



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG

**INTEGRAÇÃO DE SÍSMICA DE REFRAÇÃO E
ELETORRESISTIVIDADE PARA ELABORAÇÃO DE UM MODELO
2D DO DEPÓSITO DE FERRO N4WS DO COMPLEXO SERRA NORTE,
CARAJÁS-PA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N° 61

PEDRO VENCOVSKY NOGUEIRA

Orientador: Prof. Dr. Marcelo Peres Rocha

Co-Orientador: Prof. Dr. Welitom Rodrigues Borges

Brasília - DF

Abril 2014

PEDRO VENCOVSKY NOGUEIRA

**INTEGRAÇÃO DE SÍSMICA DE REFRAÇÃO E
ELETORRESISTIVIDADE PARA ELABORAÇÃO DE UM MODELO
2D DO DEPÓSITO DE FERRO N4WS DO COMPLEXO SERRA NORTE,
CARAJÁS-PA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-
Graduação em Geociências Aplicada do Instituto de
Geociências – IG da Universidade de Brasília – UnB.

Área de Concentração: Geofísica Aplicada

Orientador: Prof. Dr. Marcelo Peres Rocha

Co-Orientador: Prof. Dr. Welitom Rodrigues Borges

Brasília - DF

Abril 2014

NOGUEIRA, PEDRO VENCOVSKY

INTEGRAÇÃO DE SÍSMICA DE REFRAÇÃO E ELETORRESISTIVIDADE PARA ELABORAÇÃO DE UM MODELO 2D DO DEPÓSITO DE FERRO N4WS DO COMPLEXO SERRA NORTE, CARAJÁS-PA. 2014.

Dissertação de Mestrado N° 61 – Universidade de Brasília, Instituto de Geociências.

Orientador: Prof. Dr. Marcelo Peres Rocha

1. Província Mineral de Carajás
2. Formação Ferrífera Bandada
3. Minério de ferro
4. Sísmica de refração rasa
5. Eletorresistividade

AUTORIZO A REPRODUÇÃO E DIVULGAÇÃO TOTAL OU PARCIAL DESTE TRABALHO, POR QUALQUER MEIO CONVENCIONAL OU ELETRÔNICO PARA FINS DE ESTUDO E PESQUISA, DESDE QUE CITADA A FONTE.

Folha de Aprovação

Pedro Vencovsky Nogueira

INTEGRAÇÃO DE SÍSMICA DE REFRAÇÃO E ELETORRESISTIVIDADE PARA ELABORAÇÃO DE UM MODELO 2D DO DEPÓSITO DE FERRO N4WS DO COMPLEXO SERRA NORTE, CARAJÁS-PA

Dissertação apresentada ao Instituto de
Geociências da Universidade de Brasília.

Programa de Graduação em Geociências
Aplicadas.

Área de Concentração: Geofísica Aplicada

Aprovado em: 03 de abril de 2014

Banca Examinadora

Prof. Dr. Marcelo Peres Rocha

Instituição: IG/UnB

Assinatura: _____

Profa. Dra. Catarina Labouré Benfica Toledo

Instituição: IG/UnB

Assinatura: _____

Prof. Dr. João Carlos Dourado

Instituição: UNESP/Rio Claro

Assinatura: _____

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço ao professor Dr. Marcelo Peres Rocha, pela orientação dedicada, apoio e comprometimento com este projeto de mestrado.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, pelo suporte na execução de todas as etapas de trabalho.

A Vale S.A., em especial a Luciano Mozer de Assis pelo inestimável apoio na etapa de planejamento e aquisição dos dados, e na disponibilização dos dados de sondagens.

A Universidade Federal do Paraná (UFPR), em especial aos professores Francisco José Fonseca Ferreira e Fernando Mancini pelo empréstimo de equipamentos complementares para o levantamento de sísmica de refração.

Aos professores Welitom Rodrigues Borges, Adalene Moreira Silva, Catarina Labouré Benfica Toledo, Marcos Welby Correa Silva e Joel Buenano Macambira que me ajudaram em todas as etapas deste trabalho.

Aos colegas Eduardo Xavier Seimetz, Gildenilson Mendes Duarte, Paulo Araújo de Azevedo e Márcio Maciel Cavalcanti, por serem de grande ajuda na aquisição dos dados geofísicos de campo.

Aos servidores da Universidade de Brasília, Péricles de Brito Macedo e Antonio Mendes de Carvalho, que durante a etapa de campo, prestaram serviços muito além daqueles que eram esperados.

Aos meus pais, Paulo César Nogueira e Cláudia Pires Vencovsky Nogueira, por me ensinarem a ser perseverante e me mostrarem a importância do trabalho e conhecimento.

E por último, agradeço a Leila Christina Rabelo, que me acompanhou nesta jornada.

"O único lugar aonde o sucesso vem antes do trabalho é no dicionário."

(Albert Einstein)

NOGUEIRA, P. V. INTEGRAÇÃO DE SÍSMICA DE REFRAÇÃO E ELETRORRESISTIVIDADE PARA ELABORAÇÃO DE UM MODELO 2D DO DEPÓSITO DE FERRO N4WS DO COMPLEXO SERRA NORTE, CARAJÁS-PA. Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília – UnB, Brasília/DF, Brasil. 2014, 78p.

Resumo

Este trabalho é constituído pela aquisição, processamento e interpretação de dados 2D de sísmica de refração rasa e eletrorresistividade em uma linha no depósito de minério de ferro de N4WS, localizado na Província Mineral de Carajás. Os métodos geofísicos foram utilizados para identificar a interface entre o minério de ferro e demais litologias do corpo, além de gerar um modelo geofísico e compará-lo com sondagens disponíveis na área. Outro objetivo foi de avaliar a potencialidade destes métodos geofísicos como ferramenta para caracterização preliminar do corpo na fase de pesquisa. Para o método de sísmica de refração rasa foram utilizados 120 canais, espaçados 10m em uma linha de 1190 metros, com sete pontos de tiro. O método de eletrorresistividade foi adquirido utilizando a técnica do caminhamento elétrico, utilizando o arranjo polo-polo, em uma linha de 1430 m, com espaçamento entre os eletrodos de 10 metros. Houve boa correlação entre os métodos geofísicos e as sondagens geológicas. Nos resultados da sísmica, um modelo de duas camadas foi gerado, sendo a primeira camada interpretada como horizonte de rochas alteradas, e a segunda camada o horizonte de rochas preservadas. Na seção de eletrorresistividade foi observada uma zona de maior resistividade (>3937 ohm.m), interpretada como sendo minério de ferro. Foi observada uma região de resistividade intermediária (816 – 2330 ohm.m) interpretado como rochas alteradas. Essas duas regiões estão na primeira camada da sísmica. Em maiores profundidades, uma zona com resistividade variando entre 483 e 2330 ohm.m foi interpretada como sendo rocha máfica preservada, e uma região de menor resistividade (<483 ohm.m), como jaspilito. As duas regiões estão localizadas na segunda camada sísmica. A boa correlação entre o modelo geofísico gerado e as sondagens geológicas indica que os métodos geofísicos utilizados em conjunto podem servir como ferramenta para caracterização preliminar em um depósito de ferro, permitindo direcionar os planos de sondagem.

Palavras-chave: Província Mineral de Carajás, Formação Ferrífera Bandada, Minério de ferro, Sísmica de refração rasa, Eletrorresistividade.

NOGUEIRA, P. V. INTEGRATION OF SEISMIC REFRACTION AND RESISTIVITY TO ELABORATE A 2D MODEL OF THE IRON ORE DEPOSIT OF N4WS IN THE SERRA NORTE COMPLEX, CARAJÁS-PA. Masters thesis – Institute of Geosciences, University of Brasília – UnB, Brasília/DF, Brazil. 2014, 78p.

Abstract

This work comprises the acquisition, processing and interpretation of 2D seismic shallow refraction (P-wave) and resistivity profile located in the iron ore deposit of N4WS, Carajás Mineral Province, northern part of Brazil. The geophysical methods were used to identify the limits of the iron ore deposit. Another objective was to evaluate the potentiality of these geophysical methods in that geological context. In order to corroborate the results, the geophysical lines were located to match a geological borehole line. For the seismic refraction, we used 120 channels, spaced by 10m, in a line of 1190 m, with seven shot points. The resistivity method used in the acquisition was the electrical resistivity imaging, with pole-pole array. The resistivity line had a distance of 1430 m, with the same distance between electrodes used in seismic acquisition. The seismic results produced a model with two distinct layers. Based on the velocities values, the first layer was interpreted as altered rocks, and the second layer as more preserved rocks. It was not possible to discriminate different lithologies with the seismic method inside each layer. From the resistivity results, a zone of higher resistivity (>3937 ohm.m) was interpreted as iron ore, and a region of intermediate resistivity (816-2330 ohm.m) as altered rocks. These two regions represent the first seismic layer. On the second seismic layer, an area with intermediated resistivity values (483 to 2330 ohm.m) was interpreted as mafic rocks, and the area with lower resistivity (<483 ohm.m) as jaspilite. Despite some regions do not show good correlation, the overall comparison between the geophysical results and the borehole profiles was satisfactory. Thus, the two geophysical methods together, can be used to generate a preliminary geological model, or also to indicate most favorable locations of the boreholes.

Key-words: Carajás Mineral Province, Banded Iron Formation, Iron ore, Shallow Seismic Refraction, Resistivity.

Conteúdo

| | | |
|-------|---|----|
| 1 | INTRODUÇÃO..... | 1 |
| 1.1 | OBJETIVOS | 2 |
| 2 | CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO..... | 3 |
| 2.1 | LOCALIZAÇÃO | 3 |
| 2.2 | CONTEXTO GEOLÓGICO..... | 4 |
| 2.2.1 | O GRUPO GRÃO PARÁ..... | 8 |
| 2.2.2 | DEPÓSITOS DE FERRO DE CARAJÁS | 9 |
| 2.2.3 | GEOLOGIA LOCAL | 11 |
| 2.3 | ESTUDOS GEOFÍSICOS ANTERIORES | 14 |
| 3 | REFERENCIAL TEÓRICO..... | 16 |
| 3.1 | SÍSMICA DE REFRAÇÃO..... | 16 |
| 3.2 | PRINCÍPIOS DA SÍSMICA DE REFRAÇÃO | 22 |
| 3.3 | ELETORRESISTIVIDADE | 33 |
| 3.3.1 | FLUXO DE CORRENTE NO SOLO | 36 |
| 3.3.2 | TÉCNICAS DE AQUISIÇÃO DE DADOS | 40 |
| 3.3.3 | ARRANJOS DE ELETRODOS..... | 41 |
| 3.3.4 | MODELAGEM DOS DADOS | 42 |
| 4 | MATERIAL E MÉTODOS..... | 43 |
| 4.1 | ASPECTOS GERAIS | 43 |
| 4.2 | SÍSMICA DE REFRAÇÃO..... | 46 |
| 4.2.1 | PRIMEIRA CAMPANHA: CAMPO TESTE EM N5S..... | 46 |
| 4.2.2 | SEGUNDA CAMPANHA: AQUISIÇÃO EM N4WS | 48 |
| 4.2.3 | PROCESSAMENTO DOS DADOS SÍSMICOS | 52 |
| 4.3 | ELETORRESISTIVIDADE | 53 |
| 4.3.1 | AQUISIÇÃO DOS DADOS DE ELETORRESISTIVIDADE | 53 |
| 4.3.2 | PROCESSAMENTO DE DADOS DE ELETORRESISTIVIDADE | 54 |

| | | |
|-----|--|----|
| 5 | RESULTADOS | 56 |
| 5.1 | SÍSMICA DE REFRAÇÃO..... | 56 |
| 5.2 | ELETORRESISTIVIDADE | 58 |
| 6 | DISCUSSÃO | 60 |
| 6.1 | SÍSMICA | 60 |
| 6.2 | ELETORRESISTIVIDADE | 63 |
| 6.3 | IDENTIFICAÇÃO DO MINÉRIO DE FERRO | 66 |
| 6.4 | MODELO INTEGRADO DE SÍSMICA DE REFRAÇÃO E ELETORRESISTIVIDADE | 68 |
| 7. | CONCLUSÃO..... | 71 |
| 8 | BIBLIOGRAFIA | 74 |

Lista de Figuras

| | |
|---|----|
| Figura 2.1 Distribuição dos principais corpos mineralizados do Distrito de Serra Norte, com localização da área de estudo no corpo N4WS. Complexo Mineral de Carajás, Estado do Pará (Imagem extraída do Google Earth). | 4 |
| Figura 2.2 Mapa Geológico da Província Mineral de Carajás (modificado de COSTA, 2007). | 6 |
| Figura 2.3 Distribuição dos corpos de minério de ferro de N1 a N8, em meio a cobertura laterítica. Serra Norte, Província Mineral de Carajás. | 10 |
| Figura 2.4 Perfil de sondagens existentes nas linhas de geofísica (Sísmica de refração e eletrorresistividade) com a descrição dos principais litotipos encontrados (dados cedidos pela empresa Vale S.A.). | 13 |
| Figura 2.5 Perfil litológico feito a partir das sondagens existentes ao longo das linhas de geofísica (cedido pela empresa Vale S.A.). Os pontos de interrogação representam os limites da interpretação. | 13 |
| Figura 3.1 Representação esquemática do movimento das ondas P (a) e S (b) (modificado de LAMIT Company, 2004). | 20 |
| Figura 3.2 Divisão da energia sísmica ao encontrar uma interface entre dois meios com velocidades distintas ($V_2 > V_1$). a) Representação de onda incidente, refratada e refletida. b) Onda refratada em ângulo crítico. c) Reflexão total da onda incidente (BURGER <i>et al.</i> , 2006). | 21 |
| Figura 3.3 Trajetória do raio da onda direta (vermelho) e do raio da onda refratada (azul), desde a fonte A até o receptor D, para um modelo de duas camadas com velocidades diferentes ($V_1 < V_2$). L representa a projeção dos segmentos AB e CD na superfície (modificado de KEARY <i>et al.</i> , 2009). | 23 |
| Figura 3.4 Curvas tempo versus distância para a onda direta (vermelho) e onda refratada (azul) para um modelo de duas camadas com interface plano paralela. | 25 |
| Figura 3.5 Modelo de duas camadas de velocidades diferentes ($V_2 > V_1$), com interface inclinada em relação à superfície. a) Curvas tempo versus distância para a onda no sentido do mergulho e no sentido oposto. b) Trajetória dos raios da onda refratada para os raios no sentido do mergulho (de A para D), e no sentido oposto (de D para A). γ é o ângulo de mergulho da interface (modificado de KEAREY <i>et al.</i> , 2009). | 27 |

| | |
|--|----|
| Figura 3.6 Trajetória do raio sísmico sendo refratado em interface irregular (modificado de KEAREY <i>et al.</i> , 2009)..... | 29 |
| Figura 3.7 Ilustração de uma camada oculta em modelo de três camadas com velocidades distintas (V_1 ; $V_2 > V_1$ e $V_3 > V_2$). A segunda camada é fina, fazendo com que as ondas refratadas da terceira camada cheguem antes das ondas refratadas da segunda camada. a) Gráfico tempo versus distância. b) Trajetória dos raios direto e refratados (KEAREY <i>et al.</i> , 2009)..... | 32 |
| Figura 3.8 Exemplo de camada cega em modelo com três camadas com velocidades distintas (V_1 ; $V_2 < V_1$ e $V_3 > V_1$). Notar que a segunda camada possui velocidade menor que a primeira camada ($V_2 < V_1$). a) Gráfico tempo versus distância. b) Trajetória dos raios direto e refratado (KEAREY <i>et al.</i> , 2009). | 33 |
| Figura 3.9 Modelo de material condutor para exemplificar os parâmetros utilizados na definição da resistividade elétrica (LOKE, 2010). | 35 |
| Figura 3.10 Intervalos de valores de resistividade para alguns materiais e principais tipos de rochas (LAGO, 2009). | 36 |
| Figura 3.11 Injeção de corrente elétrica em um ponto na superfície, e distribuição de seu fluxo em subsuperfície de maneira a criar o padrão semiesférico de propagação (adaptado de LAGO, 2009)..... | 37 |
| Figura 3.12 Representação esquemática do fluxo de corrente e o potencial no subsolo para quatro eletrodos em superfície (Adaptado de LAGO, 2009). | 39 |
| Figura 3.13 Representação do arranjo polo-polo, com um eletrodo de potencial (M) e um eletrodo de corrente (A). O segundo eletrodo de potencial e de corrente se encontram em posições distantes da linha, consideradas como distâncias infinitas. | 42 |
| Figura 4.1 Localização das linhas de geofísica no corpo de minério de ferro de N4WS. Linha de sísmica de refração em vermelho, com 1190m de comprimento. Linha de eletrorresistividade em amarelo e comprimento de 1430m..... | 44 |
| Figura 4.2 Aspecto geral da linha, com as picadas feitas pela empresa Vale S.A. | 45 |
| Figura 4.3 a) Laterita aflorante na área de estudo. b) Equipe de campo perfurando a laterita. c) Geofone afixado no furo da laterita. d) Geofone afixado no solo, em local com pouca fixação. | 45 |
| Figura 4.4 Conjunto de sismogramas da linha teste no corpo N5S. Fonte a 3m em relação ao primeiro geofone. Carga de 2kg de <i>booster</i> para este ponto de tiro. Notar a presença de duas | |

| | |
|--|----|
| explosões uma a 0ms e a segunda a 310ms, gerado a partir de explosões de cada <i>booster</i> individual de 1kg. | 47 |
| Figura 4.5 Montagem dos pontos de tiro e do sensor de gatilho. a) Colocação do explosivo no furo. b) Tamponamento do furo com brita. c) Posicionamento do sensor de gatilho preso a uma placa de alumínio sobre o ponto de tiro. d) Colocação de cobertura de borracha para evitar lançamento de detritos pela explosão. | 49 |
| Figura 4.6 Croqui do esquema de aquisição da sísmica de refração, em comparação com a posição da linha de eletrorresistividade. A aquisição da linha sísmica foi feita utilizando 120 canais, e comprimento de 1190m, com sete pontos de tiros. A linha de eletrorresistividade teve comprimento de 1430 m. | 50 |
| Figura 4.7 Comparação de sismogramas com diferentes cargas de explosivo. Ambos os sismogramas mostram o tiro na mesma posição, a -240m, e foram filtrados com filtro passa baixa de 262hz. A fonte com 4,6kg apresentou melhores resultados, com sinal sísmico mais aparente, principalmente nos geofones mais distantes (>900m de distância). | 51 |
| Figura 4.8 Exemplos de sismogramas. a) Dados sem filtro. b) Dados com filtro passa alta de 5Hz e filtro passa baixa de 85Hz. Ambos os sismogramas estão com mesmo ganho. | 52 |
| Figura 4.9 Equipamentos utilizados no levantamento de eletrorresistividade. a) Equipe carregando os cabos multieletródicos. b) Eletrodo afixado na laterita. c) Conector <i>switchbox</i> d) Eletrorresistímetro <i>Syscal Pro (IRIS Instruments)</i> | 54 |
| Figura 4.10 Distribuição de pontos de resistividade aparente e modelo de blocos utilizados durante a inversão. | 55 |
| Figura 5.1 Resultado da sísmica de refração, com modelo de duas camadas. A primeira camada teve velocidade média de 1858m/s, a segunda camada obteve velocidade média de 5413m/s. | 57 |
| Figura 5.2 Dados medidos de eletrorresistividade (superior). Dados calculados, pseudo-seção (centro), e resultado da inversão do modelo (abaixo). | 59 |
| Figura 6.1 Modelo de sísmica de refração comparado com as informações de sondagem. O modelo de sísmica possui duas camadas, com velocidades médias de 1858 e 5413m/s. | 62 |
| Figura 6.2 Modelo de eletrorresistividade em comparação com informação de sondagem. Eletrorresistividade com método de caminhamento elétrico, e arranjo polo-polo. | 64 |
| Figura 6.3 Modelo de eletrorresistividade mostrando apenas os valores de resistividade acima de 2330 ohm.m. Estes valores estão associados a ocorrência de minério de ferro. | 67 |

Figura 6.4 a) Comparação entre resultado da sísmica (interface tracejada escura) e eletrorresistividade em conjunto com o perfil de sondagens, e indicação da posição dos tiros da sísmica. b) Modelo geofísico interpretativo integrando resultados de sísmica de refração e eletrorresistividade..... 69

Lista de Tabelas

| | |
|---|----|
| Tabela 2.1 Valores de porosidade, densidade de grãos e velocidade de onda p em amostras de rocha em Serra Sul, PMC. As siglas na tabela correspondem à nomenclatura utilizada neste trabalho para rochas da PMC (LIMA <i>et al.</i> , 2013)..... | 15 |
| Tabela 3.1 Intervalos de velocidade da onda P para vários materiais (BURGER <i>et al.</i> , 2006). | 19 |
| Tabela 6.1 Intervalo de resistividade sugerido para cada litotipo presente. | 65 |

CAPÍTULO 1

1 INTRODUÇÃO

A Província Mineral de Carajás (PMC) abriga um dos mais importantes depósitos de minério de ferro do mundo, e está sendo explorada desde 1985. A produção anual de minério de ferro é de cerca de 110 milhões de toneladas, e a porcentagem em peso de óxido de ferro é em média 69%, sendo considerado como um minério de alto teor de ferro (ASSIS, 2013).

O estudo de depósitos de ferro na região de Carajás é feito principalmente por furos de sondagem, e regionalmente utilizando geofísica aérea (ASSIS, 2013). Os aerolevantamentos de geofísica desempenham um papel importante na exploração de minério de ferro na PMC, principalmente devido a uma espessa camada de laterita que impede a análise geológica direta das rochas. Entretanto, os métodos aerogeofísicos não têm resolução para definir variações locais em profundidade, ainda sendo necessário o uso de furos de sondagem para obter maior detalhe na caracterização do corpo de minério. A utilização desta abordagem ainda é muito comum para a caracterização de depósitos minerais no Brasil.

O trabalho de sondagem é pontual e são necessárias malhas com grande densidade de furos para caracterização detalhada de um depósito (e.g em 100m no corpo N4WS). Geralmente, esta prática eleva consideravelmente os custos na fase de pesquisa, além de demandar um tempo considerável na execução, principalmente em áreas de difícil acesso. Em geral, os equipamentos de sondagem são de grande porte e necessitam de uma infraestrutura cara na sua operação. Além disso, atualmente nos projetos de mineração, a intensificação de práticas de segurança e meio ambiente são fatores preponderantes nas tomadas de decisão e que afetam de forma significativa o custo. Normalmente, as atividades de perfuração possuem um risco agregado e impactam o meio ambiente, especialmente no que se refere à movimentação dos equipamentos.

Como alternativa para a utilização de programas de sondagens de custo elevado, métodos geofísicos vêm sendo utilizados no mundo desde a década de 1970 (GREEN, 1974). Entre as principais vantagens dos métodos geofísicos, está o fato destes não serem invasivos, de possuírem um custo menor quando comparados com sondagens diretas e de fornecerem informações contínuas. No entanto, entre as suas desvantagens podemos citar a ambiguidade dos seus resultados, que pode ser muitas vezes resolvida pela integração de diferentes métodos geofísicos, ou ainda, utilizando-se informações de sondagens pontuais para validação dos seus resultados.

Neste trabalho, foram utilizados os métodos terrestres de sísmica de refração rasa e eletrorresistividade para a identificação da interface entre o minério de ferro e as demais litologias, em uma linha no corpo de minério de ferro N4WS, em Serra Norte, na PMC. Os dois métodos geofísicos foram utilizados em conjunto para minimizar a ambiguidade, uma vez que cada método se baseia em uma propriedade física diferente e pode trazer informações distintas. O objetivo foi gerar um modelo geofísico, tendo como base o resultado dos dois métodos, e comparar com as informações de sondagem disponíveis, buscando evidenciar o potencial destes métodos como ferramentas na fase de pesquisa dos depósitos de minério de ferro em Carajás.

Este trabalho faz parte do projeto *Geração de modelos prospectivos para minério de ferro*, desenvolvido pela Universidade de Brasília, e financiado pela empresa Vale S.A., onde diversos métodos foram usados na definição de um modelo prospectivo para minério de ferro, dentre os quais, os métodos geofísicos.

1.1 OBJETIVOS

Avaliar o uso dos métodos geofísicos de sísmica de refração e eletrorresistividade na identificação de interfaces entre camadas geológicas, em especial o minério de ferro, no corpo N4WS, na Província Mineral de Carajás. Também é esperado analisar a contribuição de cada método na elaboração de modelo geofísico para o corpo de minério de ferro, de forma a obter informações de maneira indireta, para auxiliar o processo de pesquisa mineral na região de Carajás.

CAPÍTULO 2

2 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Neste capítulo, a área de estudo é caracterizada com respeito a sua localização e ao contexto geológico geral e local.

2.1 LOCALIZAÇÃO

O corpo de minério de ferro de N4WS (**Figura 2.1**) faz parte da Província Mineral de Carajás e está situado no Município de Parauapebas, na porção sudeste do Estado do Pará, dentro dos limites da Floresta Nacional de Carajás. Parauapebas se encontra a cerca de 530 km, por vias rodoviárias pavimentadas, da cidade de Belém. O acesso pode ser feito a partir da malha rodoviária nacional até a cidade de Parauapebas, e a partir daí, pela estrada Raymundo Mascarenhas até o Complexo Mineral de Carajás. Outra opção de acesso é por via aérea pelo aeroporto de Carajás.

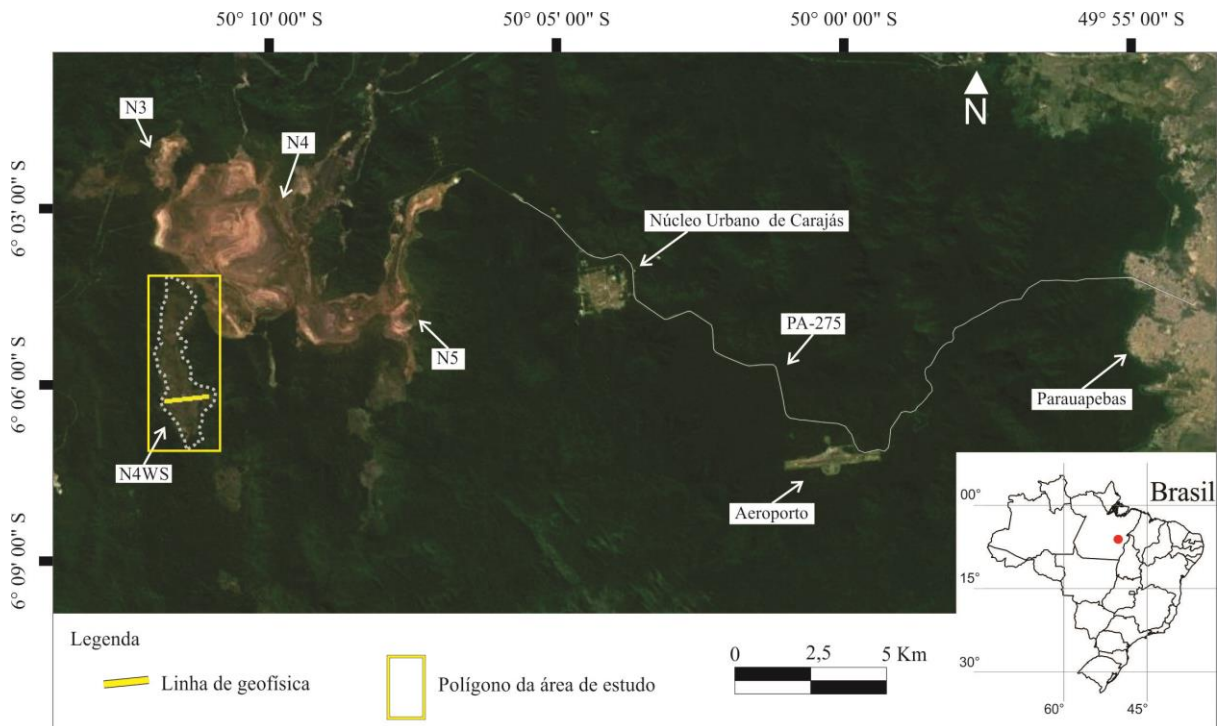


Figura 2.1 Distribuição dos principais corpos mineralizados do Distrito de Serra Norte, com localização da área de estudo no corpo N4WS. Complexo Mineral de Carajás, Estado do Pará (Imagem extraída do Google Earth).

2.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo está localizada na Província Mineral de Carajás (PMC), a qual faz parte da Província Amazônia Central, contida no Cráton Amazônico (ALMEIDA *et al.*, 1976; CORDANI *et al.*, 1988).

A PMC (**Figura 2.2**) foi formada e estabilizada durante o Arqueano, sendo posteriormente afetada por extenso magmatismo de idade Paleoproterozóica. Esta Província é dividida em dois domínios tectônicos distintos, um ocorrendo ao sul, chamado terreno granito *greenstone* Rio Maria, de idade Mesoarqueana, e o outro ocorrendo ao norte, chamado de domínio Carajás, ou Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (ARAÚJO *et al.*, 1998).

O embasamento do domínio Carajás compreende rochas do Complexo Xingu, caracterizado por gnaisses de composição granítica, tonalítica e trondhjemítica, de idade 2.859 ± 4 Ma (SILVA *et al.*, 1974; MACHADO *et al.*, 1991), e por granulitos do Complexo

Pium, de idade 3,0 Ga (RODRIGUES *et al.*, 1992). As rochas supracrustais são representadas por sequências vulcanossedimentares de idade predominantemente Neoarqueana do Supergrupo Itacaiúnas (DOCEGEO, 1988; MACHADO *et al.*, 1991; MACAMBIRA *et al.*, 1995; DALL'AGNOL *et al.*, 1997). Sobreposto as rochas do Supergrupo Itacaiúnas, ocorre uma sequência sedimentar fluvial a marinha denominada Grupo Rio Fresco ou Formação Águas Claras.

Granitóides arqueanos denominados Plaquê e Estrela, de idade 2,7 Ga, cortam as rochas do Complexo Xingu e do Supergrupo Itacaiúnas (ARAÚJO *et al.*, 1988; BARROS 1997). O Supergrupo Itacaiúnas apresenta intrusões máfico-ultramáficas acamadadas, denominadas de complexos Luanga, Onça, Vermelho e Jacaré-Jacarezinho. Datadas de 2,76 Ga, são formados por peridotitos, gabros e piroxenitos (MACHADO *et al.*, 1991).

O Grupo Rio Fresco, ou Formação Águas Claras, é composto por rochas sedimentares clásticas, sendo dividido em uma unidade marinha transicional na base, e uma unidade fluvial no topo (NOGUEIRA *et al.*, 1994).

Granitos anorogênicos denominados de Central de Carajás e Cigano cortam as unidades mais antigas do Supergrupo Itacaiúnas, com idades aproximadas de 1,88 Ga (GIBBS *et al.*, 1986; WIRTH *et al.*, 1986; MACHADO *et al.*, 1991).

No Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, sobreposto ao Complexo Xingu, ocorre a sequência metavulcano-sedimentar do Supergrupo Itacaiúnas (DOCEGEO, 1988), com idades entre 2,73 e 2,76 Ga (WIRTH *et al.*, 1986, TRENDALL *et al.*, 1998, GALARZA *et al.*, 2003, PIMENTEL *et al.*, 2003, TALLARICO *et al.*, 2005). O Supergrupo Itacaiúnas hospeda grande parcela dos depósitos de classe mundial da PMC, incluindo os depósitos de ferro da Serra Norte, Serra Sul, os de manganês de Sereno e Buritirama, e de óxido de Cu-Fe-Au (*Iron Oxide Copper Gold*, IOCG), como Salobo, Igarapé Bahia, Sossego, Cristalino e Alvo 118.

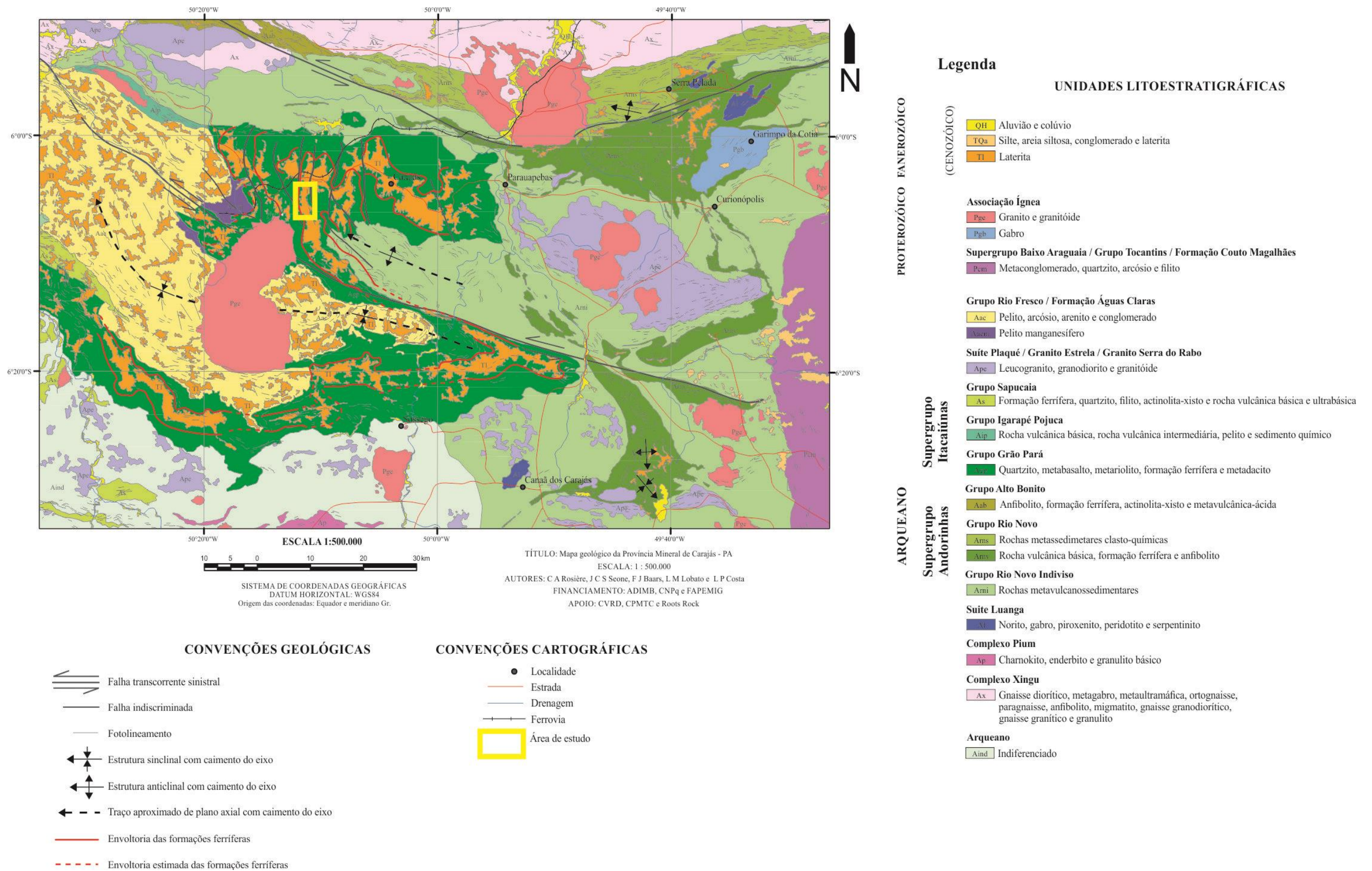


Figura 2.2 Mapa Geológico da Província Mineral de Carajás (modificado de COSTA, 2007).

O Supergrupo Itacaiúnas foi dividido em cinco grupos, aproximadamente cronocorrelatas, chamadas de Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Grão-Pará, Buritirama e Igarapé Bahia (DOCEGEO, 1988).

O Grupo Igarapé Salobo, que hospeda o depósito IOCG de Salobo, consiste de paragneisse, anfíbolito, quartzito, gnaíse, metarcóseo, e formação ferrífera bandada (*Banded Iron Formation*, BIF).

O Grupo Igarapé Pojuca é composto por rochas metavulcânicas básicas, xistos e rochas com cordierita-antofilita, interpretadas como resultado de alteração hidrotermal pré metamórfica, possivelmente associada a mineralização de Cu-(Zn-Au-Ag) do depósito de Pojuca hospedado nesse grupo (WINTER, 1995).

O Grupo Grão-Pará é composto por rochas metabasálticas, metavulcânicas félsicas e uma unidade de jaspilito, a qual é a rocha parental do minério de ferro de Carajás.

O Grupo Buritirama inclui quartzito, mica xisto, xisto carbonatado, rocha cálcio-silicática e mármore magnésífero, associados aos depósitos de manganês de Sereno e Buritirama (DOCEGEO, 1988).

O Grupo Igarapé Bahia, hospedeiro de depósito mineral de mesmo nome, é constituído na base por metabasalto, metapelito, metagrauvaca, metarritmito, formação ferrífera e rochas metapiroclásticas de composição ácida a intermediária. A Unidade superior desse grupo é formada por metarenitos, em parte arcoseanos e ferruginosos, com intercalações de metabasalto (FERREIRA FILHO, 1985).

O Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas é a principal estrutura tectônica da região da Serra dos Carajás, e é definido como uma estrutura sinclinal de aproximadamente 1.000 km de comprimento e 100 km de largura, e eixo com caimento para direção WNW-ESE. (BEISEGEL *et al.*, 1973). No contexto da PMC, o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas é representado tectonicamente pelas zonas de cisalhamento Carajás e Cinzento (ARAÚJO & MAIA, 1991), as quais apresentam movimentação transcorrente e cinemática predominante sinistral, de caráter rúptil-dúctil. Apresentam forma sigmoidal, de orientação E-W a ESE-NNW, sub-paralelas ao plano axial de dobras de escala regional (ROSIÈRE *et al.*, 2005).

Em Serra Norte, no domínio setentrional da falha Carajás, existem corpos de minério de ferro dobrados, falhados e rotacionados. A posição destes corpos de minério de ferro é controlada por ramificações lístricas do tipo *splay*, de orientação aproximada N-S (HOLDSWORTH & PINHEIRO, 2000).

2.2.1 O GRUPO GRÃO PARÁ

Dentre as cinco unidades do Grupo Itacaiunas, a área de estudo compreende as rochas que compõem o Grupo Grão-Pará (GGP), que representam uma sequência vulcano sedimentar anquimetamórfica que preencheu a Bacia Grão-Pará durante o Arqueano. O GGP é parte importante da Província Mineral de Carajás, pois contém numerosos depósitos e ocorrências minerais. Ocorrem quatro formações que compõem o GGP, em ordem de deposição, Formação Parauapebas, Formação Carajás, Formação Igarapé Cigarra e Formação Igarapé Boa Sorte (ARAÚJO & MAIA, 1991).

A Formação Parauapebas contém sequência vulcânica máfica-félsica metamorfozizada em fácies xisto verde, e é composta por metabasaltos e metadacitos. A Formação Carajás compreende corpos descontínuos de jaspilito e minério de ferro, as rochas vulcânicas da Formação Parauapebas limitam verticalmente e horizontalmente as rochas da Formação Carajás (MACAMBIRA, 2003; ZUCHETTI, 2007).

A Formação Igarapé Cigarra é formada, em sua maioria, por basaltos com alteração hidrotermal, mas com textura ígnea preservada. Os basaltos ocorrem com intercalação de tufos e sedimentos clásticos químicos (MACAMBIRA *et al.*, 1990). São rochas semelhantes às da Formação Parauapebas, não sendo distinguíveis com base na mineralogia e assinatura química (GIBBS & WIRTH, 1990). Sendo assim, considerando a posição estratigráfica da Formação Igarapé Cigarra, sua classificação não é consenso entre pesquisadores. Teixeira (1994) e Teixeira *et al.* (1997) sugerem que essas rochas pertençam ao Grupo Igarapé Bahia, com posição estratigráfica acima do GGP.

A Formação Igarapé Boa Sorte é a unidade superior do GGP, e é composta por siltitos com intercalação de folhelhos, ambos carbonosos e carbonáticos. As rochas desta formação representam o proto-minério de manganês do depósito de Azul (MACAMBIRA, 2003).

2.2.2 DEPÓSITOS DE FERRO DE CARAJÁS

Não existe consenso para a origem dos depósitos de minério de ferro no mundo, com diversos modelos propostos. A incerteza na origem dos depósitos de ferro de alto teor é atribuída à composição monominerálica do minério, o qual é quase que exclusivamente composto por hematita (hematita microcristalina e martita). A hematita é um mineral com grande campo de estabilidade e composição química simples, o que revela pouco sobre a sua origem (BEUKES *et al.*, 2002). Os principais modelos aceitos para a gênese do minério de ferro são: supergênico, hidrotermal e hidrotermal/supergênico.

O enriquecimento supergênico ocorre pelo intemperismo químico, que causa a lixiviação de minerais como o quartzo e carbonato, e a reprecipitação do ferro na forma de óxidos, como hematita e goethita (RIBEIRO, 2003). O enriquecimento hipogênico ocorre com a percolação de fluidos hidrotermais em zonas de fraqueza da rocha, como falhas e fraturas, causando lixiviação e precipitação de novos minerais (SPIER, 2007). Segundo Beukes *et al.* (2002), os modelos de enriquecimento supergênico e hipogênico apresentam uma fase de transição entre o minério e a formação ferrífera bandada.

O enriquecimento do minério de ferro em Carajás também é motivo de discussão, não existindo um consenso sobre sua gênese. Tolbert *et al.*, (1971) propôs um modelo supergênico para Carajás. Segundo este autor, a circulação de águas meteóricas por falhas promoveram a lixiviação da sílica contida no jaspe, e por consequência, o enriquecimento residual em ferro, este modelo também é defendido por Macambira (2003). Beisiegel *et al.*, (1973), por sua vez, sugeriu duas origens distintas para o minério de ferro. Como em Carajás ocorrem dois tipos de minério de ferro, hematitito friável e hematitito compacto, cada um teria origem diferente. Sendo que o modelo hidrotermal estaria associado ao surgimento da hematita compacta, e o modelo supergênico explicaria o surgimento da hematita friável. Autores como Lobato *et al.*, (2005) explicam o surgimento dos depósitos de minério de ferro como sendo exclusivamente de origem hidrotermal.

A Formação Carajás é constituída de formações ferríferas bandadas, denominados de jaspilitos. Processos de transformação mudaram a composição da rocha, gerando minério de

ferro até profundidades de algumas centenas de metros, com ocorrências de jaspilitos preservados nas porções mais inferiores (MACAMBIRA, 2003).

Esta formação representa o protominério das jazidas de ferro da PMC, que ocorrem em platôs sustentados por camada de laterita. Tais platôs formam cadeias descontínuas de montanhas, sendo agrupadas em três cadeias principais de acordo com as posições geográficas em que estão situadas. São elas: Serra Sul, Serra Leste e Serra Norte (MACAMBIRA, 2003).

Em Serra Norte, a Formação Carajás está presente nos topos dos platôs de N1 a N9, sendo que do platô N1 ao platô N5, se estende de forma quase contínua e ocupa a parte central da área, em uma faixa de direção E-W com 1 a 3 km de largura, que se bifurca no platô N4 (**Figura 2.3**). A Formação Carajás é recoberta discordantemente pela Formação Igarapé Azul entre N1 e N2 e interrompida tectonicamente por falhas transcorrentes entre N4 e N5. Os mergulhos das camadas de rocha possuem direções diferentes de acordo com o platô em que estão inseridos. Em N1, N2 e N3 a direção do mergulho é, em geral, para sul. Em N4 o mergulho das camadas é na direção oeste. No platô N5, as rochas estão deslocadas por falhamentos que compõem um sinclinal, cujo eixo mergulha para SW (MACAMBIRA, 2003).

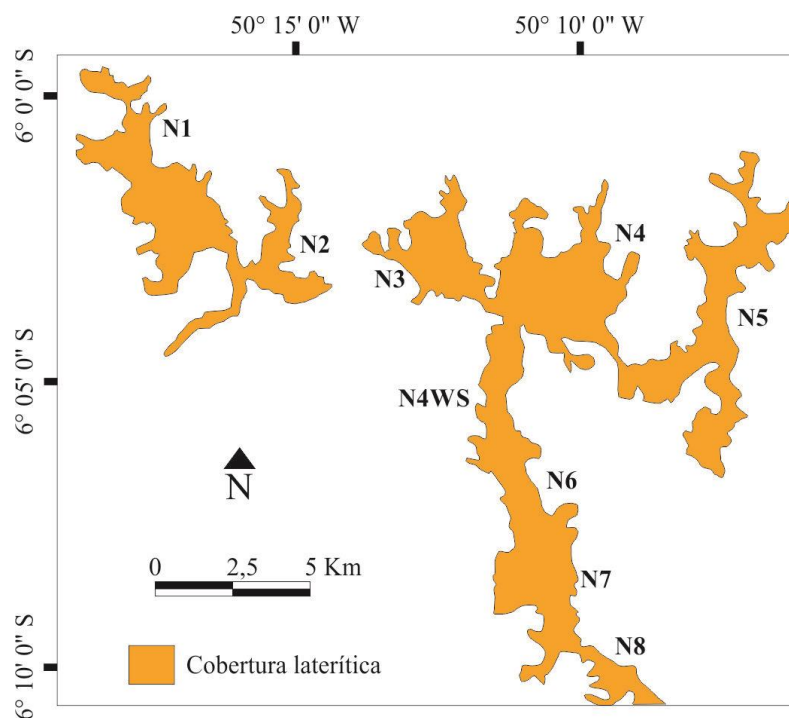


Figura 2.3 Distribuição dos corpos de minério de ferro de N1 a N8, em meio a cobertura laterítica. Serra Norte, Província Mineral de Carajás.

Os jaspilitos são rochas que possuem um bandamento composicional, com bandas cinza-escuro que se alternam com bandas desde brancas a avermelhadas. As bandas escuras são compostas por hematita/magnetita, enquanto que as bandas mais claras e/ou avermelhadas são compostas por chert e/ou jaspe. As espessuras de cada banda variam entre 0,5 e 3 cm. O jaspe é uma variedade de chert que apresenta pigmentos microscópicos de hematita, o que gera a coloração avermelhada. O bandamento presente nos jaspilitos possui caráter sedimentar química. Os jaspilitos apresentam dobramentos decimétricos, gerados a partir de escorregamentos sin-deposicionais. O plano de acamamento mostra ondulações e rugosidades provocadas pelo escorregamento, confirmando que os jaspilitos podem ter sido depositados em planos inclinados. Podem ocorrer sills de rochas máficas concordantes com o acamamento. No corpo N4E os jaspilitos constituem uma camada de cerca de 220 m de espessura, e apresenta contato concordante com as rochas da Formação Parauapebas (MACAMBIRA, 2003).

O minério de ferro pode ocorrer de dois tipos, o hematítico duro e o hematítico friável (HF), sendo que na área de estudo, a ocorrência de minério de ferro é representada pelo HF. Apresentando-se comumente bandado e localmente com planos de laminação, o HF pode ocorrer até profundidades de 350 m, e apresentar contaminantes como: alumínio, fósforo e manganês. O HF se apresenta como material hematítico friável de coloração cinza-avermelhado e brilho metálico possuindo alta porosidade chegando a ser pulverulento. Na superfície, as camadas de minério de ferro e rochas máficas decompostas são encobertos por uma cobertura laterítica (FIGUEIREDO E SILVA 2009).

2.2.3 GEOLOGIA LOCAL

Ao longo do perfil onde foram adquiridos os dados geofísicos de sísmica e resistividade, existem 14 furos de sondagem realizados pela empresa Vale S.A durante a etapa de pesquisa geológica do corpo N4WS. As informações acerca da litologia de cada sondagem estão apresentadas na **Figura 2.4**. Estas sondagens possuem profundidades distintas, variando entre 100 e 550 m. Na **Figura 2.5**, está apresentada uma seção geológica interpretativa fornecida pela empresa Vale S.A., feita a partir das sondagens existentes na linha.

Os litotipos presentes no perfil fazem parte da assembléia comum de rochas associadas ao minério de ferro em Serra Norte (ASSIS, 2013). Abaixo está uma descrição dos principais litotipos utilizados pela empresa Vale S.A:

- MS – Rochas máficas indiferenciadas: Representa o embasamento do jaspilito e são as rochas encontradas em maior profundidade.
- MSD – Saprolito das rochas máficas, horizonte menos alterado.
- MD – Saprolito das rochas máficas, horizonte mais alterado.
- JP – Jaspilito: é o protominério de ferro, rocha de sedimentação química.
- HMN – Hematitito manganífero: litotipo que representa os depósitos de minério de ferro com concentração de manganês. Ocorre de maneira muito restrita na área, em intervalo métrico no furo N4WS-1136.
- HF – Hematitito Friável: representa o minério de ferro.
- CM – Colúvio/elúvio de hematitito lateritizado: representa a laterita associada ao hematitito friável.
- CQ – Canga química: representa a laterita que se forma acima do saprolito de rocha máfica.

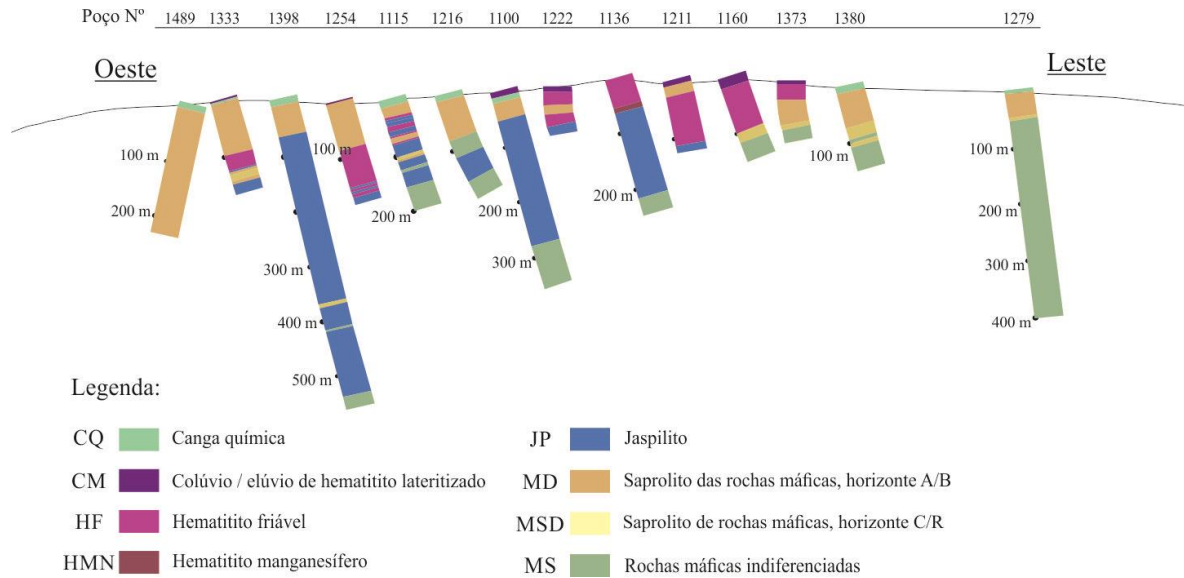


Figura 2.4 Perfil de sondagens existentes nas linhas de geofísica (Sísmica de refração e eletrorresistividade) com a descrição dos principais litotipos encontrados (dados cedidos pela empresa Vale S.A.).

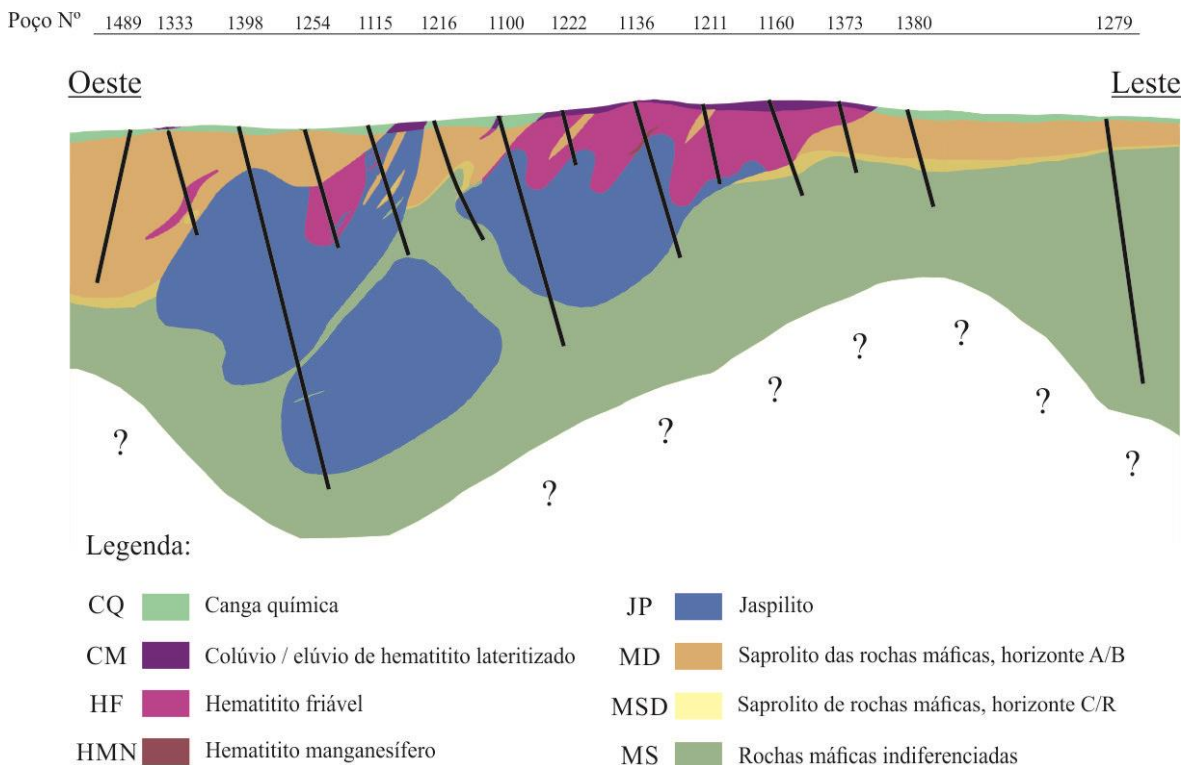


Figura 2.5 Perfil litológico feito a partir das sondagens existentes ao longo das linhas de geofísica (cedido pela empresa Vale S.A.). Os pontos de interrogação representam os limites da interpretação.

2.3 ESTUDOS GEOFÍSICOS ANTERIORES

Poucos estudos geofísicos estão disponíveis na região de Carajás, estando principalmente relacionados a trabalhos de petrofísica e a aerolevantamentos (gravimetria e magnetometria).

Lima *et al.* (2013) realizou estudo petrofísico em alguns dos litotipos associados ao minério de ferro em Serra Sul (**Tabela 2.1**). Este trabalho permitiu caracterizar intervalos de valores de velocidade de onda P (VP) para as litologias CM, HF, JP, MD e MS. No entanto, a interpretação destes dados deve ser feita com parcimônia, pois apenas 18 amostras foram utilizadas no estudo.

É possível separar os litotipos acima em dois grupos principais, baseado nas médias dos valores de VP: um de menor velocidade e outro de maior velocidade. O primeiro é composto pelos litotipos CM (2965,55 m/s), HF (2822,12 m/s) e MD (2818,66 m/s), e o segundo, é composto pelas litotipos JP (6150,66 m/s) e MS (6015 m/s). É esperado que, devido a proximidade nos valores de onda P, a sísmica de refração não discrimine os litotipos individualmente, mas consiga separar os dois grupos que apresentam grande diferença nos valores de velocidade onda P.

Embora, no estudo de Lima *et al.* (2013) não sejam mencionados valores para resistividade em rochas da PMC, pode ser esperado baixos valores de resistividade (<10 ohm.m) para formações ferríferas bandadas (Interconsult, 1987 *apud* Owen *et al.*, 2005).

Tabela 2.1 Valores de porosidade, densidade de grãos e velocidade de onda p em amostras de rocha em Serra Sul, PMC. As siglas na tabela correspondem à nomenclatura utilizada neste trabalho para rochas da PMC (LIMA *et al.*, 2013).

| Amostra | Porosidade (%) | Densidade de grãos (g/cm³) | Velocidade de onda P (m/s) |
|----------------|-----------------------|--|-----------------------------------|
| CM 01 | 55,098 | 3,606 | 2844 |
| CM 02 | 55,253 | 3,589 | 2984 |
| CM 03 | 54,221 | 3,647 | 3069 |
| HF AM05 01 | 36,448 | 5,014 | 2264 |
| HF AM05 02 | 37,346 | 5,014 | 2453 |
| HF AM05 03 | 36,387 | 5,043 | 2247 |
| HF AM05 04 | 30,451 | 4,964 | 2973 |
| HF AM06 01 | 35,698 | 5,047 | 3670 |
| HF AM06 02 | 32,698 | 5,029 | 3291 |
| HF AM06 03 | 32,554 | 5,015 | 2929 |
| HF AM06 04 | 32,505 | 5,023 | 2750 |
| JP AM02 01 | 2,923 | 3,423 | 6071 |
| JP AM02 02 | 2,447 | 3,529 | 6279 |
| JP AM02 03 | 2,424 | 3,473 | 6102 |
| MD AM07 01 | 42,772 | 2,807 | 2848 |
| MD AM07 02 | 44,746 | 2,808 | 2902 |
| MD AM07 03 | 46,746 | 2,925 | 2706 |
| MS AM08 01 | 0,011 | 2,767 | 6015 |

CAPÍTULO 3

3 REFERENCIAL TEÓRICO

Este capítulo aborda a fundamentação teórica dos dois métodos geofísicos utilizados neste trabalho, a sísmica de refração e a eletrorresistividade. Inicialmente, é abordado o método de refração rasa, com os fundamentos básicos, as principais equações relacionadas ao método, bem como uma introdução à técnica de inversão utilizada para gerar o modelo de velocidades. Em seguida, é abordado o método de eletrorresistividade, com uma discussão da física da propagação do fluxo de corrente elétrica no solo, uma descrição da aquisição dos dados, comentários sobre o arranjo de eletrodos utilizado e uma introdução à técnica de inversão utilizada para gerar o modelo geoeletrico.

3.1 SÍSMICA DE REFRAÇÃO

A necessidade de desenvolver técnicas de processamento e aquisição sísmica em rocha dura teve início na década de 1920. Existem duas técnicas principais para o método sísmico, a Sísmica de Reflexão e a Sísmica de Refração. A primeira utiliza a reflexão da onda sísmica em interfaces de materiais com propriedades distintas para caracterização do meio. A sísmica de refração, por sua vez, utiliza a onda refratada criticamente nestas interfaces para este fim. A sísmica de reflexão é o método mais difundido, principalmente por ser o preferido da indústria do petróleo, e desta forma, o que recebeu mais investimentos, contribuindo para seu desenvolvimento. A sísmica de refração é muito utilizada em estudos rasos e profundos. Resultados de aquisições de sísmica de refração profunda são utilizados em estudos da estrutura da litosfera (VENTURA *et al.*, 2011). Aplicações de sísmica de refração rasa, como por exemplo, para estudos geotécnicos, e se caracterizam pela baixa complexidade na

aquisição e processamento dos dados. O método escolhido para este trabalho foi o de sísmica de refração rasa.

Não existem muitos exemplos na literatura sobre a aplicação de sísmica de refração na mineração, em parte por causa do sigilo imposto pelas empresas do setor mineral, mas também por causa das limitações do método. A sísmica de refração possui baixa resolução (se comparado com a técnica de reflexão), necessidade de aumento da velocidade sísmica com a profundidade para que ocorra refração crítica, e razão tamanho da linha com profundidade de investigação (Eaton *et al.*, 2003).

O método de sísmica de refração é ideal para locais com camadas horizontalizadas. Desta forma, o uso da refração é recomendado para determinar profundidade do embasamento, localização de canais de rios antigos, determinação da composição de rocha de acordo com a velocidade sísmica (é necessário haver contraste entre as velocidades), determinação da interface e tipos de rocha para fundações ou estruturas de engenharia (prédios, pontes, túneis e represas). Em áreas com topografia complicada, com complexidade geológica e com presença de cavernas, o resultado pode não ser satisfatório (GREEN, 1974).

Ramalho *et al.* (2009) utilizou os métodos geofísicos eletromagnético, de eletrorresistividade, de sísmica de refração e de reflexão para avaliar o impacto ambiental que seria causado pela utilização de antigas minas a céu aberto de urânio para depósito de resíduo de minas subjacentes. Os métodos geofísicos foram utilizados, principalmente, para identificar falhas e circulação da água subterrânea. A sísmica de refração foi aplicada para avaliar o grau de alteração das rochas e a profundidade do embasamento cristalino.

Stephansson *et al.* (1979) propôs uma metodologia para determinar a localização e profundidade de juntas em uma área de mineração através de sísmica de refração, utilizando ondas p e s. Primeiro foi realizado um teste em bloco de concreto no laboratório, para avaliar o método de identificação de juntas. A metodologia foi aplicada primeiramente na parede de um poço para construção da usina nuclear de Forsmark, Suécia. Em seguida foi feita uma aplicação nas paredes de uma mina de ferro de Malmberget, no norte da Suécia.

Na sísmica de refração, as ondas sísmicas são geradas a partir de uma fonte controlada, como uma explosão ou marretada no solo. As ondas geradas são propagadas em subsuperfície e retornam à superfície, por refração crítica, quando se deparam com regiões

onde exista contraste de impedância acústica significativa no meio. Em um levantamento sísmico, os instrumentos capazes de medir a vibração no solo, gerada pela passagem das ondas sísmica, são chamados de geofone. Em levantamentos 2D, uma linha de geofones é afixada no solo para registrar a chegada das ondas, e conseqüentemente, o tempo de propagação desde a fonte. A relação tempo de chegada *versus* distância percorrida fornece as velocidades de propagação da onda no meio. De posse destas informações, a partir da teoria do método de refração, é possível obter a profundidade das interfaces entre meios com diferentes velocidades, e desta forma gerar um modelo que represente variações dos materiais em subsuperfície.

O parâmetro fundamental para os métodos sísmicos é a velocidade de propagação de ondas mecânicas no meio, sendo que este parâmetro é diferente para materiais distintos (**Tabela 3.1**). A velocidade de propagação das ondas depende das propriedades elásticas e da densidade do meio, as quais variam de acordo com mudanças no seu conteúdo mineral, sua litologia, porosidade, saturação dos poros e do seu grau de compactação (BURGER *et al.*, 2006; KNODEL *et al.*, 2007).

Tabela 3.1 Intervalos de velocidade da onda P para vários materiais (BURGER *et al.*, 2006).

| Materiais inconsolidados | | Materiais consolidados | | Outros | |
|---|-----------|------------------------|-----------|--------|-----------|
| Camada com alteração | 300-900 | Granito | 5000-6000 | Água | 1400-1600 |
| Solo | 250-600 | Basalto | 5400-6400 | Ar | 331,5 |
| Aluvião | 500-2000 | Rochas Metamórficas | 3500-7000 | | |
| Argila | 1100-2500 | | | | |
| Areia | | Arenitos e folhelhos | 2000-4500 | | |
| Insaturada | 200-1000 | Calcário | 2000-6000 | | |
| Saturada | 800-2200 | | | | |
| Tilito | | | | | |
| Insaturado | 400-1000 | | | | |
| Saturado | 1700 | | | | |
| Compactado | 1200-2100 | | | | |
| Valores de velocidade da onda P em m/s. | | | | | |

As ondas sísmicas são divididas em ondas de corpo e ondas de superfície. Ondas de superfície são representadas pelas ondas Rayleigh a Love, e são ondas que se propagam na superfície da terra, são ondas que viajam em menor velocidade quando comparado as ondas de corpo. As ondas P e S representam as ondas de corpo, são ondas que viajam pelo interior da terra. Nas ondas P (primárias), o movimento das partículas do meio é paralelo à sua direção de propagação (**Figura 3.1a**). Diferente das ondas S (secundárias), onde o movimento das partículas é transversal à direção de propagação (**Figura 3.1b**), este trabalho utiliza medições feitas com ondas de corpo primárias (onda P; KEAREY *et al.*, 2009).

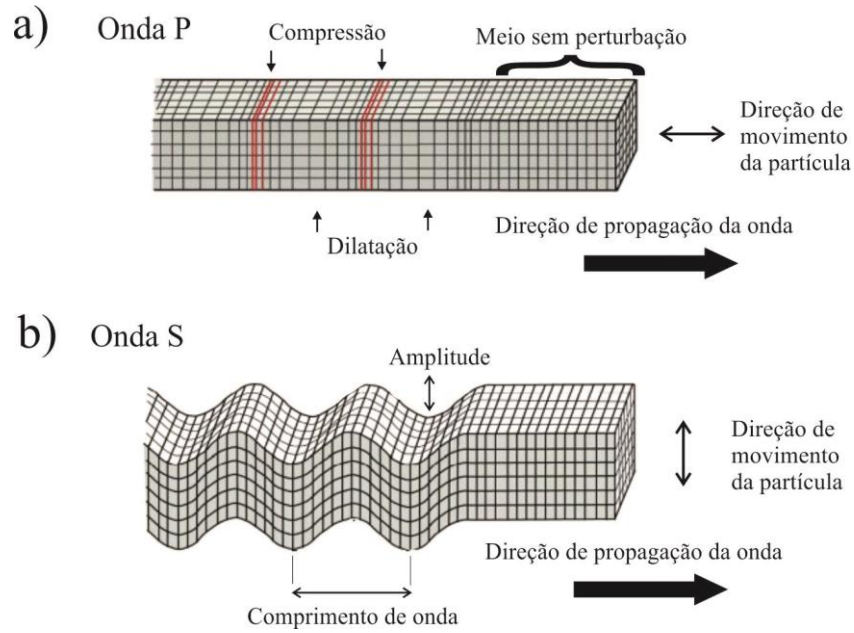


Figura 3.1 Representação esquemática do movimento das ondas P (a) e S (b) (modificado de LAMIT Company, 2004).

Quando um pulso sísmico é gerado, a sua propagação no meio é radial a partir da fonte, e este viaja a uma velocidade que é determinada pelas propriedades físicas do meio. Se o pulso se propagar em um material homogêneo, a velocidade será a mesma em todas as direções. Quando a onda encontra uma mudança de meio, a velocidade sofre uma variação relacionada com as novas propriedades elásticas do meio, fazendo com que parte da energia do pulso de onda seja refletida e a outra parte seja refratada (transmitida).

A Lei de Snell mostra a relação entre os ângulos de incidência e de transmissão, e desta forma esta relação permite calcular o desvio angular de incidência sofrida por uma onda sísmica em um meio, ao passar para outro meio de maior velocidade, com índice de refração diferente do qual ele estava percorrendo (Equação 3.1). A razão entre o seno do ângulo de incidência e a velocidade do raio incidente é igual à razão entre o seno do ângulo de transmissão e a velocidade do raio transmitido (KEAREY *et al.*, 2009).

$$\frac{\text{sen } \theta_i}{v_1} = \frac{\text{sen } \theta_r}{v_2} \quad (\text{Eq. 3.1}).$$

Quando a velocidade do meio transmitido é maior que a do meio incidente, existe um ângulo de incidência específico que resultará em um ângulo de refração igual a 90° . Este ângulo de incidência é conhecido como ângulo crítico (θ_c) (Equação 3.2). Quando a onda é criticamente refratada, ela viaja ao longo da interface entre os dois meios, com a velocidade da camada inferior (v_2), que é maior (**Figura 3.2b**). Para ângulos menores que o ângulo crítico, o ângulo de refração será menor que 90° , e a onda será apenas transmitida (**Figura 3.2a**). Para ângulos maiores que o ângulo crítico, não haverá transmissão da energia sísmica, ocorrendo reflexão total (**Figura 3.2c**).

$$\theta_c = \text{sen}^{-1} \left(v_1 / v_2 \right) \quad (\text{Eq. 3.2}).$$

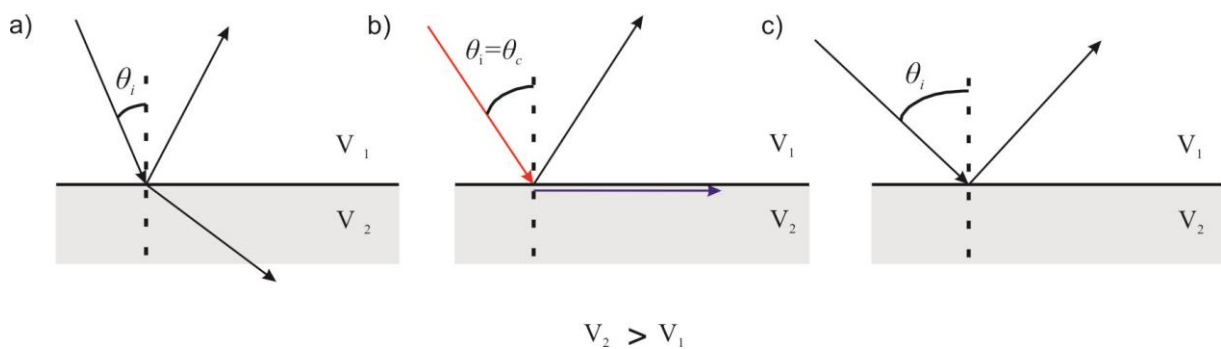


Figura 3.2 Divisão da energia sísmica ao encontrar uma interface entre dois meios com velocidades distintas ($v_2 > v_1$). a) Representação de onda incidente, refratada e refletida. b) Onda refratada em ângulo crítico. c) Reflexão total da onda incidente (BURGER *et al.*, 2006).

Para que a refração crítica ocorra, é necessário que a velocidade da camada de baixo (v_2) seja maior que o da camada superior (v_1). Caso contrário, segundo a lei de Snell, o ângulo de refração será menor que o ângulo de incidência, impossibilitando o retorno da onda para superfície por refração.

3.2 PRINCÍPIOS DA SÍSMICA DE REFRAÇÃO

A teoria do método de refração é baseada em simples relações geométricas e trigonométricas, que envolvem o raio sísmico (trajetória mínima da propagação da onda), a interface entre os meios, e a superfície. Os tempos de percurso estão intrinsicamente relacionados às velocidades de propagação das ondas, que por sua vez, dependem do meio em que estão percorrendo. A seguir, serão desenvolvidas as equações do tempo de percurso da onda sísmica refratada, e das espessuras das camadas (KEAREY *et al.*, 2009).

- *Caso de duas camadas com uma interface horizontal*

Consideremos um meio com duas camadas de velocidades diferentes ($V_2 > V_1$) separadas por uma interface horizontal (**Figura 3.3**). Um raio sísmico que viaja diretamente da fonte (ponto A) ao receptor (ponto D), separados por uma distância x em superfície, representa a onda direta, e se propaga com a velocidade do meio 1. Uma onda refratada criticamente possuirá uma trajetória do raio refratado \overline{ABCD} , onde h representa a espessura da primeira camada, e esta onda viajará com a velocidade da camada 2, enquanto estiver refratando criticamente.

A velocidade da primeira camada é calculada pela razão entre a distância percorrida (x) e o tempo de percurso da onda direta (t_{AD}) (Equação 3.3).

$$V_1 = \frac{x}{t_{AD}} \quad (\text{Eq. 3.3})$$

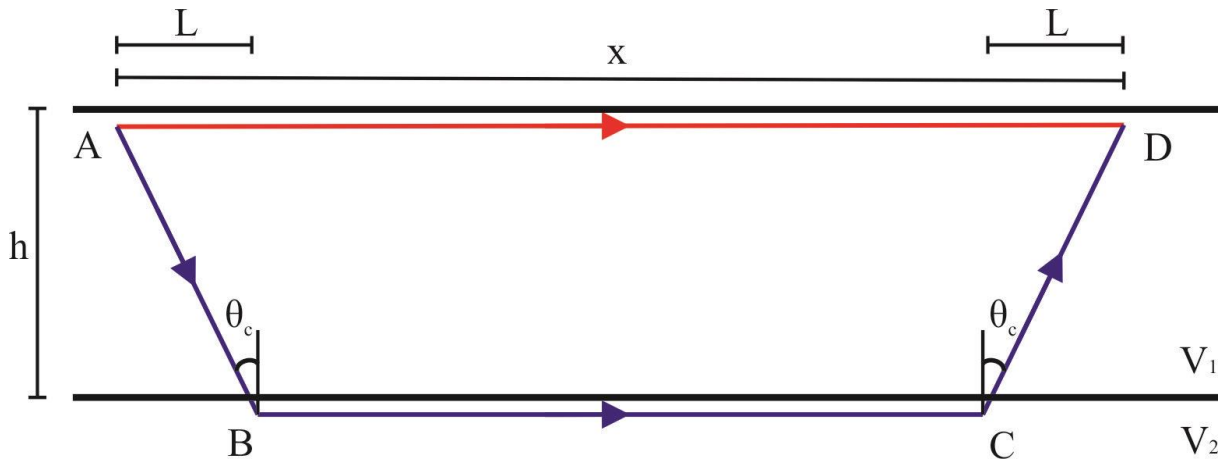


Figura 3.3 Trajetória do raio da onda direta (vermelho) e do raio da onda refratada (azul), desde a fonte A até o receptor D, para um modelo de duas camadas com velocidades diferentes ($V_1 < V_2$). L representa a projeção dos segmentos \overline{AB} e \overline{CD} na superfície (modificado de KEARY *et al.*, 2009).

O raio refratado desloca-se nos percursos \overline{AB} e \overline{CD} com a velocidade V_1 , segundo o ângulo crítico θ_c . Na trajetória \overline{BC} , a onda viaja com a velocidade da camada inferior (V_2), que é mais rápida. O tempo de percurso total (t) em função da velocidade ao longo da trajetória do raio refratado é dado, na Equação 3.4, pela soma dos tempos em cada percurso:

$$t = t_{AB} + t_{BC} + t_{CD} = \frac{\overline{AB}}{V_1} + \frac{\overline{BC}}{V_2} + \frac{\overline{CD}}{V_1} \quad (\text{Eq. 3.4})$$

Pelas relações trigonométricas entre a espessura (h) e a trajetória do raio no meio 1, temos que $\overline{AB} = \overline{CD} = h \cos(\theta_c)$ e $L = h \tan(\theta_c)$, dessa forma, $\overline{BC} = x - 2L$, logo, substituindo na Equação 3.4, teremos:

$$t = \frac{2h}{V_1 \cos \theta_c} + \frac{x - 2h \tan(\theta_c)}{V_2} \quad (\text{Eq. 3.5})$$

Rearranjando a Equação 3.5 temos:

$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2h}{V_1 \cos \theta_c} - \frac{2h \tan(\theta_c)}{V_2} \quad (\text{Eq. 3.6})$$

Colocando o $2h$ em evidencia na Equação 3.6, e usando a relação de $\tan(\theta_c) = \frac{\text{sen}(\theta_c)}{\text{cos}(\theta_c)}$, temos:

$$t = \frac{x}{V_2} + 2h \left(\frac{V_2 - V_1 \text{sen}(\theta_c)}{V_1 V_2 \text{cos}(\theta_c)} \right) \quad (\text{Eq. 3.7})$$

A partir da lei de Snell, mostrada anteriormente, temos que $\text{sen}(\theta_c) = \frac{V_1}{V_2}$ e consequentemente, $\text{cos}(\theta_c) = \sqrt{1 - \left(\frac{V_1}{V_2}\right)^2}$. Desta forma, substituindo e rearranjando na Equação 3.7, teremos a equação do tempo de percurso da onda refratada, em termos das velocidades:

$$t = \frac{x}{V_2} + 2h \left(\frac{(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}}{V_2 V_1} \right) \quad (\text{Eq. 3.8})$$

Podemos reescrever a Equação 3.8 da seguinte forma:

$$t = \frac{x}{V_2} + t_i \quad (\text{Eq. 3.9})$$

A Equação 3.9 é uma equação de primeiro grau, do tempo com relação a distancia. O coeficiente angular desta equação é igual ao inverso da velocidade da segunda camada ($1/V_2$), e o coeficiente linear é o chamado tempo de interceptação (t_i na Equação 3.10). O valor de t_i pode ser obtido do sismograma, prolongando a reta, que se ajusta aos tempos da onda

refratada, até o eixo dos tempos (tempo de interceptação). Da Equação 3.8 e 3.9, obtêm-se a equação para o tempo de interceptação.

$$t_i = 2h \left(\frac{(v_2^2 - v_1^2)^{1/2}}{v_2 v_1} \right) \quad (\text{Eq. 3.10})$$

Rearranjando a Equação 3.10, chega-se então na expressão para obtenção da espessura da primeira camada (ou profundidade da primeira interface) em função das velocidades sísmicas, para um modelo de duas camadas com interface horizontal.

$$h = \frac{t_i v_1 v_2}{2 \sqrt{v_2^2 - v_1^2}} \quad (\text{Eq. 3.11})$$

A **Figura 3.4** apresenta o gráfico com as curvas de tempo versus distância para um modelo de sísmica de refração com duas camadas.

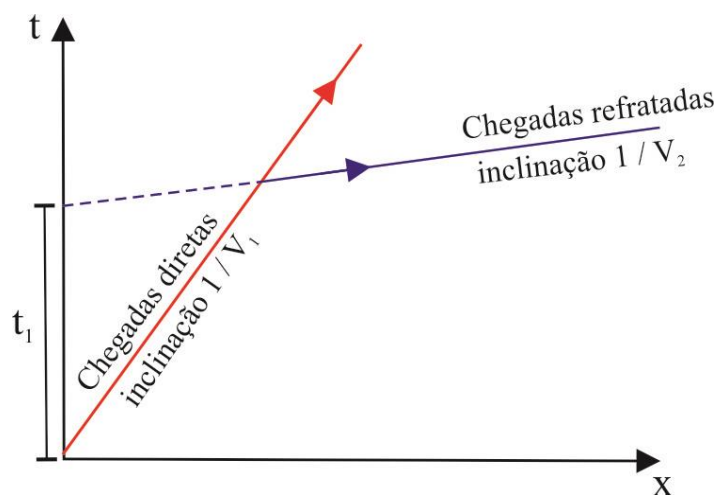


Figura 3.4 Curvas tempo versus distância para a onda direta (vermelho) e onda refratada (azul) para um modelo de duas camadas com interface plano paralela.

- **Caso de três ou mais camadas com interfaces horizontais**

Para o caso de três camadas faz-se necessário o uso da Equação 3.12, levando em conta os mesmos princípios utilizados no caso de duas camadas. Maiores esclarecimentos com relação ao caso de três camadas podem ser encontrados em Burger *et al.* (2006) e Kearey *et al.* (2007).

$$t_i = \frac{2h_1 \cos(\theta_{13})}{V_1} + \frac{2h_2 \cos(\theta_{23})}{V_2} \quad (\text{Eq. 3.12})$$

Para mais de três camadas, a equação do tempo de percurso t_n de um raio criticamente refratado ao longo da superfície das n camadas é dado por:

$$t_n = \frac{x}{V_n} + \sum_{i=1}^{n-1} \frac{2h_i \cos \theta_{in}}{V_i} \quad (\text{Eq. 3.13})$$

Onde:

$$\theta_{in} = \text{sen}^{-1} \left(\frac{V_i}{V_n} \right) \quad (\text{Eq. 3.14})$$

- **Interfaces não planas**

O caso de estudo anterior, com duas camadas e uma interface horizontal, reflete um modelo idealizado do meio. Geralmente, as interfaces entre as camadas não são horizontais, podendo estar inclinadas com relação à superfície. Para esta situação, o ângulo de mergulho da camada interfere no percurso da onda refratada, e deve ser levado em consideração no cálculo do seu tempo de percurso.

Nesta nova situação, o gráfico de tempo de percurso (tempo versus distância) não representa mais a velocidade real do refrator, e sim uma velocidade diferente, sendo chamada

de *velocidade aparente*. Esta velocidade será menor quando registrada no sentido oposto ao mergulho, e maior quando for registrada no sentido do mergulho, a partir do ponto de tiro (**Figura 3.5a**).

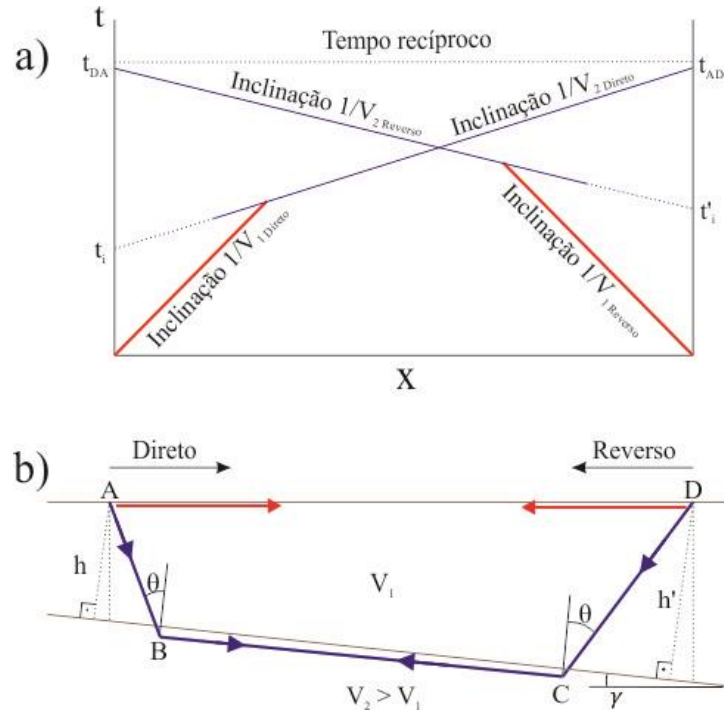


Figura 3.5 Modelo de duas camadas de velocidades diferentes ($V_2 > V_1$), com interface inclinada em relação à superfície. a) Curvas tempo versus distância para a onda no sentido do mergulho e no sentido oposto. b) Trajetória dos raios da onda refratada para os raios no sentido do mergulho (de A para D), e no sentido oposto (de D para A). γ é o ângulo de mergulho da interface (modificado de KEAREY *et al.*, 2009).

De modo a determinar se a camada é inclinada, faz-se necessário utilizar dois pontos de fonte sísmica opostos, de preferência nas extremidades da linha (A e D na **Figura 3.5b**). Observa-se que o tempo de percurso total da onda deve ser o mesmo nos dois sentidos, ($t_{AD} = t_{DA}$), já que os caminhos percorridos pela onda serão os mesmos, esta equivalência é conhecida como reciprocidade (*reciprocity*). Na prática, é recomendável realizar pares de tiros opostos, pois é a maneira mais eficaz de determinar se pequenos segmentos da interface estão inclinados ou não. Nota-se que, em interfaces inclinadas, as curvas de tempo versus distância das ondas refratadas não são simétricas (**Figura 3.5b**). Para interfaces com mergulhos menores que 10° , as velocidades aparentes serão próximas às velocidades reais.

Segundo Kearey *et al.*, (2009), a equação para camadas com interfaces não planas é similar a Equação 3.13, bastando substituir o ângulo θ pelos ângulos α e β , a fim de incluir o

componente de inclinação da camada refratora. O tempo de percurso t_n de um raio criticamente refratado em n camadas inclinadas é descrito na Equação 3.15.

$$t_n = \frac{x \sin \beta_1}{V_1} + \sum_{i=1}^{n-1} \frac{h_i (\cos \alpha_i + \cos \beta_i)}{v_i} \quad (\text{Eq. 3.15})$$

Onde h_i é a espessura da camada i , α_i e β_i são os ângulos em relação a vertical feito pelo raio descendente e ascendente respectivamente.

- ***Interfaces irregulares***

Na prática, as interfaces podem ser mais complexas do que apenas serem inclinadas. Neste caso, estas são chamadas de interfaces irregulares, e é o caso que mais se assemelha às condições reais. Neste caso, é necessário utilizar uma abordagem diferente (**Figura 3.6**), utilizando métodos computacionais para calcular a profundidade da interface para cada par fonte/receptor.

Uma abordagem comum é aplicar o método dos mínimos quadrados (*least-square method*) para calcular, de forma simultânea, as espessuras das camadas logo abaixo dos receptores, buscando o seu melhor ajuste com os dados medidos em campo. De forma que quanto menor o espaçamento entre receptores, melhor será a resolução espacial do modelo obtido.

Neste caso, é necessário definir a vagarosidade S (*slowness*) como inverso da velocidade para linearizar a equação de tempo de percurso e facilitar os cálculos. Sendo assim, para um caso de duas camadas, a vagarosidade da primeira camada será: $S_1 = 1/V_1$ e da segunda camada: $S_2 = 1/V_2$. Substituindo a velocidade por vagarosidade na Equação 3.13, para o caso de duas camadas, temos:

$$t = xS_2 + 2hS_1 \cos(\theta_c) \quad (\text{Eq. 3.16}).$$

Substituindo $2S_1 \cos(\theta_c)$ por uma constante c :

$$t = xS_2 + 2hc \quad (\text{Eq. 3.17}).$$

Na equação anterior, h representa a espessura da camada, porém, para interfaces não regulares, o valor não é constante. Neste exemplo é adicionado um termo a mais na equação 3.17:

$$t = xS_2 + h_1c + h_2c \quad (\text{Eq. 3.18}).$$

Sendo h_1 e h_2 as espessuras das extremidades do seguimento ao longo da interface irregular abrangido pelo par fonte-receptor (**Figura 3.6**).

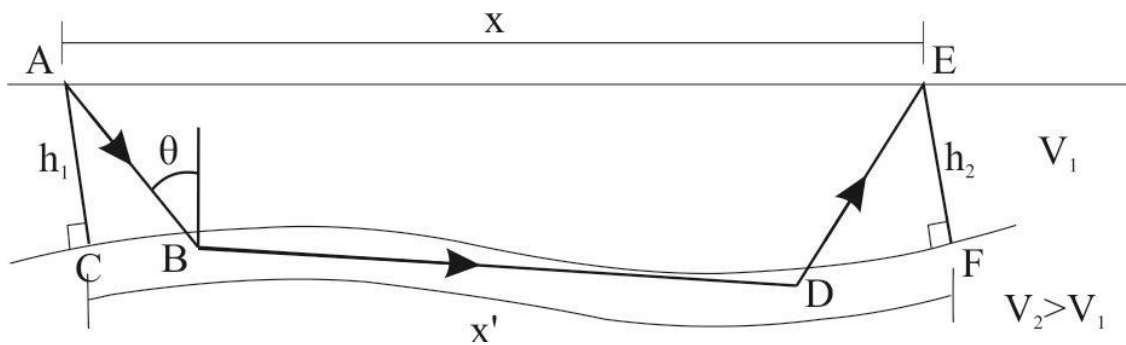


Figura 3.6 Trajetória do raio sísmico sendo refratado em interface irregular (modificado de KEAREY *et al.*, 2009).

De forma a adequar a Equação 3.18 para todos os pares fonte-receptor, esta pode ser escrita da seguinte forma:

$$t_j = \sum_{k=1}^n c_{jk} h_k + x_j S_2 \quad (\text{Eq. 3.19}).$$

A Equação 3.19 pode ser escrita em forma de matriz, do seguinte modo:

$$\begin{pmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & \cdot & c_{1n} & x_1 \\ c_{21} & c_{22} & c_{23} & \cdot & c_{2n} & x_2 \\ c_{31} & c_{32} & c_{33} & \cdot & c_{3n} & x_3 \\ c_{41} & c_{42} & c_{43} & \cdot & c_{4n} & x_4 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ c_{m1} & c_{m2} & c_{m3} & \cdot & c_{mn} & x_m \end{pmatrix} \begin{pmatrix} h_1 \\ h_2 \\ h_3 \\ \cdot \\ h_n \\ s_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} t_1 \\ t_2 \\ t_3 \\ t_4 \\ \cdot \\ t_m \end{pmatrix} \quad (\text{Eq. 3.20}).$$

Onde m é o número de tempos de percurso e n é o número de receptores.

A matriz da equação 3.20 representa um sistema de equações lineares (MENKE, 1984), do tipo:

$$\mathbf{t} = \mathbf{Ch} \quad (\text{Eq. 3.21}).$$

Sendo que o modelo calculado, representado em tempo por \mathbf{Ch} , não se ajusta totalmente aos dados (\mathbf{t}). Desta forma a Equação 3.21 pode ser reescrita como:

$$\mathbf{t} = \mathbf{Ch} + \mathbf{e} \Rightarrow \mathbf{e} = \mathbf{t} - \mathbf{Ch} \quad (\text{Eq. 3.22}).$$

Onde \mathbf{e} representa a diferença entre o modelo calculado e os dados experimentais.

O método dos mínimos quadrados é aplicado, de modo a fazer o melhor ajuste entre o modelo calculado e os dados adquiridos em campo. Para isso minimiza-se a soma do quadrado da diferença (\mathbf{e}) entre os dois (ROCHA, 2008), de forma que:

$$\phi = \|\mathbf{e}\|^2 \text{ ou } \phi = \mathbf{e}^T \mathbf{e} \quad (\text{Eq. 3.23}).$$

Onde ϕ é chamada de função objetivo.

Substituindo a Equação 3.22 na Equação 3.23, a função objetivo será dada por:

$$\phi = (\mathbf{t} - \mathbf{C}\mathbf{h})^T (\mathbf{t} - \mathbf{C}\mathbf{h}) \quad (\text{Eq. 3.24}).$$

A expressão para os parâmetros (\mathbf{h}) é obtida minimizando a função objetivo ϕ (Equação 3.24), ou seja, fazendo sua derivada em relação aos parâmetros igual a zero.

$$\frac{\partial \phi}{\partial \mathbf{h}} = 0 = \mathbf{C}^T \mathbf{C}\mathbf{h} - \mathbf{C}^T \mathbf{t} \quad (\text{Eq. 3.25}).$$

E assim, teremos a expressão para o cálculo das espessuras logo abaixo dos receptores (Equação 3.26), que é o parâmetro desejado.

$$\mathbf{h} = (\mathbf{C}^T \mathbf{C})^{-1} \mathbf{C}^T \mathbf{t} \quad (\text{Eq. 3.26}).$$

A equação acima é a equação implementada no programa que realiza a inversão, utilizado neste trabalho.

- *Subsuperfícies não ideais*

Durante um estudo de sismica de refração rasa, podem ocorrer situações especiais onde não ocorre refração, ou que uma determinada refração não se torne visível em um sismograma, o que dificulta a interpretação dos resultados. Entre estes casos, podemos destacar a **camada oculta** e a **camada cega**.

A **camada oculta** (Figura 3.7) ocorre quando a espessura de uma camada é fina o suficiente para os raios sísmicos que percorrem níveis mais profundos chegarem antes dos raios refratados nesta camada. E a **camada cega** (Figura 3.8) ocorre quando uma camada possui velocidade menor que sua sobrejacente, fazendo com que não ocorra refração crítica.

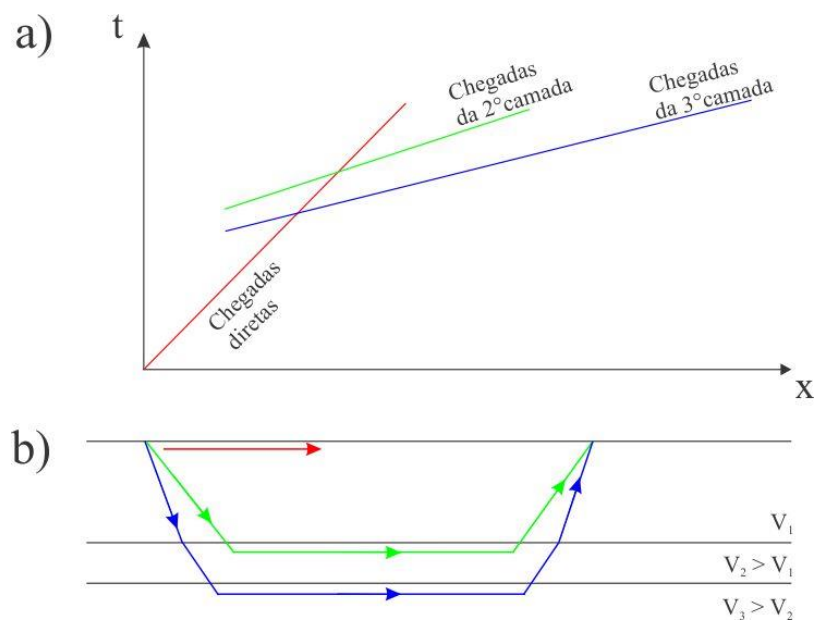


Figura 3.7 Ilustração de uma camada oculta em modelo de três camadas com velocidades distintas (V_1 ; $V_2 > V_1$ e $V_3 > V_2$). A segunda camada é fina, fazendo com que as ondas refratadas da terceira camada cheguem antes das ondas refratadas da segunda camada. a) Gráfico tempo versus distância. b) Trajetória dos raios direto e refratados (KEAREY *et al.*, 2009).

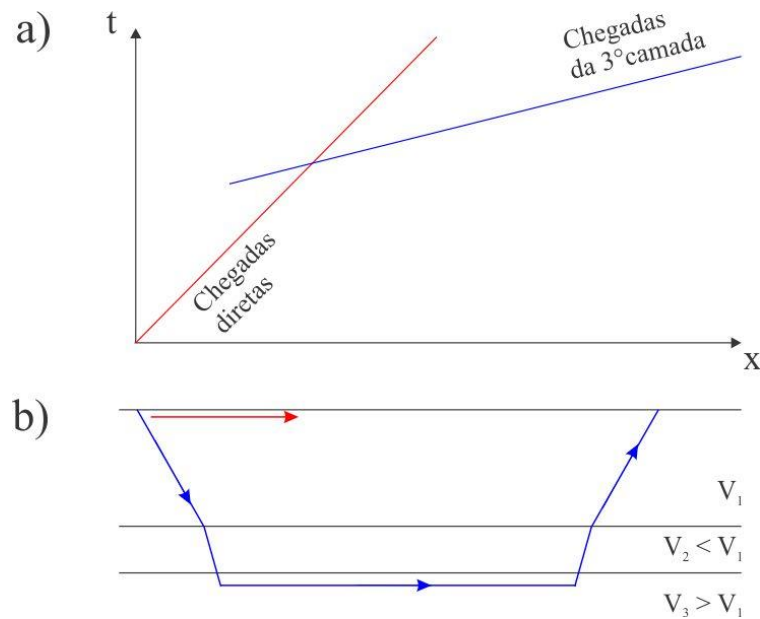


Figura 3.8 Exemplo de camada cega em modelo com três camadas com velocidades distintas (V_1 ; $V_2 < V_1$ e $V_3 > V_1$). Notar que a segunda camada possui velocidade menor que a primeira camada ($V_2 < V_1$). a) Gráfico tempo versus distância. b) Trajetória dos raios direto e refratado (KEAREY *et al.*, 2009).

3.3 ELETORRESISTIVIDADE

A eletrorresistividade é um método geofísico que utiliza as propriedades elétricas do meio para caracterizá-lo. Em geral, são introduzidas correntes elétricas na superfície, as quais percorrem os materiais em subsuperfície, que geram diferenças de potencial que podem ser medidas em superfície. A relação entre a corrente introduzida e o potencial gerado, é proporcional a resistividade do meio (LOKE *et al.*, 2013).

O método de eletrorresistividade é amplamente utilizado na pesquisa mineral, como no reconhecimento de estruturas geológicas, como por exemplo, falhas e limites entre camadas (RUCKER *et al.*, 2009), e na identificação de corpos de minério (CHEN *et al.*, 2012; MOREIRA *et al.*, 2012; GÖNENÇ *et al.*, 2013; RAMAZI & MOSTAFAIE, 2013). O método de eletrorresistividade é muito utilizado na mineração por ser aplicável em locais de geologia complexa (LOKE *et al.*, 2013).

Existem exemplos de aplicação dos métodos elétricos para minério de ferro na literatura. Berry *et al.* (2012), Saad *et al.*, 2012a e Saad *et al.*, 2012b utilizaram o método de eletrorresistividade em conjunto com o método de polarização induzida (*Induced*

Polarization, IP) com objetivo de identificar corpos de minério de ferro. Nestes trabalhos, o método de eletrorresistividade teve como objetivo identificar feições geológicas, como alúvio, matações de rocha e embasamento, assim como possíveis corpos de minério de ferro. O método de IP foi utilizado para diferenciar as anomalias apontadas pelo método de eletrorresistividade. As anomalias foram diferenciadas entre água subterrânea e corpos de minério de ferro, pois ambas as anomalias possuem intervalos de resistividade similares, e valores de cargabilidade diferentes. Neste exemplo, os corpos de minério de ferro foram de baixo teor, não sendo provenientes de formações ferríferas bandadas, e possuíam baixos intervalos de resistividade (10 a 800 ohm.m) em seções de até 90m de profundidade.

Segundo Butt & Flis (1997), valores de resistividade podem ser utilizados para encontrar a interface entre minério de ferro e rochas de formação ferrífera bandada. No entanto, não foi feita uma aquisição de eletrorresistividade neste estudo. Os dados de resistividade foram calculados a partir de dados de polarização induzida magnética (*magnetic induced polarization*, MIP). Neste exemplo, o contraste de resistividade apresentou-se entre as rochas de minério de ferro, chert e folhelho, que apresentam valores de resistividade alto, médio e baixo, respectivamente.

A resistividade elétrica e seu inverso, a condutividade elétrica, são as propriedades elétricas mais importantes em estudos de eletrorresistividade. A resistividade elétrica é definida como a resistência em ohms (Ω) entre faces opostas de um cubo com lado de valor unitário de um determinado material, no Sistema Internacional de Unidades. A unidade para a resistividade é “ohm vezes metro” ($\Omega.m$). Em um material condutor ideal (**Figura 3.9**) a resistividade ρ é expressa em termos da resistência elétrica R , do comprimento do condutor δL e da área de seção transversal δA , conforme Equação 3.27 (McNEIL, 1990; TELFORD *et al.*, 1990).

$$\rho = \frac{R\delta A}{\delta L} \quad (\text{Eq. 3.27}).$$

Os materiais encontrados em subsuperfície possuem valores de resistividade que variam de acordo com diversos fatores, como composição mineralógica, porosidade do material, interconectividade dos poros, conteúdo de água presente nos poros e quantidade de sais dissolvidos na água (**Figura 3.10**). Os fatores mais importantes geralmente são a quantidade de água e de sais dissolvidos, sendo que o aumento destes fatores leva a diminuição da resistividade do meio (TELFORD *et al.*, 1990).

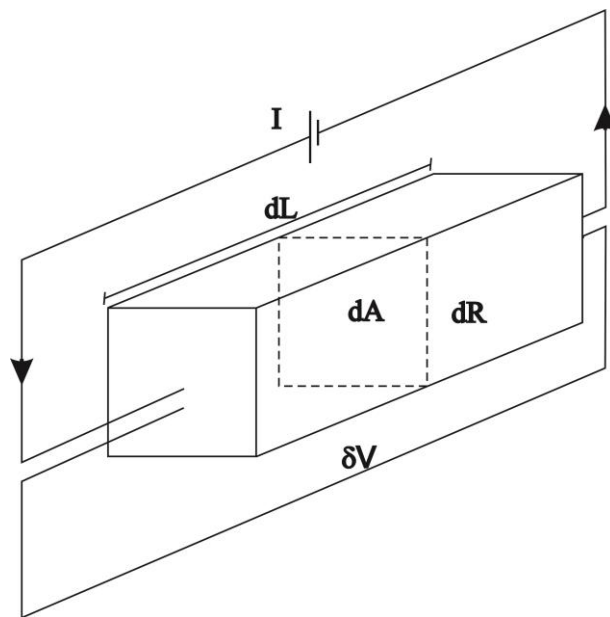


Figura 3.9 Modelo de material condutor para exemplificar os parâmetros utilizados na definição da resistividade elétrica (LOKE, 2010).

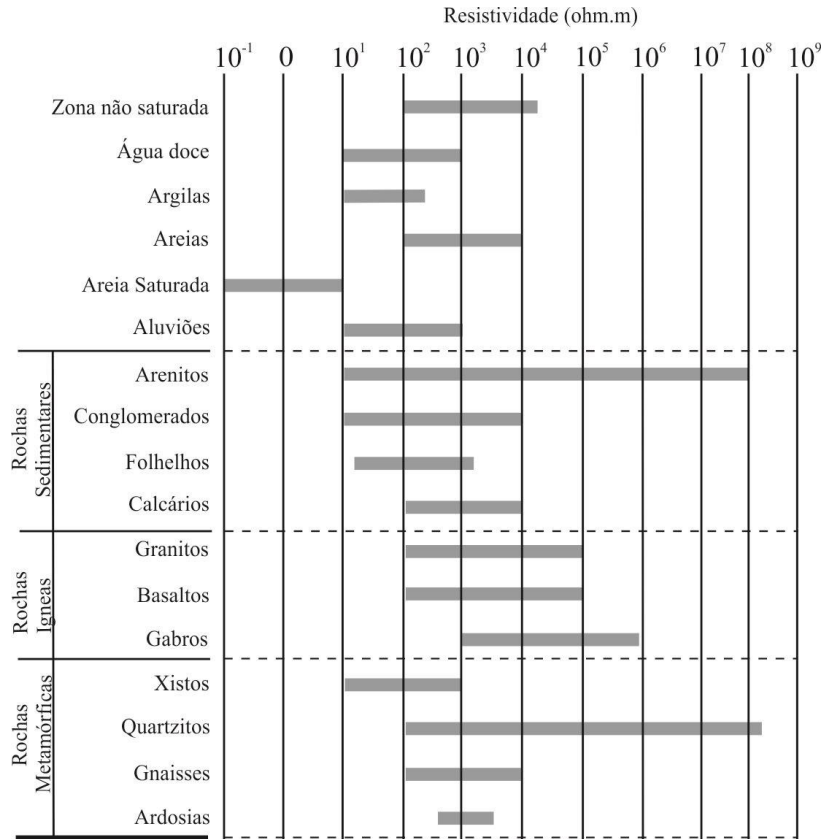


Figura 3.10 Intervalos de valores de resistividade para alguns materiais e principais tipos de rochas (LAGO, 2009).

3.3.1 FLUXO DE CORRENTE NO SOLO

Em um meio considerado ideal, homogêneo e isotrópico, e com resistividade ρ constante, a propagação de corrente elétrica ocorre de forma radial e com geometria semiesférica (**Figura 3.11**). A uma distância (r) do ponto de injeção, a corrente distribui-se de forma uniforme sobre a superfície da semiesfera. A área desta semiesfera é dada por $A=2\pi r^2$. A densidade da corrente (\vec{J}) pode ser descrita como a divisão da corrente (I) pela área de distribuição da mesma (Equação 3.28).

$$\vec{J} = \frac{I}{2\pi r^2} \quad (\text{Eq. 3.28})$$

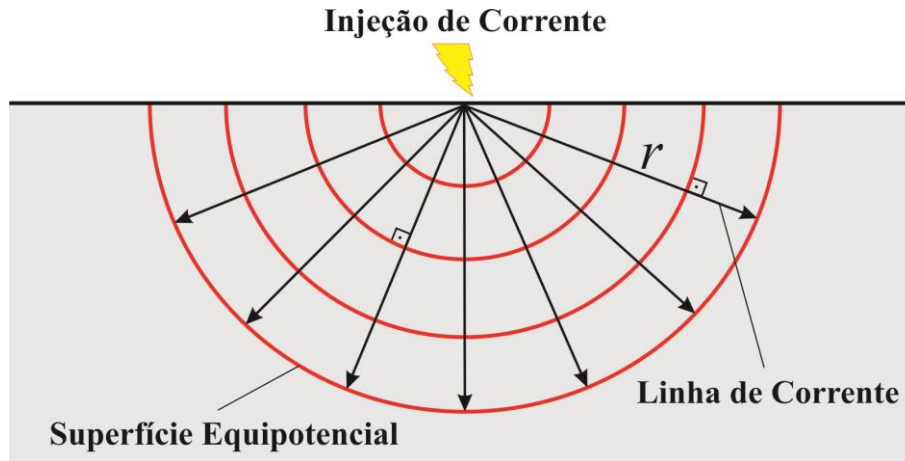


Figura 3.11 Injeção de corrente elétrica em um ponto na superfície, e distribuição de seu fluxo em subsuperfície de maneira a criar o padrão semiesférico de propagação (adaptado de LAGO, 2009).

Pela Lei de Ohm, a corrente (I), a diferença de potencial (δV) e a resistência (R) são relacionáveis, de forma que $-\delta V = \delta RI$. Da Equação 3.27, temos que $\delta R = \rho \delta L / \delta A$, onde, na **Figura 3.11**, L é o raio da semiesfera (r). Desta forma, o potencial resultante da corrente pode ser calculado pela Equação 3.29.

$$\delta V = -\rho \vec{j} \delta r = -\rho \frac{I}{2\pi r^2} \delta r \quad (\text{Eq. 3.29})$$

E a voltagem com relação à distância (V_r) é resultante da integração da diferença de potencial em relação ao raio da semiesfera (Equação 3.30).

$$V_r = \int \delta V = -\int \rho \frac{I}{2\pi r^2} \delta r = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (\text{Eq. 3.30})$$

Quando um novo ponto de injeção de corrente é adicionado ao esquema, ocorrerá uma nova distribuição do potencial. Deste modo, o potencial V_P em algum ponto P no solo será igual à soma dos potenciais gerados nos dois pontos de injeção de corrente, indicados por

A(+I) e B(-I), com P localizado entre eles, de modo que $V_P = V_A + V_B$. Com isso, tem-se que o potencial V_P em um dado ponto no solo também dependerá da distância deste ponto aos pontos de injeção de corrente.

Na **Figura 3.12** tem-se uma configuração de quatro eletrodos, onde os eletrodos de injeção de corrente estão localizados nos pontos A e B, e os eletrodos para medida de potencial estão localizados nos pontos M e N. Os potenciais nos eletrodos M e N são fornecidos pelas Equações 3.31 e 3.32.

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{MB}} \right] \quad (\text{Eq. 3.31}).$$

Onde \overline{AM} é a distância entre o eletrodo de corrente A e o eletrodo de potencial M, e \overline{MB} é a distância entre o eletrodo de potencial M e o eletrodo de corrente B.

$$V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{\overline{AN}} - \frac{1}{\overline{NB}} \right] \quad (\text{Eq. 3.32}).$$

Onde \overline{AN} é a distância entre o eletrodo de corrente A e o eletrodo de potencial N, e \overline{NB} é a distância entre o eletrodo de potencial N e o eletrodo de corrente B. Nota-se que a diferença entre o inverso das distâncias representa o termo do inverso do raio r na Equação 3.30.

No entanto, é mais fácil medir a diferença de potencial (δV_{MN}), do que o potencial (V). De forma que a diferença de potencial no arranjo de quatro eletrodos (**Figura 3.12**) se torna:

$$\delta V_{MN} = V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left\{ \left[\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{MB}} \right] - \left[\frac{1}{\overline{AN}} - \frac{1}{\overline{NB}} \right] \right\} \quad (\text{Eq. 3.33}).$$

A Equação 3.33 pode ser rearranjada para calcular a resistividade elétrica:

$$\rho = \frac{2\pi\delta V_{MN}}{I} \left\{ \left[\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{MB}} \right] - \left[\frac{1}{\overline{AN}} - \frac{1}{\overline{NB}} \right] \right\}^{-1} \quad (\text{Eq. 3.34}).$$

A Equação 3.34 representa a resistividade real de um solo homogêneo e isotrópico. No entanto, em um meio heterogêneo, o campo elétrico gerado pela corrente injetada irá sofrer variações referentes a esta heterogeneidade. Conforme a localização e/ou disposição do arranjo de eletrodos, o valor da resistividade será diferente (**Figura 3.12**). O resultado será um valor médio da resistividade, chamado de resistividade aparente (ρ_a). Cada medida de resistividade em subsuperfície é a resistividade aparente de um intervalo homogêneo equivalente (TELFORD *et al.*, 1990).

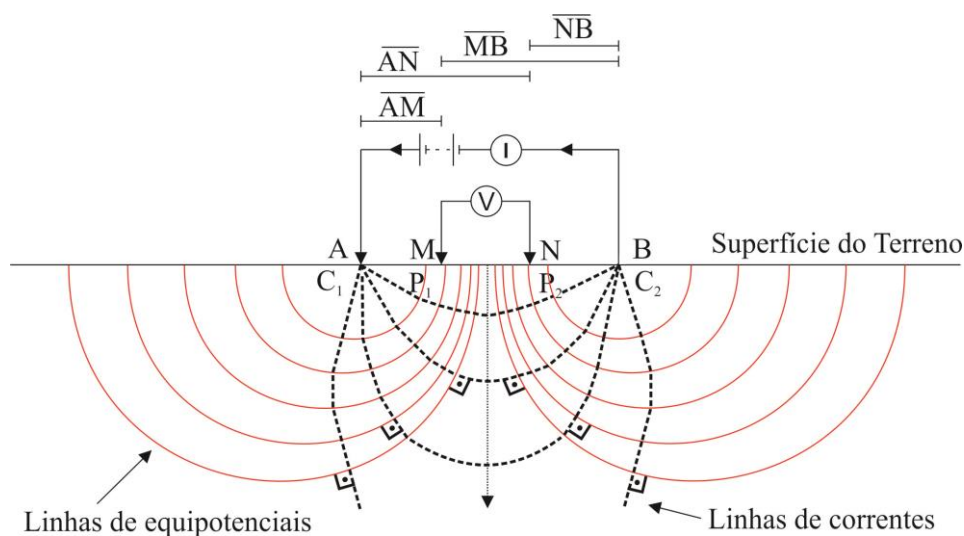


Figura 3.12 Representação esquemática do fluxo de corrente e o potencial no subsolo para quatro eletrodos em superfície (Adaptado de LAGO, 2009).

A Equação 3.34 pode ser desmembrada em duas novas equações, uma evidenciando as características do meio em que a corrente viaja (Equação 3.35), e outra para o cálculo do fator geométrico (K) dos eletrodos (Equação 3.36):

$$\rho_a = \frac{\delta V_{MN}}{I} K \quad (\text{Eq. 3.35}).$$

$$K = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM}\right) - \left(\frac{1}{MB}\right) - \left(\frac{1}{AN}\right) + \left(\frac{1}{NB}\right)} \quad (\text{Eq. 3.36}).$$

De forma que, para um levantamento de eletrorresistividade, o valor da resistividade aparente (Equação 3.35) depende da disposição espacial dos eletrodos (Equação 3.36), além dos fatores característicos do meio já comentados.

3.3.2 TÉCNICAS DE AQUISIÇÃO DE DADOS

Como foi visto na seção anterior, na aquisição de dados de eletrorresistividade a configuração dos eletrodos de corrente e de potencial é importante e única para cada tipo de arranjo. Além da configuração de eletrodos, temos também diferentes técnicas de aquisição de dados, como a sondagem elétrica vertical (SEV), a perfilagem elétrica de poço e o caminhamento elétrico (CE).

A SEV é utilizada para obter variação de resistividade vertical, onde a variação lateral não é o principal objetivo do trabalho. Neste tipo de levantamento, o espaçamento entre eletrodos é gradativamente aumentado com relação a um ponto fixo no centro da linha, de forma que, quanto maior for o espaçamento, maior será a profundidade de investigação. Este método é muito utilizado na procura de água subterrânea e no estudo de impacto ambiental em áreas com contaminação de hidrocarbonetos (DELGADO-RODRÍGUEZ *et al.*, 2006).

Na perfilagem elétrica de poço, a resistividade é medida na parede dos poços, sendo muito utilizada na indústria do petróleo para caracterização do tipo de rocha, quantificação da porosidade em folhelhos e determinação de fácies com mesma assinatura de resistividade (TAN *et al.*, 2014).

A técnica do CE é aplicada para determinar a variação lateral de eletroresistividade. É um método similar a SEV, sendo que o arranjo de eletrodos é deslocado lateralmente para criar uma seção 2D (LOKE, 2010). Neste trabalho foi utilizada a técnica de caminhamento elétrico.

3.3.3 ARRANJOS DE ELETRODOS

Em levantamentos de eletroresistividade, existem diversas configurações de eletrodos que podem ser utilizadas. Geralmente, a escolha do arranjo de eletrodos depende da profundidade de investigação, da sensibilidade do arranjo às variações laterais e verticais, da cobertura horizontal dos dados, e da intensidade do sinal. Os arranjos de eletrodos mais utilizados são: Schlumberger, Wenner, dipolo-dipolo, polo-dipolo, polo-polo, Wenner-Schlumberger e Gradiente (LOKE, 2010).

Os arranjos Wenner e Schlumberger são sensíveis a variações verticais abaixo do centro da linha, mas menos sensíveis a variações horizontais de resistividade. Estes arranjos possuem uma profundidade de investigação moderada. O arranjo dipolo-dipolo é sensível a variações horizontais, mas não é o arranjo adequado para medir variações verticais, é um arranjo que possui profundidade de investigação menor do que os arranjos Wenner e Schlumberger. O arranjo polo-dipolo é assimétrico, e apresenta anomalias assimétricas de acordo com a direção do polo no arranjo. As anomalias assimétricas podem ser diminuídas fazendo leituras com os eletrodos na ordem inversa. É um arranjo muito sensível a estruturas verticais (OKPOLI, 2012).

O arranjo de eletrodos utilizados neste trabalho é o polo-polo. Neste arranjo um dos eletrodos de corrente, e um dos eletrodos de potencial são colocados ao longo do perfil investigado (**Figura 3.13**). Os outros eletrodos de corrente e de potencial são colocados em distâncias muito grandes do perfil, simulando eletrodos em distâncias infinitas. É um método muito suscetível ao ruído telúrico e possui baixa resolução horizontal e vertical, dadas às distâncias dos eletrodos secundários de corrente e potencial. Este arranjo possui a maior profundidade de investigação e a maior cobertura horizontal dentre os arranjos de aquisição (OKPOLI, 2012), o que o torna ideal para o local pesquisado neste trabalho, onde as

interfaces entre as diferentes litologias podem ser encontradas em profundidades maiores que 300m.

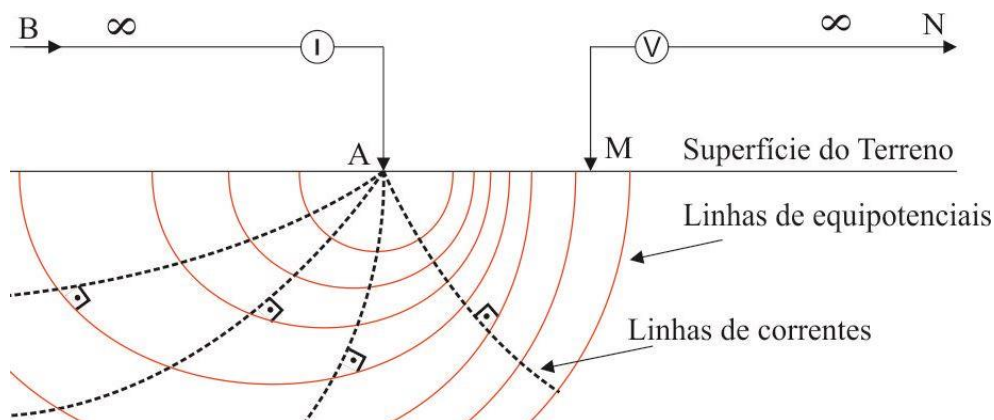


Figura 3.13 Representação do arranjo polo-polo, com um eletrodo de potencial (M) e um eletrodo de corrente (A). O segundo eletrodo de potencial e de corrente se encontram em posições distantes da linha, consideradas como distâncias infinitas.

3.3.4 MODELAGEM DOS DADOS

A etapa de processamento do método de eletroresistividade começa com a modelagem de dados para obtenção de uma distribuição em duas dimensões da resistividade aparente no meio. Inicialmente temos a modelagem direta, a partir de um modelo de blocos retangulares. A disposição destes blocos no modelo está relacionado com a distribuição dos pontos na pseudo-seção. A profundidade máxima do modelo direto é calculada a partir da profundidade equivalente de investigação dos pontos dos dados, que é relacionado com o espaçamento dos eletrodos (EDWARD, 1977). Os valores de resistividade elétrica aparente são calculados, para cada bloco, utilizando uma sub-rotina de modelagem direta, em que é aplicada uma técnica de otimização de mínimos quadrados não linear (LOKE e BARKER, 1996b; deGROOT-HEDLIN e CONSTABLE, 1990; SASAKI, 1992).

CAPÍTULO 4

4 MATERIAL E MÉTODOS

Este capítulo descreve os procedimentos, parâmetros e equipamentos utilizados durante a aquisição e processamento de dados de sísmica de refração e eletrorresistividade.

4.1 ASPECTOS GERAIS

A aquisição de sísmica foi dividida em duas etapas, a primeira etapa foi um teste no corpo N5S, e a segunda etapa, onde os dados de sísmica foram de fato adquiridos, ocorreu no corpo N4WS. Ambos os corpos N5S e N4WS são localizados em Serra Norte, no Complexo Mineral de Carajás. A primeira campanha da aquisição sísmica ocorreu no segundo semestre de 2012, entre os dias 01 e 03 de agosto. A segunda campanha de sísmica teve início no dia 23 de junho 2013 e terminou no dia 26 do mesmo mês. A aquisição de eletrorresistividade aconteceu em apenas uma etapa, no período de 04 e 26 de junho de 2013.

As linhas de geofísica tiveram início de leste para oeste, pois a única estrada que dava acesso à área se localizava a leste. A linha de sísmica de refração teve comprimento de 1190m, e a linha de eletrorresistividade teve comprimento de 1470m. A linha de refração teve início na posição 270m da linha de eletrorresistividade (**Figura 4.1**). As picadas ao longo das linhas de geofísica foram feitas pela empresa Vale S.A., seguindo o alinhamento dos furos de sondagem (**Figura 4.2**).

Ao longo das linhas de geofísica, a laterita é aflorante e raramente observa-se a ocorrência de solo (**Figura 4.3a**). A presença da laterita dificultou a fixação dos geofones da sísmica e dos eletrodos da eletrorresistividade. Desta forma, foi necessário utilizar uma

furadeira ligada a um gerador para perfurar a laterita, a fim de facilitar a fixação dos mesmos (Figura 4.3b). Na Figura 4.3c temos um exemplo de geofone afixado na laterita. Devido a presença de solo em alguns locais da linha, não foi necessário fazer um furo com a furadeira (Figura 4.3d), porém, estes locais proviam pouca fixação para o geofone, podendo provocar ruídos.

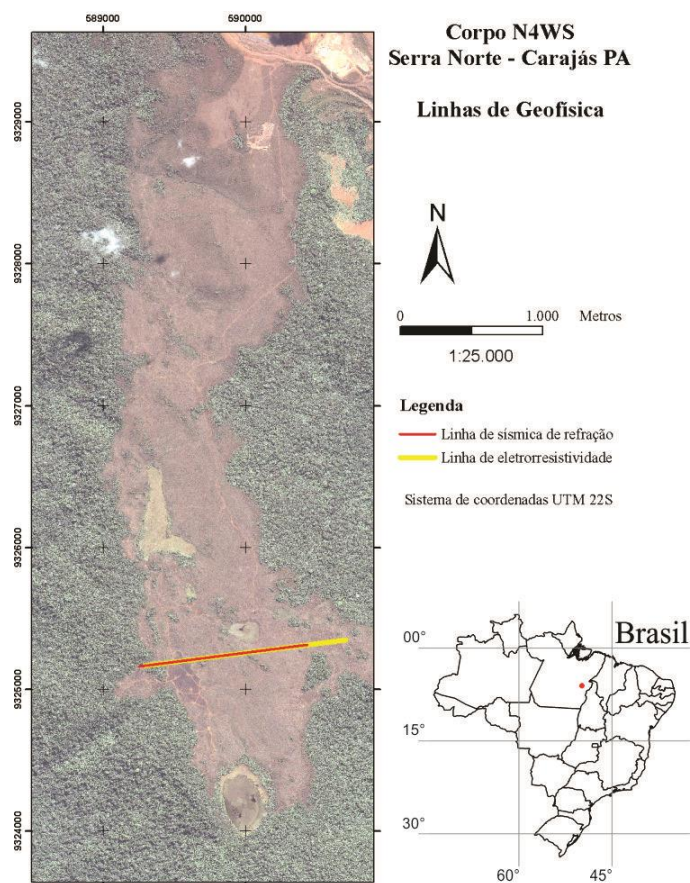


Figura 4.1 Localização das linhas de geofísica no corpo de minério de ferro de N4WS. Linha de sísmica de refração em vermelho, com 1190m de comprimento. Linha de eletrorresistividade em amarelo e comprimento de 1430m.



Figura 4.2 Aspecto geral da linha, com as picadas feitas pela empresa Vale S.A.

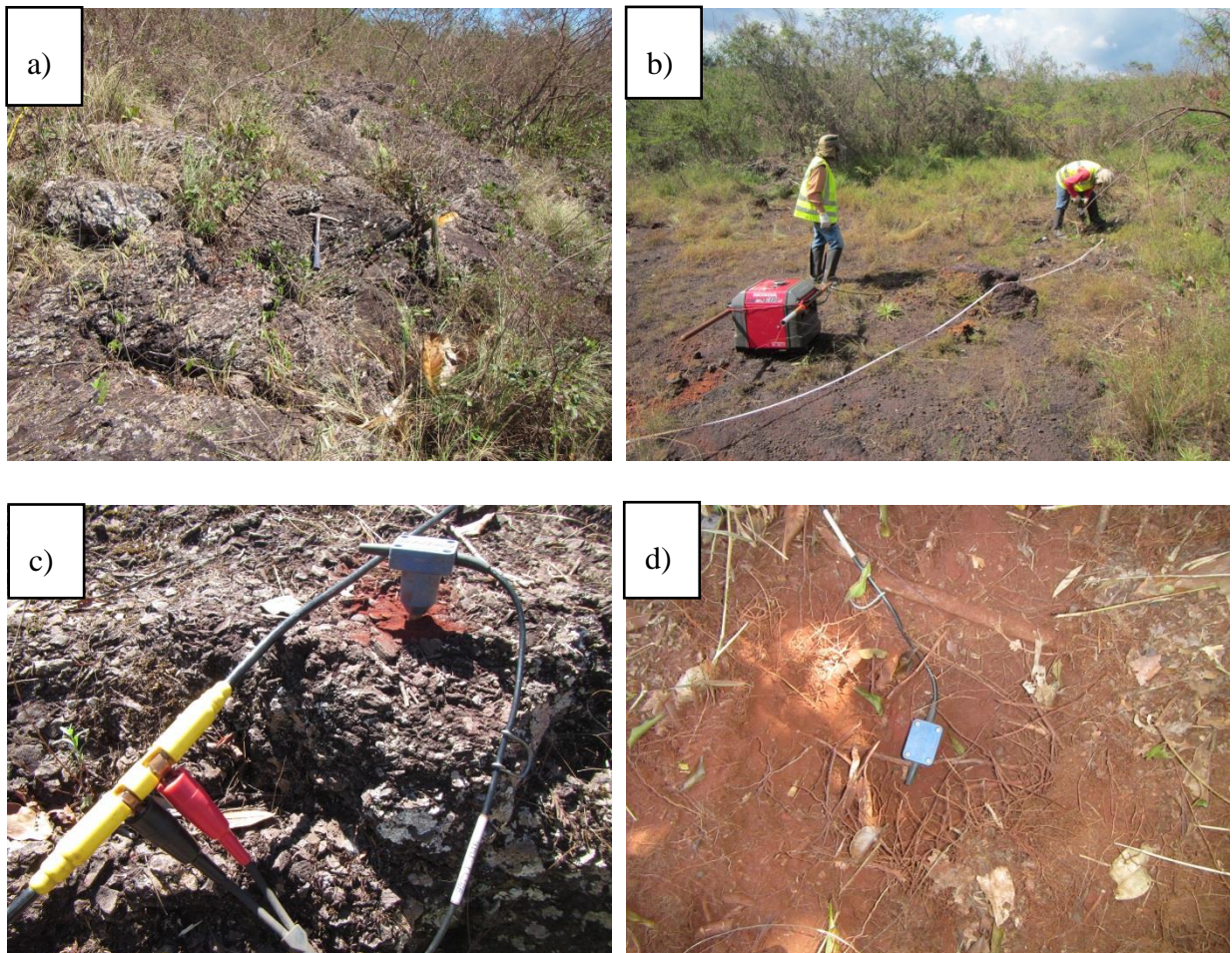


Figura 4.3 a) Laterita aflorante na área de estudo. b) Equipe de campo perfurando a laterita. c) Geofone afixado no furo da laterita. d) Geofone afixado no solo, em local com pouca fixação.

4.2 SÍSMICA DE REFRAÇÃO

A idéia inicial do projeto era utilizar o método de sísmica de reflexão com a técnica CMP. As dificuldades logísticas e de execução encontradas, bem como a disponibilidade de recursos, obrigaram a mudança para sísmica de refração. Uma vez definido o método, foi realizada uma primeira campanha com o objetivo de se definir os parâmetros ótimos de aquisição. Posteriormente, foi realizada uma segunda campanha para a aquisição dos dados.

4.2.1 PRIMEIRA CAMPANHA: CAMPO TESTE EM N5S

A primeira etapa de campo da sísmica foi realizada no corpo de minério de ferro de N5S, que, assim como o corpo de N4WS, fica localizado em Serra Norte, na PMC. Esta etapa contou com apenas três dias de campo, onde três linhas de sísmica foram feitas, com objetivo de testar a metodologia a ser utilizada na área de minério de ferro.

Foram testados dois tipos de fontes nesta campanha, sendo um deles a marreta e o outro explosivo. A utilização de explosivos só foi possível pelo fornecimento destes pela empresa Vale S.A., já que o uso deste tipo de material carece de autorização dos órgãos competentes, a qual a empresa Vale S.A. possui. Os resultados obtidos a partir da linha realizada com a marreta mostraram que esta fonte não era adequada, pois não fornecia energia suficiente para fazer as ondas se propagarem em grandes distâncias e profundidades.

O explosivo que foi utilizado nas outras duas linhas foi o detonador/iniciador *booster*, geralmente utilizado como espoleta dos explosivos utilizado para desmonte de bancadas. A detonação deste tipo de explosivo é feita a partir de pavio de queima. Este fato fez com que fosse necessária uma adaptação do esquema de gatilho do sistema de aquisição sísmica, onde o sensor de gatilho foi fixado em placa de metal, e colocado sobre o ponto de detonação (ver **Figura 4.5c**).

A primeira linha que utilizou explosivo foi feita exclusivamente para testar a conexão do gatilho do sistema de aquisição sísmica com o do detonador, e para testar a carga de explosivo necessária. Foram testadas cargas utilizando unidades de 250, 500, 1000 gramas. A partir desta linha teste, foi definido que era necessária mais carga do que a máxima disponível (elemento de 1 kg), portanto, decidiu-se utilizar dois elementos de 1 kg por ponto de fonte.

Além disso, observou-se que o sistema de conexão do gatilho necessitava de um alto acoplamento com o ponto de fonte para que o sistema de aquisição sísmica fosse acionado, tornando o processo instável, com perda de informação pela falta de registro. Este problema não foi solucionado nas aquisições seguintes.

A outra linha que utilizou explosivo foi feita com o objetivo de realizar uma aquisição completa. Esta linha foi de 470 metros de comprimento, utilizando geofones de 14Hz, com 48 canais espaçados de 10 metros entre si. Cinco posições de tiro foram executadas, com as seguintes posições (em metros) a partir do primeiro geofone: -21, -10, 3, 140 e 427. O problema de conexão do gatilho durante a aquisição, fez com que o tiro na posição 140 metros fosse perdido. Além disso, devido a erros na configuração da aquisição, o tiro 427 não foi adquirido com uma janela de aquisição adequada, sendo este também perdido. Os demais tiros, por possuírem posições muito próximas não foram suficientes para gerar um modelo satisfatório.

Uma análise do sismograma do tiro na posição 3 metros revelou que os dois elementos dos detonadores não explodiram ao mesmo tempo (**Figura 4.4**). Desta forma, não ocorreu o efeito esperado de soma da energia gerada pelas duas cargas. Como conclusão final do campo teste, foi definido que o *booster* não é indicado como fonte para estudos de sísmica para a região estudada. A empresa Vale S.A. se prontificou em fornecer um material explosivo adequado para a próxima campanha.

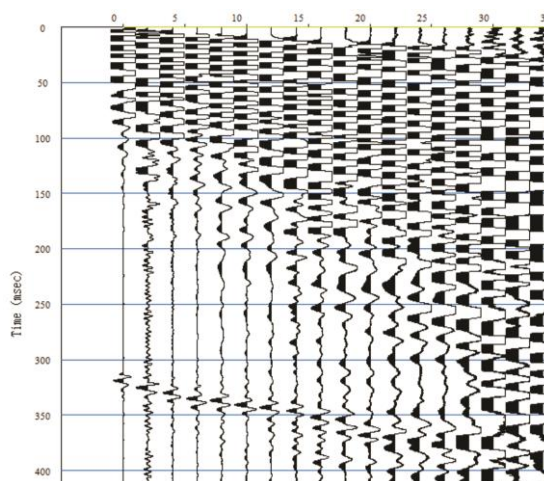


Figura 4.4 Conjunto de sismogramas da linha teste no corpo N5S. Fonte a 3m em relação ao primeiro geofone. Carga de 2kg de *booster* para este ponto de tiro. Notar a presença de duas explosões uma a 0ms e a segunda a 310ms, gerado a partir de explosões de cada *booster* individual de 1kg.

4.2.2 SEGUNDA CAMPANHA: AQUISIÇÃO EM N4WS

Na segunda etapa de campo, a questão dos explosivos foi resolvida, sendo fornecido pela empresa Vale S.A. o explosivo do tipo emulsão encartuchada (nitrato de amônia). Porém outro problema ocorreu, relacionado com a fixação dos explosivos. Por dificuldades de deslocamento da máquina perfuratriz que realizaria os furos para colocação dos explosivos, e por questões de segurança, não foi possível realizar a quantidade de furos planejados, nas posições previstas. Como solução, os furos de sondagem ao longo da linha foram utilizados para colocação dos explosivos. A distância entre os furos de sondagem é de cerca de 100 m. A maioria dos furos se encontrava bloqueada em sua parte superior, a partir de 2 metros de profundidade, provavelmente por ação natural. Porém, alguns furos de sondagem estavam com bloqueio chegando até a superfície e não puderam ser utilizados.

Outra questão que afetou a quantidade de tiros executados foi a do acionamento do sistema de registro no momento da detonação (gatilho). Em nosso sistema tínhamos disponível tanto o sensor de impacto (para fonte do tipo marreta), quanto o sistema de disparo elétrico, para utilização com explosivos. Por razões de segurança e de procedimento da empresa Vale S.A., não foi possível utilizar o nosso sistema de acionamento elétrico, e desta forma, foi necessário adaptar o sensor de impacto. A montagem do sensor foi feita da seguinte forma: após a colocação do explosivo no furo, e o tamponamento por cascalho até a superfície, o sensor foi colocado diretamente acima do ponto de tiro, afixado a uma placa de alumínio, e recoberto por um tapete de borracha para evitar o lançamento de detritos durante a explosão (**Figura 4.5**). Este procedimento diminuiu o acoplamento entre o sensor de gatilho e o explosivo, o que causou falhas no acionamento do sistema de registro durante a detonação, e por isso alguns pontos de tiro não puderam ser registrados. Entre os problemas observados, tivemos o não acionamento, acionamento tardio e acionamento errático e sem relação com a explosão. Com isso, quatro pontos de tiro foram perdidos durante a aquisição.

As posições de tiro efetivamente executadas, de leste para oeste, em relação ao primeiro geofone (no extremo leste da linha) foram: -240, 55, 270, 357, 670, 960 e 1065 metros (**Figura 4.6**).



Figura 4.5 Montagem dos pontos de tiro e do sensor de gatilho. a) Colocação do explosivo no furo. b) Tamponamento do furo com brita. c) Posicionamento do sensor de gatilho preso a uma placa de alumínio sobre o ponto de tiro. d) Colocação de cobertura de borracha para evitar lançamento de detritos pela explosão.

Durante a aquisição foram utilizados cinco sismógrafos da marca Geode (Geometrics), cada um com 24 canais (sensores geofones), totalizando 120 geofones. Dos cinco sismógrafos utilizados neste trabalho, três são de propriedade do Laboratório de Geofísica Aplicada da Universidade de Brasília, e dois foram emprestados pela Universidade Federal do Paraná (UFPR). O espaçamento entre os geofones foi de 10 m, ficando a linha sísmica com comprimento total de 1190 m. Os sensores geofones utilizados possuem uma frequência natural de 14 Hz, o que significa que sinais abaixo desta frequência não são privilegiados.

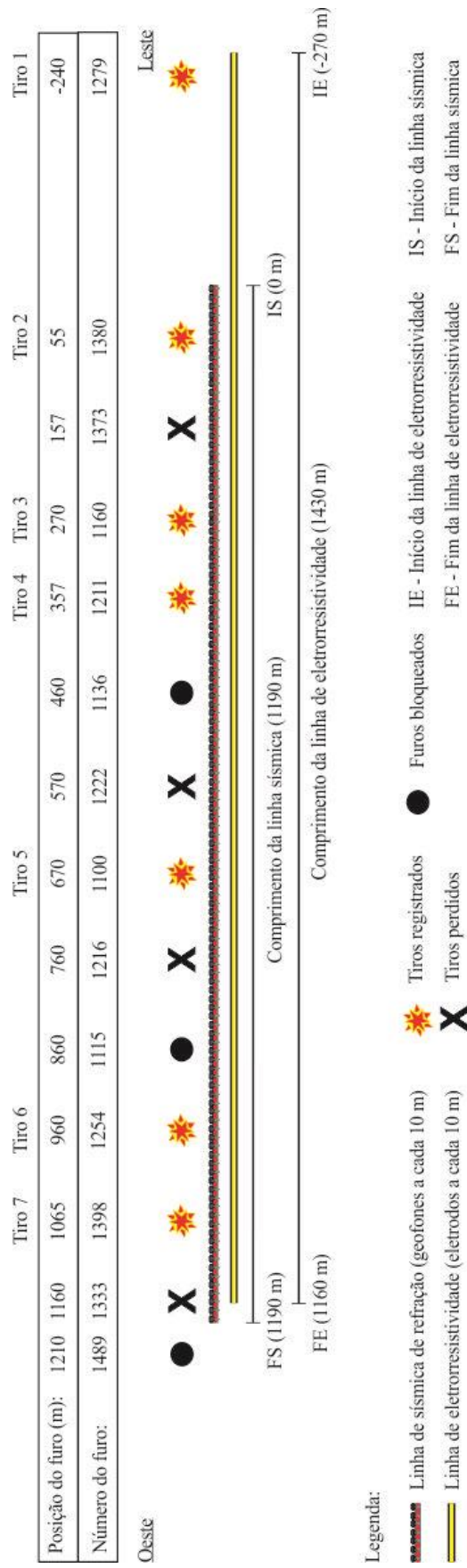


Figura 4.6 Croqui do esquema de aquisição de refração sísmica de refração, em comparação com a posição da linha de eletrorresistividade. A aquisição da linha sísmica foi feita utilizando 120 canais, e comprimento de 1190m, e comprimento de 1190m, com sete pontos de tiros. A linha de eletrorresistividade teve comprimento de 1430 m.

Para determinar a quantidade de explosivo, foi realizado um teste de carga, utilizando duas cargas diferentes no mesmo local. Os sismogramas foram analisados em campo. O teste de carga foi feito na posição de tiro mais distante da linha sísmica, a -240 m do primeiro geofone. Cada cartucho de explosivo continha 3,1 kg de explosivo, e não havia possibilidade para utilizar dois cartuchos em cada furo. Então, o primeiro teste foi feito com um cartucho de 3,1 kg, e o segundo teste foi feito com um cartucho e meio, totalizando, aproximadamente, 4,6 kg de explosivo. Foi obtido melhor resultado com carga de 4,6 kg, que pode ser avaliado pela comparação entre os conjuntos de sismogramas para as duas cargas diferentes. Observou-se que para a carga de 4,6 kg, os geofones mais distantes do ponto de tiro registraram maior energia. Com base nestes resultados, a carga escolhida para o levantamento foi de 4,6 kg (Figura 4.7).

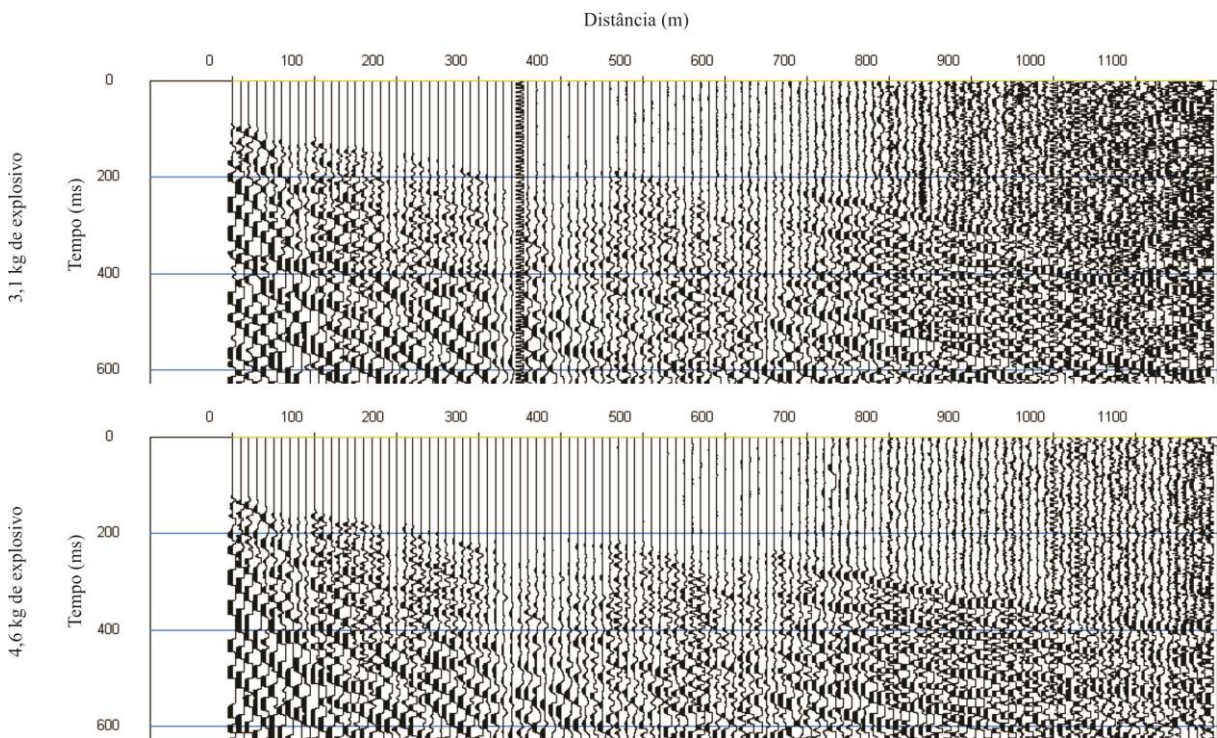


Figura 4.7 Comparação de sismogramas com diferentes cargas de explosivo. Ambos os sismogramas mostram o tiro na mesma posição, a -240m, e foram filtrados com filtro passa baixa de 262hz. A fonte com 4,6kg apresentou melhores resultados, com sinal sísmico mais aparente, principalmente nos geofones mais distantes (>900m de distância).

4.2.3 PROCESSAMENTO DOS DADOS SÍSMICOS

O processamento dos dados de sísmica de refração envolveu o método de inversão por tempo de percurso (ver capítulo 3). Foram utilizados dois programas de processamento do pacote *Seisimager 2D (Geometrics)*, o programa PICKWIN (versão 4.2) e o programa PLOTREFA (versão 2.9.1.9). O arquivo de saída do sismógrafo utilizado estava em formato SEG2, aceito pelo programa, não sendo necessária conversão de dados. O programa PICKWIN, foi utilizado para fazer a marcação das primeiras chegadas da onda direta e da onda refratada. Os sismogramas foram filtrados para melhor visualização das primeiras chegadas pela supressão de ruídos de alta frequência, utilizando-se um filtro passa-alta de 5Hz e um filtro passa baixa de 85Hz (**Figura 4.8**). A escolha das frequências utilizadas foi com base no aspecto visual do sismograma.

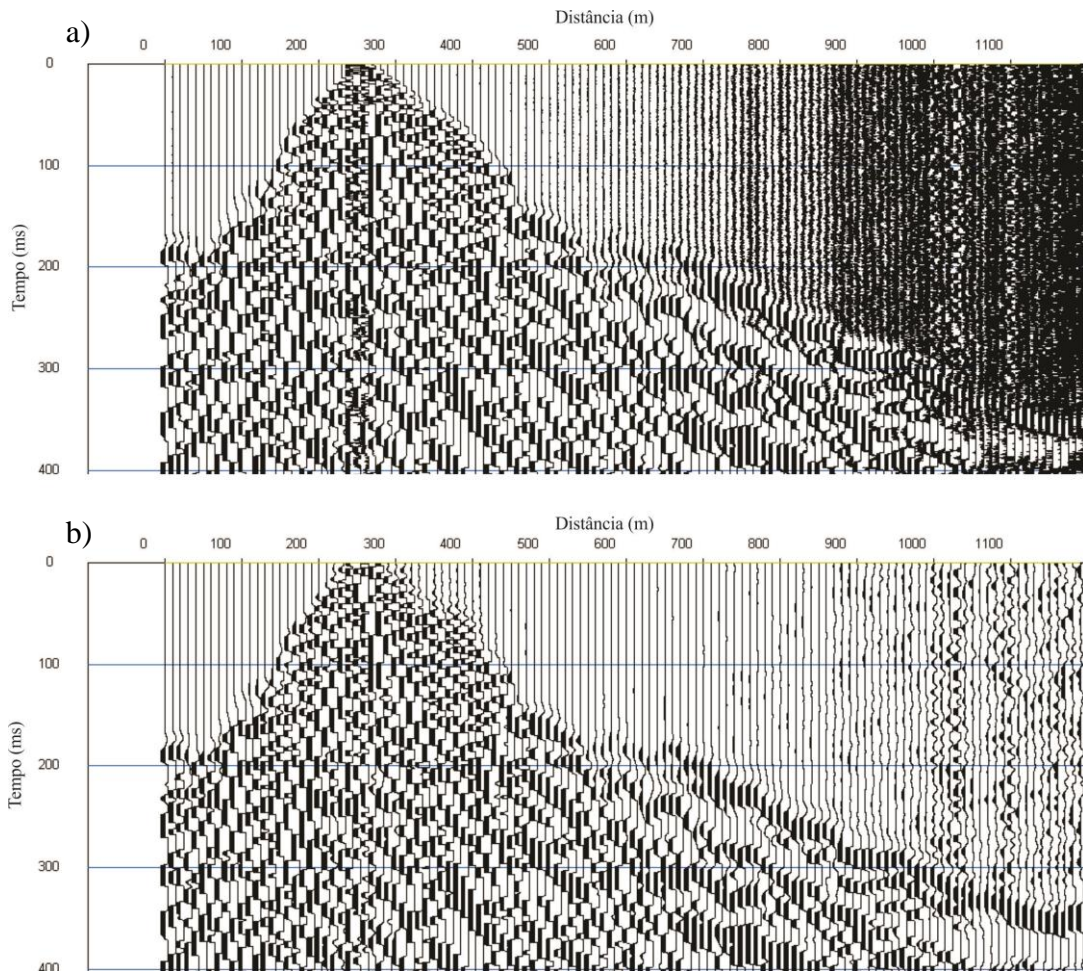


Figura 4.8 Exemplos de sismogramas. a) Dados sem filtro. b) Dados com filtro passa alta de 5Hz e filtro passa baixa de 85Hz. Ambos os sismogramas estão com mesmo ganho.

As informações das marcações da onda direta foram exportadas para o programa PLOTREFA, onde foi adicionada a topografia no dado e realizado o relacionamento entre as camadas e a marcações da onda direta e onda refratada feita no programa PICKWIN. Posteriormente foi realizada a inversão do tempo de percurso, resultando em um modelo de camadas.

4.3 ELETORRESISTIVIDADE

A técnica de aquisição de dados de eletrorresistividade utilizada neste trabalho foi o caminhamento elétrico com arranjo polo-polo. O comprimento da linha foi de 1430m, e o espaçamento entre eletrodos de 10 metros. Diferentes arranjos foram adquiridos nesta etapa de campo, porém serão utilizados em demais trabalhos que integram o projeto *Geração de modelos prospectivos para minério de ferro*.

4.3.1 AQUISIÇÃO DOS DADOS DE ELETORRESISTIVIDADE

A aquisição da linha de elétrica ocorreu em três seções, sendo uma linha completa, seguida de dois conjuntos *roll-on*. Os protocolos de aquisição de dados para uso do cabo multi eletrodo foi feito no programa ELECTRE II (*IRIS Instruments*).

Para a aquisição dos dados, foi utilizado o eletrorresistivímetro multieletródico SYSCAL PRO 72 (*IRIS Instruments*). Os dados foram adquiridos com o eletrorresistivímetro conectado a um conjunto de cabos multicanais, um contendo 36 terminações, e outro conjunto de quatro cabos conectados por meio de conectores *switchbox*, cada um com 9 terminações. Ao todo, foram utilizados 72 eletrodos de aço inoxidável, com espaçamento de 10m entre eles. A **Figura 4.9** ilustra os equipamentos utilizados na aquisição.

Durante a aquisição, a voltagem do eletrorresistivímetro foi de 800 volts para garantir que a corrente elétrica atravessasse a camada de laterita de baixa condutividade. Antes de cada aquisição, todos os eletrodos foram molhados para diminuir a resistência de contato entre o eletrodo e a camada de laterita. As posições dos polos estavam a cerca de 200 metros de distância dos eletrodos inicial e final da linha de eletrorresistividade. Todos os

equipamentos utilizados no levantamento de eletrorresistividade são de propriedade do Laboratório de Geociências Aplicadas do Instituto de Geociências da UnB.

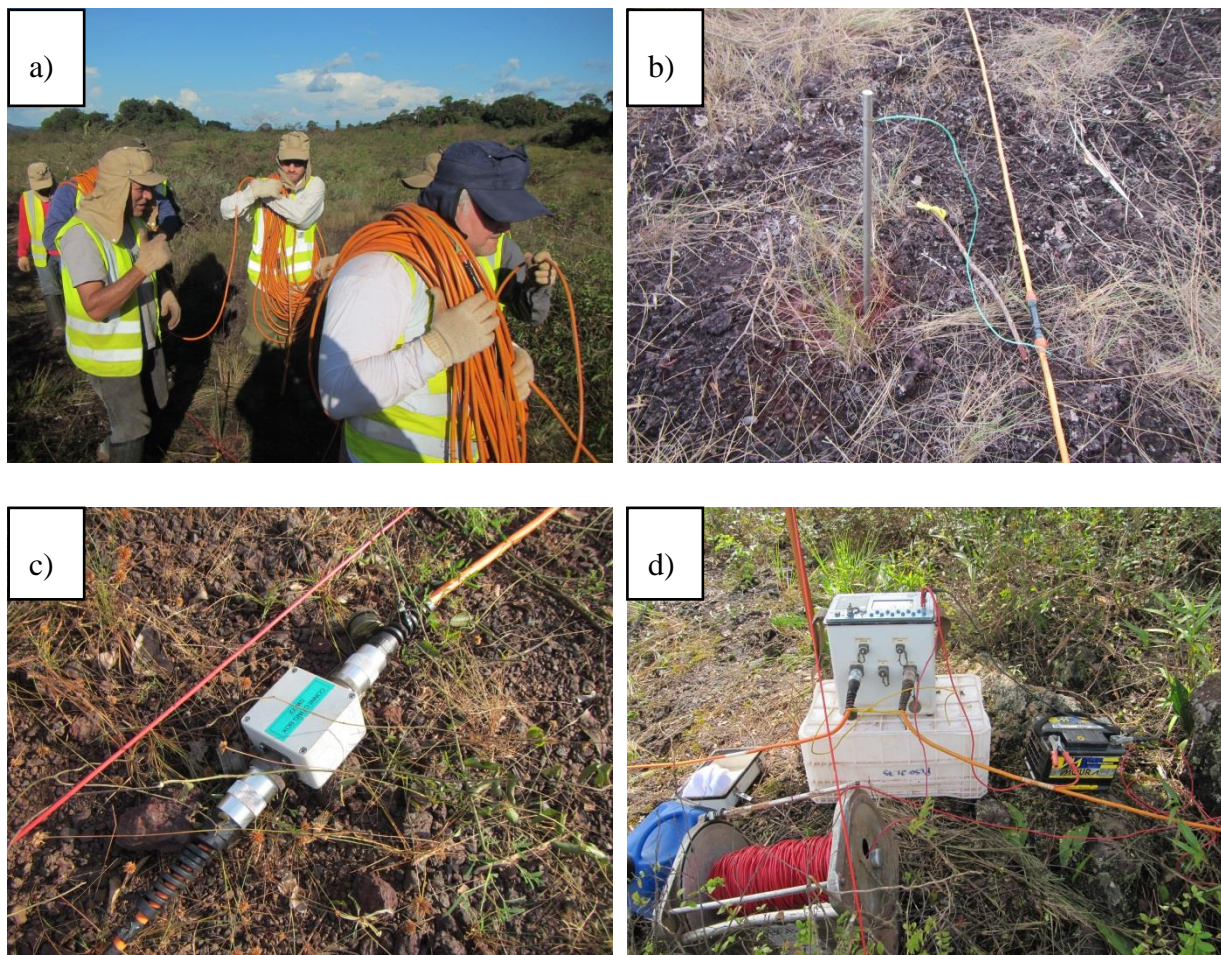


Figura 4.9 Equipamentos utilizados no levantamento de eletrorresistividade. a) Equipe carregando os cabos multieletródicos. b) Eletrodo afixado na laterita. c) Conector *switchbox* d) Eletrorresistivímetro *Syscal Pro* (*IRIS Instruments*).

4.3.2 PROCESSAMENTO DE DADOS DE ELETORRESISTIVIDADE

O programa PROSYS II (versão 2; *IRIS Instruments*) foi utilizado para juntar as três linhas de eletrorresistividade em um único perfil, bem como para a remoção dos pontos espúrios.

Para a modelagem inversa dos dados, foi utilizado o programa RES2DINV (versão 3.4; *Geotomo software*). Neste programa, a resistividade elétrica é determinada em blocos retangulares usados para gerar a pseudo-seção de resistividade elétrica aparente. Esta pseudo-seção deve coincidir ou aproximar-se das medidas de campo. O programa tenta reduzir a diferença entre os valores de resistividade aparente medidos em campo e os calculados na pseudo-seção. A diferença, da resistividade elétrica medida e calculada é dada pelo erro médio quadrático (*Root Mean Square – RMS*).

O programa permite utilizar um método de cálculo dos mínimos quadrados, com base na técnica de otimização quasi-Newton (LOKE e BARKER, 1996b). Esta técnica é mais rápida que o método convencional dos mínimos quadrados, e pode ser utilizado em grandes conjuntos de dados. Também pode ser utilizado o método convencional Gauss-Newton.

A rotina de inversão utilizada na modelagem foi a de contraste de suavização por mínimos quadrados (SASAKI, 1989). O método de otimização utilizado foi o de Gauss-Newton. A modelagem dos dados foi efetuada até a quarta interação, pois não houve diminuição significativa nos valores de RMS após esta. O valor de erro RMS para a seção de eletrorresistividade foi de 20,1%. A **Figura 4.10** mostra a configuração de pontos de aquisição programada para o levantamento de eletrorresistividade.

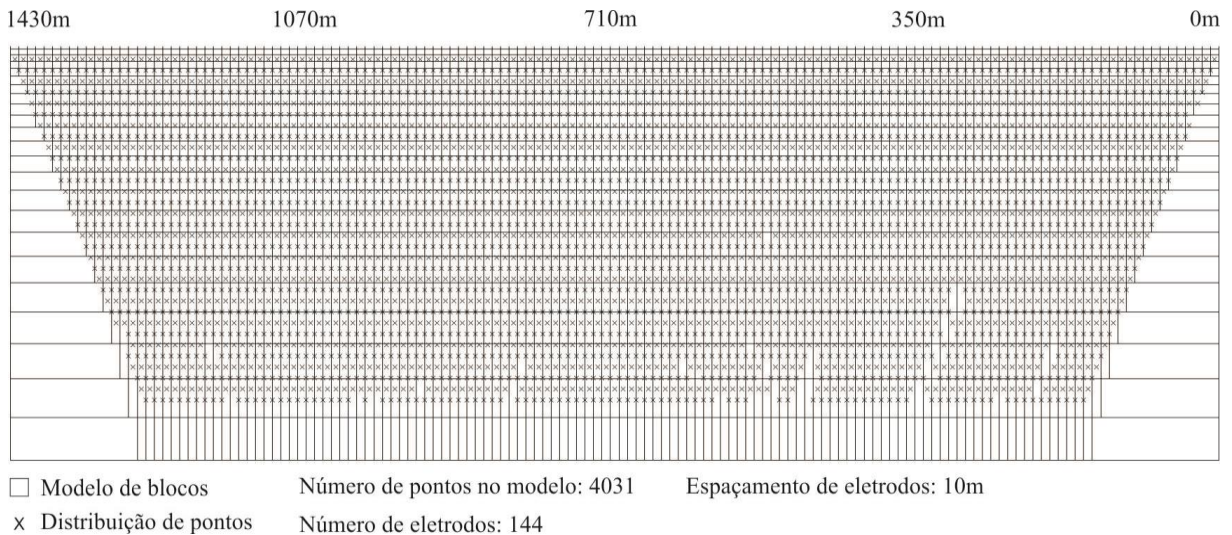


Figura 4.10 Distribuição de pontos de resistividade aparente e modelo de blocos utilizados durante a inversão.

CAPÍTULO 5

5 RESULTADOS

Os resultados do processamento dos dados de sísmica de refração rasa e de eletrorresistividade serão apresentados neste capítulo. A interpretação dos dados será discutida no capítulo seguinte. O sentido de aquisição das linhas foi de leste para oeste, e desta forma, na linha sísmica o primeiro geofone se encontra no extremo leste da linha. O mesmo é válido para a linha de eletrorresistividade.

5.1 SÍSMICA DE REFRAÇÃO

A partir do processamento dos dados de sísmica de refração, foi gerado um modelo de duas camadas (**Figura 5.1**), as velocidades obtidas para a primeira e segunda camada foram 1858 m/s e 5413 m/s, respectivamente. A espessura da primeira camada varia de 75 a 200 m. O valor quadrático médio (Root Mean Square, RMS), que quantifica o erro durante a etapa de inversão da sísmica foi de 10,8%. Alguns fatores podem explicar o alto valor de RMS, como o pequeno número de pontos de tiro (apenas 7 para uma linha de 1190m), e perda de energia na sua execução, já que estes foram dados nos furos de sondagem, e boa parte não teve sua energia contida no furo (“furo soprou”). Além disso, o posicionamento e distribuição espacial dos pontos de tiro não foram adequados, com uma quantidade maior de tiros na porção leste do perfil, sendo um tiro perto do centro da linha, quatro a leste, e apenas dois a oeste. Devido a estes fatores, é esperado que, a região de interpretação mais confiável esteja na porção centro-leste da linha de sísmica.

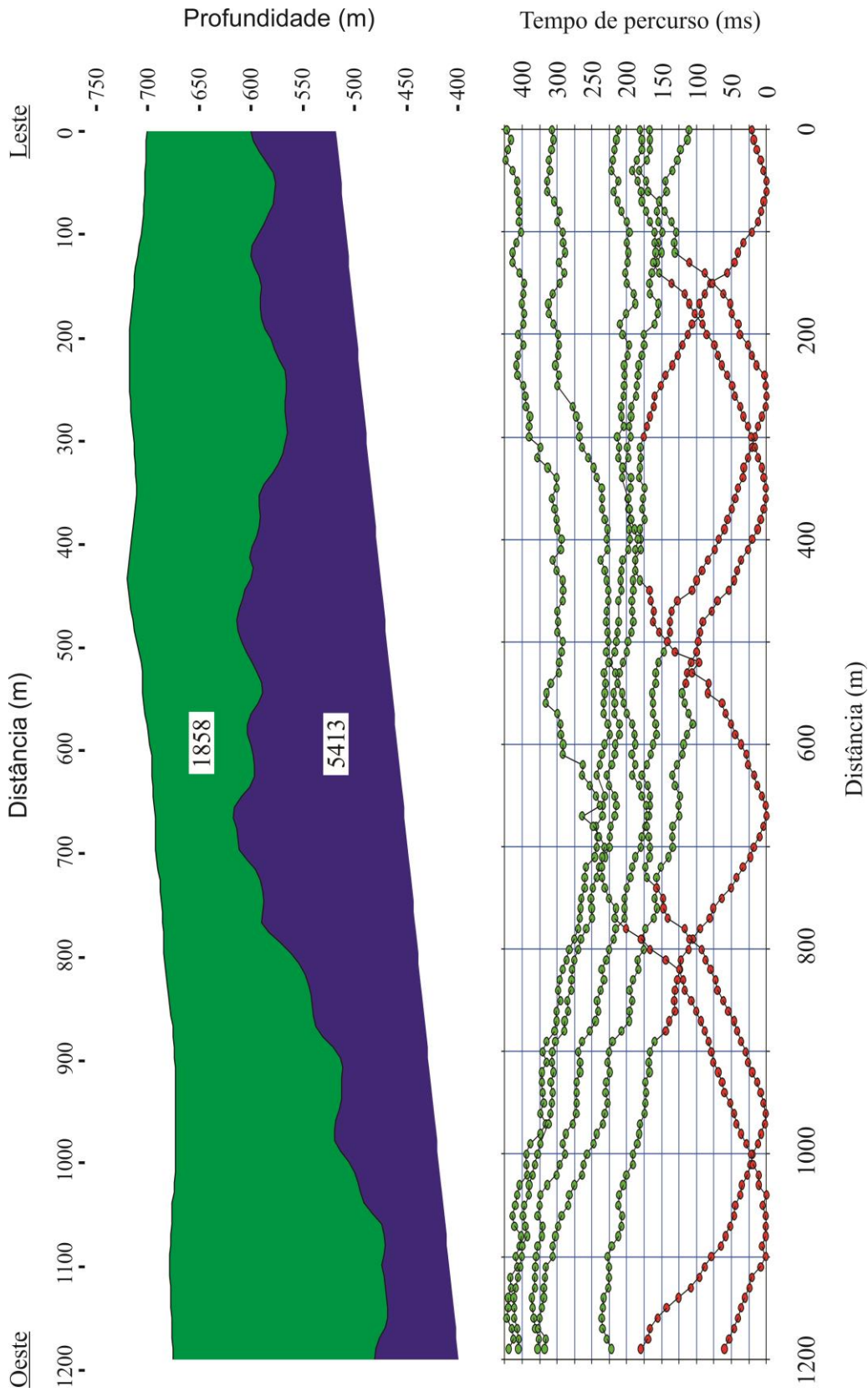


Figura 5.1 Resultado da sísmica de refração, com modelo de refração, com modelo de duas camadas. A primeira camada teve velocidade média de 1858m/s, a segunda camada obteve velocidade média de 5413m/s.

5.2 ELETORRESISTIVIDADE

A seção de eletorresistividade (**Figura 5.2**) foi obtida com o método de caminamento elétrico. O arranjo utilizado foi o polo-polo. Durante o processamento de dados de eletorresistividade, foram realizadas quatro iterações, com um erro RMS de 20,1%. A profundidade observada na pseudo-seção foi de 268,8m. No modelo de resistividade aparente, gerado a partir das pseudo-seções, a profundidade estimada do modelo foi de 290,4m. O comprimento da linha de eletorresistividade foi de 1470 metros, com espaçamento de 10 metros entre os eletrodos, e com 4031 pontos de registro.

De acordo com os resultados da eletorresistividade, a região superficial do perfil é composta por zonas de alta e baixa resistividade. Na porção central da linha, até 100m de profundidade, ocorrem zonas de alta resistividade (>3937 ohm.m). Estas zonas de alta resistividade contrastam com zonas de menor tamanho e de baixa resistividade (<200 ohm.m), localizadas em sua maioria nos primeiros 50 metros do perfil. Ambas as zonas de anomalias de alta e baixa resistividade se apresentam de forma circular.

A partir de 100m de profundidade ocorrem zonas de baixa e alta resistividade de forma intercalada. As regiões de baixa resistividade observadas nestas profundidades são as maiores e mais intensas de todo o perfil (<286 ohm.m). As regiões de alta resistividade intercaladas a estas, possuem valores entre 380 e 3000 ohm.m.

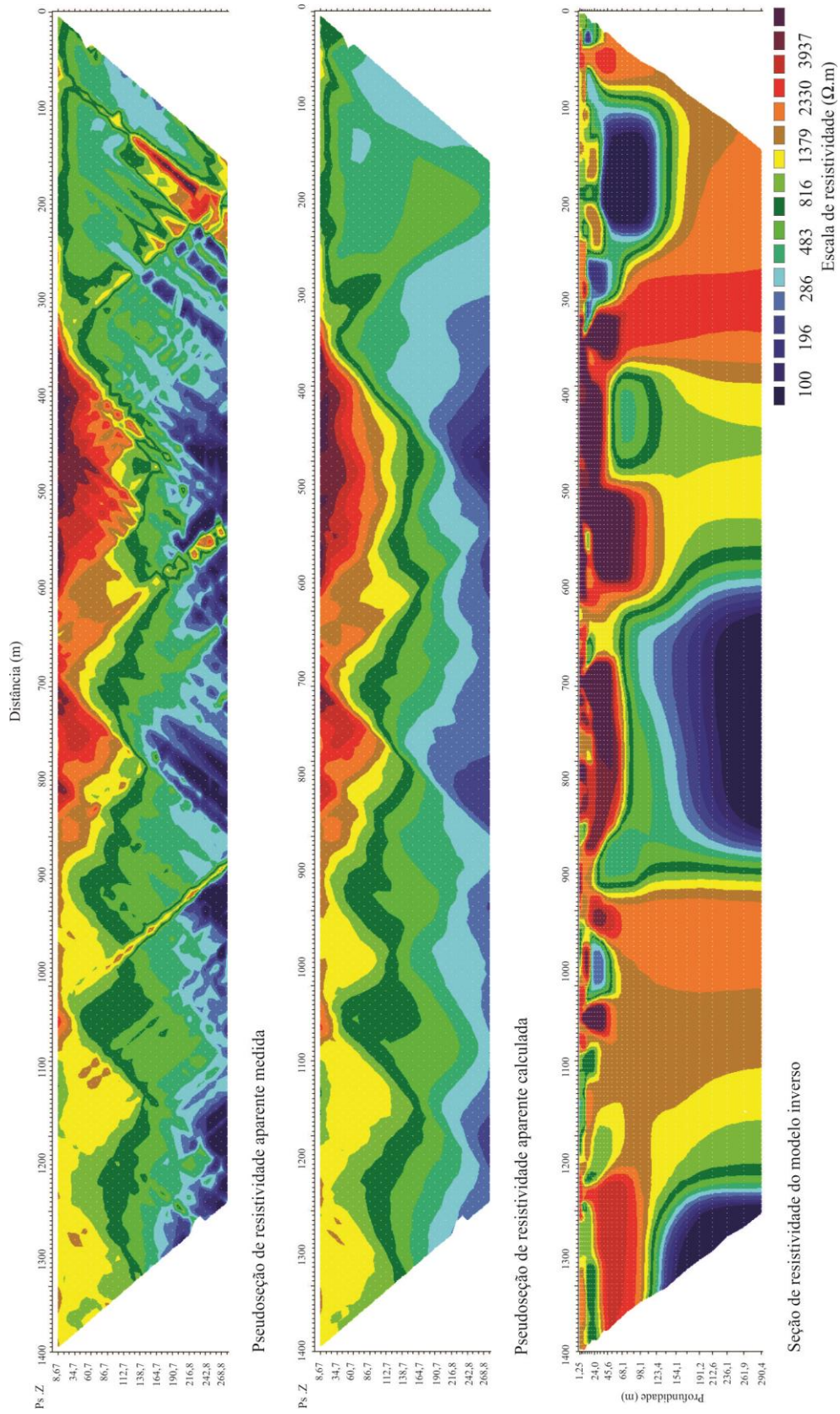


Figura 5.2 Dados medidos de eletrorresistividade (superior). Dados calculados, pseudo-seção (centro), e resultado da inversão do modelo (abaixo).

CAPÍTULO 6

6 DISCUSSÃO

Os modelos obtidos a partir do processamento dos dados de sísmica e eletrorresistividade serão comparados com o perfil de sondagens geológicas existentes na área. Esta comparação busca correlacionar os diversos litotipos da área com os resultados dos métodos geofísicos. Também é apresentado um modelo geológico/geofísico da área de estudo feito a partir da integração dos resultados dos dois métodos.

6.1 SÍSMICA

O modelo de duas camadas da sísmica foi interpretado com base nas velocidades médias das camadas, e nas informações dos furos de sondagem (**Figura 6.1**). O modelo de duas camadas apresenta velocidades de 1858 e 5413 m/s para a primeira e segunda camada, respectivamente. Tais velocidades estão próximas àquelas indicadas por Lima *et al.* (2013), medidas em testemunhos de furos de sondagem feitos em Serra Sul, também na PMC. Neste trabalho, foram encontradas velocidades de onda P entre 2818 e 2965 m/s para regiões de rocha mais alterada, e de cerca de 6000 m/s para regiões de rochas mais preservadas.

Embora a velocidade sísmica apontada pelo modelo geofísico seja menor do que a velocidade calculada no estudo petrofísico em laboratório (LIMA *et al.* 2013), os dois resultados podem ser correlacionados. Esta diferença se deve ao fato de que a sísmica de refração calcula a média da velocidade para toda a camada e, diferente das amostras medidas em laboratório, as rochas no depósito de ferro estão sujeitas a fortes processos de alteração, que diminuem a velocidade sísmica da rocha. Desta forma, com base no trabalho de Lima *et al.* (2013), podemos relacionar a primeira camada da sísmica com os litotipos CM

(Colúvio/elúvio de hematitito lateritizado), HF (Hematitito friável) e MD (Saprolito das rochas máficas, horizonte mais alterado), ou seja, rochas alteradas características, e a segunda camada com os litotipos JP (Jaspilito) e MS (Máfica sã), que representam as rochas preservadas. Relacionando ainda os resultados da sísmica de refração com os furos de sondagem contidos na linha, observamos a mesma correlação que aquela observada com a petrofísica, incluindo para a primeira camada, os litotipos CQ e MSD, também resultante de alteração.

Na **Figura 6.1**, analisando somente o furo N4WS 1398, foi observada uma diferença de 100m entre a interface da sísmica e a primeira ocorrência de jaspilito. O nível de ocorrência do jaspilito neste furo de sondagem difere dos furos adjacentes, pois está muito raso e sem presença de minério de ferro, enquanto que nos outros, este aparece em maiores profundidades. Isso sugere que o furo N4WS 1398 apresenta uma complexidade geológica, possivelmente provocada por falhas, que não foi identificado pelo método sísmico. Nos demais furos de sondagem, a interface da sísmica e as ocorrências de jaspilito e rochas máficas se relacionam com até 50m de diferença. É observado que, de uma maneira geral, o modelo sísmico acompanha a tendência da geologia da área, com exceção das extremidades da linha, onde o modelo sísmico tem menor confiança.

Entre os fatores que explicam a diferença entre o modelo sísmico e as informações de sondagem, podemos citar: a complexidade geológica do depósito de ferro e a geometria de aquisição não adequada.

Como comentado no Capítulo 3, o método de sísmica de refração não é sensível a alvos com grande complexidade, principalmente com variações laterais. Além disso, devido às dificuldades logísticas e as relacionadas com normas de segurança que se apresentaram na etapa de aquisição (Capítulo 4), não foi possível realizar o plano original, ficando a cobertura da área prejudicada. Desta forma, não se poderia esperar que o método sísmico identificasse as interfaces apresentadas nos furos de sondagem.

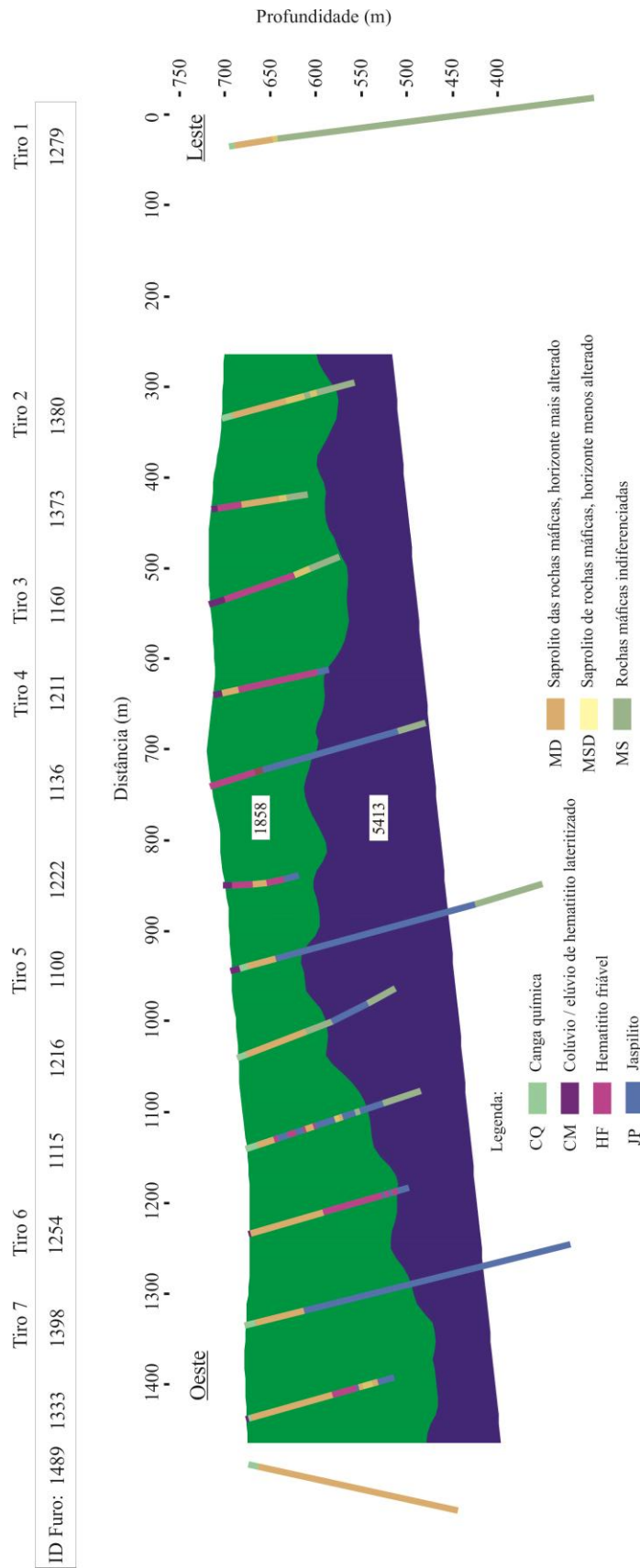


Figura 6.1 Modelo de sísmica de refração comparado com as informações de sondagem. O modelo de sísmica possui duas camadas, com velocidades médias de 1858 e 5413m/s.

Para melhores resultados utilizando o método sísmico, fatores relacionados à fonte devem ser modificados. A distribuição dos tiros na linha, por exemplo, deve ser melhorada, com mais tiros na posição oeste da linha. Além disso, seria importante que fossem formados pares de tiro opostos para melhor vincular o modelo. Finalmente, seria necessário que os pontos de tiro fossem feitos em furos próprios, ao invés de utilizar os furos de sondagem, buscando-se garantir, pelo melhor acoplamento da fonte com o meio, que não existisse perda de energia. Com relação ao tipo de fonte sísmica utilizada, a emulsão encartuchada se configurou como uma fonte adequada.

6.2 ELETORRESISTIVIDADE

A **Figura 6.2** mostra o modelo de resistividade comparado com as informações das sondagens. Os litotipos presentes nos furos de sondagem foram comparados com os intervalos de resistividade encontrados no modelo.

A camada superior do modelo, que representa os primeiros 25m de espessura, foi dividida em duas regiões com relação ao intervalo de resistividade. No centro do perfil, são encontrados valores de alta resistividade (>2330 ohm.m), sendo correlacionados com hematitito lateritizado (litotipo CM), o que faz sentido, pois esta é a região de maior ocorrência de minério que origina este tipo de litotipo. Nas laterais do perfil, são apontados valores de resistividade intermediários a baixos (<800 ohm.m), e são correlacionados com canga química (litotipo CQ).

No perfil de resistividade, entre as profundidades de 25 e 100 metros ocorre uma região com alto contraste vertical de resistividade, em que o valor de resistividade varia de 100 a >3937 ohm.m. A região central do perfil, que apresenta valores de resistividade >3937 ohm.m, é associada com o minério de ferro (HF). As regiões leste e oeste desta zona apresenta valores de resistividade variando entre 100 e 2330 ohm.m. Na porção leste, a anomalia de baixa resistividade (100 ohm.m), sugere a presença de jaspilito. Infelizmente, não há sondagens nesta área para comprovar esta afirmação. Na porção oeste, os valores de resistividade variam de 816 a 2330 ohm.m, tais valores são correlacionados com rochas máficas decomposta e semi decomposta (litotipos MD e MSD).

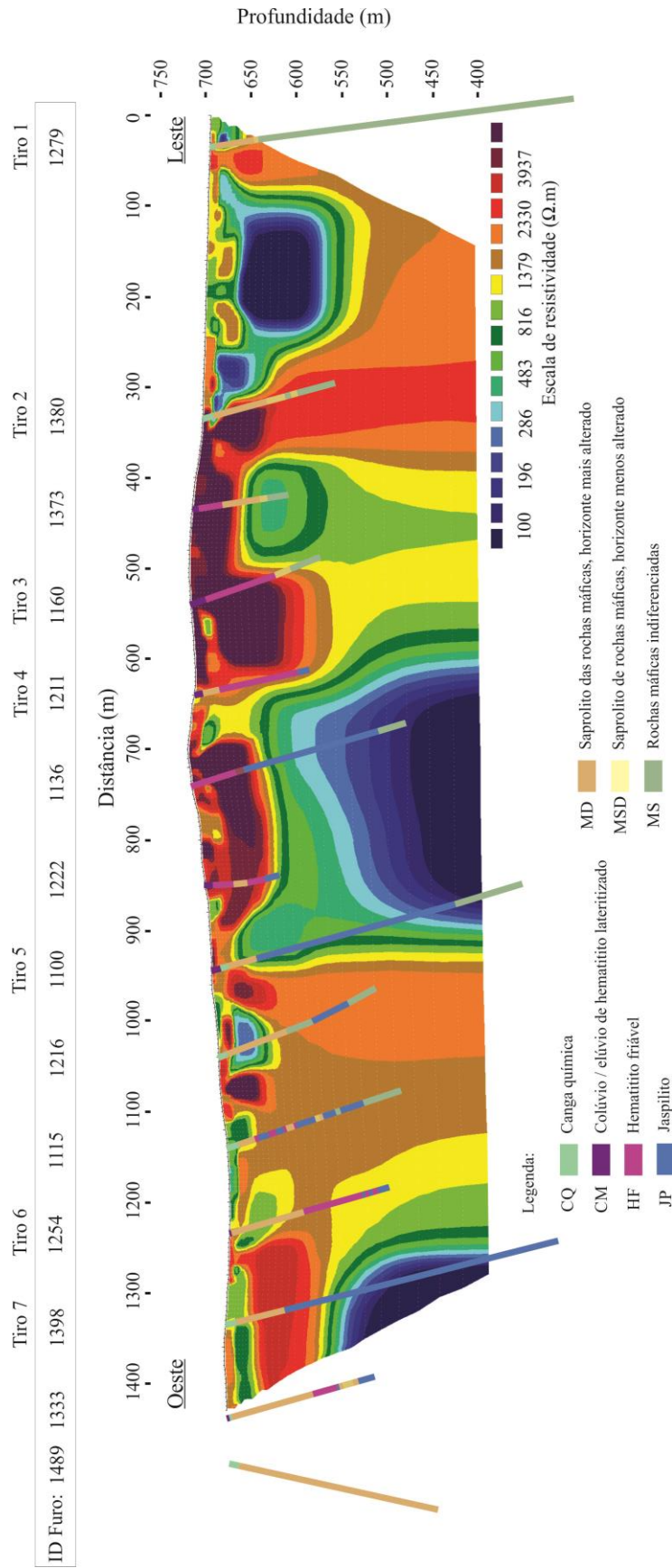


Figura 6.2 Modelo de eletroresistividade em comparação com informação de sondagem. Eletroresistividade com método de caminhamento elétrico, e arranjo polo-polo.

No perfil de resistividade, a partir de 100m de profundidade, ocorrem regiões com resistividade abaixo de 483 ohm.m, relacionadas com presença de jaspilito. Estas regiões apresentam diminuição dos valores de resistividade com aumento da profundidade. De maneira que, a rocha se torna mais condutiva quanto mais coesa estiver. Este é o comportamento esperado para o jaspilito, como descrito em Owen *et al.* (2005). Ao lado das zonas com baixo valor de resistividade (<483 ohm.m), ocorrem zonas de resistividade variando entre 483 e 2330 ohm.m, correlacionados com as rochas máficas preservadas (litotipo MS).

Com base na comparação entre o modelo de eletrorresistividade e os litotipos apontados pelas sondagens, foi gerado uma tabela com o intervalo de resistividade associado a cada litotipo (**Tabela 6.1**). No entanto, o arranjo utilizado (polo-polo) possui baixa resolução o que, aliado a complexidade geológica do perfil, torna a separação dos intervalos de resistividade sujeita a erros.

Tabela 6.1 Intervalo de resistividade sugerido para cada litotipo presente.

| Cor | Código | Litotipo | Resistividade (ohm.m) | Velocidade onda P (m/s) |
|-----|--------|--|-----------------------|-------------------------|
| | CQ | Canga química | 816-1379 | 1858 |
| | CM | Colúvio / elúvio de hematitito lateritizado | >2330 | |
| | HF | Hematitito friável | >2330 | |
| | MD | Saprolito das rochas máficas, horizonte mais alterado | 1379-2330 | |
| | MSD | Saprolito das rochas máficas, horizonte menos alterado | 1379-2330 | |
| | MS | Rochas máficas indiferenciadas | 483-2330 | 5413 |
| | JP | Jaspilito | <483 | |

6.3 IDENTIFICAÇÃO DO MINÉRIO DE FERRO

A **Figura 6.3** mostra a correlação entre os intervalos de maior resistividade com a ocorrência de minério de ferro, lembrando que o método elétrico não foi utilizado para delimitar o corpo do minério, pois a resolução do método não permite isso. Sendo assim, o objetivo desta figura foi mostrar que os intervalos de ocorrência do minério de ferro coincidem com os intervalos de maior resistividade do perfil (>3937 ohm.m). No entanto, a ocorrência de HF no furo de sondagem 1254 não foi identificada. Provavelmente, esta região se trata de uma ocorrência restrita de HF, o que é confirmado pelos furos de sondagem adjacentes (1398 e 1115). Sendo assim, a estratégia utilizada na definição dos parâmetros de aquisição da eletrorresistividade não permite imagear este tipo de ocorrência, já que o objetivo principal da geometria escolhida era atingir maiores profundidades em detrimento à resolução.

Os altos valores de resistividade para o minério de ferro na região podem ser explicados pelo aumento da porosidade originado da lixiviação de sílica, que é parte do processo de enriquecimento do minério de ferro (Macambira, 2003). Os poros poderiam estar preenchidos por ar e terem baixa interconectividade, o que causaria a assinatura resistiva. Além disso, a camada superior de hematita lateritizada, pode estar agindo como um selante, impedindo a penetração de águas meteóricas que poderiam diminuir a resistividade.

A correlação entre o minério de ferro e o perfil de resistividade foi utilizada para definir a escala de cor utilizada. Foi definido que a escala de cor mais representativa estaria associada com maior quantidade de minério de ferro. As maiores ocorrências de minério de ferro se encontram nos furos 1211 e 1160, com espessuras de 86 e 79 metros, respectivamente. Na **Figura 6.3**, observou-se para estes furos uma boa coincidência entre as regiões de alta resistividade e a ocorrência de minério de ferro. No entanto, para os furos 1222, 1136 e 1379, a coincidência não foi tão boa, com anomalias chegando a ser até 40% maior do que a camada de minério de ferro. Desta forma, as camadas inferidas com o método de eletrorresistividade podem ser superestimadas.

Duas pequenas regiões circulares de alta resistividade localizadas na parte oeste da linha (posições 1000 e 1100m) poderiam estar relacionadas com presença de minério de ferro, no entanto, não há furos de sondagem nestes locais que possam comprovar essa afirmação.

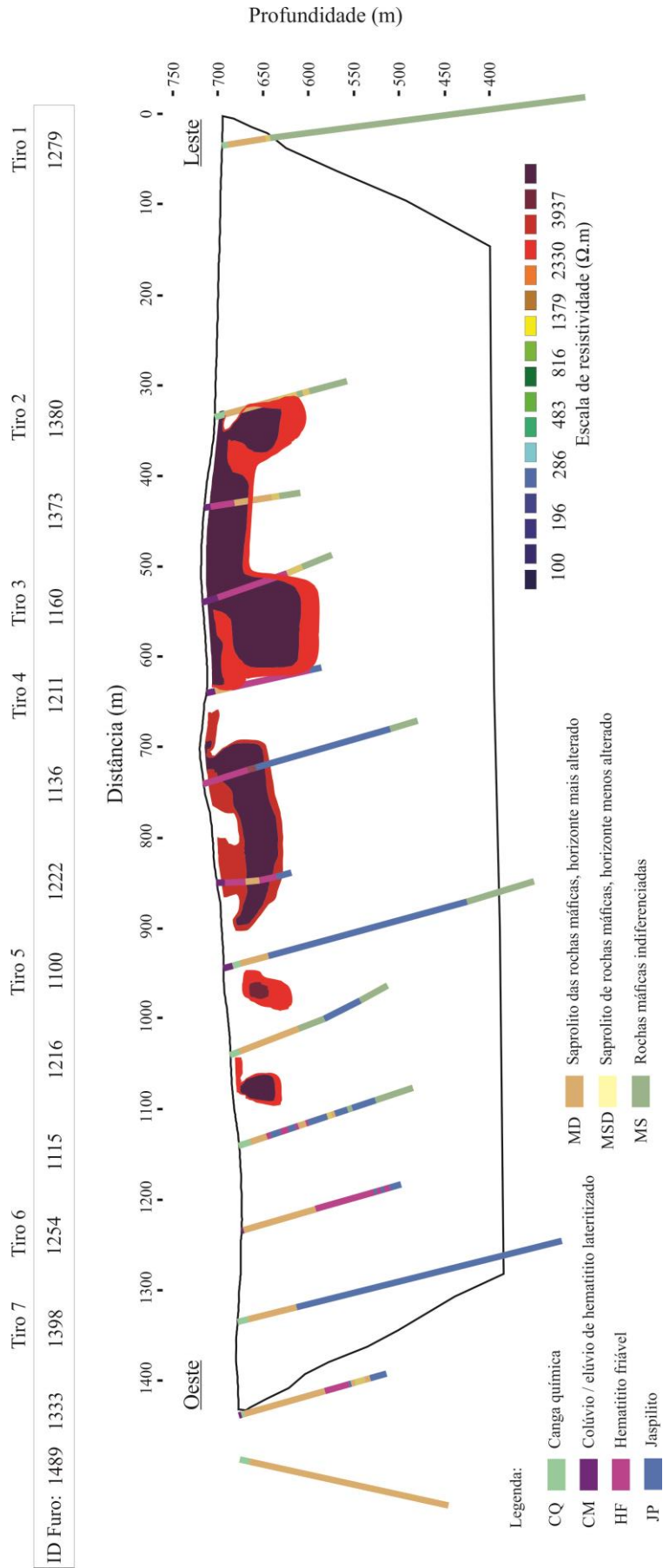


Figura 6.3 Modelo de eletrorresistividade mostrando apenas os valores de resistividade acima de 2330 $\Omega \cdot m$. Estes valores estão associados a ocorrência de minério de ferro.

6.4 MODELO INTEGRADO DE SÍSMICA DE REFRAÇÃO E ELETRORRESISTIVIDADE

A **Figura 6.4a** mostra a comparação entre os resultados de sísmica de refração e eletrorresistividade. Na figura, a interface encontrada com a sísmica de refração é representada pela linha tracejada escura, com as velocidades da primeira e segunda camada indicadas. De maneira geral, os intervalos mais resistivos estão associados à primeira camada sísmica, onde os litotipos CQ, CM, HF, MD e MSD estão mais presentes. Enquanto que as zonas mais condutivas estão associadas à segunda camada da sísmica, região de maior ocorrência dos litotipos JP e MS.

A **Figura 6.4b** apresenta o modelo interpretativo construído a partir da comparação entre os resultados dos dois métodos. De forma geral, como já comentado, o modelo geofísico está dividido em duas regiões pela sísmica, uma caracterizada por rochas mais alteradas, e outra por rochas mais preservadas. O detalhamento da interpretação em cada uma das camadas foi feito com base nos resultados da eletrorresistividade.

Para a região de maior alteração (primeira camada da sísmica), as regiões de maior resistividade foram interpretadas como minério de ferro. Estas anomalias aparecem separadas por uma região de menor resistividade, porém, no modelo interpretativo, optou-se por uni-las considerando que este tipo de assinatura elétrica é característico de regiões de falha/fratura com percolação de água. Esta opção é respaldada pelas informações geológicas obtidas a partir dos furos de sondagem.

As regiões com alta resistividade, porém, mais rasas (primeiros 25 metros do perfil) foram interpretadas como hematitito lateritizado e canga química. O restante da camada superior foi interpretado como saprólito das rochas máficas, não sendo diferenciados os seus horizontes de maior e menor alteração (MD e MSD). Não foi feita uma interpretação mais detalhada na parte oeste do perfil devido a sua alta complexidade geológica, evidenciada nos furos de sondagem.

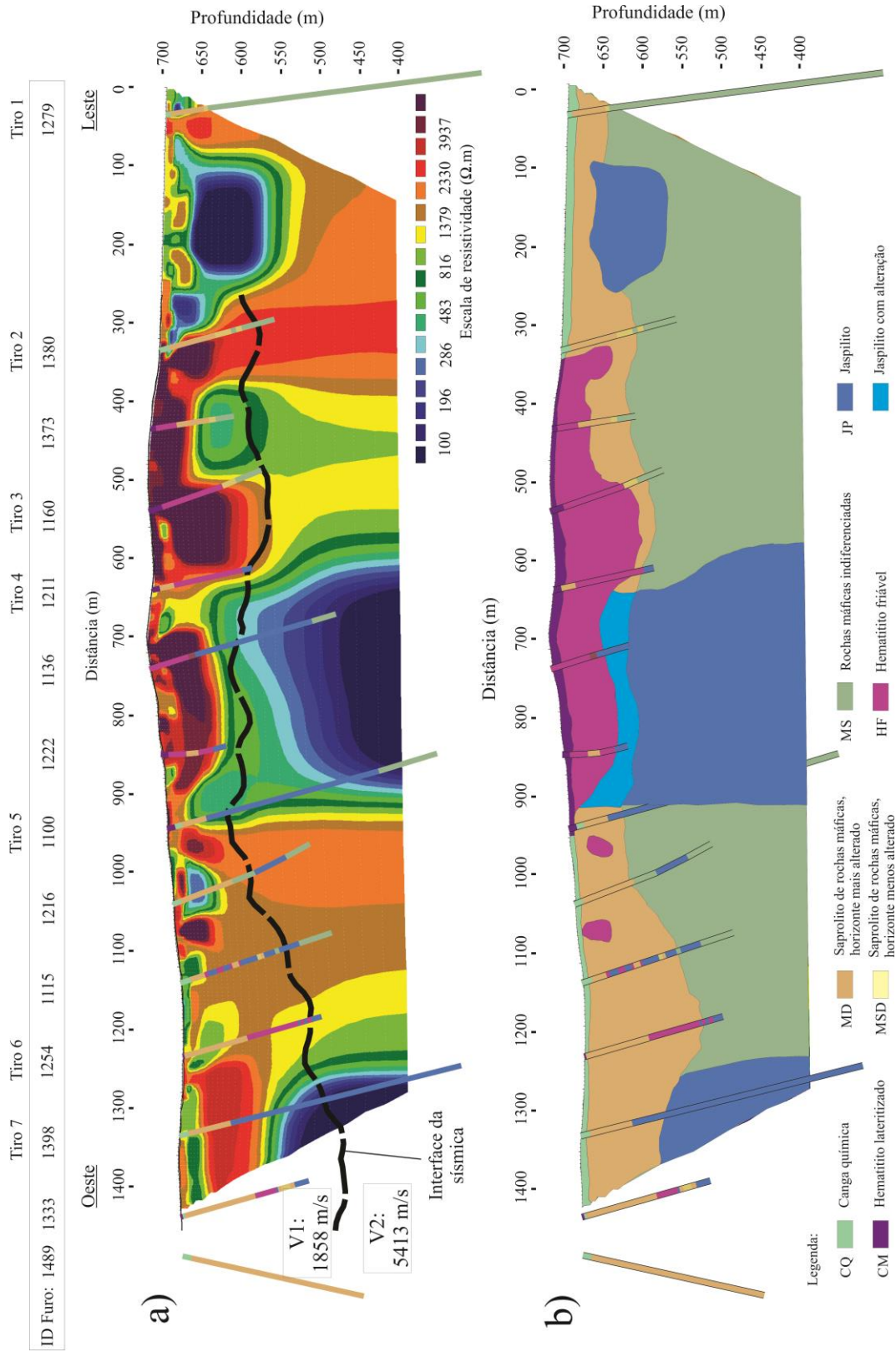


Figura 6.4 a) Comparação entre resultado da sísmica (interface tracejada escura) e eletrorresistividade em conjunto com o perfil de sondagens, e indicação da posição dos tiros da sísmica. b) Modelo geofísico interpretativo integrando resultados de sísmica de refração e eletrorresistividade.

Na extremidade oeste do perfil, a interface obtida com a sísmica não deve estar refletindo a realidade, sendo preferível nesta região utilizar os dados de eletrorresistividade como referência. Foi proposta uma região de transição entre o minério de ferro e o jaspilito, na parte central do modelo. Esta região de transição se encontra na primeira camada do modelo sísmico, onde os valores de velocidades de onda P são compatíveis com rochas de alteração, e apresenta valores de resistividade acima de 483 ohm.m, que são maiores que os valores encontrados para jaspilitos mais profundos (que estariam mais preservados).

A região menos alterada (segunda camada da sísmica) possui dois litotipos, sendo as regiões de menor resistividade interpretadas como jaspilito, e as regiões de maior resistividade, interpretadas como rochas máficas preservadas. Na extremidade leste do perfil, uma anomalia de baixa resistividade foi interpretada como uma ocorrência de jaspilito. Esta interpretação não pode ser confirmada por não existir furos de sondagem no local. Esta anomalia se localiza próximo a uma falha transcorrente inferida (DOCEGEO 1988), no entanto, não acreditamos que a presença exclusiva da falha causaria tal assinatura de baixa resistividade.

O padrão sinuoso e gradacional encontrado na interface entre o minério de ferro e o jaspilito, sugere correlação com o modelo de enriquecimento supergênico proposto para as rochas da região de Carajás (MACAMBIRA, 2003). Porém, mais estudos na região são necessários para afirmar tal correlação, considerando a pouca resolução alcançada com os métodos geofísicos, uma vez que a sísmica contou com quantidade de tiros menor do que o planejado e com uma distribuição não adequada. A eletrorresistividade foi adquirida com arranjo polo-polo, que apresenta menor resolução dentre os arranjos.

CAPÍTULO 7

7. CONCLUSÃO

Os resultados obtidos com os métodos geofísicos utilizados neste trabalho tiveram uma correlação satisfatória com as litologias presentes na área de estudo, obtidas a partir de furos de sondagem. Foi possível criar um modelo geofísico integrando os resultados dos dois métodos.

O método de sísmica de refração gerou um modelo de duas camadas, com velocidades distintas (1858 e 5413 m/s), onde cada camada foi interpretada em termos do seu grau de alteração, sendo a primeira camada com rochas alteradas, e a segunda com rochas preservadas. A primeira camada agrupa as litologias CQ, CM, HF, MD e MSD, enquanto que a segunda camada agrupa as litologias JP e MS, não sendo possível discriminá-las apenas com o método sísmico.

Os parâmetros de aquisição do método sísmico não foram adequados, especialmente no que se refere à quantidade e distribuição das fontes. O número de pontos de tiro deveria ter sido maior para aumentar a resolução, principalmente na região mais rasa, e melhor distribuída, para que esta fosse homogênea ao longo de todo o perfil. Estes fatores levam a interpretar o perfil de sísmica em duas partes, com diferentes níveis de resolução. A porção oeste da linha possui menor resolução, se comparado com a porção centro-leste da linha.

O tipo de fonte utilizado no levantamento em N4WS foi adequado, no entanto houve perda de energia devido à forma como estes foram colocados no solo, utilizando os furos de sondagem preexistentes, o que diminuiu o acoplamento da fonte com o meio. Além disso, o esquema de gatilho utilizado e disponível não foi adequado, provocando perda de registros no momento da detonação.

O método de eletrorresistividade, com o arranjo polo-polo, possibilitou investigar até a profundidade de 320m. Este arranjo é bastante adequado para grandes profundidades, no entanto, é um dos que possuem menor resolução. Para melhorar a resolução do método elétrico na região, poderiam ser utilizados outros arranjos em conjunto com o polo-polo, seguindo uma abordagem que permitisse alcançar altas profundidades sem perda de resolução. Em alguns furos de sondagem, como no furo 1333, o jaspilito ocorre somente a partir de 150m de profundidade.

Em geral, a maior parte do minério de ferro possui assinatura elétrica resistiva (>3937 ohm.m), com exceção da parte oeste da linha, como observado no furo 1254, onde existe ocorrência de minério e não se observa anomalia com alta resistividade. A assinatura condutiva do jaspilito (<483 ohm.m) faz com que esta litologia seja facilmente reconhecida no perfil.

A heterogeneidade composicional e estrutural do perfil não permitiu que todas as diferentes litologias fossem relacionadas a intervalos específicos de resistividade, pois, a partir das comparações com os furos de sondagem, observou-se que litologias diferentes tem a mesma resposta elétrica. Este fato dificultou a interpretação, e conseqüentemente, não permitiu a construção de um modelo interpretativo mais detalhado.

Com a utilização de parâmetros de aquisição mais adequados para os métodos geofísicos, poderíamos chegar a resultados que se adequem mais ao contexto geológico da região, sendo produzido um modelo geofísico mais confiável.

Foi proposta uma região de transição entre o jaspilito e o minério de ferro com base nos resultados dos métodos geofísicos. Esta região de transição do jaspilito se encontra na primeira camada da sísmica, onde os valores de velocidade de onda P sugerem rochas mais alteradas, e possui valores de resistividade acima de 483 ohm.m. Esta região não é evidenciada nos furos de sondagem, onde a mudança de litologia é pontual.

O limite sinuoso, indicado pelo modelo geofísico, entre o minério de ferro e o jaspilito concorda com o modelo supergênico de enriquecimento (MACAMBIRA, 2003). No entanto, para uma discussão mais aprofundada sobre os modelos de gênese do minério de ferro, mais estudos seriam necessários.

O modelo geofísico gerado pode ser utilizado na caracterização inicial de um depósito de ferro como o de N4WS, fornecendo informações para guiar a realização de sondagens. Desta forma, a geofísica se configura como uma alternativa viável ao uso exclusivo de sondagens no estudo de um depósito de ferro, diminuindo a sua quantidade, e consequentemente o custo do projeto.

CAPÍTULO 8

8 BIBLIOGRAFIA

ALMEIDA F. F., HASUI Y., BRITO NEVES B. B. 1976. *The Upper Precambrian of South América*. Boletim do Instituto de Geociências, vol. 7, Universidade de São Paulo, São Paulo. p 45-80.

ARAÚJO O. J. B. & MAIA R. G. N. 1991. *Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil: Projeto especial mapas de recursos minerais, de solos e de vegetação para a área do Programa Grande Carajás*, in: *Subprojeto Recursos Minerais – Serra dos Carajás, Folha SB.22-Z-A*. (Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM e Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais – CPRM: Brasília, Brazil).

ASSIS L. M. 2013. *Geração de Modelo Exploratório para o Minério de Ferro da Província Mineral de Carajás Através da Integração de Dados Multifonte*. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, Brasília. 154 p.

BEISIEGEL V.R., BERNARDELLI A.L., DRUMMOND N.F., RUFF A.W., TREMAINE J.W. 1973. *Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás*. Revista Brasileira de Geociências, v. 3, pp. 215-242.

BEUKES, N. J., GUTZMER, J., MUKHOPADHYAY, J. 2002. *The geology and genesis of high-grade hematite iron ore deposits*. Australasian Institute of Mining and Metallurgy Publication Series 2002, pp. 23-29.

BURGER H. R., SHEEHAN A. F., JONES C. H. 2006. *Introduction to Applied Geophysics: Exploring the Shallow Subsurface*. W W Norton & Company inc. 600p.

CHEN, X., LÜ, Q., YAN, J. 2012. *3D electrical structure of porphyry copper deposit: A case study of Shaxi copper deposit*. Applied Geophysics 9(3). pp. 270-278.

CORDANI U. G., TASSINARI C. C. G, KAWASHITA K. 1984. *A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas*. Ciências da Terra. vol. 9. p 6-11.

COSTA L. P. 2007. *Caracterização das Sequências Metavulcanossedimentares da Porção Leste da Província Mineral de Carajás (PA)*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 113 p.

DALL'AGNOL R., SOUZA Z. S., ALTHOFF F. J., BARROS C. E. M., LEITE A. A. S., JORGE-JOÃO X. S. 1997. *General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province*. In: Proceedings Intern. Symp. Gran. and Assoc. Miner., Salvador, Excursion Guide. p 135-161.

DELGADO-RODRÍGUEZ, O., SHEVNIN, V., OCHOA-VALDÉS, J. RYJOV, A. 2006. *Goelectrical characterization of a site with hydrocarbon contamination caused by pipeline leakage*. Geofísica Internacional 45 (1). pp. 63-72.

DOCEGEO 1988. *Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás*. Anais do congresso Brasileiro de Geologia, v. 35, p. 10-54.

FERREIRA FILHO C. F. 1985. *Geologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás*. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília, Brasília. 112 p.

FIGUEIREDO E SILVA R. C. 2009. *Evolução e gênese do minério de ferro hidrotermal nos depósitos da Serra Norte, Província Mineral de Carajás*. Tese de Doutorado, UFMG, Belo Horizonte. pp 236.

GALARZA M. A. & MACAMBIRA M. J. B. 2003. *Petrologia e geocronologia das rochas encaixantes do depósito de Cu-Au Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil*. In: KLEIN E. L., VASQUEZ M. L., ROSA-COSTA L. T.(Eds). *Contribuição à Geologia da Amazônia 3*. Belém, Sociedade Bras. De Geologia. P 153-168.

GREEN, R. 1974. *The seismic refraction method-a review*. *Geoexploration*, 12 (4), pp. 259-284.

GÖNENÇ T., TIMUR E., UTKU M., SARI C., ERHAN Z., ÇOLAK M. 2013. *Geophysical investigation of the hematite zones in koçarli-demirtepe (aydin/Turkey)*. *Arabian Journal for Science and Engineering* 38 (7). 1841-1849.

HOLDSWORTH R. E. & PINHEIRO R. V. L. 2000. *The anatomy of shallow-crustal transpressional structures: insights from the Archean Carajás fault zone, Amazon, Brazil*. *Journal of Structural Geology*, v. 22, p. 1105-1123.

INTERCONSULT. 1987. *National master plan for rural water resources development 2.2, Hidrogeology*. Government of Zimbabwe. In: OWEN, R.J. GWAVAVA, O. GWAZE, P. 2006. *Multi-electrode resistivity survey for groundwater exploration in the Harare greenstone belt, Zimbabwe*. *Hydrogeology Journal* 14 (1-2). pp. 244-252.

KEAREY P.; BROOKS M.; HILL I., 2009. *Geofísica de exploração*. Oficina do Texto, São Paulo, 438p.

KNODEL K.; LANGE G.; VOIFT H. J. 2007. *Environmental Geology – Handbook of Field Methods and Case Studies*. Springer, Germany, 1357 pp.

LAGO A. P. 2009. *Investigação geofísica 2D e 3D com aplicação em meio ambiente: estudo sobre uma área de disposição de resíduos de óleo lubrificante no município de Ribeirão Preto – SP*. Dissertação de Doutorado. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 194p.

LAMIT COMPANY 2004. Disponível em: <<http://www.lamit.ro/images/earthquake-p-waves-passage.jpg>> e <<http://www.lamit.ro/images/earthquake-s-waves-passage.jpg>> Acessado em 06/02/2014.

LIMA P. H. A.; SOARES J. A.; ROSA I. B. C.; CARVALHO R. F.; BRAGA M. A.; SILVA M. D. 2013. *Petrofísica de Minério de Ferro*. Sociedade Bras. De Geofísica, 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro.

LOBATO L. M., FIGUEIREDO E SILVA R. C., ROSIÈRE C. A., ZUCCHETTI M, BAARS F. J., PIMENTEL M., RIOS F. J., SEOANE J. C., MONTEIRO A. M. 2005. *Hydrothermal Origin for the Iron Mineralization, Carajás Province, Pará State, Brazil*. Proceedings of Iron Ore Publication Series 8. Pp 99-110.

LOKE M. H., CHAMBERS J. E., RUCKER D. F., KURAS O., WILKINSON P. B. 2013. *Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method*. Journal of Applied Geophysics 95. pp. 135-156.

MACAMBIRA M. J. B. e SILVA V. F. 1995. *Estudo Petrológico, Mineralógico e Caracterização das Estruturas Sedimentares e Diagenéticas Preservadas na Formação Carajás*. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências da Terra 7. p 363-387.

MACAMBIRA M. J. B. e LAFON J. M. 1998. *Crescimento crustal arqueano registrado em zonas de sedimentos da região de Rio Maria, Província de Carajás, Pará*. XL Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte-Brasil, SBG.

MACAMBIRA J. B. 2003. *O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 217 p.

MACHADO N., LINDENMAYER Z., KROGH T. E. & LINDENMAYER D. 1991. *U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil*. Precambrian Research, v. 49, pp. 329–354.

MOREIRA, C. A., LOPES, S. M., SCHWEIG, C., SEIXAS, A. R. 2012. *Geoelectrical prospection of disseminated sulfide mineral occurrences in Camaquã Sedimentary Basin, Rio Grande do Sul State, Brazil*. Revista Brasileira de Geofísica 30 (2). pp. 169-179.

NASAB, S, K., HOJAT, A., KAMKAR-ROUHANI, A., JAVAR, H, A., MAKNOONI, S. 2011. *Successful use of geoelectrical surveys in Area 3 of the Gol-e-Gohar iron ore mine, Iran*. Mine Water and the Environment 30 (3). pp. 208-215.

OWEN, R.J. GWAVAVA, O. GWAZE, P. 2006. *Multi-electrode resistivity survey for groundwater exploration in the Harare greenstone belt, Zimbabwe*. Hydrogeology Journal 14 (1-2). pp. 244-252.

OKPOLI, C. C., 2013. *Sensitivity and resolution capacity of electrode configurations*. International Journal of Geophysics 2013.12p.

PIMENTEL M. M., LINDENMAYER Z. G., LAUX J. H., ARMSTRONG R., ARAÚJO J.C. 2003. *Geochronology and Nd isotope geochemistry of the Gameleira Cu-Au deposit, Serra*

dos Carajás, Brazil: 1.8–1.7 Ga granite driven hydrothermal alteration and mineralization. Journal of South American Earth Sciences, v. 15, p. 805–815.

RAMAZI H. and MOSTAFAIE K. 2013. *Application of integrated geoelectrical methods in Marand (Iran) manganese deposit exploration.* Arabian Journal of Geosciences 6 (8). pp. 2961-2970.

RIBEIRO D. T. 2003. *Enriquecimento supergênico de formações ferríferas bandadas: estruturas de colapso e desordem.* Tese (Doutorado). Instituto de Geociências - UFRJ. Rio de Janeiro, 123 p.

ROSIÉRE C. A., BAARS F. J., SEOANE J. C. S., LOBATO L. M., da SILVA L. L., de SOUZA S. R. C., MENDES G. E. 2005. *Structure and iron mineralisation of the Carajás Province,* in: *Proceedings Iron Ore 2005.* The Australasian Institute of Mining and Metallurgy. Melbourne p. 143-150.

RUCKER, D. F., GLASER, D. R., OSBORNE, T., MAEHL, W. C. 2009. *Electrical resistivity characterization of a reclaimed gold mine to delineate acid rock drainage pathways.* Mine Water and the Environment 28(2). pp. 146-157.

SAAD, R., MOHAMAD, A. S., ADLI, I. 2012a. *2-D resistivity and induced polarization (IP) methods for iron ore exploration.* Electronic Journal of Geotechnical Engineering 17 U. pp. 2973-2979.

SAAD, R., ADLI, I. and MOHAMAD, A. S. 2012b. *The study of iron ore prospect using 2-D resistivity and induced polarization (IP) method.* Electronic Journal of Geotechnical Engineering, 17 V, pp. 2981-2988.

SASAKI Y. 1989. *Two-dimensional joint inversion of magnetotelluric and dipole-dipole resistivity data*. Geophysics 54. pp. 174–187.

SILVA G. G., LIMA M. J. C., ANDRADE A. R. F., ISSLER R. S., GUIMARÃES G. 1974. *Levantamentos de recursos naturais, geologia, folhas SB 22 Araguaia e parte SC 22 Tocantins*. Projeto RADAM BRASIL. Rio de Janeiro, 143p.

SPIER C. A., de OLIVEIRA S. M. B., SIAL A. N., RIOS F. J. 2007. *Geochemistry and genesis of the banded iron formations of the Cauê Formation, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. Precambrian Research, v. 152, p. 170–206

SPIER C. A.; OLIVEIRA S. M. B.; ROSIÈRE C. A.; ARDISSON J. D. 2008. *Mineralogy and trace-element geochemistry of the high-grade iron ores of the Águas Claras mine and comparison with the Capão Xavier and Tamanduá iron ore deposits, Quadrilátero Ferrífero, Brazil*. Mineralium Deposita 43: 229-254.

TALLARICO F. H. B., GROVES D. I., FIGUEIREDO B. R., GRAINGER C. J., BEADRY C. 2005. *Neoproterozoic and Paleoproterozoic metallogeny of the Carajás copper-gold belt*. In: Sociedade Bras. Geologia, I Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, CD-ROM.

TAN, M., WANG, P., LI, J., LIU, Q. YANG, Q. 2014. *Numerical simulation and fracture evaluation method of dual laterolog in organic shale*. Journal of Applied Geophysics 100 pp. 1-13.

TELFORD W. M., GELDART L. P., SHERIFF R. E. 1990. *Applied Geophysics*. 2ed. Cambridge University Press. New York. 770p.

TOLBERT G. E., TREMAINE J. W., MELCHER G. C., GOMES C. B. 1971. *The recently discovered Serra dos Carajás iron deposits, Northern Brazil*. Economic Geology, v. 7, p. 985-994.

TRENDALL A. F., BASEI M. A. S., de LAETER J. R., and NELSON D. R. 1998. *Ion microprobe zircon, U-Pb results from the Carajás area of the Amazon Craton*. Journal of South American Earth Sciences, v. 11, p. 265–276.

VENTURA D. B R., SOARES J. E. P., FUCK R. A., CARIDADE L. C. C. 2011. *Caracterização sísmica e gravimétrica da litosfera sob a linha de refração sísmica profunda de Porangatu, Província Tocantins, Brasil Central*. Rev. bras. geociênc., São Paulo, v. 41 (1). Pp 130-140.

WINTER C. J. 1995. *Geology and base-metal mineralization associated with Archean iron-formations in the Pojuca Corpo Quatro deposit, Carajás, Brazil*. PhD Thesis, University of Southampton, Southampton. 238p.

WIRTH K. R., GIBBS A. K., OLZEWSKI Jr. W. J. 1986. *U-Pb zircon ages of the Grão Pará Group and Serra dos Carajás granite*. Revista Brasileira de Geociências, v. 16, p. 195–200.

ZUCHETTI M. 2007. Rochas máficas do supergrupo Grão Pará e sua correlação com a mineralização de ferro dos depósitos N4 e N5, Carajás, PA. Tese de Doutorado, UFMG, Minas Gerais, Brasil. p 166.