



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“JÚLIO DE MESQUITA FILHO”
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS



Trabalho de Conclusão de Curso
Curso de Graduação em Geologia

PRÁTICAS DE ANÁLISE ESTRUTURAL NO MEMBRO ASSISTÊNCIA - FORMAÇÃO
IRATI, EM SALTINHO-SP: ESTUDOS DE CAMPO E APLICAÇÃO DE
TOMOGRAFIA ELÉTRICA

Aluna: Katarine Costa Lacerda

Orientador: Dr. Iata Anderson de Souza
Co-orientador: Prof. Dr. César Augusto Moreira

Rio Claro – SP

2022

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA “JÚLIO DE MESQUITA FILHO”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro (SP)

KATARINE COSTA LACERDA

PRÁTICAS DE ANÁLISE ESTRUTURAL NO MEMBRO ASSISTÊNCIA - FORMAÇÃO
IRATI, EM SALTINHO-SP: ESTUDOS DE CAMPO E APLICAÇÃO DE
TOMOGRÁFIA ELÉTRICA

Trabalho de Conclusão de Curso, apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas -
Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual
Paulista Júlio de Mesquita Filho, para obtenção
do grau de Bacharel em Geologia.

Rio Claro – SP
2022

L131p

Lacerda, Katarine Costa

Práticas de Análise estrutural no Membro Assistência - Formação Irati, em Saltinho-SP: Estudos de campo e aplicação de tomografia elétrica / Katarine Costa Lacerda. -- Rio Claro, 2022

73 p. : il., fotos, mapas

Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado - Geologia) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro

Orientador: Iata Anderson de Souza

Coorientador: César Augusto Moreira

1. Análise Estrutural. 2. Tomografia Elétrica. 3. Formação Irati.
I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

KATARINE COSTA LACERDA

PRÁTICAS DE ANÁLISE ESTRUTURAL NO MEMBRO ASSISTÊNCIA - FORMAÇÃO
IRATI, EM SALTINHO-SP: ESTUDOS DE CAMPO E APLICAÇÃO DE
TOMOGRÁFIA ELÉTRICA

Trabalho de Conclusão de Curso, apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas -
Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual
Paulista Júlio de Mesquita Filho, para obtenção
do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora

Dr. Iata Anderson de Souza (Orientador)

Prof. Dr. Norberto Morales

Me. Saul Hartmann Riffel

Rio Claro, 10 de Março de 2022.

Katarine C. Lacerda
Assinatura da aluna

Iata A. de Souza
Assinatura do orientador

César Augusto Morales
Assinatura do co-orientador

AGRADECIMENTOS

Os agradecimentos são dirigidos a toda família e amigos, especialmente a meus pais que sempre apoiaram e incentivaram meus estudos e escolhas.

Agradeço à orientação e dedicação do Dr. Iata Anderson de Souza para o desenvolvimento deste trabalho. Agradeço ao professor Prof. Dr. César Augusto Moreira pela orientação, aquisição e processamento dos dados da tomografia elétrica.

Agradeço ao Me. Saul Hartmann Riffel pela ajuda e auxílio durante os trabalhos de campo para aquisição da tomografia elétrica.

Agradeço ao Prof. Dr Norberto Morales pelas considerações pertinentes a finalização do trabalho.

Os agradecimentos também são destinados ao engenheiro de Minas Marcelo Lopes Dall'Antonia da Amaral Machado Mineração Ltda em Saltinho, SP, por permitir o acesso e o desenvolvimento dos estudos sobre a cava da mina.

Agradeço também ao Laboratório de Geofísica do Departamento de Geologia Aplicada da Universidade Estadual Paulista (UNESP) e do Centro de Geociências Aplicadas ao Petróleo (UNESPetro/IGCE), por todo apoio prestado e infraestrutura disponíveis.

Agradeço ao Programa de Geociências Aplicadas ao Setor de Petróleo & Gás da UNESP - Rio Claro (PRH 40), pelo aporte financeiro e pelos cursos de aprimoramento oferecidos, fundamentais para a elaboração deste trabalho.

Agradeço com especial atenção aos laços de amizade estabelecidos durante a realização da graduação. Agradeço a convivência, o empenho e a paciência de todos os professores e professoras da UNESP, para transmitir seus conhecimentos, mas principalmente por fomentar as dúvidas e instigar nossa curiosidade sobre a Geologia.

Agradeço aos funcionários da UNESP e a todos as pessoas comprometidas com a qualidade do ensino e a integridade física da Universidade Pública.

*Não vos é possível corromper o oceano, pois ele é livre, ilimitado, imenso.
Assim é a vida.
Libertai-vos da autodisciplina.
A vida impulsiona e se expressa pelo desejo.
Enquanto a vida está cativa do desejo, há tristeza, alegria e morte.
Pela própria força da percepção é que vós sois.
Na experiência não há tempo.
A libertação está para além da autodisciplina.
A imperfeição cria a individualidade.
Na perfeição ela cessa.
Durante o processo do atingir, dizeis “eu sou”, porém, atingida a perfeição, dizeis
“vós sois”.
A vida, a elaboradora de todas as coisas, ensinou-me.
Meditação é entendimento.
Contemplação é ser.
A grandeza do homem está em ninguém poder salvá-lo.
Pelo amor à Vida, eu sou imortal.*

Jiddu Krishnamurti

RESUMO

Os estudos com foco em geologia estrutural desenvolvidos nas rochas da Formação Irati permitiram a identificação de grandes sistemas de falhas relacionados à acumulação de hidrocarbonetos. A área de interesse é inserida no contexto estratigráfico-estrutural da Bacia do Paraná, associada ao Lineamento Tietê (NW-SE) e a estrutura do Serrote, localizado a SE do Alto Estrutural de Jibóia. Nesse trabalho foi selecionado a Cava Monte Olimpo da Mineradora Amaral Machado em Saltinho – SP, para a identificação de sistemas de falhas de amplitude regional. Na área de estudo ocorre a intercalação de folhelhos com altos teores de matéria orgânica e camadas centimétricas de calcários da Formação Irati, e recobrimo estes pacotes rochosos, há os argilitos e siltitos da Formação Corumbataí. A região é condicionada por grandes sistemas de falhas do tipo normal. Em nível macroscópico essas falhas são orientadas segundo a direção preferencial NW-SE, apresentam mergulhos de 60° para NE e SW e possuem rejeitos associados de 10 a 3 metros. Em nível mesoscópico ocorre sistema de falhas com rejeitos centimétricos, juntas e fraturas extensionais, brechas carbonáticas e cavidades preenchidos por hidrocarbonetos. O trabalho evolui a partir de dados geológicos-estruturais bibliográficos, dados estruturais coletados em campo e dados geofísicos levantados a partir do método da tomografia elétrica. Os resultados gerados a partir do imageamento elétrico permitiram a identificação das estruturas principais de direção NW-SE, conforme observadas nas atividades de campo, principalmente as falhas sintéticas ao longo de todas as seções, onde foi possível observar os grandes rejeitos de mergulho do plano de falhas, delimitar o contato entre as litologias e reconhecer porções pouco fraturadas e alteradas do maciço rochoso. A integração dos dados coletados na frente de lavra Monte Olimpo com os dados de tomografia elétrica permitiu associar essas estruturas principais de orientação NW-SE, com o Lineamento Tietê e a estrutura de Serrote (Alto Estrutural de Jibóia). E essa estrutura identificada na Formação Irati apresenta falhas favoráveis à percolação de fluidos e porções do acamamento que limitam a sua permeabilidade, comportando-se como condutos ou barreiras para a migração dos hidrocarbonetos.

Palavras Chave: Análise Estrutural. Tomografia Elétrica. Formação Irati.

ABSTRACT

Studies focused on structural geology developed in the rocks of the Irati Formation allowed the identification of large fault systems related to the accumulation of hydrocarbons. The area of interest is inserted in the stratigraphic-structural context of the Paraná Basin, associated with the Tietê Lineament (NW-SE) and the Serrote structure, located SE of the High Structural of Jibóia. In this work, the Cava Monte Olimpo of Mineradora Amaral Machado in Saltinho - SP was selected for the identification of fault systems of regional amplitude. In the study area, there is intercalation of shales with high levels of organic matter and centimeter layers of limestone from the Irati Formation, and covering these rocky packages, there are claystones and siltstones from the Corumbataí Formation. The region is conditioned by large normal-type fault systems. At the macroscopic level, these faults are oriented according to the preferred NW-SE direction, present dips of 60° to NE and SW and have associated tailings of 10 to 3 meters. At the mesoscopic level, there is a system of faults with centimeter tailings, extensional joints and fractures, carbonate breccias, and cavities filled with hydrocarbons. The work evolves from bibliographic geological-structural data, structural data collected in the field, and geophysical data collected from the electrical tomography method. The results generated from the electrical imaging allowed the identification of the main structures in the NW-SE direction, as observed in the field activities, mainly the synthetic faults along all the sections, where it was possible to observe the large diving tailings of the plane of faults, delimit the contact between the lithologies and recognize little fractured and altered portions of the rock mass. The integration of the data collected at the Monte Olimpo mine front with the electrical tomography data allowed the association of these main structures with NW-SE orientation, with the Tietê Lineament and the Serrote structure (High Structural of Jibóia). And this structure identified in the Irati Formation presents faults favorable to the percolation of fluids and portions of the bedding that limit its permeability, behaving as conduits or barriers for the migration of hydrocarbons.

Keywords: Structural Analysis. Electrical Tomography. Irati Formation.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: A: Localização da região de estudos, mostrando a proximidade com a cidade de Saltinho – SP e a BR-373; B: Detalhe para a área de interesse identificada como a Cava Monte Olimpo da Mineradora Amaral Machado. Fonte: Imagem de satélite Google Earth.....	13
Figura 2.1: A: Equipamento Terrameter LS. (Fonte: ABEM INSTRUMENT AB, 2012); B: Eletrodo introduzido no solo com destaque para a solução de sulfeto de cobre (azul) e haste de cobre; B: Conjunto integrado e conectado ao cabo de transmissão/corrente em contato direto com o solo umedecido.....	17
Figura 2.2: Cava Monte Olimpo da Mineradora Amaral Machado, com destaque para o estágio de desenvolvimento da cava em 2019. Fonte: Imagem de satélite Google Earth.....	18
Figura 2.3: Cava Monte Olimpo da Mineradora Amaral Machado em fevereiro de 2022 mostrando as falhas principais (traços pretos) mapeadas por Riffel (2020), as três seções de eletrorresistividade, com destaque para o avanço da cava e exposição das camadas sob a seção 1 de tomografia elétrica.....	19
Figura 3.1: Representação tridimensional de propagação do campo elétrico; eletrodos de corrente AB e potencial MN, as semiesferas equipotenciais e as linhas de fluxo. Fonte: Helene (2019), adaptado de Knodel <i>et al.</i> , (2007).....	23
Figura 3.2: Configuração dos eletrodos no arranjo Schlumberger. CARVALHO, 2014, modificado de BORGES 1996.....	26
Figura 4.1: Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, representando a extensão no Brasil, Paraguai, Uruguai, Argentina, o contorno estrutural e a subdivisão em supersequências. Fonte: ARAGÃO, 2020, modificado de MILANI e DE WIT, 2008.....	28
Figura 4.2: Mapa apresentando os principais lineamentos do Estado de São Paulo e localização da área de estudo (intersecção dos lineamentos B e D): A- Rio Paranapanema; B – Tietê; C- Ibitinga-Botucatu; D - Rio Moji-Guaçu; E – Ribeirão Preto-Campinas; F – Rifaina-São João da Boa Vista; G – São Carlos-Leme; I – Guapiara; J – Jaboticabal. Adaptado de Riccomini (1995, 1997).....	34
Figura 4.3: Mapa geológico da área de estudo, com destaque para o Alto Estrutural de Jibóia (AEJ) e o Gráben Serrote (GS) localizado a sudeste e a localização da Mineradora Amaral Machado. Fonte: (CPRM,1984).....	36
Figura 5.1: Mapa com a localização dos principais afloramentos descritos na Cava Monte Olimpo em fevereiro de 2022. Fonte: Imagem de satélite Google Earth.....	37
Figura 5.2: Coluna estratigráfica simplificada das formações que ocorrem na área de estudos.....	38
Figura 5.3: A: Frente da lavra com destaque para o banco essencialmente calcário de composição dolomítica explorado pela mineradora, sotoposto à intercalação de folhelhos escuros com carbonatos dolomíticos (ponto 4 da Figura 5.1); B: Banco dolomítico em camadas plano-paralelas centimétricas a métricas, com destaque para o elevado grau de pureza das camadas encontrado no ponto 3 da Figura 5.1; C e D: Banco essencialmente dolomítico da Formação Irati encontrado no ponto 1 da Figura 5.1.....	39
Figura 5.4: A e B: Exsudação de betume no dolomito fraturado e; C: Fluido betuminoso e disseminado impregnando microfaturas e o acamamento sedimentar do dolomito.....	40
Figura 5.5: Alternância rítmica entre camadas plano-paralelas de folhelhos escuros ricos em matéria orgânica, siltitos cinza e dolomitos, sobrepostos ao banco essencialmente dolomítico, com destaque para as camadas carbonáticas com exsudações de hidrocarbonetos concordantes ao acamamento sedimentar.....	41

Figura 5.6: Frente de lavra da Cava Monte Olimpo, com destaque para a; A: Formação Corumbataí alterada constituída por pelitos de coloração marrom sobreposta ao Membro Assistência e B: Formação Corumbataí constituída por siltitos cinza escuros.....	42
Figura 5.7: A: Afloramento in situ de rocha intrusiva básica e fanerítica de coloração cinza escura cortando os estratos de rochas sedimentares dolomitizadas do Membro Assistência; B: Bloco rolado de composição básica com esfoliação esferoidal próximo a Cava Monte Olimpo.....	42
Figura 5.8: Estereograma com planos de falhas da Cava Monte Olimpo (projeções ciclográficas) e respectivas estrias.....	43
Figura 5.9: Estereograma de contorno dos polos das juntas preenchidas com hidrocarbonetos.....	44
Figura 5.10: Estereograma de contorno dos polos das juntas preenchidas hidrocarbonetos. Fonte: Riffel, 2020.....	45
Figura 5.11: Diagrama de reconstrução dos eixos de paleotensão para falhas normais NW-SE na Cava Monte Olimpo.....	46
Figura 5.12: Diagrama de reconstrução dos eixos de paleotensão para falhas normais NW-SE na Cava Monte Olimpo. Fonte: Riffel, 2020.....	46
Figura 5.13: Acamamento sedimentar paralelo ao plano de falha principal NW-SE com o maior rejeito de mergulho na área de estudos, registrado antes do desmonte da cava (Ponto 3 da Figura 5.1).....	47
Figura 5.14: A: Avanço sobre a Cava Monte Olimpo sendo observado o empilhamento estratigráfico, com destaque para as falhas normais paralelas F1 e F2 de orientação NW-SE. B: Destaque para as feições estruturais localizadas na porção nordeste da frente da cava e representação da falha F1 inferida e falhas antiéticas com plano principal e ramificações associadas (Ponto 3/Figura 5.1) e C: Destaque para a falha F2 observada e projetada em profundidade a sudoeste da frente da cava (Ponto 5/Figura 5.1).....	48
Figura 5.15: Falhas normais antitéticas associadas ao plano principal da falha F1 sintética (obliterada).....	49
Figura 5.16: A: Projeção das falhas F5 e F2 antes do avanço sobre a cava (Ponto 6 da Figura 5.1). B: Frente da cava com a representação da falha sintética F5 e a falha antitética 5 mapeadas após o desmonte da cava, mostrando o cruzamento entre as feições estruturais e o deslocamento de camadas (Ponto 4 da Figura 5.1).....	50
Figura 5.17: Seção NE-SW representativa da frente Monte Olimpo, com destaque para as falhas sintéticas e antitéticas, deslocamento e arqueamento de camadas na proximidade com o plano de falha F1. A seção elaborada representa a seção 1 de tomografia elétrica apresentada na Figura 5.1.....	51
Figura 5.18: Modelos de inversão baseados nos parâmetros de resistividade.....	53
Figura 5.19: Todas as seções correspondem a seção 1 de tomografia elétrica. A: Modelo de inversão interpretado com os parâmetros de resistividade. B: Imagem panorâmica da frente Monte Olimpo e C: Seção geológica e estrutural detalhada com falhas sintéticas e antitéticas.....	55
Figura 5.20: Modelos de inversão interpretados baseados nos parâmetros de resistividade...61	61
Figura 5.21: Cava Monte Olimpo com as seções de tomografia elétrica, com destaque para a representação de todas as falhas sintéticas (com rejeitos de mergulhos métricos) identificadas pelo método da tomografia elétrica. Fonte: Imagem Google Earth.....	62

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	10
1.1. Objetivos e Justificativa	11
1.2. Localização da Área	12
2 MATERIAIS E MÉTODOS	14
2.1. Revisão Bibliográfica	14
2.2. Preparação de Base Cartográfica	15
2.3. Coleta de Dados Estruturais em Superfície	15
2.4. Levantamento de Dados da Tomografia Elétrica	16
2.5. Processamento e Análise dos Dados de Tomografia Elétrica	19
2.6. Análise Estrutural	20
2.7. Integração dos Dados	21
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	22
3.1. Geofísica	22
3.2. Método da Eletrorresistividade	22
3.3. Arranjos de eletrodos	25
3.4. Arranjo <i>Schlumberger</i>	25
4 CONTEXTO REGIONAL	27
4.1. Síntese do Contexto Geológico	27
4.2. Estratigrafia da Região de Estudo	29
4.2.1. <i>Grupo Tubarão</i>	29
4.2.2. <i>Grupo Passa Dois</i>	30
4.2.3. <i>Grupo São Bento</i>	32
4.2.4. <i>Grupo Bauru</i>	32
4.2.5. <i>Depósitos Cenozoicos</i>	32
4.3. Contexto Estrutural Regional	33
4.3.1. <i>Alto Estrutural de Jibóia e o Gráben do Serrote</i>	35
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	37
5.1. Geologia Local	37
5.2. Síntese do Contexto Geológico	38
5.3. Geologia Estrutural	43
5.3.1 <i>Geometria e Cinemática das Falhas na Cava Monte Olimpo</i>	43

5.3.2. <i>Juntas</i>	44
5.3.3. <i>Eixos de Paleotensões</i>	45
5.4. Estruturas Observadas Antes e Após o Avanço Sobre a Cava Monte Olimpo	46
5.5. Tomografia Elétrica	51
5.6. Interpretação dos dados de Tomografia Elétrica.....	53
5.6.1. <i>Seção de Tomografia Elétrica 1</i>	55
5.6.2. <i>Seção de Tomografia Elétrica 2</i>	57
5.6.3. <i>Seção de Tomografia Elétrica 3</i>	58
5.7. Integração dos Dados Estruturais e de Tomografia Elétrica	59
6. CONCLUSÃO	63
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	66

1. INTRODUÇÃO

O arcabouço tectono-estratigráfico da Bacia do Paraná, constituído por espesso pacote sedimentar e vulcânico, reúne um conjunto de atributos geológicos de variabilidade faciológica e elementos estruturais favoráveis à composição de um sistema armazenador de petróleo. Essas características têm fomentado a pesquisa científica no nordeste da bacia, bem como a prospecção de trapas e rochas-reservatórios com ênfase aos condicionantes estruturais presentes nessas armadilhas (IPT, 2005).

O substrato da Bacia do Paraná é marcado por elementos tectônicos lineares com orientações predominantes NW-SE, NE-SW e W-E, representados por falhas ou zonas de falhas (ZALÁN *et al.*, 1987). A tectônica influencia a borda leste da bacia, especialmente o compartimento de relevo conhecido como Depressão Periférica, condicionando a orientação predominante N70E, N10E e N50W das principais drenagens do Estado de São Paulo, coincidentes com a direção do Lineamento Tietê, com os falhamentos do cristalino e com o sistema de diques da bacia (BJORNBERG, 1976).

Esses grupos de elementos tectônicos constituem antigas zonas de fraqueza recorrentemente ativadas durante a evolução da bacia e associadas à origem de feições como altos estruturais, horstes e grábens (MORAIS REGO, 1930; ALMEIDA e BARBOSA, 1953; SOARES 1973, 1974). Dentre estes, destacam-se, os altos estruturais de Pitanga, Artemis, Pau d' Alho e Jibóia, relacionados à intersecção entre os alinhamentos Tietê e Rio Mogi-Guaçu, de orientações NW-SE (RICCOMINI, 1995). Regionalmente, a área de estudo deste trabalho, localiza-se sobre o Alto Estrutural de Jibóia, constituído por rochas carbonáticas paleozoicas com exsudações de hidrocarbonetos na Formação Irati e diques de diabásio mesozoicos associados, controlados por sistemas de falhas. Essa configuração tectono-estratigráfica contém qualidades geológicas interessantes para compreensão da vocação armazenadora da Formação Irati.

Os reservatórios carbonáticos fraturados são altamente complexos em relação aos reservatórios siliciclásticos, possuem ampla variedade de fatores controladores que precisam ser identificados e caracterizados, representando um dos grandes desafios na exploração do petróleo. Os reservatórios mais importantes da Bacia de Santos são os carbonatos oolíticos da Formação Guarujá (seção drift/pós-sal) e carbonatos microbiais da Formação Barra Velha (seção pós-rift/pré-sal) (CHANG *et al.*, 2008). O estudo de bacias sedimentares pode auxiliar na construção de modelos geológicos que permitam associar a ocorrência de feições

geológicas estruturais a caminhos preferenciais de migração e armazenamento de petróleo (HÉRNANDEZ, 2019).

A Eletrorrestividade (ou Tomografia Elétrica) baseia-se na determinação da resistividade aparente do substrato a partir da resposta ao fluxo de uma corrente elétrica (Ward, 1990). Esse método tem inúmeras aplicações, entre elas estão a prospecção de água e de minerais metálicos, a identificação de cavidades, falhas, fraturas e contatos entre duas litologias diferentes, além de estudos ambientais (CPRM, 2013), e para utilização deste método é necessário ter um contraste de resistividade entre os materiais que podem ser as rochas e as estruturas (falhas, fraturas, etc) ao redor do mesmo (encaixante). Por exemplo, no caso de fraturas e falhas, é comum haver uma diminuição na resistividade em relação às rochas ao redor.

Diante do exposto e baseando-se no forte controle exercido pela tectônica rúptil no nordeste da Bacia do Paraná, este trabalho parte da proposta de caracterização estrutural de sistemas de falhas, principalmente nas rochas da Formação Irati, que é um dos principais alvos do sistema petrolífero da bacia. Para isso foi escolhida para o estudo a Cava Monte Olimpo da Mineradora Amaral Machado localizada no município Saltinho-SP. A região é bem caracterizada por trabalhos prévios, como o mestrado de Riffel (2020), responsável por identificar sistemas de falhas NW-SE com mergulhos para SW e NE, associadas à ocorrência de hidrocarbonetos. Para atingir esse objetivo, além das observações de campo é proposto a aplicação do método Geofísico da Tomografia Elétrica, viabilizando o reconhecimento de feições estruturais também em subsuperfície.

1.1. Objetivos e Justificativa

O presente estudo tem como objetivo a caracterização das heterogeneidades estruturais na Cava Monte Olimpo (Saltinho-SP), com destaque para a Formação Irati, potencialmente associada à ocorrência de hidrocarbonetos. Para tal, o levantamento de dados de campo com medidas estruturais, reconhecimento das principais famílias de falhas e juntas foram fundamentais para geração de um modelo estrutural e local da Formação Irati, buscando associar observações de campo com os dados do mestrado de Riffel (2020).

O segundo objetivo é a aquisição e interpretação de seções de resistividade elétrica na Cava Monte Olimpo (Saltinho-SP) para comparar com os dados obtidos no campo. Para as análises de tomografia elétrica é atribuído destaque para a detecção de falhas em porções não

aflorantes e as unidades litológicas que apresentam diferentes comportamentos de resistividades, com intuito de apresentar uma nova contribuição ao entendimento das feições estruturais que ocorrem na área, a fim de, investigar indiretamente a persistência destas, em subsuperfície. A integração dos dados obtidos em análise estrutural (atividade de campo) e da tomografia elétrica será adicionada como uma nova informação para o ajuste do modelo já proposto na área.

Apesar de serem citadas feições estruturais como, brechas carbonáticas, folhelho cominuído, calcita secundária, cavidades e fraturas de pequena escala (centimétricas), o presente trabalho é direcionado para a identificação e caracterização de estruturas com escalas maiores, em concordância com o nível de resolução do método geofísico da tomografia elétrica. Mas as estruturas de pequena escala que ocorrem na área são relevantes para compreender e associar a migração de fluidos em rochas pouco porosas, como os carbonatos.

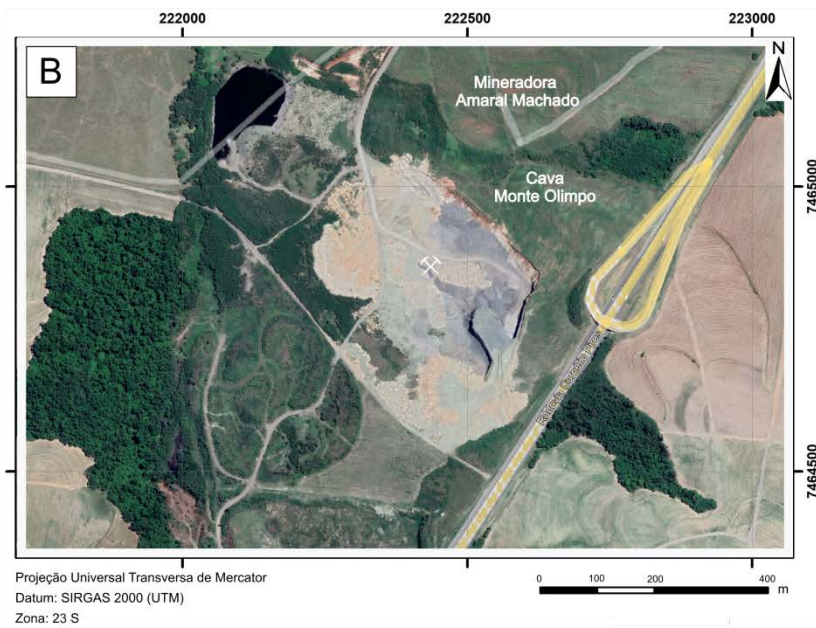
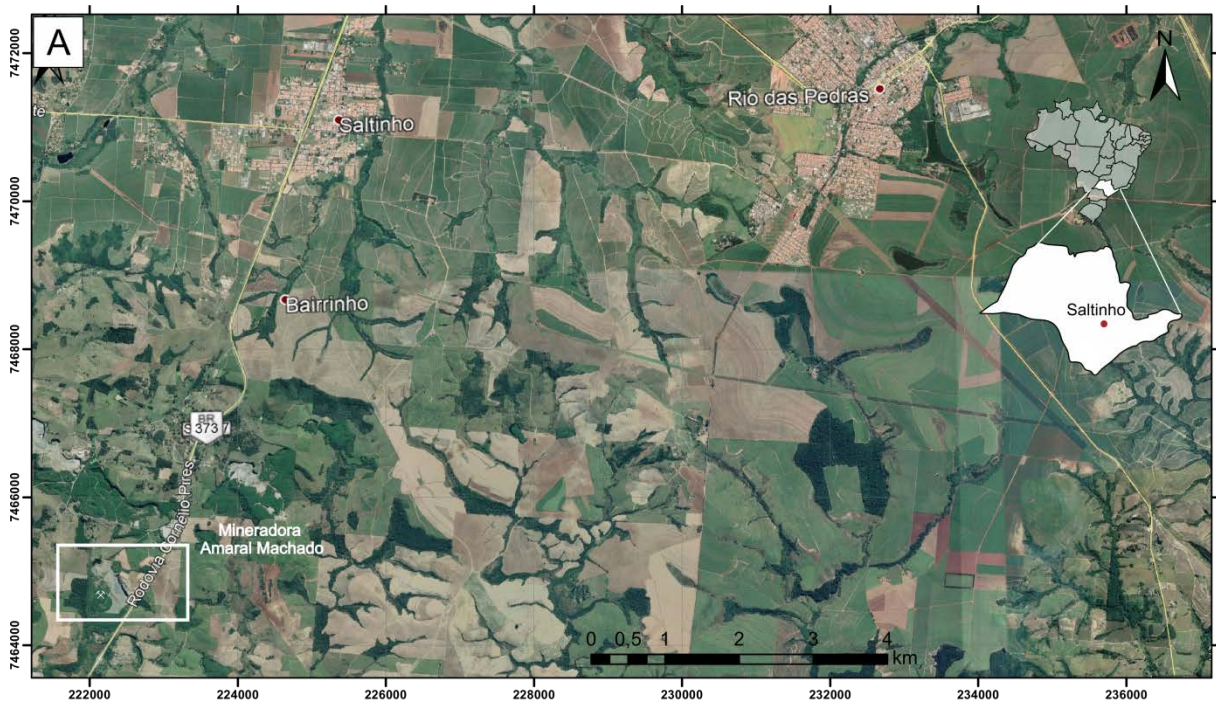
1.2. Localização da Área

A região de estudos localiza-se no extremo sudoeste do Município de Rio das Pedras, ao sul da cidade de Saltinho – SP. O trabalho se desenvolve na área delimitada pelo retângulo branco (Figura 1.1A), na Mineradora Amaral Machado com acesso pela Rodovia Cornélio Pires, BR-373. A área de estudos corresponde a Cava Monte Olimpo da Mineradora Amaral Machado (Figura 1.1B).

A região estudada é condicionada pelo Lineamento Tietê de orientação NW-SE (RICCOMINI, 1997) e insere-se no contexto tectônico do Alto Estrutural de Jibóia, descrito por Soares (1974). O alto estrutural é formado por falhas normais paralelas de orientação N45°W, que colocam as rochas da Formação Corumbataí no mesmo nível das rochas da Formação Pirambóia (SOUSA, 2002).

A Cava Monte Olimpo da Mineradora Amaral Machado, localiza-se sobre a estrutura conhecida como gráben/estrutura do Serrote, na qual ocorrem as rochas do Membro Assistência da Formação Irati e das formações Corumbataí e Tatuí (CPRM, 2006). O Membro Assistência da Formação Irati é constituído por dolomitos e folhelhos pirobotuminosos, a Formação Corumbataí é composta por siltitos e argilitos, ambas as formações são encontradas na mesma zona de afloramento, sendo condicionadas por falhas normais e abatidas sobre as rochas da Formação Tatuí; ainda há ocorrência de um dique de diabásio correlato à Formação Serra Geral (FRIES, 2008).

Figura 1.1: A: Localização da região de estudos, mostrando a proximidade com a cidade de Saltinho – SP e a BR-373; B: Detalhe para a área de interesse identificada como a Cava Monte Olimpo da Mineradora Amaral Machado.



Fonte: Imagem de satélite Google Earth

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1. Revisão Bibliográfica

A primeira etapa do trabalho consistiu na revisão bibliográfica regional sobre a Bacia do Paraná, as unidades litoestratigráficas, a evolução tectônica sedimentar e estrutural, bem como o estudo sobre a ocorrência de altos estruturais na área de estudo. Essa etapa também consistiu na revisão bibliográfica de livros (TELFORD *et al.*, 1990) e trabalhos científicos sobre os métodos geofísicos, para compreender a fundamentação teórica, além de pesquisas relacionadas à Geologia do Petróleo.

A análise estrutural da área foi inicialmente baseada nas literaturas clássicas sobre a Bacia do Paraná, a fim de desenvolver uma compreensão em escala regional sobre a área de estudos. Dentre estes trabalhos são destacados; Almeida (1969, 1980), Milani (1992, 1997, 1998, 2004), Milani *et al.*, (1994), Zalán *et al.*, (1990), dentre outros. Os estudos também evoluíram a partir da base cartográfica e geológica do Projeto Borda Leste da Bacia do Paraná da Folha Piracicaba SF.23-Y-A-IV elaborado pela CPRM (1984).

As teses de doutorado de Sousa (2003) e Fries (2008) apresentam estudos sobre os altos estruturais localizados na porção nordeste da Bacia do Paraná, no Estado de São Paulo, onde Sousa caracteriza a evolução tectônica das estruturas e o trabalho de Fries é baseado em estudos de caracterização através dos métodos geofísicos da gravimetria e magnetometria terrestres.

Em Aquaroli (2013), é proposto um estudo que visa o detalhamento de estruturas rúpteis no noroeste do Alto Estrutural de Pitanga. No trabalho são apresentados estudos estruturais, bem como uma associação tectônica dos blocos abatidos e soerguidos com um modelo propício para a geração, migração e armazenamento de hidrocarbonetos.

Os estudos em rochas de baixa permeabilidade como modelos análogos a reservatórios petrolíferos são abordados em Cerri *et al.* (2020). A pesquisa sobre o fraturamento da Formação Irati é baseada na anisotropia dos reservatórios carbonáticos, na porosidade heterogênea e na sua associação com fraturas de diversas escalas; essas qualidades representam complexidade ao entendimento desses reservatórios. Diante do problema, os autores utilizaram análise estratigráfica mecânica (que integra o tipo de rocha e espessura da camada) em conjunto com dados geológicos e estruturais de campo, que permitiram estimar

como a rede de fratura pode condicionar a migração do óleo em escala regional e sua associação com a tectônica extensional do Alto Estrutural de Pitanga.

Apesar da área de interesse do presente estudo não abranger o Alto Estrutural de Pitanga, citado em algumas bibliografias, todas as investigações são desenvolvidas no contexto geológico da Bacia do Paraná. Para o atual trabalho, é atribuído destaque para o Alto Estrutural de Jibóia, com ênfase para uma estrutura associada ao sistema de falhas, com geometria na forma de gráben e identificado como estrutura de “Serrote”, assim denominada por Soares (1974).

Utilizado de base teórica e desenvolvido sobre a mesma área de interesse do presente trabalho, o mestrado de Riffel (2020) realizou estudos estruturais em uma zona de falha NW-SE, para as rochas intensamente fraturadas da Formação Irati. Foi reconhecida a ocorrência de falhas selantes, fraturas, juntas extensionais, brechas carbonáticas e folhelhos cominuídos responsáveis por compor um complexo sistema de trapa estrutural associada à ocorrência de hidrocarbonetos. O autor baseou-se em estudos geométrico, cinemático e dinâmico em feições estruturais de diversas escalas como; regional, de afloramento e de amostras de mão.

2.2. Preparação de Base Cartográfica

Na segunda etapa do trabalho foi utilizado de base cartográfica e geológica a Folha Piracicaba SF.23-Y-A-IV do “Projeto Borda Leste da Bacia do Paraná” (CPRM, 1984), para a confecção do mapa geológico-estrutural na escala 1:100.000 da área de estudos e seu entorno apresentado no Anexo 1.

2.3. Coleta de Dados Estruturais em Superfície

Na etapa de campo foi observada a Cava Monte Olimpo, para compreender a distribuição espacial e estratigráfica, com a coleta sistemática de dados estruturais da área, onde foi realizada a identificação das principais falhas e estruturas associadas. Nessa etapa foram coletados dados estruturais (medidas de atitude e rumo do mergulho das principais falhas e juntas) e realizadas análises cinemáticas sobre as rochas da área. Foi realizada a confecção de seção estratigráfica local, para determinar a espessura do empilhamento litológico e destacar as principais feições estruturais.

Foi realizado o registro fotográfico das principais feições geológicas e observadas as exsudações de hidrocarboneto/betume.

2.4. Levantamento de Dados da Tomografia Elétrica

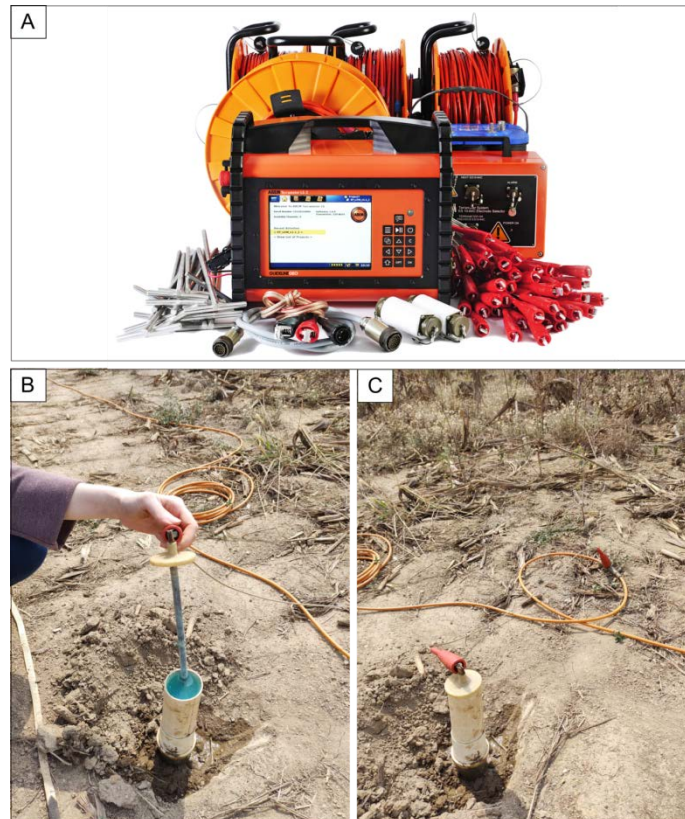
O presente tópico descreve as técnicas e procedimentos realizados em campo para a aquisição dos dados geofísicos de resistividade, na qual foi aplicada a técnica do Imageamento Elétrico ou Tomografia Elétrica. Foi realizada visita antecipada de campo, para observar as principais estruturas em superfície e as condições atuais do terreno, afim de, planejar a aplicação do método geofísico.

O equipamento utilizado é composto pelo resistivímetro Terrameter LS e cabos de transmissão de corrente, fabricado pela ABEM *Instrument* (Suécia) e disponibilizado pelo Laboratório de Geofísica do Departamento de Geologia Aplicada da Universidade Estadual Paulista (UNESP) (Figura 2.1A). O trabalho também tem apoio da infraestrutura dos Laboratórios do Centro de Geociências Aplicadas ao Petróleo (UNESPetro/IGCE).

O equipamento é baseado em um módulo único de transmissão e recepção de sinais automatizado, com 250 W, corrente de 2,5 A e resolução de 1 μ V, com capacidade para registrar os dados de campo na memória interna. Os dados do equipamento são extraídos via USB na forma de planilha formatada para o posterior tratamento e processamento no programa Res2dinv (GEOTOMO SOFTWARE, 2003) (CORTÊS, 2015).

Foram utilizados eletrodos de cerâmica não polarizáveis, preenchidos completamente por uma solução supersaturada de sulfeto de cobre (CUSO_4) e constituído interiormente por uma haste de cobre, além de uma base porosa que permanece em contato direto com o solo (Figura 2.1B). O conjunto é inserido na vertical em pequenas cavas previamente feitas no solo e umedecidas com água para reduzir a resistência de contato entre o eletrodo e o solo. Todo esse conjunto é conectado ao cabo de transmissão para integração do sistema e aquisição dos dados (Figura 2.1C).

Figura 2.1: A: Equipamento Terrameter LS. (Fonte: ABEM INSTRUMENT AB, 2012); B: Eletrodo introduzido no solo com destaque para a solução de sulfeto de cobre (azul) e haste de cobre; C: Conjunto integrado e conectado ao cabo de transmissão/corrente em contato direto com o solo umedecido.



Fonte: A: (ABEM INSTRUMENT AB, 2012);

Durante o levantamento de campo foi realizada a aquisição de 3 seções de imageamento elétrico no arranjo *Schlumberger* com 200 m de comprimento cada e espaçamento de 5 metros entre os eletrodos. As seções são todas paralelizadas e espaçadas em 29 metros, sendo orientadas segundo a direção NE-SW, previamente planejadas para cruzarem com o principal sistema de falhas NW-SE.

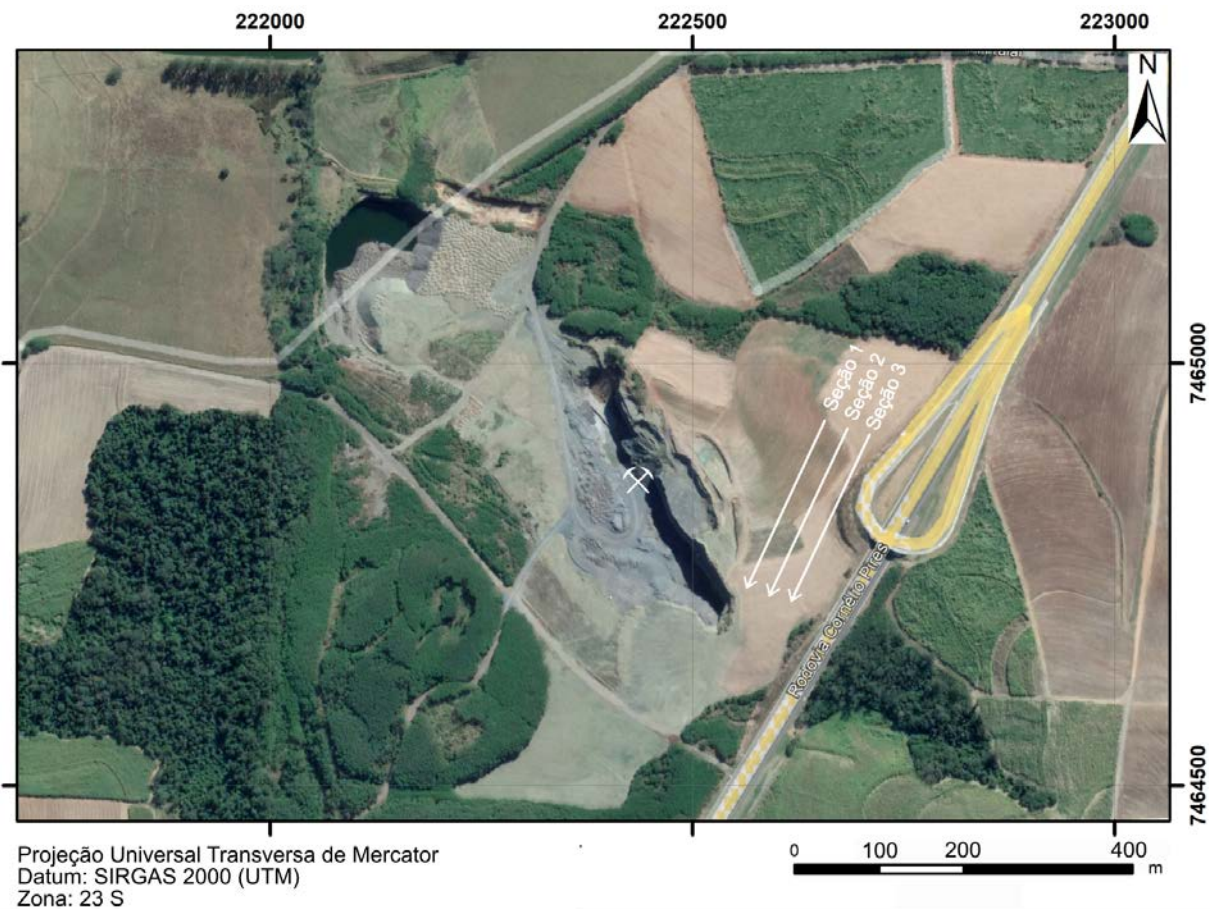
O arranjo escolhido para a aquisição foi o *Schlumberger*, pois apresenta praticidade e leituras menos suscetíveis às interferências de ruídos externos, sendo também menos sujeitas a erros interpretativos em terrenos heterogêneos (LOKE, 2000).

O mapa de localização da Figura 2.2 mostra a Cava Monte Olimpo no ano de 2019. Desde os últimos três anos os limites da cava foram expandidos, culminando com o estágio de desenvolvimento representado no mapa de localização da Figura 2.3. O avanço da cava gerou a exposição de camadas e de estruturas em profundidade da seção 1 de tomografia elétrica, o que proporcionou uma oportunidade única para comparar os resultados indiretos do imageamento elétrico desta seção, com novas observações diretas de campo. Na imagem da

Figura 2.3 também são representadas a localização das principais falhas que ocorrem na área da cava, mapeadas por Riffel (2020).

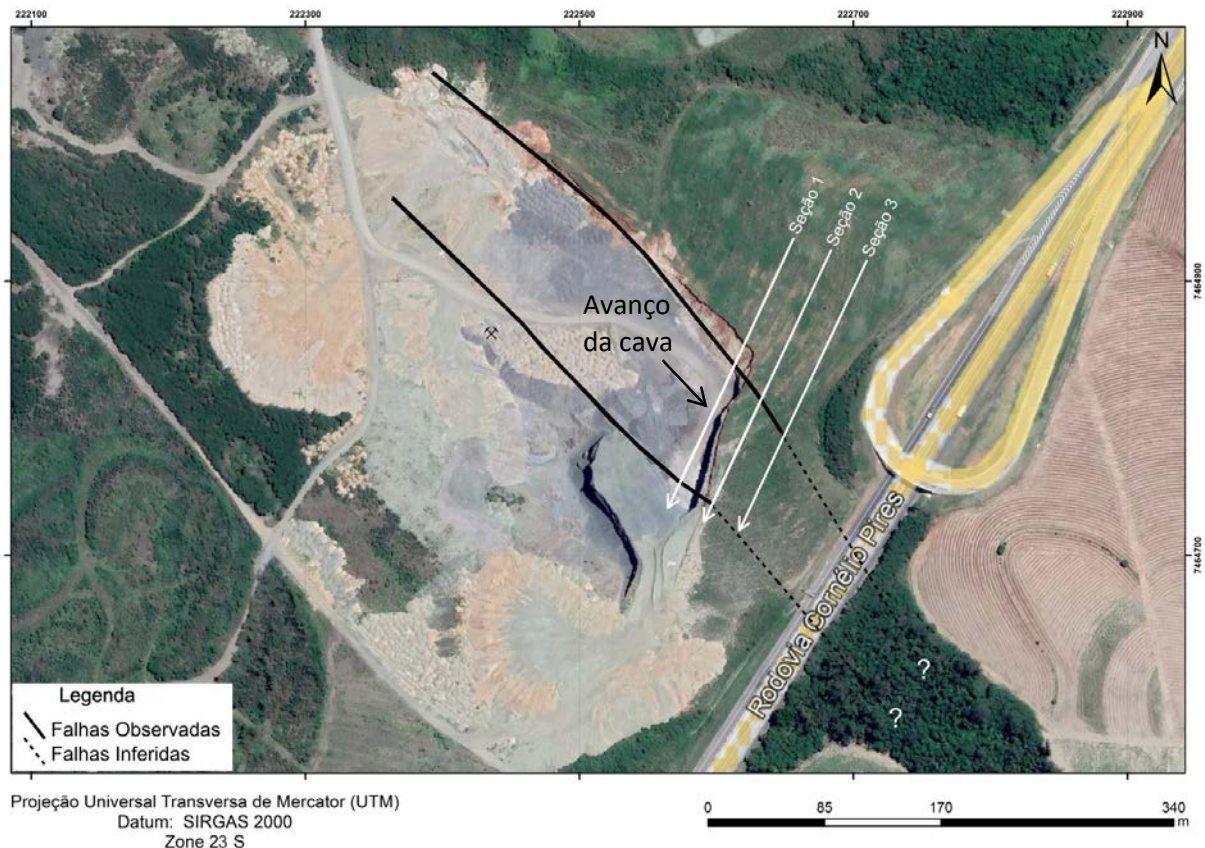
A aquisição do levantamento de tomografia elétrica foi realizada no mês de setembro de 2021, em um período climático sujeito a estiagem, com baixo teor de umidade no solo. Essas informações foram relevantes para aplicação do método.

Figura 2.2: Cava Monte Olimpo da Mineradora Amaral Machado, com destaque para o estágio de desenvolvimento da cava em 2019.



Fonte: Imagem de satélite Google Earth

Figura 2.3: Cava Monte Olimpo da Mineradora Amaral Machado em fevereiro de 2022 mostrando as falhas principais (traços pretos) mapeadas por Riffel (2020), as três seções de eletrorresistividade, com destaque para o avanço da cava e exposição das camadas sob seção 1 de tomografia elétrica.



Fonte: Imagem de satélite Google Earth.

2.5. Processamento e Análise dos Dados de Tomografia Elétrica

A ampla variação da resistividade elétrica nos constituintes do meio geológico permite a investigação da resposta elétrica em subsuperfície. A aquisição destes dados possibilita a geração de um modelo visual com a distribuição espacial das resistividades no subsolo. Esses valores são posteriormente convertidos em dados geológicos. Cada material possui um valor de resistividade característico, medida em (Ohm.m), e conhecer esse valor é fundamental para correlação com os resultados aferidos em campo.

O processamento de dados envolve a geração de modelos 2D, nos quais são interpretados os horizontes correspondentes aos estratos sedimentares, a identificação de falhas em subsuperfície e a interpretação de falhas não aflorantes na área. O modelo 2D ou seção de resistividade permite uma melhor visualização espacial dos pacotes sedimentares, sua espessura e a sua geometria estrutural, com destaque para os níveis carbonáticos,

importantes para a compreensão e o entendimento de um modelo de reservatório de hidrocarbonetos.

Os dados de aquisição da tomografia elétrica foram representados sob a forma de pseudoseções, na qual apresentam uma distribuição da resistividade elétrica teórica, denominada de resistividade aparente, uma vez que não reflete as características verdadeiras, geometrias e padrões estruturais investigados em subsuperfície (GANDOLFO, 2007). Dessa forma, é necessária a aplicação de técnicas matemáticas e processo de inversão dos dados aferidos para gerar um modelo com a distribuição real dos valores em subsuperfície.

A modelagem de dados é realizada no programa Res2dinv, desenvolvido pela Geotomo *Software* e disponibilizado com o equipamento. O programa gera os modelos 2D de inversão com as profundidades reais estimadas.

O processo de inversão é baseado em parâmetros matemáticos, onde algoritmos de otimização ajustam sequencialmente os valores mensurados à determinada função, esses algoritmos usam dados de espaçamento entre os eletrodos e o tipo de arranjo utilizado para a aquisição (CAVALLARI, 2017). O método de inversão implementado no programa Res2dinv é a inversão por suavização (*smooth inversion*), baseado nos mínimos quadrados, aplicados para minimizar a soma dos quadrados dos erros entre as respostas do modelo e as observações (CORTÊS, 2015). Através deste método de inversão, o *software* Res2dinv reconhece a subsuperfície terrestre como retângulos com valores constantes para o parâmetro investigado, a partir do ajustamento das medidas de campo (DEGROOT-HEDLIN e CONSTABLE, 1990; LOKE e BARKER, 1996).

Dessa forma, o modelo inicial é ajustado de maneira interativa, para reduzir a diferença entre a resposta do modelo e os valores dos dados observados (LOKE, 2000).

Ao final do levantamento com os dados gerados, os pontos medidos são plotados na seção, sendo possível reconhecer e delimitar seu contorno, apresentando a variação lateral e vertical das resistividades aparentes (MUSSETT E KHAN, 2000).

2.6. Análise Estrutural

Os dados de campo foram apresentados na forma de diagramas estruturais de análise estatística das orientações dos planos de falhas e de juntas (preenchidas ou não com hidrocarbonetos), elaborados com apoio do *software* Stereonet e dedução sobre os eixos de paleotensões que atuaram na área, baseado no programa Win-Tensor através do método dos

diedros retos (ANGELIER & MECHLER 1977, ANGELIER 1994). A análise estrutural é baseada nos dados de campo em associação com a bibliografia local de Riffel (2020).

2.7. Integração dos Dados

Nessa etapa os dados bibliográficos, dados de campo, mapas e seções geológicas, estereogramas (falhas e juntas) e diagramas de paleotensões foram integrados com os dados interpretados das seções de eletrorresistividade. Essa integração permitiu a caracterização do modelo estrutural da área de estudo, bem como a associação deste modelo, a rochas potencialmente relacionadas com hidrocarbonetos.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1. Geofísica

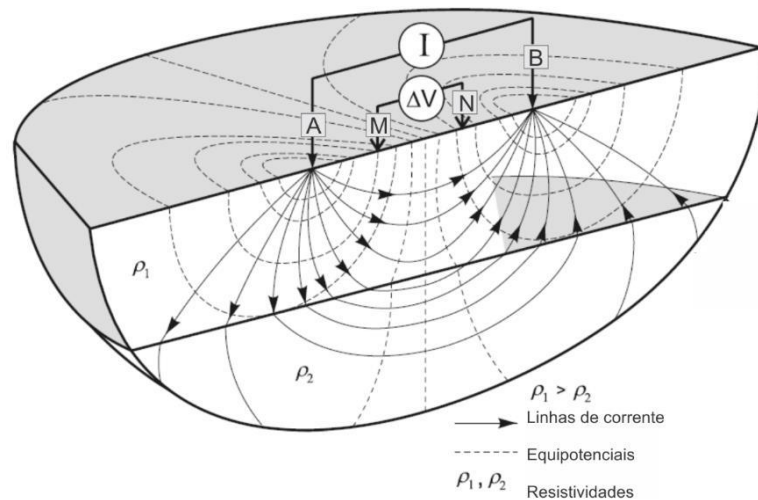
A geofísica tem aplicação na exploração de hidrocarbonetos, para investigar a espessura de camadas; na exploração de substâncias minerais e águas subterrâneas; aplicação em engenharia, para estudos de estruturas rasas (SHERIFF, 2002: p. 161), além de aplicação na área ambiental, para investigar o subsolo de áreas abandonadas ou contaminadas (GREENHOUSE, 1995; STEEPLES, 1991). Uma das principais vantagens dos métodos geofísicos é a não perturbação dos materiais em superfície, a economicidade e a aplicação ambientalmente segura (REYNOLDS, 2011).

3.2. Método da Eletrorresistividade

O método é baseado na Lei de Ohm e a propriedade física investigada é a resistividade elétrica (inverso da condutividade), caracterizada pela dificuldade do material condutor em propagar a corrente, quando submetido a uma tensão elétrica ou diferença de potencial. Através da eletrorresistividade é possível investigar a distribuição da resistividade elétrica em subsuperfície, onde medições realizadas na superfície do terreno determinam as diferenças de potencial, que são associados às características elétricas do solo (Kearey *et al.*, 2002).

O método geofísico da eletrorresistividade é aplicado com a injeção artificial de corrente galvânica na superfície do terreno, através do par de eletrodos de corrente A e B, em associação com outro par de eletrodos potenciais M e N. Os eletrodos de corrente são conectados a uma bateria para gerar a diferença de potencial (V), medida pelos eletrodos de potencial (Figura 3.1) (MUSSET & KHAN, 2000). Dessa forma é possível relacionar os dados de resistividade às anisotropias geológicas, como a ocorrência de feições estruturais, saturação em água, contatos litológicos, etc.

Figura 3.1: Representação tridimensional de propagação do campo elétrico; eletrodos de corrente AB e potencial MN, as semiesferas equipotenciais e as linhas de fluxo.



Fonte: Helene (2019), adaptado de Knodel *et al.*, (2007).

A corrente elétrica pode se propagar nos minerais e rochas através da condução eletrônica, eletrolítica e dielétrica. A condução eletrônica é estabelecida quando há elétrons livres, assim como nos metais; a condução eletrolítica é orientada por íons e a condução dielétrica ocorre em materiais pouco condutores ou isolantes (TELFORD *et al.*, 1990).

A Figura 3.1 representa o modelo teórico para o fluxo de corrente em subsuperfície, na qual considera o meio geológico como homogêneo e isotrópico. Nessa representação a corrente flui de maneira radial e a resistividade (ρ) é constante para qualquer disposição de eletrodos (REYNOLDS, 2011). Conforme há o aumento da distância entre os eletrodos de corrente A e B, ocorre uma redução do potencial elétrico, identificado pelas semiesferas equipotenciais. As linhas de corrente são perpendiculares às linhas equipotenciais e fluem do maior para o menor potencial elétrico (ROBINSON, 1988).

Os solos e rochas apresentam uma extensa variação dos valores de resistividade, desde $10^{-6} \Omega.m.$ para grafita, a mais de $10^{12} \Omega.m.$ para rochas quartzíticas secas (EVERETT, 2013). Grande parte das rochas em ausência de umidade são isolantes elétricos, mas os vazios intersticiais, como porosidades, fraturas e fissuras preenchidas por água, acabam adquirindo a qualidade de materiais condutivos (McNEIL, 1980; EVERETT, 2013).

A resistividade depende da natureza e estado físico dos materiais geológicos sendo influenciada pelas seguintes características físico-químicas: composição mineral, porosidade, grau de saturação, concentração de sais dissolvidos preenchendo porosidade primária e secundária, e o tamanho e forma das partículas sólidas (TELFORD *et al.*, 1990). A idade da

rocha também influencia no valor de resistividade, como exemplo; rochas antigas são expostas por longos períodos de tempo a processos de intemperismo e de compactação, ocorrendo fluidizados mineralizantes ou cimentação, responsáveis por alterar a resistividade da rocha (REYNOLDS, 2011).

A presença de água subterrânea no ambiente geológico representa importante fator natural, responsável por influenciar os valores de condutividade elétrica. Segundo Telford *et al.* (1990) e Ward (1990), a dissolução de substâncias e o transporte de íons na condução eletrolítica associados a zona saturada, geralmente apresentam assinatura geofísica de baixa resistividade. Já a ocorrência de rochas silicificadas ou a precipitação de carbonatos induzem o aumento da resistividade (WARD, 1990). Portanto, é fundamental que a análise dos dados geofísicos seja balizada pelas condições geológicas físico-químicas do meio estudado.

A resistência elétrica é descrita matematicamente pela Segunda Lei de Ohm, representada na equação 1. Em um condutor a resistência elétrica (R) medida em Ω (Ohms), varia inversamente a área da seção transversal (ΔA) e diretamente proporcional ao seu comprimento (ΔL). A resistividade (ρ) em $\Omega.m$ é o fator de proporcionalidade, intrínseco de cada material (REYNOLDS, 2011).

$$R = \rho \cdot \frac{\Delta L}{\Delta A} \text{ Equação 1}$$

Segundo Robinson (1988), a qualidade heterogênea e anisotrópica dos materiais geológicos gera grande variação nos valores de resistividade ao longo de uma seção; devido a esse fenômeno, a resistividade determinada pelo método da eletrorresistividade não é a resistividade real, sendo descrita como resistividade aparente (ρ_a).

As variáveis que influenciam a propagação de corrente em subsolo, como geometria, área e comprimento do material que propaga a corrente, não podem ser medidas e são substituídas por uma constante (K), que também dependente do tipo de arranjo empregado (BORGES, 2007).

3.3. Arranjos de eletrodos

Braga (1997) classifica os métodos geoeletricos de acordo com os seguintes critérios: Método Geofísico, Técnica e Arranjo.

No método geofísico da eletrorresistividade há diferentes tipos de disposição para os eletrodos, e a escolha dependerá das características geológicas da área e do objetivo dos estudos. A variação das resistividades verticais é aferida pela técnica 1D da Sondagem Elétrica Vertical (SEV), enquanto que as heterogeneidades laterais são investigadas pela técnica 2D do Caminhamento Elétrico ou Tomografia Elétrica (BORGES, 2007). Os tipos de arranjos mais conhecidos são Dipolo-Dipolo, Polo-Dipolo, *Wenner* e *Schlumberger* (GALLAS, 2000).

Neste trabalho o arranjo *Schlumberger*, a técnica do Caminhamento Elétrico e a Sondagem Elétrica Vertical foram empregados.

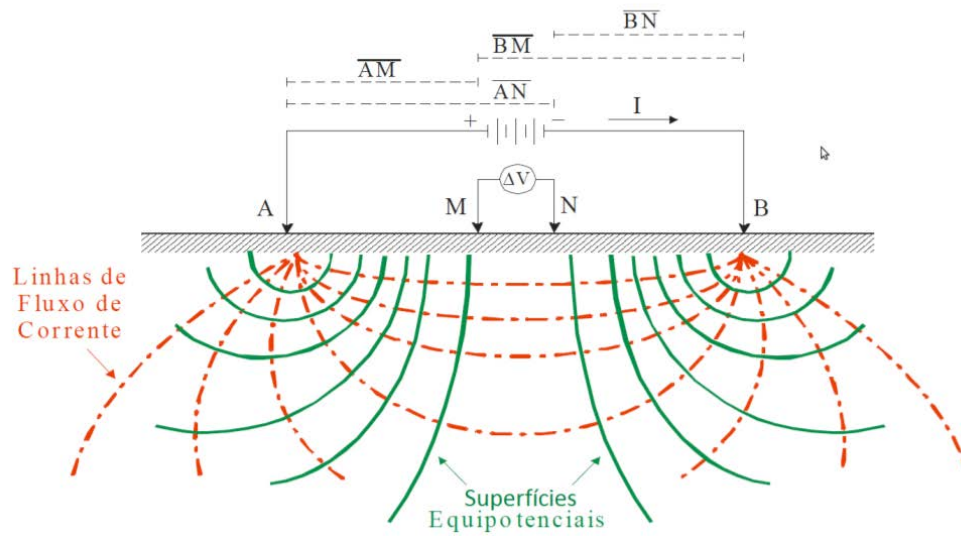
3.4. Arranjo *Schlumberger*

A configuração do arranjo *Schlumberger* mantém colinearidade e simetria dos eletrodos em relação a um ponto central (Figura 3.2). Os eletrodos de potencial (MN) permanecem fixos em relação a um centro geométrico, sendo dispostos entre os eletrodos de corrente (AB), que são progressivamente afastados a cada nova leitura (GANDOLFO, 2007). Ainda segundo o autor, o arranjo apresenta grande potencialidade para resolução de camadas horizontais, além de boa resolução vertical, sendo frequentemente utilizado na aplicação de sondagens elétricas verticais (SEVs).

Na sondagem elétrica vertical é investigada a distribuição da resistividade elétrica em profundidade através de uma única direção vertical. Conforme ocorre o aumento da distância dos eletrodos de injeção de corrente A e B, há aumento na profundidade de investigação. (COUTO Jr. 2015).

De acordo com Orellana (1972), a distância entre os eletrodos de potencial M e N deve ser igual ou menor a um quinto da distância entre os eletrodos A e B, ou seja, $AB/MN \geq 5$.

Figura 3.2: Configuração dos eletrodos no arranjo Schlumberger.



Fonte: CARVALHO, 2014, modificado de BORGES 1996.

O valor da constante geométrica K para o arranjo Schlumberger é dado pela equação 2:

$$K = 2\pi \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right]^{-1} \text{Equação 2}$$

4 CONTEXTO REGIONAL

4.1. Síntese do Contexto Geológico

Cobrindo imensa área, a Bacia do Paraná está localizada na América do Sul e estende-se pela porção meridional do território brasileiro, oriente paraguaio, nordeste argentino e norte uruguaio, somando aproximadamente 1.500.000 km² (MILANI, 2007). A maior área da bacia (1.000.000 km²) está no Brasil e recobre parte dos estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná, Mato Grosso do Sul, Mato Grosso, Goiás e São Paulo (Figura 4.1).

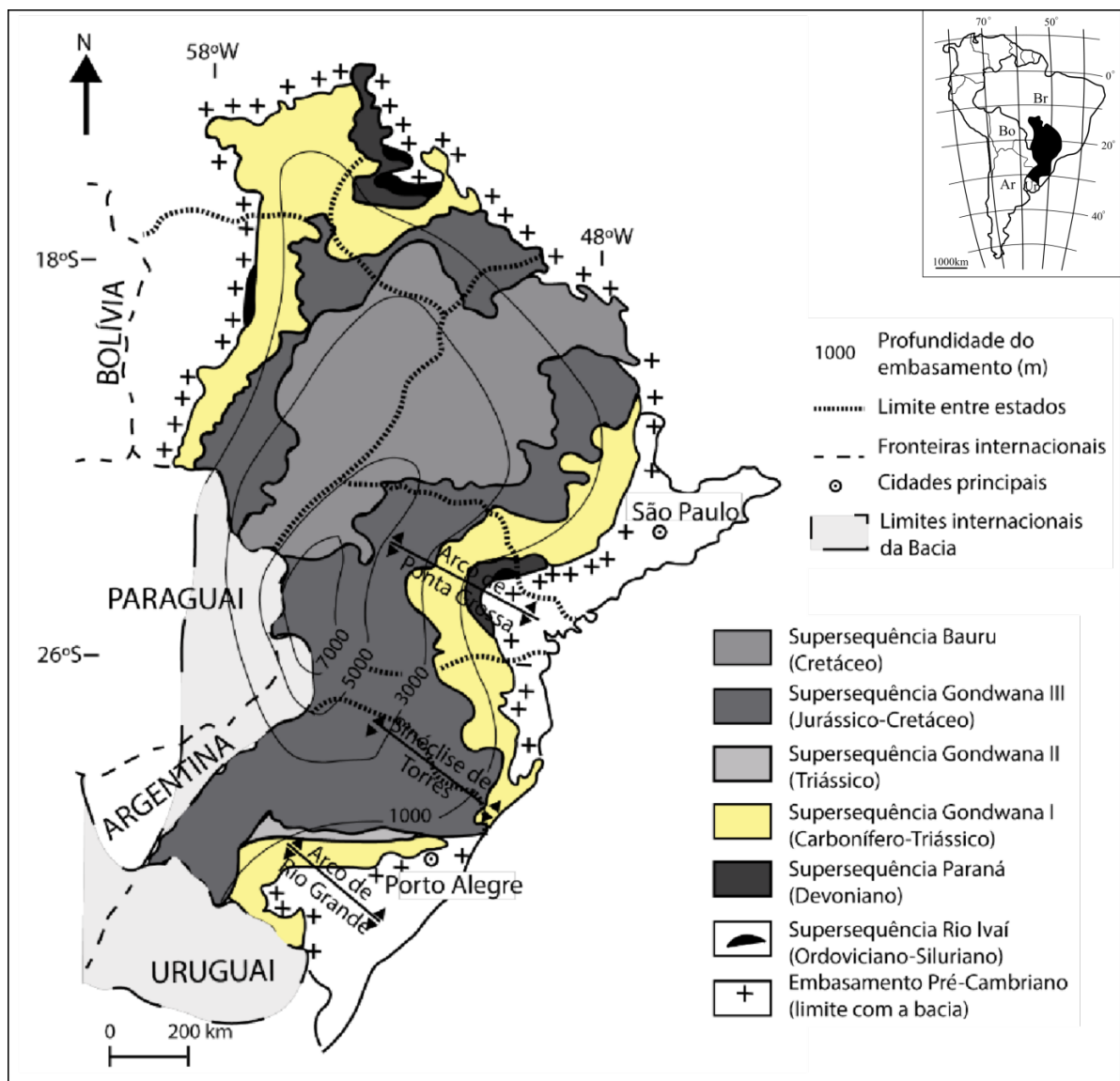
Corresponde a uma bacia intracratônica de formato quase elíptico, alongado na direção NNE-SSW com 1.750 km de comprimento e em média 900 km de largura, preenchida com cerca de 6.000 metros de rochas sedimentares e vulcânicas no centro geométrico, coincidente com a calha do Rio Paraná. Os limites da bacia são marcados por afinamento das camadas, com contornos esculpidos pela erosão ou de origem tectônica (ZALÁN *et al.*, 1987).

As rochas da Bacia do Paraná foram depositadas sobre o antigo escudo do continente Gondwana, após o colapso dos orógenos gerados durante o Ciclo Brasileiro no Neoproterozoico (Zalán *et al.*, 1991). A princípio a Bacia do Paraná foi originada como um golfo (ZALÁN *et al.*, 1990, Milani 1992) com abertura para o oceano Panthalassa, posteriormente evoluiu para uma depressão intracratônica (MILANI, 1998), com a deposição de rochas sedimentares no Paleozoico Inferior, passando por intenso magmatismo fissural, encerrado no final do Mesozoico e abertura do Atlântico Sul (ALMEIDA, 1969; ALMEIDA, 1980).

No contexto tectono-sedimentar do Gondwana ocidental, depositavam-se os primeiros pacotes sedimentares da bacia (Neo-Ordoviciano), enquanto a margem do paleocontinente era submetida aos eventos geodinâmicos da Orogenia Oclóyica, com a colisão do Terreno Pré-Cordilheirano (RAMOS, 1988). Esse processo gerou um campo compressivo regional, responsável pela reativação de antigas estruturas do embasamento e criação do espaço de acomodação NE-SW da primeira unidade cratônica da Bacia do Paraná (MILANI, 1997; MILANI e RAMOS, 1998). As zonas de fraqueza NE-SW e NW-SE do embasamento constituem importantes elementos tectônicos de reativação, responsáveis por controlar a sedimentação da bacia durante seu desenvolvimento (SOARES *et al.*, 1974; ALMEIDA, 1980).

Milani *et al.* (2007) identificaram seis grandes episódios de sedimentação na Bacia do Paraná ou Supersequências, intercalados com alguns hiatos deposicionais. As supersequências são definidas como: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), com as formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria; Paraná (Devoniana), com as formações Furnas e Ponta Grossa; Gondwana I (Carbonífera-Eotriássica), com os grupos Itararé, Guatá e Passa Dois; Gondwana II (Mesotriássica- Neotriássica), com as formações Pirambóia e Rosário do Sul; Gondwana III (Neojurássico- Eocretáceo), com as formações Botucatu e Serra Geral; e Bauru (Neocretáceo), com os grupos Bauru e Caiuá.

Figura 4.1: Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, representando a extensão no Brasil, Paraguai, Uruguai, Argentina, o contorno estrutural e a subdivisão em supersequências.



Fonte: ARAGÃO, 2020, modificado de MILANI e DE WIT, 2008.

4.2. Estratigrafia da Região de Estudo

A borda leste da Bacia do Paraná é composta pelas sequências sedimentares paleozoicas e vulcânicas associadas de idade mesozoica. As unidades paleozoicas são associadas ao Grupo Itararé, às formações Tatuí, Irati e Corumbataí; a idade mesozoica é representada pelas formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral e a idade neocretácea é constituída pela Formação Itaqueri do Grupo Bauru e a idade cenozoica é representada pela Formação Rio Claro e depósitos recentes inconsolidados.

Neste trabalho é atribuída especial atenção às rochas da Formação Irati, integrante do Grupo Passa Dois, de idade permiana.

4.2.1. Grupo Tubarão

O Grupo Itararé e a Formação Tatuí integram, no Estado de São Paulo, o Supergrupo Tubarão (Zaine, 1994).

No Estado de São Paulo o Grupo Itararé é indiviso, apesar de haver proposta de subdivisão por Caetano-Chang (1984), enquanto no Paraná e Santa Catarina Schneider *et al.* (1974) dividiram o grupo em quatro formações.

O Grupo Itararé integra uma espessa sequência sedimentar com espessura média de 560 metros no estado de São Paulo (França e Potter, 1998). O grupo apresenta idade permocarbonífera, sendo amplamente reconhecido pelos depósitos de diamictitos gerados com os avanços e recuos de geleiras durante a glaciação no antigo continente Gondwana (PETRI, 1964 e ROCHA-CAMPOS, 1967). De acordo com Soares (1972), o Grupo Itararé é composto por conglomerados, arenitos, diamictitos, ritmitos e folhelhos com clastos caídos de *icebergs*, em estruturas de estratificação cruzada acanalada e plano-paralela, sendo marcado por grande complexidade faciológica.

A deposição dos sedimentos é associada a paleoambientes flúvio-deltaicos e marinhos plataformais, condicionados pela glaciação permocarbonífera e pela tectônica, responsável por subsidências e soerguimentos no interior e nas áreas próximas da bacia (MATTOS, 2012). A autora ainda postula que, enquanto ocorria a deposição do Grupo Itararé, o Gondwana se afastava do polo Sul e o clima glacial se tornava temperado.

A Formação Tatuí corresponde ao Grupo Guatá dos estados do sul do Brasil, dividido nas formações Rio Bonito e Palermo (GORDON Jr. 1947).

A Formação Tatuí, de idade eopermiana, é caracterizada como unidade pós-glacial sotoposta à Formação Irati. Soares (1972) subdividiu a Formação Tatuí em dois membros. O membro basal é constituído por siltitos e arenitos muito finos de coloração avermelhada, de acamamento fino a espesso, raramente laminado. Apresentando, intercalações de arenitos finos com estratificações plano-paralela e camadas finas calcárias de coloração esbranquiçada e sílex. O membro de topo é caracterizado por siltitos cinza-esverdeados carbonosos, com intercalações de arenitos finos maciços e concreções calcárias. As fácies sedimentares do membro superior da Formação Tatuí marcam a transição de depósitos aluviais passando para depósitos de mar raso com barras de maré e depósitos plataformais de sedimentação pelito-carbonática (FULFARO *et al.*, 1984, STEVAUX *et al.*, 1986; ASSINE *et al.*, 2003).

A Formação Rio Bonito é depositada sobre o Grupo Itararé durante o Eopermiano (Milani *et al.*, 2007). De acordo com White (1908), a unidade é constituída por arenitos em associação com siltitos, pelitos e camadas de carvão e calcários na borda leste da Bacia do Paraná.

Schneider *et al.* (1974) identificaram em sua porção basal uma seção arenosa, seguido de uma seção intermediária essencialmente argilosa e em direção ao topo, é constituído por sedimentos arenosos e argilosos, com leitos de carvão. Os autores ainda dividiram a formação em três unidades litoestratigráficas, denominadas como os membros Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis.

4.2.2. Grupo Passa Dois

O Grupo Passa Dois é composto pelas formações Corumbataí e Irati.

Na área de estudos, a Formação Irati é a unidade basal do Grupo Passa Dois. Desde o pioneirismo do Relatório White (1908), o grande interesse científico sobre a formação pode ser atribuído aos fósseis do réptil *Mesosaurus brasiliensis* e aos folhelhos pirobetuminosos enriquecidos em matéria orgânica (ca. 25%) (Milani 2007). A formação é identificada como portadora das rochas geradoras mais relevantes da Bacia do Paraná. Na área de estudo (Cava Monte Olimpo) ocorre preenchimento e exsudações de betume nas discontinuidades da unidade (RIFFEL, 2020; CERRI *et al.*, 2020).

A Formação Irati possui idade permiana (Artinskiano), estende-se por aproximadamente 1.000.000 km² e apresenta espessura média constante de 40 metros no Estado de São Paulo e cerca de 50 metros no centro da bacia (AMARAL, 1971), podendo chegar até 70 metros em algumas regiões (ARAÚJO, 2001). A unidade representa deposição em ambiente marinho calmo na base e marinho de águas rasas no topo (SCHNEIDER *et al.*, 1974). Segundo Milani *et al.* (1994), as rochas foram depositadas sob a plataforma de um mar epeirico, progressivamente mais salino em direção à porção superior da unidade.

A Formação Irati é subdividida em dois membros, Taquaral (inferior) e Assistência (superior) (BARBOSA e GOMES, 1958). O Membro Taquaral é composto por argilitos, folhelhos cinza claro a cinza escuro e siltitos cinza, em laminação plano-paralela. A formação possui espessuras na ordem de 10 a 20 metros no estado de São Paulo (SCHNEIDER *et al.*, 1974). O Membro Assistência é composto por uma sequência de folhelhos e siltitos cinza escuros, folhelhos pirobetuminosos alternados com dolomitos, em laminação plano-paralela. Nas camadas carbonáticas há nódulos de sílex, marcas onduladas, laminação cruzada e convoluta, oolitos, brechas intraformacionais e laminação algálica (SCHNEIDER *et al.*, 1974). O Membro Assistência pode atingir a espessura de 40 metros (BARBOSA e ALMEIDA, 1949; BARBOSA e GOMES, 1958).

A Formação Corumbataí é sobreposta a Formação Irati e apresenta espessuras na ordem de 130 metros no estado de São Paulo (SCHNEIDER *et al.*, 1974). Ainda segundo os autores, a unidade foi designada por Pacheco (1927), que identificou sua ocorrência generalizada ao longo do vale do Rio Corumbataí.

A Formação Corumbataí possui idade permiana, sendo constituída por argilitos, siltitos e folhelhos de coloração arroxeadada e marrom-avermelhados, com intercalações de arenitos e leitos carbonáticos. A unidade é marcada por estratificação plano-paralela (SCHNEIDER *et al.*, 1974).

Segundo Perinotto & Zaine (2008), a deposição teria ocorrido em um ambiente marinho costeiro e pantanoso, controlado por marés e localmente lacustre.

4.2.3. Grupo São Bento

O Grupo São Bento é integrado, da base para o topo, pelas formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral, representantes da Era Mesozóica e margeiam a área de estudos (ZAINÉ, 2000).

A Formação Pirambóia é composta por arenitos médios a finos, de coloração amarelada a avermelhada, grãos polidos subangulares e subarredondados, com intercalações finas de argilitos e siltitos. Ocorrem estratificações cruzadas, planar e acanaladas e camadas maciças (SCHNEIDER *et al.*, 1974). A deposição teria ocorrido no ambiente continental fluvial, passando para ambiente desértico no Triássico (SIMÕES & FITTIPALDI, 1992).

A Formação Botucatu é composta de arenitos avermelhados, finos a médios, de superfície fosca e frequentemente bem arredondados, friáveis ou silicificados. A unidade é reconhecida pela estratificação cruzada tangencial de grande porte e estratificações plano-paralela e cruzada acanalada (SCHNEIDER *et al.*, 1974).

Ainda de acordo com os autores a Formação Serra Geral de idade cretácea corresponde aos espessos derrames basálticos gerados pelo magmatismo fissural sob o ambiente sedimentar e desértico da Formação Botucatu. Segundo Soares e Landim (1975), na região de estudos a Formação Serra Geral ocorre na forma de diques e soleiras de diabásio, com coloração cinza escuro a preta.

4.2.4. Grupo Bauru

O Grupo Bauru na área de estudo é representado pela Formação Itaqueri, aflorante no topo das serras de Itaqueri, São Carlos, Santana e Cuzzeiro. A unidade foi inicialmente descrita por Almeida e Barbosa (1953), sendo constituída pela intercalação de bancos arenosos silicificados, crostas ferruginosas, lamitos e conglomerados (ZAINÉ, 2000).

4.2.5. Depósitos Cenozoicos

A Formação Rio Claro, denominada por a Bjornberg e Landim (1966), é constituída por depósitos arenosos inconsolidados, mal selecionados, arenitos, conglomerados e argilitos vermelhos de idade cenozoica (SCHNEIDER *et al.*, 1974). De acordo com os autores, a

unidade ocorre de forma descontínua no interior do estado de São Paulo e atinge espessura máxima de 40 metros.

4.3. Contexto Estrutural Regional

O arcabouço da Bacia do Paraná apresenta uma série de elementos estruturais relacionados aos fenômenos tectono-magmáticos do Ciclo Brasileiro, durante o Neoproterozoico-Eopaleozoico (ALMEIDA 1980, ZALÁN *et al.*, 1990 e MILANI, 1997). Almeida (1980) propõe o conceito de herança tectônica, na qual antigas estruturas do embasamento são reativadas durante a evolução da bacia, condicionando a implantação de arcos, flexuras marginais, alinhamentos estruturais e faixas de maior subsidência (ZALÁN *et al.*, 1990; MILANI, 1990).

Zalán *et al.* (1987) ainda complementam que o entendimento sobre a evolução de todos os elementos geológicos da Bacia do Paraná como rochas geradoras, estruturas, migração, diagênese, distribuição de fácies, magmatismo, subsidência e etc, deve ser baseado na distribuição das zonas de falha e dos movimentos de reativação recorrentes ao longo delas.

De acordo com os autores, o substrato da bacia é marcado por elementos tectônicos lineares de direções NW-SE, NE-SW e E-W, representados por falhas ou zonas de falhas. Soares *et al.* (1982) também reconheceram estes elementos como zonas de fraqueza do embasamento, responsáveis por controlar a sedimentação da bacia, identificando também que, os *trends* NW são intensamente intrudidos por diques de diabásio, diferentemente dos *trends* NE marcados pela ausência destas feições.

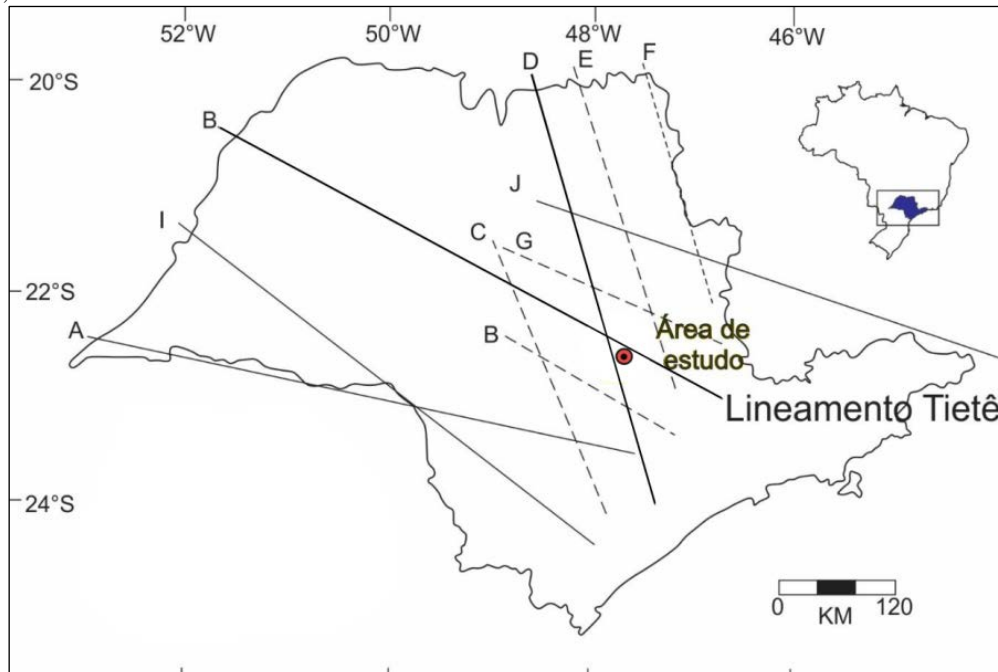
As falhas de orientação NW foram intensamente reativadas durante a fragmentação juro-cretáceo do Gondwana, gerando novos falhamentos concordantes a esta direção e conduzindo a intrusão de milhares de corpos ígneos, culminando com o intenso evento extrusivo basáltico do Serra Geral. Ambos os lineamentos NW e NE são estruturas relacionadas às dinâmicas transcorrentes atribuídas aos estágios finais de magmatismo do Serra Geral (ZALÁN *et al.*, 1990; MELO, 1995). Os elementos estruturais de orientação E-W desenvolvidos no Triássico apresentam concordância com as zonas de falhas oceânicas, sendo possivelmente relacionados à abertura do Atlântico Sul (ZALÁN *et al.*, 1987; ALMEIDA, 1981).

Na orientação NW são reconhecidas estruturas de grande porte herdadas do embasamento, representadas pelas falhas de Itú, Pirai, Cachoeira e Cururu (PIRES NETO,

1996). A orientação NE é relacionada com estruturas brasileiras da borda leste da bacia e são representadas pelas falhas de Jacutinga e Guaxupé (SOARES *et al.*, 1982). A ocorrência dessas grandes estruturas propiciou o desenvolvimento de algumas estruturas tectônicas na borda leste da Bacia do Paraná como, altos estruturais, horstes e grábens (ZALÁN *et al.*, 1987).

Na área de estudo, ocorrem os altos estruturais de Pitanga, Artemis, Pau d' Alho e Jibóia, detalhadamente descritos por Sousa (2002) e relacionados à intersecção entre os alinhamentos Tietê e Rio Mogi-Guaçu, de orientações NW-SE (RICCOMINI, 1995) (Figura 4.2). Essas feições estruturais geram condições geológicas interessantes para o armazenamento de hidrocarbonetos, fomentando a pesquisa científica desde o início da década de 30. Dentre as publicações sobre o assunto, destacam-se os trabalhos de Washburne (1930), Soares (1974), Almeida e Barbosa (1953) e Soares (1973).

Figura 4.2: Mapa apresentando os principais lineamentos do Estado de São Paulo e localização da área de estudo (intersecção dos lineamentos B e D): A- Rio Paranapanema; B – Tietê; C- Ibitinga-Botucatu; D - Rio Mogi-Guaçu; E – Ribeirão Preto-Campinas; F – Rifaina-São João da Boa Vista; G – São Carlos-Leme; I – Guapiara; J – Jaboticabal.



Fonte: Adaptado de Riccomini (1995, 1997).

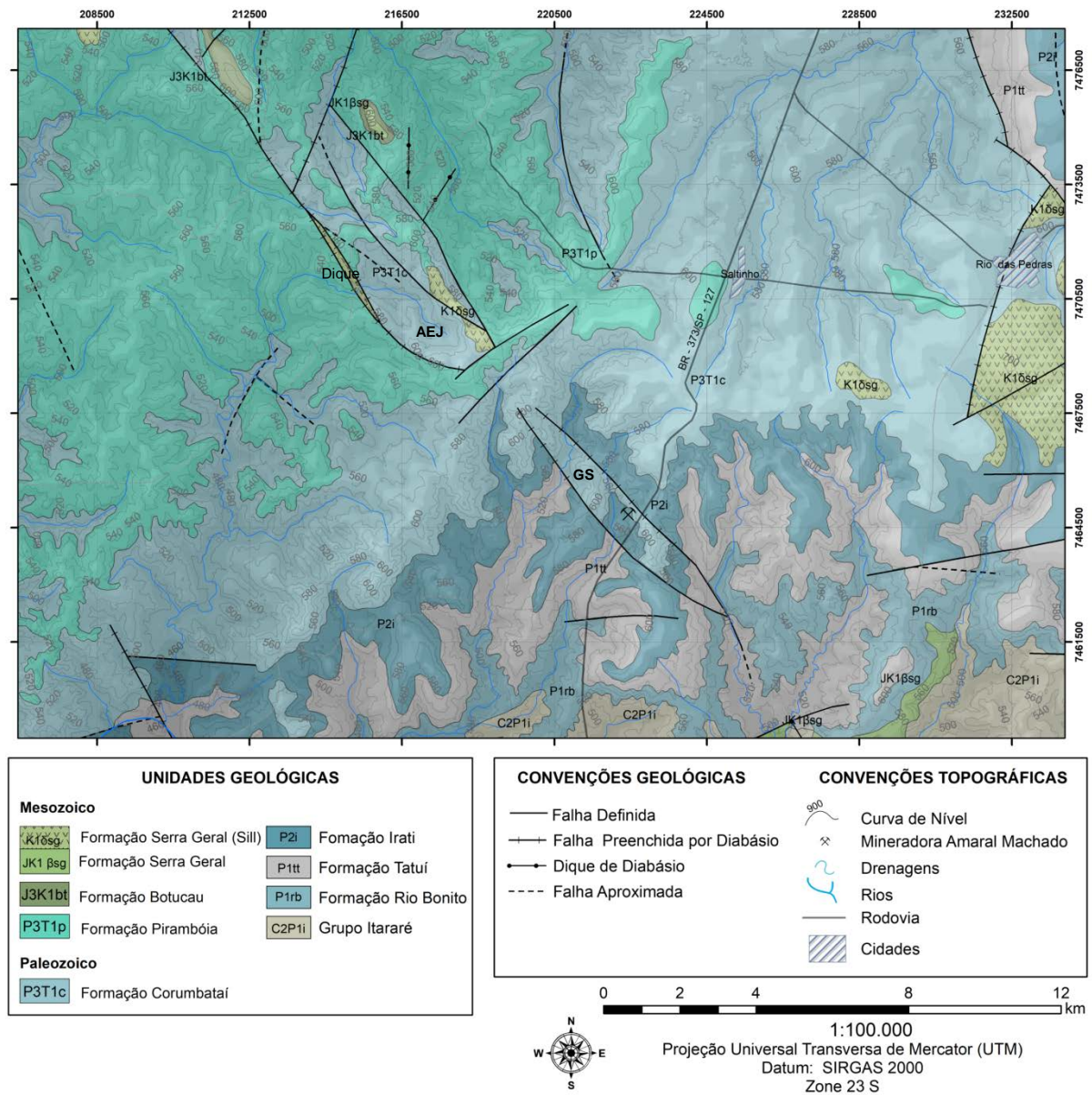
4.3.1. Alto Estrutural de Jibóia e o Gráben do Serrote

A área de estudo localiza-se próxima à estrutura de Jibóia, inicialmente descrita por Soares (1974), localizada a SE das falhas do Alto Estrutural Pau d' Alho, classificada como uma extensão deste e sendo limitada a SW pela falha de Monte Branco.

O Alto Estrutural de Jibóia (Figura 4.3) é marcada por dois grupos de falhas paralelas de orientação N45°W com falhas subverticais normais, responsáveis por alçar as rochas da Formação Corumbataí no nível das rochas da Formação Pirambóia. Associado a essa configuração, ainda ocorrem os diques de diabásio (SOUSA, 2002) e camadas basculadas em 15° para SW e 5° para o centro da estrutura (FRIES, 2008).

A área de estudos é localizada em direção a SE do Alto Estrutural de Jibóia, sendo marcado por um sistema de falhas arrançadas no formato de gráben, denominado de Serrote por Soares (1974). Sousa (2002) descreve esta estrutura como um arranjo de blocos limitados por duas falhas principais de orientação N40W, responsáveis por colocar as rochas das formações Corumbataí e Irati na mesma cota. A autora considera o Serrote como parte do Alto Estrutural de Jibóia. Segundo Batista (2002) a falha que limita a SW ocorrem camadas inclinadas em até 75° para SW e NE e no limite NE ocorrem as rochas da Formação Irati, marcada por dobras simétricas com amplitude de até 4 metros.

Figura 4.3: Mapa geológico da área de estudo, com destaque para o Alto Estrutural de Jibóia (AEJ) e o Gráben Serrote (GS) localizado a sudeste e a localização da Mineradora Amaral Machado.



Fonte: Projeto Borda Leste da Bacia do Paraná (CPRM, 1984).

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

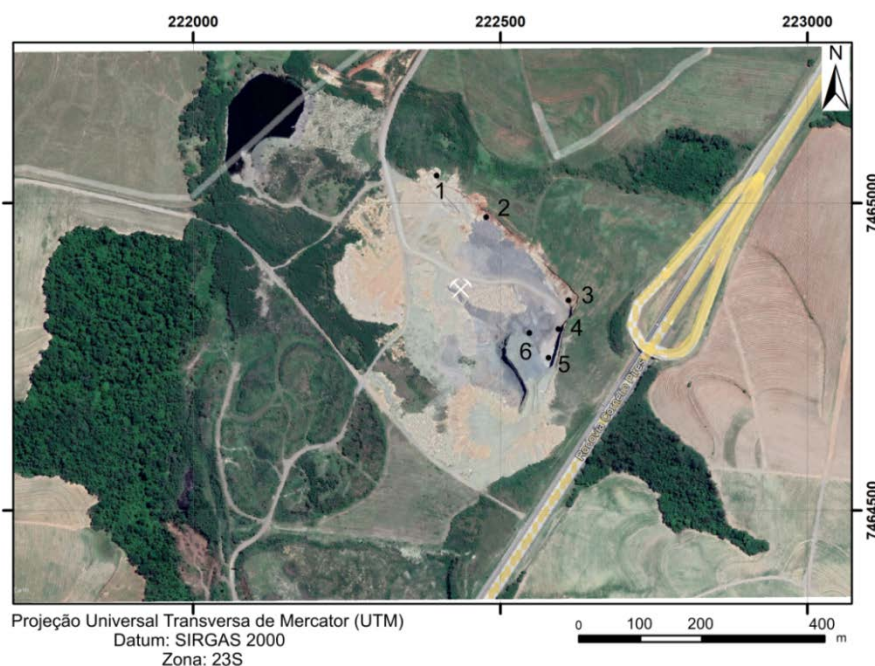
Neste capítulo serão abordados a geologia local e estrutural, estereogramas de falhas e juntas, diagrama de paleotensões e os dados gerados a partir da aquisição de tomografia elétrica.

A discussão dos resultados foi baseada nos dados de campo e nos dados obtidos a partir da tomografia elétrica. Esses dados foram comparados com os dados do mestrado de Riffel (2020) e apresentados na forma de seção estratigráfica estrutural e seções de resistividade elétrica. A análise das seções de eletrorresistividade permitiu a identificação de horizontes correspondentes aos estratos sedimentares e feições estruturais de escala regional, com a identificação da persistência das principais falhas em profundidade, além da interpretação de falhas não aflorantes.

5.1. Geologia Local

Para facilitar a localização espacial das litologias e feições estruturais descritos no presente capítulo, é apresentado na Figura 5.1 um mapa com a identificação numérica e localização de alguns dos principais afloramentos descritos na área da cava antes e após o desmonte da frente de lavra, responsável pela exposição das camadas e estruturas sob a seção 1 de tomografia elétrica (Figura 2.3).

Figura 5.1: Mapa com a localização dos principais afloramentos descritos na Cava Monte Olimpo em fevereiro de 2022.



Fonte: Imagem de satélite Google Earth

5.2. Síntese do Contexto Geológico

A área de estudos é localizada sob a Cava Monte Olimpo da Mineradora Amaral Machado em Saltinho – SP, que explora a camada de dolomito do Membro Assistência da Formação Irati. Na região de Rio Claro as rochas dolomíticas representam uma importante fonte de riqueza mineral relevante para a economia local, a matéria prima é muito aplicada na agricultura como corretivo de solo (SOUZA, 2003).

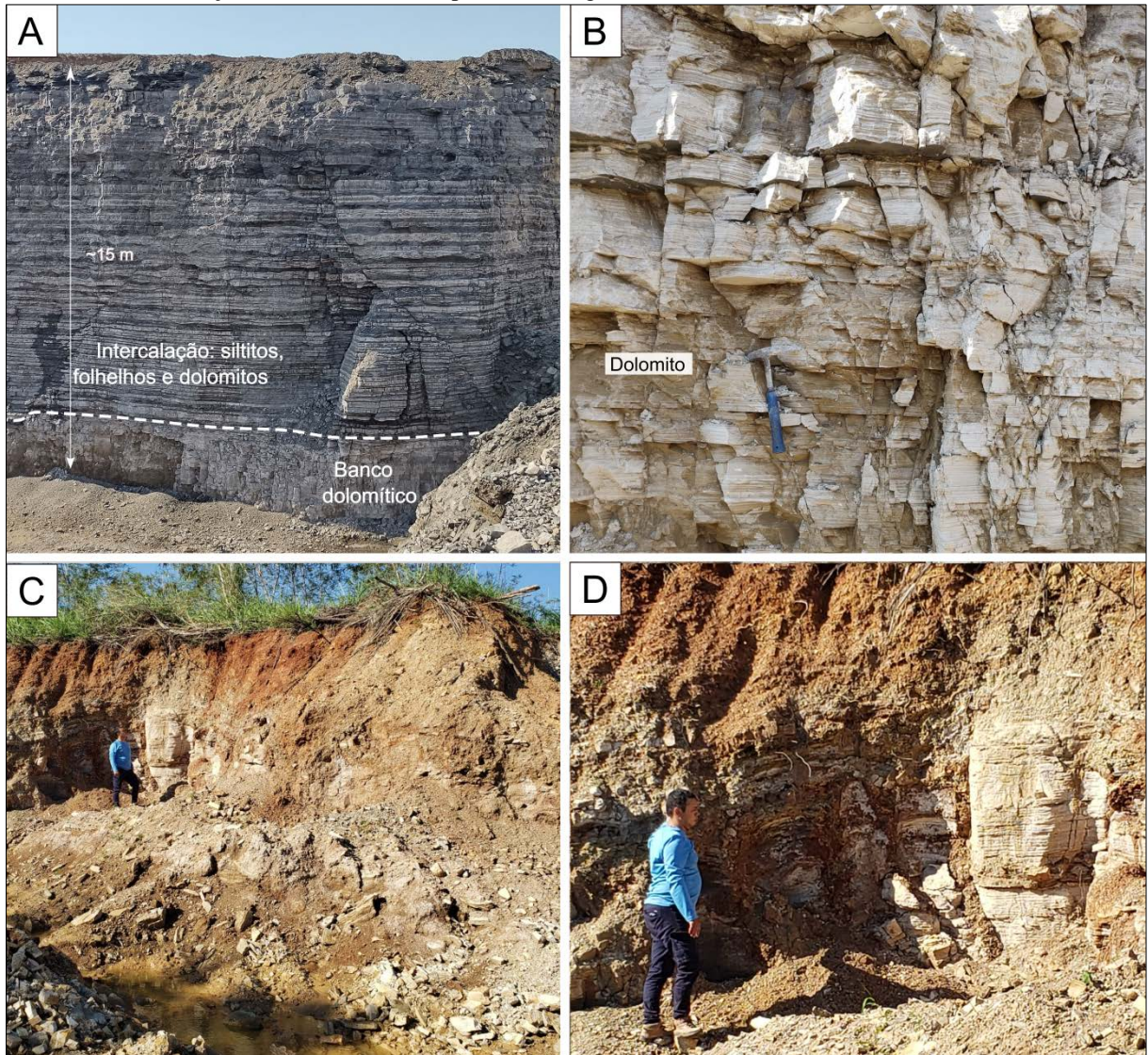
Na Cava Monte Olimpo ocorrem as rochas sedimentares paleozoicas e intrusivas básicas mesozoicas da Bacia do Paraná, sendo representadas pelas formações Irati, Corumbataí e Serra Geral (diques de diabásio), aflorantes na área de estudos (Figura 5.2).

Figura 5.2: Coluna estratigráfica simplificada das formações que ocorrem na área de estudos.

Era	Período	Grupo	Formação	Espessura (m)	Descrição
Mesozoica	Cretáceo	São Bento	Serra Geral	—	Intrusões de diques e soleiras de diabásio
Paleozoica	Permiano	Passa Dois	Corumbataí	8	Argilitos e siltitos marron avermelhados
			Irati	15	Folhelhos pirobetuminosos, calcários dolomíticos e siltitos
				~3,5	Calcários dolomíticos

Na frente de lavra da Cava Monte Olimpo ocorre uma camada com espessura máxima de 3,5 metros, constituída essencialmente pelo dolomito de coloração cinza claro a esbranquiçado, integrante do Membro Assistência da Formação Irati. Os dolomitos apresentam camadas centimétricas a métricas em estruturas plano-paralelas, facilmente observadas no empilhamento estratigráfico (Figura 5.3A). O banco dolomítico se destaca dos níveis com intercalações de folhelhos betuminosos e dolomitos, devido ao elevado teor de carbonato de magnésio $[\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2]$ e homogeneidade da rocha (Figura 5.3B).

Figura 5.3: A: Frente da lavra com destaque para o banco essencialmente calcário de composição dolomítica explorado pela mineradora, sotoposto à intercalação de folhelhos escuros com carbonatos dolomíticos (ponto 4 da Figura 5.1); B: Banco dolomítico em camadas plano-paralelas centimétricas a métricas, com destaque para o elevado grau de pureza das camadas encontrado no ponto 3 da Figura 5.1; C e D: Banco essencialmente dolomítico da Formação Irati encontrado no ponto 1 da Figura 5.1.



Nos limites da Cava Monte Olimpo, foi encontrada outra ocorrência dessa camada de dolomito, localizado no Ponto 1 do mapa com a localização dos principais afloramentos (Figura 5.1). A essa ocorrência é atribuído destaque (Figura 5.3C e 5.3D), pois a camada aflora em um nível topograficamente mais elevado em relação aos dolomitos encontrados nos pontos 3 e 4 da Figura 5.1.

Associado ao banco dolomítico ocorrem as exsudações de betume, preenchendo as fraturas, juntas, falhas, cavidades e o acamamento sedimentar da rocha. Essa ocorrência é reconhecida tanto visualmente, quanto sensorialmente pelo odor característico do óleo e impregnação das mãos ao manipular as amostras com betume. Nos tópicos seguintes será

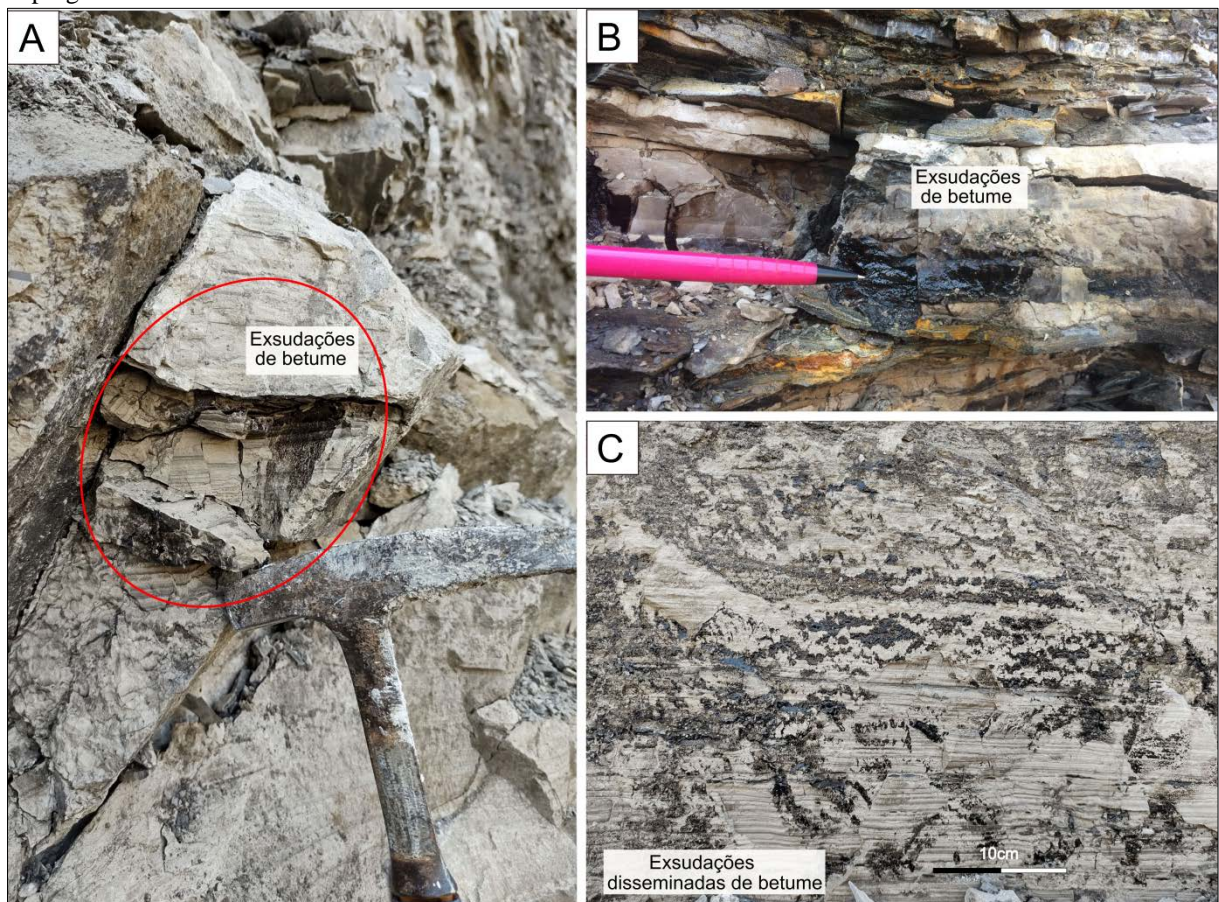
apresentado o estereograma de orientação preferencial de juntas preenchidas com os hidrocarbonetos.

As exsudações de óleo foram encontradas principalmente em porções do dolomito associados a fraturas e juntas abertas (Figuras 5.4A e 5.4B), mas também foi encontrada a ocorrência do fluido oleoso de forma disseminada e associado a pequenas fraturas centimétricas (Figura 5.4C).

Também foi observada a ocorrência do betume preenchendo pequenas cavidades (0,5 a 2 centímetros) no dolomito. A ocorrência destas pequenas feições geralmente são comuns em carbonatos, como resultados de dissoluções geradas pela própria pressões litostática e/ou dirigida ou produzidas através da atuação da água meteórica nos interstícios da matriz rochosa, dissolvendo-a facilmente, em razão da alta solubilidade dos carbonatos.

Todas as feições citadas acima foram identificadas como porosidades secundárias e são responsáveis por influenciar a permoporosidade dos reservatórios carbonáticos.

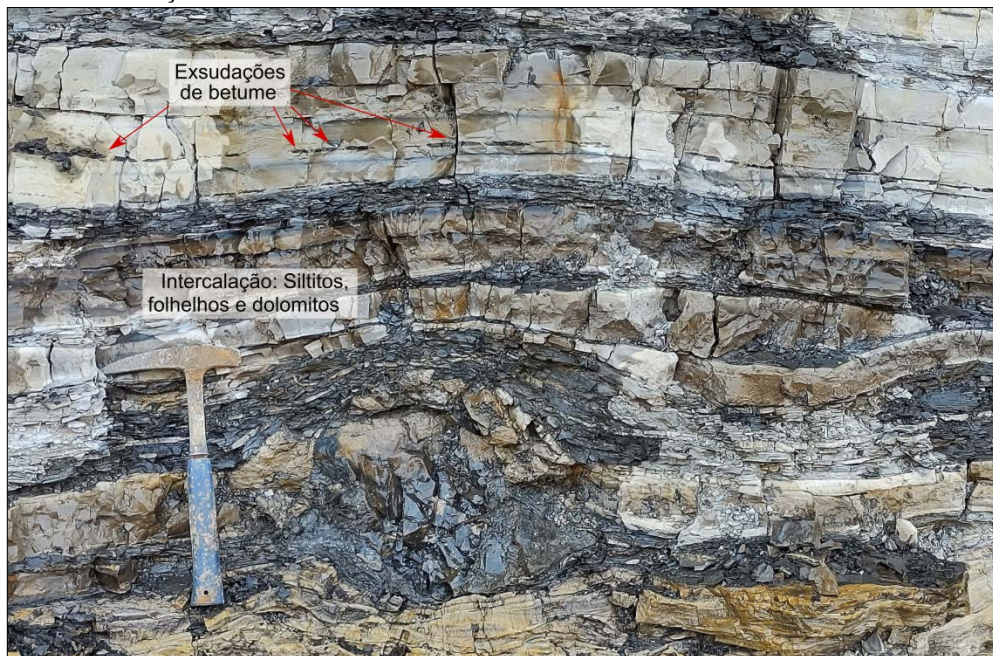
Figura 5.4: A e B: Exsudação de betume no dolomito fraturado e; C: Fluido betuminoso disseminado impregnando microfraturas e o acamamento sedimentar do dolomito.



Sobreposto a esta camada, há a típica intercalação rítmica em camadas centimétricas plano-paralelas de folhelhos escuros pirobetuminosos, siltitos cinza e carbonatos dolomíticos esbranquiçados, com nódulos de sílex e pirita associados. Neste pacote de rochas também é observada a ocorrência de exsudações de betume/hidrocarbonetos preenchendo as juntas e cavidades dos carbonatos ou impregnando as fraturas nos pelitos (Figura 5.5/Ponto 4 da Figura 5.1).

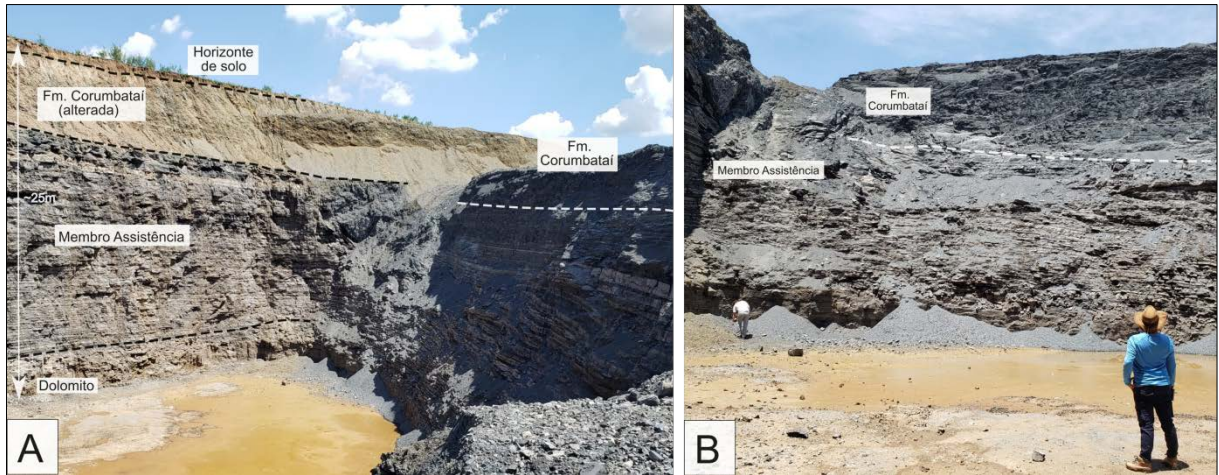
Na área de estudos o Membro Assistência integra aproximadamente 15 metros de espessura na frente de lavra (Figura 5.3A).

Figura 5.5: Alternância rítmica entre camadas plano-paralelas de folhelhos escuros ricos em matéria orgânica, siltitos cinza e dolomitos, sobrepostos ao banco essencialmente dolomítico, com destaque para as camadas carbonáticas com exsudações de hidrocarbonetos concordantes ao acamamento sedimentar.



O limite superior do Membro Assistência é delimitado pelo contato com os argilitos e siltitos marron amarelados e alterados da Formação Corumbataí (Figura 5.6A/ Ponto 5 da Figura 5.1). Esse pacote de rochas integra aproximadamente 8 metros de espessura na frente de lavra, apresentando alteração para camada avermelhada de solo com cerca de 1,5 metros de espessura. Associado à Formação Corumbataí, foi observada a ocorrência local e aflorante de rocha inalterada com coloração cinza escuro, granulação fina siltosa em estratificação plano-paralela (Figura 5.6B).

Figura 5.6: Frente de lavra da Cava Monte Olimpo, com destaque para a; A: Formação Corumbataí alterada constituída por pelitos de coloração marrom sobreposta ao Membro Assistência e B: Formação Corumbataí constituída por siltitos cinza escuros.



Na área de estudos ainda ocorrem intrusivas básicas na forma de diques de diabásio correlatas à Formação Serra Geral. Foram observadas intrusões cortando os estratos sedimentares dos dolomitos do Membro Assistência (Figura 5.7A/Ponto 2 da Figura 5.1) e blocos rolados de rocha fanerítica com coloração cinza escura e esfoliação esferoidal (Figura 5.7B).

Figura 5.7: A: Afloramento in situ de rocha intrusiva básica e fanerítica de coloração cinza escura cortando os estratos de rochas sedimentares dolomitizadas do Membro Assistência; B: Bloco rolado de composição básica com esfoliação esferoidal próximo a Cava Monte Olimpo.



5.3. Geologia Estrutural

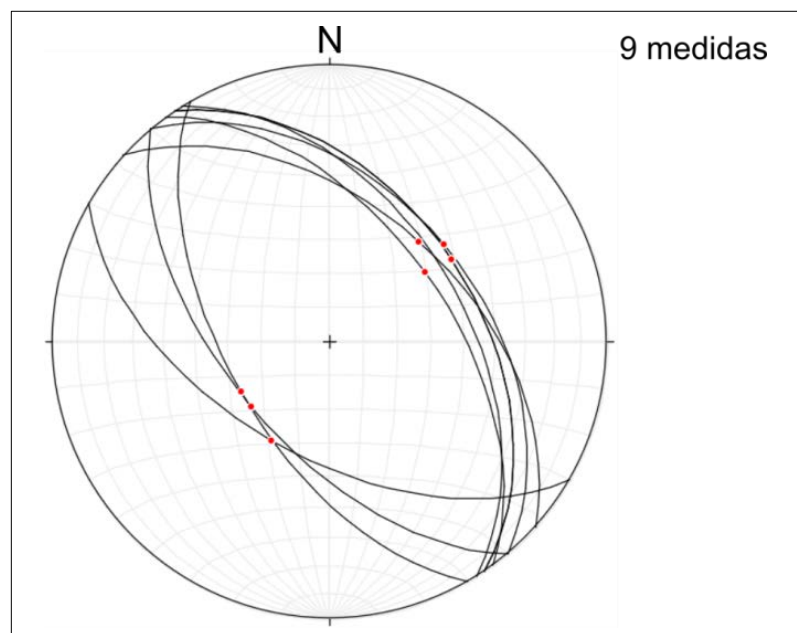
A dissertação de mestrado de Riffel (2020) reúne um compilado de levantamentos estruturais de dados de campo, identificação dos principais tipos de falhas, feições estruturais, além de propor um modelo de trapa estrutural para ocorrência de hidrocarboneto. Algumas das principais estruturas descritas pelo autor apresentam projeção para a área de estudo do presente trabalho. Portanto, alguns dos principais dados estruturais coletados em campo foram associados com os dados já existentes da referida bibliografia.

5.3.1 Geometria e Cinemática das Falhas na Cava Monte Olimpo

Para a representação das falhas mapeadas na Cava Monte Olimpo foram utilizadas as projeções ciclográficas dos planos e estrias associadas.

Na frente da cava foram mapeadas 9 falhas do tipo normal, com orientação preferencial NW-SE e estrias no rumo do mergulho (*Down Dip*) (Figura 5.8). As falhas sintéticas que mergulham para SW apresentam rejeitos de mergulhos métricos e as falhas antitéticas que mergulham para NE possuem rejeitos de mergulho centimétricos e formam o par conjugado de falhas.

Figura 5.8: Estereograma com planos de falhas da Cava Monte Olimpo (projeções ciclográficas) e respectivas estrias.



5.3.2. Juntas

Para as juntas foram coletadas 31 medidas, das quais 15 apresentaram preenchimento por hidrocarbonetos. Essas feições foram representadas através dos polos dos planos para determinar o diagrama de concentração (Figura 5.9).

As juntas associadas às exsudações de hidrocarbonetos foram representadas através dos polos dos planos, onde foi observada a predominância de orientações preferenciais N30-80W/vertical. As exsudações de hidrocarbonetos são importantes indicativos de distensão associadas às juntas de orientação predominante NW-SE (Riffel, 2020).

As juntas com ausência de hidrocarbonetos são marcadas pelas orientações preferenciais N40-60E/87SE, N30W/89SW e N50W/vertical. Também foram observadas juntas com ausência de hidrocarbonetos preenchidas com calcita recristalizada.

Os dados obtidos para as juntas preenchidas ou não com hidrocarbonetos, apresentaram semelhanças com os dados de Riffel (2020), apresentados na Figura 5.10.

Figura 5.9: Estereograma de contorno dos polos das juntas preenchidas com hidrocarbonetos.

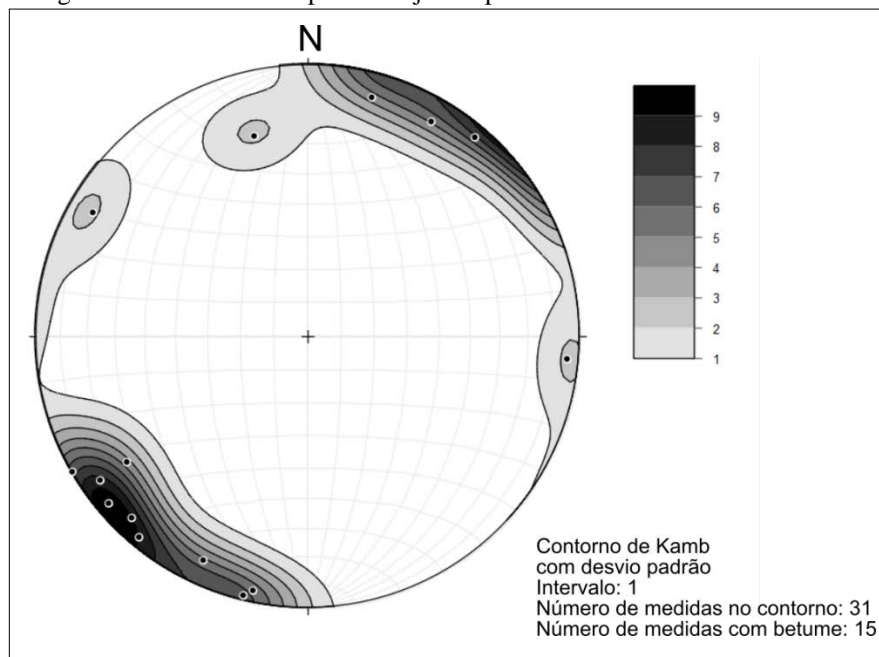
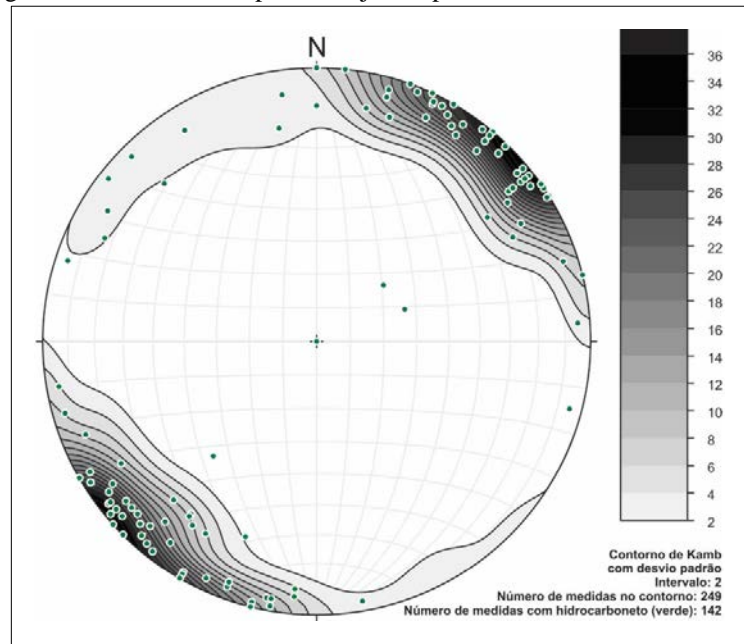


Figura 5.10: Estereograma de contorno dos polos das juntas preenchidas hidrocarbonetos.



Fonte: Riffel (2020)

5.3.3. Eixos de Paleotensões

A reconstrução dos eixos de paleotensão através do método dos diedros retos (ANGELIER & MECHLER 1977, ANGELIER 1994) correspondem aos dados de falhas do tipo normal de orientação preferencial NW-SE.

O diagrama apresentou as orientações preferenciais dos esforços: σ_1 016/85 (subvertical); σ_2 138/002 (NW-SE subhorizontal); σ_3 229/04 (NE-SW subhorizontal), indicando um sistema distensivo com direção NE-SW (Figura 5.11). Os resultados de paleotensões obtidos para a área da Cava Monte Olimpo são semelhantes aos dados apresentados em Riffel (2020) (Figura 5.12).

Figura 5.11: Diagrama de reconstrução dos eixos de paleotensão para falhas normais NW-SE na Cava Monte Olimpo.

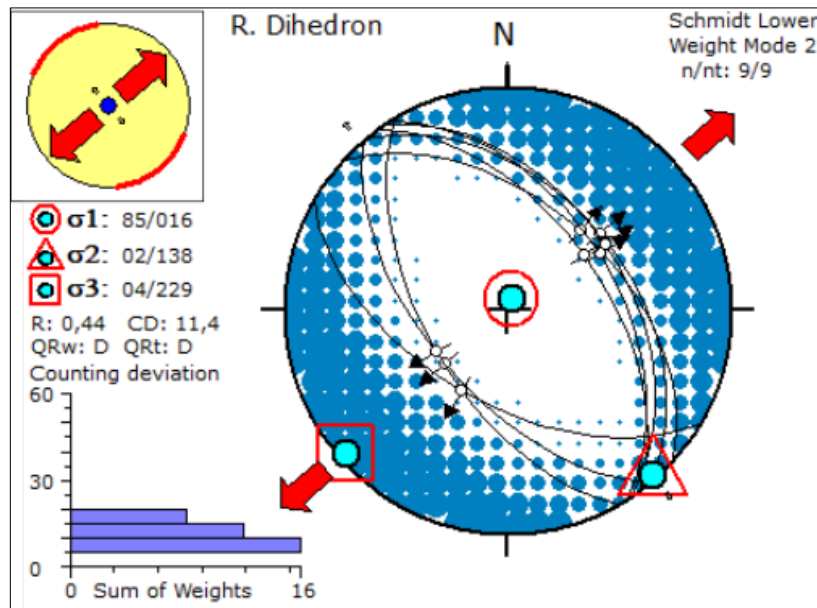
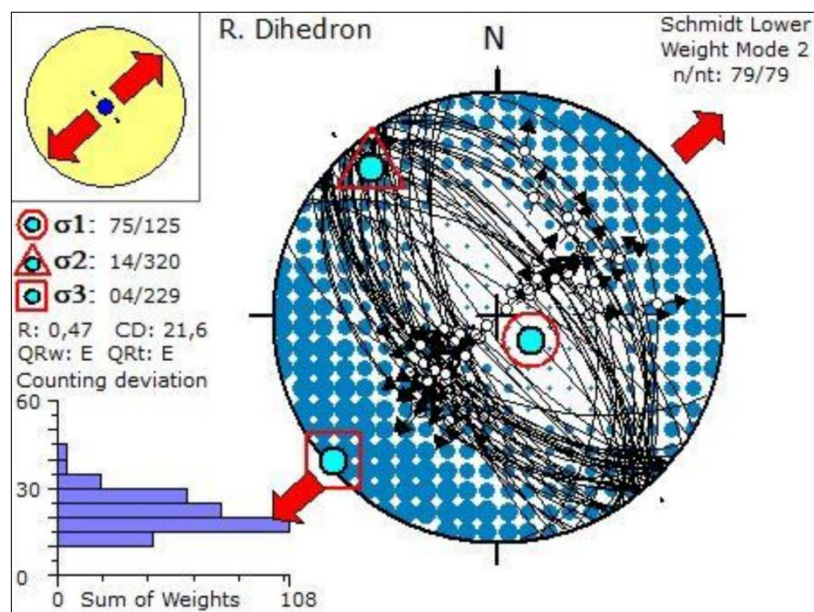


Figura 5.12: Diagrama de reconstrução dos eixos de paleotensão para falhas normais NW-SE na Cava Monte Olimpo.



Fonte: (RIFFEL, 2020).

5.4. Estruturas Observadas Antes e Após o Avanço Sobre a Cava Monte Olimpo

Como citado nos capítulos anteriores, a Cava Monte Olimpo passou por avanço da frente de lava ao longo de três anos, para o desenvolvimento das operações mineiras (Figura 2.3). O desmonte da lava possibilitou a exposição de importantes porções das litologias que anteriormente estavam encobertas, mas também resultou na obliteração do plano de falha

principal identificado como F1 (Figura 5.13/ Ponto 3 da Figura 5.1). Essa falha do tipo normal possui orientação 230/60, com estrias 230/60 (*Down Dip*), calcita recristalizada no plano de falha e localizada a nordeste da frente de lavra.

Essa falha é projetada e identificada na porção nordeste do mapa de localização das principais falhas aflorantes na área da cava (Figura 2.3) e identificada por Riffel (2020). Segundo o autor, esta falha é associada a um rejeito de 10 a 8 metros, apresenta brechas carbonáticas e folhelho cominuído.

Figura 5.13: Acamamento sedimentar paralelo ao plano de falha principal NW-SE com o maior rejeito de mergulho na área de estudos, registrado antes do desmonte da cava (Ponto 3 da Figura 5.1).

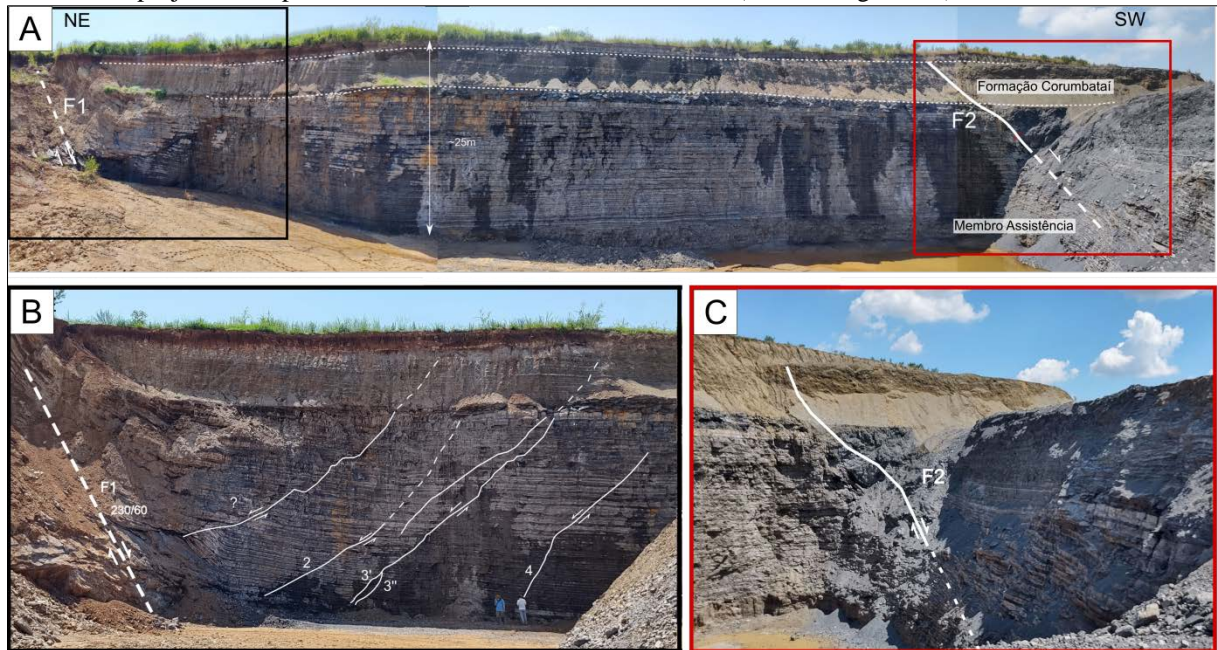


A Figura 5.14A apresenta a frente da Cava Monte Olimpo em uma vista panorâmica registrada imediatamente após o desmonte da lavra e a representação da localização das principais falhas, identificadas como F1 e F2 (traçadas em branco). A falha F1 inferida ocorre no extremo nordeste (Ponto 3 da Figura 5.1) e a falha F2 de orientação 240/60 com estrias *Down Dip* é projetada à sudoeste (Ponto 5 da Figura 5.1).

Foram reconhecidos conjuntos de falhas antitéticas, adjacentes ao principal plano de falha F1 localizadas a nordeste, bem como uma série de feições estruturais relacionadas (Figura 5.14B). Essas estruturas foram facilmente observadas devido à facilidade de acesso a área, diferente da falha a F2, que além de apresentar porções encobertas, a arquitetura da cava

aproveitou a projeção da própria falha para o projeto mina a céu aberto, não sendo possível observá-la em corte aproximadamente ortogonal ao plano de falha. Portanto, sua localização foi projetada com um tracejado branco nas porções encobertas (Figura 5.14C).

Figura 5.14: A: Avanço sobre a Cava Monte Olimpo sendo observado o empilhamento estratigráfico, com destaque para as falhas normais quase paralelas F1 e F2 de orientação NW-SE. B: Destaque para as feições estruturais localizadas na porção nordeste da frente da cava e representação da falha F1 inferida e falhas antiéticas com plano principal e ramificações associadas (Ponto 3/Figura 5.1) e C: Destaque para a falha F2 observada e projetada em profundidade a sudoeste da frente da cava (Ponto 5/Figura 5.1).



Associada a falha principal F1, ocorrem diversas falhas secundárias antitéticas (traçadas em branco), intersectando as intercalações de folhelhos e dolomitos da frente de lavra (Figura 5.14B). Essas falhas secundárias são do tipo normal, apresentam um plano principal de deformação, da qual partem diversas ramificações de falhas e fraturas. Conforme há proximidade com os planos secundários das falhas antiéticas, as camadas apresentam aumento da densidade de fraturas e falhas e do rejeito vertical centimétrico, além de dobramento e discreto basculamento de camadas, gerados pelo arraste do plano de falha. O acompanhamento da continuidade lateral das camadas é dificultado com o incremento da deformação rúptil (Figura 5.15).

Na Figura 5.15 é identificado o predomínio de falhas normais antitéticas identificadas como 3', 3'' e 4 com estrias *Down Dip* e atitudes; 42/50, 54/55 e 58/50, respectivamente. Ainda ocorre outra falha normal e antitética identificada como 3 de orientação 50/45, não observável na Figura 5.15, pois foi encoberta. O conjunto intersecta as intercalações de

folhelhos e dolomitos e mostram rejeitos de mergulhos da ordem de poucos centímetros. A propagação destas falhas para as camadas de argilitos e siltitos da Formação Corumbataí é de difícil visualização, devido ao caráter plástico dos pelitos e, portanto foram inferidas. A antitética adjacente a F1 e associada ao maior arqueamento de camadas observado, é indicada como interrogação, pois não foi possível aferir sua atitude, devido a dificuldades de acesso ao plano da falha.

Figura 5.15: Falhas normais antitéticas associadas ao plano principal da falha F1 sintética (obliterada).

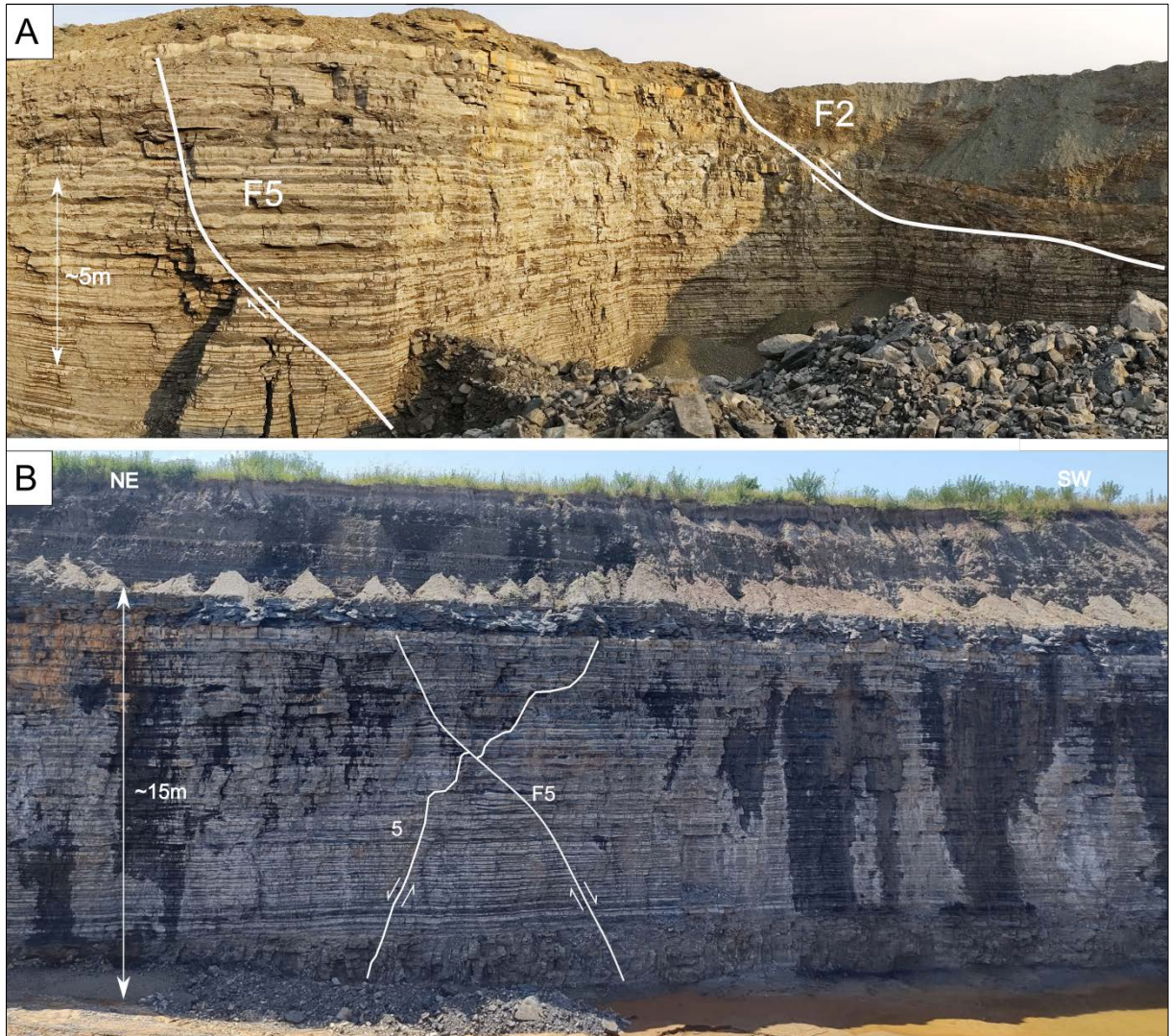


A falha normal F2 na porção sudoeste da frente da cava (Figura 5.14C) é praticamente concordante à falha F1 (Figura 5.14B), e apresenta atitude 240/60. A falha F2 foi projetada a sudoeste no mapa de localização da Figura 5.1 e de acordo com Riffel (2020) apresenta rejeito de mergulho de 3 metros. Ambas as falhas F1 e F2 são estruturas regionais de orientação NW-SE, foram classificadas como sintéticas, apresentam mergulhos de 60° para SW e desenvolveram rejeito de mergulho comprovados pela ocorrência de estrias *Down Dip*. Essas falhas observadas em campo são as mesmas estruturas mapeadas por Riffel (2020) e foram importantes para o desenvolvimento do presente trabalho.

A Figura 5.16A (Ponto 6 da Figura 5.1), apresenta a projeção da falha F2 antes de ser destruída pelo avanço da cava, mostrando o arqueamento de camadas nas proximidades com o plano de falha e o mergulho desta para SW. Outras falhas do tipo normal e adjacentes a F2 foram mapeadas e identificadas como F5 e 5, com orientação 210/56 e 56/46, respectivamente, mostrando estrias no rumo do mergulho (Figuras 5.16A e 5.16B). A falha F5

apresenta rejeito de mergulho de 1 metro e a falha 5 possui rejeito de mergulho centimétrico, ambas as estruturas formam par conjugado. A Figura 5.16B apresenta a falha sintética F5 intersectando a falha antitética 5 identificadas na frente de lavra após o avanço da cava, localizadas no ponto 4 da Figura 5.1.

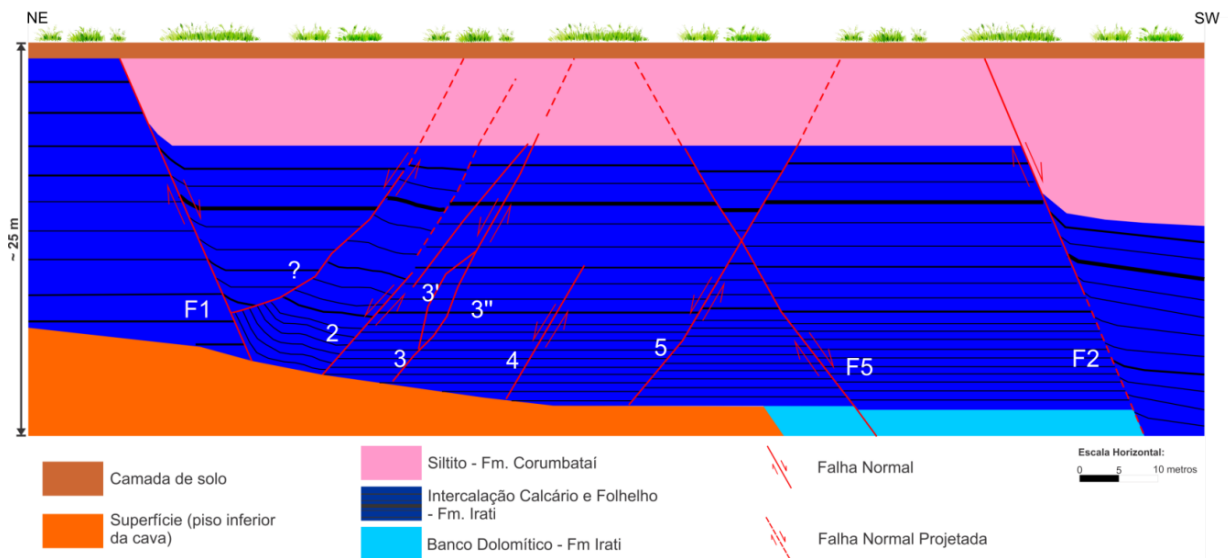
Figura 5.16: A: Projeção das falhas F5 e F2 antes do avanço sobre a cava (Ponto 6 da Figura 5.1). B: Frente da cava com a representação da falha sintética F5 e a falha antitética 5 mapeadas após o desmonte da cava, mostrando o cruzamento entre as feições estruturais e o deslocamento de camadas (Ponto 4 da Figura 5.1).



A Figura 5.17 representa a seção NE-SW da frente Monte Olimpo e corresponde as litologias e feições estruturais expostas sob a seção 1 de tomografia elétrica, na qual permitiu realizar comparações e ajustes com os modelos de inversão baseados na resistividade, descritos nos tópicos seguintes. A seção também foi elaborada para simplificar a observação, destacar todas as falhas sintéticas e antitéticas e demais feições estruturais mapeadas e

descritas. Na Figura 5.17 ainda é representada a falha identificada como 3, não observada nas figuras anteriores.

Figura 5.17: Seção NE-SW representativa da frente Monte Olimpo, com destaque para as falhas sintéticas e antitéticas, deslocamento e arqueamento de camadas na proximidade com o plano de falha F1. A seção elaborada representa a seção 1 de tomografia elétrica apresentada na Figura 5.1.



5.5. Tomografia Elétrica

Neste tópico são abordados os três modelos de inversão bidimensionais (2D) para resistividade elétrica, gerados a partir do levantamento geofísico de eletrorresistividade. A aquisição dos dados de tomografia elétrica foi realizada no mês de Setembro de 2021.

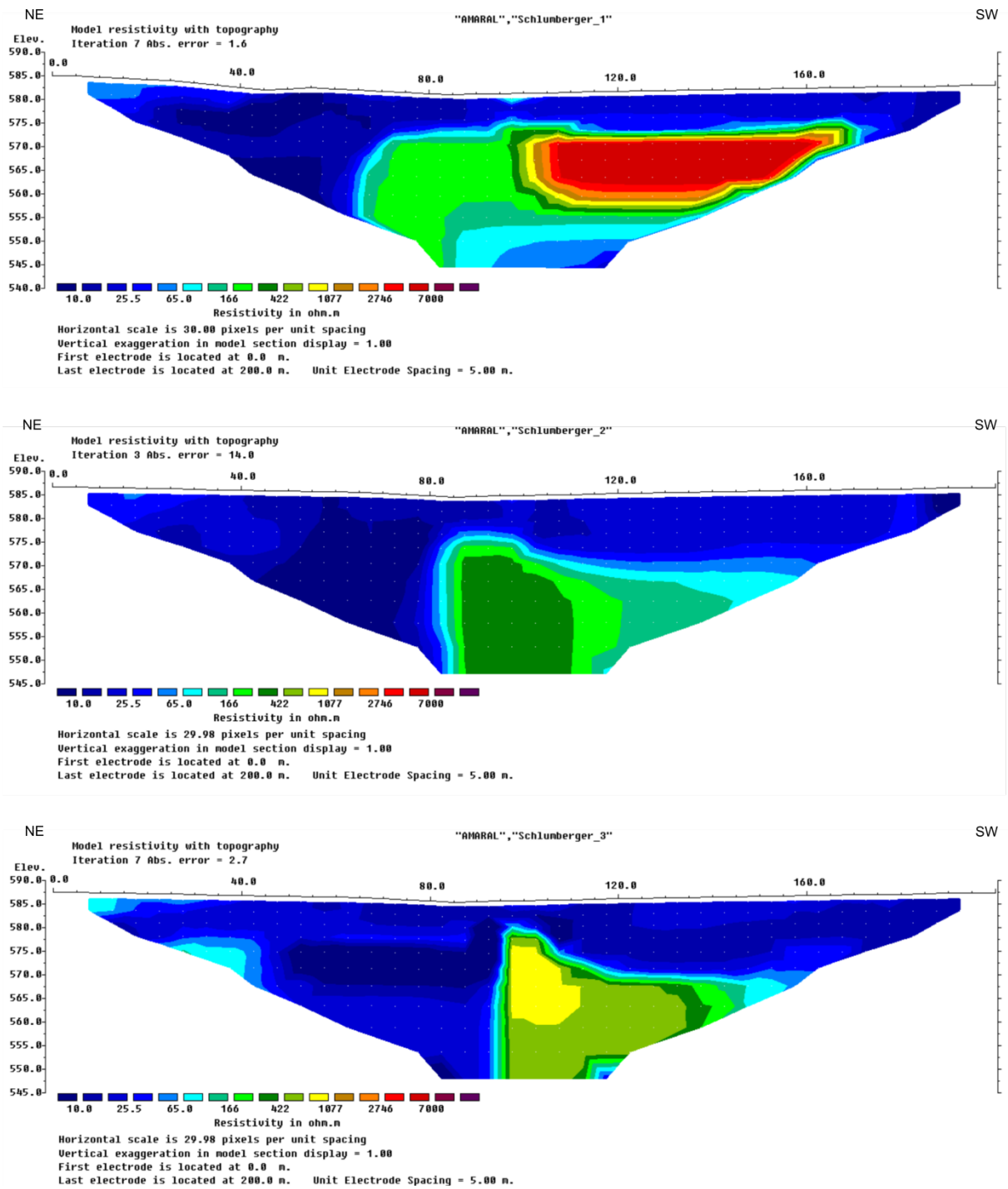
Com a aplicação da geofísica foram geradas 3 seções de tomografia elétrica no arranjo *Schlumberger* com os parâmetros de resistividade. O primeiro eletrodo de cada seção coincide com 0 metros (NE) e o último eletrodo é posicionado em 200 metros (SW), cada eletrodo mantém espaçamento de 5 metros e cada seção é espaçada em 29 metros. Os valores de resistividade foram espacializados na escala de cores, onde tons mais quentes correspondem a elevadas resistividades e tons mais frios, refletem os baixos valores. As seções foram padronizadas em uma única escala de cores e valores, a fim de, facilitar a comparação entre as seções (Figura 5.18).

A Figura 5.18 apresenta os modelos de inversão para a aquisição em superfície das seções 1, 2 e 3. A quantificação da resistividade é baseada na unidade de medida $\Omega.m$, na qual é apresentada uma variação de 10.0 $\Omega.m$ a 7.000 $\Omega.m$. Os intervalos de resistividade foram

classificados como; baixos ($10.0 \leq 65.0 \Omega.m$), intermediários ($> 65.0 \leq 422.0 \Omega.m$), elevados ($> 422.0 \leq 1077.0 \Omega.m$) e muito elevados ($> 1077.0 \Omega.m$).

De maneira geral, os dados de resistividade processados mostram valores superiores a $65,0 \Omega.m$ e refletem parâmetros intermediários a muito elevados de resistividade que predominam em subsuperfície (abaixo dos 575 metros de cota) e a sudoeste das seções. As seções apresentam o predomínio de baixos valores nas porções mais próximas da superfície com tendência de redução da resistividade também em profundidade em direção a nordeste, exceto na seção 3 onde é observado contraste e aumento dos valores nestas porções. Em suma, os modelos de inversão apresentam significantes contrastes e anomalias resistivas, ao qual podem ser interpretados em termos de anisotropias estruturais.

Figura 5.18: Modelos de inversão baseados nos parâmetros de resistividade.



5.6. Interpretação dos dados de Tomografia Elétrica

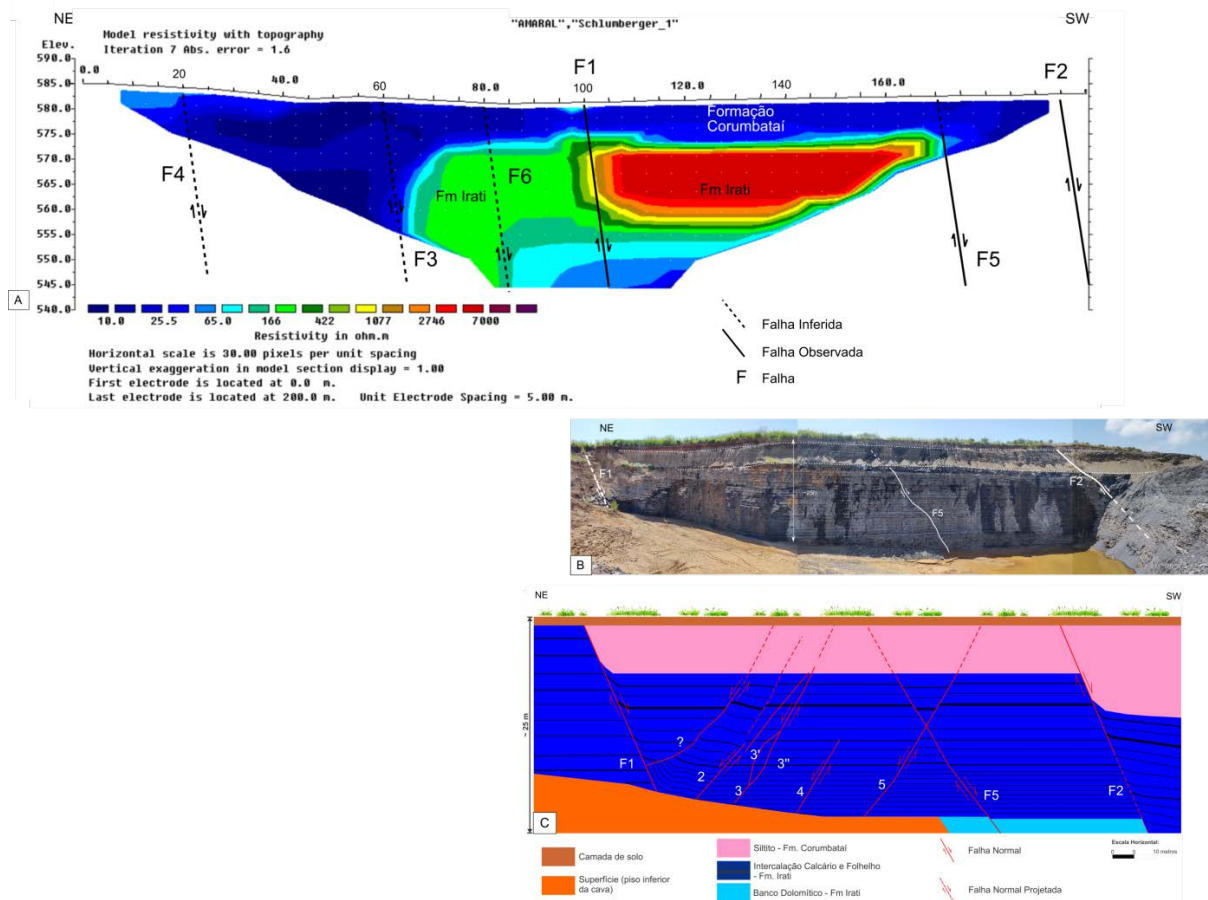
As seções apresentadas nas Figuras (5.19A, 5.19B e 5.19C), representam a seção 1 de aquisição da tomografia elétrica organizada verticalmente, a fim de, facilitar a comparação dos principais dados de falhas entre os resultados diretos e indiretos.

A exposição das litologias da seção 1 indicada em vista panorâmica da frente Monte Olimpo (Figura 5.19B), representou uma oportunidade para ajustar os modelos geofísicos de resistividade com observações diretas de campo e a confecção de uma seção geológica detalhada apresentada nas Figuras 5.17 e 5.19C. A seção geológica e estrutural da Figura 5.19C foi gerada através de observações diretas da frente de lavra, onde foram mapeados sistemas de falhas do tipo normal.

As falhas sintéticas e identificadas como F1, F2 e F5 são associadas aos maiores rejeitos de mergulhos (métricos) e foram bem reconhecidas pelo método da tomografia elétrica, diferentemente das falhas antitéticas 3, 3', 3'', 4 e 5 que apresentam rejeitos de mergulhos da ordem de centímetros, não sendo reconhecidos através do arranjo geométrico empregado. Apesar das falhas antitéticas não terem sido detectadas pela tomografia elétrica, todas as feições estruturais que ocorrem na frente da Cava Monte Olimpo foram descritas no tópico (5.6).

O sistema de falhas normais NW-SE que mergulham para NE e SW forma par conjugado e a geometria de gráben assimétrico (RIFFEL, 2020).

Figura 5.19: Todas as seções correspondem a seção 1 de tomografia elétrica. A: Modelo de inversão interpretado com os parâmetros de resistividade. B: Imagem panorâmica da frente Monte Olimpo e C: Seção geológica e estrutural detalhada com falhas sintéticas e antitéticas.



5.6.1. Seção de Tomografia Elétrica 1

No modelo de resistividade pra o arranjo *Schlumberger* da seção 1 (Figura 5.19A), na porção localizada à direita, é observada uma anomalia com os maiores valores de resistividade, circundada por uma porção de baixa resistividade mais expressiva à esquerda e ao longo de regiões próximas da superfície. A anomalia com valores iguais ou superiores a $422 \Omega \cdot m$ é encontrada a partir dos 97,5 à 170 metros, apresentando grande extensão e continuidade lateral e vertical. O corpo altamente resistivo mostra uma espessura constante de aproximadamente 15 metros, limitado por topo e base de formatos retilíneos e bem definidos, apresentando um formato tabular. Tal feição se mostra concordante ao acamamento sedimentar horizontal observado no perfil geológico (Figura 5.19C), mostrando significativa continuidade lateral, onde a extrapolação de valores baixos e altos, próximos aos limites da aquisição, pode ter deformado a delimitação do mesmo, esse fenômeno é conhecido como

efeito de borda. Dentre os três modelos de resistividade, a seção 1 apresenta os maiores contrastes de eletrorresistividade e anisotropia geológica estrutural.

Durante as observações diretas de campo, foi possível reconhecer porções da frente Monte Olimpo com menor densidade de falhas e fraturas associadas e ausência de infiltração de água. Sabe-se que a resistividade de rochas carbonáticas não porosas geralmente é elevada, esses valores são ainda mais altos quando as rochas estão secas (LEAL, 2018). A ausência de poros, cavidades e condutos preferenciais preenchidos com água, resultam em uma matriz mais restritiva a passagem da corrente elétrica, portanto, essa feição altamente resistiva seria possivelmente representada por camadas pouco fraturadas e alteradas do Membro Assistência (Formação Irati).

Importante destacar a ocorrência da camada dolomítica na base do corpo altamente resistivo, próximo aos 560 metros de profundidade coincide com valores igualmente elevados para a assinatura geofísica dos carbonatos, mostrando a sensibilidade do método para o reconhecimento desta camada.

Nos contatos laterais desse corpo altamente resistivo em aproximadamente 100 e 170, metros foi interpretada a ocorrência de duas falhas normais de direção NW-SE mergulhando para sudoeste e identificadas como F1 e F5, respectivamente (Figura 5.14B e 5.16B). Os dados de eletrorresistividade representaram marcantes contrastes resistivos associados à localização destas estruturas, como pode ser visualizado na seção 1 (Figura 5.19A).

Na imagem panorâmica da Figura 5.19B são representadas as principais falhas sintéticas F1 e F2 na Frente Monte Olimpo, ao qual foram projetadas para as demais seções de tomografia elétrica, sendo indicadas com um traço preto e contínuo. A falha sintética F5 foi igualmente mapeada no levantamento de campo e também foi projetada para as demais seções resistivas.

Na seção de resistividade em 170 metros e profundidades inferiores a 575 metros é apresentado outro contraste bem demarcado entre porções com resistividades muito elevadas a intermediárias, ao qual foi interpretada a localização da falha F5. Essa falha também foi projetada a partir das observações de campo e sua persistência acima dos 573 metros de profundidade foi projetada ao intersectar os argilitos e siltitos da Formação Corumbataí.

É observado significativo contraste entre valores baixos e intermediários reconhecidos nos 60 metros de extensão, na qual foi inferida a falha identificada como F3. Outro contraste marcante entre resistividades baixas e intermediárias são identificados próximos aos 80 metros de comprimento e nas cotas inferiores a 575 metros, sendo inferida a área de

influencia da falha F6. Nos 20 metros de comprimento há discreto contraste resistivo entre baixos valores, na qual foi inferida a falha F4. Apesar destas falhas não terem sido encontradas sob a superfície do terreno, foi identificada a ocorrência da camada dolomítica aflorando em cotas mais elevadas que as cotas da região da cava (Figura 5.3C e 5.3D). Essa ocorrência pode corroborar para a interpretação das falhas F3, F4 e F6 inferidas na seção de resistividades, como possivelmente responsáveis pelo controle tectônico da área e explicar a ocorrência do afloramento deste banco dolomítico em níveis topográficos mais elevados.

As falhas antitéticas representadas na seção geológica da Figura 5.19C foram mapeadas apenas através de observações diretas de campo, uma vez que o arranjo geométrico aplicado, não possui o nível de resolução adequado para registrar o contraste em falhas de rejeitos centimétricos.

5.6.2. Seção de Tomografia Elétrica 2

O modelo de resistividade pra o arranjo *Schlumberger* da seção 2 apresenta uma porção pouco resistiva predominante a nordeste que se prolonga próxima à superfície até o final da seção para sudoeste. Nas profundidades abaixo dos 575 metros ocorrem os maiores valores de resistividades localizadas no centro da seção, onde valores gradativamente menores prolongam-se e mergulham suavemente para SW (Figura 5.20). Nessas porções, as camadas são possivelmente deslocadas, apresentando redução gradual das cotas em direção ao rumo SW.

A porção mais resistente da seção 2 é localizada entre os 85 e 110 metros de extensão e nas cotas inferiores a 577 metros, apresentando resistividades intermediárias, contrastantes com as porções pouco resistivas adjacentes à esquerda e à superfície da seção. Essa feição é marcada por um núcleo mais elevado, sob uma estrutura vertical e contínua que possivelmente ultrapassa os 40 metros de profundidade. Essa feição registra a ocorrência das falhas F1, F3 e F6.

Importante salientar que a projeção das falhas F1, F3 e F6 da seção 1 para a seção 2 de tomografia elétrica são coincidentes com expressivos contrastes resistivos. Próximo aos 80 metros de extensão ocorre intenso contraste de resistividade abaixo dos 575 metros de profundidade, onde é delimitado o contato entre porções de baixa e intermediária resistividades (> 65.0 a $\leq 422.0 \Omega.m$). Neste contraste resistivo, foi inferida a localização da falha F3, sendo importante destacar sua persistência bem definida que possivelmente

ultrapassa os 40 metros de profundidade. Em 100 metros de comprimento próximo da superfície é observado um discreto contraste entre baixos valores de resistividade, onde em direção aos 575 metros de cota, foi reconhecido importante contraste entre baixas e intermediárias resistividades, mostrando inclusive o marcante deslocamento de camadas, ao qual foi interpretada a localização da falha F6. Próximo aos 120 metros e nas cotas inferiores a 570 metros é observado os contrastes em porções com resistividades baixas e intermediárias, coincidentes com a projeção da falha F1.

As porções superficiais em 30 metros apresentam uma discreta variação entre valores baixos de resistividade ($10.0 \leq 65.0 \Omega.m$). Em direção aos 577 metros de cota é observado novamente o contraste em profundidade, sendo inferida a localização da falha F4.

Rumo ao fim da seção próximo aos 180 metros, os valores mostram tendência de redução da resistividade, ao qual foi demarcada e projetada a área de influencia da falha F5, situada sobre contrastes de baixa resistividade.

Com relação à falha F2, é situada sob os limites de detecção da seção de tomografia elétrica, não foi possível a visualização da continuidade lateral e vertical dos valores de resistividade associados a essa estrutura e, portanto, foi projetada adjacente aos 200 metros de extensão.

5.6.3. Seção de Tomografia Elétrica 3

O modelo de resistividade para o arranjo *Schlumberger* da seção 3 apresenta entre os 95 e 110 metros de extensão um núcleo com elevada resistividade ($1077 \Omega.m$). Essa feição apresenta formato irregular, com topo em 575 metros, delimitada verticalmente até os 560 metros de profundidade. As porções mais resistivas que circunscrevem essa feição apresentam mergulho mais acentuado até os 120 metros de comprimento, prolongando-se para a direita com mergulho suave em direção ao final da seção de aquisição. Assim como o modelo de resistividade da seção 2, o acamamento aparenta um provável escalonamento com redução gradativa das cotas para SW (Figura 5.20).

Limitando-se até os primeiros 95 metros da aquisição, são observados os menores valores de resistividade, tanto em profundidade quanto em superfície, a partir deste ponto, em direção a SW os menores valores somente são encontrados nas porções mais próximas da superfície.

Localizado próximo aos 140 metros de extensão e profundidades abaixo dos 570 metros, há importantes contrastes resistivos entre valores baixos e intermediários, na qual foi interpretada a projeção da falha F1.

Nos 90 metros de comprimento da seção, situados sobre as cotas inferiores a 580 metros, há significativos contrastes de valores baixos e intermediários que se prolongam verticalmente para além dos 550 metros de profundidade. Esse contraste circunscreve a localização da falha inferida F3, onde também se verifica a convergência com a localização e projeção das demais seções de aquisição.

Próximo dos 40 metros de comprimento e 577 metros de cota há outra anomalia resistiva entre valores baixos e intermediários muito bem delimitada, que permitiu definir a área de influência da falha inferida F4.

Em 110 metros de comprimento são identificados diferentes contrastes resistivos em direção aos níveis mais profundos da seção. Próximos aos 580 metros de cota há contato entre baixos valores de resistividade. Conforme há aumento da profundidade, em 570 metros há novo contraste resistivo entre valores baixos e intermediários, o mesmo se verifica em 552 metros de cota, onde é detectado novamente o contato entre os valores baixos e intermediários de resistividade. Essa sequência de contrastes bem definidos permitiu interpretar a área de influência da falha inferida F6.

Rumo ao fim da seção em 195 metros foi totalmente projetada a falha F5, devido à proximidade com os limites detectáveis da seção resistiva, a localização desta estrutura foi, portanto, baseada nas projeções das demais seções de imageamento elétrico.

5.7. Integração dos Dados Estruturais e de Tomografia Elétrica

Ao longo da extensão superficial de todos os perfis de aquisição é observada certa homogeneidade e baixos valores de resistividade inferiores a $65.0 \Omega.m$. Esses dados aferidos, são associados as intercalações de folhelhos, siltitos e dolomitos da Formação Irati nas porções nordeste da seção e associados aos primeiros 10 metros de profundidade, ocorrem os siltitos e argilitos alterados da Formação Corumbataí nas porções à sudoeste (Figura 5.20).

Como já foi abordado anteriormente, a atividade tectônica controlada por falhas sintéticas que mergulham para SW apresentam rejeitos de mergulhos maiores e condicionam um escalonamento de blocos com cotas progressivamente mais elevadas no sentido NE e blocos com a redução de cotas para o sentido SW. Nesse contexto, a Formação Irati aflora em

direção ao rumo NE e a Formação Corumbataí seria restrita apenas em direção ao rumo SW das seções. Ambas as formações mostram discreta variação de resistividade, mas segundo a escala de cores, a Formação Irati demonstra os menores valores associados.

A anomalia altamente resistiva identificada a SW da seção 1 coincide com as intercalações de folhelhos betuminosos e dolomitos pouco alterados, fraturados e não associados à presença de água. A ausência de corrente elétrica conduzida por fluidos intersticiais (água) e a presença de ar (geralmente considerado como um meio isolante), podem elevar os valores de resistividade observados na Formação Irati.

A falha F1 inicialmente reconhecida por Riffel (2020) e mapeada durante os trabalhos de campo é perfeitamente reconhecida em todas as seções através do método da eletrorresistividade. Apesar das falhas F1 e F5 observadas e mapeadas em campo terem sido projetadas para as seções de tomografia elétrica, suas localizações são coincidentes com importantes contrastes resistivos observados dentro dos limites de aquisição das seções.

Com relação à falha F2 também reconhecida por Riffel (2020) e mapeada durante os trabalhos de campo, apresenta localização muito próxima do limite de aquisição SW das seções, esse fato dificultou a detecção dos contrastes resistivos, portanto, sua localização foi projetada. Condição semelhante é observada para a falha F5 na seção 3.

Embora as falhas inferidas (F3, F4 e F6) não terem sido encontradas em campo, são observados importantes contrastes de valores coincidentes com as projeções dessas estruturas ao longo de todas as seções. Essas análises permitem comprovar a potencialidade do método geofísico aplicado para o mapeamento de falhas com rejeitos de mergulho métricos, além da detecção de falhas não aflorantes, bem como sensibilidade para reconhecer a persistência dessas estruturas em profundidades superiores a 40 metros.

Todos os dados de campo e as interpretações de eletrorresistividade foram integrados e representados em mapa, com os traços das principais falhas sintéticas observadas e inferidas (Figura 5.21).

Figura 5.20: Modelos de inversão interpretados baseados nos parâmetros de resistividade.

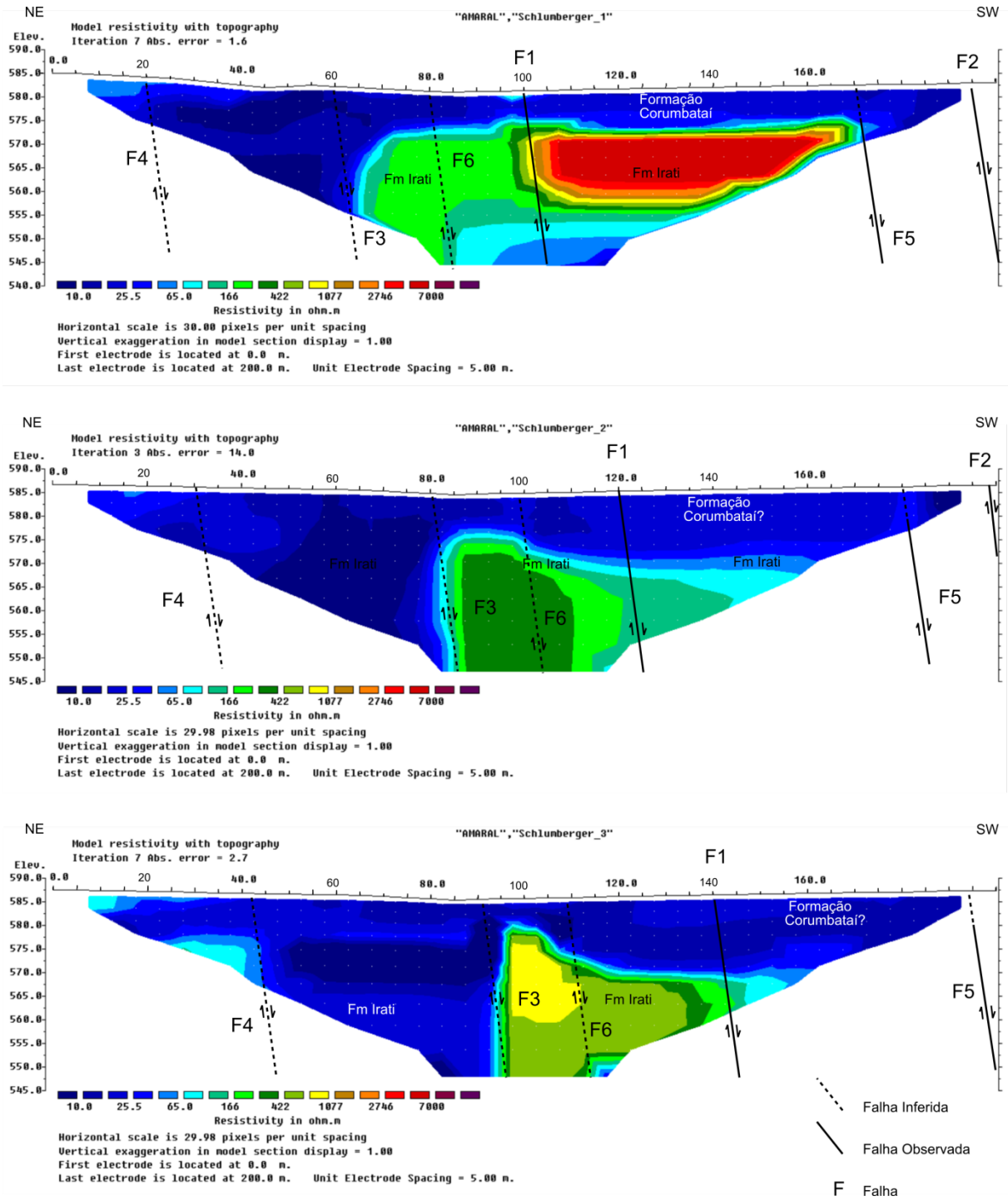
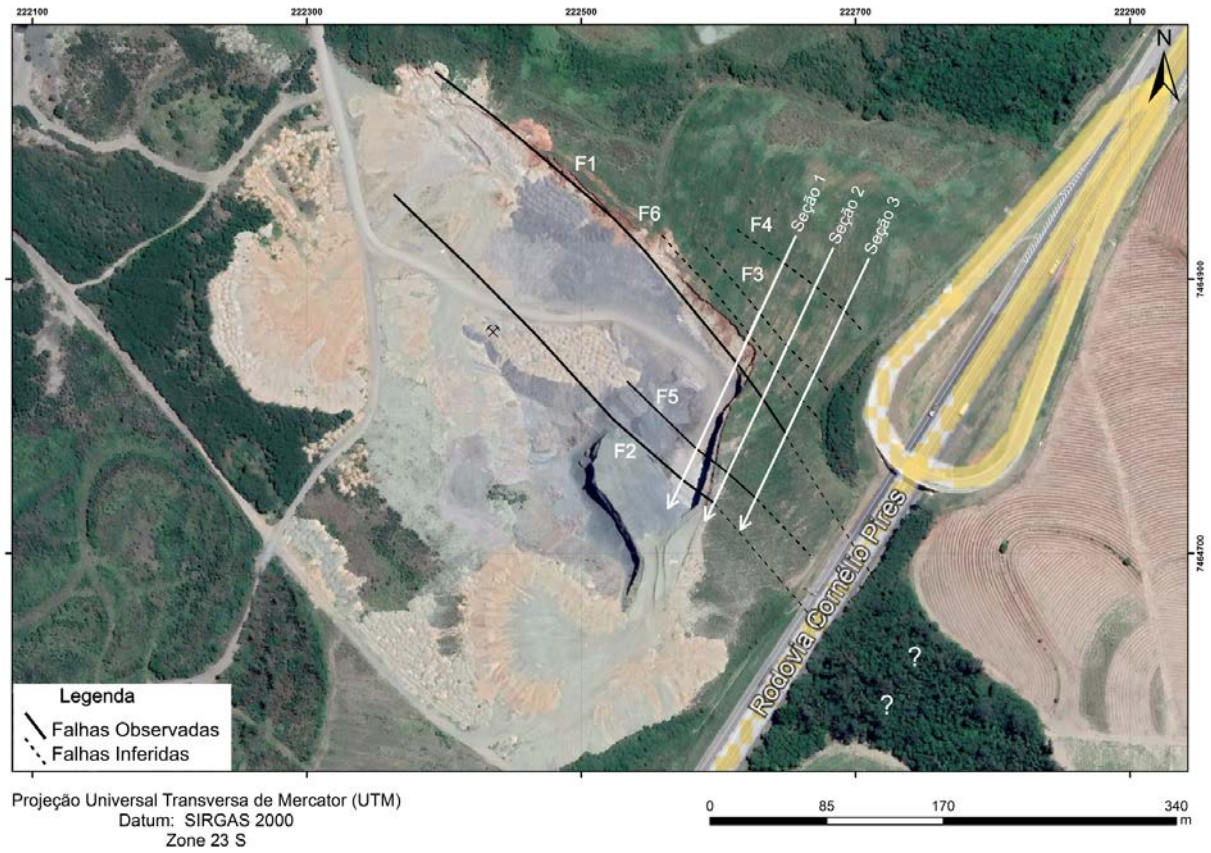


Figura 5.21: Cava Monte Olimpo com as seções de tomografia elétrica, com destaque para a representação de todas as falhas sintéticas (com rejeitos de mergulhos métricos) identificadas pelo método da tomografia elétrica.



Fonte: Imagem Google Earth.

6. CONCLUSÃO

Os estudos desenvolvidos na Cava Monte Olimpo permitiram o mapeamento de estruturas macroscópicas de orientação NW-SE associadas aos altos e baixos estruturais regionais, especificamente ao Grabén Serrote. Essas feições são relacionadas à litologia com ocorrência de hidrocarbonetos, principalmente nas porções intensamente fraturadas dos dolomitos da Formação Irati. No trabalho foi atribuída ênfase para a caracterização de falhas de gravidade e grande amplitude, responsáveis por condicionar a topografia e arquitetura geológica local, intersectando as rochas geradoras da Formação Irati e as rochas da Formação Corumbataí.

O método da Eletroresistividade no arranjo *Schlumberger* demonstra resultados interessantes para a identificação de falhas em subsuperfície, apresenta boa resolução lateral e vertical dos resultados. O desmonte da frente da Cava Monte Olimpo propiciou a confecção da seção geológica e estrutural, com maior grau de detalhamento das principais feições estruturais, na qual foram identificadas as áreas de influência das falhas sintéticas, o reconhecimento das falhas antitéticas associadas, além da identificação de camadas pouco alteradas da Formação Irati. As interpretações dos modelos de tomografia elétrica foram elaborados para apresentar concordância com as informações diretas de campo, viabilizando ajustes e aproximação dos modelos geofísicos interpretados com a realidade local.

Portanto, o modelo de trapa estrutural proposto para a área de estudos é baseado na combinação dados de levantamentos diretos de campo, dos dados bibliográficos e os resultados gerados a partir da tomografia elétrica. A integração de todos esses dados possibilita as seguintes considerações.

As seções geofísicas permitiram correlacionar as anomalias e os contrastes de resistividades com as heterogeneidades geológicas locais, dessa forma foi possível rastrear e identificar as falhas com rejeitos métricos aferidas em campo, observar o contato marcante entre as formações Irati e Corumbataí, além da delimitação espacial do corpo altamente resistivo, associado a camadas não alteradas da Formação Irati. Também foi comprovada a potencialidade do método para a identificação e o reconhecimento da persistência em no mínimo 40 metros de profundidade de algumas das principais falhas mapeadas.

A anomalia altamente resistiva representada pelas porções pouco alteradas da Formação Irati pode ser relacionada a zonas menos fraturadas e falhadas do maciço rochoso, logo a percolação, bem como a acumulação do fluido betuminoso nestas porções é limitada.

Dessa forma, o modelo estrutural proposto para a área e associado a rochas reservatório são possivelmente restritos a regiões adjacentes ao corpo de altíssima resistividade, onde as falhas e fraturas atuam como condutos para a migração secundária e acumulação dos hidrocarbonetos em áreas mais permeáveis, correspondentes à camada dolomítica intensamente fraturada no Membro Assistência.

É importante ressaltar que a ocorrência das exsudações de betume associadas a rochas não porosas, como é o caso do banco dolomítico, indica uma aparente contradição que permite reconhecer e enfatizar a importância das estruturas rúpteis presentes, como condutos fundamentais para a migração, percolação e concentração de hidrocarbonetos nos dolomitos da Formação Irati.

De acordo com o referencial teórico adotado (RIFFEL, 2020), o banco dolomítico é delimitado por falhas normais NW-SE conjugadas, onde o selo do topo é marcado por uma camada de folhelho e os selos laterais são marcados por núcleos de falhas. Os selos são representados pelas rochas das zonas de falhas, como os tectonitos na forma de folhelho cominuído e brechas carbonáticas. Outras importantes condicionantes ocorrem na área, reforçando a potencialidade vocacional dessas rochas para reservatório é a ocorrência de juntas, falhas e fraturas extensionais de orientação NW-SE subverticais, favoráveis à migração e percolação dos hidrocarbonetos, uma vez que são perpendiculares à direção σ_3 de esforços. A conjunção de todas essas qualidades compõe um sistema geológico similar a um reservatório fraturado.

O método aplicado tem potencial para ser utilizado na obtenção de dados para a caracterização geológica e estrutural de falhas em subsuperfície e não aflorantes na superfície do terreno. A tomografia elétrica pode ser utilizada como uma solução de baixo custo, rapidamente aplicada e processada, ambientalmente segura, além de manter a integridade física da área estudada.

Para refinar o nível de detalhamento dos dados apresentados é sugerido o desenvolvimento de um modelo tridimensional da área de interesse, para tal recomenda-se a aplicação de uma malha com maior quantidade de seções de tomografia elétrica e redução do espaçamento entre os eletrodos e as seções de aquisição, para a interpolação em *software* adequado.

O trabalho permite concluir que o conhecimento geológico e estrutural sustentado em bibliografias regionais e locais de trabalhos previamente desenvolvidos na área de estudos e

as observações diretas de campo, contribuem para a precisão e interpretação dos dados geofísicos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. 1981. *Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná*. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., , Curitiba. Atas. São Paulo: SBG, 1981. v.1, p. 1-20.
- ALMEIDA, F. F. M.; BARBOSA, O. 1953. *Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo*. Boletim. Divisão Geologia e Mineralogia/DNPM, São Paulo, n. 143, 96 p.
- AMARAL S. E. 1971. *Geologia e Petrologia da Formação Irati (Permiano) no Estado de São Paulo*. Bol. Instituto de Geociências e Astronomia, 2:3-81
- ANGELIER, J. 1994. Fault Slip Analysis and Paleostress Reconstruction. in: HANCOCK, P. L. (ed.), *Continental Deformation*, Pergamon Press, Oxford, pp. 53- 100.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraentes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Geol. France*, (7), XIX, 6: 1309-1318.
- ARAGÃO, M. 2020. *Magnetoestratigrafia do Grupo Passa Dois e da Formação Piramboia na Porção Nordeste da Bacia do Paraná*. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista. 2020.
- BATISTA, M.J. 2002. *Caracterização Estrutural do Alto de Jibóia, Região Central do Estado de São Paulo, Relatório Técnico – Científico Final*, UNESP, ANP PRH-05, 2002.
- BRAGA, A. C. O., 1997. *Métodos geoeletricos aplicados na caracterização geológica e geotécnica – Formação Rio Claro e Corumbataí, no Município de Rio Claro - SP*. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 169 p.
- BRITO, ANGEVAL ALVES et al. 2013. *Levantamento geofísico de eletrorresistividade para investigação do substrato calcário de áreas colapsadas e de novas áreas para expansão urbana da cidade de Lapão - BA*. Salvador: CPRM, 2013. 80 p. il. color.
- BORGES, W. R. 2007. *Caracterização geofísica de alvos rasos com aplicações no planejamento urbano e meio ambiente: estudo sobre o sítio controlado do IAG/USP*. Tese de Doutorado - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. 0.11606/T.14.2007.tde-128102007-133400.
- CARVALHO DE, M. R. L. 2014. *Modelagem direta de dados de eletrorresistividade 3D*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém,. Programa de Pós-Graduação em Geofísica.
- CAZARIN, C. L.; ENNES-SILVA, R. A.; BEZERRA, F. H.R. 2018. *Uso de análogos para predição de ocorrência e propriedades de reservatórios carbonáticos fraturados e carstificados: exemplo do carste hipogênico de Campo Formoso, BA*. 10.13140/RG.2.2.25663.00167.

- CERRI, R. I.; LUVIZOTTO, G. L.; TOGNOLI, F. M. W.; WARREN, L.V.; OKUBO, J.; MORALES, N. 2020. *Mechanical stratigraphy and structural control of oil accumulations in fractured carbonates of the Irati Formation, Paraná Basin, Brazil*. Brazilian Journal of Geology.
- CHANG, H.K. et al., 2008. *Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos*. Revista Brasileira de Geociências, v. 38 (2), p. 29-46
- COUTO Jr. M. A. 2015. *Caracterização hidrogeológica na região de Termas de Ibirá, Bacia do Paraná, por meio de inversão conjunta 1D de sondagens TDEM/SEVs*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG). Universidade de São Paulo (USP). São Paulo, SP.
- CPRM – COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado de São Paulo: *Sistemas de Informações Geográficas (SIG)*. Brasília: MME, Programa Geologia do Brasil: Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil, Mapas Geológicos Estaduais. Escala 1:750000, CD-ROM.
- DEGROOT-HEDLIN, C.; CONSTABLE, S.1990. *Occam's inversion to generate smooth, twodimensional models from magnetotelluric data*. Geophysics, v. 55, p. 1613- 1624.
- EVERETT, M.E., 2013. *Near-surface Applied Geophysics*. Cambridge University Press, New York.
- FRANÇA, A. B. & POTTER, P. E. 1991. *Stratigraphy and reservoir potential of glacial deposits of Itararé Group (Carboniferous-Permian), Paraná Basin, Brazil*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, vol. 75, p. 62-85.
- FRIES, M. 2008. *Estudo dos altos estruturais de Pitanga, Artemis, Pau D'Alho e Jibóia (flanco nordeste da bacia sedimentar do Paraná), através dos métodos geofísicos da gravimetria e magnetometria terrestres*. 2008. 238 f. Tese de Doutorado da Universidade Estadual Paulista - Instituto de Geociências e Ciências Exatas.
- GALLAS, J. D. F., 2000. *Principais Métodos Geométricos e suas aplicações em Prospecção Mineral, Hidrogeologia, Geologia de Engenharia e Geologia Ambiental*. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista - Rio Claro, 174 p.
- GANDOLFO, O.C.B. 2007. *Um estudo do imageamento geométrico na investigação rasa*. Tese de Doutorado - Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- HERNÁNDEZ, G. M. 2019. *Panorama e vantagens do uso de análogos de reservatório de águas profundas, exemplo da Fm. Calumbi, campo cidade de Aracaju, bacia de Sergipe-Alagoas (SE)*. 72 f. Dissertação de Mestrado em Geociências e Análise de Bacias - Universidade Federal de Sergipe, São Cristóvão, SE.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO – IPT. 2005. *Estocagem subterrânea de gás natural: tecnologia para suporte ao crescimento do setor*

de gás natural no Brasil. Coord. Cláudio Luiz Goraieb, Wilson Shoji Iyomasa, Ciro Jorge Appi. São Paulo: IPT.

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

LEAL, F. B. 2018. *Avaliação das propriedades elétricas e de molhabilidade de rochas carbonáticas*. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Exploração Petrolífera e Mineral da Universidade Federal de Campina Grande.

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

MATTOS, N. 2012. *Caracterização geológica e potencial para reservatórios no Grupo Itararé, na região Centro-Leste do Estado de São Paulo*, p. 64, TCC (Graduação em Geologia) - Unicamp, Campinas.

McNEILL, J. D. 1980. *Electromagnetics terrain conductivity measurement at low induction numbers*. Tech. Note TN-6, Geonics Ltd, Mississauga, Ont., Canadá, 13 p.

MELO, M. S. 1995. *A Formação Rio Claro e depósitos associados – sedimentação neocenoica na depressão periférica paulista*. 144 f. Tese de Doutorado em Geociências - Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo, São Paulo.

MILANI, E. J. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozoica do Gondwana Sul – ocidental*. 255 f. Tese de Doutorado em Geociências - Instituto de Geociências - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.

MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUSA, P. A.; FERNANDES, L. A. FRANÇA, A. B. 2007. *Bacia do Paraná*. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 15, n. 2, p. 265–287.

MILANI, E. J. e WIT, M. J. 2008. *Correlations between the classic Parana and Cape-Karoo sequences of South America and southern Africa and their basin infills flanking the Gondwanides*. du Toit Idots. Geological Society London Special Idots.

MILANI, EDISON & AZAMBUJA FILHO, NILO & RAMOS, VICTOR. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozoica do Gondwana sul-ocidental*. Tese de Doutorado - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

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

ORELLANA, E. 1972. *Prospeccion geoeletrica em corriente continua*. Madrid: Paraninfo, 1972. 523p.

PAES, R. A. S. 2016. *Tomografia Elétrica Aplicada em Ocorrência Mineral de Cobre, Caçapava do Sul (RS)*. 2016. 57 f. Trabalho de Conclusão de Curso - (Graduação) -

Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Câmpus de Rio Claro.

PERINOTTO, J. A. J. e ZAINÉ, J. E. 2008. *Coluna Estratigráfica da Região de Rio Claro*.

PETRI, S. 1964. *Grupo Tubarão*. Boletim do Instituto Geográfico e Geológico, vol. 41, p. 56-63.

PIRES NETO, A. G. 1996. *Estudo Morfotectônico das Bacias hidrográficas dos rios Piracicaba, Capivari, Jundiá e áreas adjacentes no Planalto atlântico e Depressão Periférica*. 1996. 70 f. Projeto de Pós-Doutorado – Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

REYNOLDS, J.M., 1997. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Wiley, Chichester.

RICCOMINI, C. 1997. *Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo*. Revista Brasileira de Geociências; n. 27, v. 2, p. 153-162.

RICCOMINI, C. 1995. *Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares Pós-Gondwânicos da porção centro-oriental do estado de São Paulo e áreas vizinhas*. 1995. 100 f. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

RIFFEL, S. H. 2020. *Modelo de trapa estrutural em carbonatos fraturados com falhas selantes: exemplo da Formação Irati em Saltinho – SP*. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências e Ciências Exatas de Rio Claro, UNESP, Rio Claro.

ROBINSON, E. S. 1988. *Basic Exploration Geophysics*. [S.l.]: John Wiley & Sons Inc., 562 p.

ROCHA-CAMPOS, A. C. 1967. *The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin*. In: J. J. Bigarella; R. D. Becker; I. D. Pinto (Editors), Problems in Brazilian Gondwana Geology, Curitiba, p. 27-102.

SCHNEIDER, R. L. et al. 1974. *Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná*. Porto Alegre - RS-28º Congresso Brasileiro de Geologia.

SILVA, D. D. 2014. *Caracterização de áreas favoráveis à extração de blocos graníticos de grande porte com o uso da eletrorresistividade, Cabo de Santo Agostinho, PE* – Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências da Universidade de SP – USP.

SIMÕES, M. G.; FITTIPALDI, F. C. 1992. *Fósseis da região de Rio Claro, SP*. Arquivo do Município, Rio Claro, São Paulo State.

SOARES, P. C. O. 1973. *Mesozóico Gondwânico no Estado de São Paulo*. 152 f. Tese de Doutorado em Geociências - Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro, Rio Claro.

SOARES, P. C. 1974. *Elementos estruturais da parte nordeste da Bacia do Paraná: classificação e gênese*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. Anais... Porto Alegre: SBG., v.4, p.107-121.

SOARES, P.C. e LANDIM, P.M.B. 1975. *Comparison between the tectonic evolution of the intracratonic and marginal basins in South Brazil*. An. Acad. Bras. Science, v. 48 (supl.): 313-324, Rio de Janeiro.

SOARES, P. C. et al. 1982. *Lineamentos em imagens de LANDSAT e radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná*. In: Simpósio Brasileiro De Sensoriamento Remoto, 2.1982, Brasília. Atas. Brasília: CNPq/INPE.

SOUSA, M. O. L. 2002. *Caracterização Estrutural dos altos estruturais de Pitanga, Artemis, Pau D'Alho e Jibóia, centro do Estado de São Paulo*. 2002. 206 f. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências e Ciências Exatas de Rio Claro, UNESP, Rio Claro.

SOUZA, M. H. O. 2003. *Separação do calcário e do folhelho pirobetuminoso da Formação Irati para utilização como corretivo e como aditivo na indústria cerâmica*. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências e Ciências Exatas de Rio Claro, UNESP, Rio Claro.

STEEPLES, D. 1991. *USA e técnicas de geofísica ambiental*. *Geophysics: The Leading Edge*, 10, 30-31.

TELFORD, W.M., GELDART, L.P. and SHERIFF, R.E. 1990. *Resistivity Methods*. In: *Applied Geophysics*, 2nd Edition, Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, 353-358. <https://doi.org/10.1017/cbo9781139167932.012>

WARD, S. H. 1990. *Resistivity and induced polarization methods*. *Investigations in Geophysics. Geotechnical and Environmental Geophysics*. Society of Exploration Geophysics, v. 1, n. 5, p. 147-198.

WASHBURN, C.W. 1930. *Petroleum geology of the State of São Paulo*. Bol Com. Geogr. Geol, nº 22.

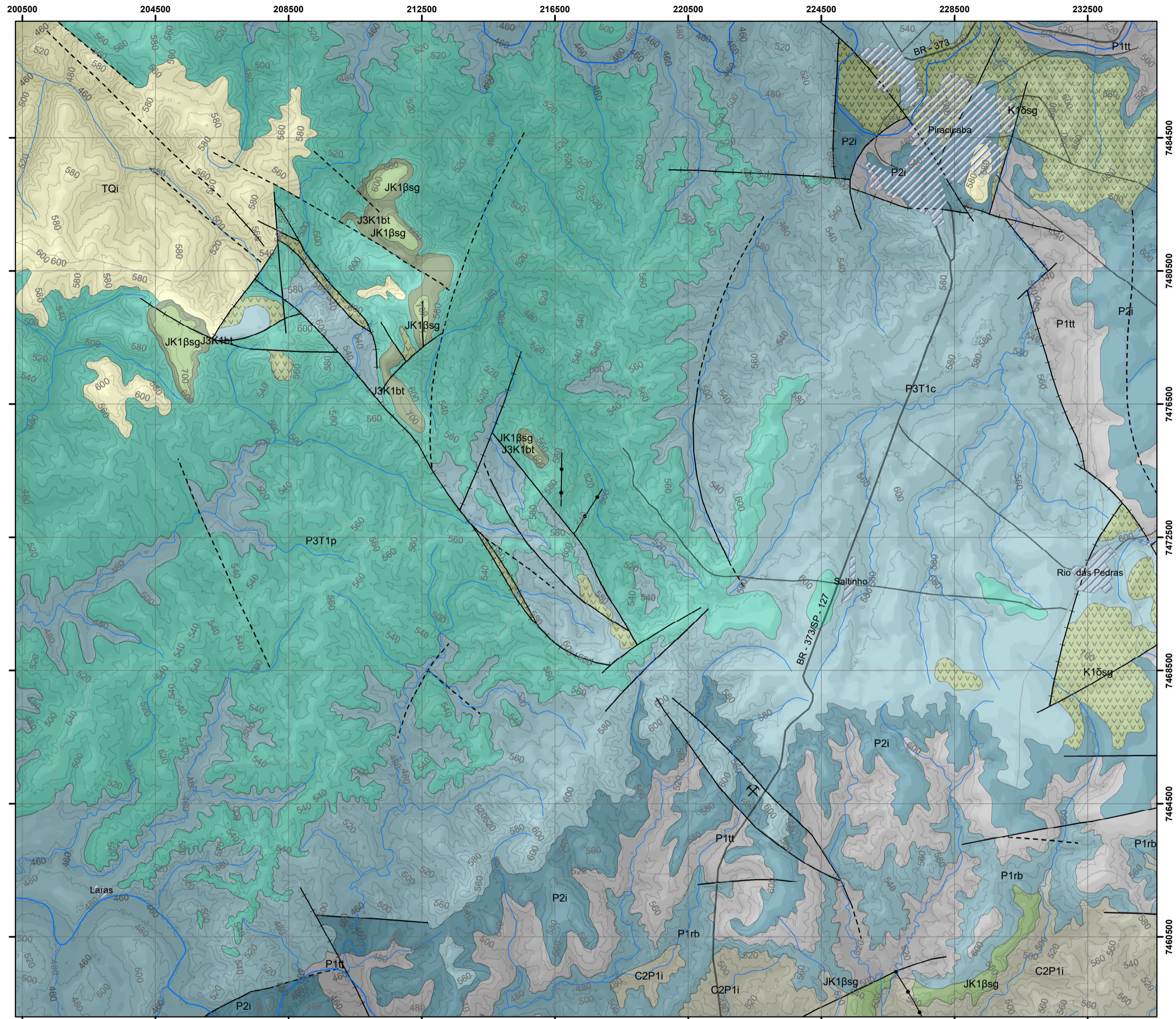
WHITE, I.C. Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil, Rio de Janeiro, 1908.

ZAINE, J. E. 2000. *Mapeamento geológico-geotécnico por meio do método do detalhamento progressivo: Ensaio de aplicação na área urbana do município de Rio Claro (SP)*.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T. ZANOTTO, O. A. 1990. *Bacia do Paraná*. In: GABAGLIA, G. P. R.; MILANI, E. J. (Coord.). *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS, p. 135-168.

ZALÁN, P.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T. ZANOTTO, O. A. P. 1987. *Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná*. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba. Atas. Curitiba: SBG, 1987. 441p.

ZHDANOV, M. S. e KELLER, G. V. 1994. *The geoelectrical methods in geophysical exploration*. Elsevier Science Publishing Co., Amsterdam, 873 p.



UNIDADES GEOLÓGICAS

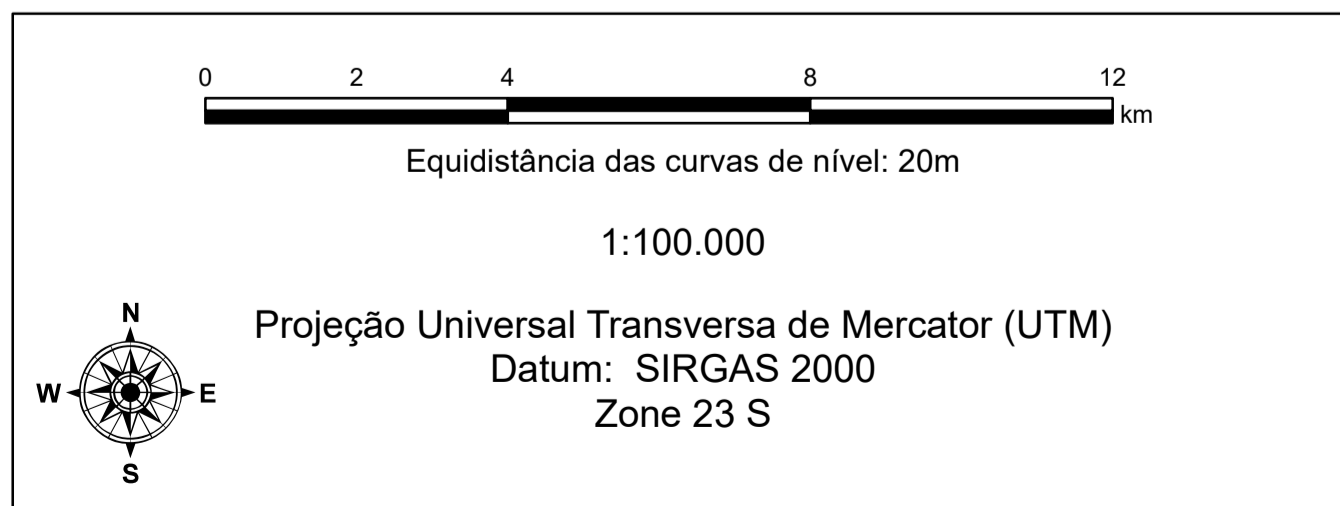
ERA	PERÍODO	GRUPO	FORMAÇÃO
CENOZOICA	QUATERNÁRIO		TQi Coberturas indiferenciadas (TQi): cascalhos, areias e argilas, geralmente com crosta ferruginosas, depósitos detríticos constituídos de areia, seixo e matacões.
	CRETÁCEO	SÃO BENTO	K1βsg Soleiras (K1βsg): Intrusões de diabásio, diques básicos, dioritos pórfiros, lamprófiros, andesitos, monzonitos pórfiros e traquiandesitos. JK1βsg Formação Serra Geral (K1βsg) Intrusões toleíticas em derrames basálticos de coloração cinza escura a negra em rochas faneríticas.
JURÁSSICO	J3K1bt Formação Botucatu (J3K1bt): arenito fino a grosso de coloração vermelha, grãos bem arredondados, com alta esfericidade em estratificação cruzada de grande porte; ambiente continental desértico: depósitos de dunas eólicas.		
TRIASSICO	P3T1p Formação Pirambóia (P3T1p): Arenitos finos a médios, com grãos arredondados e esféricos em estratificação cruzada de médio a grande porte: ambiente continental, eólico.		
PALEOZOICA	PERMIANO	PASSA DOIS	P3T1c Formação Corumbataí (P3T1c): argilitos e siltitos arroxeados e avermelhados com intercalações de leitos carbonáticos, arenitos finos, maciço ou laminados: ambiente marinho transicional. P2i Formação Irati (P2i): Folhelhos negros e siltitos basais com intercalação de folhelhos pirobetuminosos e calcários dolomíticos no topo, com fósseis de répteis mesossaurídeos; ambiente marinho, decantação abaixo do nível de ação das ondas, influência de tempestades.
			TUBARÃO
	CARBONÍFERO		

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

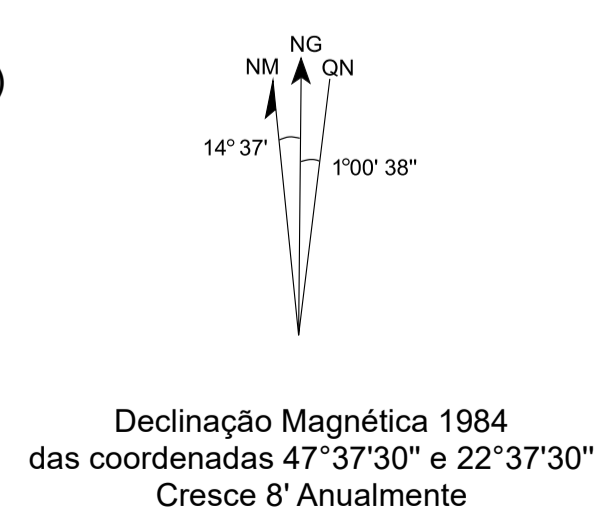
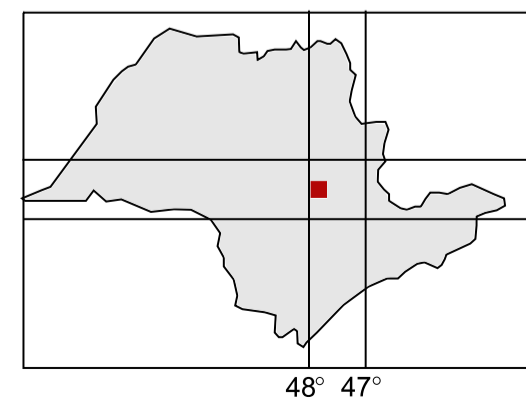
- Falha Definida
- + Falha Preenchida por Diabásio
- Dique de Diabásio
- - - Falha Aproximada

CONVENÇÕES TOPOGRÁFICAS

- 900 Curva de Nível
- × Mineradora Amaral Machado
- ~ Drenagens
- ~ Rios
- Rodovia
- ▨ Cidades



Localização:
Folha Piracicaba de 1984 (SF. 23-Y-A-IV)



unesp

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"JULIO DE MESQUITA FILHO"



INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS

Práticas de análise estrutural no Membro Assistência - Formação Irati,
em Saltinho-SP: Estudos de campo e aplicação de
tomografia elétrica

ANEXO 1

Mapa Geológico e Estrutural
Projeto Borda Leste da Bacia do Paraná (CPRM, 1984)

Digitalizado por: Katarine Costa Lacerda

Rio Claro - SP

2022