

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS E
GEODINÂMICA



METODOLOGIA DE INTEGRAÇÃO DE DADOS
MAGNETOMÉTRICOS E GAMAESPECTROMÉTRICOS
(TERRESTRES E AÉREOS) - MACIÇO PEDRA BRANCA,
GOIÁS

Área de Concentração: Geofísica Aplicada

Dissertação de Mestrado nº 149

Alice Louzada da Costa Carvalhêdo

Orientador:

Prof. Dr^a Adriana Chatack Carmelo (UnB)

Coorientador:

Prof. Dr Nilson Francisquini Botelho (UnB)

Banca examinadora:

Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira (UFPR)

Prof. Dr. Marco Ianniruberto (UnB)

Brasília – 2019

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS E
GEODINÂMICA



METODOLOGIA DE INTEGRAÇÃO DE DADOS
MAGNETOMÉTRICOS E GAMAESPECTROMÉTRICOS
(TERRESTRES E AÉREOS) - MACIÇO PEDRA BRANCA,
GOIÁS

Área de Concentração: Geofísica Aplicada
Dissertação de Mestrado

Alice Louzada da Costa Carvalhêdo

Orientador:

Prof. Dr^a Adriana Chatack Carmelo (UnB)

Coorientador:

Prof. Dr Nilson Francisquini Botelho (UnB)

Brasília – 2019

“É o pau, é a pedra, é o fim do caminho
É um resto de toco, é um pouco sozinho
É um caco de vidro, é a vida, é o sol
É a noite, é a morte, é um laço, é o anzol
É peroba no campo, é o nó da madeira
Caingá candeia, é o matita-pereira
É madeira de vento, tombo da ribanceira
É o mistério profundo, é o queira ou não queira
É o vento vetando, é o fim da ladeira
É a viga, é o vão, festa da ciumeira
É a chuva chovendo, é conversa ribeira
Das águas de março, é o fim da canseira
É a garrafa de cana, o estilhaço na estrada
É o projeto da casa, é o corpo na cama
É o carro enguiçado, é a lama, é a lama
É um passo, é uma ponte, é um sapo, é uma rã
É um resto de mato na luz da manhã
São as águas de março fechando o verão
É a promessa de vida no teu coração
É uma cobra, é um pau, é João, é José
É um espinho na mão, é um corte no pé
São as águas de março fechando o verão
É a promessa de vida no teu coração
É pau, é pedra, é o fim do caminho
É um resto de toco, é um pouco sozinho
É um passo, é uma ponte, é um sapo, é uma rã
É um belo horizonte, é uma febre terça
São as águas de março fechando o verão
É a promessa de vida no teu coração...”

Elis Regina & Tom Jobim - "Aguas de Março" - 1974

Agradecimentos

Agradeço à Deus e à Meishu Sama, por iluminarem todos os meus caminhos e me tranquilizarem para que tudo fosse possível em seu devido tempo.

À minha orientadora Adriana Carmelo, a autora da ideia central deste trabalho, grande professora e amiga. Ao meu coorientador, Nilson, por todo o apoio, contribuição e paciência em explicar a geologia do Maciço Pedra Branca. Ao professor Augusto César B. Pires que participou do trabalho e me motivou para concluí-lo.

Agradeço à minha família por todo o apoio e jantares deliciosos após o dia de trabalho. Ao meu amor Anderson, que sempre compreendeu as sextas feiras ou sábados de estudo, apoiando tudo com muito carinho.

Aos meus amigos Brandow e Darby que fizeram parte das campanhas de campo e deste trabalho no geral, com alegria, e ajudando no que eu precisava. Ao meu amigo André (Andrezinho) pelos almoços e cafés descontraídos. À minha amiga Gabriela Menezes (Gabi) pelas idas à papelaria para relaxar e comprar cadernos e/ou canetas que me inspirassem mais nos estudos. À amiga e geóloga Emanuela por tornar possível as medidas de susceptibilidade nas amostras do maciço.

Agradeço à Universidade de Brasília e ao Instituto de Geociências pelos recursos cedidos para as campanhas de campo. Aos Professores José Soares e Carlos Abreu pela disponibilidade de veículos para as campanhas. À Professora Adalene pela ferramenta IVM do *software* Oasis Montaj.

RESUMO

No Brasil, o método gamaespectrométrico tem como principais aplicações a prospecção mineral (década de 1950) e o mapeamento geológico (década de 1960), em sua maior parte, adquiridos em plataformas aéreas. A comparação entre dados gamaespectrométricos aéreos e terrestres, para auxiliar a interpretação geofísica, pode ser observada em diversas pesquisas geofísicas. Este projeto propõe uma análise estatística a partir da compreensão do significado das diferentes concentrações dos elementos medidos no método gamaespectrométrico (K, Th e U) para os dados terrestres e aéreos. Por meio da aplicação de uma metodologia, com base em funções estatísticas, pretende-se estabelecer uma correlação e uma relação matemática aproximada entre esses dados, uma vez que aplicada a uma litologia. Assim, definir as assinaturas dos alvos com maior contribuição de suas fontes, em maior escala. Para testar e avaliar a metodologia será estudado o Maciço Pedra Branca, localizado na região de Nova Roma, corpo granítico estanífero que apresenta assinatura gamaespectrométrica alta, principalmente valores elevados de tório e urânio, além de apresentar relevante interesse metalogenético. Com a integração de dados gamaespectrométricos, terrestres e aéreos, e magnetométricos aéreos houve a caracterização geofísica das principais zonas mineralizadas do Maciço: Zona da Bacia e Faixa Placha. A modelagem direta a inversão dos dados magnéticos gerados, a partir da Inversão do Vetor de Magnetização (IVM), mostram um modelo geofísico-geológico que apresenta principais fontes de susceptibilidade magnética rasas (1,8km) correspondentes à Faixa Placha (0,029SI) e fontes de elevada susceptibilidade (0,012SI - IVM), localizadas em maior profundidade (2km) que são interpretadas como “corpos magmáticos” de natureza máfica, decorrentes do magmatismo basáltico do rifte Araí.

Palavras chave: Gamaespectrometria terrestre e aérea, Correlação estatística, Maciço Pedra Branca Goiás, Província Estanífera de Goiás, Magnetometria aérea.

ABSTRACT

In Brazil, the gamma-ray spectrometric method has main applications mineral exploration (1950s) and geological mapping (1960s), mostly acquired in aerial platforms. The comparison between airborne and ground gamma-ray spectrometric data to assist geophysical interpretation can be observed in several geophysical surveys. The project was a statistical analysis based on the understanding of the significance of the forces of the elements measured in the gamma-ray spectrometric method (K, Th, and U) for ground and airborne data. By applying a methodology based on statistical functions, it is intended to establish a correlation and an approximate mathematical relationship between these data, as applied to a lithology. Thus, define as signatures of the targets with a higher incidence of their sources, on a larger scale. To test and evaluate the methodology will be studied the Pedra Branca massif, located in the region of Nova Roma, a stanniferous granitic body that has a high gamma-ray spectrometric signature, mainly high values of thorium and uranium, besides presenting relevant metallogenetic interest. With the integration of ground and airborne gamma-ray spectrometric data, and airborne magnetic data, there was the geophysical characterization of the main mineralized zones of the massif: Zona da Bacia and Faixa Placha. The direct inversion modeling of the magnetic data generated from the Magnetization Vector Inversion (MVI) shows a geophysical-geological model that presents the main sources of shallow magnetic susceptibility (1.8km) corresponding to the Faixa Placha (0.029SI) and high susceptibility sources (0,012SI - MVI), located in greater depth (2km) that are interpreted as mafic "magmatic bodies", resulting from the Araí rifte basaltic magmatism.

Keywords: Ground and airborne gamma-ray spectrometry, Statistical correlation, Maciço Pedra Branca Goiás, Província Estanífera de Goiás, Airborne magnetometry.

Sumário

LISTA DE FIGURAS	7
LISTA DE TABELAS	12
1. INTRODUÇÃO	14
1.1 Objetivos	16
1.2 Localização da área de estudo.....	17
1.3 Estrutura da dissertação	19
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	20
2.1. Contexto Geológico Regional.....	20
2.1.1. A Província Estrutural Tocantins	20
2.2. Contexto Geológico Local	25
2.3. Contexto Geofísico Regional.....	33
3. REFERENCIAL TEÓRICO	36
3.1. O Método Gamaespectrométrico.....	36
3.2. O Método Magnetométrico.....	41
3.3 – Conceitos e aplicações da Estatística em Geociências	48
4. MATERIAIS E MÉTODOS	54
4.1. MATERIAIS	54
4.1.1. Dados Gamaespectrométricos Terrestres	54
4.1.2. Dados Gamaespectrométricos e Magnetométricos Aéreos	56
4.2. MÉTODOS	58
4.2.1. Pré-processamento.....	58
4.2.2. Processamento	68
4.2.3. Integração dos dados gamaespectrométricos terrestres e aéreos	83
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES	90
5.1. CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA AÉREA	90
5.2. METODOLOGIA ESTATÍSTICA PARA AVALIAÇÃO DE DADOS GAMAESPECTROMÉTRICOS TERRESTRES E AÉREOS	105
6. CONCLUSÕES.....	132
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	135

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Localização geográfica da área de estudo.	18
Figura 2.1 – Mapa das principais unidades da Província Tocantins, em destaque o Bloco Crustal Cavalcante-Natividade (CN), Lineamento dos Pirineus (PL), Lineamento Transbrasiliano (TBL), Falha Rio dos Bois e Falha Rio Maranhão. A área de estudo é representada pelo quadrado em cor vermelha. (Adaptado e conforme Fuck et al., 2014).	21
Figura 2.2 – Faixa de Dobramentos Brasília. A área de estudo está representada pelo quadrado vermelho abaixo da cidade de Monte Alegre de Goiás e próxima a Nova Roma. A Província Estanífera de Goiás (PEG) é representada em pontilhado preto (Adaptado de Cuadros et al., 2017 e de Pimentel et al., 2004).	23
Figura 2.3 – Mapa geológico simplificado da PEG e região nordeste de Goiás com localização de recursos minerais associados à Suíte Aurumina e Formação Ticunzal e aos granitos estaníferos do Tipo A (Sn, Ta, Be, ETR: elementos terras raras, Au, U; e PGE: elementos do grupo da platina; 1: Monte Alegre de Goiás; 2: Porto Real; 3: Ingazeira; 4: Pedra Branca; 5: Mangabeira). O retângulo em linha preta localiza a área de estudo (Adaptado de Dardenne e Botelho, 2014).	25
Figura 2.4 – Contato “interdigitado” entre o paragneisses da Formação Ticunzal e o granito pblc do Maciço Pedra Branca.	27
Figura 2.5 – Mapa geológico do Maciço Pedra Branca (modificado de Botelho, 1992).	29
Figura 2.6 – Comparação entre os fácies. a) Pb1b: Biotita sienogranito com textura porfírica e presença de fenocristais de feldspato potássico com formas circulares e aproximadamente subedricos, fraturados localmente b) Pb2d: Li – siderofilita a zinwaldita leucogranito mineralizado de granulação fina a grossa.	30
Figura 2.7 – Topázio – Li-siderofilita – quartzo greisen maciço da Faixa Placha.	31
Figura 2.8 – Fotografia panorâmica da Zona da Bacia onde afloram o granito greisenizado e o greisen (biotita greisen), com visada de oeste para leste (Conforme Botelho, 1992).	32

Figura 2.9 – Fotografia panorâmica da Zona da Bacia, com visada para noroeste. No morro, aflora o greisen (biotita greisen) e, nas cavas localizadas na região da baixada (bacia), está o granito greizenizado (Conforme Botelho, 1992).	32
Figura 2.10 – Zona da Bacia, Li-muscovita greisen.	33
Figura 2.11 – Contexto geofísico regional indicando a área de estudo (quadrado preto). a) Imagem da Amplitude do Sinal Analítico (ASA); b) Modelo gerado pela inversão do vetor magnético (IVM) (Adaptado: Serafim, 2017).	35
Figura 3.1 – Fotopicos das emissões de K, eTh e eU. Em vermelho, estão os fotopicos utilizados no método gamaespectrométrico (Adaptado de IAEA, 2003).	39
Figura 3.2 – Interação dos raios gama com a matéria (Adaptado de IAEA, 2003).	39
Figura 3.3 – Concentrações dos radioelementos em diferentes classes de rochas e solos (Conforme Feitoza, 2011, segundo Dickson e Scott, 1997).	40
Figura 3.4 – Fatores que afetam a resposta da radiação gama para um mesmo tipo de rocha (modificado de Wilford et al., 1997).	41
Figura 3.5 – Linhas do fluxo magnético em uma barra metálica (Conforme Reynolds, 1998).	42
Figura 3.6 – Soma vetorial da intensidade de magnetização induzida e remanente (Conforme Reynolds, 1998).	43
Figura 3.7- a) O campo magnético normal da Terra (BN) b) Em um ponto de observação (x, y, z) o campo geomagnético BN (Conforme Hinze, 2013).	45
Figura 3.8 – Susceptibilidade de volume para alguns tipos de rocha, compilados segundo dados de Hunt et al. (1995) (Conforme Schön, 2015).	47
Figura 4.1 – Mapa geológico do Maciço Pedra Branca (modificado de Botelho, 1992) indicando as estações gamaespectrométricas terrestres (círculos em roxo).	56
Figura 4.2 – Localização do levantamento aerogeofísico e da área de estudo (quadrado vermelho menor) (Modificado de LASA, 2006).	57
Figura 4.3 – Linhas de voo e linhas de controle da área de estudo sobrepostas ao MDT. Destaque em cor vermelha para a Lvoos utilizada neste trabalho (L106940E).	57
Figura 4.4 – Gráfico das médias das concentrações gamaespectrométricas no granito Au2, adquiridas em 10 dias de aquisição terrestre.	59

Figura 4.5 – Valores negativos em círculos (K-cor branca; eTh-cor branca; eU-cor preta) e seus respectivos histogramas. a) Valores negativos e histogramas para o K(%); b) Valores negativos e histogramas para o eTh(ppm); c) Valores negativos e histogramas para o eU(ppm).	65
Figura 4.6 – Comparação entre o dado de urânio a) antes da correção de negativos; b) após a correção dos negativos.	67
Figura 4.7 – Aplicação da técnica de Decorrugação, etapa de pré-processamento nos dados aeromagnéticos, com a subtração da “Malha de Erro” a partir do CMT (Campo Magnético Total) e o produto gerado, CMT Decorrugado.	68
Figura 4.8 – Principais produtos aerogamaespectrométricos a) K%, b) eTh(ppm), c) eU(ppm) e d) Contagem Total (µR/h).	70
Figura 4.9 – Razões dos principais produtos aerogamaespectrométricos a) eTh/K, b) eU/eTh e c) eU/eTh.	71
Figura 4.10 – Imagens ternárias a) RGB e b) CMY.	71
Figura 4.11 – Derivada vertical DZ.	72
Figura 4.12 – Amplitude do Sinal Analítico (ASA).	74
Figura 4.13 – Inclinação do Sinal Analítico (ISA) ou TILT derivative.	75
Figura 4.14 – O espectro radial de potência (cor verde) e o espectro de potência gerado pelo <i>Matched Filtering</i> (cor azul), bem como as fontes que representam cada intervalo.	77
Figura 4.15 – Índices estruturais para magnetometria que representam respectivamente contatos, sills e Diques, Cilindros e Pipes (tubos) e esferas. Para gravimetria respectivamente sills, diques, cilindros e pipes (tubos) e esferas (Conforme Geosoft 8.3).	78
Figura 4.16 – Exemplo: a) Problema direto: Campo magnético terrestre como fonte, um modelo de distribuição 3D da suscetibilidade magnética e os dados são a anomalia do campo total; b) Problema inverso (Conforme Oldenburg e Li, 2005).	79
Figura 4.17 – a) Amostra do greisen “preto” da Faixa Placha com magnetitas. b) Susceptibilímetro KT-10.	82

Figura 4.18 – Modelagem avançada usando soluções de Deconvolução Euler estendidas a partir de um perfil magnético em toda a Teisseyre-Tornquist zona, Polônia, software Northwestern Geophysical Associates Modeling, GM-SYS (Conforme Mushayandebvu et al., 2001).	82
Figura 4.19 – a) Campo de visão de um detector gamaespectrométrico móvel. b) A relação entre o comprimento da faixa de investigação (expressa como múltiplo da altura do detector) e altura de um detector em movimento para as porcentagens que representam o rendimento da radiação gama (Retirado e adaptado de Dentith e Mudge, 2014).	85
Figura 5.1 – Principais produtos aerogamaespectrométricos do Maciço Pedra Branca. a) MDT e SRTM; b) K (%); c) eTh (ppm); d) eU (ppm); e) RGB; f) CMY e g) Mapa geológico do Maciço Pedra Branca (Modificado de Botelho, 1992).	92
Figura 5.2 – Principais produtos aeromagnetométricos do Maciço Pedra Branca. a) MDT; b) CMA; c) ASA; d) ISA com lineamentos magnéticos.	95
Figura 5.3 – Inclinação do sinal analítico (ISA) e as soluções de Euler com índice estrutural 0.	96
Figura 5.4 – Produtos gerados pelo Matched Filtering correspondentes aos topos das fontes magnéticas em diferentes profundidades. a) Fontes rasas; b) Fontes intermediárias; c) Fontes profundas.	97
Figura 5.5 – a) Modelo com fontes magnéticas do Maciço Pedra Branca gerado pelo IVM. b) Os três perfis (1,2 e 3) com as principais feições magnéticas que interceptam o Maciço. O Norte pode ser representado pelo eixo Y (cor verde).	99
Figura 5.6 – a) Feições de maior intensidade magnética na área de estudo. b) Profundidades das feições de maior intensidade na área de estudo. O Norte pode ser representado pelo eixo Y (Cor verde).	100
Figura 5.7 – Perfil 2 (em vermelho) utilizado para a modelagem no mapa geológico. D1 e D2 indicam os diques pertencentes aos processos de evolução magmática do Maciço pb1 e pb2.	102
Figura 5.8 – a) Modelo de susceptibilidade para o perfil (2); b) Perfil no IVM.	103
Figura 5.9 – Mapa geológico do Maciço Pedra Branca modificado de Botelho (1992) com o perfil gamaespectrométrico terrestre e aéreo em fiduciais (cor roxa). D1 e D2 indicam	

os diques pertencentes aos processos de evolução magmática do Granito famílias pb1 e pb2.	106
Figura 5.10 – Perfil dos dados terrestres (pontos) e aéreos (linhas). Agregado aos perfis gamaespectrométricos, o Modelo Digital de Terreno (MDT), os dados de Campo Magnético Anômalo (CMA). D1 e D2 indicam os diques pertencentes aos processos de evolução magmática do Granito famílias pb1 e pb2. A sombra representa ausência de dados.	108
Figura 5.11 – Comparação entre as médias das concentrações gamaespectrométricas nos dados terrestres e aéreos para a linha de produção.	111
Figura 5.12 – Histogramas com curvas de normalização para os dados terrestres e aéreos para a linha de produção.	112
Figura 5.13 – Diagramas de dispersão entre os dados gamaespectrométricos aéreos e terrestres para a linha de produção, com seus respectivos coeficientes de determinação (R^2) e equações da reta.	114
Figura 5.14 – a) Declividade da área de estudo, b) Elevação e c) SRTM. A linha escura representa as estações terrestres e aéreas.	116
Figura 5.15 – Agrupamento das classes dos dados do tório após a classificação não supervisionada na parte norte da linha de produção.	117
Figura 5.16 – Agrupamento das classes dos dados do tório após a classificação não supervisionada na parte sul da linha de produção.	118
Figura 5.17 – Classificação não supervisionada para os dados do tório e suas respectivas razões. Os grupos após o agrupamento das classes. A sombra indica a ausência de dados.	120
Figura 5.18 – Agrupamento das classes dos dados do tório após a classificação não supervisionada. Círculos representam os dados gamaespectrométricos terrestres e triângulos os dados gamaespectrométricos aéreos. A sombra indica a ausência de dados.	121
Figura 5.19 – Classificação não supervisionada para os dados do potássio e suas respectivas razões. Os grupos após o agrupamento das classes. A sombra indica a ausência de dados.	123

Figura 5.20 – Agrupamento das classes dos dados do potássio após a classificação não supervisionada. Círculos representam os dados gamaespectrométricos terrestres e triângulos os dados gamaespectrométricos aéreos. A sombra indica a ausência de dados.	124
Figura 5.21 – Classificação não supervisionada para os dados do urânio e suas respectivas razões. Os grupos após o agrupamento das classes. A sombra indica a ausência de dados.	126
Figura 5.22 – Agrupamento das classes dos dados do tório após a classificação não supervisionada. Círculos representam os dados gamaespectrométricos terrestres e triângulos os dados gamaespectrométricos aéreos. A sombra indica a ausência de dados.	127
Figura 5.23 – Diagrama de dispersão e regressão linear para os dados terrestres e aéreos de tório a) Grupo 04 (zona mineralizada), b) Grupo 06 (pb1c), c) Grupo 07 (diques ao sul), d) Grupo 09 (litologia indefinida) e e) Grupo 10 (tonalitos).	129
Figura 5.24 – Diagrama de dispersão e regressão linear para os dados terrestres e aéreos de potássio a) Grupo 01 (Ticunzal), b) Grupo 04 (zona mineralizada), c) Grupo 03 (pb2d) e d) Grupo 05 (falhas e diques).	130
Figura 5.25 – Diagrama de dispersão e regressão linear para os dados terrestres e aéreos de urânio a) Grupo 01 (Ticunzal), b) Grupo 02 (filonitos), c) (diques sul) e d) Grupo 10 (tonalitos).	131

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1 – Comparação entre as concentrações do muscovita granito Au2 obtidas em campo e laboratório, com respectivamente, o método gamaespectrométrico e a análise geoquímica de rocha.	59
Tabela 4.2 – Exemplo do banco de dados terrestre correspondente a uma estação obtida pela linha de produção após as etapas de pré-processamento para o elemento potássio (M é a média das amostras e DV é o desvio padrão).	61
Tabela 4.3 – Dados corrigidos para uma estação.	61

Tabela 4.4 – Estatística descritiva dos dados aerogamaespectrométricos da área de estudo, a partir dos três canais apresentados como “corrigidos”.	63
Tabela 4.5 – Medidas de susceptibilidade magnética e as respectivas amostras coletadas em campo.	81
Tabela 4.6 – Classificação não supervisionada com 08 classes para os dados de potássio terrestre e razões eU/K e eTh/K. Em cor vermelha a classe 07 com apenas duas observações.	87
Tabela 4.7 – Distância entre os centroides para a classificação não supervisionada com 08 classes para os dados de potássio terrestre e razões eU/K e eTh/K.	88
Tabela 4.8 – Classificação não supervisionada com 06 classes para os dados de potássio terrestre e razões eU/K e eTh/K.	88
Tabela 5.1 – Profundidades dos topos das fontes magnéticas determinados a partir do Espectro de potências – Matched Filtering.	97
Tabela 5.2 – Medidas de susceptibilidade obtidas pelo KT-10.	104
Tabela 5.3 – Estatística descritiva dos dados terrestres e aéreos para a linha de produção.	111
Tabela 5.4 – Matriz de coeficientes de correlação linear de Pearson (r) e p-values entre os dados terrestres e aéreos da linha de produção. Os coeficientes de correlação (r) em cor azul indicam a correlação entre as variáveis terrestre e aéreas.	113
Tabela 5.5 – Valores atribuídos as variáveis terrestres do tório (eThT) na classificação não supervisionada para a classe 1.	116
Tabela 5.6 – Matriz de distâncias entre os centroides das classes que representam os dados de tório terrestre e suas razões.	122

1. INTRODUÇÃO

O maciço granítico Pedra Branca se localiza no nordeste de Goiás, próximo a cidade de Nova Roma e possui área de aproximadamente 80km². Está inserido no contexto da Província Estanífera de Goiás (PEG), inicialmente descrita por Marini e Botelho (1986), subdividida em quatro subprovíncias paleo a mesoproterozoicas. O granito encontra-se na subprovíncia estanífera mais antiga, paleoproterozóica, denominada Rio Paranã. Essa subprovíncia e a subprovíncia Tocantins, localizada a oeste, são consideradas de maior importância econômica no âmbito da PEG (Marini e Botelho, 1986; Botelho e Moura, 1998).

Os principais depósitos de estanho estão associados aos granitos Tipo A paleo/mesoproterozóicos (1,6Ga a 1,77Ga) e aos granitos Tipo S paleoproterozóicos (2,05Ga a 2,15Ga) que apresentam estanho e tântalo associados aos granitos da Suíte Aurumina (Dardenne e Botelho, 2014). Dentre os principais Granitos Tipo A devem ser citados o Maciço Pedra Branca, referente à Subprovíncia Paranã, e Serra Dourada, referente à Subprovíncia Tocantins. O Maciço Pedra Branca constitui parte da Suíte Pedra Branca que é caracterizada por granitos do Paleoproterozoico enriquecidos em flúor, elementos terras raras (ETR), índio e nióbio e assinaturas gamaespectrométricas anômalas devido as concentrações elevadas de urânio e tório (Dardenne et al., 2000).

A exploração de estanho nessa região teve o seu auge nas décadas de 1970 e 1980, posteriormente com a queda no preço dessa *commodity*, os garimpos e as minas foram gradualmente abandonados. Atualmente, o estanho volta a ser explorado devida sua demanda no mercado para a indústria eletro-eletrônica, fabricação de ligas metálicas e para o recobrimento de outros materiais contra a corrosão (USGS, 2018).

No Brasil, o método gamaespectrométrico tornou-se ferramenta importante na seleção de alvos prospectivos (década de 1950) e no mapeamento geológico (década de 1960). A partir da década de 1990, o método tornou-se mais difundido principalmente devido à disponibilidade de dados obtidos em levantamentos aéreos (Carmelo, 1994; Vasconcellos et al., 1994; Pires, 1995; Blum, 1999). Outros trabalhos nacionais utilizados como referência geofísica nessa pesquisa, foram os de: Fianco et al. (2012); Paixão et al. (2014) e Serafim (2017).

Um determinado alvo apresentará concentrações aparentes distintas para os elementos K, Th e U, a partir do decaimento de seus radioisótopos (^{40}K , ^{232}Th e ^{238}U), em dados gamaespectrométricos aéreos e terrestres. Isto decorre das características inerentes a cada um dos levantamentos como, por exemplo (IAEA, 2003): i) a geometria de aquisição dos levantamentos; ii) a qualidade dos cintilômetros utilizados (gamaespectrômetros); e iii) o grau de interferência do efeito de espalhamento Compton ocorrido nos levantamentos, principalmente no aéreo.

Um problema relevante na interpretação de alvos, segundo assinaturas geofísicas, é a ambiguidade. Um número infinito de fontes geofísicas pode estar relacionado a uma única resposta ou anomalia, dificultando e levando a interpretações errôneas e/ou dúbias. A forma mais simples de solucionar esse problema é integrar métodos geofísicos (Kearey e Brooks, 2009). Por exemplo, na exploração de minerais metálicos pode-se utilizar a magnetometria para auxiliar a gamaespectrometria e vice-versa, a fim de se obter assinaturas geofísicas correspondentes e complementares (Shives et al., 2000).

Portanto nessa linha, com a atribuição de um método considerado primordial, por que não utilizar dados obtidos em diferentes geometrias de aquisição para a caracterização de alvos para a gamaespectrometria? Como método raso, a gamaespectrometria aérea necessita de maior correlação com as fontes de superfície para definição de suas assinaturas. Então, é relevante maximizar as informações das assinaturas na área alvo, em uma escala maior, com a aquisição de dados terrestres das mesmas fontes.

Diversos autores apresentam comparações quantitativas entre dados gamaespectrométricos terrestres e aéreos, onde o dado aéreo é a base de referência para as assinaturas dos alvos (Ferreira, 1991; Saunders et al., 1993; Pires 1995; Ferreira et al., 2001; Fornazzari Neto et al., 2001; Godoy et al., 2011; Minty et al., 2009; Fianco et al., 2012; Curto et al., 2012).

Propõe-se, com base em dados obtidos em campo e associados a unidades litológicas específicas, correlacionar os dados gamaespectrométricos terrestres e aéreos, para definir as assinaturas dos alvos com maior contribuição de suas fontes, em maior escala. Esses dados gamaespectrométricos de maior detalhe foram integrados a dados de magnetometria aérea e de laboratório a fim de estabelecer um modelo geofísico-geológico para o Maciço Pedra Branca.

1.1 Objetivos

O cerne desta pesquisa é estimar as diferenças entre as concentrações dos elementos potássio, tório e urânio obtidas a partir dos levantamentos terrestres e aéreos, de uma mesma linha de produção/voo. Aplica-se uma metodologia fundamentada em funções estatísticas que descrevam matematicamente a relação aproximada entre esses dados, com base principalmente nas fontes de radiação das litologias presentes no maciço granítico Pedra Branca. O objetivo é definir as características gamaespectrométricas do maciço a partir do dado terrestre, uma vez que o dado aéreo é correspondente a assinaturas regionalizadas.

A área foi escolhida por ser uma intrusão constituída por rochas que são expressivas fontes de radiação gama e por possuir informações geológicas em escala de detalhe, em algumas regiões a escala é 1:10.000 (Botelho et al., 2016). Entretanto, os dados adquiridos visam contribuir com as informações geológicas da literatura, uma vez que foram definidas anomalias, corpos (diques) e contatos litológicos.

Também é de interesse apresentar assinaturas gamaespectrométricas e magnetométricas que sejam relevantes ao conhecimento metalogenético na área de estudo, com base nos produtos gerados a partir dos bancos de dados aéreos e terrestres, uma vez que não há publicações que mostrem a caracterização geofísica nessa área.

Os dados geofísicos serão utilizados a fim de se obter melhor correlação entre as assinaturas geofísicas e a geologia do Maciço Pedra Branca, em subsuperfície e superfície, por meio do modelo geofísico-geológico gerado.

Com a implementação de novas estradas devido os trabalhos de exploração do estanho, novas áreas do granito puderam ser acessadas e mapeadas. Portanto, esta pesquisa visa contribuir com informações atualizadas de variações litológicas no Maciço Pedra Branca e suas respectivas assinaturas gamaespectrométricas e magnetométricas, principalmente no mapeamento geológico em escala de maior detalhe em algumas porções do granito.

1.2 Localização da área de estudo

O Maciço Pedra Branca é a principal feição geológica de estudo, com área de aproximadamente 80km², delimitado pelos municípios ao sudeste de Nova Roma e ao nordeste Monte Alegre de Goiás. A região de estudo é indicada na Figura 1.1 e apresenta um polígono cujos vértices da diagonal principal possuem coordenadas geográficas 46°58'W/ 13°33'S e 46°05'W/ 13°45'S. O acesso ao município de Nova Roma se dá por meio da rodovia BR020 de Brasília até Alvorada do Norte, tomando-se em seguida a GO-112 até Iaciara e por fim a GO-110 até Nova Roma. O acesso ao Maciço Pedra Branca ocorre por meio de estrada vicinal não pavimentada.

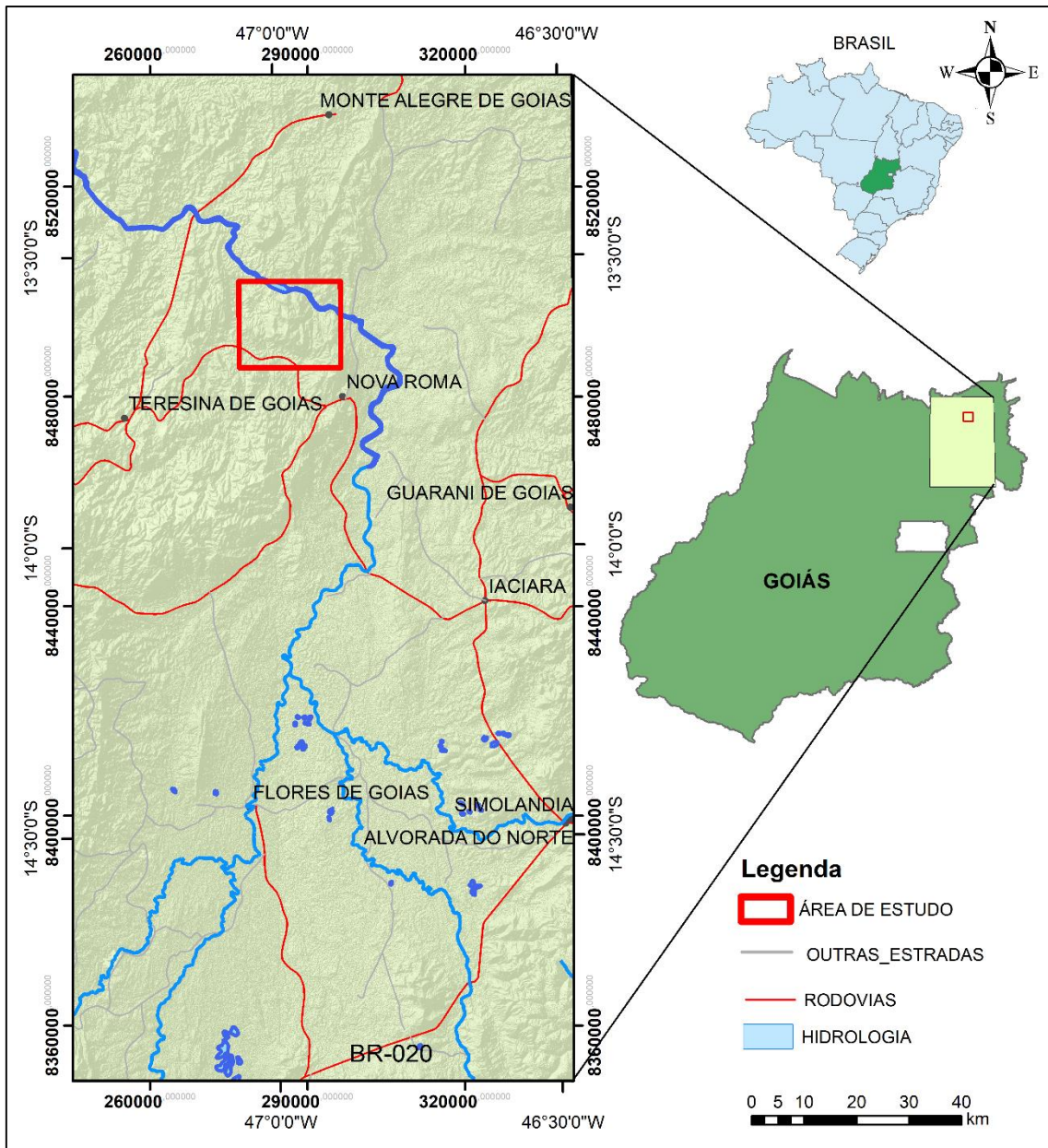


Figura 1.1 - Localização geográfica da área de estudo.

1.3 Estrutura da dissertação

A dissertação foi disposta em cinco capítulos. Capítulo 1 é introdutório, localiza o leitor geograficamente e apresenta a motivação e objetivos da pesquisa para a área de estudo, bem como mostra as justificativas.

No Capítulo 2, são apresentados os contextos regionais da geologia e da geofísica, com base no referencial bibliográfico atual. Um breve resumo sobre a geologia da área de estudo finaliza o capítulo.

O Capítulo 3 esclarece os conceitos físicos teóricos a respeito dos métodos geofísicos utilizados, magnetometria e gamaespectrometria, com suas principais aplicações. Neste capítulo também seguem os conceitos teóricos a respeito da estatística aplicada as geociências.

No Capítulo 4, estão as técnicas utilizadas para pré-processamento, processamento e a proposta da metodologia aplicada na pesquisa.

O Capítulo 5 mostra os principais resultados alcançados, com discussões e sugestões.

O Capítulo 6 apresenta as conclusões de toda a pesquisa desta dissertação de mestrado.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Contexto Geológico Regional

A área de estudo está no nordeste de Goiás, próximo à cidade de Nova Roma. A área está inserida na porção norte da Província Estanífera de Goiás (PEG), situada no contexto geológico da Província Estrutural Tocantins (Fuck et al., 1994).

2.1.1. A Província Estrutural Tocantins

A Província Estrutural Tocantins foi apresentada por Almeida (1977) e Almeida et al. (1981) como a região situada entre os crátons do São Francisco a leste e Amazônico a oeste. É limitada, ao norte e ao sul, pelas bacias sedimentares do Parnaíba e Paraná, respectivamente. Segundo Brito Neves et al. (1999), a região da Província é caracterizada por um sistema orogénico formado pela convergência entre o Cráton Amazônico, o Cráton do São Francisco–Congo e o paleocontinente Paranapanema atualmente encoberto por rochas sedimentares e vulcânicas fanerozóicas da Bacia do Paraná. Esse sistema de colisão neoproterozóica ocorreu durante o Ciclo Brasileiro no continente Gondwana.

Em decorrência da ação da Orogênese Brasileira, a Província Tocantins é formada por três faixas de dobramento: Brasília, Araguaia e Paraguai (Pimentel e Fuck, 1992; Valeriano et al., 2008) (Figura 2.1).

A Faixa Araguaia se localiza a leste do Cráton Amazônico e a Faixa Paraguai ao sul desse Cráton. Ambas possuem vergência tectônica para a margem leste e sudeste do Cráton Amazônico (Valeriano et al., 2008).

As principais zonas de cisalhamento na porção central da Província Tocantins são (Hasui, 2012): i) Zona de Cisalhamento Rio dos Bois: o Arco Magmático de Mara Rosa forma três faixas de direção NNE-SSW que faz contato com o Grupo Serra da Mesa, a leste; ii) Zonas de empurrão que segmentaram os complexos máfico-ultramáficos e suas supracrustais associadas (Barro Alto e Juscelândia, Niquelândia e Indaianópolis, Cana Brava e Palmeirópolis) em fatias e lascas empurradas com vergência rumo a SE e ESE. A zona de cavalgamento Rio Maranhão marca o limite entre os complexos máfico-ultramáficos e o Grupo Paranoá. Essa zona apresenta traçado curvilíneo e trechos que se comportaram como rampas oblíquas e laterais; e iii) Feixes de zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais, com direção geral N35-40E, localizadas nas porções norte e central da Província.

A área de estudo envolve parte do Bloco Crustal Cavalcante-Natividade (CN), próximo ao município de Teresina de Goiás (Figura 2.1).

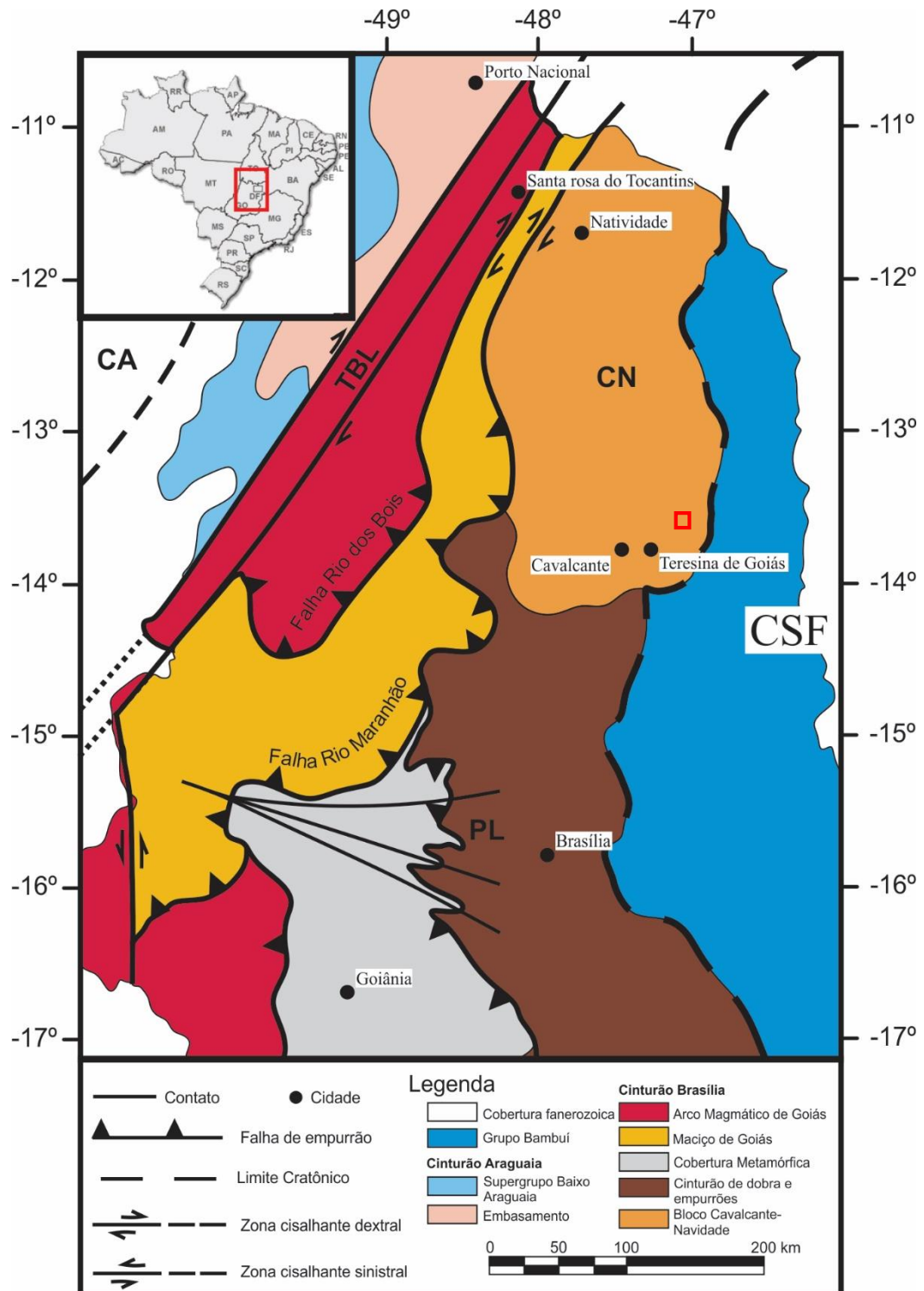


Figura 2.1 - Mapa das principais unidades da Província Tocantins, em destaque o Bloco Crustal Cavalcante-Natividade (CN), Lineamento dos Pirineus (PL), Lineamento Transbrasiliano (TBL), Falha Rio dos Bois e Falha Rio Maranhão. A área de estudo é representada pelo quadrado em cor vermelha. (Adaptado e conforme Fuck et al., 2014).

A Faixa de Dobramentos Brasília (FDB), originalmente definida por Almeida (1968), constitui a parte leste da Província Tocantins e possui cerca de 1.000km de extensão, com direção preferencial N-S, com concavidade e vergência tectônica para a margem oeste do Cráton do São Francisco (Almeida, 1981; Fuck et al., 1994; Valeriano et al., 2004; Dardenne e Botelho, 2014). A FDB abrange o extremo sul do Estado do Tocantins, o Estado de Goiás e parte da porção oeste do Estado de Minas Gerais (Figura 2.2).

A compartimentação da Faixa Brasília é caracterizada pela Zona Cratônica a oeste do Cráton do São Francisco, Zona Externa, Zona Interna e pelas unidades geotectônicas do Arco Magmático de Goiás e Maciço de Goiás (Fuck et al., 1993; Fuck, 1994; Dardenne, 2000; Pimentel et al., 2004; Fuck et al., 2005; 2017;). Com base na estrutura denominada Inflexão dos Pirineus, lineamento regional com direção aproximada E-W, Fuck et al. (1994) subdividem a Faixa em parte setentrional (norte) e parte meridional (sul). A área de estudo está inserida no contexto da Zona Externa ou na porção setentrional da Faixa Brasília (Figura 2.2).

O embasamento da Zona Externa da Faixa está localizado na região norte da cidade de Alto Paraíso de Goiás, feição chamada de “bloco exposto”, ou Bloco Crustal Cavalcante-Natividade (CN) de 2,45 a 2,0Ga e constituído por complexos granito-gnaisses e sequências vulcano-sedimentares do Arqueano/Paleoproterozóico, pelas formações Ticunzal e Riachão e a Suíte Aurumina (Valeriano et al., 2008; Dardene & Botelho, 2014; Fuck et al., 2014) (Figura 2.1).

Essas unidades estão encobertas pelas rochas do Grupo Araí que correspondem a uma fase rifte, com idade 1,77Ga. O Bloco (CN) é delimitado a leste pelas rochas do Grupo Bambuí e ao sul, em Alto Paraíso de Goiás, pelo Grupo Araí, que está em contato discordante com o Grupo Paranoá (Valeriano et al., 2008; Fuck et al., 2014).

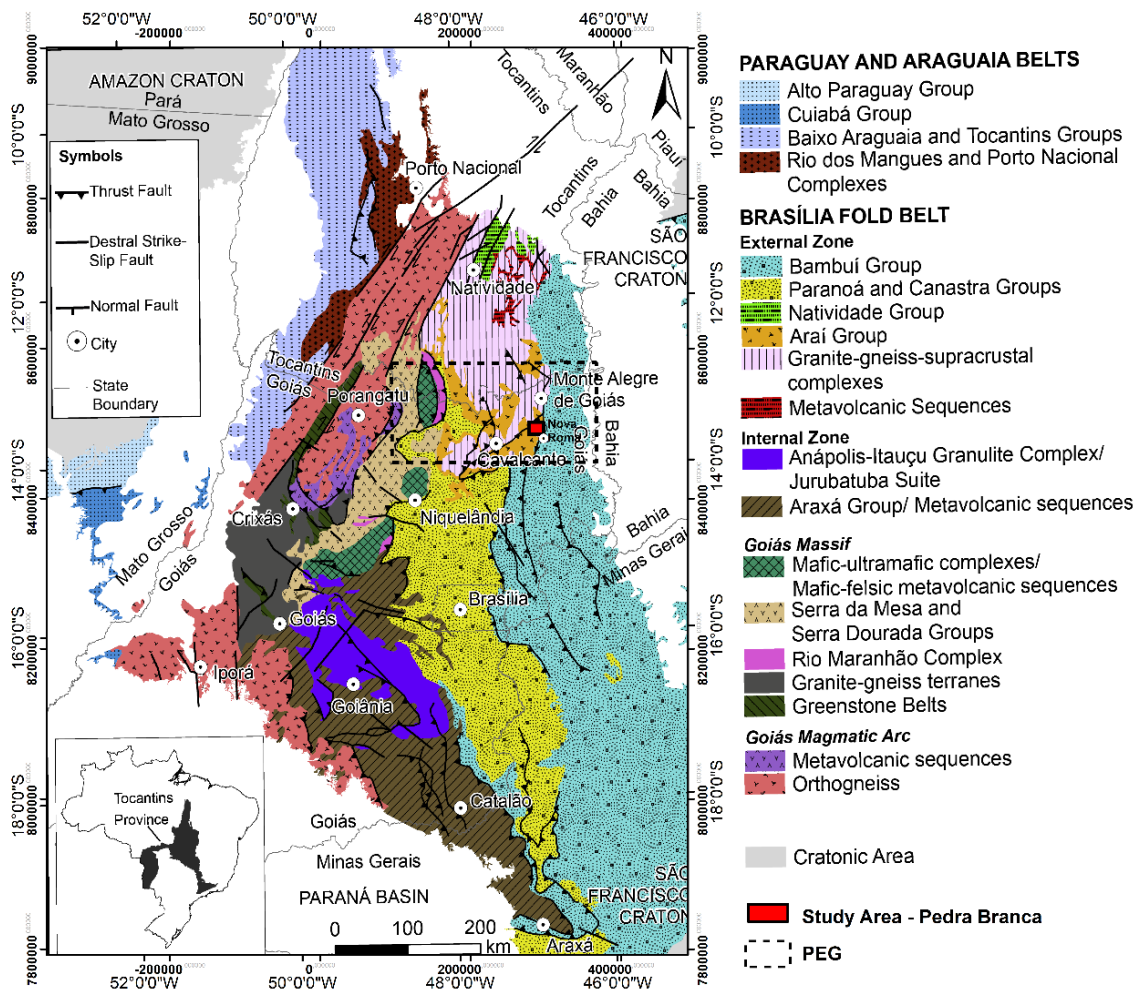


Figura 2.2 - Faixa de Dobramentos Brasília. A área de estudo está representada pelo quadrado vermelho abaixo da cidade de Monte Alegre de Goiás e próxima a Nova Roma. A Província Estanífera de Goiás (PEG) é representada em pontilhado preto (Adaptado de Cuadros et al., 2017 e de Pimentel et al., 2004).

2.1.2. A Província Estanífera de Goiás (PEG)

A Província Estanífera de Goiás (PEG) foi primeiramente definida por Marini e Botelho (1986) em quatro subprovíncias proterozóicas: Rio Paranã (Paleoproterozóico), do Rio Tocantins (Mesoproterozóica), Pirenópolis-Goianésia (Neoproterozóico) e Ipameri (Neoproterozóico). As subprovíncias Paranã e Rio Tocantins são constituídas por granitos paleo/mesoproterozóicos (Pedra Branca e Serra Dourada) que apresentam maior importância econômica (Marini e Botelho, 1986; Botelho e Moura, 1998). Os principais depósitos de estanho estão associados aos granitos Tipo A paleo/mesoproterozóicos (1,6 a 1,77Ga) e aos granitos Tipo S paleoproterozóicos (2,05Ga a 2,15Ga), da Suíte Aurumina (Dardenne e Botelho, 2014).

Os granitos Tipo S são definidos e classificados em conjunto com granitos do Tipo I. A classificação ocorre de acordo com a fonte de magma granítico e origem de fusão parcial de rochas ígneas (Tipo I) e sedimentares (Tipo S) (Chappell e White, 1974).

Em contrapartida, os granitos Tipo A não são classificados de acordo com a fonte do magma, mas pelo ambiente geotectônico (Whalen et al., 1984) e composição química característica. Em geral, os litotipos são sienos e monzogranitos evoluídos e anômalos nos elementos F, REE, Th, Rb, Ba e Zr. Ou seja, ricos em flúor de sistema do tipo NYF de Cerny (1991). O granito Pedra Branca de interesse deste trabalho é Tipo A (Alcalino) de número 4 localizado como quadrado preto na PEG (Figura 2.3).

Segundo Dardenne e Botelho (2014), as concentrações de estanho e tântalo nos granitos peraluminosos Tipo S estão associadas a pegmatitos e greisens, com orientação preferencial na direção N10-N20E. Estão relacionadas a um sistema rico em boro, comparado ao sistema granito-pegmatito do tipo LCT (Li-Cs-Ta) de Cerny e Ercit (2005). Dentre os minérios citados nessas mineralizações estão cassiterita, berilo, turmalina, espodumênio e apatita.

Na Figura 2.3, estão localizados os depósitos minerais hospedados no Maciço Pedra Branca, na Sub-província Paranhã, e no Maciço Serra Dourada, na Sub-província Tocantins (Botelho e Moura, 1998; Dardenne e Botelho, 2014). Em escala regional a PEG pode ser localizada na Figura 2.2 como retângulo pontilhado preto.



Figura 2.3 – Mapa geológico simplificado da PEG e região nordeste de Goiás com localização de recursos minerais associados à Suíte Aurumina e Formação Ticunzal e aos granitos estaníferos do Tipo A (Sn, Ta, Be, ETR: elementos terras raras, Au, U; e PGE: elementos do grupo da platina; 1: Monte Alegre de Goiás; 2: Porto Real; 3: Ingazeira; 4: Pedra Branca; 5: Mangabeira). O retângulo em linha preta localiza a área de estudo (Adaptado de Dardenne e Botelho, 2014).

2.2. Contexto Geológico Local

A área de estudo está inserida em uma região formada por rochas paleoproterozóicas que constituem parte do Bloco crustal Cavalcante-Natividade. Na área ocorrem rochas da Formação Ticunzal e da Suíte Aurumina que foram metamorfizadas durante o Riáciano (2,2Ga) (Cuadros et al., 2017; 2018).

A Formação Ticunzal é subdividida nos litofácies paragnaisse e xisto (Marini et al., 1984). O paragnaisse é constituído por bandamentos milimétricos a centimétricos intercalados por quartzo e feldspato, por biotita, muscovita e granada, que podem apresentar milonitização e migmatização. O litofácies xisto é formado por grafita xistos, biotita xistos feldspáticos, sillimatita-grafita-granada-biotita xistos e granada-biotita xistos com grafita disseminada (Alvarenga et al., 2006; Marques, 2009; Cuadros et al., 2018). Como a Formação Ticunzal é intrudida por granitos da Suíte Aurumina (2,15Ga), infere-se que essa formação constitui as rochas mais antigas da área de estudo com 2,0 a 2,8Ga (Pimentel et al., 2004; Botelho et al., 2006; Fuck et al., 2014).

A Figura 2.4 mostra a relação de contato da rocha encaixante, paragnaisses da Fm. Ticunzal, e o granito pb1c da Suíte Pedra Branca, na área de estudo.

A Suíte Aurumina foi descrita por Botelho et al. (1999) como suíte constituída de rochas graníticas sin, tardi e pós-tectônicas peraluminosas. Os granitos dessa Suíte intrudem os xistos e paragnaisses da Formação Ticunzal e são classificados com base nas diferenças composicionais e não com suas idades muito próximas de 2,0Ga a 2,2Ga (Paleoproterozóico). A Suíte é formada por muscovita granito, biotita muscovita granito, tonalito, biotita granito, migmatitos e turmalina muscovita-granito (Botelho et al., 2006).

Cuadros et al. (2017) definem a Suíte Aurumina como um sistema híbrido de rochas graníticas peraluminosas produzidas por hibridização entre magmas máficos e rochas sedimentares.

Depósitos paleoproterozóicos de ouro, estanho, tântalo, platinóides e urânio estão associados aos contatos entre os xistos e paragnaisses da Formação Ticunzal com os granitos peraluminosos da Suíte Aurumina (Botelho et al., 2006).

O Grupo Araí é formado por sequências de rochas paleo/mesoproterozóicas sedimentares decorrentes da fase de rifteamento da Bacia Araí e rochas ácidas e básicas relacionadas ao vulcanismo bimodal, correspondentes às formações Arraias (vulcano-sedimentar) e Traíras (sedimentar). São encontradas no segmento setentrional da FDB, correspondentes as zonas interna e externa.

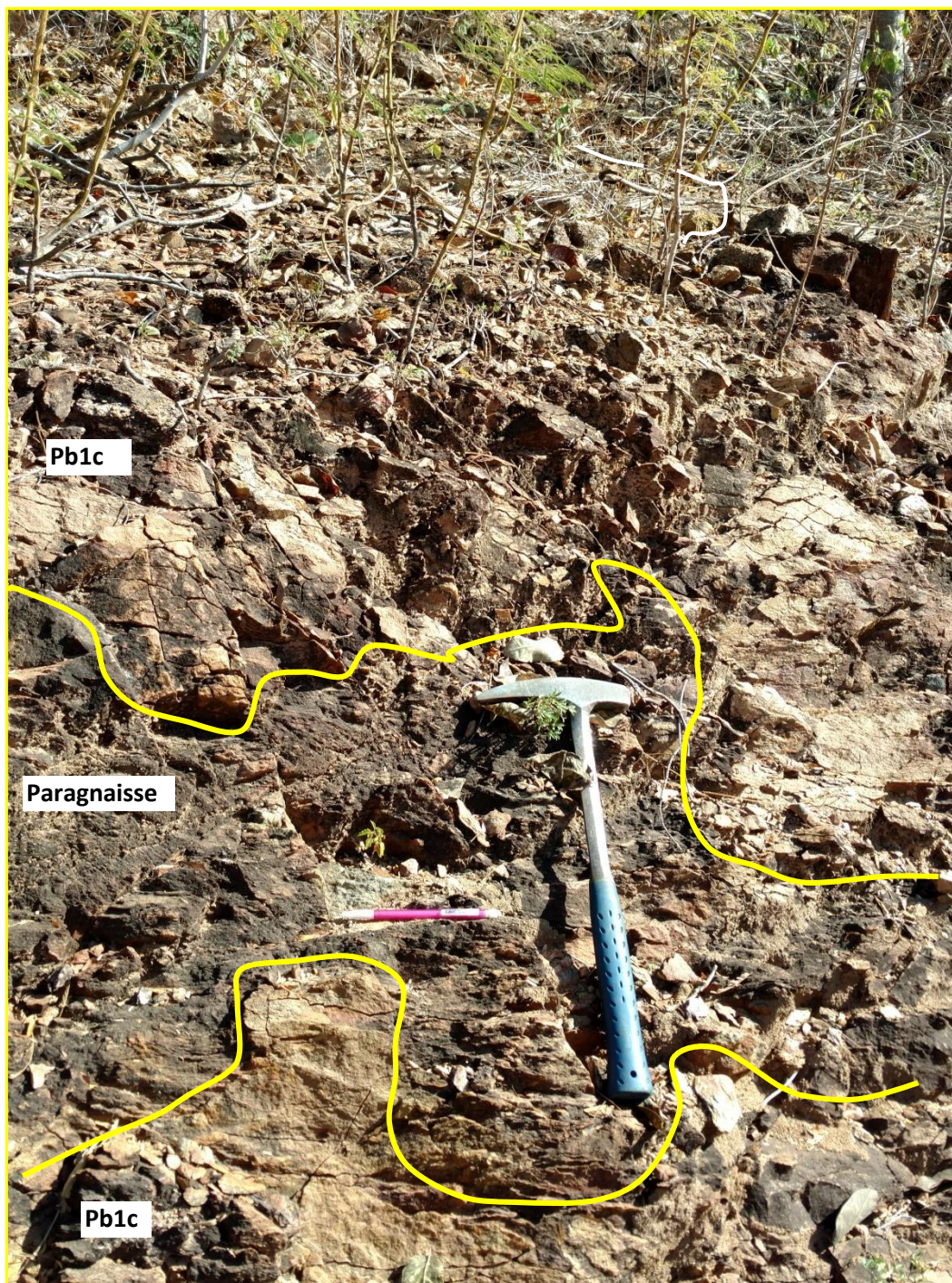


Figura 2.4 - Contato “interdigitado” entre o paragneisses da Formação Ticunzal e o granito pb1c do Maciço Pedra Branca.

Maciço Pedra Branca

O Maciço Pedra Branca está inserido no contexto da Suíte Pedra Branca que é formada por granitos estaníferos Tipo A (Marini e Botelho, 1986; Botelho et al., 1992). Os granitos do Maciço Pedra Branca são decorrentes do rifteamento e vulcanismo

bimodal do Grupo Araí, onde existem rochas vulcânicas intercaladas nos sedimentos da base do Grupo Araí (Botelho e Moura, 1998).

A Suíte é caracterizada por granitos do Paleo/Mesoproterozóico metaluminosos de tendência alcalina a subalcalina, ricos em flúor, do tipo NYF (Nb-Y-F) de Cerný e Ercit (2005). Esse sistema é enriquecido em elementos terras raras (ETR), índio e nióbio, com assinatura gamaespectrométrica alta, ou seja, com concentrações elevadas de urânio e tório (Dardenne et al., 2000).

No Maciço Pedra Branca, as concentrações de ETR e ítrio estão nos minerais primários apatita, zircão, monazita e torita, que se apresentam como minerais fontes de radiação gama (Dardenne e Botelho, 2014; Botelho et al., 2016).

O Maciço é subdividido em duas suítes: pb1 (1,77Ga) e pb2 (1,74Ga), onde apenas a segunda suíte concentra estanho após a fase magmática, associado ao granito especializado e mais evoluído pb2d (Botelho, 1992).

As suítes são caracterizadas pelos seguintes fácies: pb1a, pb1b, pb1c, pb2a, pb2b, pb2c e pb2d. Os fácies pb1a e pb2a não afloram como mostra o mapa geológico do Maciço (Figura 2.5). Nos trabalhos de campo realizados para este estudo, foi possível observar principalmente os fácies pb1b, pb1c, pb2c e pb2d (Figura 2.5).

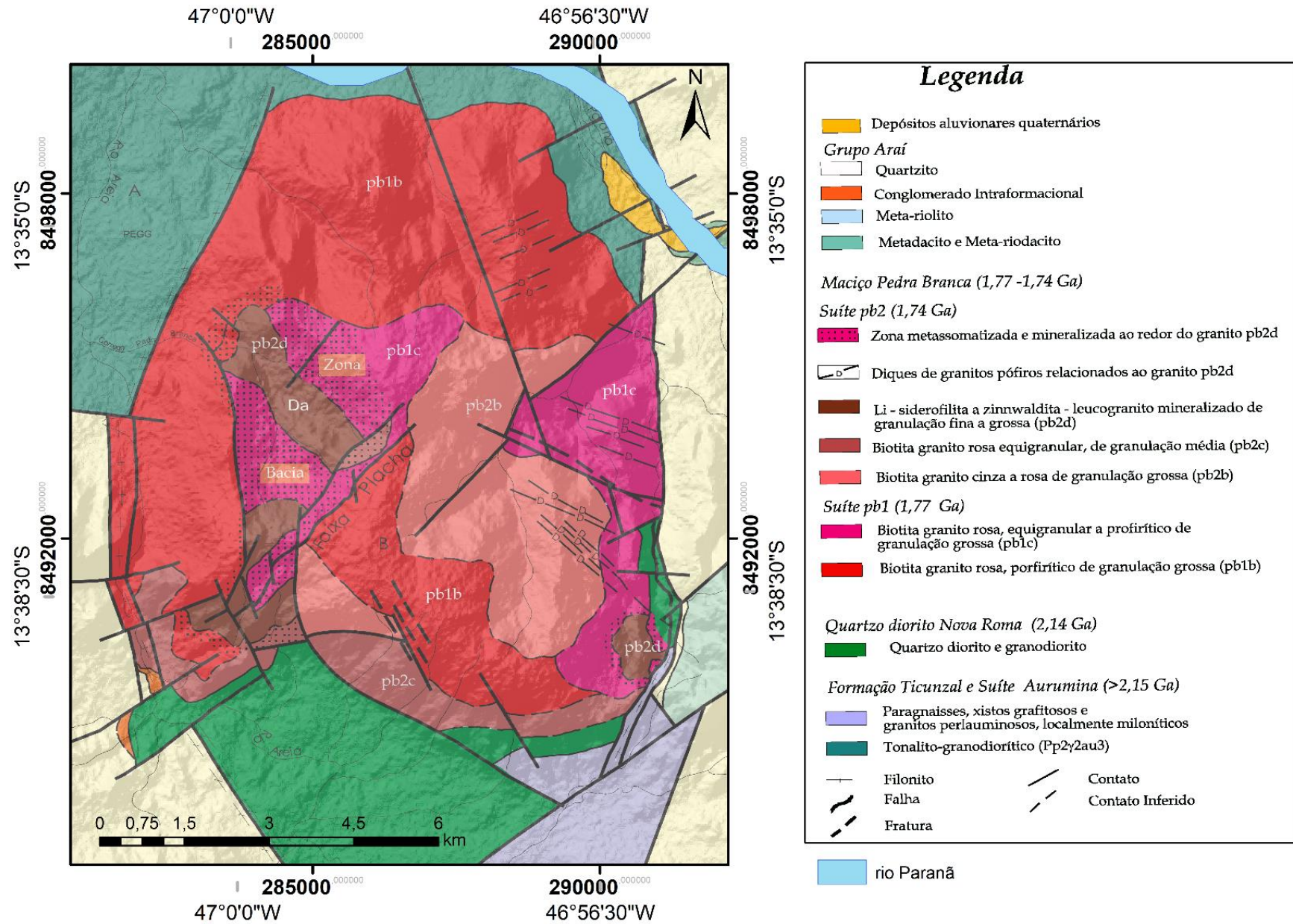


Figura 2.5 – Mapa geológico do Maciço Pedra Branca (modificado de Botelho, 1992).

Dentre os fácies observados em campo, notou-se a impossibilidade de identificar macroscopicamente a diferença entre os fácies aflorantes da suíte pb1 (pb1b e pb1c), pois ambos são biotita granitos. A diferença reside no pb1c apresentar cor rosa e textura equigranular a porfírica. Portanto, as diferenças entre esses fácies são caracterizadas por geoquímica e química de rocha.

No campo, é possível diferenciar as fácies menos evoluídas (pb1) dos mais evoluídos (pb2). Pode-se fazer uma comparação entre o granito pb1b (Figura 2.6a) e o granito mineralizador pb2d (Figura 2.6b).

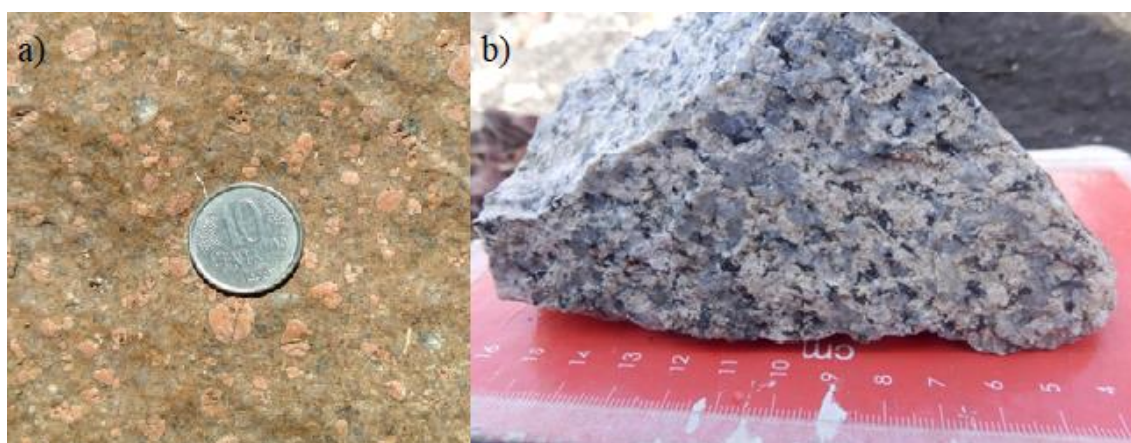


Figura 2.6 – Comparação entre os fácies. a) Pb1b: Biotita sienogranito com textura porfírica e presença de fenocristais de feldspato potássico com formas circulares e aproximadamente subedricos, fraturados localmente b) Pb2d: Li – siderofilita a zinwaldita leucogranito mineralizado de granulação fina a grossa.

O magma granítico do Maciço Pedra Branca é reduzido e seus fluidos são enriquecidos em estanho. Este é incompatível em ambiente com baixa fugacidade de oxigênio. Assim, a cassiterita (SnO_2) é cristalizada e são formadas zonas mineralizadas.

As mineralizações mais importantes se encontram na cúpula do granito pb2d, (Zona da Bacia) ou em zonas de fratura próximas a esta cúpula (Faixa Placha). A mineralização do granito está associada aos processos magmáticos e hidrotermais (metassomatismo) (Botelho, 1992; Dardene e Botelho, 2014).

Faixa Placha

A Faixa Placha é o depósito mais importante da Suíte com 5km de extensão e direções N30-40E e 70-80NW. É constituída por fraturas e ocorre uma faixa de 100m de largura de minério (cassiterita) (Dardenne e Botelho, 2014; Botelho et al., 2016).

O greisen predominante da Faixa Placha, topázio – Li – siderofilita – quartzo greisen, é caracterizado por ser escuro devido à presença da biotita hidrotermal (Botelho e Rossi, 1988). Esses greisens apresentam foliação e localmente são maciços (Figura 2.7).



Figura 2.7 – Topázio – Li-siderofilita – quartzo greisen maciço da Faixa Placha.

Atualmente, essa região é explorada e seu rejeito apresenta elevada quantidade de magnetita hidrotermal e minerais pesados, como zircão, monazita e xenotima, ricos em elementos terras raras (ETR) (Botelho et al., 2016).

A Faixa Placha apresenta cinemática dextral devido à ação do evento brasileiro. Entretanto, toda a mineralização é pré-tectônica e os greisens são formados pela alteração do biotita sienogranito (pb1b). Porém, a origem da mineralização está relacionada aos fluidos derivados do leucogranito (pb2d), granito mais evoluído, nas proximidades da Faixa, que percolam as zonas de fraturas (Dardene e Botelho, 2014).

Zona da Bacia

A Zona da Bacia (Figuras 2.8 e 2.9) apresenta cerca de 10km² de extensão e é constituída de Li-muscovita greisen, com cores em verde e amarelo (Figura 2.10). Além de apresentar depósitos de cassiterita (SnO₂) associados a zona metassomatizada do granito pb2d, também possui concentrações de fluorita. O volume de cassiterita na Zona da Bacia é menor do que o apresentado na Faixa Placha (Dardenne e Botelho, 2014; Botelho et al., 2016).

Mineralizações secundárias em aluviões podem ser encontradas nas regiões denominadas de Grotta Seca, Grotta Rica, Grotta do Jair e Garimpinho (Botelho e Rossi, 1988).



Figura 2.8 – Fotografia panorâmica da Zona da Bacia onde afloram o granito greizenizado e o greisen (biotita greisen), com visada de oeste para leste (Conforme Botelho, 1992).



Figura 2.9 – Fotografia panorâmica da Zona da Bacia, com visada para noroeste. No morro, aflora o greisen (biotita greisen) e, nas cavas localizadas na região da baixada (bacia), está o granito greizenizado (Conforme Botelho, 1992).



Figura 2.10 – Zona da Bacia, Li-muscovita greisen.

2.3. Contexto Geofísico Regional

O contexto geofísico regional que abrange a área de estudo tem como um dos principais focos a exploração mineral. Outra meta nesses trabalhos é buscar informações para melhor compreensão sobre a evolução geotectônica da Província Tocantins.

Alguns estudos a respeito da estruturação e evolução da Província Tocantins são fundamentados em informações oriundas de métodos geofísicos com aquisições em plataforma aérea ou de satélite (Missão *Gravity Recovery and Climate Experiment* – GRACE). Dentre os métodos, estão principalmente a gravimetria, a sísmica de refração profunda e a sismologia (função do receptor), oriundos dos trabalhos de Lesquer et al. (1981), Feininger et al. (1991), Fernandes et al. (1991), Marangoni et al. (1995), Berrocal et al. (2004), Soares (2005), Soares et al. (2006), Melo (2006), Assumpção et al. (2004; 2013), e Trindade et al. (2014).

Com relação à exploração de recursos minerais na Província Tocantins, são apresentados alguns trabalhos que utilizam os métodos de gamaespectrometria, magnetometria e gravimetria como os de Vasconcellos et al. (1994), Pires (1995), Blum (1999), Ramos et al. (2010), Fianco et al. (2012), Paixão et al. (2014), Serafim (2017) e Pires et al. (2018).

No Maciço Pedra Branca, as principais referências geofísicas são Botelho (1984; 1992) e Serafim (2017).

Em seu projeto de mestrado, Botelho (1984) caracteriza as assinaturas gamaespectrométricas dos corpos graníticos da PEG, inclusive do Granito Pedra Branca, a partir de dados da contagem total de radiação gama (cps) obtidos pelo cintilômetro Microlab, Modelo 346. Em conjunto com dados geológicos, geoquímicos e outros, o referido autor define o granito como anômalo nos elementos urânio e tório.

Com relação às propriedades magnéticas do Maciço Pedra Branca, Botelho (1984) apresenta-o como um granito redutor, portanto, com baixa susceptibilidade magnética. As razões fO_2/fO_3 variam no Maciço e conseqüentemente ocorrem variações de susceptibilidade magnética. Essas regiões são comparadas aos produtos e às assinaturas magnéticas obtidas nesta pesquisa.

A Faixa Placha, atual área de exploração no Maciço Pedra Branca, é a região que apresenta maior susceptibilidade magnética devido aos processos hidrotermais (greisenização) ocorridos em ambiente oxidante que geram a cristalização de magnetitas (Botelho, 1984).

Serafim (2017) também utiliza a integração de dados aerogamaespectrométricos e aeromagnetométricos, em conjunto com dados geológicos, para estudos focados na exploração aurífera associada as zonas de alteração hidrotermal. Por meio da aplicação da lógica *Fuzzy* foi gerado um modelo que resultou no produto denominado Mapa Geofísico para Potencial Mineral Aurífero. Com os dados aeromagnetométricos, foi gerado a Inversão do Vetor de Magnetização (IVM), que corresponde a um modelo de assinaturas magnéticas da região, representando a susceptibilidade magnética das fontes geofísicas da área. O trabalho foi realizado nos municípios de Nova Roma e Monte Alegre de Goiás, regiões próximas a área deste estudo e indica uma faixa de valores regionais de susceptibilidade magnética, portanto valores de referência para o maciço Pedra Branca (Figura 2.11).

Serafim (2017) ressalta feições magnéticas (lineamentos e faixas), de direção preferencial NE-SW, com formato sigmoidal e cinemática dextral, as quais também estão presentes nos produtos magnéticos desta pesquisa.

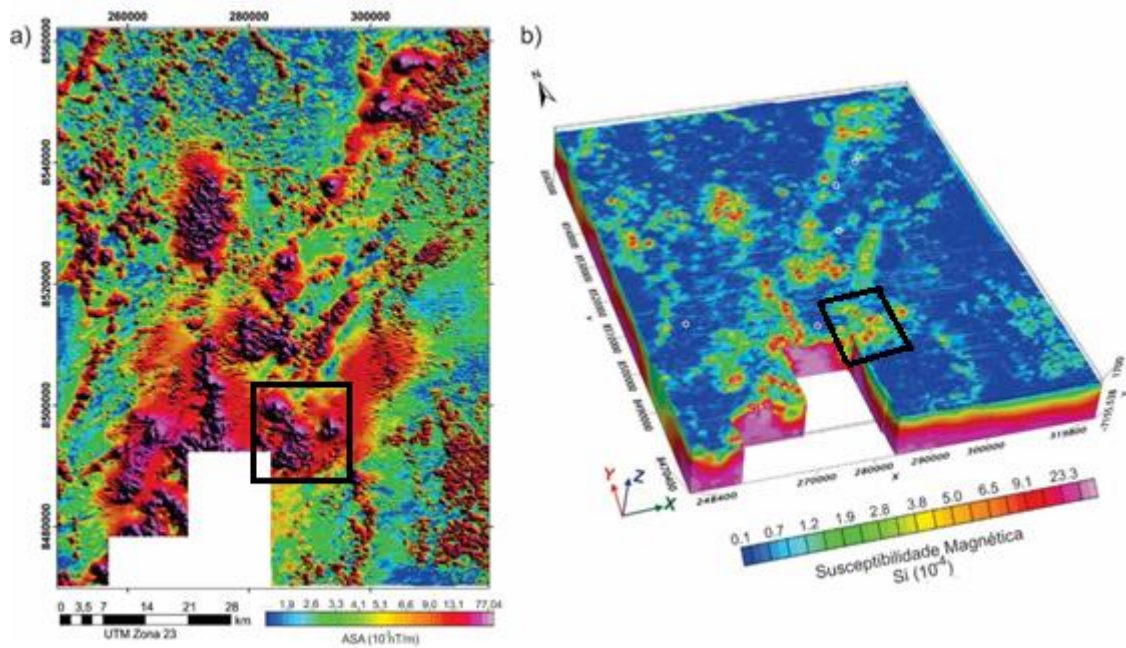


Figura 2.11- Contexto geofísico regional indicando a área de estudo (quadrado preto). a) Imagem da Amplitude do Sinal Analítico (ASA); b) Modelo gerado pela inversão do vetor magnético (IVM) (Adaptado: Serafim, 2017).

É importante ressaltar que as folhas 1:100.000 Cavalcante (Botelho et al., 2007), Monte Alegre do Goiás (Dardenne et al., 2007) e Nova Roma (Alvarenga et al., 2007), mapeadas em convênio entre a UnB e a CPRM, são trabalhos relevantes para a compreensão geológica regional, porém o contexto geofísico empregado é para mapeamento geológico básico, o que resulta em limitado uso e interpretação dos produtos geofísicos gerados. Em Serafim (2017) e nesta pesquisa, as assinaturas geofísicas são informações/variáveis fundamentais para a interpretação e definição dos alvos, cujo comportamento geofísico elucidada o contexto geológico.

3. REFERENCIAL TEÓRICO

Para caracterizar o maciço Pedra Branca, foram utilizados dois principais métodos geofísicos: a Gamaespectrometria e a Magnetometria. Análises e aplicações de estatística nos dados gamaespectrométricos são sugeridos para maior robustez na interpretação desses dados e geração do modelo geofísico-geológico. Portanto, este capítulo apresenta as definições e aplicações dos métodos, bem como as referências teóricas estatísticas que foram aplicadas para a criação da metodologia proposta.

3.1. O Método Gamaespectrométrico

O método gamaespectrométrico começou a ser desenvolvido em meados da década de 1940. Decorreu do avanço dos estudos relacionados à radioatividade, com a criação de cintilômetros (instrumentos de aferição de resposta radioativa). Esse período aconteceu após a Segunda Guerra Mundial devido à necessidade do urânio para fins bélicos e culminou na prospecção do urânio, principalmente nos EUA, Canadá e antiga União Soviética (IAEA, 2003). No Brasil, o método começou a ser utilizado para a prospecção mineral em 1950 e para mapeamento geológico 1970, onde essas são as principais aplicações (Vasconcellos et al., 1994; Blum, 1999). O método pode ser aplicado a partir de aquisições terrestres ou aéreas, com a produção de bancos de dados que descrevem características inerentes a cada um dos levantamentos (IAEA, 2003).

Também são aplicações do método, a identificação de áreas contaminadas por acidentes nucleares e estudos de solos e insumos agrícolas (IAEA, 2003; Conceição e Bonotto, 2003; Godoy et al., 2011;) gamaespectrometria aplicada para exploração petrolífera (Saunders et al., 1987; Lüning e Kolonic, 2003; IAEA, 2003).

No método gamaespectrométrico é possível detectar os fotopicos de raios gama por um instrumento de aferição (gamaespectrômetro) e transforma-los em valores de concentrações dos elementos químicos presentes na área de interesse (Figura 3.1).

Portanto, o método pode ser considerado um método geofísico de estudo raso, e por isso correlacionável à geologia, pois utiliza como fonte a energia dos raios gama das rochas, ou seja, a radiação gama (γ) natural das rochas compreendida entre 30-45cm de sua superfície (Dickson e Scott, 1997; Minty, 1997; Wilford et al., 1997; Wilford, 2002; IAEA, 2003).

A Radiação Gama (γ) e o Método Gamaespectrométrico

A radiação gama (γ) é oriunda dos minerais que constituem as rochas ou solo em superfície. Essa radiação é emitida durante o processo de desintegração nuclear de núcleos instáveis de elementos radioativos, cujo objetivo é atingir seu estado energético mais estável. A desintegração nuclear (Lei do decaimento radioativo) é dada pela equação 3.1 (IAEA, 2003):

$$N_t = N_0 e^{-\lambda t} \quad \text{Eq. 3.1}$$

Onde:

N_t = número de átomos presentes após o tempo t ;

N_0 = número de átomos presentes no tempo $t = 0$; e

λ = constante de decaimento do radioisótopo;

Após a desintegração nuclear de um radioisótopo, ocorre a emissão da radiação gama (γ) e de partículas alfa (α) e beta (β). Essa desintegração ou decaimento radioativo transforma os radioisótopos em novos isótopos. As partículas alfa (α) são de carga positiva e constituem dois prótons e dois nêutrons, equivalentes ao núcleo de um átomo de hélio (^4He). A desintegração de partículas beta (β) pode emitir um elétron (β^-) ou um pósitron (β^+). A desintegração de partículas alfa ou beta precedem a emissão da radiação gama. As emissões das radiações (α , β e γ) possuem intensidades distintas, onde a radiação gama é caracterizada como radiação eletromagnética e é a mais penetrativa, pois emite mais alta energia ($>40\text{keV}$) (IAEA, 2003).

Os principais radioisótopos utilizados no método gamaespectrométrico são ^{40}K , ^{232}Th e ^{238}U , pois são decorrentes de elementos que constituem a crosta terrestre potássio (K), tório (Th) e urânio (U). Durante o seu decaimento para o ^{40}Ar , o ^{40}K emite um fotopico de raios gama com 1,46MeV e representa 0,012% da média estimada de K_{total} (2,33%) para a crosta terrestre.

O fotopico característico define o intervalo de energias escolhido pelo método gamaespectrométrico para indicar a presença do elemento no meio/crosta terrestre.

Já a emissão de raios gama pelo ^{232}Th ocorre por meio de uma série de decaimentos de núclídeos filhos até o ^{208}Tl que emite energia com o fotopico característico para o método de 2,621MeV (8-12ppm de Th_{total}). O ^{238}U também emite raios gama por meio de

sua série de decaimento, com emissão do fotopico característico de 1,765MeV a partir do ^{214}Bi (2-3ppm do Th_{total}) (Wilford et al., 1997).

Cada fóton de raio gama tem energia discreta (fotopico), característica do isótopo fonte (Figura 3.1). Os raios gama- interagem com a matéria por meio de três principais processos: Efeito Fotoelétrico, Espalhamento Compton e Produção de Par. Porém, como os radioisótopos utilizados no método gamaespectrométrico estão inseridos em uma faixa de energia com fotopicos característicos de 1,46MeV (^{40}K) até 2,621MeV (^{208}Tl), onde o principal processo de interação com a matéria nessa faixa de energia é o Espalhamento Compton (Figura 3.2).

O Espalhamento Compton está inserido em uma faixa de energia moderada e corresponde a colisão de um fóton incidente com um elétron de um átomo que constitui o meio, onde há atenuação da energia desse fóton devido à energia usada para a quebra de ligação do elétron na camada e a energia cinética transferida para esse ser ejetado para o meio (IAEA, 2003).

As fontes de radiação gama podem ser primárias ou secundárias. As primárias são decorrentes da mineralogia ou geoquímica correspondente aos processos de formação da rocha. Por exemplo: rochas ígneas - granitos. Os principais minerais fontes de radiação são: feldspatos alcalinos, micas, zircão, apatita, monazita, uraninita, torianita (Figura 3.3). As fontes secundárias estão relacionadas à mineralogia oriunda de ações de intemperismo e processos pedogenéticos, como por exemplo: formação de argilominerais, hematita, bauxita, micas, óxidos e hidróxidos. Essas características geralmente são relevantes em regiões de clima tropical (Wilford et al., 1997).

Os processos de lixiviação, mobilidade ou solubilidade dos elementos e minerais, também são influenciados pelo clima da região de estudo. Segundo Wilford et al. (1997), dentre os elementos em estudo, o potássio é o mais móvel e solúvel, enquanto que o urânio e o tório são mais estáveis, porém podem apresentar mobilidade em ambientes oxidantes.

A água ou regiões úmidas afetam a resposta dos raios gama em conjunto com os processos de alteração. A atividade geomorfológica e a forma do relevo da região (geomorfologia) estão relacionadas à taxa de intemperismo e erosão que pode determinar as assinaturas ou respostas de cada radioisótopo. De acordo com o relevo, há a acumulação de água, o que causa a infiltração e alteração química. Em elevado declive, a erosão é mais forte e ocorre maior transporte dos minerais (Wilford et al., 1997) (Figura 3.4).

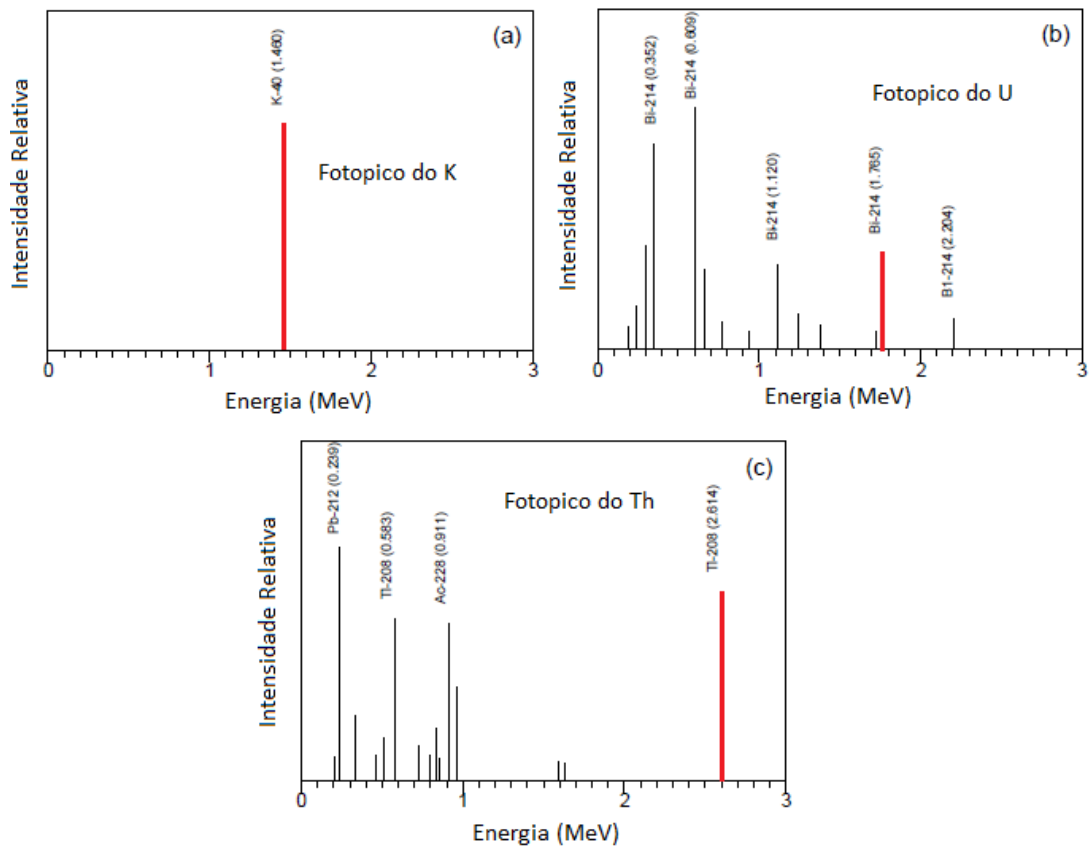


Figura 3.1 – Fotopicos das emissões de K, eTh e eU. Em vermelho, estão os fotopicos utilizados no método gamaespectrométrico (Adaptado de IAEA, 2003).

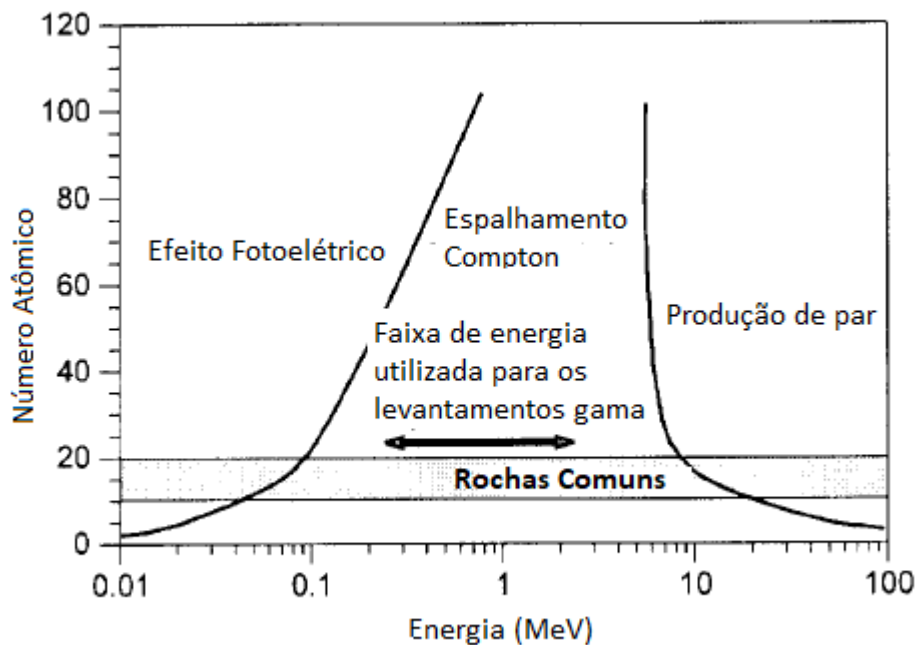


Figura 3.2 – Interação dos raios gama com a matéria (Adaptado de IAEA, 2003).

Tipo de rocha	Rocha			Solo			
	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	
Granitóides	0,3-4,5 (2,4)	0,4-7,8 (3,3)	2,3-4,5 (16,0)	0,4-3,9 (2,1)	0,5-7,8 (2,7)	2-37 (13)	
Rochas gnáissicas	2,4-3,8 (2,4)	2,1-3,6 (2,5)	18,0-55,0 (15,0)	0,7-1,9 (1,3)	1,6-3,8 (2,2)	6-19 (12)	
Pegmatitos	2,6-5,5 (3,7)	0,3-1,0 (0,7)	0,3-9,6 (2,0)				
Intrusivas	Aplitos	0,6-4,0 (2,4)	1,0-8,0 (3,3)	3,0-20,0 (7,0)			
	Quartzo-feldspatos pórfiros	1,0-5,0 (2,9)	1,3-2,9 (1,7)	6,0-14,0 (13,0)			
	Intrusivas intermediárias	0,7-5,6 (2,7)	0,1-1,2 (0,8)	0,8-6,1 (2,4)	0,7-3,4 (1,6)	1,5-2,3 (1,9)	2,9-8,4 (5,6)
	Intrusivas máficas	0,1-0,8 (0,4)	0,0-1,1 (0,3)	0,0-3,1 (1,2)			
	Vulcânicas fêlsicas	2,0-4,4 (3,7)	1,4-13 (2,4)	13,0-28,0 (17,0)	1,8-3,2 (2,4)	1,3-2,4 (2,1)	10-18 (13)
	Vulcânicas intermediárias	1,8-4,1 (2,7)	0,9-5,6 (2,3)	1,5-15,0 (9,0)	1,0-2,7 (1,9)	1,2-3,6 (2,1)	4-17 (10)
Extrusivas	Andesitos com K - baixos	0,7-0,9 (0,8)	1,0-2,5 (1,6)	3,0-8,0 (5,0)	0,8-1,5 (1,1)	1,2-1,5 (1,3)	4-6 (5)
	Vulcânicas máficas	0,3-1,3 (0,9)	0,3-1,3 (0,7)	2,0-5,0 (3,0)	0,2-1,4 (0,7)	0,6-2,5 (1,6)	3,3-13 (7,9)
	Vulcânicas ultramáficas	0,2-0,9 (0,4)	0,3-0,9 (0,6)	0,0-4,0 (1,2)	0,6 2	2 6	6
	Folhelhos do Arqueano	0,4-1,6 (0,9)	0,3-1,3 (0,9)	1,0-5,0 (2,7)	0,8 1,2	1,2 3	3
	Outros folhelhos	0,1-4,0 (2,6)	1,6-3,8 (2,6)	10,0-55,0 (19,0)	0,7-3,0 (1,5)	1,2-5 (2,3)	6-19 (13)
Sedimentares	Arenitos	0,0-5,5 (1,8)	0,7-5,1 (2,3)	4,0-22,0 (12,0)	0,1-2,4 (1,3)	1,2-4,4 (2,1)	7-18 (11)
	Carbonatos	0,0-0,5 (0,2)	0,4-2,9 (1,4)	0-2,9 (1,4)			

Figura 3.3 – Concentrações dos radioelementos em diferentes classes de rochas e solos (Conforme Feitoza, 2011, segundo Dickson e Scott, 1997).

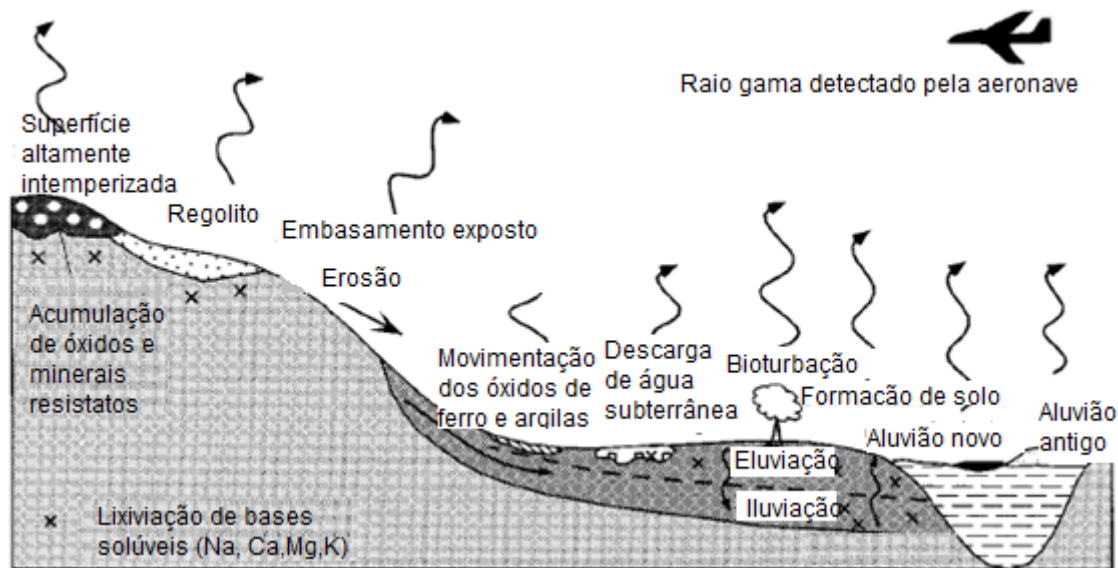


Figura 3.4 – Fatores que afetam a resposta da radiação gama para um mesmo tipo de rocha (modificado de Wilford et al., 1997).

3.2. O Método Magnetométrico

Os primeiros conceitos de campo magnético terrestre foram introduzidos pelo físico William Gilbert em meados de 1600. Esses conceitos foram fundamentados com os estudos de propriedades magnéticas em uma rocha (*lodestone* ou *leading stone*), trazida da China para a Europa por Marco Polo. Entre 1830 e 1842, Karl Frederick Gauss introduziu alguns conceitos a respeito do campo geomagnético terrestre, como sua característica dipolar e a rotação terrestre (Telford, 1990).

O início da aplicação da magnetometria ocorreu com a exploração mineral de ferro em 1640, na Suécia. Em 1870 foram desenvolvidos os primeiros instrumentos sensíveis ao magnetismo e capazes de registrar variações nas principais componentes do campo magnético terrestre, mais tarde esses instrumentos foram chamados de magnetômetros. Com o advento da Segunda Guerra Mundial, os métodos potenciais (magnetometria e gravimetria) foram muito desenvolvidos devido à demanda tecnológica. Na década de 1960, alguns levantamentos magnéticos aéreos já tinham sido realizados. Na década de 1970, os magnetômetros foram acoplados à gradiômetros, o que resultou na obtenção da intensidade do campo magnético como as variações entre suas componentes, tornando suas medidas mais precisas. No fim do século XIX, os magnetômetros eram utilizados na geologia para localização em subsuperfície de rochas, em estruturas de diques, com resposta magnética. Também eram estimadas algumas informações como a direção, o mergulho e a profundidade desses corpos (Reynolds, 1998).

As principais aplicações da magnetometria estão em exploração mineral e estudos geológicos locais e regionais. É o método geofísico mais utilizado para tais fins devido ao seu fácil manuseio e baixo custo. Como aplicações secundárias, pode-se citar o uso da magnetometria na arqueologia, na geofísica forense, na hidrogeologia em busca de plumas de contaminação e na engenharia civil para a detecção de cavidades subterrâneas (Telford, 1990).

O método magnetométrico consiste em avaliar as variações ocorridas no campo magnético terrestre. Na crosta, essas variações ocorrem devido à propriedade física das rochas denominada susceptibilidade magnética (Telford, 1990).

A explicação mais utilizada para a origem do campo magnético terrestre decorre da observação dos movimentos de rotação e da composição do núcleo externo terrestre. Os fluxos de correntes elétricas oriundos do núcleo externo geram campos elétrico e magnético que fluem de um polo para outro na superfície da Terra (Figura 3.5). Ao contrário da característica monopolar da gravitação, o magnetismo apresenta caráter dipolar onde cada componente magnética consiste de dois polos que se atraem (Reynolds, 1998).

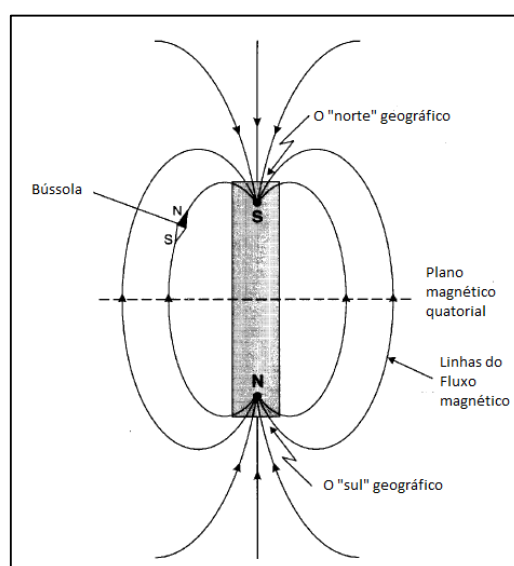


Figura 3.5 – Linhas do fluxo magnético em uma barra metálica (Conforme Reynolds, 1998).

Em geral, as propriedades magnéticas de um material originam-se de um momento dipolar causado pelo movimento orbital e pelos *spins* de elétrons dos átomos. A magnetização ou o momento magnético por unidade de volume (J) é a principal propriedade física do método e é constituída pela soma vetorial da magnetização induzida (J_i), gerada por um campo magnético (H), dada pelo produto com a susceptibilidade

magnética, bem como a magnetização remanente (J_r) que o material possa apresentar (Figura 3.6) (Hinze, 2013).

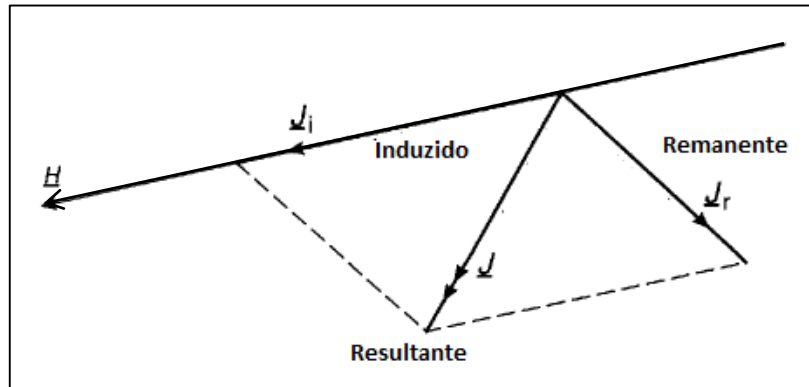


Figura 3.6 – Soma vetorial da intensidade de magnetização induzida e remanente (Conforme Reynolds, 1998).

Como o método também é um método potencial, a força de atração magnética (F) entre dois corpos (p_1 e p_2) também pode ser explicada com base nas Leis de Coulomb, com os mesmos princípios da Força Gravitacional Universal, porém adicionada de novos parâmetros (Telford, 1990):

$$F = \frac{\mu_0 p_1 p_2}{4\pi \mu_r R^2} \quad \text{Eq. 3.2}$$

Onde:

μ_0 = permeabilidade magnética do vácuo;

μ_r = permeabilidade magnética relativa do meio que separa os polos;

R é a distância entre os corpos p_1 e p_2 ; e

F é atrativa (polos com sinais opostos) ou repulsiva (polos com mesmo sinal).

Na magnetometria é importante observar as propriedades dos polos magnéticos, havendo necessidade de introduzir o conceito de Campo Magnético Externo (H) que é a relação entre a força magnética (F) decorrente da presença de um polo magnético (p_1) (Telford, 1990):

$$H = \frac{\mu_0 p_1}{4\pi \mu_r R^2} \quad \text{Eq. 3.3}$$

Então, o potencial magnético (V) a partir de um polo magnético (p_1) é:

$$V = \frac{\mu_0 p_1}{4\pi \mu_r R} \quad \text{Eq. 3.4}$$

Um corpo submetido aos efeitos de um Campo Magnético Externo (H) pode adquirir Intensidade de Magnetização (M):

$$M = kH \quad \text{Eq. 3.5}$$

Onde: k = susceptibilidade magnética do material.

Quando esse corpo é submetido a um Campo Magnético Externo (H), ocorrendo a sua magnetização, existe ainda um campo magnético adicional (J_i) que se soma ao campo H e é chamado de indução magnética (J_i).

$$J_i = \mu H \quad \text{Eq. 3.6}$$

Segundo a Lei da Indução de Lenz que relaciona a taxa de variação do fluxo magnético em um circuito com uma tensão aplicada, o campo magnético (J_i) é expresso em Weber (Wb.m^{-2}). Tal unidade (Wb.m^{-2}) é designada como Tesla (T). A permeabilidade magnética (μ) é expressa em ($\text{Wb.A}^{-1}.\text{m}^{-1}$) ou Henry (Hm^{-1}). A unidade C.G.S. da intensidade do campo magnético é o Gauss (G) equivalente à 10^{-4}T . Como o Tesla é uma unidade muito grande para expressar as pequenas variações que ocorrem no campo magnético terrestre, foi introduzido o nanotesla (nT) equivalente a 10^{-9}T (Kearey et al., 2009).

O Campo Geomagnético

O campo geomagnético é constituído de várias componentes como mostra a Figura 3.7.

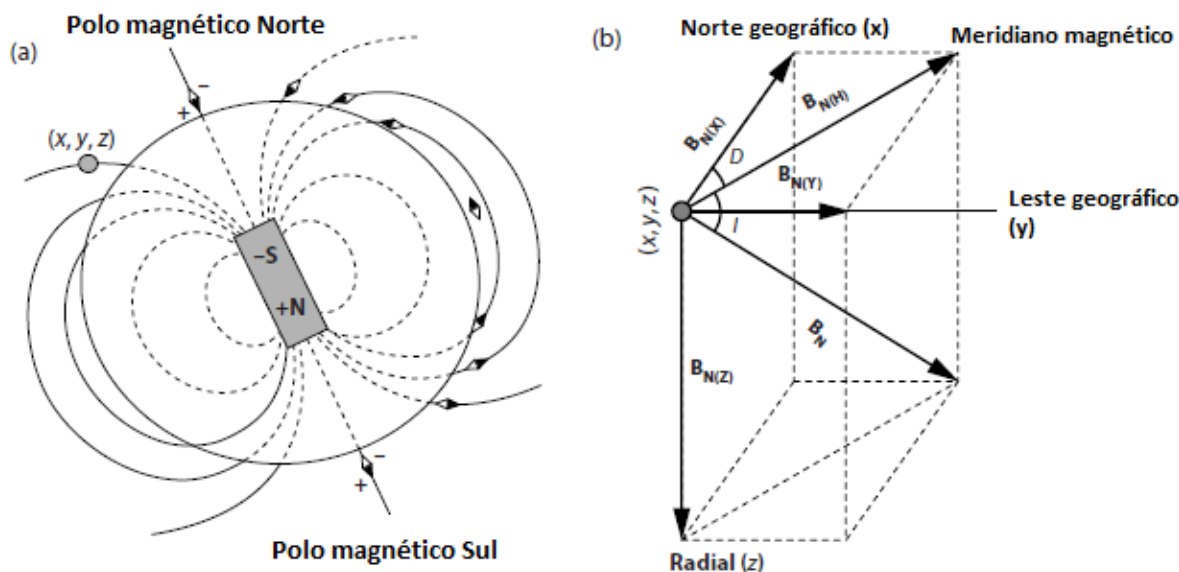


Figura 3.7- a) O campo magnético normal da Terra (B_N) b) Em um ponto de observação (x, y, z) o campo geomagnético B_N (Conforme Hinze, 2013).

O campo magnético normal da Terra (B_N) é representado por linhas de força a partir de um dipolo localizado no centro da Terra, com inclinação de $10,9^\circ$ a partir do eixo de rotação da Terra. O Norte Geográfico (N) corresponde ao polo magnético sul da Terra e vice-versa. (Figura 3.7a). Em um ponto de observação (x, y, z), o campo magnético normal da Terra (B_N) tem as seguintes componentes: horizontal ($B_{N(H)}$) e vertical ($B_{N(Z)}$), com direção z positiva para baixo ao longo da vertical local. ($B_{N(H)}$), por sua vez, é decomposta em $B_{N(X)}$ e $B_{N(Y)}$, respectivamente nas direções norte e leste. A relação angular entre $B_{N(H)}$ e $B_{N(X)}$ é a declinação D e entre $B_{N(H)}$ e B_N é a inclinação I do campo (Figura 3.7b) (Hinze, 2013).

Portanto, a intensidade do campo magnético normal terrestre (B_N) com base em suas componentes pode ser calculada por (Hinze, 2013):

$$BN^2 = BN(H)^2 + BN(Z)^2 = BN(X)^2 + BN(Y)^2 + BN(Z)^2 \quad \text{Eq. 3.7}$$

Com o uso de operações trigonométricas temos:

$$BN = \frac{H}{\cos i} = \frac{Z}{\cos i} \quad \text{Eq. 3.8}$$

A declinação magnética é dada geralmente por $11,5^\circ$ e B_N varia, em intensidade, cerca de 25.000nT nas regiões equatoriais a cerca de 70.000nT nos polos.

É importante citar que existem três campos magnéticos principais que seguem a relação (Hinze, 2013):

$$B_T = B_N + B_A \quad \text{Eq. 3.9}$$

Onde:

B_T = Campo Magnético Total;

B_N = Campo Magnético Terrestre (provém do núcleo externo terrestre); e

B_A = Campo Magnético Anômalo, induzido ou remanente provém de corpos ou estruturas magnéticas da crosta terrestre);

As anomalias magnéticas e suas correções

O campo magnético terrestre pode se alterar segundo duas variáveis temporais: seculares e diurnas. As variações seculares decorrem em grandes intervalos de tempo correspondentes ao campo externo magnético que pode variar devido à fatores como a reversão de sua polaridade. Por século, a variação é de até 5%. Em escala de tempo geológico, essas variações são significativas e por esse motivo foi criado um modelo matemático de campo geomagnético, denominado IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) que representa o campo magnético não perturbado. (Reynolds, 1998).

As diurnas são variações que ocorrem durante o levantamento magnetométrico devido às influencias de tempestades solares sobre o campo geomagnético. Em um dia, sem influência de tempestades, a intensidade do campo pode variar de 50nT a 200nT no equador geomagnético. Essa correção em levantamentos terrestres pode ser realizada com auxílio de magnetômetros base que registram as leituras e variações em um local fixo na área de estudo. Em estudos regionais, é importante considerar os valores obtidos em um observatório magnético. Em levantamentos aéreos, essa correção é aplicada com um conjunto de pontos de intersecção, entre as linhas de voo e de controle, representativos para a escala de trabalho (Reynolds, 1998).

As variações em propriedades físicas das rochas podem causar anomalias, o que resulta de cada rocha ou material. A Figura 3.8 apresenta variações de susceptibilidade magnética de volume em função de diferentes tipos de rochas.

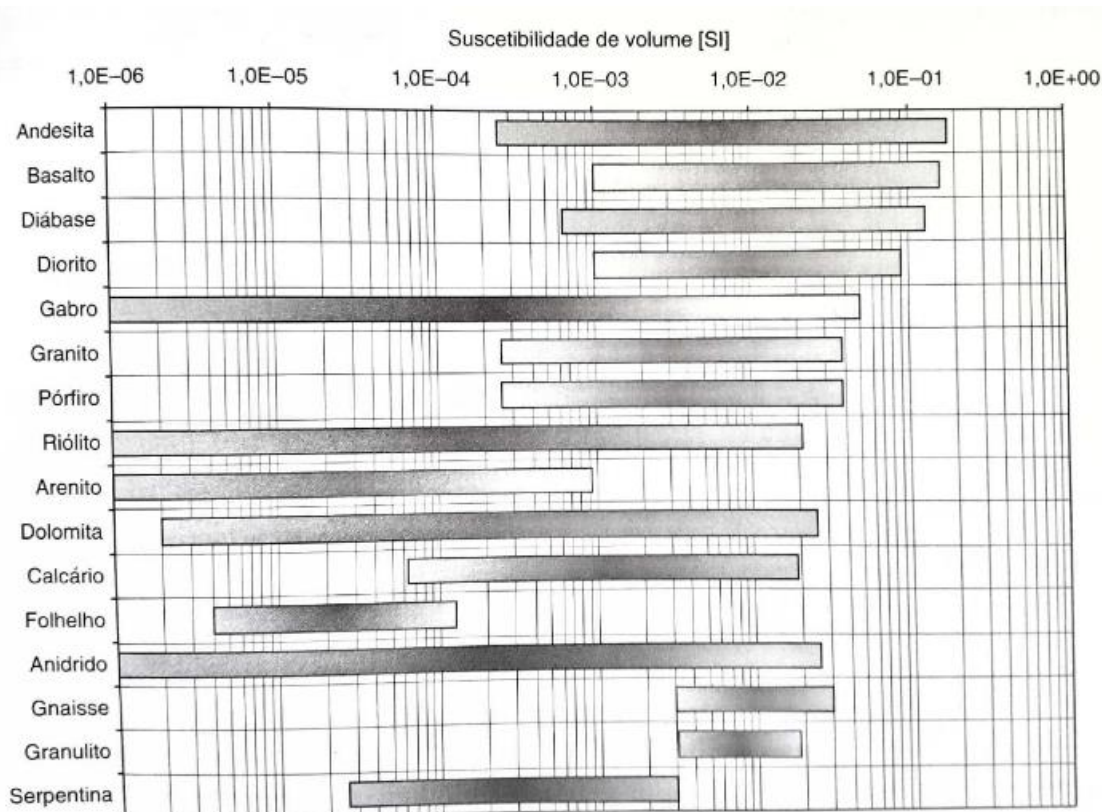


Figura 3.8 – Susceptibilidade de volume para alguns tipos de rocha, compilados segundo dados de Hunt et al. (1995) (Conforme Schön, 2015).

Segundo Schön (2015) a susceptibilidade magnética de volume k está relacionada a magnetização induzida e é representada pela equação 3.10:

$$k = \frac{M}{H} \quad \text{Eq. 3.10}$$

Onde:

M = Material de magnetização por volume;

H = Campo magnético externo.

A maioria dos minerais da crosta terrestre está classificada como materiais diamagnéticos e paramagnéticos, ou seja, possuem baixa capacidade de magnetização. Os materiais paramagnéticos possuem susceptibilidade magnética negativa da ordem de 10^{-5} . As substâncias paramagnéticas apresentam susceptibilidade positiva no intervalo entre 10^{-4} e 10^{-2} (SI) (Schön, 2015). Os antiferromagnéticos são constituídos de minerais onde os momentos magnéticos não são orientados igualmente e possuem uma resultante nula (Kearey et al., 2009). Os materiais de maior susceptibilidade magnética são classificados como ferri e ferromagnéticos.

A susceptibilidade magnética pode ser descrita em função do volume de mineral magnetita presente na rocha:

$$k = a * V_{magnetita}^b \quad \text{Eq. 3.11}$$

Onde:

V = Fração de volume de magnetita em %;

a e b = Parâmetros empíricos (Shön, 2015);

É importante ressaltar que o objeto de estudo deste trabalho é um corpo intrusivo, ou seja, constitui o intervalo das rochas ígneas ácidas (granitos) que mostram susceptibilidade magnética média aproximada de 10^{-4} a 10^{-1} (SI) (Schön, 2015) (Figura 3.8).

3.3 – Conceitos e aplicações da Estatística em Geociências

A principal fundamentação teórica para a metodologia proposta foi alicerçada a partir do conteúdo da disciplina “Análise de Dados de Muitas Variáveis”, ministrada pelo Professor Dr. Augusto César B. Pires. As principais referências teóricas são os trabalhos de Davis (2002) e Landim (2003).

Davis (2002) e Landim (2003) utilizam a análise estatística aplicada em exemplos geológicos. Os exemplos são analisados segundo: tipos de distribuições, estimativas de testes de hipóteses, análises de variância e regressões.

Em Showengerdt (2006) estão descritas metodologias estatísticas para muitas variáveis e análises de histogramas aplicadas ao processamento de imagens e aos dados de sensoriamento remoto no âmbito da área de geociências.

Saunders et al. (1993) correlacionaram as anomalias de potássio e urânio a partir da normalização com o tório para dados aéreos e de poços aplicados a exploração de petróleo. Pires (1995) utiliza dados gamaespectrométricos normalizados a partir do tório para indicar regiões com depósitos minerais associados à alteração hidrotermal na região dos *greenstones* de Crixás– e Guarinos, Goiás. Ambos utilizam as técnicas de potássio e urânio anômalos.

Ferreira et al. (2001) caracterizam o granito uranífero Serra do Carambeí, Estado do Paraná, por meio de correlação de dados gamaespectrométricos, aéreos e terrestres, e geológicos. Essa caracterização tem o objetivo de indicar regiões anômalas de K, Th e U como alvos para prospecção. A relação obtida entre os dados aéreos e terrestres está associada aos valores médios de concentrações dos elementos. Essa análise também é observada em Weihermann et al. (2016). Godoy et al. (2011) apresentam análise

estatística de dados gamaespectrométricos aéreos e terrestres com intuito de avaliar a dose anual de radiação característica na região da Serra do Carambeí.

Fornazzari Neto et al. (2001) utilizaram dados gamaespectrométricos terrestres e geoquímicos para estimar a ocorrência de ouro no Morro do Carneiro Branco, Estado de Santa Catarina.

Em diferentes regiões do Canadá, Shives et al. (2000) definiram o comportamento gamaespectrométrico para três tipos de mineralizações: i) depósitos em sulfetos maciços hospedados em rochas vulcânicas; ii) depósitos hidrotermais e polimetálicos; e iii) depósitos porfiríticos de ouro, cobre e molibdênio. Nesse trabalho, a análise estatística dos depósitos é baseada nas assinaturas geofísicas (aerogamaespectrométrica, gamaespectrometria terrestre, aeromagnetométrica e gravimetria). Na década de 1990, Minty et al. (1997) já correlacionavam dados gamaespectrométricos aéreos a partir do uso de técnicas estatísticas.

No trabalho de Minty et al. (2009), o principal objetivo foi produzir o primeiro “Mapa Radiométrico da Austrália” constituído de malhas de potássio (% K), urânio (ppm eU) e tório (ppm eTh) com 100 m de resolução. Para isso, gerou-se um banco de dados aéreos e terrestres como base para nivelamento e calibração de compilação dos dados gamaespectrométricos existentes da Austrália. Esse nivelamento foi obtido por meio de análises estatísticas e correlações entre os dados gamaespectrométricos terrestres e aéreos de uma região em específico, bem como funções matemáticas que calibraram os dados gerando a compilação e o mapa radiométrico da Austrália.

Wilford et al. (2011) relacionaram dados geoquímicos de superfície com dados aerogamaespectrométricos no intuito de gerar um mapa para recursos energéticos e alvos prospectivos na Austrália. Essa correlação foi realizada a partir da calibração dos dados aerogamaespectrométricos com informações geoquímicas de sedimentos de corrente. Foram utilizados três métodos: i) comparação entre amostras de geoquímica com assinaturas aerogamaespectrométricas, por meio de malha regular; ii) comparação da geoquímica com as médias das concentrações do dado aéreo gamaespectrométrico, as quais foram atribuídas para regiões com raios de 300 a 600 metros do ponto de amostragem; iii) e após a retirada de amostras geoquímicas de materiais grosseiros (> 2mm), considerados menos propensos a representar a geoquímica da superfície, houve a comparação entre as médias do dado aéreo e a geoquímica. A correlação entre as

concentrações dos elementos medidos foi analisada por meio de coeficientes de determinação (R^2) e testados quanto o seu nível de significância (α).

Por meio de análises de técnicas estatísticas de muitas variáveis em dados de geoquímica de solo, Martins-Ferreira et al. (2017) têm como principal objetivo identificar regiões potenciais para a prospecção de ouro. As técnicas são relacionadas as análises de grupos (Análise hierárquica e *K-means*), e análises de componentes principais como a análise de fatores

Conceitos teóricos

A estatística básica para a análise de uma variável está relacionada à análise descritiva de dados, correspondente as médias, desvios padrões, variância, coeficientes de variação, entre outros.

O cerne deste trabalho é analisar as relações estatísticas entre os pares de variáveis gamaespectrométricas terrestres e aéreas. Portanto, devem ser aplicadas técnicas de análises de regressão, como por exemplo, observar e avaliar os valores de covariâncias e correlações entre essas variáveis.

A covariância é a variação conjunta de duas variáveis em torno da média comum a elas. Ela pode inferir o grau de independência entre duas variáveis, quando tais variáveis são aleatórias (Davis, 2002). Neste trabalho, as duas variáveis são as concentrações de gamaespectrometria aérea e terrestre, as quais apresentam comportamento aleatório.

Segundo Davis (2002), a covariância é calculada a partir de uma variável chamada soma corrigida dos quadrados (SP), definida pela equação 3.12:

$$SP_{jk} = \sum_{i=1}^n (x_{ij} x_{ik}) - \frac{\sum_{i=1}^n x_{ij} \sum_{i=1}^n x_{ik}}{n} \quad \text{Eq. 3.12}$$

Onde:

n = número de observações;

X_{ij} = iésima da variável j; e enquanto que X_{ik} = iésima medida da variável k;

A covariância será a divisão de SP por (n-1) como mostra a equação 3.13:

$$COV_{jk} = \frac{SP_{jk}}{n - 1} \quad \text{Eq. 3.13}$$

A covariância entre as concentrações terrestres e aéreas é apresentada em uma matriz simétrica de variâncias e covariâncias. Porém, para averiguar a magnitude da relação entre as variáveis, deve-se calcular o coeficiente de correlação (r_{jk}) que independe das unidades de medida. O r_{jk} é dado pela razão da covariância pelo produto de seus respectivos desvios padrões, que varia de -1 a 1 (Davis, 2002).

Entretanto, para entender essa relação entre as variáveis, foi utilizado o coeficiente de correlação linear de Pearson (r). A correlação linear de Pearson é descrita como a correlação entre duas variáveis de uma amostra. O coeficiente é muito sensível a valores extremos, e pode ser alterado devido um único valor que muito difere do conjunto de dados (Minitab 17, 2014).

Um diagrama de dispersão, com a localização em plano cartesiano das variáveis, mostra que se a disposição dos pontos seguir uma reta, a relação entre as variáveis é linear, caso não ocorra tal comportamento, a relação não é linear. O diagrama também apresenta a relação de dependência entre duas variáveis que quando positiva estabelece relação direta e, quando negativa, inversa.

Esse coeficiente (r) é independente das unidades de medida das variáveis em questão, porém é indicado por Landim (2003) que haja padronização dos dados para a realização da correlação. Neste trabalho, a correlação está relacionada as concentrações entre os radioelementos que possuem a mesma unidade de medida (% para o potássio e ppm para tório e urânio), portanto, não é necessária a padronização. O coeficiente é dado pela equação 3.14:

$$r = \frac{COV(x, y)}{[var(x) * var(y)]^{1/2}} = \frac{\sum(xi - Mx) * (yi - My)}{n - 1} \quad \text{Eq. 3.14}$$

$$\left[\frac{\sum(xi - Mx)^2}{n - 1} * \frac{\sum(yi - My)^2}{n - 1} \right]^{1/2}$$

Onde,

n = número de pares de valores para x_i e y_i , variáveis com distribuição normal;

M_x e M_y = valores médios para x_i e y_i ;

Segundo Davis (2002) e Landim (2003), a maioria dos problemas estatísticos na geologia não segue uma distribuição normal, pois existem valores de *background*

associados às influências litológicas. Recomenda-se que as distribuições sejam transformadas em lognormais com a aplicação do logaritmo nas concentrações e teores. Essa análise é obtida por meio de histogramas. Outras alternativas, que corroboram essa afirmação, são as aplicações de testes estatísticos.

O teste de correlação (teste de hipóteses unicaudal) é utilizado para verificar a significância do coeficiente de correlação linear de Pearson (Landim, 2003; Minitab 17, 2014). O teste é realizado pelo *software* Minitab por meio do *p-value* ou valor p. Esse valor varia de 0 a 1 e determina a adequação de rejeitar a hipótese nula (H_0), ou seja, mede a evidência contra a hipótese nula H_0 .

Segundo Davis, 2002 e Minitab 17, 2014 a significância da correlação para o *p-value* pode ser dada pelo teste de hipóteses:

Se $H_0: \rho = 0$ hipótese

Se $H_1: \rho \neq 0$ alternativa

Para um nível de significância $\alpha = 0,05$ (5%) e região que rejeita a hipótese, se $p < 0,05$ deve-se rejeitar H_0 .

Neste trabalho, com a suposição de que a hipótese nula (H_0) seja verdadeira e o coeficiente de correlação (r) seja diferente de zero, a hipótese nula estabelece que as duas variáveis gamaespectrométricas testadas são independentes. Portanto, se há a rejeição da hipótese nula tem-se que a hipótese alternativa (H_1) indica dependência e correlação entre as variáveis.

Após testar significância da correlação entre as variáveis pelo coeficiente de correlação r e *p-value*, deve-se obter a regressão linear por meio do método de mínimos quadrados. Após encontrar a equação da reta para as variáveis x e y deve-se avaliar se coeficiente de determinação (R-Sq ou R^2), que também indica o grau de correlação entre as variáveis, varia entre -1 e 1.

Além dos conceitos de análise de regressão, é importante introduzir as técnicas de análises de muitas variáveis, como a análise de grupos. As técnicas utilizadas neste trabalho foram as classificações Não Supervisionada e Supervisionada.

As classificações são técnicas de agrupamento de K-Médias, propostas por McQueen (1967). Essa classificação tem o objetivo de estabelecer para as variáveis dos dados um grupo ou classe que represente homogeneidade e seja distinto de outros (Davis,

2002). Neste trabalho, as classes representam amostras correspondentes a uma litologia ou litologias com composições muito próximas.

Segundo Davis (2002), os métodos são de origem arbitrária onde n observações devem ser classificadas em k grupos, para cálculo de uma matriz assimétrica $n \times k$ de similaridades entre n amostras e os k pontos arbitrários (descritos como centroides dos grupos iniciais). A observação de maior proximidade do centroide ou similaridade de um ponto inicial, confere a formação de uma classe. De forma iterativa, as observações são adicionadas ao grupo ou classe mais próximo, cujo centroide é recalculado para cada adição.

Os dados gamaespectrométricos terrestres refletem a geologia de superfície da área, então se atribui que conjuntos de classes (grupos) agregam amostras de uma litologia característica. Nessa classificação, optou-se em atribuir como fator determinante as concentrações gamaespectrométricas.

Na Classificação Supervisionada é necessário atribuir um parâmetro de entrada para uma variável, pois cada grupo será classificado de acordo com os valores pré-determinados, o que não ocorre na Classificação não Supervisionada.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. MATERIAIS

4.1.1. Dados Gamaespectrométricos Terrestres

Os dados gamaespectrométricos terrestres utilizados nesta pesquisa foram adquiridos a partir do uso do gamaespectrômetro portátil da RADIATION SOLUTIONS, RS-230. O gamaespectrômetro apresenta formato cilíndrico com dimensões 259mm x 81mm x 91mm, volume de 103cm³, com detector constituído de óxido de germanato de bismuto (BGO) que lhe confere um desempenho equivalente a três vezes acima daquele apresentado pelo detector de iodeto de sódio ativado por tálio NaI(Tl), GR- 320 Exploranium (0,35litros e 3,6kg) (RS 125/230, 2011).

Foram realizadas duas campanhas de campo. A primeira campanha ocorreu de 15 a 26 de julho de 2017, período escolhido correspondente a estação da seca. A umidade e fatores relacionados ao intemperismo podem ocasionar mudanças nas medidas da radiação gama devido aos fenômenos de atenuação (Dickson e Scott, 1997). A tabela e mapa de pontos adquiridos podem ser observados nos Anexos 1 e 3, respectivamente.

A segunda campanha foi realizada entre 29 de setembro e 02 de outubro de 2018, com o objetivo de coletar novas amostras para complementar regiões de difícil acesso que não foram amostradas durante a primeira campanha de campo.

As regiões selecionadas para o levantamento terrestre apresentam relevantes assinaturas gamaespectrométricas, pois nessas estão presentes minerais primários que são fontes de radiação gama, como por exemplo, a apatita, zircão, monazita e torita (Dardenne & Botelho, 2014; Botelho et al., 2016). Outros fatores relevantes para a escolha das regiões do levantamento terrestre foram as condições de acesso. O planejamento de campo foi definido com o aval do Prof. Dr. Nilson Botelho (coorientador deste trabalho) em função: i) estradas disponíveis; ii) análise de imagem de satélite (cobertura vegetal e uso da terra); e iii) avaliação de mapas topográficos e do modelo digital de elevação (curvas de nível e declividade do terreno).

O levantamento gamaespectrométrico terrestre no Maciço Pedra Branca foi realizado a partir de uma linha de produção à leste do maciço, um perfil a oeste da linha de produção e parte da região mineralizada em estanho denominada de Zona da Bacia (Figura 4.1).

A linha de produção a leste do Maciço é coincidente espacialmente à linha de voo (N-S) do “Projeto Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás – 3º Etapa. Paleo-Neoproterozóico do Nordeste de Goiás” (LASA, 2006), ambas são correspondentes em termos de direção, sentido, amostragem e espaçamento. O objetivo é ter a mesma área de cobertura e amostragem dos alvos adquiridos pelo levantamento aéreo.

O levantamento terrestre cobriu aproximadamente 7120,74 metros, no total. As linhas de produção foram obtidas com espaçamento entre as medidas de 40 metros e tempo de amostragem de 10 minutos. Houve exceção na Zona da Bacia, onde o espaçamento entre as medidas foi de 60 metros, com o tempo de amostragem de 5 minutos e três perfis realizados na direção E-W (Figura 4.1). Os dados adquiridos na Zona da Bacia não foram utilizados neste trabalho.

O tempo de amostragem foi definido segundo as instruções do manual do gamaespectrômetro RS-230 (RS 125/230, 2011). As variações litológicas da área de estudo podem produzir efeitos de *background* nos dados e a área de abrangência das fontes para a amostragem também varia segundo alguns aspectos (gamaespectrômetro utilizado, modo de aquisição e geometria de aquisição). Portanto, esses são fatores relevantes em levantamento e um maior tempo de amostragem fornece precisão aceitável para análises quantitativas (IAEA, 2003). O tempo escolhido aumenta a probabilidade de a medida pontual ser uma medida representativa do próprio ponto.

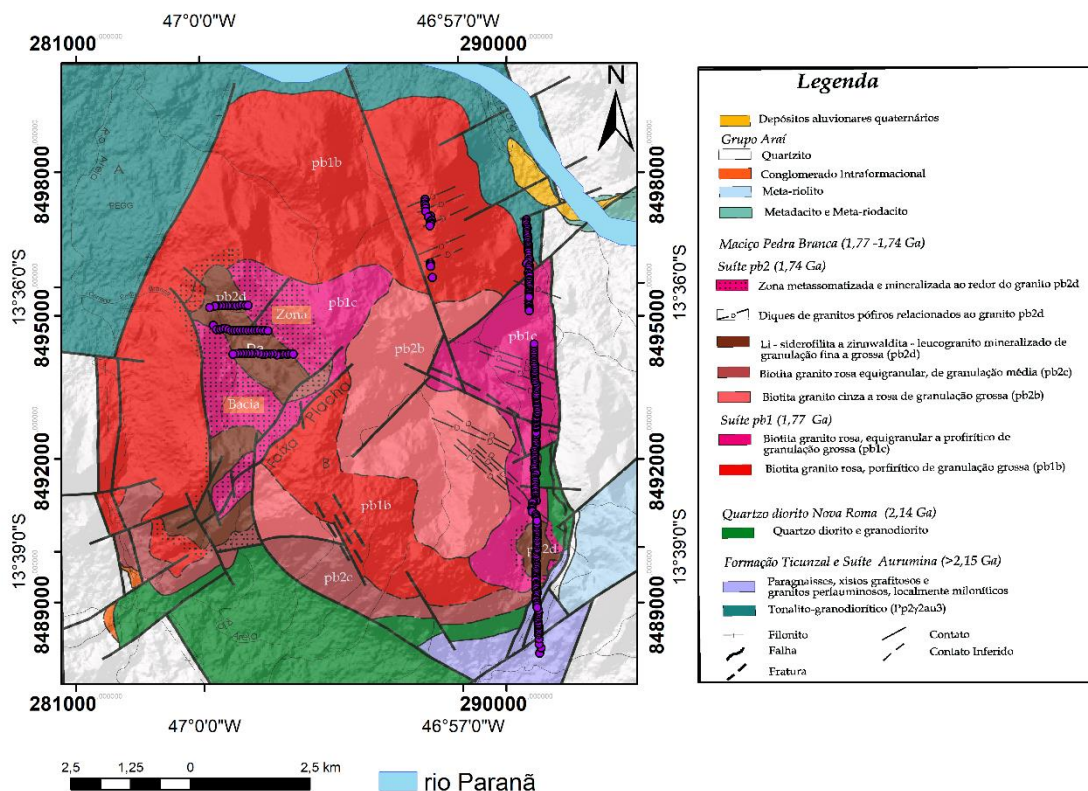


Figura 4.1 – Mapa geológico do Maciço Pedra Branca (modificado de Botelho, 1992) indicando as estações gamaespectrométricas terrestres (círculos em roxo).

4.1.2. Dados Gamaespectrométricos e Magnetométricos Aéreos

Os bancos de dados gamaespectrométricos e magnetométricos aéreo utilizados constituem parte do “Projeto Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás – 3º Etapa. Paleo-Neoproterozoico do Nordeste de Goiás”. O aerolevantamento foi realizado em 2006 e executado pela LASA Engenharia e Prospecção S/A. No total, houve cobertura de 50.440km² de área, com altura média de voo de 100m, direção das linhas de voo N-S e espaçamento entre elas de 0,5km (Figura 4.2 e Figura 4.3). As linhas de controle tiveram direção E-W, com espaçamento entre elas de 5km. Os intervalos de amostragem foram compreendidos entre 0,1s para o magnetômetro e 1s para o gamaespectrômetro (LASA, 2006). Assim, em superfície, o espaçamento entre as fiduciais é de aproximadamente 80m.

Os dados foram obtidos com o gamaespectrômetro da EXPLORANIUM, GR-820, de 256 canais espectrais, e pelo magnetômetro Scintrex CS-2, de resolução 0,001nT com faixa de leitura de 20.000 a 95.000nT. Para medidas magnetométricas correspondentes à base terrestre foi utilizado o magnetômetro portátil GEM, GSM-19 (LASA, 2006).

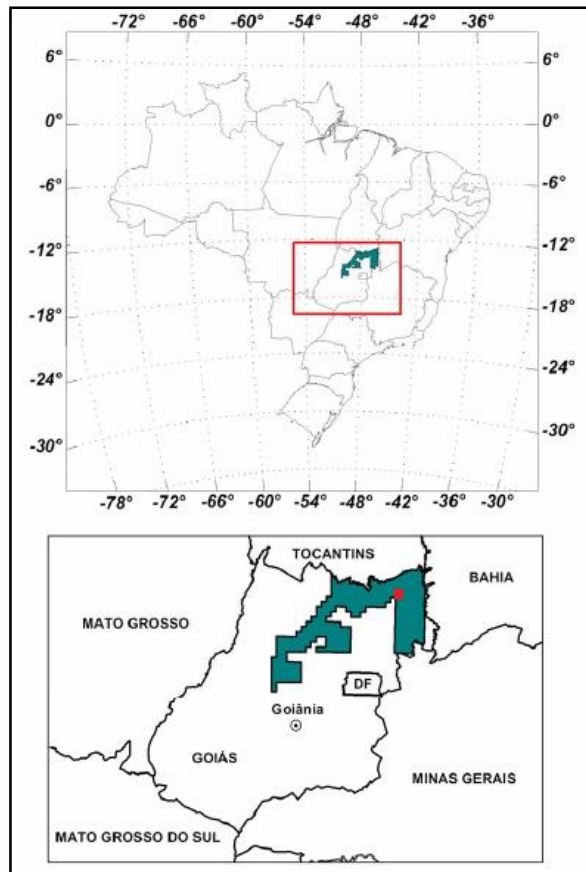


Figura 4.2 – Localização do levantamento aerogeofísico e da área de estudo (quadrado vermelho menor) (Modificado de LASA, 2006).

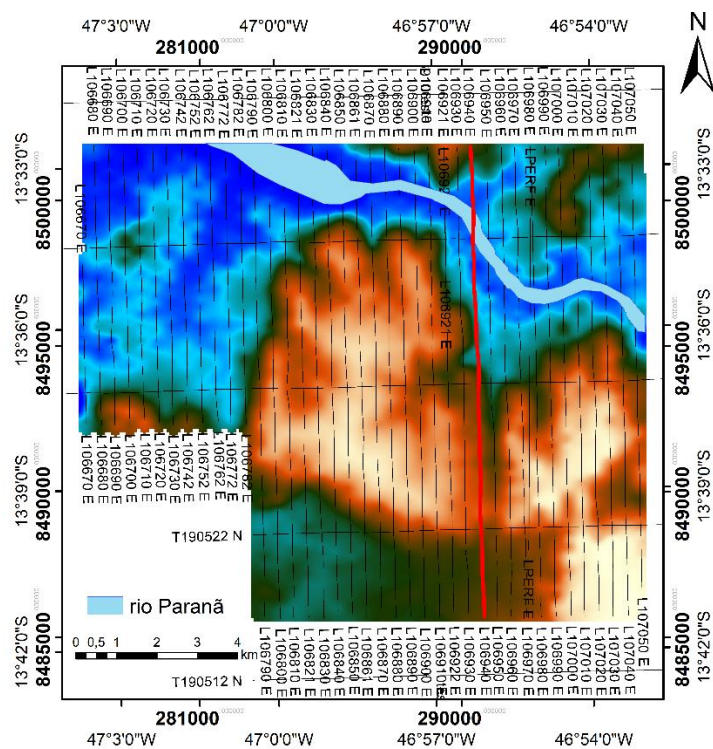


Figura 4.3 – Linhas de voo e linhas de controle da área de estudo sobrepostas ao MDT. Destaque em cor vermelha para a L_{voo} utilizada neste trabalho (L106940E).

4.2. MÉTODOS

4.2.1. Pré-processamento

Na etapa de Pré-processamento, possíveis erros associados aos instrumentos, à aquisição ou as etapas de correções/ calibrações devem ser corrigidos nos bancos de dados gamaespectrométricos e magnetométricos.

4.2.1.1. Dados gamaespectrométricos terrestres

Foram adquiridas duas medidas por minuto em cada estação da linha de produção. Portanto, se o tempo de amostragem foi de 10 minutos, para cada estação foram obtidas 20 medidas. Para a região da Zona da Bacia, o tempo de amostragem foi de 05 minutos, com aproximadamente 10 medidas para cada estação.

Avaliação da performance de aquisição do gamaespectrômetro (RS-230)

Para cada dia de levantamento terrestre, foram realizadas duas estações de base para a calibração dos dados terrestres. No turno matutino e vespertino foram obtidas, respectivamente, duas medidas de calibração, no muscovita granito Au2 (Anexo 2: amostra PB199 A), e no ribeirão Covanca. Dentre essas medidas, com o intuito de adquirir maior precisão e relação entre os dados gamaespectrométricos obtidos e a fonte da radiação gama, foram escolhidas as medidas realizadas sobre a rocha, devido ao acesso às análises geoquímicas do granito para os elementos potássio, tório e urânio. Esse conjunto de amostras utilizado como referência apresentou melhor distribuição e regularidade durante o período da manhã.

Portanto, a metodologia proposta para a avaliação da performance do gamaespectrometro RS 230 e conseqüentemente dos dados gamaespectrométricos terrestres adquiridos, consiste em avaliar as médias e desvios padrões dos valores de concentração dos dados obtidos em rocha para os três radioisótopos K, Th e U no granito Au2 (Ponto de referência) (Figura 4.4 e Tabela 4.1). Esse procedimento foi realizado a partir do uso do *software* Minitab e os valores obtidos para cada radioelemento foram comparados aos dados da análise geoquímica de rocha (Anexo 2: amostra PB199 A), cedidos pelo Professor Nilson F. Botelho. A concentração de potássio para a amostra PB199 A foi calculada a partir da equação $K = (K_2O\%)/1,2046$, resultando em $K=4,3\%$

para o granito Au2. A comparação entre os dados gamaespectrométricos e a geoquímica não apresentou dispersão relevante, ou seja, as concentrações gamaespectrométricas estão dentro do intervalo concedido pelo desvio padrão, quando comparadas a geoquímica, o que indica que os dados obtidos em campo são consistentes (Figura 4,4 e Tabela 4.1).

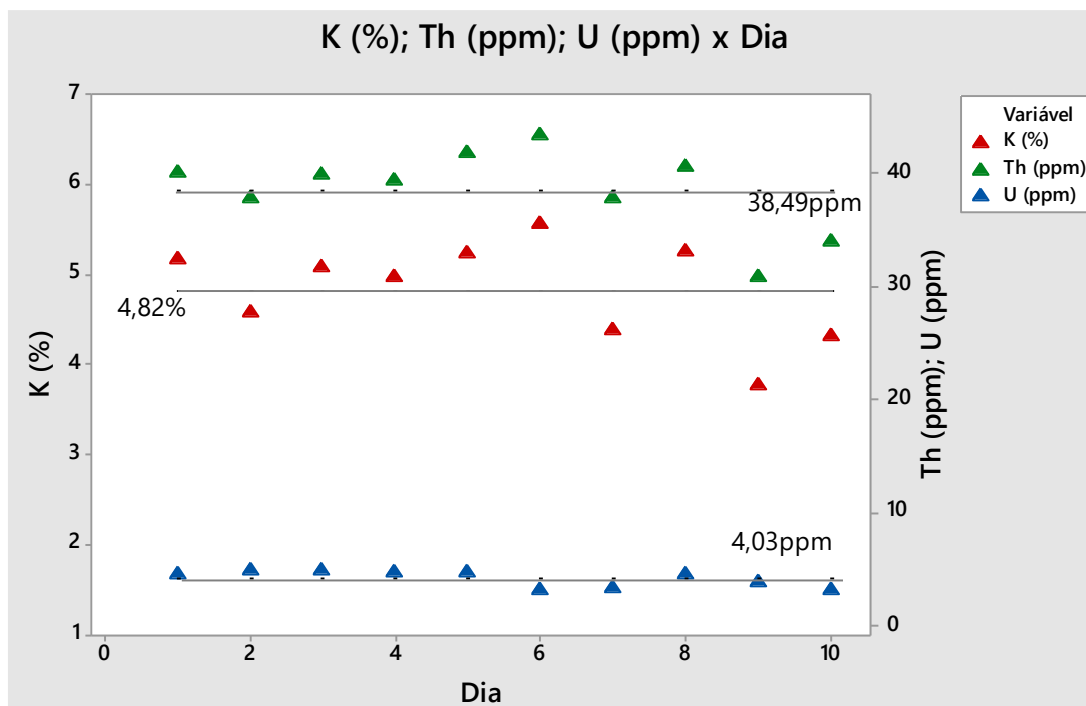


Figura 4.4 – Gráfico das médias das concentrações gamaespectrométricas no granito Au2, adquiridas em 10 dias de aquisição terrestre.

Tabela 4.1 - Comparação entre as concentrações do muscovita granito Au2 obtidas em campo e laboratório, com respectivamente, o método gamaespectrométrico e a análise geoquímica de rocha.

Análise geoquímica	Análise da gamaespectrometria
K – 4,3%	K – 4,82 ± 0,52%
Th - 40,7ppm	Th – 38,49 ± 3,53ppm
U – 4,0ppm	U – 4,03 ± 0,72ppm

Formatação dos Dados

Após a calibração, quatro etapas do pré-processamento são propostas e enumeradas com objetivo de obter um banco de dados mais consistente: Etapa 01: análise descritiva das amostras por estação; Etapa 02: obtenção dos valores médios das concentrações dos três radioelementos e seus respectivos desvios padrões por estação.

Etapa 03: reamostragem dos dados; e Etapa 04: filtragem e espacialização dos dados em perfis.

A Etapa 01 visa discriminar os valores de concentrações dos radioelementos que não expressam a resposta gamaespectrométrica do alvo, uma vez que a representatividade do decaimento radioativo é uma função randômica e aleatória. Cada estação apresenta em média 20 medidas para um tempo de 10 minutos. Isso possibilita que as medidas apresentem menor variação. Para a amostragem, foram discriminados no máximo dois valores não representativos por não possuírem resposta gamaespectrométrica convergente com as demais medidas que caracterizam o alvo. O critério para discriminar esses valores foi fundamentado na verificação de valores mínimos e máximos apresentados principalmente, pelos canais de K (cpm) e U (cpm) em contagem por minuto (atividade), uma vez que o potássio e o urânio são os elementos mais facilmente lixiviados ou móveis em superfície (Wilford et al., 1997) (Tabela 4.2).

A Etapa 02 corresponde a correção de dados a partir dos valores definidos como não representativos, os quais foram eliminados, segundo a Etapa 01. Foi utilizado o *software* Excel para calcular as médias e desvios padrões das medidas dos elementos, em concentração e em atividade, por estação (Tabela 4.3).

Tabela 4.2 – Exemplo do banco de dados terrestre correspondente a uma estação obtida pela linha de produção após as etapas de pré-processamento para o elemento potássio (M é a média das amostras e DV é o desvio padrão).

Date	Time	Temperature	K[%]	K[cpm]	U[ppm]	U[cpm]	Th[ppm]	Th[cpm]
20/07/2017	09:22:53	19,1	5,1	1171,5	3,5	160,3	43,2	373,8
20/07/2017	09:23:24	19,4	4,8	1133,8	4,8	184	44,1	383,1
20/07/2017	09:23:55	19,5	5,7	1288,5	4,7	171,5	39,6	343,2
20/07/2017	09:24:25	19,8	5,3	1214,3	4,7	175,5	41	355,4
20/07/2017	09:24:56	19,9	5	1172,7	4,4	173,2	42,1	365,7
20/07/2017	09:25:27	20,1	5,4	1251,6	4	173,3	45,1	391,3
20/07/2017	09:25:57	20,1	5,1	1179,7	3,7	161,1	42,6	369,3
20/07/2017	09:26:28	20,3	5,4	1215,6	4	154,4	37,6	326,1
20/07/2017	09:26:58	20,5	5,2	1208,6	6,3	199	39,4	342,9
20/07/2017	09:28:00	20,7	5,3	1220,5	4,7	177,9	42,5	368,8
20/07/2017	09:28:30	20,7	5,1	1185,9	5,9	182,4	35,3	307,5
20/07/2017	09:29:01	20,9	5,1	1165,1	5,1	162,4	33,3	289
20/07/2017	09:29:32	21	5,6	1304,5	5,2	193	44,7	388,2
20/07/2017	09:30:02	21,1	4,7	1142,7	5,6	209,6	48,5	421,5
20/07/2017	09:30:33	21,1	5,4	1220,6	3,3	150,3	41,1	356
20/07/2017	09:31:34	21,3	5,2	1201,6	5,8	186,1	37,7	327,8
20/07/2017	09:32:06	21,4	5,3	1232,5	4,4	184,2	46,9	406,8
20/07/2017	09:32:36	21,4	5,4	1233,4	3,1	161,2	46,6	403,5

Tabela 4.3 – Dados corrigidos para uma estação.

K[%]M	K[%]DV	K[cpm]M	K[cpm]DV
5,227778	0,244508	1207,95	44,01413
eU[ppm]M	eU[ppm]DV	eU[cpm]M	eU[cpm]DV
4,622222	0,896013	175,5222	15,37648
eTh[ppm]M	eTh[ppm]DV	eTh[cpm]M	eTh[cpm]DV
41,73889	3,960379	362,2167	34,21078858

A reamostragem dos dados foi realizada na Etapa 03, com objetivo de observar a correlação entre os dados gamaespectrométricos terrestres e aéreos. Como os dados aéreos seguem amostragem aproximada a cada 80 metros, com intuito de diminuir as discrepâncias na representação entre os dados, é necessário reamostrar os dados terrestres com o mesmo espaçamento entre os pontos (80 metros). O procedimento foi realizado no *software* Oasis Montaj, versão 8.3.3, Geosoft®.

A Etapa 04 consiste na espacialização dos dados em perfil para avaliar a necessidade da aplicação de filtragem. Os dados foram espacializados segundo o datum “*South American Datum 1969 (SAD69)*” e projetados no sistema de coordenadas “*Universal Transversa de Mercator – UTM*” (Zona 23S).

A filtragem aplicada visa suavizar o dado e retirar os *spikes*. Foi utilizada a média rolante 3 nos dados, ou seja, a cada três medidas foi realizado uma média onde as bordas foram preservadas. Esse procedimento foi realizado no Excel.

4.2.1.2. Dados gamaespectrométricos aéreos

O banco de dados oriundo do Projeto Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás – 3º Etapa: Paleo-Neoproterozóico do Nordeste de Goiás (LASA, 2006) foi importado a partir do *software* Oasis Montaj, versão 8.3.3, Geosoft® em arquivos ASCII, formato XYZ. O *software* foi utilizado principalmente nas etapas de pré-processamento e processamento dos dados.

O polígono da região de estudo apresenta vértices da diagonal principal com coordenadas geográficas 46°58’W/ 13°33’S e 46°05’W/13°45’S. O banco de dados foi reposicionado em coordenadas UTM, Zona 23 sul, e datum SAD69.

Segundo a LASA (2006), a etapa de pré-processamento dos dados teve início na aquisição com o controle de qualidade. Após a importação dos dados para o *software* Oasis Montaj, algumas correções foram realizadas: de tempo morto, cósmica, do canal urânio, de paralaxe, da altura efetiva de voo, de *background* da aeronave, cósmico e do radônio, do Efeito Compton e altimétrica. Por fim, ocorre a conversão das medidas obtidas pelo gamaespectrômetro (GR 820 EXPLORANIUM) para medidas de concentração correspondentes aos elementos.

Após as correções descritas (LASA, 2006), foi efetuado o pré-processamento dos dados fundamentado na disciplina “Tópicos especiais em métodos de geofísica aplicada

2”, apresentado pela Prof^a. Dr^a Adriana Chatack Carmelo. O pré-processamento é especificado nesta metodologia como etapa necessária para correção de possíveis dados considerados espúrios que foram gerados a partir de erros durante a aquisição ou na aplicação das correções.

A análise estatística preliminar dos valores de máximos e mínimos no banco de dados permitiu a identificação de valores negativos nos canais dos elementos ditos como “dados corrigidos” (Tabela 4.4): “K perc”, “eTh ppm” e “eU ppm”. É importante ressaltar a relevância dessa correção, pois para análises quantitativas (estatísticas) valores negativos não apresentam significado físico, uma vez que a fonte radioativa natural é proveniente de rochas e solos da superfície terrestre. Optou-se em avaliar alguns aspectos associados a esses valores na área de estudo para serem cautelosamente tratados. Seguem os principais aspectos considerados: i) distribuição espacial; ii) identificação das feições geomorfológicas; e iii) proximidade aos corpos/massas d`água como rios e lagos.

A área mostra a localização de valores negativos para o K (%) e o eTh (ppm) está associada às rochas encaixantes, na porção sul, e na proximidade do rio Paranã, porção norte (Figura 4.5a, b). Nessas regiões e em outras, o canal do eU (ppm) apresenta aproximadamente 55% dos valores dos dados como negativos, o que promoveu a aplicação de análise estatística para corrigi-los (Figura 4.5c)

Tabela 4.4 – Estatística descritiva dos dados aerogamaespectrométricos da área de estudo, a partir dos três canais apresentados como “corrigidos”.

	K perc	eU ppm	eTh ppm
Número de ítems	2445	2445	2445
Mínimo	-0,408	-1,619	-0,324
Máximo	4,871	8,457	108,324
Média	0,816	1,192	12,255
Desvio Padrão	0,787	0,999	11,650

Dados com valores negativos em pouca quantidade e espacializados aleatoriamente podem ser transformados em *dummies*, como foi feito com o eTh (Figura 4.6b). Quando os valores estão concentrados espacialmente em uma região, não é possível

transforma-los em *dummies*, pois após a interpolação e a rasterização desses, poderá ocorrer “espaços vazios” devido à ausência de dados.

Portando, para eliminar dados negativos concentrados (Figura 4.5a, c), o procedimento é “somar” a esses valores uma constante. Com base nos valores das concentrações dos elementos nas rochas que constituem a área de estudo, como referência o trabalho de Dickson e Scott (1997). Com a análise do histograma das concentrações dos dados negativos, pode-se definir intervalos de menor frequência e somar uma constante. As constantes são pequenas, da ordem de grandeza (0,001 a 0,003), como mostra a equação 4.1.

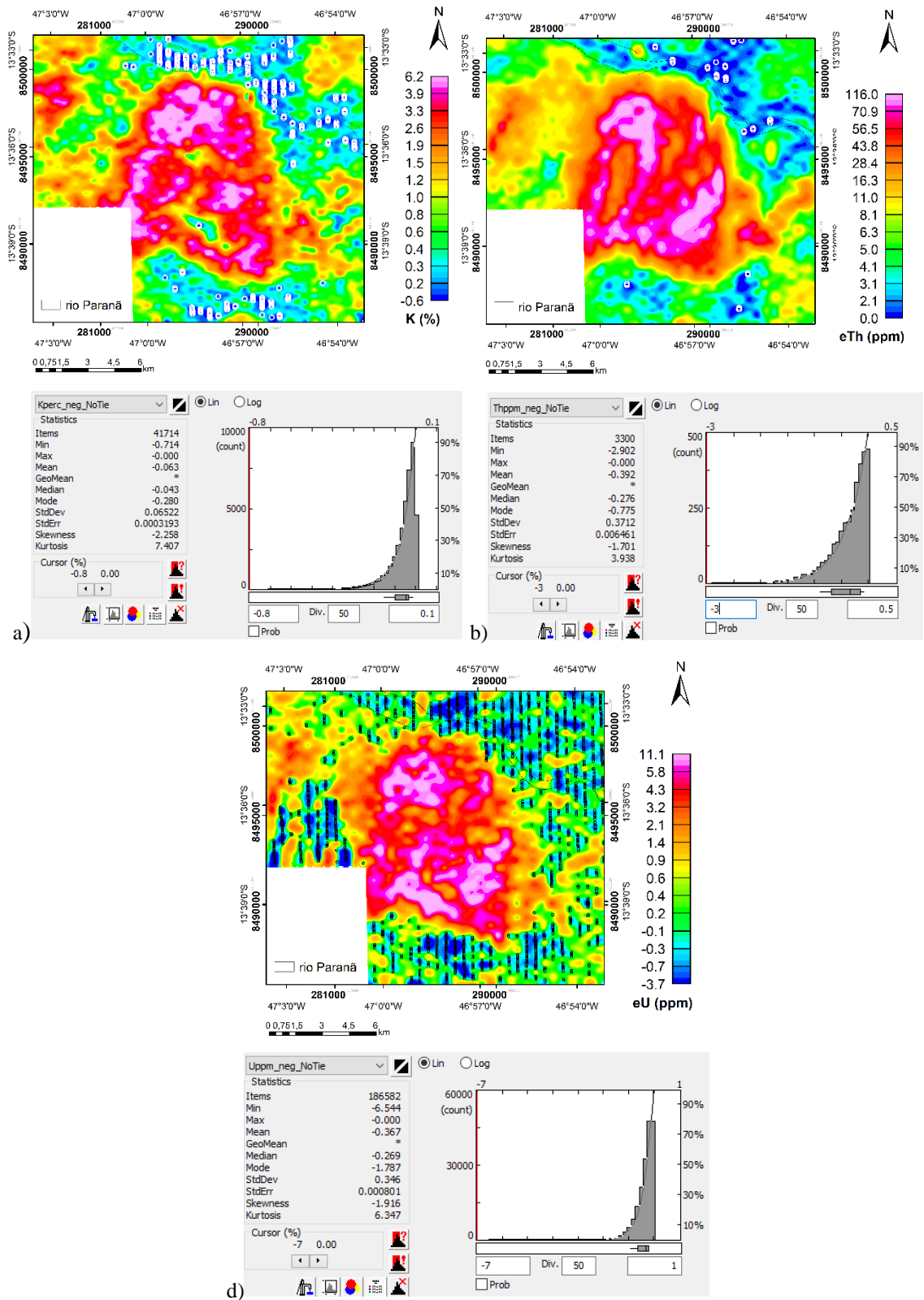


Figura 4.5 – Valores negativos em círculos (K-cor branca; eTh-cor branca; eU-cor preta) e seus respectivos histogramas. a) Valores negativos e histogramas para o K(%); b) Valores negativos e histogramas para o eTh(ppm); c) Valores negativos e histogramas para o eU(ppm).

Como exemplo, na correção dos dados de potássio, primeiro ocorre a transformação dos valores do intervalo [-0,475 a -0,4] em *dummies*. Por meio da equação 4.1, a constante 0,001 foi adicionada em três intervalos diferentes, obtidos com a análise do histograma (Figura 4.5a) para que o mínimo esteja próximo de zero. A equação mostra o último intervalo de substituição [-0,16 a -0,04] pela constante (0,001):

$$CO = C1 > (-0,16) \ \&\& \ C1 > (-0,04) ? C1: 0,001 \quad \text{Eq. 4.1}$$

Onde:

CO = novo canal K com dados corrigidos; e C1 = canal “K perc”;

Para corrigir os dados negativos do urânio, a primeira etapa foi “mascarar” os negativos correspondentes a região do rio Paranã a partir do *shape file* do rio (Figura 4.5c), em seguida, as constantes 0,001, 0,002 e 0,003 foram adicionadas, relacionadas aos 10 intervalos diferentes, obtidos com a análise do histograma (Figura 4.5c) por meio da equação 4.1. Uma comparação entre os dados de urânio sem a correção e com a correção dos negativos pode ser observada na Figura 4.6a, b.

A próxima etapa consiste na análise estatística após a interpolação dos dados dos três elementos. O algoritmo de interpolação utilizado foi o Curvatura Mínima, indicado para levantamentos gamaespectrométricos, pois é um algoritmo de interpolação numérica que apresenta resposta correspondente para dados organizados em linhas paralelas ou ortogonais, assim como para dados aleatórios (Reeves, 2005). As células são regulares, correspondem à aproximadamente ¼ do espaçamento das linhas de voo (500m), células de 100m X 100m.

A análise estatística das malhas obtidas mostrou que a interpolação também gerou dados negativos, o procedimento de correção em malhas pode ser o mesmo apresentado anteriormente para os canais nos bancos de dados.

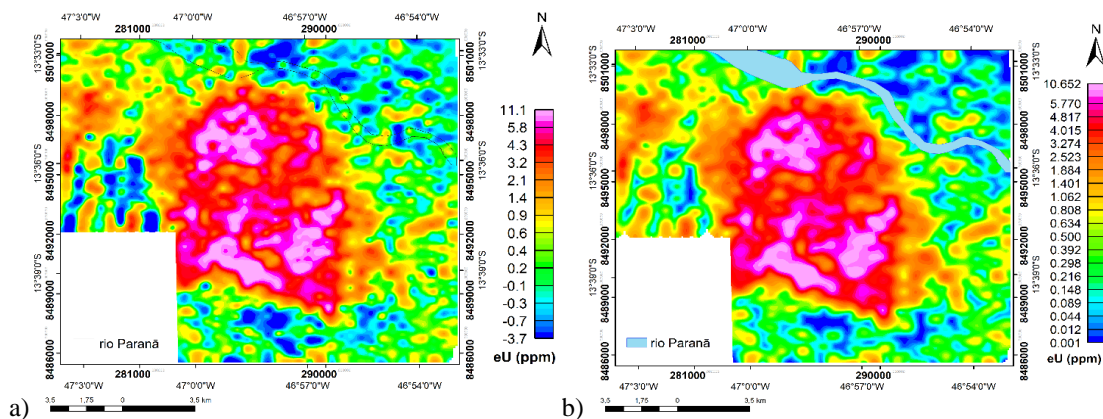


Figura 4.6 – Comparação entre o dado de urânio a) antes da correção de negativos; b) após a correção dos negativos.

4.2.1.3. Dados magnetométricos aéreos

O banco de dados magnetométricos foi obtido do mesmo polígono que os dados gamaespectrométricos e também foi importado ao *software* Oasis Montaj, versão 8.3.3, Geosoft® em arquivos ASCII no formato XYZ.

A etapa de pré-processamento desses dados teve início logo na aquisição com o controle de qualidade. Após a importação dos dados para o *software* Oasis Montaj, algumas correções foram realizadas, como por exemplo: as correções diurnas, de paralaxe, de nivelamento, de micronivelamento e remoção do IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) (LASA, 2006).

Para análise dos dados espúrios (*spikes*) nos dados magnetométricos, foi aplicada a técnica da 4ª diferença (derivadas). Nessa técnica, foram analisados os dados de cada linha com relação aos perfis de Modelo Digital de Terreno (MDT), Barométrico, Campo Magnético Anômalo (CMA) e 4ª Diferença. Em geral, os dados espúrios estão em regiões com topografias planas.

A remoção do IGRF é obtida com subtração desse com o canal do Campo Magnético Total (CMT), que resulta no Campo Magnético Anômalo (CMA).

O algoritmo de interpolação usado para o dado magnetométrico foi o Bidirecional, pois é o interpolador que melhor opera esse dado que se dispõe em linhas paralelas, porém não é indicado para dados aleatórios ou não paralelos (Reeves, 2005). Isso é confirmado quando se realiza a análise estatística entre os dados do canal CMA interpolados por Curvatura Mínima e Bidirecional. O interpolador Bidirecional mantém os valores médios

iniciais do CMA. A interpolação também foi realizada com o uso de células de 100m X 100m.

Após a interpolação dos dados, as malhas dos canais CMT e CMA apresentavam tendências direcionais norte-sul, provavelmente relacionadas ao *trend* das linhas de voo do levantamento aéreo, e ruídos de alta frequência. Para corrigi-los, foi aplicada a técnica de decorrugação ou micronivelamento nos dados (Minty, 1991).

A técnica da Decorrugação consiste na subtração do Campo Magnético Total (CMT) não micronivelado de uma “malha de erro” gerada com altas frequências (Urquhart, 1988) (Figura 4.7). Para gerar a malha de erro, devemos aplicar os filtros *Butterworth* e Cosseno direcional sobre o Campo Magnético Total (CMT). Essa técnica deve ser usada com cuidado e com os parâmetros certos, uma vez que a “malha de erro” pode conter anomalias de alta frequência (Hinze et al., 2013). Para avaliar o resultado, além da verificação visual após cada aplicação dos filtros, é necessário avaliar o relatório estatístico dos dados (valores médios) antes e após a Decorrugação. Após a Decorrugação, o IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) é subtraído do CMT decorrugado para obtenção do novo Campo Magnético Anômalo CMA.

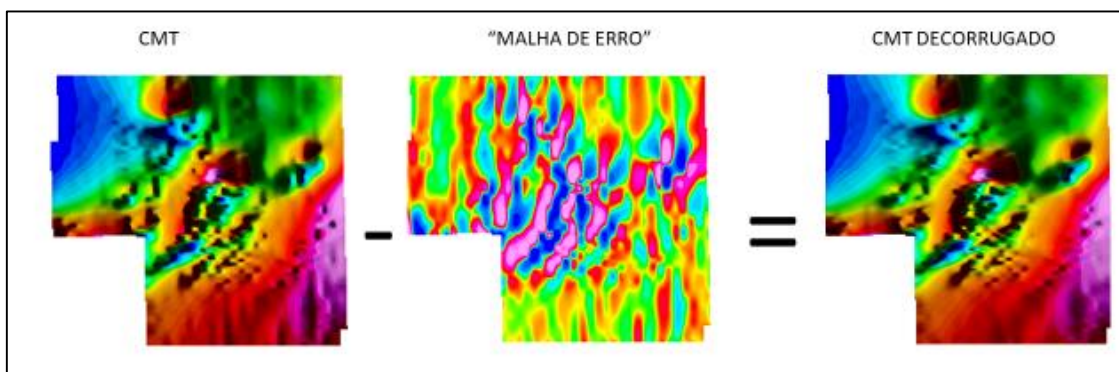


Figura 4.7 – Aplicação da técnica de Decorrugação, etapa de pré-processamento nos dados aeromagnéticos, com a subtração da “Malha de Erro” a partir do CMT (Campo Magnético Total) e o produto gerado, CMT Decorrugado.

4.2.2. Processamento

Após a correção de dados na etapa de pré-processamento, operadores matemáticos são definidos para atuarem como filtros para o realce ou atenuação da resposta geofísica. Essa etapa exige alguns cuidados, como o controle estatístico e o controle dos operadores matemáticos, para não atenuar a resposta geofísica e/ ou realçar ruídos. Os filtros

aplicados neste trabalho são decorrentes do dado magnetométrico. Para o dado gamaespectrométrico, não foi aplicada filtragem com esse objetivo, optou-se por trabalhar com os dados originais, preservando todas as assinaturas gamaespectrométricas.

Os valores das concentrações de K (%), eU (ppm) e eTh (ppm) gerados a partir do processamento de dados dos levantamentos aéreo e terrestre serão descritos por uma função linear que estabeleça correlação entre as respostas obtidas para um mesmo alvo.

4.2.2.1. Dados gamaespectrométricos terrestres

Os dados terrestres foram processados com o *software* Oasis Montaj, versão 8.3.3, Geosoft® e ArcGis, versão 10.0 com o objetivo de gerar perfis, tabelas, gráficos, imagens e mapas. Os bancos de dados foram processados pelos *softwares* estatísticos Minitab e Excel que possuem as ferramentas necessárias para a análise estatística.

4.2.2.2. Dados gamaespectrométricos aéreos

Com os canais de K (%), eTh (ppm) e eU (ppm) já corrigidos, após a interpolação dos dados, foram geradas imagens correspondentes a cada elemento, Contagem Total (cps), as razões eTh/K, eU/eTh e eU/eTh e as imagens ternárias RGB e CMY (Figuras 4.8, 4.9 e 4.10)

Para realizar a correlação entre os bancos de dados aéreo e terrestre, uma linha de voo foi escolhida e extraída para que houvesse a correlação espacial dos mesmos alvos (litologias) entre essa linha e a linha de produção obtida no levantamento terrestre realizado.

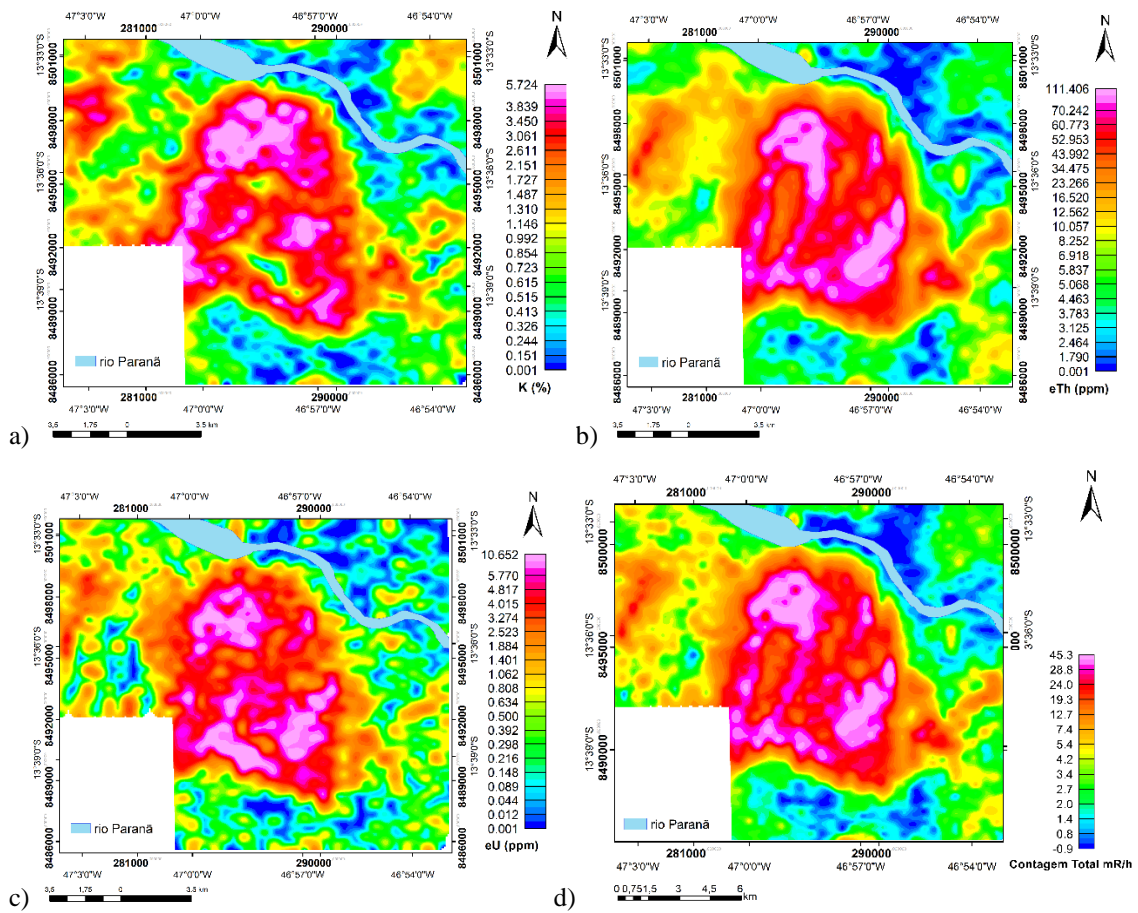


Figura 4.8 – Principais produtos aerogamaespectrométricos a) K%, b) eTh(ppm), c) eU(ppm) e d) Contagem Total (mR/h).

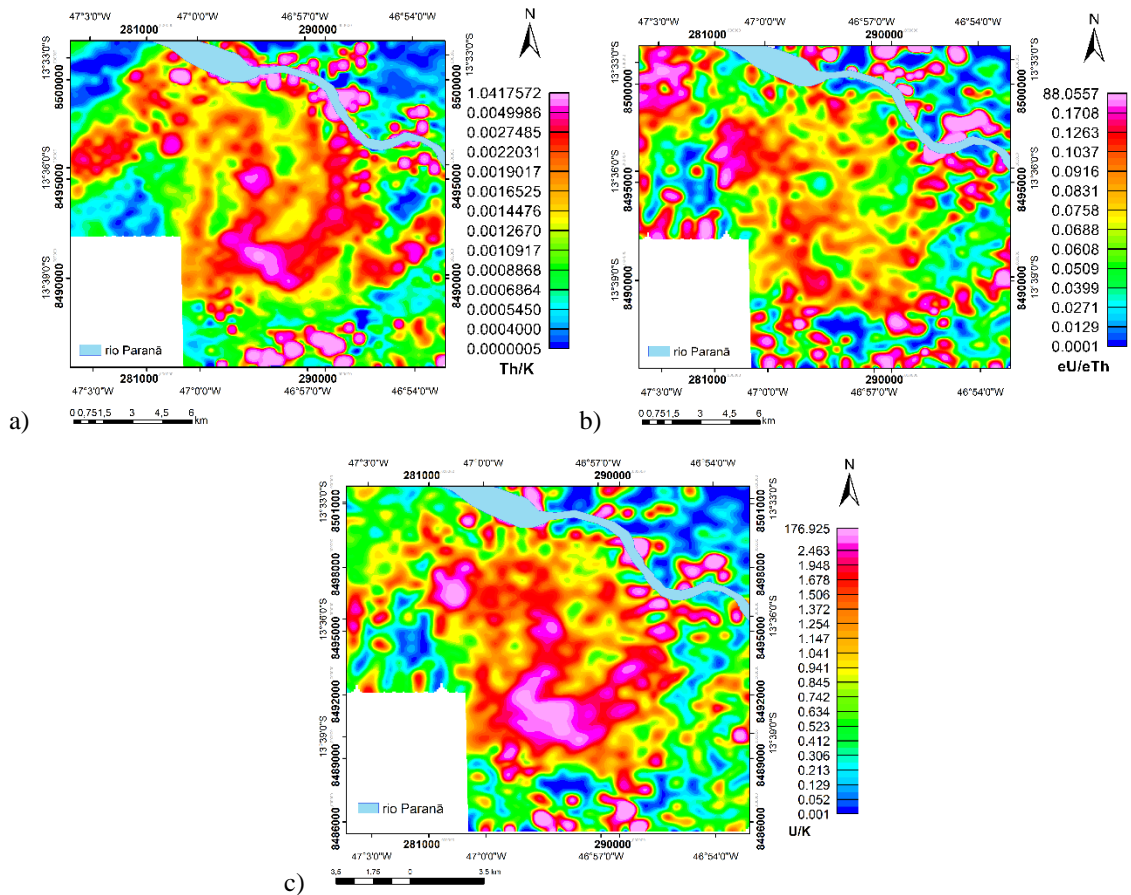


Figura 4.9 – Razões dos principais produtos aerogamaespectrométricos a) eTh/K , b) eU/eTh e c) eU/K .

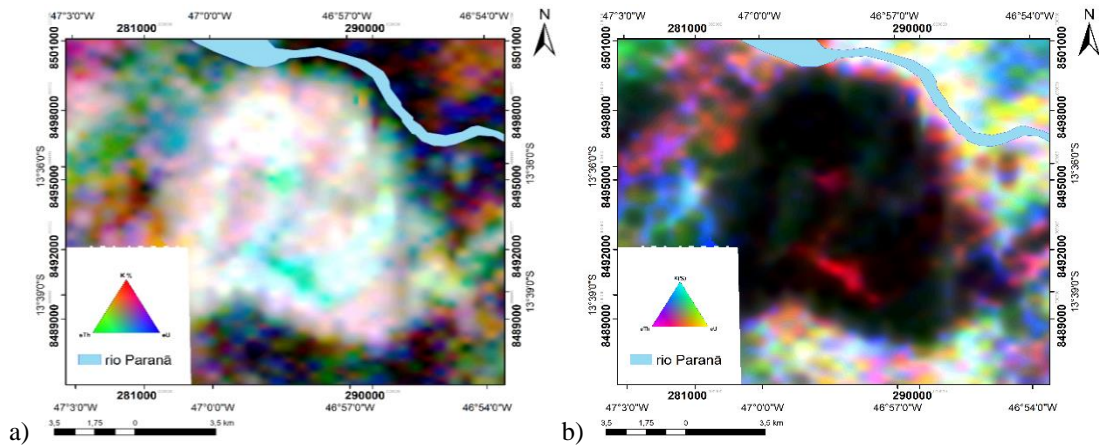


Figura 4.10 – Imagens ternárias a) RGB e b) CMY.

4.2.2.3. Dados magnetométricos aéreos

A partir do CMA corrigido, as imagens das derivadas horizontais (DY e DX) e vertical (DZ) foram obtidas, tais derivadas foram utilizadas para gerar os produtos Amplitude do Sinal Analítico (ASA), Inclinação do Sinal Analítico (ISA) e Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT).

As Derivadas – Horizontais e Vertical

As derivadas são transformações não lineares que realçam a assinatura das fontes geofísicas na superfície e as altas frequências (filtros passa-alta). As derivadas nas direções X e Y ($\partial/\partial x$ e $\partial/\partial y$) realçam informações direcionais como as bordas de estruturas, diques, falhas e contatos. A derivada vertical, na direção Z ($\partial/\partial z$), enfatiza as assinaturas nas direções X e Y e difere das derivadas horizontais, pois pode indicar a resposta do corpo por inteiro e não somente das bordas (Figura 4.11) (Milligan e Gunn 1997).

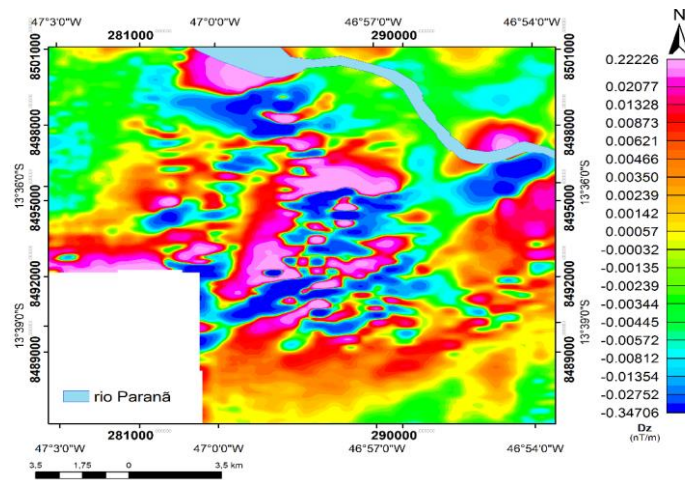


Figura 4.11 – Derivada vertical DZ.

Amplitude do Gradiente Horizontal Total

A Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT) é um produto gerado para observar a delimitação das bordas das fontes geofísicas potenciais (gravimétricas e magnetométricas) e sua magnitude é dada segundo Cordell e Grauch (1985) como:

$$AGHT = \sqrt{\left(\frac{\partial}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial}{\partial y}\right)^2} \quad \text{Eq. 4.2}$$

O AGHT é o gradiente horizontal que leva em consideração as direções X e Y relacionadas às suas derivadas para o realce das variações que ocorrem lateralmente nos dados (Blum, 1999).

Amplitude do Sinal Analítico

O produto Sinal Analítico foi descrito originalmente por (Nabighian, 1972; 1974) como uma função complexa definida pela equação:

$$a(x) = f(t) - i\varphi(t) \quad \text{Eq. 4.3}$$

O termo real da equação descrita acima é uma função $f(t)$ e está relacionado à derivada horizontal $\partial/\partial x$ e o termo imaginário $\varphi(t)$ é a transformada de Hilbert relacionada à derivada vertical $\partial/\partial z$ variando no tempo. O gradiente do sinal analítico está relacionado às duas direções descritas acima, ou seja, é um gradiente do sinal analítico em duas direções (2D). Os gradientes do sinal analítico 2D e 3D são caracterizados por essas transformadas posicionando a amplitude desses sinais nas estruturas geofísicas investigadas (Nabighian, 1984).

A Amplitude do Sinal Analítico (3D) é dada então por:

$$ASA = \sqrt{\left(\frac{\partial}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial}{\partial z}\right)^2} \quad \text{Eq. 4.4}$$

Segundo Li (2006), o ASA 3D não deve ser chamado de Amplitude do Sinal Analítico (2D) e sim de **Gradiente Total**, pois correspondente ao gradiente das três direções do sinal analítico, diferente do Gradiente Total Horizontal (AGHT). Entretanto, Roes et al. (1992) apresentam o Gradiente Total em 3D como decorrente de todos os parâmetros que envolvem a intensidade do campo total magnético. Neste trabalho, o conceito utilizado é o de **Gradiente Total** em 3D referente a Li (2006) (Figura 4.12).

A solução do **Gradiente Total** realça as bordas de corpos e complementa os resultados do Gradiente Horizontal Total (AGHT) e de Redução ao Polo (RTP) (Nabighian, 1972; Roest et al., 1992; Hsu et al., 1996; Li, 2006).

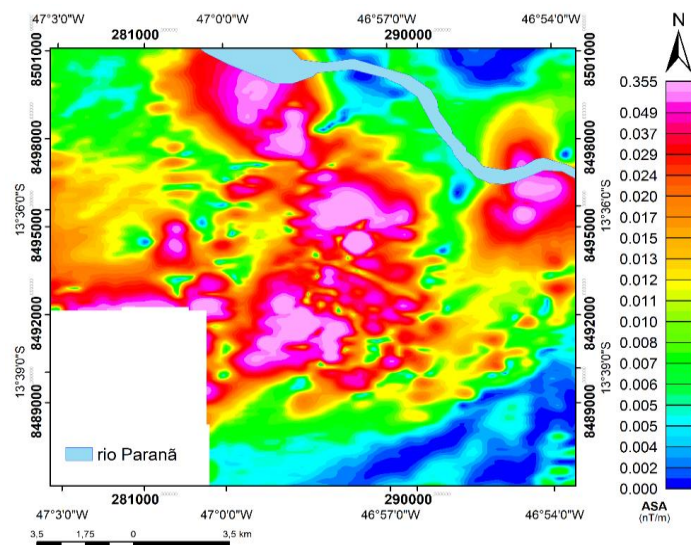


Figura 4.12 – Amplitude do Sinal Analítico (ASA).

Inclinação do Sinal Analítico

A Inclinação do Sinal Analítico (ISA) ou TILT (*Tilt Derivative TDR*), assim como o produto ASA, é mais utilizado para dados magnetométricos, porém pode ser utilizada para os gravimétricos. É a técnica que realça corpos em contato vertical tendendo ao infinito. Mostra informações de alta e baixa frequência e fornece informações para fontes mais rasas sem aniquilar as informações oriundas das fontes mais profundas. Segundo Salém et al. (2007), o TILT é um ângulo dado em radianos (ou graus) que pode assumir valores entre $\pm\pi/2$ e apresenta interpretação numérica. Os valores positivos apresentam o posicionamento sobre a fonte, os valores aproximados de zero correspondem às bordas da fonte e os valores negativos estão distantes da fonte causadora da anomalia (Ferreira et al., 2013) (Figura 4.13).

O TILT pode ser utilizado para estimar profundidades de fontes magnéticas rasas, onde o zero marca as bordas dos corpos, e para isso é recomendado que o TILT deva ser obtido com a malha reduzida ao polo (quando possível), para que haja a centralização dos corpos desde que esses não apresentem magnetização remanente (Salém et al., 2007). Porém, Ferreira et al., (2013) mostram que o TILT é menos sensível às variações em profundidades de fontes magnéticas, quando comparado a outros produtos.

Eq. 4.5

$$TILT \text{ ou } ISA = \tan^{-1} \frac{\partial z}{AGHT}$$

Lembrando que:

$$AGHT = \sqrt{\left(\frac{\partial}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial}{\partial y}\right)^2}$$

Eq. 4.2

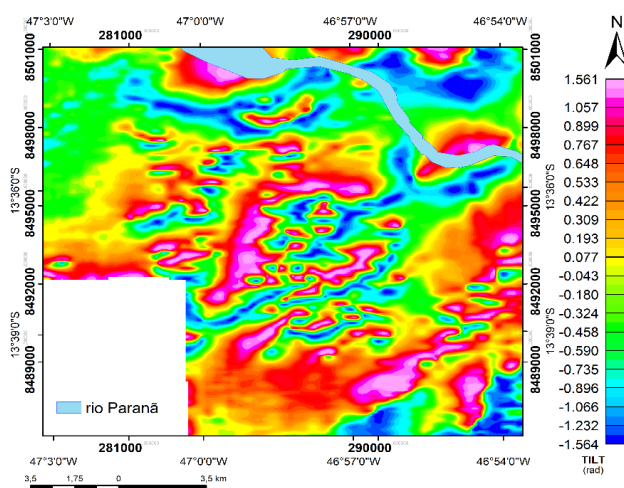


Figura 4.13 – Inclinação do Sinal Analítico (ISA) ou *TILT derivative*.

A redução ao polo

A redução ao polo recalcula a intensidade do campo magnético, como se o campo magnético induzido tivesse inclinação de $\pm 90^\circ$, com simulação de corpos posicionados nos polos magnéticos (geralmente corpos sem magnetização remanente) como se fossem referentes às anomalias monopolares. Esse produto é utilizado para centralizar as anomalias para o intérprete. Porém, essa técnica pode ser prejudicial em regiões próximas ao Equador Magnético. Isso requer a subdivisão do dado e posteriormente a sua reintegração, mas confere erros na centralização da fonte magnética geofísica (Li, 2006; Salém et al., 2007; Blum, 1999). O funcionamento coerente do filtro, requer ainda que o dado tenha boa amostragem e resolução espacial. Nesse trabalho, optou-se por não utilizar o dado magnetométrico reduzido ao polo.

Espectro de Potências

A análise espectral foi descrita matematicamente por Spector e Grant (1970) para dados aeromagnéticos e fundamentada em um modelo estatístico que considera os seguintes fatores: profundidade, largura, espessura e magnetização do corpo geofísico. É uma técnica que investiga as diferentes profundidades das fontes geofísicas com base no

espectro de potência em função ao número de onda do sinal geofísico. Neste trabalho, a análise espectral foi realizada com base no Campo Magnético Anômalo (CMA).

Na análise do Espectro de Potência, deve-se levar em consideração a frequência de Nyquist, que é definida como metade da frequência de amostragem dos dados. As respostas que assumirem um valor maior que a frequência de Nyquist tendem a apresentar falseamento (*aliasing*) e ruído. E por esse motivo é estipulada a frequência de corte de Nyquist ou número de onda de Nyquist. Com o procedimento da análise espectral também é possível estimar filtros para realçar as fontes desejadas em diferentes profundidades como proposto por Spector e Grant (1970) e Spector e Parker (1979). Essa técnica é chamada de “*Matched Filtering*”.

A interpretação geofísica está relacionada à análise da profundidade das fontes geofísicas, da esquerda para a direita, traçando retas cujas inclinações representam as profundidades das respectivas fontes como mostra a Figura 4.14. A reta de maior inclinação representa a fonte mais profunda da área de estudo. Cabe ao interprete analisar se as fontes são intracrustais e representam anomalias de maior comprimento ou fontes de menor profundidade, fontes superficiais que se encontram geralmente nas anomalias de menor comprimento de onda. Malhas que correspondem a essas fontes são geradas pelo *Matched Filter*, extensão disponibilizada pela USGS e processadas no *software Oasis Montaj*.

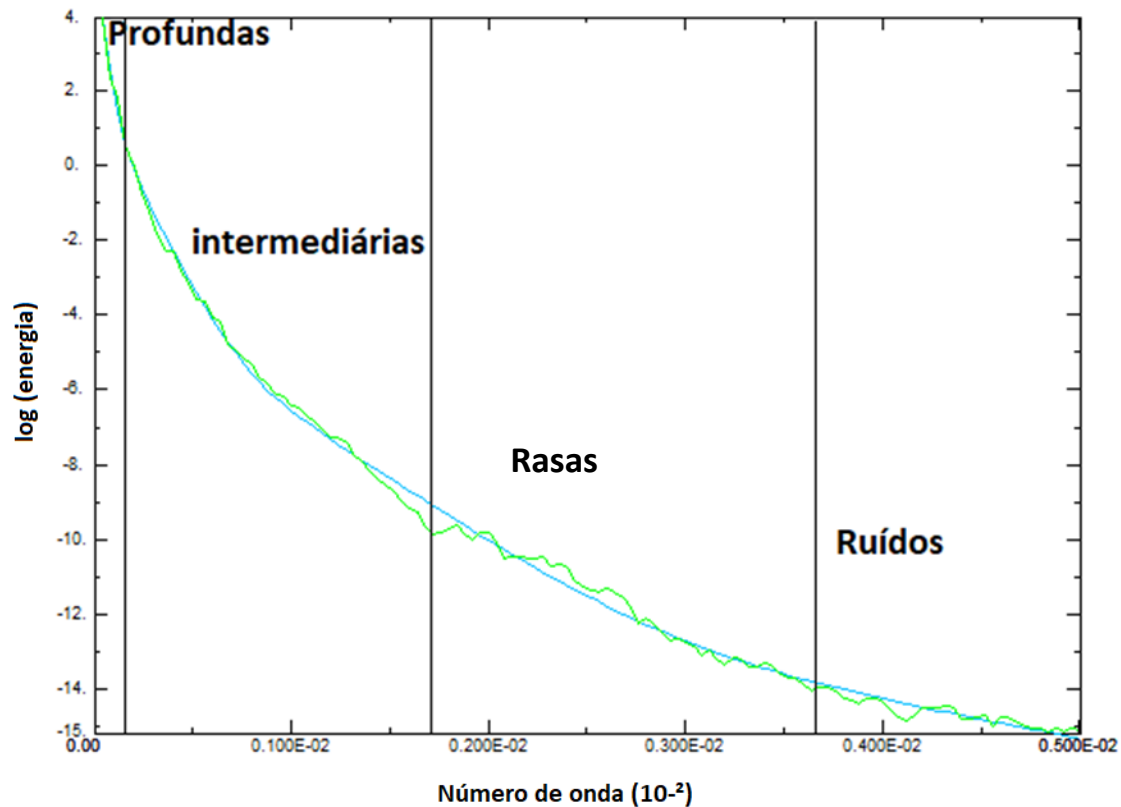


Figura 4.14 – O espectro radial de potência (cor verde) e o espectro de potência gerado pelo *Matched Filtering* (cor azul), bem como as fontes que representam cada intervalo.

Deconvolução de Euler

É outro método de estimativa de profundidade das fontes geofísicas originalmente descrito por Thompson (1982) com o “Princípio da Homogeneidade” e definido em três dimensões por Reid et al. (1990). Foi escrito posteriormente por Kearey e Brooks (2009) como:

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = \eta T \quad \text{Eq. 4.6}$$

Onde:

x_0, y_0 e z_0 = fonte em 3D;

T = valor do Campo Potencial da anomalia da fonte geofísica; e

η = valor do índice estrutural

O índice estrutural (η) varia em intervalos distintos para as feições estruturais oriundas dos dados magnéticos (0 a 3) e dos dados gravimétricos (0 a 2) (Figura 4.15).

SI	Magnetic Field	Gravity Field
0	Contact / Step	Sill / Dyke / Ribbon / Step
1	Sill / Dyke	Cylinder / Pipe
2	Cylinder / Pipe	Sphere
3	Sphere / Barrel / Ordnance	N / A

Figura 4.15- Índices estruturais para magnetometria que representam respectivamente contatos, sills e Diques, Cilindros e Pipes (tubos) e esferas. Para gravimetria respectivamente sills, diques, cilindros e pipes (tubos) e esferas (Conforme Geosoft 8.3).

Inversão de Vetor de Magnetização (IVM)

O principal objetivo da geofísica é investigar indiretamente a subsuperfície a partir das propriedades físicas inerentes a cada método geofísico. Para a magnetometria, a principal propriedade física investigada é a susceptibilidade magnética (k). A investigação em subsuperfície, em termos de susceptibilidade é suportada com o uso de modelos que representaram um problema direto ou inverso (inversão). A inversão dos dados permite a obtenção, além das informações sobre susceptibilidade, da profundidade e da forma da assinatura geofísica (Oldenburg e Li, 2005).

Os principais fundamentos teóricos a respeito da inversão de dados podem ser obtidos em Lawson e Hanson (1974) e Lines e Treitel (1984). Os conceitos relacionados as aplicações da inversão em dados geofísicos estão em Li e Oldenburg (1996; 1999; 2000; 2003).

Um exemplo com dados magnéticos sobre os dois problemas pode ser visto na Figura 4.16. A figura 4.16a mostra o problema direto onde dados observados recebidos por fontes geofísicas contribuem para o cálculo de dados sintéticos. O objetivo principal do problema inverso é a recuperação do dado observado pela fonte a partir de um dado sintético (Figura 4.16b).

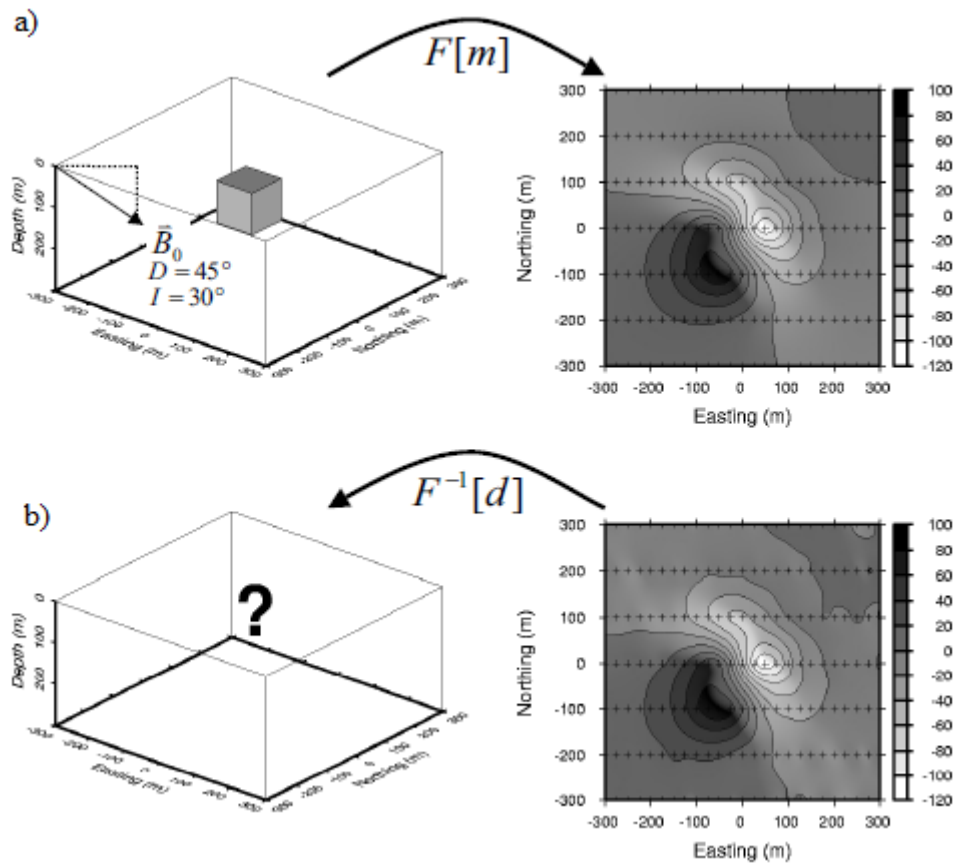


Figura 4.16- Exemplo: a) Problema direto: Campo magnético terrestre como fonte, um modelo de distribuição 3D da suscetibilidade magnética e os dados são a anomalia do campo total; b) Problema inverso (Conforme Oldenburg e Li, 2005).

A Inversão do Vetor de Magnetização (IVM) é uma técnica de inversão geofísica (Barbosa e Pereira, 2013; Aisengart, 2013). Os vetores de magnetização ou dipolos são alinhados de acordo com o campo magnético terrestre, onde na ausência do campo, esses vetores se orientam de forma aleatória. Entretanto, mesmo com a presença de campo magnético terrestre, tais vetores podem estar aleatórios devido às características de indução, remanência, anisotropia, desmagnetização, entre outras (Telford et al., 1990). A técnica de IVM foi elaborada para levar essas características em consideração e criar modelos 3D que correspondam as fontes magnéticas em subsuperfície (Barbosa e Pereira, 2013; Aisengart, 2013).

Segundo Telford et al. (1990), deve-se considerar que as propriedades físicas (magnéticas) terrestres podem ser representadas pelo volume de magnetização $M(r)$. Portanto, o campo magnético terrestre (B) associado a esse volume (V) em um ponto (r,j) que contém magnetização $M(r)$ pode ser descrito pela Equação 4.7 :

$$B(r_j) = \nabla \int_V M(r) \cdot \nabla \frac{1}{|r - r_j|} dr^3 \quad \text{Eq. 4.7}$$

De forma simplificada, o problema inverso do vetor de magnetização é definido resolvendo m dado **B** sujeito a uma condição de regularização apropriada (Zhdanov, 2002), portanto:

$$B = GM(r) \quad \text{Eq. 4.8}$$

No problema direto calcula-se B a partir da magnetização M(r), no problema inverso define-se a magnetização M(r) a partir do campo B (Zhdanov, 2002).

A partir do Campo Magnético Anômalo, o IVM gera três principais vetores que devem ser analisados e relacionados à susceptibilidade magnética (k), a amplitude do vetor de magnetização, vetor projetado e vetor perpendicular. O vetor da amplitude de magnetização está diretamente relacionado a susceptibilidade e é independente das características inerentes ao campo magnético terrestre, diferente dos vetores projetado e perpendicular que tendem a se alinhar ao campo magnético terrestre (Ellis et al., 2012).

Modelagem Direta no GM-SYS

A modelagem direta pode ser obtida por meio de modelos hipotéticos do terreno, com o ajuste iterativo da geometria das assinaturas geofísicas para remover discrepâncias entre as medidas de susceptibilidade observadas e calculadas.

Com os dados obtidos de susceptibilidade magnética de litologias da área de estudo, com o uso do Susceptibilímetro KT-10 (TERRAPLUS), e da susceptibilidade aparente a partir de funções do *software* Oasis Montaj, foi possível elaborar um modelo em um perfil escolhido no Maciço Pedra Branca. O perfil escolhido está relacionado as respostas das assinaturas magnéticas correspondentes às rochas encaixantes e de regiões mineralizadas (Faixa Placha) que mostram a maior susceptibilidade do Maciço.

O sistema de modelagem em perfil no GM-SYS (*Oasis Montaj* - Geosoft) permite que se crie um modelo geológico e avalie sua precisão a partir da comparação da resposta magnética do modelo às medidas observadas.

Foi utilizada a extensão *Depth to basement (pdepth)* para gerar soluções estendidas de Euler, que são dados de entrada gerados a partir do Campo Magnético Anômalo (CMA) e relacionados a profundidade das fontes magnéticas provenientes do

embasamento. Mushayandebvu et al. (1999; 2001) definem em termos matemáticos as soluções estendidas de Euler.

Os dados de susceptibilidade magnética foram obtidos com o susceptibilímetro portátil da TERRAPLUS, KT-10 v2 e correspondem as amostras obtidas nas campanhas de campo (Figura 4.17 e Tabela 4.5).

Para os parâmetros estruturais requeridos (ver Capítulo 03 e Mushayandebvu et al., 2001), é possível gerar as soluções estendidas de Euler a partir do CMA. Essas se combinam ao modelo de assinaturas magnéticas calculado e gerado pelo GM-SYS, onde são obtidas estruturas 2D em profundidade, como contatos ou diques “estritos”, bem como informações sobre o mergulho. As estruturas são apresentadas em símbolos e em conjunto com a análise do modelo proposto (dados calculados) e insere-se os dados de susceptibilidade (dados observados) e é gerado um modelo em subsuperfície para o perfil em questão. Exemplo pode ser visto na Figura 4.18.

Tabela 4.5 – Medidas de susceptibilidade magnética e as respectivas amostras coletadas em campo.

Amostra	Média x10-³SI	Desvio Padrão	X (UTM)	Y (UTM)	Fácies
ACL209	0,0456	0,029675579	288300	8497434	pb1b
ACL206	0,487	-	290526	8493350	pb1b
ACL202	0,1512	0,033718837	290524	8493184	pb1c
ACL1108	0,013	0,0113842	290487	8496175	pb1b
ACL222	0,1952	0,019711925	288411	8496066	dique pb1b
ACL147B	0,0012	0,00116619	290626	8489250	pb2d rolado
ACL166	0,012	0,00303315	290601	8491714	pb1c dique
ACL1120	0,1304	0,011288933	290479	8495627	pb1c
ACL212	0,2676	0,009414882	288314	8497297	dique pb1b
ACZB2-20B	0,0072	0,004069398	285018	8494681	greisen verde
PB108 - Faixa Placha magnetitas	29,45714	3,019866195	285429	8492008	greisen preto faixa placha
AC21ZB - Greisen verde	0,016375	0,00402919	284355	8494465	greisen verde
ACPTOA20- Greisen preto	0,174	0,023843238	284643	8491408	greisen preto



Figura 4.17- a) Amostra do greisen “preto” da Faixa Placha com magnetitas. b) Susceptibilímetro KT-10.

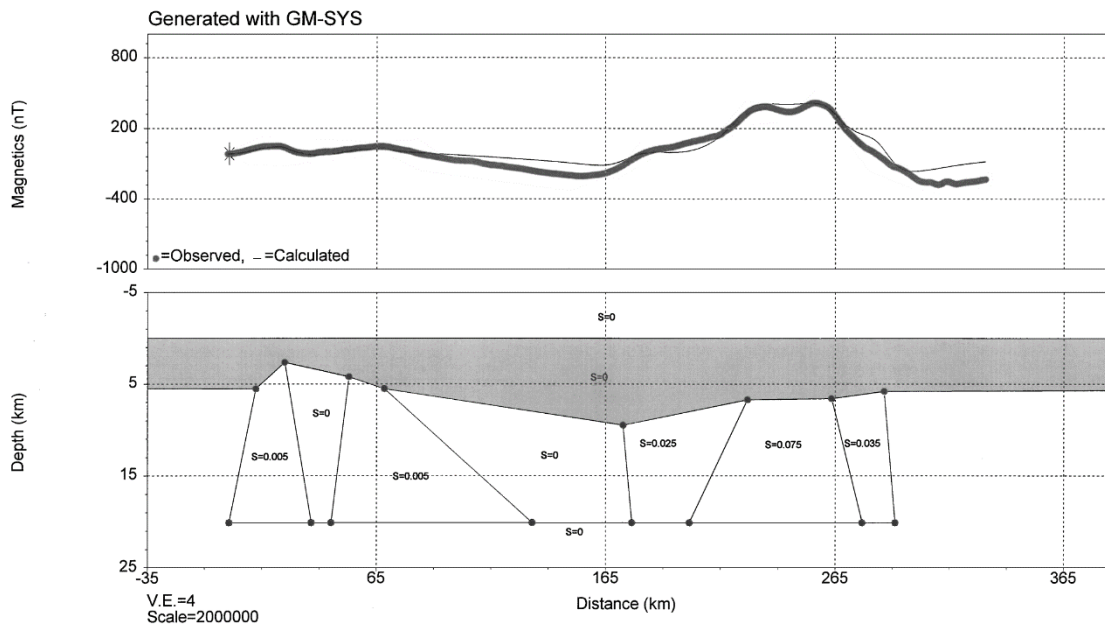


Figura 4.18 - Modelagem avançada usando soluções de Deconvolução Euler estendidas a partir de um perfil magnético em toda a Teisseyre-Tornquist zona, Polônia, *software Northwestern Geophysical Associates Modeling, GM-SYS* (Conforme Mushayandevu et al., 2001).

4.2.3. Integração dos dados gamaespectrométricos terrestres e aéreos

A integração entre os bancos de dados da linha de produção e da linha de voo foi obtida por meio de funções estatísticas lineares que apresentaram correlações entre os dados. Todas as etapas de processamento para esta metodologia foram fundamentadas na disciplina de Análise de Dados de Muitas Variáveis.

As etapas para este processo de integração incluem: i) integração dos dados terrestres e aéreos; ii) a análise estatística descritiva das variáveis; iii) classificação não supervisionada das variáveis e iv) análise de regressão a partir de diagramas de correlação entre as variáveis correspondentes aos elementos das linhas de produção e de voo que constituem os mesmos grupos e litologias, bem como as equações lineares oriundas das regressões lineares;

As principais técnicas estatísticas utilizadas neste projeto foram fundamentadas principalmente na bibliografia apresentada por Saunders et al. (1993); Pires (1995); Ferreira et al. (2001); Fornazzari Neto et al. (2001); Davis (2002); Landim (2003); Showengerdt (2006); Minty et al. (2009); Wilford et al. (2011); Godoy et al. (2011); Weihermann et al. (2016) e Martins-Ferreira et al. (2017).

i) A integração entre os dados terrestres e aéreos

A integração entre os bancos de dados foi realizada no *software* Oasis Montaj. Com o intuito de obter uma correlação relevante entre os dados gamaespectrométricos, os dados terrestres e aéreos foram dispostos com mesma amostragem (80m) e mesma localização espacial (coordenadas), em um total de 91 estações para os dois tipos aquisição. Após o banco de dados integrado, os dados foram exportados em formato ASCII para aplicação das etapas seguintes de processamento nos softwares Minitab e Excel.

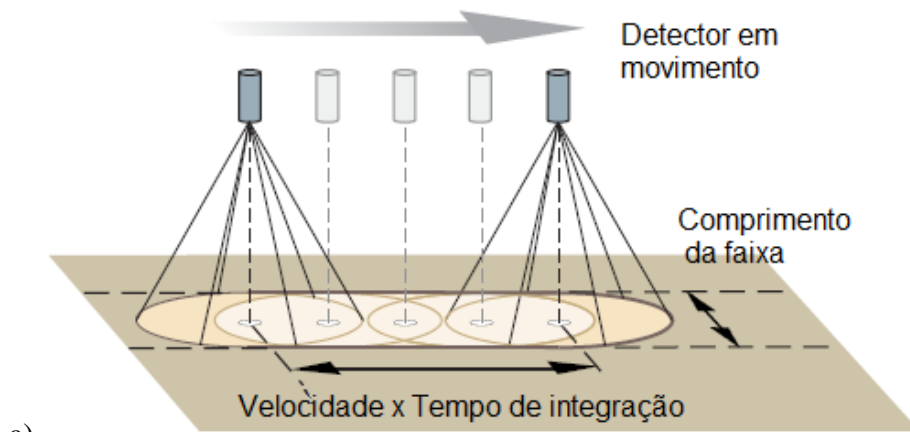
Uma das principais causas entre as diferenças das assinaturas gamaespectrométricas adquiridas aquisições aéreas e terrestres é referente a características da geometria de aquisição dos dados. O dado terrestre é pontual e mostra assinatura diretamente associada com a composição das rochas localizadas na estação amostrada e suas proximidades. O dado aéreo apresenta comportamento distinto, pois traduz uma assinatura gamaespectrométrica atenuada que decorre da contribuição de

diversas fontes regionais presentes na área, além da rocha fonte presente na estação amostrada.

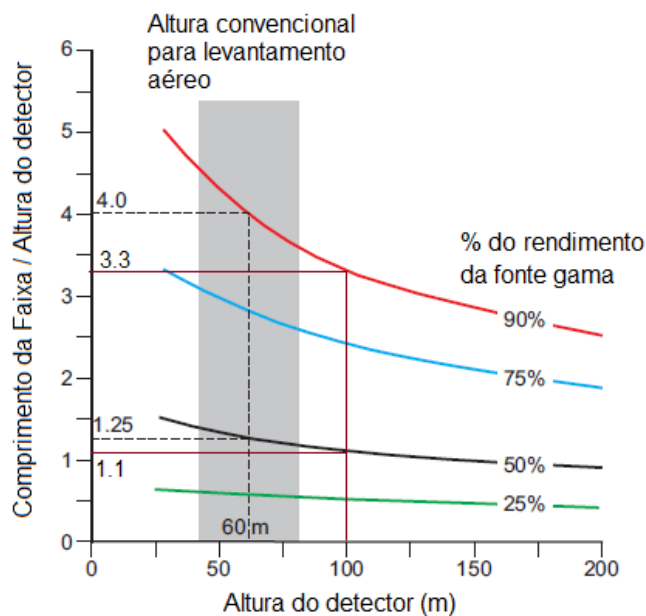
Segundo Pitkin e Duval (1980) e Dentith e Mudge (2014), o campo de visão do detector aéreo está relacionado com uma faixa de investigação composta de áreas de círculos, cujo centro se encontra abaixo do detector. O comprimento da faixa na direção da linha de voo depende do tempo de integração e da velocidade do detector adicionado dos semicírculos relacionados as extremidades da faixa (Figura 4.19a). A área abaixo do detector é a de maior cobertura das fontes gamaespectrométricas presentes na região, porém existe a sobreposição das áreas dos círculos amostrados de acordo com o movimento do detector ao longo da linha de voo. A altura do detector também é um fator importante a se considerar na área amostrada por uma aquisição aérea.

A Figura 4.19b mostra a porcentagem da contribuição das fontes gamaespectrométricas presentes na área amostrada com relação à altura de voo e o comprimento da faixa de investigação da linha de voo. Para uma aquisição aérea com 200m de espaçamento entre as linhas de voo e altura de voo convencional de 60m, tem-se que 50% da radiação presente está relacionada a $1,25 \times 60\text{m} = 75\text{m}$ do comprimento da faixa investigação. Portanto, considerando a largura da faixa como 70m, tem-se uma área amostrada de 5250m^2 ($70 \times 75\text{m}$). O comprimento da faixa de investigação na região do gráfico de 90% da radiação é dado por 4x a altura de voo ($4 \times 60\text{m} = 240\text{m}$) ou seja, nessa região, a cobertura é de 16800m^2 ($70 \times 240\text{m}$) (Dentith e Mudge, 2014). Neste projeto, a altura do detector é de 100m, portanto, na figura 4.19b, a linha de cor vinho, mostra uma estimativa da área de cobertura para a região dos 50% de 7700m^2 e para a região dos 90% de aproximadamente 23100m^2 .

Outros fatores que contribuem nessas diferenças são os gamaespectrômetros utilizados nas aquisições, as ações do intemperismo, umidade, clima e o relevo da área (Grasty, 1976; Wilford et al., 1997, 2011; Pitkin e Duval (1980); Dentith e Mudge (2014)).



a)



b)

Figura 4.19 - a) Campo de visão de um detector gamaespectrométrico móvel. b) A relação entre o comprimento da faixa de investigação (expressa como múltiplo da altura do detector) e altura de um detector em movimento para as porcentagens que representam o rendimento da radiação gama (Adaptado e conforme de Dentith e Mudge, 2014).

ii) A análise estatística descritiva das variáveis

Com o banco de dados final, é possível realizar a análise descritiva dos dados. As análises estão fundamentadas nas variáveis estatísticas médias, desvios padrões, variâncias e coeficientes de variação, histogramas, gráficos de barras, diagramas de dispersão e tabelas. Para analisar as relações estatísticas entre os pares das variáveis gamaespectrométricas terrestres e aéreas, foram geradas tabelas de covariância e correlação. Essa etapa foi realizada no Minitab, como “reconhecimento” dos dados e suas possíveis relações estatísticas.

iii) A classificação não supervisionada das variáveis

Para a correlação linear dos dados, foram utilizadas apenas duas variáveis (variável gamaespectrométrica terrestre e variável gamaespectrométrica aérea). Entretanto, foram consideradas informações oriundas das etapas anteriores e da geologia local, com a inclusão da variável litologia.

A etapa anterior, análise descritiva dos dados, mostra que para atribuir uma equação linear que represente as variáveis terrestres e aéreas para os dados gamaespectrométricos, é necessário atenuar os efeitos causados pelas variações litológicas nos dados. Portanto, as etapas metodológicas seguintes estão fundamentadas nas diferentes litologias que constituem a porção da área de estudo coberta pelas linhas de produção e voo.

A técnica escolhida para selecionar os dados a partir da resposta litológicas foi a Classificação não Supervisionada que foi processada no *software* Minitab e a postagem espacial da classificação foi gerada no ArcGis, versão 10.0. Essa técnica foi escolhida com o intuito de avaliar as assinaturas gamaespectrométricas correspondentes a cada litologia de forma quantitativa e estatística, uma vez que no mapa geológico ainda existam contribuições a serem feitas e informações refinadas.

A metodologia de classificação foi aplicada para os dados terrestres e posteriormente para os dados aéreos. O principal objetivo da classificação é atribuir que as classes geradas a partir dos dados terrestres e aéreos apresentem correspondência entre si e estejam associadas às mesmas litologias. Para essas classes correlacionáveis, serão gerados diagramas de correlação entre as variáveis e definidas funções lineares que as descrevam (Etapa iv). Abaixo segue um exemplo resultante do procedimento de classificação não supervisionada dos dados.

O procedimento inicial para a classificação é avaliar o número de classes em função do número de litologias encontradas/conhecidas na área de estudo. Essa estimativa deverá ser maior que o número de litologias, o que atribui possíveis variações litológicas ou composicionais que possam ser associadas às assinaturas gamaespectrométricas. A significância das classes será avaliada com base no número de amostras dispostas em cada classe.

Na área de estudo, afloram 07 fácies do Maciço Pedra Branca. Portanto, para uma primeira etapa foi aplicada a técnica de Análise de Grupos e estabelecidas 08 classes, em

função das concentrações das variáveis gamaespectrométricas correspondentes à variável litologia.

Como o objetivo principal é realizar a correlação entre as variáveis e descreve-la com base em uma função matemática, foram realizadas classificações correspondentes aos dados gamaespectrométricos terrestres (K, eTh e eU) e aéreos (K, eTh e eU). A classificação não supervisionada, incluiu cada elemento e as suas razões. Por exemplo, para a classificação do potássio terrestre (Kt) foram utilizadas as variáveis Kt, eUt/Kt e eTht/Kt (Tabelas 4.6 e 4.7).

Como a classificação com 08 classes obteve amostras não significativas na Classe 07, deve-se realizar nova classificação. A classificação escolhida para as variáveis de potássio e urânio (terrestre e aérea) foi com 06 classes (Tabela 4.8). Para os dados de tório foram escolhidas 07 classes.

Tabela 4.6 – Classificação não supervisionada com 08 classes para os dados de potássio terrestre e razões eU/K e eTh/K. Em cor vermelha a classe 07 com apenas duas observações.

Número de Classes: 8	Observações	Somas dos quadrados dos Classes	Média das distâncias entre os centroides	Máxima distância do centroide
Classe 1	5	0,374	0,250	0,385
Classe 2	8	0,294	0,134	0,261
Classe 3	12	0,159	0,103	0,307
Classe 4	29	1,355	0,184	0,424
Classe 5	21	3,107	0,322	1,039
Classe 6	9	0,357	0,159	0,350
Classe 7	2	2,278	1,067	1,067
Classe 8	5	28,220	2,113	3,464

Tabela 4.7– Distância entre os centroides para a classificação não supervisionada com 08 classes para os dados de potássio terrestre e razões eU/K e eTh/K .

	Classe 1	Classe 2	Classe 3	Classe 4	Classe 5	Classe 6
Classe 1	0,000	7672,529	16322,455	32426,430	41488,351	23652,779
Classe 2	7672,529	0,000	8649,925	24753,901	33815,822	15980,249
Classe 3	16322,45	8649,925	0,000	16103,975	25165,896	7330,324
Classe 4	32426,43	24753,901	16103,975	0,000	9061,920	8773,651
Classe 5	41488,351	33815,822	25165,896	9061,920	0,000	17835,572
Classe 6	23652,779	15980,249	7330,324	8773,651	17835,572	0,000
Classe 7	69675,578	62003,049	53353,123	37249,147	28187,227	46022,799
Classe 8	130618,004	122945,474	114295,549	98191,573	89129,652	106965,224
	Classe 7	Classe 8				
Classe 1	69675,578	130618,004				
Classe 2	62003,049	122945,474				
Classe 3	53353,123	114295,549				
Classe 4	37249,147	98191,573				
Classe 5	28187,227	89129,652				
Classe 6	46022,799	106965,224				
Classe 7	0,000	60942,425				
Classe 8	60942,425	0,000				

Tabela 4.8 – Classificação não supervisionada com 06 classes para os dados de potássio terrestre e razões eU/K e eTh/K .

Número de Classes: 6	Observações	Somas dos quadrados dos Classes	Média das distâncias entre os centroides	Máxima distância do centroide
Classe 1	5	0,374	0,250	0,385
Classe 2	12	0,294	0,134	0,261
Classe 3	17	2,793	0,366	0,663
Classe 4	12	13,348	0,737	3,135
Classe 5	5	28,220	2,113	3,464
Classe 6	40	4,340	0,281	0,592

Neste trabalho, com intuito de integrar as variáveis correspondentes, como por exemplo, (K_T e K_A), após a classificação não supervisionada foi realizada nova análise chamada de agrupamento. O dado de referência para o agrupamento de classes é o dado do tório terrestre, pois sua assinatura retrata melhor as fontes gamaespectrométricas locais/pontuais da área de estudo. Portanto, a análise e separação das classes em 10 grupos foi realizada primeiro com os dados do tório terrestre, na parte norte da linha onde existe menos variação litológica, e posteriormente na parte sul.

É importante lembrar que o tório terrestre é o mais estável ou de mais baixa solubilidade no sistema rocha, conferindo-lhe correlação direta com a geoquímica. Potássio e urânio estão relacionados as possíveis variações litológicas pois apresentam mais alta solubilidade no sistema (Wilford et al., 1997).

Outro fator que foi considerado na separação de grupos foi a litologia, foram utilizadas anotações de campo, descrições petrográficas e análises geoquímicas de rochas, disponibilizadas pelo Prof. Nilson F. Botelho. Outros parâmetros considerados para o agrupamento foram: relevo, drenagem, declividade e processos hidrotermais (Shives et al., 2001).

As análises geoquímicas também foram utilizadas para uma nova classificação supervisionada dos dados gamaespectrométricos, porém devido ao restrito número de amostras, não foi possível classificar os dados em função das litologias, o que tornou a classificação dúbia e tendenciosa. Portanto, a análise de grupos por classificação não supervisionada foi escolhida com base nas assinaturas gamaespectrométricas e litológicas.

iv) A Análise de regressão

Essa etapa consiste na produção de diagramas de correlação entre as variáveis correspondentes aos elementos das linhas de produção e de voo que constituem os mesmos grupos e litologias, bem como as equações lineares oriundas das regressões lineares.

Foram definidos 10 grupos que representam as assinaturas gamaespectrométricas com relação as litologias da área de estudo. Dentre os grupos, foram gerados os diagramas que mostram a correlação linear entre os dados terrestres e aéreos, os coeficientes de correlação, bem como a regressão linear que corresponde a uma equação que apresenta a relação entre os dados. A significância dos coeficientes de correlação obtidos foi avaliada com base nos p-values com o uso de testes de hipóteses. Toda operação foi gerada nos *softwares* Excel e Minitab.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1. CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA AÉREA

A caracterização geofísica do Maciço Pedra Branca é fundamentada a partir dos produtos gamaespectrométricos e magnetométricos. No Maciço, estão presentes as regiões mineralizadas em estanho denominadas: Zona da Bacia e Faixa Placha.

5.1.1. Interpretação Gamaespectrométrica

O comportamento gamaespectrométrico do Maciço Pedra Branca é representado pelas concentrações dos elementos K, eTh e eU (Figura 5.1). O dado aéreo mostra pequena variação entre as assinaturas gamaespectrométricas no granito, principalmente elevadas concentrações dos elementos (K, eTh e eU).

As concentrações de potássio apresentadas pelo dado aéreo na área de estudo podem variar de 0,001% a 5,724% (Figura 5.1b). Segundo Dickson e Scott (1997), as concentrações de $K > 5\%$ são consideradas anômalas, uma vez que a faixa de concentrações esperadas para um granito *sensu stricto* é de 0,3% a 4,5%. No granito, observam-se superfícies de aplainamento, com orientação aproximada NWSE (centro sul da área) e forma circular (centro norte), que apresentam um *range* de concentrações intermediárias (0,326% a 0,515%). As baixas concentrações de potássio (0,001% a 0,244%) estão localizadas ao norte, nordeste e ao sul dos limites do Maciço, em elevações entre 400m a 600m, e associadas com as rochas (tonalitos da Suíte Aurumina ao norte, vulcânicas ácidas do Grupo Araí ao nordeste e Quartzo Diorito Nova Roma ao sul) (Figura 5.1a; g). Essas baixas concentrações ao norte do granito estão relacionadas ao rio Paranã, fato que atenua as fontes de radiação na área.

O tório no Maciço Pedra Branca mostra assinaturas em regiões bem delimitadas, com elevadas e anômalas concentrações (60,77ppm a 111,406ppm). Por exemplo, a feição de formato elipsoidal apresentada que caracteriza as bordas da Zona da Bacia (Figura 5.1c). Nas bordas sudeste e sul da intrusão, ocorrem áreas com elevadas concentrações de tório, que apresentam alta declividade e alta elevação. A Zona da Bacia e as bordas do Maciço também são realçadas nos produtos do MDT (Modelo Digital de Terreno) com o SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) (Figura 5.1a), devido ao elevado grau de intemperismo/alteração e a não mobilidade química do tório (Wilford et al., 1997).

As assinaturas de urânio com concentrações elevadas e anômalas (4,817ppm a 10,652ppm) estão associadas com as regiões de altas concentrações de tório. Áreas como as bordas da Zona da Bacia e o Maciço são as mais realçadas (Figura 5.1d). Os valores apresentados por essas assinaturas são considerados anômalos segundo Botelho (1992).

As imagens ternárias de composição (RGB) e (CMY) correspondem às concentrações de K, eTh e eU , respectivamente (Figuras 5.1 e; f). As imagens não discriminam as variações litológicas no granito, devido a assinatura regional do dado aéreo que resulta também da atenuação promovida pelas rochas próximas e encaixantes do granito. As áreas que apresentam a cor branca no RGB (preto no CMY) mostram o granito como uma intrusão com assinatura gamaespectrométrica homogênea e de elevadas concentrações de K, eTh e eU . Observa-se algumas assinaturas em cor verde no RGB (vermelho no CMY) que estão associadas aos elevados valores de tório, com localização nas superfícies de aplainamento e/ou com elevada alteração (Figuras 5.1 e; f).

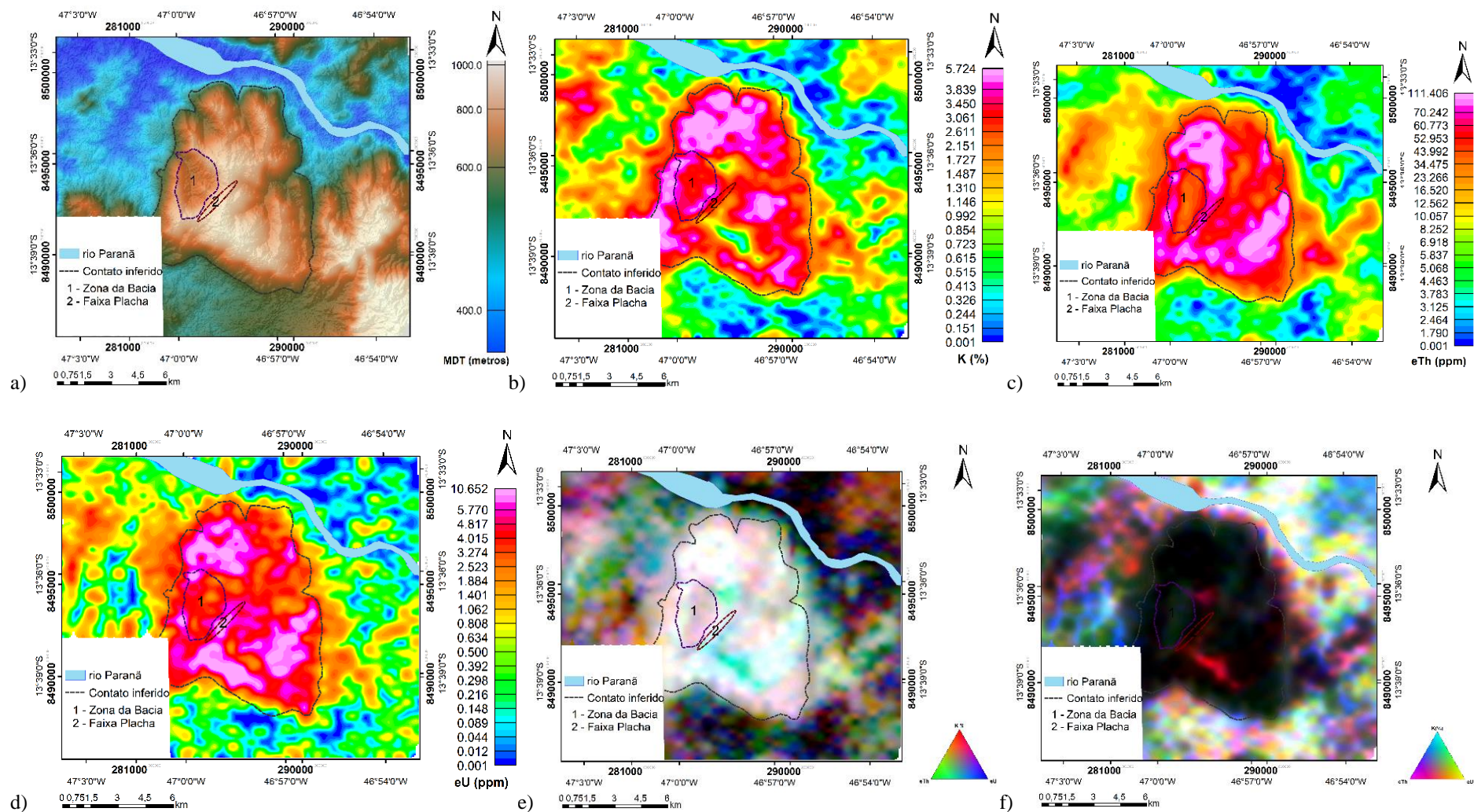


Figura 5.1 – Principais produtos aerogamaespectrométricos do Maciço Pedra Branca. a) MDT e SRTM; b) K (%); c) eTh (ppm); d) eU (ppm); e) RGB; f) CMY e g) Mapa geológico do Maciço Pedra Branca (Modificado de Botelho, 1992).

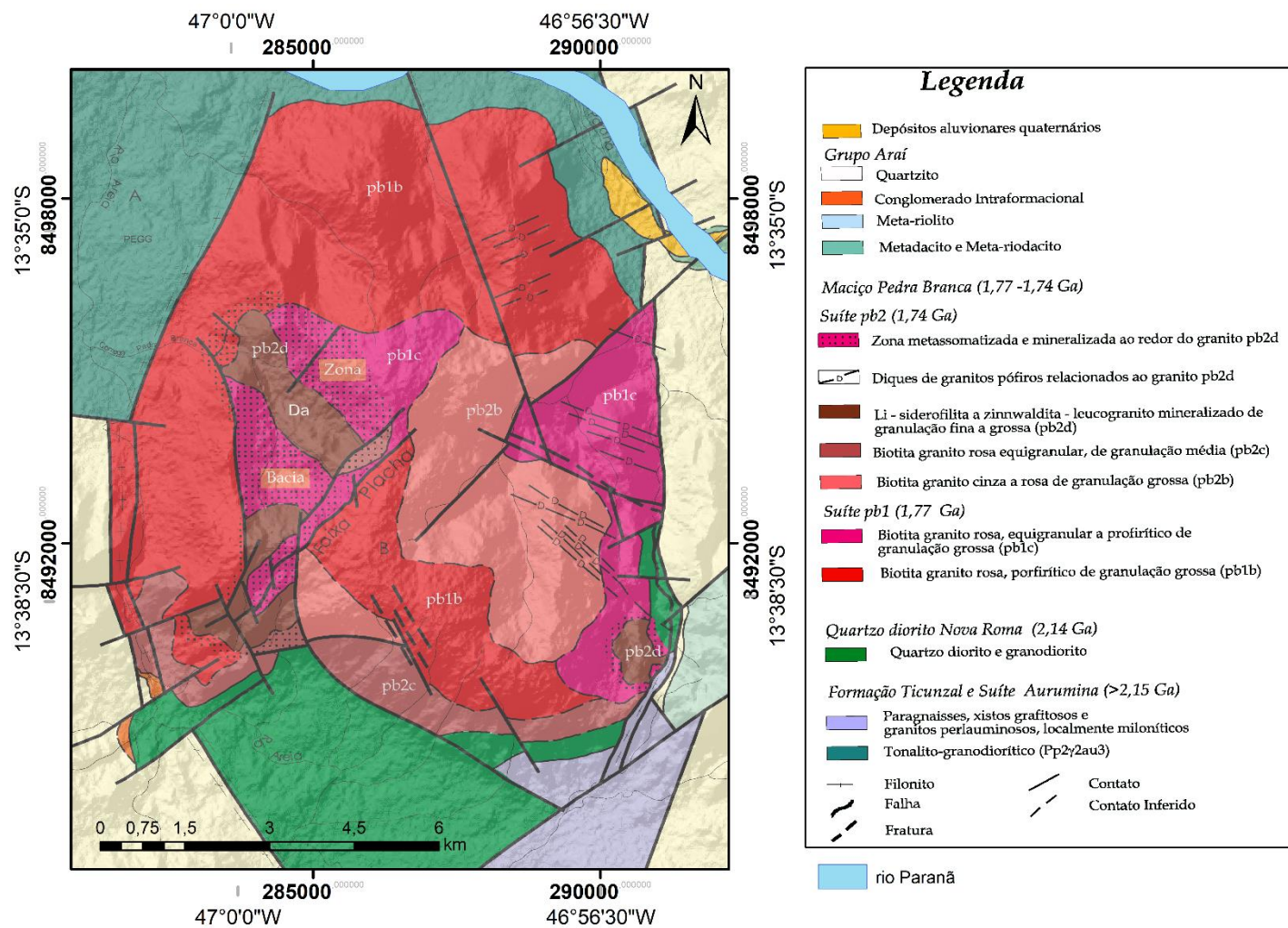


Figura 5.1 – Principais produtos aerogamaespectrométricos do Maciço Pedra Branca. a) MDT e SRTM; b) K (%); c) eTh (ppm); d) eU (ppm); e) RGB; f) CMY e g) Mapa geológico do Maciço Pedra Branca (Modificado de Botelho, 1992).

5.1.2. Interpretação Magnetométrica

As assinaturas magnetométricas presentes no Maciço Pedra Branca foram interpretadas a partir dos produtos de Campo Magnético Anômalo (CMA), Amplitude Sinal Analítico 3D (ASA) e Inclinação do Sinal Analítico (ISA) ou *TILT derivative*.

O CMA mostra duas principais assinaturas dipolares para o Maciço, localizadas na porção central e, fora do granito ao norte, outras duas assinaturas (Figura 5.2b). No Maciço, as anomalias dipolares compreendem intensidades de -88,12nT a 32,55nT.

A assinatura do ASA mostra grande parte do Maciço constituído por fontes magnéticas de intensidade de 0,013nT/m a 0,355nT/m (Figura 5.2c). Regiões com formas aproximadamente circulares de alta intensidade, localizadas na porção centro leste da intrusão, correspondem às anomalias dipolares observadas no CMA. As assinaturas magnéticas mais baixas (0,002nT/m a 0,005nT/m) estão associadas às rochas encaixantes que correspondem ao Quartzo Diorito Nova Roma, ao sudeste da área (Figura 5.2e).

A Inclinação do Sinal Analítico (ISA) mostra assinaturas de altos valores (0,767rad a 1,561rad) que indicam o centro das fontes magnéticas no Maciço (Figura 5.2d). No centro do maciço, estão quatro lineamentos magnéticos, direções N-S e E-W, que parecem estar conectados e constituem um ângulo reto caracterizando a principal feição magnetométrica do maciço. Apesar de aparentar pertencer à Zona da Bacia, segundo os estudos apresentados por Botelho 1992, essa feição magnética corresponde em superfície à Faixa Placha. (Fig. 5.2d).

O Maciço apresenta lineamentos extensos (3km) com orientação preferencial NE-SW e pequenos lineamentos (700m), com direção E-W (Figura 5.2d). Serafim (2017), utiliza dados aeromagnetométricos para ressaltar feições magnéticas (lineamentos e faixas), de direção preferencial NE-SW, com formato sigmoidal e cinemática dextral, que podem estar relacionados em maior escala com os lineamentos NE-SW extensos delimitados neste trabalho.

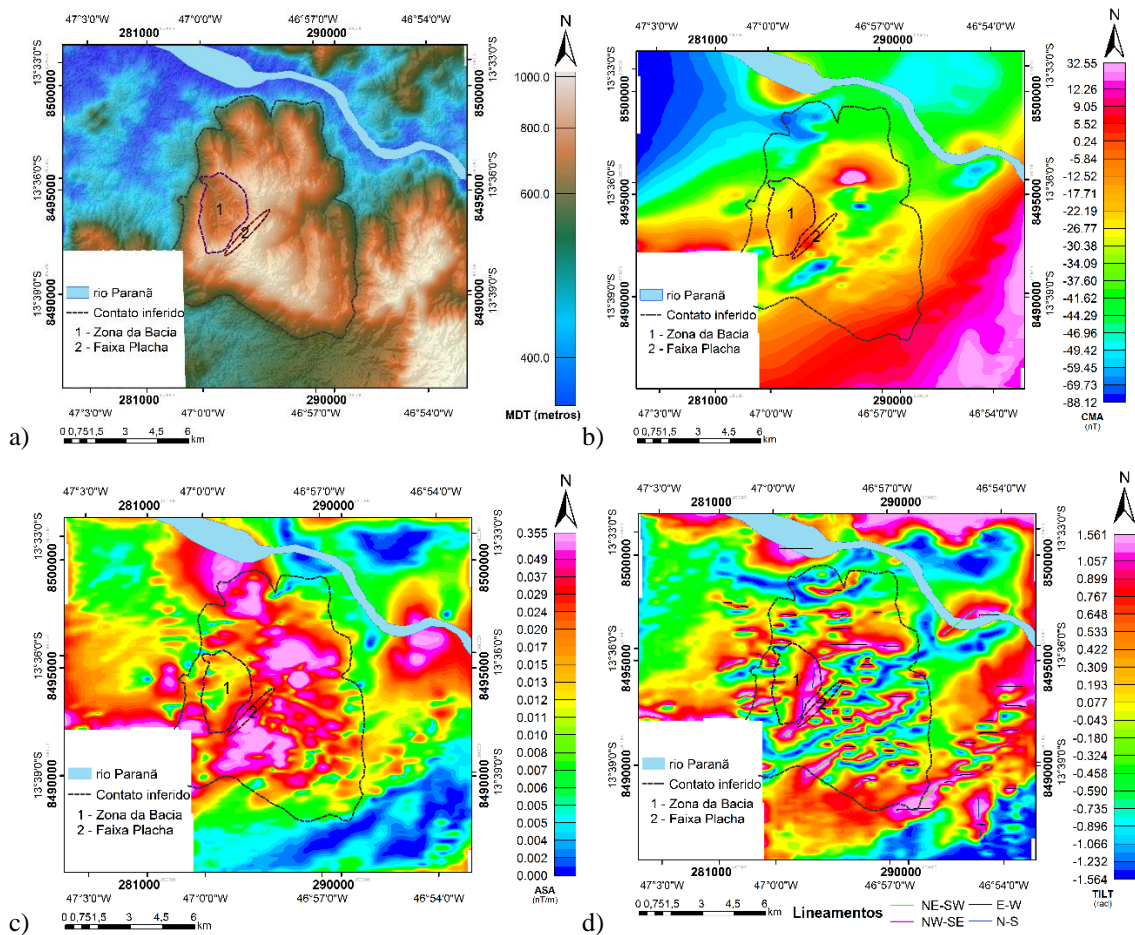


Figura 5.2 – Principais produtos aeromagnetométricos do Maciço Pedra Branca. a) MDT; b) CMA; c) ASA; d) ISA com lineamentos magnéticos.

As assinaturas observadas nos produtos magnéticos apresentam informações de alvos de fontes em superfície e fontes profundas. Portanto, é necessário o processamento de outros produtos magnéticos que descrevam as assinaturas em profundidade na área, como: as Soluções de Euler, o Espectro de Potência, a Inversão de Vetor de Magnetização (IVM) e o Modelo Direto gerado pelo GM-SYS.

As soluções de Euler que apresentaram informações relevantes para o Maciço, foram as soluções de índice estrutural 0 (Figura 5.3). Portanto, as soluções estão restritas as assinaturas magnéticas correspondentes a contatos e falhas. As fontes mais profundas (2,5km) estão localizadas nas encaixantes a oeste do granito com orientação NE-SW, essas feições também são observadas nos lineamentos magnéticos (Figura 5.2d). No centro-oeste do granito, a assinatura de orientação N-S mostra profundidades de cerca de 350m que pode estar relacionada a presença dos greisens com magnetita martitzada da Faixa Placha.

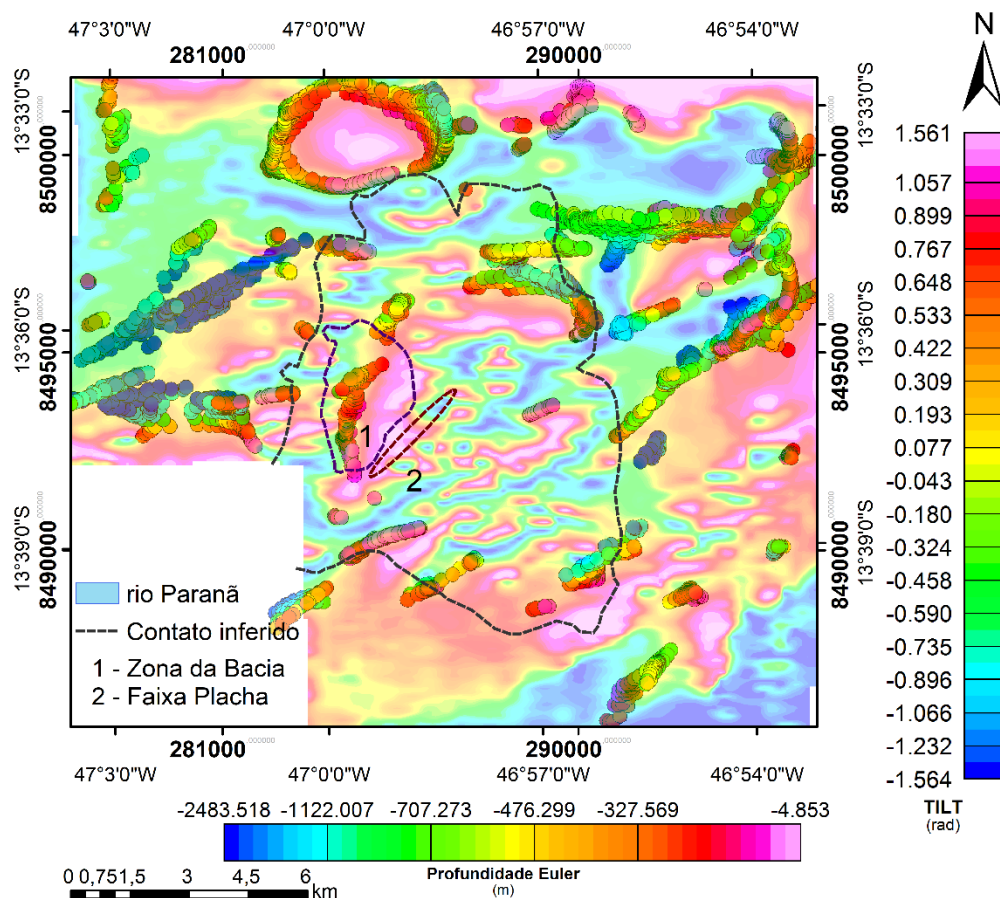


Figura 5.3 – Inclinação do sinal analítico (ISA) e as soluções de Euler com índice estrutural 0.

Com o procedimento da análise espectral também é possível estimar filtros para realçar as fontes desejadas em diferentes profundidades como proposto por Spector e Parker (1979), essa técnica é chamada de *Matched Filtering*. A técnica foi utilizada com o objetivo avaliar as estruturas mais profundas que as estruturas presentes nas Soluções de Euler.

O espectro de potências obtido a partir do CMA, caracterizou o topo das fontes magnéticas da área em quatro principais profundidades, onde a profundidade do topo da mais rasa com 101m foi considerada ruído e descartada (Tabela 5.1). A Figura 5.4 mostra as malhas correspondentes aos topos das principais fontes em diferentes profundidades. As assinaturas que apresentam o topo das fontes rasas (412m), com direção preferencial E-W, delimitam as bordas da Zona da Bacia e, mostram que em seu interior, os registros do comportamento magnético são escassos se comparados ao restante do Maciço (Figura 5.4a). Isso é comprovado nas amostras de rocha do interior da Zona da bacia com composição do greisen com muscovita e a ausência de magnetita. Essas fontes também

mostram um “trend” NE-SW no granito e nas encaixantes, onde há continuidade em subsuperfície, se comparado ao produto de fontes intermediárias (Figura 5.4b). O topo das fontes intermediárias (1,08km) mostra a feição N-S com continuidade E-W, no centro-oeste do granito. Essa feição também é discriminada pelo topo das fontes mais profundas (2,5km) (Figura 5.4c). A profundidade do topo das fontes mais profundas no maciço (2,5km) coincide com a profundidade máxima encontrada pelas soluções de Euler na área de estudo (Figura 5.3).

Tabela 5.1 – Profundidades dos topos das fontes magnéticas determinados a partir do Espectro de potências – *Matched Filtering*.

Profundidades dos topos (m)	
Topo das fontes rasas intermediárias	412
Topo das fontes intermediárias	1084
Topo das fontes profundas	2535

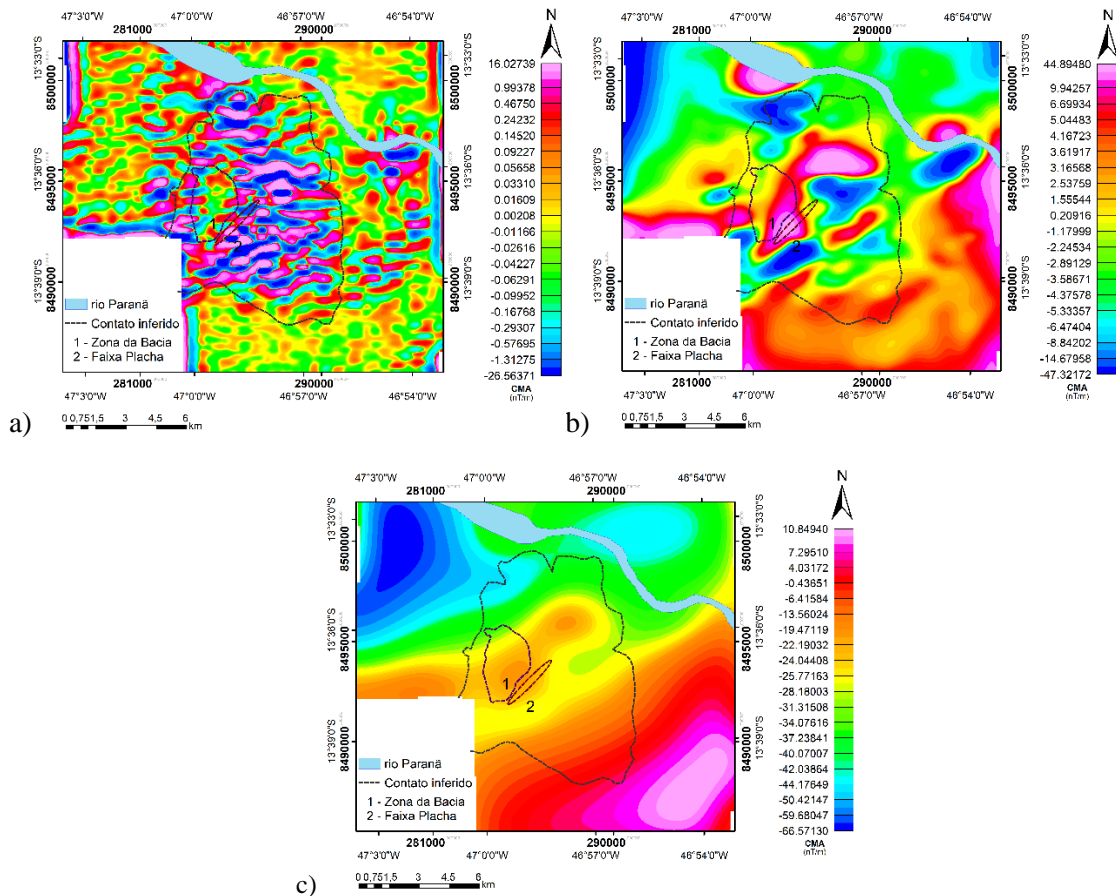


Figura 5.4 – Produtos gerados pelo *Matched Filtering* correspondentes aos topos das fontes magnéticas em diferentes profundidades. a) Fontes rasas; b) Fontes intermediárias; c) Fontes profundas.

A Inversão de Vetor de Magnetização (IVM) apresenta um modelo correspondente às fontes magnéticas da área de estudo com base na inversão dos dados oriundos do CMA. O modelo, também denominado VOXI, estima profundidades das fontes e seus respectivos valores de susceptibilidade magnética. Na elaboração do VOXI, a área de estudo foi limitada ao Maciço para evitar influências de outras fontes magnéticas. Em superfície, o VOXI mostra as fontes magnéticas que afloram (Figura 5.5a). As profundidades dessas fontes são de 980,22m acima da superfície com a adição de 2678,42m abaixo da superfície. As susceptibilidades magnéticas para essas fontes foram estimadas no intervalo de $4,37 \times 10^{-7}$ (SI) a 0,032(SI).

Para observar o comportamento das fontes em subsuperfície foram gerados três perfis (seções) que interceptam o Maciço (Figura 5.5b). As assinaturas magnéticas dos perfis NE-SW (1) e (2) e E-W (3) parecem estar interligadas nos produtos do ISA e do espectro de potências (Figuras 5.2d e 5.4). No IVM, o perfil (1) indica a feição NE-SW de fontes de alta susceptibilidade, localizadas abaixo da região da Zona da Bacia e da Faixa Placha. Essas fontes sugerem continuidade no próximo perfil (2) de feição N-S que intercepta a região da Faixa Placha e o centro do granito. O perfil (3) indica que a feição NE-SW não tem continuidade com a feição E-W observada nesse perfil. A Figura 5.6a confirma que as feições NE-SW e E-W, no centro oeste do granito, são interrompidas, e possuem mais alta susceptibilidade (cor rosa – 0,0024 a 0,0322SI).

Para avaliar as profundidades correspondentes a essas feições principais, a figura 5.6a foi gerada em outra perspectiva, de sul para norte e com o eixo Z em observação (Profundidade) (Figura 5.6b). A feição NE-SW (perfil 2) parece ser menos profunda com profundidade de base em 1580m e de topo em 980m após a superfície (profundidade 0), assumindo total de 2560m. A profundidade de topo e o produto da Figura 5.6a sugerem que essa feição aflora em pelo menos três pontos. Uma análise robusta a respeito da feição NE-SW será apresentada com a modelagem direta. A feição E-W (perfil 3) é a mais profunda do Maciço e apresenta em média base em 2678m e topo em 980m acima da superfície (aflora ao centro da feição), totalizando profundidade de 3658m e relacionada a corpos máficos de rochas do Grupo Araí. Outra feição profunda (formato esférico) é correspondente à assinatura magnética fora do Maciço. Essa feição esférica tem sua base em 1860m e está a 430m abaixo da superfície, ou seja, não aflora.

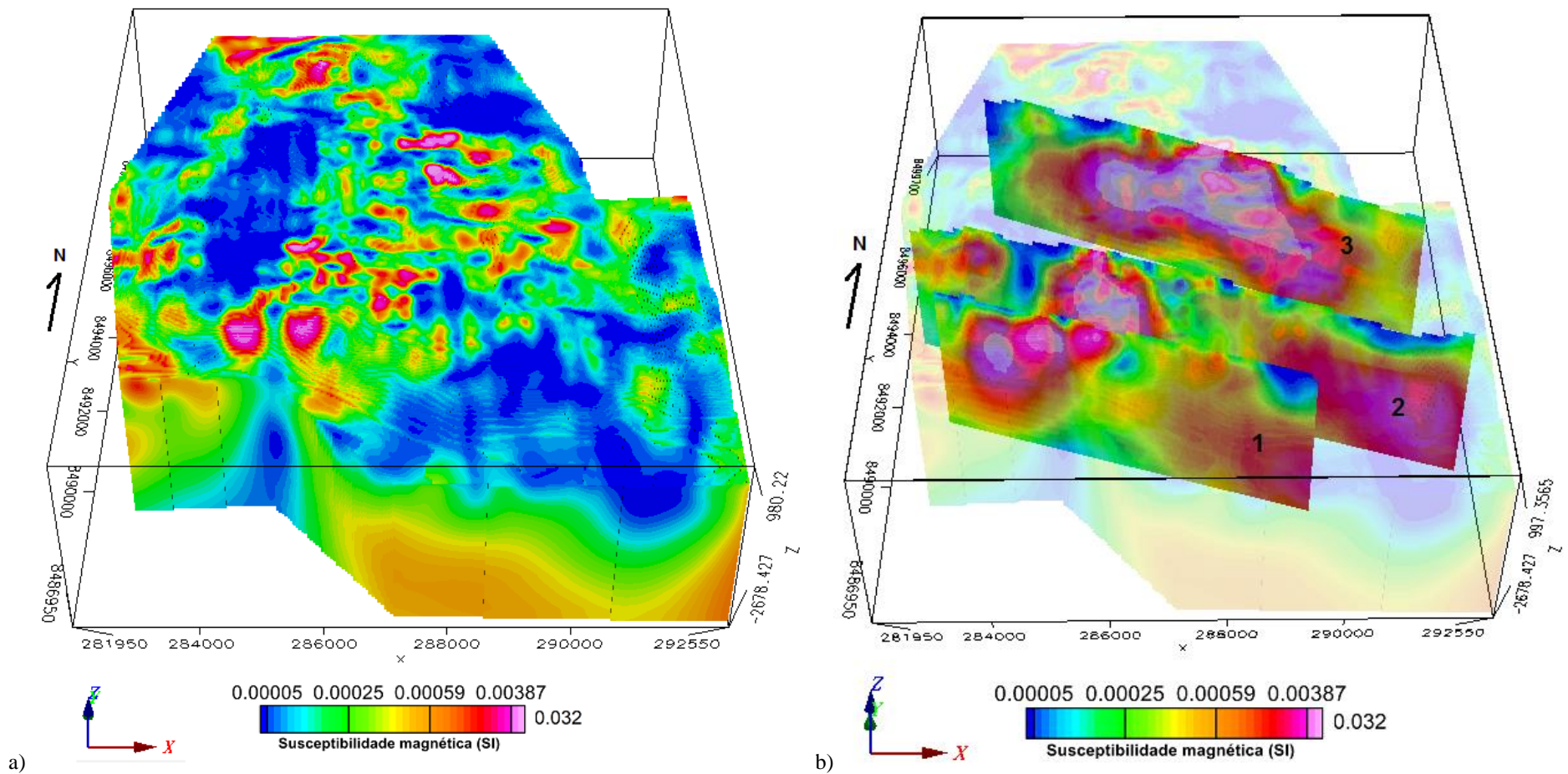


Figura 5.5 – a) Modelo com fontes magnéticas do Maciço Pedra Branca gerado pelo IVM. b) Os três perfis (1,2 e 3) com as principais feições magnéticas que interceptam o Maciço. O Norte pode ser representado pelo eixo Y (cor verde).

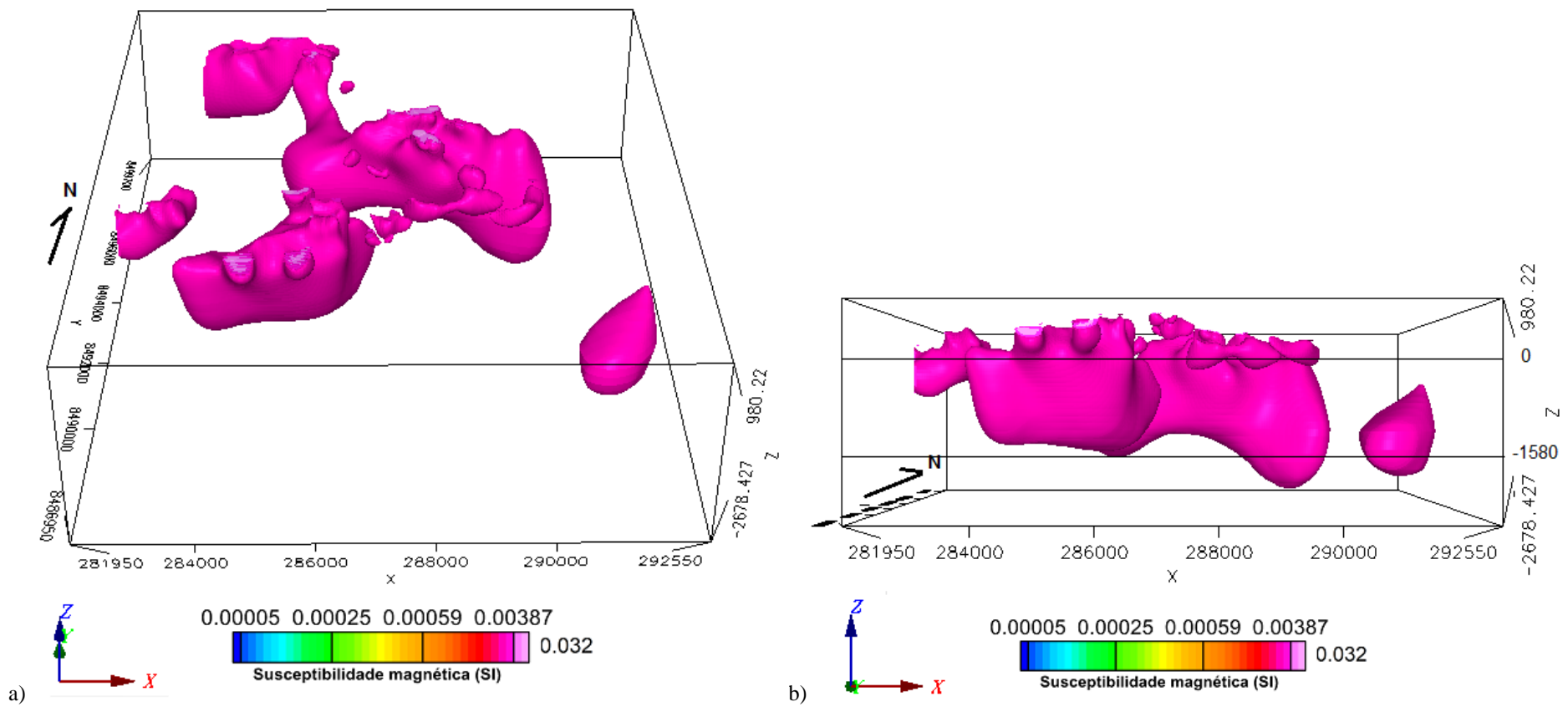


Figura 5.6 – a) Feições de maior intensidade magnética na área de estudo. b) Profundidades das feições de maior intensidade na área de estudo. O Norte pode ser representado pelo eixo Y (Cor verde).

Para avaliar as principais feições magnéticas correspondentes ao Maciço Pedra Branca (feições ao centro oeste) e suas relações com os processos de mineralização (greisenização) da região da Faixa Placha, foi obtido a partir de modelagem direta no GM-SYS, o modelo de susceptibilidade apresentado pelo perfil (2) que intercepta o Maciço em NW-SE (Figura 5.7).

O modelo geofísico-geológico mostra as susceptibilidades magnéticas (SI) correspondentes ao Maciço, às encaixantes e rochas próximas (Figura 5.8a, b). Esse modelo é restrito a assinaturas correspondentes às estruturas em profundidades de até 2000m, pois foi obtido a partir de soluções estendidas de Euler de índice estrutural 2 (contatos, lineamentos e diques). Foram utilizados os valores de susceptibilidade adquiridos a partir de amostras dos principais fácies do Maciço (Tabela 5.2) e dos valores obtidos pelo perfil (2) no IVM, que se limitam em escala às assinaturas correspondentes ao Maciço.

De NW para SE, as principais fácies amostradas no granito pb1b, pb1c e pb2b apresentam baixos valores de susceptibilidade (ordem de 0,001SI) e correspondem as amostras medidas. A região da Zona da Bacia mostra baixo magnético (IVM) e apresenta susceptibilidade nula (Figura 5.8a,b e Tabela 5.2).

A região da Faixa Placha apresenta medidas de amostras de maior susceptibilidade (0,029SI) e correspondem ao modelo e ao IVM como a região de maior susceptibilidade. Entretanto, essas assinaturas estão associadas às rochas greisenizadas ricas em magnetita, que ocorrem em superfície e em profundidades estimadas de apenas 105m (Dardene e Botelho, 2014). O modelo geofísico-geológico sugere que a Faixa Placha se estenda até 1,8km de profundidade (Figura 5.8a).

O modelo em conjunto com o IVM mostra que abaixo da Faixa Placha, existe uma feição de alta susceptibilidade em profundidade que é interpretada como um corpo magmático de natureza máfica, decorrente do magmatismo basáltico do rifte Araí. Esta interpretação é apoiada pela presença de diques de diabásio (amostra ACL2-12) que cortam o Maciço (Anexo 1). Essa assinatura também apresenta formas semelhantes a bolsões (em profundidade) ou condutos vulcânicos (subsuperfície – como diques) (Figura 5.8b).

Essas assinaturas de alta susceptibilidade em profundidade não correspondem ao Maciço, pois a susceptibilidade das amostras de rochas e a geoquímica mostraram que o granito, por sua característica reduzida, não possui resposta magnética relevante em superfície e subsuperfície. As assinaturas em superfície caracterizadas pelo maciço são correspondentes às magnetitas da Faixa Placha (concentradas) e às magnetitas secundárias (disseminadas) em algumas regiões, originadas por processos hidrotermais relacionados à biotita no granito.

As assinaturas na região da Faixa Placha (IVM) parecem se conectar (Figura 5.8b), a mais rasa é a Faixa Placha com formato de conduto e a mais profunda com formato esférico é o corpo máfico. Além disso, ambas possuem alta susceptibilidade o que tende a indicar que são assinaturas provenientes de fontes iguais, porém a geologia mostra que são fontes diferentes.

Ao sudeste do perfil, outra feição circular de alta susceptibilidade localizada no contexto das rochas próximas ao Maciço, pode corresponder a outro corpo máfico, cuja câmara teria dado origem aos derrames basálticos presentes nas porções basais do Grupo Araí na região (Alvarenga et al., 2007) (Figura 5.8b).

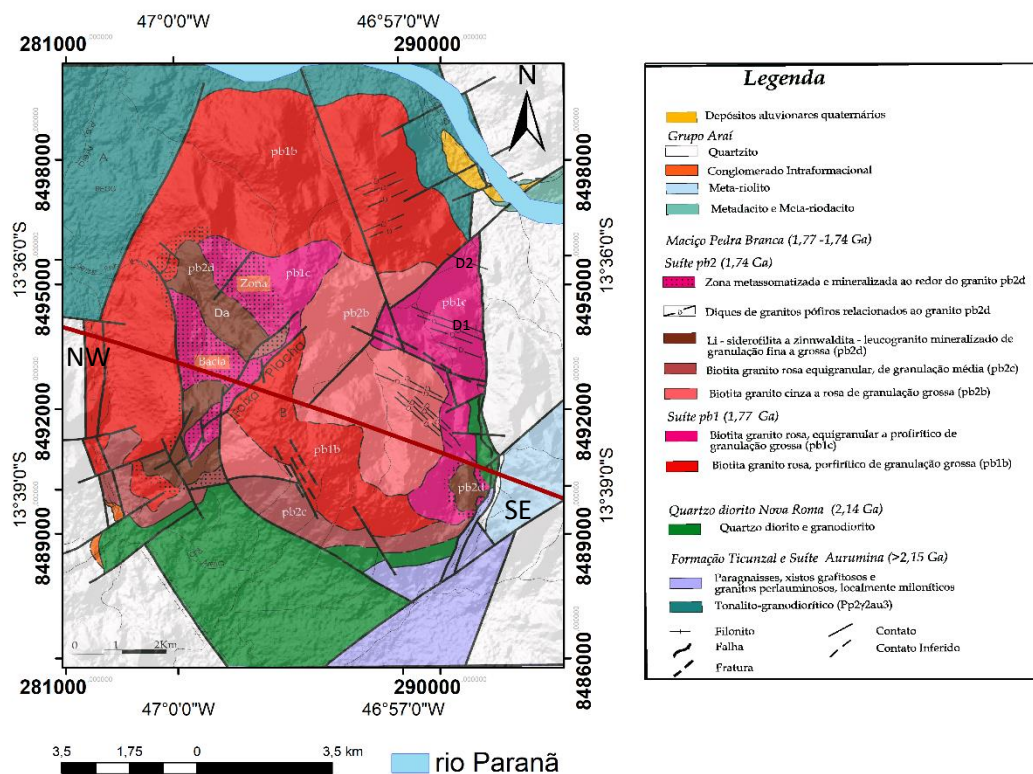


Figura 5.7 – Perfil 2 (em vermelho) utilizado para a modelagem no mapa geológico. D1 e D2 indicam os diques pertencentes aos processos de evolução magmática do Maciço pb1 e pb2.

a)

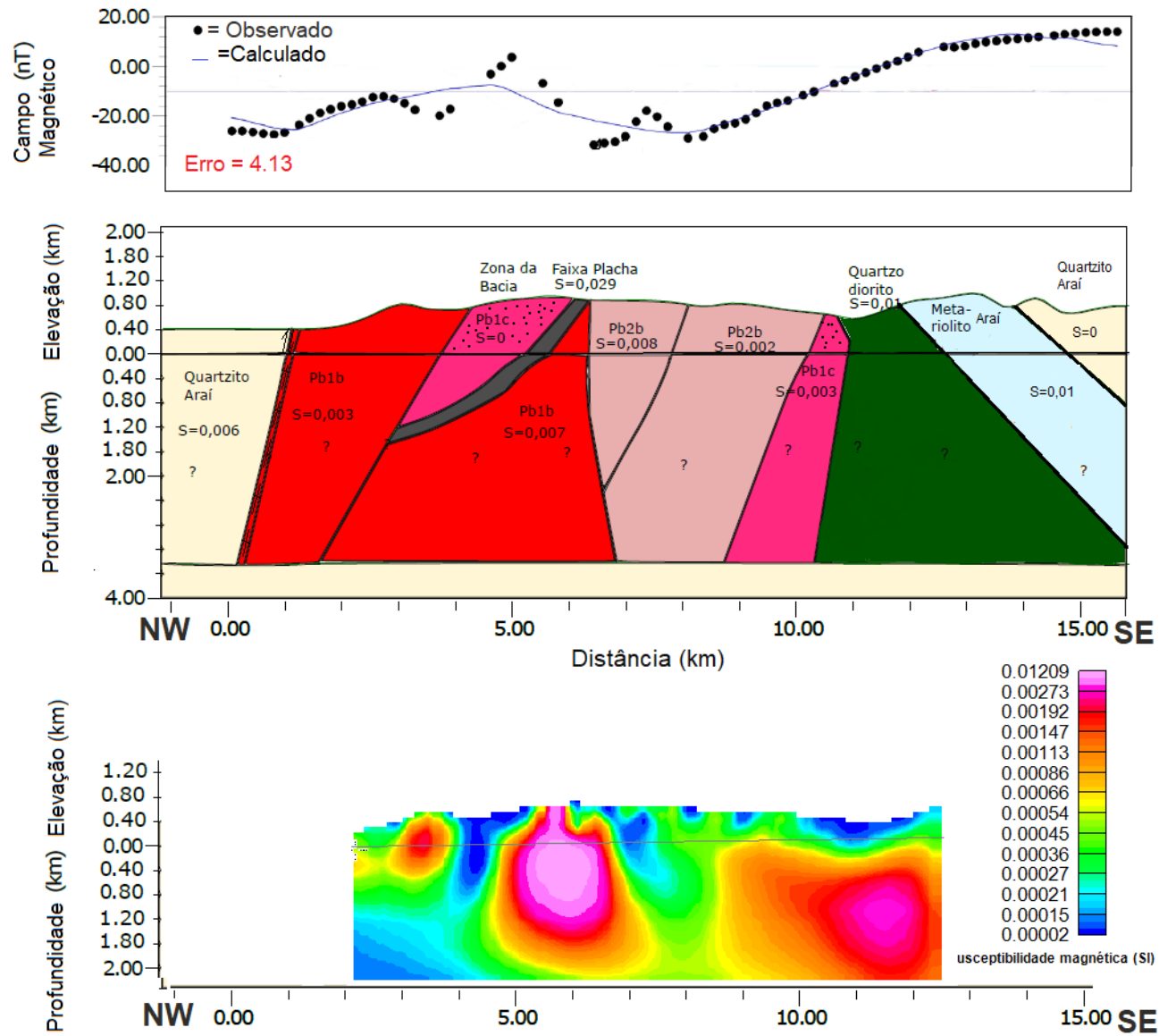


Figura 5.8 –a) Modelo de susceptibilidade para o perfil (2); b) Perfil no IVM.

Tabela 5.2 - Medidas de susceptibilidade obtidas pelo KT-10.

Amostra	Média x10-³SI	Desvio Padrão	X (UTM)	Y (UTM)	Fácies
ACL209	0,0456	0,029675579	288300	8497434	pb1b
ACL206	0,487	-	290526	8493350	pb1b
ACL202	0,1512	0,033718837	290524	8493184	pb1c
ACL1108	0,013	0,0113842	290487	8496175	pb1b
ACL222	0,1952	0,019711925	288411	8496066	dique pb1b
ACL147B	0,0012	0,00116619	290626	8489250	pb2d rolado
ACL166	0,012	0,00303315	290601	8491714	pb1c dique
ACL1120	0,1304	0,011288933	290479	8495627	pb1c
ACL212	0,2676	0,009414882	288314	8497297	dique pb1b
ACZB2-20B	0,0072	0,004069398	285018	8494681	greisen verde
PB108 - Faixa Placha magnetitas	29,45714	3,019866195	285429	8492008	greisen preto faixa placha
AC21ZB - Greisen verde	0,016375	0,00402919	284355	8494465	greisen verde
ACPTOA20- Greisen preto	0,174	0,023843238	284643	8491408	greisen preto

5.2. METODOLOGIA ESTATÍSTICA PARA AVALIAÇÃO DE DADOS GAMAESPECTROMÉTRICOS TERRESTRES E AÉREOS

Neste capítulo os resultados são apresentados em etapas, como foi estruturada a metodologia do capítulo anterior (Capítulo 4). Os resultados de cada etapa estão em mapas, tabelas e diagramas, bem como as discussões que envolvem o trabalho.

5.2.1 Integração dos dados terrestres e aéreos

A integração dos dados permite uma avaliação em perfil das principais relações entre as assinaturas gamaespectrométricas e as litologias presentes (Figuras 5.10 e 5.11). Na comparação entre os dados terrestres e aéreos, observa-se que assinaturas gamaespectrométricas são distintas função das aquisições. O dado aéreo mostra a resposta gamaespectrométrica regionalizada, em função da atenuação da radiação das fontes promovida pela distância fonte-detector e pela contribuição de diversas rochas que caracterizam o *background* da região. O dado terrestre apresenta assinatura das fontes na proximidade da estação amostrada, ou seja, uma resposta pontual e representativa das fontes locais. Para regiões homogêneas segundo suas litologias, observa-se menor variação nas assinaturas gamaespectrométricas terrestres e maior correlação com os dados aéreos, como foi observado na região norte da linha de produção da área de estudo (Figura 5.10).

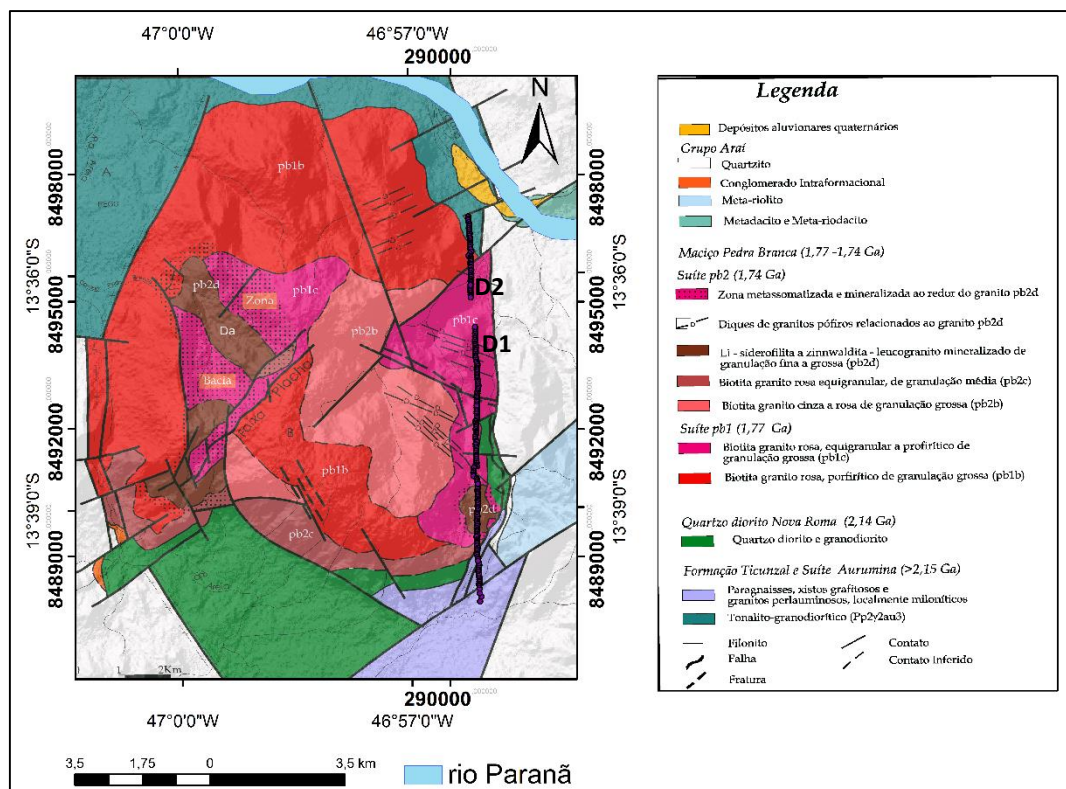


Figura 5.9 – Mapa geológico do Maciço Pedra Branca modificado de Botelho (1992) com o perfil gamaespectrométrico terrestre e aéreo em fiduciais (cor roxa). D1 e D2 indicam os diques pertencentes aos processos de evolução magmática do Granito famílias pb1 e pb2.

Na Figura 5.10 observa-se que a maior variação entre os dados terrestres e aéreos está nos dados do urânio. Uma consequência de sua baixa relação sinal-ruído, quando comparado com a mesma relação para os elementos K e eTh . Os outros fatores a considerar são os intensos processos de decaimentos radioativos da série de decaimento do ^{238}U que podem levar a erros na estimativa de urânio no meio (Wilford et al., 2011). As assinaturas para os dados de tório apresentam menor variação devido a sua “não mobilidade química” apresentada em ambientes redutores (Wilford et al., 1997).

Os perfis em conjunto com o MDT mostram que as assinaturas gamaespectrométricas, principalmente as provenientes do potássio, delimitam os contatos da intrusão com as encaixantes (8400m; Figura 5.10). Outros contatos litológicos são indicados: i) Formação Ticunzal e os Filonitos; e ii) Granito pb2c com a zona mineralizada do Granito pb1c. Também são delimitadas variações de assinaturas gamaespectrométricas (padrões) em regiões que sugerem “litologias homogêneas” (faixas tracejadas na Figura 5.10, F_N e F_C). Essas assinaturas indicam que a região do Granito pb1c não é homogênea. A região da F_C possui diferenças litológicas, provavelmente

devido a presença de diques de rochas ácidas (sienogranito a àlcali-feldspato granito) (Botelho, 1992) (Figura 5.10).

Nas faixas tracejadas da Figura 5.12 (F_N e F_C), existe uma relação “inversa” entre as respostas de tório e urânio que pode estar associada a presença de diques ácidos anômalos em tório devido ao processo de evolução magmática na área (Botelho, 1992). Na F_N , o valor de potássio também sugere anomalia, associada a região onde a rocha dominante é um granito de granulação muito grossa, com megacristais de feldspato potássico, e cerca de 5% de K. Nesse contexto, o feldspato é o mineral com maior concentração de potássio, no máximo 13% (Botelho, 1992). Como o valor máximo para o dado terrestre de potássio foi 16%, a anomalia pode estar associada ao posicionamento do gamaespectrômetro em concentração de megacristais de feldspato potássico na rocha, gerando um dado anômalo acima do “background”.

Na área de estudo, o Campo Magnético Anômalo (CMA), obtido a partir de levantamento aeromagnetométrico, apresenta pequeno aumento na escala de trabalho, não apresentando informações condizentes com os dados gamaespectrométricos terrestres (Figura 5.10).

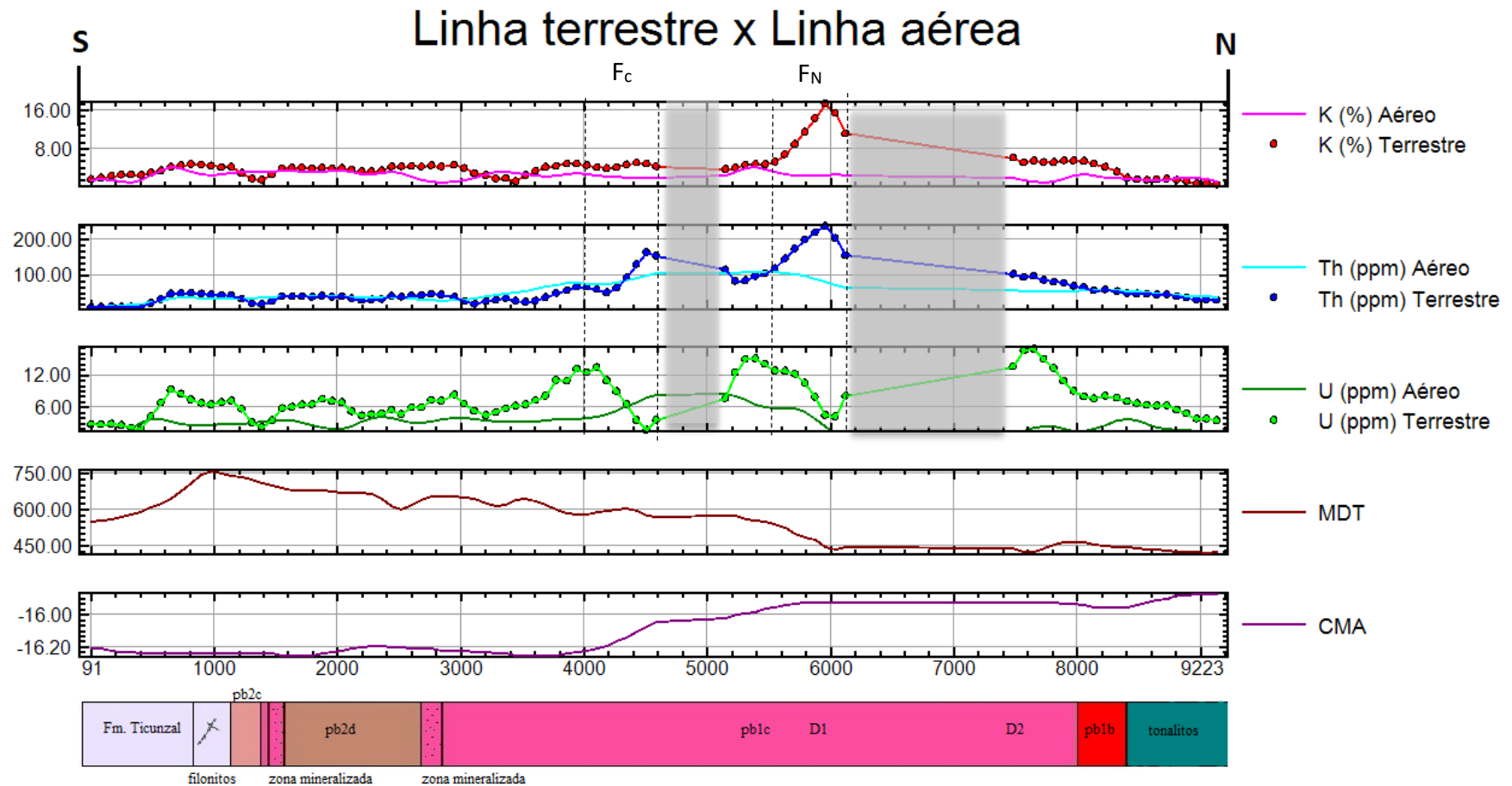


Figura 5.10 – Perfil dos dados terrestres (pontos) e aéreos (linhas). Agregado aos perfis gamaespectrométricos, o Modelo Digital de Terreno (MDT), os dados de Campo Magnético Anômalo (CMA). D1 e D2 indicam os diques pertencentes aos processos de evolução magmática do Granito famílias pb1 e pb2. A sombra representa ausência de dados.

5.2.2. Análise estatística descritiva das variáveis

A análise descritiva dos bancos de dados terrestres e aéreos decorre da análise do comportamento estatístico dos conjuntos de dados (91 estações amostradas para cada levantamento), ou seja, todos os dados adquiridos na linha de produção, em função de suas variações em torno das médias comuns. Essa avaliação foi realizada com a observação das médias, desvios padrões, variâncias e coeficientes de variação (Tabela 5.3).

Observa-se que os valores das médias das concentrações dos dados terrestres dos elementos potássio e urânio são cerca de o dobro das concentrações desses nos dados aéreos (Figura 5.11). Interpreta-se que isso decorre das características oriundas da geometria de aquisição do dado terrestre (pontual), pois a assinatura terrestre está diretamente associada com a composição das rochas da estação amostrada e suas proximidades. O dado aéreo não apresenta o mesmo comportamento dos dados terrestres, devido à atenuação da assinatura gama pela influência de diversas fontes regionais presentes na área. Outros fatores que contribuem nessas diferenças são os diferentes gamaespectrômetros utilizados nas aquisições, as ações do intemperismo e o relevo da área (Grasty, 1976; Wilford et al., 2011; 1997).

As médias das concentrações do tório terrestre são aproximadamente 13% maiores que as médias das concentrações nos dados aéreos. As concentrações de tório representam os maiores valores de desvio padrão, variância e coeficiente de variação. Isso decorre da zona anômala (F_N , figura 5.10 e processos magmáticos relacionados ao enxame de diques).

Para avaliar a distribuição do conjunto de dados foram gerados histogramas (Figura 5.12). Os dados aéreos se aproximam mais de uma distribuição normal, em comparação aos dados terrestres (Figuras 5.14 b; d; f). No geral, os dados terrestres apresentam maior variação de seus valores médios (Figura 5.11), que pode ser interpretado devido às características do levantamento terrestre retratar fontes pontuais e variações litológicas presentes na área de estudo. Para minimizar esses efeitos, as correlações estatísticas foram realizadas com base nas diferentes litologias com o uso da classificação não supervisionada.

Com a análise das correlações entre os pares de variáveis gamaespectrométricas terrestres e aéreas, observa-se as relações estatísticas que esses dados apresentam. Essa análise é obtida por meio da Tabela 5.4 que mostra os valores do coeficiente de correlação e os *p-values* para estimar as correlações entre os dados.

A Tabela 5.4 da matriz de correlação mostra que apenas as variáveis do tório possuem correlação significativa $p\text{-value} < 0.05$ e 75% ($r = 0,75$). Para os diagramas de dispersão e coeficientes de determinação R^2 (56,2%), o tório mostra comportamento mais próximo de uma função linear (Figura 5.13c). O coeficiente de determinação (R^2) representa a homogeneidade dos dados, portanto quanto mais próximo de 1, mais próximos os dados estão da função, que nesse caso é a função da reta.

Os resultados da análise descritiva mostram baixos valores de correlação para os elementos potássio e urânio e, alta correlação para o tório (Tabela 5.4 e Figura 5.13c). Essas diferenças para as variáveis terrestres e aéreas indicam os efeitos decorrentes das variações litológicas na área. Para utilizar a uma função linear que descreva os dados gamaespectrométricos, é necessário usar uma única litologia ou eliminar as variações litológicas. Testes de análise descritiva que subdividiram os dados da linha de produção, em norte e sul, mostraram melhor correlação, pois representaram regiões mais homogêneas em termos de litologia.

Tabela 5.3 – Estatística descritiva dos dados terrestres e aéreos para a linha de produção.

Variáveis	Max.	Mín.	Média	Desvio Padrão.	Variância	Coef. Variação
K Terrestre	17,39	0,485	4,21	2,82	7,95	67,00
K Aéreo	4,15	0,93	2,39	0,79	0,62	33,06
Th Terrestre	236,85	10,12	62,09	48,55	2357,23	78,20
Th Aéreo	108,32	9,33	54,02	25,64	657,41	47,46
U Terrestre	16,88	1,80	7,426	3,586	12,86	48,29
U Aéreo	8,457	0,001	3,402	1,792	3,21	52,68

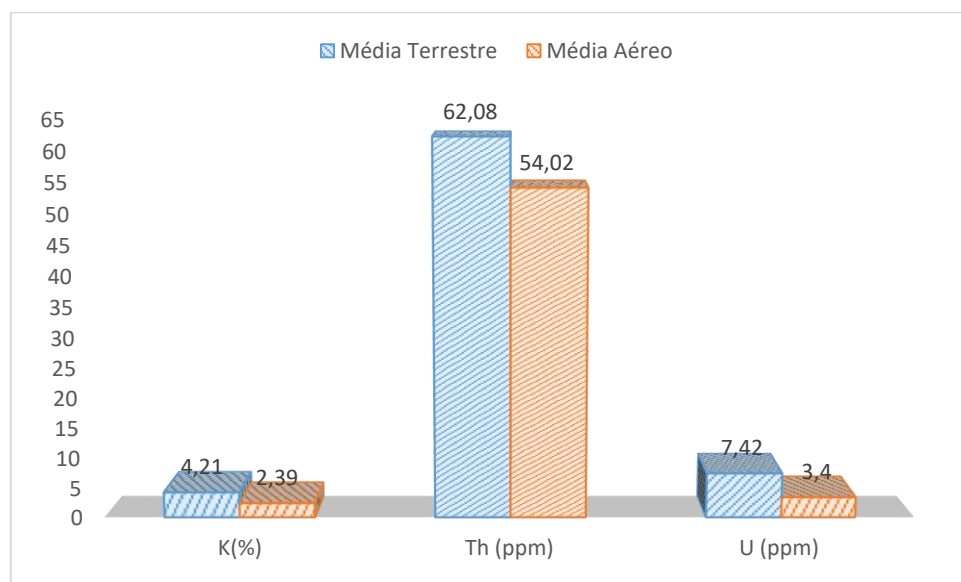


Figura 5.11 – Comparação entre as médias das concentrações gamaespectrométricas nos dados terrestres e aéreos para a linha de produção.

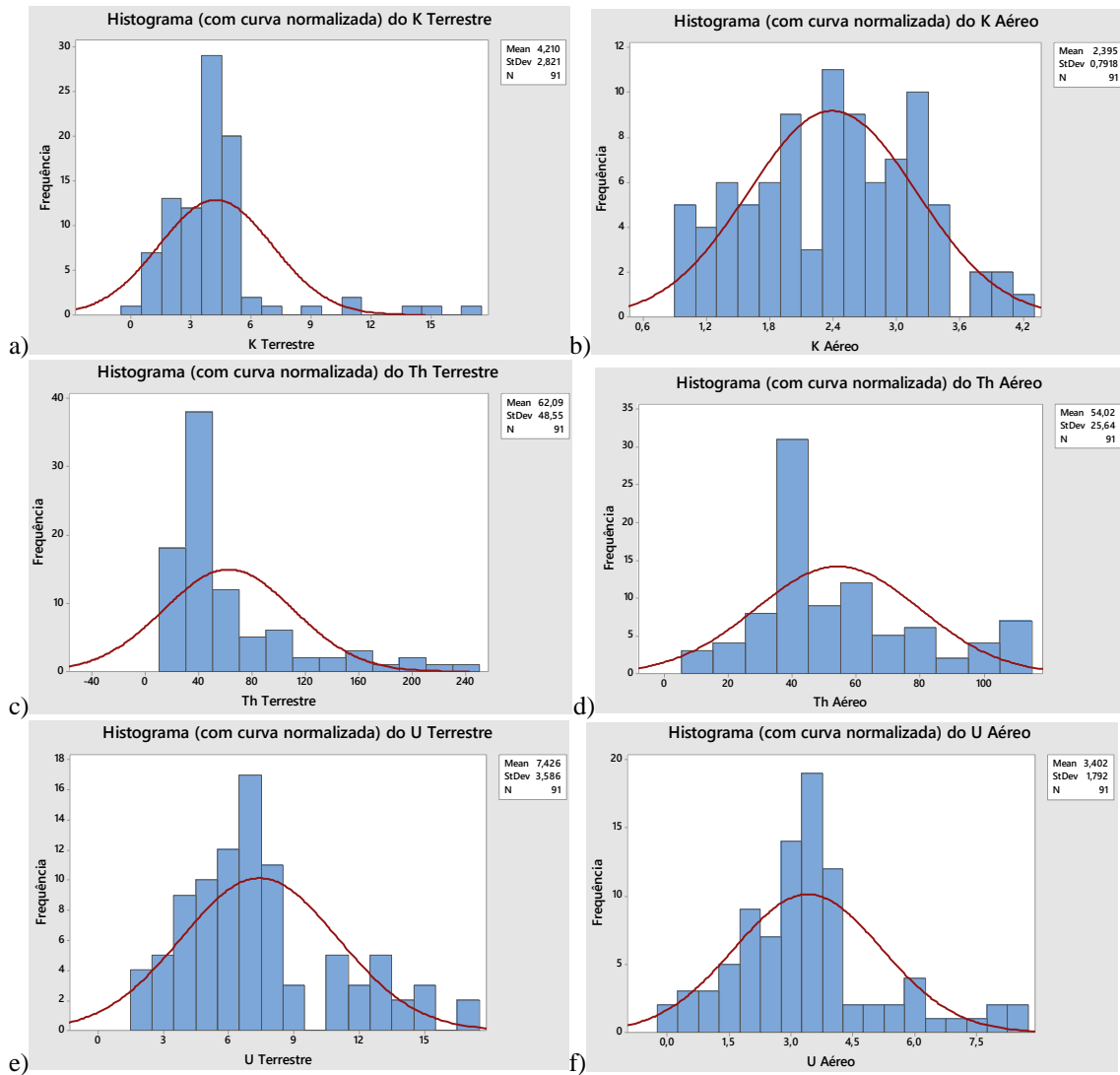


Figura 5.12 – Histogramas com curvas de normalização para os dados terrestres e aéreos para a linha de produção.

Tabela 5.4– Matriz de coeficientes de correlação linear de Pearson (r) e p -values entre os dados terrestres e aéreos da linha de produção. Os coeficientes de correlação (r) em cor azul indicam a correlação entre as variáveis terrestre e aéreas.

	K Terrestre	K Aéreo	Th Terrestre	Th Aéreo	U Terrestre
K Aéreo	0,098				
	0,354				
Th Terrestre	0,855	0,033			
	0	0,753			
Th Aéreo	0,453	0,225	0,75		
	0	0,032	0,001		
U Terrestre	0,275	0,117	0,345	0,557	
	0,008	0,268	0,001	0	
U_Aéreo	0,085	0,299	0,367	0,714	0,24
	0,425	0,004	0	0	0,022

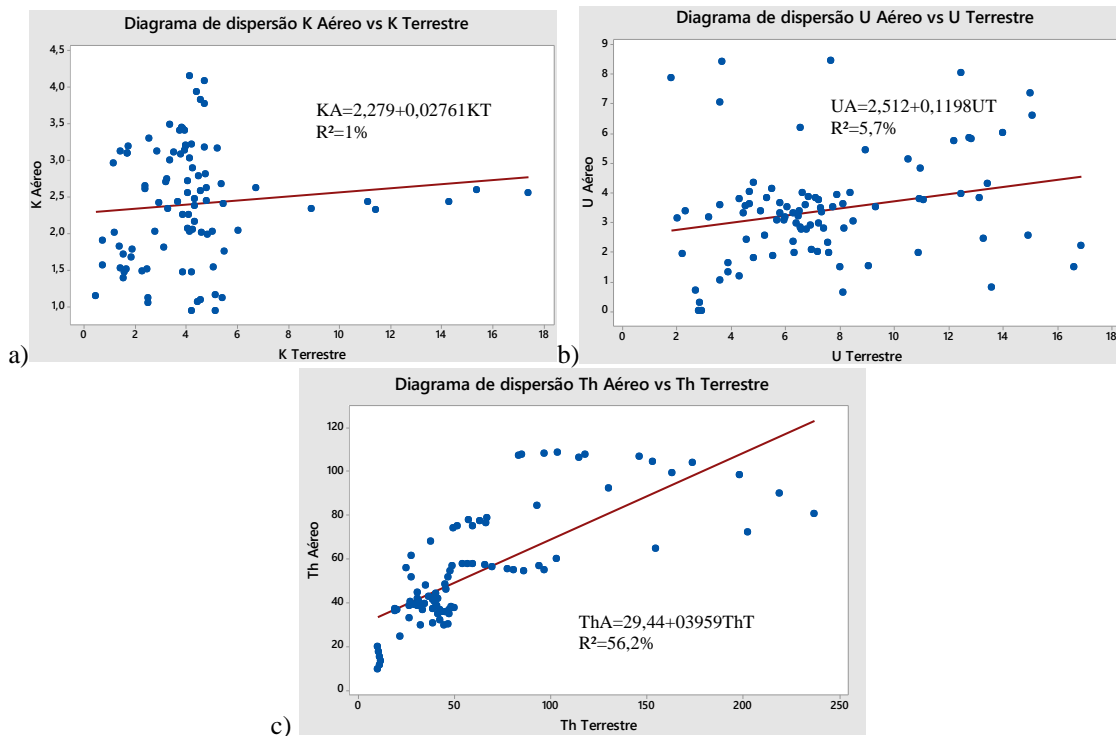


Figura 5.13 - Diagramas de dispersão entre os dados gamaespectrométricos aéreos e terrestres para a linha de produção, com seus respectivos coeficientes de determinação (R^2) e equações da reta.

5.2.3. Classificação não supervisionada das variáveis

A etapa de análise descritiva dos dados mostra principalmente que os dados gamaespectrométricos podem ser descritos por uma função linear após serem eliminados os efeitos das variações litológicas.

A técnica escolhida para auxiliar na resolução desse problema foi a Classificação não Supervisionada, com uso de K-médias. Também foram realizados testes com a Classificação Supervisionada nos dados gamaespectrométricos, com a variável condicionante para classificação a geoquímica de rocha. O resultado mostrou que as classes não correspondiam ao padrão geoquímico inicialmente selecionado. Provavelmente, o descarte desse resultado foi devido a limitada cobertura geoquímica utilizada, a qual não se adequava a escala apresentada pelos dados gamaespectrométricos.

A classificação não supervisionada foi realizada para os dados terrestres e aéreos, com base nos elementos (K, eTh e eU) e suas respectivas razões (eU/eTh , eU/K e eTh/K). Por exemplo, para a classificação do tório terrestre (eTh_T), foram obtidos três valores correspondentes as variáveis de entrada (eU_T/eTh_T , eTh_T/K_T , eTh_T), que correspondem a classe 01. Entretanto, foram utilizadas como valores correspondentes às classes as concentrações da variável 1 eTh_T (Tabela 5.5).

Após a classificação não supervisionada, foi realizada análise das assinaturas gamaespectrométricas e variações litológicas. Posterior a essa análise, as classes foram agrupadas em 10 grupos, onde os parâmetros de referência para esse agrupamento foram: dados gamaespectrométricos terrestres do tório, variações litológicas (ticunzal/granitos/tonalitos) e variáveis de paisagem (relevo, rede de drenagem e declividade) (Figura 5.14). O nome de cada grupo corresponde à litologia presente, exceto o grupo 09. Exemplo: O grupo 03 equivale a litologia pb2d. Ocorreu exceção para o grupo 09 que não foi definido como pb1b, especificamente, pois as assinaturas gamaespectrométricas variam indicando possível interferência de fontes gamaespectrométricas oriundas das rochas adjacentes e encaixantes e falha geológica. O granito pb2c não foi amostrado na linha de produção, portanto, não constitui o banco de dados gamaespectrométrico terrestre (Figura 5.16).

Os 10 grupos e suas respectivas classes foram definidos para as variáveis terrestres e aéreas podem e ser observados nos exemplos das Figuras 5.15 e 5.16. As classes que representam os dados gamaespectrométricos terrestres são representadas por círculos e os dados aéreos por triângulos. Na parte norte da área (Figura 5.15) os grupos 10, 09 e 08 são representados respectivamente por tonalitos, litologia não definida e diques ao norte (D2). Na parte sul (Figura 5.16), os grupos 07, 06, 05, 04, 03, 02 e 01 são constituídos pelas litologias diques ao sul (D1), granito pb1c, falhas e diques pb1c, zona mineralizada, granito pb2d, filonitos e Ticunzal, respectivamente.

Além da litologia, o parâmetro de distância entre os centroides das classes foi utilizado. Classes que obtinham pequena distância entre si, foram agrupadas. Por exemplo, o grupo 10 foi formado pelas classes 4 e 5 dos dados terrestres (representadas por círculos) e têm distância de 13,29, que é uma pequena distância entre os centroides. Entretanto, as classes 1 e 5 não foram agrupadas apesar da pequena distância entre os centroides pois a classe 1 apresenta número reduzido de amostra (cinco) (Tabela 5.6) (Figura 5.17).

Algumas classes não foram agrupadas devido às diferentes geometrias de aquisição dos dados, a geomorfologia da região, a rede de drenagens, à presença de diques, falhas e regiões greisenizadas (alteração hidrotermal por metassomatismo).

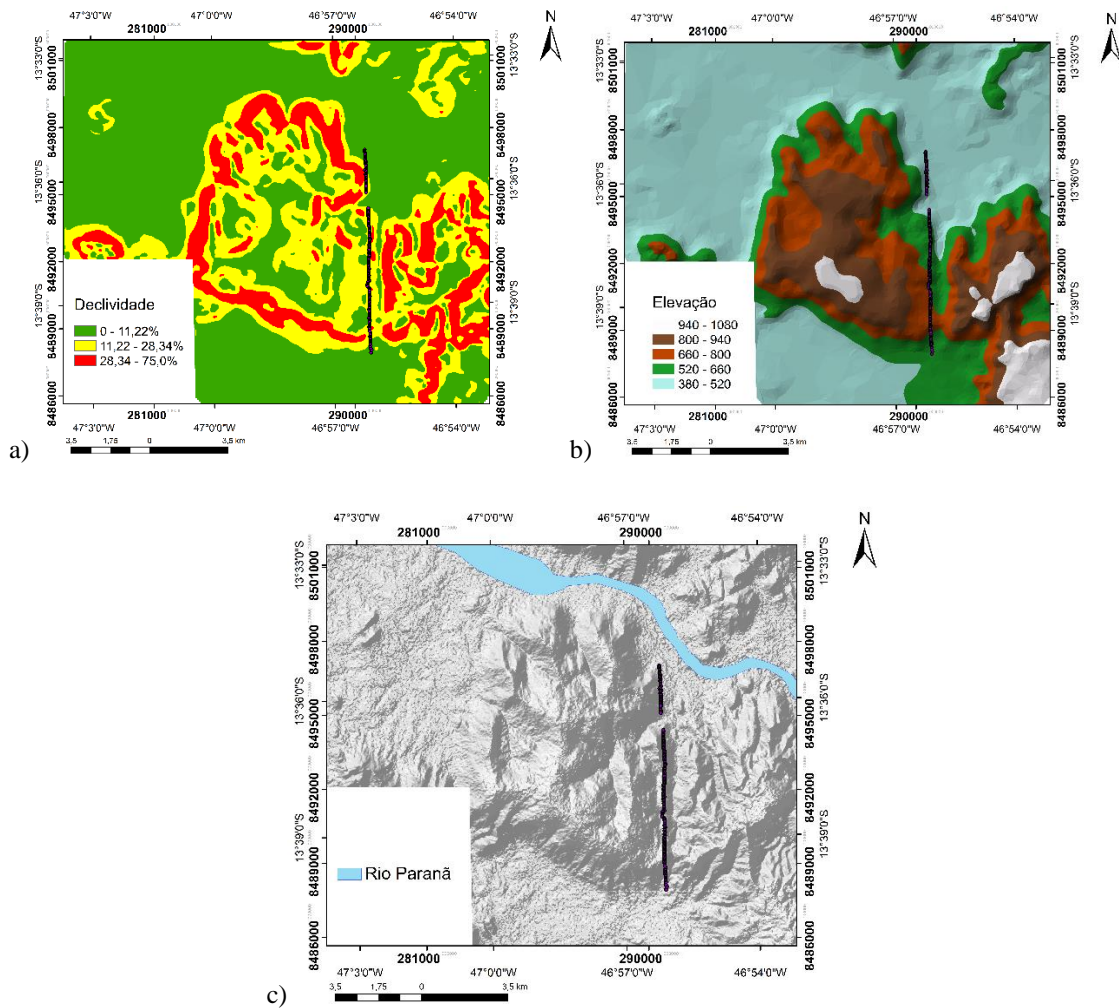


Figura 5.14 – a) Declividade da área de estudo, b) Elevação e c) SRTM. A linha escura representa as estações terrestres e aéreas.

Tabela 5.5 – Valores atribuídos as variáveis terrestres do tório (eTh_T) na classificação não supervisionada para a classe 1.

eTh_T	eTh_T/K_T	eU_T/eTh_T	Classe
21,88023	0,001	0,197	1
20,25647	0,001	0,157	1
19,28968	0,001	0,12	1
19,26897	0,001	0,276	1
25,18695	0,001	0,259	1

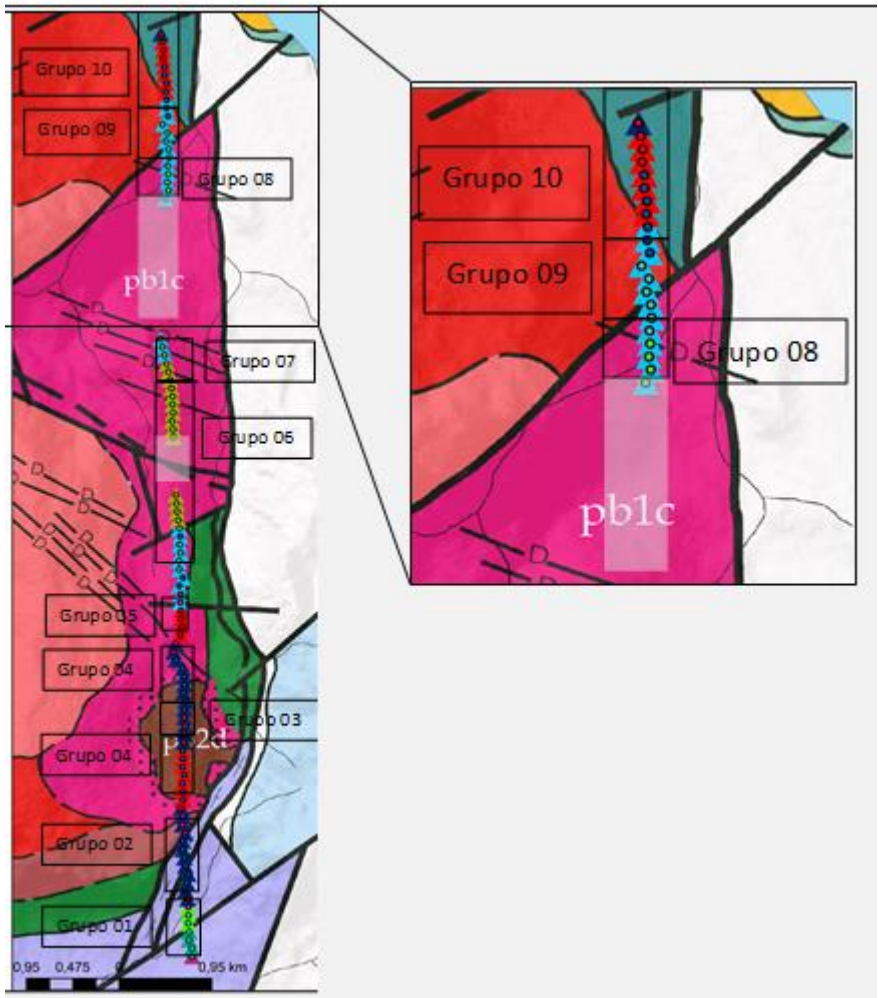


Figura 5.15 – Agrupamento das classes dos dados do tório após a classificação não supervisionada na parte norte da linha de produção.

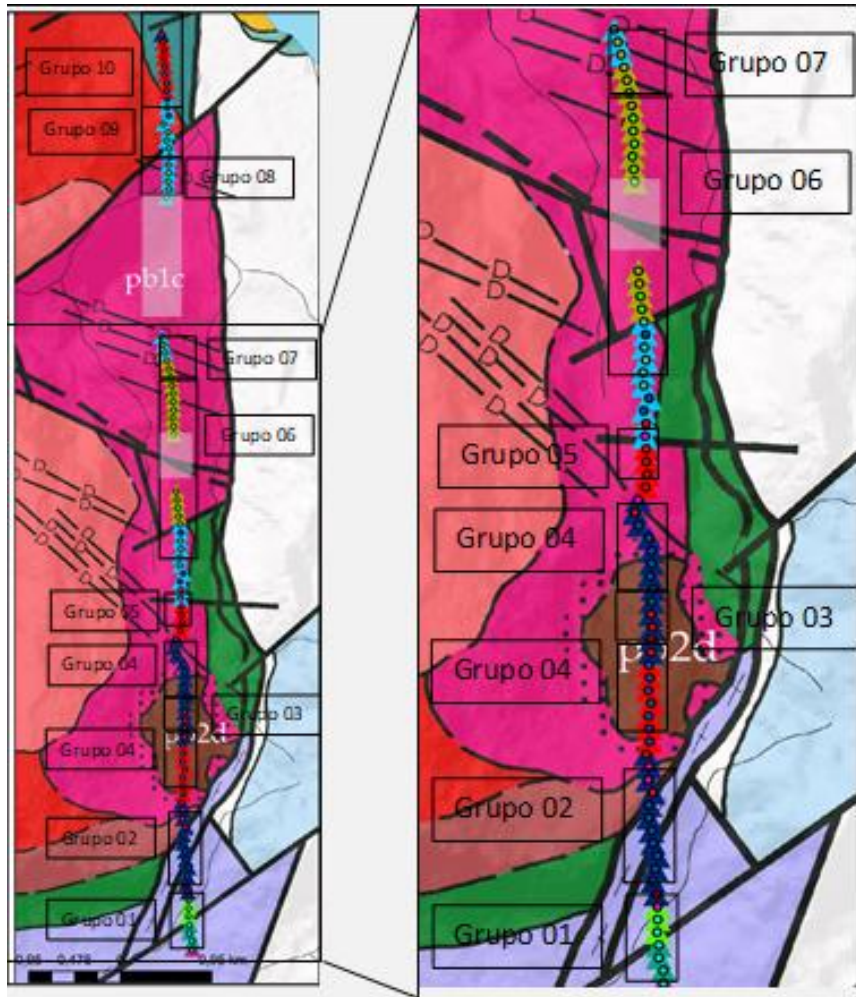


Figura 5.16 – Agrupamento das classes dos dados do tório após a classificação não supervisionada na parte sul da linha de produção.

Classificação não supervisionada com o tório e razões eU/eTh e eTh/K

Com a análise dos 10 grupos, observa-se que o dado aéreo não discrimina as variações de um grupo para o outro, como ocorre nos dados terrestres. Exemplos do comportamento do dado terrestre são: grupos 03 e 04 (zona mineralizada e pb2d), parte do grupo 08 com o 09 (diques ao norte e litologia “indefinida”) e o grupo 10 (tonalitos) (Figura 5.18).

A interpretação da assinatura referente aos diques ao norte (grupo 08) é que sua composição difere dos diques correspondentes ao grupo 07 (Figuras 5.16 e 5.18), pois foram classificados em classes diferentes e que apresentam elevada distância entre os centroides (82,65) (Tabela 5.6). Essa afirmação será avaliada posteriormente com análise química de ambos os diques.

O grupo 07 apresentou maior concentração de tório terrestre (classe 07: 146,1ppm - 236,8ppm) e aéreo (classe 07: 84,3ppm - 108,3ppm), o que corresponde no mapa litológico aos “diques ao sul/D1” do Granito pb1c. Esses valores indicam que esses diques são constituídos por rochas ácidas, com monazita, textura porfirítica e com análise química de cerca de 100ppm de Th. Os diques são oriundos da evolução magmática da família pb1 (Gp1) (Botelho, 1992). No perfil de integração entre os dados (Figura 5.10), esses diques se encontram na faixa anômala F_N que também mostra as maiores concentrações para os dados de tório.

Os baixos valores de concentração de tório foram atribuídos ao grupo 01, correspondentes a Formação Ticunzal (Figuras 5.16 e 5.18).

As observações com os dados de tório, principalmente os dados terrestres, mostram a relação direta desses com as litologias devido ao seu comportamento geoquímico de superfície ser de baixa mobilidade.

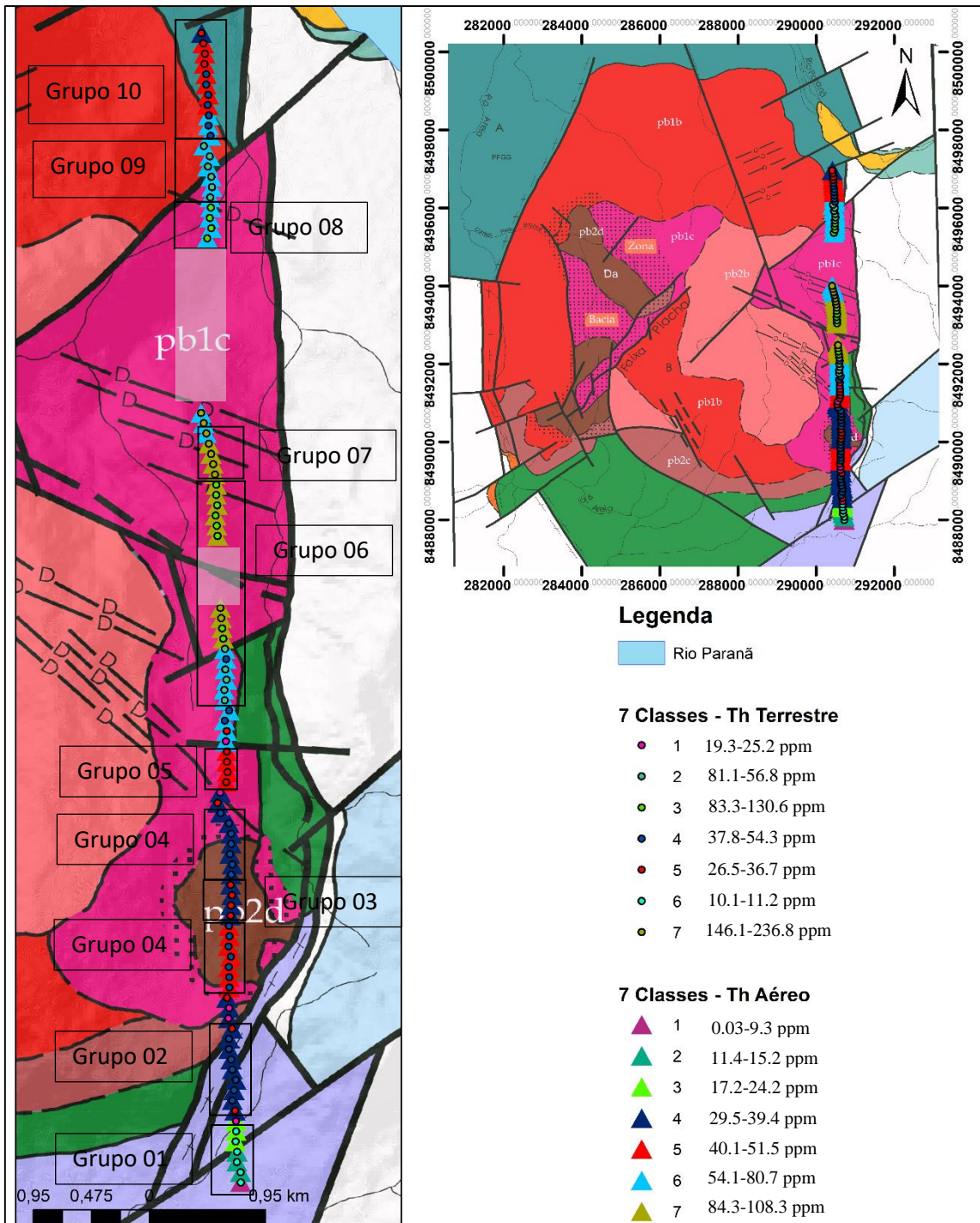


Figura 5.17 - Classificação não supervisionada para os dados do tório e suas respectivas razões. Os grupos após o agrupamento das classes. A sombra indica a ausência de dados.

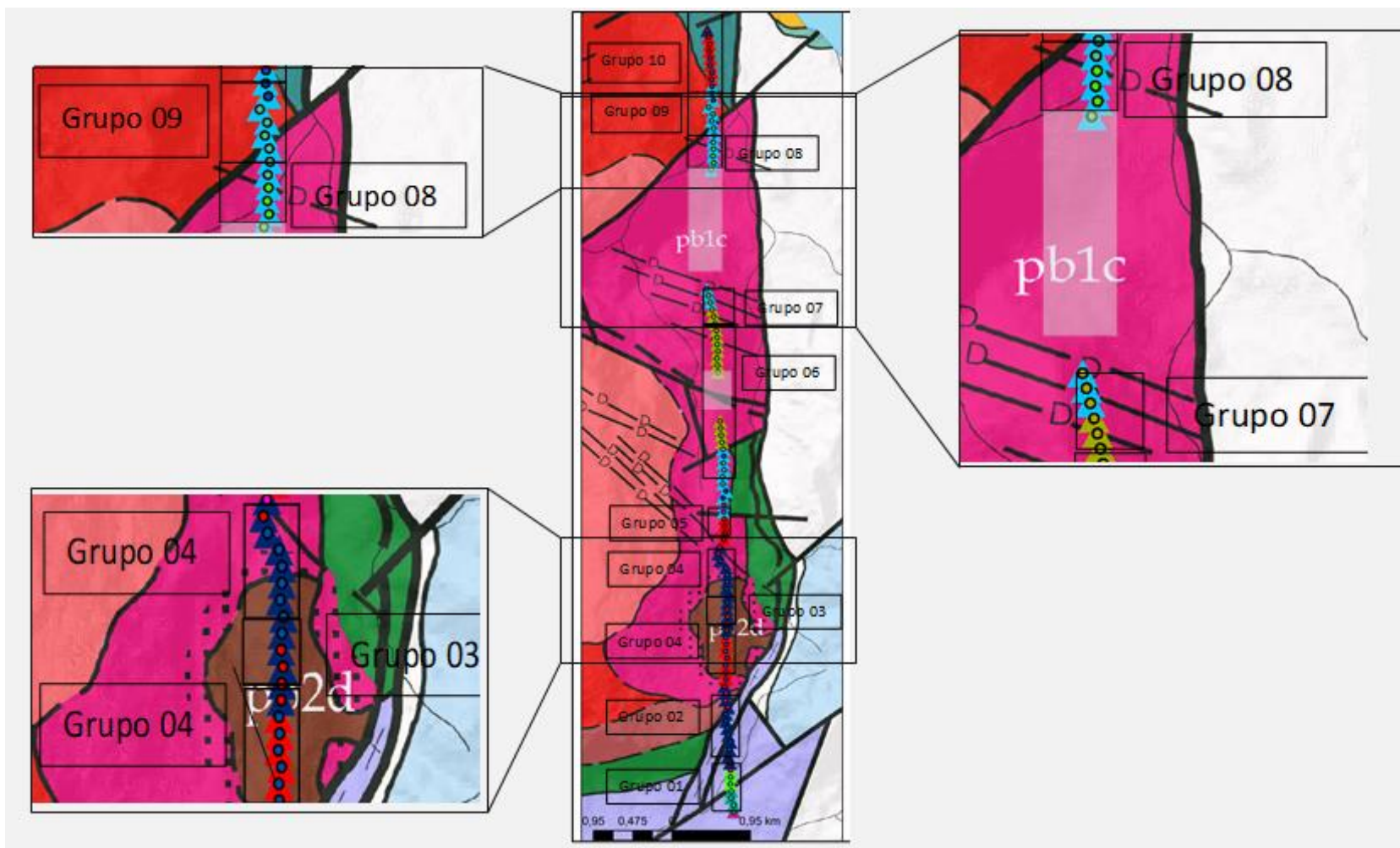


Figura 5.18 - Agrupamento das classes dos dados do tório após a classificação não supervisionada. Círculos representam os dados gamaespectrométricos terrestres e triângulos os dados gamaespectrométricos aéreos. A sombra indica a ausência de dados.

Tabela 5.6 – Matriz de distâncias entre os centroides das classes que representam os dados de tório terrestre e suas razões.

	Classe 1	Classe 2	Classe 3	Classe 4	Classe 5	Classe 6	Classe 7
Classe 1	0,000	44,780	79,330	23,067	9,774	10,138	161,982
Classe 2	44,7807	0,000	34,549	21,713	35,006	54,919	117,201
Classe 3	79,330	34,5496	0,000	56,262	69,555	89,468	82,651
Classe 4	23,067	21,713	56,262	0,000	13,292	33,205	138,914
Classe 5	9,774	35,006	69,555	13,292	0,000	19,912	152,207
Classe 6	10,138	54,9191	89,468	33,205	19,912	0,000	172,120
Classe 7	161,982	117,201	82,651	138,914	152,207	172,120	0,000

Classificação não supervisionada com o potássio e razões eU/K e eTh/K

Os dados terrestres e aéreos do potássio mostram que a seleção de grupos por meio das classes não é direta, pois mostra a variação de suas concentrações com base na sua mobilidade química. As concentrações provenientes do grupo 06 foram comparadas com análises geoquímicas de rocha e optou-se em defini-lo como o “grupo representante do Granito pb1c”. Apesar do grupo 06 ser formado por classes aéreas com variações de concentrações causadas pela proximidade de litologias que constituem o Quartzo Diorito Nova Roma e o Grupo Araí, promovendo uma resposta gamespectrométrica aérea típica, assinatura regional (Figuras 5.19 e 5.20).

O grupo 07 apresenta as maiores concentrações de potássio terrestre como valores anômalos (classe 05: 11,1% - 17,4%) e aéreo (classe 06: 2,3% - 2,9%) que correspondem aos “diques ao sul” (diques ácidos D1). Esses valores são confirmados pelo perfil de integração entre os dados (Figura 5.10), onde as maiores concentrações de potássio se encontram na faixa anômala F_N . As maiores concentrações do dado de potássio aéreo foram apresentadas pela classe 2 (3,0% - 4,1%) que constitui os grupos 06, 05, 04, 02 e 01 (Figura 5.19).

Os tonalitos (grupo 10) mostram as menores concentrações de potássio para o dado terrestre (classe 01: 0,5% - 1,2%). No dado aéreo, o tonalito apresenta concentrações não discriminantes, provável influência das demais rochas próximas ou encaixantes da intrusão (Figura 5.19).

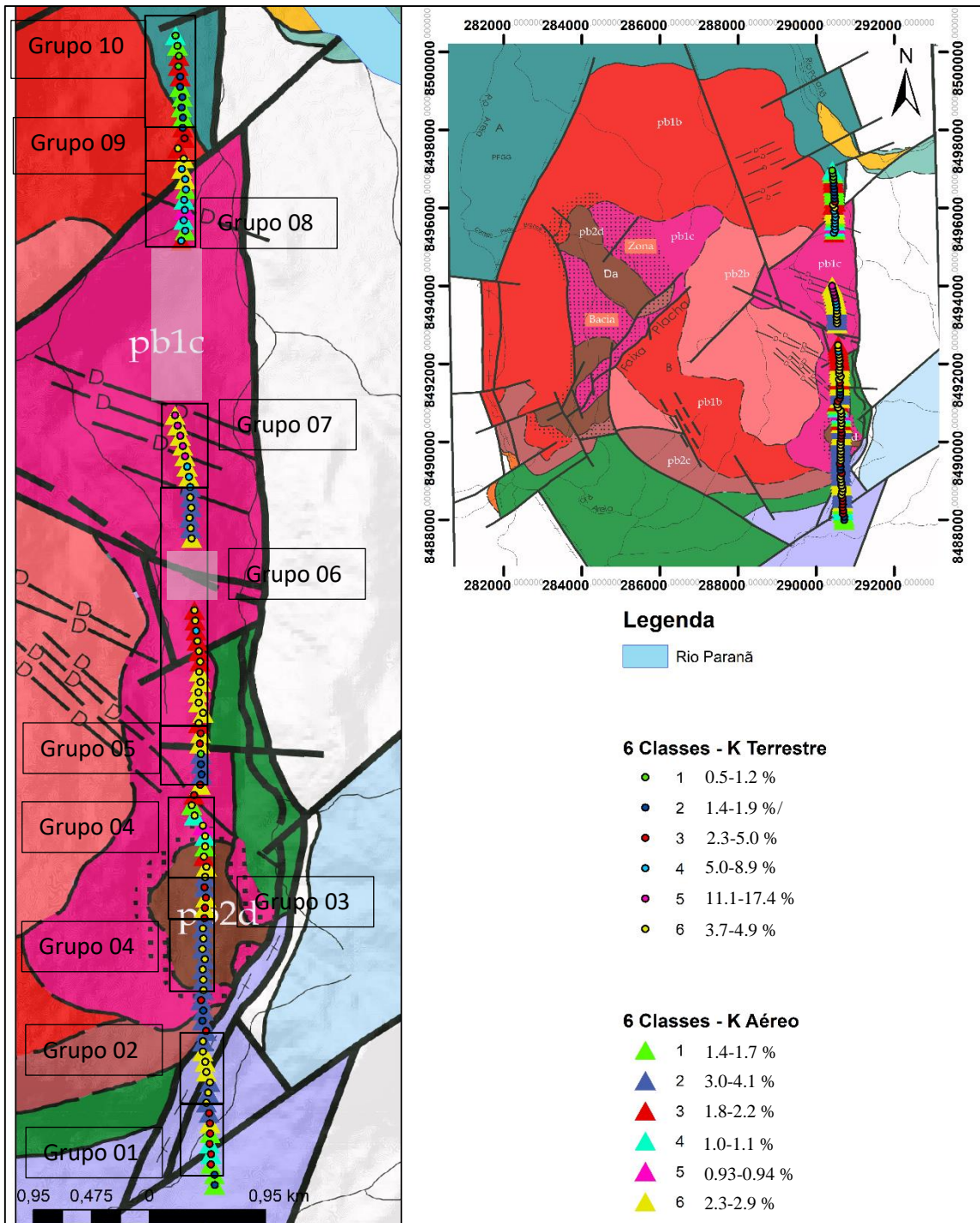


Figura 5.19 - Classificação não supervisionada para os dados do potássio e suas respectivas razões. Os grupos após o agrupamento das classes. A sombra indica a ausência de dados.

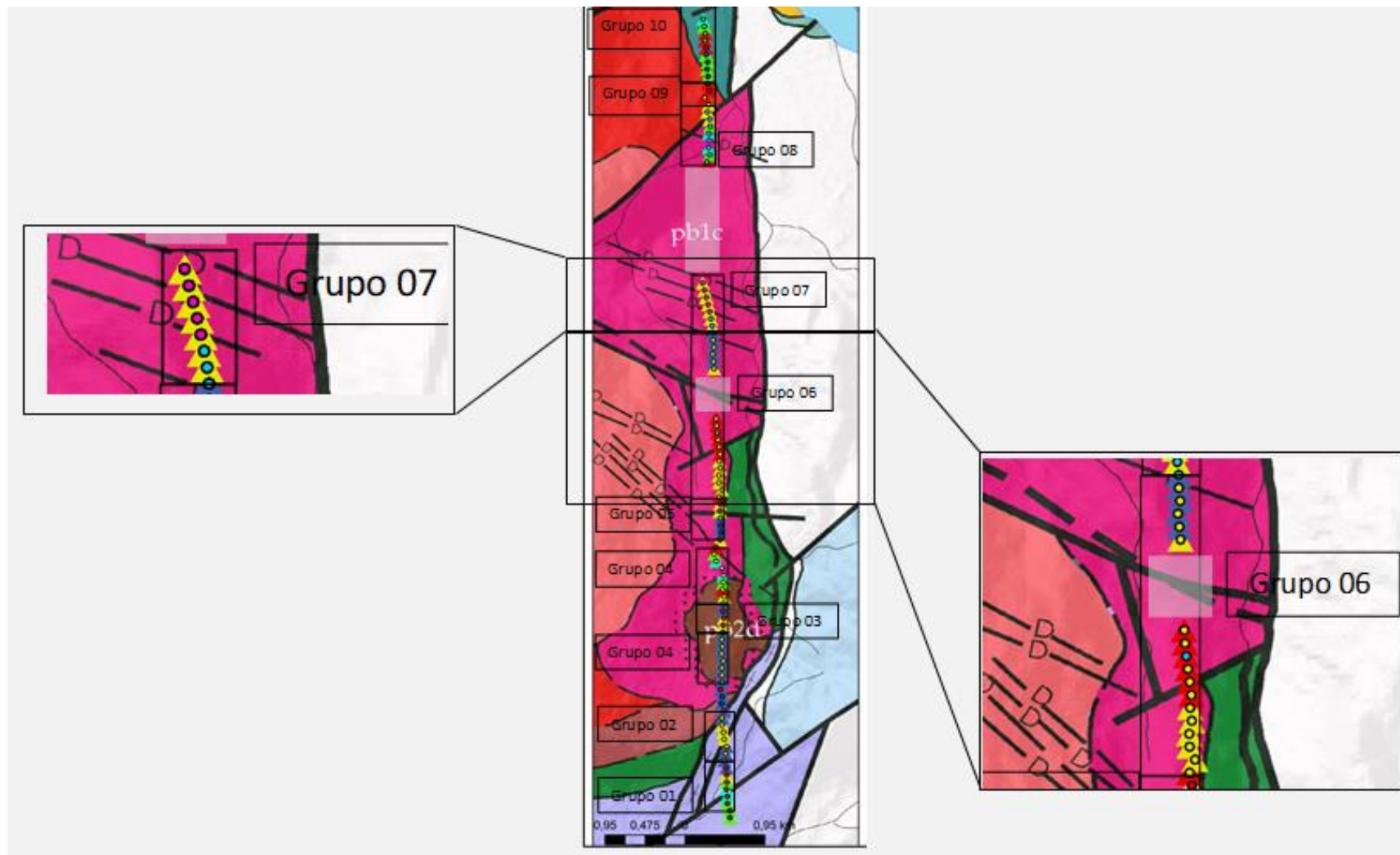


Figura 5.20 - Agrupamento das classes dos dados do potássio após a classificação não supervisionada. Círculos representam os dados gamaespectrométricos terrestres e triângulos os dados gamaespectrométricos aéreos. A sombra indica a ausência de dados.

Classificação não supervisionada com o urânio e razões eU/eTh e eU/K

As maiores concentrações anômalas (classe 03 terrestre: 10,9ppm - 16,9ppm) estão localizadas no grupo 06 (Granito pb1c) e grupo 08 (dique ao norte/D2 do Granito pb1c). Isso é interpretado como decorrente dos processos de evolução magmática das famílias pb1 e pb2 onde os valores anômalos de urânio atingem até 25ppm (Botelho, 1992) (Figuras 5.21 e 5.22). As concentrações de urânio dos dados terrestres que variam de 1,8ppm a 3,9ppm representam os menores valores de urânio na encaixante, Formação Ticunzal.

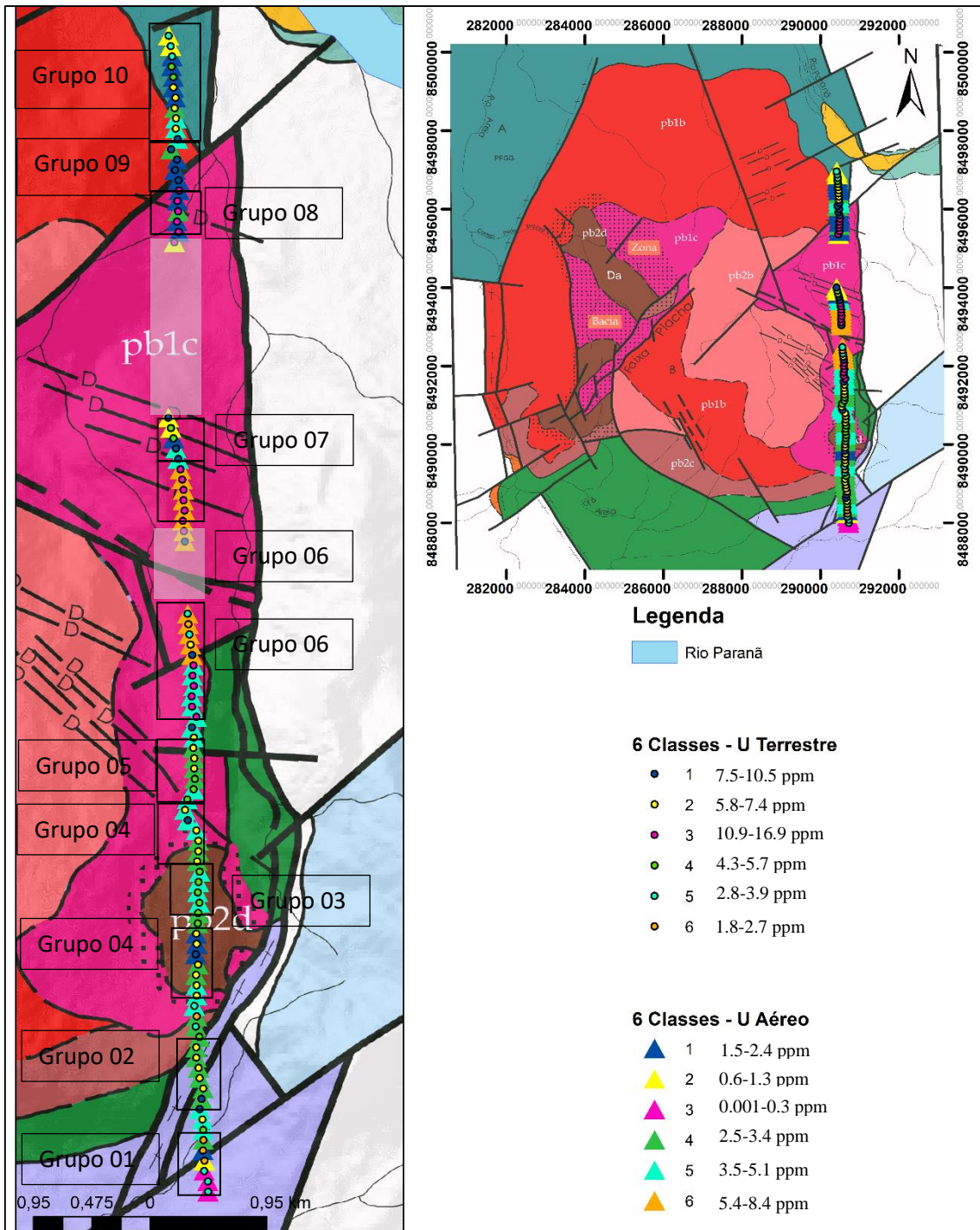


Figura 5.21 - Classificação não supervisionada para os dados do urânio e suas respectivas razões. Os grupos após o agrupamento das classes. A sombra indica a ausência de dados.



Figura 5.22 - Agrupamento das classes dos dados do tório após a classificação não supervisionada. Círculos representam os dados gamaespectrométricos terrestres e triângulos os dados gamaespectrométricos aéreos. A sombra indica a ausência de dados.

5.2.4 Análise de regressão

Após a definição e análise dos grupos, foram obtidos gráficos de dispersão para todos os 10 grupos, das variáveis terrestres e aéreas para cada elemento, e após a regressão linear, seus respectivos coeficientes de determinação (R^2) e equações lineares. Além dos coeficientes de determinação, também foram obtidos os coeficientes de correlação linear de Pearson (r) e os p -values, esses dados estão contidos na tabela do Anexo 4. A análise dos resultados mostrou que nem todas as correlações obtidas foram significativas pelos testes de hipótese p -value $< 0,05$ (Anexo 4).

Com o teste de hipóteses, temos que para p -value $< 0,05$ rejeita-se a hipótese nula H_0 que estabelece que as duas variáveis (terrestres e aéreas) são independentes.

É importante lembrar que o coeficiente de correlação de Pearson (r) é muito sensível a valores extremos, ou seja, um único valor muito diferente do conjunto de dados pode alterar significativamente o valor de r e conseqüentemente do coeficiente de determinação R^2 (Minitab 17, 2014).

Correlações e equações para os dados de tório

Por meio das análises dos coeficientes de correlação, p -values e regressões lineares, foram obtidas correlações significativas (p -value $> 0,05$) para os grupos aos quais correspondem as litologias: Zona mineralizada pb1c, granito pb1c, diques ao sul, tonalitos e as litologias que constituem o grupo 09 (Figura 5.23). Os grupos que apresentaram variáveis de correlação não significativa, relação de independência e baixos valores de R^2 são: grupo 01: Fm Ticunzal, grupo 03: granito pb2d, grupo 08: diques ao norte, grupo 05: pb1c zonas de falhas e diques, e grupo 02: filonitos (zonas com heterogeneidade litológica). No geral, os dados do tório apresentam elevada correlação linear com a geologia da área de estudo.

Os cinco grupos com correlação significativa apresentam relações diretas e inversas entre os dados gamaespectrométricos terrestres e aéreos (Figura 5.23 e Anexo 4): i) Diretas: grupos 06 e 10; ii) Inversas: grupos 04, 07 e 09. Essas relações obedecem esse comportamento devido as características oriundas das aquisições de ambos os dados. As regiões de maior homogeneidade deveriam estabelecer relação direta, enquanto que as mais heterogêneas, inversa.

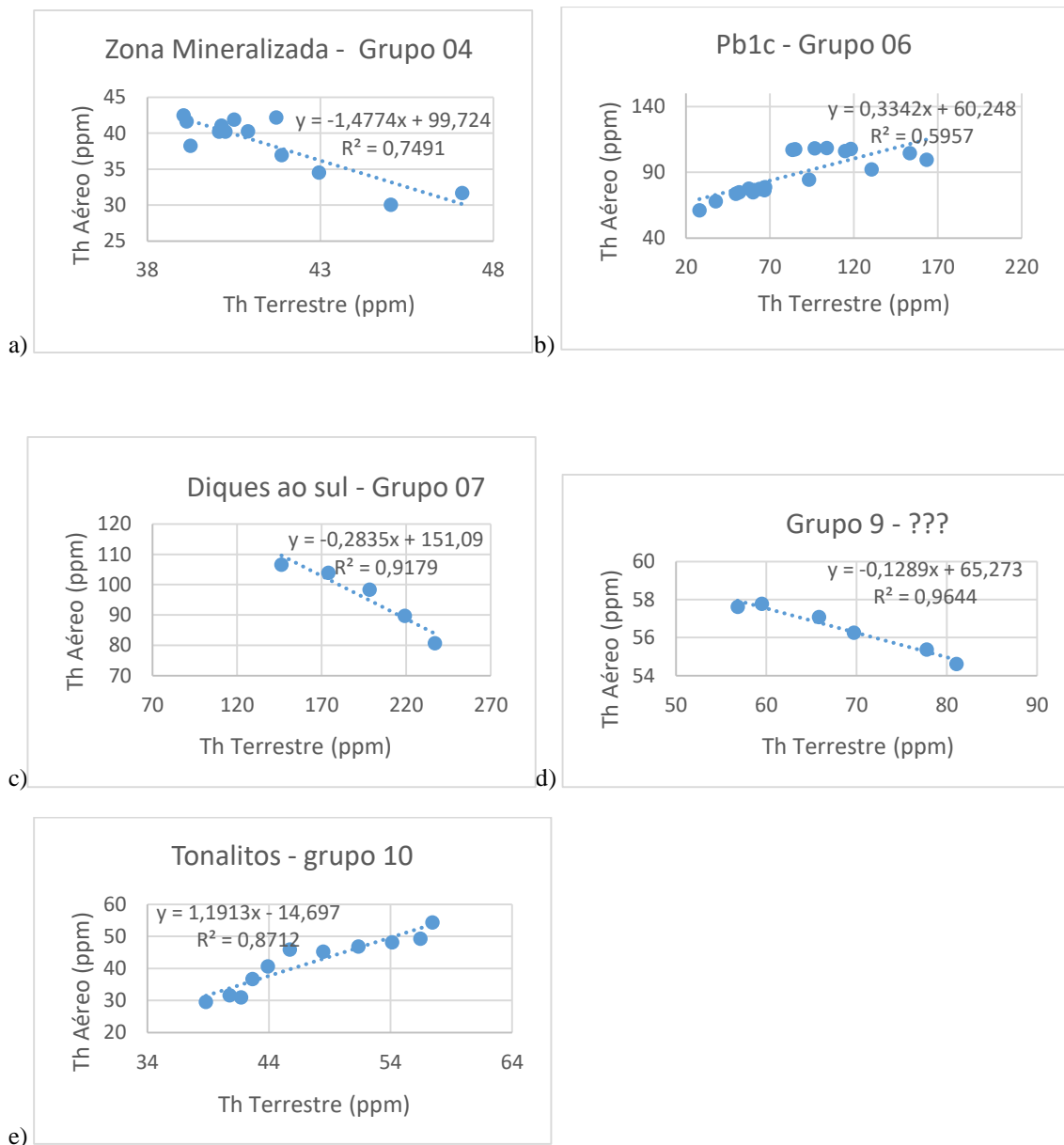


Figura 5.23 – Diagrama de dispersão e regressão linear para os dados terrestres e aéreos de tório a) Grupo 04 (zona mineralizada), b) Grupo 06 (pb1c), c) Grupo 07 (diques ao sul), d) Grupo 09 (litologia indefinida) e e) Grupo 10 (tonalitos).

Correlações e equações para os dados de potássio

Foram obtidas correlações significativas ($p\text{-value} > 0,05$) para os grupos aos quais correspondem as litologias: Fm. Ticunzal, Zona mineralizada pb1c, Granito pb2d e falhas e diques no Granito pb1c (Figura 5.24 e Anexo 4)

Os grupos que apresentaram variáveis de correlação não significativa, relação de independência e baixos valores de R^2 são: filonito, Granito pb1c, diques ao sul, diques ao norte, tonalitos e grupo 09 sem litologia definida. Esses grupos não apresentam equações que definem o comportamento gamaespectrométrico do potássio associado com a litologia escolhida. Ao norte da área, próximo aos tonalitos, existe a influência do rio Paranã que promove atenuação da resposta gamaespectrométrica. Isso pode justificar a baixa correlação dos grupos que constituem a região norte (tonalitos, grupo 09 e diques ao norte) (Figura 5.24 e Anexo 4).

Foram definidos quatro grupos com base no comportamento do potássio, diferente do ocorrido para os dados de tório (cinco grupos). Isso é interpretado devido ao comportamento químico do potássio apresentar alta mobilidade em superfície.

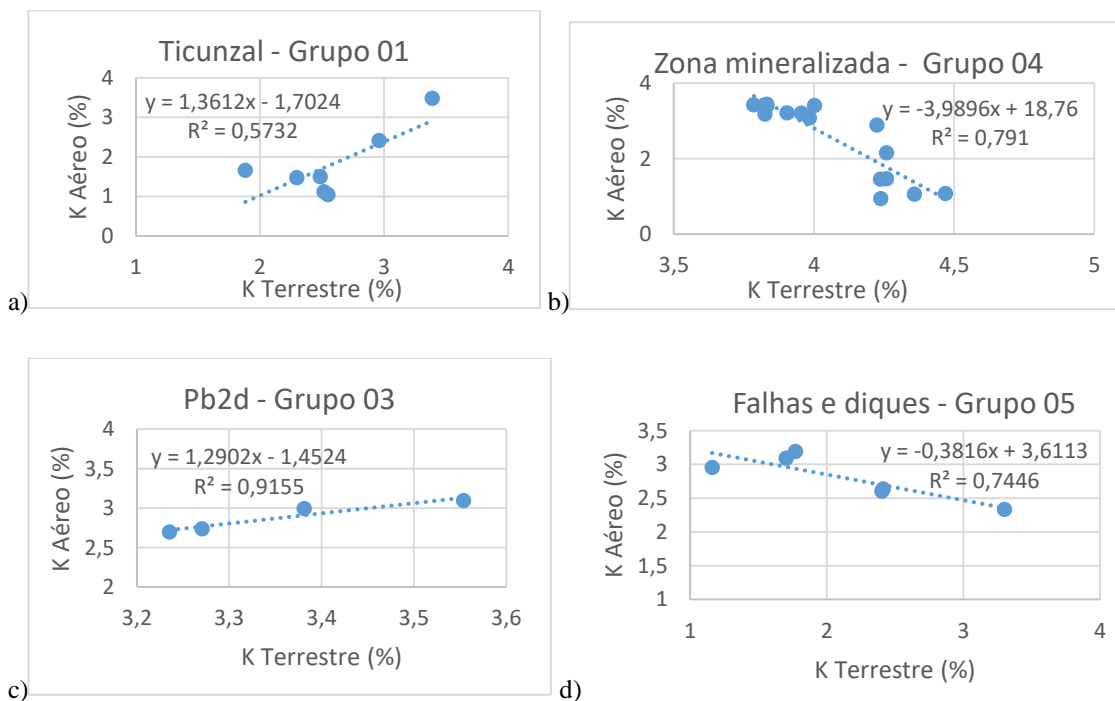


Figura 5.24 – Diagrama de dispersão e regressão linear para os dados terrestres e aéreos de potássio a) Grupo 01 (Ticunzal), b) Grupo 04 (zona mineralizada), c) Grupo 03 (pb2d) e d) Grupo 05 (falhas e diques).

Correlações e equações para os dados de urânio

Foram obtidas correlações significativas ($p\text{-value} < 0,05$) para os grupos que correspondem as litologias: Fm. Ticunzal, filonitos, diques ao sul e tonalito. Os grupos que não possuem correlação significativa e relação de independência foram: Zona mineralizada pb1c, Granito pb2d, Granito pb1c, falhas e diques no Granito pb1c, diques ao norte e litologias que constituem o grupo 09 (Figura 5.25 e Anexo 4).

A correlação de urânio apresentada pelo grupo 09 não é significativa devido ao seu desequilíbrio. Mas esse grupo mostra correlações significativas, para os elementos tório e potássio, devido ao seu comportamento geoquímico em superfície.

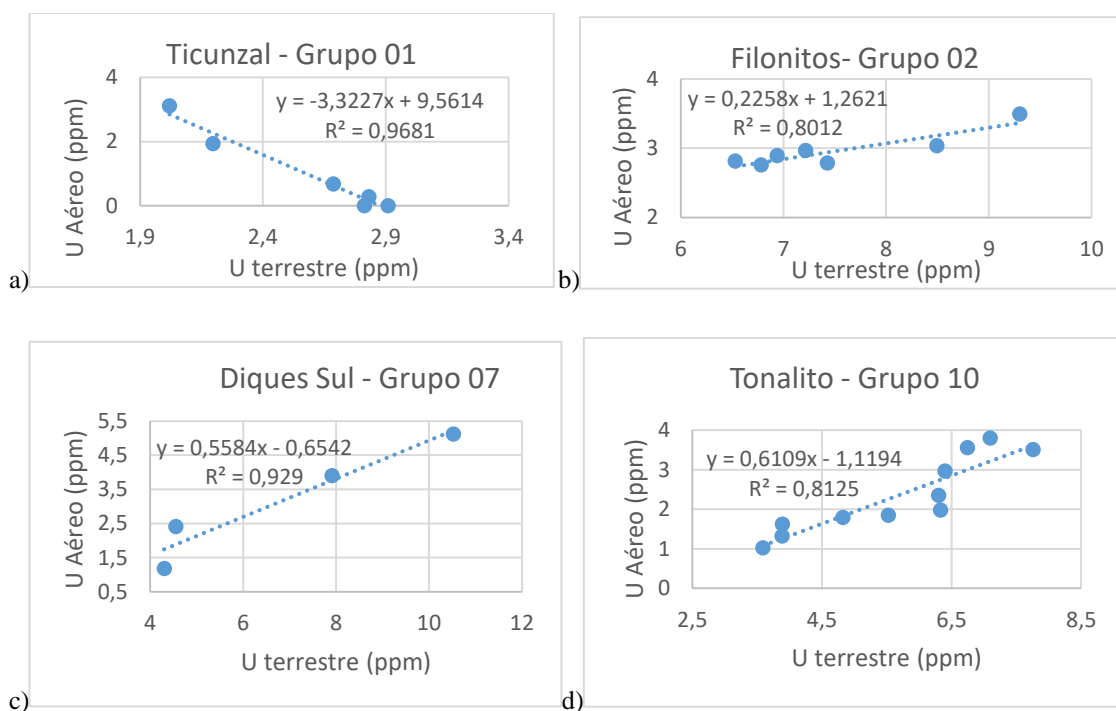


Figura 5.25 – Diagrama de dispersão e regressão linear para os dados terrestres e aéreos de urânio a) Grupo 01 (Ticunzal), b) Grupo 02 (filonitos), c) (diques sul) e d) Grupo 10 (tonalitos).

6. CONCLUSÕES

A integração entre dados aéreos e terrestres a partir de uma mesma linha de produção mostra que o dado terrestre indica variações da assinatura gamaespectrométrica, e possíveis anomalias em regiões que o dado aéreo apresenta resposta monótona ou constante, como em “litologias homogêneas”. Essa integração em conjunto com a análise estatística mostra que o dado aéreo se caracteriza por representar a resposta regional atenuada oriunda das fontes radioativas da área, ou seja, uma assinatura que não apresenta resolução para distinguir anomalias, nesta escala de trabalho.

No Maciço Pedra Branca, os dados terrestres gamaespectrométricos indicaram zonas anômalas (F_N e F_C) que mostram que o granito pb1c possui distintas assinaturas gamaespectrométricas ou que a rocha não é homogênea, e então a importância de um levantamento gamaespectrométrico terrestre para auxílio de informações a respeito de uma área.

A análise descritiva dos dados mostra que os valores das médias das concentrações terrestres dos elementos potássio e urânio são cerca de o dobro das concentrações aéreas. Isso confirma que as diferenças entre os dados são provenientes das características oriundas da geometria de aquisição do dado terrestre (pontual), pois essa assinatura está diretamente associada com a composição das rochas da estação amostrada e suas proximidades. O dado aéreo não apresenta o mesmo comportamento devido à intensa atenuação da assinatura gama promovida pela altura fonte-detector, área de cobertura do círculo amostral e a influência de diferentes fontes regionais presentes na área.

Os resultados da análise descritiva (coeficiente de correlação) para os dados da linha de produção mostram baixos valores de correlação para os elementos potássio e urânio e, alta correlação, para o tório. Essas diferenças para as variáveis terrestres e aéreas indicam os efeitos decorrentes das variações litológicas na área. Portanto, para o uso de uma função linear que descreva os dados gamaespectrométricos, é necessário usar uma única litologia para minimizar possíveis variações de fontes de radiação, e por esse motivo utilizou-se a técnica de análise de grupos: Classificação não supervisionada. Testes de análise descritiva que subdividiram os dados da linha de produção, em norte e sul, mostraram melhor correlação, pois representaram regiões mais homogêneas em termos de litologia.

A classificação não supervisionada dos dados de tório apresentou grupos que representam as principais litologias da área de estudo. Portanto, foi comprovado em termos quantitativos que o tório é um “marcador geológico” ou elemento “resistato”, pois apresenta baixa mobilidade

química, mesmo em regiões de alta heterogeneidade litológica e diversidade geomorfológica. Como apoio para essa afirmação, as correlações lineares testadas quanto a sua significância, indicaram que a partir das equações lineares dos dados de tório obtivemos relação entre os dados gamaespectrométricos e a litologia. Os dados de potássio e urânio apresentaram menos grupos “correlacionáveis”, o que é interpretado devido a maior mobilidade química desses elementos.

Portanto, uma correlação linear (relação linear) significativa entre os dados gamaespectrométricos aéreos e terrestres pode ser obtida, a partir de dados referentes às litologias homogêneas, e isso foi validado na análise descritiva dos dados, onde se considerou toda a linha de produção, sem distinção de litologias. Também se observou que outros fatores (variáveis) devem ser incorporados a essa relação para apresentar maior confiabilidade e robustez na correlação entre os dados terrestres e aéreos como as variáveis geomorfológicas, por exemplo. Mesmo comparando variáveis iguais (K, eTh e eU) obtidas em diferentes processos de aquisição, suas respostas podem ser distintas devido à natureza do processo de desintegração nuclear que é descrito como uma função aleatória, o que torna essa relação linear entre os dados mais complexa. A validação da relação linear deverá ser realizada na mesma área coberta pelo dado aéreo e terrestre, com intuito de atenuar influências de muitas variáveis e a amostragem de cada litologia deverá ser representativa para maior confiabilidade e robustez da análise estatística.

A metodologia proposta nesse trabalho deve ser aplicada em áreas que apresentem litologias com relevante assinatura gamaespectrométrica devido à presença de minerais fontes de radiação gama, como os granitos. A escala de trabalho adequada é de detalhe, pois o dado de referência do método gamaespectrométrico aplicado é o dado terrestre.

Esse trabalho também contribuiu para informações geológicas do maciço Pedra Branca uma vez que a partir da discriminação do dado terrestre e informações geológicas de outras porções do Maciço (Botelho, 1992), foi observado que os diques ao sul (D1) apresentam anomalias de composição sienogranito a álcali-feldspato granito (K, eTh e eU) e os diques ao norte (D2), mais tardios, são de composição sienogranítica. Essa afirmação será avaliada posteriormente com análise química de ambos os diques amostrados em campo.

Além da metodologia e análise estatística aplicadas nesse trabalho, houve integração dos produtos de gamaespectrometria terrestre e aérea, magnetometria aérea e de laboratório para a criação de um modelo geofísico-geológico. O modelo permitiu caracterizar o Maciço Pedra Branca como uma intrusão granítica constituída por fontes de susceptibilidade magnética mais rasas (1,8km) correspondentes a presença de magnetitas na Faixa Placha (0,029SI). Também foram

caracterizadas fontes magnéticas de elevada susceptibilidade (0,012SI - IVM), localizadas em profundidade de cerca de 2,0km. Contribuições a respeito da granitogênese do maciço foram obtidas, uma vez que as assinaturas mais profundas são interpretadas como “corpos magmáticos” de natureza máfica, decorrentes do magmatismo basáltico do rifte Araí. Esta interpretação é apoiada pela presença de diques de diabásio (ponto ACL2-12) que cortam o Maciço.

A caracterização geofísica (gamaespectrométrica e magnetométrica) se mostrou importante ferramenta para definir diferentes assinaturas geofísicas para as regiões da Zona da Bacia e da Faixa Placha, o que confirma, que os processos de formação dessas zonas mineralizadas ocorrem de formas distintas em assinaturas geológica e geofísica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aisengart, T., 2013. 3D Inversion of Magnetic Data at Low Magnetic Latitudes. 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 26–29 August 2013. p. 326–330, 2013. Society of Exploration Geophysicists and Brazilian Geophysical Society.

Almeida, F.F.M., 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. DNPM-DGM. Bulletin 241, Rio de Janeiro, p. 36.

Almeida, F.F.M., 1977. O Craton do São Francisco. Rev. Bras. Geociências 7, 349e364.

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito-Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. Earth-Science Rev. 17, 1e29.

Assumpção M., An M., Bianchi M., França G.S., Rocha M., Barbosa J. R., Berrocal J., 2004. Seismic studies of the Brasília Fold Belt at the western border of the São Francisco Craton, central Brazil, using receiver function, surface wave dispersion, and teleseismic tomography, Tectonophysics, 388, 173– 185.

Assumpção M., Feng M., Tassara A., Julià J., 2013. Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. Tectonophysics.

Alvarenga C.J.S., Botelho N.F., Dardenne M.A., 2006. Programa Geologia do Brasil (PGB/LGB) - Cartas Geológicas. Relatório Final da Folha SD.23-V-C-VI Nova Roma, Estado de Goiás. Escala 1:100.000. Brasília: UnB/CPRM, 2006.

Alvarenga, C. J. S. et al., 2007. Relatório final das folhas Monte Alegre de Goiás, Cavalcante e Nova Roma. Programa Geologia do Brasil (PGB/CGB). Escala 1:100.000. Goiânia: CPRM; UnB, 2007.

Alvarenga, C. J. S. et al., 2007. Mapa Geológico Folha Nova Roma, SD.23-V-C-VI. Programa Geologia do Brasil (PGB/CGB). Escala 1:100.000. Goiânia: CPRM; UnB, 2007.

Barbosa, R. D.; Pereira, J. G., 2013. Inversão 3D de dados Magnéticos na Região de Mara Rosa-Goiás, Brasil, utilizando Geosoft VOXI. 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 26–29 August 2013. p. 520–525, 2013. Society of Exploration Geophysicists and Brazilian Geophysical Society.

Berrocal, J., Y. Marangoni, N. Côgo de Sá, R. A. Fuck, J. E. P. Soares, E. Dantas, F. Perosi, and C. Fernandes (2004), Deep seismic refraction and gravity crustal model and tectonic deformation in Tocantins Province, Central Brazil, Tectonophysics, 388, 187–199.

Blum M.L.B., 1999. Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil Central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral. Tese de Doutorado n.30 - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1999.

Botelho N.F., 1984. O Granito Pedra Branca (Goiás) e as mineralizações de estanho associadas. Dissertação de mestrado - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1984.

Botelho N.F., Rossi G., 1988, Depósito de Estanho de Pedra Branca, Nova Roma, Goiás. In: Schobbenhaus C., Coelho C.E. (eds.), Principais Depósitos Minerais do Brasil, vol. III. DNPM-CVRD. p. 267-285.

Botelho N.F., 1992. Les ensembles granitiques subcalins a peralumineux mineralises em Sn et In de la Sous-Province Paraná, etat de Goiás, Bresil. PhD. Thesis. Université Pierre et Marie Curie (Paris VI). p.427.

Botelho N.F., Moura M.A., 1998, Granite-ore deposit relationship in central Brazil. In: J. South Am. Earth Sci., 11 (5): p. 427-438.

Botelho, N.F., Alvarenga, C.J.S., Menezes, P.R., D'El-Rey-Silva, L.J.H., 1999. Suíte Aurumina: uma suíte de granitos Paleoproterozoicos, peraluminosos e sintectônicos na faixa Brasília. VII Simposio de Geologia do Centro-Oeste e X Simposio de Geologia de Minas Gerais, Brasília. Abstract volume, p. 17.

Botelho N.F., Cunha L.M., Silva D.V.G., Brito A.P., 2002a, Granitos peraluminosos paleoproterozóicos mineralizados em ouro, urânio, estanho e tântalo, na região nordeste de goiás. In: SBG, Cong. Brasileiro de Geologia, 41, Boletim de Resumos, p. 436.

Botelho, N.F., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Laux, J.H., Junges, S.L., 2006. The Paleoproterozoic peraluminous Aurumina granite suite, Goiás and Tocantins, Brazil: geological, whole rock geochemistry and U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. In: Alkmim, F.F., Noce, C.M. (Eds.), The Paleoproterozoic Record of the São Francisco Craton, Brazil, p. 92. Field guide and abstracts. IGCP509: Paleoproterozoic Supercontinents & Global Evolution.

Botelho, N. F. et al. Mapa Geológico Folha Cavalcante, SD.23-V-C-V. Escala 1:100.000. Goiânia: CPRM; UnB, 2007.

- Botelho N.F., Santana I.V., Vieira C.C., Costa N.O., Zapata A.M., 2016. Potencial econômico para ETR como subproduto do estanho e/ou para depósitos de ETR, do tipo adsorção iônica, em granitos do tipo-A da Província Estanífera de Goiás. In: SBG, Cong. Bras. Geologia, 48, Porto Alegre, Anais.
- Brito Neves B.B. de, Neto M.C.C., Fuck R.A., 1999. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22:155-166.
- Carmelo A. C., 1994. Integração de imagens TM/LANDSAT-5 e Gamaespectrométricas no Estudo Geológico do Complexo Caiamar, na região de Crixás, GO. Dissertação de mestrado - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1994.
- Cerný P., 1991. Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields: is geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies? *Precambrian Research*, 51: 429-468.
- Černý P., Ercit T.S., 2005. The classification of granitic pegmatites revisited *The Canadian Mineralogist*.
- Chappell B.W., White A.J.R., 1974, Two constrating granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-174.
- Conceição F. T., Bonotto D. M., 2003. Use of U-isotopes disequilibrium to evaluated the weathering rates and fertilizer-derived uranium at São Paulo State, Brazil. In: *Environmental Geology*. 44(4): p. 408-418.
- Cordell, L., Grauch, V.J.S., 1985, Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. In: Hinze, W.J. The utility of regional gravity and magnetic anomalies maps: SEG, p. 181-197.
- Cuadros F.A., Botelho N.F., Fuck R.A., Dantas E. L., 2017. The peraluminous Aurumina Granite Suite in central Brazil: an example of mantle-continental crust interaction in a Paleoproterozoic cordilleran hinterland setting. *Precambrian Research*, 2017. Elsevier.
- Cuadros F.A., Botelho N.F., Fuck R.A., Dantas E. L., 2018. The Ticunzal Formation in central Brazil: Record of Rhyacian sedimentation and metamorphism in the western border of the São Francisco Craton. *Precambrian Research*, 2018. *Journal of South American Earth Sciences*.
- Cunha L.M., 2006. Gênese e controle da mineralização de Au e Ag associada a granitos peraluminosos na mina de Aurumina, Goiás. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Brasília, 103 p., 2006.
- Curto. J. B., Pires A.C.B., Silva. A. M, Crósta. A.P., 2012. Case History. The role of airborne geophysics for detecting hydrocarbon microseepages and related structural features: The case of Remanso do Fogo, Brazil. *Geophysics*. p. B35-B41.
- Dardenne, M.A., 2000. The brasilian fold belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz- Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic evolution of South America*. 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 231e263.
- Dardenne, M. A. et al., 2007. Mapa Geológico Folha Monte Alegre de Goiás, SD.22-Z-A-III. Programa Geologia do Brasil (PGB/CGB). Escala 1:100.000. Goiânia: CPRM; UnB, 2007.
- Dardenne M.A., Botelho N.F., 2014. Metalogenia da Zona Externa da Faixa Brasília. In: Silva M.G., Rocha Neto M.B., Jost H., Kuyumjian R.M. (Org.). *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras*. 1a. ed. Belo Horizonte: CPRM, v. 1, p. 431-454.
- Davis, J. C., 2002, *Statistics and data analysis in Geology*, 3ª edição, John Wiley & Sons, 635 p.
- Dentith, M., Mudge, S. T., 2014. *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*. Cambridge University Press, p. 222-223.
- D'el Rey Silva L.J.H., Senna Filho V., 1998. Ouro em sericita-quartzo hidrotermalitos controlados por cisalhamentos conjugados brasileiros, na região de Cavalcante (GO). *Brasil Central. Rev. Bras. Geoc.*, 28:405-408.
- Dickson B.L., Scott K.M., 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors. *Journal of Autralian Geology & Geophysics* 17(2), p. 187-200.
- Ellis, R. G., Wet, B. De, macleod, I. N., 2012. Inversion of magnetic data for remanent and induced sources. *ASEG Extended Abstracts 2012*. p.1–4, 2012. Australian Society of Exploration Geophysicists (ASEG).
- Feitoza L.M., 2011. Assinatura Geofísica das rochas alcalinas da porção norte da Província Alcalina de Goiás. Dissertação de mestrado – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2011, p. 61.
- Feitoza L.M., Carmelo A.C., Pires A.C.B., Von Huelsen M.G., Freitas M.E., 2011. Assinatura Geofísica dos Complexos Alcalinos Fazenda Buriti e Arenópolis, porção norte da Província Alcalina de Goiás. In: SBGf, *International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, 12, Rio de Janeiro, Anais.
- Feininger T., Dantas J.J., Girardi V.A.V., 1991. Gravity interpretation and possible regional significance of the Niquelândia layered basic-ultrabasic complex, Goiás, Brazil, *J. S. Am. Earth Sci.*, 4(4). 343– 350.

- Fernandes E., Blum M.L.B; Ribeiro R.K., 1991. The Goiás Seismic Zone—A new approach, paper presented at International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Salvador, Brazil.
- Ferreira F.J.F., 1991. Aerogamaespectrometria e aeromagnetometria de um trato ocidental do pré – cambriano paulista. Tese de doutorado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.
- Ferreira F.J.F., Riffel S.B, Forlin M., Guimarães G.B., 2001. Gamaespectrometria do Granito Serra do Carambeí-PR. In: Congr. Intern. Da Soc. Bras. Geof., 7, 2001, Salvador. Anais. Salvador: SBGf, 2001. p. 478–481.
- Ferreira, F.J.F., de Souza, J., Bongioiolo, A.B.S., Castro, L.G., 2013. Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using tilt angle. *Geophysics*, 2013. 78 (3), J33–J41.
- Fianco C.B., 2011. Métodos Geofísicos aplicados a prospecção de fosforitos. Dissertação de mestrado - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2011.
- Fianco C.B., Vidotti R.M., Pires A.C.B., 2011. Métodos geofísicos aplicados à prospecção de fosforitos no nordeste do Estado de Goiás. In 12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 15–18 August 2011 (pp. 1305-1310). Society of Exploration Geophysicists and Brazilian Geophysical Society.
- Fianco C.B., Vidotti R.M.; Pires A.C.B., Carmelo, A.C., 2012. Prospecting phosphorites using airborne geophysics in northeastern Goiás State–Brazil. *Revista Brasileira de Geofísica*, 30(4), 459-471.
- Fornazzari Neto, L.; Ferreira, F.J.F.; Campos, A.F., 2001. Gamaespectrometria Aplicada à Prospecção de Ouro na Folha Botuverá-SC. 7CISBGf, Salvador, 2001.
- Fuck, R.A., Jardim de Sá, E.F., Pimentel, M.M., Dardenne, M.A., Pedrosa-Soares, A.C., 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: Síntese dos conhecimentos. In: Domingues e, J.M.L., Misi, A. (Eds.), O Cráton do São Francisco. SBG/SGM/CNPq, pp. 161–185.
- Fuck R.A., Pimentel M.M., D´el-Rey-Silva L.J.H., 1994. Compartimentação tectônica ocidental da Província Tocantins. XXXVIII Cong. Bras. Geologia, Boletim de Resumos Expandidos, v.1, 215-126.
- Fuck, R. A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica da Província Tocantins. In IV Simpósio Geologia do Centro Oeste, Anais SBG Centro Oeste, 184-187.
- Fuck, R.A., Pimentel, M.M., Soares, J.E.P., Dantas, E.L., 2005. Compartimentação da Faixa Brasília. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-oeste, Atas, 9, 26-27.
- Fuck, R.A., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Botelho, N.F., Armstrong, R., Laux, J.H., Junges, S.L., Soares, J.E., Praxedes, I.F., 2014. Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: A contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. *Precamb. Res.* 244, 53–74.
- Fuck, R.A., Pimentel, M.M., Alvarenga, C.J.S., Dantas, E.L., 2017. The northern Brasília belt. In: Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmim, F.F. (Eds.), São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. Springer International, pp. 205e220.
- Godoy C.L., Bittencourt L.V.A.; Santos C.J.L.; Ferreira F.J.F., 2011. Distribuição de k, eU e eTh e avaliação da dose anual de radiação na região do granito Serra do Carambeí – PR. In: *Revista Brasileira de Geofísica* (2011) 29(2): p. 359-375.
- Hasui Y., Haralyi N.L.E., 1985. Paper presented at Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Goiânia, Brazil.
- Hasui Y., 2012. Capítulo 14a: Sistema Orogênico Tocantins. In: Hasui Y., Carneiro C.D.R., Almeida F.F.M., Bartorelli A., (Orgs) *Geologia do Brasil - São Paulo: Beca*, 2012, 900p.
- Hinze, W. J., 2013. Gravity and Magnetic Exploration – Principles, Practices and Applications. Cambridge University Press, New York. 2013.
- Hsu, S. K., Sibuet, J. C., and Shyu, C. T., 1996. High-resolution detection of geologic boundaries from potential-field anomalies: An enhanced analytic signal technique. *Geophysics*, 61, 373–386.
- IAEA (International Atomic Energy Agency), 2003. Guidelines for radioelement mapping using gamma-ray spectrometry data. Viena.
- Kearey P., Brooks M., Hill I., 2009. *Geofísica de Exploração - tradução: Maria Cristina Moreira Coelho*. São Paulo: Oficina de Textos, p.21.

- Landim, P. M. B., 2003, *Análise estatística de dados geológicos*, Ed. UNESP, S. Paulo, 2ª Ed., 253 p.
- LASA Engenharia e Prospecções S.A. 2006. Projeto Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás –3ª Etapa – Paleo-Neoproterozóico do Nordeste de Goiás-Relatório Final do Levantamento e Processamento dos Dados Magnetométricos e Gamaespectrométricos. RJ. Convênio de Cooperação Técnica entre a SGM/MME/CPRM e SIC/SGM/FUNMINERAL/Estado de Goiás, Rel. Final, v. 22, Texto e Anexos (mapas).
- Lawson, C. L. and Hanson, R. J., 1974. *Solving least-squares problems*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- Lesquer A., Almeida F.F.M., Davino A., Lachaud J.C., Maillard M., 1981. Signification structurale des anomalies gravimetriques de la partiesud du Craton de São Francisco (Bresil), *Tectonophysics*, 76, 273–293.
- Li, X., 2006. Understanding 3D analytic signal amplitude. *Geophysics*, v. 71(2). p. 13-16.
- Li, Y. and Oldenburg, D. W., 1996. 3–D inversion of magnetic data. *Geophysics*, 61, 394–408
- Li, Y. and Oldenburg, D. W., 1999. 3D inversion of DC resistivity data using an L-curve criterion, 69th Ann. Internat. Mtg., Soc.Expl. Geophys., Expanded Abstracts.
- Li, Y. and Oldenburg, D. W., 2000. Incorporating geologic dip information into geophysical inversion. *Geophysics*, 65, 148–157.
- Li, Y. and Oldenburg, D. W., 2003, Fast inversion of large scale magnetic data using wavelet transforms and a primal logarithmic barrier method. *Geophysical Journal International*, 152, 251–265.
- Lines, L. R. and Treitel, S., 1984. A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems: *Geophys. Prosp., Eur. Assn. Geosci. Eng.*, 32, 159-186.
- Lüning S., Kolonic S., 2003. Uranium spectral gamma-ray response as a proxy for organic richness in black shales: applicability and limitations. In: *Journal of Petroleum Geology*, 26(2): p. 153-174.
- Machado J.M., 2008. Depósito de Au, Pd e Pt associado a granito, mina buraco do ouro, cavalcante, Goiás: caracterização e modelo da mineralização. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Brasília, 182 p., 2008.
- Marangoni Y.R., Assumpção M., Fernandes E. P., 1995. Gravimetria em Goiás, Brasil, *Rev. Brasil. Geofís.*, 13(3), 205–219.
- Marini, O.J., Fuck, R.A., Dardenne, M.A, Danni, J.C.M. 1984. Província Tocantins, Setores Central e Sudeste. In F.F.M. de Almeida e Y. Hasui (Coordenadores) *O Pré-Cambriano do Brasil*, Edgard Blücher editora, 205-264.
- Marini O.J., Botelho N.F., 1986. A província de granitos estaníferos de Goiás. In: *Revista Brasileira de Geociências*, 16: 119 – 131.
- Marques G.C., 2009. Geologia dos grupos Araí e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do Tocantins. Dissertação de mestrado, Universidade de Brasília. p.
- Martins-Ferreira M.A.C., Campos J.E.G., Pires, A.C.B., 2017. Near-mine exploration via soil geochemistry multivariate analysis at the Almas gold province, Central Brazil: A study case. *Journal of Geochemical Exploration*, 173, 52-63.
- Melo S.S.V., 2006. Razão de Poisson da Crosta Superior da Região de Porangatu, Goiás, Província Tocantins: Um Estudo por Refração Sísmica. Dissertação de mestrado, Universidade de Brasília. p. 75.
- Milligan, P.R. e Gunn, P.J., 1997. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, v. 17(2), p. 63-75.
- Minty, B.R.S., 1991. Simple Micro-Levelling for Aeromagnetic Data. *Expl. Geoph.* 22: 591-592.
- Minty B.R.S., 1997. Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17, 39-50.
- Minty, B.R.S., Luyendyk, A.P.J., Brodie, R.C., 1997. Calibration and data processing for airborne gamma-ray spectrometry. *AGSO J. Aust. Geol. Geophys.* 17 (2), 51–62.
- Minty, B., Franklin, R., Milligan, P., Richardson, M. & Wilford, J., 2009b. The radiometric map of Australia. *Exploration Geophysics*, 40, 325-333. Available at: https://www.ga.gov.au/products/servlet/controller?event=GEOCAT_DETAILS&catno=68851
- Mushayandebvu, M. F., P. Van Driel, A. B. Reid, and J. D. Fairhead., 1999, Magnetic imaging using extended Euler deconvolution: 69th Annual International Meeting, SEG, ExpandedAbstracts, 400–403.

- Mushayandebvu, M. F., P. Van Driel, A. B. Reid, and J. D. Fairhead., 2001. Magnetic source parameters of two-dimensional structures using extended Euler deconvolution. *Geophysics*, 66, 814–823.
- Nabighian, M. N., 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. Its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37, 507– 517.
- Nabighian, M. N., 1974. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal crosssection. *Geophysics*, 39, 85–92.
- Nabighian, M. N., 1984. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms fundamental relations. *Geophysics*, 49, 780–786.
- Nascimento C.T., Guimarães E.M., Pires, A.C.B., 2005. Reconhecimento de solos por meio de gamaespectrometria. In: 9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society.
- Neto L.F., Ferreira F.J.F., Forlin M., Rostirolla S.P., 2001. Gamaespectrometria da Ocorrência de Ouro do Morro do Carneiro Branco- SC. In 7th International Congress of the Brazilian Geophysical Society.
- Neto e Ramos, 2005. Projeto Nova Roma-Porto Real, Relatório Final – Área XI. - Trabalho final de conclusão de curso - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2005, p. 98- 102.
- Oldenburg, D. W. and Li, Y., 2005. Inversion for applied geophysics: A tutorial, *Investigations in geophysics*, 13, 89-150.
- Paixão M.M., Vidotti R.M., Pires A.C.B., 2014. Uranium prospecting in northeastern Goiás state, Brazil: multiple regression applied to airborne geophysical data. In: *Revista Brasileira de Geofísica (Impresso)*, v. 32, p. 311-321.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology* 20, 375e379.
- Pimentel, M.M., Jost, H., Fuck, R.A., 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flavio Marques de Almeida*. Ed. Beca, pp. 355e368.
- Pires A.C.B., 1995. Identificação geofísica de áreas de alteração hidrotermal, Crixás-Guarinos, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 21, n. 1, p. 61–68.
- Pires A.C.B., Vidotti R.M., Carmelo A.C., 2010. Realce de anomalias de urânio por regressão múltipla em levantamento aerogeofísico no sudeste de Goiás. In: *Simpósio Brasileiro de Geofísica*, 4, Proceedings. Brasília: SBGf, CD-ROM.
- Pires A.C.B., Carmelo A.C., Martins-Ferreira M.A.C., 2018. Statistical enhancement of airborne gamma-ray uranium anomalies: Minimizing the lithological background contribution in mineral exploration. *Journal of Geochemical Exploration*. doi.org/10.1016/j.gexplo.2018.12.014.
- Pitkin, J.A. and Duval, J.S., 1980. Design parameters for aerial gamma-ray surveys. *Geophysics*, 45, 1427–1439.
- RS-125/230, 2011. Super Spectrometer System. User Manual version 3.0. Canadá.
- Ramos N.L., 2010. Dados Gamaespectrométricos e magnetométricos aéreos aplicados ao mapeamento geológico e a exploração de ouro na região de Fazenda Nova, porção leste do arco magmático de Arenópolis - Goiás, Dissertação de mestrado, Universidade de Brasília.
- Ramos N.L., Pires, A.C.B., Toledo, C.L.B., 2014. Airborne gamma-ray spectrometric and magnetic signatures of Fazenda nova region, east portion of Arenópolis Magmatic Arc, Goiás. In: *Revista Brasileira de Geofísica* 32 (1): p. 123-140.
- Reynolds J.M., 1998. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. John Wiley & Sons, Inc. 605 Third Avenue. New York, NY, USA.
- Reeves. 2005. *Aeromagnetic Survey*. Geosoft.
- Reid, A.B., Alsop, J.M., Grander, H., Millet, A.J., and Somerton, I.W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55, 80–91.
- Ribeiro V.B., Mantovani M.S., Louro V.H.A., 2014. Aerogamaespectrometria e suas aplicações no mapeamento geológico. *TerræDidática*, 10(1), 29-51.
- Roest, W.R., Verhoef, J., and Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, 57, 116–125.

- Salem, A., Williams, S., Fairhead, J., Ravat, D., and Smith, R., 2007. Tilt-depth method: A simple depth estimation method using first-order magnetic derivatives. *The Leading Edge*, 26, 1502–1505.
- Saunders, D. F.; Terry, S. A.; Thompson, C. K., 1987. Test of national uranium resource evaluation gamma-ray spectral data in petroleum reconnaissance. *Geophysics*, v. 52, n. 11, p. 1547–1556. Society of Exploration Geophysicists.
- Saunders D.F., Burson K.R., Branch J.F., Thompson C.K., 1993. Relation of thorium-normalized surface and aerial radiometric data to subsurface petroleum accumulations. In: *Geophysics*, vol. 58, no. 10 (october 1993), p. 1417-1427.
- Schön J.H., 2015. *Propriedades Físicas das Rochas*. Tradução. SCHÖN, J. H. 2011. *Physical Properties of Rocks vol. 18 - Fundamentals and Principles of Petrophysics*. Ed. Pergamon, New York.p.585.
- Serafim I.C.C.O., 2017. *Caracterização Magnética e Gamaespectrométrica de Zonas de Alteração Hidrotermal Associadas à Prospecção Aurífera, Nova Roma e Monte Alegre de Goiás*. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília.
- Shives R.B.K., Charbonneau B.W., Ford K.L., 2000. The detection of potassic alteration by gamma-ray spectrometry—Recognition of alteration related to mineralization. In: *Geophysics*, vol. 65, no. 6; p. 2001–2011.
- Schowengerdt R.A., 2006. *Remote sensing: models and methods for image processing*. 3th Ed., Elsevier Inc., Chapter 5 – Spectral Transforms. p.183-155.
- Soares J.E.P., 2005. *Estudos de refração sísmica profunda, função do receptor e gravimetria na Província Tocantins, Brasil central*. Tese de doutorado, Universidade de Brasília, 128 pp.
- Soares J.E.P., Berrocal J., Fuck R.A., Mooney W., Ventura D.B.R., 2006. Seismic characteristics of central Brazil crust and upper mantle: a deep seismic refraction study. *Journal of Geophysical Research*, 111, B12302, doi: 10.1029/2005JB003769.
- Spector, A., and Grant, F.S., 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35, 293–302.
- Spector, A. and Parker, W., 1979. Computer compilation and interpretation of geophysical data. *Geophysics and Geochemistry in the search for metallic ores*. Geological survey Canada, Economic Geology Report, v. 31, p. 527-544.
- Telford W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E., 1990. *Applied Geophysics*. 2nd Edition. Cambridge University Press.
- Thompson, D.T, 1982. EULDPH, a new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47, 31–37.
- Trindade C.R., 2014. *Espessura Crustal e Razão de Poisson do Brasil Central: uma Aproximação por Função do Receptor*. Dissertação de mestrado, Universidade de Brasília.
- Urquhart, T., 1988. Decorrugation of enhanced magnetic field maps. In 58th Annual International Meeting Expanded Abstracts. Society of Exploration Geophysicists, pp. 371–372.
- USGS, 2018. Tin. In: *Mineral Commodity Summaries*. U.S. Geological Survey, pp. 172-173.
- Valeriano C.M., Dardenne M.A., Fonseca M.A., Simões L.S.A., Seer H.J., 2004. A Evolução Tectônica da Faixa Brasília. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio de Almeida*, Beca Edta, São Paulo, p.575-593.
- Valeriano C.M., Pimentel M.M., Heilbron M., Almeida J.C.H., Trouw R.A.J., 2008. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana.
- Vasconcellos R.M., Metelo J.M., Mota C.A., Gomes D.R., 1994. *Geofísica em Levantamentos Geológicos no Brasil*. Rio de Janeiro, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, p. 165.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., 1984. A-type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 95: 407-419.
- Weihermann J. D., Ferreira F.J.F., Cury. F. L., Silveira. C. T., 2016. Gamma-ray spectrometry of granitic suites of the Paranaguá Terrane, Southern Brazil. *Journal of Applied Geophysics*, 2016. p. 38-52.
- Wilford J.R., Bierwirth P.E., Craig M.A., 1997. Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17(2), 201-216.
- Wilford, J., 2002. Airborne gamma-ray spectrometry. In: Papp (Ed.), *Geophysical and Remote Sensing Methods for Regolith Exploration*. CRCLEME Open File Report 144, pp. 46–52.

Wilford J.R., Caritat P. de, Minty B.R.S., Cooper M., 2011. National Geochemical Survey of Australia: Comparison of Geochemical and Airborne Radiometric Data.

Wollenberg H.A., 1977. Radiometric methods Nuclear methods in mineral exploration and production, 7, pp. 5-22.

Zdhanov, M. S., 2002. Geophysical Inverse Theory and Regularization Problems, Method in Geochemistry and Geophysics 36. Elsevier Science B.V.,2002, Amsterdam, The Netherlands.

ANEXOS

Anexo 1 – Amostras de gamaespectrometria terrestre.

Nome	UTM_Y	UTM_X	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)
1	8488000	290717,7085	1,59	8,9	3,6
2	8488080	290716,3084	1,881305179	11,44540306	2,812724318
3	8488160	290687,5946	2,296183523	11,95764641	2,908849627
4	8488240	290688,9132	2,513791559	11,2424937	2,686618354
5	8488320	290677,298	2,546080574	10,93077044	2,196831903
6	8488400	290681,0581	2,483443104	10,11879744	2,019571168
7	8488480	290680,3312	2,959157946	21,88023042	4,308869854
8	8488560	290673,4813	3,385447508	32,43079886	6,835580425
9	8488640	290652,4404	4,162828095	47,62206523	9,301605412
10	8488720	290666,2439	4,437807598	48,37806276	8,494986185
11	8488800	290679,5472	4,756777228	50,1192227	7,4267928
12	8488880	290652,4316	4,583062114	47,37483933	6,782205276
13	8488960	290643,3635	4,368432441	45,33843771	6,530971596
14	8489040	290626	4,06603693	43,45167844	6,938298883
15	8489120	290625,4131	4,171446785	42,96716719	7,215417143
16	8489200	290650	2,885147237	33,84568642	5,699948372
17	8489280	290622,176	1,708088413	20,25647073	3,174850333
18	8489360	290628,5335	1,450882753	19,28968259	2,30732517
19	8489440	290610,7	2,55313511	26,53533931	3,591091781
20	8489520	290629,5116	3,831235205	40,25344275	5,807709626
21	8489600	290627,764	3,954844735	40,07529117	6,050199862
22	8489680	290624,1068	3,98417315	40,5097809	6,482002873
23	8489760	290640	3,82459384	39,04536963	6,57332505
24	8489840	290622,3062	4,001690044	41,72595375	7,542301441
25	8489920	290629,5	3,785214843	39,13651509	7,170013965

26	8490000	290625,7459	3,904148364	40,13958945	6,950845397
27	8490080	290637,6392	3,553596035	34,61176947	5,247378906
28	8490160	290641,7035	3,270265957	29,90893081	4,452741114
29	8490240	290649,1664	3,235162263	31,29595432	4,669047893
30	8490320	290637,9108	3,381028157	32,73318518	4,839322421
31	8490400	290643,0104	4,224607921	40,90386713	5,487624185
32	8490480	290652	4,258779197	39,24612198	4,694718152
33	8490560	290632,9933	4,358564781	41,87817574	6,000410962
34	8490640	290642,9666	4,238074716	42,95871042	5,936282766
35	8490720	290642,3576	4,468452033	47,09459685	7,342163367
36	8490800	290626,3271	4,236633439	45,03736488	7,21157611
37	8490880	290560,2267	4,577766394	38,87693499	8,385873543
38	8490960	290538,3783	3,876240077	26,62039563	6,609072442
39	8491040	290556,91	2,809218081	19,26896644	5,310932277
40	8491120	290604,4692	2,413461631	27,07548206	4,510616929
41	8491200	290614,7464	1,703379684	31,03786295	5,10344541
42	8491280	290609,7836	1,770133832	35,3932434	5,782551316
43	8491360	290609,3221	1,16188135	27,80762005	6,290949734
44	8491440	290602,0882	2,402859578	25,18694776	6,514749977
45	8491520	290607,3624	3,301115686	27,97670429	7,281179816
46	8491600	290592,8878	4,128811943	37,76007654	8,120668514
47	8491680	290627,2777	4,365153034	49,61744654	11,07769864
48	8491760	290593,0697	4,829537989	57,44647739	10,92201859
49	8491840	290590,1751	4,779882044	67,02388794	13,14079599
50	8491920	290606,7927	4,5022619	66,76443499	12,46240802
51	8492000	290596,6359	4,068888897	59,89885946	13,42315791
52	8492080	290604,137	3,876534639	51,61045859	10,98385406

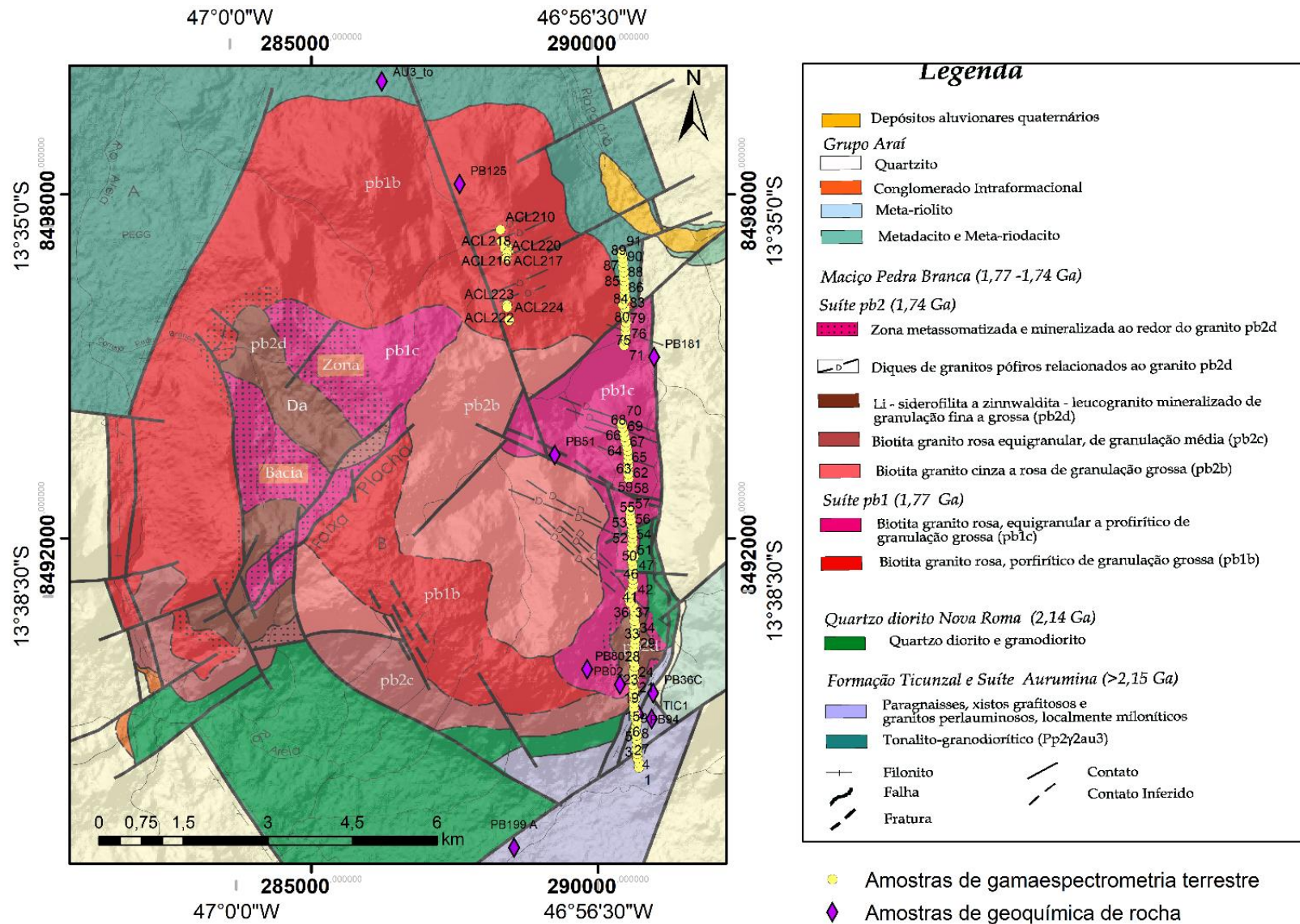
53	8492160	290594,5353	4,067884147	63,64471493	8,9381459
54	8492240	290582,0785	4,61282511	93,2120498	6,544123825
55	8492320	290572,3848	5,057817569	130,5695092	3,588792392
56	8492400	290565	4,869432683	163,3778084	1,80310279
57	8492480	290559,614	4,270539774	153,3702033	3,652300747
58	8493040	290537,1387	3,688976623	114,8679101	7,678757158
59	8493120	290530,7495	3,977090686	83,33640874	12,471674
60	8493200	290522,2307	4,566841135	84,98147904	14,99137528
61	8493280	290534,739	4,723533251	96,64661947	15,07851056
62	8493360	290526,4032	4,720368925	103,8436933	14,01545431
63	8493440	290526,4559	5,232097284	118,1555104	12,82651479
64	8493520	290516,8778	6,770319401	146,152644	12,77508152
65	8493600	290503,1731	8,904848642	173,8879617	12,19630179
66	8493680	290487,1	11,4481475	198,1819957	10,51919987
67	8493760	290469,2	14,30898542	219,1358467	7,9138465
68	8493840	290449,9	17,39613187	236,8506177	4,550312429
69	8493920	290429,7	15,37263437	202,6206924	4,299468401
70	8494000	290409,1398	11,13323366	154,8480561	8,126616585
71	8495360	290457,2178	6,05798018	103,0076498	13,57842895
72	8495440	290488,7559	5,082155629	94,29905004	16,62510977
73	8495520	290475,7109	5,440640063	96,98475456	16,88836186
74	8495600	290485,0313	5,149283269	86,17613596	14,93984325
75	8495680	290479,9174	5,146784887	81,07770749	13,28609626
76	8495760	290493,3022	5,518602167	77,77438744	10,88778449
77	8495840	290487,7668	5,485344035	69,70791413	9,050054005
78	8495920	290461,8326	5,393927733	65,84170643	8,02106117
79	8496000	290476,6987	4,811427538	56,8267991	7,612373134

80	8496080	290431,0023	4,167461521	59,52164434	8,147726875
81	8496160	290482,403	3,146815969	54,32504817	7,758387014
82	8496240	290467,1798	1,898166253	49,30257185	7,092919088
83	8496320	290468,8665	1,565005669	48,13641979	6,743329221
84	8496400	290459,3052	1,432481159	46,87605794	6,399911848
85	8496480	290465,3865	1,543120272	45,22617241	6,29919392
86	8496560	290448,1615	1,664594467	45,88639091	6,331115727
87	8496640	290448,0847	1,421384181	40,68384634	5,524241865
88	8496720	290435,225	1,203601063	36,69317339	4,820307822
89	8496800	290438,8263	0,752840411	30,94218814	3,886454136
90	8496880	290427,4025	0,746911611	31,64950798	3,886195675
91	8496960	290411,9989	0,484896084	29,60698782	3,586200576
ACL209	8497434	288300	4,215789474	31,49473684	4,121052632
ACL210	8497379	288298	4,511764706	31,72941176	4,5
ACL211	8497332	288295	0,81875	6,68125	1,45625
ACL212	8497297	288314	0,731578947	6,315789474	1,268421053
ACL213	8497245	288310	4,141176471	20,46470588	3,317647059
ACL214a	8497179	288319	5,088888889	50,32777778	5,255555556
ACL214b	8497179	288319	1,2375	12,53125	2,25
ACL215	8497083	288416	3,91	28,41	4,755
ACL216	8497059	288373	4,215789474	32,80526316	5,726315789
ACL217	8496996	288437	4,694117647	43,29411765	3,388235294
ACL218	8496959	288412	6,17	42,88	4,55
ACL219	8496917	288419	4,426315789	24,97368421	4,226315789
ACL220	8496880	288401	4,885714286	39,17142857	3,438095238
ACL221	8496101	288415	3,075	27,095	4,515
ACL222	8496066	288411	3,072222222	27,22777778	4,722222222

ACL223	8496028	288418	3,266666667	26,9	5,144444444
ACL224	8495799	288454	3,473684211	33,12631579	5,973684211

Anexo 2 – Amostras de geoquímica de rocha.

Nome	UTM_Y	UTM_X	KO ₂	Th (ppm)	U (ppm)
PB02	8489447	290386	4,75	31,6	10
PB125	8498175,54	287589,0635	5,24	47,7	6
PB181	8495159,61	290980,6901	6	63,4	14,5
PB36C	8489301	290965	5,05	34,3	6,9
PB51	8493455,249	289250,5427	4,72	82,4	14,2
PB94	8488918	290712	4,62	48,4	13,7
PB80	8489716	289812	4,64	48,6	7,9
AU3_to	8499967	286231	1,64	4,3	0,7
TIC1	8488847	290939	1,29	8,8	2,3
PB199 A	848540	287814	5,2	40,7	4,1



Anexo 3– Mapa geológico do Maciço Pedra Branca (modificado de Botelho, 1992). As amostras gamaespectrométricas terrestres são representadas pelos círculos amarelos e as amostras de geoquímica de rocha são os losangos de cor roxa.

Anexo 4– Coeficiente de correlação de Pearson (r), p-value (p), coeficiente de determinação (R²) e resultado da aplicação do teste T para avaliação da correlação entre as variáveis (condição de dependência).

K (%)										
Grupo	Grupo 01	Grupo 02	Grupo 03	Grupo 04	Grupo 05	Grupo 06	Grupo 07	Grupo 08	Grupo 09	Grupo 10
r	0,757	-0,111	0,957	-0,685	-0,863	0,222	-0,464	0,461	0,955	0,244
p	0,049	0,812	0,043	0,005	0,027	0,446	0,246	0,25	0,191	0,498
R²	0,5732	0,0479	0,9155	0,791	0,7446	0,0491	0,2156	0,3096	0,9123	0,0594
Teste T	depen dentes	indepe ndente s	depen dentes	depen dentes	depen dentes	indepe ndente s	indepen dentes	indepe ndente s	indepe ndente s	indepe ndente s
Th (ppm)										
Grupo	Grupo 01	Grupo 02	Grupo 03	Grupo 04	Grupo 05	Grupo 06	Grupo 07	Grupo 08	Grupo 09	Grupo 10
r	-0,87	0,064	0,735	-0,841	0,251	0,772	-0,958	0,827	-0,982	0,933
p	0,052	0,063	0,265	0,0001	0,749	0,0001	0,01	0,173	0,0001	0,0001
R²	0,7665	0,4096	0,5403	0,7491	0,0628	0,5957	0,9179	0,6847	0,9644	0,8712
Teste T	Indepe ndente s	Indepe ndente s	Indepe ndente s	depen dentes	indepe ndente s	depend entes	depende ntes	indepe ndente s	depen dentes	depen dentes
U (ppm)										
Grupo	Grupo 01	Grupo 02	Grupo 03	Grupo 04	Grupo 05	Grupo 06	Grupo 07	Grupo 08	Grupo 09	Grupo 10
r	-0,984	0,895	0,611	-0,054	-0,493	-0,51	0,964	-0,637	-0,099	0,901
p	0,0001	0,006	0,273	0,86	0,32	0,036	0,036	0,363	0,874	0,0001
R²	0,9681	0,8012	0,3735	0,003	0,2432	0,2602	0,929	0,4064	0,0098	0,8125
Teste T	depen dentes	depen dentes	indepe ndente s	indepe ndente s	indepe ndente s	depend entes	depende ntes	indepe ndente s	indepe ndente s	depen dentes