

Trabalho de Formatura

Curso de Graduação em Geologia

**ESTUDO GEOELÉTRICO EM OCORRÊNCIA DE MANGANÊS SUPERGÊNICO NO
MUNICÍPIO DE ITAPIRA (SP) POR MEIO DO MÉTODO DA
ELETORRESISTIVIDADE**

Rafael Paes

Prof. Dr. César Augusto Moreira

Rio Claro (SP)

2013

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

RAFAEL PAES

ESTUDO GEOELÉTRICO EM OCORRÊNCIA DE
MANGANÊS SUPERGÊNICO NO MUNICÍPIO DE ITAPIRA
(SP) POR MEIO DO MÉTODO DA
ELETORRESISTIVIDADE

Trabalho de Formatura apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências
Exatas - Câmpus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista Júlio de
Mesquita Filho, para obtenção do grau de
Geólogo.

Rio Claro - SP

2013

551 Paes, Rafael
P126e Estudo geoeletrico em ocorrência de manganês
 supergênico no município de Itapira (SP) por meio do método
 da eletrorresistividade / Rafael Paes. - Rio Claro, 2013
 46 f. : il., figs.

 Trabalho de conclusão de curso (Geologia) - Universidade
 Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas
 Orientador: César Augusto Moreira

 1. Geofísica. 2. Pesquisa mineral. 3. Óxidos. I. Título.

RAFAEL PAES

ESTUDO GEOELÉTRICO EM OCORRÊNCIA DE
MANGANÊS SUPERGÊNICO NO MUNICÍPIO DE ITAPIRA
(SP) POR MEIO DO MÉTODO DA
ELETORRESISTIVIDADE

Trabalho de Formatura apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências
Exatas - Câmpus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista Júlio de
Mesquita Filho, para obtenção do grau de
Geólogo.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. César Augusto Moreira (orientador)

Prof. Dr. João Carlos Dourado

Prof Dr. Antônio Celso de Oliveira Braga

Rio Claro, 26 de novembro de 2013.

Assinatura do(a) aluno(a)

Assinatura do(a) orientador(a)

À minha família

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar agradeço a Deus pela oportunidade e saúde. Agradeço aos meus pais por serem o alicerce da minha vida e por terem me dado a chance de escolher meus próprios caminhos. Agradeço também à minha família e aos meus amigos pelo apoio incondicional ao longo de todos estes anos.

Agradeço ao meu orientador e amigo César Augusto Moreira pelas discussões geológicas e pelos conselhos. Agradeço também pela sua paciência e atenção proporcionadas ao longo de todo o período no qual fui seu aluno.

Ao longo de cinco anos de graduação conheci muitos amigos, cuja amizade guardarei pelo resto da vida. Agradeço a todos da minha turma, sem exceção, pelos anos de convívio, amizade, união, companheirismo, histórias, cervejadas e etc. Agradeço em especial os amigos Igor Pelaes, Leonardo Paioli Carrazza, Paulo Vedovello, José Gustavo Cristóvão de Macedo, Luis Fernando Cordido, Lee Ernest Balster Martins, Brian Espindola, Ariane Côrtes, Luana Fernandes e Aline Carlin.

À todos um muito obrigado!

*“A mente que se abre a uma nova ideia
jamais voltará ao seu tamanho original.”*

(Albert Einstein)

RESUMO

Os métodos geofísicos são largamente utilizados como ferramentas que, em conjunto com outros dados, auxiliam no detalhamento de alvos minerais e no dimensionamento dos corpos mineralizados. Este trabalho apresenta os resultados da aplicação do método geofísico da eletrorresistividade em uma ocorrência mineral de manganês localizada no município de Itapira, no norte do estado de São Paulo, hospedada predominantemente em xistos e quartzitos do Grupo Itapira. A integração dos dados geofísicos resultou na elaboração de modelos de eletrorresistividade, onde foi possível observar que o corpo mineralizado, composto predominantemente por óxidos e hidróxidos de manganês, possui um padrão de alta resistividade (acima de 5000 $\Omega.m$) tanto em superfície quanto em subsuperfície. O contraste com a rocha encaixante é marcado principalmente pelas diferentes assembleias minerais e pela presença local do nível freático. Os resultados obtidos neste trabalho revelam que a aplicação do método da eletrorresistividade é efetivo na avaliação primária de depósitos supergênicos.

Palavras-Chave: Pesquisa mineral. Eletrorresistividade. Manganês. Óxidos. Supergênico.

ABSTRACT

The geophysical methods are used as tools that, together with other data, assist in target detail and sizing of ore bodies. This paper presents the results of the application of DC resistivity geophysical method on a manganese mineral occurrence located in Itapira, in the northern portion of São Paulo state, hosted predominantly in schists and quartzites of Itapira Group. The integration of geophysical data resulted in the elaboration of electrical resistivity models, where it was possible observe that the mineralized body, composed predominantly of manganese oxides and hydroxides, has a pattern of high resistivity (above 5000 $\Omega.m$) both surface and subsurface. The contrast with the host rock is characterized mainly by different minerals assemblages and by the presence of local groundwater. The results accomplished in this paper reveal that the application of DC resistivity method is valid in primary evaluations of supergene deposits.

Key-words: Mineral Exploration. DC resistivity. Manganese. Oxides. Supergene.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 - Área de estudo e principais vias de acesso (Fonte: modificado de Google Maps, 2013).....	13
Figura 2 – Localização geotectônica da Faixa Alto Rio Grande. (a) Faixa Ribeira no contexto da Plataforma Sul-Americana. Simbologia: 1-Faixas móveis Meso-Cenozóicas; 2-Coberturas fanerozóicas; 3-Faixas móveis Sin-Brasilianas; 4-Crátons Sin-Brasilianos. (b) Faixa Ribeira no contexto do sudeste brasileiro. Simbologia: 1-Bacias Fanerozóicas: a-Paraná, b-Taubaté, c-Resende, d-Volta Redonda, e-Rift da Guanabara; 2-Grupo Bambuí, embasamento do CSF; 4-Faixas Brasília e Ribeira, DARG-Domínio Alto Rio Grande; 5-Nappe Guaxupé; 6-Limite cratônico (HEILBRON <i>et al.</i> , 1995)	15
Figura 3 - Mapa geológico regional com destaque para a área de estudo (modificado de ANGELI <i>et al.</i> , 2011).....	17
Figura 4 - Localização da Ocorrência Soares (modificado de ANGELI <i>et al.</i> , 2011)	21
Figura 5 – Minério gondítico em bloco	24
Figura 6 – Camada maciça de laterita manganífera	24
Figura 7 - Parâmetros utilizados na definição de resistividade (KEAREY <i>et al.</i> , 2002)	29
Figura 8 - Configuração de eletrodos usada em medições de resistividade (KEAREY <i>et al.</i> , 2002).....	29
Figura 9 - Técnica de sondagem elétrica vertical (SEV), arranjo Schlumberger (modificado de KEAREY <i>et al.</i> , 2002).....	31
Figura 10 - Esquema dos arranjos (a) Wenner e (b) Schlumberger (modificado de LOWRIE, 2007).....	32
Figura 11 - Esquema do arranjo Wenner-Schlumberger (modificado de LOKE, 2010).....	32
Figura 12 - Localização das linhas de aquisição de dados, com centro do arranjo posicionado sobre a ocorrência mineral (modificado de Google Earth, 2013).....	33
Figura 13 - Resistivímetro Bison utilizado na etapa de aquisição de dados geofísicos (Fonte: arquivo pessoal).....	34
Figura 14 - Linhas 1, 2 e 3 de eletrorresistividade (Fonte: pessoal, gerado em RES2DINV)..	36
Figura 15 - A) Blocos maciços de gondito cortados por veios quartzo-feldspáticos; B) fragmentos de laterita	37
Figura 16 - A) Fragmentos de laterita e quartzito; B) Camada de laterita maciça	38

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	11
1.1 Generalidades	11
1.2 Objetivos.....	12
2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	13
3. CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA.....	14
3.1 Contexto Tectônico	14
3.2 Grupo Amparo.....	18
3.3 Grupo Itapira	19
3.4 Geologia Estrutural.....	20
3.5 Geologia local e características do minério	20
4. APLICAÇÃO DA GEOFÍSICA EM PESQUISA MINERAL	25
5. MATERIAIS E MÉTODOS	28
6.1 Métodos geofísicos	28
6.1.1 Método da eletrorresistividade	28
6.2 Técnicas e arranjos	31
6.3 Aquisição e processamento dos dados.....	32
6. RESULTADOS	36
7. CONCLUSÕES.....	40
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	42

1. INTRODUÇÃO

1.1 Generalidades

A economia brasileira é intensamente ligada às atividades minerárias. Como a demanda do mercado internacional por *commodities* minerais é alta, a pesquisa e a descoberta de novas ocorrências contribuem para o crescimento econômico do país, já que a exportação de bens minerais, tais como o manganês, é extremamente importante neste quesito.

De acordo com dados do Instituto Brasileiro de Mineração (IBRAM, 2011), o Brasil é o 2º maior produtor de minério de manganês, com produção em 2010 de 2,6 milhões de toneladas. Esse número representa 20% da produção mundial, que é de 13 milhões de toneladas. A China é a maior produtora deste minério, com 22% da produção mundial. As reservas brasileiras são de 235 milhões de toneladas, distribuídas principalmente em Minas Gerais (87%), Mato Grosso do Sul (6,5%), Pará (4,3%) e outros estados (2,2%).

No Brasil, a exportação de manganês em 2010 atingiu 2,3 milhões de toneladas, o que representa um aumento de 43% em relação ao ano anterior. O país é superavitário na balança comercial de manganês. Em 2010, o saldo foi de US\$ 352,00 milhões.

O manganês é o 4º metal mais utilizado do mundo, sendo que o seu principal uso é na indústria siderúrgica. A fabricação do aço consome cerca de 90% de todo o manganês disponível. Em segundo lugar está a fabricação de pilhas e, em terceiro lugar, a fabricação de vitaminas, visto que o manganês é essencial a todas as formas de vida.

Sendo assim, é de extrema importância o desenvolvimento de pesquisas geológicas, prospecção e pesquisa mineral tanto para a ampliação das jazidas já existentes quanto para a descoberta de novas ocorrências minerais. As ferramentas disponíveis para a realização dessas pesquisas são as ferramentas diretas, isto é, sondagem, amostragem de solo e de rocha e análises químicas; e as ferramentas indiretas, que compreendem análise de sensores remotos e métodos geofísicos (MARANHÃO, 1985; MOON *et al.*, 2006).

Neste âmbito, é necessário citar a relevância que a geofísica possui na descoberta e na caracterização de ocorrências minerais, já que esta ferramenta possibilita a aquisição de dados indiretos independentemente do afloramento ou não de rochas. Métodos geofísicos, tal como a eletrorresistividade, são métodos muito utilizados na pesquisa mineral de sulfetos e minerais metálicos em geral (KEAREY *et al.*, 2002).

O método da eletrorresistividade é utilizado no estudo de descontinuidades horizontais e verticais nas propriedades elétricas do solo e das rochas, além de também ser utilizado na

detecção de corpos tridimensionais de condutividade elétrica anômala (KEAREY *et al.*, 2002; TELFORD *et al.*, 1990).

Diversos trabalhos aplicados demonstram a eficácia de ferramentas geofísicas em pesquisa mineral (IRVINE & SMITH, 1989; MOREIRA & ILHA, 2011; MOREIRA *et al.*, 2012).

1.2 Objetivos

O objetivo principal deste trabalho é identificar contrastes entre o corpo mineralizado e suas rochas encaixantes, bem como mapear a extensão lateral deste corpo.

O método da eletrorresistividade é largamente utilizado em prospecção geofísica de sulfetos. Sendo assim, este trabalho também tem o objetivo de verificar a aplicabilidade deste método geofísico na pesquisa mineral de óxidos e hidróxidos.

2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O município de Itapira está localizado na região centro-nordeste do Estado de São Paulo, a leste do município de Mogi Guaçu e a oeste do município de Águas de Lindoia (Figura 1).



Figura 1 - Área de estudo e principais vias de acesso (Fonte: modificado de Google Maps, 2013)

De acordo com dados obtidos no último censo (IBGE, 2013), o município de Itapira possui aproximadamente 72000 habitantes, distribuídos em uma área de 518 km². O IDH (Índice de desenvolvimento humano) deste município é 0,762. Já o PIB (Produto Interno Bruto) do município recebe contribuição principalmente do setor de serviços, seguido pela indústria e, por último, pela agropecuária.

O município está situado a 628 m acima do nível do mar e seu clima é considerado tropical de altitude (Cwa), que é caracterizado por temperaturas amenas que variam aproximadamente entre 18°C e 26°C. Além disso, o índice pluviométrico fica em torno de 1600 mm/ano e a vegetação da região é composta basicamente por cerrado e mata atlântica.

3. CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA

3.1 Contexto Tectônico

A região de Itapira está situada na Faixa Alto Rio Grande (FARG), localizada ao sul do Cráton do São Francisco e que possui forma de um trapézio de aproximadamente 350 km de extensão, com direção geral ENE-WSW, desde a Bacia do Paraná, a oeste, até a região entre Paranaíba-Barbacena-Juiz de Fora (CPRM, 1988). A base maior deste trapézio ocorre a oeste, provavelmente entre Jundiá (SP) até Monte Santo (MG). Seu limite leste termina em faixas controladas por falhas tardias e envolvendo rochas dos complexos Barbacena e Juiz de Fora. Seu limite sul coincide com a Zona de Cisalhamento Serra da Mantiqueira e seu limite norte, com a Zona de Cisalhamento Campo do Meio, que totaliza uma área de aproximadamente 60000 km² (Figura 2).

Está contida no domínio da Província Mantiqueira Central, que consiste num sistema orogênico Neoproterozoico, numa faixa de direção NE-SW entre o Sul do Estado da Bahia e o Uruguai, com mais de 3000 km de comprimento (HEILBRON *et. al.*, 2004).

A Faixa Alto Rio Grande é caracteristicamente policíclica, com vários eventos tectono-metamórficos que afetaram tanto as sequências supracrustais quanto o embasamento arqueano. Sua provável idade de individualização remete ao Proterozóico Inferior, durante o Ciclo Transamazônico, sendo que o seu maior pico metamórfico ocorreu durante o Ciclo Uruaçuano. Durante os estágios finais do Ciclo Uruaçuano ou iniciais do Ciclo Brasileiro (+/- 800 m.a.) a região sofreu dobramentos amplos e cisalhamento dúctil-rúptil com transpressão de alto ângulo, além de metamorfismo na fácies xisto verde, ao norte, até anfíbolito, ao sul (CPRM, 1988).

De acordo com CPRM (1988), as principais estruturas dessa faixa foram consolidadas provavelmente no Ciclo Jequié (2,5 G.a), durante o Proterozóico Inferior. Esse processo de colisão continental favoreceu a formação de uma bacia marginal, com inicial sedimentação terrígena fina intercalada com material vulcanoclástico e possíveis derrames e intrusões máficas e ultramáficas. Todo esse conjunto foi submetido, posteriormente, a uma tectônica tangencial em regime de cisalhamento dúctil de baixo ângulo, com desenvolvimento de uma intensa foliação (Sn) que sobrepõe o bandamento metamórfico (Sn-1), além de metamorfismo de fácies xisto verde a anfíbolito durante o Ciclo Uruaçuano, com o pico metamórfico tardio a esse ciclo. Em seguida, ocorreram amplos dobramentos associados a zonas de cisalhamento transpressivas e metamorfismo na fácies xisto verde (CPRM, 1988).

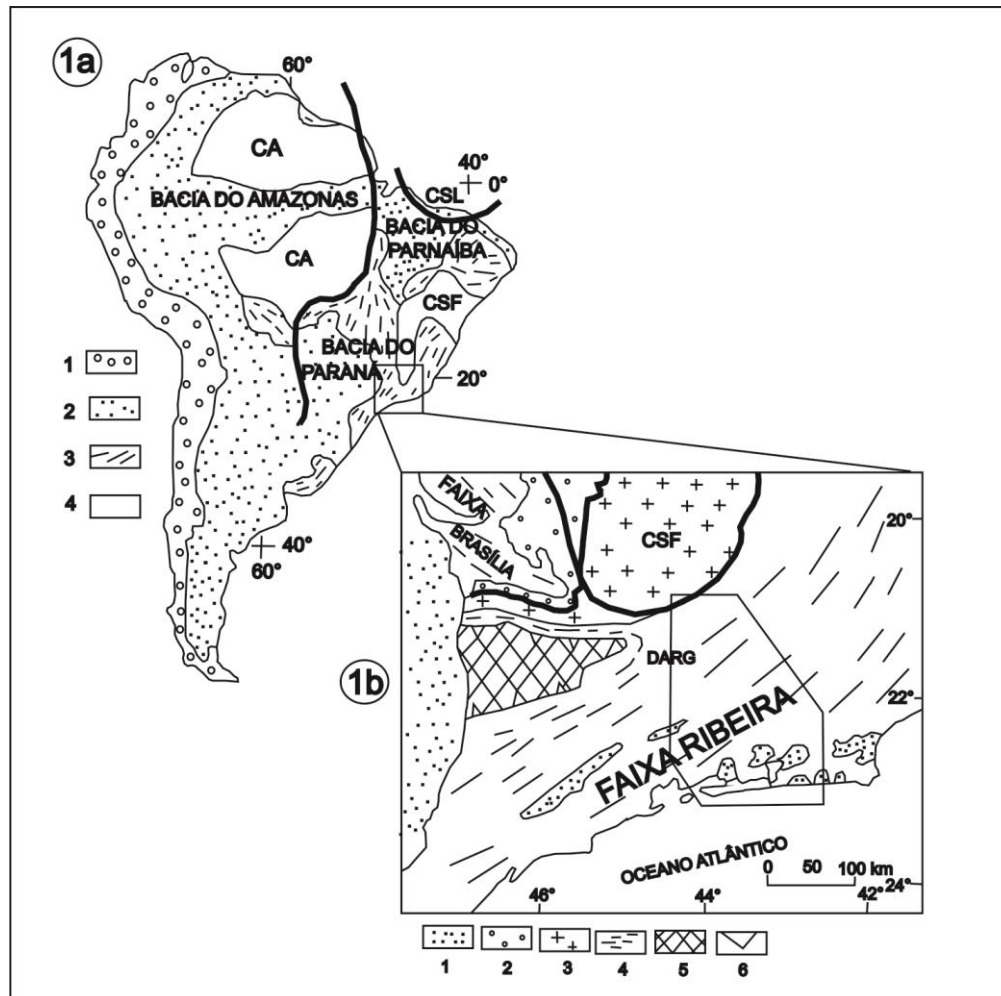


Figura 2 – Localização geotectônica da Faixa Alto Rio Grande. (a) Faixa Ribeira no contexto da Plataforma Sul-Americana. Simbologia: 1-Faixas móveis Meso-Cenozóicas; 2-Coberturas fanerozóicas; 3-Faixas móveis Sin-Brasilianas; 4-Crátons Sin-Brasilianos. (b) Faixa Ribeira no contexto do sudeste brasileiro. Simbologia: 1-Bacias Fanerozóicas: a-Paraná, b-Taubaté, c-Resende, d-Volta Redonda, e-Rift da Guanabara; 2-Grupo Bambuí, embasamento do CSF; 4-Faixas Brasília e Ribeira, DARG-Domínio Alto Rio Grande; 5-Nappe Guaxupé; 6-Limite cratônico (HEILBRON *et al.*, 1995)

Segundo Lazarini (2000), as pesquisas mais recentes indicam estruturação regional resultante de colisões continentais, com último evento ocorrido no Proterozóico Superior, e não no Proterozóico Inferior como defendido por CPRM (1988). Este último evento foi responsável pela amalgamação de diferentes rochas com diferentes idades, com possível envolvimento de terrenos arqueanos, crosta inferior, crosta oceânica, rochas provenientes de magmatismo de arco de ilha e sequências sedimentares e/ou vulcanossedimentares.

Outros autores também defendem a formação desta faixa no Proterozoico Superior. De acordo com Heilbron *et al.* (1995), por exemplo, a Faixa Alto Rio Grande é correspondente à região externa da Faixa Ribeira. A Faixa Ribeira representa a raiz de um orógeno colisional

Neoproterozóico, profundamente erodido, e compreende um complexo cinturão de dobramentos e empurrões gerados no Neoproterozóico/Cambriano, durante a orogênese brasileira. Já autores como Trouw *et al.* (1994) consideram este setor como resultante da interferência das faixas móveis Brasília e Ribeira. A Faixa Alto Rio Grande também pode ser encontrada com o nome de Faixa Itapira/Amparo.

É possível reconhecer dois blocos continentais de evolução policíclica: um constituído por terrenos arqueanos (Grupo Amparo) cobertos por sequências supracrustais alóctones (Grupo Itapira/Andrelândia) e autóctones a para autóctones; e outro que recobre todo este conjunto e que mergulha para SE, mesmo mergulho provável da crosta oceânica existente entre o Proterozóico Médio e Superior (LAZARINI, 2000).

Após a submissão de todo este conjunto a uma tectônica tangencial ocorreu a implantação de dois cinturões de cisalhamento: Campo do Meio e Rio Paraíba do Sul ou Atlântico (Hasui *et al.*, 1990). O Cinturão Campo do Meio está posicionado na zona de sutura que ocorre entre a crosta inferior (Complexo Guaxupé) e os terrenos arqueanos pertencentes ao prolongamento do Cráton do São Francisco. Já o Cinturão de Cisalhamento Rio Paraíba do Sul ou Atlântico é de magnitude bem maior (HASUI *et al.*, 1990) e está associado à geração de dobras, rupturas e deslocamentos que promoveram o afloramento do Grupo Itapira (supracrustal) intercalado com o Grupo Amparo (infracrustal) entre os fragmentos da crosta do bloco cavalgante (Complexos Guaxupé e Socorro, entre outros). Este cinturão também controla a colocação de granitos tarde a pós-colisionais.

A Faixa Alto Rio Grande, especialmente na região de estudo, é formada principalmente por rochas metassedimentares do Grupo Itapira intercaladas com gnaisses e migmatitos de composições tonalíticas a monzograníticas do Grupo Amparo, além de granitoides e rochas metamáficas/metaultramáficas (Figura 3) (LAZARINI, 2000).

Existem inúmeras discussões a respeito da nomenclatura correta para as unidades tratadas anteriormente, tais como Grupo Itapira/Andrelândia e Grupo Amparo/Silvianópolis. Tais discussões são feitas, dentre outros trabalhos, em Veríssimo (1991). No presente trabalho, porém, serão utilizados os termos Itapira e Amparo em detrimento dos termos Andrelândia e Silvianópolis, respectivamente.

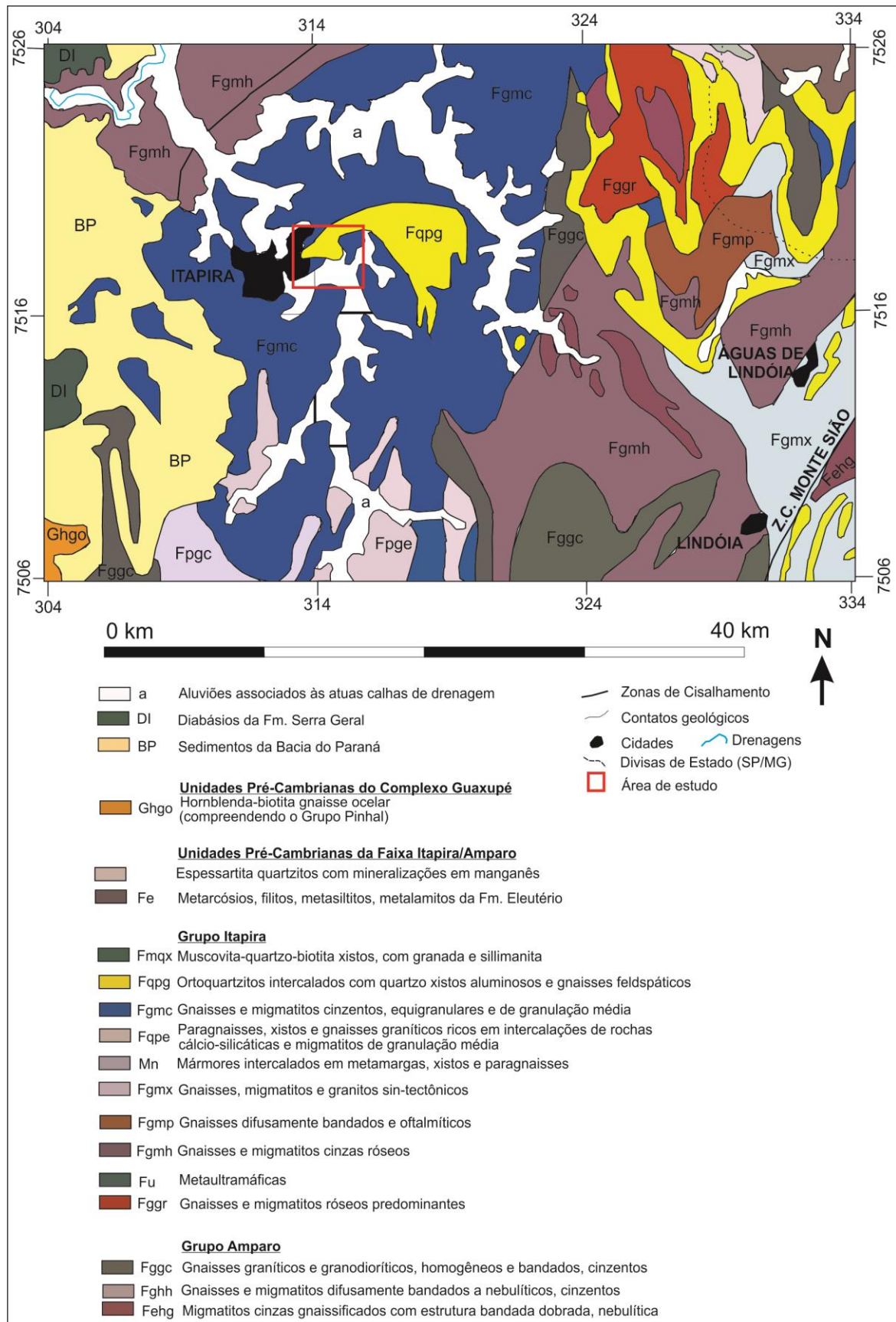


Figura 3 - Mapa geológico regional com destaque para a área de estudo (modificado de ANGELI *et al.*, 2011)

3.2 Grupo Amparo

O Grupo Amparo é composto predominantemente por gnaisses, granulitos e migmatitos. Essas rochas possuem uma individualidade própria, pois constituem remanescentes de um batólito sincolisional, cálcioalcalino, tipo arco vulcânico e, além disso, apresentam intrusões basálticas toleíticas (anfíbolitos) e intrusões de granitos, meta a peraluminosos, típicos de cadeias vulcânicas. É importante salientar que a foliação *S_n* deste Grupo transpõe antigas estruturas migmatíticas e as transforma em estruturas gnáissicas.

Este grupo foi considerado inicialmente como uma sequência predominantemente parametamórfica de médio a alto grau, que é caracterizada por duas unidades principais: a primeira, gnáissica, com intercalações de gnaisses quartzozos, quartzitos, rochas cálcio-silicáticas, mica xistos e anfíbolitos; e a segunda, migmatítica e que segue um alinhamento estrutural NE-SW, além de conter intercalações de natureza máfica e ultramáfica (ANGELI *et al.*, 2011).

De acordo com dados geocronológicos, é possível inferir que as rochas do Grupo Amparo foram formadas no Arqueano com rejuvenescimento em ciclos tectônicos posteriores (CPRM, 1988).

Seu contato com o Grupo Itapira é essencialmente tectônico, originado de uma forte transposição que paralelizou os contatos e os deixou concordantes, embora tenham sido discordantes em sua origem (CPRM, 1988).

As principais litologias do Grupo Amparo são principalmente biotita/hornblenda gnaisses finamente bandados, de composição tonalítica a granodiorítica e com evidências de intensa transposição e migmatização; biotita gnaisses embrechíticos com textura granoblástica/cataclástica; ortognaisses porfíroides e migmatitos com estruturas diversas (dobrados, estromáticas, nebulíticas etc.); além de associações frequentes de granitoides diversos, metabásicas e ultrabásicas, com poucos metassedimentos associados (WERNICK & ARTUR, 1983).

No final do Ciclo Brasileiro, sedimentos de molassa foram depositados em bacias tectônicas, com deformação e metamorfismo de baixo grau. Durante o Fanerozóico, a região foi continuamente afetada por movimentações relacionadas aos sistemas de riftes da Serra do Mar, onde ocorreram reativações de lineamentos estruturais Pré-Cambrianos. Soerguimentos ocasionados por atividade tectônica controlaram os processos geomorfológicos e contribuíram para a implantação dos depósitos Cenozoicos da região (ANGELI *et al.*, 2011).

3.3 Grupo Itapira

De acordo com Angeli *et al.* (2011), o Grupo Itapira, encaixante dos corpos mineralizados, é interpretado como uma sequência metavulcanossedimentar formada no Proterozóico e que possui granitoides sin-tectônicos associados. O Grupo é dividido em duas unidades distintas. A sequência inferior é constituída por pelitos, grauvas e arcósios intercalados com sedimentos areno-argilosos, argilo-arenosos, pelito aluminosos, margas, formações ferríferas bandadas e sedimentos manganíferos (LAZARINI, 2000). Já a sequência superior é composta por pelitos, pelitos psamíticos, pelitos aluminosos, margas, calcários, mármore e sedimentos manganíferos.

Ainda segundo Angeli *et al.* (2011), toda a sequência metassedimentar correspondente ao Grupo Itapira sofreu deformação e metamorfismo que, por sua vez, gerou corpos lenticulares e concordantes que ficaram preservados em grandes calhas sinformais ou, ainda, embutidos em gnaisses.

Os metassedimentos, diretamente associados aos gnditos, representam litologias metamórficas que foram geradas a partir de uma sequência progradante em um ambiente plataformar. Estes metassedimentos são constituídos principalmente por muscovita xistos, talco xistos, muscovita quartzitos e quartzitos, litologias estas que estão intercaladas com rochas máficas/ultramáficas, cujo embasamento está representado pelas rochas do Grupo Amparo (ANGELI *et al.*, 2011).

As principais estruturas na região onde aflora o Grupo Itapira são caracterizadas pelo bandamento sedimentar ainda preservado, xistosidade, feições de transposição e lenticularização resultantes de processos de imbricamento tectônico regional (HASUI *et al.*, 1988). Já a foliação apresenta orientação geral N15E/75SE e EW/20S.

Estas rochas apresentam uma assembleia mineral compatível com a fácies xisto verde, embora em alguns locais o metamorfismo possa atingir a fácies anfibolito médio. A associação mineralógica é determinada principalmente pelos minerais hornblenda, enstatita, diopsídio, plagioclásio e antofilita, associação esta que corrobora com a interpretação de que os processos deformacionais foram acompanhados de metamorfismo regional de médio a alto grau e migmatização por injeção de material granítico (ANGELI *et al.*, 2011).

Já de acordo com CPRM (1988), esse Grupo data do Proterozoico Inferior e é constituído principalmente por xistos, além de quartzitos e gnaisses intercalados. A natureza do contato deste com o Grupo Amparo é uma discordância mascarada pelas sucessivas fases

de deformação (transposição de baixo ângulo em escala regional), que tornam essas unidades estruturalmente concordantes. Contudo, originalmente, essas unidades eram discordantes.

3.4 Geologia Estrutural

Segundo CPRM (1988), cinco fases deformacionais afetaram regionalmente essas rochas. A fase Ft-1 está relacionada somente às rochas do embasamento, e ocorre na forma de um bandamento metamórfico regular identificado principalmente nas rochas do Grupo Amparo. Esse bandamento é classificado como metamórfico pré-transposição. A fase Ft está associada a uma foliação (St) de transposição de baixo ângulo, que afeta todas as unidades Pré-Cambrianas. Essa foliação foi desenvolvida paralelamente ao plano axial de dobras isoclinais, e obliterou intensamente os indícios de um bandamento pretérito. A idade de sua deformação remete ao Ciclo Transamazônico.

Uma terceira fase de deformação, Ft+1, está associada à formação de dobramentos abertos, paralelos e concêntricos, do tipo deslizamento flexural. Esse dobramento está associado à reorientação da foliação St, porém não gerou nenhum tipo de foliação resultante. É observada, em alguns pontos, no Grupo Amparo e na Formação São Tomé das Letras, e remete, temporalmente, ao Ciclo Uruaçuano.

Já a fase Ft+2, de idade brasileira, está associada à geração de dobras sem formação de foliação resultante. Entretanto, essas dobras são mais fechadas em relação às anteriores, possivelmente devido à implantação de zona transcorrente. Os planos axiais tendem a ser verticalizados, com direção preferencial de aproximadamente 90° (CPRM, 1988).

Por fim, a fase Ft+3 está relacionada à Zona de Cisalhamento Transcorrente de Ouro Fino, que abrange aproximadamente 25 km de largura. Esta Zona de Cisalhamento é entendida, atualmente, como um sistema de falhas complexo, com movimentos combinados de transcorrência e empurrão.

3.5 Geologia local e características do minério

A região de Itapira possui ocorrências de manganês que já foram estudadas por diversos autores. Dentre estas, a ocorrência denominada Soares foi a selecionada para o presente trabalho (Figura 4). A caracterização do minério terá como base principalmente os trabalhos de Veríssimo (1991), Angeli *et al.* (1984), Angeli *et al.* (2011) e Zanardo *et al.* (1998).

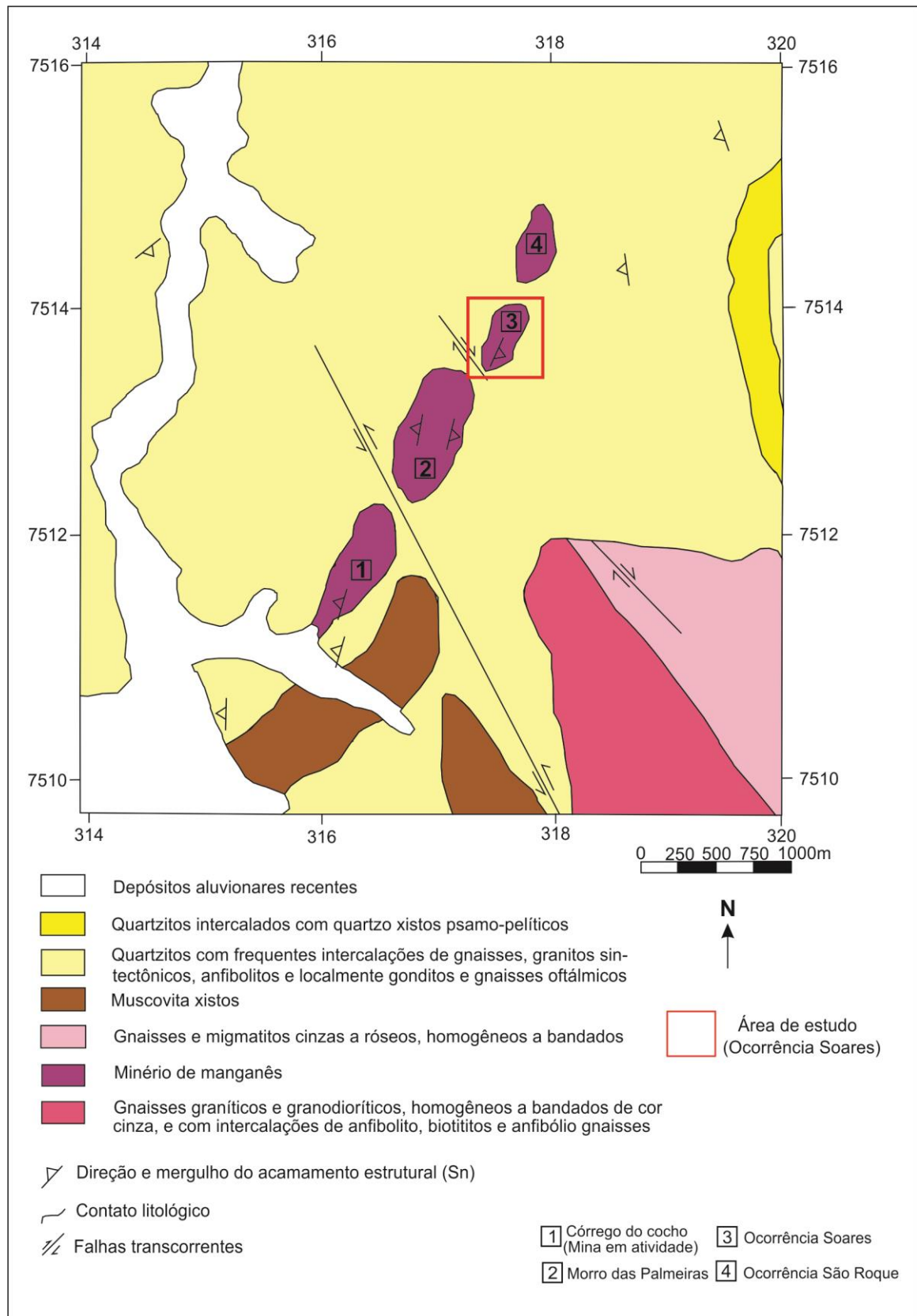


Figura 4 - Localização da Ocorrência Soares (modificado de ANGELI *et al.*, 2011)

Segundo Veríssimo (1991), as principais ocorrências de protominérios de manganês que são conhecidas nas proximidades do município de Itapira constituem corpos lenticulares pouco espessos, com extensões que variam de 150 m a 700 m, e apresentam certa regularidade e continuidade lateral.

As principais ocorrências estão alinhadas segundo a direção preferencial NE ou NW e correspondem a uma única camada que foi estirada e rompida por processos de boudinagem. As lentes de protominério ocorrem inseridas principalmente em xistos e quartzitos do Grupo Itapira.

O protominério que originou os depósitos manganíferos na região de Itapira é essencialmente silicático, constituído principalmente de quartzo e granada (espessartita), além de grafita. Em algumas ocorrências no estado de Minas Gerais, tais como as de Careçu e Natércia, os protominérios exibem paragênese essencialmente calciosilicática (diopsídio e carbonatos). Em porções com rochas alteradas é possível observar a formação de óxidos e hidróxidos de manganês, principalmente em zonas onde a quantidade de granada é maior. De acordo com Angeli *et al.* (1984), os óxidos litioforita, todorokita, woodruffita, pirolusita e criptomelana são os principais minerais supergênicos formados nas áreas de ocorrência de protominérios existentes nas proximidades do município de Itapira.

Segundo identificou Zanardo *et al.* (1998) em estudos petrográficos em protominério menos alterado, a mineralogia essencial é composta por clinofibólitos da série cummingtonita/grunerita, clinopiroxênios (salita/johannsenita), plagioclásio (oligoclásio/bytownita) e escapolita, além da granada (espessartita). O quartzo pode aparecer como mineral acessório e os carbonatos, como minerais secundários.

A presença de rochas metabásicas associadas ao Complexo Itapira indica uma origem vulcanossedimentar para a concentração de manganês nos sedimentos. Os tamanhos reduzidos dos depósitos dão suporte a esta ideia. Segundo Zanardo *et al.* (1998), o manganês foi depositado num contexto vulcanossedimentar, sob a forma de carbonatos e óxidos, em níveis pouco espessos, que posteriormente foram estirados e rompidos durante a tectônica de baixo a alto ângulo que atingiu esta unidade geológica. Além disso, a mineralogia primária também foi completamente transformada durante a evolução metamórfica, que em seu pico pode ter atingido a fácies anfibolito médio a alto.

Segundo Roy (1981) *apud* Veríssimo (1991), em áreas de intensa atividade vulcânica os depósitos vulcanossedimentares resultantes são de pequena dimensão, que refletem a quantidade restrita de metais disponíveis das fontes endógenas. Além disso, a atividade

vulcânica normalmente ocorre em pulsos curtos e irregulares, logo a concentração de manganês vulcanogênico representa um evento relacionado às principais fases vulcânicas.

O manganês pode precipitar sob a forma de óxidos primários, carbonatos e mais raramente sulfetos, a depender das condições redutoras ou oxidantes do ambiente de deposição, bem como dos teores relativos de enxofre, sílica e carbonato dissolvidos no sistema. A existência de protominérios silicáticos e calciossilicáticos sugere a deposição em ambiente localmente distinto que representa as variações laterais de fácies sedimentar.

Os processos de alteração e enriquecimento supergênico dos protominérios manganíferos são provavelmente iniciados no Terciário Inferior (Eoceno-Mioceno) como resultado de combinações variadas entre os efeitos decorrentes das mudanças climáticas e das reativações tectônicas (VERÍSSIMO, 1991).

O processo de enriquecimento supergênico possui estrita relação com a circulação de água meteórica e com o nível freático. É na zona de oxidação (acima do nível freático) que ocorre maior circulação da água meteórica, de pH ácido e Eh oxidante, e esta circulação da água promove lixiviação e transporte de elementos químicos no sentido do nível freático. Quando essas substâncias chegam à zona de cimentação (abaixo do nível freático), onde o pH é alcalino e o Eh é redutor, o contraste de condições físico-químicas permite que haja precipitação e neoformação mineral, processo denominado concentração supergênica (BIONDI, 2003).

Além disso, há indícios de concordância entre o fraturamento e as drenagens, que sugere que a alteração supergênica é contemporânea aos falhamentos. Os estudos microtectônicos indicam que falhamentos Cenozoicos serviram de canais para a liberação do manganês contido na estrutura cristalina das granadas e de outros silicatos. (VERÍSSIMO, 1991).

Segundo Angeli *et al.* (1984), as concentrações de manganês estão ligadas aos processos de alteração supergênica, onde vários fatores controladores atuaram simultaneamente para possibilitar a formação dos corpos de minério. O controle fisiográfico, por exemplo, foi essencial para a formação dos corpos mineralizados, já que a evolução da fisiografia da área possibilitou a desestabilização dos minerais e o consequente enriquecimento e reprecipitação do manganês no perfil de alteração. O controle tectônico também foi essencial, responsável pelo dobramento e fraturamento dos corpos que facilitou a alteração da rocha e do próprio minério. Além disso, as ocorrências normalmente estão

alinhadas e boudinadas, o que é um forte indicador de atividade tectônica. O controle litológico é aparentemente restrito ao tipo de sedimentação e também à paleogeografia inicial.

Em estudos referentes à Mina do Cocho, localizada a cerca de 400 metros a SE da área de estudo, Angeli *et al.* (2011) constatou que o minério ocorre na forma de oólitos, pisólitos e concreções, os quais ocorrem próximos à superfície. A partir da análise de lâminas e seções polidas, este mesmo autor afirma que o minério de manganês apresenta textura granoblástica e é constituído principalmente por criptomelana, como cristais granulares, e litioforita, como cristais prismáticos. Além disso, a litioforita quase sempre ocorre associada à espessartita. O manto de alteração da zona mineralizada pode chegar aproximadamente até 8,5 m de profundidade.

Na área de estudo foram encontrados alguns afloramentos com exposições de óxidos de manganês (Figuras 5 e 6). Tais afloramentos consistem em importantes evidências de mineralizações na área, que serão analisadas por meio do ensaio geofísico.



Figura 5 – Minério gondítico em bloco



Figura 6 – Camada maciça de laterita manganífera

4. APLICAÇÃO DA GEOFÍSICA EM PESQUISA MINERAL

A geofísica é largamente empregada em estudos de prospecção mineral e em detalhamentos de alvos, principalmente em mineralizações sulfetadas. Diversos autores utilizaram métodos geofísicos, entre eles o da eletrorresistividade, como ferramentas básicas para estudos relacionados à área de pesquisa mineral.

No trabalho de Al-Garni *et al.* (2008) foram utilizados os métodos de magnetometria, potencial espontâneo (SP), polarização induzida (IP) e eletromagnético transiente (TEM) no Prospecto Bahrah, localizado na região de Makkah Al-Mukarramah, na Arábia Saudita. As zonas supergênicas do prospecto possuem Au, Cu, Zn, Pb, Ba e óxidos de manganês, com presença de pirita, calcopirita, barita, esfalerita e galena. A zona mineralizada foi caracterizada por teores de manganês superiores a 5000 ppm. Este prospecto está inserido em um contexto de rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas do Proterozoico Superior. As principais rochas são metadacitos e metandesitos, regionalmente condicionadas por sistemas de fraturas provenientes de uma zona de cisalhamento com direção NE.

As áreas mineralizadas foram caracterizadas por anomalias magnéticas negativas, baixa resistividade, potencial elétrico negativo e alta cargabilidade. Todos os resultados geofísicos coincidem com as zonas mineralizadas previamente conhecidas. O autor também cita que a combinação dos métodos TEM e IP, avaliados de forma concomitante a estruturação regional, foram eficientes na identificação de horizontes mineralizados.

Em estudo realizado por Murthy *et al.* (2009) foram utilizados os métodos de magnetometria, gravimetria e eletrorresistividade, no Distrito Keonjhar, na Índia. Essa área apresenta depósitos de origem secundária, associados às rochas metassedimentares Arqueanas. As rochas metamórficas mais antigas foram dobradas, erodidas e sucedidas pela deposição de Formações Ferríferas Bandadas (BIF's). Na interface entre essas rochas existem metaconglomerados e quartzitos, além de filitos intercalados. Os filitos contêm depósitos de manganês (pirolusita e psilomelano), provavelmente oriundos do próprio folhelho que originou os filitos. Existem também depósitos lateríticos com grande quantidade de ferro, que em geral possuem formas irregulares.

Este trabalho demonstra que a interação de três diferentes ferramentas geofísicas foi eficiente na identificação de áreas enriquecidas em manganês controladas direta ou indiretamente pela litologia. O autor separa a área de estudo em três blocos principais. No bloco um, por exemplo, os dados magnéticos apontaram valores em torno de 25 nT para os corpos mineralizados em manganês que foram, em geral, compatíveis com as zonas de alta

densidade identificadas pelo método gravimétrico. Além disso, altos valores de resistividade coincidiram com a localização dos corpos enriquecidos em manganês. No bloco dois, altos valores magnéticos combinados com altos valores de eletroresistividade podem indicar a presença de laterita de ferro. Por fim, no bloco três, a maioria dos dados possui um padrão de altos valores magnéticos em locais com a presença de lateritas de ferro, enquanto que os corpos enriquecidos em manganês foram caracterizados por valores moderados.

O trabalho de Locke *et al.* (1998), por sua vez, utilizou os métodos geofísicos da gravimetria, resistividade, polarização induzida e magnetometria. Tal estudo foi realizado em Puhupuhi, no norte da Nova Zelândia, cujo depósito possui origem epitermal. O depósito é caracterizado por ser de baixa sulfetação e está associado a veios de quartzo mineralizados em prata e ouro.

A geologia da região é composta principalmente pelo embasamento Mesozóico, que contém principalmente metagrauvas, e pela sua cobertura terciária, que é composta por metarenitos, metassiltitos e basaltos. A principal estrutura da área é uma falha de direção N-S denominada Walkiore, sendo que a região é interpretada como parte de um gráben. É comum a ocorrência de zonas alteradas por silicificação e alterações propilíticas. É importante salientar que zonas com alterações intensas são conhecidas por apresentarem fortes anomalias gravimétricas, de resistividade e de polarização induzida.

Os dados gravimétricos permitiram caracterizar um embasamento composto por metagrauvas e por rochas com alterações argílicas. Zonas onde foram identificados altos valores de resistividade (acima de 100 $\Omega.m$), baixos valores de resistividade (abaixo de 10 $\Omega.m$) e altos valores de cargabilidade (acima de 30 mS) são caracterizadas por apresentarem, respectivamente, zonas silicificadas, alterações argílicas e mineralizações associadas a sulfetos. A magnetometria foi importante para a modelagem de intrusivas básicas. O autor conclui o trabalho com a afirmação de que a integração entre diversos métodos geofísicos pode gerar resultados satisfatórios na identificação e modelamento de depósitos minerais.

A literatura descreve diversos trabalhos de aplicação de geofísica na pesquisa de sulfetos. Os estudos de caso a seguir tratam de depósitos hidrotermais, atualmente posicionados em pequena profundidade. Outro fator para a incorporação dos referidos trabalhos ao presente texto consiste na semelhança de propriedades elétricas entre óxidos e sulfetos disseminados, além da falta de trabalhos no âmbito da aplicação dos métodos geofísicos em pesquisas envolvendo manganês.

Em Moreira & Ilha (2011) foi utilizado o método da eletrorresistividade na ocorrência Capão Grande, localizada na bacia sedimentar do Camaquã, no município de Caçapava do Sul (RS), por meio da técnica de caminhamento elétrico em arranjo azimutal. De forma geral, a bacia possui orientação preferencial na direção NE-SW. A ocorrência está alojada em rochas da Formação Passo da Promessa, que é composta por espessos pacotes de arenitos e por níveis conglomeráticos, muitas vezes silicificados. O minério é composto por malaquita e azurita, com calcosina e barita associadas. Possivelmente o minério é de origem hidrotermal magmática, com preenchimento de fraturas e poros.

Os resultados indicam zonas de baixa resistividade associadas com as zonas mineralizadas. Os baixos valores de resistividade estão associados principalmente ao minério constituído pelos carbonatos de cobre, enquanto que os altos valores de resistividade estão associados à zona silicificada.

Em outro trabalho, Moreira *et al.* (2012) utiliza os métodos da eletrorresistividade e polarização induzida na ocorrência Colônia Santa Bárbara, constituída por sulfetos de cobre, também localizada na bacia sedimentar do Camaquã, próxima ao município de Caçapava do Sul (RS). O minério está alojado principalmente nos tufos vulcânicos na forma disseminada, e é atribuído ao modelo genético do tipo hidrotermal magmático.

Os litotipos encontrados na área pertencem ao Complexo Metamórfico Vacacaí, ao Grupo Bom Jardim e à Formação Hilário. O complexo Metamórfico Vacacaí é composto por unidades vulcanossedimentares e metavulcânicas, onde ocorrem rochas pelíticas, finas camadas de areia e rochas ortoderivadas. O Grupo Bom Jardim é constituído por derrames vulcânicos ácidos que recobrem as rochas siliciclásticas. Por fim, a Formação Hilário é composta por andesitos, tufos, brechas e conglomerados vulcânicos.

A integração de dois métodos constituiu uma combinação efetiva na identificação de sulfetos disseminados e, conseqüentemente, de minerais metálicos em geral. As zonas mineralizadas apresentaram características geofísicas em comum, tais como alta cargabilidade e baixa resistividade.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

6.1 Métodos geofísicos

A Geofísica é uma ciência que aplica os princípios da Física ao estudo da Terra com o objetivo de obter informações geológicas de subsuperfície. Os principais fenômenos físicos que ocorrem no interior da Terra, nos quais a Geofísica se baseia, são: campo magnético, campo gravitacional, campo elétrico, campo eletromagnético, correntes telúricas, propagação de ondas sísmicas e radioatividade. O método geofísico empregado na pesquisa depende do parâmetro físico a ser estudado, sendo que os principais métodos geofísicos são os métodos sísmicos, geoeletricos e potenciais.

O presente trabalho utiliza o método da eletrorresistividade (ER). Este método é empregado em atividades de pesquisa mineral com a finalidade de identificar depósitos de minerais metálicos, pois frequentemente existe contraste nos valores de resistividade entre o corpo mineralizado e a rocha encaixante. A importância da combinação de métodos geofísicos com geologia estrutural e mapeamento geológico na incorporação de novas reservas minerais é imensa. A geofísica não substitui os métodos diretos de prospecção (tais como sondagem, amostragem de solo e rocha etc.), mas contribui para a utilização racional e eficiente dos mesmos.

6.1.1 Método da eletrorresistividade

O método é baseado na introdução de correntes elétricas artificiais no solo, que geram uma diferença de potencial (ddp) resultante passível de ser medida (KEAREY *et al.*, 2002). O método calcula o parâmetro resistividade elétrica, que é definido como a dificuldade à passagem de corrente elétrica num material; ou, ainda, como a resistência em ohms entre as faces opostas de um cilindro unitário do material. Para um cilindro condutor de resistência δR , comprimento δL e área de seção transversal δA (Figura 7), a resistividade ρ é dada por:

$$\rho = \frac{\delta R \delta A}{\delta L}$$

Equação 1

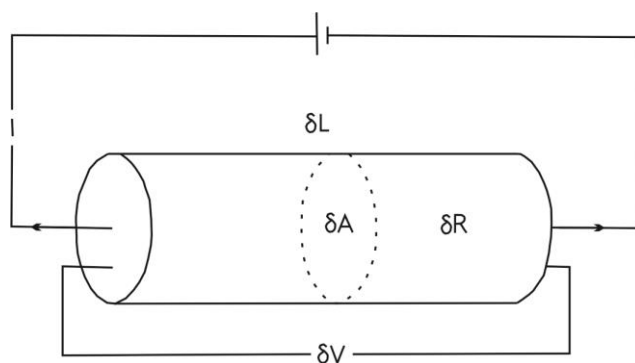


Figura 7 - Parâmetros utilizados na definição de resistividade (KEAREY *et al.*, 2002)

A corrente que é conduzida por um condutor elétrico é, na maioria dos casos, proporcional à voltagem. Tal relação é conhecida como Lei de Ohm, e pode ser representada pela equação $V= Ri$, onde V é a voltagem em volts; i , a corrente elétrica em ampères e R , medida em ohm, a constante de proporcionalidade, também conhecida como resistência (MILSOM, 2003).

É importante ressaltar que a unidade da resistividade é o ohm.m ($\Omega.m$) e que a diferença de potencial é medida em milivolt (mV). Neste método, correntes elétricas artificiais são introduzidas no solo por meio de um par de eletrodos de corrente denominados A e B, onde a diferença de potencial resultante é medida na superfície por meio de um par de eletrodos de potencial denominados M e N (Figura 8).

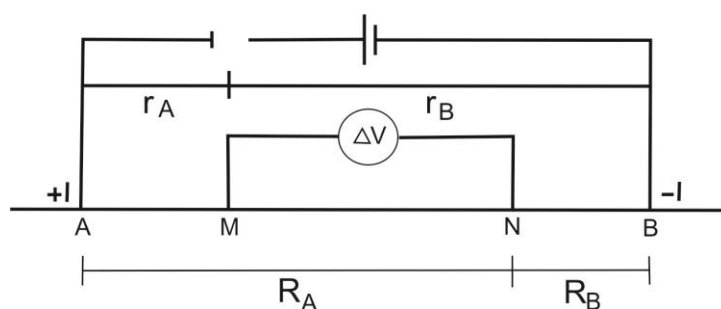


Figura 8 - Configuração de eletrodos usada em medições de resistividade (KEAREY *et al.*, 2002)

A medição de resistividade na subsuperfície pode fornecer informações a respeito da forma e propriedades elétricas das heterogeneidades encontradas.

A maior parte dos minerais formadores de rocha é isolante elétrico, e a condução de corrente elétrica pela rocha ocorre principalmente pela presença de água nos poros e nas fraturas.

Desta forma, quanto maior a porosidade e a quantidade de fraturas preenchidas por água de uma rocha, menor a sua resistividade. Entretanto, minerais argilosos são eletricamente polarizados e as rochas que os contém são altamente condutivas (baixa resistividade) (MOON *et al.*, 2006). Os minerais metálicos também apresentam, em geral, baixa resistividade.

Para materiais homogêneos e isotrópicos, a resistividade deve ser constante e independente tanto do espaçamento dos eletrodos quanto da localização na superfície. Quando o material é heterogêneo, contexto frequentemente encontrado no ambiente geológico, a resistividade varia conforme as posições relativas dos eletrodos. Além disso, a resistividade também pode variar de acordo com fatores como o grau de saturação de água, variação da topografia, anisotropias do meio geológico, presença ou ausência de argila, entre outros (NOBES, 1996).

A variação da topografia, por exemplo, pode ocasionar mudanças nos valores de resistividade devido às diferentes distâncias encontradas entre a superfície e uma camada específica. Além da topografia, a presença de íons, tal como o cloreto, que é um dos mais eletricamente ativos entre os íons naturais, também gera mudanças nos valores de resistividade (NOBES, 1996).

Sendo assim, qualquer valor calculado é conhecido como resistividade aparente (ρ_a) e será em função da heterogeneidade do meio. A equação básica para o cálculo da resistividade aparente para qualquer configuração de eletrodo está representada abaixo, onde ρ é a resistividade; ΔV , a diferença de potencial, I corrente elétrica e r_A , r_B , R_A e R_B , a distância entre os eletrodos (Figura 8).

$$\rho = \frac{2\pi\Delta V}{I \left\{ \left(\frac{1}{r_A} - \frac{1}{r_B} \right) - \left(\frac{1}{R_A} - \frac{1}{R_B} \right) \right\}} \quad \text{Equação 2}$$

Em um ambiente homogêneo, a profundidade de penetração da corrente aumenta de forma proporcional à distância dos eletrodos, embora seja acompanhada pela perda na resolução com o aumento da profundidade.

6.2 Técnicas e arranjos

Em levantamentos no método da eletrorresistividade são empregados dois tipos principais de técnicas. A primeira é a sondagem elétrica vertical (SEV), que é utilizada principalmente no estudo de interfaces horizontalizadas, cuja aplicação resulta em produtos unidimensionais. Neste caso, os eletrodos de potencial (M e N) são mantidos no centro do arranjo enquanto os eletrodos de corrente (A e B) são progressivamente expandidos ao longo de um ponto fixo central, o que faz com que a corrente atinja profundidades cada vez maiores (Figura 9).

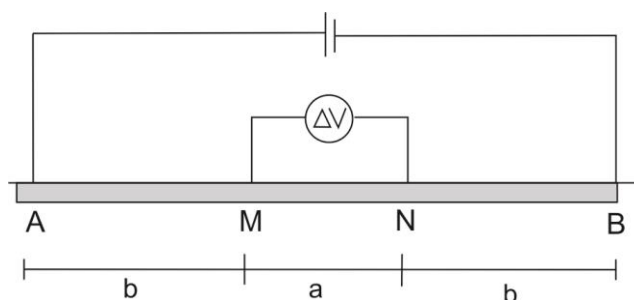


Figura 9 - Técnica de sondagem elétrica vertical (SEV), arranjo Schlumberger (modificado de KEAREY *et al.*, 2002)

A técnica de caminhamento elétrico (CE), aplicada neste trabalho, é mais utilizada para determinar variações laterais de resistividade. Os eletrodos de corrente e os de potencial são mantidos a uma distância fixa entre si e são progressivamente movidos ao longo do perfil. Esta técnica gera um resultado bidimensional, ao contrário da SEV.

Os arranjos de eletrodos mais utilizados são: Wenner, Schlumberger e Dipolo-Dipolo. Todavia, o arranjo Wenner-Schlumberger é o mais apropriado para o presente trabalho, já que este arranjo permite uma profundidade de investigação maior mediante o espaço disponível para a implantação dos eletrodos. Além disso, este arranjo é pouco susceptível a ruídos (FONTOURA *et al.*, 2011).

Assim sendo, o arranjo Wenner-Schlumberger proporciona uma maior profundidade de investigação em relação ao arranjo Wenner e apresenta melhor razão sinal/ruído em relação ao arranjo Dipolo-Dipolo.

O arranjo Wenner-Schlumberger é um arranjo híbrido, que combina os arranjos Wenner e Schlumberger (Figura 10). No arranjo Wenner todos os eletrodos estão separados pela mesma distância “a” e, desta forma, devem ser deslocados simultaneamente, de modo a

manter a simetria do dispositivo (Fontoura *et al.*, 2011). Já no arranjo Schlumberger os eletrodos de corrente são expandidos simetricamente a partir do centro do arranjo (KEAREY, 2002). Os eletrodos de potencial ficam separados por uma distância fixa “a” e os eletrodos de corrente se distanciam dos eletrodos de potencial por uma distância “b”, que não precisa estar necessariamente relacionada com “a” (SEIMETZ, 2012). Além disso, é importante salientar que a distância “b” é muito maior do que a distância “a”.

Segundo Seimetz (2012), a principal divergência entre os arranjos Schlumberger e Wenner-Schlumberger reside no fato de que, para este último, a distância que separa os eletrodos de potencial dos de corrente é um múltiplo da distância que separa os eletrodos de corrente. Sendo assim, a distância “b” do arranjo Schlumberger é substituída pela distância “na” no arranjo Wenner-Schlumberger (Figura 11).

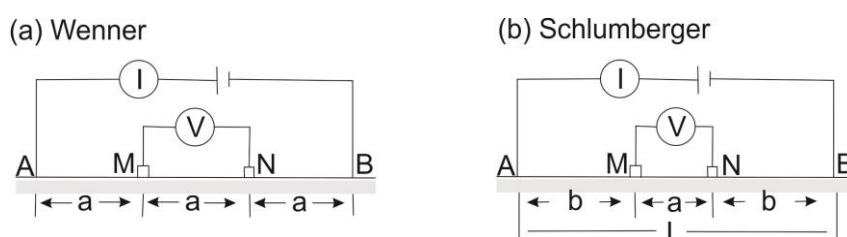


Figura 10 - Esquema dos arranjos (a) Wenner e (b) Schlumberger (modificado de LOWRIE, 2007)

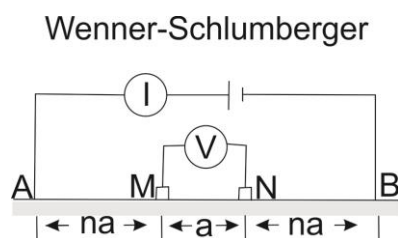


Figura 11 - Esquema do arranjo Wenner-Schlumberger (modificado de LOKE, 2010)

6.3 Aquisição e processamento dos dados

Foram realizadas 3 linhas de caminhamento elétrico em arranjo Wenner-Schlumberger, com 230 m de comprimento para cada linha, além de 11 níveis de investigação. Os eletrodos foram dispostos ao longo dos cabos com espaçamento fixo de 10 m. As linhas de caminhamento foram distribuídas radialmente ao longo de um ponto central e

possuem um ângulo de aproximadamente 60° entre si. As direções aproximadas das linhas 1, 2 e 3 são, respectivamente, N122, N190 e N248 (Figura 12).

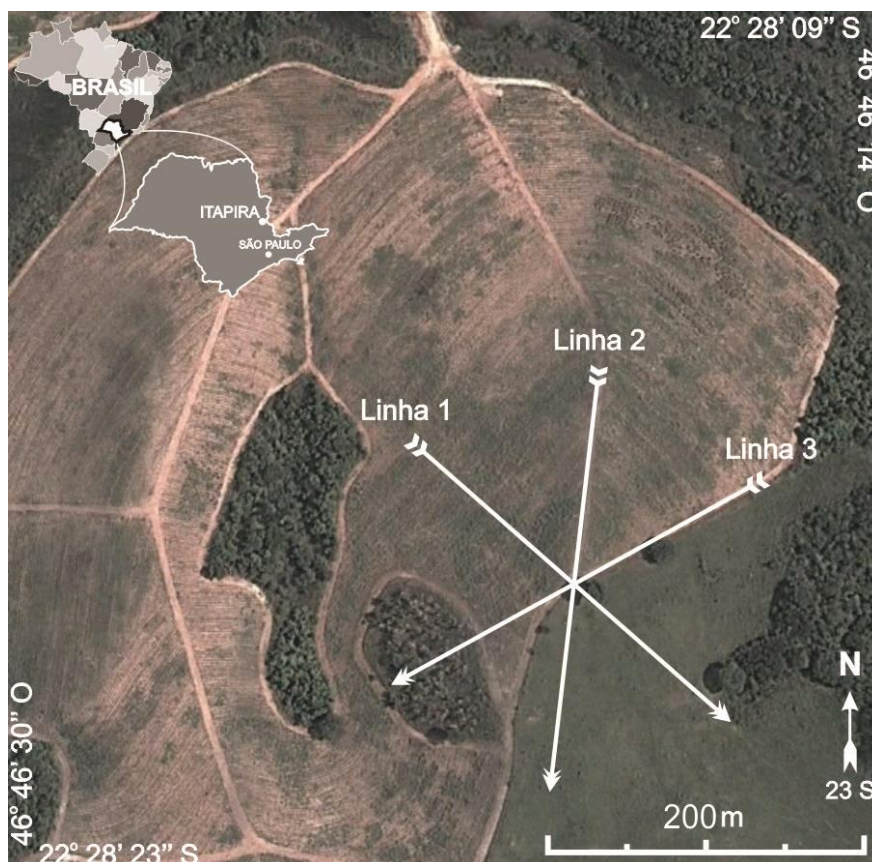


Figura 12 - Localização das linhas de aquisição de dados, com centro do arranjo posicionado sobre a ocorrência mineral (modificado de Google Earth, 2013)

No total (linhas 1, 2 e 3) foram levantados 690 metros de linhas de caminhamento elétrico. O arranjo Wenner-Schlumberger possibilitou a obtenção de uma profundidade de aproximadamente 25 metros para cada linha.

O arranjo radial das linhas de caminhamento elétrico pode ser explicado pelo fato de que, em reconhecimento de campo, foi possível observar afloramentos de laterita associados a blocos de gondito, sendo que estes últimos ocorrem somente no local onde foi posicionado o centro do arranjo radial. Sendo assim, tal arranjo foi escolhido no intuito de obter uma melhor relação entre a ocorrência de gondito, que ocorre apenas no cruzamento das linhas, e as ocorrências de laterita, que tendem a aflorar nas extremidades das mesmas. Com este arranjo foi possível estabelecer a delimitação do corpo gondítico bem como suas correlações laterais com os corpos lateríticos.

O equipamento utilizado neste trabalho para realizar as medidas de resistividade foi o resistivímetro Bison, fabricado pela empresa Bison Instruments (Estados Unidos) (Figura 13). Este equipamento possui 100 W de potência e é constituído por dois módulos: um transmissor ou de corrente e um receptor ou de potencial. O módulo transmissor produz corrente elétrica, medida por um miliamperímetro e transmitida ao solo por meio de cabos e eletrodos de corrente. O módulo receptor mede a diferença de potencial gerada pela injeção de corrente elétrica no solo, na escala de milivolts, a partir de eletrodos e cabos de potencial. Desta forma, é possível calcular a resistividade aparente a partir dos valores de corrente elétrica, da diferença de potencial e da geometria do arranjo.

Foram utilizados 50 mA de corrente e três ciclos de leitura para verificação de oscilações, sendo considerada para registro somente a última leitura.

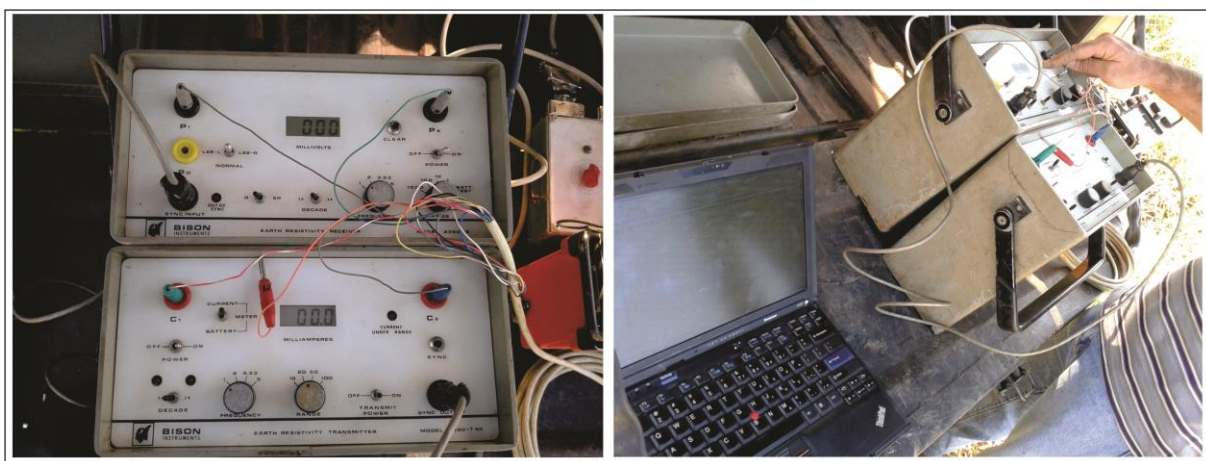


Figura 13 - Resistivímetro Bison utilizado na etapa de aquisição de dados geofísicos (Fonte: arquivo pessoal)

Os dados adquiridos em campo foram processados pelo software RES2DINV, que emprega a técnica da inversão por meio do método dos mínimos quadrados. O programa utiliza os dados de resistividade aparente coletados em campo para gerar um modelo 2D da subsuperfície, já com a correção topográfica.

O processo de inversão consiste em uma superposição de blocos retangulares dispostos de acordo com a distribuição dos pontos gerados em campo. A distribuição e o tamanho dos blocos são gerados automaticamente pelo programa de acordo com os dados obtidos. Já a profundidade da linha inferior dos blocos é definida para ser aproximadamente igual à profundidade equivalente de investigação dos pontos com o maior espaço entre eletrodos (EDWARDS, 1977).

A sub-rotina de modelagem direta é utilizada para calcular os valores de resistividade aparente, sendo que uma técnica de otimização não linear por mínimos quadrados é usada para a rotina de inversão (DEGROOT-HEDLIN & CONSTABLE, 1990; LOKE & BARKER, 1996). Por fim, os dados são apresentados na forma de seções distância *versus* profundidade.

6. RESULTADOS

Os resultados deste trabalho serão discutidos principalmente com base na interpretação dos modelos de eletrorresistividade elétrica (Figura 14). Estes modelos são produtos da inversão de dados medidos em campo, e são apresentados na forma de seções distância x profundidade, com topografia real ajustada e isovalores de resistividade em escala logarítmica. Nestas seções, os tons avermelhados e arroxeados representam altos valores de resistividade, enquanto que os tons azulados e esverdeados representam baixos valores de resistividade.

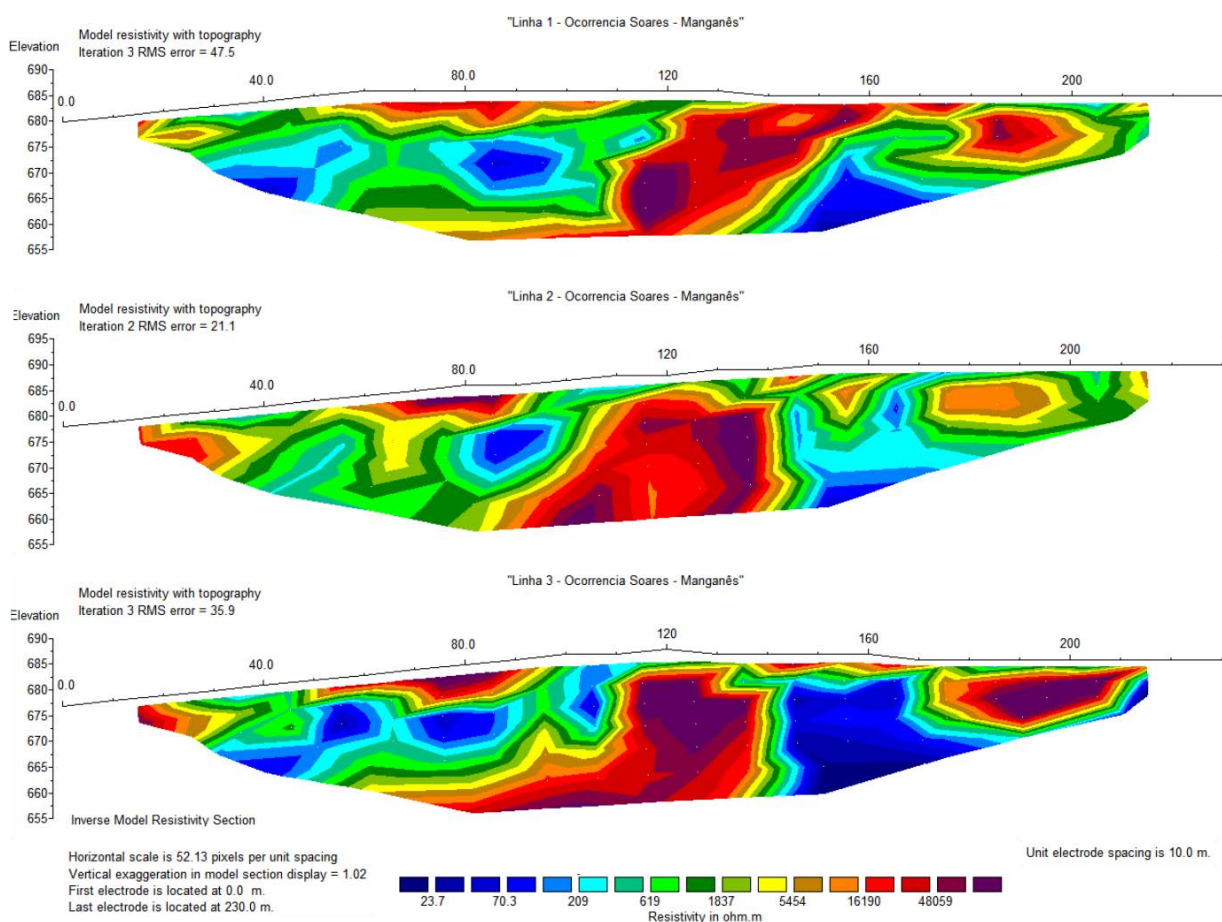


Figura 14 - Linhas 1, 2 e 3 de eletrorresistividade (Fonte: pessoal, gerado em RES2DINV)

De acordo com a seção gerada, os resultados geofísicos apresentam valores distribuídos em um intervalo relativamente grande de resistividade, que varia de aproximadamente 23 $\Omega.m$ a 48000 $\Omega.m$.

Nas três seções é possível identificar uma zona central de alta resistividade (acima de 5000 $\Omega.m$). No caso da linha 1 esta zona central está posicionada aproximadamente entre as

distâncias 120 m e 160 m, a partir do início da linha. Nas linhas 2 e 3 esta zona está posicionada aproximadamente entre as distâncias 90 m e 140 m.

Nos três casos a zona ocorre em superfície e é contínua em subsuperfície, sendo que a mesma varia aproximadamente entre as cotas 685 m e 660 m, ou seja, até 25 m de profundidade, máximo atingido após o processamento dos dados. Neste intervalo foram identificados, em superfície, blocos maciços de gondito cortados por veios quartzo-feldspáticos e fragmentos de laterita (Figura 15).

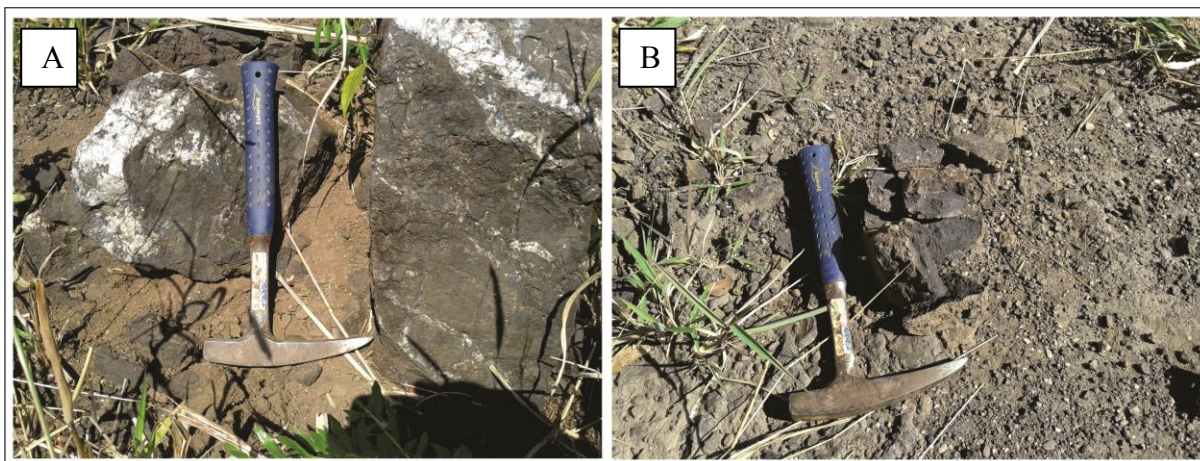


Figura 15 - A) Blocos maciços de gondito cortados por veios quartzo-feldspáticos; B) fragmentos de laterita

Além desta zona principal, que é contínua em subsuperfície, existem outras zonas de alta resistividade (acima de $5000 \Omega.m$) que ocorrem apenas em superfície. De forma geral, as zonas de superfície ocorrem nos intervalos entre as distâncias 0 m e 120 m e entre 160 m e 200 m para a linha 1. Para as linhas 2 e 3 estas zonas ocorrem aproximadamente entre os intervalos entre 0 m e 90 m e entre 140 m e 200 m. É importante ressaltar que, para estes intervalos, predominam baixos valores de resistividade (menos de $600 \Omega.m$) em profundidade.

No caso das zonas de alta resistividade que ocorrem apenas na superfície, as mais significativas são as que possuem formato aproximadamente circular e estão localizadas na extremidade direita da seção, em torno da distância 190 m. Além destas, também ocorrem zonas alongadas localizadas aproximadamente entre 60 m e 110 m para a linha 1 e entre 60 m e 90 m para as linhas 2 e 3. Em reconhecimento de campo foram observados fragmentos de laterita e de quartzito, além de camadas maciças de laterita nestes locais (Figura 16).

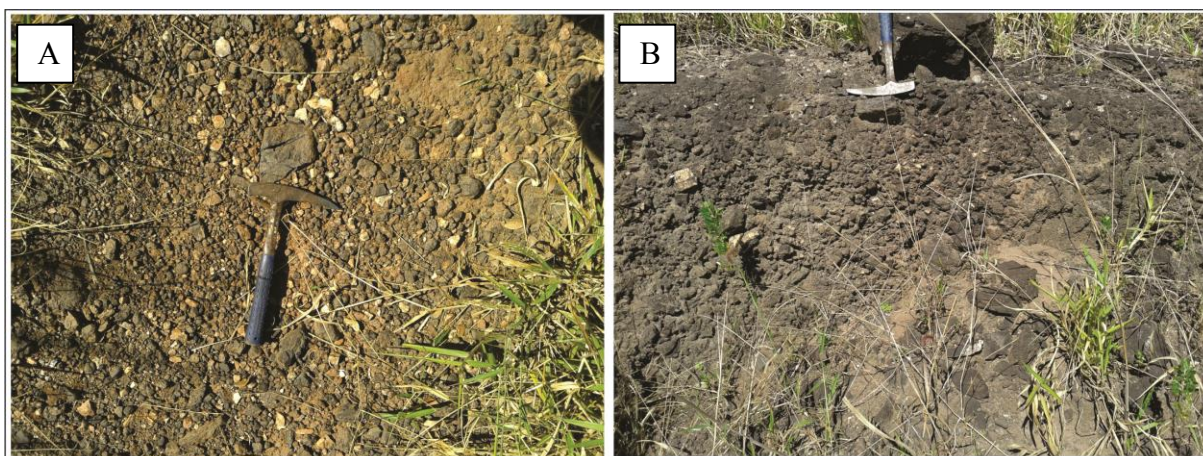


Figura 16 - A) Fragmentos de laterita e quartzito; B) Camada de laterita maciça

As relações entre os altos valores de resistividade encontrados em superfície e as ocorrências de minério reconhecidas em campo indicam que o corpo mineralizado possui alta resistividade. Sendo assim, as zonas de maior resistividade (acima de $5000 \Omega.m$) podem indicar a continuidade deste corpo mineralizado tanto em superfície quanto em subsuperfície.

Os altos valores de resistividade observados no intervalo central das seções provavelmente indicam a continuidade do corpo mineralizado em profundidade, já que minerais como quartzo, feldspato e óxidos são eletricamente isolantes e apresentam altos valores de resistividade tanto em subsuperfície quanto na superfície, onde foram encontrados blocos de gondito cortados por veios quartzo-feldspáticos. Nas seções, é possível observar que o minério apresenta mergulho em direção ao início das linhas, ou seja, aproximadamente para norte.

Os altos valores de resistividade encontrados apenas em superfície provavelmente representam camadas de laterita maciça associadas a quartzitos, observados em reconhecimento de campo, tal como citado anteriormente (Figura 16). Além disso, a ausência de umidade também contribui para os altos valores de resistividade encontrados na superfície do terreno. A ocorrência de níveis lateríticos associados a quartzitos, ambos em condições secas, são características que transformam este horizonte em isolante elétrico e, sendo assim, justificam os altos valores de resistividade obtidos.

Entretanto, os baixos valores de resistividade presentes na seção podem ser interpretados de diversas formas. Uma das causas possivelmente está associada ao aumento da umidade, já que a mesma é crescente conforme o avanço da profundidade e a consequente proximidade com o nível freático. A água atua como condutora de corrente elétrica, já que a corrente, dentre outras formas, também é propagada por meio da condução iônica que ocorre

na água presente nos poros das rochas (KEAREY *et al.*, 2002). Assim, a maior parte das rochas conduz corrente elétrica por meio de processos eletrolíticos, ou seja, por moléculas que contêm excesso ou deficiência de elétrons (TELFORD *et al.*, 1990).

Além disso, os baixos valores de resistividade também podem ser explicados pelo tipo de rocha presente na região. Os corpos mineralizados na região de Itapira ocorrem na forma de lentes e estão inseridos em rochas encaixantes pertencentes ao Grupo Itapira, composto predominantemente por xistos, entre outros. Estas rochas, quando submetidas à alteração ocasionada pela infiltração de água meteórica e até mesmo pela oscilação do nível freático, normalmente geram minerais argilosos oriundos da alteração dos filossilicatos e dos feldspatos presentes nas mesmas.

A presença de minerais argilosos em condições úmidas justificam os baixos valores de resistividade, pois tanto a água quanto os argilominerais são condutores. Este fato pôde ser observado no reconhecimento de campo, onde foi possível identificar solos argilosos nas porções mais baixas do terreno, tais como nas drenagens.

7. CONCLUSÕES

A integração de dados geológicos e geofísicos possibilitou a associação de zonas de alta resistividade (acima de $5000 \Omega.m$) com o corpo mineralizado. Esta combinação de dados permitiu uma caracterização satisfatória da ocorrência mineral, principalmente em termos da sua localização espacial.

Por meio do contraste encontrado entre o corpo mineralizado (alta resistividade) e a rocha encaixante (baixa resistividade) foi possível estabelecer a delimitação tanto lateral quanto em profundidade deste corpo. É importante ressaltar que a delimitação do corpo de minério é extremamente importante tanto na fase de exploração quanto na fase de exploração do minério.

No caso do presente trabalho, o contraste é gerado principalmente pelas diferentes assembleias minerais encontradas nas rochas. O minério manganífero é rico principalmente em espessartita e em óxidos e hidróxidos de manganês (pirolusita e criptomelana), além de possuir veios de composição quartzo-feldspática. Tal assembleia é caracterizada pela sua alta resistividade (acima de $5000 \Omega.m$) tanto na superfície quanto em profundidade.

O intemperismo físico, biológico e principalmente químico faz com que os elementos presentes nas rochas sejam lixiviados e transportados para outros níveis dentro do perfil de alteração. Diante de condições físico-químicas diferentes, tais elementos precipitam na forma de minerais (neoformação mineral), sendo que tal processo é denominado concentração supergênica. Assim, o perfil de alteração fica enriquecido em material laterítico, que também é caracterizado pelos altos valores de resistividade.

Dentre outros fatores, o nível freático também exerce grande influência sobre a resistividade das rochas. A presença em subsuperfície de rochas foliadas ricas em filossilicatos possibilita uma maior absorção de água que, na ausência de óxidos e hidróxidos de manganês, justifica os valores de baixa resistividade (abaixo de $600 \Omega.m$) encontrados nesta pesquisa.

Além disso, outro fator que contribui para os baixos valores de resistividade são os argilominerais, que são originados pela hidratação e alteração dos filossilicatos contidos nas rochas encaixantes. Como já discutido anteriormente, os argilominerais, por serem polarizados eletricamente, são bons condutores de eletricidade.

Desta forma, é correto afirmar que a umidade, a porosidade e a quantidade de argilominerais presentes em uma rocha contribuem para a variação dos valores de resistividade em depósitos supergênicos. Assim, é possível concluir que o parâmetro físico da

resistividade é, de fato, um bom indicador para avaliações primárias de depósitos de origem supergênica.

Em geral, as coberturas lateríticas são bons indicadores de alvos minerais. Sendo assim, a combinação de dados geológicos e geofísicos pode ser extremamente importante nas fases preliminares da pesquisa mineral, onde o potencial mineral da área em questão é analisado. Desta forma, a geofísica possui um papel importante na delimitação do corpo de minério, fato que auxilia na determinação dos alvos que serão amostrados e perfurados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Al-Garni, M. A.; Harbi, H. M.; EldougDoug, A. A.; Hassanein, H. I.; El-Kaliouby, M. **Reconnaissance Geophysical and Geological Studies on Bahrah Prospect, Makkah Al-Mukarramah Region, KSA**. JKAU: Earth Sci, 19: 159-190. 2008.
- Angeli, N.; Carvalho, S. G.; Oliveira, M. A. F.; Choudhuri, A. **Caracterização das ocorrências de minério de manganês em parte da porção nordeste do estado de São Paulo**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG, V. 8, p. 3710-3723.
- Angeli, N.; Khan, H.; Ito, G. M.; Carvalho, S. G.; Jimenez-Rueda, J.; Penha, U. C. **Geologia e caracterização tecnológica do minério de manganês da mina Córrego do Cocho, Itapira (SP)**. Revista Instituto de Geociências – USP Geol. USP, 2011, Sér. Cient., São Paulo, v. 11, n. 3, p. 107-130, 2011.
- Biondi, J. C. **Sistema mineralizador laterítico**. In: J. C. Biondi (ed). Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros. São Paulo: Oficina de Textos, 2003. P.: 377-423.
- CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. **Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**; carta geológica, carta metalogenética/previsional– Escala 1:50.000 (Folha SF.23-Y-B-II-2 Heliódora). Estado de Minas Gerais. DNPM/CPRM, 1988.
- Degroot-Hedlin, C.; Constable, S. **Occam's inversion to generate smooth, two dimensional models form magnetotelluric data**. Geophysics, v. 55, p. 1613-1624, 1990.
- Edwards, L. S. **A modified pseudosection for resistivity and induced polarization**. Geophysics, v. 42, p.1020-1036, 1977.
- Fontoura, M. J.; Moura, R. M. M.; Dias, A. G. **A geologia e a geofísica na avaliação da contaminação associada a vazadouros controlados – o caso do VC de Matosinhos no norte de Portugal**. Comunicações Geológicas, 98, p. 83-92. 2011.

Gandolfo, O. C. B.; Gallas, J. D. F. **O arranjo pólo-dipolo como alternativa ao dipolo-dipolo em levantamentos 2D de eletrorresistividade**. Revista Brasileira de Geofísica, São Paulo, 25(3): 227-235, 2007.

Google Earth. Versão 4.3 (beta). Europa Technologies – US Dept. of State Geographer, 2010.

Hasui, Y.; Rodrigues, E. de P.; Oliveira, M. C. B. D.; Ens, H. H., Morales, N.; Zanardo, A.; Quade, H.; Nyk, R.; Kuller, M. L.; Frascá, M. H. B. de O. **Deformação por cisalhamento dúctil: modelo de transformações de rochas pré-cambrianas antigas do leste do Estado de São Paulo**. São Paulo: Pró-Minério, (Relatório IPT No 25.908). 1988.

Hasui, Y.; Ebert, H. D.; Costa, J. B. S. **Estruturação da extremidade oriental da chamada cunha de Guaxupé: dados preliminares**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, 1990. Anais..., Natal, SBG, V. 5, p. 2296-2308.

Heilbron, M.; Valeriano, C. M.; Valladares, C. S.; Machado, N. **A orogênese brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil**. Revista Brasileira de Geociências, 25(4): 249-266, 1995.

Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A. C.; Campos Neto, M. C.; Silva, L. C.; Trouw, R.; Janasi, V. A Província Mantiqueira. In: Mantesso Neto, V.; Bartorelli, A.; Dal Ré Carneiro, C.; Brito Neves, B. B. de (Ed.). **Geologia do Continente Sul-Americano, Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Editora Beca, 2004. Cap. 13, p. 203-235.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. e-cidades. Disponível em www.ibge.gov.br. Acessado em 07/09/2013.

IBRAM – Instituto Brasileiro de Mineração. **Produção Mineral Brasileira – 2011**. Disponível em www.ibram.org.br. Acessado em fevereiro de 2013.

Irvine, R.J.; Smith, M.J. **Geophysical exploration for epithermal gold deposits**. Journal of Geochemical Exploration, Amsterdam, 36: 375-412. 1989.

Kearey, P; Brooks, M; Hill, I. **An introduction to Geophysical exploration**. Tradução de Maria Cristina Moreira Coelho. 1º ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2002. 429 p.

Lazarini, A. P. **Petrologia de metabasitos/ultrabasitos da região de Águas de Lindoia**. 134 p. Dissertação (mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2000.

Locke, C. A.; Johnson, S. A.; Cassidy, J.; Mauk, J. L. **Geophysical exploration of the Puhipuhi epithermal area, Northland, New Zealand**. Journal of Geochemical Exploration, v. 65, p. 91-109, 1998.

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

Maranhão, R. J. L. **Introdução a Pesquisa Mineral**. 2º Ed. Fortaleza: Banco do Nordeste do Brasil, 1985. 796 p.

Milsom, J. **Field Geophysics – The geological field guide series**. 3º Ed., Wiley, 232 p., 2003.

Moon, C. J.; Whateley, M. E. G.; Evans, A. M. **Introduction to Mineral Exploration**. 2º ed. Backwell Publishing, Oxford, 2006. 499 p.

Moreira, C. A.; Ilha, L. M. **Prospecção geofísica em ocorrência de cobre localizada na bacia sedimentar do Camaquã (RS)**. Escola de Minas, Ouro Preto, 64(3), 309-315. 2011.

Moreira, C. A.; Syngro, M. L.; Schweig, C.; Seixas, A. R. **Goelectrical prospection of disseminated sulfide mineral occurrences in Camaquã sedimentary basin, Rio Grande do Sul State, Brazil**. Revista Brasileira de Geofísica, 30(2): 169-179. 2012.

Murthy, B. V. S.; Rao, B. M.; Dubey, A. K.; Srinivasulu. **Geophysical exploration for manganese - some first hand examples from Keonjhar district, Orissa**. J. Ind. Geophys. Union, 13(3): 149-161. 2009.

Nobes, D. C. **Troubled waters: environmental applications of electrical and electromagnetic methods**. Christchurch, Surveys in Geophysics, 17: 393-454. 1996.

Seimetz, E. X. **Estudos geofísicos ao longo do futuro trecho norte do metrô de Brasília**. 97 p. Dissertação de mestrado – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2012.

Telford, W. M.; Geldart, L. P.; Sheriff, R. E. **Applied Geophysics**, 2° ed. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. 770p.

Trouw, R. A. J.; Ribeiro, A.; Paciullo, F. V. P. **A Faixa Alto Rio Grande reinterpretada como a zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, Boi. De Resumos Expandidos..., Camboriú, SBG, V. 1:234-235.

Tsombos, P. I. & Kalogeropoulos, S. I. **Remote sensing as applied to mineral exploration in the Chalkidiki peninsula, northern Greece**. Amsterdam, Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 45: 344-354. 1990.

Veríssimo, C. V. **Evolução geológica dos corpos de protominério e mineralizações de manganês associadas – porção leste de São Paulo e sul de Minas Gerais**. 161 p. Dissertação (mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1991.

Wernick, E.; Artur, A. C. **Evolução policíclica de terrenos arqueanos no leste do Estado de São Paulo e sul de Minas Gerais**. In: Simpósio Brasileiro de Geologia, 2, Belo Horizonte, 1983. Boletim nº 3, SBG, P. 50-61.

Zanardo, A.; Veríssimo, C. V.; Lazarini, A. P.; Roldan, A. A. **Protominério de manganês das ocorrências do Grupo Itapira**. Anais: 40º Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte – MG. 1998. 159 p.