



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

MODELAGEM DE DADOS GEOFÍSICOS
MAGNÉTICOS E RADIOMÉTRICOS AÉREOS E
TERRESTRES APLICADOS À INTERPRETAÇÃO
GEOLÓGICA

BRUNO FREITAS GONÇALVES

SALVADOR – BAHIA

JANEIRO – 2008

Modelagem de dados geofísicos magnéticos e radiométricos aéreos e terrestres
aplicados à interpretação geológica

por

BRUNO FREITAS GONÇALVES

ORIENTADOR: DR. EDSON EMANOEL STARTERI SAMPAIO

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA APLICADA

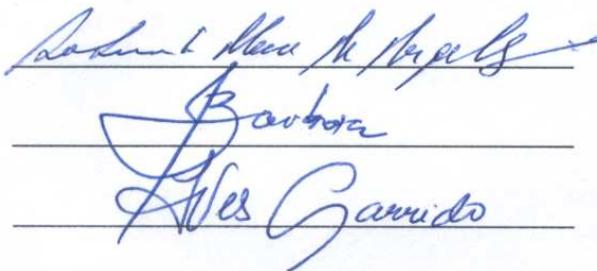
DO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DA

UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

Comissão Examinadora



The image shows three handwritten signatures in blue ink, each written on a horizontal line. The first signature is 'Roberto Max de Argollo', the second is 'Johildo Salomão Figueirêdo Barbosa', and the third is 'Ives Antônio de Almeida Garrido'.

Dr. Roberto Max de Argollo (UFBA)

Dr. Johildo Salomão Figueirêdo Barbosa (UFBA)

MC. Ives Antônio de Almeida Garrido (CBPM)

Data da aprovação: 28/01/2008

Dedico este trabalho a:
Carolina Freitas,
Geraldo Gonçalves
e Bárbara Janaína.

RESUMO

A interpretação de dados geofísicos magnéticos e radiométricos aéreos e terrestres resultante de modelagens qualitativa e quantitativa é de importância fundamental para prover subsídios ao mapeamento geológico e para a exploração de recursos minerais. Uma interpretação adequada requer a existência de dados de boa qualidade, uma modelagem qualitativa e quantitativa eficiente e o conhecimento das propriedades físicas das rochas. Os dados aéreos utilizados neste trabalho cobrem geologicamente o Segmento Norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, a parte ocidental do Bloco Serrinha e uma estreita faixa do Bloco Gavião. Os dados terrestres estão inseridos em uma área de 8,75 km² do Segmento Norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. A modelagem qualitativa caracterizou as diferentes configurações dos sinais geofísicos e assim forneceu possíveis modelos geológicos regionais e locais, possibilitando inferir a distribuição das propriedades físicas das rochas. A modelagem quantitativa diagnosticou corpos geofísicos anômalos através de modelos matemáticos, determinando a geometria e a profundidade do topo de fontes magnéticas, como rochas formadas por minerais magnéticos ou minerais metálicos, e auxiliou na compreensão da distribuição superficial de fontes radioativas, com valores altos em rochas de caráter félsico, como granitos e ortognaisses, ou com valores baixos em rochas de caráter máfico, como gabros e anfibolitos. A combinação dos resultados obtidos em ambas as modelagens sugere que muitos lineamentos magnéticos com direção NW-SE presentes na região estudada podem estar correlacionados a intrusões de corpos magnéticos tanto de origem félsica como máfica, tais como: os granitóides do Complexo Caraíba e rochas máficas e metamáficas do Complexo Tanque Novo-Ipirá e da Suíte São José do Jacuípe, oriundos de esforços tectônicos compressivos e transpressivos que atuaram na região. Finalmente, os modelos obtidos, combinados com trabalhos geológicos, geofísicos e geoquímicos em campo e em laboratório, são essenciais no âmbito da exploração de metais, como níquel e cromo, encontrados em diversas minas da região.

ABSTRACT

The interpretation of airborne and ground magnetic and radiometric geophysical data as a result of both qualitative and quantitative modeling is fundamentally important to provide support to geological mapping and to the exploration of mineral resources. An adequate interpretation requires good quality data, an efficient modelling and a knowledge of the physical properties of rocks. The airborne interpreted data cover the Northern Segment of the Itabuna-Salvador-Curaçá, the western part of the Serrinha, and a narrow band of the Gavião Blocks. The ground data comprise an area of 8,75 km² in the Northern Segment of the Itabuna-Salvador-Curaçá. The qualitative modeling defined the distinct configurations of the geophysical signature. So, it furnished possible regional and local geological models and also helped to infer the distribution of magnetization and radiometric content in the rocks. The quantitative modeling employed mathematical models to define the anomalous geophysical bodies in terms of geometry, depth to the top, magnetic susceptibility, and the surface distribution of the radiometric elements. The combined qualitative and quantitative modeling for both methods allowed to map the rocks which contain magnetic and metallic minerals, as well as felsic lithologies, such as granites and orthogneisses, and mafic lithologies, such as gabbros and amphibolites. It also suggests that most of the NW-SE lineaments may relate to both felsic and mafic magnetic intrusions: the granitoides of the Caraíba Complex and the mafic and metamafic rocks of the Tanque Novo-Ipirá Complex and the São José do Jacuípe Suite, which resulted from compressive and transpressive tectonic efforts. Lastly, the integration of these geophysical modeling with field and laboratory geological, geophysical and geochemical studies are essential for an adequate exploration of nickel and chromium, potentially present in the region.

ÍNDICE

RESUMO	iii
ABSTRACT	iv
ÍNDICE	v
ÍNDICE DE FIGURAS	viii
ÍNDICE DE TABELAS	xii
INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO 1 Método Magnético	3
1.1 Conceitos Fundamentais	3
1.2 Fontes do Campo Magnético	4
1.2.1 O Campo Principal	5
1.2.2 O Campo Magnético Externo	7
1.2.3 Anomalias Magnéticas	7
1.3 Instrumentação	10
1.3.1 Calibrações	11
1.4 Aquisição	12
1.4.1 Levantamento Terrestre	12
1.4.2 Levantamento Aéreo	12
1.5 Correções e Processamento de Dados	14
1.5.1 Remoção da Variação Diurna	14
1.5.2 Correção do Erro de <i>Parallax</i>	15
1.5.3 Nivelamento	15
1.5.4 Remoção do IGRF	16
1.5.5 Derivadas Direcionais	16
1.5.6 Sinal Analítico	17
1.6 Interpretação e Aplicações	17
CAPÍTULO 2 Método Radiométrico	19
2.1 Conceitos Fundamentais	19
2.2 Fontes de Radiação Gama	24
2.2.1 Fontes Naturais de Radiação Gama	24

2.2.2	Calibração	25
2.3	Aquisição	25
2.3.1	Levantamento Terrestre	25
2.3.2	Levantamento Aéreo	26
2.4	Correções e Processamento de Dados	26
2.4.1	Correção do Efeito Tempo Morto/Tempo Vivo	26
2.4.2	Filtragem	27
2.4.3	Correção do Radar Altímetro para Condições Normais de Temperatura e Pressão	27
2.4.4	Remoção dos Ruídos de Fundo Cósmico e da Aeronave	27
2.4.5	Remoção do Ruído de Fundo do Radônio	28
2.4.6	Correção do Espalhamento Compton	30
2.4.7	Remoção dos Efeitos de Atenuação	31
2.4.8	Conversão da Taxa de Contagem Total para as Concentrações Aparentes dos Radioelementos	32
2.4.9	Nivelamento	33
2.4.10	Cálculo das Razões	34
2.4.11	Mapas Ternários	34
2.5	Interpretação e Aplicações	34
CAPÍTULO 3 Conjunto de Dados Utilizados		36
3.1	Dados Geológicos Regionais	36
3.2	Dados Geofísicos Aéreos	40
3.3	Dados Geofísicos Terrestres	41
CAPÍTULO 4 Interpretação e Modelagem Qualitativa		53
4.1	Interpretação dos Mapas Aéreos na Escala 1:100.000 e 1:250.000	53
4.1.1	Procedimentos de Interpretação	54
4.1.2	Zonas Magnéticas (ZM)	55
4.1.3	Domínios Radiométricos (DR)	61
4.2	Interpretação dos Mapas Terrestres na Escala 1:25.000	68
4.2.1	Regiões Magnéticas (RM)	68
4.2.2	Regiões Radiométricas (RR)	72
4.3	Interpretação e Modelagem Qualitativa Integrada na Região de Detalhe	76
4.3.1	Integração de Perfis Magnéticos Aéreos e Terrestres	76
4.3.2	Integração de Perfis Radiométricos Aéreos e Terrestres	77
4.3.3	Integração dos Mapas Magnéticos e Radiométricos Terrestres	77
4.3.4	Integração dos Perfis Magnéticos e Radiométricos Terrestres	79

CAPÍTULO 5	Interpretação e Modelagem Quantitativa	85
5.1	Modelagem Magnética	85
5.1.1	Modelo Tridimensional: Esfera Enterrada Permeável em um Campo Indutor Uniforme	89
5.1.2	Resultados Obtidos com a Modelagem Tridimensional para o Levantamento Terrestre	89
5.1.3	Modelo Bidimensional: Prisma Horizontal de Comprimento Infinito e Seção Vertical Poligonal	91
5.1.4	Resultados Obtidos com a Modelagem Bidimensional para os Levantamentos Aéreo e Terrestre	97
5.2	Modelagem Radiométrica	106
5.2.1	Modelo Monoenergético de Espectrometria Gama	106
5.2.2	Modelagem Radiométrica Bidimensional em Dados Aéreos	108
5.2.3	Resultados Obtidos com a Modelagem Radiométrica Bidimensional para o Levantamento Aéreo	112
CAPÍTULO 6	Conclusões	122
	Agradecimentos	126
	Referências Bibliográficas	127

ÍNDICE DE FIGURAS

1.1	Elementos do campo geomagnético.	5
2.1	Interação dos raios gama com as rochas (Minty, 1997).	23
3.1	Mapa Geológico Regional (CPRM, 2003)	43
3.2	Mapa de localização das linhas dos levantamentos aéreos e terrestres.	44
3.3	Mapa de Contorno do Campo Magnético Total corrigido do IGRF dos dados aéreos.	44
3.4	Mapa de Contorno da Contagem Total dos dados aéreos.	45
3.5	Mapa de Contorno do Modelo Digital do Terreno.	45
3.6	Mapa de Contorno do Campo Magnético Total dos dados terrestres.	46
3.7	Mapa de Contorno da Primeira Derivada Vertical dos dados terrestres pseudoiluminado.	46
3.8	Mapa de Contorno do Sinal Analítico dos dados terrestres.	47
3.9	Mapa de Contorno do Campo Magnético Total dos dados terrestres após a aplicação do filtro regional Gaussiano.	47
3.10	Exemplo da aplicação do filtro Passa-baixa na linha L4 para as medidas gammaespectrométricas terrestres.	48
3.11	Mapa de Contorno da Contagem Total dos dados terrestres.	48
3.12	Mapa de Contorno da Concentração de Potássio dos dados terrestres.	49
3.13	Mapa de Contorno da Concentração de Urânio dos dados terrestres.	49
3.14	Mapa de Contorno da Concentração de Tório dos dados terrestres.	50
3.15	Mapa de Contorno da Razão U/Th dos dados terrestres.	50
3.16	Mapa de Contorno da Razão U/K dos dados terrestres.	51
3.17	Mapa de Contorno da Razão Th/K dos dados terrestres.	51
3.18	Mapa Ternário dos dados terrestres (coloração do tipo RGB).	52
4.1	Mapa de interpretação qualitativa e localização das Zonas Magnéticas do levantamento aéreo.	56
4.2	Mapa de interpretação qualitativa e localização dos Domínios Radiométricos do levantamento aéreo.	63
4.3	Mapa de interpretação e localização das Regiões Magnéticas do levantamento terrestre.	69
4.4	Mapa de interpretação qualitativa e localização das Regiões Radiométricas do levantamento terrestre.	73

4.5	Interpretação em perfis de anomalias magnéticas residuais das linhas de medição L1 a L8 do levantamento terrestre.	80
4.6	Interpretação em perfis de anomalias magnéticas residuais das linhas de medição L1 a L8 do levantamento aéreo.	81
4.7	Perfis radiométricos das linhas L3 e L6.	82
4.8	Integração dos perfis magnético e radiométrico da linha L1 do levantamento terrestre.	83
4.9	Integração dos perfis magnético e radiométrico da linha L3 do levantamento terrestre.	83
4.10	Integração dos perfis magnético e radiométrico da linha L5 do levantamento terrestre.	84
4.11	Integração dos perfis magnético e radiométrico da linha L7 do levantamento terrestre.	84
5.1	Representação dos vetores de uma anomalia de campo total.	86
5.2	(a) anomalia de campo total causada por uma esfera magnetizada por indução; (b), (c) e (d) dipolos magnéticos referentes aos NM-4, NM-6 e NM-10, respectivamente.	91
5.3	(a) Placa horizontal de cargas magnéticas estendendo-se paralelamente ao eixo y entre (x_1, z') e (x_2, z') . (b) Linha de cargas magnéticas paralela ao eixo y e cruzando o plano x, z em (x', z') . (c) Linha de cargas magnéticas em um novo sistema de coordenadas (Blakely, 1996).	92
5.4	Configuração magnética de um prisma de comprimento infinito, seção vertical poligonal e magnetizado uniformemente segundo o conceito de distribuição de cargas magnéticas superficiais.	96
5.5	Configuração magnética de um prisma de comprimento infinito, seção vertical poligonal e magnetizado uniformemente segundo o conceito de distribuição de cargas magnéticas superficiais conforme podemos esperar na região de estudo.	96
5.6	Mapa de Isoanomalia Magnética dos dados aéreos com a localização dos Perfis A1 a A4.	99
5.7	Mapa de Isoanomalia Magnética dos dados terrestres com a localização dos Perfis T1 a T5.	100
5.8	Perfil A1 modelado.	100
5.9	Perfil A2 modelado.	101
5.10	Perfil A3 modelado.	101
5.11	Perfil A4 modelado.	102
5.12	Perfil T1 modelado.	102
5.13	Perfil T2 modelado.	103
5.14	Perfil T3 modelado.	103
5.15	Perfil T4 modelado.	104

5.16	Perfil T5 modelado.	104
5.17	Resposta dos modelos dos perfis T1, T2, T3 e T4 com a elevação dos magnetômetros terrestres a 100 metros de altura.	105
5.18	Representação da malha radiométrica utilizada para a inversão bidimensional. Os pontos representam os centros de cada fonte radiométrica quadrada de lado L.	110
5.19	Representação de três tipos de malhas radiométricas. Os pontos negros representam os centros das fontes radiométricas e os “x” marcam os pontos de medição.	110
5.20	Do topo para a base: (1) Mapa de contorno dos valores interpolados em uma malha de 150 x 150 metros da concentração de potássio medida; (2) Mapa do modelo inicial da concentração de potássio para as Fontes Radiométricas; (3) Mapa de contorno dos valores interpolados em uma malha de 150 x 150 metros da concentração de potássio calculado para o modelo inicial.	115
5.21	Do topo para a base: (1) Mapa de contorno dos valores interpolados em uma malha de 150 x 150 metros da concentração de potássio do modelo final; (2) Mapa do modelo final da concentração de potássio para as Fontes Radiométricas; (3) Mapa de contorno dos valores interpolados em uma malha de 150 x 150 metros da concentração de potássio para as Fontes Radiométricas e filtrado com um filtro Gaussiano.	116
5.22	Do topo para a base: (1) Mapa de contorno dos valores interpolados em uma malha de 150 x 150 metros da concentração de urânio medida; (2) Mapa do modelo inicial da concentração de urânio para as Fontes Radiométricas; (3) Mapa de contorno dos valores interpolados em uma malha de 150 x 150 metros da concentração de urânio calculado para o modelo inicial.	117
5.23	Do topo para a base: (1) Mapa de contorno dos valores interpolados em uma malha de 150 x 150 metros da concentração de urânio do modelo final; (2) Mapa do modelo final da concentração de urânio para as Fontes Radiométricas; (3) Mapa de contorno dos valores interpolados em uma malha de 150 x 150 metros da concentração de urânio para as Fontes Radiométricas e filtrado com um filtro Gaussiano.	118
5.24	Do topo para a base: (1) Mapa de contorno dos valores interpolados em uma malha de 150 x 150 metros da concentração de tório medida; (2) Mapa do modelo inicial da concentração de tório para as Fontes Radiométricas; (3) Mapa de contorno dos valores interpolados em uma malha de 150 x 150 metros da concentração de tório calculado para o modelo inicial.	119

5.25	Do topo para a base: (1) Mapa de contorno dos valores interpolados em uma malha 150 x 150 metros da concentração de tório do modelo final; (2) Mapa do modelo final da concentração de tório para as Fontes Radiométricas; (3) Mapa de contorno dos valores interpolados em uma malha de 150 x 150 metros da concentração de tório para as Fontes Radiométricas e filtrado com um filtro Gaussiano.	120
5.26	Exemplo de um perfil das Concentrações Ajustadas do K , U e Th para Fontes Radiométricas antes e depois da aplicação de um filtro Gaussiano.	121

ÍNDICE DE TABELAS

1.1	Valores típicos da susceptibilidade magnética das rochas e minerais.	9
2.1	Crescimento das razões de espalhamento Compton α , β e γ com a altura (Geosoft, 2006).	32
4.1	Coordenadas geográficas das folhas na escala 1:100.000.	55
5.1	Coefficientes de atenuação linear (m^{-1}) utilizados para a modelagem radiométrica bidimensional.	112

INTRODUÇÃO

A Geofísica é uma ciência que estuda a Terra de modo indireto, sendo dividida, como todo conhecimento científico, em Geofísica Pura e Geofísica Aplicada. A Geofísica Aplicada engloba a geofísica de desenvolvimento, a geofísica ambiental e a geofísica de exploração. Através dos seus métodos, a geofísica tem a capacidade de investigar as propriedades físicas das rochas, caracterizando-as em vários aspectos, tais como profundidade, tamanho, litologia, estratigrafia, contexto estrutural, dentre outros. Um trabalho completo de geofísica aplicada compreende quatro etapas básicas: planejamento, aquisição, processamento e interpretação.

A Aerogeofísica, como o próprio nome já diz, é a aplicação da geofísica utilizando dados coletados a partir de aeronaves, tais como helicópteros ou aviões. Seu objetivo é a caracterização de grandes áreas, tanto para trabalhos de reconhecimento preliminar, que visam focar áreas de interesse para uma posterior aplicação de métodos geofísicos clássicos (levantamentos terrestres) quanto para trabalhos de detalhamento, que visam melhorar com precisão as informações disponíveis em regiões previamente estudadas. O que determina basicamente se um levantamento aerogeofísico é de reconhecimento ou de detalhamento são os espaçamentos das linhas de vôo e a altura do levantamento. Os métodos geofísicos aéreos comumente utilizados são o magnético e o radiométrico de gamaespectrometria, sendo realizados na maioria das vezes por aviões de asa fixa a uma altura de 100 a 300 metros em relação ao terreno, e com espaçamentos das linhas de vôo entre 200 a 500 metros, que variam conforme a escala e o objetivo da exploração. Os métodos gravimétrico e eletromagnéticos também podem ser aerotransportados, porém não os abordaremos no presente trabalho.

Através do método magnético é possível determinar a localização de corpos e estruturas geológicas em subsuperfície através da medição de seus campos magnéticos anômalos. Após passarem pelo devido processamento, os dados de um levantamento magnético produzem imagens de anomalias magnéticas que podem indicar províncias geológicas distintas, intrusões, falhas e lineamentos, e podem fornecer indicações da profundidade das fontes causadoras da anomalia. A gamaespectrometria é um método radiométrico que permite determinar teores de elementos radioativos através da contagem da radiação gama emitida pelas rochas e minerais. Através dessas medidas é possível determinar contatos de corpos geológicos, classificar unidades litológicas, mapear falhas e áreas de possível mineralização de determinados elementos, tais como o potássio, urânio e tório.

No presente Trabalho de Graduação utilizamos dois grupos de dados geofísicos: um levantamento aerogeofísico regional de reconhecimento e um levantamento geofísico terrestre de detalhamento. Os dados aerogeofísicos de reconhecimento utilizaram os métodos magnético e

gamaespectrométrico pertencentes ao Projeto Levantamento Aerogeofísico das Áreas de Andorinha/Ipirá e Piritiba da Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM). Ele abrange o contexto geológico do Segmento Norte do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, parte oeste do Bloco Serrinha e uma faixa leste do Bloco Gavião. Os dados geofísicos de detalhamento obtidos em levantamentos terrestres foram: um levantamento magnético realizado pela CBPM no período de Julho de 2007 em um dos alvos pertencente ao Projeto Prospecção de Níquel na Região de Ponto Novo e um levantamento gamaespectrométrico realizado pela UFBA no período de Agosto de 2007 nas mesmas linhas de medição do levantamento magnético.

O objetivo deste trabalho é a interpretação geológica resultante das modelagens qualitativas, através da correlação dos sinais geofísicos com a geologia, e modelagens quantitativas, através do cálculo dos sinais geofísicos resultantes de modelos matemáticos que visam representar corpos geológicos. Para isto, dividimos o presente trabalho em cinco capítulos.

Nos capítulos 1 e 2 descrevemos os conceitos teóricos fundamentais, fontes geradoras, equipamentos, formas de aquisição, processamento de dados, interpretação e aplicações dos métodos magnético e radiométrico, respectivamente, enfatizando os procedimentos de aquisição e processamento de dados em aerogeofísica.

No capítulo 3 descrevemos os trabalhos realizados na região de estudo, com um resumo da geologia regional e dos dados geofísicos, com as especificações dos levantamentos aéreo e terrestres, processamento dos dados e os diversos mapas gerados para o trabalho de detalhe.

No capítulo 4 desenvolvemos a interpretação e modelagem qualitativa. Primeiramente, em mapa para ambos os tipos de levantamento e para ambos os métodos. Logo após em perfil, onde analisamos o sinal registrado para ambos os tipos de levantamento e para ambos os métodos. Também relacionamos a contagem total dos raios gama com o modelo digital do terreno. Por fim, correlacionamos as anomalias magnéticas e radiométricas entre si e com as geologias regional e local.

No capítulo 5 realizamos a interpretação e modelagem quantitativa para ambos os métodos. Para o magnético comparamos as anomalias dipolares isoladas com fontes tridimensionais, utilizando o modelo de uma esfera homogênea e isotrópica magnetizada por indução. Também fizemos uma modelagem inversa bidimensional para os lineamentos e feições magnéticas alongadas utilizando o programa de modelagem GM-SYS da NGA. Para o método radiométrico, utilizamos o conceito de modelo monoenergético de espectrometria gama e realizamos a modelagem inversa bidimensional das concentrações de potássio, urânio e tório para o levantamento aéreo na região de detalhe, definindo regiões radioativas superficiais de formas quadradas.

Nas Conclusões descrevemos os principais resultados do trabalho e sua importância para o mapeamento geológico e a prospecção mineral.

CAPÍTULO 1

Método Magnético

O magnetismo terrestre é um dos objetos de estudo mais antigo dos geofísicos. Conhecido desde a antiguidade, o campo magnético veio a ser investigado no início do século XVII por Sir William Gilbert, quando publicou o tratado *De Magnete*. Ele postulou que a Terra era uma esfera uniformemente magnetizada com base nas semelhanças direcionais entre o campo da Terra e o campo obtido por um pedaço de *lodestone* (variedade de magnetita) sob a forma esférica. Entre 1830 e 1842, Karl Frederick Gauss iniciou estudos extensivos e obteve várias conclusões que até hoje são válidas. Ele concluiu que o campo de uma esfera uniformemente magnetizada era uma excelente aproximação ao campo magnético da Terra com base em uma análise de harmônicos esféricos.

1.1 Conceitos Fundamentais

O campo magnético surge devido ao fluxo magnético, assim como o campo elétrico surge devido à presença de cargas elétricas. A densidade de fluxo magnético, que é o fluxo por unidade de área, também chamado de indução magnética, é denotado como \vec{B} . Sendo \vec{H} a intensidade do campo magnético, temos:

$$\vec{B} = \mu \vec{H}, \quad (1.1)$$

onde μ é a permeabilidade magnética.

No Sistema Internacional de Unidade (SI), \vec{H} é medido em *ampère* por metro (A m^{-1}). A unidade de fluxo magnético no SI é volt segundo (V s), também chamado de weber (Wb). Portanto, a unidade de indução magnética é V s m^{-2} (ou Wb m^{-2}), mais conhecido como *tesla* (T). Os campos magnéticos que medimos na prática são densidades de fluxos magnéticos (ou induções magnéticas), que para as rochas têm valores na ordem de nanoteslas ($1 \text{ nT} = 10^{-9} \text{ T}$).

A unidade de permeabilidade magnética, que é igual a \vec{B}/\vec{H} , é dada em ohm segundo por metro ($\Omega \text{ s m}^{-1}$) ou *henry* m^{-1} . A permeabilidade magnética no vácuo é denotada como μ_0 . Portanto, a intensidade do campo magnético \vec{H} vai ser criado no vácuo com uma indução

magnética $\vec{B}_0 = \mu_0 \vec{H}$. Em geofísica, considera-se que a permeabilidade magnética do ar, e da maioria das rochas, é dada por μ_0 . Logo \vec{B}_0 é a Indução Magnética no vácuo, e \vec{B}_0/μ_0 a sua intensidade correspondente. Em SI, μ_0 é igual à $4\pi \times 10^{-7} \Omega \text{ s m}^{-1}$.

Se um corpo magnetizável for colocado em contato com um campo magnético externo ele será magnetizado por indução. Essa magnetização é devida à reorientação dos átomos e moléculas que têm seus *spins* alinhados. É medida pela polarização magnética \vec{M} (também chamada de intensidade de magnetização ou momento de dipolo por unidade de volume). As linhas dos dipolos orientados produzem um campo secundário \vec{B} . Se \vec{M} é constante em módulo e direção através do corpo, ele é dito *uniformemente magnetizado*. A unidade em SI para a magnetização é *ampère* por metro (A/m).

Para campos magnéticos de pequena magnitude, \vec{M} é proporcional à intensidade e direção de \vec{H} . A constante que define a magnetização do corpo é chamada susceptibilidade magnética χ , definida como:

$$\vec{M} = \chi \vec{H}. \quad (1.2)$$

Reescrevendo a indução magnética incluindo o efeito de magnetização, resulta:

$$\vec{B} = \mu_0(\vec{H} + \vec{M}) = \mu_0(1 + \chi)\vec{H}. \quad (1.3)$$

O valor de susceptibilidade magnética em *emu* é diferente do valor em SI: $\chi_{SI} = 4\pi\chi_{emu}$. Ela é um parâmetro fundamental em prospecção magnética. A resposta magnética das rochas e minerais é determinada pela susceptibilidade magnética do material.

Se um corpo, de volume v é uniformemente magnetizado com intensidade \vec{M} , chamamos de momento magnético \vec{m} a seguinte relação:

$$\vec{m} = v\vec{M}. \quad (1.4)$$

O momento magnético \vec{m} é um vetor, e sua unidade é A m^2 .

1.2 Fontes do Campo Magnético

As fontes do campo magnético na Terra possuem três classificações de acordo com suas origens:

Campo principal: também chamado de campo geomagnético, originado no interior da Terra, que varia de direção e magnitude lentamente com o tempo;

Campo externo: um campo menor originado no exterior da Terra, que varia rapidamente com o tempo;

Anomalias magnéticas: são variações espaciais do campo principal, geralmente pequenas em relação ao campo geomagnético e constantes no tempo. São causadas por fontes localizadas nas proximidades da crosta superficial terrestre. Eles são os alvos em prospecção magnética.

1.2.1 O Campo Principal

Considerando a Terra como uma esfera uniformemente magnetizada, isto equivale à presença de um dipolo magnético no centro da Terra e quase axial ao seu eixo de rotação. A intensidade do campo magnético, F , pode ser descrita em termos de três componentes ortogonais: no eixo x a componente F_x apontando positivamente para o Norte; no eixo y a componente F_y apontando positivamente para o Leste e no eixo z a componente F_z apontando positivamente para o centro da Terra. Todos eles são expressos na unidade SI nanotesla (nT). Uma componente horizontal H , Intensidade Horizontal, resultante das componentes F_x e F_y , forma um ângulo com F_x denominado D , Declinação Magnética, e outro com o F_z denominado I , Inclinação Magnética. Esses são os elementos do campo geomagnético (Whitham, 1960), ilustrados na Figura 1.1.

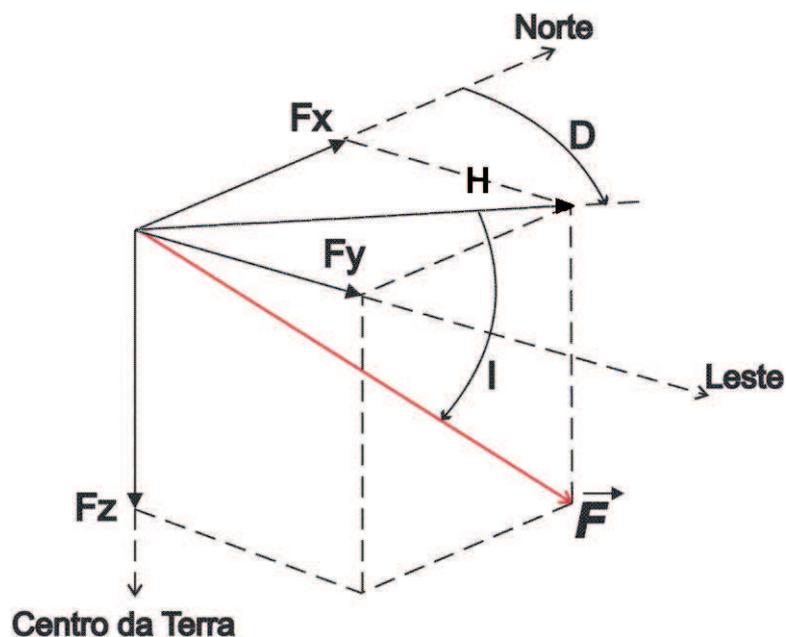


Figura 1.1: Elementos do campo geomagnético.

As equações que os representam são:

$$F^2 = H^2 + (F_z)^2, \quad (1.5)$$

$$H^2 = (F_x)^2 + (F_y)^2, \quad (1.6)$$

$$F_x = H \cos D, \quad (1.7)$$

$$F_y = H \sin D, \quad (1.8)$$

$$F_z = F \sin I, \quad (1.9)$$

$$H = F \cos I, \quad (1.10)$$

$$D = \arctan \frac{F_y}{F_x}, \quad (1.11)$$

$$I = \arctan \frac{F_z}{H}. \quad (1.12)$$

Podemos então escrever o vetor Intensidade Magnética como:

$$\vec{F} = F[(\cos D \cos I)\vec{i} + (\sin D \cos I)\vec{j} + (\sin I)\vec{k}]. \quad (1.13)$$

Seja $L = \cos D \cos I$, $M = \sin D \cos I$ e $N = \sin I$ os cossenos diretores, então:

$$\vec{F} = F[L\vec{i} + M\vec{j} + N\vec{k}]. \quad (1.14)$$

O dipolo magnético terrestre atualmente possui o pólo positivo cruzando o globo em 75°N, 101°W e o negativo cruzando em 69°S, 145°E. É deslocado cerca de 300 km do centro da Terra na direção da Indonésia e possui uma inclinação aproximadamente de 11,5° do eixo de rotação terrestre. A magnitude F é 60.000 nT no polo norte magnético (próximo ao sul geográfico) e 70.000 nT no polo sul magnético (próximo ao norte geográfico).

Cientistas, após quatro séculos de observações contínuas do campo magnético terrestre, chegaram à conclusão de que o campo está longe de ser permanente, ele está sujeito a variações conhecidas como “variações seculares”. Exemplos dessas observações foram registradas em Londres e em Paris desde 1580. Durante este tempo, a inclinação foi alterada de 10° (de 75° para 65°) e a declinação de 35° (de 10°E para 25°W, retornando para 10°E novamente). Embora esta variação pareça cíclica, como se os pólos magnéticos fossem precessionados em uma taxa de tempo muito rápida (geologicamente falando) ao redor do eixo polar geográfico, registros em outras localidades foram muito diferentes, levando a crer que essas variações sejam regionais (Telford *et al.*, 1990). Embora sua origem ainda seja desconhecida, acredita-se que essas variações tenham origens internas, estando associadas ao movimento do núcleo externo (que é fluido) ao redor do interno em forma de correntes de convecção, no contato manto-núcleo e na velocidade de rotação da Terra.

Mapas isomagnéticos são úteis para visualizar a variação espacial dos elementos geomagnéticos no globo. Esses mapas mostram linhas de contorno de igual declinação, chamados de *Isogônicos*; igual inclinação, chamados de *Isoclínicos* e igual magnitude, intensidade horizontal ou intensidade vertical, chamados de *Isodinâmicos*. Mapas de contorno, conhecidos como *Isopóricos*, representam as taxas de mudanças constantes do campo magnético, em nT por ano (Telford *et al.*, 1990).

1.2.2 O Campo Magnético Externo

Uma pequena parte do campo geomagnético ocorre devido a correntes elétricas em camadas ionizadas na atmosfera superior. As variações temporais desse campo são muito rápidas em relação ao campo principal permanente, são elas:

- Variações nas atividades solares durante o ciclo de 11 anos;
- Variações diurnas solares num período de 24 horas da ordem de 50 nT que variam com a latitude e estações do ano. São controladas por ventos solares e correntes ionosféricas;
- Variações lunares no período de 25 horas com amplitudes de até 2 nT variam ciclicamente durante o mês, e parecem associadas à interação gravitacional ionosfera-Lua;
- Tempestades magnéticas, fenômenos aleatórios, ocorrem em intervalos de 27 dias e surgem devido às atividades solares. Estas tempestades geram distúrbios transientes com amplitude acima de 1000 nT em baixas latitudes e maiores em regiões polares, onde estão associadas às auroras.

Em prospecção magnética as variações diurnas podem ser corrigidas com o uso de estações magnetométricas base. Entretanto, é praticamente impossível efetuar a correção quando ocorre uma tempestade magnética (ver seção 1.5.1).

1.2.3 Anomalias Magnéticas

As anomalias magnéticas terrestres são mudanças locais do campo principal resultantes da contribuição dos minerais magnéticos que formam as rochas próximas da superfície terrestre. Essas anomalias não persistem a grandes distâncias e não excedem o dobro da intensidade do campo magnético principal. As fontes de anomalias magnéticas locais não podem ser muito profundas porque as temperaturas abaixo de ~20 km de profundidade (cerca de 580°C) ultrapassam o ponto de *Curie*, ponto onde as rochas perdem suas propriedades magnéticas. Portanto, as anomalias locais encontram-se na crosta terrestre.

As anomalias magnéticas são causadas por minerais magnéticos contidos nas rochas. Segundo Nagata (1961), os materiais magnéticos se dividem em três grupos, com base em diferentes propriedades magnéticas:

Diamagnetismo: a substância é dita diamagnética quando adquire uma fraca intensidade de magnetização. Sob a presença de um campo magnético, o orbital dos elétrons opõe-se ao campo externo e a intensidade de magnetização induzida na substância por um campo externo H tem direção oposta ao campo indutor. Esses materiais exibem uma susceptibilidade negativa. Exemplos: calcita, quartzo, grafita, gipsita.

Paramagnetismo: uma substância é dita paramagnética quando, sob a presença de um campo magnético indutor, têm seus momentos atômicos alinhados à polarização desse campo. Mesmo assim, a magnetização é fraca, embora positiva. Exemplos: olivinas, piroxênios, anfibólios.

Ferromagnetismo: substâncias ferromagnéticas possuem uma elevada susceptibilidade magnética. Esses materiais são classificados em: *ferromagnéticos verdadeiros*, onde a interação entre os domínios moleculares vizinhos são tão fortes que os momentos magnéticos estão dispostos paralelamente uns aos outros (exemplo: ferro e níquel); *antiferromagnéticos*: os momentos magnéticos não são orientados igualmente, cancelando uns aos outros, o que resulta em uma susceptibilidade muito pequena (exemplo: ilmenita e hematita); e por fim, os *ferrimagnéticos*, onde os momentos de dipolo não são igualmente orientados, mas existe uma certa resultante em alguma direção. Isto ocorre devido ou a um forte alinhamento magnético de um subdomínio em relação aos outros, ou simplesmente existem mais subdomínios com um certo alinhamento predominante em relação aos outros (exemplos: magnetita, titanomagnetita, óxidos de ferro, pirrotita). Praticamente todos os minerais magnéticos são ferrimagnéticos, e por isso é o grupo mais importante em prospecção magnética.

A Susceptibilidade magnética é um dos principais parâmetros no método magnético. Materiais, como as rochas e minerais, que possuem grande susceptibilidade quando expostos a um campo magnético externo, tendem a magnetizar-se mais fortemente do que materiais com baixa susceptibilidade. A Tabela 1.1 traz valores típicos da susceptibilidade magnética de algumas rochas e minerais.

Magnetização Remanente

A magnetização observada nas rochas pode ser provocada pelo campo atual da Terra, chamada de Magnetização Induzida ou adquirida ao longo da história geológica da rocha, chamada de Magnetização Remanente. Esta magnetização, diferente da Induzida que é diretamente proporcional à susceptibilidade magnética, é adquirida na época da formação da

Rocha ou mineral	Susceptibilidade Magnética (SI)
Magnetita	1 a 14
Pirrotita	0.001 a 6
Ilmenita	0.3 a 3
Formação ferrífera	0.07 a 4
Peridotito	0.16
Piroxenito	0.15
Gabro	0.004 a 0.09
Basalto	0.002 a 0.02
Pegmatito	0.003 a 0.07
Granito sem Magnetita	0.00005
Granito com Magnetita	0.03
Argilito, Arenito, Quartzito e Calcário Puro	≈ 0

Tabela 1.1: Valores típicos da susceptibilidade magnética das rochas e minerais.

rocha, podendo ter a mesma direção da induzida ou oposta, dificultando a interpretação dos dados magnéticos. A Magnetização Remanente depende da história magnética da rocha, sua origem é causada por vários processos, tais como (Telford *et al.*, 1990):

Magnetização Termo-remanente: ocorre a partir do resfriamento da rocha abaixo da temperatura de *Curie*, na presença do campo magnético terrestre na época da formação da rocha.

Magnetização Detrítica ou Depositional: ocorre durante a lenta deposição de partículas finas na presença de um campo magnético externo.

Magnetização Isotérmica: campo magnético aplicado a um material e depois retirado, aparecendo uma magnetização residual. Relâmpagos também produzem essa magnetização em áreas pequenas.

Magnetização Química: transformações químicas ou crescimento de grãos ferromagnéticos durante a formação de rochas metamórficas e sedimentares, mesmo que estejam abaixo da temperatura de *Curie*.

1.3 Instrumentação

Magnetômetros são os equipamentos que medem o campo magnético. A maioria deles mede o campo absoluto, sendo a sensibilidade típica necessária em levantamentos terrestres entre 0.01 a 10 nT em um campo total raramente superior a 50000nT. Reproduziremos apenas um breve resumo do funcionamento dos magnetômetros descritos com detalhe em Telford *et al.*, 1990.

Magnetômetro *Flux-Gate*

Esse instrumento, assim como vários outros equipamentos geofísicos, foi desenvolvido originalmente para fins militares durante a Segunda Guerra Mundial com a finalidade de detectar submarinos. Seu funcionamento consiste de duas barras com elevada susceptibilidade magnética orientadas de tal forma que, distante da influência de um campo magnético, as curvas de magnetização das duas barras são iguais e opostas. Na presença de um campo externo, as curvas de magnetização nas duas barras são diferentes, e assim essa diferença é medida como uma voltagem na bobina secundária. Esses aparelhos podem medir tanto a componente total quanto as componentes vertical e horizontal do campo magnético terrestre, com uma precisão de 1 nT.

Magnetômetro de Precessão Nuclear

Esses equipamentos foram desenvolvidos nos anos 40, durante uma ressonância magnética nuclear. Foi descoberto que alguns núcleos possuem um momento magnético que, associado com seus *spins*, causam uma precessão ao redor do eixo do campo magnético. Os magnetômetros de precessão de prótons dependem da frequência de precessão livre dos prótons (núcleos de hidrogênio), sendo assim, um fluido contendo muitos prótons (tais como álcool, metanol, querosene) é exposto a um campo magnético artificial perpendicular ao campo magnético, sendo então polarizado. Logo após, o campo artificial é desligado, expondo o líquido ao campo geomagnético natural. Por consequência, os prótons polarizados são precessionados com uma frequência exatamente proporcional a intensidade do campo total. A frequência de precessão é modulada, transformada em onda quadrada e, através de um amplificador e detector de amplitude, permite a medição da intensidade do sinal de precessão. Eles medem apenas a componente total do campo geomagnético, com precisão entre 0.01 a 1 nT e são os mais usados em levantamentos magnéticos, tanto terrestres quanto aéreos.

Magnetômetro de Bombeamento Ótico

Uma variedade de técnicas e instrumentos científicos começou a ser desenvolvida usando a energia de transferências dos elétrons nas camadas eletrônicas do átomo. Se uma luz polarizada de Hélio excitar os átomos do Hélio dentro de um tubo, a intensidade do feixe de luz polarizada recebida é proporcional à quantidade da luz extraída para as frequências de precessão atômica pelos átomos de Hélio dentro do tubo. Sendo assim, as correntes medidas são dependentes do campo geomagnético. Esses aparelhos são de alta precisão, variando de 0.005 a 0.01 nT.

1.3.1 Calibrações

Todos os magnetômetros devem ser calibrados, colocando-os devidamente orientado à um campo magnético variável de valores conhecidos. A calibragem direta mais confiável emprega uma *bobina de Helmholtz* grande o suficiente para envolver o instrumento. Trata-se de um par de bobinas idênticas (mesma área, mesmo número de voltas) coaxialmente espaçadas a uma distância igual ao raio. O campo magnético resultante, para uma dada corrente i que passa através do par de bobinas conectadas em série ao longo do eixo x , de raio a e com n voltas, é dado por (Telford *et al.*, 1990):

$$H = \frac{3.2\pi ni}{\sqrt{125a}} \approx \frac{0.9ni}{a}.$$

O campo H varia diretamente com a corrente i , portanto pode ser reescrito como:

$$\Delta H = \frac{0.9n\Delta i}{a}. \quad (1.15)$$

A grande vantagem em usar um arranjo de bobinas desse tipo é que o campo dentro dele é uniforme, sendo assim, essa é uma maneira simples de determinar a escala constante para qualquer magnetômetro.

Em levantamentos aéreos existe um procedimento de calibração essencial, conhecido como Compensação Magnética Dinâmica. Este procedimento tem como base a eliminação do ruído induzido pelo movimento da aeronave nas medições do campo magnético realizadas a bordo (CBPM, 2003). Esse ruído é proveniente da complexa assinatura magnética tridimensional da plataforma (aeronave) que, com a mudança de atitude em relação ao vetor campo magnético terrestre, altera a intensidade do campo medido. O procedimento de compensação consiste na determinação de quatro conjuntos de coeficientes, cada qual determinado para uma das direções de vôo do levantamento. Os efeitos produzidos em cada uma das direções de vôo são medidos pelo magnetômetro *flux-gate*, instalado no prolongamento da cauda da aeronave, e utilizado para medição do acoplamento dos três eixos

com o *background* do campo magnético na região. O sensor do magnetômetro *flux-gate* é altamente sensível, refletindo nas medições das componentes do campo magnético, as mudanças de altitude da aeronave. Manobras do tipo *Pitch* (nariz da aeronave para cima e para baixo), *Roll* (rotação da aeronave em torno do eixo longitudinal) e *Yaw* (movimento da aeronave para esquerda e para a direita no plano horizontal) são conduzidas para cada uma das direções de vôo do levantamento, com o objetivo de variar o acoplamento *flux-gate* com o vetor campo magnético, e também acumular medições ao longo das diferentes manobras e direções. Estes dados são processados com técnicas de regressão matemática para determinar um conjunto de coeficientes de compensação do sistema. Dessa forma, os campos medidos pelo magnetômetro da aeronave, antes de serem registrados pelo sistema de aquisição de dados, devem primeiramente passar pelo sistema de compensação magnética.

1.4 Aquisição

A exploração magnética é feita em terra, ar ou água. Descrevemos os procedimentos fundamentais utilizados em levantamentos aéreos e terrestres, os quais foram utilizados neste trabalho.

1.4.1 Levantamento Terrestre

Na maioria das vezes, os levantamentos magnéticos terrestres utilizam magnetômetros de precessão de prótons portáteis que medem o campo total. Porém, *fluxgates* que medem a componente vertical também são utilizados. O trabalho normalmente utiliza dois magnetômetros: o primeiro permanece fixo em uma estação base e o segundo realiza o levantamento como estação móvel. Ambos os equipamentos devem estar afastados de ruídos culturais, como construções e objetos metálicos. Além disso, o magnetômetro base deve ser fixado em um local onde exista somente o campo magnético ambiente, sem campos de fontes anômalas. O levantamento terrestre é feito, em especial, para detalhar alvos em prospecção mineral e o espaçamento entre as estações é usualmente entre 15 a 60 metros (Telford *et al.*, 1990).

1.4.2 Levantamento Aéreo

Os levantamentos magnéticos aéreos utilizam magnetômetros mais sensíveis e sofisticados do que os usados em típicos levantamentos terrestres, com cerca de 0.001 a 0.01 nT contra 0.01 a 1 nT. Na maioria dos levantamentos aéreos tradicionais, as linhas de vôo são de dois tipos: (i) linhas de produção, realizados ao longo de uma série de linhas de vôo paralelas e igualmente espaçadas que dão a cobertura primária para o levantamento e (ii) linhas de controle, voadas

perpendicularmente às primeiras, com espaçamento na ordem de 10 vezes o espaçamento das linhas de produção, e assim usadas para “amarrar” os dados. As interseções entre as linhas servem para a correção por nivelamento (descrita na seção 1.5). Um mapeamento de reconhecimento geral pressupõe que a direção das linhas de produção é orientada norte-sul ou leste-oeste, dependendo da direção geológica predominante. Para levantamentos específicos, caso da definição de alvos em exploração mineral, a direção da linha de vôo deve ser orientada cruzando a direção geológica para maximizar a assinatura magnética.

O espaçamento das linhas de produção é determinado pelo nível de detalhe requerido no mapeamento final ou o tamanho do alvo de exploração. Isso é limitado pelos recursos financeiros disponíveis para o levantamento. No passado, 3000 metros era considerado adequado para o levantamento feito acima de bacias sedimentares. Isso geralmente definia um extenso embasamento magnético e também formava uma base adicional para a exploração sísmica. Com a disponibilidade de magnetômetros mais sensíveis, aumentou o interesse nas feições magnéticas sutis devidas à seção sedimentar acima do embasamento. Os levantamentos acima de bacias sedimentares geralmente empregam espaçamentos de linhas de produção na ordem de 500 m (Horsfall, 1997). Em exploração mineral, os levantamentos aéreos possuem espaçamentos geralmente em torno de 200 metros.

O campo magnético decresce aproximadamente com o inverso do cubo da distância da fonte magnética. Portanto, para registrar pequenas variações nesses campos, os vôos devem ser feitos próximo ao terreno. Atualmente, uma altura de vôo de 100 m é adotada para levantamentos com 400 m de espaçamento das linhas. Levantamentos com 200 m de espaçamento são tipicamente realizados com 80 m acima do terreno, e um com 100 m de espaçamento é feito com 60 m de altura (Horsfall, 1997). Um afastamento entre as linhas maiores que 3 km é adequada para descobrir anomalias regionais ou traçar um mapa geológico preliminar. Já um pequeno afastamento entre as linhas é normalmente usado para detectar anomalias locais e fornece uma grande ajuda ao mapeamento geológico de detalhe.

Alto relevo topográfico em áreas cristalinas requer uma altura mais elevada do vôo, em contrapartida, quando a topografia do relevo é mais baixa, como em bacias sedimentares, permite-se voar a uma altura menor. A detectabilidade do alvo ou resolução do terreno diminui quando a altitude aumenta.

Levantamentos aéreos são excelentes para o reconhecimento preliminar da região de estudo. Sua principal vantagem sobre os levantamentos terrestres é a capacidade de cobrir grandes áreas, muitas delas de difícil (ou impossível) acesso em menor tempo e custo. Sua desvantagem é a atenuação das fontes anômalas próximas a superfície, tornando limitada sua aplicação em exploração mineral. Contudo, neste ramo de exploração, o levantamento aéreo serve como “guia” para determinação de alvos de interesse mineral, que podem ser posteriormente detalhados com levantamentos geofísicos clássicos.

1.5 Correções e Processamento de Dados

Em função do caráter dipolar do campo magnético terrestre, a direção e inclinação do campo variam ao longo da superfície, influenciando no padrão da anomalia gerada em diferentes localizações. Para contornar este problema, transformam-se os dados coletados corrigidos em produtos derivados que auxiliam na interpretação. Utilizamos neste trabalho duas transformações do campo: derivadas direcionais e sinal analítico. Mas antes desses processamentos os dados devem passar por correções que eliminam fontes não desejadas.

1.5.1 Remoção da Variação Diurna

As variações temporais do campo magnético terrestre são conhecidas como Variações Diurnas. São distúrbios magnéticos de pequenos comprimentos de onda, também conhecidos como pulsações geomagnéticas ou micropulsações, que ocorrem randômicamente e podem possuir períodos de 1 segundo até um pouco mais que 2 minutos, com amplitudes de 0.1 nT. Em condições normais (dias calmos) a variação diurna é suave e regular e tem uma amplitude diária de aproximadamente de 20 - 80 nT, com o máximo nas regiões polares. Em alguns dias (dias perturbados) as variações são muito rápidas e de grande amplitude (aproximadamente 1000 nT). De acordo com Luyendyk (1997) este procedimento serve para dois propósitos:

- Monitorar as pequenas taxas de mudança do campo geomagnético. Levantamentos aéreos podem ser cancelados se a taxa de mudança exceder um determinado valor, tipicamente 2 nT por minuto. O propósito principal é, portanto, identificar períodos de tempestades magnéticas, mas as leituras só podem indicar os períodos de alta atividade de pulsação;
- Sincronizar os dados da estação base em tempo com o magnetômetro móvel. Dessa forma, a aplicação aos dados do campo resulta em um valor residual que é apenas função de posição. Isso assumindo que a variação da estação base representa a variação temporal em toda a região levantada.

As correções diurnas devem ser introduzidas nos dados magnéticos a um certo nível base. Em geral, não há problemas quando queremos apenas localizar anomalias e não o valor absoluto do campo magnético. Uma representação constante da média dos valores do campo magnético acima da área levantada pode ser adicionada aos dados do levantamento. Movendo a estação base ou o uso de mais de uma estação base, irá criar diferentes níveis base, que são automaticamente removidos através de um nivelamento padrão. Contudo, o envelope de ruídos do magnetômetro de estação base é adicionado, mas isso é insignificante para magnetômetros modernos em comparação com outros erros.

1.5.2 Correção do Erro de *Parallax*

O erro de *Parallax* corresponde à defasagem nos tempos de medição do magnetômetro e altímetros com o sistema de posicionamento (CBPM, 2003). Utilizado normalmente apenas em levantamentos aéreos, o erro de *parallax* é determinado a partir de duas linhas voadas em sentidos opostos sobre uma mesma feição magnética reconhecida no terreno. A correção a ser aplicada corresponde ao valor somado ou subtraído do tempo de amostragem de modo que as duas feições se tornem coincidentes. A fórmula utilizada é a seguinte:

$$F_c = F_r - I_p, \quad (1.16)$$

onde:

F_c = Fiducial corrigida do *parallax*.

F_r = Fiducial para a leitura registrada.

I_p = *Parallax* instrumental.

A defasagem de tempo registrada é geralmente da ordem de 0.1 s.

1.5.3 Nivelamento

Levantamentos aeromagnéticos são realizados de uma forma particular, também chamada de *grid* (uma espécie de malha regular), de forma a duplicar as medições nos chamados *crossover points* (pontos de cruzamento) das linhas de produção e das linhas de controle. Para os dados magnéticos serem nivelados é necessário que o tempo seja invariante. Portanto, qualquer discrepância em um ponto de cruzamento representa um erro. Nivelamento é, portanto, o procedimento que dá a discrepância entre as leituras em cada ponto de cruzamento. Os erros de interseções são reduzidos em proporções sistemáticas entre as linhas de produção e de controle. Inúmeras informações sobre nivelamento das linhas de controle são dados por Luyendyk (1997).

Micronivelamento

O micronivelamento é um termo geral que se refere à remoção de qualquer erro residual aparente em dados aerogeofísicos após o processamento padrão e aplicação de técnicas rigorosas de nivelamento (Luyendyk, 1997). Os ajustes de micronivelamento são necessários por que retiram os pequenos erros dos dados, claramente visíveis quando as imagens dos *grids* são mostrados. Companhias de exploração geofísica possuem suas próprias técnicas de micronivelamento mas, em geral, esses métodos consistem de filtragens dos *grids* dos dados para detectar erros residuais que em seguida são reduzidos dos dados originais. Correlação

entre os erros através de imagens ou *grids* dos dados com informações das linhas levantadas são feitas para estimar a magnitude de qualquer erro observado. Esses erros novamente são reduzidos dos dados originais.

1.5.4 Remoção do IGRF

Este procedimento envolve a subtração de um modelo bem definido do campo terrestre regional, também chamado de IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*), dos dados de campo. Modelos padrões do campo terrestre regional são baseados em observações terrestres e de satélites. Eles fornecem uma estimativa do campo como uma função da posição, incluindo altura acima da elipsóide terrestre e do tempo. A variação secular é muito lenta, de modo que é usada uma data média do levantamento para calcular o IGRF.

Através da latitude, longitude e da altitude, é possível calcular o IGRF como uma função da posição. Como uma prática padrão de representar o valor da altitude, é feita uma média da altura do avião acima do nível do mar para um determinado levantamento. Os erros introduzidos nesta aproximação são pequenos, com desvios da ordem de 0,025 nT/m.

O gradiente vertical do campo magnético da Terra varia aproximadamente de 0,03 nT/m nos pólos até 0,01 nT/m no equador magnético. A variação da latitude raramente excede 6 nT/m (Telford *et al.*, 1990). Portanto, a remoção do IGRF é desnecessária em levantamentos magnéticos terrestres de pequenas escalas, mas é obrigatória em levantamentos aéreos.

1.5.5 Derivadas Direcionais

Considere o eixo vertical z positivo para baixo e que $\Delta z > 0$. A derivada vertical de primeira ordem de um potencial $\phi(x, y, z)$ é dada por:

$$\frac{\partial}{\partial z}\phi(x, y, z) = \lim_{\Delta z \rightarrow 0} \frac{\phi(x, y, z) - \phi(x, y, z - \Delta z)}{\Delta z}.$$

Transformando para o domínio de Fourier (Blakely, 1996):

$$\begin{aligned} F \left[\frac{\partial \phi}{\partial z} \right] &= \lim_{\Delta z \rightarrow 0} \frac{F[\phi] - F[\phi]e^{(-|k|\Delta z)}}{\Delta z}, \\ &= \lim_{\Delta z \rightarrow 0} \frac{1 - e^{(-|k|\Delta z)}}{\Delta z} F[\phi], \\ &= |k|F[\phi]. \end{aligned} \tag{1.17}$$

Na equação 1.17, $k = \frac{2\pi}{\lambda}$ é o número de onda e λ é o comprimento de onda.

De forma similar, o gradiente vertical de n -ésima ordem é igual à transformada de Fourier do potencial vezes $|k|^n$, ou seja:

$$F \left[\frac{\partial^n \phi}{\partial z^n} \right] = |k|^n F[\phi]. \quad (1.18)$$

As derivadas de primeira e segunda ordem do campo magnético são utilizadas como técnicas de interpretação, pois tendem a realçar as bordas das anomalias e reforçar as características superficiais

1.5.6 Sinal Analítico

Nabighian (1972, 1984) desenvolveu a noção do sinal analítico 2D, ou envelope de energia das anomalias magnéticas. Roest, *et al.* (1992) mostrou que amplitude (valor absoluto) do sinal analítico 3D localizado em (x, y) pode ser facilmente derivado do campo magnético total em três gradientes ortogonais. Sinal Analítico nada mais é que a amplitude dos gradientes verticais e horizontais do campo, ou seja:

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{dT}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dT}{dy}\right)^2 + \left(\frac{dT}{dz}\right)^2}, \quad (1.19)$$

onde $|A(x, y)|$ é a amplitude do sinal analítico em (x, y) e T é o campo magnético observado em (x, y) .

O Sinal Analítico possui uma importante propriedade: localiza as bordas dos corpos magnéticos independente da geometria ou efeitos remanentes. Consequentemente, isso é um indicador para localizar rochas magnéticas.

1.6 Interpretação e Aplicações

Os dados magnéticos são rápidos e relativamente baratos de levantar. Por isto, são os mais utilizados, pelo menos na fase de reconhecimento. Além da finalidade científica, como simplesmente conhecer o comportamento do campo geomagnético, ele localiza artefatos metálicos enterrados, como tubulações, vigas de metal, contentores, entre outros. No âmbito da exploração de recursos minerais, o método é importante na prospecção de minérios, em sua maioria metálicos, como ferro, cobre e níquel, e também na exploração de hidrocarbonetos.

Há dois tipos de interpretação dos dados geofísicos envolvidos no processo de exploração. O primeiro é o processo direto do uso de técnicas matemáticas para aprimorar as assinaturas dos dados observados e então associá-los às possíveis propriedades físicas relacionadas. Por

exemplo, aprimorar uma tendência magnética para tentar determinar uma direção preferencial para a distribuição de magnetita. Feito isso, indicar este lineamento no mapa, e comentar uma possível fonte para este lineamento, por exemplo, uma falha ou dique. O segundo tipo é mais difícil, mais importante e certamente o mais usado na exploração geológica. Ele requer a correlação entre diferentes tipos de dados geofísicos com as informações geológicas e geoquímicas. Isso requer um conhecimento e acesso a todos os tipos de dados coletados de um projeto particular.

De acordo com Sampaio (2002) existem duas formas de interpretar dados magnéticos: qualitativa e quantitativa. A interpretação qualitativa é feita separando primeiramente o mapa magnético em regiões ou zonas, cada uma tendo um comportamento distinto. A semelhança ou diferença de comportamento é julgada com base na disposição das curvas de contorno, na intensidade absoluta e relativa dos valores, nos gradientes, etc. Em seguida procuramos caracterizar cada zona em termos de aspectos estruturais e litológicos, se possível com o emprego de informações geológicas. Quando a qualidade numérica dos dados for adequada passamos para a interpretação quantitativa utilizando os modelos matemáticos disponíveis: em perfis quando se tratar de modelos bidimensionais, e em mapas quando se tratar de modelos tridimensionais. Tanto a interpretação qualitativa quanto a quantitativa podem ser efetuadas nos dados originais ou nos dados processados.

CAPÍTULO 2

Método Radiométrico

Em 1896, Henri Becquerel descobriu que placas fotográficas protegidas da luz ficavam veladas, ou parcialmente expostas, quando compostos de urânio eram mantidos nas proximidades das placas, sugerindo assim que algum tipo de raio havia passado pela proteção das placas. Além do urânio, dentre os materiais penetrantes também havia o rádio, por isso todos os materiais que emitem radiação são chamados de radioativos. Alguns isótopos são instáveis e se transformam em núcleos mais estáveis através da emissão de radiação energética ionizada. A esses isótopos instáveis dá-se o nome de isótopos radioativos ou radioisótopos. Cada radioisótopo possui uma probabilidade característica associada com a desintegração radioativa do seu núcleo.

2.1 Conceitos Fundamentais

Quando um núcleo de um átomo tem excesso de partículas ou muita energia, ele pode tornar-se instável. Se isso acontece ele procurará atingir a estabilidade emitindo algum tipo de radiação. Cada tipo de radiação produz efeitos diferentes nos átomos.

Decaimento Alfa (α): Partículas alfa são fragmentos do núcleo original e consistem de dois prótons e dois nêutrons (ou seja, o núcleo do ${}^4_2\text{He}$). Dessa forma, após um decaimento alfa, o núcleo tem seu número de prótons diminuído em duas unidades e sua massa atômica diminuída em quatro unidades. As partículas alfa possuem tanto massa quanto carga, por isso são facilmente absorvidas em poucos centímetros da atmosfera. Somente nuclídeos com números atômicos relativamente altos decaem por emissão α e este decaimento é quase sempre acompanhado por emissão de radiação gama.

Decaimento Beta (β): Partículas beta consiste de um elétron (β^-) ou pósitron (β^+) emitido pelo núcleo. A desintegração beta faz-se de três modos distintos: desintegração β^- , desintegração β^+ e captura de elétron, em todas elas podendo haver, também, emissão de radiação gama. No decaimento β^- , um nêutron é convertido num próton

no núcleo atômico com a emissão de um elétron (e^-) e um antineutrino. No decaimento β^+ um próton é convertido num nêutron com a emissão de um pósitron (e^+) e um neutrino. O pósitron emitido logo combina com um elétron produzindo dois fótons de 0,511 MeV, cada, radiados em direções diametralmente opostas (radiação de aniquilação). No processo de captura de elétron não existe emissão beta, apenas um elétron no interior da órbita K entra no núcleo com a formação de um nêutron e a emissão de um neutrino. Não há emissão de qualquer partícula neste caso, mas há emissão de raios-X pelo átomo. As partículas beta são facilmente absorvidas tanto quanto as partículas alfa e conseguem viajar alguns metros na atmosfera.

Radiação Gama: A emissão de uma partícula alfa ou beta geralmente deixa o novo núcleo em um estado excitado e a energia excedente é emitida como Radiação Gama (γ). Os raios gama, fótons de alta energia emitidos pelo núcleo atômico, são radiações eletromagnéticas que resultam da desexcitação de núcleos que foram deixados em estados excitados após emissão α ou β . Como não possuem carga ou massa, seu poder de ionização é muito mais baixo que os das partículas α e β e, portanto, seu poder de penetração na matéria é muito maior (chegando a penetrar um pouco mais de 30 centímetros de rocha e centenas de metros na atmosfera). Portanto, eles são a única radiação disponível para medir a radioatividade terrestre.

A energia do fóton dos raios gama é característica do isótopo fonte. Dessa forma, a base da espectrometria de raios gama (ou gamaespectrometria) é a medição da energia dos fótons possibilitando que a fonte de radiação seja diagnosticada. As energias de interesse geológico estão entre 0,2 e 3,0 MeV, que correspondem a comprimentos de ondas por volta de 10^{-11} m e uma frequência em torno de 10^{19} Hz.

O decaimento nuclear é um fenômeno aleatório sendo a taxa de decaimento proporcional ao número de núcleos de determinado tipo presentes em um dado instante. Assim, o número de núcleos que vai decair durante um curto espaço de tempo é proporcional ao número de núcleos atuais, isto é:

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N,$$

$$dN = -\lambda N dt,$$

$$\int_{N_0}^N \frac{dN}{N} = -\lambda \int_0^t dt.$$

Resolvendo, obtemos:

$$N = N_0 e^{-\lambda t}. \quad (2.1)$$

Nesta expressão, λ é a constante de decaimento radioativo com dimensão do inverso de tempo, N_0 é o número de radionuclídeos presentes no tempo $t = 0$ e N é o número de nuclídeos presentes após um tempo t .

Definimos como “atividade” de um radionuclídeo, A , o número de desintegrações de núcleos radioativos por unidade de tempo. Matematicamente, ela é dada pelo negativo da taxa de desintegração, $-dN/dt$, ou seja:

$$A = \lambda N. \quad (2.2)$$

Em termos de atividade, a equação 2.2 é escrita como:

$$A = A_0 e^{-\lambda t} \quad (2.3)$$

Define-se “meia-vida” de um radionuclídeo, T , o tempo necessário para o número de núcleos de um dado isótopo decair para a metade do valor inicial. Portanto, passada uma meia-vida significa que resta a metade dos isótopos radioativos originais; passadas duas meias-vidas, um quarto dos isótopos radioativos originais, e assim por diante. Quando $N = \frac{N_0}{2}$ nós dizemos que se passou uma meia-vida, e por isto:

$$\frac{N}{N_0} = \frac{1}{2} = e^{-\lambda T},$$

$$\lambda = \frac{\ln 2}{T},$$

$$T = \frac{0.693}{\lambda}. \quad (2.4)$$

A “vida média”, τ , é a expectativa de vida dos átomos de uma mesma espécie radioativa. A vida média é dada pela soma dos tempos de existência de todos os átomos de mesmo tipo dividida pelo número inicial de átomos. Matematicamente ela é obtida integrando a equação 2.1 de 0 a ∞ :

$$\tau = \frac{1}{N_0} \int_0^{\infty} N_0 \lambda t e^{-\lambda t} dt = \lambda \int_0^{\infty} t e^{-\lambda t} dt = \frac{1}{\lambda}. \quad (2.5)$$

Alguns radionuclídeos possuem mais de um modo de decaimento. Há radionuclídeos que decaem para um nuclídeo também radioativo que podem constituir uma série (ou família) radioativa. Desse modo, cada radionuclídeo decai para outros radionuclídeos até, por fim

terminarem em um isótopo estável. Neste caso, a taxa em que um elemento “filho” muda é a diferença entre sua taxa de produção e sua taxa de desintegração.

A taxa de acumulação dos átomos “filhos” é a diferença entre a produção e a desintegração, ou:

$$\frac{dN_2}{dt} = \lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2 = \lambda_1 N_0 e^{-\lambda_1 t} - \lambda_2 N_2, \quad (2.6)$$

onde N_2 é o número de átomos filhos em um determinado tempo t .

Nós podemos resolver essa equação assumindo $N_2 = A e^{-\lambda_1 t} + B e^{-\lambda_2 t}$, com a condição tal, que quando $t = 0$, $N_2 = 0$. O resultado é:

$$N_2 = \frac{\lambda_1 N_0}{\lambda_2 - \lambda_1} (e^{-\lambda_1 t} - e^{-\lambda_2 t}). \quad (2.7)$$

Esse cálculo pode ser estendido para membros sucessivos da série, em uma espécie de “corrente de desintegração”. O número de átomos dos n produtos produzidos após o tempo t é dado por:

$$N_n = C_1 e^{-\lambda_1 t} + C_2 e^{-\lambda_2 t} + \dots + C_n e^{-\lambda_n t}. \quad (2.8)$$

Chamamos de “equilíbrio radioativo” quando todos os elementos da série têm a mesma atividade, ou seja:

$$\lambda_1 N_1 = \lambda_2 N_2 = \lambda_3 N_3 = \dots = \lambda_n N_n. \quad (2.9)$$

Isso quer dizer que quando ocorre o equilíbrio, o número de desintegrações por segundo dos átomos “filhos” é igual ao número de átomos criados durante a desintegração do elemento “pai”.

Outro conceito importante em métodos radiométricos são os três tipos de processos de interação da radiação gama com a matéria: efeito fotoelétrico, espalhamento Compton e produção de par.

Efeito Fotoelétrico: Toda a energia de um fóton é absorvida por um elétron ligado numa camada de um átomo o qual é expelido com energia cinética, dada por:

$$E_{cin} = E_{inc} - E_{lig}, \quad (2.10)$$

onde: E_{cin} é a energia cinética do elétron expelido, E_{inc} é a energia do fóton incidente ($E_{inc} = h\nu$), e E_{lig} é a energia de ligação do elétron na camada.

Este processo de absorção ocorre predominantemente na faixa de mais baixa energia da radiação gama e depende do número atômico do átomo. Após a expulsão do elétron, o átomo reorganiza-se com a emissão de raios-X.

Espalhamento Compton: Este processo ocorre quando um fóton incidente perde parte da sua energia para um elétron livre (ou fracamente ligado) e é espalhado com um certo ângulo em relação a direção original. A energia perdida do raio gama é transferida como energia cinética para o elétron segundo a relação:

$$E_{esp} = \frac{E_{inc}}{1 + \frac{E_{inc}}{m_e c^2} (1 - \cos \theta)}, \quad (2.11)$$

onde: $E_{esp} = (h\nu)_{esp}$ é a energia do fóton espalhado segundo um ângulo θ , $E_{inc} = (h\nu)_{inc}$ é a energia do fóton incidente e $m_e c^2$ é a energia de repouso do elétron.

Produção de Par: É um processo através do qual um fóton incidente é completamente absorvido. Isso resulta na criação de um par elétron-pósitron nas proximidades de um núcleo com energia total igual ao fóton incidente. Este fenômeno ocorre com energia superior a 1,022 MeV e predomina em energias dos fótons maiores que 10 MeV. A expectativa de vida do pósitron criado é muito curta: ele aniquila-se com um elétron produzindo dois raios gama de 0,511 MeV de energia.

O espalhamento Compton é o processo predominante na escala de energia das radiações gama naturais das rochas, como vemos na Figura 2.1. Portanto, os raios gama medidos em levantamentos radiométricos sofrem o espalhamento Compton, sendo necessário sua remoção durante o processamento de dados.

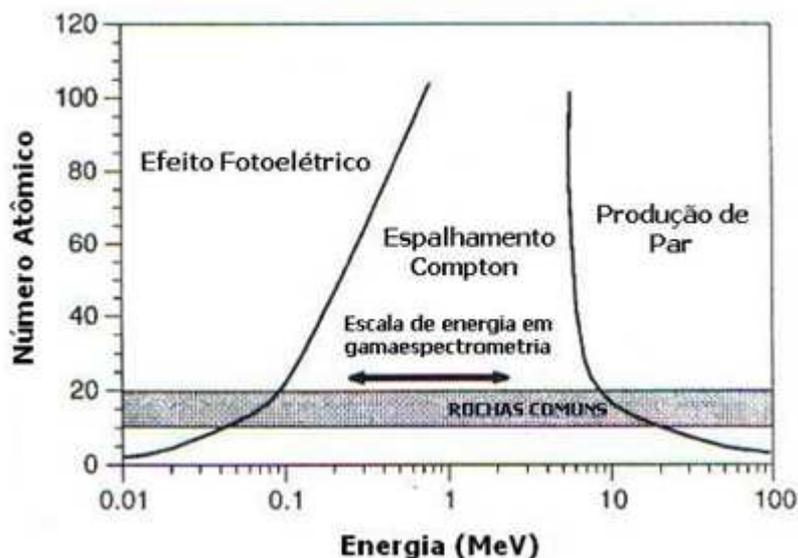


Figura 2.1: Interação dos raios gama com as rochas (Minty, 1997).

A unidade usada para as medições da atividade de uma espécie radioativa é o *curie* (Ci), nome dado ao descobridor do rádio, Mme. Curie. É a atividade, que resulta em $3,7 \times 10^{10}$ desintegrações por segundo, que é o número de partículas α emitidos por 1 grama de rádio puro (Ra^{226}) em 1 segundo (Telford *et al.*, 1990). Devido aos raios gama possuírem natureza similar aos raios-X, a força ou intensidade da radiação gama (bem como partículas α e β) é também medida na unidade de raios-X, o *roentgen* (R). Essa é a quantidade que irá produzir uma unidade de carga eletrostática ($2,08 \times 10^9$ íons pares) por centímetro cúbico no ar a 0°C e 760 Torr CNTP (Telford *et al.*, 1990). As subunidades são miliroentgen (mR) e microroentgen (μR). Atualmente a unidade utilizado é o *Bequerel* (Bq), que corresponde a uma desintegração por segundo (cps).

2.2 Fontes de Radiação Gama

Apenas um número limitado de isótopos de elementos naturais emitem raios gama. Podemos dividi-los em três grupos de acordo com sua origem (Minty, 1997):

Grupo 1: inclui os radionuclídeos K^{40} , U^{238} , U^{235} , Th^{232} , que possuem meias-vidas da ordem de grandeza da idade da Terra ($\sim 4,54 \times 10^9$ anos) e podem ser encontrados nas rochas;

Grupo 2: composto de isótopos radioativos filhos, membros das séries do U^{238} , U^{235} e Th^{232} . Suas meias-vidas alcançam desde pequenas frações de segundo até 10^5 anos;

Grupo 3: engloba os chamados radioisótopos cosmogênicos, formados pela interação de raios cósmicos com os átomos de gases na alta atmosfera terrestre.

O primeiro grupo engloba os radioelementos mais comuns nas rochas, portanto, este grupo é o alvo em gamaespectrometria. O segundo e o terceiro grupo constituem ruídos de fundo (ou *backgrounds*), e devem ser removidos dos dados medidos.

2.2.1 Fontes Naturais de Radiação Gama

O fluxo de raios gama próximo à superfície terrestre resulta, quase na totalidade, do decaimento do K^{40} e dos membros das séries do U^{238} e Th^{232} . Dentre esses últimos, os mais importantes são o Bi^{214} e o Tl^{208} das séries do U^{238} e Th^{232} , respectivamente. A determinação dos elementos. O volume de 32,8 litros representa uma quantidade de cristais suficientes para aeronaves de asa-fixa (considerando a altura e velocidade do aeronave).

2.2.2 Calibração

A calibração dos instrumentos é feita por medidas quantitativas da radioatividade em laboratório ou em campo, utilizando fontes de radiações conhecidas, chamados de padrões (*pads*) de calibração. A taxa de contagem registrada é proporcional à intensidade dos raios gama e depende de vários parâmetros instrumentais de acordo com a sensibilidade do detector. Devido à variação dessa sensibilidade com a temperatura, tanto do cristal quanto dos tubos fotomultiplicadores, um controle cuidadoso é necessário durante a operação. Para corrigir o efeito de temperatura, comumente usa-se uma fonte de Cs^{137} cujo fotopico de 661 KeV é mantido fixo num canal. Muitas vezes testes de calibrações periódicas são realizados usando fontes padrões de isótopos, para o ajuste dos picos dos elementos de referência (potássio, urânio e tório) do sistema detector e registro do ruído de fundo (*background*) radiométrico de cada canal.

Em levantamentos aéreos as calibrações periódicas ocorrem no início e término de cada vôo em um tempo de três minutos de medição para cada amostra padrão. Outro teste comumente realizado é o teste de consistência do sistema radiométrico, que é feito diariamente com a finalidade de verificar a consistência das medições do gama. Consiste na perfilagem sobre um mesmo segmento de linha, no início de cada vôo, com extensão mínima de 5 km, ao longo de uma área previamente selecionada na região do levantamento. Além das calibrações diárias para controle dos fotopicos do espectro da radiação gama, os detectores em levantamentos aéreos devem passar por uma série de testes e calibrações, tais como calibração dos detectores gama *Downward*, que tanto envolve a calibração com o detector parado (calibração estática para o espalhamento Compton) quanto com o detector em movimento (calibração dinâmica para o ruído de fundo cósmico e da aeronave) e calibração dos detectores *Upward* (para o monitoramento do ruído de fundo do radônio). Eles serão melhor descritos na seção 2.5.

2.3 Aquisição

2.3.1 Levantamento Terrestre

Levantamentos radiométricos terrestres podem ser realizados com qualquer instrumento. O Contador Geiger-Müller, que detecta a radiação beta e gama, é normalmente utilizado manualmente, já o cintilômetro e o espectrômetro, que detectam a radiação gama, podem ser usados em veículos. Além de serem baratos em relação a outros métodos geofísicos, trabalhos de levantamentos radiométricos são simples e rápidos, não exigindo nenhuma grande experiência particular.

2.3.2 Levantamento Aéreo

As medições aéreas da energia natural gama são feitas na maioria das vezes com cintilômetros ou com espectrômetros em uma aeronave voando baixo, pois o sinal dos raios gama vindos de fontes radioativas decresce exponencialmente com a distância devido à atenuação dos raios gama na atmosfera. Como via de regra, a altitude não pode exceder 225 metros para produzir medições estatisticamente válidas, sendo realizados normalmente em altitudes de 122 metros (Pitkin e Duval, 1980). Assim como no levantamento aeromagnético, em aerogamaespectrometria as linhas de vôo muitas vezes são feitas em paralelo e sobrevoadas perpendicularmente a direção geológica para definir melhor os contatos geológicos. Os detectores podem alcançar mais do que 50 litros de cristais de $NaI(Tl)$. O volume do detector usado no levantamento controla a qualidade dos dados obtido. Na medida em que esse volume e a concentração dos radioelementos diminuem, os erros estatísticos aumentam (Pitkin e Duval, 1980).

Os levantamentos aerogamaespectrométricos são relativamente baratos e muitas vezes acompanham os levantamentos aeromagnéticos. O processamento de dados envolve diversas correções, desde as clássicas remoções do ruído de fundo dos elementos filhos do gás radônio, dos raios cósmicos e correção do espalhamento Compton, até a transformação da altura de levantamento para as condições normais de temperatura e pressão, correções do efeito de atenuação, dentre outros.

2.4 Correções e Processamento de Dados

Antes de converter a taxa de contagem observada por unidade de tempo para as concentrações dos radioelementos na superfície terrestre, é necessário que as janelas espectrais da contagem total, do potássio, urânio e tório passem por uma série de correções. Muitas dessas correções somente são realizadas em levantamentos aéreos, e são definidas abaixo de acordo com Minty (1997), Minty *et al.* (1997), CBPM (2003) e Geosoft (2005).

2.4.1 Correção do Efeito Tempo Morto/Tempo Vivo

Os dados em espectrometria gama são tipicamente adquiridos na unidade de medição em contagem por segundo (cps) ou *Bequerel* (Bq). A instrumentação, que pode ser aérea ou terrestre, requer um determinado tempo a cada segundo para processar os dados que chegaram - durante este período de tempo nenhuma contagem é realizada. Este tempo é denominado Tempo Morto do detector. Alternativamente, alguns sistemas registram a duração de tempo que cada cristal está ativo, denominado Tempo Vivo do detector. Esta correção deve ser realizada para cada um dos radioelementos (K , U e Th) e para a contagem total utilizando os tempos fornecidos pelos fabricantes dos equipamentos.

2.4.2 Filtragem

O decaimento radioativo é um processo aleatório e as leis estatísticas governam a precisão de todas as medidas. Os perfis das taxas de contagem sempre estão com ruídos e usualmente os dados não podem ser interpolados antes de serem filtrados. Para isso, um Filtro Não-linear e um Filtro de Passa-baixa são aplicados aos perfis radiométricos.

A filtragem Não-linear é responsável por remover ruídos tipo “*spikes*” nos dados espectrométricos devido aos efeitos instrumentais e também compensar possíveis deslocamentos súbitos nos dados do radar de altimetria. A filtragem Passa-baixa ajuda a reduzir os erros estatísticos nos dados de radiação cósmica e suaviza o valor estimado do radônio atmosférico.

2.4.3 Correção do Radar Altimetro para Condições Normais de Temperatura e Pressão

Para aplicar as técnicas de análises radiométricas em levantamentos aéreos, é necessário converter as condições atuantes para as Condições Normais de Temperatura e Pressão (CNTP). As medidas de altura do terreno são ajustadas para estas condições. Dessa forma, essa altura efetiva possuirá a mesma massa de ar nas CNTP entre o terreno e o avião. O cálculo dessa correção é aplicado da seguinte forma:

$$h_e = \frac{h_{obs}P(273)}{1013(T + 273)}, \quad (2.12)$$

onde h_e é a altura efetiva (em metros) acima do terreno nas CNTP, h_{obs} é a altura observada (em metros), T é a temperatura do ar (em °C) e P é a pressão barométrica (em kPa).

Esta correção em levantamentos aéreos assume que tenha a disponibilidade de dados do radar altímetro, temperatura e pressão atmosférica (normalmente registrados a todo momento pela aeronave).

2.4.4 Remoção dos Ruídos de Fundo Cósmico e da Aeronave

O termo ruído de fundo refere-se à radioatividade decorrente da atmosfera, dos radioisótopos produzidos pelos raios cósmicos e proveniente do próprio equipamento. O ruído de fundo da radiação cósmica é causada pela interação dos raios cósmicos com os átomos da atmosfera. Em levantamentos aéreos, também existe o ruído de fundo vindo da radiação da aeronave e seus equipamentos. É necessário conhecer as correções do ruído de fundo e isso é obtido através de vôos de calibração cósmica (*cosmic flights*) em escalas de altura livre da radioatividade da atmosfera.

O espectro do ruído de fundo cósmico e da aeronave é calculado como:

$$N_i = a_i + b_i N_{cos}, \quad (2.13)$$

onde N_{cos} é o contagem do canal cósmico filtrada, N_i é o ruído de fundo cósmico e da aeronave combinado na i -ésima janela, a_i o ruído de fundo da aeronave na i -ésima janela e b_i é o fator de espalhamento cósmico na i -ésima janela.

Em levantamentos aéreos, podemos monitorar o ruído de fundo no início e no fim de cada linha fazendo uma subida a uma altura de 300 metros, onde as contribuições das radiações das rochas e da atmosfera são desprezíveis. O vôo pode ser também acima de um lago, onde o efeito blindagem da água bloqueia a radiação terrestre. Um método superior de monitoramento é usar um cristal blindado para as radiações provenientes de baixo do avião (*Downward*). O cristal de absorção voltado para cima (*Upward*) detecta apenas os raios gama originados do ruído de fundo atmosférico e cósmico. Dessa forma, é possível realizar um monitoramento contínuo e com isso, em princípio, corrigir em tempo real.

Em levantamentos terrestres esta correção normalmente é feita colocando o detector diretamente acima de uma superfície de água, como um lago ou um rio e, se possível, tomando uma distância razoável da borda. Dessa forma, o detector somente irá registrar emissões gama vindas do ruído de fundo, que será gravada no microprocessador do aparelho. Como a radiação do ruído de fundo é praticamente invariável no terreno e em levantamentos de detalhe, o ruído de fundo é automaticamente subtraído da radiação do terreno quando ocorre a medição.

2.4.5 Remoção do Ruído de Fundo do Radônio

A mais difícil remoção do ruído de fundo provém do decaimento do Rn^{222} na atmosfera. O produto “filho” do decaimento do radônio produz um espectro virtualmente idêntico ao decaimento do urânio. O gás radônio difunde no ar em taxas que dependem de certos fatores, tais como a pressão atmosférica, mistura do solo, cobertura do terreno, velocidade do vento e temperatura. Todos esses fatores variam com o tempo durante o curso de um levantamento.

Existem alguns procedimentos padrões que podem ser usados para remover o ruído de fundo do radônio:

- Realizar medições em levantamentos acima da superfície d’água;
- Usar detectores de observação *Upwards* em levantamentos aéreos;
- Realizar vôos em linhas de testes a uma certa altura (descrito na seção 2.5.4);

Remoção do Ruído de Fundo do Radônio usando Constantes Medidas acima d'Água

Assim como é feito na remoção do ruído de fundo cósmico, é possível realizar calibrações do detector realizando medições acima de superfícies de água (rios, lagos, oceanos). A água bloqueia grande parte da radiação do terreno. Desta forma a única radiação medida será uma soma do ruído de fundo cósmico, do radônio e da aeronave (nos casos de aerolevantamentos). Constantes medidas pelo equipamento removem automaticamente as medições nas janelas radiométricas relativas à contribuição do ruído de fundo. Essas constantes dependem dos procedimentos do levantamento (tanto aéreo quanto terrestre), do equipamento usado, das medições feitas acima das superfícies d'água, dentre outros.

Remoção do Ruído de Fundo do Radônio usando detectores *Upwards*

Um detector *Upward* é um cristal parcialmente blindado para as radiações vinda de uma direção, normalmente abaixo dele, e sensível a radiação das outras direções. Sendo assim, ele possui a habilidade de detectar a radiação vinda da atmosfera e ignorar a radiação vinda do terreno. Dessa forma, é possível realizar a remoção do ruído de fundo do radônio, detectado pelos cristais *Downwards*, em tempo real.

Antes de aplicar a fórmula de remoção do ruído de fundo do radônio, é necessário obter os coeficientes “*Skyshine*” (A_1 e A_2) e as constantes de calibração do radônio atmosférico (a_{TC} , a_K , a_{Up} , a_{Th} , b_{TC} , b_K , b_{Up} e b_{Th}).

A_1 e A_2 são os coeficientes *Skyshine* ou fatores de calibração. Esses fatores são determinados através da equação $u_g = A_1U_g + A_2T_g$. Onde u_g , U_g e T_g são as contribuições nas janelas originadas do terreno. A_1 e A_2 podem ser determinados pelo método dos mínimos quadrados.

a_{TC} : Razão das janelas de contagem total e do urânio *Downward*;

a_K : Razão das janelas do potássio e do urânio *Downward*;

a_{Th} : Razão das janelas do tório e do urânio *Downward*;

a_{Up} : Razão das janelas do urânio *Upward* e do urânio *Downward*;

b_{TC} : Contagem total interceptada pelo urânio *Downward*;

b_K : Potássio interceptado pelo urânio *Downward*;

b_{Th} : Tório interceptado pelo urânio *Downward*;

b_{Up} : Urânio *Upward* interceptado pelo urânio *Downward*.

Os valores de u_g , U_g , T_g , a e de b são fornecidos pelos levantamentos de calibração e são

determinados usando o método descrito segundo as normas do Relatório Técnico da IAEA 323 (*International Atomic Energy Agency*). Os valores de b na maioria das vezes são muito pequenos, logo são desconsiderados.

A contribuição do radônio na janela do urânio no conjunto de detectores principais (isto é, a janela do urânio nos detectores *Downward*) após a remoção dos raios cósmicos é dado portanto pela seguinte relação (IAEA, 1991):

$$U_r = \frac{u_{up} - A_1U - A_2Th - A_2b_{Th} - b_{Up}}{a_{Up} - A_1 - A_2a_{Th}}, \quad (2.14)$$

onde U_r é a componente do radônio atmosférico, u_{up} é a contagem detectada do urânio *Upward*, U é a contagem do urânio *Downward* e Th é a contagem do tório.

Após avaliada a contribuição do radônio, se calcula seu efeito em cada janela do espectro, conforme as equações abaixo:

$$U_{rad} = a_{Up}U_r + b_{Up},$$

$$K_{rad} = a_KU_r + b_K,$$

$$Th_{rad} = a_{Th}U_r + b_{Th},$$

$$TC_{rad} = a_{TC}U_r + b_{TC}.$$

onde U_{rad} , K_{rad} , Th_{rad} e TC_{rad} são as contribuições do radônio nas janelas do urânio *Downward*, potássio, tório e contagem total, respectivamente.

Esses valores devem ser subtraídos das contagens para cada janela apropriada.

2.4.6 Correção do Espalhamento Compton

Feitas em todas as formas de aquisição, a correção do espalhamento Compton é extremamente importante. O cálculo da correção do espalhamento Compton dos raios gama emitidos pelo Tl^{208} (Th) que ocorre dentro das janelas do Bi^{208} (U) e do K^{40} (K), e para os raios gama emitidos pelo Bi^{214} (U) que ocorre dentro da janela do K^{40} (K), resulta da energia perdida pelo espalhamento Compton. Se não a aplicarmos, tanto a taxa de contagem do urânio quanto a do potássio irão estar sobre-estimadas.

Para o tório:

$$N_{Th,Th} = \frac{N_{Th}(1 - g\gamma) + N_U(b\gamma - a) + N_K(ag - b)}{A}. \quad (2.15)$$

Para o urânio:

$$N_{U,U} = \frac{N_{Th}(g\beta - \alpha) + N_U(1 - b\beta) + N_K(b\alpha - g)}{A}. \quad (2.16)$$

Para o potássio:

$$N_{K,K} = \frac{N_{Th}(\alpha\gamma - \beta) + N_U(a\beta - \gamma) + N_K(1 - a\alpha)}{A}. \quad (2.17)$$

Nas Equações 2.15, 2.16 e 2.17, $N_{Th,Th}$, $N_{U,U}$ e $N_{K,K}$ são as contagens dos elementos que sofreram a correção do espalhamento Compton; N_{Th,N_U} e N_K são as taxas de contagens corrigidas pelo ruído de fundo cósmico, do radônio e da aeronave; $A = 1 - g\gamma - a(\alpha - g\beta) - b(\beta - \alpha\gamma)$; e por fim α , β , γ , a , b e g são as razões do espalhamento Compton, definidos como:

- α : Taxa de contagem no canal do tório dentro do canal do urânio;
- β : Taxa de contagem no canal do tório dentro do canal do potássio;
- γ : Taxa de contagem no canal do urânio dentro do canal do potássio;
- a : Taxa de contagem no canal do urânio dentro do canal do tório;
- b : Taxa de contagem no canal do potássio dentro do canal do tório;
- g : Taxa de contagem no canal do potássio dentro do canal do urânio.

Determinamos as razões de espalhamento α , β , γ , a , b e g diretamente do espectro puro do U e Th ou através de valores experimentais. A forma do espectro aéreo é função do diâmetro da fonte e da altura do detector, e desde que fontes de espessura larga (diâmetro infinito) sejam comuns no ambiente geológico, nós podemos simular um espectro puro devido a esse tipo de fonte. Com a aeronave parada, utilizam-se padrões de calibração para a determinação de espectros puros para cada um dos radioelementos: K , U e Th (calibração estática). Mudanças na forma do espectro devido à altura são significantes. Portanto o espectro de calibração deve ser simulado para diferentes alturas. A Tabela 2.2 traz o crescimento das razões α , β e γ com à altura.

2.4.7 Remoção dos Efeitos de Atenuação

Após a remoção dos ruídos de fundo e a correção do espalhamento Compton, é necessário fazer a remoção dos efeitos de atenuação. Devido aos efeitos de atenuação da atmosfera, um detector movido para longe da fonte que origina os raios gama, registrará uma menor intensidade. Portanto, é necessário fazer a correção da altitude do sensor acima do solo.

Razão de Espalhamento	Crescimento por metro
α	0.00049
β	0.00065
γ	0.00069

Tabela 2.1: Crescimento das razões de espalhamento Compton α , β e γ com a altura (Geosoft, 2006).

Podemos enunciar uma fórmula adequada para alturas entre 50 e 250 metros, que descreve bem o decréscimo da intensidade:

$$N_s = N_{cor} e^{-\mu(h_e - h_0)}, \quad (2.18)$$

onde μ = coeficiente de atenuação do ar, determinado experimentalmente (tanto para a contagem total, quanto para o K , U e Th), N_s = taxa de contagem normalizada para a altitude nominal do levantamento (h_0) e N_{cor} = taxa de contagem corrigida pelos ruídos de fundo, espalhamento Compton e altura equivalente nas CNTP (h_e) para cada janela.

O μ tem valores ligeiramente diferentes para os raios gama do K , U e Th . Um valor típico para a contagem total é $5.6 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$.

2.4.8 Conversão da Taxa de Contagem Total para as Concentrações Aparentes dos Radioelementos

Após definir a calibração do sistema, podemos converter as taxas de contagem corrigidas por todos os processos acima descrito, para uma abundância ou concentração dos isótopos radioativos na superfície do terreno. Essa conversão normalmente é dividida para cada um dos quatro canais corrigidos por uma constante de “sensibilidade”. A concentração aparente, para cada radioelemento, é calculada simplesmente dividindo a taxa de contagem da determinada janela corrigida pelos efeitos de atenuação (N_s), pela constante de sensibilidade (S), e dada em porcentagem para o potássio, parte por milhão para o equivalente de urânio e equivalente do tório. Isto é:

$$C = \frac{N_s}{S}. \quad (2.19)$$

As expressões completas para as concentrações aparentes para levantamentos aéreos são:

Contagem total:

$$C_{TC} = \frac{[N_{TC}] e^{-\mu_K(h_e - h_0)}}{S_{TC}}. \quad (2.20)$$

Potássio:

$$C_K = \left[\frac{N_{Th}(\alpha\gamma - \beta) + N_U(a\beta - \gamma) + N_K(1 - a\alpha)}{A} \right] \frac{e^{-\mu_K(h_e - h_0)}}{S_K}. \quad (2.21)$$

Urânio:

$$C_U = \left[\frac{N_{Th}(g\beta - \alpha) + N_U(1 - b\beta) + N_K(b\alpha - g)}{A} \right] \frac{e^{-\mu_U(h_e - h_0)}}{S_U}. \quad (2.22)$$

Tório:

$$C_{Th} = \left[\frac{N_{Th}(1 - g\gamma) + N_U(b\gamma - a) + N_K(ag - b)}{A} \right] \frac{e^{-\mu_{Th}(h_e - h_0)}}{S_{Th}}. \quad (2.23)$$

Essas constantes de sensibilidade dependem do volume do cristal e altitude do detector. Para medi-los, padrões de calibração contendo valores conhecidos de K , U e Th são construídos. Dessa forma, essas constantes gravadas no sistemas servirão para calcular a abundância dos radioelementos.

2.4.9 Nivelamento

Alterações de atividade no ruído de fundo devido a bolsões de gás radônio que são acumulados nos vales, variações da umidade do solo e espessura da vegetação podem ocasionar problemas residuais durante a medição aérea de raios gama. Esses ruídos excedentes causam lineações ou corrugações artificiais entre as linhas de vôo claramente vistos nos mapas de contorno, mesmo após a aplicação das correções necessárias. Se presente, esse problema tende particularmente para o canal de urânio, pois o gás radônio (Rn^{222}) é um elemento intermediário do Bi^{214} e do U^{238} . Para fazer o nivelamento, empregamos linhas de controle geralmente perpendiculares às linhas de produção. Os cruzamentos entre as linhas servem como pontos de “amarração”. É possível criar uma malha única através de polinômios de baixa ordem, minimizando assim as diferenças em cada ponto de intersecção.

Informação da correlação entre canais

É possível remover ruídos excedentes estimando erros para a janela do urânio, usando a informação da correlação entre canais. O método proposto por Green (1987) é baseado na suposição de que, para um dado corrigido pelo ruído de fundo, a linha de vôo média do U é uma função linear das linhas de vôo média do K e Th , e a correção é constante para o comprimento de cada linha. Obviamente, é preciso nivelar as janelas do K e Th para o método funcionar corretamente.

Micronivelamento

Utilizado anteriormente para remover erros residuais no nivelamento em dados aeromagnéticos, Minty (1991) propôs sua utilização em espectrometria aérea de raios gama. Os erros são removidos de um *grid* (matriz contendo os pontos de medição) de dados através de uma técnica de filtragem direcional de *grids*. O *grid* filtrado é então usado para corrigir os dados localizados. O método remove as anomalias alongadas no sentido das linhas de vôo.

2.4.10 Cálculo das Razões

A abundância das razões, U/Th , U/K e Th/K são freqüentemente mais diagnósticas nas mudanças dos tipos de rochas, alterações, ou em ambientes deposicionais do que os valores da abundância dos próprios radioisótopos, que estão sujeitos a extensas variações devido à cobertura dos solos, etc. Em áreas apropriadas, contendo baixa umidade do solo, os mapas das razões são úteis para ajudar no mapeamento da superfície geológica da região. Mapas coloridos representam bem todas as três razões simultaneamente em cores e intensidades diferentes, conhecidos mais como mapas ternários.

2.4.11 Mapas Ternários

Os mapas ternários assinalam uma determinada cor para cada elemento. Em geral, o Th é o vermelho, U o verde, e o K o azul. A taxa de contagem total é usada para assinalar uma escala de intensidade de cada elemento e suas cores resultantes (combinação de cores). Essas outras cores indicam áreas variadas, que definem proporções do K , U e Th . As diferentes cores no mapa correspondem aproximadamente aos diferentes tipos de rochas quando comparadas com as amostras geológicas coletadas no terreno.

O conjunto do mapa ternário, mapas das razões, mapas de contorno da contagem total e de cada uma das concentrações dos radioelementos, compõe o modo padrão na apresentação de dados.

2.5 Interpretação e Aplicações

As principais aplicações dos levantamentos radiométricos são (Urquhart, 2006a):

- Mapeamento geológico;
- Exploração de depósitos de urânio;
- Aplicações especiais na exploração de diamantes através da localização de kimberlitos;

- Exploração de depósitos de cobre onde a alteração do potássio dá um crescimento na assinatura radiométrica;
- Exploração de ouro usando associação de $Au - U$;
- Exploração de camadas radioativas acima dos depósitos de hidrocarbonetos.

A interpretação qualitativa dos dados radiométricos é similar à interpretação de um levantamento geológico convencional. É usualmente necessária a correlação dos resultados de amostragem geológica ou geoquímica, como por exemplo, as cores na radiometria dos mapas ternários para dar um entendimento completo das implicações do mapa (Urquhart, 2006a). As medidas de espectrometria gama feitas sobre amostras de solos e rochas permitem determinar, com razoável precisão e sem tratamento químico, os teores de potássio, urânio e tório (Oliveira *et al.*, 2004). Para compreender como podemos aplicar os levantamentos radiométricos, é necessário conhecer as fontes geológicas de radioatividade. Geralmente, se uma determinada região possui cerca de três vezes mais intensidade de radiação do que o nível base, então essa região é de interesse (Telford *et al.*, 1990). O nível base pode variar consideravelmente de lugar a lugar, a depender da espessura da cobertura e, obviamente, da litologia.

A interpretação detalhada dos levantamentos aéreos de raios gama com a finalidade de exploração necessita da delimitação das unidades geológicas regionais na área levantada, em seguida o exame detalhado dentro das maiores unidades prospectivas, auxiliada por outros conjuntos de dados (como dados magnéticos e imagens de satélite) e, por fim, investigação em campo de áreas anômalas identificadas (Dickson e Scott, 1997).

CAPÍTULO 3

Conjunto de Dados Utilizados

Este Trabalho de Graduação consiste na interpretação qualitativa e quantitativa de dados magnéticos e radiométricos aéreos e terrestres objetivando modelos geológicos e matemáticos que possam representar a distribuição das propriedades físicas das rochas. No presente capítulo, descrevemos inicialmente uma sùmula da geologia regional abrangida por ambos os levantamentos, em seguida trazemos as especificações, processamento de dados e os mapas geofísicos utilizados para a região de estudo. Os dados da geologia local serão abordados à medida que realizarmos as interpretações e modelagens. Os mapas e os perfis aéreos e terrestres ilustrados neste capítulo serão discutidos, interpretados e modelados qualitativamente no Capítulo 4 e quantitativamente no Capítulo 5.

3.1 Dados Geológicos Regionais

A região de estudo está inserida no contexto geológico do Segmento Norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá; Complexo Santa Luz, localizado a oeste do Bloco Serrinha e em uma pequena parte do Complexo Mairi, a leste do Bloco Gavião. Descreveremos uma sùmula da geologia regional conforme os trabalhos de Kosin *et al.* (2003), com a representação do mapa geológico (Figura 3.1) elaborado pelo convênio CPRM-CBPM na formulação do Mapa Geológico do Estado da Bahia na escala 1:1.000.000 (CPRM, 2003).

Bloco Serrinha: Complexo Santa Luz

Segundo Kosin *et al.* (2003), o Bloco Serrinha trata-se de um segmento de crosta Arqueana granito-*greenstone*, constituído pelos complexos Uauá e Santa Luz, que serviram de embasamento aos *greenstone belts* paleoproterozóicos do Rio Itapicuru e do Rio Capim, cuja consolidação se deu ao final do Ciclo Transamazônico (2,0 Ga). Durante este evento ocorreram intrusões de granitóides sintectônicos, elípticos e com bordas gnaissificadas, relacionadas ao *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, e vários corpos de granitóides tardi a pós-tectônicos em rochas do Complexo Santa Luz, cuja região estudada abrange a parte oeste.

O Complexo Santa Luz é a unidade mais extensa do Bloco Serrinha com idade do

Arqueano (3,1 - 2,7 Ga), período que sofreu também deformações, metamorfismo e provável refusão crustal, sendo retrabalhado durante o evento Transamazônico, entre 2,1 e 1,9 Ga. O Complexo Santa-Luz ocupa uma faixa com direção aproximada NNW-SSE e trata-se de um conjunto gnáissico-granítico-migmatítico, possuindo quatro conjuntos litológicos:

Conjunto 1: Ocorre na parte centro-sul do complexo. São formados por ortognaisses bandados migmatíticos com enclaves de anfibolitos, máficos e metamáficos, que podem ser concordantes ou não com a foliação gnáissica e que poderiam representar diques máficos deformados.

Conjunto 2: Aflora na porção sul do complexo e ao longo da borda leste do Maciço Sienítico de Itiúba. Formados por gnaisses tectonicamente bandados, onde se alternam biotita gnaisses cinzento, anfibolito e gnaiss granítico. Ele representa basicamente as rochas do conjunto anterior intensamente deformadas ao longo de zonas de cisalhamento.

Conjunto 3: Localizado na parte centro-norte. Predominam ortognaisses bandados migmatíticos, e intercalados com corpos lenticulares compostos por gnaisses bandados e aluminosos, quartzitos, rochas calcissilicáticas, mármore calcíticos, e às vezes rochas metamáficas e olivina-serpentina-mármore.

Conjunto 4: Localizado ora a leste do Complexo Uauá, ora ao longo da borda oriental do Maciço Sienítico de Itiúba. Neste último ocorrem ortognaisses granulíticos associados a gnaisses bandados, rochas calcissilicáticas (diopsidito), *metacherts*, serpentinas-mármore e freqüentes intercalações de rochas máficas e ultramáficas, muitas vezes mineralizadas a cromo. Este conjunto assemelha-se ao terceiro, mas em grau metamórfico mais alto devido aos eventos tectônicos que afetaram o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá.

No Complexo Santa Luz destacam-se vários corpos máfico-ultramáficos estratificados, desde dunitos até ortopiroxenitos e gabronoritos, que afloram ao longo do vale do rio Jacurici. Esses corpos possuem importância metalogenética devido às mineralizações de cromo, com potencial para metais do grupo da platina. Ainda no Bloco Serrinha, ocorrem dois conjuntos principais de rochas granitóides, de acordo com o seu período de colocação em relação ao ciclo Transamazônico: corpos sintectônicos e corpos tardi a pós-tectônicos. O conjunto sintectônico é composto por corpos com forma elipsoidal com eixo na direção N-S. Na região destacam-se: o corpo de Itareru, localizado a leste de Queimadas, composto por tonalitos e dioritos porfiríticos e o corpo de Nordestina, situado ao norte e constituído de biotita-hornblenda granodiorito e monzogranito isotrópicos e porfiríticos. O conjunto tardi a pós-tectônico apresenta formas circulares ou alongadas que truncam a estruturação mais antiga, em destaque para o Granitóide de Cansação, composto por biotita-hornblenda-clinopiroxenito monzonito, gabro e quartzo monzonito, com freqüentes enclaves e diques máficos.

Segmento Norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá

O Orógeno (ou Cinturão) Itabuna-Salvador-Curaçá é uma zona de cisalhamento dúctil gerado em regime transpressivo e evoluído segundo episódios reversos e transcorrentes progressivos (Kosin *et al.*, 2003). Oliveira *et al.* (2004) citam diversos autores, os quais sugerem que os modelos geotectônicos para o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, durante o Paleoproterozóico, resultam de um estágio final de colisão continente-contidente similar aos descritos no Fanerozóico, sendo uma expressão final da colisão entre o maciço do Gabão (África Ocidental) e o microcontinente Jequié. A colisão continental que construiu a estruturação atual do orógeno deve ter acontecido por volta de 2109 Ma e a continuação dessa colisão provocou escapes laterais de blocos e intrusão de corpos graníticos e sieníticos alongados ao longo do cinturão entre aproximadamente 2084 e 2039 Ma. A mudança de tectônica de massas continentais para deslocamento de blocos ao longo do orógeno pode ter resultado de colisão oblíqua ou de tectônica de endentação. Esta descrição da evolução tectônica do orógeno se baseia em datações de alta precisão em zircões ($U - Pb$ e $Pb - Pb$) e dados Sm-Nd e Pb-Pb.

Segundo Kosin *et al.* (2003), as unidades que compõe o orógeno encontram-se lenticularizadas e imbricadas tectonicamente e formam uma trama anastomosada, controlada pela presença de zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais, implantadas provavelmente segundo as cicatrizes das rampas laterais da tectônica reversa. O segmento norte é constituído pela Suíte São José do Jacuípe e pelos Complexos Caraíba e Tanque Novo-Ipirá, e abriga também corpos máficos-ultramáficos, alguns deles mineralizados, além de diversas gerações de granitóides intrusivos paleoproterozóicos. A porção noroeste do orógeno foi truncada e deslocada por uma zona de cisalhamento N-S mais ao norte, onde secciona o Maciço Sienítico de Itiúba.

A Suíte São José do Jacuípe é encontrada na forma de lentes descontínuas N-S e NNW-SSE. Possuem rochas máfico-ultramáficas que afloram na porção centro-sul da região estudada, tais como biotita ou hornblenda norito imbricadas tectonicamente com rochas dos Complexos Caraíba e Tanque Novo-Ipirá. Na região em que aflora a Suíte São José do Jacuípe é comum a ocorrência de diques máficos (gabros e dioritos) que truncam todas as unidades litoestratigráficas, formando corpos pequenos da ordem de 0,6 a 2 metros de espessura ricos em Fe e Ti.

O Complexo Caraíba é a unidade litoestratigráfica de maior expressividade na região do Segmento Norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. Ao leste, sua área de distribuição é contínua, interrompida apenas por corpos granitóides, enquanto que ao oeste, seus litotipos formam, preferencialmente, megalentes imbricadas tectonicamente com rochas da Suíte São José do Jacuípe, do Complexo Tanque Novo-Ipirá e granitóides intrusivos. É composto por uma suíte bimodal da fácies granulito, na qual o pólo félsico é constituído por ortognaisses enderbíticos, charnoenderbíticos e raramente charnockíticos e mangeríticos, enquanto que o

pólo básico é composto por lentes gabro-dioríticas.

O Complexo Tanque Novo-Ipirá representa uma sequência vulcanossedimentar metamorfisada na fácies anfibolito e granulito e evoluída provavelmente do Arqueano ao Paleoproterozóico, subdividida em seis unidades informais: (i) biotita gnaisses aluminosos, kinzigíticos ou rico em granada, quase sempre migmatizados, ao qual associam-se gnaiss bandado, rocha calcissilicática, formações ferríferas e principalmente rochas metamáficas e metaultramáficas; (ii) rocha calcissilicática e quartzito, além de metacalcário, anfibolito e formação ferrífera; (iii) hornblenda-biotita gnaiss, mais ou menos migmatizado, com bandas quartzo-feldspáticas, em partes granatíferas, intercalado com abundantes níveis anfibolíticos; (iv) gnaiss grafitoso associado a rocha calcissilicática com abundantes intercalações de quartzito ferrífero, anfibolito, biotita e outros tipos de gnaisses, em particular a rocha calcissilicática; (v) gnaiss bandado, marcado pela alternância de bandas granítico-granodioríticas e gabróico-dioríticas, com intercalações de gnaiss tonalítico, anfibolito e rocha calcissilicática subordinada e (vi) gnaiss quartzo-feldspático com ou sem granada e rara biotita, frequentemente associado a níveis de quartzito recristalizado. O quartzito ferrífero e o gnaiss grafitoso da unidade iv, representam elementos de fundamental importância para o estabelecimento do controle subestratigráfico das mineralizações de cobre no vale do rio Curaçá, pois constituem provável fonte de assimilação de enxofre das intrusões máfico-ultramáficas mineralizadas.

Uma característica do Complexo Caraíba e do gnaiss bandado granítico-granodiorítico e gabróico-diorítico do Complexo Tanque Novo-Ipirá é a presença de vários corpos máfico-ultramáficos de dimensões variadas. Dentre eles, destacam-se os corpos metalogenéticos mineralizados em cobre, como na Mina da Caraíba. Estudos detalhados sobre esses corpos permitiram estabelecer uma polaridade estratigráfica para as rochas máfico-ultramáficas. Esse modelo de polaridade propõe que na base ocorre piroxenito maciço, que passa a norito e melanorito bandados com intercalações descontínuas de piroxenito. Sulfetos de cobre maciço e disseminado ocorrem associados ao piroxenito e, subordinadamente, ao melanorito, com maiores teores nas porções basais. No topo ocorrem norito e gabronorito, localmente bandados.

Os corpos granitóides alojados no Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá são de várias gerações, relacionados a eventos reversos e transcorrentes, sendo agrupadas em dois conjuntos: sintectônicos e corpos pós-tectônicos, além do Maciço Sienítico de Itiúba que é sin a tarditectônico. O conjunto sintectônico está representado principalmente pelo granitóide Riacho da Onça, um corpo alongado NW-SE, composto por biotita-hornblenda augengnaisses quartzo monzonítico, monzonítico e granítico, foliados porfiroclásticos, limitado por zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais. Também possui enclaves máficos e xenólitos de rochas do Complexo Caraíba com misturas de magmas alcalino e magma proveniente de fusão crustal. Existem diversos granitos e granodioritos com biotita, hornblenda ou granada, cálcio-alcalinos de alto K , podendo ter sido formados tanto por misturas de magmas

mantélico e crustal, quanto por fusão de sedimentos. O conjunto pós-tectônico aflora na região de estudo no extremo meridional, sendo constituídos por sienogranito e monzogranitos, além de granodioritos e monzonitos subordinados.

O Maciço Sienítico de Itiúba como uma intrusão batolítica alongada, orientada N-S, com 150 km de comprimento e equivalente a uma área aproximadamente de 1800 km². É constituído por rochas álcali-feldspato sienito e sienito, leucocráticos, cinza-claro e rosados, médios a grossos e contém estruturas magmáticas tais como acumulações de clinopiroxênio e apatita, sob a forma de enclaves ou leitões máficos.

Outras Unidades Geológicas

De acordo com o Mapa Geológico do Estado da Bahia (CPRM, 2003), toda a região de estudo possui uma cobertura detrito-laterítica do Cenozóico, que cobre grande parte da litologia aflorante e é constituída por areias com níveis de argila e cascalho, conhecida como Formação Capim Grosso. A região estudada abrange também uma pequena parte do Complexo Mairi, que são ortognaisses migmatíticos, tonalítico-trondhjemítico-granodiorítico, com enclaves máficos e ultramáficos.

3.2 Dados Geofísicos Aéreos

A empresa de levantamentos geofísicos LASA Engenharia e Prospecções S.A. foi contratada pela Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM) e realizou no período de Junho a Setembro de 2003 o levantamento aerogeofísico magnético e radiométrico pertencente ao projeto Levantamento Aerogeofísico das Áreas de Andorinha/Ipirá-Piritiba (CBPM, 2003).

O levantamento foi realizado ao longo de linhas de vôo de produção com direção leste-oeste espaçadas de 250 m e linhas de vôo de controle com direção norte-sul espaçadas de 2500 m. A altura nominal do levantamento foi de 100 m acima do terreno e o intervalo médio da amostragem foi de 7 m (0,1 s) para o magnético e 70 m (1,0 s) para o gamaespectrométrico. O levantamento totalizou 66.574 km lineares em uma área de 14.670 km² na porção norte do Estado da Bahia. A aeronave utilizada foi um bimotor de asa fixa, equipada com um sistema de aquisição de dados, responsável por armazenar em disco rígido todos os dados registrados; um sistema de vídeo para gravar o terreno sobrevoado; um radar altímetro e um barômetro para determinação da altura da aeronave em relação ao solo e ao nível do mar, respectivamente; um sistema de navegação GPS, para o georreferenciamento das linhas; um magnetômetro e um gamaespectrômetro.

O magnetômetro utilizado foi um sensor de bombeamento ótico do tipo Vapor de Césio com resolução de 0,001 nT, montado no prolongamento da cauda da aeronave (*stinger*).

O sinal é recebido através de um pré-amplificador, localizado na base do cone da cauda, e enviado ao sistema de compensação aeromagnética e ao sistema de aquisição de dados. O gamaespectrômetro utilizado foi de 256 canais e o espectro de cada um dos cristais era analisado individualmente para a determinação precisa dos fotopicos de contagem total (faixa energética de 0,41 - 2,81 MeV), potássio (faixa energética de 1,37 - 1,57 MeV), urânio (faixa energética de 1,66 - 1,86 MeV) e tório (faixa energética de 2,41 - 2,81 MeV). Uma correção linear foi aplicada individualmente a cada cristal, mantendo o espectro permanentemente alinhado. O sistema detector foi constituído por dois conjuntos de cristais de $NaI(Tl)$ de 16,8 l cada um voltado para baixo (*Downward*) e dois cristais de 4,2 l cada um voltado para cima (*Upward*).

Para controle diário das variações do campo magnético foi utilizado um magnetômetro de precessão de prótons da GEM-Systems, modelo GSM-19, de resolução de 0,01 nT. As leituras do campo magnético total foram realizadas a intervalos de 3 s e armazenados em microcomputador acoplado ao equipamento. Ao término de cada jornada de vôo, os arquivos eram transferidos ao computador instalado na base de campo.

A LASA preparou um arquivo digital dos dados geofísicos, incluindo um banco de dados e *grids* dos perfis magnéticos e radiométricos, e um relatório técnico. As correções padrões foram aplicadas tanto para os dados magnéticos como para os dados gamaespectrométricos. Os dados de navegação foram coletados usando o GPS (X,Y e Z) e radar altímetro, ambos responsáveis por gerar o Modelo Digital do Terreno através da redução da altitude do GPS (Z) e da altura registrada pelo radar altímetro instalados na aeronave. Através do programa OASIS montaj da Geosoft, mapas magnéticos e radiométricos foram gerados com grids de interpolação bidirecional e de mínima curvatura, respectivamente.

Para fins de comparação entre os dados geofísicos terrestres em perfil e em mapa, selecionamos linhas de vôo de produção da mesma região onde foi realizado o levantamento terrestre, conforme ilustra a Figura 3.2. Geramos três mapas de contornos georreferenciados para coordenadas locais na escala 1:25.000 nos temas: Mapa de Contorno do Campo Magnético Total corrigido do IGRF, Mapa de Contorno da Contagem Total, Mapa do Modelo Digital do Terreno representados respectivamente pelas Figuras 3.3, 3.4 e 3.5.

3.3 Dados Geofísicos Terrestres

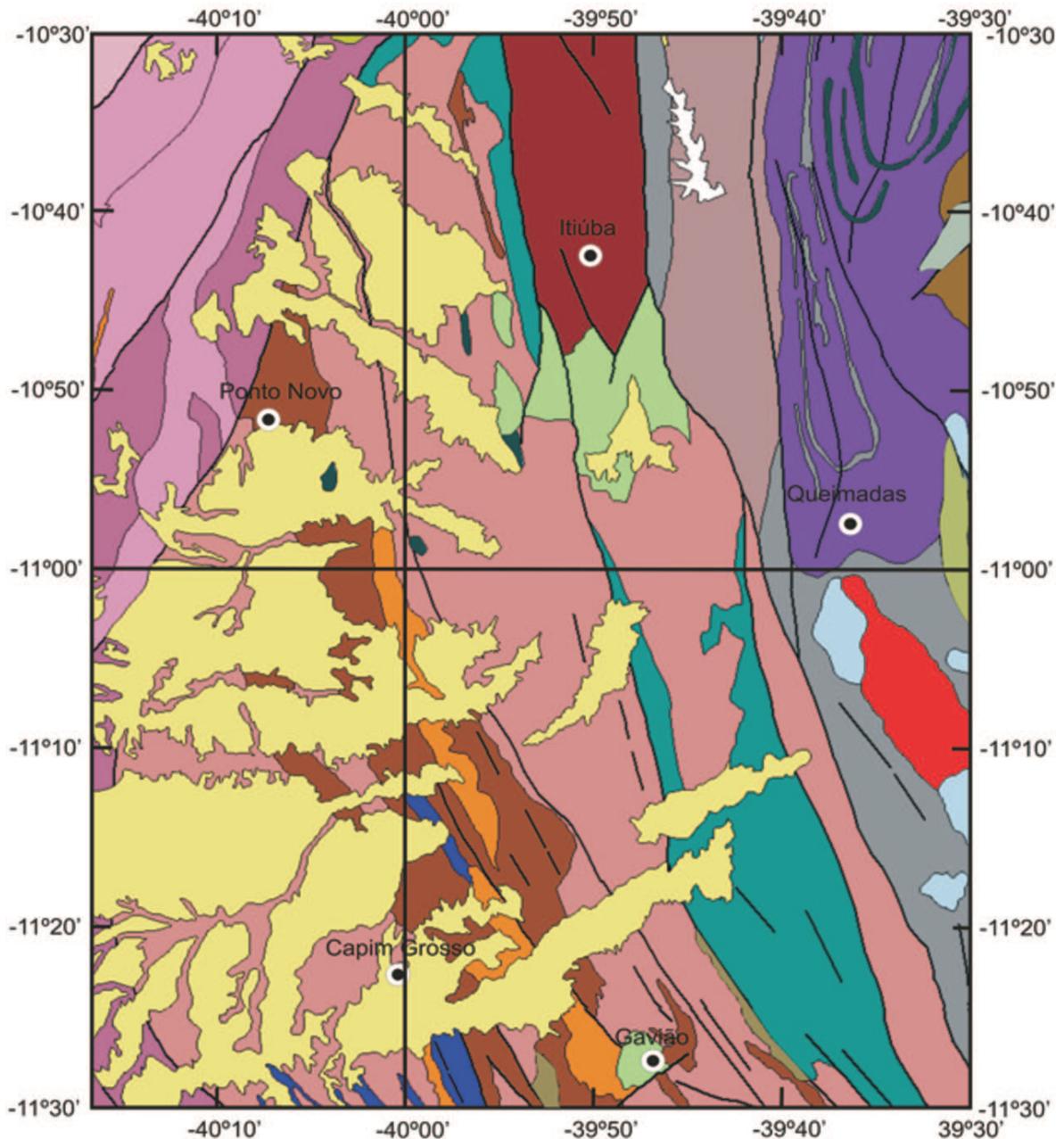
O levantamento magnético terrestre foi realizado pela CBPM durante o mês de Julho de 2007 em um alvo pertencente ao Projeto Prospecção de Níquel na Região de Ponto Novo. Este alvo está localizado aproximadamente no polígono de coordenadas UTM: X = 384000 a 400000 e Y = 8776000 e 8792000, em torno das coordenadas geográficas 40°W e 11°S. O levantamento utilizou um magnetômetro de precessão de prótons GSM-19, e foi feito em 08 linhas (picadas) de direção leste-oeste com 5 km de extensão e separadas de 250 m, em um total de 8,75 km².

Conforme ilustrado na Figura 3.2, as estações magnéticas foram espaçadas, usualmente, de 50 m, mudando para 25 m quando anomalias expressivas eram detectadas. Um segundo magnetômetro, idêntico ao primeiro, serviu como estação magnetométrica base que realizou leituras do campo geomagnético em intervalos de 3 minutos. Após o levantamento do dia, os magnetômetros móvel e base eram sincronizados pelo próprio equipamento, removendo a variação diurna. Logo após, os dados corrigidos eram transferidos para o microcomputador.

Processamos os dados com o uso do programa OASIS montaj v6.4.1 da Geosoft. Através dele, calculamos a primeira derivada vertical, o sinal analítico e empregamos um filtro Gaussiano para calcular o campo magnético regional. Os dados foram interpolados pelo método bidirecional, gerando mapas de contorno na escala 1:25.000 e georreferenciado para coordenadas locais nos temas: Mapa de Contorno do Campo Magnético Total (em nT), Mapa de Contorno da Primeira Derivada Vertical (em nT/m), Mapa de Contorno do Sinal Analítico (em nT/m) e Mapa de Contorno do Campo Magnético Regional (em nT) representados, respectivamente, pelas Figuras 3.6, 3.7, 3.8 e 3.9.

Realizamos o levantamento radiométrico nas mesmas oito linhas no período de Agosto de 2007 utilizando o gamaespectrômetro GS-512 com analisador de 512 canais e um detector de 0,33 l de iodeto de sódio ativado com tálio. O espaçamento foi de 50 m entre as estações e o tempo de medição foi de 1 minuto. Os dados radiométricos foram corrigidos pelo próprio gamaespectrômetro através de constantes geradas durante a medição de padrões de calibrações feitas em laboratório e através da contagem de radiação de fundo feita em campo. As constantes geradas em laboratório corrigiram o espalhamento Compton e as constantes geradas em campo corrigiram os ruídos de fundo cósmico e do radônio através da redução desses efeitos em cada “janela” radiométrica. A conversão da taxa de contagem por segundo para as concentrações de cada radioelemento foi realizada com o uso de constantes de sensibilidade obtidas em calibrações em laboratório e registradas no analisador do equipamento. Após cada medição da contagem, o analisador do equipamento transformava a contagem por segundo em teores de potássio (%), urânio (ppm) e tório (ppm).

Processamos os dados com o uso do programa OASIS montaj v.6.4.1 da Geosoft. Inicialmente os dados de todas as janelas foram suavizados com um filtro do tipo Passa-baixa, conforme ilustra a Figura 3.10. Este filtro eliminou os *spikes* gerados por possíveis ruídos instrumentais, resultando em uma distribuição mais homogênea da radiação. Geramos razões U/Th , U/K e Th/K diretamente pelo banco de dados. Os dados foram interpolados pelo método de mínima curvatura gerando mapas de contornos georreferenciados para coordenadas locais na escala 1:25.000 nos temas: Mapa de Contorno da Taxa de Exposição ao Canal de Contagem Total (em equivalente por urânio); Mapa de Contorno da Concentração de Potássio (em %); Mapa de Contorno da Concentração de Urânio (em ppm); Mapa de Contorno da Concentração de Tório (em ppm); Mapas das Razões U/Th , U/K e Th/K e Mapa Ternário, representados, respectivamente, pelas Figuras 3.11, 3.12, 3.13, 3.14, 3.15, 3.16, 3.17 e 3.18.



LEGENDA

Cenozóico

Nqdl - Coberturas detrito-lateríticas

Paleoproterozóico

- PP2_gamma_4ms - Granitóides de Morro do Lopes
- PP2_gamma_2mr - Augengnaisse Riacho da Onça
- PP2_gamma_2mi - Tonalito-diorito de Itareru
- PP2_gamma_2ma - Granito Capela de Monte Alegre
- PP2_gamma_4mp - Granitóides de Pé de Serra, Ipirá e Pedra Solta
- PP2_lambda_i - Batólito de Itiúba
- PP2_gamma_2mc - Granitóide Cansanção
- PP2_gamma_2tn - Domo de Nordestina
- PP1_s - Unidade Saúde

Neoarqueano

- A4ti - Complexo Tanque Novo/Ipirá - gnaisses com rochas máficas e metamáficas
- A4cm - Caraíba - ortognaisses mangeríticos
- A4co - Caraíba - ortognaisses enderbíticos
- A4sj - Suíte São José do Jacuípe - rochas máficas-ultramáficas

ZONA DE CISCALHAMENTO

Mesoarqueano

- A3lm - Migmatitos Santa Luz
- A3lo - Santa Luz - Ortognaisses e supracrustais
- A3lb - Santa Luz - Gnaisses bandados
- A3lg - Santa Luz - Ortognaisses granulíticos

Paleoarqueano

- A2mo - Complexo Mairi - ortognaisses
- AP_mu - Rochas metaltramáfica.

N.G.



Escala

0km 30km

Datum Córrego Alegre

Figura 3.1: Mapa Geológico Regional (CPRM, 2003)

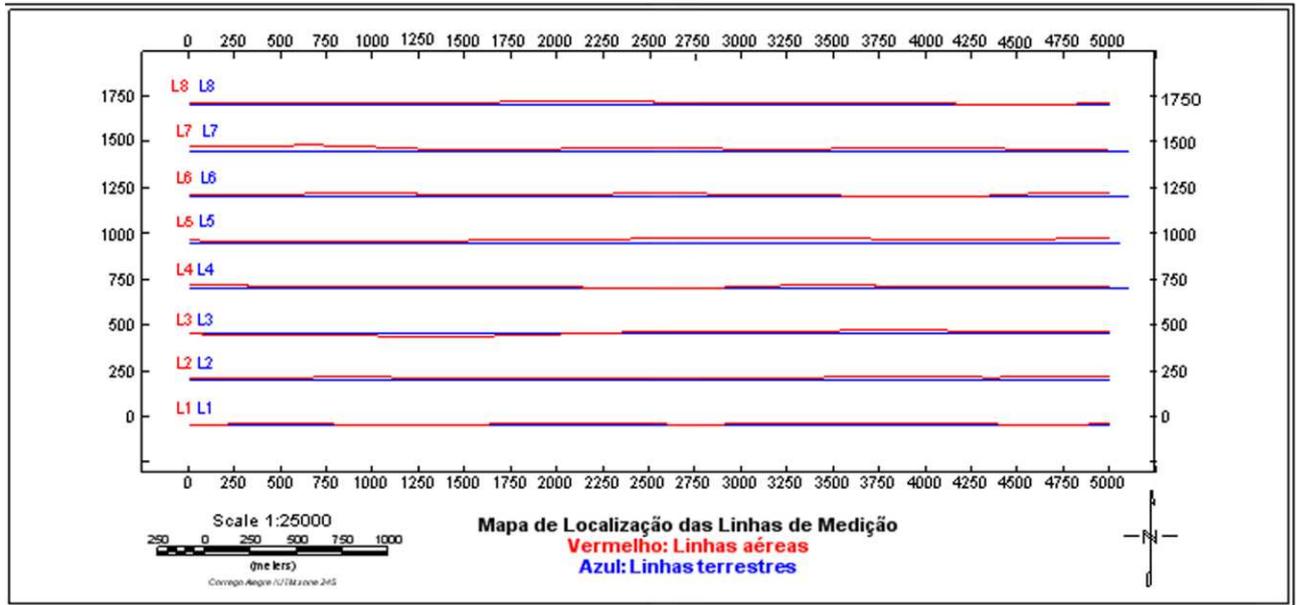


Figura 3.2: Mapa de localização das linhas dos levantamentos aéreos e terrestres.

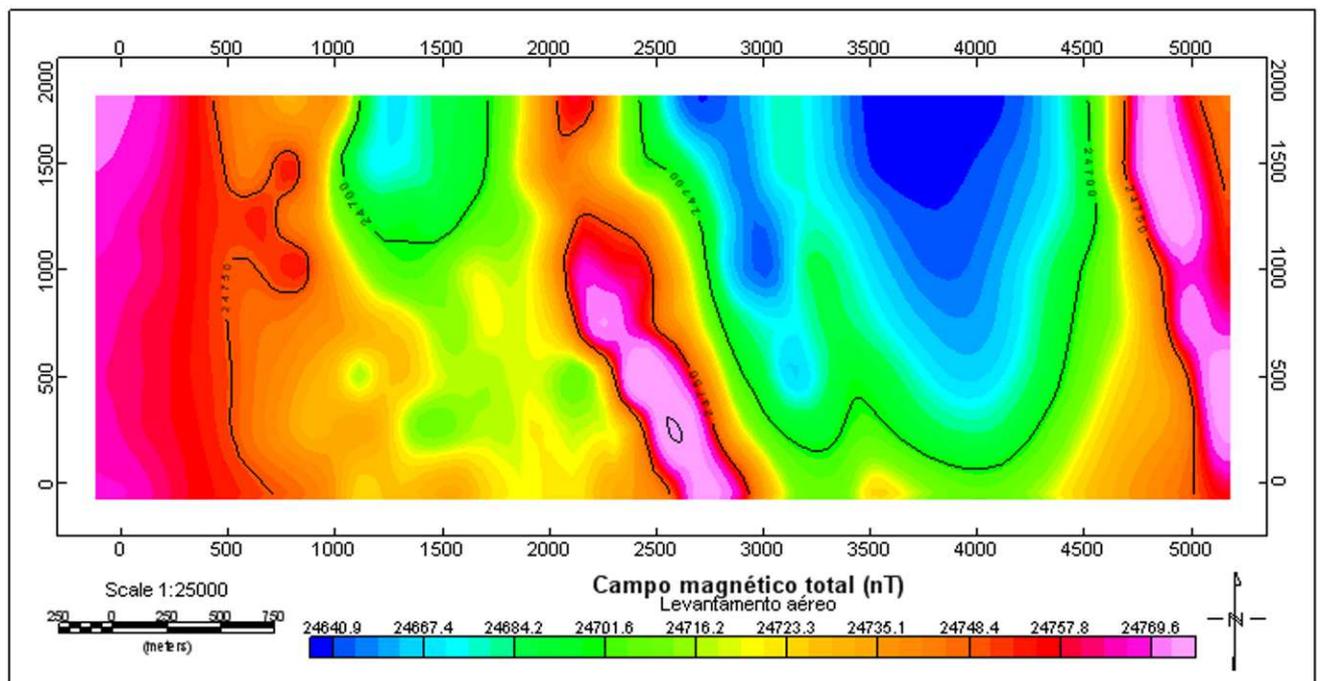


Figura 3.3: Mapa de Contorno do Campo Magnético Total corrigido do IGRF dos dados aéreos.

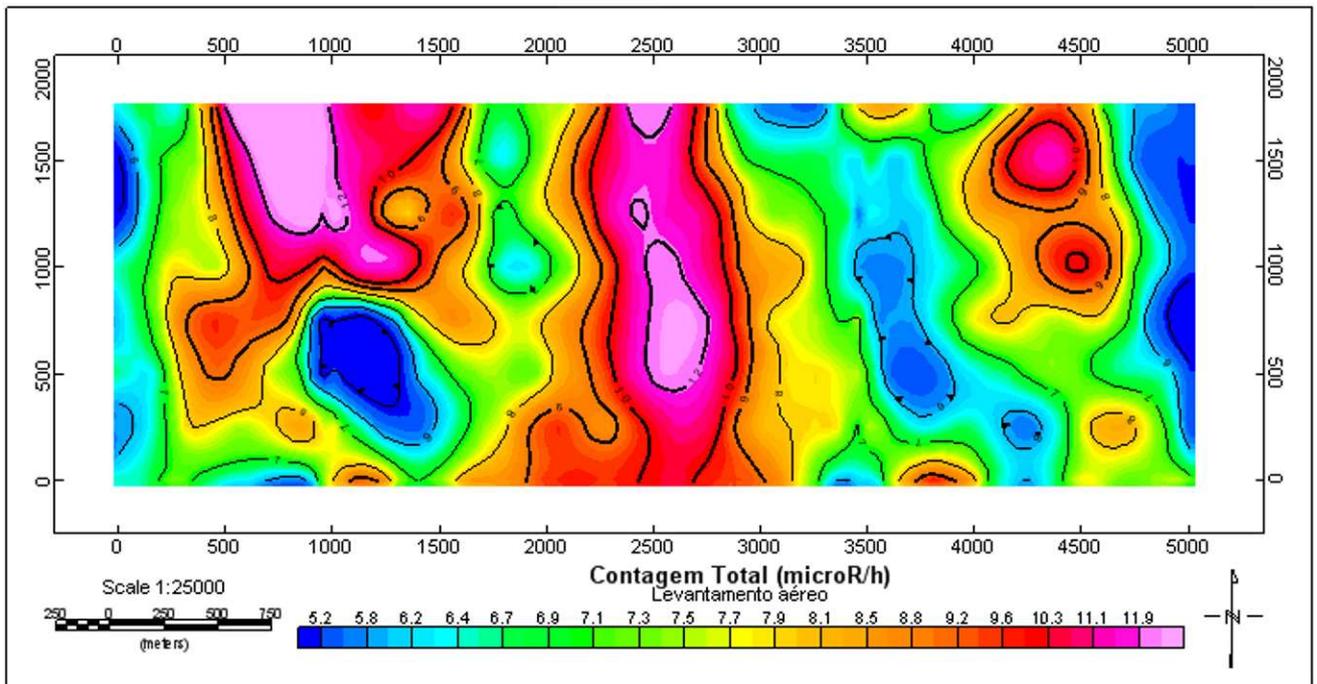


Figura 3.4: Mapa de Contorno da Contagem Total dos dados aéreos.

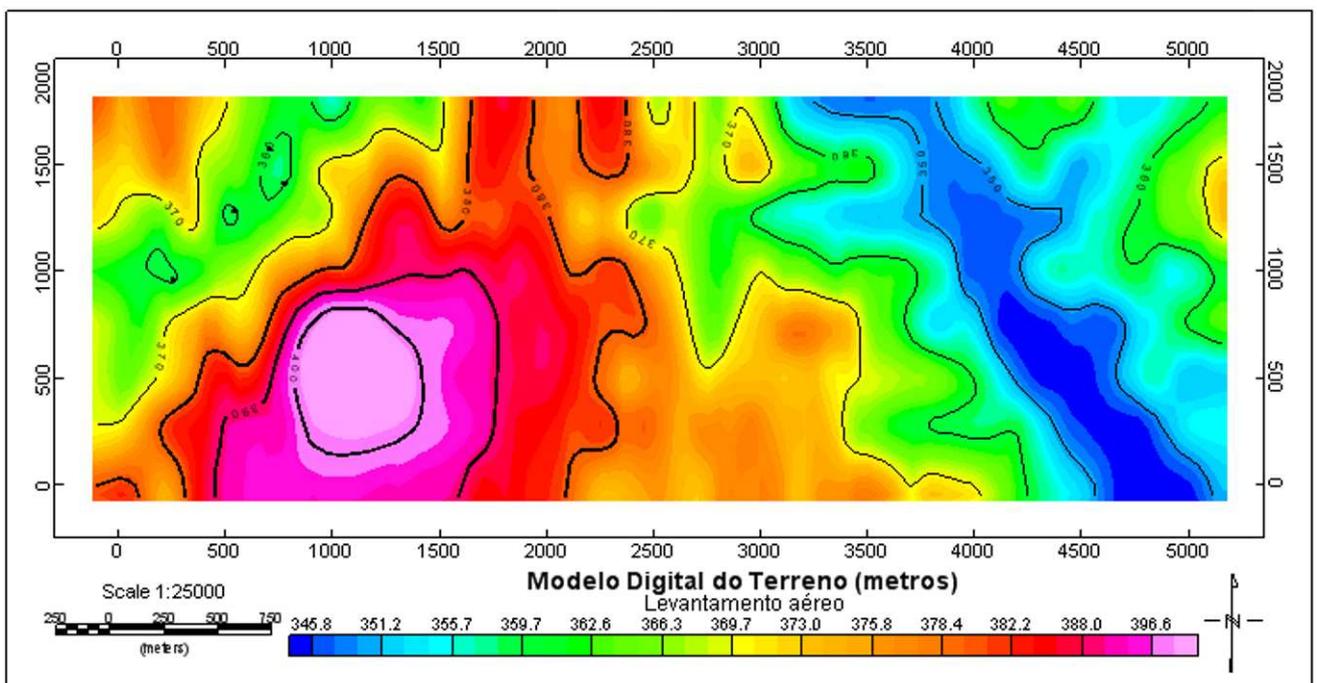


Figura 3.5: Mapa de Contorno do Modelo Digital do Terreno.

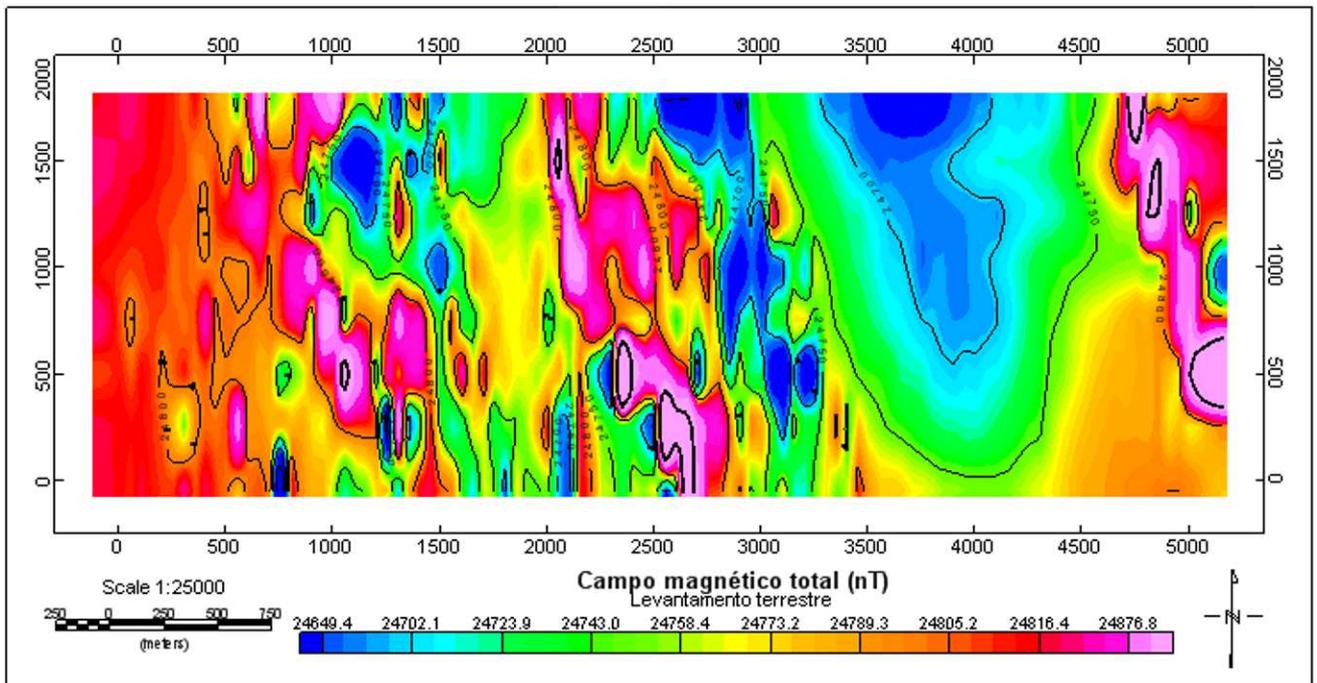


Figura 3.6: Mapa de Contorno do Campo Magnético Total dos dados terrestres.

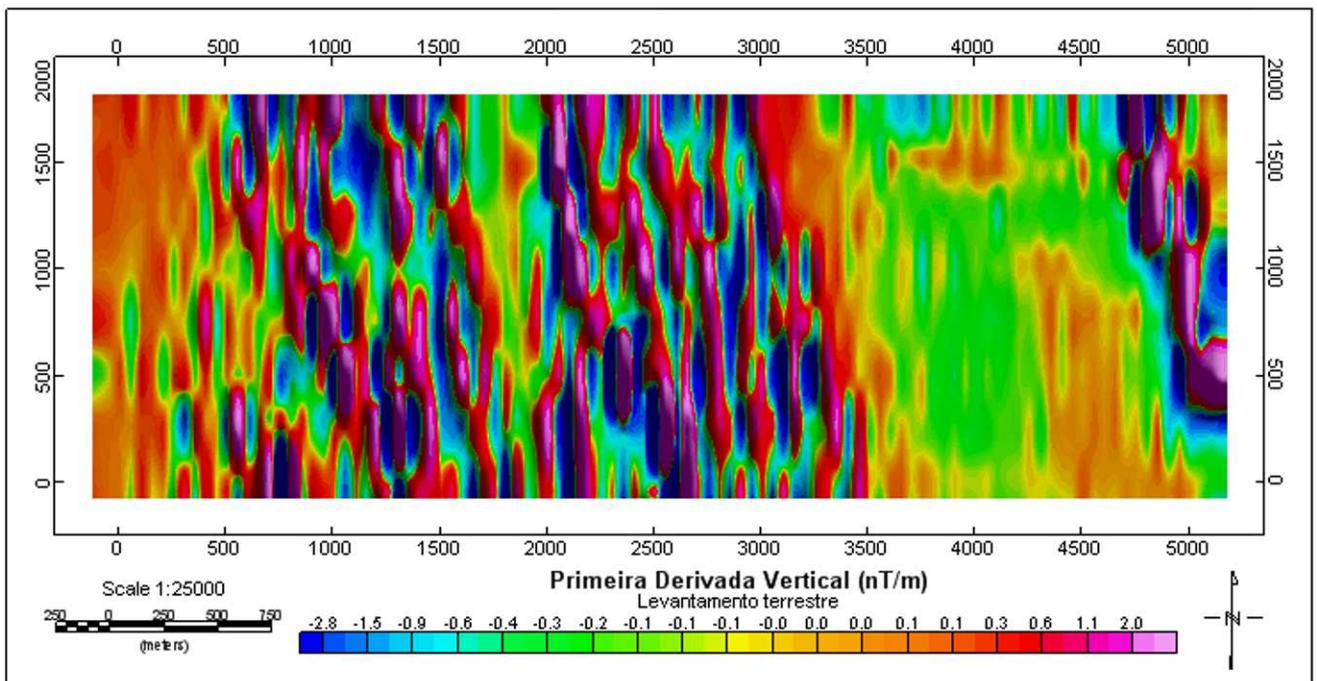


Figura 3.7: Mapa de Contorno da Primeira Derivada Vertical dos dados terrestres pseudoiluminado.

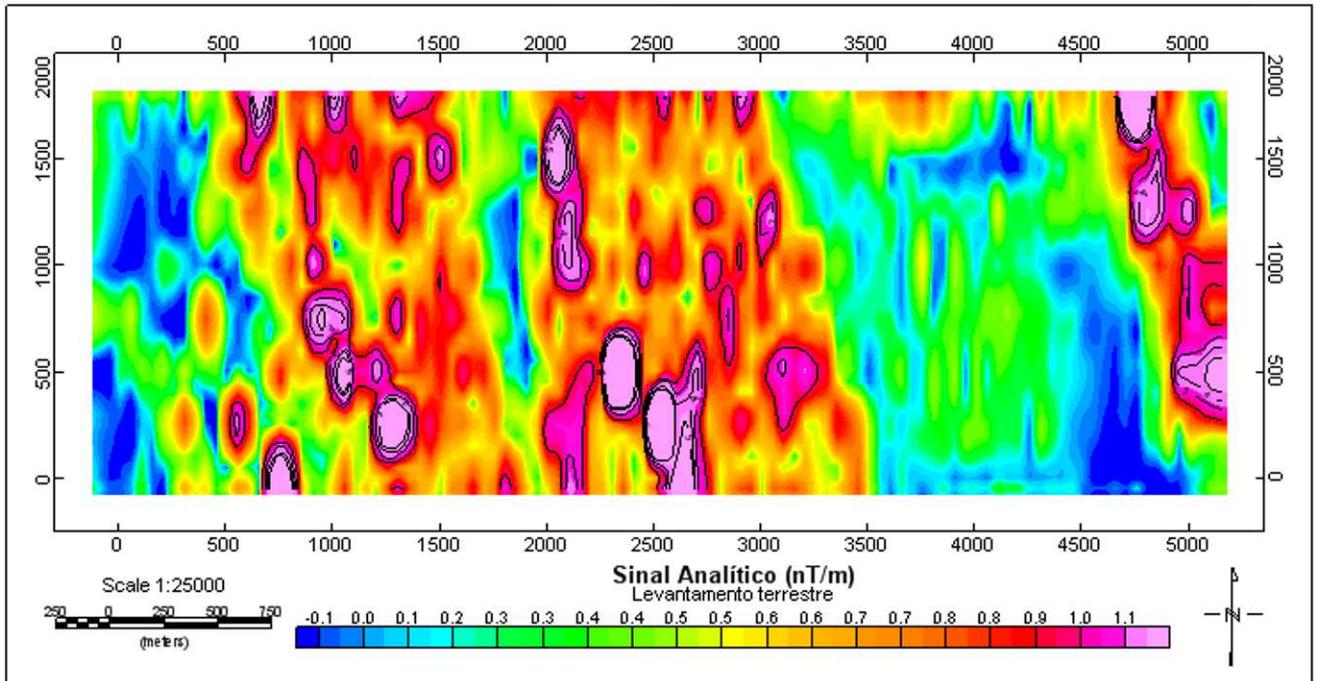


Figura 3.8: Mapa de Contorno do Sinal Analítico dos dados terrestres.

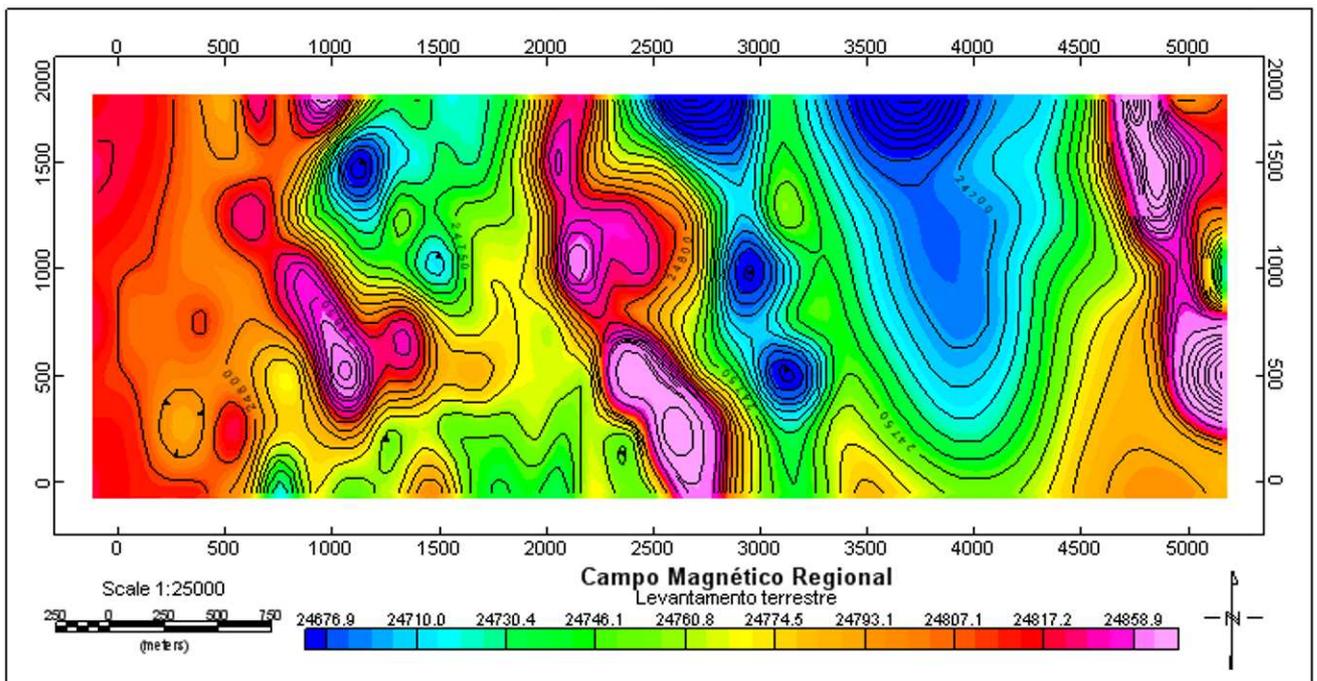


Figura 3.9: Mapa de Contorno do Campo Magnético Total dos dados terrestres após a aplicação do filtro regional Gaussiano.

Linha L4

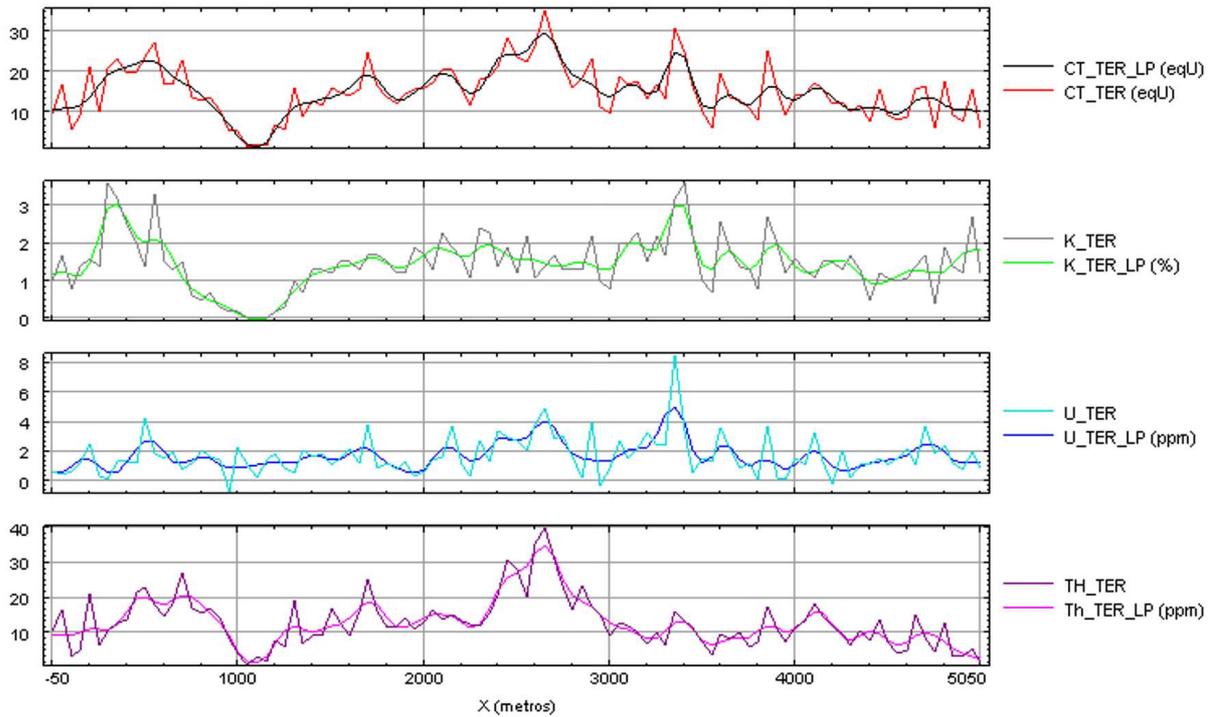


Figura 3.10: Exemplo da aplicação do filtro Passa-baixa na linha L4 para as medidas gamaespectrométricas terrestres.

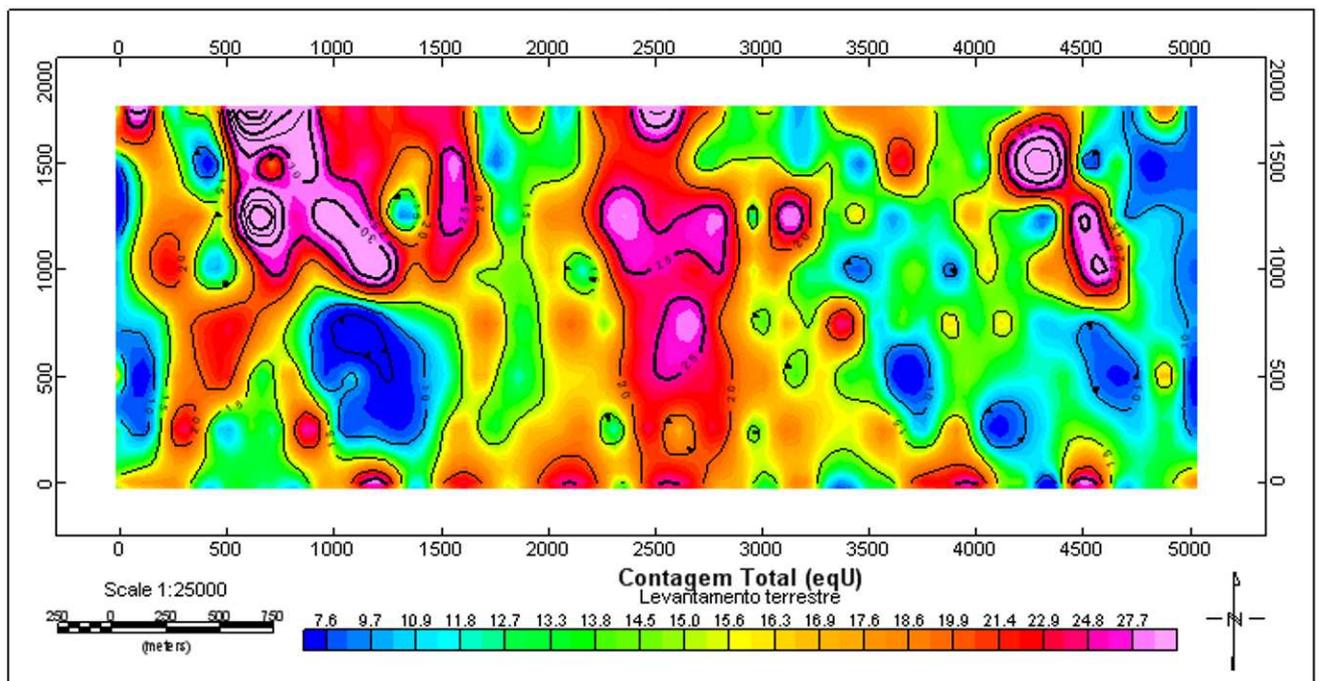


Figura 3.11: Mapa de Contorno da Contagem Total dos dados terrestres.

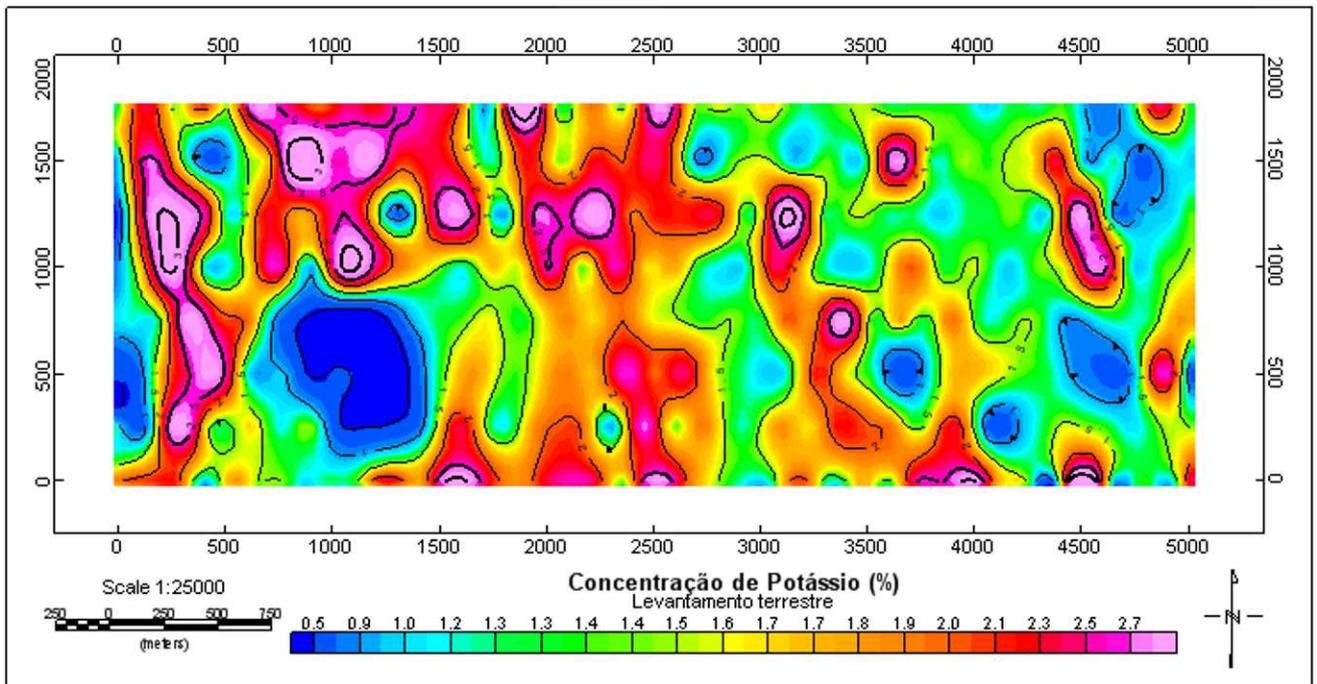


Figura 3.12: Mapa de Contorno da Concentração de Potássio dos dados terrestres.

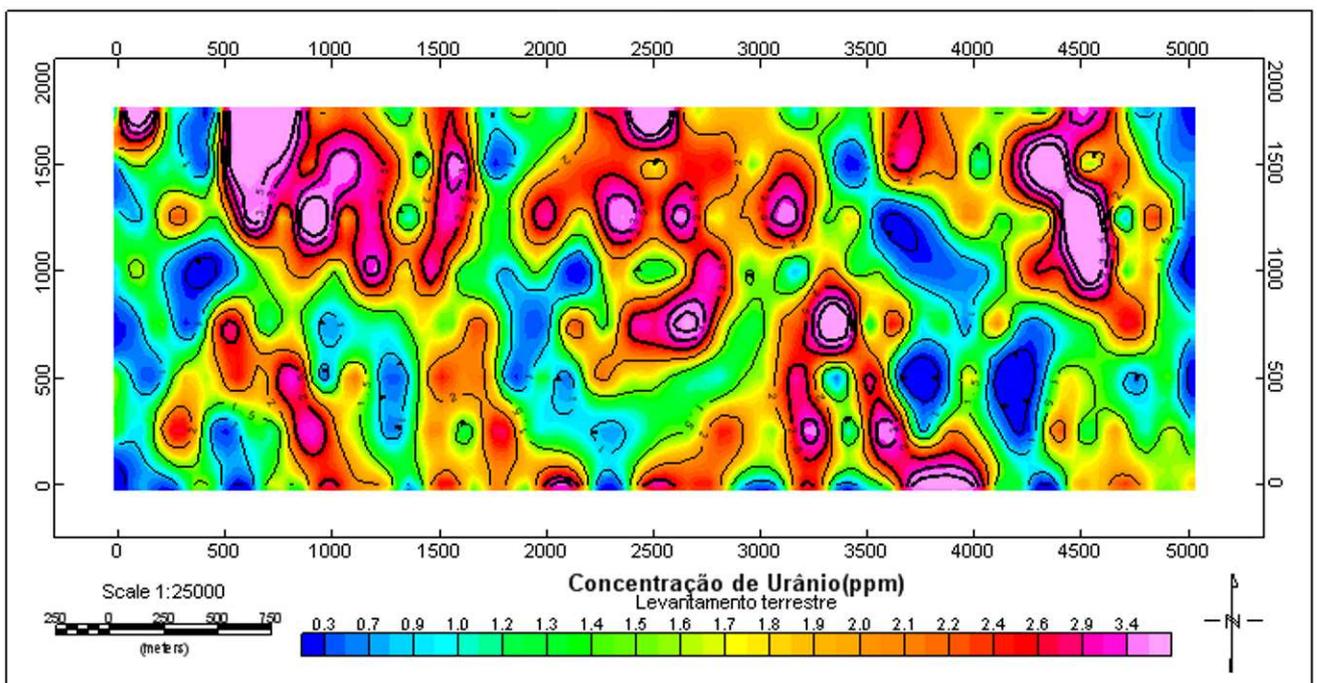


Figura 3.13: Mapa de Contorno da Concentração de Urânio dos dados terrestres.

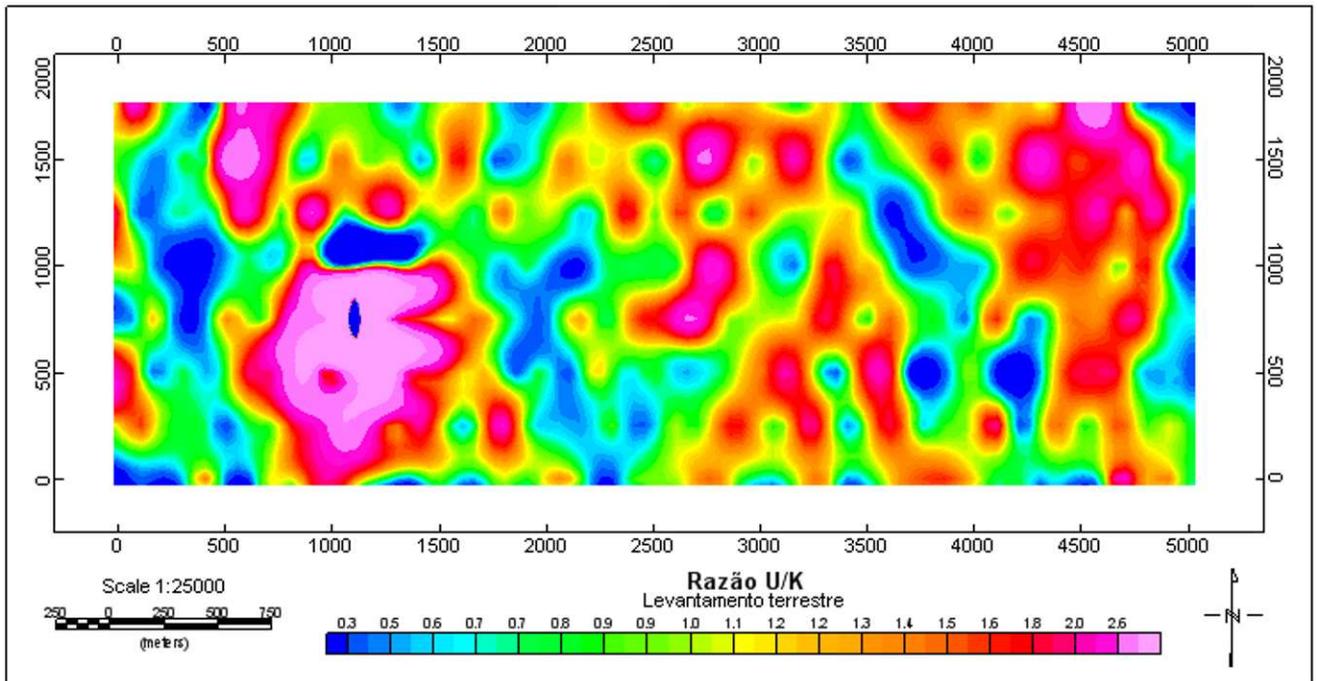


Figura 3.16: Mapa de Contorno da Razão U/K dos dados terrestres.

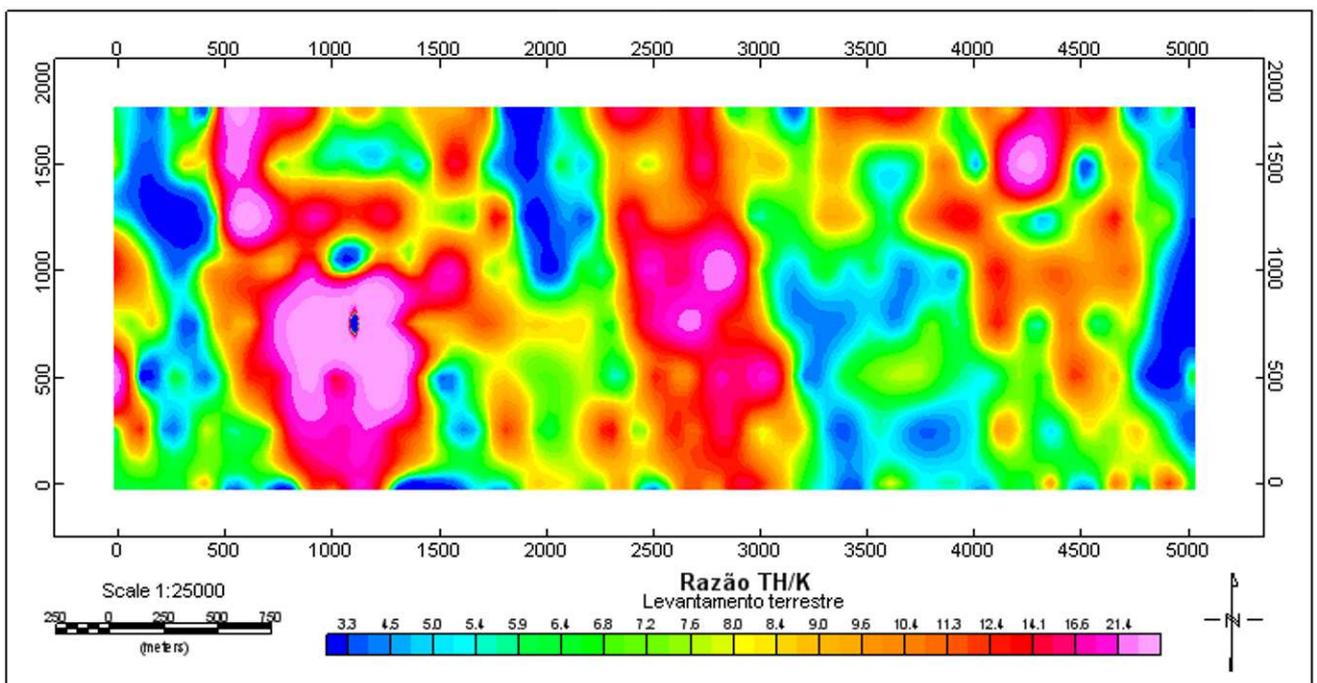


Figura 3.17: Mapa de Contorno da Razão Th/K dos dados terrestres.

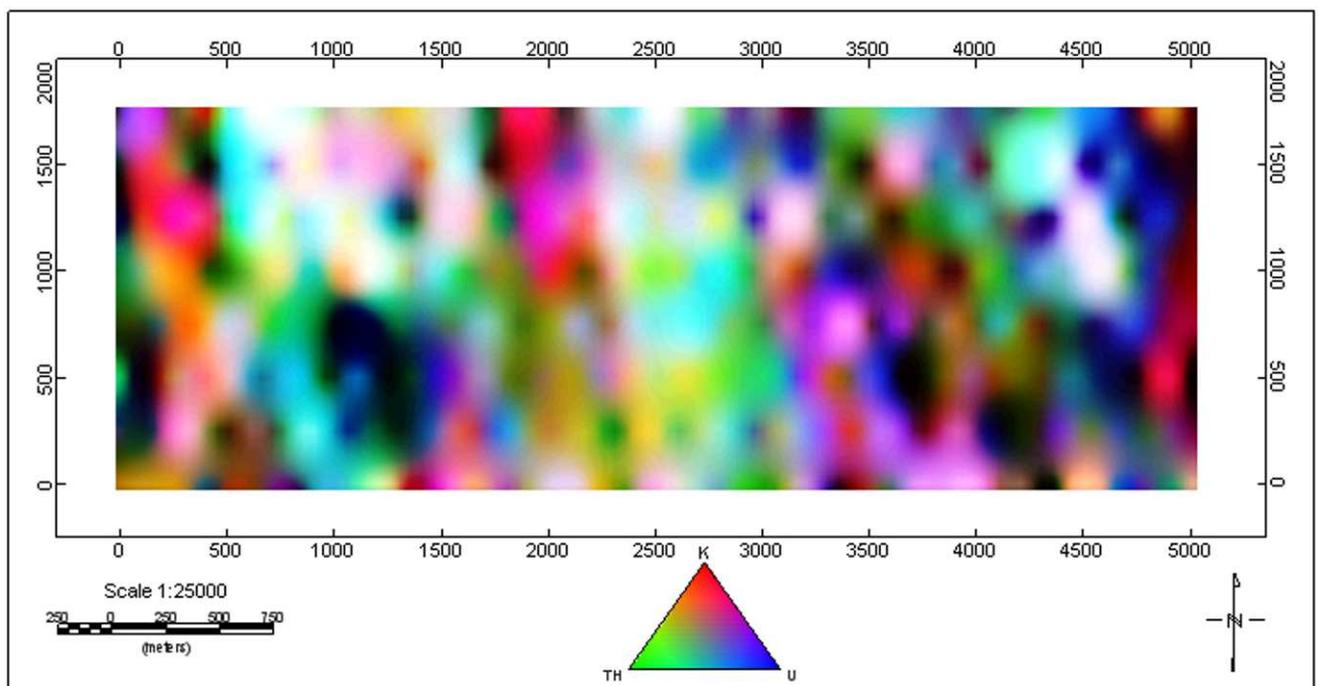


Figura 3.18: Mapa Ternário dos dados terrestres (coloração do tipo RGB).

CAPÍTULO 4

Interpretação e Modelagem Qualitativa

A interpretação qualitativa caracterizou as respostas geofísicas de maneira preliminar e direta e possibilitou inferir modelos ou situações geológica com base na associação tanto entre os dados dos dois métodos geofísicos, quanto entre eles e a geologia regional e local. Para isto, utilizamos dois grupos de dados geofísicos: (i) dados geofísicos aéreos em folhas na escala 1:100.000 e 1:250.000 e (ii) dados geofísicos terrestres e aéreos na escala 1:25.000.

4.1 Interpretação dos Mapas Aéreos na Escala 1:100.000 e 1:250.000

Realizamos a interpretação e modelagem qualitativa dos mapas magnéticos e radiométricos aéreos em 04 folhas na escala 1:100.000 e em 02 folhas na escala 1:250.000, todas pertencentes ao Projeto Levantamento Aerogeofísico das Áreas de Andorinha/Ipirá-Piritiba da Companhia Baiana de Pesquisa Mineral.

As folhas utilizadas na escala 1:250.000 são as de Serrinha e Senhor do Bonfim nos seguintes temas geofísicos:

- Mapa de Contorno da Taxa de Exposição do Canal de Contagem Total (em $\mu\text{R/h}$);
- Mapa de Contorno da Razão U/Th ;
- Mapa de Contorno da Razão U/K ;
- Mapa de Contorno da Razão Th/K .

As folhas utilizadas na escala 1:100.000 são as de Campo Formoso, Itiúba, Caldeirão Grande e Gavião, nos seguintes temas:

- Mapa de Contorno da Concentração do Canal de potássio (em %);
- Mapa de Contorno da Concentração do Canal de urânio (em ppm);
- Mapa de Contorno da Concentração do Canal de tório (em ppm);

- Mapa de Contorno do Campo Magnético Total (em nT);
- Mapa de Contorno do Sinal Analítico (em nT/m);
- Mapa de Contorno da Primeira Derivada Vertical (em nT/m);
- Mapa do Modelo Digital do Terreno (em m).

4.1.1 Procedimentos de Interpretação

Para os mapas magnéticos empregamos o seguinte procedimento:

1. Sobrepor mapas-base em papel vegetal com as coordenadas da região relativa às folhas do tema Mapa de Contorno do Campo Magnético Total e então contornar Zonas Magnéticas (ZM) com linha contínua para um limite bem definido e com linha mista para um limite mal definido. Estas zonas circundam os pólos negativos do campo magnético. Marcar pares dipolares com uma seta, cuja ponta indica o valor mínimo. Em seguida, marcar com linhas tracejadas os lineamentos magnéticos comprovados e com linha mista (traço e ponto) os lineamentos magnéticos inferidos.
2. Sobrepor os mapas-base às folhas do tema Mapa da Primeira Derivada Vertical, implementando o traçado dos lineamentos, tomando o cuidado para sempre traçar os lineamentos mais fortes, pois, assim como todo processo matemático, a primeira derivada pode conter erros de coerência geológica.
3. Sobrepor os mapas-base às folhas do tema Mapa de Contorno do Sinal Analítico, adicionando lineamentos magnéticos e indicando com o símbolo S^+ núcleos de valores elevados do sinal analítico que não coincidam com os pares dipolares anteriormente marcados com uma seta, pois o sinal analítico marca os limites de um corpo magnético, seja por magnetização induzida seja por magnetização remanente.
4. Com base no mapa geológico ilustrado na Figura 3.1, correlacionar as litologias e estruturas com as Zonas Magnéticas.
5. Digitalização dos mapas-base.

Para os mapas radiométricos empregamos o seguinte procedimento:

1. Sobrepor mapas-base em papel vegetal com as coordenadas da região relativa às folhas do tema de Mapa de Contorno da Taxa de Exposição do Canal de Contagem Total (escala 1:250.000) e traçar contornos com valores acima de $8 \mu\text{R/h}$ (esse valor de intensidade foi escolhido, pois a região como um todo apresenta uma alta atividade radioativa). Estes contornos definem regiões fechadas denominadas Domínios

Radiométricos (DR). Demarcar os lineamentos com valores altos com linhas tracejadas, já os com valores baixos, com linhas mistas de traço e ponto. As regiões homogêneas com baixa atividade radioativa foram marcadas com contornos contínuos mais traços radiais apontando para o centro da região.

2. Em seguida, sobrepor os mapas-base em papel vegetal nas quatro folhas (escala 1:100.000) nos três temas dos Mapas de Contorno das Concentrações. Marcar com hachurias horizontais núcleos de potássio com valores acima de 3.85 %; com hachurias verticais núcleos de tório com valores acima de 31 ppm; e por fim, marcar círculos com uma cruz no centro os núcleos isolados de urânio com valores acima de 2.65 ppm.
3. Analisar as folhas dos temas das Razões U/Th , U/K e Th/K e o Mapa do Modelo Digital do Terreno para complementar a caracterização dos Domínios Radiométricos e correlacionar com a topografia da região, respectivamente.
4. Com base no mapa geológico ilustrado na Figura 3.1, correlacionar as litologias e estruturas com os Domínios Radiométricos.
5. Digitalização dos mapas-base.

Descrevemos as Zonas Magnéticas e Domínios Radiométricos com base em sua localização nas folhas de escala 1:100.000. A Tabela 4.1 fornece as coordenadas geográficas referentes a cada folha.:

Folha	Latitude	Longitude
Campo Formoso	-11°00' e -10°30'	-40°30' e -40°00'
Itiúba	-11°00' e -10°30'	-40°00' e -39°30'
Caldeirão Grande	-11°30' e -11°00'	-40°30' e -40°00'
Gavião	-11°30' e -11°00'	-40°00' e -39°30'

Tabela 4.1: Coordenadas geográficas das folhas na escala 1:100.000.

4.1.2 Zonas Magnéticas (ZM)

Classificamos 17 zonas magnéticas, circundadas por linhas contínuas. As zonas marcadas com um número e logo após uma letra indicam zonas magnéticas semelhantes à zona vizinha com o mesmo número, entretanto com assinaturas magnéticas distintas. O conjunto de informações descritos a seguir encontra-se ilustrado na Figura 4.1.

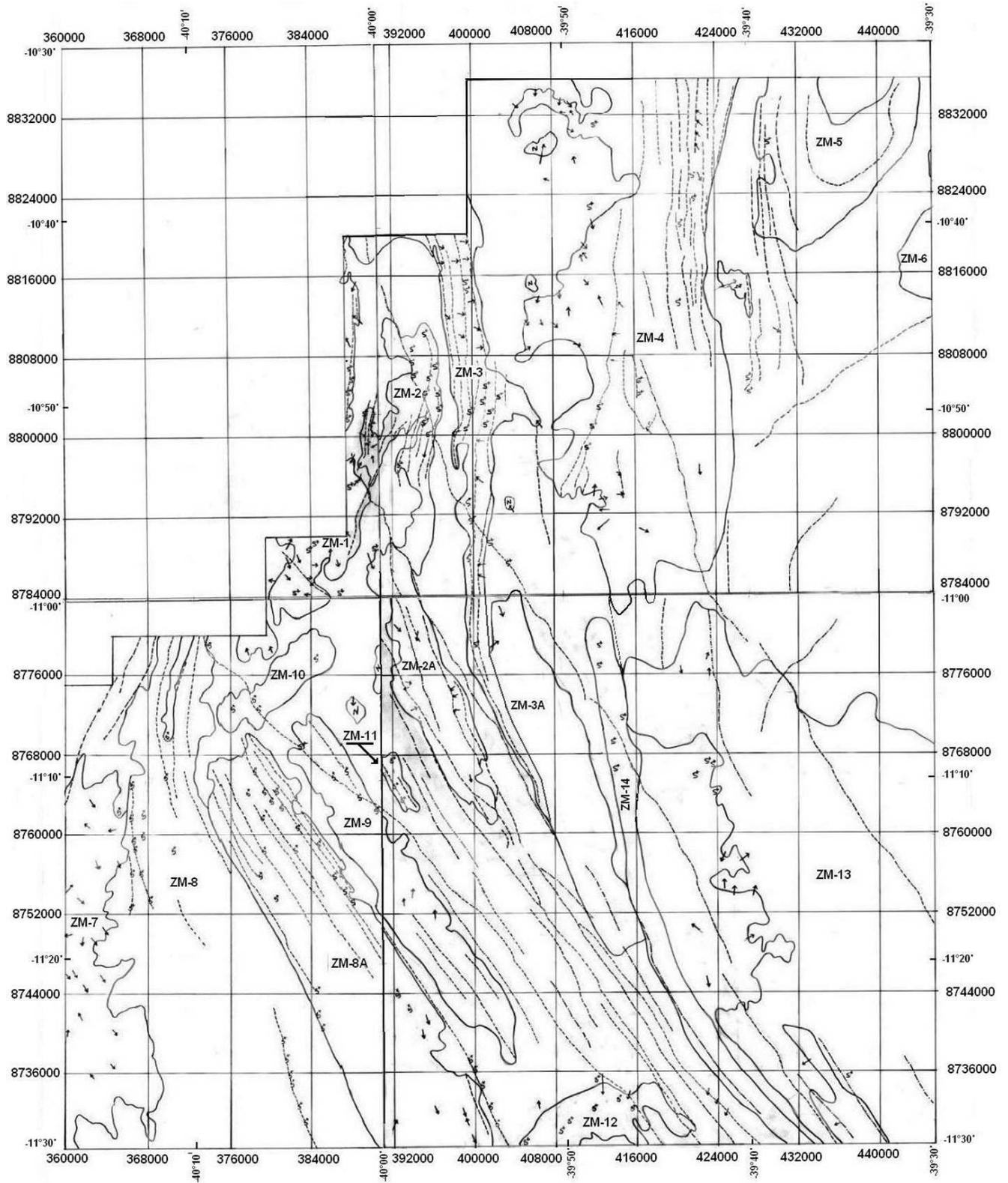


Figura 4.1: Mapa de interpretação qualitativa e localização das Zonas Magnéticas do levantamento aéreo.

ZM-1

Esta zona possui uma assinatura magnética diversificada. Estende-se a sudeste da folha de Campo Formoso entre as coordenadas $X = 380000$ a $X = 388000$ e $Y = 8783000$ a $Y = 8798000$. Possui uma largura média de 3 km e direção SW-NE, com quatro anomalias S^+ , uma ao sul, duas ao centro e uma ao norte, além de vários pares dipolares, sendo quatro deles com direção NW-SE (configuração típica de magnetização induzida). A ZM-1 é cortada por dois lineamentos, um NW-SE, ao centro e outro SW-NE, a nordeste, o qual faz um par conjugado com um grande lineamento que se estende desde a folha de Gavião e cruza os limites ao norte desta zona.

ZM-2

Esta zona está localizada a leste da folha de Campo Formoso e a oeste da folha de Itiúba. Tem uma direção preferencial N-S e o que a separa da ZM-1 é um lineamento NW-SE claramente observado no mapa de primeira derivada vertical. Dentro da zona, marcamos diversos lineamentos N-S, bem assinalados no mapa de primeira derivada vertical e com inúmeros núcleos S^+ . Um dos vários lineamentos NW-SE, que cortam a folha de Gavião e se estendem para a folha de Itiúba e Campo Formoso, corta o centro desta zona. Correlacionando com a geologia, esta zona está dentro dos ortognaisses enderbíticos do Complexo Caraíba.

ZM-2A

Localizada ao sul da ZM-2, a ZM-2A fica entre as quatro folhas estudadas, mas prolonga-se preferencialmente para a folha de Gavião. Classificamos como uma zona separada, pois seus diversos lineamentos NW-SE são diferentes da ZM-2. Seus pares dipolares possuem direção NW-SE e alguns outros acima dos lineamentos, com direções NE-SW e E-W. Em correlação com a geologia, esta zona engloba um extenso lineamento cisalhante com direção NW-SE, o mesmo que corta a oeste da ZM-2 com direção N-S. Abrange o Complexo Caraíba (tanto os ortognaisses mangeríticos quanto os enderbíticos), o Complexo Tanque Novo - Ipirá a oeste e um corpo metaultramáfico, no norte.

ZM-3

A ZM-3 está localizada no oeste da folha de Itiúba, e cruza a folha de Gavião ao noroeste, onde tende a ficar com direção NW-SE. Ela é uma zona alongada de direção N-S, com largura média de 3,5 km ao norte e 2 km ao sul. Possui diversos lineamentos N-S e SSW-NNE ao norte, e NW-SE ao sul, além de inúmeros pares dipolares com direção NW-SE e W-E. A região central possui vários núcleos S^+ acompanhando os lineamentos SSW-NNE. Em

correlação com o mapa geológico, a ZM-3 está bordejando a parte oeste do Maciço Sienítico de Itiúba, abrangindo rochas metaultramáficas, os granitóides de Pé de Serra, o Complexo Caraíba, e o granitóide *augengnaïsse* do Riacho da Onça, todos com direção N-S.

ZM-4

Extensa zona de direção N-S localizada no centro da folha de Itiúba. A ZM-4 está geologicamente localizada nos gnaisses e ortognaisses do Complexo Santa Luz. Dividimos em 5 regiões com diferentes respostas magnéticas:

1. Região nordeste: Inúmeras feições lineares N-S fortemente magnéticas. Coincide com um lineamento cisalhante estrutural de direção N-S;
2. Região noroeste: Região com forma de semi-círculo que adentra ao norte do Maciço Sienítico de Itiúba, apresentando inúmeros dipolos magnéticos;
3. Região oeste: Possui dipolos magnéticos dispersos, sem obedecer qualquer lineamento. Corresponde com a parte sul da Serra de Itiúba, lugar onde justamente encontramos inúmeros núcleos de urânio. Correlaciona-se geologicamente aos granitóides de Pé de Serra;
4. Região sudoeste: Marcamos uma anomalia magnética alongada de direção SW-NE com três núcleos de Sinal Analítico;
5. Região sudeste: Possui baixas feições magnéticas, sendo cortada apenas por um lineamento NW-SE que se estende para a folha de Gavião. Este lineamento magnético coincide com o lineamento cisalhante de direção NW-SE encontrado no mapa geológico.

Esta grande zona magnética é claramente limitada por duas faixas bastante representativas nesta folha. A faixa leste parece um limite entre grandes blocos que se chocaram, formando um dobramento em forma de “S”, sendo que o bloco da direita não possui feições magnéticas expressivas. A faixa oeste desta zona perde as características desses esforços, e possui respostas magnéticas anômalas distribuídas. Geologicamente, a ZM-4 está limitada a leste pelos ortognaisses bandados migmatíticos e intercalados com corpos lenticulares do Complexo Santa Luz.

De acordo com Vieira (1983), na Bahia existem dois cinturões vulcano-sedimentares que ocorrem próximos, separados por um alinhamento de direção aproximada N-S, constituído pela falha de Mairi e os sienitos da Serra de Itiúba. A oeste dessa linha o embasamento é granito-gnáissico, pouco magnético, enquanto a leste é granulítico-charnockítico, mais magnético.

ZM-5

Localizada a nordeste da folha de Itiúba, esta zona é praticamente uma anomalia de orientação semi-circular semelhante a uma dobra de eixo N-S. Possui um lineamento também em forma de dobra, além de outros com direção N-S a oeste, limitando esta zona. Correlacionando com a geologia, as anomalias magnéticas desta região podem ter sido causadas por corpos máficos e ultramáficos indiferenciados e dobrados. Esta zona é limitada por gnaisses bandados e lineamentos cisalhantes N-S do Complexo Santa Luz no leste e pelo Maciço Sienítico de Itiúba no oeste.

ZM-6

Esta pequena zona, localizada no extremo leste da folha de Itiúba, estende-se para além dos limites leste desta. Possui resposta magnética contrastante (negativa) em relação a sua encaixante (positiva). Ela corresponde ao granitóide de Cansação, enquanto sua litologia encaixante, que abrange toda a parte leste da folha de Itiúba, corresponde aos ortognaisses bandados migmatíticos e intercalados com corpos lenticulares do Complexo Santa Luz. O granito pode conter minerais magnéticos, tais como magnetita, o que o faz ser mais magnético que a sua encaixante.

ZM-7

Localizada na folha de Caldeirão Grande, apresenta fortes anomalias magnéticas dispersas com a maioria dos pares dipolares com direção NW-SE. Ao norte, encontramos uma região sem corpos anômalos. A leste esta zona é limitada pela ZM-8, que possui feições magnéticas homogêneas, como se fosse um grande bloco. Correlacionando com a geologia, esta zona corresponde aos ortognaisses com enclaves máficos e ultramáficos do Complexo Mairi.

ZM-8

Localizada na folha de Caldeirão Grande, esta zona é magneticamente uniforme com direção NW-SE ao sul e tende a ficar N-S ao norte, como se fosse um grande bloco que encontrasse outro a oeste, formando um dobramento. Marcamos alguns lineamentos com direção N-S e NW-SE ao norte e na região central, e um lineamento isolado ao sul com direção NW-SE, todos assinalados por núcleos de sinal analítico. Em correlação com a geologia, a ZM-8 corresponde aos ortognaisses enderbíticos do Complexo Caraíba, e o dobramento que interrompe a zona, ao norte, possivelmente seja o truncamento do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, deslocado por uma zona de cisalhamento SW-NE. Os lineamentos ao norte estão inseridos no Complexo Tanque Novo-Ipirá, enquanto que o lineamento ao sul está próximo à Suíte

São José do Jacuípe. Ambos os grupos de lineamentos podem indicar diques máficos ou metamáficos.

ZM-8A

A ZM-8A está localizada no leste da folha de Caldeirão Grande. Classificamos como uma zona, pois a resposta magnética, apesar de ser uniforme como na ZM-8, possui diversos lineamentos NW-SE com núcleos S^+ assinalados ao norte da zona. Geologicamente a ZM-8A está dentro do Complexo Caraíba, com exceção da parte norte, que corresponde aos gnaisses e rochas máficas e metamáficas intercaladas do Complexo Tanque Novo/Ipirá, possivelmente responsáveis pelos lineamentos.

ZM-9

A leste da ZM-8A, após uma pequena faixa fracamente magnética, encontra-se a ZM-9, uma zona com fortes assinaturas magnéticas de lineamentos NW-SE. Em correlação com a geologia, esta zona abrange o Complexo Tanque Novo-Ipirá e uma pequena parte da Suíte São José do Jacuípe e possivelmente suas anomalias lineares indiquem intrusões máficas ou metamáficas.

ZM-10

A ZM-10, ao norte da ZM-9, não possui lineamentos e suas anomalias são circulares, especialmente ao leste. Isto indica um possível corpo 3D em forma de esfera ou domo. Os baixos magnéticos marcados no oeste formam núcleos S^+ com o lineamento NW-SE que corta a folha de Caldeirão Grande à nordeste, e um dos inúmeros lineamentos de todo o a região.

ZM-11

Pequena zona anômala localizada no extremo oeste da folha de Gavião. Possui lineamentos de direção NW-SE com núcleos S^+ semelhantes a ZM-9. Geologicamente está inserida no Complexo Tanque Novo-Ipirá, sugerindo que suas anomalias foram causadas por diques máficos ou metamáficos.

ZM-12

Localizada ao sul da folha de Gavião esta zona, marcada no pólo negativo, aproxima-se de um corpo magnético de forma elíptica, contrastante com a litologia encaixante, que é

positiva e não magnética. Possui um lineamento NW-SE no leste e possui diversos núcleos S^+ assinalando as suas bordas. Esta zona magnética abrange o granito Capela de Monte Alegre no oeste, Complexo Tanque Novo-Ipirá e os ortognaisses mangeritos do Complexo Caraíba no centro e o granitóide de Pedra Solta no leste.

ZM-13

Extensa zona magnética localizada no leste da folha de Gavião, possui direção NW-SE e tem uma resposta magnética uniforme. Marcamos quatro lineamentos com direção NW-SE e um lineamento ao norte, com direção SW-NE. A oeste do ZM-13, também marcamos alguns dipolos e núcleos S^+ . Pela sua forma e em comparação com a ZM-4, é possível que esta zona corresponda aos gnaisses do Complexo Santa Luz, considerado embasamento arqueano do *greenstone belt* do Rio Itapicuru dentro do Bloco Serrinha. A oeste, esta zona abrange lineamentos estruturais cisalhantes NW-SE e uma parte dos granitóides *augengnaisse* e enclaves máficos do Riacho da Onça.

ZM-14

Zona alongada com espessura média de 2,5 km, localizada no centro da folha de Gavião. Possui direção NW-SE ao sul e tende a ficar N-S ao norte. É cortada por dois lineamentos NW-SE, um ao norte e outro ao sul, acompanhando o seu eixo longitudinal. Marcamos cinco núcleos S^+ ao norte, próximos as bordas. Correlacionando com a geologia, a ZM-14 acompanha a direção do granitóide *augengnaisse* e enclaves máficos do Riacho da Onça, bordejado por zonas de cisalhamento NW-SE e N-S.

4.1.3 Domínios Radiométricos (DR)

Classificamos 11 domínios radiométricos, circundados por linhas contínuas. Os domínios marcados com um número e logo após uma letra indicam domínios radiométricos semelhantes à zona vizinha (marcada com o mesmo número) entretanto seccionado por baixos radiométricos. O conjunto de informações descritos a seguir encontra-se ilustrado na Figura 4.2.

DR-1

Localizado na Folha de Itiúba, este domínio apresenta em toda a sua extensão um alto valor de potássio, o qual é de menor intensidade na região sul. Marcamos também núcleos de tório: um no norte de coordenadas X=405000 e Y=8834000, juntamente com seis núcleos de

urânio; um no centro de coordenadas X=409000 e Y=8825000 e outro ao sul de coordenadas X=409000 e Y=8803000, com 3 núcleos de urânio. Inúmeros outros núcleos de urânio são encontrados na região central do domínio, sendo mais abundantes na borda do que no centro.

Os mapas das razões radiométricas foram bem coerentes: a razão Th/K é baixa, tendo uma pequena elevação onde marcamos os núcleos de tório; a razão U/Th apresenta valores intermediários a alto, sendo os altos coincidentes com os núcleos de urânio e os baixos em direção ao sul, onde a topografia é menor; e por fim, a razão U/K é baixíssima, somente na região central, onde marcamos os núcleos de urânio, e ao sul e ao leste, onde a elevação do terreno diminui a razão aumenta razoavelmente.

Este domínio corresponde ao Maciço Sienítico de Itiúba ao norte e aos granitóides de Pé de Serra ao sul. A diminuição de potássio ao sul se deve à mudança litológica: o sienito é mais potássio que o granito.

DR-2

Este domínio se estende do sul ao centro da folha de Gavião com direção NW-SE. Nele assinalamos um grande núcleo de potássio em toda sua extensão, obedecendo uma direção paralela aos diversos lineamentos radiométricos NW-SE existentes nesta folha. A medida que este domínio se aproxima da cobertura detrito-laterítica ao norte, os núcleos de potássio diminuem. Encontramos oito núcleos de tório alongados com direção NW-SE e diversos de urânio dentro do imenso núcleo de potássio. Cerca de vinte e um núcleos de urânio coexistem nos núcleos de tório e obedecem o lineamento radiométrico NW-SE.

Os valores da razão Th/K são baixos, aumentando somente nos lineamentos de tório com direção NW-SE marcados no mapa-base. A razão U/Th é bastante variada, sendo média a baixa em toda sua extensão, aumentando razoavelmente nos lineamentos de urânio. O que explica a razão U/Th estar bastante variada é o fato de que o elemento marcante é o K , sendo assim, os valores de U e Th são irrisórios. Finalmente, a razão U/K é baixíssima, aumentando somente a sudeste, onde marcamos núcleos de urânio e nos lineamentos NW-SE, o que indica que este elemento pode ter preenchido falhas transcorrentes.

O DR-2 corresponde geologicamente com granitos, granodioritos, tonalitos, monzoritos, dioritos com enclaves máficos e metamáficos do *augengnaisse* do Riacho da Onça. Portanto, as diferentes concentrações radiométricas podem indicar diferentes tipos de litologias.

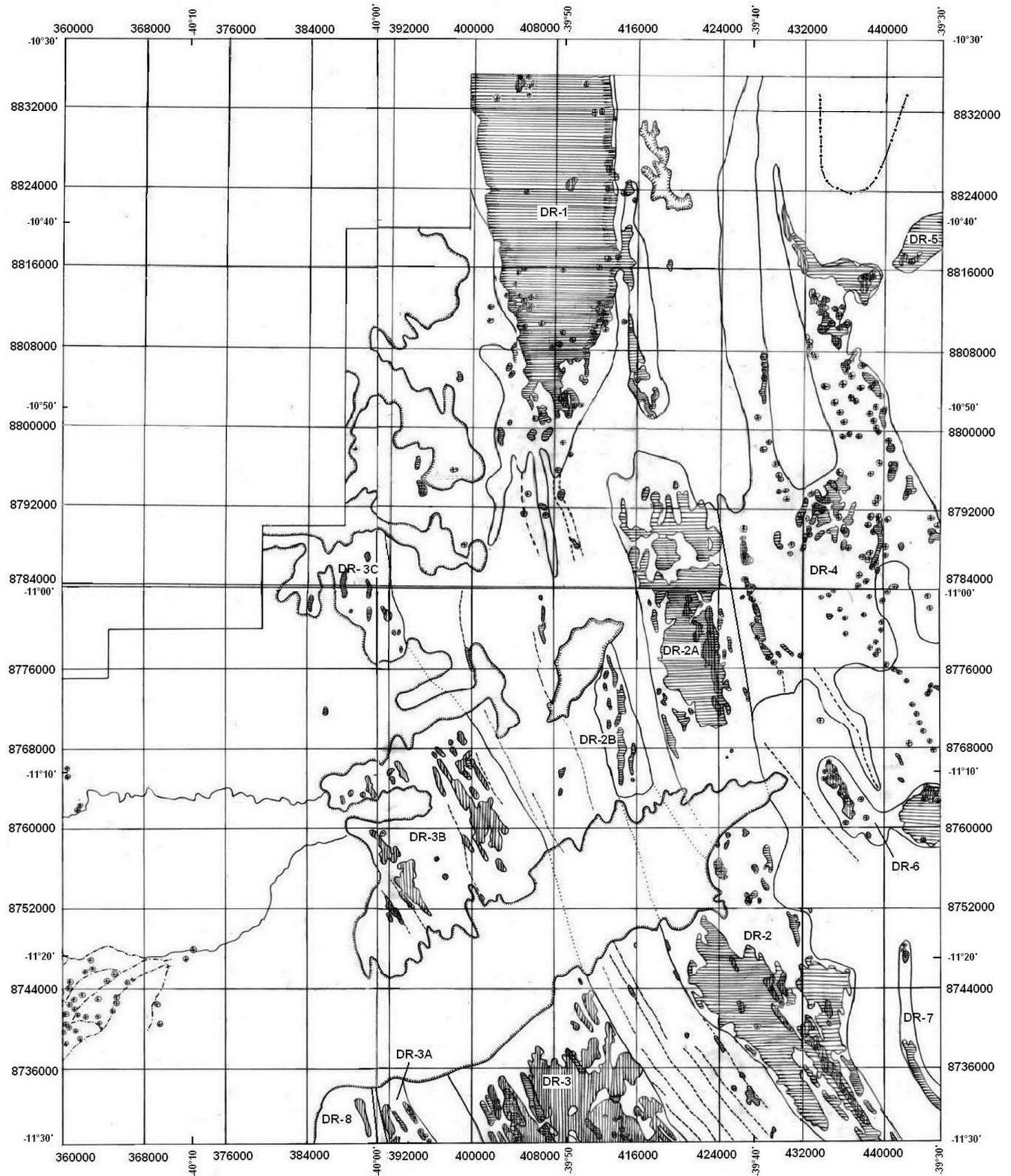


Figura 4.2: Mapa de interpretação qualitativa e localização dos Domínios Radiométricos do levantamento aéreo.

DR-2A

O DR-2A, um sub-domínio do DR-2, se estende da folha Itiúba até a folha de Gavião, ao sul. Em toda sua extensão existem altos valores de potássio, no centro-leste também encontramos quatro núcleos de tório.

Observando os mapas de razões, temos que a razão Th/K é baixa, a razão U/Th aumenta na região de baixo topográfico onde está localizado o Rio Itapicuru (possivelmente devido a lixiviação do urânio em material solúvel) e a razão U/K é extremamente baixa.

Corresponde aos granitóides do Riacho da Onça, separados pelo baixo radiométrico relativos à cobertura detrito-laterítica da Formação Capim Grosso.

DR-2B

Assim como o DR-2A, o DR-2B é na verdade um subdomínio do DR-2 pois também apresenta uma resposta radiométrica semelhante, sendo interrompido pelas formações detrito-lateríticas. Nele encontramos núcleos de potássio alongados com direção NW-SE e N-S.

As razões Th/K e U/K são baixíssimas, já a U/Th é bastante variada, tendendo a baixa, pois na verdade o U e Th possuem baixos teores.

Assim como o DR-2, este subdomínio é correlacionado aos granitóides *augengnaïsse* do Riacho da Onça.

DR-3

O DR-3 está localizado na região sudoeste da folha de Gavião. É inteiramente constituído por altos valores de tório com direção NW-SE, coincidente aos lineamentos radiométricos. Dentro do DR-3 há seis núcleos de potássio alongados NW-SE, dois desses são maiores e estão localizados na parte sudoeste e coincidem com núcleos de urânio. O maior núcleo de potássio contém treze núcleos de urânio. Encontramos também oito núcleos de urânio na região sudeste do domínio, próximos a outros quatro menores de potássio.

O tório predomina no DR-3, e por isso a razão Th/K é alta bem na região central, a razão U/Th é baixíssima e a U/K é bastante variável, vez que o elemento predominante é o tório, porém aumenta na região onde marcamos os núcleos de urânio.

O DR-3 possui três subdomínios, o DR-3A, DR-3B e DR-3C, sendo os dois últimos separados pela cobertura detrito-laterítica. O que comprova que eles possuem uma grande relação é o fato de possuírem altos valores em tório e obedecerem a mesma direção NW-SE.

Este domínio correlaciona-se geologicamente com três litologias: ortognaisses mangeríticos do Complexo Caraíba; Complexo Tanque Novo/Ipirá; e a sudoeste e sudeste, onde marcamos também núcleos de potássio e de urânio, correspondem a granitos tardi-tectônicos (Capela de Monte Alegre) e pós-tectônicos, respectivamente.

DR-3A

Localizado no extremo sudoeste da folha de Gavião e a oeste do DR-3, foi classificado como subdomínio pois contém respostas radiométricas semelhantes. O DR-3A tem altos valores em tório, mas encontramos três núcleos na borda leste, sendo um deles associados a um núcleo de potássio e três de urânio. Estes núcleos obedecem os lineamentos radiométricos NW-SE.

A razão Th/K é alta acima dos núcleos de tório ao leste e as razões U/Th e U/K são muito baixas.

O que separa o DR-3A do DR-3 é uma faixa de baixa radioatividade, que corresponde geologicamente com a Suíte São José do Jacuípe (rochas metamáficas). O DR-3A, assim como o DR-3, pode estar correlacionado aos ortognaisses mangeríticos do Complexo Caraíba.

DR-3B

O subdomínio DR-3B, a noroeste do DR-3, apresenta inúmeros núcleos de tório a sudeste e sudoeste que estão paralelos aos lineamentos radiométricos. Dentro dos núcleos de tório encontramos alguns núcleos de potássio.

Assim como nos DR-3 e DR-3A, a razão Th/K é alta, a razão U/Th é baixa e a U/K é variável.

Correlacionando com a geologia, o DR-3B pode indicar diferentes litologias: a sudeste os ortognaisses mangeríticos do Complexo Caraíba e a sudoeste o Complexo Tanque Novo-Ipirá e a Suíte São José do Jacuípe.

DR-3C

O último dos subdomínios do DR-3, o DR-3C está localizado a extremo nordeste da Folha de Caldeirão Grande, e ao sul da folha Campo Formoso. Possui alto tório em toda área, entretanto, marcamos apenas um núcleo. Encontramos também um núcleo de potássio e outro de urânio.

Tem baixos valores na razão Th/K , exceto onde marcamos o núcleo de potássio. Em contra partida, a razão aumenta acima dos núcleos de tório. As razões U/Th e U/K são

baixas, e observando o modelo digital do terreno, a área de alto tório está localizada em uma região de baixa topografia, diferente da cobertura detrito-laterítica da Formação Capim Grosso ao redor do domínio.

DR-4

Localizado a leste da folha de Itiúba e a nordeste da folha de Gavião, o DR-4 possui respostas radiométricas diferenciadas. No oeste marcamos núcleos de potássio; na região central mais de dez núcleos de potássio alinhados na direção NW-SE e a nordeste, um grande núcleo de potássio próximo ao DR-5. Marcamos no oeste núcleos alongados de tório associado aos núcleos de potássio e urânio com direção N-S. Existem inúmeros núcleos de urânio na faixa central, tanto alinhados quanto sem orientação. Marcamos núcleos de urânio em lineamentos NW-SE na faixa leste, semelhante a um “braço” do domínio, e a sudeste, com treze núcleos de urânio lineares NW-SE.

Na região central, a razão Th/K aumenta consideravelmente devido a presença de núcleos de tório ao lado de núcleos de potássio e de urânio. Na região nordeste ocorre um aumento significativo desta razão, obedecendo um lineamento N-S. Por fim, a razão U/Th aumenta na região de baixo topográfico onde está localizado o rio Itapicuru. Os lineamentos de urânio registrados neste domínio estão muito próximos deste rio e de antigos cursos d’água que o alimentava. É comum a concentração de urânio em vales e canais fluviais, vez que ele tende a sofrer mais lixiviação do que o tório, que é um elemento mais pesado e tende a ficar no local onde foi formado. Por fim, a razão U/K parece possuir o mesmo padrão visto na razão U/Th , aumentando na região ao redor do Rio Itapicuru e em seus afluentes, e também onde marcamos a presença de treze núcleos de urânio.

Este domínio está localizado geologicamente dentro do Complexo Santa Luz e abrange várias litologias diferentes. Os núcleos de potássio no centro e no nordeste estão associados aos ortognaisses deste complexo; no oeste, correlacionamos o lineamento NW-SE de potássio, urânio e tório com um lineamento cisalhante também NW-SE; no sul, os lineamentos de urânio estão próximos aos migmatitos e aos granitóides Morro do Lopes e por fim, a região de baixa radioatividade entre os “braços” que se bifurcam ao norte do domínio, correspondem a gnaisses dobrados e, possivelmente, com rochas máficas e metamáficas, o que explica a baixa radioatividade.

DR-5

O DR-5 está localizado no extremo leste da Folha de Itiúba dentro de uma região de baixo radiométrico. Possui forma elíptica e não obedece qualquer lineamento. O DR-5, na verdade, é um grande núcleo alongado de potássio, possuindo ao sul um núcleo de tório e sobreposto

a ele, dois núcleos de urânio.

A razão Th/K é média, aumentando em direção ao sul, onde marcamos o núcleo de Th . Tem valores variados na razão U/Th e a razão U/K é baixa ao norte, intermediária ao centro e cresce acima do ponto onde marcamos os dois núcleos de urânio.

Os altos valores das concentrações, especialmente a de potássio, marcam geologicamente o granitóide de Cansanção.

DR-6

Localizado no leste da folha de Gavião, dividimos o DR-6 em duas regiões: leste e oeste. A região leste é um grande núcleo de potássio que não obedece os lineamentos radiométricos NW-SE encontrados na folha, possui também um núcleo de tório e quatro de urânio ao norte dele e um outro de urânio ao sul. A parte oeste possui um núcleo de potássio, porém com direção paralela aos lineamentos radiométricos NW-SE, dentro deste núcleo há dois núcleos de tório e treze de urânio, e fora dele, há mais quatro de urânio.

A razão Th/K é baixa a leste e alta a oeste, o que era de se esperar, pois há um grande núcleo de potássio o qual marcamos na parte leste do domínio, diferente do oeste, onde este elemento não é o predominante. Na razão U/Th encontramos valores médios, tornando-se altos nos pontos onde encontramos os núcleos de urânio. A razão U/K é baixa a leste, e alta a oeste, o que é coerente pois a oeste marcamos diversos núcleos de urânio.

Observando o Modelo Digital do Terreno, a parte leste possui alta topografia. Os altos valores das concentrações, especialmente a de potássio, marcam geologicamente os limites do granitóide do Morro do Lopes. A parte oeste abrange uma falha cisalhante com direção NW-SE.

DR-7

O DR-7 é um domínio pequeno localizado no sudeste da folha de Gavião. Ele é um domínio linear paralelo aos lineamentos NW-SE e se estende além sudeste da folha. Possui um núcleo alongado de potássio ao sul e apresenta valores intermediários de tório e urânio ao norte.

A razão Th/K é baixa ao sul e aumenta ao norte. A razão U/Th é intermediária, diminuindo um pouco ao norte, e a razão U/K é média ao norte e baixíssima ao sul.

Correlacionando com a geologia, o DR-7 acompanha a mesma direção de um lineamento estrutural cisalhante de direção NW-SE que separa o Complexo Santa Luz (pertencente ao Bloco Serrinha) do Complexo Caraíba (pertencente ao Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá).

Regiões com Baixa Radioatividade e Lineamentos

O baixo radiométrico marcado no centro norte da Folha de Itiúba corresponde ao Açude Jacurici. O valor é baixo devido ao efeito de blindagem da lâmina d'água, que bloqueia a radiação gama. O grande baixo radiométrico que abrange toda a folha de Caldeirão Grande e grande parte de Gavião e Campo Formoso corresponde à extensa cobertura detrito-laterítica formada por areia com níveis de argila e cascalho (Formação Capim Grosso). Como descrito na seção 2.2.1, cobertura sedimentar composta por quartzo (areias e arenitos) emitem baixa radioatividade.

Apesar da parte sudoeste da região de estudo estar quase que completamente coberta, encontramos lineamentos radiométricos com alta concentração de urânio, correspondentes aos rios Itapicuru e Itapicuru-mirim. Conforme descrevemos na seção 2.2.1, o urânio é sujeito a alteração em ambiente oxidante, seja por metamorfismo ou intemperismo, sendo assim, torna-se parte de material solúvel e é facilmente lixiviado.

O lineamento negativo em forma de dobra ao nordeste da folha de Itiúba é correlacionado com rochas metaultramáficas dentro dos ortognaisses do Complexo Caraíba. Por outro lado, os lineamentos com direção NW-SE de maior radioatividade observados em todo o mapa são coincidentes com os lineamentos cisalhantes de direção NW-SE marcados no mapa geológico, podendo ser granitóides pós-tectônicos gerados durante a colisão do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. Os núcleos de *K*, *U* e *Th* com direção NW-SE marcados no DR-7, oeste do DR-6 e oeste do DR-4 podem ser correlacionados ao lineamento cisalhante com direção NW-SE, que separa o Complexo Santa Luz do Complexo Caraíba.

4.2 Interpretação dos Mapas Terrestres na Escala 1:25.000

Realizamos a interpretação e modelagem qualitativa dos mapas temáticos magnéticos e radiométricos terrestres definidos na seção 3.2.2. Com base em informações da geologia de superfície da região colhidas na CBPM, modelamos qualitativamente as respostas geofísicas.

4.2.1 Regiões Magnéticas (RM)

Dividimos o mapa magnético em 6 regiões (RM) conforme ilustrada na Figura 4.3. Elas foram classificadas de acordo com procedimentos de interpretação semelhantes aos do levantamento aéreo. No mapa de localização das Regiões Magnéticas, os lineamentos principais (comprovados) estão em vermelho e os inferidos, em azul. É importante ressaltar que alguns núcleos magnéticos (NM) estão restritos à picada onde foi realizado o levantamento terrestre. Portanto, constituem anomalias isoladas, identificadas graças ao trabalho de detalhe obtido em um levantamento terrestre.

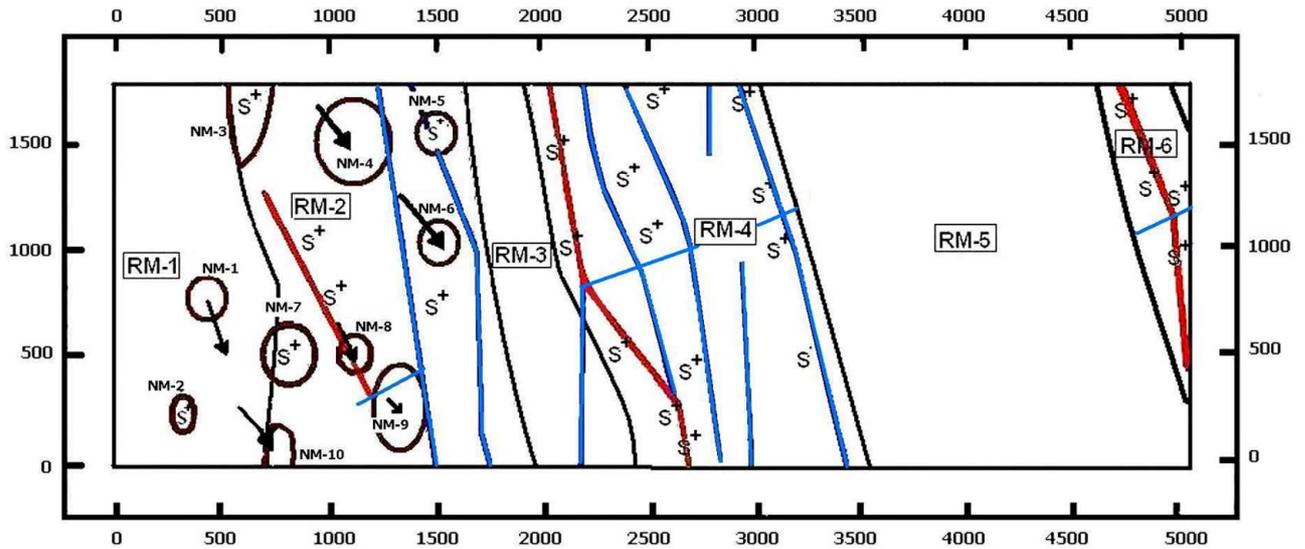


Figura 4.3: Mapa de interpretação e localização das Regiões Magnéticas do levantamento terrestre.

RM-1

Localizada na faixa N-S mais ocidental do mapa, esta região apresenta feições magneticamente homogêneas e positivas. Marcamos dois núcleos magnéticos: NM-1 e NM-2.

NM-1 (X=400, Y=750): localizado no centro da região, o NM-1 foi circulado no pólo positivo. Esta anomalia tem duas possíveis causas: ou uma menor profundidade do topo da rocha da região; ou é uma anomalia magnética cujo núcleo negativo deve ser de baixa magnitude, mascarada pela existência do pólo positivo do NM-10 a sudeste.

NM-2 (X=300, Y=250): situado ao sul da região, foi circulado no pólo negativo. Possivelmente trata-se de uma intrusão local, pois causa uma variação magnética significativa em relação ao campo ao redor. Seu pólo positivo pode estar ao norte, com uma intensidade muito fraca.

Os NM-1 e NM-2 foram individualizados por um fraco sinal analítico. No mapa do campo magnético regional, o NM-1 desaparece, enquanto que o NM-2 é fracamente mapeado. Isso significa que são anomalias pequenas de baixa profundidade.

Geologicamente, esta região são ortognaisses com direção N-S bordejado por rochas calcissilicáticas. Ambos os tipos de rochas não são magnéticas, sugerindo que as anomalias dipolares foram causadas por intrusões ou núcleos magnetizados (que podem ser de origem máfica ou ultra-máfica como também podem ser granitos com magnetita).

RM-2

Situada na parte oeste do mapa, esta região possui diferentes assinaturas magnéticas razoavelmente fortes. Identificamos três lineamentos com direção NW-SE (numerados de oeste para leste) e oito núcleos magnéticos.

O L1 é um forte lineamento claramente visto no mapa magnético de campo total. Os L2 e L3 são lineamentos inferidos, melhores observados no mapa de primeira derivada vertical.

NM-3 (X=625, Y=1650): anomalia magnética de forma elíptica com continuação além do limite norte do mapa. Bem assinalado no sinal analítico, tanto pode inserir-se em um lineamento isolado que prossegue para o norte, como fazer parte do lineamento L1. A geologia local mapeou um corpo granítico com magnetita de forma elíptica que prossegue para além dos limites norte do mapa.

NM-4 (X=1100, Y=1500): forte anomalia magnética circular, similar ao de um corpo 3D magnetizado por indução, pois seu núcleo positivo está claramente a noroeste. O sinal analítico o marcou claramente. É possível tratar-se de uma extensão da intrusão granítica com magnetita, pois está muito próximo ao NM-3.

NM-5 (X=1500, Y=1500): pequena anomalia magnética a leste do NM-4 e semelhante ao mesmo. A direção do dipolo não está bem definida, pois este núcleo coexiste com o L3, fazendo com que o seu pólo positivo esteja mascarado, mas, o sinal analítico assinalou um grande valor acima deste núcleo.

NM-6 (X=1500, Y=1000): este núcleo deve tratar-se de um corpo 3D magnetizado por indução. Seu núcleo positivo está a noroeste em contato com o L2.

NM-7 (X=750, Y=500): localizado na borda sudoeste da região, trata-se de uma anomalia circular fracamente assinalada pelo sinal analítico.

NM-8 (X=1100, Y=500) e NM-9 (X=1300, Y=250): por estarem muito próximos, estes núcleos podem estar associados ao mesmo conjunto magnético. Estão localizados ao longo da extremidade sul do lineamento L1. O NM-8 é um pequeno pólo negativo dentro do lineamento L1. O NM-9 possui dois pólos negativos. Isto indica que podem ser dois pequenos corpos não individualizados pelo sinal analítico. O mapa de modelo digital do terreno (Figura 3.5) mostra estes dois núcleos localizados acima de um morro formado por serpentinitos, coberto por depósitos coluvionares nas laterais e composto por silexito no cume (fruto da alteração do serpentinito). Pequenos afloramentos de granitos com e sem magnetita são encontrados ao redor do morro.

O depósito de níquel mapeado nesta região está localizado encima deste morro. Devido a este depósito que os estudos geofísicos, geológicos e geoquímicos foram executados na região. O níquel está associado a rochas máficas e ultra-máficas, na maioria das vezes magnéticas,

portanto, a presença dessas rochas podem indicar a existência de níquel.

NM-10 (X=750,Y=0): Corpo magnético elíptico localizado entre o RM-1 e RM-2 que prossegue além dos limites sul do mapa. Possui o pólo positivo a noroeste, sugerindo um corpo 3D magnetizado por indução. O sinal analítico assinala fortemente ambos os pólos.

No mapa do campo magnético regional, o lineamento L1, os núcleos magnéticos NM-6, NM-7 e NM-10 e, principalmente, o NM-4, são as únicas anomalias magnéticas mapeadas. Isto significa que estes corpos são mais profundos em relação aos demais.

RM-3

Faixa N-S com largura média de 500 m e de baixa expressividade magnética. É a fronteira entre o RM-2 e o RM-4. A geologia mapeou rochas calcissilicáticas nesta região. Em toda área estudada, rochas desse gênero normalmente não são magnéticas.

RM-4

Esta região possui diversos lineamentos com direção NW-SE que prosseguem além dos limites norte e sul do mapa. O lineamento principal, claramente observado no mapa de campo total, é marcado por uma sequência de pólos positivos de forte intensidade a oeste e está claramente ligado a uma sequência de pólos negativos ao leste. Os lineamentos inferidos, marcados na primeira derivada vertical, estão praticamente paralelos ao lineamento principal. Um lineamento inferido SW-NE foi marcado cruzando a parte central e, possivelmente, trata-se de uma falha cisalhante sinistral mapeada pela geologia. Esta falha pode ser estendido para o sul do lineamento L1 da RM-2 e também no centro do lineamento da RM-6. O mapa de sinal analítico mostra dois tipos de núcleos: aqueles que coincidem com o lineamento principal e com o lineamento inferido oriental da região e aqueles que se situam entre os dois lineamentos inferidos centrais (todos com direção NW-SE). O sinal analítico separou os fortes núcleos localizados no lineamento principal, seccionados por uma descontinuidade na região central devido à falha de direção SW-NE.

O mapa magnético regional mostra que o centro da RM-4 é uma grande anomalia, possivelmente de fonte profunda, alongada na direção NW-SE e com largura média de 700 m. O mapa de primeira derivada vertical mostra diversos lineamentos NW-SE secundários. Estes lineamentos indicam corpos em menor profundidade na forma de faixas de pólos alternantes positivos e negativos.

A geologia de superfície mapeou ortognaisses com pequenos afloramentos de rochas graníticas. Também mapeou uma falha cisalhante sinistral SW-NE próximo desta região, seccionando rochas calcissilicáticas. Portanto, os lineamentos magnéticos NW-SE podem

indicar o topo de rochas magnéticas ou lineamentos estruturais cisalhantes, enquanto que o lineamento inferido SW-NE indica uma falha que secciona o centro do corpo alongado.

RM-5

Esta região possui feições magnéticas homogêneas e está situada em um grande pólo negativo de forma elíptica que se estende além do limite norte do mapa. Geologicamente abrange uma região coberta por depósitos aluvionares que foram transportados por um pequeno riacho que cruza a região (visto claramente no mapa de modelo digital do terreno). Abrange também uma pequena faixa mapeada como ortognaisse com anfibolito intercalado. Devido à configuração do campo, esta região pode ser comparada a um grande corpo 3D uniformemente magnetizado. Não existem núcleos de sinal analítico, o campo magnético regional indica que é um corpo profundo e a primeira derivada vertical mostra que não existem anomalias superficiais. Seria necessário empregar dados magnéticos além dos limites do mapa para uma análise completa deste corpo.

RM-6

Esta região trata-se de um corpo alongado com largura média de 400 m e com direção N-S ao sul e NW-SE do norte para o centro. O sinal analítico assinalou quatro núcleos obedecendo a direção do lineamento, separando nitidamente a região central, local onde ocorre a mudança de direção. O campo magnético regional mostra que o corpo se estende em profundidade e a primeira derivada vertical também indica que o lineamento é interrompido na faixa central. A geologia mapeou um solo escuro, alterado por rochas máficas (gabro) com fragmentos de silixito e serpentinito. A interrupção central do lineamento pode ter sido causada por uma falha cisalhante com direção SW-NE, observada também na RM-2 e RM-4.

4.2.2 Regiões Radiométricas (RR)

Os procedimentos de interpretação qualitativa para os dados radiométricos terrestres foram semelhantes aos utilizados para os dados radiométricos aéreos. Circundamos com linhas negras contínuas valores acima de 15 eqU, classificando as áreas formadas como Regiões Radiométricas. Utilizamos cores diferentes para representá-las em mapa. Para marcar os núcleos dos radioelementos, assinalamos valores de potássio acima de 2 % com linhas horizontais, valores de urânio acima de 3 ppm com pontos isolados e valores de tório acima de 25 ppm com linhas verticais. Os valores de contagem total abaixo de 5 eqU foram coloridos em azul escuro, representando áreas com baixíssima radioatividade.

Caracterizamos 7 regiões conforme ilustrado na Figura 4.4. Utilizamos os mapas de

contorno das concentrações, mapas das razões e o mapa do modelo digital do terreno e correlacionamos as respostas radiométricas com o mapeamento geológico de superfície.

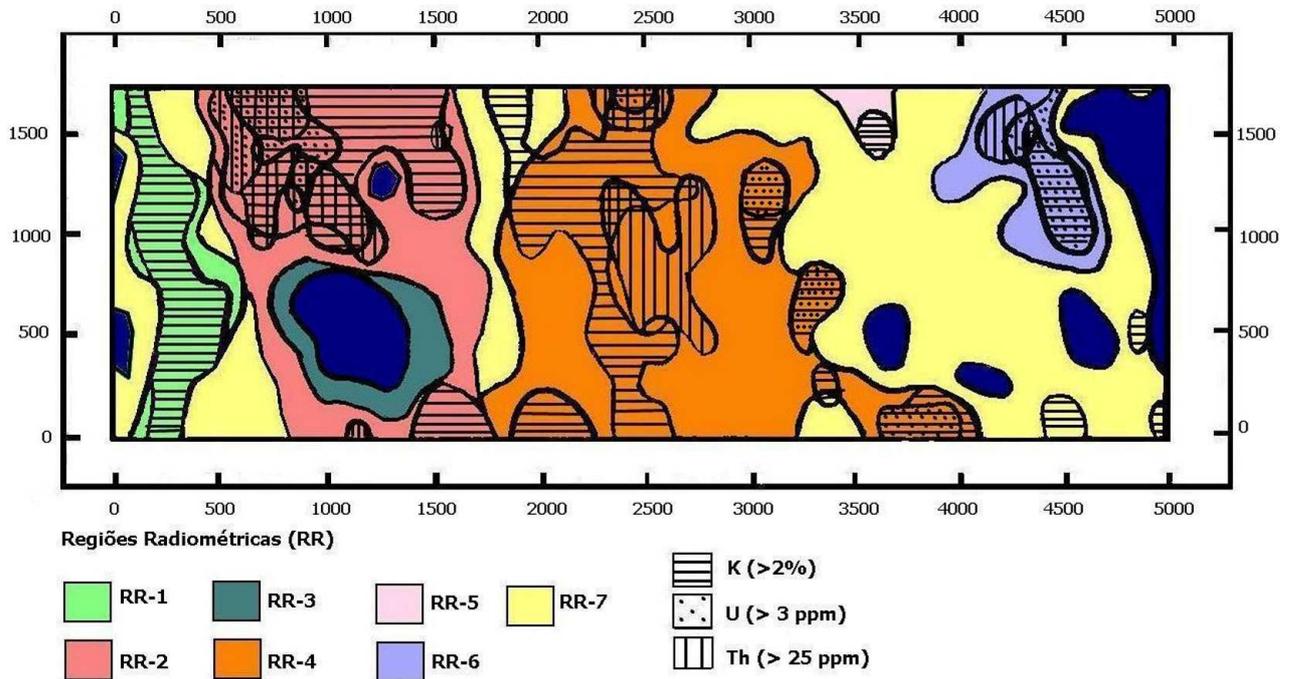


Figura 4.4: Mapa de interpretação qualitativa e localização das Regiões Radiométricas do levantamento terrestre.

RR-1

Esta região é praticamente um grande núcleo de potássio com direção N-S, possuindo valores intermediários a baixos em urânio e tório. Isso significa que se trata de uma anomalia de caráter ácido. Em correlação com a geologia, esta região corresponde a ortognaisses bordejados por rochas calcissilicáticas (marcadas na RR-7). Ortognaisses são rochas metamórficas de origem félsica, que conforme descrevemos na seção 2.2.1, tendem a refletir as concentrações radiométricas da rocha original.

RR-2

Classificamos esta região em duas partes. A parte norte possui altíssimos valores nas três concentrações, principalmente ao noroeste, onde a geologia mapeou um granito aflorante com muita magnetita, que prossegue para além dos limites norte do mapa, entre as coordenadas X=500 e X=1000. A parte sul possui uma distribuição menor dos três radioelementos, com exceção de um núcleo de potássio no sudeste e um núcleo de tório no centro sul. A parte sul fica próxima de outro corpo granítico mapeado pela geologia. A distribuição das

concentrações dos três radioelementos em RR-2 possui uma tendência alongada NW-SE, sendo interrompidas no sul pela RR-3, uma região circular de baixa radioatividade.

RR-3

Região circular com baixos valores nas três concentrações. Possui um núcleo de baixíssima contagem total em seu centro. No modelo digital do terreno esta região possui uma topografia elevada. Trata-se de um morro formado por serpentinitos, coberto por depósitos coluvionares nas laterais e composto por silexito no cume (fruto da alteração do serpentinito).

Os mapas de razões U/K e Th/K marcam valores altos, o que significa que o potássio é muito mais baixo nesta região em relação ao urânio e tório. Uma possível explicação é que o coeficiente de atenuação terrestre da radiação gama do potássio é maior do que o do urânio e do tório. De qualquer forma, o silexito é uma rocha com sílica (quartzo), o serpentinito é uma rocha máfica e o depósito coluvionar são sedimentos, todos eles refletem baixa radioatividade gama (principalmente de potássio).

RR-4

Região localizada entre as coordenadas $X=2000$ e $X=3500$ com valores expressivos nas três concentrações, principalmente de potássio e de tório. Possui um núcleo alongado com direção NW-SE de potássio na parte central, que se estende no extremo norte para o RR-7; quatro núcleos elípticos na borda leste, obedecendo uma direção também NW-SE e por fim, um núcleo na parte sudoeste, prolongando-se para além sul. Marcamos um núcleo de urânio no norte, associado a altas concentrações de potássio e tório, e três outros na borda leste associados a núcleos de potássio. Há dois núcleos de tório: um localizado no centro da região com bifurcação em sua parte norte e outro no norte, associado a altos valores de potássio e urânio. A razão U/Th é baixa, exceto a noroeste; a razão U/K é baixa ao oeste e alta ao leste, acima dos núcleos de urânio.

A litologia mapeou ortognaisses com pequenos corpos graníticos intercalados. Como ambas as rochas são de caráter félsico, era de se esperar que emitissem alta radioatividade gama. O núcleo de potássio é estreito e quase que interrompido na parte central, local onde ocorre também a transição de valores altos para valores baixos na concentração de urânio. Esta descontinuidade assemelha-se ao lineamento com direção SW-NE, e pode estar associado a uma falha sinistral que foi mapeada pela geologia seccionando rochas calcissilicáticas. Este lineamento também é encontrado no mapa magnético.

RR-5

Pequena região isolada a noroeste da RR-7. Possui um núcleo de potássio e valores relativamente elevados de urânio e tório. Pode indicar uma pequena faixa de ortognaisses ou de granito que não foi coberto pelos sedimentos aluvionares mapeados na RR-7.

RR-6

Localizada na parte nordeste da RR-7, esta região tem direção NW-SE e possui altos valores de intensidade radiométrica nas três concentrações, principalmente para o urânio e para o tório. Marcamos um núcleo de potássio e um de urânio na parte central e um núcleo de tório na parte norte. A geologia mapeou ortognaisses intercalados com anfibolitos nesta área. Como anfibolitos são rochas metamórficas de origem máfica, o potássio, o maior indicador de rochas félsicas, foi o elemento de menor intensidade em relação ao urânio e tório, tanto que os mapas das razões U/K e Th/K mostram valores elevados nesta região.

RR-7

Esta região constitui o nível de radiação gama base da área e apresenta as contagens intermediárias a baixas nas três concentrações. A geologia mapeou rochas calcissilicáticas a oeste e depósitos aluvionares formados por um riacho, na parte leste. Conforme descrito na seção 2.2.1, arenitos e quartzitos possuem baixa radioatividade gama. Identificamos alguns núcleos de potássio na RR-7, sendo um deles uma extensão da bifurcação do grande núcleo alongado de direção NW-SE marcado na RR-4. Há também outros três núcleos de potássio na parte sudeste do mapa. Estes núcleos podem assinalar pequenos fragmentos de ortognaisses ou de granitos.

Regiões com Baixa Radioatividade

As regiões de baixa radioatividade podem indicar rochas de origem sedimentar quartzosas ou rochas máficas. Em destaque entre os baixos, temos o baixo radioativo de orientação NW-SE no extremo leste. Ele certamente está associado ao solo massapé com fragmentos de gabra, serpentinito e silixito.

4.3 Interpretação e Modelagem Qualitativa Integrada na Região de Detalhe

Integramos os dados geofísicos magnéticos e radiométricos em perfil e em mapa em ambos os tipos de levantamento na região de detalhe. Analisamos a forma dos sinais para ambos os métodos e implementamos os modelos qualitativos sugeridos.

4.3.1 Integração de Perfis Magnéticos Aéreos e Terrestres

As Figuras 4.5 e 4.6 representam, respectivamente, os perfis magnéticos residuais das linhas L1 a L8 dos levantamentos terrestres e aéreos. As anomalias residuais foram obtidas subtraindo o campo magnético total por um nível base de 24750 nT, determinado com base na média da variação diurna terrestre (~ 24700 nT) e do campo magnético regional IGRF (~ 24800 nT). Traçamos linhas contínuas interligando anomalias e feições semelhantes. A linha negra interliga os valores positivos e a linha azul os valores negativos. Em adição aos perfis terrestres, traçamos linhas verdes que inferem a continuidade das anomalias.

Os perfis terrestres apresentaram muita semelhança, porém, entre as linhas L3, L4 e L5 existem algumas diferenças. Nos dados terrestres, a linha L4 possui dois lineamentos inferidos entre as coordenadas $X=2000$ e $X=2500$. Mostramos na interpretação dos mapas terrestres que a RM-4 é cortada por um lineamento SW-NE interceptando os lineamentos NW-SE, e possivelmente seja uma falha sinistral. Nos dados aéreos a linha L4 não possui uma feição magnética observada na lateral esquerda do perfil, como podemos ver entre as linhas L1, L2 e L3. A continuidade das linhas pretas e azuis em ambos os tipos de levantamento compravam que existem corpos alongados com direção NW-SE e possivelmente sejam diques e intrusões. Entretanto, estas anomalias alongadas também podem indicar falhas estruturais, tais como os diversos lineamentos cisalhantes com direção NW-SE existentes em toda região. Sendo assim, é necessário coletas de amostras e análise estrutural.

Analisando ambos os conjuntos de perfis, é evidente que a magnitude das anomalias magnéticas dos dados aéreos é menor em relação às anomalias magnéticas dos dados terrestres. O levantamento magnético terrestre conseguiu diagnosticar anomalias mais superficiais devido a conter alta frequência espacial, enquanto o levantamento aéreo definiu os corpos maiores e mais profundos devido a conter baixa frequência espacial. Além disso, as magnitudes das anomalias residuais entre os levantamentos foram diferentes, pois o campo magnético decai com o inverso do cubo da distância à fonte. Vale ressaltar que, assim como é o caso da gamaespectrometria, os dados magnéticos aéreos e terrestres foram coletados, corrigidos e processados de maneiras distintas.

4.3.2 Integração de Perfis Radiométricos Aéreos e Terrestres

A Figura 4.7 traz quatro perfis gamaespectrométricos das linhas L3 e L6. O primeiro, o segundo e o terceiro representam as concentrações de potássio, urânio e tório, respectivamente, medidas pelos levantamentos aéreos e terrestres. Nota-se claramente a proximidade entre as respostas, principalmente para o potássio e tório. As concentrações de urânio, entre os diferentes tipos de levantamentos, foram as que menos se aproximaram. Isto pode ter ocorrido por dois motivos: (i) maior acúmulo de gás radônio na região durante o intervalo de tempo entre os levantamentos, falseando assim a concentração de urânio medida; e (ii) lixiviação do urânio durante as épocas de cheia do riacho existente na região durante o intervalo de tempo entre os levantamentos. É possível que o levantamento terrestre não tenha conseguido remover devidamente o ruído de fundo do radônio atmosférico. Os procedimentos envolvidos na calibração e remoção deste efeito no levantamento aéreo é muito mais preciso em relação ao levantamento terrestre. De qualquer maneira, os dados radiométricos não são exatamente iguais, pois: os dados aéreos sofreram absorção do ar; os detectores possuem diferentes volumes, eficiência e precisão e os dados foram corrigidos de maneiras diferentes.

O quarto perfil traz a contagem total e o modelo digital do terreno dos dados aéreos. É notável a relação oposta da topografia com a contagem total. Assumindo que a correção dos efeitos de atenuação da altitude foi feita corretamente, existem três explicações possíveis para uma radiação gama fraca em topografia elevada: (i) quando a topografia elevada coberta pelo aerolevantamento não é extensa, o detector recebe pouca radiação gama de fontes localizadas nesta topografia, e a maior parte provém da topografia mais baixa; (ii) quando a topografia possui baixa atividade devido à litologia, como rochas máficas e sedimentares quartzosas e (iii) quando ocorre lixiviação de materiais solúveis da região de maior topografia para a de menor, ocorrendo em grande parte para o urânio.

4.3.3 Integração dos Mapas Magnéticos e Radiométricos Terrestres

A região de detalhe coberta pelos levantamentos magnéticos e radiométricos apresenta respostas geofísicas particulares. Dividimos o mapa em cinco faixas, descritas de leste para oeste. Todas as faixas foram indicadas com coordenadas X aproximadas, visto que todas as unidades geológicas da região estudada tendem a possuir direção NW-SE.

Faixa I (X=0 a X=480): localizada a extremo oeste, possui valores magneticamente homogêneos. Possui valores gamaespectrométricos baixos nas concentrações de urânio e tório e altos na concentração de potássio. O núcleo de potássio é alongado N-S e marca uma faixa de ortognaisses, bordejado por rochas calcissilicáticas, marcadas com baixa radioatividade.

Faixa II (X=480 a X=1600): localizada no centro-oeste, possui alguns lineamentos magnéticos e pequenos núcleos dipolares. Os valores radiométricos foram altos ao norte e baixos ao sul. No norte foram mapeados ortognaisses com uma intrusão de granito com magnetita, assinalado com altas concentrações para os três elementos. No sul foi mapeado um morro formado por serpentinitos, coberto por depósitos coluvionares nas laterais e composto por silexito no cume. Fragmentos de granitos com e sem magnetita (possivelmente os causadores de algumas anomalias dipolares) foram encontrados ao redor deste morro. As laterais oeste e leste deste morro possuem maiores atividades, principalmente nas concentrações de urânio e tório. Isto pode indicar que a espessa cobertura sedimentar do morro (depósitos coluvionares) encobre rochas de caráter ácido, seja de origem ígnea ou de origem metamórfica, tais como os granitos e ortognaisses encontrados em outros pontos da região.

Faixa III (X=1600 e X=2100): possui baixa radioatividade nos três elementos além de um fraco comportamento magnético. A resposta de ambos os métodos é compatível com a geologia, que mapeou rochas calcissilicáticas. Essas rochas possuem baixa susceptibilidade magnética e são constituídas por minerais de sílica, que não emitem radiação. Uma falha sinistral SW-NE cortando essas rochas foi mapeada ao sul e possivelmente seja a mesma encontrada na Faixa IV.

Faixa IV (X=2100 e X=3200): localizada no centro do mapa, possui fortes lineamentos magnéticos com direção NW-SE e um lineamento inferido com direção SW-NE que corta os demais, causado por uma falha sinistral mapeada pela geologia seccionando as rochas calcissilicáticas presentes na faixa anteriormente descrita. As concentrações foram altas para os três radioelementos, principalmente para o tório, que possui uma distribuição contínua com direção N-S. Os núcleos de potássio possuem direção NW-SE e predominam nas regiões central e leste, entre X=3100 e X=4000. O urânio é alto no norte, entre Y=1000 e Y=2000, e em uma faixa de direção NW-SE, semelhante ao potássio. Um lineamento magnético com direção SW-NE cruzando o centro desta faixa possivelmente esteja associado a uma falha cisalhante sinistral mapeada pela geologia seccionando rochas calcissilicáticas. Os altos valores magnéticos e radiométricos podem indicar que a região central é constituída por rochas de origem félsica e rochas com minerais magnéticos. Ao comparar os lineamentos de potássio e urânio com os lineamentos magnéticos, observamos uma certa semelhança, podendo ser o indicador do topo das rochas félsicas e com minerais magnéticos, tais como os diversos granitos com magnetita mapeados pela geologia. Entretanto, é necessário uma análise em perfil entre ambos os métodos, o que foi realizada na seção 4.3.4.

Faixa V (X=3200 a X=4700): localizada na parte leste, possui resposta homogênea em ambos os métodos, com exceção de uma anomalia radioativa entre as coordenadas X=4100 a X=4600 e Y=1000 a Y=1700, onde a geologia mapeou ortognaisses com

fragmentos de anfíbolito. A resposta magnética indica que toda esta faixa pode tratar-se de uma grande rocha (ou bloco) de forma elíptica que se estende além dos limites norte do mapa e é uniformemente magnetizada. Nesta faixa, a geologia de superfície mapeou depósitos aluvionares, sedimentados por um riacho que cruza a região e é melhor observado no modelo digital do terreno. Depósitos desse gênero não são radioativos, por isto as concentrações dos radioelementos foram baixas. Observamos que as altas razões U/Th e U/K em conjunto com o modelo digital do terreno levam a crer que possa ter ocorrido lixiviação e deposição do urânio nas laterais do riacho que cruza a região.

Faixa VI (X=4700 a X=5000): localizada no extremo leste, esta faixa é um forte lineamento magnético de direção N-S ao sul e NW-SE ao norte, provavelmente seccionado por uma falha cisalhante sinistral com direção SW-NE, também observada na Faixa II e Faixa IV. Segundo Vieira (1983) as feições magnéticas lineares são associadas a zonas de fraqueza, preenchidas ou não por material magnético. Esses alinhamentos magnéticos, sejam eles falhas ou diques, podem sofrer deflexões, sugerindo falhas transversais ou mudança da encaixante. A gamaespectrometria foi muito baixa para as três concentrações, indicando que realmente tratam-se de rochas máficas, mapeada pela geologia de superfície como um solo massapê associado a gabros, serpentinitos e silexito. A forte anomalia magnética pode indicar uma possível mineralização de sulfetos metálicos, que estão associados a rochas máficas e ultra-máficas.

4.3.4 Integração dos Perfis Magnéticos e Radiométricos Terrestres

As Figuras 4.8, 4.9, 4.10 e 4.11 ilustram os perfis da contagem total, concentração de potássio e do campo magnético total das linhas L1, L3, L5 e L7, respectivamente. Circulamos as regiões dos perfis onde ocorrem mudanças significativas dos sinais em ambos os métodos. O objetivo é associar as anomalias magnéticas com as anomalias radiométricas, separando as rochas magnéticas de possível origem máfica (menor radioatividade, principalmente para o potássio) das rochas magnéticas de possível origem félsica (maior radioatividade, principalmente para o potássio). Esta associação é importante para a prospecção de níquel associado a rochas máficas, que foi o objetivo principal da CBPM para a realização dos trabalhos geológicos e geofísicos na região de detalhe.

As anomalias magnéticas de campo total observadas nos perfis podem ser positivas ou negativas, variando conforme a disposição do corpo (desconsiderando os efeitos de magnetização). A maioria dos corpos tridimensionais, para a latitude do levantamento, estão localizados grande parte no pico negativo. Já os corpos bidimensionais (que também podem indicar falhas ou fraturas) da região de estudo estão orientados, aproximadamente, paralelos ao eixo N-S magnético (NW-SE geográfico) e tendem a estar localizados no pico positivo.

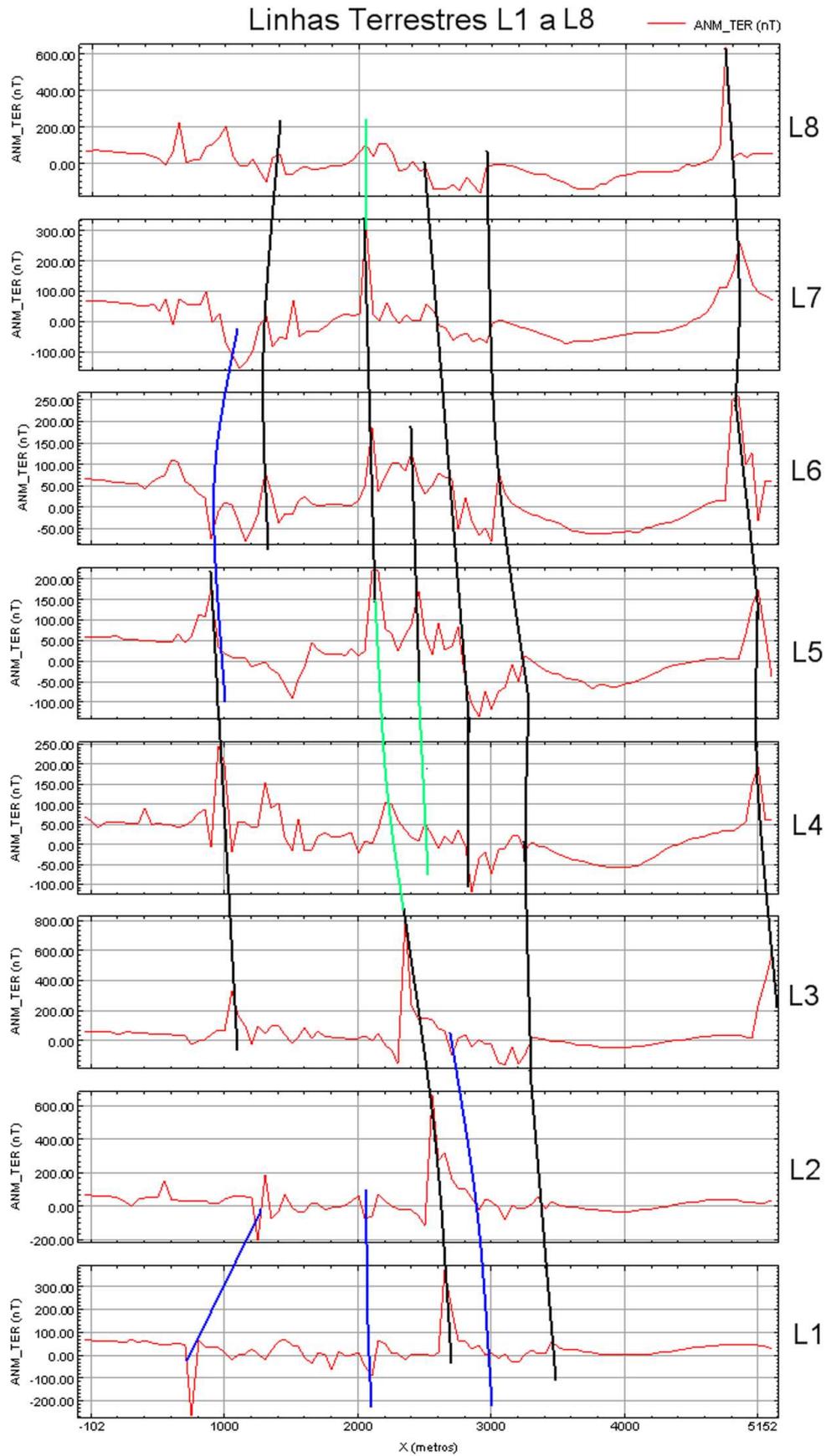


Figura 4.5: Interpretação em perfis de anomalias magnéticas residuais das linhas de medição L1 a L8 do levantamento terrestre.

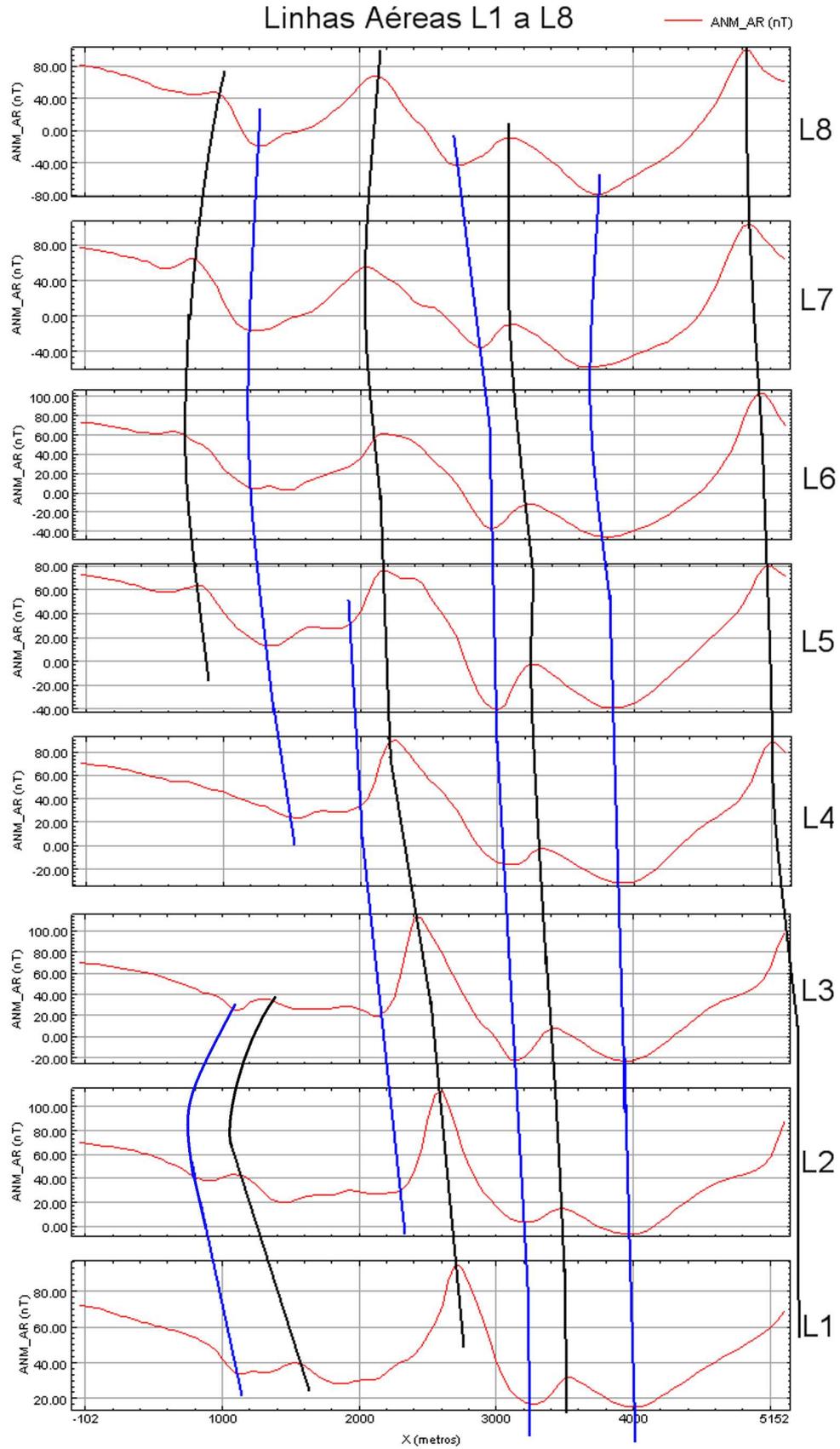


Figura 4.6: Interpretação em perfis de anomalias magnéticas residuais das linhas de medição L1 a L8 do levantamento aéreo.

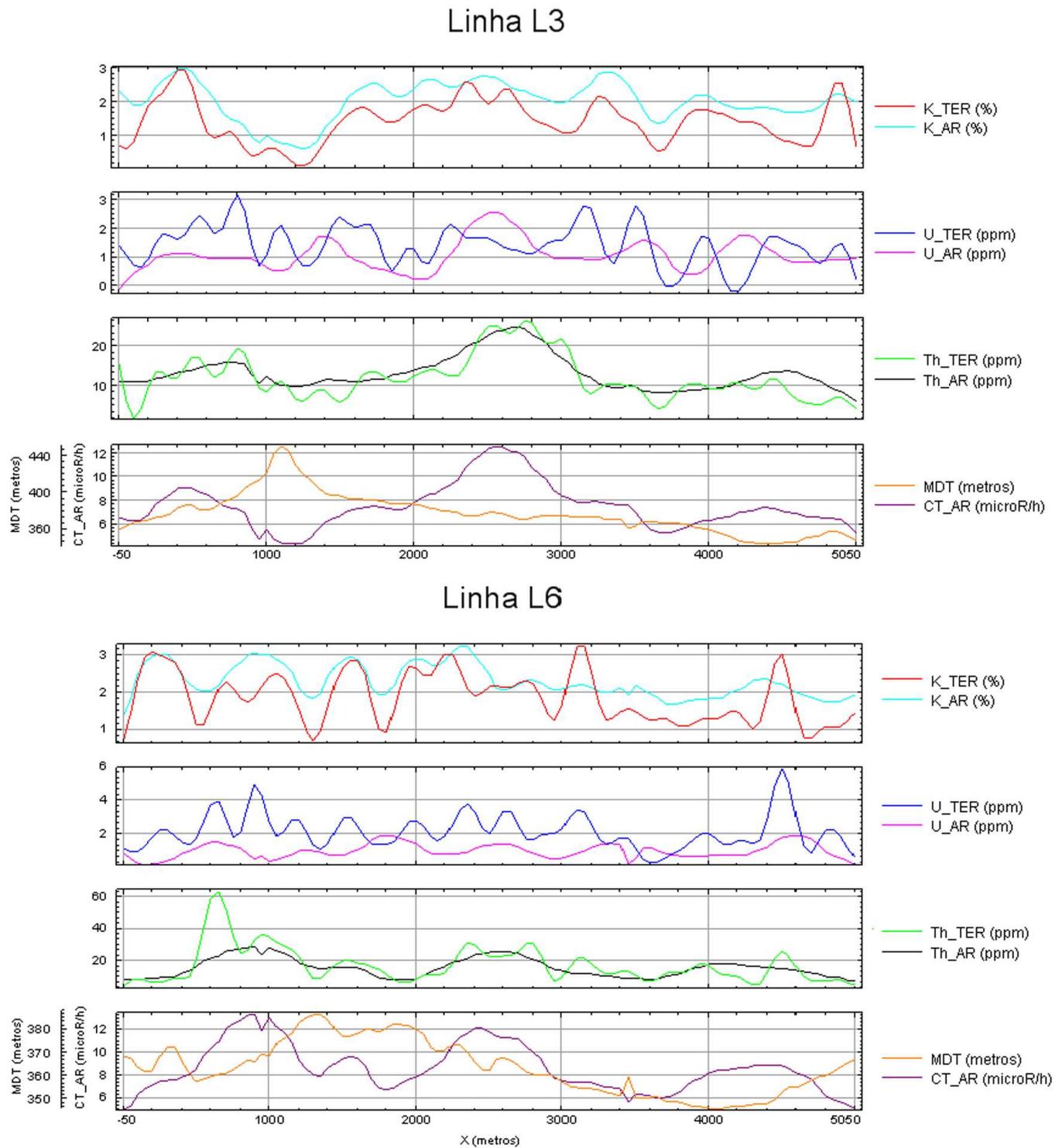


Figura 4.7: Perfis radiométricos das linhas L3 e L6.

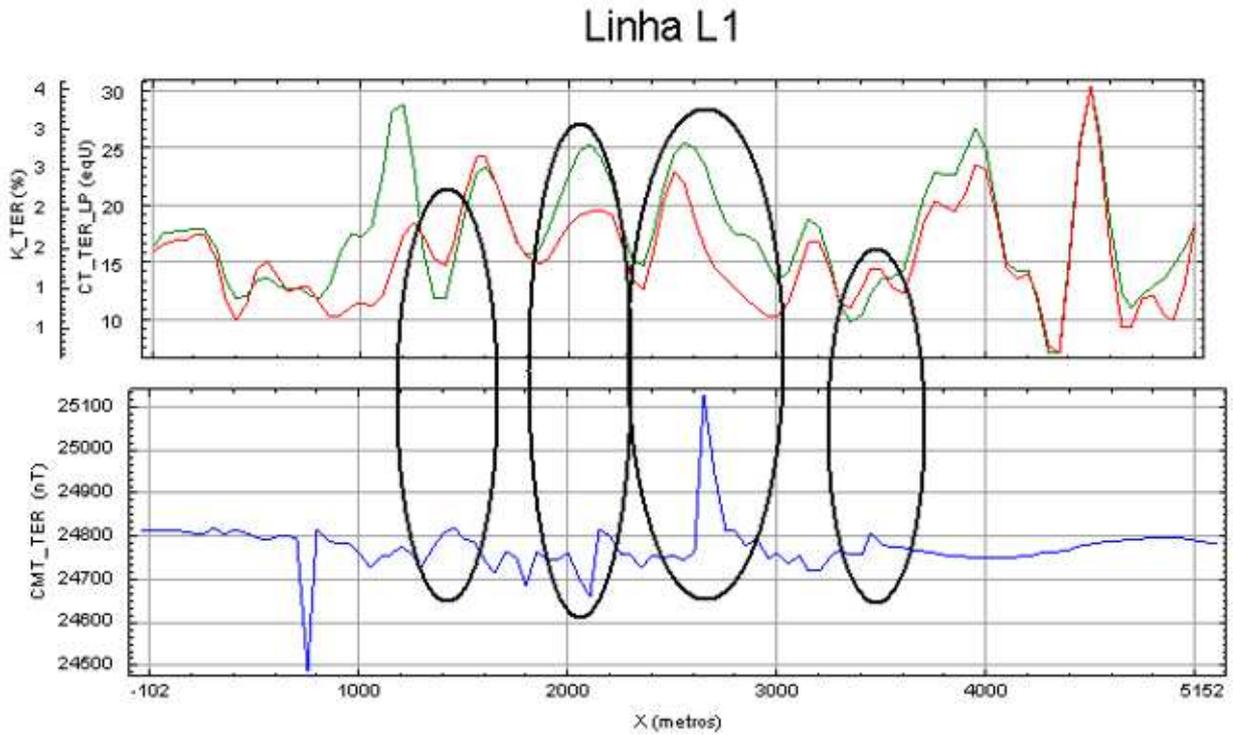


Figura 4.8: Integração dos perfis magnético e radiométrico da linha L1 do levantamento terrestre.

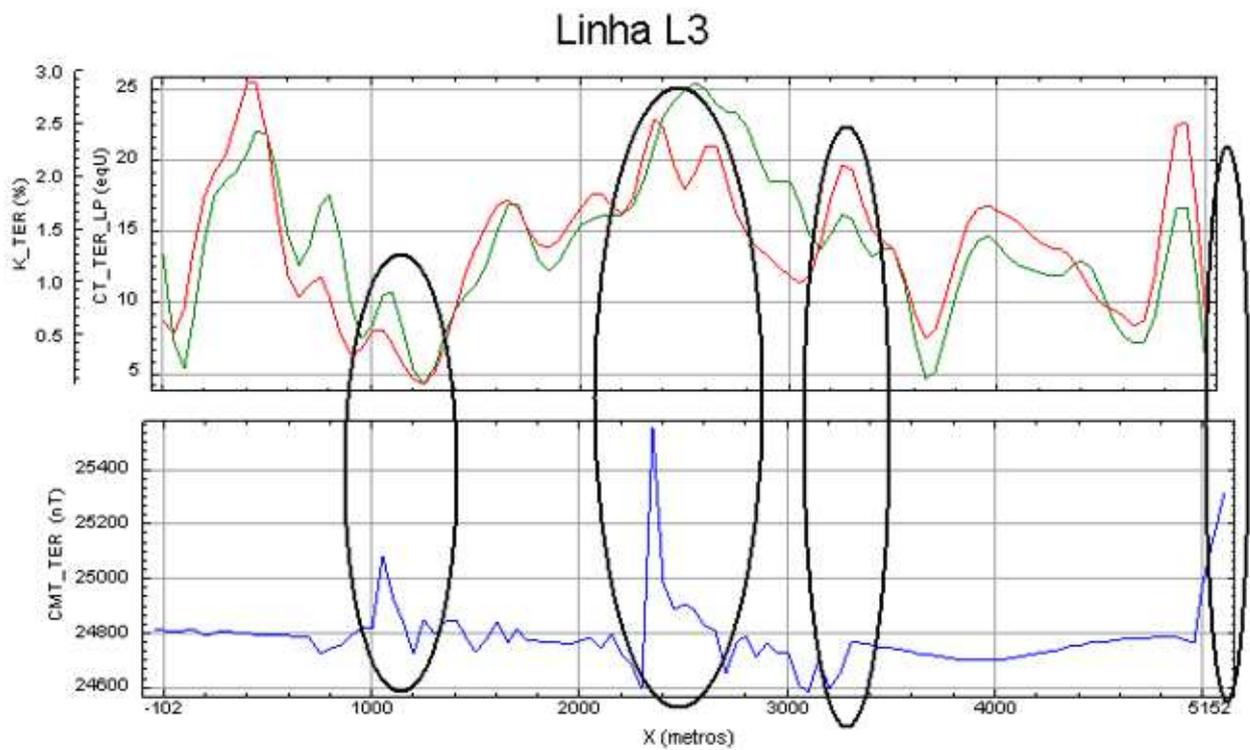


Figura 4.9: Integração dos perfis magnético e radiométrico da linha L3 do levantamento terrestre.

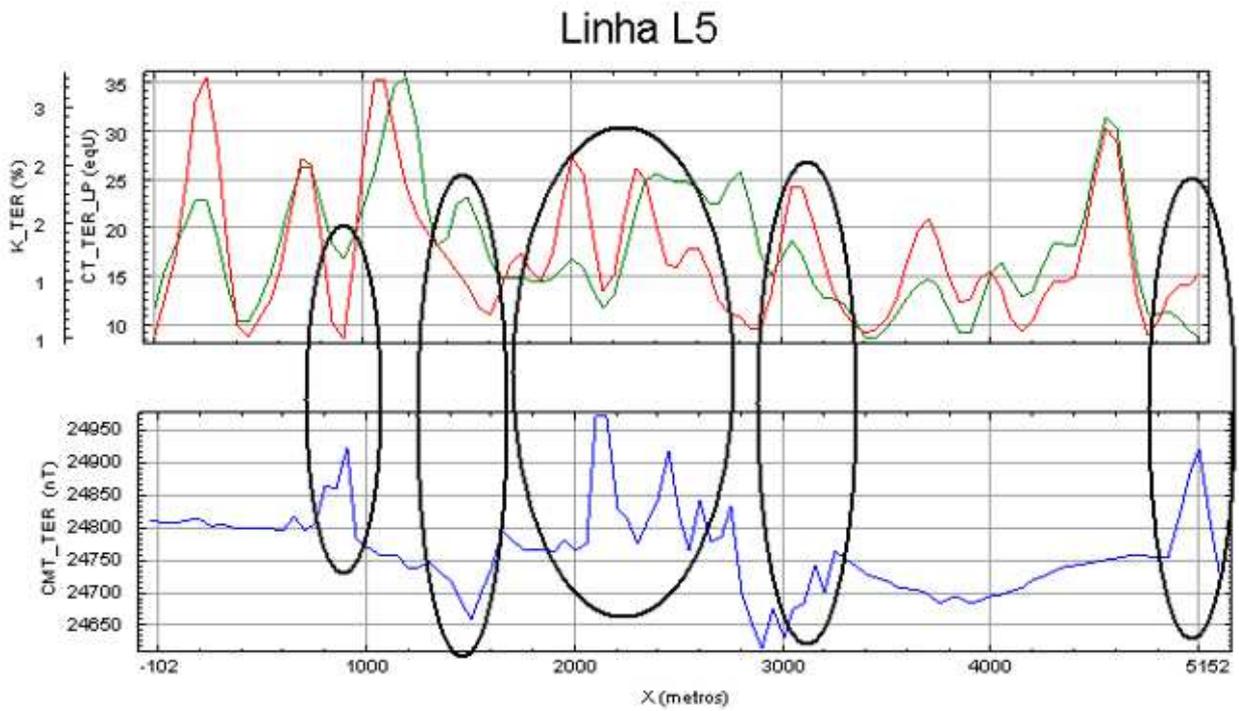


Figura 4.10: Integração dos perfis magnético e radiométrico da linha L5 do levantamento terrestre.

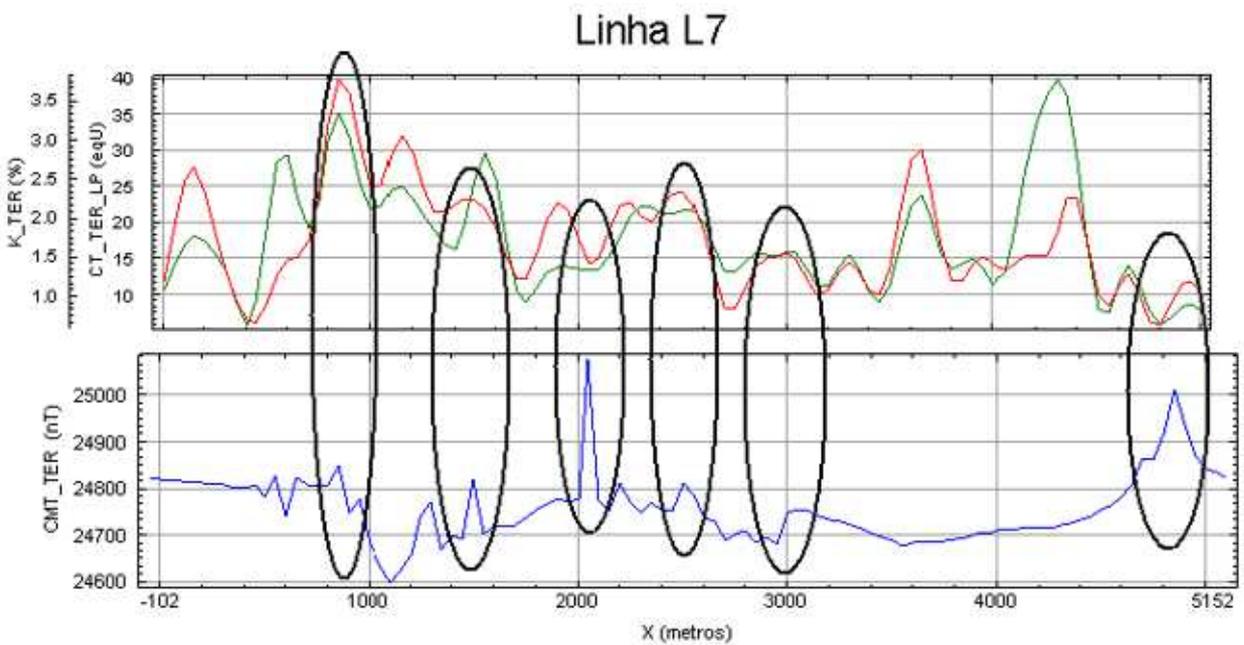


Figura 4.11: Integração dos perfis magnético e radiométrico da linha L7 do levantamento terrestre.

CAPÍTULO 5

Interpretação e Modelagem Quantitativa

A interpretação quantitativa teve por objetivo caracterizar as respostas geofísicas de maneira indireta através de Modelagens Matemáticas. Este procedimento consiste em obter um modelo matemático teórico que se aproxime de uma fonte geológica particular causadora de uma determinada anomalia geofísica. Chama-se de Modelagem Direta o processo de calcular uma resposta magnética para os parâmetros de uma fonte, enquanto que a Modelagem Inversa é o cálculo de um parâmetro, por exemplo, profundidade da fonte para a resposta magnética, assumindo que a fonte possui uma dada configuração a priori. Enquanto os Modelos Diretos têm uma única solução, os Modelos Inversos apresentam um número infinito delas, mesmo nas condições ideais de quantidade suficiente de dados coletados de forma precisa e livre de ruídos. Por isto, há sempre uma ambigüidade na Modelagem Matemática em dados geofísicos.

5.1 Modelagem Magnética

Realizamos a modelagem magnética para determinar a geometria e profundidade do topo de corpos anômalos. O modelo tridimensional utilizado foi o da esfera enterrada, responsável por representar a configuração do campo magnético (pólo positivo e negativo) semelhante a um dipolo magnetizado por indução em um meio homogêneo e isotrópico. O modelo bidimensional foi o do prisma horizontal de comprimento infinito e seção vertical poligonal, responsável por representar os diversos lineamentos magnéticos observados.

Antes de demonstrar os resultados obtidos, apresentaremos alguns conceitos básicos para a compreensão física dos modelos propostos.

Anomalias de Campo Total

Magnetômetros que medem o campo total são instrumentos geralmente escolhidos para levantamentos magnéticos aéreos e marinhos, sendo utilizados mais recentemente em levantamentos terrestres. Esses instrumentos desconsideram o vetor direção do campo, medindo somente a magnitude do Campo Magnético Total. A anomalia de campo total é calculada

através da medição da magnitude do campo total subtraindo a magnitude do campo regional, geralmente o campo IGRF apropriado para a data do levantamento.

Segundo Blakely (1996), temos que se \vec{T} representa o campo total em qualquer ponto, e \vec{F} é o campo regional desse mesmo ponto conforme é ilustrado na Figura 5.1. A anomalia de campo total é dada por:

$$\Delta T = |\vec{T}| - |\vec{F}|. \quad (5.1)$$

Seja $\Delta\vec{F}$ a representação da perturbação de \vec{F} devido a algumas fontes magnéticas anômalas. Então o campo total é dado por:

$$\vec{T} = \vec{F} + \Delta\vec{F}. \quad (5.2)$$

A anomalia de campo total não é equivalente a magnitude do campo anômalo, pois:

$$\Delta T = |\vec{F} + \Delta\vec{F}| - |\vec{F}|, \quad (5.3)$$

$$\Delta T \neq |\Delta\vec{F}|. \quad (5.4)$$

O ideal seria conhecer todas as três componentes de $\Delta\vec{F}$, ou pelo menos uma simples componente para entender a fonte da anomalia.

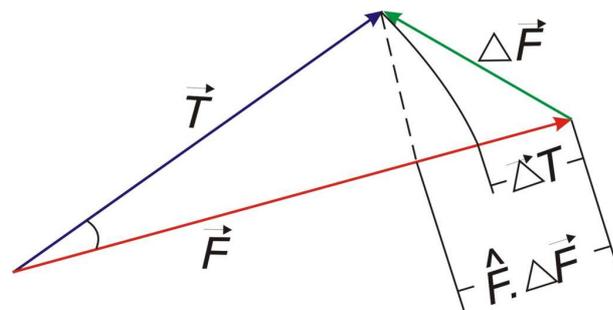


Figura 5.1: Representação dos vetores de uma anomalia de campo total.

Duas condições devem ser satisfeitas durante o estudo das anomalias do campo magnético. A primeira é considerar a anomalia de campo total muito pequena comparada ao campo regional, ou seja $|\vec{F}| \gg |\Delta\vec{F}|$, então:

$$\begin{aligned} \Delta T &= |\vec{F} + \Delta\vec{F}| - |\vec{F}|, \\ &= (\vec{F} \cdot \vec{F} + 2\vec{F} \cdot \Delta\vec{F} + \Delta\vec{F} \cdot \Delta\vec{F})^{\frac{1}{2}} - |\vec{F}|. \end{aligned}$$

Como $\Delta\vec{F} \cdot \Delta\vec{F} \ll \vec{F} \cdot \vec{F}$, obtemos:

$$\Delta T \approx (\vec{F} \cdot \vec{F} + 2\vec{F} \cdot \Delta\vec{F})^{\frac{1}{2}} - |\vec{F}|.$$

Expandindo em Série de Taylor obtemos:

$$\Delta T \approx (\vec{F} \cdot \vec{F})^{\frac{1}{2}} + (1/2)(2)(\vec{F} \cdot \vec{F})^{-(\frac{1}{2})}(\vec{F} \cdot \Delta\vec{F}) - |\vec{F}|,$$

$$\Delta T \approx \frac{\vec{F} \cdot \Delta\vec{F}}{|\vec{F}|}.$$

E portanto:

$$\Delta T = \hat{F} \cdot \Delta\vec{F}. \quad (5.5)$$

A equação 5.5 é a projeção de $\Delta\vec{F}$ em \vec{F} , e \hat{F} é o versor de \vec{F} . Por isto, se o campo regional \vec{F} for muito maior que o campo perturbado $\Delta\vec{F}$, então a anomalia de campo total ΔT é aproximadamente igual à componente do campo produzido pela fonte de anomalia magnética na direção do campo regional. As anomalias magnéticas crustais possuem uma magnitude entre poucos nT e raramente excedem 5000 nT. Sendo assim, a condição de $|\vec{F}| \gg |\Delta\vec{F}|$ é naturalmente encontrada em levantamentos magnéticos.

A segunda condição requer que ΔT satisfaça à equação de Laplace e seja harmônica nas dimensões do levantamento. Como pode se ver na equação 5.1, a anomalia do campo é pequena se comparada ao campo total,

$$\nabla^2 \Delta T = \nabla^2 (\hat{F} \cdot \Delta\vec{F}). \quad (5.6)$$

Além disso, considerando a direção do campo regional sendo aproximadamente constante na direção do levantamento, então \hat{F} é constante e:

$$\nabla^2 \Delta T = \hat{F} \cdot \nabla^2 \Delta\vec{F}. \quad (5.7)$$

Sendo cada componente de $\Delta\vec{F}$ harmônico, então $\nabla^2 \Delta T$ em si, é harmônico.

Conclusão: em levantamentos magnéticos regionais ou locais, são válidas duas condições:

1. A anomalia de campo total, em algum ponto, deve ser aproximadamente igual à componente da anomalia do campo na direção do campo regional se a anomalia de campo for muito menor em relação ao campo regional.

2. Sendo a anomalia de campo total um campo potencial, então ela satisfaz a equação de Laplace se a direção do campo regional for constante dentro das dimensões do levantamento.

Distribuição de Cargas Magnéticas Superficiais

Um pequeno elemento de material magnético de volume dv_0 em $Q(x_0, y_0, z_0)$ com magnetização \vec{M} pode ser considerado como um dipolo elementar $\vec{m} = \vec{M}dv_0$. O Potencial observado no ponto $P(x, y, z)$ é dado, segundo Blakely (1996):

$$V(P) = -C_m \vec{M} \cdot \nabla \frac{1}{|\vec{r}|} dv_0, \quad (5.8)$$

onde: $|\vec{r}| = \sqrt{(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z - z_0)^2}$ é a distância de $P(x, y, z)$ ao dipolo $Q(x_0, y_0, z_0)$ de volume dv_0 .

A magnetização \vec{M} é uma função da posição, e tanto sua direção quanto sua magnitude podem variar ponto a ponto, isso é $\vec{M} = \vec{M}(x_0, y_0, z_0)$. C_m é uma constante de proporcionalidade que difere em magnitude e em dimensão entre os dois sistemas: em *emu*, $C_m = 1$ e é adimensional, e no SI, $C_m = \frac{\mu_0}{4\pi} = 10^{-7} \text{henry.metro}^{-1}$.

Integrando a equação em todos os elementos de volume e observando que $\nabla(1/|\vec{r}|) = -\nabla_0(1/|\vec{r}|)$ resulta no Potencial de distribuição de magnetização, ou Potencial Magnético:

$$V(P) = C_m \int_{v_0} \vec{M}(x_0, y_0, z_0) \cdot \nabla_0 \left(\frac{1}{|\vec{r}|} \right) dv_0.$$

Aplicando o vetor identidade $\nabla_0 \cdot (\phi \vec{A}) = \nabla_0 \phi \cdot \vec{A} + \phi \nabla_0 \cdot \vec{A}$ obtemos:

$$V(P) = C_m \int_{v_0} \nabla_0 \cdot \left(\frac{\vec{M}(x_0, y_0, z_0) \cdot \hat{n}}{|\vec{r}|} \right) dv_0 - C_m \int_{v_0} \frac{\nabla_0 \cdot \vec{M}(x_0, y_0, z_0)}{|\vec{r}|} dv_0.$$

Aplicando o Teorema da divergência $\int_S \vec{A} \cdot \hat{n} dS = \int_v \nabla \cdot \vec{A} dv$ na primeira igualdade:

$$V(P) = C_m \int_{S_0} \frac{\vec{M}(x_0, y_0, z_0) \cdot \hat{n}}{|\vec{r}|} dS_0 - C_m \int_{v_0} \frac{\nabla_0 \cdot \vec{M}(x_0, y_0, z_0)}{|\vec{r}|} dv_0.$$

Quando o corpo é uniformemente magnetizado, o segundo termo da equação se anula, e o Potencial Magnético é dado por:

$$V(P) = C_m \int_{S_0} \frac{\vec{M}(x_0, y_0, z_0) \cdot \hat{n}}{|\vec{r}|} dS_0. \quad (5.9)$$

O Campo de Indução Magnética é dado por:

$$\begin{aligned}\vec{B} &= -\nabla V, \\ &= C_m \int_S \frac{(\vec{M}(x_0, y_0, z_0) \cdot \hat{n} dS_0) \vec{r}}{|\vec{r}|^3}.\end{aligned}\quad (5.10)$$

Concluimos que se o corpo é uniformemente magnetizado, ele pode ser completamente representado pela distribuição de cargas magnéticas na sua superfície. Apesar desse conceito não existir fisicamente, ele é uma aproximação aceitável. Foi através dele que os modelos 2D foram desenvolvidos neste trabalho.

5.1.1 Modelo Tridimensional: Esfera Enterrada Permeável em um Campo Indutor Uniforme

O Campo magnético de uma esfera uniformemente magnetizada é igual ao campo de um dipolo localizado no centro da esfera e dado por (Sampaio, 2003):

$$\vec{B} = -\nabla V = -C_m \nabla \frac{\vec{m}_m \cdot \vec{r}}{|\vec{r}|^3}, \quad (5.11)$$

onde: $|\vec{r}| = |\vec{r} - \vec{r}_0|$ é a distância do ponto de medição ao centro da esfera de momento magnético $\vec{m}_m = \vec{M}v$, \vec{M} é sua magnetização e $v = \frac{4\pi R^3}{3}$ é seu volume para um dado raio R .

Para calcular o componente total do campo (ΔT), mudamos o operador ∇ para uma derivada parcial na direção t :

$$\frac{\partial}{\partial t} = L \frac{\partial}{\partial x} + M \frac{\partial}{\partial y} + N \frac{\partial}{\partial z},$$

onde L , M e N são os cossenos diretores respectivamente nas direções x , y e z , que dependem da declinação e inclinação magnética do campo ambiente e da esfera magnetizada e podem ser diferentes caso possua magnetização remanente.

5.1.2 Resultados Obtidos com a Modelagem Tridimensional para o Levantamento Terrestre

Aplicamos os algoritmos propostos por Sampaio (2007) para calcular o campo magnético de uma esfera magnetizada por indução, que é o modelo tridimensional mais simples para representar anomalias dipolares, conforme definimos como Núcleos Magnéticos na seção 4.2.1. O modelo da esfera ilustrada na Figura 5.2 (a), possui os seguintes parâmetros: raio $R=100$ m, susceptibilidade $\chi=0,08$ (SI), coordenadas $X=300$, $Y=300$, $Z=300$ e campo magnético

ambiente de inclinação $I=-24,7^\circ$, declinação $D=-22,6^\circ$ e magnitude $C_{amb} = 24800$ nT. Comparamos a configuração de seu campo total com campos dos núcleos magnéticos NM-4, NM-6 e NM-10 ilustrados nas Figuras 5.2 (b), (c) e (d), respectivamente. Obtemos algumas conclusões importantes a respeito do modelo da esfera:

(i) A configuração dos pólos positivo e negativo da esfera teórica mostram que a esfera tende a ficar localizada no pólo negativo;

(ii) A distância entre os pólos é de aproximadamente 200 m, que é exatamente a profundidade do topo da esfera. A distância entre os pólos magnéticos do NM-4 é de aproximadamente 300 m, portanto, associando esta anomalia com uma esfera, a sua profundidade deve ser aproximadamente 300 m;

(iii) O eixo entre os pólos positivos e negativos da esfera teórica e do NM-4 tende a ser paralelo ao eixo N-S magnético, que é aproximadamente 22° W em relação ao N-S geográfica;

(iv) O NM-6 possui intensidade menor do do NM-4 e o eixo entre os pólos está mais inclinado em relação ao N-S geográfico (aproximadamente 45° W), indicando que possa haver alguma magnetização remanente. A distância entre os pólos é cerca de 350 m, portanto, associando este dipolo a uma esfera, a profundidade do topo é cerca de 350 m. Devido a este corpo estar mais profundo, o seu campo magnético é menor do que o NM-4, cujo topo deve estar a cerca de 300 m (considerando que ambos possuem a mesma susceptibilidade);

(vi) O NM-10, dentre os três núcleos analisados, é o que menos se aproxima de uma esfera. Os contornos do seu campo magnético são menores e discretos, tendendo a ficar localizado ao redor dos pólos positivo e negativo. A distância entre os pólos é de 380 m aproximadamente e, assim como o NM-6, o ângulo entre o eixo dos pólos é cerca de 45° W em relação ao N-S geográfico, indicando que este corpo possui magnetização remanente.

Obviamente, o modelo da esfera é um modelo matemático que jamais ocorrerá na natureza. Os modelos magnéticos teóricos são úteis como primeira análise e estimativa da profundidade do topo dos corpos anômalos. Os núcleos magnéticos estudados portanto devem ser associados a diferentes formas tridimensionais para uma análise mais precisa. Por exemplo, Sampaio (1991) calcula anomalias magnéticas devido a semi-retas inclinadas uniformemente magnetizadas, servindo como análise direta e rápida com campos magnéticos de corpos geológicos tipo “*ring dikes*”, chaminés, kimberlitos e outros equivalentes.

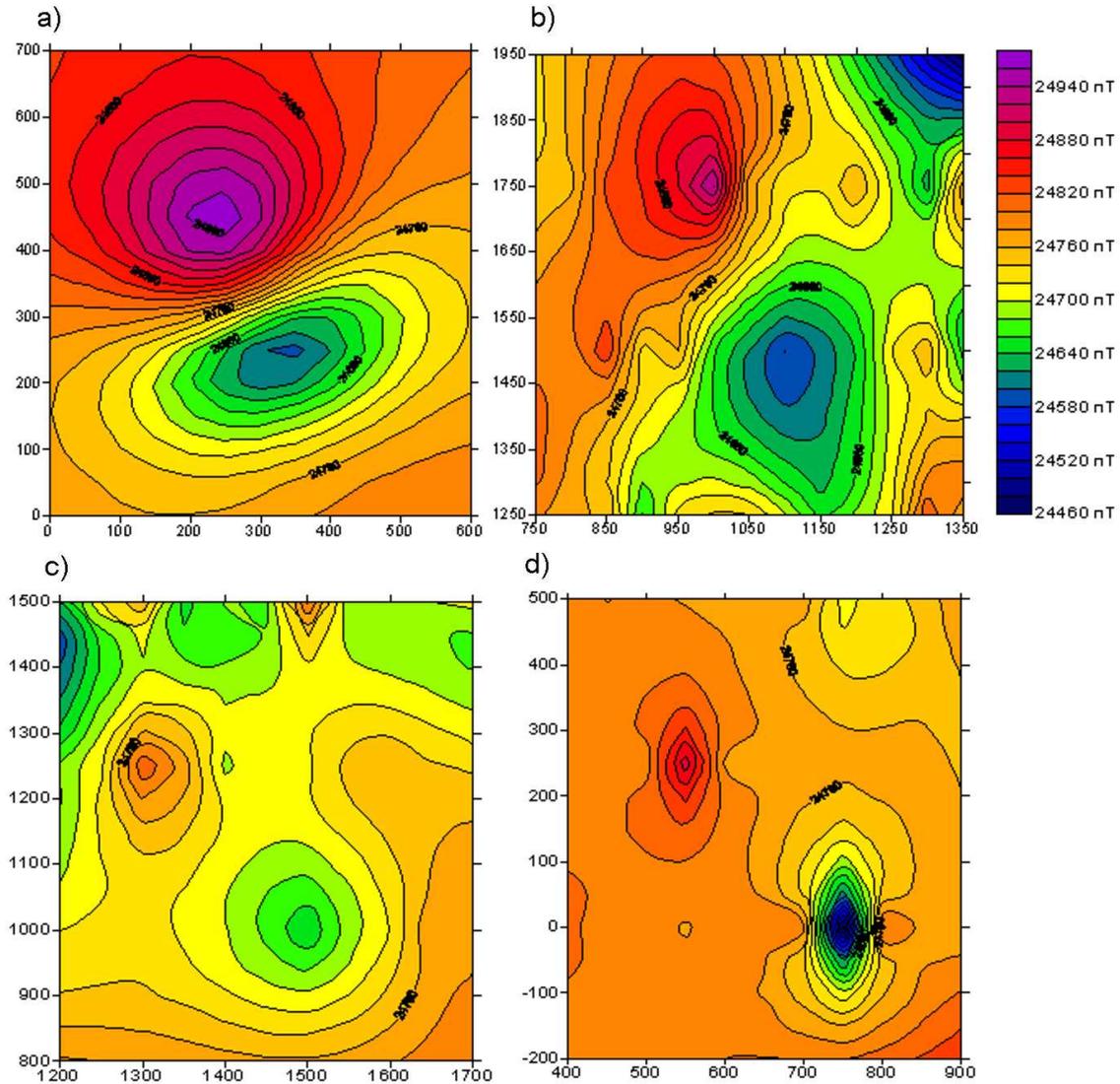


Figura 5.2: (a) anomalia de campo total causada por uma esfera magnetizada por indução; (b), (c) e (d) dipolos magnéticos referentes aos NM-4, NM-6 e NM-10, respectivamente.

5.1.3 Modelo Bidimensional: Prisma Horizontal de Comprimento Infinito e Seção Vertical Poligonal

Utilizando o conceito de cargas magnéticas na superfície é possível desenvolver um algoritmo para modelar corpos bidimensionais. As estruturas geológicas são frequentemente mais longas do que largas. Zonas de fraturas, falhas, diques, zonas rifteadas, por exemplo, são normalmente linearizadas em uma direção horizontal particular e, portanto, as anomalias magnéticas produzem feições lineares. É possível que as fontes magnéticas sejam completamente invariantes na direção paralela à direção linear. Se o eixo y é diretamente paralelo à direção invariante, deixando apenas as dimensões x e z como determinantes, o corpo é dito

bidimensional. Seguindo os conceitos e cálculos desenvolvidos por Blakely (1996), podemos encontrar o campo causado por um prisma horizontal de N lados com eixo infinito e seção vertical poligonal.

Sabendo que o campo magnético de um corpo uniformemente magnetizado é dado pela equação 5.10, vamos considerar em um plano, uma faixa horizontal com magnetização \vec{M} , de tamanho infinito na direção $+y$ e $-y$, e estendendo-se de (x_1, z') até (x_2, z') conforme ilustrado na Figura 5.1.3. Um elemento dx da faixa penetra no plano x, z em (x', z') e é equivalente a uma linha de cargas magnéticas paralela ao eixo y . A atração magnética observada na origem é dada por:

$$\vec{B} = 2C_m \vec{m} \frac{\hat{r}}{|\vec{r}|^3} = 2C_m \vec{m} \frac{x' \hat{i} + z' \hat{k}}{x'^2 + z'^2}. \quad (5.12)$$

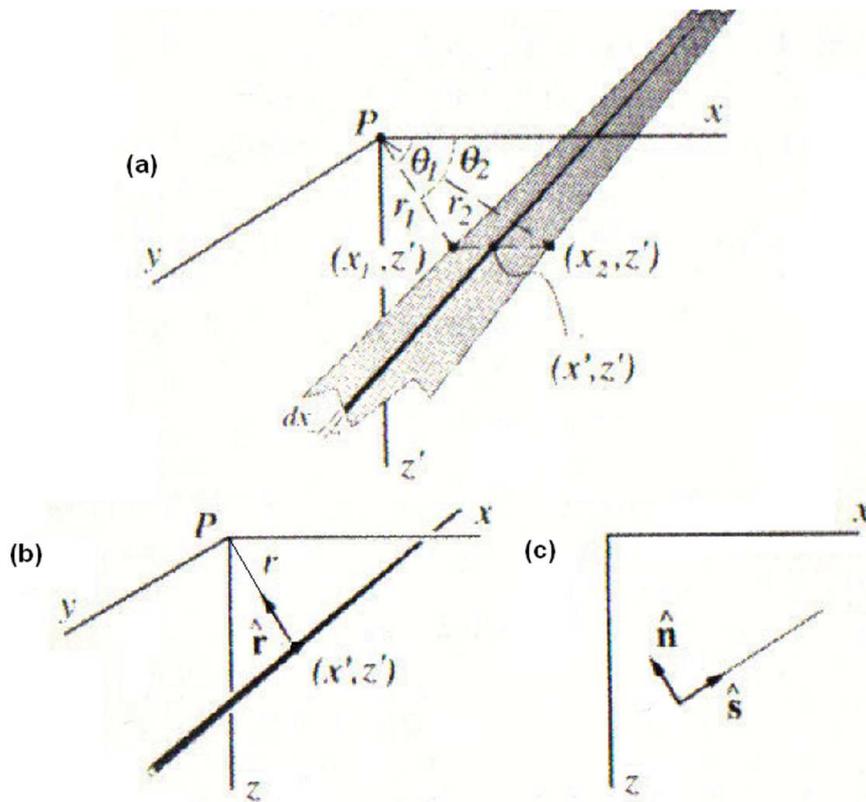


Figura 5.3: (a) Placa horizontal de cargas magnéticas estendendo-se paralelamente ao eixo y entre (x_1, z') e (x_2, z') . (b) Linha de cargas magnéticas paralela ao eixo y e cruzando o plano x, z em (x', z') . (c) Linha de cargas magnéticas em um novo sistema de coordenadas (Blakely, 1996).

A atração magnética de uma placa horizontal é encontrada fazendo o módulo do momento de dipolo por unidade de área $|\vec{m}| = -(\vec{M} \cdot \hat{n}) dx$ na equação 5.12 e integrando em x (Blakely, 1996):

$$\vec{B} = -2C_m(\vec{M} \cdot \hat{n}) \int_{x_1}^{x_2} \frac{x'\hat{i} + z'\hat{k}}{x'^2 + z'^2} dx',$$

$$\vec{B} = -2C_m(\vec{M} \cdot \hat{n}) \left[\int_{x_1}^{x_2} \frac{x'\hat{i}}{x'^2 + z'^2} dx' + \int_{x_1}^{x_2} \frac{z'\hat{k}}{x'^2 + z'^2} dx' \right],$$

$$\vec{B} = -2C_m(\vec{M} \cdot \hat{n}) \left[\log\left(\frac{r_2}{r_1}\right) \hat{i} + (\theta_1 - \theta_2) \hat{k} \right]. \quad (5.13)$$

Podemos representar a equação 5.13 em função das componentes do campo x e z :

$$B_x = -2C_m(\vec{M} \cdot \hat{n}) \log\left(\frac{r_2}{r_1}\right), \quad (5.14)$$

$$B_z = -2C_m(\vec{M} \cdot \hat{n})(\theta_1 - \theta_2). \quad (5.15)$$

Nas equações 5.14 e 5.15, $r_1 = \sqrt{(x_1 - x_0)^2 + (z_1 - z_0)^2}$ e $r_2 = \sqrt{(x_2 - x_0)^2 + (z_2 - z_0)^2}$ são as distâncias de $P(x_0, y_0)$ às bordas 1 e 2 respectivamente; $\theta_1 = \arctang\left(\frac{z_1 - z_0}{x_1 - x_0}\right)$ e $\theta_2 = \arctang\left(\frac{z_2 - z_0}{x_2 - x_0}\right)$ são os ângulos entre o eixo x e as linhas que conectam as bordas 1 e 2, respectivamente. Esta equação é a atração magnética de uma faixa de cargas magnéticas superficiais.

Generalizando para qualquer faixa, rotacionamos a faixa original de uma forma arbitrária e definimos dois vetores \hat{n} e \hat{s} que são os vetores normais e paralelos à faixa, respectivamente. O vetor \hat{s} é sempre paralelo à faixa da borda 1 à borda 2. O vetor \hat{n} é sempre normal a faixa e tem direção horária. Note que $\hat{n}_x = \hat{s}_z$ e $\hat{n}_z = -\hat{s}_x$. As componentes da atração magnética nas direções \hat{s} e \hat{n} são:

$$B_s = -2C_m(\vec{M} \cdot \hat{n}) \log\frac{r_2}{r_1},$$

$$B_n = 2C_m(\vec{M} \cdot \hat{n})(\theta_1 - \theta_2).$$

A componente x é dada por:

$$B_x = \vec{B} \cdot \hat{i},$$

$$B_x = \hat{s}_x B_s + \hat{n}_x B_n = \hat{s}_x B_s + \hat{s}_z B_n,$$

$$B_x = -2C_m(\vec{M} \cdot \hat{n}) \left[\hat{s}_x \log \left(\frac{r_2}{r_1} \right) - \hat{s}_z(\theta_1 - \theta_2) \right]. \quad (5.16)$$

A componente z é dada por:

$$B_z = \vec{B} \hat{k},$$

$$B_z = \hat{s}_z B_s + \hat{n}_z B_n = \hat{s}_z B_s - s_x \vec{B}_n,$$

$$B_z = -2C_m(\vec{M} \cdot \hat{n}) \left[\hat{s}_z \log \left(\frac{r_2}{r_1} \right) + \hat{s}_x(\theta_1 - \theta_2) \right]. \quad (5.17)$$

Sejam $\vec{M} = M(\hat{M}_x \hat{i} + \hat{M}_y \hat{j} + \hat{M}_z \hat{k})$ e $\hat{n} = (1/n)(\hat{n}_x \hat{i} + \hat{n}_y \hat{j} + \hat{n}_z \hat{k})$. Como o eixo y é infinito, os componentes nesta direção são zerados. Substituindo \vec{M} e \hat{n} na equação 5.16, temos:

$$B_x = -2C_m [M(\hat{M}_x \hat{i} + \hat{M}_z \hat{k}) \cdot (\hat{n}_x \hat{i} + \hat{n}_z \hat{k})] \left[\hat{s}_x \log \left(\frac{r_2}{r_1} \right) - \hat{s}_z(\theta_1 - \theta_2) \right].$$

Sejam $\hat{M}_x = M_x \hat{i}/|M|$, $\hat{M}_z = M_z \hat{k}/|M|$ e $\hat{n}_x \hat{i} = \hat{s}_z \hat{i} = s_z \hat{i}/|s|$, $\hat{n}_z = -\hat{s}_x \hat{k} = -s_x \hat{k}/|s|$:

$$B_x = -2C_m \left[M_x \left(\frac{s_z}{|s|} \right) \hat{i} - M_z \left(\frac{s_x}{|s|} \right) \hat{k} \right] \left[\hat{s}_x \log \left(\frac{r_2}{r_1} \right) - \hat{s}_z(\theta_1 - \theta_2) \right]. \quad (5.18)$$

Como \hat{s} é sempre paralelo às bordas 1 e 2, a distância do ponto (x_1, z_1) ao ponto (x_2, z_2) é: $s = s_x \hat{i} + s_z \hat{k}$, ou $s_x = (x_2 - x_1)$ e $s_z = (z_2 - z_1)$. Portanto, $|s| = \sqrt{(x_2 - x_1)^2 + (z_2 - z_1)^2}$. Substituindo na equação 5.18:

$$B_x = -2C_m \left[M_x \left(\frac{(z_2 - z_1)}{|s|} \right) - M_z \left(\frac{(x_2 - x_1)}{|s|} \right) \right] \left[\hat{s}_x \log \left(\frac{r_2}{r_1} \right) - \hat{s}_z(\theta_1 - \theta_2) \right],$$

$$B_x = -2C_m M_x \left[\frac{(z_2 - z_1)}{|s|} \right] \left(\frac{(x_2 - x_1)}{|s|} \log \left(\frac{r_2}{r_1} \right) - \frac{(z_2 - z_1)}{|s|}(\theta_1 - \theta_2) \right) + 2C_m M_z \left[\frac{(x_2 - x_1)}{|s|} \right] \left(\frac{(x_2 - x_1)}{|s|} \log \left(\frac{r_2}{r_1} \right) - \frac{(z_2 - z_1)}{|s|}(\theta_1 - \theta_2) \right),$$

$$B_x = 2C_m M_x \left[\frac{(z_2 - z_1)^2}{|s|^2} (\theta_1 - \theta_2) - \frac{(z_2 - z_1)(x_2 - x_1)}{|s|^2} \log \left(\frac{r_2}{r_1} \right) \right] +$$

$$2C_m M_z \left[\frac{(x_2 - x_1)^2}{|s|^2} \log \left(\frac{r_2}{r_1} \right) - \frac{(x_2 - x_1)(z_2 - z_1)}{|s|^2} (\theta_1 - \theta_2) \right].$$

Que resulta em:

$$B_x = 2C_m M_x \left[\frac{1}{|s|^2} \left((z_2 - z_1)^2 (\theta_1 - \theta_2) - (z_2 - z_1)(x_2 - x_1) \log \left(\frac{r_2}{r_1} \right) \right) \right] +$$

$$2C_m M_z \left[\frac{1}{|s|^2} \left((x_2 - x_1)^2 \log \left(\frac{r_2}{r_1} \right) - (x_2 - x_1)(z_2 - z_1) (\theta_1 - \theta_2) \right) \right]. \quad (5.19)$$

O mesmo processo pode ser feito para a equação 5.17, resultando em:

$$B_z = -2C_m M_x \left[\frac{1}{|s|^2} \left((z_2 - z_1)^2 \log \left(\frac{r_2}{r_1} \right) + (z_2 - z_1)(x_2 - x_1) (\theta_1 - \theta_2) \right) \right] +$$

$$2C_m M_z \left[\frac{1}{|s|^2} \left((x_2 - x_1)(z_2 - z_1) \log \left(\frac{r_2}{r_1} \right) + (x_2 - x_1)^2 (\theta_1 - \theta_2) \right) \right]. \quad (5.20)$$

Podemos estender o raciocínio N vezes para calcular a atração magnética de um prisma de N lados, conforme ilustra a Figura 5.4:

$$\vec{B} = \sum_{i=1}^N (B_{ix} \hat{i} + B_{iz} \hat{k}). \quad (5.21)$$

onde B_{ix} e B_{iz} são as componentes x e z de \vec{B} devido ao i -ésimo lado do prisma.

Por fim, a anomalia de campo total pode ser encontrada substituindo a equação 5.21 na equação 5.6:

$$\Delta T = \sum_{i=1}^N (\hat{F}_x B_{ix} + \hat{F}_z B_{iz}). \quad (5.22)$$

onde \hat{F}_x e \hat{F}_z são os versores x e z do campo magnético ambiente sem perturbação.

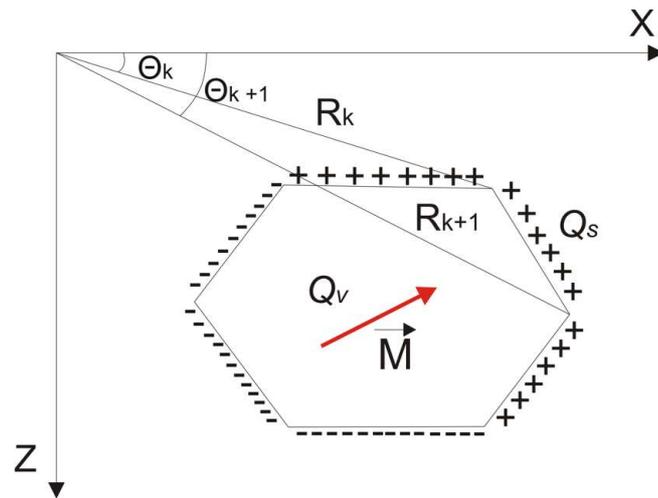


Figura 5.4: Configuração magnética de um prisma de comprimento infinito, seção vertical poligonal e magnetizado uniformemente segundo o conceito de distribuição de cargas magnéticas superficiais.

Como os lineamentos observados nos mapas magnéticos estudados estão aproximadamente paralelos ao norte magnético, a configuração do campo magnético de um prisma de comprimento infinito, seção vertical poligonal e magnetizado uniformemente por indução em um campo ambiente com Inclinação $I \sim -24^\circ$ e Declinação $D \sim -22^\circ 30'$ pode ser ilustrado conforme a Figura 5.5.

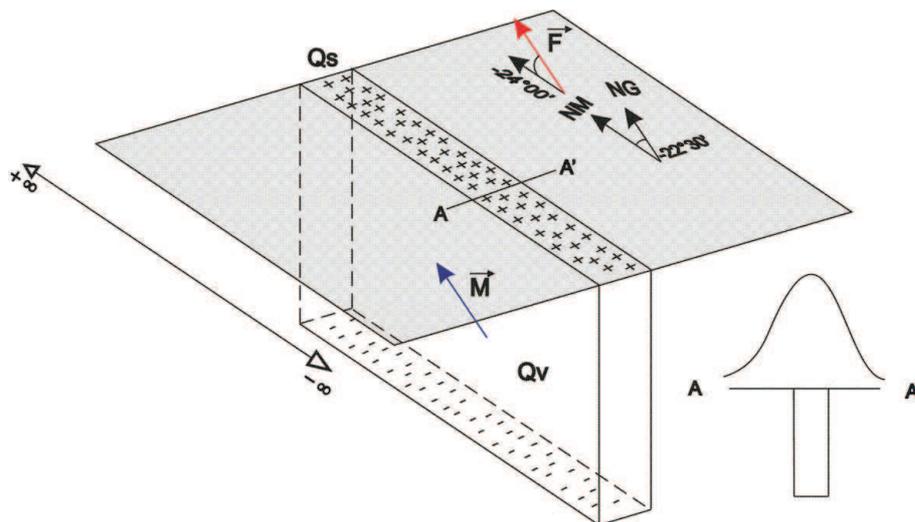


Figura 5.5: Configuração magnética de um prisma de comprimento infinito, seção vertical poligonal e magnetizado uniformemente segundo o conceito de distribuição de cargas magnéticas superficiais conforme podemos esperar na região de estudo.

Base Computacional do GM-SYS

Realizamos a modelagem magnética quantitativa com o programa GM-SYS da NGA (2004). O GM-SYS é um programa que utiliza um modelo bidimensional para os cálculos magnéticos e gravimétricos: cada unidade estrutural ou bloco se estende infinitamente na direção perpendicular ao perfil. A base computacional do GM-SYS utiliza os métodos usados para calcular a resposta do modelo magnético e gravimétrico baseados nos métodos de Talwani *et. al* (1959), e Talwani e Heirtzler (1964), e utiliza os algoritmos descritos em Won e Bevis (1987). A inversão utiliza os algoritmos de inversão de Marquardt (1963) para linearizar os cálculos através de mínimos quadrados.

5.1.4 Resultados Obtidos com a Modelagem Bidimensional para os Levantamentos Aéreo e Terrestre

Para realizar a modelagem, primeiramente subtraímos os dados do campo magnético total em ambos os levantamentos por um *Datum* de 24750 nT, definido com base na média da variação diurna terrestre (~ 24700 nT) e do campo IGRF (~ 24800 nT). Logo após, geramos mapas de contorno de Isoanomalias Magnéticas em nanotesla para ambos os levantamentos. Por fim, traçamos perfis diretamente acima dos mapas, cruzando perpendicularmente os lineamentos magnéticos interpretados no Capítulo 4. Estes perfis foram então deslocados para a plataforma do GM-SYS, onde puderam ser modelados. O campo magnético regional foi definido para ambos os levantamentos com base nas coordenadas geográficas, altura do detector acima do nível do mar e a data média da aquisição, resultando em uma magnitude de 24850 nT, inclinação de -23° e declinação de -22° para os perfis magnéticos aéreos e intensidade de 24816 nT, inclinação de -24° e declinação de -23° para os perfis magnéticos terrestres.

A Figura 5.6 representa a localização dos perfis aéreos A1, A2, A3 e A4 traçados no mapa de Isoanomalia Magnética Residual dos dados aéreos. Os resultados das suas modelagens estão ilustrados, respectivamente, nas Figuras 5.8, 5.9, 5.10 e 5.11. A Figura 5.7 representa a localização dos perfis terrestres T1, T2, T3, T4 e T5 traçados no mapa de Isoanomalia Magnética Residual dos dados terrestres. Os resultados das suas modelagens estão ilustrados, respectivamente, nas Figuras 5.12, 5.13, 5.14, 5.15 e 5.16. Em ambos os conjuntos de figuras dos perfis modelados, os pontos representam os valores reais medidos nas estações, simbolizadas com um triângulo azul; a linha preta contínua representa os valores magnéticos calculados para o modelo final e a linha vermelha representa o erro quadrático entre os dois valores. A unidade utilizada para a susceptibilidade foi o SI. Dados do Modelo Digital do Terreno foram inseridos nos perfis para representar o relevo topográfico acima do nível do mar. Por isso, as medidas de profundidade são negativas acima do nível do mar (nível 0) e positivas abaixo.

Todos os perfis modelados localizaram corpos nos picos positivos a SW e negativos a NE no mapa, que equivalem, respectivamente à esquerda e à direita no perfil. A profundidade da base do corpo não foi representada, pois ela normalmente não é definida com exatidão em uma modelagem deste gênero. Sendo assim, os parâmetros discutidos a seguir focaram a largura média do corpo, profundidade média e mínima do topo, inclinação, susceptibilidade magnética e magnitude da anomalia.

Os perfis A1 e A2 modelaram dois corpos: (i) um corpo central com susceptibilidade magnética em torno de $\chi=0,08$, aproximadamente ~ 700 metros de largura e com profundidade média e mínima do topo respectivamente de 180 e 90 metros para o A1, e 80 e 20 metros, para o A2 e (ii) um corpo secundário na lateral direita do perfil, após o pólo negativo do corpo central, que não possui uma definição precisa, pois ambos os perfis não o cobrem suficientemente.

Os perfis A3 e A4 modelaram corpos de alta intensidade magnética (~ 100 nT) localizado no pico positivo e com largura em torno de 320 metros e 600 metros, respectivamente. As profundidade média e mínima do topo são iguais, respectivamente, a 90 e 5 metros para o A3, 100 e 20 metros para o A4. A susceptibilidade magnética foi $\chi = 0,08$ para o A3 e $\chi=0,09$ para o A4.

Os perfis T1 e T2 modelaram um grande corpo com largura média de 560 e 700 metros respectivamente, constituído por “ramificações” responsáveis por gerar anomalias localizadas superimpostas à anomalia principal. Em mapa, estas anomalias estão representadas por faixas alternantes positivas e negativas e são observadas melhor no mapa de primeira derivada vertical. Estas alternâncias não foram observadas nos perfis aéreos A1 e A2, devido à menor capacidade de resolução no levantamento aéreo em comparação com o levantamento terrestre. Para ambos a susceptibilidade magnética foi de $\chi = 0,08$ e as profundidades média e mínima do topo para ambos os corpos modelados são respectivamente de 60 e 10 metros. O perfil T1 possui um corpo pequeno responsável por criar uma forte anomalia (~ 250 nT), possuindo largura média de 80 metros, profundidade do topo média de 10 metros e susceptibilidade $\chi = 0,13$, podendo ser indício de sulfetos metálicos. Assim como os perfis A1 e A2, os perfis T1 e T2 modelaram um corpo na lateral direita após o pólo negativo, entretanto sem definição precisa pois ambos os perfis não o cobrem suficientemente.

O perfil T3 modelou dois corpos com $\chi=0,08$: (i) um corpo central raso, com profundidade média do topo de 15 metros e (ii) corpo na lateral direita, com profundidade média do topo em torno de 80 metros. Dois corpos menores e rasos dentro do corpo central foram definidos com $\chi=0,16$, largura média de 120 metros e inclinados de 45° . Eles são responsáveis pelas fortíssimas anomalias entre 300 e 400 nT (localizados em mapa ao sul do lineamento magnético principal) e podem ser indicadores de mineralização metálica.

O perfil T4 modelou um corpo com largura e profundidade média do topo de 600 e 20 metros, respectivamente. A profundidade do topo é menor na parte central, local onde foi modelado um corpo vertical com cerca de 100 metros de largura, magnitude acima de 250

nT e $\chi=0,11$. Este corpo menor pode ser indicativo de sulfetos metálicos.

O perfil T5 modelou um corpo com 450 metros de largura, 40 metros de profundidade do topo e $\chi=0,08$. Este corpo está abaixo do morro formado por serpentinitos, claramente observado no mapa de modelo digital do terreno. Portanto, este corpo pode ser o serpentinito, um rocha de origem máfica.

A Figura 5.17 representa uma simulação da elevação das estações magnéticas terrestres a 100 metros de altura, que é a altitude nominal do levantamento aéreo. É evidente a queda tanto da magnitude das anomalias quanto da resolução de corpos em menor profundidade, devido à diminuição da frequência espacial. Foi devido a este efeito, que o levantamento aéreo realizado nesta região não detectou os corpos mais rasos e com maior expressividade magnética.

Os perfis magnéticos modelados matematicamente representam apenas aproximadamente a forma exata de um corpo geológico e não determinam com precisão o valor de χ . Eles auxiliam somente na possível distribuição geométrica de um corpo em relação aos picos negativos e positivos, como é representado claramente nos perfis T1 e T2. Medidas de susceptibilidade magnética em amostras coletadas no campo devem ser realizadas para obter os valores reais desta propriedade física. O parâmetro susceptibilidade magnética, profundidade e largura do corpo utilizados na modelagem resultaram de inversões matemáticas que objetivaram a otimização do campo magnético anômalo para um determinado corpo teórico.

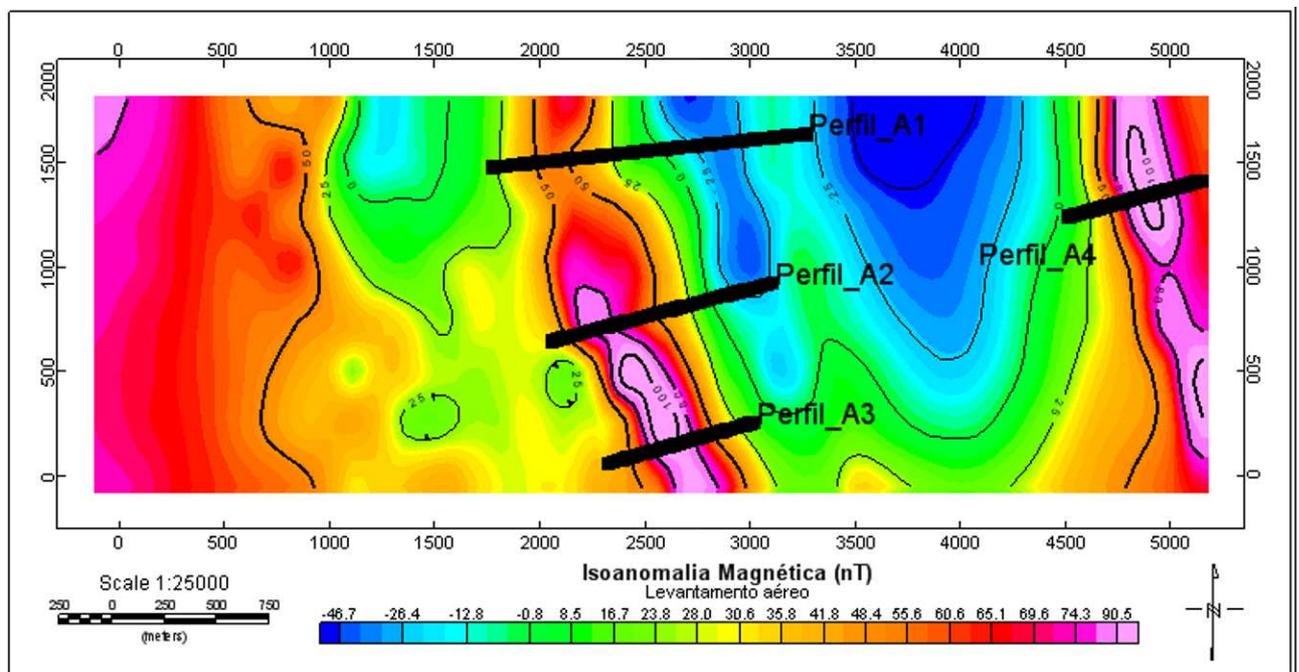


Figura 5.6: Mapa de Isoanomalia Magnética dos dados aéreos com a localização dos Perfis A1 a A4.

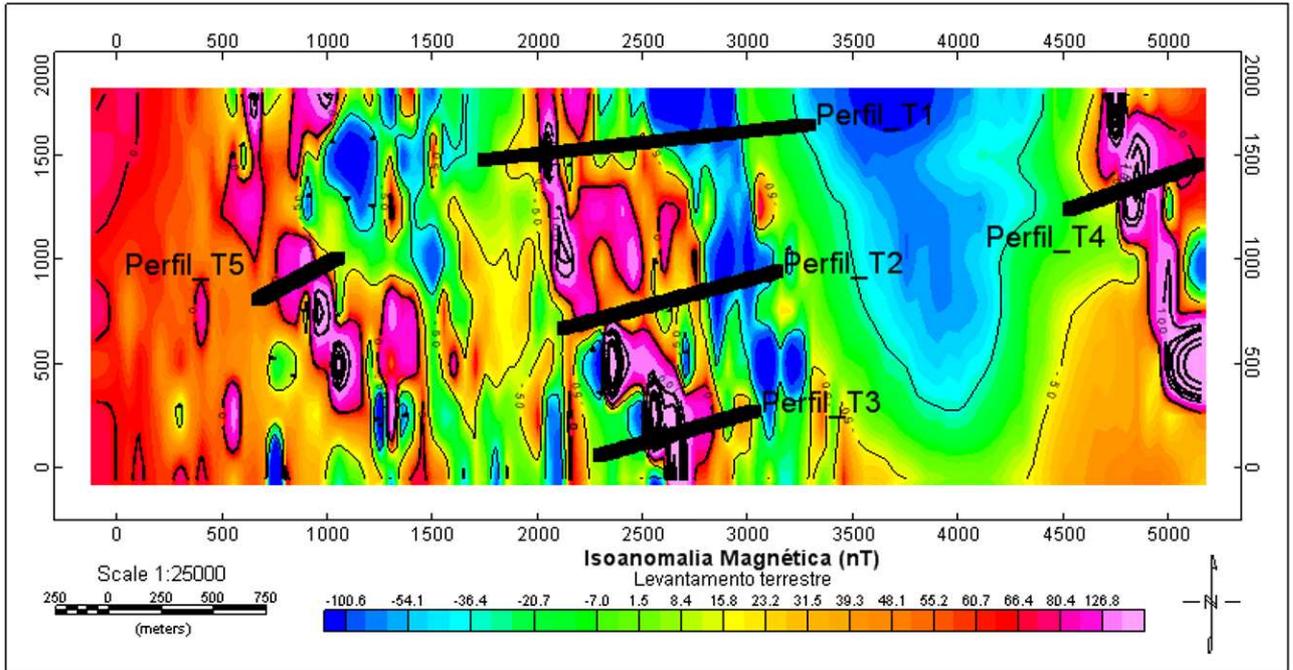


Figura 5.7: Mapa de Isoanomalia Magnética dos dados terrestres com a localização dos Perfis T1 a T5.

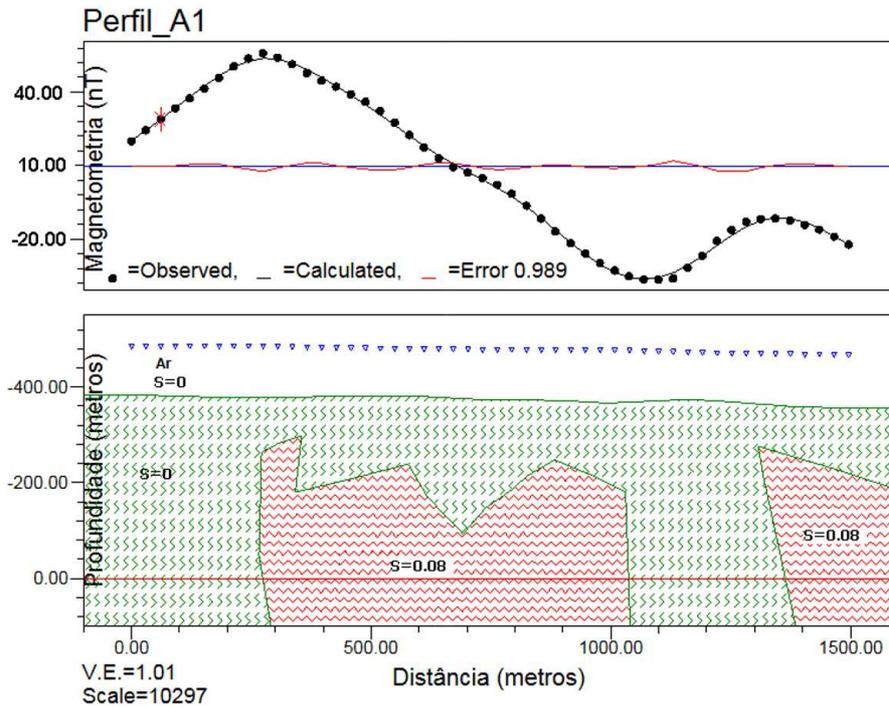


Figura 5.8: Perfil A1 modelado.

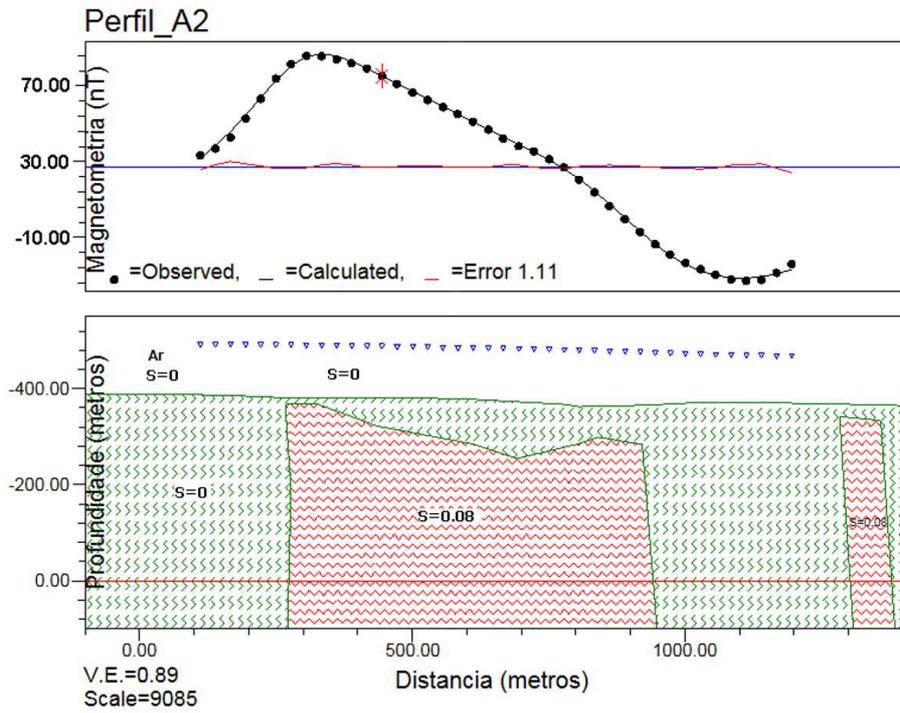


Figura 5.9: Perfil A2 modelado.

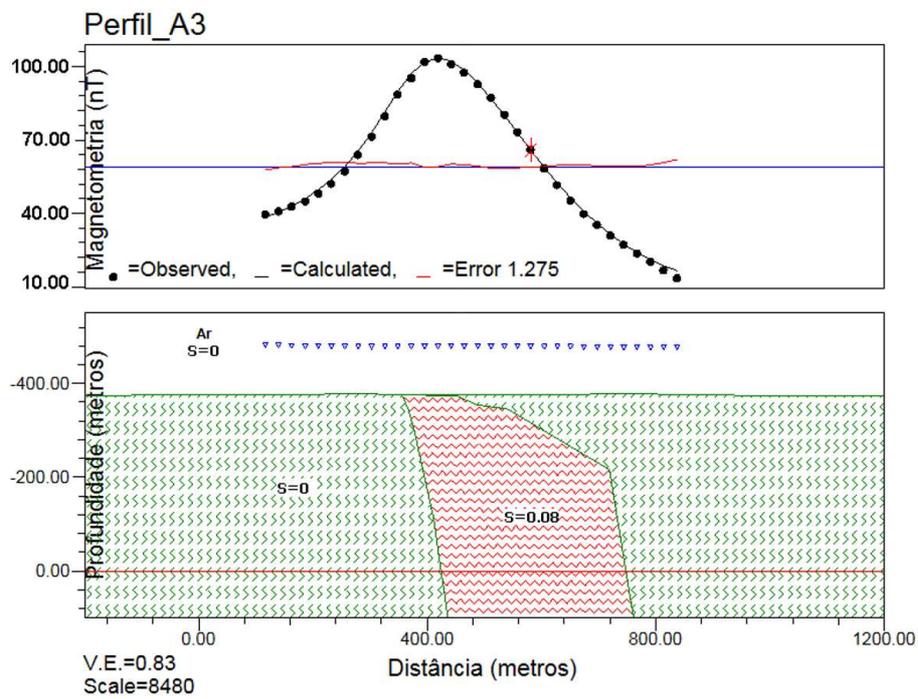


Figura 5.10: Perfil A3 modelado.

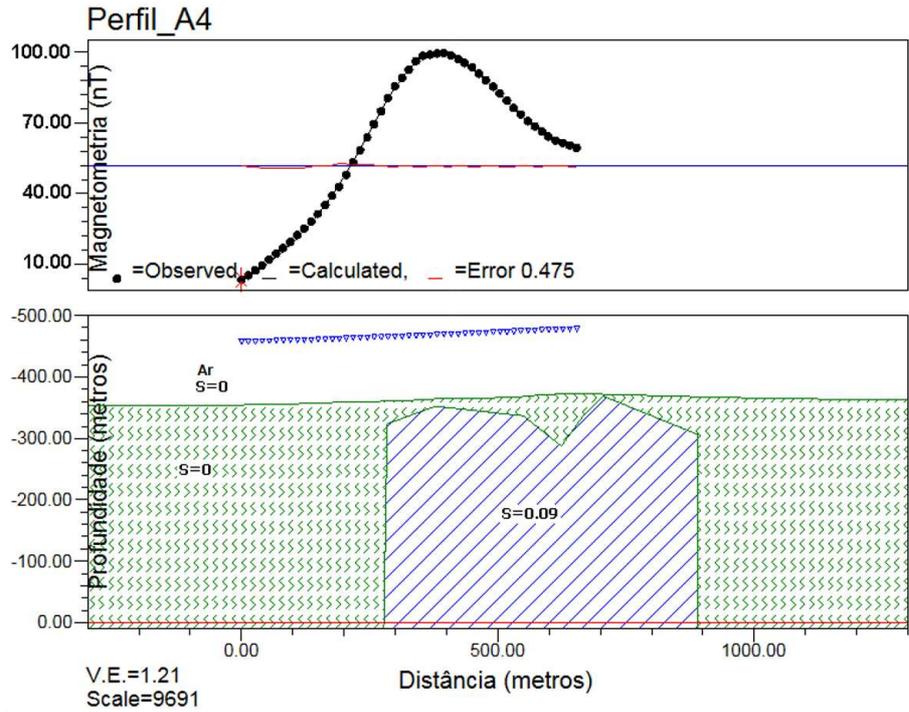


Figura 5.11: Perfil A4 modelado.

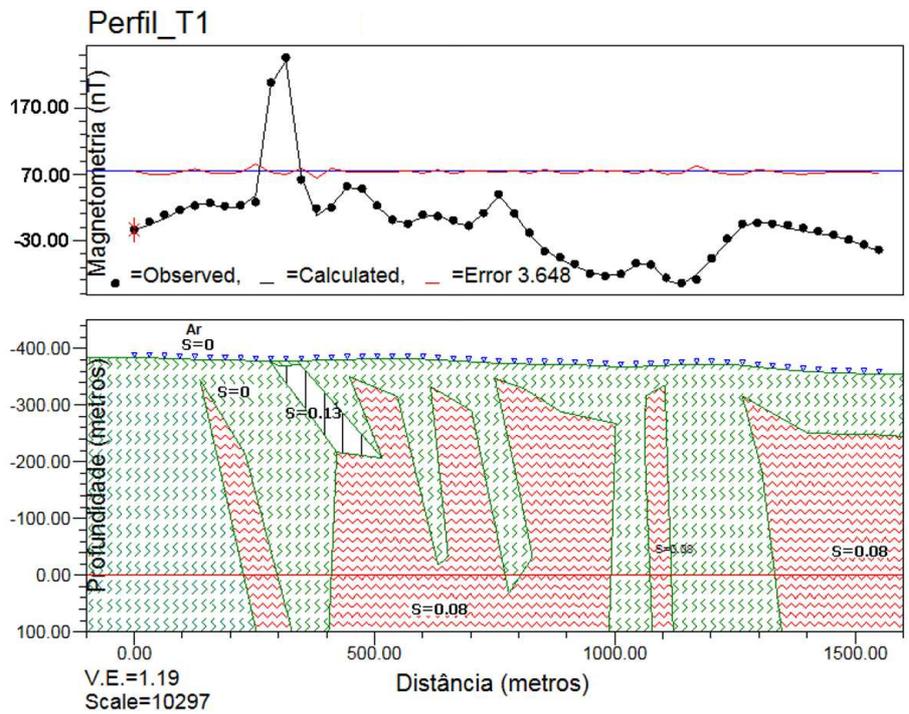


Figura 5.12: Perfil T1 modelado.

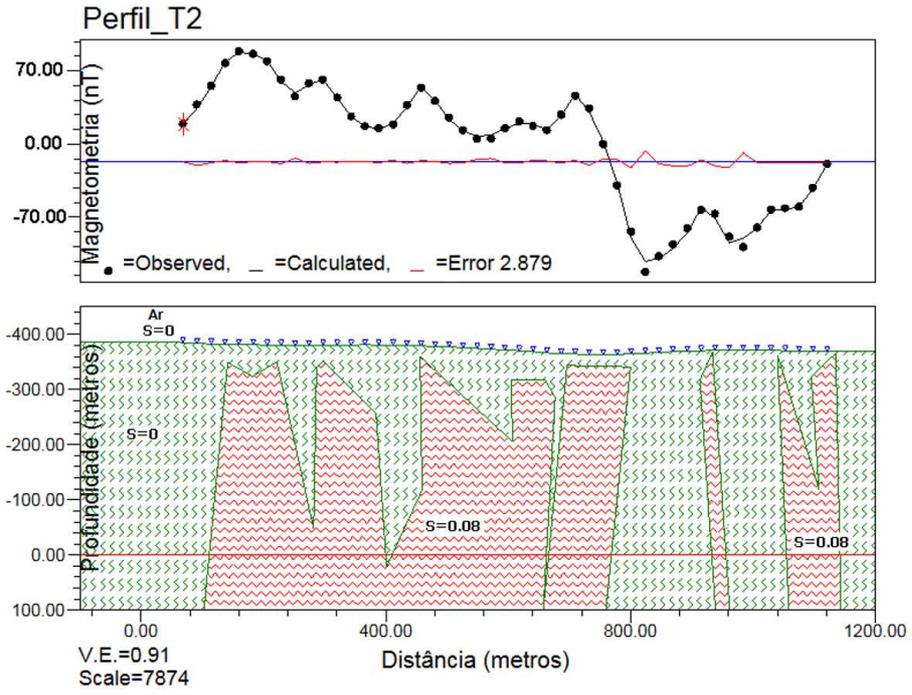


Figura 5.13: Perfil T2 modelado.

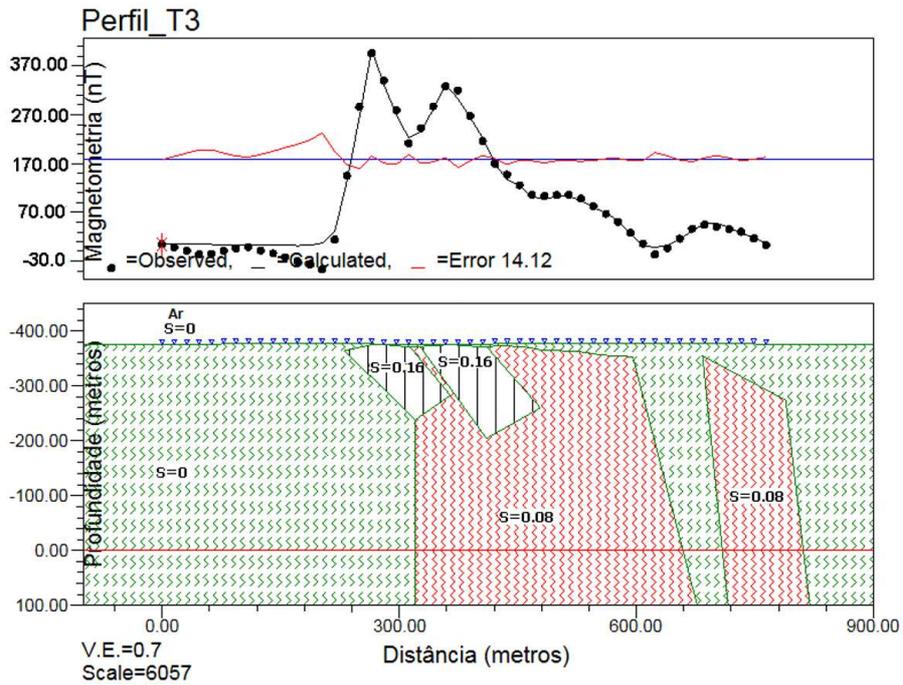


Figura 5.14: Perfil T3 modelado.

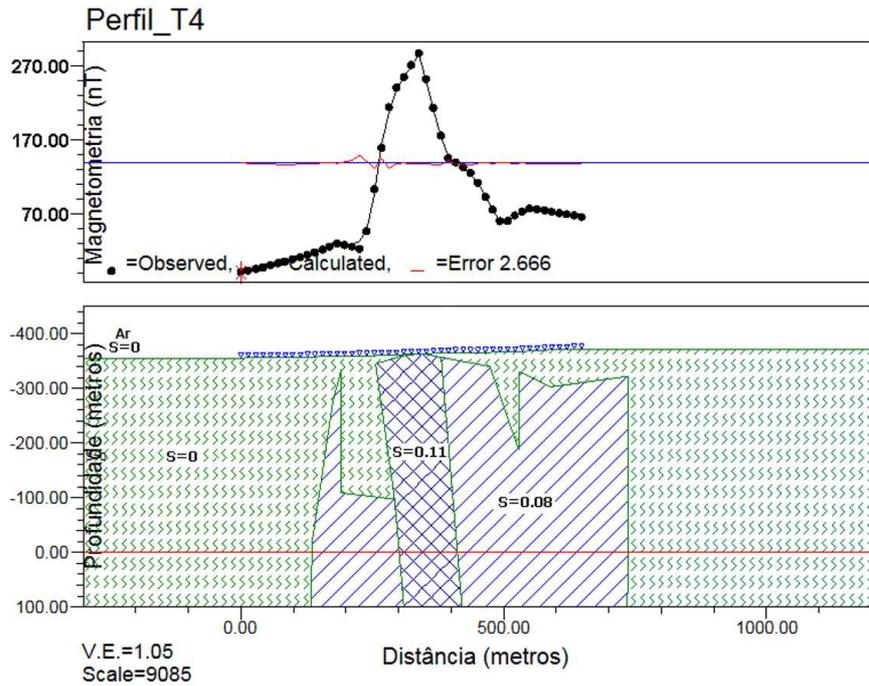


Figura 5.15: Perfil T4 modelado.

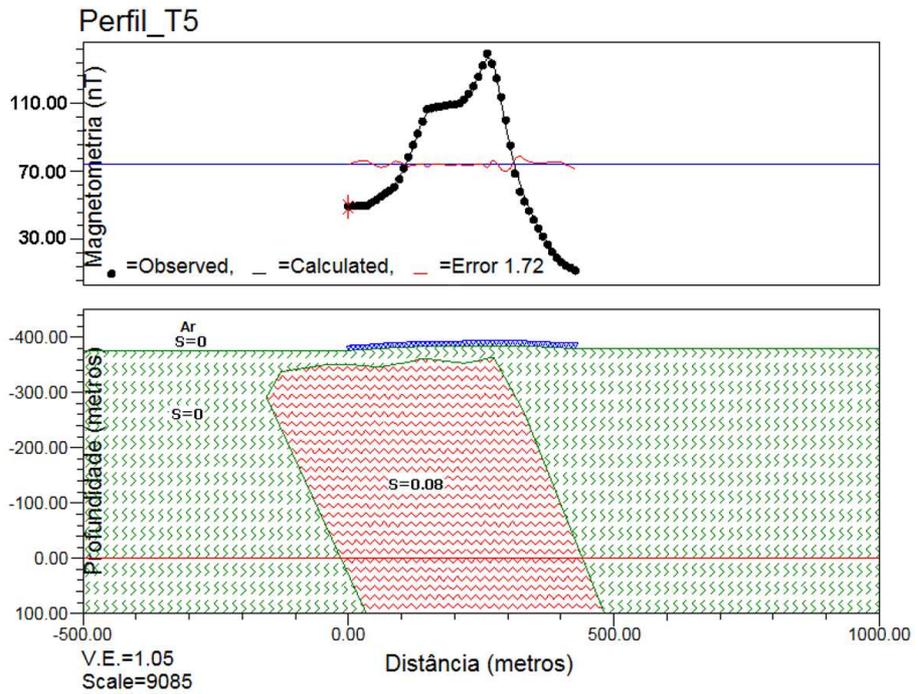


Figura 5.16: Perfil T5 modelado.

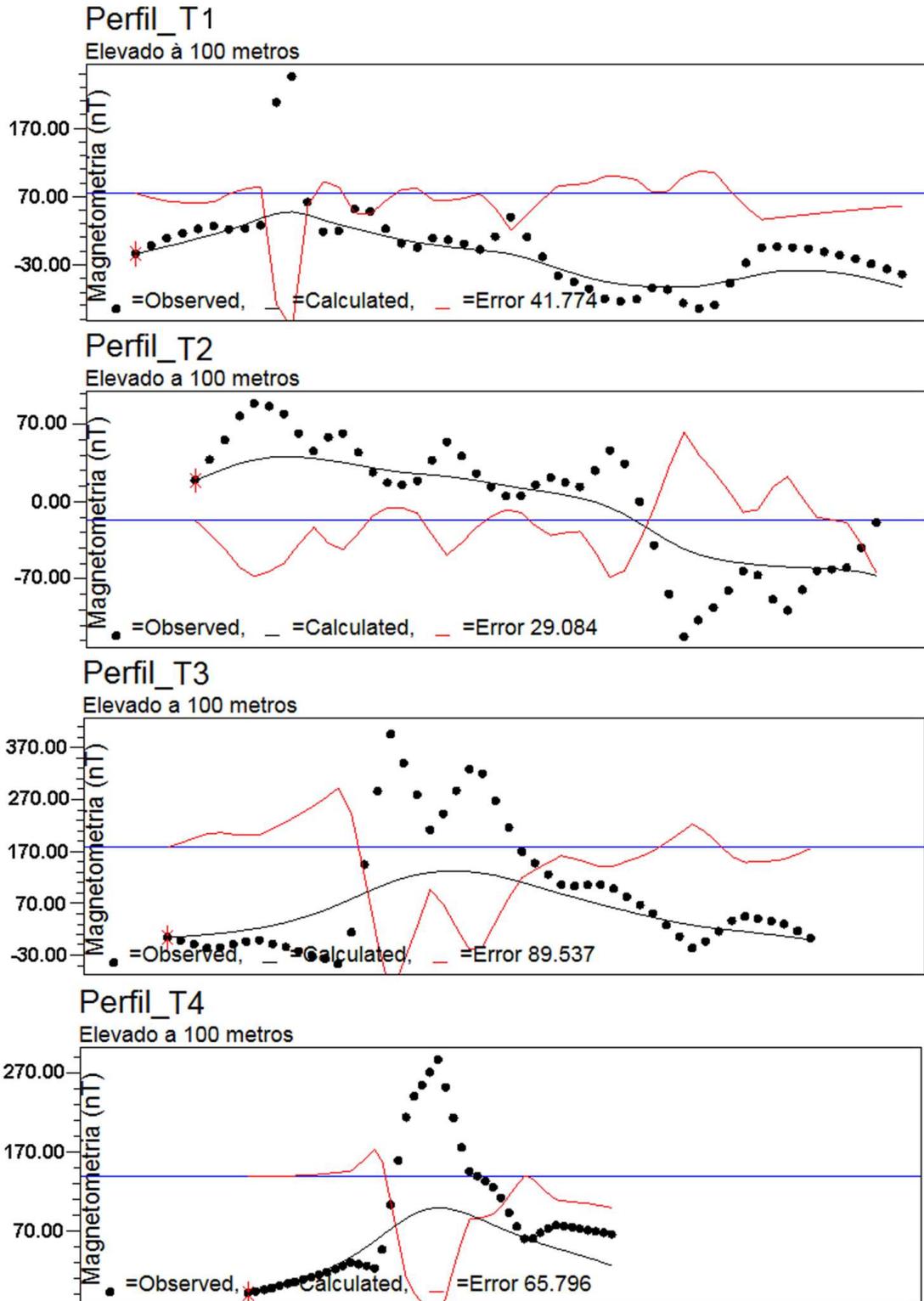


Figura 5.17: Resposta dos modelos dos perfis T1, T2, T3 e T4 com a elevação dos magnetômetros terrestres a 100 metros de altura.

5.2 Modelagem Radiométrica

Segundo Billings e Hovgaard (1999), uma solução compreensiva, em *latu sensu*, do transporte completo dos raios gama é um problema bastante complexo. Muitas energias de radiação gama que ocorrem na série de decaimento do urânio e do tório devem ser incluídas, e cada uma com suas características intensidades de emissão e coeficientes de atenuação. A maneira mais simples de realizar a modelagem de raios gama é uma forma semi-empírica baseada na radiação monoenergética. Este modelo utiliza simplesmente os fótons emitidos com a energia do fotopico primária para o potássio (1,46 MeV), urânio (1,76 MeV) e tório (2,62 MeV).

5.2.1 Modelo Monoenergético de Espectrometria Gama

A lei da intensidade de radiação para uma fonte pontual elementar é determinada em laboratório. Para um feixe colimado de radiações com intensidade I , a quantidade de radiação, dI , absorvida por um absorvedor de espessura dx , é proporcional tanto a I quanto a dx (Minty, 1997). Portanto:

$$dI = -\mu I dx,$$

onde μ é o coeficiente de atenuação linear, sendo característico do meio absorvedor e da energia de radiação.

Se $I = I_0$ é a intensidade para um meio não absorvedor presente em $x = 0$:

$$I = I_0 e^{-\mu x}. \quad (5.23)$$

Esta é a clássica lei de absorção, verificada experimentalmente.

Entretanto, como os raios gama são fontes de radiação eletromagnética, também decaem com o inverso ao quadrado da distância. A radiação monoenergética para uma fonte pontual isotrópica a uma distância r do detector é dada por:

$$I = I_0 \frac{e^{-\mu r}}{r^2} \quad (5.24)$$

As unidades das equações 5.23 e 5.24 são diferentes. A primeira assemelha-se a uma onda plana enquanto que a segunda a uma onda esférica, que é o fluxo de radiação da onda plana por unidade de área.

Considere um modelo de duas camadas, constituído de um semi-espaco infinito com densidade constante e concentração de radioelementos, abaixo de uma atmosfera não-radioativa de densidade constante. Assuma que o detector está localizado no ponto P e apresenta

uma área de seção transversal igual em todas as direções, e com uma eficiência que não seja direcionalmente dependente. Então, a Intensidade de radiação monoenergética, dI , devido a um fotopico de intensidade N vindo de emissões de raios gama de um volume elementar dv dentro da terra é dado por (Minty, 1997):

$$dI = \frac{Ad_e}{4\pi r_t^2} e^{-\mu_e r_e} e^{-\mu_a r_a} N dv, \quad (5.25)$$

onde: A é a área efetiva de seção cruzada do detector; d_e é a eficiência do fotopico do detector para raios gama de energia N ; μ_e e μ_a são os coeficientes de atenuação linear da terra e do ar, respectivamente; r_e e r_a são as distâncias através da terra e do ar que os raios gama viajam ($r_t = r_a + r_e$).

Esta equação pode ser integrada para várias geometrias a fim de obter o fotopico responsável por diversas fontes distantes.

Billings e Hovgaard (1999) definiram que a intensidade dos raios gama registrada por um detector a uma altura h é dado por:

$$I = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^{\infty} \frac{Nd_e e^{-\mu_a r_a}}{4\pi r_t^2} e^{-J} dx dy dz, \quad (5.26)$$

para $-\infty < (x, y) < \infty$, $s(x, y) < z < \infty$.

Onde $s(x, y)$ representa o desvio na altura da superfície da terra sobre o valor médio dentro da área investigada, $N = N(x, y, z)$ é o número de raios gama emitidos por segundo por unidade de volume em um ponto (x, y, z) ; $d_e = d_e(x, y, z, h)$ é a sensibilidade do detector a uma altura h para os raios gama emitidos no ponto (x, y, z) ; $r_t = r_t(x, y, z, h)$, $r_a = r_a(x, y, z, h)$, $r_e = r_e(x, y, z, h)$ são, respectivamente a distância total, a distância no ar e a distância na terra que os raios gama atravessam entre a fonte e o detector; e μ_a é o coeficiente de atenuação linear no ar. O valor de μ_a depende da pressão e da temperatura da atmosfera, mas pode ser considerado constante na altitude do levantamento. O fator $e^{(-\mu_a r_a)}$ dá a proporção que os raios gama são atenuados e espalhados na coluna de ar entre a fonte e o detector. O fator $J = J(x, y, z, h) = \int \mu_e(\tau) d\tau$, $0 \leq ||\tau|| \leq r_e$, onde μ_e é o coeficiente de atenuação linear do solo, que não é constante. Essa integral é ao longo da linha que liga a fonte ao detector e é truncada onde essa linha intercepta a superfície terrestre. Assumindo que esse coeficiente de atenuação é constante com a profundidade, então: $J = \mu_e(x, y) r_e$. O valor $1/4\pi r_t^2$ representa a dispersão geométrica. A medida que os raios gama se propagam em todas as direções para fora da fonte, o número de raios (negligenciando a atenuação) que passa através de uma dada área perpendicular à direção de propagação decresce na proporção de $1/r_t^2$.

A equação 5.26 pode ser simplificada levando em conta que os coeficientes de atenuação das rochas e do solo são muito grandes para os três radioisótopos. Isso resultaria na absorção

de quase todos os raios gama emitidos abaixo de 50 cm da superfície terrestre. Exceto para levantamento terrestres, a altura h é muito maior que 50 cm. Então aproximando $r_t \sim r_a \sim r$, e considerando que $r_e/z = r/h$ ou seja, $r_e = zr/h$. A equação passa a ser:

$$I = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{d_e e^{-\mu_a r}}{4\pi r^2} \left[\int_0^{\infty} N e^{(-J)} dz \right] dx dy. \quad (5.27)$$

Os limites de integração são os mesmos que da equação 5.26, mas as partes horizontais e verticais da integração foram separadas. Assumindo que a componente de profundidade é constante pois as variações topográficas são mínimas e o coeficiente de atenuação e a concentração dos isótopos são constantes com a profundidade (e.g., Kogan *et al.*, 1969; Tewari e Raghuwanshi, 1987), podemos escrever J como:

$$J = \int_0^{r_e} \mu_e d\tau = \mu_e \int_0^{r_e} d\tau = \mu_e r_e = \mu_e \frac{zr}{h}.$$

Substituindo J no termo integrado em z e considerando que N não varia com a profundidade z , temos:

$$\int_0^{\infty} e^{-J} dz = \int_0^{\infty} e^{[-(\mu_e zr)/h]} dz = \frac{hr}{\mu_e}. \quad (5.28)$$

Substituindo a equação 5.28 na equação 5.27 resulta em:

$$I = \frac{h}{4\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{N d_e e^{-\mu_a r}}{\mu_e r^3} dx dy. \quad (5.29)$$

5.2.2 Modelagem Radiométrica Bidimensional em Dados Aéreos

Considerando a sensibilidade do detector e o coeficiente de atenuação linear terrestre da equação 5.29 constantes, podemos escrever:

$$I(x, y, h) = \frac{h d_e}{4\pi \mu_e} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{N e^{-\mu_a r}}{r^3} dx dy. \quad (5.30)$$

Vamos analisar a resposta de um modelo simples proposto por Sampaio (2007). Seja uma região quadrada de lado $2L$ contendo uma fonte homogênea de Intensidade $I(x_i, y_j, h)$ em todos os pontos da região e fora dela a contribuição é negligível. Neste caso $|\vec{r}| = |\vec{r}_{ij} - \vec{r}_{\alpha\beta}| = \sqrt{h^2 + (x_i - x_\alpha)^2 + (y_j - y_\beta)^2}$, sendo (x_α, y_β) o centro dessa região quadrada. Portanto a Intensidade Radiométrica medida em um ponto (x_i, y_j) será:

$$I(x_i, y_j, h) = \frac{h d_e}{4\pi \mu_e} \int_{-L}^{+L} \int_{-L}^{+L} \frac{N e^{-\mu_a |\vec{r}|}}{(|\vec{r}|)^3} dx dy. \quad (5.31)$$

Ao substituir o integral duplo da equação 5.31 por um somatório duplo, obteremos um resultado aproximado, porém aceitável:

$$I(x_i, y_j, h) = \frac{hd_e A}{4\pi\mu_e} \sum_{\alpha=1}^{NX} \sum_{\beta=1}^{NY} N_{\alpha\beta} \frac{e^{-\mu_a|\vec{r}|}}{(|\vec{r}|)^3}, \quad (5.32)$$

onde: $N_{\alpha\beta}$ é o número de raios gama emitidos pela fonte, NX e NY são o número de fontes radiométricas na direção X e na direção Y , respectivamente; A é a área da região-fonte.

Sem perda de generalidade, podemos reescrever a equação 5.32 da seguinte forma:

$$C(x_i, y_j, h) = h^3 \sum_{\alpha=1}^{NX} \sum_{\beta=1}^{NY} C_p(x_\alpha, y_\beta, h) \frac{e^{-\mu_a(h-|\vec{r}|)}}{|\vec{r}|^3}, \quad (5.33)$$

onde: $C(x_i, y_i, h) = S[I(x_i, y_j, h)]$ e $C_p(x_\alpha, y_\beta, h) = S[d_e AN_{\alpha\beta}]/[h^2 4\pi\mu_e e^{-\mu_a h}]$ são, respectivamente, as concentrações dos radioelementos nos pontos de observação e nos centros das fontes radiométricas para uma determinada constante de sensibilidade S (descrita na seção 2.5.8).

Estendendo esse raciocínio para N fontes radiométricas, podemos representar na forma matricial:

$$[C]_{M \times 1} = [G]_{M \times N} [C_p]_{N \times 1}. \quad (5.34)$$

Considerando $C_{Real}(x_i, y_j, h)$ as Concentrações reais, e $C_{Inicial}(x_i, y_j, h)$ as Concentrações iniciais geradas pelo parâmetro inicial $C_{p(inic)}(x_\alpha, y_\beta, h)$, é possível realizar a inversão de dados para chegar aos parâmetros ótimos $C_{p(opt)}(x_\alpha, y_\beta, h)$ que se aproximam do valor real. Como o número de parâmetros (N) é menor que o número de observações (M), a solução é sobredeterminada, podendo ser resolvida pelo Método dos Mínimos Quadrados. Utilizamos o Método do Conjugado Gradiente para a resolução das equações normais de forma implícita.

Escolha da Malha Radiométrica

A malha radiométrica deve conter o parâmetro $C_p(x_\alpha, y_\beta, h)$, e os pontos de observação $C(x_i, y_j, h)$ que devem estar ao redor de uma região regular. A Figura 5.19 representa as possíveis malhas que podem ser utilizadas:

Como a intenção é obter o melhor resultado que se aproxima do modelo real, então não é recomendável escolher uma malha com poucos pontos de observação, como é o caso da malha 1 da Figura 5.19. Além disso esta malha tendencia as observações em somente uma direção. A malha 3 possui muitos pontos de observação e, além da intenção não ser

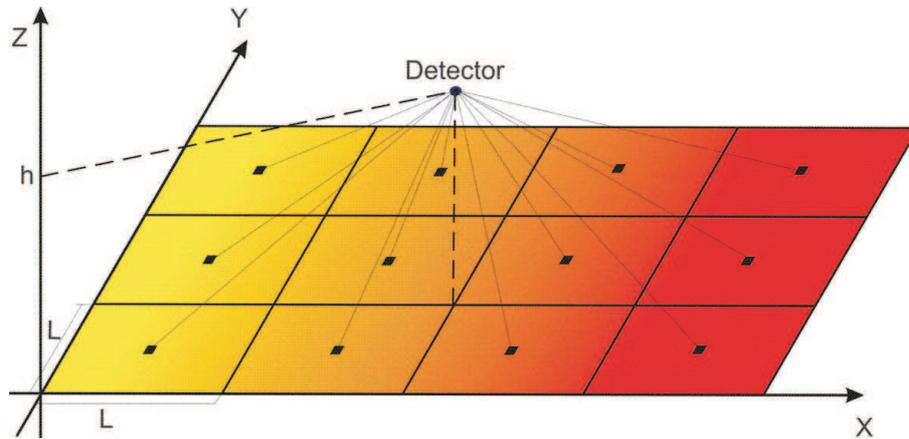


Figura 5.18: Representação da malha radiométrica utilizada para a inversão bidimensional. Os pontos representam os centros de cada fonte radiométrica quadrada de lado L .

tendenciar as medidas (colocando um ponto de observação em cima do centro da região radioativa), esta malha deixaria a inversão mais lenta.

A escolha da malha 2 é a mais apropriada pois, além de não medir diretamente acima do centro da região radioativa, ela detecta bem a variação da intensidade nas duas direções. O ideal é fazer uma malha quadrada, mas isso normalmente ocasiona em ter que utilizar dados interpolados, como foi feito neste trabalho.

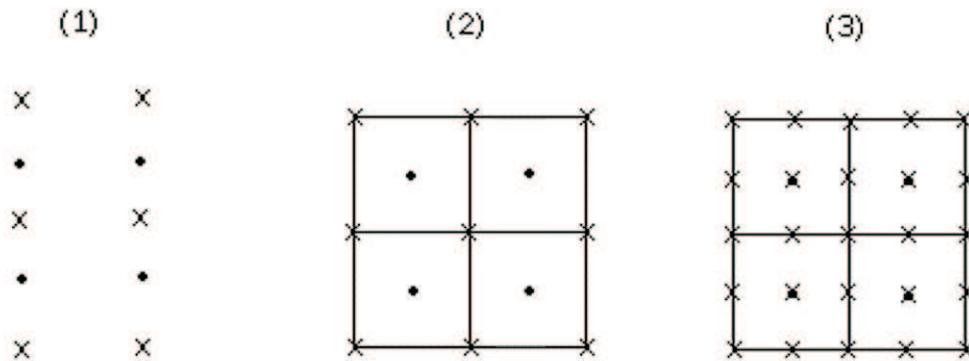


Figura 5.19: Representação de três tipos de malhas radiométricas. Os pontos negros representam os centros das fontes radiométricas e os “x” marcam os pontos de medição.

Determinação do Tamanho do Quadrado

Seja uma malha quadrada de lado L englobando quatro fontes radiométricas, conforme a figura 5.19(2). Os pontos negros representam os centros dessas fontes e os “x” os pontos de observação, localizados nos vértices dos quadrados. Considerando que todas as fontes possuem a mesma concentração $C_p(x_\alpha, y_\beta, h)$, então a concentração medida $C(a)$ no ponto observação “a” no centro da malha, conforme a equação 5.33 será:

$$C(a) = h^3 \sum_{\alpha=1}^2 \sum_{\beta=1}^2 C_p(x_\alpha, y_\beta, h) \frac{e^{-\mu_a(h-|\vec{r}|)}}{|\vec{r}|^3}.$$

Como $C_p(x_1, y_1, h) = C_p(x_2, y_2, h) = C_p(x_3, y_3, h) = C_p(x_4, y_4, h) = C_p$, e $|\vec{r}_1| = |\vec{r}_2| = |\vec{r}_3| = |\vec{r}_4| = R$ então:

$$C(a) = \left[C_p \frac{h^3}{R^3} e^{\mu_a(h-R)} \right]. \quad (5.35)$$

Como o ponto de observação está localizado entre essas concentrações, então podemos considerar que o seu valor é igual à média das concentrações C_p , então $C(a) = 4C_p/4 = C_p$. Substituindo na equação 5.35, temos:

$$1/4 = \frac{h^3}{R^3} e^{\mu_a(h-R)},$$

$$(0,25)R^3 = h^3 e^{\mu_a(h-R)},$$

Colocando ambos os lados em raízes cúbicas:

$$R = \frac{h}{0.63} e^{[\mu_a(h-R)/3]}, \quad (5.36)$$

onde:

$$R = \sqrt{\frac{L^2}{2} + h^2}. \quad (5.37)$$

Considerando $h=100\text{m}$ e $L=150\text{m}$ e substituindo na equação 5.37, encontramos $R \sim 145\text{m}$. Substituindo este resultado na igualdade direita da equação 5.36 e considerando o coeficiente de atenuação do ar $\mu_a=0.005\text{m}^{-1}$ (um valor próximo dos coeficientes de atenuação do K , U e Th), encontramos $R \sim 147$ metros. Então, podemos concluir que para uma altura $h=100\text{m}$ e um coeficiente de atenuação em torno de $\mu_a=0.005\text{m}^{-1}$ o lado do quadrado $L=150\text{m}$ é o valor que fará com que $C(a)$ seja, aproximadamente, a média das concentrações centrais $C_p(x_\alpha, y_\beta, h)$ das fontes radiométricas quadradas localizadas ao redor do ponto de medição.

5.2.3 Resultados Obtidos com a Modelagem Radiométrica Bidimensional para o Levantamento Aéreo

Primeiramente, interpolamos pelo método de mínima curvatura os valores das concentrações de K , U e Th em uma malha de 150×150 metros, considerando que os quadrados formados representam as regiões-fontes radiométricas cuja concentração central é o parâmetro utilizado na inversão. Os resultados obtidos pela modelagem bidimensional dos dados aéreos estão representados nas Figuras 5.20 e 5.21 para o potássio, nas Figuras 5.22 e 5.23 para o urânio e nas Figuras 5.24 e 5.25 para o tório. Um filtro Gaussiano foi aplicado às fontes radiométricas para suavizar os erros matemáticos gerados na inversão. A Figura 5.26 traz o exemplo em perfil das concentrações de potássio, urânio e tório relativo às Fontes Radiométricas do modelo final antes e depois de serem filtradas. É perceptível a suavização das concentrações quando as altas frequências são cortadas, propiciando uma distribuição menos heterogênea da inversão matemática. A Tabela 5.1 traz os coeficientes de atenuação do ar calculados pela LASA para este aerolevantamento e os coeficientes de atenuação da terra, retirados de Billings e Hovgaard (1999). Consideramos que toda região é coberta por regolitos de $1g/cm^3$.

Radioelemento	Ar(CNTP)	Regolito($1g/cm^2$)	Regolito($2.8g/cm^2$)
Potássio (1.46 MeV)	0.0080	5.28	14.78
Urânio (1.76 MeV)	0.0081	4.82	13.5
Tório(2.6 MeV)	0.0072	3.96	11.1

Tabela 5.1: Coeficientes de atenuação linear (m^{-1}) utilizados para a modelagem radiométrica bidimensional.

Dentre as três concentrações, o potássio foi o que menos se aproximou das concentrações reais, principalmente na definição das bordas, que apresentaram concentrações muito grande e linhas de contorno muito próximas entre si. Isto ocorre devido à rápida atenuação da radiação ao se aproximar das bordas do mapa, região mais afastada das fontes radiométricas interiores. O “efeito de borda” também pode ser visto nos mapas de contorno das concentrações iniciais (mapas na base das Figuras 5.20, 5.22 e 5.24). Notamos também para os três elementos uma distribuição “granular” das fontes radiométricas do modelo final (mapas centrais das Figuras 5.21, 5.23 e 5.25). Isto acontece devido ao processo matemático de inversão que não teve a capacidade de definir uma distribuição contínua das concentrações. Foi devido a este efeito que optamos por interpolar as fontes radiométricas e utilizar um filtro Gaussiano para suavizar o mapa de contorno.

Uma outra explicação para o modelo final do potássio ser o pior, o urânio ser o razoável e o tório ser o melhor está no fato de que o modelo monoenergético utiliza apenas as energias dos fotopicos primárias. A interação dos raios gama predominante nas rochas é o espalhamento Compton, que resulta na influência das janelas de mais alta energia para as de baixa

energia, que apesar de ser corrigida durante o processamento de dados, ainda pode estar presente. Portanto o potássio é o elemento que mais recebe influência de outras energias (resultante das séries de decaimento do urânio e do tório), ficando o urânio em segundo lugar. Sendo assim, para remover ou atenuar este efeito, seria necessário utilizar os fotopicos energéticos referentes às outras janelas espectrométricas para simular o espalhamento Compton na janela do potássio e na janela do urânio. Este modelo seria muito complexo pois envolve diversos outros fotopicos energéticos.

Separamos os mapas finais das concentrações representado pela Figura 5.21 para o potássio, Figura 5.23 para o urânio e Figura 5.25 para o tório em quatro faixas limitadas pelas coordenadas locais do mapa. Assemelhamos os resultados da modelagem quantitativa às regiões radiométricas descritas no Capítulo 3 (ilustradas na Figura 4.4) e também correlacionamos às informações da geologia de superfície mapeada pela CBPM.

Faixa I (X=0 a X=525): apresenta concentrações de potássio em torno de 2,5 a 2,8% na região central e valores acima de 3,2 % nas bordas norte e sul. As concentrações de urânio estão em torno de 0,7 a 1,2 ppm e as concentrações de tório entre 8 a 14 ppm. Esta faixa representa a região radiométrica RR-1, mapeada como ortognaisses. Os ortognaisses nesta região são rochas metamórficas derivadas de rochas ígneas félsicas, sendo assim refletem altas concentrações da rocha parente (principalmente de potássio).

Faixa II (X=525 a X=1575): separamos esta faixa em duas partes: (i) Parte sul: apresenta um núcleo de potássio de forma elíptica com concentrações entre 0,5 a 2,0 %, diminuindo progressivamente em direção ao centro. O urânio possui valores entre 1,2 a 1,5 ppm em um pequeno núcleo entre as coordenadas Y=225 e Y=375, e concentrações de 0,7 a 1,2 ppm entre as coordenadas Y=525 e Y=825. O tório apresenta distribuição contínua com concentrações em torno de 4 a 12 ppm. (ii) Parte norte: apresenta um núcleo de potássio de forma elíptica com concentrações maiores que 2,3 %, alcançando valores acima de 3,5 % além dos limites norte do mapa. O urânio é encontrado na forma de um núcleo alongado que prossegue para além norte, possuindo concentrações entre 1,2 ppm, aumentando progressivamente em direção ao norte, onde chega até 2,4 ppm. O tório apresenta concentrações acima de 16 ppm e, assim como nos outros elementos, aumenta progressivamente em direção ao norte, onde alcança valores acima de 35 ppm. Esta faixa cobre a RR-2, abrangendo geologicamente ao sul um morro formado por serpentinitos, coberto por depósito coluvionar na lateral e composto por silexito no cume. Ao norte, abrange ortognaisses e um afloramento de granito que prossegue além dos limites norte do mapa, coincidindo com as altas concentrações dos três elementos.

Faixa III (X=1575 a X=2025): estreita faixa que limita a Faixa II e a Faixa IV. Possui concentração de intermediária a baixa: 2,0 a 2,4 % de potássio, chegando a mais de

3,5 % nas bordas norte e sul; 0,9 a 1,2 ppm de urânio e 6 a 12 ppm de tório. Esta faixa cobre a RR-7, classificada como o nível base da radiação gama da região. Corresponde a rochas calcissilicáticas.

Faixa IV (X=2025 a X=3075): faixa localizada na região central do mapa. Possui concentrações de potássio entre 2,3 a 2,7 % no oeste central e acima de 3,5 % nas bordas norte e sul. Possui concentração distribuída de urânio entre 0,6 a 1,4 ppm, aumentando progressivamente até 2,2 ppm em direção a um núcleo elíptico entre as coordenadas Y=375 e Y=825; possui também um núcleo ao norte, alcançando 2,0 ppm e ao sul, um núcleo alcançando 2,4 ppm em uma distribuição horizontal que prossegue além dos limites sul do mapa. Esta faixa possui concentração de tório de 14 ppm aumentando progressivamente em direção ao centro onde atinge até 24 ppm; um núcleo ao norte alcançando 30 ppm e uma distribuição horizontal ao sul, atingindo 26 ppm no extremo sudeste. Esta faixa corresponde a RR-4 e geologicamente abrange ortognaisses com intercalações de granitos. Devido a forma das anomalias de potássio, urânio e tório, concluímos que se trata de um corpo radiometricamente ativo e alongado com direção aproximadamente N-S e NW-SE, prosseguindo além dos limites norte e sul do mapa.

Faixa V (X=3075 a X=5000): faixa que cobre toda a parte leste do mapa. As concentrações dos três elementos foram distribuídas homoganeamente, com exceção de alguns núcleos anômalos. A distribuição geral de potássio está entre 1,4 e 2,3 % (com valor médio de 2 %), possui um núcleo de forma elipsoidal em X=3375 e Y=525 com valor central de 2,5 %; um núcleo no sul, entre X=3675 e X=4125 de concentração acima de 3,5 % e, por fim, um núcleo na parte nordeste da faixa, alcançando a concentração de 2,3 % e prosseguindo além do limite norte do mapa. A distribuição geral do urânio foi de 0,6 a 1,2 ppm; uma estreita faixa N-S com 1,5 ppm entre X=4275 e X=4725 alcançando mais de 2,2 ppm em um núcleo ao norte e outro ao sul. O tório apresentou a melhor distribuição contínua, com concentração média em torno de 12 ppm, possuindo somente um núcleo elíptico a nordeste, atingindo valores acima de 20 ppm e uma estreita faixa ao sul, alcançando o valor máximo acima de 30 ppm no extremo sudeste.

Apesar da semelhança entre as faixas qualitativas e quantitativas, as faixas quantitativas não separaram com precisão a faixa qualitativa VI, do extremo leste do mapa. Isso é explicado porque esta faixa está próxima dos limites do mapa, sofrendo assim o “efeito de borda”, e também porque as faixas quantitativas são de dados aéreos, enquanto que a qualitativa são de dados terrestres.

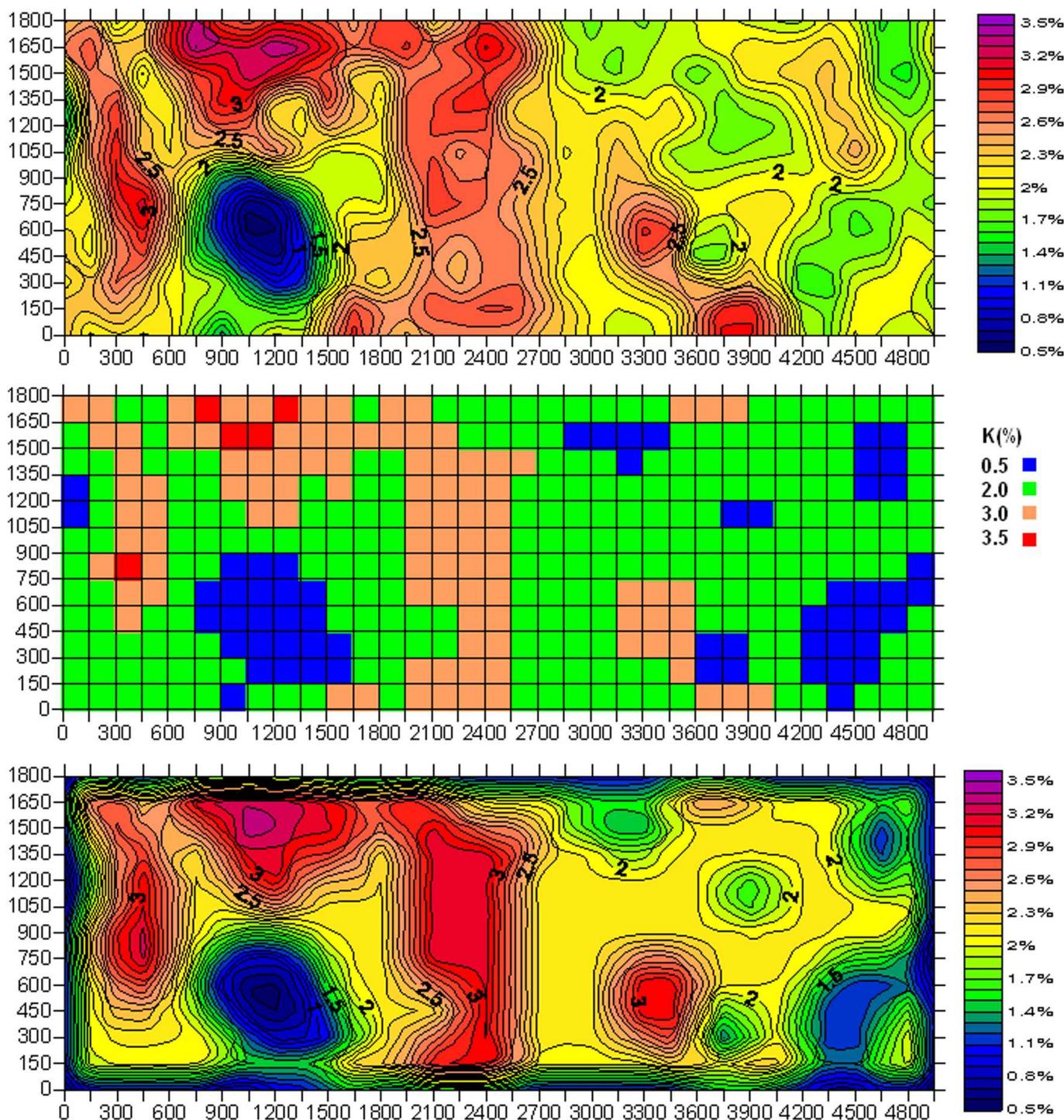


Figura 5.20: Do topo para a base: (1) Mapa de contorno dos valores interpolados em uma malha de 150 x 150 metros da concentração de potássio medida; (2) Mapa do modelo inicial da concentração de potássio para as Fontes Radiométricas; (3) Mapa de contorno dos valores interpolados em uma malha de 150 x 150 metros da concentração de potássio calculado para o modelo inicial.

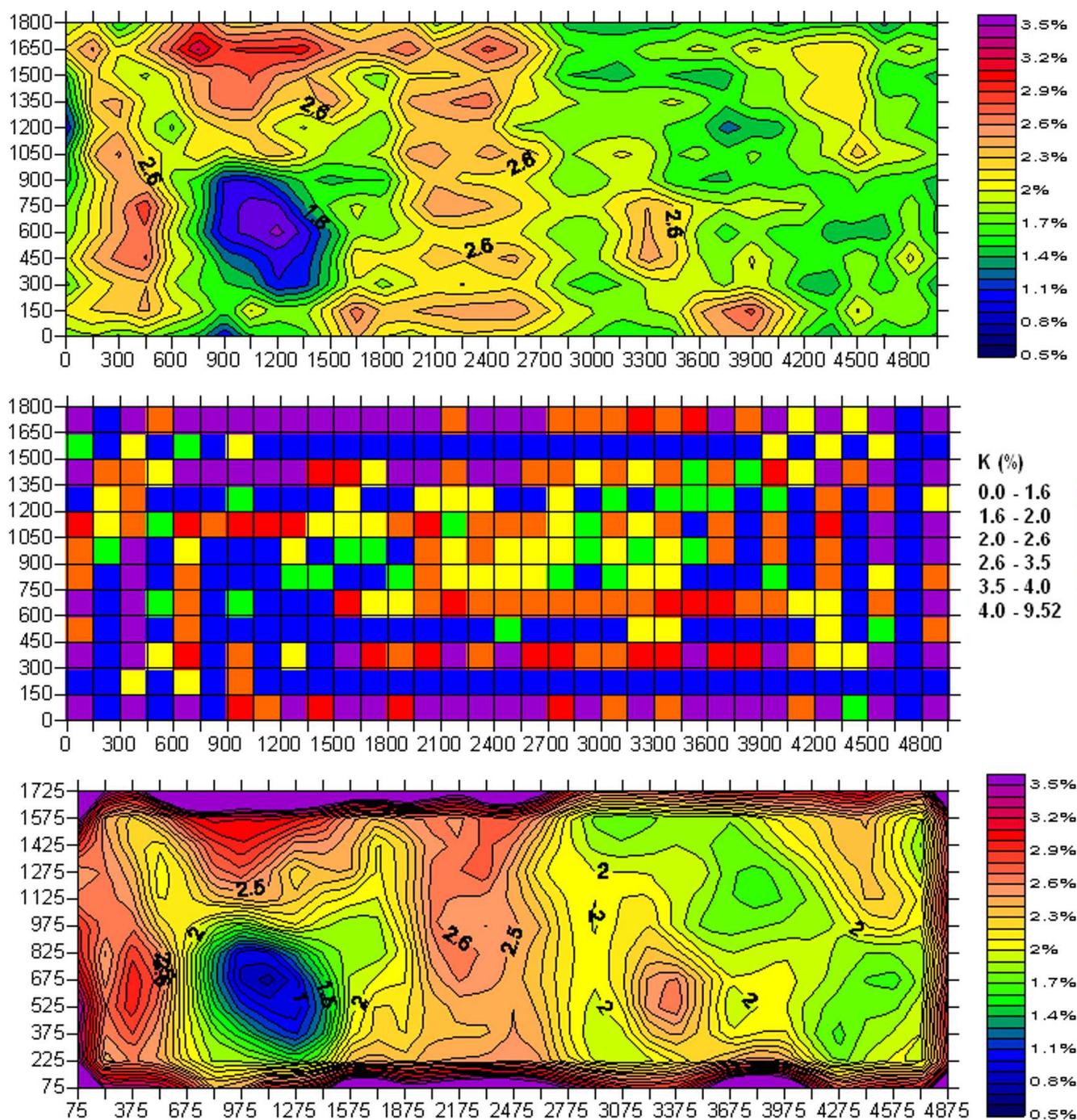


Figura 5.21: Do topo para a base: (1) Mapa de contorno dos valores interpolados em uma malha de 150 x 150 metros da concentração de potássio do modelo final; (2) Mapa do modelo final da concentração de potássio para as Fontes Radiométricas; (3) Mapa de contorno dos valores interpolados em uma malha de 150 x 150 metros da concentração de potássio para as Fontes Radiométricas e filtrado com um filtro Gaussiano.

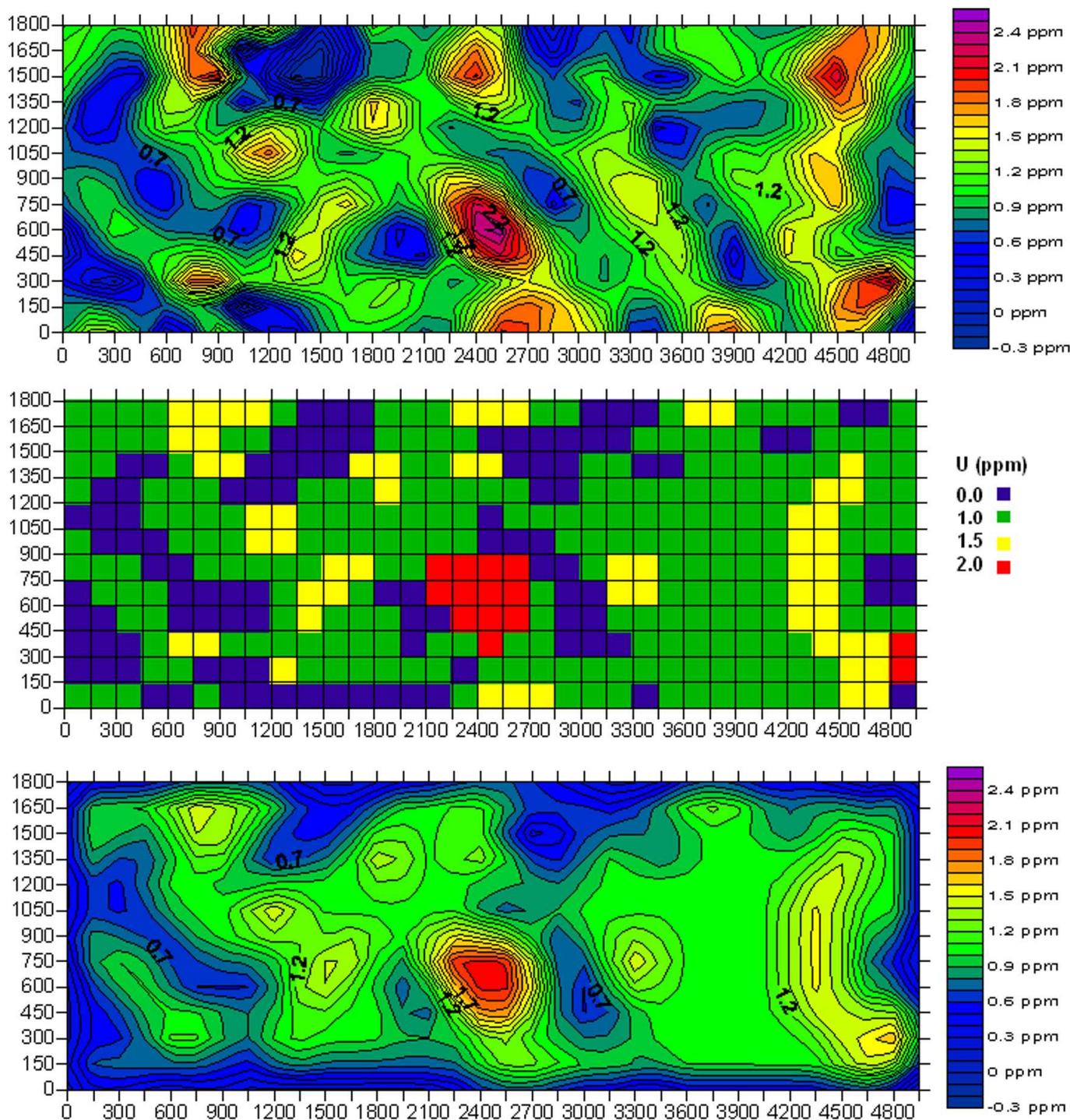


Figura 5.22: Do topo para a base: (1) Mapa de contorno dos valores interpolados em uma malha de 150 x 150 metros da concentração de urânio medida; (2) Mapa do modelo inicial da concentração de urânio para as Fontes Radiométricas; (3) Mapa de contorno dos valores interpolados em uma malha de 150 x 150 metros da concentração de urânio calculado para o modelo inicial.

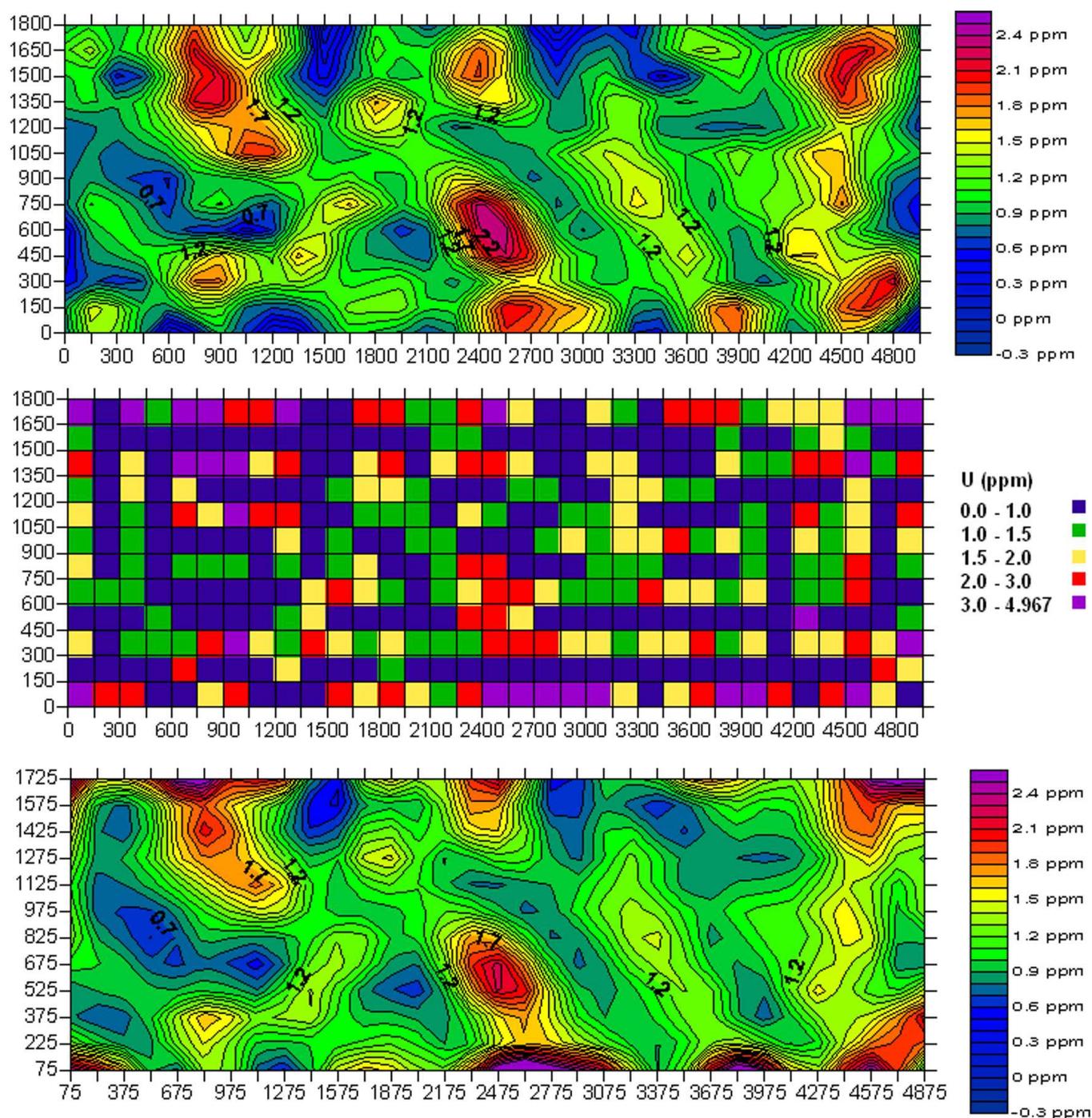


Figura 5.23: Do topo para a base: (1) Mapa de contorno dos valores interpolados em uma malha de 150 x 150 metros da concentração de urânio do modelo final; (2) Mapa do modelo final da concentração de urânio para as Fontes Radiométricas; (3) Mapa de contorno dos valores interpolados em uma malha de 150 x 150 metros da concentração de urânio para as Fontes Radiométricas e filtrado com um filtro Gaussiano.

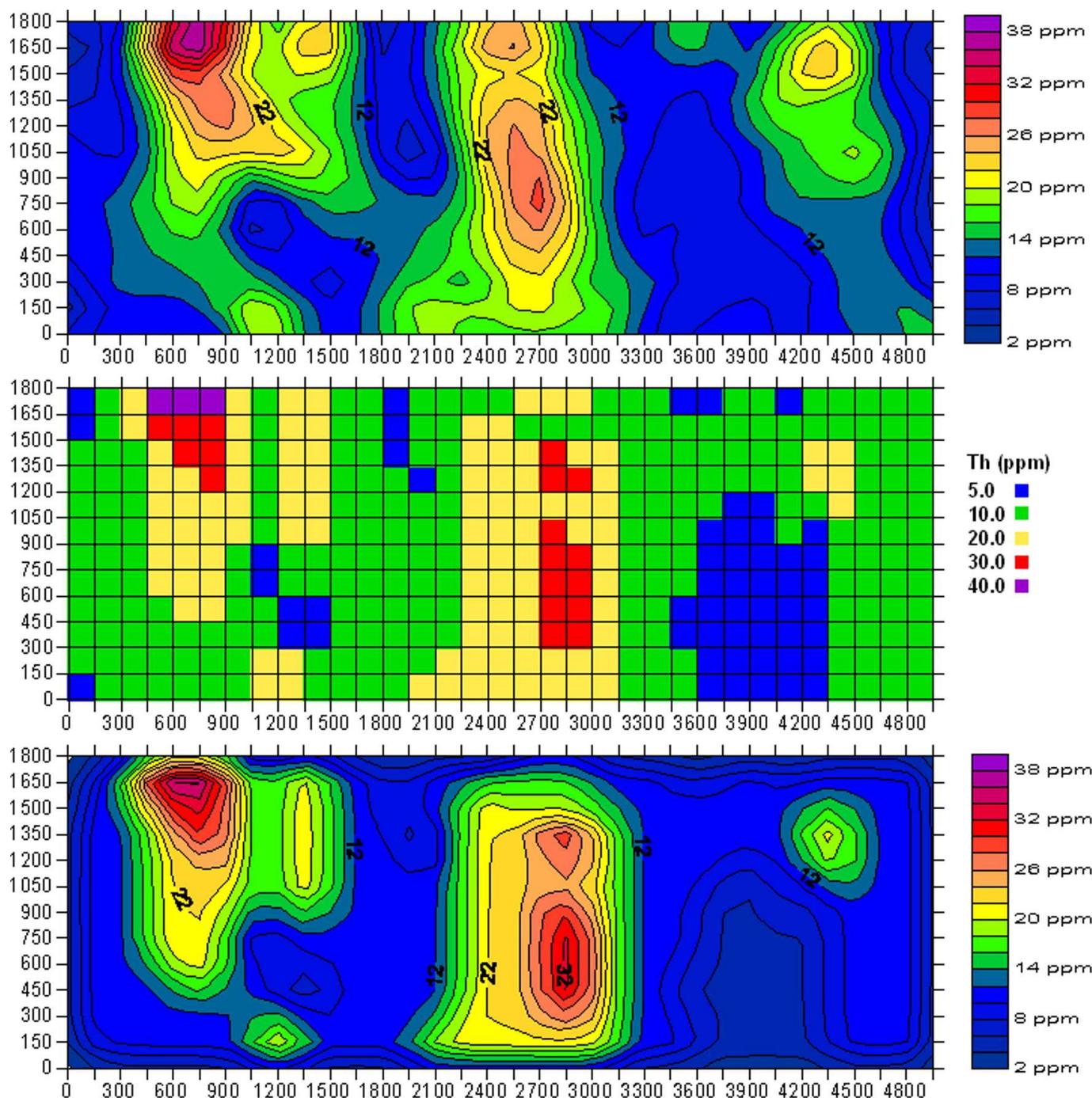


Figura 5.24: Do topo para a base: (1) Mapa de contorno dos valores interpolados em uma malha de 150 x 150 metros da concentração de tório medida; (2) Mapa do modelo inicial da concentração de tório para as Fontes Radiométricas; (3) Mapa de contorno dos valores interpolados em uma malha de 150 x 150 metros da concentração de tório calculado para o modelo inicial.

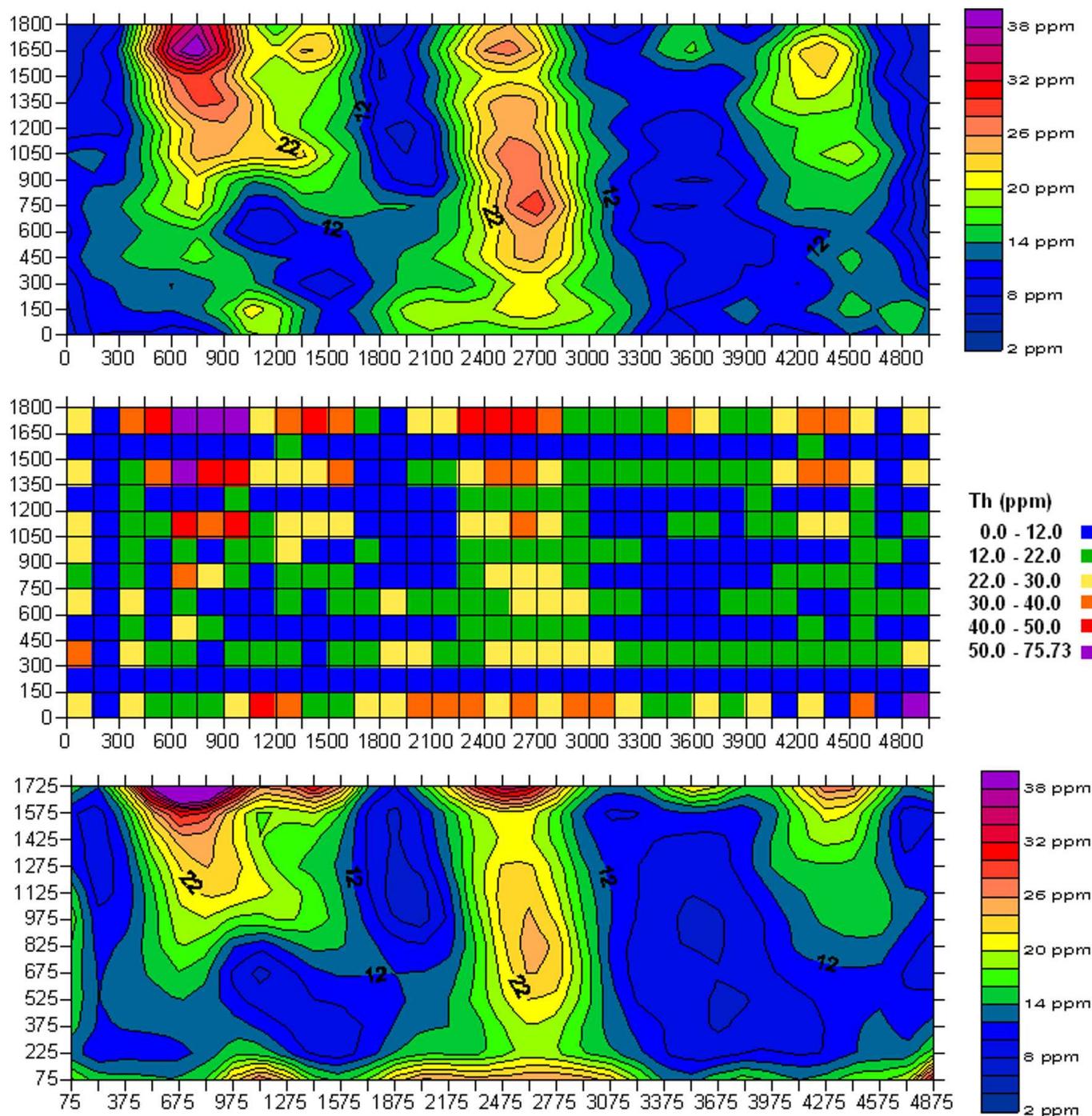


Figura 5.25: Do topo para a base: (1) Mapa de contorno dos valores interpolados em uma malha 150 x 150 metros da concentração de tório do modelo final; (2) Mapa do modelo final da concentração de tório para as Fontes Radiométricas; (3) Mapa de contorno dos valores interpolados em uma malha de 150 x 150 metros da concentração de tório para as Fontes Radiométricas e filtrado com um filtro Gaussiano.

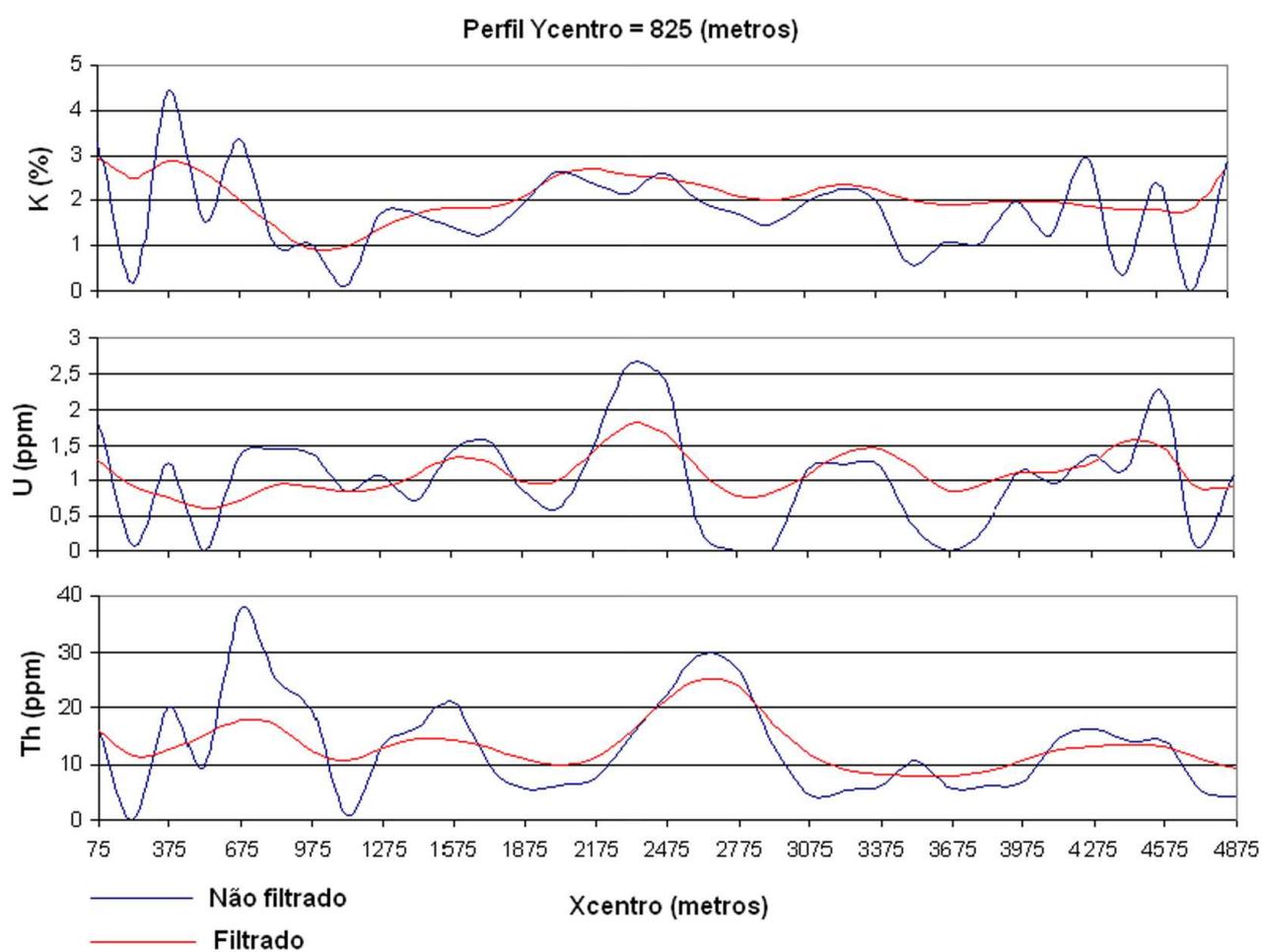


Figura 5.26: Exemplo de um perfil das Concentrações Ajustadas do K , U e Th para Fontes Radiométricas antes e depois da aplicação de um filtro Gaussiano.

CAPÍTULO 6

Conclusões

Os resultados obtidos com as interpretações e modelagens qualitativa e quantitativa dos dados geofísicos para ambos os métodos resultaram, respectivamente, em modelos geológicos e matemáticos que, ao serem confrontados, permitiram inferir a geologia de superfície e subsuperfície.

Em escala regional, a interpretação qualitativa em mapa dos dados aerogeofísicos permitiu identificar grandes unidades geológicas. A aeromagnetometria foi responsável por assinalar diferentes feições geológicas e estruturais praticamente impossíveis de serem encontradas devido à extensa cobertura detrito-laterítica da Formação Capim Grosso, que cobre mais de 40% da região estudada. Encontramos diversos lineamentos magnéticos com direção NW-SE e N-S no Segmento Norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, associados a possíveis zonas de cisalhamento, intrusões de corpos máficos ou de corpos graníticos sintectônicos resultantes dos esforços compressivos e transpressivos que atuaram em toda a região. Encontramos também dois grupos de lineamentos com direção SW-NE: um ao leste sugerindo possíveis fraturas conjugadas com as falhas cisalhantes NW-SE e outro a oeste, formados devido ao truncamento e deslocamento do cinturão móvel por uma zona de cisalhamento em contato com o Bloco Gavião. A resposta homogênea das zonas magnéticas ZM-4 e ZM-13, na região leste da folha de Itiúba e na ZM-8, sugere que estejam associadas, respectivamente, aos ortognaisses granulíticos do Complexo Santa Luz, aos ortognaisses migmatíticos do Complexo Santa Luz e aos ortognaisses enderbíticos do Complexo Caraíba. Marcamos inúmeras anomalias locais, como dipolos magnéticos e núcleos de sinal analítico, que podem indicar chaminés de rochas básicas e ultramáficas e, dependendo das associações existentes, chaminés básico-alcálicas.

A aerogamaespectrometria, apesar de ter sido realizada em uma região com muita cobertura sedimentar (ocasionando em maior absorção da radiação gama), conseguiu identificar domínios com altas concentrações nos três radioelementos que podem ser correlacionados com a geologia. O DR-1, DR-2, DR-2A e DR-2B são os maiores domínios que possuem altíssimos valores de concentração de potássio, apresentando também, faixas com valores altos de urânio e tório. Eles representam o Maciço Sienítico Itiúba (DR-1) e o granitóide *augengnaisse* do Riacho da Onça (DR-2, DR-2A e DR-2B). O DR-5 e DR-6 marcaram núcleos

de pótassio e outros menores de tório, sendo associados, respectivamente, ao granitóide de Cansanção e aos granitóides do Morro do Lopes, ambos dentro do Complexo Santa Luz. Os núcleos dispersos do DR-4 possivelmente representam pequenos corpos granitóides dentro dos ortognaisses migmatíticos do Complexo Santa Luz, enquanto que a faixa central de baixa radioatividade entre as bifurcações, correlaciona-se com gnaisses bandados intercalados com rochas metaultramáficas do Complexo Santa Luz, observadas em dobras de eixo N-S. O DR-3, DR-3B e o DR-3C marcaram altas concentrações de tório, e correspondem geologicamente com os ortognaisses mangeríticos do Complexo Caraíba, os gnaisses intercalados com rochas metamáficas do Complexo Tanque Novo-Ipirá e as rochas máfico-ultramáficas da Suíte São José do Jacuípe. Os altos valores em tório sugerem que possam existir muitos minerais acessórios nas rochas, tais como zircão e monazita. Alguns lineamentos de alta radioatividade marcados em todo o mapa sugerem que existam intrusões de corpos de origem félsica, tais como os diversos granitos formados durante os esforços tectônicos compressivos que atuaram na região.

Em escala local, a combinação da interpretação e modelagem qualitativa com a quantitativa permitiu indentificar ou inferir feições geológicas entre as quais se destacam as seguintes faixas com direção N-S aproximadamente:.

Faixa I (X=0 a X=480): apresenta baixa radioatividade, exceto por um núcleo linear de potássio alongado com direção N-S. Não possui expressividades magnéticas, com exceção somente de algumas pequenas anomalias magnéticas dipolares na parte sul podendo ser rolados de granitos com magnetita. A alta radioatividade é devido aos ortognaisses e a baixa radiação ao redor deste núcleo é causada por rochas calcissilicáticas.

Faixa II (X=480 a X=1600): dividimos em duas partes: (i) Parte sul: possui baixíssimos valores radiométricos devido a um morro formado por serpentinitos, coberto por depósito coluvionar na lateral e composto por silexito no cume. É magneticamente ativa, com pequenas anomalias dipolares, que podem ter sido causada pelo serpentinito (acima do morro) ou por granitos com magnetita (encontrado nas laterais leste o oeste do morro). Ainda ao sul, encontramos um lineamento NW-SE, possivelmente truncado na extremidade sul por uma falha SW-NE. O produto final da modelagem resultou em um corpo alongado NW-SE que possivelmente represente o serpentinito. (ii) Parte norte: possui um núcleo radioativo de forma elíptica que prossegue além dos limites norte do mapa. Possui também alta concentração para os três radioelementos, sendo compatível com a geologia de superfície, que mapeou ortognaisses e um corpo alongado granítico com magnetita que prossegue além dos limites norte do mapa. O método magnético mapeou três anomalias dipolares que, devido à configuração dos pólos magnéticos, podem indicar intrusões de corpos 3D magnetizados por indução, conforme representamos pelo modelo da esfera. Estes dipolos magnéticos podem ter

sido causados pelos granitos com magnetita ou alguma mineralização, como sulfetos metálicos.

Faixa III (X=1600 a X=2100): apresenta valores radiométricos baixos e sem expressividade magnética. Trata-se de rochas calcissilicáticas, interrompidas por uma falha sinistral com direção SW-NE.

Faixa IV (X=2100 e X=3200): radiométricamente ativa nas três concentrações e possui fortes lineamentos magnéticos com direção NW-SE. Marcamos uma descontinuidade com direção SW-NE na região central responsável por alterar a configuração longitudinal do pólo positivo, melhor observado no mapa de sinal analítico e no perfil magnético L4. Esta descontinuidade pode estar associada a uma falha sinistral mapeada pela geologia que interrompe também as rochas calcissilicáticas a oeste. A integração de ambos os métodos em perfil sugeriu que as anomalias magnéticas indicam corpos magnéticos tanto de origem félsica (alta radioatividade gama, principalmente do potássio) quanto de origem máfica (baixa radioatividade, principalmente do potássio). A modelagem magnética resultou em um corpo alongado que se estende em profundidade e possui “ramificações”, observadas em mapa e em perfil como faixas alternantes de pólos positivos e negativos. Estas ramificações podem indicar e/ou corpos com diferentes susceptibilidades, ou corpos em diferentes profundidades.

Faixa V (X=3200 a X=4700): apresenta valores magneticamente homogêneos e está situada em um grande pólo negativo de forma elíptica que se estende além do limite norte do mapa. Esta faixa é radiometricamente intermediária a baixa nas três concentrações. Geologicamente abrange uma região coberta por depósitos aluvionares que foram transportados por um pequeno riacho que cruza a região e também uma pequena faixa mapeada como ortognaisse com anfíbolito intercalado de alta concentração nos três radioelementos. Esta faixa pode ser comparada a um grande corpo 3D uniformemente magnetizado e possivelmente seja uma rocha de origem máfica–metamáfica ou um soergimento do embasamento magnético.

Faixa VI (X=4700 a X=5000): possui baixa radioatividade nos três radioelementos. Foi mapeado um solo massapê com fragmentos de gabro, serpentinito e silexito. Esta faixa trata-se de um lineamento magnético com direção N-S ao sul e com direção NW-SE do centro para o norte após uma interrupção causada possivelmente por uma falha sinistral SW-NE. A modelagem magnética resultou em um corpo semelhante a um dique com alta susceptibilidade e dentro dele outro corpo fortemente magnético, podendo ser indício de sulfetos metálicos.

Os corpos com maiores susceptibilidade magnética modelados nos perfis T1, T3 e T4 podem ser indícios de mineralizações metálicas, tais como sulfetos de cobre, cromo e níquel.

Registros dessas mineralizações são encontradas em corpos máficos e ultramáficos da Suíte São José do Jacuípe, Complexo Caraíba e Complexo Tanque Novo-Ipirá, em destaque para os corpos metalogenéticos mineralizados em cobre, como na Mina Caraíba. Trabalhos geológicos e geoquímicos em campo devem ser essenciais para validar as hipóteses geofísicas, vez que todo processo de modelagem matemática é ambíguo.

A modelagem bidimensional radiométrica, realizada com o método de inversão do conjugado gradiente, definiu regiões radioativas que, após a filtragem Gaussiana, suavizou a distribuição dos radioelementos na superfície. Através dessa modelagem foi possível estimar as concentrações de potássio, urânio e tório no terreno, auxiliando no mapeamento geológico.

Por fim, os dados dos levantamentos aerogeofísicos, além de possuírem ótimos níveis de resolução, passam por inúmeras correções e controles de qualidade que os fazem extremamente confiáveis e úteis como ferramenta preliminar em qualquer trabalho de exploração geofísica, revelando alvos anômalos que indicam a possibilidade da existência de mineralizações. Posteriormente, estes alvos anômalos servirão como guia de exploração em típicos trabalhos geológicos, geofísicos e geoquímicos de campo.

Para uma modelagem e interpretação completa, recomendamos:

- Mapeamento geológico de detalhe auxiliado com dados de gamaespectrometria terrestre;
- Coleta de amostras para análises geoquímicas, petrográficas e petrofísicas;
- Medidas da susceptibilidade magnética de amostras obtidas em afloramentos e testemunhos;
- Utilização de outros modelos magnéticos tridimensionais, tais como o cilindro vertical e poliedros;
- Utilização de outros métodos de inversão na aplicação do modelo monoenergético de espectrometria gama que sejam capazes de diminuir ou eliminar os “efeitos de borda” e a distribuição “granular” das fontes radiométricas.
- Utilização dos métodos geofísicos eletromagnético e polarização induzida nas regiões onde foram assinaladas anomalias magnéticas com baixa radioatividade gama (possíveis indicadores de rochas máficas ou meta-máficas). Estes métodos sugeridos detectam sulfetos maciços (eletromagnético) ou sulfetos disseminados (polarização induzida). Sendo assim, são extremamente úteis na localização de sulfetos de níquel.

Agradecimentos

Gostaria de agradecer a:

Primeiramente a Deus por me dar saúde, paz e fé.

A minha mãe Carolina Freitas e ao meu pai Geraldo de Oliveira Gonçalves, por me darem a vida, por me criarem com amor e por sempre estarem ao meu lado em qualquer situação.

A minha namorada Bárbara Janaína pela paciência, compreensão e pelo auxílio nas correções do trabalho (que não foram poucas!).

Ao meu orientador Dr. Edson Sampaio por ter sugerido o tema deste trabalho e por acompanhar a todo o momento o desenvolvimento deste, além de compartilhar um pouco do seu vasto conhecimento em geofísica e em outras ciências.

A Companhia Baiana de Pesquisa Mineral por fornecer os mapas e dados geofísicos imprescindíveis para a realização deste trabalho. Em especial, aos geofísicos Ives Garrido e Raymundo Wilson, meus supervisores durante a realização do meu estágio na empresa.

Ao professor Dr. Roberto Max de Argollo por ensinar a operar o gamaespectrômetro utilizado neste trabalho e pelo conhecimento passado sobre a teoria da radioatividade durante o curso de graduação;

Ao Dr. Johildo Barbosa pela participação da banca examinadora e pelas sugestões e correções do trabalho;

Aos meus colegas formados: Luís Alberto pelo apoio nos programas LaTeX e FORTRAN; Emerson Sidinei e Eduardo Urasaki pelo apoio no programa Oasis Montaj e Idney da Silva pela criação do mapa geológico digital.

Aos meus colegas de graduação que compartilharam os momentos finais da conclusão do curso de geofísica, perdendo dias e noites para concluir com êxito a monografia: Jorge Luís, Tiago Torres, José Nilson, Lucas Navarro, Breno Braga, João Cunha e Daniel Carneiro.

Aos funcionários do CPGG Joaquim Lago e Tiago Cavalcante pelos auxílios técnicos.

E a todas as outras pessoas que contribuíram direta ou indiretamente na realização deste trabalho.

Referências Bibliográficas

- Alves Jr, P. B. (2004) Determinação de perfis de taxa de produção de calor radiogênico em poços da bacia do Recôncavo, Trabalho de graduação, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Brasil.
- Blakely, R. J. (1996) *Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications*, Cambridge University Press, Cambridge.
- CBPM (2003) Relatório Técnico do Projeto Levantamento Aerogeofísicos nas Áreas de Andorinha/Ipirá-Piritiba, LASA Engenharia e Prospecções S.A.
- CPRM (2003) Mapa Geológico do Estado da Bahia na Escala 1:1000000, Convênio CPRM-CBPM.
- Dickson, B. L. e Scott, K. M. (1997) Interpretation of aerial gamma-ray surveys - adding the geochemical factors, *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, **17**(2):187–200.
- Ferreira, C. (1973) Espectrometria gama de campo: determinação das condições de detecção, aplicação ao mapeamento de uma jazida de apatita, Dissert. de mestrado, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Brasil.
- Geosoft (2005) *montaj 256-Channel Radiometric Processing, User guide and tutorial*, Toronto, Ontario, Canada.
- Geosoft (2006) *montaj Geophysics Levelling Systems, User guide and tutorial*, Toronto, Ontario, Canada.
- Green, A. A. (1987) Levelling airborne gamma-radiation data using between channel correlation information, *Geophysics*, **52**(11):1557–1562.
- Gunn, P. J. (1997) Quantitative methods for interpreting aeromagnetic data: a subjective review, *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, **17**(2):105–113.
- Hoover, D. e Hill, P. (1992) *The Geophysical Expression of Selected Mineral Deposits*, United States Geological Survey, Open-File Report.
- Horsfall, K. R. (1997) Airborne magnetic and gamma ray data acquisition, *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, **17**(2):23–30.
- IAEA (1991) *Airborne gamma ray spectrometer surveying*, International Atomic Energy Agency, (323).
- Ishihara, S. (1981) The granitoid series and mineralization, *Economic Geology*, **75**:92–557.

- Kosin, M.; Mello, R. C.; Souza, J. D.; Oliveira, E. P., C. M. J. e Leite, C. M. M. (2003) Geologia do Segmento Norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá e guia de excursão, *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(1):15–26.
- Langmuir, D. (1978) Uranium solution mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**:547–569.
- Langmuir, D., H. J. S. (1980) The mobility of thorium in natural waters at low temperatures, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **44**:1753–1766.
- Luyendyk, A. P. J. (1997) Processing of airborne magnetic data, *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, **17**(2):31–38.
- Marquardt, D. W. (1963) An algorithm for least square estimation of non linear parameters, *Journal of Society for Industrial and Applied Mathematics*, **2**(2):431–441.
- Minty, B. R. S. (1991) Simple micro-levelling for aeromagnetic data, *Exploration Geophysics*, **22**:591–592.
- Minty, B. R. S. (1997) Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry, *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, **17**(2):39–50.
- Minty, B. R. S.; Luyendyk, A. P. J. e Brodie, R. C. (1997) Calibration and data processing for airborne gamma-ray spectrometry, *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, **17**(2):51–62.
- 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. (1984) Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential-field data via generalized Hilbert transform: fundamental relations, *Geophysics*, **49**:780–786.
- NGA (2004) GM-SYS Users Guide v4.9, Northwest Geophysical Associates, Corvallis, USA.
- Oliveira, E. P.; Carvalho, J. M. e MacNaughton, N. J. (2004) Evolução do Segmento Norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá: Cronologia da acreção de arcos, colisão continental e escape de terrenos, *Revista do Instituto de Geociências, USP*, **4**(1):41–53.
- Pitkin, J. A. e Duval, J. S. (1980) Design parameters for aerial gamma ray surveys, *Geophysics*, **45**(9):1427–1439.
- Portnov, A. (1987) Specialization of rocks toward potassium and thorium in relation to mineralization, *Izvestiya SSSR ser. geologicheskaya*, (3):101–121.
- Roest, W. R., V. J. e Pilkington, M. (1992) Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal, *Geophysics*, **57**:116–125.
- Sampaio, E. E. S. (1991) Anomalias magnéticas devido a uma semi-reta inclinada uniformemente magnetizada, *Revista Brasileira de Geofísica*, **9**(1):23–35.

- Sampaio, E. E. S. (2002) Métodos Gravimétrico e Magnético, Notas de aula, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Bahia, Brasil.
- Sampaio, E. E. S. (2007) Interpretação dos Dados Magnéticos e Radiométricos Aéreos das Folhas de Barra, Gentio do Ouro, Morpará, Ipupiara, Barra do Mendes, Oliveira dos Brejinhos e Oricuri do Ouro - Relatório Técnico para a CPRM, Salvador, Bahia, Brasil.
- Talwani, M., W. J. L. e Landisman, M. (1959) Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocine submarine fracture zone, *Journal Geophysics*, **64**:49–61.
- Telford, W. M.; Geldart, L. P. e Sheriff, R. E. (1990) *Applied Geophysics Second Edition*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Tewari, S. G. e Raghuwanshi, S. S. (1987) Some problems on the range of investigation of airborne gamma-ray spectrometry: Uranium., **4**:67–82.
- Urquhart, W. E. S. (2006a) Airborne gamma-ray spectrometry surveys, GeoExplo, Airborne Geophysical Survey Workshop.
- Urquhart, W. E. S. (2006b) Airborne magnetic data compilation, GeoExplo, Airborne Geophysical Survey Workshop.
- Vieira, A. B. (1983) Notas sobre a interpretação qualitativa de mapas aerogeofísicos, CPRM.
- Whitham, K. (1960) Measurement of the geomagnetic elements, *Methods and Techniques in Geophysics*, **1**:134–148.
- Won, I. e Bevis, M. (1987) Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: algorithms and fortran subroutines, *Geophysics*, **52**:232–238.