

ADRIANE FÁTIMA DE CAMPOS

**UTILIZAÇÃO DE MÉTODOS GEOELÉTRICOS NA
CARACTERIZAÇÃO DE ROCHAS FRATURADAS. ESTUDO
DE CASO NOS ARENITOS DO GRUPO ITARARÉ – BACIA
DO PARANÁ**

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre, pelo Curso de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Orientador:
Prof. Dr. Augustinho Rigoti

Co-orientadores:
Prof. Dr. Sidnei Pires Rostirolla
Dr. Ciro Jorge Appi

CURITIBA
2004

Campos, Adriane Fátima de

Utilização de métodos geoeletricos na caracterização de rochas fraturadas. Estudo de caso nos arenitos do Grupo Itararé - Bacia do Paraná. - Curitiba, 2004.

xiv, 104 f. : il.

Orientador: Prof. Dr. Augustinho Rigoti

Co-orientares: Prof. Dr. Sidnei Pires Rostirolla

Dr. Ciro Jorge Appi

Dissertação (Mestrado) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Inclui Bibliografia

1. Rochas - Fratura - Métodos geoeletricos. 2. Paraná, Bacia.
3. Arenito - Grupo Itararé. I. Título. II. Rigoti, Augustinho.
- III. Universidade Federal do Paraná.

CDD 551.8

TERMO DE APROVAÇÃO

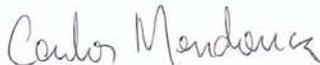
Adriane Fátima de Campos

“UTILIZAÇÃO DE MÉTODOS GEOELÉTRICOS NA
CARACTERIZAÇÃO DE ROCHAS FRATURADAS.
ESTUDO DE CASO NOS ARENITOS DO GRUPO
ITARARÉ – BACIA DO PARANÁ.”

Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para
obtenção do grau de Mestre no Curso de Pós-Graduação em
Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da
Universidade Federal do Paraná, Comissão formada por:



Prof. Dr. Antonio Celso de Oliveira Braga – UNESP



Prof. Dr. Carlos Alberto Mendonça – USP



Prof. Dr. Augustinho Rigoti – UFPR
Presidente

Curitiba, 11 de novembro de 2004.

....
Qualquer pedra na Europa
é suspeita de ser
mais do que aparenta.

Felizes as pedras da minha terra
que nunca foram senão pedras
Pedras, a lua esfria
e o sol esquentava

Paulo Leminski

AGRADECIMENTOS

A elaboração deste trabalho só se tornou possível com o apoio da PETROBRAS, na figura de Ciro Jorge Appi. É importante ressaltar também o apoio institucional da UFPR e da Capes pela concessão de uma bolsa de pesquisa. A estas instituições meus sinceros agradecimentos.

Quero agradecer ao meu orientador, Prof. Dr. Augustinho Rigoti, pelo apoio e amizade, assim como pelo constante incentivo na realização deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Sidnei Pires Rostirolla, co-orientador, agradeço pelo estímulo e sugestões para o desenvolvimento do tema e também pela discussão de alguns aspectos relativos ao assunto.

Ao geólogo Ronaldo Paulo Kraft, o “dono da Rivadávia”, meus agradecimentos pela amizade e presença constante nos trabalhos de campo, e também pelas discussões e sugestões esclarecedoras.

Meus sinceros agradecimentos aos incansáveis colegas Ary Gustavo Candido, Eduardo Mezzomo, Fernando Lermen Pinheiro, aos geólogos Michael de Mello Oliveira, Rafael Correia de Freitas e Rodrigo Brunetta pela ajuda nos levantamentos de campo.

Sou grata ainda aos demais integrantes do Projeto Modres, pelo companheirismo durante o período do mestrado, pelas discussões e conversas.

Um agradecimento especial a minha família, principalmente a minha mãe que sempre acreditou no meu potencial; ao meu pai (*in memoriam*), que de onde está certamente me apoiou; e aos meus irmãos e cunhada pela força e encorajamento.

A todas as pessoas que direta ou indiretamente auxiliaram no desenvolvimento desta pesquisa, agradeço nesta oportunidade.

Por fim, gostaria de expressar meu sincero agradecimento ao geólogo Marcelo Kulevicz Bartoszeck, por seu apoio irrestrito, incentivo inabalável, companheirismo, amizade e também pelas infindáveis conversas e discussões.

RESUMO

Como contribuição a um projeto de pesquisa abrangente de modelos análogos a reservatórios fraturados (Projeto Modres), foram realizados ensaios geoeletricos nos arenitos do Grupo Itararé, Bacia do Paraná. O principal objetivo deste trabalho consistiu em determinar as respostas geofísicas de rochas fraturadas análogas a reservatórios fraturados. A área de estudo envolveu a Fazenda Rivadávia, geologicamente formada por rochas da Formação Campo Mourão, Grupo Itararé, sendo representadas por uma porção sedimentar arenosa chamada informalmente de "Arenitos Lapa-Vila Velha". Foram realizadas duas fases de aquisição de dados sobre uma malha de linhas paralelas, utilizando o arranjo dipolo-dipolo. A fase de processamento dos dados geoeletricos iniciou-se com a plotagem em pseudo-seções de resistividade aparente seguido da geração das seções modelos de resistividade através de inversão 2D. Os resultados obtidos permitiram correlacionar os valores de resistividade com diversas feições geológicas. De maneira geral foi observado que o condicionamento estrutural, representado pelas fraturas, influenciam os valores de resistividade observados. Altos de resistividade foram correlacionados a fraturas mapeadas, indicando que estas se encontram fechadas, enquanto que baixos indicam fraturas mais abertas, com maior facilidade de percolação de água. Os resultados também mostraram valores muito altos (milhares de Ohm.m), distribuídos de forma uniforme, mesmo nos níveis mais arenosos, indicando que a permeabilidade da área é muito baixa. A utilização do método de magnetometria, como uma ferramenta adicional, objetivou testar a possibilidade de mapear zonas de fraturas pela presença de material ferruginoso. Os levantamentos foram realizados sobre uma malha de treze linhas paralelas e espaçadas de 10 metros. Os resultados obtidos indicam, como esperado, que a variação magnética espacial da área é baixa, não ultrapassando 30 nT. Notou-se que por mais cuidadosa que seja a correção da variação diurna, quando a variação espacial é muito pequena, é difícil evitar que ela contamine os dados do levantamento. Sugere-se que este problema possa ser resolvido com o uso de magnetômetros de base e linha sincronizados. Entretanto, algumas feições magnéticas foram correlacionadas a aspectos geológicos da área de estudo. A principal anomalia observada representa uma descontinuidade na porção central do mapa magnético do campo total, com direção aproximada norte-sul e que pode ser

associada a fraturas descritas em campo. A magnetometria acrescenta neste caso um controle para um traçado contínuo e muito mais extenso da zona de fratura principal norte-sul do que o mapeado. Após o processamento e interpretação dos dados geofísicos, foi possível avaliar a potencialidade de utilização dos métodos empregados na caracterização de feições e estruturas geológicas de interesse no estudo de afloramentos similares a reservatórios fraturados em subsuperfície. De maneira geral, os resultados obtidos indicam que a eletrorresistividade e a magnetometria podem ser úteis no delineamento e imageamento de fraturas e em outras feições de interesse ao estudo. Isto já é suficiente para justificar a utilização destes métodos, além de seu baixo custo e rapidez na aquisição dos dados.

ABSTRACT

Geoelectric surveys were carried out on sandstones of Itararé Group, Paraná Basin, as a contribution to a comprehensive research project on fractured reservoirs (Modres Project). Determining the geophysical answers, of fractured rocks analogous to fractured reservoirs, using resistivity methods are the main objective of this work. The study area involves the Rivadávia Farm, formed by rocks of Campo Mourão Formation, represented by a thick portion of psamitics rocks informally called "Arenitos Lapa-Vila Velha". Dipole-dipole array was chosen for the resistivity survey, carried out in two phases on a regular mesh of parallels lines. Data processing initiated with the apparent resistivity pseudo-sections plot, followed by the generation of 2D inversion models. Results allow to correlate the resistivity values with diverse geologic features. In general, it was observed that the structural conditioning, represented by fractures, influences the resistivity. Resistivity highs had been correlated with mapped faults, possibly indicating closed type faults, while lows can indicate open ones, with better conditions of porosity and permeability for the water percolation. The results show high values (thousand of Ohm.m), somehow uniformly distributed, even in the most sandy levels, indicating very low permeability in the area. The magnetic method, was used as an additional tool, to map fault zones within ferruginous material. The magnetic survey mesh had thirteen parallel lines with 10 meter line spacing and 5 meter station spacing. Results indicate, as expected, that the area presents a low spatial magnetic variation, which does exceed 30 nT. It is difficult to prevent data contamination by the diurnal variation, when the spatial variation is so small. It is suggested that this problem can be overcome by using synchronous magnetometers. However, some magnetic features were correlated with geologic aspects. The main anomaly observed, represents a discontinuity in the central portion of the total magnetic intensity map, with N-S direction that can be associated to fractures described in the field. The magnetic response in this case, helps to extend the fracture zone far beyond the mapped extension. After geophysical data processing and interpretation, it was possible to evaluate their performance in characterizing geologic structures of interest to the study of outcropping situations similar to fractured reservoirs in subsurface. Results indicate that resistivity and magnetics can be very useful in delineating fractures and other

features of interest to the study. This justifies the use of these methods, beyond its low cost and rapidity in the data acquisition.

SUMÁRIO

RESUMO.....	ii
ABSTRACT.....	iv
LISTA DE FIGURAS.....	ix
LISTA DE TABELAS.....	xiv
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1 LOCALIZAÇÃO E ASPECTOS FISIAGRÁFICOS.....	3
1.2 OBJETIVOS.....	5
2. ASPECTOS GEOLÓGICOS.....	6
2.1 BACIA DO PARANÁ.....	6
2.2 ESTRATIGRAFIA DA ÁREA.....	9
2.2.1 Grupo Itararé.....	10
2.3. GEOLOGIA ESTRUTURAL DA ÁREA.....	15
3. METODOLOGIA EMPREGADA.....	17
3.1 FOTOGRAFIA AÉREA	18
3.2 LEVANTAMENTO TOPOGRÁFICO.....	19
3.3 LEVANTAMENTO ESTRUTURAL.....	19
3.4 AQUISIÇÃO DOS DADOS GEOFÍSICOS.....	22
3.5 PROCESSAMENTO DOS DADOS.....	22
3.6 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	22
4. MÉTODOS GEOFÍSICOS.....	24
4.1 MÉTODO DE ELETORRESISTIVIDADE.....	24
4.1.1 Resistividade.....	25
4.1.2 Influência da porosidade da rocha na resistividade.....	26
4.1.3 Técnicas de Medidas de Resistividade.....	27
4.1.4 Base teórica.....	28

4.1.5 Resistividade aparente.....	30
4.2 MÉTODO DE MAGNETOMETRIA.....	32
4.2.1 Base teórica.....	32
4.2.2 O campo magnético terrestre.....	34
4.2.3 Magnetismo de minerais e rochas.....	35
5. AQUISIÇÃO GEOFÍSICA.....	37
5.1 LEVANTAMENTO DE ELETRORRESISTIVIDADE.....	37
5.1.1 Escolha do arranjo.....	37
5.1.2 Arranjo dipolo-dipolo.....	40
5.1.3 Primeira fase de levantamentos.....	42
5.1.4 Segunda fase de levantamentos.....	42
5.2 LEVANTAMENTO DE MAGNETOMETRIA.....	45
5.2.1 Primeira fase de levantamentos.....	45
5.2.2 Segunda fase de levantamentos.....	47
6. PROCESSAMENTO DOS DADOS.....	50
6.1 DADOS DE ELETRORRESISTIVIDADE.....	50
6.1.1 Primeira fase de levantamentos.....	50
6.1.2 Segunda fase de levantamentos.....	56
6.2 DADOS DE MAGNETOMETRIA.....	56
6.2.1 Correção da variação diurna.....	57
6.2.2 Filtragem dos dados magnéticos.....	58
7. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	60
7.1 ELETRORRESISTIVIDADE.....	60
7.1.1 Modelagem 2D.....	60
7.1.2 Modelo pseudo-3D.....	78
7.2 MAGNETOMETRIA.....	84

8. CONCLUSÕES.....	97
8.1 ELETORRESISTIVIDADE.....	97
8.2 MAGNETOMETRIA.....	98
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	99

LISTA DE FIGURAS

Figura 01 - Localização da área de estudo.....	4
Figura 02 – Detalhe da localização da área de estudo.....	4
Figura 03 – Panorâmica da área de estudo.....	5
Figura 04 - Área ocupada pela Bacia do Paraná. Fonte: Zalán <i>et al.</i> , 1987.....	7
Figura 05 – Coluna cronolitoestratigráfica da Bacia do Paraná. Fonte: modificado de Milani & Thomaz Filho, 2000.....	8
Figura 06 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná. Fonte: Paulipetro, 1981.....	9
Figura 07 - Coluna cronolitoestratigráfica do Grupo Itararé segundo França & Potter, 1988.....	10
Figura 08 – Mapa geológico de detalhe da área estudada, mostrando a distribuição das unidades mapeadas. O retângulo azul indica os limites da área. Fonte: modificado de Rostirolla <i>et al.</i> , 2001.....	13
Figura 09 – Etapas desenvolvidas.....	17
Figura 10 – Foto aérea em escala 1:10.000. O retângulo amarelo indica o local dos levantamentos geofísicos realizados. Fonte: AEROSAT, 2002.....	18
Figura 11 – Modelo digital de elevação, vista de NW para SE. O retângulo amarelo indica o local dos levantamentos geofísicos realizados. Fonte: Kraft, (em preparação).....	20
Figura 12 – Modelo digital de elevação, vista de NE para SW. O retângulo amarelo indica o local dos levantamentos geofísicos realizados. Fonte: Kraft, (em preparação).....	20
Figura 13 – Mapeamento das fraturas. Fonte: modificado de Kraft, (em preparação).....	21
Figura 14 – Ilustração do subsolo heterogêneo. Fonte: modificado de Orellana, 1972.....	31
Figura 15 – Representação geométrica do campo magnético terrestre e seus elementos. Fonte: modificado de Telford <i>et al.</i> , 1990.....	35
Figura 16 – Geometria do arranjo dipolo-dipolo.....	40
Figura 17 – Arranjo dipolo-dipolo com diferentes profundidades de investigação.	

Fonte: Borges, 2002.....	41
Figura 18 – Fotografia aérea com o posicionamento das linhas de levantamentos geoeletricos.....	43
Figura 19 – Aquisição dos dados geoeletricos.....	44
Figura 20 – Localização das linhas magnetométricas na fotografia aérea.....	48
Figura 21 – Procedimentos de aquisição de dados magnéticos.	49
Figura 22 – Sistema de plotagem do arranjo dipolo-dipolo; n1 ponto de atribuição da leitura.....	51
Figura 23 - Pseudo-seção de resistividade aparente da linha 01.	52
Figura 24 – Divisão da subsuperfície em blocos retangulares para interpretar dados de um imageamento bidimensional. Exemplo da linha 04, com espaçamento de 05, 10, 20 e 40 metros. O triângulo preto indica o espaçamento de 40 metros de maior profundidade.....	54
Figura 25 – Resultado da inversão para a linha 02.....	55
Figura 26 - Modelo de resistividade com topografia referente à linha 02.....	56
Figura 27 – Procedimentos realizados na fase de processamento dos dados geoeletricos.	57
Figura 28 – Processamento dos dados magnéticos.	58
Figura 29 – Histograma dos valores de resistividade.	61
Figura 30 – Modelo de resistividade referente à linha 01 (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).....	62
Figura 31 – Modelo de resistividade referente à linha 02 (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).....	62
Figura 32 – Modelo de resistividade referente à linha 03 (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).....	63
Figura 33 – Modelo de resistividade referente à linha 04 (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).....	63
Figura 34 – Correlação espacial entre as linhas e seus respectivos modelos de resistividade (A). No lado direito encontra-se o posicionamento das linhas com relação à escarpa (B).....	64
Figura 35 - Correlação entre a resposta geoeletrica do modelo de resistividade da linha 01 e informações geológicas e estruturais da área estudada.....	65

Figura 36 – Correlação entre a resposta geoeétrica do modelo de resistividade da linha 02 e informações geológicas e estruturais da área estudada.....	66
Figura 37 – Correlação entre a resposta geoeétrica do modelo de resistividade da linha 03 e informações geológicas e estruturais da área estudada.....	67
Figura 38 – Correlação entre a resposta geoeétrica do modelo de resistividade da linha 04 e informações geológicas e estruturais da área estudada.....	69
Figura 39 - Modelo de resistividade referente à linha 1a (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).....	69
Figura 40 - Modelo de resistividade referente à linha 1b (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).....	69
Figura 41 - Modelo de resistividade referente à linha 1c (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).....	69
Figura 42 - Modelo de resistividade referente à linha 2 (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).....	69
Figura 43 - Modelo de resistividade referente à linha 2a (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).....	70
Figura 44 - Modelo de resistividade referente à linha 2b (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).....	70
Figura 45 - Modelo de resistividade referente à linha 2c (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).....	70
Figura 46 - Modelo de resistividade referente à linha 3 (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).....	71
Figura 47 - Modelo de resistividade referente à linha 3a (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).....	71
Figura 48 - Modelo de resistividade referente à linha 3b (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).	71
Figura 49 - Modelo de resistividade referente à linha 3c (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).....	72
Figura 50 – Modelo de resistividade referente à linha LD3 (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).....	72
Figura 51 - I: Classificação em zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela) a partir dos modelos de resistividade. O traço vermelho representa fratura interpretada a partir das zonas de altas resistividades. O traço azul representa fratura	

interpretada a partir da seção de baixa resistividade. II: Fotografia aérea com posicionamento das seções elétricas. III: Fraturas interpretadas em fotografia aérea (linha preta) e posicionamento das linhas adquiridas (em vermelho). IV: Correlação entre as fraturas interpretadas a partir dos modelos de resistividade com as fraturas mapeadas. O retângulo azul representa a intersecção da zona da fratura, interpretada em zonas de baixa resistividade, com a superfície. O retângulo vermelho representa a intersecção da zona da fratura, interpretada em zonas de alta resistividade, com a superfície.....	74
Figura 52 - I) Modelos de resistividade classificados em zonas de alta (cor cinza) e baixa (cor amarela) resistividade. As linhas vermelhas representam fraturas interpretadas com base na análise dos modelos. A faixa vermelha corresponde à área de possível influência das fraturas no modelo correspondente. II) Modelos de resistividade classificados em zonas de alta (cor cinza) e baixa (cor amarela) resistividade. As linhas azuis representam fraturas interpretadas com base na análise dos modelos. A faixa azul corresponde à área de possível influência das fraturas no modelo correspondente.....	75
Figura 53 – Perfil estratigráfico representativo da Rivadavia. Fonte: modificado de Vesely <i>et al.</i> (2003).....	76
Figura 54 – Mapa de resistividade a determinadas cotas médias.....	77
Figura 55 – Bloco diagrama do modelo pseudo-3D de resistividade, visão para nordeste.....	79
Figura 56 – Modelo pseudo-3D temático da distribuição da resistividade associada à geologia. Em vermelho arenitos, em verde folhelhos e em azul diamictitos.....	80
Figura 57 - Diagrama em cerca das linhas adquiridas, visão para nordeste.....	81
Figura 58 – Diagrama em cerca da linha 01c (A) e linhas arbitrárias (B e C). Em vermelho os valores de resistividade associados aos arenitos.....	82
Figura 59 – Diagrama em cerca da linha 03 (A) com cruzamento de linha arbitrária (B)..	82
Figura 60 - Diagrama em cerca das linhas LD3 (A) e 04 (B), visão para nordeste. A linha 04 foi adquirida com o resistímetro monocanal Tectrol 24 e a linha LD3 com o resistímetro Syscal R1.	83
Figura 61 – Correlação entre modelo 2D de resistividade da linha 03 (A), obtido pelo processo de inversão, com o modelo 3D gerado pela modelagem dos dados, através	

de uma linha arbitrária (B), de direção aproximada N-S.....	84
Figura 62 – Mapa do campo magnético total referente à primeira fase de levantamentos (A). Anomalias magnéticas interpretadas (B) com base no mapa do campo magnético total.....	86
Figura 63 – Mapa do campo magnético gerado com os dados brutos, sem correção da variação diurna.....	87
Figura 64 – Curva da variação diurna mostrando a variação durante o decorrer do período de aquisição.....	87
Figura 65 – Mapa do campo magnético total da segunda fase de levantamentos.....	89
Figura 66 – Curva da variação diurna do dia 27-01-04 mostrando a variação durante o decorrer do período de aquisição.....	89
Figura 67 – Curva da variação diurna do dia 28-01-04 mostrando a variação durante o decorrer do período de aquisição.....	90
Figura 68 – Mapa do campo magnético total, com correção da variação diurna através dos dados das estações móveis de leitura.....	91
Figura 69 – (A) Mapa do campo magnético total da primeira fase de levantamentos, sobreposto às fraturas definidas mapeadas em trabalhos de campo e em análise de fotografias aéreas escala 1:10000. (B) A linha verde corresponde as estruturas traçadas com base na interpretação das anomalias, as linhas pretas representam as fraturas definidas mapeadas.....	92
Figura 70 – Mapa do sinal analítico.....	93
Figura 71 – Mapa da primeira derivada horizontal dx do campo magnético.....	94
Figura 72 – Mapa da primeira derivada horizontal dy do campo magnético.....	95
Figura 73 – Mapa da primeira derivada vertical dz do campo magnético.....	96

LISTA DE TABELAS

Tabela 01 – Resistividade de algumas rochas e solos. Fonte: Loke, 1999.....	25
Tabela 02 – Susceptibilidade magnética de algumas rochas e minerais. Fonte: modificado de Telford <i>et al.</i> , 1990.....	36
Tabela 03 –Profundidades de investigação para arranjo dipolo-dipolo em função de L. Fonte: Edwards, 1977.....	39
Tabela 04 – Exemplo de repetibilidade das medidas (em nT) na estação base.....	46
Tabela 05 – Estatística dos dados magnetométricos da primeira fase de levantamentos.....	59
Tabela 06 – Estatística dos dados magnetométricos da segunda fase de levantamentos.....	59

1. INTRODUÇÃO

Esta dissertação de mestrado foi desenvolvida no âmbito do Projeto Modres - *Modelagem de Potenciais Reservatórios Fraturados em Superfície para Auxílio Exploratório em Subsuperfície*, financiado pela Finep/Petrobras. Este projeto visa a modelagem da anisotropia e unidades de fluxo em reservatórios fraturados, enfocando a análise petrofísica e o imageamento geofísico de reservatórios subsuperficiais (Appi & Rostirolla, 2004).

O presente trabalho tem como princípio o conceito de que o estudo detalhado das respostas geofísicas para um meio fraturado em subsuperfície, em termos de parâmetros físicos como resistividade elétrica e susceptibilidade magnética, é uma importante ferramenta na modelagem geométrica de reservatórios fraturados e os resultados obtidos apresentam vantagens de custo, tempo e cobertura espacial com relação aos métodos de investigação direta.

A seleção da área onde foram realizados os trabalhos, região do Parque Estadual de Vila Velha (Ponta Grossa - PR), foi definida em função de encontrar-se na faixa onde afloram rochas da borda leste da Bacia do Paraná, correspondentes ao Grupo Itararé. Rostirolla *et al.* (2001) sugerem que o Grupo Itararé apresenta alguns níveis estratigráficos onde predominam arenitos com bom potencial para reservatórios. Ainda segundo França & Potter (1989), arenitos que apresentarem valores de porosidade superiores ou iguais a 10% são considerados bons reservatórios no Grupo Itararé. A porção superior da Formação Campo Mourão apresenta estas características e representa o melhor prospecto para hidrocarbonetos no Grupo Itararé. Com base nisso, estas rochas tem sido alvo de exploração dentro da Bacia do Paraná, com o objetivo de descobrir gás proveniente da Formação Ponta Grossa.

A distribuição das propriedades físicas aqui estudadas permite identificar e caracterizar feições geológicas pertinentes ao estudo de detalhe de afloramentos similares a reservatórios fraturados em subsuperfície e, neste contexto, apresenta uma nova contribuição ao entendimento do Grupo Itararé.

Tradicionalmente na indústria do petróleo o objetivo da geofísica é cartografar os traços estruturais do embasamento de bacias sedimentares que podem ter influências sobre os sedimentos sobrepostos formando armadilhas

estruturais – armadilhas para os quais os métodos geofísicos fornecem os melhores resultados – bem como determinar a espessura e natureza dos sedimentos.

Segundo Dobrin (1976) a aplicabilidade da prospecção geoeletrica na indústria do petróleo é limitada, porque existe pouco contraste nas propriedades elétricas de rochas sedimentares, para fornecer novas informações estruturais ou litológicas, que possam ser úteis na procura por hidrocarbonetos. Entretanto, este método pode ser utilizado no mapeamento do embasamento de bacias sedimentares, em função de que a resistividade elétrica do embasamento é diferente dos sedimentos sobrepostos.

A eletrorresistividade é empregada amplamente na prospecção de água subterrânea, em investigações sobre as características hidrogeológicas e ambientais (Cavalcanti et al., 2001), assim como na otimização de locação de poços tubulares profundos. Um exemplo de aplicação é apresentado em Gallas (2000), onde o autor utiliza a eletrorresistividade para a locação de poços tubulares profundos em área de embasamento cristalino, associando fraturamentos a anomalias de baixa resistividade aparente.

Este trabalho propõe a aplicação dos conceitos da eletrorresistividade na caracterização geofísica de arenitos fraturados do Grupo Itararé. Utilizando o conceito de modelos análogos, onde unidades aflorantes em superfície fornecem as melhores informações correspondentes a intervalos equivalentes em subsuperfície.

Dias & Braga (2000) realizaram uma breve discussão sobre os métodos potenciais (gravimetria e magnetometria) e sua importância na exploração de recursos minerais, enfocando principalmente os hidrocarbonetos. Na década de 70, estes métodos foram amplamente utilizados para o mapeamento dos limites das bacias sedimentares e de diversos alvos importantes para a indústria do petróleo, como falhas, domos salinos, grabens entre outros.

Atualmente a aplicação da magnetometria não está limitada apenas ao mapeamento de grandes estruturas geológicas. O grande desenvolvimento dos equipamentos e de metodologias de interpretação, tem permitido a definição detalhada da geometria de pequenas estruturas e também o monitoramento da produção de campos de petróleo e gás.

Dentro do contexto deste trabalho e nos capítulos que seguem, são apresentados os procedimentos empregados e a abordagem teórica dos métodos e técnicas de campo aplicadas.

O capítulo 2 apresenta a geologia da área estudada, enfocando de maneira geral, o contexto geológico regional da Bacia do Paraná e suas características, assim como uma revisão sucinta sobre a estratigrafia e estrutural do Grupo Itararé.

A metodologia aplicada no desenvolvimento é abordada no capítulo 3, onde são descritas as atividades realizadas, tais como os levantamentos de campo, assim como os resultados obtidos.

O capítulo 4 trata dos métodos de eletrorresistividade e magnetometria, seus processos e bases teóricas, e a descrição das principais respostas elétricas e magnéticas dos materiais geológicos.

Os procedimentos adotados durante a fase de aquisição dos dados são apresentados no capítulo 5. Para o levantamento de eletrorresistividade é realizada uma abordagem descritiva do arranjo utilizado, assim como dos parâmetros e equipamentos. No caso da magnetometria é relatada a sistemática de aquisição das leituras, enfocando a metodologia de aquisição.

O capítulo 6 aborda o processamento dos dados, enfatizando os procedimentos adotados para realçar feições de interesse ou individualizar respostas de diferentes fontes para os dados geofísicos adquiridos.

A discussão dos resultados, assim como a interpretação dos dados, é enfocada no capítulo 7. Os resultados elétricos correspondem a seções modelo de resistividade, e os magnéticos são demonstrados na forma de mapas.

Finalmente o capítulo 8 contém as conclusões do trabalho, incluindo as limitações e possibilidades de aplicação dos métodos empregados.

1.1 LOCALIZAÇÃO E ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

A área estudada apresenta 0,7 km² e está compreendida entre as coordenadas UTM 601200/7204200 e 602100/7202700 (Figuras 01 e 02), abrangendo a Fazenda Rivadávia, nas imediações do Parque Estadual de Vila Velha.

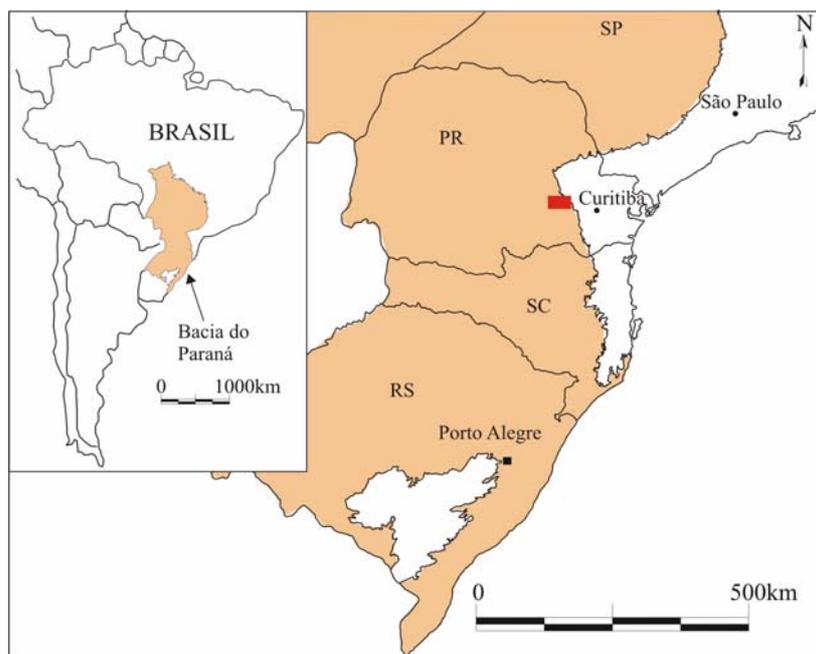


Figura 01 – Localização da área de estudo.

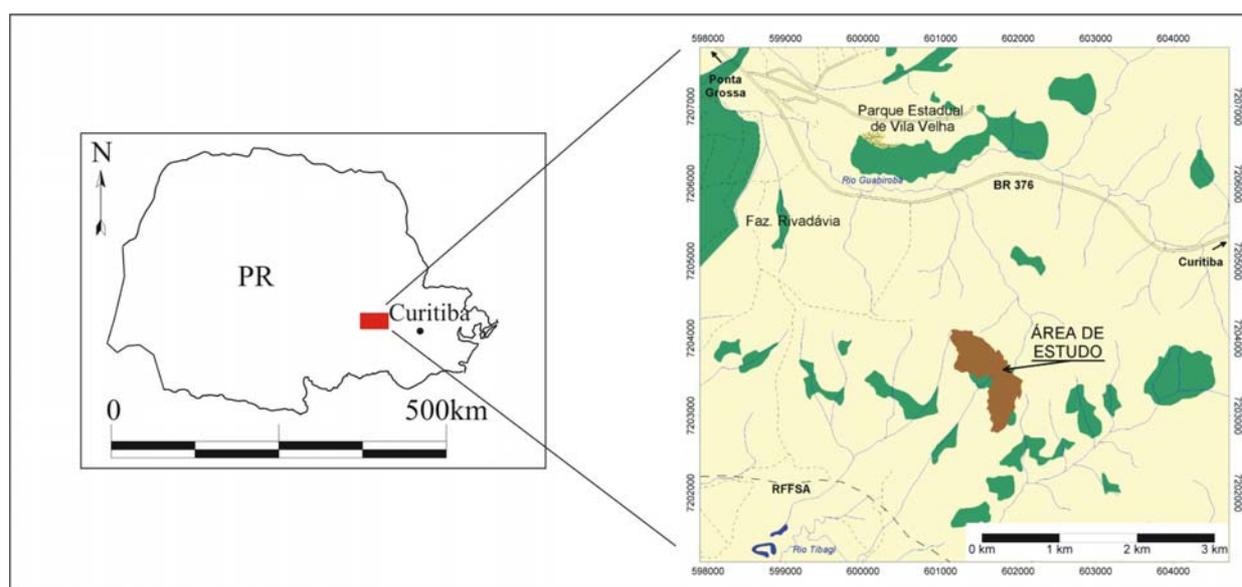


Figura 02 – Detalhe da localização da área de estudo.

A principal via de acesso é a rodovia BR-376 (Rodovia do Café), localizando-se a cerca de 80 km de Curitiba e a 20 km de Ponta Grossa. A altitude média verificada na área é em torno de 900 metros. O relevo da área é, em geral plano, possuindo uma topografia relativamente suave. O clima é segundo o sistema Köppen, como Cfb ou temperado propriamente dito, com verões frescos e sem estação seca definida. A precipitação e a temperatura média anual normais são 1700 mm e 20°C, respectivamente.

Diversos afloramentos de rochas do Grupo Itararé ocorrem nos domínios da referida fazenda, formando uma geomorfologia particular com escarpas e platôs de dimensões consideráveis, como pode ser observado na Figura 03.



Figura 03 - Panorâmica da área de estudo.

Nas proximidades da área localiza-se o Parque Estadual de Vila Velha, principal ponto turístico da região. Abrangendo uma área de mais de 5km², apresenta três atrativos geológicos-geomorfológicos: as formações areníticas, com quase uma centena de esculturas naturais, a Lagoa Dourada e Furnas.

1.2 OBJETIVOS

O principal objetivo desta pesquisa se concentra em determinar as respostas geofísicas de rochas fraturadas análogas a reservatórios fraturados, utilizando os métodos de eletrorresistividade e magnetometria. Neste contexto particularmente interessa a distribuição da resistividade elétrica e da susceptibilidade magnética. A primeira deve detectar zonas fraturadas, através da água de percolação, que as torna mais condutoras, enquanto a susceptibilidade magnética pode indicar estas mesmas zonas devido a presença de material ferruginoso. As principais atividades desenvolvidas para a realização deste trabalho foram:

1. Adquirir dados geofísicos ao longo de seções longitudinais e transversais;
2. Estudar aspectos geométricos, como profundidade, espessura e superfícies de interface;
3. Identificar locais anômalos em termos de contraste de propriedades físicas em subsuperfície.

2. ASPECTOS GEOLÓGICOS

Este capítulo apresenta os aspectos geológicos da área estudada, enfocando de maneira geral o contexto geológico regional da Bacia do Paraná e suas características, assim como uma revisão sucinta sobre a estratigrafia e estrutural do Grupo Itararé.

2.1 BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná (Figura 04) é uma bacia intracratônica desenvolvida sobre crosta continental e preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas. Esta bacia possui uma área maior que 1.400.000km², abrangendo Brasil, Paraguai, Argentina e norte do Uruguai.

Segundo Zalán *et al.* (1990) a Bacia do Paraná possui um formato alongado, na direção NNE-SSW, com largura média de 900 km, sendo caracterizada por uma sedimentação paleozóica-mesozóica, com registro estratigráfico com idades entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo. A espessura máxima do empilhamento gira em torno de 6000 metros, sendo grande parte dela recoberta por derrames de lavas essencialmente basálticas.

Milani (1997) aponta que o desenvolvimento geológico da Bacia do Paraná deve ser considerado sob um quadro geotectônico amplo, pertinente ao Gondwana sul-ocidental. Neste contexto a bacia implantou-se sobre uma crosta consolidada pelos eventos do Ciclo Brasileiro. Próximos a ela e simultaneamente progrediram cinturões colisionais ativos junto à margem meridional do paleocontinente, imprimindo um padrão regional de tensões compressivas de marcante influência sobre a evolução da bacia sedimentar. Segundo Milani *et al.* (1994), ao final do Ciclo Brasileiro, diversas unidades sedimentares foram acumuladas sobre a recém estabilizada Plataforma Sul-Americana. Tais rochas sedimentares e ígneas associadas correspondem a episódios anteriores à efetiva implantação da bacia.

A Figura 05 apresenta a coluna cronolitoestratigráfica da Bacia do Paraná, mostrando a distribuição temporal e espacial das principais unidades litológicas.



Figura 04 – Área ocupada pela Bacia do Paraná. Fonte: Zalán *et al.*, 1987.

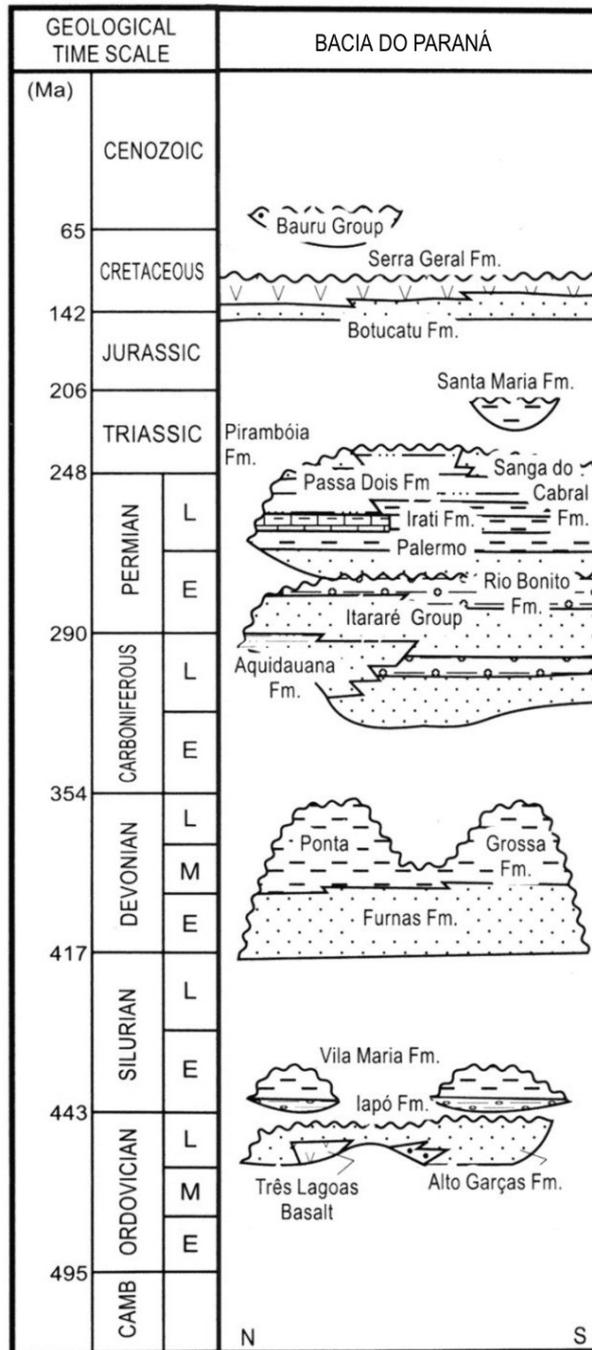


Figura 05 – Coluna cronolitoestratigráfica da Bacia do Paraná. Fonte: modificado de Milani & Thomaz Filho, 2000.

Um dos problemas quanto ao conhecimento estratigráfico-estrutural da bacia é o fato desta estar capeada por rochas basálticas (Formação Serra Geral) conforme pode ser observado na Figura 06. Este fato dificulta os trabalhos geofísicos e como a realização de uma série de sondagens mecânicas ainda é economicamente inviável, os trabalhos de pesquisa ficam mais restritos aos afloramentos nas áreas marginais, condicionados por algumas características, como facilidade de acesso e boas condições para a realização dos levantamentos geofísicos.

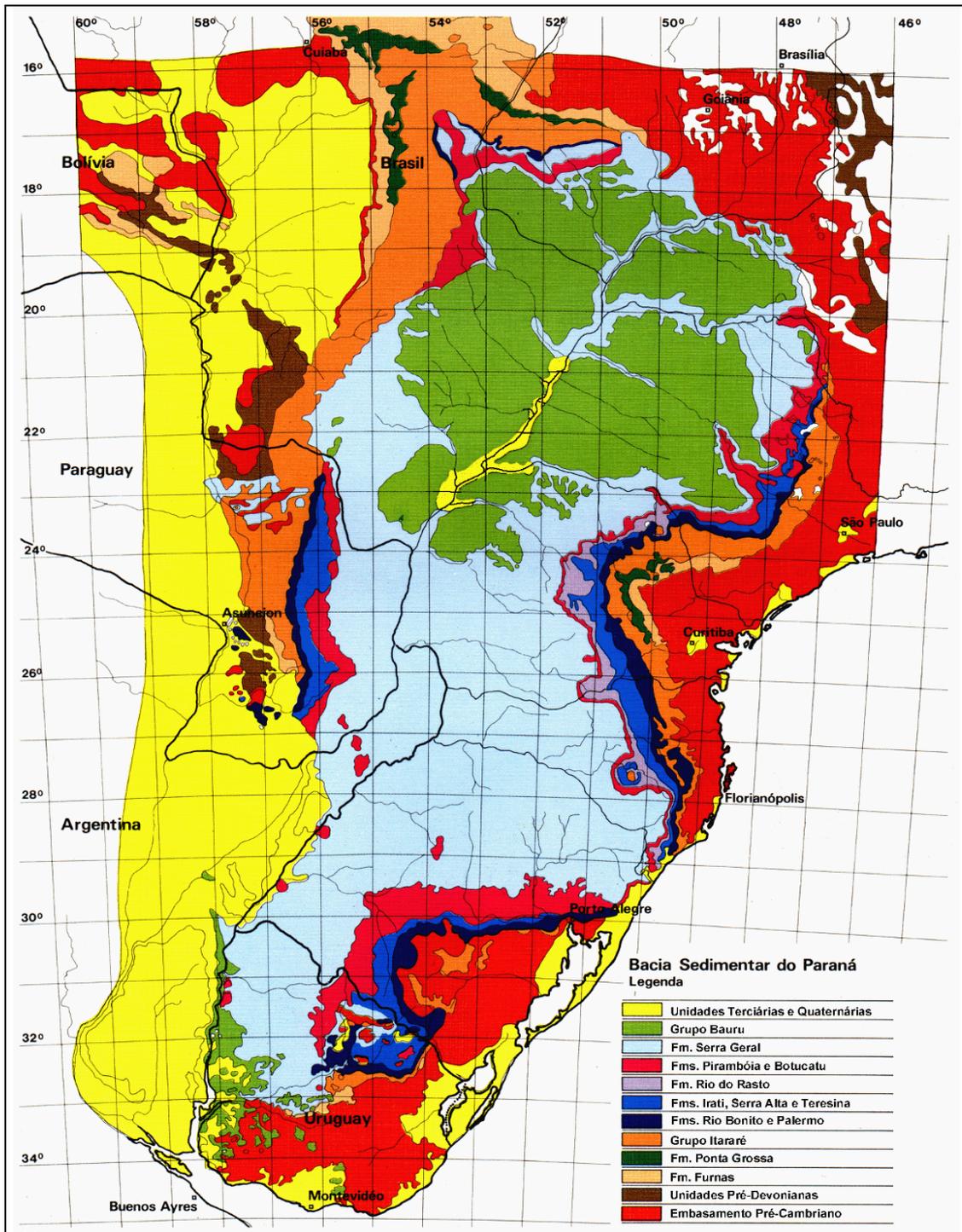


Figura 06 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná. Fonte: Paulipetro, 1981.

2.2 ESTRATIGRAFIA DA ÁREA

A região estudada está compreendida por uma faixa aflorante de rochas pertencentes à Formação Campo Mourão, Grupo Itararé, Bacia do Paraná, sendo representadas por uma seção sedimentar arenosa denominada informalmente de “Arenitos Lapa-Vila Velha” (França *et al.* 1996).

Na área dos Arenitos Lapa-Vila Velha, o Grupo Itararé é representado por arenitos e conglomerados basais da Formação Campo Mourão, sobrepostos discordantemente a folhelhos marrom-chocolate, ritmitos e diamictitos, correlatos à Formação Lagoa Azul.

Segundo França & Potter (1988), o Grupo Itararé é uma unidade glaciogênica com cerca de 1200 metros de espessura, que compreende as Formações Lagoa Azul, Campo Mourão, Taciba e Aquidauana (Figura 07).

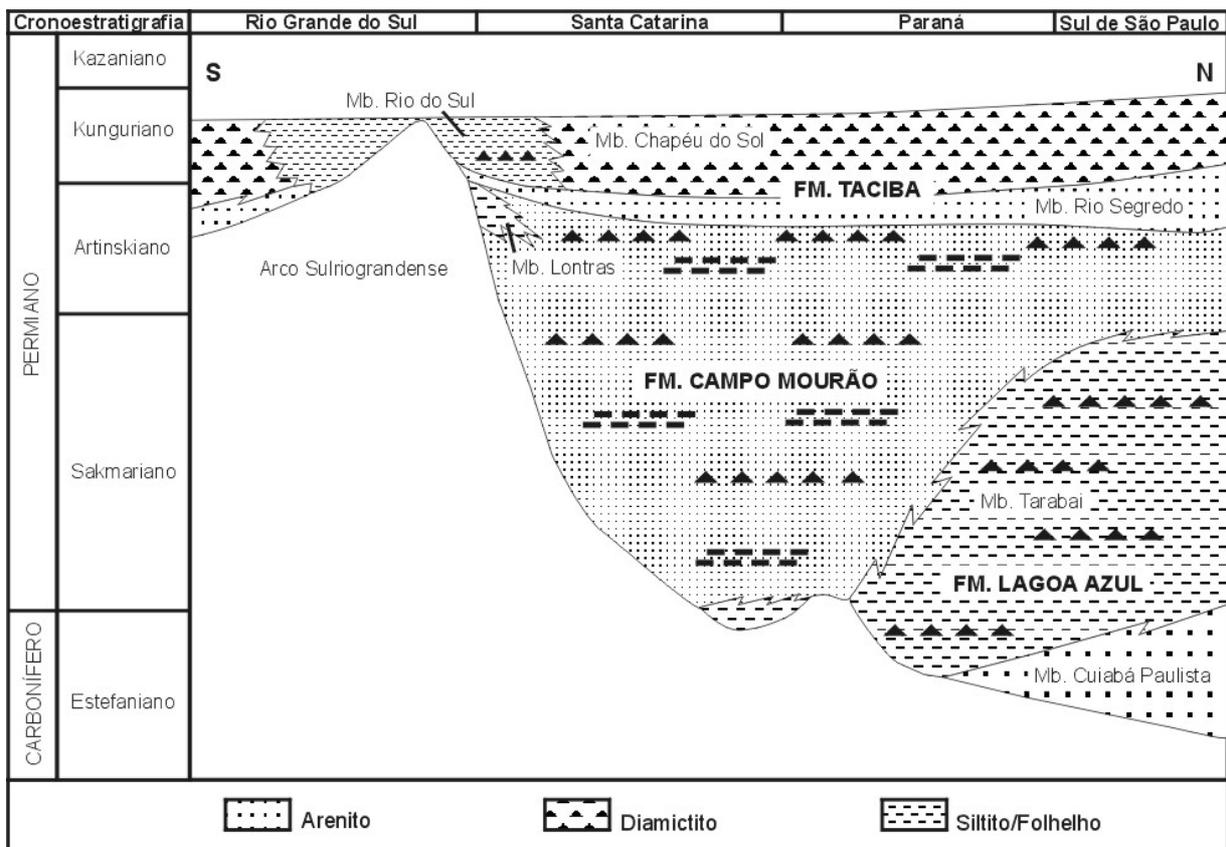


Figura 07 – Coluna cronolitoestratigráfica do Grupo Itararé segundo França & Potter, 1988.

2.2.1 Grupo Itararé

Segundo Schneider *et al.* (1974) o termo Itararé foi usado primeiramente na década de 20, sendo este termo designado para todos os sedimentos com influência glacial na Bacia do Rio Itararé no estado de São Paulo. Trabalhos posteriores (Gordon, 1947 e Maak, 1947 *apud* Schneider *op cit.*) elevaram a série para a categoria de Grupo Itararé.

O Grupo Itararé é a unidade litoestratigráfica mais espessa e bem conhecida da Bacia do Paraná. Segundo Castro (1999), representa uma complexa unidade sob ponto de vista deposicional. Isto se deve principalmente às condições glaciais que dominaram a sua deposição, proporcionando uma grande variedade de fácies e sistemas deposicionais com uma complexa distribuição vertical, lateral e temporal.

França & Potter (1988) realizaram o mapeamento de subsuperfície e correlacionaram as informações obtidas com dados de poços. Através desta metodologia os autores subdividiram o Grupo Itararé em quatro formações: Lagoa Azul, Campo Mourão, Taciba e Aquidauana, esta última, de ocorrência na porção norte da bacia.

Segundo os autores acima, estas formações correspondem a três grandes ciclos sedimentares com padrão vertical de granodecrescência ascendente, relacionados a eventos de avanço e recuo de geleiras.

De idade carbonífera, a Formação Lagoa Azul representa o ciclo basal do Grupo Itararé em subsuperfície, ocorrendo nos estados do Paraná, São Paulo e sul de Mato Grosso do Sul. É composta por parte basal arenosa (Membro Cuiabá Paulista) e uma superior com predomínio de diamictitos (Membro Tarabaí).

O Membro Cuiabá Paulista foi depositado pela combinação de rios *braided* e leques aluviais e o Membro Tarabaí é composto por siltitos, lamitos seixosos (diamictitos ou tilitos) e alguns corpos arenosos.

O ciclo médio do Grupo Itararé em subsuperfície, designado Formação Campo Mourão, trata-se de uma unidade predominantemente arenosa, mas também com ocorrências de diamictitos, folhelhos e siltitos, estando presente em praticamente toda a bacia.

A Formação Taciba possui idade eopermiana e distribuição ampla na bacia. É composta por membro basal arenoso (Rio Segredo) constituído por arenitos e siltitos e alguns conglomerados e membro superior com predomínio de diamictitos (Chapéu do Sol). O Membro Rio Segredo torna-se menos espesso em direção ao sul da bacia, estando ausente no estado do Rio Grande do Sul.

Especificadamente sobre a região próxima à área de estudo França *et al.* (1996) acreditam que os Arenitos Vila Velha, aflorantes no Parque Estadual de Vila Velha, são representados por arenitos sobrepostos a ritmitos e diamictitos, na forma

de platôs subhorizontais. Estes autores interpretam que tanto estes arenitos quanto os Arenitos Lapa são componentes de uma mesma seqüência deposicional, com os Arenitos Lapa representando os canais e os Arenitos Vila Velha como lobos subaquosos, depositados num ambiente glacialmente induzido.

Mais recentemente Rostirolla *et al.* (2001) realizaram trabalhos na área e individualizam quatro subunidades faciológicas da Formação Campo Mourão, denominadas informalmente de subunidades lcm1 a lcm4 (Figura 08), além de afloramentos da Formação Ponta Grossa e rampas de colúvio nas áreas mais baixas do terreno.

Segundo estes autores a subunidade lcm1 compreende folhelhos e siltitos cinza-escuros, com intercalações de camadas de arenito muito fino. A subunidade lcm2, imediatamente sobreposta, é constituída de arenitos finos a médios, maciços, com constantes estruturas de fluidização, configurando fácies de lobos de suspensão e barras de desembocadura depositados por desaceleração de fluxo.

A subunidade lcm3 compõe-se de lobos arenosos maciços, com forma lenticular a acunhada, com muitas estruturas de amalgamação; sua interpretação é semelhante à subunidade lcm2, porém com maior densidade de fluxo e tendência a processos trativos mistos com desaceleração de fluxo; na parte superior desta subunidade, gradacionalmente ocorrem arenitos grossos a conglomerados.

A subunidade lcm4 contém camadas contorcidas, depositadas em discordância sobre a unidade lcm3, em contexto de fluxos gravitacionais. Ocorrem níveis com feições de deslizamento e, sobre esses, arenitos grossos a médios, com estratificação plano-paralela ou em cunha. A parte superior da subunidade lcm4 contém algumas camadas de barras sigmoidais, rítmicas, gradacionais na base e topo, tendendo a gradação inversa, marcando um novo ciclo, apenas parcialmente preservado da erosão atual.

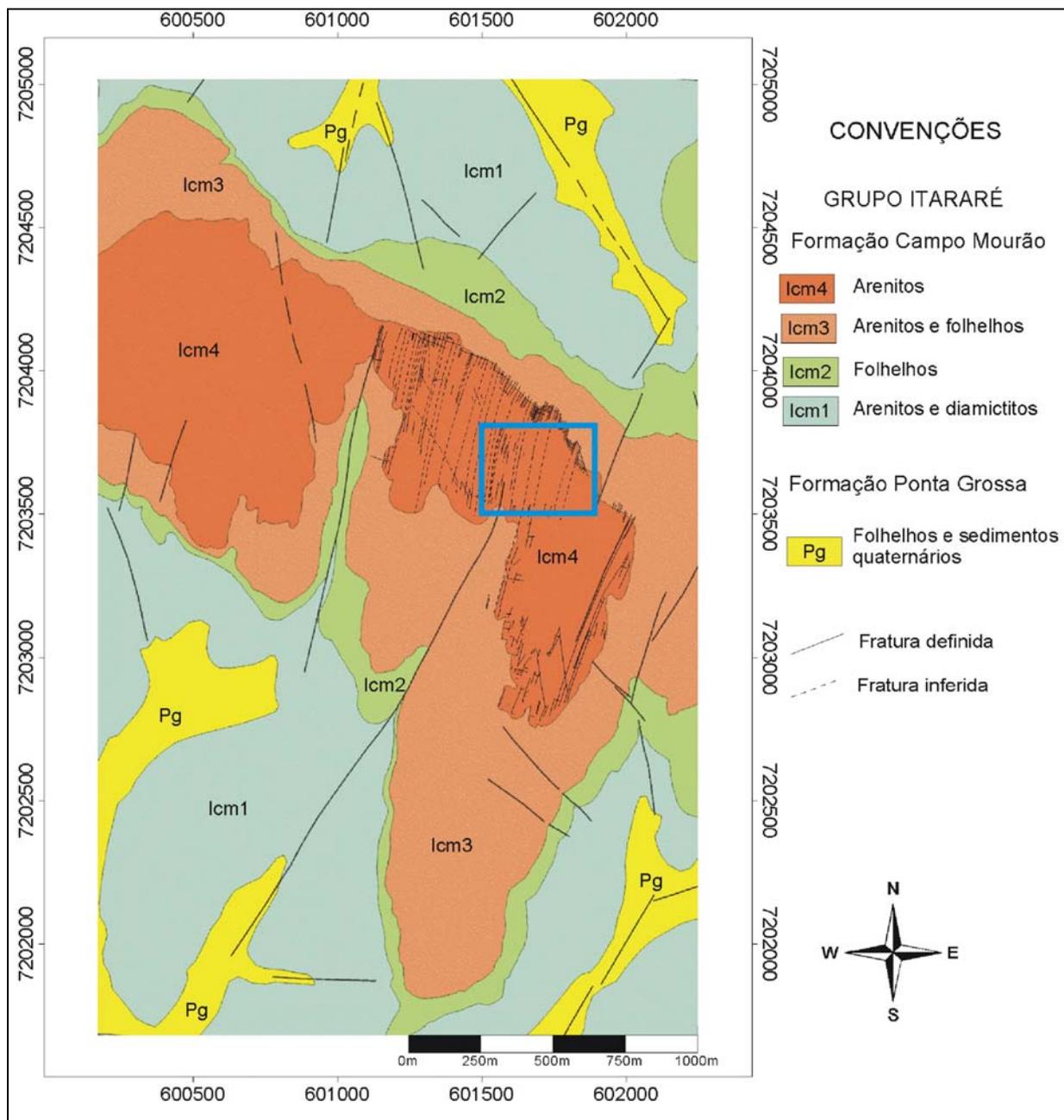


Figura 08 – Mapa geológico de detalhe da área estudada, mostrando a distribuição das unidades mapeadas. O retângulo azul indica os limites da área. Fonte: modificado de Rostirolla *et al.*, 2001.

Vesely *et al.* (2003) realizaram uma análise detalhada do empilhamento estratigráfico e das fácies sedimentares do Arenito Vila Velha. Quatro unidades, denominadas da base para o topo de A, B, C e D, foram reconhecidas e mapeadas. A unidade A é composta por conglomerados maciços e gradados e arenitos laminados ou com estratificação cruzada, com seleção pobre a moderada. Essas fácies foram geradas principalmente por fluxos episódicos, com tração, fluxos de detritos e correntes de turbidez associados, em leques subaquosos proglaciais.

A unidade B é composta essencialmente por pelitos, como folhelhos cinza, ritmitos e diamictitos estratificados. Essa unidade foi depositada num ambiente marinho glacial com predomínio de decantação de finos e queda de clastos de gelo flutuante, com eventuais correntes de turbidez de baixa densidade.

A unidade C dispõe-se em contato brusco erosivo sobre os pelitos da unidade anterior e consiste de sucessão arenosa com padrão de granodecrescência ascendente que culmina com um horizonte de folhelhos. As fácies reconhecidas incluem arenitos médios a grossos maciços ou gradados, que passam a arenitos finos a médios com estratificação plano-paralela ou cruzada. A freqüência de corpos maciços e gradados em associação com fácies estratificadas sugere sedimentação por fluxos turbidíticos hiperpicnais.

A unidade D representa uma sucessão de corpos de arenitos maciços médios a grossos, laminados ou com estratificações cruzadas sigmóide e de baixo ângulo. Essa unidade foi interpretada como sistemas de barras de desembocadura lateralmente associados e interdigitados aos turbiditos da unidade C. Fácies bem selecionadas e com estratificação cruzada de baixo ângulo no topo da unidade provavelmente constituem depósitos de praia.

As unidades arenosas (A, C e D) representam compartimentos preferenciais de fluxo no reservatório, limitadas por barreiras à permeabilidade vertical. A unidade A é a que possui maior heterogeneidade, devido à alta variabilidade de fácies e geometrias estratais de baixa continuidade lateral. Os caminhos de permeabilidade na unidade A devem ser condicionados principalmente por corpos canalizados orientados ESE-WNW. As unidades C e D são caracterizadas por maior homogeneidade, onde corpos de arenitos têm considerável continuidade lateral e gradual variação lateral de espessura. Nessas unidades, a permeabilidade horizontal deve ser mais efetiva. Reservatórios com melhores propriedades permoporosas devem ser prospectados em arenitos litorâneos do topo da unidade D.

Bocardi *et al.* (em preparação) realizaram estudos sobre as características diagenéticas e os parâmetros petrofísicos nos arenitos da Formação Campo Mourão. Através de análises petrográficas, estes autores determinaram que o Arenito Vila Velha é classificado essencialmente como um quartzarenito, com seleção granulométrica moderada a pobre, e porosidade entre 1% a 12%. Além da presença de óxido de ferro preenchendo o espaço intergranular, a dissolução por pressão devido ao soterramento e a cimentação por crescimentos sintaxiais de

quartzo obstruiu quase que totalmente o espaço intergranular, influenciando fortemente o sistema poroso desses quartzarenitos. Da mesma forma a permeabilidade desse material é caracteristicamente baixa, ocorrendo pouca conectividade entre os poros.

2.3 GEOLOGIA ESTRUTURAL DA ÁREA

Rostirolla *et al.* (2001) realizaram um levantamento estrutural de detalhe, que permitiu documentar um arranjo sistemático de pequenas fraturas e falhas em escalas variadas. De modo geral, as camadas dispõem-se na posição subhorizontal, com leves basculamentos, gerados por rotação a partir das falhas maiores, predominando a direção N10-30E, subverticais, com uma segunda moda em N70-80W. A distribuição final configura um sistema de pequenos *grabens* e *horsts*, limitados por falhas com pequeno rejeito, da ordem de dezenas de centímetros a localmente poucos metros. O movimento ao longo destas falhas é quase imperceptível, localmente evidenciado por lineações e assimilado em bandas de deformação, onde ocorre uma cimentação característica por óxidos de ferro e/ou sílica.

Trzaskos-Lipski *et al.* (em preparação) realizaram estudos estruturais para compreender os mecanismos de deformação rúptil responsáveis pela deformação de arenitos porosos do Grupo Itararé, assim como para identificar critérios para uma análise cinemática através de bandas de deformação. Na região da Fazenda Rivadávia os autores descreveram as fraturas como sendo sistemas conjugados, isolados ou como uma série de estruturas sistematicamente associadas. Observou-se que, no geral, as fraturas apresentam geometria variando de ondulada a anastomosada, com espaçamento variando de largo (0,2-0,6m) a muito largo (0,6-2m) e encontram-se atualmente preenchidas por óxido de ferro.

Os autores acima reconheceram dois tipos de bandas de deformação através de estudos microscópicos de lâminas delgadas. Na banda de deformação caracterizada pela cominuição dos grãos (BDC), é possível observar a cominuição de grãos em faixas de variam de 0,5 a 2 mm de espessura. Esse tipo de banda pode ocorrer associado a zonas de microfraturas alinhadas subparalelamente a zona de cisalhamento principal. É possível notar a rotação e translação de grãos e a

existência de grãos sobreviventes em meio a uma massa fina, chamada de *gouge*. A zona central desta banda é formada por grãos de granulometria muito fina e de composição semelhante à rocha matriz. A banda de deformação fraturada (BDF) é caracterizada pelo fraturamento dos grãos da matriz sem que haja necessariamente alguma diminuição e a impregnação de óxidos, ocorrido durante a telodiagênese. O contato entre a banda e o restante da rocha apresenta o limite bem definido pelo fraturamento dos grãos, sugerindo a atuação de processo rúptil após o processo diagenético. De modo geral as bandas de deformação de direção N10E foram caracterizadas como bandas de deformação fraturadas (BDF), ou seja, apresentavam intenso fraturamento dos grãos ao longo de um plano bem definido. Atualmente os espaços gerados pelas fraturas encontram-se preenchidos por óxidos, evidenciando a influência intensa da telodiagênese.

3. METODOLOGIA EMPREGADA

As atividades desenvolvidas contaram com a realização de diversas etapas, desde obtenção de fotografias aéreas até a interpretação dos dados obtidos (Figura 09).

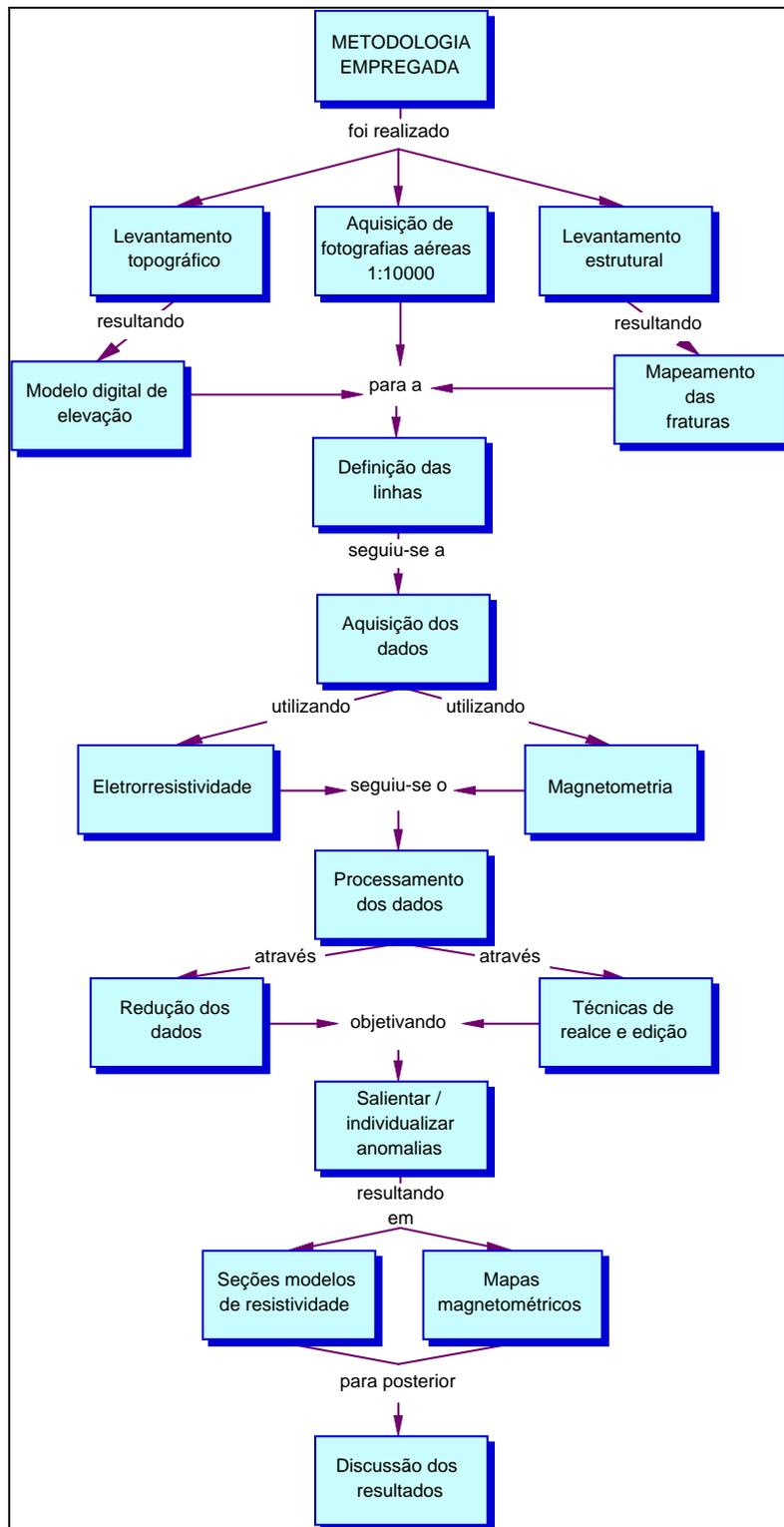


Figura 09 – Etapas desenvolvidas.

3.1 FOTOGRAFIA AÉREA

Inicialmente foi realizada a aquisição de fotografias aéreas em escala 1:10.000 com o apoio do Departamento de Geomática da Universidade Federal do Paraná, através da contratação da empresa AEROSAT – Arquitetura Engenharia e Aerolevanteamento Ltda, pelo Projeto Modres. Esta empresa foi responsável pela realização do voo e obtenção dos diapositivos referentes a uma área maior do que as dimensões do alvo estudado.

O diapositivo número 8711, referente à área da Fazenda Rivadávia, foi digitalizado com uma resolução de 1058 x 1058 *dpi*, gerando uma imagem digital de alta resolução (Figura 10).



Figura 10 – Foto aérea em escala 1:10.000. O retângulo amarelo indica o local dos levantamentos geofísicos realizados. Fonte: AEROSAT, 2002.

3.2 LEVANTAMENTO TOPOGRÁFICO

Os serviços de topografia, com ênfase na obtenção do modelo numérico de terreno, foram efetuados em parceria com o Departamento de Geomática da Universidade Federal do Paraná, sob a supervisão do Prof. Dr. Edson A. Mitishita, em apoio ao mestrando Ronaldo Paulo Kraft, que está realizando uma caracterização petrofísica das rochas aflorantes na Fazenda Rivadávia dentro do contexto do Projeto Modres (Appi & Rostirolla, 2004).

O levantamento topográfico consistiu inicialmente em selecionar pontos de apoio sobre a fotografia aérea em escala 1:10000, e utilizando um sistema de posicionamento global (GPS) do tipo diferencial foi possível obter as coordenadas geográficas. Posteriormente, foram perfilados pontos sobre a foto aérea, gerando uma grade espaçada de aproximadamente 10 metros, com valores das coordenadas x, y e z.

Este conjunto de informações foi interpolado resultando em uma malha regular de 03 metros, a partir da qual pode ser representado o modelo numérico do terreno. A Figura 11 apresenta o modelo digital de elevação através do qual pode-se ter uma visualização geral da geomorfologia particular da área estudada, com ocorrência de escarpas e platôs de dimensões consideráveis.

A Figura 12 apresenta o modelo digital de elevação com vista NE para SW, onde se podem visualizar as feições de relevo dominantes. Os trabalhos de geofísica estão concentrados em um desses platôs delimitados por escarpas. Estes platôs apresentam uma topografia suave, com poucos graus de inclinação. O local dos levantamentos geofísicos é próximo da escarpa e da estrada secundária (retângulo amarelo).

3.3 LEVANTAMENTO ESTRUTURAL

Esta fase envolveu um mapeamento estrutural das principais estruturas rúpteis da área de estudo também em parceria com o mestrando Ronaldo Paulo Kraft.

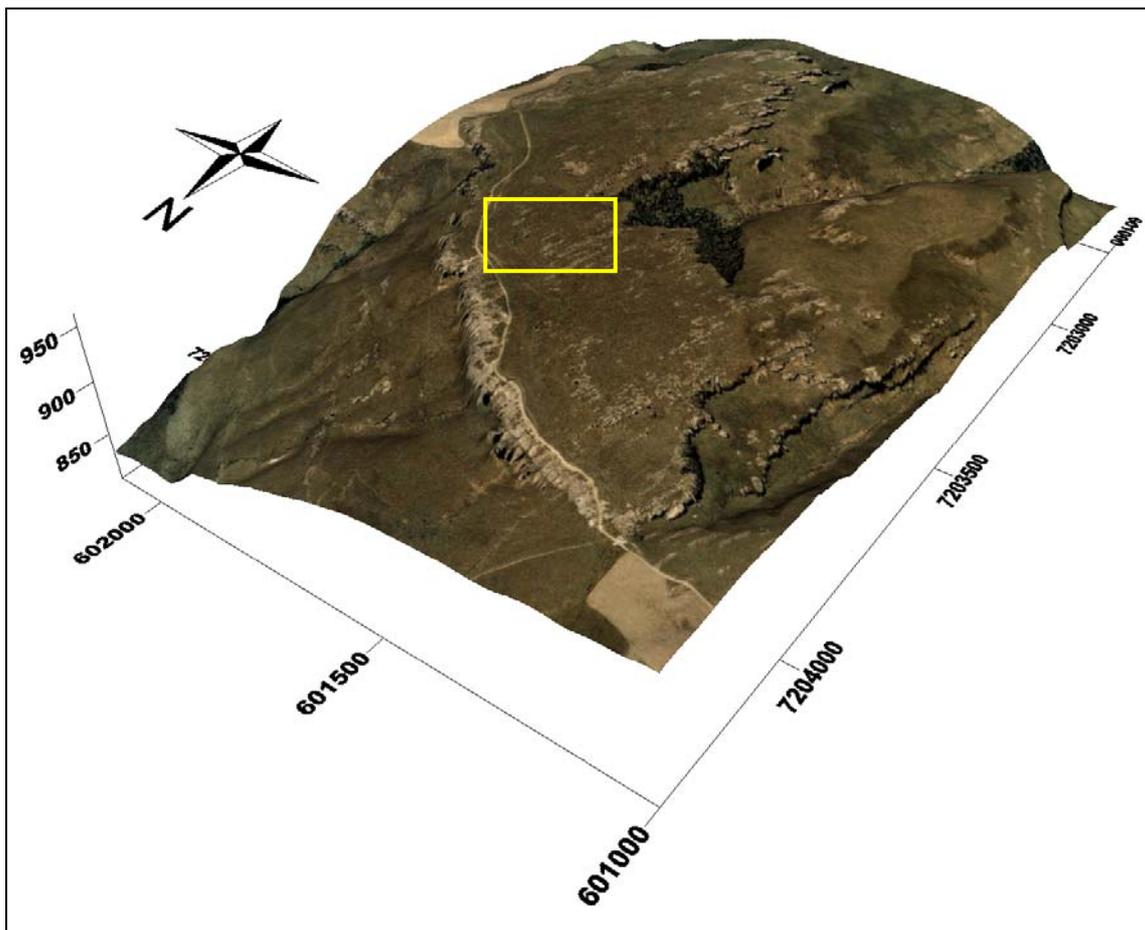


Figura 11 – Modelo digital de elevação, vista de NW para SE. O retângulo amarelo indica o local dos levantamentos geofísicos realizados. Fonte: Kraft, (em preparação).

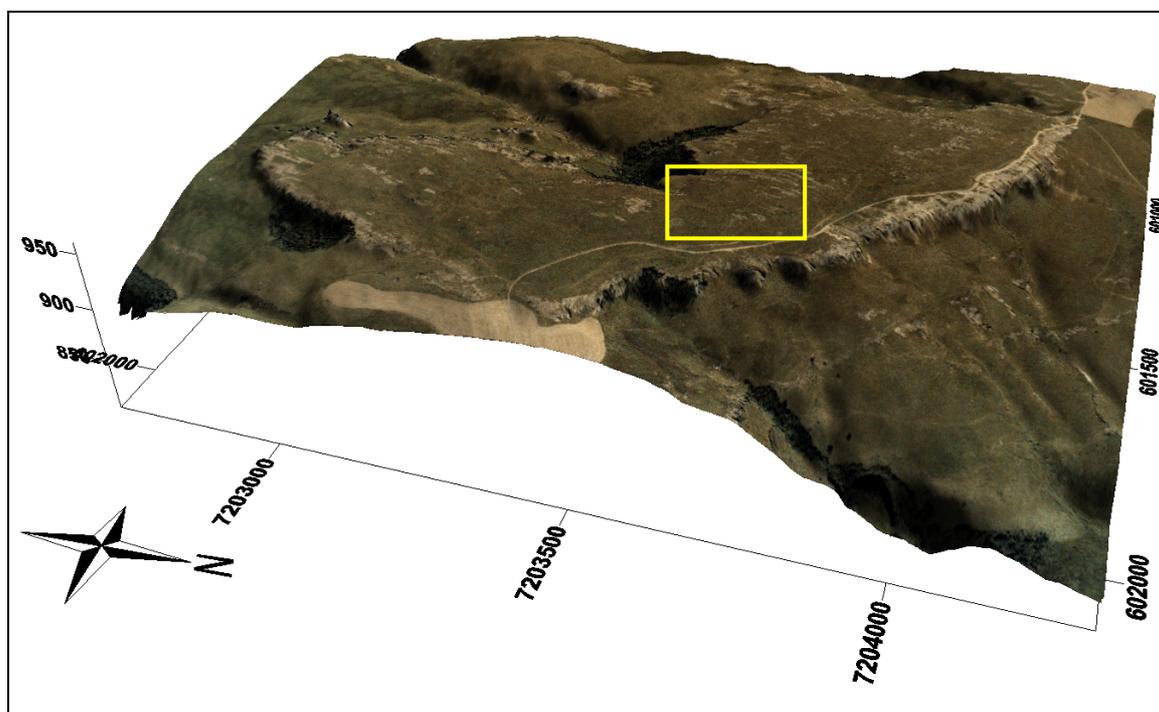


Figura 12 – Modelo digital de elevação, vista de NE para SW. O retângulo amarelo indica o local dos levantamentos geofísicos realizados. Fonte: Kraft, (em preparação).

Através da utilização de uma foto-aérea em escala 1:2000 (ampliação de foto-aérea 1:25000) as fraturas foram reconhecidas e traçadas em campo. O procedimento consistiu em anotar as atitudes de mergulho de seus planos, assim como as características quanto a preenchimentos, continuidades, aberturas, freqüências, espaçamento, rugosidade, sinuosidade, além de observações quanto à cinemática existente.

O mapeamento dessas estruturas é visualizado na Figura 13. A análise estrutural permitiu identificar duas famílias de fraturas, de direção N10E e N70W, ambas subverticais, sendo que as de direção N10E ocorrem com maior freqüência.

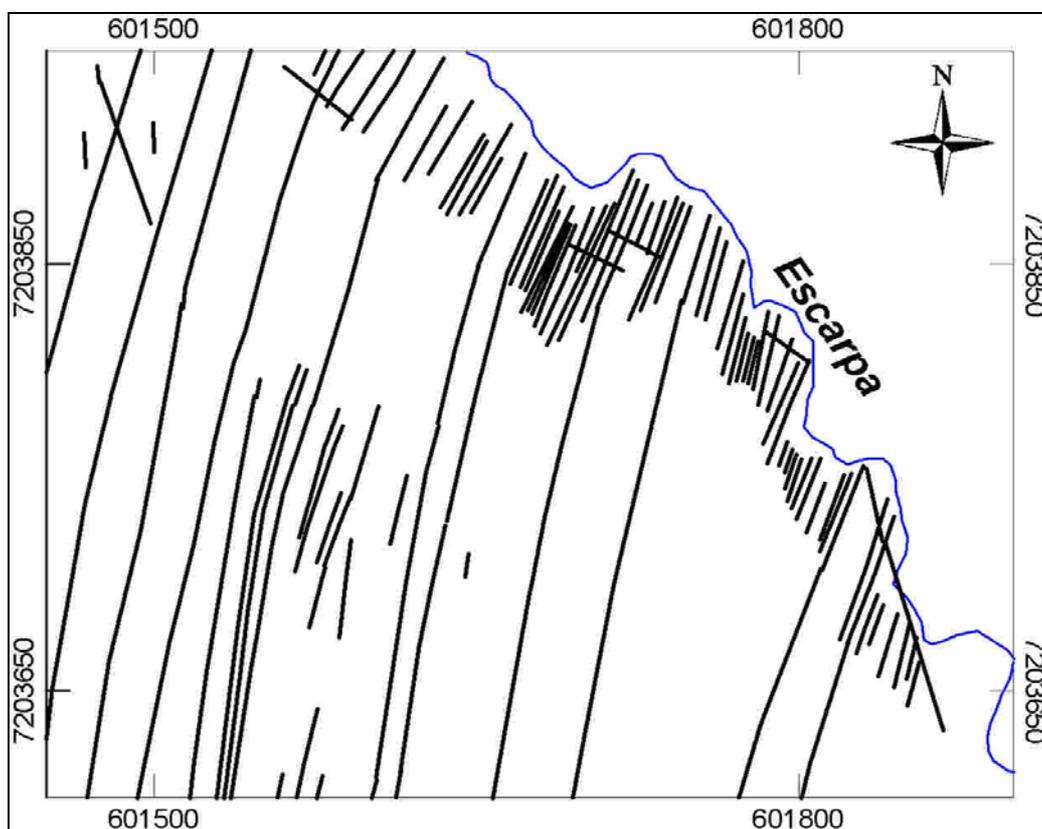


Figura 13 – Mapeamento das fraturas. Fonte: modificado de Kraft, (em preparação).

Com base no mapeamento estrutural foi realizado o posicionamento das linhas a serem levantadas na área, segundo o critério da direção preferencial de fraturamento, sendo as linhas posicionadas perpendiculares (a 90°) a este sistema. Outro critério utilizado foi que o centro das linhas seria posicionado sobre um hemi-grabem, permitindo avaliar a resposta obtida através dos métodos de eletrorresistividade e magnetometria. Ainda nesta fase, as linhas foram materializadas no terreno através de estacas de madeira.

3.4 AQUISIÇÃO DOS DADOS

Nesta etapa foram desenvolvidas atividades de campo que consistiram em levantamentos de dados utilizando-se os métodos de eletrorresistividade e magnetometria.

O método de eletrorresistividade utiliza uma fonte artificial para introduzir uma corrente elétrica no subsolo e determinar a resistividade dos diferentes materiais geológicos em subsuperfície. Isto é feito por intermédio de dois eletrodos em contato galvânico com o solo. Através deste circuito eletrodo/solo, estabelece-se um fluxo de corrente. Pode-se medir uma diferença de potencial, utilizando-se de outro par de eletrodos posicionados nas proximidades, possibilitando determinar-se a resistividade aparente do subsolo.

O método de magnetometria utiliza o poder de magnetização do campo magnético terrestre e da susceptibilidade magnética diferenciada dos materiais da Terra para auxiliar o mapeamento geológico-estrutural.

3.5 PROCESSAMENTO DOS DADOS

Os dados geoeletricos passaram por duas fases de processamento. A primeira envolveu a plotagem dos dados em pseudo-seções de resistividade aparente e a segunda a geração de seções modelos através de inversão 2D.

Os dados obtidos nos levantamentos magnetométricos também passaram por duas fases de processamento. A primeira envolveu as correções necessárias para eliminar as variações não geológicas, como variação diurna. A segunda fase envolveu vários exercícios de filtragem para eliminar efeitos indesejáveis, na tentativa de um melhor reconhecimento das feições magnéticas de interesse.

3.6 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os resultados envolvendo o método de eletrorresistividade consistiram em seções modelos de resistividade, obtidas através de processo de modelagem, resultando em uma interpretação quantitativa da seção geoeletrica.

Os resultados do método de magnetometria consistiram em mapas magnetométricos.

Durante a fase de interpretação, considerou-se que os resultados não descrevem diretamente situações geológicas, mas sim refletem a distribuição de propriedades físicas que precisa ser interpretada quanto à geologia que a causa, levando a caracterização de diferentes situações geológicas.

No caso dos mapas magnetométricos, na interpretação dos alinhamentos magnéticos, que geralmente são indicativos de contatos litológicos e/ou fraturamentos, considerou-se características como interrupção de altos magnéticos ou baixos magnéticos, assim como mudança de gradiente e padrões de contorno.

4. MÉTODOS GEOFÍSICOS

Este capítulo trata dos métodos utilizados neste trabalho, onde são descritas as propriedades elétricas e magnéticas dos materiais geológicos, os processos e as bases teóricas nas quais se fundamentam estes métodos.

4.1 MÉTODO DE ELETRORRESISTIVIDADE

A eletrorresistividade é um método geoeletrico baseado na determinação da resistividade elétrica dos materiais. Historicamente este método teve sua aplicação na hidrogeologia e na prospecção mineral. Atualmente deve ser entendido como um método de amplo espectro de aplicação.

Os métodos geoeletricos possuem sua origem no século XVIII com a descoberta sobre a resistividade das rochas por Gray & Wheeler (1720 *apud* Orellana, 1972) e sobre a condutividade do solo por Watson, em 1746 (*apud* Orellana, op. cit.).

Os primeiros trabalhos de aplicação deste método na prospecção mineral datam do início do século XX. Dentre os diversos pesquisadores que contribuíram para o desenvolvimento do método destacam-se Conrad Schlumberger e Frank Wenner. Eles foram responsáveis pela introdução do arranjo de quatro eletrodos para medidas de resistividade em superfície.

Segundo Telford *et al.* (1990) o método da eletrorresistividade baseia-se no estudo do potencial elétrico, tanto dos campos elétricos naturais, como dos campos artificialmente provocados. A partir de medições do potencial elétrico na superfície do terreno pode-se determinar, no subsolo, a existência de corpos minerais, reconhecer estruturas geológicas e caracterizar camadas.

O principal modo de condução elétrica é aquele que ocorre através de um eletrólito líquido. Isto ocorre porque a maioria das rochas são más condutoras e suas resistividades deveriam ser extremamente altas se não possuíssem poros preenchidos por fluidos, principalmente água.

Na grande maioria das litologias encontradas na natureza a condução será eletrolítica, sendo o meio condutor uma solução de água e sais comuns distribuídos

de maneira complexa na estrutura dos poros da rocha. A resistividade dependerá da quantidade de água presente, da salinidade da mesma e da conectividade entre os poros (permeabilidade) da rocha.

4.1.1 Resistividade

A resistividade é uma medida da dificuldade que um determinado material impõe à passagem da corrente elétrica ou, o inverso, a condutividade é a facilidade com que a corrente elétrica passa através de um certo material.

Os levantamentos de resistividade fornecem uma imagem da distribuição subsuperficial da resistividade. Para converter os dados de resistividade em um dado geológico, é importante ter conhecimento sobre os valores de resistividade típicos de diferentes materiais e sobre a geologia da área em estudo.

A Tabela 01 mostra valores de resistividade para tipos comuns de rochas e solos. As rochas ígneas e metamórficas exibem valores de resistividade normalmente altos, dependente em grande parte do grau de fraturamento e da porcentagem de fraturas preenchidas por água.

Tabela 01 – Resistividade de algumas rochas e solos. Fonte: Loke, 1999.

Material	Resistividade (Ohm.m)
<i>Rochas ígneas e metamórficas</i>	
Granito	5.0×10^3 a 1.0×10^6
Basalto	1.0×10^3 a 1.0×10^6
Ardósia	6.0×10^2 a 4.0×10^7
Mármore	1.0×10^2 a 2.5×10^8
Quartzito	1.0×10^2 a 2.0×10^8
<i>Rochas sedimentares</i>	
Arenito	8.0×10^1 a 1.0×10^3
Folhelho	2.0×10^1 a 2.0×10^3
Calcário	5.0×10^1 a 4.0×10^2
<i>Solos e água</i>	
Argila	1.0×10^0 a 1.0×10^2
Aluvião	1.0×10^1 a 8.0×10^2
Água fresca	1.0×10^1 a 1.0×10^2
Água do mar	2.0×10^{-1}

Conforme a tabela as rochas sedimentares, normalmente mais porosas e de maior conteúdo em água, mostram resistividade baixa.

Entretanto é preciso notar que há recobrimento de valores de resistividade entre diferentes solos e rochas. Isto ocorre devido ao fato de que a resistividade de uma amostra de solo ou rocha depende de vários fatores, entre eles porosidade, permeabilidade, grau de saturação em água e as concentrações de sais dissolvidos.

Os valores de resistividade têm uma variação muito mais acentuada se comparados aos valores de outras propriedades físicas mapeadas por outros métodos geofísicos. Em muitos casos, as resistividades das rochas e dos solos de uma área podem variar em muitas ordens de grandeza.

4.1.2 Influência da porosidade da rocha na resistividade

A resistividade de uma rocha decresce com o aumento de seu conteúdo de água e também com o volume de cloretos e sulfatos (sais em geral). Em rochas totalmente saturadas, o conteúdo de água pode ser calculado pela sua porosidade.

Se assumirmos uma geometria de poros simplificada, a relação entre resistividade e conteúdo de água pode ser calculada com precisão. Um exemplo deste procedimento pode ser visto em Keller & Frischknecht (1977), que apresentaram exemplos teóricos de cálculos de resistividade assumindo-se uma matriz constituída por esferas.

Em se tratando de rochas consolidadas, a geometria de poros não se apresenta de modo simples que possa ser descrita através de equações. Desta forma, a relação entre resistividade e volume de poros precisa ser determinada empiricamente.

As rochas podem ser divididas em três grupos, de acordo com a sua porosidade:

- Porosidade intergranular: rochas sedimentares consolidadas e acamamento de cinzas vulcânicas;
- Porosidade de juntas: rochas ígneas, denominada porosidade primária;

- Porosidade vugular: rochas vulcânicas com grandes espaços vazios dentro da rocha, formados durante o resfriamento. Rochas calcárias também podem apresentar cavidades, formadas pela dissolução da rocha por meio de reações químicas.

Para haver uma boa condução elétrica os poros precisam estar interligados e preenchidos com água. Em qualquer tipo de porosidade descrita acima, o volume total dos poros é constituído de duas partes: poros de armazenamento e poros de conexão.

Uma rocha com elevada razão entre poros de armazenamento e poros de conexão, como é o caso da porosidade vugular, apresentará uma resistividade maior do que uma rocha com idêntica porosidade, mas com menor taxa de armazenamento/conexão entre poros, é o caso por exemplo da porosidade intergranular.

Com base nos dados contidos na Tabela 01 infere-se que materiais de baixíssimas porosidades como folhelhos maciços e a maioria das rochas ígneas e metamórficas tenderão a exibir altas resistividades. Materiais como areia ou cascalho seco terão alta resistividade, assim como materiais cuja água intersticial seja livre de salinidade, como areias ou cascalhos limpos, mesmo que saturados em água. A maioria dos materiais exibirão resistividades média ou baixas, especialmente se houver presença de argilas, tais como solos argilosos com água e rochas saturadas. A presença de argilo-minerais tende a diminuir a resistividade do meio devido a adsorverem cátions em sua superfície e combinarem com a água.

Segundo Ward (1990) determinados processos geológicos, como metamorfismo, dissolução, entre outros interferem nos valores de resistividade. Em geral, estes processos causam uma redução na resistividade da rocha, mas alguns deles, como a silicificação e precipitação de carbonatos causam um aumento na resistividade.

4.1.3 Técnicas de Medidas de Resistividade

As técnicas mais empregadas para medir-se a resistividade em subsuperfície utilizam uma fonte artificial para introduzir uma corrente no solo.

Este procedimento é realizado por intermédio de dois eletrodos em contato galvânico com o solo. Pode-se medir uma diferença de potencial, estabelecido pelo fluxo de corrente, por intermédio de outro par de eletrodos próximos, possibilitando determinar-se à resistividade efetiva ou aparente do subsolo.

Na maioria dos levantamentos são utilizados quatro eletrodos como referido acima, dois para a emissão de corrente e dois para as medidas de diferença de potencial, dispostos em uma grande variedade de configurações. Os arranjos eletródicos são escolhidos e dimensionados de acordo com os objetivos a serem atingidos e peculiaridades das áreas dos ensaios, podendo ser utilizados tanto no estudo de heterogeneidades laterais como verticais de resistividade.

Na investigação das variações de resistividade com a profundidade (heterogeneidades verticais), denominada de sondagem elétrica vertical, aumenta-se gradativamente a abertura entre os eletrodos de emissão de corrente para atingir-se níveis de investigação mais profundos.

Em investigações laterais de resistividades, como as ocasionadas por diques ou fraturas, é mantida uma separação fixa entre os eletrodos e o arranjo é deslocado ao longo de perfis, sendo denominado de perfilagem horizontal ou caminhamento elétrico.

Neste trabalho utilizamos o caminhamento elétrico como técnica de investigação. Figuras ilustrativas desta técnica podem ser vistas adiante no capítulo 05, que aborda as técnicas de campo e os parâmetros de aquisição.

4.1.4 Base teórica

De uma forma simplificada é assumido que um fluxo de corrente através de um meio isotrópico e homogêneo. Considere-se que este meio possua uma resistividade ρ e esteja limitado no topo por um ambiente de resistividade considerada infinita. Para que seja estabelecido um campo elétrico, será necessário injetar neste meio uma corrente elétrica I , através de dois eletrodos A e B, conectados a uma fonte.

Utilizando as equações de Maxwell e através de manipulações matemáticas que podem ser vistas em detalhe em Orellana (1972) e Keller & Frischknecht (1977), de acordo com a Lei de Ohm,

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad \text{ou} \quad \vec{E} = \rho \vec{J} \quad (\text{IV.1})$$

Supondo um dos eletrodos no infinito, considerando o eletrodo restante e tomando um semi-espaco esférico em torno desta fonte, em qualquer região da superfície da semi-esfera a densidade de corrente J será constante. A corrente total poderá ser expressa como a integral da densidade de corrente sobre esta superfície,

$$\vec{I} = \int_s \vec{J} \cdot ds \quad (\text{IV.2})$$

Tomando-se o raio da esfera como r , têm-se:

$$I = 2\pi r^2 \vec{J} \quad \text{e} \quad \vec{J} = \sigma \vec{E} = \frac{I}{2\pi r^2}$$

ficando

$$\left| \vec{E} \right| = \frac{I}{\sigma 2\pi r^2} = \frac{I\rho}{2\pi r^2} \quad (\text{IV.3})$$

De onde se conclui que o campo E devido a um eletrodo pontual é inversamente proporcional ao quadrado da distância r .

Para obter-se a diferença de potencial entre dois eletrodos M e N , fazendo r_1 e r_2 as respectivas distâncias dos pontos M e N à fonte, tem-se:

$$U_N^M = \frac{I\rho}{2\pi} \int_{r_2}^{r_1} \frac{1}{r^2} dr = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (\text{IV.4})$$

Se existirem fontes ao invés da única considerada acima, o potencial total em um único ponto M pode ser calculado pela somatória das contribuições de cada fonte a este ponto.

Então, para fontes de corrente distribuídas em um meio uniforme, o potencial total em um dado ponto M será:

$$U_M = \frac{\rho}{2\pi} \left[\frac{I_1}{r_1} + \frac{I_2}{r_2} + \dots + \frac{I_n}{r_n} \right]$$

ou

$$U_M = \frac{\rho}{2\pi} \sum \frac{I_i}{r_i} \quad (\text{IV.5})$$

4.1.5 Resistividade aparente

Um dos conceitos mais importantes na prospecção geométrica é o da resistividade aparente. Os dados físicos, medidos em um levantamento de campo de eletrorresistividade, são a corrente I, emitida através de dois eletrodos de corrente A e B, e a diferença de potencial ΔV , medida entre dois eletrodos de potencial M e N.

A partir destes parâmetros é possível obter a resistividade. Se existisse um terreno homogêneo e isotrópico esta resistividade seria constante para qualquer disposição de eletrodos que fossem utilizados nas medições.

Entretanto normalmente os substratos não são homogêneos nem isotrópicos. Se considerarmos que os quatro eletrodos estão posicionados na superfície e com resistividades ρ_1 , ρ_2 , ρ_3 e ρ_4 , conforme a Figura 14, a resistividade resultante medida não será verdadeira e sim uma resistividade chamada aparente. Ainda segundo Orellana (1972) esta resistividade não será

nenhuma das quatro, mas terá influência de todas elas e de suas respectivas configurações e geometrias.

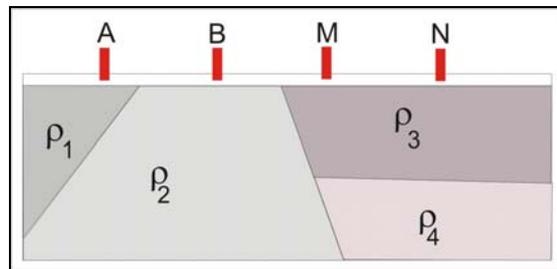


Figura 14 – Ilustração do subsolo heterogêneo. Fonte: modificado de Orellana, 1972.

A resistividade aparente não é intrínseca a nenhuma unidade, sendo obtida a partir de medidas realizadas sobre um meio heterogêneo aplicando-se a expressão válida para meio homogêneo.

A expressão mostrada a seguir é obtida a partir da equação IV.5, considerando-se duas fontes (A e B) e dois pontos de medidas (M e N). Considera-se em B negativo, supondo-se que a corrente entra em A e sai em B.

$$\rho = \left(\frac{U_M - U_N}{I} \right) \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}} = K \frac{\Delta U}{I} \quad (\text{IV.6})$$

Os valores de ρ calculados são, desse modo, valores de resistividade aparente. Estes valores são calculados em função da separação de eletrodos por meio do fator geométrico K, expresso como:

$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}} \quad (\text{IV.7})$$

Finalmente, pode-se então expressar a resistividade aparente como:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{IV.8})$$

4.2 MÉTODO DE MAGNETOMETRIA

O método magnetométrico foi um dos primeiros métodos geofísicos a ser empregado em prospecção. Segundo Luiz & Costa e Silva (1995) as primeiras medidas sistemáticas datam de 1640 para a detecção de depósitos de ferro, e consistiam da observação da variação da declinação magnética com bússolas náuticas. Em 1870 o método de observação magnética foi aperfeiçoado com a construção de instrumentos capazes de medir variações das componentes horizontal e vertical e a inclinação do campo magnético.

Os principais minerais magnéticos responsáveis pelas distorções do campo magnético terrestre são magnetita, pirrotita e a ilmenita. Esses minerais podem fornecer informações sobre a distribuição de minerais não magnéticos, como sulfetos de cobre, chumbo, zinco, níquel e indiretamente ouro e platinóides.

Além de permitir a localização de minerais economicamente importantes, as medidas magnéticas podem ser utilizadas na identificação de contatos geológicos e estruturas como falhas e fraturas, que são preenchidas por material magnético, como óxidos de ferro.

Segundo Greenhouse *et al.* (1995) levantamentos magnetométricos podem prover informações muito importantes sobre o ambiente geológico, por exemplo, a estimativa da espessura de sedimentos não magnéticos sobre o embasamento rochoso magnético, assim como a localização de falhas neste embasamento.

Segundo Rigoti (1998) a magnetometria é uma importante ferramenta para o mapeamento diagnóstico de litologias e estruturas não aflorantes.

4.2.1 Base teórica

A equação básica da força magnética entre dois pólos magnéticos é:

$$F = \pm \frac{(P_1 P_2)}{r^2} \quad (\text{IV.9})$$

em que P_1 e P_2 são intensidade de pólo e r é a distância que os separa. O sinal \pm indica que a força pode ser de atração mútua quando os pólos são de sinais contrários ou de repulsão quando são de mesmo sinal.

Os campos magnéticos são dipolares, consistindo de ambas as componentes negativa e positiva. A força em um ponto no espaço, devido a um dipolo, é o vetor soma de uma força direcionada para dentro na direção do pólo positivo e outra direcionada para fora a partir do pólo negativo.

A força magnética total pode ter qualquer inclinação ou azimute. Contudo, os levantamentos magnéticos quase sempre medem apenas a magnitude do campo magnético total ou o fluxo magnético total.

O fluxo magnético ao redor de um corpo magnetizado é um conceito familiar graças àquela experiência com um ímã e limalha de ferro sobre uma folha de papel. A densidade de fluxo, ou fluxo que corta uma área unitária relaciona-se à intensidade de campo por:

$$B = \mu_0 (H + kH) \quad (\text{IV.10})$$

onde B é a intensidade de fluxo em Tesla; H é a intensidade do campo magnético em Am^{-1} ; μ_0 é a permeabilidade do vácuo e k é a susceptibilidade magnética do meio, um número adimensional, definido como:

$$k = \left(\frac{\mu}{\mu_0} \right) - 1 \quad (\text{IV.11})$$

A intensidade de fluxo num meio é igual à densidade de fluxo no vácuo mais uma certa quantidade. O termo kH é o excesso de densidade de fluxo no meio com relação ao fluxo no vácuo. Isto sugere que o meio susceptível captura um fluxo adicional em si próprio a partir do campo externo.

Quando um material qualquer é submetido ao efeito do campo H, ele adquire uma intensidade de magnetização ou imantação M, proporcional ao campo, dada por:

$$M = kH \quad (\text{IV.12})$$

A magnetização (M) é em geral a soma vetorial das magnetizações induzida e remanescente. A magnetização remanescente não será necessariamente paralela ao campo indutor atual, embora tenha sido paralela ao campo da época em que ocorreu a magnetização. A susceptibilidade magnética (k) é a medida do grau de magnetização (M) que um material pode sofrer na presença de um campo magnético indutor (H).

Para um mesmo valor do campo, os materiais com maior susceptibilidade estão aptos a se magnetizarem mais fortemente. A susceptibilidade magnética é portanto, um dos parâmetros fundamentais do método magnético.

4.2.2 O campo magnético terrestre

Diversos estudos têm mostrado que o campo magnético observado na superfície da Terra tem fontes predominantemente internas. É aceito hoje, que o campo é produzido por correntes elétricas que circulam no núcleo líquido da Terra, o qual é constituído principalmente por ferro e níquel. As correntes elétricas são mantidas pelo movimento de partículas no núcleo líquido. Os detalhes deste processo são incertos, mas a maioria dos modelos utilizam a teoria dos dínamos auto-excitáveis, mantidos pela convecção no manto externo.

O campo magnético da Terra é caracterizado, em qualquer ponto da superfície terrestre, pelos seguintes elementos (Figura 15): vetor do campo magnético (F_o), componente horizontal (F_h), componente vertical (F_z), ângulo de inclinação com o plano horizontal (i), ângulo de declinação (D – formado entre a componente horizontal e a direção do norte geográfico). A inclinação do campo principal varia de lugar para lugar na superfície da Terra, desde vertical nos pólos até horizontal no equador geomagnético. Como consequência, as anomalias

magnéticas de mesmos tipos de corpos geológicos são diferentes em diferentes latitudes. A componente horizontal pode ser decomposta em duas outras: componente norte (F_x - na direção do norte geográfico e componente leste (F_y - na direção do leste geográfico). O campo magnético, a componente horizontal e vertical, bem como a inclinação i estão todos em um mesmo plano vertical, como pode ser visualizado na Figura 15.

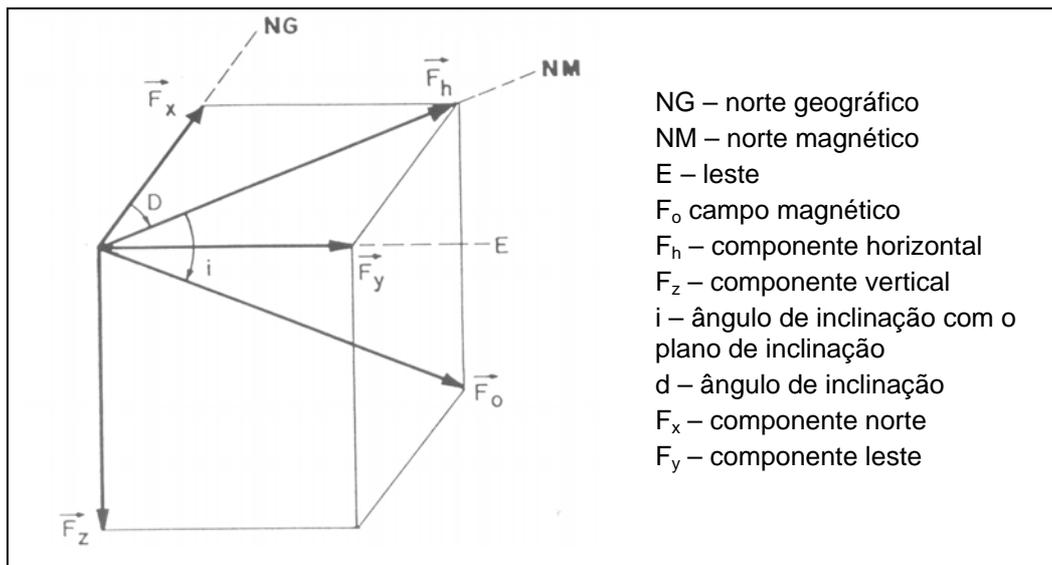


Figura 15 – Representação geométrica do campo magnético terrestre e seus elementos.
 Fonte: modificado de Telford *et al.*, 1990.

4.2.3 Magnetismo de minerais e rochas

A magnetização que se observa nas rochas, como resultado da presença de minerais magnéticos na sua composição, pode ser classificada em dois tipos: magnetização induzida e magnetização remanescente.

A magnetização induzida é provocada pelo campo atual da Terra, enquanto que a magnetização remanescente é adquirida ao longo da história geológica da rocha.

A susceptibilidade magnética das rochas depende, principalmente, da quantidade, tamanho dos grãos e modo de distribuição dos minerais ferromagnéticos nelas contidos.

De forma geral, a susceptibilidade magnética de uma rocha cristalina depende do seu conteúdo em magnetita, mas a relação nem sempre é direta devido

à influência do tamanho do grão e variações na composição química dos óxidos de ferro e titânio.

A susceptibilidade de rochas sedimentares é quase sempre baixa, mas horizontes ricos em magnetita ou hematita detríticas podem ocorrer e formar marcadores magnéticos importantes, principalmente em trabalhos magnetométricos de alta resolução. A Tabela 02 mostra valores médios de susceptibilidade magnética para algumas rochas e minerais.

Tabela 02 – Susceptibilidade magnética de algumas rochas e minerais. Fonte: modificado de Telford *et al.*, 1990.

<i>Rochas sedimentares</i>	
Arenito	0.4×10^3 (SI)
Folhelho	0.6×10^3 (SI)
Dolomito	0.1×10^3 (SI)
<i>Rochas metamórficas</i>	
Xisto	1.4×10^3 (SI)
Quartzito	4×10^3 (SI)
<i>Rochas ígneas</i>	
Granito	2.5×10^3 (SI)
Diabásio	55×10^3 (SI)
<i>Minerais</i>	
Argilas	0.2×10^3 (SI)
Pirrotita	1500×10^3 (SI)
Magnetita	6000×10^3 (SI)

5. AQUISIÇÃO GEOFÍSICA

Este capítulo apresenta os procedimentos realizados durante a fase de aquisição dos dados geofísicos. Para o levantamento de eletrorresistividade é realizada inicialmente uma abordagem descritiva do arranjo utilizado, incluindo os motivos que levaram a escolha deste arranjo em específico. Na seqüência são apresentados os parâmetros e equipamentos utilizados nas duas fases de levantamentos, assim como a disposição das linhas adquiridas.

No caso do levantamento de magnetometria é apresentada a sistemática de aquisição das leituras, enfocando os procedimentos utilizados durante o decorrer dos trabalhos de campo.

5.1 LEVANTAMENTO DE ELETORRESISTIVIDADE

5.1.1 Escolha do arranjo

Existem diversos dispositivos eletródicos que podem ser utilizados nos levantamentos, dependendo dos objetivos do estudo. Em se tratando de resistividade, basta calcular-se o fator geométrico K adequado, conforme a equação IV.7, para obter o valor correto de resistividade aparente (dado pela equação IV.8), de acordo com o arranjo utilizado.

Entretanto, a escolha do arranjo depende dos propósitos do levantamento, da situação geológica e do tipo e qualidade da informação desejada. Gallas (2000) busca simplificar a avaliação crítica sobre o correto e adequado emprego dos arranjos.

O autor sintetizou os aspectos a serem considerados na escolha de um arranjo de eletrodos, fundamentalmente sob dois aspectos básicos: a qualidade dos dados tomados no campo e a interpretação a ser feita. Quaisquer que sejam os objetivos de um levantamento geofísico, é de fundamental importância que os dados obtidos, sejam acima de tudo, confiáveis e, que sejam corretamente interpretados.

No caso deste trabalho, o objetivo é identificar e caracterizar feições geológicas e estruturais, como por exemplo, geometria das camadas e

assinatura geofísica das fraturas, para auxiliar o estudo de detalhe de afloramentos similares a reservatórios fraturados em subsuperfície.

Loke (1999) sugere que entre as características que devem ser consideradas na escolha do arranjo utilizado estão: sensibilidade a variações verticais e horizontais de resistividade e profundidade de investigação.

Segundo Loke (op cit.) a sensibilidade indica o grau em que a mudança de resistividade de uma seção influencia o potencial medido pelo arranjo. Os valores mais altos de sensibilidade estão próximos aos eletrodos. Mudando-se à distância entre os eletrodos, a sensibilidade é diferente para cada tipo de arranjo. Isto explica porque estruturas apresentam diferentes respostas a diferentes arranjos.

O padrão de sensibilidade para o arranjo dipolo-dipolo mostra que os maiores valores estão entre os eletrodos de corrente A e B, e de potencial M e N, significando melhor resposta a variações laterais de resistividade entre os eletrodos dos pares do dipolo. Isto implica que este arranjo é adequado no mapeamento de estruturas verticais, tais como diques e fraturas subverticais.

Outro aspecto refere-se que, com o arranjo dipolo-dipolo, o estudo da variação lateral de resistividade pode ser efetuado em vários níveis de profundidade, obtendo-se uma caracterização da subsuperfície em forma de seção.

Um fator de certa importância na escolha do arranjo empregado é a profundidade de investigação. Diversos trabalhos foram realizados neste sentido durante os últimos anos. Como por exemplo, Roy & Apparao (1971), Barker (1989), Ward (1990).

Este problema não é de natureza simples, sendo a profundidade de investigação alcançada por um arranjo eletródico dependente de muitos outros fatores, tais como efeito de coberturas, sensibilidade às heterogeneidades superficiais, topografia, entre outros.

A profundidade de investigação é definida como a profundidade na qual uma camada fina horizontalizada tem a maior contribuição no sinal total medido na superfície do terreno.

Roy & Apparao (1971), quantificaram profundidades de investigação para diversas configurações eletródicas, identificando a resposta de uma

camada fina e horizontalizada a diferentes profundidades, considerando um meio homogêneo. As conclusões destes autores são que, as profundidades investigadas, dependem não somente da separação entre os eletrodos de corrente, como também da abertura entre os eletrodos de potencial e que as profundidades investigadas são menores do que aquelas normalmente assumidas.

Edwards (1977) utilizou coeficientes empíricos para profundidades de penetração e propôs uma pseudo-seção modificada para o arranjo dipolo-dipolo. A Tabela 03 apresenta as profundidades de investigação em função de L, onde L = abertura entre os eletrodos extremos do arranjo.

Tabela 03 – Profundidades de investigação para arranjo dipolo-dipolo em função de L . Fonte: Edwards, 1977.

DIPOLLO-DIPOLLO	
N = 1	0.139L
N=2	0.174L
N=3	0.192L
N=4	0.203L
N=5	0.211L
N=6	0.216L
N= ∞	0.250L

Para determinar a profundidade máxima mapeada em um levantamento, multiplica-se o L pelo nível de investigação (N). Por exemplo, se um levantamento dipolo-dipolo é feito com um espaçamento máximo de 10 metros entre os eletrodos de potencial e os de corrente (MN=AB) e com um valor máximo de 06 para N (nível de investigação), então L máximo é de 80 metros. Isto permite uma profundidade máxima de investigação 80 vezes 0.216, ou cerca de 17 metros.

Devido aos diversos fatores que podem influenciar na profundidade de investigação, conclui-se que não é possível estabelecer-se de antemão qual profundidade será atingida.

5.1.2 Arranjo dipolo-dipolo

Em função do demonstrado o arranjo dipolo-dipolo foi escolhido para a realização dos levantamentos de campo. Principalmente pelo fato que este é o arranjo que responde melhor a variações laterais de resistividade.

A configuração de eletrodos do arranjo dipolo-dipolo é de dois eletrodos de emissão de corrente (A e B) e dois eletrodos de potencial (M e N) para a recepção do sinal, dispostos em um mesmo alinhamento.

O arranjo é definido através das seguintes dimensões: $x = AB$ e MN e $R = O\Omega$ (abertura entre os pontos Ω e O), que são os centros dos dipolos AB e MN, respectivamente, como pode ser observado na Figura 16.

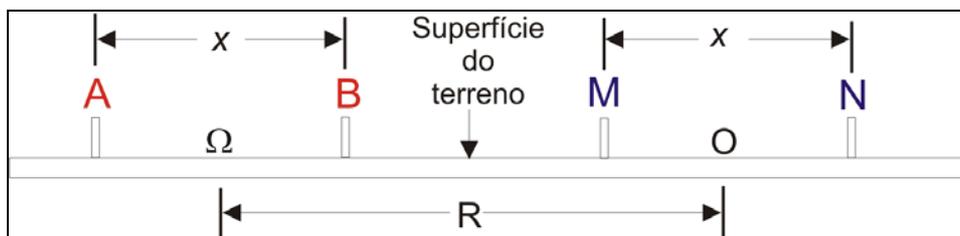


Figura 16 – Geometria do arranjo dipolo-dipolo.

O arranjo dipolo-dipolo possui as seguintes características:

- centro dos dipolos AB e MN não permanecem fixos, mas se deslocam ao longo da linha a ser levantada;
- espaçamento entre eletrodos AB é igual ao MN;
- espaçamento entre dipolos AB e MN pode variar, utilizando-se simultaneamente vários dipolos MN dispostos ao longo da linha;
- cada dipolo MN refere-se a um nível de investigação.

Durante um levantamento com este arranjo são realizadas séries de medidas, com diferentes espaçamentos entre eletrodos, que se traduzem em profundidades de investigação. Utilizam-se vários valores de n , com “ nx ” sendo

o afastamento entre os pares transmissor e receptor, enquanto “x” é a separação entre os eletrodos em cada um dos pares.

O procedimento durante a aquisição é o seguinte: para uma mesma posição dos eletrodos de emissão AB, efetua-se uma série de medidas movendo-se os eletrodos de potencial MN ao longo do perfil de medidas com deslocamentos iguais a “nx”: M_1N_1 ($n=1$); M_2N_2 ($n=2$) e assim sucessivamente.

A seguir são deslocados os eletrodos de corrente AB (deslocamento = x) e realizadas medidas entre as posições de eletrodos $M'_1N'_1$; $M'_2N'_2$, etc. Seqüencialmente, um novo deslocamento dos eletrodos de corrente AB é feito, fazendo-se então as medições entre os pontos $M''_1N''_1$; $M''_2N''_2$, etc. A Figura 17 ilustra o procedimento descrito.

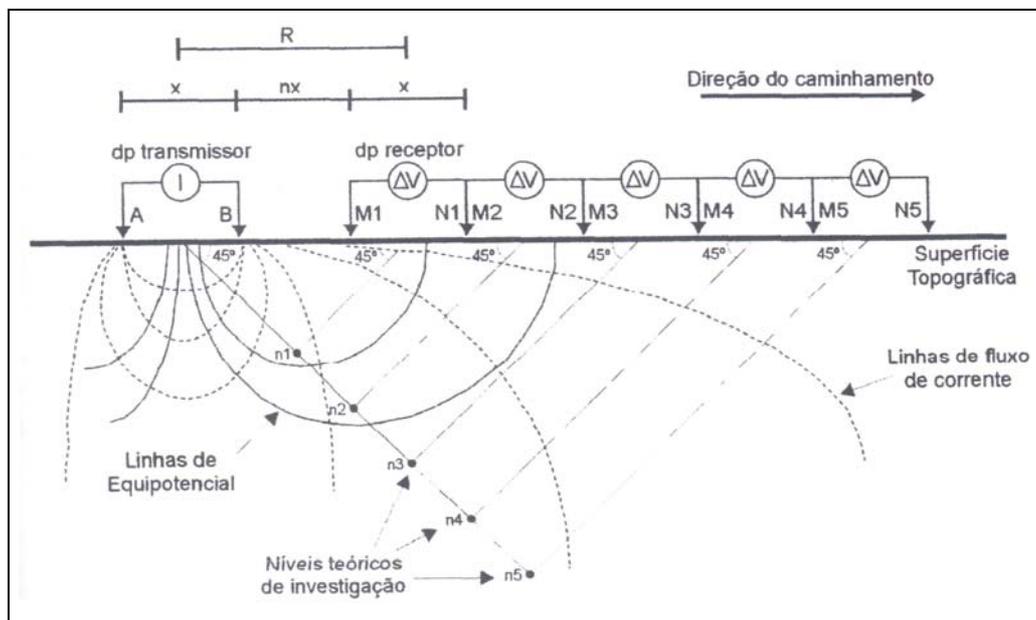


Figura 17 – Arranjo dipolo-dipolo diferentes profundidades de investigação. Fonte: Borges, 2002.

Os pontos de leitura são atribuídos à intersecção das retas que partem com inclinação de 45° das origens de cada dipolo, indicando uma pseudo-profundidade atingida por aquela medida de resistividade aparente. A partir dos valores obtidos são traçadas curvas de isovalores na seção vertical.

É preciso ter claro que o mostrado na Figura 17 é apenas uma representação grosso modo da distribuição das resistividades que ocorrem no plano vertical abaixo do perfil de medidas. Isto porque a profundidade de investigação não depende unicamente da configuração geométrica, mas

também dos contrastes de resistividade das litologias em subsuperfície. Por isso, estas não são as verdadeiras profundidades de investigação e nem as resistividades são as reais, sendo, portanto, denominadas de pseudo-seções.

5.1.3 Primeira fase de levantamentos

O equipamento utilizado foi um resistímetro monocanal da marca Tectrol 24, de fabricação nacional. Também foram utilizados cabos múltiplos (*multi-core cable*), bateria externa, equipamento seletor de níveis e eletrodos de aço inox, de maneira a permitir uma diminuição da polarização gerada pelo contato eletrodo/solo.

O levantamento de campo foi realizado sobre uma malha de quatro linhas paralelas e distanciadas 40 metros, sendo que a linha 04, com 450 m, tem o dobro do comprimento das demais.

Para o posicionamento das linhas no terreno, como discutido anteriormente no capítulo 03, foi considerada a direção preferencial do sistema de fraturas, observado em fotografias aéreas na escala 1:10000 e em trabalhos de campo (Kraft *et al.*, 2002), sendo dispostas perpendicularmente, ou seja, com direção aproximada SE-NW.

O espaçamento utilizado no levantamento, entre os eletrodos de corrente (AB) e de potencial (MN), foi de 05, 10, 20 e 40 metros, com 08 níveis de investigação para o espaçamento de 05 e 10 metros e 06 níveis de investigação para os espaçamentos de 20 e 40 metros.

5.1.4 Segunda fase de levantamentos

Nesta fase foi utilizado um resistímetro Syscal R1 Plus *Switch* 24 de fabricação *Iris Instruments*, adquirido com recursos do Projeto Modres. O sistema consiste em um receptor e transmissor acoplados, com bateria interna e comutação integrada. Fazendo parte também duas bobinas com cabos de 120 metros, com doze *takeouts* cada uma, separados a cada 10 metros.

O levantamento de campo foi realizado sobre uma malha, também perpendicular ao sistema de fraturas, com onze linhas paralelas e distanciadas 10

metros, com aproximadamente 230 metros de comprimento e uma oblíqua a estas, com aproximadamente 670 metros de comprimento. O espaçamento utilizado no levantamento entre os eletrodos de corrente (AB) e de potencial (MN) foi de 10, 20 e 30 metros.

A Figura 18 apresenta o local dos levantamentos geofísicos, com o posicionamento das linhas cobertas pelos levantamentos geolétricos. A área escolhida para a aquisição dos dados apresenta um relevo relativamente plano, sendo localizada sobre um platô e próxima à escarpa principal. O acesso às linhas foi realizado através da estrada secundária, facilitando desta forma o transporte dos equipamentos e a aquisição dos dados.

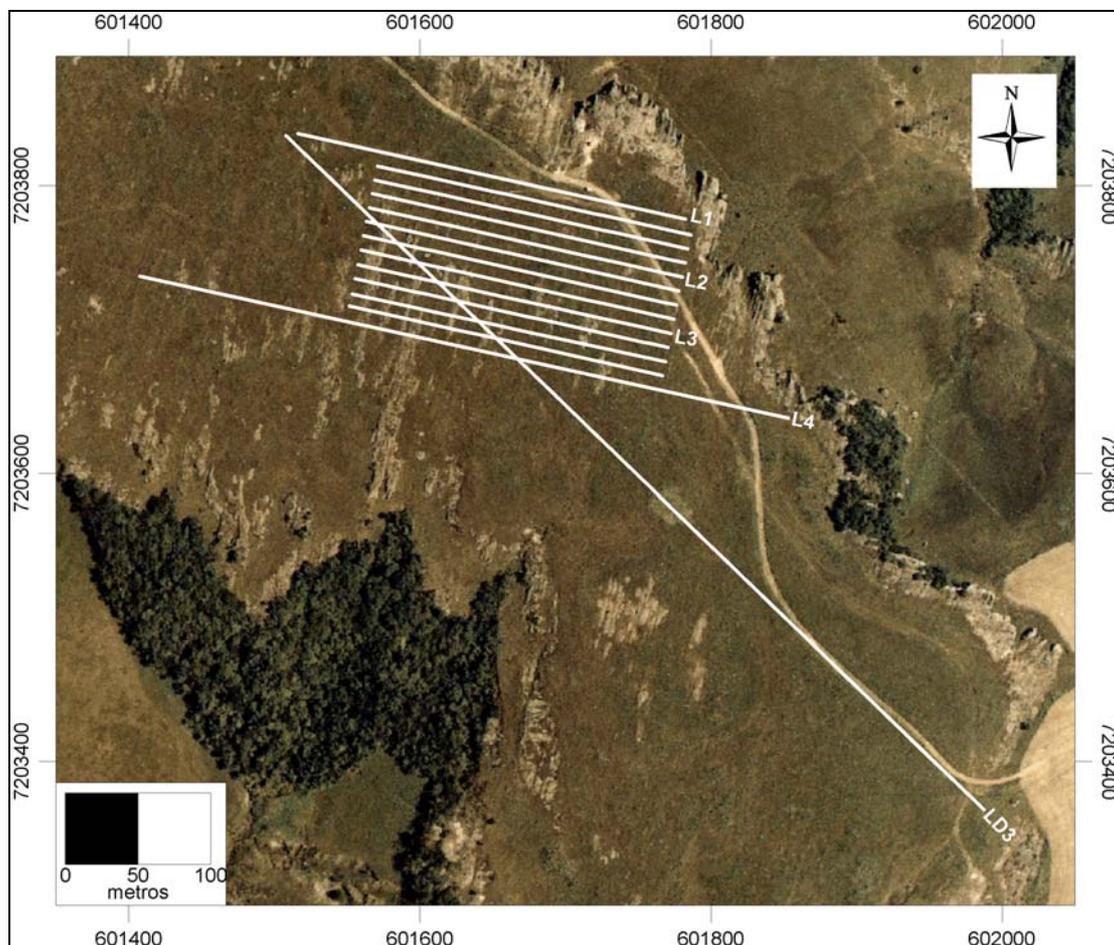


Figura 18 – Fotografia aérea com o posicionamento das linhas de levantamentos geolétricos.

A Figura 19 apresenta as características principais das fases de levantamentos geolétricos. É ressaltado o equipamento utilizado, assim como o

número de linhas adquiridas e seus respectivos espaçamentos, em metros, entre os eletrodos de corrente (AB) e de potencial (MN).

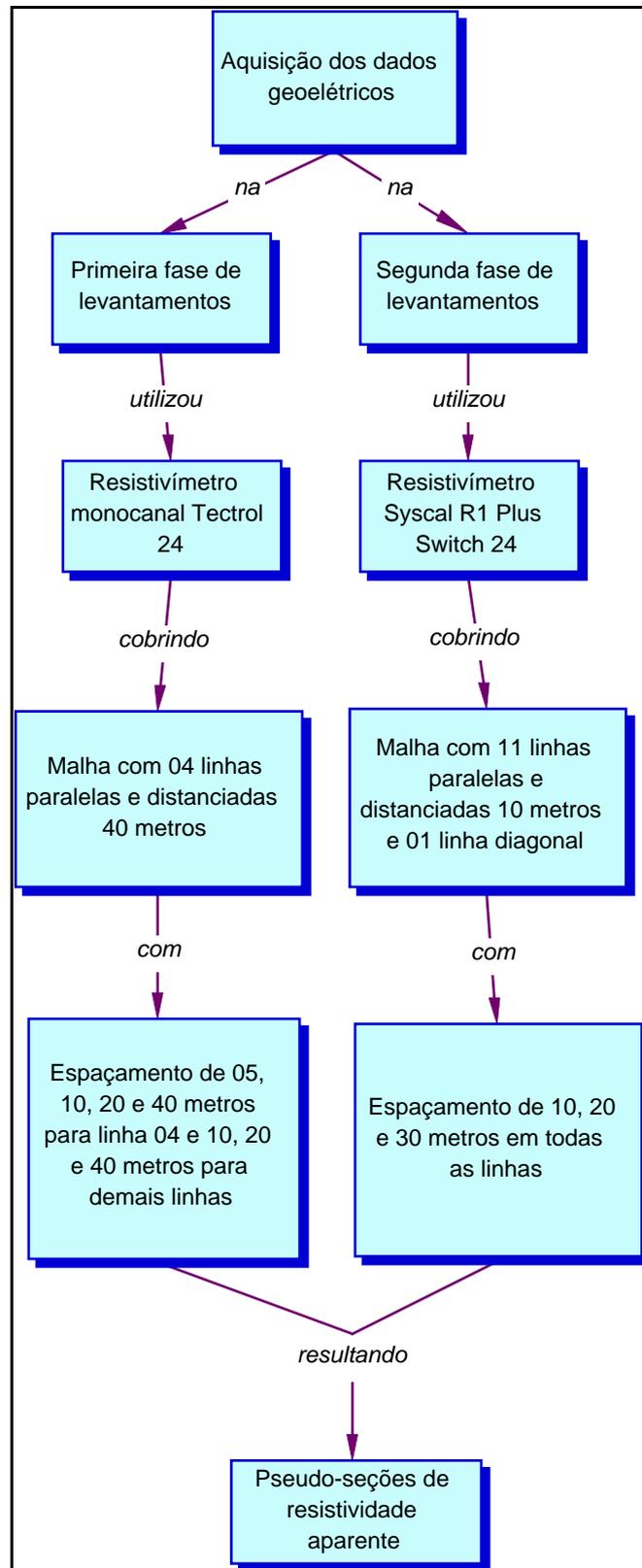


Figura 19 – Aquisição dos dados geoeletricos.

5.2 LEVANTAMENTO DE MAGNETOMETRIA

Nos levantamentos de magnetometria, as medidas foram tomadas ao longo de linhas paralelas, com espaçamento de 10 metros, nas quais foram obtidos os valores absolutos do campo magnético total.

No momento da aquisição magnetométrica, um efeito produzido pelo campo magnético externo é importante. Trata-se das variações diurnas, que produzem flutuações magnéticas com períodos de 24 horas, causadas pelo movimento da ionosfera, devido ao seu aquecimento no lado exposto ao Sol e resfriamento no lado oposto.

As variações diurnas apresentam valores que aumentam suavemente a partir das primeiras horas da manhã, atingindo seu máximo por volta do meio-dia e tornam a decrescer suavemente nas horas da tarde. Durante os trabalhos de campo é necessário registrar essa variação, para posterior correção dos valores.

5.2.1 Primeira fase de levantamentos

Para este levantamento foi utilizada a mesma malha do levantamento de eletrorresistividade. Desta forma os levantamentos foram realizados sobre uma malha regular de treze linhas paralelas e espaçadas 10 metros, com aproximadamente 155 metros de comprimento.

Neste levantamento foram utilizados dois magnetômetros durante a aquisição dos dados. Um permaneceu em um ponto fixo denominado estação base, enquanto o outro foi usado no levantamento propriamente dito (estações móveis). Além do registro do campo magnético, com ambos os magnetômetros, registrou-se também a hora de cada medida.

O magnetômetro utilizado na estação base foi do tipo de precessão de prótons, de fabricação da Geometrics. Segundo Luiz & Costa e Silva (1995) o magnetômetro de precessão de prótons consiste basicamente de um sensor, contendo uma fonte de prótons (água, metanol, querosene, etc) e um contador eletrônico. O sensor é submetido a um campo artificial muito mais forte do que o campo magnético terrestre e perpendicular a este. Os prótons são polarizados

segundo a resultante dos dois campos, que é virtualmente paralela ao campo artificial. A remoção repentina do campo artificial faz com que os prótons voltem a se orientar com o campo magnético terrestre, sendo a intensidade do campo magnético terrestre total determinada medindo-se a frequência de precessão de prótons com o contador eletrônico.

O magnetômetro da estação base registrou as variações temporais do campo (variação diurna) que foram usadas para corrigir os valores medidos pelo outro magnetômetro. O magnetômetro utilizado nas leituras das estações móveis também foi do tipo precessão de prótons, com efeito Overhauser, modelo GSM-19, de fabricação da GEM Systems.

A aquisição dos dados consistiu em percorrer cada linha com o magnetômetro GSM-19 e registrar três leituras em cada estação (ponto de medida), a fim de se obter confiabilidade no valor e visando reduzir erros ocasionados por ruídos ou eventuais problemas no equipamento. De forma geral, sempre foram obtidas leituras que se repetiam dentro de uma margem de erro assumida como 02 a 03 nT.

Para cada linha foram percorridas 31 estações espaçadas de cinco metros. Este pequeno espaçamento entre as leituras permitiu uma maior resolução na detecção de fontes próximas à superfície.

As medidas na estação base foram feitas de cinco em cinco minutos, sempre com no mínimo menos três repetições. Durante o levantamento observou-se uma boa repetibilidade das leituras, como exemplificado na Tabela 04.

Tabela 04 – Exemplo de repetibilidade das medidas (em nT) na estação base.

12:38	12:43	12:48	12:53	12:58	13:03	13:08	13:13	13:17
22809	22807	22810	22813	22808	22804	22808	22804	22806
22810	22812	22809	22809	22810	22805	22804	22811	22808
22810	22807	22813	22811	22811	22805	22804	22812	22810

5.2.2 Segunda fase de levantamentos

Nesta etapa foram utilizadas as mesmas linhas realizadas na fase anterior, apenas com a adição de uma linha transversal, com aproximadamente 65 metros de comprimento

O magnetômetro utilizado na estação base foi do tipo de precessão de prótons, de fabricação da Geometrics, modelo G816. O magnetômetro utilizado nas leituras das estações móveis foi o mesmo do levantamento anterior, do tipo precessão de prótons, com efeito Overhauser, modelo GSM-19, de fabricação da GEM Systems.

O procedimento de aquisição dos dados permaneceu o mesmo, com o magnetômetro GSM-19 percorrendo cada linha e registrando três leituras em cada estação. Para as linhas paralelas foram percorridas 31 estações espaçadas de 05 metros. Na linha transversal foram percorridas 13 estações, espaçadas 10 metros.

A diferença principal entre este levantamento e o anterior reside no fato que as medidas na estação base foram feitas a cada minuto durante todo o decorrer da aquisição. O objetivo deste procedimento foi de se obter um melhor controle da variação diurna. Também foi realizada uma consulta prévia sobre as possíveis condições do campo magnético terrestre no período em que seria realizado o levantamento.

Para este procedimento foi consultado o *Space Environment Center*, instituição norte-americana que monitora *on-line* eventos como atividades solares e tempestades geomagnéticas, assim como desenvolve técnicas para prever estes distúrbios. Este centro opera conjuntamente com o *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) e com a Força Aérea dos Estados Unidos.

Segundo esta instituição, os dias relacionados ao período do levantamento não apresentariam nenhum distúrbio geomagnético que ocasionariam problemas nos dados. O Índice K, que mede a atividade geomagnética num determinado momento, previsto para o período era considerado normal, sem atividades importantes.

Após o levantamento dos dados foi consultado *on-line* novamente o *Space Environment Center* e adquirido o Índice K real relacionado ao período de aquisição.

Os valores foram considerados como normais, sem ocorrência de atividades geomagnéticas de importância.

A Figura 20 apresenta o local dos levantamentos, com o posicionamento das linhas cobertas por levantamentos magnetométricos.

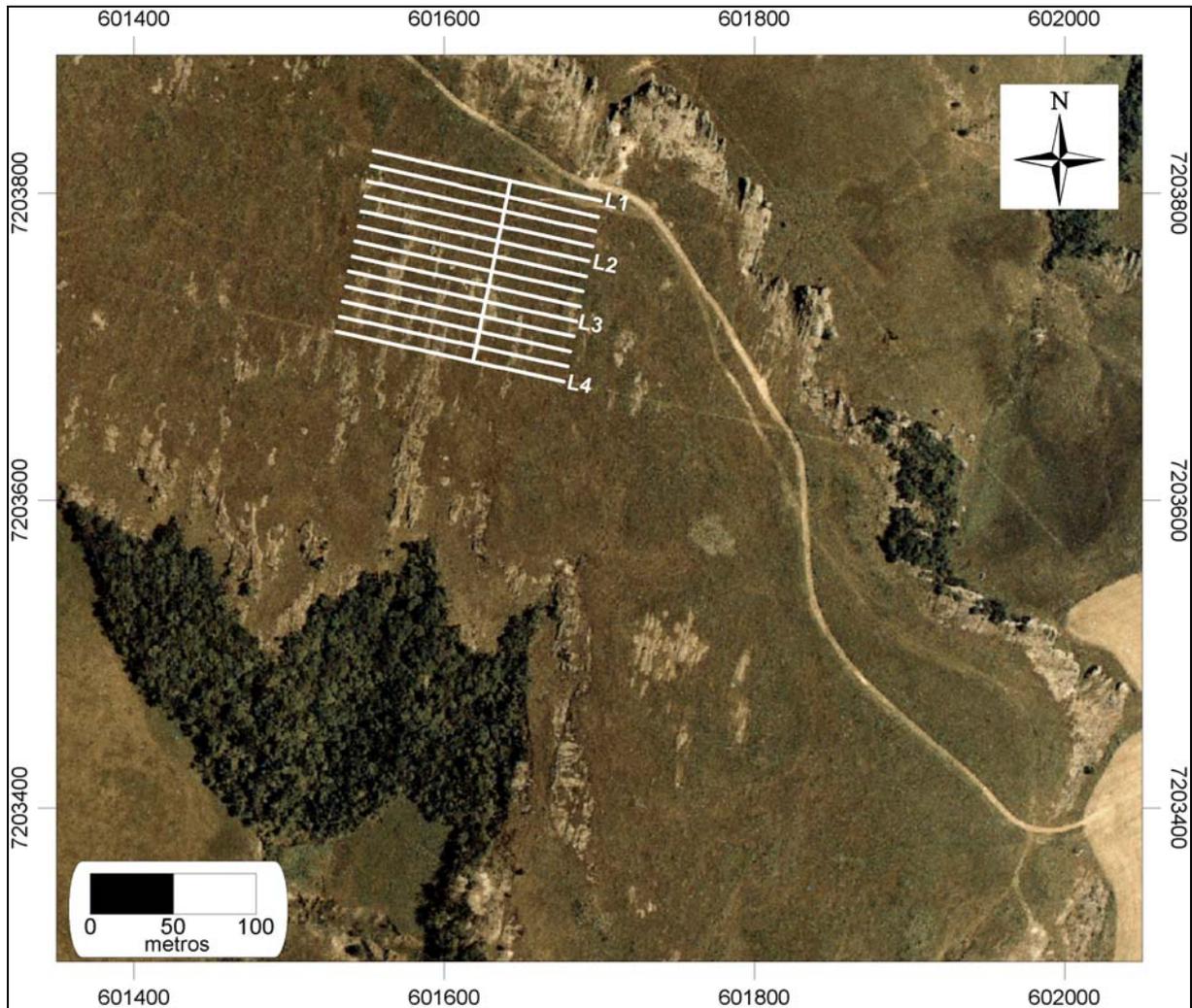


Figura 20 – Localização das linhas magnetométricas na fotografia aérea.

A Figura 21 apresenta os procedimentos adotados durante a fase de aquisição dos dados magnéticos, envolvendo os dois levantamentos realizados e as características específicas de cada um.

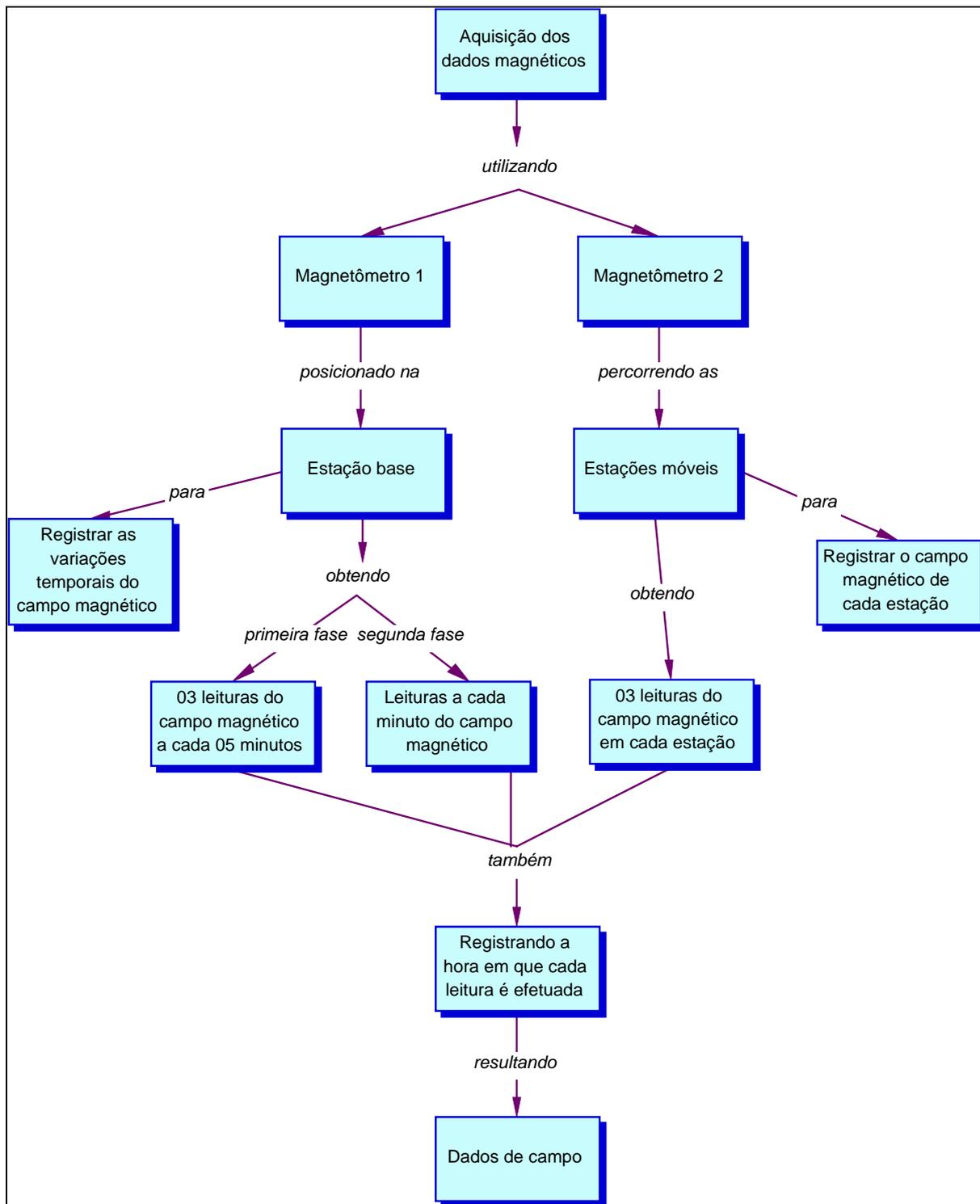


Figura 21 – Procedimentos de aquisição de dados magnéticos.

6. PROCESSAMENTO DOS DADOS

Este capítulo trata de forma sucinta dos procedimentos efetuados para realçar feições de interesse ou separar/individualizar respostas de diferentes fontes para os dados geofísicos adquiridos anteriormente.

6.1 DADOS DE ELETRORRESISTIVIDADE

6.1.1 Primeira fase de levantamentos

Os dados obtidos nesta fase de levantamentos passaram por duas fases de processamento. A primeira envolveu a plotagem dos dados em pseudo-seções de resistividade aparente e a segunda a geração das seções modelos de resistividade através de inversão 2D.

Para visualizar os dados obtidos realiza-se a plotagem dos mesmos na forma de pseudo-seções de resistividade aparente. Como discutido anteriormente no capítulo 04, ao se realizar um levantamento de eletrorresistividade obtêm-se valores de resistividade que não representam verdadeiramente a distribuição deste parâmetro físico em subsuperfície.

Neste sentido, Greenhouse *et al.* (1995) consideram que as pseudo-seções não devem ser consideradas como uma imagem literal da subsuperfície. Entretanto, a pseudo-seção é uma representação útil dos valores de resistividade aparente e é utilizada como guia inicial para interpretações qualitativas.

O método empregado consiste em colocar a posição vertical do ponto de plotagem na profundidade média de investigação (Edwards, 1977) do arranjo de eletrodo utilizado.

Neste sistema de plotagem, o ponto de atribuição da leitura é tomado como sendo o ponto médio entre os dipolos AB e MN, locado em função de uma projeção de 45° a partir dos centros destes dipolos, como pode ser observado na Figura 22.

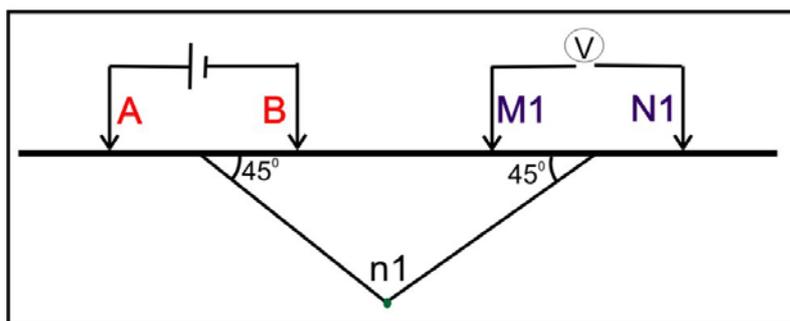


Figura 22 – Sistema de plotagem do arranjo dipolo-dipolo; n1 ponto de atribuição da leitura.

O resultado após a plotagem de todos os pontos de atribuição de leitura é uma pseudo-seção que fornece a distribuição espacial dos valores de resistividade aparente obtidos no levantamento.

Segundo Loke (1999) uma aplicação prática das pseudo-seções é a possibilidade de supressão de medidas de má qualidade ou até mesmo erradas. Tais medidas normalmente aparecem sob a forma de muito baixas ou muito altas resistividades.

A Figura 23 é um exemplo de pseudo-seção obtida após o levantamento de campo. Esta pseudo-seção corresponde à linha 01, localizada mais perto da escarpa (vide Figura 18).

Na Figura 23 observam-se as profundidades plotadas (níveis 01 a 08) correspondentes a profundidades teóricas. Neste caso específico, a profundidade de investigação é aproximadamente 17 metros, conforme demonstrado anteriormente no capítulo 06.

Ainda na Figura 23, é possível visualizar a distribuição da resistividade aparente na seção. Observa-se que existe uma faixa que possui altos valores de resistividade aparente, acima de 8000 Ohm.m. Em teoria esta feição estende-se desde a superfície até aproximadamente 12 metros de profundidade de investigação, seguida por um pacote de menor resistividade (abaixo de 6000 Ohm.m).

Os altos valores de resistividade aparente obtidos nesta pseudo-seção podem ser correlacionados à presença de arenitos extremamente silicificados, com baixa permeabilidade e porosidade.

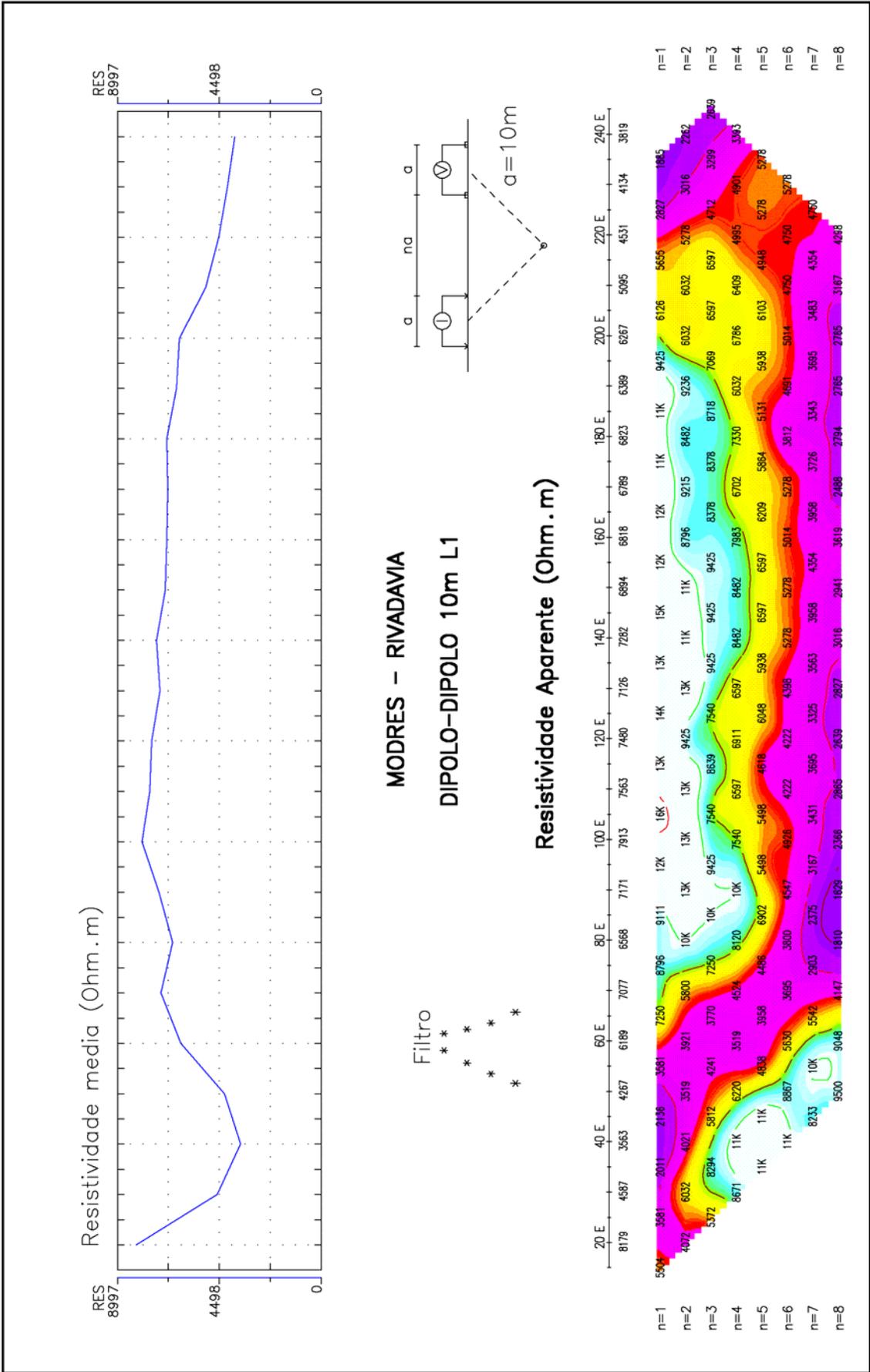


Figura 23 – Pseudo-seção de resistividade aparente da linha 01.

A segunda parte do processamento consistiu em efetuar a inversão dos dados de campo, resultando em uma interpretação quantitativa da seção geométrica.

Segundo Rigoti (1998) a inversão de dados elétricos pode ser descrita como a mudança iterativa de parâmetros do modelo até que se obtenha o melhor ajuste entre os dados calculados a partir do modelo e os dados observados. Por outro lado, o melhor ajuste é limitado ao erro contido nos dados (Rigoti & Crossley, 1987), que em medidas de resistividade como as efetuadas no presente estudo fica, em média, em torno de 5%.

O procedimento de inversão dos dados foi realizado com um programa de computador (Res2Dinv), resultando num modelo bidimensional (2D) da subsuperfície a partir da geração de blocos e suas respectivas resistividades, de forma que os valores de resistividade aparente fiquem em conformidade com os valores medidos em campo.

O programa automaticamente divide a subsuperfície em blocos, aplicando em seguida uma inversão, baseada em mínimos quadrados, para atribuir o valor de resistividade verdadeiro para cada bloco.

O tamanho e a distribuição dos blocos retangulares usados pelo modelo de inversão, foram determinados com um algoritmo parcialmente baseado nas posições dos pontos amostrados. A profundidade até a camada inferior do modelo é ajustada para ser equivalente à maior profundidade de investigação, e para que o número de blocos não exceda o número de pontos de medidas. Em geral, isto produz um modelo onde as espessuras das camadas aumentam com a profundidade e com a espessura dos blocos nas camadas mais profundas.

A Figura 24 é um exemplo da disposição das camadas e blocos que constituem o modelo bidimensional da linha 04. Esta figura lista parâmetros do modelo de resistividade utilizados, com determinação de valores de blocos cujos centros coincidem com os pontos amostrados no campo.

Deve ser notado que os pontos do espaçamento de 40 metros chegam até maior profundidade, além de embrear parte da seção amostrada com os espaçamentos de 05, 10 e 20 metros. Como a resolução diminui com a profundidade, o modelo utilizado para a distribuição da resistividade tem espessuras das camadas do modelo que aumentam com a profundidade.

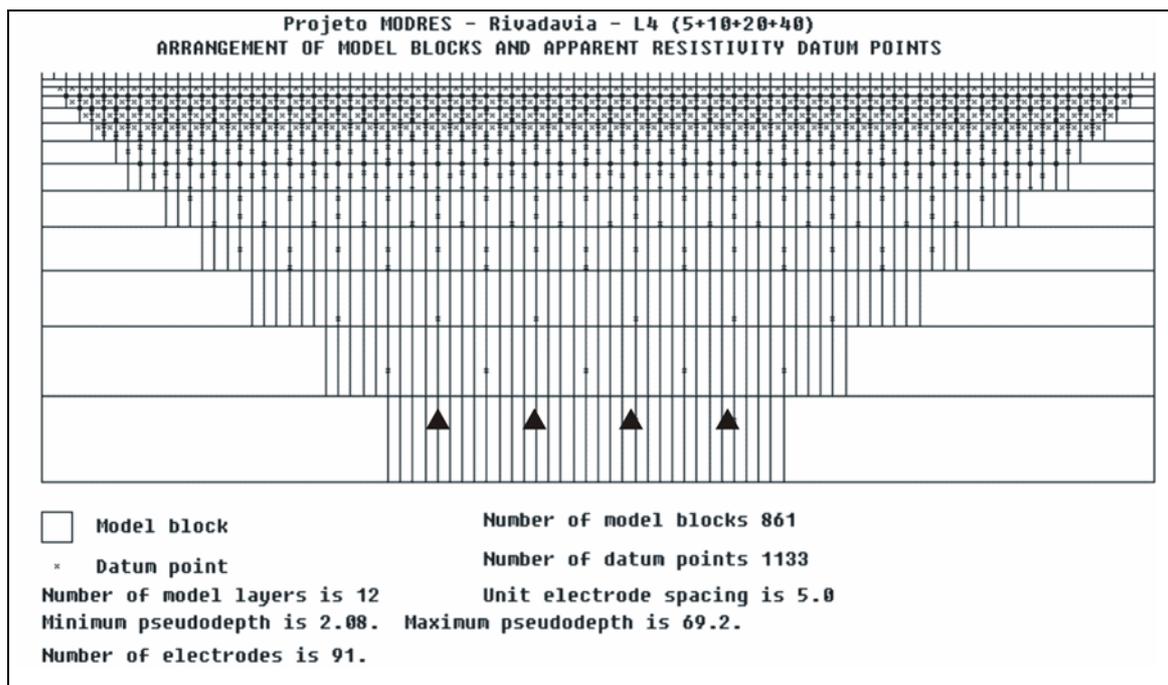


Figura 24 – Divisão da subsuperfície em blocos retangulares para interpretar dados de um imageamento bidimensional. Exemplo da linha 04, com espaçamento de 05, 10, 20 e 40 metros. O triângulo preto indica o espaçamento de 40 metros de maior profundidade.

O processo de inversão consistiu de experimentação dos parâmetros que controlam a convergência para o modelo final. Tem-se a opção de resolver o problema direto no processo de inversão com a técnica de elementos finitos ou com a técnica de diferenças finitas. Como os dados continham informação topográfica foi utilizado o método de elementos finitos. O processo de inversão permite ainda escolher métodos que influem sobre a convergência e sobre o tipo de modelo a ser obtido. Neste sentido, o método de Marquardt permite que, com a escolha adequada do fator de Marquardt se tenha a convergência assegurada, enquanto que o método Occam, (ou *smoothness-constrained*) representa uma imposição sobre o modelo, de forma que a resistividade varie suavemente no mesmo.

Ao término do processo foram obtidos modelos de resistividade de cada linha levantada. A faixa de profundidade investigada segundo os resultados da inversão atingiu cerca de 30 metros para as linhas 01, 02 e 03 e cerca de 70 metros para a linha 04.

A qualidade do resultado da inversão é dada pelo parâmetro erro médio, que indica quanto à pseudo-seção observada é reproduzida pelo modelo de distribuição “real” de resistividade. De maneira geral o ajuste foi muito bom, ressaltando que

apenas na linha 03 o erro de ajuste foi da ordem de 20%, entretanto ainda neste caso observa-se a semelhança entre a seção calculada e a observada.

A Figura 25 apresenta um exemplo de modelo obtido através da inversão (C), que produz a pseudo-seção de resistividade aparente (B) que se ajusta da melhor forma possível à pseudo-seção observada (A) da linha 02.

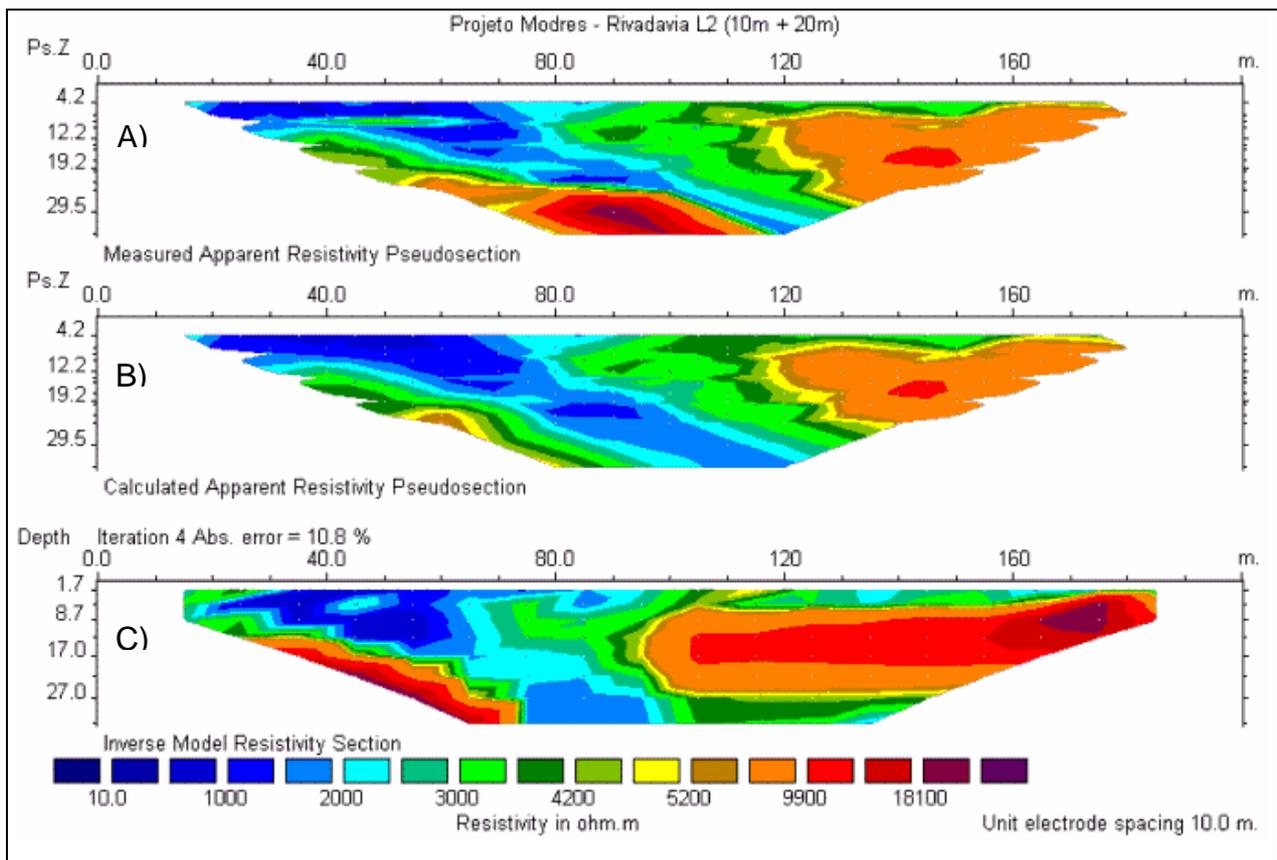


Figura 25 – Resultado da inversão para a linha 02.

A Figura 26 apresenta para a linha 02, o modelo de resistividade associado à topografia. Como pode ser observado o relevo superficial apresenta uma inclinação suave, como demonstrado no modelo digital de elevação (vide Figuras 11 e 12). A profundidade atingida é de cerca de 30 metros.

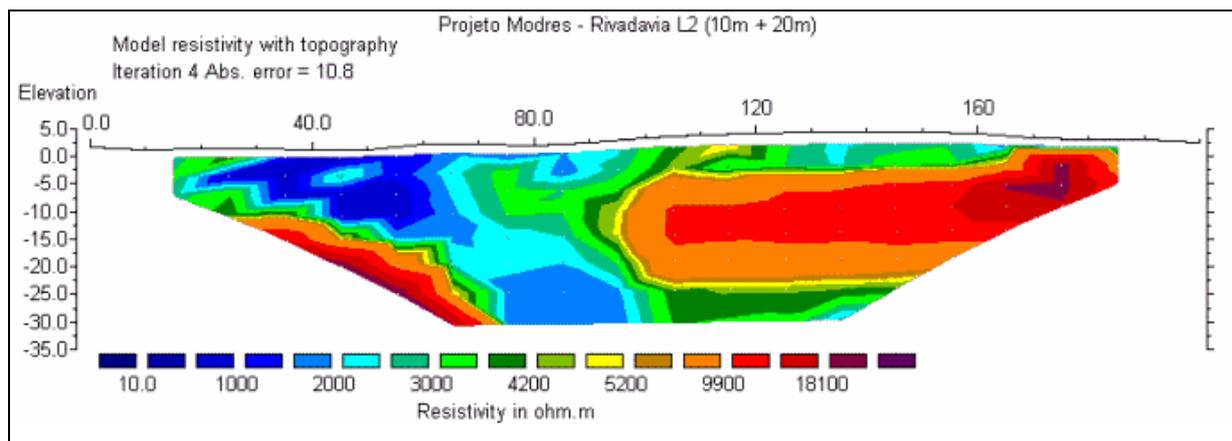


Figura 26 - Modelo de resistividade com topografia referente à linha 02.

6.1.2 Segunda fase de levantamentos

O procedimento de inversão desta fase foi realizado com o programa de computador *Earthmager 2DTM*, uma versão mais nova do Res2Dinv. Através do programa é obtido um modelo bidimensional (2D) da subsuperfície a partir da geração de blocos e suas respectivas resistividades. Ao término deste processo foram obtidos modelos de resistividade, sendo a faixa de profundidade investigada aproximadamente 55 metros.

A Figura 27 apresenta as atividades desenvolvidas durante a fase de processamento dos dados geoeletricos, envolvendo as duas fases de levantamentos.

6.2 DADOS DE MAGNETOMETRIA

Os dados obtidos nos levantamentos de magnetometria passaram por duas fases de processamento. A primeira envolveu as correções necessárias para eliminar as variações não geológicas, como variação diurna. A segunda fase envolveu vários exercícios de filtragem para eliminar efeitos indesejáveis, na tentativa de um melhor reconhecimento das feições magnéticas de interesse.

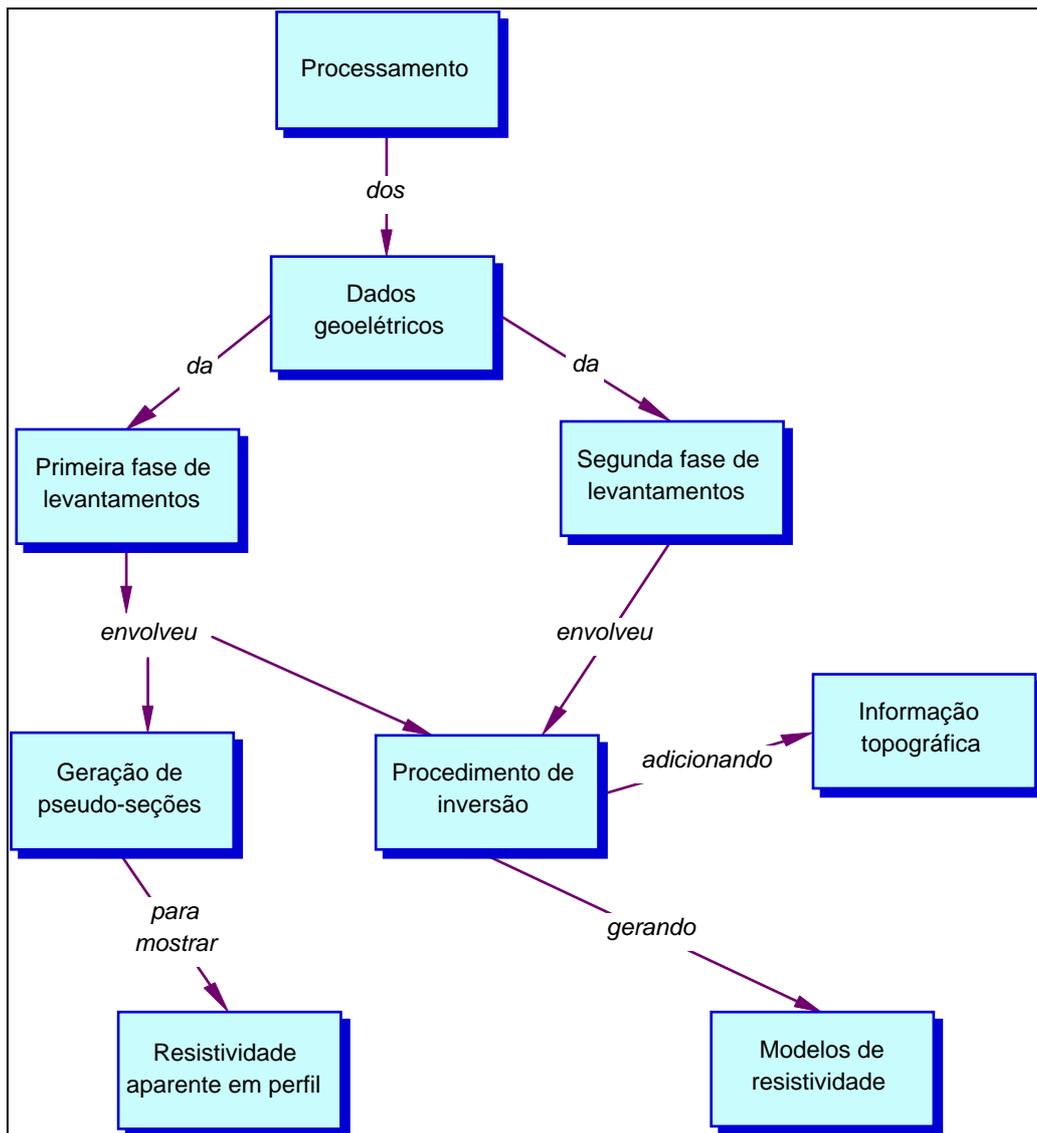


Figura 27 – Procedimentos realizados na fase de processamento dos dados geoeletricos.

6.2.1 Correçao da variaçao diurna

Para a correçao da variaçao diurna utilizou-se durante a aquisiçao dos dados dois magnetometros, um registrou o campo magnetico na estaçao base, enquanto o outro mediu o campo magnetico nas diversas estaçoes, conforme apresentado anteriormente no capitulo 05.

Para a efetiva correçao da variaçao diurna utilizou-se um programa que realiza uma interpolaçao linear entre dois pontos. Para isto o programa lê o arquivo contendo as leituras da estaçao base e, para cada ponto de leitura do levantamento, procura o intervalo de tempo correspondente no arquivo da estaçao base e faz a

correção devida. A Figura 28 mostra as etapas envolvidas nesta fase, apresentando maiores detalhes sobre o processamento dos dados magnéticos.

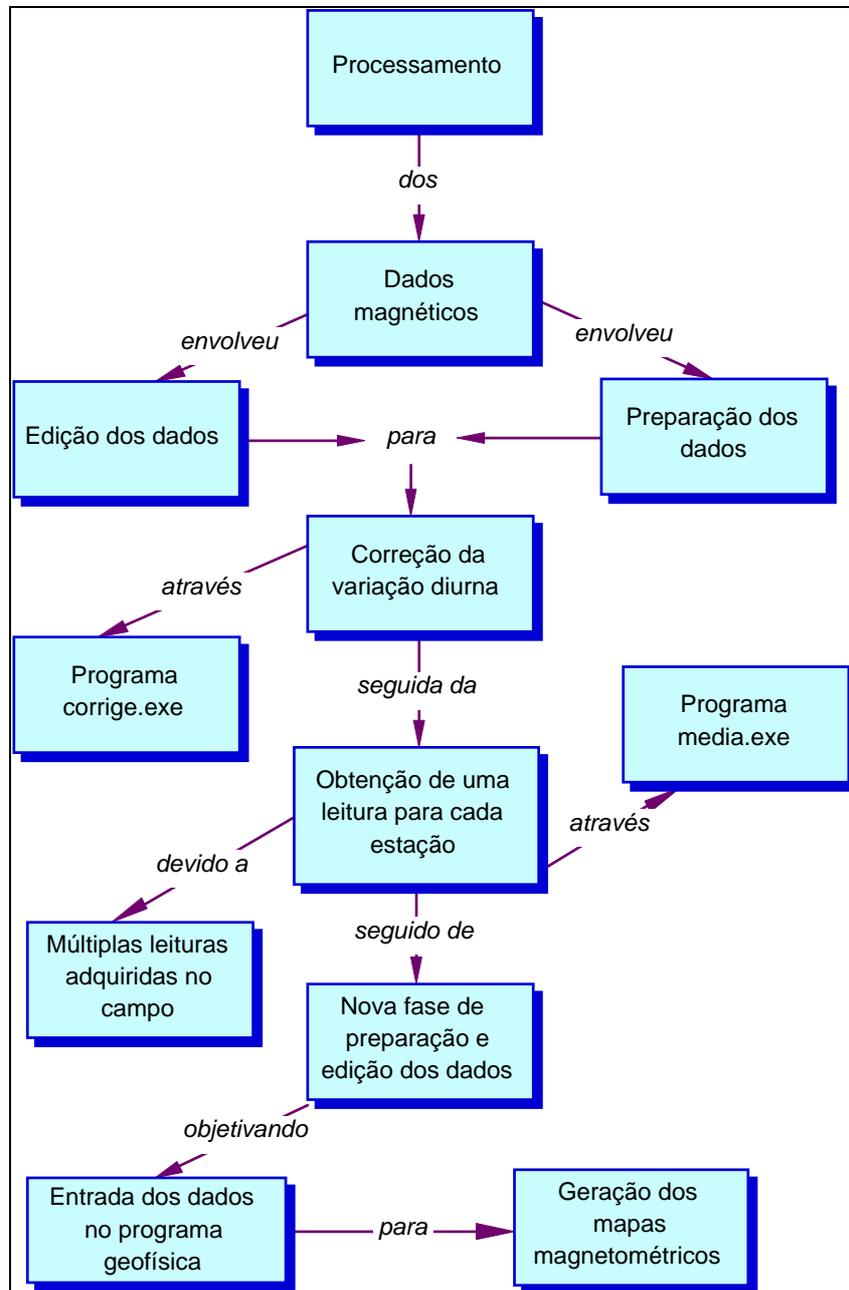


Figura 28 – Processamento dos dados magnéticos.

6.2.2 Filtragem dos dados magnéticos

O objetivo de se aplicar uma filtragem nos dados é separar o sinal produzido pelas fontes de interesse do levantamento, daquele produzido pelas fontes indesejáveis (ruído).

Esta fase compreendeu a leitura dos dados magnéticos no pacote de processamento Geosoft Oasis montaj™. O passo inicial foi à realização de uma estatística básica dos dados. A Tabela 05 apresenta para os dados da primeira fase de levantamentos, os valores mínimos e máximos, assim como sua média e desvio padrão. A análise destes dados permitiu concluir que os mesmos apresentam uma distribuição normal bem comportada.

Tabela 05 – Estatística dos dados magnetométricos da primeira fase de levantamentos.

mín: 22817.68	máx: 22832.16
média: 22824.8	desvio padrão: 2.426156

A Tabela 06 apresenta a estatística dos dados adquiridos na segunda fase de levantamentos, mostrando os valores máximos e mínimos do campo magnético, assim como sua média e desvio padrão.

Tabela 06 – Estatística dos dados magnetométricos da segunda fase de levantamentos.

mín: 22810.1	máx: 22829.1
média: 22816.977	desvio padrão: 3.04049

Na seqüência de processamento foi gerada uma malha do campo magnético total. A partir desta malha foram gerados os mapas do campo total. Vários outros processos numéricos foram utilizados, dentre os quais salienta-se o cálculo das primeiras derivadas dx , dy e dz e do sinal analítico.

As derivadas dx e dy são calculadas por diferenças finitas sobre a malha e a dz é calculada a partir destas. Representam gradientes direcionais e salientam as fontes rasas ou variações de pequeno comprimento de onda (maior freqüência). Já o sinal analítico é a raiz quadrada da soma dos quadrados destas derivadas e independentemente da geometria do campo indutor e do corpo magnetizado, indica a posição deste último.

7. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Este capítulo envolve uma discussão dos resultados obtidos, assim como a apresentação de uma interpretação dos dados. Os resultados elétricos são apresentados na forma de modelos de resistividade, com o objetivo de associar as respostas geoeletricas com feições estratigráficas e estruturais. Os resultados magnéticos são apresentados na forma de mapas, com objetivo de revelar ou indicar feições geológicas ou estruturais.

7.1 ELETORRESISTIVIDADE

7.1.1 Modelagem 2D

Ao término da fase de processamento foram obtidos modelos bidimensionais de resistividade de todas as linhas levantadas.

Com o objetivo de comparar os modelos gerados na primeira e segunda fase de levantamentos, foi realizado o procedimento de entrada dos dados no programa *EarthImager 2DTM*, utilizando a mesma escala de cor para a efetiva comparação. Para a definição de uma escala de cor única foi realizada uma análise estatística descritiva dos dados.

A Figura 29 apresenta o histograma dos valores de resistividade, que representa a distribuição de frequência dos dados. Ressalta-se a predominância de valores entre 1500 a 7500 ohm.m e o padrão assimétrico do histograma.

Com base na análise do conjunto dos dados através de seus parâmetros estatísticos univariados, foram estabelecidos dezesseis classes de cores, aplicada a todos os modelos de resistividade gerados neste trabalho.

A seguir são apresentados os modelos de resistividade relacionados à primeira fase de levantamentos e realizadas considerações a respeito dos mesmos. Inicialmente foi realizada uma classificação, através da análise das feições geoeletricas e classificado os modelos em duas classes principais: uma classe relacionada a valores acima de 4000 Ohm.m (em cinza) e outra classe com valores abaixo deste limite (em amarelo).

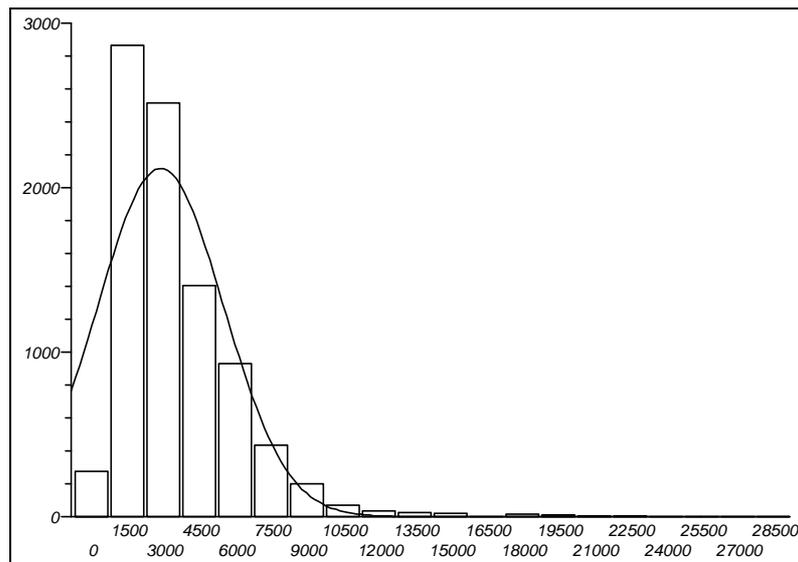


Figura 29 – Histograma dos valores de resistividade.

O modelo de resistividade da linha 01 (Figura 30), mostra uma camada bem resistente, limitada por uma zona irregular menos resistente a cerca de 20 metros de profundidade. Ressalta-se que os valores apresentados de resistividade podem ser considerados extremamente altos para a situação geológica descrita para a área (Campos *et al.*, 2003).

De acordo com Rostirolla *et al.* (2001), a porção superior da área corresponde à subunidade lcm4, composta essencialmente por arenitos. Conforme observado na Tabela 01, o valor típico de resistividade para esta litologia é caracteristicamente mais baixo do que o valor observado no modelo de resistividade. Esta situação pode ser relacionada ao grau de compactação, cimentação por sílica e/ou preenchimento por óxidos de ferro destes intervalos arenosos, como Bocardi *et al.* (em preparação) relataram.

A Figura 31 apresenta o modelo de resistividade da linha 02, onde se nota a presença de um domínio, localizado a SE, com valores extremamente elevados de resistividade, limitado por uma zona menos resistente que se estende em subsuperfície. Estas feições podem ser correlacionadas a variações laterais nas camadas, representadas por taxas de porosidade. Neste sentido o domínio NW possui uma taxa de porosidade maior do que o domínio SE. Essa variação deve-se ao elevado grau de heterogeneidade e/ou anisotropia estrutural, deposicional e diagenética observada nos intervalos arenosos (Rostirolla *et al.* 2001; Trzaskos-Lipksi *et al.* 2003; Vesely *et al.* 2003; Bocardi *et al.* 2003).

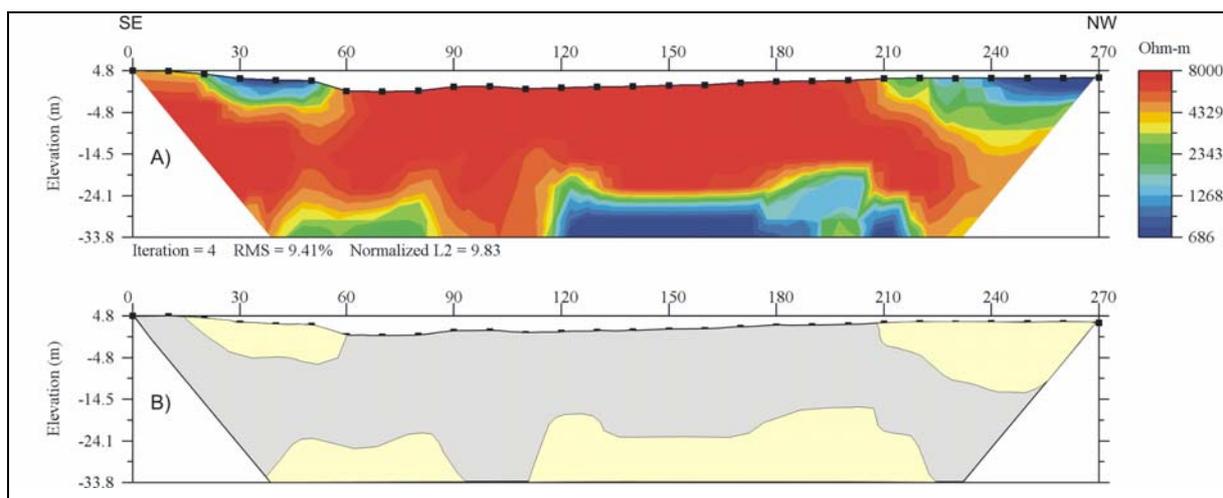


Figura 30 – Modelo de resistividade referente à linha 01 (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).

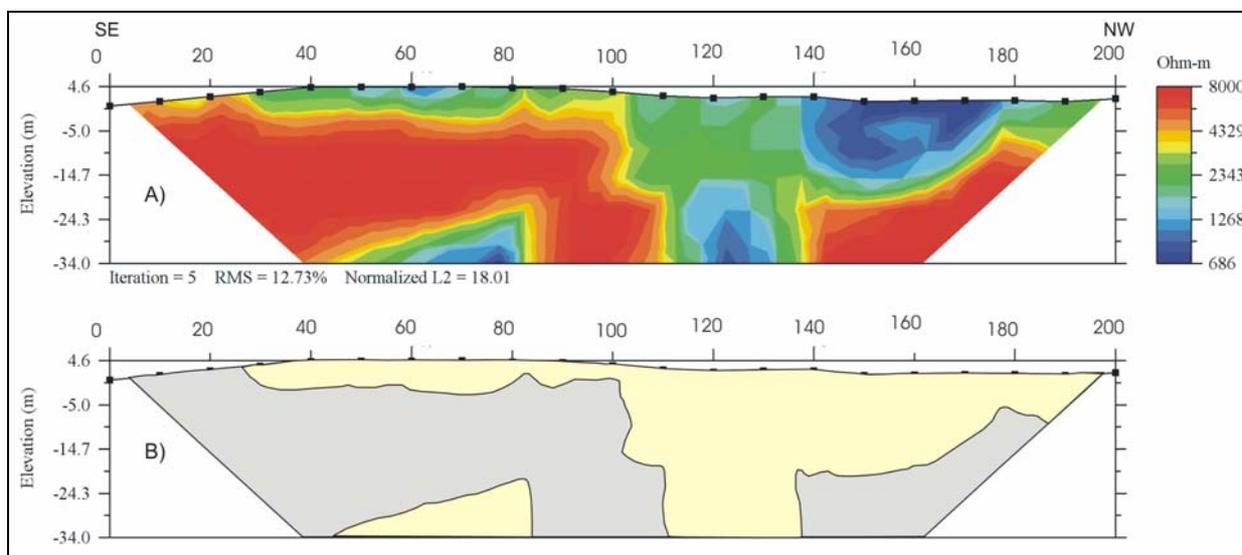


Figura 31 – Modelo de resistividade referente à linha 02 (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).

O modelo de resistividade da linha 03, apresentado na Figura 32, mostra uma porção menos resistente, iniciando na porção SE e se estendendo até o final da seção. Na profundidade de aproximadamente 16 metros, observa-se uma zona mais resistente, que se estende em direção NW.

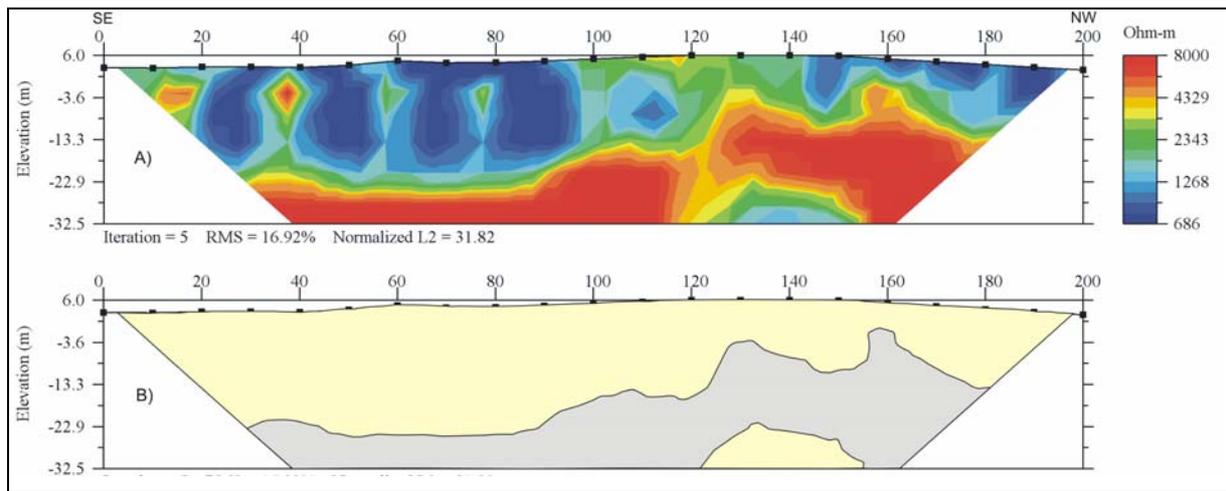


Figura 32 – Modelo de resistividade referente à linha 03 (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).

A Figura 33 apresenta o modelo de resistividade da linha 04. Nesta figura observa-se uma camada bem resistente, limitada no topo e na base por porções menos resistentes. A porção superficial menos resistente pode ser relacionada à percolação superficial de água, numa camada mais aerada e mais porosa. A porção menos resistente inferior pode ser relacionada à presença de material mais pelítico.

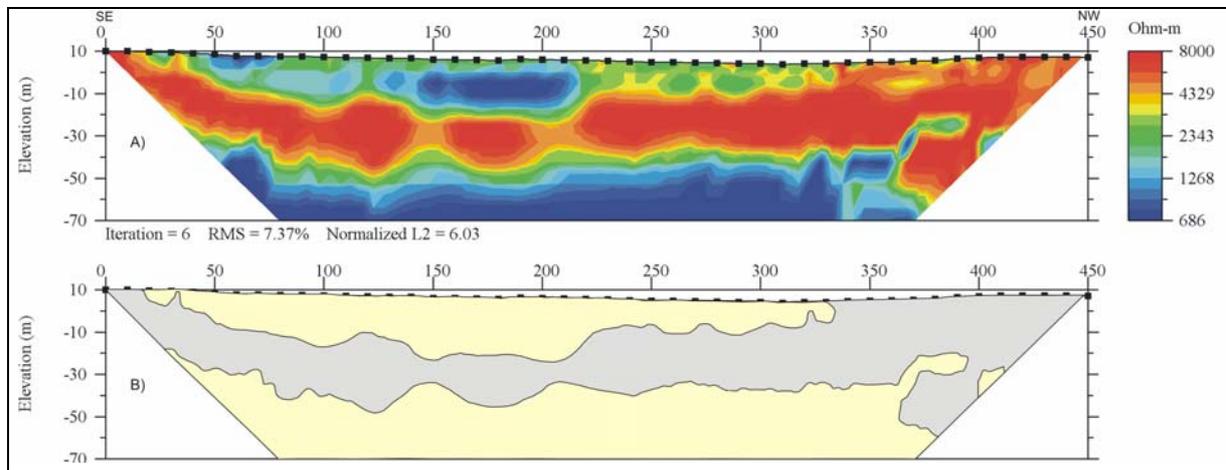


Figura 33 – Modelo de resistividade referente à linha 04 (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).

A Figura 34 apresenta a correlação espacial entre as linhas da primeira fase de levantamentos e os seus respectivos modelos de resistividade. Também mostra o posicionamento das linhas em relação à escarpa (B). Notadamente percebe-se os valores extremamente altos de resistividade (milhares de Ohm.m) distribuídos uniformemente em todos os modelos. Com base nestes valores elevados de

resistividade é possível estimar que a permeabilidade da área é muito baixa, assim como a porosidade, dentro do intervalo 1% a 12% (Bocardi *et al.*, em preparação).

É importante ressaltar que as fraturas apresentam-se cimentadas por óxidos de ferro e/ou sílica e que esta situação reflete-se nos valores de resistividade observados (Campos *et al.*, 2003). Em alguns casos, como na linha 04, percebe-se que não ocorre uma alteração significativa na resistividade, apenas uma ligeira variação, não saindo da faixa de valores com alta resistividade. Desta forma pode-se identificar as zonas fraturadas pela análise de deslocamentos ou interferências nos valores de resistividade. Em contrapartida, na linha 03 é possível avaliar a influência das fraturas em porções mais superficiais, que podem estar mais abertas, permitindo desta forma a percolação por água e repercutindo em valores mais baixos de resistividade, embora ainda dentro de uma faixa considera alta para este caso.

Com a intenção de correlacionar as respostas geoeletricas a feições geológicas e estruturais existentes na área de estudo, foi realizado um procedimento de sobrepor as fraturas mapeadas em fotografias aéreas e em trabalhos de campo.

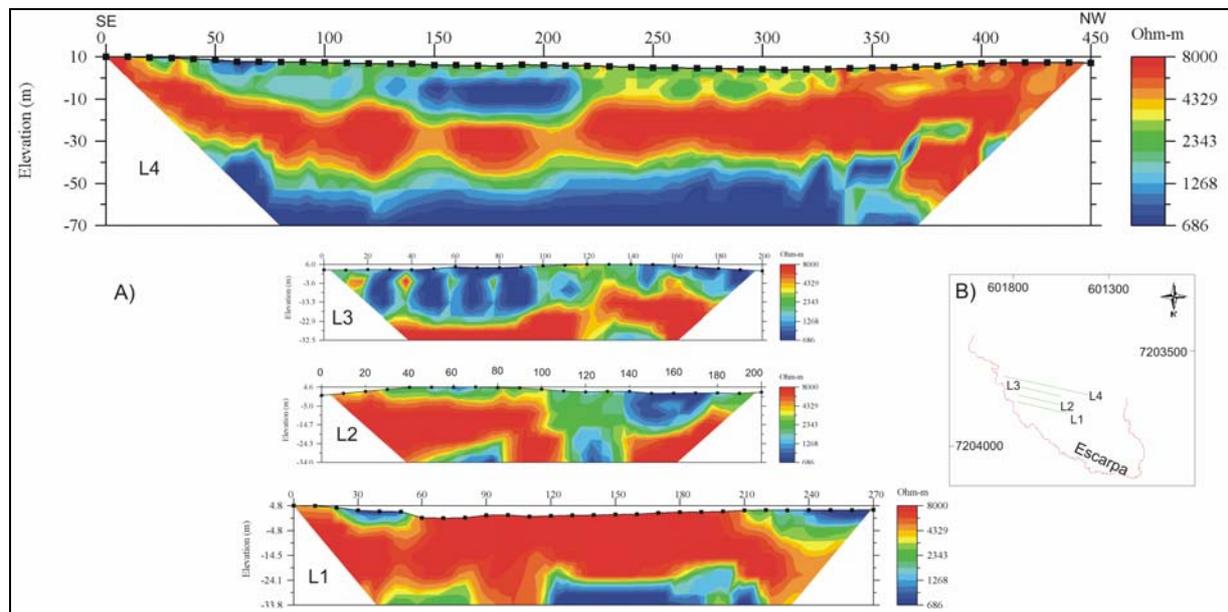


Figura 34 – Correlação espacial entre as linhas e seus respectivos modelos de resistividade (A). No lado direito encontra-se o posicionamento das linhas com relação à escarpa (B).

Da mesma forma foi realizada uma correlação entre a resistividade e as litologias descritas em trabalhos anteriores, principalmente no trabalho de Rostirolla *et al.* (2001).

A Figura 35 apresenta a correlação entre o modelo de resistividade da linha 01 e informações geológicas. A profundidade máxima atingida foi cerca de 29 metros, sendo possível discriminar a subunidade lcm4 (arenitos) e subunidade lcm3 (arenitos e folhelhos) como uma porção com altos valores de resistividade talvez devido à baixa percolação de água nesta área. A subunidade lcm2 pode ser associada à porção menos resistente em profundidade.

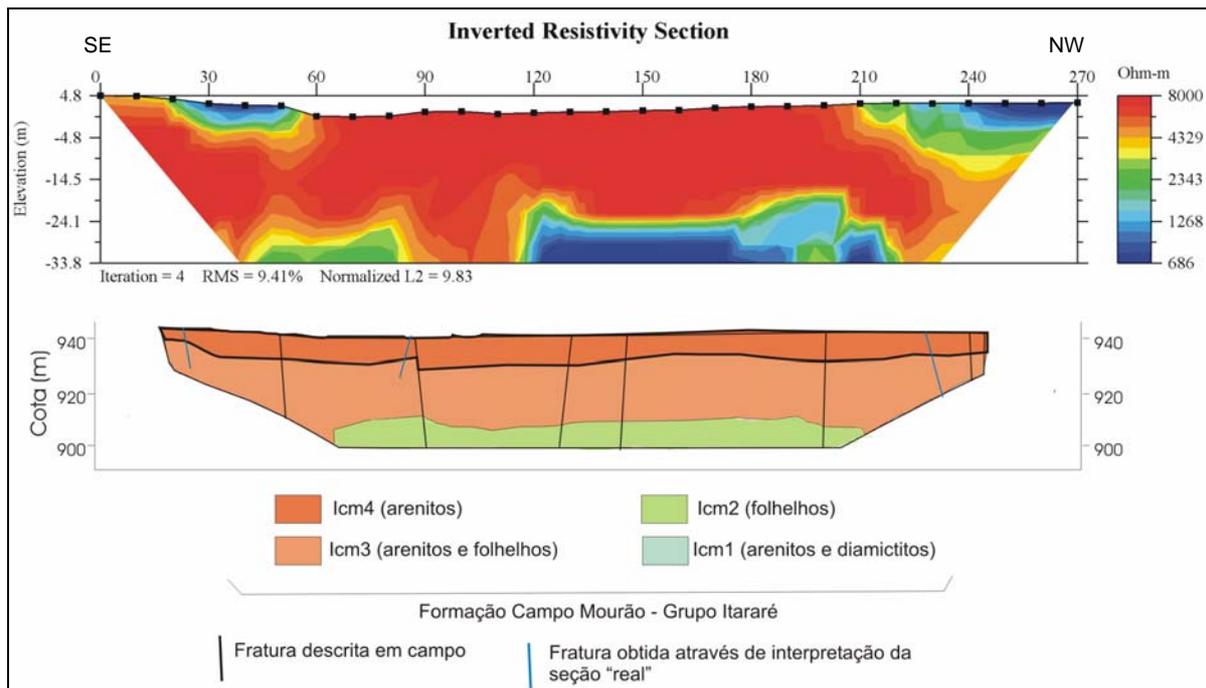


Figura 35 - Correlação entre a resposta geolétrica do modelo de resistividade da linha 01 e informações geológicas e estruturais da área estudada.

A Figura 36 apresenta a correlação entre o modelo geolétrico e informações geológicas e estruturais para a linha 02. Nesta figura a profundidade máxima atingida foi cerca de 29 metros. Na porção mais superficial é possível discriminar a subunidade lcm4, composta por arenitos e associada a uma camada de resistividade com valores próximos a 2000 Ohm.m. Uma zona menos resistente entre as estacas 140 a 180 pode ser associada a percolação de água por entre fraturas descritas em campo. A subunidade lcm3, composta por arenitos e folhelhos, é relacionada a porção muito resistente, acima de 8000 Ohm.m. A subunidade lcm2, composta por folhelhos encontra-se localizada na porção mais inferior do modelo e limitada provavelmente por fraturas descritas em campo e sobrepostas ao modelo.

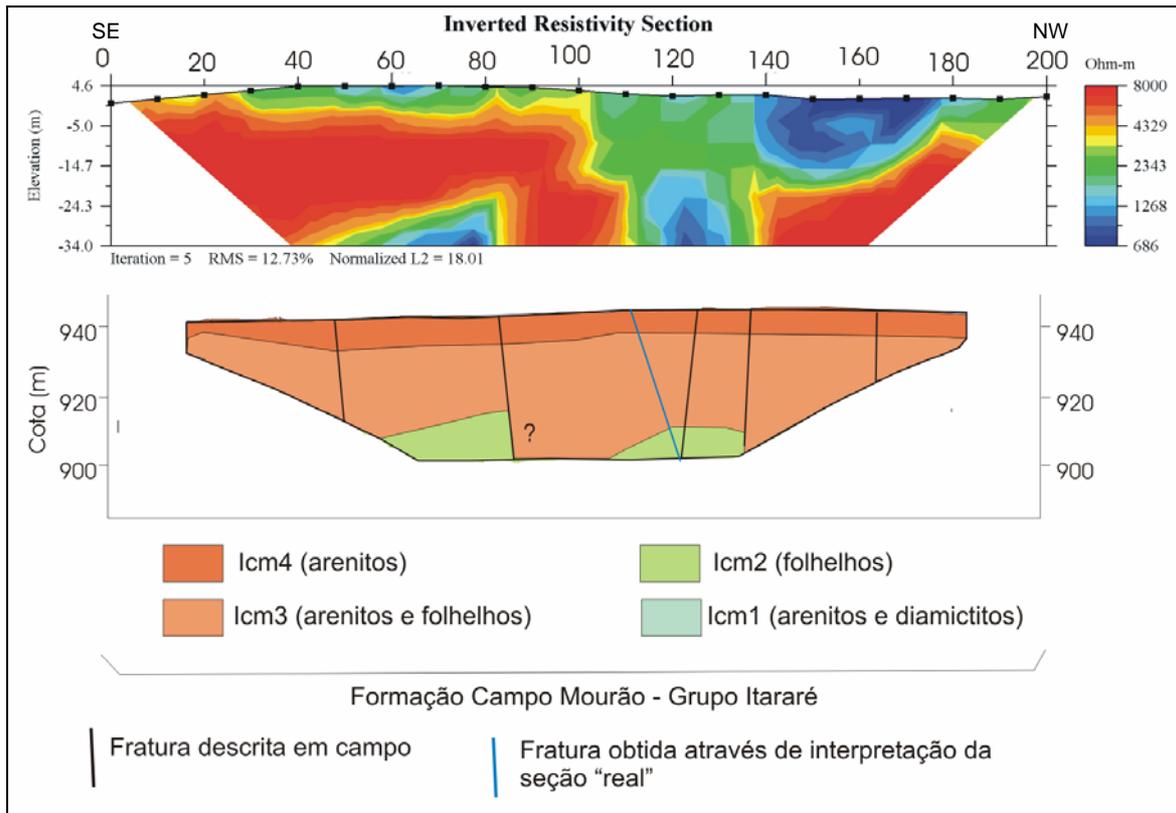


Figura 36 – Correlação entre a resposta geolétrica do modelo de resistividade da linha 02 e informações geológicas e estruturais da área estudada.

A Figura 37 apresenta a correlação entre o modelo geolétrico e informações geológicas. A linha 03 atinge a profundidade máxima de 26,5 metros, permitindo discriminar a subunidade superior denominada lcm4, composta por arenitos. Os valores de resistividade abaixo de 1000 Ohm.m podem ser explicados por ser uma camada mais aerada, com possível percolação, ainda que incipiente, de água superficial. A subunidade lcm3, representada por arenitos e folhelhos, apresenta elevados valores de resistividade que podem ser associados ao marcante processo de silicificação dos arenitos, o que causa condições dificultadas de passagem de corrente elétrica. A subunidade lcm2, representada por folhelhos, ocorre apenas no extremo direito do modelo e de forma subordinada.

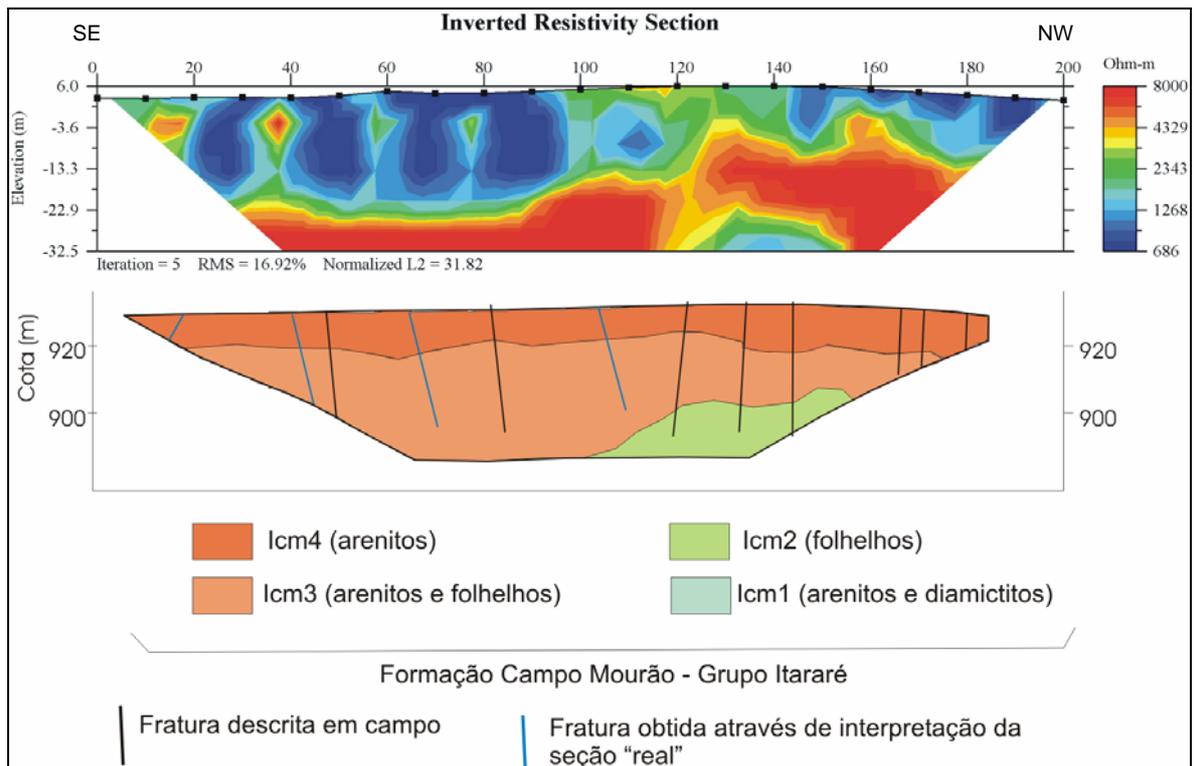


Figura 37 – Correlação entre a resposta geolétrica do modelo de resistividade da linha 03 e informações geológicas e estruturais da área estudada.

A Figura 38 apresenta a correlação entre o modelo geolétrico e informações geológicas para a linha 04. Esta figura mostra que o modelo gerado pela inversão permitiu discriminar o contato entre os arenitos da subunidade lcm4 com os folhelhos da subunidade lcm2, sendo este contato representado por uma zona menos resistente iniciando-se há cerca de 50 metros de profundidade, sobreposta a uma camada mais resistente, associada aos arenitos da lcm4.

Dados de testemunhos de sondagem obtidos por Kraft (em preparação) indicam a presença de diamictitos na profundidade de 46 metros, fator este que corrobora a associação entre a resposta elétrica e feições geológicas.

Outro aspecto a ressaltar na Figura 38 é a indicação de geometria irregular da subunidade lcm3. Da mesma forma observa-se um “deslocamento” de resistividade, representando uma geometria semelhante a um graben, próximo a estaca 200. Também é possível interpretar diversas fraturas em função da resposta geolétrica, ou seja, através de feições como deslocamentos e/ou descontinuidades de resistividade.

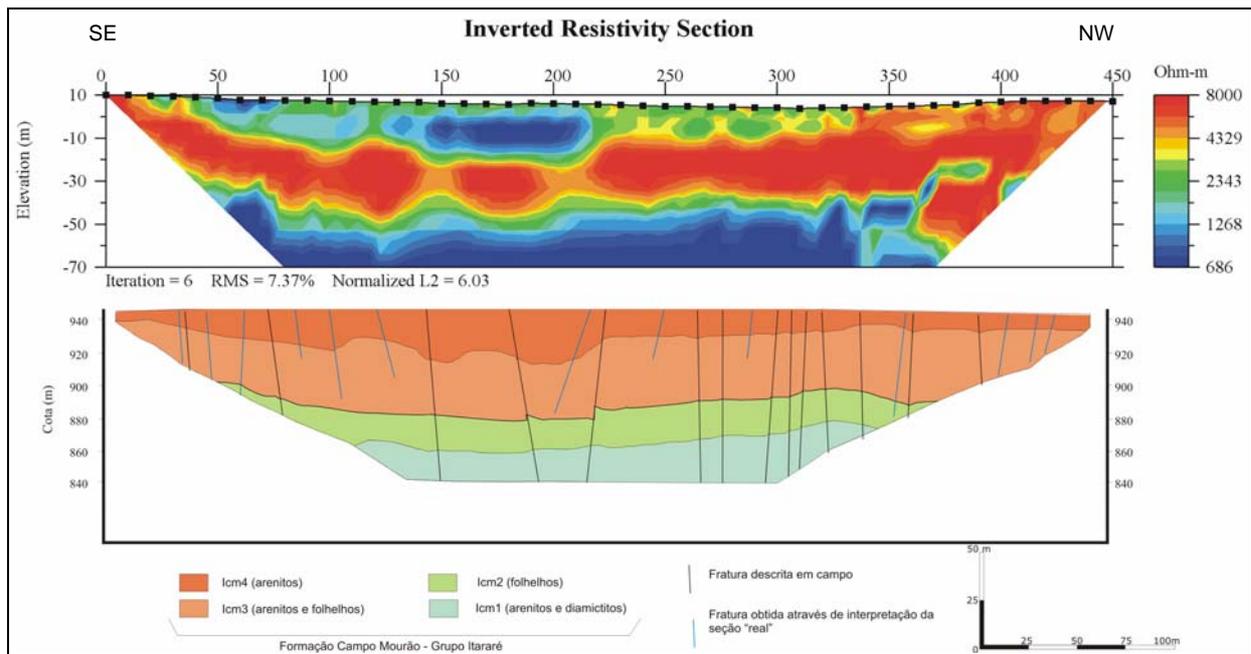


Figura 38 – Correlação entre a resposta geolétrica do modelo de resistividade da linha 04 e informações geológicas e estruturais da área estudada.

As Figuras 39 a 50 apresentam os modelos de resistividade relacionados à segunda fase de levantamentos. Nestas figuras também é mostrado a classificação em zonas de alta, acima de 4000 Ohm.m, e baixa resistividade (B).

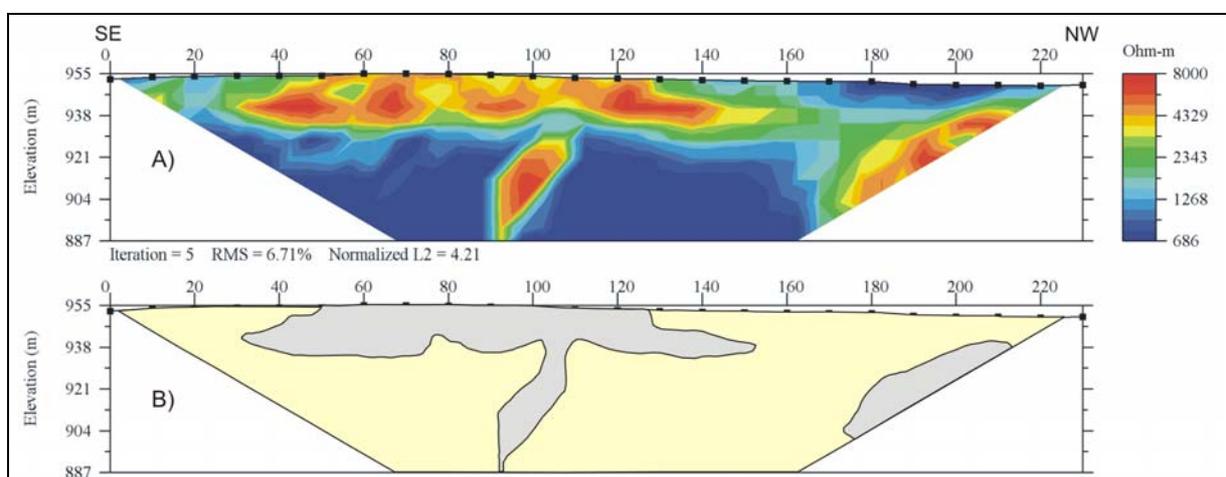


Figura 39 - Modelo de resistividade referente à linha 1a (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).

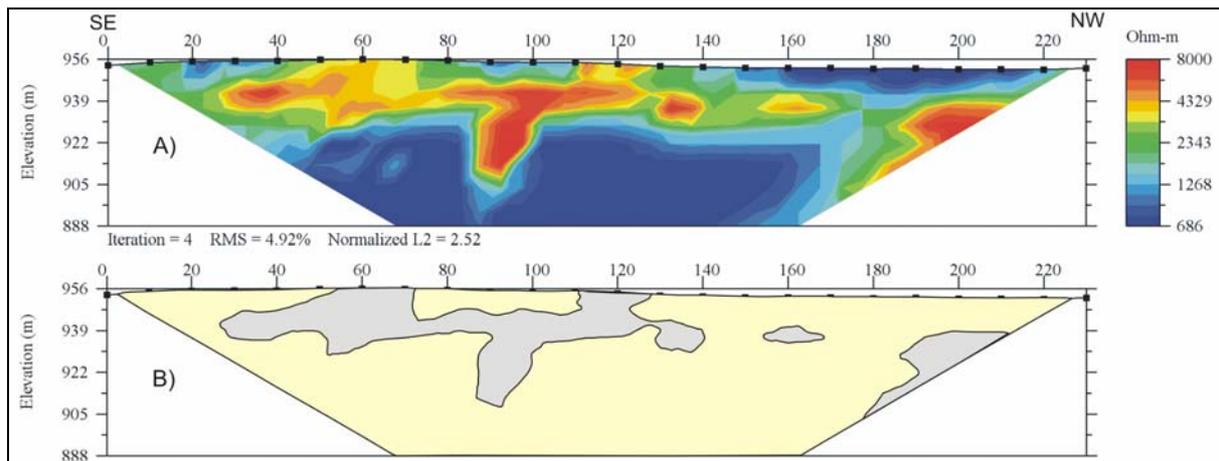


Figura 40 - Modelo de resistividade referente à linha 1b (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).

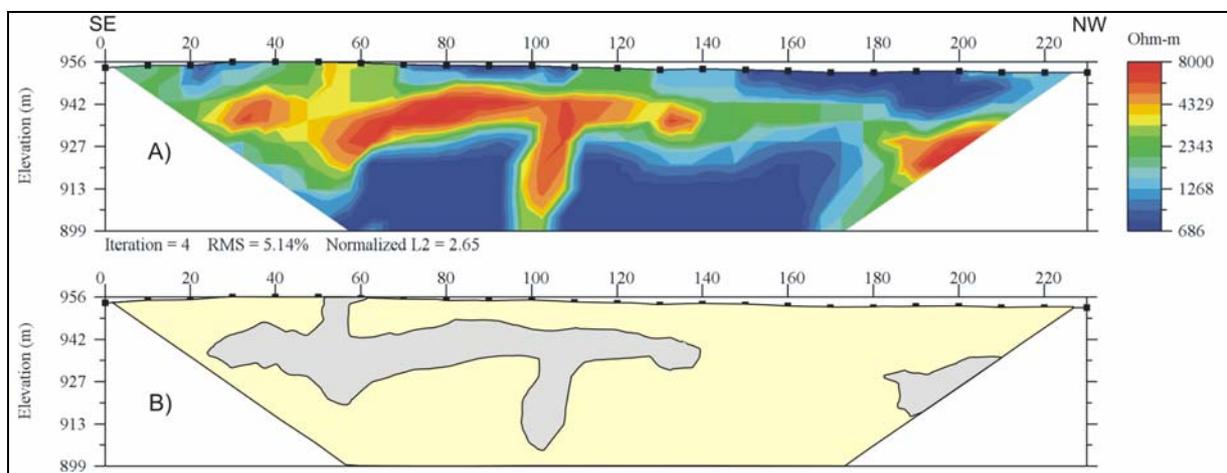


Figura 41 - Modelo de resistividade referente à linha 1c (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).

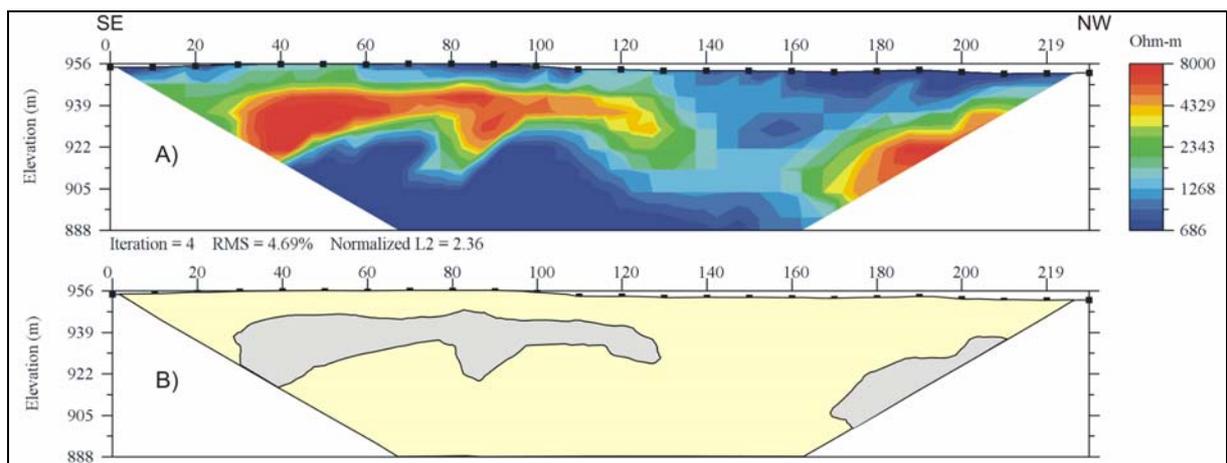


Figura 42 - Modelo de resistividade referente à linha 2 (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).

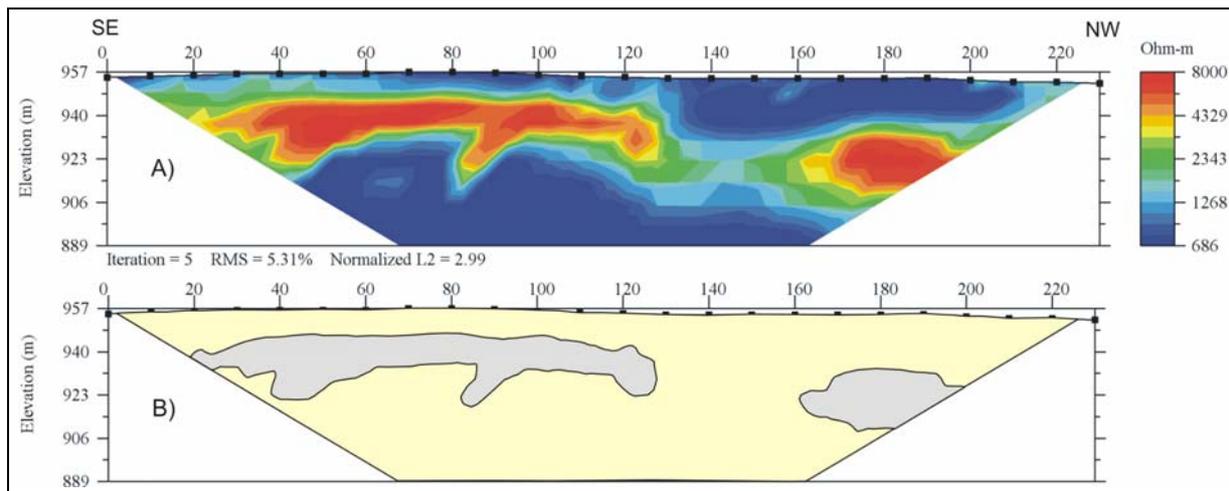


Figura 43 - Modelo de resistividade referente à linha 2a (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).

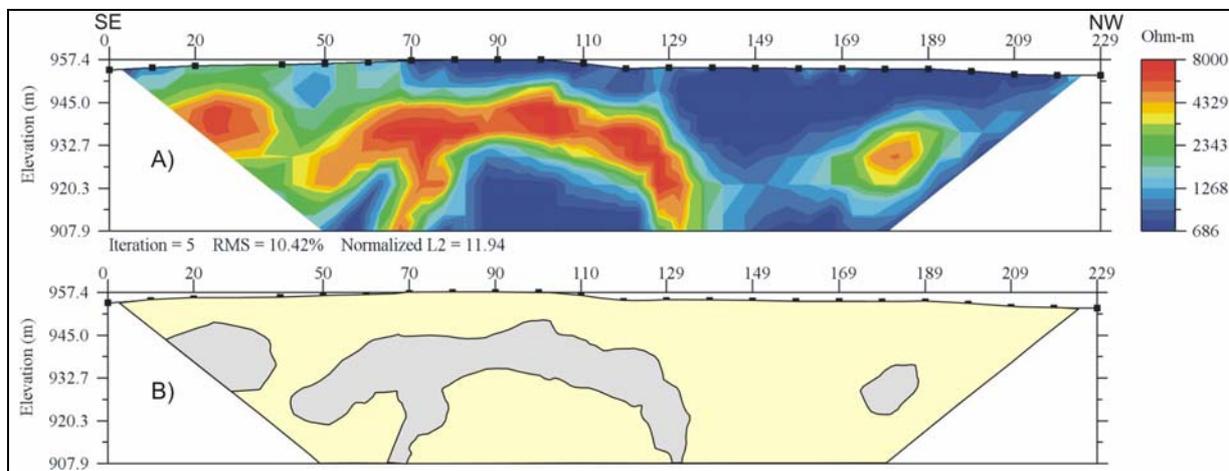


Figura 44 - Modelo de resistividade referente à linha 2b (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).

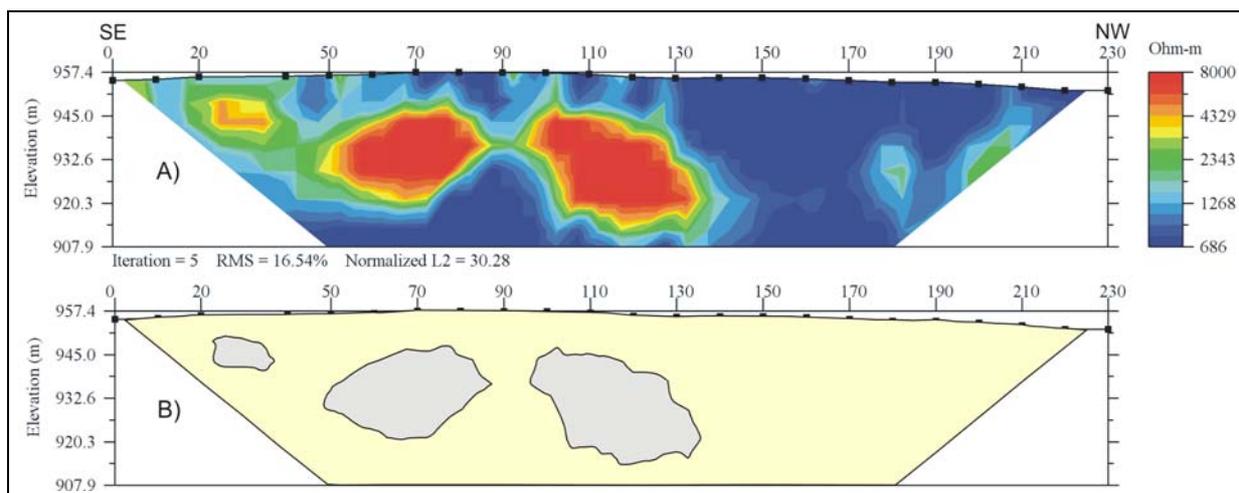


Figura 45 - Modelo de resistividade referente à linha 2c (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).

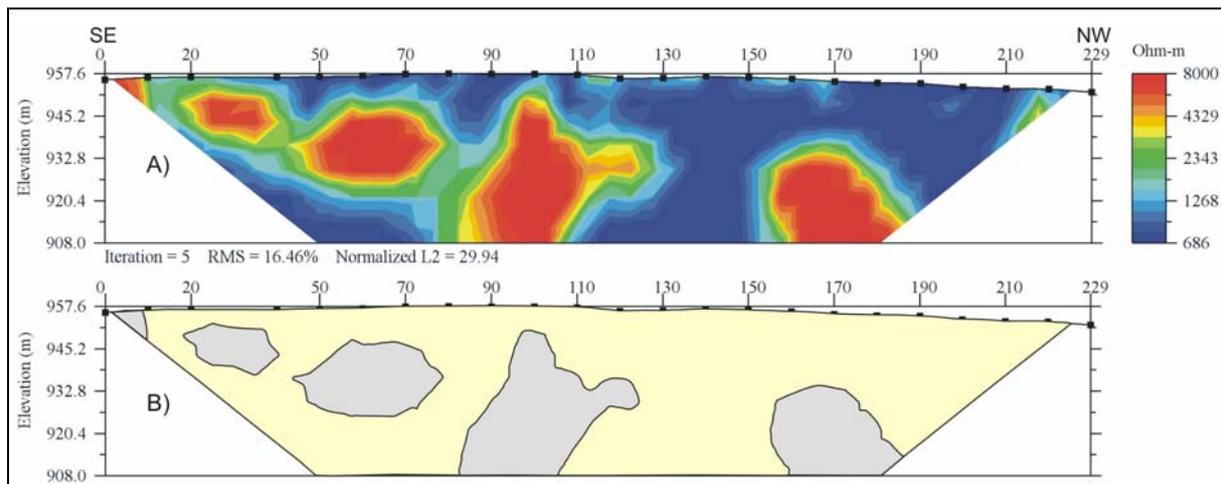


Figura 46 - Modelo de resistividade referente à linha 3 (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).

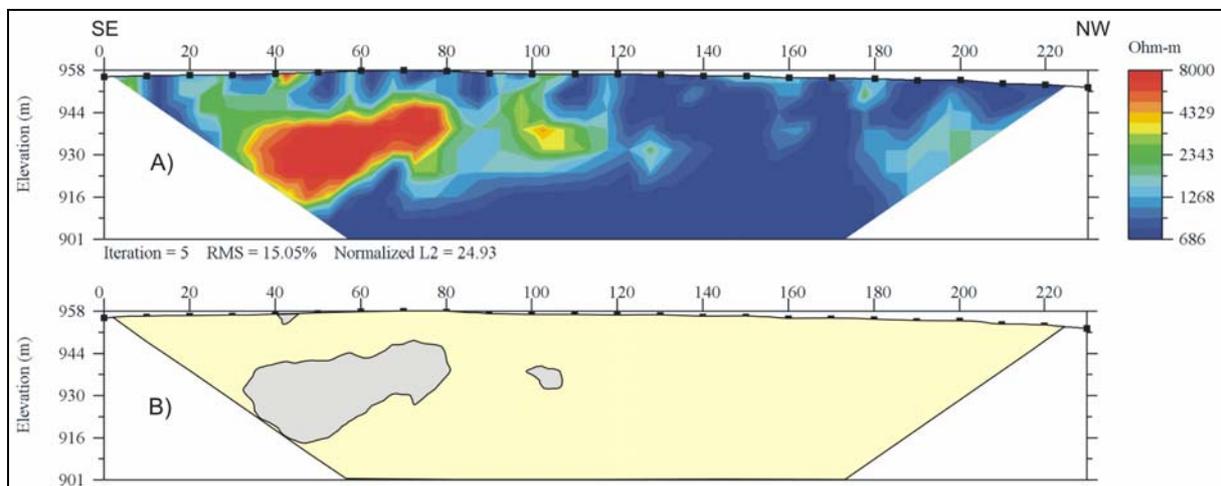


Figura 47 - Modelo de resistividade referente à linha 3a (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).

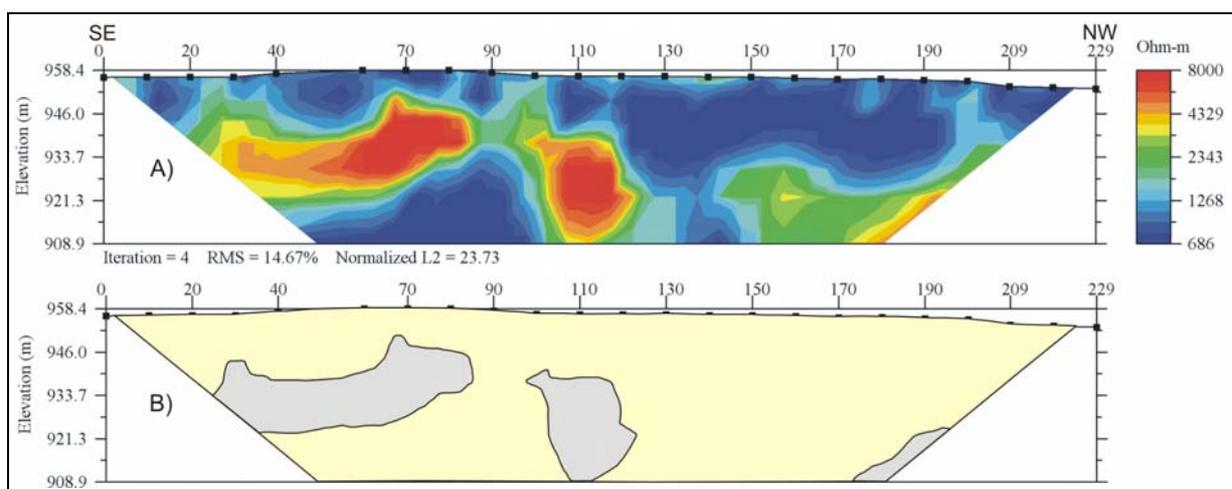


Figura 48 - Modelo de resistividade referente à linha 3b (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).

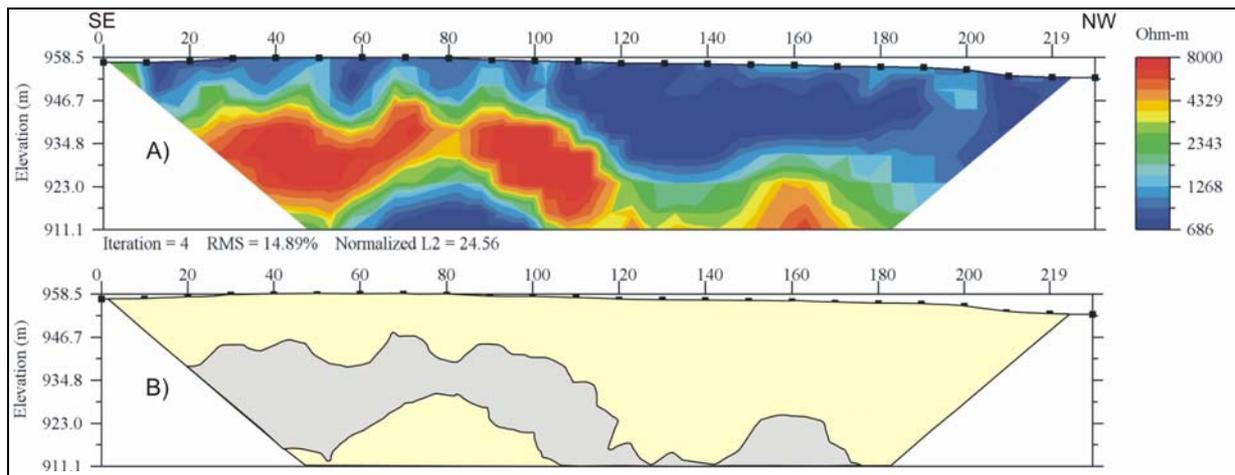


Figura 49 - Modelo de resistividade referente à linha 3c (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).

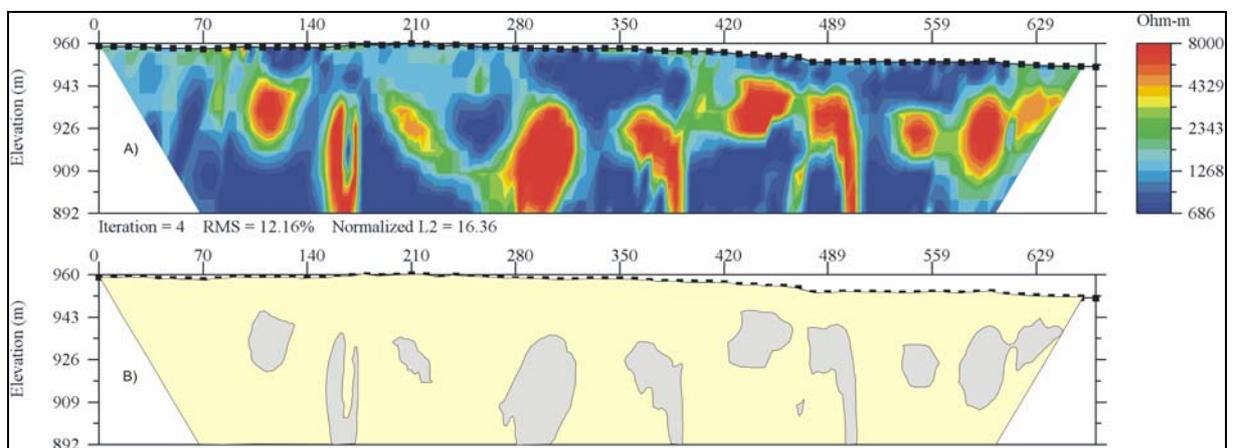


Figura 50 – Modelo de resistividade referente à linha LD3 (A), com a classificação (B) da zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela).

A Figura 51 mostra a classificação dos modelos de resistividade em duas classes principais: uma zona de alta resistividade (cor cinza), com valores acima de 4000 Ohm.m, e uma zona de baixa resistividade (cor amarela). Esta classificação foi utilizada para a interpretação das feições que foram associadas a fraturas. As fraturas em vermelho correspondem a feições relacionadas a zonas de alta resistividade, enquanto que as fraturas em azul foram traçadas analisando-se os baixos de resistividade no modelo.

Foi realizado o procedimento de transpor as fraturas interpretadas nos modelos para o mapa em planta, considerando-se que cada fratura no modelo corresponde a uma faixa em metros. A Figura 51 apresenta a localização das estruturas em planta, obtidas através deste procedimento. Observa-se que houve uma associação entre os valores de resistividade e algumas fraturas mapeadas. As fraturas que ocorrem próximo à escarpa, apresentam-se mais descontínuas e

caracteristicamente possuem elevados valores de resistividade, sendo representadas retângulos vermelhos. Segundo Trzaskos-Lipski *et al.* (em preparação), as estruturas rúpteis localizadas a leste do graben, apresentam como característica principal o fato de estarem fechadas e preenchidas por óxidos de ferro, com ocorrência de bandas de deformação e ressaltos no relevo. Estas características justificam os valores elevados de resistividade encontrados nestas fraturas.

Em contrapartida, algumas fraturas apresentam-se mais contínuas, possuem baixos valores de resistividade associados, sendo representadas por retângulos azuis. Estas fraturas, localizadas a oeste do graben, apresentam-se mais contínuas e abertas, conforme também relatado em Trzaskos-Lipski *et al.* (em preparação), facilitando desta forma a percolação de água, associada a uma porosidade mais alta.

A Figura 52 apresenta os modelos de resistividade onde é possível acompanhar a continuidade de algumas fraturas com resposta resistente (traços vermelhas) em determinados perfis elétricos (1a, 1b, 1c, 2, 2a e 2b), através de uma faixa de influência, representada por retângulos vermelhos.

Da mesma forma existe uma continuidade de algumas fraturas (traços azuis) associadas a baixos valores de resistividade em todos os perfis elétricos, visualizadas através de uma faixa de influência representada por retângulos azuis (Figura 52).

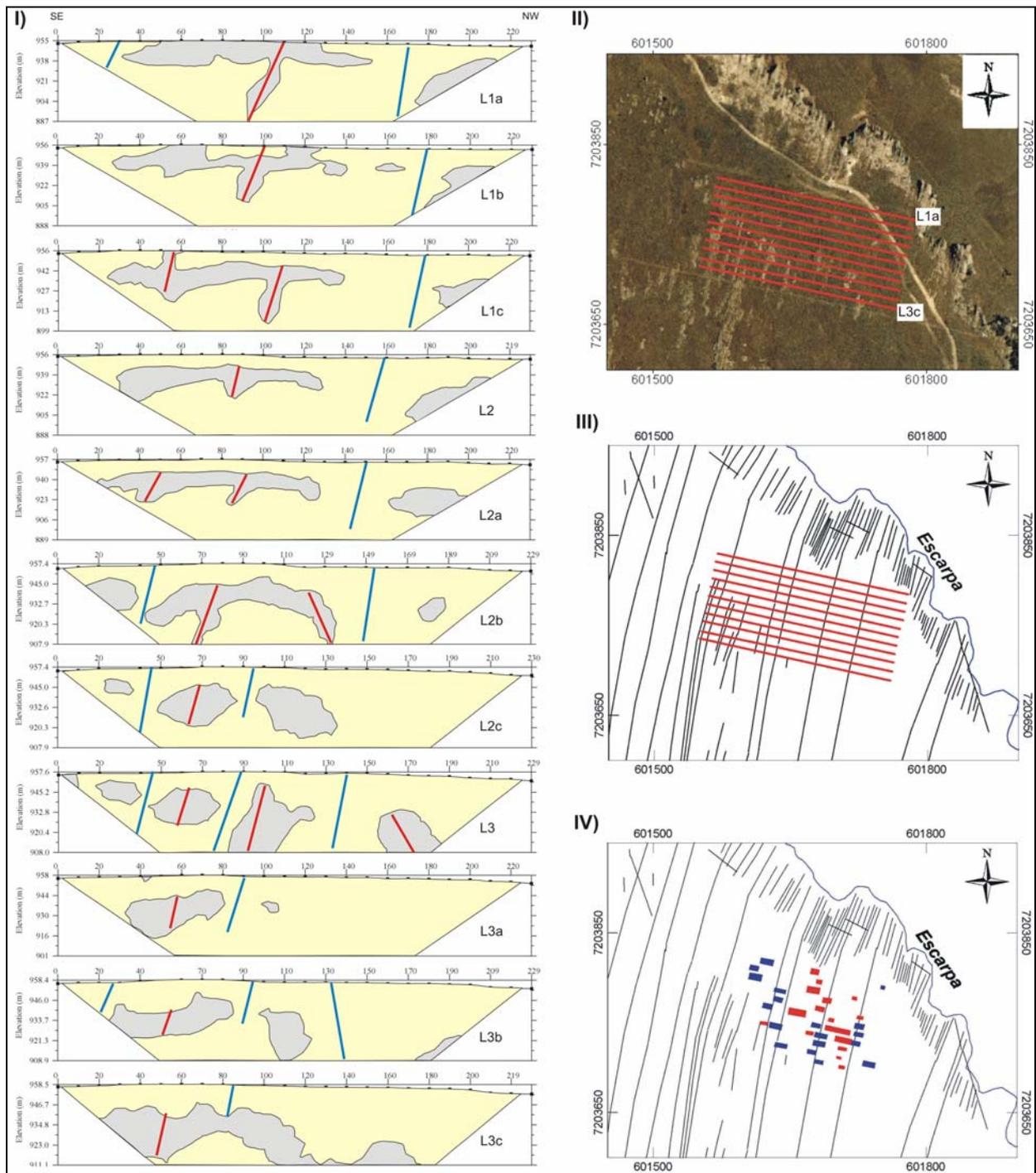


Figura 51 - I: Classificação em zona de alta (cor cinza) e baixa resistividade (cor amarela) a partir dos modelos de resistividade. O traço vermelho representa fratura interpretada a partir das zonas de altas resistividades. O traço azul representa fratura interpretada a partir da seção de baixa resistividade. II: Fotografia aérea com posicionamento das seções elétricas. III: Fraturas interpretadas em fotografia aérea (linha preta) e posicionamento das linhas adquiridas (em vermelho). IV: Correlação entre as fraturas interpretadas a partir dos modelos de resistividade com as fraturas mapeadas. O retângulo azul representa a intersecção da zona da fratura, interpretada em zonas de baixa resistividade, com a superfície. O retângulo vermelho representa a intersecção da zona da fratura, interpretada em zonas de alta resistividade, com a superfície.

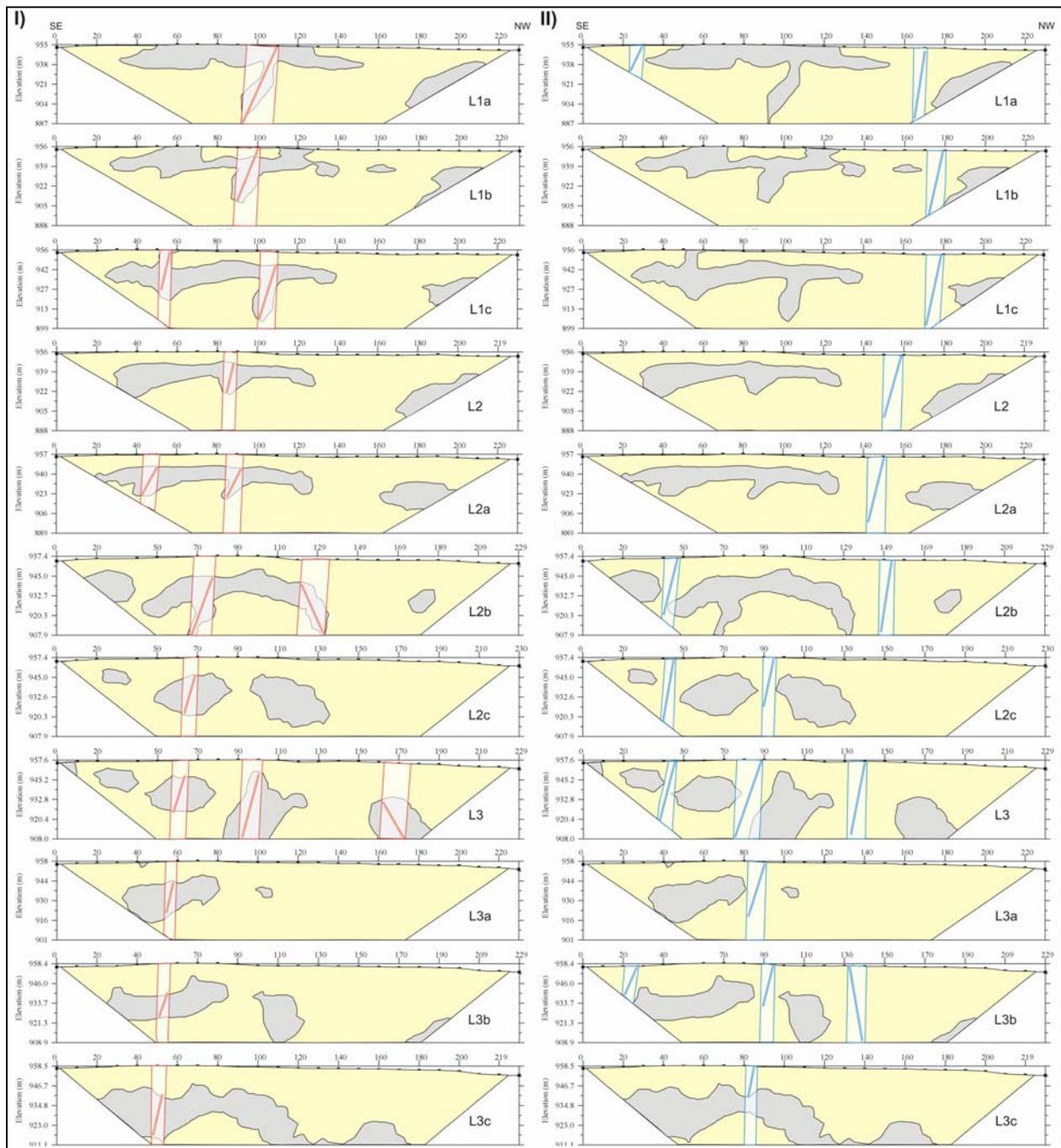


Figura 52 - I) Modelos de resistividade classificados em zonas de alta (cor cinza) e baixa (cor amarela). As linhas vermelhas representam fraturas interpretadas com base na análise dos modelos de altos valores. A faixa vermelha corresponde a área de possível influência das fraturas no modelo correspondente. II) Modelos de resistividade classificados em zonas de alta (cor cinza) e baixa (cor amarela) resistividade. As linhas azuis representam fraturas interpretadas com base na análise dos modelos de baixos valores. A faixa azul corresponde a área de possível influência das fraturas no modelo correspondente.

A Figura 53 apresenta perfil estratigráfico representativo da área da Rivadávia até a profundidade aproximada de 60 metros, realizado por Vesely *et al.* (2003). Nesta figura observa-se que na profundidade de 30 metros ocorre uma

camada de siltitos de cerca de 3 metros de espessura, que é compatível com o início de uma zona menos resistente nos modelos observados da Figura 51.

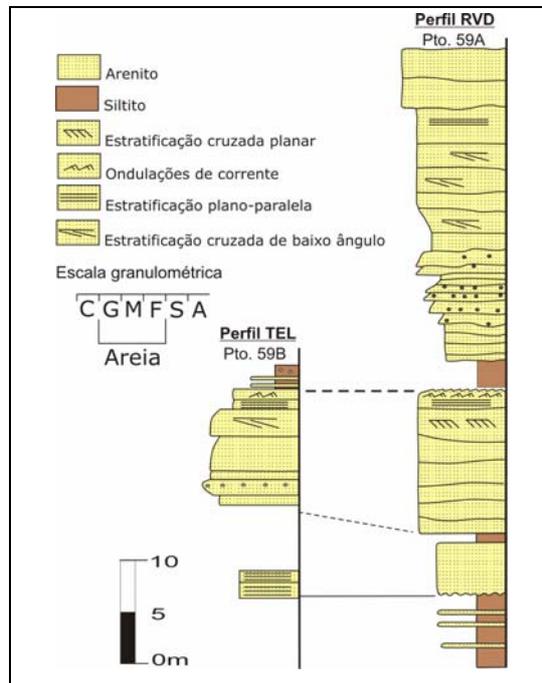


Figura 53 – Perfil estratigráfico representativo da Rivadavia. Fonte: modificado de Vesely *et al.* (2003).

Após a geração das seções de resistividade, foi elaborado um mapa de resistividade em camadas, a partir da interpolação dos dados em profundidade das diversas seções modelo de resistividade.

A Figura 54 apresenta o mapa de resistividade a determinadas profundidades. Este mapa permite uma visualização em planta da distribuição da resistividade e do comportamento deste parâmetro em subsuperfície. O mapa de resistividade da cota média de 954 metros corresponde a porção mais superficial dos modelos de resistividade. No domínio a SE, podemos observar elevados valores de resistividade. Esta feição é compatível com o resultado obtido pelos modelos bidimensionais, em que é possível acompanhar a continuidade de uma porção resistente. Nesta fatia ocorre um predomínio de valores intermediários a baixos de resistividade, possivelmente influenciados por percolação de água superficial. A cota média de 945 metros corresponde aproximadamente a profundidade de 12 metros, é possível visualizar a continuidade da feição resistente descrita e também a ocorrência de um domínio com resistividades menores na porção NW do mapa. A cota média de 935 metros corresponde a profundidade aproximada de 20 metros.

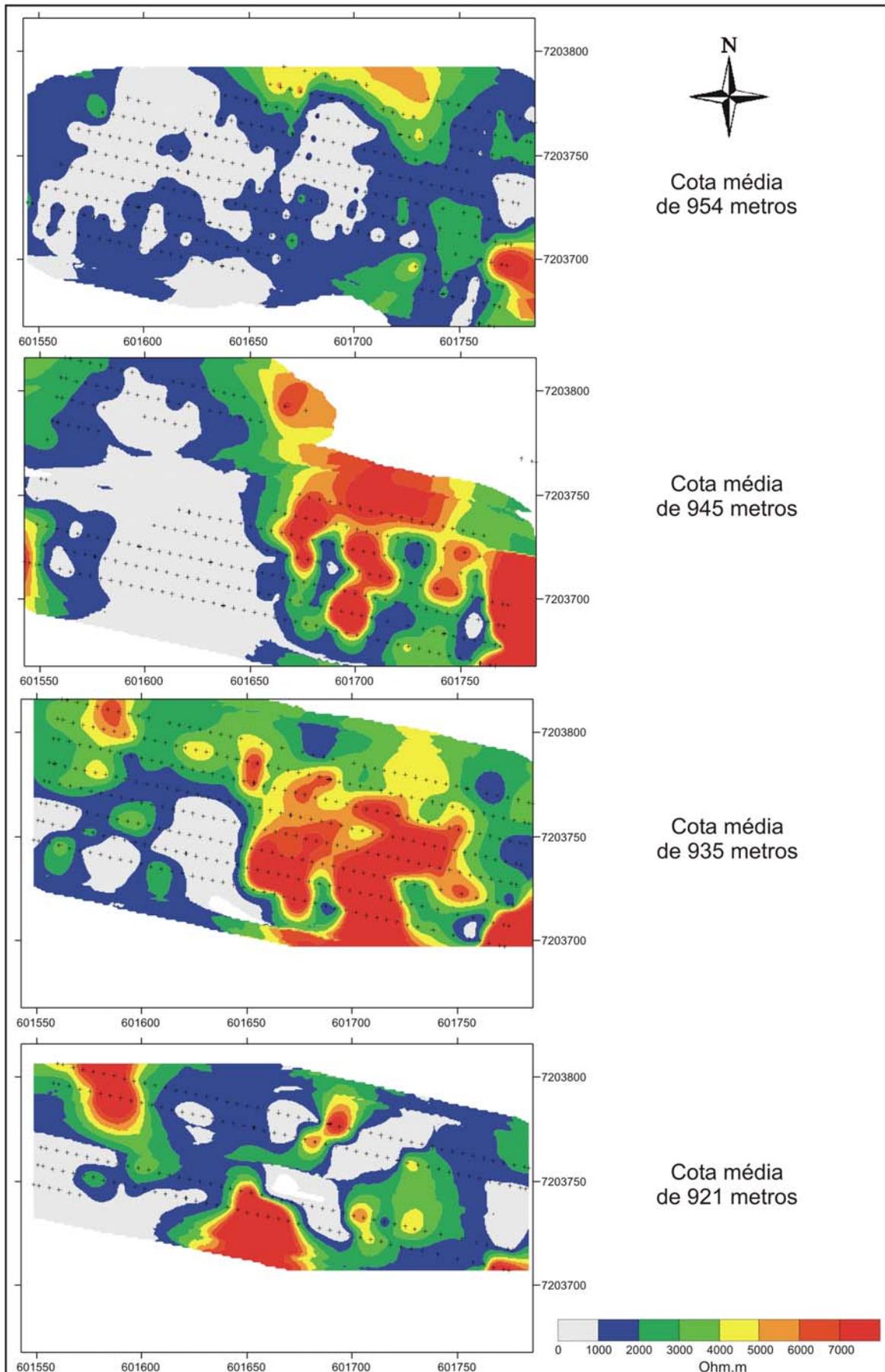


Figura 54 – Mapa de resistividade a determinadas cotas médias.

Nesta profundidade ocorre uma maior distribuição uniforme de valores altos de resistividade.

A cota média de 921 metros corresponde a profundidade aproximada de 35 metros, onde ocorre uma queda significativa dos valores talvez influenciada pela mudança dos valores de permeabilidade.

Os mapas das fatias a determinadas profundidades médias permitiu constatar a distribuição tanto horizontal como vertical da resistividade, bem como a visualizar o alto grau de heterogeneidade deste parâmetro.

7.1.2 Modelo pseudo-3D

A partir dos modelos 2D foi gerado um modelo pseudo-3D da área de estudo. Neste procedimento inicialmente foi gerada uma tabela no formato x , y , z e g , sendo o x , y e z as coordenadas *utm* e profundidade respectivamente de cada ponto de medida, com a variável g representando o valor de resistividade.

Após a análise deste conjunto de dados, foram selecionados intervalos de profundidades médias que representassem determinadas “fatias” do modelo sólido. Na definição destas fatias foi analisada a quantidade de dados dentro destes intervalos que possibilitassem uma resolução compatível. Foi utilizado o método de interpolação vizinho mais próximo com resolução de dois metros.

A Figura 55 apresenta o modelo pseudo-3D de resistividade, onde é possível visualizar a distribuição tridimensional dos valores de resistividade. Da mesma forma que os modelos 2D de inversão, o modelo pseudo-3D apresenta elevados valores de resistividade como “background” em meio aos quais salientam-se as respostas geoeletricas de feições geológicas e estruturais. É importante ressaltar que o valor máximo de resistividade do bloco diagrama corresponde a 20.000 Ohm.m, entretanto ocorre um predomínio de valores dentro da faixa de 2000 a 8000 Ohm.m, compatível com os valores apresentados pelos modelos 2D de inversão.

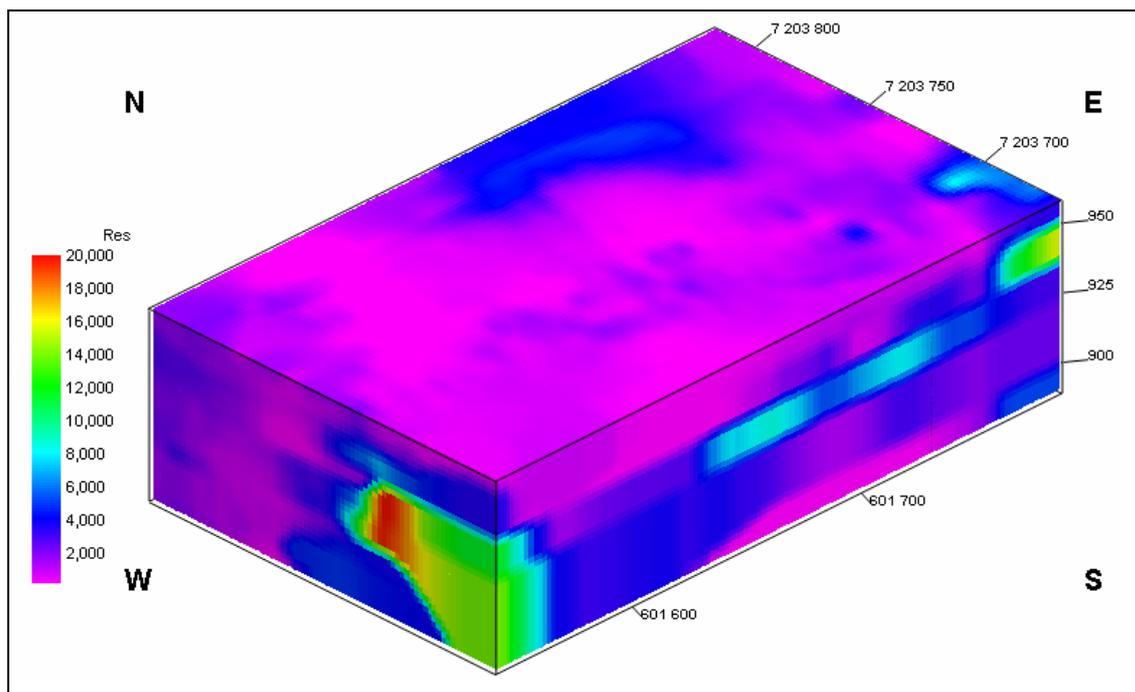


Figura 55 – Bloco diagrama do modelo pseudo-3D de resistividade, visão para nordeste.

A modelagem de dados geoeletricos possibilita a visualização da distribuição da resistividade e sua possível associação com a geologia. Este resultado é atingido através da correlação de dados de fontes diversas, como perfis de poços e dados de caminhamento elétrico em superfície.

O procedimento para a geração do modelo pseudo-3D temático consistiu inicialmente na correlação das informações da perfilagem geofísica (raios gama, normal curta e indução) com descrição litológica de amostra de calha.

Com base neste procedimento foi possível estimar arenitos e diamictitos, representados respectivamente por valores altos (acima de 300 Ohm.m) e baixos (abaixo de 150 Ohm.m) de resistividade. Não foi possível discriminar os folhelhos descritos devido aos valores obtidos na análise estatística, que se interpunham aos valores relacionados aos arenitos. Entretanto foi possível relacionar uma faixa de valores de resistividade para os folhelhos baseando-se na análise da seção geoeletrica da linha 04, onde se discriminou o contato entre os arenitos e folhelhos através da correlação entre as informações geofísicas e geológicas.

Como passo final foi gerado o modelo pseudo-3D e discriminados os valores de resistividade equivalentes aos litotipos mais e menos resistentes. Permitindo desta forma visualizar a distribuição volumétrica da resistividade da área estudada e uma possível correlação com a geologia descrita.

A Figura 56 apresenta o modelo pseudo-3D temático com a associação da geologia às informações geolétricas. Nesta figura é possível observar o volume obtido para os tipos litológicos predominantes da área de estudo. Os arenitos correspondem a cor vermelha e ocorrem em maior volume, distribuídos uniformemente no modelo. Os folhelhos, representados pela cor verde, ocorrem em menor volume e também distribuídos uniformemente em toda área do modelo. Os diamictitos correspondem a cor azul, e ocorrem de forma subordinada e em menor volume do que as outras litologias.

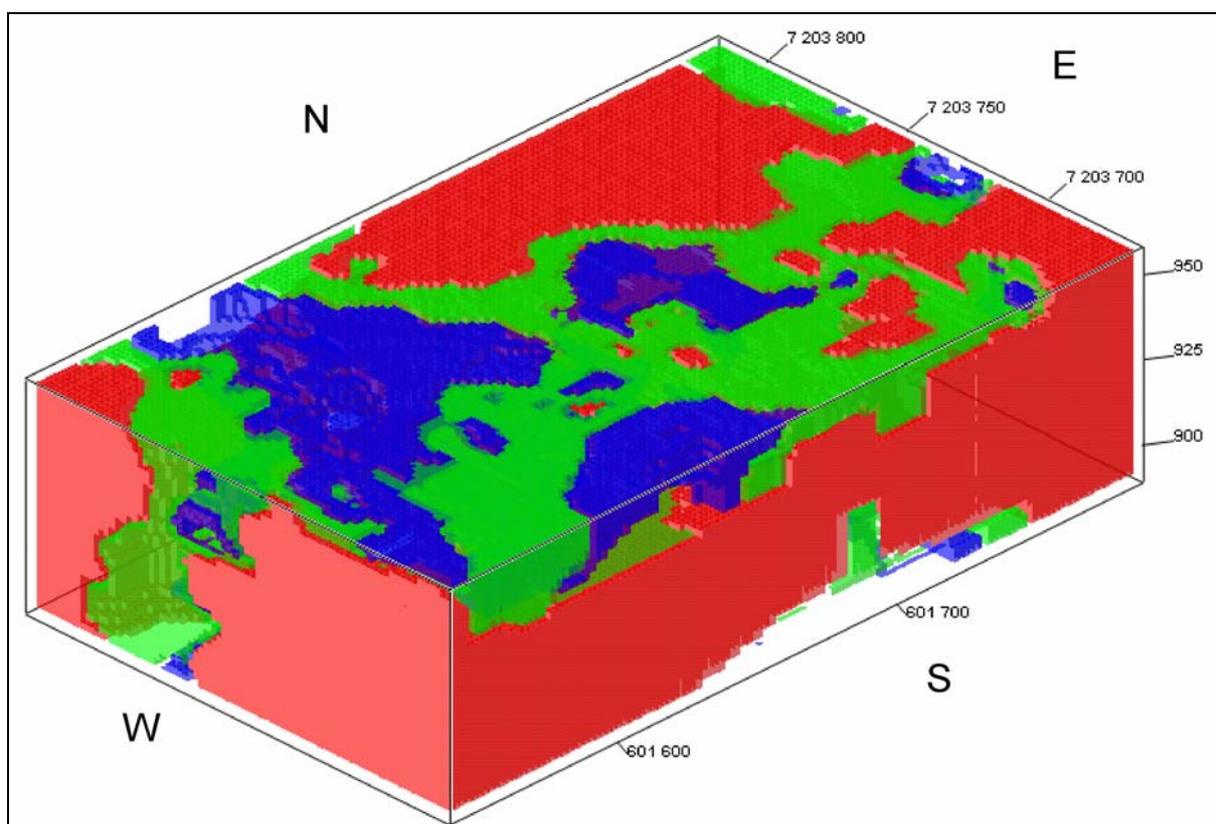


Figura 56 – Modelo pseudo-3D temático da distribuição da resistividade associada à geologia. Em vermelho arenitos, em verde folhelhos e em azul diamictitos.

A partir do modelo pseudo-3D foram gerados diagramas em cerca com o objetivo de correlacionar e visualizar os dados geolétricos associados a informações litológicas. É possível distinguir com base na análise realizada anteriormente a correlação dos valores de resistividade com os arenitos, diamictitos e folhelhos.

A Figura 57 apresenta um diagrama em cerca, onde é possível observar a distribuição da resistividade e o posicionamento das linhas adquiridas. Em primeiro plano a linha 3c, onde se observam feições resistentes compatíveis com aquelas

observadas para a mesma linha no modelo 2D de resistividade apresentado na Figura 49.

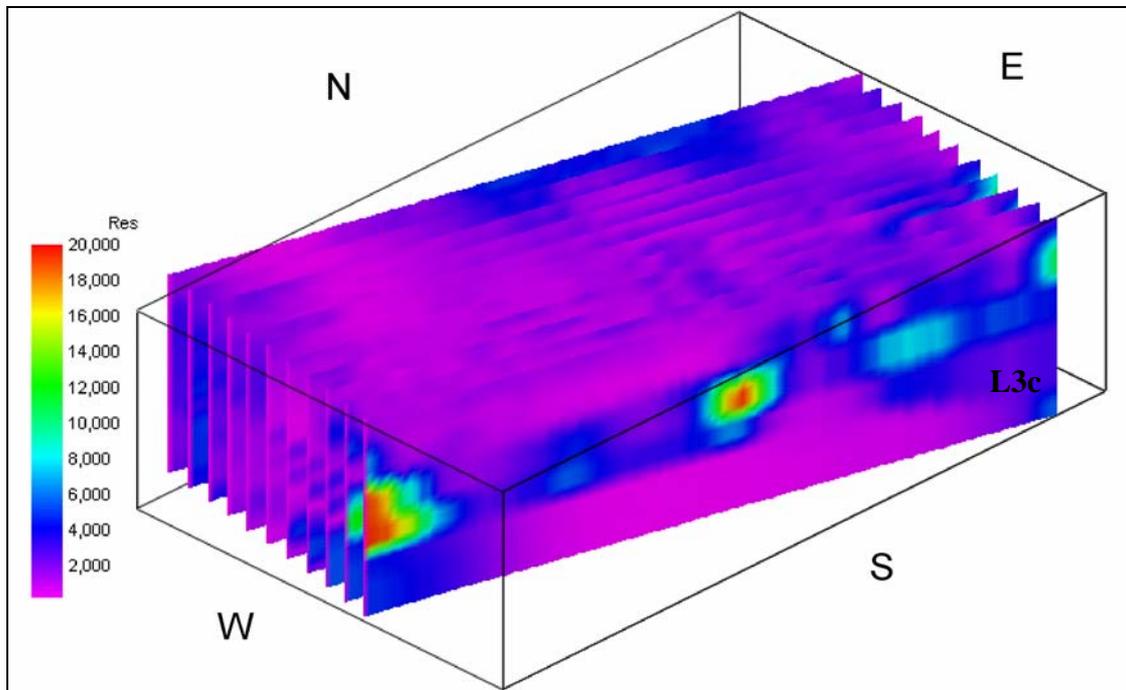


Figura 57 - Diagrama em cerca das linhas adquiridas, visão para nordeste.

A Figura 58 apresenta diagrama em cerca da linha 01c (A) e duas linhas arbitrárias, uma de direção aproximada N-S (B), e outra de direção aproximada SW-NE (C), correlacionada com os arenitos (em vermelho). Nota-se que a linha arbitrária N-S apresenta uma feição resistente que pode ser correlacionada aos arenitos. Esta feição resistente também ocorre na linha 01c, sendo desta forma possível associar esta feição a ocorrência de arenitos nesta posição. É interessante ressaltar que no ponto de interceptação entre a linha arbitrária N-S e a linha 01c, ocorre um perfeito “casamento” desta feição resistente, demonstrando a continuidade da mesma dentro do modelo pseudo-3D.

A Figura 59 apresenta um diagrama em cerca com cruzamento da linha 03 (A) com uma linha arbitrária, de direção aproximada N-S (B). É importante notar o ajuste entre as linhas no ponto de interceptação entre as mesmas, permitindo acompanhar a continuidade de uma feição muito resistente, tanto em direção N-S como lateralmente a linha 03. Esta feição resistente também foi observada nos modelos 2D de resistividade destas linhas (Figuras 46, 47 48 e 49), assim como sua continuidade norte-sul nas linhas citadas.

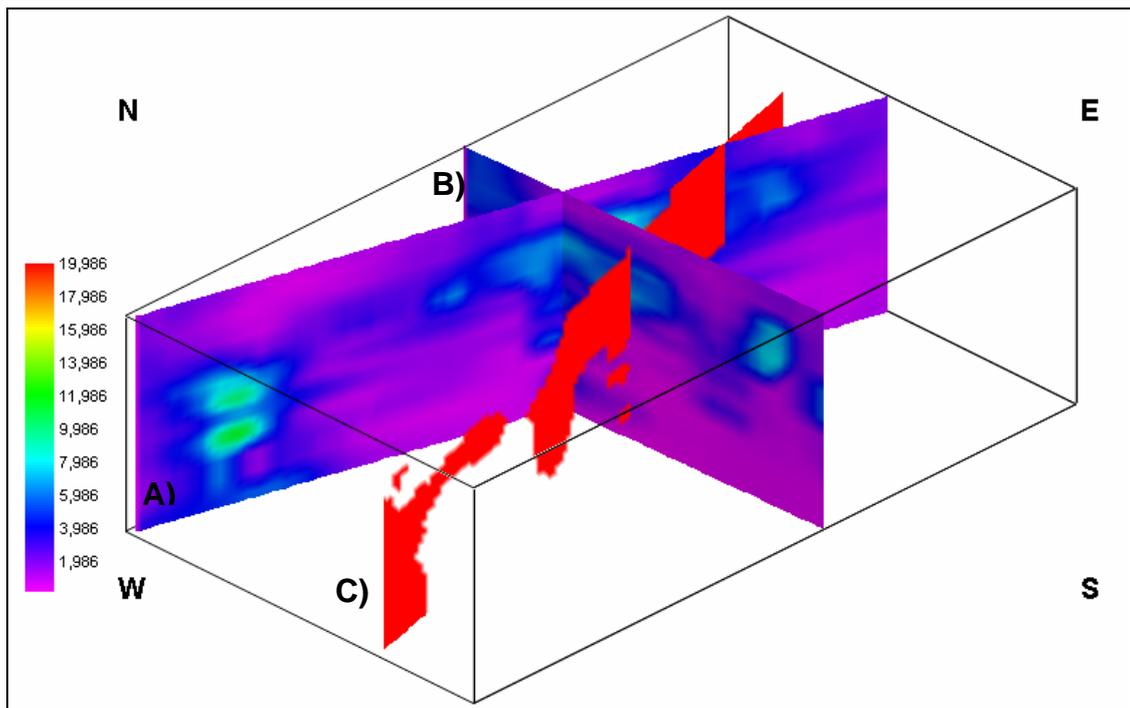


Figura 58 – Diagrama em cerca da linha 01c (A) e linhas arbitrárias (B e C). Em vermelho os valores de resistividade associados aos arenitos.

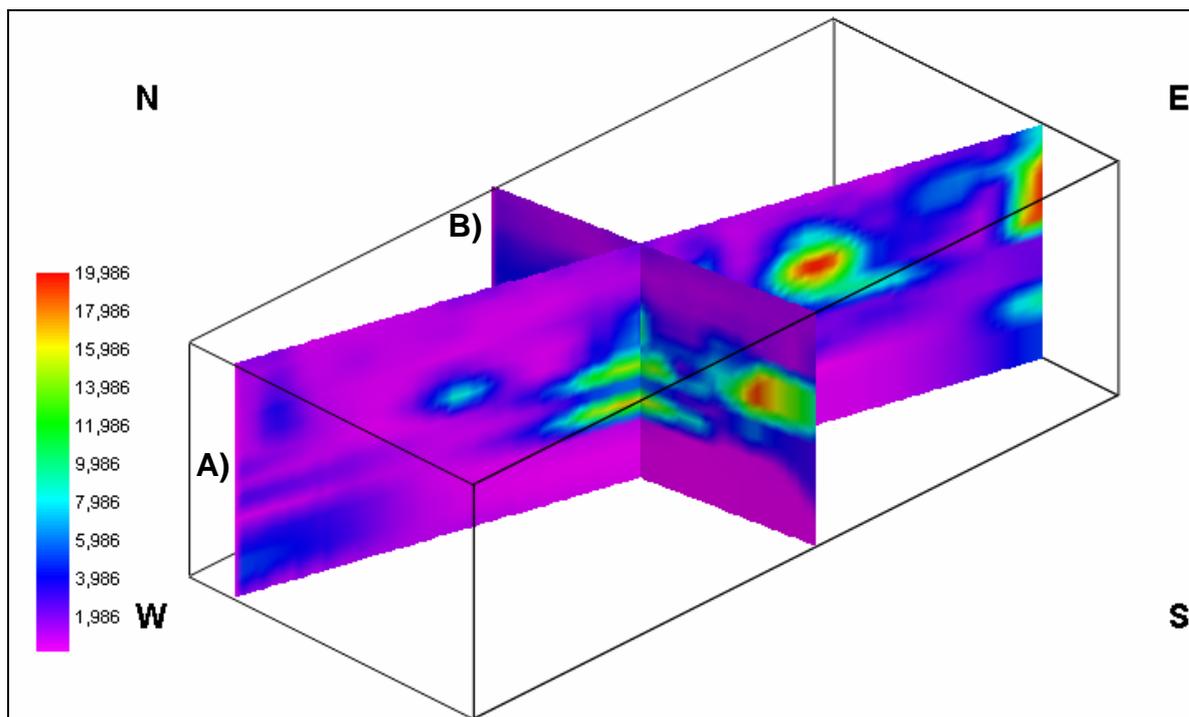


Figura 59 – Diagrama em cerca da linha 03 (A) com cruzamento de linha arbitrária (B).

A Figura 60 apresenta o diagrama em cerca das linhas LD3 (A) e 04 (B). Nesta figura observa-se o cruzamento destas linhas e a correlação entre as mesmas, o que demonstra o bom ajuste entre os dados adquiridos em fases distintas e com equipamentos diferenciados.

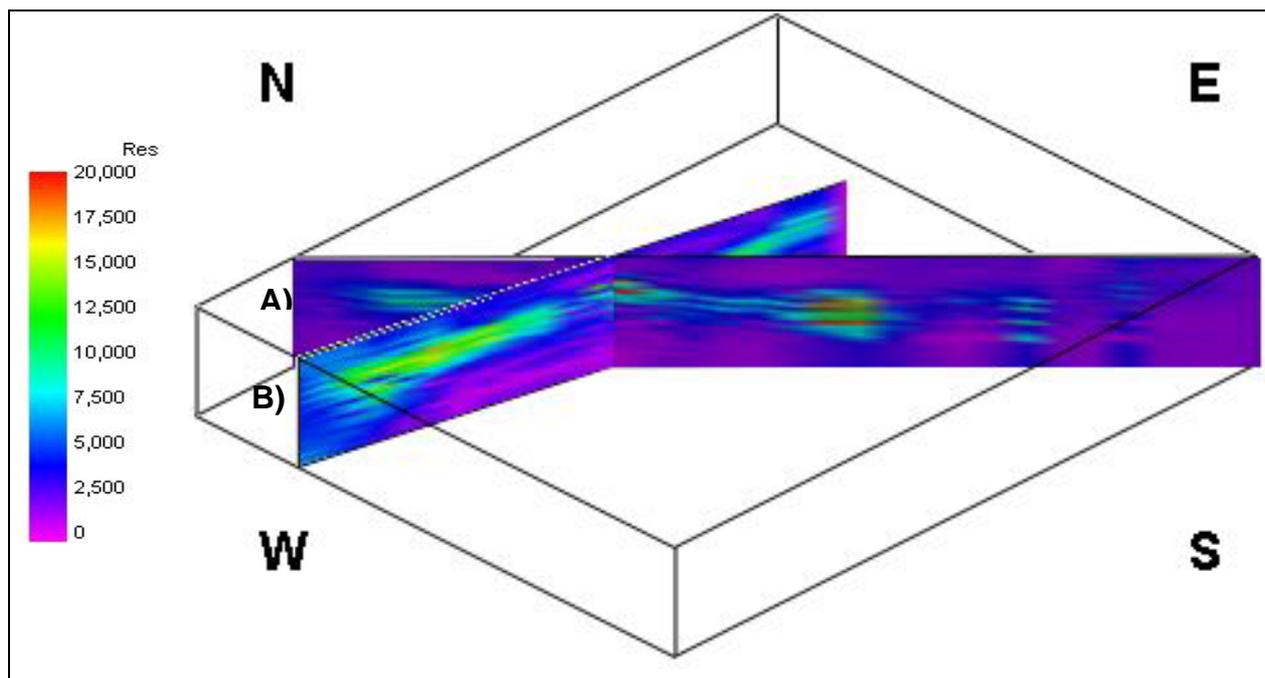


Figura 60 - Diagrama em cerca das linhas LD3 (A) e 04 (B), visão para nordeste. A linha 04 foi adquirida com o resistivímetro monocal Tectrol 24 e a linha LD3 com o resistivímetro Syscal R1.

Ressalta-se que todo procedimento de modelagem de dados a partir de informações bidimensionais pode gerar feições nos modelos que não correspondam fielmente com a realidade. Esta é uma característica inerente a todo processo de modelagem.

Um exemplo desta situação pode ser observado na Figura 61, que apresenta o modelo 2D de resistividade da linha 03 (A) obtido pelo processo de inversão e a intersecção deste com uma linha arbitrária (B), de direção aproximada N-S, gerada pelo modelo pseudo-3D. Conforme podemos observar ocorre uma extrapolação de informações para fora da área que contém dados, desta forma diminuindo o grau de confiança nas porções laterais dos modelos 3D. Em contrapartida podemos observar a coerência entre os dois tipos de informações na área do cruzamento entre as linhas, onde em ambos os casos ocorrem feições resistentes. Deve-se levar em consideração que os modelos não apresentam uma mesma escala de cor, o que pode explicar o deslocamento aparente destas feições resistentes. Aproximadamente estas feições resistentes estão dentro de um intervalo aproximado.

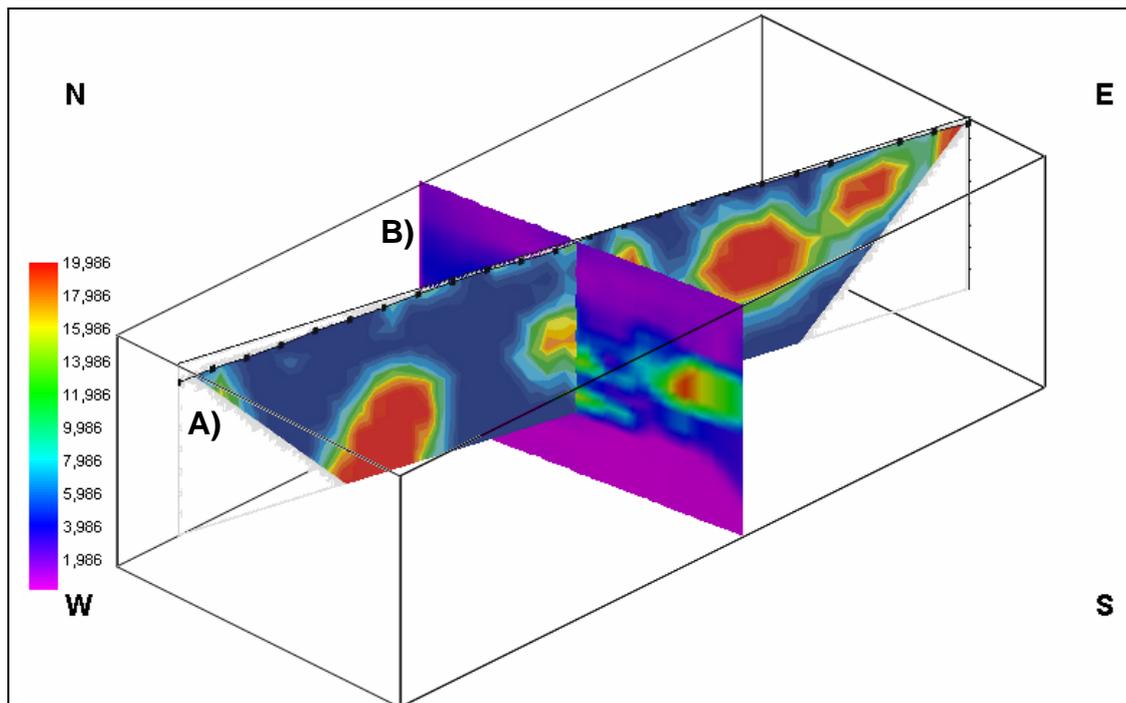


Figura 61 – Correlação entre modelo 2D de resistividade da linha 03 (A), obtido pelo processo de inversão, com o modelo pseudo-3D gerado pela modelagem dos dados, através de uma linha arbitrária (B), de direção aproximada N-S.

7.2 MAGNETOMETRIA

Os dados geológicos obtidos a partir de afloramentos, podem ser extrapolados as partes de uma área que se apresentam encobertas por solo ou que sejam inacessíveis à observação direta, pela sua correlação com a resposta magnética da área.

No caso deste trabalho, particularmente interessam a detecção de zonas fraturadas através da distribuição da susceptibilidade magnética, porque possuem um conteúdo maior de material ferruginoso do que seu entorno.

Na região do presente estudo, as fraturas são preenchidas por óxidos de ferro e um dos objetivos é tentar identificar anomalias no campo magnético associado à presença destas estruturas.

Na interpretação dos alinhamentos magnéticos, que geralmente são indicativos de contatos litológicos e/ou fraturamentos, consideram-se características como interrupção de altos ou baixos magnéticos, assim como mudança de gradiente e padrões de contorno. Desta forma, nos mapas gerados estas características foram buscadas com o objetivo de associá-las ao sistema de fraturamento.

A Figura 62 apresenta o mapa do campo magnético total da área estudada. A variação total da intensidade magnética é inferior a 30 nT. Esta pequena faixa de variação demonstra uma certa homogeneidade e reforça a escolha do levantamento magnetométrico em uma malha de detalhe como a realizada neste estudo.

A principal anomalia observada representa uma descontinuidade na porção central do mapa, com direção aproximada norte-sul (Figura 62.B) e que pode ser associada a fraturas descritas em campo.

Ainda na Figura 62 observam-se várias anomalias que são paralelas à direção das linhas (linhas pretas). Vários testes foram feitos para verificar a possível influência de imprecisão na correção da variação diurna que possa ter causado este bandeamento magnético.

Com a intenção de analisar estas feições, que podem ser referentes a variação temporal do campo externo não totalmente corrigidas pelo procedimento adotado, foi gerado um mapa do campo magnético com os dados brutos, sem a correção da variação diurna.

A Figura 63 apresenta o resultado deste procedimento, onde se observa que a própria variação diurna é dominante, com valores altos associados ao momento de maior pico desta variação, tendendo a diminuir no decorrer do período.

Se compararmos os mapas obtidos com os dados corrigidos e sem os dados corrigidos observamos que a correção realizada conseguiu um bom resultado. Conforme pode ser analisado na Figura 64, que apresenta a curva da variação diurna durante o decorrer da aquisição, a variação externa é baixa, sendo a diferença entre o valor máximo e mínimo aproximadamente 30nT. Mesmo assim, este baixo valor é considerável em comparação à variação espacial da área, que apresenta variação inferior a 30nT.

Desta forma, qualquer pequeno erro no controle e correção da variação diurna (2 ou 3 nT) consegue desnivelar o resultado. É o que pode ter ocorrido principalmente nas linhas 60 e 70, que apresentam respectivamente um baixo e um alto magnético paralelo à direção de levantamento (Figura 62).

Na linha 60 ocorre uma variação de 12,27 entre o máximo e o mínimo antes da correção, depois da correção este valor fica em 7,57. Conforme comentado é um valor muito alto com base na variação espacial da área.

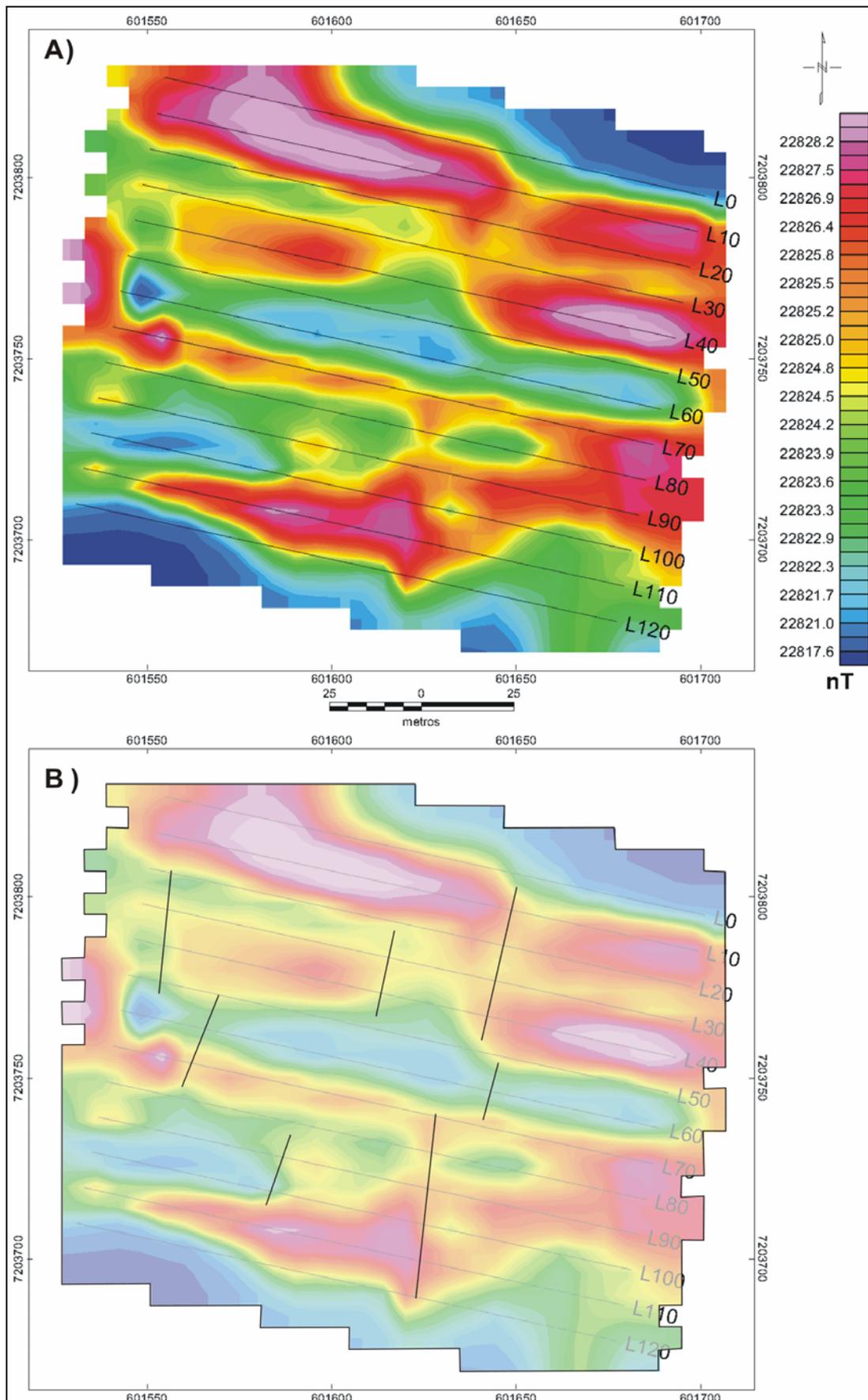


Figura 62 – Mapa do campo magnético total referente à primeira fase de levantamentos (A). Anomalias magnéticas interpretadas (B) com base no mapa do campo magnético total.

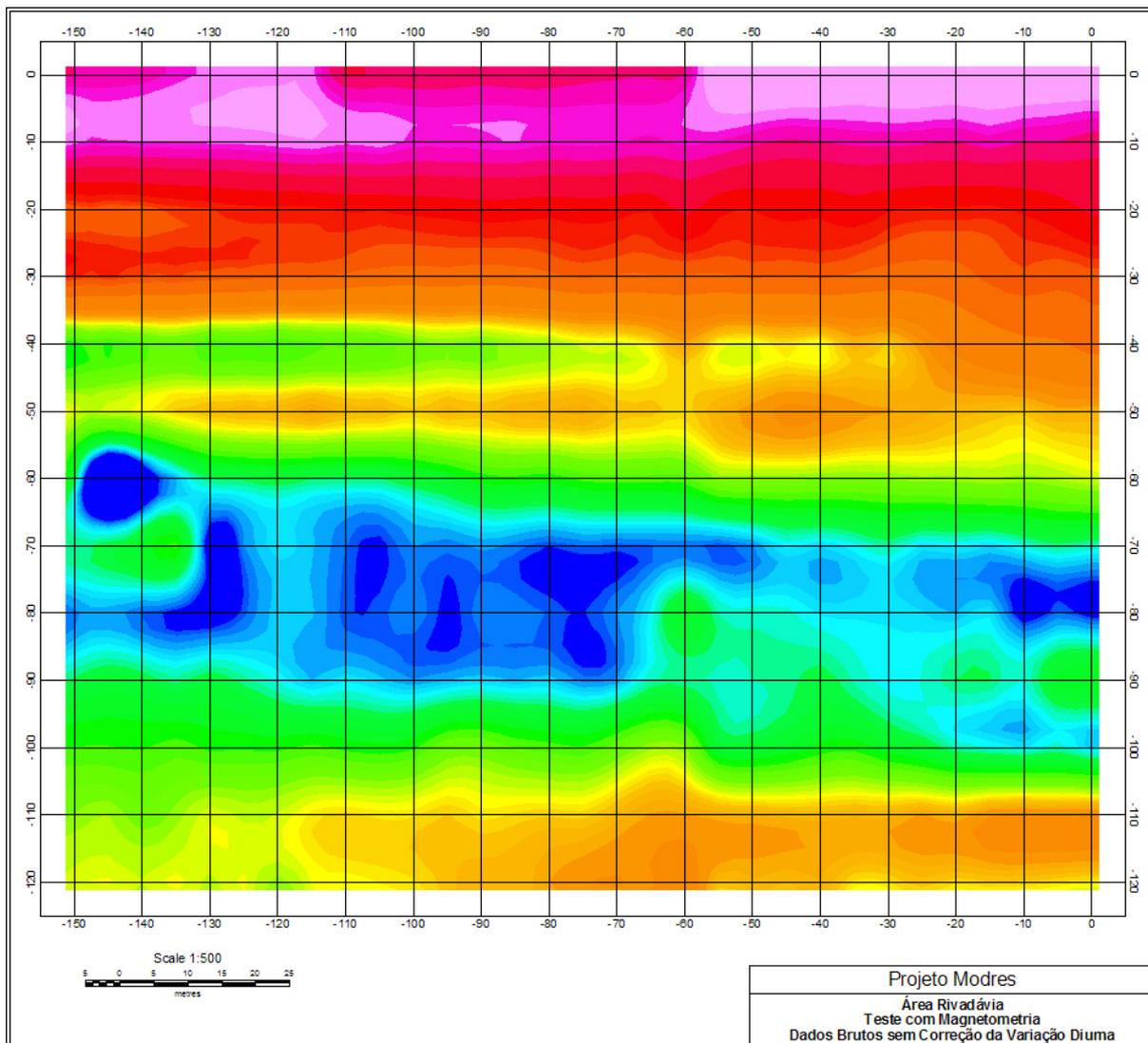


Figura 63 – Mapa do campo magnético gerado com os dados brutos, sem correção da variação diurna.

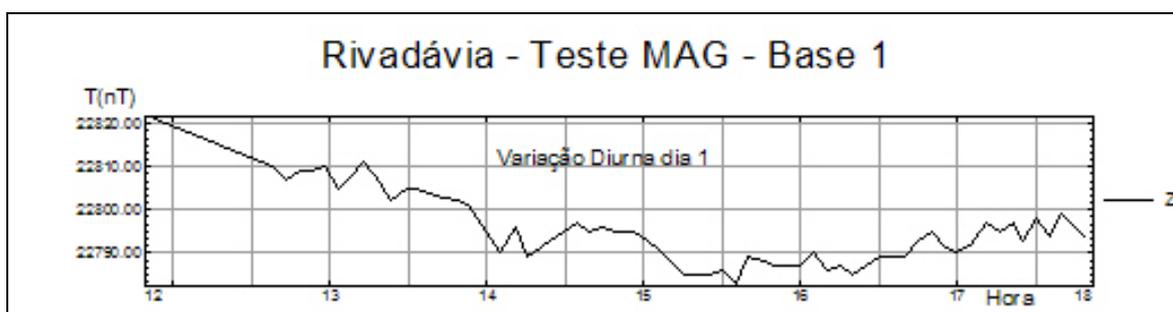


Figura 64 – Curva da variação diurna mostrando a variação durante o decorrer do período de aquisição.

Para tentar minimizar ou até mesmo evitar este problema foi realizada uma segunda fase de aquisição de dados, com o objetivo de se obter novos mapas magnéticos. Nesta fase houve um maior controle da variação diurna durante o

levantamento, com registro a cada minuto do campo magnético na estação base, conforme discutido no capítulo 05.

A Figura 65 apresenta o mapa do campo magnético total referente à segunda fase de levantamentos. Nesta figura observa-se a presença de dois domínios magnéticos distintos. A porção norte apresenta valores mais baixos de susceptibilidade magnética, e subordinadamente valores intermediários. Na porção sul ocorre os maiores valores de susceptibilidade magnética, apresentando localmente valores intermediários a baixos. A variação de susceptibilidade magnética apresenta no geral uma variação inferior a 20 nT.

Comparando o mapa do campo magnético total resultante da primeira fase (Figura 62) com o mapa obtido na segunda fase (Figura 65), nota-se que houve uma diferença visível na resposta magnética em algumas áreas, principalmente com relação às anomalias paralelas à direção das linhas.

Um exemplo deste aspecto ocorre na linha 70, que apresenta um alto magnético acompanhando a direção da linha (Figura 62). Após o processamento dos dados da segunda fase de levantamentos (Figura 65), não apresenta este paralelismo com a direção da linha, mas persiste o alto magnético indicando ser referente a variação espacial da área.

Embora tenha ocorrido uma sensível melhora na qualidade dos dados resultante do controle das medidas a cada minuto da variação diurna, ainda permanece a impressão de que a variação espacial da área fica mascarada em função da influência da variação diurna nos dados.

A Figura 66 apresenta a curva da variação diurna referente ao dia 27 de janeiro, período da manhã. É possível observar a faixa de valores lidos, sendo a diferença entre o valor máximo e mínimo aproximadamente 20 nT, o que representa uma variação externa normal para a latitude em questão.

A Figura 67 mostra a curva da variação diurna relacionada ao dia 28 de janeiro. Novamente observa-se uma diferença pequena entre o valor máximo e mínimo de leitura.

Estes valores confirmam que mesmo a variação externa ocorrendo de forma sutil, ainda assim influencia de forma marcante a variação espacial da área, representada nos mapas do campo magnético total (Figuras 62 e 65).

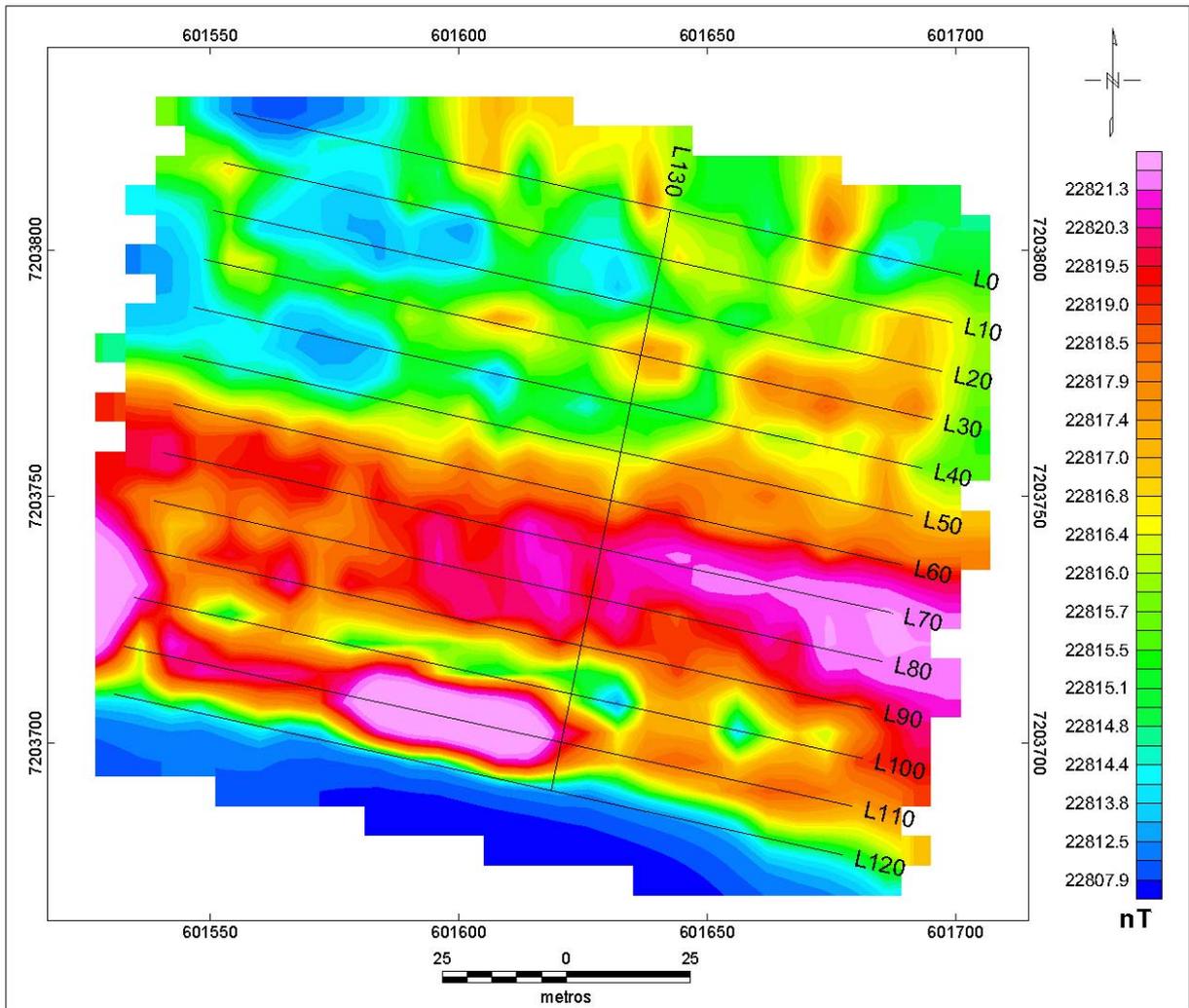


Figura 65 – Mapa do campo magnético total da segunda fase de levantamentos.

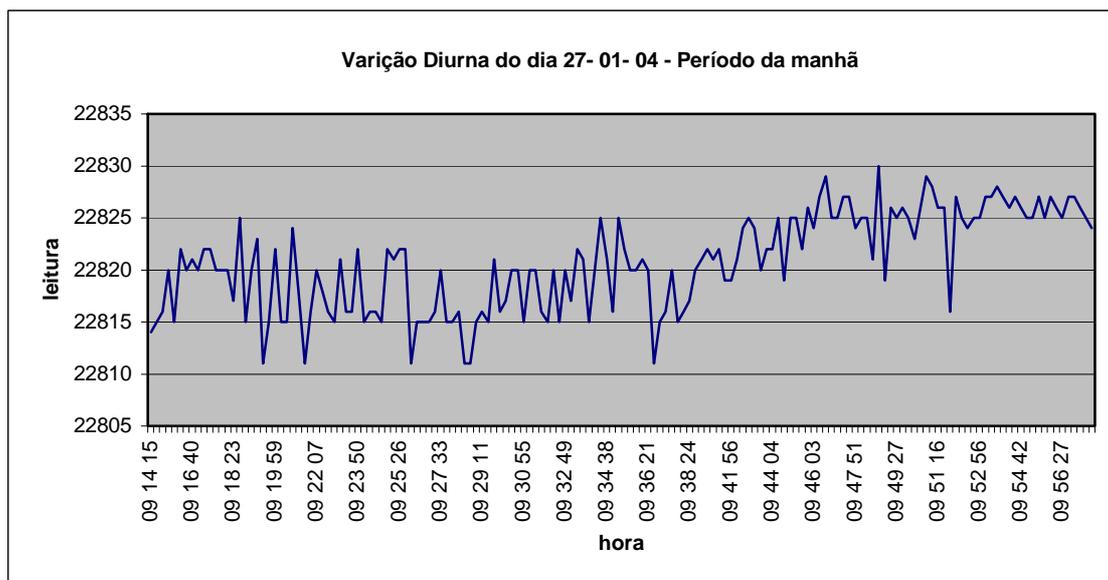


Figura 66 – Curva da variação diurna do dia 27-01-04 mostrando a variação durante o decorrer do período de aquisição.

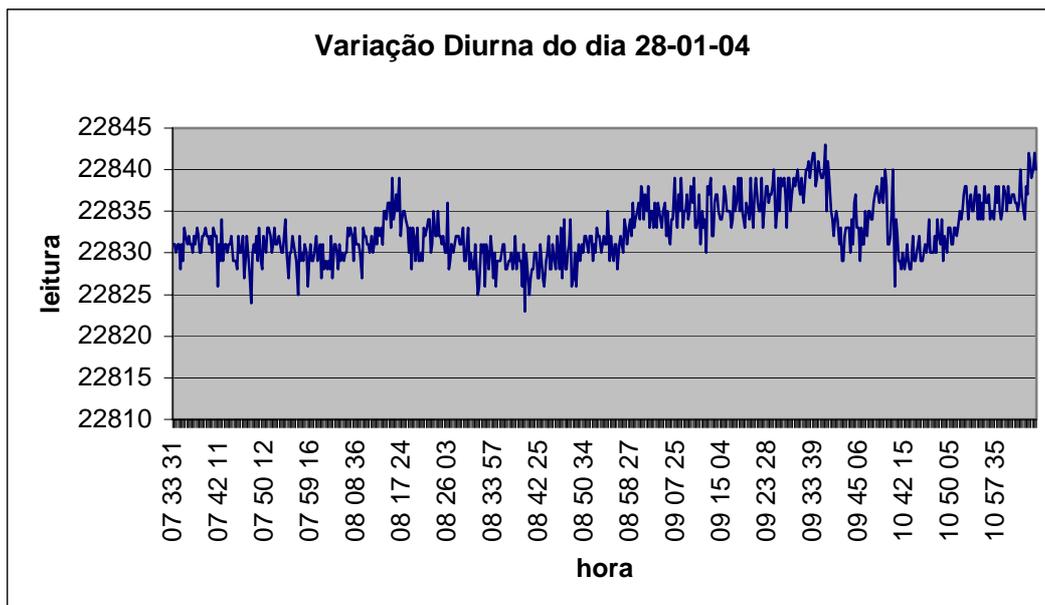


Figura 67 – Curva da variação diurna do dia 28-01-04 mostrando a variação durante o decorrer do período de aquisição.

Com a intenção de novamente analisar os dados e avaliar a possível contaminação dos mesmos pela variação externa, foi realizada a correção da variação diurna utilizando-se dos dados obtidos em pontos de controle das estações móveis.

A Figura 68 apresenta o mapa do campo magnético total corrigido da variação diurna utilizando-se as leituras referentes às estações móveis. Observam-se diversos altos magnéticos aproximadamente paralelos à direção das linhas. Subordinadamente ocorrem baixos magnéticos também paralelos à direção das linhas.

Comparando o resultado da correção da variação diurna utilizando os dados da estação base (Figura 65) com o resultado obtido através da correção com os dados das bases recuperadas (Figura 68), percebe-se que o resultado não é bom. Principalmente porque ainda ocorrem anomalias paralelas à direção do levantamento, representadas por altos ou baixos magnéticos, que não coincidem ao longo dos vários experimentos.

Notou-se que por mais cuidadosa que seja a correção da variação diurna, quando a variação espacial é muito pequena, é difícil evitar que ela contamine os dados do levantamento.

Este problema pode ser solucionado com a realização de um novo levantamento utilizando dois magnetômetros sincronizados. Um deles registrando as

variações temporais do campo magnético na estação base, e outro percorrendo as linhas de levantamento e registrando os valores absolutos do campo magnético total.

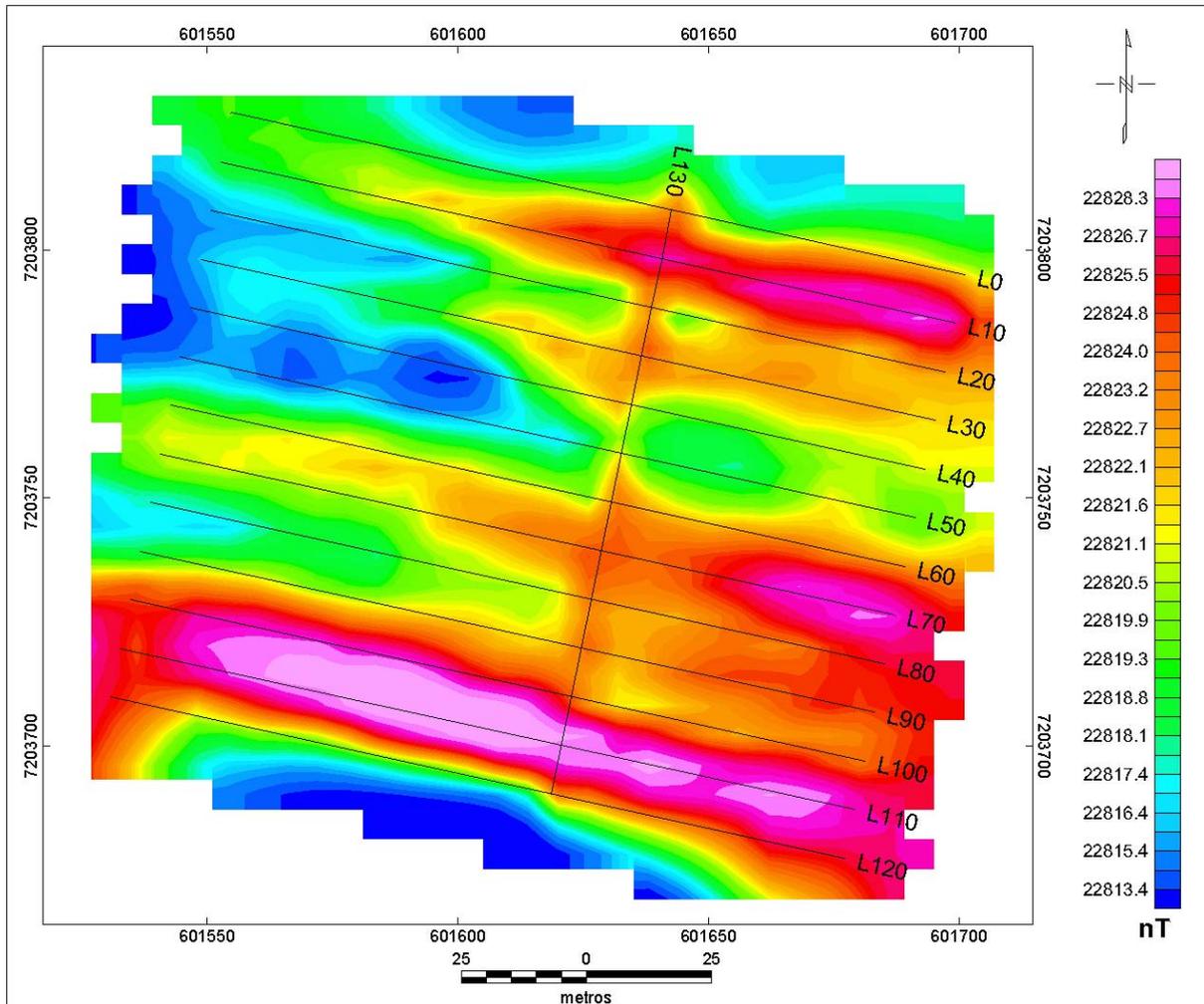


Figura 68 – Mapa do campo magnético total, com correção da variação diurna através dos dados de bases recuperadas pelo magnetômetro de levantamento.

Ciente das limitações encontradas, ainda foi possível correlacionar feições magnéticas observadas nos mapas aos aspectos geológicos da área.

A Figura 69 apresenta as fraturas definidas, mapeadas através de trabalhos de campo e em análise de fotografias aéreas escala 1:10000, sobrepostas ao mapa do campo magnético total da primeira fase de levantamentos. Na correlação entre as fraturas mapeadas e as estruturas interpretadas (Figura 69.B) observa-se que o lineamento magnético que acompanha a fratura definida na porção mais a sul pode ser tomado como base para o traçado da continuidade desta fratura para norte.

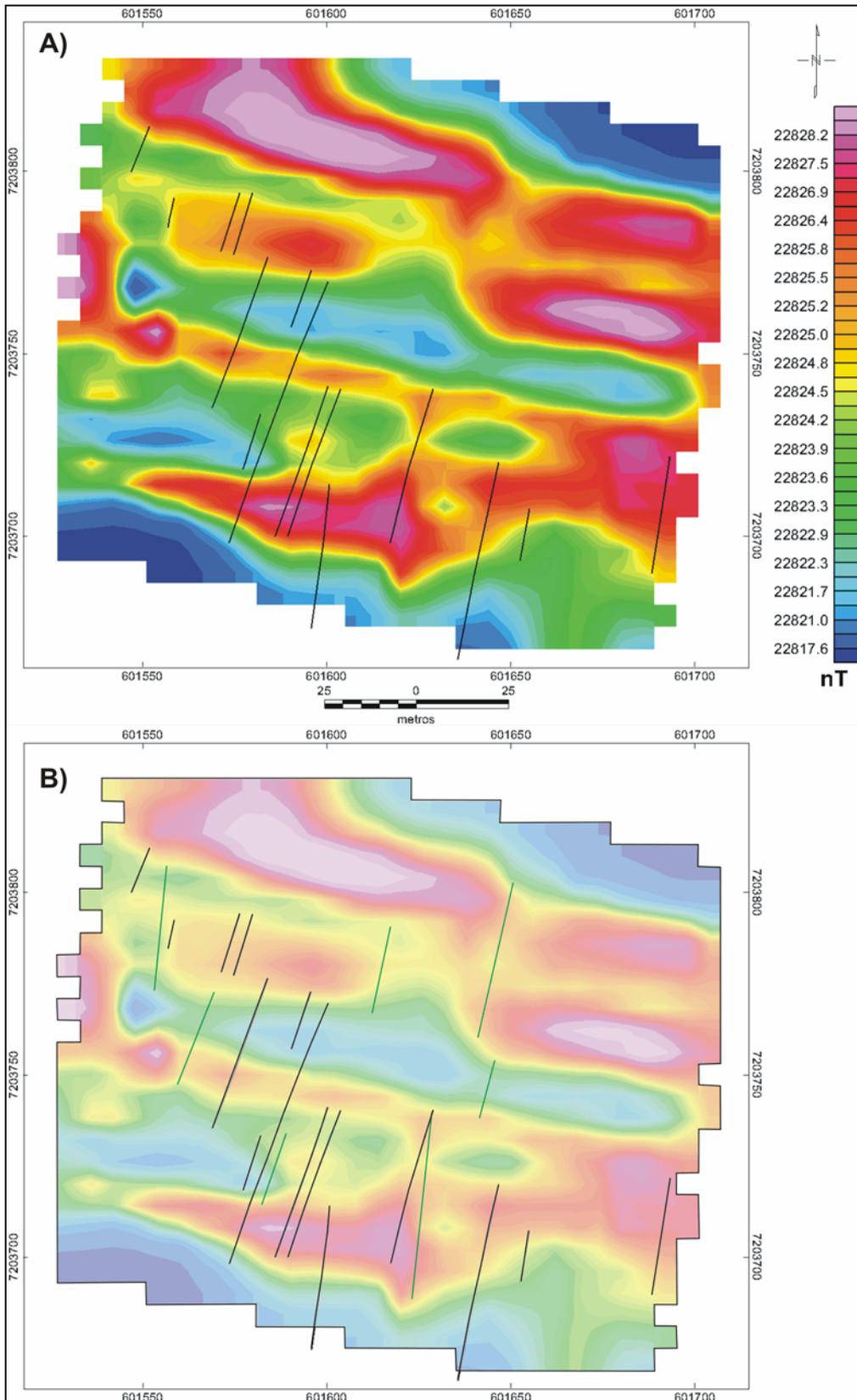


Figura 69 – (A) Mapa do campo magnético total da primeira fase de levantamentos, sobreposto às fraturas definidas mapeadas em trabalhos de campo e em análise de fotografias aéreas escala 1:10000. (B) A linha verde corresponde as estruturas traçadas com base na interpretação das anomalias, as linhas pretas representam as fraturas definidas mapeadas.

Em teoria, o sinal analítico de uma anomalia magnética, definida como a soma das primeiras derivadas em x , y e z , é utilizado para indicar a posição das fontes das anomalias. É questionável a utilidade deste processo sobre os dados aqui apresentados, porque não se tem anomalias que indiquem corpos magnéticos. Contudo, ocorre uma feição bem marcada ao longo do lineamento magnético N-S discutido anteriormente.

A Figura 70 apresenta o sinal analítico da área estudada e realça a anomalia já descrita em figuras anteriores. Esta situação é evidenciada pela quebra de continuidade das curvas de isovalores, aqui representadas por cores. O lineamento com direção NW é salientado nesta figura, sendo também evidenciado pela quebra de continuidade dos valores.

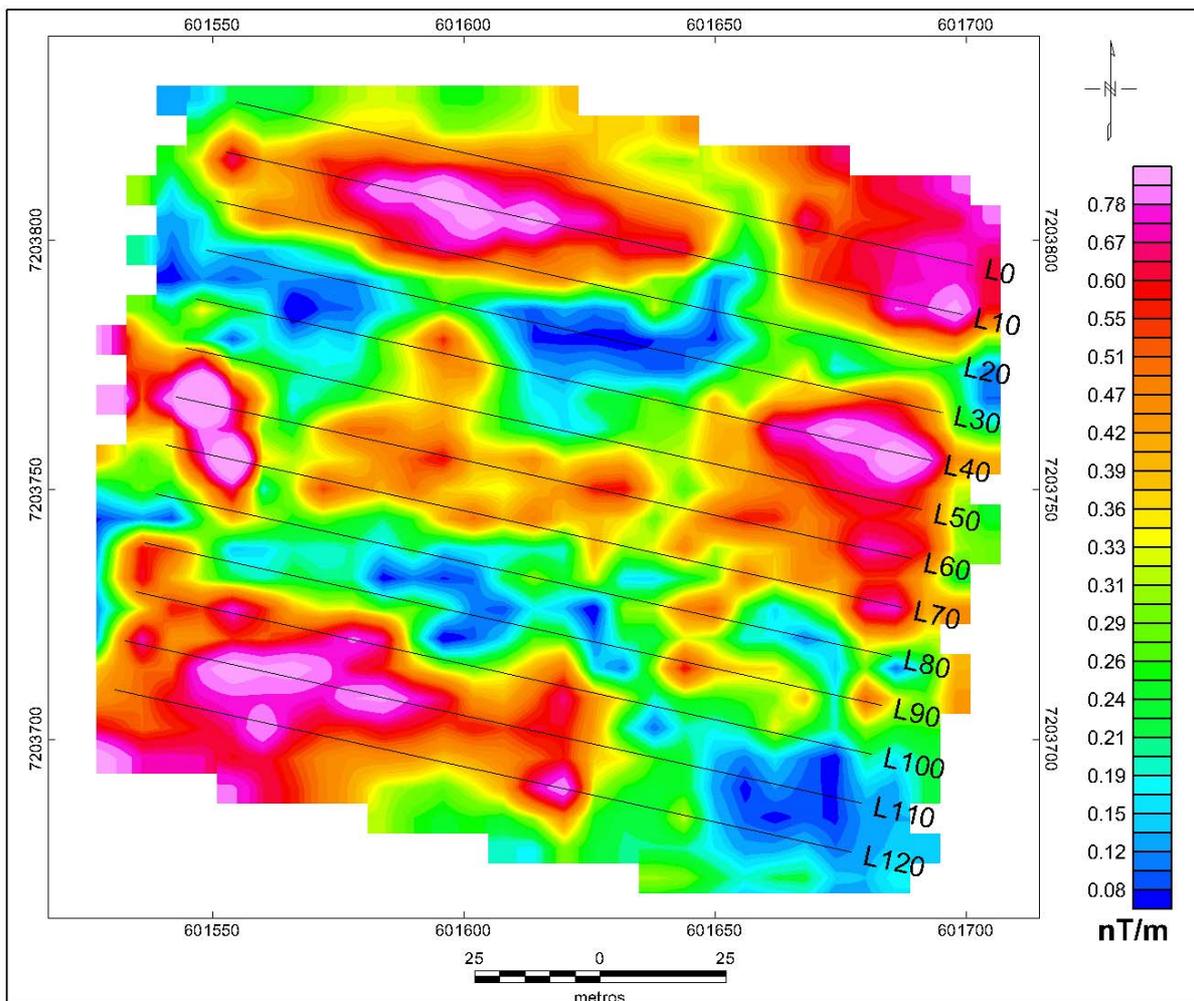


Figura 70 – Mapa do sinal analítico.

Os mapas de primeiras derivadas em dx , dy e dz salientam feições rasas em detrimento das profundas, sendo eficientes no delineamento de falhas, fraturas e bordas dos corpos anômalos.

As Figuras 71, 72 e 73 apresentam os mapas de primeira derivada em dx , em dy e em dz , respectivamente. Nestas figuras observa-se que, tanto a anomalia de direção norte-sul quanto à de direção NW, são realçadas em maior ou menor grau dependendo da direção utilizada. Além disto, a derivada dy , que calcula os gradientes na direção aproximadamente perpendicular às linhas, realça o bandeamento ao longo das linhas que já era visível no mapa do campo total.

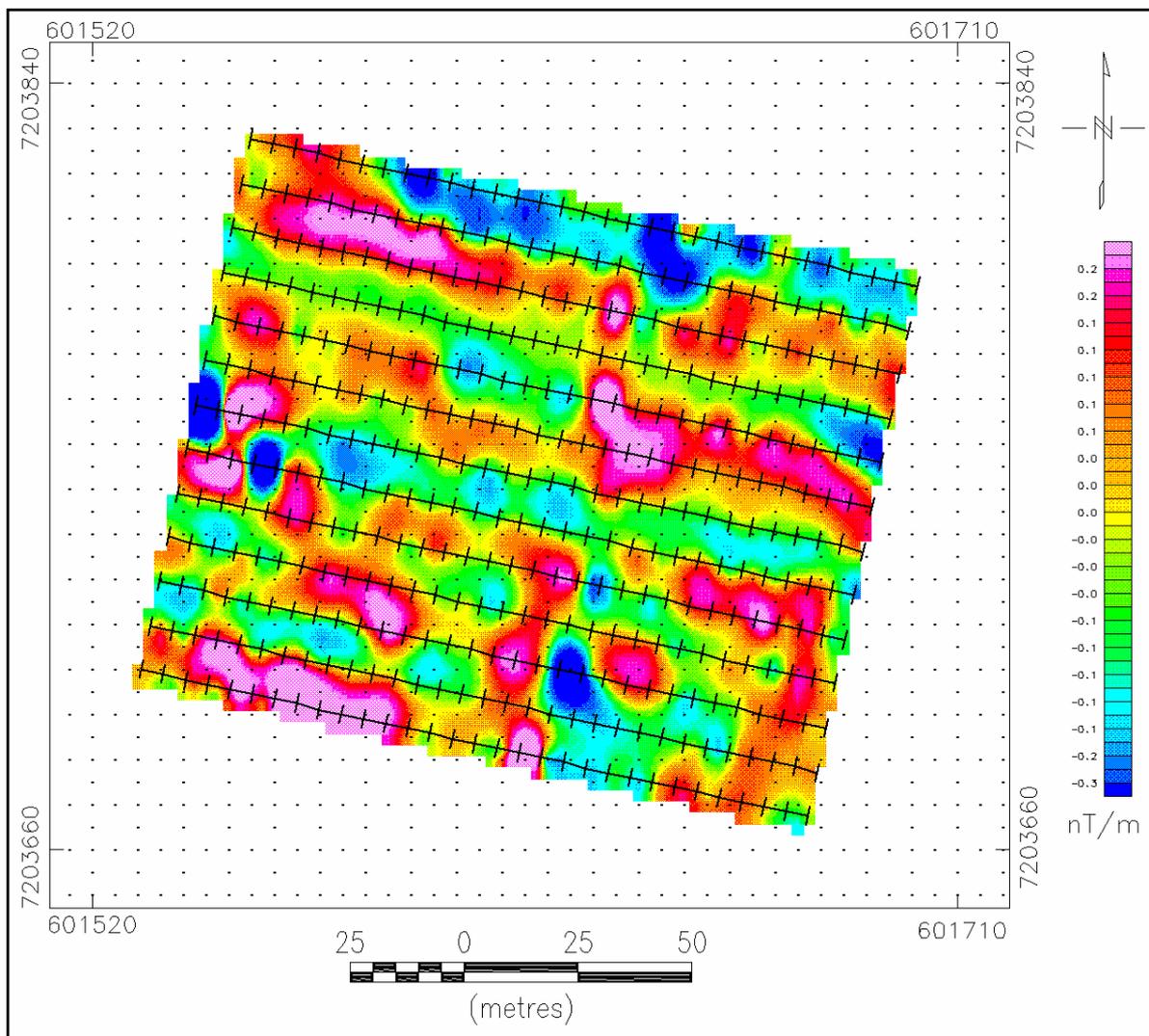


Figura 71 – Mapa da primeira derivada horizontal dx do campo magnético.

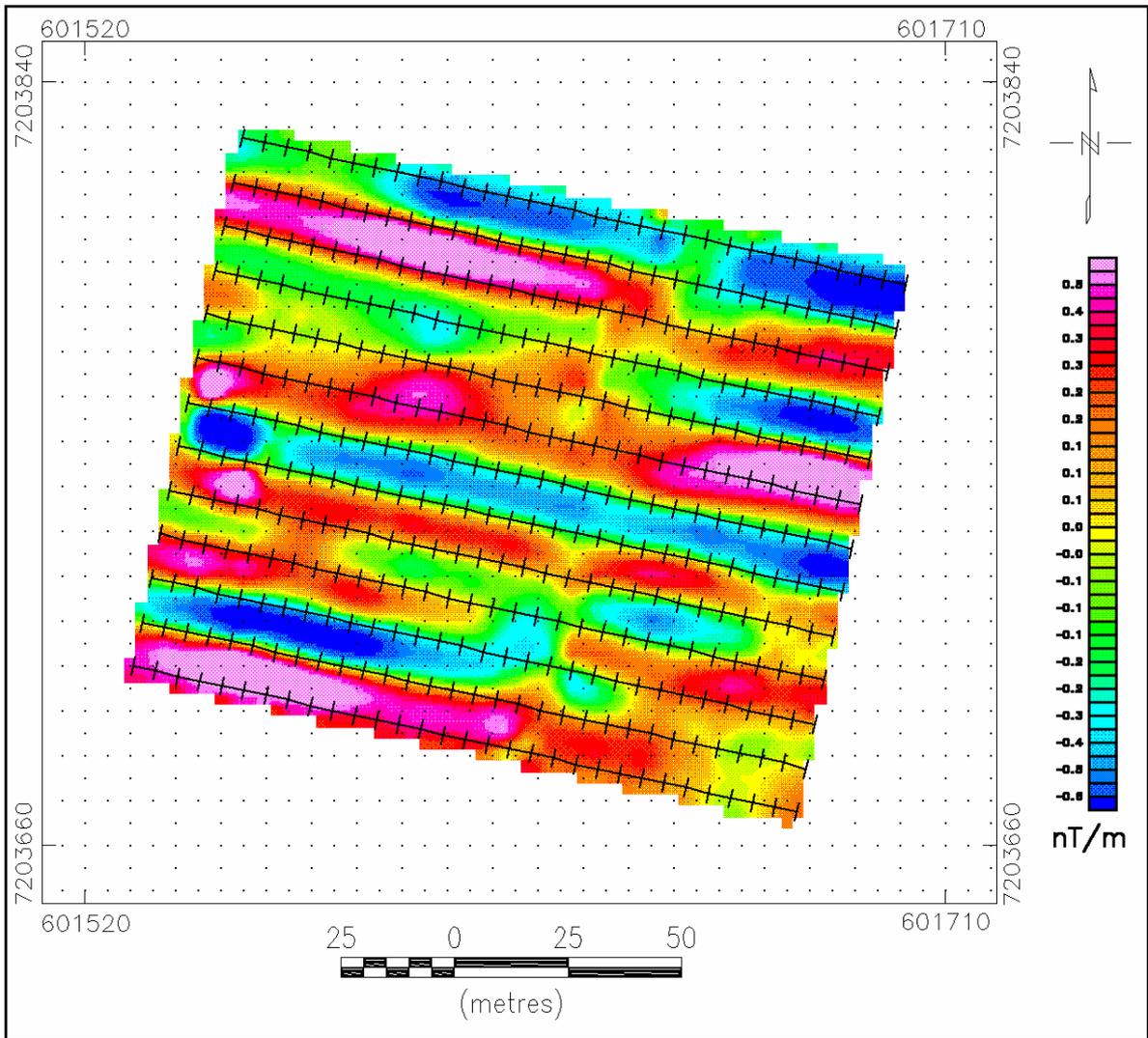


Figura 72 – Mapa da primeira derivada horizontal dy do campo magnético.

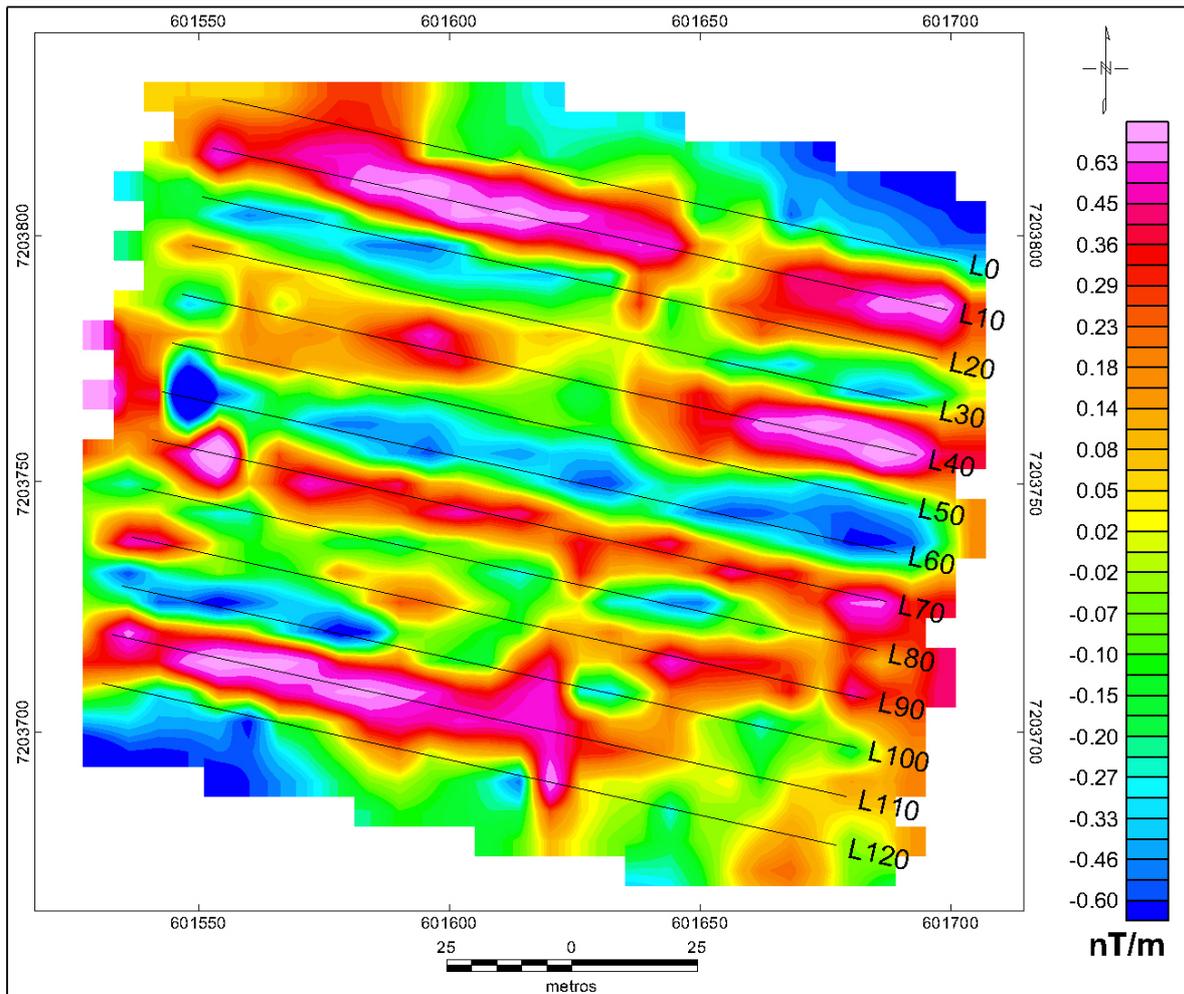


Figura 73 – Mapa da primeira derivada vertical dz do campo magnético.

8. CONCLUSÕES

Este capítulo resume as conclusões do estudo com base nos dados obtidos em levantamentos envolvendo os métodos de eletrorresistividade e magnetometria.

8.1 ELETRORRESISTIVIDADE

A aquisição do sistema multieletrodos, adquirido através do Projeto Modres, para ensaios de resistividade possibilitou levantamentos de grande detalhe em tempo muito pequeno em comparação ao tempo gasto com o sistema convencional que foi utilizado nos primeiros testes de resistividade.

Os resultados obtidos permitem correlacionar os valores de resistividade com diversas feições geológicas, mais especificadamente com a geometria das camadas e o contato entre litologias diferentes.

De maneira geral foi observado que o condicionamento estrutural, representado pelas fraturas descritas, influenciam os valores de resistividade observados nos modelos. Altos de resistividade foram correlacionados a algumas fraturas mapeadas, possivelmente indicando que estas se encontram fechadas, enquanto que baixos podem indicar fraturas mais abertas, com maior facilidade de percolação de água devido a maior porosidade e permeabilidade.

A utilização de dados de resistividade, conjugados a outras informações geológicas permite identificar feições importantes que auxiliam na caracterização de arenitos fraturados, que na área de estudo constituem uma situação geológica aflorante, similar a um reservatório fraturado.

Além das feições principais relacionadas à seção geométrica, que contribuem para entendimento da estratigrafia e estrutural da área estudada, a resistividade mostra valores muito altos (milhares de Ohm.m), distribuídos de forma muito uniforme, mesmo nos níveis mais arenosos. A alta resistividade mostra que ainda que a porosidade seja razoável, a permeabilidade da seção geológica analisada é muito baixa.

8.2 MAGNETOMETRIA

Os resultados obtidos com a magnetometria indicam que a variação magnética da área é baixa, com valores abaixo de 30 nT, como esperado para sedimentos como os que ocorrem na área de estudo. Esta pequena faixa de valores demonstra uma certa homogeneidade e justifica a escolha do levantamento magnetométrico em uma malha de detalhe como a realizada neste estudo.

Notou-se que por mais cuidadosa que seja a correção da variação diurna, quando a variação espacial é muito pequena, é difícil evitar que ela contamine os dados do levantamento. Qualquer pequeno erro no controle e correção da variação diurna (2 ou 3 nT) consegue desnivelar o resultado. Vários testes foram realizados para avaliar a contaminação dos dados pela variação externa. Entretanto confirmaram que o mapeamento da variação espacial da área é prejudicado pela influência da variação diurna não totalmente corrigida. Sugere-se que este problema possa ser resolvido com o uso de magnetômetros de base e linha sincronizados.

Apesar desta situação, algumas feições magnéticas foram correlacionadas a aspectos geológicos da área de estudo. A principal anomalia observada representa uma descontinuidade na porção central do mapa magnético do campo total, com direção aproximada norte-sul e que pode ser associada a fraturas descritas em campo. A magnetometria acrescenta neste caso um controle para um traçado contínuo e muito mais extenso da zona de fratura principal norte-sul do que o mapeado. Secundariamente ocorre uma anomalia de direção NW, cuja associação com a geologia não está clara. O mapa do sinal analítico realça a anomalia principal descrita, sendo esta situação evidenciada pela quebra de continuidade das curvas de isovalores.

Após o processamento e interpretação dos dados geofísicos, foi possível avaliar a potencialidade de utilização dos métodos empregados na caracterização de feições e estruturas geológicas de interesse no estudo de afloramentos similares a reservatórios fraturados em subsuperfície. De maneira geral, os resultados obtidos indicam que a eletrorresistividade e a magnetometria podem ser úteis no delineamento e imageamento de fraturas e em outras feições de interesse ao estudo. Isto já é suficiente para justificar a utilização destes métodos, além de seu baixo custo e rapidez na aquisição dos dados.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AEROSAT – Arquitetura Engenharia e Aerolevantamento Limitada. 2002. Projeto Modres. Foto aérea. Escala 1:10.000., n. 8711.
- Appi, C.J., Rostirolla, S.P. 2004. Modelagem da anisotropia em sistemas fraturados a partir de estudos de alta resolução na Bacia do Paraná, Brasil. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro. 12(1):125-147.
- Barker, R. D. 1989. Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays. *Geophysics*, v.54, n.8, p. 1031-1037.
- Bocardi, L. B., Fernandes, L. A., Vesely, F. F., Rostirolla, S. P., Appi, C. J. 2003. Petrographic and diagenetic aspects of the Lapa and Vila Velha sandstones, Itararé Group, Paraná Basin, Brazil In: Latin American Congress of Sedimentology, 2003, Belém. *anais*.
- Bocardi, L.B., Fernandes, L.A., Rostirolla, S.P., Appi, C.J. (em preparação). Características diagenéticas e parâmetros petrofísicos em reservatórios análogos. Estudo de caso nos arenitos da Formação Campo Mourão, Grupo Itararé, Carbonífero-Permiano (Bacia do Paraná).
- Borges, W.R. 2002. Investigações Geofísicas na Borda da Bacia Sedimentar de São Paulo, utilizando-se de GPR e Eletrorresistividade. Dissertação de Mestrado. USP – Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico. 173 p, São Paulo.
- Campos, A.F. de, Rigoti, A., Rostirolla, S.P., Appi, C.J., Kraft, R.P., Bartoszeck, M.K. 2003. Eletrorresistividade como apoio à caracterização de arenitos fraturados. In: SBGF, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 8, 2003, Rio de Janeiro, Anais digitais.

- Castro, J.C. de. 1999. Estratigrafia de seqüências das formações Campo Mourão (Parte Superior) e Taciba, Grupo Itararé, Leste da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2):255-260.
- Cavalcanti, S.S.; Sato, H.K.; Lima, O.A.L. 2001. Geofísica elétrica na caracterização da hidrologia subterrânea na região do Aterro Metropolitano Centro, Salvador, Bahia. *Revista Brasileira de Geofísica*, 19(2):155-167.
- Dias, M.S. & Braga, L.F.S. 2000. Uso do campo potencial na exploração dos recursos minerais marinhos. *Revista Brasileira de Geofísica*, 18(3):257-267.
- Dobrin, M.B. 1976. *Introduction to Geophysical Prospecting*. MacGraw-Hill Book Company, 630 p.
- EarthImager 2D. Resistivity and IP Inversion Software. Advanced Geosciences, Inc. Austin, EUA. 2002, 2003.
- Edwards, L.S. 1977. A modified pseudo-section for resistivity and induced-polarization. *Geophysics*, 3, 78-95.
- França, A. B. & Potter, P. E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 1). *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro. 2, n.2/4, 147-191.
- França, A. B. & Potter, P. E. 1989. Estratigrafia e ambiente deposicional do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 2). *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro. 3, n.1/2, 17-28.
- França, A. B., Winter, W. R., Assine, M. L. 1996. Arenitos Lapa-Vila Velha: Um modelo de sistemas subaquosos canal-lobos sob influência glacial, Grupo

- Itararé (C-P), Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 26(1):43-56.
- Gallas, J.D.F. 2000. Principais métodos geoeletricos e suas aplicações em prospecção mineral, hidrogeologia, geologia de engenharia e geologia ambiental. Tese de doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Campus Rio Claro. Unesp. 174 p, Rio Claro.
- Gordon Junior, M. 1947. Classificação das formações Gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. *Bol. Div. Geol. Min. DNPM*, 234:1-71.
- Greenhouse, J., Gudjurgis, P., Slaine, D. 1995. *An Introduction to Applications of Surface Geophysics in Environmental Investigations*. Notas de Curso. Orlando, 121 p.
- Keller, G.V. & Frischknecht, F.C. 1977. *Electrical methods in geophysical prospecting*. Oxford: Pergamon Press, 1977, 517 p.
- Kraft, R.P., Rostirolla, S.P., Bocardi, L.B., Campos, A.F. de, Lonardelli, J.N. 2002. Análise petrofísica na caracterização de reservatórios de hidrocarbonetos um estudo nos arenitos "Lapa-Vila Velha" do Estado do Paraná. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 41, João Pessoa, *Anais*, 1:270.
- Kraft, R.P. (em preparação). Integração de dados de poços, sísmica de reflexão rasa e afloramentos para a caracterização de reservatórios fraturados – Estudo de caso nos arenitos Vila Velha. Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Dissertação de Mestrado.
- Loke, M.H. 1999. *Electrical Imaging Surveys for Environment and Engineering Studies: A practical guide to 2D and 3D surveys*. Malaysia.
- Luiz, J.G. & Costa e Silva, L.M. da. 1995. *Geofísica de Prospecção*. Editora Cejup, Belém, 311 p.

- Maack, R. 1947. Breves notícias sobre os estados de Santa Catarina e Paraná. *Arquivo de Biologia e Tecnologia*, Curitiba, v.2, p.65-154.
- Milani, E.J., França, A.B., Schneider, R.L. 1994. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro. 8, 1, 69-82.
- Milani, E.J. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 255 p.
- Milani, E.J. & Thomaz Filho, A. 2000. Sedimentary Basins of South America. In: U.G. Cordani; E.J. Milani; A. Thomaz Filho; D.A. Campos. *Tectonic Evolution of South America*, Edição Especial do 31st International Geological Congress, p. 389-449.
- Oasis Montaj. Software for Earth Science Mapping and Processing. Geosoft Inc, Ontario, Canadá.
- Orellana, E. 1972. *Prospeccion geoeletrica en corriente continua*. Madrid: Paraninfo, 1972, 523 p.
- PAULIPETRO. 1981. Relatório de Atividades 1979/1981, 59 p.
- Rigoti, A., & Crossley, D.J. 1987. Reduction of ambiguity in geoelectric models using multiple data sets. *Revista Brasileira de Geofísica*, 5:29-41.
- Rigoti, A. 1998. Exploração Geofísica Terrestre por Métodos Gravimétricos, Magnetométricos e Gamaespectrométricos. Curso de Aperfeiçoamento em Exploração Mineral (EXMIN 98) – ADIMB. 53 p.
- Rostirolla, S.P., Appi, C.J., Mancini, F., Kraft, R.P., Bartoszeck, M.K. 2001. Fraturas controladoras da migração de fluidos nos Arenitos Vila Velha, Grupo Itararé, Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(3)349-356.

- Roy, A. & Apparao, A. 1971. *Depth of investigation in direct current methods*. *Geophysics*, v.6, n. 5, p. 943-959.
- Schneider, R. L., Mühlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R. A., Daemon, R. F., Nogueira, A. A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, Anais, 1:41-65.*
- SEC – Space Environment Center 2004. Disponível em <http://www.sec.noaa.gov/NOAAscales/#GeomagneticStorms>. Acessado em 23 jan e 02 fev de 2004.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. 1990. *Applied Geophysics*. New York: Cambridge University Press, 1990, 770 p.
- Trzaskos-Lipski, B., Rostirolla, S. P., Vesely, F. F., Bocardi, L. B., Mancini, F., Appi, C.J. 2003 Microtectônica e sua importância no estudo da migração de fluidos em reservatórios fraturados do Grupo Itararé - Bacia do Paraná *In: IX Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2003, Búzios. Boletim de Resumos.*
- Trzaskos-Lipski; B., Rostirolla; S.P., Bocardi, L.B. (em preparação) Análise microestrutural - uma ferramenta para a determinação da evolução tectônica, estudo de caso: Arenitos Vila Velha.
- Vesely, F.F., Trzaskos-Lipski; B., Kraft, R.P., Rostirolla; S.P., Appi, C.J. 2003. Facies architecture of a Permocarboneous sandstone reservoir analogue, Itararé Group, Paraná Basin, Brazil. *In: SBG, Latin American Congress of Sedimentology, 3, Abstract Book, p.67-69.*
- Ward, S.H. 1990. Resistivity and induced polarization methods. *Geotechnical and environmental Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, v.1: Review and Tutorial, p. 147-189.

Zalán, P.V., Wolff, S., Conceição, J.C. de, Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Appi, V.T., Zanutto, O.A. 1987. Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná. *In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3, Curitiba. Atas...*, v. 1, p 441-473.

Zalán, P.V., Wolff, S., Conceição, J.C. de, Marques, A. Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Appi, V.T., Zanutto, O.A. 1990. Bacia do Paraná. *In: Gablagia, G.P.R., Milani, E.J. (coord.). Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Ed. Gávea, pp.:135-168.*