

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

**CARACTERIZAÇÃO MAGNETOMÉTRICA DE SILL DE
DIABÁSIO NA REGIÃO DE LIMEIRA – SP**

ADRIANO DA ROSA SEIXAS

**Rio Claro – SP
2014**

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

ADRIANO DA ROSA SEIXAS

**CARACTERIZAÇÃO MAGNETOMÉTRICA DE *SILL* DE
DIABÁSIO NA REGIÃO DE LIMEIRA – SP**

Orientador: ANTONIO JOSE RANALLI
NARDY

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do *Campus* de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geologia regional.

Rio Claro – SP

2014

551 Seixas, Adriano da Rosa
S462c Caracterização magnetométrica de Sill de diabásio na
região de Limeira – SP / Adriano da Rosa Seixas. - Rio Claro,
2014
80 f. : il., figs., gráfs., tabs., fots., mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Antonio José Ranalli Nardy

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

ADRIANO DA ROSA SEIXAS

**CARACTERIZAÇÃO MAGNETOMÉTRICA DE SILL DE
DIABÁSIO NA REGIÃO DE LIMEIRA – SP**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do *Campus* de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geologia regional.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Antônio José Ranalli Nardy - Orientador - UNESP

Prof. Dr. César Augusto Moreira - UNESP

Prof. Dr. Maximilian Fries - UNIPAMPA

Resultado: Aprovado

Rio Claro, SP 13 de junho de 2014.

Dedico este trabalho a minha esposa, meus pais, irmãos, avós e tios, que me apoiaram em todos os momentos de minha vida, que me guiaram pelos caminhos corretos, me ensinaram a fazer as melhores escolhas, me mostraram que a honestidade e o respeito são essenciais à vida, e que devemos sempre lutar pelo que queremos.

AGRADECIMENTOS

A Deus que me iluminou e me deu forças, para a realização deste trabalho.

A minha esposa, que com muito carinho e apoio, me ajudou a não desistir diante das barreiras. Obrigado pela paciência, pelo incentivo e pela força. Valeu a pena toda distância, todo sofrimento... Valeu a pena esperar... Hoje estamos colhendo, juntos, os frutos do nosso empenho! Esta vitória é muito mais sua do que minha!!!

Aos meus pais Luís Antônio Taschetto Seixas e Fátima Rosiára da Rosa Seixas, pelo apoio e incentivo.

Aos meus irmãos Alessandro da Rosa Seixas e André Luís da Rosa Seixas, pelo estímulo, pelo carinho e pela ajuda.

A minha vó Maria Natalina Taschetto Seixas e minha tia Vera Taschetto Seixas, que me incentivaram e ajudaram desde o início desta jornada e não mediram esforços para que eu chegasse até esta etapa de minha vida.

Ao Prof. Dr. Antônio José Ranalli Nardy, pela impecável orientação, ensinamentos, dedicação, compreensão, paciência, amizade, por sempre estar pronto a me atender e acima de tudo por acreditar em minha capacidade.

Ao Prof. Dr. César Augusto Moreira, pelo convívio, pelo apoio, pela compreensão e pela amizade que vem desde a graduação.

Aos Professores João Carlos Dourado, Walter Malagutti Filho e Prof. Maximilian Fries, que contribuíram para meu crescimento acadêmico, obrigado pelo conhecimento transmitido.

Aos colegas William Lopes, Felipe Stefani, Syngra Lopes, Karla Figueiredo, Alice Pereira, Camila Schweig, Henrique Garcia e Lenon Ilha, pelo convívio, ajuda, amizade e troca de conhecimentos.

Ao Paco pela amizade e ajuda incondicional.

A Rosângela Vacello, pela disposição e ajuda constante.

Aos amigos Odirlei Neumann e Wagner França Aquino da GPR Geofísica, que me ajudaram muito para que nos finais de semana eu pudesse fazer a coleta de dados do meu trabalho.

A todos aqueles que contribuíram para que esse trabalho fosse realizado.

"Mantenha seus pensamentos positivos, porque seus pensamentos tornam-se suas palavras. Mantenha suas palavras positivas, porque suas palavras tornam-se suas atitudes. Mantenha suas atitudes positivas, porque suas atitudes tornam-se seus hábitos. Mantenha seus hábitos positivos, porque seus hábitos tornam-se seus valores. Mantenha seus valores positivos, porque seus valores... Tornam-se seu destino."

Mahatma Gandhi

RESUMO

A magnetometria é uma importante ferramenta no mapeamento geológico, principalmente em estudos sobre rochas intrusivas básicas no contexto de bacia sedimentar. Há poucos trabalhos geofísicos relacionados diretamente ao estudo de soleiras, por tanto, o propósito do presente trabalho é a caracterização da estrutura geológica em subsuperfície do *Sill* de diabásio da Província Magmática Paraná exposto em meio a arenitos do Grupo Itararé, localizada próximo da cidade de Limeira, na região centro-leste do estado de São Paulo. Neste trabalho são apresentados mapas que ilustram resultados de magnetometria terrestre, bem como das etapas das correções, do processamento e de interpretação dos dados geofísicos de magnetometria terrestre. O método magnetométrico serviu como uma importante ferramenta na caracterização do contraste de propriedades físicas gerado entre o *Sill* de diabásio e a rocha encaixante (arenitos do Grupo Itararé). Segundo trabalhos anteriores, os corpos de diabásio do *Sill* de Limeira apresentariam continuidade lateral em subsuperfície. Porém o método magnetométrico realizado neste estudo permitiu definir que a área do *Sill* de Limeira, compreende diversos corpos de diabásio independentes, em forma de *Sills* que em subsuperfície não exibem continuidade lateral. O espectro de potência radial médio permitiu diminuir o intervalo de número de ondas adequado para a separação das fontes em rasas e profundas. A análise espectral mostrou que as estruturas com profundidades superiores a 100 m são relacionadas a corpos de diabásio em forma de *Sill* presentes na área de estudo, cujas profundidades são compatíveis com os descritos em trabalhos anteriores. Dados petrográficos e geoquímicos permitem determinar que o corpo intrusivo (Soleiras) é caracterizado por diabásio de granulação grossa, cuja composição varia de basalto a traqui-andesito.

Palavras-chave: Pesquisa mineral, magnetometria, geofísica.

ABSTRACT

The magnetometry is an important tool in geological mapping, especially in studies of basic rocks in the context of sedimentary basin. There are few geophysical works directly related to *Sills*, therefore, the purpose of this study is to characterize the geological subsurface structure of the *Sill* diabase in the Paraná Magmatic Province exposed beneath sandstones in the Itararé group, located near the city of Limeira, in the east-central region of São Paulo state. In this study, we present maps illustrating the results of ground magnetometry as well as corrections, stages processing, and interpretation of geophysical data. The magnetometric method served as an important tool in the characterization of physical properties of the contrast generated between the *Sill* diabase and the sandstone rocks (Itararé group). According to previous works, the bodies of the *Sill* diabase in Limeira should present a subsurface lateral continuity. However, the magnetometric method performed in this study allowed us to define that the area of the Limeira *Sill* comprises several independent diabase bodies, in the shape of *Sills*, which do not exhibit subsurface lateral continuity. The average radial power spectrum allowed determines the wave number cut-off value suitable for the components separation in shallow and deep sources. Spectral analysis showed that the structures with depths exceeding 100 m were related to the structure of the diabase bodies, with a *Sill* shape, present in the study area, where the depths are consistent with those described in previous studies. Petrographic and geochemical data determine that the *Sill* Limeira is characterized by coarse-grained diabase, basalt, whose composition varies from the traquiandesite.

Keywords: Mineral exploration, magnetometry, geophysics.

Sumário

| | |
|--|-----------|
| CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO | 11 |
| 1.2 – OBJETIVOS | 12 |
| 1.3 – JUSTIFICATIVA | 12 |
| 1.4 – ÁREA DE ESTUDOS | 13 |
| CAPÍTULO 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO | 14 |
| 2.1 – Geologia Regional..... | 14 |
| 2.1.1 – Bacia do Paraná..... | 14 |
| 2.1.2 – Província Magmática do Paraná | 17 |
| 2.2.1 – Grupo Itararé | 20 |
| 2.2.2 – Formação Tatuí | 20 |
| 2.2.3 – Formação Irati | 21 |
| 2.2.4 – Formação Corumbataí..... | 21 |
| 2.2.5 – Formação Pirambóia | 21 |
| 2.2.6 – Formação Botucatu | 22 |
| 2.2.7 – Formação Serra Geral..... | 22 |
| 2.2.8 – Grupo Bauru | 23 |
| 2.2.9 – Depósitos Cenozóicos..... | 23 |
| CAPÍTULO 3 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA | 24 |
| 3.1 – Método magnetométrico..... | 24 |
| 3.1.1 – Fundamentos e teoria do método magnetométrico | 25 |
| 3.1.2 – Campo magnético terrestre | 26 |
| 3.1.2.1 – Campo magnético principal | 27 |
| 3.1.2.2 – Campo externo..... | 28 |
| 3.1.3 – Propriedades magnéticas dos materiais..... | 29 |
| 3.1.3.1 – Diamagnetismo | 29 |
| 3.1.3.2 – Paramagnetismo | 30 |
| 3.1.3.3 – Ferromagnetismo | 30 |
| 3.1.4 – Propriedade magnética das rochas..... | 31 |
| 3.1.5 – Anomalias magnéticas | 32 |
| 3.1.6 – Instrumentos para medições do campo magnético | 33 |
| 3.1.7 – Levantamento magnetométrico | 34 |
| 3.1.8 – Correções e processamento de dados magnetométricos | 35 |

| | |
|--|-----------|
| 3.1.8.1 – Correção da variação diurna | 35 |
| 3.1.8.2 – Remoção do campo geomagnético internacional de referência (IGRF) | 36 |
| 3.1.8.3 – Transformada rápida de Fourier – Fast Fourier Transform | 37 |
| 3.1.8.4 – Espectro de potência | 38 |
| 3.1.8.5 – Filtros utilizados para o tratamento dos dados magnéticos | 39 |
| 3.1.8.6 – Separação Regional/Residual | 39 |
| 3.1.8.7 – Passa-Banda | 40 |
| 3.1.8.8 – Redução ao pólo magnético | 40 |
| 3.1.8.9 – Sinal analítico | 41 |
| 3.2 – Interpretação de Anomalias Magnéticas e suas Aplicações | 42 |
| 3.3 – Trabalhos anteriores geofísicos e geoquímicos sobre rochas intrusivas associadas à Província Magmática do Paraná | 43 |
| CAPÍTULO 4 – AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS MAGNETOMÉTRICOS E GEOQUÍMICOS | 46 |
| 4.1 – Aquisições de dados | 46 |
| 4.1.1 – Aquisição de dados Magnetométricos | 47 |
| 4.1.1.1 – Aquisição de dados: Magnetômetro base | 47 |
| 4.1.1.2 – Aquisição de dados: Magnetômetro móvel | 48 |
| 4.1.2 – Processamento de dados Magnetométricos | 50 |
| 4.2.1 – Filtragem da variação magnética diurna dos dados adquiridos | 50 |
| 4.2.2 – Remoção do Campo Geomagnético Internacional de Referência (IGRF) | 51 |
| 4.2.3 – Filtragem dos dados Magnéticos | 52 |
| 4.3 – Aquisição e processamento de dados Geoquímicos | 52 |
| CAPÍTULO 5 – APRESENTAÇÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS | 53 |
| 5.1 – Análise de dados Magnetométricos | 53 |
| 5.1.1 Processamento Semiquantitativo – Espectro de Potência | 54 |
| 5.1.2 Filtro Passa Banda | 55 |
| 5.1.3 Amplitude do Sinal Analítico | 58 |
| 5.1.4 Redução ao Polo Magnético | 59 |
| 5.1.5 Separação Regional - Residual | 61 |
| 5.1.6 Perfis magnetométricos comparativos | 64 |
| 5.2 – Análise de dados Geoquímicos | 68 |
| 5.3 Discussões dos Resultados | 70 |
| CAPÍTULO 6 – CONSIDERAÇÕES FINAIS | 74 |

| | |
|------------------|----|
| REFERÊNCIAS..... | 76 |
|------------------|----|

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

Os principais corpos intrusivos da Bacia do Paraná, que ocorrem sob a forma de soleiras, estão concentrados no flanco centro-leste e nordeste do estado do Paraná e no centro-leste e nordeste do estado de São Paulo (SOARES, 1985).

Há poucos trabalhos geofísicos relacionados diretamente ao estudo de soleiras. No entanto, próximo à área deste trabalho, na região entre as cidades de Piracicaba e Rio Claro – SP. Foi realizado por o Fries (2008), um trabalho que através de resultados de levantamentos geofísicos, utilizando técnicas de gravimetria e magnetometria, obteve resultados satisfatórios na definição das características, geometria em profundidade e encaixe de intrusivas básicas em estruturas associadas, localizadas na porção nordeste da Bacia Sedimentar do Paraná.

O presente trabalho visa contribuir para o conhecimento das soleiras de diabásio associadas à Província Magmática Paraná expostas em meio a sedimentos mesozóicos da Bacia do Paraná, tendo sido escolhida para tanto o *Sill* de Limeira, localizada próxima à cidade homônima, na região centro-leste do estado de São Paulo.

A proposta deste trabalho é a caracterização de estruturas geológicas em subsuperfície através da utilização do método geofísico da magnetometria terrestre.

A magnetometria é uma das ferramentas geofísicas mais utilizadas atualmente em exploração mineral, tanto em escala de detalhe como de reconhecimento regional. Consiste na medição da variação do campo magnético terrestre devido à distribuição na crosta terrestre de corpos heterogêneos magnetizados. Isto possibilita delimitar lineamentos ou rochas aflorantes/subsuperficiais que contenham minerais magnéticos, gerando um contraste de susceptibilidade magnética (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002).

O presente trabalho propõe o uso do método geofísico da magnetometria terrestre, a fim de entender o comportamento das soleiras de diabásio em subsuperfície procurando estabelecer sua profundidade, forma e extensão lateral.

1.2 – OBJETIVOS

O principal objetivo deste trabalho é a caracterização da estrutura geológica em subsuperfície do *Sill* de Limeira através da interpretação de mapas de dados geofísicos de magnetometria terrestre.

Apresentar uma delimitação mais precisa dos limites, extensão e continuidade em subsuperfície do *Sill* de Limeira.

Apresentar também a caracterização dos possíveis sinais geoquímicos de diferenciação magmática entre o *Sill* e a encaixante.

1.3 – JUSTIFICATIVA

Segundo Soares (1985), na região do *Sill* de Limeira, há diversos corpos de diabásio aflorantes em forma de *Sill* e de lacólitos que em superfície não exibem continuidade lateral, porém, perfurações feitas para água subterrânea, indicaram haver continuidade lateral desses corpos em subsuperfície. Sendo denominado *Sill* Limeira-Cosmópolis.

A extensão linear deste corpo atingiria em torno de 60 km e espessuras variáveis que vão de 180 a 280 metros, e se encontraria intrudido nos sedimentos do Grupo Itararé em diversos níveis estratigráficos (SOARES, 1985).

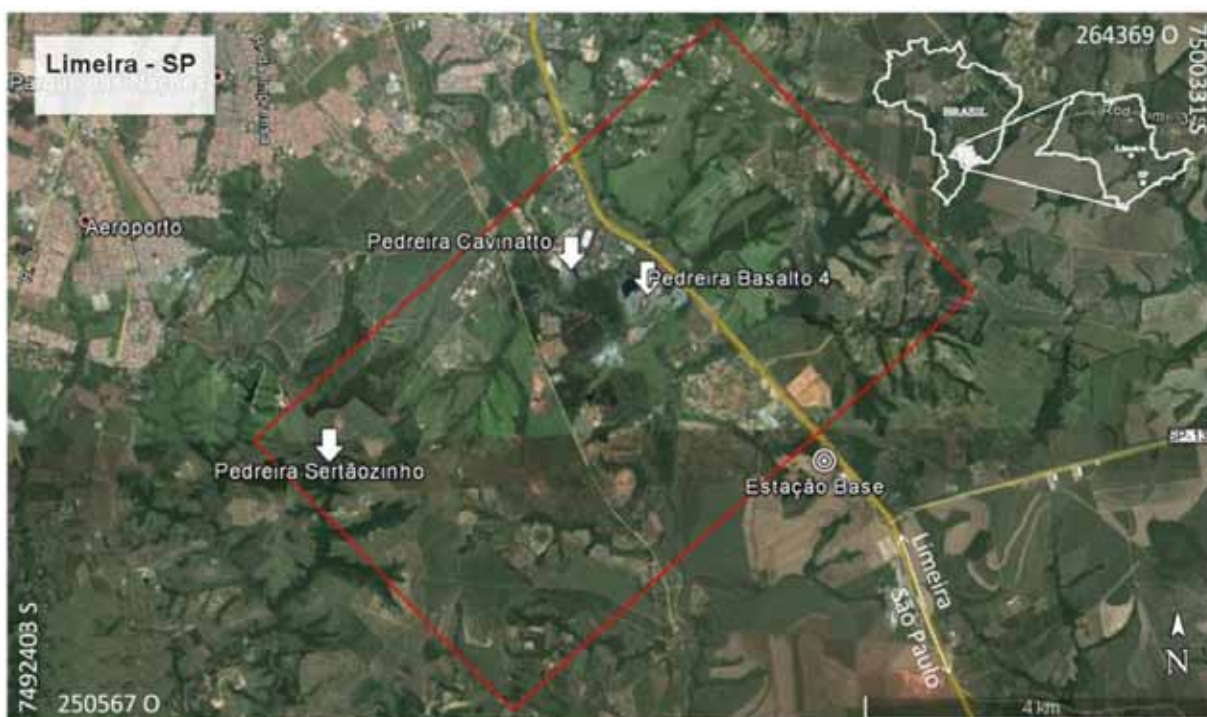
A escolha do método geofísico para caracterizar a estrutura geológica da área é justificada, devido os corpos intrusivos básicos conter minerais ferromagnéticos que na presença do campo magnético terrestre apresentam uma distorção no campo magnético proporcional ao contraste de susceptibilidade entre o *Sill* e a sua encaixante, representada por arenitos do Grupo Itararé. Essas distorções do campo magnético podem fornecer informações importantes sobre a distribuição de susceptibilidade em subsuperfície, devido o contraste de susceptibilidade previsto entre o *Sill* e a rocha encaixante.

A principal justificativa deste trabalho é esclarecer os formatos dos corpos intrusivos em profundidade e definir a existência de um corpo único ou diversos corpos independentes. O trabalho de Soares (1985) é muito incipiente e a área carece de detalhes. A seleção da área possibilita o acesso e condições em campo que permitem a aquisição de dados.

1.4 – ÁREA DE ESTUDOS

A área de estudos está localizada a sul do município de Limeira (SP), distante 7 km do trevo de acesso principal da cidade, situada na altura do Km 140 da Rodovia Anhanguera, SP-330 (Figura 1.1).

Figura 1.1 – Trecho de imagem de satélite mostrando a localização espacial da área estudada com aproximadamente 29 Km² (retângulo vermelho) e as cavas das pedreiras presentes na área de estudo (setas brancas).



Fonte: Modificado do programa Google Earth, 2013.

CAPÍTULO 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO

Esse capítulo apresenta uma síntese geológica, em termos locais e regionais, das rochas intrusivas associadas à Província Magmática do Paraná (PMP), na porção leste da Bacia do Paraná, no Estado de São Paulo, abordando principalmente a distribuição das unidades litoestratigráficas ao longo da área estudada, assim como descrito as principais formações sedimentares aflorantes.

2.1 – Geologia Regional

2.1.1 – Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná é uma extensa bacia intracratônica situada na parte centro-leste do continente sul-americano, desenvolvida completamente sobre crosta continental, e preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas, de idades variando entre o Siluriano e o Cretáceo (ZALAN et al., 1990).

Abrange uma área de cerca de 1.500.000 km², expandido pela parte meridional do Brasil, pela metade oriental do Paraguai, nordeste da Argentina e a metade ocidental do Uruguai. Possui um formato alongado na direção NNE-SSW, com aproximadamente 1.750 km de comprimento e largura média de 900 km, e seu nome deriva do Rio Paraná, que corre paralelo ao seu eixo maior, na direção NE-SW (Figura 2.1).

A origem da Bacia do Paraná tem sido interpretada de diferentes maneiras pelos pesquisadores dedicados ao tema. Segundo Fúlvaro et al. (1982) não houve esforços de compressão que fossem capazes de produzir dobramentos intensos. As deformações estruturais são associadas a falhas ou a intrusões de diabásio. Zalán et al. (1990) atribuíram a origem da bacia a fenômenos de resfriamento litosférico a partir de uma região anormalmente aquecida durante o Ciclo Brasileiro. Já Cordani et al. (1984) propõe o aparecimento de grandes rifts, precursores da subsidência.

Após a chamada primeira subsidência da Bacia, onde foram depositadas as sequências do Ordoviciano e Devoniano, ocorreu um soerguimento, provavelmente devido a uma reativação tectônica, que determinou o fim da sedimentação (FÚLFARO et al., 1982). A segunda subsidência da Bacia do Paraná está associada ao distanciamento do Pólo Sul e derretimento das geleiras, a qual deu início à

deposição dos sedimentos do Permo-Carbonífero. Outro soerguimento, associado à orogênia Finiherciniana cessou essa sedimentação (ZALAN et al., 1990). A terceira e última subsidência importante da Bacia do Paraná ocorreu no Cretáceo Inferior e coincide com o magmatismo basáltico. O peso das lavas foi provavelmente o mecanismo principal de subsidência (ZALAN et al., 1990).

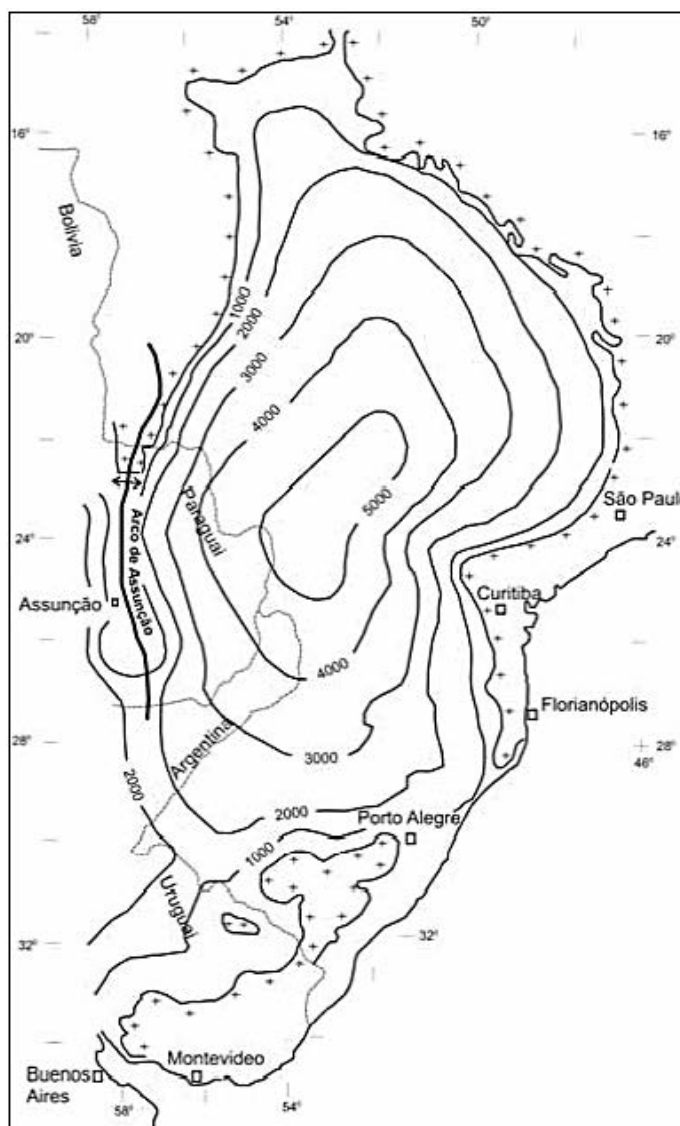
Dois terços da porção brasileira apresentam derrames de lavas basálticas, que podem atingir até 1.700m de espessura. A espessura máxima de rochas sedimentares e vulcânicas chega a atingir 8.000m no centro geométrico da bacia (Figura 2.2).

Figura 2.1 - Mapa da localização da Bacia do Paraná na América do Sul.



Fonte: Modificado de Zalán et al., 1990.

Figura 2.2 - Mapa da espessura total do preenchimento da Bacia do Paraná (sedimentos e rochas ígneas pós – ordovicianas).



Fonte: Zalán et al., 1990.

O conjunto de rochas sedimentares e vulcânicas que constituem a Bacia do Paraná representa a superposição de pacotes depositados, no mínimo, em três diferentes ambientes tectônicos, decorrentes da dinâmica das placas que conduziu a evolução do Gondwana no tempo geológico. Por isso, sua forma é muito variável no tempo, sendo que a configuração atual não retrata com nitidez aquilo que já foi um grande mar, diretamente conectado com o oceano Pacífico paleozoico, e cobrindo uma extensa área do continente Gondwânico, hoje fragmentado em vários pedaços (América do Sul, África, Antártica, Madagascar, Austrália e Índia) (ZALAN et al., 1990).

Segundo ZALAN et al. (1990), as rochas sedimentares da Bacia do Paraná foram depositadas sobre uma vasta área do então recém construído continente do Gondwana. Tal supercontinente era, então, composto por vários núcleos cratônicos (terrenos granulíticos e de granitos - greenstones), rodeados por vários cinturões móveis orogênicos (rochas metassedimentares dobradas e empurradas, granitos e faixas de crátons isotopicamente remobilizadas) e dispersamente cobertos por remanescentes de bacias de antepaís, de natureza molássica, todos formados durante o ciclo Brasileiro (Proterozóico Superior a Ordoviciano). O embasamento aflorante consiste hoje, nas Faixas Móveis Dom Feliciano, Ribeira e Uruaçu, na faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia, no núcleo cratônico Rio de La Plata/Luiz Alves, e dos maciços cristalinos Guaxupé e Goiás.

Segundo Milani & Ramos (1998), o desenvolvimento da bacia se deu sobre um embasamento cratônico do Gondwana, mas ao lado da zona móvel dos Gondwanides, experimentando assim uma influência dos esforços compressivos originados pela convergência de placas ao longo da colisão. As Faixas Móveis são a Faixa Paraguai-Araguaia, Uruaçu, do Rio Paraná, Apiaí, Tijucas e o Cinturão Dom Feliciano. E como núcleos cratônicos os Blocos do Rio Aporé, do Rio Apa, do Triângulo Mineiro, do Rio Paranapanema, além dos Maciços Guaxupé e Joinville.

O arcabouço estratigráfico da bacia do Paraná é constituído por seis unidades aloestratigráficas de segunda ordem, ou supersequências na concepção de Vail et al. (1977). Cada uma delas compreendendo um registro geológico da ordem de algumas dezenas de milhões de anos. O registro completo engloba o intervalo 450 a 65 Ma, e uma grande parte do tempo é encontrado condensado nos hiatos que separam as diversas supersequências (MILANI & RAMOS, 1998).

Segundo Milani & Ramos (1998) as supersequências são: Rio Ivaí, Paraná e Gondwana I que materializam grandes ciclos transgressivo-regressivos paleozóicos, enquanto Gondwana II, Gondwana III e Bauru são representados por pacotes sedimentares continentais e rochas ígneas associadas.

2.1.2 – Província Magmática do Paraná

A Província Magmática do Paraná (PMP), denominada de Vulcanismo Serra Geral, ocorreu no Cretáceo Inferior, principalmente na forma de derrames de lava de

composição básica, que cobriram uma área de cerca de 1.200.000 km², abrangendo a porção meridional do Brasil e também parte do Uruguai, Paraguai e Argentina.

As rochas vulcânicas da PMP ocorrem como uma sucessão de derrames de lava, formando pacotes com espessura média de 650 m. Os derrames são depositados sobre os arenitos da Formação Botucatu da Bacia do Paraná, sendo essencialmente sub-horizontais, com inclinações médias 5°, em direção ao centro da bacia.

Segundo Marques & Ernesto (2004) as rochas vulcânicas da PMP são representadas principalmente por basaltos toleíticos e andesi-basaltos toleíticos, com dois piroxênios (augita e pigeonita), que constituem aproximadamente 90% do volume total de material extrusivo. De modo subordinado ocorrem andesitos toleíticos e rochas ácidas, representadas por riódacitos e riolitos.

Associado ao vulcanismo ocorreu expressivo magmatismo de natureza intrusiva, representado por soleiras, que afloram principalmente na parte nordeste da Bacia do Paraná e pelos enxames de diques do Arco de Ponta Grossa, da Serra do Mar e de Florianópolis.

Enquanto os derrames basálticos recobriram e em parte se intercalaram na Formação Botucatu, as soleiras se introduziram nas camadas paleozóicas, principalmente na Formação Irati. Além dessas, há várias ocorrências nas rochas sedimentares do Grupo Itararé (MARQUES & ERNESTO, 2004).

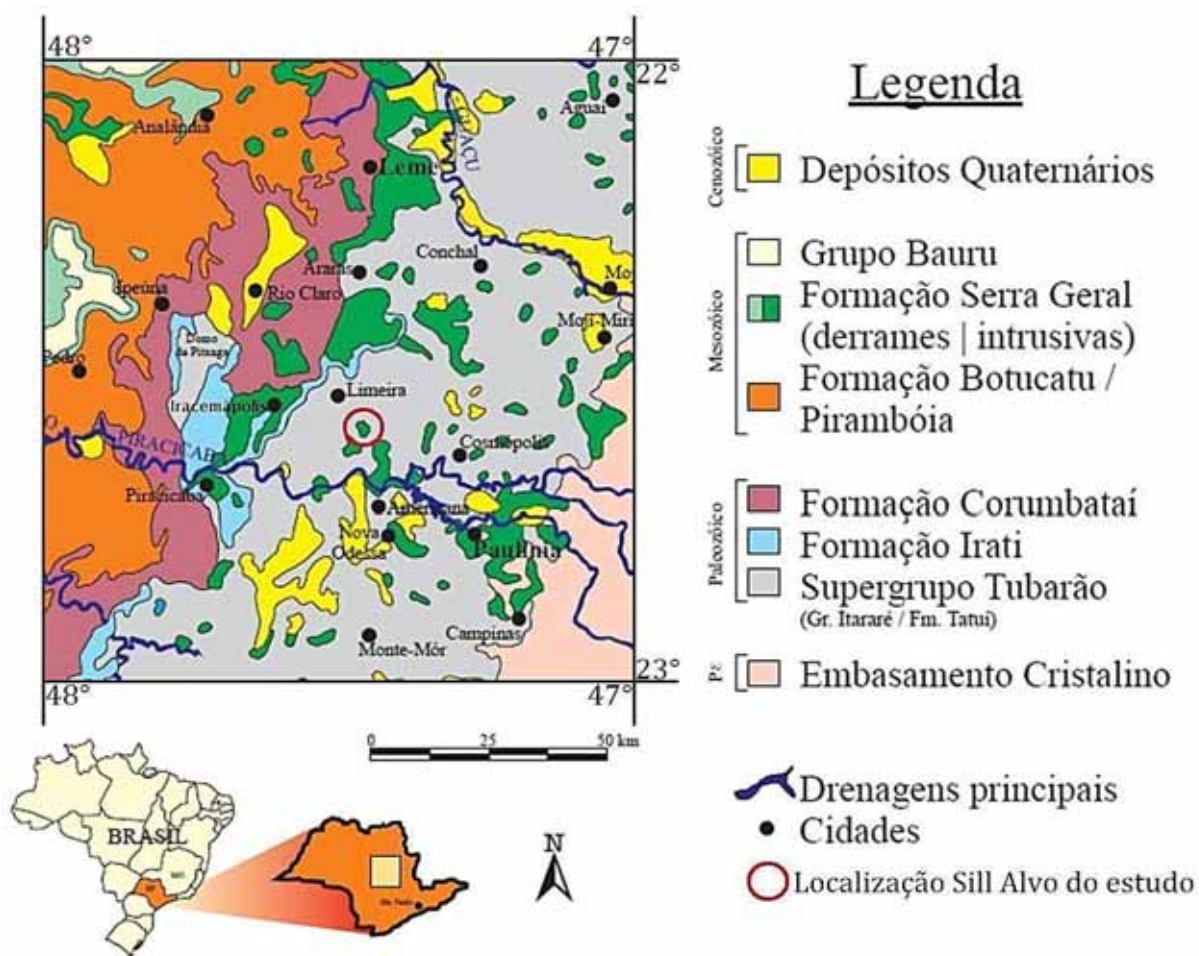
Segundo Marques & Ernesto (2004) nas regiões de Piracicaba, Limeira, Pirassununga e Franca (Estado de São Paulo) há um grande número de *Sills*, mas a escassez de afloramentos tem dificultado a determinação das extensões laterais de cada corpo.

As informações obtidas por várias investigações geoquímicas nas soleiras da Província Magmática do Paraná mostraram que estas rochas são principalmente de caráter básico, com características geoquímicas muito similares às das rochas vulcânicas associadas. Os *Sills* de diabásio da subprovíncia norte apresentam elevadas concentrações de titânio, enquanto os que ocorrem na subprovíncia sul são caracterizados por apresentarem concentrações de titânio relativamente baixas.

2.2 – Geologia Local

O *Sill* de Limeira exhibe uma grande variação composicional (basalto-diabásio-monozodiorito-riolito), que favorece a investigação de processos de fracionamento magmático de magmas toleíticos. Segundo Faria (2008) nesta ocorrência são observadas diversas feições estruturais peculiares, raramente reportadas em outras ocorrências semelhantes, como: monzodioritos extremamente grossos, com expressivas manchas de composição granofírica; feições oclares em diabásios da porção superior do *Sill*; veios centimétricos a decimétricos de rocha ácida, frequentemente associada à microvenulações de natureza pós-magmática e intensa transformação da mineralogia primária. O mapa geológico (Figura 2.3) ilustra a distribuição das unidades litoestratigráficas ao longo da área de estudo.

Figura 2.3 – Mapa Geológico da região de Limeira, SP, com principais Unidades aflorantes, localização do *Sill* alvo do presente estudo e principais cidades.



2.2.1 – Grupo Itararé

O grupo Itararé apresenta uma grande diversidade de ambientes de deposição, ocasionando uma grande variação faciológica. Entre esses ambientes são refletidas influências glaciais, representados assim de depósitos periglaciais e pós-glaciais.

Os sedimentos são de idade permocarbonífera, bastante expressivos na Bacia do Paraná, com espessura máxima de até 1200 m. Seus depósitos são constituídos por arenitos, diamictitos, siltitos e argilitos, ritmitos e folhelhos; subordinadamente possui camadas de carvão ou sedimentos carbonáticos em locais isolados.

Os arenitos normalmente têm granulação heterogênea, variando de muita fina a conglomerática. Essa variação é evidência de ambientes lacustres-flúvio glaciais, continentais, deltáicos e marinhos. Apresentam estratificação paralela e cruzada de tamanhos que variam de decimétricas a métricas (SOUSA, 1997).

O conteúdo fossilífero presente, inclui microfósseis e macrofósseis vegetais, invertebrados (gastrópodes, bivalves, braquiópodes, insetos, foraminíferos, espículas de esponjas, crinóides, ofiuróides, asteróides, ostracodes, escolocodontes e icnofósseis, interpretados como seres vermiformes, artrópodes e outros icnofósseis mal definidos), além de vertebrados, representados por peixes e anfíbios (PIRES, 2001).

2.2.2 – Formação Tatuí

A Formação Tatuí, correspondente às Formações Rio Bonito e Palermo, são constituídas por depósitos pós-glaciais.

Estudos realizados na região do Domo de Pitanga, em SP, permitiram a separação da Formação em dois membros, um superior e outro inferior.

O membro superior é um pacote de siltitos cinza-esverdeados ou amarelo-esverdeados e maciços, frequentemente intercalados com arenitos finos, com pequenas concreções de calcário, podendo haver siltitos argilosos.

O membro inferior é um pacote de siltitos marrom-arroxeados, às vezes brancos, incluindo arenitos finos, com estratificação plano paralela e delgadas camadas calcárias cinza-arroxeadas e sílex (SOUSA, 1997).

2.2.3 – Formação Iratí

A formação Iratí é dividida em porção inferior e porção superior: Membro Taquaral e Membro Assistência.

Consiste em folhelhos pretos betuminosos ou não, intercalados com dolomitos de cor acinzentada, calcários silicificados alternados com folhelhos betuminosos, que apresentam nódulos de sílex e siltito cinza escuros (SOUSA, 1997).

Segundo Sousa (1997), o membro Taquaral corresponde à porção inferior da Formação Iratí, e é predominantemente de natureza pelítica.

O membro Assistência corresponde à porção superior da Formação Iratí. É constituída por dolomitos e calcários associados a folhelhos betuminosos cinza escuros (SOUSA, 1997).

2.2.4 – Formação Corumbataí

A Formação Corumbataí é caracterizada pela coloração predominantemente avermelhada dos lamitos e pode ser dividida em parte inferior e parte superior:

A parte superior da Formação é composta pela intercalação de argilitos, siltitos, arenitos finos e leitos carbonáticos, predominam rochas com coloração vermelha arroxeada. O pacote sedimentar superior indica deposição em ambiente marinho de águas rasas sobre influência de marés.

A parte inferior da Formação Corumbataí é constituída por siltitos, argilitos, e folhelhos cinza escuro a roxos, maciços, exibindo fraturas conchoídes. O pacote sedimentar inferior indica uma deposição em ambiente marinho raso e de águas calmas.

As estruturas sedimentares presentes são: estratificação plano-paralelas, laminação *flaser* e marcas onduladas (SOUSA, 1997).

2.2.5 – Formação Pirambóia

A Formação Pirambóia é composta por arenitos com intercalações de camadas de siltitos e argilitos. Apresentam coloração avermelhada ou rosada, de granulação média a fina, de grãos foscos, subangulares a subarredondados.

As principais estruturas são estratificações cruzadas planares, acanaladas e plano paralelas, intercalado com camadas de lamitos arenosos claros (SOUSA, 1997).

2.2.6 – Formação Botucatu

A Formação Botucatu é composta por arenitos de coloração avermelhada, bem selecionados, friáveis ou silicificados, com granulação média a fina, grãos foscos e geralmente bem arredondados. Apresentando na parte basal corpos de arenitos argilosos mal selecionados.

As estruturas sedimentares mais comuns são estratificações cruzadas tangenciais de grande porte, estratificações plano-paralelas e cruzadas acanaladas. As características litológicas e sedimentares desta formação indicam deposição eólica em ambiente desértico, depósitos de dunas e interdunas, com contribuição de sedimentação fluvial, na parte basal, podendo apresentar espessura de até 150m (SOUSA, 1997).

2.2.7 – Formação Serra Geral

A Formação Serra Geral é caracterizada pela sequência de derrames de lavas basálticas, de caráter toleíticas, com intercalações de lentes e camadas arenosas da Formação Botucatu, sobre a qual está depositada.

Esta formação ocorre na área através de corpos intrusivos, diques e *Sills*, que ocorrem intercalados nos sedimentos da Bacia do Paraná, sendo relativamente comum em toda sua extensão, tendo como área aflorante principalmente a parte leste do limite da bacia (FARIA, 2008).

Um desses *Sills* de diabásio localizados na borda leste da Bacia do Paraná, onde é explorado para obtenção de brita em pedreiras pouco a sul da cidade de Limeira (SP), é alvo de estudo realizado por Faria (2008), segundo o autor o *Sill* possui variação composicional ampla e aparentemente contínua, no intervalo entre basalto nas bordas de resfriamento e quartzo monzodiorito grosso na parte mais central exposta até agora nas pedreiras onde é explorado.

Abaixo da borda basáltica do topo encontra-se uma camada bastante rica em amígdalas, preenchidas por minerais de origem hidrotermal, seguida pela ocorrência

de ocelos de composição quartzo monzonítica. Por toda extensão do *Sill* ocorrem veios riolíticos (em menor proporção, quartzo monzoníticos), de direção preferencial perpendicular às bordas de resfriamento.

A variação geoquímica obtida neste trabalho para os minerais e rochas indicam que existe um trend de diferenciação contínuo entre o basalto e o quartzo monzodiorito.

O plagioclásio, por exemplo, varia desde labradorita, no basalto e diabásio, a oligoclásio, no quartzo monzodiorito. Os piroxênios sofrem aumento quase que contínuo no teor de ferro. O comportamento observado na química de rochas, onde óxidos como TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , e elementos como Sr e Co mostram tendência contínua de diminuição ao longo de todo esse intervalo composicional indicam variações consistentes com o fracionamento de plagioclásio, piroxênios e óxido de Fe-Ti. O padrão de elementos terras raras similar é também bom indicativo de que o processo de cristalização fracionada pode explicar adequadamente as variações composicionais, até o quartzo monzodiorito (FARIA, 2008).

2.2.8 – Grupo Bauru

O Grupo Bauru ocorre no Planalto Ocidental, nos estados de São Paulo e Paraná. É constituído por um conjunto de fácies cujas características principais são a presença de bancos de arenitos, cor rósea a castanha, alternados com banco de lamitos, siltitos e arenitos lamíticos. A área de afloramento na parte norte da bacia possui uma forma aproximadamente elíptica, com eixo maior de direção nordeste e espessura máxima de 300 m (SOARES, 1980).

2.2.9 – Depósitos Cenozóicos

Os depósitos Cenozóicos ocorrem sobre a cobertura da Bacia do Paraná, estão presentes como pequenas manchas isoladas na forma de depósitos aluvionares, preenchendo os fundos de vales atuais e terraços (MACHADO, 2005).

A espessura desse pacote sedimentar é variável, geralmente com 6 metros, podendo atingir até 20 metros nas planícies mais desenvolvidas (FARIA, 2008).

CAPÍTULO 3 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Este capítulo apresenta algumas considerações teóricas sobre o método Magnetométrico e suas principais etapas de correção e processamento dos dados adquiridos em levantamentos terrestres, assim como das principais técnicas de filtragem e realce dos dados utilizados neste trabalho.

Também aborda uma breve descrição sobre o equipamento utilizado, bem como alguns trabalhos anteriores geofísicos e geoquímicos sobre rochas intrusivas associadas à Província Magmática do Paraná.

3.1 – Método magnetométrico

O uso de medidas magnéticas na prospecção é baseado em concentrações de minerais magnéticos nas rochas da crosta que produzem distorções locais nos elementos do campo magnético da Terra. Esses elementos são a sua intensidade, declinação e inclinação (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990).

Segundo Luiz & Silva (1995), o Método Magnético foi um dos primeiros métodos geofísicos a ser empregado em prospecção. As primeiras medidas sistemáticas foram realizadas no século 17 na Suécia, com o fim de detecção de depósitos de ferro; essas medidas consistiam na observação da variação da declinação magnética com bússolas náuticas. No século 19, o método de observação magnética foi aperfeiçoado com a construção de instrumentos capazes de medir variações das componentes horizontal e vertical do campo magnético e da sua inclinação. Atualmente, medidas muito precisas da intensidade do campo e das suas componentes são realizadas com instrumentos conhecidos como magnetômetros.

As variações do campo geomagnético principal são produzidas em maior ou menor grau em função da presença de minerais magnéticos das rochas. Os principais minerais magnéticos são: pirrotita, ilmenita e magnetita, além da hematita, ulvospinélio e pseudobroquita. Além de permitir a localização de minerais economicamente importantes, as medidas magnéticas podem ser aplicadas na identificação de contatos geológicos e estruturas geológicas (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002).

3.1.1 – Fundamentos e teoria do método magnetométrico

O campo magnético surge pelo fluxo magnético entre dois pólos ou cargas elétricas. A força exercida entre dois pólos magnéticos de intensidade m_1 e m_2 , separados por uma distância r é determinada por:

$$F = \frac{\mu_0 m_1 m_2}{4\pi\mu_R r^2} \quad (3.1)$$

Onde μ_0 e μ_R são constantes que correspondem à permeabilidade magnética do vácuo e à permeabilidade magnética relativa do meio entre os pólos; quando estes apresentam cargas de sinais diferentes a força magnética é atrativa, e repulsiva quando apresentarem cargas de mesmo sinal.

O campo magnético B gerado por um pólo de intensidade m a uma distância r do pólo é definido como a força exercida sobre uma unidade de pólo positiva naquele ponto, sendo assim,

$$B = \frac{\mu_0 m}{4\pi\mu_R r^2} \quad (3.2)$$

A intensidade de magnetização é denotada como H , no sistema internacional (SI) de unidades e expressa em $A\ m^{-1}$. A densidade do fluxo magnético, medida sobre uma área perpendicular à direção de fluxo, é conhecida como indução magnética ou campo magnético B , sendo este proporcional a H . A lei de indução de Lenz relaciona a taxa de variação do fluxo magnético em um circuito à tensão a ele associada, de forma que B é expresso em $V\ s\ m^{-2}$ [Weber (Wb) m^{-2}]. A unidade $Wb\ m^{-2}$ é mais conhecida como tesla (T).

A constante μ caracterizada como permeabilidade magnética é expressa em $Wb\ A^{-1}\ m^{-1}$ ou Henry (H) m^{-1} .

O tesla é uma unidade muito grande para expressar as pequenas anomalias magnéticas geradas pelas rochas, por isso se utiliza o nanotesla (nT), que equivale a 10^{-9} T (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002).

Quando um corpo é encontrado sobre influência de um campo magnético externo ele pode adquirir uma magnetização na direção deste campo, que é perdida quando o mesmo é retirado deste campo; este fenômeno é conhecido como magnetização induzida M ou polarização magnética, resultando no alinhamento dos dipolos elementares.

A intensidade induzida de magnetização é proporcional à intensidade da força de magnetização H do campo induzido, sendo assim:

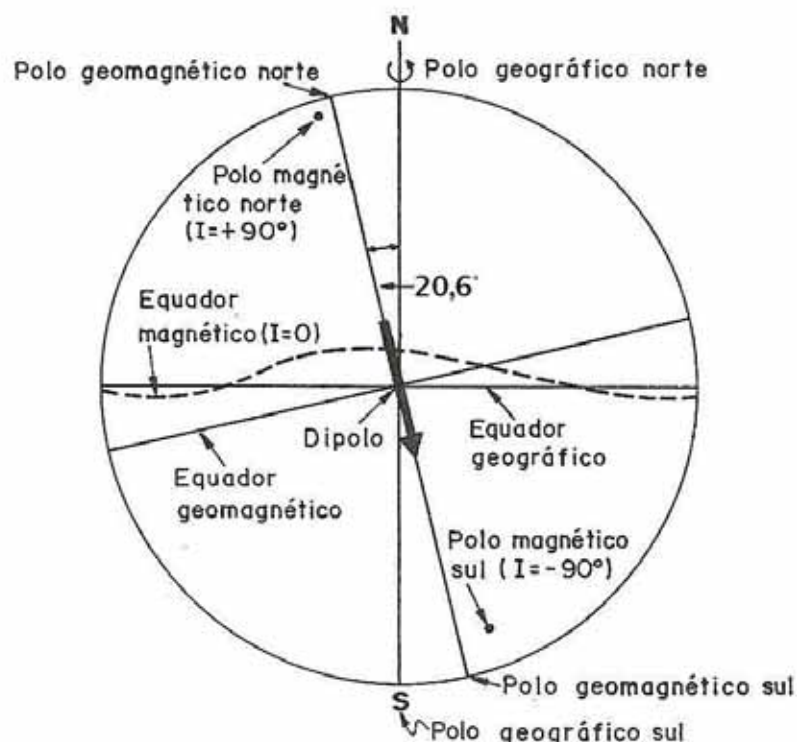
$$M = KH \quad (3.3)$$

O fator de proporcionalidade k é uma propriedade física do material, chamado de suscetibilidade magnética. É uma medida da facilidade com que o material pode ser magnetizado. Devido M e H apresentarem as mesmas unidades (Am^{-1}), k é uma quantidade adimensional. A suscetibilidade da maioria dos materiais é dependente da temperatura e, em alguns materiais (ferromagnéticos e ferrimagnéticos) k depende de H (LOWRIE, 2007).

3.1.2 – Campo magnético terrestre

O campo magnético terrestre se assemelha a um dipolo cujos pólos Norte e Sul magnéticos estão situados a cerca de 75° N , 101° W e 69° S , 145° E . O dipolo está inclinado cerca de $-20,6^\circ$ em relação ao seu eixo na região de Limeira (Figura 3.1) (NOAA, 2013).

Figura 3.1 - Representação do campo magnético da Terra.



As magnitudes do campo magnético total (F_e) nos pólos norte e sul magnéticos são 60 e 70 μT , respectivamente. O valor mínimo, $\sim 25 \mu\text{T}$, ocorre no sul do Brasil, devido a AMAS (Anomalia Magnética do Atlântico Sul). Em alguns locais, F_e é maior que 300 μT por causa de características próximas da superfície magnética. A linha de inclinação zero (equador magnético, onde $Z = 0$) nunca é superior a 15° do equador da Terra (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990).

O campo geomagnético é geometricamente mais complexo que o campo gravitacional terrestre, pois apresenta uma variação irregular de orientação e magnitude com a latitude, longitude e o tempo (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002). A origem do campo magnético na Terra é proveniente de três formas: campo principal, campo externo e anomalias magnéticas locais.

3.1.2.1 – Campo magnético principal

O campo magnético principal é proveniente de fontes no interior da Terra. Na teoria atual, o campo principal é causado por correntes de convecção de um material condutor composto principalmente de ferro e níquel, este que circula no núcleo líquido externo, gerando um mecanismo semelhante a um dínamo. Deste modo podemos considerar a Terra uniformemente magnetizada, apresentando um dipolo magnético ao longo do seu eixo de rotação (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990).

A intensidade do campo magnético total é definida por F_e , sua inclinação i , referente ao ângulo que o vetor faz com o plano horizontal, e sua declinação d , que é o ângulo do plano vertical com o norte geográfico, (Figura 3.2).

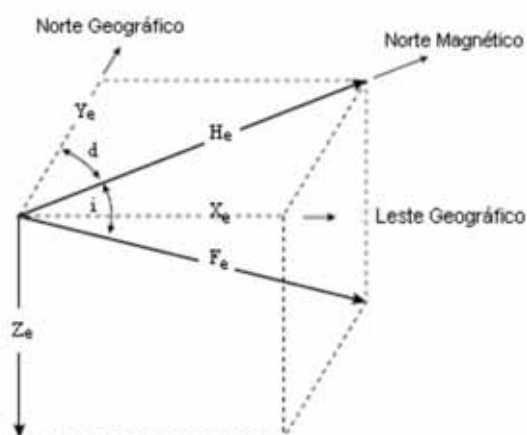
F_e pode ser resolvido em uma componente Z_e e uma horizontal H_e . O plano vertical que contém F_e , Z_e e H_e é um meridiano magnético (BURGER, 2006).

O campo também pode ser descrito em termos da componente vertical (Z_e) e da componente horizontal H_e , que é sempre positiva, assim como X_e para o norte geográfico e Y_e para o leste geográfico (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990). Estes elementos são relacionados da seguinte forma:

$$\left. \begin{aligned}
 F_e^2 &= H_e^2 + Z_e^2 = X_e^2 + Y_e^2 + Z_e^2 \\
 H_e &= F_e \cos I & Z_e &= F_e \sin I \\
 X_e &= H_e \cos D & Y_e &= H_e \sin D \\
 \tan D &= \frac{Y_e}{X_e} & \tan I &= \frac{Z_e}{H_e} \\
 F_e &= F_e f_1 = F_e (\cos D \cos I i + \sin D \cos I j + \sin I k)
 \end{aligned} \right\} \quad (3.4)$$

Estes sete elementos geomagnéticos estão inter-relacionados de diversas formas como apresentado na Figura 3.2, onde quaisquer três elementos são suficientes para determinar os quatro restantes (BURGER, 2006).

Figura 3.2 - Os elementos do campo magnético da Terra, onde: F_e = vetor do campo total, H_e = componente horizontal, Z_e = componente vertical, d = declinação, e i = inclinação.



Fonte: KEAREY; BROOKS; HILL, 2002.

3.1.2.2 – Campo externo

A maior parte das pequenas porções remanescentes do campo geomagnético pode estar associada com as correntes elétricas nas camadas ionizadas da atmosfera superior (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990).

As variações temporais desta porção são muito mais rápidas do que o campo principal. Alguns efeitos relacionados a isto são:

- Variação das atividades das manchas solares em um ciclo de 11 anos de duração;

- Variação diurna solar no período de 24 horas, da ordem de 30 nT, que variam com a latitude e a estação do ano. Esta variação é controlada provavelmente pela ação do vento solar e correntes na ionosfera;
- Variação lunar no período de 25 h, com amplitudes de até 2 nT, que variam ciclicamente ao longo do mês, e que pode estar associada a interação ionosfera-lua;
- Tempestades magnéticas correlacionadas com atividade solar em intervalos de 27 dias, que provocam distúrbios transientes ocasionando amplitudes com valores acima de 1 nT na maioria das latitudes, sendo mais drástica nas regiões polares, onde é associado com a aurora.

Na prospecção magnética as variações diurnas podem ser corrigidas com o uso de magnetômetros na estação base, exceto em uma ocasional tempestade magnética (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990).

3.1.3 – Propriedades magnéticas dos materiais

O comportamento magnético de um sólido depende do momento magnético dos átomos ou íons que ele contém. Momentos magnéticos atômicos e iônicos são proporcionais ao momento angular quantizado, associado com o movimento orbital dos elétrons em torno do núcleo e com os spins dos elétrons sobre seu próprio eixo de rotação.

A capacidade do material de orientar seus momentos magnéticos quando um campo magnético é aplicado sobre ele é conhecido como suscetibilidade magnética. Quando maior a suscetibilidade do material, maior é a intensidade do campo induzido para um mesmo campo aplicado (LOWRIE, 2007). Com base na suscetibilidade magnética, o comportamento magnético dos materiais varia na forma de: diamagnetismo, paramagnetismo e ferromagnetismo.

3.1.3.1 – Diamagnetismo

Nos materiais diamagnéticos a suscetibilidade é baixa e negativa, ou seja, a magnetização se desenvolve no sentido oposto ao campo externo aplicado.

Átomos diamagnéticos tenderão a zero quando o campo magnético externo for zero, uma situação característica de átomos com camadas completamente

preenchidas de elétrons (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990). O diamagnetismo é muitas vezes mascarado pelas fortes propriedades paramagnéticas ou ferromagnéticas. A susceptibilidade diamagnética é reversível, e, como é fraca e negativa se torna independente da temperatura. Muitos minerais importantes das rochas pertencem a essa classe, entre eles o quartzo e a calcita. Eles têm susceptibilidades em torno de -10^{-6} em unidades SI (LOWRIE, 2007).

3.1.3.2 – Paramagnetismo

Nos materiais paramagnéticos, os valores de suscetibilidade são baixos e positivos, ou seja, a magnetização induzida é proporcional à força do campo aplicado e paralelo à sua direção.

A susceptibilidade é reversível, fraca, porém positiva. Uma característica importante é que a susceptibilidade paramagnética varia inversamente com a temperatura. Exemplos: olivinas, piroxênios, anfibólios (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990).

3.1.3.3 – Ferromagnetismo

Nos materiais ferromagnéticos o valor da suscetibilidade é alto e positivo, como por exemplo: o ferro, o níquel e o cobalto. Os átomos ocupam posições próximas o suficiente para permitir a troca de elétrons entre os átomos vizinhos. A interação de troca produz um campo molecular muito forte dentro do metal, que alinha os momentos magnéticos paralelamente e produz uma magnetização espontânea (M_S). Os momentos magnéticos reagem em uníssono, a um campo magnético, dando origem a uma classe de comportamento magnético forte (LOWRIE, 2007). O ferromagnetismo diminui com o aumento da temperatura e desaparece totalmente na temperatura Curie específica de cada material (Ponto de Curie) (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990).

3.1.4 – Propriedade magnética das rochas

A concentração fraca e variável de minerais ferromagnéticos desempenha um papel fundamental na determinação das propriedades magnéticas das rochas que são importantes em geologia e geofísica (LOWRIE, 2007). Os fatores mais importantes que influenciam o magnetismo da rocha são o tipo de mineral ferromagnético, o seu tamanho de grão, e a forma que adquiriu a magnetização resultante na rocha após ter sido exposta a um campo magnético externo, denominado magnetização remanescente ou permanente.

Se tratando de propriedades magnéticas das rochas, podemos considerar somente dois Grupos geoquímicos de minerais. O Grupo ferro-titânio-oxigênio possui uma série de solução sólida de minerais magnéticos que vai da magnetita (Fe_3O_4), ao ulvoespínélio (Fe_2TiO_4). O outro óxido de ferro comum, a hematita (Fe_2O_3), é antiferromagnético, sendo assim, não gera anomalias magnéticas. Do Grupo ferro-enxofre temos a pirrotita (FeS_{1+k} , $0 < k < 0,15$), cuja a suscetibilidade magnética é dependente de sua composição (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002).

As rochas básicas são altamente magnéticas em razão de sua concentração relativamente alta de magnetita. Esta proporção tende a diminuir de acordo com o aumento da acidez, sendo que rochas básicas apresentam maior conteúdo magnético que rochas ácidas.

As rochas metamórficas apresentam variações em seu caráter magnético. Se a pressão parcial do oxigênio for relativamente baixa, a magnetita é reabsorvida, e o ferro e o oxigênio são incorporados em outras fases minerais com o aumento do grau de metamorfismo. Com pressão parcial do oxigênio relativamente alta, pode resultar na formação de magnetita como mineral acessório em reações metamórficas.

As rochas sedimentares geralmente não apresentam uma característica magnética, mas podem apresentar quantidades significativas de magnetita na fração de minerais pesados. Anomalias magnéticas observadas em áreas cobertas por sedimentos são geralmente causadas por um embasamento ígneo ou metamórfico, ou intrusões nos sedimentos (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002).

Conforme a Tabela 3.1, o mineral magnético com a maior suscetibilidade magnética é a magnetita, que possui uma temperatura de Curie de 578 °C.

Tabela 3.1 - Exemplos de suscetibilidade magnética em algumas rochas e minerais, com destaque em vermelho para as rochas presentes na área do estudo.

| Suscetibilidade magnética x 10 ³ (SI) | | |
|--|----------------|-------|
| Tipo | Varição | Média |
| <i>Rochas Sedimentares</i> | | |
| Dolomita | 0 - 0.9 | 0.1 |
| Calcários | 0 - 3 | 0.3 |
| Arenitos | 0 - 20 | 0.4 |
| Folhelhos | 0.01 - 15 | 0.6 |
| <i>Rochas Metamórficas</i> | | |
| Anfibolito | | 0.7 |
| Xisto | 0.3 - 3 | 1.4 |
| Quartzito | | 4 |
| Serpentina | 3 - 17 | |
| ardósia | 0 - 35 | 6 |
| <i>Rochas Igneas</i> | | |
| Granito | 0 - 50 | 2.5 |
| Riolito | 0.2 - 35 | |
| Diabasio | 1 - 160 | 55 |
| Gabro | 1 - 90 | 70 |
| basalto | 0.2 - 175 | 70 |
| <i>Minerais</i> | | |
| Grafite | | 0.1 |
| Calcita | -0.001 à -0.01 | |
| Limonita | | 2.5 |
| Hematita | 0.5 - 35 | 6.5 |
| Cromita | 3 - 110 | 7 |
| Pirrotita | 1 - 6000 | 1500 |
| Magnetita | 1200 - 19200 | 600 |

Fonte: TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990.

3.1.5 – Anomalias magnéticas

Mudanças locais do campo geomagnético são resultados de variações de minerais magnéticos contidos em rochas presentes na crosta terrestre. Geralmente não abrangem grandes distâncias, não apresentando caráter regional. Sendo estas anomalias locais, configura-se um alvo para prospecção geofísica magnética.

As fontes de anomalias magnéticas locais não são muito profundas, devido a temperaturas que, abaixo de 40 km de profundidade, apresentam temperaturas acima do ponto de Curie, a temperatura a qual as rochas perdem suas propriedades magnéticas ($\approx 550\text{ }^{\circ}\text{C}$). Deste modo as anomalias locais devem estar associadas a características da crosta superior (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990).

3.1.6 – Instrumentos para medições do campo magnético

A partir do século 20, vários instrumentos para levantamentos magnéticos foram elaborados para medir as componentes geomagnéticas Z , H e F_e . Os instrumentos mais modernos, entretanto, medem apenas a componente F_e (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002).

Nos levantamentos terrestres, a sensibilidade necessária é apresentada entre 1 nt e 10 nT em um campo total raramente superior a 50.000 nT. Os instrumentos mais utilizados atualmente são: o magnetômetro fluxgate, magnetômetro de precessão nuclear e magnetômetro de bombeamento ótico (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990).

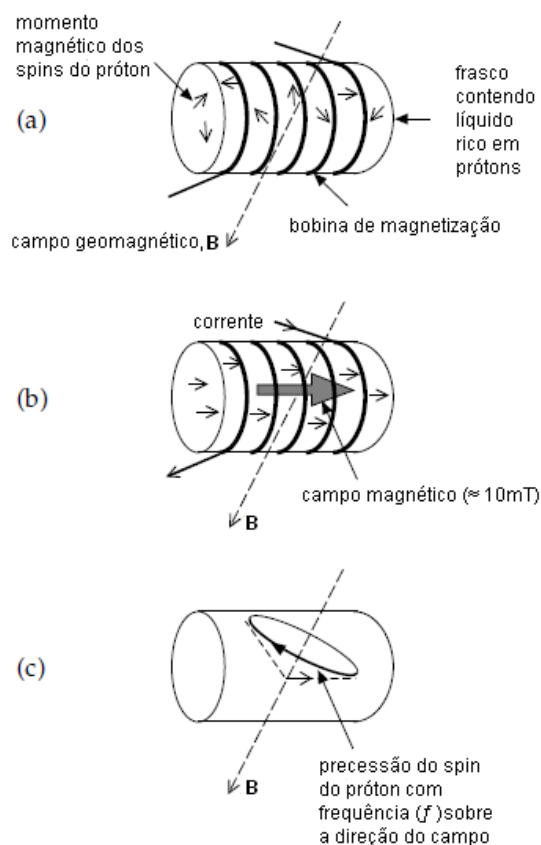
O magnetômetro de precessão nuclear, equipamento utilizado neste trabalho, foi desenvolvido após ser observado que alguns núcleos possuem um momento magnético que associado aos seus spins, causa precessão ao redor do eixo do campo magnético (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990).

Conforme a figura 3.3, o sensor do aparelho é composto de um recipiente contendo líquido rico em prótons, como querosene ou água, envolto por um solenoide e uma bobina de magnetização detectora; alguns projetos usam somente o solenoide alternadamente para magnetizar e detectar. Quando a corrente no solenoide magnetizante é ligada, ele cria um campo magnético artificial. Este campo magnetizante alinha os momentos magnéticos dos prótons ao longo do eixo do solenoide, que é orientado na direção leste-oeste, perpendicularmente ao campo da Terra (LOWRIE, 2007).

A corrente é desligada, de modo que o campo polarizado seja rapidamente removido. Os prótons retornam ao seu alinhamento original com o campo geomagnético, por espiralamento, ou precessão, em fase ao redor dessa direção, com um período de 0,5 ms, levando de 1 a 3 s para adquirir sua orientação original (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002).

O magnetômetro de próton é sensível a gradientes magnéticos acentuados, que pode fazer com que os prótons entrem em precessão em diferentes partes do sensor, em taxas diferentes, com o conseqüente efeito adverso sobre a intensidade do sinal de precessão (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002).

Figura 3.3 - Esquema mostrando o funcionamento do magnetômetro de precessão de prótons. a) Elementos do magnetômetro de precessão de prótons; b) Aplicação da corrente na bobina de magnetização que gera um campo magnético forte que alinha os momentos magnéticos ("spins") dos prótons; c) Quando o campo está desligado, os prótons giram em precessão sobre o campo geomagnético B , induzindo uma corrente alternada na bobina com uma frequência (f).



Fonte: Lowrie, 2007.

3.1.7 – Levantamento magnetométrico

A exploração magnetométrica pode ser realizada na terra, no ar e na água. Os levantamentos magnéticos terrestres geralmente compreendem uma área relativamente pequena, se comparada com um levantamento aéreo, pois na maioria das vezes é realizado sobre um alvo previamente definido. O espaçamento utilizado entre as estações é geralmente da ordem de 10 a 100 m, mas dependendo do objetivo pode ser utilizado um espaçamento menor (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002).

Nos levantamentos magnéticos, na medição do campo total são utilizados magnetômetros portáteis. Normalmente são utilizados dois magnetômetros, o primeiro se encontra fixo na base, e o segundo é móvel, realizando o levantamento; é importante que o magnetômetro base fique fixado em um local onde não haja valores magnéticos anômalos, somente o campo magnético ambiente (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990).

As leituras não devem ser feitas nas proximidades de objetos metálicos que possam perturbar o campo magnético local, e os operadores dos magnetômetros, não devem carregar objetos metálicos (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002).

3.1.8 – Correções e processamento de dados magnetométricos

Após a aquisição de dados obtidos em um levantamento magnetométrico, é necessário remover todas as causas de variação que não tenham relação com os efeitos magnéticos da subsuperfície. Para isto é aplicado algumas correções, processamentos ou transformações do campo magnético, a fim de facilitar a fase de interpretação dos dados (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002).

3.1.8.1 – Correção da variação diurna

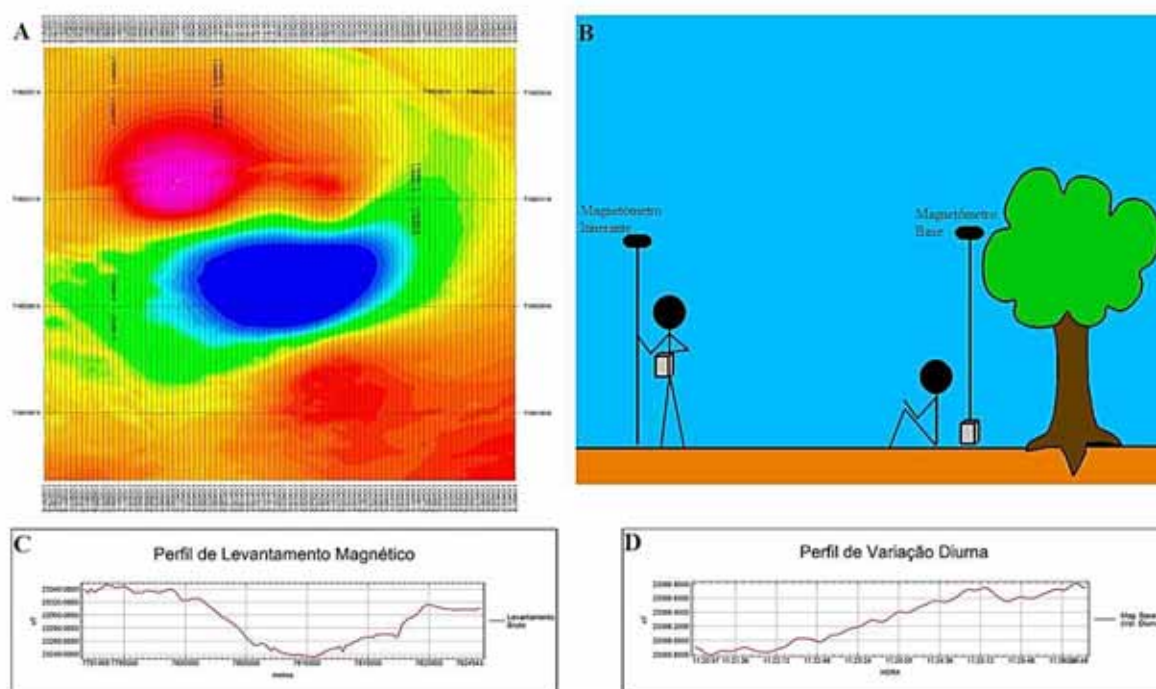
As variações diurnas são oscilações sofridas pelo campo magnético ao longo do dia, e sua origem está relacionada com correntes elétricas na ionosfera controladas pela atividade solar. Essa atividade tem início por volta das 9:00 horas, com um pico ao meio dia (exposição máxima), cessando no final da tarde, entre as 16:00 e 17:00 horas, quando o campo magnético volta ao normal. Estas variações são mais intensas conforme se aproxima do equador e mais suaves nos pólos (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002).

Para corrigir a variação diurna, é utilizado um método no qual o magnetômetro é reocupado durante o dia, numa estação base fixa. As diferenças observadas nas leituras da base são distribuídas entre as leituras nas estações ocupadas durante o dia, de acordo com o horário de observação.

Usualmente é utilizado um magnetômetro de gravação contínua em uma estação base, e outro magnetômetro móvel para realizar o levantamento (Figura

3.4). As correções consistem simplesmente em ajustar a leitura do campo com as flutuações observadas no magnetômetro da estação base (BURGER, 2006).

Figura 3.4 – (A) Mapa da anomalia magnética de Pratinha I (Pratinha I é um alvo do trabalho realizado por Louro, 2013), (B) Figura esquemática de um levantamento de campo magnetométricos terrestre e exemplos de perfis gerados pelos magnetômetros (C) itinerante e (D) base.



Fonte: Modificado de Louro, 2013.

3.1.8.2 – Remoção do campo geomagnético internacional de referência (IGRF)

As anomalias magnéticas são perturbações ou desvios do campo geomagnético. Desta forma, para definir uma anomalia é necessário subtrair o valor do campo normal de cada medida tomada no levantamento. O campo normal é representado pelo IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) (LUIZ & SILVA, 1995).

O IGRF é um cálculo do campo magnético teórico baseado em medidas globais utilizando os coeficientes de Gauss através do grau e ordem 10, sendo estes termos de baixa ordem, o que se acredita que representa, em grande parte, o campo do núcleo da Terra. Subtraindo esses termos de baixa ordem das medidas do campo geomagnético previsto, em princípio, se obtêm o campo magnético da crosta. O

campo geomagnético muda com o decorrer do tempo, apresentando uma descrição matemática.

As mudanças no campo geomagnético não são totalmente previsíveis, e as diferenças entre o IGRF previsto e o campo geomagnético verdadeiro aumentam ao longo de cada época. Esta divergência é tratada em curto prazo, estabelecendo esse novo modelo IGRF a cada cinco anos (BLAKELY, 1996).

Nos levantamentos realizados em áreas pouco extensas, como em prospecção de minérios, um único valor de IGRF pode ser utilizado para o centro da área, e é subtraído de todas as medidas efetuadas. Em áreas extensas, é necessário usar diversos valores de IGRF: a área é dividida em sub-áreas e cada uma terá um valor de IGRF para o seu centro, ou pode ser usado um valor de IGRF para cada posição de medida, dependendo da precisão do levantamento (LUIZ & SILVA, 1995).

3.1.8.3 – Transformada rápida de Fourier – Fast Fourier Transform

Segundo Geosoft (2007), nos campos relacionados com o processamento de sinal, a transformada rápida de Fourier é tipicamente utilizada para decompor um sinal nas suas componentes em frequência e suas amplitudes. A versão discreta da transformada de Fourier pode ser calculada rapidamente por computadores, utilizando algoritmos baseados na transformada rápida de Fourier. A "Transformada de Fourier" é referente às funções contínuas, que representa qualquer função integrável $f(t)$ como a soma de exponenciais complexas com frequência angular ω e amplitude complexa $F(\omega)$.

Matematicamente, a transformada de Fourier em uma função de domínio do tempo $f(x, y)$ é definida como sendo:

$$\tilde{f}(\mu, \nu) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) \cdot e^{-i(\mu x + \nu y)} dx dy \quad (3.5)$$

A relação recíproca é:

$$f(x, y) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{f}(\mu, \nu) \cdot e^{i(\mu x + \nu y)} d\mu d\nu \quad (3.6)$$

onde: μ e ν são números de onda na direção x e y respectivamente, medido em radianos/metro se x e y são encontrados em unidades de metros. Estes são associados a "frequências" f_x e f_y as quais estão em ciclos/metro.

Um determinado grid (no domínio do espaço) é transformado de e para um domínio de onda, através do uso da transformada rápida de Fourier. A transformada de um determinado grid é composta de um número de ondas, as quais são unidades de ciclos por metro e possuem um componente real e imaginário. Da mesma forma que um grid possui amostragens na função de domínio de tempo a melhorias constantes de distância, a transformada amostra uma função no domínio de Fourier a melhorias constantes de $1/(\text{tamanho do grid})$ (ciclos/metro) entre 0 e o número de onda de Nyquist ($1/[2 \text{ tamanho da célula}]$).

Uma dada função potencial no domínio do espaço tem uma função única no domínio do número de onda, e vice-versa. A adição de duas funções (anomalias) no domínio do espaço é equivalente à adição de suas transformadas.

O espectro de energia de uma função 2D é a energia relativa ao número de onda e à direção. O espectro médio de energia radial é uma função de número de onda isolado, e é calculada pela média de todas as direções para o mesmo número de onda.

A Transformada Rápida de Fourier (*FFT*) é usada para converter um grid de dados do domínio do espaço para o domínio de Fourier (Frequências). O sistema aplica a Transformada Rápida de Fourier (*FFT*) para um grid no domínio do espaço para produzir uma transformada 2D dobrada como saída. Como parte do processo, o espectro radial da média de energia é também calculado na transformada (BHATACHARIA, 1966).

3.1.8.4 – Espectro de potência

Para estimativas de profundidades foram utilizados o espectro de potência radial. As quebras na declividade da função espectral obtida permitem a separação do topo das fontes causadoras de anomalias de acordo com sua profundidade, sendo divididas em componentes de fontes profundas, rasas e aquelas devidas aos ruídos. A determinação da profundidade e da frequência permite que sejam utilizados filtros de frequência como, por exemplo, o filtro passa-banda, separando as fontes e representando-as individualmente (GEOSOFT, 2007).

O espectro de energia radial médio corresponde à média da energia nas diversas direções, possivelmente causadas por fontes de natureza diferentes, para

um mesmo número de onda. A profundidade para uma determinada amostragem de fontes magnéticas é determinada pela expressão:

$$h = \frac{-s}{4\pi} \quad (3.7)$$

onde h é a profundidade estimada da fonte e s é a declividade do logaritmo do espectro de energia (SPECTOR & GRANT, 1970).

3.1.8.5 – Filtros utilizados para o tratamento dos dados magnéticos

As principais transformações nos dados magnéticos são realizadas por operações de filtragem que visam separar os sinais de diferentes formas e profundidades (LUIZ & SILVA, 1995).

Para este trabalho foram utilizados à aplicação dos seguintes filtros no domínio da frequência: Passa banda, redução ao polo magnético, sinal analítico e gaussiano regional/residual.

3.1.8.6 – Separação Regional/Residual

Para a separação dos dados de anomalias magnetométricas nas suas componentes regional e residual foi adotado neste estudo, o uso de um filtro gaussiano. O filtro gaussiano é suave e funciona como uma passa-banda. Porém, os dados de saída apresentam uma distribuição gaussiana (normal), e o ponto de corte (cutoff) escolhido é o desvio padrão da função gaussiana (OLIVEIRA, 2008).

A expressão matemática da separação regional/residual é:

$$L(k) = 1 - e^{-\frac{k^2}{2k_0^2}} \quad (3.8)$$

Onde: k_0 Desvio padrão da função gaussiana em ciclos por unidades de medição; $0/1$ sendo 0, o componente residual é produzido, sendo 1, o componente regional é produzido.

3.1.8.7 – Passa-Banda

Unidade de terreno é a unidade utilizada na geração do grid em determinado levantamento (por exemplo: metros, pés, quilômetros, etc). Quando as unidades de terreno forem em metros, os comprimentos de onda de corte serão, portanto, em ciclos/metro (frequência/metros).

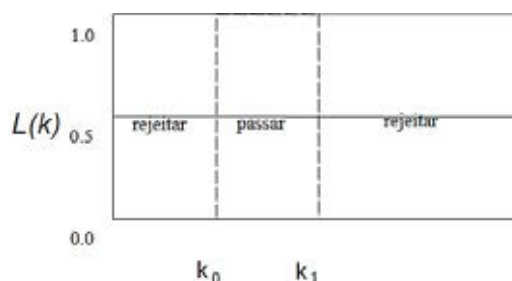
O filtro passa-banda é utilizado para passar ou rejeitar determinado limite para os números de ondas obtidos em um levantamento. Entretanto é necessário observar que, ao introduzir determinada frequência de corte de um filtro a um espectro de energia, invariavelmente será introduzido uma significativa quantidade de ruído, também conhecido como fenômeno de Gibbs (Figura 3.5) (BLAKELY, 1996).

Figura 3.5 – Representação gráfica de um filtro passa-banda.

$L(k) = 0$, para $k < k_0$

$L(k) = 1$, para $k_0 \leq k \leq k_1$

$L(k) = 0$, para $k > k_1$



Onde:

k_0 o menor número de onda de corte em ciclos por unidade de medição;

k_1 o maior número de onda de corte em ciclos por unidade de medição;

0/1 sendo 1, passa a banda definida, sendo 0, rejeita a banda definida.

3.1.8.8 – Redução ao pólo magnético

A anomalia magnetométrica depende do formato do corpo, da inclinação e declinação de magnetização do corpo, assim como da inclinação e declinação do campo magnético local da Terra, e a orientação do corpo em relação ao norte magnético (NABIGHIAN, 2005).

A variação na forma das anomalias magnéticas torna complexa a análise dos dados. Esse problema pode, entretanto, ser contornado transformando os dados, originalmente coletados em qualquer latitude, para a latitude onde a inclinação do campo é 90° (pólo magnético). Após a transformação, os dados podem ser analisados como se tivessem sido coletados no pólo, onde a magnetização induzida pelo campo tem a direção vertical, ou seja, desloca anomalias lateralmente para situá-las sobre suas respectivas fontes e altera sua forma para que as fontes simétricas causem anomalias simétricas (BLAKELY, 1996).

Para aplicação desta técnica de processamento, é necessário conhecer os valores de (I) inclinação, (D) declinação e (H) intensidade do campo magnético da área de aquisição. Desta forma, a redução ao pólo pode ser aplicada em todos os dados, exceto para os dados coletados a altas latitudes magnéticas. Não é aconselhado seu uso em latitudes magnéticas baixas, devido ao azimute do corpo e da inclinação magnética se aproximarem de zero; uma alternativa para casos como este é a redução ao Equador (NABIGHIAN, 2005).

A expressão matemática do filtro redução ao pólo é:

$$L(\theta) = \frac{[\sin(I) - i \cdot \cos(I) \cdot \cos(D - \theta)]^2}{[\sin^2(Ia) + \cos^2(Ia) \cdot \cos^2(D - \theta)] \cdot [\sin^2(I) + \cos^2(I) \cdot \cos^2(D - \theta)]}, \text{ if } (|Ia| < |I|), Ia = I \quad (3.9)$$

onde:

I Inclinação geomagnética,

Ia Inclinação para a correção de magnitude (nunca menor do que I),

D Declinação geomagnética e

θ e a direção do número de onda.

A redução ao pólo somente fornece resultados satisfatórios quando a anomalia é produzida por magnetização induzida. A presença de magnetização remanescente quase sempre modifica os resultados, a menos que se conheça a sua direção (LUIZ & SILVA, 1995).

3.1.8.9 – Sinal analítico

A amplitude do sinal analítico é simplesmente relacionada à amplitude da magnetização, sendo facilmente derivadas nos três gradientes ortogonais do campo magnético total, utilizando a expressão:

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2} \quad (3.10)$$

Onde: M é o campo magnético observado (MACLEOD; JONES; DAI, 2002).

O sinal analítico é formado por uma combinação dos gradientes horizontais e verticais de uma anomalia magnética. O sinal analítico tem uma forma sobre os corpos causadores de anomalias magnéticas, e é dependente da localização dos corpos, sendo uma característica importante, que o sinal analítico é independente da direção de magnetização da fonte (BLAKELY, 1996).

Para uma fonte anômala isolada, o máximo da amplitude está situado exatamente sobre a mesma, e a largura da metade desta amplitude máxima corresponde ao dobro da profundidade deste corpo.

Posições horizontais são geralmente bem determinadas por este método, mas as determinações de profundidade só são válidas para corpos poliédricos (NABIGHIAN, 2005).

3.2 – Interpretação de Anomalias Magnéticas e suas Aplicações

A interpretação de anomalias magnéticas apresenta uma maior complexidade comparada com outros métodos geofísicos, pois apresentam elementos positivos e negativos, gerados pela natureza dipolar do magnetismo. Enquanto a intensidade de magnetização é um vetor, a direção de magnetização de uma rocha está diretamente relacionada com sua anomalia magnética. Assim, corpos que apresentam formas idênticas podem gerar anomalias diferentes. Sendo assim, as anomalias magnéticas geralmente não estão relacionadas com a forma do corpo, mas dependentes da quantidade, tamanho, forma e distribuição de seu conteúdo em minerais ferromagnéticos (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002).

Se tratando de dados geofísicos no âmbito da exploração mineral, há duas formas de interpretação: a primeira utiliza técnicas matemáticas para aprimorar as assinaturas dos dados obtidos e então os correlaciona com as possíveis propriedades físicas existentes; e a segunda é mais complexa, porém muito utilizada na exploração geológica, onde a interpretação exige uma correlação de dados geofísicos com informações geológicas e/ou geoquímicas da área.

Assim a forma e tendência das anomalias, por exemplo, em coberturas sedimentares com embasamentos relativamente profundos, são normalmente

representadas por contornos magnéticos suaves, refletindo estruturas do embasamento e contrastes de magnetização; já em terrenos ígneos e metamórficos, geram anomalias mais complexas, e os efeitos de feições geológicas profundas podem ser obscurecidos por anomalias de comprimentos de onda curtos originados próximos à superfície. Estes exemplos definem uma interpretação qualitativa, onde muitas informações podem ser obtidas de um mapa de contorno magnético.

Quando a interpretação utiliza modelos matemáticos, no intuito de igualar a anomalia observada à calculada por um modelo, por meio de ajustes iterativos, é dito que esta é uma interpretação quantitativa, e esta aproximação da resposta magnética de um corpo geológico real é frequentemente válida para corpos de minério altamente magnéticos, cuja direção de magnetização tende a se alinhar ao seu comprimento (BLAKELY, 1996).

3.3 – Trabalhos anteriores geofísicos e geoquímicos sobre rochas intrusivas associadas à Província Magmática do Paraná.

O trabalho de Soares (1985) apresenta informações sobre *Sills* de diabásio na Bacia do Paraná, concentrados no flanco ENE da bacia, na região centro-leste e nordeste do estado do Paraná e no centro-leste e nordeste do estado de São Paulo.

Este estudo descreve algumas características gerais destes corpos: horizonte preferencial de intrusão, extensão e espessura, existência de diferenciação textural e mineralógica, existência de metamorfismo de contato, ocorrência de óxidos e sulfetos metálicos e estrutura geológica.

A partir do conceito de que o controle fundamental para as formações econômicas nas rochas intrusivas básicas é por diferenciação magmática, foram selecionados 14 corpos intrusivos, no qual utilizou alguns critérios favoráveis para a formação de jazimentos de sulfeto de Cu e Ni: porte, diferenciação, proximidade de diques, forma estrutural e indícios. Através destes critérios, o autor pode selecionar os *Sills* mais favoráveis para a formação de jazimentos de sulfeto de Cobre e Níquel.

O trabalho de Carvalho et al. (1988), apresenta resultados preliminares afim de caracterizar geológica, petrográfica e quimicamente os corpos intrusivos da Bacia do Paraná, que ocorrem sob a forma de *Sills*, em especial os de Limeira-Cosmópolis e de Borda da Mata-Cajuru, no estado de São Paulo.

As variações texturais e petrográficas de ambos os “Sills” estudados são idênticas, sendo que as “alterações” tardi e pós cristalização são mais intensas no “Sill” Limeira-Cosmópolis, em especial onde dominam os leuco-diabásios, também bem mais frequentes neste corpo.

Os dados geoquímicos indicaram uma forte tendência alcalina, especialmente para os diabásios do “Sill” Limeira-Cosmópolis. Todas as rochas estudadas apresentaram afinidade toleítica, pela natureza supersaturada em SiO_2 , com presença de quartzo e hiperstênio normativos, ausência de feldspatóides nas composições modais, normativa e pela frequente associação augita-pigeonita modais.

O trabalho de Machado (2005) apresenta investigação petrográfica e geoquímica das rochas intrusivas associadas à Província Magmática do Paraná (PMP), na porção leste da Bacia do Paraná, no Estado de São Paulo.

Os resultados mostraram que as rochas estudadas são constituídas essencialmente por plagioclásio, augita, minerais opacos e pigeonita, caracterizando diabásio com texturas predominantemente intergranular, subofítica e ofítica. Os dados geoquímicos indicaram que as rochas apresentam natureza básica, afinidade toleítica e podem ser classificadas como pertencentes ao Grupo de alto titânio da Província Magmática do Paraná.

O trabalho de Faria (2008) apresenta os resultados petrográficos e geoquímicos, contribuindo para a compreensão dos mecanismos de diferenciação dos magmas básicos na Província Magmática Paraná exposto em meio a arenitos do Grupo Itararé, próximo da cidade de Limeira, SP.

Os estudos geoquímicos e petrográficos permitiram estabelecer um modelo em que a cristalização ocorre a partir das bordas do corpo, com líquidos residuais sendo gerados nas frentes de solidificação, os ocelos foram possivelmente originados pela migração desses líquidos. Em um estágio posterior de evolução da câmara, os líquidos residuais expulsos dessas frentes teriam percoladas fraturas em porções já solidificadas, formando os veios riolíticos.

O trabalho de Fries (2008) apresenta os resultados de levantamentos geofísicos, através das técnicas de gravimetria e magnetometria realizados em escala de semi-detalle na região dos altos estruturais de Pitanga, Ártemis, Pau D'Alho e Jibóia, localizados na porção nordeste da Bacia Sedimentar do Paraná, região sudeste do Brasil.

A região estudada apresenta rochas de idade que variam desde o Permo-Carbonífero – Grupo Itararé, (Formação Tatuí e Formação Irati) até o Cretáceo Superior, incluindo os derrames de rochas básicas, intrudidas no pacote sedimentar – Formações Pirambóia, Botucatu, Serra Geral e Itaqueri - e ainda sedimentos neocenozóicos capeando as superfícies planas – Formação Rio Claro e coberturas indiferenciadas, entre Piracicaba e Rio claro – SP.

A interpretação realizada neste trabalho permitiu definir as características e geometria em profundidade na região dos altos estruturais de Pitanga, Ártemis, Pau D'Alho e Jibóia e o encaixe de intrusivas básicas em estruturas associadas.

O trabalho de Carneiro & Barbosa (2008) apresenta o resultado do processamento dos dados aeromagnetométricos na região de Oliveira, situada na porção meridional do Cráton São Francisco, em Minas Gerais.

A geologia desta área compreende rochas ígneas e metamórficas arqueanas, atribuídas ao Complexo Metamórfico Campo Belo, sequências supracrustais (arqueanas e proterozóicas) e um enxame de diques máficos do Proterozóico.

A interpretação realizada neste trabalho permitiu a caracterização de 5 grandes famílias de lineamentos estruturais, existentes no substrato siálico regional.

CAPÍTULO 4 – AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS MAGNETOMÉTRICOS E GEOQUÍMICOS.

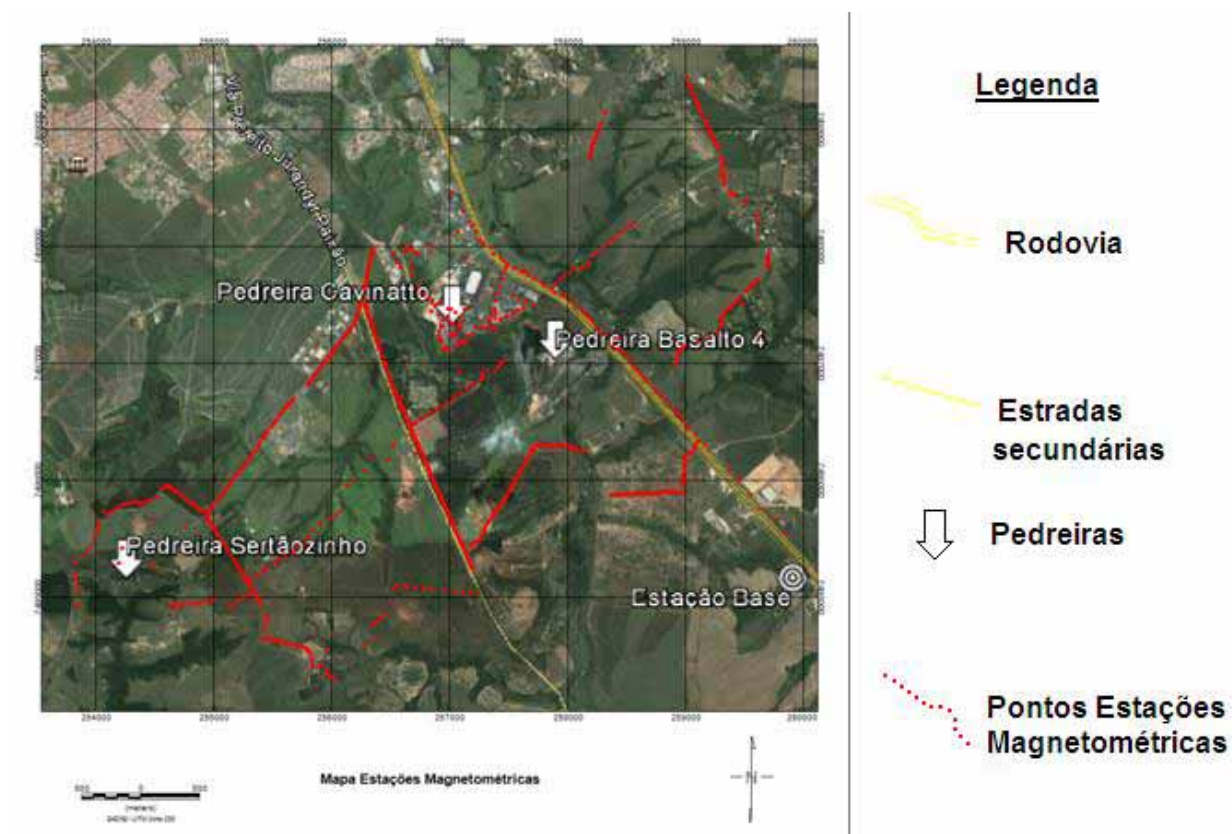
Nesse capítulo serão discutidos os principais procedimentos utilizados para aquisição e processamentos dos dados magnetométricos e geoquímicos.

4.1 – Aquisições de dados

A área do levantamento com aproximadamente 29 Km² foi determinada a partir da análise da imagem aérea, obtida através do programa Google Earth (2013), assim estabelecido locais de fácil acesso utilizados para levantamento de dados magnetométricos (Figura 4.1).

Para a aquisição de dados geoquímicos, foram coletadas amostras nas bancadas das pedreiras Cavinatto e Basalto 4.

Figura 4.1 – Mapa de estações magnetométricas (pontos vermelhos), posicionadas sobre imagem do Google Earth (2013), com localização da estação base e das pedreiras Cavinatto, Basalto 4 e Sertãozinho.



4.1.1 – Aquisição de dados Magnetométricos

A aquisição dos dados magnetométricos para o presente trabalho consistiu em um levantamento terrestre, utilizando magnetômetros de precessão de prótons da GEM SYSTEMS modelo GSM-8, disponíveis no laboratório de geofísica da Universidade Estadual Paulista, *campus* de Rio Claro (Foto 4.1).

Foto 4.1 – Magnetômetro de precessão de prótons da GEM SYSTEMS modelo GSM-8 utilizado no estudo.



Para coleta dos dados foi utilizado a metodologia no qual um segundo magnetômetro é lido periodicamente durante todo o dia, numa estação-base fixa distante da área do levantamento.

Para este estudo foi estabelecido para os equipamentos (magnetômetro móvel e base) o mesmo valor do campo magnético total local 23000 nT (NOAA, 2013).

4.1.1.1 – Aquisição de dados: Magnetômetro base

A estação base foi posicionada em um local de fácil acesso e distante da área de interesse, a fim de registrar apenas a variação diurna, sem sofrer interferência de valores anômalos locais. O local também foi escolhido por estar fora do *Sill* de diabásio alvo do estudo, segundo mapa geológico e não apresentar interferências antrópicas (Figura 4.1).

A localização da estação base foi próxima à Rodovia Anhanguera km 137, dentro de uma fazenda na região de Limeira – S.P., e possui os seguintes dados de localização (em coordenadas UTM):

- Latitude (Y): 7495172
- Longitude (X): 259882

Para coleta de dados no magnetômetro base foi adotado um intervalo de tempo de 60 segundos entre medidas durante o dia. Este procedimento é utilizado para posterior correção das medidas do campo magnético terrestre efetuado pelo magnetômetro móvel.

4.1.1.2 – Aquisição de dados: Magnetômetro móvel

Para a aquisição dos valores de coordenadas, usados na localização das estações magnetométricas, foi utilizado um receptor de posicionamento por satélite (Global Positioning System - GPS), modelo GPS III plus com antena externa da GARMIN Corporation (Foto 4.2). O sistema de coordenadas utilizado para localização geográfica das estações foi UTM, zona 23 sul do meridiano de Greenwich. O elipsóide de referência empregado foi o SAD 69 para a América do Sul. O posicionamento das estações magnetométricas foram aleatórias, com espaçamento médio de 15 metros (Figura 4.1).

Os dados magnetométricos deste estudo foram adquiridos por meio de campanhas terrestres ao longo das principais rodovias, estradas vicinais e acessos encontrados. Foram adquiridas 913 estações com os valores magnetométricos de campo total ao longo da área. Foi realizado um adensamento na coleta de dados das estações magnetométricas realizadas nas bancadas da cava da pedreira Cavinatto, onde os pontos de medida foram localizados no mesmo ponto de coleta de amostras para análise geoquímica (Foto 4.3).

Os sensores dos magnetômetros foram sempre posicionados no sentido E-W para obtenção da medida, ficando deste modo perpendicular ao campo magnético principal, para melhor eficiência da leitura do equipamento, conforme instrução do fabricante do equipamento para a latitude deste trabalho (GEM SYSTEMS, 2008).

Apesar de diversas referências apontarem que a orientação dos magnetômetros deve ser direcionada na direção E-W, e vários trabalhos realizados com a direção N-S. Foram realizados testes em campo durante a aquisição de dados nas duas orientações (N-S e E-W) e constatado “*in loco*” que não teve diferenças nos valores dos dados em relação com a orientação dos magnetômetros.

Foto 4.2 – GPS modelo GPS III plus com antena externa da GARMIN Corporation, utilizado na localização das estações magnetométricas.



Foto 4.3 – Magnetômetro móvel utilizado na aquisição de dados.



4.1.2 – Processamento de dados Magnetométricos

Em um levantamento magnetométrico, após o término do trabalho de aquisição é gerado um arquivo referente aos dados das estações adquiridas em campo. Este arquivo é utilizado para criação de grid e mapas magnetométrico, para a interpretação dos dados.

Para geração do *grid* foi utilizado a rotina MAGMAP da plataforma Oásis Montaj, por meio do algoritmo da mínima curvatura, no qual foi adotado por ser um algoritmo de suavização. Esta é uma rotina para gerar células específicas de acordo com as amostragens, que interpola dados XYZ espaçados irregularmente, gerando uma malha regular, possibilitando a confecção dos mapas (GEOSOFT, 2007).

A criação de um grid é efetuada quando os dados amostrados não são obtidos com espaçamento regular. No método da mínima curvatura, toma que dois pontos adjacentes de um levantamento estejam contidos num mesmo arco, sendo este arco localizado em um plano, no qual se conhece a inclinação e o ângulo de orientação (MEDINA & MEDINA, 2007).

Ao ser obtido o *grid* com os valores de interesse do campo magnético anômalo total, ruídos e respectivos valores espúrios podem estar contidos nessas imagens. A *FFT 2D* (*Fast Fourier Transform* – transformada rápida Fourier em duas dimensões) é utilizado como uma ferramenta para selecionar e detectar esses ruídos (Teoria ver capítulo 3.1.8.3).

Abaixo são apresentadas as etapas utilizadas para correção da variação magnética diurna, remoção da componente de IGRF do campo e filtragem dos dados magnéticos terrestres.

4.2.1 – Filtragem da variação magnética diurna dos dados adquiridos

A correção da variação magnética diurna foi realizada a partir da correlação entre os dados da estação base e móvel em função do tempo, ou seja, em relação ao momento em que cada medida foi realizada. A teoria detalhada sobre a correção da variação diurna está descrita no capítulo 3.1.8.1. Conforme a equação (4.1), de acordo com GEM Systems (2008):

$$\text{MAG}_{\text{corr}} = \text{MÓVEL} - \text{BASE} \quad (4.1)$$

Onde:

MAG_{corr} é o valor do campo magnético corrigido.

MÓVEL é o valor do campo magnético do magnetômetro viajante (móvel).

BASE é o valor do campo magnético do magnetômetro de base.

Depois de realizado a subtração dos dados magnéticos, da base de dados da estação móvel entre a da estação base, na plataforma Oasis Montaj, foi somado o valor do Datum da área de estudo na equação 4.2.

$$\text{MAG}_{\text{edit}} = \text{MAG}_{\text{corr}} + \text{Datum} \quad (4.2)$$

Onde:

MAG_{edit} é o valor da filtragem da variação magnética diurna.

MAG_{corr} é o valor do campo magnético corrigido.

Datum é o valor médio da base de dados da estação base, utilizado como Datum da área de estudo.

4.2.2 – Remoção do Campo Geomagnético Internacional de Referência (IGRF)

A remoção do campo geomagnético internacional de referência foi realizada a partir da subtração entre o valor final da filtragem da variação magnética diurna (MAG_{edit}), pelo valor do IGRF. A teoria detalhada sobre a remoção do IGRF é encontrada no capítulo 3.1.8.2. O cálculo é feito através do menu “IGRF” disponível pela plataforma Oasis Montaj, dada pela equação 4.3 abaixo.

$$\text{MAG}_{\text{IGRF}} = \text{MAG}_{\text{edit}} - \text{IGRF} \quad (4.3)$$

Onde:

MAG_{IGRF} é o valor da correção do IGRF.

MAG_{edit} é o valor da filtragem da variação magnética diurna.

IGRF é o valor IGRF previamente conhecido para a área de estudo.

4.2.3 – Filtragem dos dados Magnéticos

Para a etapa da filtragem dos dados foi utilizado à rotina MAGMAP. Para este trabalho foram utilizados à aplicação dos seguintes filtros no domínio da frequência: Passa banda, redução ao polo magnético, sinal analítico e separação regional/residual. Conforme explanação do capítulo 3.1.8.6 à 3.1.8.9.

4.3 – Aquisição e processamento de dados Geoquímicos

Foram coletadas amostras nas bancadas da pedreira Cavinato e Basalto 4, onde a rocha exposta, normalmente, se encontra com baixo ou nenhum grau de intemperismo. Nesta, as coletas foram sistemáticas, com amostragem em diversos níveis da cava para extração da rocha. Foram selecionadas 6 amostras da pedreira Cavinatto e 4 amostras da pedreira Basalto 4 para análises geoquímicas.

As amostras foram processadas no laboratório de preparação de amostras geológicas e pedológicas – LAGEPE - IGCE / UNESP, *campus* Rio Claro (SP).

A preparação das amostras foram iniciadas com o corte e a quebra das amostras, onde foram desagregadas e reduzidas a uma granulometria média de 3 a 4 cm. Posteriormente passaram por um moinho onde as amostras foram reduzidas a granulometria inferior a 200 mesh (Foto 4.4 e 4.5).

Foto 4.4 – (a) Moinho do laboratório de preparação de amostras geológicas e pedológicas e (b) panela de moagem (WC) do moinho onde a amostra é reduzida a granulometria inferior a 200 mesh.



CAPÍTULO 5 – APRESENTAÇÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

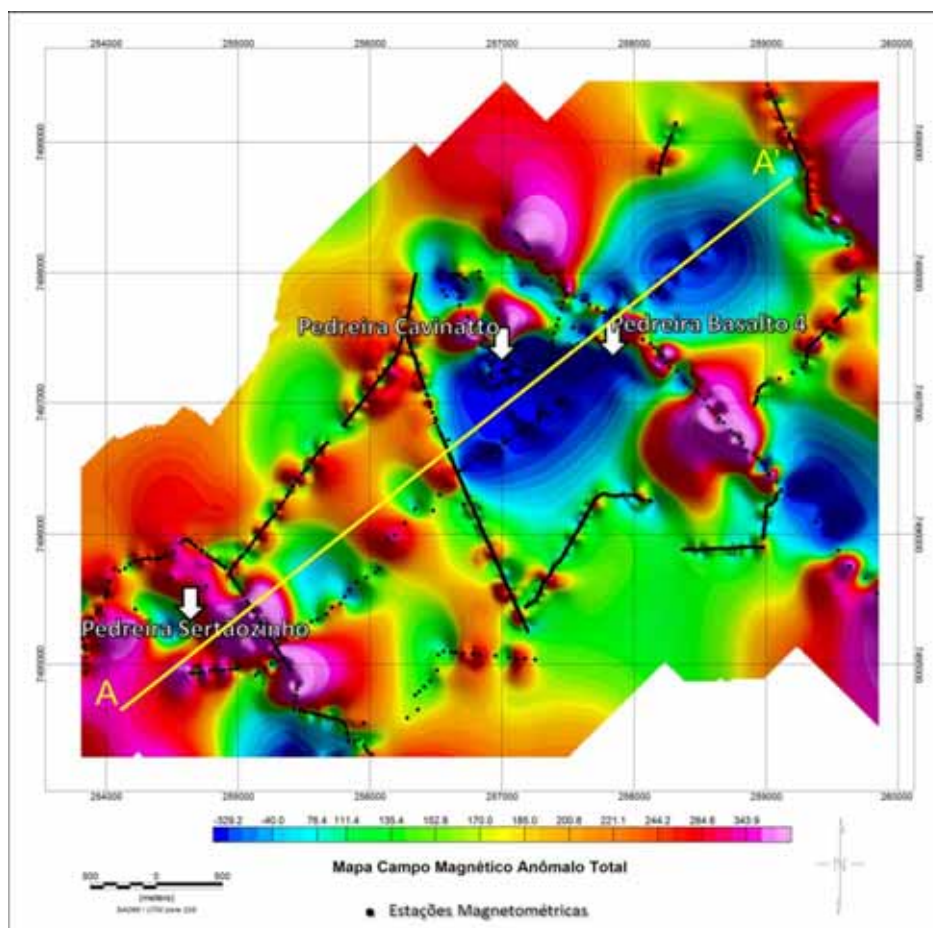
Nesse capítulo serão descritas as interpretações obtidas através do processamento de dados magnetométricos e geoquímicos, bem como sua correlação com a geologia da região do *Sill* de Limeira.

5.1 – Análise de dados Magnetométricos

Os resultados adquiridos em campo após processados são apresentados sob a forma de mapas sombreados de contorno de isovalores.

A partir das leituras dos valores de campo magnético obtido nas estações magnetométricas levantadas (Figura 4.1), foi primeiramente gerado o mapa dos valores de campo magnético anômalo total, com os perfis realizados (Figura 5.1).

Figura 5.1 - Mapa do campo magnético anômalo total, com posição das estações magnetométricas, localização das pedreiras presentes na área de estudo (setas brancas) e localização do perfil A – A'.



Para o mapa dos valores de campo magnético total foi subtraído o valor do IGRF para a área, conforme explanação dos capítulos 3.1.8.2 e 4.2.2.

O mapa de campo magnético total apresenta valores que são amplamente variáveis ao longo dos perfis realizados, com presença de três zonas com maior intensidade magnética (tons avermelhados). As zonas presentes na parte norte e centro-leste do mapa se encontram ao longo da Rodovia SP-330. A feição presente no quadrante SW do mapa apresenta formato arredondado e está localizada próxima à pedreira Sertãozinho.

São constatadas também três zonas com menor intensidade magnética (tons azulados), localizados na porção central, no quadrante NE e centro leste do mapa de campo magnético total. A feição central apresenta forma oval e homogênea, e está localizada na região das Pedreiras Cavinatto e Basalto 4.

Já a feição NE de baixo valor magnetométrico, também apresenta formato oval e está localizada em uma estrada secundária que fornece acesso às fazendas da região. A feição centro-leste do mapa está situada ao longo da Rodovia SP-330.

5.1.1 Processamento Semiquantitativo – Espectro de Potência

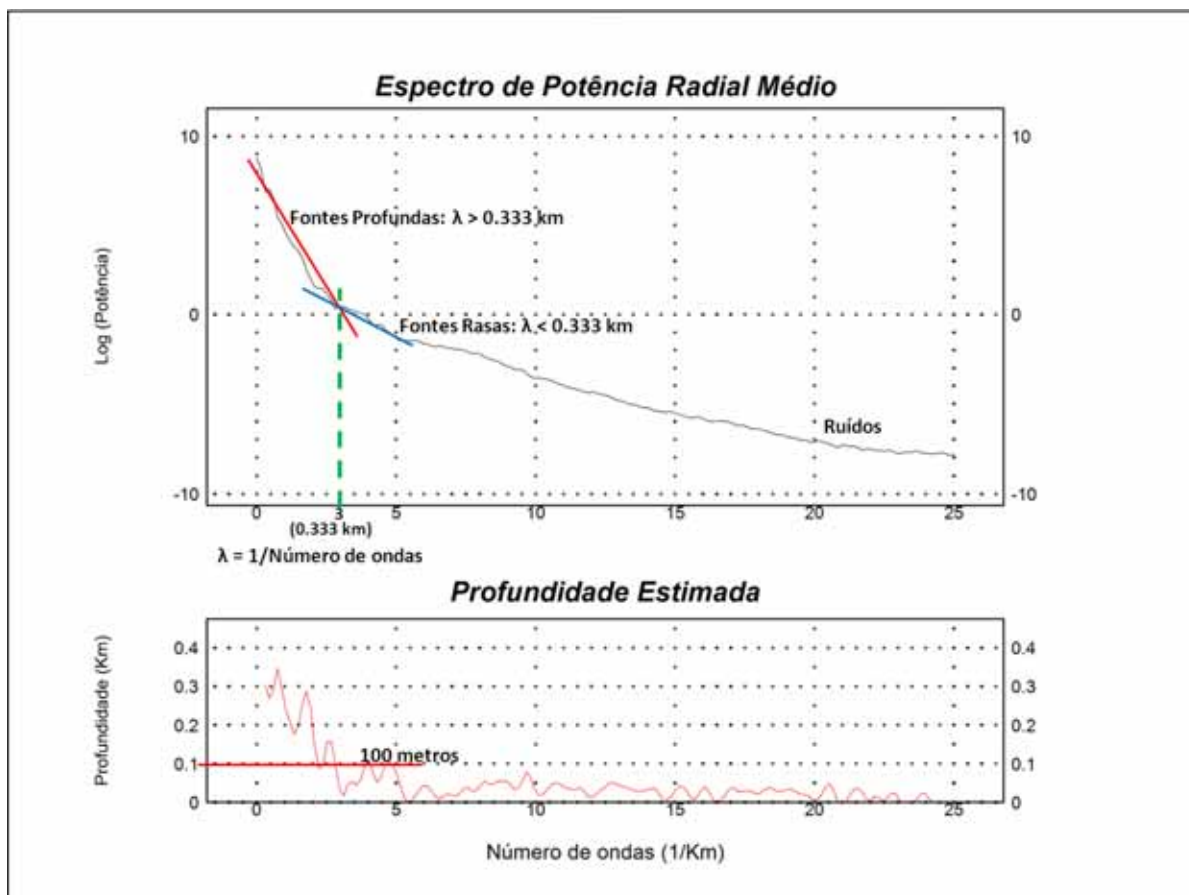
Como os mapas magnetométricos são compostos pela soma de fontes rasas e profundas. Para observar apenas um conjunto dessas fontes é necessário à aplicação de técnicas que separem as anomalias locais e rasas das anomalias profundas e de caráter regional (OLIVEIRA, 2008).

Antes da filtragem passa banda e separação regional/residual, os dados geofísicos são transformados para o domínio do número de onda por meio da Transformada de Fourier, conforme explanação do capítulo 3.1.8.4.

Foi verificada a forma do espectro gerado, a fim de determinar o intervalo do número de ondas (comprimentos de ondas), utilizado para a aplicação do filtro gaussiano de separação regional-residual e passa banda. O espectro de potência apresenta também as estimativas das profundidades dos topos das fontes.

A Figura 5.2 corresponde ao espectro de potência radial médio para as rochas da região do *Sill* de Limeira e a profundidade média estimada das rochas magnéticas subsuperficiais.

Figura 5.2 - Espectro de potência radial médio do campo anômalo para a região do *Sill* de Limeira, com a interpretação do intervalo do número de ondas (comprimentos de ondas), utilizado para a aplicação do filtro gaussiano de separação regional-residual e passa banda. O espectro de potência apresenta também as estimativas das profundidades dos topos das fontes.



De acordo com o espectro de potência radial, as fontes profundas apresentam comprimento de onda de até 0,333 km e profundidades superiores a 100 m, correspondentes às estruturas dos corpos intrusivos de diabásio. Já as fontes rasas exibem comprimentos de onda maiores que 0,333 km e profundidades menores que 100m, podendo ser relacionado às estruturas do arenito do Grupo Itararé.

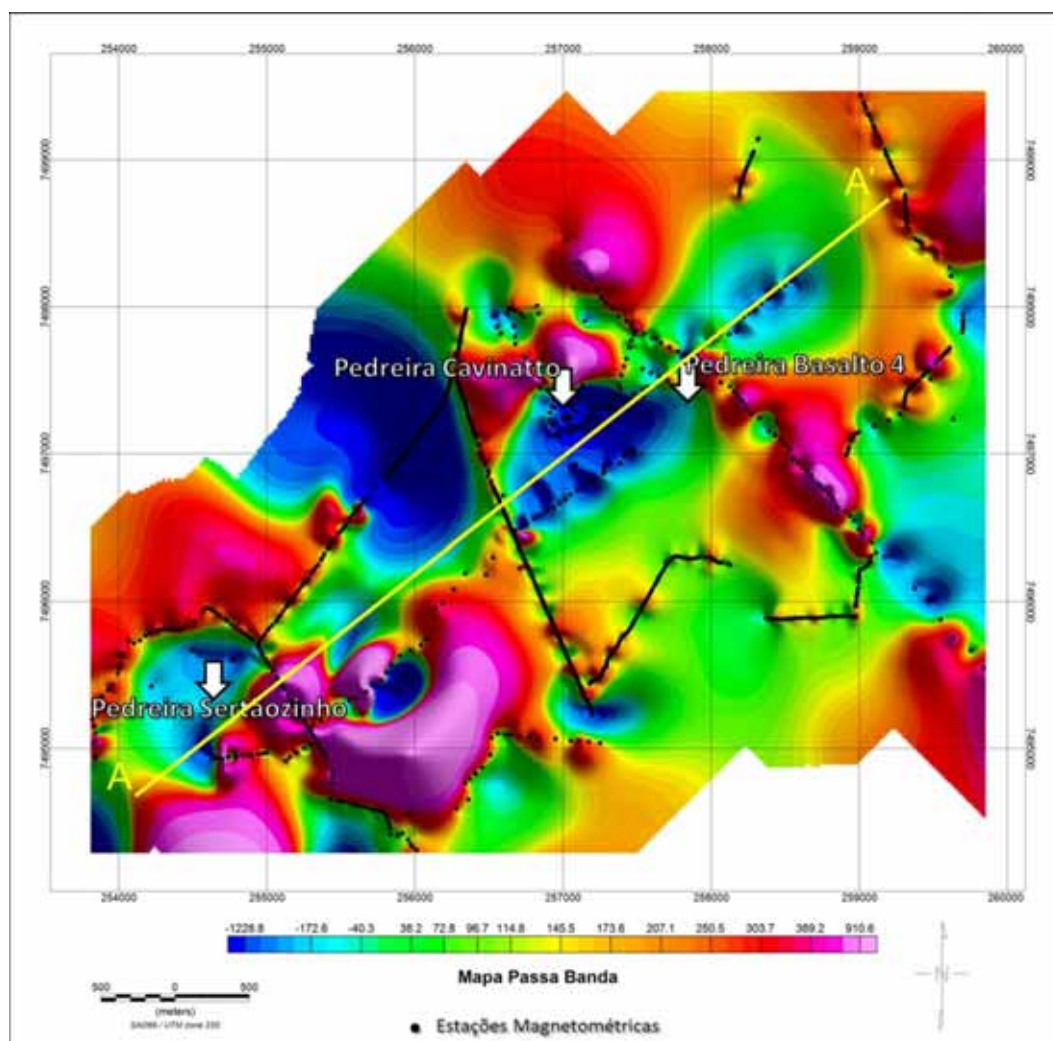
5.1.2 Filtro Passa Banda

A partir dos valores de campo magnético total foi gerado um mapa com filtro passa banda adotando valores de fontes profundas (Figura 5.3).

Para aplicação do filtro passa banda foram efetuados os procedimentos descritos nos capítulos 3.1.8.4 e 3.1.8.7, após a análise do espectro de potência (Figura 5.2), foram estabelecidos os intervalos de número de ondas adequados para separação das frequências altas e baixas.

A observação do espectro de potência permitiu a escolha dos valores de corte adotado para a aplicação do filtro passa-banda profundo. Foi procurado cortar somente as frequências que representam a energia de fontes mais profundas (reta de tendência de maior declive).

Figura 5.3 - Mapa filtro passa banda, com posição das estações magnetométricas, localização das pedreiras presentes na área de estudo (setas brancas) e localização do perfil A – A'.



Os valores de corte determinados neste estudo são de 0.25 e de 3 (número de ondas por unidade de medida) para as frequências baixas.

No mapa magnetométrico submetido à filtragem passa banda, é notado que nas regiões das pedreiras, centro-oeste e NE do mapa, apresentam anomalias de menor intensidade magnetométrica (tons azulados) e apresentam formato oval.

Já os valores de maior intensidade magnetométricas, estão situados nas regiões consideradas de maior ruído na área de estudo, localizadas na rodovia SP-330 e vias secundárias (Fotos 5.1 e 5.2).

A realização da filtragem passa banda procurou caracterizar as principais unidades magnéticas superiores a 100m de profundidade. Os contrastes negativos observados no mapa acima estão localizados principalmente nas regiões das pedreiras presentes na área de estudo, não condizendo com a resposta magnética esperada para estas áreas. As anomalias positivas estão localizadas principalmente nas rodovias e vias secundárias e foram provavelmente originadas por ruídos antrópicos (Figura 5.3).

Foto 5.1 – Vias secundárias de acesso à pedreira sertãozinho, na qual podem ser verificadas a grande presença de redes elétricas e veículos que causam ruídos aos dados magnéticos.



Foto 5.2 – Entrada da pedreira Cavinatto localizada na rodovia SP-330, podem ser verificadas a grande presença de redes elétricas e passagem de veículos que causam ruídos aos dados magnéticos.



5.1.3 Amplitude do Sinal Analítico

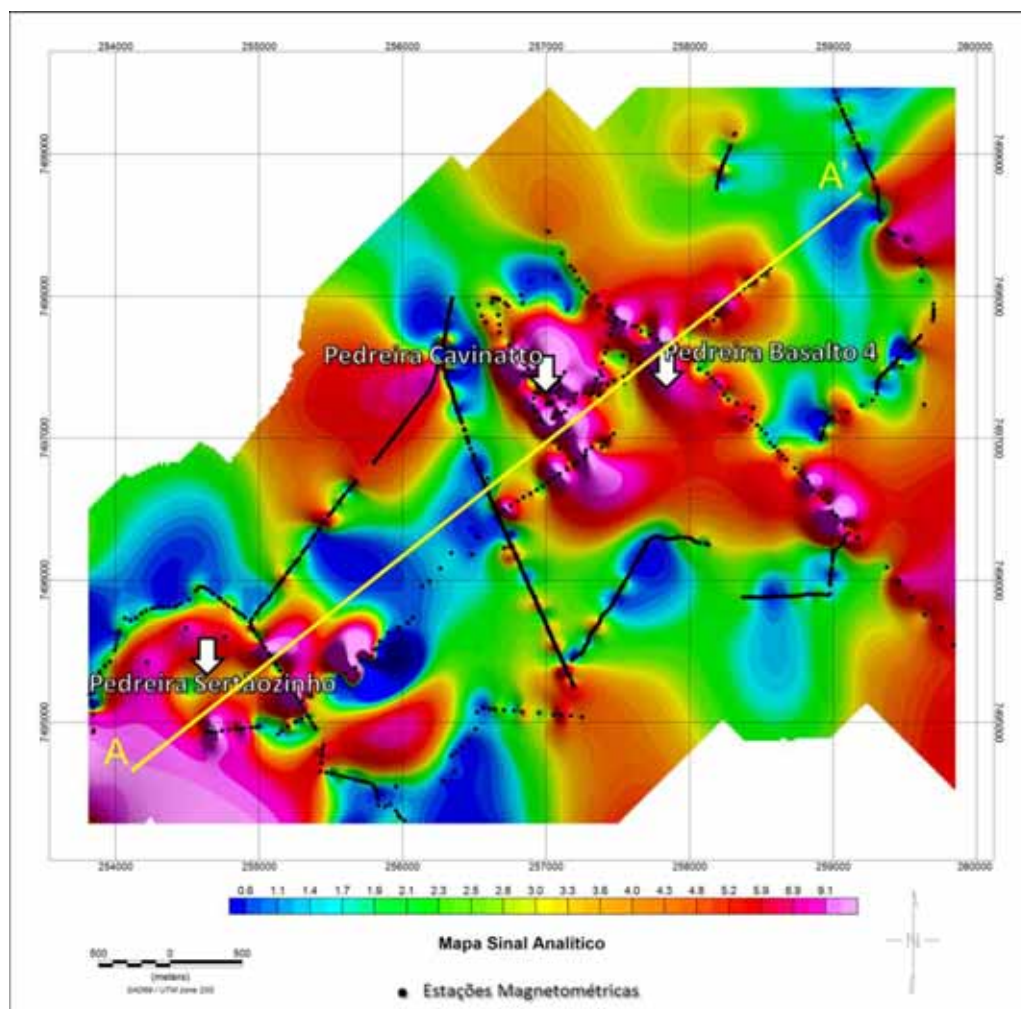
A partir dos valores de campo magnético total foi gerado um mapa de amplitude do sinal analítico para a área estudada (Figura 5.4).

O mapa com os valores de amplitude do sinal analítico possui anomalias de maior intensidade magnetométrica localizadas na parte central, centro-leste e SW do mapa, estas zonas apresentam formatos alongados. A zona central e SW estão localizadas nas áreas das pedreiras presentes na área de estudo. Já a feição centro-leste está localizada ao longo da Rodovia Anhanguera SP-330.

Em virtude dos valores de sinal analítico salientarem os corpos com alto contraste lateral de suscetibilidade magnética (intrusivas básicas da Formação Serra Geral), os valores com baixa intensidade magnetométrica presentes no mapa de campo magnético total foram suavizados.

De acordo com o embasamento teórico do Sinal Analítico, o máximo gerado por uma anomalia esta localizada sobre as bordas/limites da fonte causadora. Assim uma possível interpretação indica que estes valores de maior intensidade magnetométrica representam os corpos dos *Sills* de diabásio presentes na área do trabalho.

Figura 5.4 - Mapa de amplitude do sinal analítico, com posição das estações magnetométricas, localização das pedreiras presentes na área de estudo (setas brancas) e localização do perfil A – A'.



5.1.4 Redução ao Polo Magnético

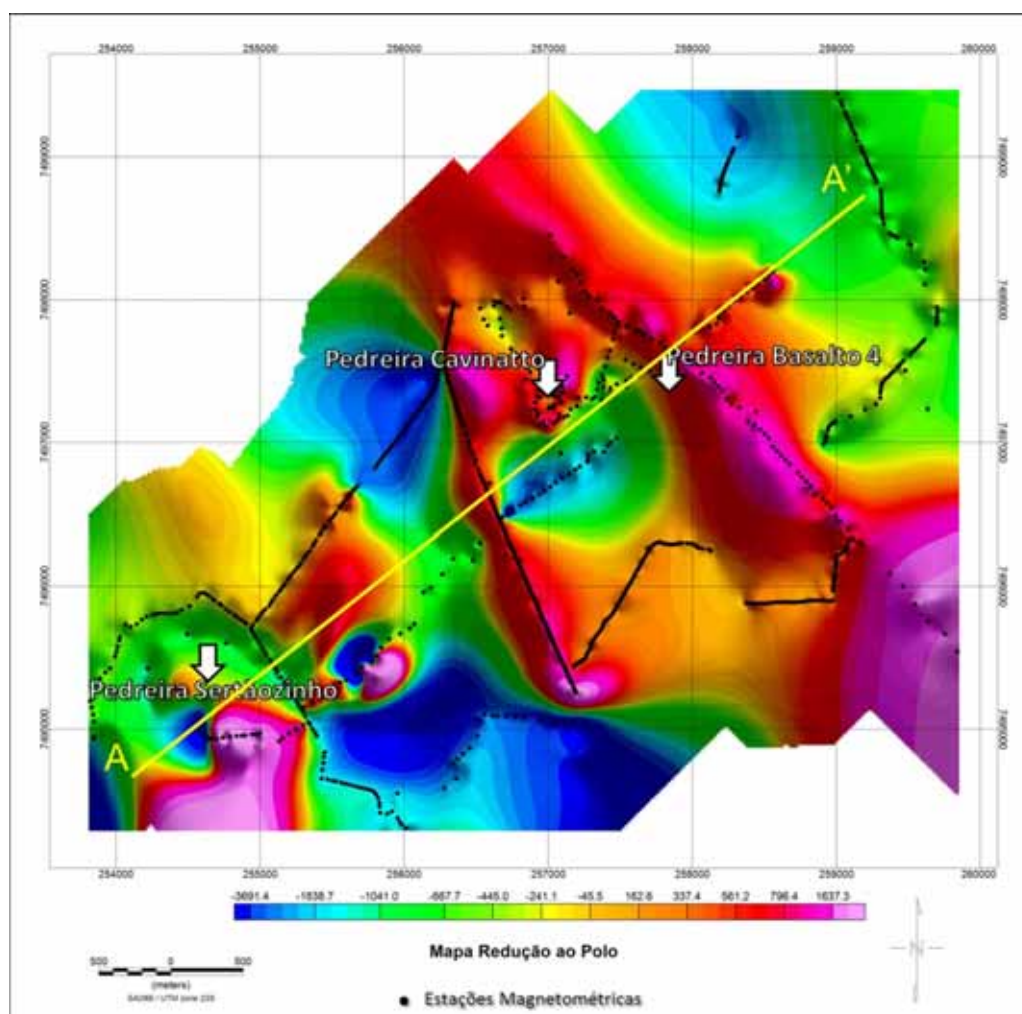
O mapa de redução ao polo magnético foi elaborado a partir do grid inicial dos valores de campo magnético total (Figura 5.5).

O mapa de redução ao polo magnético apresenta anomalias de maior intensidade magnetométrica (tons avermelhados), localizadas principalmente nas pedreiras presentes na área do trabalho, na porção central, SW e SE do mapa.

Na parte central do mapa, é notada uma anomalia positiva com formato alongado, que se estende desde a porção sul até a parte norte do mapa. Esta anomalia positiva está localizada ao longo de uma via de acesso secundário da região até próximo à pedreira Cavinatto. A feição SE do mapa também apresenta

formato alongado, que se estende desde a parte norte até o SE, passando pela pedra Basalto 4 e está situada ao longo da rodovia SP-330. Já feição SW do mapa apresenta formato arredondado e está localizada nos arredores da pedra Sertãozinho.

Figura 5.5 - Mapa de redução ao polo magnético, com posição das estações magnetométricas, localização das pedreiras presentes na área de estudo (setas brancas) e localização do perfil A – A'.



O mapa de redução ao polo magnético apresenta também quatro zonas com menor intensidade magnética (tons azulados), localizadas na porção central, centro-oeste, Sul e NE. A anomalia negativa correspondente à parte central do mapa apresenta formato oval e está localizada próxima as pedreiras Cavinatto e Basalto 4. As anomalias negativas da parte centro-oeste e NE também apresentam formatos ovais, já à anomalia da região Sul do mapa apresenta formato retangular, estas

anomalias estão localizadas ao longo de vias de acesso às fazendas da região de estudo.

O intuito da aplicação da redução ao polo é o posicionamento correto da anomalia positiva sobre a sua fonte, o que facilita a interpretação, fazendo com que o centro da anomalia fique localizado no centro do corpo eliminando o caráter dipolar da mesma. No entanto, é observada a existência de contrastes negativos, que podem estar associados aos arenitos do Grupo Itararé, que possivelmente recobrem grande parte do *Sill* de diabásio, atenuando a intensidade da anomalia magnética. As anomalias positivas, localizadas principalmente nas rodovias e vias secundárias, foram provavelmente originadas por ruídos antrópicos. Já as anomalias localizadas sobre as pedreiras indicam a localização das fontes magnéticas.

5.1.5 Separação Regional - Residual

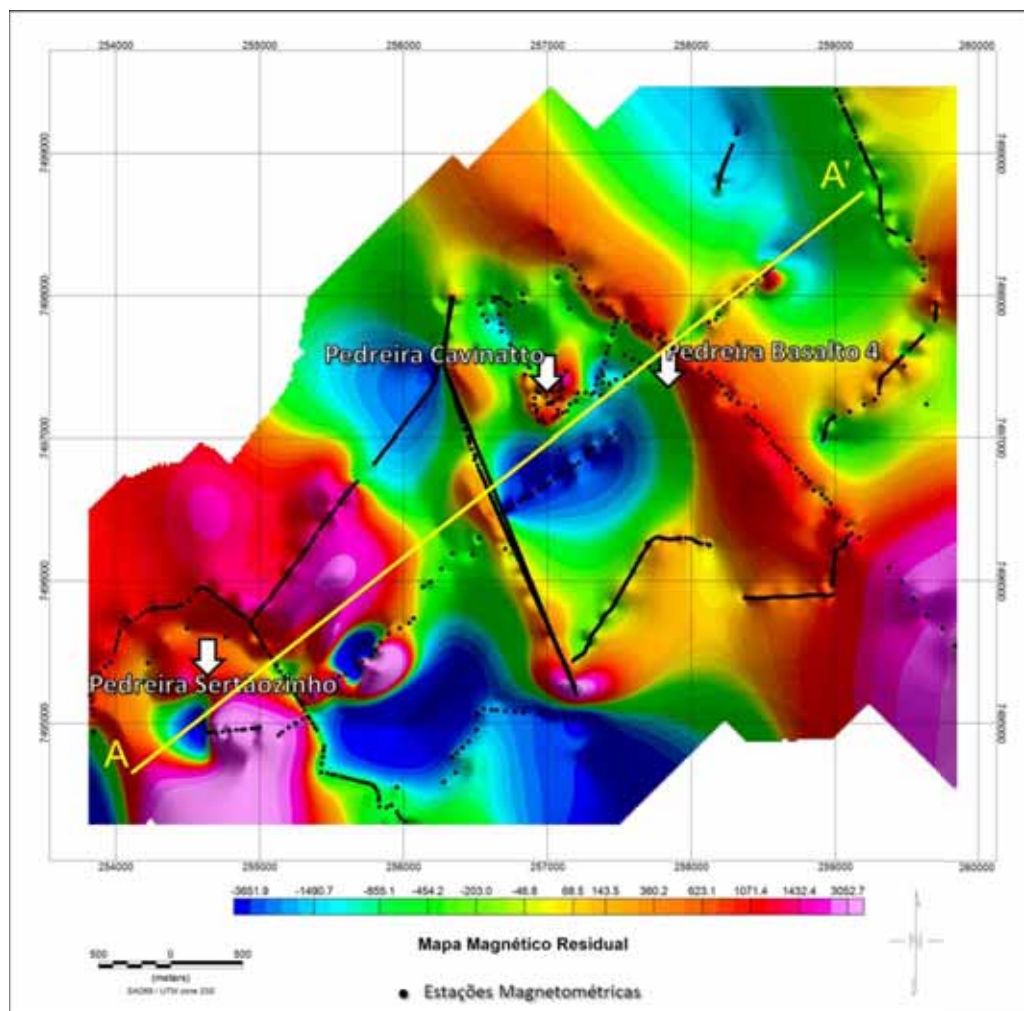
A partir dos dados reduzidos ao polo magnético foi gerado um mapa com filtro de separação nas componentes residual (Figura 5.6) e regional (Figura 5.7).

Para aplicação do filtro de separação nas componentes regional e residual foram efetuados os procedimentos descritos nos capítulos 3.1.8.4 e 3.1.8.6, após a análise do espectro de potência, foram estabelecidos os parâmetros a serem aplicados no processo de filtragem e evidenciados os intervalos de número de ondas adequados para separação das componentes de fontes profundas e fontes rasas. O ponto de corte escolhido para separar as fontes profundas (regional) das fontes rasas (residual) foi o número de onda 3 que corresponde a 0,333 km, conforme explanação da interpretação do espectro de potência (VIDE Figura 5.2).

É observado no mapa magnético residual, anomalias de maior intensidade magnetométrica (tons avermelhados), localizadas principalmente nas pedreiras presentes na área do trabalho, na porção SW e SE do mapa (Figura 5.6).

Na parte SE do mapa, é observado uma anomalia positiva com formato alongado, que se estende desde a parte norte até o SE, passando pela pedreira Basalto 4 e está situada ao longo da rodovia SP-330. Já a feição SW do mapa apresenta formato arredondado e está localizada nas vias de acesso e arredores da pedreira Sertãozinho.

Figura 5.6 - Mapa magnético residual reduzido ao polo magnético com comprimento de onda superior a 0,333 km, com posição das estações magnetométricas, localização das pedreiras presentes na área de estudo (setas brancas) e localização do perfil A – A'.



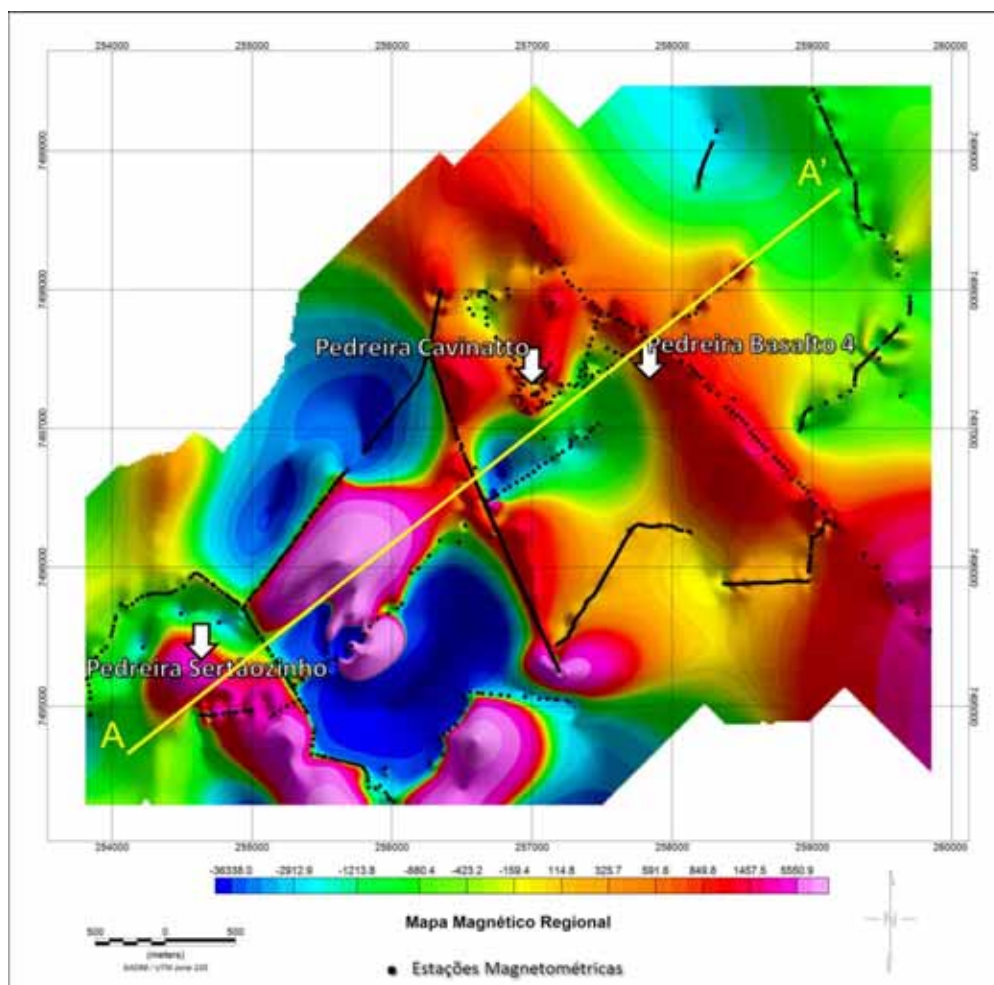
Os contrastes negativos (tons azulados) observados no mapa acima estão localizados principalmente nas porções central, Sul e NE. A parte central do mapa apresenta duas anomalias negativas ambas com formato oval. A primeira anomalia está localizada próximo as pedreiras Cavinatto e Basalto 4. Outra anomalia representada no mapa na parte central é localizada em uma via de acesso secundário. Já as anomalias negativas da parte Sul e NE do mapa apresentam formatos alongados e estão localizadas ao longo de vias de acesso às fazendas da região do trabalho.

A aplicação do filtro magnético residual tem como objetivo salientar o sinal magnético das rochas mais rasas, com comprimentos de onda maiores que 0,333

km e profundidades menores que 100 m. As anomalias positivas localizadas sobre as pedreiras podem estar associadas aos corpos com alto contraste de suscetibilidade magnética (intrusivas básicas da Formação Serra Geral). As anomalias positivas, localizadas nas rodovias e vias secundárias, foram provavelmente originadas por ruídos antrópicos. Os valores com baixa intensidade magnetométrica, presentes no mapa, podem ser relacionados às estruturas do arenito do Grupo Itararé.

No mapa magnético regional é apresentado anomalias de maior intensidade magnetométrica, localizadas principalmente nas pedreiras presentes na área do trabalho, na porção Sul e SW do mapa (Figura 5.7).

Figura 5.7 - Mapa magnético regional reduzido ao polo magnético com comprimento de onda inferior a 0,333 km, com posição das estações magnetométricas, localização das pedreiras presentes na área de estudo (setas brancas) e localização do perfil A – A'.



Na porção Sul do mapa, é observado uma anomalia positiva com formato oval localizada nas fazendas da região. Já a feição SW do mapa apresenta duas anomalias uma com formato oval, localizada nas vias de acesso às fazendas da região e outra com formato alongado localizada na pedreira Sertãozinho, se estendendo para o Sul da pedreira.

Os contrastes negativos (tons azulados) observados no mapa magnético regional estão localizados principalmente nas porções central, centro-oeste, Sul e NE. A parte central do mapa apresenta uma anomalia negativa com formato oval, localizada próximo as pedreiras Cavinatto e Basalto 4.

A anomalia negativa presente na parte central-oeste do mapa, também apresenta formato oval e está localizada em uma via de acesso secundário. Já as anomalias negativas da parte Sul e NE do mapa apresentam formatos alongados e estão localizadas ao longo de vias de acesso às fazendas da região do trabalho.

A aplicação do filtro magnético regional tem como objetivo salientar o sinal magnético das rochas mais profundas, com comprimentos de onda de até 0,333 km e profundidades superiores a 100 m.

As anomalias positivas localizadas sobre as pedreiras podem estar associadas aos corpos com alto contraste de suscetibilidade magnética (intrusivas básicas da Formação Serra Geral) e as anomalias localizadas nas rodovias e vias secundárias foram provavelmente originadas por ruídos antrópicos.

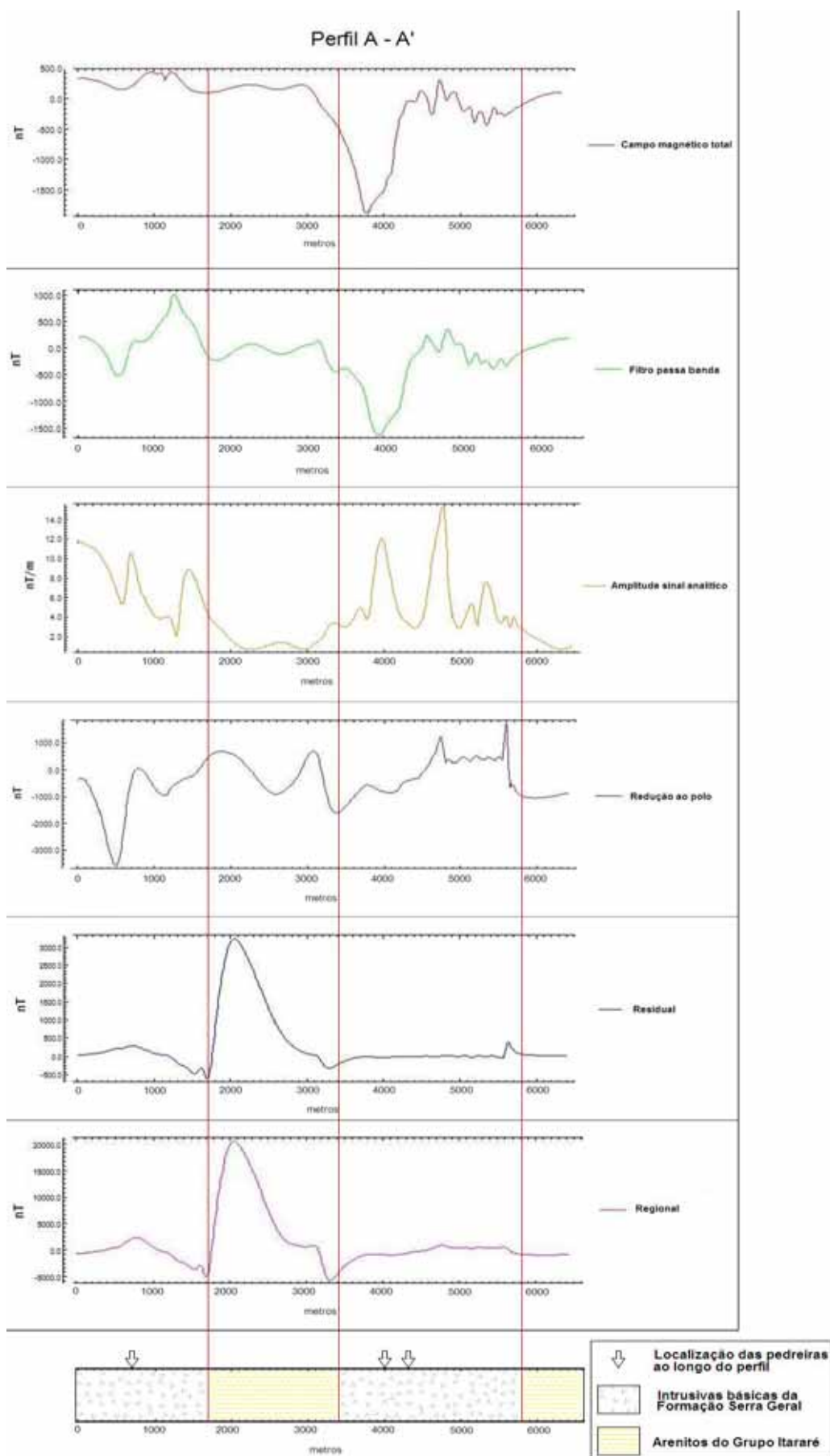
Os valores com baixa intensidade magnetométrica presentes no mapa magnético regional podem ser relacionados às estruturas do arenito do Grupo Itararé.

5.1.6 Perfis magnetométricos comparativos

A partir dos mapas de dados magnetométricos expostos anteriormente, foi adotado um perfil A – A' na direção SW – NE de ambos os mapas (Figura 5.8).

Os perfis magnetométricos realizados servem como abordagem para verificação do comportamento das respostas geofísicas obtidas para ambas as técnicas de filtragem, com intuito de melhor visualização e análise dos dados.

Figura 5.8 – Comparação de perfis A – A' Geofísicos e Geológico.



Os perfis foram classificados, segundo a resposta magnetométrica, em quatro patamares.

O patamar um corresponde à distância de 0 a 1700 m e apresenta divergência entre os perfis geofísicos, os quais possuem valores variáveis:

- Campo magnético anômalo total de 100 a 500 nT;
- Filtro passa banda profundo de -500 a 1000 nT;
- Amplitude do sinal analítico de 2 a 11 nT/m;
- Redução ao polo magnético de -3500 a 410 nT;
- Separação residual de -583 a 333 nT;
- Separação regional de -5000 a 2500 nT.

Na distância 700 m do perfil está localizada a pedreira Sertãozinho, onde está associada a pequenas variações anômalas em ambos os perfis analisados, representado principalmente no perfil da amplitude do sinal analítico.

Posteriormente o patamar dois corresponde à distância de 1700 a 3400 m e também apresenta divergência entre os perfis geofísicos, os quais possuem valores variáveis:

- Campo magnético anômalo total de -500 a 250 nT;
- Filtro passa banda profundo de -416 a 125 nT;
- Amplitude do sinal analítico de 0 a 4 nT/m;
- Redução ao polo magnético de -1667 a 667 nT;
- Separação residual de -584 a 3250 nT;
- Separação regional de -5834 a 20834 nT.

O patamar três corresponde à distância de 3400 a 5800 m e apresenta divergência entre os perfis geofísicos, os quais possuem valores variáveis:

- Campo magnético anômalo total de -1917 a 350 nT;
- Filtro passa banda profundo de -1667 a 334 nT;
- Amplitude do sinal analítico de 3 a 15 nT/m;
- Redução ao polo magnético de -1667 a 1834 nT;
- Separação residual de -167 a 417 nT;
- Separação regional de -4167 a 834 nT.

Na distância 4000 e 4300 m do perfil estão localizados as Pedreiras Cavinatto e Pedreira Basalto 4 respectivamente, onde está associada a grande variação anômala em ambos os perfis analisados, representado principalmente no perfil da amplitude do sinal analítico.

O último patamar corresponde à distância de 5800 a 6600 m e apresenta divergência entre os perfis geofísicos, os quais possuem valores variáveis:

- Campo magnético anômalo total de -100 a 100 nT;
- Filtro passa banda profundo de -84 a 167 nT;
- Amplitude do sinal analítico de 0 a 2 nT/m;
- Redução ao polo magnético de -1000 a -833 nT;
- Separação residual de 0 a 84 nT;
- Separação regional de -834 a 800 nT.

Conforme demonstrada na tabela 3.1, os valores de suscetibilidade magnética das rochas, presentes na área de estudo, variam de 0 a 20 para os arenitos, de 1 a 160 para o diabásio e de 0,2 a 175 para o basalto.

Os valores da tabela 3.1 estão de acordo com os valores demonstrados pelo perfil da amplitude do sinal analítico, porém, os demais perfis apresentados na figura 5.8, não condizem com os valores da tabela e nem com o perfil litológico, devido à presença de ruídos na aérea de estudos.

A partir da interpretação do perfil da amplitude do sinal analítico, foi possível delimitar os limites geológicos ao longo do perfil A – A'.

As intrusivas básicas da formação Serra Geral estão representadas nos patamares um e três do perfil geológico, em contrapartida os patamares dois e quatro representam os arenitos do Grupo Itararé. Estes limites geológicos são compatíveis com mapas geológicos da área de estudo e rochas reconhecidas em superfície.

5.2 – Análise de dados Geoquímicos

A análise química para Fluorescência de Raios-X, usando o método descrito em Nardy et al. (1997).

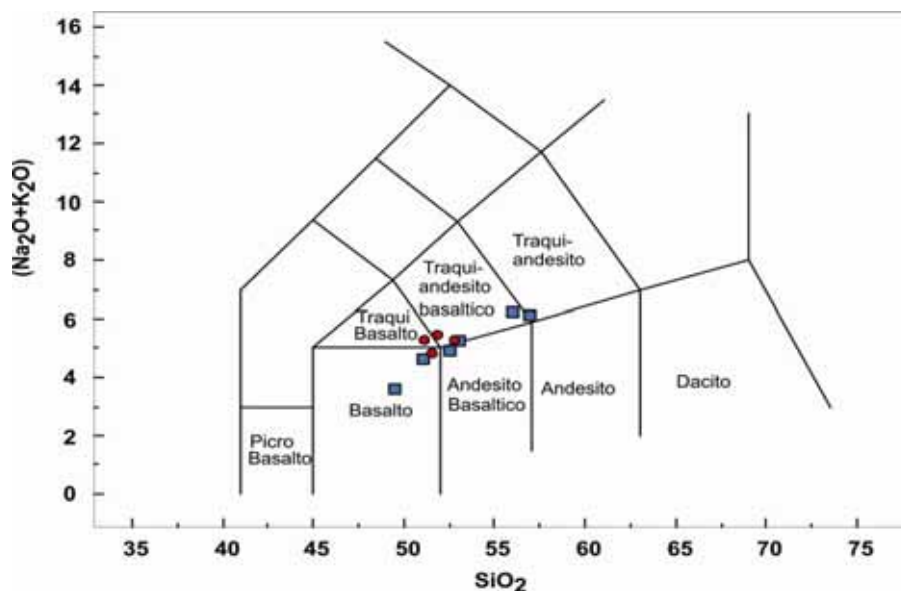
Tabela 5.1: Composições químicas de elementos maiores e traços de amostras coletadas nas pedreiras Cavinatto representadas na tabela pelo final C e Basalto 4 representadas na tabela pelo final B4.

| Amostra | Lat | Long | Cota | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | LOI | Soma |
|-----------|--------|--------|------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|------|--------|
| KS-534-C | 22,614 | 47,363 | 498 | 56,35 | 1,99 | 12,49 | 14,13 | 0,23 | 1,61 | 5,29 | 3,40 | 2,60 | 0,82 | 1,07 | 99,99 |
| KS-535-C | 22,614 | 47,363 | 498 | 49,88 | 3,34 | 13,54 | 14,60 | 0,22 | 3,19 | 7,72 | 2,98 | 1,54 | 0,61 | 1,38 | 99,00 |
| KS-536-C | 22,614 | 47,363 | 512 | 55,76 | 2,34 | 12,53 | 13,50 | 0,24 | 2,19 | 5,87 | 3,62 | 2,55 | 0,93 | 0,58 | 100,11 |
| KS-537-C | 22,614 | 47,363 | 521 | 49,14 | 3,91 | 12,98 | 15,70 | 0,22 | 4,54 | 8,63 | 2,35 | 1,20 | 0,56 | 1,38 | 100,60 |
| KS-538-C | 22,614 | 47,363 | 536 | 52,57 | 3,06 | 12,58 | 14,35 | 0,24 | 3,12 | 7,13 | 3,31 | 1,89 | 0,75 | 0,58 | 99,57 |
| KS-539-C | 22,614 | 47,363 | 540 | 52,10 | 3,33 | 12,52 | 14,99 | 0,24 | 3,33 | 6,95 | 3,04 | 1,81 | 0,72 | 1,54 | 100,57 |
| KS-543-B4 | 22,615 | 47,357 | 529 | 52,99 | 2,68 | 13,92 | 14,22 | 0,22 | 2,68 | 7,49 | 3,45 | 1,79 | 0,71 | 0,89 | 101,06 |
| KS-544-B4 | 22,615 | 47,357 | 529 | 51,85 | 2,96 | 14,29 | 13,79 | 0,22 | 2,90 | 7,77 | 3,69 | 1,69 | 0,66 | 0,59 | 100,42 |
| KS-545-B4 | 22,615 | 47,357 | 544 | 51,19 | 3,31 | 13,79 | 14,60 | 0,23 | 3,26 | 7,69 | 3,57 | 1,67 | 0,65 | 0,63 | 100,57 |
| KS-546-B4 | 22,615 | 47,357 | 605 | 50,87 | 3,34 | 13,22 | 14,57 | 0,23 | 3,37 | 7,63 | 3,11 | 1,61 | 0,65 | 0,71 | 99,30 |

| Amostra | Cr | Cu | Ni | Ba | Zn | Rb | Sr | Zr | Y | Nb |
|-----------|-----|----|----|-----|-----|----|-----|-----|-----|----|
| KS-534-C | 75 | 22 | 2 | 934 | 143 | 52 | 502 | 620 | 105 | 82 |
| KS-535-C | 103 | 28 | 6 | 581 | 119 | 36 | 498 | 258 | 46 | 28 |
| KS-536-C | 61 | 13 | -1 | 774 | 131 | 53 | 442 | 574 | 103 | 77 |
| KS-537-C | 86 | 49 | 19 | 478 | 128 | 25 | 407 | 218 | 36 | 28 |
| KS-538-C | 106 | 16 | 2 | 681 | 127 | 39 | 457 | 349 | 53 | 40 |
| KS-539-C | 91 | 16 | 3 | 729 | 128 | 38 | 462 | 319 | 54 | 36 |
| KS-543-B4 | 81 | 48 | 3 | 662 | 119 | 36 | 529 | 327 | 54 | 38 |
| KS-544-B4 | 92 | 42 | 5 | 620 | 112 | 34 | 507 | 309 | 53 | 34 |
| KS-545-B4 | 79 | 41 | 5 | 568 | 114 | 34 | 493 | 276 | 45 | 32 |
| KS-546-B4 | 97 | 26 | 5 | 605 | 114 | 35 | 474 | 291 | 48 | 35 |

As amostras estudadas são de diabásio e segundo o diagrama SiO₂ x álcalis (Na₂O + K₂O) (Figura 5.9) mostra concentração em SiO₂ variando entre 49 e 57 % de SiO₂ e são classificadas como basalto, andesito basáltico, traqui-basalto e traqui-andesito basáltico.

Figura 5.9 - Diagrama de classificação de diabásio com análises químicas. Legenda: quadrados azuis – amostras coletadas na pedraira Cavinatto; círculos vermelhos – amostras coletadas na pedraira Basalto 4.



Essas amostras apresentam caráter subalcalino, pois no diagrama A-F-M (Figura 5.10), se encontra acima da linha de Le Bas et al. (1986). Além disso, o diagrama da Figura 5.11 mostra que essas rochas possuem caráter toleítico.

Figura 5.10 - Diagrama do tipo A ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) - F (Fe_2O_3) - M (MgO) dos diabásios estudados. Legenda: quadrados azuis – amostras coletadas na pedraira Cavinatto; círculos vermelhos – amostras coletadas na pedraira Basalto 4.

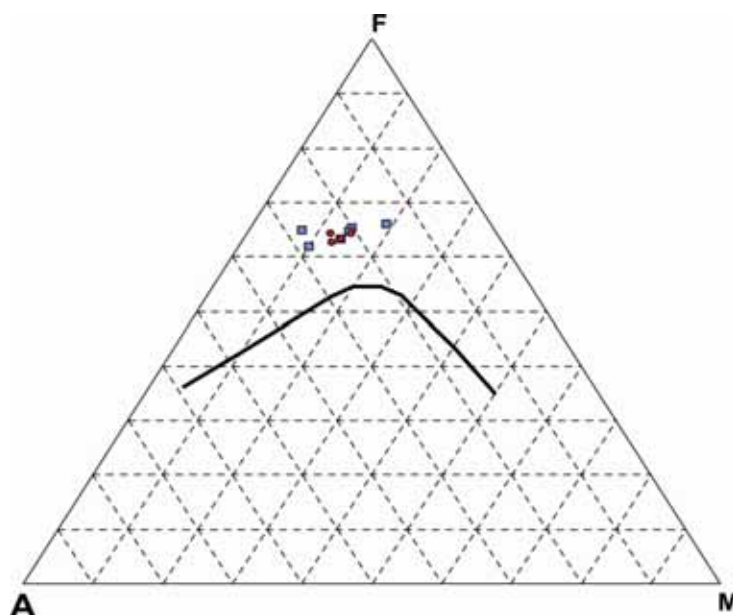
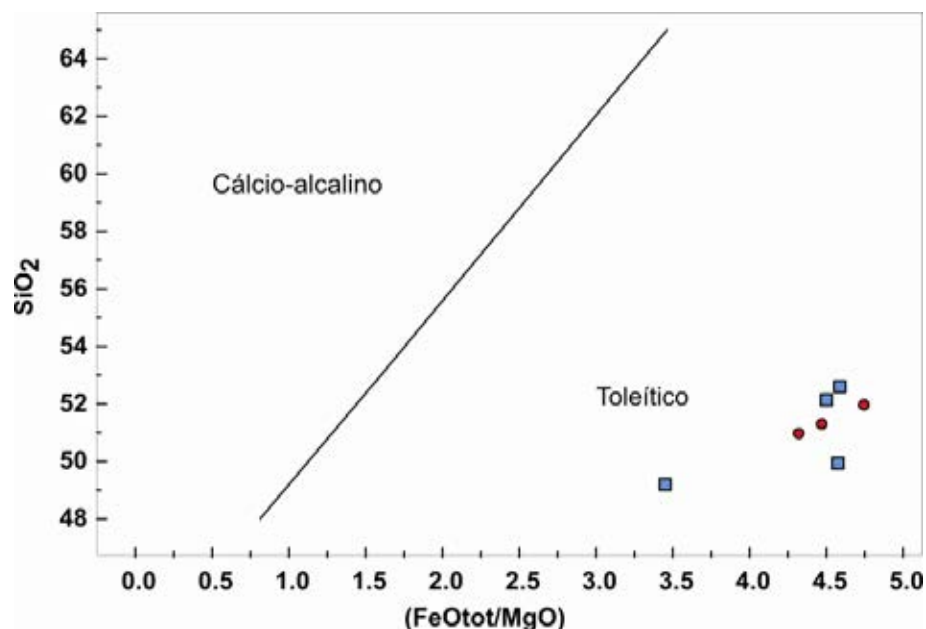


Figura 5.11 - Diagrama dos diabásios estudados com a linha tracejada que separa os campos dos alcalinos e toleíticos. Legenda: quadrados azuis – amostras coletadas na pedreira Cavinatto; círculos vermelhos – amostras coletadas na pedreira Basalto 4.



5.3 Discussões dos Resultados

Para os mapas magnetométricos gerados, são observadas anomalias positivas localizadas principalmente na porção central e no quadrante SW. Estas localizações estão representadas principalmente pelas pedreiras presentes na área do trabalho.

O mapa da redução ao polo magnético apresentou valores de alta intensidade magnetométrica localizadas sobre as pedreiras presentes na área do trabalho, indicando a localização das fontes magnéticas. Apresentou também a existência de contrastes negativos, que podem estar associados aos arenitos do Grupo Itararé, que possivelmente recobrem grande parte do *Sill* de diabásio, atenuando a intensidade da anomalia magnética.

De acordo com o espectro de potência radial médio, foi possível definir as estimativas das profundidades dos topos das fontes. As fontes profundas apresentaram comprimento de onda de até 0,333 km e profundidades que vai de 100 a 350 m, correspondentes às estruturas dos corpos intrusivos de diabásio. Já as fontes rasas exibiram comprimentos de onda maiores que 0,333 km e profundidades menores que 100 m, podendo ser relacionados às estruturas do arenito do Grupo

Itararé. Estas profundidades estão de acordo com o trabalho de Soares (1985), no qual, a partir de perfurações feitas para água subterrânea, ele afirma que os corpos de diabásio apresentariam espessuras variáveis que vão de 180 a 280 metros, e se encontrariam intrudidos nos sedimentos do Grupo Itararé em diversos níveis estratigráficos.

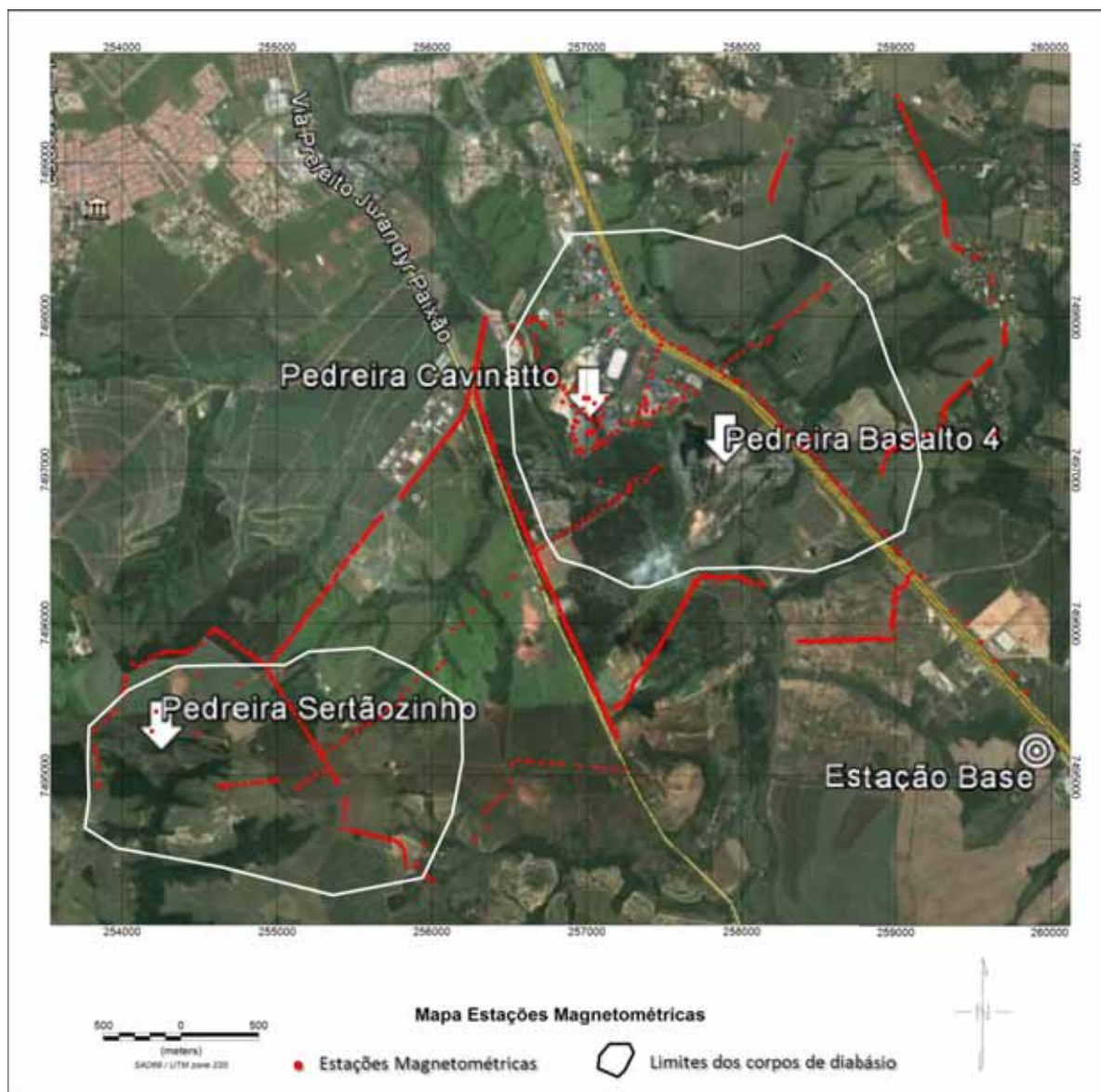
O mapa de campo magnético total com a filtragem passa banda apresentou muitos ruídos, pois as anomalias positivas presentes no mapa estão localizadas principalmente nas rodovias e vias secundárias. O mapa apresenta também valores de baixa intensidade magnética localizadas nas regiões das pedreiras presentes na área de estudo, porém, a resposta magnética esperada para estas regiões, é de alta intensidade magnetométrica (anomalias positivas).

Os mapas magnéticos com a separação regional/residual reduzido ao polo magnético mostraram anomalias positivas localizadas sobre as pedreiras presentes na área de estudo. Estas anomalias podem estar associadas aos corpos com alto contraste de suscetibilidade magnética (intrusivas básicas da Formação Serra Geral). Os valores com baixa intensidade magnetométrica, presentes nos mapas, podem estar relacionados às estruturas do arenito do Grupo Itararé.

O mapa de sinal analítico foi o que melhor definiu a resposta magnética esperada, para os corpos com alta intensidade magnetométrica (intrusivas básicas da Formação Serra Geral). Uma possível interpretação para a variação positiva, apresentada no mapa de sinal analítico, situada na porção central e no quadrante SW do mapa, aponta que estes corpos de diabásio não apresentam ligação em subsuperfície, portanto, a área compreende diversos corpos de diabásio em forma de *Sills*, que em subsuperfície não exibem continuidade lateral. A partir desta interpretação foi possível delimitar os limites dos corpos de diabásio em subsuperfície (Figura 5.12).

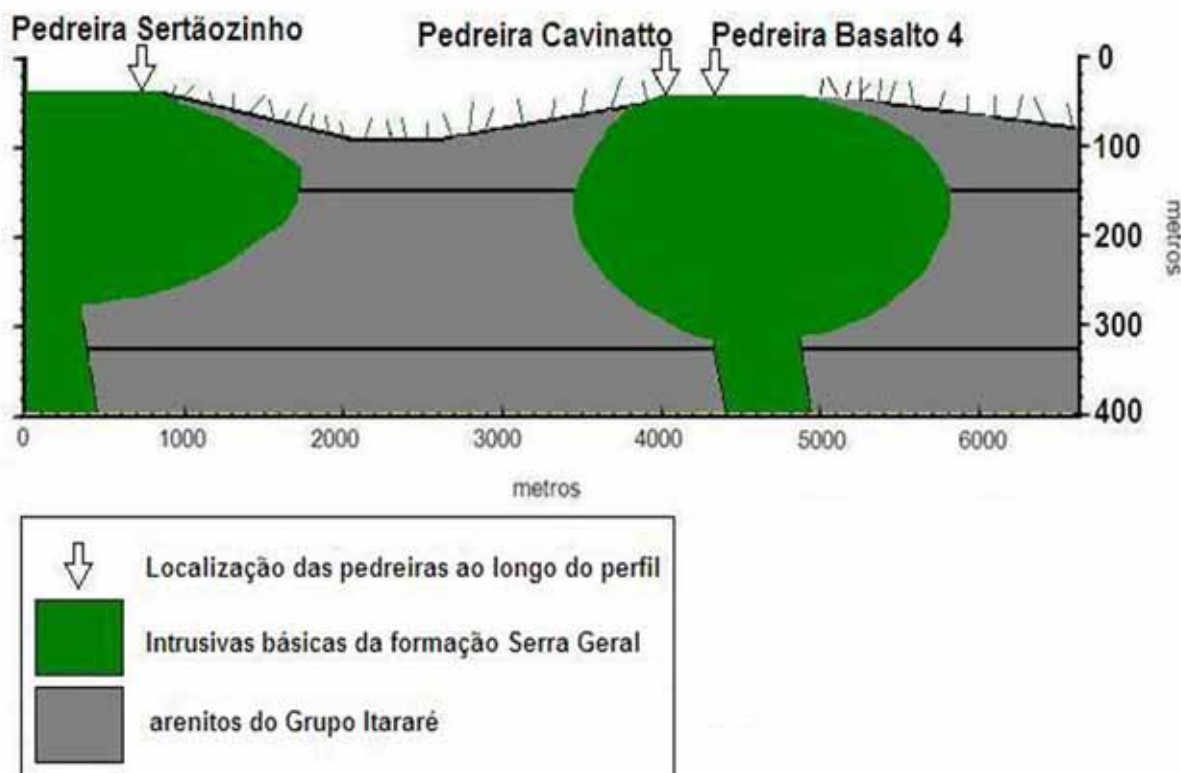
Neste contexto, os resultados desta dissertação discordam da proposta de Soares (1985), que a partir de perfurações feitas em busca de água subterrânea, indicou haver continuidade lateral desses corpos em subsuperfície.

Figura 5.12 – Mapa de estações magnetométricas (pontos vermelhos), posicionadas sobre imagem do Google Earth (2013), com Localização da estação base, das pedreiras presentes na área do trabalho (setas brancas) e delimitação dos corpos em subsuperfície.



A figura 5.13 exemplifica um desenho interpretativo dos fatos analisados a partir dos perfis e mapas de dados magnéticos.

Figura 5.13 – Figura interpretativa dos dados magnetométricos.



A partir da análise dos dados geoquímicos e petrográficos, foram verificadas a presença de quantidades significativas (ao redor de 10%) de magnetita, traduzido pelo teor elevado em ferro das amostras analisadas, portanto, com diferenças significativas com os sedimentos do Grupo Itararé, o que resulta alto contraste nos dados magnetométricos entre eles.

CAPÍTULO 6 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

De acordo com os objetivos propostos, o método aplicado apresentou resposta positiva quanto à detecção de contrastes físicos entre o *Sill* de Limeira, e sua encaixante por meio de geofísica. A aplicabilidade da geofísica na detecção e caracterização de *Sills* de rochas básicas é comprovada pelos resultados do presente estudo e por trabalhos anteriores.

Durante a aquisição e processamento dos dados magnetométricos foi verificado que as configurações adotadas (espaçamentos e localização das estações de medida) foram adequadas, apresentando resultados satisfatórios. Nesta etapa foi verificado também a presença de ruídos e possíveis anomalias inexistentes, principalmente as anomalias localizadas ao longo das rodovias e vias de acesso presentes na área de estudo.

Através da interpretação dos diagramas de variação de elementos maiores e menores, em função de um único índice de evolução magmática, foi concluído que o basalto possui elevado teor de ferro, sendo assim, apresenta alto contraste nos dados magnetométricos entre os corpos intrusivos básicos da Formação Serra Geral e os sedimentos do Grupo Itararé.

A avaliação e interpretação dos resultados descritos no capítulo 5 permitem concluir, que esta área compreende diversos corpos de diabásio independentes, em forma de *Sills* que em subsuperfície não exibem continuidade lateral. Neste contexto, os resultados desta dissertação discordam da proposta de Soares (1985), a qual afirma que, a partir de perfurações feitas em busca de água subterrânea, há continuidade lateral desses corpos em subsuperfície.

O mapa do sinal analítico permitiu concluir que na região do *Sill* de Limeira, há diversos corpos de diabásio que em subsuperfície não exibem continuidade lateral. Permitiu definir também os prováveis limites e extensão dos corpos.

O mapa da redução ao polo magnético representou a localização das fontes magnéticas apenas sobre as pedreiras presentes na área do trabalho, no qual, permitiu concluir que grande parte da intensidade da anomalia magnética, foi atenuada devido ao recobrimento do *Sill* de diabásio por arenitos do Grupo Itararé. A melhor ferramenta utilizada para localização das fontes magnéticas foi o sinal analítico.

O mapa com a filtragem passa banda dos dados de campo magnético total não proporcionou resultados satisfatórios em relação à localização das anomalias magnéticas.

O mapa magnético com a separação residual reduzido ao polo magnético demonstrou o menor tamanho das anomalias em profundidade, quando comparado com a resposta magnética do mapa de separação regional, satisfazendo o objetivo do filtro que é salientar o sinal magnético das rochas mais rasas (arenitos do Grupo Itararé).

O mapa magnético com a separação regional reduzido ao polo magnético demonstrou o maior tamanho das anomalias em profundidade, quando comparado com a resposta magnética do mapa de separação residual, satisfazendo o objetivo do filtro que é salientar o sinal magnético das rochas mais profundas (intrusivas básicas da Formação Serra Geral).

Através da análise dos perfis apresentados na figura 5.8, principalmente pelo perfil da amplitude do sinal analítico, foi possível criar um desenho interpretativo (Figura 5.13) dos fatos analisados com os limites e a profundidade dos corpos em subsuperfície.

A análise do espectro de potência radial médio permitiu a escolha do intervalo de número de ondas adequado para a separação das componentes em rasas e profundas. A análise espectral mostrou que as estruturas com profundidades superiores a 100 m são relacionadas às estruturas dos corpos de diabásio em forma de *Sill*, presentes na área de estudo, no qual, esta profundidade é compatível com os descritos em trabalhos anteriores.

Com base na suscetibilidade distinta das rochas presentes na área de estudo, conforme demonstrada na tabela 3.1, foi possível delimitar corpos independentes.

Em complemento a este trabalho, é sugerida a realização de estudos geofísicos posteriores, como aquisições gravimétricas, com o intuito de definir e aprimorar os limites laterais de profundidade em busca de dados mais precisos, pois a gravimetria se trata de um método que é menos susceptível a ruídos, comparado com a gravimetria.

REFERÊNCIAS

BHATACHARIA, B.K. Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body. *Geophysics*, v. 31, p.97 - 121. 1966.

BLAKELY, Richard J.. *Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications*. Cambridge: Cambridge University Press, 1996. 441 p.

BURGER, H. R.; SHEEHAN, A. F.; JONES, C. H.. *Introduction to Applied Geophysics: Exploration geophysics of the shallow subsurface*. New York: Norton & Company, 2006. 622 p.

CARNEIRO, M. A.; BARBOSA, M. S. C.. Implicações geológicas e tectônicas da interpretação magnetométrica da região de Oliveira, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geofísica*, Vol. 26 (1), 87-98 p, 2008.

CARVALHO, S. G.; NARDY, A. J. R.; OLIVEIRA, M. A. F.; SOARES, P. C.; ZANARDO, A.; ANTONIO, M. C. *Geologia e Litoquímica os Diabásios dos Sills Borda da Mata e Limeira-Cosmópolis (SP): Resultados Preliminares*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1988, Belém. Anais... Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1988, p. 1281-1292.

CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F.M.B. *Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras*. Rio de Janeiro, Petrobras (CENPES/SINTEP), 70 p. (Serie Ciência –Técnica – Petróleo). Seção: Exploração de Petróleo. 1984.

FARIA, C. A.; *Evolução Magmática do Sill de Limeira: Petrologia e Geoquímica*. 2008. 106p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

FRIES, M.; *Estudo dos altos estruturais de Pitanga, Artemis, Pau d’alho e Jiboia (Flanco nordeste da Bacia Sedimentar do Paraná), através dos métodos geofísicos da gravimetria e magnetometria terrestres*. 2008. 238p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista - UNESP, Rio Claro, 2008.

FULFARO, V. J.; SAAD, A. R.; SANTOS, M. V.; VIANNA, R. B. *Compartimentação e evolução tectônica d Bacia do Paraná*. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 12, n. 4, p. 590 - 610, 1982.

GEOSOFT INCORPORATED. 2007. *Montaj MAGMAP filtering; 2-D frequency domain of potential field data extension for Oásis Montaj v6.4*. Toronto, Ontário, Canadá.

GEM SYSTEMS. GSM-19 V7.0. Markham: 2008. (Instruction Manual).

GEM SYSTEMS. 2008. GSM-8 v7.2 Instruction Manual, Disponível em: <<http://www.gemsys.ca>>.

GONÇALVES, B. F.. Modelagem de dados geofísicos magnéticos e radiométricos aéreos e terrestres aplicados à interpretação geológica. 129 p. Trabalho de Graduação (Graduação em Geofísica Aplicada), Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2008.

GOOGLE EARTH. Versão 4.3 (beta). Europa Technologies - US Dept. of state Geographer, 2013.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. An Introduction to Geophysical Exploration. 3rd ed. Blackwell: Blackwell Science Ltd., 2002. 262 p.

KONZEN, Luciano. Métodos Potenciais: Aplicações em Petróleo e Recursos Minerais. São Paulo: IAG/USP, 2002. CD-ROOM.

LE BAS, M.J.; LEMAITRE, R.W.; STRECKEISEN, A.; ZANNETIN, B.. Chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. Journal of Petrology 27: 745-750 p. (1986).

LOURO, Vinicius Hector Abud. Procedimentos de Análise em Magnetometria: Estimativa de Magnetização Remanente visando Inversões para Exploração Mineral. 165 p. Dissertação (Programa de Pós-Graduação em Geofísica) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo. São Paulo, 2013.

LOWRIE, William. Fundamentals of Geophysics. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 381 p.

LUIZ, J. G.; SILVA, L. M. C.. Geofísica de Prospecção: Quadro Geral. In: Geofísica de Prospecção. Belém: Universidade Federal do Pará; Cejup, 1995. 311 p.

LUIZ, J. G.; COSTA & SILVA, L. M. Geofísica de Prospecção. Belém. Pará, Universidade Federal do Pará, 1995. 311 p.

MACHADO, F.B.; Geologia e Aspectos Petrológicos das Rochas intrusivas e efusivas mesozoicas de parte da borda leste da Bacia do Paraná no estado de São Paulo. 2005. 194p. Dissertação (Mestrado em Geociências), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista - UNESP, Rio Claro, 2005.

MACLEOD, I. N.; JONES, K.; DAI, T. F.. 3-D Analytic Signal in the Interpretation of Total Magnetic Field Data at Low Magnetic Latitudes. In: KONZEN, Luciano. Métodos Potenciais: Aplicações em Petróleo e Recursos Minerais. São Paulo: IAG/USP, 2002. CD-ROOM.

MARQUES, L. S.; ERNESTO, M.. O Magmatismo Toleítico da Bacia do Paraná. In: Mantesso Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.R.; Brito Neves, B.B.. (Org.). Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca Produções Culturais, 2004, v., p. 245-263.

MEDINA, Alex Soria; MEDINA, Simone da Silva Soria. A representação da superfície topográfica através de modelos digitais de terreno. Graphica. Curitiba: 2007.

MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. L. Bacia do Paraná. Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v.8, n.1, p. 69 – 82. 1994.

MILANI, E.J.; RAMOS, V.A. Orogenias Paleozóicas no Domínio Sul-Occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, v.28, n.4, p. 473-484. 1998.

NABIGHIAN, Misac N. et al.. The historical development of the magnetic method in exploration. Geophysics, v. 70, n. 6, p. 33-61, 2005.

NARDY, A.J.R., ENZWEILER, J., BAHIA F^o, O., OLIVEIRA, M.A.F., PENEIRO, M.A.V. Determinação de Elementos Maiores e Menores em Rochas Silicáticas por Espectrometria de Fluorescência de Raios-X: Resultados Preliminares. In: VI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 1997, Salvador (BA). Resumos Expandidos. Salvador, 1997, p 346-348.

NOAA. Disponível em: <<http://www.ngdc.noaa.gov/geomag-web/#igrfwmm>>. Acesso em: 27 fev. 2013.

OLIVEIRA, R.G. Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozóico da Província Borborema e de sua margem continental (nordeste do Brasil). 389 p. Tese (Programa de pós-graduação em geodinâmica e geofísica). Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008.

PEREIRA, R. M.; Fundamentos de Prospecção Mineral. Rio de Janeiro: Interciência, 2003. 167p.

PIRES, F.A. Análise paleoambiental e estratigráfica do Subgrupo Itararé na região do médio Tietê, Estado de São Paulo. 113 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2001.

PREFEITURA Municipal de Limeira. Informações sobre o Município, <www.limeira.sp.gov.br/municipio/>. Acesso em: 22 Jan. 2013.

SPECTOR, A. GRANT, F.S., Statistical Models for interpreting aeromagnetic data. Geophysics, Vol. 35, N.2, p. 293-302, 1970.

SOARES, P.C., LANDIM, P.M.B., FÚLFARO, V.J., SOBREIRO NETO, A.F. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. Revista Brasileira de Geociências, v. 10, n. 3, p. 177-85, 1980.

SOARES, P.C. Informações sobre *Sills* de diabásio da Bacia do Paraná. Curitiba: DOCEGEO, 1985, 20p.

SOARES, M. S.; Processamento e interpretação de dados aerogeofísicos magnetométricos e gamaespectrométricos no estudo do controle das mineralizações

auríferas na região do Complexo Bossoroca, São Sepé, RS. 187 p. Dissertação (Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas, Metalúrgica e Materiais – PPGEM). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

SOUZA JUNIOR, A. O. Localização de fraturas em rochas graníticas, no município de Capão Bonito-SP, Brasil. Revista Brasileira de Geofísica, Vol. 20 (2), 2002.

SOUSA, M. O. L. Caracterização Estrutural do Domo de Pitanga – SP. 1997. 116f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

SOUZA, S. B. Feições regionais da porção emersa do Alto de Cabo-Frio e sua continuação para as Bacias de Campos e Santos. 131 p. Dissertação (Faculdade de Geologia), Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2006.

TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C.; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. Decifrando a Terra. São Paulo: Oficina de Textos, 2000. 568p.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E.. Applied Geophysics. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. 770 p.

VAIL, P.R.; MITCHUM, Jr. R.M.; THOMPSON, S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: global cycles of relative changes of sea level. In: PAYTON CE (Ed.). Seismic Stratigraphy- applications to hydrocarbon exploration. American Association of Petroleum Geologists. Tulsa, Oklahoma. U.S.A. p. 83-96. 1977.

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