



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG**

**CONTRIBUIÇÃO DA AEROGEOFÍSICA NA CARACTERIZAÇÃO DE SUTURAS
COLISIONAIS E DE SISTEMAS TRANSCORRENTES:**

O EXEMPLO DE PORANGATU, BRASIL CENTRAL

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N° 231

MARCUS FLAVIO NOGUEIRA CHIARINI

ORIENTADOR:

PROF. DR. ELTON LUIZ DANTAS

CO-ORIENTADORES:

PROF. DR. AUGUSTO CÉSAR BITTENCOURT PIRES

PROF. DR. ROBERTO ALEXANDRE VITÓRIA DE MORAIS

BANCA EXAMINADORA:

PROF. DR. ANTÔNIO CARLOS PEDROSA SOARES

PROF. DR. JOSÉ EDUARDO PEREIRA SOARES

PROF. DR. ELTON LUIZ DANTAS

**BRASÍLIA – DF
2007**

RESUMO

O presente estudo tem como objetivo integrar interpretações aerogeofísicas de alta resolução e de mapeamento geológico básico para avançar no conhecimento tectônico da região de Porangatu – GO. No processamento de dados foram utilizados os produtos do Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás – Bloco 1, Arco Magmático de Mara Rosa, série 3008 da base Aero do Serviço Geológico do Brasil -CPRM, realizado em 2004. Esses dados foram adquiridos com taxa de amostragem de 0,1 s para a magnetometria e de 1,0 s para a gamaespectrometria, com altura nominal de vôo de 100 m, linhas de produção N-S, espaçadas de 500 m, e as linhas de controle E-W com espaçamento de 5000 m.

O processamento constituiu basicamente na definição do algoritmo interpolador (*krigagem*) e tamanho de célula de interpolação (125 m), o micronivelamento, visando homogeneizar a distribuição espacial, e a geração dos temas transformados do Campo Magnético Anômalo, tais como Amplitude do Sinal Analítico, Amplitude do Gradiente Horizontal Total, Inclinação do Sinal Analítico e Deconvolução de Euler, além dos produtos radiométricos.

A arquitetura crustal da região de Porangatu é caracterizada por um arranjo de blocos litosféricos, com características isotópicas e geocronológicas distintas, colocados adjacentes por um regime tectônico convergente oblíquo, sendo o limite desses blocos importantes descontinuidades tectônicas. Os grandes limites foram associados a descontinuidades gravimétricas, sísmicas e magnetométricas, interpretadas como feições tectônicas profundas de primeira ordem, representadas por zonas de cisalhamento transcorrentes de grande magnitude, sendo a principal o Lineamento Transbrasiliano (LT), considerada a “cicatriz” de uma zona de sutura colisional.

As interpretações dos produtos aerogeofísicos associadas ao mapeamento geológico na escala 1:100 000 da Folha Porangatu permitiram a caracterização de um sistema de transcorrência destal, o qual apresenta feições de arrasto subordinadas à mega zonas de cisalhamentos de direção N30°E representantes dos Lineamentos Transbrasilianos. A configuração do sistema controla o alojamento ígneo tardi a pós-tectônico em zonas de fraquezas crustais. Este foi denominada Sistema Transcorrente Porangatu.

Com o mapeamento geológico foi possível identificar três grandes entidades geológicas: **Complexo Arqueano Serra Azul**, **Complexo Porangatu – Novo Planalto** e terrenos associados ao **Arco Magmático de Mara Rosa**.

O Complexo Arqueano Serra Azul constituído por gnaisses graníticos foi imbricado tectonicamente em meio a rochas mais jovens no fechamento deste sistema convergente no final do neoproterozóico. E separa o Complexo Porangatu – Novo Planalto (a W), dos terrenos associados ao Arco Magmático de Mara Rosa (a E).

Nos domínios dos terrenos gerados em ambiente de arco magmático, diversos autores com o advento da geocronologia identificaram duas principais fases de atividade ígnea, sendo a mais antiga entre 890 e 800 Ma, e a mais nova no período de 660 a 600 Ma. As rochas relacionadas ao Arco Magmático de Mara Rosa apresentam amplo espectro de composicional, variando desde gabros, anfibolitos, tonalitos até granitos. A discriminação das séries da magnetita e da ilmenita proposta por Ishihara (1977), como indicativa de evolução de um sistema de arco magmático foi aplicada com sucesso, identificando uma zonação bipolar de domínios de susceptibilidade magnética (SM) na Imagem da Amplitude do Sinal Analítico, e posteriormente, corroborado pela micropetrografia que identifica esses minerais. Os temas radiométricos também apresentam as concentrações dos três radioelementos (K, Th e U) de forma bipolar, indicando baixos teores coincidentes espacialmente com altos valores de susceptibilidade magnética. A descontinuidade abrupta observada tanto nos produtos radiométricos como nos magnetométricos também é coincidente e aqui denominada Descontinuidade Geofísica Porangatu – Mutunópolis – Amaralina (**DG-PUMA**). A DG-PUMA possivelmente está relacionada à justaposição de terrenos de duas fases de acreção crustal distintas. A leste da DG-PUMA (alta SM, 0,04 T/m) dominam principalmente gabros e magnetita-hornblenda tonalitos toleíticos a calci-alcalinos com $\epsilon_{Nd}(t)$ positivo evidenciando que estas rochas foram derivadas de crosta juvenil indicando pouca contaminação crustal, gerados num ambiente de arco de ilhas intra-oceânico entre 890 e 800 Ma. A oeste da DG-PUMA (baixa SM, 0,001 a 0,01 T) predominam granada tonalitos e granitos calci-alcalinos de altos K e Sr com ϵ_{Nd} negativo cristalizadas entre 660 e 600 Ma num estágio mais evoluído do sistema de arco magmático com contribuição crustal.

O Complexo Porangatu – Novo Planalto é representado por gnaisses tonalíticos a graníticos com idades U-Pb em zircão em torno de 570 a 530 Ma, sendo proposta uma história tectônica envolvendo maior complexidade para o sistema de arco magmático. Também como representante deste complexo está uma faixa de granulitos máficos disposta paralela a Z.C. Talismã, possivelmente representante de material de nível crustal mais profundo exumado pelo fechamento do sistema.

As respostas da Deconvolução de Euler mostram no domínio dos lineamentos transbrasilianos alta densidade de soluções configurando um plano vertical de direção N30°E. Este plano é associado à Zona de Cisalhamento Talismã, onde ocorrem milonitos limitados por faixa de granulitos máficos, sendo este plano interpretado como descontinuidade de primeira ordem e representante da sutura colisional na área de estudo.

Assim, o presente trabalho propõe a delimitação espacial dos terrenos relacionados a essas duas fases de acreção crustal dentro da evolução do Arco Mágico de Mara Rosa, transicionando de ambientes intra-ocêânico para continental e identifica limites tectônicos.

ABSTRACT

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Deus, que é a própria natureza e inclui a geologia.

Aos meus pais, Celso Chiarini e Maristela Nogueira Chiarini, pelo incentivo à ciência e apoio incondicional.

Aos irmãos, Marcelo e Kadu.

À namorada, Cecília de Araújo Resende, pelo carinho e compreensão.

Ao cientista, orientador e amigo Prof. Dr. Elton Luiz Dantas, pela paciência, dedicação, simplicidade e objetividade.

Ao Prof. Dr. Reinhardt Fuck, por todos os ensinamentos e pela força para a liberação dos dados Geofísicos.

Aos professores doutores José Oswaldo de Araújo Filho, José Eduardo Pereira Soares, Claudinei Oliveira, Adalene Moreira Silva, Augusto Pires e Roberto de Moraes.

Aos amigos geólogos Takato Nakayoshi e Diogo de Sordi que passaram suas férias nas etapas de campo deste trabalho.

À amiga geóloga Giana Márcia pelo incentivo.

Ao amigo geólogo Marcelo Ferreira da Silva, pelo companheirismo científico e ético.

Às geólogas Cristiane Moura e Gloria Obando pela troca de idéias geofísicas.

À Kate, Israel e Cleiton pela ajuda computacional.

Ao Osmar por manter o Laboratório de Geofísica Aplicada um ambiente agradável e de bom humor. À dona Fátima pelos litros de café. Ao Zilberto, motorista e comediante das investidas ao campo.

À turma de 98, todos os amigos do TF 2004 e à turma do TF 2006.

Aos Professores Doutores. Almir Neves Figueiredo (*in memorian*) e Vasile Marza (*in memorian*).

Aos amigos Zezin Canela de Ema, Almir e Frederico Bedran.

Ao CNPq e ao PRONEX pela bolsa de mestrado e auxílio financeiro.

À CPRM pela concessão dos dados geofísicos.

E ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB)

CUM MENTE ET MALLEO.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Localização e acesso.....	5
1.3. Métodos de trabalho	7
2. GEOLOGIA REGIONAL	8
3. PROCESSAMENTO MAGNETOMÉTRICO E GAMAESPECTROMÉTRICO	16
3.1. Natureza dos Dados	16
3.2. Processamento Comum aos Dois Métodos	19
3.3. Magnetometria.....	22
3.3.1. Processamento Magnetométrico.....	25
3.3.2. Produtos Magnetométricos	27
3.4. Gamaespectrometria	32
3.4.1. Processamento Gamaespectrométrico	33
3.3.2. Produtos Gamaespectrométricos	33
4. GEOLOGIA DA REGIÃO DE PORANGATU E INTEGRAÇÃO AEROGAMAESPECTROMÉTRICA	40
5. AEROMAGNETOMETRIA APLICADA À COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA REGIÃO DE PORANGATU	65
5.1. Aeromagnetometria aplicada à problemas tectônicos: Breve Revisão.....	65
5.2. Contribuição da Aerogeofísica na caracterização do Arcabouço Tectônico do Sistema Transcorrente Porangatu	71
5.3. Deconvolução de Euler Aplicada à Geometria e Historia Cinemática das Zonas de Cisalhamento Transcorrentes.....	76
6. DISCUSSÕES	86
7. CONCLUSÕES.....	99
11. BIBLIOGRAFIA	101

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1	Estruturação e grandes lineamentos magnéticos da porção norte de Goiás e sul de Tocantins, localizando a área de estudo em região de alta densidade de estruturas geológicas e magnéticas, modificado de Hasui <i>et al.</i>, 1994.	3
Figura 1.2	Macro estruturas da Província Tocantins, localizando a área de estudo em região de alta densidade de estruturas, modificado de Marini <i>et al.</i>, 1984.	4
Figura 1.3	Localização geográfica da Folha Porangatu com as principais vias de acesso à área de estudo.	6
Figura 2.1	Mapa geológico da Província Tocantins (modificado Pimentel <i>et al.</i>, 2004.)	11
Figura 2.2	Mapa geológico da Faixa Granulítica de Porangatu-Go (Modificado de Gorayeb, 1995.), definidas por um marcante arranjo de elementos estruturais de direção NNE-SSW, que caracterizam três compartimentos litoestruturais distintos, de oeste para leste: 1- Faixa Granulítica de Porangatu; 2- Zona de cisalhamento Talismã, limitada a leste pelo Lineamento Cajueiro – Serra Azul e 3- Terreno Gnáissico Supracrustal (Gorayeb, 1996.)	12
Figura 2.3	Imagem da Amplitude do Sinal Analítico, Projeto Geofísico Brasil Canadá, Blum, M.L.B. 1999 , o polígono amarelo representa os limites da área de estudo do presente trabalho.	13
Figura 2.4	Interpretação da Amplitude e da Inclinação do Sinal Analítico, Projeto Geofísico Brasil Canadá, modificado de Blum, M.L.B. 1999 , o polígono amarelo representa os limites da área de estudo do presente trabalho.	14
Figura 2.5	Síntese da evolução tectônica do Arco Magmático de Goiás, (adaptado de Pimentel <i>et al.</i>, 2004 e Dantas <i>et al.</i>, 2006.)	15
Figura 3.1	Localização dos dados geofísicos. CPRM – Projetos Aerogeofísicos Série 3000	17
Figura 3.2	Tabela dos parâmetros gerais do aerolevante. Todas as coordenadas estão referenciadas ao datum SAD-69, as coordenadas métricas estão na projeção UTM zona 22 S. Maiores detalhes estão no sítio da CPRM na internet (http://www.cprm.gov.br/aero/3000/aero3000.htm).	18
Figura 3.3	Tabela da taxa de amostragem e resolução instrumental (cps = contagem por segundo).	18
Figura 3.4	Organograma esquemático da ordem de geração dos produtos.	26
Figura 3.5	Imagem do Campo Magnético Anômalo.	30
Figura 3.6	Amplitude do Gradiente Horizontal Total de Ordem Zero.	30
Figura 3.7	Amplitude do Sinal Analítico de Ordem Zero.	30
Figura 3.8	Imagem da Inclinação do Sinal Analítico de Ordem Zero.	30

Figura 3.9	Soluções para a Deconvolução de Euler	30
Figura 3.10	Gráfico mostrando os picos de intensidade para o espectro de energia do K e para as séries de decaimento do Th e U, e o espectro abrangente da Contagem Total. (modificada de <i>Minty et al., 1997</i>).	33
Figura 3.11	Detalhe esquemático da imagem do Gradiente da Contagem Total, mostrando sua propriedade de realçar os limites dos domínios. A linha preta localiza o perfil abaixo discutido.	34
Figura 3.12	Perfis da Contagem Total e do seu gradiente (derivada). Mostrando os limites do domínio gamaespectrométrico bem marcados como picos no perfil do gradiente.	34
Figura 3.13	Imagem da Contagem Total.	37
Figura 3.14	Imagem do Gradiente da Contagem Total.	37
Figura 3.15	Imagem do Canal do K.	37
Figura 3.16	Imagem do Canal do Th.	37
Figura 3.17	Composição Ternária RGB para K, Th e U, respectivamente.	37
Figura 3.18	Imagem da Razão (Th / K).	37
Figura 3.19	Imagem da Razão (U / Th).	38
Figura 3.20	Imagem da Razão (U / Th), com domínios discriminados.	38
Figura 3.21	Imagem RGB (K, Th e U), com domínios discriminados.	38
Figura 3.22	Imagem do GCT, com domínios discriminados.	38
Figura 3.23	Imagem do Canal do Th, com domínios discriminados.	38
Figura 3.24	Interpretação dos Grandes Domínios Gamaespectrométricos.	38
Figura 3.25	Tabela das respostas gamaespectrométricas para os domínios interpretados, AA = muito alto; A = alto; M = médio; MB = médio baixo; B = baixo e BB = muito baixo.	39
Figura 4.1	Imagem do Modelo Digital de Terreno.	40
Figura 4.2	Mapa Geológico	42
Figura 4.3	Imagem Th/K mostrando para o domínio gamaespectrométrico I uma baixa razão realçada para o domínio da Serra Azul	44
Figura 4.4	Magnetita biotita xisto feldspático deformado, afloramento nas proximidades da Serra Verde, na localidade fazenda Santa Maria. Os afloramentos de magnetita biotita xisto feldspático situam-se a leste da Serra Verde. Ocorrem em padrão rasteiro e intemperizado.	46
Figura 4.5	Biotita-quartzo xisto na porção central da área.	46

Figura 4.6	Seção delgada de Biotita xisto feldspático, com magnetita (693255 mE 8530687 mN) – PGT-62	47
Figura 4.7	Turmalina-muscovita xisto próximo à Serra do Presídio	47
Figura 4.8	Seção delgada com nicóis paralelos e cruzados do Gondito, formado pela precipitação química subaquosa de óxido de manganês intercalado com quartzo.	47
Figura 4.9	Hornblenda gnaiss deformado com xenólitos de rochas de composição diorítica e de metagabros. Afloramento localizado na Fazenda São José, PGT-56 (699683 mE, 8538837 mN).	49
Figura 4.10	Seção delgada com nicóis cruzados de Hornblenda-biotita gnaisses foliado apresentando textura nematoblástica e cristais de magnetita subédricos (707652 mE, 8545054 mN) - PGT-16.	49
Figura 4.11	Seção delgada com nicóis cruzados de Hornblenda-biotita gnaiss tonalítico (708392 mE, 8557607 mN) - PGT-20.	49
Figura 4.12	Seção delgada com nicóis cruzados de Metagabro, constituído por hornblenda, plagioclásio cálcico e magnetita subédrica coletada na porção NE da área de estudo (712726 mE, 8559170 mN) - PGT-21b.	50
Figura 4.13	Seção delgada de Metagabro, constituído por hornblenda, plagioclásio cálcico e magnetita euédrica na porção NE da área de estudo (712726 mE, 8559170 mN) - PGT-21	50
Figura 4.14	Amostra de gnaiss tonalítico com deformação caracterizada pela presença cristal de hornblenda em Sigmóide (697515 mE, 8560939 mN) -Seção delgada com nicóis cruzados PGT-34	50
Figura 4.15	Seção delgada com nicóis cruzados de Hornblenda-biotita metatonalito (702289 mE, 8540787 mN) a presença de hornblenda atesta uma baixa evolução da diferenciação magmática. PGT-52.	50
Figura 4.16	Pedreira desativada do Álcali Granito Serra Verde (684271 mE, 8528786 mN)	52
Figura 4.17	Face de corte da pedreira do Álcali Granito Serra Verde (684271 mE, 8528786 mN).	53
Figura 4.18	Figura 4.18: Seção delgada de granada gnaiss granítico milonitizado na Zona de Cisalhamento Talismã, mostrando que o processo de milonitização superou o limite de plasticidade do quartzo, este apresentando-se estirado e segregado (685870 mE, 8547228 mN). PGT-133.	54
Figura 4.19	Piroxênio em granada gnaiss tonalítico do Complexo Porangatu. PGT-259.	54
Figura 4.20	Cristal de piroxênio alterado para anfibólio em metagabro (697123 mE, 8561150 mN). PGT-35	55
Figura 4.21	Metagabro, com aspecto textural poligonal dos cristais de hornblenda, plagioclásio e granada em rocha do Complexo Porangatu-Novo Planalto (690215 mE, 8550500 mN). PGT-128.	55

Figura 4.22	Biotita gnaisse granítico do Complexo Porangatu. PGT-261.	56
Figura 4.23	Gnaisse Complexo Porangatu-Novo Planalto constituído por hornblenda, plagioclásio e endenberbito (668715 mE, 8539796 mN). PGT-258	56
Figura 4.24	Metagabro pouco deformado, constituído por hornblenda e plagioclásio em textura granoblástica do Complexo Máfico-Ultramáfico Serra do Estrondo (667428 mE, 8554793 mN). PGT-267	57
Figura 4.25	Metagabro, constituído por Hornblenda e plagioclásio do Complexo Máfico-Ultramáfico Serra do Estrondo. PGT-270.	57
Figura 4.26	Razão U/Th realça o Granito Boa Esperança com uma resposta baixa em relação a encaixante mostrando um degrau abrupto para esta nos limites do domínio gamaespectrométrico F.	58
Figura 4.27a	Xenólito com composição de biotita tonalito em meio ao granito porfirítico pós-tectônico, no qual os cristais de K-feldspato apresentam relevo de coloração clara o que torna fácil a sua discriminação. Ponto PGT-52 a NE de Porangatu (702289 mE, 8540787 mN). O cilindro branco tem 90 cm de altura.	59
Figura 4.28	Alojamentos dos corpos de granito condicionados ao Sistema Transcorrente Porangatu.	60
Figura 4.29	Aspecto do afloramento do Granito Pós-Tectônico Boa Esperança, PGT-135	61
Figura 4.30	Aspecto anisotrópico dos cristais porfiríticos de feldspato potássico, PGT-139 (708081 mE, 8536774 mN).	61
Figura 4.31	Hornblenda-biotita granito pós-tectônico (702412 mE, 8539680 mN) PGT-51	62
Figura 4.32	Granito com titanita e magnetita pós-tectônico (699959 mE, 8539342 mN). PGT-121	62
Figura 4.33	Granito porfirítico pós tectônico, cristais de quartzo em contatos poligonais indicando cristalização estática, titanita e magnetita (708081 mE, 8536774 mN). PGT-139	62
Figura 4.34	Foto do corpo do Granito Bela Vista, que é caracterizado por boas exposições formando grandes lajedos com leve esfoliação esferoidal.	63
Figura 4.35	Recorte da Imagem RGB (K,Th,U) sobreposta a Imagem da Inclinação do Sinal Analítico. O Granito Porfirítico Boa Esperança tem seus limites marcados na resposta gamaespectrométrica onde apresenta alta concentrações dos três radioelementos, resultando na coloração clara na Imagem RGB para K, Th e U respectivamente.	64
Figura 5.1.	A disposição dos 8 spins de elétrons desemparelhados é responsável pela alta susceptibilidade da magnetita (modificado de Klein & Hurlbut, 1998). O que promove a este mineral a estrutura cristalina mais magnética da natureza.	66
Figura 5.2	Magnetita (modificado de Klein & Hurlbut, 1998).	66

Figura 5.3	Aplicação da susceptibilidade magnética e d18O na discriminação de granitóides, onde a crosta oceânica subducta de oeste para leste e mostrando o domínio da série da ilmenita a leste.(Modificado de Silver et al.,1979 in Gastil, 1990).	67
Figura 5.4	Ambiente de subducção mostrando as propriedades oxi-redutoras, fugacidade de oxigênio e de H ₂ O, e razão Fe ₂ O ₃ /FeO variando em relação à evolução da desidratação da placa subductada.	68
Figura 5.5	Mapa Estrutural mostrando as zonas de cisalhamento do Sistema Transcorrente Porangatu e a Descontinuidade Geofísica PUMA.	72
Figura 5.6	ASA com os domínios e leneamentos magnéticos interpretados	73
Figura 5.7	ISA com os domínios e leneamentos magnéticos interpretados	73
Figura 5.8	ISA e RGB (K, Th e U) sobreposta com os lineamentos magnéticos A e B traçados	73
Figura 5.9	Soluções para a Deconvolução de Euler	73
Figura 5.10	ISA e Soluções para a Deconvolução de Euler	73
Figura 5.11	Interpretação Magnetométrica Integrada	73
Figura 5.12	Perfil magnético da Amplitude do Sinal Analítico (ASA) evidenciando as diferentes amplitudes dos domínios magnéticos (A / B / C / D / E).	65
Figura 5.13	Nome das zonas de cisalhamento associadas aos Lineamentos Magnéticos interpretados.	76
Figura 5.14	Deconvolução de Euler de índice Estrutural 0, Janela de Cálculo 10x Célula Quadrática (125 m) e Tolerância 10% localizando as áreas eschidas para projeção 3D.	77
Figura 5.15	Figura esquemática localizando as respostas da Deconvolução de Euler 3D para a Zonas de Cisalhamento Talismã (ZCT).	78
Figura 5.16	Deconvolução de Euler 3D para a Zonas de Cisalhamento Talismã, mostrando um plano vertical para as fontes causativas das anomalias, que podem ser interpretadas como acúmulo de fluidos magnéticos em região de fraqueza que é o plano de falha.	79
Figura 5.17	Veio de quartzo se alojou em ortognaisse do Complexo Porangatu segundo um plano vertical de direção N30°E, indicando este como região de fraqueza pré-existente. Este plano de quartzo de veio serviu de capa protetora ao intemperismo e à erosão preservando a parede vertical em grotta de 10 m de profundidade. PGT-316 (679141 mE, 8535644 mN).	80

Figura 5.18	Visualização 3D para as soluções calculadas pela Deconvolução de Euler mostrando o encurvamento da zona de cisalhamento Serra verde.	81
Figura 5.19	Vista mostrando o relevo da Serra dos Picos.	82
Figura 5.20	Seção delgada do Quartzo-sericita-moscovita xisto na Zona de Cisalhamento Serra dos Picos, magnetita euédrica acumulada por processos de percolações de flúidos posteriores e acompanhando a foliação (707560 mE, 8519792 mN). PGT-213-b.	83
Figura 5.21	Seção delgada do Quartzo-moscovita xisto na Zona de Cisalhamento Serra dos Picos mostrando cristais de quartzo segregados e estirados acompanhando a foliação da muscovita (708516 mE, 8519940 mN). PGT-221	83
Figura 5.22	Projeção 3D para as soluções calculadas pela Deconvolução de Euler para a região da Serra dos Picos	84
Figura 5.23	Imagem do Modelo Digital de Terreno com soluções da Deconvolução de Euler sobreposta, mostrando a alta densidade de anomalias coincidentes e alinhadas com a quebra de relevo da Serra do Presídio.	85
Figura 5.24	Imagem em 3D para a Deconvolução de Euler para a Z.C.S.PR.	85
Figura 6.1	Imagem da composição ternária RGB para K, Th e U respectivamente para o Arco Magmático de Mara Rosa mostrando dois domínios de propriedades distintas , possivelmente relacionados a dois processos acrecionários, separados pela Descontinuidade Geofísica Porangatu-Mutunópolis-Amaralima (PUMA).	90
Figura 6.2	Imagem do canal, Th para o Arco Magmático de Mara Rosa mostrando dois domínios de propriedades distintas , possivelmente relacionados a dois processos acrecionários, separados pela Descontinuidade Geofísica Porangatu-Mutunópolis-Amaralima (PUMA).	91
Figura 6.3	Imagem da razão U / Th para o Arco Magmático de Mara Rosa mostrando dois domínios de propriedades distintas , possivelmente relacionados a dois processos acrecionários, separados pela Descontinuidade Geofísica Porangatu-Mutunópolis-Amaralima (PUMA).	92
Figura 6.4	Imagem da composição ternária CMY (ciano, magenta e amarelo) para K, Th e U respectivamente para o Arco Magmático de Mara Rosa mostrando dois domínios de propriedades distintas , possivelmente relacionados a dois processos acrecionários, separados pela Descontinuidade Geofísica Porangatu-Mutunópolis-Amaralima (PUMA).	93
Figura 6.5	Imagem da Contagem Total para o Arco Magmático de Mara Rosa mostrando dois domínios de propriedades distintas, possivelmente relacionados a dois processos acrecionários, separados pela Descontinuidade Geofísica Porangatu-Mutunópolis-Amaralima (PUMA).	94

Figura 6.6	Imagem do Gradiente da Contagem Total para o Arco Magmático de Mara Rosa mostrando dois domínios de propriedades distintas , possivelmente relacionados a dois processos acrecionários, separados pela Descontinuidade Geofísica Porangatu-Mutunópolis-Amaralima (PUMA).	95
Figura 6.7	Imagem da Inclinação do Sinal Analítico e composição ternária RGB para K, Th e U sobreposta mostrando dois domínios de propriedades distintas, possivelmente relacionados à dois processos acrecionários, separados pela Descontinuidade Geofísica Porangatu-Mutunópolis-Amaralima (PUMA).	96
Figura 6.8	Inverso da Contagem Total mostrando as ocorrências de Au no Arco Magmático de Mara Rosa.	97
Figura 6.9	Imagem RGB (K,Th e U respectivamente) com o Modelo Digital de Terreno de exagero vertical de 10x mostrando o relevo relativamente mais arrasado para o domínio mais escuro da figura, o que se reflete na baixa densidade de afloramentos.	98

1- INTRODUÇÃO

O Lineamento Transbrasiliano é a principal feição regional presente na porção central da Província Tocantins, no Brasil Central. É definido como falhas regionais intracontinentais de direção geral N30°E (Schobbenhaus, 1975; Marini *et al.*, 1984; Cordani *et al.*, 1984), posteriormente caracterizadas como zonas de cisalhamento transcorrentes dúcteis, cuja continuidade se estende por mais de 5000 km até o continente africano. As principais interpretações acerca do processo gerador destas grandes estruturas regionais sugerem que seu desenvolvimento estaria relacionado à justaposição de blocos litosféricos, colocados adjacentes por um regime tectônico convergente oblíquo (Sena Costa & Hasui, 1988; Hasui *et al.*, 1994; Strieder *et al.*, 1994). A maior consequência deste processo colisional é a formação da Faixa Brasília, gerada pela convergência dos Crátons Amazônico e São Francisco-Congo durante a Orogênese Brasileira no Neoproterozóico. A colisão entre estas massas continentais é decorrente do consumo de litosfera oceânica por subducção, fechamento do Oceano de Goiás, geração de arcos magmáticos, cinturões granulíticos e zonas de suturas, como definidos e estudados por diversos autores (Kuyumijian e Suddaby, 1988; Fuck *et al.*, 1994; Strieder e Nilson, 1994; Hasui *et al.*, 1994; Strieder e Suita, 1999; Araújo Filho, 2000, Pimentel *et al.*, 2000, 2004; Dantas *et al.*, 2006). A delimitação precisa dos limites destas suturas permanece uma questão em aberto e ainda existem muitos problemas a serem solucionados acerca da estruturação e da evolução tectônica da Província Tocantins.

Uma maneira indireta de enfrentar estes problemas é a utilização de trabalhos geofísicos aplicados a modelos de evolução tectônica. Os trabalhos pioneiros de Halary e Hasui (1985) demonstram a existência de anomalias gravimétricas relacionadas a cinturões granulíticos, interpretados como uma sutura colisional. Por sua vez, Blum (1999) reconhece fortes descontinuidades magnéticas associadas a um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes. Por fim, estudos de refração sísmica profunda e de função do receptor têm contribuído para o avanço do conhecimento da evolução da Província Tocantins, no sentido da determinação dos limites de grandes blocos crustais, posicionamento de suturas e profundidade de descontinuidades litosféricas na interface da Moho (Soares, 2006; Melo, 2006). A razão de Poisson (V_p/V_s) mostra

1-INTRODUÇÃO

um degrau abrupto (2,3 km) de camadas do modelo sísmico sob grandes zonas de cisalhamento dúcteis representativas do contato entre diferentes entidades tectônicas.

Uma “área chave” para o entendimento da evolução da Província Tocantins é a região de Porangatu, caracterizada pela alta densidade de anomalias geofísicas (gravimétricas, sísmicas e magnetométricas), bem como pela presença de complexa estruturação tectônica. Esta abrange a junção de diferentes terrenos tectono-estratigráficos delimitados por um complexo sistema de zonas de cisalhamento do tipo transcorrentes, cuja maior expressão constitui o Lineamento Transbrasiliano (Figuras 1.1 e 1.2).

O principal objetivo do presente trabalho é a integração do mapeamento geológico (1:100.000) ao processamento e interpretação de dados aerogeofísicos de alta resolução (linhas de vôo espaçadas de 500 metros). Estes permitem maior detalhamento do arcabouço tectônico desta região, e possibilitam avanço no entendimento da evolução geológica desta porção da Província Tocantins, que engloba o Arco Magmático de Goiás e suas adjacências imediatas.

Os principais problemas estudados são o comportamento das anomalias magnéticas e a assinatura radiométrica (gamaespectrometria) de rochas geradas por acreção crustal de arcos magmáticos em ambientes colisionais, além da identificação de zonas de suturas em limites de blocos litosféricos tectonicamente paralelizados ao longo de grandes lineamentos continentais.

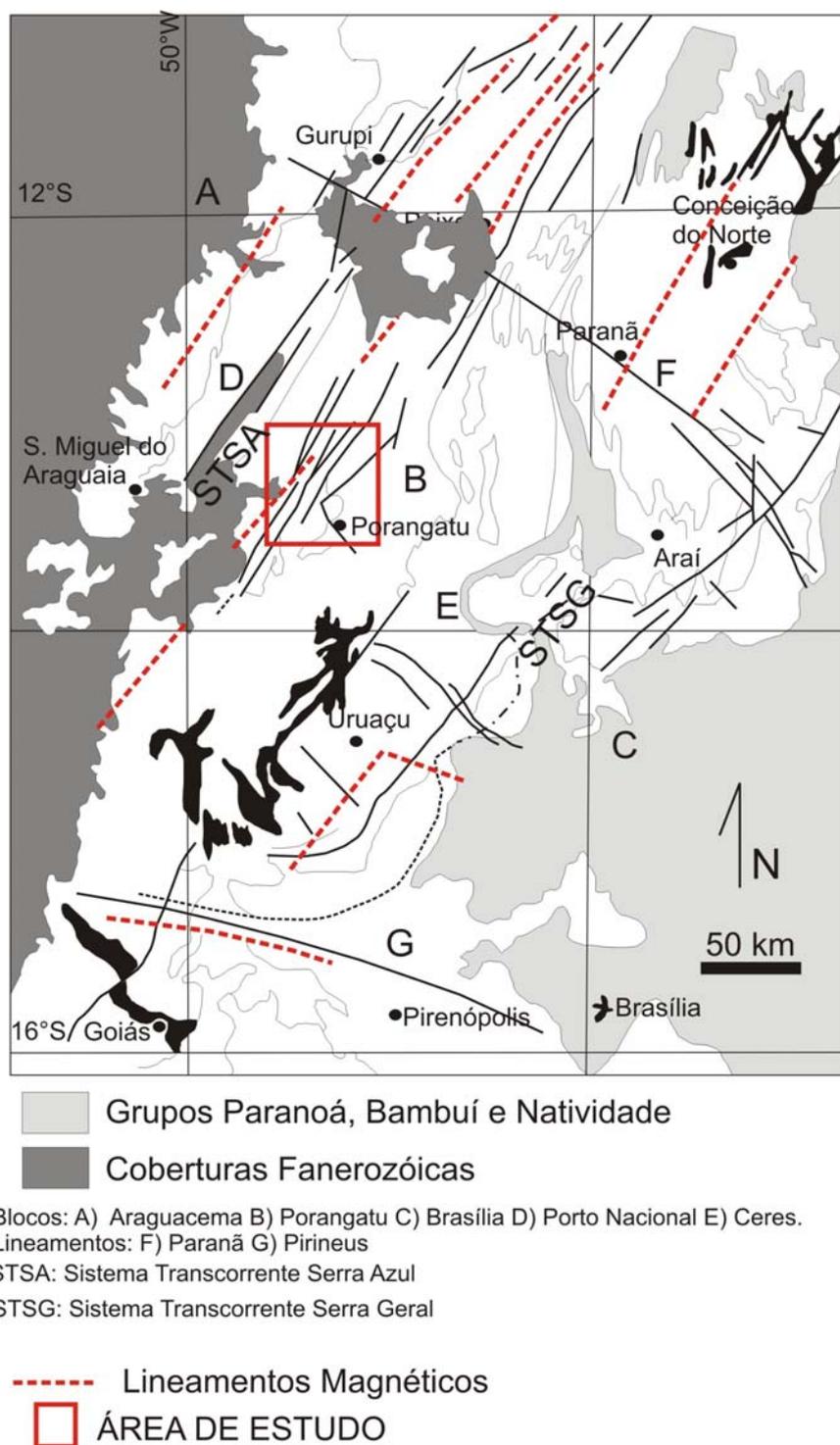


Figura 1.1: Estruturação e grandes lineamentos magnéticos da porção norte de Goiás e sul de Tocantins, com localização da área de estudo em região de alta densidade de estruturas geológicas e magnéticas, modificado de [Hasui et al., 1994](#).

1-INTRODUÇÃO

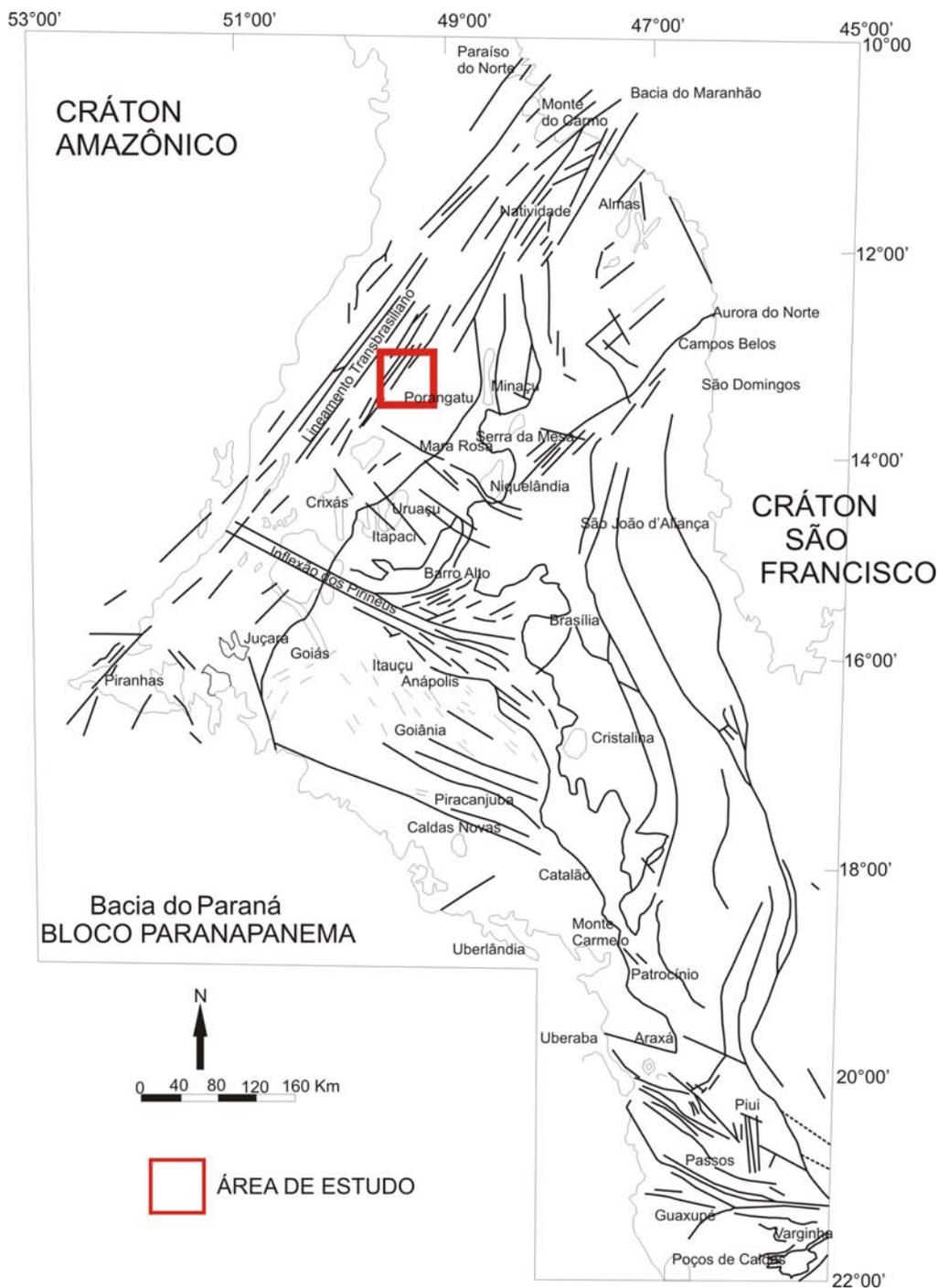


Figura 1.2: Macro-estruturas da Província Tocantins, com localização da área de estudo em região de alta densidade de estruturas. Modificado de [Marini *et al.*, 1984](#).

1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo consiste na totalidade da folha topográfica Porangatu (CIM: SD 22-X-D-I), localizada quase inteiramente no norte do Estado de Goiás, com apenas o extremo NW localizado no Estado de Tocantins. Abrange uma área de aproximadamente 3.080 km². É limitada pelas coordenadas geográficas 13°00' a 13°30' de latitude sul e 49°00' e 49°30' de longitude oeste. Se considerado o sistema de projeção de coordenadas UTM (Zona 22 S), os limites são aproximadamente 8562000 mN, 8506700 mN 716500 mE e 662700 mE.

A Folha Porangatu 1:100 000 é limitada a norte pela Folha Talismã, a sul pela Folha Mutunópolis, a leste pela Folha Mata Azul e a oeste pela Folha Novo Planalto. O acesso principal à área do projeto é feito pela rodovia federal BR-153 (Belém-Brasília) e pela rodovia estadual GO-244, que liga as cidades de Porangatu-GO e Novo Planalto-GO. As vias interestaduais GO-147 e GO-448 fazem a ligação entre os municípios de Muntonópolis e Porangatu e Novo Planalto e São Miguel do Araguaia, respectivamente. Toda a área é servida de várias estradas vicinais que levam à fazendas e povoados da região. A **Figura 1.3** ilustra esquematicamente a localização da área.

1-INTRODUÇÃO

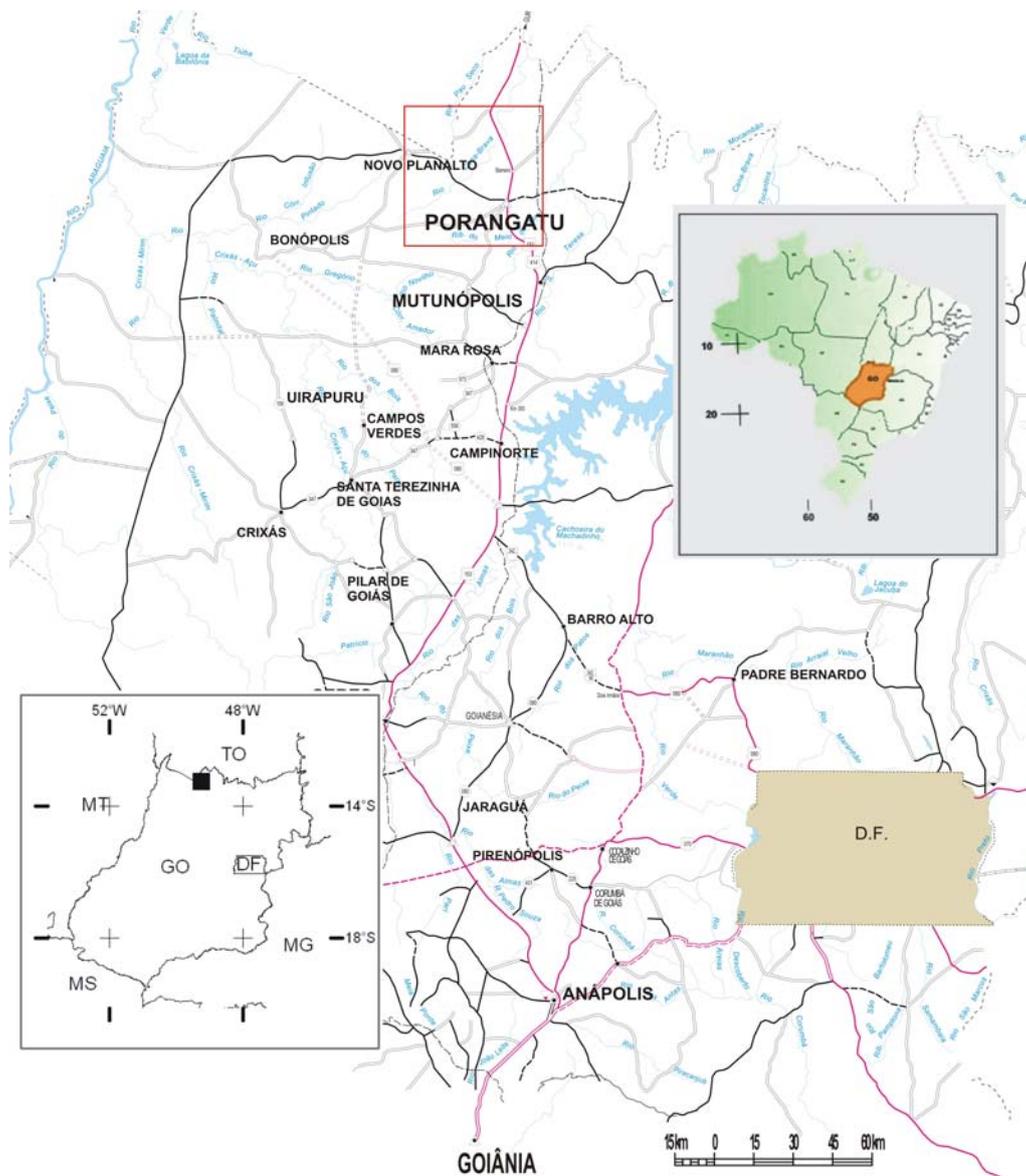


Figura. 1.3: Localização geográfica da Folha Porangatu e principais vias de acesso à área de estudo.

1.3 MÉTODOS DE TRABALHO

Este trabalho é o produto da integração de diferentes ferramentas, como o mapeamento geológico básico realizado na escala 1: 100.000 e dados aerogeofísicos de alta resolução, os quais auxiliaram na delimitação e descrição das grandes unidades geológicas regionais. Posteriormente, técnicas de processamento e interpretação de dados aerogeofísicos foram realizados com intuito de gerar produtos que deram subsídios para a formulação de um modelo de compartimentação tectônica da área de estudo. Detalhes do processamento são apresentados no Capítulo 3.

2. GEOLOGIA REGIONAL

Nos modelos de reconstrução de supercontinentes formados durante o Neoproterozóico, a Faixa Brasília consiste em um cinturão dobrado da Província Tocantins. É constituída essencialmente por um conjunto de unidades supracrustais, as quais bordejam e são empurradas sobre o limite oeste do Cráton São Francisco e se estendem por aproximadamente 1.100 km. Um evento colisional amalgamou os Crátons Amazônico e São Francisco no final do Ciclo Brasileiro (Almeida, 1968, 1977; Almeida *et al.*, 1981, Cordani *et al.*, 1984).

A principal consequência deste processo convergente é a geração do Arco Magmático de Goiás, há aproximadamente 900 Ma (Pimentel & Fuck, 1987), resultado do fechamento do Oceano de Goiás por subducção da respectiva litosfera oceânica. A evolução do Arco Magmático foi acompanhada por diferentes períodos de acreção crustal em ambiente de arco de ilha intra-oceânico (Kuyumjian & Dias, 1991; Pimentel *et al.*, 1997; Junges *et al.*, 2002; Laux, 2004). A disposição dos terrenos do Arco Magmático de Goiás na Província Tocantins é mostrada na **Figura 2.1**. Os principais registros desta história estão presentes na região de Mara Rosa e Arenópolis, onde predominam terrenos ortognaíssicos expostos entre seqüências vulcano-sedimentares supracrustais de direção regional N30°E (Fuck *et al.*, 1993, 1994; Pimentel *et al.*, 2000, 2004; Dardenne, 2000, Dantas *et al.*, 2006). As rochas magmáticas incluem ortognaisses tonalíticos, dioríticos e granodioríticos de granulação média a grossa e coloração cinza, metamorfizados em fácies anfíbolito. Estes apresentam características gerais semelhantes à granitóides gerados em ambientes de subducção (tipo-M e I), primitivos e de caráter metaluminoso, cálcico a cálcio-alcálico de baixo K. Dados de U-Pb em zircão indicam duas fases principais de intrusão e acreção crustal, uma entre 890 e 800 Ma e outra entre 660 e 600 Ma (Viana *et al.*, 1995; Viana & Pimentel, 1993; Pimentel *et al.*, 1997; Junges, 1998; Pimentel *et al.*, 2004; Laux *et al.*, 2004; 2006; Fuck *et al.*, 2006).

Na porção do Arco de Mara Rosa, as seqüências supracrustais formam três faixas paralelas de direção NNE, denominadas faixas leste, central e oeste (Viana & Pimentel, 1993). As relações estratigráficas entre os ortognaisses e as faixas supracrustais não são claras em função da deformação (Arantes *et al.*, 1991). As supracrustais compreendem metabasaltos, meta-tufos intermediários a félsicos, grauvacas, mica xistos, cherts, formações ferríferas, quartzitos e rochas ultramáficas metamorfizadas sob condições de fácies xisto-verde alto a anfíbolito. Os anfíbolitos das seqüências supracrustais são toleíticos e cálcio-

alcalinos. Os primeiros (toleíticos) possivelmente representam restos de crosta oceânica, pois apresentam localmente estruturas *pillows* reliquiárias e são interpretados como representantes de uma bacia de *back-arc* (Kuyumjian & Dias, 1991; Kuyumjian, 1994), enquanto os cálcio-alcalinos estão possivelmente relacionados a magmatismo de arco (Palermo, 1996). Rochas metassedimentares detríticas, representadas por mica-xistos feldspáticos com granada e biotita-gnaisses de granulação fina, são abundantes nas faixas supracrustais e interpretadas como produtos da erosão do próprio arco, com pouca contribuição de fontes mais antigas (Junges, 1998; Pimentel & Junges, 1997; Pimentel *et al.*, 2002). Dados isotópicos recentes sugerem que a Sequência Mara Rosa foi depositada em torno de 800-900 Ma, enquanto a Sequência Santa Teresinha representa bacias mais jovens, datadas em *ca.* 670 Ma (Fuck *et al.*, 2006). As intrusões tardi a pós-tectônicas são representadas por plútons graníticos e gabrodioríticos que intrudem as demais unidades descritas. Estes estão relacionados com o último evento termal que afetou as rochas do Arco Magmático de Mara Rosa, há aproximadamente 600 Ma, associado ao soergimento final e colapso do Orógeno Brasileiro (Viana, 1995, Pimentel *et al.*, 2002), conforme descrito na **Figura 2.5**.

A extensão do Arco Magmático de Goiás vai além do descrito inicialmente para a região de Mara Rosa, continuando para norte de Porangatu até Santa Rosa do Tocantins e Porto Nacional, a mais de 300 km de distância da área de estudo (Fuck *et al.*, 2002).

Na região entre Porangatu e Talismã, Gorayeb (1996) descreve uma unidade geotectônica constituída por faixa de aproximadamente 80 km de comprimento e 25 km de largura máxima, denominada de Faixa Granulítica de Porangatu, de idade arqueana (Machado *et al.*, 1981). Esta faixa é orientada na direção N25°E e encontra-se embutida em gnaisses, com contatos marcados por intensas transformações em zonas de cisalhamento. Os litotipos principais são representados por enderbitos e charnoenderbitos granadíferos com mobilizados charnockíticos. Como tipos subordinados ocorrem granulitos máficos, granada anfíbolitos e granada gnaisses (raros), que constituem fundamentalmente um conjunto ortoderivado cálcio-alcalino e toleítico (**Figura 2.2**).

Datações U-Pb em zircão de gnaiss tonalítico a granodiorítico desta unidade tectônica fornecem idades em torno de 570 a 530 Ma, o que sugere que estas rochas foram geradas no final do Neoproterozóico ao Cambriano (Dantas *et al.*, 2006), bem como as rochas que ocorrem na região de Porto Nacional. Estas últimas foram anteriormente consideradas como pertencentes ao Complexo Porangatu (Machado *et al.*, 1981) e são caracterizadas pela

presença de intrusões máficas acamadadas, metamorfismo em fácies granulito, e idades em torno de 530 Ma (Lima *et al.*, 2005; Pimentel *et al.*, 2005).

O limite entre as rochas do Complexo Porangatu e as rochas do Arco Magmático de Goiás é dado pelo sistema de zonas de cisalhamento que compõem o Lineamento Transbrasiliano, que separa blocos crustais com assinaturas isotópicas distintas (Dantas *et al.*, 2007).

Uma importante zona sismogênica, conhecida como Zona Sismogênica de Porangatu (regionalmente denominada Faixa Sísmica Goiás-Tocantins), é relacionada ao Lineamento Transbrasiliano e interpretada como efeito de alívio de tensões ao longo de zonas de fraqueza no quadro geral de deslocamento da Placa Sul-Americana. Estes (Zona Sismogênica de Porangatu e Lineamento Transbrasiliano) podem estar associados à falhas normais relacionadas com a reativação Sul-Atlântica, de idade mesozóica (Mito & Hasui, 1988). As regiões de fraqueza representam a reativação de descontinuidades crustais profundas, apontadas por dados gravimétricos e magnetométricos e interpretadas como antigas zonas de suturas colisionais (**Figuras 2.3 e 2.4**) (Haralyi e Hasui, 1981, 1985; Hasui e Haralyi, 1985, Blum, 1999). Dados de sísmica de refração sugerem que as descontinuidades limitam blocos crustais com diferentes densidades (Soares, 2007, Melo, 2007) e representam variações da profundidade do Moho nestes segmentos litosféricos.

Um feixe de zonas de cisalhamento de rejeito direcional (Sena Costa & Hasui, 1988) é desenvolvido nos limites de cada bloco crustal, e podem ser agrupados em um sistema definido como Sistema de Cisalhamento Transcorrente de Porangatu (SCTP) (Dantas *et al.*, 2006). O arranjo geométrico do SCTP é um exemplo clássico de sistemas de rejeito direcional relacionado à deformação continental associada à cinturões orogênicos colisionais (*eg.* Vauchez *et al.*, 1995).

Legenda

- Coberturas Fanerozóicas

- 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 (inclui a cobertura sobre o Cráton São Francisco)
- NPpc Grupos Paranoá e Canastra
- PPar Grupo Arai PPh Grupo Natividade
- Greenstone belts / Ortognaisses
- Zona Interna**
- MPoa Mélange Ofiolítica / Grupo Araxá
- Terrenos Granulíticos + ortognaisses

- Arco Magmático**
- Seqüências vulcanossedimentares
- Ortognaisses

- Maçiço de Goiás**
- MPsm Coberturas dobradas / Grupo Serra da Mesa
- Complexos máfico-ultramáficos / seqüências vulcanossedimentares adjacentes:
 PPMpbj - Barro Alto / Juscelândia
 PPMpnc - Niquelândia / Coitezeiro
 PPMpcp - Cana Brava / Palmeirópolis
- Greenstone belts/Ortognaisses

- Convenções**
- Principais elementos estruturais:
 1 - Lineamento Transbrasiliano
 2 - Sintaxe dos Pirineus
- Falhas de empurrão (rampas frontais e oblíquas)
- Limites geológicos
- Limites da Província Tocantins
- Limites estaduais

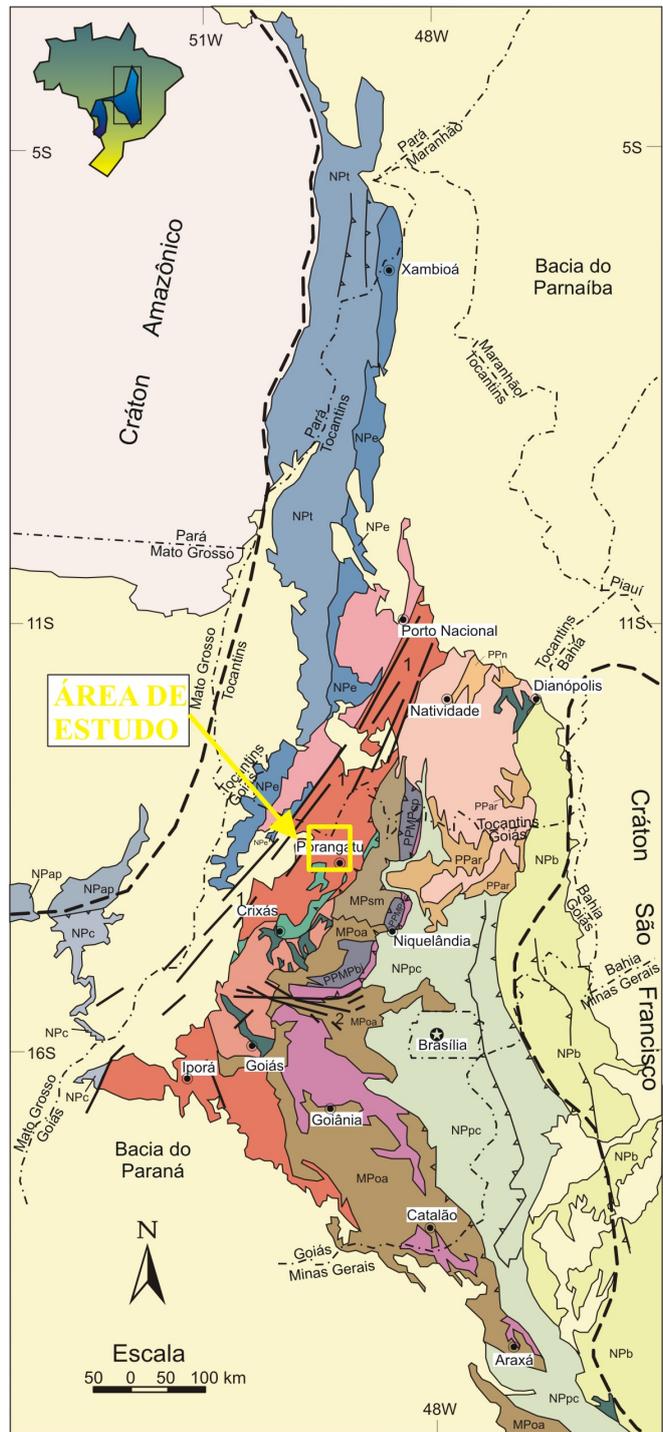


Figura 2.1 Mapa geológico da Província Tocantins (modificado [Pimentel et al., 2004](#)).

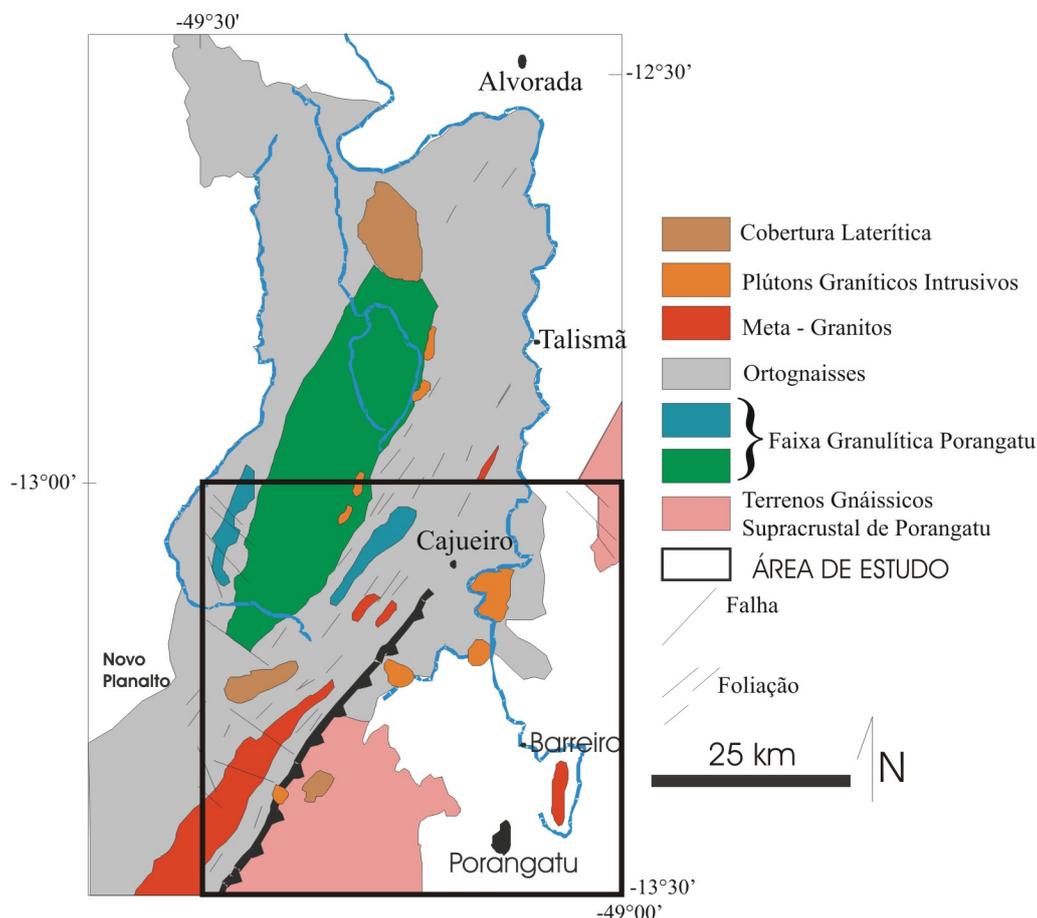


Figura 2.2: Mapa geológico da Faixa Granulítica de Porangatu-GO (modificado de [Gorayeb, 1995](#)). A Faixa Granulítica de Porangatu é definida por marcante arranjo de elementos estruturais de direção NNE-SSW, que caracterizam três compartimentos litoestruturais distintos, de oeste para leste: 1- Faixa Granulítica de Porangatu; 2- Zona de cisalhamento Talismã, limitada a leste pelo Lineamento Cajueiro – Serra Azul e 3- Terreno Gnáissico Supracrustal ([Gorayeb, 1996](#)).

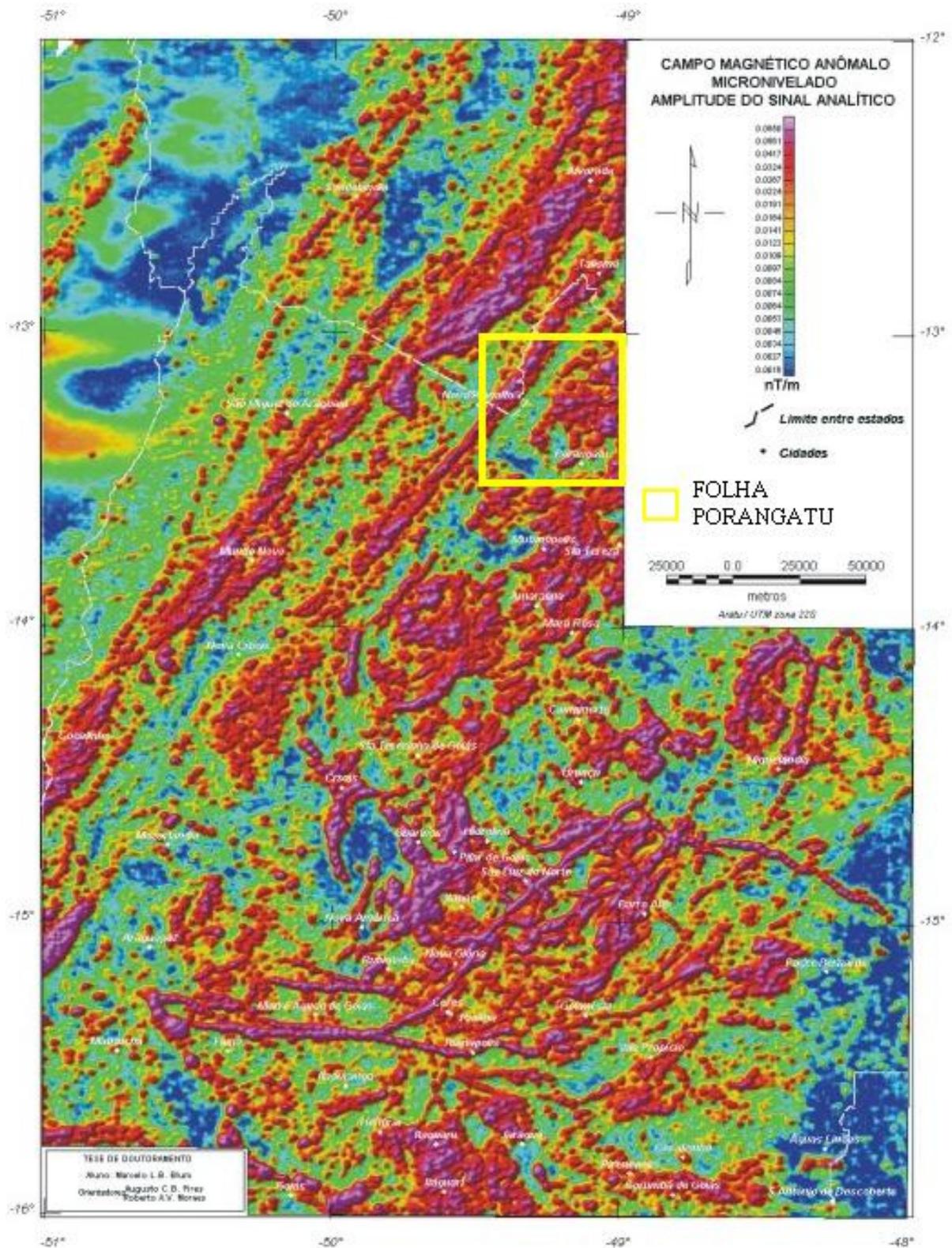


Figura 2.3: Imagem da Amplitude do Sinal Analítico, Projeto Geofísico Brasil Canadá (Blum, 1999). O polígono amarelo representa os limites da área de estudo do presente trabalho.

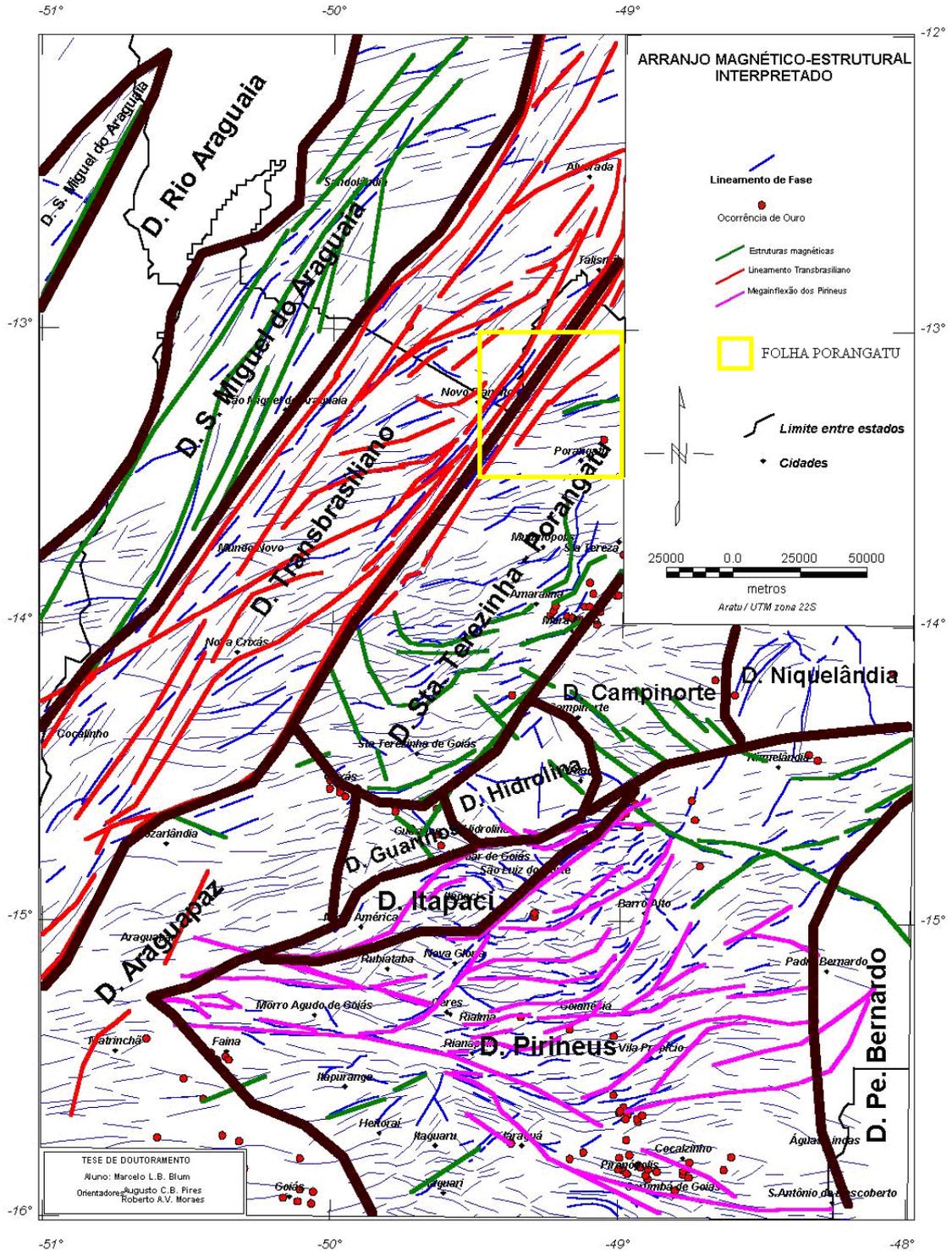


Figura 2.4: Interpretação da Amplitude e da Inclinação do Sinal Analítico, Projeto Geofísico Brasil Canadá (modificado de Blum, 1999). O polígono amarelo representa os limites da área de estudo do presente trabalho.

TABELA RESUMO DA EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS	
ca. 890-800 Ma	Formação de sistemas de arcos de ilhas intraoceânicos, caracterizados por rochas vulcânicas cálcio-alcálicas e corpos plutônicos tonalíticos e dioríticos, alguns dos quais com características geoquímicas semelhantes a magmas adakíticos.
ca. 800 Ma	Intrusões das séries inferiores dos complexos acamadados de Niquelândia, Barro Alto e Cana Brava, possivelmente em ambiente de <i>rift</i> localizado em ambiente de <i>back arc</i> .
770-760 Ma	Metamorfismo de alto grau registrado especialmente nos três grandes complexos acamadados e menos fortemente, no Arco de Arenópolis. Evento preliminarmente interpretado como colisão entre a porção norte do Arco de Goiás e a borda oeste do Cráton São Francisco.
760-680 Ma	Período de relativa quiescência ígnea. A pequena intensidade da atividade ígnea cálcio-alcálica pode representar inclinação rasa da zona de subducção e limitada fusão da cunha do manto sobre esta.
670-600 Ma	Período de intensa atividade ígnea e tectônica com alojamento de inúmeros corpos tonalíticos-granodioríticos-graníticos e abundantes corpos máficos-ultramáficos diferenciados, não somente no Arco Magmático de Goiás, como também no Complexo Anápolis-Itauçu. Assim, são caracterizados no Arco dois períodos de geração de magmas tonalíticos e acreção crustal (Junges <i>et al.</i>, 2003, Laux <i>et al.</i>, 2004, Pimentel <i>et al.</i>, 2004).
630-600 Ma	Pico do metamorfismo Brasileiro registrado em todas as rochas da Faixa Brasília.
<600 Ma	Soerguimento regional e magmatismo tipicamente pós-orogênico de caráter bimodal.

Figura 2.5: Síntese da evolução tectônica do Arco Magmático de Goiás, (adaptado de Pimentel *et al.*, 2004 e Dantas *et al.*, 2006).

3- PROCESSAMENTO MAGNETOMÉTRICO E GAMAESPECTROMÉTRICO

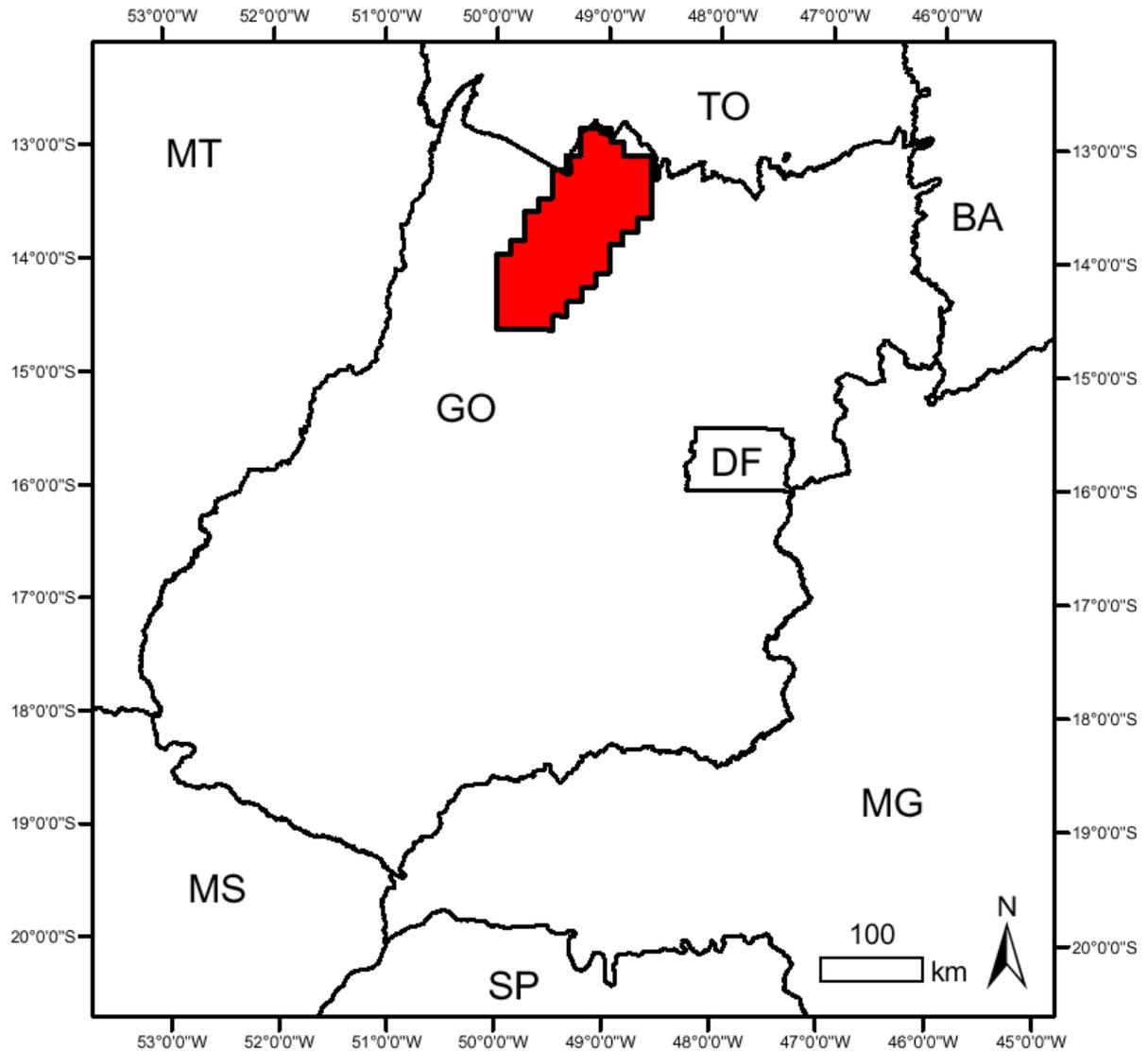
A geofísica trabalha com a medição das propriedades físicas do meio com objetivo de discriminar domínios, identificar estruturas e localizar bens minerais. Cada método geofísico possui associação a uma propriedade da matéria. Como as rochas diferem em uma ou mais propriedades, a utilização de mais de um método geofísico simultaneamente diminui as ambigüidades intrínsecas a eles.

À semelhança da década de 1970, nos últimos anos têm-se levantado grande quantidade de dados aerogeofísicos, principalmente no Estado de Goiás, com o objetivo de aumentar o conhecimento geológico e impulsionar o setor de prospecção mineral. Dentre diversos projetos está o Projeto Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás – Bloco 1 Arco Magmático de Mara Rosa (2004), com aquisição de dados aeromagnéticos e aerogamaespectrométricos de alta densidade. Este projeto está contido nos Projetos da Série 3000 da CPRM. Os dados foram cedidos pelo convênio entre UnB e CPRM, com participação do Governo do Estado de Goiás, Funmineral, Ministério de Minas e Energia e o Governo Federal. O Levantamento foi realizado pelo Consórcio Lasa Engenharia e Prospecções S.A./Prospectors Aerolevantamentos e Sistemas Ltda.

3.1 NATUREZA DOS DADOS:

A área do levantamento Aerogeofísico situa-se geologicamente no Arco Magmático de Mara Rosa e geograficamente no limite norte do Estado de Goiás conforme mostra a **Figura 3.1**.

ÁREA DO PROJETO AEROGEOFÍSICO DO ARCO MAGMÁTICO DE MARA ROSA



LEGENDA

-  ÁREA DO PROJETO AEROGEOFÍSICO DO ARCO MAGMÁTICO DE MARA ROSA

Figura 3.1: Localização dos dados geofísicos (CPRM – Projetos Aerogeofísicos Série 3000).

Os principais parâmetros do levantamento aerogeofísico são descritos nas **Figuras 3.2 e 3.3**.

PARÂMETROS GERAIS	
Período da Aquisição:	15/07/2004 a 11/11/2004
Distância Total de Perfis:	36.569,73 km
Altura de Vôo	100 m
Área Total	15.890 km ²
Direção Linhas de Vôo	N-S
Espaçamento Linhas de Vôo	0,5 km
Direção Linhas de Controle	E-W
Espaçamento Linhas de Controle	5 km

Figura 3.2: Tabela dos parâmetros gerais do aerolevanteamento. Todas as coordenadas são referenciadas ao *datum* SAD-69 e as coordenadas métricas em projeção UTM zona 22 S. Maiores detalhes no sítio da CPRM na internet (<http://www.cprm.gov.br/aero/3000/aero3000.htm>).

CARACTERÍSTICAS INSTRUMENTAIS		
Sistema	Frequência de Medição	Resolução
Magnetômetro	10 Hz	0,001 nT
Altímetros	10 Hz	1 m
Espectrômetro	1 Hz	1,0 cps
GPS	1 Hz	-

Figura 3.3: Tabela da taxa de amostragem e resolução instrumental (cps = contagem por segundo).

O Aeromagnetômetro possui sistema aeromagnético RMS ou FASDAS interligado com sensor de bombeamento ótico de vapor de césio, Scintrex ou Geometrics, modelos CS-2 ou G-822A. Os sensores são fixados nas caudas das aeronaves, em montagens tipo "*stinger*".

O Aerogamaespectrômetro apresenta as seguintes características: modelo Exploranium GR-820, de 256 canais, interligados a doze cristais detectores de NaI, de 256 polegadas cúbicas cada, totalizando 2.560 polegadas cúbicas de detectores voltados para baixo, e dois detectores de NaI de 256 polegadas voltados para cima. A amostragem foi realizada a intervalos de 1 segundo com leitura dos canais de Potássio, Urânio, Tório, Contagem Total, situados na faixa de energia de 0,41 a 2,81 MeV, e do canal de radiação cósmica, monitorada acima de 3,0 MeV. A monitoração do Radônio foi feita pelos detectores voltados para cima, na faixa de energia de 1,66 a 1,86 MeV.

O Pré-processamento dos dados foi realizado pela empresa responsável pelo levantamento. Nas medidas magnéticas, efetuou a correção altimétrica, remoção do IGRF, remoção da variação diurna do campo magnético terrestre, remoção do erro "*parallax*" do sistema, e nivelamento. Na gamaespectrometria foi realizada a correção do *dead-time*, correção do efeito *compton*, de *background* e altimétrica, correção de temperatura e pressão, nivelamento radiométrico, correção de erro de "*parallax*", conversão das contagens em elementos de concentração, cálculo do fator de sensibilidade e conversão do dado de CPS para unidade de concentração (K- %, U e Th - ppm, CT- $\mu\text{R/h}$).

3.2 PROCESSAMENTO COMUM AOS DOIS MÉTODOS

Os métodos de trabalho compreendem o tratamento dos dados utilizando os programas *Oasis Montaj GEOSOFT* versão 5.1.7 e *Arc Gis* 9.0. O processamento dos dados foi realizado no Laboratório de Geofísica Aplicada (LGA) do Instituto de Geociências (IG) da Universidade de Brasília (UnB), e inclui produção de temas e interpretação.

Intrínseca a aerogeofísica está a aquisição de dados de forma anisotrópica, ou seja, superamostragem em uma direção em relação à direção perpendicular. Daí a necessidade de se efetuar processamento de micronivelamento. A transformação de medidas discretas (como pontas de pregos em diversas alturas) em dados contínuos (como a superfície de um lençol em cima do reticulado de pregos) exige rigor teórico na determinação do método interpolador e escolha da célula unitária.

Os dados foram processados integralmente, ou seja, sem recorte espacial. Apenas as linhas de controle foram excluídas do banco de dados. As primeiras etapas do processamento

(Interpolação, Geração de Malha Regular, Determinação da Célula Unitária e Micronivelamento) foram comuns aos dois métodos.

Nos testes de consistência de magnetometria é possível identificar ruídos como picos inconsistentes (*spikes* ou efeito pepita) ao sinal, aplicando-se a técnica da Diferença Quarta (Blum, 1999). Esta técnica consiste em substituir o valor de um ponto de uma linha de vôo pela diferença entre o segundo ponto anterior e o segundo posterior ao ponto em questão, efetuando-se assim o teste de consistência. Quando um pico ocorre é claramente um ruído, pois no campo potencial da magnetometria medida à distância não é possível uma variação deste tipo em curtíssimo intervalo de espaço. Porém, como estes problemas são pontuais e em pequeno número, foi avaliado que não comprometeriam a consistência dos dados.

Dentre inúmeros algoritmos de interpolação, três foram aplicados: Bigrid (*Splines* Bicúbicos), Mínima Curvatura e Krigagem, com o objetivo de comparação.

O Bigrid foi desenvolvido para dados orientados em linha, pois estes dados tendem a fortalecer a tendência perpendicular à direção das linhas do levantamento. O processo se dá em dois passos. Primeiro cada linha é interpolada ao longo da linha original do levantamento e segundo, a interpolação é feita perpendicularmente criando os nós. As interpolações podem ser feitas linearmente, com *spline* cúbico ou com *spline* de Akima (GEOSOFT 1995).

A Curvatura Mínima possui como principal vantagem a sua rapidez no processamento. A superfície gerada é análoga a uma placa fina e linearmente elástica, deformada de modo a passar pelos valores dos dados com uma quantidade mínima de flexão (Briggs 1974; Swain 1976). É análoga à regressão linear por critério de mínimos quadrados para dados em uma dimensão. Gera uma superfície suavizada com valores o mais próximo possível dos dados originais (Keckler 1994; GEOSOFT 1995).

A Krigagem é um método geostatístico bastante usado por ser muito flexível, elaborado por Krige (1966; Cressie 1990). O método tenta expressar as tendências direcionais dos dados e pode ser exato ou suavizado. Muitos fatores foram incorporados no método de krigagem, como o semivariograma, usado para determinar as vizinhanças das observações e na ponderação das observações usadas no cálculo do nó (Isaaks & Srivastava 1989; GEOSOFT 1995), o tipo de derivada (ausência de deriva para krigagem ordinária, mais usada, deriva linear ou deriva quadrática para a krigagem universal em casos específicos) e o efeito pepita (dado destoante dos demais) (Keckler 1994). A krigagem pode ser isotrópica ou anisotrópica de acordo com a disposição dos pontos observados (Hansen 1993; Keckler

1994). O método é indicado para distribuições aleatórias, mas pode ser usado em conjuntos de dados em linha (krigagem anisotrópica). É um método computacionalmente lento.

Dentre os métodos interpoladores utilizados, o da Krigagem com semivariograma isotrópico se mostrou melhor em comparação subjetiva (visual), pois conserva mais conteúdos de alta frequência em relação aos demais.

Valores para a célula unitária quadrática entre 1/4 e 1/8 do espaçamento das linhas de vôo evitam perda de informações e aparecimento do efeito *aliasing* ou incorporação de frequências altas sem solução nas baixas frequências (Vasconcelos *et al.*, 1990). Essas frequências altas cujos comprimentos de onda são menores que duas vezes o espaçamento das linhas de vôo, não podem ser detectadas. A frequência Nyquist é a frequência mais alta que pode ser detectada pela amostragem. Seu comprimento de onda é exatamente duas vezes a distância entre duas amostras sucessivas (Teorema da Amostragem ou Teorema de Shannon). (Davis, 1986).

No presente trabalho foram testados os valores de célula de interpolação de 125 e 250 m. O valor de 125 m forneceu melhores resultados, mostrando uma imagem mais detalhada e sem dados possivelmente falsos, seguindo a sugestão da literatura supracitada (espaçamento das linhas de vôo de 500 m dividido por 4).

Para realizar o micronivelamento utilizou-se a sub-rotina *microlevel.gs*. Visando eliminar o efeito da amostragem anisotrópica, realiza-se a aplicação de filtros distintos em direções ortogonais (paralelo e perpendicular às linhas vôo) (Minty, 1991; Blum, 1999). Para tal, utiliza-se o seguinte algoritmo:

- a) Aplica-se filtro passa-baixa na malha A (original) perpendicular às linhas de vôo (LV's) e obtem-se como resultado a malha B (o comprimento de onda é no mínimo duas vezes a distância das LV's).
- b) Aplica-se filtro passa alta na malha B na direção das LV's e guarda-se o resultado na malha C (o comprimento de onda é no mínimo a distância das linhas de controle).
- c) Subtrai-se a malha C, que contém a correção devida ao micronivelamento, da malha A, obtendo assim a malha final.

3.3 MAGNETOMETRIA

A magnetometria é um método potencial, ou seja, não necessita ser excitado. A prospecção magnetométrica baseia-se no estudo das variações locais do campo magnético. Estas são causadas pela existência de rochas contendo minerais com forte susceptibilidade magnética. Os três principais minerais com alta susceptibilidade magnética são magnetita, ilmenita e pirrotita. Como somente a heterogeneidade superficial interessa ao intérprete, faz-se necessário seu isolamento, daí a seguinte expressão:

$$CMA = CM - (CME + CGM) \quad (\text{Equação 3.1})$$

CMA: Campo Magnético Anômalo (1%)

CM: Campo Medido

CME: Campo Magnético Externo (fontes externas ao globo terrestre)

CGM: Campo Geomagnético (99%) *International Geomagnetic Reference Field*

O *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF) é a representação teórica, para um dado intervalo de tempo, do campo magnético normal da Terra, isto é, do campo que se origina no interior da Terra, excetuando-se os campos gerados por materiais magnéticos da crosta terrestre e correntes elétricas induzidas por campos externos à Terra. Para gerar o IGRF, o campo magnético terrestre é representado por um somatório de harmônicos esféricos, cujos coeficientes são determinados a partir de medidas magnéticas realizadas sobre vários pontos do planeta, com levantamentos aéreos, terrestres e marinhos.

É necessário efetuar algumas correções nos dados, tais como correção da variação diurna, topográfica e de latitude (em levantamentos com alta variação de latitude).

O método magnético tem seus fundamentos baseados na Teoria do Potencial e apresenta um caráter dipolar do campo magnético, o que dificulta sua interpretação. O campo físico de medidas é o campo magnético medido em variações da intensidade deste campo total (B) ou de suas componentes (x, y, z). A unidade de medida é nanoTesla. Grande parte das formulações são análogas as do método gravimétrico, diferindo deste principalmente pelo caráter dipolar.

A Teoria do Dínamo (Elasser & Bullard, década de 1940) demonstra que o campo é produzido por correntes elétricas que circulam no núcleo líquido da Terra, o qual tem velocidade angular de rotação diferente em relação às camadas mais externas e é constituído principalmente por ferro e níquel. As variações seculares e a inversão de polaridade magnética podem ser explicadas por essa teoria.

O campo magnético terrestre (\vec{F}_0) é caracterizado em qualquer ponto de sua superfície pelos seguintes elementos:

- Componente horizontal (\vec{F}_h)
 - Componente norte (\vec{F}_x) (referência ao norte geográfico)
 - Componente leste (\vec{F}_y) (referência ao leste geográfico)
- Componente vertical (\vec{F}_z)
- Ângulo de inclinação com o plano horizontal (i)
- Ângulo de declinação (D) formado entre \vec{F}_h e o norte geográfico (referência)

\vec{F}_0 , \vec{F}_h , \vec{F}_z e “ i ” estão em um mesmo plano vertical.

A componente vertical (\vec{F}_z), por convenção, é positiva quando aponta para o interior da Terra e negativa quando aponta para fora dela.

Os valores de inclinação (i) variam de 0° a 90° no hemisfério norte magnético, e de 0° a -90° no hemisfério sul magnético. Os pontos onde $i = 90^\circ$ ou $i = -90^\circ$ são os pólos norte e sul magnéticos respectivamente, neles $\vec{F}_0 = \vec{F}_h$ e $\vec{F}_z = 0$

A propriedade física estudada pelo método magnético é a susceptibilidade magnética (k).

$$k = \frac{P}{\bar{N}} \quad (\text{Equação 3.2})$$

Onde:

k : susceptibilidade magnética

P : fração volumétrica do material magnético

\bar{N} : fator de desmagnetização médio

A magnetização de um material por um campo externo se faz através do alinhamento dos momentos de dipolos internos ao material. Esse alinhamento provoca o aparecimento de um campo adicional que, somado ao campo externo H , produz um campo conhecido por indução magnética. O campo indução magnética B é relacionado ao campo magnético H , por:

$$B = \mu H \quad (\text{Equação 3.3})$$

Sendo μ a permeabilidade magnética do meio.

A magnetização das rochas pode ser remanescente ou induzida. Ao consolidar-se rapidamente, a rocha “congela” também a informação magnética nela contida, e com o passar do tempo, para materiais ferromagnéticos, segue a Curva de Histerese. A magnetização induzida é provocada pelo campo atual da Terra. A magnetização remanescente é adquirida ao longo da história geológica da rocha. A magnetização remanescente na crosta oceânica atlântica serviu para corroborar a Teoria da Tectônica de Placas. Ela pode ser: termorremanescente (rochas ígneas), química (crescimento de grãos ferromagnéticos) ou detrital (ocorre durante o processo de deposição de sedimentos finos).

Anomalias magnéticas são distúrbios no campo magnético normal da Terra, causados por fontes que se encontram na porção superior da Terra. Estas anomalias resultam da soma dos vetores do campo magnético produzido por dois processos (Gunn, 1998):

- Indução Magnética: é o produto da interação do campo magnético da Terra com os minerais magnéticos das rochas, resultando em um momento magnético. É diretamente proporcional à susceptibilidade magnética do material e possui o mesmo sentido do campo magnético terrestre.
- Magnetização Remanescente Natural: A ação de processos termais, químicos e físicos sobre os materiais pode desenvolver alinhamentos permanentes do magnetismo nos grãos minerais. Esta magnetização independe da direção do campo magnético terrestre e pode diferir significativamente em magnitude e direção do momento magnético induzido.

No processo de formação de rochas ígneas, a magnetização termorremanescente é a mais importante. Esse tipo de magnetização remanescente desenvolve-se a partir do resfriamento dos materiais geológicos abaixo da temperatura de Curie, na presença do campo magnético terrestre da época.

A percolação de fluidos com alta concentração de magnetita em planos de falha potencializa o realce dos limites dos blocos geológicos. Estes limites apresentam resposta magnética em formato de lineamentos, principalmente nos produtos de transformação linear.

3.3.1 PROCESSAMENTO MAGNETOMÉTRICO

Já realizado o processamento comum aos dois métodos (item 3.2) que minimiza o efeito da amostragem irregular, o processamento magnetométrico visa gerar temas que facilitem a visualização de anomalias, já que a imagem do CMA é de difícil interpretação, principalmente por possuir caráter dipolar. Nesta etapa são realizados algoritmos com os gradientes horizontais e vertical do CMA, com o intuito de produzir imagens que realcem as mudanças bruscas das variações da propriedade.

O cálculo das derivadas verticais é gerado com a convolução de filtros, com frequência de resposta $\left[\frac{1}{n} (u^2 + v^2)^{1/2} \right]^n$, onde n é a ordem de derivação. É possível amplificar os sinais dos menores comprimentos de onda (maiores frequências) em relação aos maiores comprimentos de onda (menores frequências).

Foram usadas as primeiras derivadas (ordem zero) em detrimento das segundas, pois estas apresentaram ruídos de alta frequência.

Os filtros necessários para calcular as derivadas horizontais, cuja frequência de resposta é $(ju)^n$ ou $(jv)^n$ para derivada em X e Y onde n=ordem de derivação, respectivamente, realçam os gradientes horizontais e conseqüentemente, a fontes das anomalias.

As transformações podem ser realizadas no domínio do espaço ou no domínio do comprimento de onda, este com o advento da Transformada Rápida de Fourier.

Com a utilização de filtros no domínio do espaço ou do comprimento de onda, foram gerados vários produtos a partir do campo magnético anômalo (CMA). Os produtos gerados nessa etapa foram utilizados para realizar transformações com o uso de fórmulas aritméticas, resultando em diversos produtos, estando entre os principais: Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT), Amplitude do Sinal Analítico (ASA), e Inclinação do Sinal Analítico (ISA).

Após gerados os produtos, foi aplicada filtragem Hanning 3 x 3, que consiste de uma matriz 3 x 3 com os seguintes coeficientes de peso para cada posição, resultando no cálculo da média móvel:

$$\begin{bmatrix} 0,06 & 0,10 & 0,06 \\ 0,10 & 0,36 & 0,10 \\ 0,06 & 0,10 & 0,06 \end{bmatrix}$$

Estes percentuais são utilizados como coeficientes para a produção de um novo valor central. O deslocamento da matriz por todo o conjunto de dados resulta numa suavização da imagem eliminando altas frequências indesejáveis.

O organograma abaixo sintetiza esquematicamente a ordem dos produtos gerados (Figura 3.4).

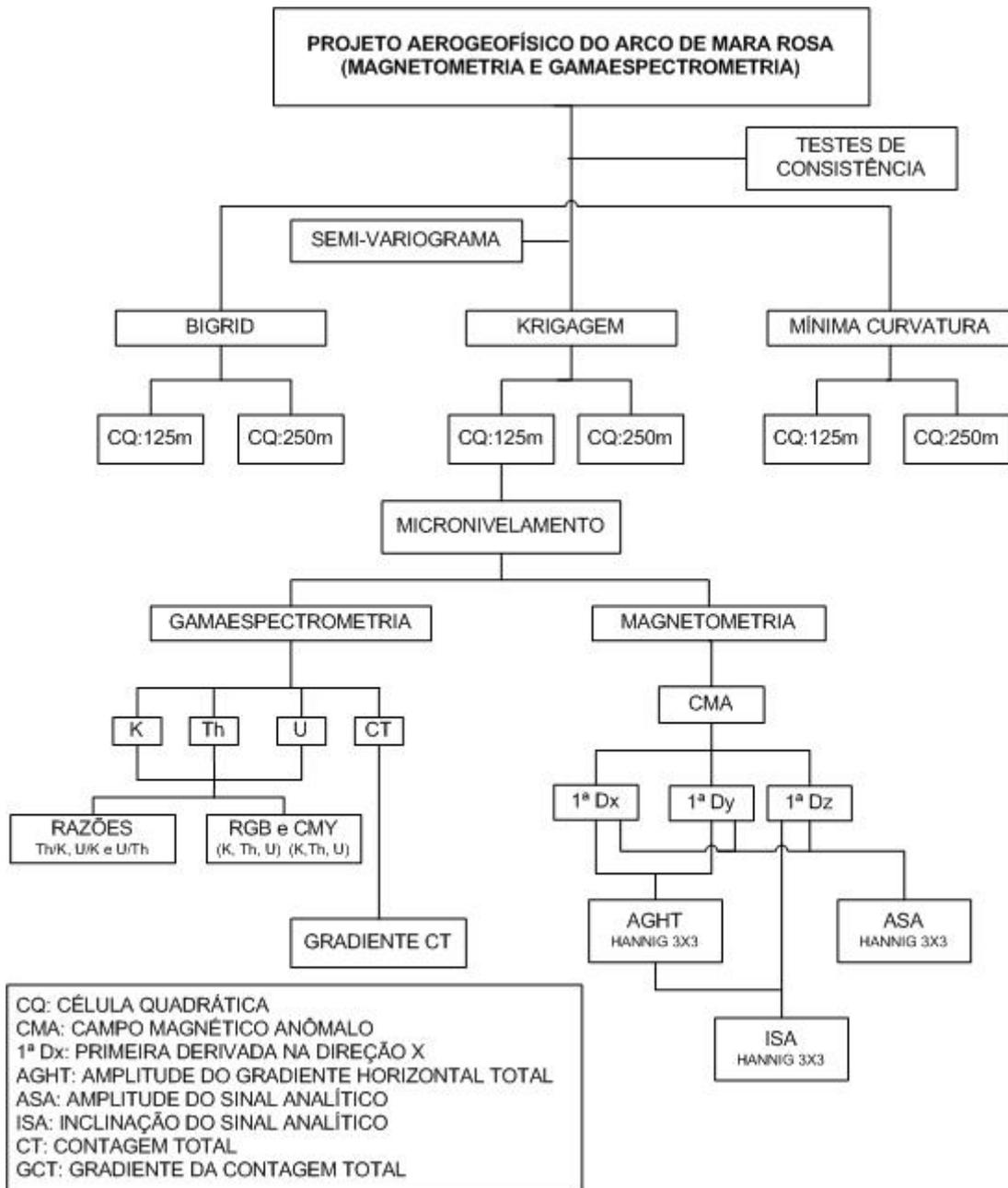


Figura 3.4: Organograma esquemático da ordem de geração dos produtos.

3.3.2 PRODUTOS MAGNETOMÉTRICOS

As interpretações magnetométricas contribuem principalmente para o entendimento tectono-estrutural. Cada tema magnético, com suas particularidades, realça determinada propriedade.

Campo Magnético Anômalo (CMA, Figura 3.5)

Representa a heterogeneidade superficial. Esta imagem possui caráter dipolar, ou seja, uma anomalia é representada por duas respostas, um alto e um baixo magnético. Embora CMA não posicione as anomalias sobre os corpos causativos, auxilia na interpretação do arranjo estrutural profundo. O CMA é o produto base para a geração dos demais temas.

Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT, Figura 3.6)

O Gradiente Horizontal de uma anomalia de campo potencial indica mudanças laterais abruptas de propriedade física.

A imagem da amplitude do gradiente horizontal foi gerada a partir das malhas das derivadas horizontais, sendo que a magnitude do gradiente horizontal é a raiz quadrada da soma dos quadrados das derivadas parciais do campo anômalo em relação a X e Y. A Figura 3.6 apresenta este produto.

$$h(x, y) = \sqrt{\left[\left(\frac{\partial G_z(x, y)}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial G_z(x, y)}{\partial y} \right)^2 \right]}$$

Onde:

∂x = derivada na direção x

∂y = derivada na direção y

G = Campo Magnético Medido

Amplitude do Sinal Analítico (ASA, Figura 3.7)

A principal característica da amplitude do sinal analítico é ser completamente independente das direções de magnetização da fonte e do campo magnético terrestre, ou seja, o posicionamento das fontes magnéticas torna-se coincidente com a amplitude máxima da anomalia. Conseqüentemente, anomalias com assinaturas complexas tornam-se monopulares e os contatos magnéticos ficam mais bem representados espacialmente (MacLoad *et al.*, 1993).

Apresenta vantagens em relação à redução ao pólo magnético, principalmente em baixas latitudes magnéticas, onde o operador é mais instável (McLeod *et al.*, 1993; Blakely, 1996 em Maas, 2003). Além disso, para que a redução ao pólo magnético tenha bom significado geológico, deve incorporar a magnetização remanescente, que sempre está

presente nos corpos geológicos. A caracterização real desta propriedade é tarefa difícil, senão impossível, o que torna esta redução incompleta.

$$|A_2(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} G_x\right)^2 + \left(\frac{\partial^2}{\partial y^2} G_y\right)^2 + \left(\frac{\partial^2}{\partial z^2} G_z\right)^2}$$

Onde:

∂x = derivada na direção x

∂y = derivada na direção y

∂z = derivada na direção z

Inclinação do Sinal Analítico (ISA, Figura 3.8)

Seu cálculo é feito partindo do conceito de ângulo de fase que é dado pelo arcotangente da razão entre a derivada vertical e o gradiente horizontal, conforme a equação:

$$ISA = \text{ArcTan} \frac{Dz}{AGHT}$$

$$\Phi_n(x, y) = \arctan \left(\left(\frac{\partial G_z^n}{\partial z} \right) / \sqrt{\left(\frac{\partial G_z^n}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial G_z^n}{\partial y} \right)^2} \right)$$

A imagem da ISA mostra a variação do relevo magnético, realçando principalmente lineamentos e foliações magnéticas.

Deconvolução de Euler (DE, Figura 3.9):

A Deconvolução de Euler é um algoritmo de interpretação quantitativo. Constitui uma técnica que tenta determinar as localizações horizontais e profundidades das fontes do campo potencial observado, com base na equação de homogeneidade de Euler.

Equação de Euler

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = N(B - T)$$

onde:

T = campo regional

B = campo observado

N = índice estrutural

O cálculo das localizações (x, y, z) das fontes é feito para diferentes grupos de índices estruturais, que representam a homogeneização das equações de Euler. Os índices estruturais adicionados do posicionamento (x, y, z) das fontes permitem caracterizar uma série de estruturas magnéticas com feições geológicas correlacionadas, como contatos, falhas, diques, soleiras, *pipes* e batólitos, entre outras. O índice estrutural 0 (zero) está associado à estruturas planares, o índice estrutural 1 à estruturas lineares, o índice estrutural 2 a corpos bidimensionais e o índice estrutural 3 a corpos tridimensionais.

Para um resultado satisfatório deste algoritmo é necessária a permutação dos parâmetros interativos do *software* até que se atinja uma imagem com uma densidade de respostas satisfatória.

O índice estrutural (ie) mais adequado para a interpretação da deconvolução de Euler da região de Porangatu é o 0 (zero), baseado na estruturação regional que envolve a predominância de zonas de cisalhamento transcorrentes, caracterizadas pelo desenvolvimento de planos verticais. O tamanho da janela de cálculo (j) foi de 10 vezes célula quadrática (lado = 125 m) e a tolerância (t) foi 10 %.

PRODUTOS MAGNETOMÉTRICOS EM A3

3-PROCESSAMENTO MAGNETOMÉTRICO E GAMAESPECTROMÉTRICO

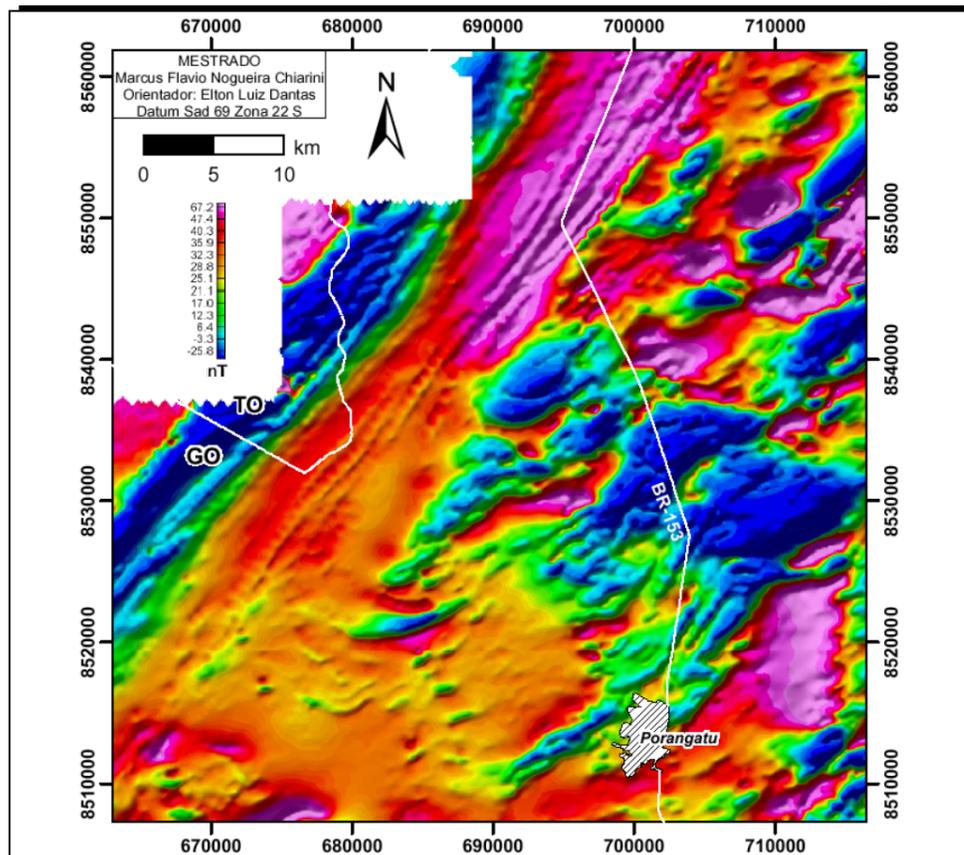


Figura 3.5: Imagem do Campo Magnético Anômalo.

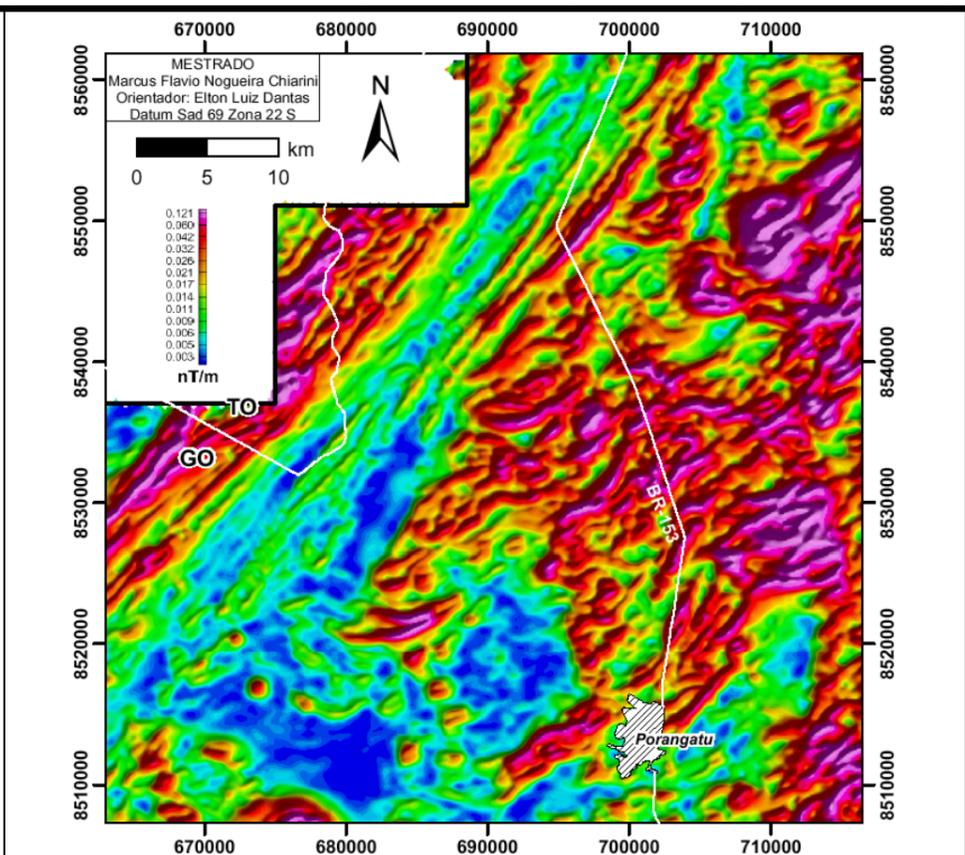


Figura 3.6: Amplitude do Gradiente Horizontal Total de Ordem Zero.

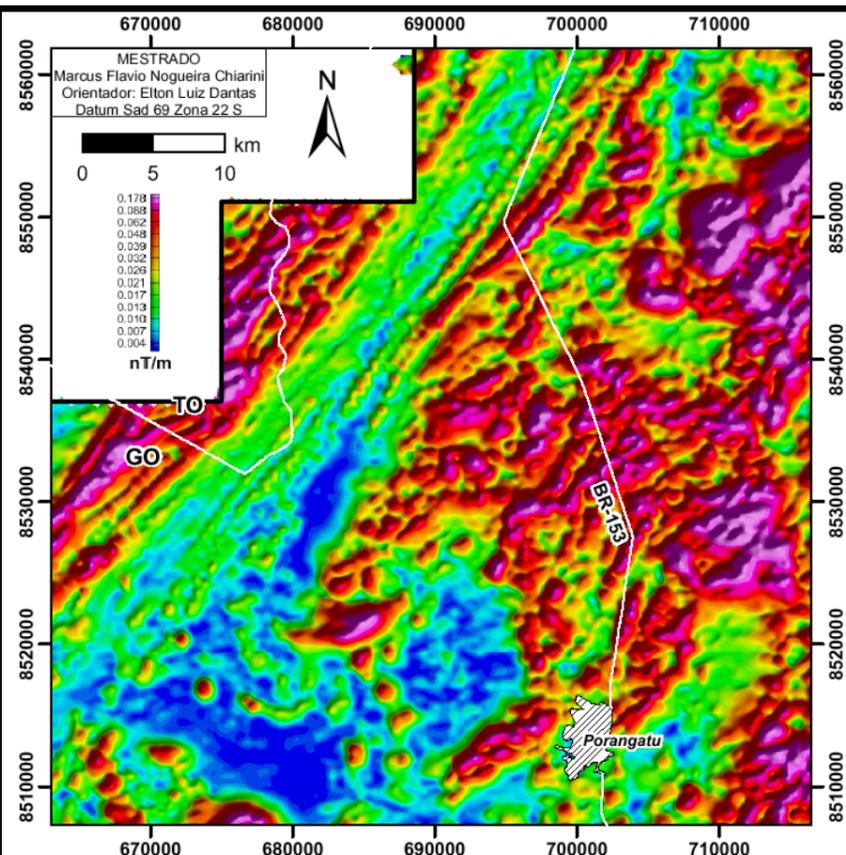


Figura 3.7: Amplitude do Sinal Analítico de Ordem Zero.

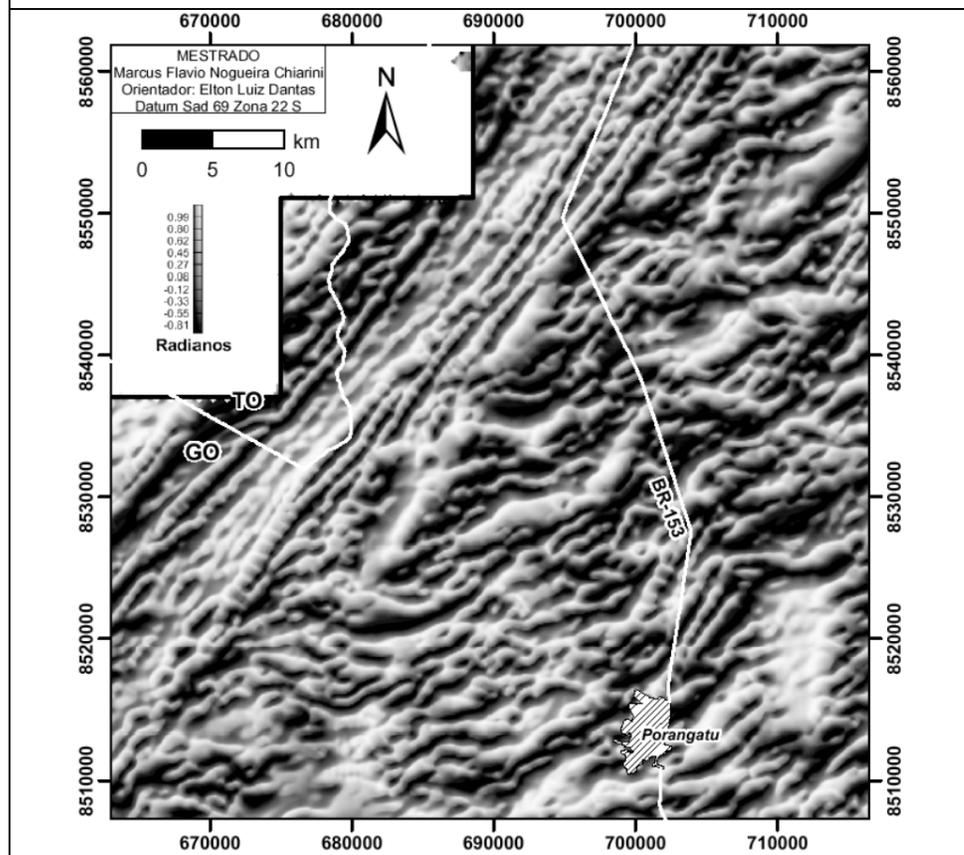


Figura 3.8: Imagem da Inclinação do Sinal Analítico de Ordem Zero.

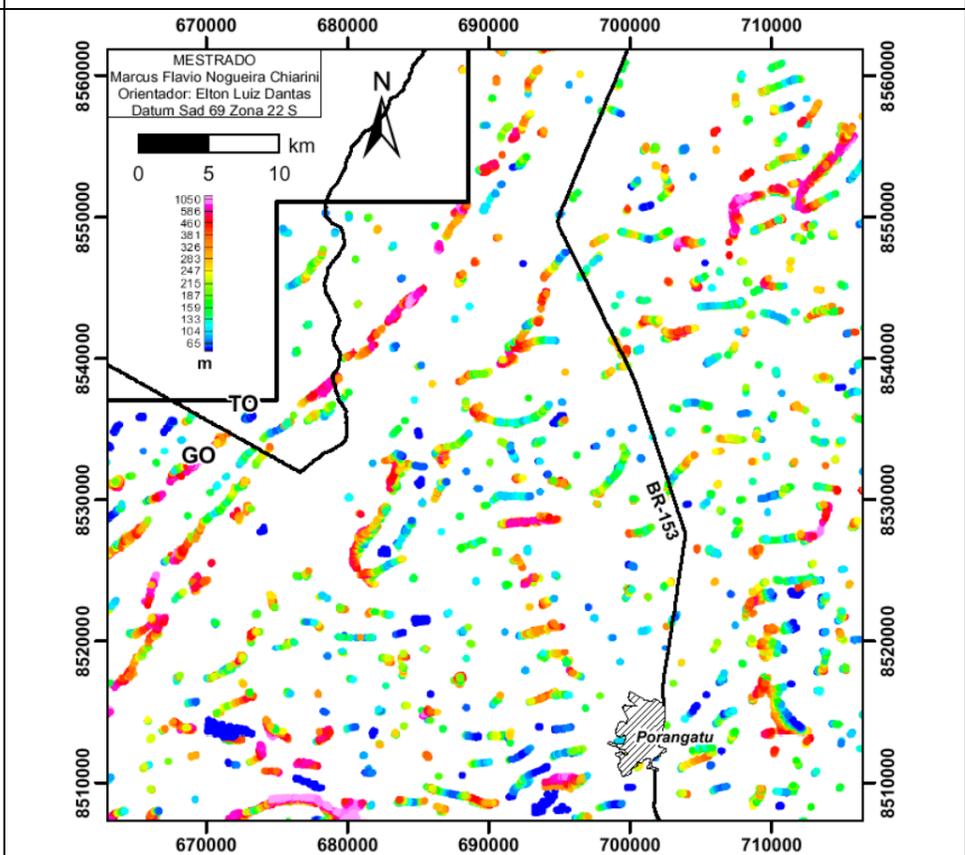


Figura 3.9: Soluções para a Deconvolução de Euler

3.4 GAMAESPECTROMETRIA

A radiação gama detectada próxima à superfície terrestre resulta da desintegração de elementos radioativos. A desintegração é decorrente da instabilidade no núcleo do átomo radioativo que libera energia pela emissão de partículas alfa (α) e beta (β) e radiação gama (γ).

Embora muitos elementos que ocorrem naturalmente tenham isótopos radioativos, somente potássio (K) e as séries de decaimento do urânio (U) e do tório (Th) possuem radioisótopos que produzem raios gama com energias e intensidades suficientes para serem medidos com espectrômetro. Isto porque são relativamente abundantes na natureza.

A radioatividade total é obtida através da medida de todos os raios gama que entram no gamaespectrômetro dentro da janela estabelecida para a contagem total (0,5 a 2,62 MeV).

A janela do potássio monitora os raios gama emitidos com energias centradas em 1,46 MeV pelo K^{40} . Como o K^{40} ocorre numa proporção fixa do K na natureza, o fluxo de raios gama a partir do K^{40} pode ser usado para estimar a quantidade total de K presente. O U ocorre naturalmente como os isótopos U^{238} e U^{235} , que dão origem a séries de decaimento radioativo. O Th ocorre como o isótopo Th^{232} , que também dá origem a série de decaimento radioativo (Blum, 1999).

Nem o U^{238} e Th^{232} emitem raios γ . Emissões gama de seus produtos filhos são usadas para estimar as contribuições dos dois elementos pais. O U^{238} é estimado através do Bi^{214} e o Th^{232} pelo Tl^{208} , com energias centradas em 1,76 e 2,615 MeV, respectivamente. Por este motivo, as estimativas de U e Th são comumente chamadas de urânio equivalente (eU) e tório equivalente (eTh).

O intemperismo pode afetar a quantidade de emissão de raios gama por mobilização química através da formação de solo ou mobilização física pelo transporte de material.

Outros fatores que influenciam nas medidas de radiação gama são: a umidade, a cobertura vegetal (que atenuam a detecção) e o relevo, onde o desnível topográfico direciona a lixiviação dos elementos e sua mistura causa padrões discrepantes que podem ser confundidos com novas unidades radiométricas.

Em geral, os radio-elementos apresentam uma correlação positiva com SiO_2 , ou seja, podem ser indicadores do grau de diferenciação magmática.

3.4.1 PROCESSAMENTO GAMAESPECTROMÉTRICO

Além do processamento já citado no item 3.2, são necessárias algumas correções particulares da gamaespectrometria.

O problema de concentrações negativas ocorre nos três canais de radio-elementos e na contagem total. O banco de dados apresenta como menores valores: - 0,98 % para o canal do K, -5,89 ppm para o canal do U, -3,59 ppm para o canal do Th e - 1,05 cps para a contagem total. Como tentativa de aproximar estes dados à realidade da natureza, as médias dos elementos K, Th e U no banco de dados foram arbitrariamente igualadas às médias destes elementos do contexto geológico específico. As médias das concentrações dos elementos K, Th e U num contexto de rochas graníticas são respectivamente 3 %, 12 ppm e 3 ppm (Hansen 1975 in Pires 1995). Como o espectro da radiação equivalente ao canal do K contribui com a maioria da radiação detectada, a correção de valores negativos da contagem total foi realizada proporcionalmente à correção do K. Após estas correções, 56 observções no canal do U e 25 no canal do Th ainda permaneceram negativas. Estas foram descartadas do banco de dados, não acarretando em prejuízo, pois trata-se de um conjunto de mais de 400.000 observações para cada canal.

3.4.2 PRODUTOS GAMAESPECTROMÉTRICOS

O espaçamento das linhas de vôo de 500 m possui Freqüência de Nyquist de 1 km, logo, o levantamento permite uma interpretação na escala de 1 : 100 000.

As interpretações de unidades de gamaespectrométricas contribuem expressivamente na delimitação de unidades de mapeamento além de auxiliarem na interpretação de estruturas superficiais, assim como na compartimentação de grandes unidades. O formato das anomalias traz informações acerca dos processos tectônicos envolvidos.

O objetivo desta interpretação é a discriminação de grandes domínios gamaespectrométricos (superficiais) e avaliar sua correlação com as interpretações magnéticas (profundas).

Contagem Total (CT, Figura 3.13)

A janela de medição de energia radioativa medida abrange amplo espectro, sendo cada radioelemento associado a um pico de intensidade. Já a Contagem Total engloba todo esse espectro, como ilustra a Figura 3.10.

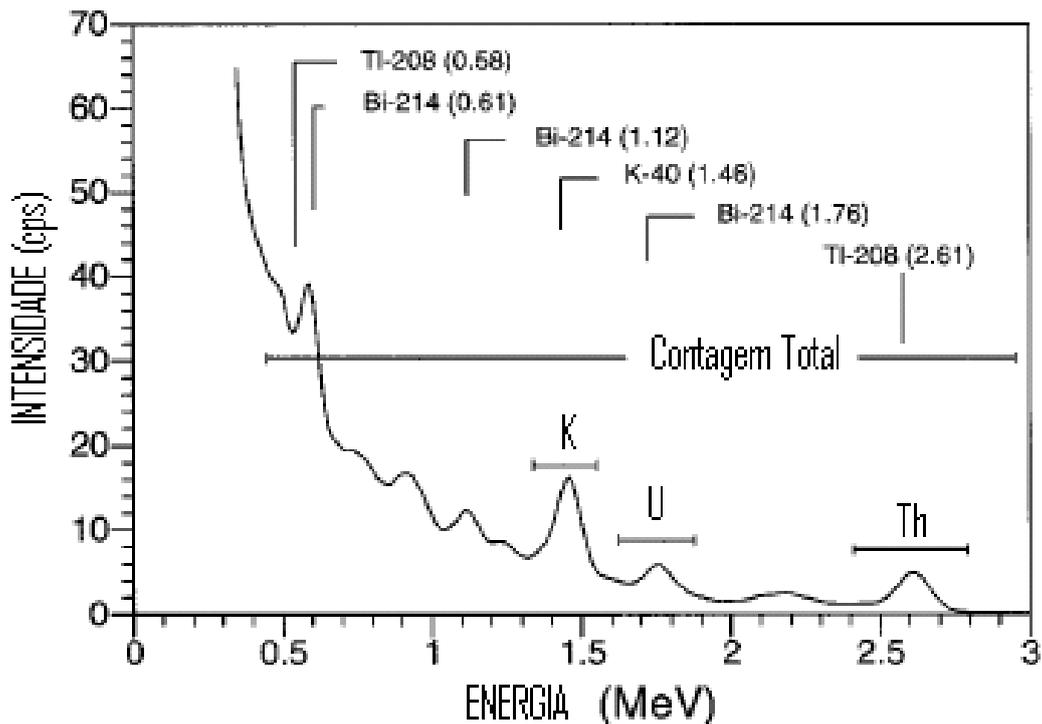


Figura 3.10: Gráfico mostrando os picos de intensidade para o espectro de energia do K e para as séries de decaimento do Th e U, e o espectro abrangente da Contagem Total. (modificada de Minty *et al.*, 1997).

Gradiente CT (GCT, Figura 3.14)

Como as imagens gamaespectrométricas apresentam domínios bem delimitados, surge a idéia de gerar um produto que realce os limites destes domínios. O algoritmo utilizado foi a aplicação de filtros de 1° derivada nas direções azimutais 045° e 135°. Direções escolhidas de modo a ter como bissetriz a direção das linhas de produção N-S, minimizando assim o realce de ruídos de aquisição. A utilização da segunda potência fornece somente resultados positivos

de modo a não considerar o sentido da derivação e sim a direção, marcando mudanças bruscas como uma anomalia positiva, ou seja, desconsidera se a mudança foi de um baixo para um alto ou o inverso, somente importando a taxa de variação sem sinal. (Figuras 3.11 e 3.12). Foi aplicada equação

$$GCT(045^\circ,135^\circ) = \sqrt{\left[\left(\frac{\partial CT(045^\circ,135^\circ)}{\partial CT(045^\circ)}\right)^2 + \left(\frac{\partial CT(045^\circ,135^\circ)}{\partial CT(135^\circ)}\right)^2\right]}$$

Onde:

CT = Contagem Total

GCT = Gradiente da Contagem Total

Os ângulos 045° e 135° referem-se a direção da derivação

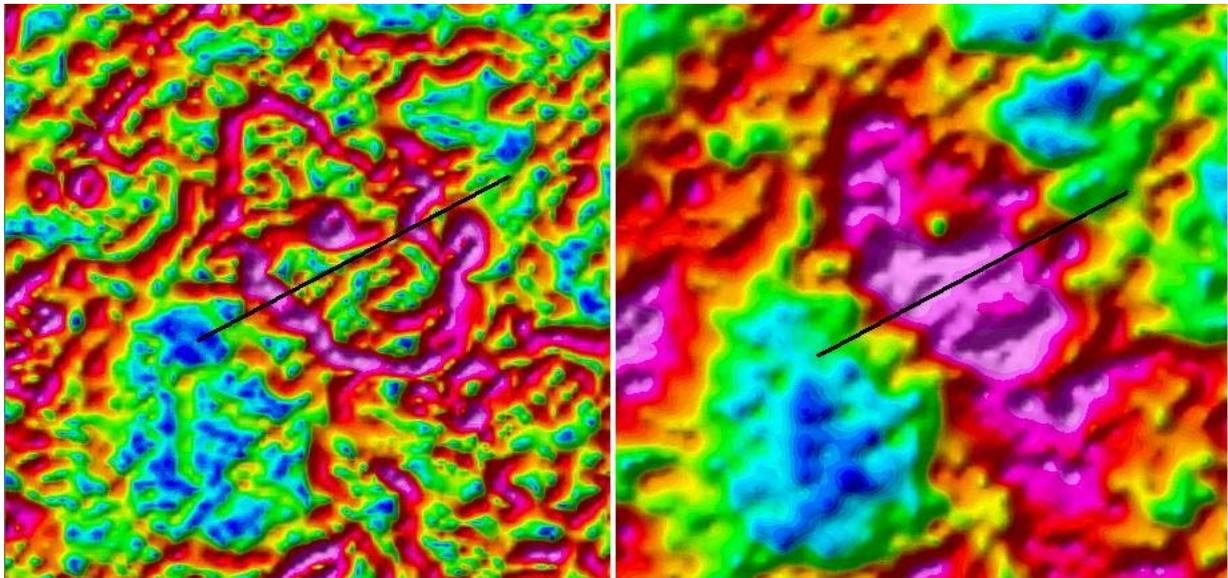


Figura 3.11: Detalhe esquemático da imagem do Gradiente da Contagem Total, mostrando sua propriedade de realçar os limites dos domínios. A linha preta localiza o perfil abaixo discutido.

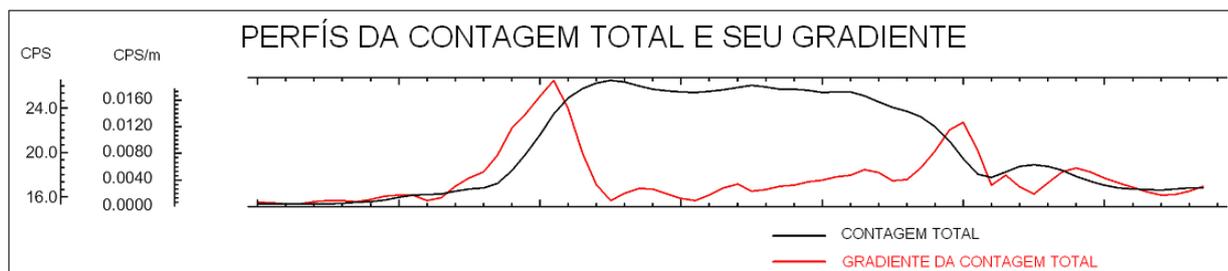


Figura 3.12: Perfis da Contagem Total e do seu gradiente (derivada). Mostra os limites do domínio gamaespectrométrico bem marcados como picos no perfil do gradiente.

Este produto contribuiu significativamente na interpretação dos limites radiométricos, além de auxiliar na estruturação superficial.

O Canal do Potássio (K, Figura 3.15):

O potássio é um elemento alcalino e componente principal da crosta terrestre. Sua abundância é de cerca de 3% da crosta e a maioria desse potássio está nos feldspatos e micas, principalmente de rochas félsicas (Dickson & Scott 1997; Gunn 1998).

Este elemento é relativamente ausente em rochas básicas e ultrabásicas, com isso as unidades máficas e ultramáficas exibem intensidades de radiação muito baixas, e são facilmente identificadas. Nas rochas sedimentares ou metassedimentares as intensidades mais altas estão nos componentes mais pelíticos, já que os minerais micáceos tendem a ser ricos em potássio.

O Canal do Tório (Th, Figura 3.16):

O tório é um constituinte menor na crosta com uma concentração média de 9 ppm, ocorre em minerais como alanita, monazita, xenotima e zircão, sendo elemento traço em rochas. Sua concentração geralmente é maior quando os conteúdos de K e sílica são maiores (Figura 5.8).

Entre os três radionuclídeos, este é o que melhor representa a localização da fonte, devido a sua difícil lixiviação. Isso se dá pois os compostos de Th geralmente têm baixa solubilidade sendo, portanto, estáveis durante o intemperismo (exceto em soluções ácidas). O Th que for liberado durante o intemperismo pode acumular em argilas e em óxidos de Fe ou Ti in situ ou em local de deposição (Dickson & Scott 1997). Isto faz com que este canal seja considerado como um bom mapeador geológico.

O Canal do Urânio:

O urânio tem uma concentração média de 2,5 ppm na crosta e ocorre como óxidos de U e em silicatos. Assim como o Th, o U ocorre como traços nas rochas e suas concentrações geralmente são maiores quando o conteúdo de K e sílica é maior.

Os minerais com U (ex. zircão) tendem a aparecer em pegmatitos, sienitos, carbonatitos, granitos e alguns folhelhos. O U pode formar minerais solúveis ocorrendo a diminuição da concentração do elemento. Alguns minerais de U são insolúveis e tendem a não migrar,

exceto no caso de serem transportados. No entanto, pode haver absorção por argilas e precipitação em associação com óxidos de Fe e carbonatos, aumentando a concentração do U próximo à superfície ou nos locais de deposição do material transportado (Dickson & Scott 1997).

Razões Entre Canais:

As razões entre canais são operações simples que permitem a eliminação de erros comuns ao numerador e ao denominador, tais como: Efeito Compton e altura variável de vôo. Auxiliam na interpretação realçando determinados litotipos. Foram geradas as seguintes razões: Th : K (Figura 3.18), U : K e U: Th (Figura 3.19).

3.4.3 INTERPRETAÇÕES GAMAESPECTROMÉTRICAS

As interpretações gamaespectrométricas, assim como as magnéticas, são apresentadas de forma integrada (Figura 3.24). Para facilitar a observação de correlações com a magnetometria, as siglas representantes dos domínios de **A** a **G** são comuns para ambas interpretações. Isto só foi possível devido à altíssima correlação entre os limites dos domínios, os quais se mostram bem marcados, com mudanças bruscas nas propriedades medidas. O que reforça a idéia de se tratarem de blocos geológicos distintos colocados adjacientemente. Demais domínios ocorrem internos aos grandes blocos.

A interpretação integrada gamaespectrométrica foi composta pelo conjunto das interpretações de todas as imagens. Excetuando o Gradiente da contagem Total, as demais imagens mostram a concentração do elemento espacialmente. O gradiente da Contagem Total auxilia na interpretação de maneira diferenciada, já que sua anomalia positiva mostra alta variação diferentemente do restante das imagens que mostram concentrações. Este produto discrimina domínios com diferentes “texturas” de variação gamaespectrométricas. Domínios com pouca variação podem ser associados a regiões de baixa densidade de afloramento onde predominam solos que tendem a homogeneizar, por misturar as diferentes concentrações dos radio-elementos.

3-PROCESSAMENTO MAGNETOMÉTRICO E GAMAESPECTROMÉTRICO

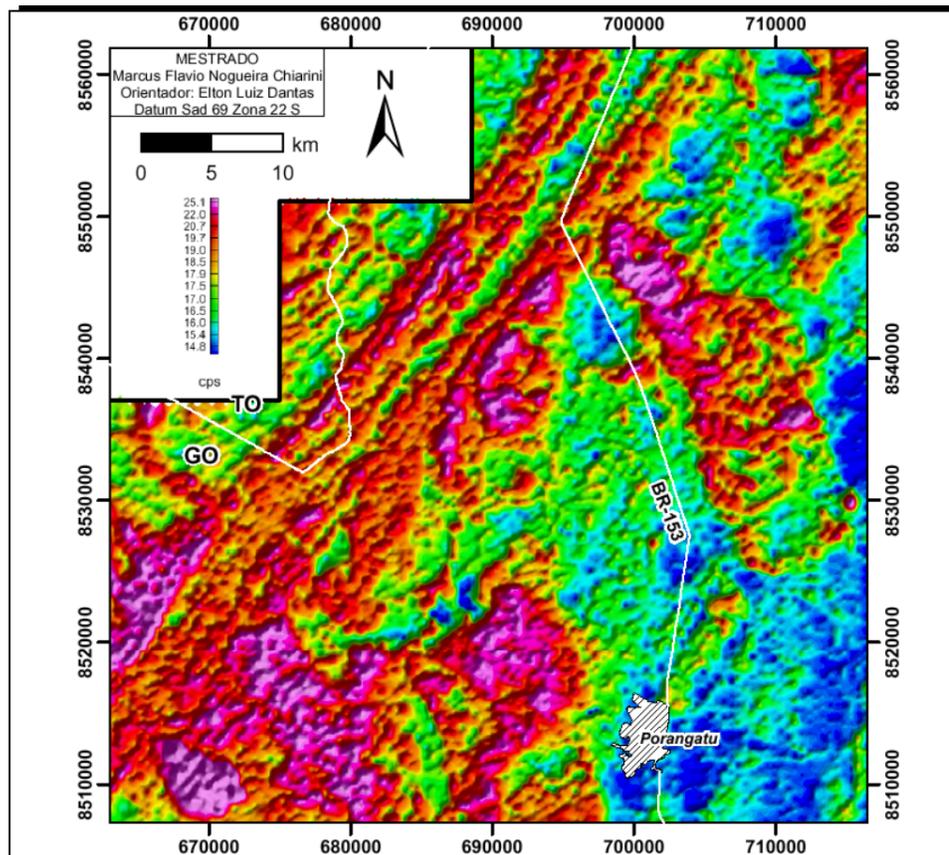


Figura 3.13: Imagem da Contagem Total.

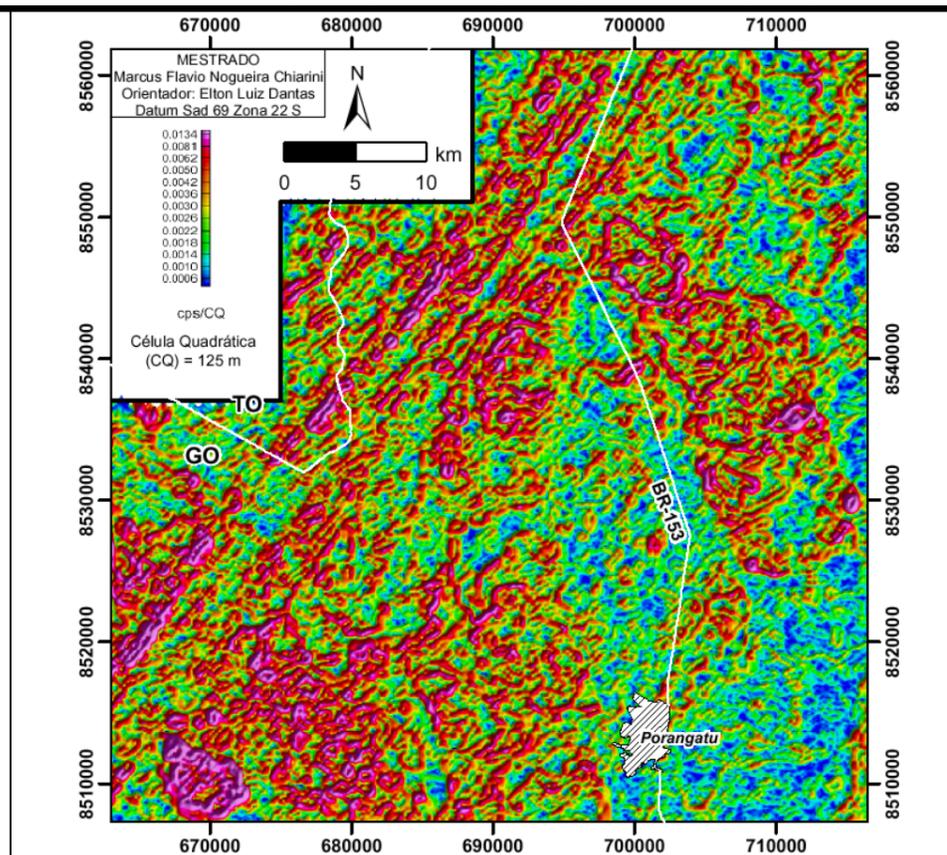


Figura 3.14: Imagem do Gradiente da Contagem Total.

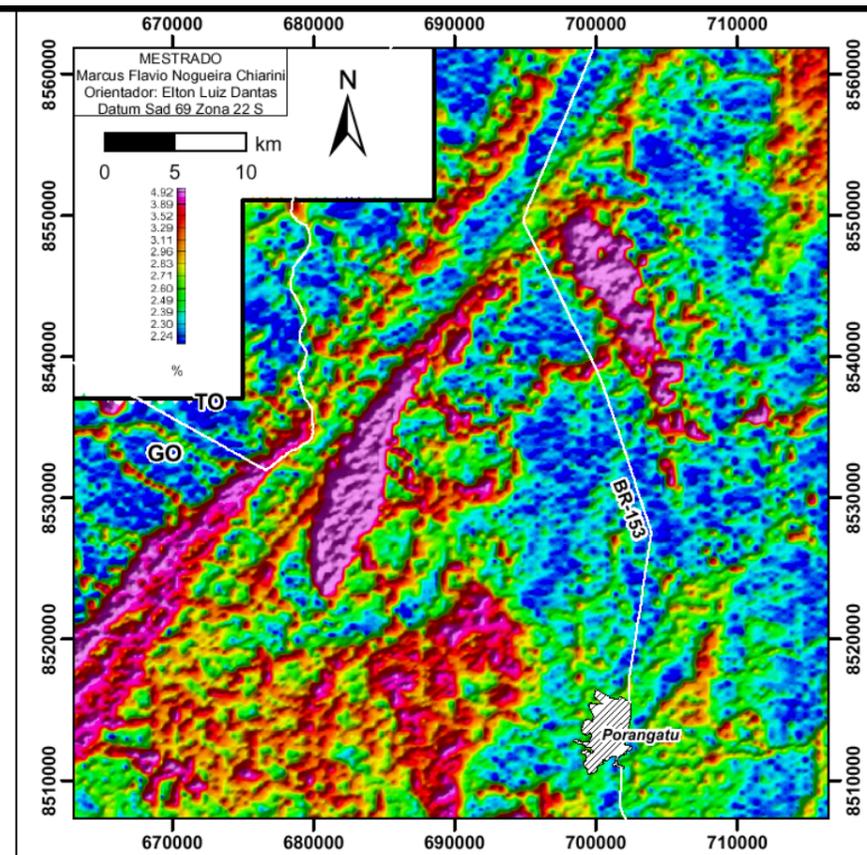


Figura 3.15: Imagem do Canal do K.

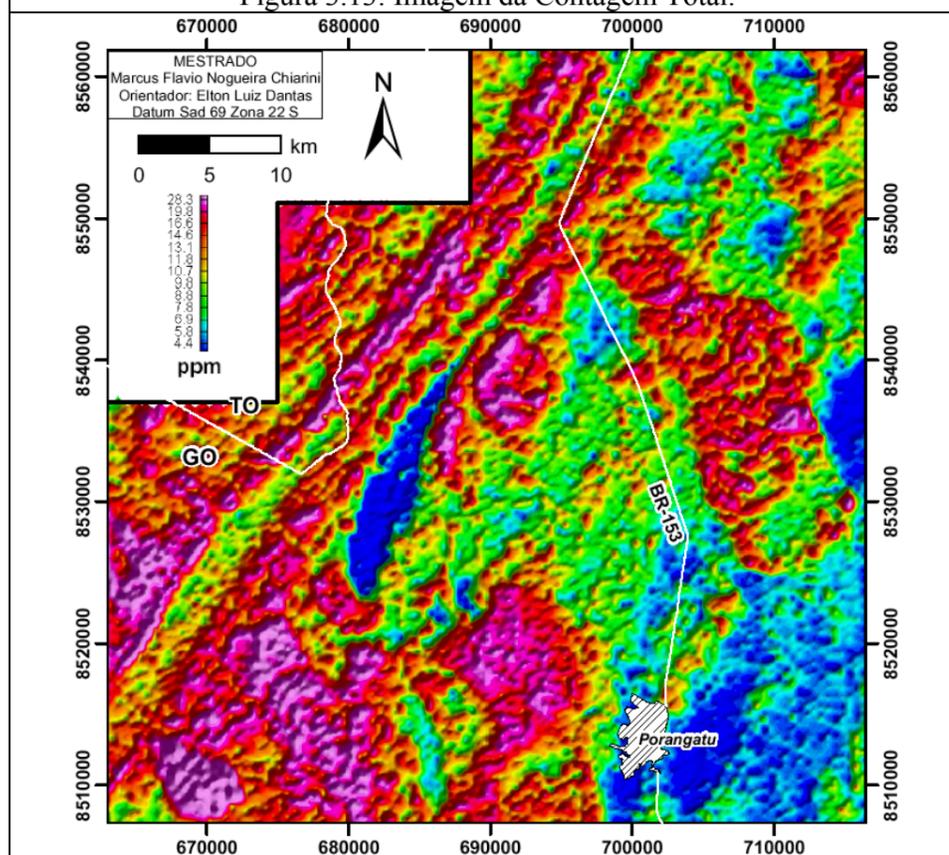


Figura 3.16: Imagem do Canal do Th.

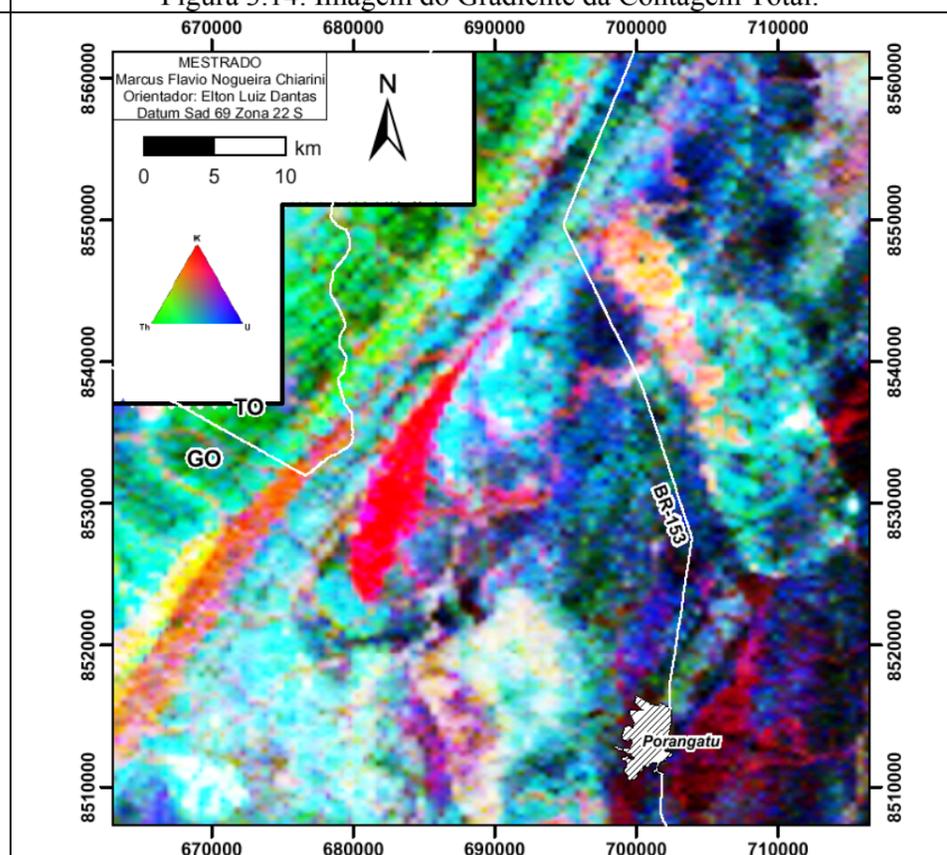


Figura 3.17: Composição Ternária RGB para K, Th e U respectivamente.

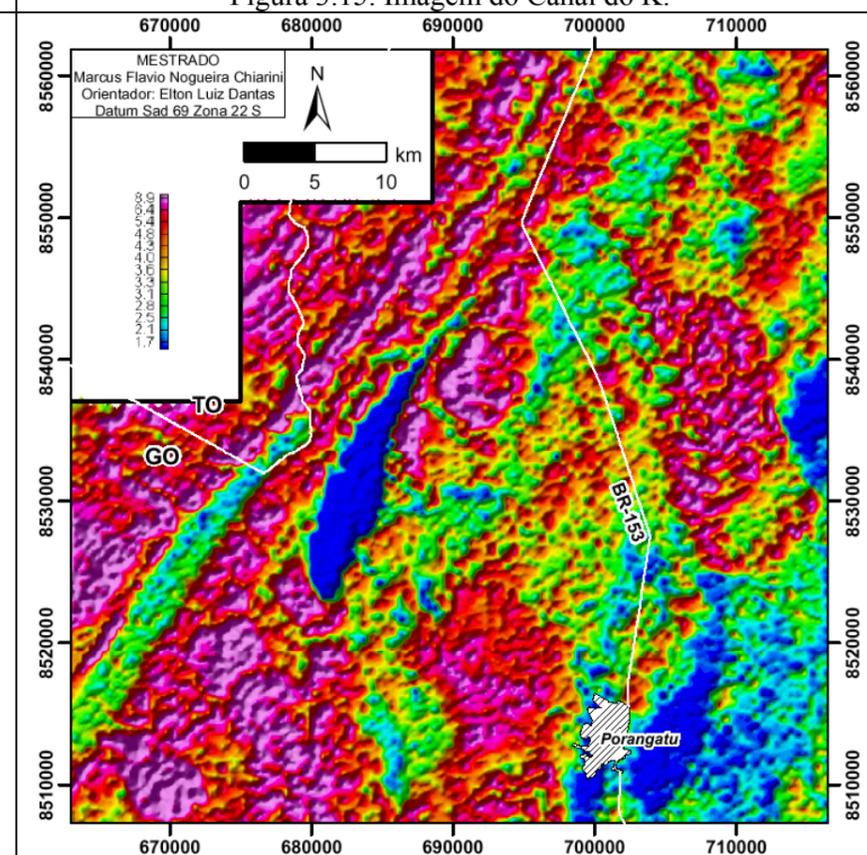


Figura 3.18: Imagem da Razão (Th / K).

A3 COM OS PRODUTOS GAMA

A3 COM OS PRODUTOS GAMA

3-PROCESSAMENTO MAGNETOMÉTRICO E GAMAESPECTROMÉTRICO

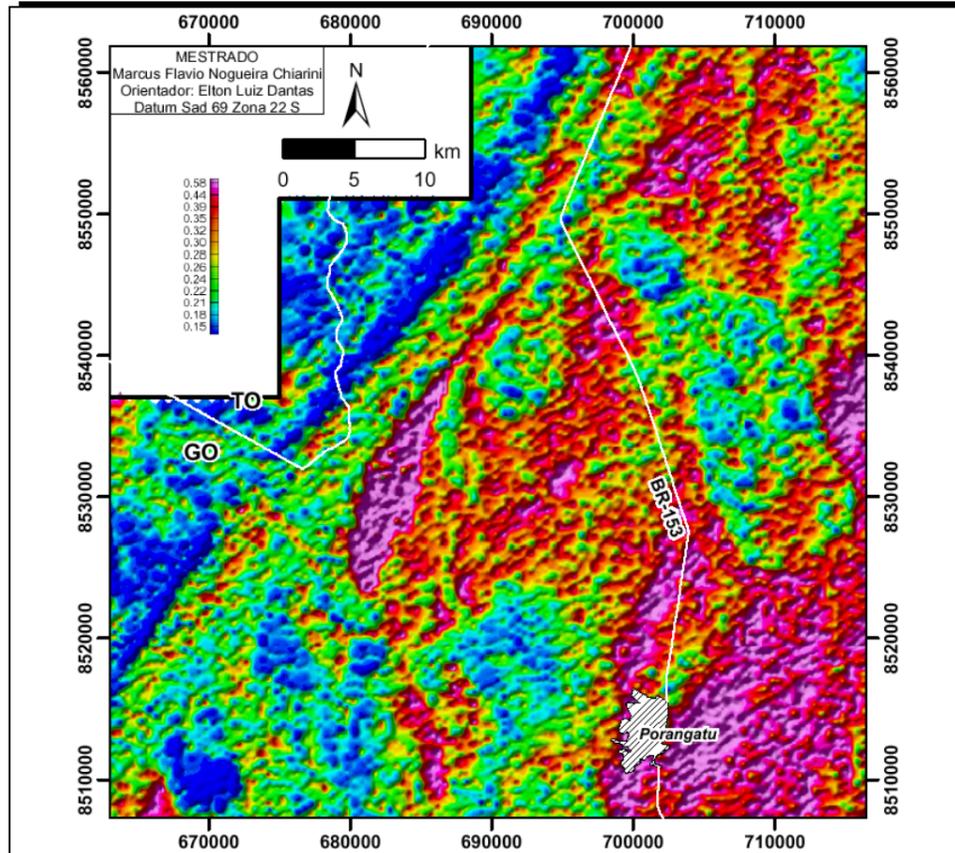


Figura 3.19: Imagem da Razão (U / Th).

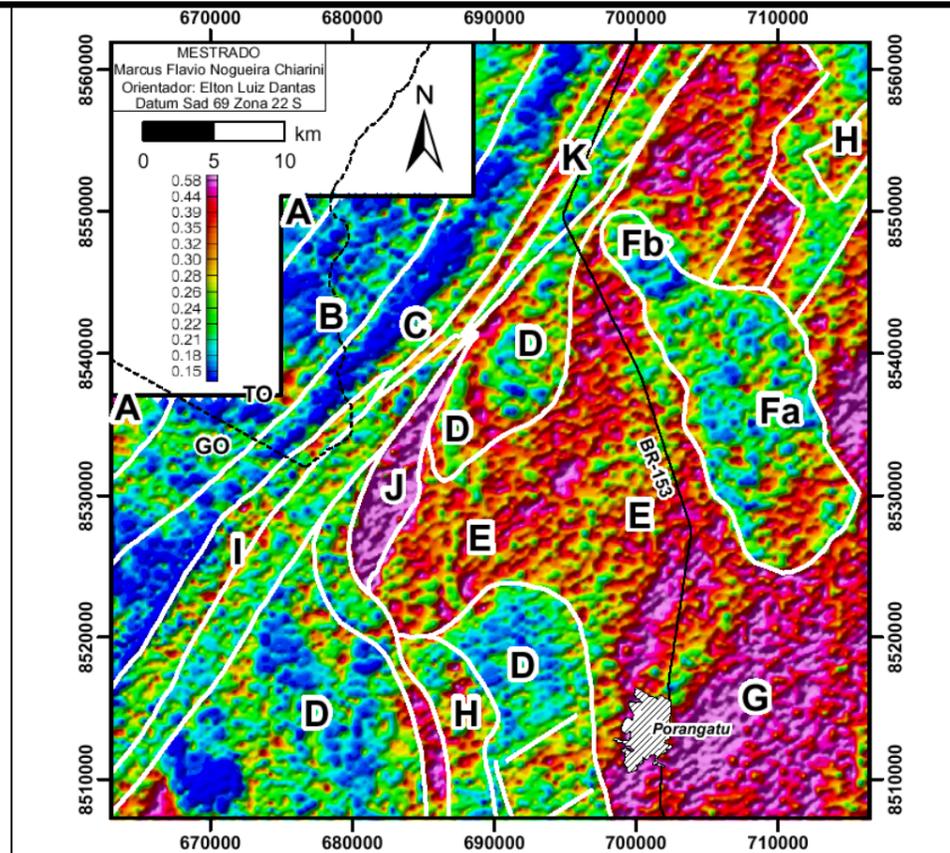


Figura 3.20: Imagem da Razão (U / Th) com domínios discriminados.

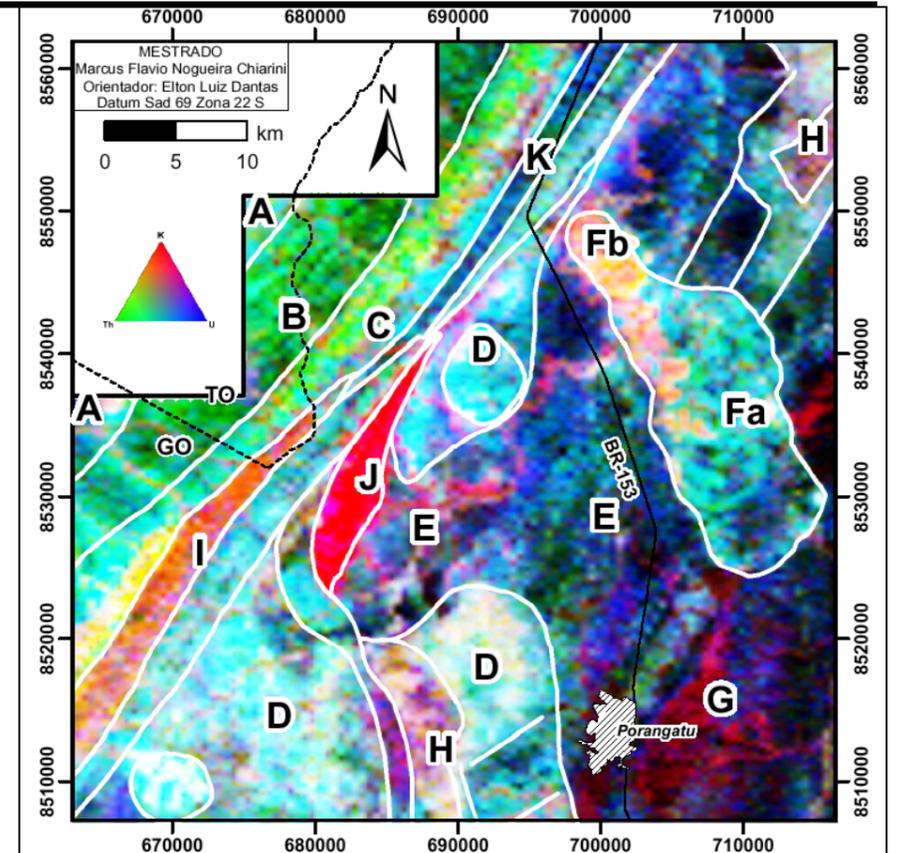


Figura 3.21: Imagem RGB (K, Th e U) com domínios discriminados.

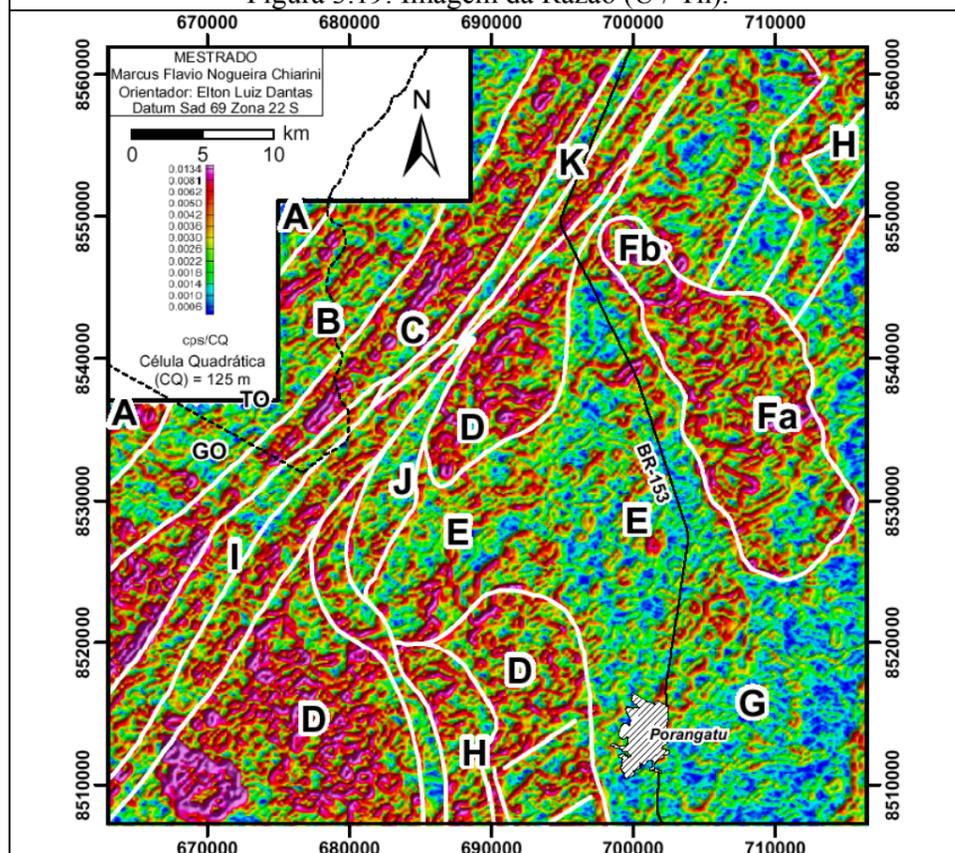


Figura 3.22: Imagem do GCT com domínios discriminados.

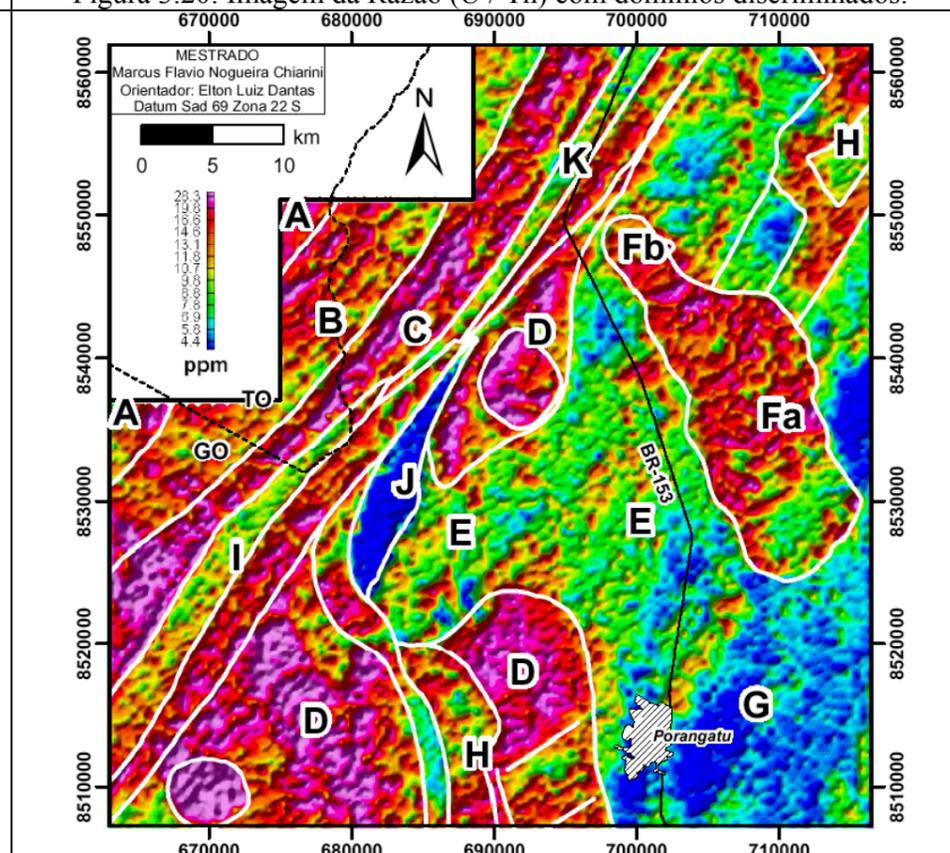


Figura 3.23: Imagem do Canal do Th com domínios discriminados.

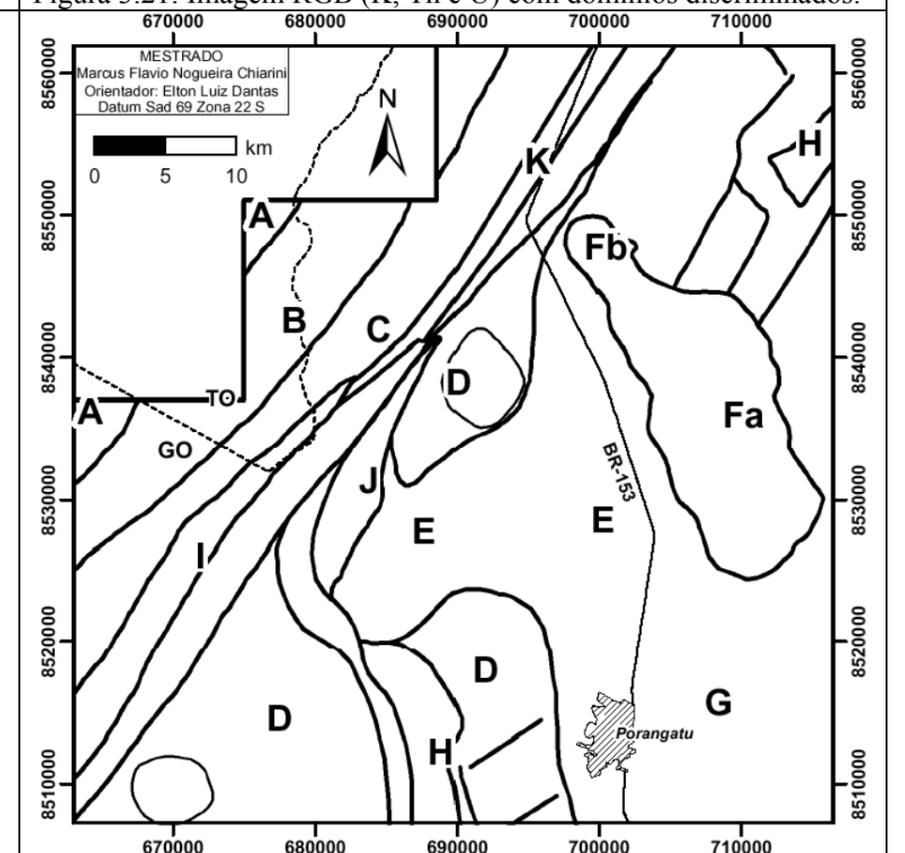


Figura 3.24: Interpretação dos Grandes Domínios Gamaespectrométricos.

Os domínios gamaespectrométricos são representados pela sigla **DG**.

	K	Th	U	CT
DG-A	MB	A	A	A
DG-B	B	M	B	B
DG-C	M	A	MA	A
DG-D	MA	AA	AA	A
DG-E	B	B	B	B
DG-Fa	B	A	A	MA
DG-Fb	AA	A	MB	A
DG-G	A	B	B	B
DG-H	MA	B	M	M
DG-I	A	B	B	MA
DG-J	AA	BB	B	MA
DG-K	BB	B	MB	B

Figura 3.25: Tabela das respostas gamaespectrométricas para os domínios interpretados, **AA** = muito alto; **A** = alto; **M** = médio; **MB** = médio baixo; **B** = baixo e **BB** = muito baixo.

Sendo as colunas representantes dos radioelementos e a Contagem Total.

Grandes domínios gamaespectrométricos (**DG-A**, **DG-B**, **DG-C**, limite W do **DG-D**, **DG-I** e **DG-K**) têm seus limites alinhados na direção N30°E com contrastes bem delimitados, o que sugere tratar-se de grandes contatos tectônicos entre rochas com distintas concentrações dos radioelementos.

Outros grandes limites gamaespectrométricos apresentam feições curvilíneas, tendendo a tangenciar a mega estruturação N30°E ao norte e apresentar-se mais sinuosa nas porções centrais e sul da área. Configurando assim uma grande tectônica de arrasto dominada pela estruturação NE.

O Limite Gamaespectrométrico entre os **DG-D** e **DG-E** na imagem do **GCT** definem blocos de assinatura gamaespectrométrica distintas, tanto nas concentrações dos radioelementos quanto na “textura” da variação da energia eletromagnética medida (Gradiente da Contagem Total). Este mesmo limite é mostrado em vários produtos. Na composição ternária RGB para K, Th e U, respectivamente, o **DG-D** se apresenta com altas concentrações dos três radioelementos contrastando com o **DG-E**, que mostra baixas concentrações. Este

limite é facilmente observado na porção sul da área. Na porção central as baixas assinaturas do **DG-E** parecem se prolongar para W.

4- GEOLOGIA DA REGIÃO DE PORANGATU E INTEGRAÇÃO AEROGAMAESPECTROMÉTRICA

A arquitetura crustal da região de Porangatu é definida pela amalgamação de diferentes blocos continentais relacionado a um processo colisional no final da Orogênese Brasileira, cujos limites são bem definidos através de descontinuidades gravimétricas e magnetométricas, interpretadas como feições profundas de primeira ordem, que podem representar zonas de suturas colisionais (Hasui *et al.*, 1994). Os modelos existentes consideram uma primeira colisão entre os cratões São Francisco e Paranapanema (Araújo Filho, 1999) e posterior acreção, envolvendo o Arco Magmático de Goiás e microplacas continentais arqueanas com o Cráton São Francisco, há aproximadamente 630 Ma (Pimentel *et al.*, 1997; Strieder & Suita, 1999).

Uma complexa rede de zonas de cisalhamentos transcorrentes interconectadas por estruturas sigmoidais desenvolve-se nas bordas destes segmentos crustais formando as principais estruturas identificadas na área de estudo. As estruturas de maior expressão formam o chamado Lineamento Transbrasiliano (Shobbenhaus, 1975), que corresponde a feixe de zonas de cisalhamento com tendência N30°E, colocando em contato diferentes unidades de mapeamento e rochas de diferentes idades com grandes deslocamentos direcionais. O Lineamento Transbrasiliano é considerado uma feição intracontinental formada no final desta história evolutiva (Marini *et al.*, 1984). A cinemática da deformação cisalhante é essencialmente destrai.

A área da folha Porangatu se insere neste contexto tectônico, onde se reconhecem domínios estruturais distintos. Um feixe de zonas de cisalhamento de rejeito direcional desenvolve-se nos limites de cada domínio, estas zonas podem ser agrupadas em um sistema definido como Sistema de Cisalhamento Transcorrente de Porangatu (SCTP) (Dantas *et al.*, 2006). O arranjo geométrico do SCTP é um exemplo clássico de sistemas de rejeito direcional relacionado à deformação continental associada a cinturões orogênicos colisionais (eg. Vauchez *et al.*, 1995).

A organização dos blocos crustais obedece à seguinte ordem: a oeste do Lineamento Transbrasiliano (LT) ocorrem as rochas relacionadas ao Complexo Porangatu e ao Complexo Máfico-Ultramáfico Serra do Estrondo. As rochas associadas ao complexo Arqueano Serra Azul

ocorrem tectonicamente imbricadas paralelamente ao domínio do LT. A leste deste ocorrem rochas consideradas como geradas no Arco Magmático de Goiás. Estes domínios estruturais coincidem com diferentes blocos litosféricos, com diferentes idades e assinaturas isotópicas. Intrusivas tardi a pós-tectônicas cortam as demais unidades e são espacialmente alojadas condicionadas às zonas de cisalhamento transcorrentes do SCTP.

A individualização destes grandes blocos, que têm seus limites caracterizados em campo por faixas de milonitos que representam zona de cisalhamento, tem correspondência em todos os produtos geofísicos gerados neste trabalho. Os dados aerogeofísicos também auxiliam na determinação de estruturas profundas que ocorrem em áreas caracterizadas por falta de afloramentos.

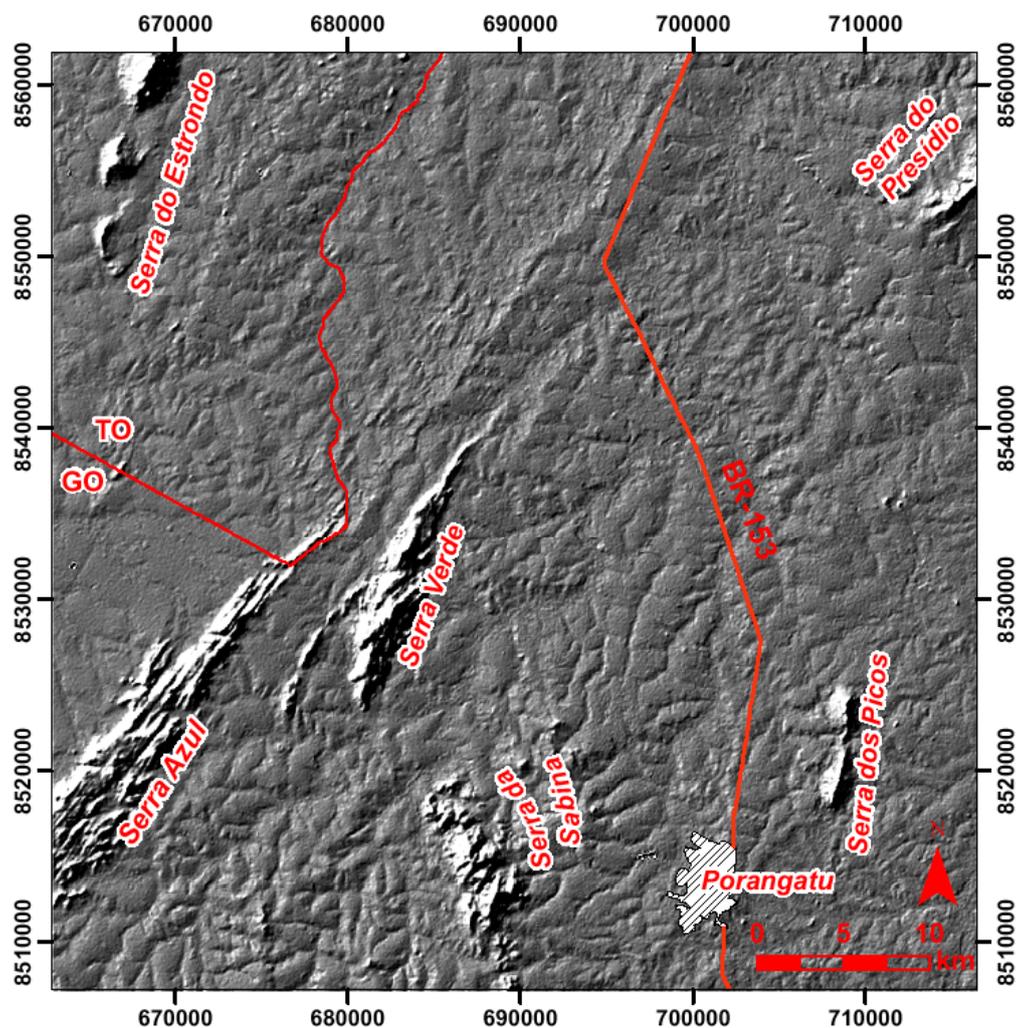


Figura 4.1: Imagem do Modelo Digital de Terreno.

A3 MAPA GEOLOGICO

Figura 4. 2 – Mapa Geológico da Folha Porangatu

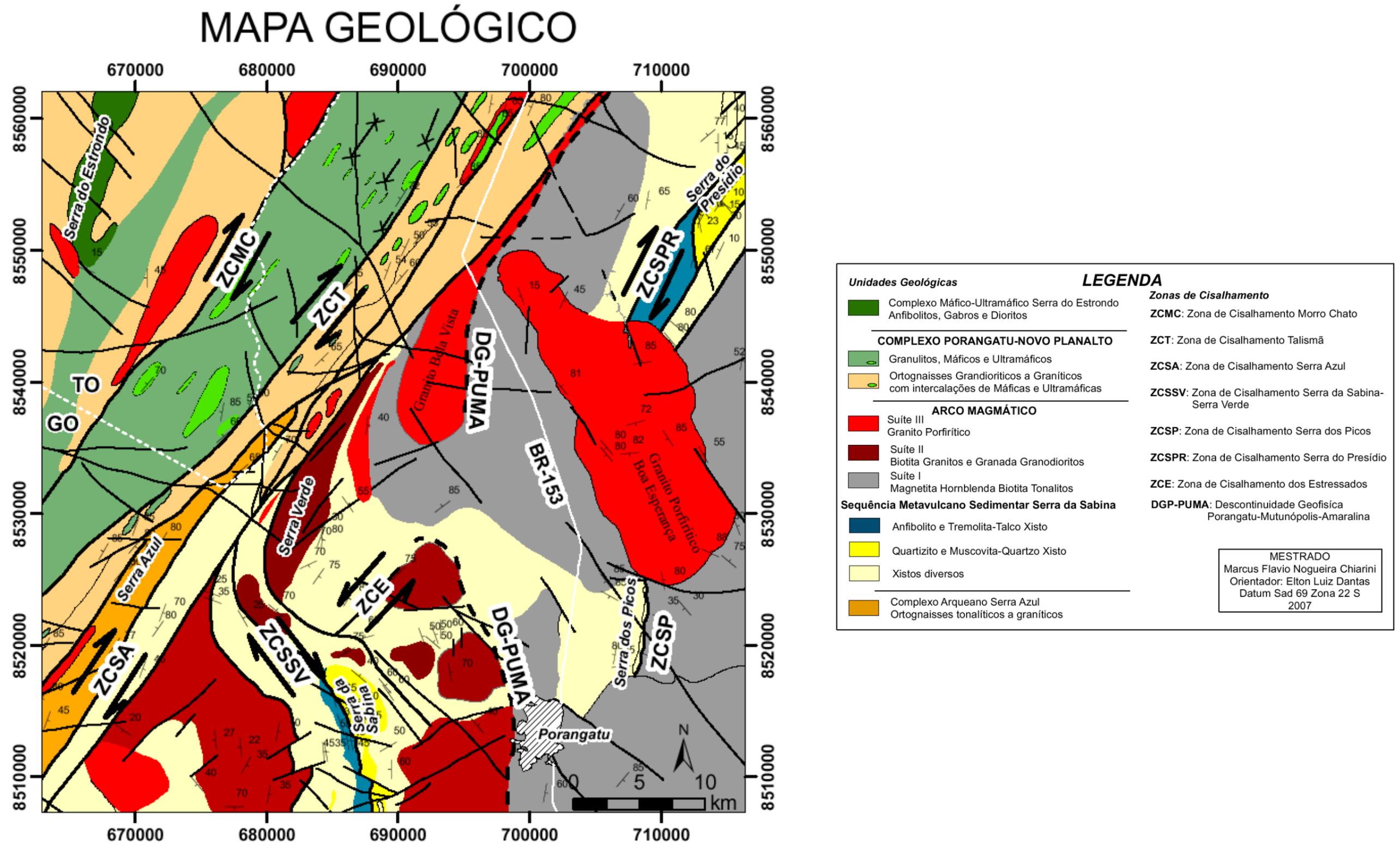


Figura 4. 2: – Mapa Geológico da Folha Porangatu.

Complexo Arqueano Serra Azul

Os principais litotipos representantes desta unidade são gnaisses granodioritos e granitos com intercalação de corpos de tonalito. T_{DM} maiores do que 2,9 Ga e idades U-Pb em zircão dos granitóides da Serra Azul definem uma idade de cristalização em torno de 2,9 Ga (Dantas *et al.*, 2006; Fuck *et al.*, 2006). Esta unidade localiza-se na porção SW da área de estudo, aflorando principalmente na serra homônima, cujas rochas estão orientadas segundo o *trend* N30°E. É bem discriminada nos produtos radiométricos, sendo representada pelo **domínio DG-I (Figura 4.3)**, o qual apresenta altas concentrações de K, baixas de Th e U. A razão Th/K mostra um grande realce para esses terrenos, onde se apresenta como um baixo, e realce de relevo. Os limites desta unidade são dados pelo sistema de zonas de cisalhamento da **Serra Azul–Cajueiro, Talismã e Morro Chato**. Este sistema seria responsável pela tectônica que causou o imbricamento destas rochas em meio a rochas mais jovens durante o final do Neoproterozóico.

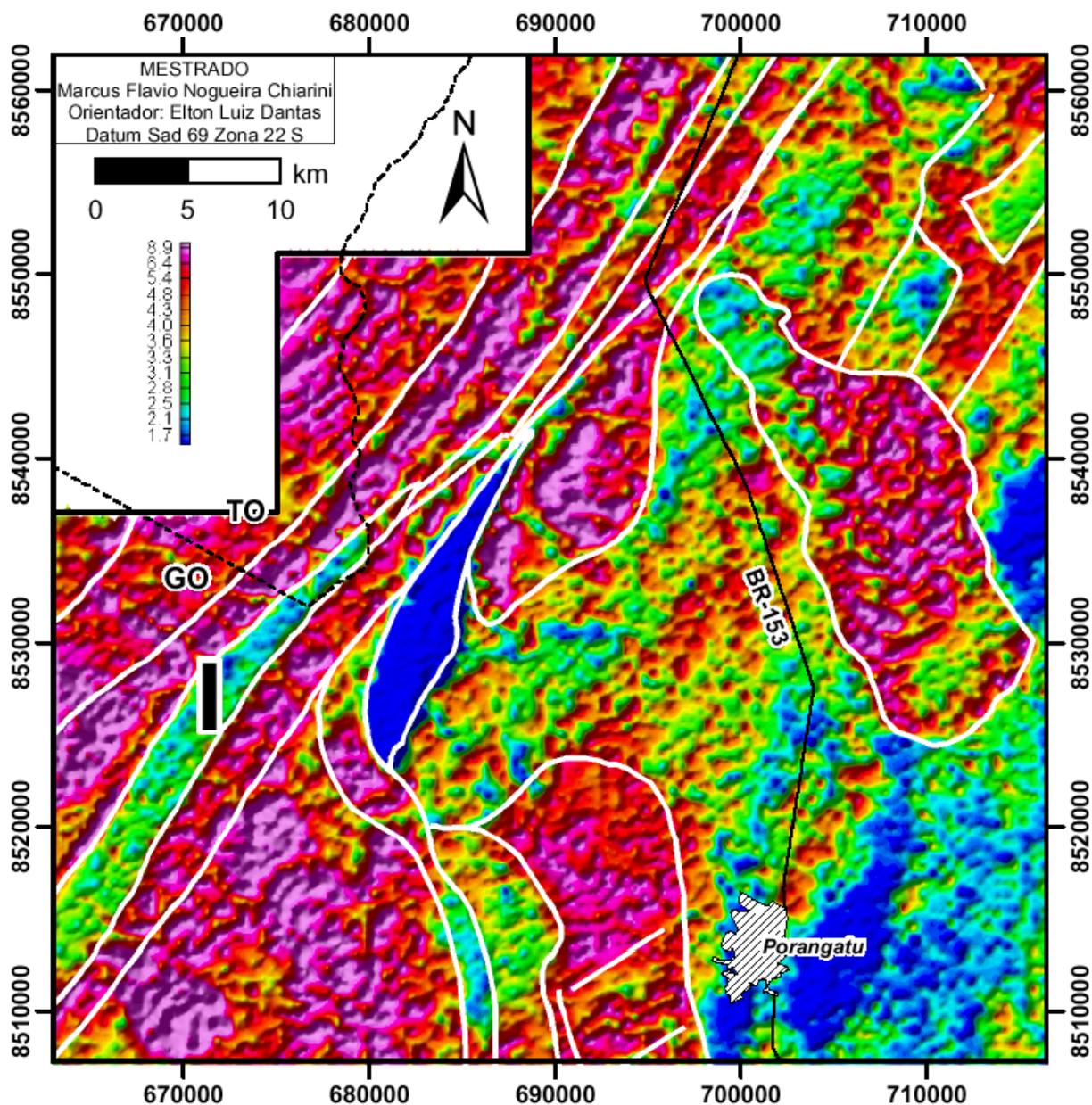


Figura 4.3: Imagem Th/K mostrando para o domínio gamaespectrométrico I uma baixa razão realçada para o domínio da Serra Azul

Por apresentar idade arqueana, a radiação gama emitida é reduzida em relação à rochas com semelhante composição mineralógica de idade inferior. Isto pode ter sido responsável por sua discriminação em relação aos gnaisses de composição aproximadamente semelhante que fazem parte do Complexo Porangatu e dos gnaisses associados ao Arco Magmático de Goiás. Na

magnetometria a resposta para esta unidade é de baixa amplitude no sinal analítico, a qual não apresenta grande contraste com suas adjacências que também se apresentam como um baixo magnético.

Arco Magmático de Goiás

É a principal macro-unidade da área de estudo dominando a porção leste do Lineamento Transbrasiliano, o qual coloca as rochas do arco magmático justapostas a distintos terrenos, como o Bloco Arqueano Serra Azul e o Complexo Porangatu. As rochas do arco magmático são representadas por uma seqüência meta-vulcanosedimentar e rochas intrusivas com amplo espectro de variação composicional, desde gabro, hornblenda tonalitos a granitos *sensu stricto*, agrupadas em diferentes suites.

Seqüência Metavulcano-Sedimentar Serra da Sabina

A seqüência meta-vulcano-sedimentar é constituída principalmente por unidades dominadas por xistos, incluindo quartzo-muscovita xisto, muscovita-granada-estaurolita xisto, magnetita biotita xisto feldspático, turmalina granada plagioclásio muscovita xisto, biotita-quartzo xisto, clorita-talco xisto, biotita-granada-muscovita xisto, quartzo-muscovita xisto e biotita-quartzo Xisto, que ocorrem predominantemente entre as serras da Sabina e Serra Verde. Rochas de origem química, envolvendo formações ferríferas, metachert, gondito, turmalina-muscovita xisto e turmalina quartzitos dominam nas proximidades da Serra do Presídio, bem como uma maior ocorrência de rochas máficas e ultramáficas, tais como anfibolitos, metagabros e talco-clorita xistos, que afloram sempre em contato com os quartzitos puros, que formam o relevo desta Serra (**Figuras 4.4, 4.5, 4.6, 4.7 e 4.8**). As rochas supracrustais apresentam amplo espectro de idades modelo TDM variando desde 0,9 Ga até 2,5 Ga, e valores de ϵ Nd positivos e

negativos, sugerindo contribuição derivada de diferentes áreas fontes continentais paleoproterozóicas e juvenis neoproterozóicas.

A correlação entre os domínios gamaespectrométricos e as rochas seqüência meta-vulcanosedimentar apresenta as seguintes características: Os quartzitos puros das serras da Sabina e Presídio se destacam por baixas respostas radiométricas no canal do Th (Domínio H). Por sua vez, as rochas máficas ultramáficas são bem individualizadas por apresentar os menores valores de intensidade em todos os canais (Domínio L). Os xistos apresentam uma variação da assinatura gama muito grande (Domínios D e E), que deve refletir as misturas de diferentes fontes envolvidas na composição dos protólitos.



Figura 4.4: Magnetita biotita xisto feldspático deformado, afloramento nas proximidades da Serra Verde, na localidade fazenda Santa Maria. Os afloramentos de magnetita biotita xisto feldspático situam-se a leste da Serra Verde.



.Figura 4.5: Biotita-quartzo xisto na porção central da área.

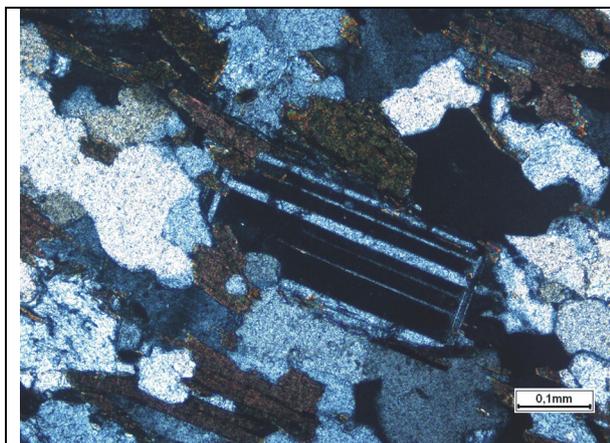


Figura 4.6: Seção delgada de biotita xisto feldspático, com magnetita (693255 mE 8530687 mN) – PGT-62

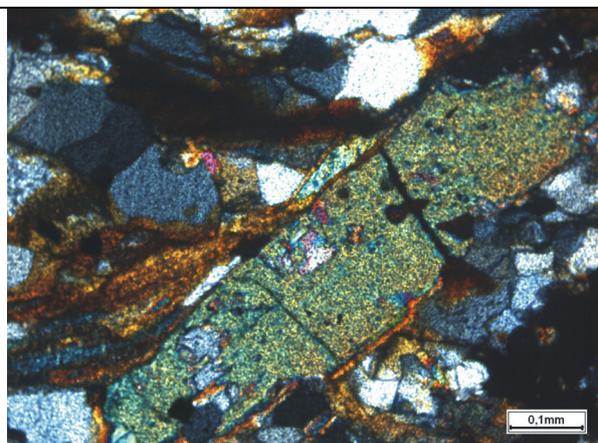


Figura 4.7: Seção delgada de turmalina-muscovita xisto próximo à Serra do Presídio

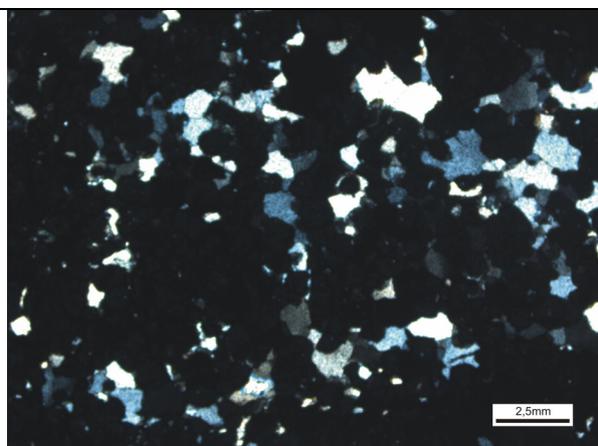
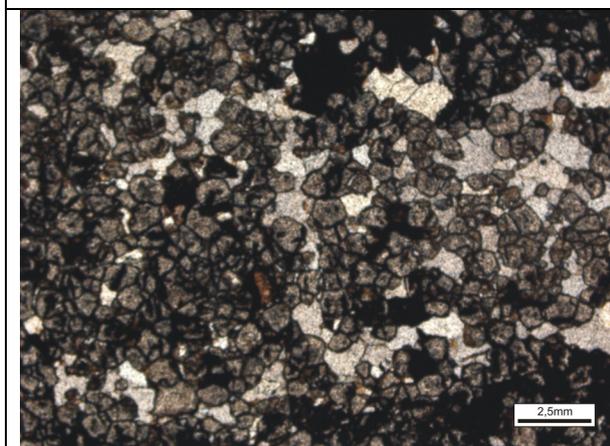


Figura 4.8: Seção delgada com nicóis paralelos e cruzados do Gondito, formado pela precipitação química de óxido de manganês intercalado com quartzo.

Suítes Plutônicas

Dois períodos de acreção crustal têm sido descritos para o Arco magmático de Mara Rosa, com maior atividade ígnea ao redor de 860 e de 630 Ma (Laux *et al.*, 2005; Fuck *et al.*, 2006; Pimentel *et al.*, 2002;). Desta maneira, as rochas plutônicas do Arco na região de Porangatu, foram divididas em diferentes suítes, baseado nas idades absolutas, susceptibilidade magnética, assinatura isotópica, e na resposta radiométrica.

Suíte I

Esta suíte é composta pelas rochas mais primitivas do arco, englobando gabro, anfibolito, hornblenda tonalito e biotita tonalito, deformados e submetidos a metamorfismo regional em fácies anfibolito (**Figuras 4.9 a 4.15**). Um aspecto importante na petrografia destas rochas é a presença sistemática de magnetita nos diferentes corpos que compõe esta unidade, promovendo uma alta susceptibilidade magnética. A presença de enclaves máficos é comum na maioria das rochas desta unidade. Idade modelo TDM entre 0,9 e 1,2 Ga e $\epsilon_{Nd}(t)$ positivo evidenciam que estas rochas foram derivadas de crosta juvenil. (Dantas *et al.*, 2006).

Estas rochas ocorrem principalmente na porção leste da área de estudo, próximo à cidade de Porangatu e deve se prolongar por dezenas de quilômetros para norte. O relevo arrasado e o forte intemperismo tornam raros os afloramentos de rocha sã nesta unidade, o que torna a geofísica uma ferramenta que permite identificar seus limites com maior precisão em profundidade.

As rochas plutônicas da suíte I são caracterizadas por baixas concentrações dos radioelementos (K-Th-U-CT) representados pelo Domínio DG-E (Figura 3.21), com respostas contrastantes com as rochas da suíte II apresentam respostas opostas. Outra importante feição observada nos produtos gamaespectrométricos para esta unidade é baixa movimentação do relevo

na imagem do gradiente da contagem total, que pode estar representando a homogeneização geoquímica destes elementos promovida pelo intemperismo.



Figura 4.9: Hornblenda gnaiss deformado com xenólitos de rochas de composição diorítica e de metagabros. Afloramento localizado na Fazenda São José, PGT-56 (699683 mE, 8538837 mN).

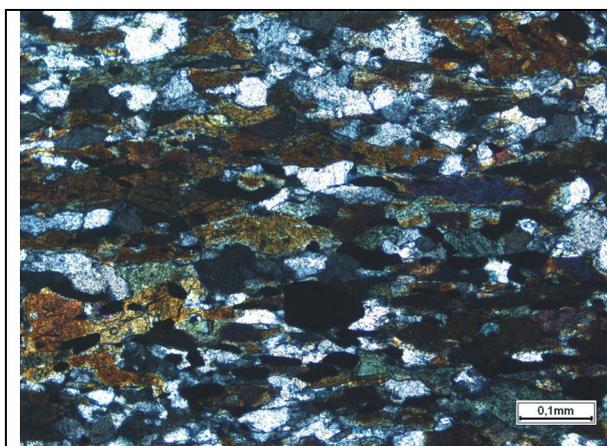


Figura 4.10: Seção delgada com nicóis cruzados de hornblenda-biotita gnaisses foliado apresentando textura nematoblástica e cristais de magnetita subédricos (707652 mE, 8545054 mN) - PGT-16.

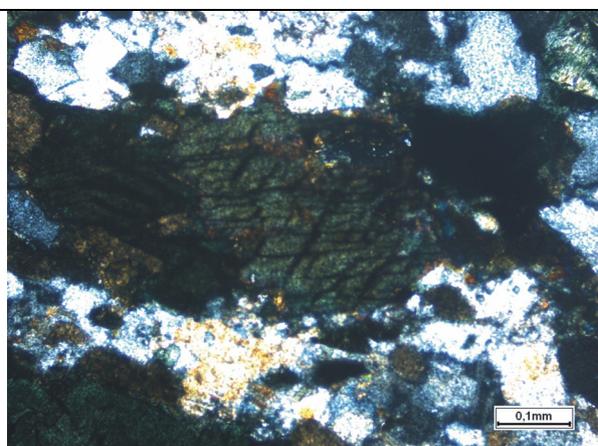


Figura 4.11: Seção delgada com nicóis cruzados de hornblenda-biotita gnaiss tonalítico (708392 mE, 8557607 mN) - PGT-20.

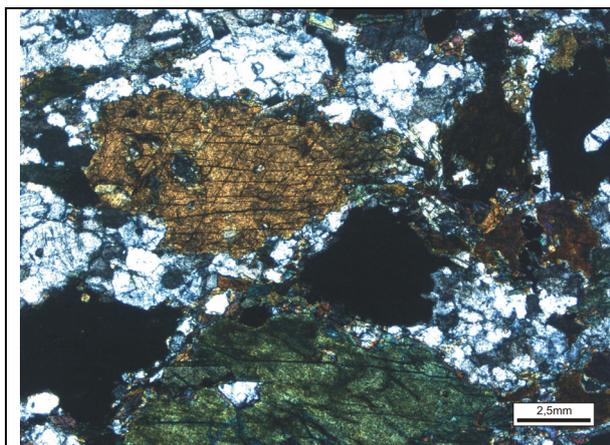


Figura 4.12: Seção delgada com nicóis cruzados de metagabro, constituído por hornblenda, plagioclásio cálcico e magnetita subédrica coletada na porção NE da área de estudo (712726 mE, 8559170 mN) - PGT-21b.

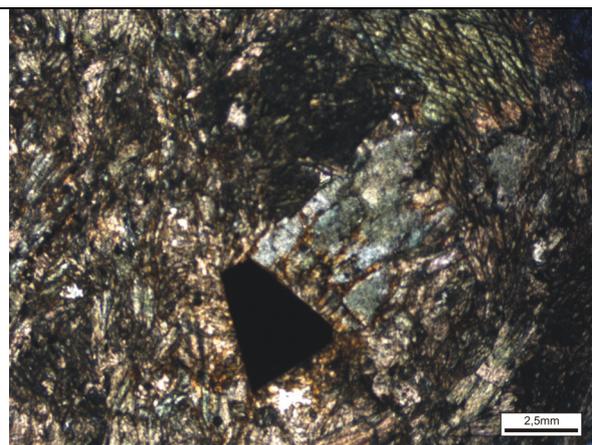


Figura 4.13: Seção delgada de Metagabro, constituído por hornblenda, plagioclásio cálcico e magnetita euédrica na porção NE da área de estudo (712726 mE, 8559170 mN) - PGT-21.

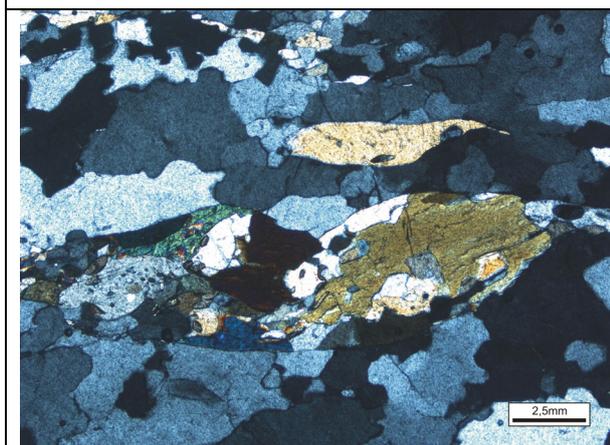


Figura 4.14: Amostra de gnaiss tonalítico com deformação caracterizada pela presença cristal de hornblenda em Sigmóide (697515 mE, 8560939 mN) -Seção delgada com nicóis cruzados PGT-34.

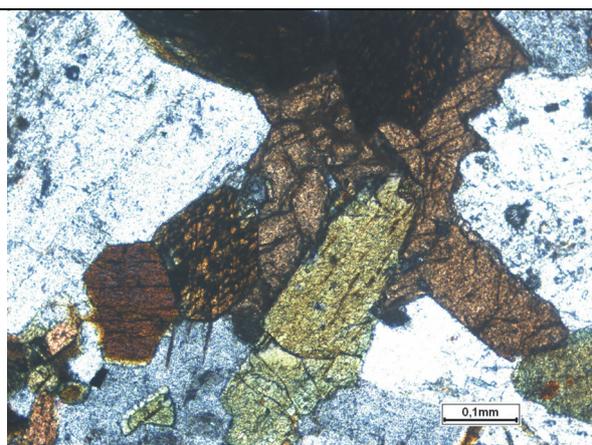


Figura 4.15: Seção delgada com nicóis cruzados de Hornblenda-biotita metatonalito (702289 mE, 8540787 mN).. PGT-52.

Suíte Plutônica II

Esta unidade compreende corpos intrusivos na seqüência supracrustal e demais granitóides da Folha Porangatu, contendo xenólitos de ambos. Ainda não se têm idade absoluta para estes granitos nesta região, mas acredita-se que o magmatismo foi gerado entre 630 e 570 Ma, época do principal evento termal no Arco Magmático de Goiás (Pimentel *et al.*, 2002).

Rochas desta suíte constituem muscovita biotita gnaiss granítico, sienogranito, granada tonalito, biotita granito, monzogranito milonítico, biotita gnaiss granítico e clinopiroxênio álcali granito.

As rochas desta suíte formam pequenos corpos que afloram principalmente na porção central da área, entre a cidade de Porangatu e a Serra Azul. O posicionamento destes corpos é controlado pelas zonas de cisalhamento transcorrente na área, podendo ocorrer como corpos elípticos alongados e orientados na direção N30E, paralelos ao LT, ou como pequenos plutons circulares na direção EW (Figura 4.2). Os mais representativos estão nas localidades Serrinha e Lageado. Idade modelo TDM entre 1,6 e 2,1 Ga evidenciam a mistura de material reciclado de antiga crosta continental na geração destas rochas (Dantas *et al.* 2006).

O magmatismo associado à suíte II mostra altas respostas em todos os canais (K-Th-U-CT) nas imagens gamaespectrométricas, sendo de fácil discriminação. A assinatura de corpos circulares é bem identificada no gradiente de contagem total (GCT), que realça os limites dos corpos com maior precisão do que os demais produtos existentes, facilitando a interpretação dos contatos e alinhamentos estruturais (Figura 3.14).

Uma feição marcante nas imagens estudadas é a anomalia de formato encurvado no centro da área (Domínio J), caracterizada por altos valores de K, baixo Th e U. Esta anomalia corresponde ao clinopiroxênio álcali granito Serra Verde, um corpo alongado na direção NW-NS, constituindo a serra homônima, com 17 km de extensão por 4 km de largura. Apresenta-se foliado, coloração branca e aspecto granular, fato que levou a ser mapeado anteriormente como quartzitos (Machado *et al.*, 1981). O granito tem geometria encurvada, formado pelo encontro de duas zonas de cisalhamento de rejeito direcional, cuja direção passa de NNW (Zona de cisalhamento da Serra da Sabina) para NNE (Zona de cisalhamento Serra Azul). A mineralogia básica desta rocha inclui quartzo (35%), K-feldspato (35%), plagioclásio (15%) e também

clinopiroxênio (aegerina-augita), granada e titanita como acessórios (**Figuras 4.16 e 4.17**). O clinopiroxênio ocorre como inclusão na granada. A deformação é mais intensa nas bordas do corpo, sendo que texturas ígneas mais preservadas são encontradas na porção interna do mesmo. Processo de recristalização estática é dado por grãos de quartzo com contatos poligonais em junções tríplices. A idade modelo TDM de 2,1 Ga e valores negativos de ϵNd (t) sugerem fusão de crosta continental antiga na geração destas rochas.



Figura 4.16: Pedreira desativada do álcali-granito Serra Verde (684271 mE, 8528786 mN)



Figura 4.17: Face de corte da pedra do Álcali Granito Serra Verde (684271 mE, 8528786 mN).

Complexo Porangatu – Novo Planalto

O Complexo Porangatu-Novo Planalto é definido na área de estudo como uma extensa faixa alongada na direção NE com ampla distribuição na área de mapeamento, compreendendo desde ortognaisses tonalíticos, granodioríticos e monzograníticos a granulitos máficos (**Figuras 4.18 á 4.23**). O Complexo Porangatu foi inicialmente definido como rochas de idade arqueana (Machado *et al.*, 1981). Contudo, datações U-Pb em zircão de gnaisse tonalítico a granodiorítico fornecem idades em torno de 570 a 530 Ma para estas rochas (Dantas *et al.*, 2006). Granulitos na região de Porto Nacional, a N da área mapeada, rochas consideradas do mesmo complexo tem idades semelhantes (Lima *et al.* 2005; Pimentel *et al.*, 2005). As idades modelo TDM nas rochas deste complexo variam de 1,4 a 1,8 Ga, sugerindo a derivação por mistura de fontes paleo e neoproterozóicas (Dantas *et al.*, 2006).

As rochas desta unidade ocorrem predominantemente a oeste da Serra Azul, ao longo do LT, estendendo-se até os limites da área nas proximidades de Novo Planalto. Os contatos com as demais unidades de mapeamento são essencialmente tectônicos, fazendo com que as rochas ocorram na forma de faixas paralelas e sejam de difícil individualização no campo, uma vez que

são composicionalmente semelhantes e foram submetidas à intensa milonitização nas zonas de cisalhamento.

Contudo, nos produtos geofísicos esta diferenciação é marcante, a faixa de predominância de ortognaisses apresenta uma assinatura caracterizada por valores médios de K e altos Th e CT (Domínios Gamaespectrométricos A e C). Em contraste, a faixa central, correspondente a granulitos félsicos e máficos (enderbitos, hornblenda-clinopiroxênio granada gnaisses, metanorito, metagabros), que se estende de Talismã até Porto Nacional. Esta apresenta baixos K, U e CT, e valores médio de Th. Dentro desta faixa também ocorrem pequenos corpos intercalados de rochas ultrabásicas (clorita-tremolita xistos, serpentina talco-xisto), básicas (gabros e anfibólitos) e formações ferríferas bandadas.

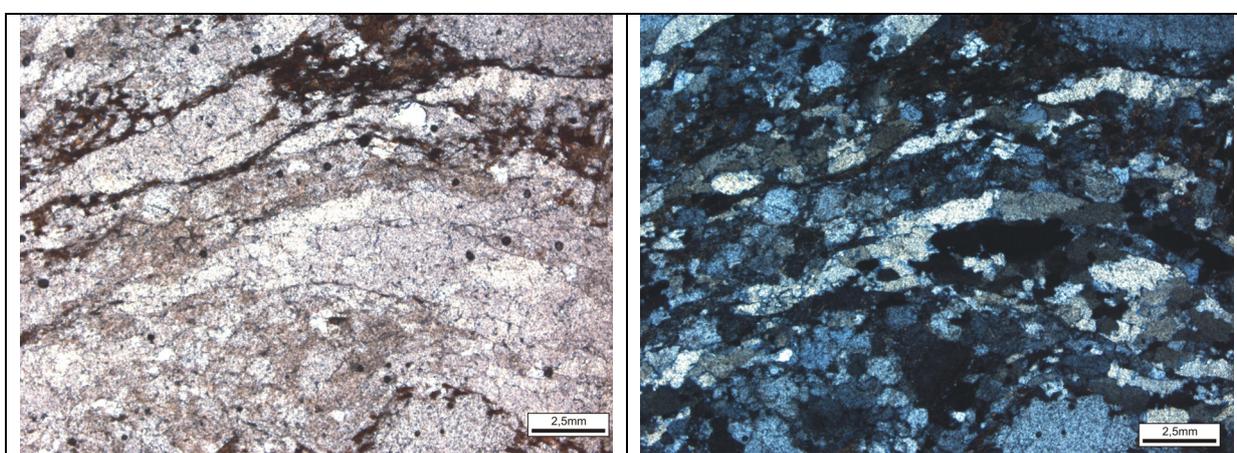


Figura 4.18: Seção delgada de granada gnaisse granítico milonitizado na Zona de Cisalhamento Talismã mostrando que o processo de milonitização superou o limite de plasticidade do quartzo, este apresentando-se estirado e segregado (685870 mE, 8547228 mN). PGT-133.

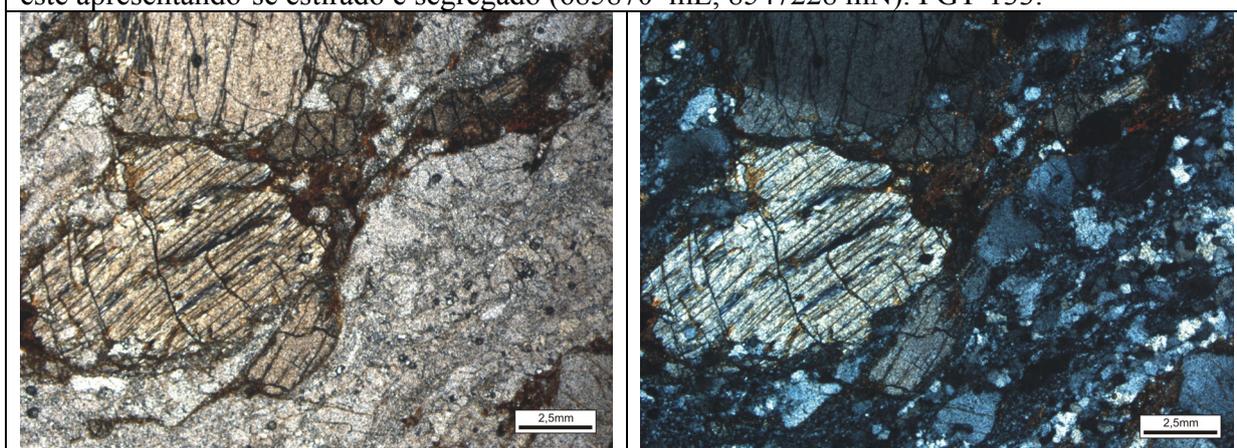


Figura 4.19: Piroxênio em granada gnaisse tonalítico do Complexo Porangatu. PGT-259.

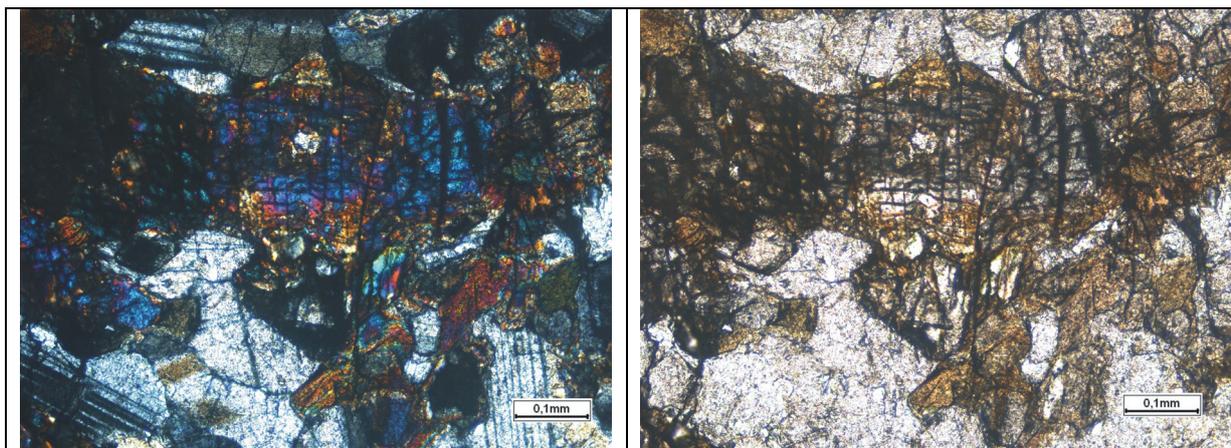


Figura 4.20: Cristal de piroxênio alterado para anfibólio em metagabro (697123 mE, 8561150 mN). PGT-35

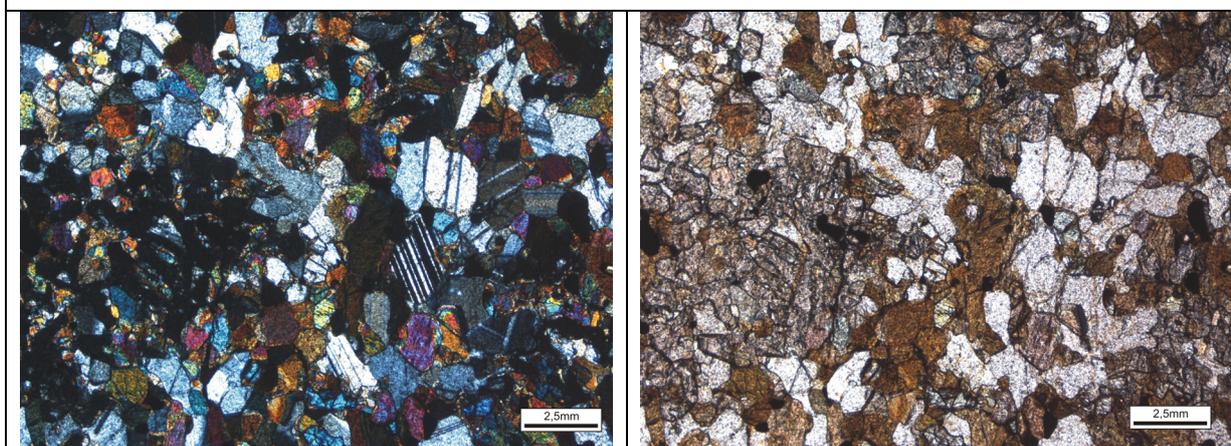


Figura 4.21: Metagabro, com aspecto textural poligonal dos cristais de hornblenda, plagioclásio e granada em rocha do Complexo Porangatu-Novo Planalto (690215 mE, 8550500 mN). PGT-128.

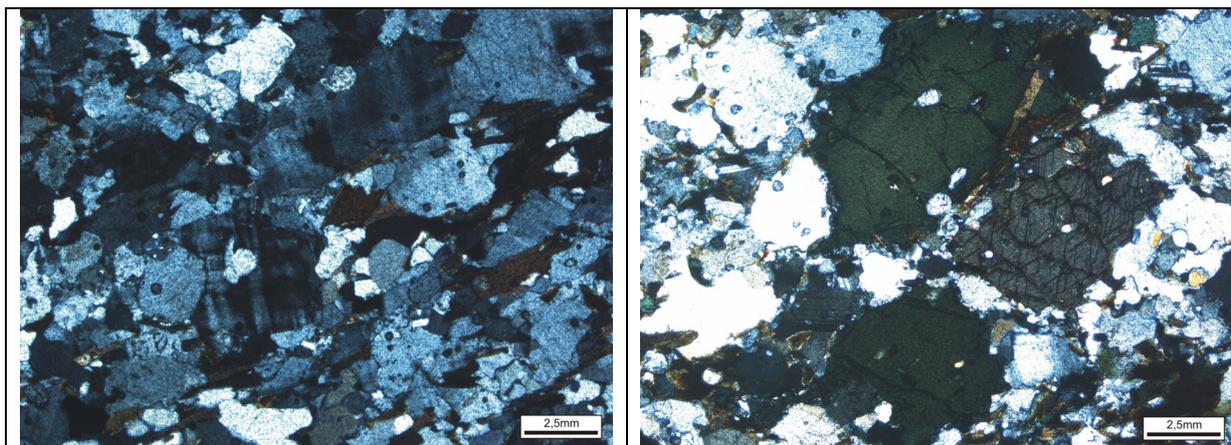


Figura 4.22: Biotita gnaisse granítico do Complexo Porangatu. PGT-261.

Figura 4.23: Gnaisse Complexo Porangatu-Novo Planalto constituído por hornblenda, plagioclásio e endenberbito (668715 mE, 8539796 mN). PGT-258

Complexo Máfico-Ultramáfico Serra do Estrondo

Um corpo alongado na direção NS constituído de metagabro, diorito e metanorito (**Figuras 4.24 e 4.25**) com textura ígnea preservada foi cartografado na Serra do Estrondo, localizada no canto noroeste da Folha Porangatu, a oeste do LT. A denominação se refere ao ruído sonoro sentido por moradores da localidade referentes a abalos sísmicos, provavelmente relacionados com a acomodação tectônica recente na região. A caracterização da unidade foi realizada principalmente com dados de campo além de imagens de sensores remotos e aerogeofísica do Projeto Brasil-Canadá, da década de 70. Infelizmente, nesta porção da área, os dados aerogeofísicos de alta resolução ainda não estão disponíveis.

O contexto tectônico desta unidade, que se encontra alinhado ao longo do LT, sugere que as rochas da Serra do Estrondo representem um complexo acamadado semelhante ao já descrito na região de Porto Nacional, o Complexo Carreira Cumprida de idade Cambriana (Lima *et al.*, 2005). Assim, para confirmar esta hipótese, é necessário determinar a idade absoluta do complexo. Nas bordas do corpo observa-se o desenvolvimento de forte foliação localizada, com a geração de milonitos nas bordas do corpo.

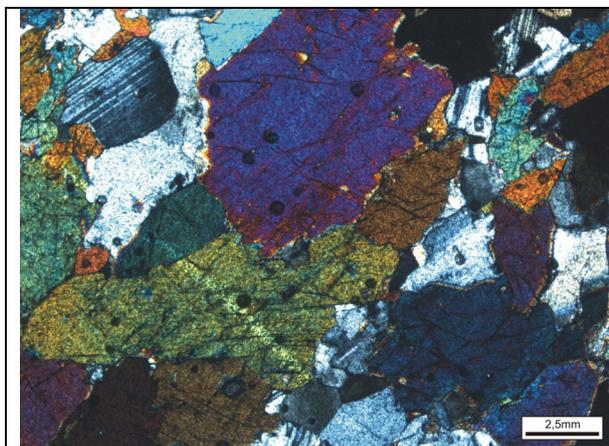


Figura 4.24: Metagabro pouco deformado, constituído por hornblenda e plagioclásio em textura granoblástica do Complexo Máfico-Ultramáfico Serra do Estrondo (667428 mE, 8554793 mN). PGT-267

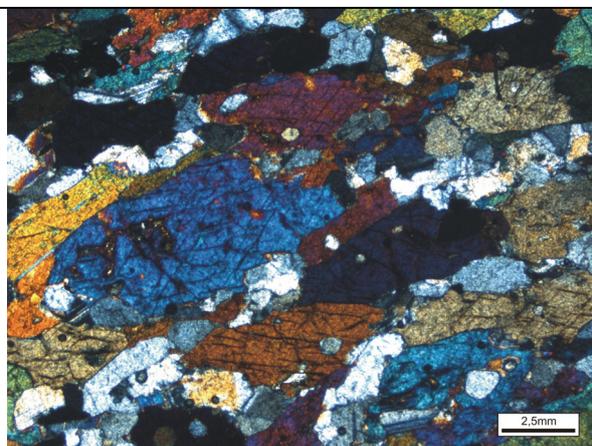


Figura 4.25: Metagabro, constituído por Hornblenda e plagioclásio do Complexo Máfico-Ultramáfico Serra do Estrondo. PGT-270.

Suíte III - Intrusiva Tardi a Pós-Tectônica

Corpos de granitos tardi a pós-tectônicos ao principal evento deformacional que ocorre na região são descritos na área. As principais ocorrências referem-se aos granitos de Bela Vista, na porção central da área e o granito Boa Esperança que ocorre alongado na direção NW entre as Serra dos Picos e Serra do Presídio (**Figura 4.28**).

Petrograficamente são rochas sienograníticas, ricas em feldspato potássico, com variação na textura, enquanto no corpo de Bela Vista predominam fácies equigranulares finas, no de Boa Esperança as rochas são porfíriticas, e ambos são pouco ou não deformados, com estruturas de fluxo e outras feições ígneas bem preservadas (**Figuras 4.27 e 4.29 a 4.34**).

Nos produtos radiométricos são caracterizados por altas respostas de Th, U e CT (**domínio F da Figura 4.26**), evidenciando um grande contraste das concentrações dos radioelementos das intrusões (altas respostas) em relação à encaixante (baixas respostas). Existe uma

pequena anomalia na borda NW do granito de Boa Esperança, que deve representar uma variação de fácies (maior concentração de K) dentro do corpo. O GCT marca com precisão os contatos que delimitam este corpo, evidenciando formas sub-circulares dentro do mesmo. Outras feições semelhantes são identificadas no granito de Bela Vista e em um pequeno corpo que ocorre no córrego Lageado na porção SW da área. Estas feições devem representar estruturas de fluxo destes granitos.

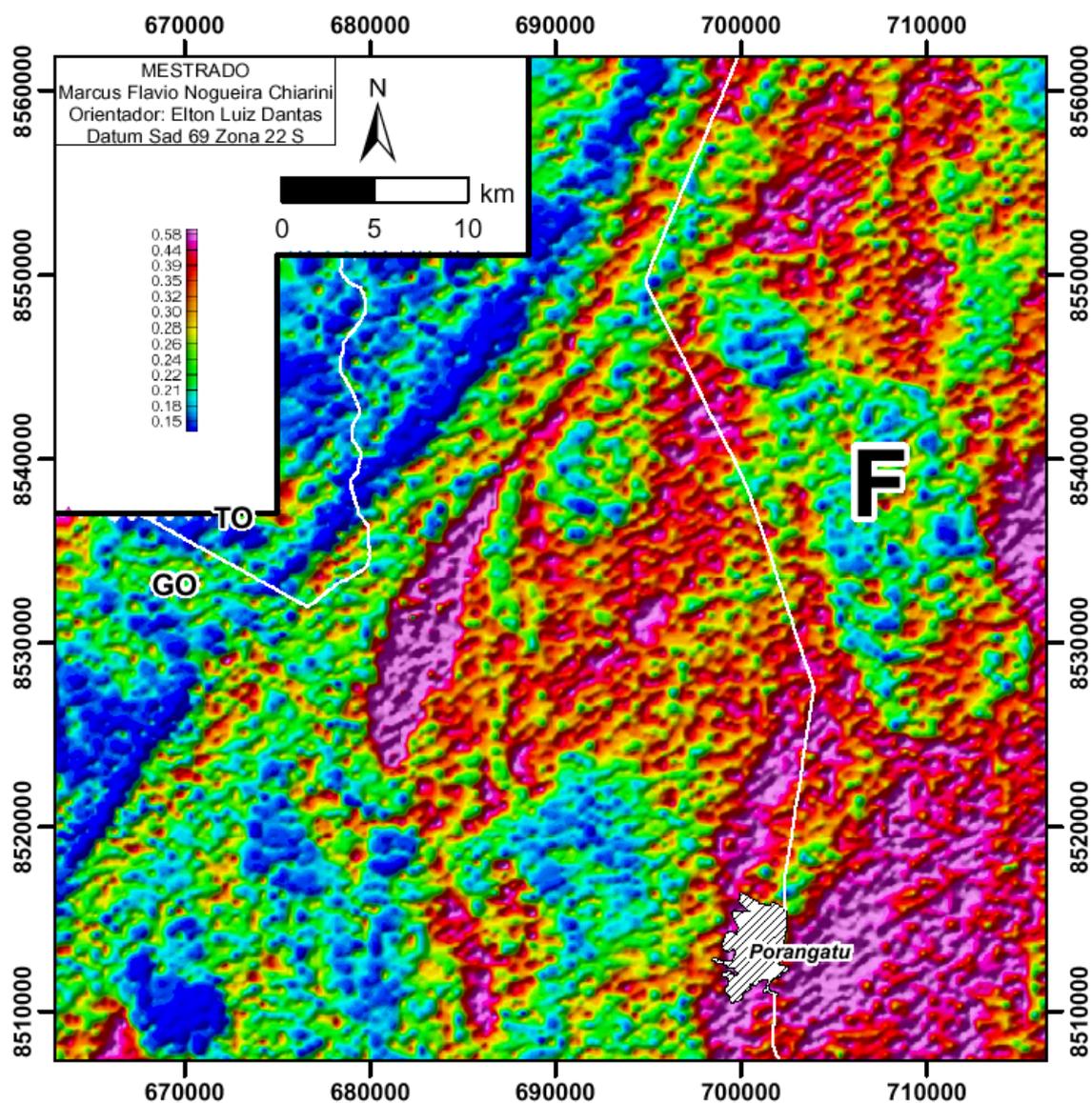


Figura 4.26: Razão U/Th realça o Granito Boa Esperança com uma resposta baixa em relação a encaixante mostrando um degrau abrupto para esta nos limites do domínio gamaespectrométrico F.



Figura 4.27: Xenólito com composição de biotita tonalito em meio ao granito porfirítico pós-tectônico, no qual os cristais de K-feldspato apresentam relevo de coloração clara o que torna fácil a sua discriminação. Ponto PGT-52 a NE de Porangatu (702289 mE, 8540787 mN). O cilindro branco tem 90 cm de altura.

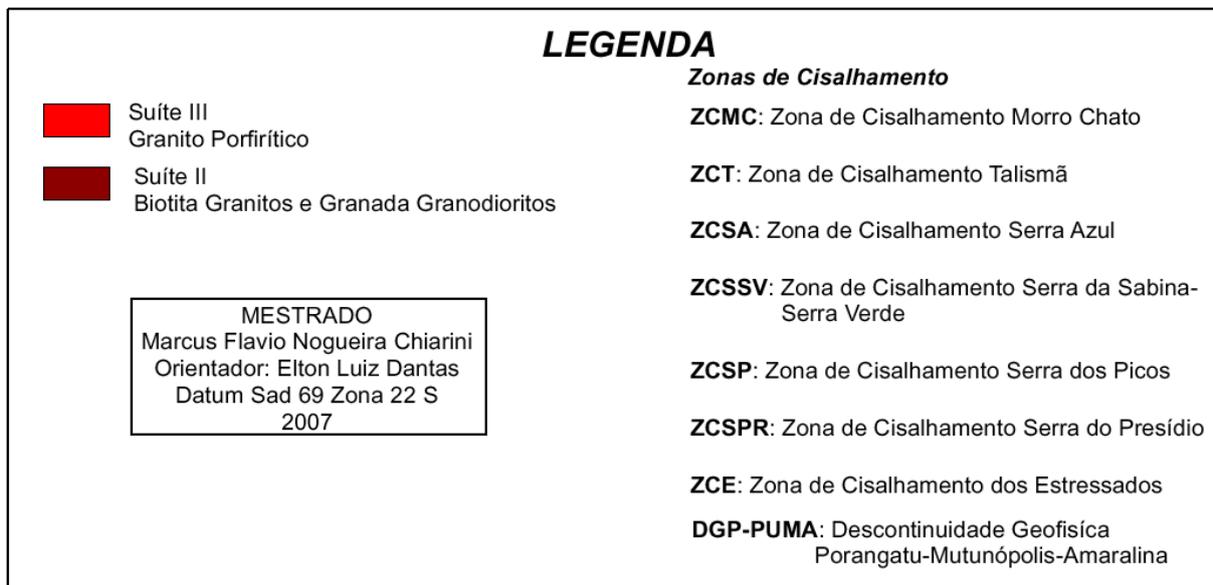
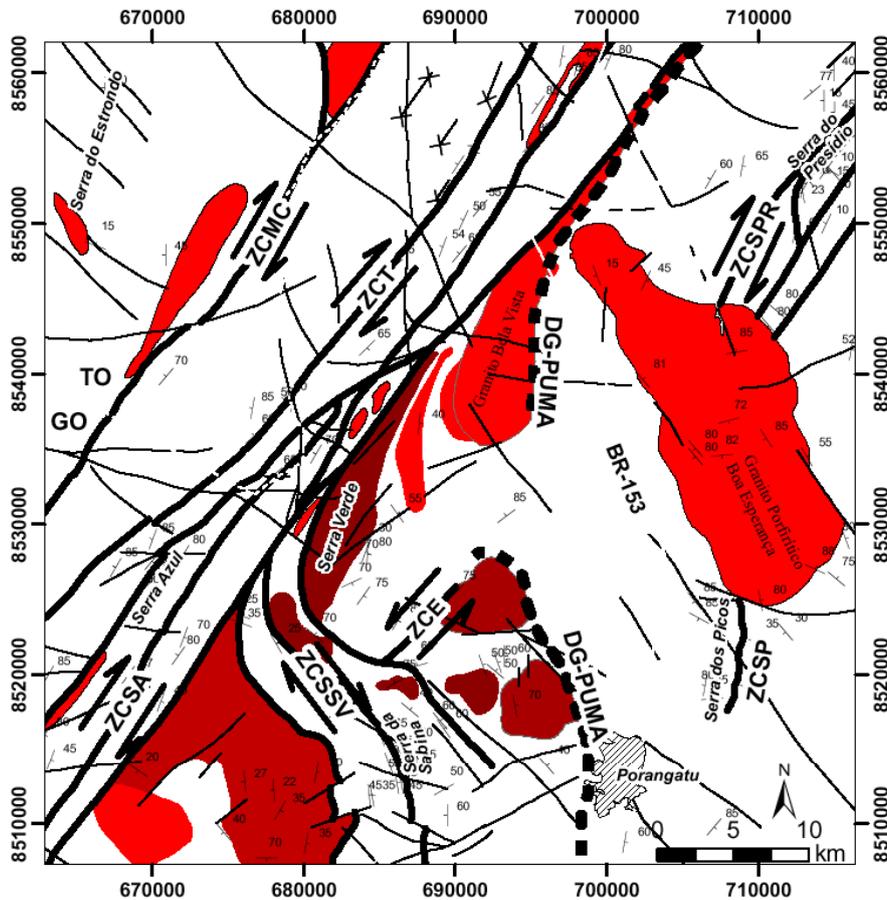


Figura 4.28: Alojamentos dos corpos de granito condicionados ao Sistema Transcorrente Porangatu.



Figura 4.29: Aspecto do afloramento do Granito Pós-Tectônico Boa Esperança, PGT-135



Figura 4.30: Aspecto anisotrópico dos cristais porfíricos de feldspato potássico, PGT-139 (708081 mE, 8536774 mN).

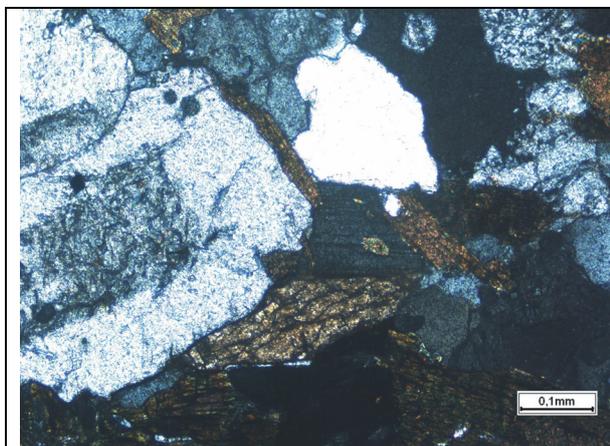


Figura 4.31: Hornblenda-biotita granito pós-tectônico (702412 mE, 8539680 mN) PGT-51

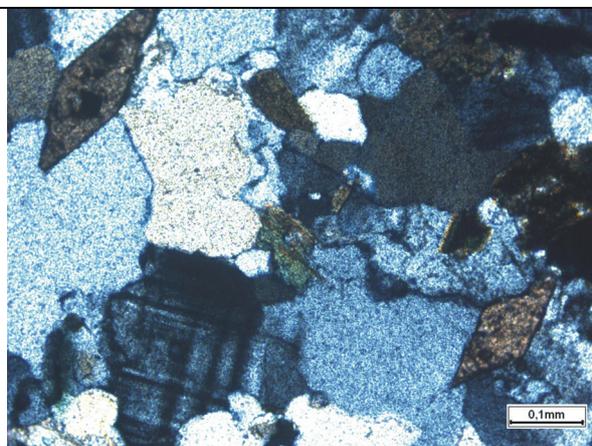


Figura 4.32: Granito com titanita e magnetita pós-tectônico (699959 mE, 8539342 mN). PGT-121

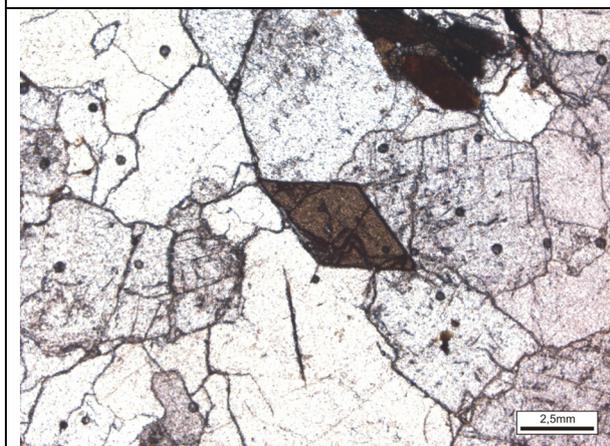
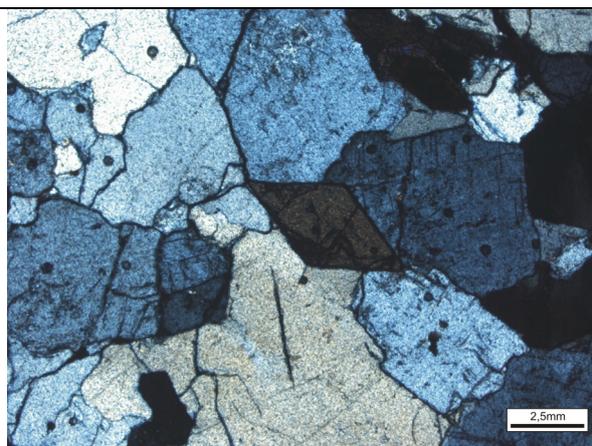


Figura 4.33: Granito porfirítico pós tectônico, cristais de quartzo em contatos poligonais indicando cristalização estática, titanita e magnetita (708081 mE, 8536774 mN). PGT-139



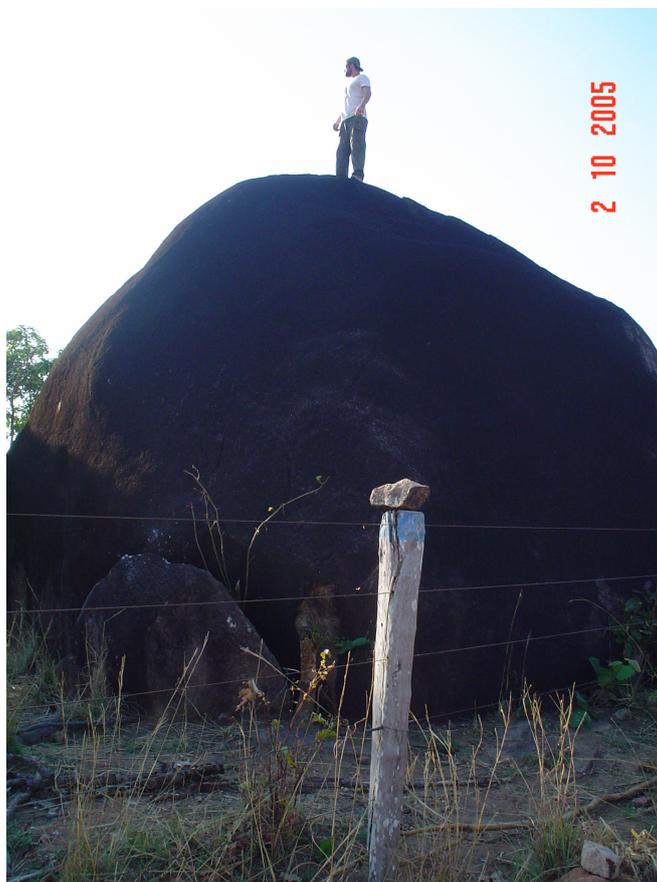


Figura 4.34: Foto do padrão de afloramento do corpo do Granito Bela Vista, que é caracterizado por boas exposições em relevo com leve esfoliação esferoidal.

A Imagem da Inclinação do Sinal Analítico mostra uma perturbação no arcabouço magnético na área de ocorrência da principal intrusão pós tectônica. Essa perturbação é evidenciada com a sobreposição de imagens gamaespectrométricas em magnetométricas, onde no limite do domínio **DG-F** (correspondente ao Granito Pós-Tectônico Boa Esperança) ocorre o truncamento das estruturas magnéticas NE (**Figura 4.35**).

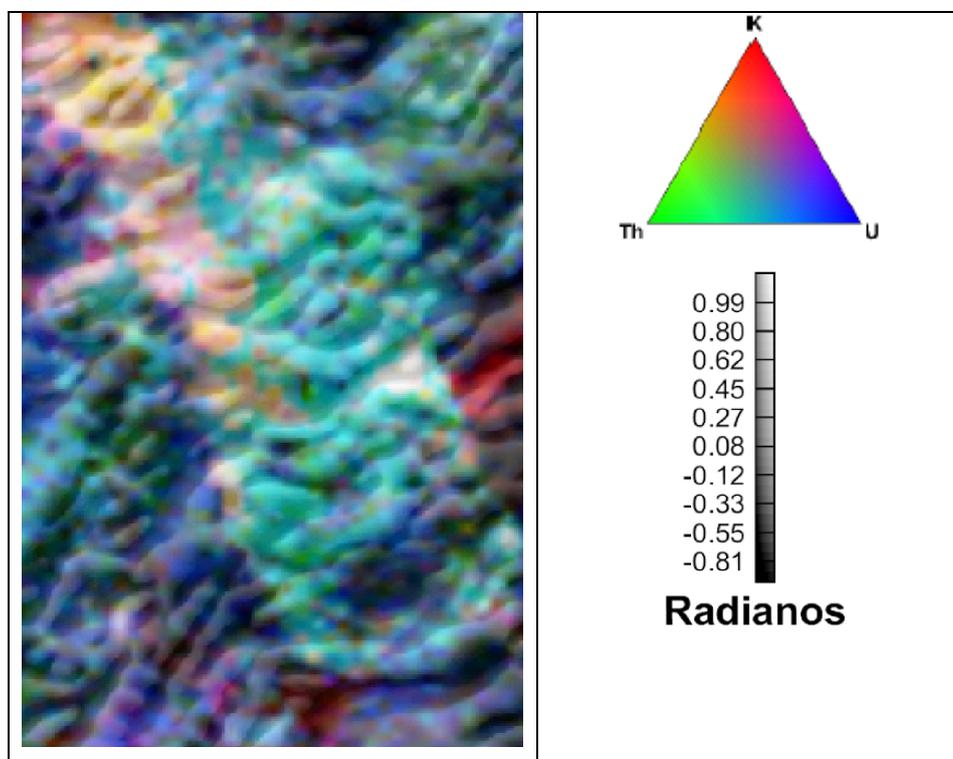


Figura 4.35: Recorte da Imagem RGB (K,Th,U) sobreposta a Imagem da Inclinação do Sinal Analítico. O Granito Porfírico Boa Esperança tem seus limites marcados na resposta gamaespectrométrica onde apresenta altas concentrações dos três radio-elementos, resultando na coloração clara na Imagem RGB para K, Th e U respectivamente.

5- AEROMAGNETOMETRIA APLICADA À COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA REGIÃO DE PORANGATU

Serão abordados brevemente alguns conceitos fundamentais e recentes aplicações mundiais da poderosa ferramenta de investigação, que é a magnetometria, no âmbito da tectônica (item 5.1), seguida da apresentação da aplicação dessa ferramenta na área de estudo (item 5.2).

5.1 Aeromagnetometria aplicada à problemas tectônicos: Breve Revisão.

A integração de mapas estruturais à interpretação de dados aeromagnéticos é uma ferramenta fundamental para estudos de geologia regional, porque focaliza na arquitetura e superposição de relações estruturais, principalmente em áreas de afloramentos espaçados e estilos de deformação diferencial, por trazer informações das propriedades das rochas que são geradas em profundidade. A assinatura magnética é caracterizada pela variação das amplitudes e susceptibilidade das rochas e pela interpretação de diferentes *trends* aeromagnéticos, possibilitando a separação em domínios (Bettes, 2003).

Padrões contrastantes de anomalias podem fornecer detalhes sobre estrutural e tectônica global. Anomalias magnéticas são distúrbios no campo magnético normal da Terra causado por fontes que se encontram na porção superior da Terra. Estas anomalias resultam da soma dos vetores do campo magnético produzido por dois processos adiante citados (Gunn, 1998). A Indução Magnética é o produto da interação do campo magnético da Terra com os minerais magnéticos das rochas, resultando em um momento magnético. É diretamente proporcional à susceptibilidade magnética do material e possui o mesmo sentido do campo magnético terrestre. A Magnetização Remanescente Natural é relacionada a ação de processos termais, químicos e físicos, sobre os materiais e pode desenvolver alinhamentos permanentes do magnetismo nos grãos minerais. Esta magnetização independe da direção do campo magnético terrestre e pode diferir significativamente em magnitude e direção do momento magnético induzido.

No processo de formação de rochas ígneas, a magnetização termo-remanescente é a mais importante. Esse tipo de magnetização remanescente desenvolve-se a partir do resfriamento dos materiais geológicos abaixo da temperatura de Curie, na presença do campo magnético terrestre da época.

A magnetita é um exemplo de material ferrimagnético, cujo magnetismo não necessita de campo externo para apresentar magnetização, sendo a estrutura cristalina do material geradora de seu próprio magnetismo. Sua fórmula química é Fe_3O_4 , pode ser reescrita como $Fe^{3+}(Fe^{2+}Fe^{3+})O_4$, onde o Fe^{2+} apresenta elétrons desemparelhados, os quais atribuem alta susceptibilidade magnética ao mineral (Figura 5.1).

	$8Fe^{3+}$	
8 Sítios Tetraédricos	↑↑↑↑↑↑↑↑ ↑↑	
16 Sítios Octaédricos	↓↓↓↓↓↓↓↓ ↓↓	↓↓↓↓ ↓↓↓↓
	$8Fe^{3+}$	$8Fe^{2+}$

Figura 5.1: A disposição dos 8 spins de elétrons desemparelhados é responsável pela alta susceptibilidade da magnetita (modificado de Klein & Hurlbut, 1998). O que confere a este mineral, a estrutura cristalina mais magnética da natureza.

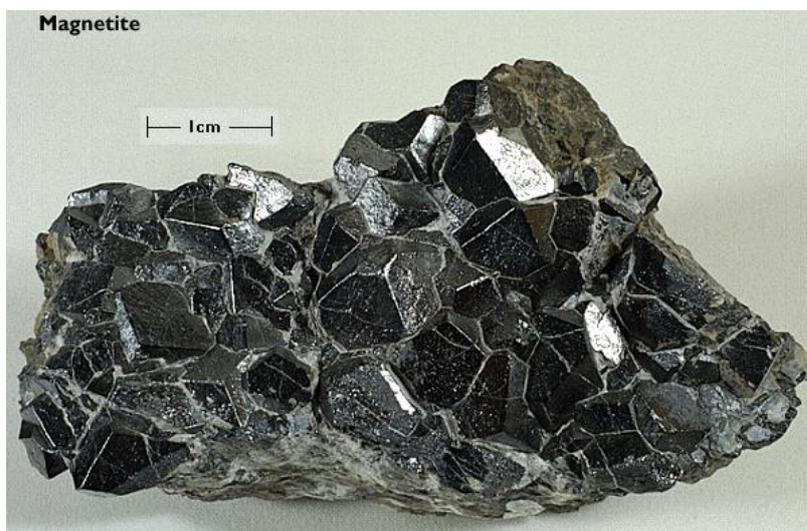


Figura 5.2: Magnetita (modificado de Klein & Hurlbut, 1998).

A medida da susceptibilidade magnética é uma ferramenta poderosa para o estudo do estado de oxidação-redução das rochas (Ishihara *et al.*, 2002). Como a propriedade medida no método magnético (susceptibilidade magnética) apresenta magnitude de resposta três vezes maior na magnetita em relação à ilmenita, (Lindsley *et al.*, 1966 em Gastil *et al.*, 1990) 1,5 A/m para a ilmenita e 4,5 A/m para a mesma massa de magnetita (Luiz e Silva, 1995).

Rochas graníticas foram classificadas em série-magnetita e série-ilmenita por Ishihara (1977), que reconheceu a existência de uma distribuição espacial de rochas contendo magnetita, podendo coexistir com ilmenita, de outras contendo apenas ilmenita. A aplicação deste conceito teve grande aceitação devido à simplicidade e a fácil detecção por levantamento aeromagnéticos que cobrem extensas áreas (Gastil *et al.*, 1990) (Figura 5.3);

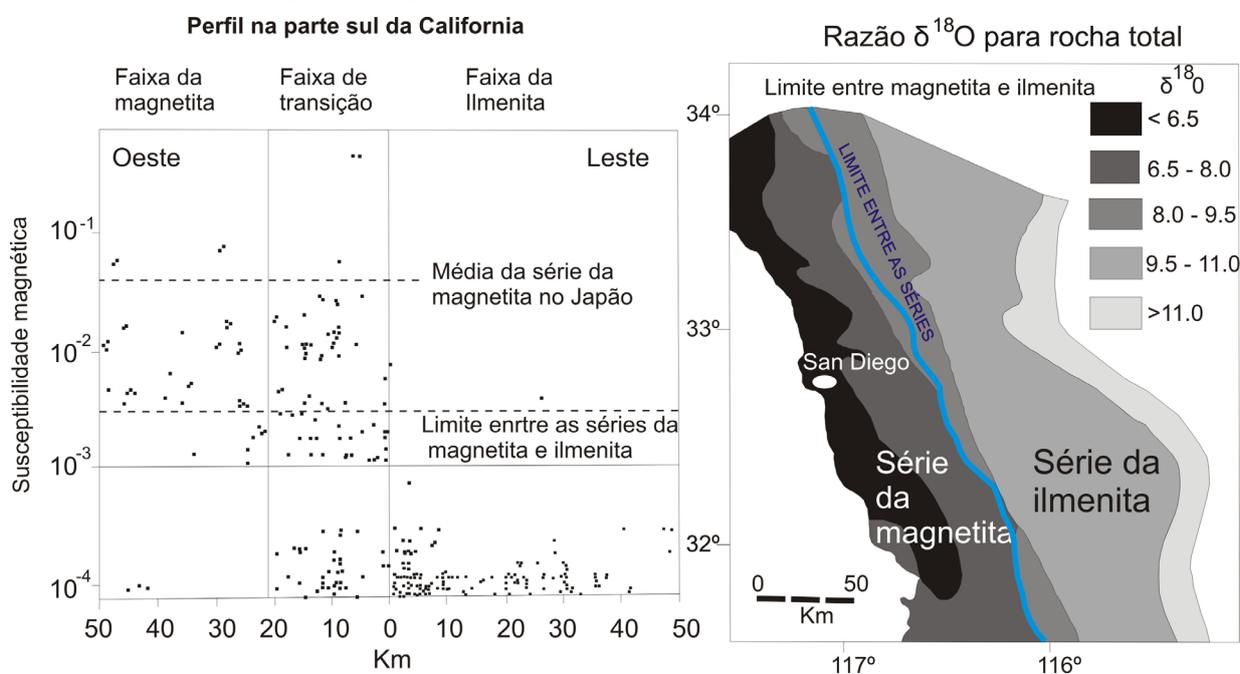


Figura 5.3: Aplicação da susceptibilidade magnética e $\delta^{18}\text{O}$ na discriminação de granitóides, onde a crosta oceânica subducta de oeste para leste, mostrando o domínio da série da ilmenita a leste. (Modificado de Silver *et al.*, 1979 in Gastil, 1990).

A classificação é baseada na susceptibilidade magnética das rochas, cuja distribuição do limite da série magnetita-ilmenita parece ser independente da rocha encaixante e ocorre em três escalas de variação espacial: (I) variação de fácies em cada plúton, (II) variação entre distintos plútons e (III) variação regional entre suítes distintas. A determinação do limite entre as duas séries é relacionada ao tempo e à profundidade do magma parental e distingue diferentes províncias magnéticas (Figura 5.4).

Assim, a discriminação de rochas graníticas em séries magnetita - ilmenita pode indicar o grau de evolução do arco magmático num sistema de convergência de placas (Ishihara, 1977), sendo que o limite regional na superfície identifica a localização da ocorrência da dissolução metamórfica sobre a placa subductante. (Gastil et al., 1990).

Com o aumento das condições de P e T, a crosta oceânica em subducção perde fluidos, principalmente H₂O de anfibólios e outros minerais hidratados. Este fluido ascende e reage com a cunha mantélica de composição peridotítica, abaixando seu ponto de fusão (*solidus*) e produzindo serpentinização e cristalização de magnetita abaixo da temperatura Curie, nos estágios iniciais da evolução magmática. A gradação da subducção provoca o fraturamento (que gera maior superfície de contato para o processo de fusão) e o aumento da saída de fluidos da crosta subductada, que aliada à progressiva cristalização promovem o aumento da fugacidade de H₂O e diminuição da Fugacidade de Oxigênio e da razão Fe₂O₃ / FeO₂, o que desfavorece a cristalização de magnetita Fe³⁺(Fe²⁺Fe³⁺)O₄ e favorece a cristalização de ilmenita (Fe²⁺Ti²⁺)O₂ (Fe³⁺ + H₂O → Fe²⁺ + 0,5 H⁺ + 0,25 O₂) (Gastil et al., 1990). A passagem do estado oxidante para redutor (Fe³⁺ + 1e⁻ → Fe²⁺) está intimamente ligada à diminuição da proporção Fe³⁺ / Fe²⁺ (férico / ferroso).

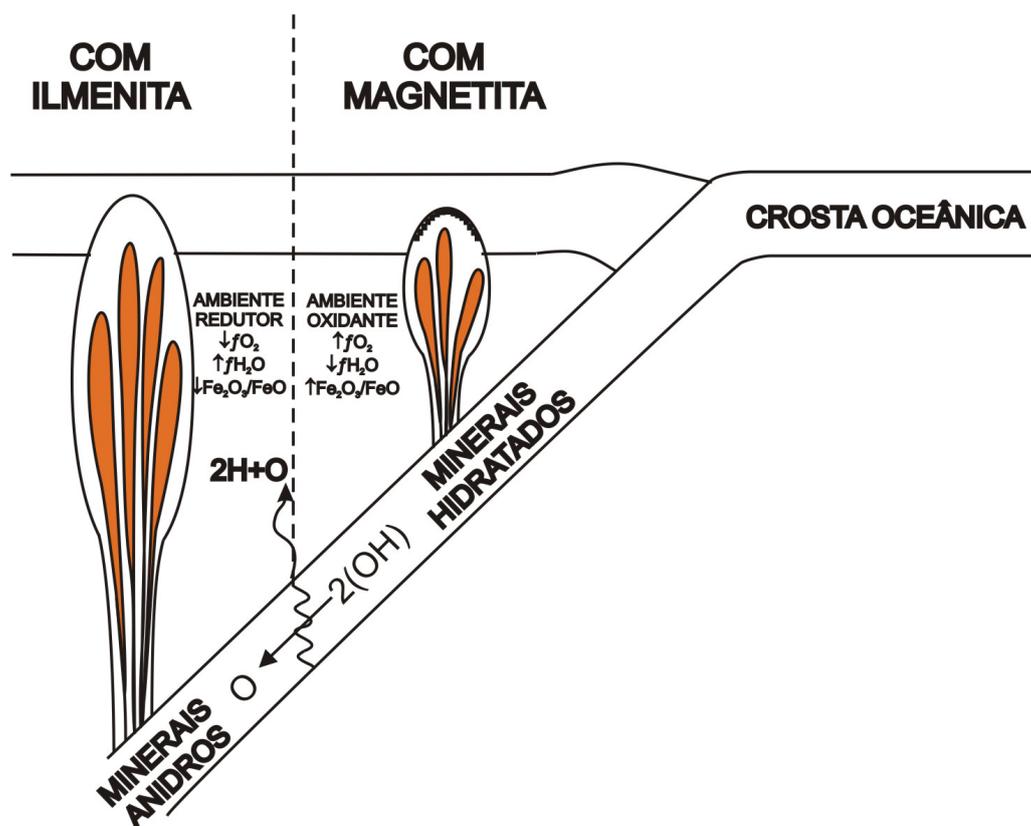


Figura 5.4: Ambiente de subducção mostrando as propriedades oxi-redutoras, fugacidade de oxigênio e de H₂O, e razão Fe₂O₃/FeO variando em relação a evolução da desidratação da placa subductada.

A fugacidade do oxigênio de uma câmara magmática é um dos fatores mais importantes examinados em trabalhos que envolvem susceptibilidade magnética, pois está intimamente ligada às condições de oxidação-redução, e por conseguinte, à metalogenia e prospecção. Os metais Mo, Cu, Zn, Pb, Ag e Au são concentrados ligados ao S₂, em granitóides oxidados da série da magnetita. Porém, somente Sn (e pequenas quantidades de minerais metálicos) são associadas aos magmas reduzidos da série da ilmenita (Ishihara, 1977). O que torna de altíssima importância a discriminação dos domínios espaciais dessas séries, não só como contribuição para o entendimento tectônico, como também metalogenético e prospectivo.

Esta técnica é aplicada com sucesso à classificação e discriminação de muitos granitóides, dentre vários trabalhos estão os granitóides da Região de Barberton, África do Sul (Ishihara *et al.*, 2002), na Austrália (Tainosho *et al.*, 1988), em Sierra Nevada, Estados Unidos (Bateman *et al.*, 1991), na Califórnia, Estados Unidos (Gastil *et al.*, 1990, 1994), em granitóides Andinos do N do Chile (Ishihara *et al.*, 1984), no Peru (Ishihara *et al.*, 2000). Embora os limites destas séries não sejam relacionados a um ambiente tectônico particular, Ishihara (2007) associa granitóides da série da magnetita à atividade ígnea, formados em ambiente de *back arc* em arco de ilhas oceânicos, com baixa assinatura de Sr, e os da série da ilmenita à intrusões félsicas derivadas de crosta continental com alto teor de Sr e acreção de terrenos com contribuição de sedimentos. Por sua vez, (Frost *et al.*, 2001) sugere a restrição da aplicação da relação de evolução magmática com as séries magnetita e ilmenita para ambientes de arco magmático do tipo Cordilheriano. Da mesma forma, Ishirara, 2002 discrimina pela susceptibilidade magnética a natureza mais oxidada da crosta inferior, geralmente pobre em elementos radioativos como K,U e Th, como fonte de rochas da série da magnetita. Ao passo que rochas derivadas da fusão de crosta continental são relacionadas à série da ilmenita, gerando granitos alto K, coerentes com o zoneamento espacial entre o limite magnetita-ilmenita. Este fato torna a gamaespectrometria, que mede indiretamente a concentração de K,Th e U, uma ferramenta de grande contribuição na determinação da profundidade dos magmas parentais e da evolução tectônica em ambientes de subducção. Principalmente quando interpretada em conjunto com a magnetometria.

Uma outra aplicação direta de levantamentos aeromagnetométricos está na compartimentação tectônica de blocos litosféricos e na caracterização de suturas colisionais (Golyynsky & Jacobs, 2001, Holm *et al.*, 2007; Chernicoff & Zappettini, 2004), pelas diferenças nas assinaturas de anomalias em diferentes lados de uma grande descontinuidade geofísica. A sutura é identificada pela presença de terrenos granulíticos, com forte contrastes de assinaturas de anomalias magnéticas entre dois blocos crustais, cujos limites são representados por zonas de cisalhamento (Rao *et al.*, 2006). Rochas máficas da crosta inferior têm alta susceptibilidade magnética e forma pares de bandas de alta e baixa magnitude e anomalias bipolar paralelas ao *trend* estrutural ao longo da zona de sutura (Mishrael *et al.*, 2006).

Zonas de suturas têm sido reconhecidas por diferentes métodos, e geralmente envolvem anomalias lineares em pares com diferenças de assinaturas em cada bloco, refletindo a estrutura crustal da região. Grandes lineamentos magnéticos são formados paralelos a foliação regional ao longo de zona de cisalhamento direcionais (transcorrentes) por mais de 400 km, como zona de sutura de Kalahari (Brett *et al.*, 2000).

Geralmente lineamentos profundos são reconhecidos por domínios de contrastes magnéticos. Estes lineamentos definem padrões de descontinuidades rasas e profundas, cujo *trend* correspondem aos limites entre os blocos (Chernicoff *et al.*, 2002). A geometria de estruturas profundas em modelos de tectônica global traz informações acerca da movimentação relativa de blocos crustais, e podem ser usadas para modelar reconstrução de supercontinentes por meio da comparação da estrutura continental profunda (blocos litosféricos) e limites continentais.

5.2 Contribuição da Aerogeofísica na caracterização do Arcabouço Tectônico do Sistema Transcorrente Porangatu.

A principal feição geológica da área é o Lineamento Transbrasiliano, de direção N30°E, representado por sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes retilíneas e paralelas, sendo o de maior expressão o sistema de zonas de cisalhamento da **Serra Azul–Cajueiro, Talismã e Morro Chato – ZCSA, ZCT e ZCMC**. Subordinada ao movimento principal na direção NE, desenvolve-se uma zona de cisalhamento curvilínea com feições de arrasto na direção NW e denominada **Serra Sabina - Serra Verde- ZCSSV**. Outras zonas de cisalhamento de menor expressão são individualizadas e também serão descritas na região, como as zonas de cisalhamento **Estressados, Serra dos Picos e Presídio** (Dantas *et al.*, 2006). Todas estas zonas mostram expressivas anomalias magnéticas na forma de alinhamentos;

As principais zonas de cisalhamento dividem a área em diferentes domínios tectônicos, que correspondem a diferentes blocos crustais litosféricos. A principal descontinuidade é a zona de cisalhamento ZCSA, que representa o limite das duas principais unidades da região, ficando as rochas do complexo Porangatu a oeste e as rochas associadas ao Arco Magmático a leste. Todas as zonas de cisalhamento são individualizadas em campo pela presença de milonitos a ultramilonitos, sendo que as ZCT e ZCMC delimitam rochas de níveis crustais diferentes, separando a faixa de granulitos de uma faixa de ortognaisses dentro do Complexo Porangatu.

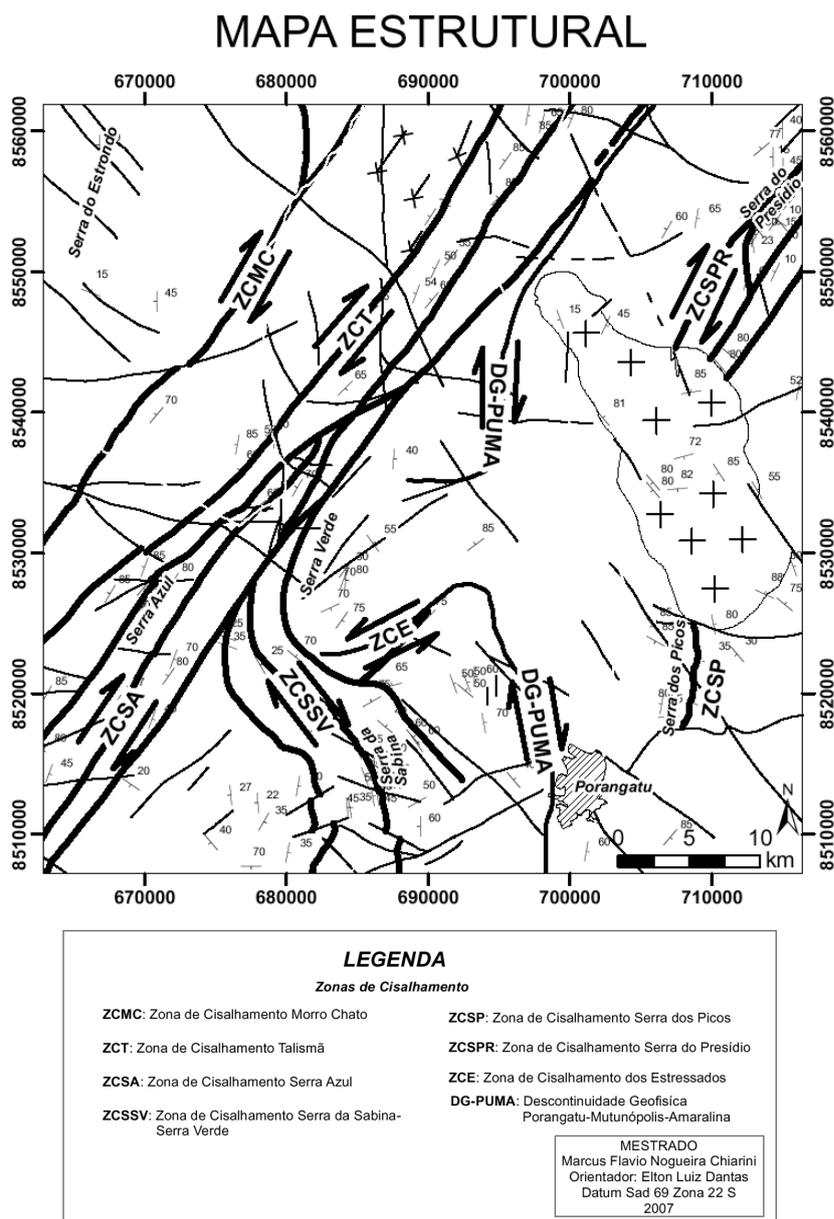


Figura 5.5: Mapa Estrutural mostrando as zonas de cisalhamento do Sistema Transcorrente Porangatu e a Descontinuidade Geofísica PUMA.

Os principais blocos crustais têm correspondência a Domínios magnéticos (DM), com diferentes assinaturas, bem como as zonas de cisalhamento correspondem a **Lineamentos Magnéticos de primeira ordem (LM)**. Para a interpretação dos Domínios Magnéticos (DM) a principal imagem usada foi a Amplitude do Sinal Analítico, por possuir a propriedade de locação espacial das anomalias acima das fontes causativas. Os lineamentos magnéticos de direção NE-SW são associados a fortes gradientes (0,1ηT/m), que possibilitou individualizar cinco principais compartimentos geofísicos distintos na área (A / B / C / D / E, **Figura 5.12**). A análise da imagem permite visualizar claramente o arranjo dos blocos geofísicos.

A3 INTERPRETAÇÕES MAG

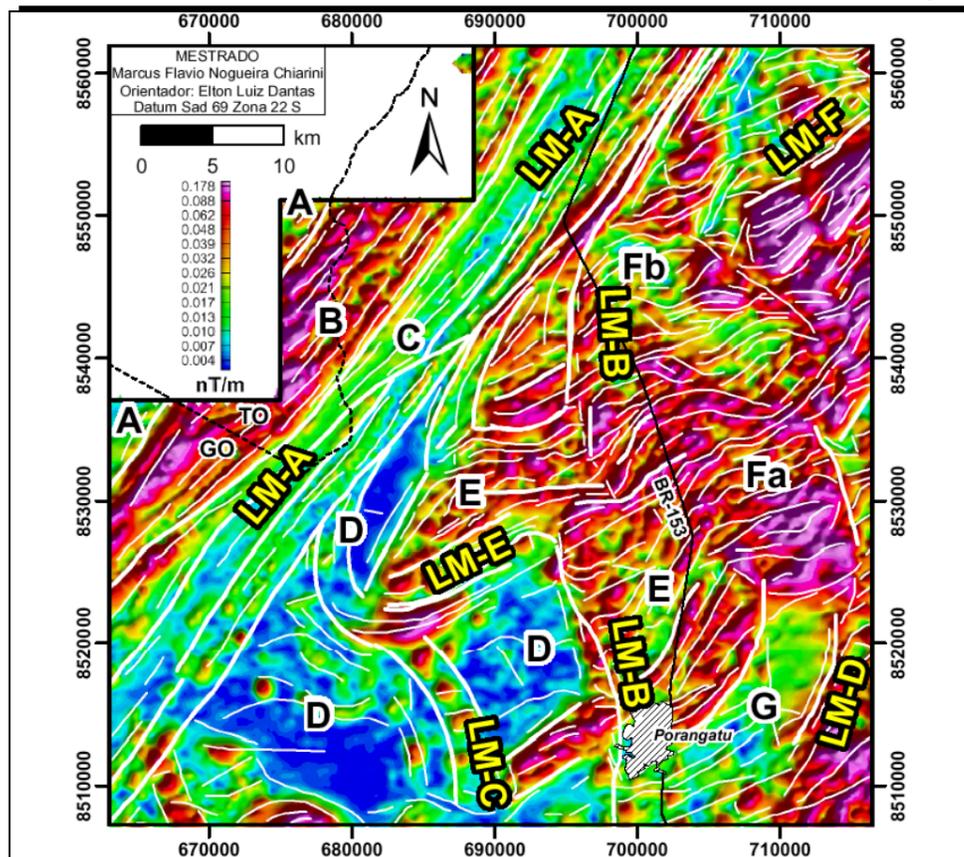


Figura 5.6: ASA com os domínios e leneamentos magnéticos interpretados

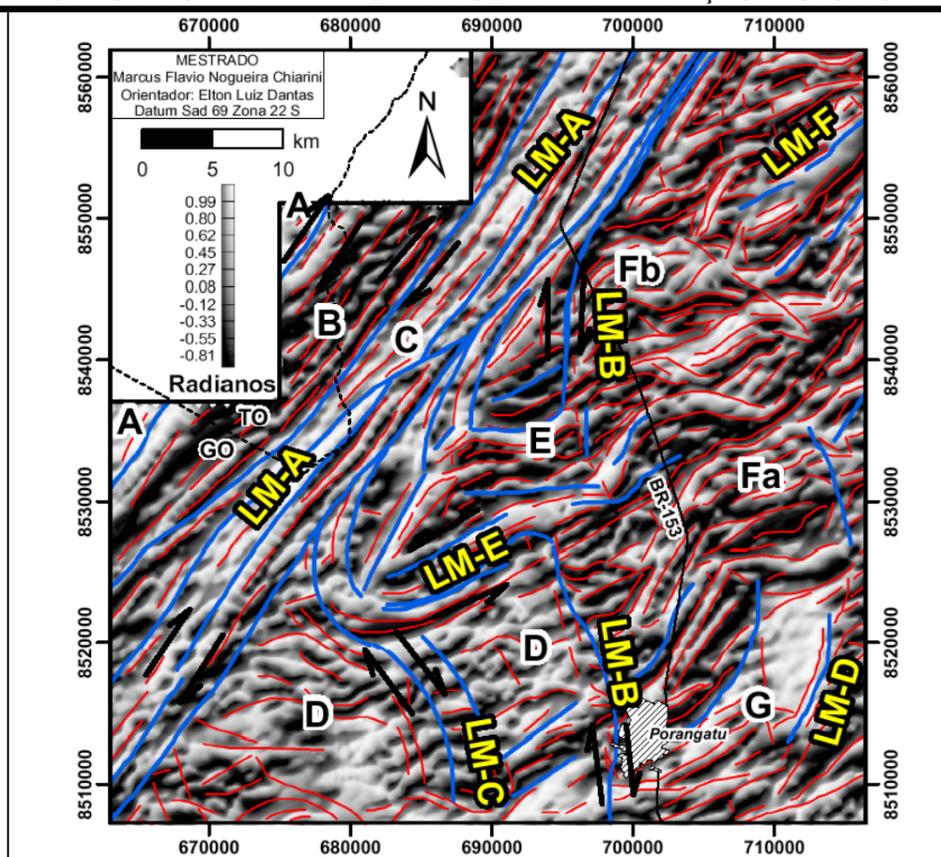


Figura 5.7: ISA com os domínios e leneamentos magnéticos interpretados

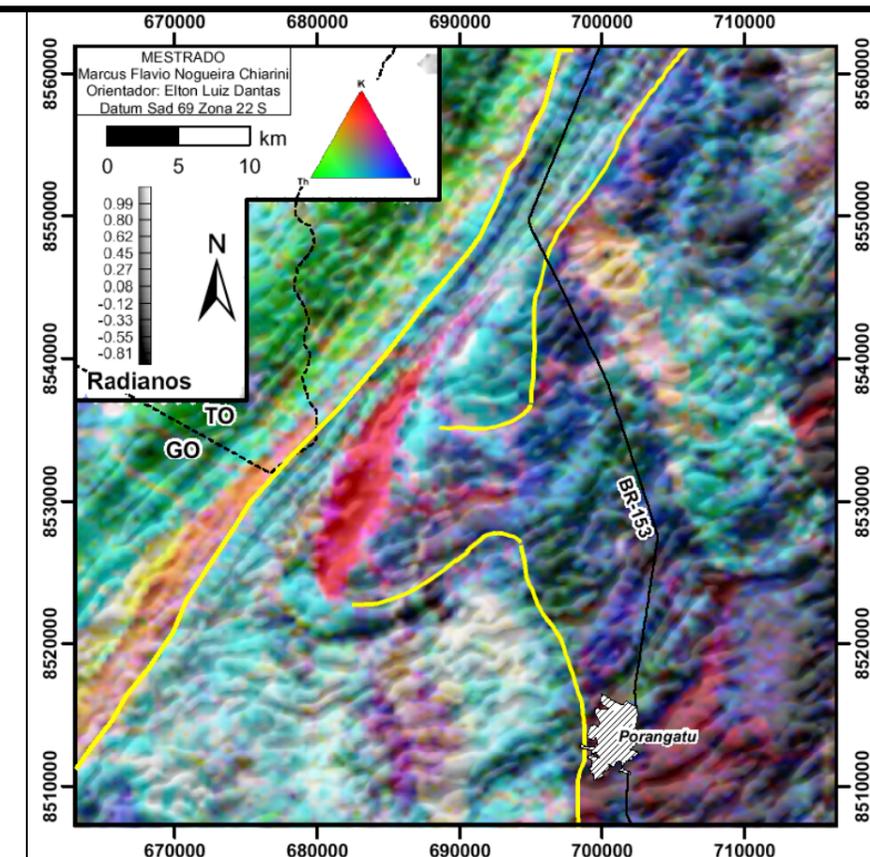


Figura 5.8: ISA e RGB (K, Th e U) sobreposta com os lineamentos magnéticos A e B traçados..

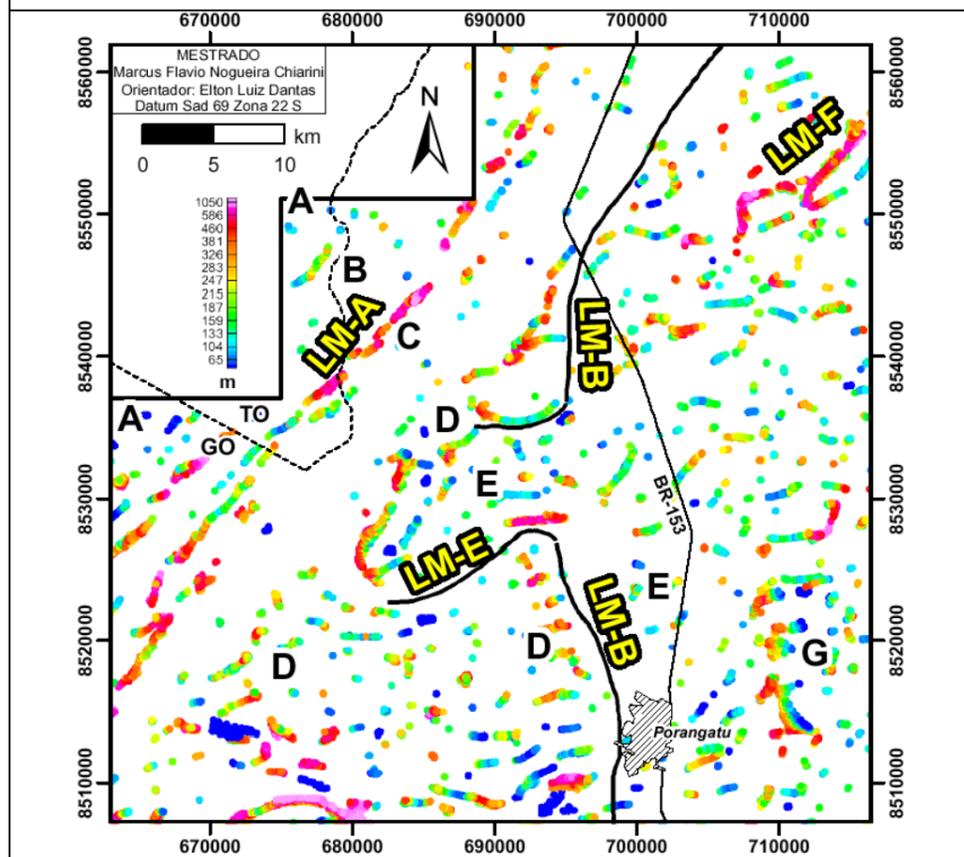


Figura 5.9: Soluções para a Deconvolução de Euler

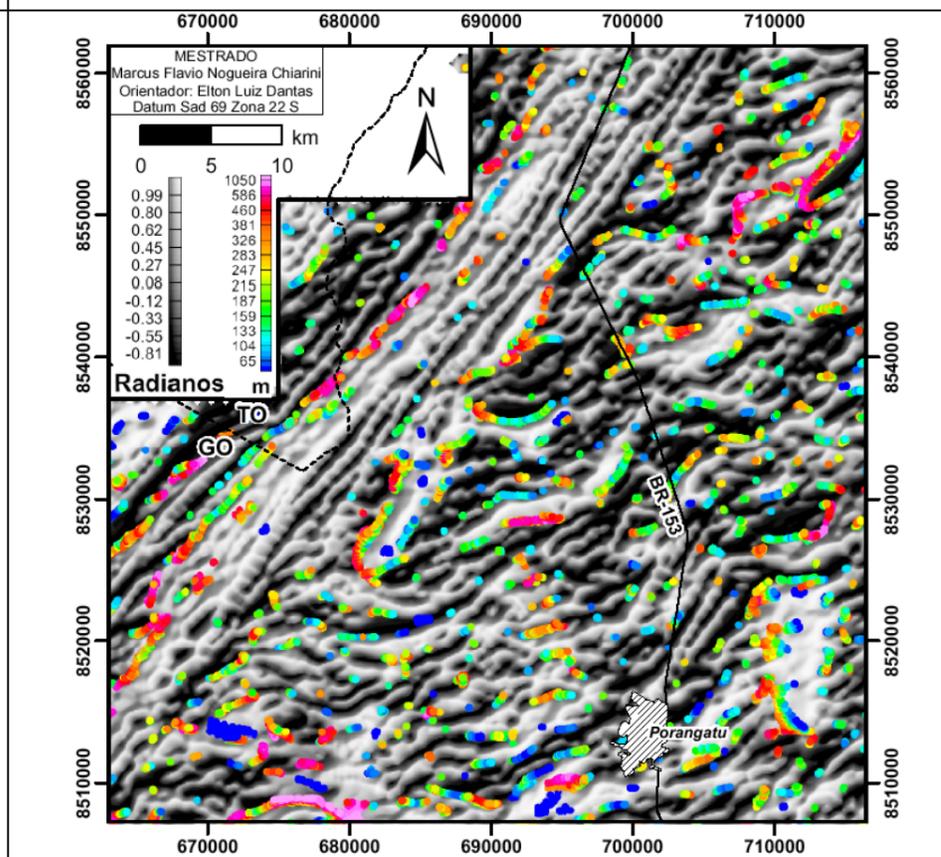


Figura 5.10: ISA e Soluções para a Deconvolução de Euler.

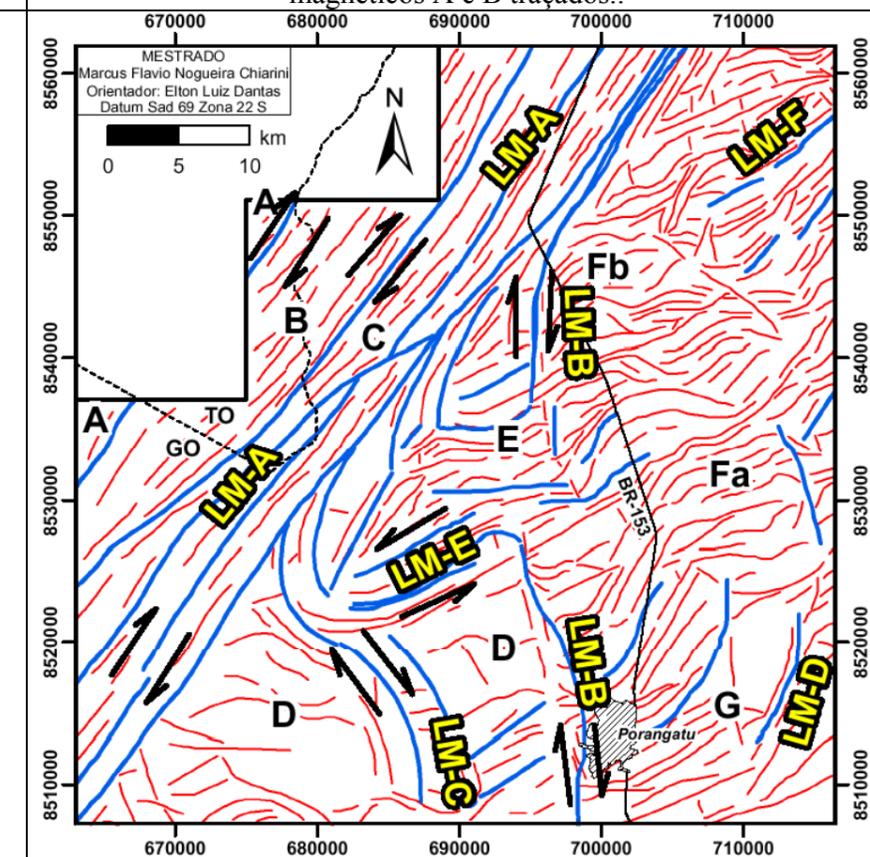


Figura 5.11: Interpretação Magnetométrica Integrada

Na Figura 5.11: Interpretação integrada dos temas magnéticos, os principais lineamentos magnéticos são representados pela sigla **LM** e linhas em azul, os lineamentos de segunda ordem, em vermelho, além dos domínios magnéticos discriminados e representados pela letras de **A** a **G**.; A interpretação foi gerada com a contribuição de todos os temas magnéticos, observando as propriedades de cada imagem. Respeitando principalmente os temas que possuem propriedade de locação de anomalias com precisão espacial dos limites magnéticos. As interpretações cinemáticas foram feitas baseadas principalmente nas feições de arrasto em anomalias curvilíneas. As grandes magnitudes dos contrastes magnéticos mereceram representação por uma linha mais espessa e tratam-se de limites de corpos distintos magneticamente. Estruturas magnéticas secundárias são representadas pelo traço mais fino e estão relacionadas ao arcabouço magneto-estrutural. Os lineamentos magnéticos A a G correspondem às estruturas mostradas na Figura 5.13.

Os **DM-A** e **DM-C** são caracterizados por baixas amplitudes magnéticas (0,010 η T/m), e geologicamente correspondem aos ortognaisses do Complexo Porangatu, que ocorrem como faixa alongada na direção do LT. O **DM-C** apresenta valores baixos na Amplitude do Sinal Analítico (0,013 η T/m) e textura suave do relevo magnético, fortemente condicionada na direção N30°E (Figura ASA).

O **DM-B** apresenta altos magnéticos, da ordem de 0,100 η T/m, mostra um contraste abrupto no limite com o **DM-A** e **C** (1 ordem de grandeza). Corresponde às rochas **granulíticas e máficas do Complexo Porangatu – Novo Planalto**. Apresenta-se como uma faixa de alto magnético com espessura aproximadamente constante (8 km), “prensada” segundo a direção N30°E. Indica um encurtamento crustal perpendicular a esta direção.

O **DM-D** é o domínio de mais baixa susceptibilidade magnética na área de estudo, variando em torno de 0,005 η T/m, nas proximidades dos **LM-A**. Apresenta estruturação magnética na direção NE Conforme se afasta passa a apresentar estruturação predominante E-W anastomosada. Esta assinatura magnética a discrimina do **DM-C**. Em superfície é mapeada como unidades de rochas supracrustais, intrudidas por rochas plutônicas da Suíte II.

O **DM-E** é caracterizado por um relevo magnético movimentado com forte direção preferencial dos lineamentos secundários NE, como mostra a Imagem da Inclinação do Sinal Analítico (Figura 5.7). Já na Amplitude do Sinal Analítico (Figura 5.6), mostra-se como um alto magnético, da ordem de 0,010 η T/m. Neste domínio afloram as rochas da seqüência vulcano-sedimentar e intrusivas relacionadas à suíte plutônica I. A assinatura magnética sofre perturbação

do trend das anomalias magnéticas de segunda ordem, passando da direção NE para EW. Este comportamento é devido à intrusão dos corpos graníticos pós a tarditectônicas.

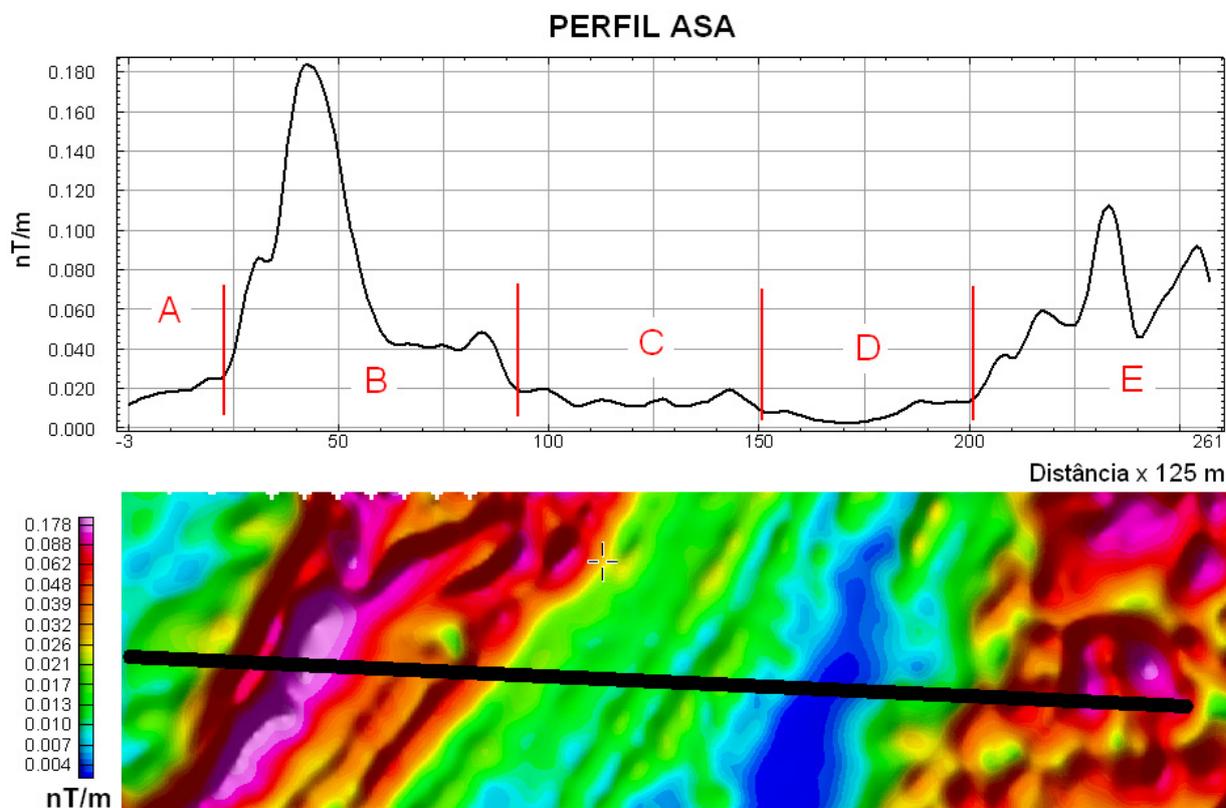


Figura 5.12 – Perfil magnético da Amplitude do Sinal Analítico (ASA) evidenciando as diferentes amplitudes dos domínios magnéticos (A / B / C / D / E).

DM-F representam as mudanças espacialmente bem definidas na estruturação magnética, principalmente no relevo magnético, diferenciado como correlato ao granito Boa Esperança, como anomalias de segunda ordem.

O **DM-G** apresenta baixas amplitudes magnéticas (0,005-0,01 nT/m) e o relevo magnético menos movimentado da área, mostrando-se quase um plano interpretado como um bloco profundo disposto com maior dimensão na direção N-S, de dimensões horizontais de 10 km x 5 km e contém as anomalias presentes na Serra dos Picos.

Nos limites dos domínios magnéticos, ocorrem lineamentos estritamente retilíneos caracterizados sistematicamente por altos gradientes, chegando à ordem de 100 nT em poucas centenas de metros, e representam as zonas de cisalhamento transcorrentes descritas para a região.

Contudo, o **LM-B** que ocorre próximo à cidade de Porangatu, difere dos padrões magnéticos apresentado pelos demais lineamentos que correspondem a zonas de cisalhamento transcorrentes do Sistema Porangatu, por não apresentar acúmulos magnéticos em sua extensão, sendo definido pelo forte contraste das propriedades magnéticas dos **DM-D** e **DM-E** (**Figura 5.12**). Apresenta traço descontínuo em sua porção central, causado pela interferência dos **LM-E** e estende-se para norte em direção a região da Serra do Presídio. Esta feição também é evidente na imagem do ISA, em o padrão do relevo magnético muda, sendo que a W desta descontinuidade. Observa-se um padrão pouco movimentado e de direção predominante E-W (**DM-D**), enquanto que para leste desta descontinuidade o padrão tem conteúdo de maior frequência e direção NE (**DM-E**) (**Figura 5.7**).

CORRESPONDÊNCIA DOS LM INTERPRETADOS COM AS ZC	
LM-A	Lineamento Transbrasiliano (Z.C Morro Chato – Talismã – Serra Azul)
LM-B	Descontinuidade Geofísica Porangatu - – Mutunópolis - Amaralina
LM-C	ZC Serra da Sabina Serra Verde
LM-D	ZC Serra dos Picos
LM-E	ZC Estressados
LM-F	ZC Serra do Presídio

Figura 5.13: Nome das zonas de cisalhamento associadas aos Lineamentos Magnéticos interpretados.

5.3 Deconvolução de Euler Aplicada à Geometria e Historia Cinemática das Zonas de Cisalhamento Transcorrentes.

Dentre as zonas de cisalhamento existentes na área, escolhe-se algumas delas para fazer um estudo detalhado sobre o a geometria e profundidade das fontes magnéticas a elas relacionadas. Para tal usa-se a deconvolução de Euler.

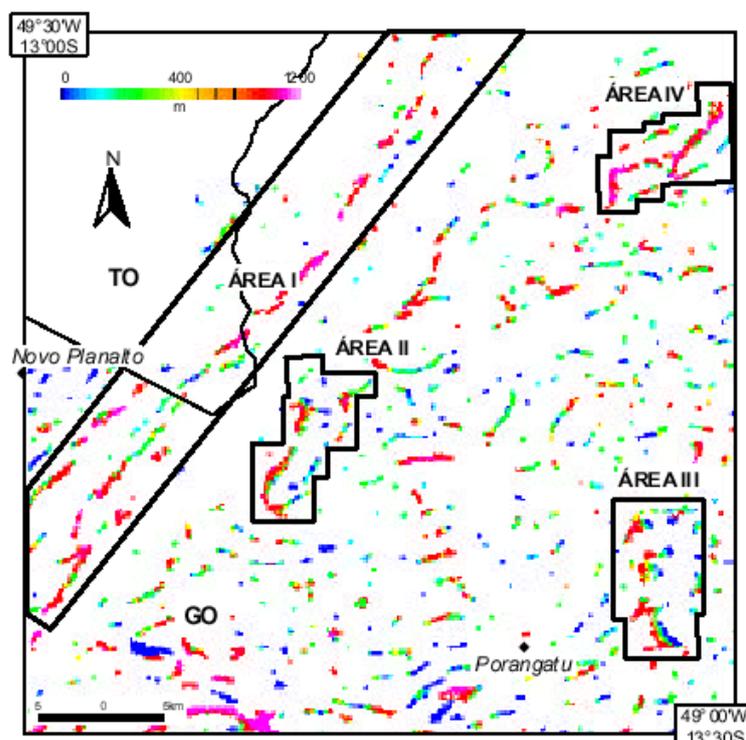


Figura 5.14: Deconvolução de Euler de índice Estrutural 0, Janela de Cálculo 10x Célula Quadrática (125 m) e Tolerância 10%, localizando as áreas escolhidas para projeção 3D.

Nas zonas de cisalhamento **Serra Azul – Cajueiro e Talismã**, formadas no contato dos ortognaisses e granulitos do Complexo Porangatu, as soluções calculadas pela deconvolução de Euler definem um plano vertical para as fontes causativas das anomalias. Estas três zonas de cisalhamento, paralelas de direção N30°E, foram definidas previamente pela geofísica (**LM-A**) e confirmadas em campo com fortíssima expressão. Apresentaram anomalias de primeira ordem, tanto magnéticas quanto gamaespectrométricas, em todos os produtos, separando domínios geofísicos e controlando as demais estruturas em suas proximidades.

Particularmente, esta zona apresenta forte densidade de anomalias, em relação às outras zonas paralelas ao sistema do Lineamento Transbrasiliano, cuja continuidade não apresenta anomalias, o que pode indicar uma maior magnitude da fonte causadora da anomalia, bem localizada e que pode ser devida à presença de rochas básicas ou acúmulo de fluidos ricos em magnetita ao longo desta descontinuidade geológica.

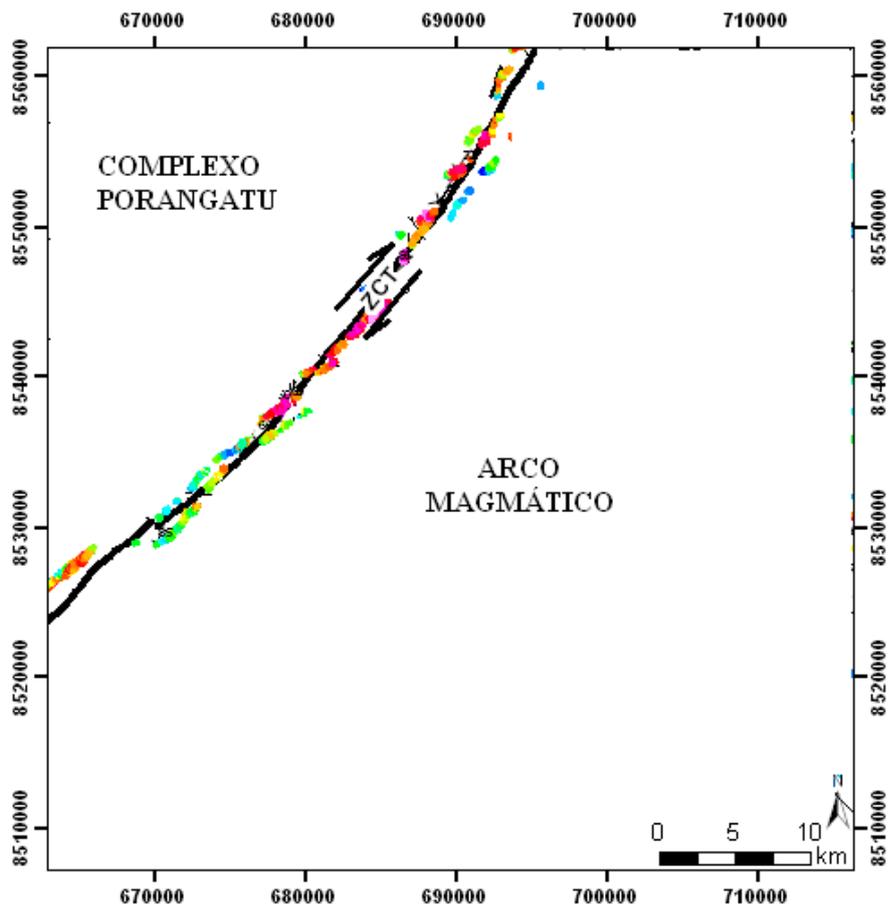


Figura 5.15: Figura esquemática localizando as respostas da Deconvolução de Euler 3D para a Zonas de Cisalhamento Talismã (ZCT).

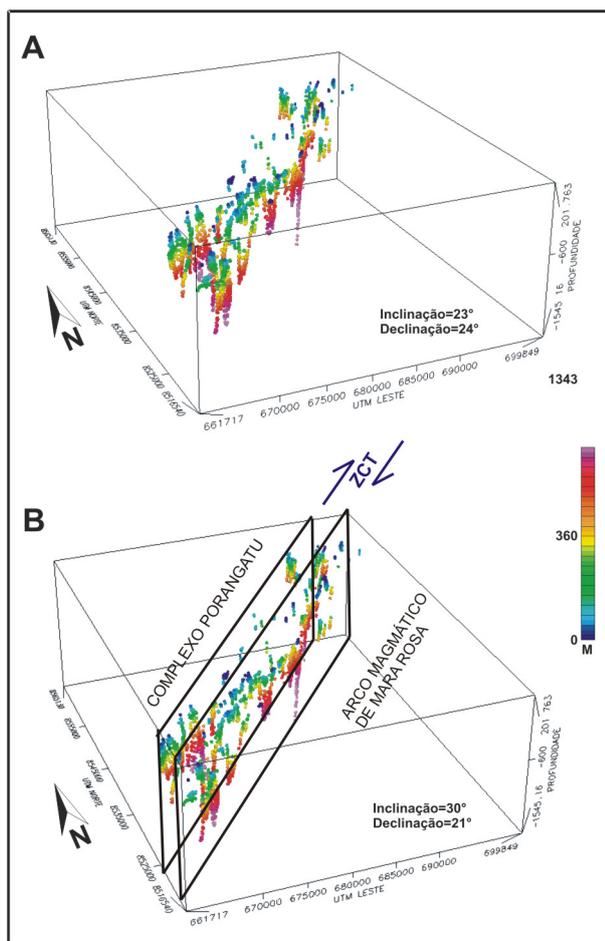


Figura 5.16: Deconvolução de Euler 3D para a Zonas de Cisalhamento Talismã, mostrando um plano vertical para as fontes causativas das anomalias, que podem ser interpretadas como acúmulo de fluidos magnéticos em região de fraqueza, que é o plano de falha.

Os veios de quartzo ao longo das zonas de cisalhamento, embora tenham grande expressão, não apresentam anomalias magnéticas e são relacionados a falhas e fraturas desenvolvidas na mesma direção N30°E, ao longo do LT.

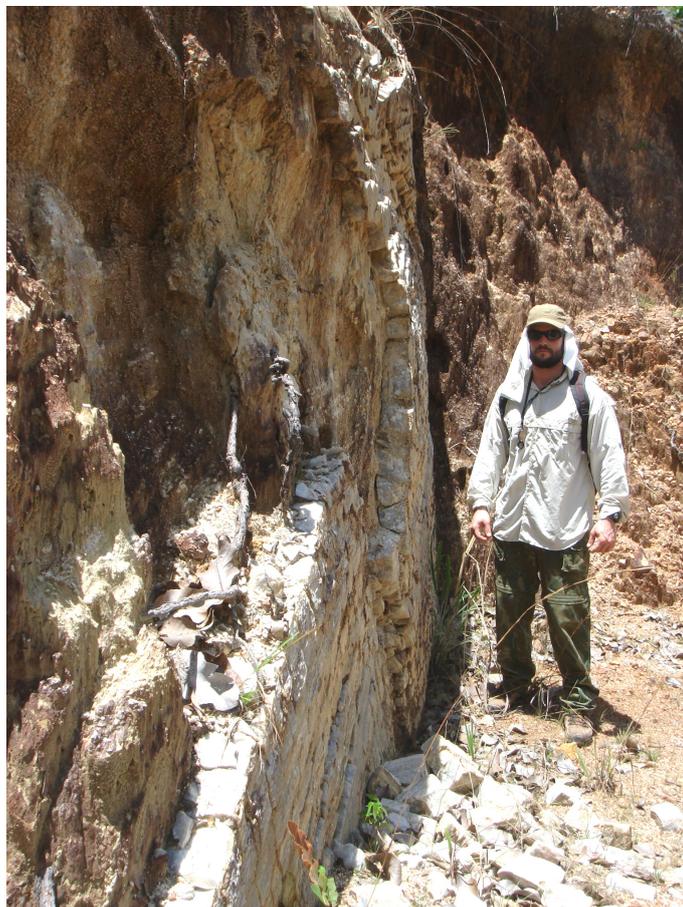


Figura 5.17: Veio de quartzo se alojou em ortognaisse do Complexo Porangatu segundo um plano vertical de direção N30°E, indicando zona de fraqueza pré-existente. Este plano de quartzo de veio serviu de capa protetora ao intemperismo e à erosão, preservando a parede vertical em grotta de 10 m de profundidade. PGT-316 (679141 mE, 8535644 mN).

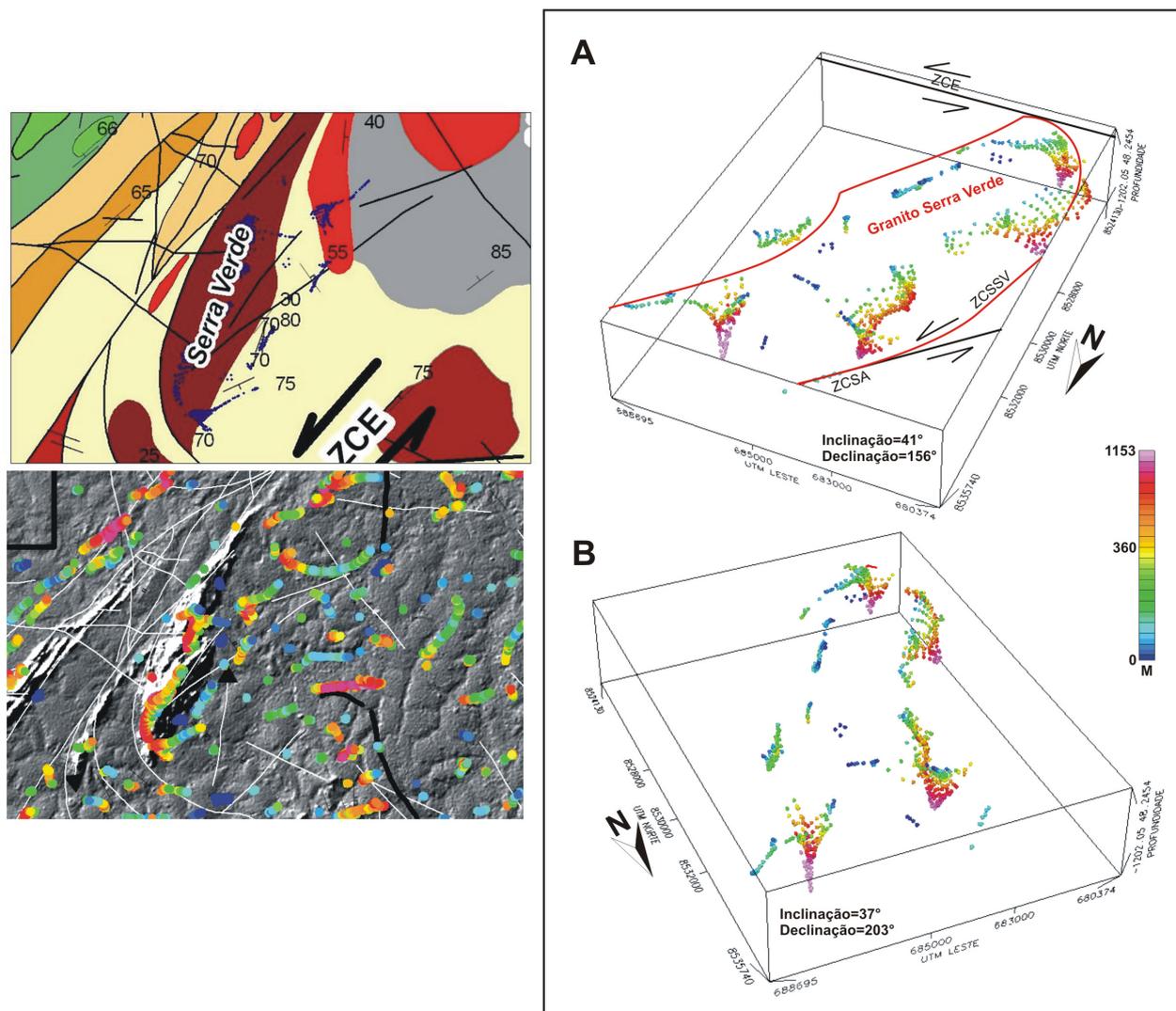


Figura 5.18: Visualização 3D para as soluções calculadas pela Deconvolução de Euler mostrando o encurvamento da zona de cisalhamento Serra verde.

A **zona de Cisalhamento Serra Sabina - Serra Verde (ZCSS-SV)** possui *trend* NW, mostrando um traçado sinuoso passando para NE, devido ao arrasto tectônico causado durante o processo direcional progressivo na geração do sistema. Uma feição resultante deste processo é a morfologia dobrada apresentada pela Serra do Meio. O granito Serra Verde se aloja sin-tectônico ao desenvolvimento das zonas transcorrentes apresentando uma forma de gota. Nesta zona de cisalhamento, as condições de metamorfismo atingem fácies anfíbolito, gerando estauroлита, cianita, sillimanita, cloritóide e granada, numa faixa ao longo da zona de cisalhamento. Os resultados obtidos pela deconvolução de Euler refletem as variações de mergulho dos elementos estruturais durante o arrasto promovido pela interferência das zonas de cisalhamento. Neste caso

é possível sugerir o sentido de mergulho da zona de cisalhamento, observado pela variação da profundidade das fontes.

A Zona de Cisalhamento da Serra dos Picos desenvolve-se na localidade homônima, com orientação NS. Sua trajetória é dada pelo encurvamento da foliação das encaixantes, sugerindo cinemática com movimento sinistral. Esta estrutura se localiza a aproximadamente 45 km a E do sistema Serra Azul de direção NE, e tem foliação milonítica sub-vertical, gerando tectonitos L e LS predominantemente. Uma faixa estreita de milonitos com cianita, sillimanita e rutilo atesta condições de alta temperatura e pressão durante o processo deformacional. Contudo, novos pulsos de reativação da deformação cisalhante desenvolveram-se associados com intensa percolação de fluidos a partir das quais cristalizaram epidoto, muscovita e clorita. A reativação de falhas pretéritas em condições mais rúpteis é caracterizada por ressaltos e estrias de falha que indicam movimento dextral, implicando em inversão do deslocamento da estrutura pretérita. A direção das falhas e juntas na Serra dos Picos é NW e NE sugerindo o desenvolvimento em um sistema de pares conjugados. A zona de cisalhamento dos Picos é truncada pela intrusão do granito Boa Esperança, que no contato apresenta *trend* EW.



Figura 5.19: Vista mostrando o relevo da Serra dos Picos.

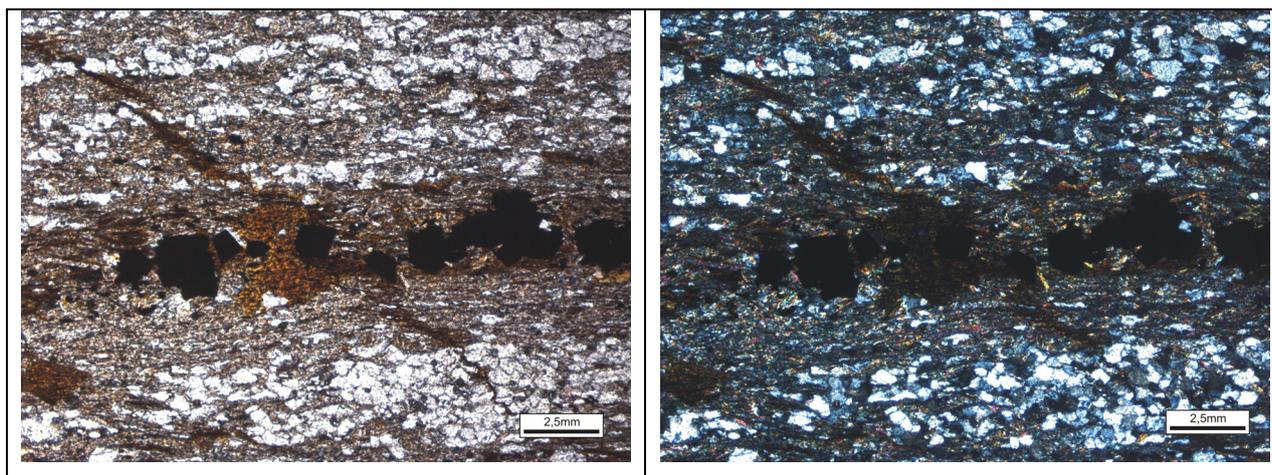


Figura 5.20: Seção delgada do quartzo-sericita-moscovita xisto na Zona de Cisalhamento Serra dos Picos, magnetita euédrica acumulada por processos de percolações de flúidos posteriores e acompanhando a foliação (707560 mE, 8519792 mN). PGT-213-b.

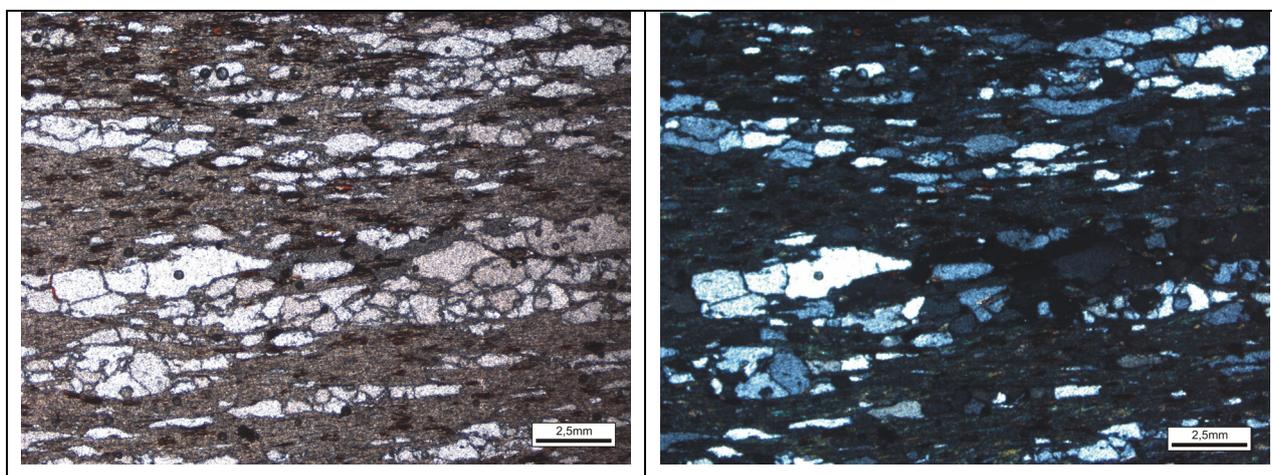


Figura 5.21: Seção delgada do quartzo-moscovita xisto na Zona de Cisalhamento Serra dos Picos mostrando cristais de quartzo segregados e estirados acompanhando a foliação da muscovita (708516 mE, 8519940 mN). PGT-221

Os minerais opacos são associados tanto à foliação milonítica dúctil, sendo bastante estirados, bem como ocorrem preenchendo falhas e fraturas rúpteis.

A Deconvolução de Euler para este sistema mostra variação de respostas magnéticas, sendo que altas densidades (maior concentração e profundidade das fontes) são observadas sob o traço da zona de cisalhamento da Serra dos Picos, em planos com maior mergulho. Enquanto na porção leste da Serra nota-se menor concentração de fontes magnéticas e também alinhamentos das fontes com menor ângulo de mergulho. É possível observar estruturas lineares de direção NE e EW, deslocando obliquamente o padrão geral aproximadamente N-S principal da zona de

cisalhamento. Possivelmente este comportamento é devido à interferência da tectônica rúptil sobre a dúctil na área.

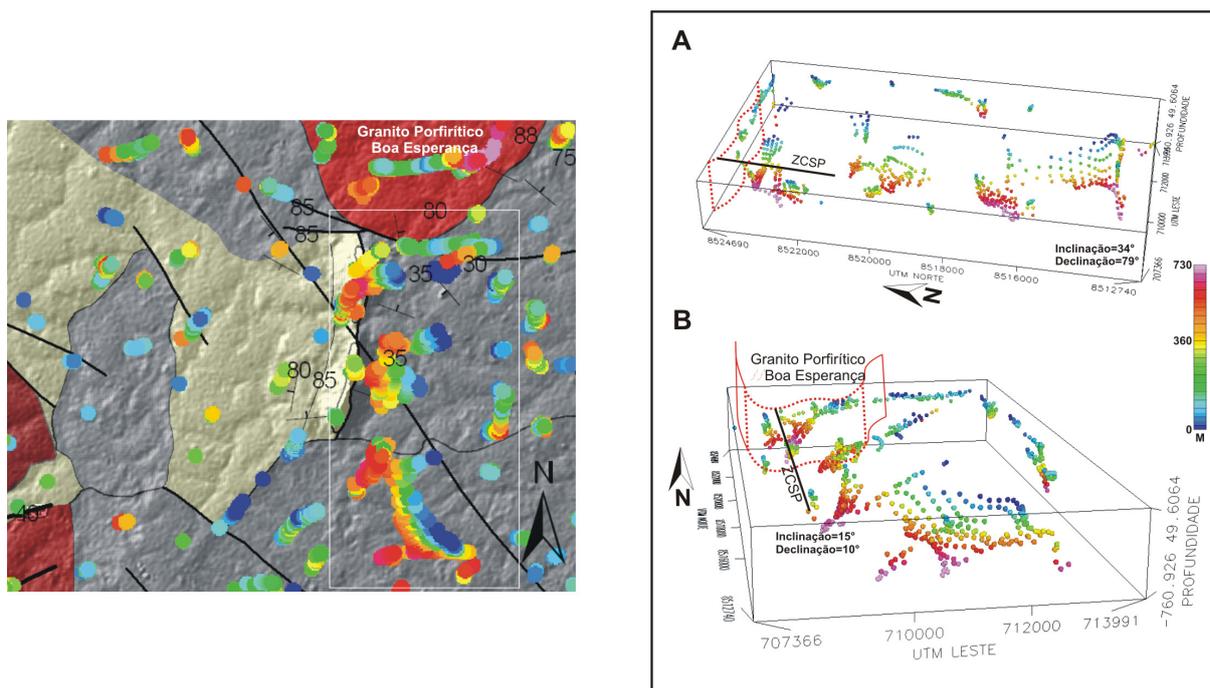


Figura 5.22: .Projeção 3D para as soluções calculadas pela Deconvolução de Euler para a região da Serra dos Picos

A **Zona de cisalhamento Serra do Presídio** é caracterizada por um sistema de falhas paralelas de direção NE. Apresenta resposta nos produtos magnéticos com fortes contrastes de susceptibilidade. A Deconvolução de Euler mostra as fontes causativas das anomalias magnéticas acumuladas em dois sistemas de planos verticais, com uma mudança brusca da direção N80°E para N30°E. Alinhamentos magnéticos na direção NS também são vistos na projeção, mas não mostram relação clara de interferência. Os contatos retilíneos entre as unidades de mapeamento desta região são bem evidentes nas imagens gamaespectrométricas, principalmente no canal do Th. O metamorfismo na zona de cisalhamento atinge condições de fácies anfibolito, com cianita e turmalina rotacionadas e estiradas indicando deslocamento dextral.

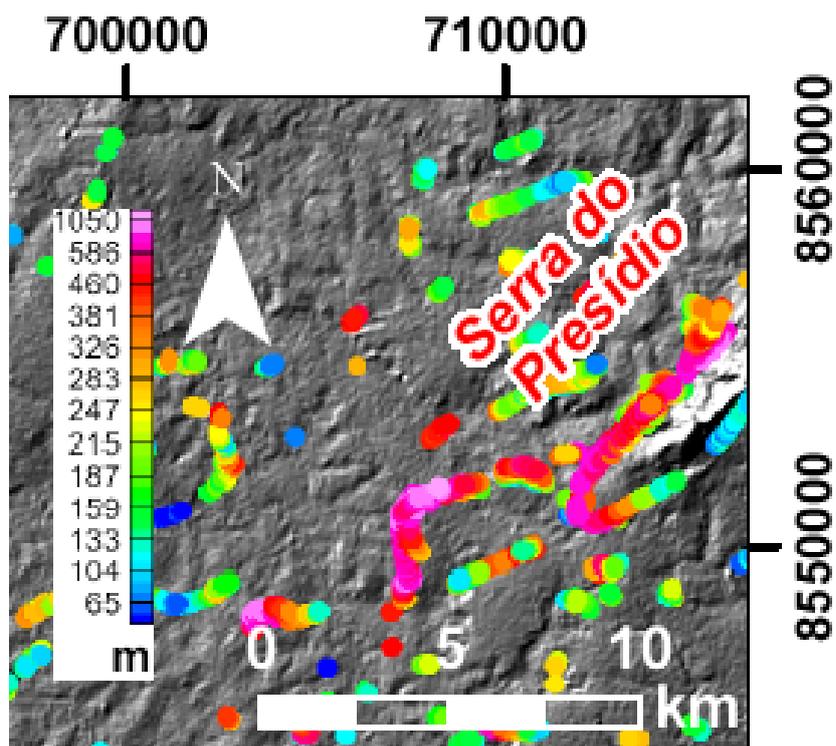


Figura 5.23: Imagem do Modelo Digital de Terreno com soluções da Deconvolução de Euler sobreposta, mostrando a alta densidade de anomalias coincidentes e alinhadas com a quebra de relevo da Serra do Presídio.

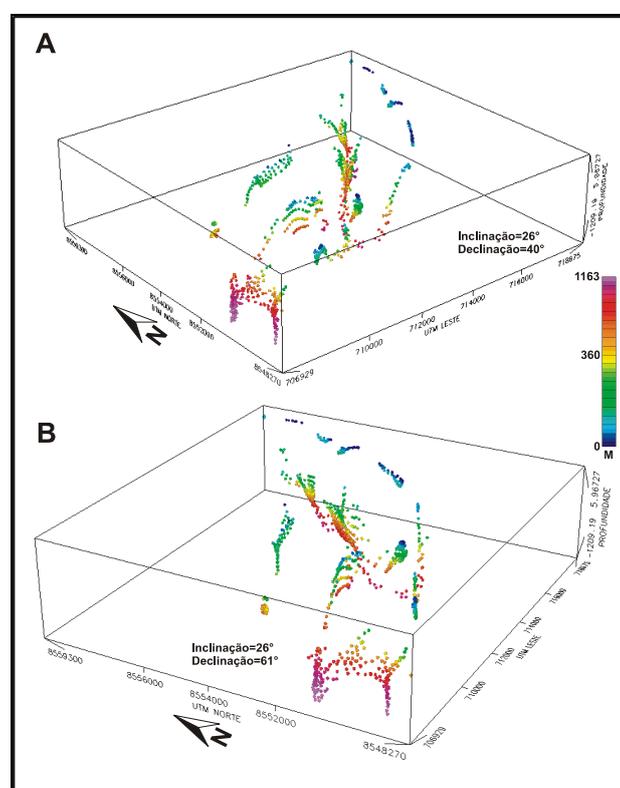


Figura 5.24: Imagem em 3D para a Deconvolução de Euler para a Z.C.S.PR.

6- DISCUSSÕES

O processamento dos dados aerogeofísicos da porção norte do Arco Magmático de Goiás permite identificar e interpretar duas grandes estruturas geológicas regionais. A primeira diz respeito ao significado do Lineamento Transbrasiliano, e a segunda, à descontinuidades magnéticas presentes no domínio do Arco Magmático de Mara Rosa.

Suturas Colisionais:

O desenvolvimento de um sistema de cisalhamento transcorrente associado à intensa milonitização, bem como a ocorrência da faixa de granulitos do Complexo Porangatu, adjacente a rochas derivadas de ambiente de arco magmático, são fortes indícios da existência de uma sutura resultante de um sistema convergente e colisão de litosfera continentais. A caracterização em termos de assinatura geofísica é realçada pelo contraste magnético de faixas retilíneas e mudanças abruptas na ordem de 160 nT entre estas faixas. Este contraste representa os diferentes blocos litosféricos. Seus limites são caracterizados por zonas de cisalhamento que servem como condutos que possibilitam o acúmulo de fluidos magnéticos ao longo desta descontinuidade. Os resultados sugerem que o sistema das zonas de cisalhamento Serra Azul-Talismã-Cajueiro represente uma descontinuidade de maior magnitude que as demais.

Este padrão paralelo retilíneo e o fortíssimo contraste de susceptibilidade magnética na assinatura geofísica são típicos de **zona de sutura**, bem reconhecidos em outros locais do mundo. A magnitude desta zona de sutura é de caráter regional, mostrada nos produtos aeromagnetométricos com mais de 200 km de extensão e 20 km de largura (medidas subestimadas, pois a zona de sutura extrapola os limites do aerolevante). Em seus domínios internos, esta zona orientou fortemente o relevo magnético na direção N30°E, gerando alinhamentos magnéticos de primeira e segunda ordem. Além desta orientação, o traço extremamente retilíneo desta zona de sutura é testemunho de sua magnitude, devido à intensa tectônica relacionada ao escape lateral e desenvolvimento do sistema transcorrente de Porangatu, associado ao desenvolvimento do Lineamento Transbrasiliano.

Esta cinemática direcional pode ser interpretada como resultado de colisão oblíqua de blocos continentais, onde as zonas de cisalhamento direcionais desenvolveram-se como forma de dissipação da energia que anteriormente era consumida na subducção. Esta interpretação, assim

como feições de arrasto mostradas pelos lineamentos vizinhos, permitem caracterizar como dextral a cinemática das zonas de cisalhamento.

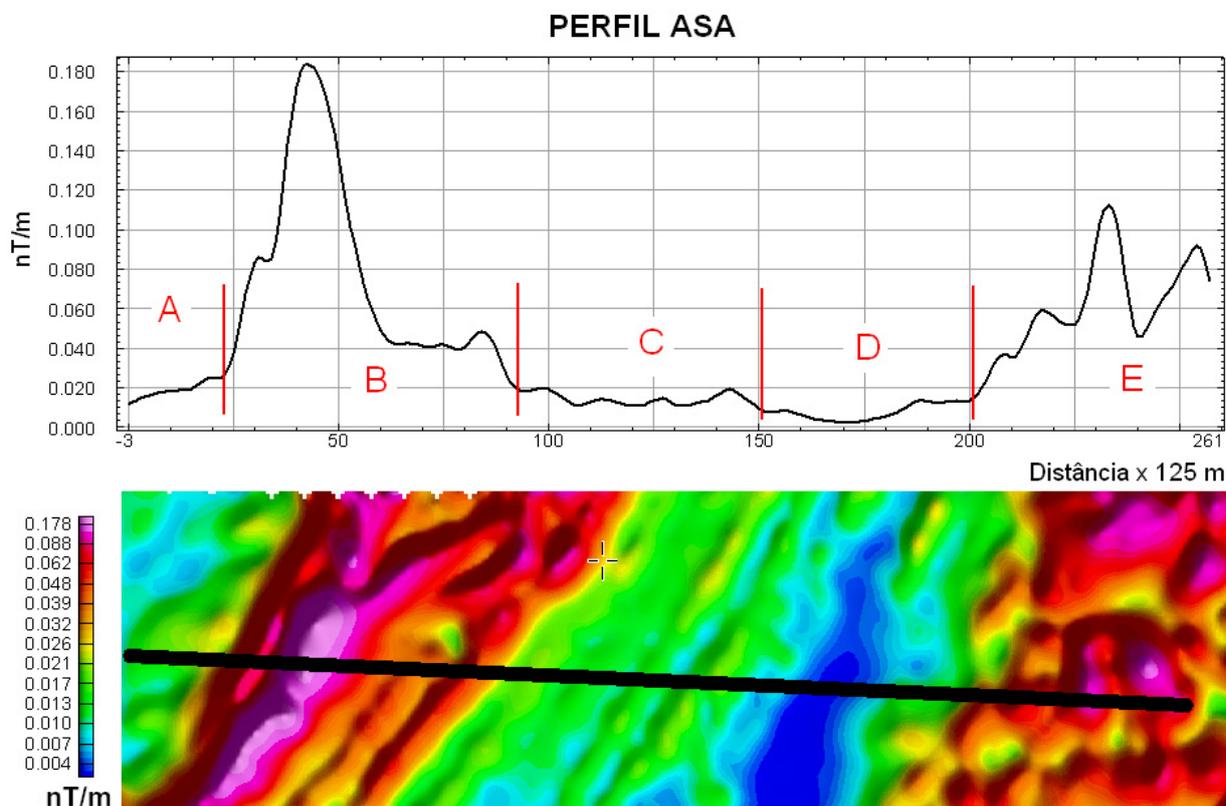


Figura 5.12: Perfil magnético evidenciando as diferentes amplitudes dos domínios magnéticos (A / B / C / D / E).

A sugestão de uma história tectônica envolvendo diferentes eventos de subducção responsáveis pela gênese da sutura colisional entre as rochas do Complexo Porangatu e o Arco Magmático aumentaria muito a complexidade da evolução da região de estudo. A assinatura geoquímica cálcio-alcalina de alto potássio, típica de magmatismo de arco continental, em rochas datadas em torno de 570 a 530 Ma, contribuem para esta hipótese.

Descontinuidade Geofísica Amaralina-Muntonópolis-Porangatu (PUMA):

As imagens geofísicas geradas neste trabalho mostram que a estruturação interna ao Arco Magmático de Mara Rosa apresenta uma bipolaridade de domínios contrastantes, tanto na radiometria quanto na magnetometria. Estes domínios apresentam grandíssima correlação espacial entre estes dois métodos geofísicos (DG-D e DM-D, DG-E e DM-E). A integração com a geologia permite propor que esta diferença na assinatura geofísica é compatível com uma compartimentação espacial da distribuição das unidades de mapeamento no arco magmático, com limites bem determinados por meio das respostas magnéticas. Essa mudança abrupta das propriedades magnéticas dessas rochas e o zoneamento espacial bem definido implicam em diferentes fontes para os magmas gerados neste ambiente.

Dados geocronológicos sugerem dois episódios para a atividade ígnea do Arco Magmático de Goiás, separados por um período de aproximadamente 100 Ma. O mais antigo episódio ocorreu entre 890 e 780 Ma, num ambiente de arco de ilhas intra-oceânico, e o mais jovem com c.a. de 660 a 600 Ma, provavelmente em margem continental ativa (Pimentel *et al.*, 2002; Junges *et al.*, 2002; Fuck *et al.* 2006, Laux *et al.* 2006; Dantas *et al.*, 2006;). As rochas pertencentes a seqüência Mara Rosa com idades mais antigas ocorrem na porção leste da estruturação interna do Arco (DG-PUMA), e as rochas relacionadas a seqüência Santa Terezinha a oeste. O limite entre estas unidades, se estende por mais 200 km sendo aqui denominada de Descontinuidade Geofísica de Amaralina-Muntunópolis-Porangatu.

Esta descontinuidade geofísica é caracterizada pela ausência de lineamentos magnéticos ao longo do seu traço e por mudanças abruptas das propriedades magnéticas. E não por um zoneamento gradual, refletindo a distribuição espacial de rochas contendo magnetita no lado leste e rochas contendo ilmenita no lado oeste da descontinuidade, semelhante ao descrito para as séries de granitóides sugeridas por Ishihara (1977), para rochas geradas em ambientes de convergência de placas.

Além destes domínios contrastantes, na imagem da Inclinação do Sinal Analítico há mudança abrupta do *trend* magneto-estrutural e na movimentação do relevo magnético ao se transpor a descontinuidade. Isto evidencia ainda mais o caráter descontínuo dos blocos.

Uma lacuna temporal de quiescência magmática em torno de 700 Ma (Pimentel *et al.*, 1992), pode estar correlacionado com a inversão do sentido da subducção, proposto pelo modelo baseado em estudos de refração sísmica profunda apresentado por (Soares *et al.*, 2005) que

determina a inclinação da descontinuidade Moho sob terrenos do Arco Magmático de Goiás com caimento para leste propõem inversão da polaridade da subducção

A presença de rochas metaultramáficas (talco xisto) em faixas finas paralelas à descontinuidade, próximo à região de Muntunópolis, sugerem que restos de materiais derivadas do manto podem estar embricadas nesta zona.

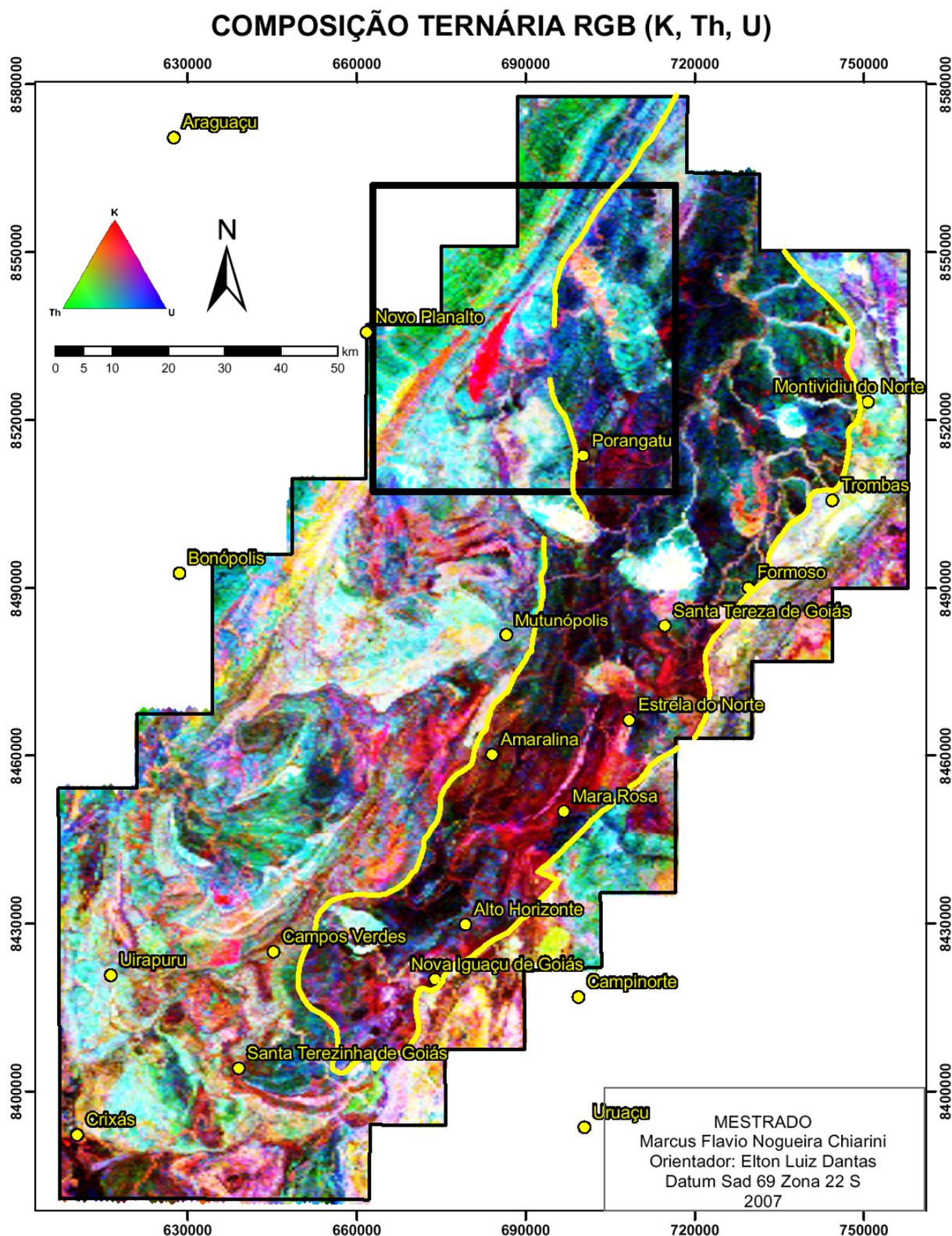


Figura 6.1: Imagem da composição ternária RGB para K, Th e U respectivamente para o Arco Magmático de Mara Rosa mostrando dois domínios de propriedades distintas, possivelmente relacionados a dois processos acrecionários, separados pela Descontinuidade Geofísica Porangatu-Mutunópolis-Amaralima (PUMA).

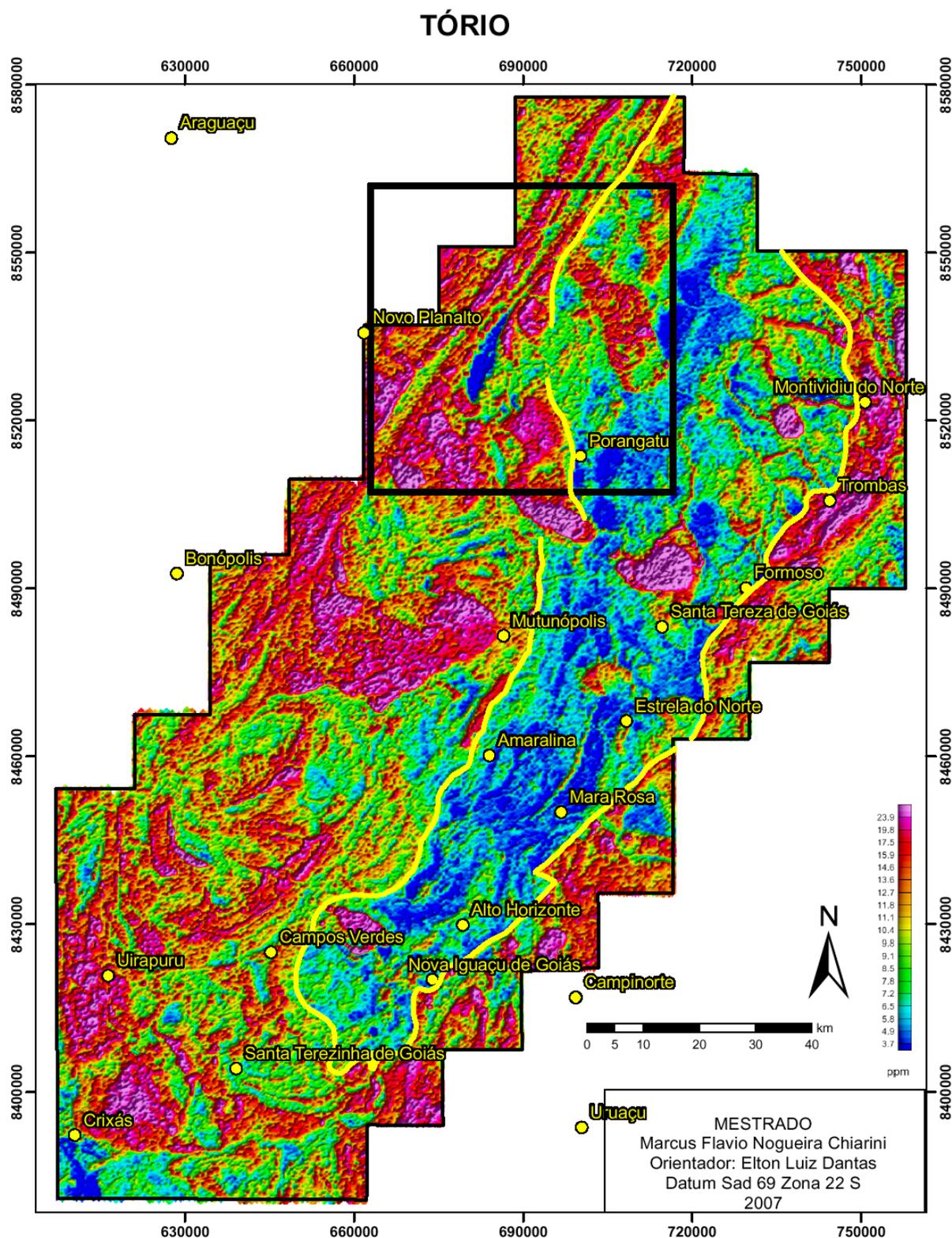


Figura 6.2: Imagem do canal, Th para o Arco Magmático de Mara Rosa mostrando dois domínios de propriedades distintas, possivelmente relacionados a dois processos acrecionários, separados pela Descontinuidade Geofísica Porangatu-Mutunópolis-Amaralina (PUMA).

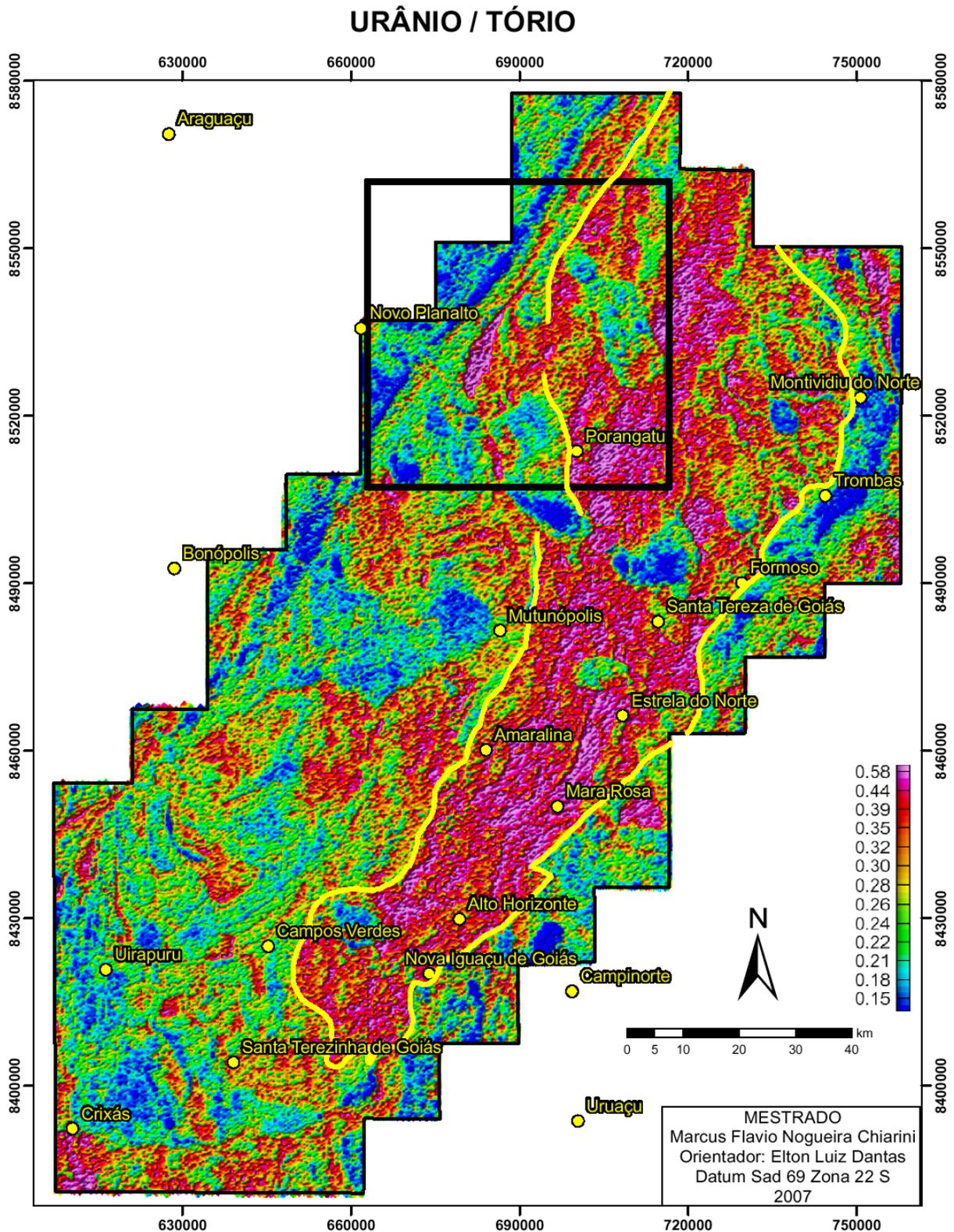


Figura 6.3: Imagem da razão U / Th para o Arco Magmático de Mara Rosa mostrando dois domínios de propriedades distintas, possivelmente relacionados a dois processos acrecionários, separados pela Descontinuidade Geofísica Porangatu-Mutunópolis-Amaralina (PUMA).

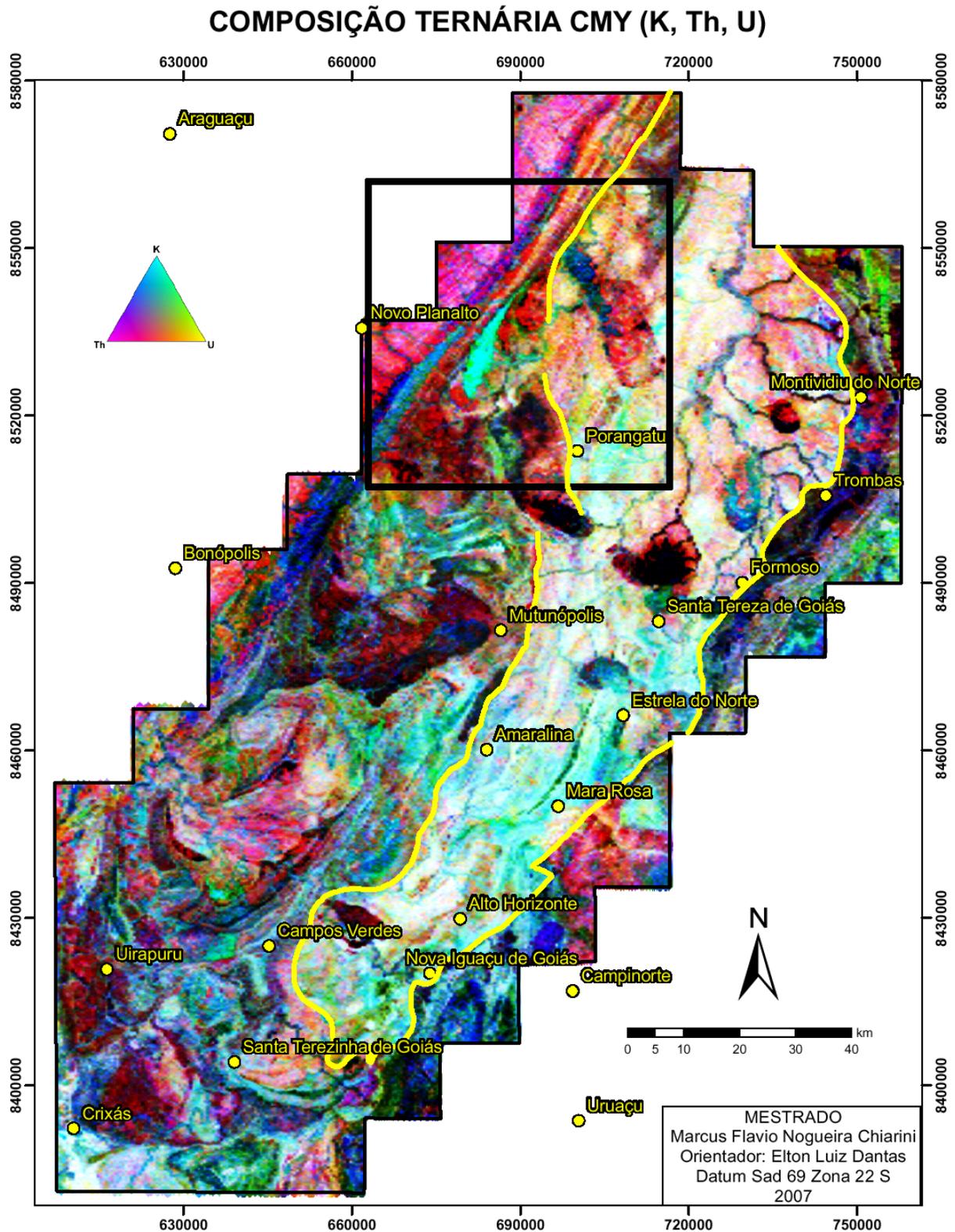


Figura 6.4: Imagem da composição ternária CMY (ciano, magenta e amarelo) para K, Th e U respectivamente para o Arco Magmático de Mara Rosa mostrando dois domínios de propriedades distintas, possivelmente relacionados a dois processos acrecionários, separados pela Descontinuidade Geofísica Porangatu-Mutunópolis-Amaralima (PUMA).

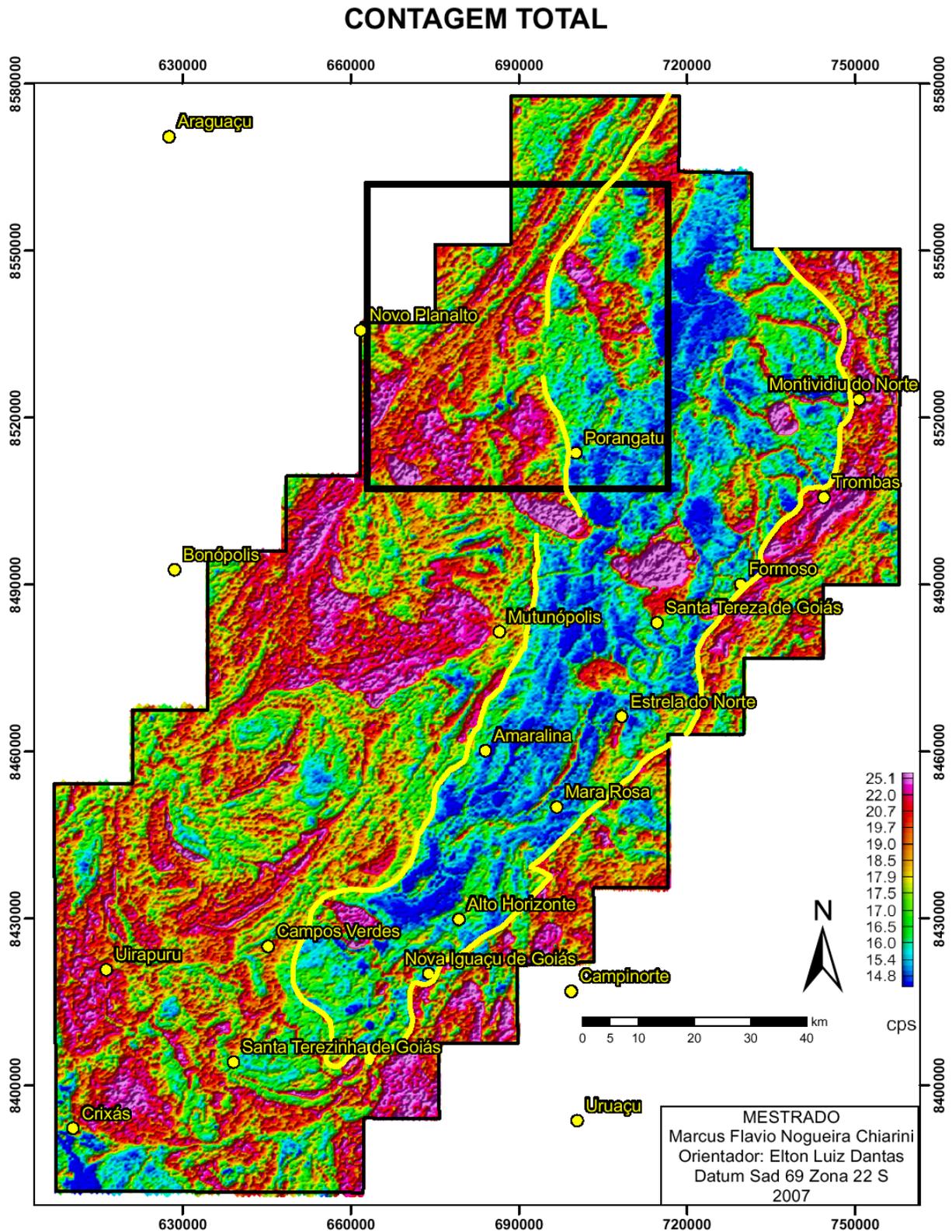


Figura 6.5: Imagem da Contagem Total para o Arco Magmático de Mara Rosa mostrando dois domínios de propriedades distintas, possivelmente relacionados a dois processos acrecionários, separados pela Descontinuidade Geofísica Porangatu-Mutunópolis-Amaralina (PUMA).

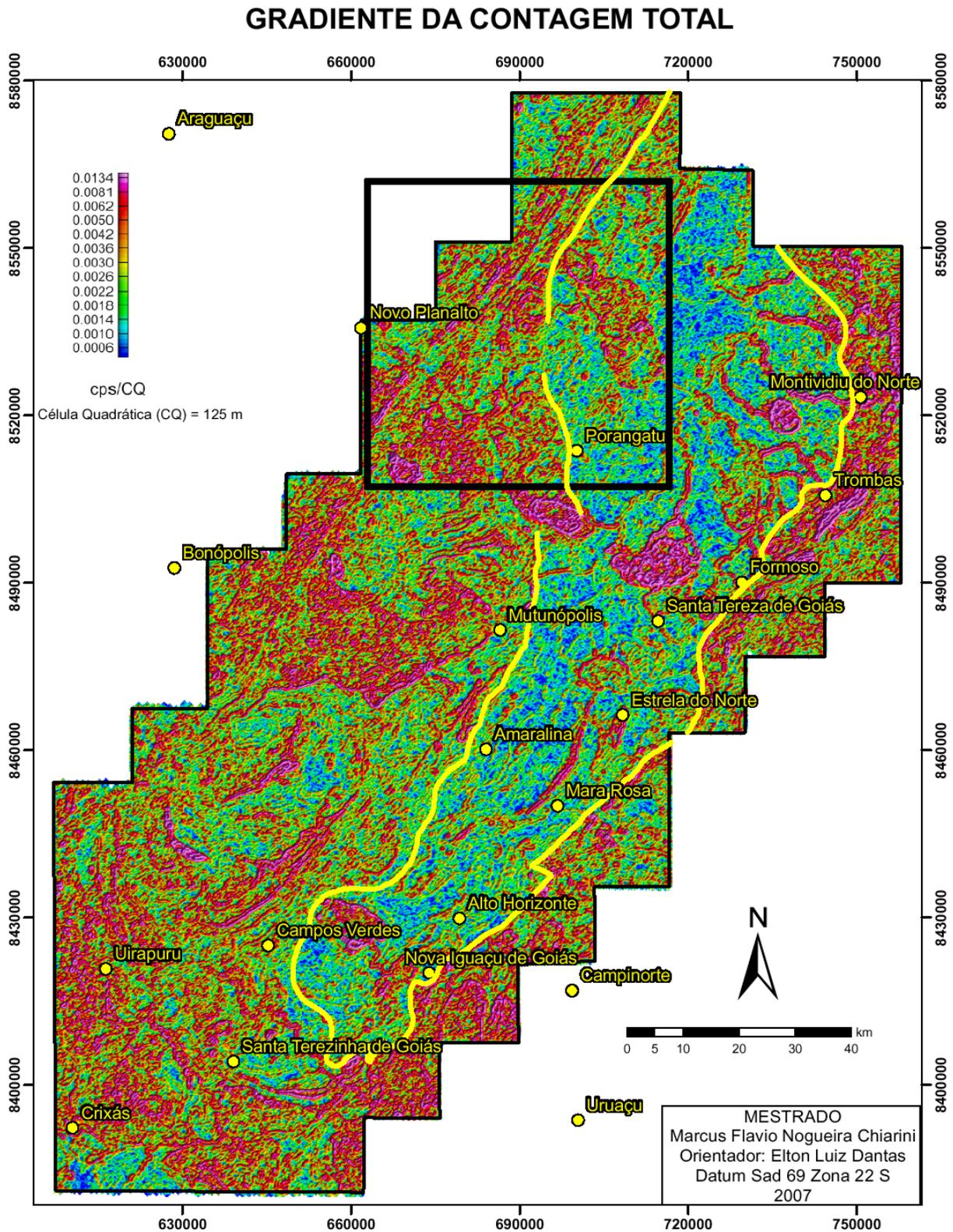


Figura 6.6: Imagem do Gradiente da Contagem Total para o Arco Magmático de Mara Rosa mostrando dois domínios de propriedades distintas, possivelmente relacionados a dois processos acrecionários, separados pela Descontinuidade Geofísica Porangatu-Mutunópolis-Amaralima (PUMA).

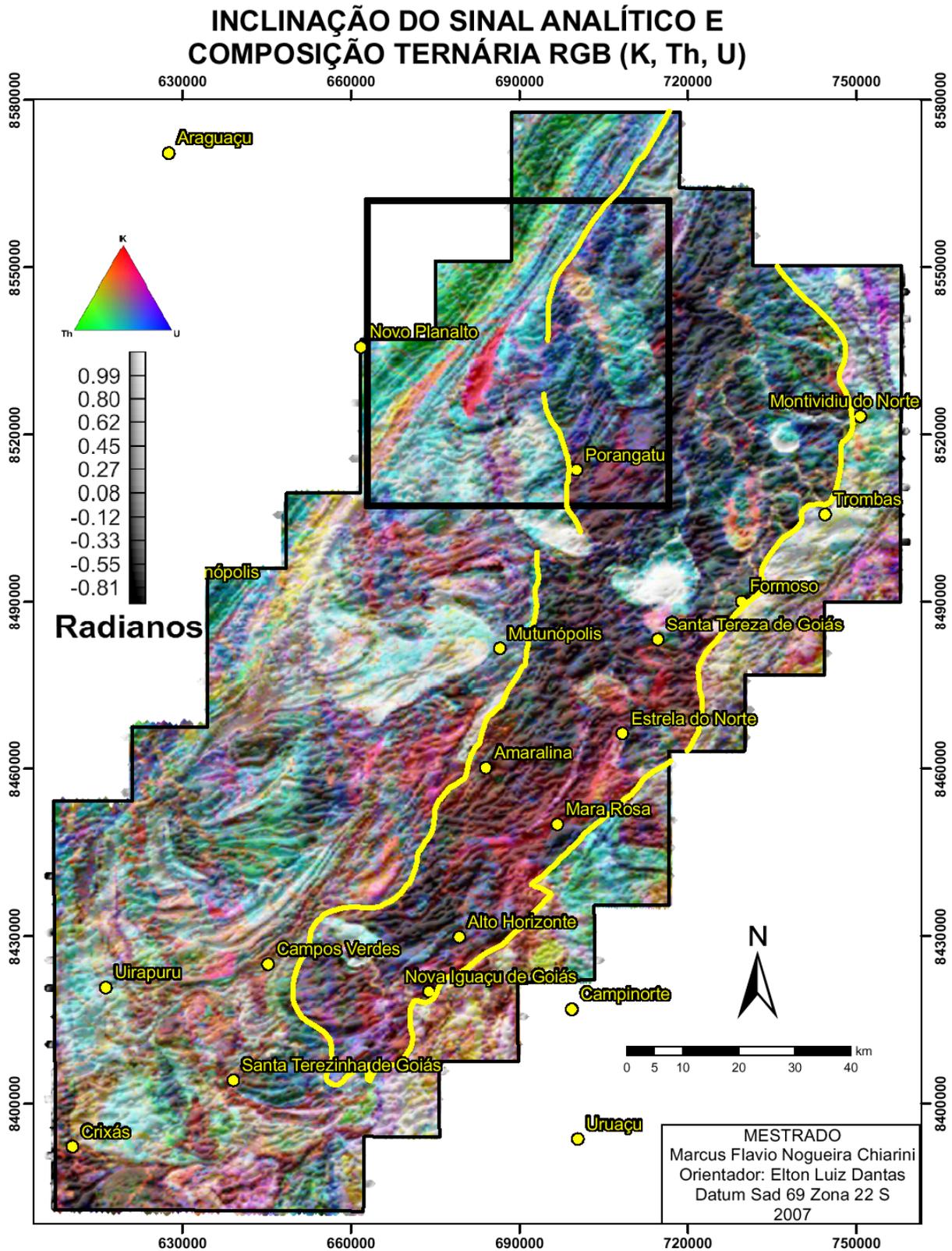


Figura 6.7: Imagem da Inclinação do Sinal Analítico e composição ternária RGB para K, Th e U sobreposta mostrando dois domínios de propriedades distintas, possivelmente relacionados a dois processos acrescionários, separados pela Descontinuidade Geofísica Porangatu-Mutunópolis-Amaralima (DG-PUMA).

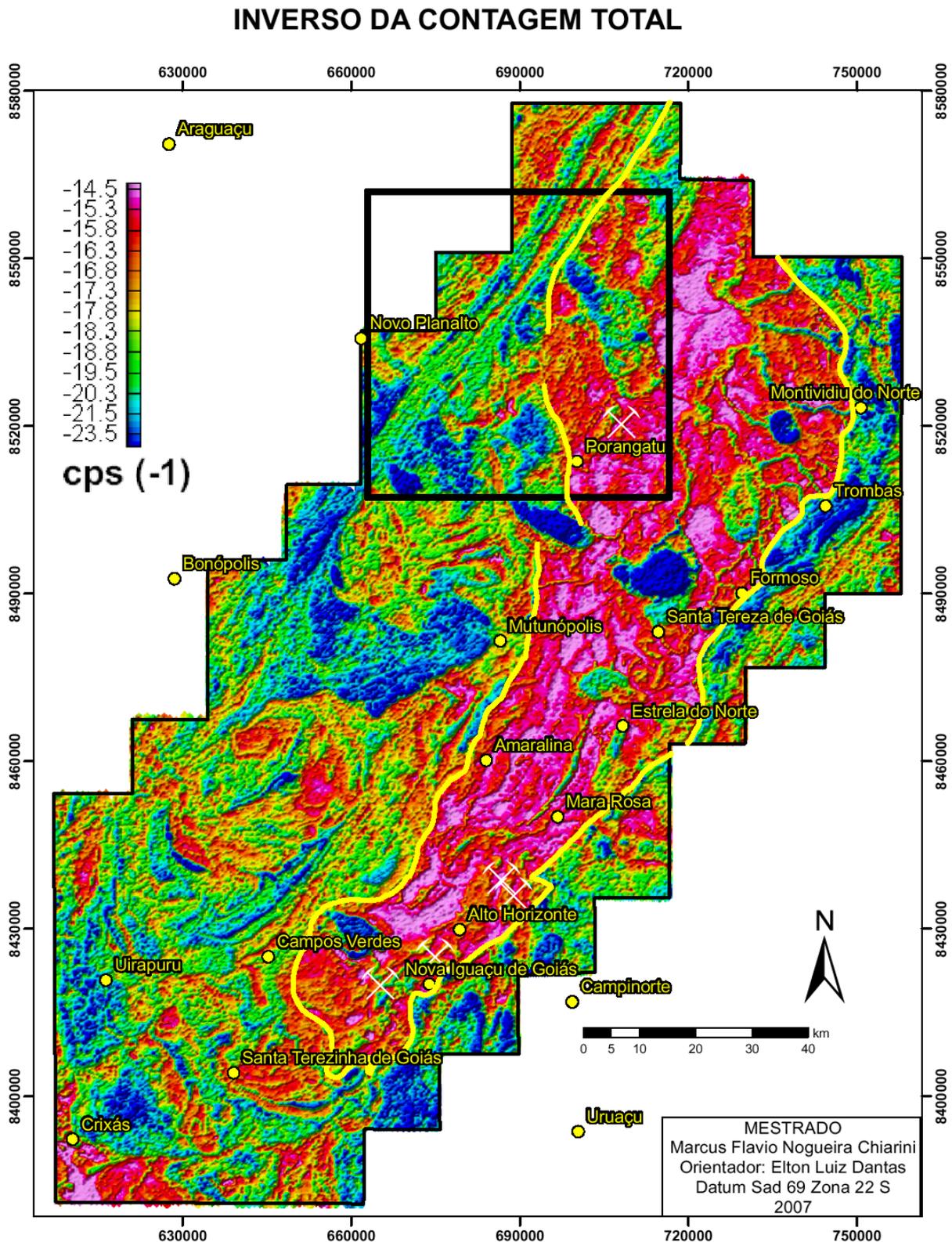


Figura 6.8: Inverso da Contagem Total mostrando as ocorrências de Au e/ou Cu no Arco Magmático de Mara Rosa.

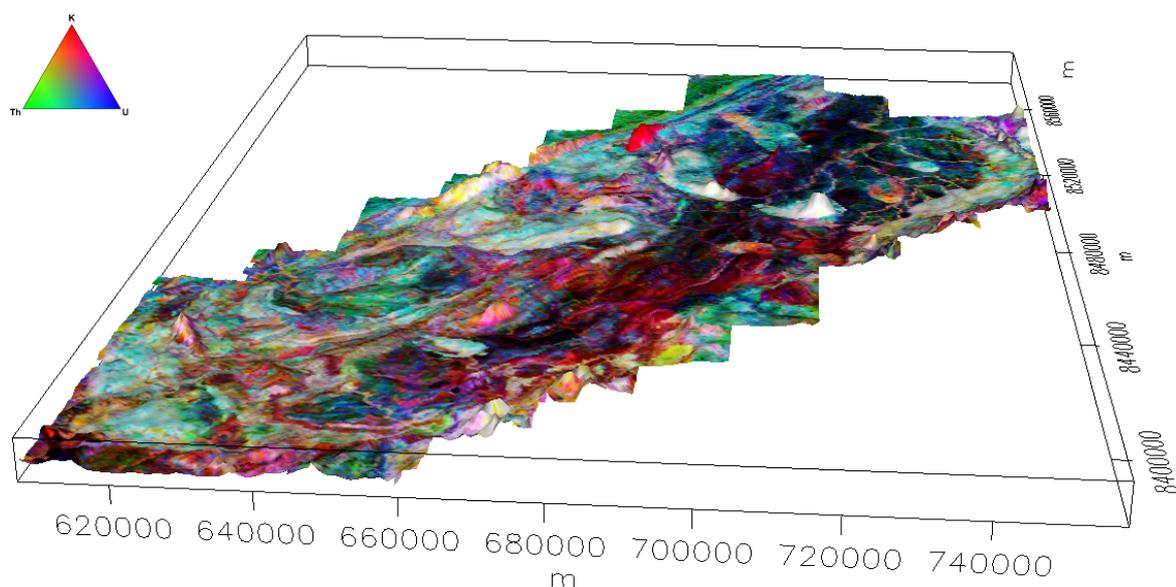


Figura 6.9: Imagem RGB (K,Th e U respectivamente) com o Modelo Digital de Terreno de exagero vertical de 10x mostrando o relevo relativamente mais arrasado para o domínio mais escuro da figura, o que se reflete na baixa densidade de afloramentos.

7- CONCLUSÕES

O processamento e a interpretação dos dados aerogeofísicos de alta densidade integrados ao mapeamento geológico na escala 1:100 000 permitiu a caracterização do arcabouço tectônico da região de Porangatu.

Na área estudada foram reconhecidas grandes entidades geológicas, separadas em diferentes blocos crustais, limitados pelo Lineamento Transbrasiliano (LT). No bloco oeste afloram as rochas relacionadas ao Complexo Porangatu e ao Complexo Máfico-Ultramáfico Serra do Estrondo. As rochas associadas ao complexo arqueano Serra Azul ocorrem tectonicamente imbricadas paralelamente ao domínio do LT. A Leste deste estão rochas consideradas como geradas no Arco Magmático de Goiás. Estes domínios estruturais coincidem com diferentes fragmentos litosféricos, com diferentes idades e assinaturas isotópicas e geofísicas. Intrusivas tardi a pós-tectônicas cortam as demais unidades e são espacialmente alojadas condicionadas ao Sistema Transcorrente de Porangatu.

A aerogeofísica traz contribuição significativa na determinação espacial de terrenos com propriedades contrastantes. A determinação de uma zona de sutura colisional resultante dos processos de amalgamação continental é a principal contribuição deste trabalho. Esta descontinuidade crustal foi discriminada pelo fortíssimo gradiente de susceptibilidade magnética e pela alta densidade de soluções alinhadas na Deconvolução de Euler, o que atesta sua maior magnitude em relação às demais estruturas.

No domínio das rochas do Arco Magmático de Mara Rosa, a assinatura geofísica, tanto na magnetometria quanto na gamaespectrometria, mostra uma bipolaridade das anomalias bem determinada espacialmente, que permite a distinção e a proposição de dois principais eventos de acreção crustal, já descritos em trabalhos anteriores, porém sem a determinação espacial de seus limites, que agora é estabelecida. O limite proposto pelo presente trabalho, denominada de **Descontinuidade Geofísica de Porangatu-Muntunópolis-Amaralina (DG-PUMA)**, divide terrenos geologicamente distintos. Os terrenos a leste desta descontinuidade apresentam resposta alta para a susceptibilidade magnética ($0,04\eta T/m$) e são compostos por rochas geradas em eventos de acreção crustal entre 890 e 800 Ma. Enquanto os terrenos a oeste da descontinuidade possuem baixa susceptibilidade ($0,001$ a $0,01\eta T$), sendo compostos por rochas mais evoluídas, e formadas em torno de entre 660 e 600 Ma. Assim, a estruturação interna do Arco Magmático de

Mara Rosa, é individualizada pela variação da série de granitos ricos em magnetita, com alta susceptibilidade magnética e relacionados a rochas formadas em ambiente de arco de ilhas oceânico, dos da serie da ilmenita, caracterizados por intrusões graníticas geradas em fontes derivadas de maior contribuição crustal. Esta interpretação de províncias magnéticas separadas no limite magnetita-ilmenita, sugerem diferentes profundidades na geração dos magmas parentais, e indicando que a inclinação da placa subductante ocorreu em direção a oeste (atual).

8-BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M. DE. 1981. O CRÁTON DO PARAMIRIM E SUAS RELAÇÕES COM O DO SÃO FRANCISCO. IN: SIMPÓSIO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E FAIXAS MARGINAIS, SALVADOR, 1981. ANAIS... SALVADOR, SBG, P.1-9.
- ALMEIDA, F.F.M. (1977) O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO. REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS, 7, P. 349-364.
- ALMEIDA, F.F.M. (1968). EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO CENTRO-OESTE BRASILEIRO NO PROTEROZÓICO SUPERIOR. ANAIS ACAD. BRAS. CI, 40 (SUPLEMENTO): P. 285-295.
- ARANTES, D.; OSBORNE, G.A.; BUCK, P.S.; PORTO, C.G. (1991). THE MARA ROSA VOLCANO-SEDIMENTARY SEQUENCE AND ASSOCIATED GOLD MINERALIZATION. IN: BRAZIL GOLD'91 (EDITED BY LADEIRA, E.A.) P. 221-229, BALKEMA, ROTTERDAM.
- ARAÚJO FILHO, J.O. (2000). THE PIRINEUS SYNTAXIS: NA 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): P. 144-148.
- ARAÚJO FILHO, J.O. (1999). STRUCTURAL CHARACTERISTICS AND TECTONIC EVOLUTION OF THE PIRINEUS SYNTAXIS, CENTRAL BRAZIL. PHD THESIS, UNIV. OF ILLINOIS, 418P.
- BATEMAN, PC., DODGE, F.C.W. AND KISTLER, R.W. (1991) MAGNETIC SUSCEPTIBILITY AND RELATION TO INITIAL 87SR/86SR FOR GRANITOIDS OF THE CENTRAL SIERRA NEVADA, CALIFORNIA. J. GEOPHYS. RES., V.96 P. 19555-19568.
- BLAKELY, J. B. 1996. POTENCIAL THEORY IN GRAVITY AND MAGNETIC APPLICATIONS, CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS NEW YORK, 441 P.
- 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. INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS. UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA, BRASÍLIA, TESE DE DOUTORAMENTO, 229P.
- BRETT ET AL., 2000. GEOPHYSICAL EXPLORATION OF THE KALAHARI SUTURE ZONE JOURNAL OF AFRICAN EARTH SCIENCES, VOL. 30, NO. 3, PP. 489-497, 2000 ELSEVIER SCIENCE LTD.
- BRIGGS, I.C. 1974. MACHINE CONTOURING USING MINIMUM CURVATURE. GEOPHYSICS, 39(1):39-48.
- CHERNICOFF & ZAPPETTINI, 2004. GEOPHYSICAL EVIDENCE FOR TERRANE BOUNDARIES IN SOUTH-CENTRAL ARGENTINA GONDWANA RESEARCH, G! 7, NO. 4, PP. 11 05-1 11 6. 2004 INTERNATIONAL ASSOCIATION FOR GONDWANA RESEARCH, JAPAN. ISSN: 1342-937X
- CHERNICOFF, CARLOS J. JEREMY P. RICHARDS, EDUARDO O. ZAPPETTINI, 2002. CRUSTAL LINEAMENT CONTROL ON MAGMATISM AND MINERALIZATION IN NORTHWESTERN ARGENTINA: GEOLOGICAL, GEOPHYSICAL, AND REMOTE SENSING EVIDENCE ORE GEOLOGY REVIEWS 21 (2002) 127-155.

- CHIARINI, M.F.N. ; DANTAS, E. L. ; PIRES, A.C.B. ; SORDI, D.A. ; ARAÚJO FILHO, J.O. ; SILVA, M.F. ; ALMEIDA, T. .
CONTRIBUIÇÃO DA AEROGEOFÍSICA NO ENTENDIMENTO TECTÔNICO DA REGIÃO DE PORANGATU, ARCO
MAGMÁTICO DE GOIÁS, BRASIL CENTRAL. IN: XLIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2006, ARACAJÚ, 2006.
V. 1. P. 341.
- CORDANI, U.G., D'AGRELLA-FILHO, M.S., BRITO-NEVES, B.B., TRINDADE, R.I., 2003. TEARING UP RONDINIA: THE
NEOPROTEROZOIC PALAEOGEOGRAPHY OF SOUTH AMERICAN CRATONIC FRAGMENTS. TERRA NOVA 15, 350–359.
- CRESSIE, N.A.C. 1990. THE ORIGINS OF KRIGING. MATH. GEOLOGY, 22:239-252.
- DANTAS, E. L.; ARAÚJO FILHO J.O. ; C.G., OLIVEIRA ; R.A., FUCH ; M.M., PIMENTEL ; M.F.N., CHIARINI. O SISTEMA DE
CISALHAMENTO TRANSCORRENTE PORANGATU, PROVÍNCIA TOCANTINS. XI SNET, NATAL (2007) ANAIS P.199-201.
- DANTAS, E. L.; ARAÚJO FILHO J.O. ; C.G., OLIVEIRA ; R.A., FUCH ; M.M., PIMENTEL ; M.F.N., CHIARINI ; T.A. ; D.A.S ; E.L.,
NASCIMENTO . ISÓTOPOS DE ND NA DETERMINAÇÃO DE BLOCOS CRUSTAIS NA REGIÃO DE PORANGATU-GO. IN:
XLIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2006, ARACAJÚ, 2006. V. 1. P. 127
- DARDENNE, M.A., (2000). THE BRASÍLIA FOLD BELT. IN: CORDANI, U.G., MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, A., CAMPOS, D.A.
(EDS), TECTONIC EVOLUTION OF SOUTH AMERICA, 31ST INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, RIO DE
JANEIRO P.231-263.
- DAVIS, J.C. 1986. STATISTICS AND DATA ANALYSIS IN GEOLOGY. JOHN WILEY & SONS, 2. ED., U.S.A., 646P.
- DICKSON, B.L. & SCOTT, K.M. 1997. INTERPRETATION OF AERIAL GAMMA-RAY SURVEYS – ADDING THE GEOCHEMICAL
FACTORS. AGSO JOURNAL 17(2):187-200.
- ENGLISH & JOHNSTON, 2005. COLLISIONAL OROGENESIS IN THE NORTHERN CANADIAN CORDILLERA: IMPLICATIONS FOR
CORDILLERAN CRUSTAL STRUCTURE, OPHIOLITE EMPLACEMENT, CONTINENTAL GROWTH, AND THE TERRANE
HYPOTHESIS. EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS 232 (2005) 333– 344.
- FROST, B.R., AVCHENKO, O.V., CHAMBERLAIN, K.R., FROST, C.D., 1998. EVIDENCE FOR EXTENSIVE PROTEROZOIC
REMOBILIZATION OF THE ALDAN SHIELD AND IMPLICATIONS FOR PROTEROZOIC PLATE TECTONIC
RECONSTRUCTIONS OF SIBERIA AND LAURENTIA. PRECAMBRIAN RESEARCH 89, 1–23.
- FUCH, R. ; DANTAS, E. ; PIMENTEL, M. M. ; LAUX, JORGE HENRIQUE ; JUNGES, S L ; OLIVEIRA, C. . THE SANTA TEREZINHA
SEQUENCE, GOIÁS MAGMATIC ARC, CENTRAL BRAZIL: CONSTRAINTS FROM U-PB AND SM-ND DATA. IN: V-SSAGI,
2006, PUNTA DEL ESTE. SHORT PAPERS. MONTEVIDEO : UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA, 2006. V. 1. P. 98-100.
- FUCH, R.A ; PIMENTEL, M. M. ; DANTAS, ELTON LUIZ ; SOARES, J E . FAIXA BRASÍLIA: UMA REVISÃO.. IN: XLIII, 2006,
ARACAJU. ANAIS, 2006. V. 1. P. 27-27.
- FUCH, R.A ; DANTAS, E. ; SORDI, M. ; CHIARINI, M. ; ALMEIDA, T. ; JOFFILY, C. ; OLIVEIRA, C. ; PIMENTEL, M. M. ; JOST, H. ;
JUNGES, S L . GEOLOGIA DO ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS, FOLHA SANTA TERESINHA DE GOIÁS. IN: XLIII CONG.
BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2006, ARACAJU. ANAIS, 2006. V. 1. P. 189-189.

- FUCK, R.A. ; DANTAS, E. L. ; M., PIMENTEL ; J., LAUX ; S., JUNGES ; C., OLIVEIRA ; D., SORDI ; M., CHIARINI . SEQUÊNCIA SANTA TERESINHA DE GOIÁS, ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS, BRAZIL CENTRAL: NOVOS DADOS GEOLÓGICOS, IDADES U-PB EM ZIRCÃO E DADOS ISOTÓPICOS SM-ND. IN: XLIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2006, ARACAJÚ, 2006. V. 1. P. 129.
- FUCK, REINHARDT ADOLFO ; DANTAS, E. L. ; PIMENTEL, MARCIO MARTINS ; LAUX, JORGE HENRIQUE ; JUNGES, SERGIO L ; OLIVEIRA, CLAUDINEI GOUVEIA DE ; SORDI, DIOGO A DE ; CHIARINI, MARCUS FLAVIO N . THE SANTA TEREZINHA SEQUENCE, GOIAS MAGMATIC ARC, CENTRAL BRAZIL: CONSTRAINTS FROM U-PB AND SM-ND DATA. IN: V SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2006, PUNTA DEL LESTE, 2006. P. 98-100.
- FUCK, R.A., JARDIM DE SÁ, E.F., PIMENTEL, M.M., DARDENNE, M.A. E PEDROSA-SOARES. A.C. 1993. AS FAIXAS DE DOBRAMENTOS MARGINAIS DO CRÁTON SÃO FRANCISCO: SÍNTESE DOS CONHECIMENTOS, IN J.M.L. DOMINGUES E A. MISI (EDS), O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, SBG/SGM/CNPQ, P.161-185.
- FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M.; SILVA, J.H.D. (1994). COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA NA PORÇÃO ORIENTAL DA PROVÍNCIA TOCANTINS. ANAIS 38º CONG. BRAS. GEOL., CAMBORIÚ, SBG, 1, P. 215-216.
- FUCK ET AL., (2002). ND ISOTOPES, U-PB SINGLE GRAIN AND SHRIMP ZIRCON AGES FROM BASEMENT ROCKS OF THE TOCANTINS PROVINCE. IV SSAGI, PUCON, CHILE. CD.
- GASTIL, G., KIMBROUGH, D.L., SHIMIZU, M. AND TAINOSHO, Y. (1994) ORIGIN OF THE MAGNETITE BOUNDARY IN THE PENINSULAR RANGES BATHOLITH, SOUTHERN CALIFORNIA, U.S.A. AND BAJA CALIFORNIA, MEXICO. REVISTA MEXICANA CIENCIAS GEOLOGIECAS, V.11 P. 157-167
- GASTIL, G., DIAMOND, J., KNAACK, C., WALAWENDER, M., MARSHALL, M., BOYLES, C. AND CHADWICK, B. (1990) THE PROBLEMS OF THE MAGNETITE/ILMENITE BOUNDARY IN SOUTHERN AND BAJA CALIFORNIA, CALIFORNIA. IN: THE GEOLOGY OF NORTH AMERICA. GEOL. SOCA. MER., BULL., V. 174, PP. 19-32.
- GEOSOFT 1996. MAGMAP 2-D FREQUENCY DOMAIN PROCESSING. GEOSOFT, INC., TORONTO.
- GEOSOFT 2000. OASIS MONTAJ 5.2 GEOSOFT, INC., TORONTO.
- JOACHIM JACOBS AND ALEXANDER GOLYNSKY, 2001. GRENVILLE-AGE VERSUS PAN-AFRICAN MAGNETIC ANOMALY IMPRINTS IN WESTERN DRONNING MAUD LAND, EAST ANTARCTICA GONDWANA RESEARCH, K 4, NO. 4, 2001
- GORAYEB, P.S.S. (1996). A FAIXA GRANULÍTICA DE PORANGATU – TO: CARACTERIZAÇÃO LITOESTRUTURAL E TECTONO-METAMÓRFICA. 39º CONG. BRASILEIRO DE GEOLOGIA, SALVADOR, BAHIA, 1996, P. 303-305.
- GUNN, P.J. 1998. INTERPRETATION OF AIRBORNE MAGNETIC AND RADIOMETRIC SURVEYS. COURSE. AGSO. 150 P.
- HANSEN, R.O. 1993. INTERPRETIVE GRIDDING BY ANISOTROPIC KRIGING. GEOPHYSICS, 58(10):1491-1497.
- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y. (1985). INTERPRETATION OF GRAVITY AND MAGNETIC DATA, CENTRAL AND EASTERN BRAZIL. IN: HINZE, W.J. (ED.), THE UTILITY OF REGIONAL GRAVITY AND MAGNETIC ANOMALY MAPS, P. 124-131. SOC. EXPL. GEOPHYS.

- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y. (1981). ANOMALIAS GRAVIMÉTRICAS E ESTRUTURAS MAIORES DO SUL DE GOIÁS. IN: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 1, GOIÂNIA, P.73-92
- HASUI, Y. ET AL. (1994). ESTRUTURA EM QUIILHABRASIL CENTRAL: UMA FEIÇÃO FUNDAMENTAL NA GEOLOGIA DE GOIÁS E TOCANTINS. REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS, SÃO PAULO, V13, N. 2, P. 463-467, 1994.
- HOLM, D.K., ANDERSON, R., BOERBOOM, T.J., CANNON, W.F., CHANDLER, V., JIRSA, M., MILLER, J., SCHNEIDER, D.A., SCHULZ, K.J., VAN SCHMUS, W.R., REINTERPRETATION OF PALEOPROTEROZOIC ACCRETIONARY BOUNDARIES OF THE NORTHCENTRAL UNITED STATES BASED ON A NEW AEROMAGNETIC-GEOLOGIC COMPILATION, PRECAMBRIAN RESEARCH (2007), DOI:10.1016/J.PRECAMRES.2007.02.023.
- ISAAKS, E.H. & SRIVASTAVA, R.M. 1989. AN INTRODUCTION TO APPLIED GEOSTATISTICS. OXFORD UNIVERSITY PRESS, NEW YORK, 561P.
- ISHIHARA ET AL., 2007 ORIGIN OF THE CENOZOIC-MESOZOIC MAGNETITE-SERIES AND ILMENITE-SERIES GRANITOIDS IN EAST ÁSIA GONDWANA RESEARCH 11 (2007) 247–260.
- ISHIHARA ET AL., 2002, GRANITOID SERIES IN TERMS OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY: A CASE STUDY FROM THE BARBERTON REGION, SOUTH ÁFRICA GONDWANA RESEARCH, V 5, NO. 3, PP. 581-589. 2002 INTERNATIONAL ASSOCIATION FOR GONDWANA RESEARCH, JAPAN. ISSN: 1342-931X
- ISHIHARA, S., JIN, M.-S., SASAKI, A., 2000. SOURCE DIVERSITY OF ORE SULFUR FROM MESOZOIC-CENOZOIC MINERAL DEPOSITS IN THE KOREAN PENINSULA REGION. RESOUR. GEOL. 50, 203–212.
- ISHIHARA, S., HASHIMOTO, M. AND MACHIDA, M. (2000) MAGNETITE/ILMENITE SERIES CLASSIFICATION AND MAGNETIC SUSCEPTIBILITY OF THE MESOZOIC-CENOZOIC BATHOLITHS IN PERU. RESOURCE GEOL., V.50, 123-129.
- ISHIHARA, S., WANG, P.-A., 1999. THE ILMENITE-SERIES AND MAGNETITE-SERIES CLASSIFICATION OF THE YANSHANIAN GRANITOIDS OF SOUTH CHINA. BULL. GEOL. SURV. JPN. 50, 661–670.
- ISHIHARA & MATSUHISA, 1999 OXYGEN ISOTOPIC CONSTRAINTS ON THE GENESES OF THE MIOCENE OUTER ZONE GRANITOIDS IN JAPAN LITHOS 46_1999.523–534.
- ISHIHARA, S., 1979. KAPPAMETER KT-3 AND ITS APPLICATION FOR SOME VOLCANIC ROCKS IN JAPAN. BULL. GEOL. SURV. JPN. 30, 513–519.
- ISHIHARA, S., 1977. THE MAGNETITE-SERIES AND ILMENITE-SERIES GRANITIC ROCKS. MIN. GEOL. 27, 293–305.
- JIN, M.S., LEE, Y.S. AND ISHIHARA, S. (2001) GRANITOIDS AND THEIR MAGNETIC SUSCEPTIBILITY IN SOUTH KOREA. RESOURCE GEOL., V.51 P.189-203.
- JUNGES, S.L., PIMENTEL, M.M., DANTAS, E.L., LAUX, J.H., 2003. NEW ID-TIMS U-PB AGES IN THE WESTERN PORTION OF THE MARA ROSA ARC: TWO HUNDRED MILLION YEARS OF ARC BUILDING. SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON THE ISOTOPE GEOLOGY, VOL. 4. SALVADOR, BRAZIL, SHORT PAPERS 1, PP. 198–201.

- JUNGES, S.L., DANTAS, E.L., PIMENTEL, M.M., LAUX, J.H., 2002A. IDADES U-PB DE GRANITOS SIN- A TARDI-TECTÔNICOS DO ARCO DE MARA ROSA, GOIÁS. IN: SBG-NÚCLEO NORDESTE, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41. JOÃO PESSOA, ANAIS. PP. 312.
- JUNGES ET AL., 2002, ND ISOTOPIC STUDY OF THE NEOPROTEROZOIC MARA ROSA ARC, CENTRAL BRAZIL: IMPLICATIONS FOR THE EVOLUTION OF THE BRASÍLIA BELT. *PRECAMBRIAN RESEARCH* 117 (2002) 101–118
- JUNGES, S.L. (1998). CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS E ISOTÓPICAS DOS METASSEDIMENTOS DA SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR DE MARA ROSA – GO, MSC DISSERTATION, UNB, BRASÍLIA, 120P.
- KECKLER, D. 1994. SURFER® FOR WINDOWS. USER'S GUIDE. GOLDEN SOFTWARE, INC.
- KLEIN C., HURLBUT JR C.S., 1998. MANUAL OF MINERALOGY (22TH EDITION). JOHN WILEY & SONS, NEW YORK, 681P
- KRIGE, D.G. 1966. TWO-DIMENSIONAL WEIGHTED MOVING AVERAGE TREND SURFACES FOR ORE VALUATION. IN: PROC. SYMP. MATH. STATISTICS AND COMPUTER APLICATIONS IN ORE VALUATION, MAR. 7-8, 1966. JOUR. SOUTH AFRICAN INST. MINING AND METALLURGY, JOHANNESBURG, 13-38.
- KUYUMJIAN, R.M. (1994). GEOLOGIA DA SEQUÊNCIA MARA ROSA NA REGIÃO DE CHAPADA, GOIÁS. ANAIS, IV SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, BRASÍLIA, P. 142-144.
- KUYUMJIAN, R.M.; DIAS, R.R. (1991). ANFIBOLITOS PROTEROZÓICOS DE GOIÁS, BRASIL: REPRESENTANTES DE VULCANISMO DE ARCOS MAGMÁTICOS? *GEOCHIM. BRASIL.* 5, 35-44.
- LAUX, J. H. ; PIMENTEL, MÁRCIO MARTINS ; DANTAS, ELTON LUIZ ; ARMSTRONG, RICHARD ; JUNGES, SERGIO LUIZ . TWO NEOPROTEROZOIC CRUSTAL ACCRETION EVENTS IN THE BRASÍLIA BELT, CENTRAL BRAZIL.. *JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES, ELSEVIER*, V. 18, P. 183-198, 2005.
- LAUX, J.H. (2004). EVOLUÇÃO DO ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS COM BASE EM DADOS GEOCRONOLÓGICAS U-PB E SM-ND. TESE DE DOUTORADO, UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA, INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS.
- LIMA, H.F.A., FERREIRA FILHO, CF., DANTAS, E.L. AND PIMENTEL M.M, 2003. GEOCRONOLOGIA DAS INTRUSÕES ACAMADADAS MÁFICAS-ULTRASMÁFICAS DE PORTO NACIONAL, TOCANTINS: EVIDÊNCIA DE MAGMATISMO BÁSICO CAMBRIANO (0,53 GA) COM METAMORFISMO DE ALTO GARU SUPERIMPOSTO, 8 ° SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, ABSTRACT VOLUME.
- LUIZ, J.G. E SILVA, M.C., GEOFÍSICA DE PROSPECÇÃO, ED UFPA, 1995 325P MACHADO, E.C.; SOUZA, C.J.M.; SILVA, M.A.; BERBERT, C.O. (1981). PROJETO PORANGATU – RELATÓRIO FINAL, ETAPA II. DNPM/CPRM, 1, 246P.
- MCCLELLAND ET AL., 2000 TWO-PHASE EVOLUTION OF ACCRETIONARY MARGINS: EXAMPLES FROM THE NORTH AMERICAN CORDILLERA *TECTONOPHYSICS* 326 (2000) 37–55
- MACLOAD, I.N.; VIEIRA, S. & CHAVES, A.N. 1993. ANALYTIC SIGNAL AND REDUCTION-TO-THE-POLE IN THE INTERPRETATION OF TOTAL MAGNETIC FIELD DATA AT LOW MAGNETIC LATITUDES. IN: CONGR. INT. SOC. BRAS. GEOF., 3, RIO DE JANEIRO, 1993. ANAIS... RIO DE JANEIRO, SBGF, V.2, P. 830-835.

- MAAS, M.V.R. INTEGRAÇÃO DE DADOS DE GEOFÍSICA AÉREA E GEOLOGIA APLICADA À EXPLORAÇÃO MINERAL NO SETOR SUDESTE DO CINTURÃO CUPRÍFERO ORÓS-JAGUARIBE – PROVÍNCIA BORBOREMA. IG/UNB, BRASÍLIA, DISSERTAÇÃO DE MESTRADO 57P.
- MARINI, O. J. ET AL. (1984). PROVÍNCIA TOCANTINS: SETORES CENTRAL E SUDESTE. IN: ALMEIDA, F.F.M. E HASUI, Y (COORD). O PRÉ-CAMBRIANO DO BRASIL. SÃO PAULO: EDGAR BLÜCHER, 1984B. P. 205-264.
- MELO, S.S.V. 2006. RAZÃO DE POISON DA CROSTA SUPERIOR DA REGIÃO DE PORANGATU: UM ESTUDO POR REFRAÇÃO SÍSMICA. IG/UNB, BRASÍLIA, DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 203, 75P
- MINTY, B.R.S. 1991. SIMPLE MICRO-LEVELLING FOR AEROMAGNETIC DATA. EXPL. GEOPH. 22:591-592.
- MIOTO, J.A., HASUI, Y. (1988). A ZONA SISMOGÊNICA DE PORANGATU (GO). IN: 35º CONG. BRASILEIRO DE GEOLOGIA, BELÉM, PARÁ, 1988.
- MISHRA AND KUMAR, 2005, EVIDENCE FOR PROTEROZOIC COLLISION FROM AIRBORNE MAGNETIC AND GRAVITY STUDIES IN SOUTHERN GRANULITE TERRAIN, INDIA AND SIGNATURES OF RECENT TECTONIC ACTIVITY IN THE PALGHAT GAP GONDWANA RESEARCH, 1/: 8, NO. 1 , PP. 43-54. 0 2005 INTERNATIONAL ASSOCIATION FOR GONDWANA RESEARCH, JAPAN. ISSN: 1342-937X
- OLIVEIRA ET AL., 2004, THE COPPER–GOLD AND GOLD DEPOSITS OF THE NEOPROTEROZOIC MARA ROSA MAGMATIC ARC, CENTRAL BRAZIL ORE GEOLOGY REVIEWS 25 (2004) 285–299
- PALERMO, N. (1996). LÊ GISEMENT AURIFÈRE PRÉCAMBRIEN DE POSSE (GOIÁS, BRÉSIL) DANS SONS CADRE GÉOLOGIQUE. THESE DE DOCTOCAT. ENSMP, PARIS, 175P.
- PARRO, P.S. 1998. MAGNETOMETRIA E GAMAESPECTROMETRIA AEROTRANSPORTADAS NA INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DA REGIÃO DOS RIOS JURUENA E TELES PIRES – MT. IG/UNB, BRASÍLIA, DISSERTAÇÃO DE MESTRADO, 64P.
- PIMENTEL, M. M. ; JOST, HARDY ; FUCK, REINHARDT A . O EMBASAMENTO DA FAIXA BRASÍLIA E O ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS. IN: VIRGINIO MANTESSO-NETO; ANDREA BARTORELLI; CELSO DAL RÉ CARNEIRO; BENJAMIN BLEY DE BRITO NEVES. (ORG.). GEOLOGIA DO CONTINENTE SUL-AMERICANO: EVOLUÇÃO DA OBRA DE FERNANDO FLÁVIO MARQUES DE ALMEIDA. 1 ED. SÃO PAULO: BECA, 2004, V. , P. 355-368.
- PIMENTEL, M.M.; FERREIRA FILHO, C.F.; ARMSTRONG, R.A. (2004). SHRIMP U-PB AND SM-ND AGES OF THE NIQUELÂNDIA LAYERED COMPLEX: MESO-(1.25 GA) AND NEOPROTEROZOIC (0.79 GA) EXTENSIONAL EVENTS IN CENTRAL BRAZIL. PRECAMBRIAN RESEARCH 132 (2004) P 133-153.
- PIMENTEL, M.M.; JUNGES, S.L.; MORAES, R. (2002) ND ISOTOPIC STUDY OF THE NEOPROTEROZOIC MARA ROSA ARC, CENTRAL BRAZIL: IMPLICATIONS FOR THE EVOLUTION OF THE BRASÍLIA BELT. PRE CAMBRIAN RESEARCH, 117, 101-118.
- PIMENTEL, M.M.; JUNGES, S.L.; MORAES, R. (2002) ND ISOTOPIC STUDY OF THE NEOPROTEROZOIC MARA ROSA ARC, CENTRAL BRAZIL: IMPLICATIONS FOR THE EVOLUTION OF THE BRASÍLIA BELT. PRE CAMBRIAN RESEARCH, 117, 101-118.

- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; GIOIA, S.M.C.L. (2000) THE NEOPROTEROZOIC GOIÁS MAGMATIC ARC, CENTRAL BRAZIL: A REVIEW AND NEW SM-ND ISOTOPIC DATA. REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS, 30 (1): 035-039.
- PIMENTEL, M.M.; WHITEHOUSE, M.J.; VIANA, M.G.; FUCK, R.A.; MACHADO, N. (1997). THE MARA ROSA ARC IN THE TOCANTINS PROVINCE: FURTHER EVIDENCE FOR NEOPROTEROZOIC CRUSTAL ACCRETION IN CENTRAL BRAZIL. PRÉ CAMBRIAN RESEARCH, 81, 299-310.
- PIMENTEL, M.M. & JUNGES, S.L. (1997). ND ISOTOPIC CHARACTERISTICS OF METASEDIMENTS OF THE NEOPROTEROZOIC MARA ROSA ARC, GOIÁS, CENTRAL BRASIL. EXTENDED ABSTRACT, I SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, SSAGI, CAMPOS DO JORDÃO, 237-239.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A. (1987). ORIGEM E EVOLUÇÃO DAS ROCHAS METAVULCÂNICAS E METAPLUTÔNICAS DA REGIÃO DE ARENÓPOLIS (GO). REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS, 17, P. 2-14.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A. (1987). ORIGEM E EVOLUÇÃO DAS ROCHAS METAVULCÂNICAS E METAPLUTÔNICAS DA REGIÃO DE ARENÓPOLIS (GO). REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS, 17, P. 2-14.
- RAO ET AL., 2006. CRUSTAL STRUCTURE AND TECTONICS OF THE NORTHERN PART OF THE SOUTHERN GRANULITE TERRANE, ÍNDIA NATIONAL GEOPHYSICAL RESEARCH INSTITUTE, UPPAL ROAD, HYDERABAD-500007, INDIA B US GEOLOGICAL SURVEY, MENLO PARK, USA.
- RAJARAM AND ERRAM, 2000 CRUSTAL MAGNETIC STUDIES OVER KRISHNA-GODAVARI BASIN IN EASTERN CONTINENTAL MARGIN OF INDIA GONDWANA RESEARCH, V 3, NO. 3, PP, 385-393. 2000 INTERNATIONAL ASSOCIATION FOR GONDWANA RESEARCH, JAPAN. ISSN: 1342-937X
- SCHOBENHAUS, C. (COORD.). (1975). CARTA GEOLÓGICA DO BRASIL AO MILIONÉSIMO, BRASÍLIA, DNPM.
- SCHOBENHAUS FILHO, C. 1975. CARTA GEOLÓGICA DO BRASIL AO MILIONÉSIMO, FOLHA GOIÁS (SD22). DNPM, BRASÍLIA.
- SENA COSTA, J.B.; HASUI, Y. (1988). ASPECTO DO LINEAMENTO TRANSBRASILIANO NA REGIÃO DE PORTO NACIONAL – NATIVIDADE, TO. 35º CONG. BRASILEIRO DE GEOLOGIA, BELÉM, PARÁ, V. 5., P. 2208-2216.
- SILVER, L.T., TAYLOR, H.P., JR. AND CHAMPEL, B., 1979, SOME PRETOLOGICAL, GEOCHEMICAL, AND GEOCHRONOLOGICAL OBSERVATIONS OF THE PENINSULAR ARRANGES BATHOLITH NEAR THE INTERNABORDER OF THE USA AND MEXICO, IN ABBOTT P.L. AND TODD, V.R., EDS., MESOZOIC CRISTALLINE ROCKS: SAN DIEGO, CALIFORNIA, SAN DIEGO STATE UNIVERSITY, DEPARTMENT OF GEOLOGICAL SCIENCES, P83-110
- SOARES, J. E. P.; FUCK, REINHARDT ADOLFO . SEISMIC CHARACTERISTICS OF THE EXTERNAL ZONE OF THE BRASÍLIA BELT. IN: XI SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 2007, NATAL. ANAIS. NATAL : SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA, 2007. V. ANAIS. P. 152-152.
- SOARES, J. E. P.; BERROCAL, JESUS ; FUCK, REINHARD ADOLF ; MOONEY, WALTER D ; VENTURA, DHÉBORA B R . SEISMIC CHARACTERISTICS OF CENTRAL BRAZIL CRUST AND UPPER MANTLE: A DEEP SEISMIC REFRACTION STUDY . JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, USA, V. 111, N. B12302, P. 1029-1060, 2006.
- SOARES, J.E.P., 2005. ESTUDOS DE REFRAÇÃO SÍSMICA PROFUNDA, FUNÇÃO DO RECEPTOR E GRAVIMETRIA NA PROVÍNCIA TOCANTINS, BRASIL CENTRAL. . IG/UNB, BRASÍLIA, TESE DE DOUTORADO Nº 73, 128P

- SOARES, J. E. P. ; BERROCAL, JESUS ; FUCK, REINHARDT ADOLFO . TWO-DIMENSIONAL SEISMIC REFRACTION MODEL OF CENTRAL BRASIL CRUST. IN: 9TH INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 2005, SALVADOR. EXPANDED ABSTRACTS, 2005.
- STRIEDER & SUITA, (1999). NEOPROTEROZOIC GEOTECTONIC EVOLUTION OF TOCANTINS STRUCTURAL PROVINCE, CENTRAL BRAZIL. JOURNAL OF GEODYNAMICS, 267-289.
- STRIEDER, A.J.; GOTTARDO, E.; CUNHA, F.S.S.; BINOTTO, R.B.; MESQUITA, M.J.M. (1994). O SIGNIFICADO TECTÔNICO DOS LINEAMENTOS TRANSBRASILIANOS NO PROCESSO COLISIONAL NEOPROTEROZÓICO DA PROVÍNCIA ESTRUTURAL DO TOCANTINS: UMA HIPÓTESE DE TRABALHO. 38º CONG. BRASILEIRO DE GEOLOGIA, BALNEÁRIO CAMBURIÚ, SANTA CATARINA, P. 267-269.
- STRIEDER, A.J. & NILSON, A.A. 1993. ABADIÂNIA NAPPE EMPLACEMENT AND DISPERSION: SOME CONSTRAINTS ON THE EVOLUTION OF CENTRAL BRAZIL. IN: SIMP. CRÁTON SÃO FRANCISCO, 2, SALVADOR, 1993. ANAIS... SALVADOR, SBG, P. 277-279.
- SWAIN, C.J. 1976. A FORTRAN IV PROGRAM FOR INTERPOLATING IRREGULARLY SPACED DADTA USING THE DIFFERENCE EQUATIONS FOR MINIMUM CURVATURE. COMPUTERS & GEOSCIENCES, 1:231-240.
- TAINOSHO, Y., WHITE, A.J.R., CHEN, Y. AND WORMALD, R. (1988). REGIONAL VARIATION OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY OF THE LACHLAN FOLD BELT GRANITOIDS, SOUTHEASTERN AUSTRALIA. J. GEOL. SOC. JAPAN, V. 94, PP. 657-668.
- VASCONCELOS, R.M.; METELO, M.S.; MOTA, A.C. & GOMES, R.D. 1990. GEOFÍSICA EM LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS. RIO DE JANEIRO, DIGEOF-CPRM.
- VAUCHEZ *ET AL.*, (1995). THE BORBOREMA SHEAR ZONE SYSTEM, NE BRAZIL. IN *JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES VOL 8 JULY/OCTOBER 1995*.
- VIANA, M.G. 1995. GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS ORTOGNÁISSICAS E METAVULCÂNICAS DA REGIÃO DE MARA ROSA, NORTE DE GOIÁS. DISSERTAÇÃO DE MESTRADO (IG/UNB), BRASÍLIA, 118P.
- VIANA, M.G.; PIMENTEL, M.M.; WHITEHOUSE, M.J.; FUCK, R.A. & MACHADO, N. 1995. O ARCO MAGMÁTICO DE MARA ROSA, GO: GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA E SUAS IMPLICAÇÕES REGIONAIS. REV. BRAS. GEOL., 25(2):111-123.
- VIANA, M.G. & PIMENTEL, M.M. 1994. DADOS GEOQUÍMICOS E ISOTÓPICOS SM-ND PRELIMINARES PARA ROCHAS METAVULCÂNICAS E METAPLUTÔNICAS DA REGIÃO DE MARA ROSA. IN: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 4, BRASÍLIA, 1994. ANAIS... BRASÍLIA, SBG, P. 148-151.
- WERNIC, E. 2004. ROCHAS MAGMÁTICAS: CONCEITOS FUNDAMENTAIS E CLASSIFICAÇÃO MODAL, QUÍMICA, TERMODINÂMICA E TECTÔNICA, 665 P EDITORA UNESP, SÃO PAULO

3-PROCESSAMENTO MAGNETOMÉTRICO E GAMAESPECTROMÉTRICO

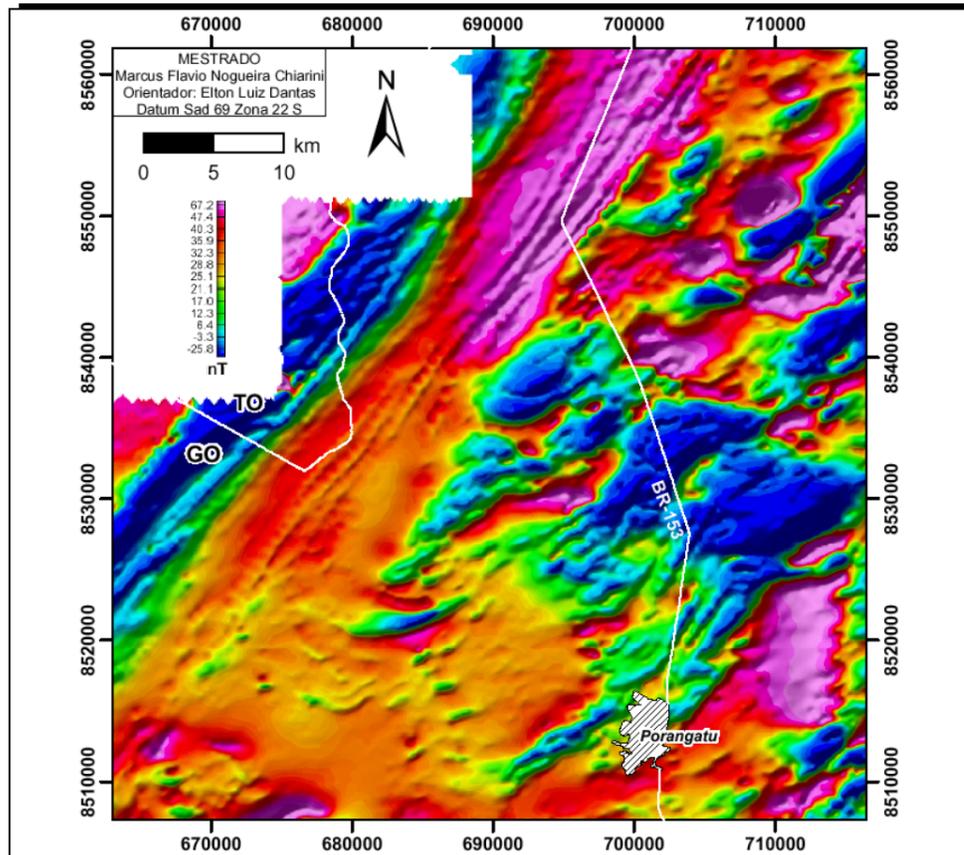


Figura 3.5: Imagem do Campo Magnético Anômalo.

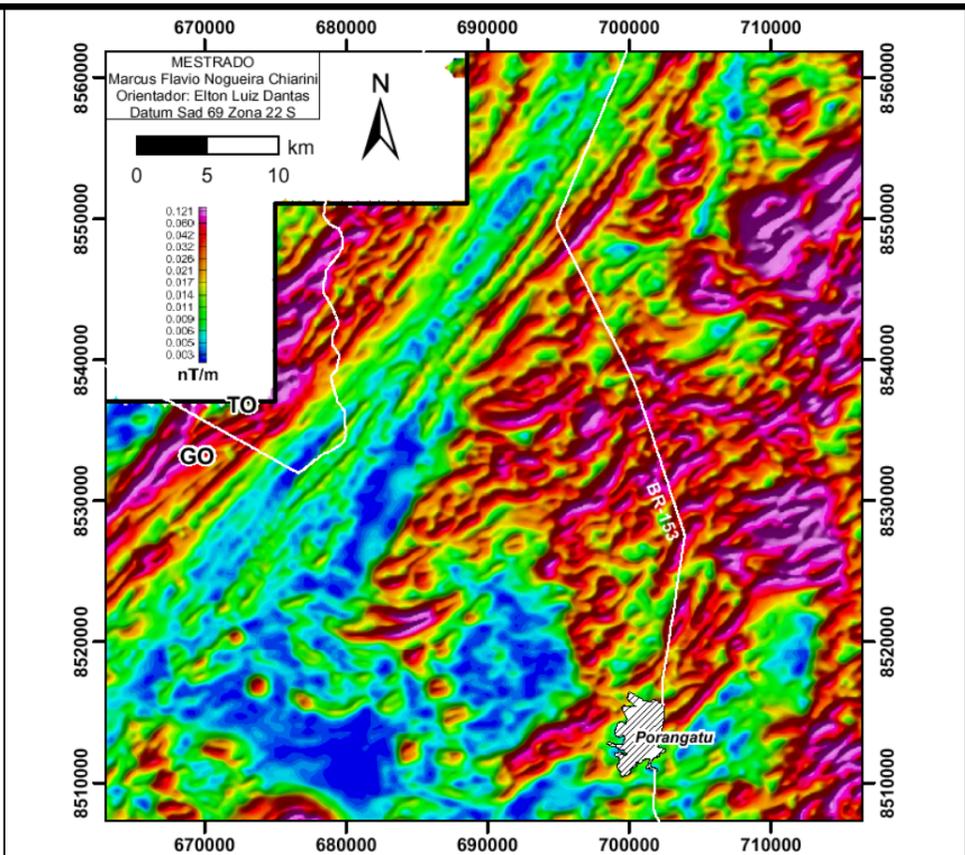


Figura 3.6: Amplitude do Gradiente Horizontal Total de Ordem Zero.

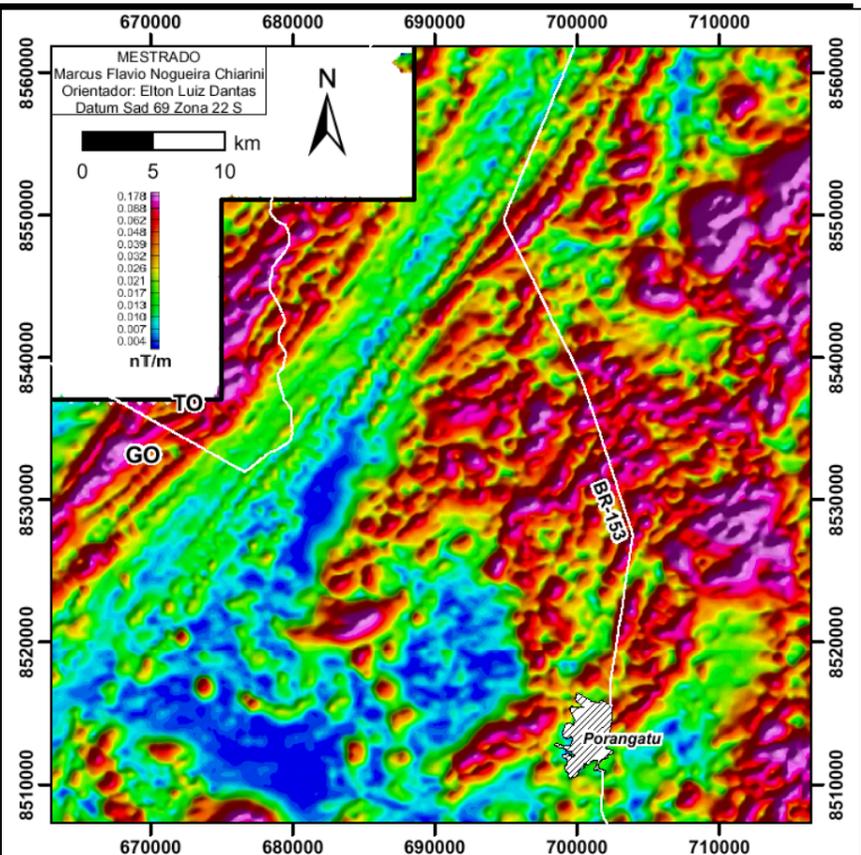


Figura 3.7: Amplitude do Sinal Analítico de Ordem Zero.

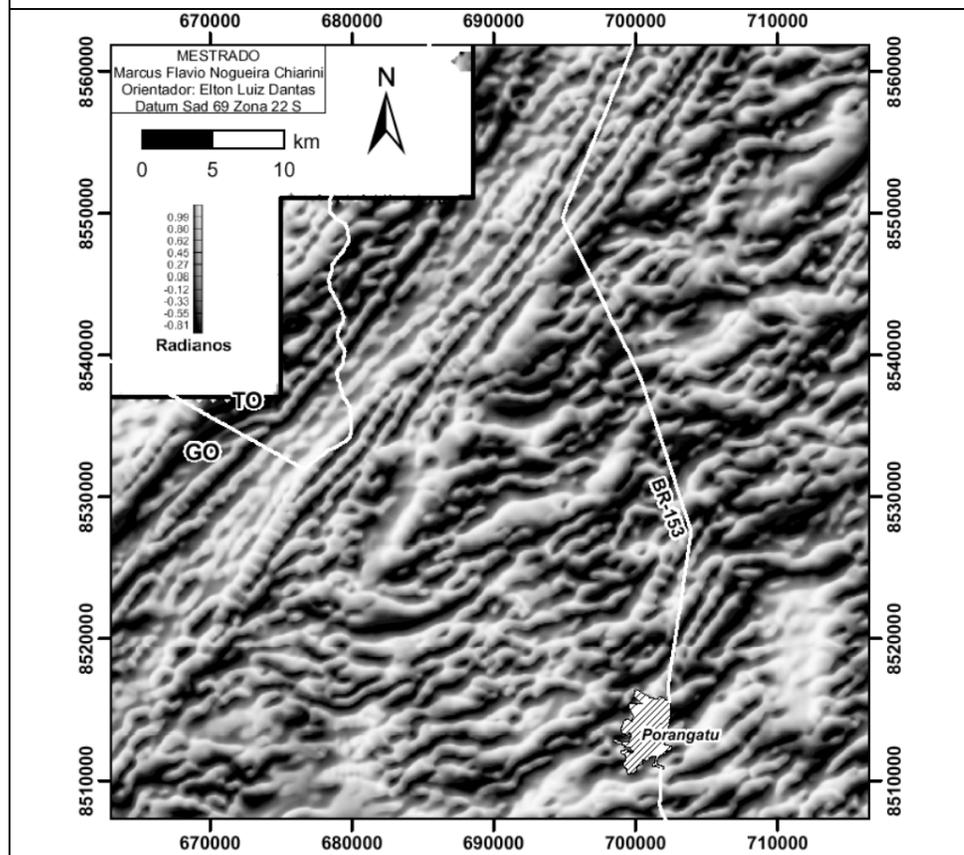


Figura 3.8: Imagem da Inclinação do Sinal Analítico de Ordem Zero.

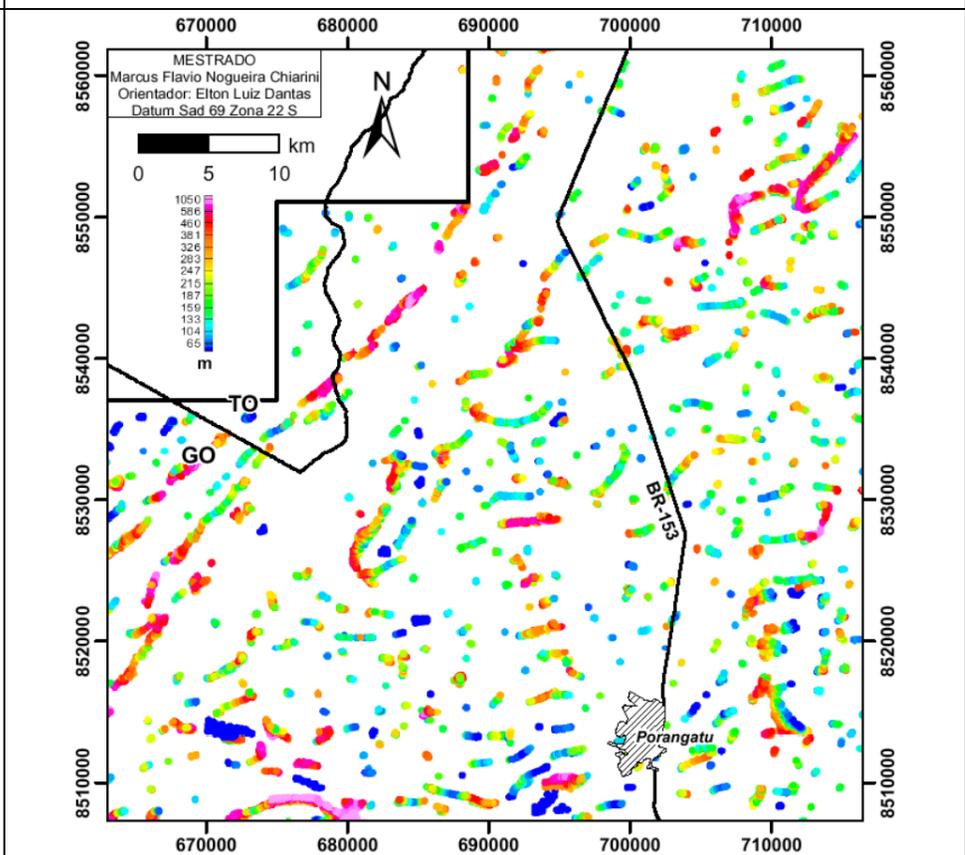


Figura 3.9: Soluções para a Deconvolução de Euler

