



UNICAMP



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Aplicações de dados aerogeofísicos na folha geológica Morretes (PR).

Trabalho de Conclusão de Curso
Edinei Piaia

Orientador: Jefferson Picanço
Co-Orientador: Marcos Vasconcellos

29.11.2012

Agradecimentos

Somos seres sociáveis e, por mais que digamos que não, nossa vida é construída ao redor de relacionamentos que dão sentido a tudo que fazemos, inclusive a uma graduação. Por isso, tenho algumas pessoas que gostaria de agradecer.

Acho que devo, antes de mais nada, agradecer a meus pais que passaram uma vida inteira de dedicação aos seus filhos e sacrificaram muito em prol de um estudo de qualidade que culminou neste momento. Obrigado Edinei A. Piaia e Marisa C. Teixeira, pela vida que me dão.

Um irmão não é simplesmente família, é muito mais do que isso. Irmãos são aquela parte de você que mora em outro lugar. Irmãos são aqueles que estão sempre lá pro que for necessário. Me sinto privilegiado por ter 3 irmãs. Priscila, Paloma e Patrícia, amo vocês.

Tem pessoas que encontramos que conseguem ser muito mais do que simples amigos. O carinho e atenção dedicados não tem preço. O máximo que posso fazer é retribuir tudo em dobro. Obrigado Marjorie.

Tem outras pessoas que são nossos irmãos de outra mãe e pai. Eu posso dizer, hoje, que tenho amigos. Alguns poucos, mas bons. Muito obrigado por dividir comigo momentos bons, ruins e mais ou menos. Ah, é: desculpem por não ter ido à praia no último feriado. Vocês podem ler o motivo nas muitas páginas que se seguem.

Aos mestres da faculdade, que nos ensinam muito mais do que os entremeios da academia, fica também meu agradecimento, em especial a meu orientador, Jefferson Picanço e meu co-orientador, Marcos Vasconcelos, que me guiaram através deste acontecimento que é o trabalho de conclusão de curso. Também não posso deixar de citar a professora Maria José Mesquita que com muita prontidão me instruiu num momento crucial do trabalho.

Minha vontade de "ser cientista" vem desde pequeno. Existem duas pessoas em especial que alimentaram e desenvolveram este sonho. Aqui fica meu muito obrigado ao professor Pedro E. D. Augusto (professor do COTUCA) e ao professor Fernando (professor de ciências até a oitava série).

Existem ainda pessoas que, por bem ou por mal, aparecem na sua vida pra te fazer crescer e todas elas, mesmo as que te prejudicam, tem um papel importante no seu desenvolvimento pessoal. A estas pessoas, fica também meu agradecimento pelas lições que me fizeram aprender.

Agradeço também a todos do Instituto de Geociências que me dão a estrutura necessária para um ensino de qualidade.

***Nós ensinamos melhor
aquilo que mais precisamos aprender.***

Índice

<u>CAPÍTULO 1</u>	<u>INTRODUÇÃO</u>	<u>1</u>
1.1.	ASPECTOS GERAIS	1
1.2.	JUSTIFICATIVA	2
1.3.	OBJETIVOS	3
1.4.	LOCALIZAÇÃO E ACESSO	3
1.5.	GEOMORFOLOGIA	4
<u>CAPÍTULO 2</u>	<u>MATERIAIS E MÉTODOS</u>	<u>5</u>
2.1.	TRABALHO DE CAMPO E PETROGRAFIA	5
2.2.	GEOFÍSICA	5
2.2.1.	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	5
♦	GAMAESPECTROMETRIA	5
♦	MAGNETOMETRIA	7
2.2.2.	NATUREZA DOS DADOS GEOFÍSICOS	7
2.2.3.	PROCESSAMENTO DOS DADOS GEOFÍSICOS	9
<u>CAPÍTULO 3</u>	<u>CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOTECTÔNICO</u>	<u>12</u>
3.1.	CONTEXTO TECTÔNICO	12
3.2.	GEOLOGIA DA REGIÃO DE MORRETES	15
<u>CAPÍTULO 4</u>	<u>RESULTADOS</u>	<u>18</u>
4.1.	CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E PETROGRÁFICA DA ÁREA DE ESTUDO	18
4.2.	GEOFÍSICA	27
4.2.1.	PRODUTOS GAMAESPECTROMÉTRICOS	27
4.2.2.	INTERPRETAÇÃO GAMAESPECTROMÉTRICA	31
4.2.3.	PRODUTOS MAGNÉTICOS	36
4.2.4.	INTERPRETAÇÃO MAGNÉTICA	38
4.2.5.	MODELAMENTO 2,5D	39
4.3.	REINTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA	41
<u>CAPÍTULO 5</u>	<u>CONCLUSÕES</u>	<u>46</u>
<u>CAPÍTULO 6</u>	<u>REFERÊNCIAS</u>	<u>48</u>

Índice de Figuras

FIGURA 1: MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	4
FIGURA 2: GRÁFICO TERNÁRIO QUE ILUSTRA COMPORTAMENTO DOS RADIOELEMENTOS NOS LITOTIPOS MAIS COMUNS. EXTRAÍDO DE (KEAREY ET AL., 2002).....	7
FIGURA 3: MAPA DE LOCALIZAÇÃO DO PROJETO SERRA DO MAR SUL.....	8
FIGURA 4: CONTEXTO TECTÔNICO DO LITORAL DO PARANÁ.....	13
FIGURA 5: MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE MORRETES. MODIFICADO DE CORDANI E GIRARDI (1967).....	17
FIGURA 6: MAPA DE PONTOS DE CAMPO.....	18
FIGURA 7: PONTO TE03.....	20
FIGURA 8: INDICADOR CINEMÁTICO. PONTA INDICA O LESTE. PONTO TE03.....	20
FIGURA 9: GRANDES CRISTAIS DE ANFIBÓLIO. NICÓIS PARALELOS. PONTO TE03.....	20
FIGURA 10: GRANDES CRISTAIS DE ANFIBÓLIO. CRISTAIS DE EPIDOTO EM CORES FORTES. NICÓIS CRUZADOS. PONTO TE03.....	20
FIGURA 11: FITAS DE QUARTZO RECRISTALIZADO COM BIOTITA NAS BORDAS. PONTO TE03. NICÓIS PARALELOS.....	20
FIGURA 12: FITAS DE QUARTZO RECRISTALIZADO COM BIOTITA NAS BORDAS. PONTO TE03. NICÓIS CRUZADOS.....	20
FIGURA 13: PLANO DE CONCENTRAÇÃO DA DEFORMAÇÃO. PONTO TE22.....	21
FIGURA 14: LOCAL DE ALTERAÇÃO CONCENTRADA. ACIMA OCORRE MASSA DE BIOTITA+EPÍDOTO E ABAIXO MASSA DE SERICITA. NICOIS CRUZADOS. PONTO TE22.....	21
FIGURA 15: GNAISSE BANDADO COM ENCLAVES PODS DE COR ESCURA. PONTO TE11.....	22
FIGURA 16: PONTO TE15.....	22
FIGURA 17: CONCENTRAÇÃO DE CLORITA EM ANFIBOLITO DO PONTO TE12. NOTAS PSEUDOMORFOS DE TREMOLITA (EM TONS ALARANJADOS). NICOIS CRUZADOS.	22
FIGURA 18: TEXTURA GRANOBLÁSTICA EM ANFIBOLITO POUCO DEFORMADO. PONTO TE12. NICOIS CRUZADOS.....	22
FIGURA 19: VISÃO MACRO DO GRANITO CAPELA. PONTO TE40.....	23
FIGURA 20: LAMINA DELGADA DO GRANITO CAPELA. PONTO TE40. NICÓIS CRUZADOS.....	23
FIGURA 21: QUARTZO MILONITO COM MAGNETITA. NESTA AMOSTRA A ROCHA EXIBE GRANDE QUANTIDADE DE SERICITA E BIOTITA. NICOIS CRUZADOS.....	24
FIGURA 22: FITAS DE QUARTZO RECRISTALIZADO ALTERNADOS A BANDAS DE SERICITA. PONTO TE28. NICÓIS CRUZADOS.....	24
FIGURA 23: ESTRUTURA AMALGAMADA COM PODS DE QUARTZO ENTRE FITAS DE SERICITA. PONTO TE28. NICÓIS CRUZADOS.....	24
FIGURA 24: LÂMINA DO GRANITO GRACIOSA. PONTO TE01. NICÓIS CRUZADOS.....	25
FIGURA 25: ENCLAVE RICO EM BIOTITA. PONTO TE01. NICOIS PARALELOS.....	25
FIGURA 26: DIQUES MAPEADOS POR CORDANI E GIRARDI (1967) SOBREPOSTOS AO RELEVO SOBREADO DA ÁREA DE ESTUDO.....	26
FIGURA 27: CRISTAL DE MAGNETITA. TE10. NICOIS PARALELOS.....	26
FIGURA 28: DIQUE BÁSICO DO PONTO TE10. NICOIS CRUZADOS.....	26
FIGURA 29: LÂMINA DE VEIO DE QUARTZO.....	27
FIGURA 30: MAPA DE CONCENTRAÇÃO DE POTÁSSIO (K).....	29
FIGURA 31: MAPA DE CONCENTRAÇÃO DE URÂNIO (U).....	29
FIGURA 32: MAPA DE CONCENTRAÇÃO DE TÓRIO (TH).....	29
FIGURA 33: MAPA DE CONTAGEM TOTAL (CT).....	29
FIGURA 34: MAPA DE ANOMALIA DA POTÁSSIO (KD).....	29
FIGURA 35: COMPOSIÇÃO TERNÁRIA DOS RADIOELEMENTOS K, U E TH.....	29
FIGURA 36: MAPA DE CONCENTRAÇÃO DE K COM DOMÍNIOS DESTACADOS.....	30
FIGURA 37: MAPA DE CONCENTRAÇÃO DE U COM DOMÍNIOS DESTACADOS.....	30
FIGURA 38: MAPA DE CONCENTRAÇÃO DE TH COM DOMÍNIOS DESTACADOS.....	30
FIGURA 39: MAPA DE CT COM DOMÍNIOS DESTACADOS.....	30
FIGURA 40: MAPA DE KD COM DOMÍNIOS DESTACADOS.....	30

FIGURA 41: MAPA TERNÁRIO COM DOMÍNIOS DESTACADOS.....	30
FIGURA 42: PERFIL GAMAESPECTROMÉTRICO DA REGIÃO NORTE DA ÁREA DE ESTUDO.....	33
FIGURA 43: MAPA DE CAMPO MAGNÉTICO ANÔMALO.....	37
FIGURA 44: AMPLITUDE DO SINAL ANALÍTICO (ASA).....	37
FIGURA 45: ASA SOBRE RELEVO SOMBREADO.....	37
FIGURA 46: SOLUÇÕES DA DECONVOLUÇÃO DE EULER.....	37
FIGURA 47: DIQUÊS MAPEADOS E SOLUÇÕES DE EULER SOBRE RELEVO.....	37
FIGURA 48: SOLUÇÕES DE EULER DOMÍNIOS GAMAESPECTROMÉTRICOS E COMPOSIÇÃO TERNÁRIA SOBREPOSTOS A RELEVO SOMBREADO.....	39
FIGURA 49: MODELO 2,5D. SUPERIOR: PERFIL CONSTRUÍDO COM PONTOS DE OBSERVAÇÃO. INFERIOR: CURVA DE CAMPO MAGNÉTICO OBSERVADO E CALCULADO E PERFIL CONSTRUÍDO.....	40
FIGURA 50: MAPA REINTERPRETADO DA REGIÃO DE MORRETES.....	42

Índice de Tabelas

TABELA 1: ABUNDANCIA DOS ISÓTOPOS RELATIVOS EM COMPARAÇÃO A QUANTIDADE TOTAL DO ELEMENTO NA TERRA. (MODIFICADO DE FAURE, 1998)....	6
TABELA 2: DISTRIBUIÇÃO MEDIA DOS RADIOELEMENTOS NAS ROCHAS MAIS COMUNS NA CROSTA TERRESTRE. (MODIFICADO DE FAURE, 1998)	6
TABELA 3: PARÂMETROS DO LEVANTAMENTO GEOFÍSICO.....	8
TABELA 4: CLASSIFICAÇÃO QUALITATIVA DOS DOMÍNIOS GAMAESPECTROMÉTRICOS.	28

Capítulo 1.

Introdução

1.1. Aspectos gerais

A região de Morretes-PR está localizada dentro de um terreno metamórfico de alto grau que está regionalmente disposto na forma de uma faixa estreita justaposta lado a lado por terrenos mais jovens. Durante o metamorfismo destes corpos ocorre também a deformação e o retrometamorfismo que afetou as rochas do maciço de maneira heterogênea. Isto gera uma situação geológica e estruturalmente complexa.

Não obstante a complexidade geológica natural, os estudos da geologia da área também são dificultados devido a pobre exposição de rochas, seja devido ao intemperismo, seja devido a densa vegetação. Estas razões fazem da geofísica uma grande aliada do mapeador que pode, a partir de deduções geológicas e extrapolação de pontos, inferir com melhor qualidade os contatos e definir novas unidades.

A geofísica é atualmente uma das ferramentas tecnológicas mais eficazes no auxílio do mapeamento geológico. A partir de levantamentos aéreos ou terrestres pode-se obter bom detalhamento dos litotipos estruturas identificadas em campo, mesmo em áreas com pouca exposição de rocha fresca. Levantamentos geofísicos vem sendo realizados sistematicamente pela CPRM desde 1952, gerando grande volume de dados, muitos dos quais ainda não foram devidamente interpretados.

Alem de auxiliar em trabalhos pioneiros a geofísica pode também auxiliar numa reinterpretação geológica mais precisa de trabalhos anteriores de modo a realçar contatos ou identificar litologias ainda não identificadas no mapeamento clássico de campo seja a pobre exposição das rochas ou, ainda, devido ao olhar geológico do mapeador, que está sujeito aos conceitos e paradigmas de sua época.

Portanto este trabalho aplicou métodos de interpretação geofísica na reinterpretação de um mapa geológico pré-existente, elaborado no final da década de 60. Deste modo, buscou-se utilizar o conhecimento geológico atual para realizar uma releitura das litologias descritas por trabalhos anteriores, assim como de suas estruturas e espacialidade.

1.2. Justificativa

A atualização da cartografia geológica básica é de relevância em todas as áreas de aplicação da geologia, desde a prospecção de novos alvos minerais até uma melhor gestão do território pela administração local.

Nos últimos 20 anos poucos trabalhos sistemáticos foram realizados na região de Morretes. O mais recente data de 1992, realizados pela MINEROPAR (Salazar, 1992) em virtude da caracterização de pequenas ocorrências de Au. Da mesma maneira, existem trabalhos mais antigos, de 1980, realizados pela mesma companhia afim de caracterizar melhor as ocorrências de ferro na área em questão. Todos estes trabalhos, no entanto, se baseiam em um único trabalho sistemático de mapeamento realizado por Cordani e Girardi (1967), pioneiros na caracterização da área de estudo. Devido a isto, a geologia de Morretes ainda possui uma carência de estudos que forneçam maiores detalhes sobre o arcabouço geológico.

A região de Morretes e Antonina está localizada sobre rochas metamórficas de alto á baixo grau e de composição química variada que ocorrem acompanhadas de padrões estruturais complexos e multifásicos. A pobreza de exposição de rocha fresca, seja devido a alteração intempérica intensa, cobertura sedimentar ou pela densa vegetação, é um agravante desta situação naturalmente complexa.

O uso de dados geofísicos é uma alternativa para atenuar as dificuldades encontradas em campo e seu uso pode trazer maior riqueza de detalhes aos dados já existentes sobre a região. A gamaespetrometria, por exemplo, é uma técnica amplamente utilizada e consagrada no meio geológico que, por meio da medição de raios gama, determina a quantidade aproximada dos radioelementos K, U e Th. O comportamento geoquímico diferenciado destes elementos frente aos processos geológicos permite a

diferenciação de diferentes litotipos ou de heterogeneidades geoquímicas dentro de uma mesma rocha.

A magnetometria, por sua vez, consiste na identificação de anomalias magnéticas que se traduz na forma da presença de minerais naturalmente magnéticos nas rochas. Esta técnica é muito utilizada por realçar grandes estruturas, além de ser muito eficiente no mapeamento de corpos de minério que contém minerais magnéticos.

Ambos os métodos foram aplicados neste trabalho buscando aprimorar o conhecimento geológico da área de estudo em superfície e subsuperfície

1.3. Objetivos

O presente trabalho tem como principais objetivos:

- Produzir uma releitura da geologia desta área baseando-se em dados geológicos de campo e de laboratório, assim como na interpretação dos dados geofísicos.
- Analisar o comportamento geofísico da mineralização de magnetita que aflora na área realizando o modelamento direto 2,5 D com os dados magnéticos

1.4. Localização e Acesso

A área de trabalho está localizada no litoral do estado do Paraná e compreende o polígono contido pela folha Morretes (SG22-X-D-II-3-SE). Dentro da área está a cidade de Morretes e os povoados de São João da Graciosa e Porto de Cima.

A partir de Curitiba o acesso pode ser feito pela rodovia BR-277 e pelas estradas estaduais PR-408 e PR-411 (Figura 1).

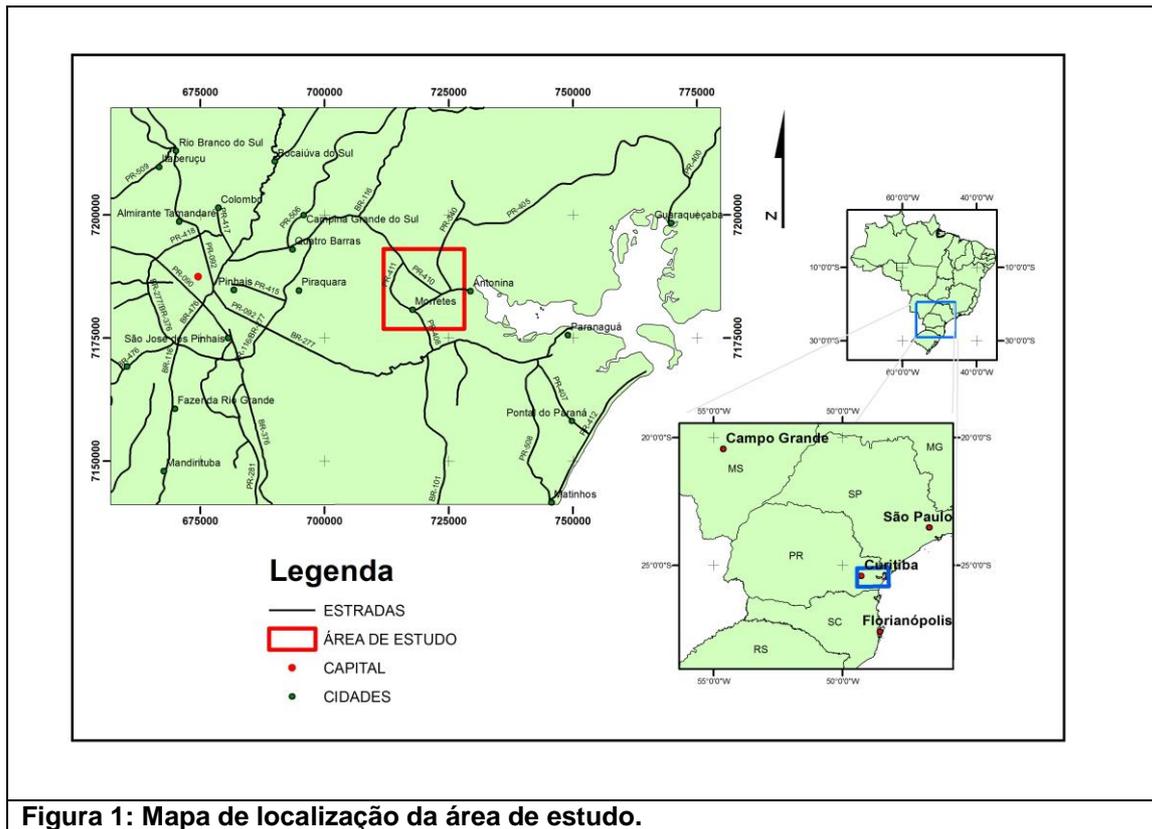


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo.

1.5. Geomorfologia

A área se encontra entre o domínio litorâneo e a Serra do Mar, segundo o Atlas geomorfológico do estado do Paraná (Paraná, 2006). O domínio da Serra do Mar é caracterizado predominantemente por formas de topos alongados e em cristas com vertentes retilíneas e vales em “V” encaixado (Paraná, 2006). As altitudes variam de 20 até 1340m de altitude e a classe de declividade predominante é de 12-30%. A serra é sustentada por múltiplos maciços graníticos. Também faz parte deste domínio as intrusões de diques básicos, que tem papel essencial na morfologia dos vales.

Já a porção litorânea é dominada por planícies flúvio-marinhas e litorâneas, com gradiente de relevo menor do que 200m e classe de declividade menor do que 6%. As formas dominantes são planícies de restinga e flúvio-marinhas, terraços arenosos, dunas e praias, modeladas em sedimentos marinhos e flúvio-marinhos. (Parana, 2006).

Capítulo 2.

Materiais e

Métodos

2.1. Trabalho de Campo e Petrografia

Durante o trabalho geológico de campo foram empregadas técnicas de mapeamento geológico e construção de perfis, além de coleta de amostras. Destas, confeccionou-se lâminas delgadas que foram analisadas em microscópio petrográfico para descrição e caracterização das rochas coletadas.

No total foram 5 dias de campo durante os quais foram construídos três grandes perfis ao longo dos recortes de estradas, compostos por 44 pontos de observação. Destes foram coletadas 31 amostras de rochas das quais 24 foram selecionadas para confecção de lâminas delgadas.

2.2. Geofísica

2.2.1. Fundamentação Teórica

◆ Gamaespectrometria

Átomos com o mesmo número de prótons mas diferente número de nêutrons são chamados de isótopos. Um mesmo elemento pode possuir vários isótopos, porém nem todos são estáveis e podem passar por decaimentos radioativos liberando partículas alfa (α), beta (β) e/ou gama (γ) para formar novos elementos mais estáveis que os iniciais. Cada tipo de emissão tem penetrabilidades bem diferentes. Emissões do tipo alfa (α) são pouco penetrativas e podem ser bloqueadas por não mais do que uma folha de papel ou poucos centímetros no ar. Partículas beta (β) são um pouco mais penetrativas e só são completamente bloqueadas por alguns milímetros de

alumínio ou por alguns decímetros de ar. Finalmente a radiação do tipo gama (γ) é a mais penetrativa das três sendo necessários alguns centímetros de chumbo para bloqueá-la completamente. Este tipo de radiação pode ser espalhada por algumas centenas de metros no ar antes de ser dissipada, o que a torna o tipo de emissão mais apropriada para levantamentos aerogeofísicos (Kearey et al., 2002).

Apesar de existirem vários isótopos radioativos naturais somente K e as séries de decaimento do U e Th têm abundância e produzem emissões de raios gama em faixas de energia e intensidades suficientes para serem detectados em levantamentos aerogeofísicos. A Tabela 1 mostra o percentual que cada um dos isótopos radioativos representa na abundancia total do elemento.

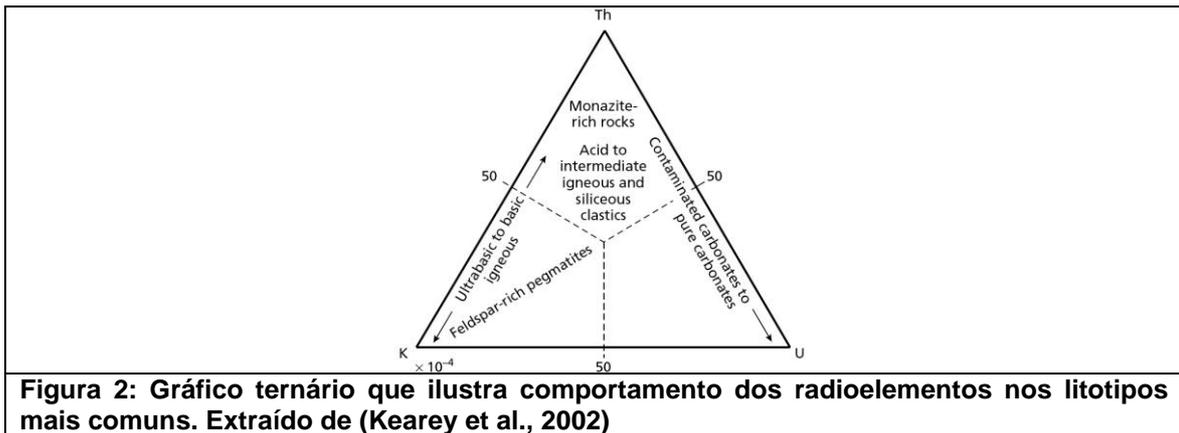
Tabela 1: Abundancia dos isótopos relativos em comparação a quantidade total do elemento na Terra. (modificado de Faure, 1998)

	Abundância do Isótopo Radioativo
$^{40}_{19}\text{K}$	0,01167%
$^{238}_{92}\text{U}$	99,2743%
$^{235}_{92}\text{U}$	0,72%
$^{232}_{90}\text{Th}$	100%

A distribuição dos elementos radioativos na crosta terrestre varia muito de acordo com a composição da rocha de uma forma geral. A Tabela 2 mostra a abundancia media de cada elemento nas rochas mais comuns na crosta terrestre e a **Figura 2** mostra um diagrama ternário que demonstra graficamente estes dados.

Tabela 2: Distribuição media dos radioelementos nas rochas mais comuns na crosta terrestre. (modificado de Faure, 1998)

	Ultramáficas	Basalto	Granito (alto Ca)	Granito (baixo Ca)	Pelitos	Arenitos	Carbonatos
K (%)	0,017	0,83	2,52	4,2	2,66	1,07	0,27
U (ppm)	0,002	0,75	3	3	3,7	0,45	2,2
Th	0,0045	3,5	8,5	17	12	1,7	1,7



◆ *Magnetometria*

O objetivo da Magnetometria é investigar a subsuperfície baseada em anomalias no campo magnético terrestre que, no que se refere às rochas, são resultantes da presença de minerais magnéticos que, apesar de sua pequena abundância relativa são capazes de produzir anomalias significativas. Estas anomalias são geradas a partir da soma vetorial da direção de magnetização do mineral magnético e do campo terrestre.

Os minerais magnéticos mais comuns na crosta terrestre são a Magnetita (Fe_3O_4) e Pirrotita (FeS_{1+x}), dos quais a magnetita é a mais abundante. As rochas se diferenciam muito em termos de susceptibilidade magnética devido à quantidade destes minerais presentes em seu arcabouço. Rochas básicas possuem maiores valores de susceptibilidade magnética devido a seu alto conteúdo de magnetita, que tende a diminuir de acordo com o aumento da acidez da rocha.

2.2.2. Natureza dos dados Geofísicos

Os dados geofísicos utilizados neste trabalho foram adquiridos durante o projeto Serra do Mar Sul realizado pela CPRM, código 1025, que envolveu sobrevôos ao longo do litoral de parte dos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina (Figura 3). Os dados foram adquiridos pela empresa GEOFOTO S.A. em 1975, somando um total de 49.880km de perfis cobrindo uma área de 48.600km². Foi utilizado um aeromagnetômetro de prótons, modelo G-803 da Geometrics, com sensor montado na cauda (“stinger”). O

aerogamaespectrômetro é do modelo EXPLORANIUM DIGRS-3001 e possui cristais de NaI ativados a tálio que totalizam um volume de 1017,88 polegadas cúbicas.

Os parâmetros do levantamento estão listados na Tabela 3. Os dados radiométricos foram reprocessados pelo Brazil Airborne Radiometric Mapping Project (BARMP), em 1997, que envolveu o micronivelamento e a conversão de “contagens por segundo” (cps) para concentração de elementos – percentagem (%) para K, parte por milhão (ppm) para equivalente U (eU) e equivalente Tório (eTh) e Microrentgen por hora para o Canal de Contagem Total – a partir da técnica denominada de “back-calibration”

Tabela 3: Parâmetros do levantamento Geofísico.

Intervalo de amostragem	1 s
Altura de Vôo:	150 m
Área Total:	48.600 km ²
Direção (Linha de Vôo):	N30W
Espaçamento (Linha de Vôo):	1 km
Direção (Linha de Controle):	N60E
Espaçamento (Linha de Controle):	20 km
Tempo de Integração Gama (s):	1

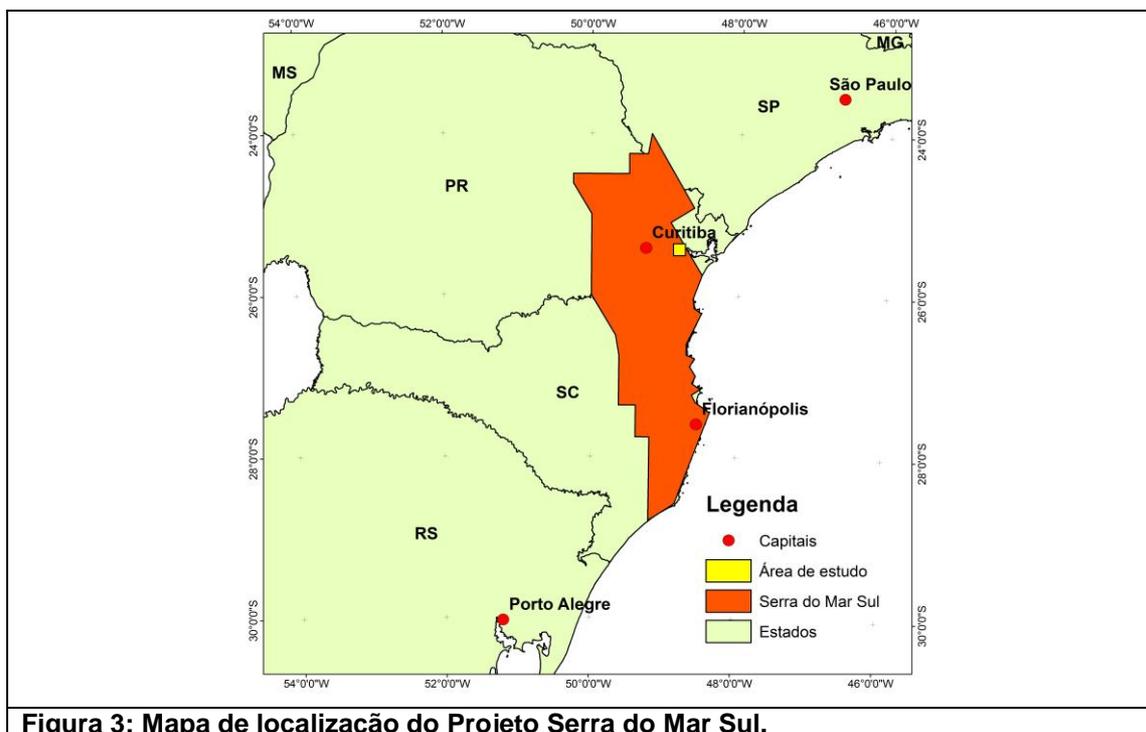


Figura 3: Mapa de localização do Projeto Serra do Mar Sul.

Os dados magnéticos foram pré-processados pelo Laboratório de Geofísica Aplicada da UFPR que realizou correções altimétricas, remoção do IGRF, remoção da variação diurna e micronivelamento.

Posteriormente foram extraídas subcenas que foram cedidas para a realização deste trabalho pelo Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira (LPGA/UFPR).

2.2.3. Processamento dos dados Geofísicos

◆ Processamento comum aos dois métodos

Com o controle das rochas mapeadas em campo seguirá o processamento e interpretação dos dados aerogeofísicos adquiridos pela CPRM no projeto Serra do Mar Sul e reprocessados no LPGA- Laboratório de Pesquisa em Geofísica Aplicada localizado na UFPR, sob a coordenação do Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira. O processamento dos dados geofísicos se deu por meio do software Oasis Montaj GEOSOFT e a produção de mapas pelo software ArcGis 10.0. Para os fins deste trabalho serão utilizados os dados de magnetometria e gamaespectrometria, cada qual com metodologias de processamento distintos.

Os dados foram interpolados utilizando a metodologia de krigagem que leva em conta a variância dos dados em função da distância no processo de interpolação. O valor de célula unitária entre 1/4 e 1/8 do espaçamento das linhas de vôo é recomendado pois evita perda de informações ou a incorporação de frequências altas sem solução nas baixas frequências (Vasconcelos et al., 1990). No presente estudo foi adotado o valor de 1/4 do espaçamento das linhas de vôo, resultando em células quadráticas de 250m para todos os produtos geofísicos.

◆ Processamento dos dados gamaespectrométricos

Usando os dados de gamaespectrometria pode-se analisar a concentração dos elementos K, U e Th além de composições ternárias destes três canais. A partir destas imagens interpretações referentes a composição química da rocha foram efetuadas. Foi usada também a técnica descrita por Pires (1995) para analisar a anomalia de K em relação ao Th. Tal técnica

ajuda a dar destaque a rochas que passaram pelo enriquecimento secundário de K, destacando zonas que possuem este tipo de alteração.

A partir destas imagens e baseando-se em dados de campo e literatura, grandes domínios com assinatura similar foram delimitados, os quais são apresentados na seção de resultados.

◆ **Processamento dos dados Magnéticos**

Os dados magnéticos interpolados fornecem uma imagem que representa de campo magnético anômalo, que possui um caráter dipolar de modo que uma anomalia magnética é representada por um conjunto de pontos exibindo alto magnético seguidos de pontos com baixo magnético.

A partir do campo magnético anômalo foi extraída a Amplitude do Sinal Analítico – ASA. Este processamento centraliza o posicionamento da fonte magnética sobre o ponto de maior amplitude da anomalia magnética (MacLoad et al., 1993), de forma que anomalias antes bipolares agora se tornam monopulares. Este processamento é também uma forma de realçar os contatos magnéticos.

Posteriormente foi aplicado o algoritmo da deconvolução de Euler (Thompson 1982), que consiste numa técnica que visa a determinação da profundidade das fontes do campo potencial observado com base na equação de homogeneidade de Euler. Um dos parâmetros utilizados na deconvolução de Euler é o índice estrutural que determina qual tipo de fonte magnética esta sendo considerada, sendo 0 associado a estruturas planares, 1 a estruturas lineares, 2 a corpos bidimensionais e 3 a corpos tridimensionais. Neste caso, foram realizados três processamentos com índices estruturais diferentes que foram sobrepostos no mesmo mapa com o objetivo de se observar feições que fossem relacionadas às diferentes geometrias. Tradicionalmente, a deconvolução de Euler é aplicada diretamente sob os dados de campo magnético anômalo. Neste caso a deconvolução foi aplicada sobre os dados ASA, seguindo a metodologia de Keating & Pilkington (2003) que demonstraram as vantagens deste método sobre o anterior.

A partir dos dados magnéticos também se procedeu com a construção de um modelo geológico 2,5D. Para realização do modelamento foi utilizado o software GM-SYS, da Geosoft. Este software se baseia no método de Talwini

et al. (1959) e Talwini e Heirtzler (1964) para o cálculo da resposta magnética de um determinado corpo. De acordo com estes autores, muitas estruturas geológicas podem ser simplificadas usando-se estruturas lineares. A seção destas feições pode então ser aproximada por um conjunto de polígonos fechados de n vértices a partir dos quais, fornecida a susceptibilidade magnética, é possível calcular a componente horizontal e vertical do campo magnético gerado.

Capítulo 3. Contexto Geológico e Geotectônico

3.1. *Contexto Tectônico*

O litoral do estado do Paraná está situado sobre a porção sul do Cinturão Ribeira, que se estende desde o sudeste de São Paulo até o litoral de Santa Catarina (**Figura 4**). No estado do Paraná são identificadas quatro grandes unidades geotectônicas, colocadas lado a lado durante a aglutinação do supercontinente Gondwana. Partindo do interior para o litoral temos o Domínio Apiaí, Microplaca Curitiba, Microplaca Luiz Alves e Terreno Paranaguá (Siga Junior, 1995). Ocorrem também terrenos ígneos como a Suíte Granítica Rio Piên, caracterizada por granitos cálcio-alcálicos de arco magmático localizado entre as microplacas Curitiba e Luiz Alves e as suítes graníticas e sieníticas de natureza anorogênica, a Província Serra da Graciosa (Gualda e Vlach, 2007).

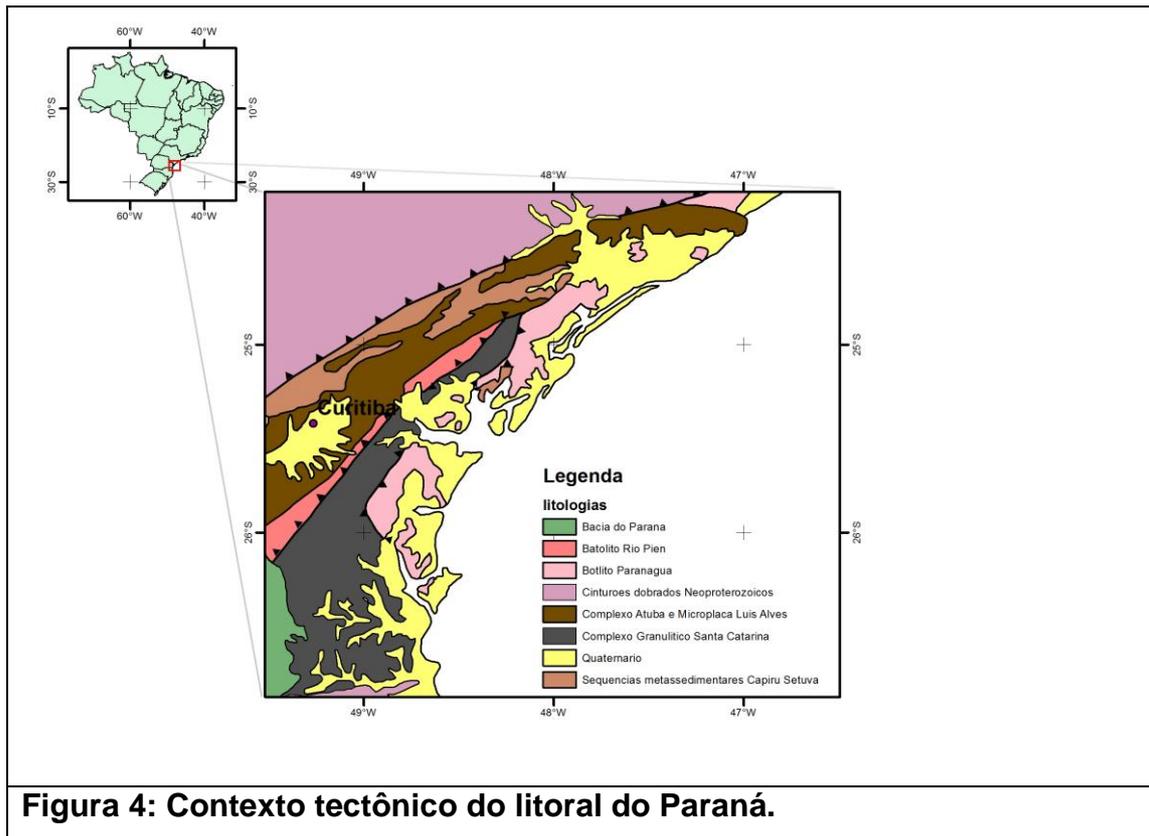


Figura 4: Contexto tectônico do litoral do Paraná.

O Domínio Apiaí é composto por unidades metavulcanossedimentares e metassedimentares que tem um embasamento cristalino, além de complexos graníticos. Cada um destes grandes compartimentos foram justapostos por cisalhamento extensivo, incluindo cavalgamentos e falhas transcorrentes (Siga Juniot et al. 2011). Entre os principais litotipos estão quartzito, filito, xisto, rochas cálcio-silicatadas, mármore, metamargas assim como rochas metaígneas básicas, intermediárias e ácidas (Siga Juniot et al. 2011). O grau metamórfico varia de baixo a médio. A idade mínima de sedimentação das sequencias metavulcanossedimentares é Mesoproterozoica chegando até no máximo idades Neoproterozoicas. Ocorrem ainda batólitos graníticos de 630-600Ma, tidos como partes de arcos magmáticos, além de batólitos anorogênicos de 580-560Ma que estão intrudidos na sequência metavulcanossedimentar (Siga Junior et al. 2011).

O Domínio Apiaí é limitado a sul pela zona de cisalhamento Lancinha que representa o traço de sutura entre este e a Microplaca Curitiba e é caracterizada por grandes zonas de cisalhamento com caráter transcorrente (Siga Júnior, 1995).

A Microplaca Curitiba é composta principalmente, de NW para SE, pelas seqüências metassedimentares Capiru, Setuva e Turvo Cajati, pelo Complexo Atuba seguido mais a sul pela Suíte Rio Piên. A Formação Capiru é caracterizada por quartzitos, metapelitos e mármore e é considerada como uma sequencia marinha de plataforma rasa (Yamato,1999). A formação Setuva é composta por micaxisto, xisto aluminoso, paragnaisse, quartzito e quartzo xisto (Bigarella e Salamuni, 1956). A Sequencia Turvo Cajati compreende micaxistos e paragnaises em fácies xisto verde a anfibolito superior com freqüentes intercalações de rochas calciossilicáticas e mármore dolomíticos.

Mais a sul ocorrem gnaisses bandados e migmatitos com freqüentes intercalações anfibolíticas que caracterizam o Complexo Atuba. As idades destas rochas se distribuem do Arqueano (3200-3000Ma), Arqueano Tardio (~2650Ma) e paleoproterozoico (~2100Ma e 2400Ma) seguidas da fase de migmatização de granitogênese (620-600Ma) (Siga Júnior et al., 2005). Ainda mais a sul ocorre a Suíte Rio Piên, expressa por um complexo granítico cálcio-alcálico na forma de uma faixa alongada de direção NE-SW com idades que variam de 620-595Ma (Harara et al.,2001 e é interpretada como um antigo arco magmático. A sul, a Suíte Rio Pien faz contato com a Microplaca Luiz Alves.

Segundo Siga Júnior (1995) Microplaca Luiz Alves é representada por ortognaisses granulíticos, bandados a maciços, de composição tonalito-granodiorítica, com freqüentes variações a granulitos básicos. Ocorrem também metaultramáficas, quartzitos, gnaisses kinzigííticos, formações ferríferas e migmatitos, apresentando metamorfismo de médio a alto grau. O padrão geocronológico indica a presença de terrenos formados no Arqueano e no Paleoproterozoico. Idades K-Ar em biotita e anfibólio exibem idades entre 2100-1700Ma, mostrando que estas rochas estavam estáveis durante a orogenia Brasileira.

Na porção mais litorânea do estado ocorre o Terreno Paranaguá, limitado a oeste pela microplaca Luiz Alves e a leste pela linha de costa. Segundo Siga Júnior (1995) este terreno é representado em sua quase totalidade por um complexo ígneo que inclui uma grande variedade de rochas graníticas, distribuídas ao longo de uma faixa oriental com mais de 100km de

extensão, tendo em media 30km de largura. Como encaixantes destes granitóides ocorrem gnaisses, quartzitos e anfibolitos que podem se apresentar migmatizados em diferentes graus. Valores isotópicos U-Pb (Siga Júnior, 1995) revelam idades de cristalização no intervalo de 620-570Ma.

Ocorrem ainda terrenos graníticos sin e pós colisionais. A suíte Rio Pien, supracitada, compreende o mais expressivo domínio ígneo sin colisional. Como representante dos terrenos pós colisionais e de grande relevância na paisagem da região ocorre a Província Serra da Graciosa que compreende uma série de ocorrências de plutons graníticos a sieníticos formados nos estágios finais do ciclo brasileiro (590 Ma) (Gualda e Vlach, 2007).

Por fim, ocorre também um enxame de diques básicos orientados a SE-NW, associados ao arqueamento de Ponta Grossa (Vanzela et al., 2004). Estes diques tem predominantemente composição basáltica e diorítica.

3.2. Geologia da Região de Morretes

A região de Morretes situa-se no extremo leste da Microplaca Luiz Alves, entre as rochas dos Terrenos Paranaguá a leste e Curitiba a oeste.

Dos trabalhos de mapeamento geológico realizados na região de Morretes, os mais importantes em termos de descrições petrográficas e petrológicas são os de Girardi (1971), Girardi & Santini (1973) e especialmente Girardi (1969), que fornece dados detalhados sobre a área. Em termos cartográficos vale a pena ressaltar o trabalho de Cordani e Girardi (1967) que executaram o mapeamento geológico da região em escala de semidetalhe (**Figura 5**).

Na concepção de Girardi (1969), as rochas metamórficas contidas na folha Morretes (SG-22-X-D-II-3-SE) são classificadas dentro de seis grandes grupos: anfibolitos, xistos magnesianos e gnaisses e migmatitos, que juntos representam mais de 90% da distribuição areal das rochas. Além destas, ocorrem quartzito com magnetita, Gonditos e clorita-xistos. Ocorrem ainda intrusivas básicas a intermediárias sob a forma de um enxame de diques relacionado ao arco de Ponta Grossa (Vanzela et al., 2004) seguidas dos

depósitos arenosos relacionados a planícies aluviais ou zonas costeiras (Angulo, 2004).

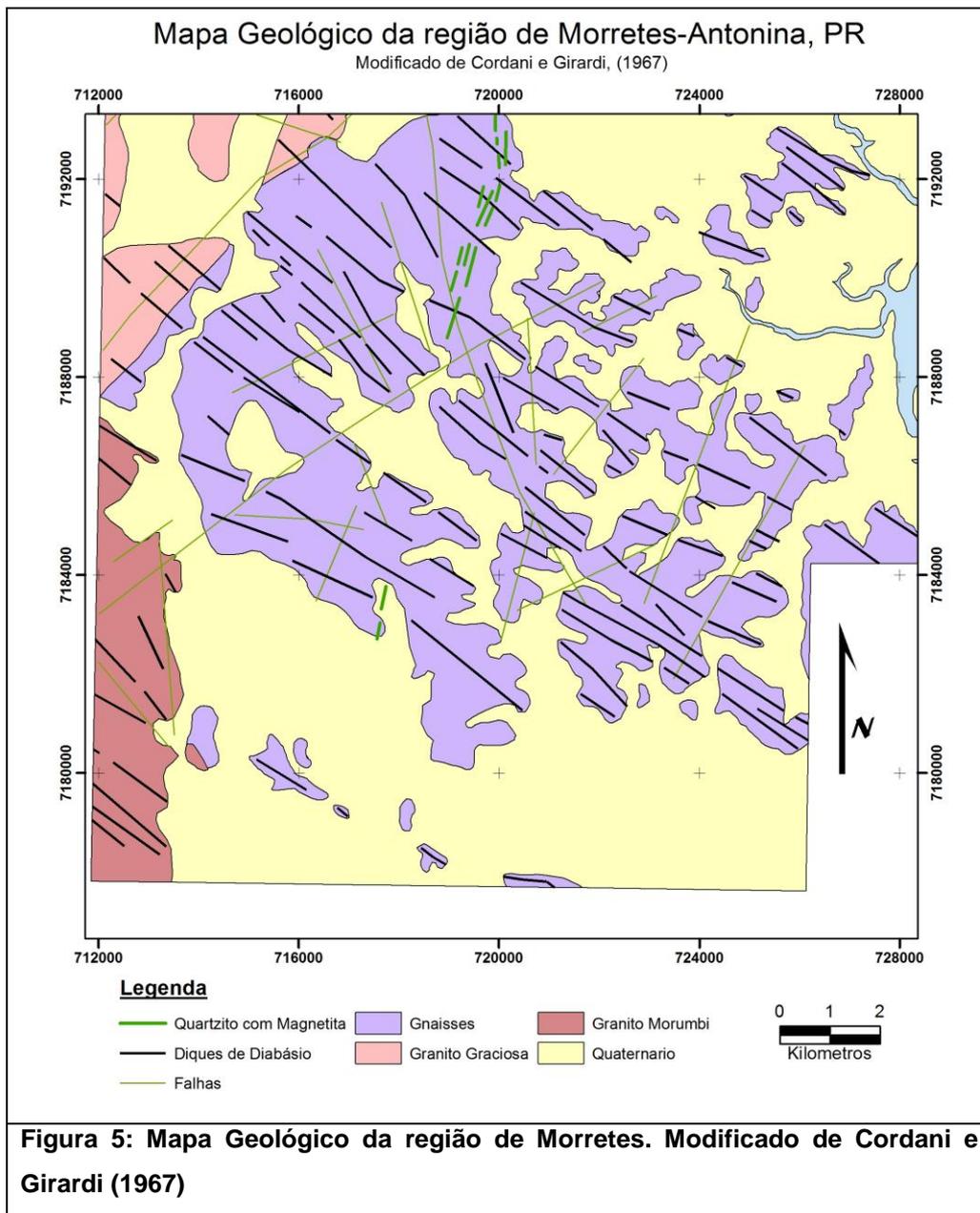
As rochas metamórficas, gnaisses e migmatitos são as mais comuns na região de Morretes-Antonina. A direção do bandamento gnáissico varia de N10-20E com mergulhos fortes ora para NW, ora para SE (Girardi, 1969). Sua mineralogia é composta por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, biotita, epidoto e minerais acessórios. Com base na composição química dos plagioclásios, Girardi (1969) subdivide a unidade em dois grupos.

O primeiro deles é composto por Gnaisses a oligoclásio-andesina, os quais possuem intercalações de anfibolitos a oligoclásio-andesina e andesina-labradorita e também de gonditos. Dentro deste grupo foi distinto um membro mais rico em máficos, representados principalmente por biotita, a qual que se acumula em bandas que se alternam com bandas quartzo feldspáticas. Neste subgrupo a porcentagem de plagioclásio é sempre superior a de feldspato potássico. No segundo membro predomina composição quartzo-feldspática com camadas de biotita mais finas e raras. Neste grupo ora predomina o plagioclásio, ora o feldspato potássico.

No segundo grupo predominam gnaisses a albita que se associam a clorita xistos, quartzitos com magnetita, anfibolitos albiticos e xistos magnesianos. Estes também foram subdivididos pelo autor em dois membros: o primeiro dominado pela presença de biotita e epidoto, com quantidades de plagioclásio nitidamente maiores do que de feldspato potássico e pouca muscovita. No segundo a muscovita assume maiores proporções na composição modal, predominando sobre a biotita, e com o predomínio de feldspato potássico em comparação com plagioclásio.

Intercalados nas rochas gnáissicas estão Anfibolitos, caracterizados também em dois grandes subgrupos composicionalmente da mesma forma que os gnaisses.

A partir destes dois grupos Girardi (1969) define duas zonas metamórficas, uma mais externa, de fácies anfibolito, e outra mais interna, retrometamórfica, de fácies xisto verde. A fácies anfibolito foi atribuída aos gnaisses a oligoclásio-andesina enquanto que a fácies xisto verde foi atribuída aos gnaisses a albita e rochas associadas.



Além dos gnaisses são identificadas outras rochas que ocorrem em menor proporção, como o quartzito com magnetita. Arioli (1980) descreve estas rochas como sendo uma seqüência contínua de camadas dobradas caracterizadas por uma alternância de bandas de quartzo quase puro com bandas ricas em magnetita, por vezes lentes de magnetita maciça. Esta formação já foi e continua sendo alvo de requisições de lavra de ferro mas, por se encontrar dentro de uma área de preservação ambiental toda a atividade exploratória foi encerrada, inclusive a mina já existente, que pertencia, nos anos 80, ao grupo GERDAU.

composição variada. Estas rochas têm atitudes com direção N30E a N20W e mergulhos subverticais, exibem feições de cisalhamento em regime dúctil como fitas de quartzo muito estiradas, foliação S-C, sigmóides que indicam uma cinemática sinistral (**Figura 9**) e lineações de estiramento sub-horizontais. Nestes pontos a rocha apresenta também uma bimodalidade no que diz respeito a composição mineralógica, exibindo bandas escuras e bandas alaranjadas que se intercalam em intervalos centi/decimétricos, sendo as bandas escuras sempre de maior espessura. A foliação é do tipo milonítica definida pelo estiramento dos cristais de quartzo e hornblenda.

Nas bandas escuras predomina mineralogia máfica constituída (do maior para o menor) por quartzo, plagioclásio, K-feldspato, hornblenda verde, biotita e epídoto. Dentre os minerais opacos estão presentes pirita e hematita. Tanto quartzo como hornblenda estão estirados na direção de milonitização, definindo a foliação da rocha. A paragênese metamórfica é composta por plagioclásio+hornblenda+K-feldspato. O epídoto é produto de retrometamorfismo em fácies xisto verde, conforme identificado por Girardi (1969), formado a partir de hornblenda ou de plagioclásio cálcico. Boa parte do quartzo está disposta na forma de fitas de quartzo), muitas vezes bordejadas por agregados de biotita (**Figura 12**), o que sugere uma origem hidrotermal para os dois minerais.

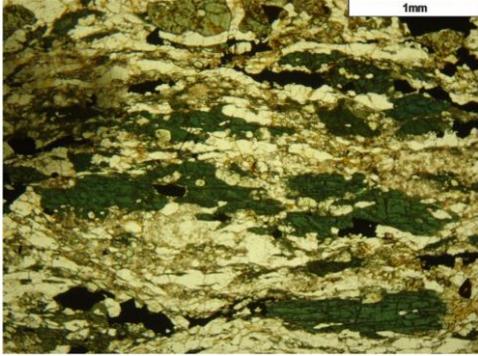
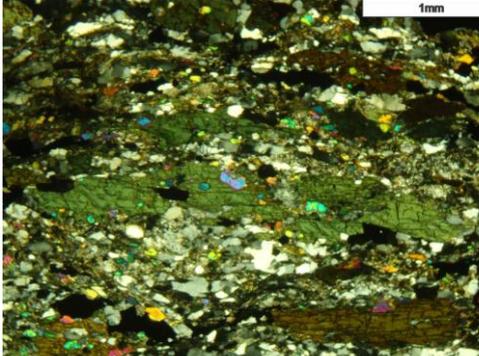
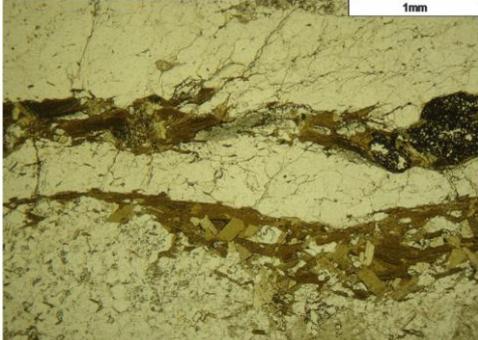
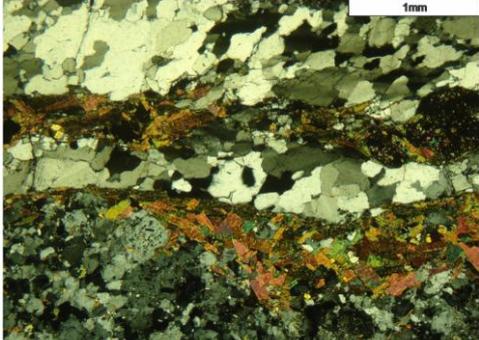
O protolito provável das bandas escuras é uma rocha de composição máfica, provavelmente gabróica, que após o pico metamórfico em fácies anfíbolito foi retrometamorfisada e deformada em zona de cisalhamento dúctil, onde foi também hidrotermalizada.

Nas bandas mais claras observou-se quartzo, sericita, epidoto e feldspato. O feldspato encontra-se quase completamente alterado para uma massa sericitica. O quartzo, assim como nas bandas de composição máfica, se organiza na forma de fitas cuja textura sugere origem secundária. O possível protolito destas rochas seria rochas de composição granítica, ricas em feldspatos e pobres em minerais máficos.

A deformação nestas rochas se dá de forma heterogênea (**Figura 13**), de modo a concentrar a deformação em determinados planos. Nestes pontos, a atividade hidrotermal se concentra gerando rochas compostas por fitas de quartzo imersos em uma matriz muito fina, ora rica em biotita+epidoto (nas

porções máficas), ora em sericita+quartzo (nas porções felsicas), que se alternam em bandas milimétricas (Figura 14)

Salazar Júnior (1992), em seu trabalho de caracterização dos depósitos de ouro da região, também descreve estas rochas como complexo gnáissico milonítico e individualiza três tipos diferentes: gnaisses graníticos miloníticos, hornblenda-biotita gnaisses e anfibolitos, todos com expressiva deformação dúctil e estrutura milonítica.

	
<p>Figura 7: Ponto TE03.</p>	<p>Figura 8: Indicador cinemático. Ponta indica o leste. Ponto TE03</p>
	
<p>Figura 9: Grandes cristais de anfibólio. Nicóis paralelos. Ponto TE03.</p>	<p>Figura 10: Grandes cristais de anfibólio. Cristais de epidoto em cores fortes. Nicóis cruzados. Ponto TE03</p>
	
<p>Figura 11: Fitas de quartzo recristalizado com biotita nas bordas. Ponto TE03. Nicóis Paralelos.</p>	<p>Figura 12: Fitas de quartzo recristalizado com biotita nas bordas. Ponto TE03. Nicóis cruzados.</p>

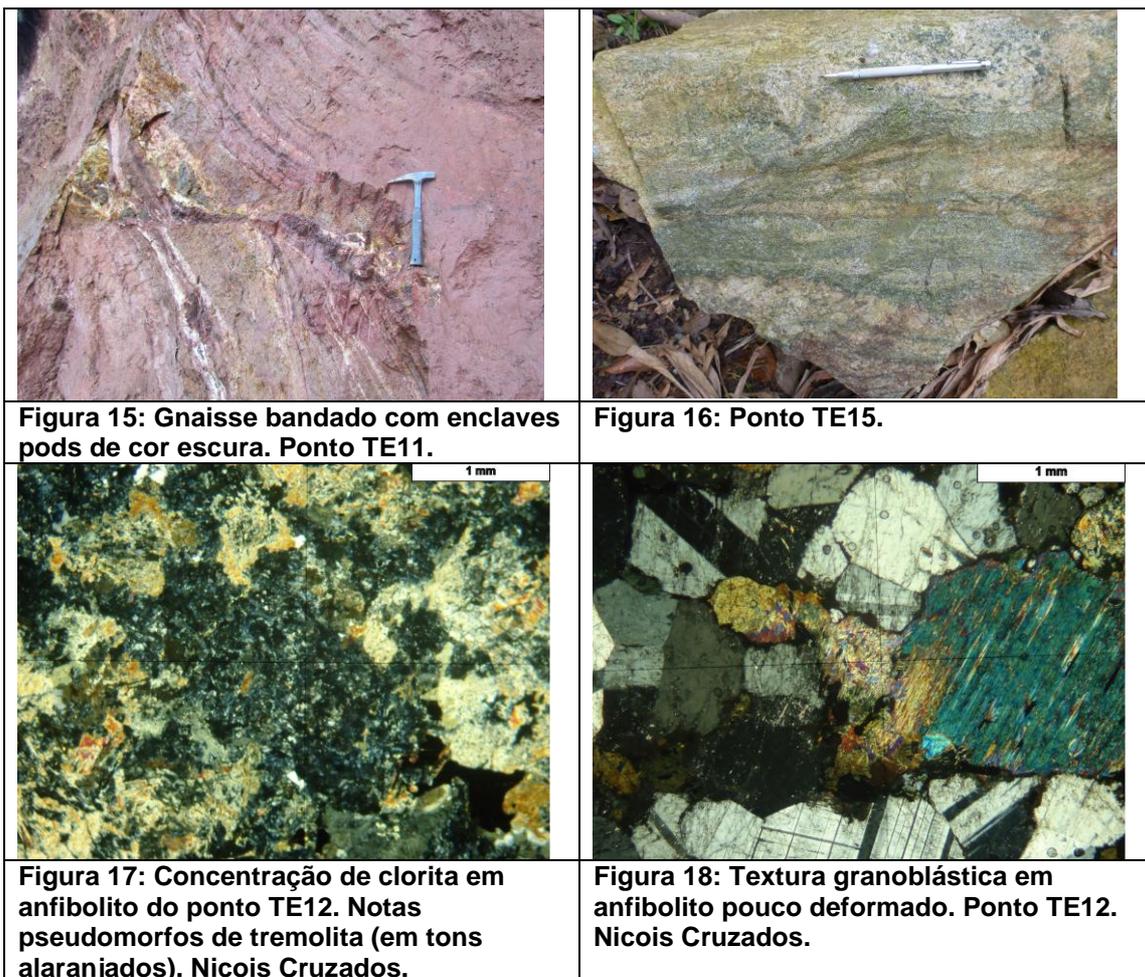


- Complexo Gnáissico-Anfibolítico

Grande proporção das rochas expostas na área é composta por Gnaisses de composição variada. Salazar Júnior (1992) identifica três litotipos principais, sendo estes Muscovita Gnaiss, Muscovita-Clorita Gnaiss e Biotita Gnaiss, sendo o primeiro o mais raro destes. Arioli (1980) identifica pelo menos 6 litotipos diferentes, sendo estes quartzo-albita-muscovita gnaiss, quartzo-albita-microclinio gnaiss, quartzo-albita-oligoclásio-microclineo gnaiss, quartzo-albita-microclinio-hornblenda gnaiss, quartzo-albita-oligoclásio-hornblenda gnaiss e quartzo-muscovita-granada gnaiss. Frequentemente ocorrem “pods” ou níveis decimétricos de Anfibolitos intercalados aos gnaisses, foco do trabalho de Girardi (1971). A distribuição espacial destes corpos, segundo estes autores, não pôde ser bem estabelecida em campo, o que levou a definição de uma grande unidade indivisa de gnaisses.

Em alguns locais, como no ponto TE13, estas rochas são ricas em plagioclásio e exibem quase nenhuma deformação, com textura granoblástica e actinolita pseudomórfica. No ponto TE15 ocorre biotita gnaiss, também interpretado como sendo parte do extremo máfico dos corpos gnáissicos da região.

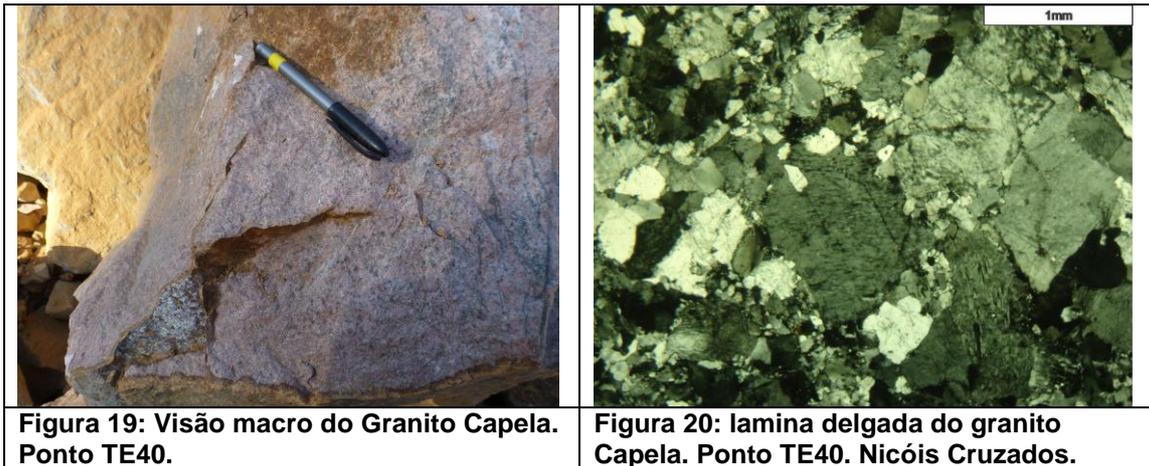
Uma assembléia rica em clorita é comum nos anfibolitos, como identificado no ponto TE12 (Figura 17). A biotita está presente nestas rochas mas em quantidades subordinadas.



- Granito Mineração Capela

Este Granito está localizado no ponto TE40, local de exploração de brita pela empresa Mineração Capela. A empresa extrai brita de rocha granítica com estrutura levemente fraturada. A rocha em si tem cor levemente arroxeada e possui composição granítica. Em afloramento duas fácies podem ser identificadas, sendo estas distintas apenas pelo tamanho dos grãos, mas não em mineralogia. Este granito encontra-se encaixado em biotita gnaisses.

Sulfetos estão presentes em grande quantidade no granito, na maior parte das vezes subordinados a microfraturas.



- Quartzo milonito com Magnetita

Na porção centro-norte da área de estudo ocorrem rochas ricas em quartzo com expressivos conteúdos de magnetita. A mineralização de magnetita assume duas formas principais, ocorrendo tanto como lentes ou níveis de magnetita maciça intercaladas à níveis quartzosos quanto disseminada dentro da massa de quartzo (Girardi, 1969). Salazar Júnior (1992) define esta formação como “rochas miloníticas que se associam a uma zona de cisalhamento com direção N20E”. Cordani e Girardi (1967), Girardi (1969) e Salazar Jr (1992) identificam estas rochas como lentes com dimensões de até 1km de comprimento, alongadas na direção N20E que ocorrem desde Morretes até a área das Minas de ferro (centro norte da área de estudo). Arioli (1980) tem uma concepção diferente sobre a geometria dos corpos, classificando os mesmos não como lentes, mas como corpos contínuos que intercalam níveis mais ou menos ricos em magnetita e que se encontram intensamente dobrados. Todos os autores concordam sobre a presença de intensa deformação dúctil identificando fitas de quartzo, caudas assimétricas, estiramento dos cristais formando foliação milonítica e outras. Macroscopicamente estas rochas possuem constituição média de 30-70% de quartzo e 30-60% de magnetita.

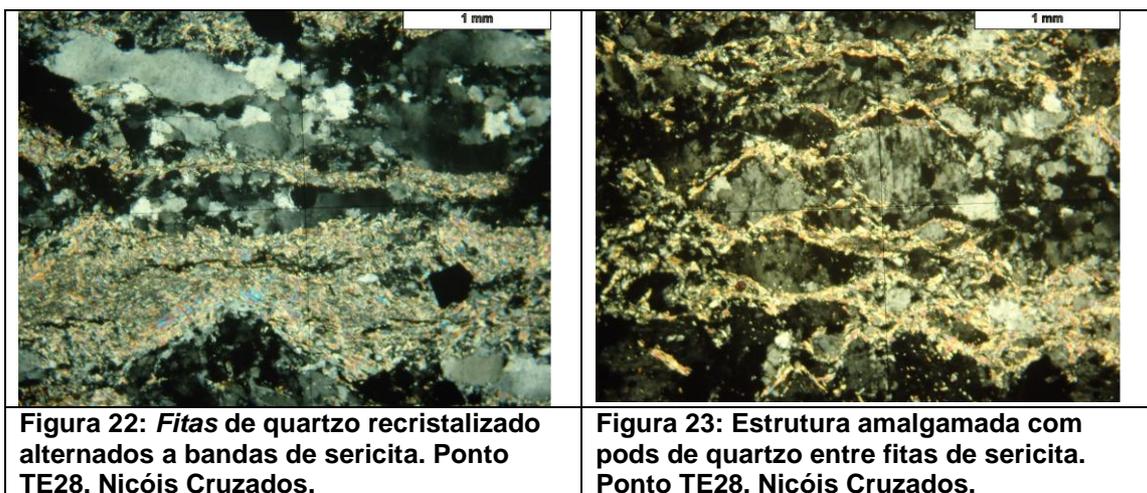
Em campo foi identificado apenas um ponto de ocorrência desta rocha (TE20) nas proximidades de Morretes. Este exemplar no entanto não se encaixa dentro do extremo mais rico em sílica e ainda possui significativa quantidade de biotita e sericita. A área de maior ocorrência destas rochas

ocorre mais a norte, no entanto esta é uma área de acesso restrito devido a presença de uma Reserva Ambiental de Floresta Atlântica.



- Quartzo milonito

Ainda na porção central da área mas um pouco mais a sul, no ponto TE28, foram encontrados blocos de uma rocha com feições de cisalhamentos extremo. Composta basicamente de Quartzo e Plagioclásio e Sericita, esta rocha apresenta estrutura milonítica e se encontra extremamente silicificada. Em lâmina pode-se observar fitas de quartzo centimétricos com extinção ondulante imerso em uma massa microcristalina de Sericita. Feições de cisalhamento são claras tanto em afloramento quanto em lâmina (**Figura 23**)



- Granito Serra da Graciosa

Nos pontos TE01 e TE02 foi observado afloramento de granito de cor castanha e estrutura isotrópica. Apresenta pequenas variações de granulometria em “bandas”, mas em geral tem uma estrutura anisotrópica perturbada apenas por pequenos enclaves de cor escura e formato irregular.

Em lâmina foi observada uma composição granítica dominada por Feldspato potássico (40%) e Quartzo (50%) sendo biotita o principal mineral máfico presente (cerca de 5%). Os enclaves mostram composição máfica onde predomina biotita (~40%) e quartzo (~50%), além de expressiva quantidade de magnetita e pirita.

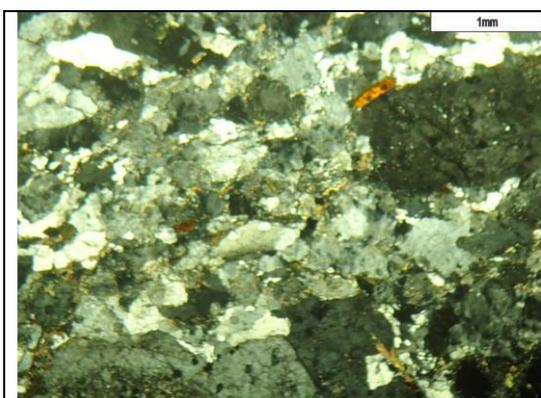


Figura 24: Lâmina do Granito Graciosa. Ponto TE01. Nicois cruzados.

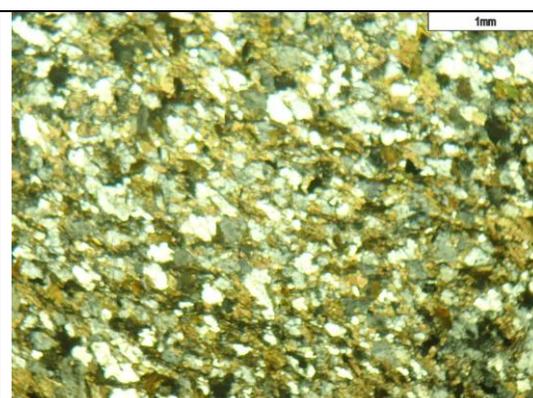


Figura 25: Enclave rico em biotita. Ponto TE01. Nicois paralelos.

- Diques de Diabásio

A área como um todo é recortada por diques de diabásio com direção aproximada N50W. Estes diques são facilmente reconhecidos por fotointerpretação devido a feições geomorfológicas características dos mesmos. A **Figura 26** mostra os diques de diabásio já mapeados por Girardi sobrepostos ao relevo sombreado da área. Como se pode notar, estes diques formam grandes lineamentos de direção NW facilmente identificáveis.

Em afloramento os diques são isotrópicos, sem deformação aparente. Possuem larguras que atingem de poucos metros até algumas centenas de metros e nestes casos possuem grandes variações granulométricas, chegando a gabro grosso na região central.

Em lâmina foram identificados plagioclásio, clinopiroxênio e minerais opacos, com destaque para os minerais de magnetita que exibem morfologia

esquelética (Figura 27). Os grãos se arranjam numa textura intergranular onde o piroxênio se acomoda em meio as ripas de plagioclásio (Figura 28).

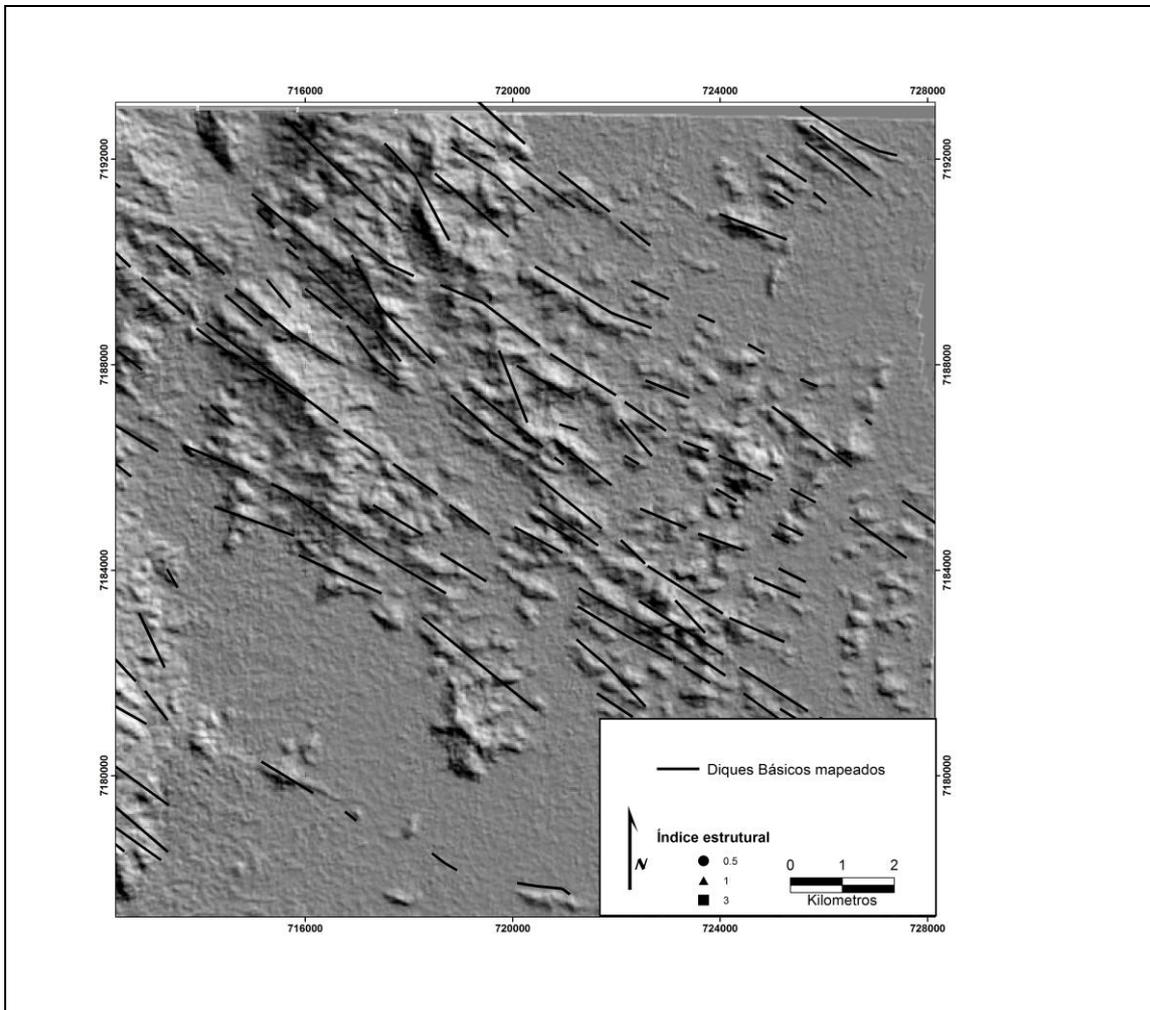


Figura 26: Diques mapeados por Cordani e Girardi (1967) sobrepostos ao relevo sobreado da área de estudo.

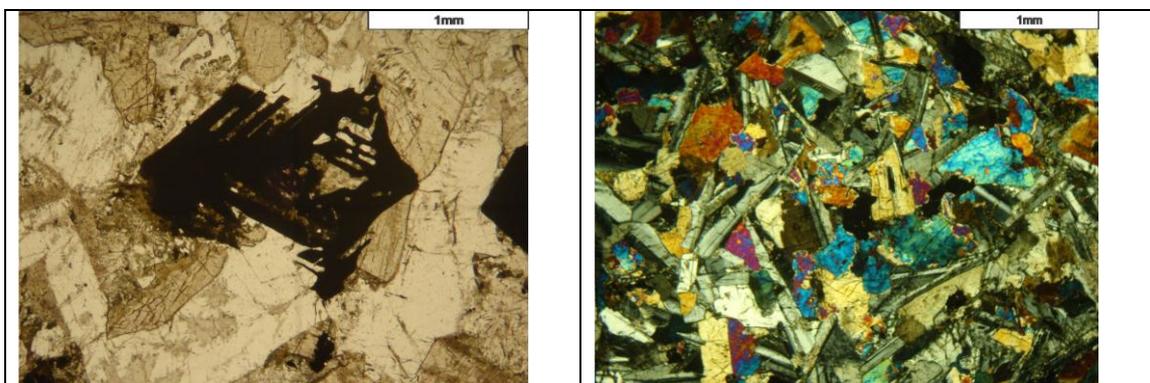
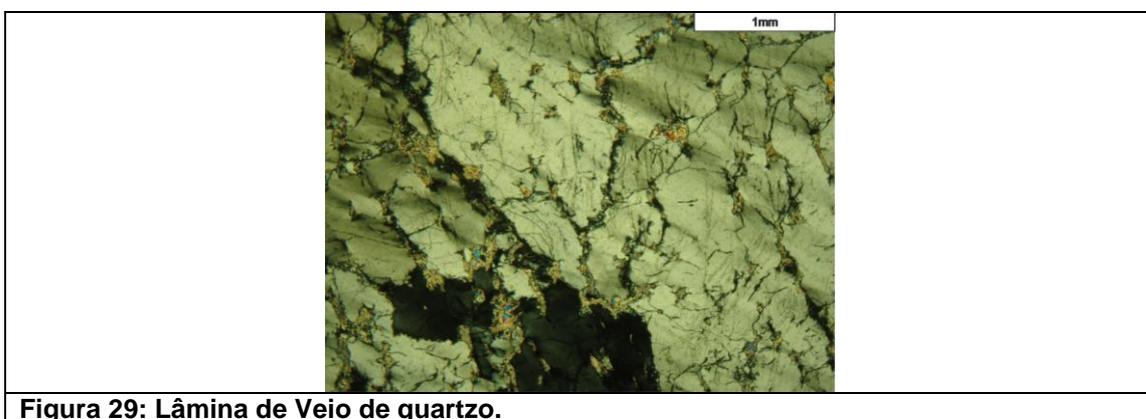


Figura 27: cristal de magnetita. TE10. Nóis paralelos.

Figura 28: Dique básico do ponto TE10. Nóis cruzados.

- Veios de Quartzo

Também foram identificadas grandes quantidades de veios de quartzo cujas ocorrências se concentram principalmente na localização dos pontos TE09, TE20, TE21, TE29 e TE30. Estes veios são compostos basicamente de quartzo com quantidades subordinadas de sericita. Ocorrem também veios mineralizados a pirita e ouro, definidos por Salazar Júnior (1992), que já foram alvo de garimpagem em tempos passados.



- Sedimentos Quaternários

Com grande extensão em área, os sedimentos Cenozóicos que recobrem quase metade da folha Morretes são predominantemente sedimentos continentais de planície aluvial (Angulo,2004). Tem expressividade ao longo do eixo dos grandes rios e aumentam em volume na direção leste do mapa, próximo a Baía de Antonina.

4.2. Geofísica

4.2.1. Produtos Gamaespectrométricos

Com os dados em forma de grid, foi extraída a sub-cena da área de interesse, gerando os grids de K (Figura 30), U (Figura 31), Th (Figura 32) e CT (Figura 33). A partir destes foi gerado um diagrama de composição ternária dos três elementos, ferramenta que auxilia na identificação de domínios gamaespectrométricos, que está reproduzido na Figura 35. Além destes foi também aplicado o método de realce de áreas com anomalia de K descrito

por Pires (1995) (Figura 34).

Os dados gamaespectrométricos foram interpretados de modo a distinguir grandes domínios com características similares. A interpretação não foi simplesmente baseada nos dados geofísicos, mas foi também dirigida de acordo com o conhecimento da geologia local, geomorfologia e dados de campo. Este processo levou a distinção de 10 domínios que foram sobrepostos a cada um dos grids anteriormente citados nas figuras de 11 a 15. Estes domínios foram classificados qualitativamente em cada um dos canais (Tabela 4).

Tabela 4: Classificação qualitativa dos domínios Gamaespectrométricos.

	K	U	Th	CT
D1	MA	MA	B	A
D2	A	A	B	B
D3	B	A	MA	A
D4	B	B	B	B
D5	B	MB	MA	B
D6	B	B	MA	B
D7	MA	MA	MA	A
D8	MA	MA	MA	MA
D9	MA	A	MA	MA
D10	A	B	A	A

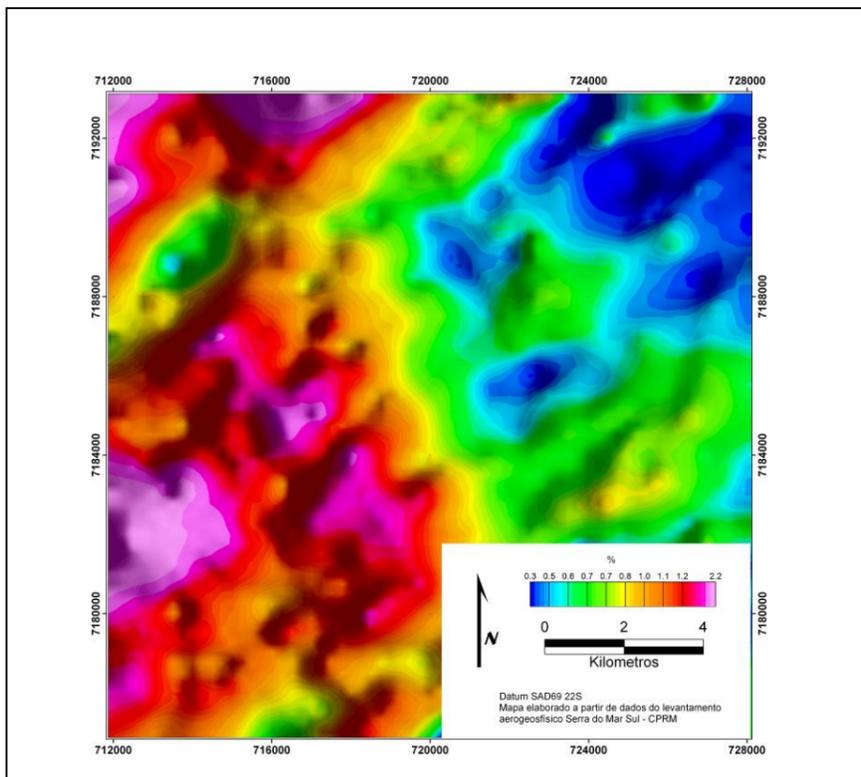


Figura 30: mapa de concentração de Potássio (K).

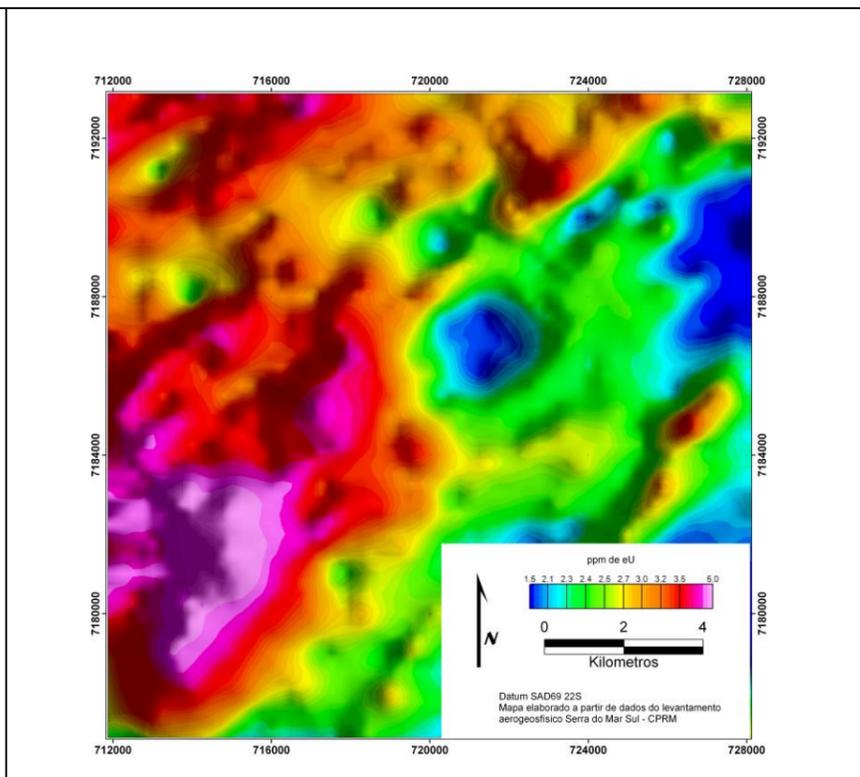


Figura 31: Mapa de concentração de Urânio (U).

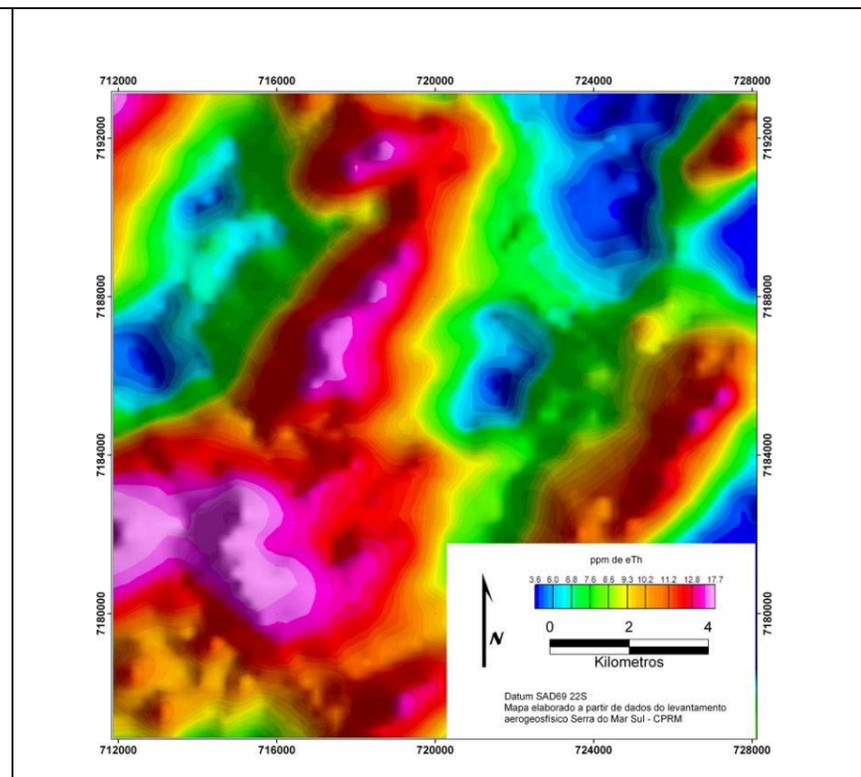


Figura 32: Mapa de concentração de Tório (Th).

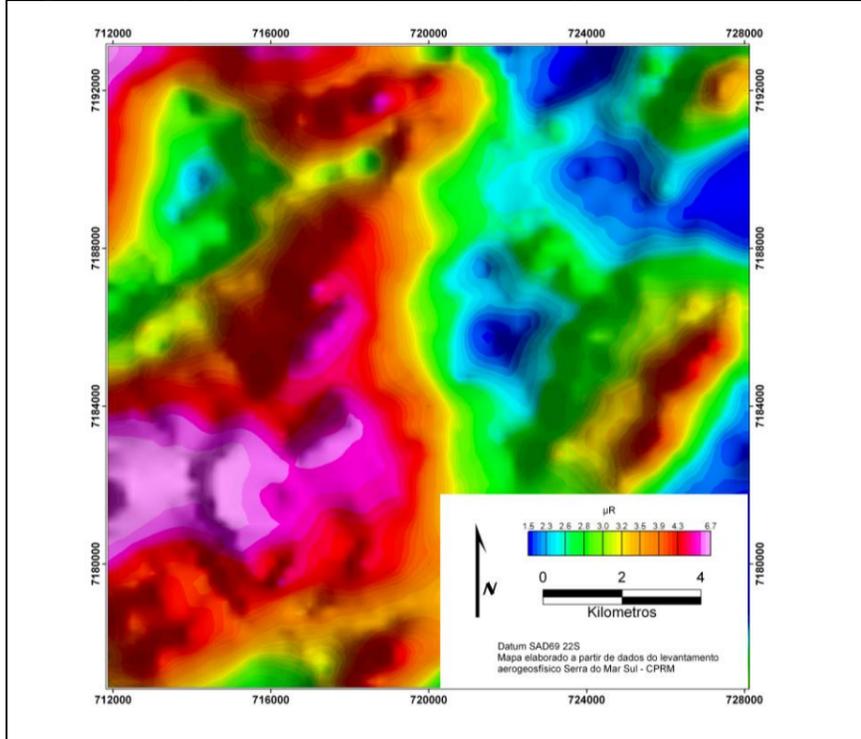


Figura 33: Mapa de Contagem Total (CT)

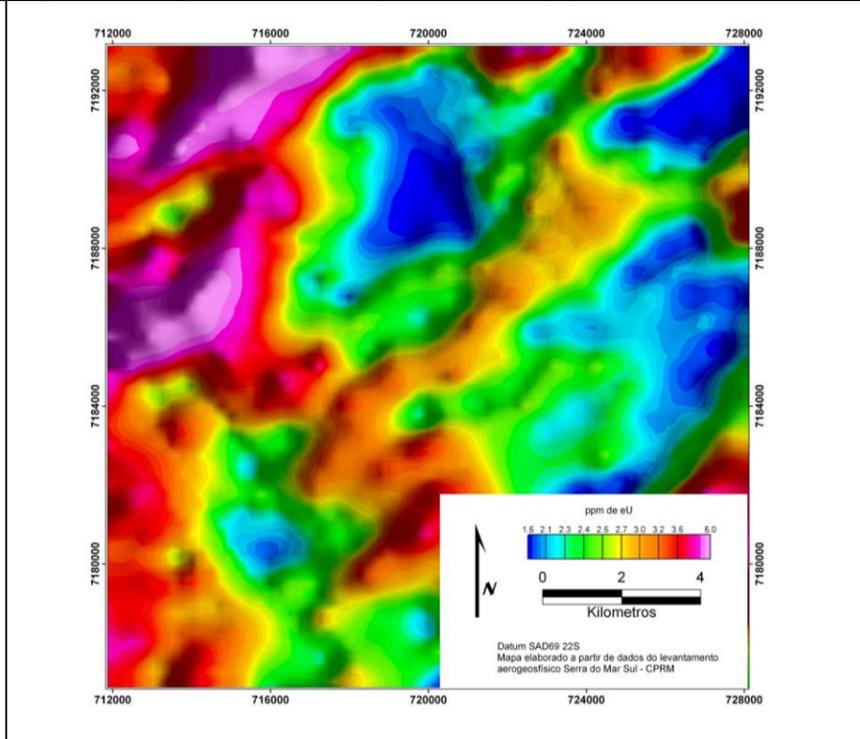


Figura 34: Mapa de anomalia da Potássio (Kd)

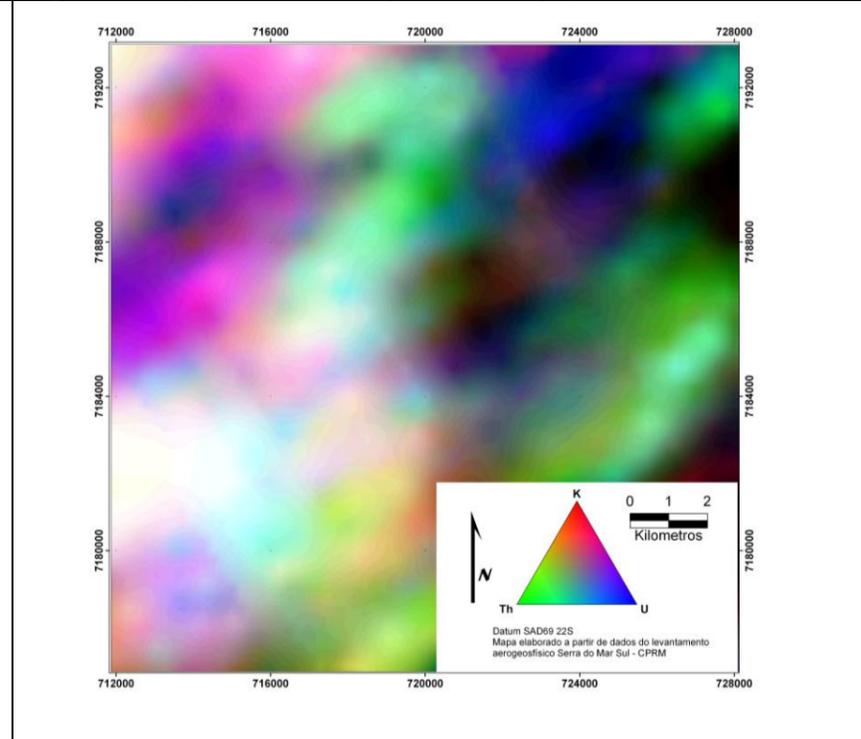


Figura 35: Composição Ternária dos radioelementos K, U e Th.

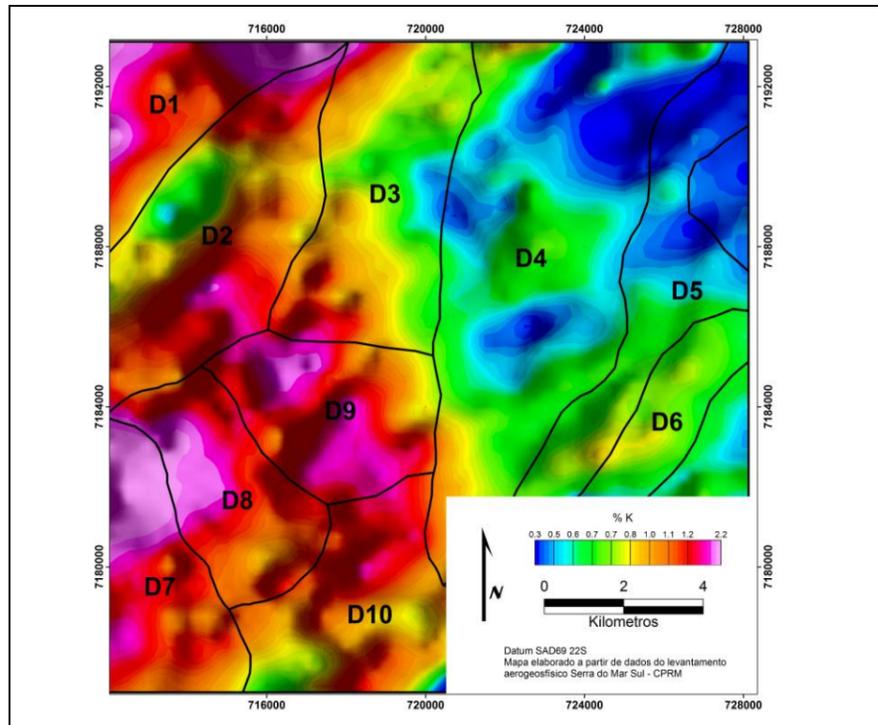


Figura 36: Mapa de concentração de K com domínios destacados.

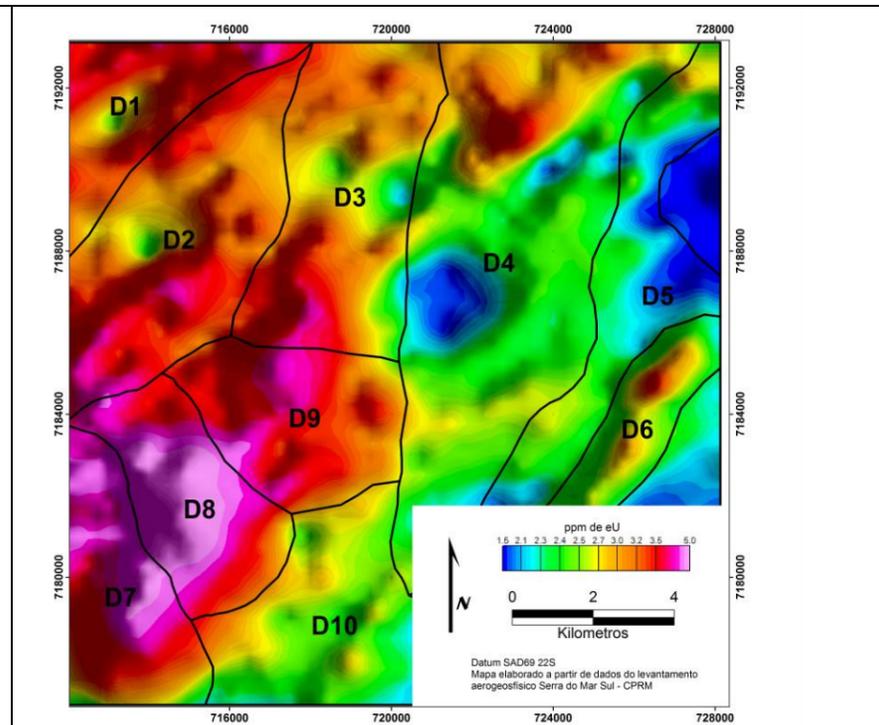


Figura 37: Mapa de concentração de U com domínios destacados.

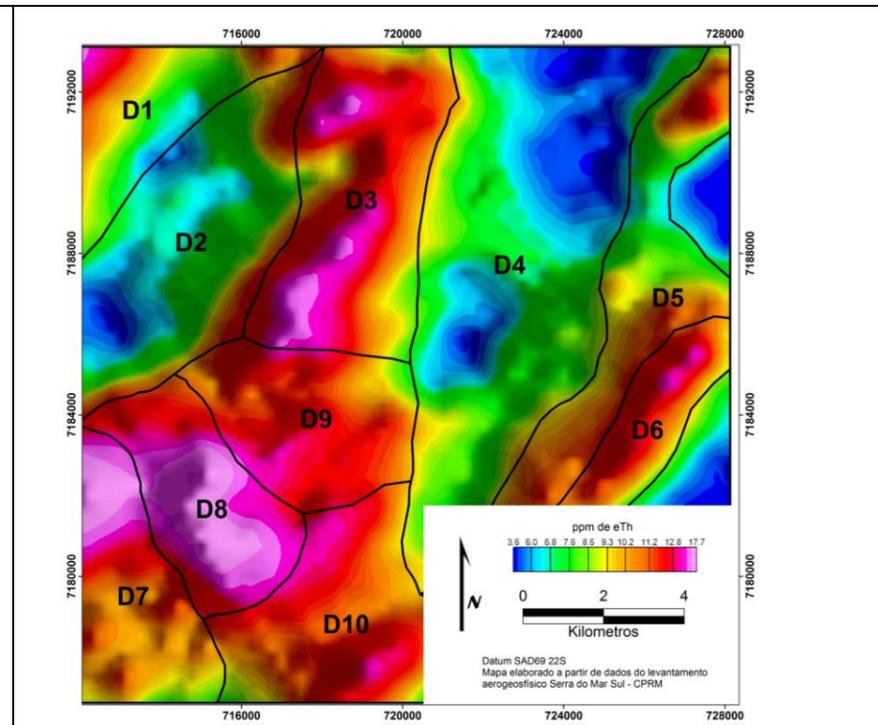


Figura 38: Mapa de concentração de Th com domínios destacados.

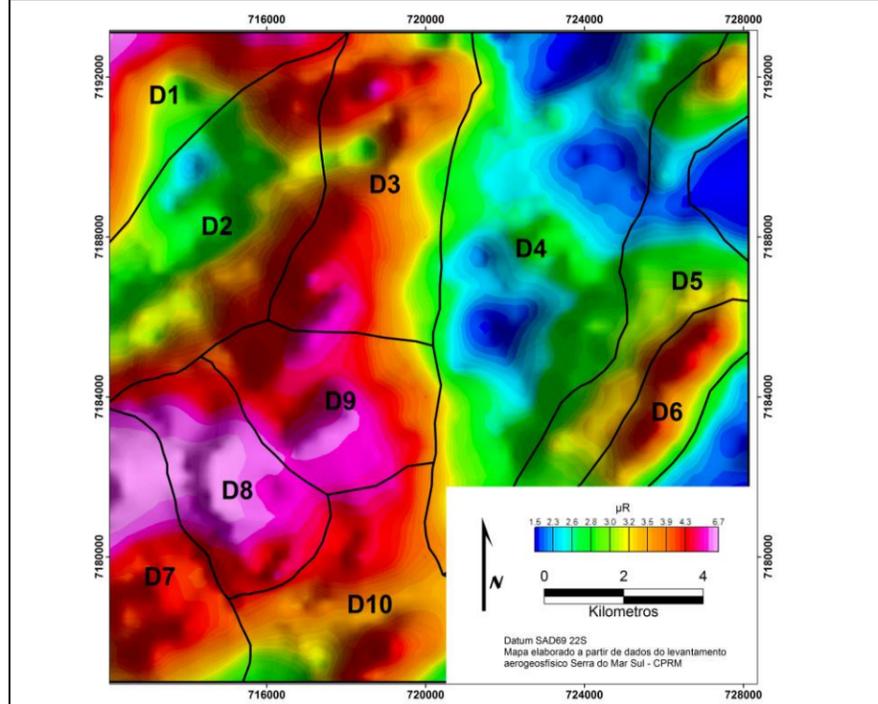


Figura 39: Mapa de CT com domínios destacados.

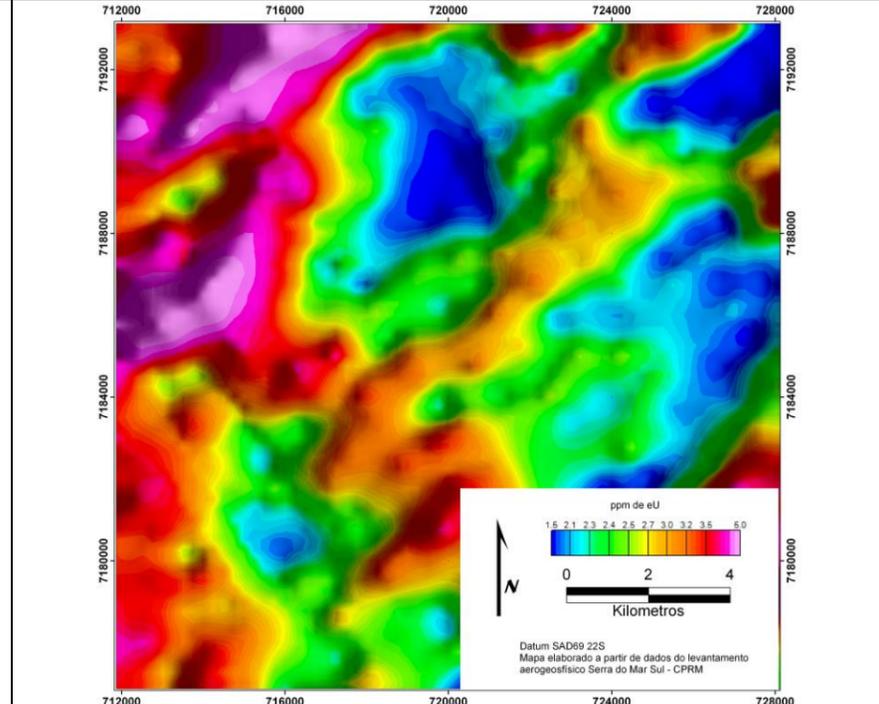


Figura 40: Mapa de Kd com domínios destacados.

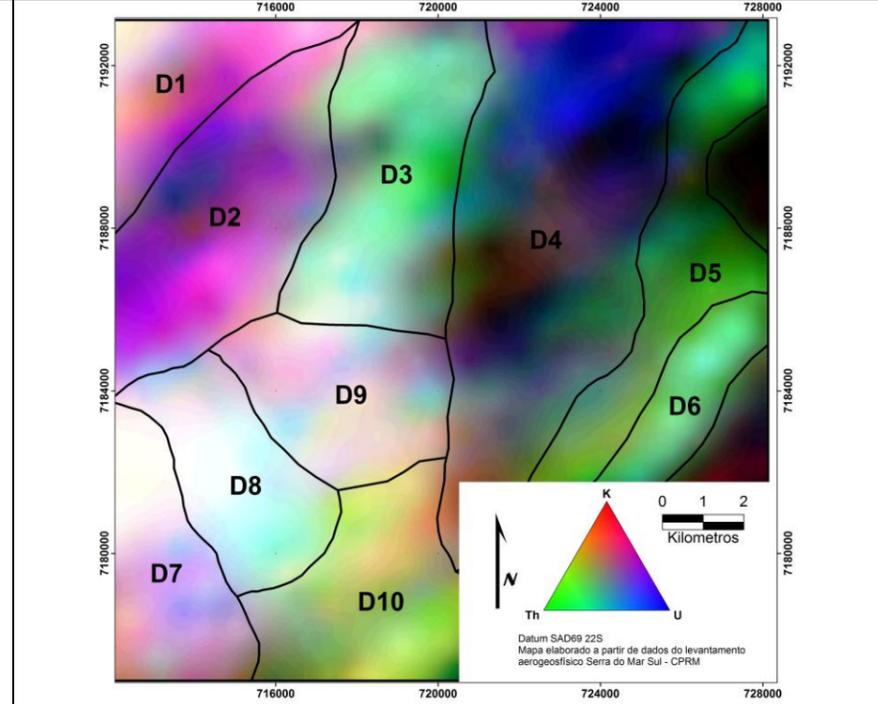


Figura 41: Mapa ternário com domínios destacados.

4.2.2. Interpretação gamaespectrométrica

Cruzando dados de campo, determinados litotipos foram associados com as assinaturas gamaespectrométricas do mesmo ponto e extrapolados para as áreas próximas com as mesmas características radiométricas. Desta maneira, os domínios gamaespectrométricos foram interpretados conforme a seguir:

- D1

O domínio denominado D1 possui uma assinatura de alta concentração relativa de K e U e baixo Th, também mostrando anomalia positiva de K em relação a Th. Em campo foi verificado que esta rocha faz parte do Granito Graciosa, identificado também por Cordani e Girardi (1967). A assinatura está de acordo com as características petrográficas da rocha, a qual exhibe zircão em abundância e grande quantidade de feldspatos alcalinos. O contato deste domínio com os adjacentes é marcado pelo contraste com baixo K adjacente.

- D2

O domínio D2 é caracterizado por alta concentração relativa de K e U, porém baixa de Th e CT. Em campo foi constatada a presença de uma faixa de milonitos com direção NE e largura aproximada de 4km. Estas rochas exibem bandamento composicional, variando seu conteúdo de minerais máficos. A deformação da rocha se deu em regime dúctil com a presença de fluidos que causaram a silicificação intensa da rocha e alterações hidrotermais. Sua composição predominantemente anfíbolítica sugere que sua origem sejam os gnaisses ortoderivados que são encaixantes mais a leste, contudo a presença de bandas félsicas também sugere contribuições de intrusões graníticas, o que também poderia ser sustentado pela anomalia de U nestas rochas.

O mapa de anomalias de K mostra uma forte anomalia positiva relacionada a estas rochas, que deve estar associada a presença de

fluidos nesta zona de cisalhamento e uma alteração hidrotermal rica em K, gerando principalmente biotita.

Girardi (1969) e Arioli (1980) identificam uma série de migmatitos que ocorrem na área do domínio D2. Tais rochas são descritas como rochas com bandamento decimétrico, dobradas em padrões convolutos com mergulhos subverticais com direções que variam entre N20W até N45E. O melanossoma tem composição predominantemente anfibolítica e o leucossoma é rico em feldspato potássico e quartzo.

Tais características são sempre muito semelhantes com as encontradas em campo, porém a textura das rochas sugere que estas são produto da deformação intensa das rochas do embasamento e não da migmatização das mesmas. Além disso, a foliação subvertical acompanhada de uma lineação de estiramento subhorizontal são fortes evidências de que existe ali uma zona de cisalhamento transcorrente, aparentemente com movimento sinistral, que foi responsável pela formação destas rochas.

Arioli (1980) descreve ainda uma gradação composicional destas rochas que migram para componentes mais máficos de SE para NW. Esta variação pode ser sutilmente percebida devido a uma variação em seu conteúdo de K. A concentração relativa de K para esta área (**Figura 40**), no entanto, é muito alta e pode ser indicativa da alteração hidrotermal acentuada.

- D3

Este domínio exhibe elevadas concentrações de Th, alto U e baixo K. Em campo verificou-se a presença muito forte de veios de quartzo com direção aproximada N-S além de quartzo milonitos. Atualmente esta área encontra-se sob a proteção de uma ONG que controla o acesso ao local. Dados históricos, no entanto, mostram que no setor norte desta área existia uma mineração de ferro cujo corpo de minério eram “quartzitos com magnetita” organizados na forma de uma série de corpos alongados N-S. Uma amostra desta rocha foi encontrada no ponto TE20, bem mais a sul de onde se localiza a antiga mina, mostrando que a estrutura muito

provavelmente tem continuidade até o extremo sul do domínio. Girardi (1969) identifica na região os mesmos gnaisses ortoderivados intercalados a anfibolitos que compõe o embasamento associados a mineralização de magnetita. Esta mineralização está condicionada por uma zona de cisalhamento identificada por Arioli (1980) e Salazar Júnior (1992), disposta na direção N20E. A rocha hospedeira da mineralização de magnetita se encontra fortemente deformada exibindo texturas miloníticas e dobramentos isoclinais. Salazar Júnior. (1992) identifica também uma série de rochas de alteração hidrotermal milonitizadas que são frequentes em toda a faixa que se estende de Morretes até a área das minas de ferro. Dentre estas rochas, as mais comuns são Quartzo-clorita Xistos também identificados em campo no ponto TE28.

Este domínio pode ser interpretado como uma zona de cisalhamento com forte influência de fluidos. A causa da assinatura diferenciada destas rochas possivelmente tem origem na alteração hidrotermal impressa nesta zona de cisalhamento que, apesar de possuir o mesmo embasamento do domínio D4 possui substanciais diferenças nos conteúdos de radioelementos, como pode ser observado na **Figura 42** que mostra o comportamento dos três radioelementos ao longo do perfil traçado.

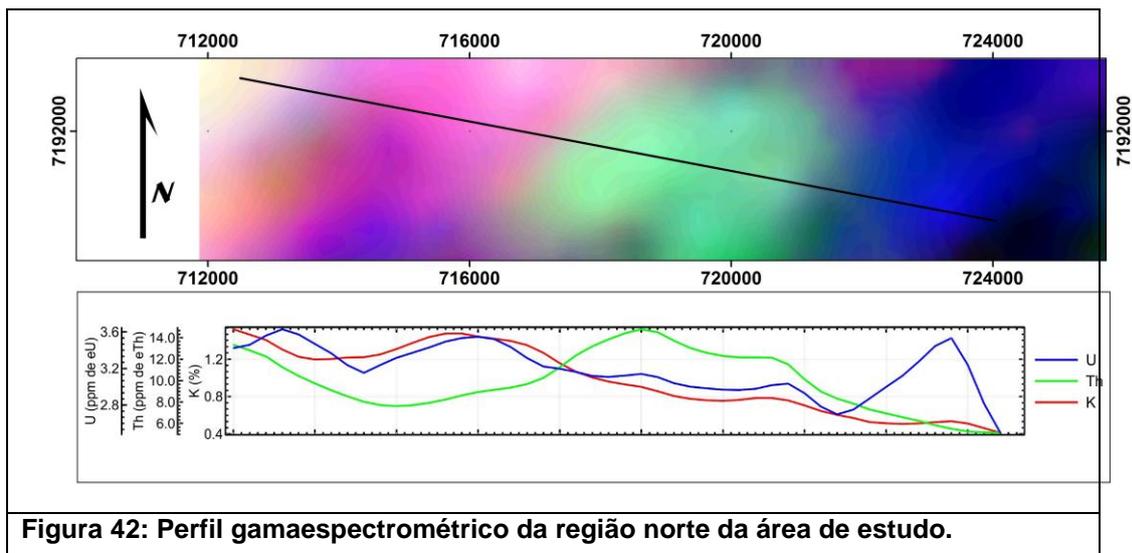


Figura 42: Perfil gamaespectrométrico da região norte da área de estudo.

- D4

Este domínio é caracterizado por uma baixa concentração de todos os três elementos. Em campo dominam gnaisses máficos e anfibolitos. Sua mineralogia inclui uma paragênese pobre em K, a exceção de algumas amostras de biotita gnaiss. O retrometamorfismo nestas rochas é muito forte, gerando grandes quantidades de actinolita, sob forma de pseudomorfos do que provavelmente eram cristais de hornblenda. A presença de clorita (**Figura 17**) é muito comum nestas rochas.

Segundo Girardi (1969), estas rochas possuem provável protólito ígneo básico, o que suporta o fato destas rochas possuírem uma assinatura com baixas razões nos três radioelementos. O mapa de Kd, no entanto, exhibe uma pequena anomalia de K em relação ao Th, o que pode ser indício das transformações mineralógicas inerentes ao metamorfismo e retrometamorfismo, também descrito por Girardi (1969). Não obstante, a influência dos fluidos hidrotermais não pode ser descartada e é evidenciada em algumas amostras que apresentam evidências de alteração, principalmente a transformação de feldspato em sericita.

- D5

É caracterizado por uma assinatura de alto Th e baixo U e K, foram identificados neste domínio afloramentos das rochas metabásicas identificadas por Cordani e Girardi (1967). Adicionalmente, nesta área foi identificado um pequeno afloramento de granito sobre o qual se desenvolve uma mineração de brita. Este granito, aqui denominado granito Capela, foi identificado ao longo de uma faixa estreita com não mais do que uma centena de metros. A presença deste granito leva a crer que esta área, assim como o domínio adjacente D6, pode ter sido foco da concentração de fluidos magmáticos que acarretaram numa assinatura radiométrica diferenciada.

- D6

Trata-se de um domínio análogo ao domínio 5, porém com uma expressiva concentração de Th e U. Girardi (1969) identifica nesta área a ocorrência de gnaisses ortoderivados de composição máfica que não

foram afetados pelo evento retrometamórfico brasileiro. Seguindo a mesma linha de raciocínio aplicada ao D5, este domínio também pode ter sido foco de fluidos que geraram uma assinatura diferenciada.

- D7

O domínio D7 corresponde a área já mapeada do granito Marumbi, apresentando muito alta concentração relativa de todos os radioelementos. Este granito encontra-se parcialmente coberto pelos sedimentos quaternários que, nas áreas proximais ao granito possuem assinatura similar a este.

- D8

A área correspondente a este domínio está em quase sua totalidade coberta por sedimentos quaternários de planícies aluvionares. Estas planícies estão muito próximas da área de afloramento do granito Marumbi, conferindo aos sedimentos uma assinatura similar a do granito. A planície continua mais a SE, sua assinatura gamaespectrométrica no entanto muda nesta direção, muito provavelmente devido a maior distância da área fonte.

- D9

Este domínio é caracterizado por uma assinatura classificada como muito Alta em todos os radioelementos menos U, onde foi classificada como alta. Afloram nesta área as rochas gnáissicas do embasamento, muitos veios de quartzo e xistos. Ainda existe influência da mesma zona de cisalhamento caracterizada no domínio D3, com a diferença essencial que esta é uma área rica em K. Existe também a influência das planícies aluviais que também recobrem parte da área deste domínio.

- D10

O domínio D10 é parte integrante de uma grande planície aluvial que abrange toda a área até o domínio D8. Esta área foi caracterizada

como possuindo uma assinatura de baixo U e alto em todos os outros radioelementos medidos. Por se tratar de uma planície aluvial, espera-se que esta área contenha traços gamaespectrométricos parecidos com os da área fonte. A distância desta, no entanto, reflete diretamente na quantidade de minerais pesados presentes no sedimento, que está intimamente conectado com a quantidade de elementos como U.

4.2.3. Produtos Magnéticos

Os dados interpolados geraram a imagem de anomalia magnética (Figura 43) que foi processado para gerar a ASA (Figura 44).

A ASA sobreposta ao modelo de elevação digital sombreado (Figura 45) ajuda a correlacionar as fontes magnéticas anômalas com a suas respectivas expressões topográficas. Nesta figura pode-se notar que as anomalias mais a norte estão claramente relacionadas com cristas de morros. Além disso existem anomalias lineares de direção NW que coincidem com lineamentos estruturais do relevo. Estas anomalias são também destacadas pelas soluções da deconvolução de Euler (Figura 46). Tais lineamentos magnéticos são paralelos ao enxame de diques máficos que recortam toda a área. A Figura 47 mostra as soluções da deconvolução de Euler sobrepostas aos diques já mapeados por Girardi (1969).

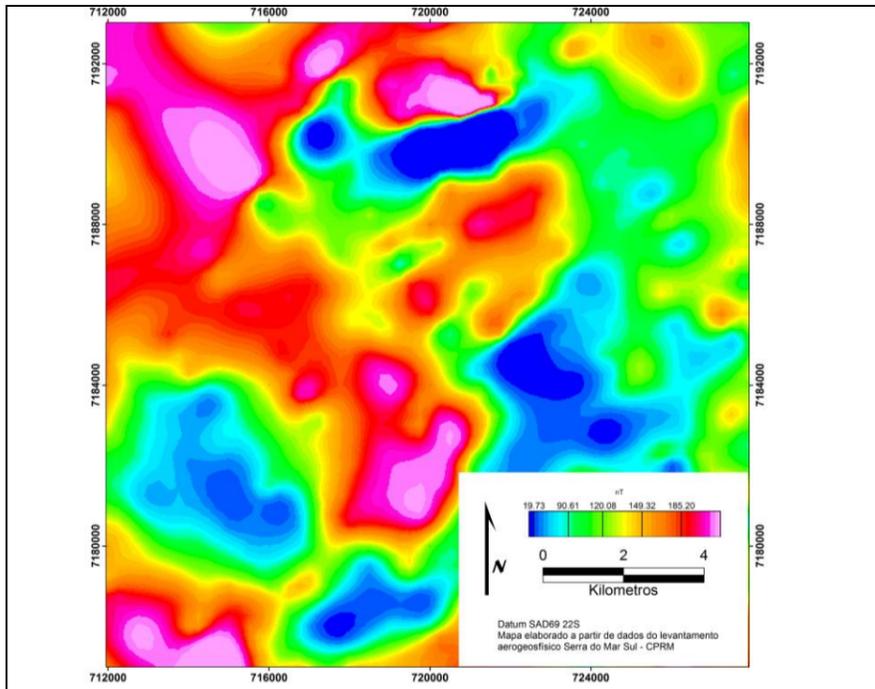


Figura 43: Mapa de campo magnético anômalo.

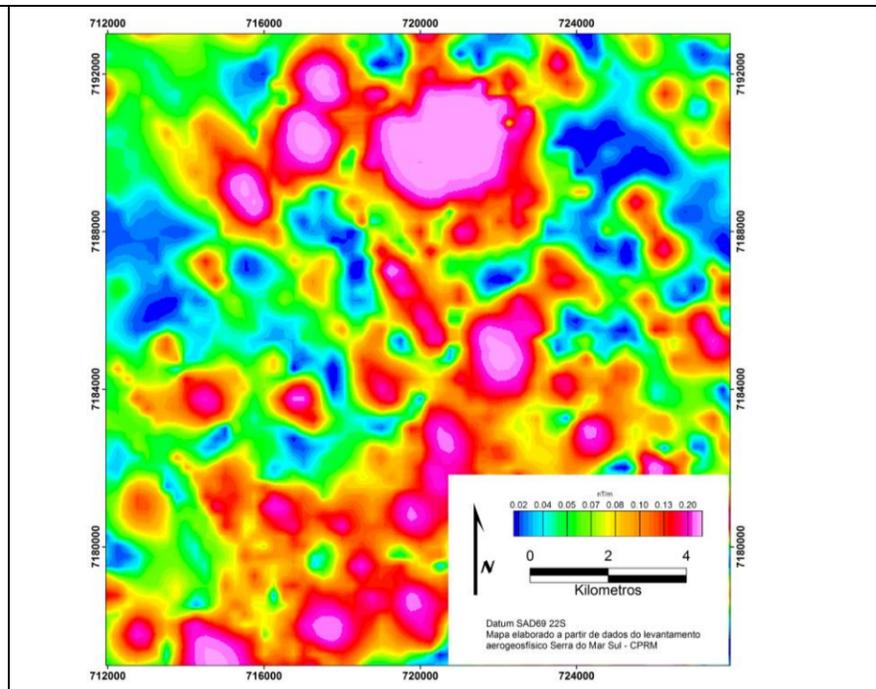


Figura 44: Amplitude do Sinal Analítico (ASA).

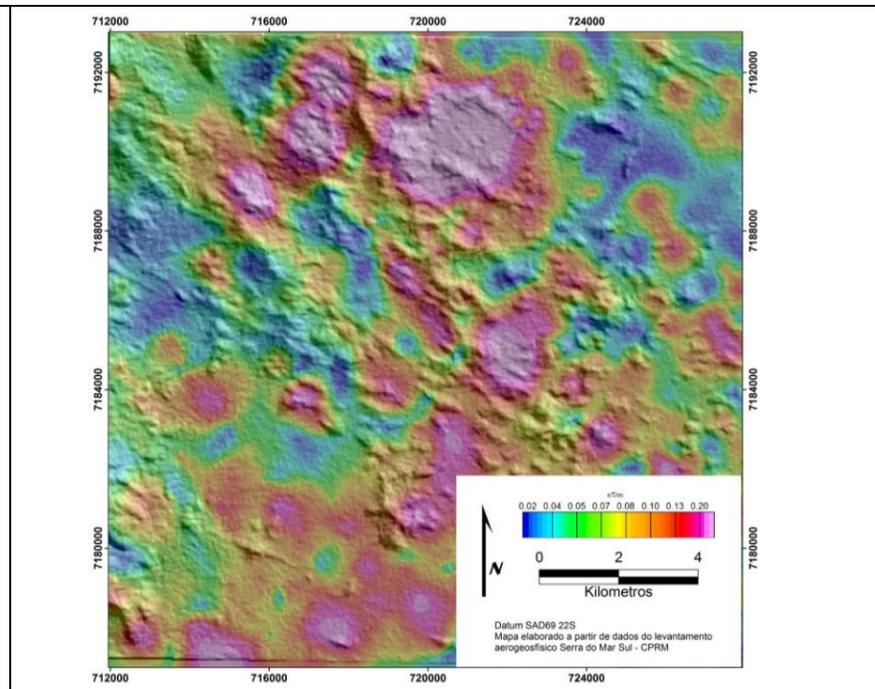


Figura 45: ASA sobre relevo sombreado.

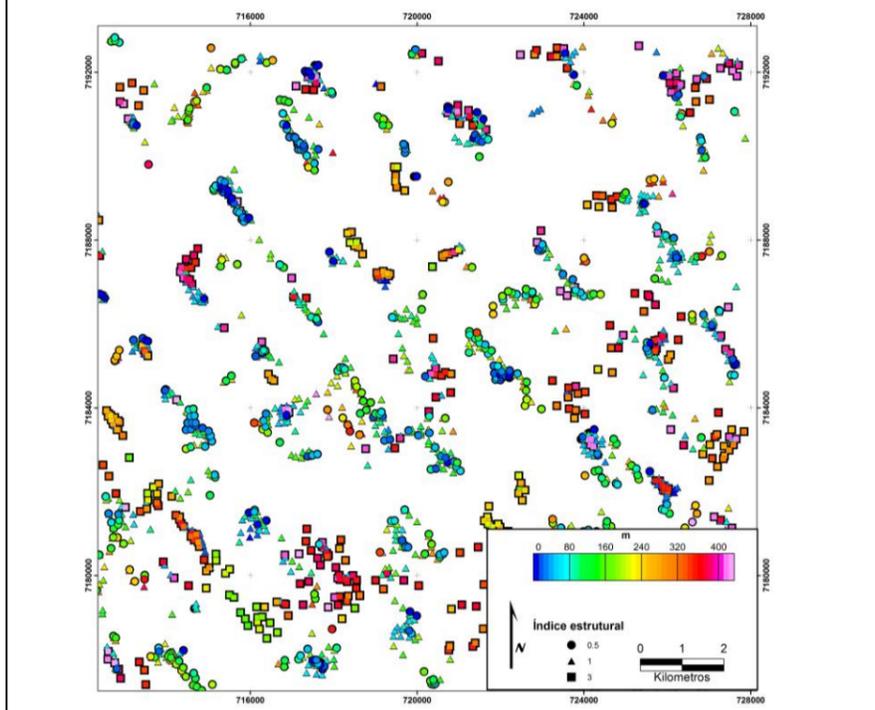


Figura 46: Soluções da deconvolução de Euler.

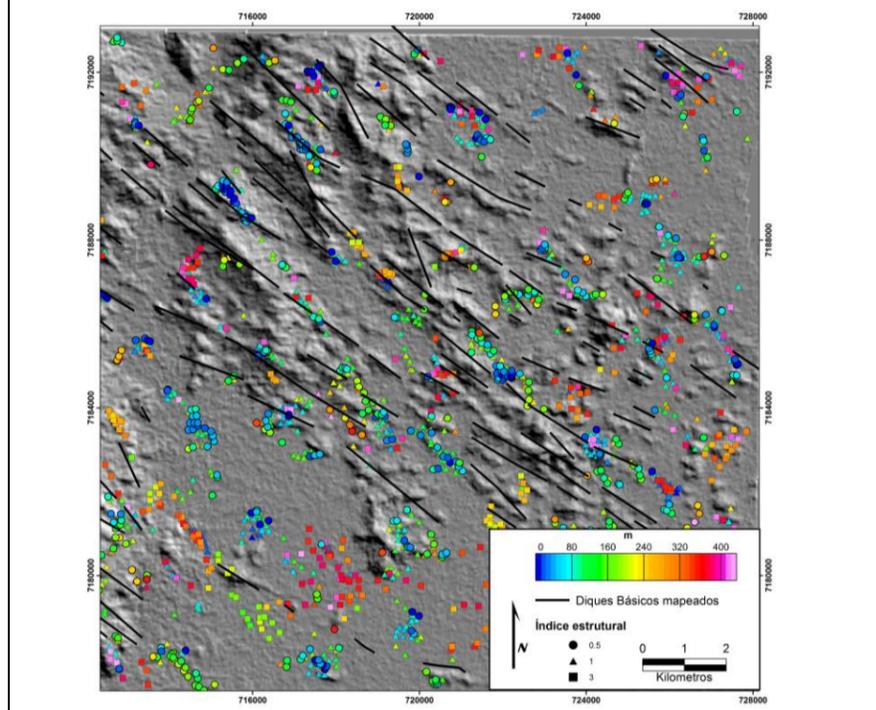


Figura 47: Diques mapeados e soluções de Euler sobre relevo.

4.2.4. Interpretação magnética

A partir dos dados obtidos na deconvolução de Euler para três diferentes índices estruturais, grandes lineamentos magnéticos aproximadamente na direção N30W podem ser reconhecidos. Estes lineamentos são claramente controlados pela direção preferencial dos diques básicos (Figura 47) que possuem quantidades expressivas de minerais magnéticos, como observado na petrografia.

Outros lineamentos de menor expressividade podem ser reconhecidos, com direção aproximada N20-30E, que estão relacionados com os contatos entre os domínios acima descritos. A Figura 48 mostra as soluções de Euler superpostas a composição ternária dos radioelementos K, U e Th e o modelo de elevação. Nesta imagem é possível observar, por exemplo, claramente o contato do granito Graciosa com a faixa de milonitos mais a E. Também é possível distinguir lineamentos que limitam o domínio D4 do D5.

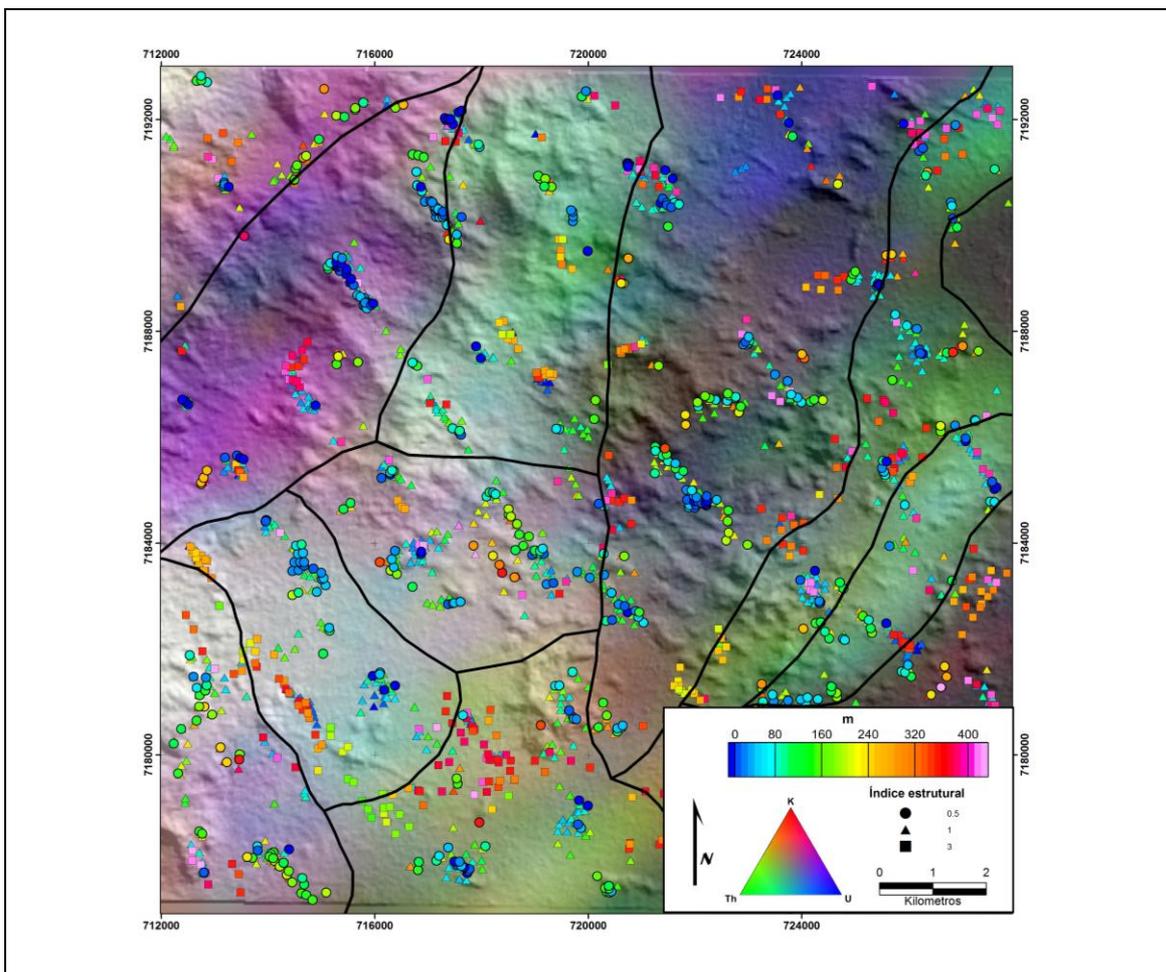


Figura 48: Soluções de Euler domínios gamaespectrométricos e composição ternária sobrepostos a relevo sombreado.

4.2.5. Modelamento 2,5D

Utilizando os dados de deconvolução de Euler e da literatura, foi realizado o modelamento geológico de um perfil traçado na área norte da área de estudo que se estende desde a área das minas de ferro até o contato com o granito Graciosa. O resultado deste modelamento está reproduzido na **Figura 49**. A profundidade modelada não ultrapassa os 1500 metros.

Os dados de susceptibilidade magnética não puderam ser medidos em campo então foram utilizadas susceptibilidades medidas para as rochas em questão (Telford et al., 1990) que pudessem fornecer o melhor ajuste dos dados. Para o quartzito com magnetita, não foi encontrada literatura que desse uma definição precisa sobre a susceptibilidade de tal tipo de rocha. Arioli (1980), no entanto, define que estas rochas são constituídas em média por 70% quartzo e 30% magnetita. A susceptibilidade desta rocha foi então calculada usando as susceptibilidades dos minerais ponderadas pela proporção de cada um. Os dados estruturais e áreas de afloramento foram conservados de modo mais fiel o possível.

O perfil produzido é composto por basicamente 7 elementos. O primeiro deles é o Granito Graciosa. A análise petrográfica desta rocha revelou baixíssima proporção de minerais magnéticos e devido a isto este granito tem uma baixa susceptibilidade magnética. Seguindo mais a E ocorre a faixa de milonitos máficos e félsicos. Como reconhecido por Arioli (1980) estas rochas possuem uma variação composicional proporcional à distancia do granito em questão e devido a isto dois corpos diferentes foram modelados, cada qual com uma susceptibilidade magnética própria. Em seguida ocorre o embasamento gnáissico que gradualmente migra para o campo das rochas com alteração hidrotermal. Para efeitos de simplificação do modelo foram apenas representados dois corpos diferentes. A área de alteração hidrotermal é associada a uma zona de cisalhamento, mas não afeta a totalidade das rochas e por isso tem um alcance limitado, sendo envolvida pelas rochas do embasamento gnáissico.

O que chama a atenção, no entanto, é a intensidade da anomalia observada na área dos quartzitos com magnetita. Esta anomalia, no entanto, não é centrada sobre os afloramentos mapeados para a unidade, se alocando pouco mais a leste da área das minas de ferro. Para a susceptibilidade média calculada, a massa de rocha necessária para gerar tal anomalia é muito superior aquela observada somente nas áreas de afloramento. Além disso, a amplitude de anomalia exige que sua fonte esteja num nível raso, mesmo que os dados estruturais mostrem que o mergulho médio destas rochas está entre 30-50°.

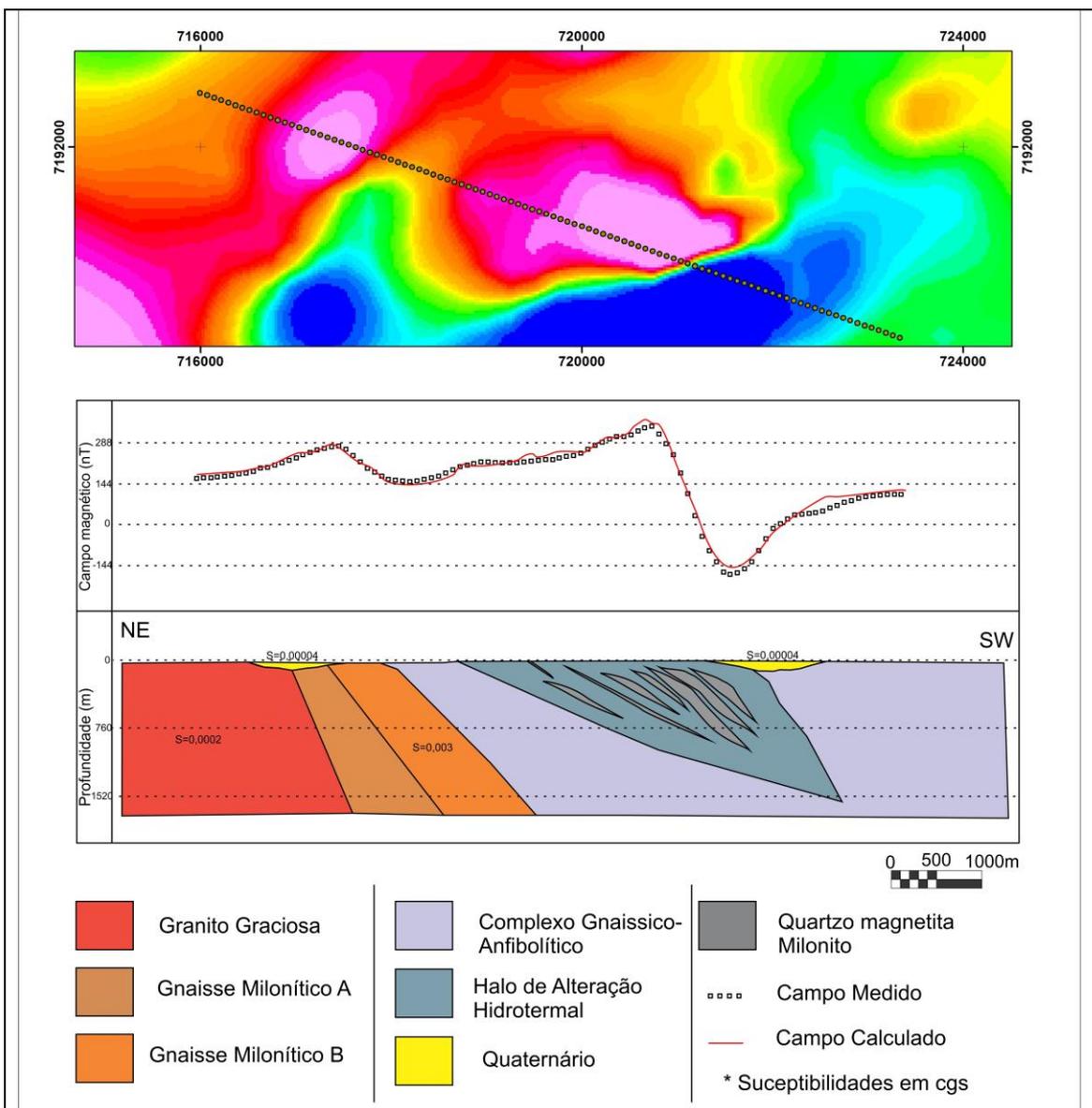


Figura 49: Modelo 2,5D. Superior: perfil construído com pontos de observação. Inferior: curva de campo magnético observado e calculado e perfil construído.

Pensando nisto e também considerando um ambiente de zona de cisalhamento, foi concebido um modelo de lentes de minério paralelas à

direção de milonitização, amalgamadas em planta. Um modelo como este comporta grandes volumes de minério em profundidades semelhantes, apesar de não aflorantes. A cinemática da zona de cisalhamento seria de extrema importância para definição da morfologia dos corpos de minério, mas não existem dados que descrevam este parâmetro.

4.3. Reinterpretação Geológica

A geologia da folha Morretes, conforme concebida por Cordani e Girardi (1967) (**Figura 5**), define um grande corpo de rochas metamórficas que, conforme indicado pelos próprios autores, é composto por uma grande variedade de rochas. Este grupo inclui gnaisses com lentes de anfibolitos, migmatitos, gonditos e xistos que primordialmente foram formados durante um evento metamórfico regional ocorrido em torno de 600 Ma e afetados por um retrometamorfismo posterior. Ocorrem também batólitos graníticos, representados na folha pelos granitos Marumbi e Graciosa no extremo oeste. Representando as rochas mais recentes estão os enxames de diques básicos referentes ao vulcanismo básico do Mesozóico. Na região de Morretes as espessuras médias dos diques são de 20-50m podendo atingir até 100m (Girardi, 1969). Existem ainda grandes planícies aluviais que recobrem parte de todas as rochas com sedimentos Quaternários.

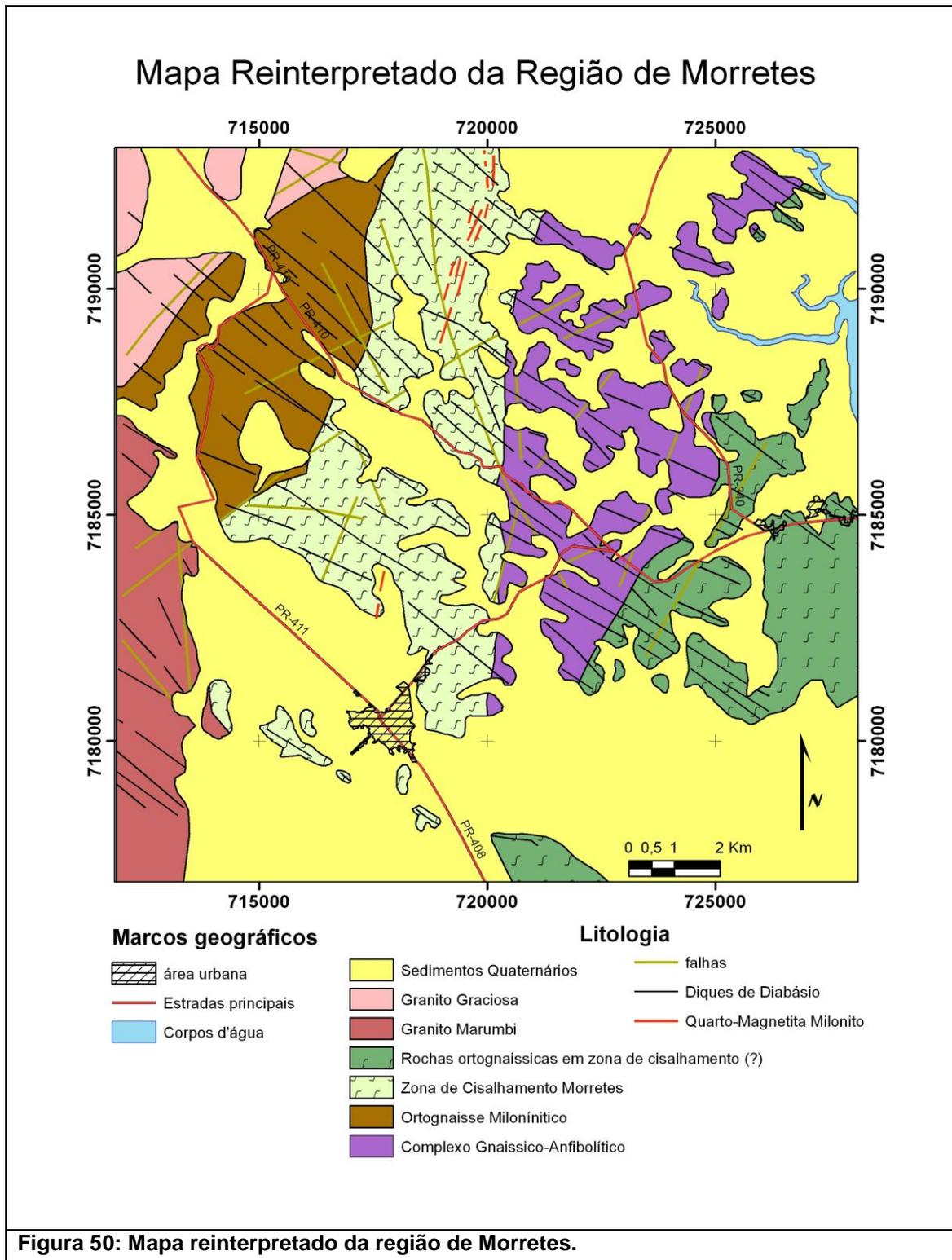
A vista dos dados apresentados neste trabalho o mapa geológico de Cordani e Girardi (1967) (**Figura 5**) pode ser reinterpretado conforme está na **Figura 50**. A grande unidade de gnaisses e anfibolitos foi subdividida em 3 subunidades. O mapeamento dos granitos, diques mesozóicos e depósitos quaternários permaneceu inalterado e sua expressão cartográfica foi somente reafirmada pelos dados geofísicos.

As unidades presentes no mapa geológico proposto são descritas como se segue:

- **Complexo Gnaissico e Anfibolítico**

Esta unidade é petrograficamente bem descrita nos trabalhos de Cordani e Girardi (1967), Girardi (1969) e Girardi (1971). É composta por gnaisses e anfibolitos em fácies anfibolito ou xisto verde retrometamorfizados, com composição básica cujo protolito, conforme determinado por Girardi (1969) seriam rochas ígneas básicas. O nível de deformação destas rochas é variável,

mas predominam texturas granoblásticas com pouca ou nenhuma orientação mineral, principalmente nos anfibolitos.



O retrometamorfismo destas rochas é evidenciado pela grande presença de actinolita substituindo cristais de tremolita. A presença de clorita é muito comum dentro da assembléia retrometamórfica. A alteração por fluidos hidrotermais é pouca expressiva, apesar de ainda presente.

- Ortognaisses Miloníticos

Caracterizado na região de contato entre o granito Graciosa e as rochas metamórficas, estes gnaisses possuem alternância de bandas máficas e bandas félsicas centi/decimétricas, sendo as primeiras sempre em maior proporção superior às últimas. Possuem alto grau de deformação, mergulhos subverticais e lineações de estiramento subhorizontais típicas de zonas de cisalhamento transcorrentes. A cinemática observada é sinistral. Estas rochas são ricas em hornblenda, sendo menos afetadas pelo retrometamorfismo descrito por Girardi (1969). Por outro lado a abundância de biotita associada à fitas de quartzo recristalizado nestas rochas, além das evidências de sericitização e silicificação, leva a crer que a atividade de fluidos hidrotermais nestas rochas foi mais intensa. Outro argumento é a anomalia de K observada na **Figura 34**, que também evidencia um acúmulo de K secundário nestas rochas, principalmente sob a forma de biotita. Estas rochas foram descritas anteriormente como migmatitos (Girardi, 1969, Arioli 1980). Nos entanto não foram encontradas evidências de campo ou geoquímicas que possam sustentar a hipótese de anatexia destas rochas.

- Zona de Cisalhamento Morretes

Localizada entre as duas citadas anteriormente, esta unidade compreende uma série de rochas formadas a partir da alteração hidrotermal do embasamento gnáissico que se intercalam ao próprio embasamento gnáissico e que se difere geofisicamente por uma forte anomalia do elemento Th em relação a K e U. Salazar Júnior (1992) reconhece uma série de rochas de alteração que ocorrem na região das minas de ferro na forma de lentes de direção NNE com espessuras raramente maiores do que 100m. Segundo o autor, os litotipos mais comuns seriam muscovita-quartzo xistos, quartzo-clorita xistos com magnetita, quartzo-clorita-muscovita xistos com magnetita e

quartzo-clorita-muscovita xistos. Estas rochas são típicas de zonas de cisalhamento e estão representadas no mapa como Milonitos, Quartzomilonitos e filonitos que ocorrem intercalados a sequencia ortognaissica.

Ocorre também grande quantidade de veios de quartzo leitoso, alguns assumindo dimensões métricas. Estas rochas estão intimamente ligadas com algumas mineralizações de ouro e ferro já conhecidas na área, hospedadas respectivamente em veios de quartzo auríferos e quartzo-magnetita milonitos.

Estas rochas foram provavelmente desenvolvidas num sistema dinâmico onde expressivas quantidades de fluidos ricos em Si circulavam canalizados por uma zona de cisalhamento. Estes fluidos, apesar de canalizados por estas estruturas, tiveram efeitos consideráveis nas rochas vizinhas do domínio D3 e, em menor escala, no D4. A partir das características gamaespectrométricas é possível também especular que este sistema ocorresse em várias estruturas paralelas gerando rochas similarmente alteradas em D5 e D6.

- Granitos Marumbi e Graciosa

A área de afloramento dos granitos está bem caracterizada em trabalhos de mapeamento prévios e permanece a mesma nessa releitura da geologia. Sua petrografia também está bem caracterizada em trabalhos como de Gualda e Vlach (2007).

- Diques de Diabásio

Diques de Diabásio relacionados aos eventos vulcânicos Mesozóicos recortam toda a área numa direção NE-SW. Os diques tem expressão superficial bem definida, formando altos topográficos na região das rochas metamórficas e vales profundos nos maciços da Serra do Mar (Salazar Júnior., 1992). Em algumas áreas a concentração de diques é maior do que em outras, gerando anomalias magnéticas de maior porte, atributo discutido em maior profundidade por Naomi et al.(1991).

- Quaternário

Sedimentos quaternários recobrem boa parte da área mapeada. Em sua maioria são sedimentos de planície aluvial de rios meandrantés que carregam material trazido das encostas da Serra do mar. Estes depósitos migram lateralmente para depósitos de planície de maré nas proximidades da baía.

Ocorrem também variações radiométricas dentro das áreas de sedimentos quaternários, o que pode ser relacionado diretamente à distância da fonte de sedimentos. Isto porque o conteúdo de U, quase sempre associado a minerais pesados, diminui com a distância das áreas fontes, assim como o K que aos poucos é solubilizado na água e removido dos sedimentos.

Capítulo 5.

Conclusões

A geologia da região de Morretes inclui uma grande diversidade de rochas metamórficas de alto grau com alto grau de deformação. Adicionalmente, zonas de cisalhamento e intrusões graníticas posteriores às rochas metamórficas descritas geraram grande quantidade de fluidos que, ao percolar pelas rochas produziram alteração hidrotermal associada a uma deformação acentuada.

Devido a esta grande variabilidade, trabalhos de mapeamento como o de Cordani & Girardi (1967), Girardi (1969) e Arioli (1980) não subdividem esta grande unidade metamórfica. À luz dos dados geofísicos, no entanto, foi possível notar uma significativa heterogeneidade composicional nas rochas que compõe a unidade. A partir disto então, procedeu-se com a subdivisão da unidade metamórfica em 3 novas unidades, favorecendo sobremaneira, a elaboração de um mapa geológico mais atualizado da região

Dados magnetométricos permitiram uma melhor interpretação dos contatos entre as unidades que por sua vez são marcados pela presença de diques máficos da formação Serra Geral. A área das minas de ferro (centro-norte) foi selecionada para realização de um modelamento geológico devido a presença de uma grande anomalia magnética na região.

O modelamento direto 2,5D foi relativamente bem ajustado e mostra que o quartzito magnético apresentaria profundidade de pelo menos 800 metros com mergulho para SE sob a forma de lentes amalgamadas de minério paralelas encaixadas numa zona de cisalhamento de direção aproximada N20E. Esta deve ter sido responsável pela geração de espaço para o acúmulo de grandes quantidades de sílica e também de material magnético. O resultado mostra que grandes quantidades de magnetita seriam necessárias para gerar uma anomalia de tal magnitude, podendo se tratar de um bom alvo exploratório. O modelamento também propõe a formação de um halo de

alteração do embasamento gnáissico, responsável também pela assinatura diferenciada do domínio D2.

Alem disto, dentro do corpo de Gnaisse milonítico o modelo também prevê uma graduação composicional que altera a quantidade de minerais magnéticos da rocha. Esta graduação foi também identificada por Arioli (1980) e também pode ser verificada na imagem de concentração de potássio (**Figura 30**).

Capítulo 6.

REFERÊNCIAS

ANGULO, R. J. Mapa do Cenozóico do litoral do Estado do Paraná. Boletim Paranaense de Geociências, Editora UFPR, Paraná, n. 55, p. 25-42. 2004.

ARIOLI, E. E. Depósitos magnéticos de Antonina (PR): condicionamento geológico, tipos de minérios e reservas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, 1980, Balneário de Camboriú, *Anais...* Santa Catarina, v. 3.

BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R. Estudos preliminares da Série Açungui – V – Estruturas organógenas nos dolomitos da Formação Capiru (Estado do Paraná). *Dusenía*, v.7, n. 6, p. 317-323. 1956.

BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. *Planta geológica provisória de partes dos municípios de Rio Branco do Sul, Bocaiúva do Sul, Almirante Tamandaré e Colombo*. Escala 1:50.000. Instituto de Geologia - Universidade do Paraná, Curitiba. 1959.

CORDANI, U. G.; GIRARDI, V. A. V. *Geologia da folha de Morretes*. Bol. da Universidade Federal do Paraná – Geologia, n. 26. 1967.

CURY, L. F. *Geologia do Terreno Paranaguá*. 2009. 188 p. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2009.

FAURE, G. Principles and applications of Geochemistry: a comprehensive textbook for geology students. Segunda Edição. Nova Jersey, USA. 1998. 599 p.

GIRARDI, V. A. V. *Petrologia das rochas metamórficas da região de Morretes-Antonina, PR*. 1969. 131 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1969.

GIRARDI, V. A. V. Os anfibolitos da região de Morretes-Antonina (PR). *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 1, p. 43-65. 1971.

GIRARDI, V. A. V.; SANTINI, P. The magnesian shists from the Morrestes-Antonina area, Paraná. *Revista brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 3, p. 181-191. 1983.

GUALDA, G. A. R.; VLACH, S. R. F. The Serra da Graciosa A-type Granites and Syenites, southern Brazil, Part 2: Petrographic and mineralogical evolution of the alkaline and aluminous associations. *Lithos*, São Paulo, v. 93, p. 310-327. 2007.

HARARA, O. M. M.; BASEI, M. A. S.; SIGA JUNIOR, O. First evidence for expressive neoproterozoic intraplated mafic rocks and magma mixing in port-collision A-PA type granites southern Brazil: Geochemistry na U-Pb (zircon), Nd-Sr-O (zircon) isotope investigations. In: SSAGI, 3, 2001. Pucon – Chile, CD-ROM.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. An Introduction to Geophysical Exploration. Terceira Edição. Padstow, Cornwall. Blackwell Science Ltd, Printed and bound in Great Britain by TJ International. 2002.

KEATING, P.; PILKINGTON, M. Euler deconvolution of the analytic signal and its application to magnetic interpretation. *Geophysical Prospecting*, v. 52, p. 165-182. 2004.

MACLOAD, I. N.; VIEIRA, S.; CHAVES, A. N. Analytic signal and reduction-to-the-pole in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic Latitudes. In: Congr. Int. Soc. Bras. Geof., 3, 1993, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro, SBGF, v. 2, p. 830-835.

PARANÁ. Atlas geomorfológico do Estado do Paraná - Escala base 1:250.000, modelos reduzidos 1:500.00/ Minerais do Paraná; Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 2006. 63 p.; il.

PIRES, A. C. B. Identificação geofísica de áreas de alteração hidrotermal, Crixás-Guarinos, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 25, n. 1, p. 61-68, março 1995.

SALAZAR JUNIOR, O. *A Geologia e os depósitos de ouro primário da região de Morretes, PR*. 1992. 145 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. 1992.

SIGA JUNIOR, O. Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: Geocronologia e evolução Crustal. 1995. 214 p. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1995.

SIGA JUNIOR, O. et al. Geocronologia do Núcleo Setuva: terrenos policíclicos expostos a níveis crustais superiores durante o Neoproterozóico. *Revista Geologia - USP - Sér. cient.*, São Paulo. 2005.

SIGA JUNIOR, O. et al. Extensional and Collisional Magmatic Records in the Apiaí Terrane, South-Southeastern Brazil: Integration of Geochronological U-Pb Zircon Ages: Registros Magmáticos Extensionais e Colisionais no Terreno Apiaí, Sul-Sudeste do Brasil: Integração de Dados U-Pb – Zircão. *Geol.- USP, Sér. cient.*, São Paulo, v. 11, n. 3, p. 149-175, dezembro 2011.

TALWANI, M.; WORZEL, J.; LANDISMAN, M. Rapid gravity computations for twodimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone: *J. Geophys. Res.*, 64, p. 49-59. 1959.

TALWANI, M.; HEIRTZLER, J. R. Computation of magnetic anomalies caused by twodimensional bodies of arbitrary shape, in Parks, G. A., Ed. *Computers in the mineral industries, Part 1*. Stanford Univ. Publ., Geological Sciences, 9, p. 464-480. 1964.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. *Applied Geopysics*. Segunda Edição. University of Cambridge, New York, USA. 1990. 751 p.

THOMPSON, D. T. *EULDPH* – A technique for making computer- assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, v. 47, p. 31–37. 1982.

USSAMI, N. et al. Detectabilidade magnética de diques do Arco de Ponta Grossa: um estudo integrado de magnetometria terrestre/aérea e magnetismo de rocha. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 21, n. 4, p. 317-327, dezembro 1991.

VANZELA, G. A. et al. Caracterização petrográfica e geoquímica de diques Mesozóicos à nordeste de Rio Branco do Sul, PR. *Geochim. Brasil.*, v. 18, n. 2, p. 64-76, 2004.

VASCONCELOS, R. M. et al. *Geofísica em levantamentos geológicos*. Rio de Janeiro, DIGEOF-CPRM. 1990.

YAMATO, A. A. *Mapeamento geológico de parte da Folha Bocaiúva do Sul (SG-22-X-D-I-2), escala 1:50.000*. 108 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1999.

DNPM - Departamento Nacional de Produção Mineral; CPRM - Serviço Geológico do Brasil. *Catálogo de Projetos Aerogeofísicos – Série 1000*. Disponível em <www.cprm.gov.br/aero/1000/aero1000.htm> Acesso em: 28 nov. 2012. 2006.