), ao passo que as demais são mais estreitas, com aberturas inferiores a 0,1 m. Em relação ao comprimento dos conjuntos de fraturas, a J_3 apresentou maior continuidade do que as demais (25-130 m). Quanto a profundidade das fraturas J_1 e J_2 são as mais superficiais, enquanto as J_3 e J_4 , mais profundas (GOMES *et al.*, 2019).

Tabela 1 – Compilação das informações acerca das fraturas mapeadas no Lajedo do Arapuá.

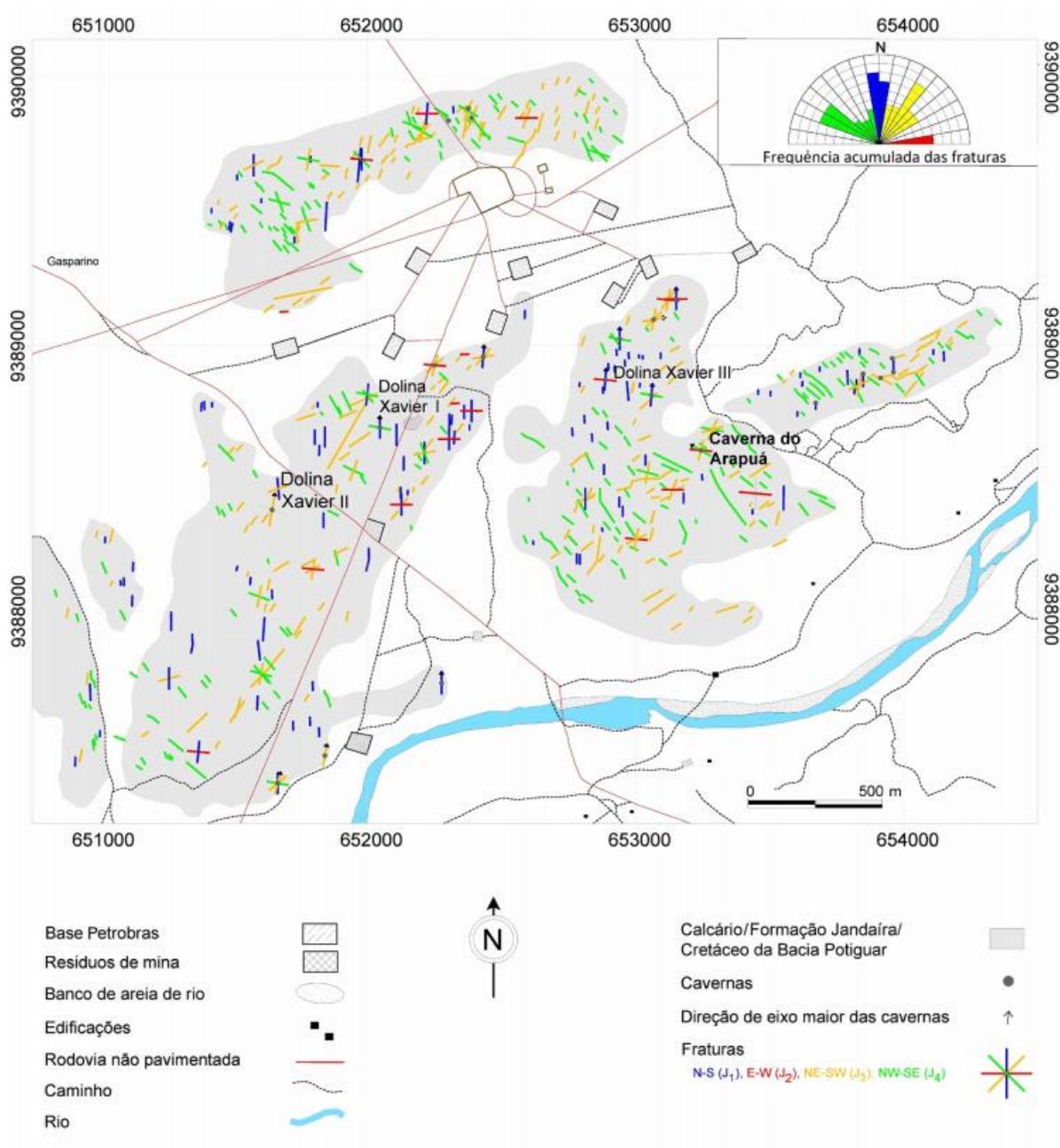
JUNTAS	J1	J2	J3	J4
DIREÇÃO	N-S	E-W	NE-SW	NW-SE
ABERTURA	0-10 cm	0-10 cm	20 cm a 4m	0-10cm
COMPRIMENTO	1-3 m	1-20 m	25-130m	1-3m
PROFUNDIDADE	SUPERFICIAL	SUPERFICIAL	MÉDIO A PROFUNDO	MÉDIO A PROFUNDO

Fonte: elaborado a partir de Gomes *et al.* (2019).

Ainda segundo Gomes *et al.* (2019), à medida que a profundidade aumenta, a quantidade de fraturas diminui consideravelmente. Além disso, foram identificadas brechas em veios escalonados e estilólitos perpendiculares ao acamamento, mergulhados verticalmente com tensões mínimas (σ_3) e máximas (σ_1) horizontais. Estes indicadores cinemáticos encontrados evidenciam o caráter sinistral de J₃, conjecturando um movimento relativo paralelo ao plano da fratura (GOMES *et al.*, 2019).

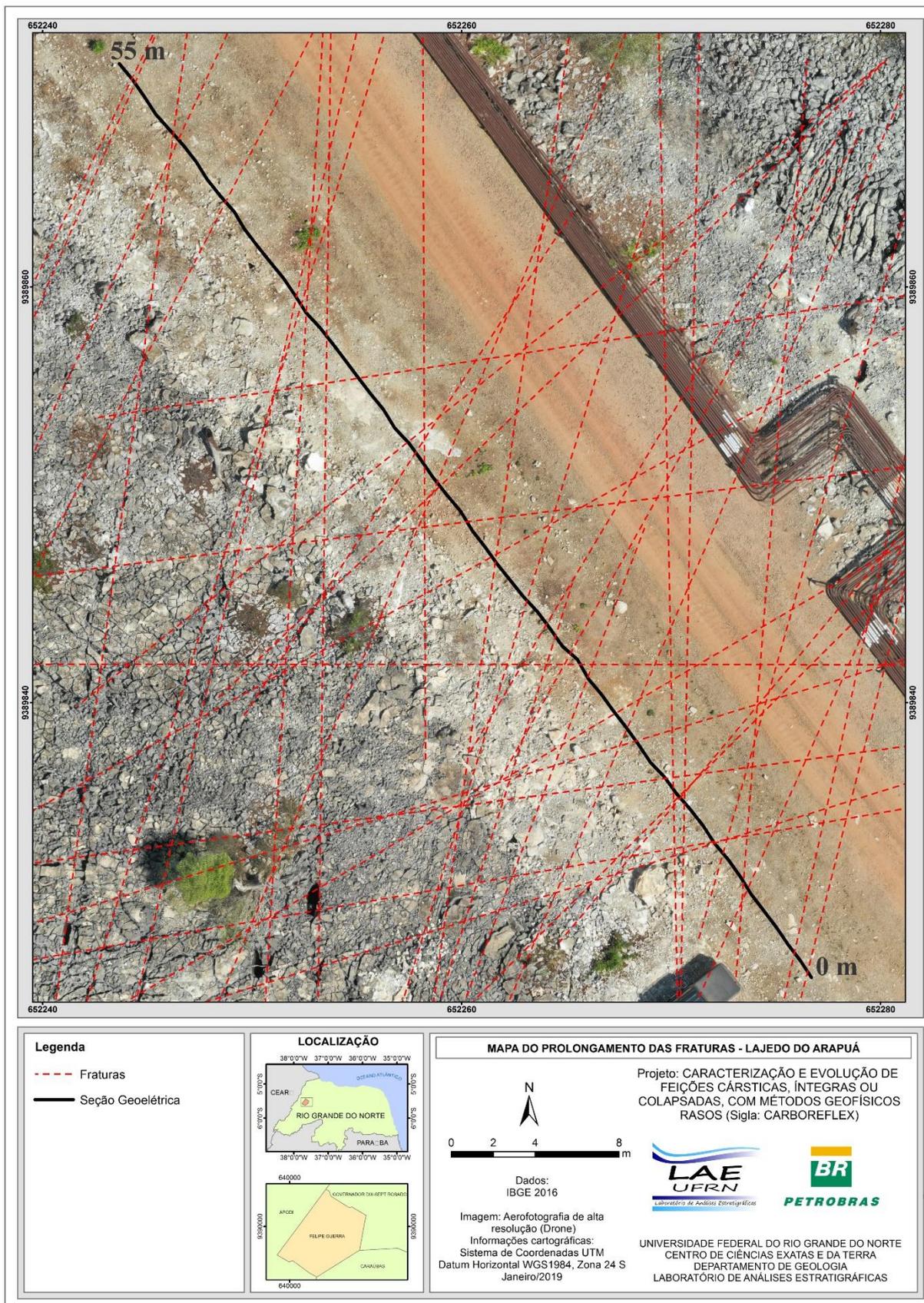
A área de estudo deste relatório encontra-se situada na porção norte da área de estudo de Gomes *et al.* (2019), como mostra a Figura 6. Desse modo, as fraturas imageadas e interpretadas pela aquisição de eletrorresistividade (Figura 7) foram correlacionadas com as fraturas denominadas J₁, J₂ e j₃ as quais tem direção N/S, E-W e NE-SW.

Figura 6 – Mapa de distribuição espacial das fraturas mapeadas no Lajedo do Arapuá, com um diagrama de rosetas.



Fonte: Gomes *et al.* (2019, p. 62)

Figura 7 – Fotografia aérea mostrando o prolongamento das fraturas e o local onde foram adquiridos as seções com o método de eletrorresistividade.



Fonte: fornecida pelo Laboratório de Análises Estratigráficas (LAE).

3.1 Carste

O Brasil possui uma área de 200.000 Km² de rochas carbonáticas carstificadas contendo 9.000 cavernas, em que aproximadamente 6,5% destas estão localizadas no estado do Rio Grande do Norte, sendo 2,2% situadas no município de Felipe Guerra (CECAV, 2011).

Carste é uma terminologia em português para a palavra germânica Karst, a qual ganhou várias definições ao longo do tempo (COSTA NUNES, 1976; FORD, 1993). De acordo com Ford e William (2007), carste é o termo usado para descrever uma paisagem específica contendo cavernas e extensos sistemas de água subterrânea que se desenvolvem em rochas solúveis tais como rochas carbonáticas.

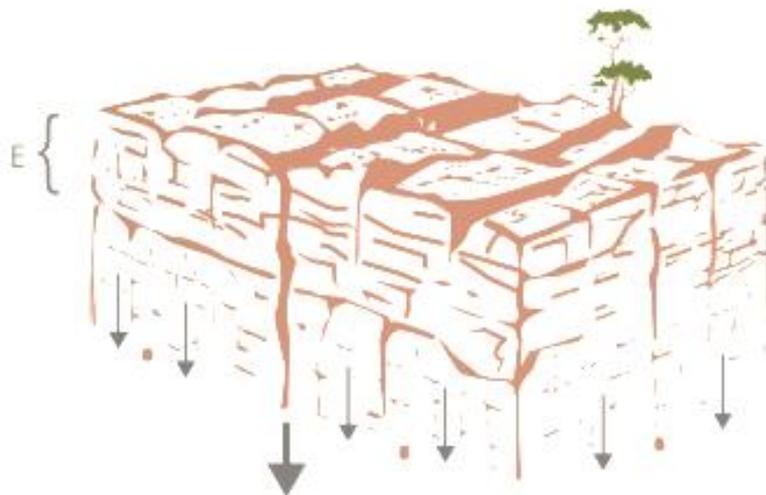
O processo de carstificação pode afetar a porosidade primária, através do alargamento de poros e a criação de vugs, como também da porosidade secundária por meio da dissolução dos planos de acamamento e fraturas. Há dois tipos de processos que originam a carstificação: epigênico e hipogênico. O processo epigênico ocorre pela ação de água meteórica, superficial ou penetrante na rocha, a qual torna-se ácida, devido a concentração de dióxido de carbono (CO₂) na água circulante, gerando ácido carbônico (H₂CO₃), responsável pela dissolução da rocha. Já no processo hipogênico a carstificação ocorre por meio da ação dos fluidos subterrâneos ascendentes, em que a dissolução ocorre por ácidos de origem profunda, tais como ácido hidrossulfúrico (H₂S aquoso) e o ácido carbônico originário de reações óxido-redução e atividade ígnea. O resultado da carstificação de ambos processos é um complexo sistema de porosidade (PALMER, 1991) e uma variedade de formas de relevo na superfície e na subsuperfície (ESTEBAN, WILSON, 1993).

Nos sistemas cársticos epigênicos a dissolução da rocha ocorre próximo da superfície devido a maior concentração de CO₂ (AULER *et al.*, 2004). A zona mais superficial das rochas carbonáticas carstificadas chama-se epicarste (Figura 8), correspondendo a zona mais intemperizada das rochas carbonáticas, com espessuras variando de 0 a 30 m, em que a porosidade e a permeabilidade diminuem com o aumento da profundidade (WILLIAMS, 2008; JONES, STOTT, CHRISTIDIS, 2013). Esta zona se desenvolve melhor em calcários puros e se origina da combinação de agentes, tais como: liberação de *stress*, intemperismo e dissolução (KLIMCHOUK, 2003).

A maior parte do sistema cárstico exposto no nordeste do Brasil é de idade Quaternária (AULER *et al.*, 2004), uma vez que o clima do nordeste do Brasil favorece o desenvolvimento e preservação desse sistema (AULER, 1999). Da mesma forma, foi também datada do Quaternário a carstificação de gênese epigênica encontrada nas rochas da Formação Jandaíra,

cujas falhas, juntas e estratificações correspondem a zona preferencial de percolação de fluídos que favorecem a carstificação de suas rochas carbonáticas (BEZERRA *et al.*, 2013).

Figura 8 – Modelo de uma zona epicárstica designada pela letra “E” na imagem, em que também é possível ver o sentido de migração do fluxo epigênico.



Fonte: Modificado de Sánches e Lobo (2016, p. 152).

4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A crosta terrestre é constituída por rochas que não diferem entre si somente pelas suas propriedades geológicas (estrutura, textura, litologia, entre outros), diferem também por suas propriedades físicas tais como: densidade, magnetização, resistividade, constante dielétrica, etc. (VALENTA, 2015). Em vista disso, a Geofísica é a prática dos princípios da Física ao estudo da Terra, o elo entre a Física e a Geologia. O objetivo puro da Geofísica é identificar as feições geológicas a partir do contraste das características físicas intrínsecas a cada tipo de material. Ela aborda estudos a respeito da ionosfera, sismologia, campo geomagnético e gravimétrico, geofísica espacial, compreensão das estruturas da terra (crosta, manto e núcleo), exploração mineral, além da interdisciplinaridade com a Meteorologia, Arqueologia, Engenharia, Geotécnica, Geofísica Forense, Biogeofísica, etc. Dessa forma, para cada propriedade física exequível, ter-se-á um interesse de prospecção distinta (REYNOLDS, 2011).

É improvável que algum método geofísico forneça uma solução única para uma situação geológica em particular. São usualmente encontrados um grande número de soluções geofísicas para os problemas em geral, alguns dos quais pode apresentar significado somente matemático, e geologicamente não fazer sentido. Desse modo, faz-se necessário questionar: "O modelo geofísico é geologicamente plausível?" Caso o modelo matemático-geofísico não seja condizente com o esperado geologicamente, este deve ser reavaliado levando-se em conta que tanto o modelo geofísico possa estar inconsistente, quanto a incoerência possa estar no modelo geológico, tornando-se crucial a execução de uma nova abordagem e/ou inserção de um ou mais métodos geofísicos complementares associados ou não às sondagens diretas para validar o modelo (VALENTA, 2015).

Os métodos geofísicos podem ser classificados, de forma generalizada, em dois tipos: os métodos passivos que constituem aqueles que detectam variações dentro dos campos naturais da Terra, como, por exemplo, os campos gravitacionais e magnéticos; e, os métodos ativos, os quais necessitam da injeção de sinais artificiais para produzir contraste e gerar uma resposta satisfatória, à exemplo da sísmica ativa no qual a energia gerada artificialmente é transmitida através do solo, e uma vez que o sinal passa pelo meio, o mesmo é alterado de acordo as propriedades de densidade de cada meio que ele interagiu. Desse modo, os sinais tantos naturais quanto artificiais, captados por detectores apropriados, são passíveis de serem processados e interpretados (REYNOLDS, 2011).

Não há atalhos para desenvolver um bom estilo de pesquisa se não por meio de um bom planejamento de pesquisa, sustentado por um conhecimento sólido dos métodos geofísicos e

seus princípios operacionais. Os vários métodos geofísicos dependem dos contrastes entre as distintas propriedades físicas, e nem sempre haverá exclusividade de técnica apropriada para uma determinada aplicação. Por exemplo, o método gravimétrico é sensível aos contrastes de densidade dentro das diferentes litologias em subsuperfície e, portanto, são ideais para explorar as bacias sedimentares, onde há um contraste de grande densidade entre os sedimentos mais leves e as rochas cristalinas mais densas. As bacias sedimentares, por sua vez, são bons reservatórios para exploração tanto de água quanto de petróleo, todavia, seria bastante inapropriado fazer uso do método gravimétrico com a finalidade de prospectar em tais bacias água subterrânea rasas, haja visto que o contraste de densidade é desprezível entre as rochas saturadas e insaturadas a baixa profundidade (VALENTA, 2015).

Desse modo, comumente, faz-se uso de mais de um método geofísico que são sensíveis a diferentes propriedades físicas e sejam capazes de se complementarem e, assim, fornecer uma abordagem integrada para um problema geológico a exemplo do método gravimétrico e magnético que são frequentemente usados em conjuntos (REYNOLDS, 2011).

À luz desse conhecimento, foi utilizado neste trabalho uma abordagem com o método elétrico de resistividade, o qual compõe um dos métodos geofísicos ativos, ou seja, que trabalha com injeção de sinal artificial para a obtenção dos parâmetros intrínsecos ao tipo de material. Neste caso, há a injeção de corrente elétrica artificial, usado num problema de Geofísica Aplicada à caracterização de afloramentos análogos a reservatórios petrolíferos em rochas carbonáticas.

4.1 Método Elétrico

As rochas, como qualquer material, consistem de átomos, os quais podem ser vistos como um núcleo (carregado positivamente) cercado de elétrons (carregados negativamente), cujas partículas (positivas e negativas) tendem ao equilíbrio. Contudo, processos químicos e /ou físicos podem perturbar essa estabilidade, tornando o material eletricamente carregado, o que gera uma diferença de potencial. Permitindo, assim a passagem de corrente elétrica I (medida em amperes - A) natural e/ou artificial. Para a maioria dos materiais a passagem de corrente aumenta à medida que a diferença de potencial (medida em volts - V), também cresce (VALENTA, 2015; TELFORD, GELDART, SHERIFF, 1990).

Nos métodos elétricos existem três parâmetros físicos característicos, denominados de resistividade, cargabilidade e potencial espontâneo e, para cada parâmetro, um respectivo método, ou seja: resistividade, polarização induzida e potencial espontâneo. Em que, para cada

um deles, existem técnicas e arranjos específicos para a aquisição de dados (REYNOLDS, 2011). Uma vez que os métodos elétricos apresentam várias modalidades de uso, Braga (2008), a fim de normatizar a nomenclatura do método fez uso da seguinte divisão como mostrado na Tabela 2.

Quadro 1 – Classificação dos métodos elétricos em método, técnica e arranjo.

	DEFINIÇÃO	EXEMPLO
MÉTODO ELÉTRICO	Obtém o parâmetro físico de interesse	Eletrorresistividade, polarização induzida, potencial espontâneo
TÉCNICA DE INVESTIGAÇÃO	Suporte prático para aquisição de dados	Caminhamento Elétrico (CE), Sondagem Elétrica Vertical (SEV), <i>Electrical Resistivity Tomography</i> (ERT)
ARRANJO	Configuração dos eletrodos	Dipolo-dipolo, Wenner, Schulmberger...

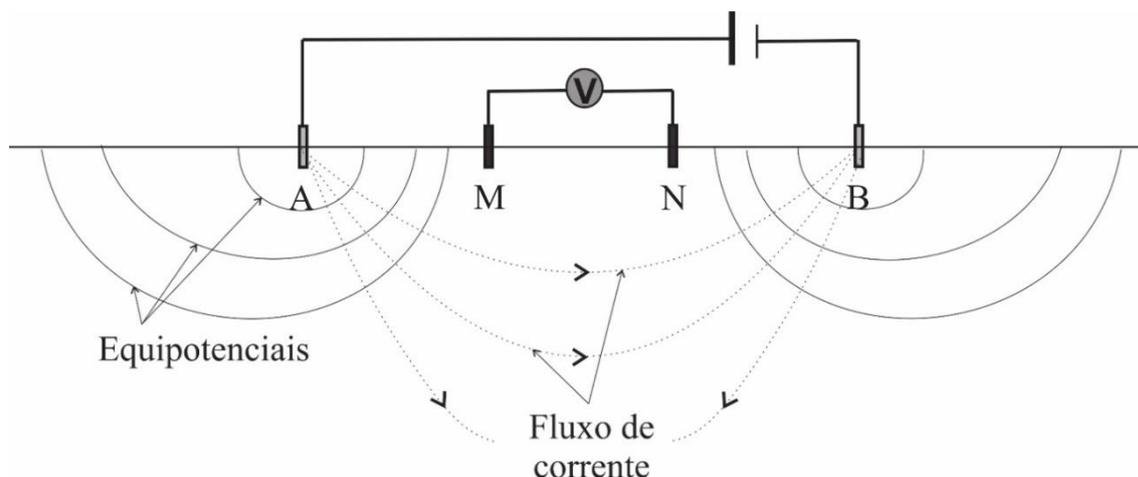
Fonte: adaptado de Braga (2008).

O método escolhido neste trabalho foi o de eletrorresistividade, que está alinhado com os projetos de pesquisa desenvolvidos no Laboratório de Análise Estratigráficas, onde desenvolvi meu trabalho. Foi utilizada a técnica de *Electrical Resistivity Tomography* (ERT), com os arranjos Dipolo-dipolo e Schlumberger.

4.1.1 Eletrorresistividade

O método elétrico é baseado no parâmetro físico de resistividade (BRAGA, 2008) e consiste de uma fonte elétrica artificial, com arranjo composto de pelo menos quatro eletrodos (quadripolos) em contato galvânico com o solo ou rocha para gerar um campo elétrico. Neste quadripolo as medições de resistividade são realizadas com dois eletrodos de corrente elétrica A e B, em que através dele injeta-se a corrente artificial no meio. No outro par de eletrodos, chamado de potencial M e N, é medida a diferença de potencial (curvas de equipotenciais) como ilustrado na Figura 9. A corrente flui entre os eletrodos usando o caminho mais fácil, ou seja, o que apresenta menor resistência à passagem de corrente (REYNOLDS, 2011).

Figura 9 – Disposição dos eletrodos de corrente e de potenciais em um arranjo genérico ilustrando o comportamento das equipotenciais e do fluxo de corrente em subsuperfície.

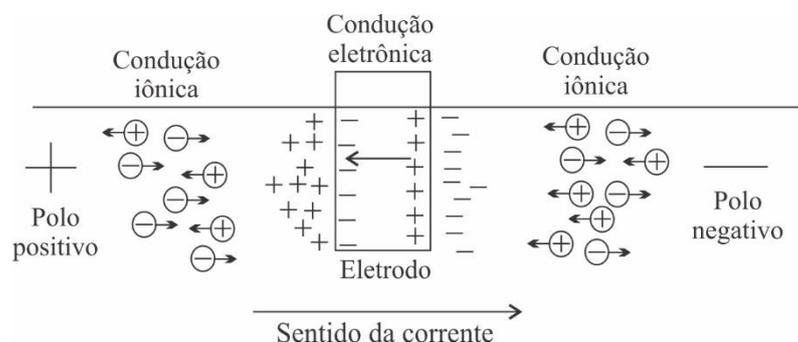


Fonte: adaptado Valenta (2015, p. 50).

Durante a aquisição de dados quanto maior for a distância entre os eletrodos, maior será a profundidade de investigação e um volume maior de rochas amostrado, entretanto, menor o nível de detalhamento (resolução) em subsuperfície. É importante salientar que embora haja ganho de volume investigado com o aumento de profundidade, a maior concentração de corrente elétrica encontra-se próximo a superfície (VALENTA, 2015).

As diferenças de potencial aferidas são afetadas por íons concentrados nos eletrodos, criando um potencial adicional ao polarizar os eletrodos (Figura 10). Para mitigar este efeito, é necessário fazer uso de metais menos polarizáveis nos eletrodos (por exemplo, aço inoxidável) ou realizar a aquisição com corrente alternada para dispersar os íons (VALENTA, 2015).

Figura 10 – Representação esquemática da polarização em eletrodos menos polarizáveis.



Fonte: adaptado Orellana (1974, p. 421).

Neste método, diferentes técnicas e arranjos podem ser empregados para adquirir os dados em 1 (1D), 2 (2D) ou 3 dimensões (3D), e assim visualizar os dados, respectivamente em, curvas, mapas e/ou pseudo-seções e em cubos. Para este trabalho serão abordadas pseudo-seções de eletroresistividade, ou seja, variação em 2 dimensões. Esses dados, seja ele em qualquer uma das dimensões citadas, tem por finalidade serem interpretados geologicamente (EVERETT, 2013). A seguir são dadas mais informações específicas acerca desse método.

4.1.1.1 Equações fundamentais

Uma vez que exista fluxo de corrente elétrica, há troca de energia. Ela se dá no movimento das partículas que constituem a corrente. Se for exercido trabalho de uma força elétrica sobre elas, as partículas ganharão energia, já se o trabalho for realizado por elas, perderão energia. O ganho ou perda de energia quando um coulomb de eletricidade (a carga elétrica transportada em 1 segundo por uma corrente de 1 ampere) é movido de um ponto para outro em um circuito elétrico, chama-se diferença de potencial e é medido em volts (V). A lei de Ohm mensura a resistência R (Ω) que o material oferece à passagem da corrente elétrica devido a diferença de potencial V imposta a ele após a injeção de corrente elétrica I (A). Em virtude de ser adotado que o fluxo de corrente (quantidade de energia que atravessa uma dada área por segundo) é do maior para o menor potencial, traz à equação matemática, equação 1, um sinal negativo 1 (HENBEST, ERINAKES, HIXSON, 1971).

Nas investigações geofísicas de resistividade elétrica assume-se que a Terra atua como um condutor linear em que a Lei de Ohm se aplica e por tanto:

$$I = - \frac{dV}{R} \quad 1$$

Entretanto, o método de eletroresistividade não tem como propriedade física fundamental a resistência elétrica R (Ω) do material, mas sim a resistividade ρ ($\Omega \cdot m$) que é uma característica intrínseca ao material. E ela pode ser encontrada pela relação que as duas propriedades tem entre si através da direta proporcionalidade que a resistência R tem com o comprimento do material dl (m) e inversa proporcionalidade da sua área S (m^2) (BORTOLOZO, PORSANI, 2016):

$$R = \vec{\rho} \cdot \frac{dl}{S} \quad 2$$

A resistividade é medida em várias unidades a depender das unidades usadas para comprimento e área. Se o comprimento é medido em metros e a área em metros quadrados, a resistividade é em Ohm-metros ($\Omega \cdot m$). Da mesma forma, pode ser medido em Ohm-centímetros ($\Omega \cdot cm$), Ohm-pés ($\Omega \cdot pés$), etc.

Ao manipular as equações 1 e 2 temos que:

$$\frac{I}{s} = - \frac{1}{\vec{\rho}} \cdot \frac{dV}{dl} \quad 3$$

Sabendo que a quantidade de corrente I por unidade de área S é a densidade de corrente elétrica J ($A \cdot m^{-2}$) e que a diferença de potencial sobre o comprimento é o próprio campo elétrico E ($V \cdot m^{-1}$) (BORTOLOZO, PORSANI, 2016), encontramos que:

$$\vec{J} = \frac{\vec{E}}{\vec{\rho}} \quad 4$$

Sendo a resistividade o inverso da condutividade elétrica σ ($S \cdot m^{-1}$), encontramos:

$$\vec{J} = \vec{\sigma} \cdot \vec{E} \quad 5$$

Fazendo uso da simplificação, aplicando o limite, na equação 3, do comprimento do material tendendo a zero, o material passa ser considerado como condutor linear contínuo, homogêneo e isotrópico, em que a resistividade e a condutividade são constantes e independem da direção de fluxo de corrente aplicada, ou seja, um escalar.

Analisando a Terra cartesianamente através da ótica homogênea e isotrópica, conjecturando-a como infinita em tanto em profundidade z quanto lateralmente x e y , temos

que um eletrodo de fonte pontual injetando corrente na superfície formam-se equipotenciais esféricas, ou seja, linhas com igual valor de potencial elétrico como mostrado na Figura 9. Haja visto que a resistência do ar à passagem de elétrica é altíssima, consideramos somente a passagem de corrente na subsuperfície da terra, e por simetria consideramos as equipotenciais como uma semiesfera. Perpendicular às equipotenciais são geradas linhas de fluxo de corrente onde estar sendo injetado a corrente.

Podemos assim conceituar a casca semiesférica de raio r e dr a uma distância infinitesimal entre as equipotenciais. Sendo a corrente total I que passa do eletrodo para o meio, temos que a diferença infinitesimal do potencial elétrico entre a equipotenciais pode ser dada por:

$$dV = -\frac{I\rho dr}{2\pi r^2} \quad 6$$

Integrando à equação 6, encontramos que o potencial a uma distância r da fonte de corrente é:

$$V_{(r)} = \frac{I\rho}{2\pi} \cdot \frac{1}{r} + C \quad 7$$

Em que C é uma constante arbitrária. Aplicando a condição de contorno para um raio infinito, $r = \infty$, $C = 0$, portanto, dessa forma temos que o potencial elétrico a uma distância r será:

$$V_{(r)} = \frac{I\rho}{2\pi} \cdot \frac{1}{r} \quad 8$$

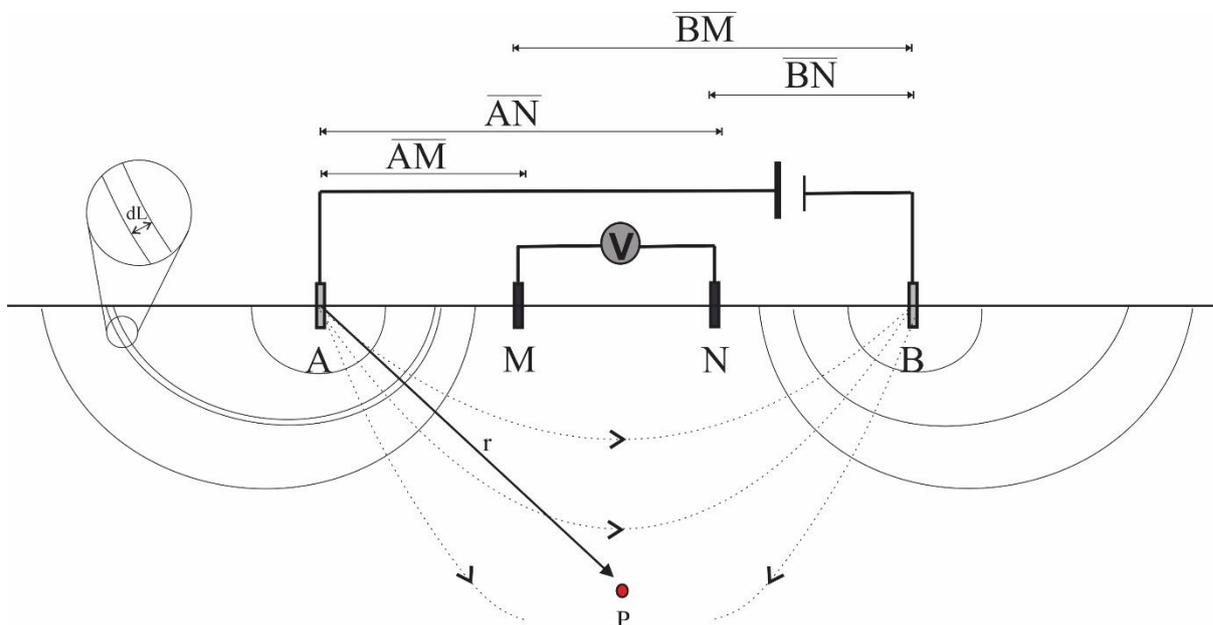
O potencial elétrico em qualquer ponto P na superfície pode ser calculado manuseando a equação 8, para tanto é necessário saber que para realizar as medidas em campo são necessários pelo menos dois eletrodos para injetar a corrente, eletrodos A e B , e dois eletrodos para aferir a diferença de potencial, M e N . Uma vez adotado que o fluxo de corrente começa nos eletrodos de corrente do eletrodo (polo positivo, fonte) para os de potencial (polo negativo, sumidouro), encontramos que o potencial no ponto genérico P devido aos eletrodos de corrente A e B , será:

$$V_P = \frac{I\rho}{2\pi r_A} + \left(-\frac{I\rho}{2\pi r_B} \right) \quad 9$$

Sendo r_A e r_B , respectivamente as distâncias dos eletrodos A e B ao ponto P .

A Figura 11 ilustra uma aquisição de resistividade em um ponto P. Em que, \overline{AM} , \overline{BM} , \overline{AN} , \overline{BN} são as respectivas distâncias entre os eletrodos de corrente e os de potencial.

Figura 11 – Representação de uma aquisição de resistividade em um ponto arbitrário P a uma distância r .



Fonte: adaptação de Bortolozzo e Porsani (2016, p. 25) e Lago (2009, p. 59)

O potencial total pode ser calculado pela adição algébrica dos potenciais separadamente, devido a cada um dos eletrodos ser considerado com comportamento individual, e dessa forma, é possível então calcular os respectivos potenciais dos eletrodos de potencial M e N através das equações:

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{BM}} \right) \quad 10$$

e,

$$V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{\overline{AN}} - \frac{1}{\overline{BN}} \right) \quad 11$$

A diferença de potencial ΔV entre eles dá-se conforme a equação abaixo:

$$\Delta V_{MN} = \frac{I\rho}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{BM}} - \frac{1}{\overline{AN}} + \frac{1}{\overline{BN}} \right) \quad 12$$

ela pode ser simplificada colocando-se à resistividade em evidência da seguinte forma:

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad 13$$

Pode-se observar por meio da equação 13 a dependência da resistividade de acordo com os arranjos dos eletrodos, essa dependência é conhecida como fator geométrico K que é único para cada arranjo de aquisição, e, dessa forma, o fator geométrico é dado por:

$$K = 2\pi \cdot \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad 14$$

No subcapítulo 4.1.8 são expressos os K para os respectivos arranjos abordados nesse trabalho.

Em síntese, temos que na aquisição dos dados de resistividade elétrica são injetadas correntes elétricas artificiais na superfície terrestre, gerando assim uma diferença de potencial, a qual é aferida e possibilita o cálculo da resistividade do meio que varia de acordo com a disposição dos eletrodos.

4.1.1.2 Resistividade aparente

Considerando a Terra como um meio homogêneo, a corrente elétrica teria a mesma dificuldade para ser transmitida em qualquer ponto que fosse mensurado, ou seja, teria a mesma resistência, e dessa forma a mesma resistividade, além de ser igual para qualquer ponto, seria a resistividade real. Já para um meio heterogêneo, conjecturando-o constituído por duas camadas e que cada camada é homogênea entre si, elas apresentariam diferentes capacidades para conduzir corrente elétrica tendo cada uma sua própria resistividade, representando mais fidedignamente um modelo real (LOKE, 2000; REYNOLDS, 2011).

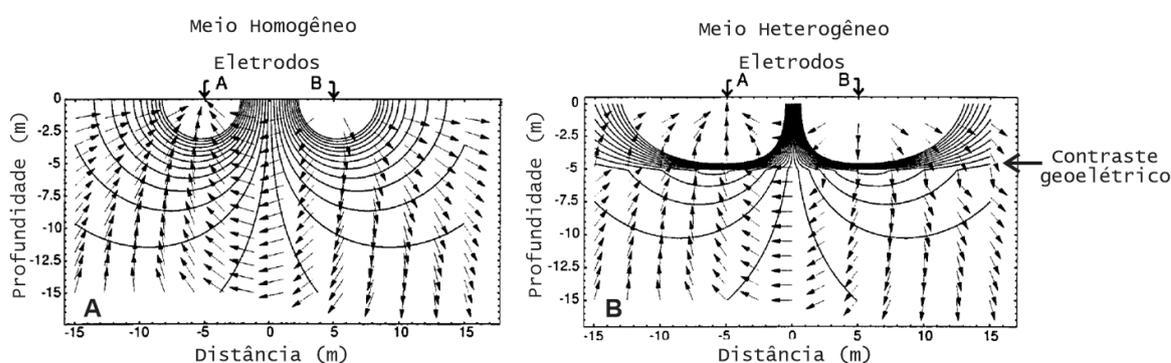
Embora, como visto no subcapítulo anterior, em que no cálculo da resistência é considerado o meio como sendo homogêneo e isotrópico, na prática, cada rocha que compõe o planeta apresenta sua própria resistência, e, em consequência, a sua respectiva resistividade, e é justamente ela que nos permite diferenciar as rochas entre si, e assim conjecturar a interpretação dos dados (LOKE, 2000; REYNOLDS, 2011). A Figura 12 mostra como comporta-se as equipotenciais quando encontram um contraste geoeletrico, ou seja, uma anisotropia/ heterogeneidade no meio.

Portanto, efetivamente, a resistividade aferida em campo comporta-se tal qual uma média ponderada de todas as camadas geoeletricas, pela qual a corrente fluiu até ser mensurado seu potencial no ponto específico pelos eletrodos M e N. Dessa forma, uma vez que a corrente

flui em um meio heterogêneo o potencial medido não se deve unicamente à corrente em um meio com resistividade única ρ , e, por isso, o termo resistividade aparente (ρ_a) é empregado. Assimilando assim a integração das diversas resistividades de diferentes camadas pelas qual a corrente passou (LOKE, 2000; REYNOLDS, 2011).

$$\vec{\rho}_a = K \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad 15$$

Figura 12 – Comparação entre as curvas equipotenciais e o fluxo de corrente entre um meio homogêneo A e um meio heterogêneo B.



Fonte: adaptado de Herman (2001, p. 945).

4.1.1.3 Resistividade dos materiais geológicos

A resistividade elétrica de rochas e minerais são importantes na prospecção elétrica, uma vez que influenciam na propagação e na absorção da corrente elétrica inserida no meio. Na natureza, a maioria dos minerais formadores de rochas são isolantes, no entanto, estruturas presentes nas rochas, tais como zonas de dissolução, falhas, juntas, fraturas, poros preenchidos com fluídos ou até mesmo veios de minério, argilominerais são capazes de promover uma melhor condutividade, até mesmo nas rochas mais isolantes (VALENTA, 2015).

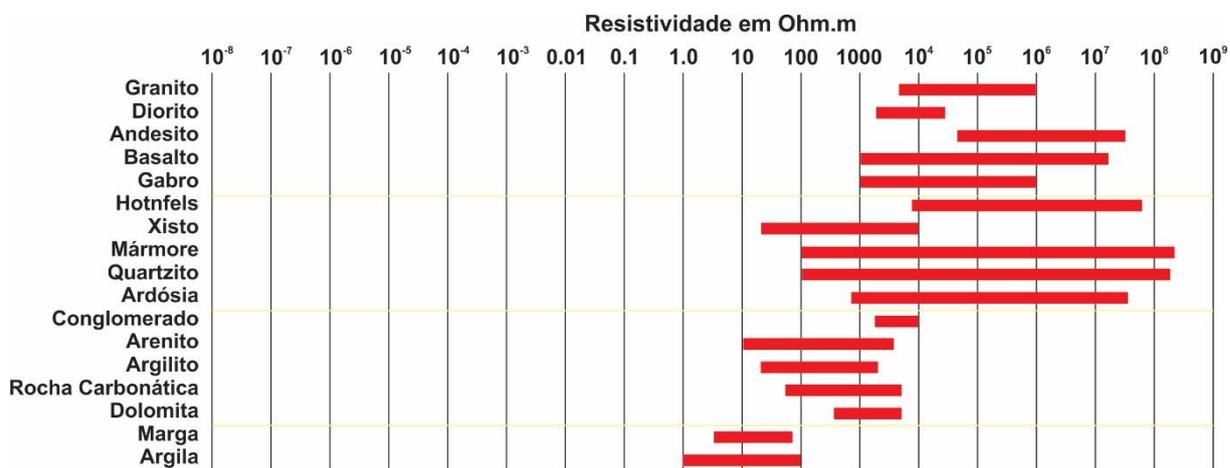
É sabido que a água pura é um bom isolante, entretanto a água presente nos poros das rochas apresenta sais dissolvidos, provenientes de rochas intemperizadas. Estes sais dissociam-se em partes positivamente e negativamente carregadas, os chamados íons. Os íons movem-se na direção oposta ao fluxo de água, causando assim uma diferença de potencial capaz de conduzir corrente elétrica. Este tipo de corrente elétrica causada por íons é chamado de condução eletrolítica por necessitar de dissolução dos íons. A concentração de sais na água é geralmente baixa e, portanto, assim também é a condutividade. Todavia a condução eletrolítica é a principal razão para as rochas serem condutivas (VALENTA, 2015).

Assim, a condutividade desses tipos de rochas isolantes depende muito do grau de fraturamento, bem como da porcentagem de fraturas preenchidas com fluídos, de forma que o determinado tipo de rocha pode ter uma ampla faixa de resistividade, de cerca de 10^2 a $10^6 \Omega.m$, a depender da quantidade de água presente nos poros (LOKE, 2004).

Por meio da Figura 13 é possível observar a variação de resistividade presente nas rochas, em que ela varia de acordo com a saturação de água. Os valores de resistividade crescem da esquerda para direita, de modo que quanto mais à direita, mais resistivo. O *range* de variação das rochas, como exposto, vão de valores mais condutivos à resistivos, de modo que quanto mais à esquerda, maior é a saturação dos poros em fluídos.

Na Figura 13 também é possível observar que os melhores condutores (ou que apresentam baixa resistividade à passagem de corrente) são as rochas e minerais metálicos, ao passo que a grande maioria das demais rochas e minerais expostos possuem alta resistividade. À exceção da argila que não precisa de nenhum fraturamento, somente a presença de água em sua composição, para passar de material isolante, à condutor. De forma que, a resistividade das argilas são as mais baixas dos minerais formadores de rochas comuns, começando na magnitude de $1 \cdot 10^0 \Omega m$ a $1 \cdot 10^2 \Omega m$ (VALENTA, 2015).

Figura 13 – *Range* de variação de resistividade elétrica dos materiais quando estes estão com e sem presença de água.



Fonte: adaptado de Loke (2004, p. 6).

Portanto, a medição da resistividade depende diretamente da quantidade de elétrons livres que existe no meio, ou seja, quanto maior for o número de íons, menor será a resistividade; esses íons são comumente encontrados em materiais condutivos, os quais apresentam elétrons “livres” na camada de valência, a exemplo temos: óxidos metálicos, sulfetos e alguns minerais como grafite, ouro, cobre, prata etc. à exceção da argila, a qual a apresenta-os quando adsorve

água (EVERETT, 2013). Haja visto que a maioria dos minerais/rochas não são condutivos, eles apresentam pouca mobilidade dos elétrons na camada de valência. Deste modo, a passagem de corrente dá-se pela concentração de íons saturados nos poros e da presença de fluídos orgânicos, fazendo com que a passagem da corrente seja por processo eletrolítico e não eletrônico, como nos materiais condutivos (KEAREY, BROOKS, HILL, 2009).

As rochas carbonáticas são um exímio caso em que a corrente é difundida por processos eletrolíticos. De um modo geral, a resistividade terrestre está relacionada há vários parâmetros geológicos como o conteúdo mineral, presença de fluído, porosidade e grau de saturação de água na rocha (LOKE, 2000).

4.1.1.4 Técnicas de investigação

Nas investigações de resistividade geométrica o objetivo é obter o contraste de resistividade elétrica aparente presente no meio geológico, e para tanto há técnicas distintas de obtenção dos dados. O que determina a técnica a ser utilizada é a finalidade do levantamento e a quantidade de recurso financeiro disponível.

Existe uma técnica específica para cada tipo de investigação: há imageamentos de resistividade elétrica variando somente a profundidade, conhecida como Sondagem Elétrica Vertical (SEV); específicas para a variação lateral de resistividade conhecida por Caminhamento Elétrico (CE); e técnica responsável por investigar a variação de resistividade tanto lateralmente quanto em profundidade, fazendo uma tomografia do solo, conhecida como *Electrical Resistivity Tomography* (ERT) (REYNOLDS, 2011).

4.1.1.4.1 Sondagem Elétrica Vertical (SEV)

Nesta técnica de investigações as aquisições são feitas em uma única direção, a vertical, investigando assim como se comporta a variação de resistividade aparente em profundidade, e a partir disso buscar o significado geológico por trás dos parâmetros encontrados (BRAGA, 2008) mudanças litológicas, presença de corpos mineralizantes, presença de aquíferos, resistividade e estimativa de espessura de camadas sedimentares planas e, possivelmente, o embasamento quando não muito profundo (TELFORD, GELDART, SHERIFF, 1990).

Essa técnica utiliza um quadripolo de eletrodos colineares, um par de eletrodos de potencial fixos no centro do arranjo, e nas extremidades um par de eletrodos de corrente. Uma vez que a distância entre eletrodos de corrente aumenta, aumenta também a profundidade de

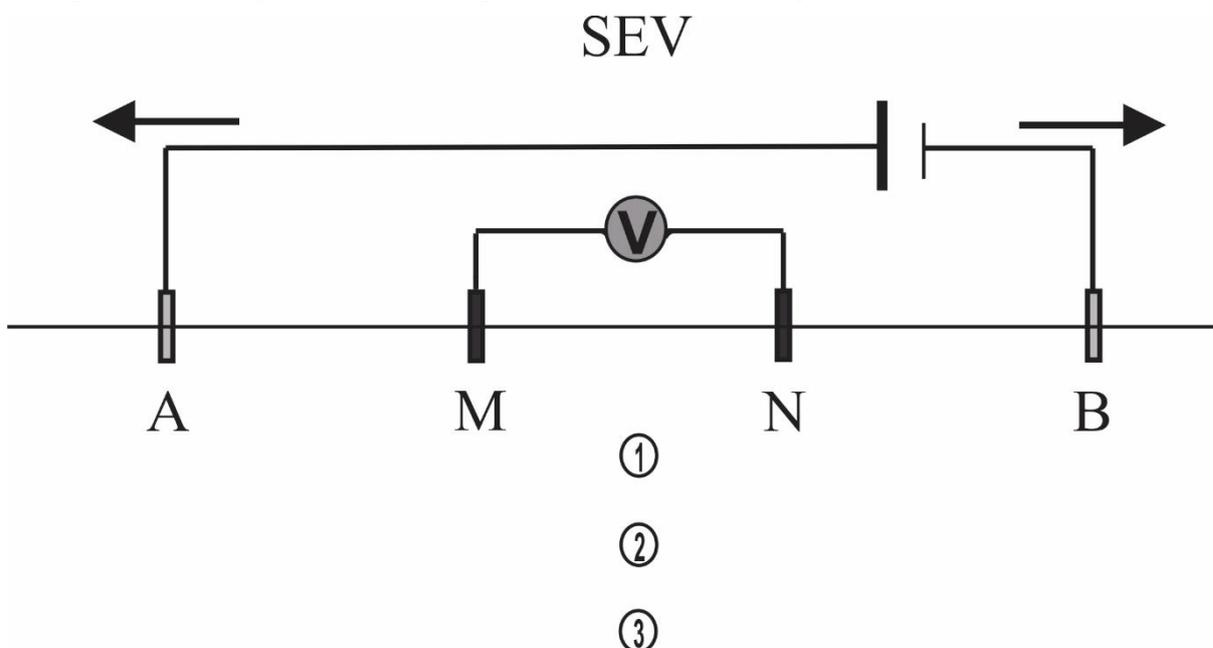
penetração da corrente, fazendo com que seja possível investigar em maiores profundidades, Figura 14 (REYNOLDS, 2011).

Durante a realização da aquisição os eletrodos de corrente são gradativamente afastados a uma distância definida para poder prosseguir com a investigação, e assim, à medida que o arranjo vai aumentando, também aumenta a profundidade de investigação, que é diretamente proporcional a abertura do arranjo.

Portanto, por causa da fração da corrente total que flui em profundidade a qual varia com a profundidade, devem ser usados um par de eletrodos de potenciais fixos no centro do arranjo e nas extremidades, eletrodos de corrente móveis. Conforme a aquisição é realizada, os eletrodos de corrente são afastados a uma distância fixada para poder prosseguir com a investigação. Dessa forma, o modo como vai ser procedido o andamento do arranjo é muito importante, já que a mudança de geometria altera a resistividade aparente final (TELFORD, GELDART, SHERIFF, 1990).

Os dados obtidos da SEV, uma vez que variam em uma dimensão, a profundidade e seus valores de resistividade aparente são plotados em curvas bilogarítmicas já que a discrepância entre a resistividade das rochas é amplamente distinta. (BRAGA, 2008).

Figura 14 – Aquisição geométrica com técnica de Sondagem Elétrica Vertical e suas respectivas medições (1,2,3...) em profundidade à medida que o levantamento é realizado.



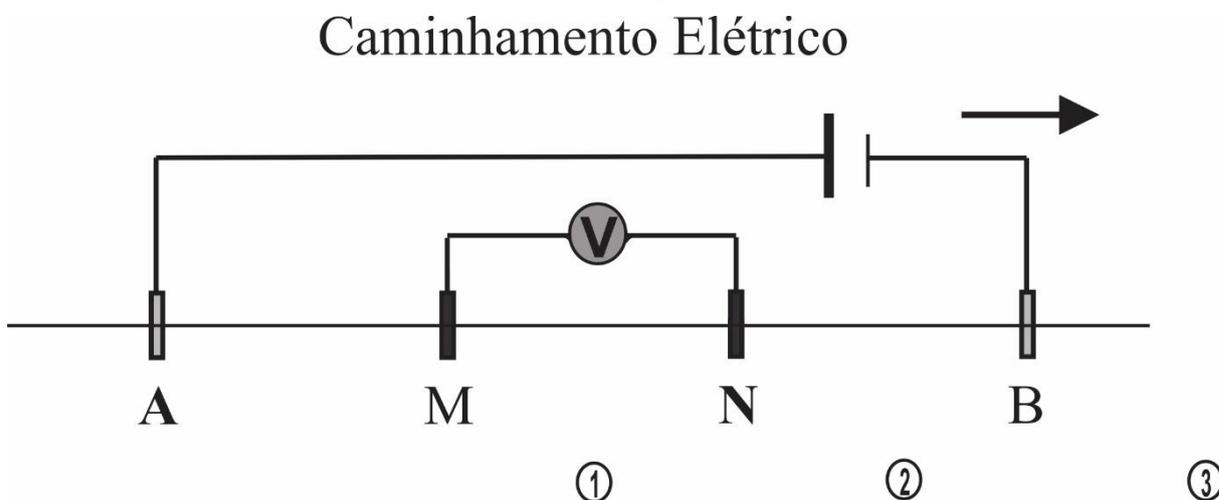
Fonte: adaptado Reynolds (2011, p. 293).

4.1.1.4.2 Caminhamento Elétrico (CE)

Enquanto que a SEV investiga em profundidade, o Caminhamento Elétrico (CE) ou *lateral profiling, electrical profiling, electrical mapping, electrical imaging*, como pode ser encontrado em outras terminologias por Orellana (1974), analisa as variações laterais da geologia já que, de fato, há descontinuidade até mesmo na mesma camada geológica. Com isso é possível averiguar, por exemplo, a existência de fraturas, presença de materiais intrusivo ou descontinuidade litológicas presente no local investigado. Essa técnica é particularmente útil na exploração mineral, onde a detecção de corpos isolados de resistividade anômala é necessária. A exploração lateral por medições de resistividade é mais adequada para a detecção de contatos com inclinação acentuada e diques de resistividade contrastante, ou seja, anomalias 2D (TELFORD, GELDART, SHERIFF, 1990).

A investigação é feita com os eletrodos de correntes lado-a-lado com os de potenciais e as respectivas distâncias entre cada eletrodo permanecendo fixas no decorrer do levantamento. Dessa forma, a progressão do levantamento é feita com os eletrodos em conjunto, o quadripolo inteiro movimenta-se para cada ponto ao longo da mesma linha de aquisição e são realizadas medições de resistividades aparentes na mesma profundidade, mas em pontos diferentes, resultando, assim, na visualização lateral de resistividade, como exposto na Figura 15. O resultado de um caminhamento elétrico é, portanto, uma curva de resistividade, uma vez que assim como a SEV variam somente em uma direção, entretanto não é mais a profundidade. Quando interpolado várias curvas a uma mesma profundidade, podem ser gerados mapas de resistividade (TELFORD, GELDART, SHERIFF, 1990).

Figura 15 – Aquisição geométrica com técnica de Caminhamento elétrico e suas respectivas medições (1,2,3...) laterais à medida que o levantamento é realizado.



Fonte: adaptado Reynolds (2011, p. 293).

4.1.1.4.3 *Electrical Resistivity Tomography (ERT)*

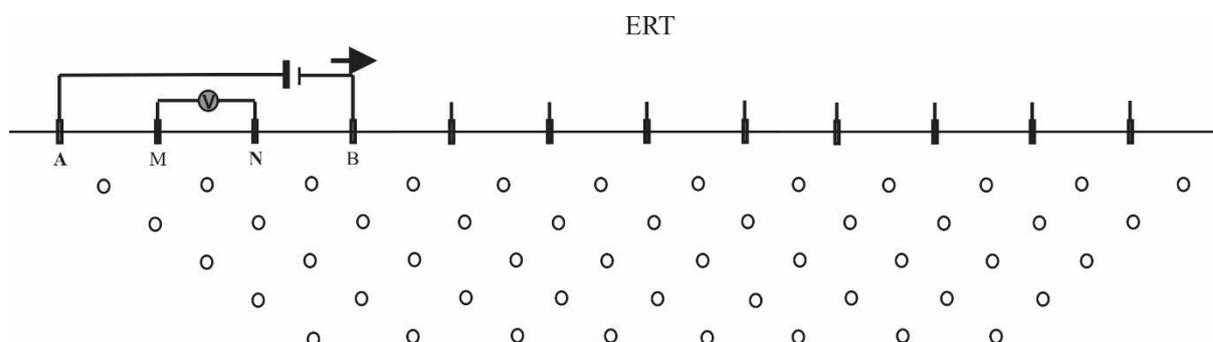
A técnica de tomográfica de resistividade elétrica, em uma tradução literal, é usada para mapeamento de alta resolução em subsuperfície em escala sub-sísmica. Essa técnica é responsável por combinar medições geoeletricas associada a inversão de dados para o processamento, desse modo é possível reconstruir um modelo de resistividade 2D ou 3D a partir de um conjunto de dados de resistividades aparentes.

Tipicamente diversos eletrodos ($n \cdot 4$, em que $n=1,2,3,\dots$, ou seja, múltiplo de 4) são empregados na aquisição por um cabo multicanal e um resistivímetro, que faz medidas simultâneas, Figura 16. Todo o procedimento de aquisição de dados é controlado por microprocessador que regulam a injeção de corrente e leitura dos dados (GRIFFITHS *et al.*, 1990). Nesta técnica um grande número de arranjos diferentes de eletrodos pode ser usado na mesma linha de aquisição em um curto período de tempo (STORZ, STORZ, JACOBS, 2000). Desse modo, a aquisição de dados de resistividade aparente é totalmente controlada por *softwares* cujos parâmetros são escolhidos no início da aquisição para designar cada um. É possível especificar resoluções para atender aos objetivos da pesquisa, por exemplo, a resolução horizontal é definida pelo espaçamento entre eletrodos e a resolução vertical pela metade desse espaçamento, ou seja, usando um espaçamento entre eletrodos de 2 m, a resolução horizontal e a vertical são de 2 m e 1 m, respectivamente, para a pseudo-seção (REYNOLDS, 2011).

O passo inicial para essa técnica começou com a automação de aquisição de SEVs por Barker (1981) usando o arranjo Wenner com cabos multicanais e múltiplos eletrodos para investigações, seguidos por Griffiths e Turnbull (1985), os quais produziram detalhes para vários arranjos de eletrodos para caminhamentos elétricos. Na década de 90 Van Overmeeren e Ritsema (1988) utilizaram esse conhecimento para investigações hidrogeológicas, Noel e Walker (1990) o fizeram para levantamentos arqueológicos, já o adaptando para ERT. Atualmente é fácil de encontrar equipamento capazes de realizar este tipo de medição como, por exemplo, o Sistema Automático de Imagem LUND (ABEM), o *SuperSting/Swift* (*Advanced Geosciences Inc.*) e IRIS (*Syscal*), entre outros (REYNOLDS, 2011).

O resultado do ERT, após coleta e inversão dos dados, gera pseudo-seções de eletrorresistividade, ou seja, dispõe as variações de resistividade em duas dimensões (lateral e em profundidade), a qual corresponde a resistividade mais perto da real. Além disso, as seções de eletrorresistividade podem ser interpoladas, e, assim, gerar modelo geoeletrico tridimensional (EVERETT, 2013).

Figura 16 – Representação de aquisição geolétrica com técnica de *Electrical Resistivity Tomography* e suas respectivas medições, em profundidade e lateralmente, à medida que o levantamento é realizado.



Fonte: adaptado Reynolds (2011, p. 293).

4.1.1.5 Função Sensibilidade

A função sensibilidade nos traduz até que ponto uma mudança de resistividade nas porções mais sensíveis de cada arranjo de uma seção geolétrica influenciará o potencial medido, ou seja, na seção, quanto maior for o valor da função sensibilidade, maior será a influência daquela região na medição dos dados (LOKE, 2004).

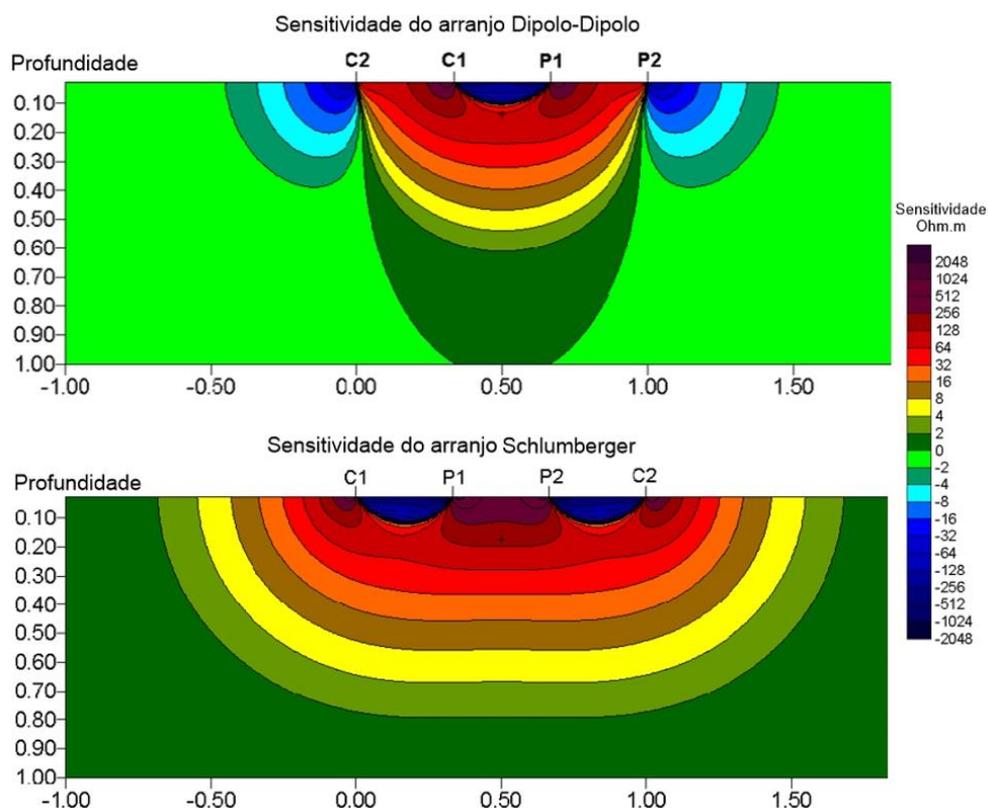
Essa função é matematicamente calculada através da derivada de Fréchet encontrado no trabalho de McGillivray e Oldenburg (1990), no qual os autores foram pioneiros no assunto e fizeram um apanhado acerca de como calcular a sensibilidade numericamente. Através desses estudos, observou-se que a sensibilidade, além de variar de acordo com a distância entre os eletrodos de corrente e de potencial, varia também com o posicionamento dos eletrodos na seção geolétrica e com o aumento do contraste de resistividade elétrica no meio (OLDENBORGER, ROUTH, KNOLL, 2005). Atualmente, por meio de *software* como o EarthImager2D e ZondRes2D, os cálculos de sensibilidade foram automatizados, e permitem prever o erro sistemático associado a erros de localização dos eletrodos de cada tipo de arranjo.

A escolha do melhor arranjo para uma investigação depende do objetivo da aquisição, da sensibilidade do equipamento e do nível de ruído de local. Entre as características de um arranjo que devem ser consideradas são primeiramente a profundidade de investigação, seguido da sensibilidade do arranjo à mudança vertical e horizontal na resistividade subsuperficial, além da intensidade do sinal emitido.

Por meio da Figura 17 é possível observar a variação de sensibilidade em dois arranjos distintos (Dipolo-dipolo e Schlumberger), nela é possível ver um fator comum para os dois arranjos: os valores mais altos de sensibilidade são encontrados próximos dos eletrodos, e à medida que se afastam dos eletrodos os padrões de contorno diferenciam-se para os arranjos

diferentes. A visualização desses diferentes padrões de contorno nas seções da função de sensibilidade ajuda a escolher o melhor arranjo para os diferentes tipos de estruturas e é de fundamental importância para a interpretação dos dados geoeletricos.

Figura 17 – Comparação dos comportamentos de uma seção da sensibilidade geoeletrica do arranjo dipolo-dipolo e Schlumberger para uma mesma camada geoeletrica.



Fonte: adaptado Loke (2004, p. 32)

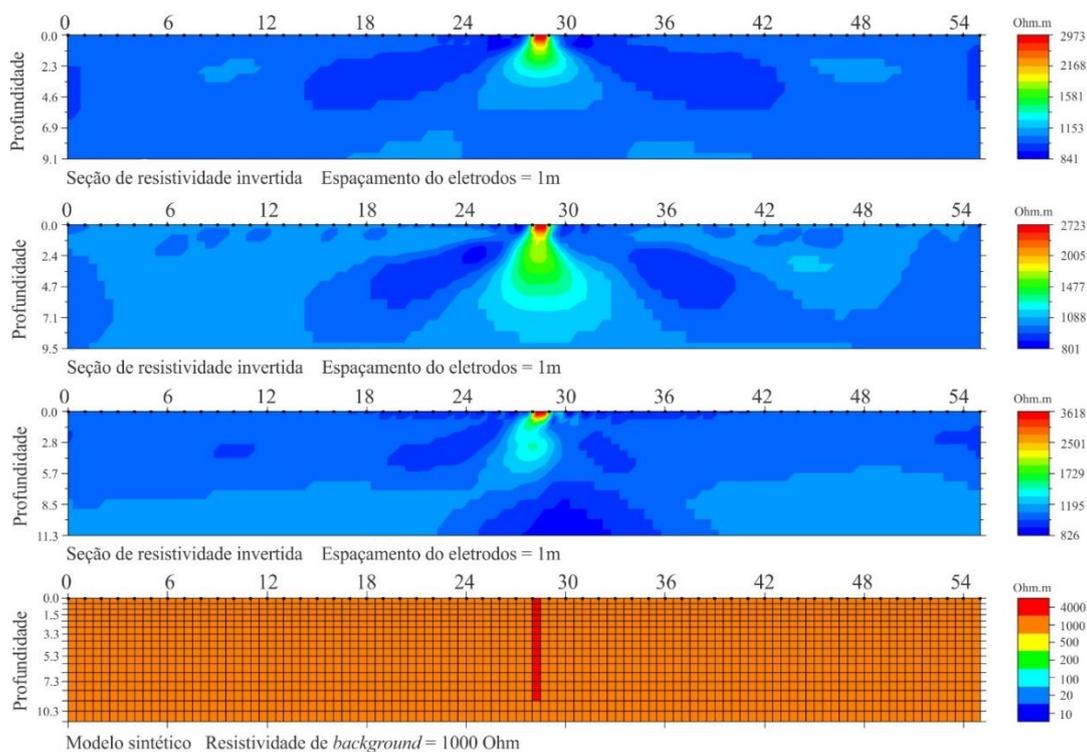
4.1.1.6 Arranjos

Szalai e Szarka (2008), fizeram uma pesquisa bibliográfica que copilou mais de 100 arranjos geoeletricos, a fim de evitar a redescoberta de arranjos já publicados e a possibilidade de inspirar o teste de novos arranjos ainda não criados.

A pseudo-seção fornece uma imagem muito próxima da verdadeira resistividade de distribuição no subsolo. No entanto, ainda não é a real, uma vez que a forma dos contornos depende do tipo de arranjo usado, bem como da verdadeira resistividade em subsuperfície. Além disso, como visto no tópico anterior (Função Sensibilidade) os valores da pseudo-seção são baseados nos valores de sensibilidade de cada arranjo (LOKE, 2004). Desse modo, a escolha do arranjo é essencial para ter-se um bom resultado do padrão de resistividade em

subsuperfície. Diferentes arranjos usados para mapear a mesma região podem dar origem a formas de contorno muito diferentes, como é possível ver na Figura 18 em que são dispostos um modelo geológico sintético com diferentes aquisições de arranjos para a mesma feição. De forma geral, o padrão de distribuição de resistividade de cada arranjo em subsuperfície, como é possível ser observado na imagem nos mostra que o arranjo Wenner tem uma boa resolução vertical, o Schlumberger apresenta uma resolução vertical e horizontal intermediária e o arranjo dipolo-dipolo mostra uma resolução vertical ruim, entretanto é particularmente mais sensível as variações de resistividade lateral (BHATTACHARYA, PATRA, 1968).

Figura 18 – Modelagem realizada no *software* EarthImager2D ilustrando o comportamento de uma fratura preenchida com ar em uma rocha carbonática nos arranjos: Wenner, Dipolo-dipolo e Schlumberger e respectivamente.



Fonte: própria.

A Figura 18 também ilustra um modelo simplificado de uma fratura carstificada, preenchida com o ar, em uma rocha carbonática não intemperizada. A rocha carbonática está representada no modelo (*background*) com valores de resistividade da ordem de $10^3 \Omega.m$ (variando dentro do range da Figura 12). Enquanto a fratura, preenchida com ar, está representada pela linha vermelha com valores de resistividade da ordem de $10^5 \Omega.m$. Embora a resistividade elétrica do ar seja na ordem de grandeza de $10^{13} \Omega.m$ (SERAN *et al.*, 2013) não é possível usar esse valor nos softwares aqui utilizados. Haja visto que o modelo matemático dos

softwares não mostra uma boa coerência para valores muito discrepantes (EARTHIMAGER, 2009), como será melhor abordado no capítulo de Materiais e Métodos.

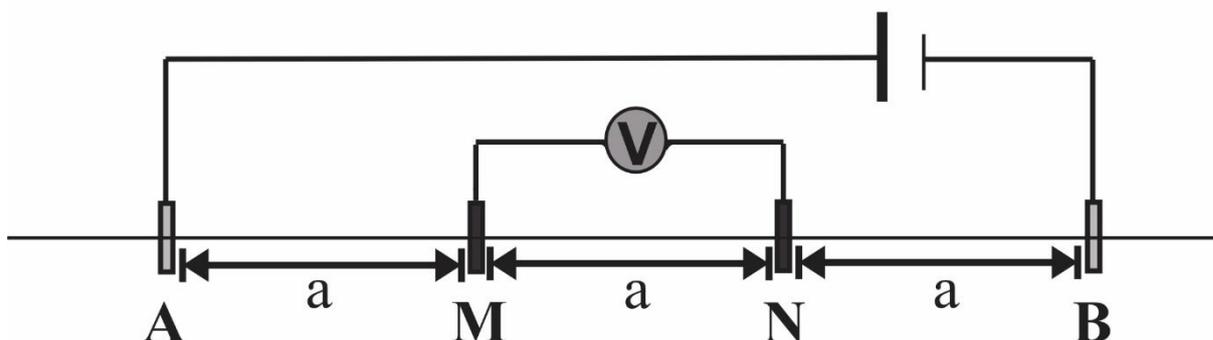
O fato de haver vários tipos diferentes de arranjo atesta a flexibilidade do método de eletrorresistividade com os quais são vistos vantagens, desvantagens e sensibilidades específicas de acordo com cada arranjo. Dado que, em geral, arranjos distintos dão repostas distintas para uma mesma região a ser investigada. Com isso, alguns respondem melhor do que outros para um mesmo objetivo (REYNOLDS, 2011).

Com o advento dos arranjos multieletrodos, os arranjos Wenner, Schlumberger e Dipolo-dipolo tornaram-se os mais populares. Entretanto, cada geometria pode ter particularidades que merecem ser exploradas (SZALAI, SZARKA, 2008).

Para o arranjo Wenner, a disposição do quadripolo é dado como exposto na Figura 19, em que os eletrodos de corrente são alocados nas extremidades, ao passo que os de potenciais, no centro do arranjo.

Figura 19 – Forma de aquisição de dados como o arranjo Wenner.

Arranjo Wenner

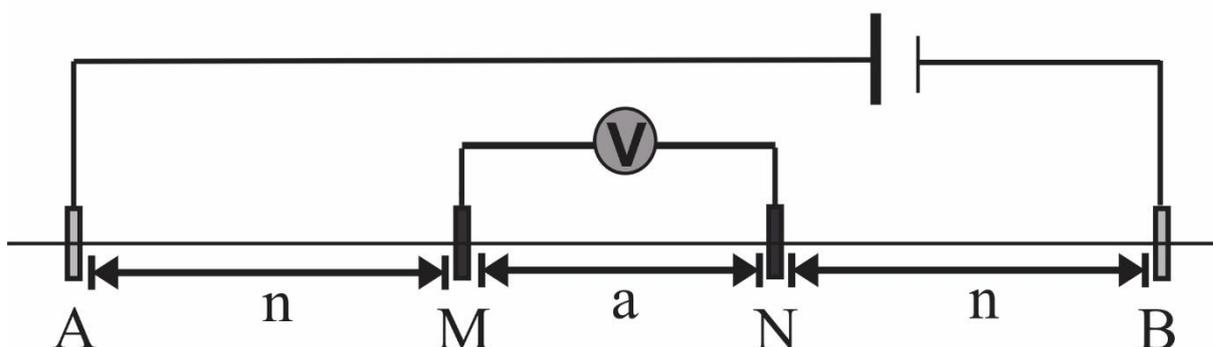


Fonte: adaptado Braga (2008, p. 30).

Já o arranjo Schlumberger apresenta a mesma configuração de eletrodos que a do Wenner, em que os eletrodos de potencial estão no centro e os de corrente, nas extremidades. A diferença entre eles consiste na distância de abertura entre os eletrodos, no qual o arranjo Schlumberger mantém equidistante somente as distâncias \overline{AM} e \overline{BN} , enquanto que a distância entre os eletrodos de potenciais aumenta diferente como é possível ver na Figura 20.

Figura 20 – Forma de aquisição de dados como o arranjo Schlumberger.

Arranjo Schlumberger

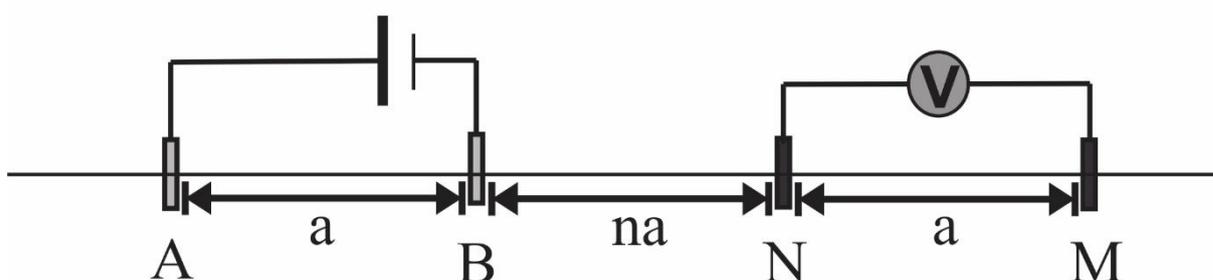


Fonte: adaptado Braga (2008, p. 30).

Para o arranjo Dipolo-dipolo a configuração é diferente, os eletrodos de corrente e de potencial ficam em pares separados, durante a aquisição eles são equidistantes entre si a uma distância “a”, entretanto a distância que os separa cresce em “n” vezes esse valor, em que $n=1,2,3\dots$, como visto na Figura 21.

Figura 21 – Forma de aquisição de dados como o arranjo Dipolo-dipolo.

Arranjo Dipolo-dipolo



Fonte: adaptado Braga (2008, p. 39).

Os valores das resistividades aparentes contidos nas pseudo-seções dependem da geometria do arranjo de eletrodos usado, conforme definido pelo fator geométrico K. Dada as configurações de eletrodos mostradas acima para cada arranjo estão dispostos abaixo os seus respectivos fatores geométricos (LOKE, 2004):

Wenner	$K = 2\pi a$	16
Schlumberger	$K = \pi n(n + 1) a$	17
Dipolo-dipolo	$K = \pi n(n + 1)(n + 2)a$	18

Em que:

“a” é a distância entre os eletrodos;

“n” é o fator de separação que multiplica a distância “a”, $\{ n \in \mathbb{Q} \mid n > 0 \}$.

5. ESTADO DA ARTE

Estudos sobre a identificação de fraturas usando o método de eletrorresistividade são datados do início do século passado (HUBBERT, 1932, 1944) tal qual a aplicação do método para identificação em feições carstificadas (LOHNBERG, STERN, 1932; SAMOYLOV, KONSHIN, 1956; SEDLAR, 1954). Com o avanço da geofísica e da computação, especificamente desde que se tornou viável a aquisição dos dados multi-eletrodos (LOKE, BARKER, 1995), a técnica de ERT está sendo amplamente usada nos estudos de sistemas cársticos, identificando fraturas e cavidades em subsuperfície nas rochas carbonáticas.

Zhou, Beck e Adams (2002) realizaram uma modelagem elétrica a fim de comparar a resposta dos arranjos Dipolo-dipolo, Schlumberger e Wenner e arranjos mistos para determinar se os danos estruturais de um complexo de apartamentos foram causados por dolinas. Para a modelagem foram usados os seguintes valores de resistividade 100 Ω .m para o solo, 1000 Ω .m para a rocha carbonática não fraturada e 10.000 Ω .m para fraturas preenchidas com ar. Entre os arranjos o que apresentou melhor resultado foi o misto, entretanto ele requer um número de dados muito maior do que os demais. Já para os arranjos convencionais o arranjo dipolo-dipolo foi o mais sensível, o Wenner apresentou uma menor sensibilidade, e a Schlumberger moderadamente sensível aos limites da resistividade vertical.

Muchaidze (2008) aplicou a técnica ERT com o arranjo dipolo-dipolo para investigar juntas e fraturas carstificadas, correlacionando os dados a informações de poços realizou levantamentos sobre um cruzamento entre as vias expressas 60 e 65, localizada ao Sudoeste do Missouri nos Estados unidos, com o intuito de mapear as feições cársticas dos carbonatos de Burlington-Keokuk, principalmente das formações sobre as quais a estrada está edificada. Para o esse estudo foram interpretados valores de 400 Ω .m para a rocha carbonática e 5000 Ω .m para juntas, fraturas e cavidades preenchidas com ar.

Redhaounia *et al.* (2016) aplica a eletrorresistividade a fim de determinar a distribuição espacial e forma de feições cársticas numa sequência de dobras nas rochas carbonáticas da Formação Boudabbous e Abiod, ambas no Cretáceo Superior, que definem a geometria do principal aquífero em Jebel Sabah na região de Amdoun à Noroeste na Tunísia. A técnica utilizada ERT para três aquisições de 315 metros cada em 3 locais de aquisição com variações de resistividade entre as rochas carbonáticas no aquífero entre 2,5 até mais de 5794 Ω .m. Para este estudo eles consideraram o arranjo Wenner para aquisição dos dados. Valores de resistividade para zona epicárstica bastante fraturada variou de 4 a 80 Ω .m preenchidas com água.

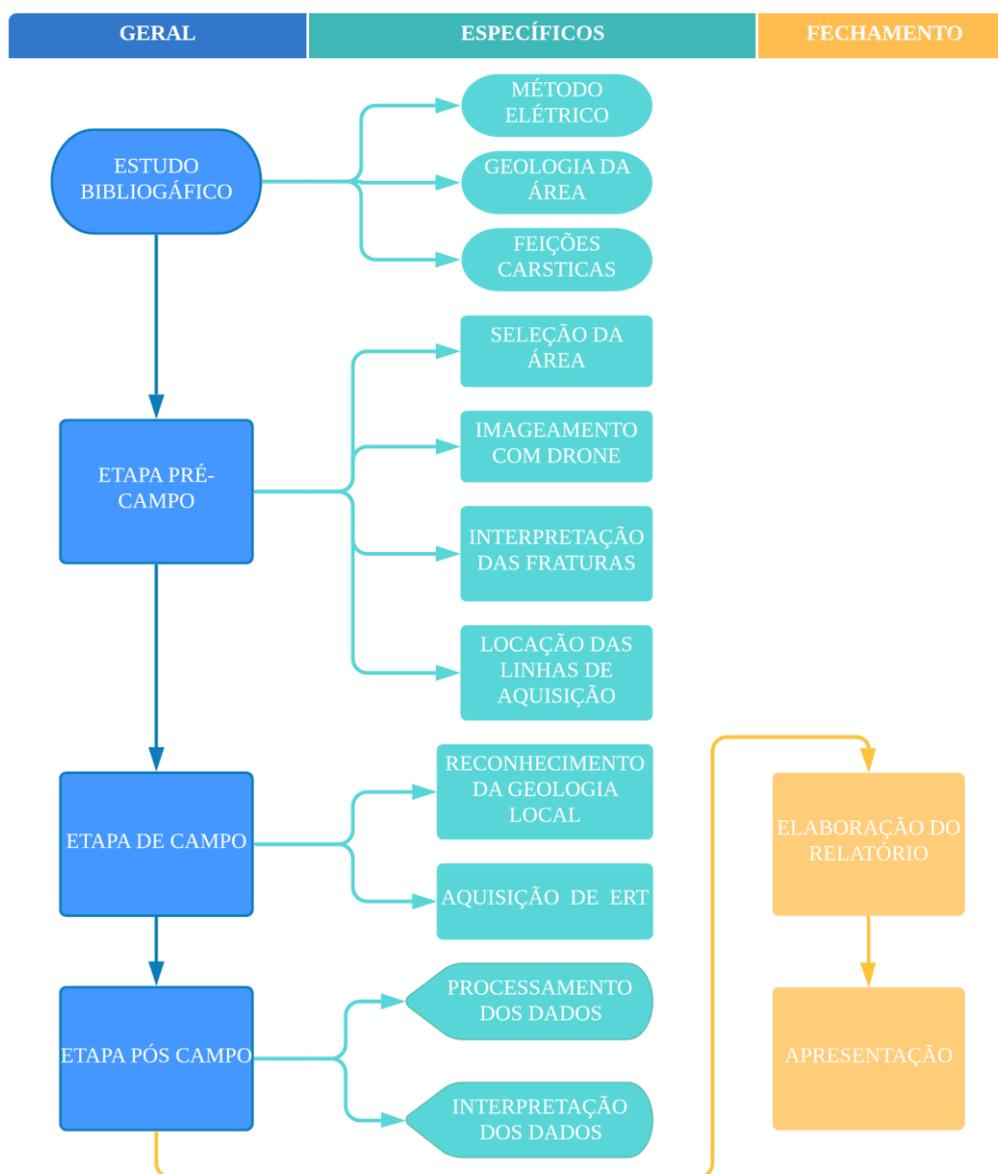
Nunes, Silva e Lucena (2016) realizaram modelagens de eletrorresistividade a fim de simular o comportamento das zonas de dissolução nas rochas carbonáticas utilizando os arranjos Schlumberger, Dipole-dipolo e Wenner. Neste trabalho, foram feitas 3 propostas de modelos geológicos a partir de modelagens sintéticas utilizando valores de 4000 e 5.000 $\Omega.m$ correspondente a fraturas preenchidas com ar e 1000 $\Omega.m$ para a rocha sã. No trabalho também foram realizadas aquisições de eletrorresistividade utilizando a técnica de SEV para avaliar a assinatura de resistividade elétrica da Formação Jandaíra em Felipe Guerra. Para os dados reais da SEV foram encontrados valores de resistividade de 550 $\Omega.m$ a 1650 $\Omega.m$ relacionadas a rocha carbonática e uma anomalia de 8000 $\Omega.m$ considerada como uma rocha carbonática não fraturada ou uma cavidade preenchida com ar.

Rizzo *et al.* (2019) realizaram um levantamento de eletrorresistividade para definir o local mais propício à locação de um poço produtor de água em rochas carbonáticas fraturadas no Sul da Itália. A técnica e arranjo empregados, respectivamente, foram ERT e dipolo-dipolo, usando um equipamento não-comercial com até 10 A, o qual tem capacidade de imagear profundidades acima de 200 m. Uma vez que a profundidade de investigação é maior que o convencional, a técnica passou a ser intitulada de *Deep Electrical Resistivity Tomography* (DERT). O aquífero carbonático de interesse, para esse estudo, está associado a zonas altamente fraturadas em superfície, avaliadas como zona de recarga do aquífero. A rocha, não intemperizadas, apresentou valores acima de 800 $\Omega.m$ e a fraturas preenchidas com água, menos que 200 $\Omega.m$.

6 MATERIAIS E MÉTODOS

Este estudo empregou distintas etapas metodológicas que compreenderam o estudo bibliográfico, os trabalhos de pré-campo, campo e pós-campo, seguidos da elaboração do relatório e apresentação, como pode ser visto no fluxograma da Figura 22.

Figura 22 – Fluxograma base deste relatório.



Fonte: própria.

6.1 Estudo Bibliográfico

Esta etapa consistiu na pesquisa bibliográfica referente a aplicação do método eletrorresistividade em rochas carbonáticas fraturadas e carstificadas (ZHOU, BECK, ADAMS, 2002; MUCHAIDZE, 2008; RIZZO *et al.*, 2019; REDHAOUNIA *et al.*, 2016; NUNES, SILVA, LUCENA, 2016). Durante o estudo, viu-se a necessidade de construir a evolução da aplicação do método em fraturas e feições cársticas para as rochas carbonáticas, resultando no Estado da Arte. Além da elaboração da Fundamentação Teórica do método elétrico contendo as suas principais características e limitações (HENBEST, ERINAKES, HIXSON, 1971; ORELLANA, 1974; TELFOR, GELDART, SHERIFF, 1990; GRIFFITHS *et al.*, 1990; LOKE, 2000; LOKE, 2004; HERMAN, 2001; BRAGA, 2008; SZALAI, SZARKA, 2008; REYNOLDS, 2011; EVERETT, 2013; VALENTA, 2015; BORTOLOZO, PORSANI, 2016).

Mediante a importância de ter conhecimento das características geológicas da área de estudo para realizar o levantamento geofísico, realizou-se também uma pesquisa bibliográfica acerca do Lajedo do Arapuá, desde sua gênese na formação da Bacia Potiguar, até os processos tectônicos e cársticos posteriores (PESSOA NETO *et al.*, 2007; PESSOA NETO, 2003; PFALTZGRAFF, TORRES, 2010; BIZZI *et al.*, 2003; GARCIA, 2014; BEZERRA *at al.*, 2013).

6.2 Etapa Pré-Campo

A etapa pré-campo consistiu na escolha dos parâmetros de aquisição, bem como nos melhores locais de alocação dos perfis, através da identificação de fraturas superficiais por meio de sensoriamento remoto,

O sensoriamento remoto foi realizado por meio de um levantamento fotogramétrico com o drone DJI *Mavic 2 Pro*, onde foram obtidas 583 fotografias a 40 m de altitude seguindo uma orientação no sentido NE-SW. O dado obtido apresentou uma sobreposição vertical de 80% e longitudinal de 65% e, após seu processamento no *software Pix4D Mapper*, esses dados apresentaram uma resolução final por pixel de 1.0 cm. A partir desse processamento no *software ArcGis 10.5*, elaborou-se um mapa georreferenciado onde foi possível identificar as fraturas presentes na superfície do Lajedo do Arapuá, Figura 7. O ArcGis 10.5 também foi utilizado para a elaboração dos mapas de localização da área (Figuras 2, 3 e 4).

A identificação das fraturas possibilitou determinar, tanto o melhor local para a realizar a aquisição geofísica, bem como a direção e o sentido dos perfis. Desta forma, escolheu-se as margens da estrada de barro, contida na área de estudo, como local ideal para a realização dos perfis geoeletricos.

Trabalhos relacionados a aplicação de eletrorresistividade aos sistemas cársticos, usam, preferencialmente, a técnica ERT associada aos arranjos Dipolo-dipolo, Schlumberger e Wenner (ZHOU, BECK, ADAMS, 2002; MUCHAIDZE, 2008; NUNES, SILVA, LUCENA, 2016; RIZZO *et al.*, 2019). Desse modo, optou-se pelo uso do método de eletrorresistividade aplicando a técnica de ERT para os arranjos Dipolo-dipolo e Schlumberger.

6.3 Etapa De Campo

Integrando as informações das etapas anteriores, a etapa de campo foi realizada no dia 22 de novembro de 2018, em um período de seca. Nessa etapa, realizou-se a aquisição dos dados geofísicos e o reconhecimento geológico da área. No reconhecimento geológico as direções das fraturas foram medidas, a fim de conferir se as fraturas identificadas no sensorialmente remoto eram encontradas em campo. O levantamento geofísico foi executado no sentido sudeste-noroeste (SE/NW), com 56 eletrodos, espaçados a 1 m de distância. O equipamento utilizado em campo, Figura 23, foi o *Supersting R8* da *Advanced Geosciences, Inc.* (AGI). Demais informações sobre o levantamento, tais como, quantidade de corrente, tensão usada e direção de aquisição, são encontradas na Tabela 2.

Tabela 2 – Características do levantamento de eletrorresistividade.

LAJEDO DO ARAPUÁ			
CARACTERÍSTICAS	INFORMAÇÕES	CARACTERÍSTICAS	INFORMAÇÕES
EQUIPAMENTO	SUPERSTING R8, AGI	ARRANJOS	Dipolo-Dipolo, Schlumberger
CORRENTE	De até 2000mA	Nº DE LINHAS	1
TENSÕES	De até 800V	DATA DA AQUISIÇÃO	22/11/2018
POTÊNCIA	200W	DIREÇÃO DE AQUISIÇÃO	SE-NW
MÉTODO GEOELÉTRICO	Eletrorresistividade	ESPAÇAMENTO ENTRE ELETRODOS	1 m
TÉCNICAS DE AQUISIÇÃO	ERT	EXTENSÃO DAS SEÇÕES	55 m

Fonte: própria.

Duas seções de eletrorresistividade foram adquiridas para a linha 1, usando 1 m de espaçamento entre os eletrodos, uma com o arranjo Dipolo-dipolo, e outra com o arranjo Schlumberger, a uma profundidade máxima investigada de 11.5 m, apresentando uma extensão total de 55 m. Todas as seções realizadas nesse levantamento foram georreferenciadas com o auxílio do GPS geodésico. A tabela 3 sintetiza as principais características de aquisição.

Figura 23 – Fotografia mostrando o equipamento *Supersting* R8, usado neste trabalho.



Fonte: fornecida pelo Laboratório de Análises Estratigráficas (LAE).

Tabela 3 – Características das linhas de aquisição

	LINHA 1
ESPAÇAMENTO ENTRE ELETRODOS	1 m
PROFUNDIDADE MÁXIMA DE INVESTIGAÇÃO	11,5 m
TOTAL	2 seções

Fonte: própria.

Para acoplar os eletrodos e realizar a aquisição foi necessário perfurar a superfície do terreno com uma furadeira, como ilustrado na Figura 24. A fim de diminuir a resistência de contato entre os eletrodos e o meio, foi injetada bentonita hidratada em todos os furos.

Figura 24 – Fotografia ilustrando o momento da perfuração das rochas carbonáticas para permitir o acoplamento dos eletrodos.



Fonte: fornecida pelo Laboratório de Análises Estratigráficas (LAE).

6.4 Etapa Pós-Campo

A etapa pós-campo contempla o processamento e a interpretação dos dados.

6.4.1 Processamento

Os programas EarthImager2D e ZondRes2D foram utilizados no processamento e na inversão dos dados. Esses *softwares* usam o método de iteração pelo qual, a partir de um modelo inicial, o programa busca encontrar o modelo mais aprimorado, cujos valores calculados de resistividade aparente sejam próximos dos valores medidos (ZONDRES2D, 2016; EARTHIMAGER2D, 2009). A inversão geofísica objetiva calcular o modelo matemático que forneça informações físicas úteis com base em inferências extraídas dos dados medidos em campo (LOKE, 2004; MENKE, 1984). Mitigando, ao máximo, a discrepância entre o dado medido e o modelo gerado a cada iteração, a fim de gerar o modelo matemático mais ajustado possível. Essa discrepância é quantificada, em porcentagem, pelo *Root Mean Square* (RMS). O RMS calcula o desajuste médio entre todos pontos dos dados (mensurados e calculados). Ele depende da quantidade de dados ruidosos e de quão ruidoso cada dado está, e da ineficiência do algoritmo de inversão em modelar objetos 3D em uma seção 2D. De modo que, um único dado ruidoso pode levar a um grande valor de RMS. Por vezes, a única maneira de reduzir esse

valor é pela remoção deste dado. Genericamente, para qualquer geologia imageada, é indicado que a inversão presente no máximo 5% de RMS (EARTHIMAGER, 2009).

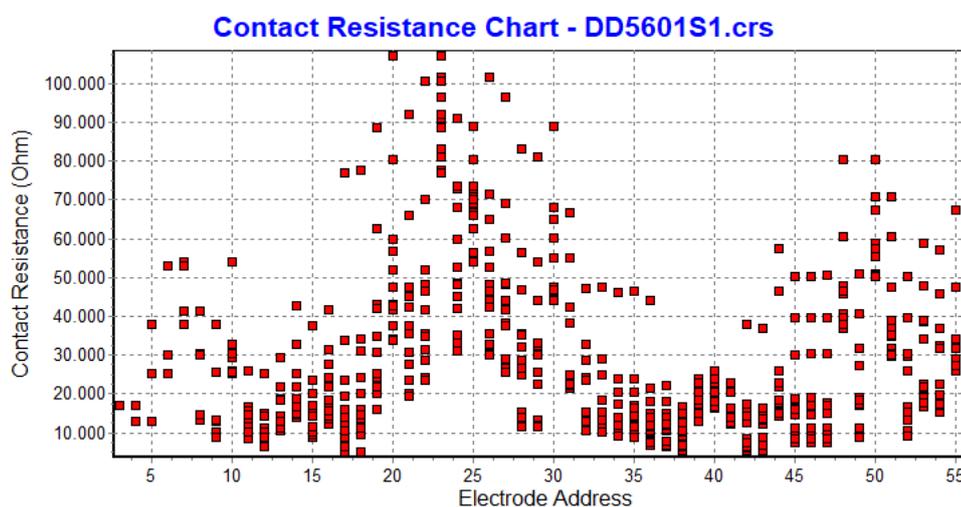
Para obter um bom modelo, os dados também devem ser de boa qualidade, ou seja, eles devem apresentar o menor número de ruídos possível. Os ruídos contidos nos dados podem ter dois vieses: sistemático e aleatório. O ruído sistemático é causado no momento da aquisição, por exemplo, pela alta resistência de contato entre o eletrodo e o meio, de forma que, a resistividade aparente medida para as leituras que tiveram esse tipo de ruído não se configura como uma resistividade verídica. Este ruído é mais fácil de ser detectado em um conjunto de dados, uma vez que seu valor apresenta uma elevada discrepância em relação aos dados sem esses erros. Já o ruído aleatório inclui os efeitos inerente ao local de aquisição, como por exemplo, correntes telúricas que afetam diretamente todos os dados. Esse ruído pode fazer com que as leituras sejam maiores ou menores do que deveriam (LOKE, 2004).

Portanto, antes de realizar a inversão dos dados, é necessário avaliar a sua qualidade. Essa etapa faz parte do pré-processamento, e, é designada, como controle de qualidade. Nela procura-se identificar e retirar, por meio de um corte manual, os dados ruidosos que podem tornar a inversão instável e com alto erro (LOKE, 2004). Cada um dos *softwares* utilizado neste relatório apresentam uma distinta forma de realizar essa etapa. Para o EarthImager2D a avaliação pode ser feita pelos valores da resistência de contato entre o eletrodo e o meio, pela resistividade aparente medida e pela quantidade de corrente e de voltagem em cada um dos pontos medidos. O ZondRes2D realiza a avaliação gráfica da resistividade observada e a convergência do dado.

A resistência de contato fornece uma excelente avaliação da qualidade dos dados e identifica os eletrodos que estão relacionados a esse ruído. Consoante ao manual do *software* do equipamento utilizado para aquisição de dados, resistências de contato acima de 10000 $\Omega.m$ é sinal de um mal posicionamento do eletrodo, podendo gerar dados de baixa qualidade. Portanto, os valores máximos de resistência de contato aceitáveis estão abaixo de 5000 $\Omega.m$ (EARTHIMAGER, 2009). Todavia, os dados adquiridos nesse relatório apresentaram-se com elevada resistência de contato, devido às características geológicas da área: alta resistividade das rochas carbonáticas, e o elevado nível de fraturamento e carstificação superficialmente. De modo que, passa a gerar um tipo de ruído inerente a aquisições nesse tipo de ambiente. Além disso, como foi exposto no capítulo de Fundamentação Teórica, por meio da função sensibilidade, os valores que estão na zona mais superficial do dado são os que mais influenciam. Em virtude disso, a combinação desses dois fatores produziu um alto erro sistemático nos dados,

como pode ser visto na Figura 25, em que todos os eletrodos apresentaram valores acima do ideal e geraram um RMS acima de 5%.

Figura 25 – Ilustração da resistência de contato encontrada em campo no decorrer da aquisição. Imagem obtida na etapa de pré-processamento com o *software* EarthImager2D.



Fonte: própria

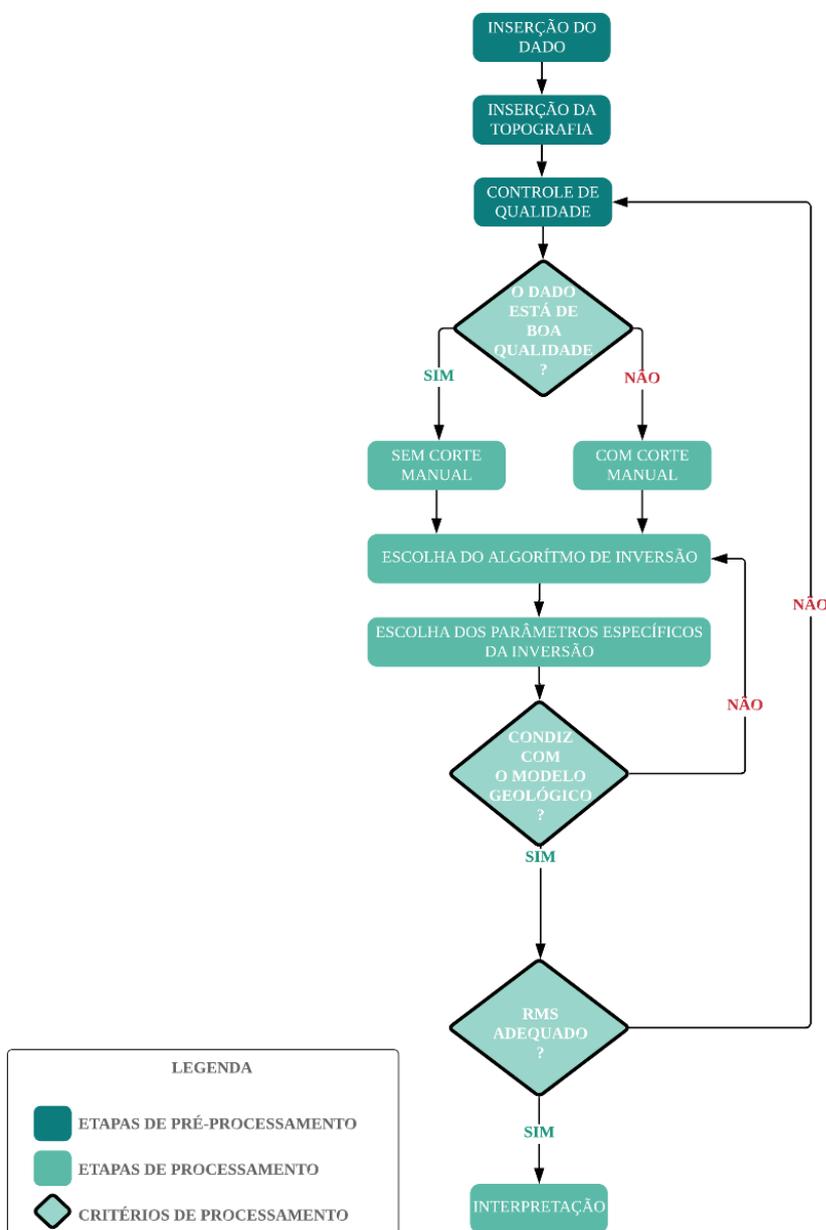
Haja visto que a profundidade de investigação de cada arranjo varia de acordo com fator geométrico associado, temos que usando o espaçamento de 1 m entre eletrodos, a profundidade de investigação foi de 11,9 m para o arranjo Dipolo-dipolo e 8,6 m para o Schlumberger. E com o aumento da profundidade aumenta-se também o nível de ruído captado, de forma que ambas as seções foram cortadas a uma profundidade de 6 m.

A escolha dos limites de resistividade encontrados na área faz parte dos critérios utilizados para inversão. Como mencionado, a área imageada apresenta inúmeras fraturas preenchidas com o ar. É sabido que a resistividade elétrica do ar está na ordem de grandeza de $1 \cdot 10^{13} \Omega \cdot m$ (SERAN *et al.*, 2013), em contrapartida o calcário apresenta resistividade elétrica de ordem $10^3 \Omega \cdot m$ (LOKE, 2004). A discrepância entre a resistividade entre eles resulta em um excelente contraste físico, entretanto, matematicamente esta alta diferença infere um erro numérico ao dado invertido. Portanto, para as inversões dos dados, adotou-se o seguinte critério: resistividade elétrica máxima do ar na ordem de grandeza de $10^5 \Omega \cdot m$, já que está fora do *range* de variação da resistividade elétrica da rocha carbonática, tendo-se, assim, contraste elétrico suficiente para identificar a rocha sã da rocha fraturada/carstificada preenchida com ar. Priorizou-se manter o valor de resistividade elétrica do ar o mais próximo possível do real, atrelado a um bom desempenho do *software*. O valor de resistividade elétrica para o ar usado para o processamento foi obtido a partir de inúmeras inversões e então adotado para constituir os valores de fraturas preenchidas com ar no modelo sintético. Embora tenha sido adotada uma

resistividade máxima de $10^5 \Omega.m$ para ambos os *softwares*, o ZondRes2D não foi capaz de inverter um contraste de resistividade tão alto, reduzindo o limite de resistividade para 8600 $\Omega.m$.

Todas as etapas realizadas no processamento dos dados para os *softwares* ZondRes2D e EarthImager2D são descritas a seguir. O fluxo de processamento utilizado neste trabalho, para ambos os *softwares*, está exposto na Figura 26. Pode-se observar que o processamento não seguiu uma única direção, de forma que quando não era atingindo o resultado esperado, fez-se necessário retornar as etapas de processamento que já haviam sido realizadas, para que a inversão apresentasse coerência entre o modelo geológico esperado e o RMS.

Figura 26 – Fluxograma de processamento adotado para ambos os *softwares*.



Fonte: própria.

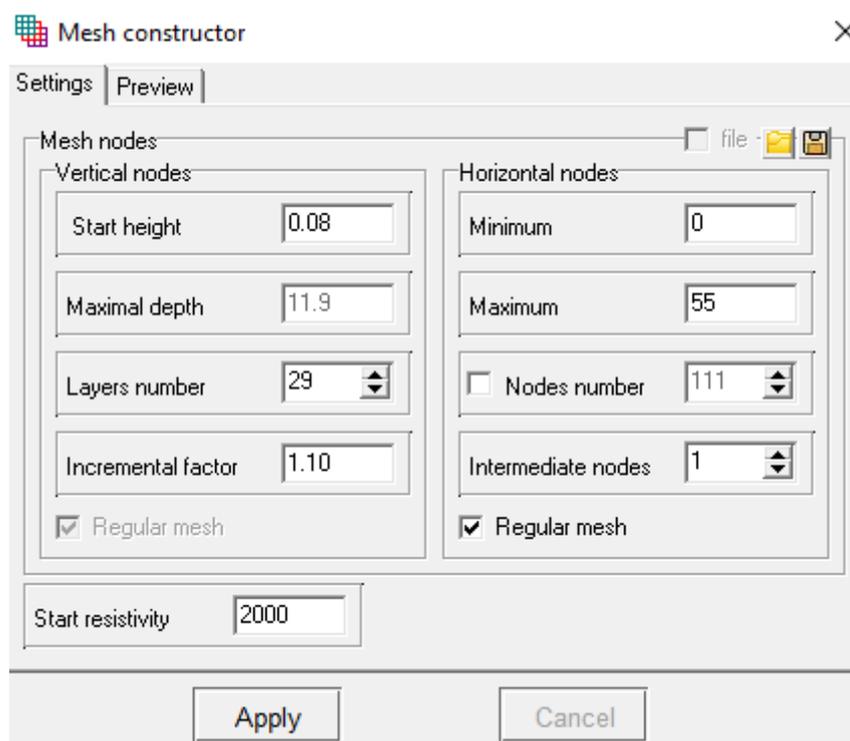
6.4.1.1 Processamento Zondres2D

O ZondRes2D é um software da Zond software baseado em elementos finitos para resolver problemas inversos e modelagens (ZONDRES2D, 2016). O início do processamento deu-se com a abertura do dado no *software* em questão. Assim que inserido o dado, configurou-se os parâmetros do *mesh constructor*, ou seja, construção da malha. Nela ajustou-se a espessura da primeira camada geométrica (*start height*), o número de camadas (*layers number*) e a

proporção de espessuras entre camadas adjacentes (*incremental factor*), a resistividade inicial (*start resistivity*), o tipo de malha a ser usado, regular ou não (*regular mesh*) e os nós horizontais presentes: mínimo/máximo número de nós horizontais. É possível visualizar esses parâmetros na Figura 27.

Para o processamento dos dados foram usados *start resistivity* de 2000.m, *start height* 0.3, 1.1 de *incremental factor*, 16 *layers number*. Os máximos (*maximum*) e mínimos (*minimum*) nós horizontais foram respectivamente 55 e 0.

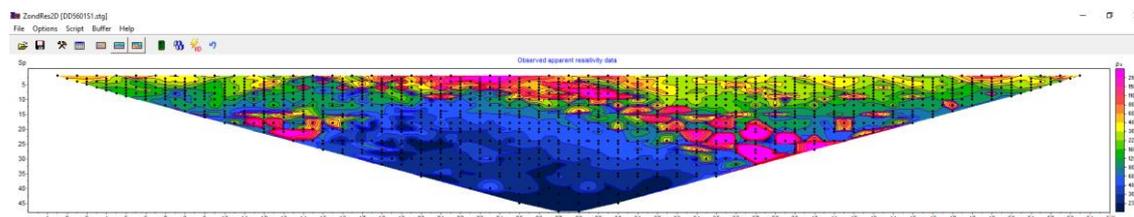
Figura 27 – Construtor de malhas.



Fonte: própria.

Após estas configurações a resistividade aparente observada em campo é disposta para visualização, Figura 28, e assim é possível ter uma dimensão de quanto está variando a resistividade da seção. A tabela de cores, exibida à direita, expõe que os tons violetas representam as medidas de maiores resistividades, e os azuis, as menores.

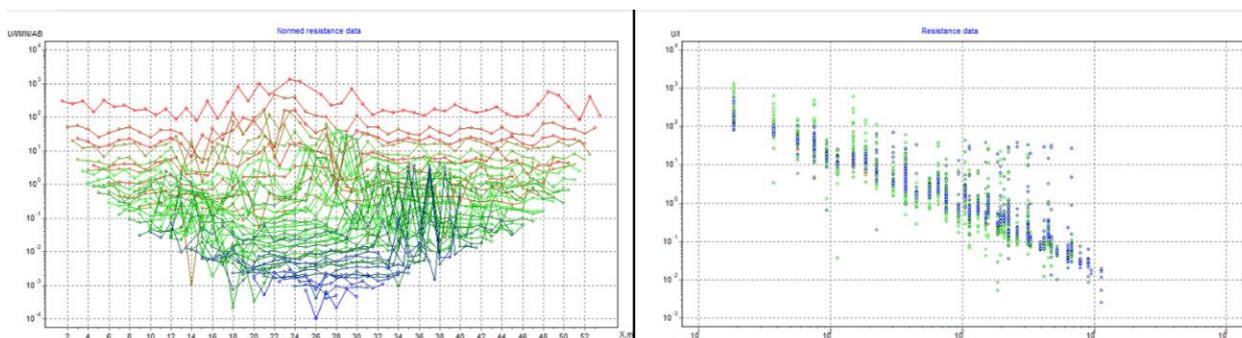
Figura 28 – Seção geométrica da resistividade aparente observada em campo.



Fonte: própria.

Em seguida, inseriu-se os valores de elevação do terreno onde foram realizadas as seções para que o topo da seção geométrica respeitasse a topografia da área estudada. Após a inserção da topográfica, iniciou-se o pré-processamento. Nesta etapa o dado foi avaliado pelo comportamento da variação da resistividade. Para tanto, fez-se uso dos gráficos iso-PSZ e R-G Plot. Em iso-PSZ é possível ver como a resistividade varia para a mesma profundidade, enquanto que pelo R-G é possível avaliar a convergência do dado, e assim ver as medidas mais dispersas e que apresentam maior erro. Ambos os gráficos são expostos na Figura 29, nela ilustra-se o comportamento da primeira linha com o arranjo dipolo-dipolo.

Figura 29 – Gráficos usado no controle de qualidade de qualidade do dado, em que iso-PSZ está à esquerda e R-G plot, à direita.



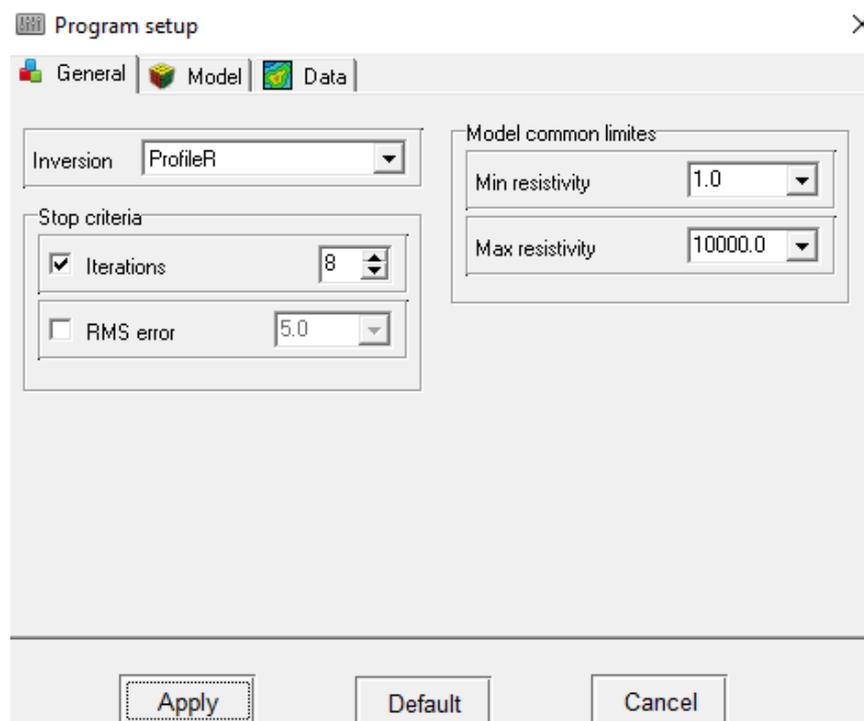
Fonte: própria.

Com a visualização do dado por meio dos dois gráficos supracitados, foi possível ponderar os valores que não apresentavam boa coerência, e que, por conseguinte, não deveriam contribuir para a inversão (corte manual).

Feito isso, iniciou-se o processamento do dado. Essa etapa envolveu as escolhas gerais e específicas dos parâmetros de inversão adequado ao objetivo de investigação. Os parâmetros foram: algoritmo de inversão (*inversion*) a ser usado, os limites de menor resistividade (*min resistivity*) e de máxima resistividade (*max resistivity*), os critérios que demarcam o fim da

inversão que são o número de iterações (*iterations*), e o RSM configurados na aba *general* do *program setup*, Figura 30.

Figura 30 – Aba interativa do programa para escolher os parâmetros gerais da inversão.



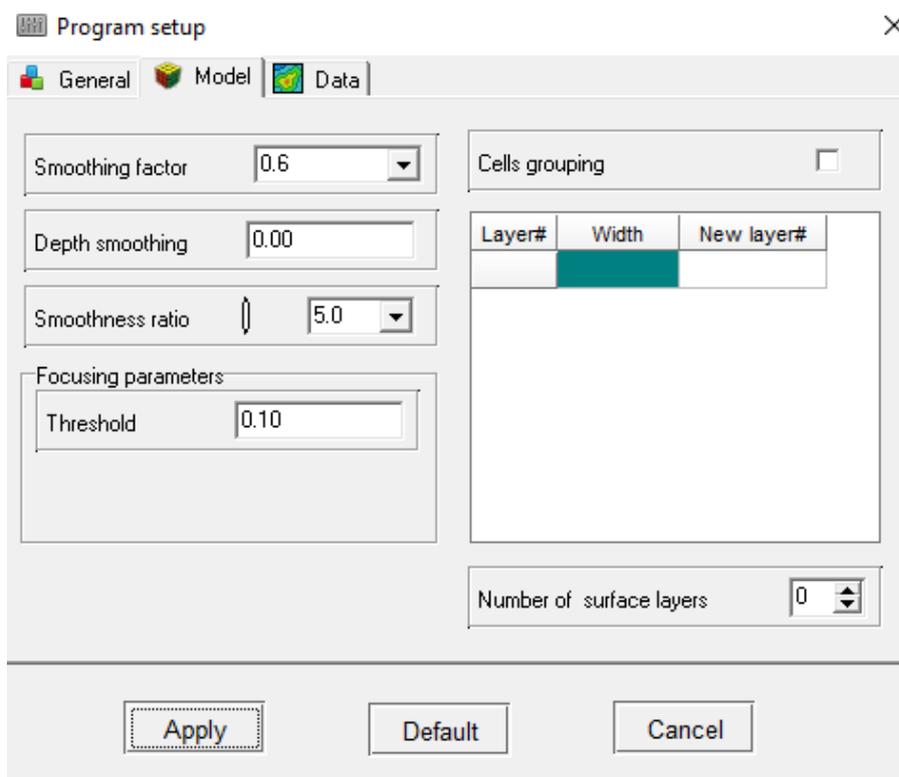
Fonte: própria.

Para todas as seções o algoritmo escolhido foi o *Focused*. Esse algoritmo aplica mínimos quadrados com uso do operador de suavização e foco de contraste adicional, de modo que, como resultado, obtém-se uma distribuição de suavização por partes. Para o objetivo desse relatório, o algoritmo *focused* foi o que melhor se adequou, uma vez que mostrou uma melhor continuidade das fraturas em subsuperfície. Além disso, definiu-se 8 iterações máximas como *Stop criteria*. As resistividades mínimas e máximas limitantes na inversão foram 600 e 10000 $\Omega.m$.

Já os critérios específicos, encontrados na aba *model*, são configurados por meio dos parâmetros: fator de suavização (*smoothing factor*), suavização de profundidade (*depth smoothing*), taxa de suavização (*smoothness ratio*), condições de contorno/limite (*threshold*). No *smoothing factor* há uma suavização do dado por meio mitigação do *misfit* (desajuste), deixando a inversão mais estável; o manual define que para dados muitos ruidosos, este fator deve variar entre 0,5 e 2. Dessa forma, foi escolhido um *smoothing factor* de 0,7. Já o *smoothness ratio* estabelece a proporção de suavidade entre as direções horizontais e verticais do dado, de modo que foi utilizado como parâmetro 0,5 para ressaltar as estratificações

carstificadas, e 5 para as fraturas, uma vez que o manual do *software* prevê que para imagear com maior precisão alvos verticalizados deve-se definir esse parâmetro maior do que 1. Por fim, o *threshold* define o contraste limite entre as células da malha, e é usado somente para as inversões aplicando o algoritmo *marquardt*. A Figura 31 exibe a interface em que foram definidos os parâmetros específicos da inversão. Todos os parâmetros e valores que foram utilizados na inversão de cada seção são exibidos na Tabela 4.

Figura 31 – Aba interativa do programa para escolher os parâmetros específicos da inversão.



Fonte: própria.

Com as respostas das inversões, os dados que apresentaram uma boa relação entre o modelo geológico e um valor aceitável de RMS, foi considerado apto para interpretação. Entretanto, quando essa relação não era satisfatória, voltou-se para as etapas anteriores, e o dado foi reavaliado, de acordo com o fluxo de processamento exposto na Figura 26.

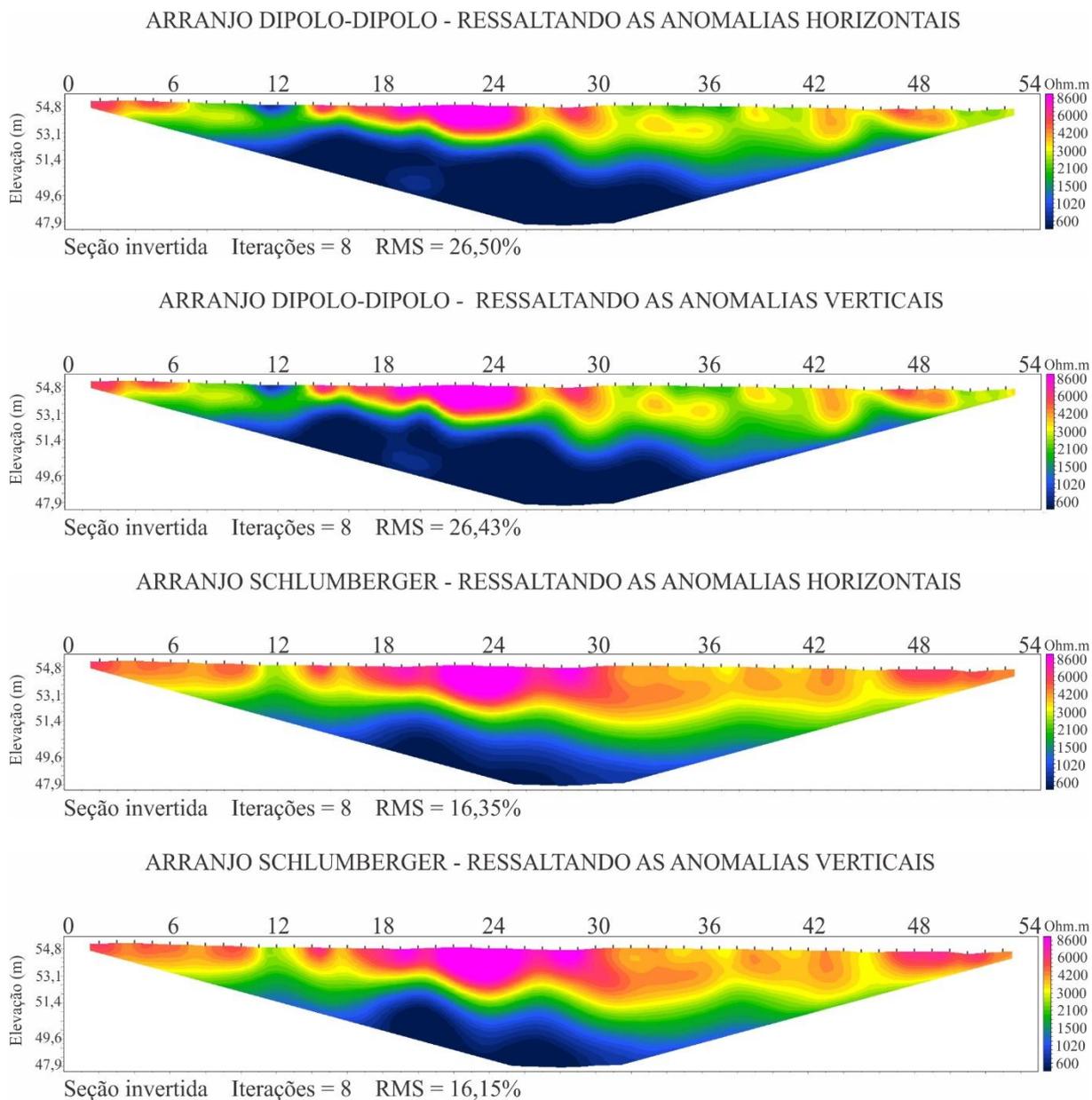
Tabela 4 – Parâmetros utilizados no processamento do ZondRes2d para as seções Dipolo-dipolo e Schlumberger.

	ZONDRES2D	Algoritmo de inversão	<i>Smoothing fator</i>	<i>Depth smoothing</i>	<i>Smoothness ratio</i>	Total de Iterações	RMS final
Dipolo-dipolo	HORIZONTAL	<i>Focused</i>	0.7	0	0,5	8	26,50%
	VERTICAL				5	8	26,43%
Schlumberger	HORIZONTAL				0,5	8	16,35%
	VERTICAL				5	8	16,15%

Fonte: própria.

Abaixo são dispostos todos os resultados de inversões obtidos com o ZondRes2D para as seções imageadas, Figura 32. Nela são dispostos dois processamentos, modificando o parâmetro *smoothness ratio* de acordo com a Tabela 4, para cada seção, um para ressaltar as fraturas (verticais), e outro para ressaltar as estratificações carstificadas (anomalias horizontais).

Figura 32 – Seções geolétricas mostrando a resultado de processamento (ZondRes2D) para os arranjos Dipolo-dipolo e Schlumberger.



Fonte: Própria.

6.4.1.2 Processamento EarthImager2D

O EarthImager2D é o *software* da mesma empresa do equipamento utilizado na aquisição, a *Advanced Geosciences, Inc.* (AGI). Para o processamento o dado deve ser inserido no formato *stg data file* e não há necessidade de configuração dos parâmetros iniciais, uma vez que há perfeita compatibilidade do equipamento com o *software*. A profundidade máxima de aquisição, a quantidade de eletrodos utilizada em campo e a extensão da aquisição já são

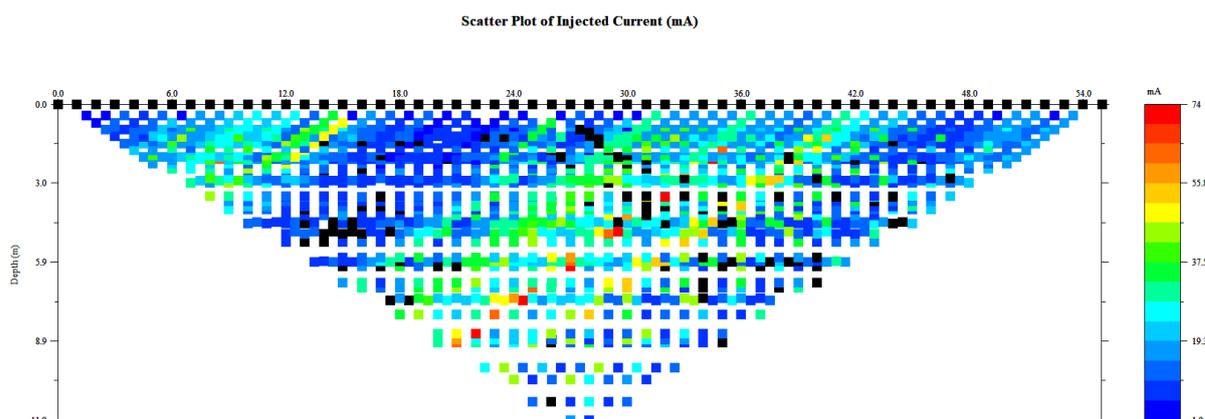
reconhecidas diretamente. Portanto, após a inserção do dado, adicionou-se os valores altimétricos e está pronto para iniciar o pré-processamento.

O pré-processamento consisti em avaliar a qualidade do dado (*edit surface appres data* e *debug surface raw data*) por meio dos gráficos de dispersão da resistividade aparente observada (*scatter plot of surface apperente resistivity data*), além do erro de repetição (*scatter plot of repeat measurement errors*), quantidade de corrente injetada (*scatter plot of injected current scatter plot*) e voltagem mensurada (*scatter plot of measured voltage*). As avaliações prévias dos dados por esses gráficos de dispersão são importantes para se ter uma visão geral do comportamento da resistividade aparente encontrada, a quantidade de erro repetido contido no dado bruto, e para se obter a distribuição da quantidade de corrente e de voltagem recebida em cada ponto aferido na seção. O manual do *software* aponta que quanto maior a corrente injetada, melhor será a intensidade do sinal, deste modo, correntes abaixo de 20 mA geram uma baixa qualidade do dado. Já referente a voltagem mínima, sinais menores que 1 mV são de baixa precisão (EARTHIMAGER, 2009).

Pela avaliação dos gráficos, observou-se que, de forma geral, aproximadamente 50% do dado estava abaixo de 20 mA, e que 13% estavam abaixo de 1 mV. Isso deve-se a alta resistência de contato inerente ao meio devido ao elevado nível de carstificação presente na área, uma vez que o ar é muito resistivo e dificulta a passagem de corrente. Em consequência dessas características intrínseca ao dado, retirá-las integralmente não seria viável, logo, optou-se por permitir dados até 1 mA de corrente e 0,2 mV de voltagem, garantindo assim a retirada dos valores de resistividade negativa presente no dado.

Pode ser observado na Figura 33 que os dados azuis estão com amperagem abaixo de 20mA e os dados pretos, que estão fora da tabela de cores, apresentam resistividade negativa de modo que eles não contribuam na inversão.

Figura 33 – Gráfico de dispersão de corrente injetada.



Fonte: própria.

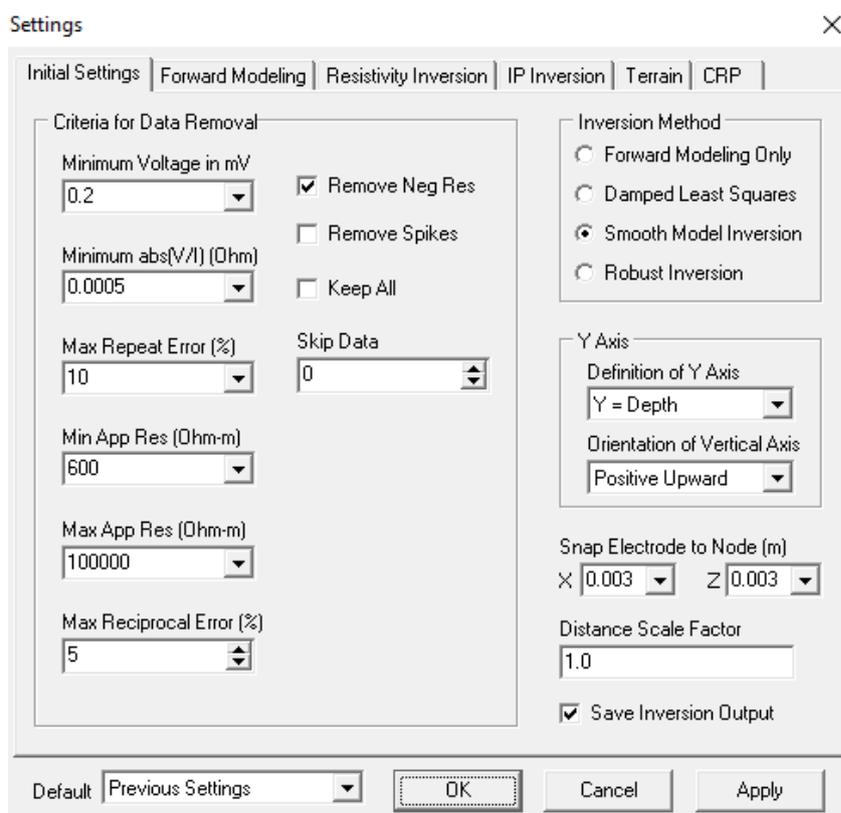
Feito isso, deu-se início ao processamento do dado. As escolhas dos parâmetros gerais para o EarthImager2D são feitas na aba *initial settings*, Figura 34. Em *criteria for data removal* são delimitados critérios, os quais, se não forem atendidos, são retirados da inversão. Eles são determinados pela voltagem mínima (*minimum voltage*), ABS mínimo (*minimum ABS*), máximo de erro repetido (*max repeat error*), resistividade aparente mínima (*min app res*), máximo de resistividade aparente (*max app res*) e máximo erro recíproco (*max rec error*), permitidos na inversão. Também pode-se ignorar dados (*Skip data*), remover picos de resistividade (*remove spikes*) e remover a resistividade negativa (*remove neg res*). Em *inversion method* é feita a escolha do algoritmo de inversão, e logo abaixo, uma vez que a seção é 2D, delimita-se o eixo Y como profundidade positiva para cima (*definition of Y axis*), e o fator de correção de distância (*distance scale fator*), que ajuda a corrigir o erro operacional ocorrido durante a aquisição com o equipamento AGI.

A resistividade aparente máxima para solos e rochas não ultrapassam $10^4 \Omega.m$ (EARTHIMAGER, 2009), entretanto, as feições cársticas preenchidas com ar atingem valores de resistividade aparente superiores. Contudo, o *software* apresenta resultados insatisfatórios para valores de contraste de resistividade muito discrepantes (EARTHIMAGER, 2009), de modo que foi utilizado $10^5 \Omega.m$. Para a resistividade mínima aparente foi utilizado $600 \Omega.m$. As resistividades negativas foram retiradas dos dados por não apresentarem significado físico, no entanto selecionou-se a opção de remover picos e a ignorar dados. O ABS mínimo refere-se à medição de tensão normalizada pela corrente injetada, variando de 5×10^{-4} a 2×10^{-4} ohm (EARTHIMAGER, 2009).

O fator de correção de distância é definido como diferente de 1 sempre que o arquivo *stg* estiver com coordenadas ou espaçamento incorretos, o que não ocorreu na aquisição. O erro

máximo de repetição é um parâmetro dado em porcentagem, aplicado somente aos equipamentos da AGI. Esse parâmetro varia entre 5% a 10%, na inversão utilizou-se o valor de 5%. Para todas as seções o algoritmo escolhido foi inversão suave do modelo (*smooth model inversion*) também conhecida como inversão de Occam, esse algoritmo encontra o modelo mais suave possível cuja resposta ajusta os dados a uma estatística qui-quadrado baseada na distribuição gaussiana de erros.

Figura 34 – Interface de escolha de parâmetros gerais para a inversão.



Fonte: Própria.

Já os critérios específicos, Figura 35, encontrados na aba inversão de resistividade (*resistivity inversion*), são configurados pelos critérios de interrupção (*stop criteria*), fator de suavidade (*Smoothness factor*), fator de amortecimento (*damping factor*), ruído estimado (*estimated noise*), fator de resolução (*resolution factor*), modelo inicial (*Starting model*), condicionador de dados robusto (*robust data conditioner*), condicionador de modelo robusto (*robust model conditioner*), resistividade mínima (*min resistivity*), resistividade máxima (*max resistivity*), largura do parâmetro do modelo (*model parameter width*), altura do parâmetro do modelo (*model parameter height*) e razão de rugosidade horizontal e vertical (*horizontal/vertical roughness ratio*).

No grupo *stop criteria* são determinados critérios que param as iterações, em que, quando um dos critérios for atendido, a inversão será interrompida. Nele estão a quantidade de iteração (*number of iteration*) definido como 5, o máximo erro de RMS (*mas RMS error*) escolhido como 2% e redução de erro (*error reduction*) de 5. Já o parâmetro *L2 norm* não foi utilizado, pois não tem correspondente no ZondRes2D. O *smoothness fator* é o multiplicador de lagrange usado para equilibrar o desajuste dos dados e as restrições do modelo. Para não suavizar excessivamente o dado foi utilizado um valor de 10 para esse parâmetro. O *damping factor* acelera a convergência da inversão no estágio inicial. Deve-se o mesmo valor aplicado no fator de suavidade (EARTHIMAGER, 2009), desta forma atribuiu-se um valor de 10 para o *damping*.

Os parâmetros *Robust data conditioner* e *robust model conditioner* são aplicados somente na inversão robusta (*robust inversion*). Outro parâmetro que deve ser inserido para a inversão do dado é o *resolution fator*, este parâmetro aumenta a resolução para as áreas com menor sensibilidade presente na seção, tendo sido atribuído o valor de 0,25. No *starting model* o modelo inicial tem um impacto crítico nos resultados do processamento. A opção padrão para qualquer tipo de conjunto de dados é um meio espaço homogêneo com um valor de resistividade igual à média de todos os valores de resistividade aparente (*average apparent resistivity*). Para um conjunto de dados de superfície com ruído, recomenda-se iniciar a partir de meio espaço com o valor médio da resistividade aparente de modo que assim foi feito na inversão. Os valores mínimos e máximos da inversão foram respectivamente 600 e 10000 $\Omega.m$. Para *Model parameter width e height* foram usados os valores do *default*, 1. A Razão de rugosidade horizontal e vertical (*horizontal/vertical roughness ratio*) é definido como maior do que 1 para enfatizar feições verticalizadas e menor do que 1 para evidenciar as feições lateralizadas, desse modo para enfatizar as feições verticais utilizou-se valores de 0,5 e horizontais de 1,8. A Tabela 5 sintetiza os principais parâmetros configurados no processamento.

Tabela 5 – Parâmetros utilizados no processamento do EarthImager2D para as seções Dipolo-dipolo e Schlumberger.

	EARTHIMAGER2D	Algoritmo de inversão	Smoothing fator	Resolution factor	Roughness ratio	Total de Iterações	RMS final
Dipolo-dipolo	HORIZONTAL	Smooth model inversion	10	0,25	0,5	4	22,14%
	VERTICAL				1,8	5	21,69%
Schlumberger	HORIZONTAL				0,5	5	15,49%
	VERTICAL				1,8	5	15,52%

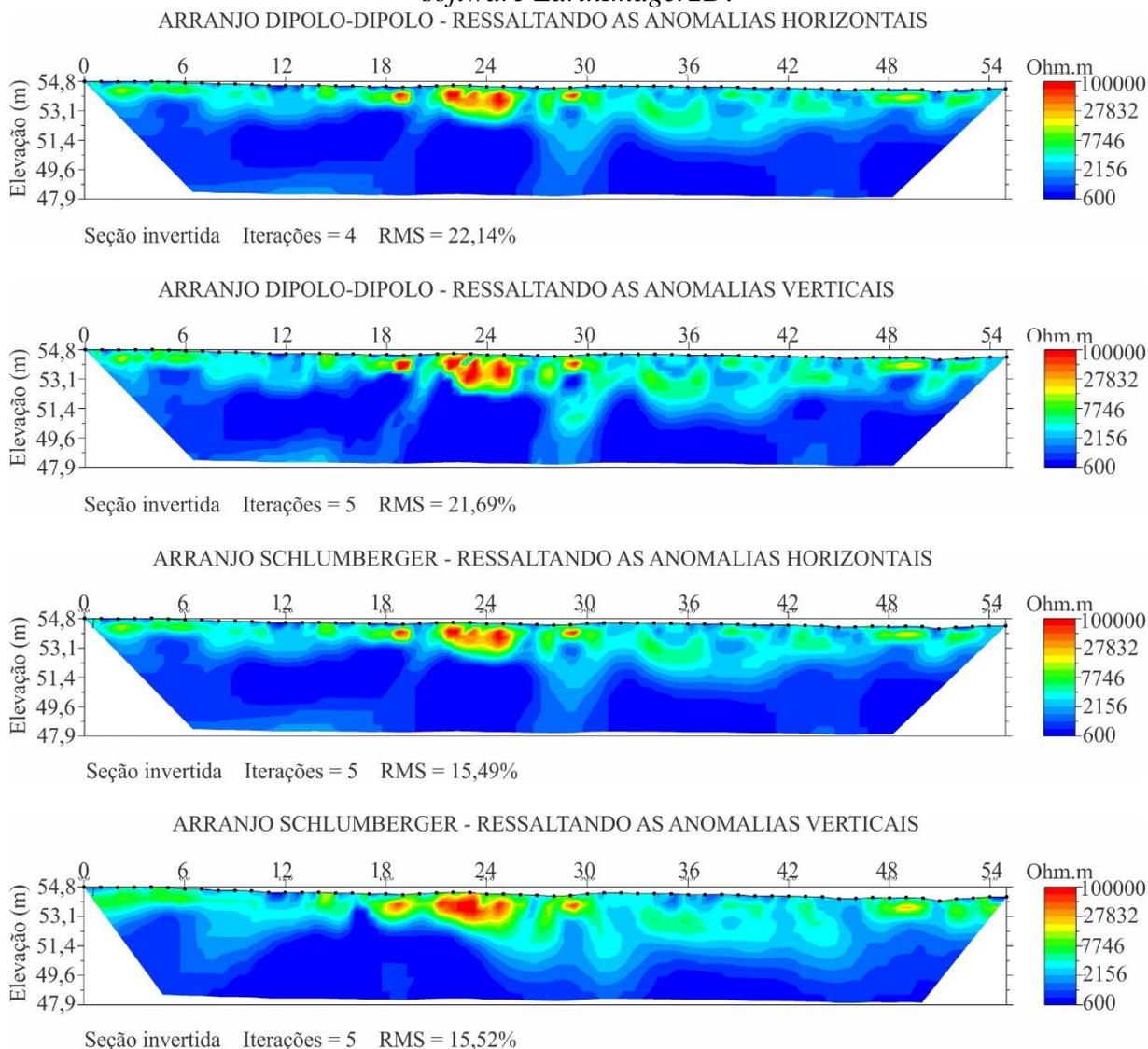
Fonte: própria.

Figura 35 – Interface de escolha de parâmetros específicos da inversão.

Fonte: Própria.

Com as respostas das inversões, os dados que apresentaram uma boa relação entre o modelo geológico e um valor aceitável de RMS, foi considerado apto para interpretação. Entretanto, quando essa relação não era satisfatória, voltou-se as etapas anteriores e o dado foi reavaliado, de acordo com o fluxo de processamento exposto na Figura 26. Abaixo são dispostos todas os resultados de inversões obtidos com o EarthImager2D para as seções imageadas (Figura 36).

Figura 36 – Resultado de processamento para os arranjos Dipolo-dipolo e Schlumberger, no *software EarthImager2D*.



Fonte: própria.

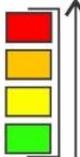
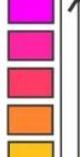
6.4.2 Interpretação

Na área de estudo ocorrem rochas carbonáticas, fraturadas e carstificadas, interceptadas pela seção geoeétrica, como exibido na Figura 8. O “modelo geológico” utilizado como referência para as interpretações, envolve rochas carbonáticas, sem cobertura de solo, com fraturas abertas na superfície e sem preenchimento. Desse modo, considerou-se, em tese, que as seções geoeétricas poderiam retratar valores de resistividade elétrica correspondentes às feições geológicas encontradas no modelo: a) rocha carbonática; b) fraturas (abertas e/ou fechadas); e, c) feições cársticas (preenchidas com ar). Desta forma, para a interpretação das

seções geoeletricas foram correlacionados os valores de resistividade aparente às feições geológicas de referência (Figura 37), conforme os critérios abaixo:

- os valores de resistividade elétrica da rocha carbonática da área estudada foram considerados entre 600 e 1600 Ω .m. O valor mínimo da resistividade elétrica aparente encontrada na literatura foi de 400 Ω .m (MUCHAIDZE, 2008) e o valor máximo de 1650 Ω .m (NUNES, SILVA, LUCENA, 2016).
- para o processamentos no *software* EarthImager2D os valores de resistividade elétrica das feições cársticas adotados estão entre 7000 e 100000 Ω .m. São encontrados valores referentes a feições cársticas, preenchidas com ar, de 5000 Ω .m (MUCHAIDZE, 2008; NUNES, SILVA, LUCENA, 2016) e 10000 Ω .m (ZHOU, BECK, ADAMS, 2002). No processamento o *software* mostrou uma limitação que não permitiu o uso do valor real da resistividade elétrica do ar, 10^{13} Ω .m (SERAN *et al.*, 2013). Devido a esta limitação do *software*, e após sucessivas tentativas, foram aqui estipulados os valores de referência para a resistividade das feições cársticas (7000 e 100000 Ω .m);
- para o processamentos dos dados no *software* ZondRes2D a resistividade elétrica das feições cársticas e fraturas abertas foi considerada entre 4000 a 8600 Ω .m. Embora tenha sido usado os mesmos parâmetros de inversão para as resistividades mínimas e máxima na etapa de processamento para ambos *softwares*, o ZondRes2D não conseguiu convergir o resultado para a resistividade elétrica máxima e limitou, à revelia, o valor de 8600 Ω .m. De modo que, para honrar as anomalias que também estão presentes no EarthImager2D, fez-se necessário adequar o *range* de resistividade elétrica para as anomalias de alta resistividade;
- as fraturas abertas, carstificadas ou não, apresentam os mesmos valores de resistividade e quanto maior for o valor de resistividade elétrica da anomalia, maior será o número de fraturas ou a área carstificadas;
- para o *software* EarthImager2D, os valores de resistividade elétrica correspondentes às fraturas abertas, carstificadas ou não, situam-se entre 7000 a 100000 Ω .m. A partir de 27000 Ω .m considera-se que há mais de uma fratura por feição cárstica;
- para o *software* ZondRes2D, os valores de resistividade elétrica correspondentes às fraturas abertas, carstificadas ou não, situam-se entre 4000 a 8600 Ω .m. A partir de 5000 Ω .m considera-se que há mais de uma fratura por feição cárstica;

Figura 37 – Valores de resistividade elétrica e feições geológicas correspondentes.

EarthImager2D		ZondRes2D	
$\Omega.m$	Interpretação	$\Omega.m$	Interpretação
100000 a 7000	 ↑ Fraturas abertas ↑ Feições cársticas	8600 a 4000	 ↑ Fraturas abertas ↑ Feições cársticas
1600 a 600	 Rocha carbonática	1600 a 600	 Rocha carbonática

Fonte: Própria.

7 RESULTADOS E DISCUSSÕES

As seções geolétricas processadas nos *softwares* ZondRes2D e EarthImager2D, com os arranjos Dipolo-dipolo e Schlumberger, mostraram uma razoável coerência de resultados entre si, exibindo pouca variação da resistividade ao longo das seções obtidas, para as mesmas anomalias. Esta coerência é ainda mais nítida quando se compara, para o mesmo arranjo, as anomalias verticais e horizontais ressaltadas no processamento (*smoothness ratio* e *roughness ratio*, respectivos para cada *software*). Quando avaliadas em relação ao RMS, para ambos os *softwares*, o arranjo Schlumberger apresentou os menores valores. Aproximadamente 10% e 7% a menos do que o arranjo Dipolo-dipolo, respectivamente, para o ZondRes2D e EarthImager2D.

Os dados foram analisados comparando os resultados obtidos para cada *software*, para cada arranjo e, finalmente, entre as anomalias verticais e horizontais.

Para o ZondRes2D a comparação entre os arranjos Dipolo-dipolo e Schlumberger mostrou uma boa correlação entre as anomalias de alta resistividade, a exceção das anomalias presentes nas distâncias 6 a 11 m e 30 a 45 m, exibidas somente no arranjo Schlumberger. Para as anomalias horizontais e verticais, avaliados para o mesmo arranjo, não houve diferença considerável. Donde pode-se concluir que um dos processamentos se mostrou menos adequado para ressaltar as anomalias (horizontais e verticais pelo parâmetro *smoothness ratio*). Como pode ser observado na Figura 34, as anomalias horizontais ficaram melhor representadas.

Avaliando os diferentes arranjos no EarthImager2D, percebe-se que há diferenças somente para as seções Dipolo-dipolo comparadas ao arranjo Schlumberger quando ressaltadas as anomalias verticais. Observou-se que para as anomalias Dipolo-dipolo, horizontais e verticais, há uma boa correlação. Entretanto, as anomalias Schlumberger mostraram-se com maior discrepância. De modo que, para o arranjo Schlumberger ressaltando as anomalias horizontais apresentou-se melhor correlação com os arranjos Dipolo-dipolo do que entre o arranjo Schlumberger ressaltando as anomalias verticais (Figura 36).

Visto que a seção geolétrica Dipolo-dipolo com atributo vertical apresentou os melhores resultados para a individualização das anomalias por apresentar uma sensibilidade vertical melhor do que o outro arranjo tal qual afirmado por Zhou, Beck e Adams (2002). Utilizou-se a seção geolétrica para os arranjos Dipolo-dipolo ressaltando ainda mais as anomalias verticais. Faz-se necessário lembrar que cada arranjo tem suas vantagens e desvantagens em termos de profundidade de investigação, sensibilidade quanto as variações horizontais ou verticais e intensidade do sinal e embora as seções desse arranjo apresentassem um RMS maior em relação ao Schlumberger, para o objetivo desse trabalho o Dipolo-Dipolo

apresentou os melhores resultados. Portanto, a seção geométrica com o arranjo Dipolo-dipolo, ressaltando as anomalias verticais definidas no processamento, foi utilizado para realizar as interpretações das fraturas e feições carstificadas verticalizadas, Figura 40. Já a seção Dipolo-dipolo, ressaltando as anomalias horizontais, para interpretar os planos de acamamento, Figura 41.

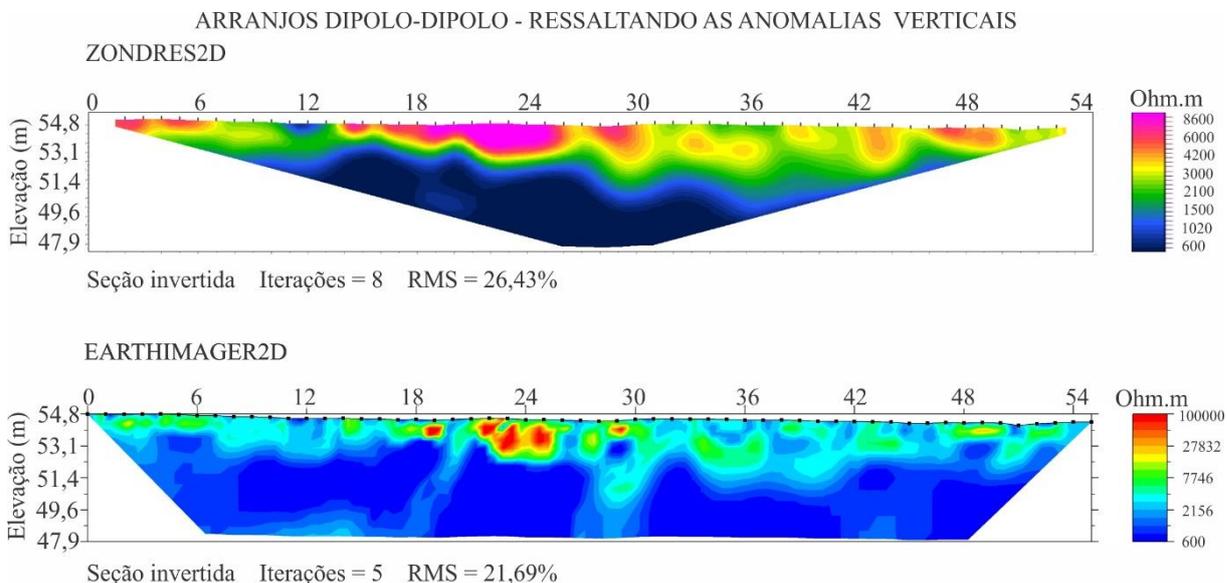
A comparação entre os *softwares* para esse arranjo deu-se a partir do contraponto das seções sem nenhuma interpretação, inicialmente, seguida das comparações das seções interpretadas avaliando as correspondências entre feições cársticas, plano de acamamento e fraturas abertas e fechadas.

Como observado, o ZondRes2D apresenta-se limitação para realizar o processamento quando os valores de resistividade elétrica aproximam-se de 100000 Ω .m. Desta forma, fez-se necessário reclassificar as anomalias encontradas de acordo com o seu intervalo de resistividade. Com essa reclassificação observou-se uma melhor correspondência das anomalias entre os *softwares*.

Para as mesmas distâncias supracitadas (6 a 11 m e 30 a 45 m), o EarthImager2D, revela uma melhor discretização das anomalias em ambos arranjos.

Avaliando os resultados encontrados em ambos os *softwares*, para seção Dipolo-dipolo, ressaltando as anomalias verticais, pode-se observar que há uma anomalia de alta resistividade entre as distâncias 17 e 32 m. A Figura 25, onde é exibida a resistência de contato para cada eletrodo, mostra que nessa mesma região existe uma resistência elevada variando de 60000 a 100000 ohm. O resultado dessa inversão para o ZondRes2D não apresenta tanta delimitação quanto a inversão do EarthImager2D, Figura 36. Já para as demais anomalias foi possível observar uma correlação maior entre os resultados das inversões dos *softwares* analisados. Quanto ao valor de RMS, o EarthImager2D apresentou um erro de 4,74% a menos que o ZondRes2D para mesma seção geométrica, além de honrar a resistividade elétrica máxima definida.

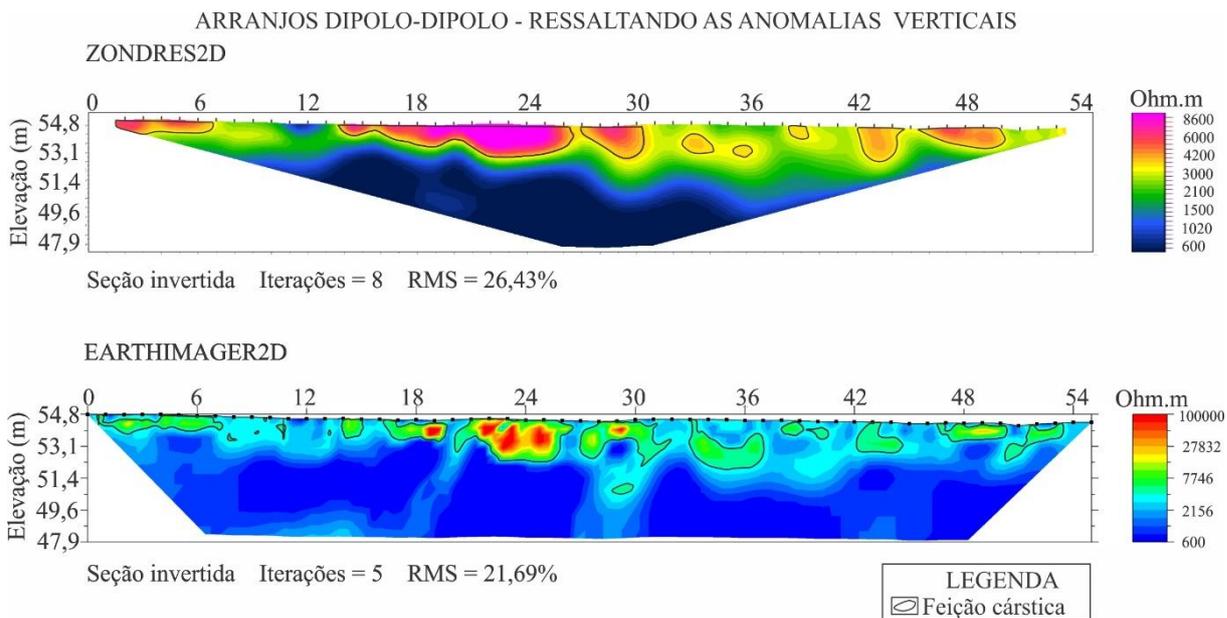
Figura 38 – Seções geolétricas correlacionando os resultados da inversão entre os *softwares*.



Fonte: Própria.

As anomalias de alta resistividade, interpretadas como feições cársticas, relacionadas às fraturas e planos de acamamentos, exibem correspondência tanto em profundidade quanto em distância lateral (Figura 39). Todavia, observa-se que a interpretação realizada com o *software* EarthImager2D mostra uma melhor individualização das anomalias em comparação com o ZondRes2D. Principalmente para anomalias entre as distâncias 13,5 a 26 m.

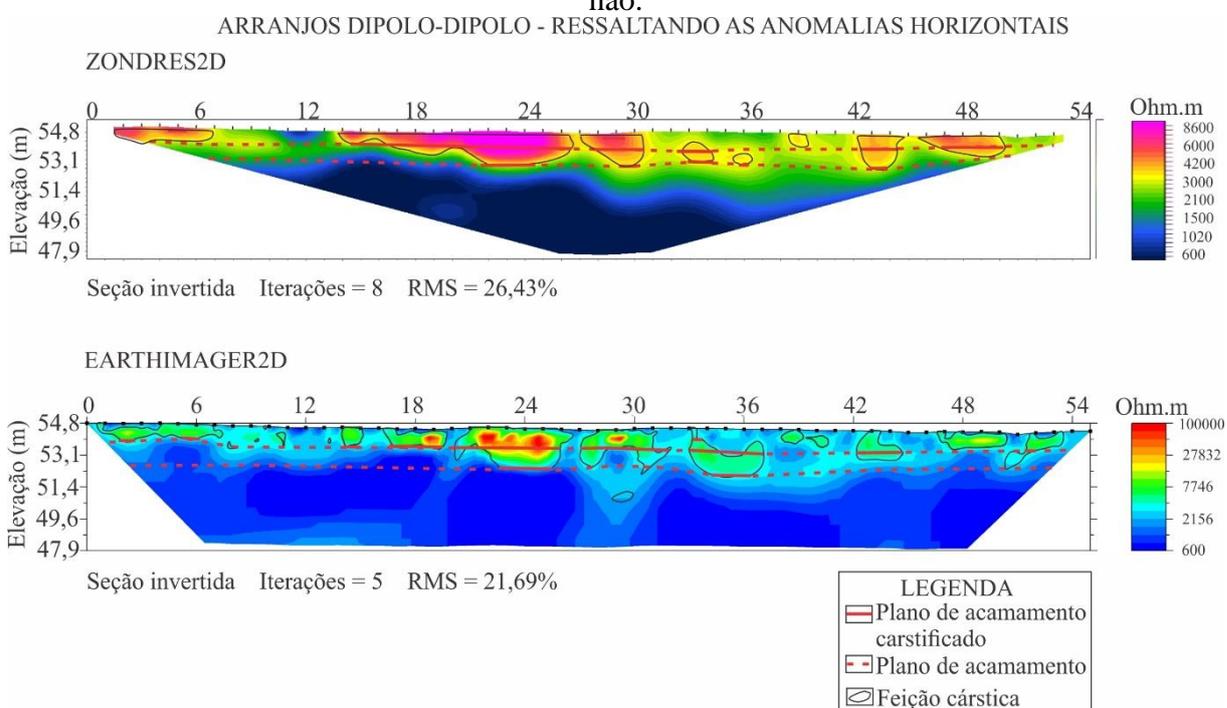
Figura 39 – Seções geolétricas mostrando a correlação entre as feições carstificadas.



Fonte: Própria.

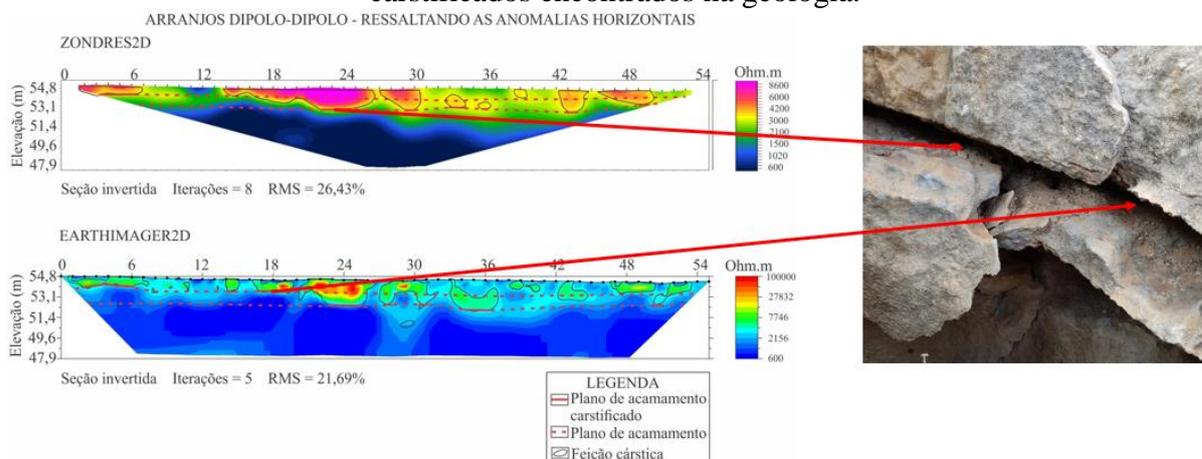
A identificação dos planos de acamamento foi possível devido à presença de carstificação interstratal, já que a presença do ar resulta em um contraste efetivo e assim, associado à continuidade das dissoluções laterais, pode-se observar e estabelecer a conexão entre elas (plano de acamamento não carstificado). Em ambos *softwares*, interpretaram-se dois planos de acamamentos correspondente (Figura 40) onde foram traçados a partir das bases das feições carstificadas. A Figura 41 correlaciona as anomalias imageadas na seção geolétrica às feições encontradas em campo.

Figura 40 – Seções geolétricas correlacionando os planos de acamamento, carstificados ou não.



Fonte: Própria.

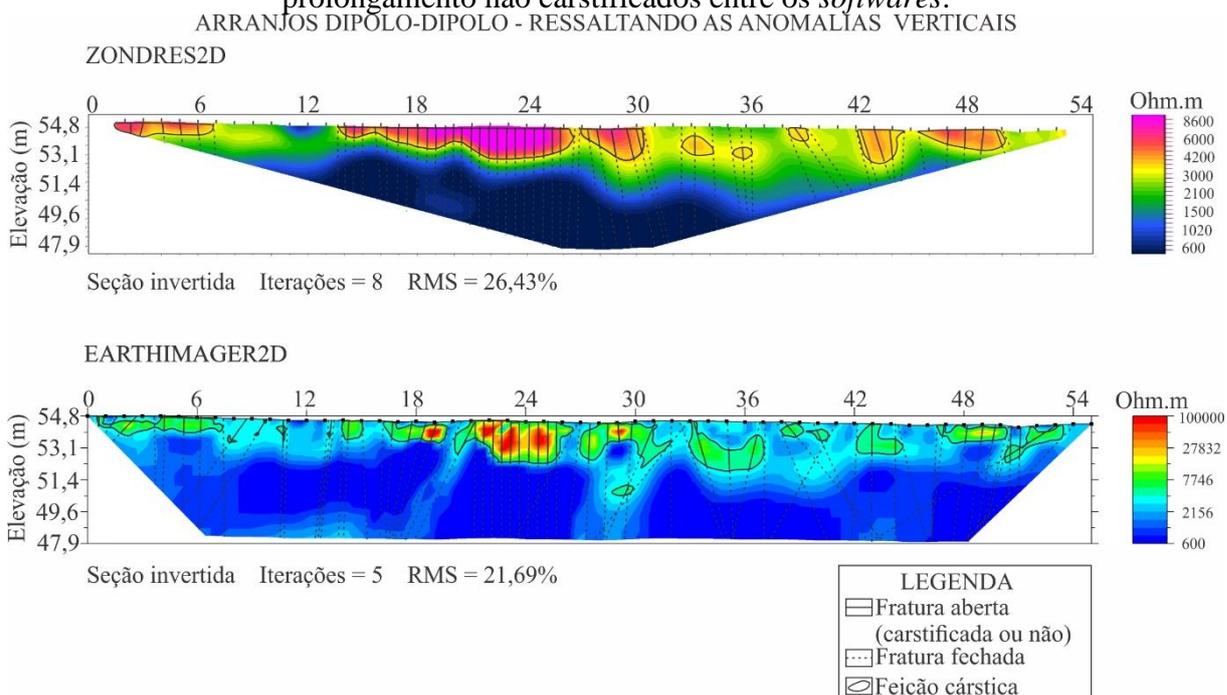
Figura 41 – Ilustração das seções geolétricas correlacionando os planos de acamamento carstificados encontrados na geologia.



Fonte: Própria.

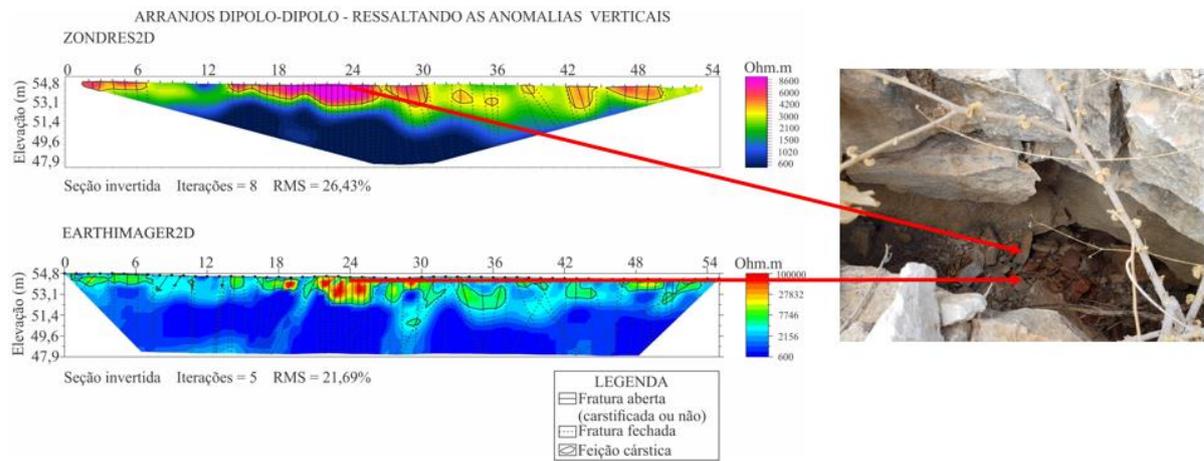
Para ambos os *softwares*, não foi possível distinguir as fraturas entre abertas com carstificação e abertas sem carstificação, haja visto que o comportamento geolétrico é o mesmo, Figura 42. Para essas feições considerou-se que, de acordo com a assinatura geolétrica, após as feições cársticas as fraturas estavam fechadas. Para as anomalias presentes nas distâncias 13 a 30 m e 47 a 50 m, interpretaram-se um número maior fraturas do que nas demais anomalias, entendendo-se que nessa região há um maior fraturamento. A Figura 43 correlaciona as anomalias imageadas na seção geolétrica às fraturas abertas encontradas em campo.

Figura 42 – Seções geolétricas correlacionando as fraturas carstificadas e seus prolongamento não carstificados entre os *softwares*.



Fonte: Própria.

Figura 43 – Ilustração das seções geolétricas correlacionando as fraturas carstificadas encontradas em campo.



Fonte: Própria.

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A comparação entre os dois *softwares* aqui avaliados mostrou, de forma geral, que ambos permitiram uma boa discretização de anomalias horizontais, enquanto o *software* EarthImager2D evidenciou melhor as anomalias verticais.

As seções geolétricas processadas com o *software* EarthImager2D apresentaram valores ligeiramente mais baixos de RMS em relação as seções processadas no *software* ZondRes2D. Isto pode ser melhor evidenciado quando se compara os valores de RMS obtidos nos processamentos com o EarthImager2D, arranjos Dipolo-dipolo e Schlumberger, ressaltando as anomalias verticais e horizontais (*roughness ratio*); e, com o *software* ZondRes2D, arranjos Dipolo-dipolo e Schlumberger, ressaltando as anomalias verticais e horizontais (*smoothness ratio*), como apresentado na tabela abaixo. Isto mostra que em ambos os processamentos, para os mesmos arranjos, não houve uma variação significativa do erro, correspondendo a 21,91% para EarthImager2D, arranjo Dipolo-dipolo e 15,52% arranjo Schlumberger; e, 26,47% para ZondRes2D, arranjo Dipolo-dipolo e 16,25% com o arranjo Schlumberger. Embora, de forma absoluta, possam ser considerados como valores altos cuja causa está associada às características geológicas da área: alta resistividade das rochas carbonáticas, e o elevado nível de fraturamento e carstificação superficialmente, o que levou a um aumento da resistência de contato entre o eletrodo e as rochas carbonáticas.

Os softwares aqui utilizados para o processamento das seções geolétricas apresentaram uma restrição quanto ao uso do valor da resistividade do ar que é da ordem de $10^{13} \Omega.m$. A mesma dificuldade foi amplamente encontrada na literatura (ZHOU, BECK, ADAMS, 2002; MUCHAIDZE, 2008; REDHAOUNIA *et al.*, 2016; NUNES, SILVA, LUCENA, 2016; RIZZO *et al.*, 2019). Este problema impedia a convergência do dado a um modelo geolétrico calculado. Neste trabalho, após sucessivos processamentos, foi obtido o valor máximo de 100000 $\Omega.m$ para o *software* EarthImager2D e 8600 $\Omega.m$ para o ZondRes2D. Este último limitado no processamento pelo próprio *software*.

Tabela 7 – Síntese dos parâmetros utilizados na inversão no EarthImager2D e ZondRes2D.

EARTHIMAGER2D	Algoritmo de inversão	<i>Roughness ratio</i>	RMS final
Dipolo-dipolo	<i>smooth model inversion</i>	0,5 (horizontal) e 1,8 (vertical)	22,14 e 21,69%
Schlumberger			15,49 e 15,52%
ZONDRES2D	Algoritmo de inversão	<i>Smoothness ratio</i>	RMS final
Dipolo-dipolo	<i>focused</i>	0,5 (horizontal) e 5 (vertical)	26,50 e 26,43%
Schlumberger			16,35 e 16,15%

Fonte: própria.

Os arranjos Dipolo-dipolo obtidos nos *softwares* EarthImager2D e ZondRes2D exibiram as melhores geometrias para representar as fraturas e feições cársticas (horizontais e verticais), embora o RMS dos arranjos Schlumberger seja mais baixo.

A técnica ERT foi aplicada com sucesso neste trabalho para imagear fraturas fechadas, abertas e feições cársticas, em alta resolução, na zona epicárstica de uma porção Lajedo do Arapuá.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AHR, W. M. **Pore Characteristics in Microbial Carbonate Reservoirs**. Texas: AAPG, 2011. 36 p.
- ANGELIM L.A.A. *et al.* **Geological and Mineral Resources of the State of Rio Grande do Norte Project. Geology of Brazil Program (PGB)**. Geological Mapping, 1:500.000 scale. Recife (Brazil), MMEFAPERN, 2006. 76 p
- AULER, A. S. *et al.* **Quaternary ecological and geomorphic changes associated with rainfall events in presently semi-arid northeastern Brazil**. *Journal Of Quaternary Science*, v. 19, n. 7, p.693-701, 27 set., 2004. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1002/jqs.876>.
- AULER, A.S. **Karst evolution and paleoclimate of Easiern Brazil**. Ph.D thesis. Univ.of Bristol, 1999. 268p.
- BARKER, R.D. **The Offset Wenner system of electrical resistivity sounding and its use with a multicore cable**. England: Wiley, 1981.
- BERTANI, R.T.; COSTA, I.G.; MATOS, R.M.D. **Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e habitat do petróleo da Bacia Potiguar**. In **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Petrobras, Rio de Janeiro, 1989. 291-310 p.
- BEZERRA, F.H. *et al.* **Characterizing and Modelling Fractures and Karst in Carbonate Units - The Porocarste Project**. **First Eage/sbgf Workshop**.p.1-3, 2013. EAGE Publications BV. <http://dx.doi.org/10.3997/2214-4609.20131792>.
- BHATTACHARYA, P.K.; PATRA, H.P. **Direct Current Geoelectric Sounding- Principles and Interpretation**: Elsevier, Amsterdam, 1968. 135 p.
- BIZZI, L.A. *et al.* **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG**. Brasília: CPRM, 2003. 673 p.
- BORTOLOZO, C.A.; PORSANI, J.L. **Inversão conjunta 1D e 2D de dados de Eletorresistividade e TDEM aplicados em estudos de hidrogeologia na bacia do Paraná** 2016. Doctoral dissertation, Tese de Doutorado (Geofísica), IAG-USP, São Paulo.
- BRAGA, A.C.D.O. **Estimativa da vulnerabilidade natural de aquíferos: uma contribuição a partir da resistividade e condutância longitudinal**. *Revista Brasileira de Geofísica*, 2008. 26(1), 61-68.
- CAZARIN, C.L. *et al.* **The conduit-seal system of hypogene karst in Neoproterozoic carbonates in northeastern Brazil**. *Marine And Petroleum Geology*, v. 101, p.90-107, mar., 2019. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.11.046>.
- CECAV. Base de dados. Brasília, CECAV - Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas. **Mapa Brasileiro de Potencialidade de ocorrência de cavernas**. 2011. Disponível em: <<http://www.icmbio.gov.br/cecav/projetos-e-atividades/potencialidade-de-ocorrencia-de-cavernas.html>>. Acesso em: 11 fev., 2020.
- CHANG, H.K. *et al.* **Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos**. *Revista Brasileira de Geociências*, 2008. 38, 29-46.

COSTA NUNES, A.J. *et al.* **Problemas de fundações em terrenos metamórficos cársticos.** In: **Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia.** ABGE. V2. 1976. 217-230 p.

EARTHIMAGER 2D - Instruction Manual: Version 2.4.0, Resistivity and IP Inversion Software. Advanced Geosciences, Inc. 2009.

ESTEBAN, M.; WILSON, J. L. **Introduction to karst systems and paleokarst reservoirs.** 1993. <https://doi.org/10.2110/cor.93.18.0001>.

EVERETT, M.E. **Near-Surface Applied Geophysics.** Cambridge: Cambridge University Press, 2013.

FORD, D.C; WILLIAMS, P. **Karst Hydrogeology and Geomorphology.** England: John Wiley & Sons Ltd. 2007. 578 p.

FORD, D.C. **Environmental change in karst Areas.** In: *environmental geology.* v.21, 1993. 107-109 p., editorial.

GARCIA, G. **Modelagem estratigráfica do intervalo cenomaniano- turoniano, Formações Açu e Jandaíra na borda sudoeste da bacia potiguar.** 2014. 103 f. Dissertação (Mestrado) - Geociências e Meio Ambiente, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2014.

GOMES, I.P., *et al.* **Fraturnas, carste e cavernas nos calcários Jandaíra em Felipe Guerra, Rio Grande do Norte.** *Geologia USP, Série científica,* São Paulo, 2019. v. 19, n. 1, p. 4-67.

GRIFFITHS, D.H., *et al.* **Two dimensional resistivity mapping with a computer-controlled array.** *First Break,* 8, 121-129. 1990.

GRIFFITHS, D.R.; TURNBULL, J. **A multi-electrode array for resistivity surveying.** *First Break: University of Binningham,* jul., 1985. v. 3, n. 7, 1-5 p.

HARBAUGH, J.W. **Carbonate oil reservoir rocks.** In **Developments in Sedimentology,** 1967. Vol. 9, 349-398 p. Elsevier.

HENBEST, O.J.; ERINAKES, D.C; HIXSON, D.H. **Seismic and Resistivity Methods of Geophysical Exploration.** 44. ed. Washington: Technical Release, 1971. 168 p.

HERMAN, R. **An introduction to electrical resistivity in geophysics.** *American Journal of Physics,* 2001. 69(9), 943-952.

HUBBERT, M. K. **Results of earth-resistivity survey on various geologic structures in Illinois:** *Am. Inst. Mining Metall. Engineers Tech. Pub.* 463, 23 p. *Trans.,* v. 110, p. 9-39; also, 1932, brief summary in *Eng. Mining Jour.,* v. 133, p. 142-143. Resistivity results and theory. GA 669.

HUBBERT, M. K. **An exploratory study of faults in the Cave in Rock and Rosiclare districts by the earth-resistivity method,** Part 2 of Geological and geophysical survey of fluorspar areas in Hardin County, Ill.: *U.S. Geol. Survey Bull.* 942, pt. 2, 1944. 73-147 p. GA 7563.

IDEMA/RN. **Atlas para a promoção do investimento sustentável no Rio Grande do Norte.** Módulo 1: Zona Homogênea Mossoroense. Natal: 2005.

JONES, G.S.; STOTT, P.A; CHRISTIDIS, N. **Attribution of observed historical near-surface temperature variations to anthropogenic and natural causes using CMIP5 simulations.** *Journal Of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 118, n. 10, p.4001-4024, 21 maio 2013. American Geophysical Union (AGU). <http://dx.doi.org/10.1002/jgrd.50239>.

KEAREY, P., BROOKS, M., HILL, I. **Geofísica de Exploração.** São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

KLIMCHOUK, A.B. **Unconfined versus confined speleogenetic settings: variations of solution porosity: Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers 1 (2),** 2003.

LAGO, A.L. **Investigação geofísica 2D e 3D com aplicação em meio ambiente: estudo sobre uma área de disposição de resíduos de óleo lubrificante no município de Ribeirão Preto-SP.** 2009. 207 f. Tese (Doutorado) - Geofísica Aplicada, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.

LOHNBERG, A.; STERN, W. **Ein neuer Weg der Karsthydrologischen Forschung durch Anwendung Geoelektrischer Methoden [A new method for investigating the Karst hydrological region by using geoelectrical methods]:** *Zeitschr. Geophysik*, 1932. v. 8, no. 6-7. 283-305 p. GA 1141.

LOKE, M.H. **Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies: A practical guide to 2-D and 3-D surveys.** Electronic version available from <http://www.terra-plus.com>. Com. 2000.

LOKE, M.H. **Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys.** 2004.

LOKE, M.H.; BARKER, R.D. **Least-Squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections.** *Geophysics*, Birmingham, v. 60, n. 6, p.1-9, nov., 1995.

MCGILLIVRAY, P.R.; OLDENBURG, D.W. **Methods for calculating Frechet derivatives and sensitivities for the non-linear inverse problem: A comparative study.** *Geophysical Prospecting*, 1990. 38, 499-524.

MENKE, W. **The resolving power of cross-borehole tomography.** *Geophysical Research Letters*, 1984. 11(2), 105-108.

MUCHAIDZE, G. *et al.* **Susceptibility Scanning as a Failure Analysis Tool for System-Level Electrostatic Discharge (ESD) Problems.** *Ieee Transactions On Electromagnetic Compatibility*, v. 50, n. 2, p.268-276, maio 2008. Institute of Electrical and Electronics Engineers (IEEE). <http://dx.doi.org/10.1109/temc.2008.921059>.

NOEL, M.; WALKER, A.R. **Development of an electrical resistivity tomography system for imaging archaeological structures.** in. *Archaeometry '90*, eds. 1990.

NUNES, L.M.; SILVA, C.C.N.; LUCENA, L.R. **Application of the electrical resistivity method to identify karst features: Geotechnical and/or geoenvironmental implications for hydrocarbon exploration areas.** *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 34, n. 1, p.34-49, 7 fev. 2016. Sociedade Brasileira de Geofísica. <http://dx.doi.org/10.22564/rbgf.v34i1.374>.

OLDENBORGER, G.A.; ROUTH, P.S.; KNOLL, M.D. **Sensitivity of electrical resistivity tomography data to electrode position errors.** *Geophys.* 2005. Int., 163, 1-9.

ORELLANA, E. **Prospeccion Geoelectrica por campos variables**. Madrid: Paraninfo, 1974. 281 p.

PALMER, A.N. **Origin and morphology of limestone caves**: State University of New York. **Geological Society Of American Bulletin**. New York, p. 1-22. jan., 1991.

PARK, S., *et al.* **Detection of cavities in a karst area by means of a 3D electrical resistivity technique**. **Exploration Geophysics**, 2009. 40(1), 27-32.

PESSOA NETO, O.C. **Estratigrafia de seqüências da plataforma mista neogênica na Bacia Potiguar, margem equatorial brasileira**. **Revista Brasileira de Geociências**, Natal, v. 33, p.1-68, set., 2003.

PESSOA NETO, O.C., *et al.* **Bacia Potiguar. B. Geoci. Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p.357-369, maio 2007.

PETROBRAS. **Pré-Sal: desde as primeiras descobertas em águas profundas, temos trilhado uma longa jornada tecnológica**. Disponível em: <<http://www.petrobras.com.br/pt/nossas-atividades/areas-de-atuacao/exploracao-e-producao-de-petroleo-e-gas/pre-sal/>> acessado em : 5 jan., 2020.

PFALTZGRAFF, P.A.S; TORRES, F.S.M. **Geodiversidade do estado do Rio Grande do Norte. Rio de Janeiro: CPRM**, 2010. 188 p. Programa Geologia do Brasil. Levantamento da Geodiversidade.

RABELO, J.G. *et al.* **Modelagem numérica da deformação em carbonatos e implicações na formação de carste**. **Geologia Usp. Série Científica**, v. 15, n. 2, p.99-110, 30 jun., 2015. Universidade de Sao Paulo Sistema Integrado de Bibliotecas - SIBiUSP. <http://dx.doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v15i2p99-110>.

REDHAOUNIA, B. *et al.* **Hydro-geophysical characterization for groundwater resources potential of fractured limestone reservoirs in Amdoun Monts (North-western Tunisia)**. **Journal Of Applied Geophysics**, v. 128, p.150-162, maio 2016. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2016.03.005>.

REYNOLDS, M.J. **An Introduction to Applied and Environmental Geophysics**. UK: Wiley-blackwell, 2011. 712 p.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNAL; TASSINARI, C. **Pré-sal: geologia e exploração**. **Revista USP**, 2012. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9036.v0i95p33-42>

RIZZO, E. *et al.* **Deep Electrical Resistivity Tomography for the Hydrogeological Setting of Muro Lucano Mounts Aquifer (Basilicata, Southern Italy)**. **Geofluids**, v. 2019, p.1-11, 27 fev. 2019. Hindawi Limited. <http://dx.doi.org/10.1155/2019/6594983>.

ROTH, M; NYQUIST, J. **Avaliação do Teste de Resistividade à Terra Multi-Eletrodo em Karst**. **Geotechnical Testing Journal** 26, no. 2. 2003. 167-178 p. <https://doi.org/10.1520/GTJ11322J>

SAMOYLOV, V.G.; KONSHIN, G.G. **0 primenenií metodov elektrorazvedki pri geologicheskikh issledovaniyakh dlya proyektirovaniya i ~troitel'stva vodkhranilishch, prudov i vodoyemov v rayonakh s karstuyushchimisya gruntami** [The application of the electric method of exploration to geologic investigations when designing and building

reservoirs, ponds, and basins in areas of possible karst]. *Gidrotekhnika i Melioratsiya*, 1956. 14-27 p. no. 1, GA 164-109.

SÁNCHEZ, L.E.; LOBO, H.A.S. **Guia de boas práticas ambientais na mineração de calcário em áreas cársticas**. 2016.

SEDLAR, J. **Geoelektricna ispitivanja za nalaz vode u krsu na otocima [Geoelectric exploration for water in karst on islands]**: *Geol. Vjesnik*, 1954. v.5-7, p. 217-224 [1951-1953]. GA 160-164.

SERAN, E., *et al.* **Variations of electric field and electric resistivity of air caused by dust motion**, *J. Geophys.* 2013. *Res. Space Physics*, 118, 5358–5368, doi:10.1002/jgra.50478.

SINGH, K.H.; JOSHI, R.M. (Ed.). **Petro-physics and Rock Physics of Carbonate Reservoirs: Likely Elucidations and Way Forward**. Springer Nature, 2019.

STORZ, H; STORZ, W.; JACOBS, F. **Electrical resistivity tomography to investigate geological structures of the earth's upper crust**. *Geophysical Prospecting*, 2000. v. 48, n. 3, p. 455-471.

SZALAI, S; SZARKA, L. **On the classification of surface geoelectric arrays**. *Geophysical Prospecting*, v. 56, n. 2, p. 159-175, 2008.

TELFORD, W.M.; GELDART, L.P; SHERIFF, R.E. **Applied geophysics: Second edition**. Cambridge University Press, 1990. 760 p.

TORRESE, P. *et al.*. **3D ERT imaging of the fractured-karst aquifer underlying the experimental site of Poitiers (France): comparing Wenner-Schlumberger, Pole-Dipole and hybrid arrays**. In *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*, 2014 (pp. 507-515).

VALENTA, J. **Introduction to Geophysics Lecture Notes**. 2015.

VAN OVERMEEREN, R.A.; RITSEMA, I.I. **Continuous vertical electrical sounding. First Break**, [s.l.], v. 6, n. 1212, p.313-324, 1 out., 1988. EAGE Publications. <http://dx.doi.org/10.3997/1365-2397.1988017>.

VAN SCHOOR, M. **Detection of sinkholes using 2D electrical resistivity imaging**. *Journal of Applied Geophysics*. 2002.

WILLIAMS, P.W. **The Epikarst: Evolution of Understanding**: University of Auckland. Auckland, New Zealand: Karst Waters Institute Special Publication 9, 2008.

ZHOU, W.; BECK, B.F.; ADAMS, A.L. **Effective electrode array in mapping karst hazards in electrical resistivity tomography**. *Environmental geology*. 2002.

ZONDRES2D - Program for two-dimensional interpretation of data obtained by resistivity and induced polarization methods (land, borehole and marine variants): **Zond geophysical software Saint-Petersburg**, 2001-2016. 167p.