

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

JESSICA DERKACZ WEIHERMANN



INTEGRAÇÃO GEOFÍSICO-GEOLÓGICA DO TERRENO
PARANAGUÁ, SUL DO BRASIL

CURITIBA

2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
JESSICA DERKACZ WEIHERMANN

INTEGRAÇÃO GEOFÍSICO-GEOLÓGICA DO TERRENO
PARANAGUÁ, SUL DO BRASIL

CURITIBA

2016

JESSICA DERKACZ WEIHERMANN

INTEGRAÇÃO GEOFÍSICO-GEOLÓGICA DO TERRENO
PARANAGUÁ, SUL DO BRASIL

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do título de Mestre, Curso de Pós-Graduação em Geologia, Área de Concentração Geologia Exploratória, Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Orientador:

Prof. Dr. Francisco J. Fonseca Ferreira

Co-Orientadores:

Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury,

Prof. Dr. Luis Gustavo de Castro

CURITIBA

2016

W419i

Weihermann, Jessica Derkacz
Integração geofísico-geológica do terreno Paranaguá, Sul do Brasil/
Jessica Derkacz Weihermann. – Curitiba, 2016.
90 f. : il. color. ; 30 cm.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da
Terra, Programa de Pós-graduação em Geologia, 2016.

Orientador: Francisco J. Fonseca Ferreira – Co-orientador: Leonardo
Fadel Cury – Co-orientador: Luís Gustavo de Castro.
Bibliografia: p. 86-90.

1. Espectrometria de raios Gama. 2. Magnetismo terrestre. 3. Cartografia
geológica. 4. Brasil, Sul - Litoral. I. Universidade Federal do Paraná.
II. Ferreira, Francisco J. Fonseca. III. Cury, Leonardo Fadel. IV. Castro, Luís
Gustavo de. V. Título.

CDD: 558.16

TERMO DE APROVAÇÃO

JESSICA DERKACZ WEIHERMANN

*“Integração geofísico-geológica do terreno
Paranaguá, sul do Brasil.”*

Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Programa de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná. Comissão formada por:



Prof. Dr. David Lopes de Castro - UFRN



Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros - UFPR



Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira - UFPR
Presidente

Curitiba, 25 de fevereiro de 2016.

AGRADECIMENTOS

Agradeço em primeiro lugar a Deus pela vida, pela sabedoria e pelas oportunidades, sem Ele nada disso seria possível.

Aos meus pais e familiares por todo apoio e dedicação.

Ao Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira pela orientação, dedicação, pelos ensinamentos e por sua disposição em ajudar sempre que necessário.

Aos coorientadores Prof. Dr Leonardo Fadel Cury e ao Geólogo Dr. Luis Gustavo de Castro pelas discussões e contribuições na pesquisa.

Agradeço aos Geólogos Msc. Rodoilton Stevanato, Gabriel Fontanella e Hérlon Costa pelo auxílio.

A CPRM pelo fornecimento dos dados aerogeofísicos do Projeto Aerogeofísico Paraná-Santa Catarina, sem os quais esta pesquisa não seria possível.

À CAPES pelo apoio financeiro.

Agradeço ao suporte técnico do LPGA e ao Programa de Pós Graduação em Geologia/UFPR pela compreensão e apoio.

E a todos que de alguma forma colaboraram com esta pesquisa.

RESUMO

O Terreno Paranaguá, localizado na porção litorânea dos estados de Santa Catarina, Paraná e São Paulo, é um segmento crustal constituído por unidades geológicas pré-cambrianas, delimitado a SW pelas zonas de cisalhamento transcorrentes Palmital e Alexandra e a NW pelas zonas de cavalgamento Serra Negra e Icapara. Esse terreno é constituído em sua maior parte por um complexo ígneo, com grande variedade de rochas graníticas representadas pelas Suítes Morro Inglês, Rio do Poço e Canavieiras-Estrela. As rochas encaixantes de natureza gnáissica são associadas ao Complexo São Francisco do Sul e as metassedimentares à Sequência Rio das Cobras. Considerando a dificuldade de acesso, escassez de afloramentos e espesso manto de intemperismo, o Terreno Paranaguá é pouco estudado. Assim, o presente estudo pretende, com os métodos gamaespectrométricos e magnetométricos, contribuir para o conhecimento geológico do Terreno Paranaguá, procedendo uma integração geofísico-geológica. O desenvolvimento da pesquisa foi calcado na análise crítica e processamento dos dados aerogeofísicos disponibilizados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) através do Projeto Paraná-Santa Catarina. Através do processamento gamaespectrométrico foram gerados mapas básicos (K, eU, eTh) e ternários (R-K/G-eTh/B-eU). A integração geofísico-geológica mostrou excelente compatibilidade entre os mapas gamaespectrométricos e geológicos das suítes graníticas. A comparação estatística entre os dados litogeoquímicos (K, U, Th) e geofísicos (K, eU, eTh) mostrou consistência em todas as suítes graníticas estudadas (Canavieiras-Estrela, Morro Inglês e Rio do Poço). A investigação da mobilidade dos radionuclídeos, perante o relevo e o manto de intemperismo, consistiu na análise de perfis esquemáticos de elevação relacionados com cada radionuclídeo e a comparação de mapas básicos e seus correspondentes em 3D, e através do estudo de movimentos de massa registrados na região. Através da magnetometria foi avaliada a utilização dos métodos de realce de anomalias baseados em modelos sintéticos e sua aplicação para os dados do Terreno Paranaguá. Foi possível verificar as respostas magnetométricas à luz dos dados geológicos disponíveis e observar a contribuição desses métodos de realce para o estudo do Terreno Paranaguá. O estudo do arcabouço estrutural teve contribuições através dessa pesquisa, principalmente com a aplicação do filtro cosseno direcional, onde foi possível suprimir o sinal dos diques de diabásio (NW-SE) e realçar estruturas em outras direções (N-S, NE-SW). Os resultados obtidos confirmaram a gamaespectrometria e a magnetometria como importantes ferramentas para a cartografia geológica da região.

Palavras- Chave: gamaespectrometria, magnetometria, Terreno Paranaguá, cartografia geológica.

ABSTRACT

The Paranaguá Terrane, located in the coastal portion of Santa Catarina, Paraná and São Paulo states, is a crustal segment composed of Precambrian geological units, bounded a SW by Palmital and Alexandra strike-slip shear zones and a NW by Serra Negra and Icapara thrust zones. This terrane is mainly constituted by an igneous complex, with a variety of granitic rocks, represented by the Morro Inglês, Rio do Poço and Canavieiras- Estrela Suites. The country rocks of gneissic nature are associated with the São Francisco do Sul Complex and the metasedimentary rocks of the Rio das Cobras Sequence. Considering the difficulty of access, shortage of outcrops and thick weathering mantle, the Paranaguá Terrane is understudied. This research aims, using gamma-spectrometry and magnetic methods, to contribute to the geological knowledge of the Paranaguá Terrane, proceeded by a geophysical-geological integration. The research development was based on the review and geophysical data processing provided by Brazil Geological Survey (CPRM) through the Paraná-Santa Catarina Project. Gamma-ray spectrometry processing provided basic (K, eU, eTh), and ternary (RK / G-eTh / B-eU) maps. The geological-geophysical integration showed excellent compatibility between the gamma ray spectrometric and geological maps of the granitic suites. The investigation of the mobility of radionuclides across the relief and weathering mantle has consisted in the analysis of radionuclides schematic profiles and the comparison of basic and 3D maps, and through the study of mass movements registered in the region. The statistical comparison between the lithogeochemical (K, U, Th) and geophysical (K, eU, eTh) data showed consistency in all of the granitic suites studied (Morro Inglês, Rio do Poço and Canavieiras-Estrela). Through magnetometry it was evaluated the use of anomaly enhancement methods based on synthetic models and their application to magnetic data of the Paranaguá Terrane. It was possible to verify the magnetometric responses in the light of the geologic data available in literature and to observe the contribution of these enhancement methods for the study of Paranaguá Terrane. The structural framework study has contributed with this research, especially with the application of directional cosine filter where it was possible to suppress the signal from the diabase dykes (NW-SE) and enhance structures in other directions (NS, NE-SW). The results confirmed the gamma-ray spectrometry and magnetometry as important tools for geological mapping in this region.

Keywords: gamma-ray spectrometry, magnetometry, Paranaguá Terrane, geological cartography.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1-1: Mapa de localização da área de estudo (polígono vermelho).	3
Figura 2-1: Mapa das províncias estruturais do Brasil indicando a Província Mantiqueira em verde e a área de estudo em vermelho (Terreno Paranaguá). Fonte: Modificado de CPRM (2001).	4
Figura 2-2: Mapa geológico da porção Meridional da Faixa Ribeira com o Terreno Paranaguá em destaque. Fonte: Modificado de Heilbron <i>et al.</i> (2008)..	6
Figura 2-3: Mapa geológico do Terreno Paranaguá. Fonte: Modificado de Cury (2009).	11
Figura 2-4: Variação das concentrações de K, U e Th de rochas ígneas com o incremento de Si. Fonte: Modificado de Dickson & Scott (1997).	15
Figura 3-1: Projeto Aerogeofísico Paraná-Santa Catarina (em azul), indicando o Terreno Paranaguá (em vermelho). Fonte: CPRM (2011).	20
Figura 3-2: Etapas do processamento aerogamespectrométrico.	22
Figura 3-3: Etapas do processamento dos dados aeromagnetométricos.	23
Figura 3-4: Ilustração do processo de redução ao polo (RTP). Fonte: Isles & Rankin (2013).	24
Figura 3-5: Principais métodos de realce de anomalias magnéticas. Fonte: Ferreira <i>et al.</i> (2010).....	25

LISTA DE TABELAS

Tabela 3-1 - Especificações técnicas do aerolevamento. Fonte: CPRM (2011).	19
Tabela 3-2 – Equipamentos utilizados no levantamento aéreo. Fonte: CPRM (2011).	19
Tabela 3-3 - Valores corrigidos de cada radioelemento.....	21

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVAS	1
1.2	OBJETIVOS	1
1.3	LOCALIZAÇÃO	2
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	3
2.1	SÍNTESE DO ARCABOUÇO GEOLÓGICO	3
2.1.1	Província Mantiqueira	3
2.1.2	Faixa Ribeira	4
2.1.3	Domínio Apiaí	6
2.1.4	Microplaca Curitiba	7
2.1.5	Microplaca Luis Alves	7
2.1.6	Terreno Paranaguá	8
2.2	GAMAESPECTROMETRIA - CONCEITOS BÁSICOS	12
2.2.1	Geoquímica dos radioelementos	12
2.2.2	Distribuição dos radioelementos em rochas e solos	14
2.3	MAGNETOMETRIA - CONCEITOS BÁSICOS	16
2.3.1	Magnetismo de rochas e minerais	17
3	MATERIAIS E MÉTODOS	18
3.1	PROCESSAMENTO AEROGEOFÍSICO	20
3.1.1	Interpretação qualitativa - Principais métodos de realce	25
3.1.2	Interpretação semiquantitativa – Deconvolução de Euler & <i>Signum transform</i> (Souza & Ferreira 2012, 2013, 2015)	29
4	ARTIGOS	31
4.1	GAMMA-RAY SPECTROMETRY OF GRANITIC SUITES OF THE PARANAGUÁ TERRANE, SOUTHERN BRAZIL	31
4.2	MAGNETIC INTERPRETATION OF THE PARANAGUÁ TERRANE, SOUTHERN BRAZIL	57
5	CONCLUSÃO	84
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	86

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVAS

A presente pesquisa tem por objeto de estudo a integração geofísico-geológica do Terreno Paranaguá, segmento pouco conhecido devido ao contexto geomorfológico de serranias, o que dificulta os acessos a afloramentos.

O Terreno Paranaguá é constituído por unidades geológicas pré-cambrianas, sendo representado em sua maior parte por um complexo ígneo, com aproximadamente 250 km de extensão. Estas rochas são representadas pelas suítes Morro Inglês, Rio do Poço e Canavieiras-Estrela, sendo suas encaixantes gnáissicas e gnáissicas-migmatíticas enquadradas no Complexo São Francisco do Sul e as metassedimentares da Sequência Rio das Cobras (Cury 2009).

Considerando a dificuldade de acesso e a escassez de trabalhos geofísicos na área de estudo, o aporte de dados aerogeofísicos (magnetométricos e gamaespectrométricos) associados a técnicas modernas de processamento e interpretação poderão contribuir para o avanço do conhecimento geofísico-geológico do Terreno Paranaguá.

Assim, este estudo se utiliza da aplicação de produtos dos métodos gamaespectrométricos e de realce de anomalias geofísicas (análise qualitativa), e análise espectral (análise semiquantitativa) como elementos para elaboração de modelos geológico-geofísicos do Terreno Paranaguá.

1.2 OBJETIVOS

O principal objetivo desta pesquisa consiste na confirmação e/ou complementação de feições geológicas já mapeadas utilizando-se dos métodos magnetométricos e gamaespectrométricos, propondo uma integração geofísico-geológica para o Terreno Paranaguá. Tendo em vista o objetivo principal, foram estabelecidos os objetivos específicos a seguir:

1. Análise bibliográfica e compilação de dados, documentos e produtos sobre a área de estudo;

2. Processar os dados aerogeofísicos disponíveis com base em técnicas atualizadas;
3. Investigar a mobilidade dos radionuclídeos (K, eU, eTh) na paisagem e discutir suas respostas em correspondência à geologia de superfície;
4. Pesquisar a correlação entre os dados gamaespectrométricos e os dados litogeoquímicos das suítes graníticas do Terreno Paranaguá;
5. Processamento e interpretação qualitativa dos dados magnéticos, discriminando os principais lineamentos;
6. Produzir informações geofísicas semiquantitativas de subsuperfície (Deconvolução de Euler e Signum Transform);
7. Interpretação do arcabouço geofísico e integração aos dados geológicos.

1.3 LOCALIZAÇÃO

A área objeto do presente estudo é o Terreno Paranaguá, situado na porção Sul do Brasil, abrangendo principalmente os estados de Santa Catarina e Paraná (Fig. 1-1).

O polígono limitante é definido pelas seguintes coordenadas: 48°56'24" e 47° 57'08" de longitude Oeste e 24°58'38" e 26°27'43" de latitude Sul, perfazendo aproximadamente 5.450.00 km².

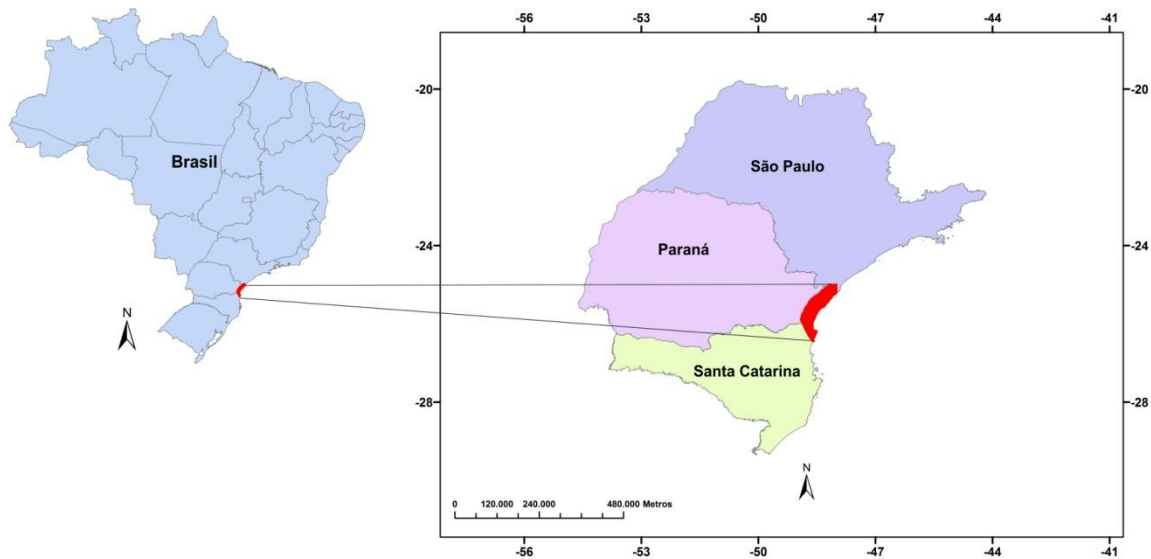


Figura 1-1: Mapa de localização da área de estudo (polígono vermelho).

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 SÍNTESE DO ARCABOUÇO GEOLÓGICO

A área de estudo está inserida na Província Mantiqueira e contempla parcialmente a porção Sul da Faixa Ribeira, abrangendo os estados do Paraná e Santa Catarina e segmento do extremo Sudeste do Estado de São Paulo.

2.1.1 Província Mantiqueira

A Província Mantiqueira (Almeida *et al.* 1981) está inserida na margem continental Sul-Sudeste do Brasil, configurando uma faixa de direção NE–SW com aproximadamente 3.000 km de extensão, desde o Sul do Estado da Bahia até o Uruguai. Este segmento é limitado a Oeste pelas províncias São Francisco, Tocantins e Paraná e a Leste pelas bacias costeiras do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas (Fig. 2-1). A Província Mantiqueira é constituída pelos orógenos Araçuaí, Ribeira, Dom Feliciano e São Gabriel, e pela zona de interferência entre os orógenos Brasília e Ribeira (Heilbron *et al.* 2004a).

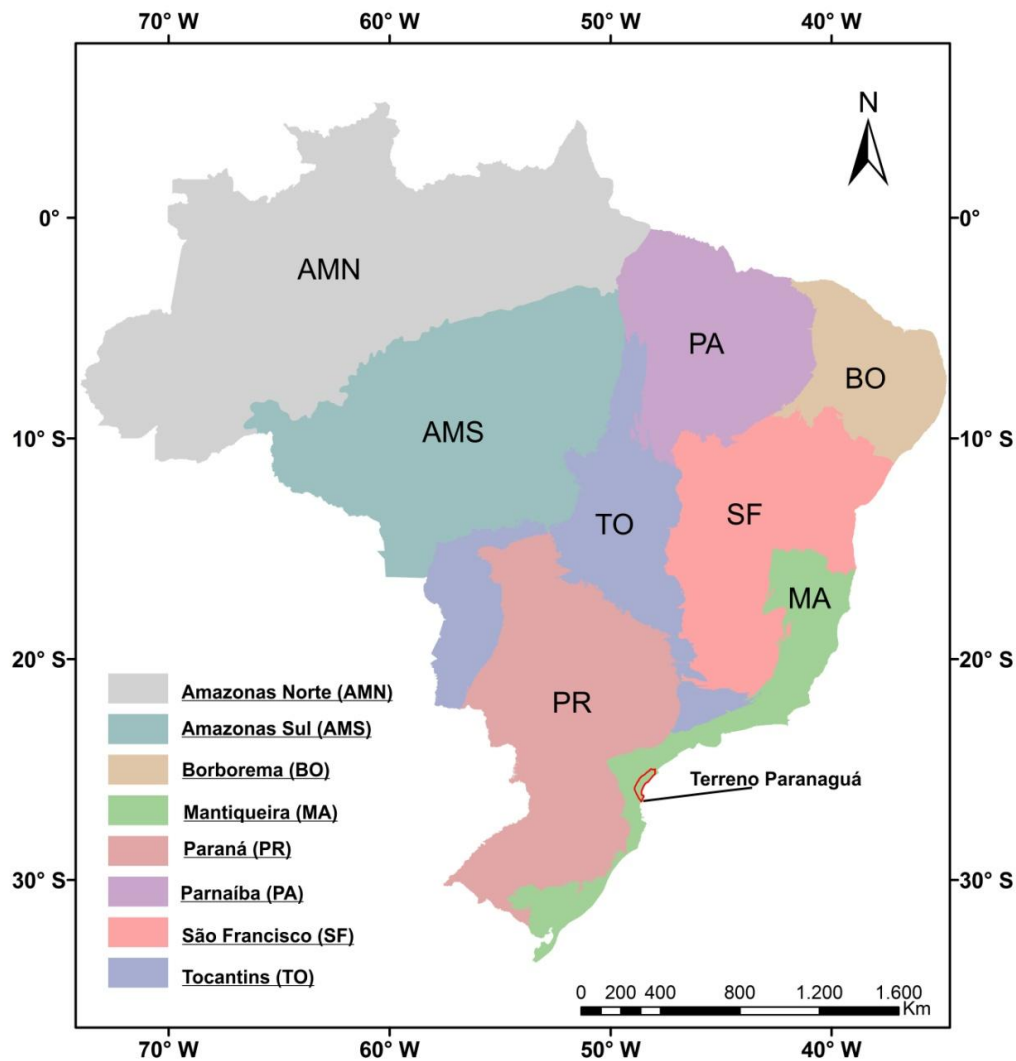


Figura 2-1: Mapa das províncias estruturais do Brasil indicando a Província Mantiqueira em verde e a área de estudo em vermelho (Terreno Paranaguá). Fonte: Modificado de CPRM (2001).

2.1.2 Faixa Ribeira

O Cinturão Ribeira se estende por cerca de 1.400 km ao longo do Sudeste do Brasil no rumo NE-SW (Trouw *et al.* 2000; Heilbron *et al.* 2000, 2004a, 2008). Este orógeno está relacionado à colisão oblíqua entre o Cráton do São Francisco e outra(s) placas e/ou microplaca(s) e/ou arco de ilhas situado(s) a Sudeste deste cráton, bem como com a porção Sudoeste do Cráton do Congo (Brito Neves & Cordani 1991; Heilbron *et al.* 2000).

Este segmento caracteriza-se por um conjunto de terrenos tectônico-estratigráficos limitados por falhas de cavalgamento ou por zonas de cisalhamento transpressivas, sendo marcado pelo episódio orogenético Pan-Africano-Brasiliano, cujo principal desenvolvimento

ocorreu no intervalo 670-480 Ma durante a amalgamação do Supercontinente Gondwana (Trouw *et al.* 2000; Heilbron *et al.* 2008).

A Faixa Ribeira Meridional pode ser subdividida em quatro unidades geotectônicas principais (Fig.2-2) ou terrenos, colocados lado a lado durante a aglutinação do Supercontinente Gondwana. Partindo do interior do continente até o litoral, no leste do Paraná, são encontrados o Domínio Apiaí, a Microplaca Curitiba, a Microplaca Luis Alves e o Terreno Paranaguá (Basei *et al.* 1992; Siga Jr. 1995; Cury 2009). Estas unidades foram individualizadas com base em estudos geológicos, envolvendo características litológicas, petrográficas, estruturais, geocronológicas e geoquímicas, além de dados gravimétricos (Basei *et al.* 1992; Cury 2009).

No contexto regional do Cinturão Ribeira Meridional vale a pena mencionar o Arco de Ponta Grossa, um enxame de diques do Mesozoico com uma tendência NW-SE com extensões superiores a 600 km e larguras que variam de 20 a 100 km (Portela Filho & Ferreira 2003). Estas estruturas podem ser vistas nos mapas magnéticos do Terreno Paranaguá.

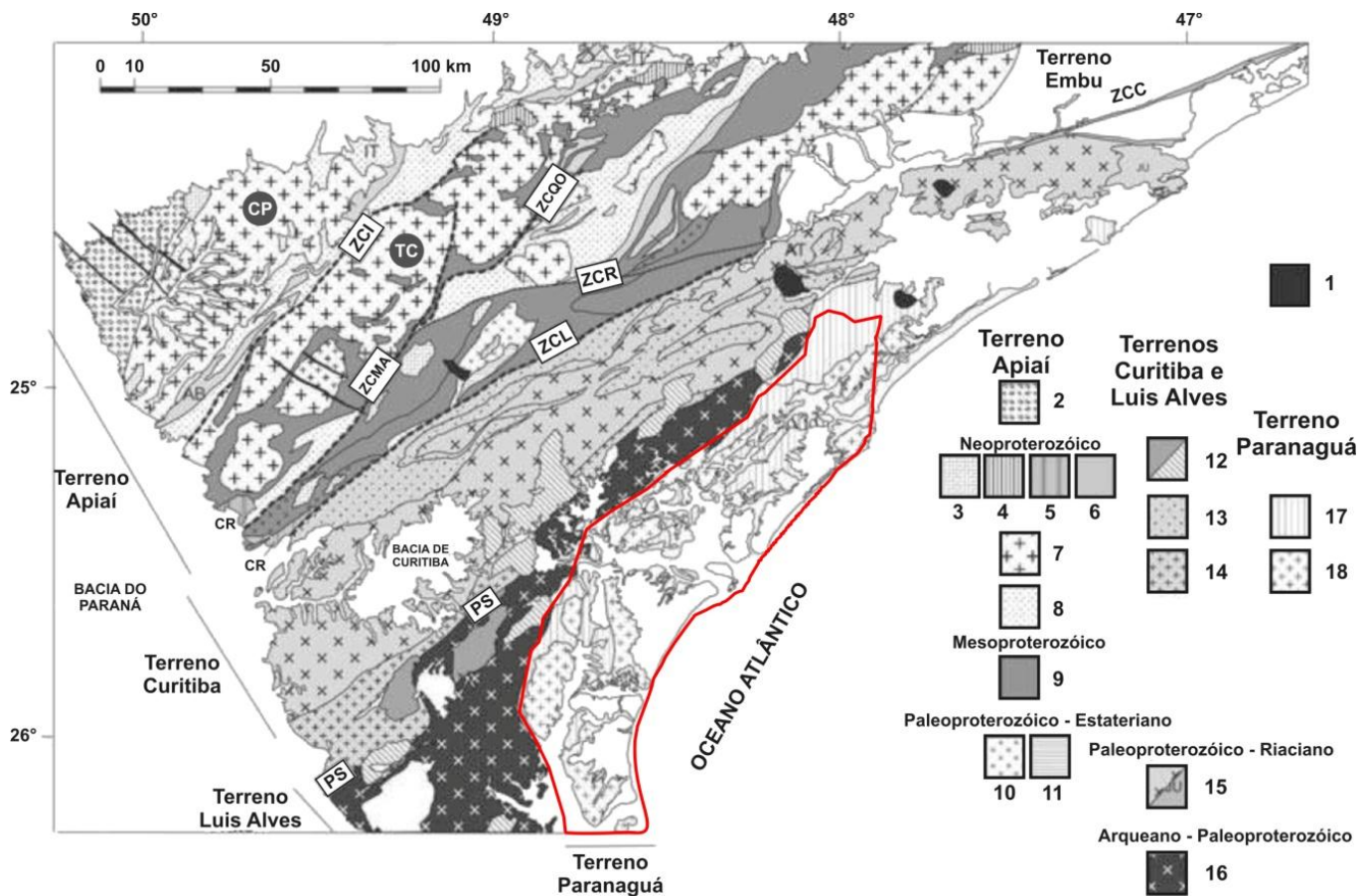


Figura 2-2: Mapa geológico da porção Meridional da Faixa Ribeira com o Terreno Paranaguá em destaque. Fonte: Modificado de Heilbron *et al.*(2008). 1, Cobertura Fanerozoica; (2-11) Terreno Apiaí; 2, Sequências molássicas do Grupo Castro e Formação Camarinha; 3, Granitos do tipo A; 4, Suíte Itú; 5, Bacias de Curitiba e Camarinha; 6, Sucessões neoproterozoicas mais recentes; 7, Granitos cálcio-alcálicos neoproterozóicos; 8, Sucessões neoproterozoicas mais antigas; 9, Sucessões neoproterozoicas mais recentes; 10, Formações do Estateriano; 11, Ortognaisses peralcalinos estaterianos; 12-16, Terrenos Curitiba e Luis Alves; 12, Bacias extensioanis e granitos peralcalinos; 13, Sucessões neoproterozoicas; 14, Granitos cálcio-alcálicos neoproterozóicos; 15, Ortognaisses Riácianos (AT, Complexo Atuba; JU, granulito Juréia); 16, Ortognaisses e granulitos do Terreno Luis Alves; 17-18, Terreno Paranaguá; 17, Granitos cálcio-alcálicos neoproterozóicos; 18, Sucessões neoproterozoicas. Principais zonas de cisalhamento: ZCI, Itaiprapuã; ZCMA, Morro Agudo; ZCQO, Quarenta Oitava; ZCR, Ribeira; ZCL, Lancinha; ZCC, Cubatão; SP, Sutura Piên.

2.1.3 Domínio Apiaí

O Domínio Apiaí é composto por sequências metavulcanossedimentares meso e neoproterozoicas, núcleos do embasamento paleoproterozoico e maciços graníticos neoproterozoicos, cuja associação compõe compartimentos tectônicos balizados por expressivas zonas de cisalhamento num contexto deformacional transpressivo (Fiori 1992; Campanha & Sadowski 1999; Cury 2009; Heilbron *et al.* 2008).

Os principais eventos de deformação, magmatismo e metamorfismo ocorreram entre 620 e 600 Ma e o tempo de deslocamento ao longo das zonas de cisalhamento destrais que

separam os domínios internos deste domínio é limitado entre 590–575 Ma (Heilbron *et al.* 2008).

2.1.4 Microplaca Curitiba

A Microplaca Curitiba é composta pelas seqüências metassedimentares Capiru, Setuva e Turvo-Cajati, pelo Complexo Atuba e pela Suíte Rio Piên. O Complexo Atuba é constituído por gnaisses-migmatíticos e granitos, já as rochas metassedimentares são representadas pelas seqüências Capiru, Setuva e Turvo-Cajati. A Suíte Rio Piên é expressa por um complexo granítico cálcio-alcálico na forma de uma faixa alongada de direção NE-SW.

A Microplaca Curitiba foi afetada por um episódio metamórfico em torno de 600 Ma (Siga Jr. 1995; Heilbron *et al.* 2008; Cury 2009). Suas características geológicas, geocronológicas e estruturais são peculiares, o que a distingue dos terrenos adjacentes. Foi acrescida à borda da Microplaca Luis Alves durante o Neoproterozoico como resultado de processos de aglutinações (Siga Jr. 1995).

Está limitada a Noroeste com as seqüências metavulcanossedimentares dos grupos Açungui e Setuva e, a Sudeste, com os gnaisses granulíticos da Microplaca Luis Alves. Os contatos são feitos por zonas de cisalhamento, a Noroeste a Zona de Cisalhamento Lancinha limita a Microplaca Curitiba com o Domínio Apiaí, e a Sudeste a Zona de Cisalhamento Piên faz contato com a Microplaca Luis Alves (Siga Jr. *et al.* 1993).

Esses gnaisses migmatíticos segundo Siga Jr. (1995) foram gerados em nível estrutural inferior, com registros de metamorfismo da fácies anfíbolito, acrescidos à borda do Terreno Luis Alves durante o Neoproterozoico.

2.1.5 Microplaca Luis Alves

A porção Meridional da Microplaca Luis Alves faz contato com o Cinturão Dom Feliciano, na região Setentrional com os gnaisses migmatíticos e granitóides da Microplaca Curitiba e, por fim, no setor Oriental, em parte, é balizado pelo Terreno Paranaguá e pela costa brasileira. É constituída principalmente por gnaisses granulíticos, bandados a maciços, de composição tonalito-granodiorítica e, secundariamente, por ultramafitos, quartzitos, gnaisses kinzigíticos, formações ferríferas, milonitognaisses granulíticos e migmatitos (Siga Jr. *et al.* 1993, 1995).

Hartmann *et al.* (2000) dataram cristais de zircão pelo método U-Pb (SHRIMP) e determinaram a idade de cristalização em 2716 ± 17 Ma de protólitos magmáticos formados no Arqueano. O primeiro evento metamórfico (M1), de fácies granulito teria idade em torno de 2675 ± 12 Ma, seguido pelo evento M2 marcado pela fácies anfíbolito com idade semelhante ao evento M3 (2168 ± 18 Ma) na fácies granulito. Já a fase M4 é marcada pelo retro-metamorfismo, com a formação de clorita e epidoto em rochas afetadas por zonas de cisalhamento.

2.1.6 Terreno Paranaguá

O Terreno Paranaguá é balizado a Leste pela linha de costa, a Sudoeste pelas rochas gnássico-granulíticas da Microplaca Luis Alves e a noroeste pela Microplaca Curitiba. Todo o contato ocidental é tectônico sendo representado em sua porção Sul-Sudoeste pelo Lineamento Palmital e no setor Oeste-Noroeste pelos lineamentos Alexandra e Serra Negra (Cury 2009). É caracterizado por um complexo ígneo, com grande variedade de rochas graníticas distribuídas desde a ilha de São Francisco do Sul-SC até Iguape-SP. Inclui as suítes graníticas Morro Inglês, Rio do Poço e Canasvieiras-Estrela (Cury 2009) (Fig. 2-3). Como rochas encaixantes ocorrem gnaisses, mica-xistos, quartzitos e anfíbolitos. (Siga Jr. 1995). Na porção próxima ao contato com a Microplaca Luis Alves predominam rochas miloníticas, onde lineações minerais sugerem uma tectônica de cisalhamento com importante componente lateral (Siga Jr. 1995).

Os dados geocronológicos sugerem que a formação/deformação das suítes Morro Inglês, Canasvieiras-Estrela e Rio do Poço ocorreram principalmente no intervalo 620-570 Ma, durante um estágio tardio do período colisional. As idades U-Pb (zircão) dessas suítes são muito próximas, não permitindo uma separação clara das mesmas (Cury 2009). A justaposição do Terreno Paranaguá parece ter ocorrido após a colagem dos terrenos Luis Alves e Curitiba, o resfriamento deste segmento, ou de parte dele, atingiu o Cambro-Ordoviciano evidenciando processos relacionados à fase final da aglutinação do Gondwana Ocidental (Siga Jr. *et al.* 1995). A idade de resfriamento Cambro-Ordoviciano ainda sugere relação com a aglutinação do Gondwana Ocidental, onde este terreno poderia representar a continuidade do Cinturão Kaoko na África que balizaria toda a porção costeira das regiões Sul (parte do Cinturão Dom Feliciano) e Sudeste (Terreno Paranaguá) do Brasil (Cury 2009).

Complexo São Francisco do Sul

As rochas deste complexo são situadas na porção Central e Meridional do Terreno Paranaguá. Seus litotipos são gnaisses, dioritos, quartzo-monzodioritos, granodioritos, trondhjemitos e monzogranitos (Fig. 2-3). A mineralogia é composta principalmente por plagioclásio, quartzo, K-feldspato, biotita, muscovita, epidoto, titanita, allanita, apatita e zircão. Podem ainda ser observados enclaves anfibolíticos, internamente foliados, e veios tonalíticos por vezes como enxames (Cury 2009).

Sequência Rio das Cobras

Esta sequência de forma alongada é pouco expressiva em área e envolve principalmente biotita-quartzo xistos, muscovita-quartzo xistos, cálcio-xistos, granada-silimanita-sericita-quartzo xistos, quartzitos, biotita-gnaisses, gnaisses granatíferos, anfibolitos e biotititos (Fig. 2-3). Suas parageneses minerais variam desde as fácies xisto verde (zona da biotita) e anfibolito até a fácies granulito. As rochas metassedimentares da Sequência Rio das Cobras ocorrem, por vezes, como xenólitos internos às suítes ígneas do Terreno Paranaguá e localizam-se relativamente próximo a zonas de cisalhamento (Cury 2009).

Morro Inglês

Os granitos da Suíte Morro Inglês se estendem desde a ilha de São Francisco do Sul-SC até a região de Iguape-SP. Petrograficamente são cálcio-alcálicos de alto K a shonshoníticos, e suas assinaturas geoquímicas sugerem sua formação em ambiente de arco magmático (Fig. 2-3). Predominam monzogranitos, sienogranitos e granodioritos porfiríticos, ricos em fenocristais de K feldspato, e em máficos (anfíbólio e/ou biotita) de granulometria média a grossa. Os minerais mais recorrentes são: feldspato potássico, quartzo, plagioclásio, anfíbólio ± biotita e titanita como principal acessório. Os enclaves, feições de mistura (*mixing* e *mingling*) com rochas dioríticas podem ser observados nas praias de Matinhos e Guaratuba no Estado do Paraná (Cury 2009).

Canasvieiras-Estrela

Foi denominada primeiramente por Lopes (1987a) de Granito Canasvieiras e Granito Estrela. Ocupa a porção Ocidental da Serra de Cubatãozinho (PR-SC), a oeste da Serra da Prata (PR). Litologicamente são constituídos por quartzo-monzodioritos, leuco-granodioritos e monzogranitos, constituindo corpos alongados que balizam o contato Oeste do Terreno

Paranaguá com os gnaisses-granulíticos da Microplaca Luis Alves (Fig. 2-3). Este contato é marcado por importantes zonas de cisalhamento, onde esses granitos são milonitizados, cataclasados e deformados, sugerindo a ação de falhas na colocação de seus litotipos. O volume de máficos é menor do que na Suíte Morro Inglês (Cury 2009).

Rio do Poço

Esta suíte ocorre por toda a extensão do Terreno Paranaguá, sendo representada por sienogranitos *rapakivi*, com características de granitos tipo A metaluminosos a peraluminosos, e por leucogranitos peraluminosos com duas micas (Fig. 2-3). Seus principais minerais são K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita e muscovita. As feições estruturais e de contato, em sua grande parte, não são conclusivas para a determinação da colocação desta suíte, porém observações na região de Iguape apontam para contato tectônico com os granitos da Suíte Morro Inglês (Cury 2009).

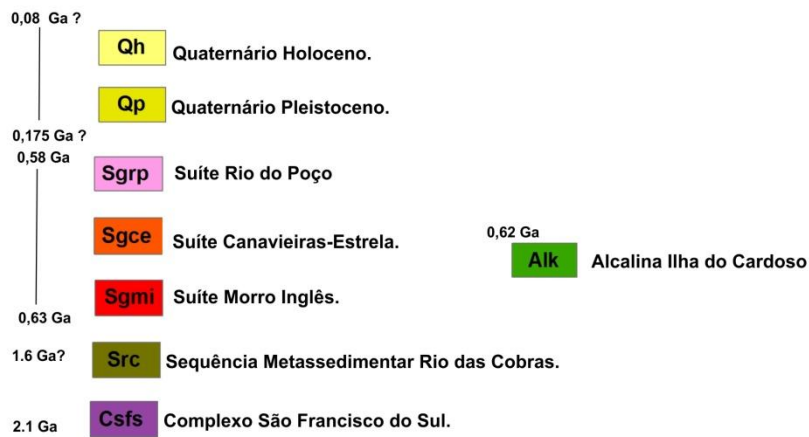
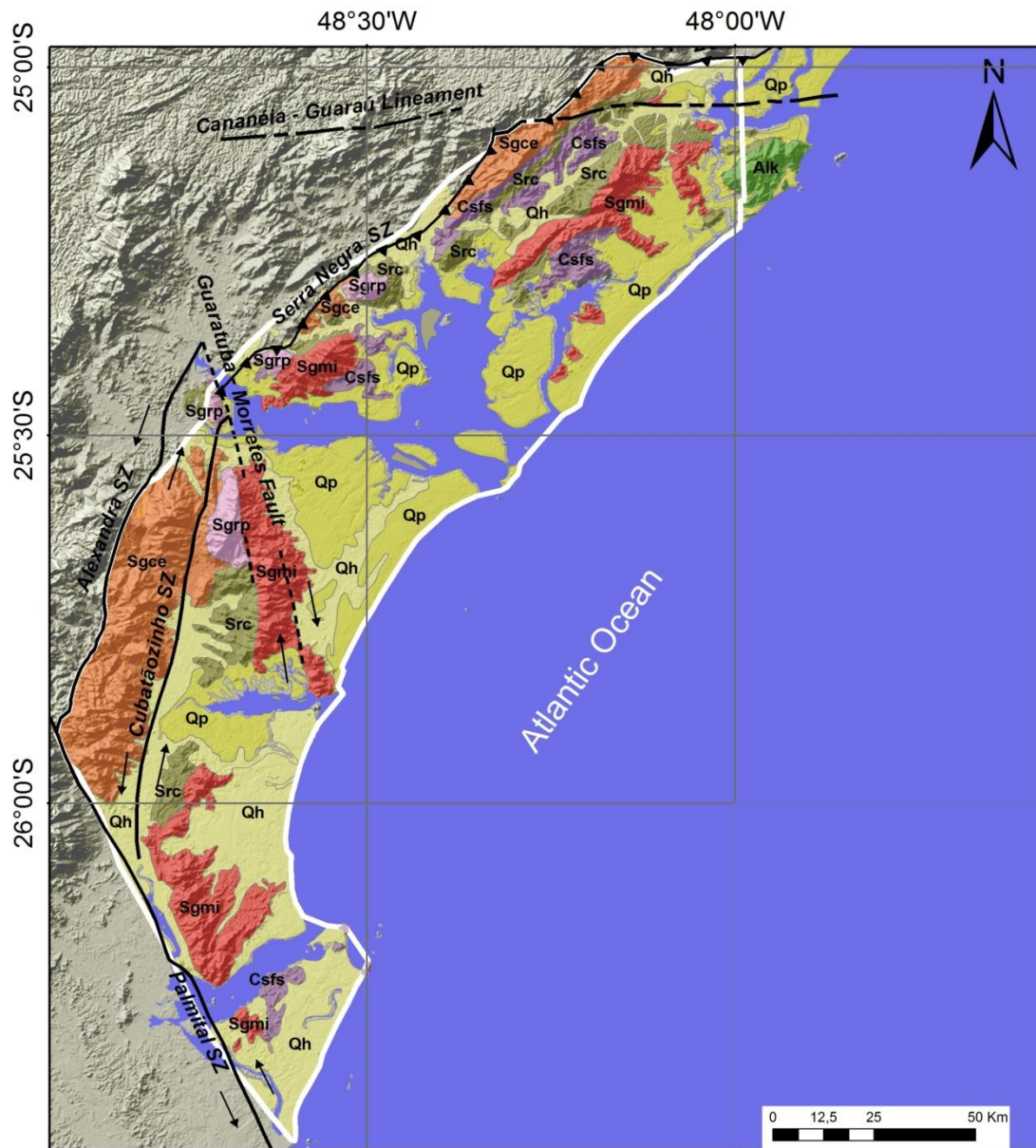


Figura 2-3: Mapa geológico do Terreno Paranaguá. Fonte: Modificado de Cury (2009).

2.2 GAMAESPECTROMETRIA - CONCEITOS BÁSICOS

O método gamaespectrométrico mede a abundância relativa ou a concentração de potássio (K), urânio (eU) e tório (eTh) em rochas e materiais intemperizados de até 30-35 cm de profundidade, através da detecção da radiação gama emitida pelo decaimento radioativo natural destes elementos (Dickson & Scott 1997; Gunn *et al.* 1997; Wilford *et al.* 1997; Wilford 2002).

A desintegração de elementos radioativos pode liberar energia através da emissão de partículas alfa (α), beta (β) e radiação gama (γ). Essa desintegração é gerada pela instabilidade dos núcleos dos átomos desses elementos sob as condições naturais.

As principais fontes de radiação gama provêm da desintegração do potássio 40 (^{40}K), urânio 238 (^{238}U) e tório 232 (^{232}Th). A radioatividade total é obtida através da medida de todos os raios gama detectados pelo gamaespectrômetro dentro da janela energética estabelecida para a contagem total (Grasty *et al.* 1995).

Potássio, urânio e tório são os únicos elementos de ocorrência natural com radioisótopos que produzem raios gama com energia e intensidade suficientes para serem medidos por levantamentos aerogamespectrométricos (Minty 1997).

A aerogamespectrometria é uma técnica que requer considerações de muitas variáveis, entre elas, os contrastes das propriedades físicas e geométricas das fontes radioativas; a radiação gama medida (função do tamanho e eficiência dos detetores); efeitos do meio-ambiente como umidade do solo, vegetação e regime de chuvas; movimento das fontes aéreas de radiação na atmosfera baixa, dentre outras. A interpretação de dados gamaespectrométricos requer uma compreensão de princípios físicos básicos e um controle eficiente na aquisição dos dados, nos sistemas de calibração, no processamento e nos procedimentos de apresentação dos resultados. Também precisam considerar as condições de desequilíbrio radioativo que ocorrem nas séries de decaimento do urânio, bem como os comportamentos geoquímicos do potássio, do urânio e do tório no ambiente (Minty 1997).

2.2.1 Geoquímica dos radioelementos

Potássio

Segundo Dickson & Scott (1997), o potássio (K) é um dos principais componentes da crosta terrestre (2,35%), estando presente principalmente em minerais como feldspatos potássicos (ortoclásio e microclínio com aproximadamente 13% K) e micas (biotita e

muscovita com aproximadamente 8% de K). O potássio 40 é o principal contribuinte e responsável por aproximadamente 98% da radiação gama dos radioisótopos primários presentes na crosta terrestre. A janela do potássio monitora os raios gama emitidos com energias centradas em 1,46 MeV pelo decaimento do ^{40}K . O isótopo ^{40}K constitui 0.012 % do potássio natural, ocorrendo assim como uma porção fixa no ambiente natural.

Urânio

O urânio é um metal reativo com uma abundância média de aproximadamente 3 ppm, uma das menores da crosta terrestre. Possui dois estados de valência, U^{+4} e U^{+6} , sendo sua forma mais reduzida, o U^{+4} , geralmente contido em minerais insolúveis (Dickson & Scott 1997). Quando nas rochas ígneas, aparece com valência U^{+4} , suas propriedades cristalógicas são parecidas com o Th^{+4} e elementos terras raras leves (LREE), o que explica a geoquímica coerente de U, Th e LREE em rochas ígneas (Bea 1999).

A mobilidade do U^{+6} é modificada pela adsorção a óxidos hidratados de ferro, minerais de argila e colóides, como também pela redução de minerais de U^{+4} quando encontra ambientes redutores (Dickson & Scott 1997).

A série de decaimento do urânio (^{238}U) termina no isótopo estável ^{206}Pb . O urânio não emite radiação gama e durante seu decaimento a maior parte da energia gama transmitida provém de seus isótopos filhos ^{214}Bi e ^{214}Pb . Entretanto são exigidos longos tempos de integração das medidas para se obter concentrações seguras (Dickson & Scott 1997).

Em rochas o urânio ocorre como óxidos e silicatos, uraninita e uranotorita, principalmente em minerais como a monazita, o xenotímeo e o zircão; como quantidades traço em outros minerais formadores de rocha; ou ainda ao longo dos limites de grãos, possivelmente como óxidos ou silicatos de urânio. Dos principais minerais que “carregam” o urânio, somente a monazita e o zircão são estáveis durante o intemperismo (Dickson & Scott 1997). As estimativas de U são comumente chamadas na literatura de equivalente de urânio, pois não emite radiação gama.

Tório

O tório é um elemento actínideo com valência Th^{+4} e sua concentração média na crosta terrestre é baixa, aproximadamente 12 ppm (Dickson & Scott 1997). A solubilidade dos complexos de tório é geralmente baixa, exceto em soluções ácidas (Langmuir & Herman 1980).

Como o urânio, o tório não emite raios gama durante o seu decaimento, mas é o elemento pai numa série de decaimento a qual termina num elemento estável, o ^{208}Pb . Os raios gama mais energéticos emitidos pelo ^{208}Tl (2.62 Mev) são utilizados para quantificar as contagens/concentrações do equivalente de tório.

O tório é constituinte de minerais acessórios como, alanita, monazita, xenotímeo, zircão e esfeno, e em níveis maiores que 1000 ppm ou em quantidades-traço em outros minerais constituintes das rochas (Krishnaswami 1999). Os principais minerais que contém Th (monazita e zircão) são estáveis durante o intemperismo e podem acumular-se em depósitos de minerais pesados. O tório liberado durante o intemperismo pode ser retido em óxidos e hidróxidos de Fe ou Ti e em argilas (Dickson & Scott 1997).

2.2.2 Distribuição dos radioelementos em rochas e solos

A aplicação da aerogamespectrometria se baseia no conteúdo dos radioelementos dispostos nas rochas e solos. A concentração dos radioelementos em rochas ígneas aumenta com o incremento de Si. Portanto, rochas félsicas encerram maior concentração de radioelementos que as rochas máficas e ultrabásicas (Fig.2-4). Como o Th é mais abundante que o urânio, as razões Th/U podem ser usadas como indicativas do grau de diferenciação de suítes ígneas (Dickson & Scott 1997).

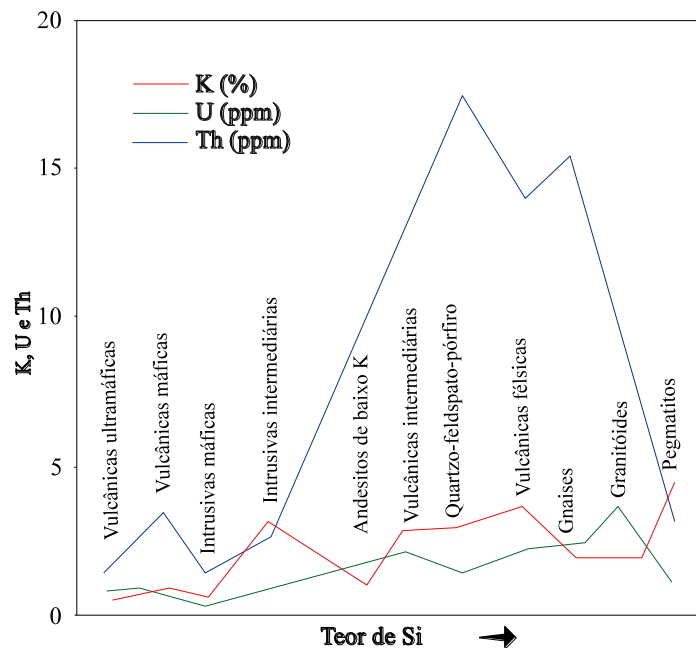


Figura 2-4: Variação das concentrações de K, U e Th de rochas ígneas com o incremento de Si. Fonte: Modificado de Dickson & Scott (1997).

Estudos em rochas metamórficas (rochas gnássicas derivadas de granitos e anfibolitos derivados de doleritos) sugerem que o metamorfismo não afeta a concentração de radioelementos. Já nas rochas sedimentares o conteúdo dos radioelementos geralmente reflete as rochas fonte originais. Assim, pode-se esperar que sedimentos imaturos de fontes graníticas contêm teores elevados de radionuclídeos, enquanto sedimentos mais maduros, constituídos principalmente de quartzo, devem revelar índices radioativos mais baixos (Dickson & Scott 1997).

As respostas gamaespectrométricas em granitos dependem fortemente de um fator climático, devido à mobilidade do potássio (K) durante o intemperismo em ambientes de clima subtropical com fortes chuvas, fator que também controla a migração do urânio (U) (Ulbrich *et al.* 2009).

Os solos cobrem grande parte da superfície da Terra, por isso, a relação entre os radioelementos na cobertura superficial e a rocha subjacente é de grande importância no estudo do mapeamento geológico através da aerogamespectrometria. Os raios gama emitidos na superfície irão relatar a mineralogia e a geoquímica das rochas e de materiais superficiais (solos, saprólitos, sedimentos aluvionares e coluvionares) (Wilford *et al.* 1997). Segundo Dickson & Scott (1997), solos derivados de rochas graníticas perdem cerca de 20% do teor de radioelementos durante a pedogênese.

No regolito, o comportamento de K, U e Th é diferente do substrato, em função do intemperismo e da pedogênese. Como regra geral, a concentração de K decresce com o aumento do intemperismo, em função de sua maior solubilidade, sendo rapidamente lixiviado do perfil regolítico. Uma exceção é quando o potássio é incorporado a argilas potássicas como a illita. Em contraste, urânio e tório são associados com minerais resistentes e são eliminados por óxidos de ferro no perfil de intemperismo. Entretanto, a concentração de U e Th tende a permanecer a mesma ou preferencialmente aumentar em material regolítico assim como em minerais solúveis em solução (Wilford 1997).

2.3 MAGNETOMETRIA - CONCEITOS BÁSICOS

A aeromagnetometria amplia a visão dos meios geológicos para além do mapeamento de superfície, permitindo observar aspectos fundamentais da geologia em grande parte da crosta terrestre, o que auxilia o desenvolvimento de modelos geológicos (Isles & Ranking 2013).

A susceptibilidade magnética é a propriedade física diretamente relacionada à magnetização das rochas, a qual depende da quantidade e do modo de distribuição dos minerais magnéticos. A concentração de minerais magnéticos produz distorções locais (anomalias) no campo magnético terrestre.

O campo magnético terrestre é derivado de uma função potencial e evidencia anomalias causadas por contrastes de propriedades físicas das rochas em profundidade, e é usado como ferramenta de reconhecimento de áreas com potencial exploratório (Blakely 1996). Este campo dipolar se comporta como uma barra magnética localizada no núcleo terrestre, sendo que o polo norte se encontra no Ártico e o polo sul na Antártica. Considerando que os polos magnéticos não coincidem com os polos geográficos e não são estacionários, a força e a variação do campo são relativamente suaves ao redor do globo, alcançando intensidade mínima e orientação horizontal em regiões equatoriais (Isles & Ranking 2013).

O campo geomagnético terrestre é composto por três componentes essenciais (Telford *et al.* 1990):

- Componente devido ao campo principal: varia lentamente e é responsável por 99% da intensidade do campo magnético medido na superfície da Terra. O campo principal está relacionado as correntes de convecção de material condutor que circula no

núcleo externo líquido, entre 2.800 a 5.000 km, provavelmente composto por uma combinação de níquel e ferro, os quais são excelentes condutores de eletricidade;

- Componente devido ao campo externo: pequena porção do campo geomagnético associada a correntes elétricas nas camadas ionizadas da atmosfera superior. É resultante de variações diurnas do campo magnético e de tempestades magnéticas e varia rapidamente, cuja natureza é parcialmente cíclica e parcialmente aleatória.
- Componente devido às variações locais do campo principal: possui intensidade muito menor do que o campo magnético principal, sendo relativamente constante no tempo e no espaço. Resulta da variação do conteúdo de minerais magnéticos nas rochas próximas à superfície terrestre, com intensidade por vezes forte, mas com distribuição espacial restrita. Representam os alvos magnéticos principais.

2.3.1 Magnetismo de rochas e minerais

2.3.1.1 Diamagnetismo, Paramagnetismo e Ferromagnetismo

Do ponto de vista de suas propriedades magnéticas, as substâncias podem ser classificadas em três grupos: diamagnéticas, paramagnéticas e ferromagnéticas.

As substâncias diamagnéticas quando submetidas a um campo magnético possuem fraca magnetização e sentido contrário ao do campo. Todos os materiais exibem um comportamento diamagnético, porém quase sempre seus efeitos são muito pequenos para serem detectados por levantamentos aeromagnéticos (Isles & Ranking 2013). Nas paramagnéticas, a magnetização é ainda fraca devida a sua baixa susceptibilidade magnética, e o seu sentido é igual ao do campo, caracterizando a susceptibilidade com o sinal positivo. A contribuição dos minerais paramagnéticos à assinaturas magnéticas em aerolevantamentos é geralmente insignificante (Isles & Ranking 2013).

Já as ferromagnéticas têm susceptibilidades magnéticas muito elevadas e positivas, o que lhes permitem magnetizações com intensidades muito fortes e no mesmo sentido do campo (Nagata 1961). O ferromagnetismo diminui com o aumento da temperatura e desaparece por completo na temperatura de Curie (Telford *et al.* 1990). Tanto nas substâncias diamagnéticas como nas paramagnéticas, a susceptibilidade é constante, nas ferromagnéticas, entretanto, não é constante e depende da intensidade do campo externo. O ferromagnetismo é o responsável pela magnetização observada nos materiais geológicos.

2.3.1.2 Magnetização das rochas

A magnetização observada nas rochas, em decorrência da presença de minerais magnéticos na sua composição, pode ser classificada em magnetização induzida e magnetização remanente. A magnetização induzida é provocada pelo campo atual da Terra em interação com os minerais magnéticos das rochas. Já a magnetização remanente é adquirida ao longo da história geológica da rocha, e pode ser: termoremanente, detrital, química, isotermal, viscosa e outras (Telford *et al.* 1990).

No processo de formação de rochas ígneas, a magnetização termoremanente 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 (Telford *et al.* 1990).

2.3.1.3 Susceptibilidade magnética de rochas e minerais

A susceptibilidade magnética depende, principalmente, da quantidade, do tamanho dos grãos e do modo de distribuição dos minerais ferromagnéticos contidos na rocha. As rochas sedimentares encerram as menores suscetibilidades, em contrapartida, os maiores valores são registrados nas rochas ígneas básicas. Em todos os casos a suscetibilidade depende apenas da quantidade de minerais ferromagnéticos presentes na rocha, especialmente de magnetita (Telford *et al.* 1990).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

A presente pesquisa foi desenvolvida através do levantamento, tratamento e integração de dados relevantes à associação geofísico-geológica do Terreno Paranaguá. Foram analisados e interpretados dados gamaespectrométricos e magnetométricos do Projeto Aerogeofísico Paraná-Santa Catarina (CPRM 2011), cuja localização é indicada na FIGURA 3-1. As especificações técnicas estão detalhadas na TABELA 3-1, enquanto os equipamentos estão indicados na TABELA 3-2.

Tabela 3-1 - Especificações técnicas do aerolevanteamento. Fonte: CPRM (2011).

Projeto	Paraná-Santa Catarina
Ano	2011
Métodos	Magnetometria e Gamaespectrometria
Espaçamento entre as linhas de voo	500 metros
Altura média de voo	100 metros
Direção das linhas de voo	N-S
Intervalo entre as medições geofísicas	0,1s- magnetômetro 1,0s- espectrômetro
Direção das linhas de controle	E-W
Espaçamento entre as linhas de controle	10 km

Tabela 3-2 – Equipamentos utilizados no levantamento aéreo. Fonte: CPRM (2011).

Prefixo da Aeronave	PR-FAG	PT-WOT	PR-LDS
Modelo da Aeronave	Caravan II	PA31	
Fabricante da Aeronave	REIMS 406	Piper Navajo	
Aeromagnetômetro	Scintrex CS-3		
Gamaespectrômetro	Exploranium GR-820		
Volume dos Cristais Detectores de Iodeto de Sódio	2.560 pol ³ down e 512 pol ³ up		
Sistema de Navegação	FASDAS		
Sistema de Aquisição GPS	Trimble AgGPS 132 DGPS "Realtime"		
Câmera de Vídeo	Panasonic WV-484		
Radar Altímetro	KING 405	Collins ALT-50	
Altímetro Barométrico	Fugro/Enviro		
Magnetômetro Terrestre	GEM Systems GSM-19		
Sistema de Aquisição	FASDAS		

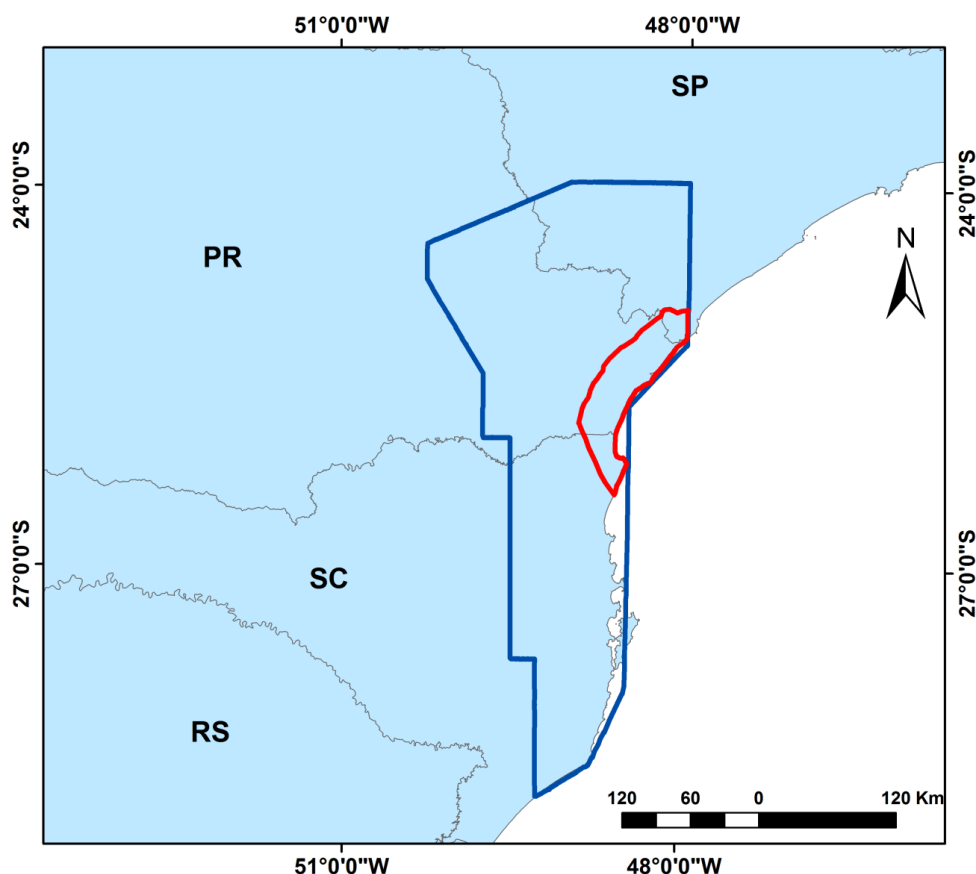


Figura 3-1: Projeto Aerogeofísico Paraná-Santa Catarina (em azul), indicando o Terreno Paranaguá (em vermelho). Fonte: CPRM (2011).

O estudo do arcabouço estrutural foi calcado na magnetometria, caracterizando melhor os domínios geológicos. Com a gamaespectrometria foi possível comparar dados aerogeofísicos e litogeoquímicos a fim de estabelecer a relação entre estes dados, bem como o estudo da mobilidade dos radionuclídeos. A integração dos dados contou com mapas geológicos disponíveis na literatura, em escala regional, e dados de elevação de terreno *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) (USGS), com resolução de aproximadamente 30 metros, Modelos Digital de Terreno (MDE), (Laboratório de Pesquisas Aplicadas em Geomorfologia e Geotecnologias, Lageo), com resolução de aproximadamente 15 m, integrados em ambiente de Sistema de Informações Geográficas (SIG) com auxílio do *software* ArcGis™.

3.1 PROCESSAMENTO AEROGEOFÍSICO

Primeiramente, foram extraídos do Projeto Aerogeofísico Paraná-Santa Catarina (CPRM 2011), os dados gamaespectrométricos e magnetométricos do Terreno Paranaguá. Os procedimentos de aquisição e correção dos dados são detalhadamente apresentados no Relatório Final do projeto (CPRM 2011).

O desenvolvimento da pesquisa foi baseado na análise crítica desses dados, na interpretação dos produtos de sua transformação em malhas quadradas regulares, correspondentes a $\frac{1}{4}$ (125 m) do espaçamento das linhas de voo, e na integração com os dados geológicos disponíveis na literatura. Os dados foram interpolados usando o método bidirecional (*Bigrid*), pelo qual a superfície produzida vai corresponder com os dados e as estimativas serão as mais precisas possíveis (*Geosoft*® 2013).

Para o processamento gamaespectrométrico foi necessário corrigir as concentrações negativas dos canais (K, eU, eTh), talvez decorrentes de erros durante as várias correções como, dentre outros, a calibração instrumental. A inspeção visual mostrou concentrações negativas em todos os canais. Portanto, para eliminar os valores negativos foram adicionadas constantes aos dados de cada canal de forma a resultar em valores mínimos iguais a 0,01 (Ulbrich *et al.* 2009) (Tab. 3.3). Foram geradas imagens primárias dos canais K, eU, eTh e ternárias, conforme o fluxograma da Figura 3-2.

Tabela 3-3 - Valores corrigidos de cada radioelemento.

Radionuclídeos	Valor Mínimo (GRID)	Valor Adicionado	Mínimo Corrigido
K	-0.45	+0.46	0.01
eTh	-3.57	+3.58	0.01
eU	-0.90	+0.91	0.01

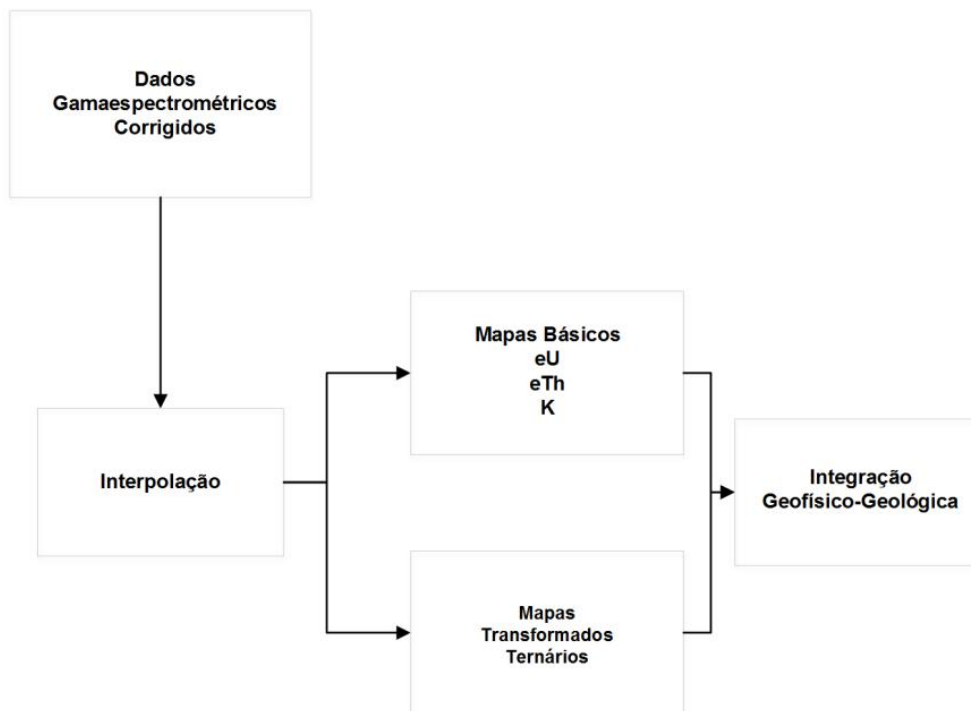


Figura 3-2: Etapas do processamento aerogamespectrométrico.

O processamento dos dados do campo magnético anômalo envolveu a análise qualitativa (métodos de realce de anomalias) para obter o arcabouço estrutural e definir domínios magnéticos. Estimativas de profundidade das fontes das anomalias (análise semiquantitativa) foram obtidas pela deconvolução de Euler (Thompson 1982) e pelo algoritmo desenvolvido por Oliveira *et al.* (2015) baseado no método Signum transform (de Souza & Ferreira 2012, 2013, 2015). O fluxograma da FIGURA 3-3 mostra as etapas do processamento dos dados aeromagnéticos.

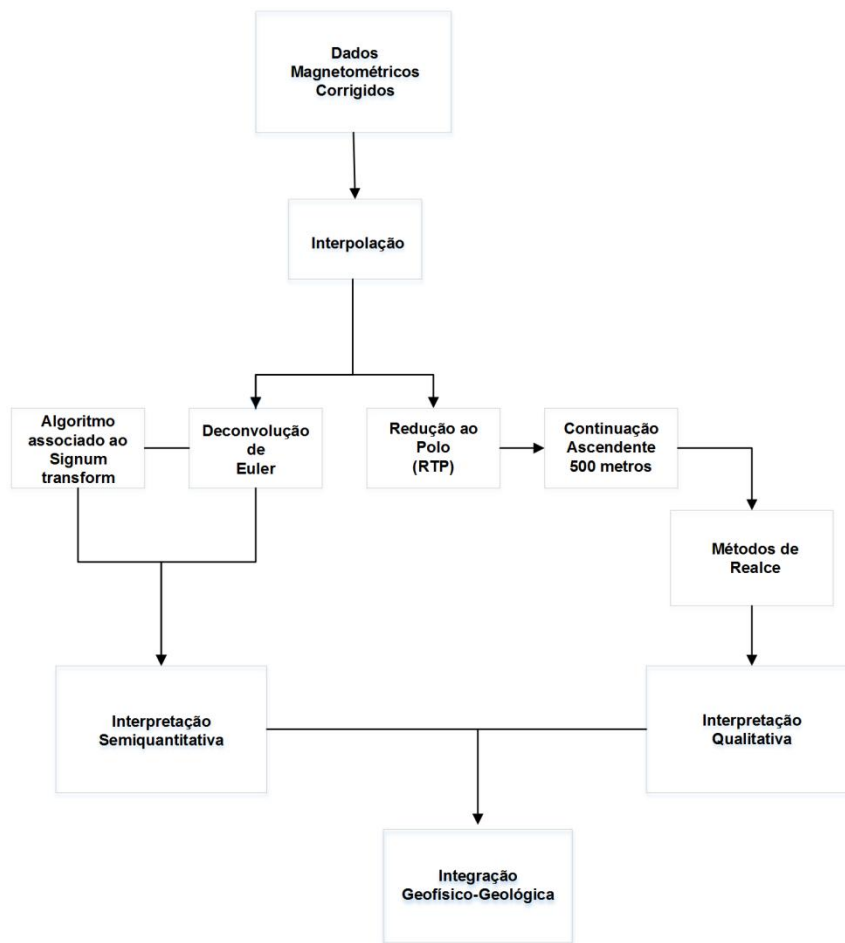


Figura 3-3: Etapas do processamento dos dados aeromagnetométricos.

Após a interpolação dos dados magnéticos pelo método bidirecional, com uma malha de 125 m, o processamento qualitativo consistiu primeiramente na aplicação do filtro de redução ao polo (RTP - Baranov 1957; Grant & Dodds 1972, MacLeod *et al.* 1993), seguido da continuação ascendente de 500 m e por fim na aplicação dos métodos de realce das anomalias.

A redução ao polo (RTP) é uma técnica que transforma os dados magnéticos medidos em qualquer inclinação do campo da Terra, ao que seria observado se o levantamento tivesse sido realizado nos polos magnéticos ($i = \pm 90^\circ$) (Fig. 3-4). Em essência, a natureza dipolar das anomalias magnéticas é removida. Os valores do pico dos dados RTP correspondem o mais próximo possível do centro das fontes magnéticas, enquanto as assimetrias nas imagens RTP refletem mais precisamente as estruturas e os mergulhos dos corpos (Isles & Ranking 2013). A redução ao polo é normalmente aplicada a dados magnéticos partindo-se do princípio de que a magnetização é induzida, o que implica em

erros quando a magnetização remanescente é significatva. Para a aplicação deste filtro é necessário obter alguns dados, entre eles a declinação magnética, a inclinação e o campo total da época do levantamento. Esses dados podem ser adquiridos através do site do NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), onde foram obtidos no dia 22/04/2010 a partir das coordenadas 25⁰30' S e 48⁰30' W, os valores da declinação magnética (-18,9712°), a inclinação (-35,8038°) e o campo total (22. 822,6 nT). A partir destes valores o campo magnético foi reduzido ao polo, continuado a 500 m e por fim aplicou-se os métodos de realce de anomalias no *Geosoft*®.

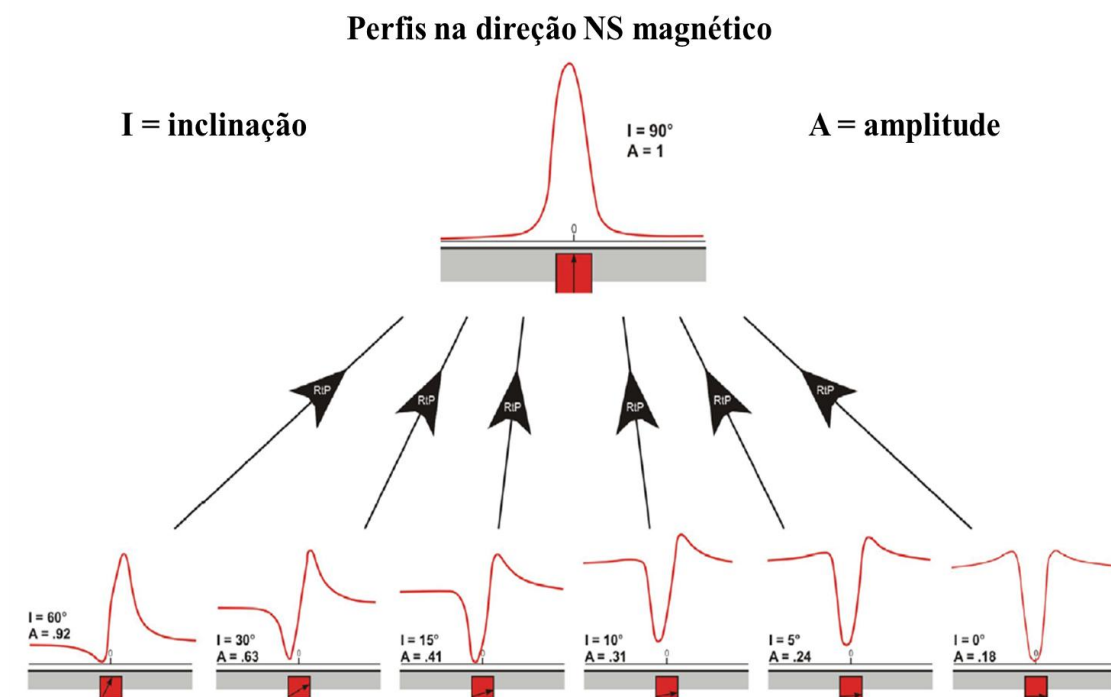


Figura 3-4: Ilustração do processo de redução ao polo (RTP). Fonte: Isles & Rankin (2013).

O procedimento de continuação ascendente simula a aquisição dos dados do campo magnético a altitudes maiores do que a original (afastamento das fontes), removendo ou minimizando os sinais de fontes rasas e ruídos, alta frequência espacial. A continuação ascendente suprime as fontes rasas, destacando os sinais das fontes profundas. Aos dados magnéticos do Terreno Paranaguá foi aplicada uma continuação de 500 m.

Os métodos de realce aplicados foram: gradientes horizontais (G_x, G_y - Cordell & Grauch 1985) e vertical (G_z - Evjen 1936), a amplitude do sinal analítico (ASA - Nabighian, 1972, 1974 ; Roest et al, 1992), o gradiente horizontal total (GHT - Cordell & Grauch 1985), inclinação do sinal analítico (ISA - Nabighian 1972; Roest *et al.* 1992; Miller & Singh 1994), inclinação do gradiente horizontal total (IGHT - Cordell & Grauch 1985; Cooper &

Cowan 2006), gradiente horizontal total da inclinação do sinal analítico (GHT-ISA - Verduzco *et al.* 2004), Theta map (Wijns *et al.* 2005), Signum transform (de Souza & Ferreira, 2012, 2013, 2015) e inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total (ISA-GHT - Ferreira *et al.* 2010, 2013). Os produtos resultantes da aplicação dos métodos de realce tem como objetivo promover a melhoria da qualidade e representação dos dados geofísicos facilitando a interpretação, devido o realce de certas características de interesse, como as bordas ou o centro dos corpos das fontes.

3.1.1 Interpretação qualitativa - Principais métodos de realce

As principais técnicas de realce de anomalias e suas respectivas equações estão representadas na FIGURA 3-5. A descrição de tais técnicas é resumidamente apresentada a seguir:

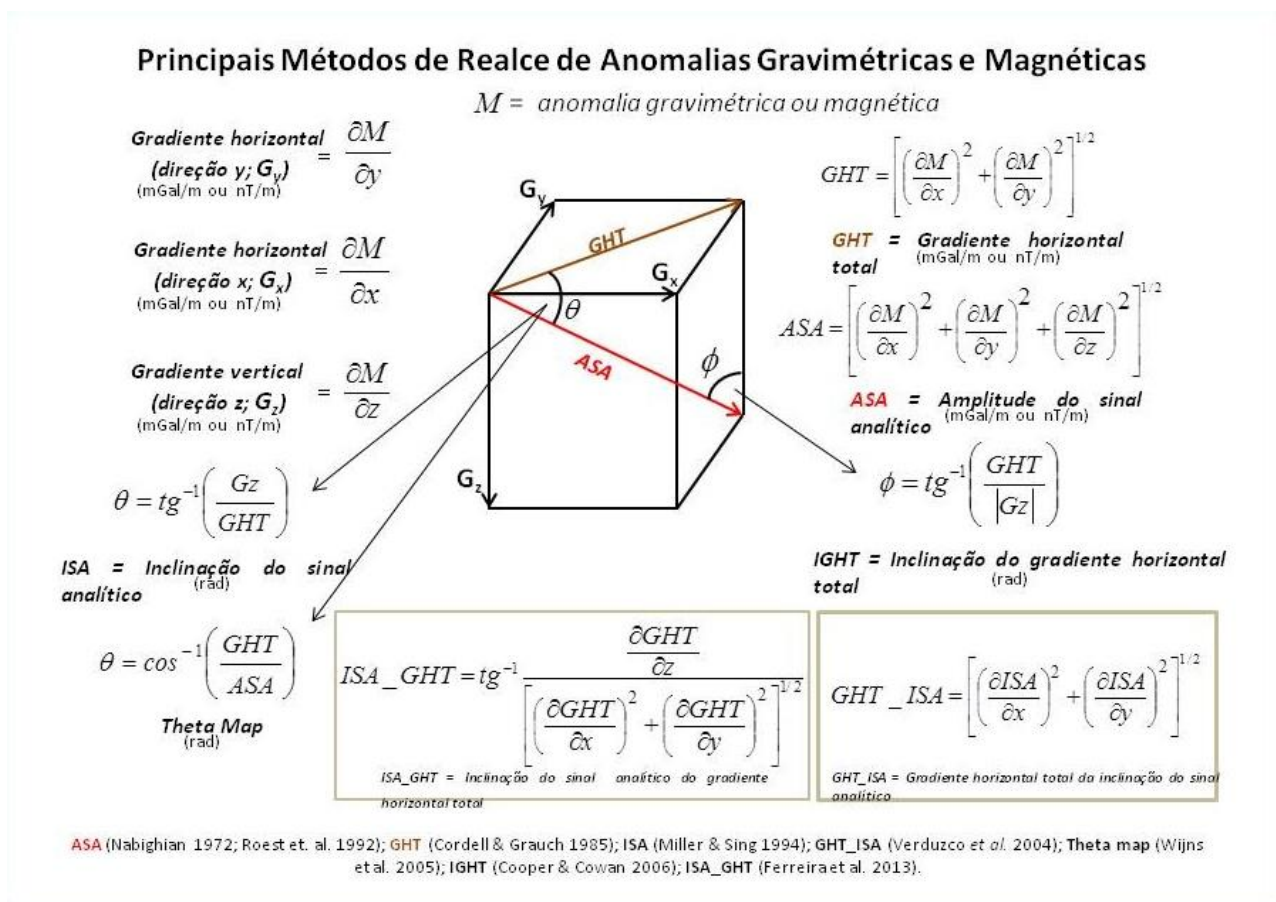


Figura 3-5: Principais métodos de realce de anomalias magnéticas. Fonte: Ferreira *et al.* (2010).

3.1.1.1 Gradiente vertical (G_z) – Evjen (1936)

A primeira derivada vertical ou gradiente vertical equivale à medição simultânea do campo magnético em dois pontos dispostos verticalmente e separados por uma distância

qualquer. O resultado é obtido pela diferença das medidas nos mencionados pontos, dividido pela separação entre eles. Este filtro realça as altas frequências, em detrimento das baixas, eliminando os efeitos regionais, de longos comprimentos de onda, derivados de fontes profundas.

3.1.1.2 Amplitude do sinal analítico (ASA) - Nabighian (1972), Roest et al. (1992)

A amplitude do sinal analítico (ASA) é resultante da combinação dos gradientes horizontal e vertical da anomalia. Seus produtos são dependentes da profundidade, extensão e do ângulo de mergulho do corpo (Blakely 1996).

Os picos da ASA são simétricos e ocorrem diretamente sobre as bordas de corpos largos e diretamente sobre o centro de corpos estreitos. Ainda, as meias-larguras destes picos podem ser relacionadas com a profundidade de contatos magnéticos verticais (Gunn 1997b). Entretanto, Li (2006) mostrou que a ASA não é completamente independente da magnetização.

3.1.1.3 Gradientes horizontais (G_x ; G_y) – Cordell & Grauch (1985)

Estes filtros fornecem informações acerca da profundidade dos corpos anômalos, sendo independente da direção do campo magnético regional, da magnetização da fonte e do mergulho do contato. Possuem funções semelhantes ao anterior, sendo, entretanto, aplicados nas direções horizontais x e y .

3.1.1.4 Gradiente horizontal total (GHT) – Cordell & Grauch (1985)

O gradiente horizontal total geralmente é utilizado para realçar os limites dos corpos e estruturas causadoras das principais anomalias. O detalhamento das estruturas é maior quando se aplicam derivadas de ordens superiores, porém são realçados também os ruídos.

O cálculo das derivadas horizontais do campo magnético permite uma análise da geometria da superfície da malha regular, indicando mudanças abruptas no declive destes campos potenciais, que podem ser ocasionadas por um salto no valor médio ou pela presença de um pico nos dados. São baseados nos resultados da declividade (primeira derivada) ou na taxa da mudança do gradiente (segunda derivada).

3.1.1.5 Inclinação do sinal analítico (ISA) – Nabighian (1972); Roest *et al.* (1992); Miller & Singh (1994)

A inclinação do sinal analítico é definida pelo ângulo entre a derivada vertical (Gz) e o gradiente horizontal total (GHT). Segundo Verduzco *et al.* (2004), as vantagens deste método são a capacidade de normalizar imagens provenientes de dados do campo magnético e obter bons resultados na presença de ruído.

Este filtro tem a propriedade de ser positivo acima da fonte, cruzar o zero próximo das bordas e ser negativo fora da fonte, sendo capaz de responder igualmente bem tanto para fontes rasas quanto para fontes profundas. Por esta razão é capaz de detectar a presença de fontes sutis profundas, as quais são freqüentemente mascaradas pela profusão das respostas das fontes mais rasas, sobretudo em áreas fortemente magnetizadas. Entretanto, por posicionar os máximos no centro das fontes não é considerado um método detector de bordas.

A comparação entre a amplitude e a fase do sinal analítico torna mais segura a interpretação de continuidade das estruturas. A interpretação isolada da fase do sinal analítico encerra muita ambigüidade, uma vez que o processamento não distingue os sinais derivados das estruturas geológicas dos ruídos, resultando em uma série de artefatos espúrios dispersos no contexto das anomalias reais.

3.1.1.6 Gradiente horizontal total da inclinação do sinal analítico (GHT-ISA) – Verduzco *et al.* (2004)

O método do gradiente horizontal total da inclinação do sinal analítico (GHT-ISA) é baseado na aplicação do gradiente horizontal total (GHT) aos dados já filtrados pela inclinação do sinal analítico (ISA). É reconhecido como um método eficaz para a definição de limites de corpos anômalos, além de ser independente da inclinação magnética.

Este método permite mapear estruturas rasas do embasamento, realçando e posicionando os picos de amplitudes nas bordas dos corpos causadores. O método é muito empregado para localização de corpos rasos, pois as amplitudes atenuam-se com o aumento da profundidade. Sendo independente da inclinação magnética e da amplitude das anomalias, possibilita boas respostas na presença de magnetização induzida, remanente ou ambas (Verduzco *et al.* 2004).

A aplicação do gradiente horizontal total aos dados da inclinação do sinal analítico realça feições não claramente identificadas pelos métodos anteriores. Os resultados obtidos por esse método denotam uma melhor resolução da função no centro e sobre os limites dos corpos.

3.1.1.7 Theta map – Winjs *et al.* (2005)

O *Theta map* é decorrente da normalização do gradiente horizontal total pela amplitude do sinal analítico, a qual introduz um controle efetivo de ganho, uma vez que equaliza as amplitudes das anomalias, facilitando a interpretação.

Este método é uma ferramenta simples e eficaz para delinear contatos magnéticos, posicionando os mínimos das anomalias diretamente sobre suas fontes. Segundo Winjs *et al.* (2005), esta técnica foi desenvolvida para baixas latitudes magnéticas, regiões nas quais o filtro de redução ao polo envolve instabilidade.

3.1.1.8 Inclinação do gradiente horizontal total (IGHT) - Cooper & Cowan (2006)

A IGHT pode ser considerada uma versão normalizada do GHT pelo gradiente vertical (Gz). Ela também denota igual desempenho para fontes rasas e profundas. Este filtro resulta em valores de máxima amplitude sobre os limites dos corpos e valores mínimos em seus centros, sendo utilizado para delimitar as bordas dos corpos magnéticos.

3.1.1.9 Inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total (ISA-GHT) - Ferreira *et al.* (2010, 2013)

A inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total é considerado eficaz para a interpretação qualitativa de mapas magnetométricos, sendo também utilizado para a detecção de bordas de corpos anômalos. Tem como objetivo realçar o gradiente horizontal total de anomalias utilizando a inclinação do sinal analítico. Uma de suas principais características é equalizar sinais provenientes de fontes rasas e profundas, e não produz bons resultados quando os dados não estão reduzidos ao polo ou quando as fontes encerram magnetização remanente (Ferreira *et al.* 2013).

3.1.1.10 *Signum transform* – de Souza & Ferreira (2012, 2013, 2015)

O *Signum transform* é um método qualitativo e semiquantitativo baseado em derivadas simples para a interpretação de anomalias magnéticas de fontes discretas. Sua metodologia é baseada na normalização de uma função da derivada do campo magnético

anômalo ou de uma função dele. Este filtro pode ser aplicado em três funções distintas, a derivada vertical de primeira ordem, a derivada vertical de segunda ordem e a derivada vertical de primeira ordem menos o gradiente horizontal total (de Souza & Ferreira, 2012, 2013, 2015).

$$ST[f](x) = \begin{cases} \frac{f(x)}{|f(x)|}, & f(x) \neq 0 \\ 1, & f(x) = 0 \end{cases}$$

Onde f pode ser representado por: $f = \frac{dM}{dz}$; $f = \frac{d^2M}{dz^2}$ e $f = \frac{dM}{dz} - \left| \frac{dM}{dx} \right|$, sendo M a anomalia magnética, dz a derivada vertical e dx a derivada horizontal. Os valores de $ST(f)$ das anomalias apresentam apenas dois valores e suas bordas teóricas correspondem aos pontos onde os dados transformados mudam seu valor de -1 a $+1$.

3.1.2 Interpretação semiquantitativa – Deconvolução de Euler & *Signum transform* (Souza & Ferreira 2012, 2013, 2015)

O processamento semiquantitativo consistiu no emprego da deconvolução de Euler e da aplicação do *Signum transform*, com base no algoritmo desenvolvido por Oliveira *et al.* (2015), afim de estimar a profundidade das fontes magnéticas.

A deconvolução de Euler fornece uma rápida estimativa da localização e da geometria das fontes anômalas a partir de dados potenciais, sem a necessidade de presumir a direção do vetor magnetização. Este método é baseado na equação (Reid *et al.* 1990): $(x - x_0) \frac{dT}{dx} + (y - y_0) \frac{dT}{dy} + (z - z_0) \frac{dT}{dz} = -\eta T$, onde (x_0, y_0, z_0) é a posição da fonte magnética onde o campo magnético (T) é detectado a partir de x, y, z , η é o índice estrutural, sendo uma medida da taxa de decaimento da anomalia magnética com a distância entre a fonte e o ponto de medida, i.e., um indicativo da forma geométrica da fonte anômala (por exemplo, $\eta = 0$ para um contato, $\eta = 1$ para um dique vertical ou uma soleira, $\eta = 2$ para um cilindro horizontal ou vertical e $\eta = 3$ para uma esfera ou um dipolo).

O algoritmo proposto por Oliveira *et al.* (2015) estima a profundidade e a largura de fontes magnéticas, sendo uma automatização do método *Signum transform* (de Souza & Ferreira 2012, 2013, 2015). A fonte magnética é primeiramente realçada usando um filtro de detecção de borda baseado numa transformação simples (*Signum transform*), que retêm apenas os sinais do campo anômalo. As profundidades e as larguras das fontes são

calculadas usando as distâncias entre o centro das anomalias filtradas e o ponto onde as derivadas do campo espacial mudam o seu sinal (*zero crossover points*) (Oliveira *et al.* 2015).

4 ARTIGOS

4.1 GAMMA-RAY SPECTROMETRY OF GRANITIC SUITES OF THE PARANAGUÁ TERRANE, SOUTHERN BRAZIL

GAMMA-RAY SPECTROMETRY OF GRANITIC SUITES OF THE PARANAGUÁ TERRANE, SOUTHERN BRAZIL

Authors:

Jessica Derkacz Weihermann

Federal University of Paraná, Department of Geology, Laboratory for Research in Applied Geophysics. Cel. Francisco H. dos Santos Avenue, 100, Polytechnic Center, P.O. Box 19045, Postal Code 81531-980, Curitiba, Paraná, Brazil. E-mail: jessica.dweih@gmail.com

Francisco José Fonseca Ferreira

Federal University of Paraná, Department of Geology, Laboratory for Research in Applied Geophysics. Cel. Francisco H. dos Santos Avenue, 100, Polytechnic Center, P.O. Box 19045, Postal Code 81531-980, Curitiba, Paraná, Brazil. E-mail: francisco.ferreira@ufpr.br

Leonardo Fadel Cury

Federal University of Paraná, Department of Geology, Laboratory of Rocks and Minerals. Cel. Francisco H. dos Santos Avenue, 100, Polytechnic Center, P.O. Box 19062, Postal Code 81531-980, Curitiba, Paraná, Brazil. E-mail: cury@ufpr.br

Claudinei Taborda da Silveira

Federal University of Paraná, Department of Geography, Laboratory for Applied Research in Geomorphology and Geotechnologies. Cel. Francisco H. dos Santos Avenue, 100, Polytechnic Center, Postal Code 81531-980, Curitiba, Paraná, Brazil. E-mail: claudineits@ufpr.br

Submetido ao *Journal of Applied Geophysics* em 23/01/2016

GAMMA-RAY SPECTROMETRY OF GRANITIC SUITES OF THE PARANAGUÁ TERRANE, SOUTHERN BRAZIL

ABSTRACT

The Paranaguá Terrane, located in the coastal portion of the states of Santa Catarina, Paraná and São Paulo, Southern Brazil, is a crustal segment constituted mainly by an igneous complex, with a variety of granitic rocks inserted into the Mar Mountain Ridge with an average altitude of approximately 1200 m above sea level, with high peaks of up to 1800 m. Due to the difficulty of access, shortage of outcrops and a thick weathering mantle, this Terrane is understudied. This research aims to evaluate the gamma-ray spectrometry data of granitic suites of the Paranaguá Terrane, in correspondence with the geological, petrographical, lithogeochemical, relief and mass movements information available in the literature. The aerogeophysical data were acquired along north-south lines spaced at 500 m, with a mean terrain clearance of 100 m, and are represented by potassium (K, %), equivalent in thorium (eTh, ppm) and equivalent in uranium (eU, ppm). After the critical analysis of the data, basic (K, eU, eTh) and ternary (R-K / G-eTh / B-eU) maps were generated, and then superimposed on the Digital Elevation Model (DEM). The investigation of radionuclides mobility across the relief and weathering mantle consisted in the analysis of schematic profiles of elevation related with each radionuclide and the comparison of K, eU e eTh maps with their 3D correspondents, and through the study of mass movements registered in the region. The statistical comparison between the lithogeochemical (K, U, Th) and geophysical (K, eU, eTh) data showed consistency in all the granitic suites studied (Morro Inglês, Rio do Poço and Canavieiras-Estrela). Through the gamma-ray spectrometry was possible to establish a relationship between scars (from mass movements) and the gamma-ray responses, the radionuclides mobility and the relief, and also the mapping of granitic bodies.

Keywords: gamma-ray spectrometry, granitic suites, radionuclides mobility.

1. INTRODUCTION

In recent decades, airborne gamma-ray spectrometry has been established as a tool for geophysical-geological mapping to aid both mineral exploration and lithological information. The gamma-spectrometric results in areas of granitic rocks are outstanding in total count and K, eU, eTh maps due to significant levels of these elements in igneous rocks (Gunn *et al.*, 1997). In particular, the gamma-spectrometric cartography of granitic terrains is facilitated by high concentrations of potassium (K, %), uranium (eU, ppm) and thorium (eTh, ppm).

The gamma-ray spectrometry method measures the relative abundance or concentration of K, eU and eTh in rocks and weathered materials with up to 30-45 cm deep, by detecting the gamma radiation emitted by the natural radioactive decay of these elements (Dickson & Scott, 1997; Gunn *et al.*, 1997; Minty, 1997; Wilford *et al.*, 1997; Wilford, 2002; International Atomic Energy Agency, 2003). The main sources of gamma radiation are derived from the disintegration of potassium 40 (^{40}K), uranium 238 (^{238}U) and thorium 232 (^{232}Th). The total radioactivity is obtained by measurement of all gamma rays detected by gamma-ray spectrometer within the energy window set for the total count (Grasty *et al.*, 1985).

Each element is associated with a channel of the spectrometer where its energy is focused. The gamma ray emitted by the potassium (^{40}K) is concentrated at the peak of 1.46 MeV. As the isotopes of ^{238}U and ^{232}Th do not emit gamma radiation, their products of radioactive decay ^{214}Bi and ^{208}Tl , respectively, are used for the quantification of gamma ray, whose energy of which is centered at 1.76 and 2.61 MeV (Kaplan, 1955; Dickson & Scott, 1997). Their concentrations are, therefore, reported as equivalent U (eU) and equivalent Th (eTh). These three naturally occurring elements have radioisotopes producing gamma ray with sufficient energy and intensity to be measured by airborne gamma-ray spectrometric survey (Minty, 1997).

Due to the difficulty of access and the scarcity of geophysical work at the research area, the gamma-ray spectrometric data associated with modern processing techniques and interpretation can contribute to the advancement of geophysical-geological knowledge of the Paranaguá Terrane. The main focus of this work is to establish a relationship between geological and geochemical data available in literature and gamma-ray spectrometric data, as well as the investigation of radionuclides mobility across the relief and mass movements which have occurred at the study area.

1.1- Characterization of the research area

The study area is located between the states of Santa Catarina, Paraná and extreme southeast São Paulo, bounded by coordinates: 48°56'24" and 47°57'08" West longitude and 24°58'38" and 26°27'43" South latitude amounting to approximately 5 450.00 km² (Fig. 1).

The Paranaguá Terrane is inserted in the geomorphological context of the Mar Mountain Ridge, a typical escarpment of divergent continental margin (Summerfield, 1991; Matmon *et al.*, 2002). Located along the southern/southeastern Brazilian coastline with an average altitude of approximately 1200 m above sea level, setting up a mountain range adjoining the Paranaense Coastal Plain, with high peaks of up to 1800 m above sea level, supported by various lithologies (Oka-Fiori *et al.*, 2006). This group of ridges divides the watersheds of the rivers that flow to the coast. Despite having their origins in the vicinity of the coast, these rivers flow into the interior. The petrographic and structural nature of the Serra do Mar granites in Paraná State make them resistant to erosion and sustain their outstanding elevations (Almeida & Carneiro, 1998).

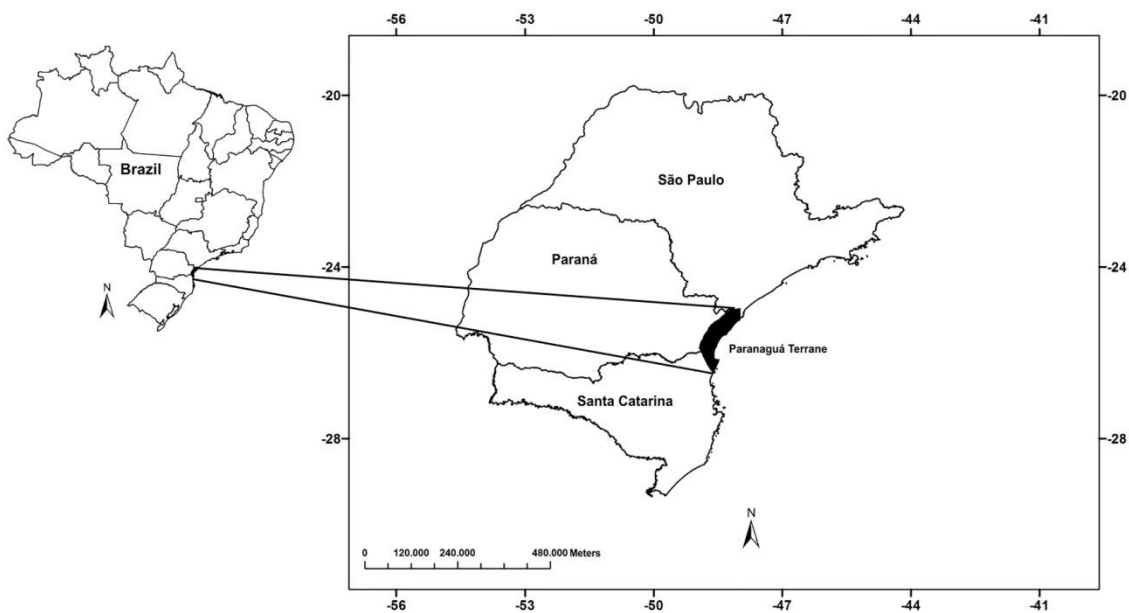


Figure 1 - Location map of the study area (black polygon).

1.2- Geological setting

The Paranaguá Terrane is part of the southern segment of the Ribeira Belt, a complex orogenic belt extending for 1400 km along the Atlantic coast of Brazil occupying the central position in West Gondwana (Heilbron *et al.*, 2000; Heilbron *et al.*, 2010). The Southern Ribeira Belt comprises four geotectonic terranes: Apiaí, Curitiba Luis Alves and Paranaguá (Fig. 2) placed side by side during the assembly of the Supercontinent Gondwana, each one with its own distinct tectonic significance (Basei *et al.*, 1992; Siga Jr., 1995; Cury, 2009). The Apiaí terrane is mainly composed by mesoproterozoic metavolcanosedimentary rocks, among which can be recognized paleoproterozoic basement nuclei composed by ortogneisses and several neoproterozoic granitic bodies. The position of all those geological units are controlled by major shear zones in the context of transpressional tectonics, the

reason why many authors consider this rocks as a tectonic domain (Campanha & Sadowski, 1999; Cury, 2009).

The Curitiba terrane is characterized by gneisses and migmatites with paleoproterozoic ages, understood as a metamorphic complex deformed and metamorphosed during the neoproterozoic collisions. Overlaying those gneisses we can find epimetamorphic rocks related to a passive margin metasedimentary succession, with several stratigraphic records well preserved inside a thrust nappe belt developed during the Neoproterozoic. Siga Junior (1995) considers that this terrane behaved like a microplate in the southern portion of Ribeira Orogenic System (Hartmann *et al.*, 2000; Heilbron *et al.*, 2008).

The Luis Alves terrane is predominantly composed by granulites with paleoproterozoic ages and at least two metamorphic episodes in about. 2.35 Ga and 2.31 Ga (Harara *et al.*; 2005) Throughout the extent of this terrane no significant neoproterozoic records can be found, reason why there is a consensus for several authors to classify it as a microplate (Basei *et al.*, 1992; Siga Junior, 1995; Harara *et al.*; 2005).

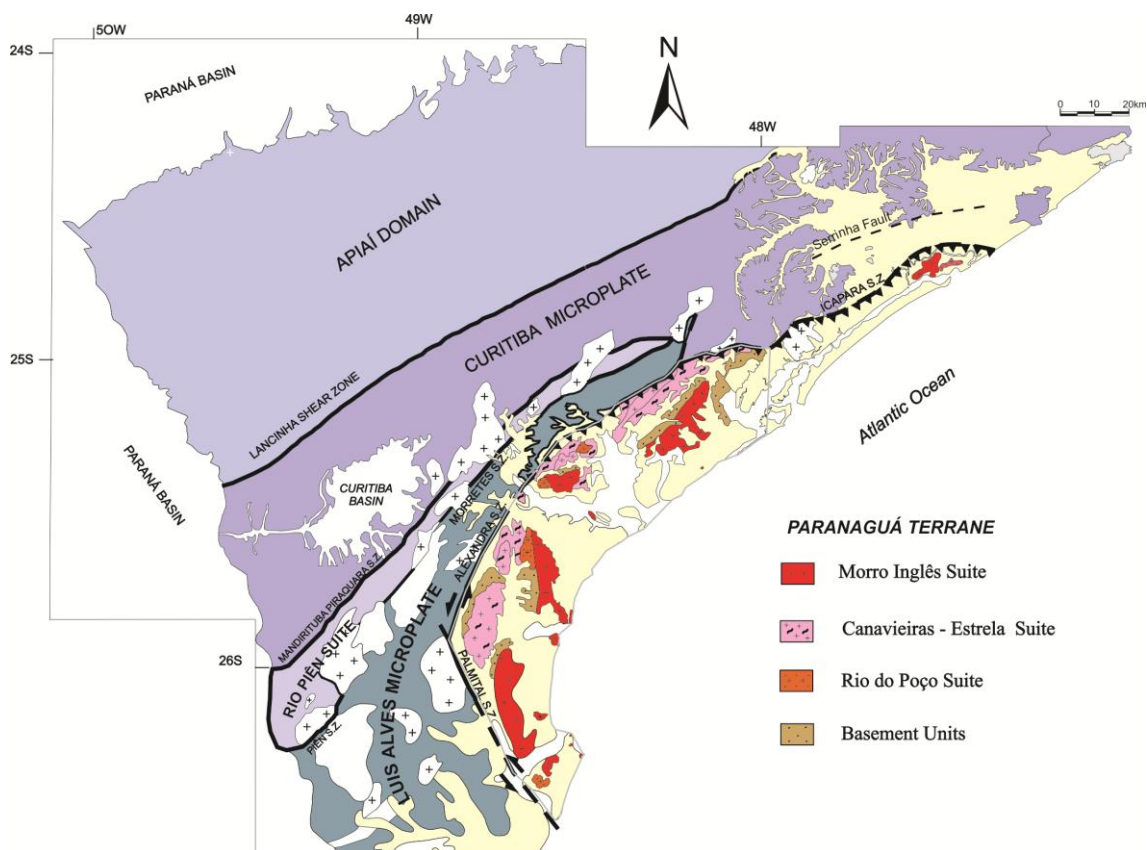


Figure 2 - Geological map of the meridional portion of the Ribeira Belt with Paranaguá Terrane highlighted in light gray. Modified from Cury (2009).

The Paranaguá terrane is mainly constituted by an arc-related granitic complex, spread in a large NE-SW elongated stripe, located in Southern Ribeira Belt, Southeastern Brazil. The country rocks of these granites occur as a disrupted folded belt composed of metasedimentary rocks and

gneissic-migmatitic rocks in split basement nuclei. The southern part of the Paranaguá Terrane is characterized by high angle tectonics; on the other hand, the northern portion by low angle tectonics. The transcurrent shear zones of Southern Paranaguá Terrane, comprising a sinistral kinematic with oblique component, are marked by the coexistence of strike-slip and down-dip lineations. The thrust shear zones represent a large front collision, located in the Northern Paranaguá Terrane, with north-northwest convergence and oblique components. The transition between these two distinct tectonic styles is given by N-S faults associated with a transpressive regime, with lateral ramp characteristics. Different generations of granite intrusions took place during the magmatic arc development, with petrographic, lithogeochemical and isotopic similarities suggesting emplacement stages during a late collisional event. Older U-Pb zircon ages between 620-610 Ma indicate the presence of a relatively early magmatism associated to the first stages of subduction in southern Paranaguá Terrane. The main magmatic period is characterized by Neoproterozoic records obtained by U-Pb zircon, which give ages between 600-580 Ma. Furthermore, the metamorphic peak of the metasedimentary sequence, with U-Pb monazite age of 599 ± 5 Ma, is quite close to the main magmatic events (Cury, 2009).

The Paranaguá Terrane is composed of precambrian geological units distributed in a NE-SW elongated swath, about 250 km long and 30 km wide, in south-southeastern Brazil, within the States of São Paulo (northern Paranaguá terrane), Paraná and Santa Catarina (southern Paranaguá terrane). This terrane is mainly constituted by an igneous complex, represented by the Morro Inglês, Rio do Poço and Canavieiras-Estrela suites (Fig. 3). The country rocks of these I.s. granites are gnaissic and gnaissic-migmatitic rocks of the São Francisco do Sul Complex and metasedimentary rocks of the Rio das Cobras Sequence.

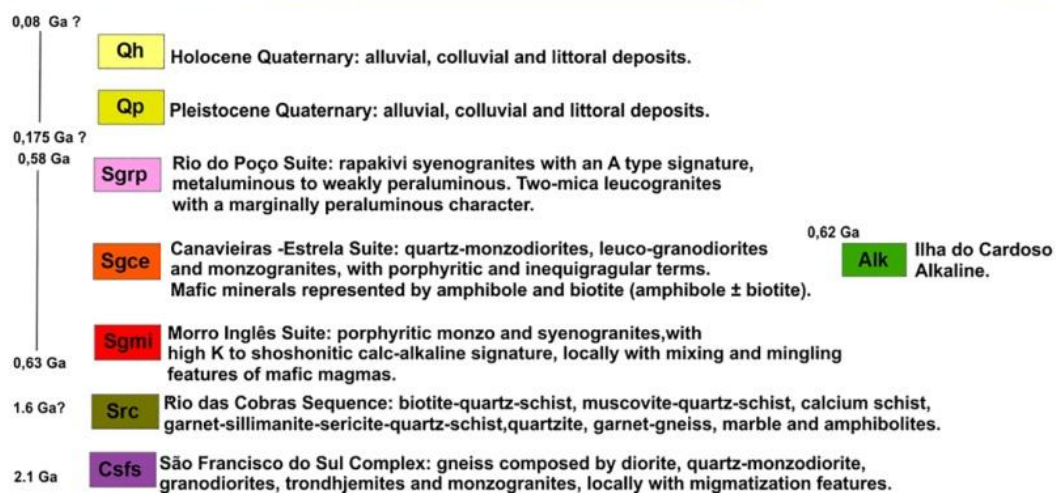
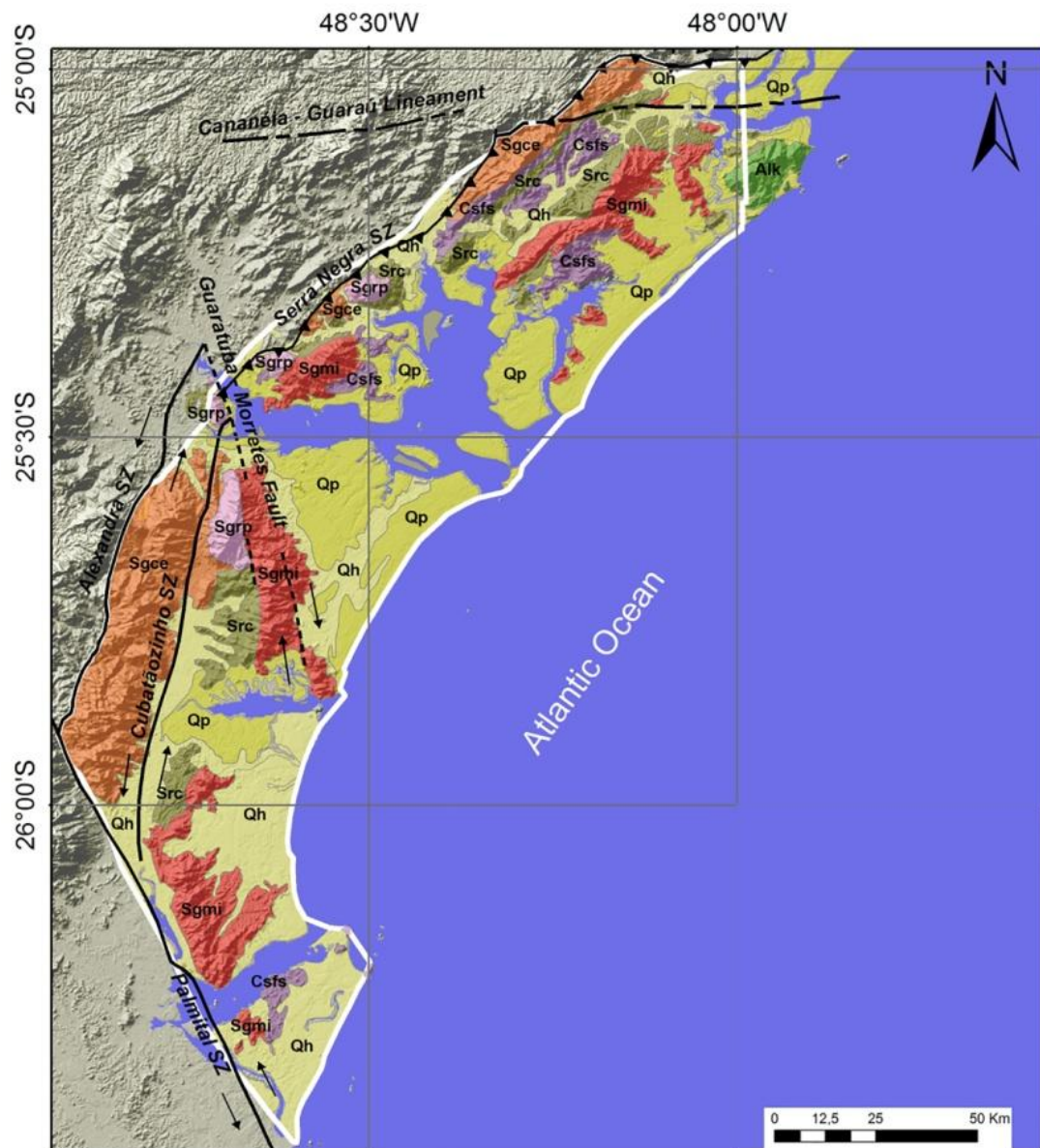


Figure 3 – Geological map of the Paranaguá Terrane, indicating the study area in white. Modified from Cury (2009).

The Morro Inglês Suite is the most expressive unit in Paranaguá Domain, being mainly represented by leucocratic rocks in gray tonalities, with medium to thick-grained porphyritic texture, frequently foliated, composed by megacrysts of K-feldspar (2 to 10cm), plagioclase (An₁₂₋₂₀), quartz, hornblende ± biotite and accessory phase composed by sphene, apatite, epidote, allanite and zircon. Mafic enclaves with spherical to angular shapes are often observed, in most composed by diorites and amphibolites with fine-grained equigranular texture. Lithochemical signatures are compatible with arc magmatic-generated granitic rocks, with high-K to shoshonitic calc-alkaline character and relatively high contents of Ba, Nb, Zr, Rb, Sr, Th and K₂O. This pattern resembles the one observed in sin- to late-collisional environments related to mature magmatic arcs, with sources modified by crustal contamination.

The Canavieiras Suite outcrop in the western section along shear zones, showing leucocratic rocks in gray to rosy colors, with medium to fine-grained inequigranular texture, that usually exhibit deformation features characterized by cataclastic and mylonitic textures. The mineralogy is composed by K-feldspar, plagioclase, quartz and biotite, with sphene, allanite and zircon as accessories. Comparatively, the Morro Inglês Suite rocks present higher values of K₂O and smaller values of Na₂O than the rocks of the Canavieiras-Estrela Suite. Both suites show important variations of Ba and Sr, high values of Rb and Zr, and medium-to-high values of Nb and Y.

The Rio do Poço Suite outcrop as restricted bodies along the Paranaguá Domain, in most represented by leucocratic and hololeucocratic rocks with medium to fine-grained equigranular texture, frequently foliated as magmatic flow. The mineralogy is composed by K-feldspar, quartz, plagioclase (An₈₋₁₅), biotite ± muscovite and accessories represented by apatite (with dimensions about 1 -1,5mm), allanite, epidote and zircon. The geochemical data allows recognizing a sub-alkaline signature with a peraluminous association. The REE patterns of Rio do Poço and Morro Inglês suites are quite similar, denoting an enrichment of all elements in this suite, which present a marginally peraluminous character, with HREE-depleted rocks, without an Eu negative anomaly.

2. MATERIAL AND METHODS

In the present research, gamma-ray spectrometric data (K, eU, eTh) of the Paranaguá Terrane (Fig. 3) from the Aerogeophysical Paraná-Santa Catarina Project (CPRM, 2011) was processed and interpreted. The data acquisition parameters are shown in Table 1. After data quality analysis, the data set was interpolated in regular square grids of 125 m (¼ of the flight lines spacing) and represented in basic (K, eU, eTh) and ternary (RGB) maps. The visual inspection showed negative concentrations for all channels (K, eU, eTh), perhaps due to errors during various corrections such as, for example, instrumental calibration. So, as negative or null values contribute to mask the reasons (eU/K, eTh/K, eU/eTh), it is recommended that a minimum value be assigned by adding constants

that results in higher or equal values as e.g. 0.01 for K, eU and eTh (Ferreira *et al.*, 2009), as shown in Table 2.

Project	Paraná-Santa Catarina
Year	2011
Spacing between flight lines	500 m
Flight height	100 m
Direction of flight lines	N-S
Interval between the geophysical measurements	1,0s- spectrometer
Direction of control lines	E-W
Spacing between control lines	10 km

Table 1 – Technical specifications of the airborne survey. Modified from CPRM (2011).

Radionuclides	Minimum (GRID)	Value add	Corrected Minimum
K	-0.45	+0.46	0.01
eTh	-3.57	+3.58	0.01
eU	-0.90	+0.91	0.01

Table 2 – Corrected values of each radioelement.

The integration of geophysical, geological and geochemical data, with elevation (SRTM - Shuttle Radar Topography Mission, USGS, spatial resolution of ~ 30 m), DEM (digital elevation model, Laboratory for Applied Research in Geomorphology and Geotechnologies, spatial resolution of ~ 15 m) and satellite images, like WorldView-1 (spatial resolution of ~ 0.6 m), was carried out in a GIS environment (Geographic Information System).

To evaluate the study of the mobility of radionuclides two areas were selected, one represented by the Serra da Prata (black rectangle of Fig. 4 a,b,c,d) and the other inserted in the northern portion of the Serra da Prata (red square in Fig. 11). Three profiles of each radioelement (K, eTh, eU) were generated and correlated with the digital elevation model to investigate the mobility of the radionuclides controlled by the relief. 3D maps-of this selected area (Serra da Prata, inserted into the Paranaguá Terrane, Fig. 4 a, b, c, d, black rectangle) were made to evaluate the gamma-ray responses through the geomorphology. Through an detailed analysis of the northern portion of the Serra da Prata was possible to relate mass movements with gamma-ray spectrometry, due to an event dated in March 11-2011.

3. GEOCHEMISTRY AND MOBILITY OF RADIONUCLIDES

Potassium has an estimated concentration of 2.32% in the superior continental crust, and is a geochemically mobile and soluble element under the most varying weathering conditions, especially in tropical and subtropical climates with patterns of heavy rainfall, resulting in their loss in solution or through adsorption into clay minerals (Wilford *et al.*, 1997; Ulbricht *et al.*, 2009). The geochemical cycle of this element in the continents begins in the weathering stage, with the formation of residual soil, and its release and transport as cations in interstitial solution (rainwater, the surface of rivers and lakes and underground water), ending with their accumulation in continental and oceanic basins (Ulbricht *et al.*, 2009).

According to Ulbricht *et al.* (2009), the gamma-ray spectrometric responses in granites depend mainly on the climate regime, resulting in implications for the development of the weathering mantle. Due to the fact that the study area encloses hot (19⁰-21⁰C annual mean temperature) and rainy climates (2436 mm/year pluviometric mean), high levels of potassium (K) indicate preservation of fresh rock while lower concentrations suggest depletion and mobility in response to weathering. The main occurrence of K in rocks is in potassic feldspars, and it's in their most abundant polymorphs, orthoclase and microcline. It also occurs in micas such as phlogopite, biotite and muscovite and in some clay minerals.

The elements Th (thorium) and U (uranium) have an estimated concentration of 10.5 ppm and 2.32 ppm, respectively, in the superior continental crust. These elements are commonly present in accessory minerals, found in various igneous and metamorphic quartz-feldspar rocks. In principle, the uranium can be mobilized, even to present in a more soluble form (uranyl ion, under oxidizing conditions) and therefore has the potential of being leached, a nonexistent state for thorium. Thus, freed uranium may be retained in whole or in part, in newly formed substances including those with organic origin. On the other hand, thorium, retained in resistate minerals, when released, should stay trapped in pedogenic substances of organic and inorganic sources (Ulbricht *et al.*, 2009).

The elements uranium (U) and thorium (Th) are concentrated in resistate minerals, with the possibility of selective enrichment. However, U⁺⁶ is water soluble and may also be depleted and removed, while thorium, adsorbed to clays, is often transported during the pedogenesis. The minerals listed in Table 3 are the main 'carriers' of U and Th in the granitic rocks (allanite, apatite, epidote, titanite and zircon), in the study area. Although the liberation of Th and U will depend on the behavior of these minerals phases during the weathering (Ulbricht *et al.*, 2009). The Table 4 shows the characteristic rocks of each Granitic Suites of the Paranguá Terrane and the respective accessory phase, which can be compared with Table 3.

Mineral	Formula	System	Substitution
Allanite	$\text{Ca}(\text{Ce,La,Th})\text{Fe}^{2+}(\text{Al,Fe}^{3+})_2[\text{Si}^2\text{O}^7 \text{SiO}_4 \text{O} \text{OH}]$	Monoclinic	U → Th,Ce,Ca
Apatite	$\text{Ca}_5[\text{OH,F,Cl}](\text{PO}_4)^3$	Hexagonal	U → Ca
Epidote	$\text{Ca}_2(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_7 \text{SiO}_4 \text{O} \text{OH}]$	Monoclinic	Ce,Th,U → Ca
Titanite	$(\text{Ca,Fe}^{2+},\text{Mg})(\text{Ti,Al,Fe}^{3+},\text{ETR},\text{Y})[\text{SiO}_4](\text{O,OH,F})$	Monoclinic	U,Th → ETR,Y
Zircon	$(\text{Zr,Hf})\text{SiO}_4$	Tetragonal	U,Th → Zr,Hf

Table 3 – Accessory minerals of granitic rocks carriers of Th and U. Modified from Ulbrich *et al.* (2009).

Granitic Suites	Main Rocks	Trace elements	Accessory phase
Canavieiras-Estrela (I type granite)	Syenogranites, monzogranites, Granodiorites, quartz-monzodiorite.	Ba, Sr, Rb, Zr, Nb and Y.	Epidote, titanite, allanite, apatite and zircon.
Morro Inglês (I type granite)	Porphyritic monzogranites, granodiorites Syenogranites, tonalities and diorites.	Ba, Rb, Zr and Sr.	Epidote, titanite, allanite, apatite and zircon.
Rio do Poço (A and I type granites)	Leucogranites, syenogranites and Porphyritic monzogranites.	Ba, Sr, Zr, Nb, Y and Rb.	Epidote, muscovite, allanite, apatite and zircon.

Table 4 – Geological units of the granitic suites of the Paranaguá Terrane and its main minerals constituents of radioelements. Modified from Cury (2009).

4. RESULTS AND DISCUSSION

The results were divided into two fronts, the first concerning the integration of aerogeophysical and lithochemical data, and the other concerning the mobility of radionuclides across the relief. The maps of K, eTh, eU and ternary (RGB) of the Paranaguá Terrane are presented in Figure 4, in which the area of semi-detail of Prata Mountain Ridge and its corresponding profiles are indicated in order to investigate the behavior of radionuclides across the relief.

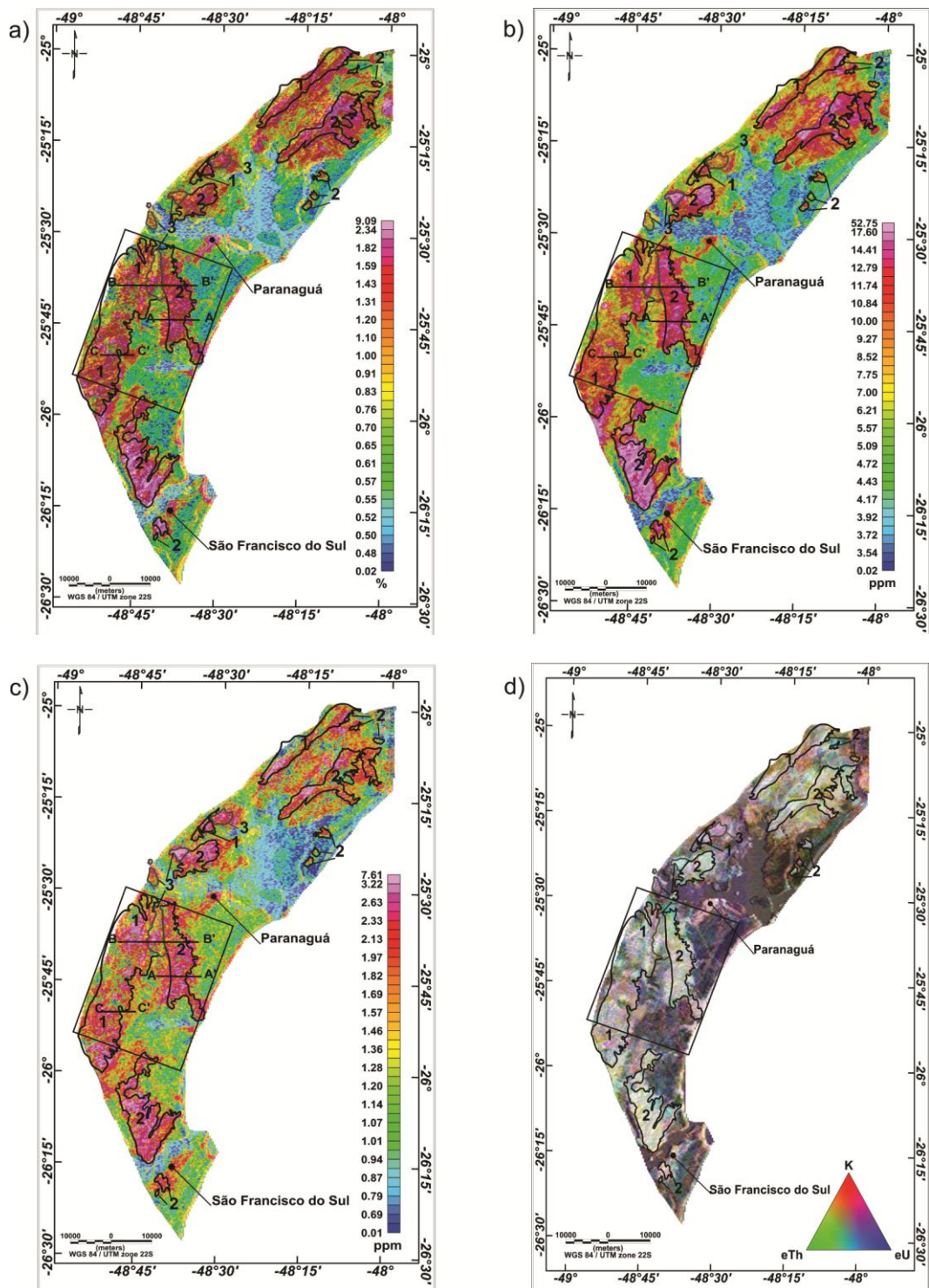


Figure 4 – Gamma-ray spectrometric maps of the Paranaguá Terrane: K (a), eTh (b), eU (c) and ternary (d), indicating the granitic suites: Canaveiras-Estrela (1), Morro Inglês (2) and, Rio do Poço (3), according to Cury (2009). Rectangle indicates the sub-area of Prata Mountain Ridge in black with the respective profiles (A-A', B-B' and C-C').

4.1 - Integration of aerogeophysical and lithochemical data

A statistical comparison between the lithochemical (K, U, Th) (Cury, 2009) and geophysical (K, eU, eTh) (CPRM, 2011) data was made. It shows consistency in all granitic suites (Canavieiras-Estrela, Morro Inglês and Rio do Poço). The comparison between lithochemical (Canavieiras-Estrela - 12 samples, Morro Inglês - 28 samples and Rio do Poço - 12 samples) and aerogeophysical (Canavieiras-Estrela - 46694 samples, Morro Inglês - 45075 samples and Rio do Poço - 8057 samples) could allow us to infer the lithochemical composition of these suites based on airborne geophysical data (K, eU and eTh), for the entire study area due to the uniformity of coverage and number of samples.

The geophysical-geological integration shows good compatibility between the gamma-ray spectrometric and geological maps of the granitic suites, of which the Morro Inglês presented the highest gamma-ray spectrometric values, followed by the Canavieiras-Estrela with intermediate values and the Rio do Poço with the lowest values.

In Figure 5 the lithochemical data from the various suites of Paranaguá Terrane can be compared, showing that the average of thorium, uranium and potassium contents are practically equivalent. The Figure 6 shows comparisons between lithochemical and gamma-ray spectrometric data, respectively, of granitic suites Canavieiras-Estrela, Morro Inglês and Rio do Poço. Despite the amount of airborne geophysical samples being greater than the lithochemical, the comparison proves to be consistent, confirming the accuracy of the airborne geophysical data when compared with lithochemical data.

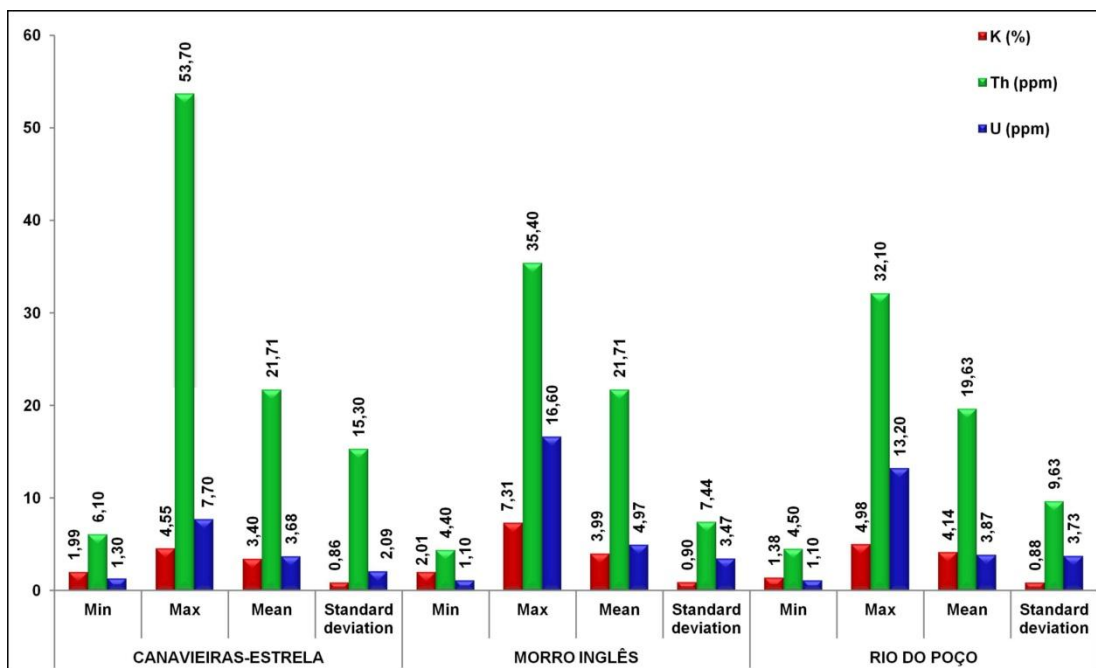
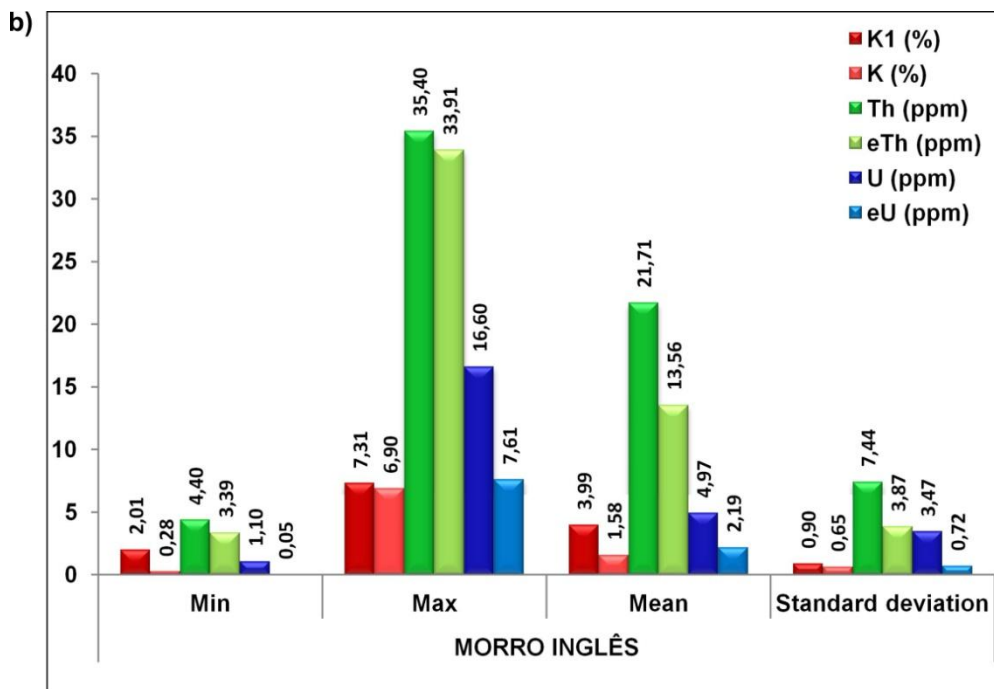
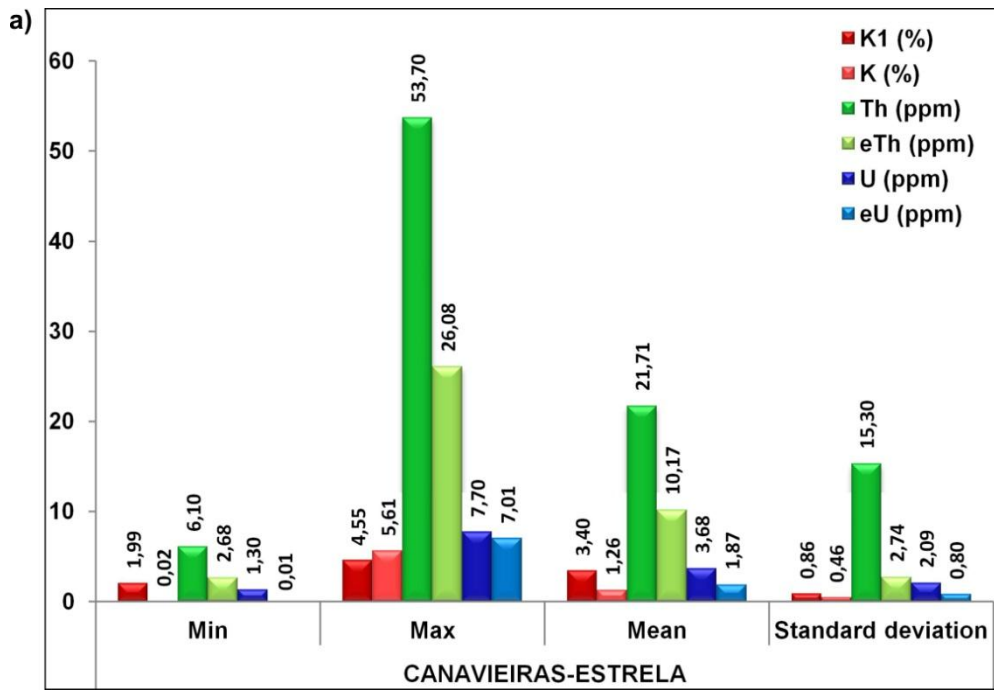


Figure 5 – Lithochemical data of granitic suites of the Paranaguá Terrane.



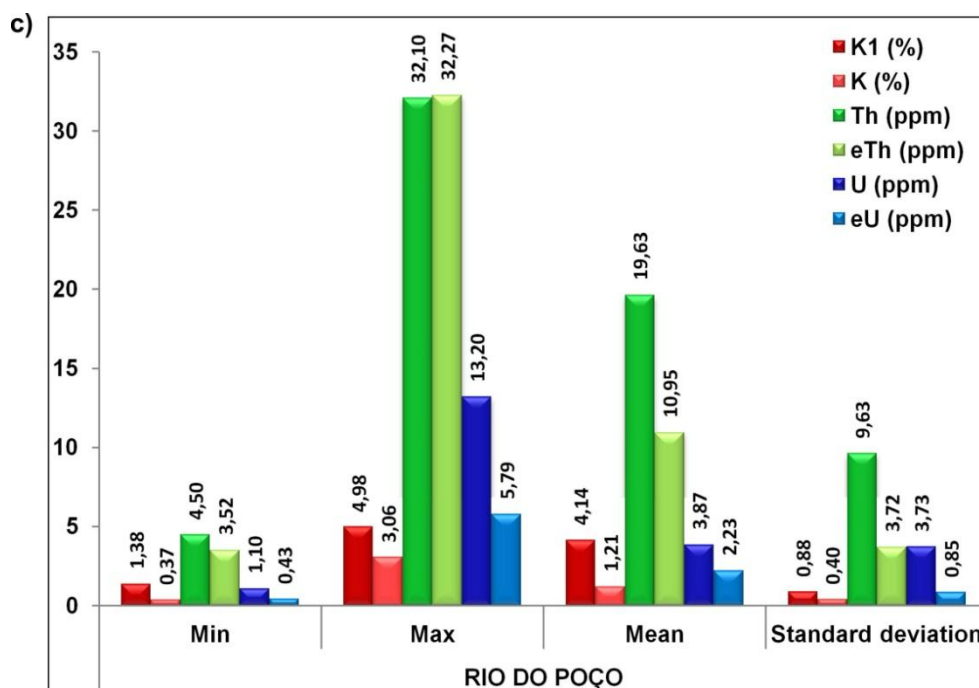


Figure 6 –Comparison of the gamma-ray spectrometric and lithogeochemical data from the granitic suites Canavieiras-Estrela (a), Morro Inglês (b) and Rio do Poço (c). The lithogeochemical and geophysical data are represented by K1, Th, U and K, eTh, eU, respectively.

It is possible to note that the radionuclides values of the rock samples are almost double than those derived from airborne geophysics. The higher responses (K, eTh and eU) in these rocks samples are measured directly from the rocks while the gamma-ray data are affected by the characteristics of the survey as flight line spacing, efficiency and speed of the detector, and by environmental and other effects, such as soil moisture, rainfall and vegetation. Due to these considerations it is possible correlate the lithogeochemical values with the airborne gamma-ray spectrometry data.

The rocks of the Morro Inglês Suite present higher values of K (potassium) than the rocks of other granitic suites, due to the increased amount of K-feldspar megacrysts (Cury, 2009).

The Figures 5 and 6 a, b show that the Canavieiras-Estrela Suite encloses the larger thorium values, while the Morro Inglês Suite exhibits the highest concentrations of potassium and uranium. These high values may be associated with the geomorphology of these bodies, which are discussed in section 4.2.

These granitic suites have representative values of K, eTh and eU due to the mineralogical content, as K-feldspar, muscovite, allanite, zircon, apatite, epidote (see Table 4). As discussed above the gamma-ray spectrometric responses in granitic rocks are characteristics, as indicated in Figure 4, where the high anomalies corresponds to the granitic suites of the Paranaguá Terrane.

4.2 - Radionuclides mobility

To ascertain the mobility of radionuclides, three profiles were made (A-A', B-B' and C-C') in the Prata Mountain Ridge, indicated in the maps of Figure 4 (a, b, c) whose peaks reach 1475 m of altitude above the sea level. The profiles are positioned in the EW direction, perpendicular to the regional trend, and are shown in Figures 7, 8 and 9, respectively. Figure 10 shows the 3D maps of K, eTh, eU and ternary overlapping the DEM (digital elevation model), respectively, indicating the listed profiles. From the profiles (Figs. 7, 8 and 9) and the 3D models (Fig 10) it was possible to observe the mobility of K, eTh and eU. In the profiles A-A' (Fig. 7), B-B' (Fig. 8)' and C-C' (Fig. 9), the high values of radioelements in the alluvial and colluvial deposits of the coastal plain can be explained by two factors: mass movements (characteristic in the study area) and natural mobility of radionuclides. The increase of gamma-ray signal of the elements K, eU and eTh in lower topographical regions and in the drainage, indicate the colluvial transport of resistant mineral grains and the newly formed hosts of these elements (Pickup & Marks, 2000).

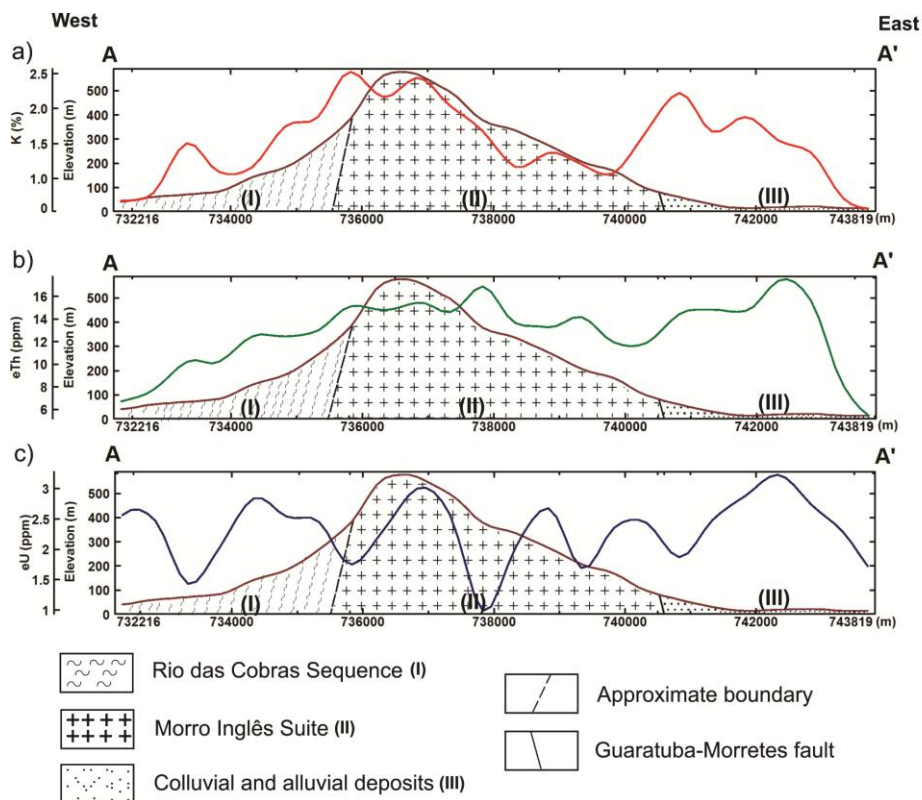


Figure 7 – Schematic geological profile A-A' indicating the distribution of K (a), eTh (b) and eU (c). See location of the profile in Figure 4.

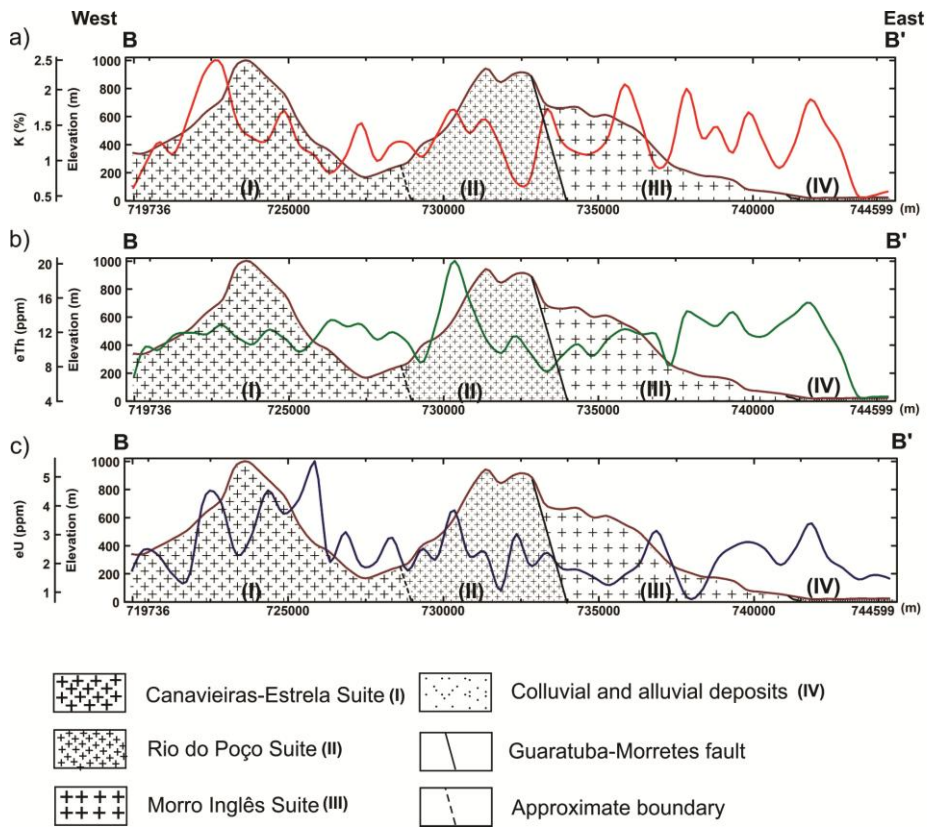


Figure 8 – Schematic geological profile B-B' indicating the distribution of K (a), eTh (b) and eU (c). See location of the profile in Figure 4.

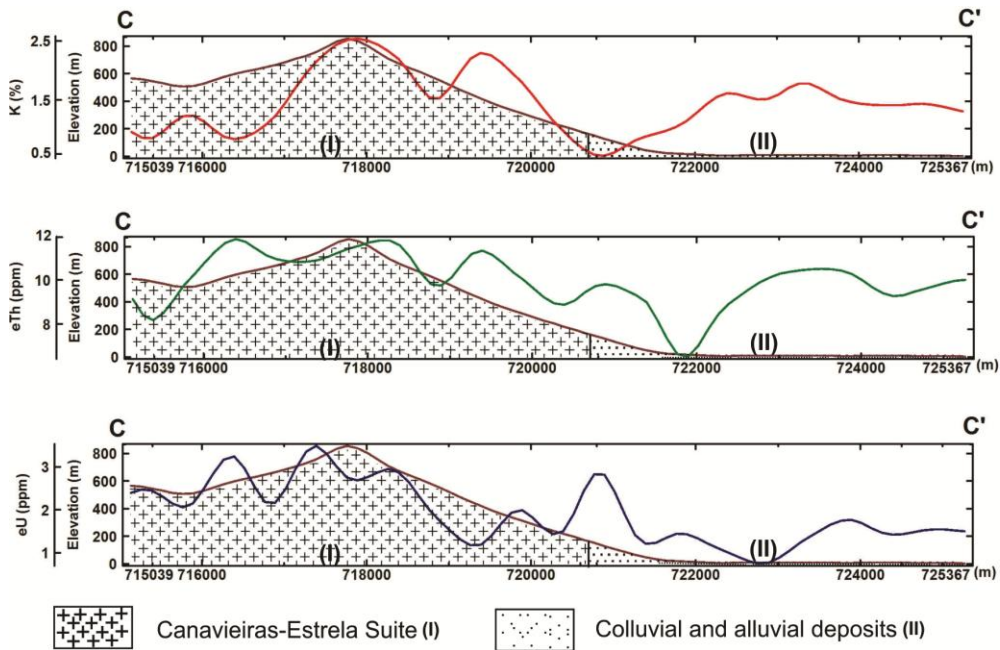


Figure 9 – Schematic geological profile C-C' indicating the distribution of K (a), eTh (b) and eU (c). See location of the profile in Figure 4.

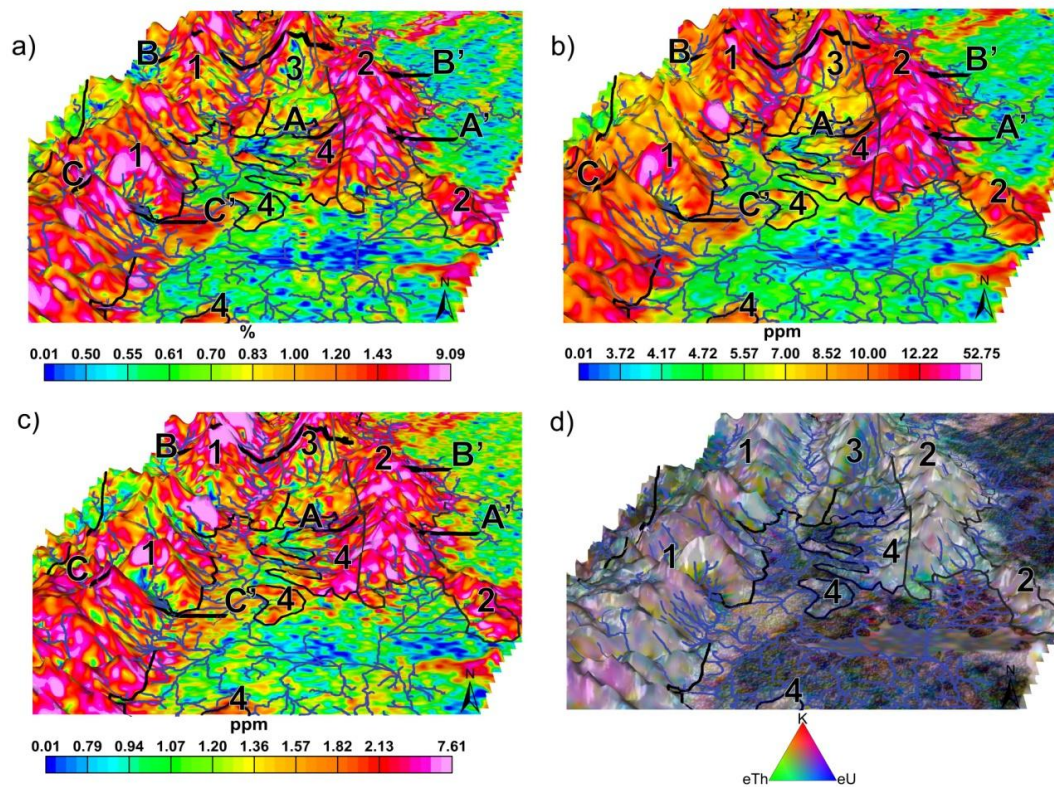


Figure 10 – 3D gamma-ray spectrometric maps overlapping the DEM of the Prata Mountain Ridge (see location in Fig. 4), indicating the drainage network and the A-A', B-B' and C-C' profiles. K (a), eTh (b), eU (c) and ternary (d). Canaveiras-Estrela Suite (1), Morro Inglês Suite (2), Rio do Poço Suite (3) and Rio das Cobras metasedimentary Sequence (4).

The research area is inserted into the Mar Mountain Ridge, which is recognized as an environment of high susceptibility to mass movements (Fiori, 1995; Silveira *et al.*, 2013), and these processes are associated with the genesis and evolution of the relief (Almeida & Carneiro, 1998). In March 11th 2011, associated with a high volume of accumulated rain (230 mm in 24 hours, 305 mm in 48 hours and 382 mm in 72 hours), contrasting with the daily cumulative rain volume of about 50 mm and the annual average of 2436 mm, a set of predominantly translational mudslides occurred, on the slopes of the Prata Mountain Ridge. The bulk of material loosened by the landslide was transported through the valleys, remobilizing previous deposits, and was deposited in the coastal plain (Silveira *et al.*, 2014).

In order to characterize the gamma-ray spectrometric results arising from this event, the northern portion of the Prata Mountain Ridge (inserted in semi-detailed area of Figure 4, shown in Figure 11) has been selected, where studies on mass movements and risk areas have been developed by Silveira *et al.* (2013) and Silveira *et al.* (2014). The airborne survey data in this area was obtained mainly after the event (03/18/2011 – 08/13/2011) and the gamma-ray spectrometric responses described below are related to the post-event situation.

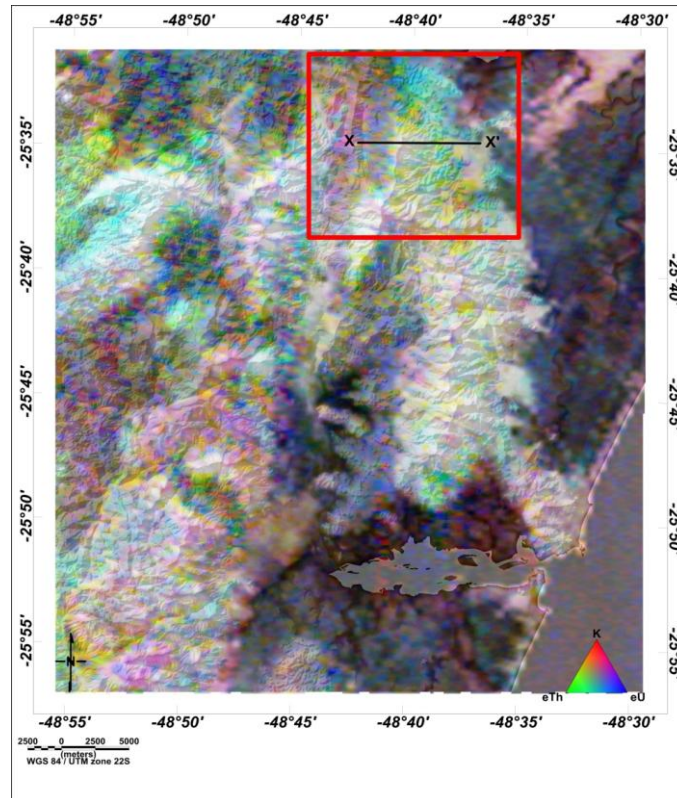


Figure 11 – Ternary map of the study area in the Prata Mountain Ridge indicating the region where occurred mass movements (in red) and the schematic x-x 'profile.

Slope, hypsometric and scar maps were generated (Fig.12). The slope is related with the tangent plane to the topography surface, the hypsometry linked with the variation of altitude and the scars were mapped by Silveira *et al.* (2013) and Silveira *et al.* (2014). It was possible to verify that 95% of the slide areas occurred in slopes greater than 25% (Fig. 12a) and 82% of the scars mapped were related to altitude higher than 400 m (Fig 12 b,c). The highest elevations are supported by differential erosion of more resistant rocks, resulting in slopes/hillsides, which have greater energy and favor mass movement processes (Silveira *et al.*, 2013; Silveira *et al.*, 2014).

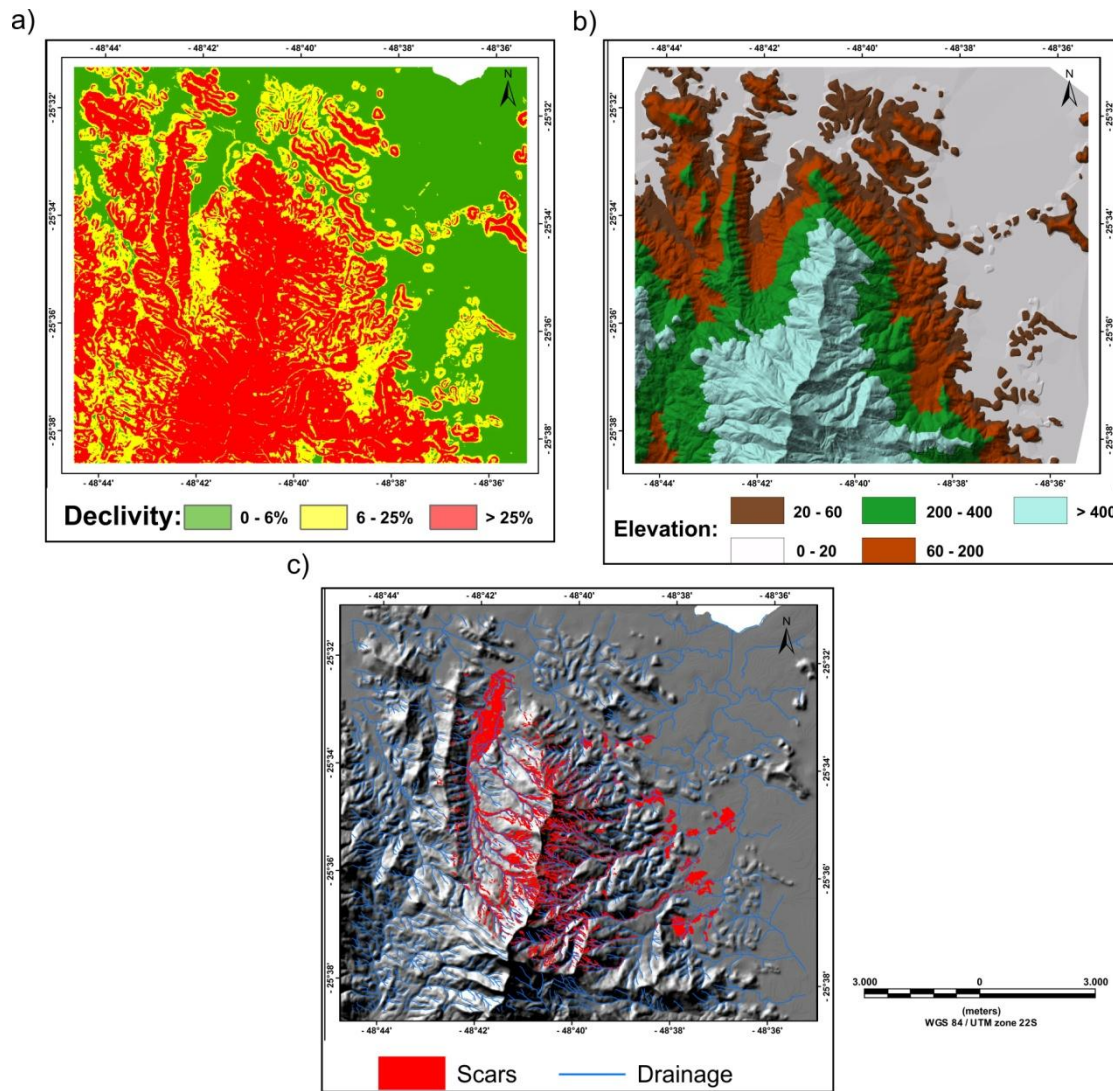


Figure 12 – Maps of the northern portion of the Prata Mountain Ridge (see location in Fig. 11): slope (a), hypsometric (b), scars (red) (c) resulting from mass movements. Drainage network (in blue) superimposed on the digital elevation model (DEM).

The gamma-ray spectrometric anomalies of K, eTh and eU were defined by the mean + 1 standard deviation (Fig. 13), which correspond to scars related to mass movements (Fig. 12c), and are conditioned by the drainage system. In the spatial relationship between the gamma-ray spectrometric anomalies of K, eTh and eU and the scars corresponding to the drainage system may be observed. Figure 13d shows the K (red), eTh (green) and eU (blue) anomalies, which correspond, predominantly, to the scars. The highest values of the three radioelements are linked to altimetric quotes between 200 and 400m and > 400 m (Fig. 13d). Considering that thorium is the less mobile element, it is possible to observe the migratory trend of higher altimetric quotes to the lower ones, due to the mass movements.

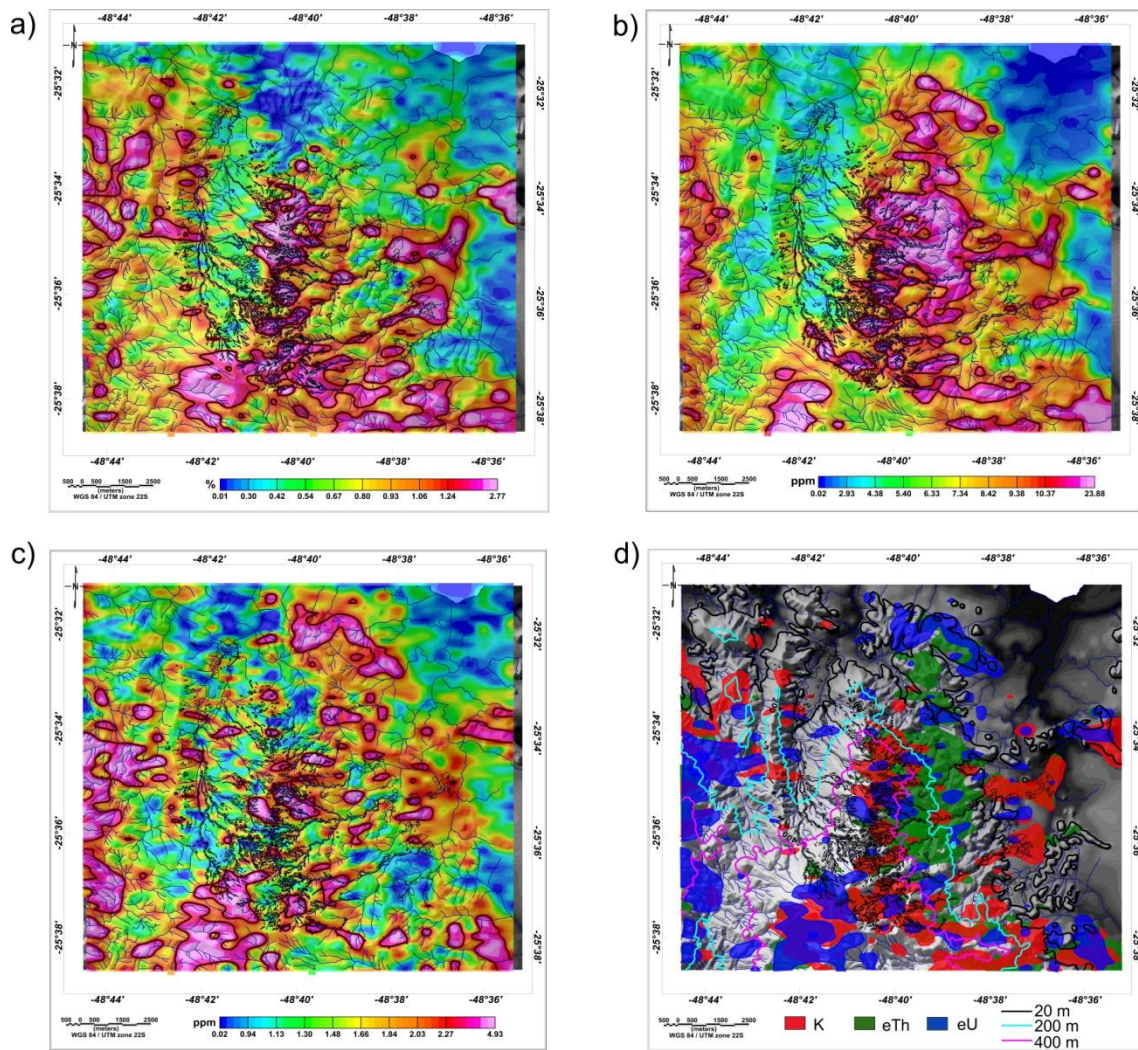


Figure 13 – Maps of gamma-ray spectrometric anomalies (mean + 1 standard deviation) showing their spatial relationships with the scars (see Fig.12c) on the northern portion of the Prata Mountain Ridge (see location in Fig. 11). K (a) eTh (b), eU (c) and their joint distribution indicating the scars, the drainage network, digital elevation model (DEM) and altimetric quotes (d).

A schematic geological profile of this northern portion of the Prata Mountain Ridge (Figs. 14 and 15) summarizes the behavior of K, eTh and eU. The migration of radionuclides to lower elevations may be observed, particularly on the coastal plain, where their concentration should theoretically be low. In this context, the observed anomalous values are probably due to the characteristic mass movements in the region, controlled by the drainage system and the intense rainfall.

In the profile X-X' displayed in Figure 15, based on gamma-ray spectrometry, geological and geomorphological characteristics, we relate the Canaveiras-Estrela Suite with intermediate values of radionuclides, the Rio do Poço Suite with lower grades and Morro Inglês Suite with the highest concentrations. The high concentrations of the Morro Inglês Suite are not only related to petrography (potassium feldspar megacrystals), but also to the fresh rock exposure resulting from the higher number of scars generated by the mass movements. On the other hand, the high values in the coastal plain can be explained by the remobilization of these elements with their transport related to

mass movements. These values may also possibly be associated to the planialtimetric differences between these suites.

Figure 16 displays this mobility in 3D models, where the scars are located mainly along the interfluvies of the watershed and are depleted along the rivers, with a deposit of fine sediments in the lower parts. The anomalies follow this pattern of scars and are higher, precisely in these points mainly because of the exposed rock in these places. Thus, the radionuclide mobility in this region is not only triggered by mass movements, but can also be related to factors such as rainfall and the drainage system.

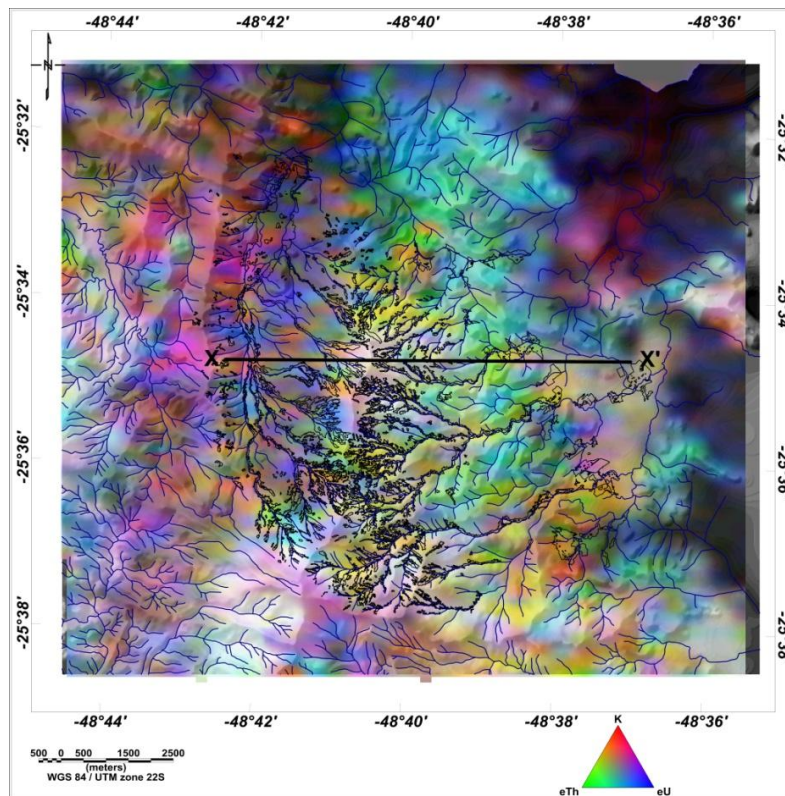


Figure 14 – Ternary map of the northern portion of the Prata Mountain Ridge indicating the location of the profile x-x' in Figure 15 (See location in Figure 11).

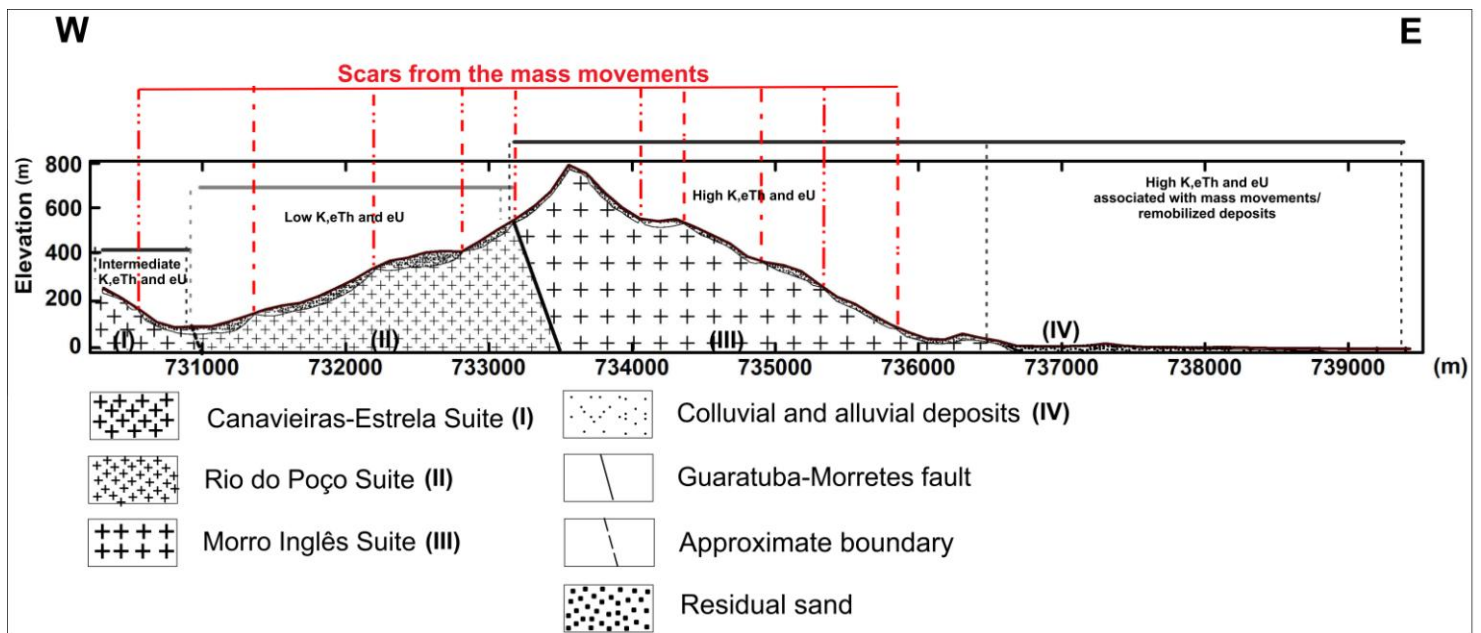


Figure 15 – Schematic geological profile X-X' of the northern portion of the Prata Mountain Ridge indicating the behavior of radionuclides.

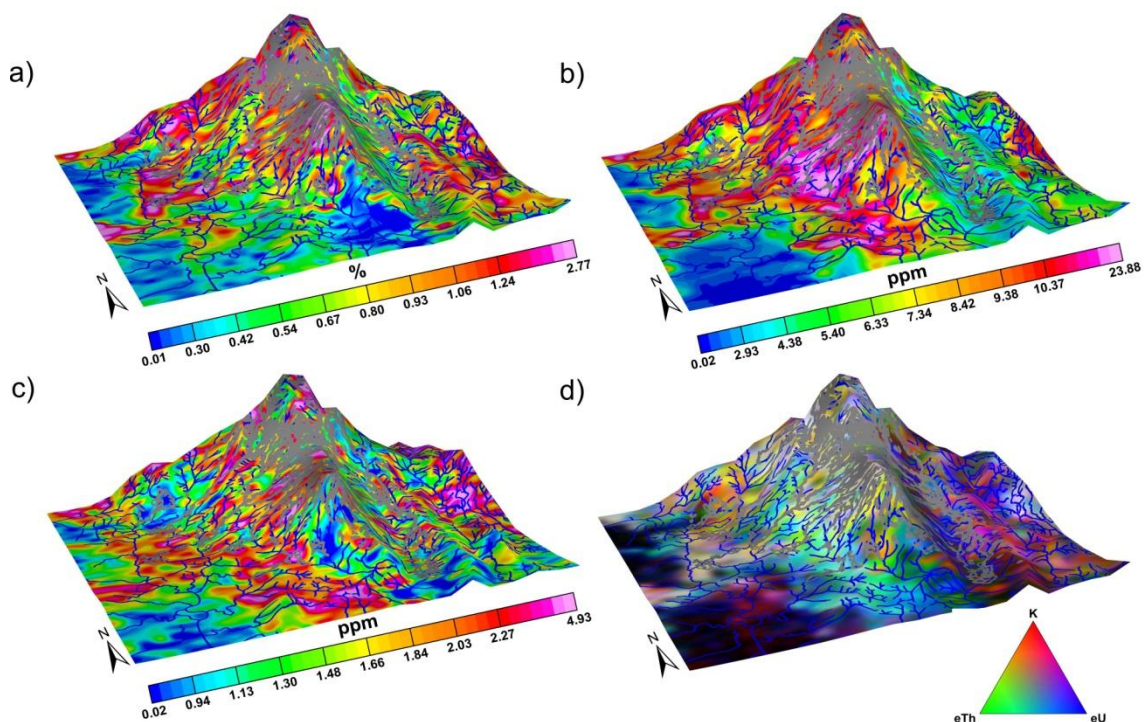


Figure 16 – 3D (K (a), eTh (b), eU (c) and ternary (d) maps of the northern portion of the Prata Mountain Ridge, with the scars represented in grey.

5. CONCLUSION

The gamma-ray spectrometric mapping in granitic rocks ideally reveal significant to high responses for K, Th and U. Although as discussed above must be considered as relevant the variations in the landscape, as geomorphic processes, the weathering especially in regions with

tropical and subtropical climates with high rainfall regimes. Therefore, this method is an important tool in geological cartography, especially for granitic bodies, and in this research it has corroborated with all field data available in the literature, serving as a way to enhance the study of the Paranaguá Terrane.

The analysis of the aerogeophysical data of the Paranaguá Terrane has identified the granitic suites Morro Inglês, Rio do Poço and Canavieiras-Estrela correlated with the high gamma-ray spectrometry anomalies. Through the statistical comparison between the lithochemical and the gamma-ray data of these granitic suites the petrographical similarity was confirmed. And it was possible to infer the lithochemical composition of these granitic suites based on airborne geophysical data (K, eTh and eU) depending on the coverage uniformity coverage and the samples number.

Through the investigation of radionuclides mobility was possible to relate the K, eTh and eU mobility with mass movements. The scars associated with the mudslides produces high gamma ray spectrometric anomalies due to the remobilization of coverage and the fresh rock exposure. In this way the gamma-ray spectrometric method could be used to contribute with the study of mass movements associated with geomorphological and geotechnical methods

As this research is inserted in an area of difficult access and with few outcrops, gamma-ray spectrometry has contributed to the study of the Paranaguá Terrane, especially with the confirmation and analysis of the Suites Morro Inglês, Rio do Poço and Canavieiras-Estrela.

Acknowledgments

We are grateful to the Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM, Geological Survey of Brazil) who allowed us the use and publication of airborne geophysical data in the region of Paranaguá Terrane. The authors thank G. Fontanella for the contributions with the images of the manuscript. To the Universidade Federal do Paraná for the institutional support. J.D. Weihermann was supported in this research by a fellowship from Fundação Capes-Ministério da Educação, Brazil.

REFERENCES

- Almeida, F.F.M., Carneiro, C.D.R., 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, n.28, v.2, p.135-155. *In Portuguese*.
- Basei M.A.S., Siga Jr. O., Machiavelli A., Mancini F., 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR - SC). *Revista Brasileira de Geociências*. 22(2): 216-221. *In Portuguese*.
- Campanha, G. A. C. & Sadowski, G. R., 1999. Tectonics of the Southern Portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research*. 98: 31-51.

- CPRM, 2011. Programa Geologia do Brasil (PGB) – Projeto Arogeofísico Paraná- Santa Catarina Relatório final do levantamento processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Volume I. Lasa Prospecções. *In Portuguese*.
- Cury L. F., 2009. Geologia do Terreno Paranaguá. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 202p. *In Portuguese*.
- Dickson, B. L., Scott, K. M., 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys - adding the geochemical factors. *AGSO Journal of Australia Geology and Geophysics*, v. 17, n. 2, p. 187-200
- Ferreira, F. J. F., Fruchting, A., Guimarães, G. B., Alves, L. S., Martin, V. M. O., Ulbrich, H. H., 2009. Levantamentos gamaespectrométricos em granitos diferenciados. II: O exemplo do Granito Joaquim Murtinho, Complexo Granítico Cunhaporanga, Paraná. *Geologia USP. Série Científica*, v. 9, n. 1, p. 55-72. *In Portuguese*.
- Fiori, A.P., 1995. Estudo da estabilidade de vertentes da área de Guaraqueçaba, Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, v. 43, p. 25-40. *In Portuguese*.
- Grasty, R. L., Glynn, J. E., and Grant, J. A., 1985. The analysis of multichannel airborne gamma-ray spectra: *Geophysics*, 50, 2611–2620.
- Gunn P.J., 1997. Quantitative methods for interpreting aeromagnetic data: a subjective review. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*. 17(2): 105-113.
- Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Mcnaughton, N.J., Vasconcellos, M.A.Z., Silva, L.C., 2000. Ion microprobe (SHRIMP) dates complex granulite from Santa Catarina, southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 72(4): 560-572.
- Heilbron, M., Mohriak, W., Valeriano, C.M., Milani, E., Almeida, J. C. H., Tupinambá, M. 2000. From collision to extension: the roots of the south-eastern continental margin of Brazil. In: Talwani M. & Mohriak W. (Eds) *Atlantic Rifts and Continental Margins*. American Geophysical Union, *Geophysical Monographs*, 115, p. 1–34.
- Heilbron M., Valeriano C.M., Tassinari C.C.G., Almeida J.C.H., Tupinambá M., Siga Jr. O., Trouw R.A.J., 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: Pankhurst R.J., Trow R.A.J., Brito Neves B.B, De Witt. (Eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*. London, Geological Society, *Special Publication*, 294, p. 211–232.
- Heilbron, M., Duarte, B.P., Valeriano, C. M., Simonetti, A., Machado, N., Nogueira, J. R., 2010. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U/Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Research*, 178:136-148.
- IAEA, 2003. Guidelines for radioelement mapping using gamma Ray spectrometry data. Viena: International Atomic Energy Agency (Technical Report Serie, nº 1363), p. 173.
- Kaplan I., 1955. *Nuclear Physics*. Addison-Weskey Publ. Co. 609p.

- Matmon A, Bieman Y, Enzel Y. 2002. Pattern and tempo of great escarpment erosion. *Geology* 30: 1135–1138.
- Minty, B.R.S., 1997. Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17 (2): 39-50.
- Oka-Fiori, Santos, L.J.C., Canali, N. E., Fiori, A.P., Silveira, C.T., Silva, J.M.F., Ross, J.L.S., 2006. Atlas Geomorfológico do Estado do Paraná: escala base 1:250.000, modelos reduzidos 1:500.000. Minerais do Paraná – MINEROPAR, Curitiba, 59 p. *In Portuguese*.
- Pickup, G., Marks, A. 2000. Identifying large-scale erosion and deposit processes from airborne gamma radiometrics and digital elevation models in a weathered landscape. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 25, p. 535-557.
- Siga Júnior, O., 1995. Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 212p. *In Portuguese*.
- Silveira, C.T., Fiori, A.P., Ferreira, A.M., Góis, J.R., Mio, G.; Silveira, R.M.P., Massulini, N.E.B., Leonardi, T.M.H., 2013. Emprego de atributos topográficos no mapeamento da suscetibilidade a processos geoambientais na bacia do rio Jacareí/Paraná. *Sociedade & Natureza (UFU. Online)*, v. 24, p. 623-639. *In Portuguese*.
- Silveira, C.T., Fiori, A.P., Schlipack, P., Dias, S.M., 2014. Mapeamento preliminar da suscetibilidade natural a movimentos de massa da Serra do Mar Paranaense apoiado na análise digital do relevo. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v.15, n.1p. 3-22. *In Portuguese*.
- Summerfield, M.A., 1991. *Global Geomorphology: an Introduction of the Study of Landforms*. Longman Scientific & Technical: Essex.
- Ulbrich, H. H. G. J., Ulbrich, M. N. C., Ferreira, F. J. F., Alves, L. S., Guimarães, G. B., Fruchting, A., 2009. Levantamentos gamaespectrométricos em granitos diferenciados. I: revisão da metodologia e do comportamento geoquímico dos elementos K, Th e U. *Geologia USP. Série Científica*, v. 9, n. 1, p. 33-53. *In Portuguese*.
- USGS, 2014. Data search - SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) Available in: <http://earthexplorer.usgs.gov/>.
- Wilford, J.R., Bierwirth, P.N., Craig, M.A., 1997. Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17(2): 201-216.
- Wilford J., 2002. Airborne gamma-ray spectrometry. In: PAPPE. ed. *Geophysical and remote sensing methods for regolith exploration*.

4.2 MAGNETIC INTERPRETATION OF THE PARANAGUÁ TERRANE, SOUTHERN BRAZIL

MAGNETIC INTERPRETATION OF THE PARANAGUÁ TERRANE, SOUTHERN BRAZIL

Authors:

Jessica Derkacz Weihermann

Federal University of Paraná, Department of Geology, Laboratory for Research in Applied Geophysics. Cel. Francisco H. dos Santos Avenue, 100, Polytechnic Center, P.O. Box 19045, Postal Code 81531-980, Curitiba, Paraná, Brazil. E-mail: jessica.dweih@gmail.com

Francisco José Fonseca Ferreira

Federal University of Paraná, Department of Geology, Laboratory for Research in Applied Geophysics. Cel. Francisco H. dos Santos Avenue, 100, Polytechnic Center, P.O. Box 19045, Postal Code 81531-980, Curitiba, Paraná, Brazil. E-mail: francisco.ferreira@ufpr.br

Saulo Pomponet Oliveira

Federal University of Paraná, Department of Mathematics. Cel. Francisco H. dos Santos Avenue, 100, Polytechnic Center, P.O. Box 19081, Postal Code 81531-980, Curitiba, Paraná, Brazil. E-mail: saulopo@ufpr.br

Leonardo Fadel Cury

Federal University of Paraná, Department of Geology, Laboratory of Rocks and Minerals. Cel. Francisco H. dos Santos Avenue, 100, Polytechnic Center, P.O. Box 19045, Postal Code 81531-980, Curitiba, Paraná, Brazil. E-mail: cury@ufpr.br

A ser submetido ao *Surveys in Geophysics*

MAGNETIC INTERPRETATION OF THE PARANAGUÁ TERRANE, SOUTHERN BRAZIL

ABSTRACT

Magnetic maps reflect the spatial distribution of magnetic sources, which may be located at different depths and have significantly different physical and geometrical properties, complicating the identification of the corresponding geologic structures. Filtering techniques are frequently used to separate anomalies from shallow and deep sources, and to enhance certain features of interest, such as the edges of the causative bodies. We use a 3D model to verify the effectiveness of the enhancement filters, from anomalous bodies of known dimensions. In this paper we emphasize the application of enhancement methods to the magnetic data of the Paranaguá Terrane, in the southern coast of Brazil, in order to characterize the structural framework. We have tested recent enhancement methods, such as the monogenic local amplitude and local phase and an algorithm based on the Signum transform. The monogenic amplitude, the local phase, the Signum transform and other methods have showed a good correlation with the Paranaguá Terrane data. The estimated depth and width of linear sources based on Signum transform presents good results. The magnetic interpretation shows to be concordant with the structures interpreted through traditional geological methods.

Keywords: enhancement methods, magnetic structures, Paranaguá Terrane.

1. INTRODUCTION

Magnetic data are crucial to geophysical approaches to geologic mapping, especially for structural information. These data have signals with large amplitude variation that originate from sources with different geometries, located at different depths and with different magnetization properties.

Enhancement methods can be used to emphasize certain characteristics in the data resulting to facilitate qualitative geologic interpretation of the anomalies. Most methods used for enhancing magnetic data are based on vertical or horizontal derivatives of magnetic anomalies or combinations of them. For this reason, the study of magnetic methods continues to expand the capability of data measuring systems, efficiency of forward modeling algorithms, effectiveness of data transformations and the versatility of inversion approaches. Amplitude and gradient measurements are becoming more widespread, and consequently, interpretation methods must be geared to such expanded data sets. Forward algorithms are exploiting 3D frequency-domain representations and volume to line integral conversions to reduce calculation time.

This work concerns the utility of enhancement methods based on theoretical models and the application to real data of the Paranaguá Terrane. The methods of enhancing magnetic anomalies used are reduction-to-the pole (RTP – Baranov, 1957), analytic signal amplitude (ASA - Nabighian, 1972,1974; Roest *et al.*, 1992), total horizontal derivative (THDR - Cordell & Grauch, 1985), tilt angle (TDR - Miller & Singh, 1994), total horizontal derivative of the tilt angle (TDR_THDR - Verduzco *et al.*, 2004), horizontal tilt angle (TDX - Cooper and Cowan, 2006), Signum transform (de Souza & Ferreira, 2012, 2013, 2015), tilt angle of horizontal gradient (TAHG - Ferreira *et al.*, 2013), Euler deconvolution (Thompson, 1982), an algorithm proposed by Oliveira *et al.* (2015) to estimate depth and width of the sources, based on Signum transform, and the monogenic signal (Hidalgo-Gato & Barbosa, 2015). The main objective of this paper is to verify the magnetic responses of the Paranaguá Terrane and compare with the geologic information available in the literature.

1.1 Characterization of the research area

The study area is located between the states of Santa Catarina, Paraná and extreme southeast of São Paulo, bounded by coordinates: 48°56'24" and 47°57'08" West longitude and 24°58'38" and 26°27'43" South latitude amounting to approximately 5.450.00 km² (Fig. 1).

The Paranaguá Terrane is inserted in the geomorphological context of the Mar Mountain Ridge, a typical escarpment of divergent continental margin (Summerfield, 1991; Matmon *et al.*, 2002). Located along the southern/ southeastern Brazilian coastline with an average altitude of

approximately 1200 m above sea level, setting up a mountain range adjoining the Paranaense Coastal Plain, with high peaks of up to 1800 m above sea level, supported by various lithologies (Oka-Fiori *et al.*, 2006). This group of ridges divides the watersheds of the rivers that flow to the coast. Despite having their origins in the vicinity of the coast, these rivers flow towards the interior. The petrographic and structural nature of the Serra do Mar granites in Paraná State make them resistant to erosion and sustain their outstanding elevations (Almeida & Carneiro, 1998).

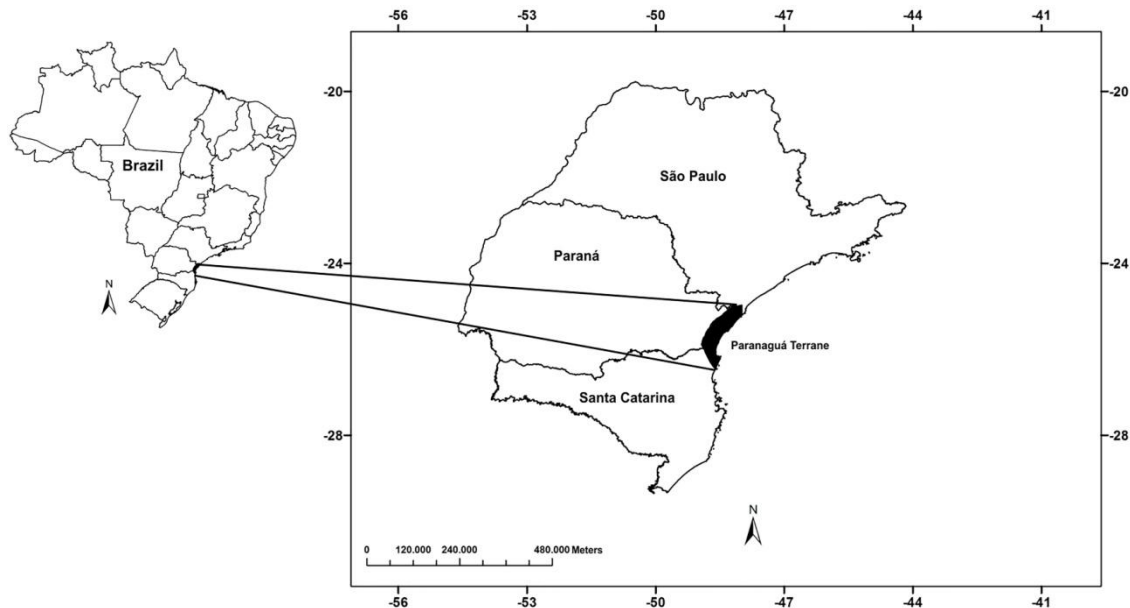


Figure 1 - Location map of the study area (black polygon).

1.2 Geological setting

The Paranaguá Terrane is part of the southern segment of the Ribeira Belt, a complex orogenic belt extending for 1400 km along the Atlantic coast of Brazil occupying the central position in Western Gondwana (Heilbron *et al.*, 2000; Heilbron *et al.*, 2010). The Southern Ribeira Belt comprises four geotectonic units: Apiaí Domain, Microplate Curitiba, Microplate Luis Alves and Paranaguá Terrane (Fig. 2) placed side by side during the assembly of Supercontinent Gondwana, stretching from the inland to the coast, in the east of Paraná State (Basei *et al.*, 1992; Siga Jr., 1995; Cury, 2009). The Apiaí Domain consists of gnaissic, metavolcanosedimentary and granitic units, marked by significant deformation shear zones in the context of transpressional character (Campanha & Sadowski, 1999; Cury, 2009). The Curitiba microplate is made up of Paleoproterozoic basement rocks overlaid by the passive margin metasedimentary succession, and the Luis Alves Microplate is a predominantly granulite facies that records at least two metamorphic episodes of c. 2.7-2.5 and 2.2-1.8 Ga (Siga Jr., 1995; Hartman *et al.*, 2000; Heilbron *et al.*, 2008).

In the regional context of the Meridional Ribeira Belt is worth to mention the Ponta Grossa Arch, a swarm of dykes with a NW-SE trend with extension superior to 600 km and width ranging from 20 to 100 km (Portela Filho & Ferreira, 2003). These structures can be seen in the magnetic maps of the Paranaguá Terrane.

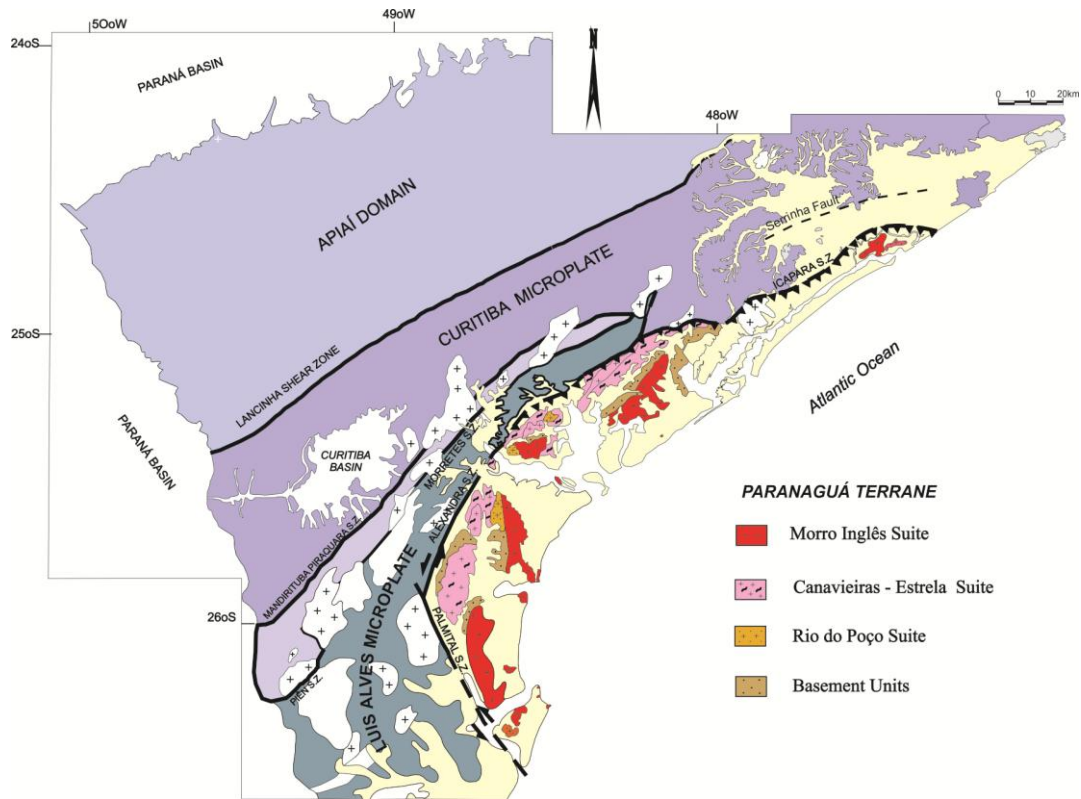


Figure 2 - Geological map of the meridional portion of the Ribeira Belt with Paranaguá Terrane highlighted. Modified from Cury (2009).

The Paranaguá Terrane is marked on the East by the shoreline, the Southwest by gneissic-granulite rocks of the Luis Alves Microplate and the Northwest by Curitiba Microplate (Fig. 2). All the occidental contact is tectonic, being represented in its south-southwest portion by the Palmital lineament and in the west-northwest by Alexandra and Serra Negra lineaments. It is characterized by an igneous complex, with a variety of granitic rocks distributed from the northeast of the State of Santa Catarina (São Francisco do Sul city) to the southeast of the State of São Paulo, represented by Morro Inglês, Rio do Poço and Canavieiras-Estrela Suites and the gneiss and gneissic-migmatitic country rocks inserted into São Francisco Complex and the metasedimentary rocks in the Rio das Cobras Sequence (Fig. 3) (Cury, 2009).

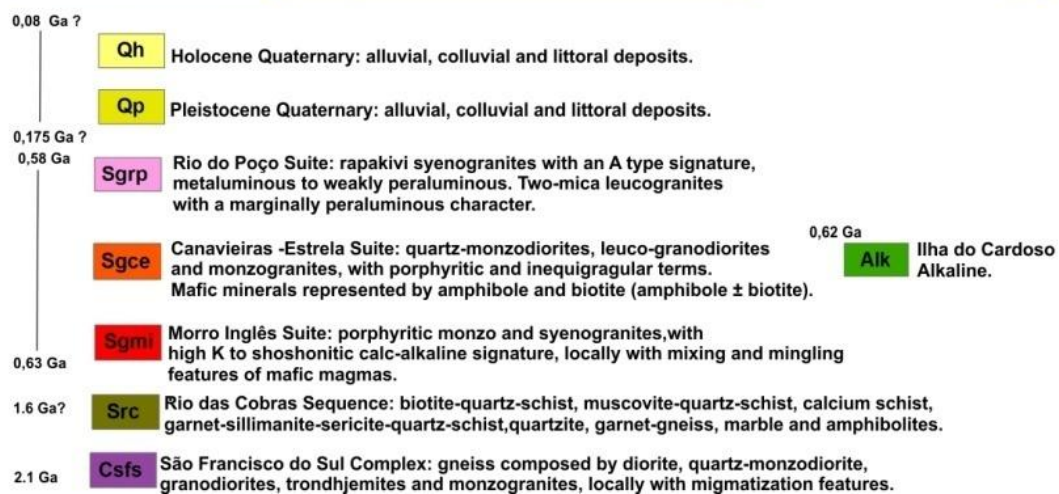
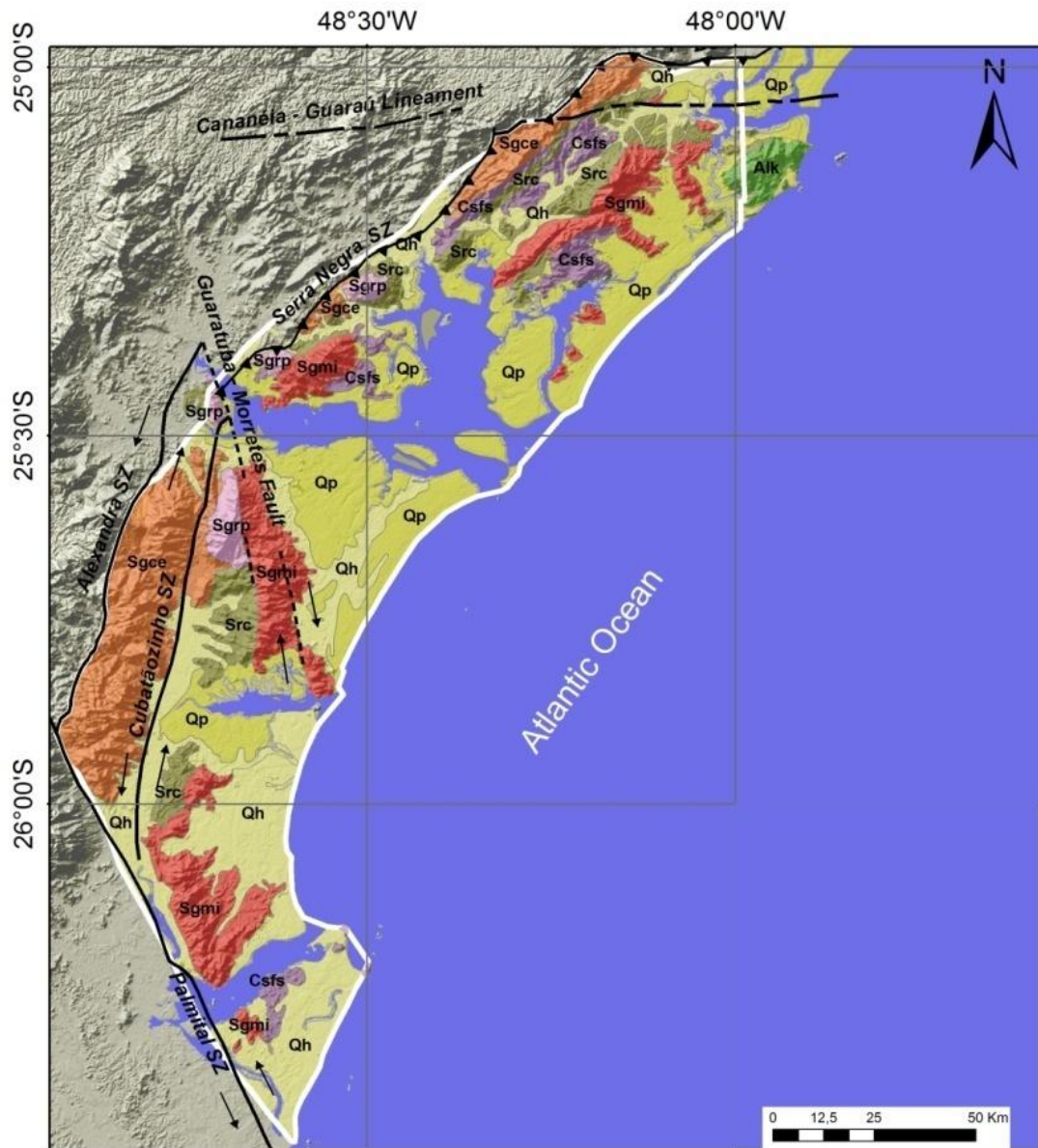


Figure 3 –Geological map of Paranaguá Terrane, indicating the study area in white. Modified from Cury (2009).

The geochronological data indicates that the formation/deformation of these granitoids is mainly in the range of 620-570 Ma. The juxtaposition of Paranaguá Terrane appears to have occurred after the collage of Luis Alves and Curitiba terranes, the cooling of this segment, or part of it, reached the Cambro-Ordovician showing processes related to the final assembly of West Gondwana (Siga Jr. *et al.*, 1995). The Cambro-Ordovician cooling age also suggests that this terrane could represent the continuity of the Kaoko Belt in Africa that would gauge all the coastal portion of the regions south (part of the Dom Feliciano Belt) and southeast (Paranaguá Terrane) Brazil (Cury, 2009).

2. MATERIAL AND METHODS

In the present research, we have processed and interpreted magnetic data of the Paranaguá Terrane (Fig. 3) from the Aerogeophysical Paraná-Santa Catarina Project (CPRM 2011), whose characteristics are shown in Table 1. First we have applied the enhancement techniques in a theoretical model to evaluate they effectiveness. Then these techniques were applied to real data of Paranaguá Terrane.

Project	Paraná-Santa Catarina
Year	2011
Spacing between flight lines	500 m
Flight height	100 m
Direction of flight lines	N-S
Interval between the geophysical measurements	0.1 s-
Direction of control lines	E-W
Spacing between control lines	10 km

Table 1 –Technical specifications of the airborne survey. Modified from CPRM (2011).

Magnetic anomalies depend on the magnetization direction (induced and remanent) and the data acquisition (Blakely, 1996). Considering the induced magnetization only, the magnetic data was first reduced to the pole (Grant & Dodds, 1972, MacLeod *et al.*, 1993):

$$RTP = \frac{[\sin(I) - i \cos(I) \cos(D - \theta)]^2}{[\sin^2(Ia) + \cos^2(Ia) \cos^2(D - \theta)]. [\sin^2(I) + \cos^2(I) \cos^2(D - \theta)]}, \quad (1)$$

Where I is the geomagnetic inclination, Ia is the inclination for the amplitude correction, D is the geomagnetic field declination and θ is the wave number direction. Considering the induced magnetization only, the reduction to the pole (RTP) technique allows the anomalies position directly above the sources.

The enhancement methods of magnetic anomalies used in this work are: analytic signal amplitude (ASA - Nabighian, 1972,1974; Roest *et al.*, 1992), total horizontal derivative (THDR - Cordell & Grauch, 1985), tilt angle (TDR - Miller and Singh, 1994), horizontal derivative of the tilt angle (TDR_THDR - Verduzco *et al.*, 2004), horizontal tilt angle (TDX - Cooper & Cowan, 2006),

Signum transform (de Souza & Ferreira, 2012, 2013, 2015), and tilt angle of horizontal gradient (TAHG - Ferreira *et al.*, 2013). The equations for these techniques are represented bellow:

The analytic signal amplitude (*ASA*),

$$ASA = \sqrt{\left(\frac{dM}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dM}{dy}\right)^2 + \left(\frac{dM}{dz}\right)^2}, \quad (2)$$

Where M is the magnetic anomaly, dx and dy are the horizontal derivatives and dz is the vertical derivative.

The total horizontal gradient (*THDR*),

$$THDR = \sqrt{\left(\frac{dM}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dM}{dy}\right)^2}, \quad (3)$$

Where M is the magnetic anomaly, dx and dy are the horizontal derivatives.

The tilt derivative (*TDR*),

$$TDR = \tan^{-1}\left(\frac{VDR}{THDR}\right), \quad (4)$$

$$\text{where } = \frac{dM}{dz}, \quad (5)$$

and *THDR* is defined by equation (3).

The horizontal derivative of the tilt angle (*TDR_THDR*), a combination of the tilt derivative (*TDR*) and its total horizontal derivative (*THDR*).

$$TDR_THDR = \left[\left(\frac{dTDR}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dTDR}{dy}\right)^2 \right]^{1/2}, \quad (6)$$

where *TDR* is defined by equation (4), and dx and dy are the horizontal derivatives.

Cooper & Cowan (2006) introduced a modified version of the tilt angle (*TDX*), normalizing the total horizontal derivative by the absolute value of the *VDR*,

$$TDX = \tan^{-1}\left(\frac{THDR}{|VDR|}\right). \quad (7)$$

The Signum transform (*ST*) is a simple derivative-based method for qualitative and semi-quantitative interpretation of magnetic anomalies from discrete sources (de Souza & Ferreira, 2012, 2013, 2015),

$$ST[f](x) = \begin{cases} \frac{f(x)}{|f(x)|}, & f(x) \neq \mathbf{0} \\ \mathbf{1}, & f(x) = \mathbf{0} \end{cases}, \quad (8)$$

Where f could be: $f = \frac{dM}{dz}$; $f = \frac{d^2M}{dz^2}$ and $f = \frac{dM}{dz} - \left| \frac{dM}{dz} \right|$,

and M is the magnetic anomaly. The values of $ST[f]$ are expected to be 1 over the sources and -1 out of them.

The tilt angle of the horizontal gradient ($TAHG$), a combination of the total horizontal derivative ($THDR$) and its tilt derivative (TDR).

$$TAHG = \tan^{-1} \left(\frac{\frac{dTHDR}{dz}}{\sqrt{\left(\frac{dTHDR}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dTHDR}{dy}\right)^2}} \right), \quad (9)$$

We applied to real and synthetic data the algorithm proposed by Oliveira *et al.* (2015) for automatic depth and width detection of the sources, from magnetic anomalies, based on Signum transform method (de Souza & Ferreira, 2012, 2013, 2015). The magnetic anomaly is firstly enhanced using an edge detection filter based on the Signum transform, represented in equation (8) which retains only the signs of the anomalous field (Oliveira *et al.* 2015). The equations of depth (h) and width (a) of the sources are described by:

$$h = (x_{vh+} - x_{vh-})/2, \quad (10)$$

$$a = \sqrt{x_v^2 - h^2}, \quad (11)$$

where $x_{vh\pm} = h \pm \sqrt{a^2 + 2h^2}$ and $x_v = \sqrt{a^2 + h^2}$.

We also tested a phase-based filter developed by Hidalgo-Gato & Barbosa (2015) with the purpose to enhance the edges of geologic sources from magnetic data using the amplitude and the local phase in the Poisson scale-space monogenic signal.

3. SYNTHETIC DATA

The enhancement methods were applied to 3D theoretical models to evaluate their effectiveness. The model is composed by two prisms, P1 (length = 1600 m, width = 400 m, thickness = 2000 m) and P2 (length = 1600 m, width = 600 m, thickness = 2000 m) with their tops located at depth $z_1 = 100$ m (P1) and $z_2 = 300$ m (P2), as indicated in the Figure 4. The bodies are located in the north geomagnetic pole (86.27° N, 159.18° W), with inducing field intensity $B = 57091$ nT, direction

$(D, I) = (0^\circ, 90^\circ)$, and magnetic susceptibility $k = 0.0276$ SI, resulting in an induced magnetization $J_i = 0.5$ A/m.

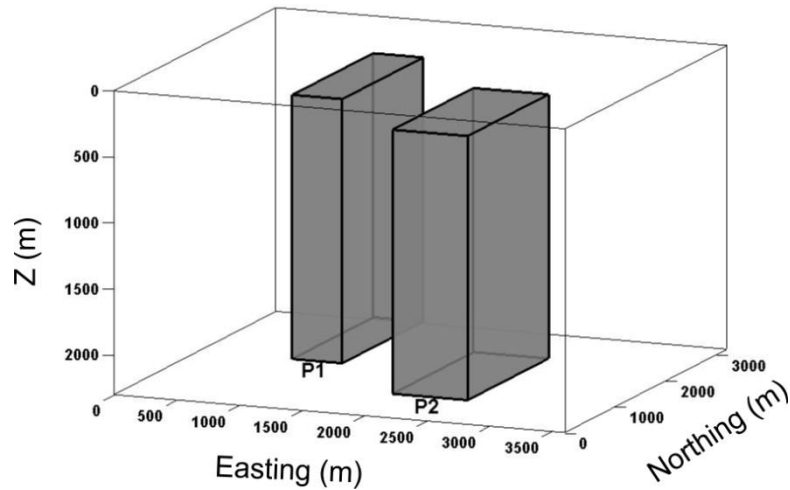


Figure 4 –3D magnetic model used to evaluate the methods studied in this work. The model consists of two prisms with dimensions of P1 (1600 x 400 x 2000 m) located at depth 100 m and P2 (1600 x 600 x 2000 m) located at depth 300 m, and separated by distance of 400 m.

The total magnetic intensity (TMI) of the bodies in Figure 4, generated in the geomagnetic context described above, can be seen in Figure 5a. Figure 5 shows the anomalies from the enhancement methods applied to the data in Figure 5a. The ASA method (Nabighian, 1972, 1974; Roest *et al.*, 1992) is presented in Figure 5b, where the filtered signal decreases amplitude as depth increases and the anomalies are well-centered.

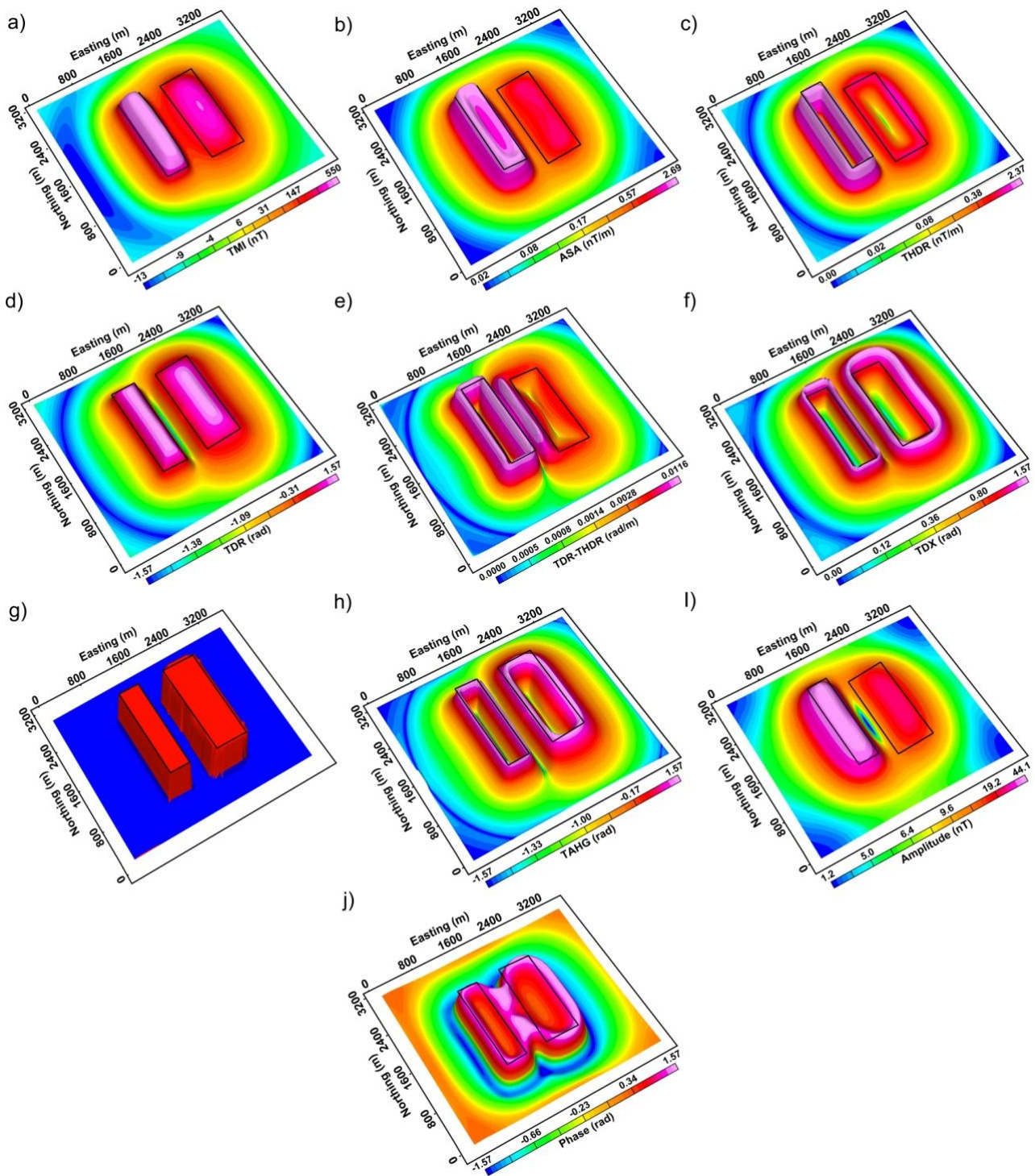


Figure 5 – Magnetic anomaly maps of the model shown in Figure 4. (a) TMI at the north magnetic pole: inducing field direction $(D, I) = (0^\circ, 90^\circ)$, inducing field intensity $B = 57091$ nT, and magnetic susceptibility $k = 0.0276$ SI. (b) ASA of the data in (a). (c) THDR of the data in (a). (d) TDR of the data in (a). (e) TDR-THDR of the data in (a). (f) TDX of the data in (a). (g) Signum transform of the data in (a). (h) TAHG of the data in (a). (i) Amplitude of the data in (a). (j) Phase of the data in (a).

Figure 5c shows the THDR map, introduced by Cordell & Grauch (1985). The signal is represented by maximum values at the body's edges (with minimum values at the central part) and the strength of the transformed signal is gradually attenuated with depth.

The TDR map introduced by Miller & Singh (1994) is shown in Figure 5d. This method equalizes the signal amplitudes, but the peak of the transformed data are positioned directly over body center. For this reason it cannot be considered an edge detection method (Cooper & Cowan, 2008; Ferreira *et al.*, 2013), but is considered an important enhancement method.

The Figure 5e represents the TDR_THDR method, introduced by Verduzco *et al.* (2004) with the objective of mapping structures of shallow sources. It highlights and locates the amplitude peaks in the edges of causative bodies. This method is often used for the location of shallow bodies, since the amplitude of the transformed signal decreases as the sources depths increase and it is sensitive to noise (Ferreira *et al.*, 2013).

The TDX method (Cooper & Cowan, 2006) is shown in Figure 5f. In this method, the edges of the sources are delineated by maximal values in the anomalies and minimum in the center of the bodies. For deeper sources, the peaks are shifted out from the edges, making the bodies seem bigger than they are (Ferreira *et al.*, 2013).

The Figure 5g presents the Signum transform (de Souza & Ferreira 2012, 2013, 2015) of second order vertical derivative, where the bodies are very well delineated.

The TAHG (Ferreira *et al.*, 2013) (Fig. 5h) is similar to the TDX method (Fig. 5f) but, in this case, the anomalies are less dependent on the depth of the sources and its maximum values are positioned close to the edges, even for deeper sources. It is an effective method used for magnetic interpretation.

The amplitude in the scale-space monogenic signal (Hidalgo-Gato & Barbosa, 2015) (Fig. 5i) enhances all the edges of the simulated dipping or vertical bodies without amplifying the noise, and shows a close agreement with the horizontal projections of the edges of the dipping bodies. It also shows a strong correlation with ASA, and thus, it does not enhance the deepest edge of the body (Hidalgo-Gato & Barbosa, 2015). The Figure 5j shows the phase in the scale-space monogenic

signal. This method enhances strong and weak anomalies and is similar to the TDR method, with the difference that TDR is more sensitive to the noise.

In Figure 6 (a,b) is represented the depth (a) and width (b) (equations 10 and 11, respectively), given by the application of the algorithm (Oliveira *et al.* 2015) based on the Signum transform method. The algorithm (Oliveira *et al.* 2015) is an automatization of the enhancement technique Signum transform, which allows the calculation of estimated depth and width of the magnetic sources. The results from depth correspond to approximately 75% from the original prism depth, and the results from width correspond to approximately 84% from the original prism width (Fig. 4).

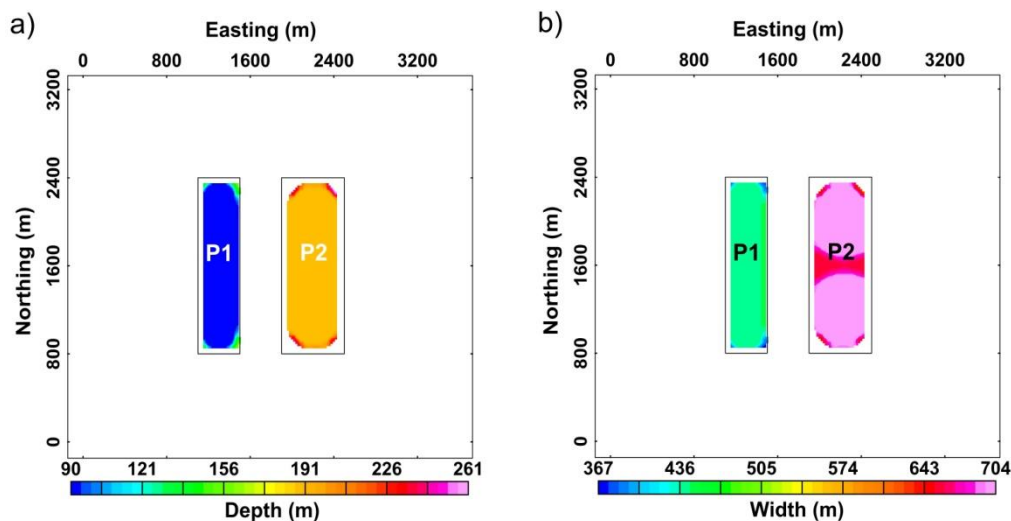


Figure 6 – Depth (a) and width (b) of the prisms in Figure 4 estimated from the Signum transform.

4. RESULTS AND DISCUSSION

4.1 Application to real data

The enhancement methods were applied to the magnetic data of Paranaguá Terrane (see section 1.1 and 1.2). The specifications of the Paraná – Santa Catarina Project are detailed in section 2 of this paper and the magnetic data were corrected from diurnal variation, parallax error, leveling of profiles and removal of IGRF calculated at flight height referred to year 2010. The Paranaguá Terrane has an inducing field intensity of $B = 22822$ nT, direction $(D, I) = (-18.9^\circ, -35.8^\circ)$ at the coordinates $25^\circ 30' S$ and $48^\circ 30' W$ in 2010-04-22, and magnetic susceptibility $k = 0.0276$ SI, resulting in a induced magnetization $J_i = 0.5$ A/m. The TMI data in Figure 7a were reduced to the pole (RTP) (Figure 7b)

using a magnetic inclination of -35.8° and a declination of -18.9° , which corresponds to the magnetic field at the time of the airborne survey in the center of the study area.

After the reduction to the pole we applied the upward continuation method (Figure 7c) to an elevation of 500 m, to reduce the noise and aid delineation of deep structures. The upward continuation calculates the potential field that would have been recorded at a higher level above the acquisition level. The UW method provides a robust method of frequency separation in potential field data (Jacobsen 1987) that is locally adaptive and produces a visualization of the data that is more geologically interpretable than using a fixed frequency or band-pass filter.

As in the previous section, we applied all the enhancement methods tested in the synthetic data in the real data (Paranaguá Terrane): total horizontal derivative –THDR (Fig. 7d), tilt angle-TDR (Fig.7e), total horizontal gradient of the tilt angle- TDR_THDR (Fig.7f), horizontal tilt angle-TDX (Fig.7g), Signum transform (Fig.7h), tilt angle of horizontal gradient-TAHG (Fig.7i), amplitude (Fig. 7j) and phase (Fig. 7k).

It is clear that each filter highlights different features as seen in the synthetic data. Analyzing the results of TDR, and THDR filters is possible to observe homogeneity of the anomaly in these maps. The, TDR_THDR, TDX and TAHG filters produce responses that highlight features and structures in more detail, showing trends in relation to the direction of susceptibility contrast.

It is possible to note the presence of a strong northwest-southeast (NW-SE) trend in the magnetic maps. These magnetic structures are related to the Ponta Grossa Arch (Parana Basin, Brazil) (see Portela-Filho & Ferreira 2003) where prominent NW-SE structures reflect a Mesozoic thick swarm of diabase dykes.

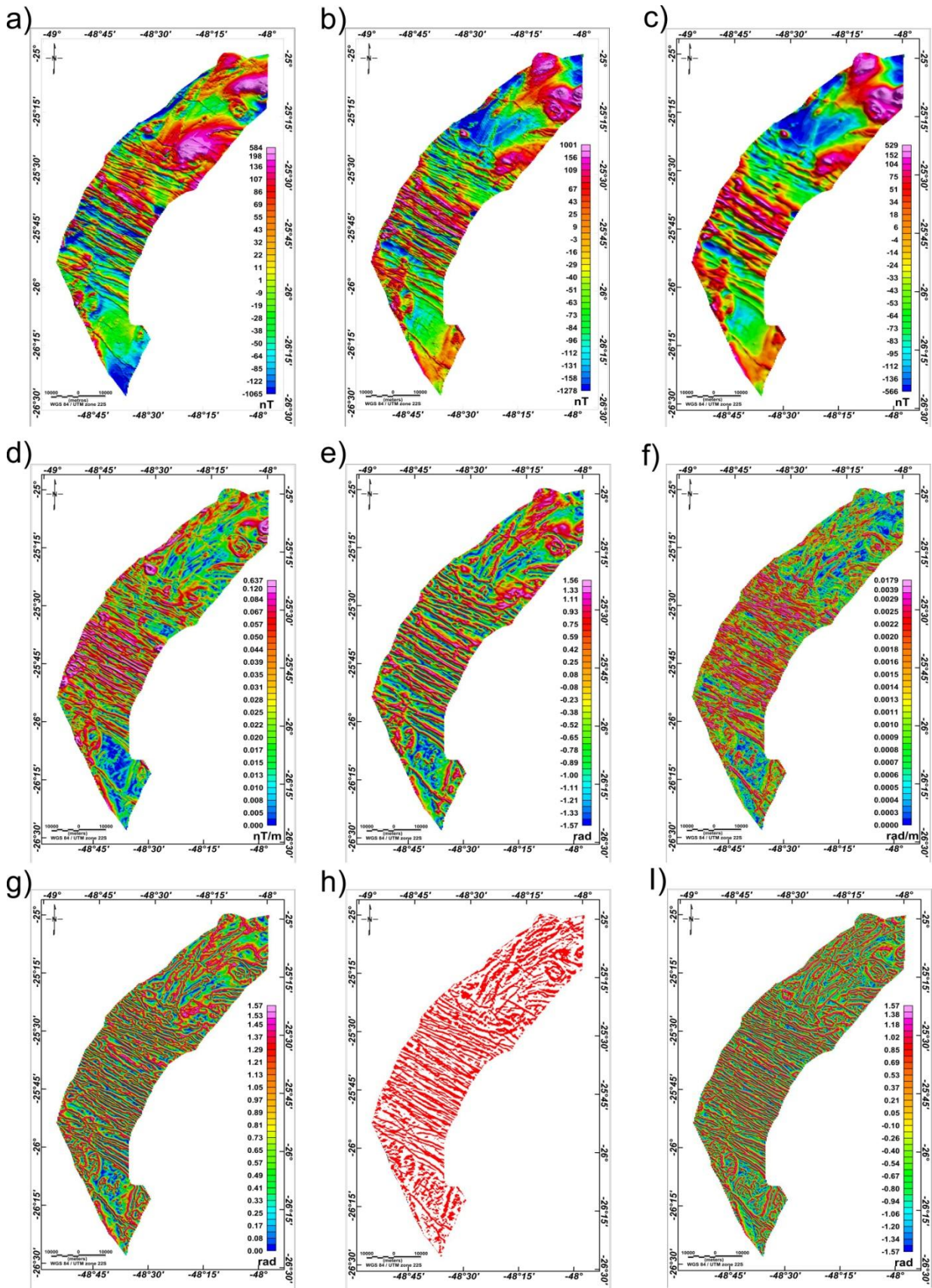
To reduce the influence of the dykes in Paranaguá Terrane and to enhance structures in a difference trend we applied a directional cosine filter along the direction of magnetic declination (-18.9°) on the TMI (Fig. 9a), using a 2° of cosine function. First the directional cosine filter was applied only in the central portion of the Paranaguá Terrane, to reduce the artifacts created by this filter. But the final results were not satisfactory as shown in Figure 8, than we applied the filter in the whole terrane. The TMI reduced-to-the-pole - TMI-RTP and the TMI-RTP upward to 500 m are indicated in figures 9b and 9c, respectively. The Figure 9 shows all the enhancement techniques discussed above, with the directional cosine filter applied.

As a way of comparison the same methods applied to the data of Paranaguá Terrane were also applied to the data in Figure 8c the following methods: total horizontal derivative –THDR (Fig. 9d), tilt angle-TDR (Fig. 9e), total horizontal gradient of the tilt angle- TDR_THDR (Fig. 9f), horizontal tilt angle-TDX (Fig. 9g), Signum transform (Fig. 9h), tilt angle of horizontal gradient-TAHG (Fig. 9i), amplitude (Fig. 9j) and phase (Fig. 9k).

The relationship between TDR and Phase as proposed by Hidalgo-Gato & Barbosa (2015) can be seen in the magnetic data of the Paranaguá Terrane (Figs. 7e and 7j , 9e and 9j), where the phase

enhances the edges of the body and shows a close agreement with the horizontal projections of the edges of the dipping bodies.

With the directional cosine filter is possible to note the presence of a north-south (N-S) and a northeast-southwest (NE-SW) trend in the magnetic maps. These magnetic structures reflect the Precambrian trends of the Paranaguá Terrane.



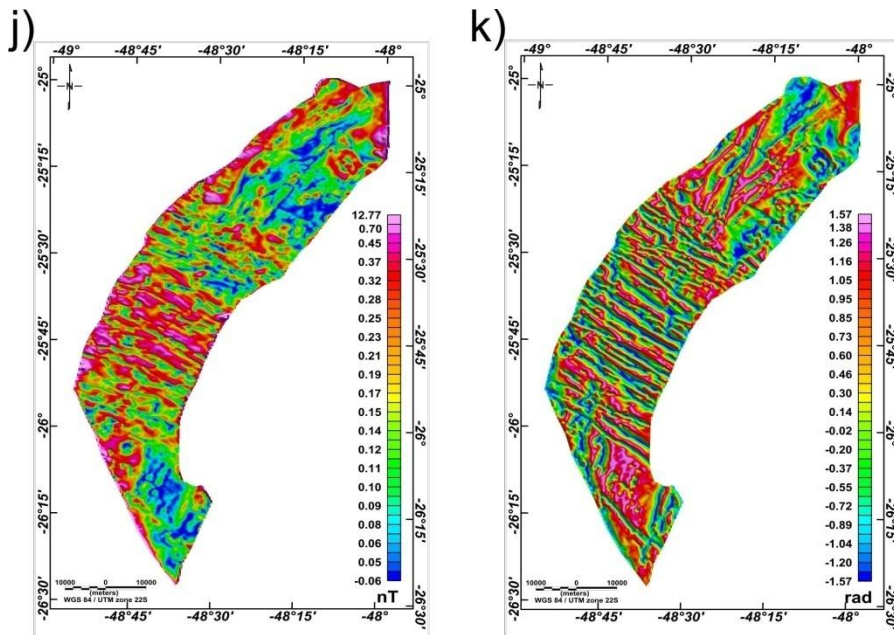


Figure 7 – Magnetic anomaly maps of the Paranaguá Terrane (see location in Figure 1). (a) TMI (b) TMI-RTP (c) TMI-RTP upward continued to 500 m (UW 500). (d) THDR UW 500. (e) TDR UW 500. (f) TDR-THDR UW 500. (g) TDX UW 500. (h) Signum transform UW 500. (i) TAHG UW 500. (j) Amplitude UW 500. (k) Phase UW 500.

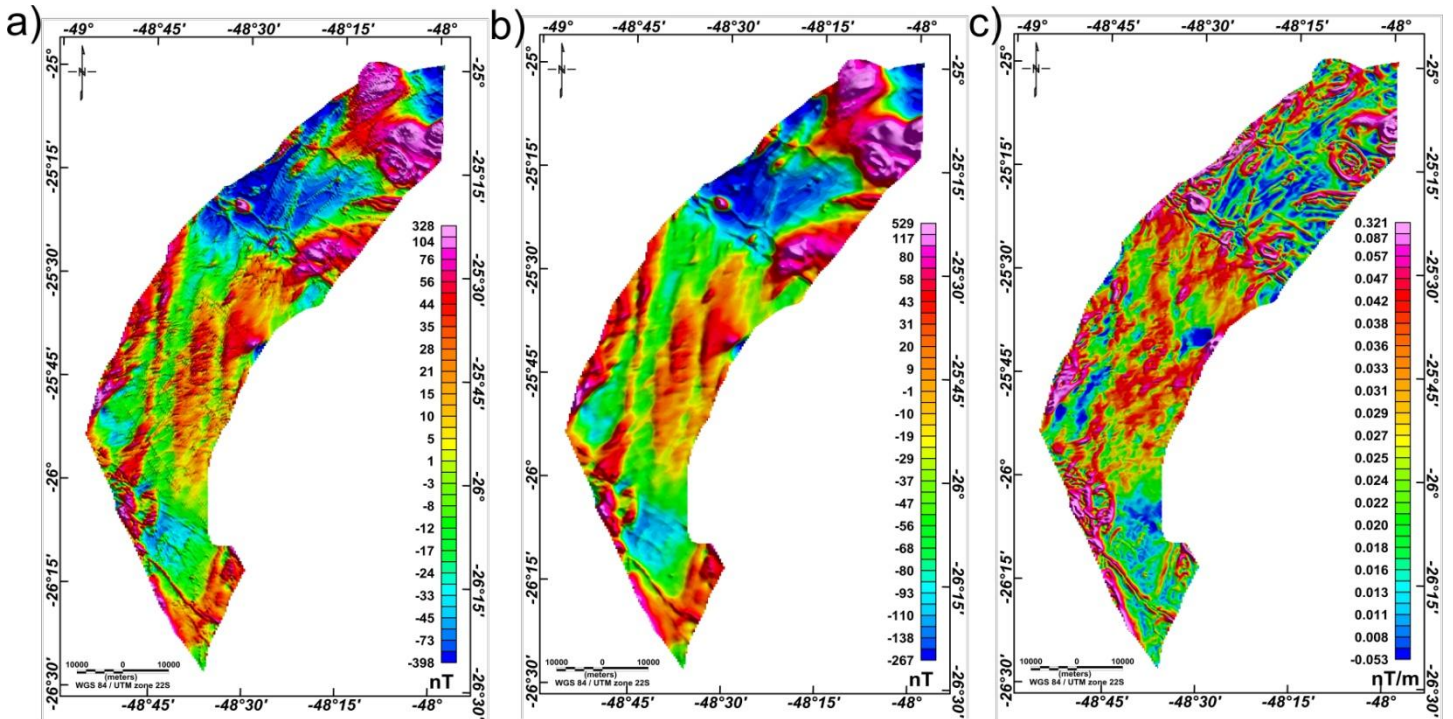
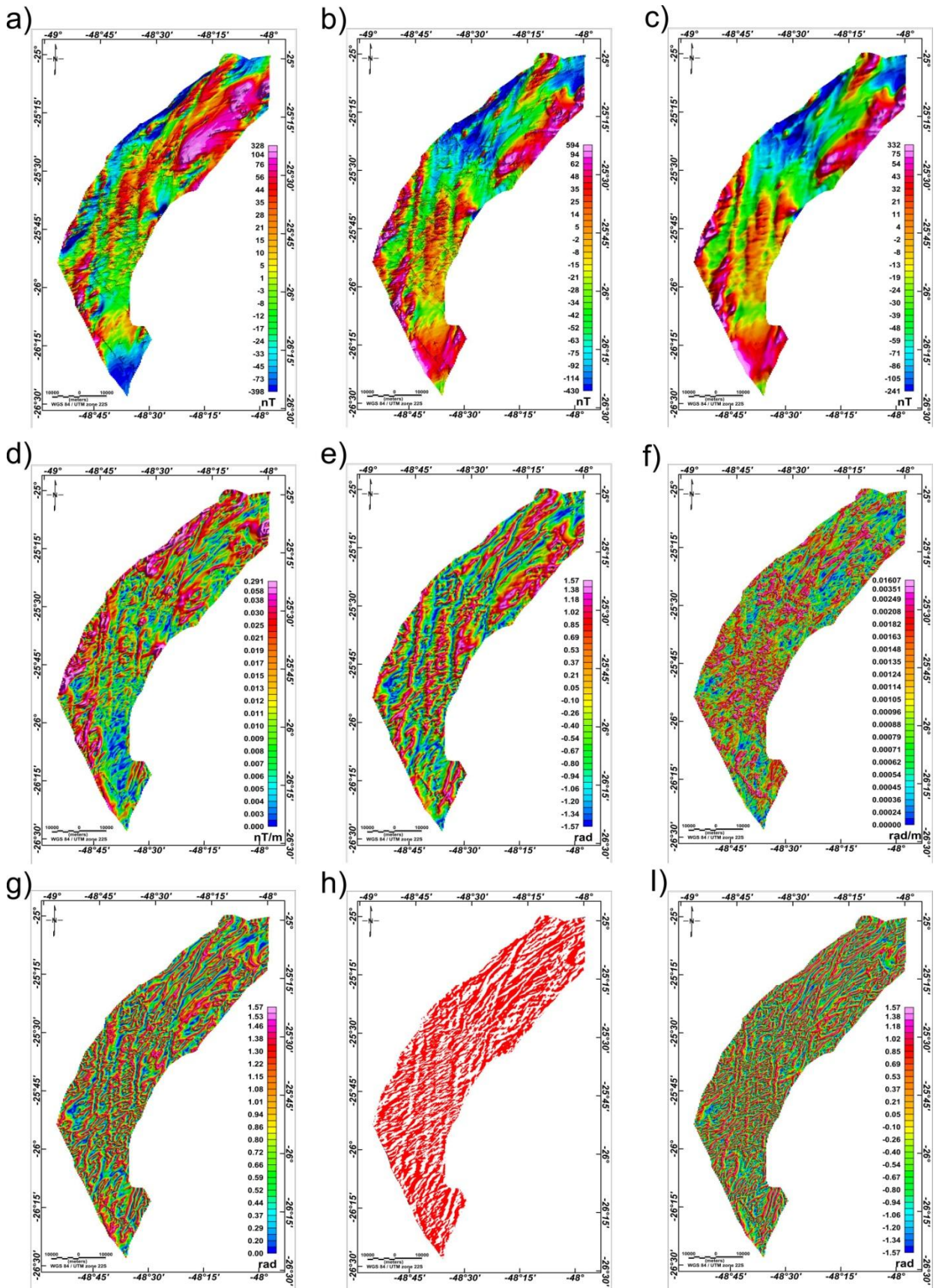


Figure 8 – Directional cosine filter applied only in the central portion of the Paranaguá Terrane (see location in Figure 1). (a) TMI-RTP (c) TMI-RTP upward continued to 500 m (UW 500). (d) THDR UW 500.



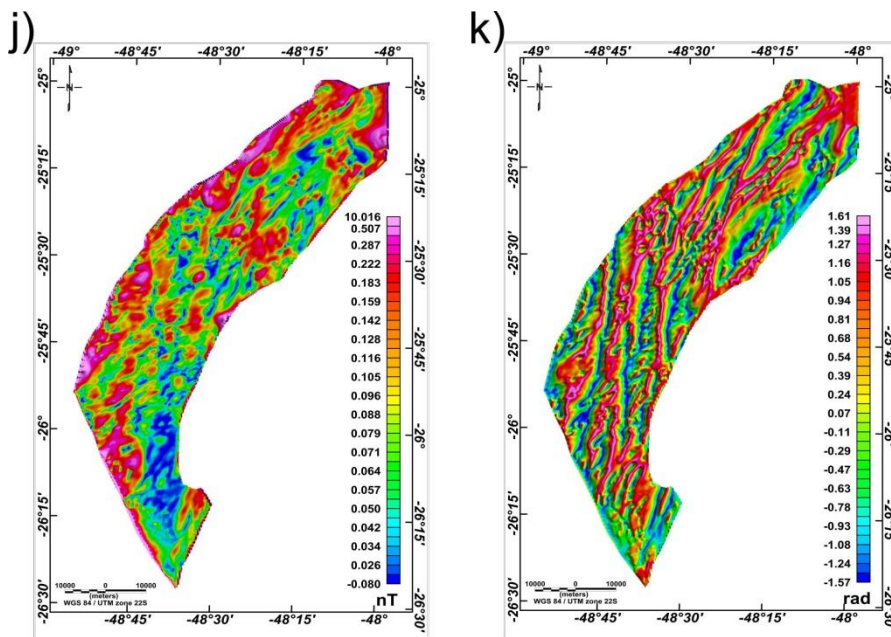


Figure 9 – Magnetic anomaly maps of the Paranaguá Terrane (see location in Figure 1) with directional cosine filter applied (DCOS). (a) DCOS - TMI (b) DCOS - TMI-RTP (c) DCOS - TMI-RTP upward continued to 500 m (UW 500). (d) DCOS - THDR UW 500. (e) DCOS - TDR UW 500. (f) DCOS - TDR-THDR UW 500. (g) DCOS - TDX UW 500. (h) DCOS - Signum transform UW 500. (i) DCOS – TAHG UW 500. (j) DCOS - Amplitude UW 500. (k) DCOS - Phase UW 500.

4.2 Estimates of the depth and width of magnetic sources

An algorithm proposed by Oliveira *et al.* (2015) was applied to the Paranaguá Terrane data, with the purpose of estimate the depth and width of dyke-like magnetic sources. The edges of the magnetic sources can be recognized from the locations where one or more of the spatial derivatives change its sign, the zero crossover points, identified by the Signum transform (de Souza & Ferreira, 2012). The sources depths and widths were calculated using the distances between the center of the filtered anomalies and the zero crossover points, as input values (Oliveira *et al.* 2015).

These data were compared with the Euler deconvolution (Thompson 1982). Euler deconvolution is a semi-automatic interpretation method that is frequently used in the magnetic interpretation. For a given source type, which is specified by its structural index (SI), it provides an estimate of the source location. In this case, it was used a contact model solution ($SI = 0$), with a tolerance of 5% and with a window size equal to 10 m (Fig. 10a).

Figure 10 shows the comparison of the Oliveira algorithm with the Euler deconvolution. It is possible to note that they qualitatively agree with each other.

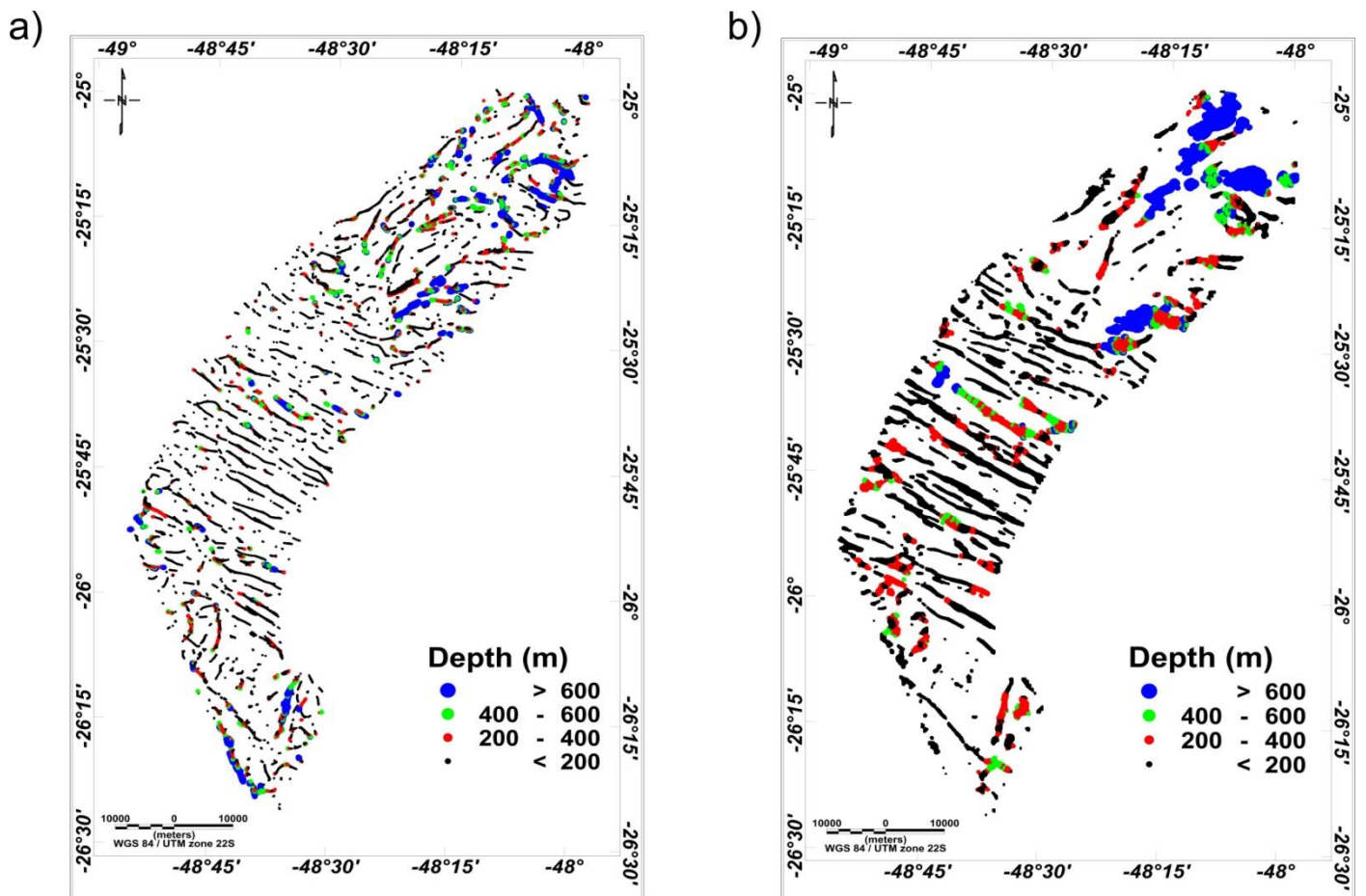


Figure 10 – Depth estimated from Euler deconvolution (a) and depth (b) estimated from the Oliveira et al. (2015) algorithm based on Signum transform of the Paranaguá Terrane (see location in Figure 1).

This algorithm allows an improvement of Euler, as can be seen in Figure 10b. The depths vary from shallow bodies with less than 200 m and deeper bodies with more than 600 m, and with intermediate responses varying from 200-400 m and 400-600 m.

The same algorithm was applied to the directional cosine data, and the results are shown in Figure 11. It is possible to note that the depths estimated with the Euler deconvolution also qualitative agree with the algorithm. The Figure 11b presents the Oliveira algorithm depth, and also the responses presented are better to analyze than Euler's. The bodies depth lies on the range of shallow, less than 200 m and in between 200-400 m, with a lower presence of deeper bodies (400-600 m and higher than 600 m).

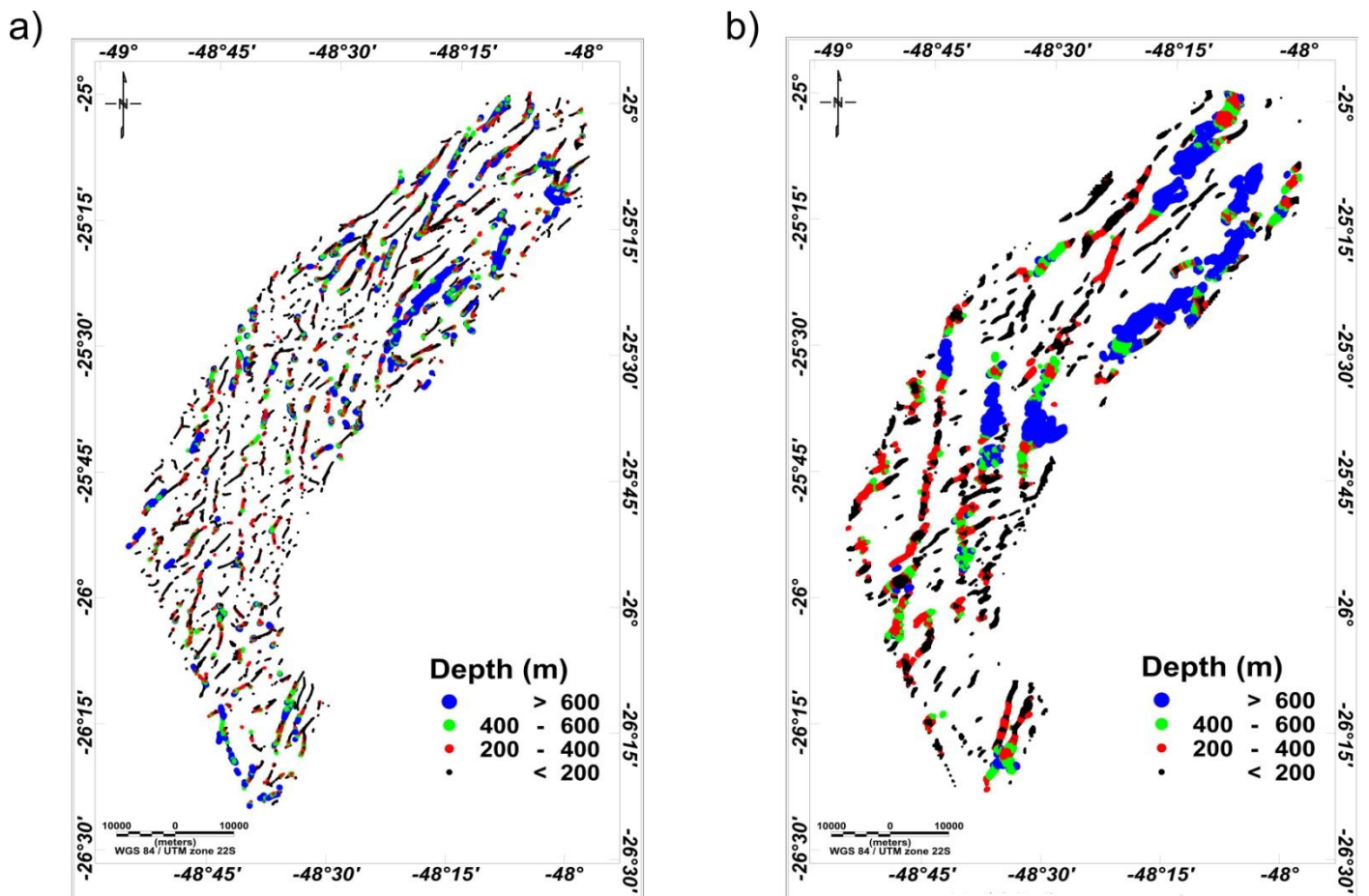


Figure 11 – Directional cosine filter applied to depth estimated from Euler deconvolution (a) and depth (b) estimated from the Oliveiras's algorithm based on Signum transform of the Paranaguá Terrane (see location in Figure 1).

Figure 12 shows the application of the algorithm in the magnetic data of the Paranaguá Terrane to determine the bodies width. In Figure 12b this algorithm was applied in the directional cosine data. The magnetic sources of the Paranaguá Terrane have an estimated width mainly between 600 m and 1400 m and more than 1400 m. Such estimates are overstated as a result of the upward continuation (500 m) of the magnetic data and due to the flight line spacing (500 m). It is possible to note that in Figure 12a are more shallow bodies than Figure 12b.

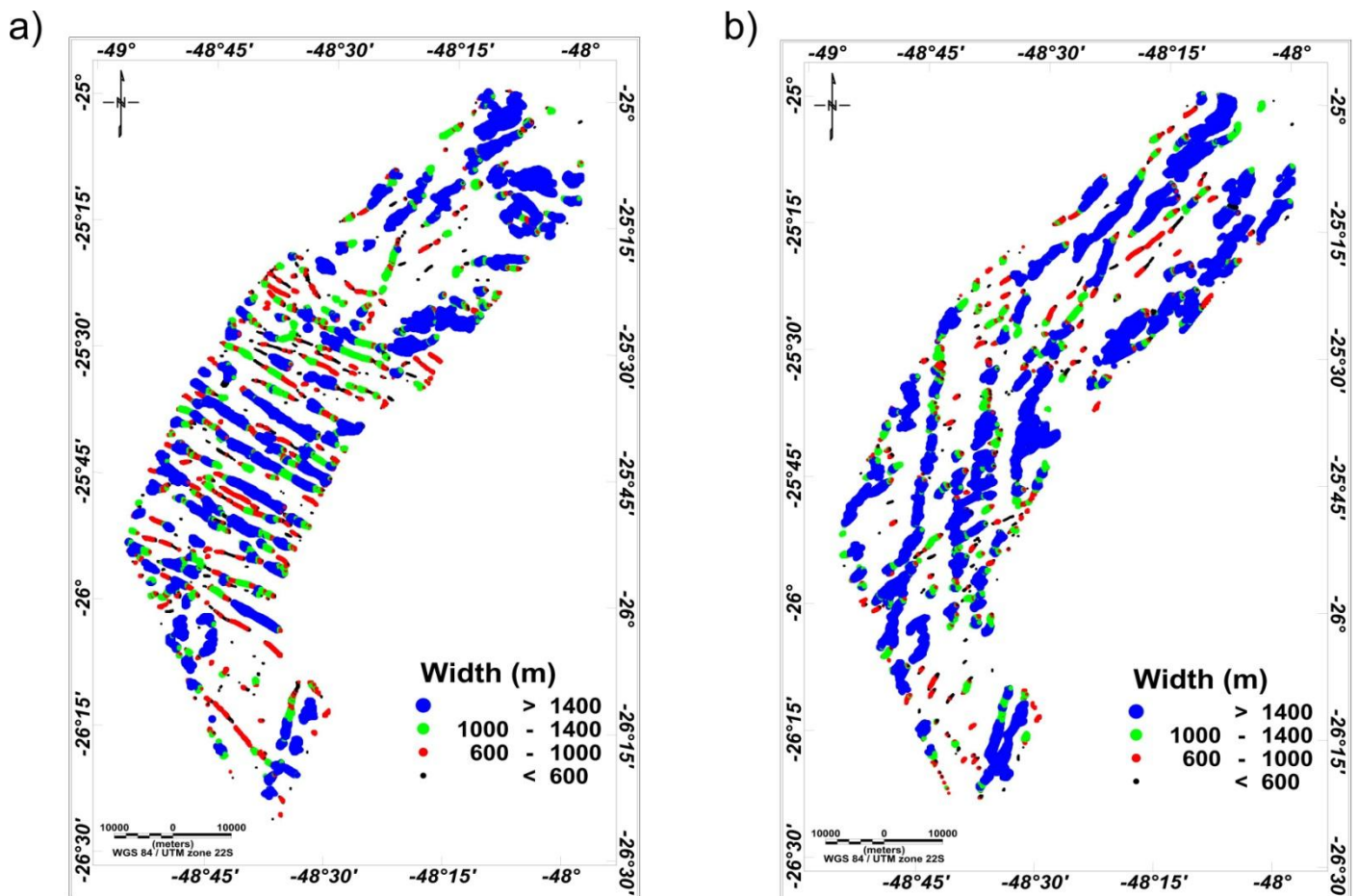


Figure 12 – Application of the algorithm (Oliveira *et al.* 2015) based on Signum transform to estimate the width of the magnetic bodies, in the magnetic data (a) and in the directional cosine data (b).

4.3 Magnetic structural Interpretation

For the magnetic interpretation we used, preferably, the TAHG method, due to the fact that is less sensitive to the depth difference. Shallower and deeper anomalous bodies have its edges highlighted by its maximum signal amplitudes.

In Figure 11 we compared the magnetic structures interpreted from the TAHG (in black) map with the geological structures (in red) available in the literature (Cury, 2009). The Figure 11a shows the magnetic interpretation from the data in Figure 7h, and Figure 11b presents the magnetic interpretation from the directional cosine filter data in Figure 8h of the Paranaguá Terrane.

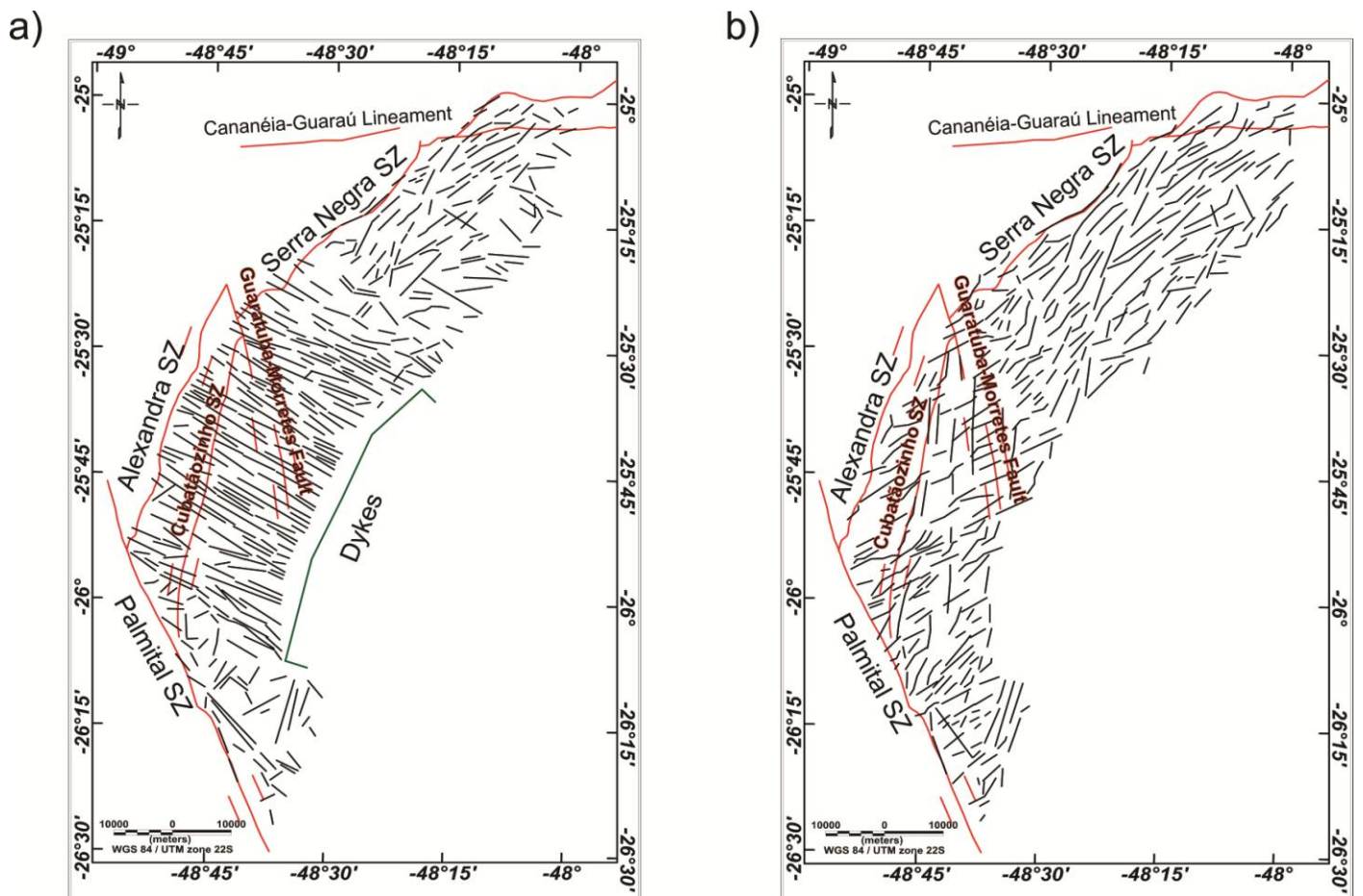


Figure 13 – (a) Magnetic lineaments (black lines) interpreted from TAHG map (Fig. 7h) and the geological structures (in red) from Cury (2009). (b) Magnetic lineaments (black lines) interpreted from directional cosine TAHG map (Fig. 8h) and the geological structures (in red) from Cury (2009).

The magnetic interpretation was a good contribution for the Paranaguá Terrane, due to the fact that some structures cannot be seen in the geological interpretation and its existence can be only inferred through geophysical mapping. The swarms of diabase dykes (Fig. 11a) are very expressive in the central portion of Paranaguá Terrane with a NW-SE trend. As these dykes have a significant magnetic signal, they could mask the signal in other directions, so we used the directional cosine filter to suppress this NW-SE trend (Fig. 11b). Regional structures can only be seen after the application of the filter, as the Cubatãozinho Shear Zone and the Guaratuba- Morretes Fault. Due to the study area be located near the coast, there is also the influence of the coverage of recent deposits. The geological structures identified in Figure 11b, shows a good correlation with the interpreted magnetic structures, confirming the potential methods as good for the geological mapping. These results illustrate the usefulness of enhancement methods for the interpretation of potential field data.

5. CONCLUSION

The use of enhancement methods is a great tool for the geological mapping. They are employed to detect density and magnetic susceptibility contrasts between rocks, as well as to estimate the shape and location of subsurface bodies causing such contrasts. This application is useful in geological representation of the data, because it highlights geologic features, helping in their interpretation. The enhancement techniques applied in this work were considered effective for the structural magnetic outline. New edge-detections methods such as the monogenic signal (phase and amplitude) showed consistency with the Paranaguá Terrane data.

The applicability of an algorithm based on Signum transform in the magnetic data proved to be a good semi-quantitative method in comparison with Euler Deconvolution. The responses of this method showed great consistency with the real data, which could be considered as an alternative to the traditional Euler deconvolution method.

Finally, it is noticed that the interpretation maps generated from TAHG have demonstrated to be consistent with the geologic interpretation, especially in the concern of regional structures. The magnetic interpretation allowed us to recognize the influence of the diabase dykes in the Paranaguá Terrane, and by suppressing the signal of these dykes was possible to confirm regional structures.

Acknowledgments

We are grateful to the Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM, Geological Survey of Brazil) who allowed the use and publication of airborne geophysical data in the region of Paranaguá Terrane. To the Universidade Federal do Paraná for the institutional support. J.D. Weihermann was supported in this research by a fellowship from Fundação Capes-Ministério da Educação, Brazil.

REFERENCES

- Almeida, F.F.M., Carneiro, C.D.R. 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*. 28(.2):135-155. *In Portuguese*
- Baranov, V. 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, 22, 359-383.
- Basei M.A.S. Siga Jr. O., Machiavelli A., Mancini F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR - SC). *Revista Brasileira de Geociências*, 22(2): 216-221. *In Portuguese*
- Campanha, G. A. C. & Sadowski, G. R. 1999. Tectonics of the Southern Portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research*, 98: 31-51.
- Blakely, R.J. 1996. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press. 464 p.

- Cooper, G.R.J. & Cowan, D.R. 2006. Enhancing potential field data using filters based on the local phase. *Computers & Geosciences*, 32(10):1585-1591.
- Cooper, G.R.J.; Cowan, D.R., 2008. Edge enhancement of potential field data using normalized statistics. *Geophysics*, 73(3):H1–H4
- Cordell, L. & Graunch, V.J.S. 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. Hinze WJ (ed). *The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomalies Maps*. Society of Exploration Geophysicists, p.181-197.
- CPRM 2011. Programa Geologia do Brasil (PGB) – Projeto Aerogeofísico Paraná- Santa Catarina Relatório final do levantamento processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Volume I. Lasa Prospecções. *In Portuguese*
- Cury L. F. 2009. Geologia do Terreno Paranaguá. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 202p. *In Portuguese*
- Ferreira, F.J.F., de Castro, L.G., Bongioio, A.B.S., de Souza, J., and Romeiro, M.A.T. 2011, Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using tilt derivatives: Part II — Application to real data: 81st Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 887–891
- Ferreira, F.J.F., de Souza, J., Bongioio, A.B.S., Castro, L.G. 2013. Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using tilt angle. *Geophysics*. 78(3): J33-J41
- Grant, F.S. & Dodds, J. 1972. 'MAGMAP FFT processing system development notes', Paterson Grant and Watson Limited.
- Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Mcnaughton, N.J., Vasconcellos, M.A.Z., Silva, L.C. 2000. Ion microprobe (shrimp) dates complex granulite from Santa Catarina, southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 72(4): 560-572.
- Heilbron, M., Mohriak, W., Valeriano, C.M., Milani, E., Almeida, J. C. H., TUPINAMBÁ, M. 2000. From collision to extension: the roots of the south-eastern continental margin of Brazil. In: TALWANI M. & Mohriak W. (Eds) *Atlantic Rifts and Continental Margins*. American Geophysical Union, *Geophysical Monographs*, 115, p. 1–34.
- Heilbron M., Valeriano C.M., Tassinari C.C.G., Almeida J.C.H., Tupinambá M., Siga Jr. O., Trouw R.A.J., 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: Pankhurst R.J., Trow R.A.J., Brito Neves B.B, De Witt. (Eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. London, Geological Society, Special Publication, 294, p. 211–232.
- Heilbron, M., Duarte, B.P., Valeriano, C. M., Simonetti, A., Machado, N., Nogueira, J. R. 2010. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U/Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Research*, 178:136-148.

- Hidalgo-Gato, M.C. & Barbosa, V.C.F. 2015. Edge detection of potential-field sources using scale-space monogenic signal: Fundamental principles. *Geophysics*.80:J27-J36.
- Jacobsen, B.H. 1987. A case for upward continuation as a standard separation filter for potential-field maps. *Geophysics* 52(8):1138-48.
- Macleod, I.N., Vierra, S. and Chaves, A.C. (1993), 'Analytic signal and reduction-to-the-pole in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes'. Proceedings of the third international congress of the Brazilian Society of Geophysicists
- Matmon A, Bieman Y, Enzel Y. 2002. Pattern and tempo of great escarpment erosion. *Geology* 30: 1135–1138.
- Miller, H.G., Singh, V. 1994. Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*. 32(2-3): 213–217.
- Nabighian, M.N. 1972. The analytical signal of 2D magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*. 37:507–517
- Nabighian, M.N. 1974. Additional comments on the analytic signal of two- dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics*, 39(1): 85- 92.
- Oka-Fiori, Santos, L.J.C., Canali, N. E., Fiori, A.P., Silveira, C.T., Silva, J.M.F., Ross, J.L.S., 2006. Atlas Geomorfológico do Estado do Paraná: escala base 1:250.000, modelos reduzidos 1:500.000. Minerais do Paraná – MINEROPAR, Curitiba, 59 p. *In Portuguese*
- Oliveira, S.P., Ferreira, F.J.F., de Souza, J. 2015. An algorithm for automatic edge detection from magnetic anomalies. SBGF. In: 14th International Congress of The Brazilian Geophysical Society.
- Portela Filho, C. V. & Ferreira, F.J.F. 2003. Processamento e interpretação de dados aeromagnéticos da região central do Arco de Ponta Grossa (Bacia do Paraná). In: 8th International Congress of the Brazilian Geophysical Society.
- Roest, W.R., Verhoef, J., Pilkington, M. 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*. 57:116–125
- Siga Júnior, O. 1995. Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 212p. *In Portuguese*
- de Souza, J., Ferreira, F.J.F. 2012. On the use of derivatives for interpreting magnetic anomalies due to dyke-like bodies: qualitative and quantitative analysis. In: Istanbul 2012 International Geophysical Conference and Oil & Gas Exhibition, 2012, Istanbul. Istanbul 2012 - International Geophysical Conference and Oil & Gas Exhibition. v. 1. p. 1-4.
- de Souza, J., Ferreira, F.J.F. 2013. On the use of derivatives for interpreting magnetic anomalies due to dyke-like bodies II: application to synthetic and field data. SEG Houston 2013 Annual Meeting.
- de Souza, J., Ferreira, F.J.F. 2015. The application of the Signum transform to the interpretation of magnetic anomalies due to prismatic bodies. In: 24th International Geophysical Conference and

Exhibition, 2015, Perth, Western Australia. ASEG Extended Abstracts 01/2015; 2015(1). DOI: 10.1071/ASEG2015ab190.

Summerfield, M.A. 1991. *Global Geomorphology: an Introduction of the Study of Landforms*. Longman Scientific & Technical: Essex.

Verduzco, B., Fairhead, C., Green, C., Mackenzie, C., 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge*. 23:116-119

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

5 CONCLUSÃO

Devido ao Terreno Paranaguá estar inserido numa região de difícil acesso, a integração geofísico-geológica através dos métodos gamaespectrométricos e magnetométricos, contribuiu para complementação e confirmação de feições geológicas já mapeadas.

A gamaespectrometria é uma metodologia importante na cartografia geológica, especialmente de corpos graníticos. Nesta pesquisa, foi possível estabelecer uma relação entre dados litogeoquímicos e aerogamaespectrométricos que confirmaram os dados de campo disponíveis na literatura. Tal consistência permite inferir a composição litogeoquímica destas suítes graníticas com base nos dados aerogeofísicos (K, eU e eTh) em função da homogeneidade da cobertura e no número de amostras.

As altas anomalias gamaespectrométricas foram correlatas as Suítes Morro Inglês, Canavieiras-Estrela e Rio do Poço, corroborando assim com a cartografia geológica disponível na literatura.

A mobilidade dos radionuclídeos K, eTh e eU foi analisada através de perfis esquemáticos frente ao relevo, que permitiram observar a mobilidade natural e a ocasionada por movimentos de massa decorrentes na região. A relação entre a distribuição dos dados aerogamaespectrométricos e movimentos de massa pôde ser observada de forma satisfatória para a área em questão. Foi possível observar que as cicatrizes desses movimentos podem ser relacionadas com a média + 1 desvio padrão das anomalias gamaespectrométricas. Dessa forma, novos estudos associados ao mapeamento de áreas susceptíveis a movimentos de massa podem envolver técnicas gamaespectrométricas integradas à geomorfologia e ao estudo geotécnico.

Os métodos de realce são uma ferramenta para o mapeamento geológico, sendo utilizados para detectar contrastes de densidade e de susceptibilidade magnética das rochas, bem como para estimar a localização e a forma das fontes magnéticas. Os mapas interpretados a partir destes métodos permitiram um enriquecimento nas estruturas do Terreno Paranaguá como também confirmaram estruturas já mapeadas. Através da interpretação do mapa da inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total foi

possível uma maior contribuição no traçado de lineamentos (arcabouço magnético-estrutural), principalmente segundo um trend NW-SE que correspondem a um enxame de diques do Mesozóico relacionados ao Arco de Ponta Grossa. A aplicação do filtro cosseno direcional permitiu suprimir o sinal de alta frequência desses diques, o que possibilitou o realce de estruturas regionais segundo um trend NE-SW.

A automatização do Signum transform através do algoritmo de Oliveira *et al.* (2015) nos dados magnéticos demonstrou compatibilidade qualitativa e semi-quantitativa em comparação com a Deconvolução de Euler, possibilitando uma estimativa da profundidade das fontes magnéticas. O número de soluções decorrentes do algoritmo foi menor comparado com o Euler, e demonstraram uma maior consistência em relação aos diques, favorecendo assim a interpretação. Assim, os resultados semiquantitativos do Signum transform (h e a – algoritmo de Oliveira *et al.* 2015) podem constituir uma alternativa ao tradicional método da Deconvolução de Euler.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA F. F. M.; HASUI Y.; BRITO NEVES B. B.; FUCK R. A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*. Amsterdam Elsevier. 17(1-2): 1-29.
- BEA, F., 1999, Uranium. In Encyclopedia of Geochemistry, Marshall, C.P and Fairbridge, R.W. (editors), Kluwer Academic Publishers, London, 712p.
- BARANOV V.; 1957: A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo gravimetric anomalies. *Geophysics*. 22, 359-383.
- BASEI M.A.S.; SIGA Jr. O.; MACHIAVELLI A.; MANCINI F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR - SC). *Revista Brasileira de Geociências*. 22(2): 216-221.
- BLAKELY, R. J. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1995. 441p.
- BRIGGS IC. 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, 39(1): 39-48.
- BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*. 53(1-2): 23-40.
- CAMPANHA G. A. C. & SADOWSKI G. R., 1999, Tectonics of the Southern Portion of the Ribeira Belt (Aparí Domain). *Precambrian Research*. 98: 31-51.
- CORDELL L., J. S. GRAUCH. 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. In: SEG, 52nd Annual International Meeting, Expanded Abstracts. 246–247.
- COOPER G.R.J, COWAN D.R. 2006. Enhancing potential Field data using filters based on the local phase. *Computer & Geosciences*. 32: 1585-1591.
- CPRM 2001. Geologia, tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistemas de Informações Geográficas – SIG e Mapas na escala 1:2.500.000. BIZZI L.A., SCHOBENHAUS C., VIDOTTI R.M., GONÇALVES J.H. CPRM, Brasília: 4CD-Rom.
- CPRM 2011. Programa Geologia do Brasil (PGB) – Projeto Arogeofísico Paraná- Santa Catarina Relatório final do levantamento processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Volume I. Lasa Prospecções.
- CURY L. F. 2009. *Geologia do Terreno Paranaguá*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 202p.
- DICKSON, B. L.; SCOTT, K. M. 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys - adding the geochemical factors. *AGSO Journal of Australia Geology and Geophysics*. 17(2): 187-200.

EVJEN H.M. 1936. The place of vertical gradient in gravitational interpretations. *Geophysics*. 1:27-136.

FERREIRA F.J.F. & BONGIOLO, A.B.S. 2008. Inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal e sua comparação com outros métodos de realce de anomalias de campos potenciais. Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada, LPGA/UFPR, Curitiba. Apostila.

FERREIRA F. J. F.; SOUZA J.; BONGIOLO A.B.S; CASTRO L.G.; ROMEIRO M.A.T. 2010. Realce do gradiente horizontal total de anomalias magnéticas usando a inclinação do sinal analítico. Parte I: Aplicação a dados sintéticos. *In: IV Simpósio Brasileiro de Geofísica, SBGF Brasília, Anais*, 1-6.

FERREIRA, F. J. F., SOUZA, J, BONGIOLO, A.B.S, CASTRO, L. G. 2013. Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle. *Geophysics*. 78:J33-J41.

FIORI A.P. 1992. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui-PR. *Bol. IG-USP, Série Científica*. 23: 55-74.

FIORI, A. P. & GASPAR, L. A. 1993. Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Açungui (Proterozóico Superior), Paraná, sul do Brasil. *Boletim IG-USP: Série Científica*. 24: 1-19.

GEOISOFT. 2013. Oasis Montaj *Topics in Gridding. Tutorial and User Guide*. Disponível em: <http://www.geosoft.com/media/uploads/resources/technical-papers/topicsingriddingworkshop.pdf> Acessado em: 05/01/2015.

GUNN P.J. 1997. Quantitative methods for interpreting aeromagnetic data: a subjective review. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*. 17(2): 105-113.

GRANT, F.S. & DODDS, J. 1972. MAGMAP FFT processing system development notes, Paterson Grant and Watson Limited.

GRASTY, R. L; MINTY, B. R. S. 1995. A guide to the technical specifications for airborne gamma-ray surveys. Australian Geological Survey Organisation (AGSO). 89p.

GRASTY, R. L., SMITH, B. S. J., & MINTY, B. R. S., 1997. Developments in the standardization and analysis of airborne gamma ray data. *In: Exploration 97, the 4th Decennial International Conference on Mineral Exploration, Toronto*, 15p.

HARTMANN, L.A., SANTOS, J.O.S., MCNAUGHTON, N.J., VASCONCELLOS, M.A.Z., SILVA, L.C. 2000. Ion microprobe (SHRIMP) dates complex granulite from Santa Catarina, southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 72(4): 560-572.

HEILBRON M., MOHRIAK W, VALERIANO C.M., MILANI E., J. C. H. ALMEIDA, M. TUPINAMBÁ. 2000. From collision to extension: the roots of the south-eastern continental margin of Brazil. *In: TALWANI M. & MOHRIAK W. (Eds) Atlantic Rifts and Continental Margins*. American Geophysical Union, Geophysical Monographs. 115: 1–34.

HEILBRON M., PEDROSA-SOARES A. C., CAMPOS NETO M., SILVA L. C., TROUW R. A. J., JANASI V. C. 2004a. A Província Mantiqueira: In: MANTESSO-NETO V., BARTORELLI A., CARNEIRO C. D. R. & BRITO NEVES B. B. (Eds) *O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, 203–234.

HEILBRON M., VALERIANO C.M., TASSINARI C.C.G., ALMEIDA J.C.H., TUPINAMBÁ M., SIGA Jr. O., TROUW R.A.J. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: PANKHURST R.J., TROW R.A.J., BRITO NEVES B.B, DE WITT. (Eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. London, Geological Society, Special Publication. 294: 211–232.

ISLES, D. J. & RANKIN, L. R. 2013. *Geological Interpretation of Aeromagnetic Data*. Perth: Australian Society of Exploration Geophysicists.

KRISHNASWAMI, S., 1999. Thorium. In *Encyclopedia of Geochemistry*. Marshall, C.P and Fairbridge, R.W. (editors), Kluwer Academic Publishers, London, 712p.

LANGMUIR, D. & J. S. HERMAN. 1980. The mobility of thorium in natural waters at low temperatures, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44:1753–1766.

LI, X. 2006. Understanding 3D analytic signal amplitude. *Geophysics*. 71(2): L13-L16.

LOPES, O.F. Zoneamento metamórfico da Formação Rio das Cobras do Pré-Cambriano do Estado do Paraná. 1987 In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987, Curitiba. Anais. Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia. 1: 303-312.

MACLEOD, I.N., Vierra, S. and Chaves, A.C. 1993. 'Analytic signal and reduction-to-the-pole in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes'. Proceedings of the third international congress of the Brazilian Society of Geophysicists.

MILLER H.G. & SINGH V. 1994. Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*. 32: 213-217.

MINTY, B.R.S. 1997. Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17 (2): 39-50.

NABIGHIAN M. N. 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section; its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*. 37: 507–517.

NABIGHIAN M.N. 1974. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics*. 39(1): 85-92.

NAGATA, T. 1961. *Rock Magnetism*. Maruzen Co., Ltd., Tokyo, Revised Edition, 350p.

NOAA. Pesquisa de dados magnéticos. Disponível em: <http://www.ngdc.noaa.gov/geomag-web/>. Acesso em 05/05/2015.

OLIVEIRA, S.P., FERREIRA, F.J.F., de SOUZA, J. 2015. An algorithm for automatic edge detection from magnetic anomalies. SBGF. In: 14th International Congress of The Brazilian Geophysical Society.

PORTELA FILHO, C. V. & FERREIRA, F.J.F. 2003. Processamento e interpretação de dados aeromagnéticos da região central do Arco de Ponta Grossa (Bacia do Paraná). In: 8th International Congress of the Brazilian Geophysical Society and 5th Latin American Geophysical Conference. Rio de Janeiro-RJ. Proceedings of the 8th International Congress of the Brazilian Geophysical Society and 5th Latin American Geophysical Conference. Rio de Janeiro-RJ: Sociedade Brasileira de Geofísica - SBGf, 2003. v. CD-ROM

REID, A. B., ALLSOP, J. M., GRANSE, H., MILLETT, A. J., SOMERTON, I. W. 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution: *Geophysics*. 55: 80–91.

ROEST W.R.J., VERHOEF J., PILKINGTON M. 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*. 57: 116-125.

SIGA JÚNIOR, O. 1995. Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 212p.

SIGA JÚNIOR, O., BASEI, M.A.S., MACHIAVELLI, A. 1993. Evolução Geotectônica da Porção Nordeste de Santa Catarina e Sudeste do Paraná com base em Interpretações Geocronológicas. *Revista Brasileira de Geociências*. 23(3): 215-223.

SIGA JÚNIOR, O.; BASEI M. A. S.; REIS NETO J. M.; MACHIAVELLI A.; HARARA O. M. M. 1995. O Complexo Atuba: um Cinturão Paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico. *Geologia USP: Série Científica*, 26: 69-98.

de SOUZA, J., FERREIRA, F.J.F. 2012. On the use of derivatives for interpreting magnetic anomalies due to dyke-like bodies: qualitative and quantitative analysis. In: Istanbul 2012 International Geophysical Conference and Oil & Gas Exhibition, 2012, Istanbul. Istanbul 2012 - International Geophysical Conference and Oil & Gas Exhibition. 1: 1-4.

de SOUZA, J., FERREIRA, F.J.F. 2013. On the use of derivatives for interpreting magnetic anomalies due to dyke-like bodies II: application to synthetic and field data. SEG Houston 2013 Annual Meeting.

de SOUZA, J., FERREIRA, F.J.F. 2015. The application of the Signum transform to the interpretation of magnetic anomalies due to prismatic bodies. In: 24th International Geophysical Conference and Exhibition, 2015, Perth, Western Australia. ASEG Extended Abstracts 01/2015; 2015(1). DOI: 10.1071/ASEG2015ab190

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E.; KEYS, D. A. 1990. Applied geophysics. 2nd ed. Nova York: Cambridge University Press. 770p.

THOMPSON DT. 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47(1): 31–37.

TROUW R.A.J., HEILBRON M., RIBEIRO A., PACIULLO F.V.P., VALERIANO C.M., ALMEIDA J.C.H., TUPINAMBÁ M., ANDREIS R.R. 2000. The central segment of the Ribeira Belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho (eds.) Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, 287-310p.

ULBRICH, H. H. G. J.; ULBRICH, M. N. C.; FERREIRA, F. J. F.; ALVES, L. S.; GUIMARÃES, G. B.; FRUCHTING, A. 2009. Levantamentos gamaespectrométricos em granitos diferenciados. I: revisão da metodologia e do comportamento geoquímico dos elementos K, Th e U. *Geologia USP. Série Científica*. 9(1): 33-53.

USGS. Pesquisa de dados SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) Disponível em: <http://earthexplorer.usgs.gov/>. Acesso em 09/03/2015.

VERDUZCO B., FAIRHEAD J.D., GREEN C.M. 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge*. 23 (2): 116–119.

WILFORD, J. R., BIERWIRTH, P. N., & CRAIG, M. A., 1997. Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*. 17(2): 201-216.

WILFORD J. 2002. Airborne gamma-ray spectrometry. In: PAPP E. ed. Geophysical and remote sensing methods for regolith exploration.

WINJS C.; PEREZ C.; KOWALCZYK P. 2005. Theta map: Edge detection in magnetic data. *Geophysics*. 70: L39-L43.