



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG
LABORATÓRIO DE GEOFÍSICA APLICADA**

**DADOS GAMAESPECTROMÉTRICOS E MAGNETOMÉTRICOS
AÉREOS APLICADOS AO MAPEAMENTO GEOLÓGICO E À
EXPLORAÇÃO DE OURO NA REGIÃO DE FAZENDA NOVA,
PORÇÃO LESTE DO ARCO MAGMÁTICO DE ARENÓPOLIS-GO**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N° 272

Lara Nigro Rodrigues Alves Ramos

**Brasília- DF
2010**



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG
LABORATÓRIO DE GEOFÍSICA APLICADA**

**DADOS GAMAESPECTROMÉTRICOS E MAGNETOMÉTRICOS
AÉREOS APLICADOS AO MAPEAMENTO GEOLÓGICO E À
EXPLORAÇÃO DE OURO NA REGIÃO DE FAZENDA NOVA,
PORÇÃO LESTE DO ARCO MAGMÁTICO DE ARENÓPOLIS-GO**

Lara Nigro Rodrigues Alves Ramos

Orientador

Prof. Dr. Augusto César Bittencourt Pires

Banca Examinadora

Prof. Dr. Augusto César Bittencourt Pires

Prof. Dr. Raul Minas Kuyumjian (UnB)

Prof^a Dra. Sílvia Beatriz Alves Rolim (UFRGS)

**Brasília- DF
2010**

*“This we know.
The Earth does not belong to us; we belong to the Earth.”*

Chief Seattle

Agradecimentos

A conclusão desta dissertação não seria possível sem a colaboração de muitas pessoas. Agradeço a todos os seres que me acompanharam durante o Mestrado, desde o “processo” inicial até o último ponto final desta dissertação.

Primeiramente agradeço aos meus pais, Antônio José e Claudete, pelo apoio em todos os caminhos por mim escolhidos e pelos eternos braços abertos: muito obrigada! Aos meus irmãos, Anderson e Heloisa. À minha tia, Maria Angélica. Ao meu avô, *in memoriam*, pelos recortes “geológicos” retirados de jornais desde o meu ingresso na geologia até este ano.

Agradeço ao Professor Augusto César Bittencourt Pires, que me apóia na incursão acadêmica desde a minha época de graduação, pela orientação no mestrado e pela solicitude sempre demonstrada.

À Professora Catarina Toledo, pela valiosa companhia em campo e pelas sugestões dadas (certamente o Instituto de Geociências ficou mais fortalecido com a sua presença!); ao Professor Claudinei Gouveia, pelo auxílio nas questões de cunho aurífero e pela companhia em campo para a amostragem dos testemunhos; à Professora Tati Almeida, pela orientação na monografia do curso de Especialização em Geoprocessamento e pelas idéias e ensinamentos sensoriais remotos.

Aos professores que estiveram presentes, ajudaram a amadurecer o meu conhecimento geológico ou me auxiliaram de diversas maneiras durante os anos de mestrado: Nilson Francisquini Botelho, Reinhardt Adolpho Fuck, Elton Luis Dantas, Paulo Roberto Meneses, Márcio Pimentel, José Affonso Brod, Hardy Jost e Márcia Abrahão Moura.

Aos professores da banca examinadora Sílvia Beatriz Alves Rolim e Raul Minas Kuyumjian por terem aceitado o convite à leitura desta dissertação e pelas sugestões dadas para o aperfeiçoamento da mesma.

Ao Rogério, Rômulo, Helen e “Jony” obrigada pela dedicação e prontidão para resolver os inúmeros trâmites acadêmicos. Ao Osmar, do Laboratório de Geofísica, a ao Serjão, do Laboratório de Sensoriamento Remoto, obrigada pela atenção e colaboração.

Aos geólogos Thiago Vaz e Marcelo Juliano, em nome da equipe da Yamana Gold em Itapaci, agradeço pelo apoio dado em campo e por terem disponibilizado os testemunhos de sondagem.

Aos colegas do Laboratório de Geofísica Thais Carrino, Erico Zacchi, Lorena Malta, Júlia Curto, Saulo e Léo pelas idéias, arquivos trocados e companhia, e principalmente à Loiane Moraes pela boa vontade e por ter me auxiliado no processamento dos dados geofísicos.

À Laura Flores Campo pelo auxílio na descrição das seções petrográficas dos testemunhos de sondagem e por ter participado do estágio supervisionado oferecido.

Aos amigos geológicos e da vida Giana Márcia, Gustavo Melo, Leandro Guimarães, Aninha, Lys Matos, Luciano Soares (Xuxa), Joyce Fiori, Leonardo Melo e, principalmente, ao Fausto Lazarini, pelo prazer de ter a sua companhia em campo, agradeço por tornarem o retorno à universidade mais alegre e agradável, e às vezes mais insano. Agradeço também aos Geoamig@s que mesmo distantes continuam fazendo parte da minha estória, principalmente ao Guapota e à Mirela.

Às rainhas da monarquia Júlia, Gabi, Aninha e Paula, agradeço por todos os momentos de (des) construção. A amizade de vocês foi imprescindível no decurso do tempo.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de estudos concedida.

Ao Serviço Geológico do Brasil – CPRM e à Superintendência de Geologia e Mineração do Estado de Goiás pela liberação dos dados de geofísica aérea.

E por último, agradeço ao Chuck Berry, por ter inventado o Rock'n Roll, o qual embalou (e continua a embalar...) os meus sentidos e sentimentos sensoriais durante o tempo em que eu elucubrava e dissertava minhas idéias aqui apresentadas.

And in the end, the Love you take is equal to the Love you make.

The Beatles

RESUMO

O Arco Magmático de Arenópolis é inserido no chamado Cinturão de Au-Cu de Arenópolis-Mara Rosa que hospeda inúmeros depósitos de ouro e cobre-ouro, desenvolvidos nos diversos estágios de evolução da Faixa de Dobramentos Brasília. A área de estudo compreende a região de Fazenda Nova, localizada na porção leste do Arco Magmático de Arenópolis, onde existem diversas ocorrências auríferas e a mina de ouro Bacilândia (Depósito de Fazenda Nova). Esta mina hospeda-se nas rochas metavulcânicas da Seqüência Vulcano-Sedimentar de Jaupaci e sua mineralização está associada à alteração hidrotermal, caracterizada por carbonatação, sericitização e sulfetação.

Este estudo utilizou imagens derivadas do processamento de dados magnéticos e gamaespectrométricos aéreos para o suporte ao mapeamento geológico e à prospecção de ouro, por intermédio da identificação de zonas de alteração hidrotermais, possíveis de estarem relacionadas com a mineralização aurífera, e da integração destes dados com dados geológicos e geoquímicos para a indicação de áreas alvo para exploração mineral de ouro na região.

As imagens magnéticas e gamaespectrométricas auxiliaram na caracterização geológica da área a partir da geração de um mapa lito-geofísico que apresentou a individualização de 15 unidades, com a distinção de domínios dentro das unidades geológicas, os quais podem representar diferentes associações petrológicas ou processos de lixiviação que acarretam na dispersão dos radioelementos. Estas unidades, interpretadas principalmente a partir das imagens ternárias, apresentaram forte correlação com os corpos graníticos mapeados na região e delimitaram diferentes rochas associadas à Província Alcalina de Goiás.

As zonas de alteração hidrotermal foram identificadas mediante as imagens da razão K/Th, Potássio Anômalo e Fator-F geradas a partir de análises estatísticas nos dados de espectrometria gama. Estas imagens foram integradas com os dados estruturais, interpretados a partir das imagens magnetométricas, e dados de geoquímica de sedimento de corrente.

Foram identificados 28 alvos para a prospecção de ouro na área, sendo que 14 apresentam maior prioridade por mostrarem anomalias positivas nas três variáveis

gamaespectrométricas geradas. Os alvos para a prospecção de ouro indicados apresentam diferentes formas e tamanhos e estão hospedados tanto nas rochas vulcânicas da Seqüência Vulcano-Sedimentar Jaupaci, como nos ortognaisses e nas coberturas lateríticas e podem estar ou não associados às grandes estruturas da região e às anomalias geoquímicas dos elementos rastreadores.

A espessa cobertura laterítica presente na área mascarou a geoquímica de sedimento de corrente e prejudicou a identificação da Mina Bacilândia nas imagens da razão K/Th, do Potássio Anômalo e do Fator-F. Nestas imagens não são reconhecidas anomalias que possam estar relacionadas à presença da mina de ouro devido à detecção superficial da radiação gama que realiza medições de radiação no máximo até 50 cm no solo.

O enriquecimento de potássio associado ao decréscimo da amplitude magnética foi identificado como a assinatura aerogeofísica esperada para a mineralização de ouro na área de estudo. Estas características, em conjunto a fatores como geoquímica de solo, mapeamento geológico detalhado, melhor compreensão da gênese do minério da mina de Bacilândia e o *follow up* dos alvos aqui indicados, podem ser utilizadas em futuras pesquisas prospectivas para o sucesso da exploração de depósitos de ouro na região.

ABSTRACT

The Arenópolis Magmatic Arc is included in the Arenópolis-Mara Rosa Au-Cu Belt that hosts many Au and Cu-Au deposits, developed in the stages of evolution from Brasília Fold Belt. The study area comprises the Fazenda Nova region, situated in the east portion of Arenópolis Magmatic Arc, which includes gold occurrences and the Bacilândia Mine (Fazenda nova Deposit). This mine is host in the metavolcanic rocks from Jaupaci volcanic-sedimentary sequence and its mineralization is associated with hydrothermal alteration characterized by carbonatization, sericitization and sulfidation.

This study utilized images derived from the magnetometric and gamma-ray airborne data processing to aid the geological mapping and the gold mineral prospecting through the identification of hydrothermal alteration zones, which can be related with gold mineralization, and the integration of these data with geological and geochemistry data aiming the identification of targets areas to gold mineral prospecting in the region.

Gamma-ray and magnetic images supported the geological characterization through the generation of a geology-geophysics map that displays the individualization of 15 units with the domain distinct inside the geological units, which can represent different petrological associations or leaching process. These units, interpreted mainly from ternary images, showed strong relation with the orogenic granites intrusions mapped in the area and delimited different rocks associated with the Alkaline Complex.

The hydrothermal alteration zones were identified through K/Th ratio, Anomalous Potassium and Factor-F images generated by gamma-ray data statistics analyzes. These images were integrated with structural framework, interpreted from magnetometric images, and stream sediment geochemistry data.

It was identified 28 gold prospecting targets, being 14 priority targets by show positive anomalies in the three gamma-ray variables generated. The prospecting targets indicated illustrate different shapes and size and are host in the volcanic rocks from Jaupaci Sequence, but also in the orthogneisses and in the lateritic cover and can be or not associated with major structures or geochemistry anomalies.

The thick lateritic cover present in the area masked the stream sediment geochemistry and prejudiced the Bacilândia Mine identification in the K/Th ratio,

Anomalous Potassium and Facto-F images. In these images are not recognized anomalies that could be related with the gold mine due the superficial gamma-ray detection, which doesn't exceed 50 cm on soil.

The potassium enrichment associated with the magnetic anomaly amplitude decrease was identified as the geophysical signature for the gold mineralization in the study area. These characteristics associated with soil geochemistry, detailed greenfield, better recognition of the Bacilândia mine gold mineralization and follow up of the targets indicated can be utilized in futures prospection surveys to the success of the gold exploration in the region.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Apresentação.....	1
1.2 Objetivos.....	3
1.3 Localização e Vias de Acesso.....	3
1.4 Fisiografia.....	4
1.5 Materiais e Métodos.....	5
2. CONTEXTO GEOLÓGICO	8
2.1 Faixa de Dobramentos Brasília.....	8
2.1.1 Arco Magmático de Arenópolis.....	14
2.2 Bacia do Paraná (Província Paraná).....	22
2.3 Província Alcalina do Sul de Goiás.....	25
2.4 Coberturas Detrito-Lateríticas Ferrugionosas.....	25
3. MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS.....	27
3.1 Depósitos Auríferos Associados a Arcos Magmáticos e a Alterações Hidrotermais.....	29
3.2 Depósitos Auríferos do Arco Magmático de Goiás.....	32
3.3 Mineralização de ouro na Região de Fazenda Nova.....	34
3.3.1 Depósito de Au Bacilândia.....	35
4. AEROGEOFÍSICA	37
4.1 Levantamento Aerogeofísico – Projeto Arco Magmático de Arenópolis.....	39
4.2 Magnetometria.....	41
4.3 Gamaespectrometria.....	46
4.4 Processamento dos Dados Aerogeofísicos.....	53
4.4.1 Pré-Processamento dos Dados Aerogeofísicos.....	54
4.4.2 Processamento dos Dados Aeromagnéticos.....	60
4.4.3 Processamento dos Dados Aerogamaespectrométricos.....	62

5. DADOS GAMAESPECTROMÉTRICOS E MAGNETOMÉTRICOS AÉREOS APLICADOS AO MAPEAMENTO GEOLÓGICO NA REGIÃO DE FAZENDA NOVA, PORÇÃO LESTE DO ARCO MAGMÁTICO DE ARENÓPOLIS, GOIÁS 66

5.1	Abstract	66
5.2	Resumo	66
5.3	Introdução	67
5.4	Contexto Geológico	69
5.5	Levantamento Aerogeofísico	71
5.6	Processamento dos Dados Aerogeofísicos.....	72
5.7	Gamaespectrometria	74
5.7.1	Domínios Gamaespectrométricos.....	74
5.8	Magnetometria	78
5.8.1	Espectro de Potência	79
5.8.2	Domínios Magnetométricos	81
5.9	Interpretação Geológico-Geofísica	83
5.9.1	Imagens Gamaespectrométricas	83
5.9.2	Perfis Gamaespectrométricos	88
5.9.3	Feições Estruturais	90
5.9.4	Unidades Geofísicas Integradas	93
5.10	Conclusões.....	96

6. APPLICATION OF AIRBORNE GEOPHYSICAL DATA FOR GOLD EXPLORATION IN THE NEOPROTEROZOIC ARENÓPOLIS MAGMATIC ARC, CENTRAL BRAZIL..... 98

6.1	Abstract.....	98
6.2	Introduction.....	99
6.3	Geological Overview	100
6.4	Gold Mineralization	104
6.4.1	Bacilândia Gold Mine	106
6.5	Airborne Geophysical Survey.....	109
6.6	Method.....	110
6.7	Processing of the Airborne Geophysical Data	111
6.8	Geophysical Interpretation.....	112
6.8.1	Gamma- Ray Spectrometry	112
6.8.2	Magnetometry	123
6.9	Geochemistry	125
6.10	Data Integration and Targets Selection.....	131
6.11	Conclusions	136

7. CONCLUSÕES.....	138
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	140

ÍNDICE DE FIGURAS

Capítulo 1 – Introdução

- Figura 1.1:** Localização e vias de acesso para a área de estudo.....4
- Figura 1.2:** Imagem SRTM, na qual se visualizam os aspectos geomorfológicos da área de estudo.6
- Figura 1.3:** Vista do limite oeste da área de estudo ilustrando os distintos relevos correspondentes às intrusões graníticas, à cobertura detrítico-laterítica e ao domínio das rochas metavulcânicas.6

Capítulo 2 – Contexto Geológico

- Figura 2.1:** Mapa geológico simplificado da Província Tocantins com destaque para a área de estudo (Pimentel et al., 2004).9
- Figura 2.2:** Mapa geológico esquemático da região do Arco Magmático de Arenópolis, sudoeste de Goiás (Pimentel et al., 1999, 2000).15
- Figura 2.3:** Mapa geológico da região de estudo. Fonte: Moreira et al.(2008).....19

Capítulo 3 – Mineralizações Auríferas

- Figura 3.1:** Localização das ocorrências auríferas e dos depósitos Bom Jardim e Fazenda Nova no Arco Magmático de Arenópolis (Fonte: SIG-Goiás, Moreira et al., 2008).28
- Figura 3.2:** Ambientes tectônicos de depósitos minerais epigenéticos ricos em Au (Groves, et al., 1998).30
- Figura 3.3:** Vista aérea da Mina Bacilândia (Fonte: Google Earth Pro).....36

Capítulo 4 - Aerogeofísica

- Figura 4.1:** Localização da primeira etapa do Programa de Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás, intitulada Projeto Arco Magmático de Arenópolis, com destaque para a área de estudo.....40
- Figura 4.2:** Susceptibilidade magnética nas rochas (Reynolds, 1997).....44
- Figura 4.3:** Interação dos raios gama com a matéria (Minty, 1997).47
- Figura 4.4:** Espectro típico da radiação gama, medido a 100m de altitude, ilustrando os fotopicos de maior intensidade e as posições das janelas dos radioelementos K, U e Th e da contagem total (Minty, 1997).....49
- Figura 4.5:** Variação na média de concentração dos elementos K, U e Th em rochas ígneas com o aumento do conteúdo de sílica (Blum, 1999, Modificado de Dickson & Scott, 1997).51
- Figura 4.6:** Fluxograma simplificado da seqüência do processamento dos dados aerogeofísicos.....53
- Figura 4.7:** Detalhe da área de estudo ilustrando a distribuição das linhas de vôo NS com desvios eventuais.....55
- Figura 4.8:** Perfis Rebatidos.55
- Figura 4.9:** Perfil da Diferença Quarta do canal tório e do canal tório da Linha de Vôo 24190.56
- Figura 4.10:** Perfis gamaespectrométricos do canal urânio original (azul) e corrigido (vermelho).....56

Figura 4.11: Comparação visual entre os métodos de interpolação curvatura mínima (A) e bi-direcional (B), nos quais é possível verificar a forte tendência na direção paralela às linhas de produção (NS) e perpendicular a estas (EW), respectivamente. Célula de interpolação: 100m.58

Figura 4.12: Comparação visual entre os grids do canal de urânio sem (A) e com (B) o micro-nivelamento, na qual se observa a eficiência deste filtro para a remoção de anomalias alongadas segundo a direção das linhas de vôo (NS). Célula de interpolação: 100m.59

Capítulo 5 – Dados Gamaespectrométricos e Magnetométricos Aéreos aplicados ao Mapeamento Geológico na Região de Fazenda Nova, Porção Leste do Arco Magmático de Goiás

Figura 5.1: Mapa Geológico da área sobreposto ao modelo digital de elevação da SRTM (A) e localização da área de estudo (B). Fonte: Moreira et al., 2008. 68

Figura 5.2: Fluxogramas do processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos, onde: CMA (Campo Magnético Anômalo), Dz (Derivada Vertical), Dx (Derivada Horizontal em X), Dy (Derivada Horizontal em Y), AGHT (Amplitude do Gradiente Horizontal Total), ISA (Inclinação do Sinal Analítico), ASA (Amplitude do Sinal Analítico), K (Potássio), U (Urânio), Th (Tório), CT (Contagem Total), U/Th (Razão entre o Urânio e o Tório), U/K (Razão entre o Urânio e o Potássio), Th/K (Razão entre o Potássio e o Tório), RGB (Imagem Ternária RGB), CMY (Imagem Ternária CMY). 73

Figura 5.3. Imagens gamaespectrométrica dos elementos K (A), U (B) e Th (C) e da janela correspondente à Contagem Total (CT) (D). 75

Figura 5.4. Imagens gamaespectrométricas das razões entre os canais Th/K (A), U/Th (B), U/K (C) e imagem ternária RGB (D). 76

Figura 5.5: Mapa dos domínios gamaespectrométricos (A) e domínios gamaespectrométricos sobrepostos à imagem ternária CMY (B). 77

Figura 5.6: Imagem do Campo Magnético Anômalo da área de estudo em pseudocor. 79

Figura 5.7. Imagens magnetométricas da Inclinação do Sinal Analítico (A) e da 1ª Derivada Vertical (B). 80

Figura 5.8: Espectro de potência radial médio do campo magnético anômalo da área de estudo com a identificação das três fontes magnéticas principais. 81

Figura 5.9: Domínios magnetométricos sobrepostos à imagem da Amplitude do Sinal Analítico (ASA). 82

Figura 5.10: Extensas coberturas detrítico- lateríticas (A), Zona de Cisalhamento Fazenda Nova de direção NS (B), amostra macroscópica (C) e microscópica (D) do quartzo muscovita xisto (milonito) da Zona de Cisalhamento Fazenda Nova, onde: QZ (quartzo) e Ms (muscovita). 84

Figura 5.11: Imagem do canal do Th sobre o modelo digital de terreno da área de estudo. 85

Figura 5.12: Imagem ternária RGB sobre o modelo digital de terreno da área de estudo. 85

Figura 5.13: Contatos geológicos sobrepostos à imagem ternária RGB (K, Th, U) ilustrando as diferentes assinaturas gamaespectrométricas da Província Alcalina do Sul de Goiás. 87

Figura 5.14: Fenocristais de feldspato potássico em amostra macroscópica de monzogranito (A) e fenocristais de feldspato potássico (Kfs) com textura perfitica, hornblenda (Hbl), biotita (Bt), plagioclásio (Pl) e quartzo (Qz) em seção petrográfica dohornblenda-biotita monzogranito (B).	87
Figura 5.15: Perfis gamaespectrométricos empilhados ilustrando os canais K, eU e eTh; as razões gamaespectrométricas eTh/K, eU/Th e eU/K; e o perfil geológico AB (vide mapa geológico da Fig. 5.1).	89
Figura 5.16: Lineamentos radiométricos interpretados a partir da imagem do canal da contagem total com iluminação em 45° e 315° sobrepostos à imagem da janela da Contagem Total e ao Modelo Digital de Elevação, originado pela imagem SRTM, e o diagrama de rosetas dos lineamentos.	91
Figura 5.17: Sigmóide de quartzo-feldspato em quartzo muscovita xisto da Zona de Cisalhamento Fazenda Nova mostrando movimentação dextral.	92
Figura 5.18: Lineamentos magnéticos interpretados a partir das imagens das derivadas do campo magnético anômalo e da inclinação do sinal analítico e diagrama de rosas dos lineamentos.	93
Figura 5.19: Mapa lito-geofísico da área de estudo sobreposto à imagem SRTM.	94

Capítulo 6 – Application of Airborne Geophysical Data for Gold Exploration in the Neoproterozoic Arenópolis Magmatic Arc, Central Brazil

Figure 6.1: Geological sketch map of the Arenópolis Magmatic Arc (After Pimentel et al., 2000).	102
Figure 6.2: Study area geological map upon SRTM image.	103
Figure 6.3: Structural regional sketch map.	105
Figure 6.4: A. Core section from Bacilândia Mine illustrating andesite with discordant carbonate-quartz veinlets and plagioclase porphyrys of the Jaupaci Volcano-Sedimentary Sequence. B. Section of andesite displaying plagioclase laths (Pl) altered to muscovite (Ms), laths of ilmenite (Il), amphibole (Amp) and quartz (Qz) in a muscovite-biotite matrix. C. Section illustrating carbonate (Cb)-quartz (Qz) veins with chlorite (Chl) formation on its border and sulfides.	107
Figure 6.5: A. Section of foliated rock bearing mainly muscovite and quartz and few plagioclase with pyrrhotite and ilmenite filling fractures. B. Section of a breccia bearing mainly muscovite and quartz with arsenopyrite, ilmenite, pyrrhotite and rutile. C. Core section from Bacilândia Mine showing andesite with an igneous intrusion bearing mainly quartz and plagioclase.	108
Figure 6.6: Flow chart showing data processing procedure.	112
Figure 6.7: Airborne potassium image with gold occurrences location.	115
Figure 6.8: Classified potassium map and histogram of potassium distribution in the study area.	115
Figure 6.9: Thorium and potassium cross-plot for entire measures data in the study area.	116
Figure 6.10: K/Th ratio image of the study area with the gold occurrence location.	117
Figure 6.11: Anomalous potassium image with the gold occurrence location.	117
Figure 6.12: Cross plots of the study's area geological units: Paraná Basin (A), Detritic Cover (B), Orogenic Granites (C), Orthogneisses (D), Alkaline Complex (E) and Jaupaci Sequence (F).	118
Figure 6.13: Cross plots of the Volcano-Sedimentary Jaupaci Sequence's units: Felsic Volcanic Unit (A) and Basic Volcanic Unit (B).	119

Figure 6.14: Anomalous potassium image for the Jaupaci Sequence area.	121
Figure 6.15: Anomalous potassium image for the lateritic cover area.	121
Figure 6.16: F-Factor image of the study area with the gold occurrence location.....	122
Figure 6.17: K/Th ratios, F-Factor and Anomalous Potassium anomalous values integration.....	122
Figure 6.18: ISA and ASA images with gold occurrences of the study area.	124
Figure 6.19: Magnetic structures interpreted and the most anomalous magnetic values.....	125
Figure 6.20: The gridded geochemistry image of gold (Au), copper (Cu), boron (B), selenium (Sc), chromium (Cr), cobalt (Co), titanium (Ti) and iron (Fe) upon SRTM image, with gold occurrences and faults location, and the geochemistry sediments streams samples localization.	130
Figure 6.21: Hydrothermal alteration zones targets interpreted from anomalous potassium, K/Th ratio, and F-factor images, from Au, B, Cr, Co, Cu geochemistry elements and from CMY image of the anomalous potassium, K/Th ratio and F-factor data, respectively.....	133
Figure 6.22: Gold targets selected.	134

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 4.1: Padrão das janelas energéticas dos raios gama (Minty, 1997).....	49
Tabela 5.1: Características do Projeto Arco Magmático de Arenópolis.....	72
Table 6.1: Geochemical Elements Basic Statistics.	127
Table 6.2: Highest gold Pearson Correlation values.	128
Table 6.3: Overall results based on the 14 gold targets selection of high priority and its related favorable criteria.....	135

1. INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

Desde a antiguidade, como no tempo dos faraós egípcios, que o depositava em túmulos e pirâmides, o ouro constitui símbolo de riqueza e de poder, despertando o interesse dos seres humanos. Na Idade Média, o desejo de possuir o valioso produto era manifestado nas tentativas dos alquimistas em transformar metais comuns em ouro, enquanto que, na descoberta da América, os espanhóis iniciaram a exploração deste metal precioso no Novo Continente ao verificarem que os Incas e os Astecas já utilizavam, há séculos, o ouro extraído de suas minas.

No Brasil, as primeiras notícias da descoberta do ouro são de 1552, ocasião que escrevem para D. João III para comunicar-lhe a descoberta de ouro na Capitania de São Vicente (METAMIG, 1981). A procura por ouro na região central do Brasil iniciou com o bandeirante Anhangüera no começo do século XVIII, sucedida pelo surgimento de minas em Natividade, Guarinos, Anta, Pilar, Traíras, entre outras.

Atualmente, o Brasil é o 13º maior produtor de ouro do mundo. Em 2008, a produção brasileira representou 2,3% da produção mundial, sendo que o volume exportado atingiu 37 toneladas e gerou cerca de 1 bilhão de dólares de divisas (IBRAM, 2008). O Estado de Goiás é o segundo maior produtor de ouro do Brasil, detendo 23,9% da produção e 6% das reservas nacionais (DNPM, 2008).

O expressivo número de ocorrências, garimpos desativados e minas de ouro no Estado de Goiás atestam seu elevado potencial geológico para a mineralização aurífera e sugerem a existência de depósitos auríferos ainda não descobertos. À descoberta destes depósitos associam-se campanhas prospectivas em escalas regionais, as quais contam com métodos de exploração indireta que auxiliam a busca de alvos para pesquisas detalhadas. Dentre estas ferramentas de exploração indireta está a geofísica de prospecção.

O crescimento da procura por recursos minerais e da complexidade para a descoberta de novos depósitos minerais favorece o aperfeiçoamento e a utilização das

técnicas prospectivas indiretas no sentido de colaborarem para o sucesso da prospecção mineral e para a redução dos custos da exploração. Estes aperfeiçoamentos têm sido aplicados nos dados de geofísica aérea, os quais podem indicar zonas mineralizadas a partir da detecção de minerais-minérios que difiram em suas propriedades físicas ou de ambientes geológicos favoráveis à mineralização.

Neste contexto, os trabalhos desenvolvidos nesta pesquisa envolveram o processamento e a interpretação de dados gamaespectrométricos e magnetométricos aéreos como auxílio à prospecção de ouro na região de Fazenda Nova, localizada na porção leste do Arco Magmático de Arenópolis, situado no sudoeste do Estado de Goiás.

Esta região, que iniciou seu povoamento a partir da descoberta de ouro e diamante no Rio Claro durante a década de 1940, hospeda diversas ocorrências minerais auríferas e a Mina Bacilândia, mina de ouro desativada, lavrada entre os anos 2004 e 2008. Avaliação petrográfica de testemunhos de sondagem desta mina indicou associação da mineralização com zonas de alteração hidrotermal, caracterizadas por sericitização, carbonatação e sulfetação. Zonas hidrotermalizadas associadas ao enriquecimento de minerais potássicos são possíveis de serem detectadas mediante técnicas estatísticas aplicadas em dados gamaespectrométricos e observação dos lineamentos e estruturas geológicas ilustradas pelas imagens magnetométricas.

Os produtos aerogeofísicos foram integrados às informações geológicas existentes e à geoquímica de sedimento de corrente em ambiente de Sistema de Informação Geográfica (SIG), com o intuito de caracterizar a geologia e as ocorrências auríferas da região.

A dissertação encontra-se disposta na forma de dois artigos:

- **Dados gamaespectrométricos e magnetométricos aéreos aplicados ao mapeamento geológico na região de Fazenda Nova, porção leste do Arco Magmático de Arenópolis, Goiás**
- **Application of airborne geophysical data for gold exploration in the Neoproterozoic Arenópolis Magmatic Arc, Central Brazil**

O primeiro artigo, capítulo 5, mostra a contribuição da aerogeofísica para o mapeamento geológico da área de estudo, enquanto o segundo artigo, capítulo 6, trata dos métodos e técnicas utilizados para a identificação de zonas de alteração hidrotermais e de novos alvos para a exploração de ouro na região. O capítulo 2 apresenta a contextualização geológica da área, à medida que o capítulo 3 expõe uma revisão bibliográfica da gênese e classificação dos depósitos auríferos do Arco Magmático de Goiás, no qual são incluídas considerações sobre a mineralização de ouro da Mina de Bacilândia. Os métodos e técnicas utilizados no processamento dos dados aerogeofísicos são descritos no capítulo 4. O capítulo 7 discorre sobre as considerações finais e a conclusão do trabalho.

1.2 Objetivos

O objetivo principal desta dissertação é a identificação de zonas de alteração hidrotermal que possam estar relacionadas à mineralização aurífera na região de Fazenda Nova, mediante técnicas de processamento dos dados aerogeofísicos de gamaespectrometria e magnetometria e da integração destes com dados geológicos e geoquímicos. Propõe-se também a caracterização das respostas magnéticas e gamaespectrométricas aérea das feições geológicas da área em questão, com a confecção de um mapa de unidades geológicas e geofísicas integradas que proporcione o aperfeiçoamento do conhecimento geológico-estrutural local.

1.3 Localização e Vias de Acesso

A área de estudo localiza-se na porção centro-oeste do Estado de Goiás, dentro dos limites dos municípios de Israelândia, Fazenda Nova e Jaupaci (Figura 1.1). As ocorrências auríferas da região encontram-se nas cercanias das cidades Israelândia e Jaupaci e inserem-se na carta topográfica de Fazenda Nova (SE-22-X-A-I). A Mina Bacilândia localiza-se na parte norte da área da pesquisa, a 20 km de Jaupaci.

De Brasília, o acesso à região de estudo pode ser realizado por meio da BR-060 até Goiânia, de onde se segue pela GO-060 até a cidade de Israelândia (Figura 1.1).

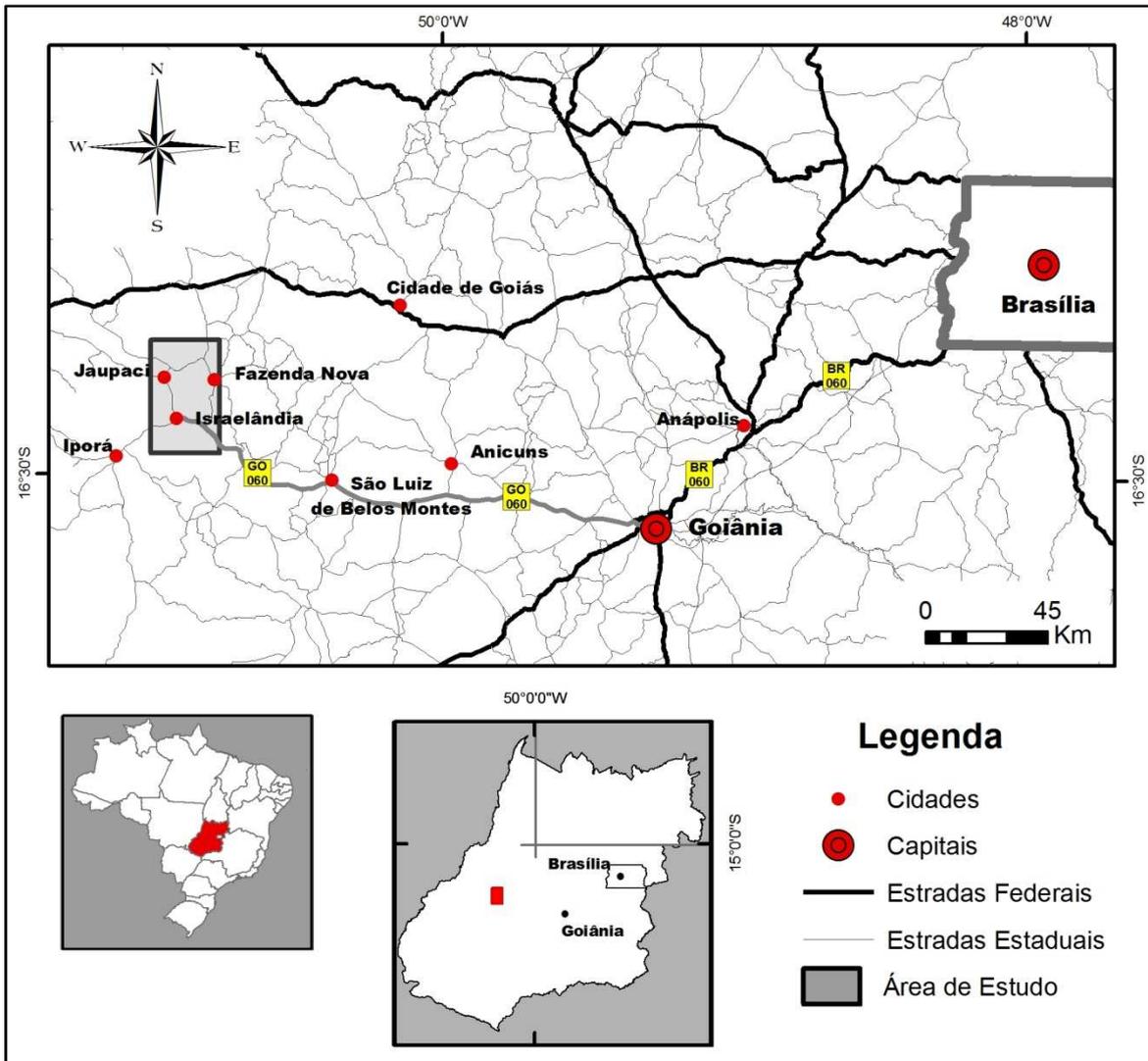


Figura 1.1: Localização e vias de acesso para a área de estudo.

1.4 Fisiografia

A área localiza-se na borda norte da Bacia do Paraná, onde se destaca uma geomorfologia com extensa linha de cuesta, denominada Cuesta do Caiapó, formada pelo contato entre os sedimentos da bacia e os terrenos pré-cambrianos da Faixa Brasília (Amaro, 1989). Este contato ocorre no extremo sul da área, onde são observadas interrupções neste lineamento geomorfológico causadas por falhas NW e NE (Figura 1.2). As porções central e norte da área são caracterizadas por relevo ondulado esculpido sobre os ortognaisses do embasamento, enquanto que platôs lateríticos formam grandes coberturas, principalmente sobre as rochas meta-vulcânicas. As

maiores elevações da área de estudo constituem as intrusões graníticas Israelândia, Iporá e Serra do Impertinente, as quais contrastam com o relevo plano das coberturas detrítico-lateríticas (Figura 1.3). Cristas alongadas na direção NW, constituídas por zonas de cisalhamento, também constituem elevações topográficas na área (Figura 1.2).

A vegetação predominante da região é o cerrado, com mata-galeria, campos e, localmente, vegetações mais densas, enquanto que o clima é caracterizado por duas estações principais: entre abril e setembro a região apresenta inverno seco e entre outubro a março ocorre o verão com chuvas intensas. O principal rio da região é o Rio Claro que em conjunto com seus afluentes perfazem a bacia do Rio Araguaia. O Rio Claro e os principais cursos de água fluem em direção NW, controlados por feições tectônicas, como falhas e fraturas regionais, e deságuam no Rio Araguaia.

1.5 Materiais e Métodos

Foram utilizados os **dados aerogeofísicos** do Projeto Arco Magmático de Arenópolis-Sequência Juscelândia, que consistiu o levantamento de dados de radiometria gama e magnetometria. Este aerolevante foi realizado em 2004 e recobriu uma área de 58.834 km² com vôos NS e espaçamento entre as linhas de 500m.

Imagens de interferometria de radar do SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) foram utilizadas como auxílio à aerogeofísica para a interpretação geológica da área. Os dados SRTM foram utilizados principalmente para a análise da topografia do terreno da região.

As **ocorrências de ouro** são oriundas do SIG de Goiás publicado em 2008 (Moreira *et al.*, 2008) e constituem garimpos desativados e ocorrências de ouro catalogadas. Os dados **geoquímicos** são de sedimento de corrente e também são provenientes desta base de dados. Estes foram adquiridos pela companhia METAGO na década de 1970 e, para a área de estudo, compreendem 1.676 amostras analisadas para 25 elementos por absorção atômica ou espectrografia de emissão ótica. A análise de ouro limitou-se à contagem de pintas.

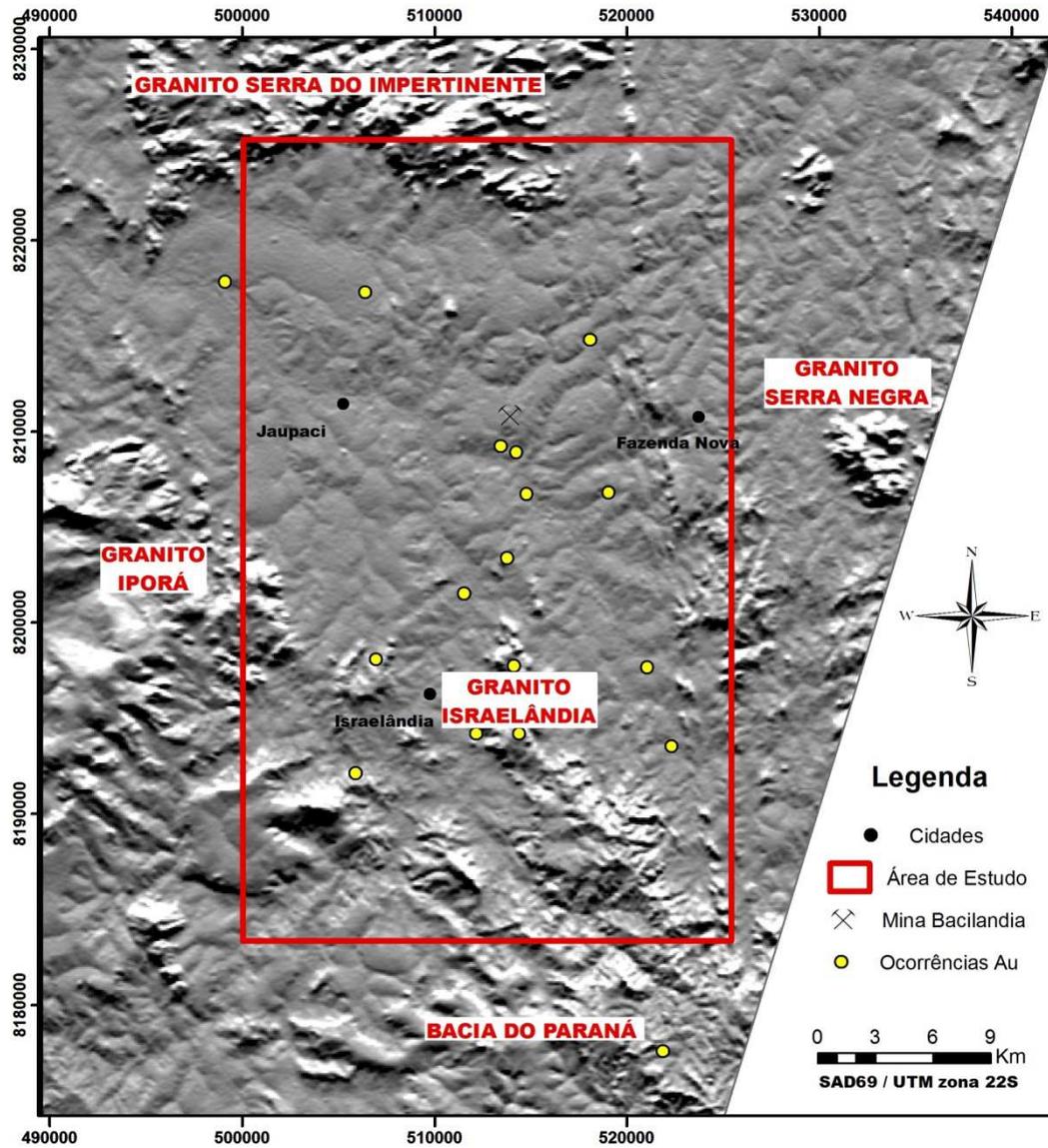


Figura 1.2: Imagem SRTM, na qual se visualizam os aspectos geomorfológicos da área de estudo.

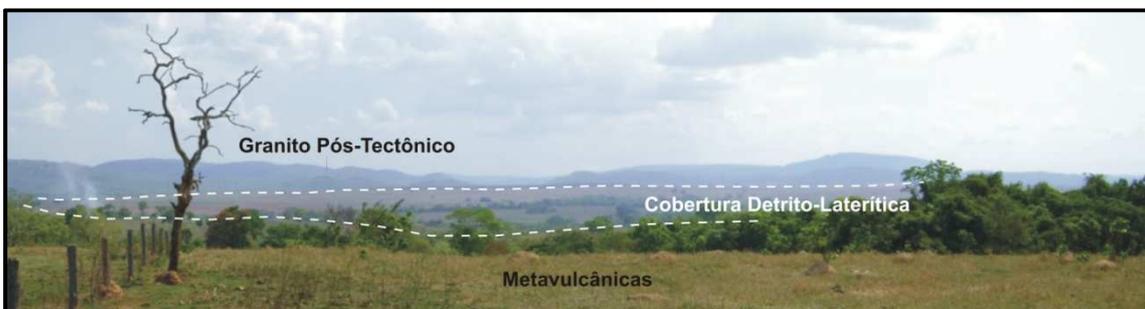


Figura 1.3: Vista do limite oeste da área de estudo ilustrando os distintos relevos correspondentes às intrusões graníticas, à cobertura detrito-laterítica e ao domínio das rochas metavulcânicas.

Pesquisa bibliográfica dos trabalhos geológicos regionais e aqueles desenvolvidos na área de estudo foram consultados. Dentro destes ressalta-se a dissertação de mestrado de Amaro (1989), na qual foi desenvolvido estudo geológico, petrográfico e estrutural que originou o mapa geológico em escala 1:50.000 da Sequência Meta-Vulcânica de Jaupaci e dos granitos associados. Este mapa, em conjunto com o mapa do SIG de Goiás 2008 (Moreira *et. al.*, 2008), foi adotado como mapa geológico base para consultas e interpretação da aerogeofísica.

Além dos trabalhos geológicos, os artigos, textos, dissertações de mestrado e teses de doutoramento que versam sobre aquisição, processamento e interpretação dos dados aerogeofísicos, assim como os de prospecção geofísica, também foram revisados. Por intermédio deste levantamento bibliográfico definiu-se os métodos de processamento e as técnicas empregadas na caracterização geofísica-geológica da área e das ocorrências auríferas. Destacam-se as técnicas prospectivas potássio anômalo (Pires, 1995) e Fator F (Efimov, 1978).

O **trabalho de campo** foi realizado visando o reconhecimento dos principais domínios geofísicos e a verificação das anomalias aerogeofísicas e das ocorrências auríferas. Nesta etapa foi feita a amostragem dos principais litotipos. Foram confeccionadas 6 lâminas delgadas para a observação da composição mineralógica, mineralogia de alteração e textura das unidades.

Porções mineralizadas de testemunhos de sondagem da Mineração Bacilândia foram disponibilizadas pela empresa Yamana Gold, as quais foram amostradas e descritas. Destas foram confeccionadas 16 lâminas polidas para a verificação do controle da mineralização do depósito e avaliação da eficácia dos métodos utilizados para a prospecção geofísica.

O **método de pesquisa** e o processamento dos dados aerogeofísicos seguiram o procedimento usual do Laboratório de Geofísica Aplicada do Instituto de Geociências (LGA-IG) da Universidade de Brasília. As etapas do processamento e os principais produtos gerados são apresentados no Capítulo 4.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A região de estudo está inserida na Província Estrutural Tocantins (Almeida *et al.*, 1977), no domínio geológico da Faixa de Dobramentos Brasília. Compreende terrenos da porção leste do Arco Magmático de Arenópolis e seu prolongamento a sul, parcialmente encoberto pela Bacia do Paraná.

A Província Estrutural Tocantins localiza-se na porção central do Brasil e representa um orógeno desenvolvido mediante a convergência e colisão entre os crátons Amazônico, São Francisco-Congo e Paraná durante a Orogenia Brasileira, no contexto da aglutinação do Gondwana ocidental no Neoproterozóico. Este orógeno, limitado a norte e a sul pelas bacias sedimentares do Parnaíba e do Paraná, respectivamente, é formado pelas faixas de dobramentos Brasília, Paraguai e Araguaia (Figura 2.1).

A Faixa de Dobramentos Brasília está estruturada na porção oriental da Província Tocantins e representa um cinturão N-S desenvolvido ao longo da margem oeste do Cráton São Francisco. Constitui cinturão orogênico Neoproterozóico, o qual exhibe feições como *mélange* ofiolíticas, rochas de arco cálcio-alcálicas, granitos colisionais e estruturas de *nappes* em escala regional, que indicam transporte tectônico com direção para leste (Pimentel *et al.*, 2000). Envolvido na evolução deste cinturão orogênico encontra-se o Maciço de Goiás, que compreende uma associação de complexos granito-gnáissicos e *greenstone belts* arqueanos e paleoproterozóicos com limites restritamente tectônicos (Fuck *et al.*, 1994; Pimentel *et al.*, 2000).

2.1 Faixa de Dobramentos Brasília

A Faixa de Dobramentos Brasília (FDB) situa-se na porção centro-leste da Província Tocantins, circundando a margem oeste e sul do Cráton São Francisco. Esta faixa é constituída por cinturão de dobras e empurrões, composto por seqüências metassedimentares de margem passiva, pelo Arco Magmático de Goiás, representado por rochas vulcano-sedimentares e ortognáissicas, e pelo Maciço de Goiás, caracterizado por terrenos granito-*greenstone belts* Arqueanos (Fuck, 1994; Fuck *et al.*, 1994; Pimentel *et al.*, 2000).

LEGENDA

- Coberturas Fanerozoicas
- Faixas Paraguai e Araguaia**
- NPap Grupo Alto Paraguai
- NPt Grupo Tocantins
- NPc Grupo Cuiabá
- NPe Grupo Estrondo
- Granulitos/ortognaisses (Embasamento?)
- Faixa Brasília**
- Zona Externa**
- NPb Grupo Bambuí (incluindo coberturas do cráton São Francisco)
- NPpc Grupos Paranoá e Canastra
- PPar Grupo Araí
- PPn Grupo Natividade
- Ortognaisses / Greenstone belts
- Zona Interna**
- MPoa Melange ofiolítica / Grupo Araxá
- Terrenos Granulíticos + ortognaisses
- Arco Magmático de Goiás**
- Seqüências Vulcanossedimentares
- Ortognaisses
- Maciço de Goiás**
- MPsm Coberturas dobradas / Grupo Serra da Mesa
- Rochas Máficas-ultramáficas e Seqüências vulcanossedimentares adjacentes:
 - PPMPbj - Barro Alto / Juscelândia
 - PPMPnc - Niquelândia / Coitezeiro
 - PPMPcp - Cana Brava / Palmeirópolis
- Ortognaisses / Greenstone belts
- Simbologia:**
- Principais símbolos estruturais:
 - 1 - Lineamento Transbrasiliano
 - 2 - Sintaxe dos Pirineus
- Falhas de empurrão
- Limites Geológicos
- Limites da Província Tocantins
- Limites estaduais
- Área de Estudo

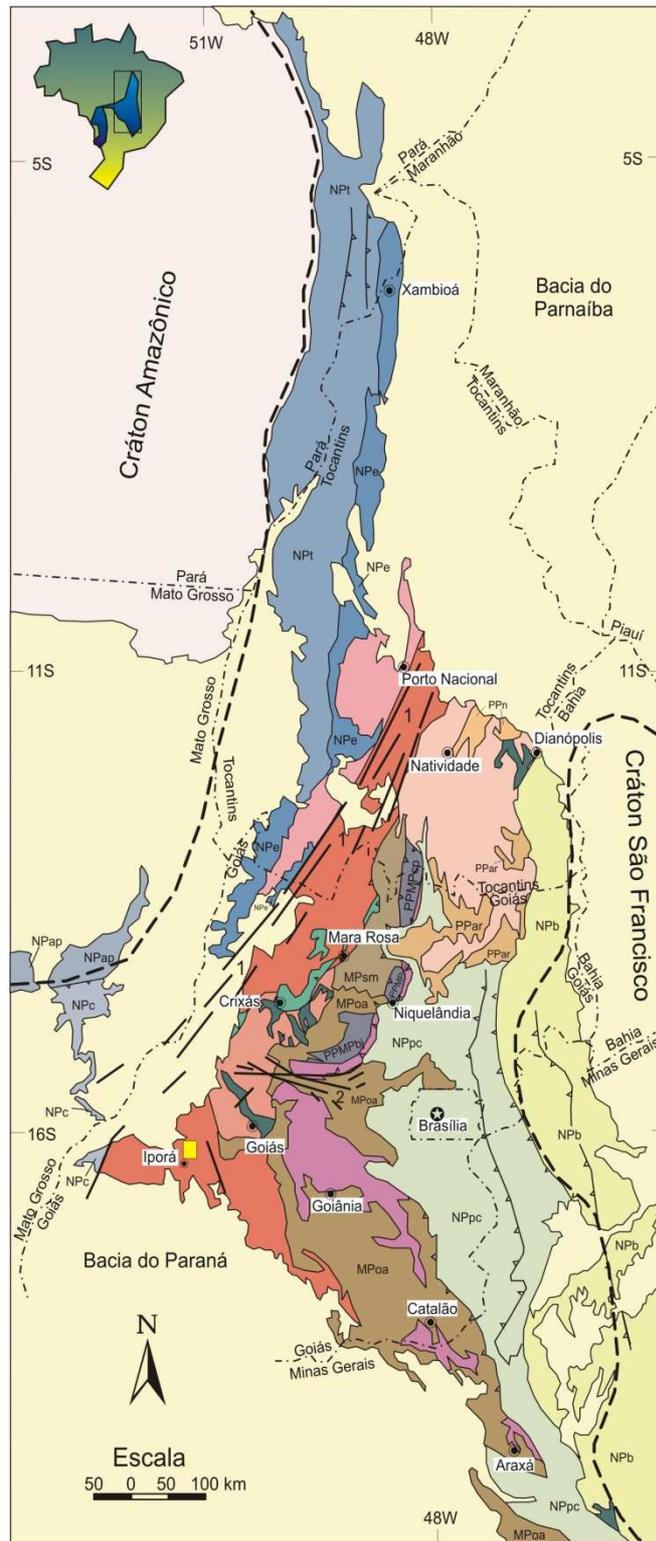


Figura 2.1: Mapa geológico simplificado da Província Tocantins com destaque para a área de estudo (Pimentel et al., 2004).

Unidades sedimentares e metassedimentares da FDB apresentam padrão de dobramentos e outros indicadores cinemáticos indicativos de vergência tectônica para leste, em direção ao Cráton São Francisco (Dardenne, 1978; Dardenne, 2000). O grau metamórfico varia de incipiente em rochas da região cratônica a fácies anfibolito e granulito em rochas da porção oeste da FDB. Devido a este zoneamento tectônico, a FDB foi definida e individualizada em Zona Cratônica, Zona Externa, Zona Interna, Maciço de Goiás e Arco Magmático de Goiás (Dardenne, 1978; Fuck, 1994; Fuck *et al.*, 1994).

A **Zona Cratônica** é constituída por restritas exposições do embasamento e por coberturas sedimentares fanerozóicas e pré-cambrianas (Fuck, 1994). Estas são representadas pelos grupos Paranoá e Bambuí, localizados nas porções norte e sul da FDB, respectivamente, e formados por sedimentos arenosos, pelíticos e carbonatados neoproterozóicos (Dardenne, 1981; Fuck, *et al.*, 1994; Dardenne, 2000). Vasta extensão do limite do cráton é balizada por falhas de empurrão, eventualmente truncadas por sistemas transcorrentes que sobrepõem as unidades da faixa dobrada e seu embasamento às coberturas cratônicas (Fuck, 1994; Fuck *et al.*, 1994).

O desenvolvimento de margem passiva no segmento setentrional da FDB envolveu a deposição de sedimentos marinhos do Grupo Paranoá em ambiente plataformal dominado por correntes de marés e tempestades. Este evento compreendeu a formação de conglomerados, quartzitos, metassiltitos, ardósia, calcários e dolomitos estromatolíticos, os quais sobrepõem por discordância erosiva às unidades do Grupo Araí (Dardenne, 1981; 2000). O Grupo Bambuí sobrepõe-se em discordância ao Grupo Paranoá e abrange depósitos glaciais, representados pela Formação Jequitaí, sucedidos por seqüência argilo-carbonatada (Supergrupo Paraopeba) e sedimentos imaturos da Formação Três Marias, depositados em ambiente de mar epicontinental (Fuck *et al.*, 1994; Dardenne, 1981).

A **Zona Externa** é composta pelas unidades metassedimentares dos grupos Paranoá e Canastra, das formações Vazante e Ibiá, e por porções do embasamento (Fuck, 1994; Fuck, *et al.*, 1994, Dardenne, 2000). Na porção norte desta zona, o embasamento é composto por terrenos granito-gnáissicos, associações vulcano-sedimentares, Formação Tincunzal, rochas vulcânicas e sedimentares do Grupo Araí, quartzitos e micaxistos do Grupo Serra da Mesa e granitos anorogênicos da Província

Estanífera de Goiás, representantes da granitogênese relacionada à evolução do Rift Araí (Nilson *et al.*, 1994). A cobertura metassedimentar na parte setentrional limita-se às unidades psamo-pelíticas e carbonáticas superiores do Grupo Paranoá, enquanto que o segmento meridional da zona externa é caracterizado por metassedimentos de margem passiva, representados pelas formações Vazante e Ibiá e pelo Grupo Canastra, estruturados em um cinturão de dobras e empurrões (Fuck, 1994; Fuck, *et al.*, 1994).

A **Zona Interna** abrange unidades alóctones de micaxistos e rochas associadas do Grupo Araxá e áreas de embasamento (Fuck, 1994). O Grupo Araxá, que ocorre predominantemente na porção sul da FDB, constitui cobertura metassedimentar plataformar, caracterizada por metassedimentos psamíticos, psamo-pelíticos e pelíticos, metamorfizados em fácies xisto-verde, os quais ocorrem associados à para-gnaisses basais e metavulcânicas básicas a ácidas que evidenciam o caráter vulcano-sedimentar da seqüência de Araxá (Lacerda Filho & Oliveira, 1994; Dardenne, 2000). No extremo sul da zona interna ocorre o imbricamento tectônico, manifestado no sistema de *nappes* Araxá-Canastra, com movimento tectônico relacionado à fase colisional tardia do Ciclo Brasileiro, predominantemente para leste.

Exposições do embasamento siálico são representadas pelo **Terreno Almas-Dianópolis** (*ca.* 2.4 a 2.1 Ga) (Pimentel *et al.*, 2000; 2004), localizado na porção nordeste da FDB. Este é formado por ortognaisses, rochas graníticas deformadas e unidades supracrustais, sotopostos pelos grupos neoproterozóicos Paranoá e Bambuí e pelo grupo paleoproterozóico Araí.

Ocorrências do **Complexo Anápolis-Itauçu** de alto grau representam o núcleo metamórfico da FDB. Este complexo ocorre entre as unidades metassedimentares do Grupo Araxá e inclui ortogranulitos básico-ultrabásicos (charnoquitos, enderbitos e charnoenderbitos) associados a rochas supracrustais granulitizadas, os quais foram intrudidos por corpos máfico-ultramáficos, gabro-dioríticos e graníticos no último evento tectônico do Ciclo Brasileiro, *ca.* 600 Ma (Lacerda Filho & Oliveira, 1994; Pimentel *et al.*, 2004).

O **Maciço de Goiás** representa um micro-contidente envolvido nos processos colisionais brasileiros e exhibe associação de complexos granito-gnaisses e *greenstone belts* (Pimentel *et al.*, 2000). Este terreno arqueano alóctone encontra-se na porção

noroeste da FDB e é constituído por terrenos granito-*greenstones*, pelos complexos máfico-ultramáficos acamadados de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava e suas respectivas seqüências metavulcanossedimentares de Juscelândia, Indaianópolis e Palmeirópolis, e por ortognaisses paleoproterozóicos recobertos por metassedimentos paleo/mesoproterozóicos do Grupo Serra da Mesa (Fuck *et al.*, 1994; 2005; Pimentel *et al.*, 2000; 2004). Este grupo constitui um conjunto de sedimentos clásticos e carbonáticos de caráter plataformal, com eventual contribuição vulcânica de composição intermediária a ácida (Veiga *et al.*, 1986).

Os terrenos granito-gnaiss, com idades que variam entre *ca.* 2.9 a 2.5 Ga (Pimentel *et al.*, 2000), são compostos por intrusões de ortognaisses e tonalito-granodioritos e incluem os complexos Uvá, Caiçara, Anta, Caiamar, Moquém e Hidrolina, os quais limitam as faixas vulcanossedimentares supracrustais Faina, Serra da Santa Rita, Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás. Estas faixas constituem entidades estratigráficas independentes e são compostas por metakomatiitos e metabasaltos toleíticos na porção basal e distintas rochas metassedimentares na porção superior, o que indica uma estratigrafia típica de *greenstone belts* arqueanos (Pimentel *et al.*, 2000).

O limite leste do Maciço de Goiás é marcado pelos complexos máfico-ultramáficos e suas seqüências vulcano-sedimentares associadas. Neste limite existe um importante sistema de falhamentos de escala regional denominado Sistema Rio Maranhão, o qual indica uma descontinuidade sísmica e gravimétrica de escala crustal (Fuck *et al.*, 2005; Soares *et al.*, 2006). O limite oeste é delimitado por zonas de cisalhamento transpressionais que separam o maciço do Arco Magmático de Goiás.

O **Arco Mágmatco de Goiás** representa crosta juvenil de assinatura geoquímica e isotópica de arcos magmáticos intraoceânicos, com acreção ocorrida entre 900 e 600 Ma (Pimentel & Fuck, 1992). A estruturação do arco resulta da subducção e consumo da litosfera oceânica existente entre os crátons Amazônico e São Francisco-Congo durante o Neoproterozóico, sendo o início deste processo vinculado à desagregação do continente Rodínia. O fechamento oceânico deu-se em *ca.* 600 a 500 Ma e originou espessamento crustal, soerguimento e subsequente erosão. A amalgamação do Maciço de Goiás e a geração de granitos peraluminosos sin-colisionais relacionam-se à colisão entre o arco intra-oceânico e o maciço, assim como a produção

de magmatismo bimodal tardi a pós-tectônico, com idades que variam entre 0.63 a 0.59 Ga (Pimentel *et al.*, 1996; 1999).

Os arcos de Mara Rosa e Arenópolis correspondem as duas áreas de crosta juvenil neoproterozóica identificadas na porção noroeste e sudoeste de Goiás, respectivamente (Pimentel *et al.*, 1999; 2000). Os arcos são constituídos por metaplutônicas de composição diorítica a granítica, expostas entre seqüências metavulcano-sedimentar neoproterozóicas e justapostas ao longo de falhas de direção NNW e NNE (Pimentel *et al.*, 2004). Estas rochas estão bastante deformadas, localmente milonitizados, mas com algumas texturas e estruturas ígneas preservadas (Rodrigues *et al.*, 1999). As metaplutônicas representam o magmatismo de arco mais antigo na região, com idades Rb/Sr e U/Pb entre 0.93 e 0.86, e seu magma parental indica natureza primitiva, com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no intervalo entre 0.7025 e 0.7042 (Pimentel & Fuck, 1994; Pimentel *et al.*, 1999).

No Arco de Arenópolis, as associações supracrustais são caracterizadas por rochas vulcânicas andesíticas a dacíticas e sedimentos detríticos subordinados metamorfizados em fácies xisto verde, enquanto que no Arco de Mara Rosa os sedimentos detríticos são abundantes e associados a escassas exposições de vulcanismo félsico-intermediário, com metamorfismo em fácies anfíbolito. Ortognaisses e intrusões pós-orogênicas também se apresentam de formas distintas nos dois arcos. No arco meridional ocorrem ortognaisses tonalíticos a graníticos e granitos pós-orogênicos metaluminosos, característicos de intrusão tipo-I e A, enquanto que no arco setentrional os ortognaisses são tonalíticos e as intrusões pós-orogênicas consistem leucogranitos com muscovita primária, o que indica natureza aluminosa da granitogênese (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel *et al.*, 2000; Junges *et al.*, 2002).

A evolução do Arco Magmático de Goiás tem seu início na formação de arcos de ilhas intraoceânicas com a geração de metaplutônicas nos arcos de Mara Rosa e Arenópolis (*ca.* 900-850 Ma) e rochas de composição riolítica no Arco de Arenópolis (*ca.* 920 Ma) (Pimentel *et al.*, 2000; 2004). Entre 770-760 Ma ocorreu o evento metamórfico de alto grau referente à acreção dos terrenos de arcos de ilha na porção oeste do Maciço de Goiás e a colisão destes com o Cráton São Francisco. Este evento é seguido por uma intensa atividade ígnea entre 670-600 Ma com o alojamento de corpos de composição tonalítica a granítica e corpos máfico-ultramáficos acamadados. O

segundo evento metamórfico principal, ocorrido entre 630-590 Ma, representou o fechamento do oceano e a colisão continental entre os crátons Amazônico e São Francisco. A este processo se associa a delaminação da litosfera do arco e ascensão da astenosfera, resultando em afinamento crustal e o posicionamento de corpos máfico-ultramáficos, gabro-dioritos e granitos cálcio-alcalinos de alto-K.

O Arco Magmático de Goiás limita-se com o Maciço de Goiás a leste por meio das falhas Rio dos Bois, Mandinópolis e Moiporá-Novo Brasil e representa a crosta menos espessa da Província Tocantins, sendo caracterizado por acentuada anomalia Bouguer positiva, resultante de soerguimento do manto (Fuck *et al.*, 2005).

Importantes variações longitudinais estruturam a Faixa de Dobramentos Brasília em dois segmentos: setentrional, com direção estrutural dominante NE-SW, e meridional, com direção NW-SE (Araújo Filho, 2000; Dardenne, 2000; Fuck, *et al.*, 2005). Esta divisão é fundamentada pela Sintaxe dos Pirineus, de direção WNW-ESSE, que marca a mudança das direções estruturais e configura a superposição das estruturas do seguimento norte ao seguimento sul.

2.1.1 Arco Magmático de Arenópolis

O Arco Magmático de Arenópolis ocorre em extensas áreas na porção sudoeste e sul de Goiás, limítrofe à Faixa Paraguai a oeste e ao Maciço de Goiás a leste (Figura 2.2). Constitui-se por unidades supracrustais e ortognaisses, justapostos ao longo de falhas de direção NNW e NNE, e granitos tardi a pós-tectônicos associados a corpos máfico-ultramáficos (Pimentel *et al.*, 2000; 2004).

Os ortognaisses, denominados Arenópolis, Sancrelândia, Matrinxã, Firminópolis e Turvânia, são cálcicos a cálcio-alcalinos e compreendem metagranodioritos e metatonalitos de coloração cinza com hornblenda e biotita (Pimentel & Fuck, 1992; Rodrigues *et al.*, 1999; Pimentel *et al.*, 2000). Apresentam assembléias minerais indicativas de metamorfismo em fácies anfíbolito e exibem texturas e estruturas ígneas preservadas (Pimentel & Fuck, 1987; Pimentel *et al.*, 2000).

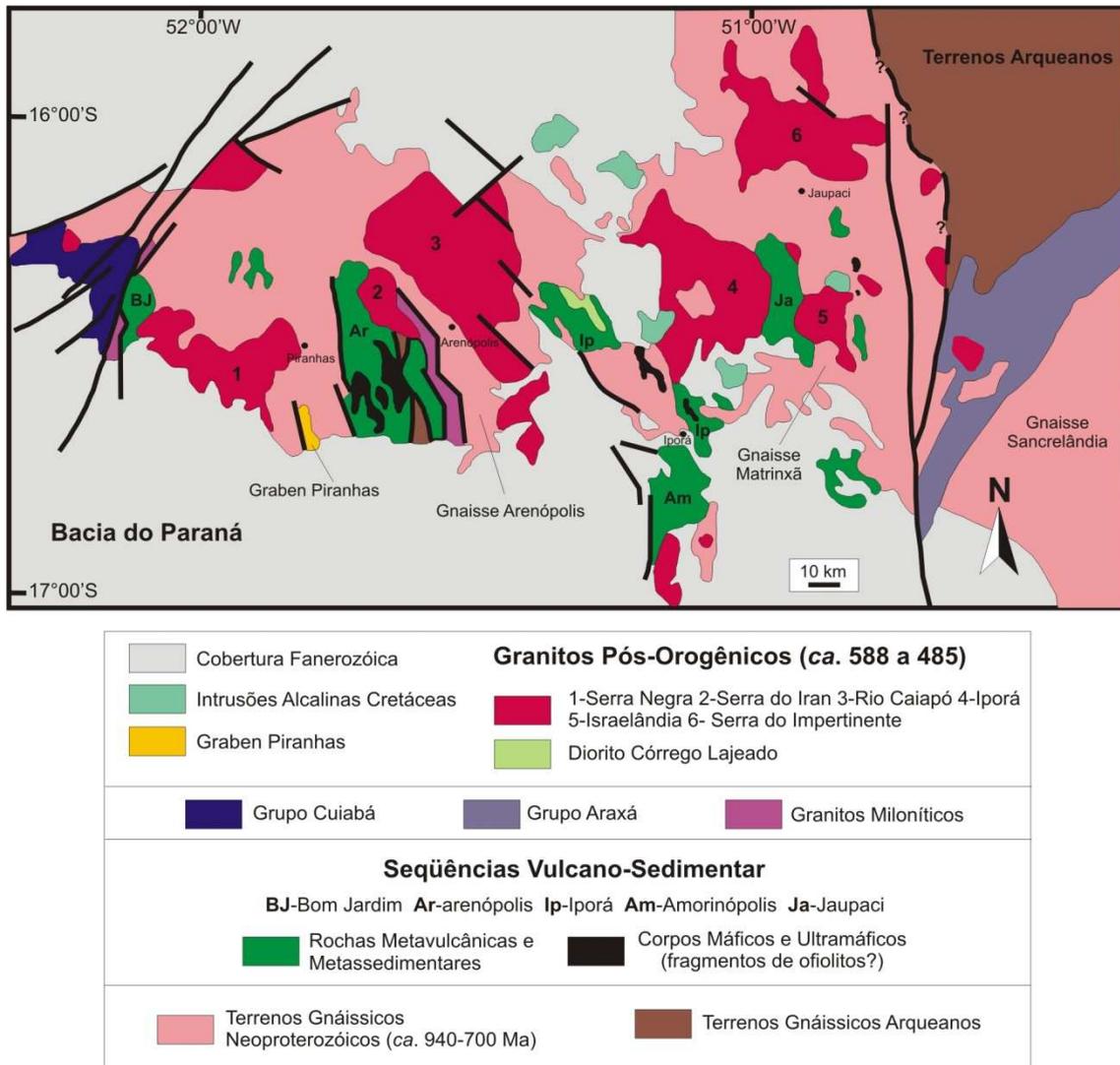


Figura 2.2: Mapa geológico esquemático da região do Arco Magmático de Arenópolis, sudoeste de Goiás (Pimentel *et al.*, 1999, 2000).

Dados isotópicos evidenciam que os protólitos ígneos cristalizaram em dois eventos distintos: o mais antigo entre 950 e 800 Ma, de natureza metaluminosa, e o mais novo, gerado entre *ca.* 670 e 630 Ma, meta-peraluminoso (Pimentel *et al.*, 2000; 2004; Laux *et al.*, 2004). Datações U-Pb em zircão apresentam idades entre 940 e 630 Ma e valores isotópicos iniciais de Nd que variam entre +0.2 a +6.9 para as metaplutônicas, o que indica natureza primitiva do magma original (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel *et al.*, 1996; 1999; 2000).

O magmatismo de arco da região de Iporá-Jaupaci representa o magmatismo mais novo, com tonalitos, granodioritos e granitos que indicam idades Rb/Sr entre 0.64 e 0.73 e $\epsilon_{Nd}(T)$ positivo, variando entre 0.5 e 2.0 (Pimentel *et al.*, 1999). Essas rochas

são mais evoluídas que as geradas pelo magmatismo mais antigo, o que indica uma amalgamação progressiva e crescimento de arcos de ilha ou o desenvolvimento de margem continental ativa entre 0.9 e 0.63 Ga (Pimentel *et al.*, 1999).

As unidades supracrustais correspondem às seqüências metavulcano-sedimentares, que, de oeste para leste, são denominadas Bom Jardim de Goiás, Arenópolis, Iporá, Amarinópolis, Jaupaci e Anicuns-Itaberaí (Figura 2.2) (Pimentel *et al.*, 2000; 2004). Estas seqüências são compostas por metavulcânicas e metapiroclásticas máficas a félsicas, que perfazem a unidade basal e associam-se a rochas metassedimentares de natureza distinta, que representam os pacotes superiores (Pimentel & Fuck, 1986).

A Seqüência Bom Jardim de Goiás consiste em metabasaltos, meta-andesitos e metariolitos, os quais exibem freqüentes estruturas e texturas primárias, com metassedimentos associados, metamorfizados em fácies xisto verde e incluídos no Grupo Bom Jardim de Goiás (Seer, 1985). A Seqüência de Arenópolis é formada por duas unidades principais, separadas por uma faixa de biotita gnaisse arqueana de composição granítica a granodiorítica (Pimentel & Fuck, 1986). Estas unidades compreendem o Córrego do Santo Antônio e Córrego da Onça, que apresentam predominantemente micaxistos com corpos máfico-ultramáficos associados e rochas metavulcânicas de composição basáltica a riolítica, com termos andesíticos e dacíticos associados, respectivamente (Pimentel, 1985; Pimentel & Fuck, 1986).

As seqüências da porção leste do Arco de Arenópolis (Iporá, Amarinópolis e Jaupaci) compreendem uma suíte bimodal, com largo volume de metariolitos ricos em K₂O e metabasaltos toleíticos subordinados (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel *et al.*, 1996). Rochas sedimentares detríticas são praticamente ausentes na Seqüência de Jaupaci e constituem um pacote de pouca importância na Seqüência de Iporá, representado por granadas, micaxistos e metaconglomerados (Amaro, 1989; Rodrigues *et al.*, 1999).

A Seqüência Vulcano-Sedimentar Anicuns-Itaberaí, anteriormente denominada Seqüência Vulcano-Sedimentar Meia-Ponte e em parte atribuída ao Grupo Araxá (Veiga *et al.*, 1986), é constituída por metavulcânicas ultrabásica a intermediária de filiação toleítica a cálcio-alcalina, com metassedimentos químicos exalativos tufáceos e pelíticos a psamíticos (Lacerda Filho & Oliveira, 1994). Esta seqüência marca o limite crustal entre as unidades do Arco Magmático de Goiás e do Complexo Anápolis-Itaçu.

Enxames de corpos lineares ultramáficos deformados e metamorfizados encontrados nas suítes vulcano-sedimentares de Arenópolis e Iporá são interpretados como complexos ofiolíticos remanescentes (Pimentel, 1985; Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel *et al.*, 1996).

Durante e após o último evento tectono-metamórfico do Ciclo Brasileiro, há *ca.* 600 Ma, corpos máfico-ultramáficos, intrusões gabro-dioríticas e plútons graníticos foram posicionados no Arco Magmático de Arenópolis (Pimentel *et al.*, 1999; 2004). Este evento também foi responsável pelo desenvolvimento de foliações W-NW com indicadores cinemáticos que indicam transporte tectônico para leste e zonas miloníticas subverticais com *trend* NE, representadas pelo Lineamento Transbrasiliano.

As principais intrusões graníticas da região, de oeste para leste, são Serra Negra, Serra do Iran, Rio Caiapó, Iporá, Israelândia, Serra do Impertinente, Córrego do Ouro, Fazenda Nova e Novo Brasil, as quais são formadas, em sua maioria, por granitos equigranulares não deformados, predominantemente biotita granitos e, menos comum, granitos com hornblenda (Pimentel *et al.*, 1996; 2004; Rodrigues *et al.*, 1999). Pequenos *plugs* de gabro e diorito são encontrados dentro das intrusões, confirmando o caráter bimodal do magmatismo. Os granitos são metaluminosos e ricos em potássio, possuindo características transicionais entre calci-alcálico rico-K e a série shoshonítica (Pimentel *et al.*, 1996).

Essas intrusões pós-orogênicas de caráter bimodal ocorreram em dois eventos principais sucedidos entre 485 Ma e 590 Ma no Arco Magmático de Arenópolis (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel *et al.*, 1999). Os granitos provenientes do evento mais jovem (*ca.* 508-485 Ma) constituem granitos alcalinos anorogênicos e os provenientes do evento mais antigo (*ca.* 588-560) são granitos tipo-I, de natureza calcio-alcálica. Entre o primeiro grupo estão os granitos Serra do Impertinente (fácies equigranular) e Iporá, com idades R/Sr de 485 ± 18 Ma e 490 ± 24 Ma, respectivamente, enquanto que o segundo grupo inclui os granitos Rio Caiapó, Serra do Iran, Israelândia, Serra Negra e a fácies porfírica do Granito Serra do Impertinente, com idades R/Sr de 587 ± 17 , 588 ± 19 , 554 ± 20 , 508 ± 18 e 576 ± 18 Ma, respectivamente (Pimentel *et al.*, 1996).

As intrusões gabro-dioríticas exibem feições *mixing* de magmas e assinatura geoquímica típica de arco (ex. Intrusão Lajeado), enquanto que as intrusões máfico-ultramáficas são representadas por intrusões acamadadas, como o Complexo Máfico-

Ultramáfico de Americano do Brasil, composto por gabros a peridotitos e hospedeiro de mineralização sulfetada de cobre-níquel-cobalto (Dardenne & Schobbenhaus, 2001), e por intrusões não diferenciadas, como as suítes Anicuns-Santa Bárbara e Serra do Presídio (Pimentel *et al.*, 2000; Moreira *et al.*, 2008).

Granitos miloníticos, essencialmente biotita granitos, com raros granodioritos, ocorrem como estreitos corpos alongados, paralelos a falhas de direção NNW-NNE, com foliação milonítica vertical e fortemente desenvolvida próximo aos contatos com as unidades de rochas adjacentes (Pimentel *et al.*, 1996; Rodrigues *et al.*, 1999). Estes granitos possuem idade U-Pb que varia entre *ca.* 0,86 e 0,61 Ga e razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,7032 e 0,7062 (Pimentel *et al.*, 2000; 2004).

A área de estudo localiza-se na região de Fazenda Nova, porção leste do Arco Magmático de Arenópolis, e abrange a Sequência Metavulcano-Sedimentar de Jaupaci, o Ortognaisse do Oeste de Goiás, representado pelo ortognaisse Matrinxã, granitos sin a pós-orogênicos e rochas da Província Alcalina do Sul de Goiás. São também observados sedimentos devonianos da Bacia do Paraná e amplas coberturas detrito lateríticas, as quais recobrem principalmente as unidades da Sequência Metavulcano-Sedimentar de Jaupaci.

Geologia da Região de Fazenda Nova

Na área que compreende as cidades Fazenda Nova, Jaupaci e Israelândia afloram ortognaisse, unidades da Sequência Metavulcano-Sedimentar de Jaupaci e granitos pós-orogênicos, cujos contatos ocorrem através de falhas (Figura 2.3).

A leste da área de estudo destaca-se o importante sistema de cisalhamento Moiporá-Novo Brasil, de direção N-S, que separa as unidades geotectônicas neoproterozóicas do Arco Magmático de Arenópolis e arqueanas do Maciço de Goiás (Mota Araújo *et al.*, 2002) (Figura 2.2). Este sistema é representado por milonitos e ultramilonitos com foliação vertical e lineações de estiramento horizontal (Rodrigues *et al.*, 1999) e constitui sítio de intrusões graníticas. Segundo Jost e colaboradores (1986), o Lineamento Moiporá-Novo Brasil é composto por feixe de falhas direcionais de rejeito sinistral, com progressiva diminuição da deformação de sul para norte.

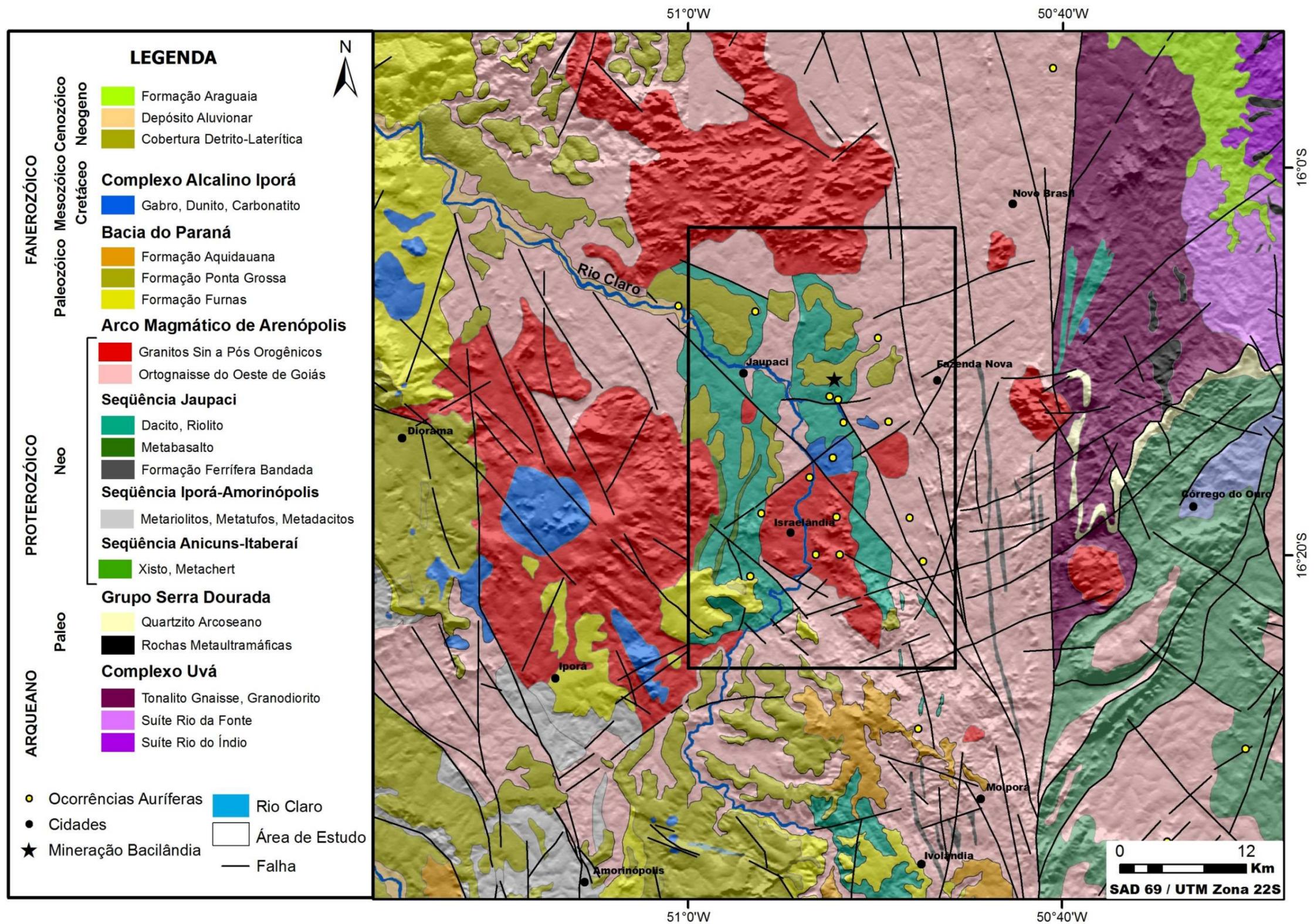


Figura 2.3: Mapa geológico da região de estudo. Fonte: Moreira et al.(2008).

Os ortognaisses da área correspondem rochas cálcicas a cálcio-alcálicas com composição entre granodioritos e granitos, em sua maioria, com característica intermediária entre granitóides dos tipos M e I. Predominam gnaisses com bandamentos milimétricos a centimétricos, cujas porções félsicas são ricas em quartzo, plagioclásio e K-feldspato, e as máficas portadoras de biotita e/ou hornblenda (Amaro, 1989).

Dados de Rb-Sr revelaram idade 895 ± 290 Ma para estes gnaisses, com razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,7026 e $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ entre +6,1 e +6,5, o que indica caráter juvenil para seus protólitos (Pimentel, 1991 *In* Pimentel *et al.*, 1996). O Ortognaisse Matrinxã é o representante destas rochas na área. Localiza-se entre as seqüências metavulcano-sedimentares Jaupaci e Anicuns-Itaberaí. Em direção a leste da área, os ortognaisses tornam-se progressivamente miloníticos, com aumento de quartzo e muscovita neoformada, à medida que se aproxima da Zona de Cisalhamento Fazenda Nova (Amaro, 1989). Esta constitui uma zona de falha do tipo *strike-slip* dextral com *trend* NNW (Amaro, 1989).

A Seqüência Metavulcano-Sedimentar de Jaupaci ocorre alongada segundo direção N-S e consiste em metavulcânicas máficas e félsicas, localmente intercaladas com metachert e intrudidas por pequenos corpos félsicos subvulcânicos, com rochas metassedimentares detríticas aparentemente ausentes (Amaro, 1989). Rochas máficas constituem metabasaltos com textura porfirítica e vesicular relictas, com andesitos subordinados e afinidade geoquímica de toleítos de baixo potássio de arcos de ilha. Estes metabasaltos ocorrem em duas faixas alongadas principais de direção NNE e são separados por metavulcânicas ácidas, as quais formam o maior volume de rochas da seqüência, com a predominância de depósitos piroclásticos de composição dacítica a riolítica e filiação cálcio-alcálica (Figura 2.3).

As paragêneses metamórficas das metavulcânicas indicam metamorfismo na zona de transição entre fácies xisto verde e anfíbolito, caracterizado pela coexistência de hornblenda e clorita, com feições de retrometamorfismo em fácies xisto verde, como cloritização parcial da biotita e saussuritização do plagioclásio (Amaro, 1989). Localmente estas rochas foram submetidas a metamorfismo em fácies anfíbolito, fato atribuído à intrusão do Granito Iporá.

Os contatos da unidade ortognáissica com a Sequência Metavulcano-Sedimentar de Jaupaci e os granitos pós-orogênicos são feitos através de falhas NE e NW que cortam a seqüência e delimitam os corpos intrusivos pós-tectônicos e da Província Alcalina do Sul de Goiás.

Os granitos sin a pós-orogênicos intrudidos nas unidades da área de estudo compreendem os granitos Israelândia, localizado na parte central da área, Iporá, localizado no extremo oeste da área, e o granito Serra do Impertinente, que ocorre no extremo norte da área pesquisada, além dos pequenos corpos graníticos Fazenda Jaraguá e Fazenda Boqueirão (Amaro, 1989), os quais são denominados granitos Serra Negra por Lacerda Filho *et al.* (2001).

O Granito Israelândia ocorre na porção central da área. Consiste predominantemente biotita-hornblenda granito e hornblenda granito de granulação grossa e textura hipidiomórfica, com quartzo-monzonito e granodiorito subordinado (Amaro, 1989). Apresenta enclaves magmáticos máficos dispersos, os quais aumentam de volume nas proximidades de intrusões de gabros e dioritos, o que sugere processos de magma *mixing* e/ou magma *mingling*. Dados U-Pb em titanitas revelaram idade de 579 ± 4 Ma para a cristalização deste granito (Pimentel *et al.*, 1996).

O Granito Iporá ocorre na porção centro-oeste da área pesquisada intrusivo na Sequencia Metavulcano-Sedimentar de Jaupaci. Consiste biotita granito de coloração rosa-avermelhada, com textura equigranular hipidiomórfica e localmente porfirítica (Amaro, 1989). Enclaves máficos arredondados ocorrem espalhados por todo o batólito e localmente observam-se gabros e granodioritos com hornblenda (Pimentel & Fuck, 1987).

O Granito Serra do Impertinente apresenta duas fácies principais de distintas idades associadas a dois eventos geotectônicos. A fácies porfirítica corresponde ao primeiro evento e idade Rb/Sr 576 ± 18 Ma, com $\epsilon_{Nd}(T)$ negativo (-19.2 e -16.1) e idade modelo ca. 2.7 e 2.2 Ga, o que indica magma original relacionado à refusão de uma fonte crustal antiga (Pimentel *et al.*, 1996). A fácies equigranular corresponde ao evento tardio com idade Rb/Sr 485 ± 18 Ma, contemporânea às intrusões pós-orogênicas do arco magmático (Pimentel *et al.*, 1996).

O Granito Fazenda Jaraguá é intrusivo nas metavulcânicas da porção noroeste da área e constitui biotita hornblenda granito cinza, enquanto que o Granito Fazenda Boqueirão associa-se à Zona de Cisalhamento Fazenda Nova e apresenta marcante foliação milonítica em suas bordas (Amaro, 1989).

Amaro (1989) definiu quatro fases de deformação sucessivas e superpostas para a região de Fazenda Nova-Israelândia. Estas fases de deformação são correlacionáveis a outras fases deformacionais definidas no Arco Magmático de Arenópolis, como para a Sequência de Bom Jardim (Seer, 1985) e para a Sequência de Arenópolis (Pimentel & Fuck, 1987).

A primeira fase de deformação (Dn) associa-se ao desenvolvimento de foliação (Sn) com direção geral N05°-35°E, a qual foi fortemente transportada pela fase de deformação subsequente (Dn+1). Esta desenvolveu a principal foliação (Sn+1) da área com direção N05°-35°W e mergulhos verticais a subverticais. A terceira fase de deformação (Dn+2) possui direção geral N50°-80°W com mergulhos subverticais e está associada a geração de crenulação e *kink-bands*. A feição relacionada à quarta fase de deformação (Dn+3) consiste sistema de fraturamento com direção N40°-70°E e mergulho subverticais, o qual intercepta as estruturas das fases anteriores. (Amaro, 1989).

2.2 Bacia do Paraná (Província Paraná)

A Bacia do Paraná ou Província Paraná (Silva *et al.*, 2003) compreende bacia intracratônica localizada na porção meridional do Brasil, com extensões no Paraguai, Uruguai e Argentina, desenvolvida entre o Neo-Ordoviciano e Neo-Cretáceo (Milani, 2004). É constituída por sucessão sedimentar-magmática que exhibe três áreas de sedimentação independentes separadas por profundas discordâncias: Bacia do Paraná, Bacia Serra Geral e Bacia Bauru (Silva *et al.*, 2003). O arcabouço estratigráfico da bacia é formado por seis superseqüências de segunda ordem: Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III e Bauru, entre as quais podem ocorrer importantes lacunas no registro estratigráfico (Milani, 2004).

A Província Paraná iniciou-se com um *rift* precursor no qual se observa a deposição de sedimentos associados a rochas efusivas básicas representadas pelo Basalto Três Lagoas, com idade Ar/Ar em plagioclásios de 443 ± 10 Ma (York, 2003 In Milani, 2004).

A Bacia do Paraná corresponde às superseqüências Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I e Gondwana II, as quais registram a fase *rift* e a fase sinéclise da bacia. A Superseqüência Rio Ivaí representa a fase rift com deposição das unidades sedimentares iniciais do arcabouço estratigráfico da bacia. A Superseqüência Paraná constitui um ciclo transgressivo-regressivo de idade Devoniana, composta pela Formação Furnas, com arenitos e conglomerados depositados em ambiente fluvial e transicional, e pelo pacote pelítico da Formação Ponta Grossa. A Superseqüência Gondwana I é formada pelos grupos Itararé, Guatá e Passa Dois, nos quais está incluída uma parte basal transgressiva, correspondente aos dois primeiros grupos, e uma parte superior regressiva, representada pelo Grupo Passa Dois (Silva *et al.*, 2003). A Superseqüência Gondwana II encerra a sedimentação na Bacia do Paraná com a acomodação de arenitos e pelitos avermelhados, provenientes de depósitos fluviais e lacustres (Milani, 1997, In Silva *et al.*, 2003).

Os terrenos ortognáissicos pré-cambrianos na porção sudeste do Arco Magmático de Goiás são parcialmente cobertos por sedimentos fanerozóicos da Bacia do Paraná, que no sudoeste de Goiás são representados pelas seqüências ordovício-siluriana e devoniana da bacia. Esta seqüência é representada por arenitos brancos e caulíníticos da Formação Furnas e pelos arenitos, folhelhos e siltitos avermelhados da Formação Ponta Grossa, enquanto que a seqüência ordovício-siluriana é caracterizada por arenitos basais, diamictitos e folhelho e arenitos de topo, representantes das formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria, referentes à Superseqüência Rio Ivaí (Alvarenga *et al.*, 1998).

Na área de estudo, a Bacia do Paraná é representada pelas formações devonianas da Superseqüência Paraná. Esta registra um ciclo transgressivo-regressivo de sedimentação iniciado com depósitos areno-conglomeráticos eodevoniano da Formação Furnas, sucedidos pelo pacote pelítico da Formação Ponta Grossa.

A Formação Furnas representa a parte inferior de um grande ciclo transgressivo-regressivo, sendo constituída por conglomerados quartzosos, arenitos conglomeráticos e arenitos feldspáticos ricos em caolinita na porção basal, com aumento de feldspatos e predominância de arenitos finos em direção ao topo (Assine *et al.*, 1994). Nestes são observados níveis micáceos e/ou argilosos e estratificações cruzadas acanaladas, registro do ambiente continental fluvial inicial, que passa para ambiente marinho no topo. Essa mudança de ambiente deposicional favorece a diminuição da granulometria dos sedimentos e o aumento do teor de argilas em direção ao topo da formação.

A sedimentação da Formação Furnas deu-se em condição transgressiva sobre os sedimentos da formação Vila Maria da seqüência ordovício-siluriana e diretamente sobre o embasamento neoproterozóico, representado pelo Arco Magmático de Goiás, como se observa na área entre Iporá e Amarinópolis (Alvarenga *et al.*, 1998) (Figura 2.3). O contato entre as formações Vila Maria e Furnas é discordante erosivo, enquanto que o contato superior da Formação Furnas com a Formação Ponta Grossa é marcado por conglomerado ou por mudança brusca para arenito vermelho fino, com regressão rápida entre os arenitos da primeira e os folhelhos marinhos da segunda (Assine *et al.*, 1994; Alvarenga *et al.*, 1998).

A Formação Ponta Grossa é constituída por folhelhos com siltitos e arenitos deltaicos subordinados (Assine *et al.*, 1994; Milani & Thomaz Filho, 2000). Na borda nordeste da Bacia do Paraná, esta formação possui em sua porção basal conglomerados sucedidos por arenitos finos a médios com intercalações centimétricas siltico-argilosas (Alvarenga *et al.*, 1998). A deposição dos arenitos na porção média da formação é devida a duas superfícies de máxima inundação no pacote dos folhelhos. Nestes, a característica principal é a bioturbação, com a presença de marcas onduladas, próprias de ambientes marinhos rasos.

Os sedimentos da Formação Ponta Grossa recobrem, geralmente, os arenitos da Formação Furnas, entretanto a leste de Iporá-Amarinópolis, essas rochas ocorrem diretamente sobre o embasamento neoproterozóico (Alvarenga *et al.*, 1998).

2.3 Província Alcalina do Sul de Goiás

A região situada ao longo da margem setentrional da Bacia do Paraná foi acometida por magmatismo alcalino durante o Cretáceo Inferior (Cerqueira & Danni, 1994). As rochas provenientes deste magmatismo foram agrupadas sob denominação de Província Alcalina do Sul de Goiás por Lacerda Filho *et al.* (2000) e subdivididas em Suíte Plutônica de Iporá e Suíte Vulcânica de Santo Antônio da Barra.

O magmatismo que originou as rochas alcalinas da província associa-se ao tectonismo cretáceo e abrange rochas de natureza plutônica e vulcânica, as quais ocorrem como intrusões zonadas e intrusões subvulcânicas, na forma de *sills*, diques, *plugs* e *pipes*, com campos de lavas e depósitos piroclásticos associados (Cerqueira & Danni, 1994). Os corpos alcalinos estão distribuídos em uma área alongada segundo N30W e a ocorrência dos condutos magmáticos estão relacionados a falhas normais de direções N50°-60°E, as quais compartimentam em blocos escalonados os arenitos da Formação Ponta Grossa (Danni *et al.*, 1994; Junqueira-Brod *et al.*, 2002).

Na área de estudo estão presentes rochas alcalinas provenientes da Suíte Plutônica de Iporá. Esta compreende principalmente dunitos, com peridotitos, piroxenitos, serpentinitos, gabros, sienogabros, nefelina sienitos, silexitos, carbonatitos, kimberlitos e lamprófiros subordinados, intrudidos nas formações devonianas da Bacia do Paraná e/ou em unidades mais antigas (Moreira *et al.*, 2008; Junqueira-Brod *et al.*, 2002).

2.4 Coberturas Detrito-Lateríticas Ferruginosas

As coberturas detrito-lateríticas ferruginosas possuem ampla ocorrência na área de estudo, recobrando principalmente as unidades da Seqüência Vulcanossedimentar Jaupaci. Estes sedimentos são aluviais ou coluviais constituídos por conglomerados oligomíticos com seixos de quartzito e lateritos autóctones com carapaças ferruginosas (Moreira *et al.*, 2008). Podem alcançar mais de 30m de espessura, sem nítida diferenciação em horizontes.

Esses sedimentos detríticos podem estar associados a depósitos supergênicos de manganês, níquel, bauxita, fosfato e ouro detrítico, este observado no município de Fazenda Nova (Moreira *et al.*, 2008).

3. MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS

O Arco Magmático de Goiás é inserido no chamado Cinturão de Au-Cu de Arenópolis-Mara Rosa que hospeda inúmeros depósitos de ouro e cobre-ouro (Oliveira *et al.*, 2000), desenvolvidos nos diversos estágios da evolução da Faixa de Dobramentos Brasília. Estes depósitos e ocorrências de ouro corroboram para a importância metalogenética deste ambiente geotectônico em programas de exploração mineral (Ramos Filho & Kuyumjian, 2002; Kuyumjian & Jost, 2009).

No Arco Magmático de Arenópolis são conhecidos os depósitos Bom Jardim de Goiás (Cu-Au) e Bacilândia (Au), além de diversas ocorrências de ouro (Figura 3.1). Estas ocorrências constituem garimpos desativados e depósitos conhecidos, catalogados por meio de levantamentos geológicos em carta com escala 1:250.000 e com erro de posicionamento associado de 250 a 1000 m.

As ocorrências auríferas da região de Fazenda Nova foram descobertas por garimpeiros na década de 1940, os quais também se dedicavam ao garimpo de diamante. A procura por depósitos de ouro nesta área foi feita inicialmente pela empresa WMC na década de 1970, com o intuito de aumentar a reserva de ouro próximo à Mina de Jenipapo, localizada em Aurilândia. Esta procura sucedeu-se com a descoberta do Depósito Lavrinha, denominado também Depósito Fazenda Nova (Lacerda, 1996; Dardenne e Schobbenhaus, 2001), que viria ser a principal cava da Mina Bacilândia. Na década de 90, a Mineração Santa Elina adquiriu os direitos minerários do prospecto Lavrinha e em 2003 os repassou para a empresa Yamana Gold, que iniciou a exploração do minério em 2004.

A compreensão dos processos que levam a formação de determinados tipos de depósitos minerais é fundamental para o estabelecimento dos critérios de exploração. Estudos metalogenéticos na região de Fazenda Nova são escassos, apesar de esta região possuir várias ocorrências auríferas e ambiente geológico propício para mineralização de ouro: arco intra-oceânico com seqüências metavulcânicas e intrusões graníticas associadas. O Depósito Fazenda Nova também não possui estudos acadêmicos e publicações de domínio público.

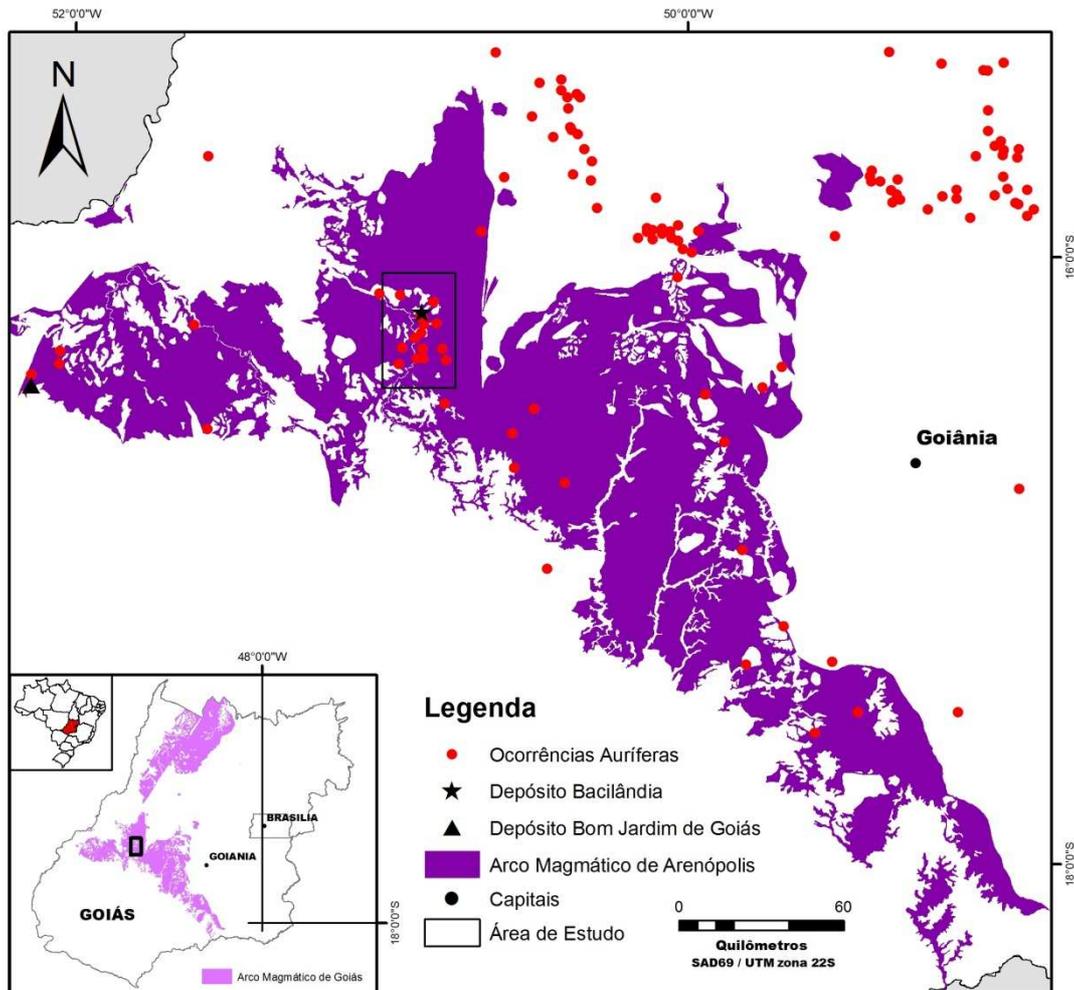


Figura 3.1: Localização das ocorrências auríferas e dos depósitos Bom Jardim e Fazenda Nova no Arco Magmático de Arenópolis (Fonte: SIG-Goiás, Moreira et al., 2008).

Assim, para a avaliação da eficácia dos métodos de prospecção geofísica para ouro na área de estudo, foram observadas as rochas hospedeiras da mineralização de ouro da Mineração Bacilândia por intermédio de testemunhos de sondagem disponibilizados pela empresa Yamana Gold. Foram analisadas porções mineralizadas de 3 testemunhos e confeccionadas 16 lâminas petrográficas para a verificação do controle da mineralização. Esta etapa do estudo consistiu apenas em avaliar se a mineralização estaria ou não associada a alterações hidrotermais potássicas, o que possibilitaria o uso da gamaespectrometria como ferramenta exploratória e auxiliaria a escolha das técnicas utilizadas no reconhecimento de alvos para prospecção. Apesar de esta pesquisa não ter como objetivo principal a caracterização da gênese do ouro da Mineração Bacilândia, neste trabalho foram descritas as paragêneses minerais dessas

porções mineralizadas e feitas referências em relação à gênese da mineralização aurífera.

Neste capítulo são descritos modelos de depósitos de ouro associados à ambientes de arco magmático e à alteração hidrotermal, além dos principais depósitos auríferos encontrados no Arco Mágmatíco de Goiás, com ênfase no Depósito de Bacilândia.

3.1 Depósitos Auríferos Associados a Arcos Mágmatícos e a Alterações Hidrotermais

Ambientes de arcos magmáticos são caracterizados pela formação de depósitos de Cu, Mo, Au e Ag (Sawkins, 1990). Em ambientes com associações vulcânicas típicas de arcos magmáticos são correlacionados depósitos de ouro do tipo epitermal e orogênico e depósitos de Cu-Au do tipo pórfiro (Figura 3.2). Estes depósitos associam-se a rochas metavulcânicas e sua gênese está, muitas vezes, relacionada a processos de alteração hidrotermal que podem envolver alterações por carbonatação, cloritização, sericitização, silicificação e sulfetação.

Processos de alteração hidrotermal consistem no metassomatismo ocorrido durante a interação entre o fluido hidrotermal e a rocha hospedeira. Os diferentes tipos de alterações hidrotermais dependem da composição do fluido hidrotermal, da rocha hospedeira, pH, Eh, razão fluido/rocha e tempo de interação, e resultam em trocas iônicas que levam à transformação e/ou à formação de novos minerais, os minerais de alteração (Townley, 2001).

A alteração potássica caracteriza-se pela presença de feldspato potássico e biotita, com quartzo, magnetita, sericita e clorita subordinados. Biotita e feldspato estão comumente associados à magnetita e/ou pirita. As alterações potássica e fílica consistem nas principais alterações para detecções pela espectrometria gama, já que o potássio representa um dos radioelementos naturais da Terra com energia suficiente para a detecção por gamaespectrômetros.

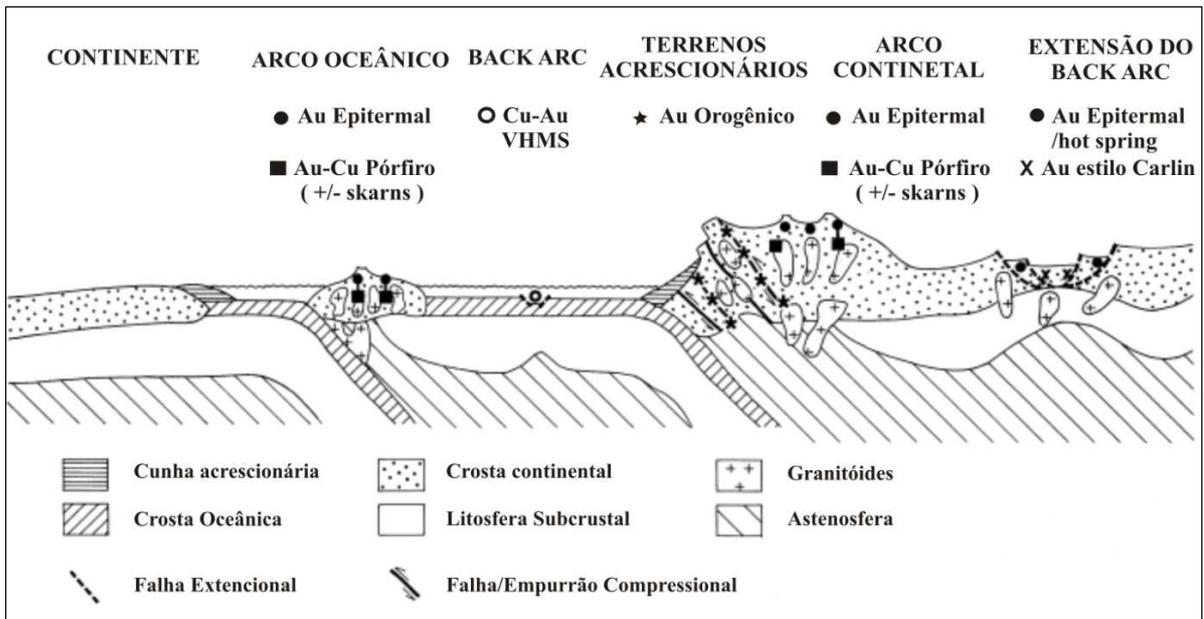


Figura 3.2. Ambientes tectônicos de depósitos minerais epigenéticos ricos em Au (Groves, et al., 1998).

Depósitos de ouro epitermal são formados em profundidades rasas (< 1500m) e relacionam-se a sistemas hidrotermais e à atividade vulcânica em ambientes de subducção. Ocorrem em arcos magmáticos oceânicos ou continentais e incluem dois tipos principais: alta sulfetação e baixa sulfetação; os quais são designados por intermédio de suas assembléias minerais de alteração, pelo tipo de ocorrência e textura e pelos elementos geoquímicos associados. Os depósitos de ouro epitermais desenvolvem concentrações econômicas de ouro, com possível associação de prata e metais base, mediante a substituição de minerais, como dissolução ou re-precipitação, ou por meio do preenchimento de espaços vazios, como veios e brechas. Depósitos epitermais de alta sulfetação são formados por fluidos ácidos gerados no ambiente vulcânico-hidrotermal oxidante e associam-se aos minerais de alteração alunita, kaolinita, pirofilita, adularia, clorita e barita (Taylor, 2007). Os depósitos epitermais de baixa sulfetação formam-se em ambiente redutor com influências de fluidos ricos em água meteórica e associam-se à sericita, kaolinita, pirofilita, rodocrsosita, clorita-Fe e quartzo (Taylor, 2007).

O termo “depósito de ouro orogênico” foi introduzido por Groves *et al.* (1998) para substituir depósitos de ouro denominados mesotermiais. Ouro orogênico implica na ocorrência de ouro hospedado em veios de quartzo proveniente de alterações hidrotermais com forte controle estrutural. Estes depósitos localizam-se em

profundidades entre 15-20 km até a superfície e são formados tanto em terrenos acrescionários como em terrenos colisionais em processos de convergência de placas (Groves *et al.*, 1998) (Figura 4.2). Os depósitos de ouro orogênico são divididos em epizonal (< 6 km), mesozonal (6-12 km) e hipozonal (> 12 km) e constituídos por sistemas de veios de quartzo com $\leq 3-5\%$ de sulfetos, principalmente sulfetos de ferro, e $\leq 5-15\%$ de carbonatos (Groves *et al.*, 1998). Zonas de alteração hidrotermal adjacentes à mineralização são formadas por carbonatos, sulfetos (pirita, pirrotita e arsenopirita) e minerais provenientes do metassomatismo alcalino, principalmente sericita e subordinadamente fuksita, biotita e K-feldspato.

Depósitos de Cu-Au pórfiro ocorrem associados a corpos intrusivos originários do magmatismo da zona de subducção, sendo formados em ambientes crustal superiores, com profundidades entre 1 e 6 km (Sawkins, 1990). A mineralização destes depósitos está relacionada a halos de alteração gradacionais, os quais incluem as zonas de alteração propilítica, argílica, fílica e potássica. Estas são formadas pela convecção de soluções hidrotermais derivadas do magma e da interação entre as rochas encaixantes e o corpo intrusivo com as águas meteóricas. A mineralização desenvolve-se em veios nas zonas fílica e potássica, podendo ocorrer também em menores teores nas zonas de alterações periféricas. A pirita constitui o principal mineral de minério, estando também presentes a calcopirita, molibdenita e bornita.

Os modelos dos depósitos de ouro, assim como os de outros tipos minerais, visam à sistematização da gênese mineral, a qual se associa a inúmeros fatores. A grande diversidade da forma de ocorrência do ouro na crosta terrestre faz-se pensar em uma maior necessidade da classificação desse tipo de depósito. Contudo, em relação ao arranjo sistemático dos depósitos auríferos McLaren (1908) alerta:

"Auriferous veins or deposits may be of any form, may occur in any rock, and may have received their gold from various sources. Particular classifications based on obviously adventitious characters, as similarity of form of deposit, or identity of matrix or of associated minerals, can therefore serve no useful purpose, either scientific or economic. Such classifications have been current for many years. Some have certainly been suggestive, but the majorities have helped the miner and prospector not a whit, and have proved a source of confusion and embarrassment to the student."

Assim, na compreensão de depósitos de ouro, primeiramente, deve-se ater aos fatores geológicos locais para um melhor entendimento da gênese, do corpo do minério e de suas rochas encaixantes.

3.2 Depósitos Auríferos do Arco Magmático de Goiás

Os depósitos de ouro do Arco Magmático de Goiás são hospedados em rochas ígneas associados à percolação de fluidos em falhas (Araújo Filho & Kuyumjian, 1996). Kuyumjian & Jost (2009) indicam que os corpos de minério desses depósitos são, em sua maioria, de natureza disseminada e/ou em veios e segregação de quartzo, circundados por zonas de alteração hidrotermais e que o minério é produto da mobilização e concentração durante o Paleoproterozóico e o Neoproterozóico, com remobilização e reconcentração no Neoproterozóico e enriquecimento supergênico durante o Cenozóico.

Os principais depósitos do Arco Magmático de Mara Rosa são os depósitos de Chapada (Cu-Au), Posse (Au) e Zacarias (Au-Pt-Ba), enquanto que o Depósito Bom Jardim de Goiás constitui o depósito do Arco Magmático de Arenópolis mais conhecido.

Depósito de chapada (Cu-Au)

O Depósito Chapada insere-se em rochas metassedimentares da seqüência vulcano-sedimentar de Mara Rosa e ocorre associado ao vulcanismo/plutonismo calcio-alcalino (Ramos Filho & Kuyumjian, 2002). Este depósito é hospedado por quartzitos feldpáticos e biotita xistos com mineralização de cobre disseminada constituída por bornita, calcosita, esfalerita, galena, pirrotita e molibdenita (Dardenne & Schobbenhaus, 2001) e apresenta controle estrutural marcado por zonas de cisalhamento com *trend* N20°-40°E e sistemas cisalhantes com direções N20°-40°W, N50°-70°E, N10°E e NS (Kuyumjian, 2000). O ouro ocorre como subproduto incluso na calcopirita, quando fino, e em sulfetos deformados, quando, menos comum, ocorre como grãos grossos (Kuyumjian, 2000).

As principais concentrações do minério de Cu-Au são hospedadas por rochas produto da alteração hidrotermal (epidotização, sericitização, cloritização, potassificação e silicificação) em estruturas subsidiárias relacionadas a sistemas

cisalhantes originadas durante o evento Brasileiro (Ramos Filho & Kuyumjian, 2002). O depósito é interpretado como vulcanogênico exalativo a partir da deposição da Sequência Mara Rosa seguida de uma redistribuição tectono-metamórfica durante a Orogenia Brasileira (Kuyumjian, 1999; Richardson *et al.*, 1988 In Lacerda Filho *et al.*, 2000).

As reservas do depósito são estimadas em cerca de 30 Mt¹ de minério oxidado com 0,6 g/t² Au e em 200 Mt de minério sulfetado com 0,4 g/t Au e 0,435 Cu (Dardenne & Schobbenhaus, 2001).

Depósito de Posse (Au)

O Depósito de Posse hospeda-se em vulcânica ácidas alteradas por fluidos hidrotermais para microclínio gnaisse, sendo considerado como epigenético, associado à hidrotermalismo em zona de cisalhamento (Arantes *et al.*, 1991 In Dardenne e Schobbenhaus, 2001). A mineralização apresenta-se conforme a estratigrafia e está associada à alteração hidrotermal caracterizada por núcleo silicificado com pirita, que hospeda os maiores teores de ouro, envolvido por uma zona rica em epidoto + pirita + sericita (Kuyumjian, 2000; Lacerda Filho *et al.*, 2000). O ouro ocorre livre, intercrescido com frobergita ou preenchendo as bordas dos silicatos (Kuyumjian, 2000). O evento de alteração hidrotermal provocou uma intensa alteração nas rochas hospedeiras com o desenvolvimento também de muscovita, epidoto, quartzo, albita, sericita e carbonato (Palermo *et al.*, 2000). O corpo de minério possui 1.7 Mt a 2.24 g/t Au com uma profundidade de 60m (Kuyumjian, 2000).

Depósito de Zacarias (Au-Ag-Ba)

O Depósito Zacarias ocorre em anfibolitos e a zona mineralizada hospeda-se em lentes de quartzo e barita (Palermo, *et al.*, 2000; Dardenne e Schobbenhaus, 2001). O horizonte de minério ocorre em *quartz lode* que é dividido em zona superior, composta por chert rico em bário (hidrotermalito), e zona inferior, rica em oellacherita (mica de Cr-Ba) e pobre em bário (Kuyumjian, 2000). A maior parte da mineralização está concentrada na porção superior, a qual consiste ouro livre, prata e barita, com zinco,

¹ Mt: Milhões de toneladas

² g/t: gramas por tonelada

chumbo e cobre subordinado. A mineralogia de minério engloba pirita, esfalerita, galena e calcopirita.

O minério possui concentração com teores de 4,4g/t de Au, 48g/t de Ag e 10% de barita (Lacerda Filho *et al.*, 2000). O depósito apresenta alteração hidrotermal associada a talco, clorita, epidoto, sericita, quartzo, K-feldspato e calcita em xistos aluminosos e quartzo-biotita xistos e é interpretado como depósito vulcanogênico estratiforme (Poll, 1994 *In* Dardenne e Schobbenhaus, 2001).

Depósito Bom Jardim de Goiás (Cu-Au)

O depósito de Bom Jardim localiza-se no extremo oeste do Arco Magmático de Goiás, localizado a 28 km da cidade homônima, e aloja-se na Seqüência Vulcano-Sedimentar de Bom Jardim (Figura 4.1). Neste depósito, as rochas hospedeiras da mineralização são rochas piroclásticas compostas predominantemente por tufos de composição intermediária e caráter cálcio-alcálico, que podem ter sido formadas em ambientes subaquosos a subaéreos de arcos vulcânicos (Seer, 1985; Guimarães, 2007).

A mineralização ocorre na forma de grãos disseminados, em concentrações maciças, em veios/vênulas maciços de diversas espessuras e em brechas; onde são encontrados os minerais de minério ouro, pirita, calcopirita, pirrotita, esfalerita, ilmenita, hematita, magnetita, rutilo e cuprita (Guimarães, 2007). O ouro ocorre em inclusões dentro da pirita. Guimarães (2007) e Guimarães & Moura (2009) sugerem que a mineralização do Depósito de Bom Jardim de Goiás é do tipo VMS localizado em uma zona de *stockwork* circundada por zona de silicificação e de cloritização.

3.3 Mineralização de ouro na Região de Fazenda Nova

As ocorrências de ouro na região de estudo constituem garimpos desativados e ocorrências de ouro catalogadas do banco de dados do SIG de Goiás de 2008 (Moreira *et al.*, 2008). Muitas destas ocorrências estão relacionadas a depósitos elúvio-coluvionares, os quais são constituídos por material detrítico, proveniente da desagregação de veios de quartzo e fragmentos de rocha. Estes depósitos geralmente

ocorrem associados ao desenvolvimento de uma crosta laterítica, responsável pelo enriquecimento supergênico do ouro.

Na região de Fazenda Nova, os sulfetos das rochas metabásicas são acessórios, sendo a pirita o sulfeto predominante (Amaro, 1989). Microfraturas são preenchidas por calcopirita e hematita, enquanto que a pirita ocorre orientada segundo a foliação Sn+1 em grãos subédricos a euédricos. Amaro (1989) observou maior concentração de pirita e calcopirita próximas às porções ricas em carbonato, epidoto e quartzo, o que seriam porções de alteração hidrotermal nas rochas metabásicas. Os sulfetos também ocorrem como acessórios nas rochas vulcânicas félsicas, mas de forma disseminada. Pirita e calcopirita ocorrem associadas e constituem os sulfetos predominantes, sendo que a calcopirita aparece preenchendo microfraturas na pirita ou como grãos isolados, produtos da exsolução da esfalerita (Amaro, 1989).

Zonas de cisalhamento regionais, como a Zona de Cisalhamento Moiporá-Novo Brasil, são importantes prospectos para a mineralização de ouro, já que constituem zonas de intensa atividade hidrotermal. Contudo, em zonas de cisalhamento subsidiárias à zona de cisalhamento principal, ativadas no final da deformação, é onde se localizam os depósitos de ouro (Groves *et al.*, 1998). A Zona de Cisalhamento Fazenda Nova, localizada na porção leste da área de estudo, constitui uma zona cisalhante subsidiária, a qual, junto aos seus consequentes lineamentos NW, representa um guia prospectivo de ouro na região.

3.3.1 Depósito de Au Bacilândia

O Depósito de Ouro de Bacilândia, ou Fazenda Nova, localiza-se na porção centro-norte da área de estudo e hospeda-se nas metavulcânicas da Sequência Vulcano-Sedimentar de Jaupaci. A mineralização de ouro foi detectada por intermédio de sondagem devido à grande espessura do manto de alteração residual, que localmente pode atingir 50m, conferindo ao jazimento predominância da tipologia residual/supergênica (Lacerda Filho, *et al.*, 2000). Contudo, altos teores de ouro também são encontrados em sulfetos da rocha fresca.

A Mineração Bacilândia iniciou a produção de ouro em 2004 e encerrou as operações em 2008. Esta mina produziu 1.600.000t de minério no ano de 2006, com teor de 0,89g/t e possuía duas cavas: Lavrinha, com 50m de profundidade e 800 x 200 m de extensão, e Vital, com 25m de profundidade e 430 x 200m de extensão (www.minerios.com.br) (Figura 3.3). O beneficiamento era realizado por lixiviação em pilhas, processo constituído por várias etapas de transformações físico-químicas até a obtenção do produto final.



Figura 3.3. Vista aérea da Mina Bacilândia (Fonte: Google Earth Pro).

Observações em porções mineralizadas dos testemunhos de sondagem do Depósito Bacilândia indicaram a existência de sulfetos relacionados a veios preenchidos por carbonato e quartzo. As alterações hidrotermais reconhecidas foram sericitização, carbonatação e sulfetação, as quais ocorrem associadas à presença de injeções graníticas (tonalíticas?) nos andesitos e ao sistema de veios discordantes.

A relação entre a alteração hidrotermal das rochas encaixantes com a mineralização de ouro no Depósito de Bacilândia, com enriquecimento de minerais potássicos, como a sericita e a muscovita, deu subsídios para a utilização da gamaespectrometria como ferramenta exploratória de ouro na região.

4 AEROGEOFÍSICA

A geofísica é uma ciência muito utilizada na interpretação de feições geológicas, já que indica, a partir das diferentes respostas físicas da superfície e subsuperfície, a presença de estruturas, contatos geológicos e minerais associados à mineralizações. A integração de dados geofísicos com dados geológicos possibilita uma melhor interpretação da área de estudo, sendo cada vez mais utilizada como ferramenta para o auxílio no mapeamento geológico e na prospecção mineral.

O início da geofísica aplicada é marcado pela publicação do “*The examination of Iron Ore Deposits by Magnetic Measurements*” por Thalén, em 1879 (Telford *et al.*, 1976). Isto demonstra um antigo interesse pela geofísica de prospecção. Durante a última década, as pesquisas utilizando técnicas geofísicas em plataformas aéreas obtiveram um crescimento sem precedentes, alavancado pela excelente situação da exploração mineral e dos preços das *commodities*. Esta fase, referida como “*boom mineral*”, teve seu fim em decorrência à crise mundial iniciada em meados de 2008. Entretanto, no momento em que os recursos são parcos, a tendência de se utilizar a geofísica como ferramenta para a descoberta de depósitos minerais aumenta, visto que pode diminuir os custos das pesquisas geológicas.

Nos últimos anos, grande quantidade de dados aerogeofísicos magnéticos e gamaespectrométricos têm sido adquiridos. Dentre estes estão os do Programa de Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás, executado entre 2004 e 2006. Estes aerolevantamentos promovem o conhecimento geológico e a descoberta de recursos minerais, sendo muito úteis nas primeiras etapas de prospecção mineral de áreas extensas, uma vez que levantamentos detalhados são inviabilizados por questões econômicas e pelo tempo gasto na aquisição dos dados.

Zonas mineralizadas podem ser indicadas em aerolevantamentos a partir da detecção de minerais-minérios que difiram em uma ou mais propriedades físicas e/ou químicas. Dentre estas propriedades estão a densidade, condutividade elétrica, elasticidade, susceptibilidade magnética e a radioatividade; sendo as duas últimas objetos desta pesquisa.

Apesar de o ouro possuir altos valores de condutividade e densidade, o seu baixo teor nas rochas torna difícil uma resposta direta nas aplicações de técnicas geofísicas (Pflug *et al.*, 1997). Assim, a utilização dos métodos geofísicos na exploração aurífera é voltada para o reconhecimento dos ambientes geológicos favoráveis à mineralização, em detrimento do reconhecimento de suítes minerais. Estas, quando detectadas, são de forma indireta, como a identificação de corpos de sulfetos maciço aos quais o ouro pode estar associado por meio dos métodos eletromagnéticos, magnetométricos e/ou gravimétricos.

Muitos depósitos auríferos apresentam halos de alteração hidrotermal adjacentes às zonas mineralizadas, que podem ser detectados por métodos geofísicos. Estas alterações constituem principalmente potassificação (sericitização, biotização), silicificação, carbonatação e propilitização. Nestes depósitos também podem ocorrer mudanças horizontais na susceptibilidade magnética devido ao enriquecimento de materiais magnéticos, como magnetita e pirrotita, ou ao seu empobrecimento causado pela transformação da magnetita em sulfetos.

A presença de zonas de alteração hidrotermal pode ser identificada por intermédio das assinaturas gamaespectrométricas dos minerais presentes nos halos de alteração. A espectrometria gama atua na caracterização da superfície através das variações da concentração dos radioelementos naturais urânio, tório e potássio, sendo utilizada no mapeamento geológico e na identificação e caracterização de zonas mineralizadas relacionadas a processos de alteração hidrotermal.

Araújo Filho & Kuymjian (1996) consideram que as mineralizações auríferas na Faixa Brasília são balizadas pelo padrão de lineamento tectônico da região, onde as zonas de cisalhamento seriam fatores controladores. Estes lineamentos estão associados a zonas acumuladoras de fluidos hidrotermais que concentram materiais magnéticos. Deste modo, dados magnetométricos também auxiliam na caracterização e identificação de zonas de alteração hidrotermal por intermédio do reconhecimento do padrão da tectônica regional.

A eficácia dos métodos de geofísica de exploração está associada ao reconhecimento de anomalias que possam ser interessantes economicamente e à diferenciação entre estas anomalias e outras que não possuem relação com a mineralização. Assim, a escolha de técnicas específicas para distintas mineralizações é

crucial na identificação de alvos exploratórios. Neste estudo, propõe-se a utilização das técnicas de espectrometria gama de Potássio Anômalo e Fator F, associadas às estruturas magnetométricas, para a identificação das zonas de alteração hidrotermal com possível relação com mineralizações auríferas.

4.1 Levantamento Aerogeofísico – Projeto Arco Magmático de Arenópolis

Os dados aerogeofísicos utilizados neste estudo são provenientes da primeira etapa do Programa de Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás, realizada em 2004 e intitulada Projeto Arco Magmático de Arenópolis (LASA, 2004) (Figura 4.1). O projeto é resultado de um convênio entre o Ministério de Minas e Energia (MME), o Serviço Geológico do Brasil (CPRM), a Secretaria de Indústria e Comércio-Superintendência de Geologia e Mineração de Goiás (SIC-GO) e o Fundo de Fomento à Mineração (FUNMINERAL).

O aerolevantamento recobre uma área de 58.834km² com perfis gamaespectrométricos e magnetométricos aéreos. As linhas de vôo possuem orientação N-S com espaçamento de 0,5km. Esta direção das linhas de produção é adequada em regiões de baixas latitudes, pois se aproximam da direção da declinação magnética (Cordani, 2005). Já para pesquisas específicas, como a definição de alvos para a exploração mineral, Horsfall (1997) indica linhas de vôo com orientação oblíqua à direção das estruturas com o propósito de maximizar as assinaturas magnéticas. As linhas de controle são perpendiculares às linhas de vôo (E-W) e estão espaçadas por 5,0km.

A altura de vôo do aerolevantamento, realizado pela LASA Engenharia e Prospecções S/A, foi fixada em 100m. A altura na qual o aerolevantamento é feito é muito importante na obtenção dos dados, já que o campo magnético decresce com o inverso do quadrado da distância da anomalia magnética e o sinal gamaespectrométrico decresce exponencialmente com a distância entre o sensor e a fonte radioativa (Horsfall, 1997). Assim, para o registro de pequenas variações nesses campos a pesquisa deve ser realizada próxima à superfície.

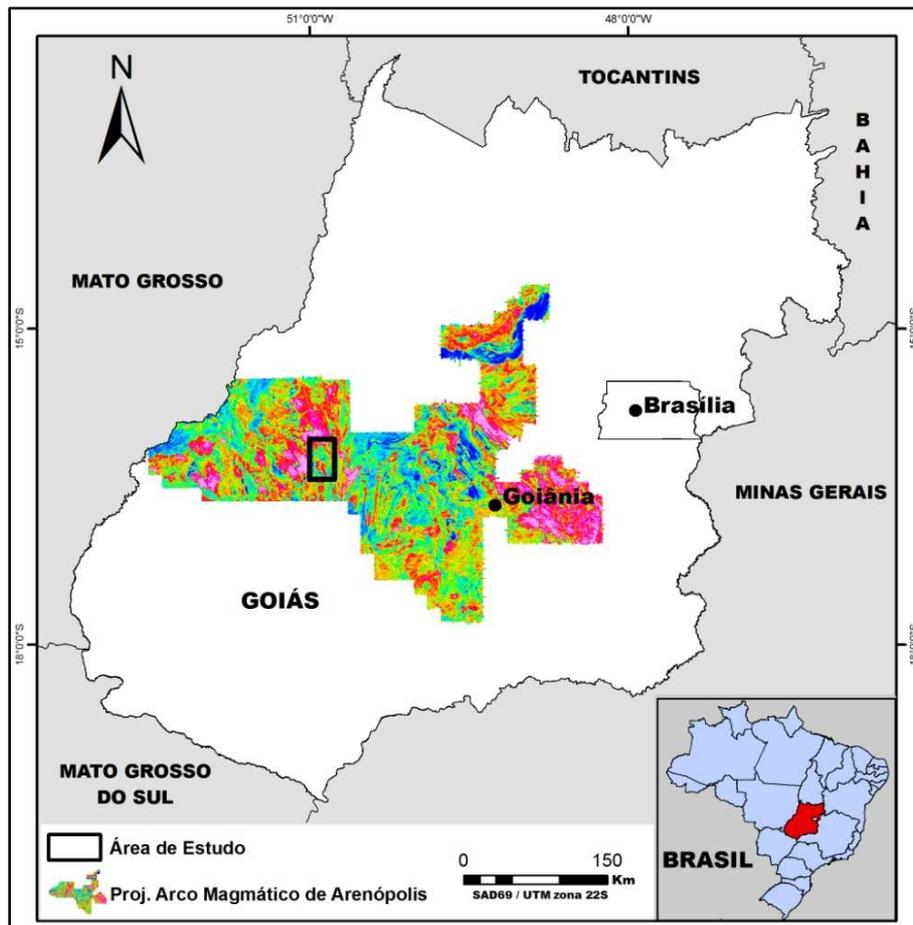


Figura 4.1: Localização da primeira etapa do Programa de Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás, intitulada Projeto Arco Magmático de Arenópolis, com destaque para a área de estudo.

A aquisição dos dados foi realizada sistematicamente ao longo de perfis nos quais foram feitas medidas consecutivas com intervalo de 0,1s no magnetômetro e 1,0s no gamaespectrômetro. O levantamento aerogeofísico utilizou as aeronaves Cessna Titan e Piper Navajo que operam a uma velocidade média de 290 km/h. Assim, as leituras magnetométricas foram realizadas aproximadamente a cada 8,0m, enquanto que as leituras do gamaespectrômetro eram feitas a cada 80m no terreno.

O gamaespectrômetro utilizado foi o EXPLORANIUM, modelo GR-820, com 256 canais espectrais. O sistema detector é constituído por três conjuntos de cristais de iodeto de sódio (NaI) *–downward looking–* e dois cristais *upward looking*, que monitoram as radiações decorrentes da influência do radônio na faixa energética do canal de urânio (1,66 a 1,86 MeV). Este sistema permite que a análise do espectrômetro para cada um dos cristais detectores seja realizada individualmente para a determinação

precisa dos fotopicos de potássio, urânio e tório. As radiações gama detectadas são somadas e as leituras reduzidas a uma única saída de 256 canais espectrais.

O sistema aeromagnético usado no aerolevanteamento consistiu em um sensor de vapor de cézio acoplado à cauda da aeronave. Essa montagem, tipo *stinger*, minimiza a interferência do *background* magnético da aeronave. O controle das variações diurnas do campo magnético terrestre foi monitorado mediante um magnetômetro terrestre portátil que realiza leituras em intervalos de 3s. Os dados da variação diurna são armazenados para posteriormente serem compensados nos dados aeromagnetométricos medidos pelo magnetômetro da aeronave.

Os dados do Programa de Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás foram disponibilizados após serem pré-processados pela empresa contratada. Este processamento para os dados aeromagnetométricos inclui a remoção da variação diurna do campo magnético terrestre, a correção do erro de paralaxe, o nivelamento e o micronivelamento dos dados e a remoção do IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*). Para os dados gamaespectrométricos foi realizada a correção do tempo morto, filtragem da altura, compensação da radiação cósmica e da energia medida no canal de urânio no *upward looking*, correção do erro de paralaxe, cálculo da altura efetiva do vôo, remoção do *background* da aeronave, cósmico e do radônio, correção do efeito *Compton*, correção altimétrica e, por fim, a conversão dos dados de taxa de contagem por segundo para concentração dos elementos radiométricos.

4.2 Magnetometria

O método magnético, ou magnetometria, refere-se à propriedade da matéria relacionada à susceptibilidade magnética. Esta depende da quantidade, composição e modo de distribuição dos minerais magnéticos presentes nas rochas, os quais produzem distorções locais nos elementos do campo magnético terrestre (Luiz & Silva, 1995). As variações locais do campo magnético terrestre podem ser detectadas por meio de magnetômetros e oferecer informações sobre a superfície e subsuperfície da Terra.

Rochas apresentam dois tipos principais de magnetização: induzida (\mathbf{J}_I) e remanescente ou remanente (\mathbf{J}_R). O primeiro tipo está relacionado à componente de

magnetização produzida em resposta a um campo magnético aplicado, ou seja, um campo secundário induzido o qual desaparece quando o campo magnético é removido. A magnetização remanescente é a magnetização que permanece após a remoção de um campo magnético, que é adquirida durante a cristalização dos minerais magnéticos da rocha, os quais se orientam segundo a direção do campo magnético atuante na Terra na época de sua cristalização. A magnetização total (**J**) é um vetor resultado da soma da magnetização remanescente e da induzida. Esta é aproximadamente proporcional ao campo aplicado, sendo a constante de proporcionalidade conhecida como susceptibilidade magnética (**k**). Assim, quando um campo magnético (**F**) é aplicado, a magnetização induzida e total é dada por:

$$\mathbf{J}_I = \mathbf{kF} \quad \text{Eq. 4.1}$$

$$\mathbf{J} = \mathbf{kF} + \mathbf{J}_R \quad \text{Eq. 4.2}$$

O campo magnético medido na superfície da Terra é resultado do conjunto constituído pelo campo magnético terrestre, procedente do núcleo líquido da Terra, pelos campos magnéticos externos, provenientes das flutuações magnéticas causadas por correntes elétricas produzidas na ionosfera e tempestades solares, e pelo campo magnético anômalo, oriundo da magnetização dos minerais presentes nas rochas. O campo magnético terrestre é definido pela sua **magnitude** (**F**), **inclinação** (**I**), que é o ângulo entre a superfície da Terra e o vetor **F**, e **declinação** (**D**), que é o ângulo entre a componente horizontal do vetor **F** e o norte geográfico. Em adição a estes elementos, o campo magnético possui uma componente vertical (**Z**) e duas componentes horizontais (**X** e **Y**), consideradas positivas para o norte e leste geográfico (Telford *et al.*, 1976).

O campo magnético relevante para o mapeamento geológico e prospecção mineral consiste o campo magnético anômalo, cujas variações são produzidas em maior ou menor grau em função da presença de minerais magnéticos nas rochas. Este campo magnético é obtido mediante compensações nos valores dos dados do campo magnético medido, no qual são retiradas as influências solares manifestadas pela variação diurna e tempestades solares, e o valor do campo magnético terrestre estimado por modelos matemáticos denominados *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF) e

Definitive Geomagnetic Reference Field (DGRF). Estes modelos são baseados em observações de campo e de satélites, e estimados em função da posição e do tempo (Luyendyk, 1997). Com a retirada do IGRF, o campo resultante pode ser considerado como proveniente das fontes crustais acima da superfície Curie, uma vez que abaixo desta corre a desmagnetização dos minerais. A unidade de medida do campo magnético anômalo é o nanoTesla (nT)¹.

Os materiais podem ser classificados em três grupos de acordo com suas propriedades magnéticas. Assim, minerais são classificados em diamagnéticos, paramagnéticos e ferromagnéticos.

As substâncias diamagnéticas quando submetidas a um campo adquirem magnetização de intensidade fraca e sentido contrário ao do campo. Conseqüentemente, minerais diamagnéticos possuem susceptibilidade magnética negativa, já que a fraca intensidade da magnetização provém do pequeno valor de susceptibilidade dessas substâncias, enquanto que o sentido contrário ao campo possibilita que se atribua um sinal negativo à susceptibilidade. Os materiais diamagnéticos terrestres mais comuns são a grafita, o mármore e o quartzo.

Minerais paramagnéticos adquirem magnetização de baixa intensidade, mas com o mesmo sentido do campo magnético. Dentre estes estão gnaïsse, dolomita, sienito, olivina, pirita, biotita e piroxênio (Luiz & Silva, 1995).

As substâncias ferromagnéticas possuem susceptibilidade magnética alta e positiva. O ferromagnetismo é o responsável pela magnetização das rochas e minerais, ou seja, o causador das anomalias magnéticas positivas. A forma e amplitude das anomalias magnéticas produzidas pelo campo magnético anômalo distinguem em função da inclinação magnética da área, da orientação do corpo portador de minerais magnéticos em relação ao norte magnético, da forma, do mergulho e da magnetização do corpo (Vasconcellos *et al.*, 1994), as quais podem originar ilimitada variedade de formas de anomalias.

A distinção litológica de uma área pode ser guiada por meio da magnetometria aérea, visto que diferentes rochas possuem distintas assinaturas magnéticas. As rochas

¹ NanoTesla (nT): unidade internacional de medida da intensidade magnética. A intensidade do campo magnético é dada por Newton/Ampère (N/A) = 1 Tesla (T). 1 nanoTesla (nT) = T⁻⁹.

ígneas básicas e ultrabásicas possuem as maiores médias de susceptibilidade magnética, enquanto que rochas ígneas ácidas e rochas metamórficas possuem valores intermediários a médios, e rochas sedimentares possuem médias baixas de susceptibilidade magnética (Reynolds, 1997) (Figura 4.2).

Rochas graníticas podem ser diferenciadas por apresentarem susceptibilidade magnética bimodal, representada por granitos da série da magnetita e granitos da série da ilmenita. O limite entre as duas séries relaciona-se ao tempo e a profundidade do magma parental, o que pode indicar o grau de evolução de arcos magmáticos em sistemas de convergência de placas (Ishihara, 1977). Isto sugere importante feição para a caracterização petrogenética e metalogenética de ambientes ígneos (Clark, 1997), posto que granitos da série da magnetita são geralmente associados à mineralização de ouro e metais base, enquanto que granitos da série da ilmenita possuem associação com tungstênio e estanho (Hoover *et al.*, 1992).

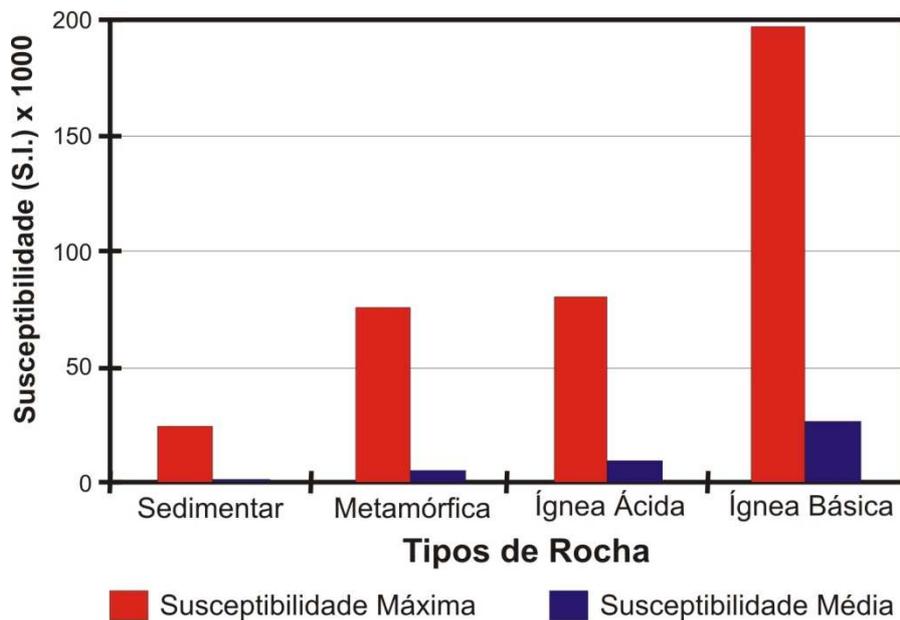


Figura 4.2: Susceptibilidade magnética nas rochas (Reynolds, 1997).

Aerolevantamentos magnetométricos sobre bacias sedimentares também fornecem informações consideráveis sobre litologias e estruturas, como a presença de anomalias intrassedimentares relacionadas à distribuição de magnetita detrítica e a

descrição de processos químicos e microbiais que podem, a princípio, produzir magnetita e pirrotita na presença de hidrocarbonetos (Clark, 1997).

Os principais minerais magnéticos capazes de magnetizar as rochas são a magnetita (Fe_3O_4), a ilmenita (FeTiO_3) e a pirrotita (FeS), esta somente em sua forma monoclinica. Considerando que estes minerais muitas vezes ocorrem associados a minerais não magnéticos economicamente importantes, como calcopirita, galena e calcocita, e também a corpos de sulfetos maciços e depósitos de ferro, a magnetometria é usualmente utilizada na procura por depósitos minerais.

Significantes concentrações de materiais magnéticos ocorrem em muitos depósitos minerais e muitos tipos de depósitos estão relacionados com unidades de rochas magnéticas (Gunn & Dentith, 1997). Assim, as respostas magnetométricas de uma associação mineral magnética podem indicar locais favoráveis à existência de corpos de minério.

A forma e amplitude da resposta magnética de um depósito dependem de outras variáveis além do conteúdo de minerais magnéticos presentes, como geometria e profundidade do depósito e sua orientação em relação ao norte magnético (Gunn & Dentith, 1997). Assim, depósitos minerais possuem incontáveis assinaturas magnéticas.

Processos de alteração hidrotermal podem ser identificados pela magnetometria por intermédio das mudanças que ocorrem na magnetita e ilmenita durante o hidrotermalismo, como transformações na fábrica dos grãos e na abundância dos minerais (Airo, 2002). Modificações na magnetização de rochas a partir da alteração do estado de oxidação do ferro, que pode criar ou destruir minerais ferromagnéticos, também é um indicador do processo de alteração hidrotermal e podem gerar uma resposta magnética indicativa (Clark, 1997).

Na geofísica de prospecção utilizam-se diversos métodos para a exploração de ouro, sendo que a escolha da técnica depende da gênese e forma da ocorrência do depósito aurífero. Quando a mineralização aurífera está associada à alteração por hematização, a qual envolve a oxidação de minerais magnéticos primários para minerais fracamente a não magnéticos, ela é possível ser detectada por meio da magnetometria devido à redução da susceptibilidade magnética na rocha hospedeira. Nas ocorrências de ouro relacionadas a zonas de alteração hidrotermal, a contribuição da magnetometria

para a prospecção engloba a detecção e a caracterização das estruturas geológicas que constituem zonas acumuladoras de fluidos hidrotermais, muitas vezes associados a minerais magnéticos, principalmente a magnetita, ou controlam a distribuição dos minerais minérios.

4.3 Gamaespectrometria

O método gamaespectrométrico fundamenta-se na detecção da radiação gama, emitida devido ao processo de estabilização dos núcleos dos elementos radioativos. A propriedade de os núclídeos instáveis perderem sua massa pela emissão de partículas e/ou radiação eletromagnética é denominada radioatividade.

A radioatividade foi descoberta em 1895 por Wilhelm Conrad Roëntgen, sendo posteriormente estudada por Henri Bacquerel em 1896, e por Marie e Pierre Curie em 1898, os quais sistematizaram e ordenaram seus processos (Torquato & Kawashita, 1990).

As principais formas de decaimento de um elemento radioativo são através da emissão de partículas alfa (α), beta (β) e raios gama (γ). As partículas alfa (α) equivalem a núcleos do átomo de Hélio e possuem energia pouco penetrativa, enquanto que as partículas beta (β) são capazes de ionizar o ar por alguns centímetros e equivalem a elétrons. Raios gama são caracterizados por não possuírem carga nem massa atômica e serem gerados pela energia excedente criada após a formação, pelo decaimento de um radionuclídeo, de um novo núcleo em estado excitado de energia. Os raios gama possuem alta energia de penetração, podendo penetrar aproximadamente 0.5m em rochas e até centenas de metros no ar (IAEA, 2003).

Os raios gama interagem com átomos da matéria por intermédio de três processos principais: efeito fotoelétrico, espalhamento Compton e produção por par. O espalhamento Compton é o processo predominante no intervalo de energia no qual as pesquisas gamaespectrométricas operam, entre 0,2 e 3 MeV² (Figura 4.3), e ocorre

² MeV: milhões de elétrons volts. 1 MeV = 10⁶ eV = energia adquirida por uma partícula conduzindo uma carga elétrica unitária quando acelerada através de uma diferença de potencial.

quando um fóton incidente perde parte de sua energia para um elétron e é espalhado segundo um ângulo relacionado à sua direção original (Minty, 1997; IAEA, 2003).

Nos últimos dez anos, a espectrometria de raios gama passou por um período de consolidação e evolução (Thompson *et al.*, 2007). Contudo, as medidas de espectrometria gama estão sujeitas a diversas fontes de erro causadas por efeitos ambientais e pela má calibração do gamaespectrômetro. Dentre os erros provenientes de efeitos ambientais estão os originados pela sobrecarga estéril, que pode reduzir a radiação em decorrência de sua alta densidade, pela vegetação densa, que atenua o fluxo dos raios gama, pela inversão de camadas de temperatura no início do dia, que pode aprisionar radônio atmosférico afetando estimativas de *background* da radiação, e pela precipitação que diminui o fluxo da radiação gama na superfície (Minty, 1997; IAEA, 2003).

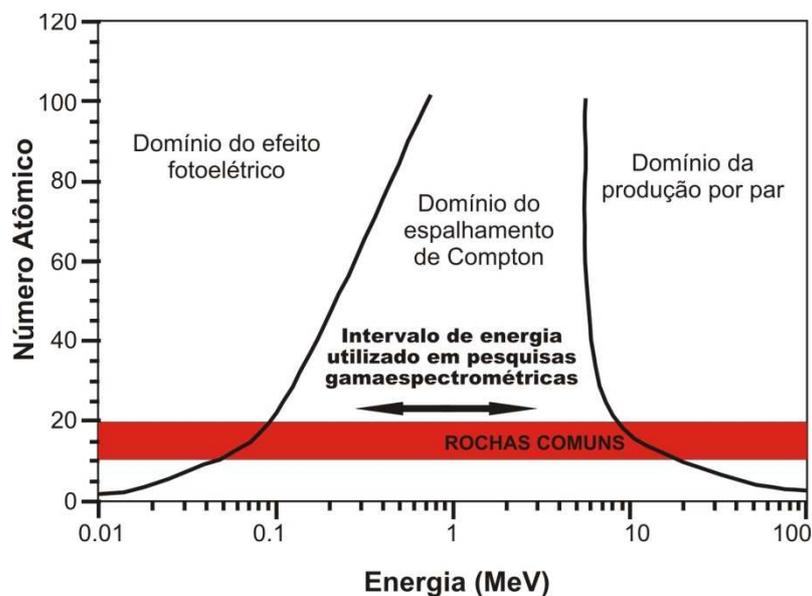


Figura 4.3: Interação dos raios gama com a matéria (Minty, 1997).

As calibrações necessárias para a correção de influências não relacionadas à geologia nos dados gamaespectrométricos incluem a realização de vôos para a definição do *background* cósmico, do radônio e do instrumento, sendo este obtido mediante a calibração do gamaespectrômetro no solo por intermédio de placas radioativas e de vôo sobre as áreas de calibração (Minty *et al.*, 1997). O *background* cósmico surge da reação entre a radiação cósmica primária com átomos e moléculas da atmosfera superior e é monitorado por espectrômetros na janela cósmica, que medem a radiação gama com

energia superior a 3 MeV. A não correção dos dados originais para efeito do *background* geológico prejudica a definição adequada das áreas de alteração hidrotermal (Pires, 1995).

Após a compensação da radiação de *background*, os espectros observados nos dados gamaespectrométricos são transformados em taxas de contagem, para posteriormente serem convertidos para concentrações equivalentes dos elementos. Os sistemas de aquisição de dados gamaespectrométricos modernos contêm um espectrômetro de multicanal com pelo menos 256 canais para dados em uma faixa de energia entre 0 e 3 MeV, visto que a energia máxima fornecida em um decaimento natural de um núcleo geralmente é menor que 3 MeV (Telford *et al.*, 1976).

Fontes naturais de radiação derivaram da síntese de radioisótopos durante a criação do sistema solar. O potássio (K), urânio (U) e tório (Th) são os únicos elementos naturais com radioisótopos que produzem raios gama com intensidade e energia suficientes para serem detectados em pesquisas aéreas (Minty, 1997). A radioatividade total é obtida por meio da medida da radiação gama na janela de contagem total (CT) que opera entre 0.4 a 2.81 MeV (Figura 4.4). A concentração dos radioelementos nas rochas é dado em porcentagem (%) para o potássio e em partes por milhão (ppm) para o urânio e o tório, enquanto que as medidas na janela de contagem total são convertidas em taxa de exposição ($\mu\text{R/h}$).

O ^{40}K é o único isótopo radioativo do potássio e é responsável por 98% da emissão de radiação gama dos radioisótopos primários presentes na crosta terrestre (Pires, 1995). Este isótopo ocorre como 0.012% do K natural, sendo que 89% decaem por emissão de elétron para ^{40}Ca e 11% para ^{40}Ar , por meio da captura de elétron. Este decaimento é seguido por uma emissão de um único fóton de raio gama, com energia de 1.46 MeV (Figura 4.4). O urânio ocorre naturalmente como radioisótopos ^{238}U e ^{235}U que decaem para ^{206}Pb e ^{207}Pb , respectivamente. Como o ^{235}U forma apenas 0.72% do urânio natural e possui série de decaimento com raios gama de energia muito baixa para serem detectados, utiliza-se o isótopo filho do ^{238}U em pesquisas gamaespectrométricas. ^{214}Bi é o isótopo que emite raios gama com relativa intensidade e energia favorável para ser medida na série de decaimento do ^{238}U , com energia de 1.76 MeV (Figura 4.4). O tório ocorre naturalmente na forma de ^{232}Th . Este possui uma série de decaimento que se conclui com a formação do ^{208}Pb e apresenta maior energia no decaimento do ^{208}Tl ,

com a emissão de um fotopico de 2.61 MeV (Figura 4.4). A Tabela 1 mostra o padrão das janelas energéticas dos raios gama.

Tanto o ^{238}U como o ^{232}Th não emitem raios gama, sendo suas concentrações estimadas por intermédio de seus filhos radioativos, ^{214}Bi e ^{208}Tl , respectivamente. Assim, essas estimativas requerem que a série de decaimento esteja em condições de equilíbrio, o que faz com que esses elementos sejam descritos como ‘equivalente de urânio’, eU, e ‘equivalente de tório’, eTh (Minty, 1997).

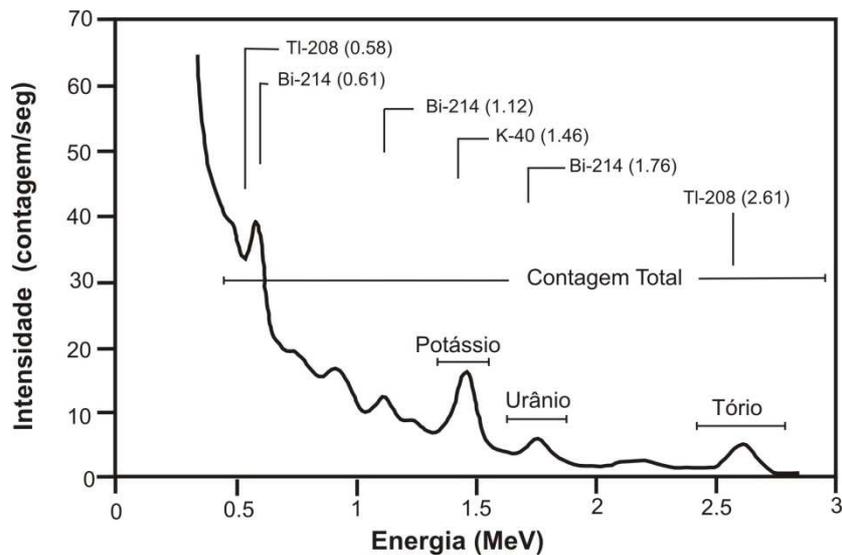


Figura 4.4: Espectro típico da radiação gama, medido a 100m de altitude, ilustrando os fotopicos de maior intensidade e as posições das janelas dos radioelementos K, U e Th e da contagem total (Minty, 1997).

Tabela 4.1: Padrão das janelas energéticas dos raios gama (Minty, 1997).

JANELA	NUCLÍDEO	INTERVALO ENERGÉTICO (MeV)
Contagem Total	-	0.4 - 2.81
Potássio	^{40}K (1.46 MeV)	1.370 - 1.570
Urânio	^{214}Bi (1.76 MeV)	1.660 - 1.860
Tório	^{208}Tl (2.61 MeV)	2.410 - 2.810

A maior parte da radiação gama proveniente da crosta da Terra é originada nos 30cm superiores da superfície (IAEA, 2003). Com isso, a interpretação dos dados gamaespectrométricos requer o conhecimento da geoquímica dos radioelementos nas rochas e solos, além de um grande entendimento dos processos de superfície, como

intemperismo, e da relação entre os materiais superficiais e o embasamento, como solo transportado, uma vez que rochas intemperizadas e materiais transportados geram assinaturas de espectrometria gama diferente das condições iniciais do ambiente.

O potássio, tório e urânio possuem uma abundância média na crosta superior de 2,3%, 12ppm e 2,7ppm, respectivamente (IAEA, 2003). O potássio ocorre predominantemente em feldspatos alcalinos e micas (muscovita e biotita-K) em rochas félsicas, principalmente granitóides, sendo ausente em minerais máficos. O tório, o radioelemento mais estável que permanece em minerais resistatos, e o urânio são comuns constituintes de minerais acessórios como zircão, monazita, alanita, xenotime, apatita e esfeno, freqüentes em rochas ígneas e metamórficas. O urânio pode estar presente em rochas na forma de óxidos e silicatos, como nos minerais uraninita e uranotorita, sendo encontrado em granitos, pegmatitos, carbonatitos e folhelhos negros. Em superfície de ambientes oxidantes o urânio tende a ser móvel, depositando-se em condições mais redutoras. As concentrações de urânio, tório e potássio apresentam um aumento com o acréscimo de sílica (Dickson & Scott, 1997) e alcalinidade nas rochas (Hoover *et al.*, 1992) (Figura 4.5).

Os principais minerais constituídos por potássio tendem a ser destruídos durante o intemperismo e os que resistem tendem a ser incorporados em argilominerais. O zircão e a monazita são minerais estáveis durante o intemperismo, que em conjunto com a associação do Th e U a óxidos de ferro e argilas pode aumentar o conteúdo desses elementos em solos, como os provenientes de rochas intrusivas intermediárias (Dickson & Scott, 1997). Rochas graníticas e vulcânicas félsicas tendem a perder concentração dos três radioelementos durante a pedogênese, enquanto que rochas vulcânicas intermediárias e máficas apresentam redução no conteúdo de potássio e mostram preservação e ganho de U e Th, respectivamente (Dickson & Scott, 1997). Unidades argílicas intemperizadas revelam perda de K e retenção de cerca de 70% de U e Th à medida que a concentração dos radioelementos em produtos de intemperismo de arenitos é similar ao da rocha fonte (Dickson & Scott, 1997).

A espectrometria gama é amplamente aplicada no mapeamento geológico, prospecção mineral e exploração de petróleo (IAEA, 2003), e também tem sido utilizada no mapeamento de regolitos, contribuindo para o entendimento dos processos geomorfológicos de ambientes (Wilford *et al.*, 1997).

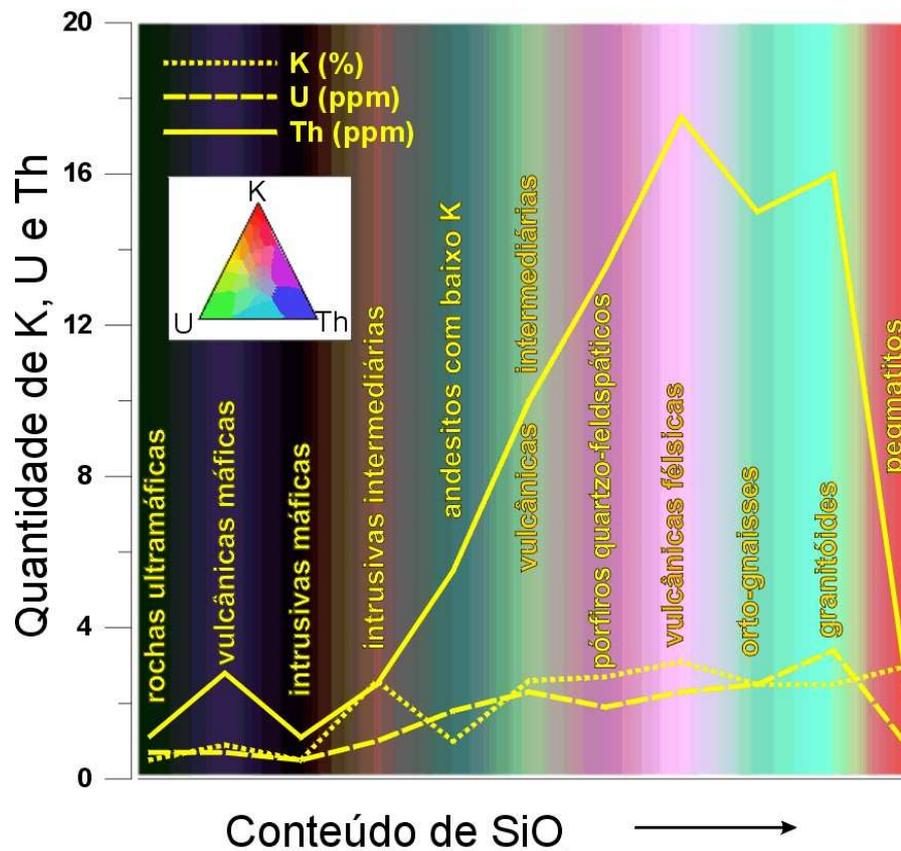


Figura 4.5: Variação na média de concentração dos elementos K, U e Th em rochas ígneas com o aumento do conteúdo de sílica (Blum, 1999, Modificado de Dickson & Scott, 1997).

No mapeamento de unidades geológicas por gamaespectrometria, o contraste entre radioelementos das unidades é importante para a caracterização das diferentes litologias. Rochas sedimentares apresentam em geral o conteúdo de radioelementos que reflete a rocha fonte, enquanto que em rochas metamorfisadas não ocorre alteração na concentração dos radioelementos em relação ao protólito (Dickson & Scott, 1997).

A composição do magma, da pressão, do conteúdo de água e do grau de evolução dos fluidos magmáticos determina uma maior ou menor partição entre o U e Th, resultando em seu relativo enriquecimento ou empobrecimento em rochas graníticas. O grau de diferenciação de suítes ígneas pode ser indicado pela razão Th/U, já que a zonação de plútons graníticos formada pela cristalização fracionada mostra um aumento de potássio e tório da margem para o centro (IAEA, 2003; Dickson & Scott, 1997). Maurice & Charbonneau (1987) observaram em granitóides do Canadá que as

rochas da série da ilmenita tendem a ser mais uraníferas que toríferas, possuindo uma alta razão U/Th, enquanto que em biotita (hornblenda) granitos, o conteúdo de U possui correlação positiva com o de Th, apresentando uma razão U/Th menor que os granitos da série da ilmenita. Estes autores verificaram também o enriquecimento do U e do Th nas porções mais evoluídas dos granitos.

Nas décadas de 1970 e 1980, a aplicação direta de pesquisas gamaespectrométricas na prospecção mineral concentrava-se na procura de depósitos de U e Th (Dickson & Scott, 1997). Atualmente, a radiação de raios gama é utilizada na prospecção de diversos depósitos minerais, como mineralizações de ouro relacionadas à alteração hidrotermal.

Apesar da assinatura gamaespectrométrica de depósitos de ouro ser muito variada e o ouro muitas vezes estar relacionado a veios quartzo-feldspáticos e/ou carbonáticos, as rochas encaixantes hidrotermalizadas podem servir como guia exploratório a partir da detecção de halos potássicos e mudanças no conteúdo dos três radioelementos. O potássio é o radioelemento mais afetado durante a alteração hidrotermal, na qual apresenta um aumento em seu conteúdo associado à assembléia mineral de alteração, resultante principalmente das alterações hidrotermais potássica e fílica. A concentração de Th é pouco afetada, mas este elemento muitas vezes é mobilizado, tornando-se empobrecido em áreas de alteração potássica ou intensa silicificação (Dickson & Scott, 1997; Ostrovskiy, 1975). Pflug *et al.* (1997) observaram correlação negativa entre o K e Th na unidade vulcânica félsica, hospedeira da mineralização aurífera, em testemunhos do depósito de ouro Victoria Creek, no Canadá, e Ostrovskiy (1975) relata o contraste do potássio com o tório e/ou urânio em rochas mineralizadas, caracterizando o antagonismo entre Th e K.

Assim, devido a pouca mobilidade do Th e ao enriquecimento de K, áreas relacionadas à mineralizações e sujeitas à alteração hidrotermal podem ser indicadas por intermédio da razão K/Th (Shieves *et al.*, 1997). Esta também provê maneiras de se distinguir áreas com potássio proveniente de fluidos hidrotermais mineralizantes e áreas com intrusões de alto potássio não alteradas (Moxham *et al.*, 1965).

Rochas alteradas por hidrotermalismo podem desenvolver silicificação, sendo que sua assinatura gamaespectrométrica depende da extensão da alteração. Quantidades

moderadas resultam no decréscimo do conteúdo de K e retenção do Th, enquanto que silicificação intensa resulta na perda dos três radioelementos.

4.4 Processamento dos Dados Aerogeofísicos

O processamento dos dados aerogeofísicos foi realizado no Laboratório de Geofísica Aplicada (LGA) do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB) com o programa OASIS *Montaj*, versão 7.0, da GEOSOFT™. Os principais procedimentos do processamento estão listados no fluxograma da Figura 4.6.

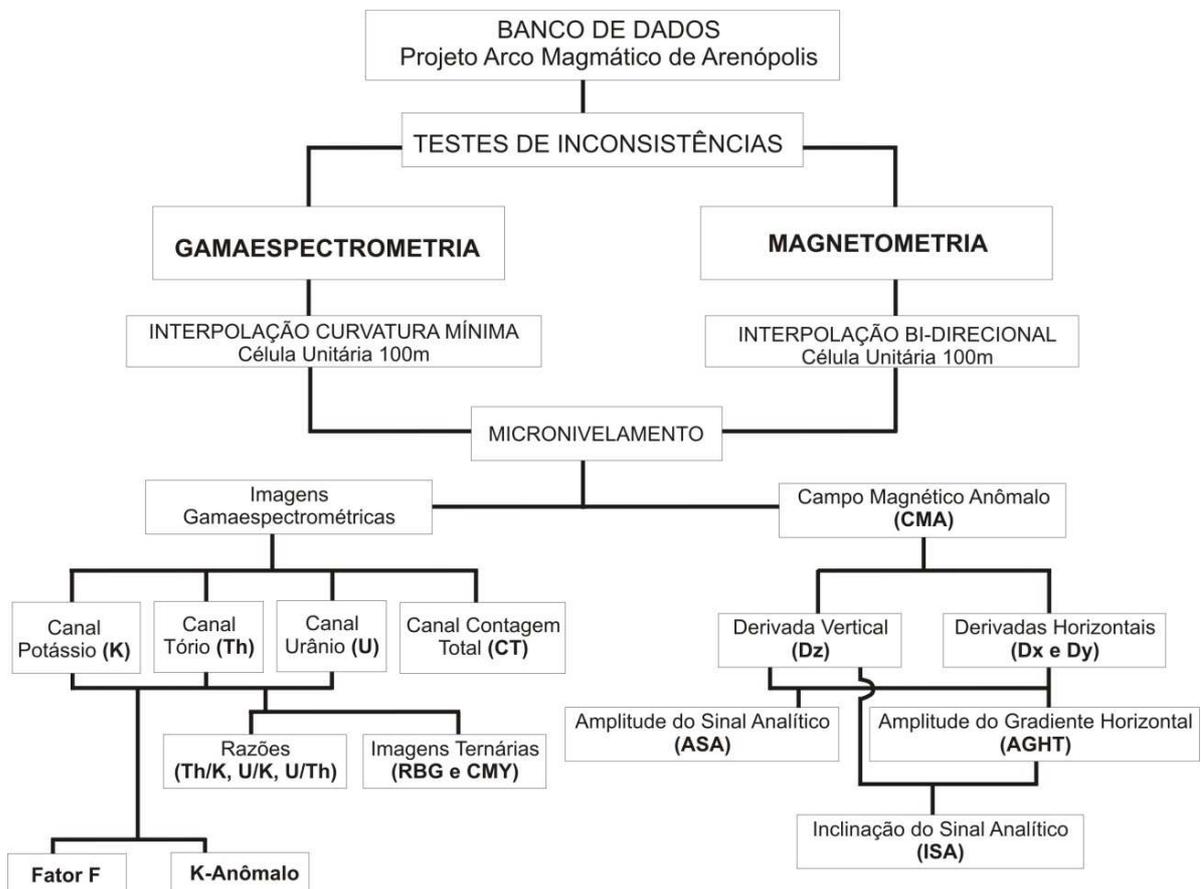


Figura 4.6: Fluxograma simplificado da seqüência do processamento dos dados aerogeofísicos.

4.4.1 Pré-Processamento dos Dados Aerogeofísicos

O pré-processamento dos dados aerogeofísicos consiste na verificação dos parâmetros utilizados na aquisição dos dados do levantamento aéreo e na avaliação do dado bruto referente à distribuição dos dados e das linhas de vôo e à presença de inconsistências, tais como valores espúrios provenientes do efeito pepita (*nugget*), “picos” (*spikes*), ruído do instrumento e valores negativos nos dados de espectrometria gama. Estas averiguações da natureza e distribuição dos dados permitem a definição dos métodos adequados para o processamento, como o algoritmo de interpolação.

A análise da distribuição espacial dos dados foi feita mediante a visualização da distribuição das linhas de vôo em mapa. Os dados apresentam-se regulares ao longo das linhas de vôo e das linhas de controle, assim como seu o padrão, que não exhibe desvios direcionais significativos nas linhas de produção, apenas pequenos desvios eventuais (Figura 4.7). A verificação dos dados inconsistentes foi realizada por meio da análise dos perfis rebatidos e do **método da diferença quarta** (Figuras 4.8 e 4.9). O segundo procedimento ressalta os sinais de alta frequência e substitui o valor de um ponto de uma linha de vôo pela diferença entre o segundo ponto anterior e o segundo ponto posterior ao dado a ser substituído (Blum, 1999), permitindo o rastreamento de valores impróprios. O conjunto de dados revelou muitas anomalias de alta frequência que foram mantidas por apresentarem significado geológico, como observado na linha de vôo 24190 (Figura 4.9).

Nos dados gamaespectrométricos foram encontrados valores negativos nos canais de urânio (eU), tório (eTh) e potássio (K) devido a erros na correção atmosférica e/ou má calibração dos instrumentos. Deste modo, estes valores foram corrigidos seguindo um método no qual a diferença entre a média dos elementos radiométricos no banco de dados do aerolevanteamento e a média do elemento na crosta terrestre foi somada aos valores gamaespectrométricos medidos no levantamento dos três radioelementos. Os valores gamaespectrométricos que continuaram negativos foram eliminados do banco de dados, considerados como *dummies*. Com esse procedimento, as médias dos radioelementos no banco de dados obtiveram valores próximos às médias desses elementos na crosta terrestre, que para os canais de K, eTh e eU são 2,3%, 12ppm e 2,7ppm, respectivamente (IAEA, 2003).

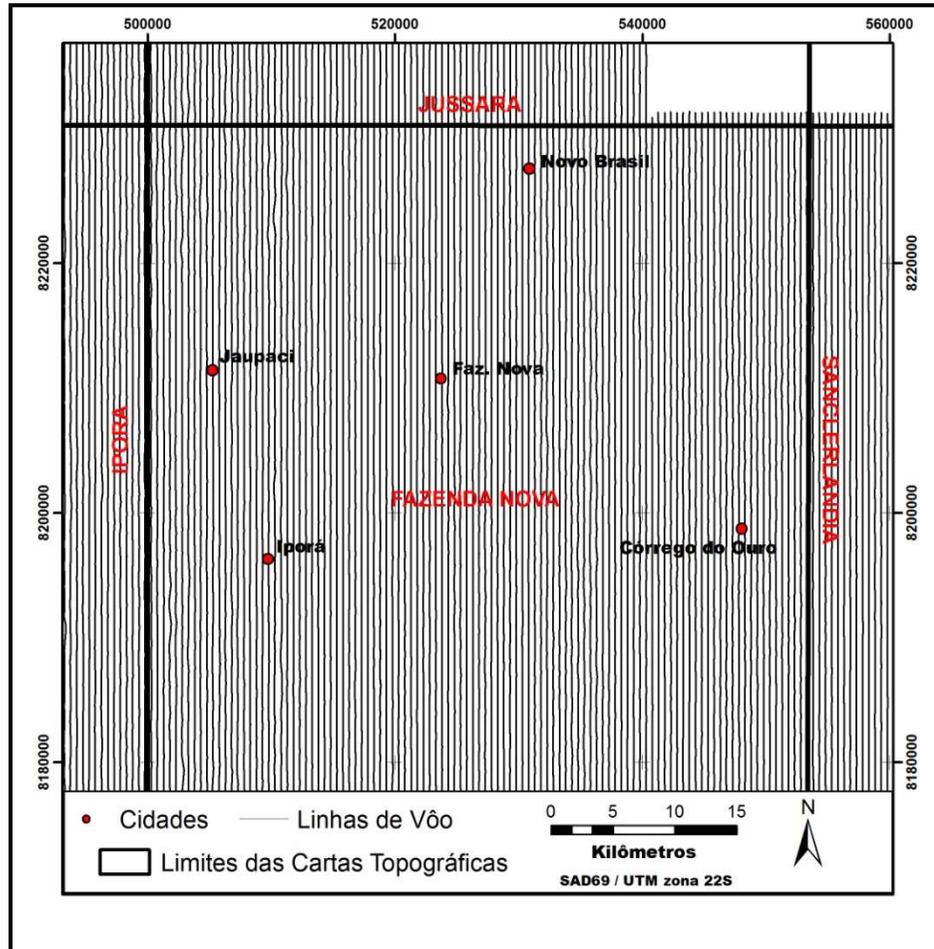


Figura 4.7: Detalhe da área de estudo ilustrando a distribuição das linhas de vôo NS com desvios eventuais.

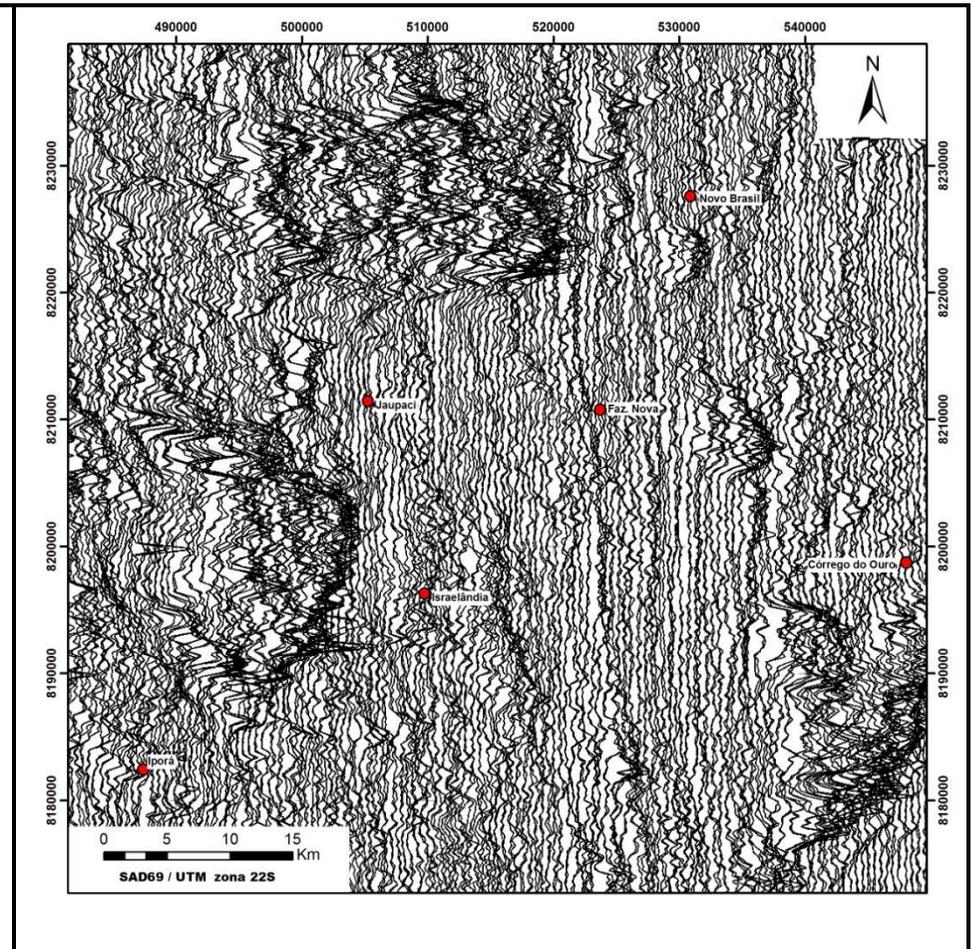


Figura 4.8: Perfis Rebatidos.

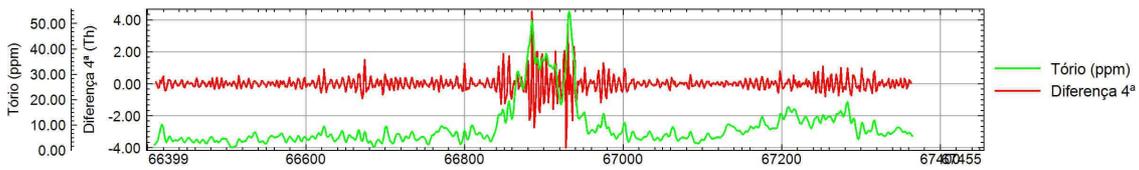


Figura 4.9: Perfil da Diferença Quarta do canal tório e do canal tório da Linha de Vão 24190.

O canal de urânio foi o que apresentou maior quantidade de valores negativos nos dados originais, enquanto que o potássio apresentou a maior variação entre as médias e o canal do tório apresentou uma média igual a da crosta terrestre, sendo necessária somente a eliminação dos valores negativos. A eliminação de concentrações negativas não alterou o processamento e interpretação dos dados por constituírem porções ínfimas do banco de dados. Pode-se verificar o efeito das correções no canal de urânio, que consiste no aumento da energia no canal, por meio do perfil da linha de produção L23050 visualizado antes e após a reparação dos dados (Figura 4.10).

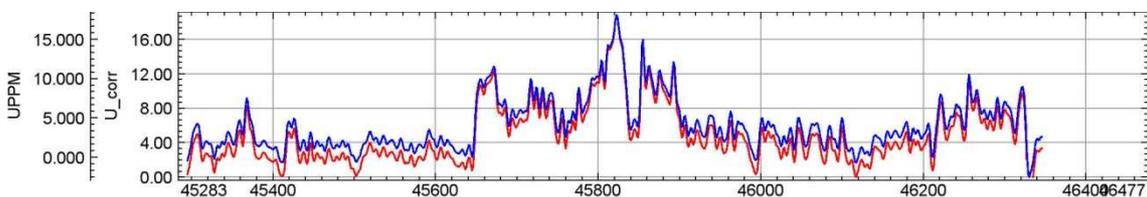


Figura 4.10: Perfis gamaespectrométricos do canal urânio original (azul) e corrigido (vermelho).

O segundo passo no tratamento dos dados aerogeofísicos é a escolha do **método de interpolação** dos dados em linha para a geração de uma malha regular (*grid*). A escolha da técnica de interpolação mais apropriada é feita em função da natureza dos dados e o algoritmo utilizado deve respeitar os valores originais e ao mesmo tempo gerar uma superfície contínua e suave (IAEA, 2003).

Os métodos de interpolação testados foram **curvatura mínima** e **bi-direcional**. O primeiro é utilizado por possuir processamento rápido e eficiente para um conjunto grande de dados. A superfície gerada na curvatura mínima é análoga a uma placa fina e

linearmente elástica, deformada de forma a passar pelos valores dos dados com uma quantidade mínima de flexão (Briggs, 1974). O algoritmo bi-direcional é ideal para dados orientados em linhas, pois tende a fortalecer as tendências perpendiculares à direção das linhas do levantamento. Segundo IAEA (2003), a interpolação de dados gamaespectrométricos por intermédio do método de curvatura mínima produz resultados de alta qualidade e deve ser utilizado preferencialmente ao invés do método bi-direcional se não houver um *trend* dominante perpendicular à direção de vôo. A propensão do método bi-direcional de fortalecer as tendências perpendiculares às direções das linhas de vôo pode ser observada na Figura 4.11, na qual se visualiza a amplitude do sinal analítico interpolada pelo método bi-direcional e curvatura mínima.

Após testes realizados nos dados aerogeofísicos decidiu-se utilizar a interpolação pelo método de curvatura mínima nos dados gamaespectrométricos, enquanto que nos dados magnetométricos foi utilizado o interpolador bi-direcional. Este gera os melhores resultados que o método de curvatura mínima em dados magnetométricos (Blum, 1999; Santos, 2006).

Depois da escolha do método de interpolação dos dados é estabelecido o tamanho da **célula unitária** para ser utilizado na confecção dos *grids*. Vasconcellos *et al.* (1994) sugerem células unitária com valores entre 1/4 e 1/8 do espaçamento nominal das linhas de vôo e Gunn (1998) propõe que uma rotina de interpolação de dados magnéticos somente produz interpolações realísticas se as células unitárias não ultrapassarem 20-25% do espaçamento entre as linhas.

Os valores para a célula unitária são estabelecidos para que se evitem perdas de informação e o aparecimento de erros padrões associados aos dados. Alguns destes erros representam a incorporação de altas frequências dentro de baixas frequências, denominadas *aliasing*. Estas altas frequências possuem o comprimento de onda menor que o espaçamento entre os pontos de amostragem e não podem ser detectadas, já que a mais alta frequência estimada corresponde à frequência de *Nyquist*, que possui comprimento de onda igual a duas vezes a distância entre observações sucessivas (Davis, 1986), no caso de aerolevantamentos, duas vezes o espaçamento entre as linhas de vôo.

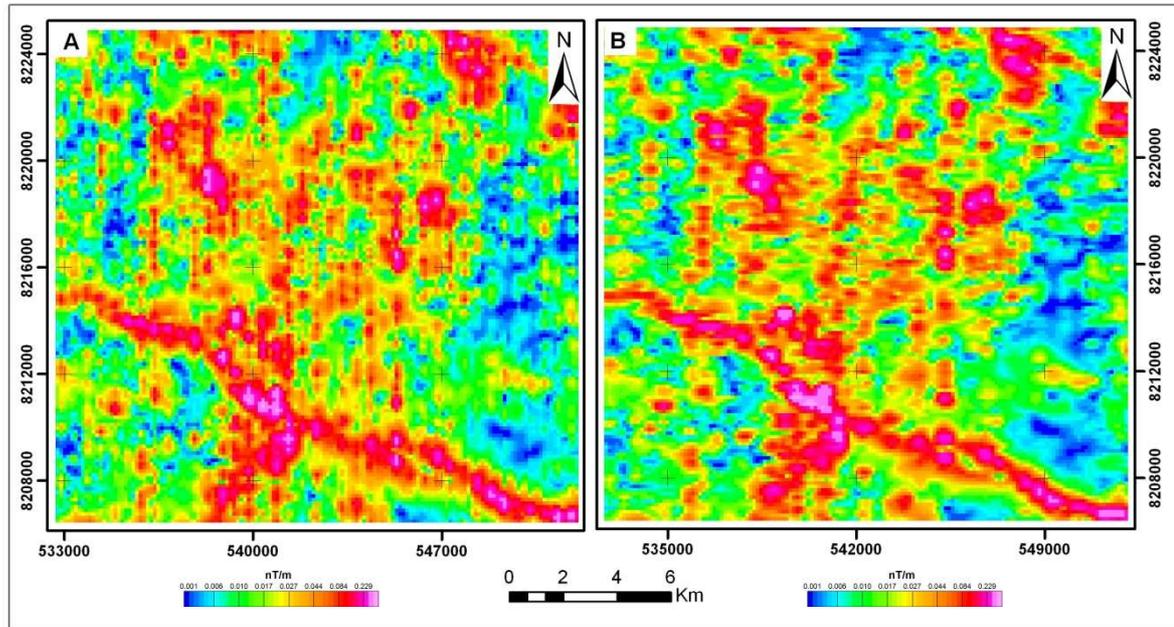


Figura 4.11: Comparação visual entre os métodos de interpolação curvatura mínima (A) e bi-direcional (B), nos quais é possível verificar a forte tendência na direção paralela às linhas de produção (NS) e perpendicular a estas (EW), respectivamente. Célula de interpolação: 100m.

Considerando o aerolevantamento do Projeto Arco Magmático de Arenópolis, que possui 500m de espaçamento entre as linhas de vôo, a dimensão da célula unitária deve estar entre 62,5 e 125m. Após a realização de testes visuais, foi estabelecida uma célula unitária com 100m, ou seja, 1/5 do espaçamento entre as linhas de vôo.

O **nivelamento** dos dados é um procedimento realizado para reduzir as discrepâncias entre os dois valores aerogeofísicos medidos nos pontos de *crossover*, nos quais ocorre a interseção entre a linha de vôo e a linha de controle. Após o nivelamento, dados aerogeofísicos ainda podem conter erros residuais, como anomalias alongadas ao longo das linhas de vôo que podem ser removidas com o **micro-nivelamento** (Luyendyk, 1997).

Desse modo, Minty (1991) propôs uma técnica para a remoção desses erros residuais de nivelamento. A técnica consiste na aplicação de filtros direcionais distintos em duas direções ortogonais em uma malha regular. Em uma malha 'A' é aplicado um filtro passa-baixa na direção da linha de vôo, resultando em uma malha 'B'. Nesta é aplicado um filtro passa-alta com direção perpendicular às linhas de vôo, resultando em uma malha 'C', a qual contém somente anomalias alongadas que se deseja remover. A

malha 'C' é subtraída da malha 'A', resultando em uma malha final com as anomalias indesejadas removidas.

Blum (1999) sugere que se façam testes com diversas combinações de comprimentos de onda nos filtros passa-alta e passa-baixa até que se chegue a um resultado satisfatório. Estes comprimentos de onda devem ser iguais ou superiores a duas vezes o espaçamento das linhas de produção, no caso do filtro passa-alta, e iguais ou superiores ao espaçamento das linhas de controle, no caso dos filtros passa-baixa, de acordo com a frequência de *Nyquist*. Os valores dos filtros que forneceram melhores resultados no micro-nivelamento dos dados foram aqueles com comprimento de onda iguais a 4x o espaçamento entre as linhas de vôo para o filtro passa-alta e iguais ao espaçamento entre as linhas de controle para o filtro passa-baixa.

O micro-nivelamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos foi realizado utilizando o algoritmo *MicroLevel.gs* desenvolvido por Blum (1999), baseado na técnica de Minty (1991). Este método foi eficiente na remoção das anomalias alongadas na direção NS, como se observa na Figura 4.12.

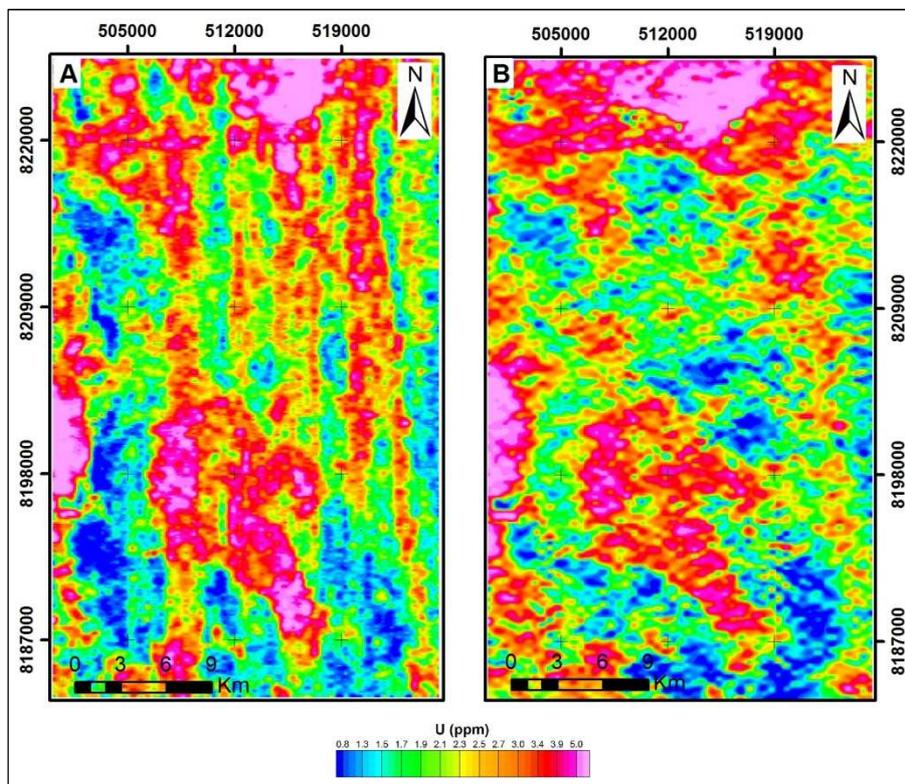


Figura 4.12: Comparação visual entre os grids do canal de urânio sem (A) e com (B) o micro-nivelamento, na qual se observa a eficiência deste filtro para a remoção de anomalias alongadas segundo a direção das linhas de vôo (NS). Célula de interpolação: 100m.

4.4.2 Processamento dos Dados Aeromagnéticos

O processamento de dados aeromagnéticos envolve um processo seqüencial de edição, correção de efeitos diurnos, remoção do background do campo magnético terrestre, nivelamento dos dados e, por último, a aplicação de uma rotina para o *grid* dos dados (Luyendyk, 1997).

Os dados aeromagnéticos estão sujeitos a diversas fontes de erro, os quais podem atribuir valores errôneos aos dados. Dentre estes erros estão os provenientes das respostas magnéticas da aeronave, o qual inclui a magnetização induzida pela movimentação da aeronave, a magnetização permanente e a magnetização originada pelo fluxo das correntes elétricas no interior da aeronave. O procedimento para o estabelecimento do parâmetro modelo a ser compensado nos dados medidos é o sobrevôo da aeronave em uma região com baixo relevo magnético a uma alta altitude. Outras fontes de erro estão associadas aos efeitos de navegação, às variações do campo magnético e da altitude, e ondas de ruído, identificadas em grandes corpos d'água.

O banco de dados aeromagnetométrico foi disponibilizado após a compensação dessas diversas fontes de erro e a remoção do IGRF. Esta compensação abrangeu a correção da paralaxe, para sincronizar os dados de navegação com os dados magnéticos medidos, e a correção das variações diurnas. O valor do IGRF base removido dos dados do aerolevante do Projeto Arco Magmático de Arenópolis refere-se ao ano de 2000, atualizado para 15 de agosto de 2004 e calculado para uma altitude média de 800m (LASA, 2004).

As compensações no campo magnético medido resultam no **Campo Magnético Anômalo (CMA)**, que representa a heterogeneidade magnética do meio. O CMA apresenta superposição de diversas fontes magnéticas, as quais podem representar diferentes profundidades e concentração de material magnético. Após o micro-nivelamento do Campo Magnético Anômalo foi possível a determinação das diferentes profundidades das anomalias magnéticas por meio do **espectro de potência**.

O **espectro de potência** representa a variação de sucessões harmônicas do sinal magnético, constituído pela soma de séries temporais individuais, as quais possuem formas senodais regulares que diferem entre si pela amplitude e comprimento de onda. Fontes profundas são representadas por sinais de baixa frequência, enquanto que fontes rasas apresentam alta frequência. As discontinuidades na declividade da função espectral permitem a separação das fontes causadoras das anomalias de acordo com a

sua profundidade, o que pode ser utilizado na orientação das filtragens dos dados magnéticos quando se deseja separar fontes de diferentes profundidades.

A aplicação de filtros no *grid* do Campo Magnético Anômalo produz produtos secundários que realçam as informações originais, melhorando a visualização de anomalias e mudanças das propriedades físicas das unidades geológicas. Os filtros utilizados para auxiliar a interpretação dos dados aeromagnetométricos foram a Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT), a Amplitude do Sinal Analítico (ASA), a Inclinação da Fase do Sinal Analítico (ISA) e as Derivadas Verticais (DV) e Horizontais (DH).

A **Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT)** de uma anomalia de campo potencial pode indicar mudanças laterais abruptas de propriedades físicas, melhorando a visualização de contatos e estruturas magnéticas. Constitui o vetor resultante da composição das derivadas horizontais tomadas nas direções x e y :

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial m(x, y)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial m(x, y)}{\partial y}\right)^2} \quad \text{Eq. 4.3}$$

Onde m é a anomalia magnética

A **Amplitude do Sinal Analítico (ASA)**, desenvolvida por Nabighian (1972), provê um melhor entendimento da geometria da fonte magnética e é completamente independente à direção da magnetização da fonte e do campo magnético terrestre (Milligan & Gunn, 1997). O sinal fornece sua máxima amplitude sobre contatos magnéticos, o que determina o contorno das fontes magnéticas, seja litológico ou estrutural. É uma função que relaciona o campo magnético por intermédio da razão entre a derivada vertical e gradiente horizontal:

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

A **Inclinação da Fase do Sinal Analítico (ISA)** permite a estimativa do mergulho da fonte magnética e o contraste local de susceptibilidade magnética (Thurston & Smith, 1997 *In* Blum, 1999). A imagem ISA realça lineamentos e foliações

magnéticas. Representa o ângulo formado entre a derivada vertical dos dados de campo potencial e o gradiente horizontal:

$$\phi = \arctan\left(\left(\frac{\partial m_z^n}{\partial z}\right) / \sqrt{\left(\frac{\partial m_z^n}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial m_z^n}{\partial y}\right)^2}\right) \quad \text{Eq. 4.5}$$

As **derivadas dos campos potenciais** são utilizadas para ampliar os sinais de alta frequência, ou seja, os provenientes de fontes rasas. Assim, os efeitos regionais de grandes comprimentos de onda são eliminados. As anomalias provenientes das derivadas fornecem informações das unidades magnéticas, contatos, descontinuidades e lineamentos mais fáceis de serem identificadas que nas imagens do CMA. Quanto maior for a ordem da derivada, maior é o seu poder de discriminação de feições rasas. Contudo, a partir da segunda derivada ocorre um aumento considerável dos ruídos nos dados. Derivada Vertical e Derivada Horizontal:

$$\frac{\partial}{\partial z} m(x, y, z) = \lim_{\Delta z \rightarrow 0} \left(\frac{m(x, y, z) - m(x, y, z - \Delta z)}{\Delta z} \right) \quad \text{Eq. 4.6}$$

4.4.3 Processamento dos Dados Aerogamaespectrométricos

O processamento dos dados aerogamaespectrométricos envolveu a geração de imagens dos canais K, eTh, eU e Contagem Total, assim como imagens da razão entre canais e mapas ternários em falsa-cor. Os dados de espectrometria gama também foram representados como perfis sobre os *grids*, os quais possuem a vantagem de exibirem o dado em sua máxima resolução espacial (IAEA, 2003).

Imagens monocromáticas dos canais de radioelementos são representadas em pseudocor, a qual quantifica a imagem monocromática de 256 tons de cinza em intervalos de cores que, geralmente, variam de acordo com o espectro da luz visível, do azul ao vermelho. Esta visualização facilita a percepção humana em relação à variação nos dados, visto que o olho humano possui maior capacidade de distinguir mudanças de cores do que de tons de cinza.

A representação dos produtos gamaespectrométricos também é realizada por meio dos **mapas ternários** em composições coloridas (falsa-cor) criadas a partir das cores primárias no espaço RGB (R-vermelho, G-verde, B-azul) ou a partir das cores

secundárias ciano, magenta, e amarelo (CMY), geradas pela mistura do verde e azul, vermelho e azul, e verde e vermelho, respectivamente. O uso do vermelho, verde e azul para os canais de K, Th e U, respectivamente, é padrão na exibição dos dados de espectrometria de raios gama (IAEA, 2003).

Essas composições coloridas combinam três informações em uma única imagem e proporcionam uma melhor visualização da distribuição regional dos radioelementos comparadas com as imagens em escala de cinza. A ausência dos três componentes na composição RGB resulta na cor preta, enquanto que a saturação das três informações é atribuída à cor branca. A composição CMY funciona de maneira inversa, atribuindo cor preta na saturação das três componentes e branca na inexistência das três informações.

Na confecção dos mapas ternários dos radioelementos pode-se realizar a **normalização dos canais** para que estes sejam convertidos em abundância relativa, o que reduz os efeitos da atenuação dos raios gama pela vegetação e umidade do solo. A normalização é feita em cada elemento separado, para que depois seja adicionado à imagem ternária:

$$K_n = K / (K + U + Th) \quad \text{Eq. 4.6}$$

$$U_n = U / (K + U + Th) \quad \text{Eq. 4.7}$$

$$Th_n = Th / (K + U + Th) \quad \text{Eq. 4.8}$$

Onde K_n , U_n e Th_n é a concentração de K, U e Th normalizada, respectivamente.

Imagens iluminadas foram geradas a partir das imagens dos canais com o objetivo de evidenciar aspectos estruturais gamaespectrométricos. As imagens foram iluminadas com inclinação de 45° e declinação de 45° . Esta combinação foi a que obteve as melhores imagens, das quais foi possível a interpretação dos lineamentos gamaespectrométricos.

A **razão entre canais** é uma técnica realizada no processamento dos dados gamaespectrométricos para realçar o enriquecimento (ou empobrecimento) de um canal em relação ao outro, facilitando a visualização da contribuição relativa dos radioelementos. Esta técnica é importante para a prospecção mineral, principalmente quando o minério está relacionado a processos de alteração hidrotermal que envolva soluções enriquecidas em potássio ou a processos de enriquecimento natural de urânio.

O hidrotermalismo provoca mudanças nos minerais acessórios hospedeiros de radioelementos de acordo com seu comportamento químico. O conteúdo de Th não se altera, enquanto que o K e o U, este na forma oxidada U^{6+} , tendem a formar complexos iônicos com as soluções. Assim, as razões entre os canais podem discriminar as anomalias gamaespectrométricas das variações litológicas normais dos radioelementos, discernindo áreas alteradas por hidrotermalismo e servindo como indicador de depósitos minerais. A razão Th/K provê uma melhor indicação de áreas com anomalias potássicas, já que demonstra o comportamento contrastante entre estes radioelementos, o qual foi denominado antagônico por Ostrovsky (1975).

Com o propósito do reconhecimento de depósitos minerais associados ao hidrotermalismo, Pires (1995) propõe uma técnica de identificação de áreas submetidas à ação de processos de alteração hidrotermal mediante a análise de dados de gamaespectrometria denominada **Potássio Anômalo**.

Esta técnica sugere a identificação de acumulações anômalas de potássio, constituinte importante das soluções hidrotermais, por intermédio do suprimento dos efeitos provocados por variações geológicas e condições ambientais na radiação observada. Os teores de Th são utilizados como controle geológico para definir os valores ideais de U e K para cada amostra. Considerando que os efeitos litológicos e ambientais que afetam a concentração aparente de Th também afetam o conteúdo de U e de K, os dados de Th podem ser usados para prever o conteúdo de K a partir da determinação das relações observada entre os dois elementos.

A dependência da concentração do potássio com relação ao tório é representada por uma função linear que passa pela origem, na qual a inclinação da reta é determinada pela razão entre os valores das observações de potássio (K_s) e os de tório (Th_s). Em gamaespectrometria, diagramas de dispersão são usualmente utilizados para a análise das relações entre radioelementos e identificação de *trends* e *clusters*, nos quais assinaturas anômalas dos radioelementos podem ser reconhecidas. Para uma efetiva caracterização anômala do potássio deve-se determinar a reta que melhor se ajusta à distribuição dos dados.

As seguintes relações determinam os valores ideais de potássio (**Eq. 4.9**) definidos a partir da concentração de tório para cada ponto de observação na função linear obtida, e os desvios dos valores reais a partir dos valores ideais (**Eq. 4.10**) que

representam os valores anômalos de potássio, aos que são atribuídos enriquecimento de potássio.

$$K_I = (\mu K_s / \mu Th_s) \times Th \quad \text{Eq. 4.9}$$

Onde K_I é o valor ideal de potássio e μ a média.

$$K_d = (K_s - K_I) / K_I \quad \text{Eq. 4.10}$$

Onde K_d é o desvio observado para o potássio e K_d o valor real.

A técnica do potássio anômalo deve ser aplicada em um conjunto de unidades geológicas homogêneas, uma vez que à medida que ocorre dispersão dos dados, menos eficácia tem a técnica em separar as concentrações anômalas das litológicas. Assim, a técnica provê seu melhor resultado empregado em unidades individualizadas.

Gnojek & Prichystal (1985) aplicaram diversas técnicas em dados de radiação gama para verificar a significância metalogenética das anomalias de potássio na região norte de Moravia, Checoslováquia. Estas técnicas compreendiam razões simples entre os canais dos radioelementos e seus parâmetros derivados. O parâmetro denominado **Parâmetro-F** (F), proposto por Efimov (1978), foi o mais efetivo, já que abrange duas importantes características: a abundância do potássio para a razão Th/U e a abundância do urânio para a razão Th/K (Gnojek & Prichystal, 1985), como expresso na relação:

$$F = \frac{K \times U}{Th} = \frac{K}{Th/U} = \frac{U}{Th/K} \quad \text{Eq. 4.11}$$

O Parâmetro F pode ressaltar o enriquecimento de potássio em relação à razão entre o urânio e tório e destacar a presença de processos de alteração hidrotermal associados à mineralização. O método é baseado em uma função na qual se relacionam os conteúdos de urânio, potássio e tório:

$$F = K \times (eU/eTh) \quad \text{E. 4.12}$$

5. DADOS GAMAESPECTROMÉTRICOS E MAGNETOMÉTRICOS AÉREOS APLICADOS AO MAPEAMENTO GEOLÓGICO NA REGIÃO DE FAZENDA NOVA, PORÇÃO LESTE DO ARCO MAGMÁTICO DE ARENÓPOLIS, GOIÁS

5.1 Abstract

Airborne spectrometric and magnetic signatures of Fazenda Nova region, east portion of Arenópolis Magmatic Arc, Goiás Airborne geophysical data are an important tool for the interpretation of geologic features. Variations observed in airborne magnetic and gamma ray data are usually used to discriminate the geological units and to delimit structures. In this context this study aims the use of airborne gamma-ray and magnetic images to support the geological mapping in the Fazenda Nova region, located in the east portion of Arenópolis Magmatic Arc. In the gamma-ray data were used the K, U, Th, total count, gamma-ray ratios and ternary images. The magnetic anomalous field processing and enhancing generated the magnetic maps, which provided information about the structural framework, while the gamma-ray profiles and images allowed the delineation of the geologic-geophysical domains. It was individualized 15 domains, interpreted principally from ternary images, which displays good relation with the granites bodies mapped and indicated different rocks associated with the Goiás Alkaline Province, improving the geological knowledge of the area.

Keywords: Airborne geophysics, Gamma-ray Radiometry, Arenópolis Magmatic Arc

5.2 Resumo

Dados aerogeofísicos consistem uma importante ferramenta para a interpretação de feições geológicas. Variações observadas em dados magnéticos e de espectrometria gama aéreos são usualmente utilizadas para a discriminação de unidades geológicas e

delimitação de estruturas. Neste contexto, este estudo tem como objetivo o uso de imagens derivadas do processamento de dados magnéticos e gamaespectrométricos aéreos no suporte ao mapeamento geológico na região de Fazenda Nova, localizada na porção leste do Arco Magmático de Arenópolis. Para os dados gamaespectrométricos, o processamento consistiu na geração de imagens dos canais K, U, Th e Contagem Total, além das razões entre os canais e as imagens ternárias. O processamento e realce do campo magnético anômalo geraram as imagens magnéticas, as quais forneceram informações sobre o arcabouço estrutural da área, enquanto que imagens e perfis aeroradiométricos permitiram a delimitação dos domínios lito-geofísicos. Foram individualizados 15 domínios, interpretados principalmente a partir das imagens ternárias, os quais apresentaram forte correlação com os corpos graníticos mapeados na região e delimitaram diferentes rochas associadas à Província alcalina de Goiás, contribuindo para o aprimoramento do conhecimento geológico da região.

Palavras-chaves: Aerogeofísica, Gamaespectrometria, Arco Magmático de Arenópolis

5.3 Introdução

Diferentes tipos de dados são utilizados para a confecção de mapas geológicos, como dados de geologia de campo, geoquímica e fotografias aéreas. A integração de dados aerogeofísicos e geológicos auxilia uma melhor visualização da compartimentação tectônica e geológica, com a identificação de estruturas e lineamentos e a delimitação de litotipos.

Atualmente, a disponibilidade de dados aerogeofísicos de alta resolução e a capacidade de processar e exibir grande quantidade de dados geofísicos com alta qualidade tem propiciado um aumento no volume de informações geológicas extraídas das imagens geofísicas. O processamento destas imagens resulta em uma melhor resolução para definição dos limites entre as unidades geológicas e a visualização de estruturas magnéticas.

Na última década, o governo do Estado de Goiás junto a órgãos federais disponibilizou dados aerogeofísicos que abrangem grande parte do estado e incluem terrenos de diversas naturezas. Dentre estes aerolevantamentos encontra-se o do Projeto

Arco Magmático de Arenópolis (PAMA) que recobriu uma área de 58.834 km² com perfis gamaespectrométricos e magnetométricos na porção sudoeste de Goiás.

Neste estudo foram realizadas as correções, o processamento, a interpolação e o micro-nivelamento dos dados magnéticos e de espectrometria de raios gama do PAMA referente à região de Fazenda Nova, localizada na porção centro-oeste do Estado de Goiás (Figura 5.1), com o intuito de analisar as estruturas magnéticas e os limites entre os domínios gamaespectrométricos. Estes dados foram integrados aos dados geológicos disponíveis, na procura de um maior aprimoramento no conhecimento geológico da região para dar subsídio ao estudo das mineralizações auríferas da área de estudo, impulsionando, assim, a exploração mineral no Estado de Goiás.

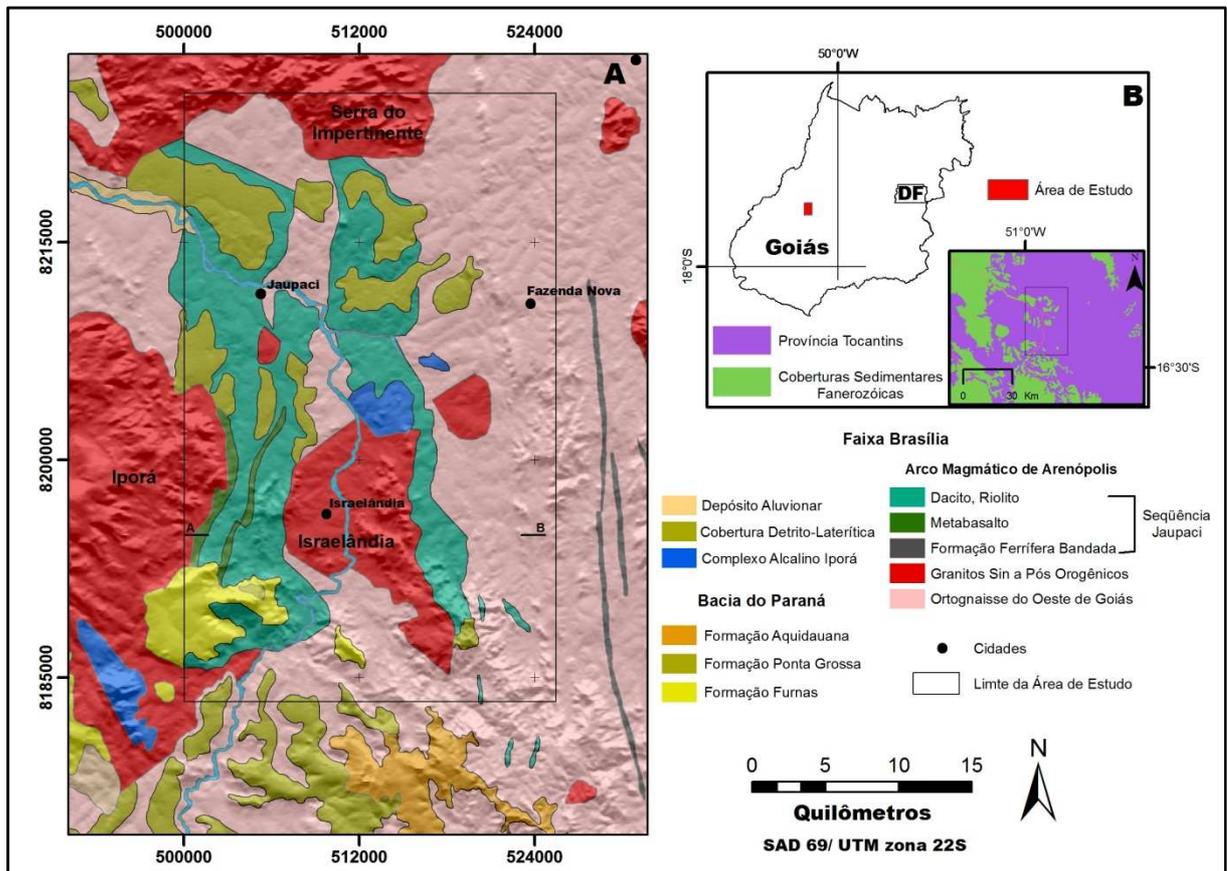


Figura 5.1: Mapa Geológico da área sobreposto ao modelo digital de elevação da SRTM (A) e localização da área de estudo (B). Fonte: Moreira et al., 2008.

5.4 Contexto Geológico

A região de estudo está inserida na Província Estrutural Tocantins (Almeida *et al.*, 1977), no domínio geológico da Faixa de Dobramentos Brasília. Compreende terrenos da porção leste do Arco Magmático de Arenópolis e seu prolongamento a sul, parcialmente encoberto pela Bacia do Paraná.

O Arco Magmático de Goiás representa crosta juvenil de assinatura geoquímica e isotópica de arcos magmáticos intra-oceânicos, com acreção ocorrida entre 900 e 600 Ma (Pimentel & Fuck, 1992). Ocupa a parte oeste da Faixa de Dobramentos Brasília e é exposto em duas diferentes porções, conhecidas como Arco Magmático de Mara Rosa, porção setentrional, e Arco Magmático de Arenópolis, porção meridional (Pimentel *et al.*, 1999; 2000). Estes arcos são compostos por seqüências vulcano-sedimentares que formam cinturões de direção NNE-NNW, separados por ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica. As rochas do arco são metamorfisadas em fácies xisto verde a anfibolito, localizadamente milonitizadas, mas com algumas texturas e estruturas ígneas preservadas (Rodrigues *et al.*, 1999). As rochas metaplutônicas representam o magmatismo de arco mais antigo na região, com idades Rb/Sr e U/Pb entre 0.93 e 0.86, e seu magma parental indica natureza primitiva, com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no intervalo entre 0.7025 e 0.7042 (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel *et al.*, 1999). As rochas meta-ígneas e metassedimentares foram intrudidas por granitos pós-orogênicos (*ca.* 600 Ma) associados a corpos gabro-dioríticos, o que constitui uma típica associação bimodal.

O Arco Magmático de Arenópolis ocorre em extensas áreas na porção sudoeste e sul de Goiás, limítrofe à Faixa Paraguai a oeste e ao Maciço de Goiás a leste. Suas associações supracrustais são caracterizadas por rochas vulcânicas andesíticas a dacíticas e sedimentos detríticos subordinados metamorfizados em fácies xisto verde. Os ortognaisses são cálcicos a calcio-alcálicos e compreendem metagranodioritos e metatonalitos de coloração cinza com hornblenda e biotita (Pimentel & Fuck, 1992; Rodrigues *et al.*, 1999; Pimentel *et al.*, 2000), cristalizados em duas fases principais: *ca.* 950 e 800 Ma, de natureza metaluminosa, e entre *ca.* 670 e 630 Ma, meta-peraluminoso (Pimentel *et al.*, 2000; 2004; Laux *et al.*, 2004). Os gnaisses apresentam assembléias minerais indicativas de metamorfismo em fácies anfibolito e exibem texturas e estruturas ígneas preservadas (Pimentel *et al.*, 2000). Os granitos pós-orogênicos são metaluminosos, característicos de intrusão tipo-I e A (Pimentel & Fuck, 1992, Pimentel *et al.*, 2000).

Na área de estudo afloram litotipos relacionados ao arco de ilha intra-oceânico, como ortognaisses, unidades da Seqüência Vulcano-Sedimentar de Jaupaci e granitos pós-orogênicos, e a litotipos jovens, representados por corpos cretáceos da Província Alcalina de Goiás e sedimentos paleozóicos da Bacia do Paraná, além de amplas coberturas detrito-lateríticas (Figura 5.1).

Os terrenos gnáissicos predominam na porção leste da área e constituem rochas plutônicas félsicas de composição granítica a granodiorítica e pequenos corpos lenticulares de rochas ultramáficas metamorfisadas em fácies anfibolito. Os ortognaisses apresentam biotita e/ou hornblenda e bandamento com direção preferencial NNW-SSE e mergulhos subverticais (Amaro, 1989). Na porção oriental da área, os ortognaisses adquirem textura milonítica à medida que se aproximam da Zona de Cisalhamento Fazenda Nova, com um expressivo aumento de quartzo e muscovita secundárias, o que faz com que esta zona se destaque na topografia arrasada do terreno gnáissico.

A Seqüência Vulcano-Sedimentar Jaupaci é formada por metavulcânicas máficas e félsicas, com metassedimentos detríticos aparentemente ausentes (Amaro, 1989). As primeiras constituem metabasaltos com afinidade geoquímica de toleítos de baixo-K, enquanto que as metavulcânicas félsicas formam o maior volume de rochas desta seqüência com a predominância de depósitos piroclásticos de composição dacítica a riolítica de filiação cálcio-alcalina e intercalações de metabasaltos. As metavulcânicas são localmente intercaladas com metachert e intrudidas por pequenos corpos félsicos subvulcânicos de composição granítica a granodiorítica.

As principais intrusões graníticas sin a pós-orogênicas da área consistem os granitos Iporá, Israelândia e Serra do Impertinente. O Granito Israelândia ocupa a porção central da área e é representado por biotita-hornblenda granito e hornblenda granito, com quartzo-monzonito e granodiorito subordinados. O Granito Iporá representa pequena porção oeste da área, sendo constituído principalmente por biotita granito, enquanto que o Granito Serra do Impertinente, localizado na parte norte da área, apresenta duas fácies principais associadas a eventos magmáticos distintos, uma porfirítica, mais antiga, e outra equigranular, mais tardia e contemporânea às intrusões pós-orogênicas do magmatismo neopreterozóico.

Corpos alcalinos cretáceos representantes da Província Alcalina do Sul de Goiás (Lacerda Filho *et. al.*, 2000) ocorrem na porção central da área. Estas intrusões compreendem principalmente dunitos, com peridotitos, piroxenitos, serpentinitos, gabros, sienogabros, nefelina sienitos, silexitos, carbonatitos, kimberlitos e lamprófiros subordinados, e ocorrem distribuídos em uma área alongada segundo N30W (Moreira *et. al.*, 2008; Junqueira-Brod *et. al.*, 2002).

A oeste da área de estudo ocorre o importante sistema de cisalhamento Moiporá-Novo Brasil, de direção N-S, o qual separa as unidades geotectônicas neoproterozóicas do Arco Magmático de Arenópolis das unidades arqueanas do Maciço de Goiás (Mota Araújo *et al.*, 2002). Este sistema é representado por milonitos e ultramilonitos com foliação vertical e lineação de estiramento horizontal (Rodrigues *et al.*, 1999) e é responsável pela geração de zonas subsidiárias, como a Zona de Cisalhamento Fazenda Nova, que ocorre segundo a direção NS na porção leste da área de estudo.

5.5 Levantamento Aerogeofísico

O aerolevanteamento Projeto Arco Magmático de Arenópolis refere-se à primeira etapa do Programa de Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás, realizada em 2004 pela LASA Engenharia e Prospecções S/A. O projeto recobriu uma área de 58.834km² e objetivou a coleta de dados gamaespectrométricos e magnetométricos ao longo de perfis, nos quais foram feitas medidas consecutivas com intervalo de 0,1s no magnetômetro e 1,0s no gamaespectrômetro.

As linhas de vôo possuem orientação N-S com espaçamento de 0,5km e as linhas de controle são espaçadas por 5,0km e perpendiculares às linhas de vôo (E-W). A altura nominal do vôo foi fixada em 100m e controlada por radar altímetro. As principais características do aerolevanteamento estão listadas na Tabela 5.1.

Os arquivos digitais dos dados aerogeofísicos foram disponibilizados no formato de banco de dados da GeosoftTM (.gdb).

Tabela 5.1: Características do Projeto Arco Magmático de Arenópolis.

Área Levantada (km²)	58.834
Velocidade da Aeronave	290 km/h
Intervalo de Amostragem	8m (magnetômetro) 80m (gamaespectrômetro)
Direção/Espaçamento das Linhas de Vôo	NS / 500 metros
Direção/Espaçamento das Linhas de Controle	EW / 5.000 metros
Altura do Vôo	100 metros
Período do Levantamento	08-11 de 2004

5.6 Processamento dos Dados Aerogeofísicos

O processamento dos dados aerogeofísicos da área em estudo foi feito no programa OASIS *Montaj*, versão 7.0, da GEOSOFT™. Inicialmente foram analisadas a distribuição espacial dos dados e das linhas de vôo e a presença de valores ilegítimos, os quais poderiam representar ruídos provenientes da má calibração dos aparelhos e erros no pré-processamento. Os dados visualizados em perfis não apresentaram valores anômalos sem significado geológico, assim, foram mantidos. As correções dos dados limitaram-se a eliminação de valores negativos no banco de dados gamaespectrométricos. Estes valores foram encontrados em maior quantidade no canal de urânio, o qual apresenta maior interferência de ruídos.

Para a confecção das imagens, os dados bidimensionais foram interpolados em malhas regulares (*grids*) por intermédio dos métodos curvatura mínima e bi-direcional. Este foi aplicado nos dados magnetométricos, sendo usualmente utilizado em dados amostrados em linhas, já que possui a propensão de fortalecer as tendências perpendiculares à direção das linhas de amostragem. O interpolador curvatura mínima foi aplicado nos dados gamaespectrométricos por possuir processamento rápido e eficiente e ser utilizado preferencialmente ao invés do método bi-direcional quando não existe um *trend* dominante perpendicular à direção da linha de vôo (IAEA, 2003).

O tamanho da célula unitária utilizada na confecção dos *grids* foi 100m, que representa 1/5 do espaçamento das linhas de vôo, o que está de acordo com o proposto por Vasconcelos *et al.* (1994) e Gunn (1998). Estes autores sugerem, respectivamente, células unitárias com valores entre 1/4 e 1/8 do espaçamento nominal das linhas de vôo e que interpolações em dados magnéticos produzem dados reais se as células unitárias não ultrapassarem 25% do espaçamento entre as linhas de vôo, o que para o PAMA representa 125m. Estes valores evitam a perda de informação e a incorporação de ruídos, denominados *aliasing* (superposição de frequências).

O nivelamento usual dos dados aerogeofísicos não elimina todos os erros provenientes do aerolevanteamento. Assim, dados aerogeofísicos podem conter erros residuais, como anomalias alongadas ao longo das linhas de vôo, os quais podem ser removidos pelo micro-nivelamento (Luyendyk, 1997). O micro-nivelamento foi realizado com o algoritmo *MicroLevel.gs* desenvolvido por Blum (1999) e baseado na técnica de Minty (1991).

Após o micro-nivelamento dos dados, foram geradas imagens magnetométricas e gamaespectrométricas com emprego de técnicas de sombreamento e composição em falsa cor em RGB e CMY, conforme os fluxogramas da Figura 5.2. As interpretações qualitativas das imagens aerogeofísicas foram feitas em ambiente de Sistema de Informação Geográfica (SIG) com o programa ArcView™ 9.2.

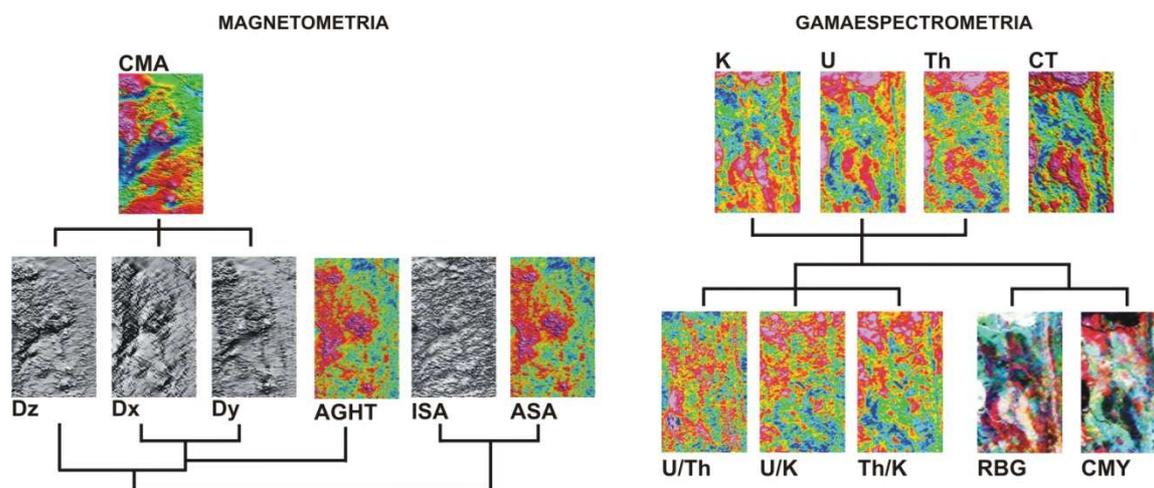


Figura 5.2: Fluxogramas do processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos, onde: **CMA** (Campo Magnético Anômalo), **Dz** (Derivada Vertical), **Dx** (Derivada Horizontal em X), **Dy** (Derivada Horizontal em Y), **AGHT** (Amplitude do Gradiente Horizontal Total), **ISA** (Inclinação do Sinal Analítico), **ASA** (Amplitude do Sinal Analítico), **K** (Potássio), **U** (Urânio), **Th** (Tório), **CT** (Contagem Total), **U/Th** (Razão entre o Urânio e o Tório), **U/K** (Razão entre o Urânio e o Potássio), **Th/K** (Razão entre o Potássio e o Tório), **RGB** (Imagem Ternária RGB), **CMY** (Imagem Ternária CMY).

5.7 Gamaespectrometria

O método gamaespectrométrico fundamenta-se na detecção da radiação gama, emitida devido ao processo de estabilização dos núcleos dos elementos radioativos. A partir dos dados de espectrometria gama foram geradas as imagens referentes aos canais de potássio (K), urânio (eU), tório (eTh) e contagem total (CT) (Figura 5.3). As imagens ternárias em falsa cor RGB e CMY e as razões entre os canais K, eU e eTh também foram criadas (Figura 5.4). A razão entre os canais é útil para a visualização do enriquecimento (ou empobrecimento) de um canal em relação a outro.

As imagens radiométricas foram integradas ao Modelo Digital de Terreno (MDT), produzido por dados altimétricos obtidos durante o aerolevantamento, com o intuito de se observar a distribuição dos radioelementos no terreno e as possíveis dispersões, como processos pedogenéticos (Wilford *et al.*, 1997).

5.7.1 Domínios Gamaespectrométricos

As interpretações dos domínios gamaespectrométricos foram feitas utilizando todas as imagens dos canais radiométricos, mas, principalmente, as imagens resultantes das composições ternárias. Por intermédio destas imagens foram interpretados 15 domínios gamaespectrométricos, com assinaturas de radiometria gama similares, classificadas em função da variação da concentração dos radioelementos K, eU e eTh (Figura 5.5). Esta classificação baseou-se nas imagens ternárias em falsa cor, uma vez que estas possibilitam a visualização da contribuição relativa de cada radioelemento, diferente da imagem da contagem total (CT), cuja janela de radiação gama inclui a contribuição dos três elementos e não diferencia as contribuições individuais.

Cada radioelemento foi classificado qualitativamente em função da sua concentração em baixo, médio e alto, de acordo com a sua contribuição nas imagens ternárias, definida por intermédio da coloração destas imagens. A utilização do vermelho, verde e azul para os canais de K, Th e U, respectivamente, é padrão na exibição dos dados de espectrometria de raios gama (IAEA, 2003).

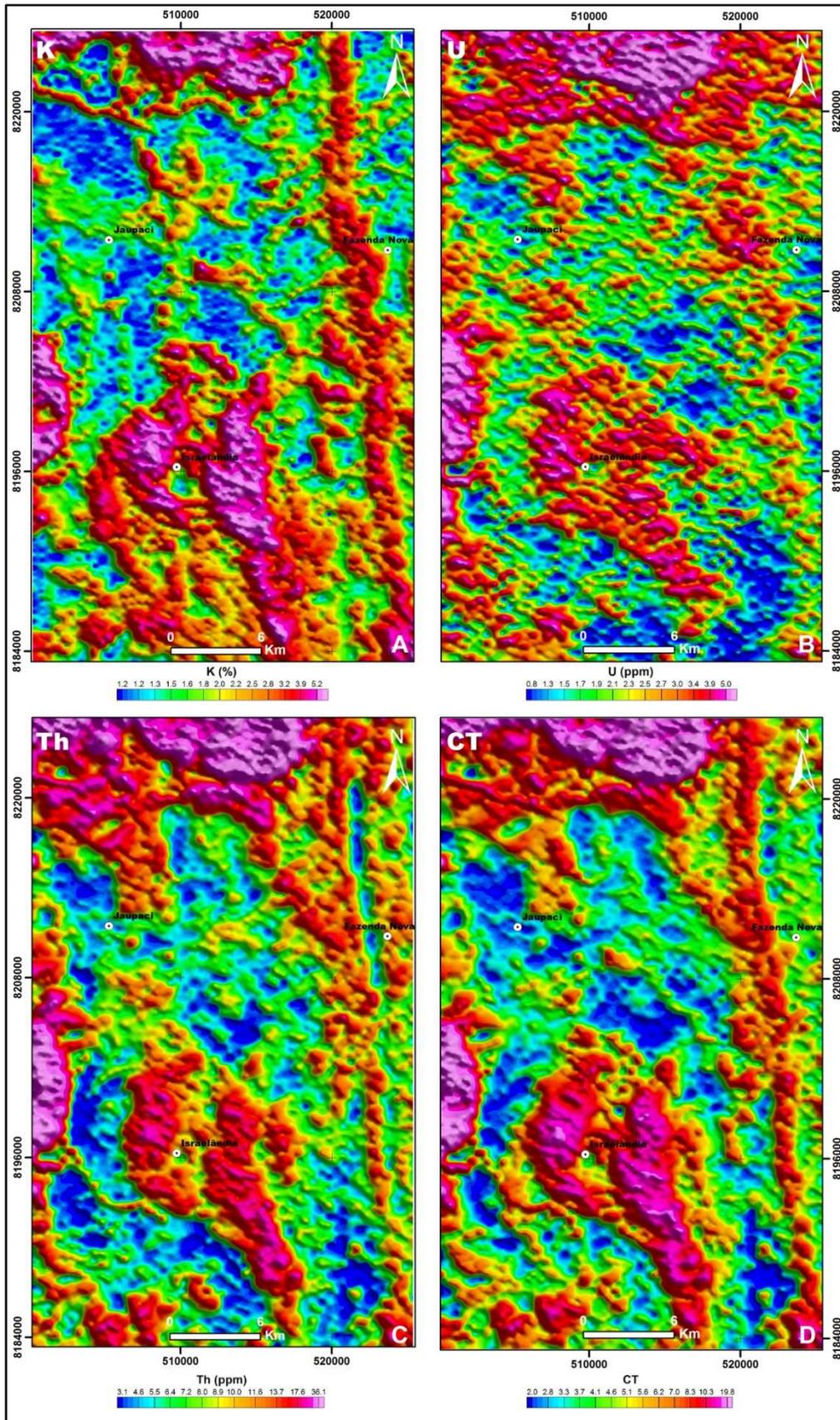


Figura 5.3. Imagens gamaespectrométrica dos elementos K (A), U (B) e Th (C) e da janela correspondente à Contagem Total (CT) (D).

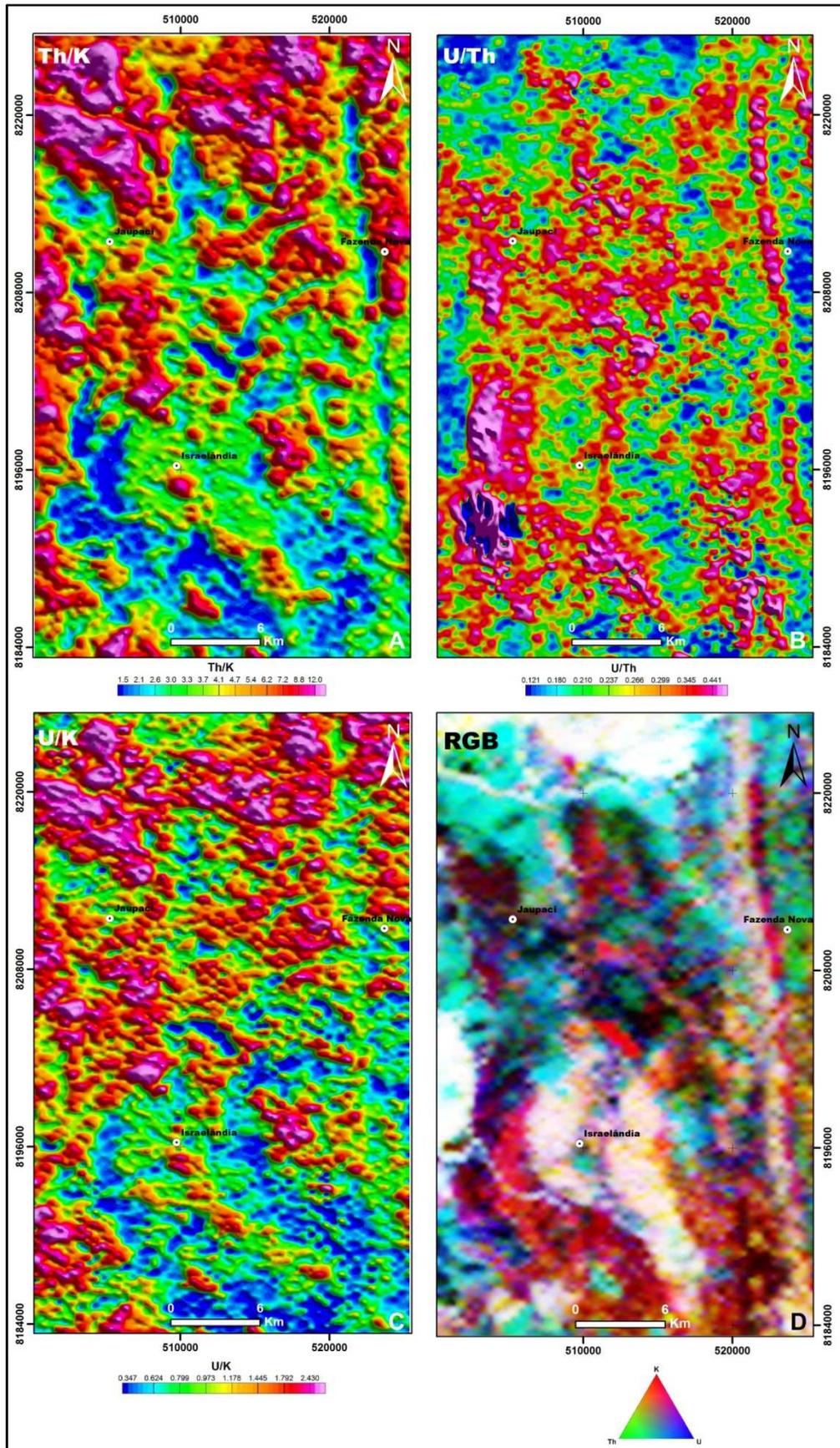


Figura 5.4. Imagens gamaespectrométricas das razões entre os canais Th/K (A), U/Th (B), U/K (C) e imagem ternária RGB (D).

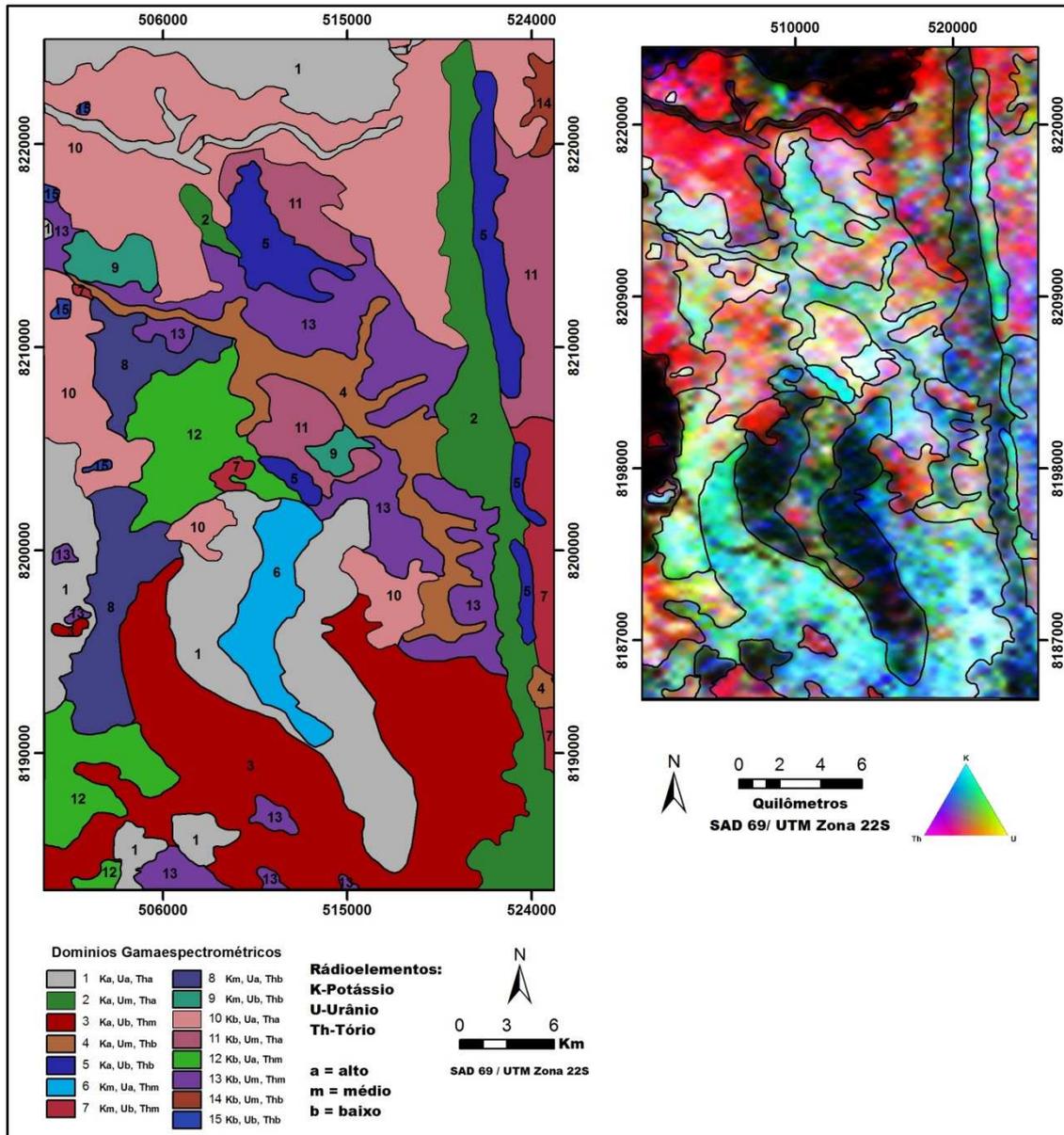


Figura 5.5: Mapa dos domínios gamaespectrométricos (A) e domínios gamaespectrométricos sobrepostos à imagem ternária CMY (B).

Os domínios relacionados às intrusões graníticas foram bem delimitados, enquanto que aqueles representantes das rochas supracrustais não apresentaram limites bem demarcados, já que nestas unidades ocorre maior variação na composição das rochas. A área de estudo apresenta vastas coberturas detrito-lateríticas, as quais foram incluídas em domínios específicos, assim como áreas relacionadas a zonas de cisalhamento e ao longo de drenagens, as quais modificam a resposta radiométrica das unidades em que estão inseridas.

5.8 Magnetometria

O Campo Magnético Anômalo (CMA) resulta da concentração dos minerais magnéticos nas rochas. Representa o campo magnético medido com a supressão da magnetização proveniente do interior da Terra, estimada pelo IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*), e aquelas oriundas de tempestades solares e da variação diurna. A partir do CMA são geradas imagens por intermédio de filtros lineares que realçam as informações originais. Estas mostram informação da superfície e subsuperfície terrestre, o que auxilia a interpretação estrutural da área. Neste estudo foram criadas as imagens da Amplitude do Sinal Analítico (ASA), a Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT), a Inclinação da Fase do Sinal Analítico (ISA), as derivadas horizontais (Dx e Dy) e a derivada vertical do campo potencial (Dz).

O CMA apresenta anomalias na forma de dipolos, enquanto que a ASA provê a posição horizontal da fonte causadora da anomalia. As derivadas do campo potencial representam o realce das altas frequências do sinal magnético. A derivada vertical apresenta a variação do campo magnético anômalo à medida que se distancia verticalmente da fonte causadora da anomalia (Blakely, 1996), sendo muito útil na visualização do contraste entre os domínios magnéticos. As imagens mais utilizadas na delimitação dos domínios magnetométricos foram a ASA e a primeira derivada vertical.

A Figura 5.6 ilustra o Campo Magnético Anômalo da área de estudo, na qual se observa relevo magnético moderado e ampla variação na amplitude magnética.

As imagens magnetométricas foram usadas na caracterização do arcabouço estrutural da área. As principais imagens empregadas na interpretação visual dos lineamentos magnéticos foram a Inclinação do Sinal Analítico (ISA) e a Amplitude do Sinal Analítico (ASA) (Figuras 5.7 e 5.9). A primeira realça lineamentos e foliações magnéticas enquanto que a ASA define a posição das fontes magnéticas, o que contribui para a delimitação das diferentes fontes magnéticas, de acordo com a intensidade do campo magnético.

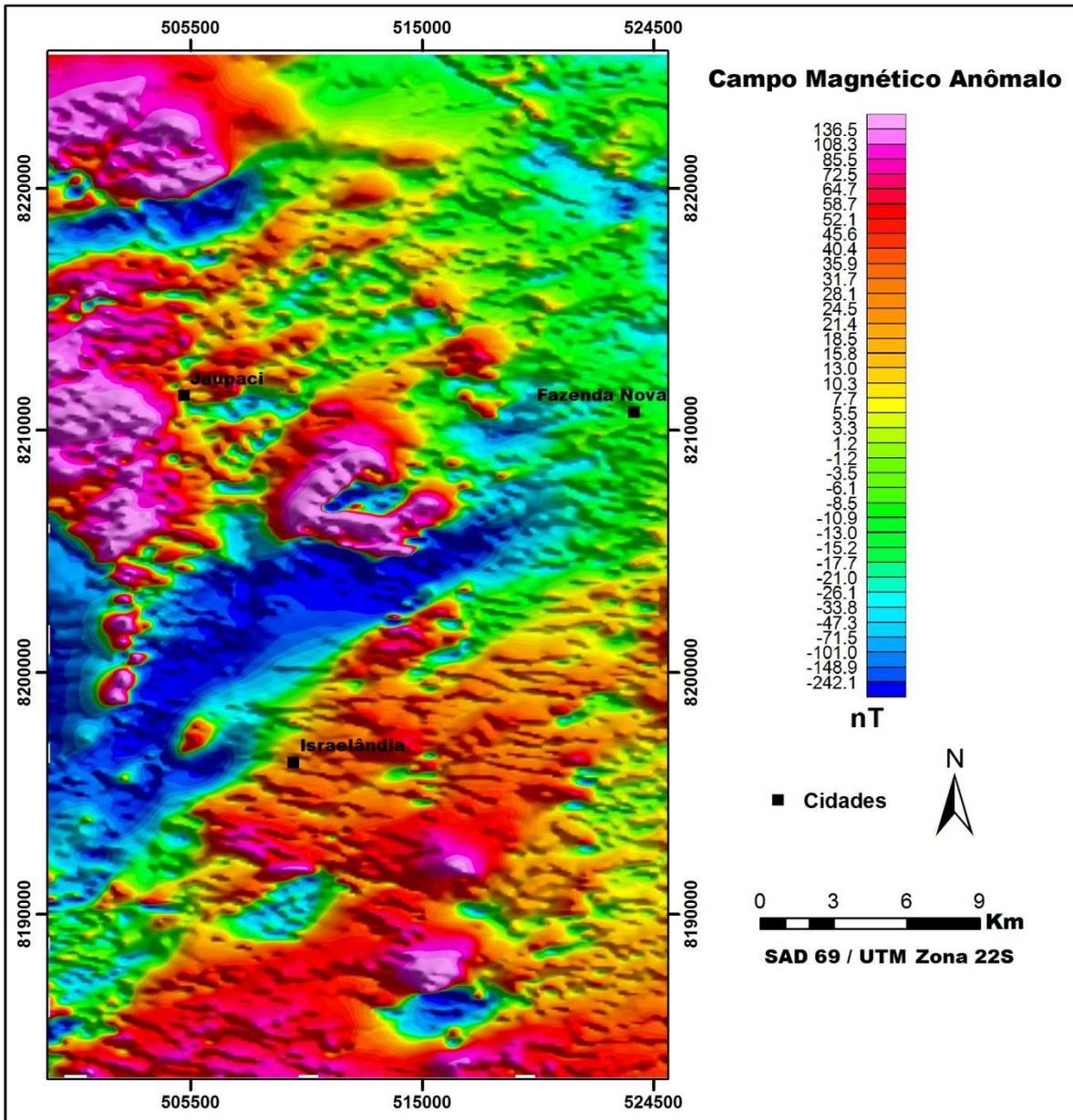


Figura 5.6: Imagem do Campo Magnético Anômalo da área de estudo em pseudocor.

5.8.1 Espectro de Potência

O espectro de potência do campo magnético anômalo mostra a variação da potência do sinal magnético de acordo com o número de onda, ou frequência espacial ($1/\lambda$), onde sinais de alta frequência representam fontes magnéticas rasas e sinais de baixa frequência fontes profundas. As profundidades das fontes magnéticas são determinadas por intermédio das grandes discontinuidades visualizadas no espectro, as

quais representam as variações das sucessões harmônicas do sinal magnético. Quanto menor o número de onda, maior a profundidade da fonte magnética.

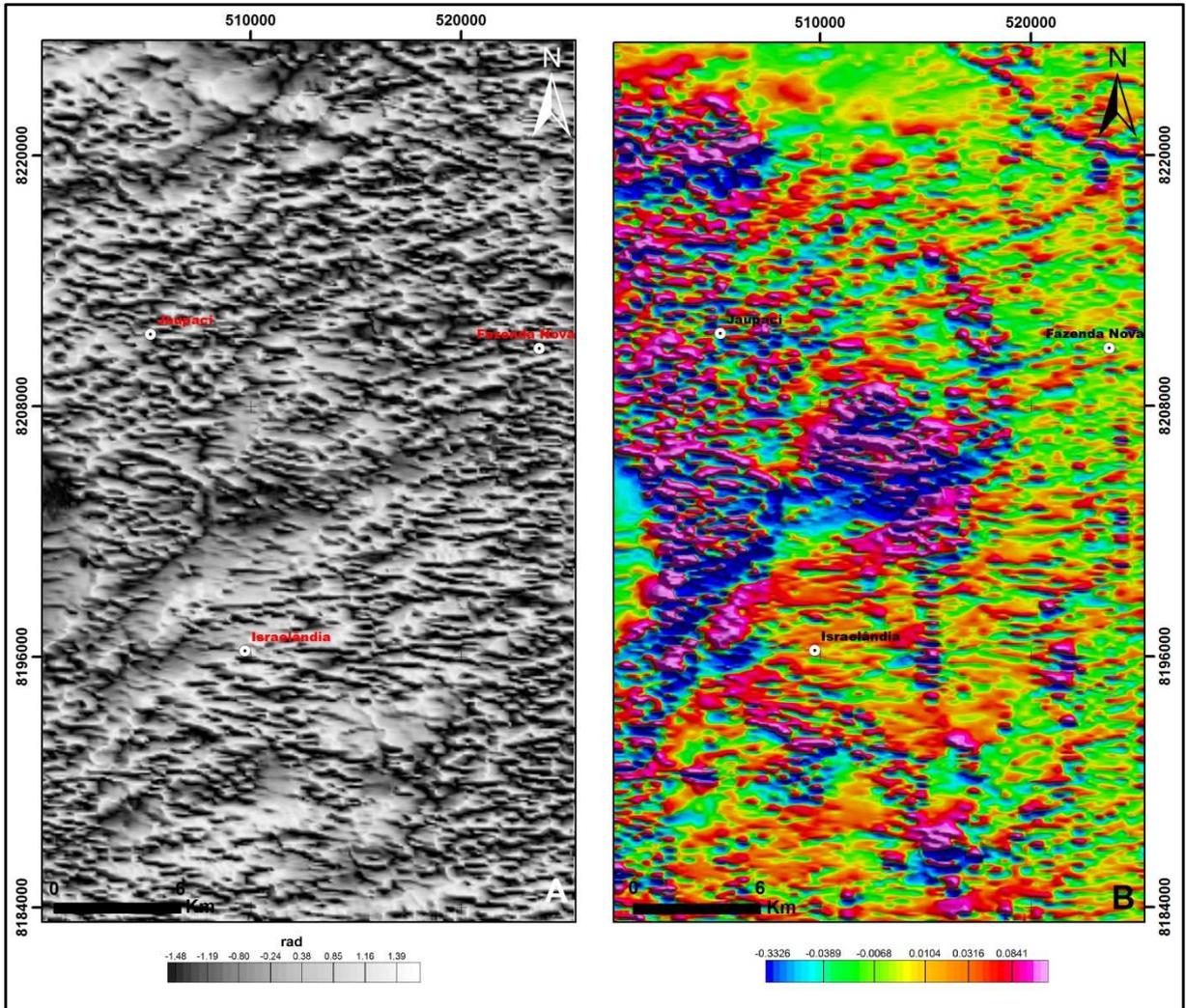


Figura 5.7. Imagens magnetométricas da Inclinação do Sinal Analítico (A) e da 1ª Derivada Vertical (B).

O número de onda limite, ou seja, a mais alta frequência estimada corresponde à frequência de *Nyquist*, que representa o comprimento de onda igual a duas vezes as observações sucessivas e a partir da qual a potência refere-se a ruídos aleatórios. Na área de estudo este número de onda equivale a duas vezes o espaçamento entre as linhas de vôo, ou seja, 1000m.

Por intermédio do espectro de potência foi possível a visualização de três grandes discontinuidades, identificando, assim, três topos de fontes magnéticas

principais. Todas as fontes constituem fontes rasas, sendo que a mais profunda possui 900m e comprimento de onda $0,1\text{km}^{-1}$, seguida por fontes com $0,35\text{km}^{-1}$ e $0,15\text{km}^{-1}$ de profundidade, responsáveis por sinais magnéticos de número de onda entre $0,1$ e $0,4\text{km}^{-1}$, e $0,4$ e 1km^{-1} , respectivamente (Figura 5.8).

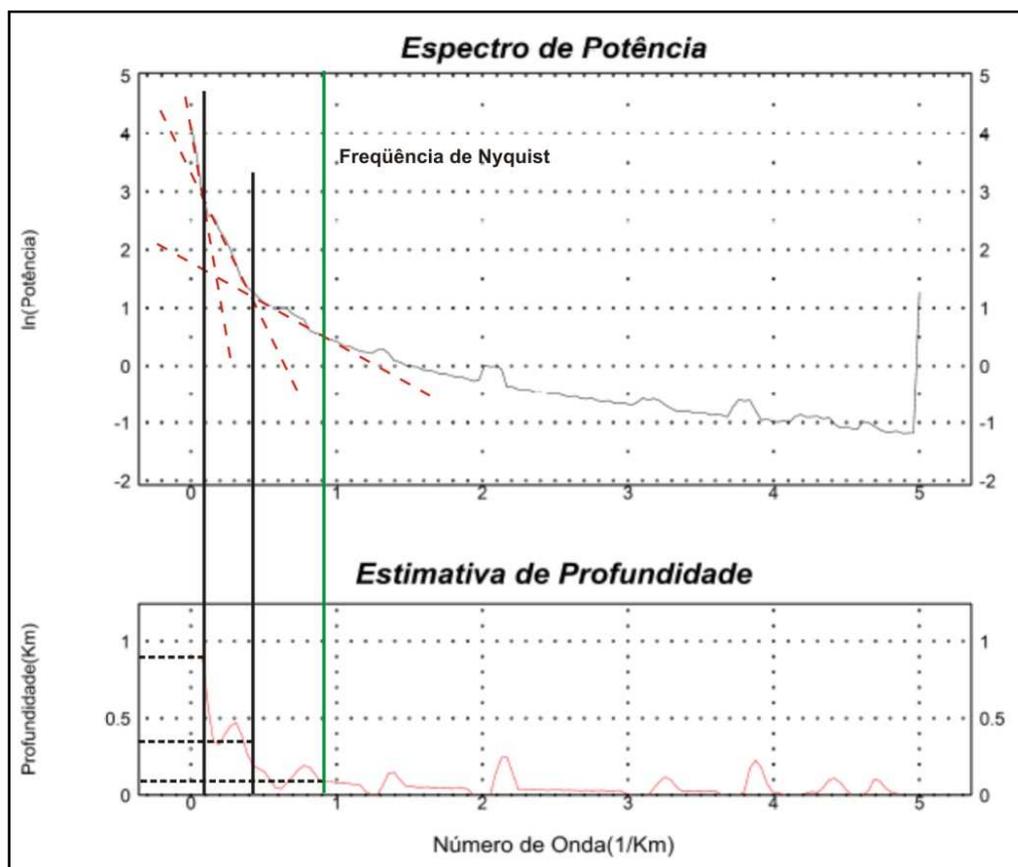


Figura 5.8: Espectro de potência radial médio do campo magnético anômalo da área de estudo com a identificação das três fontes magnéticas principais.

5.8.2 Domínios Magnetométricos

A partir das imagens magnetométricas foram identificados 3 domínios magnéticos principais, associados a amplitudes magnéticas baixas, médias e altas (Figura 5.9). O Domínio Magnético A (DOM-A) representa altas amplitudes magnéticas e ocorre na porção central e oeste da área. Este domínio é atribuído às rochas vulcânicas máficas da Seqüência Vulcano-Sedimentar de Jaupaci e às intrusões da Província Alcalina do Sul de Goiás. As baixas amplitudes localizam-se na porção

centro norte-nordeste e são individualizadas no DOM-B. Este é caracterizado por baixa variação no relevo magnético e apresenta os menores gradientes magnéticos da área. O DOM-C apresenta relevo magnético moderado e gradiente magnético variado, e associa-se a uma ampla variação nos litotipos. Neste domínio, ocorrem pequenos corpos de alta amplitude magnética, os quais não apresentam orientação preferencial e estão associados aos corpos vulcânicos máficos. As intrusões graníticas da área não apresentam alto gradiente magnético e associam-se a baixa variação do relevo magnético.

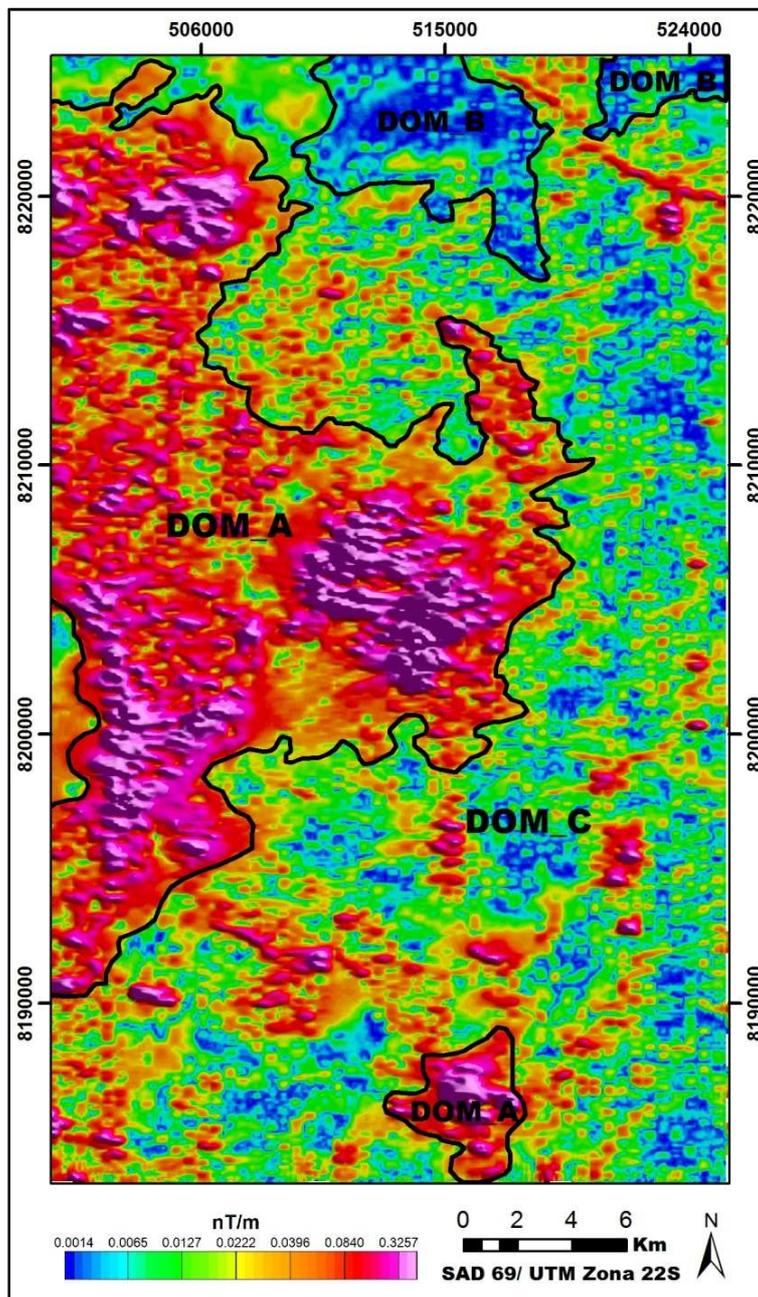


Figura 5.9: Domínios magnetométricos sobrepostos à imagem da Amplitude do Sinal Analítico (ASA).

5.9 Interpretação Geológico-Geofísica

5.9.1 Imagens Gamaespectrométricas

Vários fatores contribuem para o sucesso no mapeamento de unidades geológicas a partir da aerogamaespectrometria. Dentre estes estão o forte contraste entre o conteúdo dos radioelementos das unidades e a pouca cobertura de solo (Minty, 1997; IAEA, 2003). Este último fator prejudicou a delimitação das unidades localizadas na porção N-NE da área de estudo, local coberto por extensas coberturas detrito-lateríticas (Figura 5.10a). Contudo, estas coberturas puderam ser identificadas já que tendem a preservar somente o conteúdo de tório e urânio, adquirindo uma coloração ciano na imagem ternária RGB.

Estas superfícies de alteração correspondem aos domínios gamaespectrométricos 10 a 13, os quais apresentam distinta evolução no processo de laterização, de acordo com o grau do empobrecimento do potássio e urânio e conseqüente enriquecimento do tório. As coberturas detrito-lateríticas ocorrem principalmente associadas às rochas vulcânicas intermediárias da Seqüência Vulcano-Sedimentar de Jaupaci que mostra distintas assinaturas gamaespectrométricas, possivelmente pelas diferentes composições das rochas vulcânicas e pelo diferente grau de laterização.

A área de estudo apresenta contraste litológico significativo para a delimitação de unidades a partir de imagens gamaespectrométricas, com associação de rochas graníticas, vulcânicas e sedimentares. Por intermédio da imagem da contagem total observa-se a alta radioatividade nas porções norte, oeste e centro sul da área de estudo, que correspondem aos granitos sin a pós-orogênicos do Arco Magmático de Arenópolis (Figura 5.3d). Nesta imagem e na imagem referente ao canal de potássio (Figura 5.3a) ainda verifica-se alto valor radioativo alinhado na direção NS na parte leste da área, o qual indica a Zona de Cisalhamento Fazenda Nova (Figura 5.10b). Esta zona de cisalhamento é formada por rochas milonitizadas compostas por quartzo e muscovita, com feldspatos subordinados (Figura 5.10c e 5.10d). A grande quantidade de muscovita nessa zona de cisalhamento concede valores anômalos positivos na imagem do canal de potássio.



Figura 5.10: Extensas coberturas detrítico-lateríticas (A), Zona de Cisalhamento Fazenda Nova de direção NS (B), amostra macroscópica (C) e microscópica (D) do quartzo muscovita xisto (milonito) da Zona de Cisalhamento Fazenda Nova, onde: QZ (quartzo) e Ms (muscovita).

A Figura 5.5 mostra as zonas de cisalhamento representadas pelo domínio gamaespectrométrico 2, com aumento no conteúdo dos três radioelementos, mas com maior enriquecimento em potássio. Além da Zona de Cisalhamento Fazenda Nova, foi identificada pequena zona de cisalhamento na porção noroeste da área de estudo no domínio da unidade vulcânica, visualizada nas imagens ternária RGB e do canal do tório sobrepostas ao modelo digital de terreno (MDT) (Figura 5.11 e 5.12). Estas zonas representam altos topográficos devido à abundância de quartzo, o qual dificulta o intemperismo, como se visualiza nas Figura 5.11 e 5.12.

Na imagem correspondente ao canal de tório sobreposto ao MDT (Figura 5.11) observa-se a influência do relevo na distribuição deste elemento, que representa o radioelemento mais imóvel e o que melhor ilustra a variação geológica de uma região.

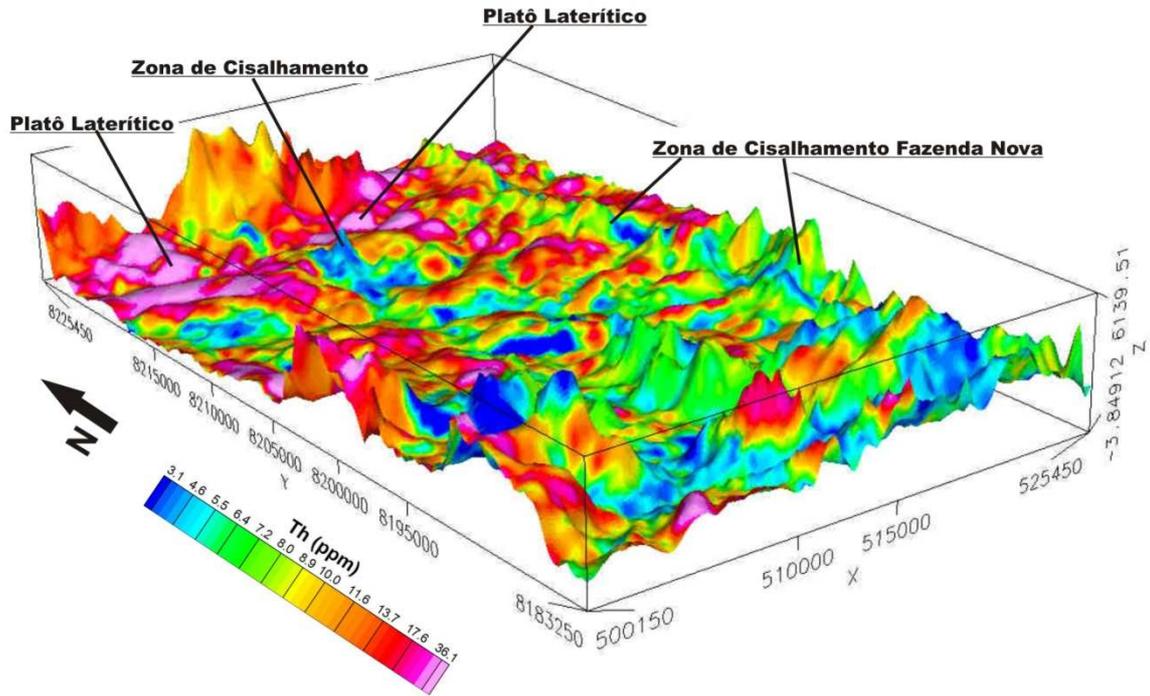


Figura 5.11: Imagem do canal do Th sobre o modelo digital de terreno da área de estudo.

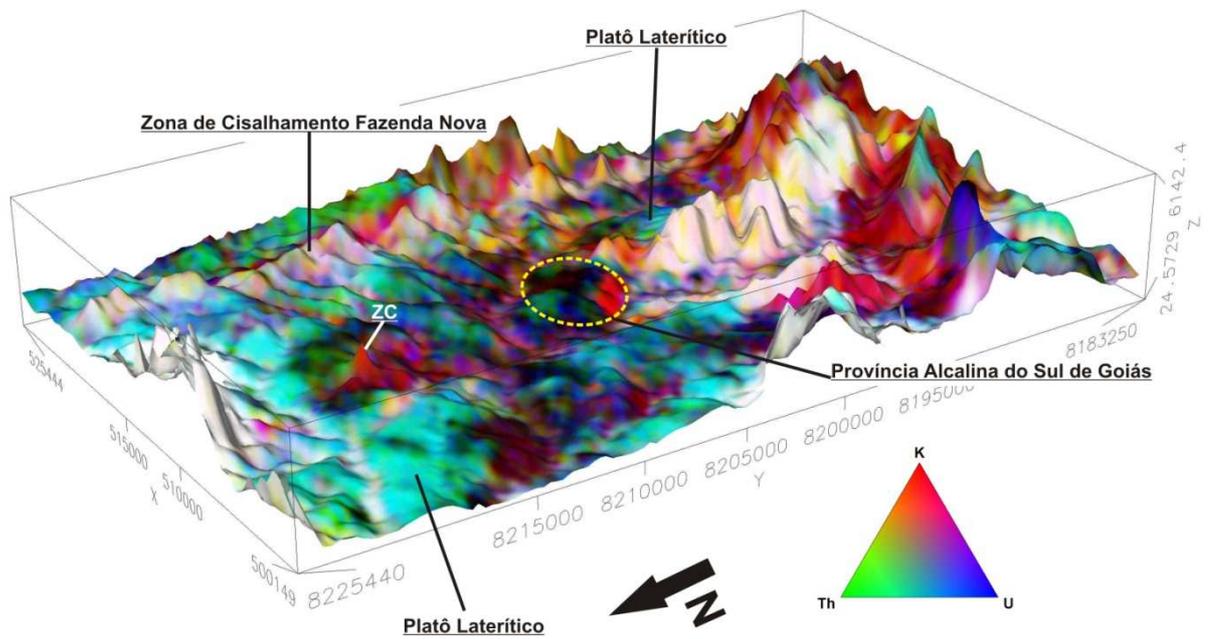


Figura 5.12: Imagem ternária RGB sobre o modelo digital de terreno da área de estudo.

Na porção norte, principalmente em áreas adjacentes ao Granito Impertinência, na porção central da área, próximo ao Granito Iporá, e na parte leste do Granito Israelândia, verificam-se altos conteúdos de tório, os quais representam platôs lateríticos. Estes platôs são associados principalmente ao intemperismo das rochas vulcânicas da Sequência de Jaupaci, sendo também visualizados na imagem RGB sobreposta ao MDT, na qual estão representados pela cor ciano e verde, de acordo com a dispersão dos radioelementos U e Th (Figura 5.12).

A unidade atribuída à Província Alcalina do Sul de Goiás no mapa geológico da área de estudo é representado por assinaturas gamaespectrométricas contrastantes, sendo caracterizado pelos domínios gamaespectrométricos 5, 9, 11 e 13 (Figura 5.5). Na imagem ternária RGB observam-se assinaturas radiométricas altas, médias e baixas, o que retrata rochas de diferentes composições (Figura 5.13). A identificação destes diferentes litotipos associados à província alcalina não foi possível de ser feita em campo devido à escassez de afloramentos.

Contudo, monzogranito com fenocristais de feldspato potássico foi identificado na unidade atribuída à Província Alcalina do Sul de Goiás inserido no domínio gamaespectrométricos 5, o qual apresenta altos valores radiométricos de potássio e baixos valores de urânio e tório. Este granitóide apresenta textura pertítica e recristalização de suas bordas, com plagioclásio, hornblenda, biotita e quartzo associados (Figura 5.14), e é representado por um corpo de direção NW, ilustrado em vermelho na imagem ternária RGB, na borda norte do Granito Israelândia (Figura 5.13). Este granito pode constituir um xenólito nas rochas cretáceas da Província Alcalina ou estar associado a uma fase mais enriquecida em potássio do Granito Israelândia, o que sugeriria o aumento da extensão deste granito para norte e sua associação com uma fase magmática porfirítica. Entretanto, na imagem ternária RGB sobreposta ao modelo digital de terreno observa-se que esta anomalia positiva em potássio está localizada na borda sudoeste da intrusão alcalina (Figura 5.12). Assim, poderia também representar a lixiviação de potássio e seu conseqüente acúmulo (Wilford *et al.*, 1997).

Baixos valores radiométricos representados por corpo circular na borda norte da província alcalina podem remeter a rochas portadoras de depósitos minerais relevantes (Figura 5.13), como carbonatitos, os quais poderiam constituir alvo prospectivo para a descoberta de jazidas de nióbio e fosfato.

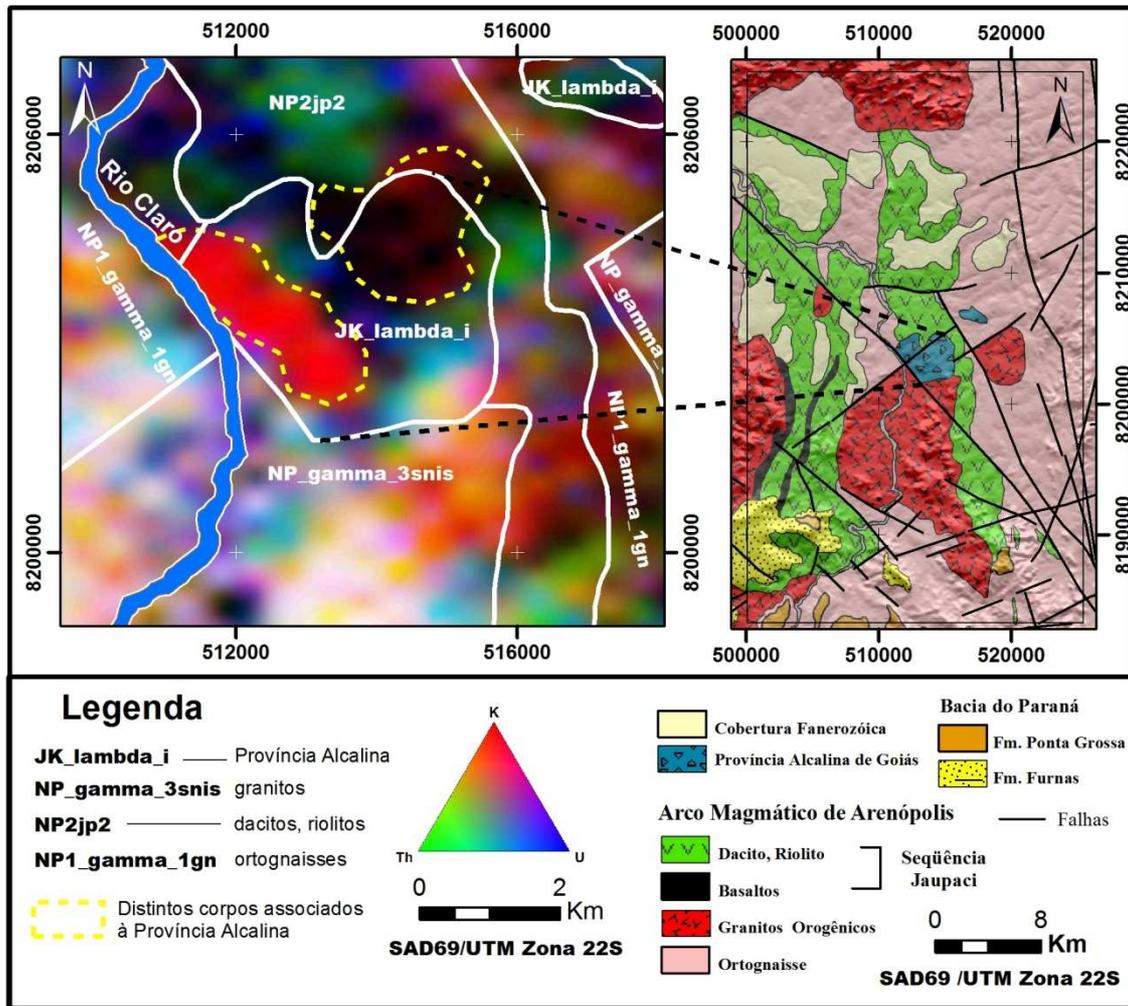


Figura 5.13: Contatos geológicos sobrepostos à imagem ternária RGB (K, Th, U) ilustrando as diferentes assinaturas gamaespectrométricas da Provincia Alcalina do Sul de Goiás.

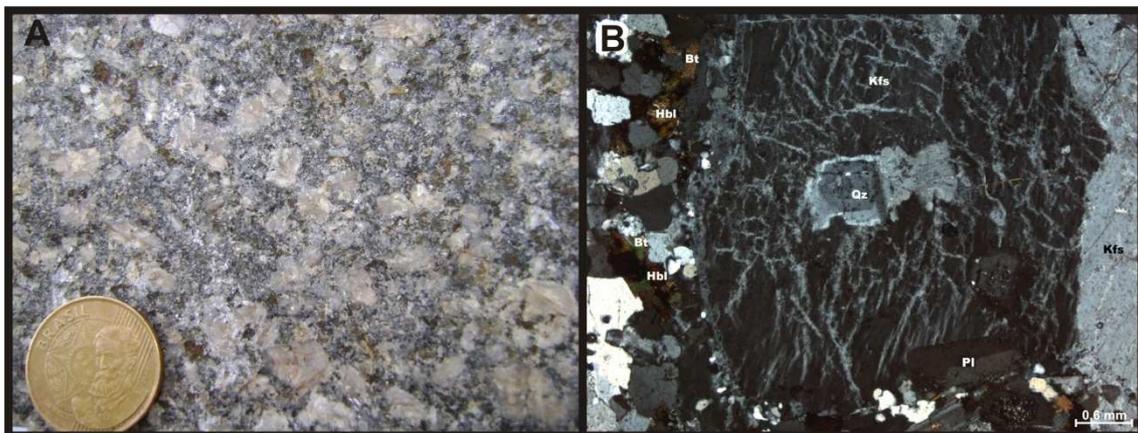


Figura 5.14: Fenocristais de feldspato potássico em amostra macroscópica de monzogranito (A) e fenocristais de feldspato potássico (Kfs) com textura perítica, hornblenda (Hbl), biotita (Bt), plagioclásio (Pl) e quartzo (Qz) em seção petrográfica dohornblenda-biotita monzogranito (B).

5.9.2 Perfis Gamaespectrométricos

A Figura 5.15 ilustra perfis gamaespectrométricos empilhados dos canais individuais e das razões entre os canais, além do perfil geológico, realizados perpendicularmente às linhas de vôo no centro da área de estudo. Esta visualização integrada facilita a percepção das respostas gamaespectrométricas com a litologia mapeada, além de possuir a vantagem de apresentar os dados em sua completa resolução, comparados aos *grids*, os quais são interpolados com um intervalo maior que o intervalo de amostragem (IAEA, 2003).

Nos perfis verifica-se grande contraste de assinatura gamaespectrométrica entre as rochas do Granito Iporá e a encaixante, representada pelos metabasaltos da Sequência Jaupaci. Estes ocorrem como dois diques paralelos de direção NNE na parte sudoeste da área e estão bem delimitados no perfil da razão eTh/K , representados pelos picos negativos em 2,5 e 5,0km. Na porção oeste do perfil, o limite do Granito Iporá parece exceder aquele proposto, já que a alta resposta radiométrica de todos os canais individuais não é compatível com a assinatura gamaespectrométrica das rochas vulcânicas básicas, as quais apresentam baixa radioatividade e conseqüente baixa assinatura de radiometria gama.

As drenagens adjacentes aos granitos orogênicos apresentam alto conteúdo nos três radioelementos, enquanto que nas outras drenagens da área observam-se anomalias positivas de potássio com empobrecimento variado no conteúdo de Th e U, como se verifica nas imagens ternárias RGB e CMY (Figuras 5.4d e 5.5b). Ao longo do Rio Claro, o maior da região, ocorrem distintos padrões do conteúdo dos radioelementos, sendo mais comum o empobrecimento nos três radioelementos. Isto é verificado na altura do 10º quilômetro dos perfis de espectrometria gama, no qual o rio passa com direção NS no centro do Granito Israelândia e diminui a resposta da radiação. Na altura dos quilômetros 5, 9 e 13 percorrem drenagens secundárias, sendo as que passam na altura do 9º e 13º quilômetro constituem afluentes do Rio Claro, as quais também apresentam diminuição no conteúdo dos três radioelementos.

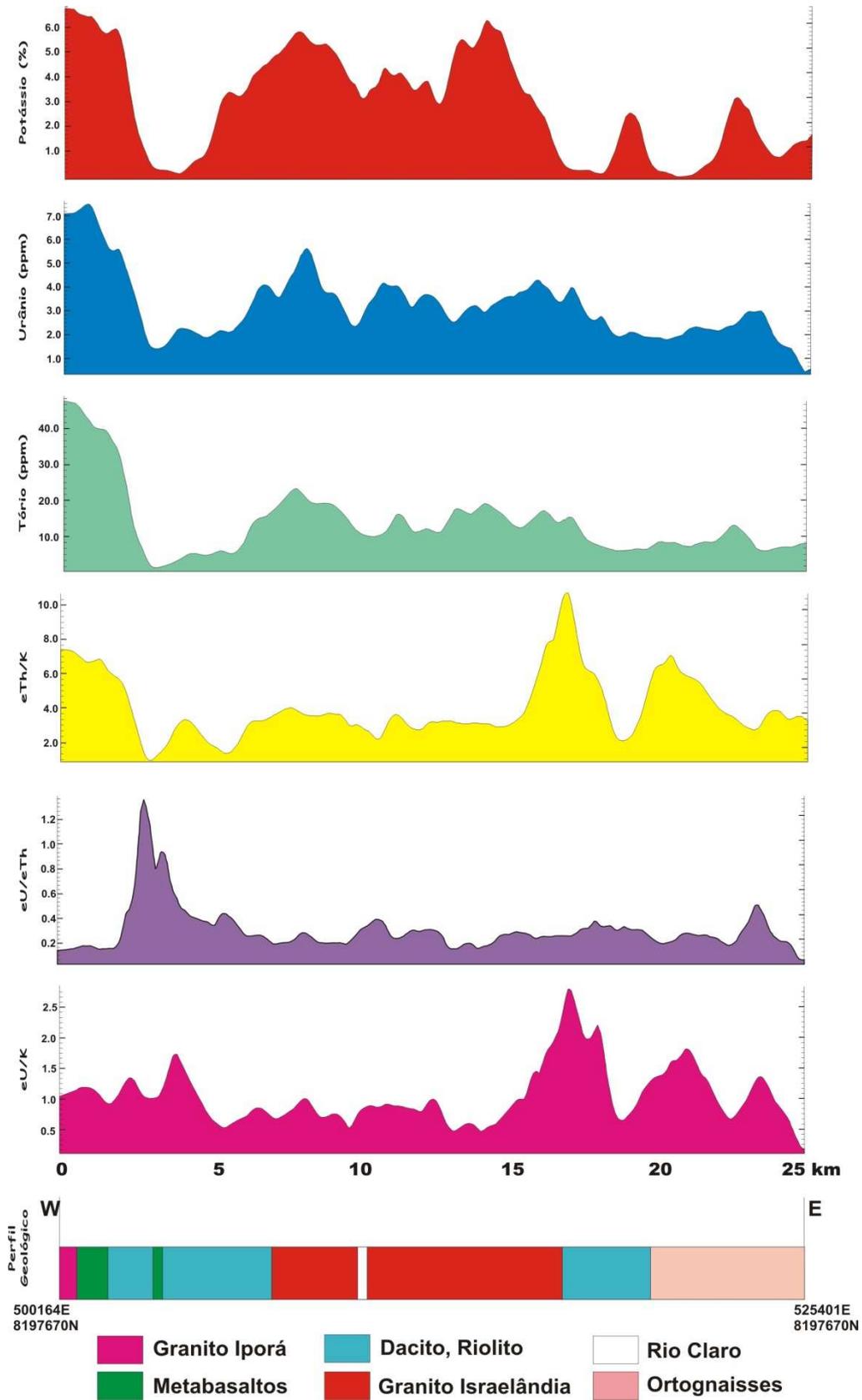


Figura 5.15: Perfis gamaespectrométricos empilhados ilustrando os canais K, eU e eTh; as razões gamaespectrométricas eTh/K, eU/Th e eU/K; e o perfil geológico AB (vide mapa geológico da Fig. 5.1).

O contato leste entre as rochas vulcânicas da Sequência Jaupaci e o Ortognaisse do Oeste de Goiás apresenta um grande decréscimo nos valores dos radioelementos, principalmente no canal do potássio. Isto ocorre devido à presença de um platô detrítico-laterítico, bem visualizado nas imagens ternárias. Este platô é seguido pela Zona de Cisalhamento Fazenda Nova, com uma extensão de aproximadamente 2 km a partir do 20° quilômetro do perfil, o que confere um alto valor no perfil do canal de potássio e valores baixos a médios nos canais urânio e tório.

O Granito Israelândia possui valores radioativos inferiores ao Granito Iporá, como se observa nos perfis dos canais de eTh e eU. Isto está de acordo com a associação petrológica destes granitos, já que o Granito Iporá consiste predominantemente de biotita granito, com sienogranito e monzogranito subordinados, enquanto que o Granito Israelândia possui composição granítica a quartzo monzonítica, com granodiorito subordinado e enclaves de rocha máfica a intermediárias, as quais são interpretadas como rochas híbridas resultantes da mistura de magmas (Pimentel & Fuck, 1987; Amaro, 1989).

5.9.3 Feições Estruturais

As principais feições estruturais gamaespectrométricas foram interpretadas a partir da imagem de contagem total, com iluminações em 45 e 315°. A análise desta estruturação mostra o predomínio de lineamentos com direção NW-SE, com lineamentos de direção NS e NE-SW subordinados (Figura 5.16). As estruturas interpretadas por intermédio da espectroscopia de raios gama são estruturas mais superficiais que aquelas visualizadas nos dados magnéticos e estão associadas a contrastes de valores dos radioelementos medidos, os quais podem representar zonas de fraqueza estrutural.

A Zona de Cisalhamento Fazenda Nova (ZCFN) foi identificada nas imagens gamaespectrométricas, sendo inexistente nos produtos magnetométricos por não apresentar minerais magnéticos. Esta zona apresenta estruturação principal NS, com direção NW subordinada (Figura 5.16). A ZCFN possui movimentação dextral (Figura 5.17) que gerou sistemas cisalhantes subsidiários de direção NW que cortam toda a extensão da área de estudo (Figura 5.16). Este fato indica a existência de lineamentos

não magnéticos na área, como se observa no mapa de unidades geológico-geofísicas integradas (Figura 5.19).

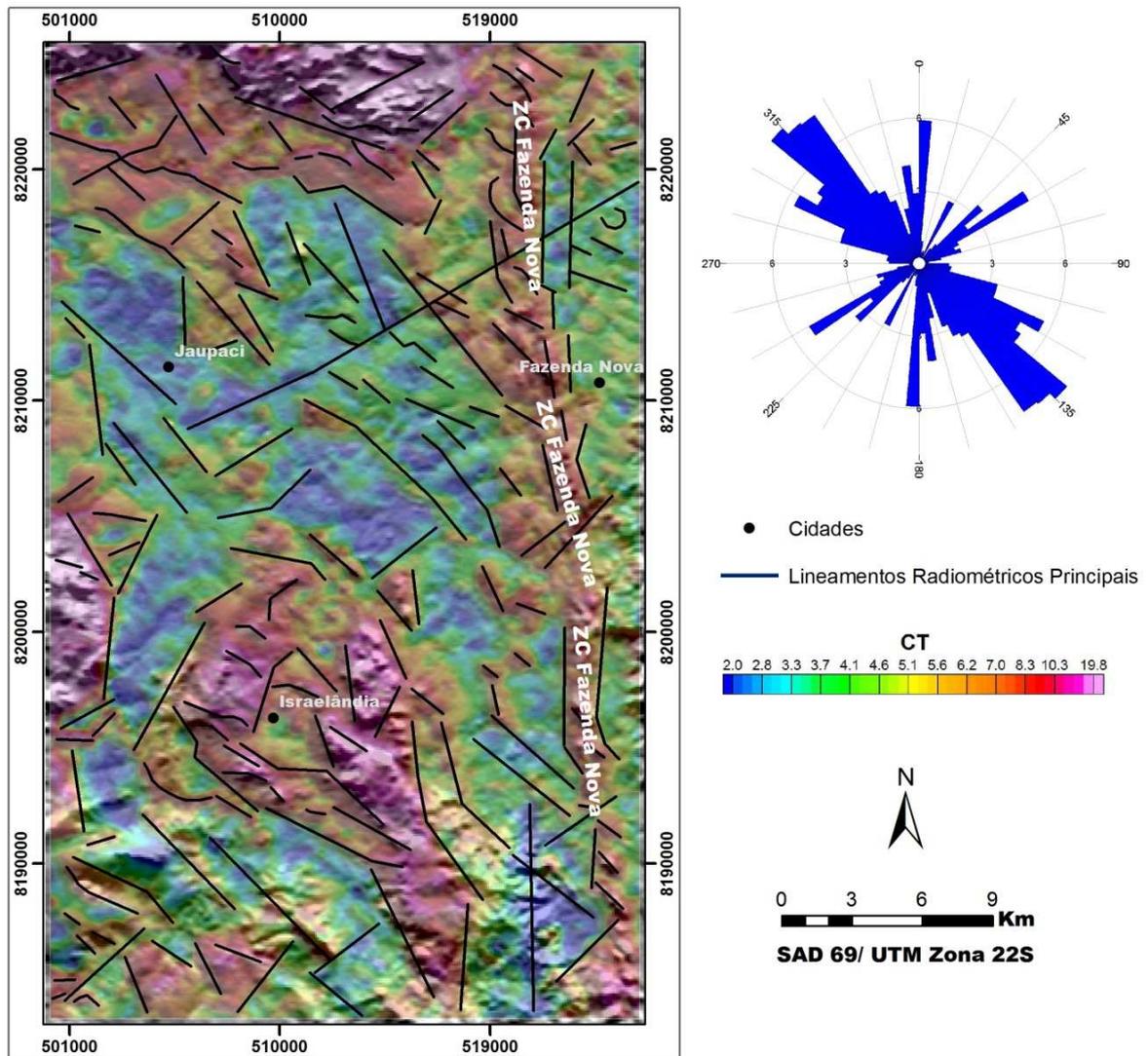


Figura 5.16: Lineamentos radiométricos interpretados a partir da imagem do canal da contagem total com iluminação em 45° e 315° sobrepostos à imagem da janela da Contagem Total e ao Modelo Digital de Elevação, originado pela imagem SRTM, e o diagrama de rosetas dos lineamentos.

Os lineamentos magnéticos interpretados apresentam estruturação principal nas direções EW e NW-SE e são cortados por grandes lineamentos com direção NE, representantes do Ciclo Brasileiro, o último evento tectônico-metamórfico atuante na região (Figura 5.18). As maiores estruturas identificadas com direções NE e NW estão associadas, respectivamente, a primeira e segunda fase de deformação, as quais desenvolveram foliações com direção geral N05°-35°E e N05°-35°W (Amaro, 1989). A

terceira fase de deformação possui direção N50°-80°W (Amaro, 1989) e associam-se as estruturas menores identificadas, com direções E-W e NW-SE (Figura 5.18).

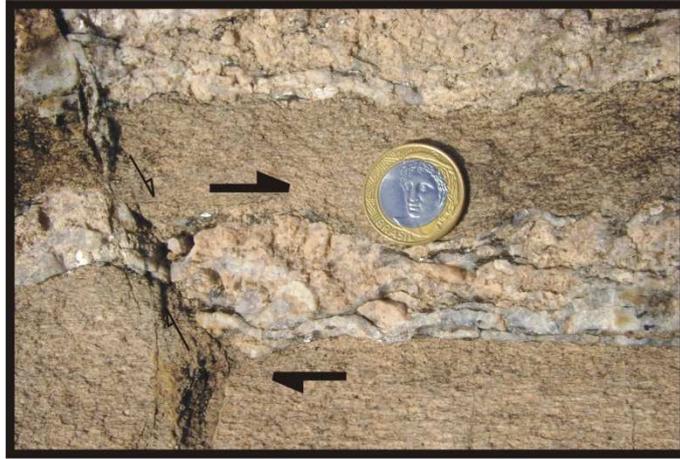


Figura 5.17: Sigmóide de quartzo-feldspato em quartzo muscovita xisto da Zona de Cisalhamento Fazenda Nova mostrando movimentação dextral.

Os lineamentos NW-SE e NE relacionam-se ao cisalhamento regional atribuído ao sistema cisalhante Moiporá-Novo Brasil, localizado a leste da área de estudo, e estão de acordo com os dois padrões principais observados regionalmente. O Lineamento Alto Parnaíba, de direção NW, é o responsável pela intrusão dos corpos alcalinos cretáceos distribuídos segundo N30W, assim como as interseções entre este lineamento e as falhas do Lineamento Transbrasiliano de direção geral NE, que também representam locais preferenciais para a intrusão do magmatismo alcalino (Junqueira-Brod, 2002; Moura, 2007). Estas intrusões indicam que os fraturamentos NE são profundos e foram reativados durante o Cretáceo.

A principal feição estrutural da Sequência Vulcano-Sedimentar Jaupaci é uma foliação milonítica vertical NS-NNW com indicadores cinemáticos de cisalhamento que indicam movimentos direcionais dextrais (Amaro, 1989), como se observa no movimento dos lineamentos magnéticos e em veios de quartzo sigmoidais paralelos à foliação (Figura 5.17).

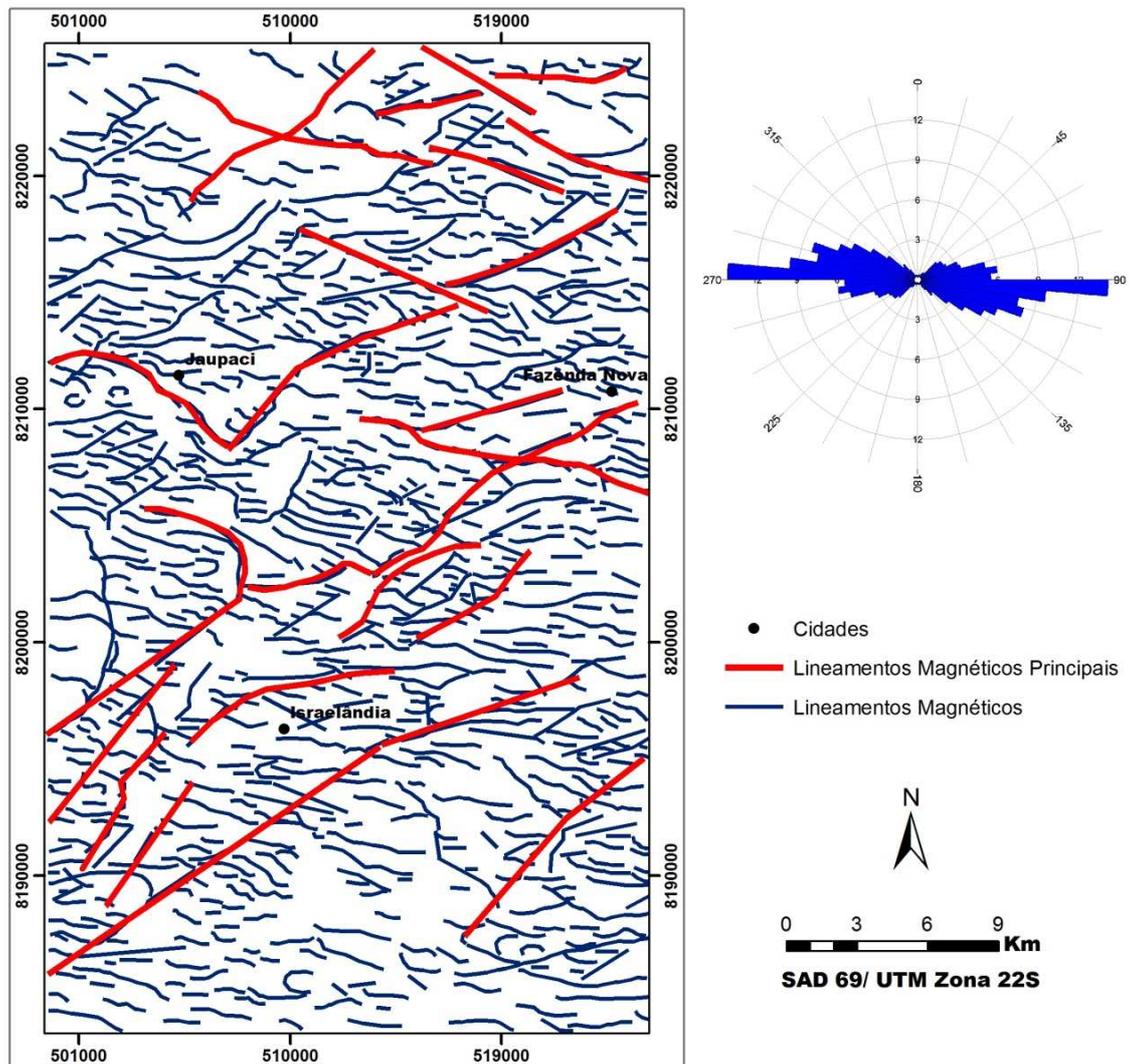


Figura 5.18: Lineamentos magnéticos interpretados a partir das imagens das derivadas do campo magnético anômalo e da inclinação do sinal analítico e diagrama de rosas dos lineamentos.

5.9.4 Unidades Geofísicas Integradas

Os domínios gamaespectrométricos e os lineamentos geofísicos interpretados a partir das imagens de espectrometria gama e magnetometria foram integrados e sobrepostos à imagem do modelo digital de elevação da SRTM (Figura 5.19). Este mapa lito-geofísico gerado (Figura 5.19) apresenta a individualização de 15 unidades e grande semelhança com o mapa geológico publicado por Moreira *et al.*, (2008) (Figura 5.1), relacionada principalmente às intrusões graníticas orogênicas e às formações da Bacia do Paraná.

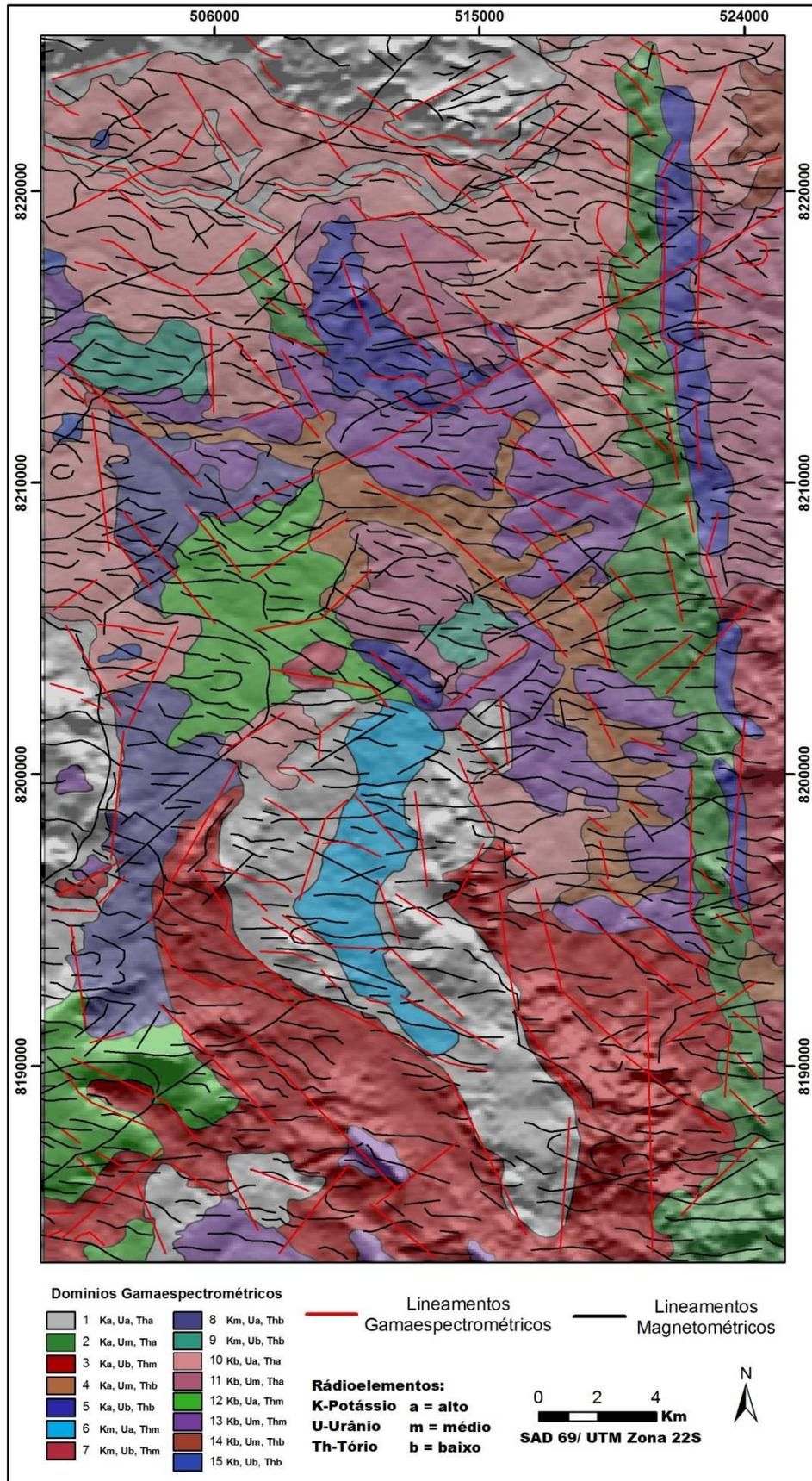


Figura 5.19: Mapa lito-geofísico da área de estudo sobreposto à imagem SRTM.

O mapa criado a partir da classificação dos teores dos radioelementos resultou em uma individualização de domínios dentro das unidades geológicas, os quais podem representar diferentes associações de rochas ou processos de intemperismo que acarretam na dispersão dos radioelementos.

A partir das imagens gamaespectrométricas foi possível a identificação dos limites das rochas da Formação Furnas análogos com os ilustrados no mapa geológico da região, enquanto que as principais intrusões graníticas foram bem visualizadas, apesar das diferenças de extensão destas nos distintos mapas. Na área atribuída aos ortognaisses identificaram-se diferentes assinaturas de radiometria gama associadas principalmente à presença das zonas de cisalhamento, cujas extensões poderão ser inseridas em um mapa geológico mais detalhado da região.

As unidades da Seqüência Vulcano-Sedimentar de Jaupaci não foram individualizadas devido à falta de contraste gamaespectrométrico entre esta unidade e as unidades adjacentes ou em função de seu avançado processo intempérico, além da pequena extensão de seus diques básicos, sendo representada por domínios gamaespectrométricos que abrangem desde os ortognaisses até os granitos sin a pós-orogênicos. O domínio 8 engloba os diques de basalto da seqüência vulcânica e exhibe rochas com distintos conteúdos de potássio e urânio. Esta distinta associação pode representar áreas submetidas ao processo de alteração hidrotermal com o enriquecimento em potássio, o qual contrasta com a resposta radiométrica baixa a média dessa unidade nas imagens gamaespectrométricas dos canais individuais.

A pequena extensão da intrusão do granito orogênico na parte centro-oeste da área, denominado Granito Fazenda Jaraguá (Amaro, 1989), contribuiu para a ausência de sua individualização. O Granito Fazenda Boqueirão (Amaro, 1989) localizado na porção centro-leste da área abordada também não foi identificado nas imagens gamaespectrométricas, sendo alvo de reavaliação de seus contatos para o aprimoramento da cartografia geológica da região. O domínio 6, inserido no Granito Israelândia, apresenta a lixiviação do potássio, representando a área de influência do Rio Claro.

O domínio 9 apresenta baixo conteúdo dos elementos urânio e tório e médio conteúdo de potássio, representando um dos distintos corpos identificados na Província

Alcalina do Sul de Goiás e aparecendo também na parte noroeste da área de estudo. Entretanto, a este domínio inserido na província alcalina é atribuído rochas com menores valores de potássio, enquanto que aquele localizado na porção NW da área possui maior conteúdo deste radioelemento, provavelmente associado ao intemperismo das rochas vulcânicas e conseqüente acúmulo do potássio nos contatos entre a Seqüência Vulcano-Sedimentar de Jaupaci e as coberturas detrito lateríticas.

Baixos valores radiométricos representados por um corpo circular na borda norte da província alcalina podem remeter a rochas portadoras de depósitos minerais relevantes (Figura 5.13), como carbonatitos, os quais poderiam constituir alvo prospectivo para a descoberta de jazidas de nióbio e fosfato

No mapa lito-geofísico ainda são visualizados a intersecção dos lineamentos gamaespectrométricos, que ocorre segundo NW-SE, e magnetométricos, com direções principais EW e NE-SW. Esta intersecção constituiu zonas preferenciais para a intrusão dos corpos alcalinos e também podem representar zonas preferenciais para a ocorrência de mineralização aurífera na região.

5.10 Conclusões

As técnicas de pré-processamento e processamento dos dados aerogeofísicos utilizadas se mostraram eficientes para a confecção das imagens magnéticas e de radiometria gama da área de estudo. A interpretação das imagens geradas proporcionou avanço no conhecimento geológico da região, já que possibilitou a individualização de domínios das unidades geológicas e a caracterização do arcabouço estrutural local, apresentando contribuições para o aprimoramento do mapa geológico mais recente da área abordada, publicado por Moreira *et al.* (2008).

Os corpos graníticos orogênicos foram destacados em todas as imagens e perfis gamaespectrométricos, o que pode ser utilizado como auxílio para uma melhor delimitação dos contatos desta unidade. Os dados de radiometria gama também ajudaram na identificação de diferentes litotipos associados à Província Alcalina de Iporá na porção central da área de estudo e na delimitação das coberturas lateríticas, de acordo com o seu empobrecimento em potássio e relativo enriquecimento em tório. A

escassez de afloramentos nas unidades supracrustais e a grande ocorrência de áreas intemperizadas fazem da aerogamaespectrometria uma ferramenta apropriada para o mapeamento geológico na região de Fazenda Nova.

A identificação e delimitação da abrangência das zonas de cisalhamento principais e suas zonas subsidiárias presentes na área permitem a sua utilização em estudos que relacionem estas zonas de percolação de fluido hidrotermais com a mineralização aurífera e que auxiliem na exploração de ouro na região de Fazenda Nova.

6. APLICATION OF AIRBORNE GEOPHYSICAL DATA FOR GOLD EXPLORATION IN THE NEOPROTEROZOIC ARENÓPOLIS MAGMATIC ARC, CENTRAL BRAZIL

6.1 Abstract

The Arenópolis Magmatic Arc, Central Brazil, is included in the Arenópolis-Mara Rosa Au-Cu Belt that hosts many Au and Cu-Au deposits. The Arenópolis Arc comprises neoproterozoic orthogneisses and metavolcanic rocks units intruded by sin- to post- orogenic granites and by cretaceous alkaline rocks. The study area is situated in the east portion of this arc and comprises gold occurrences and one deactivated gold mine called Bacilândia (or Fazenda Nova Deposit). Bacilândia Mine is hosted by the metavolcanic rocks and has the gold mineralization associated with hydrothermal alteration, characterized by sericitization, carbonatization and sulfidation.

The research concerns gold exploration involving the integration of airborne gamma-ray spectrometry and magnetometry data with stream sediment geochemistry. The geophysics data were integrated with the geological data available aiming the identification of hydrothermal alteration zones that can be related with the gold mineralization. These zones were identified based on the anomalous positive values from K/Th ratios, F-Factor and Anomalous Potassium images, generated by gamma-ray spectrometric data statistics, and the structures interpreted from magnetic images.

It was identified 28 gold exploration targets with 14 priority targets, according to the selected anomalies in the K/Th ratio, F-Factor and anomalous potassium gamma-ray images, and the recognition of the airborne geophysical signatures for the gold mineralization in the area expected: potassium enrichment in association with magnetic anomaly amplitude decrease.

6.2 Introduction

The Goiás Magmatic Arc is a large segment of juvenile crust developed during the Brasiliano orogenic cycle and hosts several gold and copper-gold deposits, which are included in the Arenópolis-Mara Rosa Gold-Copper Belt (Oliveira *et al.*, 2000). This arc is divided in two main segments: Arenópolis, in the south portion, and Mara Rosa, in the north portion. The last one hosts the majority of the gold deposits, while in the Arenópolis Arc are recognized only two deposits - Bom Jardim (Cu-Au) and Bacilândia (Au), nevertheless the known gold occurrences.

The Arenópolis Magmatic Arc is located in the south-west portion of Goiás State, in the center of Brazil. The Au and Cu-Au occurrences are hosted by the volcano-sedimentary sequences and are associated with different genesis. The study area is located in the east portion of Arenópolis Magmatic Arc and includes many gold occurrences and a deactivated gold mine called Bacilândia (also called Fazenda Nova deposit).

Many authors have used airborne geophysics to predict mineral occurrence (Pires, 1995; Dickson & Scott, 1997; Shives, *et al.*, 1997; Airo, 2002; Fornazzari Neto & Ferreira, 2003; Tourlière *et al.*, 2003; Airo & Loukola-Ruskeeniemi, 2004; Sandrin & Elming, 2006; Silva *et al.*, 2007; Airo & Mertanen, 2008). It is an important tool for areas with an extensive detrital cover, where soil geochemistry is masked, turning the metal exploration more difficult. In addition, it is relatively inexpensive when compared with green field studies and drilling. The depletion or enrichment potassium techniques to study hydrothermal alteration associated with gold mineralization are commonly utilized in the airborne geophysical metal exploration.

Airborne radiometric surveys are used to map the surface content of radioelements potassium, thorium and uranium. With filtering and image-processing techniques applied to gamma-rays surveys data it is possible to identify hydrothermal processes, which are commonly associated with gold mineralization, following the gamma-ray signatures from the minerals in the alteration halo. Hydrothermal alteration causes changes in the physical properties of the rocks and can be found by the identification of anomalous enrichment in potassium, followed by a decreasing in the

thorium content and alteration on the magnetic susceptibility and remanence (Ostrovskiy, 1975; Shieves *et al.*, 1997; Dickson & Scott, 1997; Pflug *et al.* 1997; Airo & Mertanen, 2008).

From magnetic survey data, major geologic structures can be delineated. These structures can control gold mineralization, and thus, be used as a guide for gold occurrence. Filtering and image-processing techniques are useful in enhancing magnetic data to reveal subtle structures, where fluids percolate (Irvine & Smith, 1989).

This paper presents the application of the methods based on the potassium enrichment to define zones which can be related to hydrothermal alteration, thus to look for where gold occurrence can be associated. Geochemistry statistical analyses were also used to aid the gold exploration and into looking for new gold mineralization targets.

6.3 Geological Overview

The Tocantins Province represents a Neoproterozoic orogen developed as a result of the convergence and collision of three continental blocks: Amazon, São Francisco/Congo and Paraná (or Rio de la Plata) (Pimentel *et al.*, 2001). In this orogen is identified three supracrustal fold belt called Araguaia, Paraguai and Brasília belt. Brasília Belt is located in the east portion of this orogen and is made of thick continental margin sedimentary sequences, ophiolite fragments and a large juvenile magmatic arc (Pimentel, *et al.*, 2000; 2001).

The Goiás Magmatic Arc is located in the west portion of the Brasília Belt and consist a 0.9–0.64 Ga island arc developed between the Amazon and São Francisco craton. It was created due the Brasiliano orogenic cycle initiated in 1,3-1,2 Ga, which culminated in the Brasília Fold Belt (BFB) formation in 0,6 Ga. BFB is made of neoproterozoic island arc tonalite to granodioritic orthogneisses, volcanic–sedimentary sequences forming narrow NNE to NNW belts and late- to post- intrusions of granites and gabbros (Pimentel & Fuck, 1987; 1992; Pimentel *et al.*, 1999, 2000). These rocks are metamorphosed under upper greenschist to amphibolite facies conditions and were strongly deformed during the Brasiliano orogeny at ca. 0,6 Ga.

The arc is exposed in two separate sections, known as the Arenópolis Arc in the south and the Mara Rosa Arc in the north. The last has more abundant detrital sediments in the supracrustal associations and very little felsic/intermediate volcanic rocks, while in the Arenópolis Arc, detrital sediments are less common and dacitic volcanic rocks predominate (Junges *et al.*, 2002). In addition, the bimodal post-orogenic intrusion association is metaluminous, I- to A-type intrusion in Arenópolis Arc, whereas in Mara Rosa it is typically leucocratic and commonly has primary muscovite, indicating their aluminous nature (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel *et al.*, 2000; Junges *et al.*, 2002).

The Arenópolis Magmatic Arc exhibits extensive outcrop areas of orthogneisses called Arenópolis, Matrinxã and Sanclerlândia exposed between narrow NNW to NNE belts of Neoproterozoic arc volcano-sedimentary sequences (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel *et al.*, 1999) (Figure 6.1). The meta-plutonic rocks represent the oldest magmatism in the region, dated between ca. 0.93 and 0.86 Ga (Rb-Sr isochronos and U-Pb zircon ages; Pimentel *et al.*, 1991; Pimentel & Fuck, 1994) and range in the composition from tonalitic to granodioritic (Pimentel *et al.*, 1999). In the Iporá-Jaupaci area the arc magmatism is significant younger, showing dates between ca. 0.64 and 0.73 Ga (Rb-Sr isochronos) and geochemistry different from the older plutonic rocks, with $K_2O/Na_2O > 1$ and less fractionated REE patterns (Pimentel *et al.*, 1991; Rodrigues *et al.*, 1999; Pimentel *et al.*, 1999).

These orthogneisses show mineral assemblages indicative of metamorphism under epidoto amphibolites facies and commonly display relict igneous textures and structures, such as mafic enclaves, porphyritic textures and magma mixing features (Rodrigues *et al.*, 1999; Pimentel *et al.*, 2000).

The Volcano-Sedimentary sequences in Arenópolis Magmatic Arc from W to E are: Bom Jardim de Goiás, Arenópolis, Iporá-Amorinópolis, Jaupaci and Anicuns-Itaberaí (Pimentel *et al.*, 2000; 2004). These sequences are made of mafic to felsic metavolcanic and metapiroclastic rocks, which form the basal unit and are associated with the metasedimentary rocks that represent the upper units (Pimentel & Fuck, 1986).

The Jaupaci Sequence occurs along NS direction and consists in mafic and felsics metavolcanic rocks intruded by sub-volcanics felsic bodies with lateriticial metasediments absentee (Amaro, 1989) (Figure 6.2). The mafic rock from this bimodal sequence is metabasalt with andesite subordinated, while the felsic components are

dacitic to riolitic piroclastics deposits, which forms the largest volume of the sequence. The metamorphic paragenesis indicates metamorphism under green-schist to amphibolites transition.

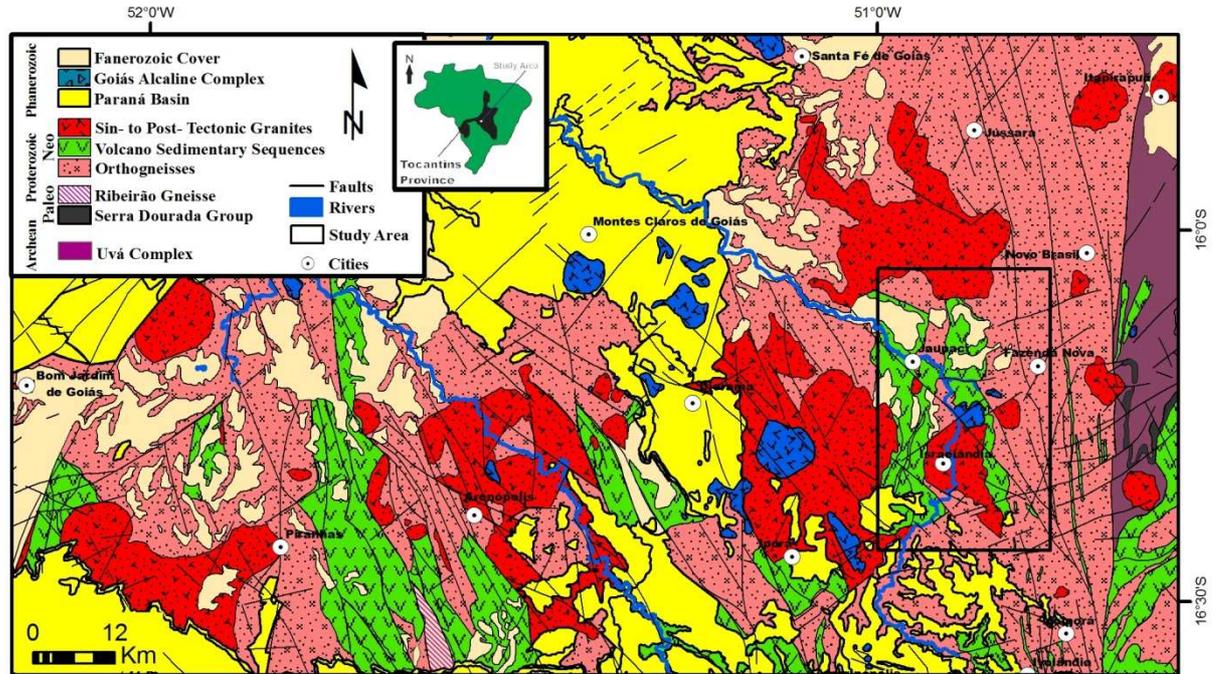


Figure 6.1: Geological sketch map of the Arenópolis Magmatic Arc (After Pimentel et al., 2000).

Mafic-ultramafic, gabbro-dioritic and granitic plútons intruded during and after the last metamorphic event of the Brasiliano orogeny, ca. 0,6 Ga, were emplaced in the Arenópolis Magmatic Arc terrains (Pimentel et al., 1999; 2004). The granites bodies in the study area comprehend Israelândia, Iporá and Serra do Imperinente, and the small bodies Fazenda Jaraguá and Fazenda Boqueirão (Amaro, 1989) (Figure 6.2). In addition this event was responsible for the development of W-NW strike-slip structures with cinematic movement to east and milonites zones sub verticals with trend NE. These foliations mark the contacts between the orthogneisses unit and the volcano-sedimentary sequence, although delimited the post orogenic and the cretaceous alkaline intrusions.

The alkaline intrusions from the Goiás Alkaline Province (GAP) comprehend sills, dikes, plugs and pipes, with lavas camp and piroclastic deposits associated and are composed principally by dunites, with peridotites, piroxinites, serpentinites, gabbros, nefelina sienites, silexites, carbonatites, kimberlites and lamproites subordinated

(Junqueira-Brod *et al.*, 2002; Moreira *et al.*, 2008). These alkaline bodies were intruded in the sedimentary sequences from Paraná Basin or in the pre-Cambrian units.

In the north portion of the area are observed extense lateritic covers and alluvium deposits, whereas the south segment is covered by cretaceous sedimentary beds from Paraná Basin (Figure 6.2).

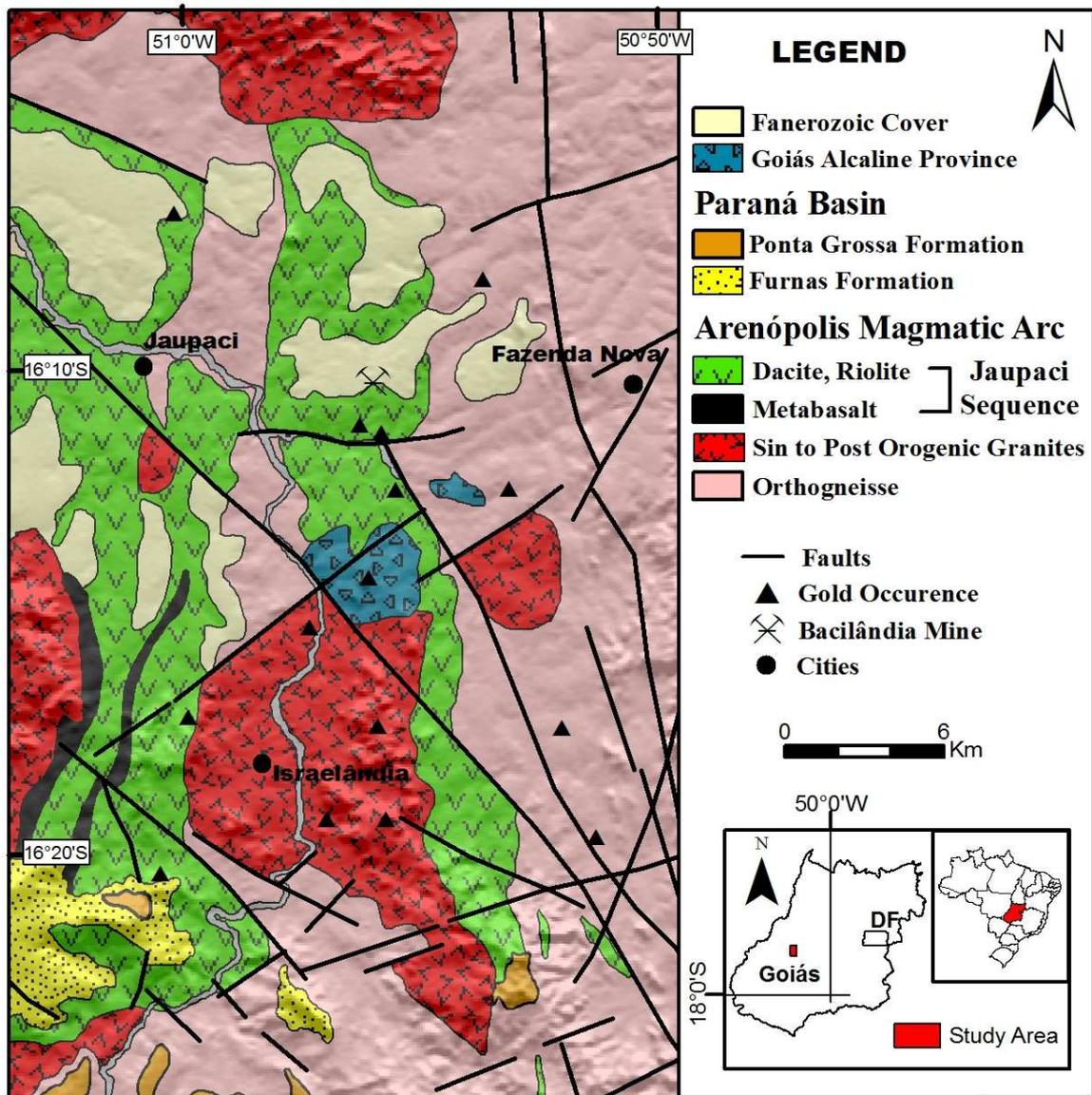


Figure 6.2: Study area geological map upon SRTM image.

6.4 Gold Mineralization

The main gold deposits in Mara Rosa Magmatic Arc are Chapada (Cu-Au), Posse (Au) and Zacarias (Au-Ag-Ba); while the Bom Jardim de Goiás (Cu-Au) and Bacilândia (Au) deposits comprise the gold deposits in the Arenópolis Magmatic Arc. These deposits are associated with ores host by veins and quartz segregation and/or disseminated, surrounded by hydrothermal alteration zones, with a concentration from the Paleoproterozoic to the Neoproterozoic, being remobilized and re-concentrated in Neoproterozoic (Kuyumjian & Jost, 2009).

The volcanic rocks from Volcano-Sedimentary Jaupaci Sequence constitute important places for gold and base metals prospection in the region. Volcanic rock's sulfide major concentrations in the study area are found associated with carbonate, epidote and quartz rich portions, which constitute hydrothermal alteration zones (Amaro, 1989). Felsic volcanic rocks host disseminated sulfides, being chalcopyrite and pyrite association the most found.

This sequence host the Bacilândia Mine while gold occurrences in the area are associated with all kind of geological units (Figure 6.2). These occurrences are mainly deactivated *garimpos*, catalogued by Brazilian Geologic Survey-CPRM and are associated with a 250 to 1000m location error, which makes difficult indirect prospection interpretation.

Regional shear zones constitute important aspects for gold prospection, whereas they are places of intensive hydrothermal alteration. However, gold deposits usually are located in minor structures adjacent to major crustal scale shear zone, activated in the final of the deformation (Groves *et al.*, 1998; Cox, 1999). Easterly to the study area there is a regional shear zone system called Moiporá-Novo Brasil, which developed the subsidiary Fazenda Nova Shear Zone. This zone is located in the east portion of the study area and constitutes a subsidiary shear zone that, with its resultant NW lineaments, consist a prospection guide in the region and are responsible to the cretaceous alkaline intrusion bodies (Figure 6.3).

For the mining prospection technique selection, the comprehension of the ore formation mineralizing process is necessary. In the study area, the metalogenesis studies

are scarce and the Bacilândia Gold Mine doesn't have public domain information. Thus, it was analyzed three mineralized drilling samples of this mine, available from Yamana Gold Company, to evaluate the geophysical prospection efficacy. It was made 16 polished sections from these different cores in order to verify if the mineralization was related with potassium rich alteration minerals formation, which could make possible the use of gamma ray data as an exploration tools.

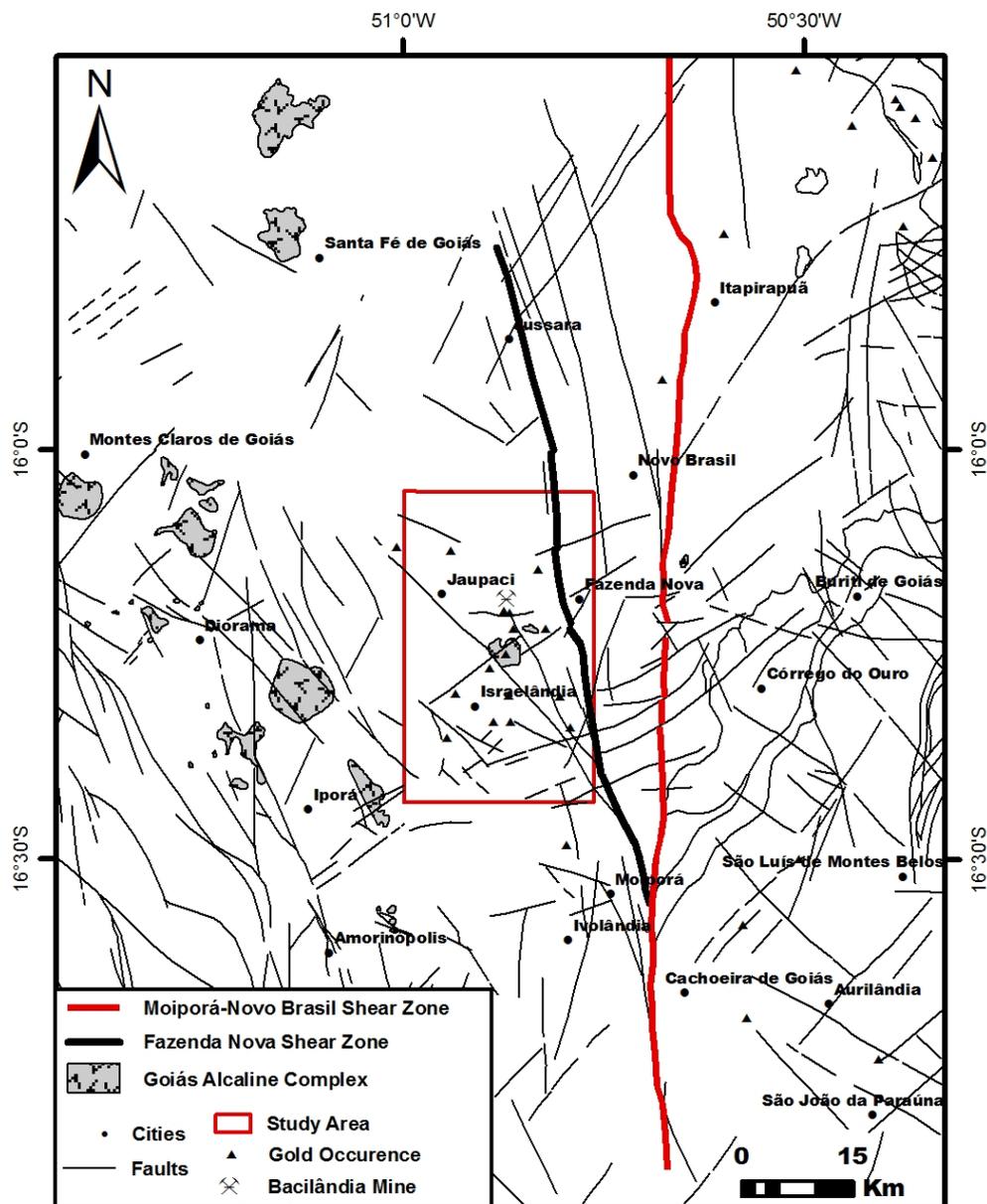


Figure 6.3: Structural regional sketch map.

6.4.1 Bacilândia Gold Mine

Bacilândia Mine is a deactivate mine located in the center of the study area, about 10 km to the west of Fazenda Nova city (Figure 6.2). This mine produced 1.6 million tonnes Au in 2006 at a grade of 0,89g/t. The gold deposit is hosted in the Neoproterozoic metavolcanic rocks of Jaupaci Sequence and has the gold mineralization supergenic concentrated.

The host rock of gold mineralization is andesites grey and grey darkness bearing porphyry laths of plagioclase with an altered aphanitic matrix composed mainly by muscovite and biotite, also chlorite, carbonate and quartz with amphibole subordinated (Figures 6.4a and 6.4b). The andesites display amygdales filled with quartz and carbonate. Muscovite is commonly the alteration product of plagioclase, which form laths bearing muscovite and also altered to sericite. Plagioclase changes to carbonate and in the altered andesites portions, quartz crystals increases took place. Andesites are cut by granitoids (tonalitic?) dykes (Figure 6.5c) that appear without a preference direction and comprise mainly quartz and plagioclase, with carbonate and muscovite filling spaces between grains. Some quartz crystals are re-crystallized and the plagioclase border appears commonly sericitized.

Foliated rocks bearing quartz and muscovite with few relict plagioclases porphyries are recognized intercalary with the andesites and are identified as whitish domains. These rocks represent the product of the shear zone system, acted in the area resulting in rocks with until 70% of quartz. Silicified breccias appear with re-crystallized quartz, plagioclase, sulfides and muscovite following fractures.

Carbonate and quartz discordant veinlet networks commonly fill the andesites and the granitic intrusions fractures (Figure 6.4c). These veins exhibit chlorite formation in the border and are commonly associated with sulfides.

The ore mineral assembly comprehends ilmenite, pyrrhotite, rutile, chalcopyrite and arsenopyrite that can comprise until 10 percent of the andesites composition. Pyrrhotite, rutile, chalcopyrite and ilmenite occur in few quantities concentrated near foliations and associated with biotite in the granitic dykes. The sulfides appear disseminated or associated with the quartz-carbonate veins. Ilmenite normally occurs as

laths disseminated in the matrix and is reduced in the altered andesite, being consumed for the muscovite formation. Pyrrhotite and chalcopyrite concentration are observed filling fractures (Figure 6.5a) and, together with arsenopyrite, is associated with the quartz-carbonate veins. Arsenopyrite is formed by the pyrrhotite consumption, through the insertion of arsenic in the system, being a hydrothermal alteration product (Figure 6.5b). Gold was not observed, but in Bacilândia mine it is found associated with arsenopyrite sulfides (Lacerda Filho *et al.*, 2000).

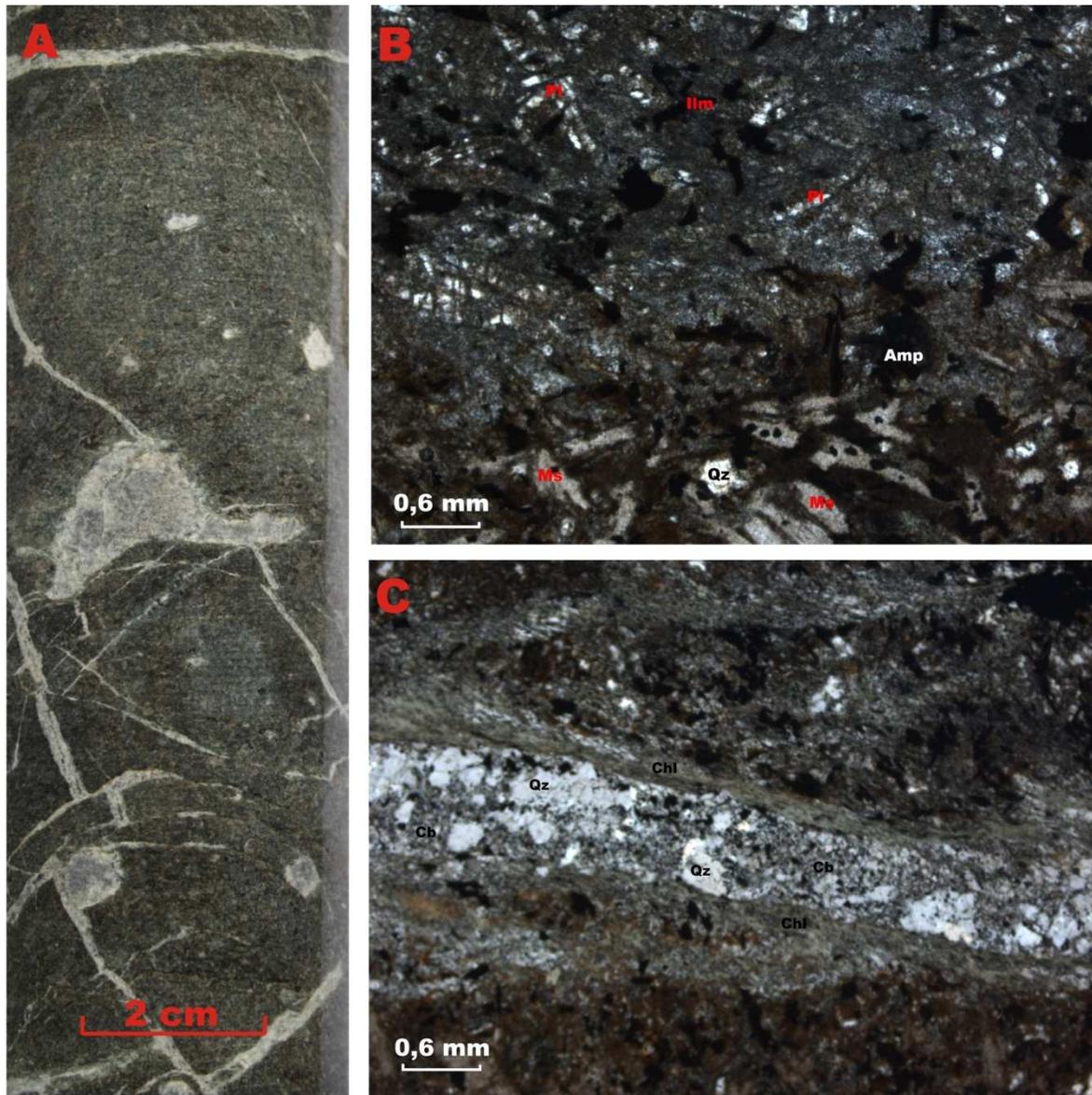


Figure 6.4: A. Core section from Bacilândia Mine illustrating andesite with discordant carbonate-quartz veinlets and plagioclase porphyrys of the Jaupaci Volcano-Sedimentary Sequence. B. Section of andesite displaying plagioclase laths (Pl) altered to muscovite (Ms), laths of ilmenite (Il), amphibole (Amp) and quartz (Qz) in a muscovite-biotite matrix. C. Section illustrating carbonate (Cb)-quartz (Qz) veins with chlorite (Chl) formation on its border and sulfides.

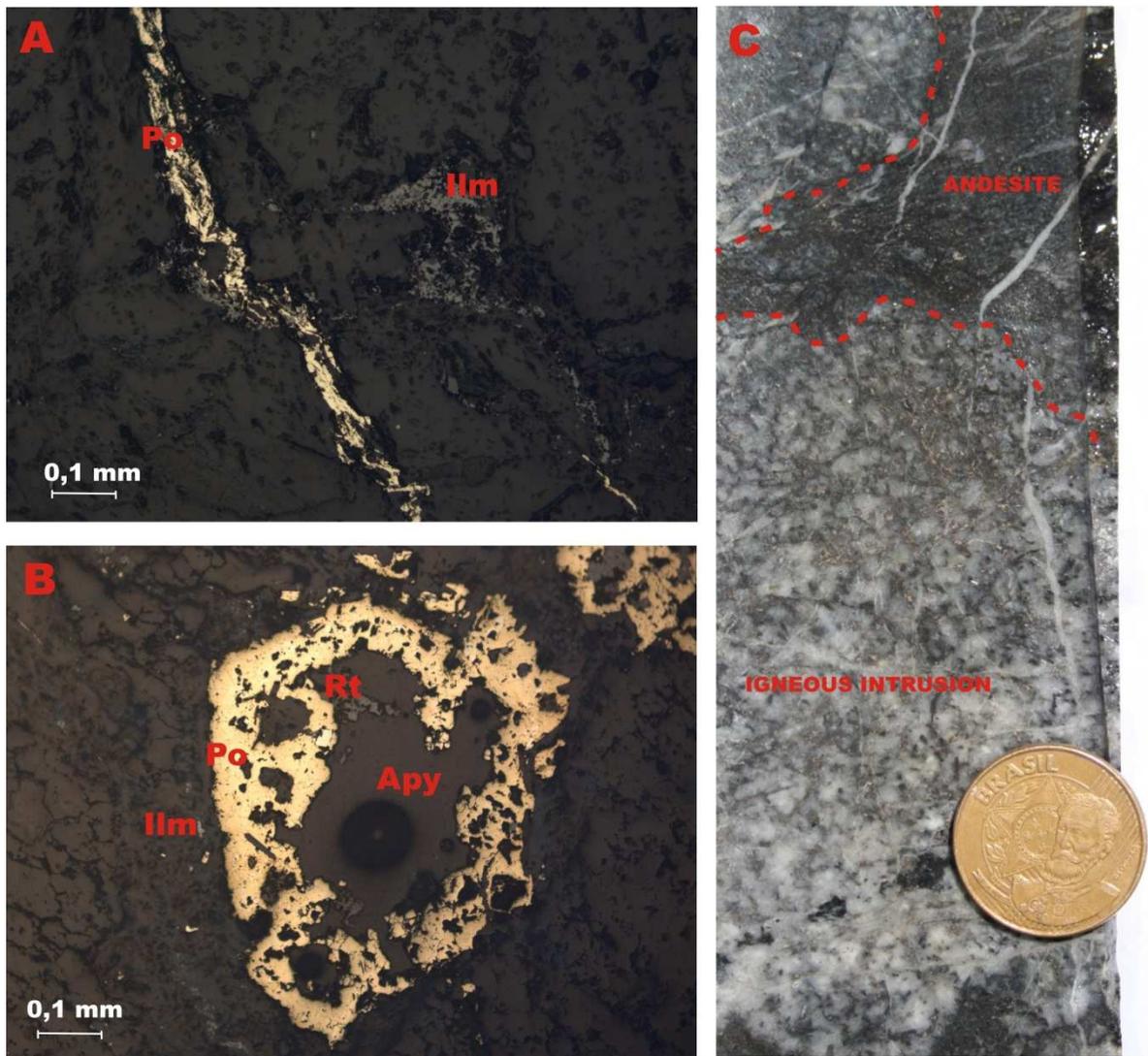


Figure 6.5: **A.** Section of foliated rock bearing mainly muscovite and quartz and few plagioclase with pyrrhotite and ilmenite filling fractures. **B.** Section of a breccia bearing mainly muscovite and quartz with arsenopyrite, ilmenite, pyrrhotite and rutile. **C.** Core section from Bacilândia Mine showing andesite with an igneous intrusion bearing mainly quartz and plagioclase.

Carbonatization, sericitization, silicification and sulfidation are the main alteration processes recognized in the cores analyzed. Sericitization of porphyries is the most obvious alteration feature; while carbonatization and sulfidation of the andesites associated with veinlet networks are typical. The mineral alteration assembly is dominated by muscovite, carbonate, chlorite, sericite, quartz and pyrrhotite, being observed locally chalcopyrite, arsenopyrite and actinolite. This association is characteristic from low green-schist metamorphic facies and is commonly formed in mesothermal metamorphism.

Bacilândia deposit's geological characteristics resemble those associated with both orogenic and intrusion-related gold deposits types. The term Orogenic Gold Deposits has been introduced by Groves *et al.* (1998) for gold hosts in quartz veins with a strong lateral zonation of alteration phases bearing carbonates, sulfides (pyrite, pyrrhotite or arsenopyrite) and alkali metasomatism involving sericitization, occurring during compressional to transpressional deformation process at convergent plate margins in accretionary and collisional orogens. Intrusion-related distal gold deposits also occur in subduction-related orogens exhibiting association with intrusions, hydrothermal carbonaceous fluids and quartz-sulfide veins along faults (Lang & Backer, 2001).

Bacilândia Deposits seems to be an orogenic gold deposits type, whereas it is typified by strong sericite-carbonate alteration. In addition, in Bacilândia Deposit it was not observed a zoning from the stockworks veins system inside the intrusions to the veins enriched in base metals outside the intrusions, typically found in intrusion-related gold system.

Bacilândia Mine gold mineralization can be associated with the concentration during the metamorphism that occurred in ca. 600 Ma related with Brasiliano Cycle, as suggest by Kuyumjian & Jost (2009), whereas the P-T regimes, in which lode gold system development enhanced permeability and consequent fluid flow, occur along faults and shear zones only while they are actively deforming (Cox, 1999).

6.5 Airborne Geophysical Survey

The airborne geophysical data were provided by Brazilian Geological Survey-CPRM and are included in the Arenópolis Magmatic Arc Project, flown in 2004. This project involves gamma-ray and magnetic measures acquired using 500m spaced flight lines N-S oriented with E-W tie lines, 5km spaced. The nominal flight altitude was fixed in 100m and controlled by radar altimeter.

The data acquisition was made systematically along of profiles with consecutive measures at intervals of 0,1s in the magnetometer and 1,0s in the gamma-ray

spectrometer, that mean magnetic measures every 8,0m and gamma-ray measures every 80,0m on the field. The magnetic equipment consist of cesium vapor G822-A magnetometer, stinger type montage with data expressed as anomalous magnetic field, with corrected for the diurnal variation, the main magnetic field (IGRF) and leveling errors. The gamma spectrometer used was EXPLORANIUM that discriminated the data in only one output with 256 spectral channels. The data showed were K, Th, U and Total Count, which were expressed in percentage, micro-equivalents and total energy. The gamma-ray data was available after correction for dead time, energy variations of background (cosmic, airplane and radon), altitude variations and for scattering due Compton effect. These corrections were made by the LASA Company, who acquired the airborne survey data.

6.6 Method

The principle of the method consists in identifying areas with potassium enrichment within geologic units favorable for gold mineralization, through channels ratio, F-Factor and Potassium Anomalous techniques applied in the radiometric gamma-ray data, and identifying geologic structures, interpreted from magnetic images.

These data were gridded to enable the identification of pixels clusters, which are more adapted for a regional scale exploration (Tourlière *et al.*, 2003) and combined with geological information in Geographic Information System (GIS) to select targets for gold exploration.

The data utilized in this research were derived from 1:500000-scale Goiás and Federal District Geological Map (Moreira *et al.*, 2008) and airborne radiometric gamma-ray and magnetic survey from Arenópolis Magmatic Arc Project, from which were processed and interpreted the images of the radioelements and the structures.

6.7 Processing of the Airborne Geophysical Data

The process of the airborne geophysical data followed a usual methodology used in the Applied Geophysical Laboratory of Brasília University (LGA-UnB) and was made with the software OASIS *Montaj* 7.0, GEOSOFT™. This method involves a sequential process of corrections, editing, interpolation and microleveling routine of the database.

Initially it was extracted the study area radiometric and magnetic measures from the Arenópolis Magmatic Project. These data correspond to 206773 potassium gamma-ray measures, distributed in 51 flight lines, 500m spaced. The methodology begins with an overview to analyze the raw data and the flight lines distribution in addition of the presence of inconsistent values. In this step was not found significant problems in the database. Magnetic and gamma-ray spectrometric data were then interpolated with a 125m cells grid, attending the suggested by Gunn (1998). The magnetic data was interpolated with bi-directional method while in the radiometric data was used the minimal curvature (Briggs, 1974), suggested to this kind of data (IAEA, 2003).

The levelling of the data was made by the company which acquired the geophysical data. After this, some residual errors can still be present in the airborne geophysical data and can be removed by micro-levelling (Luyendyk, 1997). Thus, Minty (1991) suggested a technique for the removal of these residual levelling errors. It consists in the application of filters to detect the residual errors and then it is subtracted from the original data. In this study the micro-levelling (Minty, 1991) was carried with the algorithm developed by Blum (1999). After micro-levelling was applied, it was created the geophysical digital images following the flow chart of figure 6.6. These images were enhanced by linear and non-linear filtering algorithms and displayed as pseudo-colors or ternary images, using RGB (K, Th and U, respectively).

The data were organized in the Geographic Information System (SIG) to treat the georeferenced information. It was used ArcView™ 9.2 for data analysis.

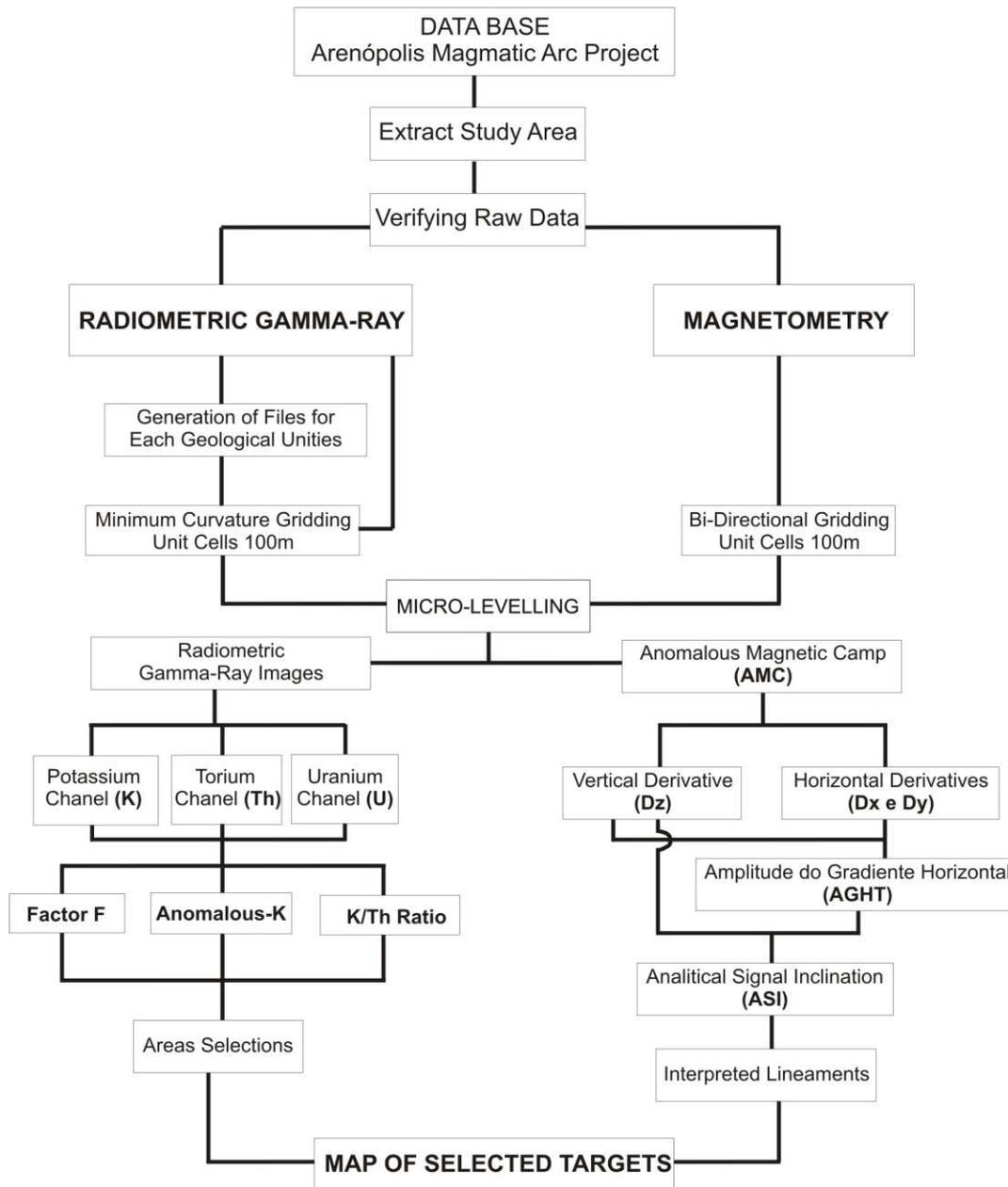


Figure 6.6: Flow chart showing data processing procedure.

6.8 Geophysical Interpretation

6.8.1 Gamma- Ray Spectrometry

Aerial gamma-ray signatures of gold deposits have a big variety and can be associated with changes in three radio elements measured in airborne surveys. However, potassium is employed as a pathfinder for gold deposits, even when Au is within quartz

veins, whereas this radioelement is hosted in hydrothermal alteration haloes (Dikson & Scott, 1997). Th depletion is another indicator for gold mineralization in altered rocks. The behavior of K and Th was considered antagonistic by Ostrovsky (1975), who related the contrast between these elements in mineralized rocks. Thus the relation among these radioelements is employed as indicator of gold mineralized areas.

The gamma-ray image treatment consisted in the generation of images from the measures radioelements (K, U and Th) and of news variables calculated from data base (*gdb*. format): K/Th ratios, F-Factor (Efimov, 1978) and anomalous potassium (Pires, 1995).

Potassium Image

Figure 6.7 shows that granites are associated with the highest potassium content in the area. These granites occur in the north, south-center and in the extreme west portion of the area. In the east part is observed a NS shear zone called Fazenda Nova, in which occurs a lot of muscovite and quartz, given it a high potassium level. Felsic volcanic rocks show variation in the potassium content but they have a low mean values. The lowest potassium values are related with the lateritic cover, the basic rocks from Jaupaci Sequence and the Furnas Formation sandstone's from Paraná Basin.

The classified potassium map (Figure 6.8) indicates that gold occurrences are associated with all classes including those bellow the mean. Bacilândia Mine is associated with potassium values above the mean but not anomalous values.

Channel Ratio

Channel ratio is the technique used to enhance the enrichment of a channel in relation to another channel, given a better view of the relative contribution of the radio elements. It is an important technique in the geophysical prospection when the mineralization is related to hydrothermal alteration, where there is naturally potassium or uranium enrichment. Th is the less geochemical movable radio element, while K and U forms an ionic complex with the solutions. Thus the K/Th ratio is used as a guide for the identification of potassium enrichment areas, whereas areas undertook by

hydrothermal alteration incline to lose or retain thorium content while the potassium is enrichment (Shieves *et al.*, 1997).

K/Th ratio image shows anomalous potassium content associated mainly with volcanic unit (Figure 6.10). The Alkaline Province domain's K/Th ratio signature presents two anomalous bodies with different directions. The NE direction body is associated with a hornblende-biotite monzogranite while the circular body represents a basic cretaceous intrusion. The lowest K/Th ratio values are associated with lateritic cover and portions of the orthogneisses domain. Fazenda Nova Shear Zone represents a positive anomaly due to the potassium content contrast between the gneissic domain and the shear zone mineralogy.

Anomalous Potassium

Anomalous potassium technique works similar to the channel ratio, whereas it can identify potassium anomalous areas submitted by hydrothermal alteration through the supply of Th content. This element is employed as geological control to define the K ideal values for each sample measured; whereas it is considered that geological variation and environmental conditions effects that affects Th content also affects K content (Pires, 1995). Thus, the relation between these elements can be used to predict potassium anomalous areas, following a linear function (Eq. 6.1). A straight line that fit the data distribution determines the ideal potassium values for each sample. This ideal value is subtracted from the value measure by the airborne survey to give the anomalous samples (Eq. 6.2).

$$K_I = (\mu K_s / \mu Th_s) \times Th \quad \text{Eq. 6.1}$$

K_I is the ideal values and μ is the mean.

$$K_d = (K_s - K_I) / K_I \quad \text{Eq. 6.2}$$

K_d is the potassium anomalous value

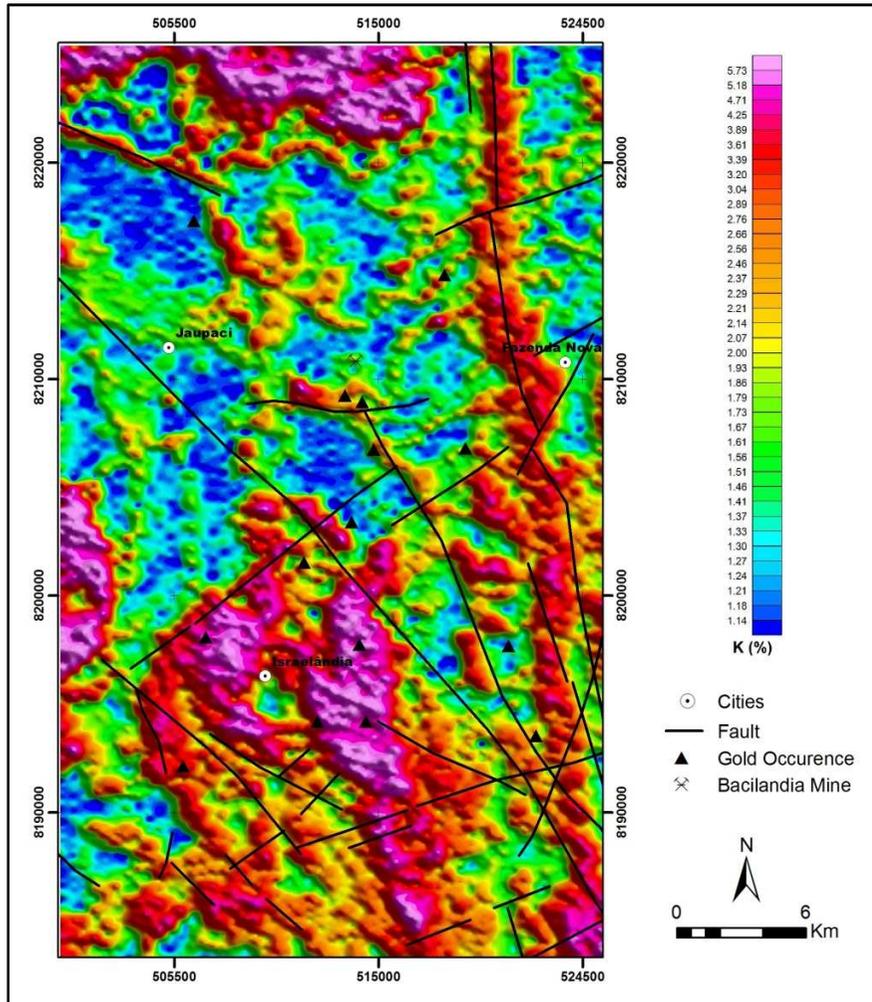


Figure 6.7: Airborne potassium image with gold occurrences location.

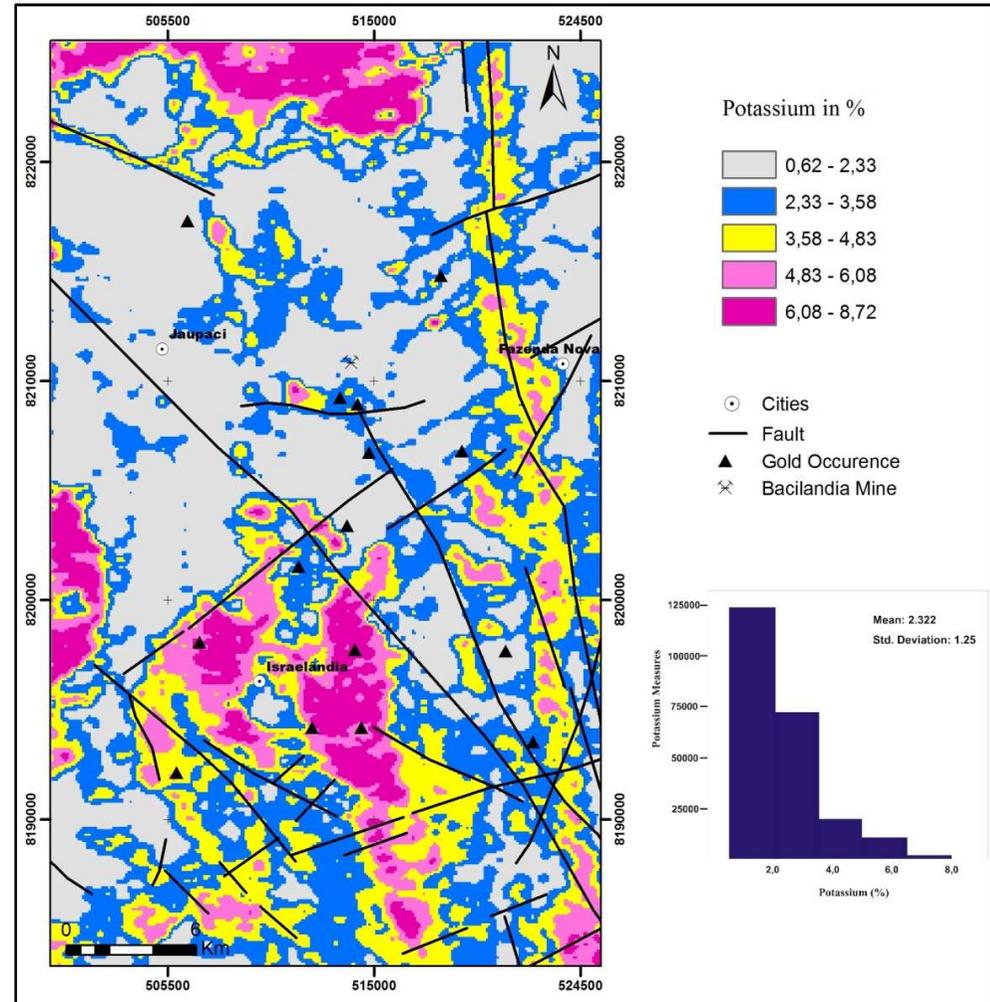


Figure 6.8: Classified potassium map and histogram of potassium distribution in the study area.

The cross-plot between K and Th for the whole area doesn't follow a linear dispersion (Figure 6.9), whereas it involved a wide range of geologic lithotypes, including from clastics sediments and alkaline intrusions to volcanic felsic rocks and orogenic granites. The biggest the data dispersion is, the lower efficient are the techniques used. Pires (1995) suggests that this technique is better applied in homogeneous geologic units due to the difficult to establish if the anomalous areas represent potassium enrichment by alterations zones or natural lithologic enrichment. Thus, it was created a different data base for each geological unit in other to have a better predict of hydrothermal alteration areas.

Figure 6.11 illustrated the anomalous potassium of the whole area. It indicates some areas similarly the K/Th ratio image, including highest anomalous values for felsic volcanic rocks, Fazenda Nova Shear Zone, orthogneisses in the south portion of the area and NW alkaline intrusion. The lowest values are attributed to the detrit cover but also to the Iporá and Serra do Impertinente intrusions, while the Israelândia intrusion shows high positive anomalous values.

For the creation of individuals data base, the geophysical data were exported to ArcView software, where each sample was transformed into a point and associated with its attributes. Different archives were created for samples from each geological unit through the relation tools. Then it was made the statistical analysis into SPSS software, where it was generated the K x Th cross-plots correlation for all geologic units (Figure 6.12).

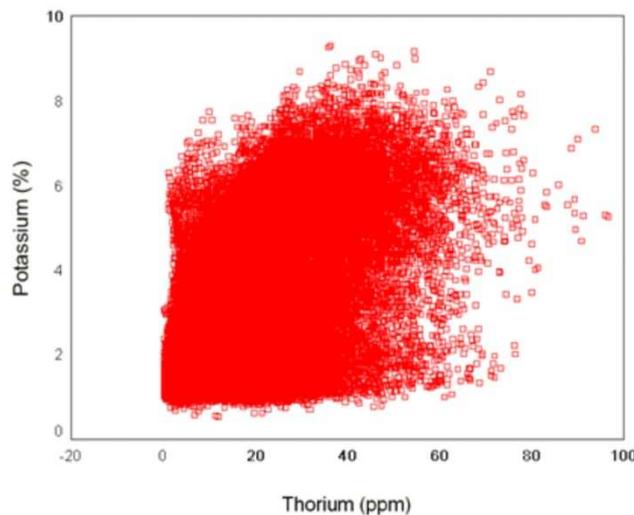


Figure 6.9: Thorium and potassium cross-plot for entire measures data in the study area.

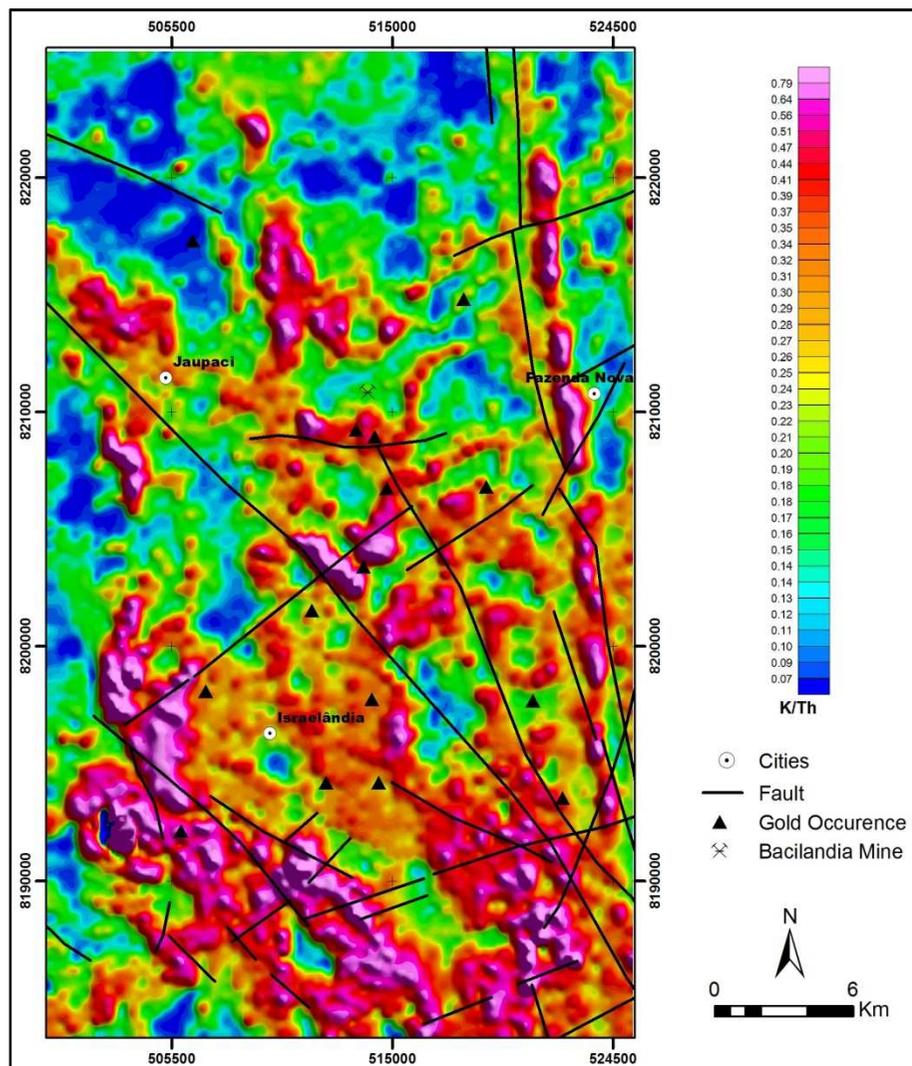


Figure 6.10: K/Th ratio image of the study area with the gold occurrence location.

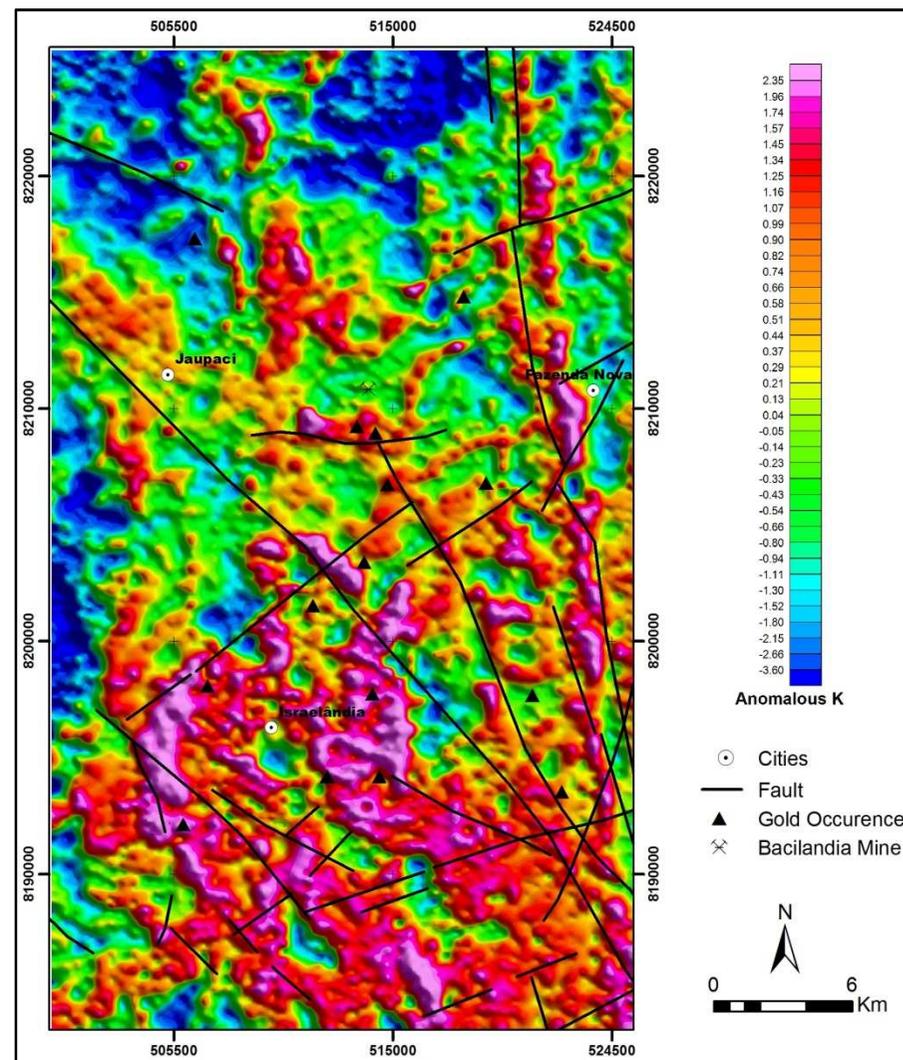


Figure 6.11: Anomalous potassium image with the gold occurrence location.

The cross plots in figure 6.12 illustrate that some geological units are made of distinct sub-units with different mineralogy assembly. It is visualized in the granite bodies' cross plot, where it is possible to identify two different linear dispersions (Figure 6.12c). One of them could be interpreted as the Iporá and Serra do Impertinente Granites and the other as the Israelândia Granite, whereas they show unequal composition that is also displayed in the anomalous potassium and K/Th ratio images.

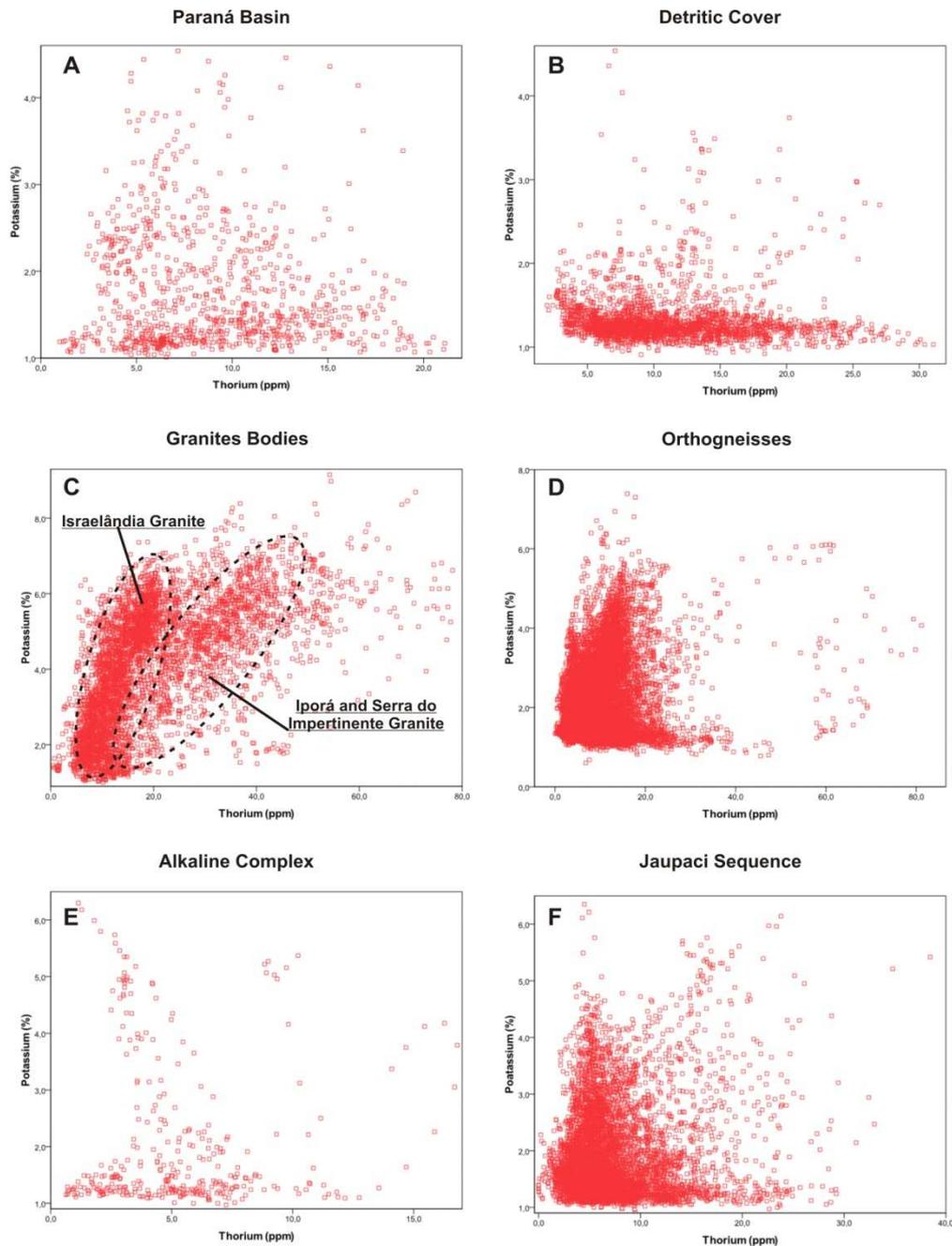


Figure 6.12: Cross plots of the study's area geological units: Paraná Basin (A), Detritic Cover (B), Orogenic Granites (C), Orthogneisses (D), Alkaline Complex (E) and Jaupaci Sequence (F).

The Volcanic-Sedimentary Jaupaci Sequence also shows two different linear dispersions (Figure 6.12f) but they are not associated with the basic and felsic different units from this sequence (Figure 6.13). The distinct dispersions of the volcanic unit are related to the different composition of the felsics volcanic rocks and to the alteration grade. The units from Jaupaci Sequence weren't individualized for the generation of the anomalous potassium Jaupaci Sequence image because the felsic unit 125 cells grids encloses the basic unit due its reduced extension in the area.

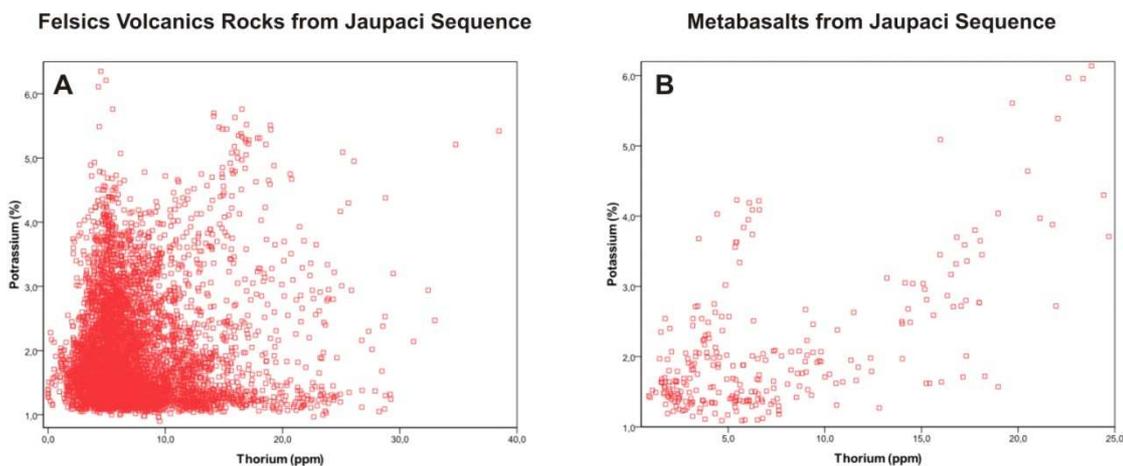


Figure 6.13: Cross plots of the Volcano-Sedimentary Jaupaci Sequence's units: Felsic Volcanic Unit (A) and Basic Volcanic Unit (B).

The anomalous potassium Jaupaci Sequence's image intensified the positives anomalous areas showed in the anomalous potassium image for the whole area (Figure 6.14). The main areas are found in the Bacilândia Mine north and south portion, in the south of Jaupaci city and in the volcanic domain between the Iporá and Israelândia granites, where are comprised the basalt dykes. The two first areas are an important gold prospection's targets, whereas they are in or near the contact between the volcanic and the detrit cover domains, the same locality of Bacilândia Mine.

The lateritic covers are mainly related with the volcanic rocks where the gold mineralization is associated. The anomalous potassium lateritic cover image illustrate that the potassium enrichments in this domain differs from those of the image for the whole study area, being sometimes opposite (Figure 6.15). The high positive potassium

anomaly are visualized in the edge of the north lateritic domains and in the almost totality of the lateritic area in the contact with the Iporá Granite.

It is important to fix that the precision of the geological contact is a decision factor for the success of the geological unit's individualization for the anomalous potassium enrichment interpretation.

F-Factor

F-Factor (Efimov, 1978) also consists in a technique to identify potassium enrichment and to predict hydrothermal alterations zones associated to mineralization. The method utilized a function that involves K, U and Th content (Eq. 6.3). This is effective because comprise the abundance of K content for Th/U ratio (Gnojek & Prichystal, 1985).

$$F = K \times (eU/eTh) \quad \text{Eq. 6.3}$$

F-Factor image (Figure 6.16) presents positive potassium anomalous values related with the granites bodies, the Fazenda Nova Shear Zone, NW and circular bodies from alkaline province, orthogneisses in the south part of the study area and portions of the volcanic domain, with the prominence of the part between the Israelândia and Iporá granites, viewed in the anomalous potassium and K/Th ratio images. The lowers values are found associated with the lateritic covers and the orthogneisses domains in the contact with west portion of the Iporá Granite and the in the east of Fazenda Nova city.

The integration of the three new variables (K/Th ratios, F-Factor and Anomalous Potassium) is showed in the figure 6.17. It illustrated only the places that the anomalous values are above the mean plus one or two standard deviations calculated from the database in *gdb*. format. Anomalous potassium values are disseminated in the study area with a concentration inside the Israelândia Granite and in the felsic volcanic domain between Israelândia Granite and basalt dykes. F-factor and K/Th ratio anomalous values are coincident in the south portion of this last domain, near to the contact between the felsic volcanic rocks with the basalt dyke and the cretaceous Paraná Basin's rocks.

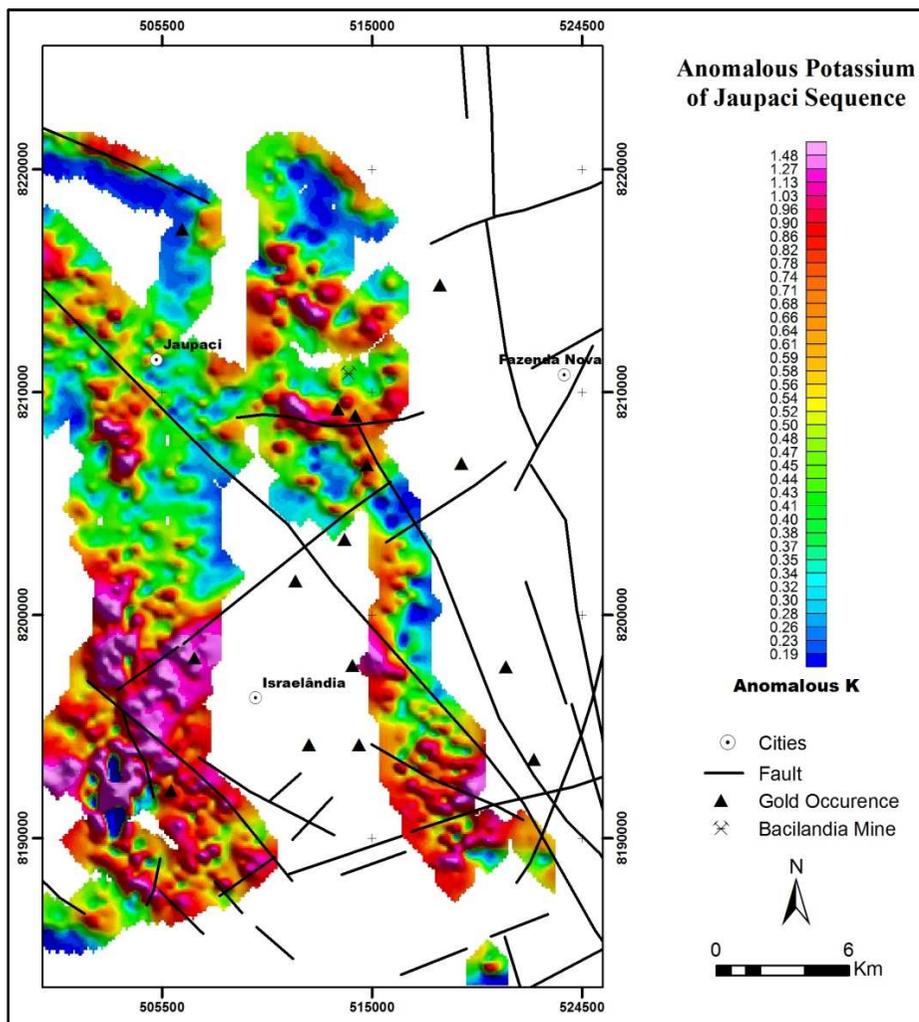


Figure 6.14: Anomalous potassium image for the Jaupaci Sequence area.

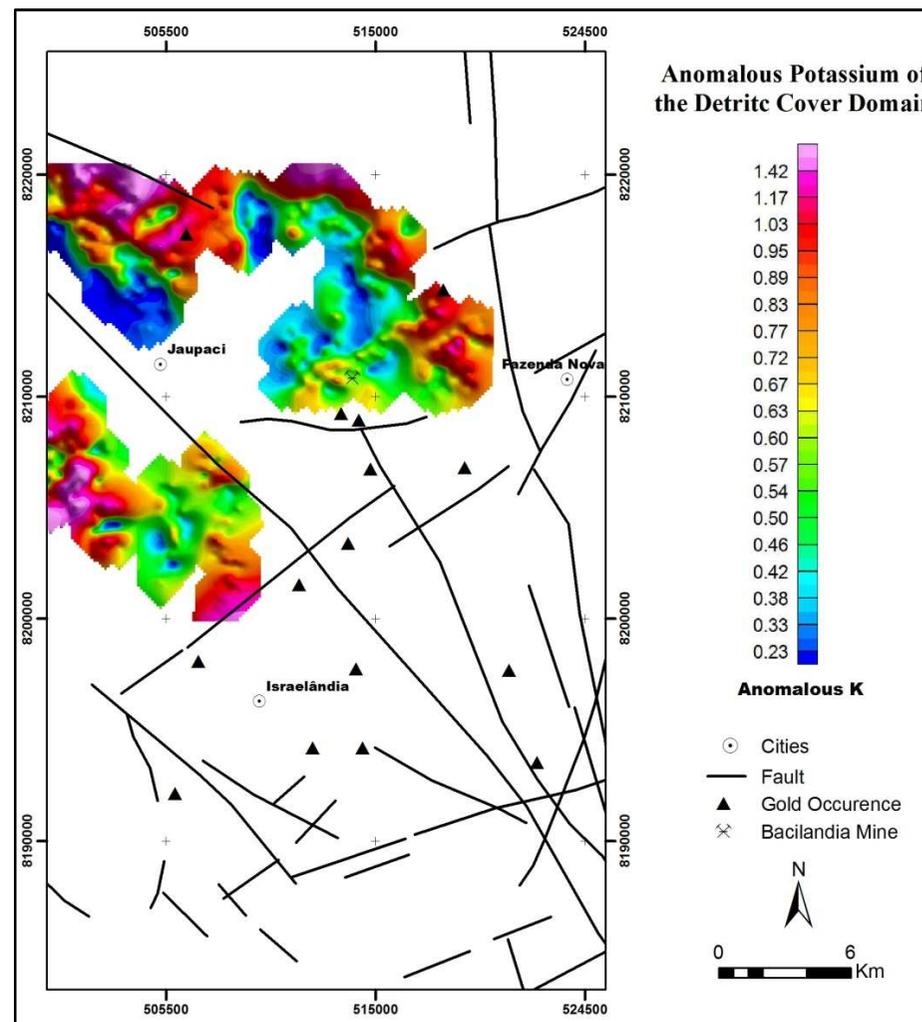


Figure 6.15: Anomalous potassium image for the lateritic cover area.

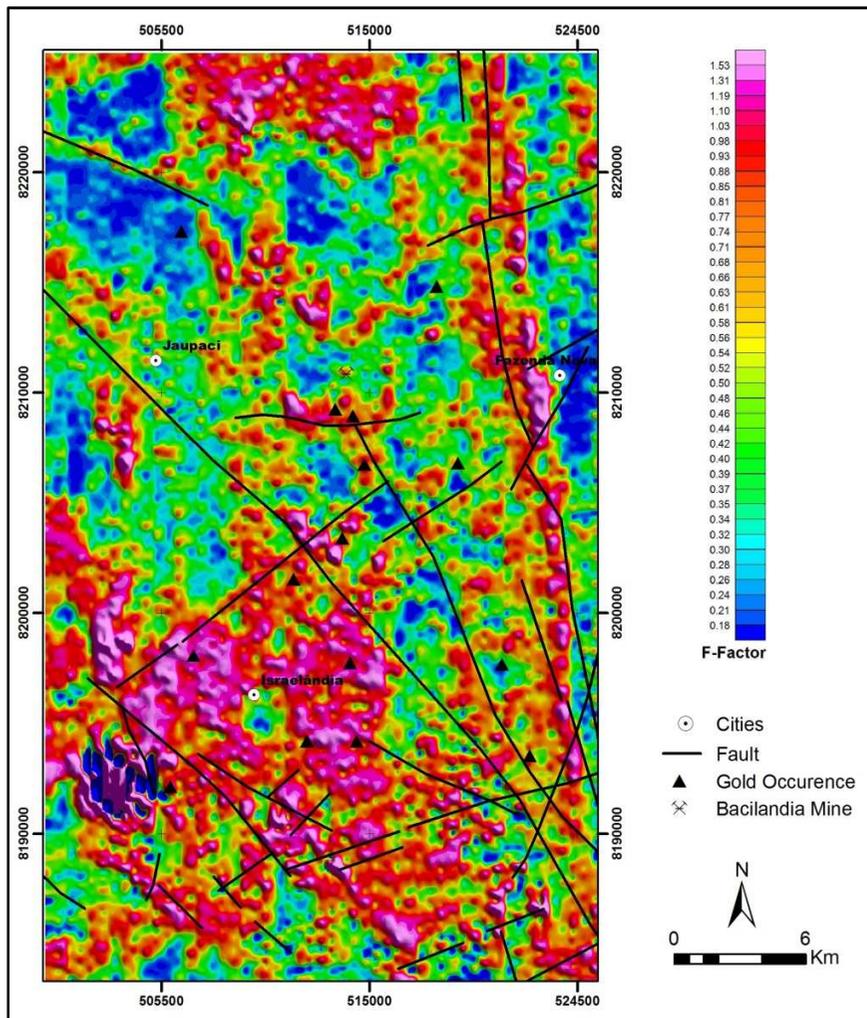


Figure 6.16: F-Factor image of the study area with the gold occurrence location.

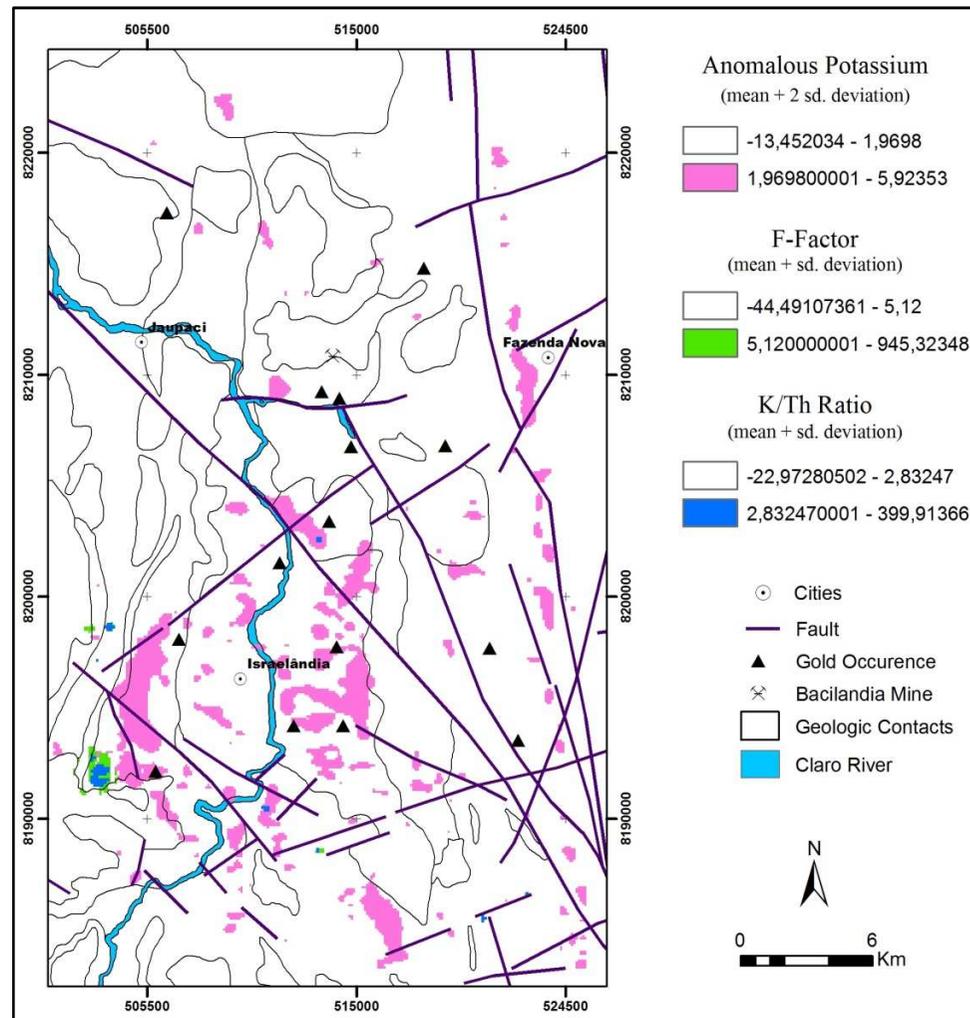


Figure 6.17: K/Th ratios, F-Factor and Anomalous Potassium anomalous values integration.

6.8.2 Magnetometry

Orogenic gold deposits are typically formed in and around faults, shear zones and related fracture systems (Grooves *et al.*, 1998; Cox, 1999). The deformation styles in the faults and shear zones which host deposits generally range from macroscopically brittle to transitional brittle-ductile structures (Cox, 1999). Major zones and shear zone system can accumulate the hydrothermal fluids bearing metals or control these fluids distribution, being the structural features identification the main importance in the magnetic exploration for orogenic gold mineralization. Magnetometry is also used to detect magnetic minerals associated with the hydrothermal alteration halo, whereas gold mineralization may either create or destroy magnetic minerals (Gunn & Dentith, 1997; Airo & Mertanen, 2008). Magnetic signatures of a mineralization also depend on the metamorphic grades of the deposit, which can transform the magnetic minerals (Clark, 1997).

The study area comprises a NS shear zone (Fazenda Nova Shear Zone) which unrolled E-NE secondary faults (Jost *et al.*, 1986). This zone is composed of quartz and muscovite and doesn't comprise magnetic minerals, being identified only in the gamma-ray structure features interpretation. The radiometric structures shows a NW-NE principals direction exhibiting that secondary shears zones are also relate with NW direction in the area (Figure 6.19). Hydration, carbonation and both K- and Na-metasomatism around these structures indicates that the mineralization occurred in part of the hydrothermal system dominated by fluid discharge from shear zones and faults (Cox, 1999) denoting that the gold mineralization in the area was associated with Fazenda Nova Shear Zones and its subsidiary zones, in accordance with orogenic gold deposits model.

The magnetic structures, interpreted from the ISA image (Figure 6.18), show EW and NW-SE directions that are cut by NE major structures that are representative from the Brasiliano Cycle, the last metamorphic-tectonic event occurred in the area (Figure 6.19). A NE gold occurrence trend associated with a major magnetic structure that intersects the Israelândia Granite and the alkaline Province is observed in the center of the area (Figures 6.18 and 6.19).

The analytical signal image from the area displays main positive anomalies related to the alkaline intrusion and the basic volcanic unit (Figures 6.18 and 6.19).

These anomalies are not related with magnetic minerals in the hydrothermal alteration halo, being just a representative of the mineralogy from the mineralogy assembly of the geologic units. Others smaller anomalies in the contact between the orthogneisses and the lateritic covers or granites are recognized.

The reduction of ilmenite in the altered volcanic rocks found in Bacilândia Mine cores attested that the hydrothermal alteration destroyed the magnetic minerals, reducing the magnetic amplitudes. Nevertheless, the depletion of ilmenite in the volcanic rocks was not observed in the magnetometry images generated.

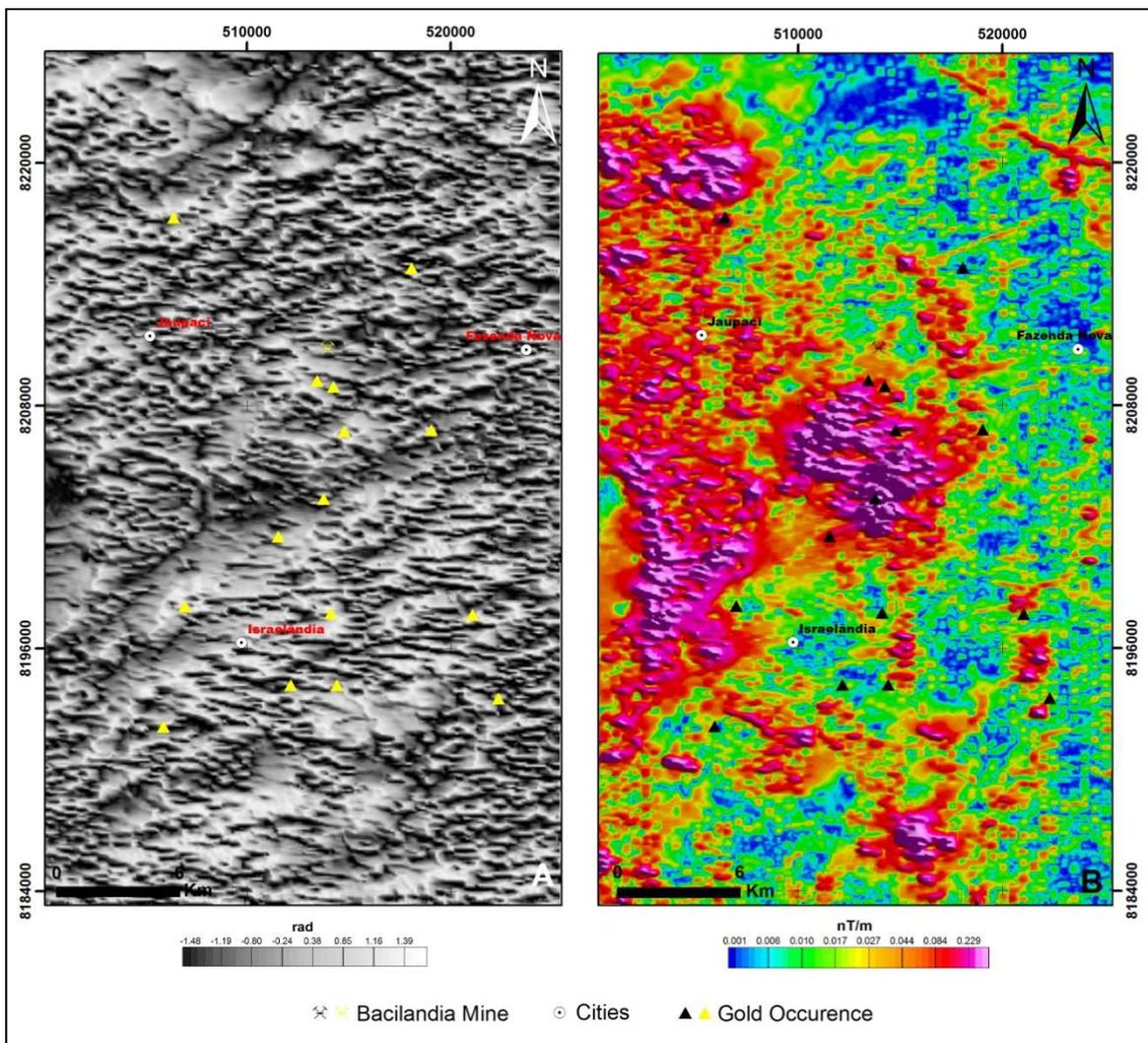


Figure 6.18: ISA and Analytical Signal Amplitude (ASA) images with gold occurrences of the study area.

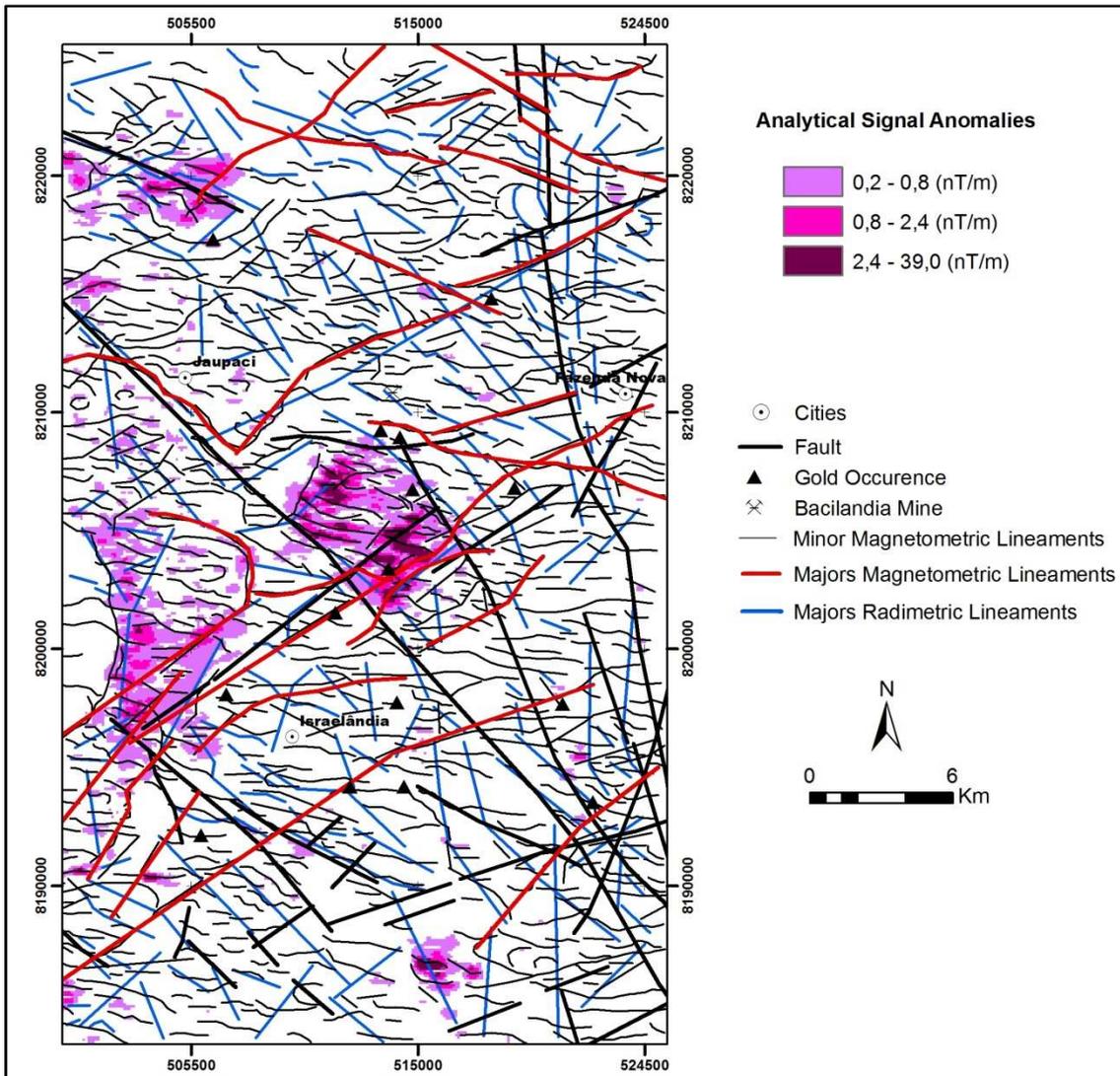


Figure 6.19: Magnetic structures interpreted and the most anomalous magnetic values.

6.9 Geochemistry

Geochemistry exploration is wide used in gold mineral prospection due the difficulty of a direct detection of gold economic mineralization by indirect tools, such as magnetic and gamma ray data. Gold medium concentration in Earth crust is 5 ppb (parts per billion), but it acquires higher values when is concentrated by geological process in appropriate conditions and geological specifics environment.

Geochemistry signatures of an area are controlled principally by geological unit's changes and by mineralization occurrence; although, geochemistry superficial

process can change minerals deposit's geochemical signatures. Gold is common associated with silver and in native form is made of until 15% Ag. Cu and Fe can also appear in few quantities, yonder Bi, Pb, Sn, Zn and the elements from Platinum Group.

The mesothermals gold mineralization has characteristic geochemistry signatures that show differences from porphyry copper-gold and epithermal gold mineralization. Mesothermals gold deposits exhibit geochemical signatures associated with Te, S, As, W, Bi, Ag, Se and Sb (Kerrich, 1993). The coarse gold free presents in orogenic gold deposits resulted in the development of significant associated placer deposit, allowing the geochemistry exploration traces the gold source (Robert *et al.*, 2007).

The geochemical data consisted in 1676 stream sediment geochemistry samples of 25 elements analyzed by atomic absorption and mass spectrometry, while gold was analyzed by speckles count (Table 6.1). The data was acquired by METAGO (1979) and is available on the Geographic Information System (GIS) from Goiás and Federal District Geological Map (Moreira *et al.*, 2008).

The statistics analysis of the geochemistry data was made in SPSS software, version 17.0, where it was possible realized the Pearson Correlation element analyzes (Tables 6.1 and 6.2). The statistics analysis was realized with the elements values normalized following the Eq. 6.4. This procedure makes the mean values of the elements approximate to zero while the standard deviation inclines to assume a value near to 1. Normalizing the geochemistry elements they acquire the same dimension and can have a better comparison.

$$x = \frac{X - \text{mean}}{\text{st.deviation}} \quad \text{Eq. 6.4}$$

The data was gridded in ArcMap by the Krigging method and the results were integrated with others data to give a better visualization of the geochemistry distribution and to facilitate the geochemical characterization of the gold occurrences (Figure 6.20).

Table 6.1. Geochemical Elements Basic Statistics.

Element	Minimum	Maximum	Mean	Std. Deviation	Geochemistry Analyze
Copper (Cu)	0	310	20,3819	19,5503	Atomic Absorption (ppm)
Lead (Pb)	0	825	15,5698	27,7051	Atomic Absorption (ppm)
Zinc (Zn)	0	120	29,1348	17,6364	Atomic Absorption (ppm)
Nickel (Ni)	0	290	19,6838	18,438	Atomic Absorption (ppm)
Cobalt (Co)	0	175	12,8699	11,7764	Atomic Absorption (ppm)
Chromium (Cr)	0	385	283,174	280,011	Atomic Absorption (%)
Iron (Fe)	0	23,5	23,995	20,069	Atomic Absorption (%)
Manganese (Mn)	0	15000	3694,86	5385,577	Atomic Absorption (%)
Boron (B)	0	300	217,267	242,679	Mass Spectrometry
Bismuth (Bi)	0	10	69,648	0,4706	Mass Spectrometry
Beryl (Be)	0	20	11,925	13,672	Mass Spectrometry
Titanium (Ti)	0	70000	5958,21	49281,312	Mass Spectrometry
Molybdenum (Mo)	0	7	31,286	0,5472	Mass Spectrometry
Tin (Sn)	0	500	7,176	145,139	Mass Spectrometry
Vanadium (V)	0	300	67,216	460,963	Mass Spectrometry
Silver (Ag)	0	2	0,2955	0,1035	Mass Spectrometry
Zirconium (Zr)	0	1500	5528,10	5039,276	Mass Spectrometry
Yttrium (Y)	0	700	250,626	26,946	Mass Spectrometry
Lanthanum (La)	0	300	44,929	334,213	Mass Spectrometry
Selenium (Sc)	0	30	66,217	39,761	Mass Spectrometry
Strontium (Sr)	0	700	1025,57	708,932	Mass Spectrometry
Niobium (Nb)	0	150	12,003	86,268	Mass Spectrometry
Barium (Ba)	0	5000	4338,986	3866,602	Mass Spectrometry
Gallium (Ga)	0	70	129,603	86,865	Mass Spectrometry
Gold (Au)	0	278	39,314	159,294	Speckles Count

Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Cr, Fe, Mn, B, La, Sc, Sr, Zr and Ba showed a good variance, while Bi, Sn, Ti, Ag, Mo, V, Ga, Be, Y e Nb showed an insufficient variance in the region for the propose of the study, although Ti exhibits the highest gold Pearson Correlation value. Ti, Cu, B, Sc, Co, Cr and Fe are the elements that present a positive correlation with gold; nevertheless, all elements displayed a low correlation (Table 6.2). The gridded image of Ti, Cu, B, Sc, Co, Cr and Fe is illustrated in figure 6.20.

Table 6.2: Highest gold Pearson Correlation values.

	Cu	B	Ti	Sc	Co	Cr	Fe	Au
Cu	1,00	0,033	0,158	0,447	0,443	0,351	0,415	0,038
B	0,033	1,00	-0,04	0,102	0,079	-0,167	0,024	0,092
Ti	0,158	-0,004	1,00	0,493	0,417	0,307	0,496	0,186
Sc	0,447	0,102	0,493	1,00	0,649	0,467	0,658	0,063
Co	0,443	0,079	0,417	0,649	1,00	0,552	0,799	0,030
Cr	0,351	-0,167	0,307	0,467	0,552	1,00	0,483	0,077
Fe	0,415	0,024	0,496	0,658	0,799	0,483	1,00	0,038
Au	0,038	0,092	0,186	0,063	0,030	0,077	0,038	1,00

Iron and selenium showed a direct geological association, mapping the alkaline intrusion body and the basic volcanic unit (Figure 6.20). The gridded yttrium geochemistry image showed anomalous values related to the south-east portion of Serra do Impertinente Granite such as beryl, which maps the whole extension of this granite.

The gridded gold geochemistry image illustrates NW gold anomalous values trend that follow the NW faults directions (Figure 6.20). This trend is also showed in the copper geochemistry image, which displays similar positive anomalies position with cobalt's image. Boron geochemical image doesn't illustrate any anomaly corresponding with gold occurrences, while Titanium image displays a spread positive value in the study area.

Two gold occurrences displayed a correlation with positive anomalous gold values in the gridded gold geochemistry image: one is located in the north of Israelândia city, in the Israelândia Granite domain, and the other, stronger, is situated in the south-east portion of the area, in the orthogneisses domain (Figure 6.20). The anomaly associated with the last occurrence is related with the lens of the felsic volcanic rocks from Jaupaci Sequence, which holds the upstream of the drainage-basin captivation that washes the anomaly's location. Both gold occurrences associated with these values are seated in the NW and NE big faults truncated.

Others anomalous gold values clusters are showed in the contact between felsics volcanic rocks and Israelândia Granite, in the right center portion of the area and in the left of Bacilândia Mine. The anomalous samples from the first cluster are originated in

streams that wash the felsics volcanic rocks from Jaupaci Sequence, while the second cluster is associated with orthogneisses rocks, although is located inside a granite intrusion domain. This anomaly is notable, whereas it is sited near big faults and the Fazenda Nova Shear Zone, and is probably associated with the gold occurrence located in the north of this anomaly, whereas the occurrences are associated with a until 1000 m location error.

The sediment stream's samples of the large positive anomalous gold values, to the left of Bacilândia Mine, were got downstream of this mine. This positive anomaly is not the strongest in the area probably because the profound lateritic cover, which masks the geochemistry analyzes and turns the mineral prospection more difficult. Considering that the ore in the Bacilândia mine is associated with arsenopyrite, it is expected an anomalous arsenic (As) concentration; however this element was not analyzed in the geochemical survey. Ag and Bi are the elements analyzed that can be associated with gold mineralization, but their values displayed an insufficiency variation for a regional dispersion analyze.

The geochemistry survey prospection must be oriented for the kind of mineralization expected in a determined geological environment. The geochemistry survey data utilized didn't analyze all the gold guide prospection elements, such as arsenic (As). In addition, the speckle count gold analyzes are not indicated, whereas it can be associate with large errors, being the HMC (High Minerals Concentration) gold geochemistry prospection more appropriated. Besides that, the thick lateritic cover could mask the geochemistry and remobilizes the gold, adding factors for the geochemistry's bad results. Local geochemical exploration, such as soil, lag and rock-chip sampling, are more efficient in deposit's anomaly detection.

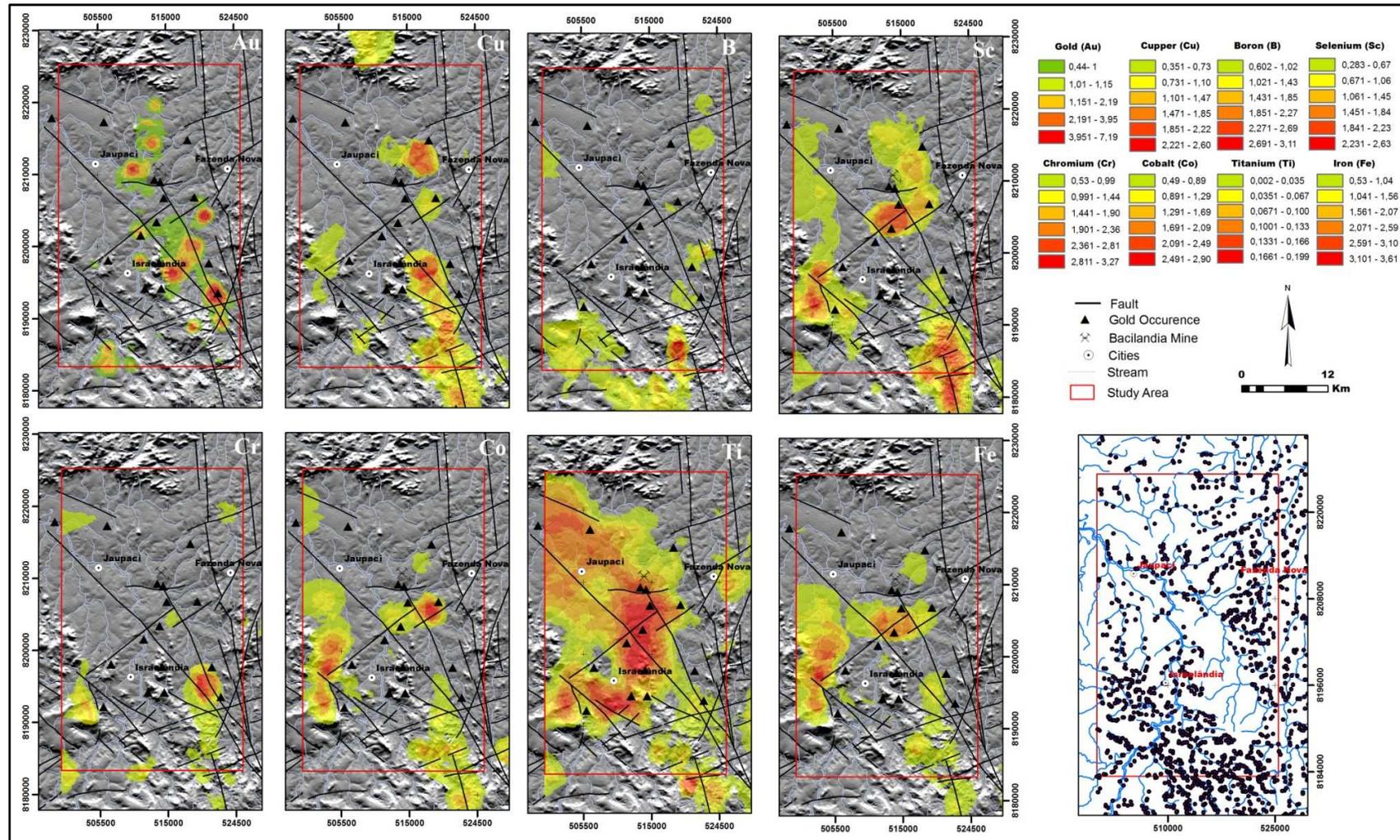


Figure 6.20: The gridded geochemistry image of gold (Au), copper (Cu), boron (B), selenium (Sc), chromium (Cr), cobalt (Co), titanium (Ti) and iron (Fe) upon SRTM image, with gold occurrences and faults location, and the geochemistry sediments streams samples localization.

6.10 Data Integration and Targets Selection

The integration of different spatial data is important for the identification of mineral prospect targets. Spatial correlation between hydrothermal altered zones and structures appears to be a prospection guide for lode-gold occurrences (Airo & Mertanen, 2008). The hydrothermal alteration zones that can be related with gold mineralization were identified through the anomalous positive values from K/Th ratios, F-Factor and Anomalous Potassium images. The geochemistry data indicated anomalous elements concentration, which also can be associated with gold mineralization. The anomalous potassium enrichments zones had the priority in the identification of gold prospection targets, mainly when it was related with geochemistry anomaly and structures.

The anomalous zones from the anomalous potassium image were interpreted through the individual's images from the Volcano-Sedimentary Jaupaci Sequence and the lateritic cover domain, that consist the favorable units to host the gold mineralization, but also through the anomalous potassium image from the whole area, such as made with K/Th ratio and F-Factor targets interpretation (Figure 6.21). In these interpretations it was selected the centers of the potassium enrichment anomalies and disregarded the potassium anomalies directed associated with granite or alkaline intrusions and with Fazenda Nova Shear Zone.

The hydrothermal alteration zones selection target's technique used was the superposition of the anomalies areas from each variable upon the geological map and the CMY (cyan, magenta and yellow) color composite ternary image made by utilizing the three news gamma-ray variables: anomalous potassium, K/Th ratio and F-factor data, respectively (Figure 6.21). This figure allows the indication of areas with high potentiality to hold hydrothermal alteration zones, whereas it integrate the three potassium enrichment criteria showing the potassium enrichments zones in black color and the potassium depleted in white. The potassium rich zones are associated with the Jaupaci Sequence but also with the orthogneisses basement and the granite and alkaline intrusions. The potassium enrichments zones related with volcanic rocks are showed in seven principal clusters detached and associated with (Figure 6.21):

1. Felsic volcanic rocks in contact with orthogneisses and lateritic cover;
2. Felsic volcanic rocks in contact with lateritic cover and related with a EW fault, near Bacilândia Mine and gold occurrences;
3. Felsic volcanic rocks in contact with lateritic cover and associated with drainage;
4. Mafic volcanic rocks in contact with Iporá Granite;
5. Felsic and mafic volcanic rocks in the west portion of Israelândia Granite, close by a gold occurrence;
6. The contact between the east portion of Israelândia Granite and felsics volcanic rocks;
7. Felsic volcanic rocks in contact with Paraná Basin's sediments.

The correlation of the potassium enrichment zones with the contact between the rocks from the Jaupaci Volcanic Sedimentary Sequence and the detrital covers is well displayed in the CMY image. These zones are associated with metabasalts and felsics volcanic rocks and its enrichment of potassium can also be related with the easily erosion of the volcanic unit and its dispersion near the residual cover, since airborne radiometric data are strongly affected by overburden. The CMY image also shows enrichments zones related with Fazenda Nova Shear Zone, alkaline intrusions, portions of orthogneisses and drainages, which are enrichment in potassium due the lixiviation process.

The targets selection followed the criterions more favorable to gold mineralizations: potassium anomaly presence, proximity of structures, anomaly geochemistry and volcanic rocks presence. It were selected 28 targets for gold prospection in the study area, including 14 of high priority, which are hold by the volcanic rocks from Jaupaci Sequence but also by the orthogneisses and the lateritic cover domain (Figure 6.22). The priority targets were selected according to the existence of anomalies in the three gamma-ray new variable: K/Th ratio, F-Factor and anomalous potassium. The overall results based on the 14 potassium rich targets selection of high priority and its related favorable criterions are given in Table 6.3.

Major magnetic structures are related with the priority targets 12, 19, 20, 26 and 28, while all gold targets are intersected by minor magnetic structures.

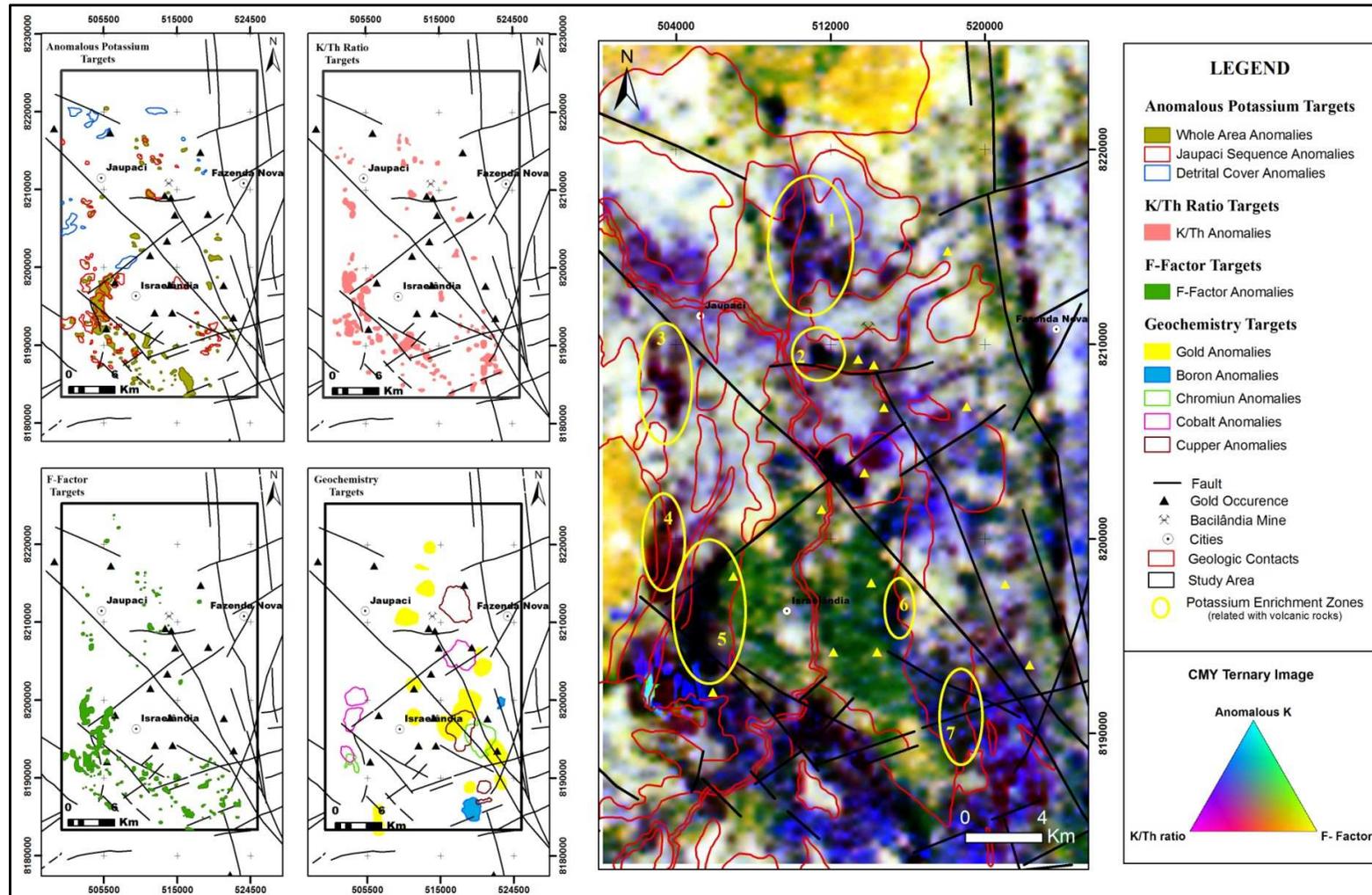


Figure 6.21: Hydrothermal alteration zones targets interpreted from anomalous potassium, K/Th ratio, and F-factor images, from Au, B, Cr, Co, Cu geochemistry elements and from CMY image of the anomalous potassium, K/Th ratio and F-factor data, respectively.

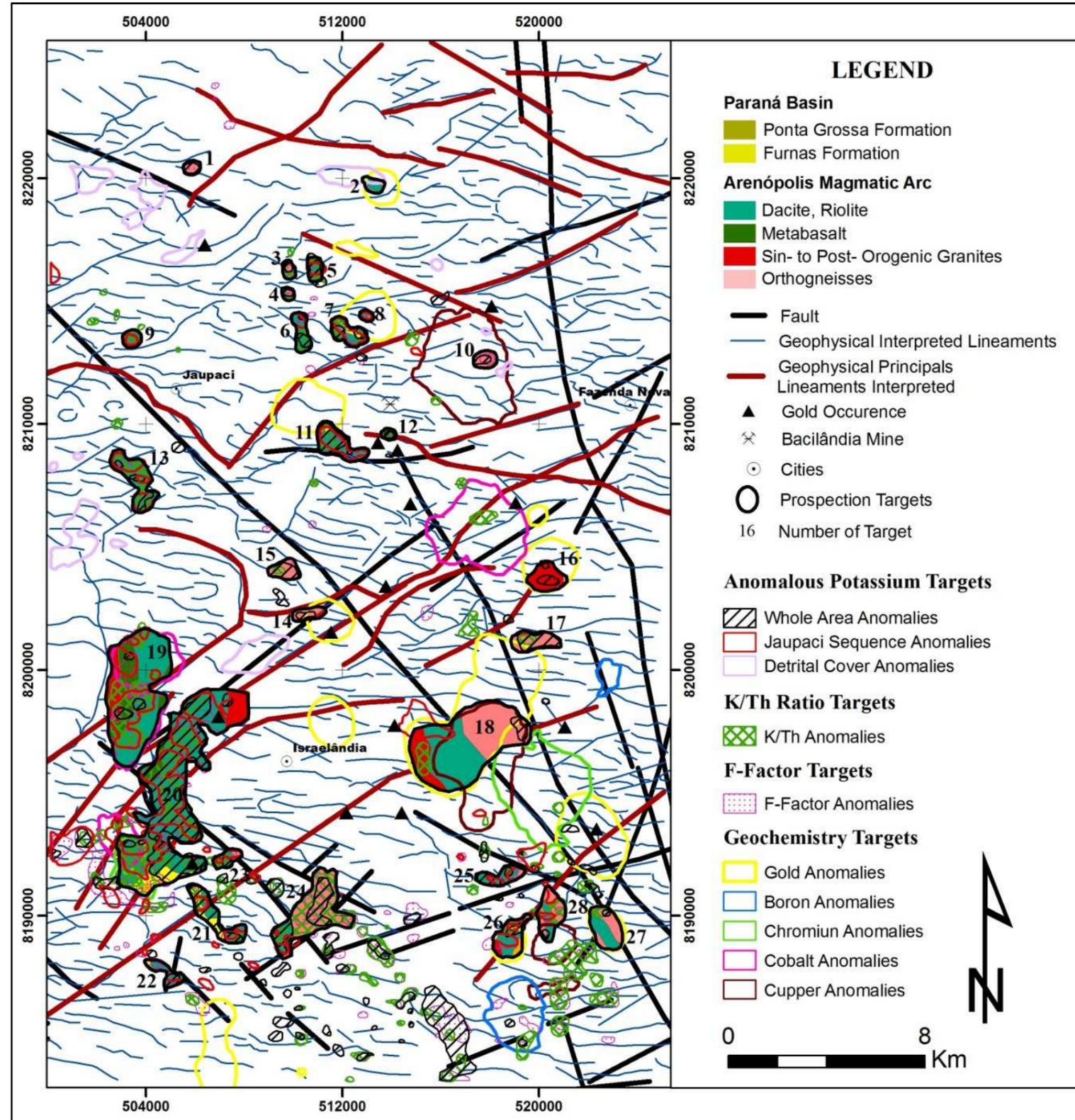


Figure 6.22: Gold targets selected.

Table 6.3. Overall results based on the 14 gold targets selection of high priority and its related favorable criterions.

Target	Potassium Anomalies				Gechemistry anomalies				Gold Occurrence Proximity	Rock Host
	K-anomalous*	F-Factor	K/Th ratio	CMY image	Gold	Copper	Cobalt	Chromium		
3	WA	yes	yes	yes	No	No	No	No	No	orthogneisses
4	WA	yes	yes	yes	No	No	No	No	No	orthogneisses
5	JS-WA	yes	yes	yes	No	No	No	No	No	felsic volcanic rocks
6	JS-WA	yes	yes	yes	No	No	No	No	No	felsic volcanic rocks
7	JS-WA	yes	yes	yes	yes	No	No	No	No	felsic volcanic rocks
9	JS	yes	yes	yes	No	No	No	No	No	felsic volcanic rocks in contact with lateritic cover
11	JS-WA	yes	yes	yes	yes	No	No	No	yes	felsic volcanic rocks
12	WA	yes	yes	yes	No	No	No	No	yes	felsic volcanic rocks
13	JS-WA	yes	yes	yes	No	No	No	No	No	felsic volcanic rocks
19	JS-WA	yes	yes	yes	No	No	yes	No	No	contact between the granitic intrusion and the basic and felsic volcanic rocks
20	JS-WA	yes	yes	yes	No	No	yes	yes	yes	basic and felsic volcanic roks
26	JS-WA	yes	yes	yes	yes	No	No	No	No	felsic volcanic rocks in contact with granite and sediments from Ponta Grossa Formation
27	WA	No	yes	No	yes	No	No	No	No	felsic volcanic lens
28	JS-WA	yes	yes	yes	No	yes	No	No	No	felsic volcanic lens

* WA refers to Anomalous Potassium anomaly of whole area and JS refers to Anomalous Potassium anomaly of Jaupaci Sequence.

Targets 19 and 20 display many criteria of gold favorability associated with hydrothermal alteration system and consists the largest target selected, with extensions approximate of 5 and 9km, respectively (Table 6.3). These targets are located between Iporá and Israelândia granites, place propitious to alteration due to the increase of the temperature and the fluids associated with the intrusions, and comprise metabasalts that are more easily altered by hydrothermal fluids.

6.11 Conclusions

This study exposed the contribution of the airborne gamma-rays and magnetometry data to gold exploration in a regional scale. Airborne magnetic survey is effective in delineation major structures and detecting magnetic lows resulting from the destruction of magnetic minerals. Radiometric surveys may detect potassium enrichment accompanying the hydrothermal alterations zones. Filtering and image-processing techniques were useful in the enhancing of structures and the identification of alteration zones in the study area that could be related with gold mineralization.

The method was based on the calculation of potassium enrichment through K/Th ratio, F-Factor and anomalous potassium techniques generated by gamma-ray data to detect anomalies that corresponds hydrothermal alteration process on rocks. These anomalies associated with geochemistry data and structural analyze, such as faults and lineaments interpreted through magnetometry data, enabled the identification of gold prospecting targets in the area.

It were selected 28 gold targets with 14 having priority that differ in the host rock and in the quantity and forms of the potassium enrichment anomaly associated. The priority targets were selected according to the existence of anomalies in the three gamma-ray new variables, such as K/Th ratio, F-Factor and anomalous potassium.

The targets selected don't enclose the Bacilândia Gold Mine due the thick lateritic soil cover in the area that makes scarce outcrops. The radiometric survey is superficial and it is possible to make measurements until ~30cm in soil. Thus, the extensive development of saprolite makes impossible the hydrothermal alterations zones

related with the Bacilândia God Mine mineralization identification. The potassium enrichment in association with magnetic anomaly amplitude decrease are the expected airborne geophysical responses for the gold mineralization in the area and can be used for futures mineral exploration surveys in the region.

The methodology adopted here produced results as a regional scale and selected places where the hydrothermal alteration zones can be present. Greenfield exploration, follow up of the targets selected and a better recognition of Bacilândia God Mine are suggesting for a successful exploration of gold deposits in the study area.

7. CONCLUSÕES

O pré-processamento e processamento dos dados aerogeofísicos utilizados foram eficientes na confecção das imagens magnéticas e gamaespectrométricas da área estudada. Estas imagens auxiliaram a caracterização geológica da área a partir da geração de um mapa lito-geofísico que apresenta grande semelhança com o mais recente mapa geológico publicado para a região (Moreira *et al.*, 2008). O mapa gerado ilustra a individualização de 15 unidades, com a distinção de domínios dentro das unidades geológicas, os quais podem representar diferentes associações petrológicas ou processos de lixiviação que acarretam na dispersão dos radioelementos. A identificação destas distintas associações de rocha ou da presença de alterações e processos intempéricos mostra-se relevante para a região de Fazenda Nova, já que esta hospeda ocorrências auríferas e mina de ouro desativada que se associam a processos de alteração hidrotermal e à presença de zonas de cisalhamentos e estruturas secundárias, identificados nas imagens aerogeofísicas geradas.

O estudo da contribuição da aerogeofísica para a prospecção de ouro na região de Fazenda Nova, sudoeste de Goiás, foi realizado em escala regional a partir das imagens magnetométricas e gamaespectrométricas. Nestas foram identificadas estruturas que poderiam estar relacionadas à percolação de fluidos de alteração hidrotermal, enquanto que o enriquecimento de potássio associado aos halos de alteração hidrotermal, os quais podem ter associações com mineralizações auríferas, pôde ser identificado nas imagens de radiometria gama.

Análises estatísticas realizadas nos dados de espectrometria gama aérea resultaram em produtos que forneceram subsídios para a identificação de alvos para ouro na região de Fazenda Nova a partir de áreas favoráveis a hospedarem rochas submetidas à alteração hidrotermal. Estas áreas foram identificadas mediante as imagens da razão K/Th, do Potássio Anômalo e do Fator-F e da integração destas com os dados estruturais interpretados a partir das imagens magnetométricas e dados de geoquímica de sedimento de corrente. Foram identificados 28 alvos para a prospecção de ouro, sendo que 14 apresentam maior prioridade por mostrarem anomalias positivas nas três variáveis gamaespectrométricas geradas (razão K/Th, Potássio Anômalo e Fator-F). Os alvos para a prospecção de ouro indicados apresentam diferentes formas e tamanhos e estão hospedados nas rochas vulcânicas da Seqüência Vulcano-Sedimentar

Jaupaci, nos ortognaisses e nas coberturas lateríticas e podem estar ou não associados às grandes estruturas da região e às anomalias de geoquímicas.

Os dados de geoquímica de sedimento de corrente utilizados neste estudo não se mostraram eficientes para a prospecção de ouro na área, pois não foram analisados todos os elementos guias para a exploração de ouro, como o arsênio, e o ouro foi analisado na forma de contagens de pintas. Este tipo de análise acarreta erros à pesquisa, sendo mais apropriada a análise por HMC (*High Minerals Concentration*). A profunda cobertura laterítica também adicionou fatores para a ineficácia da utilização dos dados geoquímicos para a prospecção aurífera, já que mascara a geoquímica da área. Contudo, algumas anomalias de ouro foram concordantes com as anomalias presentes nas imagens das variáveis gamaespectrométricas e relacionam-se às rochas vulcânicas félsicas ou ao seu contato com as coberturas lateríticas.

A espessa cobertura laterítica também prejudicou a identificação da Mina Bacilândia nas imagens da razão K/Th, do Potássio Anômalo e do Fator-F. Nestas imagens não são reconhecidas anomalias que possam estar relacionadas à presença da mina de ouro devido à detecção superficial da radiação gama que realiza medições de radiação no máximo até 50 m no solo.

A partir da análise de testemunhos de sondagem do Depósito Bacilândia foi possível visualizar que a mineralização de ouro está relacionada às alterações hidrotermais carbonatação, sericitização e sulfetação e que ocorre a diminuição da quantidade de ilmenita nas porções alteradas. Assim, o enriquecimento de potássio associado ao decréscimo da amplitude magnética são as assinaturas aerogeofísicas associadas à mineralização de ouro esperada para a área estudada. Estas características podem ser utilizadas em futuras pesquisas de prospecção para este bem mineral na região.

Estes fatores ligados à exploração geoquímica local, como geoquímica de solo e amostragem de rocha, ao mapeamento geológico, a uma melhor compreensão da gênese do minério na Mina de Bacilândia e ao *follow up* dos alvos selecionados neste estudo são sugeridos para o sucesso da exploração de depósitos de ouro na região de estudo.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Airo, M.-L., 2002. Aeromagnetic and aeroradiometric response to hydrothermal alteration. *Surveys in Geophysics*, **23**: 273-302.
- Airo, A.-L. & Loukola-Ruskeeniemi, K., 2004. Characterization of sulfide deposits by airborne magnetic and gamma-ray responses in eastern Finland. *Ore Geology Reviews*, **24**: 67-84.
- Airo, A.-L. & Mertanen, S., 2008. Magnetic signatures related to orogenic gold mineralization, Central Lapland Greenstone Belt, Finland. *Journal of Applied Geophysics*, **64**: 14-24.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Neves, B. B. B., Fuck, R. A., 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SBG, Simpósio de geologia do nordeste, 8. Anais..., p. 363-391.
- Alvarenga, C. J. S., Guimarães, E. M., Assine, M. L., Perinotto, J. A., Laranjeira, N. P. F., 1998. Sequência Ordovício-Siluriana e Devoniana no flanco norte da Bacia do Paraná. *Anais da Academia Brasileira de Ciência*, **70** (3): 587-606.
- Amaro, V. E., 1989. Geologia e petrologia da seqüência metavulcânica de Jaupaci-GO e lineamentos associados. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, 220p.
- Arantes, D.; Osborne, G. A.; Buck, P. S.; Porto, C. G., 1991. The Mara Rosa volcano-sedimentary sequence and associated gold mineralization. In: Ladeira E. A. (Ed.). Brazil Gold'91, Balkema, p.221-229.
- Araújo Filho, J. O. & Kuymjian, R. M., 1996. Regional distribution and structural control of the gold occurrences/deposits in the Goiás Massif and Brasília Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, **26** (2): 109-112.
- Araújo Filho, J. O., 2000. The Pirineus Syntaxis: an example of the intersection of two brasiliano fold-thrust belts in Central Brazil and its implications for the tectonic evolution of Western Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*, **30** (1): 144-148.
- Assine, M. L.; Soares, P. C.; Milani, E. J. 1994. Sequências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná, sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **24**(2): 77-89.
- 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. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, 229p.
- Briggs, I. C., 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, **39**(1):39-48.

- Cerqueira, M. R. S. & Danni, J. C. M., 1994. Aspectos petrográficos e químicos do Complexo Alcalino de Fazenda Buriti, Iporá-Goiás. *In: IV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. Cuiabá-MT. Anais...*, p. 72-74.
- Clark, D. A., 1997. Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, **17**(2): 83-103.
- Cordani, R., 2005. Um critério para a escolha da direção de linhas de vôo em aeromagneometria no Brasil. *Anais do IX Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica. Salvador, SBGf.*
- Cox, S. F., 1999. Deformational controls on the dynamics of fluid flow in mesothermal gold systems. *In: McCaffrey, J. J. W; Lonergan, L.; Wilkinson, J. J. (eds) Fractures, Fluid Flow and Mineralization. Geological Society, London, Special Publications, 155: 123-140.*
- Danni, J. C. M.; Azevedo, L. L.; Monteiro, M. P., 1994. As intrusões alcalinas da Serra do Portal, Amorinópolis (Goiás): Aspectos geológicos e petrográficos. *In: IV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. Cuiabá-MT. Anais...*, p. 69-70.
- Dardenne, M. A., 1978. Zonação tectônica na borda ocidental do Cráton São Francisco. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, Anais...*, **1**, p. 299-308.
- Dardenne, M. A., 1981. Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. *Anais do Simpósio do Cráton São Francisco e suas Faixas Marginais. Salvador, SBG*, p. 140-157.
- Dardenne, M. A., 2000. The Brasilia Fold Belt. *In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (eds) Tectonic Evolution of South America. 31° International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 231-263.*
- Dardenne, M. A. & Schobbenhaus, C., 2001. *Metalogênese do Brasil*. Ed. Universidade de Brasília. 329p.
- Davis, J. C., 1986. *Statistics and Data Analysis in Geology*. 2ªEd. Chichester. John Wiley & Sons, 646p.
- Dickson, B. L., Scott, 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys-adding the geochemical factors. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, **17**(2): 187-200.
- DNPM, Departamento Nacional de Produção Mineral, 2008. Informe mineral. Desenvolvimento e Economia Mineral. V.6. Brasília.
- Efimov, A. V., 1978. Multiplikativnyj pokazatel dlja vydelenija endogennykh rud pó aerogamma-spektrometricheskim dannym. *In: Metody rudnoj geofiziki, edited by: Naucno-proizvodstvennoje objedinenie "Geofizika" Leningrad.*

- Fornazzari Neto, L. & Ferreira, F. J., 2003. Gamaespectrometria integrada a dados exploratórios multifonte em ambiente SIG aplicada à prospecção de ouro na Folha Botuverá, Sc. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(2-suplemento): 197-208.
- Fuck, R. A., 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. *In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, IV, Atas...* Brasília, p. 184-187.
- Fuck, R. A., Pimentel, M. M., D'el-Rey Silva, L. J. H., 1994. Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú. Atas...* p. 215-216.
- Fuck, R. A., M. M. Pimentel, Soares, J. E. P., Dantas, E. L., 2005. Compartimentação da Faixa Brasília. *In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, IX, Atas...* Goiânia, p. 26-27.
- Gnojek, I. & Prichystal, A., 1985. A new zinc mineralization detected by airborne gamma-ray spectrometry in Northern Moravia, Checoslováquia. *Geoexploration*, **23**: 491-502.
- Groves, D. I; Goldfarb, R. J.; Gebre-Mariam, M.; Hagemann, S. G.; Robert, F., 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, **13**: 7-27.
- Guimarães, S. B., 2007. Petrologia e Metalogenia do Depósito de Cobre Bom Jardim de Goiás (GO). Dissertação de Mestrado. 108p.
- Guimarães, S. B. & Moura, M. A., 2009. Química dos sulfetos do Depósito de Cobre Bom Jardim de Goiás (GO). *In: Simpósio Brasileiro de Metalogenia, II, Atas...* Gramado.
- Gunn, P.J., 1998. Interpretation of Airborne Magnetic and Radiometric Surveys. AGSO, 150p.
- Gunn, P. J. & Dentith, M. C., 1997. Magnetic responses associated with mineral deposits. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, **17**(2): 145-158.
- Hoover, D. B; Heran, W. D.; Hill, P.L., 1992. The Geophysical Expression of Selected Mineral Deposit Models. US Geological Survey. Open-File Report, p. 92-557.
- Horsfall, K. R., 1997. Airborne magnetic and gamma-ray data acquisition. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, **17**(2): 23-30.
- IAEA, International Atomic Energy Agency, 2003. Guidelines for radioelement using gamma ray spectrometry data. Viena, 173p.
- IBRAM, Instituto Brasileiro de Mineração, 2008. Informações e Análises da Economia Mineral Brasileira. 4ª edição.
- Irvine, R. J. & Smith, M. J., 1989. Geophysical exploration for epithermal gold deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, **36**(3):375-412.

- Ishihara, S., 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, v. **27**:293-305.
- Jost, H.; Fuck, R. A.; Barbosa, P. A. R.; Pimentel, M. M., 1986. Estudos estruturais sobre o Lineamento Messianópolis-Novo Brasil, Goiás. *In: XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia. Boletim nº1. Resumos e Breves Comunicações. Goiânia.*
- Junges, S. L.; Pimentel, M. M.; Moraes, R., 2002. Nd isotopic study of Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implication of evolution of Brasília Belt. *Precambrian Research*, **117**: 101-118.
- Junqueira-Brod, T. C.; Roig, H. L.; Gaspar, J. C.; Brod, J. A.; Meneses, P. R., 2002. A Província Alcalina de Goiás e a extensão do seu vulcanismo kamafugítico. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**(4): 559-556.
- Kerrick, R., 1993. Perspectives on genetic models for lode gold deposits. *Mineralium Deposita*. **28**(6): 362-365.
- Kuyumjian, R. M., 2000. Magmatic arc and associated gold, cooper, silver and barite deposits in the State of Goiás, Central Brazil: characteristics and speculations. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(2): 285-288.
- Kuyumjian, R. M. & Jost, H., 2009. Depósitos de ouro dos terrenos granito-*greenstone* de Goiás e Tocantins e de cobre e/ou ouro do Arco Magmático de Goiás: em busca de modelos geológicos para a exploração mineral. *In: Simpósio Brasileiro de Metalogenia, II, Atas...Gramado.*
- Lacerda, H., 1996. Mapa dos jazimentos de ouro do Estado de Goiás ao milinésimo: nota explicativa. Goiânia. DNPM: 6º Distrito.
- Lacerda Filho, J. V. & Oliveira, C. C., 1994. Geologia da região sudeste de Goiás. *In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, VI, Atas... Brasília*, p. 157-159.
- Lacerda Filho, J. V., Rezende, A., Silva, A., 2000. Geologia e recursos minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal. Goiânia. CPRM/METAGO/UnB. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos. 203p.
- Lacerda, H., 1996. Mapa dos jazimentos de ouro do Estado de Goiás: nota explicativa. DNPM 6ºDistrito. Goiânia. 16p.
- Lang, J. R. & Backer, T., 2001. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita*, **36**: 447-489.
- LASA Engenharia e Prospecções S.A., 2004. Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectométricos do Estado de Goiás-Arco Magmático de Arenópolis. v. I. 142p.
- Laux, J. H., Pimentel, M. M., Dantas, E. L., Armstrong, R., Armele, A., Nilson, A. A., 2004. Mafic magmatism associated with the Goiás Magmatic Arc in the anicuns-Itaberaí region, Goiás,

- Brazil: Sm-Nd isotopes and new ID-TIMS and SHRIMP U-Pb data. *Journal of South America Earth Science*, **16** (7): 599-614.
- Luiz, J. G. & Silva, L. M. C., 1995. Geofísica de Prospecção. Ed. Cejup e Universitária UFPA, Belém, 311p.
- Luyendyk, A. P. J., 1997. Processing of airborne magnetic data. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, **17**(2): 31-38.
- Maclaren, J. M., 1908. Gold: Its Geological Occurrence and Geographical Distribution, Mining Jour. London, 687p.
- Marques, L. S. & Ernesto, M., 2004. O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto, V., Bartoreli, A., Dal Ré Carneiro, C., Brito-Neves, B. B (Organizadores). Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Marques de Almeida. São Paulo. Ed. Beca. Cap. 15, p 245-263.
- Maurice, Y. T. & Charbonneau, B. W., 1987. U e Th concentration processes in canadian granitoids, their detection by airborne gamma ray spectrometry and their relationship to granophile mineralization. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**(4): 644-646.
- METAMIG, 1981. Ouro. In: Programa Gemas e Metais Preciosos. 1ª Ed. Belo Horizonte, 222p.
- Milani, E. J., 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. Universidade Federal do Rio grande do Sul, Porto Alegre. Tese de Doutorado.
- Milani, E. J. & Thomaz Filho, A., 2000. Sedimentary Basins of South America. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (eds) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31º International Geological Congress, p. 389-449.
- Milani, E. J., 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto, V., Bartoreli, A., Dal Ré Carneiro, C., Brito-Neves, B. B (Organizadores). Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Marques de Almeida. São Paulo. Ed. Beca. Cap. 16, p.265-279.
- Milligan, P. R. & Gunn, P. J., 1997. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, **17**(2): 63-76.
- Minty, B. R. S., 1991. Simple Micro-Levelling for Aeromagnetic Data. *Exploration Geophysics*, **22**:591-592.
- Minty, B. R. S., 1997. Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, **17**(2): 39-50.
- Minty, B. R. S., Luyendyk, A. P. J., Brodie, R. C., 1997. Calibration and data processing for airborne gamma-ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, **17**(2): 51-62.
- Moreira, M. L. O, Moreton, L. C., Araújo, V. A., Lacerda Filho, J. V., Costa, H. F., 2008. Geologia do Estado do Goiás e do Distrito Federal. Escala 1:500.000. Goiânia: CPRM/SIC – FUNMINERAL, 143p.

- Mota-Araújo, J. G.; Pimentel, M. M.; Richard, A., 2002. Idade e significado do sistema de cisalhamento Moiporá-Novo Brasil no Arco Magmático de Goiás: novos dados U-Pb SHIMP e Sm-Nd. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa. Anais..., p.486.
- Moura, C. O., 2007. Geologia do sudeste do Estado de Goiás: integração de dados geológicos e geofísicos de alta densidade. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. 135p.
- Moxham, R. M.; Foote, R. S.; Bunker, C. M., 1965. Gamma-ray spectrometer studies of hydrothermally altered rocks. *Economic Geology*, **60**(4): 653-671.
- Nabghian, 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.
- Nilson, A. A.; Botelho, N. F.; Ferreira-Filho, C. F., 1994. Rifteamento mesoproterozóico no Centro-Oeste de Goiás. Resumos 38º Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, SBG, 258-259.
- Oliveira, C. G.; Queiroz, C. L.; Pimentel, M. M. 2000. The Arenópolis-Mara Rosa Gold-Cooper Belt, Neoproterozóico Goiás Magmatic Arc. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(2): 219-221.
- Ostrovsky, E. Ya., 1975. Antagonism of radioactive elements in wallrock alterations fields and its use in aerogamma spectrometric prospecting. *Internat. Geology Rev.*, **17** (4): 461-468.
- Palermo, N.; Porto, C. G.; Costa Júnior, C. N., 2000. The Mara Rosa gold district, Central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(2): 256-260.
- Pflug, K. A., Killen, P. G., Mwenifunbo, C. J., 1997. Application of borehole geophysics to gold exploration. *In* Proceedings of Exploration 97: Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration". Edited by A. G. G. Gugins, p.717-720.
- Pimentel, M. M., 1985. A seqüência vulcano-sedimentar de Arenópolis-GO: petrologia ígnea e metamórfica, contexto tectônico e considerações metalogenéticas preliminares. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, 187p.
- Pimentel, M. M. & Fuck, R. A., 1986. Geologia da Seqüência Vulcano-Sedimentar de Arenópolis. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(2): 217-223.
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A., 1987. Late Proterozoic granitic magmatism in southwestern Goiás, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**(4): 415-425.
- Pimentel, M. M.; Heaman, L.; Fuck, R. A., 1991. U-Pb zircon and sphene geochronology of Late Proterozoic volcanic arc rocks units from southwestern Goiás, central Brazil. *Journal of South America Earth Science*, **4**: 329-339.
- Pimentel, M. M. & Fuck, R. A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, v. **20**: 375-379.
- Pimentel, M. M. & Fuck, R. A., 1994. Geocronologia Rb-Sr da porção sudoeste do Maciço de Goiás. *Revista Brasileira de Geologia*, **24**(2): 104-111.
- Pimentel, M.M., Fuck, R. A., Alvarenga, C. J. S., 1996. Post-Brasiliano (Pan-African) high-k granitic magmatism in Central Brazil: the role of Late Precambrian-early Paleozoic extension. *Precambrian Research*, **80**: 217-238.
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A., Botelho, N. F., 1999. Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil: a review. *Lithos*, **20**: 463-483.

- Pimentel, M. M., Fuck, R. A., Jost, H., Ferreira Filho, C. F., Araújo, S. M., 2000. The Basement of the Brazilian Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. *In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (eds) Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31^o International Geological Congress, p. 195-224.
- Pimentel, M. M.; Dardenne, M. A.; Fuck, R. A.; Viana, M. G.; Junges, S. L.; Fishel, D. P.; Seer, H. J.; Dantas, E. L., 2001. Nd isotopes and provenance of detrital sediments of Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, **14**: 571-585.
- Pimentel, M. M., Hard, J., Fuck, R. A., 2004. O Embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático. *In: Mantesso-Neto, V., Bartoreli, A., Dal Ré Carneiro, C., Brito-Neves, B. B (Organizadores). Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Marques de Almeida*. São Paulo. Ed. Beca. Cap. 21, p.335-368.
- Pires, A. C. B., 1995. Identificação geofísica de áreas de alteração hidrotermal, Crixás-Guarinos, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**(1): 61-68.
- Poll, N. J., 1994. The geology of the Zacarias gold-silver-barite deposit, Goiás State, Brazil. Msc, Colorado School of Mines, 124p.
- Ramos Filho, W. L. & Kuyumjian, R. M., 2002. Análise integrada de dados em exploração mineral: o Depósito de Cobre e Ouro de Chapada, Goiás. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 41, João Pessoa. Atas...: 218.
- Reynolds, J. M., 1997. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. Chichester. John Wiley & Sons. 796p.
- Richardson, S. V.; Jones, L. M.; Kesler, S. E., 1988. Strontium isotopic geochemistry of Pan-African/Brasiliano rocks, Chapada Cooper Deposit, Goiás, Brazil. *Geologische Rundschau*, Stuttgart, v. 77, n.3, p.763-770.
- Rodrigues, J. B., Gioia, S. M. L. C.; Pimentel, M. M., 1999. Geocronologia e geoquímica de rochas ortognáissicas da região entre Iporá e Firminópolis: implicações para a evolução do Arco Magmático de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **29** (2): 207-216.
- Sandrin, A. & Elming, S. A, 2006. Geophysical and petrophysical study of an iron oxide copper gold deposit in northern Sweden. *Ore Geology Reviews*. **29**: 1-18.
- Santos, M. H. L., 2006. Processamento, nivelamento e integração de levantamentos aerogeofísicos magnetométricos no Estado de Minas Gerais e sua contribuição à geologia da porção sul do Cráton São Francisco. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, 134p.
- Sawkins, F. J., 1990. *Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics*. Ed. Springer-Verlag. 461p.
- Seer, H. J, 1995. Geologia, Deformação e Mineralização de Cobre no Complexo Vulcano-sedimentar de Bom Jardim de Goiás. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, 190p.
- Shieves, R. B. K., Charbonneau, B. W., Ford, K. L., 1997. The detection of potassic alteration by gamma-ray spectrometry-recognition of alteration related to mineralization. *In Proceedings of*

- Exploration 97: Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration. Edited by A. G. G. Gugins, p.741-752.
- Silva, A. J. P.; Lopes, R. C.; Vasconcelos, A. M.; Bahia, R. B. C., 2003. Bacias sedimentares paleozóicas e meso-cenozóicas interiores. In: Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. (Organizadores). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: textos, mapas e SIG*. CPRM. Brasília, 2003. Cap.2, p.55-85.
- Silva, A. M.; Oliveira, C. G.; Marques, G. C.; Pires, A. C. B., 2007. Geophysical responses of hydrothermal rocks associated with copper gold mineralization in the Neoproterozoic Mara Rosa Magmatic Arc, central Brazil. In Proceedings of Exploration 2007: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration". Edited by B. Milkeraït, p.1179-1183.
- Soares, J. E. P.; Berrocal, Jesus ; Fuck, R. A.; Mooney, Walter D ; Ventura, D. B. R.; 2006. Seismic characteristics of central Brazil crust and upper mantle: a deep seismic refraction study. *Journal of Geophysical Research*, v. 111, n. b12302, p. 1029-1060.
- Taylor, B. E., 2007. Epithermal gold deposits. In: Goodfellow, W.D., ed., Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces and exploration methods: Geological association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 113-139
- Telford, W. M, Geldart, L. P., Sheriff, R. E., Keys, D. A., 1976. Applied Geophysics 1ªEd., Cambridge University Press, 841p.
- Thomson, S.; Fountain, D.; Watts, T.; 2007. Airborne Geophysics: Evolution and Revolution. In Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration, edited by B. Milkereit, p. 19-37.
- Thurston, J. B. & Smith, R. S., 1997. Automatic conversion of magnetic data to depth, dip and susceptibility contrast using the SPI(TM) method. *Geophysics* **62**(3): 807-813.
- Torquato, J. R. & Kawashita, K., 1990. Radioatividade e princípios físicos da geocronologia. *Revista de Geologia*, **3**:101-121.
- Toulière, B; Perrin, J.; Le Berre, P.; Pasquet, J. F.; 2003. Use of airborne gamma-ray spectrometry for kaolin exploration. *Journal of Applied Geophysics*. **53**(2003) 91-102.
- Townley. B. K., 2001. Metalogénesis: Hidrotermalismo y Modelos de Yacimientos. Apuntes y Referências. Documento de Avance. Geología Económica. Departamento de Geología. Universidad de Chile, 89p.
- Vasconcelos, R. M., Metelo, J. M.; Mota, C. A.; Gomes, D. R., 1994. Geofísica em levantamentos geológicos no Brasil. Rio de Janeiro. CPRM. 172p.
- Veiga, A. T. C., Latorraca, F., Marques, C. G. M., Veloso, F. D. M. L., 1986. Síntese da geologia do sul de Goiás: proposta de revisão estratiográfica e conseqüente reformulação de diretrizes exploratórias. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia. Atas... v. 2: 876- 885.
- Wilford, J. R.; Bierwith, P. N.; 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): 201-2016.

York, D., 2003. Results on Ar/Ar dating of Brazilian rock samples. Argon Geochronology Laboratory, Department of Physics, University of Toronto. (Unpublished).

Páginas Eletrônicas:

www.minerios.com.br - acessado em agosto de 2009.