

Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho"
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

Caracterização morfológica de ocorrência de manganês por meio de dados geofísicos

Leandro Ballarin Vieira

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geociências

Orientador
Prof. Dr. César Augusto Moreira

2015

549 Ballarin Vieira, Leandro
V658c Caracterização morfológica de ocorrência de manganês por meio de dados geofísicos/ Leandro Ballarin Vieira- Rio Claro: [s.n.], 2015.

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas.
Orientador: César Augusto Moreira

1. pesquisa mineral. 2. geofísica de exploração. 3. pesquisa de manganês. 4. eletrorresistividade. 5. polarização induzida. I. Título

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Câmpus de Rio Claro-SP

TERMO DE APROVAÇÃO

Leandro Ballarin Vieira
Caracterização morfológica de ocorrência de manganês por meio de dados geofísicos

Relatório de Qualificação aprovado como requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre no Curso de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho", pela seguinte banca examinadora:

Prof. Dr. César Augusto Moreira
Orientador

Prof. Dr. Vinícius de Abreu Oliveira
Departamento de Geofísica - UNIPAMPA - Caçapava do Sul/RS

Prof. Dr. George Luiz Luvizotto
Departamento de Petrologia e Metalogenia - DPM - Unesp/Rio Claro

Rio Claro, 06 de Outubro

À minha família, em especial:
Mãe, Pai, Cris, Dino, Rique, Tia Irene, Tio Miguel,
pelo apoio incondicional em todos os momentos e
em todas as decisões (mesmo quando aparentemente ruins).
Ao Professor Elias C. Daitx: querido Mestre, orientador e amigo.

Agradecimentos

Agradecimentos às pessoas que contribuíram direta ou indiretamente para a realização deste trabalho. Agradecimentos às pessoas que compartilharam dos bons e maus momentos durante esta breve caminhada.

Em especial à minha família, pelo apoio incondicional em todos os momentos, mesmo quando as decisões não parecem muito racionais e os caminhos escolhidos não muito promissores.

Ao professor César Augusto Moreira pelo incentivo, pelas discussões sempre construtivas e sobretudo pela paciência nos momentos de procrastinação...

Aos professores George Luiz Magrão e Vinícius de Abreu pela presença na banca examinadora e pelas correções e sugestões para a melhoria do trabalho.

Aos amigos da pós-graduação, guerreiros de todos os dias, com seus próprios caminhos, mas sempre juntos na caminhada em comum. Obrigado a todos!

Aos funcionários (amigos) da Unesp, que tanto nos ajudam nos momentos difíceis, nos livrando do peso dos processos burocráticos para que possamos nos concentrar nos processos mentais que julgamos importantes...Obrigado, sem vocês não chegaríamos a lugar nenhum!

A todos os demais professores desta instituição, responsáveis pelo nosso crescimento pessoal e profissional, a grande maioria deles parceiros desde o começo da vida na Unesp (pré-Cambriano)!

Breathe, breathe in the air
Don't be afraid to care
Leave but don't leave me
Look around, choose your own ground
For long you live and high you fly
And smiles you'll give and tears you'll cry
And all your touch and all you see
Is all your life will ever be
Run, rabbit run
Dig that hole, forget the sun
And when at last the work is done
Don't sit down, it's time to dig another one
For long you live and high you fly
But only if you ride the tide
And balanced on the biggest wave
You race towards an early grave

David Jon Gilmour / Richard Wright / Roger Waters

Look deep into nature,
and then you will understand everything better.

Albert Einstein

Resumo

Na região de Itapira (SP) são conhecidas diversas ocorrências de manganês supergênico, dispostas em uma faixa que se estende desde Itapira-Socorro (SP) até Natércia-Careaçu (MG). Localmente o minério ocorre na forma de lentes, embutidas nos litotipos do Grupo Itapira (quartzitos e quartzo xistos), cujas rochas apresentam padrão estrutural complexo representado por dobras fechadas, redobradas e cisalhadas, com ângulos de mergulho médios a altos em suas porções axiais. Em campo o depósito é caracterizado por superfícies lateríticas, de coloração cinza escura a preta, constituídas predominantemente por óxidos e hidróxidos de manganês resultantes da alteração de gonditos. Análises de difração de raios-X, realizadas em depósitos vizinhos, confirmam a presença de grafita no minério e protominério de Itapira em teores de até 5%. Muitos veios e bolsões de quartzo ocorrem na área, associados com o minério e com as rochas encaixantes. Neste trabalho são apresentados os resultados da caracterização morfológica de uma ocorrência de manganês supergênico por meio de investigação geofísica. Foram utilizados os métodos da Eletrorresistividade e Polarização Induzida e os dados coletados por meio da técnica do Imageamento Elétrico em um arranjo Wenner-Schlumberger. Um total de 10 linhas de 420 m cada foram realizadas, com espaçamento entre eletrodos de 10 m, paralelas e espaçadas 50 m entre si. Os dados foram processados com o software Res2Dinv e modelos de inversão 2D foram gerados para os parâmetros resistividade e cargabilidade. Em seguida os modelos 2D foram exportados e interpolados na plataforma Oasis Montaj Geosoft para a geração de modelos de visualização 3D. Os resultados revelaram uma relação do minério de manganês com zonas de baixa resistividade e alta cargabilidade. As altas cargabilidades ocorrem devido aos óxidos de manganês e principalmente à grafita (mineral bastante polarizável) presentes no minério. Além disso, foi revelada a existência de dois corpos de minério, independentes em subsuperfície e orientados perpendicularmente à direção estrutural local.

Palavras-chave: pesquisa mineral, geofísica de exploração, pesquisa de manganês, eletrorresistividade, polarização induzida.

Abstract

Some manganese supergenic occurences are found next to the Itapira city (SP, Brazil), representative of a trend that extends from Itapira/Socorro (SP) to Natércia/Careaçu (MG), hosted by quartzites, schists and gneisses of the Itapira Group (Neoproterozoic). Several tectono-metamorphic events (from Paleoproterozoic to Neoproterozoic)affected the area regionally, resulting in a complex structural pattern represented by isoclinal folds, sometimes refolded and sheared. The ore/protore occurs as small bodies of manganese oxides and hydroxides, derived from the supergene alteration of gondite rocks. It is lenticular, rounded to elliptical in shape, with average dimensios of 100 m x 150 m, and dark gray to black in color. It is also locally associated with veins and lumps of quartz. Some of the occurences (Córrego do Cocho, Morro das Palmeiras e Soares) have been studied by others in terms of their mineralogy, petrography, geochemistry and ore processing aspects and X-Ray diffraction measurements showed significant amounts of graphite in the ore, up to 5%. This study aims the morphological characterization of the São Roque occurrence by integrating geological and geophysical investigations (DC-Resistivity and Induced Polarization. The geophysical data were obtained using a multi-electrode cable and the Electrical Resistivity Tomography (ERT) technique, using a Wenner-Schlumberger array. Data were modelled through Res2dinv (2D geophysical inversion software for resistivity and IP data) software, where topographical data were included to generate 2D models in terms of resistivity and chargeability. The results showed that the manganese ore is related to low resistivity areas associated with high chargeability areas. Low resistivity results are correlated with highly saturated quartzites (host rocks) in depths below 30-35 meters, while high chargeability values are correlated to the presence of graphite (polarizable mineral) and manganese oxides/hydroxidesin the ore/protore. High resistivity places are correlated with the presence of quartz veins associated with the quartzites (and ore/protore in some cases).

Keywords: mineral exploration, exploration geophysics, manganese, electroresistivity, induced polarization.

Lista de Figuras

2.1 Enriquecimento supergênico de depósitos gondíticos 22

3.1 Localização da área de estudos. 23
3.2 Mapa com a localização de Itapira e as principais vias de acesso ao município. 24
3.3 Contexto das Províncias Estruturais Brasileiras 25
3.4 Mapa geológico da porção leste de SP e sul de MG 27
3.5 Localização das estruturas regionais e Estrutura sinforme de Itapira . . 31
3.6 Estrutura a leste da Fazenda Bom Jardim 32
3.7 Difratogramas do minério de Itapira 37
3.8 Protominério silicático de Itapira 38
3.9 Constituição do minério de Itapira 39
3.10 Vista da área de estudos 41
3.11 Quartzito em ravinamento 42
3.12 Muscovita quartzito em colúvio/cascalheira 42
3.13 Fotos do cobertura laterítica de manganês e detalhe do minério . . . 43

4.1 Cofiguraçõ das bandas energéticas nos materiais 45
4.2 Condução eletrolítica 47
4.3 Campo elétrico 47
4.4 Campo elétrico e superfícies equipotenciais 48
4.5 Analogia entre fluxo de corrente e de água 49
4.6 Corrente elétrica num condutor 51
4.7 Fluxo de corrente elétrica na terra 52
4.8 Medição da resistividade com 4 eletrodos 54
4.9 Polarização de membrana 57
4.10 Polarização eletrônica 58
4.11 Eletrodo não polarizável 60
4.12 Método IP no domínio do tempo 61
4.13 Arranjo Wenner 65
4.14 Arranjo Schlumberger 66
4.15 Resistividade e IP em minério de frente de lavra 69

5.1 Mapa da investigação geofísica 70
5.2 Aquisição dos dados 71
5.3 Distribuição dos valores de resistividade e cargabilidade 75

6.1 Seções de resistividade para as linhas 1 a 6 77
6.2 Seções de resistividade para as linhas 6 a 10 78
6.3 Exemplo de seção interpretada 80
6.4 Seções de cargabilidade para as linhas 1 a 6 81
6.5 Seções de cargabilidade para as linhas 6 a 10 82
6.6 Modelos de visualização 3D (Voxels) 83
6.7 Mapas de níveis para resistividade e cargabilidade 84
6.8 Mapa comparativo entre mapeamento e investigação geofísica e posição aproximada dos corpos em profundidade 86
6.9 Superfícies de isovalores para resistividade e cargabilidade 88
6.10 Supefícies de resistividade e cargabilidade integradas 89

Lista de Tabelas

2.1 Principais minerais de manganês formadores de depósitos 17

Sumário

1 Introdução **12**

1.1 Justificativa 14

1.2 Objetivos 14

1.3 O Sistema LaTeX 14

2 Manganês **16**

2.1 Fonte, transporte e deposição 17

2.2 Classificação dos depósitos de Mn 19

2.2.1 Depósitos sedimentares 19

2.3 Laterização e enriquecimento supergênico 20

3 Área de estudos **23**

3.1 Geologia da área de estudos 24

3.1.1 Contexto geotectônico 24

3.1.2 Geologia Estrutural 30

3.1.3 Contexto dos depósitos de manganês 33

3.1.4 Geologia local 40

4 Fundamentação dos métodos geoelétricos **44**

4.1 Introdução 44

4.2 Condução da corrente elétrica nos materiais 44

4.2.1 Condução eletrônica (metálica ou galvânica) 45

4.2.2 Condução dielétrica (semicondutores) 45

4.2.3 Condução eletrolítica (condutores iônicos) 46

4.3 Campo Elétrico e Potencial Elétrico 47

4.4 Corrente elétrica 48

4.4.1 Resistência e resistividade elétricas 49

4.5 Método da Eletrorresistividade 50

4.6 Fluxo de corrente na terra 51

4.7 Método da Polarização Induzida (IP) 55

4.7.1 Fenômenos da polarização (*overvoltage*) 56

4.7.2 Polarização de membrana 57

4.7.3 Polarização eletrônica 58
4.8 Técnicas de investigação em campo 61
4.8.1 Sondagem Elétrica Vertical - SEV (*Vertical Electrical Sounding - VES*) 62
4.8.2 Caminhamento Elétrico (*Electrical Resistivity Tomography*) . . . 63
4.9 Arranjos de eletrodos 63
4.9.1 Arranjo Wenner 64
4.9.2 Arranjo Schlumberger 65
4.10 Geofísica aplicada à pesquisa de manganês 66

5 Aquisição e processamento dos dados **70**
5.1 Aquisição 70
5.2 Processamento dos dados e modelagem 2D 72
5.2.1 Modelos de visualização 3D 74

6 Resultados e discussão **76**
6.1 Modelos de inversão 2D (seções) 76
6.1.1 Resistividade 76
6.1.2 Cargabilidade 79
6.2 Modelos de visualização 3D 83
6.2.1 Isossuperfícies 87

7 Conclusões **92**

Referências **94**

1 Introdução

Minério é um material do qual minerais e metais de intrínseco interesse econômico podem ser economicamente extraídos num determinado momento (PETERS, 1987; MISRA, 2000; MOON et al., 2006; GUILBERT; JR, 2007)

O setor mineral é de suma importância para a economia do Brasil, já que o País produz mais de 72 substâncias minerais: 23 delas metálicas, 45 não metálicas e 4 consideradas energéticas (DEPARTAMENTO MINERAL DA PRODUÇÃO MINERAL, DNPM, 2012). O Brasil abriga diversos depósitos metálicos de classe mundial (nióbio, ferro e bauxita) e exporta uma vasta gama de produtos minerais (dentre eles manganês, cromo, titânio e níquel). O Brasil possuía, no final de 2011, reservas minerais bastante significativas no contexto mundial, apresentando as primeiras reservas de nióbio (97,6%) e de grafita (43,3%), segundas de tântalo (39,8%) e ferro (17,4%), terceiras de estanho (14,3%) e níquel (10,5%) (DEPARTAMENTO MINERAL DA PRODUÇÃO MINERAL, DNPM, 2012). O Instituto Brasileiro de Mineração - IBRAM previu um crescimento entre 2% e 5% para setor nos próximos dois anos e uma média de investimentos de cerca de 15 bilhões de dólares por ano até 2016 (IBRAM, 2012).

A pesquisa (ou prospecção) mineral é a área responsável tanto pelo planejamento e execução dos trabalhos que levam à descoberta desses depósitos e jazidas minerais através da pesquisa sistemática de uma região com potencialidades mineiras (MARANHÃO, 1989). Também é de objetivo da pesquisa mineral, numa etapa posterior, o planejamento e execução dos trabalhos de qualificação e quantificação dos recursos e reservas contidos nesses depósitos e jazidas através da avaliação em subsuperfície.

Os trabalhos de pesquisa mineral se iniciam com a busca e definição de prospectos. Segundo Marjoribanks (2010), um prospecto é um volume restrito de terra que apresenta a possibilidade direta de conter um depósito mineral, selecionado com base em alguma ideia geológica ou alguma feição anômala do ambiente. Após a definição de um prospecto, os trabalhos de pesquisa avançam por estágios de progressivo detalhamento, onde resultados positivos levam à continuidade da pesquisa e os negativos determinam o descarte ou o "congelamento"do prospecto até que surjam novas informações, ideias ou tecnologias (MILSOM, 2006; MARJORIBANKS, 2010).

Uma das técnicas usadas na geração e investigação de prospectos é a geofísica de exploração (REEDMAN, 1979). A geofísica é uma ferramenta muito importante dentro

da pesquisa mineral, principalmente quando integrada ao reconhecimento geológico de superfície e à geoquímica.

Os métodos geofísicos apresentam grandes vantagens na busca por depósitos minerais não aflorantes, pois permitem uma perspectiva rápida das condições de subsuperfície sem a necessidade de intervenções diretas. Seu uso se inicia logo nos estágios de reconhecimento geológico, onde métodos aerogeofísicos são utilizados em escala regional para a busca e definição de novos prospectos, e se estende para os estágios de maior detalhamento onde métodos terrestres são empregados diretamente na delimitação de depósitos minerais em subsuperfície (FORD; KEATING; THOMAS, 2007).

As investigações geofísicas são baseadas na medição de propriedades físicas dos materiais geológicos (elétricas, magnéticas, mecânicas, radioativas, etc.), as quais podem estar direta ou indiretamente ligadas à mineralizações de interesse econômico. Medidas consideradas anômalas (acima de um determinado padrão definido para a área) são selecionadas para as fases posteriores de detalhamento dos prospectos, que normalmente incluem trabalhos de sondagem (MISRA, 2000; MILSOM, 2006; MOON et al., 2006; DENTITH; MUDGE, 2014). Os métodos terrestres de investigação geofísica são normalmente aplicados em estudos locais em fases de detalhamento que precedem os trabalhos de sondagem (ROBINSON, 1988).

A aplicação apropriada da geofísica envolve três partes fundamentais (MOON et al., 2006):

1. *Planejamento*: definição de objetivos: assembléia mineral, tipo de depósito e litotipos, condicionantes geológicos, dimensões, formas e demais características dos corpos;

2. *Trabalhos de campo*: aquisição de dados e adequação do planejamento conforme novos dados são adquiridos e incorporados ao modelo geológico preliminar;

3. *Interpretação dos resultados*: integração e análise de dados geológico-geofísicos; definição de alvos prioritários para campanhas de sondagem, amostragem e quantificação.

Os métodos elétricos são amplamente utilizados nos trabalhos de pesquisa mineral. Eles se baseiam em propriedades elétricas fundamentais dos minerais, rochas e solos, tais como a resistividade e a permissividade dielétrica. A primeira está relacionada com a maior ou menor resistência dos materiais à passagem da corrente elétrica, enquanto a segunda condiciona os principais efeitos de polarização e geração de potenciais elétricos espontâneos (MARANHÃO, 1989).

1.1 Justificativa

São justificativas para esta pesquisa:

- A substancial importância do manganês para o setor mineral brasileiro, aliada ao extraordinário potencial em recursos minerais do território;
- A escassez de publicações de pesquisa mineral de detalhe no Brasil e no mundo, especialmente: 1) trabalhos envolvendo a investigação geofísica de depósitos de manganês; e 2) trabalhos que envolvam a aplicação dos métodos elétricos;

1.2 Objetivos

A pesquisa tem por objetivo realizar a caracterização morfológica de uma ocorrência de manganês supergênico nos arredores do município de Itapira-SP com a utilização dos métodos geofísicos da Eletrorresistividade e da Polarização Induzida. Através destas pesquisas pretende-se, por meio dos seguintes objetivos específicos:

- estimar os limites do corpo mineralizado em superfície e subsuperfície;
- caracterizar a continuidade horizontal e vertical do corpo de minério;
- estimar a geometria do corpo mineralizado através da modelagem tridimensional dos dados coletados.

1.3 O Sistema LaTeX

Este trabalho foi desenvolvido com a ajuda da plataforma LaTeX. A plataforma latex é um sistema de de tipografia de alta qualidade. O sistema inclui características designadas especificamente para a produção de documentação técnica e científica. Muitas informações podem ser encontradas no endereço eletrônico dos desenvolvedores: `<https://www.latex-project.org/>`.

A internet oferece uma fonte praticamente infinita de informação sobre o uso do sistema LaTeXpara a criação de trabalhos técnicos e científicos, como por exemplo apostilas, tutoriais, guias rápidos, fóruns de discussão e resolução de problemas, modelos de documentos, teses e dissertações. Estes materiais são de fácil acesso e livres para a consulta e utilização.

Inúmeros pacotes de *software* estão disponíveis para criação de documentos no sistema, tais como o Sharelatex, Texstudio, LyX, TeXnicCenter, Texmaker. Dentre os diversos testados, o que o autor mais se identificou e utilizou neste trabalho foi o Texmaker (BRACHET, 2014). Para o gerenciamento das referências bibliográficas foi utilizado o programa JabRef, em conjunto com o sistema *BibTeX*, todos de uso livre e

com vasta documentação *online* (GITHUB, 2014b). Informações e documentação sobre o sistema BibTeX de gerenciamento podem ser encontrados em Hellmund (2002) e Osborne (2002), além do prório endereço na internet: `<http://www.bibtex.org/>`. Para a citação e formatação dos estilos bibliográficos de acordo com as normas da ABNT foi utilizada a suíte *abntex2*. A suíte inclui classes e pacotes para a citação e formatação de referências, além de modelos de documentos e documentação (GITHUB, 2014a).

O formato desta dissertação foi adaptado do modelo de Wladimir Seixas, para uso no Programa de Pós Graduação em Matemática do Instituto de Ciências Exatas da Unesp, Câmpus de Rio Claro (SEIXAS, 2012).

Inúmeras apostilas, livros digitais e tutoriais foram utilizadas pelo autor para o aprendizado e treinamento no LaTeX, assim como para a confecção desta dissertação. Algumas das consideradas mais importantes foram escolhidas para serem citadas nesta seção e constarem na lista de referências bibliográficas deste trabalho (PAGNOSSIN; GIORDANO; ALVES, 2014; MORI, 2008; STACKEXCHANGE, 2014; SANTOS, 2002; SOUTO, 2014; TALBOT, 2012; INSTITUTO DE QUÍMICA DE SÃO CARLOS, USP, 2014; OETIKER, 2014).

2 Manganês

O manganês é o nono ou décimo elemento mais abundante na crosta terrestre, de acordo com o modelo de composição crustal utilizado (MAYNARD, 2003). O manganês é um elemento formador de diversas classes minerais tais como óxidos, hidróxidos, silicatos, carbonatos e sulfetos. Os óxidos e hidróxidos são os mais abundantes, seguidos pelos carbonatos, silicatos e finalmente pelos sulfetos (Tabela 2.1).

A grande habilidade do manganês em se posicionar dentro das estruturas cristalinas e formar compostos diversificados deriva dos três estados de valência que pode assumir (STANTON, 1972). Cada estágio de valência equivale a um diferente comprimento de raio iônico, permitindo que o manganês se associe (e se permute) com um grande número de elementos presentes nos principais minerais formadores de rocha.

O manganês no seu estado bivalente (Mn^{+2}) ocorre na crosta terrestre principalmente na forma de silicatos. A similaridade de tamanho entre o raio iônico do manganês bivalente com o do ferro e do cálcio confere ao manganês grande facilidade de permuta com esses elementos dentro do retículo cristalino dos minerais silicáticos (tais como anfibólios, piroxênios e granadas) e carbonatos, onde considerável isomorfia pode acontecer devido à entrada do Mn^{+2} dentro retículo cristalino, substituindo o cálcio, ferro ou magnésio. Sulfetos de manganês são particularmente raros (a alabandita, MnS, é um exemplo) e a participação deles na formação de depósitos de interesse econômico é mínima.

O manganês bivalente logo passa para o estado de trivalência ou tetravalência quando submetido a condições oxidantes. Por este motivo, a participação do manganês bivalente na formação de óxidos e hidróxidos é pouco significativa e o manganês trivalente se destaca como o principal formador de minerais dentro desta classe, tendo como principais representantes a manganita (Mn_2O_3) e a hausmannita ($MnO.Mn_2O_3$).

A mineralogia do manganês é complexa e analiticamente difícil. Óxidos e hidróxidos de manganês são de difícil determinação, dado que ocorrem como agregados minerais extremamente finos. Suas propriedades ópticas muito semelhantes, sendo necessário o uso de difração de raios-X para uma identificação precisa (STANTON, 1972; MAYNARD, 2003).

Tabela 2.1: Principais minerais de manganês formadores de depósitos. Compilado de Stanton (1972) e Maynard (2003)

Mineral	Fórmula	Comentários
Óxidos		
Pirolusita	MnO_2	Comum produto do intemperismo de sedimentos com Mn
Criptomelana	$[K(Mn_8O_{16})]$	Comum produto do intemperismo de sedimentos com Mn
Jacobsita	$(Mn,Fe)_3O_4$	Metamorfismo de sedimentos com Mn
Hausmanita	$(Mn,Fe)_3O_4$	Comum e abundante; principal mineral de minério de manganês
Psilomelana	$[BaMn_9O_{16}.2H_2O]$	Comum e abundante, ocorre junto com a criptomelana
Todorokita	$(Na,Ca,K,Ba,Mn)Mn_3O_7 \cdot xH_2O$	Mineral primário em nódulos de manganês oceânicos
Litioforita	$(Al,Li)(OH)_2MnO_2$	Produto de intemperismo
Hidróxidos		
Manganita	MnOOH	Não muito abundante, produto de intemperismo
Silicatos		
Espessartita	$Mg_3Al_2(SiO_4)_3$	Grupo das granadas. Comum produto do Metamorfismo de sedimentos Mn
Rodonita	$MnSiO_3$	Metamorfismo de sedimentos Mn, geralmente associada com espessartita
Carbonatos		
Rodocrosita	$MnCO_3$	
Sulfetos		
Alabandita	MnS	Nunca abundante, formado sob condições muito anaeróbicas em presença de S
Wad	$MnO.MnO_2 \cdot H_2O$ (comp. geral)	Agregado amorfo de óxidos de manganês, geralmente hidratado

O manganês, assim como o ferro, tem sua geoquímica governada pelas condições pH e Eh. Em condições de pH 8 (água do mar) e entre 5-7 (água doce), o manganês tende a estar dissolvido, exceto em ambientes extremamente oxidantes onde minerais de composição MnO_2 devem se formar; em condições oxidantes intermediárias, silicatos e carbonatos de manganês são esperados; em condições extremamente redutoras, sulfetos (alabandita - MnS) e óxidos reduzidos (manganosita - MnO) devem existir (PARK; MACDIARMID, 1975).

O manganês tem propriedades oxidantes, desoxidantes, inseticidas, bactericidas, inseticidas e algicidas e nutrientes. Sendo assim, seu uso na indústria é vasto e abrange vários setores. Na indústria siderúrgica, o manganês entra nos alto fornos como agente dessulfurante, oxidante ou desoxidante para a obtenção de diferentes tipos de aços, ferro-gusa e ferro-ligas (onde são necessários entre 20 e 60 kg para a produção de uma tonelada de aço). Na indústria química, o manganês é importante para a para a fabricação de baterias com células secas, o que requer minérios com alta pureza (pelo menos 80% MnO_2. Outros usos incluem as indústrias de fertilizantes, cerâmica, elétrica e indústria do vidro (como agente descorante e corante de acordo com a aplicação) (GONÇALVES; SERFATY, 1976; COELHO et al., 1986).

2.1 Fonte, transporte e deposição

O manganês está presente em praticamente todas as rochas da crosta terrestre, em quantidades que variam entre 0,1 e 0,3 de MnO%. Assim como o ferro, sua maior abundância se dá nas rochas ígneas básicas e seu conteúdo aumenta proporcional-

mente ao decréscimo do conteúdo de sílica (SiO_2). Nos sedimentos os mais altos teores de manganês são encontrados em folhelhos e siltitos e os baixos teores são característicos de arenitos e quartzitos derivados.

Segundo Borchert (1970), o manganês é um elemento de ocorrência clássica nas soluções magmáticas residuais. O conteúdo de manganês aumenta proporcionalmente no sentido normal de cristalização dos magmas basálticos, provavelmente relacionado com o aumento do potencial de oxidação com o progresso da cristalização fracionada. Além disso, o autor afirma que o conteúdo de manganês é sempre maior nas rochas vulcânicas intrusivas do que nas extrusivas, para um mesmo conteúdo de sílica.

O manganês é fortemente associado com carbonatos e muito pouco presente nos folhelhos pretos, ao contrário do ferro, em razão da alta instabilidade do sulfeto de manganês em condições redutoras. Dessa forma, o ferro tende a se concentrar nos folhelhos depositados em condições de baixa oxigenação, enquanto o manganês se concentra em ambientes mais rasos e oxigenados, dominados por carbonato.

O elemento ocorre também frequentemente como produtos exalativos em regiões vulcânicas e nos arredores de fontes hidrotermais, onde é comum a presença de travertinos e tufas calcárias com altas concentrações do elemento. Muitas ilhas vulcânicas atuais apresentam alto conteúdo de óxidos de manganês em tufas e lentes piroclásticas, intercaladas a derrames sucessivos. Além disso, sedimentos depositados no fundo oceânico proveniente da deposição de cinzas vulcânicas de composição andesítica expelidas por vulcanismo explosivo (e carregadas por longas distâncias pelo vento e correntes) chegam a apresentar teores de até 5,5% de MnO_2. Além da lixiviação das rochas e contribuição vulcânica, um terceiro tipo de fonte seria a erosão, transporte e deposição dos sedimentos e rochas com altas concentrações de manganês previamente formadas a partir da lixiviação dos tipos anteriores.

A lixiviação e o transporte do manganês são governados por processos e mecanismos similares aos que governam o ferro, ou seja, a maioria dos compostos de manganês é solubilizada em águas neutras a ácidas e precipitada em águas alcalinas. O manganês lixiviado das rochas é carreado do perfil de solo vertical e lateralmente e em seguida transportado como compostos carbonatados ou partículas por águas naturais de pH levemente ácido até os corpos d' água. Nestes últimos ele é acumulado na forma de óxidos e manganês dissolvido (Mn^{+2}), onde permanece dissolvido por tempo indeterminado enquanto prevalecerem condições redutoras (FRAKES; BOLTON, 1992) no local ou até que seja adsorvido pela superfície dos seixos e minerais.

A deposição do manganês ocorre na forma de óxidos, hidróxidos, carbonatos, silicatos ou sulfetos, de acordo com as condições de alcalinidade e oxigenação dos locais de sedimentação. Sulfetos são raros, ao contrário do que ocorre com o ferro, pois o campo de estabilidade do Mn_2^+ é bem maior que o do ferro em condições redutoras - em presença de enxofre irá ocorrer a formação de sulfetos de ferro

enquanto o manganês permanecerá dissolvido.

2.2 Classificação dos depósitos de Mn

Depósitos de manganês podem ser originados em muitos ambientes, por uma grande diversidade de processos. Depósitos hidrotermais diretos se próximos das cadeias meso oceânicas e zonas de subducção, enquanto depósitos sedimentares se formam em ambientes marinhos, lacustres e pantanosos. A atuação do intemperismo sobre rochas com teores significativos de manganês (básicas, ultrabásicas e metamórficas principalmente) leva à formação de depósitos por enriquecimento supergênico (BORCHERT, 1970; ROY, 1992; VALETON, 1994; ROY, 1997; MAYNARD, 2003).

A grande diversidade de processos e ambientes geradores resulta num grande número de propostas de classificação para os depósitos de manganês. Além disso, na maioria das vezes, os processos ocorrem em conjunto ou se sobrepõem no tempo geológico, dificultando ainda mais o trabalho e gerando classificações mistas. De uma forma geral, depósitos de manganês são classificados em hidrotermais/vulcanogênicos (endógenos) e sedimentares (marinhos ou lacustres).

2.2.1 Depósitos sedimentares

Os depósitos sedimentares são os mais comuns e os de maior importância, representando quase 80% das reservas mundiais (GONÇALVES; SERFATY, 1976; HOPFNER; SCHWARZBACH, 1976); O restante sendo dividido similarmente entre depósitos jaspilíticos, gondíticos/queluzíticos e depósitos residuais lateríticos.

O manganês pode se depositar tanto em ambientes marinhos como em ambientes continentais, porém os primeiros são sem dúvida os de maior importância. Depósitos modernos estão se formando nos mares rasos e profundos, nas regiões plataformais, lagunas, estuários e lagos de água doce (STANTON, 1972; ROY, 1992).

Os depósitos sedimentares são desenvolvidos pela atuação de vários processos, que incluem a extração do metal das rochas fontes, seu transporte até os locais de deposição e sua precipitação em condições favoráveis de Eh e pH (com possível remobilização por processos diagenéticos). O fato de o manganês apresentar elevada afinidade química com o ferro permite que analogias sejam feitas para a maioria das concentrações sedimentares contendo os dois elementos, já que ambos tendem a frequentar os mesmos ambientes e apresentar comportamentos geoquímicos similares nas mesmas condições de Eh e pH. Fatores climáticos têm influência fundamental na formação destes depósitos, ao controlar desde o intemperismo e lixiviação das áreas fontes até a formação de concentrações lateríticas residuais, onde o fator climático se torna mais do que evidente.

Gonditos são depósitos essencialmente sedimentares que sofreram metamorfismo

e eventual enriquecimento supergênico posterior (GONÇALVES; SERFATY, 1976). As rochas metamóficas manganesíferas são distinguidas pelo seu alto conteúdo de silicatos de manganês, porém o termo é usualmente estendido também para depósitos metamórficos com alguma quantidade de carbonato de manganês e com presença de níveis grafitosos. A mineralogia desses depósitos inclui granada espessartita, rodonita, quartzo e algum carbonato.

2.3 Laterização e enriquecimento supergênico

O intemperismo compreende processos de alteração de rochas e minerais na superfície terrestre quado em contato com a atmosfera, hidrosfera e biosfera. Ciclos intempéricos têm sido observados durante toda a história da Terra, resultantes da ação de processos endógenos e exógenos aliados à evolução da atmosfera e biosfera (VALETON, 1994).

O intemperismo modifica e redistribui o conteúdo mineral nos diferentes níveis do depósito, originando novos zoneamentos de elementos e teores dentro do perfil de alteração, tanto vertical como horizontalmente. O intemperismo torna viável economicamente uma série de depósitos minerais (tais como ferro, níquel e manganês) pela lixiviação de componentes acessórios e quase sempre "contaminantes".

No caso dos depósitos de manganês, a obtenção de minérios concentrados nos padrões requeridos pela indústria requer o isolamento do manganês perante o ferro e a sílica, o que depende basicamente da existência de três condições:

(a) a atuação de um clima tropical-úmido suficientemente hidrolisante para promover a lixiviação do manganês da rocha primária;

(b) um perfil de solo espesso, ácido e oxidante para promover a fixação do ferro nas camadas superiores e a migração do Mn (bem mais solúvel que o ferro) vertical e lateralmente no perfil;

(c) um protominério com proporção ferro/manganês relativamente alta e conteúdo de manganês suficiente para a formação de minerais de manganês segregados dos de ferro.

Dois fatores são cruciais para o desenvolvimento dos depósitos supergênicos: a presença de climas tropicais úmidos e o conteúdo de manganês nas rochas-fontes (ROY, 1997). Climas tropicais úmidos favorecem altas concentração de ácidos húmicos, abundante cobertura vegetal (sustentação das encostas e proteção à erosão) e constante variação do nível freático (favorece a precipitação). Rochas básicas, ultrabásicas e algumas rochas metamórficas apresentam quantidades significativas de manganês, resultando em bons depósitos quando intemperizadas. Para Lelong et al. (1976) a atuação de processos de enriquecimento supergênico é imprescindível para

a viabilização dos depósitos gondíticos. Concentrações secundárias de manganês a partir dessas rochas se desenvolvem na forma de perfis lateríticos com espessuras entre 10 e 30 m (VALETON, 1994), verticalmente subdivididos em:

1. nível de fragmentos e blocos manganesíferos;
2. crosta manganesífera endurecida;
3. nível oxidado macio manganesífero ;
4. saprolito argiloso;
5. rocha semi intemperizada;
6. rocha fresca (protominério - gondito)

As principais concentrações de manganês nos solos e alteritas são representadas por:

(a) As crostas oxidadas são horizontes endurecidos, localizados nas porções mais profundas de solos ferralíticos, formadas em níveis abaixo do minério primário nas encostas dos morros típicos de condições de climas tropicais úmidos. As crostas são resultantes da migração de soluções manganesíferas e ferruginosas através de espessos perfis de solo. As soluções migram perfil abaixo carregando o manganês e o depositam nas partes inferiores, geralmente no contato entre os horizontes B e C (de acumulação de argilas e de rocha em decomposição respectivamente). As crostas podem atingir espessuras de vários metros e altas concentrações de óxidos de manganês - até 80%;

(b) Os pisólitos e nódulos ocorrem nas porções superiores dos solos ferralíticos. Os conteúdos de manganês raramente atingem níveis satisfatórios para seu aproveitamento econômico, já que os óxidos e hidróxidos formados não estão mito bem cristalizados e em geral associados com minerais ferruginosos e aluminosos.

Além das concentrações anteriores, formadas por processos essencialmente químicos, acumulações residuais de material oxidado de razoável teor podem ser desenvolvidas sobre os morros e colinas, formando uma parte importante do minério lavrado. Elas são formadas pela atuação de longos períodos de erosão e de rebaixamento da superfície topográfica. Processos de fraturamento e rastejo atuam sobre os horizontes endurecidos e enriquecidos, previamente formados, dando origem a depósitos coluvionares nos sopés dos taludes. Processos erosivos recorrentes atuam no retrabalhamento mecânico e remobilização do manganês.

A Figura 2.1 esquematiza os possíveis estágios de formação de um depósito supergênico a partir de um protominério gondítico, lenticular e intercalado em rochas metamórficas subverticalizadas.

O início do ciclo de intemperismo é marcado pela horizontalização da superfície por processos de pediplanação, com oxidação do protominério nos níveis intemperizados. As camadas mais superficiais tornam-se empobrecidas em manganês e enriquecidas em ferro, propiciando a formação de uma carapaça ferruginosa endurecida (Figura 2.1A).

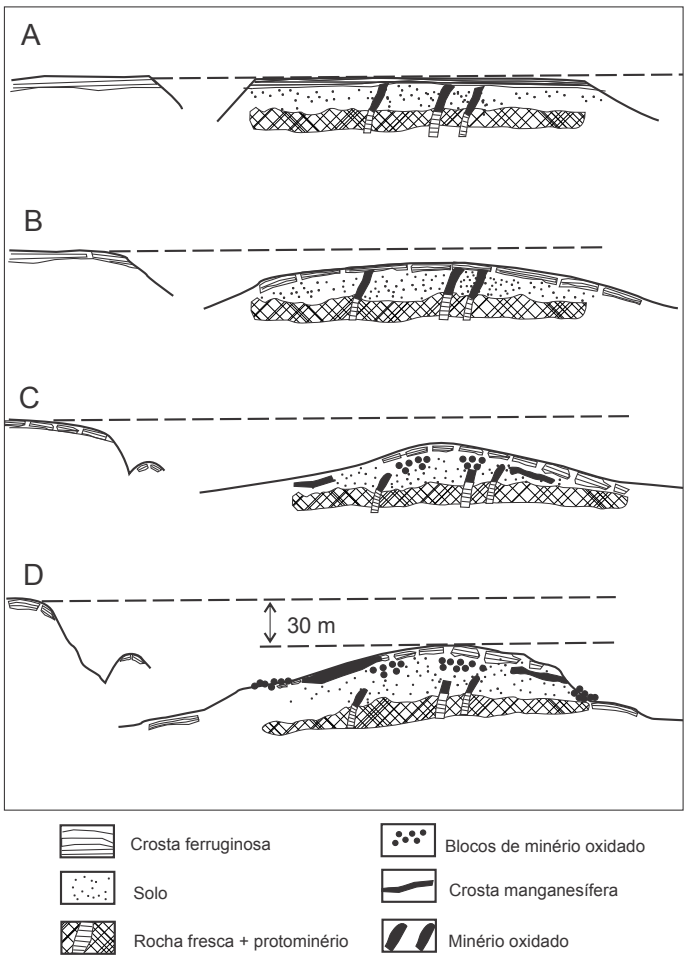


Figura 2.1: Evolução do processo de enriquecimento supergênico de um protominério gondítico intercalado em rochas metamórficas. Modificado de Wolf (1976)

Longos períodos de dissecação e incisão dos vales originam grandes platôs, que progressivamente assumem formas mais convexas com a evolução do processo intempérico. Crostas maganesíferas são geradas nas partes intermediárias do perfil de alteração, pela mobilização vertical/oblíqua do manganês (Figura 2.1A, B, C e D). O desmantelamento das crostas de manganês já formadas resulta na formação dos depósitos de blocos (altos teores em óxidos de manganês) ao longo das encostas e nas bases dos morros (Figura 2.1D).

A continuidade da dissecação pode levar ao total desmantelamento das crostas manganesíferas com pulverização dos blocos e fragmentos e início de um novo ciclo de remobilização de elementos, transporte e deposição.

3 Área de estudos

A área de estudos está situada cerca de cinco quilômetros para leste do município de Itapira (Figura 3.1), às margens da Rodovia SP-147. Itapira está localizada na região centro-leste do Estado de São Paulo, próximo da divisa com Minas Gerais, distante cerca de 164 quilômetros da capital São Paulo, 75 da cidade de Campinas, 116 de Pouso Alegre e 111 de Poços de Caldas. a Figura 3.2 mostra as principais vias de acesso à Itapira para Campinas e região.

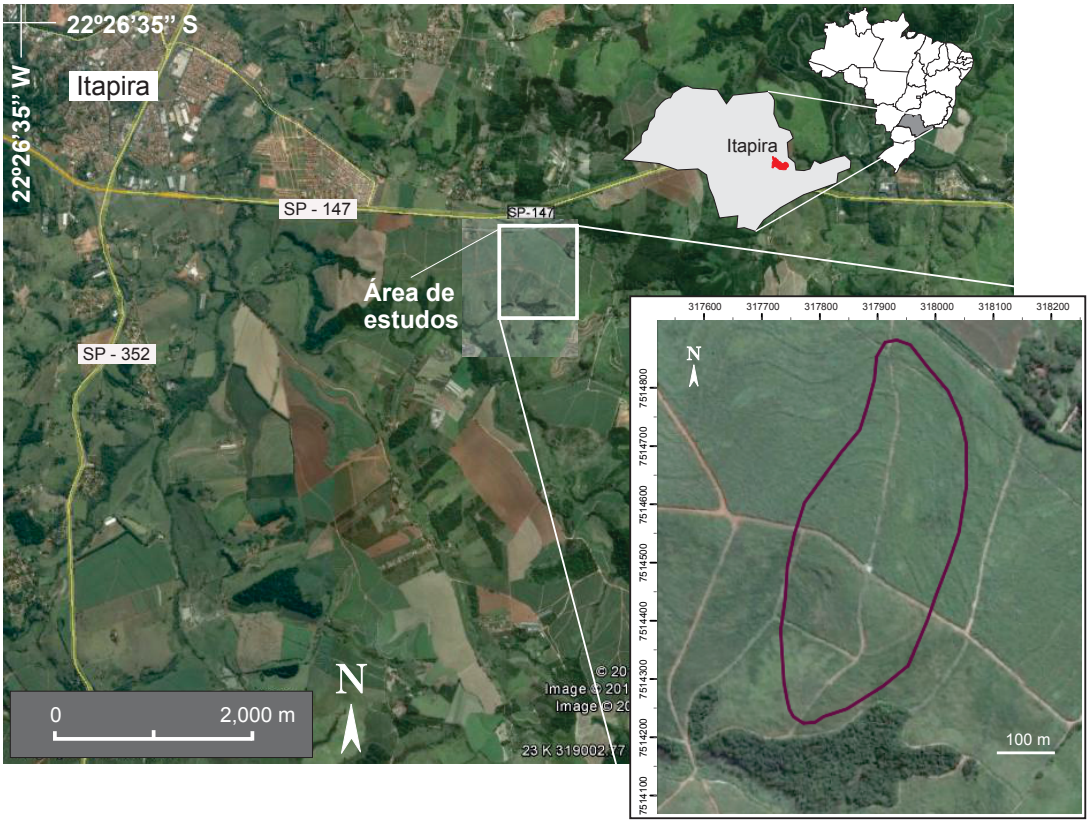


Figura 3.1: Localização da área de estudos.

O município integra a Região Administrativa de Campinas, polo irradiador de tecnologia de ponta para a modernização industrial. Apresenta uma população de quase 70.000 habitantes e uma área de 518 mil km^2. Possui boa infraestrutura urbana, disponibilidade de energia, água tratada, telefonia e mão-de-obra qualificada. Em

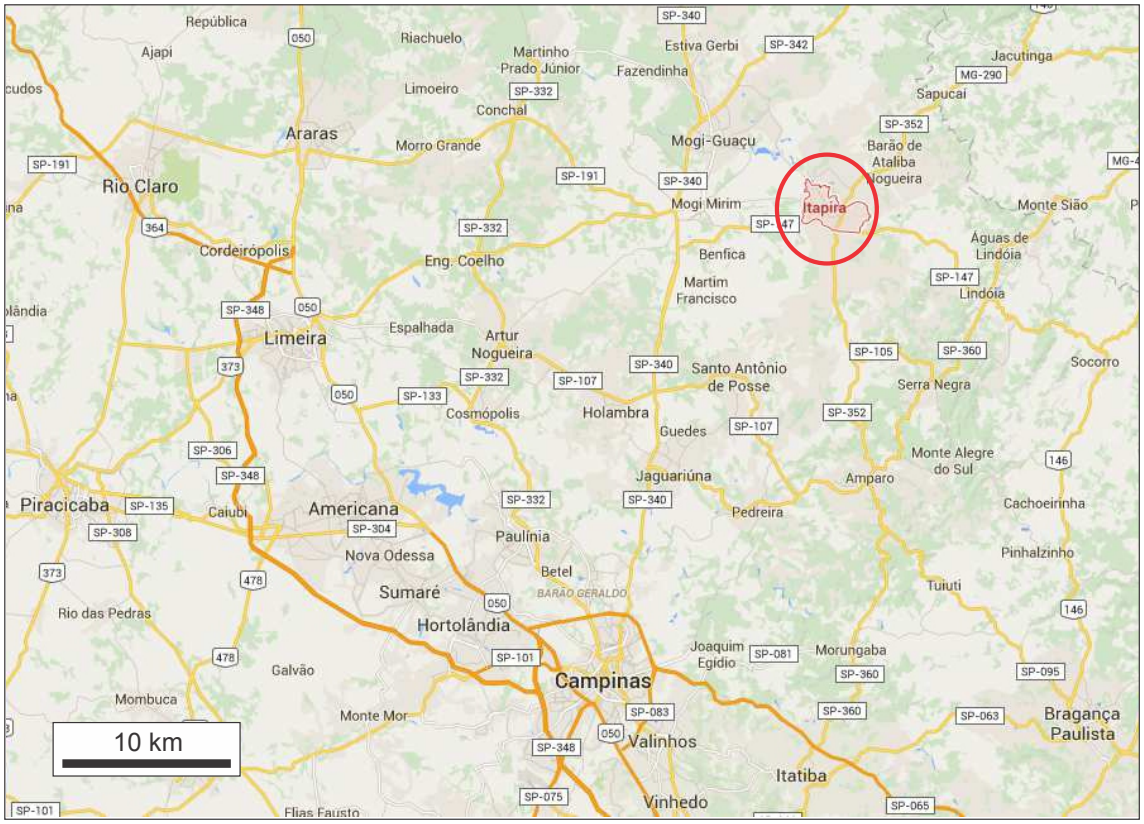


Figura 3.2: Mapa com a localização de Itapira e as principais vias de acesso ao município.

Campinas, a 70 km de Itapira, encontra-se o Aeroporto de Viracopos, que é o maior aeroporto de cargas do Brasil e um dos maiores da América Latina.

3.1 Geologia da área de estudos

3.1.1 Contexto geotectônico

A área de estudos está situada na Faixa de Dobramentos Alto Rio Grande, dentro do Setor Central da Província Mantiqueira, como definido por Hasui e Oliveira (1984). A Província Mantiqueira está posicionada ao sul do Cráton São Francisco e se estende ao longo de toda a região costeira, desde o sul do Estado da Bahia até o Uruguai (Figura 3.3). O Setor Central congrega parte dos estados do Espírito Santo, Rio de Janeiro, Minas Gerais, São Paulo, Paraná e Santa Catarina.

O Brasil foi dividido por (ALMEIDA et al., 1977) em dez províncias estruturais (Figura 3.3), de acordo com suas características litológicas, estratigráficas, estruturais, metamórficas, magmáticas e cronológicas. Seis delas são essencialmente constituídas por rochas pré-cambrianas, com idades que variam do Arqueano ao Neoproterozóico. As demais dominantemente sedimentares e vulcânicas representantes da cobertura fanerozóica da plataforma continental (ALMEIDA; HASUI, 1984).

As rochas que constituem esta província apresentam uma história evolutiva bastante longa, desde o Paleoproterozóico até o início do Fanerozóico, marcada por sucessivos retrabalhamentos, remobilizações, restruturações e rejuvenescimentos isotópicos.

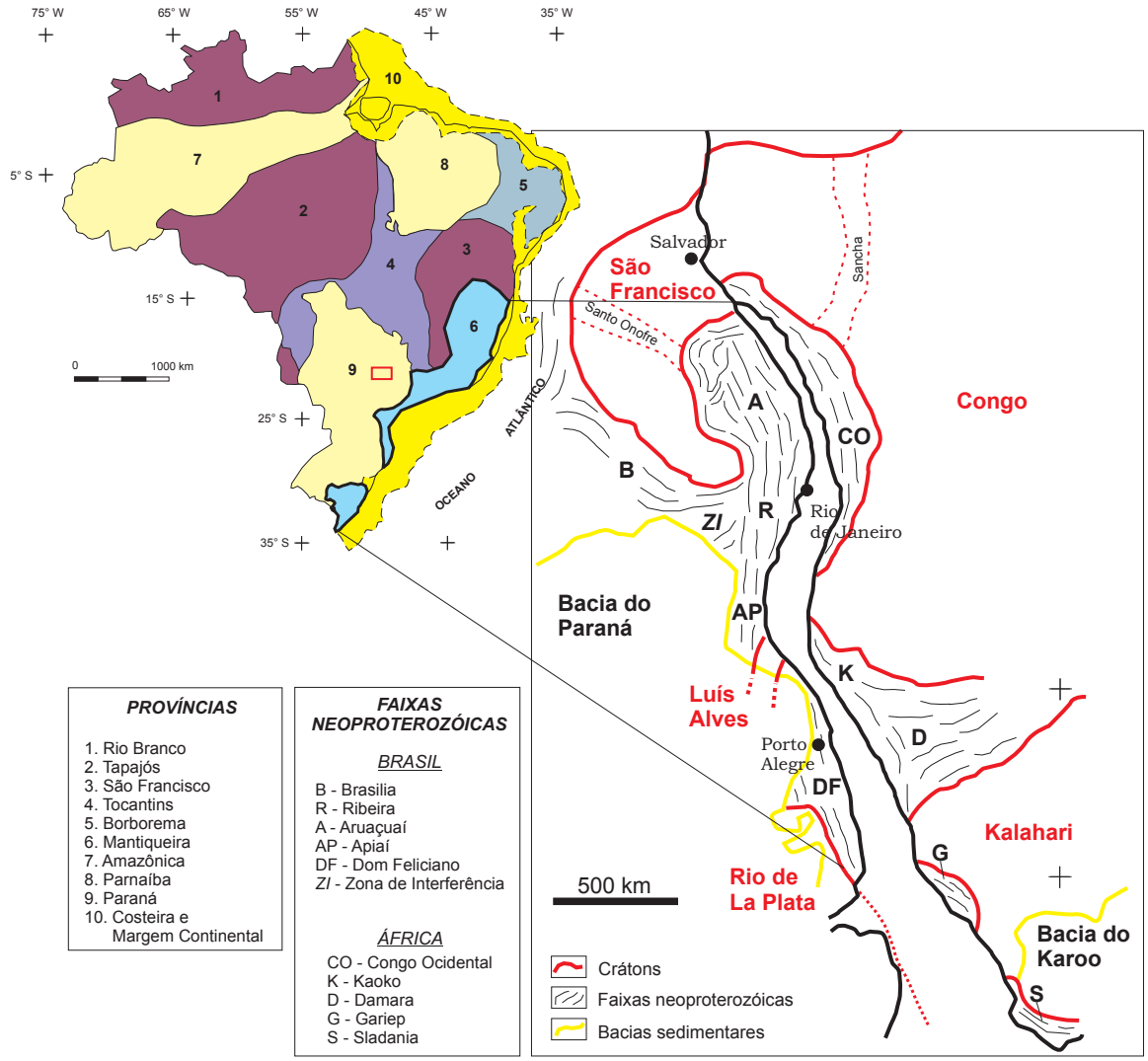


Figura 3.3: Contexto das províncias estruturais brasileiras (A) e o desenvolvimento da Província Mantiqueira no contexto do Evento Brasiliano-Pan-Africano (B). Modificado de (HEILBRON et al., 2004) e (HASUI; OLIVEIRA, 1984).

O desenvolvimento da Província Mantiqueira ocorreu no contexto do Evento Brasiliano-Pan Africano, com a amalgamação do paleocontinente Gondwana Ocidental (HEILBRON et al., 2004) (Figura 3.3). O processo de formação da província foi iniciado com o fechamento dos oceanos proterozóicos Adamastor e Goianides (situados respectivamente a leste e oeste do paleocontinente São Francisco). A evolução do processo de fechamento resultou em eventos de colisão continente-continente e amalgamação de blocos. O processo colisional foi diacrônico na província, iniciado

por volta dos 790 Ma com a colisão dos terrenos Apiaí-Guaxupé e finalizado entre 580-520 Ma com a colisão dos orógenos Ribeira e Araçuaí. O ciclo Brasiliano foi responsável por responsável por reativações tectônicas de todos os cinturões previamente formados, resultando na geração e reativação de falhas, nova sedimentação e novo fluxo de calor (WERNICK; FIORI, 1981).

O setor central da província, onde está inserida a área de estudos, apresenta vastas exposições de terrenos granítico-gnáissicos, associados a terrenos do tipo *greenstone-belt* e terrenos de alto grau, com destaque para as rochas granulíticas (HASUI; OLIVEIRA, 1984). Unidades arqueanas compõem o embasamento regional, parcialmente recoberto por unidades mais jovens do Proterozóico Inferior (metamorfizadas no evento tectono-metamórfico Transamazônico) e Superior (afetadas pelo Evento Brasiliano).

Complexo Amparo

As rochas infracrustais do Complexo Amparo, juntamente com as supracrustais do Grupo Itapira, formam uma faixa alongada denominada Itapira/Amparo com direção NE-SW disposta entre os complexos Guaxupé e Socorro, estes últimos constituintes da Nappe Socorro-Guaxupé (ZANARDO, 2003) (Figura 3.4).

O Complexo Amparo constitui um domínio circundado pelo Complexo Varginha ao norte, Complexo Paraíba do Sul a sudeste e Grupo São Roque ao Sul, com seus limites estabelecidos pelas falhas Jacutinga, Camanducaia e Jundiuvira-Itu. A oeste o complexo é encoberto por sedimentos da Bacia do Paraná e a leste/nordeste faz contato com o Complexo Juiz de Fora e é encoberto pelos metassedimentos do Grupo Andrelândia (HASUI; OLIVEIRA, 1984) (Figura 3.4).

Segundo Wernick (1978), o Complexo Amparo é uma unidade essencialmente metassedimentar, de idade Transamazônica, constituída por biotita e hornblenda gnaisses, com predominância de feldspato plagioclásio e subordinadamente granada, diopsídio ou silimanita. Os gnaisses são em geral anatexíticos, com estrutura listrada, fitada, bandeada, dobrada e diversas outras características de migmatitos. A composição dessas rochas incluem termos monzongraníticos, granodioríticos, tonalíticos, e, subordinadamente, termos dioríticos e monzodioríticos com mais ou menos quartzo (ZANARDO, 2003). Diversas outras rochas ocorrem intercaladas aos gnaisses: gnaisses graníticos, quartzitos de composição variada, gonditos, anfibolitos, calcossilicáticas, mármores, granulitos e charnockitos, xistos (com grafita, silimanita/cianita, granada) e rochas metaultrabásicas transformadas em anfibolitos.

O conjunto litológico do Complexo Amparo sugere uma origem a partir de um espesso pacote sedimentar psamíticos a pelíticos e químicos impuros, com intercalação de grande quantidade de corpos ígneos básicos e mais raramente ultrabásicos. Todo o pacote sedimentar foi sucessivamente metamorfizado nos Ciclo Transamazônico, Uruaçuano e Brasiliano (WERNICK, 1978).

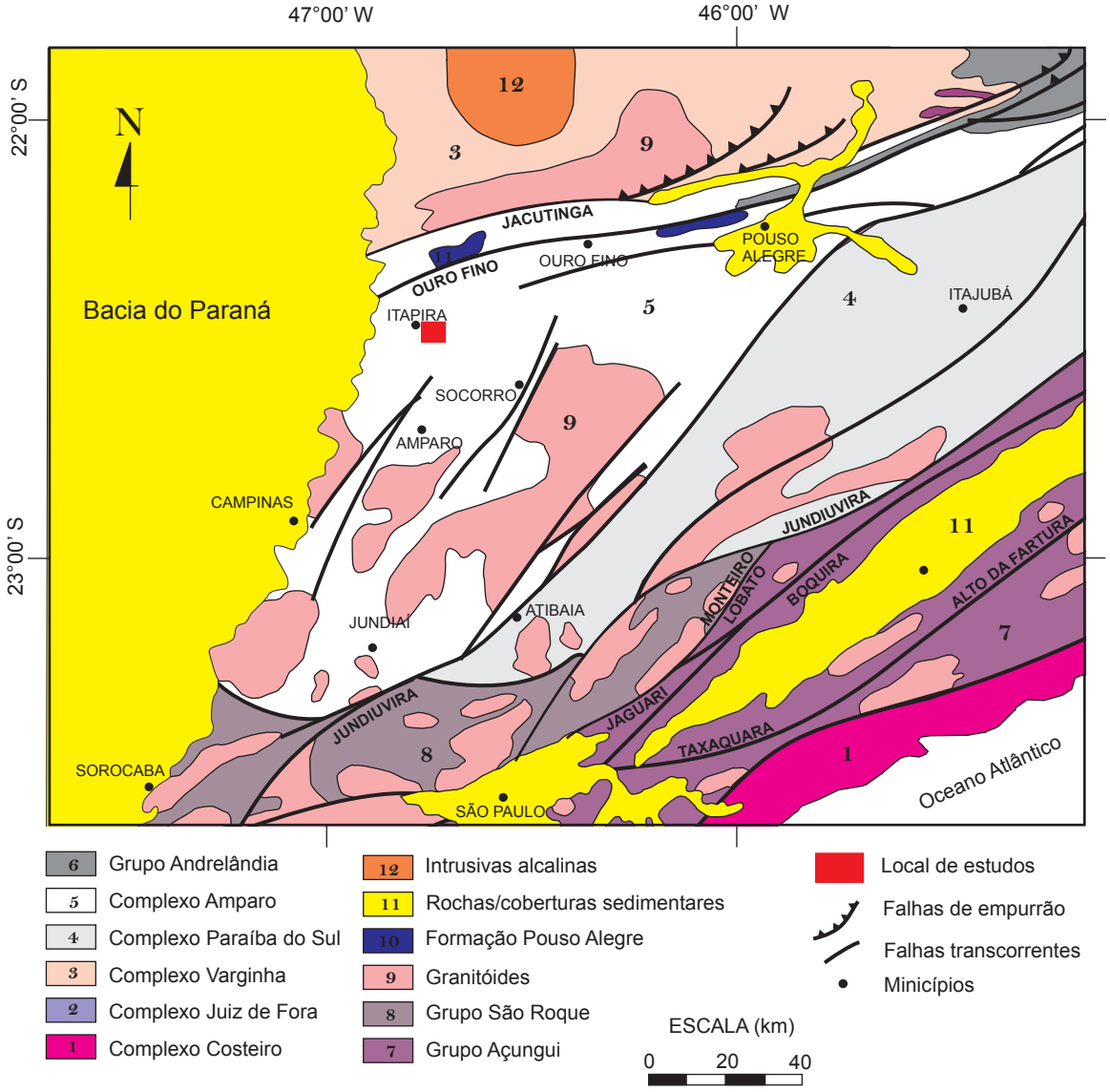


Figura 3.4: Mapa geológico da porção leste do Estado de São Paulo e sul de Minas Gerais. Modificado de Hasui e Oliveira (1984)

As rochas do Complexo Amparo compõem o embasamento na região, enquanto que as rochas do Grupo Itapira representam uma sequência metavulcanossedimentar de idade mais jovem, sobreposta às primeiras. Os limites entre os grupos ainda não pode ser realizado com segurança devido ao complicado padrão estrutural imposto pela intensa deformação, injeções de material e anatexia. Contudo, é possível a divisão da região pela frequência com que ocorrem intercalados entre si e seus contatos gradacionais nas sucessões de sinclinais e anticlinais ocupados respectivamente pelo Itapira e Amparo (WERNICK, 1978; ZANARDO, 2003).

As rochas do Complexo Amparo apresentam padrão estrutural complexo, marcado por dobras desarmônicas, isoclinais e redobradas. Em determinados locais as rochas aparecem completamente descaracterizadas por causa do cisalhamento, remobilização e injeção de material durante o auge metamórfico no Neoproterozóico (ZANARDO, 2003). Nas porções mais preservadas é reconhecida a existência de foliações pré foliação principal, relacionadas com pelo menos três fases de dobramentos e associadas aos ciclos Transamazônico, Uruaçuano e Brasiliano. As direções da foliação principal variam muito em função da região, com direções NW-SE, NE-SW, N-S e E-W (HASUI; OLIVEIRA, 1984).

Alguns núcleos migmatíticos encontrados dentro do Complexo Amparo são entendidos como sendo representantes do embasamento pré-Amparo. Estes núcleos mostram uma fase de migmatização e de dobramento anteriores às do Complexo Amparo e são atribuídas ao Complexo Silvianópolis (Arqueano) (FIORI et al., 1980; HASUI; OLIVEIRA, 1984). Segundo Zanardo (2003), dados permitem interpretar que as rochas da unidade pertenceriam à borda sudeste de um bloco continental já existente no Arqueano, com participação em eventos colisionais desde o Paleoproterozóico. A unidade deve representar a extensão do Complexo Barbacena, cavalgado de ESE para WNW pelas rochas do Grupo Itapira e por outro continente representado pelos complexos Guaxupé e Socorro. A evolução da colisão teria causado a interdigitação das rochas do Grupo Amparo com as supracrustais do Grupo Itapira, pela atuação de zonas de cisalhamento do Cinturão de Cisalhamento Ouro Fino.

Grupo Itapira

O Grupo Itapira é constituído por rochas metassedimentares diversas incluindo-se quartzitos, quartzo xistos, micaxistos e paragnaisses com silimanita e granada, grafita xistos, mármores, calciossilicáticas, gonditos e anfibolitos. A unidade está estruturada na forma sinformes, em alternância com rochas mais antigas do Complexo Amparo (ZANARDO, 2003). O conjunto litológico indica uma origem a partir do metamorfismo de sedimentos com termos pelíticos, psamo-pelíticos, psamíticos, arcoseanos, margosos e grauvaqueanos, intercalados por derrames e intrusões de rochas básicas. As rochas do grupo sofreram intensa deformação e recristalização e já não apresentam mais texturas e estruturas primárias preservadas.

Granitóides sin- a tardi-tectônicos de natureza sienogranítica a monzogranítica ocorrem associados às sequências supracrustais e apresentam estruturas gnáissicas e migmatíticas bandadas a pouco anisotrópicas. Já os ortognaisses e migmatitos pré-tectônicos tendem a composições mais tonalíticas e estruturas migmatíticas do tipo nebulítica e *schlieren*, que podem representar restos de fragmentos do embasamento.

O padrão estrutural é configurado por zonas de cisalhamento dúctil a dúctil-rúptil dextrais de alto ângulo de mergulho. As foliações e os bandamentos apresentam mergulhos médios a altos, geralmente para N, S, NNW e SSE, com variações locais. São reconhecidas dobras fechadas, redobradas ou não e cisalhadas apresentando mergulhos médios a altos nas porções axiais.

Segundo Zanardo (2003) esta é uma sequência alóctone, empurrada por sobre um continente representado pelo Complexo Amparo e cavalgada por outro continente representado pelo Complexo Socorro, a sudeste, e o Complexo Guaxupé, a noroeste. Deste modo, a unidade aflora na forma de uma faixa de direção NE-SW em consequência da atuação de esforços de natureza dextral transpressiva que causou imbricamento tectônico com as rochas do Complexo Amparo.

Bacia do Paraná

O município de Itapira está localizado praticamente no contato entre as rochas da Bacia Sedimentar do Paraná e as rochas cristalinas pré-cambrianas. As porções da bacia mais próximas da área de estudos aflora o Grupo Itararé.

O Grupo Itararé aflora nas bordas sudeste e noroeste da Bacia do Paraná. É uma unidade bastante expressiva, podendo atingir espessuras superiores a 1000 m no centro da bacia (SCHNEIDER et al., 1974). O grupo é o registro do período glacial permocarbonífero na Bacia do Paraná, compreendendo ambientes terrestres a marinhos relativamente profundos. Muitas de suas litofácies são consideradas rochas reservatórios para hidrocarbonetos e água subterrânea, outras são importante matéria-prima para a indústria cerâmica e outras abrigam extensos depósitos de carvão. Porém, sua elevada complexidade e pouca continuidade lateral dificultam o estabelecimento de subunidades e extensas correlações estratigráficas.

É caracterizado por diamictitos, arenitos, siltitos, argilitos e ritmitos. Os diamictitos são interpretados como provavelmente originados por processos de fluxo gravitacionais em ambientes subaquosos, provenientes da remobilização de material em locais com alguma declividade ou como plumas de sedimentos desprendidos de geleiras. Apresentam matriz argilosa a síltica, coloração cinza clara a creme e clastos polimíticos que podem ser arredondados ou facetados, lisos ou estriados.

Os arenitos são de constituição predominantemente quartzosa a arcosiana, em alguns locais. Apresentam-se de maneira maciça ou estruturada, representada por estratificações cruzadas acanaladas, cruzadas do tipo *hummocky*, laminações clino-ascendentes e mega-ondulações, de acordo com os processos atuantes no ambiente.

A fácies ritmito é constituída por intercalações de argilito avermelhado e siltito branco e sua origem é interpretada como produto da decantação de finos em suspensão. Os lamitos apresentam coloração creme e frequentemente lentes ou barras arenosas intercaladas. As barras arenosas apresentam matriz síltico-argilosa, granulometria variando de muito fina a média, de estrutura maciça ou com estratificação cruzada acanalada. A fácies siltito foi depositada a partir da decantação de material fino em suspensão. É de composição levemente arenosa, apresenta coloração cinza a cinza esverdeada e característica esfoliação esferoidal.

3.1.2 Geologia Estrutural

As rochas presentes nos arredores Itapira apresentam um padrão estrutural complexo, resultante da superposição de diversos eventos deformacionais que afetaram a região desde o Arqueano. Os principais estudos estruturais realizados na região de estudos e adjacências datam essencialmente do final da década de 1970 e início da década de 1980, dentre eles Fiori, Wernick e Bettencourt (1978), Artur, Wernick e Kawashita (1979), Fiori e Choudhuri (1979), Artur (1980), Artur, Wernick e Fiori (1981)

As rochas da região são caracterizadas por forte e generalizada foliação metamórfica, encontrada sob a forma de xistosidade, bandamento composicional e foliação de transposição, com considerável paralelismo entre si. A transposição é indicada pelo paralelismo entre o bandamento composicional e a xistosidade, além da presença de dobras intrafoliais cerradas a isoclinais (CAMPANHA; FILHO; FERNANDES, 1983).

Dados geocronológicos locais indicam para a área de Itapira uma longa evolução geológica policíclica, com recristalização e neoformação mineral relacionada com eventos referíveis aos ciclos Brasiliano, Uruaçuano, Transamazônico e Jequié. Pelo menos três fases deformacionais são reconhecidas nitidamente na região de Itapira, e uma quarta fase com ressalvas, relacionáveis aos eventos tectônicos Jequié, Transamazônico, Uruaçuano e Brasiliano (ARTUR; WERNICK; KAWASHITA, 1979; ARTUR, 1980).

A fase de deformação mais presente na área, +1, foi correlacionada ao Ciclo Transamazônico, dado que a maioria dos dados de datação realizados nas rochas da região referem-se a este evento tectônico. A fase Dn é exclusivamente encontrada em rochas do Complexo de Silvianópolis e de difícil caracterização devido à intensa transposição que afetou as rochas da unidade. Devido à complexidade e ausência de informações esta fase foi tentativamente vinculada ao Ciclo Jequié. A fase Dn+2 foi vinculada ao Ciclo Uruaçuano, por extrapolação da direção estrutural NW, característica da faixa móvel Uruaçu (presente mais para nordeste da região de estudos), enquanto que a fase Dn+3 foi vinculada ao Ciclo Brasiliano (ARTUR; WERNICK; FIORI, 1981).

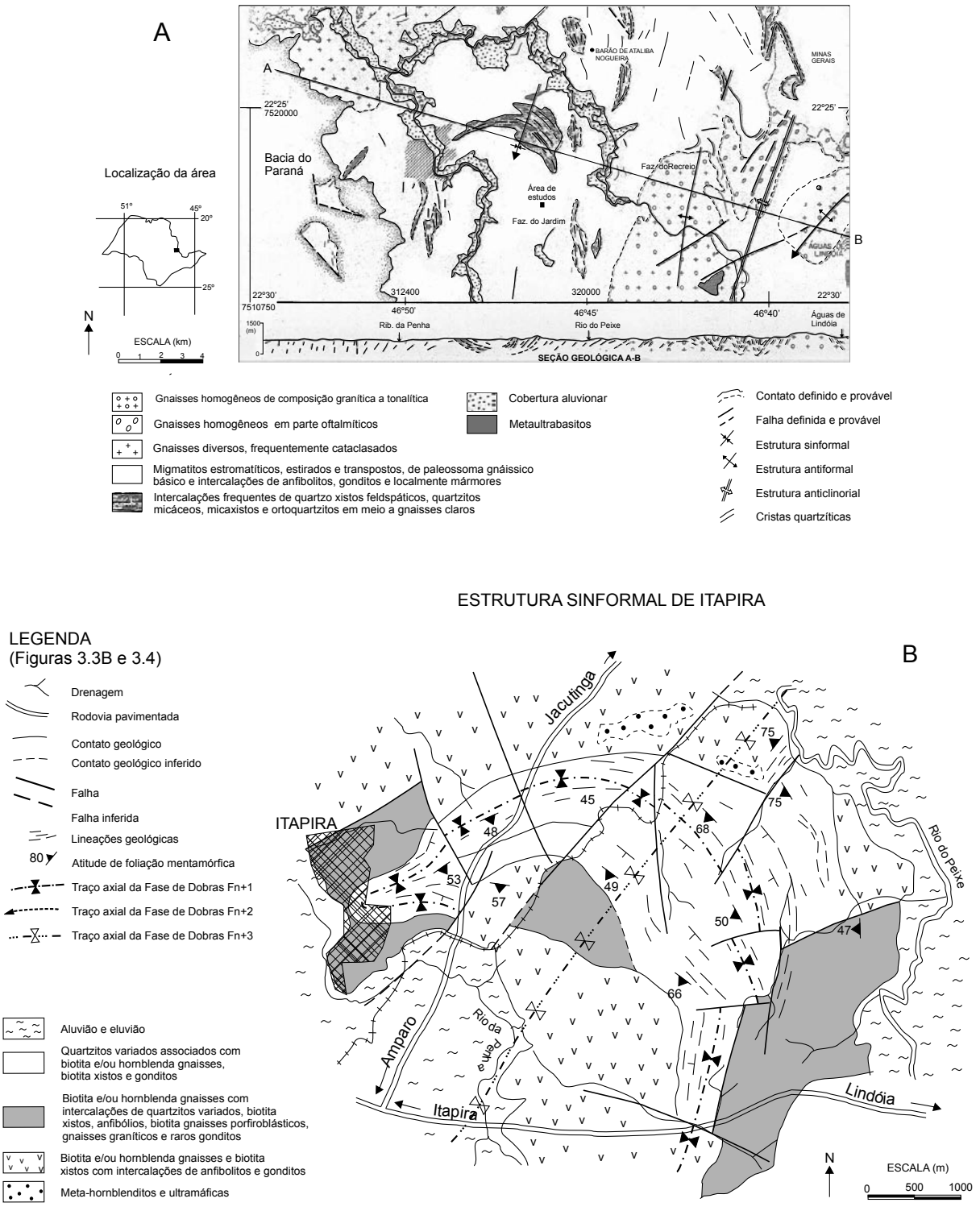


Figura 3.5: A) Mapa geológico com a localização das principais estruturas presentes nos arredores da área de estudos. Modificado de Campanha, Filho e Fernandes (1983); B) Estrutura sinforme de Itapira. Fonte: (ARTUR; WERNICK; FIORI, 1981).

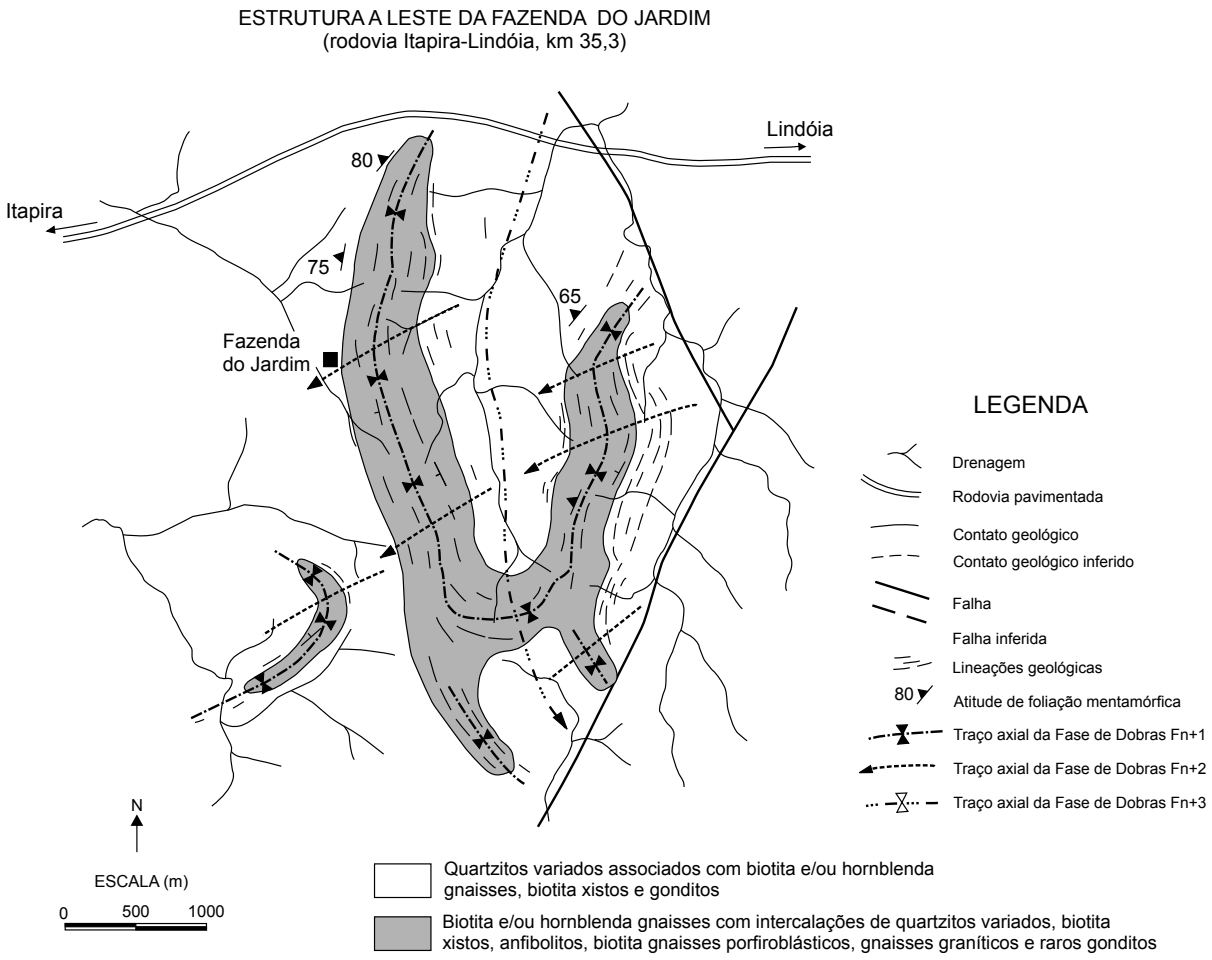


Figura 3.6: Estrutura a leste da Fazenda Bom Jardim. Fonte: (ARTUR; WERNICK; FIORI, 1981).

As duas estruturas mais importantes encontradas nos arredores de Itapira são o sinforme de Itapira a estrutura da Fazenda Bom Jardim (Figuras 3.5B e 3.6) (ARTUR; WERNICK; FIORI, 1981). Ambas as estruturas são reapresentadas por quartzitos associados com com biotita e/ou hornblenda gnaisses, anfibolitos e gonditos. Nelas são reconhecíveis 3 fases de deformação, caracterizadas pelos autores como sendo:

- Fase Dn+1: dobramentos isoclinais, apertados, bem representado no sinforme de Itapira, com o desenvolvimento de uma foliação plano axial que corresponde à foliação principal presente em toda a área (bem representada na estrutura sinforme de Itapira). Os eixos de dobras apresentam mergulhos variáveis e direções ao redor de N60-80E;

- Fase Dn+2: fase de dobramentos isoclinais, em geral fechados, com clivagem de plano axial pobremente desenvolvida (ao contrário da fase Dn+1) e gnaissificação de direção N-S a N30W, concordante com a direção dos traços axiais das dobras maiores. Os planos axiais e as foliações pretéritas são redobrados levando ao desenvolvimento de estruturas de interferência do tipo domos e bacias;

- Fase Dn+3: dobramentos abertos a fechados, com direção preferencial N30-60E caimento para NE e SW de até 30ž. Quando atuante sobre as fases Dn+1 ou Dn+2 resulta no arqueamento, ondulação ou mesmo redobramento dos traços axiais pretéritos.

3.1.3 Contexto dos depósitos de manganês

As ocorrências de manganês estão dispostas numa faixa alongada que se estende desde o nordeste do Estado de São Paulo até o sudoeste de Minas Gerais, com algumas interrupções (PIRES; LEONARDOS; COUTO, 1970). Faixas de gonditos e queluzitos ocorrem no distrito manganesífero de São João Del Rei (MG), extinguem-se por cerca de 130 km e reaparecem na região de Pouso Alegre (MG). Desta, prolongam-se para dentro do Estado de São Paulo até as proximidades de Socorro e Itapira.

Segundo Felicíssimo (apud PIRES; LEONARDOS; COUTO, 1970), o minério de manganês da região de Socorro é representado por lentes de quartzitos com granada e óxidos de manganês, encaixadas em um paragnaisse também granatífero, podendo ser classificado como um minério gondítico. As lentes possuem orientação NE-SW e com mergulhos de aproximadamente 70 ° para norte.

Em Pouso Alegre, as lentes mineralizadas (de 1 a 6 km de espessura) estão inseridas nas faixas de xistos, anfibólio xistos e quartzitos intercaladas com as faixas de gnaisses e migmatitos, provavelmente mais antigas que as primeiras.

Os depósitos de manganês de Careaçu estão situados a 60 km de Pouso Alegre. O minério, também lentiforme, está inserido dentro de uma sequência parassedimentar

composta de quartzitos, muscovita xistos e anfibolitos orientados na direção N50E e com mergulhos subverticais a verticais. O minério é constituído essencialmente por granada espessartita e quartzo, com subordinada participação de muscovita, rodonita, piroxênio, anfibólio e mica de manganês. A oxidação da espessartita leva à formação de óxidos de ferro (hematita e goetita) e manganês (pirolusita e *wad*) depositados no interior e nas bordas do grãos, interstícios e fraturas. As massas irregulares de pirolusita e *wad* assumem teores entre 30% e 48% de manganês dentro do protominério silicático (gondito).

No final da década de 80, Oliveira (1987) trabalhou na pesquisa e viabilização da Mina de Jacutinga, no município de mesmo nome em Minas Gerais. Os trabalhos resultaram na caracterização de uma jazida de manganês do tipo gondítico, com reservas da ordem de 4 milhões de toneladas a teores médios de 32% de MnO_2. A jazida é parte de uma série de outros depósitos locais, inseridos dentro dos gnaisses da faixa Amparo-Itapira, com cerca de 6 km de extensão.

Assim como na área estudada, o protominério de manganês era basicamente constituído por quartzo e granada espessartita. As granadas ocorrem desde parcialmente até completamente alteradas, dando lugar a óxidos e hidróxidos de manganês organizados na forma de crostas, concreções e massas de hábito botrioidal, além de vênulas de preenchimento dentro dos quartzitos em profundidades de até 15 metros. Com a evolução das pesquisas, os corpos gondíticos que aparentavam ser isolados e com pouca expressividade nos trabalhos superficiais revelaram bastante interessantes em termos de volume e teor, perfeitamente utilizáveis pelas indústrias de ferro-ligas da região.

Autores como Wernick, Fernandes e Almeida (1976) fizeram levantamentos geológicos sistemáticos na região de Valinhos, Itapira, Águas de Lindoia, Socorro, Bragança Paulista e Atibaia. Eles encontraram em seus trabalhos uma série de delgadas e esparsas lentes de gonditos na Faixa Amparo-Itapira, embutidas em quartzitos e gnaisses, duas das quais foram estudas em maior detalhe nos arredores de Socorro e de Itapira, respectivamente.

A ocorrência de Socorro, situada a noroeste do município homônimo, constitui uma faixa de cerca de 50 m de espessura, alongada e inserida numa pequena serra de direção N50E. Tanto a faixa de gonditos como as rochas encaixantes mergulham para NW com ângulos de 60-70 °.

Os gonditos são caracterizados por uma estrutura rítmica persistente, com leitos centimétricos a decimétricos ora quartzíticos ora granatíferos, além de termos gradacionais. São encontrados tanto frescos como alterados. Quando alterados dão origem a um material amorfo de cor preta, rico em óxidos e hidróxidos de manganês. A composição da granada foi determinada como sendo 41% espessartita, 34% almandina e 25% piropo, cuja alteração libera óxidos e hidróxidos de manganês, que resulta num minério com teores variados de MnO, entre 10 e 30%, podendo atingir até 53% em

alguns locais (WERNICK; FERNANDES; ALMEIDA, 1976).

As ocorrências minério de manganês de Itapira são muito semelhantes às de Socorro, em termos de composição, textura e forma de ocorrência Wernick, Fernandes e Almeida (1976). São as mais conhecidas no Estado de São Paulo e, dentre elas, a ocorrência Morro das Palmeiras é a mais expressiva, com cerca de 1200 m de comprimento (VERÍSSIMO, 1991). A faixa de gonditos segue no rumo NNE até o sudoeste de Minas Gerais, até o município de Pouso Alegre, a partir de onde ela desaparece e reaparece no distrito manganesífero de São João Del Rei (PIRES; LEONARDOS; COUTO, 1970).

As melhores exposições, segundo Artur, Wernick e Kawashita (1979), estão situadas em gnaisses e quartzitos da Faixa Amparo-Itapira, na rodovia Itapira-Lindóia e em alguns pontos da antiga estrada que liga Itapira a Mogi-Mirim. Concentrações mais expressivas apresentam espessuras de até 50 m, intercaladas nos biotita e/ou hornblenda gnaisses e muscovita quartzitos do Grupo Itapira. A associação entre as ocorrências manganesíferas e os quartzitos e gnaisses do Grupo Itapira tem sido demonstrada por diversos autores, tais como Wernick, Fernandes e Almeida (1976), Artur (1980), Veríssimo (1991), Zanardo et al. (1988).

As ocorrências estão orientadas segundo direções N-S e NNE, em concordância com o *trend* regional das rochas encaixantes, e com mergulhos da ordem dos 40° para sudeste. Os corpos são lenticulares, encaixados em biotita e hornblenda gnaisses. De um modo geral, ocorre uma transição lateral entre as lentes mineralizadas e as rochas encaixantes (biotita e hornblenda gnaisses), seja pelo incremento de feldspato e biotita no caso dos gnaisses, seja pelo incremento de quartzo e granada no caso dos quartzitos. Estes, por sua vez, estão intercalados de maneira concordante com os hornblenda e biotita gnaisses (WERNICK; FERNANDES; ALMEIDA, 1976).

Em seus estudos, Veríssimo (1991) classificou três formas de ocorrência para o minério: tipo *granzon* (pisólitos), minério maciço (lenticular) e blocos rolados. O primeiro corresponde à superfície laterítica de alteração superficial, resultante da pedogênese *in situ* do minério maciço. É constituído por um nível de pisólitos e oólitos de manganês, disseminados num solo argilo-arenoso a silte-argiloso de cor castanho avermelhada a cinzenta. O minério maciço é produto direto da alteração do protominério silicático. Apresenta cor cinza escura a preta, algumas vezes um tom azulado quando com brilho metálico/submetálico. Em geral é compacto, de granulação fina e composto por uma trama de quartzo e óxidos/hidróxidos de manganês (criptomelana, psilomelana e pirolusita). Localmente ocorre com estrutura bandada, mosqueada ou botrioidal. O minério de colúvio ocorre nos taludes e sopés dos morros, como resultado da acumulação de blocos e fragmentos de minério provenientes da quebra do minério laterítico desenvolvido no topo dos morros.

As concentrações superficiais de manganês no manto de alteração estão associadas essencialmente com rochas quartzíticas contendo pseudomorfos de granada. Em

porções menos alteradas é possível o reconhecimento de gnaisses aluminosos, quartzitos micáceos e caciossilicáticas, associados aos quartzitos granatíferos (ZANARDO et al., 1988). Através de estudos petrográficos macroscópicos e microscópicos, Veríssimo (1991) caracterizou o protominério de Itapira como essencialmente silicático, constituído por quantidades semelhantes de quartzo e granada espessartita, além de grafita disseminada na matriz em teores de mais de 5% (Figura 3.7). A textura é essencialmente granoblástica, muitas vezes fortemente orientada, com um bandamento entre níveis granatíferos e quartzosos (Figura 3.8 A). Estudos de (ZANARDO et al., 1988) em protominério pouco alterado detectaram a presença de clinoanfíbólios manganesíferos, clinopiroxênios, plagioclásios, titanita, epidoto, apatita, óxidos e hidróxidos de manganês e argilominerais.

A grafita está presente tanto no minério laterítico como no protominério, na forma de finas lamelas disseminadas na matriz de quartzo e granada (VERÍSSIMO, 1991) (Figura 3.8 B). Segundo o autor, a grafita no protominério facilita a nucleação da litioforita ao agir como suporte epitáxico, que dá origem à lamelas de grafita-litioforita (Figura 3.8 C). Com relação à presença de grafita, o autor faz as seguintes considerações:

- A quantidade de grafita é significativa tanto no protominério como minério,em teores que podem superar 5% da matriz, e sua presença é indicativa de condições redutoras no paleoambiente de deposição dos sedimentos com manganês;
- Duas hipóteses para a origem da grafita são sugeridas: metamorfirsmo de matéria orgânica presente nos sedimentos ou redução de carbonatos de manganês (rodocrositas) durante os eventos metamórficos, com liberação de carbono.

O depósito da Mina Córrego do Cocho foi estudado em detalhe por Angeli et al. (2011) por meio de análises químicas, granulométricas e texturais do minério (microscopia óptica por luz transmitida e refletida e difração de raios-X). O estudo mineralógico do protominério, permitiu sua caracterização em dois tipos genéticos: protominério silicático (predominante) e protominério cálcio-silicático. De maneira geral, o minério/protominério apresentou a seguinte composição mineralógica: óxidos e hidróxidos de manganês (litioforita, criptomelana, pirolusita, todoroquita, psilomelana, hausmannita, manganita, jacobsita, entre vários outros), espessartita e quartzo, além de carbonatos, silicatos, sulfetos (pirita e calcopirita) e grafita (Figura 3.9).

Baseado nas associações litológicas entre mineralizações e rochas encaixantes, além da natureza transicional dos contatos, Artur (1980) sugeriu para os gonditos uma origem a partir do metamorfismo de arenitos manganesíferos. Para Veríssimo (1991), a associação direta entre os maiores teores de manganês e os maiores teores de carbonato no protominério indica que o minério de Itapira foi originado essencialmente a partir de rochas calciossilicáticas contendo rodocrosita, num contexto onde

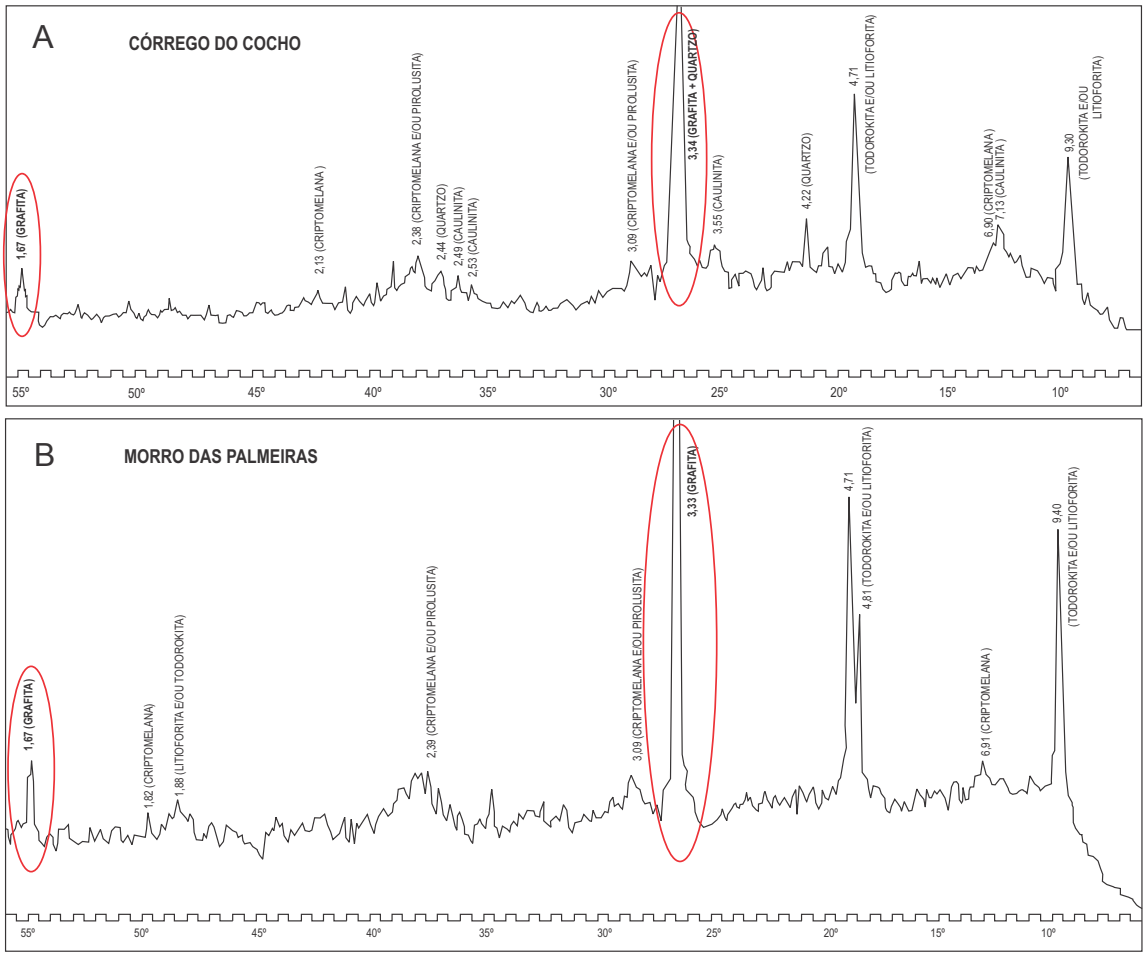


Figura 3.7: Difratogramas com as principais fases minerais presentes no minério de Itapira. Os difratogramas comprovam a presença da grafita no minério de manganês de Itapira para as diversas ocorrências estudadas: Córrego do Cocho (A) e Morro das Palmeiras (B). Fonte: Veríssimo (1991).

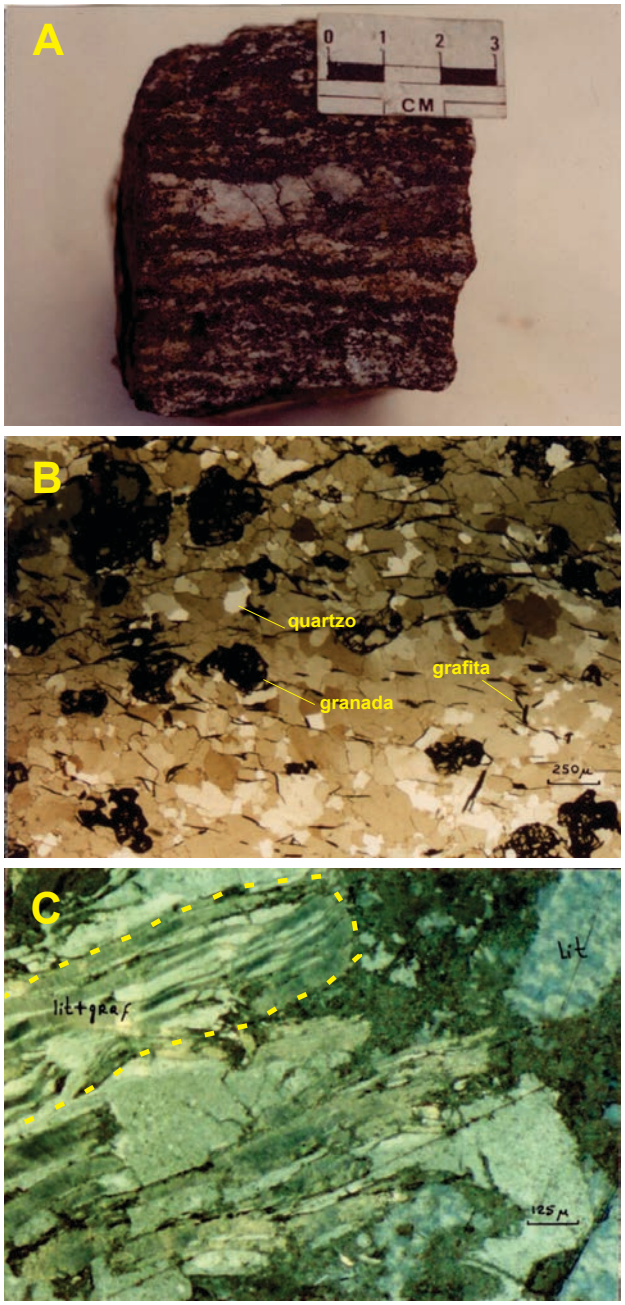


Figura 3.8: A) Protominério silicático de Itapira, bandado, com leitos de quartzo e granada; B) Protominério com textura granoblástica, constituído por matriz quartzo-granada e disseminações de grafita; C) Detalhe do crescimento epitáxico grafita-litioforita. (VERÍSSIMO, 1991)

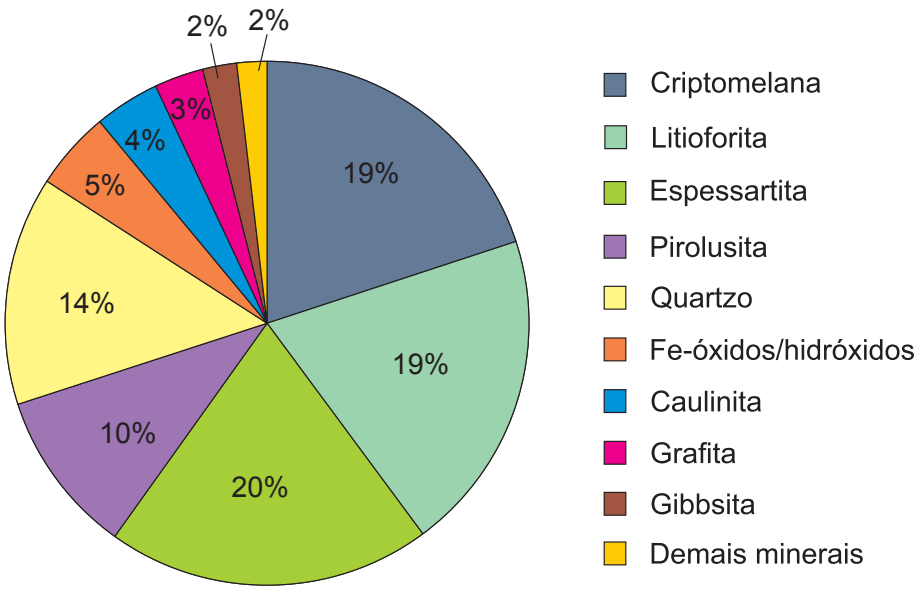


Figura 3.9: Constituição do minério de Itapira. Modificado de Angeli et al. (2011)

o manganês teria origem vulcanossedimentar. Para o autor, os principais indicadores disto são:

- A associação frequente de rochas metabásicas com as litologias do Grupo Itapira;
- O tamanho reduzido dos depósitos, indícios da escassez na oferta de manganês por causa da irregularidade e erraticidade dos pulsos vulcânicos;
- Com base na presença de grafita (e provável carbonato), que sugere um ambiente essencialmente redutor para a deposição do protominério sílico-carbonático.

Neste contexto, o manganês deve ter sido depositado na forma de delgados níveis de carbonatos e óxidos, posteriormente estirados e rompidos durante eventos tectônicos subsequentes. Além disso, condições metamórficas de fácies anfibolito médio a alto transformaram totalmente a mineralogia primária (ZANARDO et al., 1988).

3.1.4 Geologia local

Este trabalho contou com mapeamentos geológicos prévios, em escalas semi-regionais e de detalhe no local de estudos e arredores. A área diretamente investigada pelos trabalhos geofísicos é bastante escassa de afloramentos, dificultando o reconhecimento das litologias diretamente investigadas em subsuperfície (Figura 3.10).

A área é totalmente recoberta por solo, com exceção de um pequena exposição de rocha em seu extremo sul da área investigada, onde afloram quartzitos um ravinamento. Os quartzitos apresentam coloração esbranquiçada a acinzentada, granulação média e alto grau de intemperização. São fortemente orientados, com foliação principal de direção NNE-SSW e mergulhos subverticais a verticais. Associados estão muitos veios de quartzo e níveis bastante grafitosos, de granulação muito fina (filíticos) (Figura 3.11).

No centro da área investigada aflora o minério laterítico, na região das cotas mais elevadas, ao redor dos 700 metros. A exposição apresenta formato ovalado e dimensões aproximadas de 150 m em seu eixo maior (NNE-SSW) e 100 m em seu eixo menor, ENE-WSW.

Além do quartzito, aflorante nos sulcos de drenagem, ocorre também no sul da área grande exposição de fragmentos e blocos de muscovita quartzitos, quartzo muscovita xistos e blocos de quartzo. Os fragmentos e blocos ocorrem nas encostas como cascalheiras superficiais e como material coluvionar, misturados ao solo (Figura 3.12).

O minério ocorre no local de três formas principais: como cobertura laterítica (blocos e fragmentos) no topo do morro (Figura 3.13 - A e B, C e D (detalhe)); como pequenas exposições no pavimento da estrada de acesso à porção sudoeste da ocorrência (Figura 3.13 - I), ou como blocos esparsos rolados nas encostas.

O minério apresenta coloração cinza a preta, ligeiramente azulada localmente quando ocorre com brilho metálico. A textura é essencialmente granoblástica, em alguns blocos levemente lepido-granoblástica pela maior quantidade de grafita na matriz. A matriz varia desde muito fina a média, na maioria das vezes indiferenciável sem uso de lupa. Alguns blocos apresentam estrutura maciça, com matriz muito fina e homogênea, outros são bandados, com intercalação de níveis milimétricos claros e escuros.

Veios e bolsões de quartzo estão presentes na grande maioria dos blocos de minério (Figura 3.13 - C, D, E, F e G). A ocorrência de quartzo associada ao minério é bastante variável, com predomínio de quartzo em alguns blocos (Figura 3.13 - G e H) e até blocos completamente constituídos por quartzo (Figura 3.13 - F).

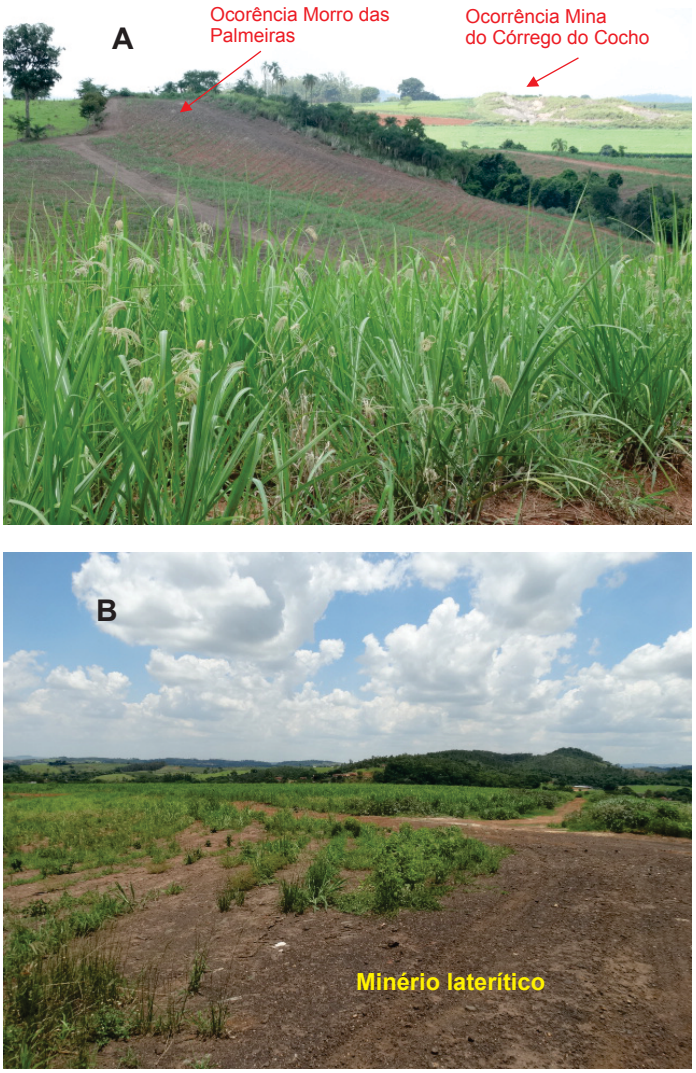


Figura 3.10: Vista sul da área estudos, com destaque para a ocorrência Morro das Palmeiras e Mina Córrego do Cocho, com lavra desativada atualmente; B) Vista para norte à partir do centro da ocorrência investigada (São Roque).

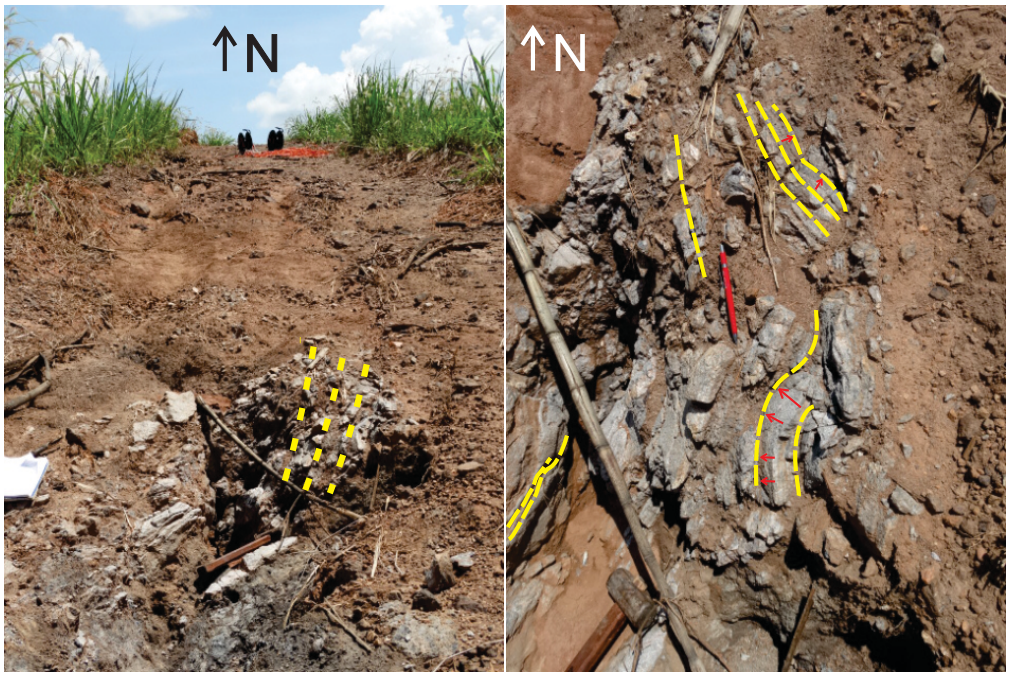


Figura 3.11: Exposição do quartzito em ravinamento no sul da área (A e B). No local ocorre associado com grande quantidade de grafita e veios de quartzo de espessura milimétrica a poucos centimétricos. Os traços destacam a tendência geral de orientação da foliação e as setas indicam os sentidos de caimento.



Figura 3.12: Cascalheiras e colúvios de fragmentos de muscovita quartzitos, quartzo muscovita xistos e blocos de quartzo no extremo sul da área.



Figura 3.13: Fotos A e B: Vista da cobertura laterítica de manganês para as vistas norte e sul, a partir do centro da ocorrência; C,D e E: minério de manganês com bolsões e níveis de quartzo; F: Blocos completamente constituídos de quartzo; G e H: Minério com predomínio de quartzo; I: Minério verticalizado; J: Veios de grafita, de direção geral NNE-SSW, aflorantes na porção sudoeste da área.

4 Fundamentação dos métodos geoelétricos

4.1 Introdução

Existem diversos métodos fundamentados na medição de fenômenos relacionados à propriedades elétricas em subsuperfície. Alguns são passivos, tais como o do Potencial Espontâneo, baseados apenas na medição de correntes e potenciais gerados naturalmente em subsuperfície. Outros são ativos, tais como o da Eletrorresistividade e Polarização Induzida, os quais caracterizam a transmissão de uma corrente elétrica no solo e o uso de equipamentos mais complexos para a medição de diversos parâmetros relacionados com a passagem dessa corrente pelo terreno (PHILIP; MICHAEL; IAN, 2002; DENTITH; MUDGE, 2014).

Os métodos ativos utilizam correntes diretas ou alternadas de baixas frequências para investigar as propriedades elétricas em subsuperfície. A maioria dos minerais, e consequentemente das rochas por eles formadas, são isolantes elétricos. A condução da corrente elétrica pelas rochas ocorre por processos iônicos e eletrônicos, relacionados respectivamente com a presença de água nos poros e fraturas e com a presença de compostos metálicos e semi-metálicos, metais nativos (Fe, Cu, Ni, Ag e Au), materiais sulfetados e alguns óxidos metálicos (KELLER; FRISHKNECHT, 1970).

4.2 Condução da corrente elétrica nos materiais

A corrente elétrica consiste no fluxo de cargas, gerado a partir de uma diferença de potencial elétrico entre dois pontos quaisquer (como os terminais de uma bateria). Ao conectarmos os terminais por meio de um material condutor, uma ponte é criada entre eles, permitindo que as cargas (elétrons) se movimentem de um terminal para outro e uma corrente elétrica seja gerada, na mesma direção do campo elétrico atuante (HALLIDAY; RESNICK; WALKER, 1993).

A condução da corrente elétrica nos solos e rochas ocorre de três formas principais: condução eletrônica, condução dielétrica e condução eletrolítica (ORELLANA, 1972).

4.2.1 Condução eletrônica (metálica ou galvânica)

Os materiais condutores são aqueles que melhor permitem a movimentação da corrente elétrica em seu interior. São constituídos por uma rede cristalina de íons de carga positiva, rodeados por uma nuvem densa de elétrons, tantos quantos forem os átomos presentes (em geral $6,02x10^{23}$ átomos/cm^3). A grande quantidade de elétrons móveis disponíveis em suas estruturas, aliada à alta mobilidade desses elétrons no interior da nuvem eletrônica proporcionam aos condutores sua elevada condutividade elétrica característica (ROBINSON, 1988).

A condução eletrônica no meio geológico é especialmente atribuída aos metais nativos, sulfetos e ao carbono quando na forma de grafita (ORELLANA, 1972). Metais nativos apresentam elevada importância econômica, porém são de rara ocorrência, tais como o ouro, a prata, o cobre e o níquel; ou de muito rara ocorrência, tais como o irídio, ósmio ou platina. Materiais sulfetados são de ocorrência mais frequente na natureza e também apresentam elevada importância econômica, pois representam as fontes fundamentais de extração de diversos metais (Cu, Pb, Zn, Ni, Mo, As, Ag, entre outros).

4.2.2 Condução dielétrica (semicondutores)

Nos materiais semicondutores a condução ainda ocorre por processos eletrônicos, porém em menor escala do que aquela encontrada nos metais puros. Esta perda de condutividade é atribuída a dois fatores principais: à quantidade de elétrons livres e à configuração das bandas energéticas. Os semicondutores não apresentam muitos elétrons livres disponíveis para se movimentar dentro da estrutura cristalina, e, além disso, suas bandas energéticas de valência e condução não estão tão próximas umas das outras ao ponto de se fundirem, como acontece nos condutores. Nos semicondutores existe uma lacuna entre as bandas de valência e condução, o que dificulta a passagem dos elétrons de uma banda para outra (Figura 4.1).

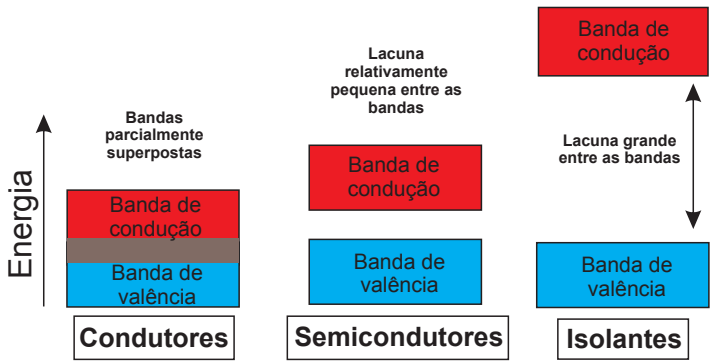


Figura 4.1: Cofiguraçõ das bandas energéticas nos materiais

A variação dos fatores acima definem os padrões de condutividade para estes

materiais. Se existirem muitos elétrons e as energias de ativação (necessárias para superar a lacuna entre as bandas de valência e condução) forem baixas, então o semicondutor se comportará quase como um metal, como é o caso da maioria dos sulfetos. Porém, se os elétrons forem escassos e as energias de ativação forem altas, o comportamento do semicondutor será mais próximo do de um material isolante, como no caso da maioria dos minerais silicáticos.

4.2.3 Condução eletrolítica (condutores iônicos)

A condução eletrolítica ou iônica ocorre quando a corrente elétrica é conduzida por meio dos íons dissolvidos na água. A maioria dos materiais próximos da superfície apresenta condutividade eletrolítica, pelo fato de apresentarem poros ou fraturas preenchidas por algum conteúdo de água. O grau de condutividade dessas rochas irá depender do conteúdo de água presente, da maior ou menor salinidade e da forma como os poros estão distribuídos, se interconectados ou não .

Quando um sal é dissolvido na água, seus íons constituintes se dissociam, ficando livres para se movimentar dentro da solução (Figura 4.2). Quando uma corrente elétrica é introduzida no terreno por meio de dois eletrodos, um campo elétrico é gerado no local, influenciando diretamente no comportamento dos íons dissolvidos. Ânions (partículas negativamente carregadas) e cátions (positivamente carregadas) são atraídos e acelerados, respectivamente, em direção aos polos (eletrodos) positivo e negativo do sistema, atingindo uma velocidade limite de acordo com o atrito proporcionado pelo meio. Essa velocidade final é denominada *mobilidade* do íon (KELLER; FRISHKNECHT, 1970; ORELLANA, 1972) e irá depender, dentre outros fatores:

- Da intensidade do campo elétrico. Quanto maior a intensidade do campo gerado, mais forte será a sua influência sobre os íons dissolvidos;
- Da temperatura da solução. A temperatura tem influência direta na viscosidade do meio,e , consequentemente, nas forças de atrito internas do fluido. O aumento da temperatura favorece a mobilidade do íon, aumentando sua velocidade final;
- Da concentração da solução. Quanto maior a quantidade de íons dissolvidos na solução, maior a probabilidade de choque entre as partículas e menor a velocidade do sistema como um todo;
- Do tamanho dos íons presentes na solução. Íons com raios maiores sofrem maior atrito do meio, e, portanto, têm suas velocidades finais reduzidas.

Deste modo, diferentemente da condução eletrônica, na condução eletrolítica o fluxo de elétrons é sempre acompanhado por um transporte de íons, e, portanto, de uma transformação química. Esta é a diferença fundamental entre os dois processos Heiland (1968).

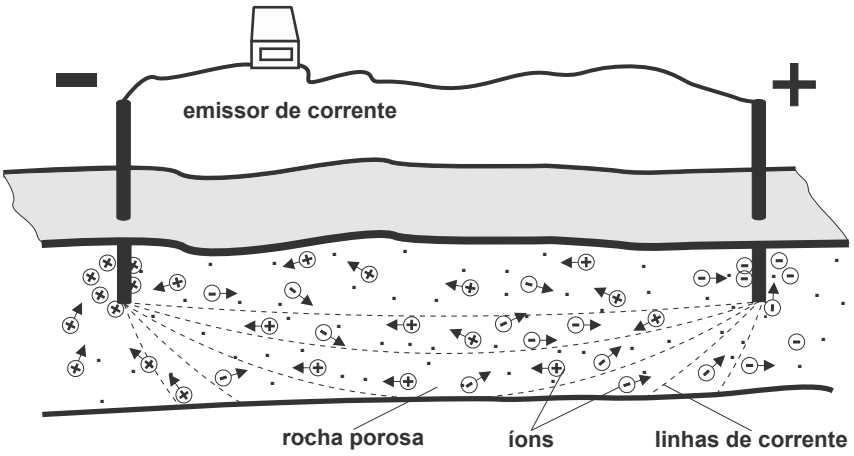


Figura 4.2: Condução eletrolítica pela movimentação de íons nas rochas porosas. Baseado em Keller e Frishknecht (1970).

4.3 Campo Elétrico e Potencial Elétrico

Assim como um corpo de massa apresenta um campo gravitacional associado a ele, uma carga elétrica possui um campo elétrico ao seu redor 4.3 A, B. Corpos (ou partículas) eletricamente carregados possuem um campo elétrico associado e são afetados por outros campos elétricos externos, da mesma forma que corpos com grandes massas geram e são afetados por campos gravitacionais 4.3 C (DENTITH; MUDGE, 2014).

O campo elétrico é uma grandeza vetorial, possuindo magnitude e sentido de acordo com a quantidade e natureza das cargas. As unidades do campo elétrico no Sistema Internacional SI são *newtons* por *coulomb* ($N.C^{-1}$) ou seu equivalente, *volts* por metro ($V.m^{-1}$).

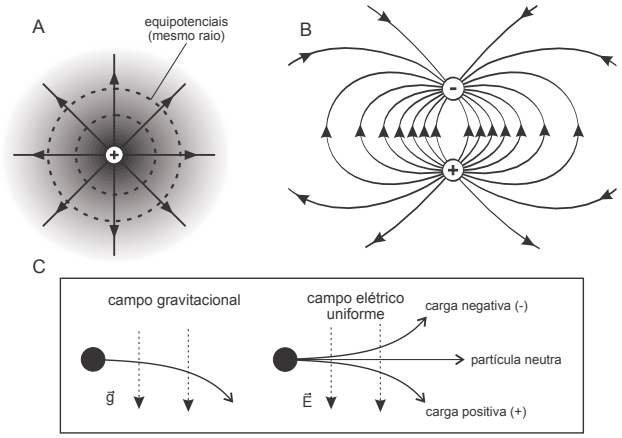


Figura 4.3: a) Campo elétrico gerado por uma carga puntiforme positiva; b) Sentido do campo elétrico entre duas cargas de sinais opostos; c) Analogia entre o efeito do campo gravitacional sobre um objeto e do campo elétrico sobre uma carga qualquer. Modificado de Halliday, Resnick e Walker (1993).

O campo elétrico é definido em termos de potencial elétrico, ou superfícies equipotenciais. Superfícies equipotenciais são superfícies imaginárias de um campo elétrico, nas quais todos os pontos apresentam mesmo potencial elétrico. Estão intimamente relacionadas com campo elétrico e se distribuem sempre perpendicularmente às linhas do campo elétrico(HALLIDAY; RESNICK; WALKER, 1993) (Figura 4.4. A unidade para o potencial elétrico no SI é o joule por coulomb, ou *volt* (V).

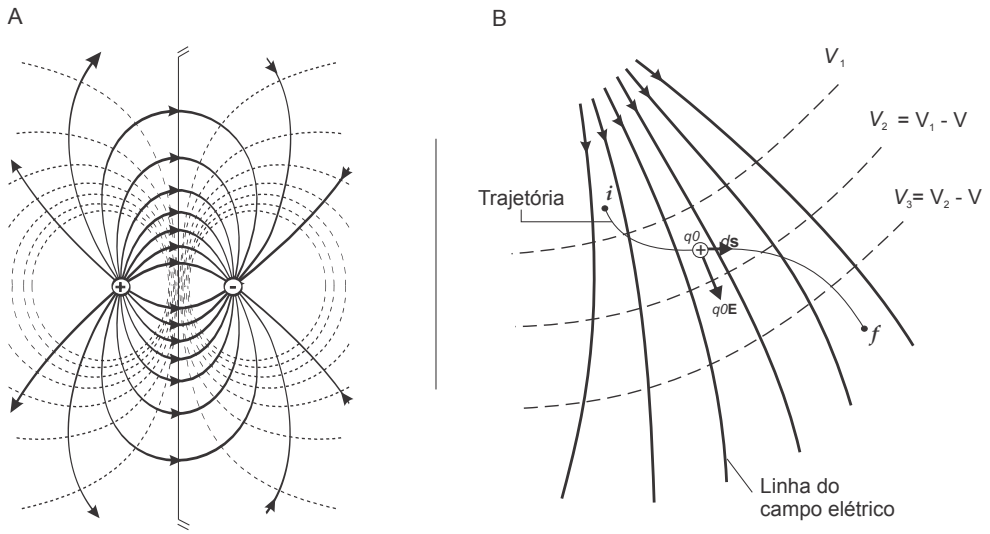


Figura 4.4: a) Linhas do campo elétrico (linhas cheias) e linhas tracejadas representando uma seção transversal das superfícies equipotenciais para um campo uniforme; b) Movimento de uma carga q0 de um ponto inicial i para um ponto final f num campo elétrico E devido à uma diferença de potencial ΔV. Modificado de Halliday, Resnick e Walker (1993).

4.4 Corrente elétrica

Quando um condutor está isolado, os elétrons apresentam movimento randômico e todas as suas partes estão sob o mesmo potencial elétrico. Os elétrons livres se movem de maneira caótica dentro do condutor, porém não constituem um fluxo de cargas. Ao se aplicar um campo elétrico sobre o corpo condutor, como a conexão de uma bateria, uma diferença de potencial passa a atuar sobre cada um dos elétrons e um fluxo de cargas é estabelecido. O campo elétrico modifica o padrão de movimentação dos elétrons e provoca uma discreta migração deles na direção oposta ao campo.

A velocidade média de fluxo é bastante lenta (ao redor de 10^{-4} m/s), porém o movimento contínuo das cargas no circuito torna a corrente elétrica praticamente instantânea, devido à presença de elétrons livres para deslocamento em todos os pontos do condutor.

Quando abrimos a torneira com a mangueira vazia, á água demora um certo tempo para atingir a sua outra extremidade. Porém, se a mangueira estiver com

previamente cheia de água, a água sairá pela outra extremidade quase que instantaneamente. O mesmo acontece quando ligamos o interruptor da luz. A presença de elétrons em toda a extensão do fio faz com que a luz se acenda prontamente. Após um curto intervalo de tempo, o fluxo de elétrons se torna estacionário e constante no tempo.

O fluxo de corrente em um circuito elétrico pode ser comparado ao fluxo de água em um circuito fechado de tubos, o primeiro mantido por uma bateria e o último por uma bomba. A bateria e a bomba fornecem energia para que as cargas e moléculas vençam a diferença de potencial do meio (resistência elétrica ou pressão/gravidade) e se movimentem de um local para outro.

A presença de uma resistência no circuito elétrico causará uma dificuldade para a passagem das cargas, da mesma forma que um estreitamento no tubo dificultará a passagem das moléculas de água (Figura 4.5).

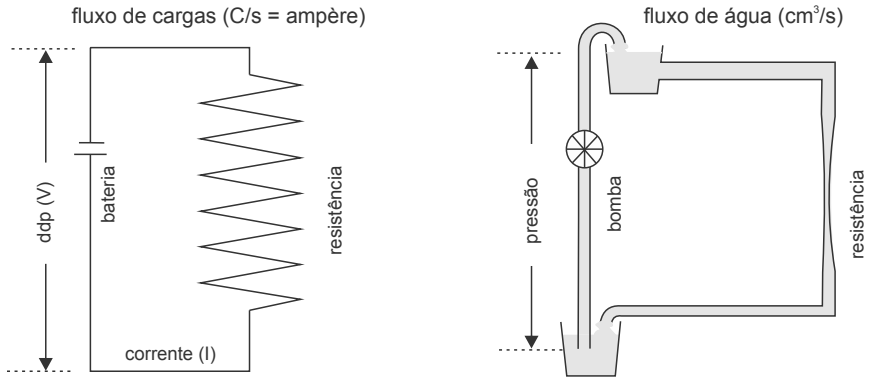


Figura 4.5: Analogia entre o fluxo de corrente, em C/s ou ampère, e o fluxo de água, em cm^3/s . Modificada de Mussett e Khan (2000).

Para um fluxo de elétrons estacionário, e constante no tempo, tem-se que:

$$i = \frac{dq}{dt} \tag{4.1}$$

A corrente elétrica é expressa em coulomb por segundo, ou ampère (A), tal que 1 ampère = 1 A = 1 C/s.

4.4.1 Resistência e resistividade elétricas

Seguindo com a analogia entre água e corrente elétrica, da mesma forma que a água irá encontrar resistência à passagem dentro de um tubo, a corrente elétrica também encontrará resistência ao passar por um corpo condutor (Figura 4.5). A intensidade com que o condutor se opõe à passagem da corrente é denominada resistência elétrica, e depende de três fatores relacionados ao corpo condutor: seu comprimento, sua área de seção transversal e sua resistividade.

Assim como uma diferença de pressão é necessária para manter o fluxo de água na tubulação, uma diferença de "pressão elétrica"é necessária para manter a corrente elétrica circulando. Essa diferença de pressão é denominada diferença de potencial (ddp) ou tensão, sendo expressa pelo símbolo V (MUSSETT; KHAN, 2000).

A quantidade de corrente aumenta proporcionalmente ao aumento da diferença de potencial, para a maioria dos materiais, e esta relação de proporcionalidade entre quantidade de corrente e ddp é denominada de Lei de Ohm (MUSSETT; KHAN, 2000). A Lei de Ohm é expressa pela equação:

$$\frac{V\,(volts)}{I\,(amperes)} = R\,(ohms), \tag{4.2}$$

onde V é a diferença de potencial, I é a corrente elétrica e R é a resistência.

Segundo a Lei de Ohm, em grande parte dos materiais, a razão entre a diferença de potencial (V) e a corrente elétrica (I) é uma constante, que expressa a resistência R do material. Como já comentado, o valor da resistência depende do tipo de material, de suas dimensões e forma. Dessa maneira, a Lei de Ohm pode ser escrita da seguinte forma:

$$R = \rho \frac{L}{A}, \tag{4.3}$$

onde ρ é a resistividade (ohm-metro), L e A são o comprimento (metro) e a área da seção transversal (metro quadrado) do condutor, respectivamente.

Transpondo-se a equação 4.3 pode-se expressar a resistividade do material (ou do meio) em função da resistência medida:

$$\rho = R \frac{A}{L} \tag{4.4}$$

A resistividade dos materiais é obtida aplicando-se um fator de correção, denominado fator geométrico (G), sobre a resistência medida. No caso de um corpo cilíndrico, o fator de correção é dado pela razão entre área de sua seção transversal e o seu comprimento.

$$\rho = RG = R \frac{A}{L} \tag{4.5}$$

A resistividade elétrica é uma característica intrínseca de cada material, portanto muito útil para a comparação entre a habilidade de conduzir corrente elétrica dos diversos materiais. A condutividade elétrica é a recíproca da resistividade e expressa o quão bem a corrente elétrica flui através dos diferentes materiais .

4.5 Método da Eletrorresistividade

No método da Eletrorresistividade, correntes elétricas artificialmente geradas são introduzidas na terra por meio de eletrodos (eletrodos de corrente), conectados aos



Figura 4.6: Fluxo de corrente num condutor num condutor linear de comprimento L, resistência R e área de seção A (KNÖDEL; LANGE; VOIGT, 2008).

terminais de uma fonte geradora. Diferenças de potencial resultantes da passagem da corrente são então medidas por outro conjunto de eletrodos (eletrodos de potencial), posicionados na área de influência do campo elétrico gerado. As correntes transmitidas e as diferenças de potencial medidas são registradas para cada uma das estações de medição, juntamente com as posições de cada eletrodo (PHILIP; MICHAEL; IAN, 2002; DENTITH; MUDGE, 2014). Com base na intensidade da corrente injetada, os potenciais resultantes medidos e o fator geométrico é possível determinar a resistividade dos materiais em subsuperfície, de acordo com a Lei de Ohm:

$$V\,(medido) = I\,(injetada)\,\frac{\rho}{G} \tag{4.6}$$

A disposição dos eletrodos de corrente e de potencial nas investigações são denominadas de arranjos, e variações laterais e verticais de resistividade em subsuperfície podem ser mapeadas através da movimentação dos arranjos como um todo ou pela mudança na posição relativa entre os eletrodos. Os dados são apresentados na forma de perfis (1D), seções verticais (2D) ou volumes (3D).

4.6 Fluxo de corrente na terra

Quando dois eletrodos são ligados aos terminais de uma bateria e introduzidos na terra, esta passa a atuar como um condutor. Devido à diferença de potencial gerada entre estes eletrodos, um fluxo de cargas é estabelecido e uma corrente elétrica passa a fluir do eletrodo fonte (positivo) para o eletrodo de destino (negativo) (Figura 4.7).

Considere um eletrodo de corrente, positivo, posicionado na superfície do terreno sobre uma subsuperfície homogênea. O eletrodo é positivamente carregado, portanto ele irá repelir cargas eletricamente positivas e forçá-las para dentro da terra. Numa estrutura homogênea e isotrópica, as linhas de corrente irão divergir radialmente a partir da fonte em todas as direções (Figura 4.7A).

Devido ao espalhamento uniforme da corrente em todas as direções, as superfícies equipotenciais irão assumir a forma de uma semi-esfera de raio d e área $2\pi d^2$. Desse modo, a resistência R pode ser expressa em função da resistividade ρ, da distância d percorrida pela corrente e da área que ela deverá percorrer:

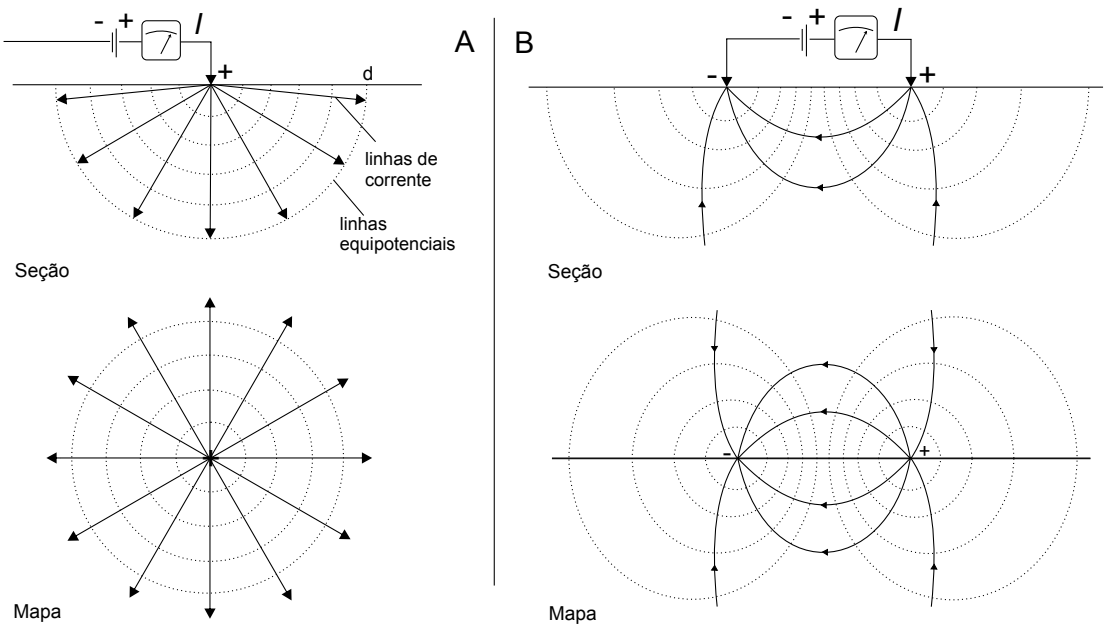


Figura 4.7: Fluxo de corrente elétrica na terra: A) Para um eletrodo isolado; B) Para um dipolo de eletrodos. Fonte: Dentith e Mudge (2014).

$$R = \frac{\rho d}{2\pi d^2} = \frac{\rho}{2\pi}\left(\frac{1}{d}\right) \tag{4.7}$$

A diferença de potencial causada pela corrente elétrica através de uma superfície semi-esférica será, de acordo com a Lei de Ohm, dada por:

$$V = IR = \frac{I\rho}{2\pi}\left(\frac{1}{d_1}\right) = V_0 - V_{d_1} \tag{4.8}$$

A equação 4.8 expressa a diferença entre o potencial elétrico no eletrodo positivo e o potencial elétrico num ponto qualquer em subsuperfície, à uma distância $d1$ do eletrodo emissor. A superfície semi-esférica de área $2\pi d^2$é uma superfície equipotencial, já que a diferença de potencial é a mesma em todos os pontos pertencentes à ela (Figura 4.7.

A mesma conceituação utilizada para expressar o comportamento das linhas de corrente nas vizinhanças do eletrodo positivo pode ser utilizada para expressar o comportamento das linhas de corrente nas vizinhanças do eletrodo negativo. A única diferença estará no sentido do caminhamento da corrente.

Se o potencial do eletrodo fonte é positivo, V_0, então o potencial no eletrodo negativo será $-V_0$, já que está conectado ao terminal negativo da bateria. O terminal negativo irá atrair as cargas positivas, e o fluxo de corrente, vindo de todas as direções, irá convergir para o eletrodo negativo, B (Figura 4.7).

A corrente fluindo de todas as direções à uma distância d do eletrodo negativo irá se movimentar através de uma superfície semi-esférica, semelhante àquela do

eletrodo positivo. Assim, a diferença entre o potencial elétrico no eletrodo negativo $-V_0$ e o potencial na superfície $2\pi d^2$à uma distância d do eletrodo negativo será:

$$-V = IR = \frac{I\rho}{2\pi}\left(\frac{1}{d_2}\right) = V_{d2} - V_0 \tag{4.9}$$

As equações 4.8 e 4.9 expressam separadamente os efeitos da movimentação da corrente para os eletrodos positivo e negativo. Para encontrar o potencial elétrico V num ponto qualquer do terreno entre os dois eletrodos é necessário considerar as contribuições de ambos os eletrodos, combinando-se as duas equações. Desta forma, o potencial elétrico num ponto do terreno entre os dois eletrodos de corrente será:

$$V = \frac{I\rho}{2\pi}\left(\frac{1}{d_2} - \frac{1}{d_2}\right), \tag{4.10}$$

sendo d_1 e d_2 as distâncias do ponto requerido aos eletrodos positivo e negativo, respectivamente.

A equação 4.10 permite obter o padrão de distribuição das linhas equipotenciais entre os dois eletrodos, através do cálculo dos potenciais elétricos ponto a ponto entre eles. Sabendo-se o padrão de distribuição das superfícies equipotenciais é possível obter o padrão de fluxo da corrente elétrica entre os eletrodos de transmissão e de recepção (perpendicularmente às linhas equipotenciais).

Nas investigações de eletrorresistividade é comum o uso de quatro eletrodos, dois de corrente (A e B) e dois de potencial (M e N). Um amperímetro é conectado aos dois primeiros para a medição da corrente injetada e um voltímetro é conectado aos dois últimos para a medição das diferenças de potencial elétrico (Figura 4.8. Normalmente os eletrodos são alinhados na superfície do terreno, com os eletrodos A e B posicionados nas extremidades e os eletrodos M e N inseridos no espaço entre os dois primeiros.

Na Figura 4.8, o eletrodo M está a uma distância AM do eletrodo A e MB do eletrodo B; e o eletrodo N está a uma distância AN do eletrodo A e uma distância NB do eletrodo B. Tomando a resistividade ρ como uniforme no espaço entre os eletrodos A e B, os potenciais elétricos nos eletrodos M e N serão, respectivamente:

$$V_M = \frac{IR}{2\pi}\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB}\right) \quad e \quad V_N = \frac{IR}{2\pi}\left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB}\right) \quad , \tag{4.11}$$

e a diferença de potencial v_{MN} em um ponto qualquer entre os eletrodos M e N será:

$$V_{MN} = \quad V_M - V_N \quad = \quad \frac{IR}{2\pi}\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{NB}\right) \tag{4.12}$$

Dessa forma, a resistividade ρ na região entre os eletrodos M e N pode ser calculada por meio da expressão 4.12, em função das diferenças de potencial:

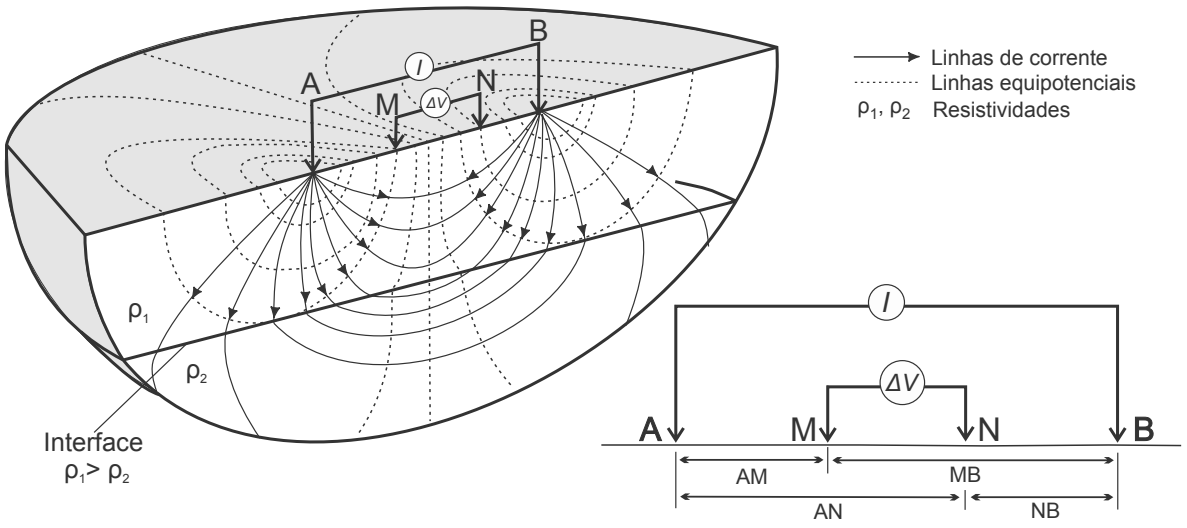


Figura 4.8: Medição da resistividade por meio de um arranjo linear de 4 eletrodos, com os eletrodos M e N posicionados entre os eletrodos A e B. Fonte: Mussett e Khan (2000).

$$\rho = \frac{V_{MN}}{I} \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{NB}\right)} \tag{4.13}$$

A relação $2\pi\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{NB}\right)^{-1}$ representa o fator geométrico do arranjo, utilizado como correção dos valores de resistência na determinação das resistividades do meio. Substituindo a relação acima pelo fator geométrico, G, na equação 4.13, obtêm-se a equação geral para a resistividade:

$$\rho = \frac{V_{MN}}{I}\ G \tag{4.14}$$

A conceituação teórica do método está fundamentada em meios homogêneos e isotrópicos. No entanto, o meio geológico é intrinsecamente heterogêneo e anisotrópico, em qualquer escala observada. A existência de materiais com resistividades contrastantes causam perturbações nas superfícies equipotenciais, fazendo com que elas assumam formas diferentes das definidas nos modelos ideais.

Materiais com resistividades contrastantes em meios estratificados irão causar perturbações nas superfícies equipotenciais, fazendo que elas assumam formas diferentes das esperadas para os modelos ideais. Por este motivo, a resistividade obtida é denominada de *resistividade aparente (Ra)*, pois consiste em uma média ponderada das resistividades de cada um dos materiais presentes entre as equipotenciais medidas (KELLER; FRISHKNECHT, 1970; ROBINSON, 1988; SHERIFF, 1989).

Sendo a resistividade aparente uma "média"das resistividades do pacote de rocha

amostrado, é importante enfatizar que ela não necessariamente corresponde a qualquer valor de resistividade verdadeira no interior de um substrato heterogêneo, tal qual a grande maioria dos materiais geológicos.

4.7 Método da Polarização Induzida (IP)

Dentre os diversos métodos geoelétricos, o da Polarização Induzida é particularmente o mais utilizado na pesquisa de metais base devido à sua sensibilidade à presença de grãos metálicos disseminados na rocha.

Os efeitos de polarização estão muito mais relacionados com a área superficial dos grãos condutivos do que com suas conectividades entre si. Portanto, o método é especialmente sensível à mineralizações disseminadas na rocha (KELLER; FRISHKNECHT, 1970). Os efeitos de polarização podem ser bastante significativos nas superfícies de minerais condutivos tais como grafita, sulfetos metálicos e ouro. A sensibilidade à grafita é muitas vezes considerada por muitos como uma desvantagem do método, devido à sua resposta ser muito similar à resposta de minerais de minério (MOON et al., 2006).

O método tem sido historicamente utilizado na busca de disseminações de ouro, sulfetos e grafita nos mais diversos ambientes geológicos. As primeiras tentativas de aplicação do método datam dos anos 1920, realizadas pelos irmãos Schlumberger, que acabaram abandonando-o em detrimento de seus estudos sobre potenciais espontâneos. Seu primeiro uso extensivo foi realizado por integrantes da New-Mont Exploration Ltda., cujo trabalho foi disponibilizado na monografia de J. R. Wait em 1959 (MADDEN; CANTWELL, 1967).

A partir do final da década de 1950 muitos outros grupos aplicaram o método na área de prospecção e pesquisa mineral, gerando considerável literatura sobre a teoria e aplicação em problemas exploratórios . Alguns exemplos de aplicação do método em exploração mineral nas últimas décadas podem ser encontrados em Pelton e Smith (1976), Moreira et al. (2012), Langore, Alikaj e Gjovreku (1989), Allis (1990), Izawa et al. (1990), Irvine e Smith (1990), Locke et al. (1999), Dentith e Mudge (2014).

Entretanto, poucas referências à utilização do método na pesquisa de depósitos de manganês primários ou secundários podem ser encontradas, dentre elas Ramazi e Mostafaie (2013), Moreira et al. (2014).

Quando uma corrente elétrica passando pelo solo é interrompida, o campo elétrico resultante da passagem da corrente não decai imediatamente, como era de se esperar. Após o cessamento da corrente, o campo elétrico decai imediatamente para um valor menor do que o do campo estacionário original, porém maior do que zero. Após essa primeira queda, o campo continua a cair lentamente com o passar do tempo até que seu valor seja próximo de zero e não mais passível de medição (KELLER; FRISHKNECHT, 1970).

Consequentemente, os potenciais elétricos no espaço entre os eletrodos de corrente também não decaem para zero instantaneamente, e, mesmo após o desligamento da corrente, o voltímetro continua registrando uma fração de potencial elétrico remanescente no subsolo (PARASNIS, 1972). O tempo necessário para a completa dissipação dos potenciais (tempo de relaxamento) pode ser algo entre alguns segundos e alguns minutos, dependendo das características do material investigado e dos potenciais elétricos estacionários.

4.7.1 Fenômenos da polarização (*overvoltage*)

O fenômeno da polarização envolve o armazenamento de energia durante a passagem da corrente através do terreno, e sua liberação gradual após o desligamento da corrente. Este fenômeno pode ocorrer de duas formas: acúmulo direto de energia pelo material devido ao seu comportamento dielétrico, e/ou o acúmulo de energia devido à movimentação de cargas elétricas dissociadas nos fluidos presentes nos poros (MADDEN; CANTWELL, 1967). O fenômeno de armazenamento de cargas pelos materiais resultantes dos efeitos de polarização é denominado de "supervoltagem"(*overvoltage*).

No primeiro caso, as cargas armazenadas nas superfícies dos grãos condutores o transformam numa espécie de capacitor e um adicional de carga é armazenado no terreno. A tensão associada com o adicional de energia armazenado devido ao rearranjo das cargas é denominada de supervoltagem (*overvoltage*). Quando a corrente é desligada, as cargas retornam às suas posições originais e a energia acumulada nas superfícies grãos metálicos se dissipa gradualmente, produzindo uma corrente remanescente por um certo período de tempo até que o meio retorne ao seu estado de equilíbrio.

No caso dos materiais em que o acúmulo de corrente ocorre pela movimentação de íons presentes nos fluidos, os efeitos da polarização acontecem devido ao retorno das cargas elétricas às suas posições originais após o desligamento da corrente .

A polarização eletrônica é O principal contribuinte para os efeitos de polarização induzida nos materiais e de considerável importância para a utilização do método na exploração mineral. Ela está relacionada com o armazenamento químico de energia nas superfícies dos grãos metálicos, ocasionado pela passagem da corrente de um eletrólito para um metal condutor ou vice-versa. Quando submetidas a um campo elétrico qualquer, as cargas presentes na solução e nos condutores se deslocam de suas posições de repouso e se acumulam nas superfícies dos grãos metálicos, tornando o meio polarizado.

A supervoltagem é um efeito estritamente relacionado com a superfície dos grãos condutores e independe da continuidade dos mesmos (SHERIFF, 1989). Os efeitos da polarização induzida estão muito mais relacionadas com a concentração de minerais metálicos disseminados no terreno do que com a condutividade do material, por isso

sua grande utilização na pesquisa de depósitos metálicos disseminados.

4.7.2 Polarização de membrana

A condução eletrolítica é o tipo predominante na maioria das rochas e a única maneira de condução na ausência de minerais condutores e em baixas frequências (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990). Este tipo de polarização resulta da interação entre os íons dissolvidos na água, presente nos poros das rochas, com as superfícies de minerais eletricamente carregados, como os argilominerais (MUSSETT; KHAN, 2000).

A maioria dos minerais formadores de rochas apresenta cargas negativas na interface com o fluido dos poros, e, deste modo, cargas negativas são repelidas desta interface e cargas positivas são concentradas nela. Durante a passagem da corrente, estas cargas se reorganizam e se acumulam em locais distintos de acordo com as suas cargas, tornando o meio polarizado (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990), (Figura 4.9. Quando a corrente é interrompida, os íons retornam às suas posições originais, tomando um pequeno intervalo de tempo para isto.

Efeitos de polarização induzida são maiores em presença de argilominerais, devido ao reduzido tamanho dos seus poros, e sua magnitude depende tanto da quantidade como do tipo de mineral. Grandes concentrações de argilominerais não necessariamente resultam em grandes polarizações, como no caso dos folhelhos, e minerais do grupo da caolinita causam maiores efeitos do que os da montmorilonita em mesmas concentrações.

A quantidade de polarização depende também da salinidade do fluido presente nos poros, sendo proporcional à mobilidade e à concentração dos diferentes íons presentes na água(KELLER; FRISHKNECHT, 1970).

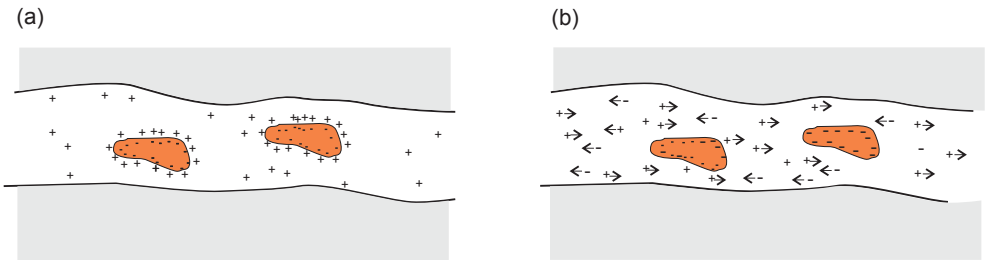


Figura 4.9: Polarização de membrana: (a) antes da passagem da corrente, com o meio em em seu estado natural e (b) durante a passagem da corrente. Modificado de (KELLER; FRISHKNECHT, 1970)

.

Este tipo de polarização ocorre na maioria das rochas, mesmo quando em total ausência de minerais metálicos e é, na prática, indistinguível da polarização eletrônica. No entanto, ela é responsável por apenas uma pequena fração do po-

tencial total gerado pela polarização, sendo denominada muitas vezes de "ruído de fundo"nas pesquisas por depósitos de minerais metálicos Mussett e Khan (2000), Telford, Geldart e Sheriff (1990).

4.7.3 Polarização eletrônica

A condução elétrica nos materiais geológicos ocorre normalmente por processos iônicos, porém em muitos casos ela pode ser favorecida pela presença de minerais condutores dispersos na matriz da rocha (PARASNIS, 1972).

A polarização eletrônica é comumente observável em rochas que contêm minerais metálicos dispersos na matriz, onde a condução da corrente elétrica é parte eletrônica e parte eletrolítica (KELLER; FRISHKNECHT, 1970; TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990).

A condução de corrente nos fluidos ocorre através de íons dispersos na água subterrânea, que trafegam livremente entre os poros interconectados. Quando os condutos são bloqueados por minerais isolantes, a passagem da corrente é interrompida através deste caminho. Porém, quando as conexões são bloqueadas por grãos condutores, os íons não conseguem trafegar normalmente, mas os elétrons sim, permitindo a continuidade do fluxo da corrente (MUSSETT; KHAN, 2000) (Figura 4.10).

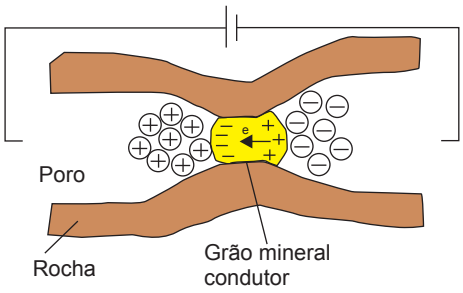


Figura 4.10: Polarização eletrônica. Fonte: (PHILIP; MICHAEL; IAN, 2002)

Dessa forma, reações químicas ocorrem na interface entre condutor e fluido: os ânions em contato com o condutor perderão elétrons e se tornarão neutros e íons positivos receberão elétrons capturados para também se tornarem neutros. Como a troca de elétrons entre os íons e os grãos é pouco eficiente, um acúmulo de cargas se forma no local do bloqueio, criando uma barreira eletroquímica na interface mineral/fluido, definida como *impedância* em Ward (1990), e um adicional de voltagem é necessário para forçar a corrente através do condutor.

Além da impedância gerada pela barreira eletrolítica, reações naturais de transferência de elétrons (óxido-redução) também influenciam no efeito da polarização. Diferenças nas taxas de reação nos lados opostos dos grãos condutores resultam no aumento da resistência à passagem da corrente através deles e geram diferenças de potencial anômalas.

Como a quantidade de corrente que entra pela face deve ser a mesma que deixa a face oposta do mineral, então um potencial adicional na face lenta deve ser gerado de forma a sustentar a corrente que o atravessa (KELLER; FRISHKNECHT, 1970). O mesmo ocorre em grãos com superfícies corroídas ou recobertas por películas oxidadas, onde também será necessário um potencial adicional para forçar a corrente através da superfície resistiva.

A diferença de potencial que se forma entre os grãos metálicos a solução eletrolítica é determinada *potencial eletrônico* (E_e) e varia de acordo com o conteúdo metálico, composição e temperatura da solução. Os potenciais adicionais necessários para forçar a passagem da corrente elétrica através dos grãos minerais em contato com a solução são denominados de "supervoltagem"(*overvoltage*) e aumentam proporcionamente ao aumento da densidade de corrente segundo a relação:

$$\eta = a - b\ log_{10}\ j \tag{4.15}$$

onde a e b são constantes [1] e j é a densidade de corrente.

Sendo a polarização um fenômeno essencialmente relacionado à superfície dos grãos metálicos (PARASNIS, 1972), e sua interação com os fluidos nos poros da rocha, a magnitude da polarização pode ser relacionada com os seguintes fatores (KELLER; FRISHKNECHT, 1970):

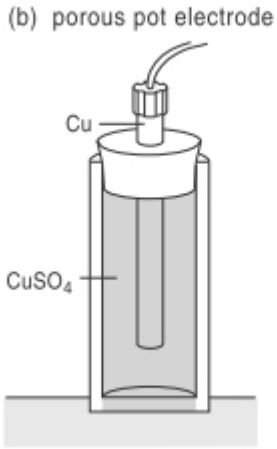
1. Quanto maior o número de poros obstruídos, maior será o número de interfaces de polarização;

2. Quanto maior o tamanho dos grãos metálicos, menores serão os efeitos da polarização. Grãos menores apresentam mais alta relação superfície/volume, potencializando os processos de óxido-redução superficiais e consequentemente as interações entre as soluções e os minerais metálicos. Minérios sulfetados maciços, apesar de serem ótimos condutores, não apresentam efeitos significativos de polarização devido à suas baixas relações superfície/volume.

3. Rochas de menor porosidade são mais polarizáveis do que rochas mais porosas, para um mesmo conteúdo metálico e tamanho de grãos. O aumento no número de poros é proporcional ao número de caminhos de menor resistência à passagem da corrente;

4. A saturação de água tem influência direta na polarização. Condições de total saturação reduzem as resistências nos poros e contribuem para o desvio da corrente para caminhos sem grãos polarizáveis. Porém, em condições de baixa de saturação (abaixo dos 75%) as resistências podem se elevar ao ponto de

[1] A constante b está entre 0.09 e 0.13 em temperatura ambiente enquanto a varia de acordo com o metal e a solução presente. Valores para alguns metais podem ser encontrados em Keller e Frishknecht (1970), pág. 441.



bloquear a p áveis e atenuar os efeitos
da polarizaç o substancial da corrente
injetada para

Os procedimen vidade em campo são pra-
ticamente os mesm zados concomitantemente
com o mesmo inst eletrodos para injeção de
corrente e eletrodc encial, porém a aquisição
de dados de IP req ão polarizáveis 4.11, para
que sejam minimiz os eletrodos metálicos.

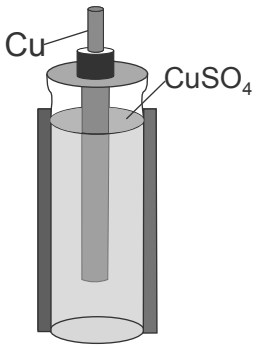


Figura 4.11: Esquema de um eletrodo não polarizável.

O procedimento de leitura consiste inicialmente no envio da corrente por alguns segundos, de forma a permitir a movimentação dos íons e o acúmulo de cargas. A corrente é então desligada pelo mesmo intervalo de tempo. A dissipação das cargas acumuladas produz um potencial residual (Vr), que é então lido num intervalo de tempo determinado (t1 a t2), frequentemente limitado a alguns segundos. As leituras para cada ponto de medição são repetidas uma série de vezes para que se tenha um valor médio mais confiável. A área da curva de decaimento entre dois pontos de leitura consecutivos é calculada e dividida pela diferença de potencial registrada pouco antes da corrente ser desligada, em medidas no domínio do tempo (Figura 4.12).

A partir destes valores é calculada a *cargabilidade* (M) do material segundo a expressão (PARASNIS, 1997):

$$M_{t_1 t_2} = \frac{1}{V_0 (t_2 - t_1)} \int_{t_1}^{t_2} V(t) dt \quad [mV/V] \tag{4.16}$$

O parâmetro cargabilidade é proporcional ao total de carga acumulada no terreno, que por sua vez pode ser relacionado com a concentração de minerais disseminados na área de influência da investigação (MUSSETT; KHAN, 2000).

Além da medição no *domínio do tempo*, através do procedimento descrito acima, as investigações de IP também podem ser realizadas no *domínio da frequência*. Este último

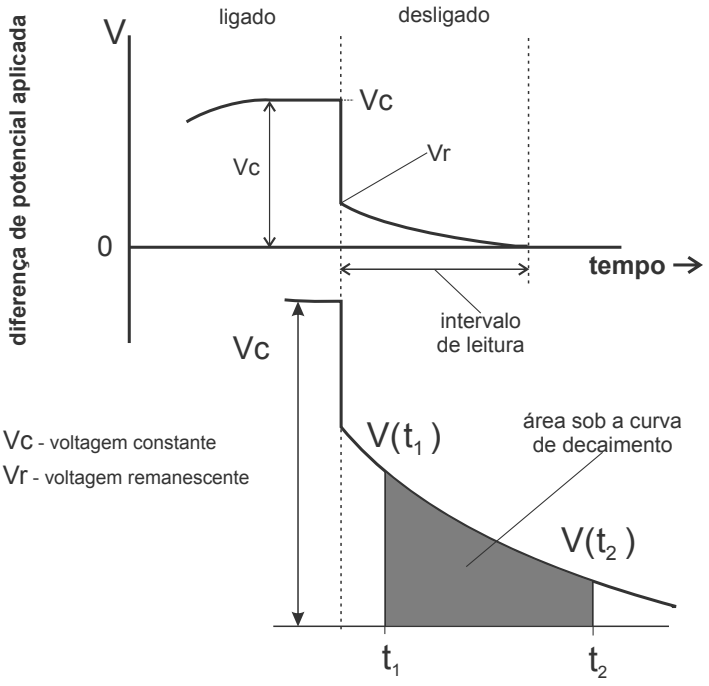


Figura 4.12: Procedimento de medição do método IP no domínio do tempo.

utiliza diferentes frequências de corrente alternada para se realizar as investigações, visto que a cargabilidade varia de acordo com a frequência da corrente alternada (ROBINSON, 1988).

Neste caso, uma corrente alternada de alta frequência (acima de 10 hertz) é injetada pelos eletrodos de corrente. A frequência da corrente é alternada rapidamente, para que não haja acúmulo de cargas induzidas. De forma concomitante são realizadas medidas de resistividade. Em seguida, é injetada uma corrente contínua de baixa frequência (abaixo de 1 hertz) por alguns segundos e uma segunda medição de resistividade é realizada.

4.8 Técnicas de investigação em campo

As técnicas de investigação orientam os trabalhos de campo e sua escolha depende de dois fatores principais: das características geológicas do meio estudado e dos objetivos da investigação (BRAGA, 2006). Os dois fatores devem ser analisados de forma conjunta para que se possa decidir sobre a(s) técnica(s) mais adequada(s) para se extrair do meio a informação desejada.

As técnicas de campo podem ser de maneira geral agrupadas em dois conjuntos: a) técnicas que visam a investigação da variação em profundidade das propriedades físicas em um meio estratificado horizontalmente (a partir de um ponto central fixo na superfície ou "pontuais"); e b) técnicas que visam a investigação lateral de propriedades físicas (estruturas verticalizadas tais como diques, falhas e fraturas)

por meio do deslocamento do conjunto de medição ao longo de uma ou mais linhas.

As técnicas pontuais de investigação incluem a Sondagem Elétrica Vertical - SEV (realizada em superfície) e da Perfilagem Elétrica - PE (realizada no interior de poços e furos de sondagem). A técnica de investigação lateral mais utilizada é a do Caminhamento Elétrico. A Sondagem Elétrica Vertical (SEV) é equivalente ao termo *Vertical Electrical Sounding* (VES) da língua inglesa. O termo Caminhamento Elétrico (CE) refere-se ao termo*Electrical Profiling* da língua inglesa, atualmente substituído pelo termo *Electrical Resistivity tomography (ERT)*.

4.8.1 Sondagem Elétrica Vertical - SEV (*Vertical Electrical Sounding - VES*)

A técnica da SEV consiste na medição sucessiva da resistividade aparente a partir de um ponto fixo na superfície do terreno utilizando-se uma separação crescente entre os eletrodos de emissão e recepção (ORELLANA, 1972). A aplicação da técnica tem como premissa básica a organização da subsuperfície em estratos horizontais ou suborizontais (aceitáveis mergulhos de até 30° (ORELLANA, 1972), contínuos e pouco variáveis lateralmente.

Durante a aquisição dos dados o espaçamento entre os eletrodos emissores de corrente (A e B) é aumentado sucessivamente com relação ao centro do conjunto, enquanto é mantida fixa a distância entre os eletrodos M e N medidores de potencial. O aumento sucessivo do espaçamento entre os eletrodos A e B permite a investigação de crescentes volumes de subsuperfície, incluindo os estratos mais profundos.

Existe muita confusão por parte dos usuários de geofísica elétrica quanto aos métodos, técnicas de investigação e arranjos de eletrodos. No que concerne à SEV, muitos a confundem com o Caminhamento Elétrico ao imaginar que o aumento do espaçamento entre os eletrodos de corrente é feito de maneira a investigar lateralmente o terreno, quando na verdade o aumento da distância entre os e eletrodos favorece o aumento da penetração das linhas de corrente elétrica em profundidade e consequentemente a "leitura"de pacotes de rocha cada vez mais profundos (GALLAS, 2000; BRAGA, 2006).

A técnica tem sua importância principalmente na investigação de áreas sedimentares, nas quais a geologia é geralmente organizada de maneira horizontal ou suborizontal, com estratos paralelizados e de significativa homogeneidade lateral. Exemplos de aplicação incluem a caracterização da profundidade do topo rochoso, determinação do nível da água e determinação de espessuras de pacotes de solo e rocha.

4.8.2 Caminhamento Elétrico (*Electrical Resistivity Tomography*)

A técnica do *Caminhamento Elétrico* é indicada quando o objetivo do estudo é a determinação da variação lateral de propriedades elétricas no terreno, tais como o reconhecimento e busca de camadas ou estruturas verticalizadas que apresentam grandes contrastes de resistividade com as rochas encaixantes.

No caminhamento elétrico o espaçamento entre os eletrodos é mantido constante e todo o conjunto é movimentado lateralmente de forma a captar as variações do parâmetro buscado ao longo de uma linha em superfície, em diferentes níveis de profundidade.

Em semelhança com a aquisição por meio de SEV, quanto maior o espaçamento utilizado entre os eletrodos maior o nível (profundidade) de investigação obtido. A técnica consiste na movimentação de todo o conjunto de eletrodos ao longo de uma linha, mantendo-se o arranjo e o espaçamento constantes (SHERIFF, 1989). Diversas linhas podem ser realizadas e os seus resultados interpolados de forma a se caracterizar a distribuição das propriedades em área.

O caminhamento elétrico um procedimento de campo utilizado para investigações de feições tais como diques,contatos geológicos/litológicos, mineralizações, zonas de falhas e cisalhamentos, bandamentos verticais e subverticais, materiais metálicos enterrados, presença e comportamento de plumas contaminantes, etc. (KELLER; FRISHKNECHT, 1970; ORELLANA, 1972; WARD, 1990; BRAGA, 2006), situação bastante comum nos programas de exploração e prospecção mineral.

4.9 Arranjos de eletrodos

Os arranjos de eletrodos representam diferentes maneiras de se distribuir e movimentar os eletrodos de injeção e recepção no terreno. Após escolhida a técnica de investigação adequada, de acordo com os objetivos da pesquisa e das condições geológicas do terreno, o próximo passo é definir o arranjo de eletrodos a ser utilizado.

Os arranjos apresentam uma série de características peculiares que os distinguem entre si, tal como o modo como os eletrodos são deslocados no decorrer do ensaio. Outras peculiaridades dos arranjos são menos exclusivistas e a escolha de um arranjo em detrimento de outro se baseia em motivos como: preferência pessoal, facilidade operacional, resolução espacial, profundidade de investigação e facilidades no processamento dos dados.

Em seu trabalho, Ward (1990) discute a relação entre espaçamento de eletrodos e a profundidade de investigação e enfatiza a importância do conhecimento prévio da profundidade do objeto de interesse, de maneira a aumentar as chances de sucesso.

A resistividade aparente ρa é expressa como

$$\rho a = \frac{V_{MN}}{I\,2\pi\left(\frac{1}{AM}-\frac{1}{BM}-\frac{1}{AN}+\frac{1}{BN}\right)} \quad , \tag{4.17}$$

ou na sua forma resumida

$$\rho a = \frac{V_{MN}}{I}\,G \tag{4.18}$$

Na equação acima, G é denominado *fator geométrico* e a forma de sua expressão varia de acordo com a arranjo de eletrodos utilizado no levantamento. Cada arranjo apresenta uma equação característica para o cálculo do fator geométrico G em função do seu padrão de disposição dos eletrodos. A expressão de G em sua forma geral é dada por:

$$G = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM}-\frac{1}{BM}-\frac{1}{AN}+\frac{1}{BN}\right)} \tag{4.19}$$

Quaisquer arranjos de eletrodos utilizados na técnica da SEV podem ser utilizados para os levantamentos por meio de caminhamento elétrico, porém a interpretação dos resultados é facilitada pela escolha de um arranjo em detrimento de outro (KELLER; FRISHKNECHT, 1970). Para o autor, quanto menor o número de eletrodos movimentados lateralmente durante o caminhamento, maior a qualidade dos dados obtidos, menor a quantidade de pessoal envolvido nos trabalhos de campo e o mais importante de tudo, menor a complexidade dos dados coletados.

Os arranjos utilizados nos levantamentos de CE são classificados por Orellana (1972) em dois grandes grupos, de acordo com o comportamento dos eletrodos de corrente durante o ensaio: arranjos de campo fixo e de campo móvel. No primeiro grupo, os eletrodos de corrente são mantidos fixos todo o tempo, de forma a se criar um campo estacionário, enquanto os eletrodos de potencial são então movidos lateralmente. Dentre os mais utilizados neste caso estão o arranjo de gradientes e o dipolo-dipolo.

O segundo grupo engloba os arranjos onde todos os eletrodos são movimentados lateralmente no decorrer do ensaio, mantendo-se uma distância proporcional entre os eletrodos em investigações em profundidade. Dentre os mais utilizados neste caso estão o Wenner e o Schlumberger.

4.9.1 Arranjo Wenner

O arranjo Wenner é uma arranjo quadripolar, simétrico e linear, cuja característica principal é o espaçamento equidistante entre os quatro eletrodos do conjunto (KELLER;

FRISHKNECHT, 1970). Desse modo, a distância a entre quaisquer eletrodos adjacentes é a mesma, e permanece constante em proporcionalidade durante todo o ensaio.

No arranjo, os eletrodos de corrente (A e B) são posicionados nas extremidades da linha de investigação, e os de potencial (M e N) são posicionados entre os dois primeiros, simetricamente com relação ao centro do arranjo (O), numa distância tal que $AM = MN = NB = a$ (Figura 4.13).

No decorrer do ensaio, a distância a é gradativamente aumentada após cada leitura. O aumento gradual do espaçamento entre os eletrodos de corrente permite a penetração sucessivamente maior da corrente elétrica no terreno, aumentando cada profundidade de investigação. Além disso, a manutenção da proporcionalidade entre as distâncias no conjunto permite uma boa relação sina/ruído durante todo o ensaio.

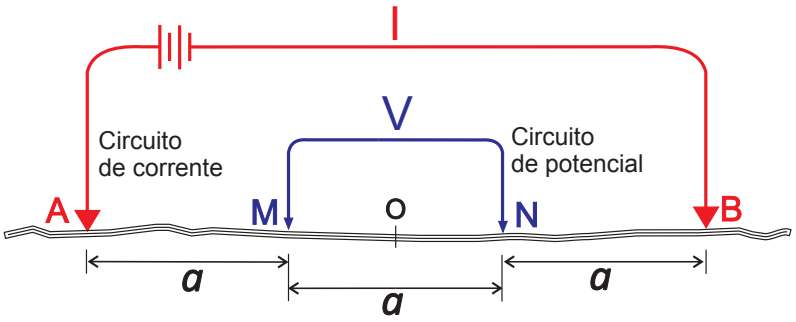


Figura 4.13: Arranjo Wenner

Tomando-se a como a distância entre cada um dos eletrodos adjacentes no conjunto, o fator geométrico para o arranjo Wenner é dado por:

$$G_W = \frac{2\pi}{\frac{1}{a} - \frac{1}{2a} - \frac{1}{2a} + \frac{1}{a}} = \frac{2\pi 2a^2}{2a} = 2\pi a \tag{4.20}$$

O arranjo Wenner é o mais eficiente em termos de relação sinal/ruído. A maior abertura entre os eletrodos de potencial neste arranjo proporciona um aumento na intensidade de sinal captada pelo instrumento durante a investigação (WARD, 1990; GALLAS, 2000).

4.9.2 Arranjo Schlumberger

Assim como o Wenner, o arranjo Schlumberger é um arranjo quadripolar, linear e simétrico em relação ao centro do arranjo. Sua configuração também envolve dois pares de eletrodos, dois eletrodos de corrente (A e B) e dois de potencial (M e N), porém as distâncias entre os eletrodos não são mantidas constantes como ocorre arranjo Wenner.

No Schlumberger, os eletrodos A e B estão simetricamente afastados do centro do conjunto O por uma distância a, e os eletrodos de M e N estão espaçados (também simetricamente) por uma distância b, diferente de a, sendo que $\overline{AB} \gg \overline{MN}$ (PARASNIS, 1972) (Figura 4.14).

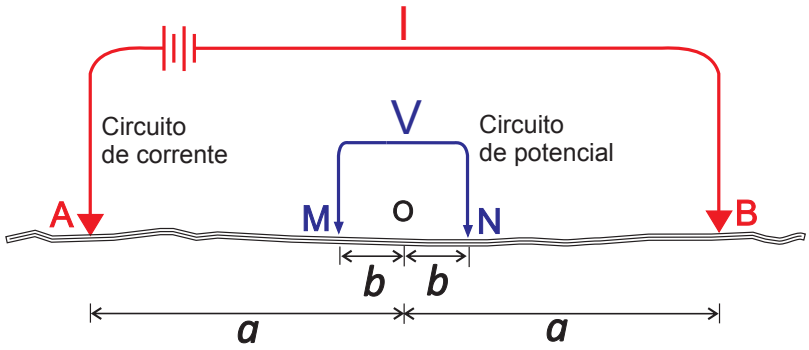


Figura 4.14: Arranjo Schlumberger

Dois pontos principais diferenciam este arranjo do arranjo Wenner:

1. espaçamento usado no arranjo entre os eletrodos de potencial, $2b$, é muito menor do que o espaçamento entre os eletrodos de corrente $2a$ (ao contrário do Wenner que utiliza a mesma distância, a, para quaisquer eletrodos (Figura4.13));

2. a distância $2a$ entre os eletrodos de corrente é aumentada passo a passo (simetricamente com relação ao centro do conjunto) no decorrer do ensaio, enquanto a distância b entre os eletrodos de potencial é mantida fixa até o momento em que o sinal se torna muito baixo para ser medido.

O arranjo Schlumberger é bastante utilizado nos levantamentos de eletrorresistividade por meio da técnica da SEV (tal como o Wenner), por meio do procedimento descrito acima. Quando utilizado na técnica do caminhamento elétrico, a distância entre todos os eletrodos é mantida fixa e todo o conjunto é movimentado sobre o terreno, de acordo com o intervalo estabelecido para a pesquisa.

4.10 Geofísica aplicada à pesquisa de manganês

Existe uma escassez de trabalhos sobre a utilização de métodos geofísicos na pesquisa de manganês, principalmente sobre a utilização de métodos elétricos.

A magnetometria provavelmente tem sido o método mais utilizado na investigação de depósitos de manganês, tendo por base a maior quantidade de trabalhos abordando o método (BHIMASANKARAM; RAO, 1958; RAO; BHIMASANKARAM, 1958b; RAO; BHIMASANKARAM, 1958a; RAO; MURTY, 1963; FILHO; MARINHO, 1983). Embora outros métodos tenham sido utilizados já em meados da década de 50, tais investigações eram quase sempre acompanhadas por investigações magnéticas. Segundo

Ramazi e Mostafaie (2013), a magnetometria tem sido o principal método geofísico utilizado nas pesquisas de manganês no Irã. Os métodos geoelétricos são vistos como métodos subsidiários e desta forma sempre utilizados.

Em suas pesquisas, Jensen (1954) utilizou métodos elétricos na investigação de depósitos de manganês. Para ele, as investigações geofísicas do Serviço Geológico Indiano através de magnetometria e gravimetria eram bastante insatisfatórias, já que a propriedade mais característica das rochas ricas em manganês seria a condutividade elétrica, ou sua recíproca a resistividade, devido aos contrastes nas propriedades elétricas gerados pela variedade e segregação local dos óxidos metalíferos.

O autor utilizou os métodos do Potencial Espontâneo e da Eletrorresistividade para investigar a existência e a distribuição de corpos mineralizados em manganês dentro da Província Central Madhya Pradesh, na Índia. O minério na província ocorre sob a forma de lentes (ou grupos de lentes) paralelizadas alongadas, embutidas em rochas metamórficas idade arqueana. A composição química é bastante variada, porém os principais minerais de minério são braunita, psilomelana, hollandita, pirolusita e jacobsita. Os teores de manganês aumentam com o aumento da profundidade, resultado da atuação de processos de intemperismo sobre o protominério, resultando em clara interferência nos padrões de condutividade elétrica do corpo.

Suas pesquisas fundamentaram-se essencialmente na medição de potenciais naturais (SP) gerados pelos corpos de manganês em subsuperfície. A investigação de SP constituiu de linhas paralelas, orientadas perpendicularmente ao *trend* estrutural local, espaçadas 15 a 100 m entre si e com distância entre eletrodos variando entre 3 e 15 m. Os resultados mostraram incrementos nos valores de potencial de 100 a 150 mV nos valores de potencial sobre os depósitos com relação ao "background"local. As resistividades aparentes características dos depósitos estudados variam entre 500 e 5000 ohm.m, de acordo com os teores de manganês e o conteúdo de ferro do minério.

Em seus estudos, Filho e Marinho (1983) aplicaram métodos magnéticos na investigação de ocorrências manganesíferas no distrito de Pacatuba, no Ceará, 60 km ao sul de Fortaleza. A escolha do método pelos autores baseou-se na presença de Jacobsita no protominério, mineral fracamente magnético. Os autores utilizaram um magnetômetro de precessão nuclear para a investigação de duas áreas de estudos, Itacima e Pingão-Bú.

Os depósitos lenticulares de Itacima ocorrem intercalados em gnaisses e migmatitos que constituem o maciço de Maranguape, associadas à faixa de dobramentos Jaguaribeana. O protominério é caracterizado como óxido-silicático, composto por espessartita, rodonita, tefroíta, jacobsita e hausmannita, originado a partir do metamorfismo de rochas sedimentares ricas em manganês e ferro. A ação do intemperismo sobre o protominério resultou na formação de minerais secundários de manganês, priincipalmente litioforita, resultando em uma textura granoblástica marcada pela

presença dos cristais de espessartita e rodonita parcialmente substituídos por óxidos de manganês. Os resultados mostraram uma série de anomalias magnéticas negativas em ambas as áreas de estudos, as quais foram correlacionadas com corpos lenticulares de minério de manganês, rico em jacobsita.

Em seus estudos, Moreira et al. (2014) realizaram investigações geofísicas na mina Córrego do Cocho, cerca de 1,5 km ao sul da ocorrência pesquisada neste trabalho. A Mina do Cocho teve suas atividades iniciadas no início da década de 1990 pela mineração Itapira Ltda., que extraía por escavação o material manganesífero nas frentes de lavra. Atualmente a lavra está paralisada e o acesso ao local bastante dificultado pelos proprietários.

Na face de desmonte exposta, próxima da qual foram realizadas as investigações, é possível distinguir a presença de bolsões de minério maciço, envolvidos pelas rochas encaixantes bastante intemperizadas. O minério maciço, de alto teor, se destaca na parede exporta da frente de lavra por sua coloração muito mais escura do que a do solo/saprolito encaixante.

Os autores utilizaram os métodos da Eletrorresistividade e Polarização Induzida para investigar as proximidades do talude da frente de lavra. Foram realizadas quatro linhas de caminhamento elétrico, com arranjo dipolo-dipolo e espaçamento de 5 m entre eletrodos. No total foram adquiridos 300 m de caminhamento, divididos em 4 linhas de 75 m cada, dispostas paralelamente e espaçadas 10 m entre si.

Os resultados obtidos na Linha 1, realizada diretamente acima das exposições de minério na frente de lavra, permitem a correlação visual direta dos padrões de resistividade e cargabilidade do modelo geofísico e o minério exposto. O minério maciço de alto teor observado na frente de lavra é representado nas seções por altos valores de cargabilidade, acima dos 30 mV/V, associados com muito baixos valores de resistividade, abaixo dos 20 Ω.m (Figura 4.15).

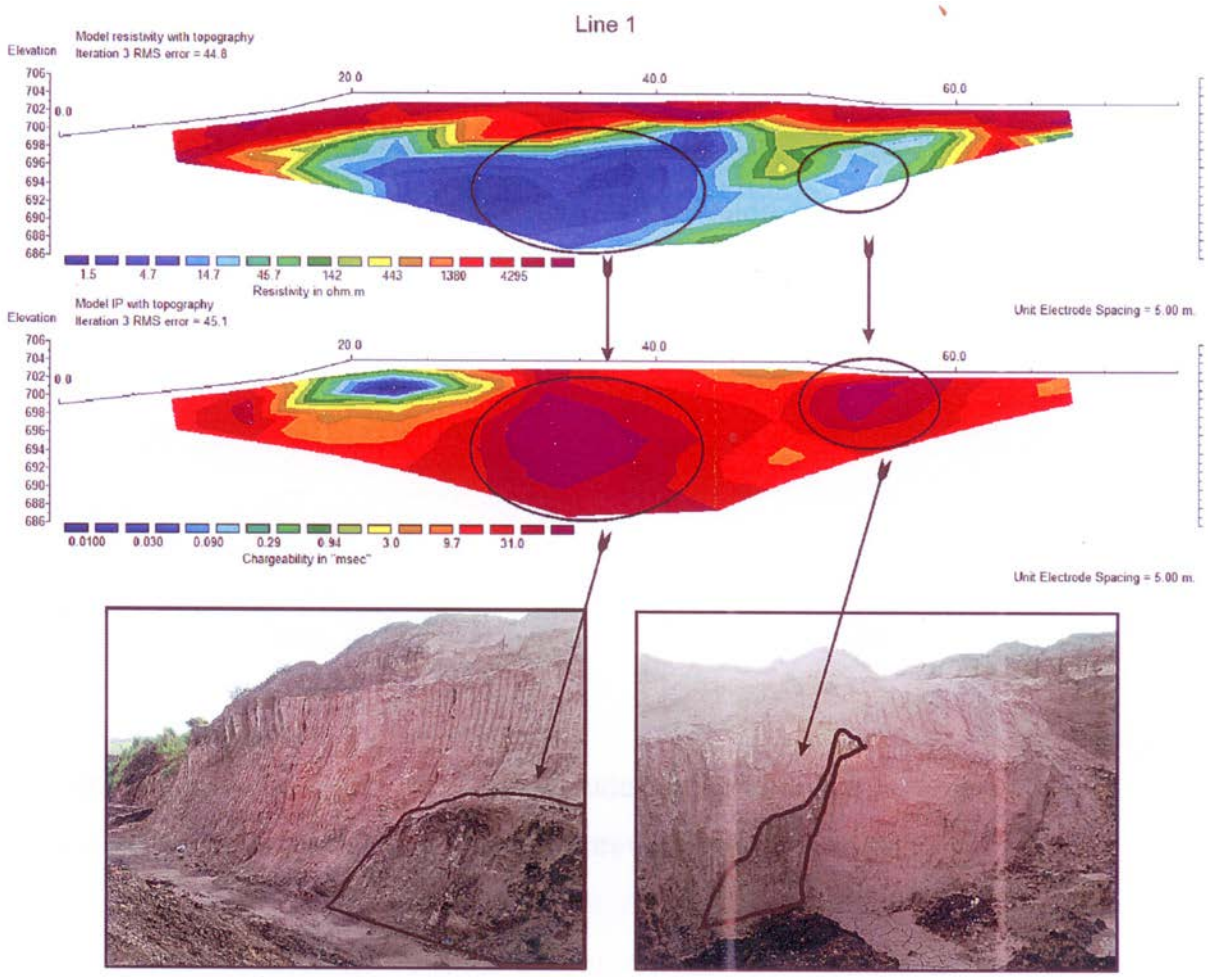


Figura 4.15: Modelos de inversão em termos de resistividade e cargabilidade relacionados com minério exposto em frente de lavra da Mina do Cocho. (MOREIRA et al., 2014).

5 Aquisição e processamento dos dados

5.1 Aquisição

Dados de resistividade aparente e de polarização induzida foram coletados em campo, utilizando-se a técnica do Imageamento Elétrico (ou Tomografia Elétrica). Foram realizadas dez linhas de imageamento elétrico, com 420 metros de comprimento cada (2 cabos de 21 eletrodos), paralelas e espaçadas 50 metros entre si (Figura 5.1). O espaçamento entre eletrodos foi de 10 metros, estabelecido com base nas dimensões estimadas do corpo e na profundidade de investigação desejada.

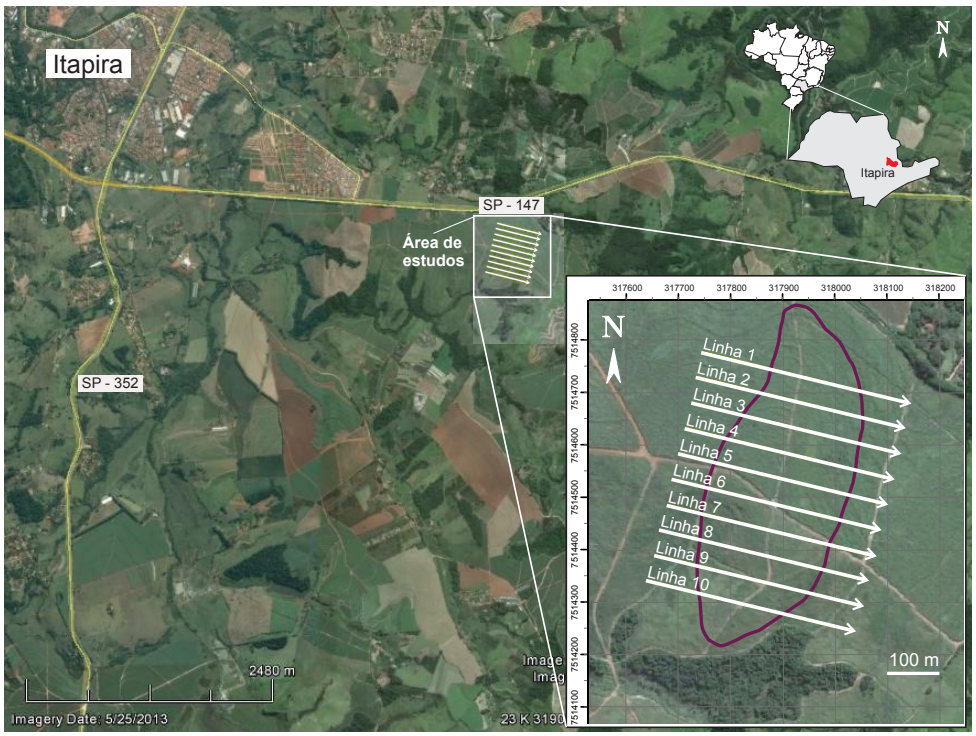


Figura 5.1: Mapa de localização da área, com detalhe para a sequência de levantamento geofísico e limites da superfície laterítica da ocorrência pesquisada de acordo com o mapa geológico de Angeli et al. (2011).

O centro malha foi posicionado sobre o minério laterítico, aproximadamente no centro da ocorrência. A partir do centro da ocorrência as linhas foram dispostas paralelas entre si a cada 50 metros de distância, para norte e para sul. A direção das linhas foi WNW-ESE (N110-290), transversal ao *trend* estrutural local e ao alinhamento das 4 ocorrências conhecidas na área (NE-SW). Medidas estruturais da foliação principal foram obtidas em alguns locais onde a rocha encaixante é aflorante.

Para a coleta dos dados geofísicos utilizou-se:

- Resistivímetro ABEM, modelo Terrameter LS, com 84 canais de aquisição(Figura 5.2 B,C);
- Cabos com 210 metros de comprimento, num total de 4, com encaixe para 21 eletrodos;
- Eletrodos não polarizáveis, adequados para a aquisição simultânea de dados de resistividade elétrica e cargabilidade (Figura 5.2 F).



Figura 5.2: Trabalhos de aquisição de dados em campo.

Foram utilizados eletrodos de cerâmica, não polarizáveis, preenchidos por solução supersaturada de sulfato de cobre ($CuSO_4$). Esta configuração permite o trânsito da solução e sua percolação no solo, de modo a reduzir a resistência do contato e anular a geração de correntes parasíticas geradas pelo uso de eletrodos metálicos.

Após a disposição do cabo, foram feitas pequenas covas para permitir o contato direto do eletrodo com o solo, posteriormente encharcadas para reduzir a resistência de contato entre o eletrodo e o solo. O eletrodo poroso é posicionado dentro da cova e completamente preenchido por $CuSO_4$. Finalmente, os eletrodos são conectados um a um ao longo do cabo multicanais para que se inicie o processo de aquisição.

O instrumento permite a realização de ensaios de eletrorresistividade (ER) e polarização induzida (IP) por meio de ciclos periódicos de transmissão e recepção de sinais, cálculo automático da resistência de contato e do desvio padrão do conjunto

de medidas. Os dados são registrados automaticamente na memória interna do instrumento durante a aquisição, num formato de arquivo que permite o tratamento direto no programa Res2dinv.

Os dados de calibração adotados foram: tempo de envio de corrente de 1s, corrente mínima de 200 mA e máxima de 500 mA, 2 janelas de leituras fixas e consecutivas de 100 ms e início da janela de leitura após o corte de corrente (*delay time*) de 0,2 s.

5.2 Processamento dos dados e modelagem 2D

Os arquivos de dados são armazenados pelo instrumento na forma de um arquivos de extensão *.dat*, os quais podem ser abertos e editados por meio de um editor de texto. A modelagem dos dados para a obtenção dos modelos 2D de inversão (com profundidades reais estimadas) é realizada com o uso do programa Res2dinv, desenvolvido pela Geotomo Software e disponibilizado juntamente com o equipamento. Dados de altitude devem ser inseridos para cada uma das linhas antes do procedimento de inversão, para possibilitar o ajuste da superfície topográfica no modelo.

Os dados de altitude utilizados neste trabalho foram obtidos a partir de cartas topográficas na escala 1:10.000, com equidistância de 5 m entre curvas de nível. As cartas, georreferenciadas e disponibilizadas na internet pelo Instituto Cartográfico e Geográfico (IGC) do Estado de São Paulo, são parte do acervo do IGC-SP disponível para consulta na internet através de seu portal SIG (IGC-SP, 2015).

Em seguida os dados foram modelados no programa Res2dinv, com base em parâmetros de inversão sugeridos pelo programa para a modelagem de corpos de minério. Após a modelagem, os resultados são apresentados na forma de seções de resisitividade e cargabilidade, com profundidade real estimada e ajuste de topografia.

Os resultados obtidos são primeiramente expressos por uma pseudosseção de resistividade elétrica e/ou cargabilidade aparentes, onde cada ponto investigado na subsuperfície possui uma posição e profundidade teórica específica, de acordo com o espaçamento entre eletrodos e o arranjo eletródico utilizado na investigação. A utilização da interpretação qualitativa através de pseudo-seções não reflete a distribuição de resistividade elétrica ou cargabilidade verdadeiras, nem a profundidade real do meio investigado (FACHIN, 2007).

Dessa maneira, é necessário o emprego de uma série de técnicas numéricas que tornem possível uma interpretação quantitativa, ou seja, um modelo de subsuperfície que melhor aproxime dos dados reais. O software utilizado no processamento dos dados geofísicos neste trabalho permite o processamento de grandes conjuntos de dados em duas dimensões e determinar, a partir de técnicas de modelagem numérica com o método da inversão, um modelo bidimensional de resistividade e

cargabilidade (GRIFFITHS; BARKER, 1993). Através de métodos matemáticos, a inversão procura obter um modelo de distribuição dos parâmetros medidos em subsuperfície similares aos valores medidos em campo (FACHIN, 2007).

O processo de inversão consiste na superposição de um grande número de blocos retangulares, dispostos a partir da distribuição dos pontos dos dados na pseudo-seção (seção gerada pelos dados de campo em profundidade teórica). A distribuição e o tamanho destes blocos são gerados automaticamente pelo programa, por meio da distribuição dos pontos de dados. A profundidade da linha inferior de blocos é ajustada de modo a ser aproximadamente igual à profundidade média de investigação dos pontos de dados com o maior espaçamento entre eletrodos (EDWARDS, 1977).

Os tipos de inversão mais utilizados na interpretação de dados e resistividade elétrica e cargabilidade são a inversão por blocos ou polígonos (*block inversion*) e a inversão por suavização (*smooth inversion*), utilizada neste trabalho. O método da inversão por suavização utiliza o método matemático dos mínimos quadrados e, através dele, o software reconhece a subsuperfície terrestre como blocos retangulares que possuem valores constantes para o parâmetro investigado (DEGROOT-HEDLIN; CONSTABLE, 1990; LOKE; BAKER, 1996).

O processamento dos dados considera as informações de topografia incorporadas aos dados de campo e o modelo de inversão incorpora este ajuste. Finalmente, os resultados finais são apresentados sob a forma de seções de resistividade e cargabilidade em termos de distância x profundidade, com escala gráfica logarítmica e intervalos de interpolação de valores de cor.

Como citado, o modelo 2D utilizado no programa divide a pseudosseção em blocos retangulares, que a representará pelo ajustamento das medidas obtidas em campo. Esta otimização procura reduzir a diferença entre os valores de resistividade aparente, calculados e medidos em campo, pelo ajuste da resistividade do modelo de blocos, cuja diferença é expressa pelo erro RMS (*Root Mean Squared*) (LOKE; BAKER, 1996). O erro RMS é uma medida estatística do desvio médio de uma quantidade de valores, no caso da modelagem a magnitude da diferença entre os valores medidos e os calculados no processo de inversão. O cálculo do RMS segue o mesmo conceito de desvio padrão, sendo expresso pela raiz quadrada da média aritmética das diferenças entre os dados medidos e os valores calculados, elevadas ao quadrado. O procedimento de cálculo evita que os valores de erro negativos se cancelem com os valores positivos, como aconteceria na utilização de uma média aritmética comum.

Após a inversão 2D, os dados dos modelos gerados foram exportados através do Res2Dinv e reunidos em arquivo único (como arquivo de entrada para plataforma Oasis Montaj Geosoft), posteriormente utilizado como base de dados para geração dos modelos 3D e mapas de profundidade.

Na sequência, os dados dos modelos foram interpolados a partir do método da mínima curvatura, para suavização dos valores centrais em relação aos limites da

área investigada, e apresentados sob a forma de mapas para diversas profundidades.

5.2.1 Modelos de visualização 3D

Os modelos 3D de visualização foram gerados a partir da combinação e interpolação dos modelos 2D de inversão gerados na fase anterior, segundo o procedimento:

1. os modelos 2D, calculados para os parâmetros resistividade e cargabilidade, foram individualmente exportados em formato .xyz por meio do Res2dinv;

2. Em seguida os arquivos individuais foram agrupados em um único arquivo com informações espaciais para cada um dos pontos levantados em cada uma das seções. Este arquivo foi então importado para a plataforma Oasis Montaj Geosoft;

3. Os dados importados foram então interpolados entre si através do método da krigagem ordinária, com um grid definido de 12,5 x 12,5 x 5m na vertical e com os demais parâmetros utilizados como sugeridos pelo programa;

Como produtos foram obtidos modelos 3D de blocos (*voxel*) para as variáveis resistividade e cargabilidade. Convencionou-se denominar os modelos de "modelos de visualização 3D" como uma forma de diferenciação destes dos modelos de inversão 3D legítimos, que utilizam técnicas de aquisição e de dados e algoritmos de inversão específicos para este fim.

Em seguida foram gerados mapas de níveis para as variáveis cargabilidade e resistividade, a partir da re-interpolação dos modelos 3D voxel através do método da mínima curvatura. Ao todo foram criados 12 mapas de níveis, a partir da cota 600 m, com espaçamento entre níveis de 10 m.

Finalmente foram definidos e isolados valores de cargabilidade e resistividade para a geração de isossuperfícies de valores que permitissem a individualização dos corpos de minério e demais estruturas associadas. Os valores foram definidos com base em gráficos e nos padrões das isolinhas dos modelos 2D (contatos bruscos). Os gráficos foram gerados a partir do conjunto de todos os dados de cargabilidade e resistividade, classificados por ordem de valores. Os valores definidos para a geração das isossuperfícies foram pontos onde as curvas mostraram inflexões mais expressivas, entendidos como pontos onde ocorrem os maiores contrastes de propriedades.

Para o parâmetro cargabilidade, o valor definido foi 12 mV/V, ponto no qual existe uma inflexão muito brusca na curva de valores, indicando uma alteração proporcional no comportamento da variável. Para a resistividade o valor definido foi 2500 Ω.m com base nos mesmos critérios, apesar de as mudanças de angulação da curva serem mais sutis (Figura 5.3.

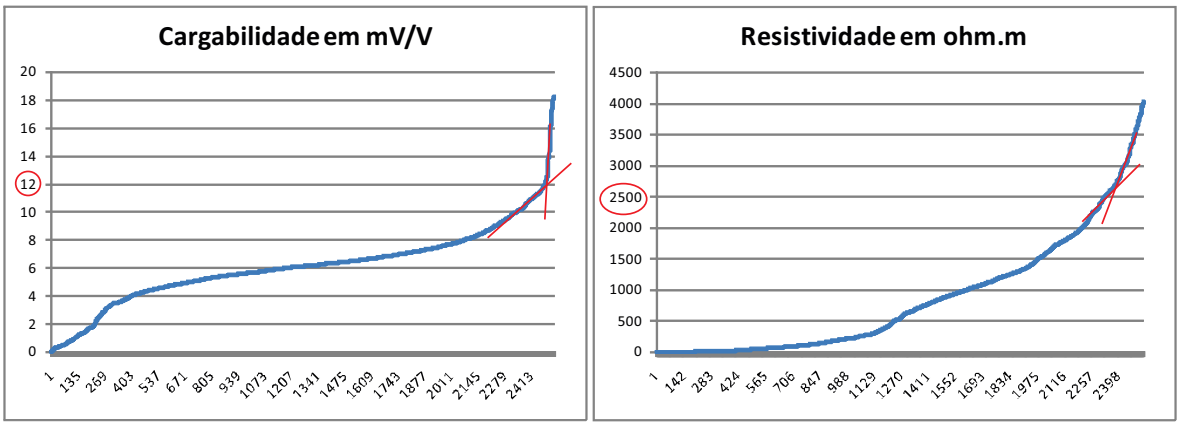


Figura 5.3: Gráfico mostrando a distribuição dos valores de resistividade e cargabilidade e escolhidos com base nas inflexões nas curvas de valores classificados.

6 Resultados e discussão

6.1 Modelos de inversão 2D (seções)

Todas as linhas levantadas em campo apresentam comprimentos ao redor dos 400 metros, com alguma variação relacionada com os efeitos da topografia. O relevo da área é relativamente plano na porção central e norte da área, especialmente ao longo do eixo norte-sul central, e mais acidentado na porção sul. A porção centro-sul apresenta os valores de cota mais elevados, ao redor dos 700 m, com máximos próximos dos 710 m. As cotas mais baixas são encontradas na porção sudoeste da área, com valores da ordem dos 680 m. É neste quadrante onde ocorrem também as mais altas declividades, no início das linhas 8, 9 e 10.

6.1.1 Resistividade

De maneira geral, as seções mostram um padrão de resistividades relativamente baixo. Com exceção de alguns núcleos locais mais resistivos, onde os valores superam os 10000 Ω.m, os valores de resistividade estão abaixo dos 3000 Ω.m (Figuras 6.1 e 6.2).

Todas as seções são marcadas por um horizonte superior bastante resistivo e de espessura praticamente constante, em torno dos 20-25 metros, com pequenas variações locais entre as seções e ao longo delas. As seções 4, 6 e 7, por exemplo, apresentam um horizonte resistivo bastante espesso, superior aos 35 metros, enquanto que as seções 9 e 10 mostram um cobertura resistiva mais delgada, ao redor dos 10 m de espessura, e comparativamente menos resistivo.

A variação na espessura e resistividade da camada superior pode estar relacionada em grande parte com a topografia e com o padrão hídrico na área. A região norte e central da área, localizada entre as seções 1 e 8, é relativamente mais plana e mais seca do que a região sul-sudoeste, onde ocorrem as menores cotas e afloram os cursos d'água. Além disto, nas regiões mais planas a atuação dos processos de laterização tendem a ser mais eficientes e promover a formação de um perfil de solo-laterita mais espesso nestas áreas, com um aumento nos valores de resistividades.

As seções mostram também a existência de heterogeneidades de resistividade

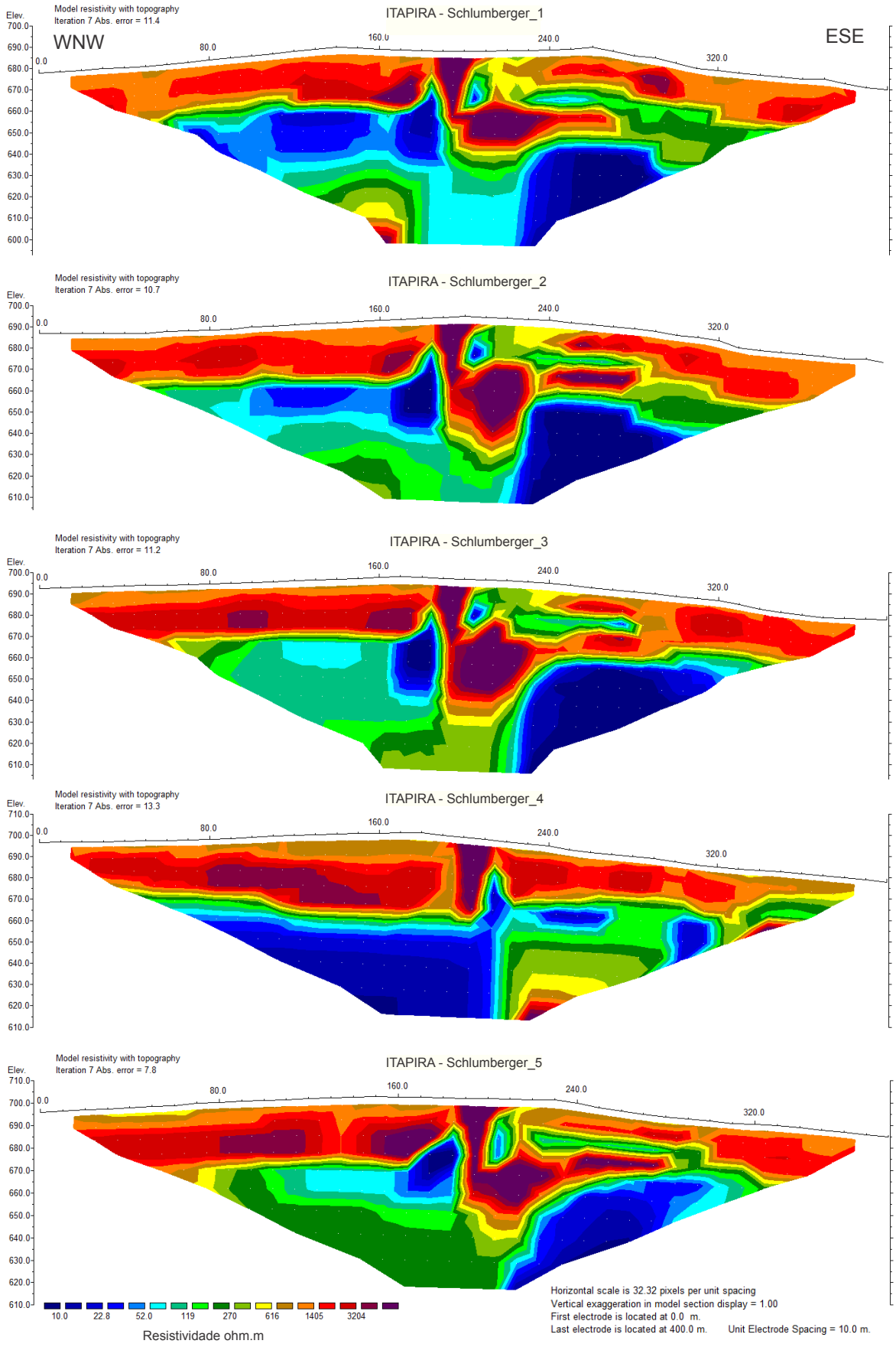


Figura 6.1: Seções de resistividade para as linhas 1 a 6.

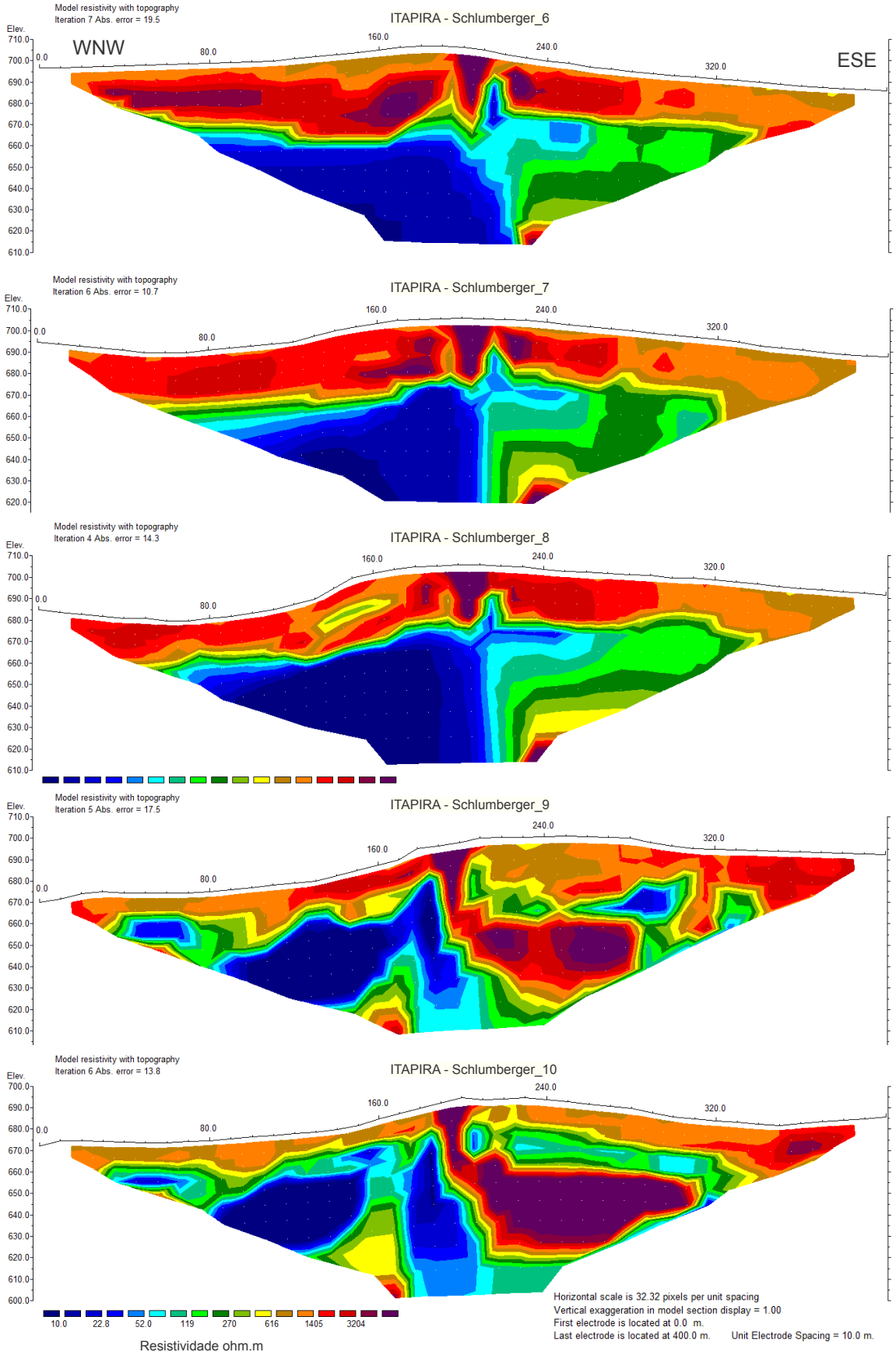


Figura 6.2: Seções de resistividade para as linhas 6 a 10.

verticais e laterais dentro do horizonte superior resistivo (núcleos mais resistivos), por exemplo nas nas porções iniciais das seções 3, 4 ou 5. A existência desses núcleos isolados pode estar relacionada com a presença de blocos de rocha fresca, mais competentes, imersos no horizonte de solo ou de rocha mais alterada de menor resistividade, estes últimos com um conteúdo de umidade. A percolação da água por fraturas e descontinuidades promove a alteração diferencial da rocha em subsuperfície, gerando localmente porções mais alteradas enquanto outras permanecem mais preservadas.

O centro das seções de resistividade é marcado por núcleos muito resistivos, que se estendem para leste em profundidade em algumas delas. Nas seções 1, 2, 3 e 5 o núcleo resistivo central se estende até profundidades de 50 m, onde assume um formato esférico ou ovalado. Nas seções 4, 6, 7 e 8 o núcleo mais superficial não apresenta ligação com o núcleo em profundidade, o qual parece estar deslocado. Nas seções 9 e 10 a ligação entre os núcleos volta a ocorrer.

Na ausência de informações diretas acerca da origem deste núcleos resistivos, não é possível afirmar com certeza a natureza desses núcleos resistivos mais profundos, porém algumas hipóteses podem ser levantadas:

- As porções central e sul da área são marcadas por forte presença de quartzo livre, presentes na forma de veios, associados tanto ao minério de manganês (Figura 3.13C, D, E, F, G e H) na região central quanto aos quartzitos e aos quartzo xistos falorantes ou dispersos como cascalheiras nas encostas (Figura 3.12). O quartzo é um mineral extremamente resistivo e sua presença em grande quantidade (na forma de veios) associados a essas litologias explica a existência dos núcleos de alta resistividade nas seções;

- Os núcleos resistivos podem ser remobilizados de quartzo, parte de uma estrutura geológica associada com a estruturação regional. Esta estrutura, alongada na direção NNE-SSW, é concordante com a direção estrutural regional e com o alinhamento local das ocorrências lateríticas.

A partir dos 20-30 metros de profundidade a resistividade diminui de forma muito brusca, até atingir valores muito baixos próximos de zero, provavelmente relacionados com a posição do nível d'água local.

6.1.2 Cargabilidade

As seções mostram baixos valores cargabilidade para a área em geral. Os valores de cargabilidade raramente ultrapassam os 10 mV/V, com exceção das linhas 4 e 6 onde ela atinge máximos ao redor dos 30 mV/V (Figuras 6.4 e 6.5).

As linhas 1, 9 e 10 apresentam valores de cargabilidade aproximadamente entre 3 e 8 mV/V, sem grandes contrastes ao longo da seção, com exceção de um pequeno

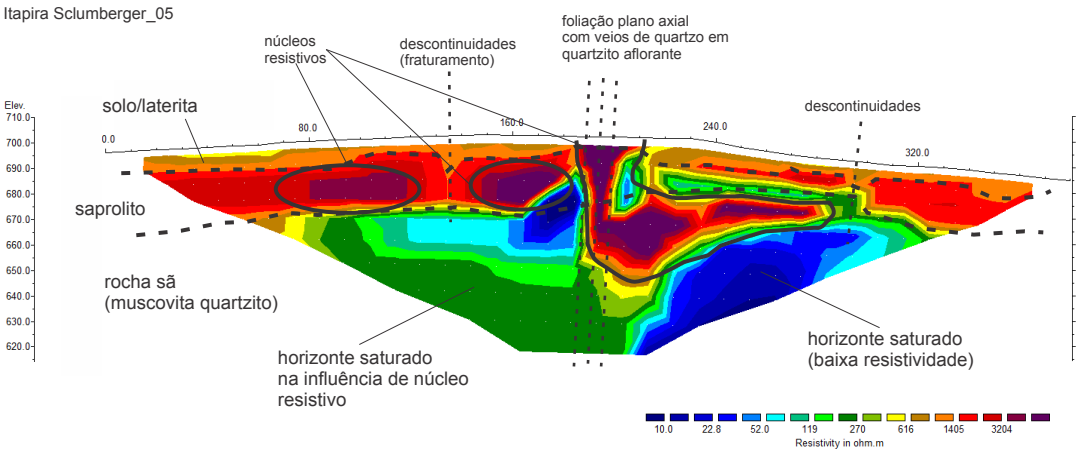


Figura 6.3: Modelo 2D de resistividade (Seção 5) mostrando as principais feições anteriormente discutidas e interpretações.

foco na porção centro-leste mais profunda das seções 9 e 10 e de uma forte anomalia no extremo leste da linha 1. Ao contrário da resistividade, que apresenta um padrão relativamente constante para as seções, a cargabilidade varia razoavelmente de uma seção para outra.

As seções 2 e 3 mostram a presença de um foco de cargabilidade no lado oeste da linha abaixo da profundidade total investigada pelo imageamento. Na Seção 2 aparecem isolinhas com valores até próximos de 20 mV/V, cujo padrão crescente evidencia a presença de um foco de alta cargabilidade abaixo da cota 610 m. Este padrão se repete na Seção 3, porém com menor intensidade e um pouco deslocado, e retorna na Seção 5 com localização e intensidade similares às da Seção 2.

As seções 4 e 6 são as mais expressivas em termos de cargabilidade e praticamente idênticas com relação à forma e intensidade. Nestas seções, os valores de cargabilidade ultrapassam os 30 mV/V, inclusive próximo da superfície.

As seções 7 e 8 confirmam a continuidade desta zona em subsuperfície, porém com valores de cargabilidade bem mais baixos do que na Seção 6, indicando o provável término da mineralização ou seu deslocamento para níveis mais profundos - como sugerido pelas seções 9 e 10 que mostram focos de cargabilidade em profundidades além das investigadas.

Os médios e altos valores de cargabilidade (acima dos 15 mV/V) foram associados com o minério e protominério, principalmente devido à associação deste com a grafita, comprovada em estudos de outros autores (VERÍSSIMO, 1991; ANGELI et al., 2011). A grafita é um mineral bastante polarizável e sua associação com o minério fez dela um excelente guia prospectivo para o minério de manganês de Itapira.

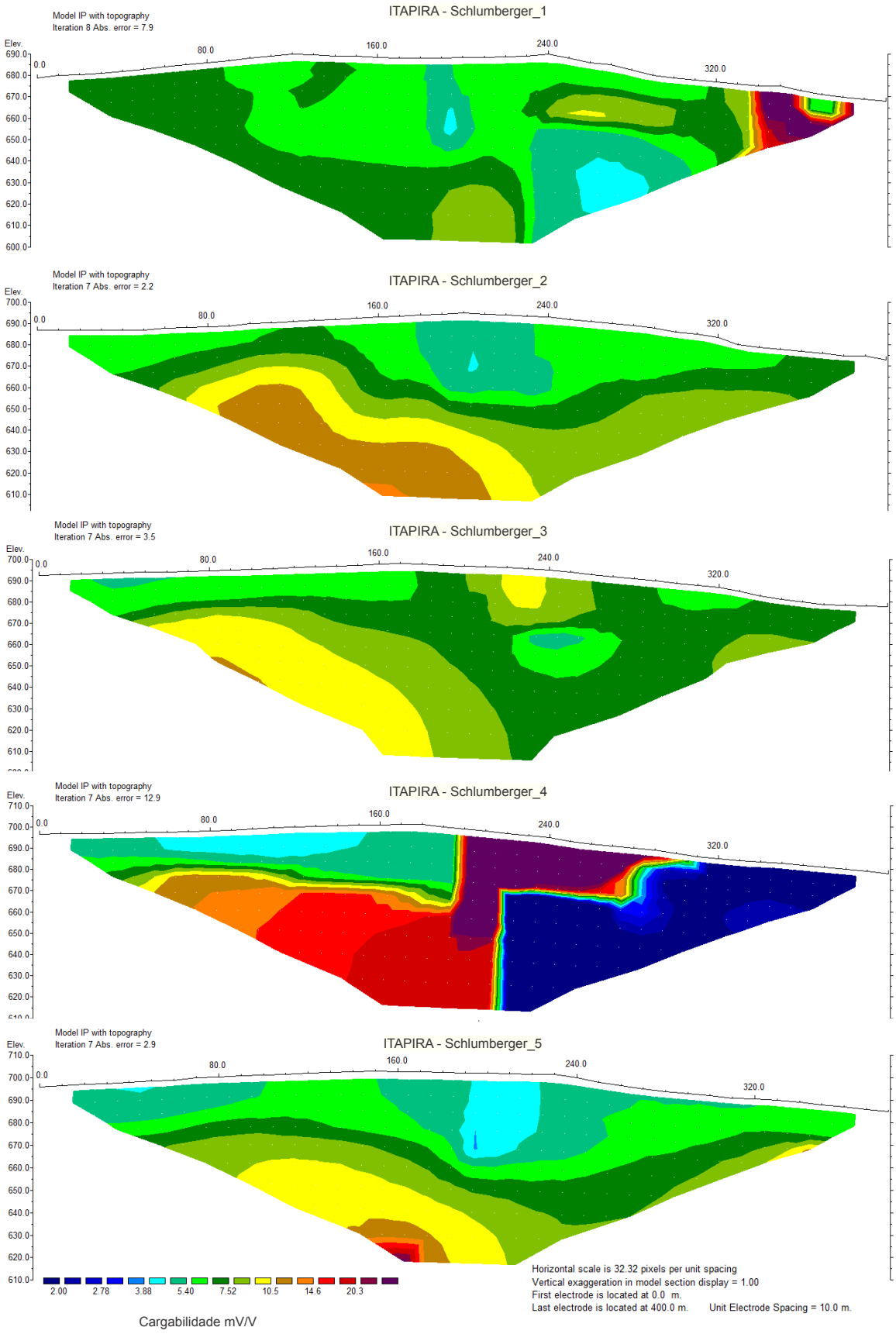


Figura 6.4: Seções de cargabilidade para as linhas 1 a 6.

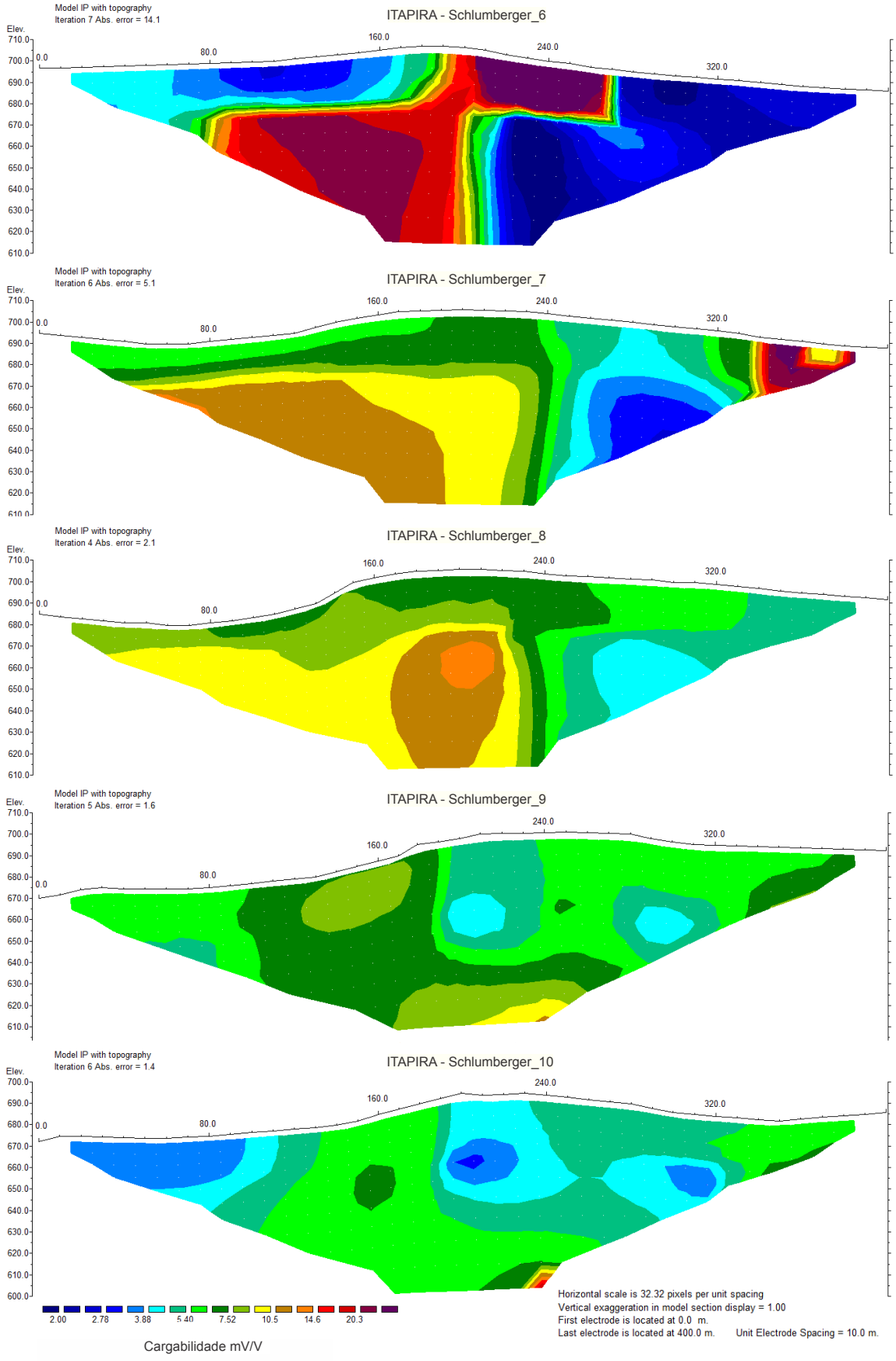


Figura 6.5: Seções de cargabilidade para as linhas 6 a 10.

6.2 Modelos de visualização 3D

A partir da interpolação dos dados dos modelos 2D isolados foram gerados modelos de visualização 3D (Figuras 6.6 e 6.7) e superfícies de isovalores (Figura 6.9) para as variáveis resitividade e cargabilidade. Os modelos 3D e as superfícies de isovalores auxiliaram no reconhecimento e caracterização da morfologia, dimensões e posicionamento dos corpos de minério e estruturas associadas.

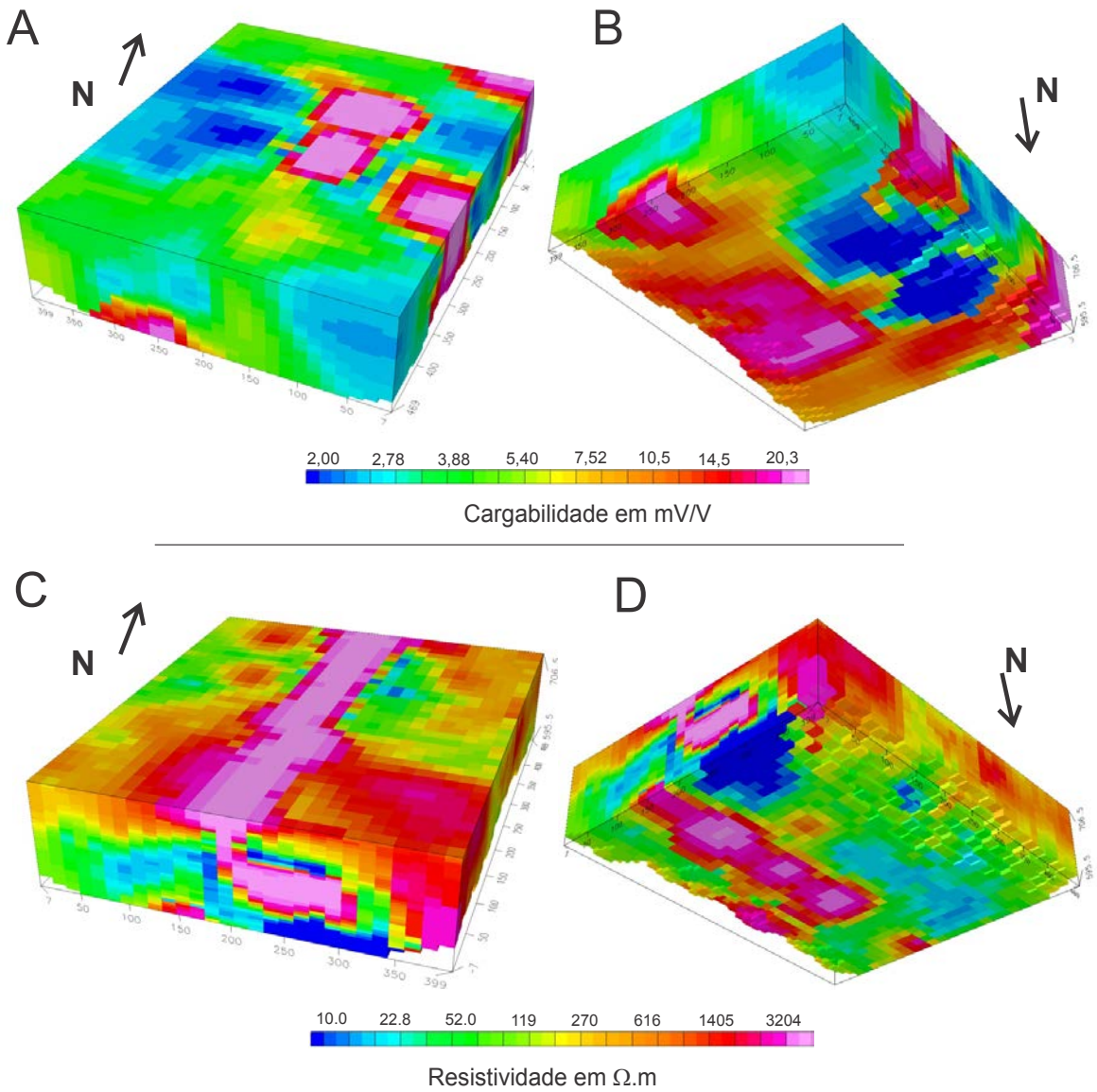


Figura 6.6: Modelos de visualização 3D para as variáveis resistividade e cargabilidade, gerados a partir da interpolação dos modelos 2D de inversão.

O modelo de visualização 3D para a cargabilidade revelou a existência de dois corpos de minério independentes altura das linhas 4 e 6, tanto em subperfície rasa como em profundidade (Figura 6.6 A e B). Os trabalhos de mapeamento realizados por outros autores na área (FILHO, 2004; ANGELI et al., 2011), assim como reconheci-

mento de campo realizado neste trabalho, sugeriam a existência de apenas um corpo de minério laterítico, alongado segundo a direção estrutural regional e de alinhamento das demais ocorrências presentes na área - NNE-SSW. Porém, ao contrário do sugerido anteriormente a investigação geofísica mostrou a existência dois corpos distintos, sub-circulares, ao invés da existência de um só corpo ovalado e alongado na direção NNE-SSW.

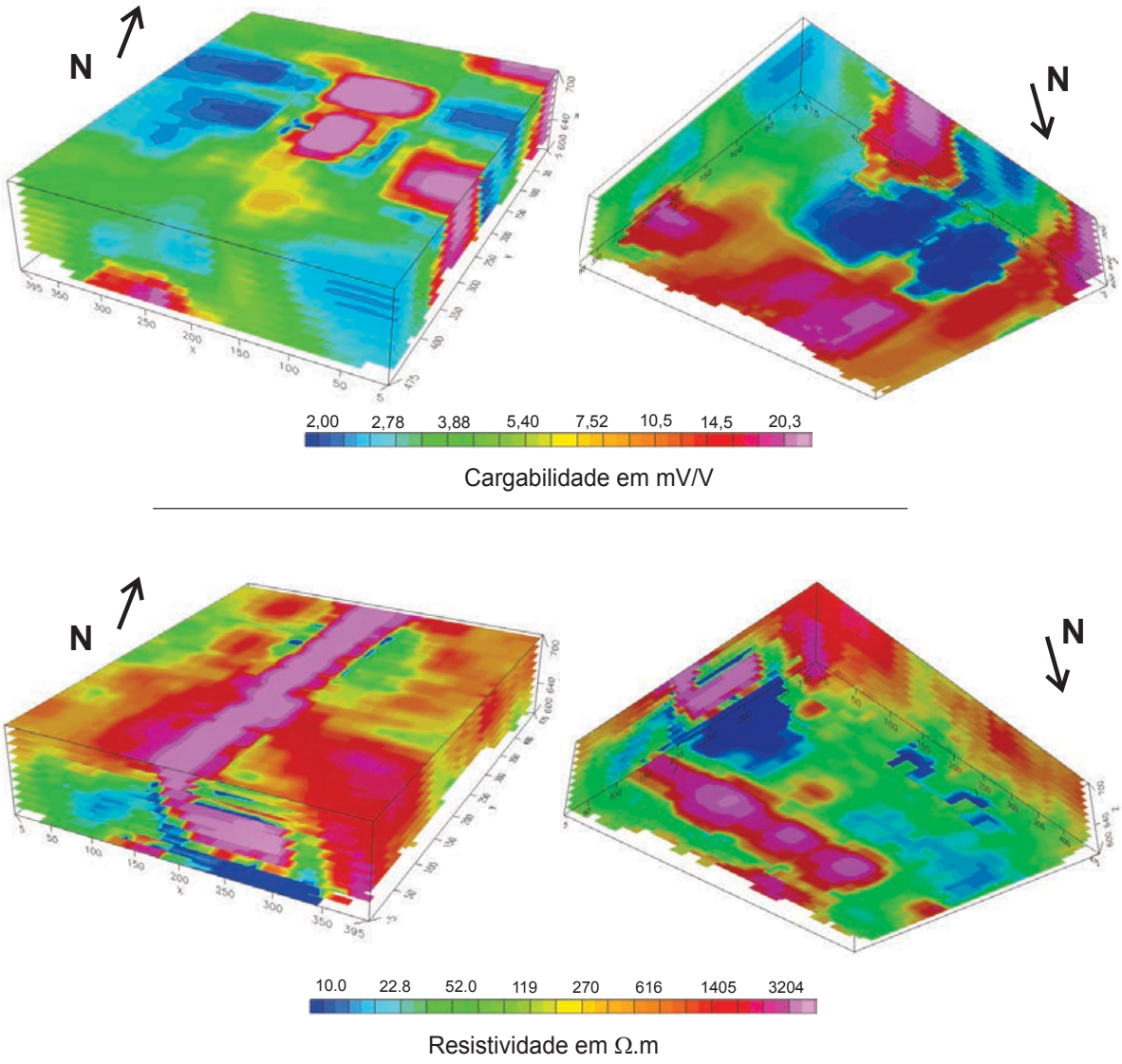


Figura 6.7: Mapas de níveis para as variáveis cargabilidade (A e B) e resistividade (C e D), gerados a partir do "fatiamento"dos modelos 3D voxels.

Além disso, a investigação geofísica revelou grande discrepância entre a extensão em área da ocorrência sugerida pelos trabalhos de campo e a caracterizada pela investigação geofísica. A Figura 6.8-A revela esta discrepância por meio da comparação entre os limites do minério laterítico propostos pelos mapeamentos de campo e os limites do minério estimados pela geofísica e representados no mapa de cargablidade da profundidade 705 m. O mapa mostra que a área sugerida pelo

mapeamento é bastante superestimada quando comparada com a extensão em área da ocorrência (definida com base nos valores de média-alta cargabilidade) definida pela investigação geofísica.

Essa discrepância pode estar relacionada com os seguintes fatores:

- Os processos de laterização resultantes da ação intempérica acabaram por mascarar a divisão existente entre os corpos, conferindo-lhes a aparência de um corpo único, extenso e alongado. Isto por si só não resulta em grande aumento na área da ocorrência, porém a atuação conjunta de processos de transporte e dispersão do minério laterítico ao longo das encostas ocasiona o aumento em área da ocorrência e favorece o seu superdimensionamento nos trabalhos de mapeamento;

- A investigação geofísica, com espaçamento de 10 m entre eletrodos utilizado na coleta de dados, desconsiderou a superfície imediata do terreno. Desta forma, o minério laterítico mapeável não foi claramente definido nos dados geofísicos.

O modelo 3D de resistividade foi importante para definir a morfologia da estrutura resistiva, presente em todas as linhas investigadas e muito bem caracterizada nos modelos de inversão 2D, em suas porções centrais. O modelo confirmou o caráter alongado da estrutura resistiva, além de sua orientação segundo a direção estrutural regional (NNE-SSW) e de alinhamento local das ocorrências de minério laterítico.

Como comentado na discussão dos resultados dos modelos 2D de resistividade, a porção central da área investigada é caracterizada por grande presença de veios de quartzo associados ao minério laterítico (Figura 3.13 C, D, E, F, G e H) enquanto que na porção sul os veios de quartzo estão associados aos quartzitos e quartzo xistos, aflorantes ou na forma de cascalheira sobre as encostas. A grande quantidade de quartzo livre, associada tanto ao minério como aos quartzitos e quartzo xistos do sul da área, permitem relacionar esta estrutura resistiva com uma zona silicificada resultante de grande remobilização de quartzo no local

O único afloramento de rocha encontrado nos limites da área investigada está localizado em sua porção sul, em um ravinamento nas imediações da Linha 10 (Figura 3.11). No local aflora uma rocha quartzosa, extremamente alterada, de granulação média, foliada e orientada na direção geral NNE-SSW (porém levemente anastomosada). Os mergulhos variam de vertical a subvertical (70°) com caimentos variados devido ao caráter anastomosado gerado pela interferência de padrões de dobramentos.

A grande remobilização de quartzo local, associada ao caráter alongado da estrutura silicificada e aos altos ângulos de mergulho do quartzito aflorante na região central da área nas proximidades da Linha 10 ao sul da área permitem supor as seguintes hipóteses para a estrutura resistiva:

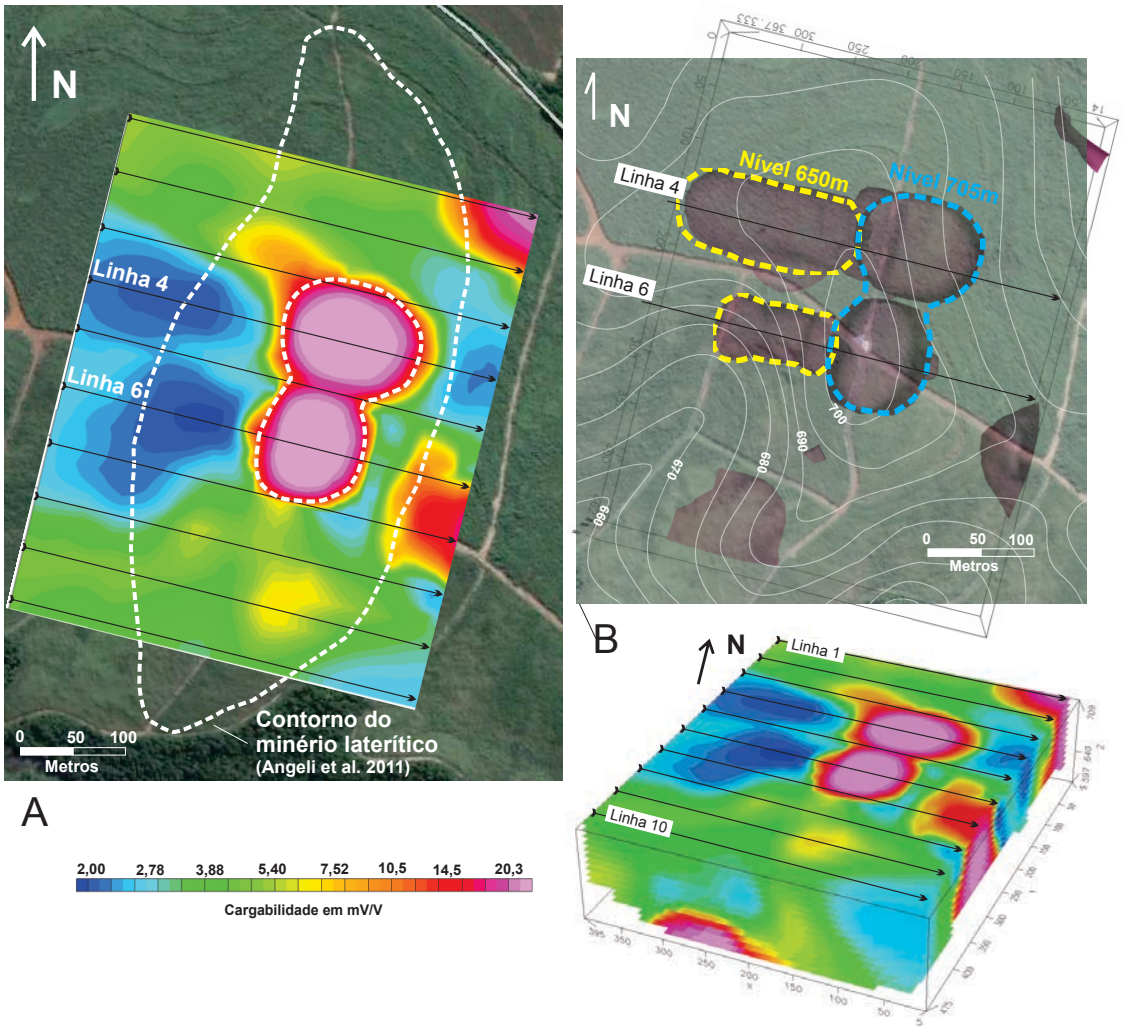


Figura 6.8: A) Mapa comparativo entre contorno da cobertura laterítica sugerido pelo mapeamento e o contorno obtido com a investigação geofísica para o nível 705 m; B) Posição aproximada dos corpos em profundidade, com base nos mapas de cargabilidade das profundidades 705 m e 650 m.

1. Pode ser representativa de uma zona de charneira de uma provável estrutura sinforme, com eixo de dobramento NNE-SSW; ou

2. Pode ser indicativa de uma feição rúptil, de direção NNE-SSW, caracterizada por uma zona de falha ou fratura com intensa percolação local de fluidos.

A primeira hipótese pode estar relacionada com uma região de charneira ou plano axial de uma estrutura sinforme está fundamentada principalmente:

- No caráter alongado da estrutura, segundo a direção alinhamento local e paralelamente aos eixos de dobramento NNE-SSW encontrados para as estruturas adjacentes à área - sinforme de Itapira e Fazenda Bom Jardim (Figuras 3.5-B e 3.6;

- Na presença de quartzo livre associado ao minério e às rochas encaixantes, sugerindo a ocorrência de grande mobilização de fluidos característica de zonas de charneira de dobras;

- O formato da seção vertical da estrutura, em forma de cunha, podendo representar a posição dos flancos da estrutura sinforme ou das foliações plano axiais subverticalizadas, coincidentes com a estruturação dos quartzitos aflorantes no sul da área em sua porção central.

A hipótese b) está fundamentada no grande número de drenagens retilíneas, com direções gerais N-S, localizadas nas adjacências área investigada. O grande número de drenagens encaixadas em vales retilíneos com direções variando ao redor de N-S reflete a presença na área de um conjunto de estruturas com este padrão. O padrão de fraturamento N-S pode, por sua vez, ser representativo de um sistema de fraturas de cisalhamento relacionado com as transcorrências destrais, como sugerido no mapa geológico local de Filho (2004).

6.2.1 Isossuperfícies

A geração das isossuperfícies de valores teve como objetivo a individualização dos corpos de minério e estruturas associadas, por meio da filtragem dos valores de cargabilidade e resistividade associados a estes elementos, respectivamente. Foram escolhidos os valores de 12 mV/V e 2500 ohm.m para a cargabilidade e resistividade respectivamente, de acordo com o procedimento apresentado na Seção 1.6. O resultado da filtragem pode ser visto na Figura 6.9.

A isossuperfície de cargabilidade confirmou a existência dos dois corpos independentes de minério, tanto em superfície como em subsuperfície, e com eixos de maior elongação na direção WNW-ESE, perpendiculares à estruturação regional e à direção de alinhamento das ocorrências.

As isossuperfícies mostram também a continuidade dos corpos de minério para profundidades maiores do que as alcançadas (80-90 m nas porções centrais) neste levantamento. A possibilidade de existência de minério em profundidades desta ordem traz novas perspectivas com relação à economicidade da lavra destes depósitos, principalmente se confirmada a mesma continuidade para as diversas outras ocorrências adjacentes.

A isossuperfície para o parâmetro resistividade salientou o caráter alongado da estrutura resistiva e sua orientação segundo a direção NNE-SSW. Além disso, a filtragem dos valores abaixo dos 2500 ohm.m permitiu a visualização de alguns outros núcleos resistivos adjacentes à estrutura principal. Estes núcleos resistivos adjacentes podem representar possíveis núcleos remanescentes enriquecidos em quartzo, relacionados com a formação da estrutura principal.

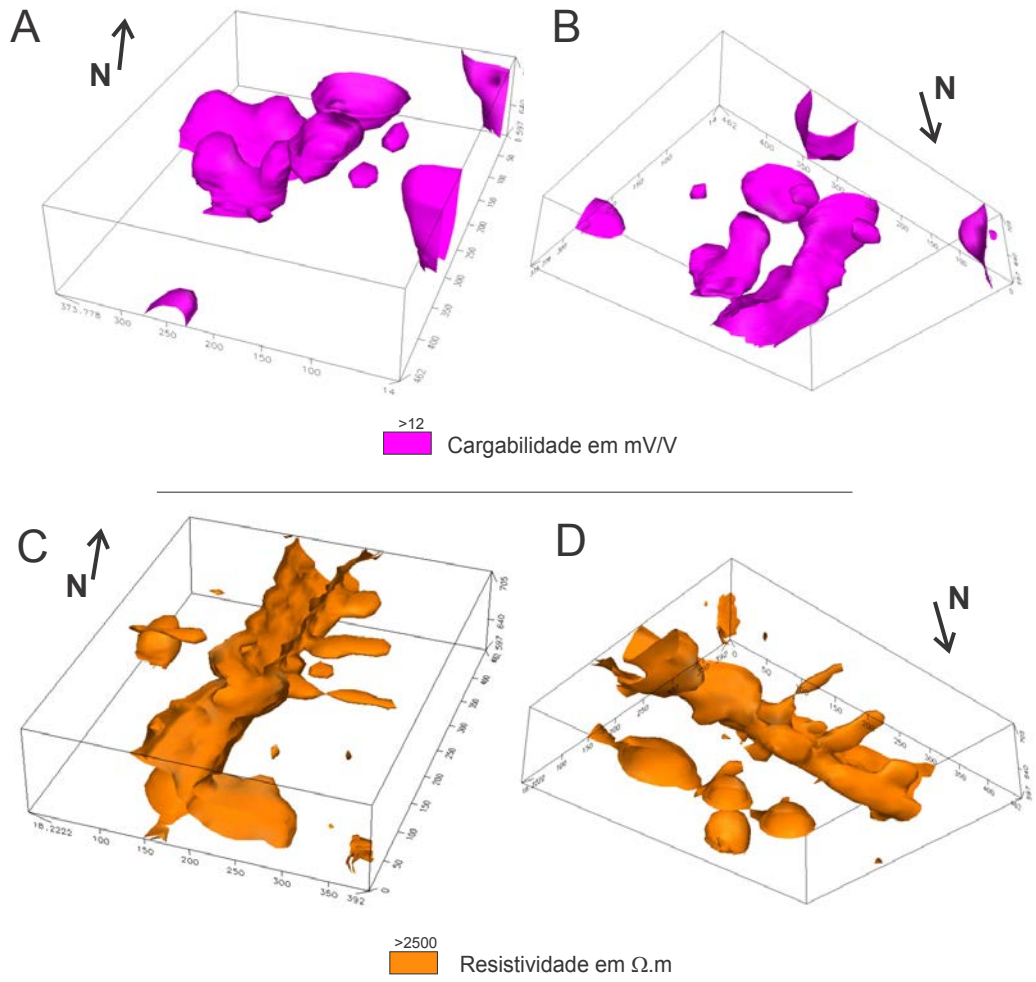


Figura 6.9: Superfícies de isovalores para as variáveis cargabilidade (A e B) e resistividade (C e D), geradas a partir dos modelos de visualização 3D.

Para um melhor entendimento das relações entre as superfícies de cargabilidade e resistividade foi realizada a combinação de ambas em um único bloco 3D (Figura 6.10). A análise das isossuperfícies combinadas permite realizar algumas afirmações:

a) Existe uma clara relação de ortogonalidade entre as orientações da estrutura de alta resistividade e das direções de elongação dos corpos de minério, praticamente perpendiculares entre si;

b) A estrutura resistiva trunca e desloca verticalmente os corpos de minério, portanto a primeira é provavelmente mais jovem. Esta relação de truncamento é evidente tanto nos modelos 2D individuais (seções 4 e 6) como no modelo combinado de isossuperfícies;

c) O eixo de maior elongação da estrutura resistiva é concordante com a direção local de alinhamento das ocorrências de manganês laterítico, NNW-SSE;

d) Não parece existir qualquer deslocamento horizontal dos corpos de minério na

direção NNE-SSW, ou seja, a estrutura trunca e desloca os corpos apenas na direção vertical;

Diversos autores que estudaram as rochas de Itapira e região propõem uma evolução policíclica para região, com diversas fases de deformação relacionadas com pelo menos 3 ciclos tectônicos(FIORI; WERNICK; BETTENCOURT, 1978; ARTUR; WERNICK; KAWASHITA, 1979; FIORI; CHOUDHURI, 1979; ARTUR, 1980; ARTUR; WERNICK; FIORI, 1981; CAMPANHA; FILHO; FERNANDES, 1983). Muitos deles relacionam as diversas fases de deformação a quatro ciclos tectônicos, sendo o primeiro de caráter mais localizado e menos confiável: Jequié, Transamazônico, Uruaçuano e Brasiliano. O primeiro ciclo afetou apenas rochas gnáissicas do embasamento enquanto que os últimos três afetaram os sedimentos que deram origem ao Complexo Amparo, ao Grupo Itapira e às mineralizações associadas a eles.

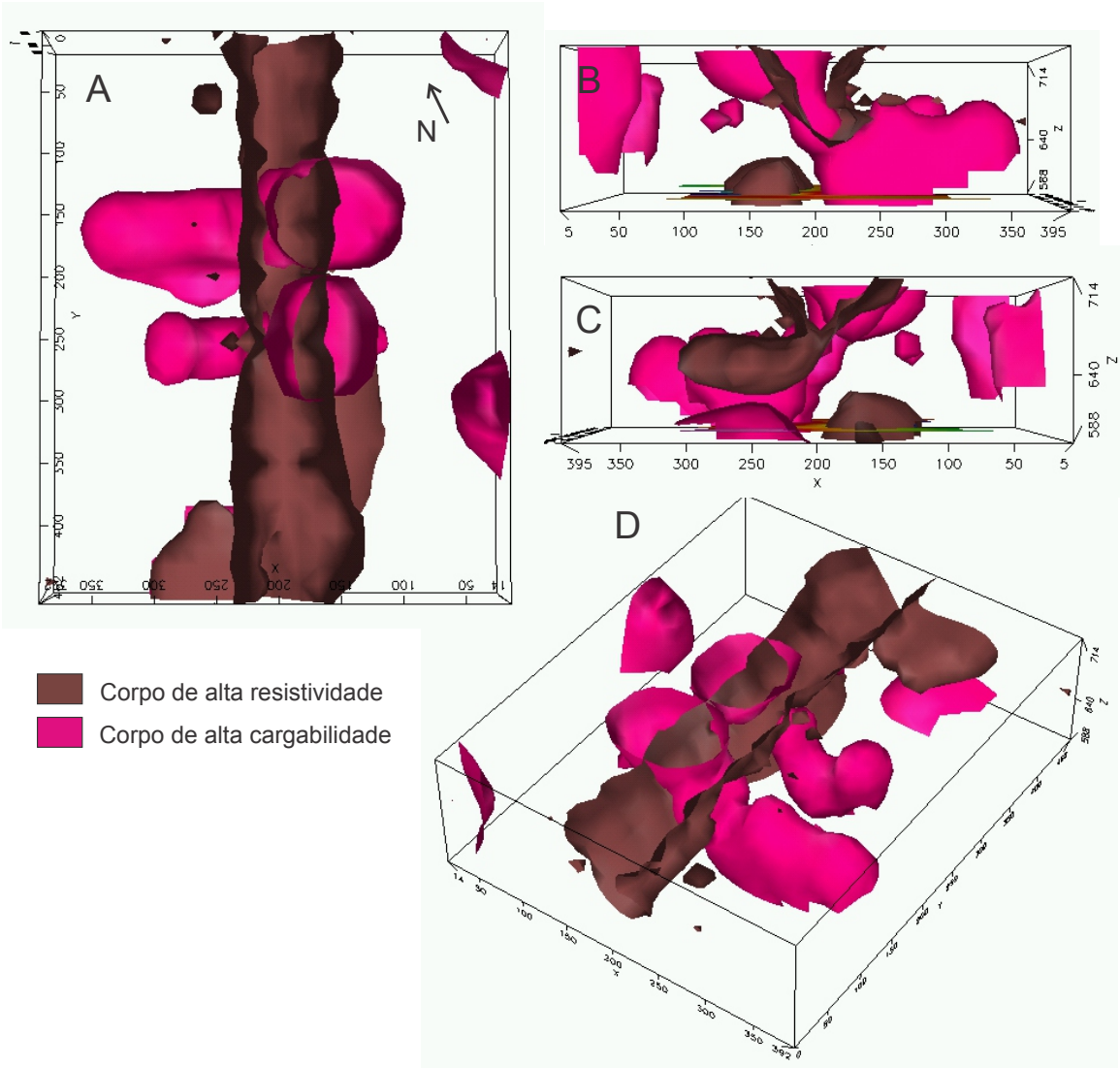


Figura 6.10: Isossuperfícies de resistividade e cargabilidade combinadas para mostrar a situação de ortogonalidade entre os corpos de minério e a estrutura de alta resistividade.

Segundo Artur (1980), Veríssimo (1991), os quais estudaram os arredores de Itapira em detalhe, a segunda fase de deformação e dobramento foi a mais intensa, com o desenvolvimento de dobras fechadas a isoclinais e geração de foliações plano-axiais de transposição, paralelas ao antigo acamamento sedimentar original. Esta deformação promoveu intensa cataclase e localizada recristalização por conta do maior fluxo de calor. Associada à esta fase de deformação são comuns feições de forte estiramento, com rompimentos de camadas mais competentes, boudinagem e formação de e geração de blastomilonitos além de fenômenos locais de anatexia. O pulso ou incremento deformante posterior (Fase 3 de Artur (1980)), também bastante intenso, foi responsável pelo arqueamento da foliação plano axial da fase anterior, reorientando os eixos e traços axiais das dobras da Fase 2 segundo a direção dominante NE e desenvolvimento local de novas dobras fechadas, normais, que caracterizam uma estrutura sequencial de sinformes e antiformes.

Segundo Veríssimo (1991), os corpos de protominério apresentaram comportamento distinto durante os eventos de deformação, passando de inicialmente rúptil - quando sofreram processos de quebramento e boudinagem - para um comportamento mais dúctil ou plástico, quando foram dobrados juntamente com as rochas encaixantes.

Com base nos trabalhos citados acima e nas relações entre os corpos de minério e estruturas é possível concluir:

- A relação de ortogonalidade entre os eixos de maior elongação da estrutura resistiva e dos corpos de minério sugere fases de formação e/ou deformação distintas para tais elementos, provavelmente resultado da complexa evolução geológica da região. Desse modo, os corpos de minério foram provavelmente estirados (WNW-ESE) em uma fase anterior à formação da estrutura NNE-SSW, já que esta trunca e desloca os primeiros;

- Não existem evidências claras nos resultados desta investigação de que os corpos tenham sido alinhados na direção NNE-SSW por processos de estiramento e segmentação de corpos pré-existentes. Caso tenham ocorrido, estes aconteceram provavelmente ocorreram previamente tanto ao estiramento dos corpos na direção WNW-ESE quanto à formação da estrutura NNE-SSW, pois se os processos de boudinagem tivessem ocorrido posteriores ao estiramento dos corpos de minério (WNW-ESE), estes estariam deslocados horizontalmente devido aos esforços transpressivos e existiria uma componente horizontal de truncamento e deslocamento dos corpos de minério pela estrutura resistiva;

- Os corpos de minério podem ter sido estirados e boudinados no *trend* regional NNE-SSW em uma primeira fase de deformação de caráter transpressivo; uma segunda fase deformacional estirou e alongou os corpos na direção WNW-ESE, os quais foram posteriormente arqueados e rompidos (verticalmente)

concomitantemente à geração da estrutura resistiva alongada no *trend* NNE-SSW;

- Os corpos de minério podem não ter sido boudinados em um primeira instância a partir de corpos pré-existentes, mas sim serem produtos do metamorfismo de sedimentos depositados em pequenas bacias isoladas. Dessa forma, os sedimentos teriam sido metamorfizados, estirados e alongados na direção WNW-ESE, e posteriormente arqueados e rompidos verticalmente no mesmo evento que gerou a estrutura NNE-SSW.

7 Conclusões

O reconhecimento de campo confirmou a existência de um cobertura laterítica manganesífera a leste do município de Itapira, conforme descrito anteriormente em outros trabalhos na mesma região. O minério é constituído essencialmente por óxidos e hidróxidos de manganês, facilmente reconhecido em campo por sua coloração cinza-escura a preta. Em superfície a ocorrência aparece como um corpo laterítico único, de formato elipsoidal e tamanho aproximado 100 m x 150 m. Trabalhos prévios de caracterização mineral constataram a presença de grafita, mineral condutivo e bastante polarizável, no minério de Itapira.

Trabalhos de reconhecimento geológico regional de outros autores revelaram a presença de quatro pequenos corpos de manganês laterítico na região de estudos (incluindo a ocorrência pesquisada), distribuídos ao longo de uma faixa alongada segundo o *trend* estrutural local NNE.

Os dados geofísicos revelaram a existência de dois corpos de minério independentes, tanto em superfície como em profundidade, e não um corpo único como é sugerido nos mapas geológicos locais. Os modelos 3D indicam ainda que a direção de maior elongação dos corpos de minério é WNW-ESE, e não NNE-SSW como sugerido em trabalhos de mapeamento na região. Além disso, os modelos mostram que os corpos de minério ocorrem deslocados em relação a estrutura principal e com mergulho para oeste em relação ao centro da ocorrência em superfície.

O método da eletrorresistividade foi bastante eficiente na caracterização das variações litológicas verticais, laterais e no reconhecimento de feições estruturais. Verticalmente os modelos 2D indicaram de forma bastante coerente estratificação do terreno em profundidade (camada de solo/saprólito, início da zona saturada), enquanto que lateralmente houve grande detalhamento das heterogeneidades internas de cada um dos horizontes (núcleos resistivos quartzosos, fraturamentos, descontinuidades, etc). Por outro lado, o método não foi útil na identificação de minério em superfície/subsuperfície rasa ou do protominério com relação às rochas encaixantes em profundidade.

O método da Polarização Induzida demonstrou bastante eficácia no reconhecimento, individualização e caracterização da morfologia dos corpos de minério em superfície e subsuperfície. A eficiência do método para a área é atribuída principal-

mente à presença de grafita disseminada no minério (até 5%), além dos óxidos de manganês (até 35%).

A geração do modelo 3D, em termos de resistividade e cargabilidade, foi crucial para a caracterização da morfologia dos corpos de minério e estruturas em profundidade. Os modelos de resistividade permitiram o reconhecimento de estruturas relacionadas com os processos de evolução geológica na área (zona de silicificação NNE), enquanto que os modelos de cargabilidade revelaram a presença de dois corpos de minério, deslocados da posição central da cobertura laterítica em superfície e alongados transversalmente (WNW) ao *trend* de estruturação regional.

Esse conjunto de resultados demonstra a aplicabilidade deste conjunto de métodos geofísicos como subsídio à definição de locais prioritários para detalhamento e quantificação geoquímica para os depósitos de manganês dos arredores de Itapira e minérios semelhantes. O emprego da geofísica permitiu a identificação dos locais mais favoráveis para a realização de trabalhos futuros de detalhamento e quantificação de recursos e reservas, essencial como uma estratégia para redução de custos e prazos do projeto.

Referências

ALLIS, R. Geophysical anomalies over epithermal systems. *Journal of Geochemical Exploration*, Elsevier, v. 36, n. 1, p. 339–374, 1990.

ALMEIDA, F. F. M. de; HASUI, Y. *O Pré-Cambriano do Brasil*. [S.l.]: E. Blücher, 1984.

ALMEIDA, F. F. M. de et al. Províncias Estruturais Brasileiras. *Atas do VIII Simpósio Regional do Nordeste*, Sociedade Brasileira de Geologia, Campina Grande, PB, p. 369–391, 1977.

ANGELI, N. et al. Geologia e caracterização tecnológica do minério de manganês da mina córrego do cocho, itapira (sp). *Geologia USP. Série Científica*, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, v. 11, n. 3, p. 107–130, 2011.

ARTUR, A. C. *Rochas metamórficas dos arredores de Itapira - SP*. Dissertação (Mestrado) — Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo-SP, 1980.

ARTUR, A. C.; WERNICK, E.; FIORI, A. P. Estruturas redobradas nos arredores de Itapira, SP. *Atas do III Simpósio Regional de Geologia*, Curitiba, PR, v. 1, p. 252–261, 1981.

ARTUR, A. C.; WERNICK, E.; KAWASHITA, K. Dobramentos superimpostos na região de Itapira, SP: caracterização e cronologia. *Atas II Simpósio de Geologia Regional*, São Paulo, SP, p. 58–70, 1979.

BHIMASANKARAM, V.; RAO, B. Manganese ore of South-India and its magnetic properties. *Geophysical Prospecting*, v. 6, n. 1, p. 11–24, 1958.

BORCHERT, H. On the ore-deposition and geochemistry of manganese. *Mineralium Deposita*, Springer, v. 5, n. 3, p. 300–314, 1970.

BRACHET, P. *TeXMaker - Free cross-platform LaTeX editor*. [s.n.], 2014. Disponível em: <http://www.xm1math.net/texmaker/>.

BRAGA, A. C. de O. *Métodos da eletrorrestividade e polarização induzida aplicados nos estudos de captação e contaminação de águas subterrâneas*. Tese de Livre Docência — Instituto de Geociências e Ciências Exatas - IGCE, Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho", Unesp, Rio Claro - SP, 2006.

CAMPANHA, G. A. C.; FILHO, A. G.; FERNANDES, L. A. Caracterização do estilo estrutural e discussão de aspectos estratigráficos do Complexo Amparo na região de Itapira e Águas de Lindóia (SP). *Atas do IV Simpósio Regional de Geologia*, São Paulo, SP, v. 1, p. 3–17, 1983.

COELHO, C. et al. Jazida de manganês do Azul, Serra dos Carajás, Pará. *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CVRD, Brasília, DF, v. 2, p. 145–152, 1986.

DEGROOT-HEDLIN, C.; CONSTABLE, S. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models form magnetotelluric data. *Geophysics*, n. 55, p. 1613–1624, 1990.

DENTITH, M.; MUDGE, S. T. *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*. Perth, WA, Australia: Cambridge University Press, 2014.

DEPARTAMENTO MINERAL DA PRODUÇÃO MINERAL, DNPM. *Sumário Mineral 2012*. Brasília, DF, 2012. Disponível em: <https://sistemas.dnpm.gov.br/publicacao-/mostra_imagem.asp?IDBancoArquivoArquivo=7366>.

EDWARDS, L. A modified pseudosection for resistivity and IP. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 42, n. 5, p. 1020–1036, 1977.

FACHIN, S. J. da S. *Ensaios geoelétricos 2D no antigo lixão de Ribeirão Preto-SP: avaliação de parâmetros de aquisição e monitoramento ambiental do problema*. Dissertação (Mestrado) — Instituto de Astronomia, Geofí isica e Ciências Atmosféricas da Universidade de S ao Paulo, IGC-USP, S ao Paulo-SP, 2007.

FELICÍSSIMO, J. Gondito no Estado de São Paulo. *Boletim IGG*, São Paulo-SP, n. 25, Parte II, p. 91–127, 1939.

FILHO, E. R.; MARINHO, J. M. L. Prospecção magnetométrica de depósitos óxido-silicáticos de manganês com jacobsita, no Ceará. *Boletim IG-USP*, Instituto de Geociências, IG-USP, v. 14, p. 13–20, 1983.

FILHO, J. P. D. *Relação genética do minério de manganês de Itapira (SP) com a tectônica do cenozóico e a caracterização tecnológica do minério da Mina Córrego do Cocho*. Trabalho de Formatura — Instituto de Geociências e Ciências Exatas, IGCE - Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquista Filho" - Unesp, Rio Claro-SP, 2004.

FIORI, A.; CHOUDHURI, A. Fases de migmatização e dobramentos superpostos nas rochas granulíticas e nos migmatitos de Serrania e Machado, MG. *Anais do II Simpósio Regional de Geologia*, SBG, Núcleo São Paulo, São Paulo-SP, v. 1, p. 47–58, 1979.

FIORI, A. P.; WERNICK, E.; BETTENCOURT, J. S. Evolução policíclica na região Nordeste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas do Estado de Minas Gerais. *Anais*

do XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia, SBG, Recife-PE, v. 1, p. 309–320, 1978.

FIORI, A. P. et al. Evolução geológica da parte SW do Estado de Minas Gerais. *Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia*, Sociedade Brasileira de Geologia, SBG, Camburiú, SC, v. 6, p. 2893–2905, 1980.

FORD, K.; KEATING, P.; THOMAS, M. Overview of geophysical signatures associated with Canadian ore deposits. *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication*, n. 5, p. 939–970, 2007.

FRAKES, L.; BOLTON, B. R. Effects of ocean chemistry, sea level, and climate on the formation of primary sedimentary manganese ore deposits. *Economic Geology*, Society of Economic Geologists, v. 87, n. 5, p. 1207–1217, 1992.

GALLAS, J. D. F. *Principais métodos geoelétricos e suas aplicações em prospecção mineral, hidrogeologia, geologia de engenharia e geologia ambiental*. Tese (Tese de Doutorado) — Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho", Unesp., 2000.

GITHUB. *AbnTeX, - Classe e estilo bibliográfico compatíveis com as normas da ABNT*. 2014. Disponível em: <http://www.abntex.net.br/>.

GITHUB. *JabRef*. 2014. Disponível em: <http://www.jabref.org/>.

GONÇALVES, E.; SERFATY, A. *Perfil analítico do manganês*. [S.l.]: Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional da Produção Mineral, DNPM, 1976.

GRIFFITHS, D.; BARKER, R. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. *Journal of Applied Geophysics*, Elsevier, v. 29, n. 3, p. 211–226, 1993.

GUILBERT, J. M.; JR, C. F. P. *The geology of ore deposits*. Long Grove, Illinois: Waveland Press Inc., 2007.

HALLIDAY, D.; RESNICK, R.; WALKER, J. *Fundamentals Of Phiysics*. 4th. ed. [S.l.]: Wiley & Sons, Inc, 1993. v. 3. 350 p.

HASUI, Y.; OLIVEIRA, M. A. F. de. Província Mantiqueira - Setor Central. In: ____. S ao Paulo, SP: E. Blücher, 1984.

HEILAND, C. A. *Geophysical Exploration*. New York, NY: Hafner, 1968.

HEILBRON, M. et al. Província Mantiqueira. In: ____. [S.l.]: Beca São Paulo, 2004. p. 203–235.

HELLMUND, M. Bibtex, a tutorial. Uni Leipzig, Mathematisches Institut, 2002. Disponível em: <https://www.math.uni-leipzig.de/~hellmund/LaTeX/bibtex2-.pdf>.

HOPFNER, H.; SCHWARZBACH, M. Ore deposits in the light of Palaeoclimatology. *In: WOLF, K. H. (Ed.): Handbook of stratabound and stratiform ore deposits*, Elsevier, Amsterdam, v. 3. Supergene and surficial ore deposits; textures and fabrics, p. 43–87, 1976.

IBRAM. A perspectiva otimista da mineração no brasil. *Informações e análises da economia mineral brasileira*, n. 7, 2012.

IGC-SP. *Geoportal SIG-IGC, SP*. Instituto Geográfico e Cartográfico, IGC-SP, 2015. Disponível em: <http://geoportal.igc.sp.gov.br:8080/GeoPortalIGC/Internet/>.

INSTITUTO DE QUÍMICA DE SÃO CARLOS, USP. *Tutorial para uso do LaTex para escrita científica*. São Carlos, SP, 2014. Disponível em: <http://sbi.iqsc.usp.br/files-/Manual-SBI_LATEX_2013-.pdf>.

IRVINE, R.; SMITH, M. Geophysical exploration for epithermal gold deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, Elsevier, v. 36, n. 1, p. 375–412, 1990.

IZAWA, E. et al. The Hishikari gold deposit: high-grade epithermal veins in Quaternary volcanics of southern Kyushu, Japan. *Journal of Geochemical Exploration*, Elsevier, v. 36, n. 1, p. 1–56, 1990.

JENSEN, K. Geo-electrical investigations of manganese ore bodies in India. *Geofisica Pura e Applicata*, Springer, v. 28, p. 91–108, 1954.

KELLER, G. V.; FRISHKNECHT, F. *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*. Reprinted. [S.l.]: Pergamon Press Inc., 1970. 519 p.

KNÖDEL, K.; LANGE, G.; VOIGT, H.-J. *Environmental geology: Handbook of field methods and case studies*. Berlin: Springer, 2008. v. 1.

LANGORE, L.; ALIKAJ, P.; GJOVREKU, D. Achievements in Copper Sulphide Exploration in Albania with IP and EM methods. *Geophysical prospecting*, Wiley Online Library, v. 37, n. 8, p. 975–991, 1989.

LELONG, F. et al. Pedogenesis, chemical weathering and processes of formation of some supergene ore deposits. In: ____. *Supergene and surficial ore deposits; textures and fabrics*. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, 1976. (Handbook of stratabound and stratiform ore deposits), cap. 3, p. 93–133.

LOCKE, C. A. et al. Geophysical exploration of the Puhipuhi epithermal area, Northland, New Zealand. *Journal of Geochemical Exploration*, Elsevier, v. 65, n. 2, p. 91–109, 1999.

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

MADDEN, T. R.; CANTWELL, T. Induced Polarization, a review. *Mining geophysics*, v. 2, Theory, p. 373–400, 1967.

MARANHÃO, R. J. L. *Introdução à Pesquisa Mineral*. 4. ed. Fortaleza, CE: Banco do Nordeste do Brasil, 1989. 796 p.

MARJORIBANKS, R. *Geological methods in mineral exploration and mining*. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2010.

MAYNARD, J. B. Manganiferous sediments, rocks, and ores. *Treatise on Geochemistry*, v. 7, p. 289–308, 2003.

MILSOM, J. Introducton to mineral exploration. In: MOON, C.; WHATELEY, M.; EVANS, A. M. (Ed.). 2. ed. Malden, Ma, USA: Blackwell Publishing, 2006. cap. Geophysical Methods, p. 127–153.

MISRA, K. C. *Understanding mineral deposits*. The Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 2000.

MOON, C. J. et al. *Introduction to mineral exploration.* [S.l.]: Blackwell publishing, 2006.

MOREIRA, C. A. et al. Geological and geophysical data integration for delimitation of mineralized areas in a supergene manganese deposits. *Geofísica Internacional*, Instituto de Geofísica, UNAM, v. 53, n. 2, p. 199–210, 2014.

MOREIRA, C. A. et al. Geoelectrical prospection of disseminated sulfide mineral occurrences in Camaquã Sedimentary Basin, Rio Grande do Sul State, Brazil. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 30, n. 2, 2012.

MORI, L. F. *Writing a Thesis with LaTex*. Illinois, US: Northwestern University, 2008. Disponível em: <https://tug.org/pracjourn/2008-1/mori/mori.pdf>.

MUSSETT, A. E.; KHAN, M. A. *Looking into the earth: an introduction to geological geophysics*. [S.l.]: Cambridge University Press, 2000.

OETIKER, T. *The Not So Short introduction to LaTeX2*. 2014. Disponível em: <http://piotrkosoft.net/pub/mirrors/CTAN/info/lshort/english/lshort.pdf>.

OLIVEIRA, E. G. de. A mina de manganês de Jacutinga (MG) - lavra e caracterização tecnológica do minério. *Atas do VI Simpósio Regional de Geologia*, Sociedade Brasileira de Geologia, SBG, Rio Claro, SP, v. 2, 1987.

ORELLANA, E. *Prospección geoeléctrica en corriente continua*. Madrid, SP: [s.n.], 1972.

OSBORNE, M. J. *BibTeX tutorial*. Toronto, CA: Department of Economics - University of Toronto, 2002. Disponível em: <https://www.economics.utoronto.ca/osborne-/latex/BIBTEX.HTM>.

PAGNOSSIN, I. R.; GIORDANO, J.; ALVES, M. *Usando e Pensando LaTex*. São Paulo, SP: Centro de Ensino e Pesquisa Aplicada (CEPA)da Universidade de São Paulo, USP, 2014. Disponível em: <http://cepa.if.usp.br/moodle/course/view.php?id=2>.

PARASNIS, D. S. *Principles of Applied Geophysics*. [S.l.]: Chapman and Hall, 1972. 214 p.

PARASNIS, D. S. *Principles of Applied Geophysics*. London, England: Chapman and Hall, 1997. 400 p.

PARK, C. F.; MACDIARMID, R. A. *Ore deposits*. Third edition. San Francisco: W. H. Freeman and Company, 1975.

PELTON, W. H.; SMITH, P. K. Mapping porphyry copper deposits in the Philippines with IP. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 41, n. 1, p. 106–122, 1976.

PETERS, W. C. *Exploration and mining geology*. [S.l.]: John Wiley and Sons Inc., New York, NY, 1987.

PHILIP, K.; MICHAEL, B.; IAN, H. *An introduction to geophysical exploration*. 3rd. ed. Oxford: Blackwell Science, 2002.

PIRES, F. R. M.; LEONARDOS, O. H.; COUTO, J. G. P. Gonditos na região de Pouso Alegre, Minas Gerais. *Mineração e Metalurgia*, v. 52, n. 312, Dezembro 1970.

RAMAZI, H.; MOSTAFAIE, K. Application of integrated geoelectrical methods in Marand (Iran) manganese deposit exploration. *Arabian Journal of Geosciences*, Springer, v. 6, n. 8, p. 2961–2970, 2013.

RAO, B.; BHIMASANKARAM, V. Studies on magnetic properties in relation to magnetic prospecting of Kodur Manganese Belt. *Bulletin of the National Institute of Sciences of India*, National Institute of Sciences of India, 1958.

RAO, B.; BHIMASANKARAM, V. Studies on magnetic properties in relation to magnetic prospecting of Kodur Manganese Belt: part II. *Bulletin of the National Institute of Sciences of India*, National Institute of Sciences of India, n. 11-12, 1958.

RAO, B.; MURTY, G. S. Magnetic studies on manganese ores of Rayagadah. *Bulletin of the National Geophysical Research Institute*, Council of Scientific & Industrial Research., v. 1, p. 213, 1963.

REEDMAN, J. *Techniques in mineral exploration*. [S.l.]: Kluwer Academic Publishing, 1979.

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

ROY, S. Environments and Processes of Manganese Deposition. *Economic Geology*, Society of Economic Geologists, SEG, v. 87, n. 5, p. 1218–1236, 1992.

ROY, S. Genetic diversity of manganese deposition in the terrestrial geological record. *Geological Society, London, Special Publications*, Geological Society of London, v. 119, n. 1, p. 5–27, 1997.

SANTOS, R. J. (Ed.). *Introdução ao LaTex*. Belo Horizonte, MG: Departamento de Matemática (ICEx), UFMG, 2002. Disponível em: <http://www.mat.ufmg.br/~reg>.

SCHNEIDER, R. et al. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. *Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Sociedade Brasileira de Geologia, SBG, Porto Alegre, RS, v. 28, p. 41–65, 1974.

SEIXAS, W. *Modelo de Dissertação em LaTeX (pgmat)*. 2012.

SHERIFF, R. E. *Geophysical Methods*. [S.l.]: Prentice Hall, 1989. 605 p.

SOUTO, G. *Curso de LaTex*. Florianópolis, SC: [s.n.], 2014. Disponível em: <http://www.uft.edu.br/engambiental/prof/catalunha/arquivos/latex-/latex_GilbertoSouto.pdf>.

STACKEXCHANGE. *Writing a Master's Thesis on LaTex*. 2014. Disponível em: <https://tex.stackexchange.com/questions/277745/writing-a-master%C2%B4s-thesis-on-latex>.

STANTON, R. *Ore Petrology*. [S.l.]: McGraw-Hill, New York, 1972. 713 p.

TALBOT, N. L. C. *LaTex for Complete Novices*. 2012. Disponível em: <http://www-.dickimaw-books.com/latex/novices/novices-report.pdf>.

TELFORD, W. M. W.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. *Applied Geophysics*. London, UK: Cambridge University Press, 1990.

THE LATEX PROJECT. *LaTeX - A document preparation system*. 2014. Disponível em: <https://www.latex-project.org/>.

VALETON, I. Element concentration and formation of ore deposits by weathering. *Catena*, Elsevier, v. 21, n. 2, p. 99–129, 1994.

VERÍSSIMO, C. *Evolução geológica dos corpos de protominério e mineralizações de manganês associadas, porção leste de São Paulo e Sul de Minas Gerais*. Dissertação (Mestrado) — Instituto de Geociências e Ciências Extatas (IGCE), Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" - Unesp, Rio Claro, SP, 1991.

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

WERNICK, E. Contribuição à estratigrafia do Pré-cambriano leste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 8, n. 3, p. 206–216, 1978.

WERNICK, E.; FERNANDES, N. A.; ALMEIDA, N. F. d. Gonditos de Socorro e Itapira, SP. *Mineração e Metalurgia*, v. 39, n. 372, 1976.

WERNICK, E.; FIORI, A. P. Contribuição à Geologia da borda sul do Cráton do São Francisco. *Anais do Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais*, Sociedade Brasileira de Geologia, SBG, Salvador, BA, p. 169–179, 1981.

WOLF, K. H. (Ed.). *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, 1976. v. 3. Supergene and surficial ore deposits; textures and fabrics.

ZANARDO, A. *Pesquisa geológica e de matérias-primas cerâmicas do centro nordeste do estado de São Paulo e vizinhanças*. Tese de Livre Docência — Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE), Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho", Unesp, Rio Claro-SP, 2003.

ZANARDO, A. et al. Protominério de Manganês das Ocorrências do Grupo Itapira. *Anais do XL Congresso Brasileiro de Geologia*, Sociedade Brasileira de Geologia, SBG, Núcelo Minas Gerais, Belo Horizonte, MG, v. 1, p. 159, 1988.