



**Universidade de Brasília  
Instituto de Geociências**

***MÉTODOS POTENCIAIS APLICADOS AO ESTUDO  
DO ARCABOUÇO CRUSTAL DA PORÇÃO  
MERIDIONAL DA FAIXA RIBEIRA, MARGEM  
CONTINENTAL DA BACIA DE SANTOS.***

**SAULO ALVES CARREIRO DE ARAÚJO**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N° 295**

**BRASÍLIA**

**2012**



**Universidade de Brasília  
Instituto de Geociências**

***MÉTODOS POTENCIAIS APLICADOS AO ESTUDO  
DO ARCABOUÇO CRUSTAL DA PORÇÃO  
MERIDIONAL DA FAIXA RIBEIRA, MARGEM  
CONTINENTAL DA BACIA DE SANTOS.***

**SAULO ALVES CARREIRO DE ARAÚJO**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N° 295**

Dissertação de Mestrado elaborada junto ao Curso de Pós-Graduação em Geologia (Área de Concentração em Geologia Regional) do Instituto de Geociências (IG) da Universidade de Brasília (UnB) para à obtenção do Título de Mestre em Geologia.

**Orientador: Dr<sup>a</sup>. Adalene Moreira Silva (IG-UnB)**

**Co-orientador: Dr. Francisco José Fonseca Ferreira (UFPR)**

**Comissão Examinadora:**

**Dr<sup>a</sup>. Adalene Moreira Silva (IG-UnB)**

**Dr. Farid Chemale Junior (IG-UnB)**

**Dr<sup>a</sup>. Naomi Ussami (IAG-USP)**

**BRASÍLIA**

**2012**



*O Geólogo, Pintura do século XIX por Carl Spitzweg*

*Aos meus pais:*

*Maria Salete Alves Moreira Araújo e Antônio Carneiro de Araújo*

---

## AGRADECIMENTOS

Aos orientadores Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Adalene Moreira Silva e Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira pela oportunidade de participar do Projeto Falhas, pelos conhecimentos transmitidos e atenção que eles tiveram em minha orientação.

A todos do Instituto de Geociências da (IG-UnB), em especial aos inúmeros professores que contribuíram para o desenvolvimento desse trabalho bem como a minha formação em geologia.

Aos Laboratórios de Geofísica Aplicada (LGA) da Universidade de Brasília (UnB) e ao Laboratório de Pesquisa em Geofísica Aplicada (LPGA) da Universidade Federal do Paraná (UFPR) pela utilização das infraestruturas dos laboratórios.

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

Aos meus inúmeros amigos da geologia que fizeram dos momentos mais difíceis os mais fantásticos da minha vida.

Aos meus eternos amigos do 2<sup>o</sup>A sempre atentos e dispostos a uma conversa aliviando quaisquer problemas, são sinônimo de confiança e parceria. Em especial a Caroline Rocha por toda sua colaboração, atenção e auxílio nas horas mais difíceis.

A todos da minha grande família que me apoiaram e incentivaram.

Aos meus irmãos: Samuel Carreiro que tanto me ajudou neste projeto, a Sâmara Araújo e Salan Carreiro pelos momentos incríveis responsáveis por diminuir qualquer cansaço ou mesmo chateação. Aos meus encantadores sobrinhos: Sara, Ítalo e Maria Clara, motivos de alegria nos momentos mais tensos do trabalho.

Aos meus pais Maria Salete e Antônio Carreiro pelo apoio, força, dedicação e amor dado a mim, sendo os principais responsáveis por essa conquista. Ambos possuem valor incomensurável na minha vida.

# SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	i
SUMÁRIO	ii
ÍNDICE DAS FIGURAS	v
ÍNDICE DE TABELAS	xiv
LISTA DE EQUAÇÕES	xiv
RESUMO	xv
ABSTRACT	xvii

---

## **I - INTRODUÇÃO** **1**

---

1.1 Apresentação e Justificativa	2
1.2 Objetivos	3
1.3 Localização da Área de Estudo	4
1.4 Materiais e Métodos	4
1.4.1 Aerogeofísica	4
1.4.1.1 Localização e especificações técnicas dos aerolevantamentos	4
1.4.2 Gravimetria	5
1.4.2.1 Gravimetria terrestre	5

---

## **II - GEOLOGIA REGIONAL** **8**

---

2.1 Província Mantiqueira	9
2.1.1 Faixa Ribeira	10
2.1.2 Modelo evolutivo relacionado à colisão oblíqua	14
2.2 Morfogênese e Tectônica no Sudeste Brasileiro Durante o Paleo–Cenozóico	15
2.2.1 O Arco de Ponta Grossa	20

---

## **III - PROCESSAMENTO DOS DADOS MAGNÉTICOS E GAVIMÉTRICOS** **23**

---

3.1 Dados Magnéticos	24
3.1.1 Apresentação	24
3.1.2 Conversão da projeção cartográfica	24
3.1.3 Controle de qualidade	26
3.1.3.1 Distribuição, uniformidade e densidade	26

---

3.1.3.2 Distribuição das linhas de aquisição	26
3.1.3.3 Consistência dos dados	27
3.1.4 Interpolação 2D em malha regular	28
3.1.5 Micronivelamento	29
3.1.6 Junção dos bancos de dados magnéticos	30
3.2. Dados Gravimétricos	32
3.2.1 Apresentação	32
3.2.2 Conversão da projeção cartográfica, interpolação 2D em malha regular e controle de qualidade	32
3.3 Processamento e Reduções aplicadas nos Dados magnéticos e Gravimétricos	33
3.3.1 Espectro Radial de Potência	34
3.3.2 Redução ao Polo	36
3.3.3. Continuação ascendente	38
3.3.4 Amplitude do Gradiente Horizontal Total	39
3.3.5 Amplitude do Sinal Analítico	39
3.3.6 Matched Filtering	39
3.3.7 Deconvolução de Euler	40
3.3.7.1 Deconvolução de Euler - Método Padrão	40
3.3.7.2 Deconvolução de Euler - AN-EUL	41
3.3.7.3 Limitações das Técnicas	41
3.3.8 Separação regional-residual dos campos magnético e gravimétrico	42

---

<b>IV - RESULTADOS E INTERPRETAÇÕES GEOFÍSICAS</b>	<b>43</b>
--	-----------

---

4.1 Interpretações dos Produtos Magnéticos	44
4.1.1. Análise Espectral Radial dos Dados Magnéticos	44
4.1.2 Domínios Magnéticos	48
4.1.3. Lineamentos Magnéticos	55

---

---

4.1.4. Profundidades das Fontes Magnéticas	63
4.1.4.1 Deconvolução de Euler	64
4.2 Interpretações dos Produtos Gravimétricos	69
4.2.1 Análise do Espectro Radial de Potência	69
4.2.2. Domínios e Lineamentos Gravimétricos	71
4.2.3. Estimativas de Profundidade para a Descontinuidade de Mohorovicic	75
<hr/>	
<b>V - INTERGRAÇÃO GEOFÍSICO-GEOLÓGICO</b>	<b>78</b>
<hr/>	
5.1 Apresentação	79
5.2 Arcabouço Tectônico e Arquitetura de Blocos Crustais da Porção Meridional da Faixa Feira	81
5.3 Domínios Tectônicos	84
5.3.1. Domínio Luís Alves	84
5.3.2. Domínio Curitiba	84
5.3.3. Domínio Apiaí - São Roque	85
5.3.4. Domínio Embu	87
5.3.5. Domínios Associados à Porção Sul da Faixa Brasília	87
5.3.6. Domínio Serra do Mar	88
5.3.7 Domínio Enxame de Diques e Intrusões Alcalinas	88
5.4. Sistemas de Lineamentos da Porção Sul da Faixa Ribeira	90
5.4.1. Estruturação NE	91
5.4.1.1 Modelo Evolutivo	98
5.4.2. Estruturação NW	100
5.4.3. Estudo Crustal e Evolução Tectônica da Margem Passiva Vulcânica da Bacia de Santos	103
5.4.4. Bacia de Santos	111

---

<b>VI - CONCLUSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS</b>	<b>112</b>
1.1 Contribuições dos métodos potenciais para o arcabouço crustal e modelos geodinâmicos da porção Meridional da Faixa Ribeira.	116
1.2 Recomendações	122
<b>VII – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>123</b>
<b>VIII – ANEXOS</b>	<b>138</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO</b>		
FIGURA 1.1	Mapa de localização da área de estudo (polígono amarelo) no contexto da área do Projeto Falhas (polígono branco)	4
FIGURA 1.2	Mapa de localização dos projetos aerogeofísicos que recobrem a área de trabalho.	5
FIGURA 1.3	Distribuição dos dados gravimétricos terrestres de Sá et. al (1993), o tamanho dos quadrados indica o número de estações gravimétricas distribuídas em uma célula de 0.0833° x 0.0833°.	6
FIGURA 1.4	Distribuição das estações gravimétricas que recobrem a área de trabalho.	6
<b>CAPÍTULO 2: GEOLOGIA REGIONAL</b>		
FIGURA 2.1	Configuração pretérita do paleocontinente Gondwana com destaque para os principais blocos cratônicos (escuro) e os cinturões móveis (claros tracejados) correlacionáveis entre o Leste da América do Sul e Oeste da África. O quadrado indica a área do presente estudo. <b>Crátons:</b> WA- Oeste Africano; AMZ- Amazônia; SF- São Francisco; RDP- Rio de La Plata; KAL- Kalahari, CG- Congo; IND-Índia; ANE- Antártico Leste; NA- Norte Australiano; <b>Faixas:</b> Br- Brasília; Rb- Ribeira; KK- Kaoko; WCOeste Congo; (modificado de Schmitt et al., 2004 e Stanton, 2009).	8
FIGURA 2.2	Localização da província Mantiqueira no contexto geotectônico brasileiro (modificado de Almeida et al. 1981, CPRM, 2001).	9
FIGURA 2.3	Localização da área estudada e suas relações com as principais unidades tectônicas pré-silurianas do Sudeste brasileiro. Blocos e fragmento	



	cratônicos: (LA) Luís Alves, (I) Itatins, (CF) Cabo Frio, (SF) São Francisco. Faixas de dobramento meso a neoproterozóicas: (RG) Alto Rio Grande, (R) Ribeira. Terrenos arqueanos e paleoproterozóicos de alto grau retrabalhados no Brasileiro: (C) Curitiba, (SM) Serra do Mar, (JF) Juiz de Fora, (M) Mantiqueira, (SG) Nappe Socorro - Guaxupé. Seqüências sedimentares e vulcanossedimentares Cambro-ordovicianas (CO): (1) Campos do Meio; (2) Jacutinga – Ouro Fino; (3) Jundiuvira – Boquira – Rio Preto; (4) Cubatão; (5) Lancinha; (6) Além Paraíba (Campanha 2002).	11
FIGURA 2.4	Modelo de evolução mecânica vinculada à colisão oblíqua da porção meridional da FR segundo Campanha (2002).	13
FIGURA 2.5	Mapa de distribuição dos quatro riftes que compõe o Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCSB). (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo; de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões/lavas alcalinas, charneira cretácea das bacias de Santos/Campos e o rio Paraíba do Sul (Zálan & Oliveira 2005).	18
FIGURA 2.6	Compartimentação tectono-estrutural do embasamento da Bacia de Santos, apresentando as principais subdivisões de blocos continentais e faixas móveis pré-cambrianas, além das principais estruturas NE e NW. Mapa síntese construído por Mio (2005) a partir dos mapas apresentados por Ferreira (1982), Campanha & Sadowski (1999), Basei et al. (2000) e Soares et al. (2000).	20
FIGURA 2.7	Diacronismo das gerações de diques ortogonais e paralelos ao eixo do Atlântico Sul, 1 indicando possível mudança nos esforços extensionais (modificado de Hawkesworth et al. 1992; Marzoli et al. 1999; compilado de Bueno 2004).	22

---

### **CAPÍTULO 3: PROCESSAMENTO DE DADOS MAGNÉTICOS E GAVMÉTRICOS**

---

FIGURA 3.1	Fluxograma com as etapas de pré-processamento dos dados aeromagnetométricos.	25
FIGURA 3.2	Detalhe das linhas de aquisição (LA) do levantamento Serra do Mar Sul, porção Nordeste, detalhando em vermelho os desvios entre os espaçamentos e das LA.	27
FIGURA 3.3	Análise dos perfis empilhados dos dados originais do CMA utilizada para verificar a presença de valores espúrios, picos anômalos. O círculo vermelho destaca um conjunto de valores espúrios.	27
FIGURA 3.4	Perfil da diferença quarta para avaliação de consistência do conjunto de dados. Este gráfico representa os dados de uma linha de voo para o CMA: as linhas vermelha e verde representam, respectivamente, o perfil dos dados originais e o resultado da diferença quarta onde nota-se um pico no que indica um valor espúrio na linha de produção.	28
FIGURA 3.5	Imagens geradas do CMA para as áreas individuais dos diferentes projetos indicados na tabela 1.1: 1 – Levantamento SP-RJ-SP áreas 1, 2 - Levantamento SP-RJ-SP áreas 2, 3 - Levantamento Serra do Mar Sul, 4 -	

---

	Levantamento SP-RJ-SP área 3. Resultados obtidos com e sem o uso do micronivelamento, respectivamente B e A, notar a eficiência do algoritmo de micronivelamento na retirada de tendências ruidosas.	30
FIGURA 3.6	Imagens do CMA após a junção das malhas pela rotina sutura do algoritmo GridKnitting (GEOSOFT 2009). A imagem da esquerda foi gerada com célula unitária de 250m, o que acarretou vazios decorrentes da ausência de dados. A imagem da direita foi integrada com célula unitária de 700m corrigindo o efeito da ausência dos dados.	31
FIGURA 3.7	Imagens da anomalia Bouguer dos dados gravimétricos. A imagem da esquerda corresponde aos dados cedidos pelo IAG, notar a localização das estações.	33
FIGURA 3.8	Fluxograma das etapas realizadas durante o processamento de dados magnéticos e gravimétricos.	34
FIGURA 3.9	Apresentação do espectro radial de potência obtido a partir do campo magnético anômalo reduzido ao polo, utilizando o algoritmo USGS.	35
FIGURA 3.10	Produtos obtidos após a aplicação do filtro redução ao polo. A) produto obtido com o algoritmo MAGMAP. Observar os ruídos na direção da declinação magnética - 15.529°, B) produto obtido com o algoritmo de Phillips (2007) para baixas latitudes magnéticas o mesmo demonstrou ser bastante estável.	37
FIGURA 3.11	Imagens confirmando a eficiência do filtro de redução ao polo (REDP) de Phillips (2007). A) amplitude do gradiente horizontal total (AGHT) aplicada aos dados REDP. B) amplitude do sinal analítico (ASA) aplicada aos dados REDP.	38

---

#### **CAPÍTULO 4: PROCESSAMENTOS DOS DADOS MAGNÉTICOS E GRAVIMÉTRICOS**

---

FIGURA 4.1	Interpretação dos espectros radiais de potência. Vermelho - fontes profundas, verde - fontes intermediárias, e azul - fontes rasas. A) Espectro obtido a partir do campo magnético anômalo reduzido ao polo; B) Espectro obtido a partir do campo magnético anômalo reduzido ao polo continuado para 5000m; C) Espectro obtido a partir campo magnético anômalo reduzido ao polo continuado para 10000m.	46
FIGURA 4.2	Imagem do espectro radial de potência do campo magnético reduzido ao polo usada para definir as retas e configurar os filtros a serem usados. A) fontes rasas; B) fontes intermediárias e C) fontes profundas.	47
FIGURA 4.3	Resultados obtidos após aplicação do Matched Filtering aos dados do CMA reduzidos ao polo, configurado por meio das retas da Figura 4.2. Notar as amplitudes de cada conjunto de dados e seus respectivos comprimentos de onda.	47
FIGURA 4.4	Imagem do campo magnético anômalo reduzido ao polo para área de estudo. O sistema de coordenadas usado compreende: elipsoide é o WGS 84 e o Datum é SAD-69.	49

FIGURA 4.5	Domínios magnéticos interpretados a partir da malha regular do campo magnético anômalo reduzido ao polo, A e B correspondem aos domínios magnéticos interpretados. A denominação “A” refere-se aos altos magnéticos e “B” representam as porções com assinaturas de intermediários a baixos magnéticos. O sistema de coordenadas usado compreende: elipsoide é o WGS 84 e o Datum é SAD-69.	50
FIGURA 4.6	Imagens do campo magnético anômalo reduzido ao polo sem continuação, continuado a 5000m e 10000m (Porção superior), e os resultados obtidos com aplicação do MTF realçando feições rasas, intermediárias e profundas (Porção inferior). Notar que mesmo sendo metodologias distintas os resultados foram bem semelhantes com relação ao comportamento magnético.	53
FIGURA 4.7	Imagem dos domínios magnéticos interpretados a partir do campo magnético anômalo reduzido ao polo e suas continuações ascendentes 3000m, 5000m e 10000m. A denominação “A” representação os altos e magnéticos relevantes e “B” representam os baixos a intermediários interpretados.	54
FIGURA 4.8	Imagem da derivada vertical de ordem um do campo magnético anômalo reduzido ao polo.	56
FIGURA 4.9	Imagem com as principais estruturas magnéticas interpretadas a partir da derivada do campo magnético anômalo reduzido ao polo. Destaca-se em 1 os principais lineamentos NW que compõem duas faixas de grande densidade, e em 2 destaca-se os principais lineamentos magnética que compõem formadores da estruturação N30/40°E.	57
FIGURA 4.10	Imagem das derivadas verticais obtidas a partir do campo magnético anômalo reduzido ao polo e das continuações geradas para as distâncias de 3000m, 5000m e 10000m.	59
FIGURA 4.11	Imagem dos lineamentos magnéticos interpretados a partir do campo magnético anômalo reduzido ao polo e suas continuações ascendentes 3000m, 5000m e 10000m. Já as anomalias circulares foram obtidas a partir da amplitude do gradiente horizontal total.	60
FIGURA 4.12	Interpretações dos lineamentos magnéticos a partir das derivadas verticais obtidas pelos resultados do MTF realçando feições rasas (A) profundidade dos topos das fontes magnéticas a aproximadamente 1km; feições intermediárias (B) com profundidade dos topos das fontes magnéticas em torno de 9 km; feições profundas (C) com profundidade dos topos das fontes magnéticas a aproximadamente 16 km.	61
FIGURA 4.13	Imagem ternária RGB integrando as derivadas verticais de 1º ordem aplicados nos resultados obtidos com o MTF: raso (investigação a aproximadamente 1,2km) canal azul; intermediário (Investigação a aproximadamente 9 km) canal verde e profundo (investigação de profundidades maiores que 16 km) canal vermelho.	62
FIGURA 4.14	Mapa de fluxo de calor (A) mapa feito por Hamza et al (2005) indicando valores de fluxo térmico de $Q = 65 \text{ mW/m}^2$ , (B) mapa desenvolvido pelo	

---

	Laboratório de Geotermia do Observatório Nacional apud Rodrigues (2007) indicando valores de fluxo térmico de $Q = 60 \text{ mW/m}^2$ .	64
FIGURA 4.15	Imagem com as soluções da deconvolução de Euler padrão para as seguintes configurações: janela igual a 5 e índice estrutural de 1. Notar que a soluções privilegiam feições rasas.	66
FIGURA 4.16	Imagem com as soluções da deconvolução de Euler padrão para as seguintes configurações: janela igual a 10 e índice estrutural de 1. Nota-se que as feições magnéticas NE são mais expressivas e sobressai em relação às NW.	66
FIGURA 4.17	Imagem com as soluções da deconvolução AN-Euler para malha do campo magnético anômalo reduzido ao polo. Notar as principais feições magnéticas individualizadas e a associação de estruturas mais rasas (NW) e estruturas profundas (NE), a imagem da direta as soluções estão sobrepostas a $1^\circ$ derivada vertical.	67
FIGURA 4.18	Imagem com as soluções da deconvolução AN-Euler para malha intermediária obtida pelo MTF sobre a derivada vertical $1^\circ$ ordem do CMA reduzido ao polo. Notar que as principais estruturas evidenciadas compreendem as feições NE e se encontram em profundidades menores que 10 km.	68
FIGURA 4.19	Imagem com as soluções da deconvolução AN-Euler para malha profunda obtida pelo Matched Filtering sobre a derivada vertical $1^\circ$ ordem do campo magnético anômalo reduzido ao polo. Notar que as principais estruturas evidenciadas compreendem as feições NE e se encontram em profundidades menores que 10 km.	69
FIGURA 4.20	Espectro de potência radial médio dos dados de anomalia Bouguer, com a interpretação do intervalo do número de onda $0,029 \text{ km}^{-1}$ utilizado para a aplicação do filtro gaussiano de separação regional-residual.	70
FIGURA 4.21	Imagens resultantes da aplicação do filtro gaussiano de separação regional-residual com número de onda de $0,029 \text{ km}^{-1}$ indicando a localização dos dados magnéticos. A – anomalia residual, B – anomalia regional.	71
FIGURA 4.22	Imagem da anomalia Bouguer, o polígono em preto indica a área dos dados magnéticos.	73
FIGURA 4.23	Imagem referente à anomalia Bouguer residual, destacando as principais feições gravimétricas interpretadas.	75
FIGURA 4.24	Imagem da Moho (espessura crustal) obtida após aplicação da metodologia desenvolvida por Riad et al. (1981). Imagem à direita corresponde ao histograma da malha regular da espessura crustal, à esquerda. Notar que a maioria dos dados encontra-se no intervalo de profundidade de $35.5 - 33.5 \text{ km}$ , indicando assim uma profundidade média para Moho de 34 km.	76

---

## CAPÍTULO 5: INTERGRAÇÃO GEOFÍSICO-GEOLÓGICO

---

FIGURA 5.1	Síntese dos principais resultados obtidos através dos dados magnéticos e gravimétricos destacando as principais metodologias usadas, as estimativas	
------------	---	--

	da Moho, da temperatura Curie e da descontinuidade de 84 km relacionada ao topo da astenosfera.	79
FIGURA 5.2	Esboço do regime de deformação e os tipos de rochas/falhas com a profundidade (modificado de Fossen, 2012).	80
FIGURA 5.3	Principais domínios tectônicos propostos por meio dos dados geofísicos correlacionados com os domínios previamente definidos com a bibliografia; M- Intrusões alcalinas, N- Enxame de diques; L – Limites tectônicos: 1- Domínio Apiaí (A- Batólito Cunhaporanga, B- Batólito Três Córregos; C- Fm. Águas Claras; D - Fm. Votuverava, E- Batólito Agudos Grandes, F- Grupo São Roque); 2-A e B - Domínio Curitiba; 3A- Domínio Luis Alves; 4A- Domínio Serra do Mar; 6A-B - Nappes Socorro-Guaxupé superior e inferior, respectivamente.	81
FIGURA 5.4	Imagens determinantes para a separação dos principais domínios tectônicos. 1) Domínios magnéticos interpretados a partir do campo magnético anômalo reduzido ao polo; 2) Resultado do matched filtering (MTF) realçando feições profundas, topo das fontes magnéticas a 16km; 3) Imagem integrada RGB com os produtos obtidos no MTF profundo/intermediário/raso. 4) Domínios e estruturas gravimétricas interpretadas a partir da imagem residual de anomalia Bouguer.	82
FIGURA 5.5	Esboço tectônico e geológico do Pré-Cambriano da porção Sul-Sudeste brasileira compilado de Prazeres Filho et al. (2003). 1A) Reconstrução paleogeográfica do Gondwana Ocidental ( Modificado de Unrug, 1996); 1B) Compartimentação tectônica da porção Centro-Sul do Cinturão Ribeira (. Modificado de Basei et al., 1992; Campos Neto & Figueiredo, 1995): A - Cobertura Fanerozóica; B - Bacias neoproterozóicas/eopaleozóicas; C - Cinturão Alto Rio Grande; D - Domínio Socorro-Guaxupé; E - Domínio Apiaí; F - Domínio Juiz de Fora; G - Domínio Serra do Mar; H - Domínio Curitiba; I - Domínio Luís Alves; 1C) Mapa esquemático das principais unidades geológicas do Sul-Sudeste brasileiro (modificado de Campanha et al., 1987; Siga Jr., 1995; Basei et al., 1997; Campos Neto, 2000; Harara,2001): 1 - Cobertura fanerozóica; 2 – Bacias eopaleozóicas; 3 - Bacias neoproterozóicas; 4 - Stocks graníticos do DA: 1. Carambeí, 2. Joaquim Murinho, 3. Cerne, 4. Piedade, 5. Morro Grande, 6. Varginha, 7. Itaóca, 8. Apiaí, 9. Espírito Santo, 10. Córreas, 11. Sguário, 12. Capão Bonito; 5 - Granitos alcalinos da Suíte Serra do Mar; Batólitos Graníticos Cálcio Alcalinos Neoproterozóicos: 6 - Batólito Cunhaporanga; 7 - Batólito Três Córregos; 8 - Batólito Agudos Grandes; 9 - Batólito Piên-Mandirituba; 10 - Batólito Paranaguá; Domínio Apiaí - Supergrupo Açungui: 11 - Grupo Itaiacoca; 12 – Formação Água Clara; 13 - Subgrupo Lageado; 14 - Formação Votuverava; 15 - Formação Iporanga; 16 - Formação Perau; 17 – Núcleos granitognáissicos; Domínio Curitiba: 18 - Formação Capirú; 19 - Complexo Atuba; Domínio Luís Alves: 20 - Complexo Granulítico de Santa Catarina; Domínio Serra do Mar: 21 - Seqüência Rio das Cobras; Domínio Juiz de Fora: 22 - Complexo Embu; 23 - Zonas de Cisalhamento (ZC): ZCRPSR - Zona de Cisalhamento Rio Palmital-Serrinha; ZCPT - Piên-Tijucas; ZCMP - Mandirituba-Piraquara; ZCTX - Taxaquara; ZCLC - Lancinha-Cubatão; ZCMA - Morro Agudo; ZCR - Ribeira; ZCF - Figueira; ZCQA - Quarenta Oitava; ZCI – Itapirapuã.	83
FIGURA 5.6	Posicionamento e extensão das principais estruturas tectônicas mapeadas	

	por meio dos dados geofísicos (linhas cinza), e sua correlação com dados geológicos prévios Estruturas em vermelho, trend NW que refletem os enxames de diques do Arco de Ponta Grossa. Estruturas NE (definidas na literatura): Zona de Cisalhamento Itapirapuã (ZCI/1), Zona de Cisalhamento Morro Agudo (ZCMA/2), Zona de Cisalhamento Ribeira (ZCR/3), Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão (ZCLC/4), Zona de Cisalhamento Atuba (ZCA/5), Zona de Cisalhamento Figueira-Agudos Grandes (ZCFAG /6), Zona de Cisalhamento Caucaia (ZCC/7), Zona de Cisalhamento Taxaquara (ZCAG /8), Zona de Cisalhamento Jundiuvira-Boquira (ZCJB/9), Zona de Cisalhamento Jacutinga – Ouro Fino (ZCJO/10).	91
FIGURA 5.7	A figura mostra os produtos derivados do campo magnético anômalo, bem como o mapa de anomalia Bouguer que foram determinantes para a separação dos principais lineamentos. <b>1</b> - Lineamentos interpretados a partir da primária derivada vertical (Dz); <b>2</b> - Dz intermediária MTF; <b>3</b> – Dz profunda MTF; <b>4</b> – Dec. de Euler (AN-EUL); <b>5</b> – Dz RGB - Profundo/Intermediário/Raso; <b>6</b> – Interpretação dos lineamentos Gravimétricos. Informações detalhadas das imagens podem ser obtidas no texto, vide capítulo 4.	94
FIGURA 5.8	Representação esquemática em 3D para zonas de cisalhamento transcorrentes anastomosadas produzindo lenticularização regional (Alsop & Holdsworth, 2004).	96
FIGURA 5.9	Principais estruturas tectônicas identificadas por meio dos dados geofísicos (linhas cinza) associadas ao modelo evolutivo proposto por Faleiros (2003), modificado de Campanha (2002). Estruturas NE: Zona de Cisalhamento Itapirapuã (ZCI/1), Zona de Cisalhamento Morro Agudo (ZCMA/2), Zona de Cisalhamento Ribeira (ZCR/3), Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão (ZCLC/4), Zona de Cisalhamento Atuba (ZCA/5), Zona de Cisalhamento Figueira-Agudos Grandes (ZCFAG /6), Zona de Cisalhamento Caucaia (ZCC/7), Zona de Cisalhamento Taxaquara (ZCAG /8), Zona de Cisalhamento Jundiuvira-Boquira (ZCJB/9), Zona de Cisalhamento Jacutinga – Ouro Fino (ZCJO/10).	99
FIGURA 5.10	Principais estruturas tectônicas propostas por meio dos dados geofísicos: (i) estruturação NE, que representa a configuração pós-orogênese Brasileira, (ii) estruturação NW com destaque para os enxames de diques básicos. Alinhamento Estrutural de Guapiara (1), Alinhamento Estrutural São Jerônimo – Curiúva (2), Alinhamento Estrutural do Rio Alonzo (3) e Alinhamento Estrutural do Rio Piquiri (4).	101
FIGURA 5.11	Configuração do Arco de Ponta Grossa indicando os principais lineamentos estruturais segundo Portela Filho & Ferreira (2003).	104
FIGURA 5.12	Imagem da espessura crustal obtida após aplicação da metodologia desenvolvida por Riad et al. (1981). Para interpretá-lo como superfície da Moho basta assumir os valores obtidos como negativos.	104
FIGURA 5.13	Os valores de espessura da crosta estimada usando função do receptor compilado por. Grandes números referem-se a estações analisadas por França (2004); pequenos números são espessura da crosta de Assumpção et al. (2002); Contornos mostram anomalias Bouguer em mGal França	

	(2004).	107
FIGURA 5.14	Seção geológica esquemática da margem passiva vulcânica (MPV) adjacente a Bacia de Campos, atentar aos valores obtidos para a Moho desta forma nota-se excelente correlação com os resultados encontrados (Moriahk, 2003).	105
FIGURA 5.15	Reconstrução tectônica pré-drifte da América do Sul – África há 124 Ma, destacandose em azul a correlação espacial da bacia da Namíbia em relação à bacia de Santos (Moriahk, 2003).	106
FIGURA 5.16	<b>A-</b> Estrutura interna da terra destacando a litosfera e a astenosfera e suas assinaturas quanto à velocidade das ondas S (Press et al., 2006). <b>B-</b> Resultados de perfis em profundidade para as velocidades das ondas VP e VS, círculos azuis representam valores sub-crustais de Vp, B-1 obtido na porção distante da costa e B-2 porção continental (Fernández et al. 2010). <b>C-</b> Estrutura de densidade do modelo atual incicando espessura crustal e indicação da isoterma de 1330°C, que representa a base da litosfera (Fernández et al. 2010).	107
FIGURA 5.17	Imagem a esquerda compreende os resultados obtidos para os enxames de diques que definem a estruturação NW/SE indicando as assinaturas magnéticas circulares interpretadas como rochas alcalinas e a junção tríplice do Paraná ( <b>JTP</b> ). À direita arcabouço proposto por Bueno (2004) indicando a área de influência da pluma Tristão da Cunha.	109
FIGURA 5.18	Disposição dos diques que compõem a junção tríplice do Paraná (JTP) (modificado de Hawkesworth et al. 1992; Marzoli et al. 1999; compilado por Bueno 2004).	109
FIGURA 5.19	Imagem com as espessuras da crosta continental da área de estudo indicando seu adelgaçamento em sentido offshore.	112
FIGURA 5.20	Interpretação dos principais domínios e estruturas a partir do mapa residual de anomalias Bouguer (direita) e do mapa regional de anomalia Bouguer, destacando as assinaturas infracrustais.	113
FIGURA 5.21	Imagem demonstrando a distribuição dos SDR's (seaward dipping reflectors) e a anomalia G entre o Leste do continente americano e Oeste do africano, enfatizando a influência da pluma Tristão da Cunha na tafrogênese Juro-Cretáea responsável pelo surgimento do Oceano Atlântico.	114

---

## CAPÍTULO VI: CONCLUSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS

---

FIGURA 6.1	Principais domínios tectônicos propostos por meio dos dados geofísicos correlacionados com os domínios previamente definidos com a bibliografia; Eles estão sobrepostos a imagem ternária RGB: R- fontes profundas maiores que 16 km, G- 9 km de profundidade e B- fontes rasas aproximadamente 1,2km de profundidade. <b>M-</b> Intrusões alcalinas, <b>N-</b> Enxame de diques; <b>L</b> – Limites tectônicos: <b>1-</b> Domínio Apiaí ( <b>A-</b> Batólito Cunhaporanga; <b>B-</b> Batólito Três Córregos; <b>C-</b> Fm. Águas Claras; <b>D</b> - Fm. Votuverava, <b>E-</b> Batólito Agudos Grandes, <b>F-</b> Grupo São Roque); <b>2-A e B</b> - Domínio Curitiba; <b>3A</b> Domínio Luis Alves; <b>4A-</b> Domínio Serra do Mar; <b>6A-</b>
------------	--

---

	<b>B - Nappes Socorro-Guaxupé superior e inferior, respectivamente.</b>	117
FIGURA 6.2	Principais estruturas tectônicas identificadas por meio dos dados geofísicos (linhas cinza) associadas ao modelo evolutivo proposto por Faleiros (2003) e modificado de Campanha (2002). Elas estão sobrepostas a imagem ternária RGB: R- fontes profundas representadas por profundidades maiores que 16 km, G- fontes intermediárias aproximadamente 9 km de profundidade e B- fontes rasas 1,2km de profundidade. Estruturas NE: Zona de Cisalhamento Itapirapuã (ZCI/1), Zona de Cisalhamento Morro Agudo (ZCMA/2), Zona de Cisalhamento Ribeira (ZCR/3), Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão (ZCLC/4), Zona de Cisalhamento Atuba (ZCA/5), Zona de Cisalhamento Figueira-Agudos Grandes (ZCFAG/6), Zona de Cisalhamento Caucaia (ZCC/7), Zona de Cisalhamento Taxaquara (ZCAG /8), Zona de Cisalhamento Jundiuvira-Boquira (ZCJB/9), Zona de Cisalhamento Jacutinga – Ouro Fino (ZCJO/10).	118
FIGURA 6.3	Concepção da Junção Tríplice do Paraná feição pretérita e prévia ao rifte do Atlântico Sul integrada aos resultados obtidos com a espessura crustal e com o enxame de diques que demarcam o Arco de Ponta Grossa (APG). Observar o sentido do estiramento crustal no Arco de Ponta Grossa (APG) e feições relacionadas às intrusões alcalinas inferidas e principais zonas de cisalhamento.	120
FIGURA 6.4	Correlação estratigráfica entre as rochas vulcânicas das margens sul e leste brasileira e a associação destas aos estágios evolutivos do processo de rifteamento, situando as rochas mais antigas do vulcanismo Paraná no estágio pós-rifte e as mais novas na transição para a fase rifte (Bueno, 2004).	122



## ÍNDICE DE TABELAS

<b>CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO</b>		
TABELA 1.1	Especificações técnicas dos levantamentos aerogeofísicos 1039 e 1025 (DNPM-CPRM) utilizados.	6
<b>CAPITULO 2: GEOLOGIA REGIONAL</b>		
TABELA 2.1	Estágios de evolução da margem continental (modificado de Asmus 1975).	20

## LISTA DE EQUAÇÕES

Equação 3.1	Equação para teste do parâmetro P	30
Equação 3.2	Cálculo de profundidade a partir do espectro radial de potência	36
Equação 3.3	Cálculo para frequência de Nyquist	37
Equação 3.4	Filtro para determinação de continuação ascendente	40
Equação 3.5	Filtro para determinação de amplitude do gradiente horizontal total	41
Equação 3.6	Filtro para determinação de amplitude do sinal analítico	41
Equação 5.1	Cálculo para o fator de estiramento ( $\beta$ )	103
Equação 5.2	Cálculo para o fator de adelgaçamento ( $\gamma$ )	103

---

**MÉTODOS POTENCIAIS APLICADOS AO ESTUDO DO ARCABOUÇO CRUSTAL NA PORÇÃO MERIDIONAL DA FAIXA RIBEIRA, MARGEM CONTINENTAL DA BACIA DE SANTOS.**

A porção Meridional da Faixa Ribeira (FR) e sua margem continental que engloba a Bacia de Santos possuem uma tectônica crustal complexa, devido aos muitos estágios de evolução superpostos. Investigar o arcabouço geológico de áreas como essa representa uma tarefa bastante complicada, e muitas vezes, as ferramentas geológicas usuais são insuficientes. A aplicação de métodos potenciais, tais como gravimetria e magnetometria, fornecem subsídios na busca de parâmetros geofísicos que auxiliam na interpretação de feições relacionadas à sua evolução e assim compõe o arcabouço crustal da área investigada. O objetivo desse trabalho compreende a utilização de técnicas de processamento, análise e integração de dados magnéticos e gravimétricos aplicados na caracterização do arcabouço crustal da porção Meridional da Faixa Ribeira. As técnicas utilizadas compreendem: (i) continuações ascendentes em diferentes profundidades, (ii) aplicação da técnica *matched filtering*, (iii) deconvolução de Euler e (iv) a utilização da técnica desenvolvida por Raid et al. (1981) que determina a descontinuidade de Mohorovicic a partir da anomalia Bouguer. Os resultados encontrados indicam que a estruturação NE compreende a principal feição estrutural da Faixa Ribeira, representada por um conjunto de lineamentos compondo extensos sistemas de zonas de cisalhamento de caráter predominantemente transcorrentes e dúcteis com direção N60/70°E. São anastomosadas e responsáveis por produzirem feições regionais de lenticularização com macroestruturas semelhantes a S-C definindo blocos tectônicos com formas de grandes sigmoides. Possuem cinemática predominantemente dextral e propagam-se em profundidades superiores a 16 km e representam grandes descontinuidades litosféricas associadas a suturas resultante da colisão e colagem continentais de idade Brasiliana. A estruturação NW é secundária e possui caráter predominante rúptil e associa-se a espessos enxames de diques provenientes de um intenso processo distensivo responsável pela tafrogênese no Gondwana e, conseqüentemente, surgimento do oceano Atlântico. Essa estruturação é responsável por definir os principais lineamentos responsáveis pela delimitação do Arco de Ponta Grossa que possui 120 km de largura e expressão na porção superficial da crosta predominando profundidades inferiores a 2 km. Foi identificado um adelgaçamento crustal no sentido SE com valores na ordem de 38 km na borda da Bacia do Paraná, valores médios de 34 km para a porção meridional da Faixa Ribeira e espessuras crustais da ordem de 25 km na porção costeira da Bacia de Santos. Os dados mostram um afinamento crustal na direção NW-SE vinculada ao Arco de Ponta Grossa (APG) na ordem de 2 km e estima-se distensão crustal média de aproximadamente 13 km. Existem evidências marcantes

para um *underplating* da litosfera, configurando assim uma margem passiva vulcânica a partir dos resultados obtidos, tais como: (i) adelgaçamento da crosta continental de 13 km rumo ao oceano; (ii) na interpretação espectral de 84 km para o topo da astenosfera; (iii) adelgaçamento da crosta na região do Arco de Ponta Grossa em relação aos terrenos contíguos, seguido pela grande densidade de intrusão de diques compondo braço abortado da Junção Tríplice do Paraná. A estruturação encontrada na Bacia de Santos indica uma correlação direta desses lineamentos com a configuração das estruturas da margem continental e assim sugere que as anomalias gravimétricas regionais reflitam o próprio arcabouço estrutural da Faixa Ribeira. Observa-se uma zona de anomalias gravimétricas positivas acentuadas, orientada segundo a direção N30E, interpretada como a anomalia que coincide com as feições genéticas conhecidas como *Seaward Dipping Reflections* (SDR's).

**POTENTIAL METHODS USED TO STUDY THE CRUSTAL FRAMEWORK IN THE SOUTHERN PORTION OF RIBEIRA BELT, CONTINENTAL MARGIN OF SANTOS BASIN.**

The southern portion of Ribeira Belt (FR) and its continental margin comprising the Santos Basin have a complex crustal tectonics due to its several superimposed evolution stages. The investigation of the geological framework of such areas is a difficult task, and standard geological tools are often insufficient. The application of potential methods, such as gravimetry and magnetometry studies, subsidize the search for geophysical parameters that assist in the interpretation of features related to its evolution and thus form the crustal framework of the investigated area. The main goal of this work refers to the use of techniques for processing, analyzing, and integrating magnetic and gravimetric data used in the characterization of the crustal framework of the southern portion of Ribeira Belt. The techniques used include: (i) upward continuations at different depths, (ii) matched filtering, (iii) Euler deconvolution, and (iv) the technique developed by Raid et al. (1981), which evaluates Mohorovicic discontinuity from Bouguer anomaly. The results indicate that the NE structure comprises the main structural feature of Ribeira Belt, represented by a set of lineaments forming large shear zones systems predominantly of transcurrent ductile character with orientation N60/70°E. They are anastomosed and responsible for producing regional features with macrostructures similar to S-C defining tectonic blocks shaped as large sigmoids. They indicate predominantly dextral kinematics, propagate at depths below 16 km and represent major lithospheric discontinuities associated with sutures resulting from continental collision and collage of Brazilian age. The NW structuration is secondary, predominantly of brittle character and associates with thick dyke-swarms from an intense extensional process responsible for the tafrogenesis of Gondwana and, consequently, for the emergence of the Atlantic Ocean. This structure is responsible for defining the main lineaments that account for the delimitation of Ponta Grossa Arc, which is 120 km wide and has an expression in the superficial portion of the crust predominantly with depths below 2 km. A crustal thinning SE orientated, measuring about 38 km at the edge of Paraná Basin, with mean values of 34 km at the southern portion of Ribeira Belt and crustal thickness of about 25 km in the coastal portion of Santos Basin was identified. Data show a 2 km crustal thinning in the NW-SE direction related to Ponta Grossa Arc (APG) and an estimated average crustal stretching of about 13 km. There are remarkable evidences of a lithosphere underplating, thereby constituting a volcanic passive margin, based on the results obtained, such as: (i) thinning of the continental crust, 13 km, towards the ocean, (ii) spectral interpretation of 84 km to the top of the asthenosphere, (iii) crustal thinning in the Ponta Grossa Arc region in relation to adjoining lands, followed by an extremely dense dyke

intrusion representing an aborted arm of the Paraná Triple Junction. The structure observed in the Santos Basin indicates a direct correlation of these lineaments with the configuration of continental margin structures and thus suggests that regional gravimetric anomalies reflect the structural framework of Ribeira Belt. There is a zone of pronounced positive gravimetric anomalies, oriented in the N30E direction, interpreted as anomaly, which coincides with the genetic features known as Seaward Dipping Reflections (SDRs).

---

*"A ciência é um processo social. Decorre numa escala temporal mais longa do que a vida humana. Caso eu morra, alguém ocupará o meu lugar. Se tu morreres, alguém ocupará o teu. O que realmente é importante é que alguém faça o trabalho."*

*Alfred Wegener*

## **I. INTRODUÇÃO**

---

## 1.1 APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVA

A Faixa Ribeira (FR), Almeida *et al.* (1981), possui uma história geológica complexa, com uma evolução que remonta do Arqueano ao Fanerozóico e tem sido estudada por diversos pesquisadores que produziram um grande volume de dados geológicos e adicionaram informações importantes para a compreensão do arcabouço geológico. Porém, os avanços no entendimento de sua história tectônica, caracterização do arcabouço estrutural/geofísico, raso e profundo, têm sido limitados pela carência de dados que adicionem informações de geologia de sub-superfície para correlação com a cartografia geológica.

Investigar os problemas do arcabouço geológico de uma área de tectônica complexa, com muitos estágios de evolução superpostos, é uma tarefa bastante complicada e, muitas vezes, as ferramentas geológicas usuais são insuficientes. Na Faixa Ribeira, entre vários problemas enfrentados pelos pesquisadores para a compreensão de seu arcabouço profundo, onde podemos destacar: qual a configuração tectônica após a orogênese brasileira e onde estão localizados os limites colisionais importantes? Qual é a arquitetura da margem continental e qual é a influência da herança pré-cambriana na formação das bacias marginais?

A região investigada neste trabalho compreende a porção costeira do Estado de São Paulo e do Paraná e encontra-se adjacente a umas das mais promissoras bacias petrolíferas do país denominada Bacia de Santos, Pereira *et al.* (1986), (Figura 1.1). O uso de métodos potenciais, tais como gravimetria e magnetometria, fornecem subsídios na busca de parâmetros geofísicos para a interpretação de zonas de fraturas/falhas, com base, especialmente, na elaboração de modelos geológico-geofísicos quantitativos e qualitativos. O produto de tal compilação constituiu-se no realce de feições estruturais regionais e locais, que favorecem a classificação dos lineamentos.

Tais métodos apresentam uma grande vantagem, pois possuem boa capacidade de recobrimento espacial com custos razoáveis, além de fornecerem, quando aplicados de forma integrada, soluções para diversos problemas tectônicos.

Nas últimas décadas diversos trabalhos foram desenvolvidos com enfoque em modelagem e interpretação de dados magnéticos e gravimétricos da área, entre eles: Ferreira *et al.* (1981), Ferreira (1982), Ferreira *et al.* (1989), Macedo (1990), Sá *et al.* (1993), Dias (1997), Paula & Vidotti (2001), Fries (2003), Portela Filho & Ferreira (2003), Pavie (2004), Mio (2005), Zalán & Oliveira (2005), Castro (2008), Stanton (2009), Souza *et al.* (2009), Mohriak *et al.* (2012), os quais acrescentaram novas informações que serviram para a formulação de modelos para a evolução tectônica da Província Mantiqueira. Contudo, poucos trabalhos enfocaram o problema de forma integrada e com uma visão voltada para a porção meridional da Faixa Ribeira, objetivo no qual este trabalho se dedica.

Este trabalho constitui parte dos requisitos necessários para obtenção do grau de mestre junto ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Regional da Universidade de Brasília (UnB). O desenvolvimento deste estudo foi realizado mediante a orientação dos professores Dr<sup>a</sup>. Adalene Moreira Silva (UnB) e Dr. Francisco José Fonseca Ferreira (UFPR).

A realização deste trabalho contou com recursos oriundos do Projeto Falhas. O projeto tem como objetivo o estudo das grandes falhas nos terrenos pré-cambrianos das zonas costeiras dos estados de Santa Catarina, Paraná, São Paulo, Rio de Janeiro e Espírito Santo e sua importância em relação ao campo da geologia de exploração de reservatórios. Compreende um grupo de estudos constituído por 20 pesquisadores de diversas universidades brasileiras e internacionais, tais como: Universidade Federal do Paraná (UFPR), Universidade de São Paulo (USP), Universidade de Brasília (UnB), Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), Universidade Estadual do Rio de Janeiro (UERJ) e Universidade de Siena, Itália.

## **1.2 OBJETIVOS**

O objetivo desta dissertação de mestrado compreende a utilização de técnicas de processamento e integração de dados magnéticos e gravimétricos aplicados à caracterização do arcabouço crustal da porção Meridional da Faixa Ribeira, e sua margem continental. Nesse contexto, foram estabelecidos os seguintes objetivos específicos:

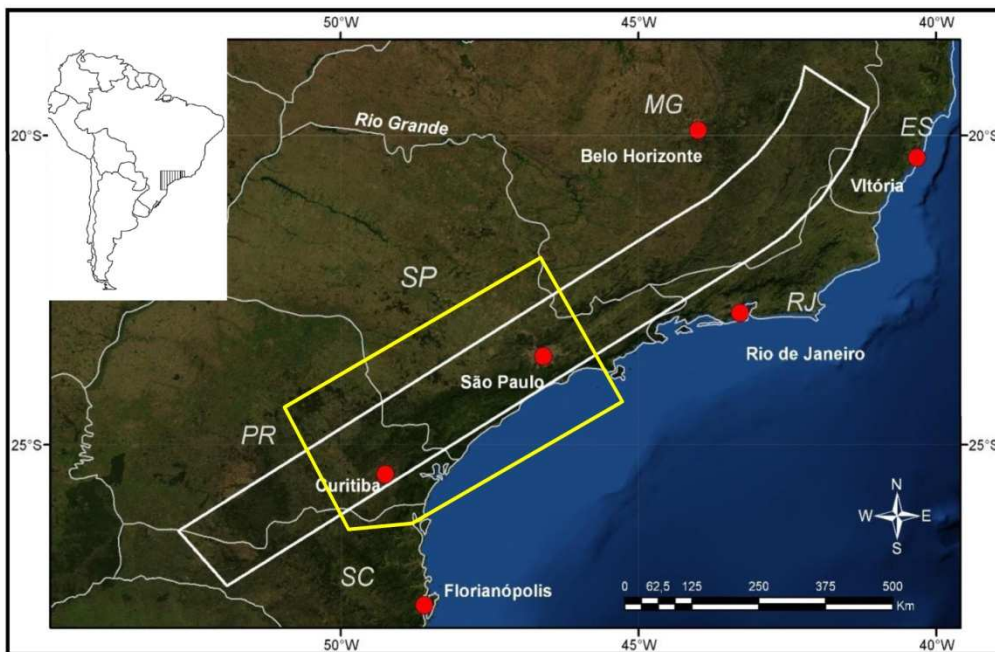
- i) mapear estruturas regionais e locais através da investigação de dados aeromagnetométricos e gravimétricos;
- ii) caracterizar os diferentes domínios tectônicos através da interpretação dos produtos derivados de dados magnéticos e gravimétricos e integra-los com os dados geológicos de superfície;
- iii) caracterizar o arcabouço geofísico em escala regional, identificando a presença de intrusões ígneas, de falhas/fraturas, e a importância destas no contexto de evolução tectônica da área;
- iv) entender o processo de formação das feições da margem passiva no Sudeste brasileiro em relação à direção de extensão crustal e correlacionar com os tipos de margens já descritas na literatura.
- v) Investigar o aproveitamento de estruturas pretéritas e a continuação do arcabouço estrutural continental em direção à porção *offshore*. Contribuindo para o entendimento da evolução da Bacia de Santos e do evento singular que ocorreu no Gondwana;



vi) o comportamento crustal da área com enfoque na penetratividade das grandes estruturas, correlacionando-as com os regimes tectônicos a que foram submetidas, e caracterizar o comportamento da crosta continental pós tafrogênese Juro-Cretácea.

### 1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Representada por um segmento da área total do Projeto Falhas, a área de estudo abrange as porções costeiras dos Estados de São Paulo e Paraná, sendo limitada pelos paralelos  $22,842^{\circ}$  S e  $25,902^{\circ}$  S e pelos meridianos  $46,294^{\circ}$  W e  $50,196^{\circ}$  W (Figura 1).



*Figura 1.1: Mapa de localização da área de estudo (polígono amarelo) no contexto da área do Projeto Falhas (polígono branco).*

### 1.4 MATERIAIS E MÉTODOS

Os materiais utilizados nesta dissertação de mestrado compreendem um acervo de dados aeromagnéticos de baixa resolução espacial e dados de gravimetria terrestre. Estes serão detalhados a seguir:

#### 1.4.1 Aerogeofísica

##### 1.4.1.1 Localização e especificações técnicas dos aerolevantamentos

Os levantamentos aerogeofísicos que recobrem a área do projeto (Figura 1.2) fazem parte da base de dados de projetos aerogeofísicos do Brasil da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM ([www.cprm.gov.br](http://www.cprm.gov.br)) e são agrupados e numerados segundo códigos de séries distintas, de acordo com o patrocinador. Os levantamentos que cobrem a área de estudo estão inseridos na Série

1000 - projetos conduzidos pelo Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM) e CPRM - Serviço Geológico do Brasil, e compreende os levantamentos aerogeofísicos referentes aos projetos 1025 e 1039, cujas especificações técnicas estão indicadas na Tabela 1.1.

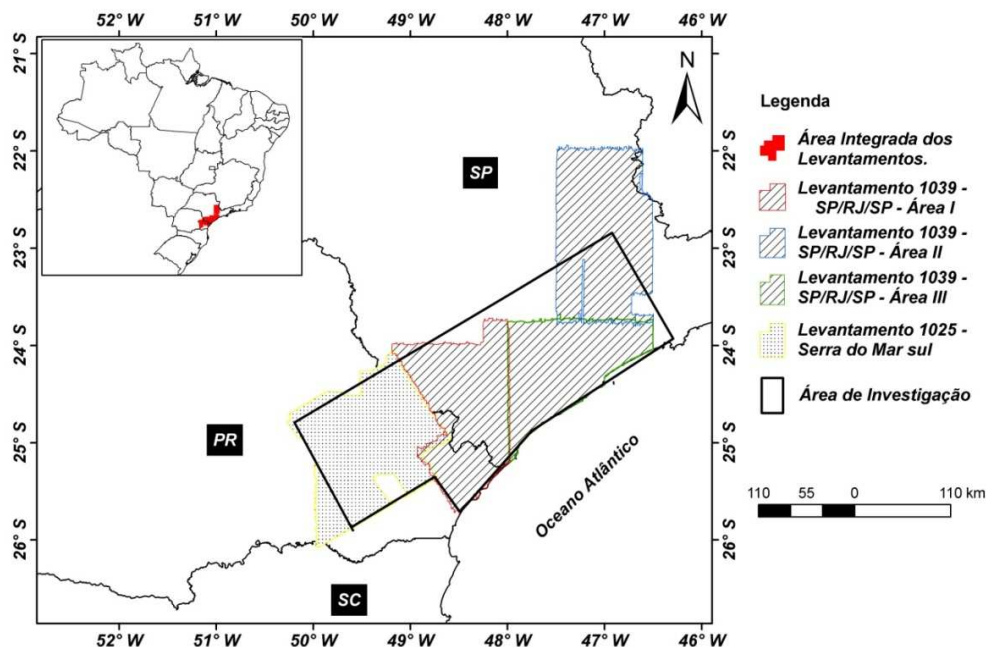


Figura 1.2: Mapa de localização dos projetos aerogeofísicos que recobrem a área de trabalho.

Tabela 1.1: Especificações técnicas dos levantamentos aerogeofísicos 1039 e 1025 (DNPM-CPRM) utilizados.

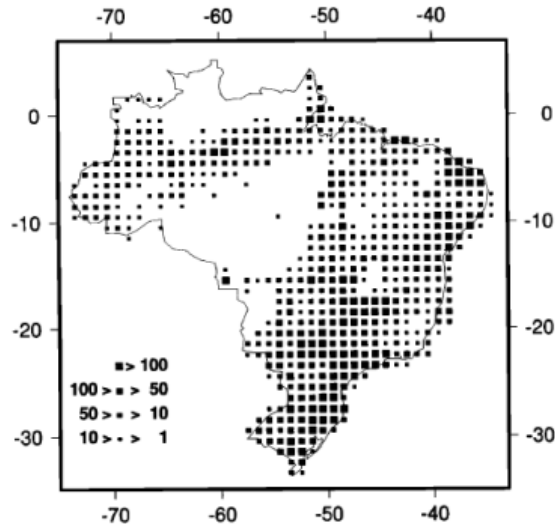
CPRM	Projeto/Área	Ano	Espaçamento entre as linhas de aquisição (m)	Orientação da aquisição	Altura de voo (m)
1025	SERRA DO MAR SUL	1975	1000	N30W	150
1039	SP-RJ SÃO PAULO - 1	1978	1000	N-S	150
1039	SP-RJ SÃO PAULO - 2	1978	1000	N-S	150
1039	SP-RJ SÃO PAULO - 3	1978	1000	N-S	150

## 1.4.2 Gravimetria

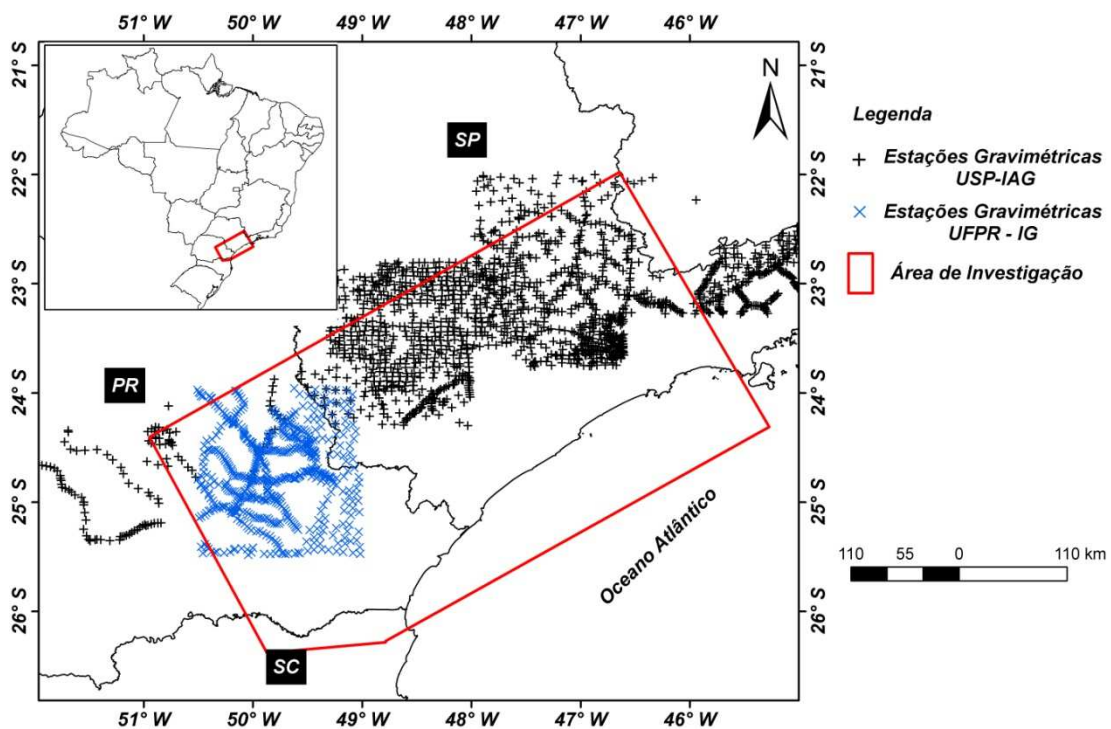
### 1.4.2.1 Gravimetria terrestre

Os dados gravimétricos terrestres da anomalia Bouguer usados neste trabalho estão dispostos em malha regular de  $0.0833^\circ \times 0.0833^\circ$ , oriundos de Sá *et. al* (1993) e cedidos pela UFPR. A distribuição das estações que serviram para elaboração da malha usada neste trabalho é sintetizada na Figura 1.3 (Sá *et al.* 1993).

Também foi utilizado o banco de dados gravimétricos terrestres que representa uma coletânea de trabalhos desenvolvidos na área, o qual é gerenciado pelo Departamento de Geofísica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG-USP). Tal banco de dados foi gentilmente cedido pela professora Naomi Ussami (IAG-USP) e compõe uma importante parcela de dados usados neste trabalho. Outra parcela que integra o banco de dados gravimétricos foi gentilmente cedida pela UFPR. (Figura 1.4).



**Figura 1.3:** Distribuição dos dados gravimétricos terrestres de Sá et. al (1993), o tamanho dos quadrados indica o número de estações gravimétricas distribuídas em uma célula de  $0.0833^\circ \times 0.0833^\circ$ .



**Figura 1.4:** Distribuição das estações gravimétricas que recobrem a área de trabalho.

---

*"A ignorância gera mais frequentemente confiança do que o conhecimento: são os que sabem pouco, e não aqueles que sabem muito, que afirmam de uma forma tão categórica que este ou aquele problema nunca será resolvido pela ciência."*

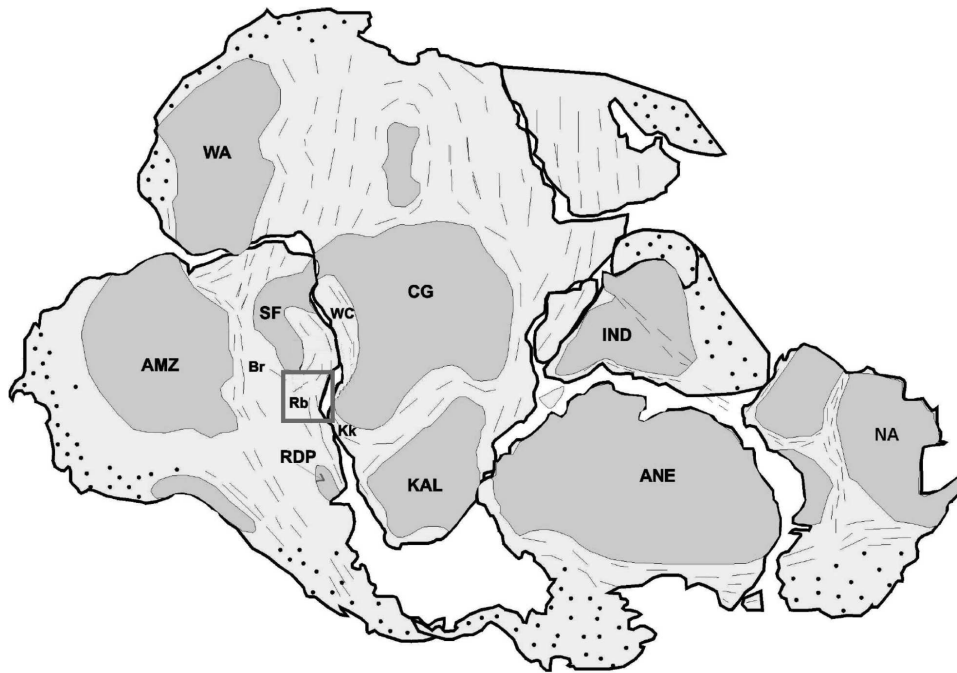
*Charles Darwin*

## **II. GEOLOGIA REGIONAL**

---

## 2.1. PROVÍNCIA MANTIQUEIRA

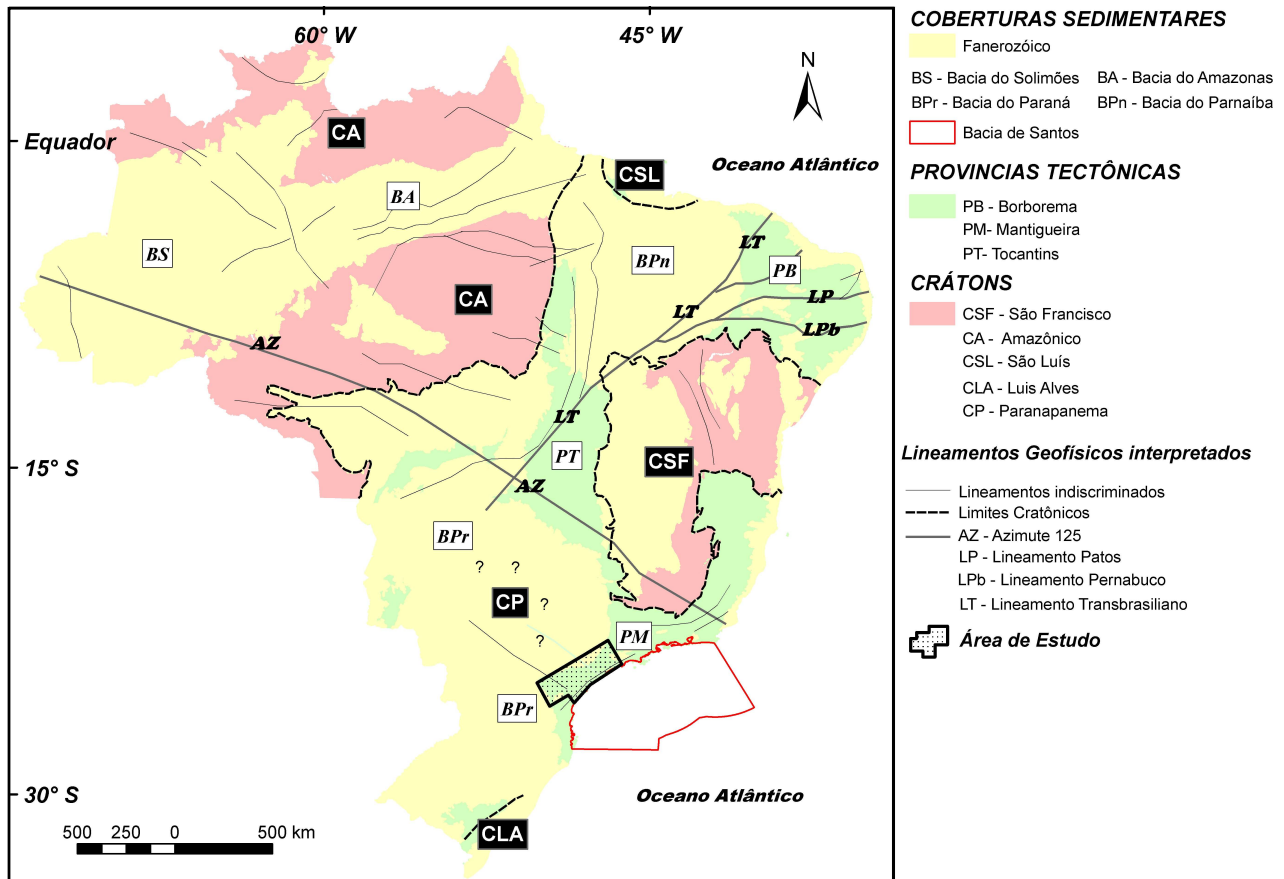
A evolução crustal no Sudeste do Brasil envolveu a orogênese Neoproterozóica Brasiliana-Pan-Africana, Hackspacher *et al.* (2001), que compreende um ciclo de eventos tectônicos que levou a amalgamação de diferentes terrenos durante a colisão orogenética, culminando na formação do Oeste do Gondwana até o início do Cambriano (Brito Neves & Cordani, 1991; Campos Neto & Figueiredo, 1995; Brito Neves *et al.* 1999; Campos Neto, 2000; Cordani *et al.* (2000); Heilbron *et al.*, 2004, Eiraldio *et al.*, 2006, Basei *et al.*, 2008) (Figura 2.1).



**Figura 2.1-** Configuração pretérita do paleocontinente Gondwana com destaque para os principais blocos cratônicos (escuro) e os cinturões móveis (claros tracejados) correlacionáveis entre o Leste da América do Sul e Oeste da África. O quadrado indica a área do presente estudo. **Crátons:** WA- Oeste Africano; AMZ- Amazônia; SF- São Francisco; RDP- Rio de La Plata; KAL- Kalahari, CG- Congo; IND- Índia; ANE- Antártico Leste; NA- Norte Australiano; **Faixas:** Br- Brasília; Rb- Ribeira; KK- Kaoko; WC- Oeste Congo; (modificado de Schmitt *et al.*, 2004 e Stanton, 2009).

De acordo com o contexto tectônico brasileiro a área de estudo está inserida na Província Mantiqueira (PM), definida por Almeida *et al.* (1981). Paralela à costa atlântica do Brasil, configura uma faixa de direção NE-SW com mais de 3.000 km de comprimento, se estende do Sul da região Nordeste do Brasil até o Sul do Uruguai (Heilbron *et al.* 2004, Fuck *et al.* 2008). Faz limite com as Províncias Tocantins, São Francisco e Paraná, sendo bordejada a Leste pela margem continental e pelas bacias costeiras do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas (Figura 2.2).

Numa visão abrangente, a PM articula a justaposição entre os crátons do São Francisco e Paranapanema, este atualmente coberto pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná (Mantovani & Brito Neves, 2005, Basei *et al.*, 2008), Luís Alves e do Congo (Campanha, 2002), configurando assim o Gondwana após o encerramento da orogênese Neoproterozóica Brasiliano-Pan-Africana (OBPA) (Figuras 2.1 e 2.2).



**Figura 2.2:** Localização da província Mantiqueira no contexto geotectônico brasileiro (modificado de Almeida *et al.* 1981, CPRM, 2001).

A Província Mantiqueira engloba os orógenos Araçuaí, Ribeira, Brasília Meridional, Dom Feliciano e São Gabriel, que se distribuem desde o Sul do Estado da Bahia até o Estado do Rio Grande do Sul (Basei *et al.*, 2008). Em trabalho de síntese, Heilbron *et al.* (2004) subdividem a PM em: a) o segmento Setentrional que corresponde ao orógeno Araçuaí; b) o segmento central que engloba o orógeno Ribeira, a zona de interferência entre os orógenos Brasília e Ribeira, e os terrenos Apiaí, São Roque e Embu; e c) o segmento Meridional que inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel.

### **2.1.1 Faixa Ribeira**

A Faixa Ribeira (FR) (Almeida *et al.* 1967) estende-se no rumo NE-SW por cerca de 1.400 km transicionando a Nordeste para a Faixa Araçuaí (Heilbron *et al.* 2000; Peternel *et al.* 2005), e compreende um complexo cinturão de dobramentos e empurrões gerados no Neoproterozóico/Cambriano, durante a OBPA (Hackspacher 2001; Helbron *et al.* 2004).

A FR juntamente com o cinturão Damara na África, compreende um sistema orogénico que bordejia os crátons São Francisco e Congo e um bloco cratónico inferido que atualmente ocorre sob as rochas sedimentares da Bacia do Paraná (Tassinari *et al.* 2001).

De acordo com Campanha (2002) e Heilbron *et al.* (2004), a colisão entre tais blocos deu-se de forma oblíqua e a deformação principal exhibe clara partição entre as zonas com predomínio de encurtamento frontal e zonas com componente transpressiva destrai.

Essa colisão que deu origem ao sistema orogénico da FR, para Tassinari *et al.* (2001), foi ativa durante o último estágio da OBPA ao considerar o ciclo de Wilson. Esse sistema orogénico é composto por rochas arqueanas, paleoproterozóicas e mesoproterozóicas, retrabalhadas entre 700-470 Ma durante a amalgamação do supercontinente Gondwana.

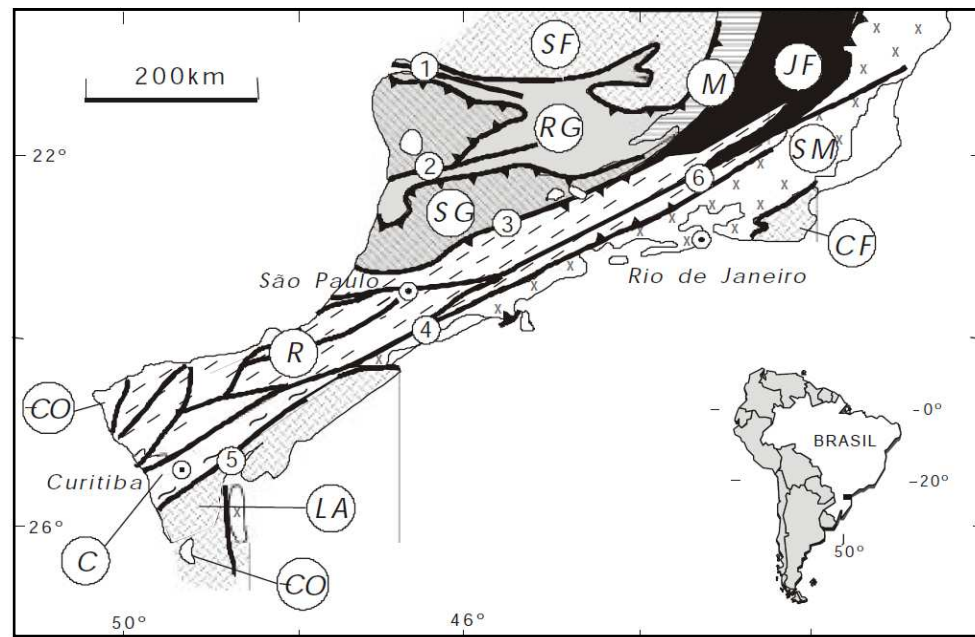
Apesar das diferentes propostas de evolução, monocíclicas ou policíclicas, ensiálicas ou com participação de crosta oceânica, é consenso que a FR representa a raiz de um orógeno colisional Neoproterozóico profundamente erodido (Helbron, *et al.* 2004).

Diversos autores como Fiori (1992), Tassinari *et al.* (2001), Campanha (2002), Basei *et al.* (2008), descrevem que os limites entre os domínios tectónicos existentes neste sistema orogénico são representados por proeminentes zonas de cisalhamento, e são diferentes uns dos outros em relação a idade dos respectivos protólitos crustais, assembleias litológicas e evolução geológica.

#### **Porção Meridional da Faixa Ribeira**

A área estudada compreende a porção central da PM, mais precisamente o segmento Meridional da FR. Campanha (2002) caracteriza esta região com a seguinte configuração geotectónica pré-siluriana, indicando de Norte para Sul: Nappe do Guaxupé, Alto do Rio Grande, Nappe do Socorro, Juiz de Fora, Ribeira (incluindo os terrenos Apiaí, Embu e Paraíba do Sul), Serra do Mar, Cabo Frio, Curitiba e Luís Alves. As zonas de cisalhamento transcorrentes que delimitam esses blocos são as de Campo do Meio, Jacutinga-Ouro Fino, Jandiuvira-Boquira-Rio Preto, Cubatão-Lancinha e Faxinal-Morretes (Figura 2.3).





**Figura 2.3** - Localização da área estudada e suas relações com as principais unidades tectônicas pré-silurianas do Sudeste brasileiro. Blocos e fragmento cratônicos: (LA) Luís Alves, (I) Itatins, (CF) Cabo Frio, (SF) São Francisco. Faixas de dobramento meso a neoproterozóicas: (RG) Alto Rio Grande, (R) Ribeira. Terrenos arqueanos e paleoproterozóicos de alto grau retrabalhados no Brasiliano: (C) Curitiba, (SM) Serra do Mar, (JF) Juiz de Fora, (M) Mantiqueira, (SG) Nappe Socorro - Guaxupé. Sequências sedimentares e vulcanossedimentares Cambro-ordovicianas (CO): (1) Campos do Meio; (2) Jacutinga – Ouro Fino; (3) Jundiuvira – Boquira – Rio Preto; (4) Cubatão; (5) Lancinha; (6) Além Paraíba (Campanha 2002).

Os terrenos Apiaí, São Roque e Embu, para alguns autores, integram a borda da placa Paranapanema e, portanto, sua história tectônica estaria ligada à extremidade Sul do Orógeno Brasília (Heilbron *et al.* 2004). Entretanto, a maioria dos mapas regionais considera estes terrenos integrados ao Orógeno Ribeira (Campanha 2002, Heilbron *et al.* 2004).

A geologia da porção Meridional da FR é caracterizada por um conjunto de rochas gnáissicas supracrustais, de grau metamórfico fraco a médio (Campanha 2002). Diversos autores como Campanha & Brito Neves (2001), Campanha (2002) e Heilbron *et al.* (2004) descrevem que nessa mesma região ocorrem inúmeras intrusões de granitóides e algumas bacias tectonicamente tardias preenchidas por sedimentos e vulcânicas caracterizadas como bacias molássicas da Orogênese Brasileira.

Limites crustais particularmente importantes têm sido atribuídos às zonas de cisalhamento Jundiuvira - Boquira - Rio Preto a Norte, e Lancinha - Cubatão ao Sul. Estas duas megaestruturas delimitam um cinturão central com estruturação empinada, com relação aos blocos adjacentes, nos



quais predominam, tanto a Norte como a Sul, uma estruturação dada por zonas de cisalhamento de baixo ângulo (Campanha & Brito Neves 2001, Campanha 2002; Heilbron *et al.* 2004).

O setor central, delimitado pelas zonas de cisalhamento Jundiuvira e Cubatão, com cerca de 50 a 100 km de largura, caracteriza-se predominantemente por foliações empinadas, lineações de estiramento sub-horizontais e indicadores cinemáticos destrais. O mesmo é constituído por um feixe de zonas de cisalhamento transcorrentes anastomosadas, com larguras individuais de metros a dezenas de metros no extremo SW, até vários quilômetros no extremo leste (Além Paraíba) (Campanha & Brito Neves 2001; Campanha 2002; Heilbron *et al.* 2004).

Campanha & Brito Neves (2001) descrevem que o lineamento Lancinha-Cubatão representa um limite importante entre terrenos distintos, separando as associações típicas do Cinturão Ribeira ao norte, dos domínios Curitiba e Luis Alves ao sul.

As estruturas NNE com movimentação sinistral, porção Norte do lineamento Morro Agudo, ocorrem com um padrão de lenticularização tectônica regional, com macro-estruturas semelhantes a S/C ou duplexes transcorrentes, definindo blocos tectônicos com formas sigmóides (Campanha & Brito Neves 2001).

Desta forma, Campanha & Brito Neves (2001) e Campanha (2002) sintetizam afirmando que o lineamento Figueira (NE) corresponde a um empurrão obliquo mais antigo deflexionado pelo lineamento Ribeira (ENE destral) o qual por sua vez é deflexionado pelo lineamento Morro Agudo (NNE sinistral). O lineamento Lancinha intersecta todas as estruturas, sendo, portanto, mais recente. Os mesmo autores ainda afirmam que as estruturas ENE são mais tardias, defletindo e rotacionando as estruturas NE, com sentido destral.

Em estudo realizado na zona de cisalhamento Lancinha-Cubatão, Campanha (2002), descreve que o rejeito total estimado foi de 50 km, sendo 16 km de rejeito dúctil no bloco Norte, possivelmente 14 km de rejeito rúptil dado pela interrupção da continuidade da Formação Iporanga e 20 km de rejeito dúctil no bloco Sul. Estes dados divergem um pouco dos resultados obtidos por Fiori (1997) que analisou as falhas de Morro Agudo e Lancinha e obteve rejeitos dúcteis totais de 87 – 122 km para a primeira e de 100 a 142 km para a segunda. Este autor afirma que os rejeitos da Lancinha são maiores, pois representam o mais significativo limite crustal.

Estruturalmente, Campanha & Brito Neves (2001) e Campanha (2002) descrevem para a área de estudo duas direções, uma mais antiga NE-SW que está relacionada ao traço axial de grandes dobramentos, ou mesmo a falhas reversas, e uma mais nova segundo ENE – WSW vinculada a rochas fortemente cisalhadas referentes ao lineamento Ribeira. Secundariamente, os autores descrevem alguns lineamentos com direção NNE que são mais restritos e defletem as estruturas anteriores, com rotação aparentemente sinistral como o lineamento Morro Agudo.

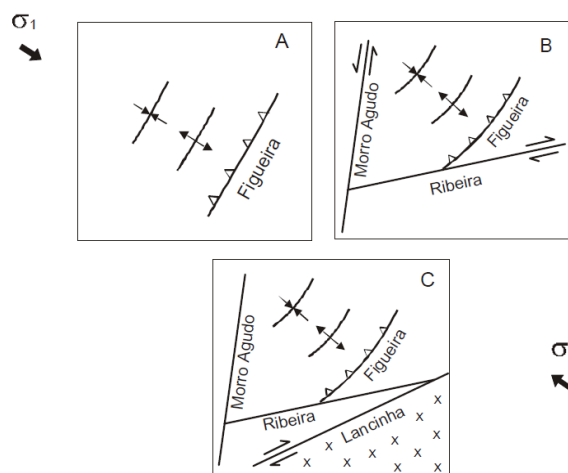
Com relação à evolução geológica da porção Norte do lineamento Lancinha, e no tocante aos conjuntos básicos de estruturas, com orientações NE ou ENE, Campanha (2002) assume duas hipóteses evolutivas: a) que foram geradas em processos tectônicos distintos; b) ou são o resultado de um processo tectônico único.

Na primeira hipótese, Campanha (2002) menciona que não ocorreria relação tectônica entre as duas direções estruturais, e que deveria presumir-se então que sua relação espacial é fortuita ou que a segunda deformação rotacionou a mais antiga até sua posição atual. Já para a segunda hipótese, o autor sugere que as duas direções pertencem ao mesmo evento e representariam convergência oblíqua entre duas placas.

### 2.1.2 Modelo evolutivo relacionado à colisão oblíqua

O modelo tectono-evolutivo para a porção Meridional da FR descrito por Campanha (2002) prevê um evento compressivo inicial, caracterizado por empurrões, dobramentos, passando logo após, para um regime transcorrente com movimentos mais tardios condicionados pela borda da placa.

Desta forma, a última hipótese indicaria que a direção NE estaria relacionada à convergência e fechamento das placas e do oceano. Com a colisão oblíqua, Figura 2.4, passam a se desenvolver dois sistemas conjugados de cisalhamento, um principal dextral ENE (Ribeira) e um secundário NNE sinistral (Morro Agudo). Os finais (tardios) seriam controlados pelo cisalhamento paralelo à borda de placa, constituída pelo Lineamento Lancinha.



**Figura 2.4** – Modelo de evolução mecânica vinculada à colisão oblíqua da porção meridional da FR segundo Campanha (2002).

Campanha (2002) afirma que a evolução da área associa-se aos modelos tectônicos de Anderson (1951), e assim utiliza os conceitos do triedro de esforços compressivos principais.

A partir disso, Campanha (2002) descreve um episódio inicial com empurrão, que decorre  $\sigma_3$  na vertical, com o avanço no processo de colisão, os empurrões têm seu movimento bloqueado e desta forma a compressão passa a ser acomodada por dobramento. Nisso a tensão vertical é incrementada e neste ponto Campanha (2002) afirma que é possível que em algum momento da história deformacional ela cresça ao ponto de se converter em  $\sigma_2$ . Quando isso ocorre os empurrões dão lugar a transcorrências. Esse conhecido fenômeno é também descrito em Milani (1990) quando retrata estilos transcorrentes. Neste trabalho Milani acrescenta também que o processo é típico de cisalhamento puro irrotacional, favorecendo a passagem/inversão do  $\sigma_2$  para  $\sigma_3$  na evolução deformacional.

Desta maneira, de acordo com Campanha (2002) a evolução neoproterozóica do cinturão pode ser entendida como uma colagem de uma série de terrenos tectônicos, incluindo arcos de ilha, margens passivas e fragmentos de embasamento paleoproterozóico e mesmo arqueano seguidos por extensivo magmatismo granitóide do tipo andino que devem estar ligados à margem ativa com subducção.

O magmatismo granitóide relacionado ao arco estaria associado a zonas de subducção situadas provavelmente mais a E ou SE e durante o período entre 600 a 500 Ma. O sistema de zonas de cisalhamento da região Sudeste se comportou como importante limite transformante e com isso a evolução neoproterozóica e eopaleozóica da região estaria assim associada a um regime de convergência de colisão oblíqua de placas (Campanha 2002).

## **2.2 MORFOGÊNESE E TECTÔNICA NO SUDESTE BRASILEIRO DURANTE O PALEO-CENOZÓICO**

A granitogênese alcalina pós-tectônica (530 Ma) define a mudança entre a Orogênese Brasileira compressional e o regime extensional relacionado à Bacia do Paraná (Hackspacher *et al.* 2001).

Essa mudança no regime tectônico responsável pela geração da Bacia do Paraná (BP), de acordo com Zalán *et al.* (1990) e Milani & Thomaz Filho (2000), provavelmente esteja relacionada com a subsidência causada pelo esfriamento da crosta recém agrupada no fim do Ciclo Brasileiro (700–450 Ma). Corroborando com esta interpretação, Milani (1992), através de dados sísmicos, aeromagnéticos e gravimétricos reconheceu falhas com direções NE-SW, que condicionaram a sedimentação de depósitos de idades ordoviciana/siluriana e devoniana na Bacia do Paraná, implicando, portanto, numa tectônica de rifte central ou de aulacógenos em sua instalação e início de sedimentação.

Ao longo de sua evolução, segundo Petri & Fúlfaro (1983) e Marques & Ernesto (2004), não houve a atuação de esforços compressoriais capazes de produzir dobramentos significativos, sendo que as deformações estruturais estariam associadas principalmente a falhas, intrusões de diabásio e dobramentos localizados.

Do ponto de vista estrutural, a Bacia do Paraná é caracterizada como uma bacia intraplataformal desenvolvida sobre uma crosta continental rígida (Plataforma Sul- Americana), correspondendo a uma bacia cratônica afetada pelos eventos magmáticos e metamórficos do Ciclo Brasileiro, segundo Bally & Smelson (1980) e Cordani *et al.* (1984).

Ao considerar a evolução da Bacia do Paraná e a porção Sul da Faixa Ribeira deve-se destacar uma intensa atividade ígnea que ocorreu no Cretáceo Inferior na forma de diques e derrames de lava de composição básica, Formação Serra Geral, que cobriram uma área de cerca de 1.200.000 km<sup>2</sup>, abrangendo a porção Meridional do Brasil e também parte do Uruguai, Paraguai e Argentina (Marques & Ernesto, 2004).

No modelo proposto por Richards *et al.* (1989), as províncias ígneas são causadas somente por grandes anomalias térmicas (plumas mantélicas), de modo independente do processo de ruptura continental. Além da atividade magmática, o modelo prevê um importante soerguimento da litosfera devido ao impacto da pluma em sua base. Por outro lado, White & McKenzie (1989, 1995) propõem que a atividade ígnea é relacionada a processos distensivos, que podem evoluir para a abertura de oceanos. Neste modelo, a distensão da litosfera obrigatoriamente precede o magmatismo, o qual é ocasionado por alívio de pressão em regiões do manto anormalmente quentes (100 - 200° C acima da temperatura normal) (Marques & Ernesto, 2004).

Assim, Courtillot *et al.* (1999, 2003) propuseram um modelo, no qual existe uma forte associação entre plumas mantélicas e processos distensivos que causam a fragmentação continental e de acordo com estes pesquisadores, a atividade ígnea é causada pelo impacto da pluma na base da litosfera, ocorrendo posteriormente (em geral após um intervalo entre 5 e 30 Ma) a ruptura continental, em zonas de fraqueza da litosfera, como por exemplo em bordas de crátons (Marques & Ernesto, 2004).

Este processo foi também favorecido pela composição de domínios litosféricos distintos do embasamento da região, (Cordani *et al.*, 1984; Campanha & Brito Neves, 2001 e Campanha, 2002), o qual é caracterizado por zonas de fraqueza que facilitaram a ocorrência de processos de ruptura, mesmo sob condições de baixos esforços distensivos (Marques & Ernesto, 2004). Desta forma, foram criadas as condições necessárias para a fusão de manto litosférico subcontinental, com a geração das rochas basálticas que constituem a Província Mágica do Paraná (Marques & Ernesto, 2004).

Diante deste contexto, no Mesozóico, o continente Gondwana foi afetado pela ruptura continental, resultando em feições extensionais de riftes superpostos aos sedimentos anteriormente depositados (por exemplo, a Bacia Sergipe-Alagoas), e também coberto por derrames basálticos associados à abertura do Atlântico Sul, como a Bacia do Paraná e as bacias da margem atlântica (Mohriak *et al.*, 2002).

O sistema de riftes que formou as bacias da margem continental brasileira, principalmente no segmento entre Sergipe-Alagoas e Santos, foi consequência de processos extensionais datados do Neojurássico ao Eocretáceo (Chang *et al.*, 1992; Milani *et al.*, 2001; Mohriak *et al.*, 2002). Há evidências de esforços extensionais polifásicos nas regiões extremas da placa sul-americana, com idades de rochas preenchendo grábens que atingem até o Triássico, corroboradas por datação geocronológica de rochas intrusivas e extrusivas precedendo a fase principal de rifteamento (Mizusaki *et al.*, 2004, Mohriak *et al.*, 2002). O clímax do rifteamento deu-se no intervalo Neojurássico-Eocretáceo, coincidente ou logo após a formação de lavas basálticas (Mohriak, 2002).

Vários autores como, por exemplo, Almeida (1976) e Cordani *et al.* (1984) mencionam que o sistema de falhas do rifte mesozóico apresenta uma direção NNE herdada dos eventos precambrianos (Transamazônico e Brasileiro), observando-se uma notável inflexão dessas direções para a direção E-W entre Cabo Frio (RJ) e a Ilha Grande (SP).

Mohriak *et al.* (2002) destaca que nas bacias de Santos e Campos feições estruturais importantes estão ligadas a lineamentos pré-cambrianos, como por exemplo, o vergamento dos lineamentos de direção NNE para NE nas proximidades do lineamento de Além- Paraíba. O mesmo autor destaca que as falhas de borda das bacias da margem Leste e Sudeste são caracterizadas por direção NE-SW, com direções E-W e NW-SE correspondentes a zonas de transferência (Meisling *et al.*, 2001), algumas das quais foram reativadas durante a formação de zonas de fraturas oceânicas (Marques & Ernesto, 2004).

Associado ao vulcanismo anteriormente descrito ocorreu expressivo magmatismo de natureza intrusiva, representado por soleiras, que afloram principalmente na parte Nordeste da Bacia do Paraná e pelos enxames de diques do Arco de Ponta Grossa, da Serra do Mar e de Florianópolis.

Almeida (1983) e Marques & Ernesto (2004) destacam que além do magmatismo toleítico, ocorreu atividade ígnea de natureza alcalina na região Meridional da Plataforma Sul-Americana nas bordas da Bacia do Paraná, a qual se iniciou no Cretáceo Inferior estendendo-se até o Terciário. Tais autores associam esse magmatismo a importante processo diastrófico nela manifestado a partir do Jurássico, a Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967, 1969).

Zálan & Oliveira (2005) descrevem que cessado o rifteamento (134-114 Ma) iniciou-se um soerguimento de natureza epirogenética da crosta continental em resposta à passagem da Placa Sul-Americana sobre uma anomalia térmica (*hot spot* de Trindade). Este soerguimento Neocretáceo (89-65 Ma) foi acompanhado de intenso magmatismo de natureza alcalina sobre crosta continental não-afinada e de natureza básica sobre crosta afinada. Entretanto, foi caracteristicamente desprovido de tectonismo.

Este magmatismo alcalino, com idades variando desde o Neocretáceo ao Eoceno é representado por inúmeros centros de intrusões alcalinas, dentre os quais podem ser destacados: Poços de Caldas, Itatiaia, Passa Quatro, Gericinó- Mendanha, Rio Bonito, Itaúna, Soarinho, Tinguá, Morro de São João e as da Ilha de São Sebastião (Mizusaki & Thomaz Filho 2004) (Figura 2.5).

Mizusaki & Thomaz Filho (2004) relatam que o polo de rotação da Placa Sul-Americana, entre 84 e 49 Ma, pode ter desenvolvido falhas profundas na litosfera, originando magmas alcalinos por fusão parcial do manto. Durante a ascensão através da crosta, esses magmas adaptaram-se às estruturas do embasamento no qual se implantaram (Almeida, 1983; Melo *et al.*, 1985; Almeida, 1986; Almeida *et al.*, 1996).

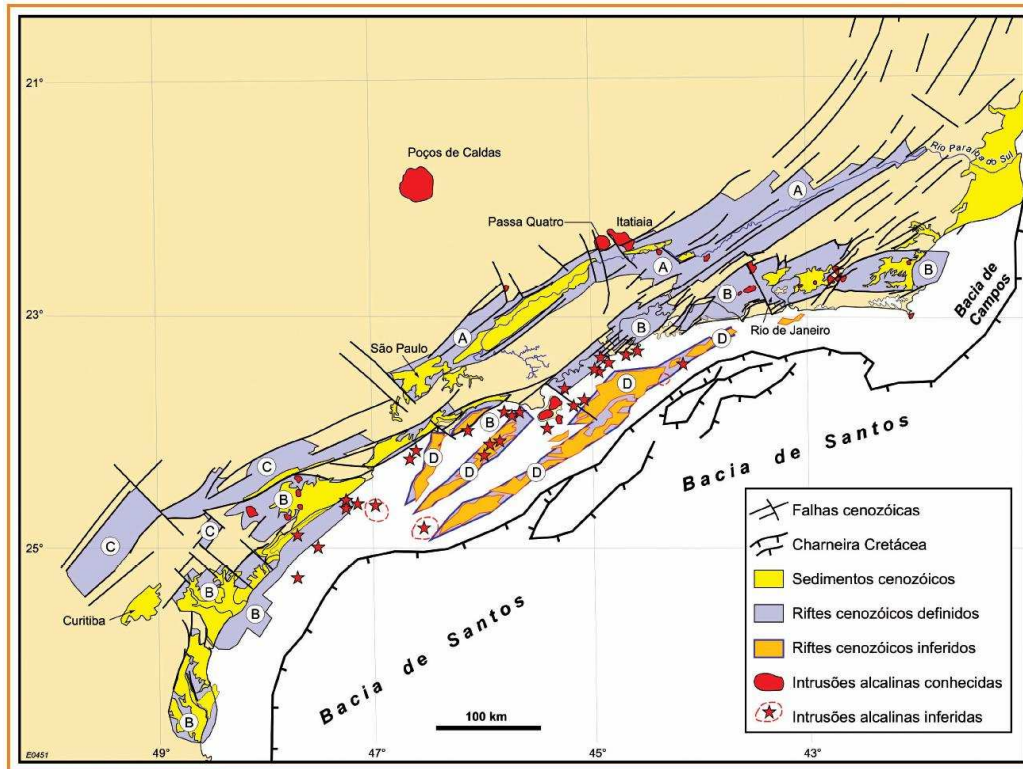
Zálan & Oliveira (2005) descrevem que um megaplanalto de cerca de 300 000 km<sup>2</sup> (Serra do Mar Cretácea) foi formado durante este período e transformou-se na principal área-fonte de sedimentos coniacianos-maastrichtianos das bacias de Santos, Campos e Paraná. À medida que se alçava, seu topo era bizelado e nivelado pela erosão. Ao final de seu soerguimento, exatamente no limite Cretáceo/Terciário, uma superfície de aplainamento (Superfície Japi) nivelou-o em torno de 2000 m em relação ao nível do mar atual. Este imenso volume de rocha soerguida possuía sua borda oriental adjacente às áreas subsidentes das bacias de Santos e Campos (Zálan & Oliveira 2005).

Durante boa parte do Cenozóico (58-20 Ma) a crosta continental fendeu-se e afundou-se em diversas áreas lineares formando-se corredores de grábens (riftes) paralelos à costa. Riccomini *et al.* (1989) atribuiu à designação de Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) à feição representada por uma estreita faixa alongada e deprimida de direção ENE, com extensão aproximada de 800 km, englobando as bacias de Curitiba (PR), São Paulo, Taubaté (SP), Resende, Volta Redonda, Itaboraí e Barra de São João (RJ), e os grábens de Sete Barras (SP) e da Guanabara (RJ) (Figura 2.5).

A Bacia de Santos, localizada na margem atlântica brasileira, é essencialmente marítima, abrangendo a costa dos estados de RJ, SP, PR e SC (Figura 2.1 e 2.5), contígua às bacias de Pelotas (Sul) e Campos (Norte). Sua área é de aproximadamente 350.000 km<sup>2</sup>, sendo limitada ao Sul pela zona de fratura de Florianópolis e ao Norte pelo Alto de Cabo Frio (Pereira *et al.* 1986). Sua geração e evolução estão relacionadas ao evento de ruptura do Supercontinente Gondwana, iniciado

no Neocomiano, que culminou com a abertura do Oceano Atlântico Sul e implantação das bacias marginais brasileiras no chamado Sistema de Riftes do Leste Brasileiro (Chang *et al.*, 1992).

Asmus (1975) resumiu o desenvolvimento da margem continental brasileira, reconhecendo os estágios pré-rifte, rifte, proto-oceânico e oceânico que descreveremos a seguir na (Tabela 2.1), com atualizações de diversos autores.



**Figura 2.5:** Mapa de distribuição dos quatro riftes que compõe o Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCSB). (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo; de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões/lavas alcalinas, charneira cretácea das bacias de Santos/Campos e o rio Paraíba do Sul (Zálan & Oliveira 2005).

**Tabela 2.1:** Estágios de evolução da margem continental (modificado de Asmus 1975)

<b>Idades</b>	<b>Estágios Tectônicos</b>	<b>Eventos Tectônicos</b>
0 – 65 Ma Terciário	Oceânico	Sedimentação marinha da plataforma rasa e costeira e marinha franca com reativações localizadas
65 – 100 Ma Cretáceo Superior	Oceânico	Formação da Bacia Bauru, intrusão de corpos alcalinos e soerquimento e subsidências
100 – 140 Ma Cretáceo Inferior	Proto-oceânico	Soerquimento e espessamento crustal, sedimentação evaporítica e abertura continental
141 – 200 Ma Jurássico	Rifte	Falhamento normal, abatimento e vulcanismo com sedimentação flúvio – lacustrina.
200 – 251 Ma Triássico	Pré-rifte	Soerquimento crustal, bacias periféricas intracratônicas, sedimentação continental flúvio lacustrina.

### 2.2.1 O Arco de Ponta Grossa

O Arco de Ponta Grossa (APG) é uma das feições tectônicas mais expressivas da porção Sul-Oriental da América do Sul. Delineado como uma megaestrutura soerguida, com eixo dirigido para NW no sentido do interior da Bacia do Paraná, é caracterizado por cinco alinhamentos estruturais-magnéticos com extensões não inferiores a 600 km e larguras variáveis entre 20 e 100 km. Definido na sua forma atual com base no trabalho de Portela Filho & Ferreira (2003), o APG é limitado a Nordeste pelo Alinhamento de Guapiara (Ferreira *et al.*, 1981; Almeida, 1983; Ferreira *et al.*, 1989; Portela Filho & Ferreira, 2003; Castro, 2008), a Sudoeste pelo Alinhamento do Rio Piquiri (Ferreira 1982), sendo sua região central balizada pelos alinhamentos São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo (Ferreira, 1982; Almeida, 1983; Ferreira *et al.*, 1989), além do Alinhamento do Rio Ivaí, situado entre os alinhamentos do Rio Piquiri e do Rio Alonzo (Ferreira, 1982) (Figura 2.6).

Ferreira (1982) propôs a configuração do Arco de Ponta Grossa com base nestes quatro alinhamentos, sendo que os alinhamentos de São Jerônimo – Curiúva (Norte) e Rio Alonzo (Sul) definem o compartimento central do arco, região mais densamente intrudida por diques de diabásio. Os Alinhamentos de Guapiara e do Rio Piquiri representariam os limites externos do arco a Norte e a Sul, respectivamente. Segundo Almeida (1981) e Ferreira (1982), estes alinhamentos apresentam atividade tectônica desde o Devoniano, controlando a sedimentação na Bacia do Paraná.

Ferreira *et al.*, (1981,1982) e Mio (2005) descrevem que tais faixas são bem marcadas geologicamente por enxames de diques de diabásio, que ocupam e acompanham os principais planos de fraturas e falhas. Geofisicamente, essas faixas são caracterizadas por lineamentos magnéticos, mas também por imagens Landsat/TM5 (Ferreira *et al.*, 1981), dispostos sob a forma de um leque aberto para o interior, com orientações variando de N40W a N60W (Machado Jr., 2000). Ferreira (1982) interpretou as zonas de magnetismo anômalo como alinhamentos estruturais-magnéticos de Guapiara, São Jerônimo-Curiúva, do Rio Alonzo e do Rio Piquiri.

Tais alinhamentos encerram espessos enxames de diques de diabásio, do Cretáceo Inferior (Renne *et al.*, 1992, Turner *et al.*, 1994), dirigidos preferencialmente segundo NW-SE. Secundariamente, há também diques de direção E-W e NE-SW, apresentando mergulhos subverticais e comprimentos de até 100 km (Portela Filho & Ferreira. 2003).

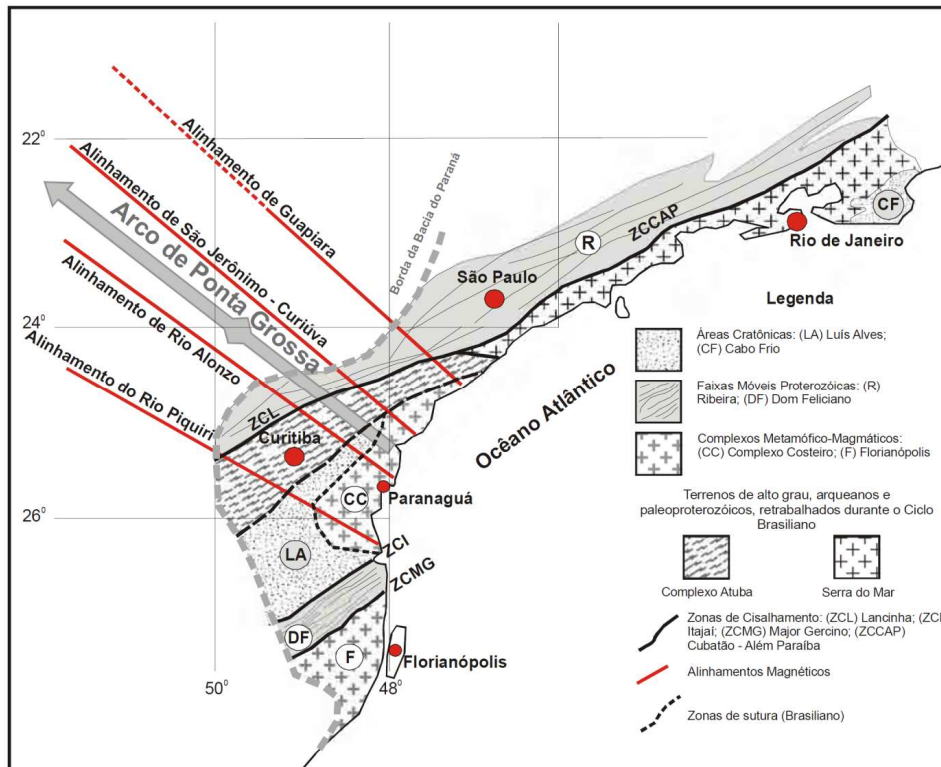
Segundo Zalán *et al.* (1990), o paralelismo dos alinhamentos que constituem o APG é uma clara indicação de sua origem tectônica, já que esta é uma das duas mais importantes direções de *trends* de falhas e lineamentos da bacia.

Esta região mostra-se afetada por lineamentos e arqueamentos, muitas vezes refletindo rupturas do embasamento cristalino da própria estrutura, denominados de cinturões de dobramentos



brasilianos e/ou áreas de reativação brasiliana, tais como as falhas transcorrentes de Itapirapuã, Morro Agudo, Ribeira e Lancinha (Sadowski & Campanha, 2004).

Neste contexto, o APG constitui, segundo Zalán *et al.*, (1987), um conjunto de terrenos pré-cambrianos retrabalhados durante o evento tectônico brasiliano, domeados no Triássico–Jurássico, durante o soerguimento da Serra do Mar, entre o Cretáceo Superior e o Cenozóico (Tello *et al.*, 2003; Hackspacher *et al.*, 2004).



**Figura 2.6** - Compartimentação tectono-estrutural do embasamento da Bacia de Santos, apresentando as principais subdivisões de blocos continentais e faixas móveis pré-cambrianas, além das principais estruturas NE e NW. Mapa síntese construído por Mio (2005) a partir dos mapas apresentados por Ferreira (1982), Campanha & Sadowski (1999), Basei *et al.* (2000) e Soares *et al.* (2000).

Por ser uma estrutura soerguida a partir do Triássico, o APG possui relação tanto com a Reativação Wealdeniana (Almeida, 1969) que, durante o Cretáceo Inferior, desencadeou uma série de fendilhamentos sobre antigos alinhamentos estruturais, bem como a intrusão de diques de diabásio devido à abertura do Oceano Atlântico Sul (Almeida *et al.*, 1996; Almeida *et al.*, 2000).

Mio (2005) sintetiza a expressão tectono/estrutural da porção Sul da FR segundo duas megaestruturas:

- **Megaestruturação NE:** está localizada nas adjacências da Bacia de Santos, é caracterizada pelo Cinturão de Dobramentos Ribeira (na acepção de Campanha & Sadowski 1999)

que compreende diversas unidades geotectônicas, entre elas: Faixa de Dobramentos Apiaí e Maciço Mediano de Joinville (Hasui *et al.* 1975); Cráton de Luiz Alves (Kaul 1980); Cinturão Dom Feliciano (Fragoso Cesar 1980); microplacas Curitiba, Luiz Alves e Cinturão Granitóide Costeiro (Basei *et al.* 1992). Definem importantes lineamentos (Lancinha, Ribeira, Morro Agudo, Cubatão – Além Paraíba, Taxaquara, entre outros), relacionados ao Sistema de Megafalhas Cubatão-Além Paraíba (Sadowski & Motidome 1987) ou Cinturão de Cisalhamento do Sudeste (Machado & Endo 1993).

- **Megaestruturação NW** - Em posição perpendicular às estruturas descritas acima, são reconhecíveis quatro importantes alinhamentos magnético/estruturais, de caráter regional, sendo denominados, de Norte para Sul, de Alinhamento Estrutural de Guapiara (Ferreira *et al.* 1981), Alinhamento Estrutural São Jerônimo – Curiúva, Alinhamento Estrutural do Rio Alonzo e Alinhamento Estrutural do Rio Piquiri (Ferreira 1982).

Segundo Ferreira (1982), Almeida *et al.* (1981) e Zalán *et al.* (1990) no Devoniano há um forte controle tectônico de falhas de direção NW. No Permiano, há expressivo controle segundo *trend* NE, interpretado como uma possível consequência de episódios de reativação de áreas-fonte (Orogenia Tardiherciniana).

Zalán *et al.* (1990) acrescentam que dos elementos tectônicos lineares orientados nas direções NW-SE, NE-SW e E-W, apenas o sistema NW-SE sofreu forte reativação durante a abertura do Atlântico Sul, ao contrário dos outros dois sistemas que teriam sido pouco afetados. Rostirolla *et al.* (2000) consideram que tais lineamentos (de direção NW) constituíram estruturas bastante proeminentes nos eventos mesozóicos ligados à ruptura do Gondwana Sul-Occidental, estando associadas à uma rotação horária da Placa Sulamericana no eo-Cretáceo.

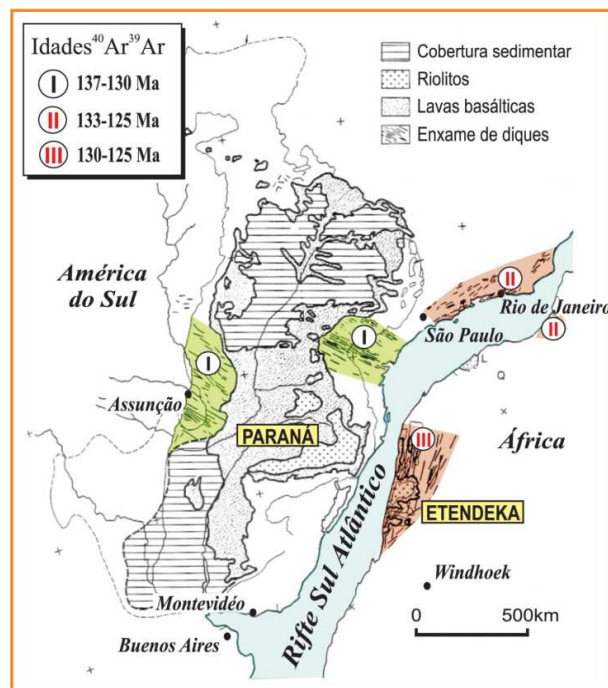
Segundo Zalán *et al.* (1990), durante o *break-up* Juro-Cretáceo do Gondwana, as falhas de direção NW foram fortemente reativadas. Tal evento não só reativou falhas NW pré-existentes como também gerou várias outras paralelas a essa direção, promovendo a intrusão e o condicionamento de vários corpos ígneos. Bartorelli (2004) acrescenta que o padrão estrutural das zonas de falhas NW é caracterizado por um extenso trecho retilíneo, cuja concentração de falhas e diques se distribui por uma faixa com largura de várias dezenas de quilômetros, como por exemplo, as zonas de falha de Guapiara, Cândido de Abreu-Campo Mourão e Rio Piquiri; enquanto que o padrão estrutural das zonas de falha NE é caracterizado pela presença de uma única falha larga ou zona de falha retilínea, onde estão ausente diques de diabásio.

Segundo Bueno (2004), o diacronismo entre o enxame de diques e as lineações magnéticas observadas tanto na margem sul-americana como na africana, suporta a interpretação de um rifte propagante para o Atlântico Sul, cujo estágio pré-rifte se caracterizou por uma ascensão

astenosférica em sua porção Sul, provavelmente vinculada à pluma de Tristão da Cunha, processo que culminou no magmatismo da Província Paraná-Etendeka, entre 138 e 127 Ma. Dessa forma, as deformações ocorridas na região estariam inicialmente relacionadas à tectônica essencialmente extensional de um presumível domo térmico que evoluiu para junção tríplice, da qual o próprio APG seria um possível ramo abortado.

Posteriormente, com a ruptura do Gondwana e o início da deriva continental, ocorreria alternância no regime de esforços, que pode ser explicada pela migração da Placa Sul-Americana na direção Oeste, combinada com as taxas de encurtamento e extensão, respectivamente nos seus flancos Oeste, com a Placa de Nazca, e Leste, na Dorsal Meso-Atlântica, conforme proposto por Riccomini (1989).

Bueno (*op. cit.*) atribui o diacronismo entre as gerações de diques ortogonais e paralelos ao eixo do Atlântico Sul como uma possível indicação na mudança dos esforços extensionais (Figura 2.7).



**Figura 2.7**– Diacronismo das gerações de diques ortogonais e paralelos ao eixo do Atlântico Sul, indicando possível mudança nos esforços extensionais (modificado de Hawkesworth et al. 1992; Marzoli et al. 1999; compilado de Bueno 2004).

Rostirolla *et al.* (2000) identificaram um evento de deformação distensional, de direção preferencial NW, mas com evidências de reativação de falhas de direção NE, estas últimas geradas durante o Permo-Triássico, época da reativação da Zona de Falha de Jacutinga. A composição de esforços tracionais responsáveis pela reativação de falhas tanto de direção NW como NE, condicionaram a formação do APG.

---

*"O sábio não é o homem que fornece as verdadeiras respostas; é quem faz as verdadeiras perguntas."*

*Claude Lévi-Strauss*

### ***III. PROCESSAMENTO DE DADOS MAGNÉTICOS E GRAVIMÉTRICOS***

---

Nesse capítulo será apresentado o processamento aplicado nos dados magnéticos e gravimétricos, tendo como objetivo apresentar como os produtos derivados foram gerados e toda rotina de processamento. Essa etapa é relevante, pois o conjunto de dados utilizados foi adquirido com tecnologia da década de 1970, que apesar de ultrapassada, quando processada e realçada adequadamente pode contribuir para avaliação do arcabouço geofísico regional.

### **3.1. DADOS MAGNÉTICOS**

#### **3.1.1 Apresentação**

Os dados aeromagnéticos utilizados neste trabalho possuem as seguintes características: - são antigos (década de setenta) e possuem uma tecnologia já ultrapassada; - englobam uma grande área (que integra diferentes fusos); - foram coletados sem a utilização de um Sistema de Posicionamento Global Diferencial DGPS; - foram coletados em diferentes direções de aquisição.

Todas essas características dificultam a integração espacial e fazem com que a etapa de pré-processamento seja fundamental para o avanço adequado e assertivo das etapas referentes ao processamento, interpretação e integração.

A etapa de pré-processamento visa minimizar a interferência/existência de dados espúrios e assim criar um banco de dados único e coerente, tanto no contexto espacial quanto da sua natureza magnética, tornando-o adequado ao processo interpretativo e de integração.

O pré-processamento adotado neste trabalho seguiu as seguintes etapas sequenciais: conversão da projeção cartográfica, controle de qualidade, interpolação dos dados, micronivelamento e integração entre os levantamentos geofísicos.

As rotinas de tratamento dos dados aerogeofísicos utilizadas neste trabalho foram desenvolvidas no Laboratório de Geofísica Aplicada (LGA) da Universidade de Brasília (IG-UnB), com o programa *OASIS Montaj* da *GEOSOFT* versão 7.1 (*GEOSOFT, 2009*) e estão sumarizadas no fluxograma de trabalho apresentado na Figura 3.1.

#### **3.1.2 Conversão da projeção cartográfica**

A conversão da projeção compreende a primeira etapa do tratamento dos dados. Os bancos originais estavam configurados para projeção Universal Transversa de Mercator – UTM, referidas aos meridianos centrais  $-45^\circ$  e  $-51^\circ$ , o elipsóide era *o de Hayford 1910* e o Datum Córrego Alegre.

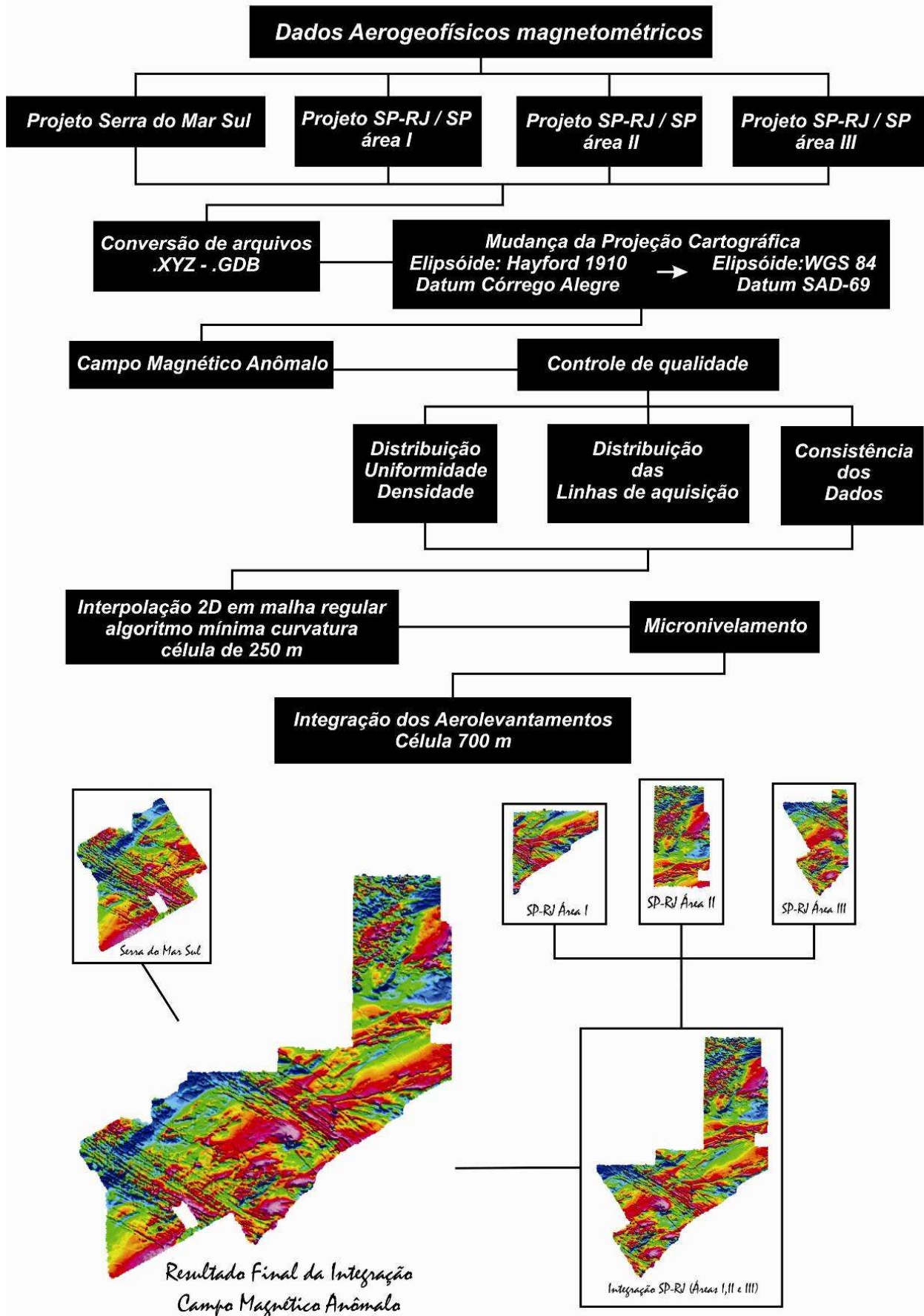


Figura 3.1 - Fluxograma com as etapas de pré-processamento dos dados aeromagnetométricos.

Eles foram convertidos para projeção policônica, Datum *South American* 1969 – SAD 69. Foi utilizado o meridiano central 54° W, situado no centro do Brasil. O paralelo utilizado foi 0°, o falso leste 5.000.000, o falso norte 10.000.000, o elipsóide WGS-84 e a unidade de medidas em metros.

As projeções cilíndricas como a encontrada inicialmente nos dados são eficientes para pequenas ou médias áreas, como a área de investigação do trabalho é grande, passando por mais de um fuso, optou-se pela utilização da projeção policônica que facilita a integração, processamento e interpretação dos dados regionais.

### **3.1.3 Controle de qualidade**

#### **3.1.3.1 Distribuição, uniformidade e densidade**

Esta etapa está baseada na análise da distribuição, uniformidade e densidade dos dados entre os pontos na superfície bidimensional. Desta maneira, buscou-se fazer uma análise a respeito da densidade de amostragem entre os distintos levantamentos, levando em consideração o espaçamento entre linhas de aquisição. Como o conjunto de dados possuía distintos intervalos de amostragem atentou-se ao maior intervalo que corresponde a 100m (Levantamento SP-RJ).

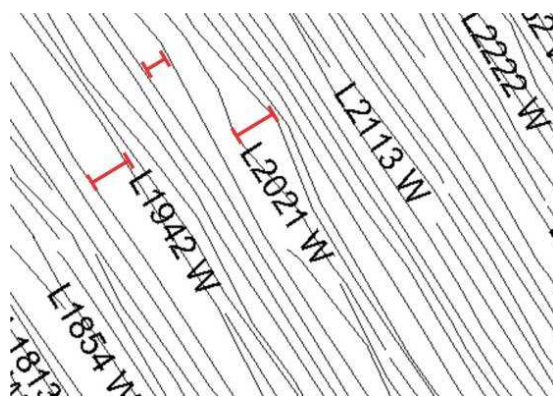
Essa diferença de intervalo de amostragem magnetométrica acarreta em uma perda de densidade dos dados, visto que o levantamento Serra do Mar Sul - SMS possui maior densidade com intervalo de 60m.

Por outro lado, os levantamentos disponíveis para o presente trabalho possuem os mesmos espaçamentos entre as linhas de aquisição (1 km) e as mesmas alturas nominais de voo (150 m), a junção dos aerolevantamentos resultou em uma distribuição considerada satisfatória para a escala de trabalho.

#### **3.1.3.2 Distribuição das linhas de aquisição**

Os mapas de linhas de aquisição foram plotados para avaliar sua distribuição, e verificar a regularidade do espaçamento, visto que a aquisição se deu por navegação visual por meio de foto mosaico e mapas plani-altimétricos (Projeto Serra do Mar Sul) e assistidos por sistema de navegação *Doppler* (Projeto São Paulo – Rio de Janeiro). Foram identificadas recorrentes alterações no intervalo entre as linhas de aquisição (Figura 3.2). Observa-se cruzamento de linhas e variações no espaçamento entre as mesmas. Sempre que possível, efetuou-se a correção do cruzamento entre linhas através da quebra em um ou mais segmentos.

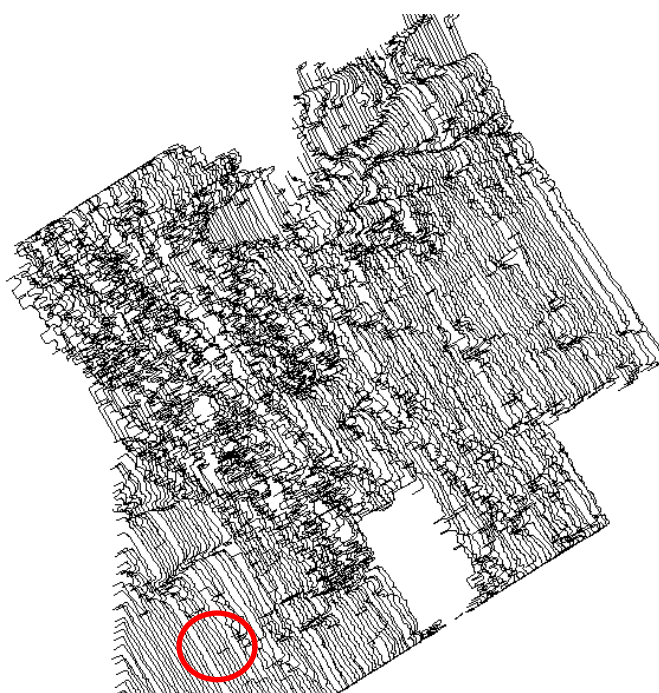




**Figura 3.2** - Detalhe das linhas de aquisição (LA) do levantamento Serra do Mar Sul, porção Nordeste, detalhando em vermelho os desvios entre os espaçamentos e das LA

### 3.1.3.3 Consistência dos dados

Essa etapa consistiu da observação de perfis ao longo das linhas de aquisição efetuando análise estatística, juntamente com a visualização dos perfis empilhados (Figura 3.3), com o objetivo de encontrar e corrigir valores inconsistentes, como “efeito pepita” (*Nuggetes*) ou picos (*Spikes*).

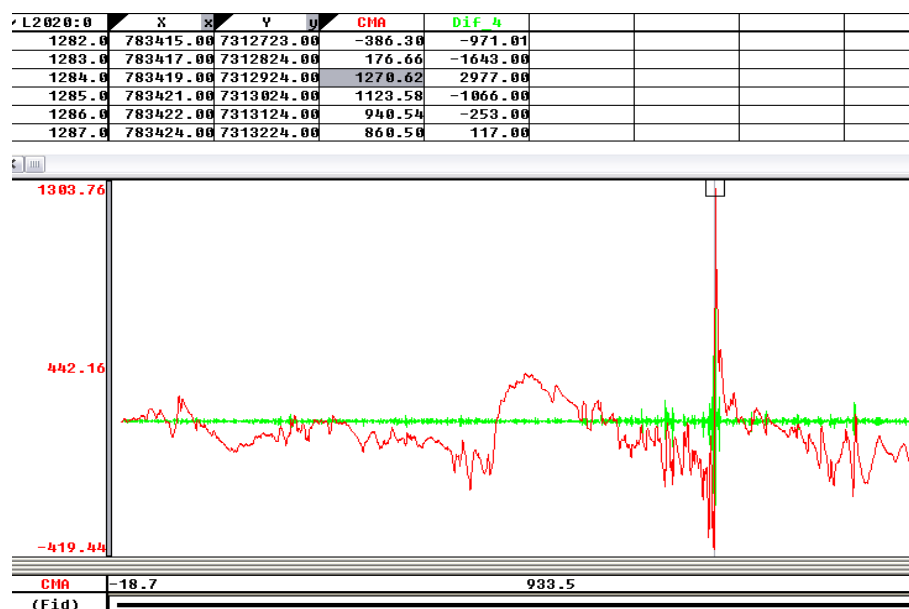


**Figura 3.3** - Análise dos perfis empilhados dos dados originais do CMA (Campo magnético anômalo) utilizada para verificar a presença de valores espúrios, picos anômalos. O círculo vermelho destaca um conjunto de valores espúrios.

As técnicas utilizadas para identificação de tais inconsistências foram o teste de diferença quarta e “parâmetro P” (Blum 1999). A técnica da diferença quarta consiste no cálculo da diferença



entre os valores investigados. Desta maneira, números diferentes produzem resultados localizados corretamente e números de diferenças excedentes (incalculáveis) irão colocar o resultado abaixo da posição atual e essa diferença quarta torna-se eficiente para identificar os ruídos. Tal procedimento foi realizado a partir da derivada quarta do campo magnético anômalo (CMA) e posterior inspeção em perfil para identificação de picos incoerentes (Figura 3.4).



**Figura 3.4** – Perfil da diferença quarta para avaliação de consistência do conjunto de dados. Este gráfico representa os dados de uma linha de voo para o CMA: as linhas vermelha e verde representam, respectivamente, o perfil dos dados originais e o resultado da diferença quarta onde nota-se um pico no que indica um valor espúrio na linha de produção.

Para a realização do teste pelo “parâmetro P” utilizou-se a Equação 3.1 que permite restringir as anomalias de forma a realçar apenas os picos. Estes picos estão fora do intervalo de  $\pm 3$  vezes o desvio padrão, como o logaritmo de um número negativo não é real, a equação do parâmetro P foi designada da seguinte maneira.

$$P = \log(|x - \bar{x}| - |3 * \sigma|) \quad \text{Equação 3.1}$$

### 3.1.4 Interpolação 2D em malha regular

Para a interpolação de dados aerogeofísicos, normalmente, utiliza-se dois métodos, a saber: curvatura mínima e o método bi-direcional. A curvatura mínima produz uma superfície similar a uma

placa fina e linearmente elástica a fim de passar pelos pontos de valores amostrados, utilizando-se a menor flexão possível (Briggs 1974).

O resultado é gerado de maneira rápida e é caracterizado por suavização. Para se obter um bom resultado é importante utilizar um grande número de interações. Já o interpolador bi-direcional, ou de *splines* bi-cúbicos, permite o realce de tendências perpendiculares à orientação das linhas do aerolevanteamento. Inicialmente, cada linha é interpolada ao longo da linha original do levantamento, seguindo-se da interpolação perpendicular. Os *splines* mais utilizados consistem no *spline* cúbico e de Akima.

Juntamente com a aplicação do interpolador, é necessária a escolha do tamanho da célula do *grid*. Vasconcellos *et al.* (1990), Blum (1999) e Silva (1999) recomendam o uso de tamanhos de células entre 1/4 e 1/8 do espaçamento das linhas de voo, para a manutenção da integridade dos dados originais, evitando-se *aliasing*. Nesse trabalho, os melhores resultados foram obtidos com o interpolador curvatura mínima, utilizando-se uma célula de 250 metros, ou seja, 1/4 do valor médio do espaçamento de linhas de voo.

### 3.1.5 Micronivelamento

O micronivelamento foi utilizado neste trabalho porque após a interpolação dos dados verificou-se erros residuais não totalmente corrigidos pelo nivelamento durante o levantamento dos dados (Figura 3.5). Esses erros aparentes geravam feições imprecisas nas imagens, eles são caracterizados por ruídos de alta frequência alongados segundo a direção das linhas de aquisição. Esta técnica é utilizada e recomendada para correção destas irregularidades por diversos autores tais como Minty (1991), Blum (1999), Silva (1999).

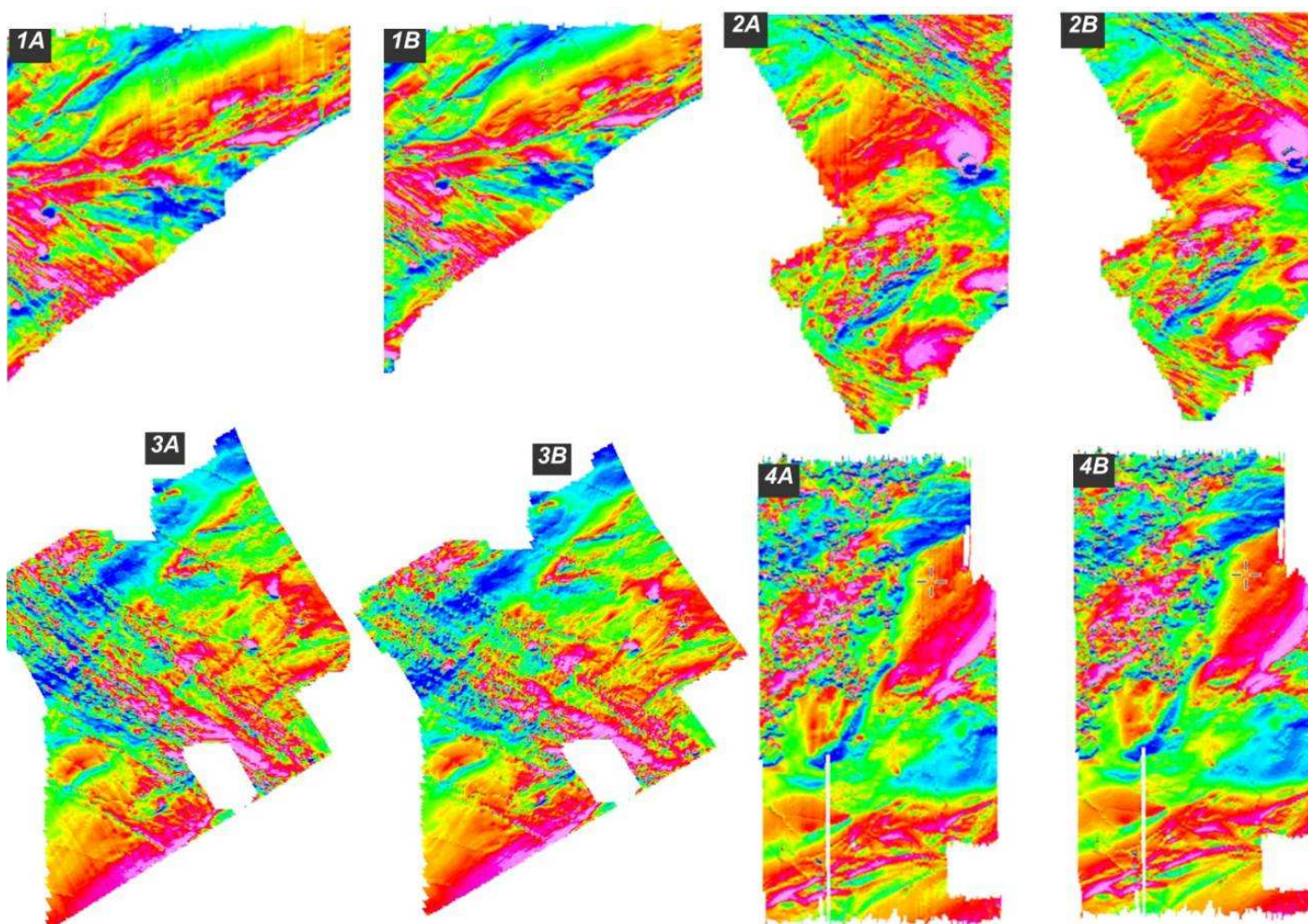
O algoritmo utilizado foi proposto por Minty (1991) e sintetizado por Blum (1999) em uma rotina de processamento para o programa *Oasis Montaj* que realiza as etapas automaticamente como um filtro espacial. Antes da aplicação do filtro, entretanto, houve a necessidade de rotacionar os bancos de dados que apresentavam linhas de aquisição em orientação diferentes de N-S.

A rotina de processamento é baseada em filtros simples aplicados em diferentes direções. As etapas são sintetizadas abaixo:

(a) interpolação dos dados do campo magnético anômalo produzindo-se a malha A; (b) uso de filtro passa-alta na malha regular A, na direção perpendicular às linhas de voo, resultando na malha B (comprimento de onda de corte de pelo menos duas vezes o valor do espaçamento das linhas de voo); (c) uso de filtro passa-baixa na malha regular B, aplicado na direção paralela às linhas de voo, resultando na malha C (comprimento de onda de corte com no mínimo o valor do espaçamento

das linhas de controle); (d) malha regular C é subtraída da malha A, gerando-se a malha final micronivelada.

Ressalta-se que testes empíricos referentes à determinação de valores de comprimento de onda de corte foram realizados para a obtenção dos melhores resultados micronivelados. Quando necessário, filtro de convolução (*hanning*) com janela 3x3 foi utilizado nos *grids* gerados.



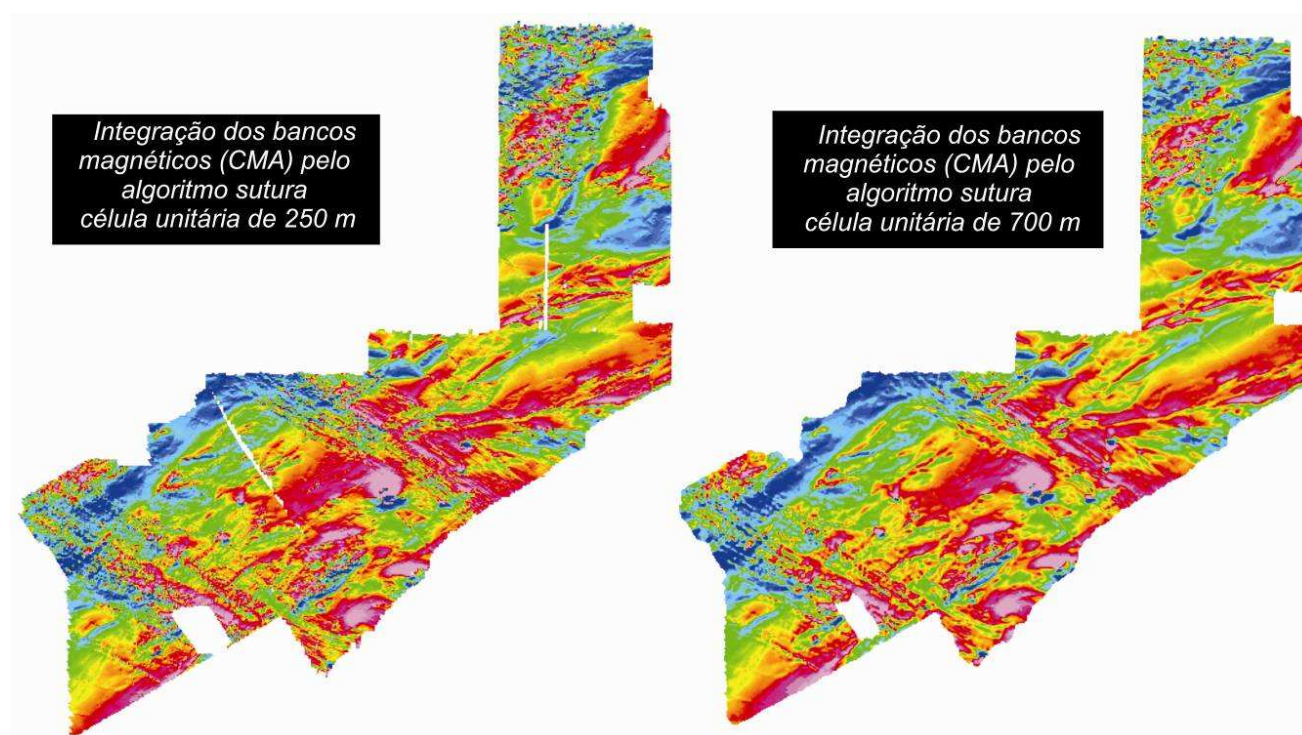
**Figura 3.5** – Imagens geradas do CMA para as áreas individuais dos diferentes projetos indicados na tabela 1.1: 1 – Levantamento SP-RJ-SP áreas 1, 2 - Levantamento SP-RJ-SP áreas 2, 3 - Levantamento Serra do Mar Sul, 4 - Levantamento SP-RJ-SP área 3. Resultados obtidos sem aplicação, e com aplicação do filtro de micronivelamento, respectivamente A e B, notar a eficiência do algoritmo de micronivelamento na retirada de tendências ruidosas.

### 3.1.6 Junção dos bancos de dados magnéticos

Existem vários métodos para integrar dois bancos de dados ou duas malhas regulares geradas após a interpolação de dados aerogeofísicos. Nesse trabalho, o melhor resultado foi obtido

com a rotina denominada sutura. A ideia principal é definir uma linha de junção com base na área de sobreposição das malhas. Na área de sobreposição, os valores são ajustados por média entre pares correlatos, visando minimizar as discrepâncias entre os dados e ajustar suavemente as malhas. Nesta rotina, uma análise de multifrequência é utilizada para verificar o comprimento de onda dominante na área de sobreposição das malhas. Este fato permite definir uma transição suave entre as malhas, sem nenhum vínculo direto com a amplitude e o comprimento de onda das feições seccionadas pela linha de sutura (GEOSOFT 2009).

A partir das malhas CMA dos quatro bancos de dados nivelados estatisticamente foi realizada a junção pela rotina de sutura do algoritmo GridKnitting (GEOSOFT 2009). Inicialmente, as malhas dos projetos SMS e SP-RJ/SP foram unificadas em um tamanho de célula de interpolação (250m). Entretanto, o resultado apresentou áreas com ausência de dados devido à falta de sobreposição de informações (Figura 3.6). Solucionou-se esse problema com uma nova junção das malhas dos quatro levantamentos reamostrando o tamanho da célula unitária para 700m. No entanto, como o trabalho possui um caráter regional, optou-se pela malha que apresentou o melhor resultado em termos de competência e integridade espacial. Ou seja, a malha com 700 metros.



**Figura 3.6** – *Imagens do CMA após a junção das malhas pela rotina sutura do algoritmo GridKnitting (GEOSOFT 2009). A imagem da esquerda foi gerada com célula unitária de 250m, o que acarretou vazios decorrentes da ausência de dados. A imagem da direita foi integrada com célula unitária de 700m corrigindo o efeito da ausência dos dados.*



## 3.2. DADOS GRAVIMÉTRICOS

### 3.2.1 Apresentação

Os dados gravimétricos terrestres utilizados no trabalho compreendem:

- malha regular de  $0.0833^\circ \times 0.0833^\circ$  da anomalia Bouguer (Sá *et al.* 1993). Esses dados foram gentilmente cedidos pelo professor Francisco José Fonseca Ferreira (LPGA/UFPR).

- banco de dados gravimétricos terrestres que representa uma junção de dados obtidos de diversos trabalhos já realizados e que são gerenciados pelo Departamento de Geofísica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP. Tal banco de dados foi gentilmente cedido pela professora Naomi Ussami (IAG-USP). Maiores detalhes destes dados são apresentados no Capítulo I.

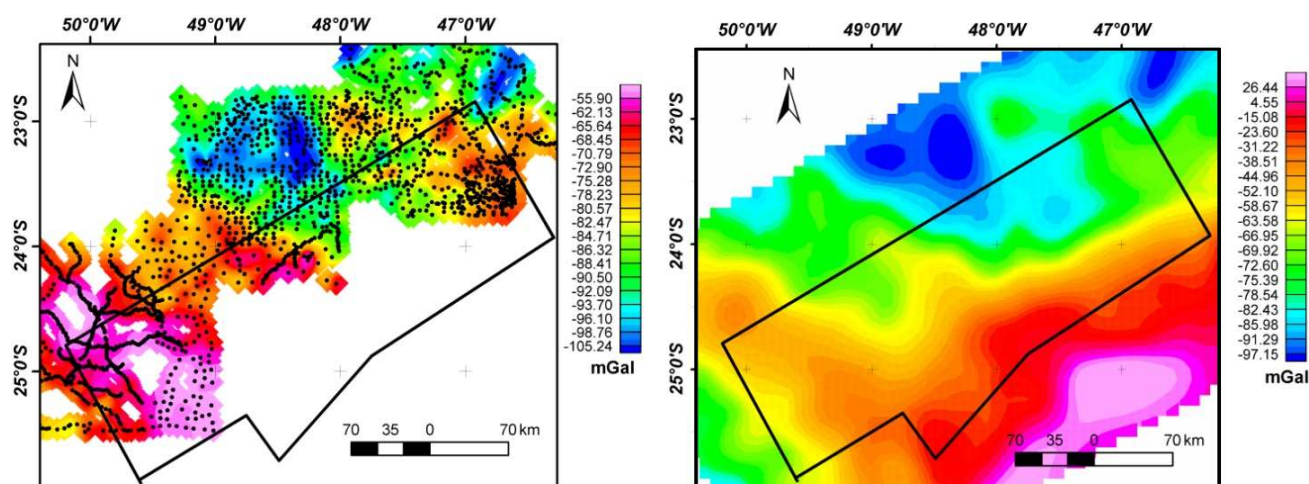
As etapas de pré-processamento e o programa foram os mesmos utilizadas para os dados magnéticos, ou seja: conversão da projeção cartográfica, controle de qualidade, interpolação dos dados.

### 3.2.2 Conversão da projeção cartográfica, interpolação 2D em malha regular e controle de qualidade.

A malha referente anomalia Bouguer (mGal), dado cedido e previamente processado, possui célula unitária de  $0.0833^\circ$  ( $\approx 9$  km). Já os dados de gravimetria terrestre cedidos pelo IAG/USP foram interpolados pelo método da mínima de curvatura (Briggs 1974, GEOSOFT 2009) com célula unitária de 3 km, após vários testes (Figura 3.7).

A malha gerada a partir dos dados cedidos pelo IAG-USP serviu para avaliar a malha anteriormente processada, destacando que esta última será à base dos dados gravimétricos deste estudo.

Ao comparar malhas regulares referentes à anomalia Bouguer verificou-se a similaridade dos dados e repetição das principais feições gravimétricas e seus comportamentos espacialmente. Por fim, constatou-se que não havia nenhuma discrepância entre as malhas regulares a não ser a ausência de algumas feições associadas às altas frequências.



**Figura 3.7** – Imagens da anomalia Bouguer dos dados gravimétricos. A imagem da esquerda corresponde aos dados cedidos pelo IAG, notar a localização das estações.

### 3.3 PROCESSAMENTO E REDUÇÕES APLICADAS NOS DADOS MAGNÉTICOS E GRAVIMÉTRICOS.

As técnicas de processamento de dados de campos potenciais são fundamentais para auxiliar a interpretação dos dados geofísicos. Tais técnicas são descritas como transformações lineares e filtragens no domínio do espaço ou da frequência espacial (domínio de Fourier).

As transformações lineares (Gunn 1997, Milligan & Gunn 1997, Nabighian *et al.* 2005) buscam o realce de dados por remoção seletiva de componentes de frequências indesejáveis. Gunn (1997) sintetiza estas possíveis transformações da intensidade dos campos a partir da alteração de fatores da função do campo magnético e gravimétrico. Estes fatores relacionam-se a profundidade das fontes, forma dos corpos, direção de magnetização e latitude magnética.

Os temas transformados dos campos potenciais complementam as interpretações geológico-geofísicas de terrenos estruturalmente complexos, visando à compreensão entre os diferentes comprimentos de onda que compõem o espectro do campo, além da distribuição das fontes, compondo um padrão textural que auxilia na identificação de domínios, e sua estruturação compondo o arcabouço tectônico e realces de feições lineares.

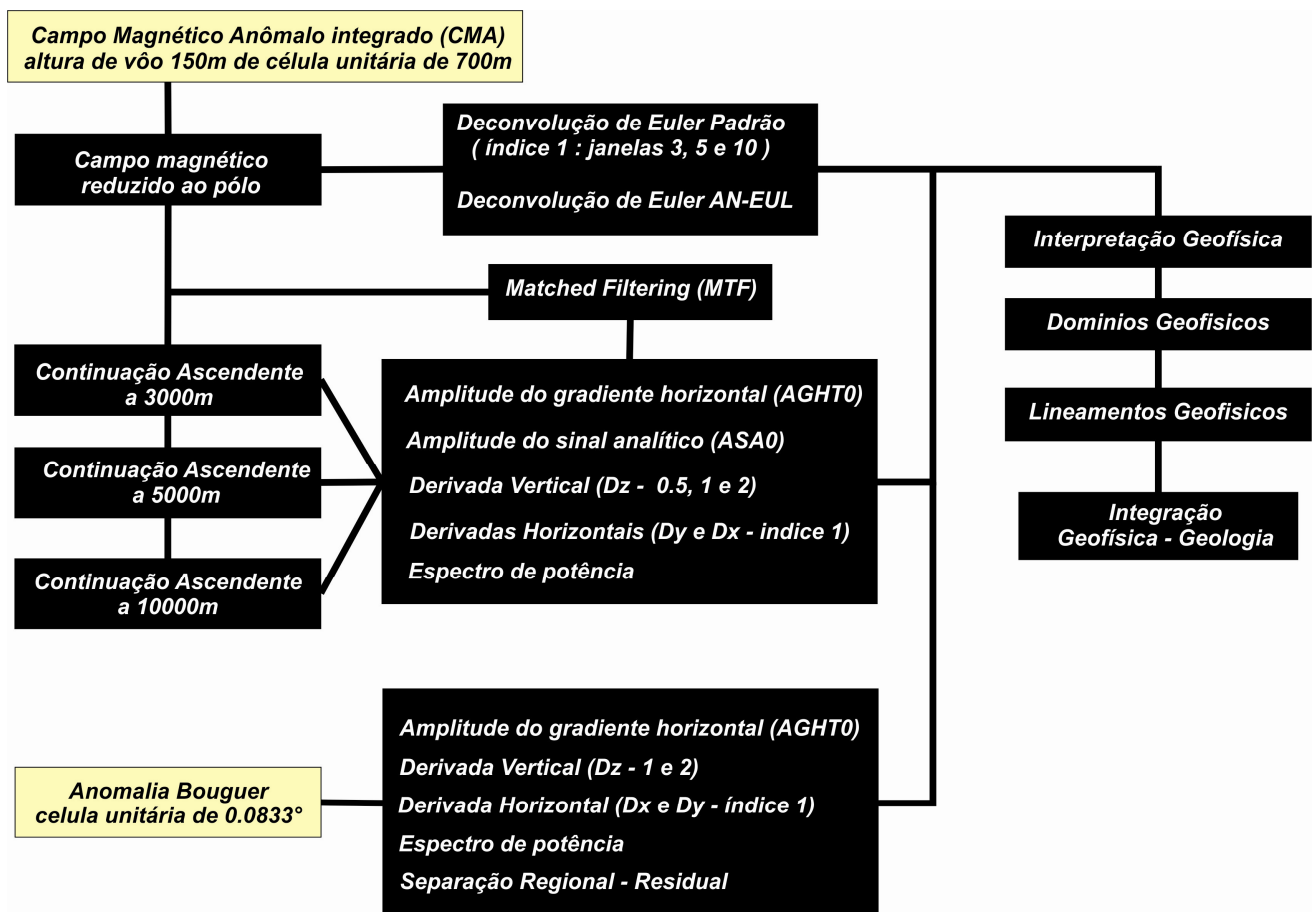
Estes procedimentos foram efetuados em meio digital com o uso do programa *Oasis Montaj* da *GEOSOFT* versão 7.1 (*GEOSOFT*, 2009). As etapas realizadas encontram-se a seguir na figura 3.8.

### 3.3.1. Espectro Radial de Potência

O espectro radial de potência compreende uma relação direta entre o logaritmo da densidade de energia espectral, número de onda e profundidade do topo das fontes causadoras, sua análise permite estimar profundidades e definir quantitativamente os componentes regionais e residuais. A relação de profundidade é expressa pela função:

$$h = -\frac{s}{4\pi} \quad \text{Equação 3.2}$$

onde  $h$  = profundidade da fonte e  $s$  = inclinação de uma determinada reta do logaritmo da densidade de energia (Blakely 1996, GEOSOFT 2009).



**Figura 3.8** – Fluxograma das etapas realizadas durante o processamento de dados magnéticos e gravimétricos.

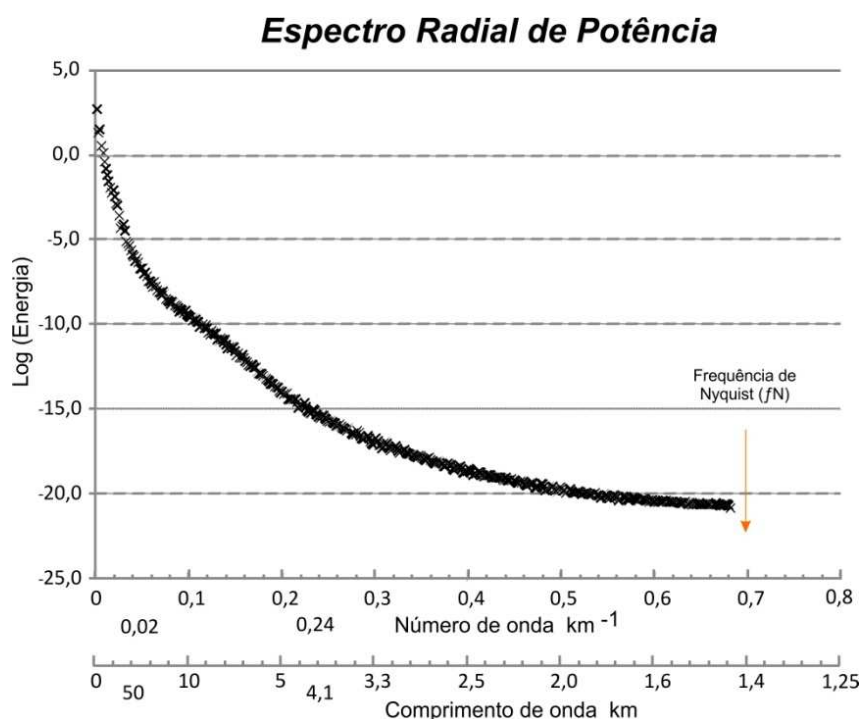
Para gerar o espectro radial de potência utilizou-se a rotina de processamento de Phillips (2007), denominada USGS. Os resultados foram apresentados em um gráfico da média radial da potência *versus* o número de onda (inverso do comprimento de onda). Desta maneira, tem-se mais

controle na demarcação e seleção dos dados para estimar a profundidade dos topos das fontes causadoras (Figura 3.9).

Um dos importantes conceitos para se analisar o espectro radial de potência compreende o número de Nyquist que é definido como a frequência mais alta a ser analisada. Segundo o teorema da amostragem este parâmetro é descrito por Davis (2002) na equação abaixo:

$$f_N = \frac{1}{2\Delta t} \quad \text{Equação 3.3}$$

onde  $f_N$  é a frequência de Nyquist e  $\Delta t$  é o intervalo de amostragem.



**Figura 3.9** – Apresentação do espectro radial de potência obtido a partir do campo magnético anômalo reduzido ao polo, utilizando o algoritmo USGS, Phillips (2007).

Desta forma, frequências mais altas que a frequência de Nyquist ( $f_N$ ) são consideradas como ruídos aleatórios, pois comprimentos de ondas menores que duas vezes a distância entre as amostragens não podem ser detectados. Assim os valores relativos às frequências de Nyquist para este trabalho compreendem:

- a)  $0.71 \text{ Km}^{-1}$  para os dados magnéticos, corresponde aos dados associados a interpolação de 700m.
- b)  $0.05 \text{ Km}^{-1}$  para os dados gravimétricos, corresponde a malha interpolada com 9 km.



### 3.3.2. Redução ao Polo

Em regiões intermediárias entre os polos e o equador magnético nota-se um comportamento dipolar das anomalias magnéticas ocasionando deslocamentos das assinaturas em relação às suas respectivas fontes.

Para contornar tal característica, realiza-se a redução ao polo, que se baseia na transformação introduzida por Baranov (1957) e Baranov & Naudy (1964) a partir da relação de Poisson, que associa o potencial magnético ao potencial gravitacional. Dessa forma, redirecionam-se os valores medidos de direção e intensidade do campo magnético como se estas tivessem sido realizadas sobre o polo magnético, onde as fontes possuem uma direção de magnetização vertical.

O operador de redução ao polo permite transformar a anomalia medida em um campo com uma direção e magnetização qualquer dentro do espaço em uma anomalia que teria sido medida no polo magnético.

Para a aplicação desta técnica, é necessário o conhecimento da direção de magnetização, geralmente assumida como paralela ao campo magnético atual (induzida). Um dos complicadores desta técnica compreende a contribuição da magnetização remanescente. Tal fator influencia a anomalia de maneira que pode tornar a utilização da técnica inviável em certas situações (Nabghian *et al.* 2005).

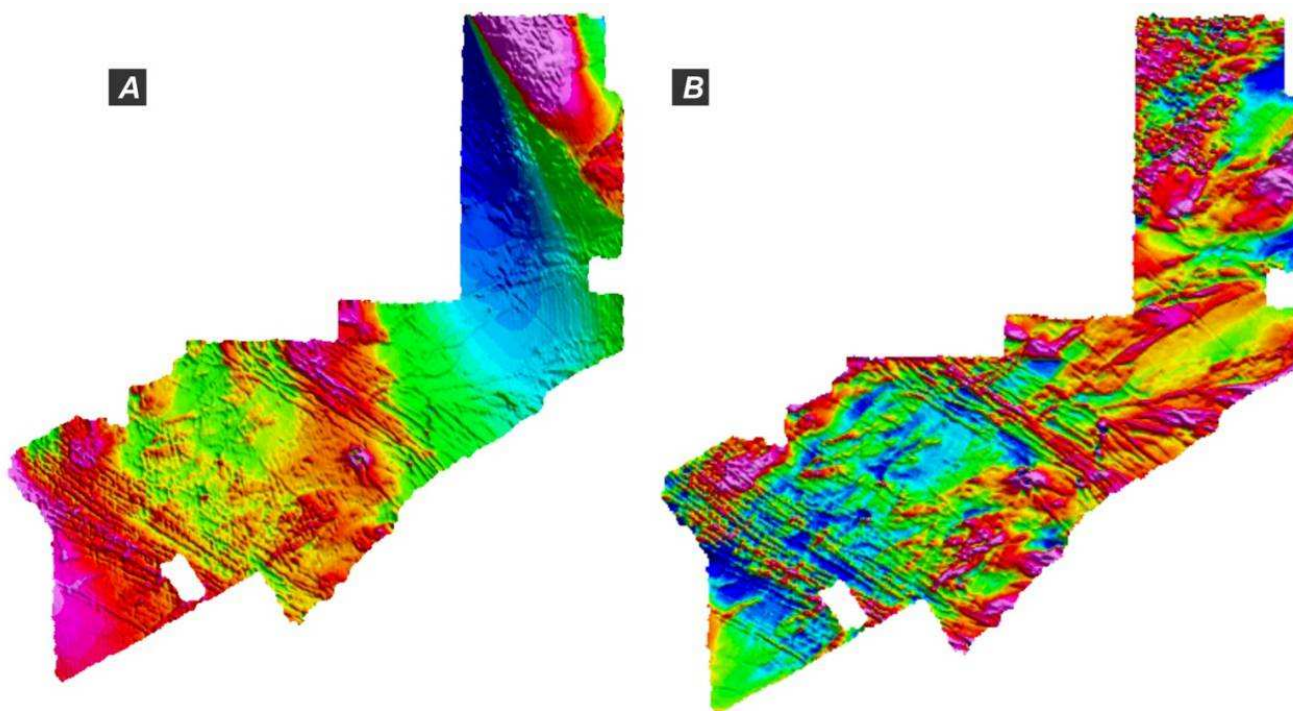
Nabghian *et al.* (2005) também relatam como complicador o emprego deste filtro em dados coletados em baixas latitudes magnéticas, o qual se comporta como instável, pois neste caso o azimute do corpo e a inclinação magnética se aproximam de zero. Desta maneira, deve-se analisar previamente a região estudada obedecendo assim parâmetros de inclinações magnéticas de preferência maiores que 20°. Mello *et al.* (2011) destacam resultados positivos quando o vetor de magnetização da fonte é conhecido e quando o mesmo é aplicado em latitudes acima de 15°. Na área de estudo, os valores de inclinação e declinação magnética são de -25.575° e - 15.529°, respectivamente e encontra-se em latitudes acima de 22°.

Vários algoritmos foram desenvolvidos para aperfeiçoar a redução ao polo em baixas latitudes, tal como Grant & Dodds (1972), apud MacLeod *et al.* (1993), Phillips (1997), dentre outros. Nesse trabalho, foram testados o algoritmo disponível no denominado MAGMAP e implementado dentro do programa Oasis Montaj por Grant & Dodds (1972), com excelentes resultados para dados em latitudes acima de +/- 30°. O segundo corresponde à rotina desenvolvida por Phillips (2007) em Fortran para baixas latitudes magnéticas, e posteriormente, convertida para o ambiente Geosoft.

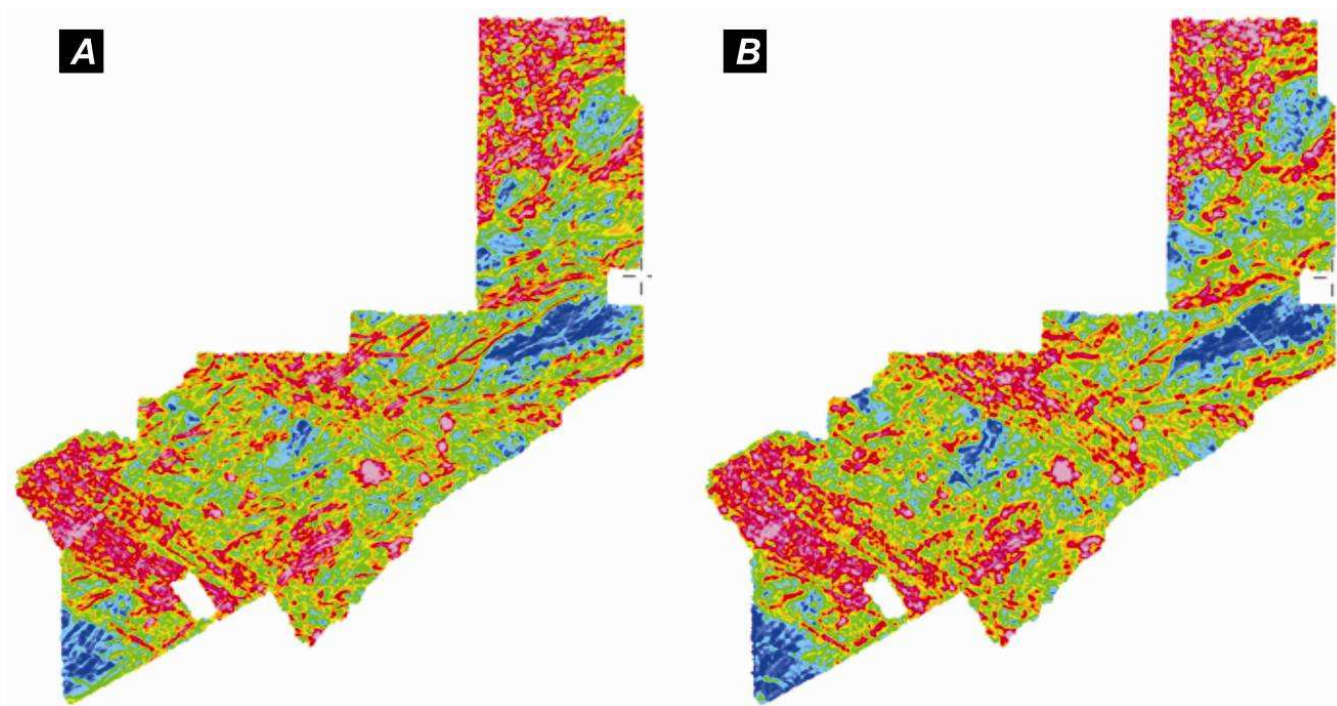
Os resultados foram confrontados e observou-se que o mapa reduzido ao polo gerado dentro do MAGMAP mostram ruídos coerentes na direção da declinação magnética e que são gerados por uma instabilidade. Já o mapa reduzido ao polo através do algoritmo de Phillips (2007) mostrou ser mais estável e foi escolhido para realce de altas e baixas frequências (Figura 3.10).

A avaliação do produto gerado pela aplicação do filtro redução ao polo (REDP) ocorreu comparando REDP após aplicação do filtro amplitude do gradiente horizontal com a imagem gerada após a aplicação do filtro amplitude do sinal analítico (ASA) a partir do campo magnético anômalo (Figura 3.11).

Observou-se que as principais feições magnéticas são consistentes e não mostram deslocamento na AGHT do mapa reduzido ao polo. Ou seja, com o algoritmo de Phillips (2007) foi possível posicionar as anomalias sobre as fontes causadoras.



**Figura 3.10** – Produtos obtidos após a aplicação do filtro redução ao polo. A) produto obtido com o algoritmo MAGMAP. Observar os ruídos na direção da declinação magnética -  $15.529^\circ$ , B) produto obtido com o algoritmo de Phillips (2007) para baixas latitudes magnéticas o mesmo demonstrou ser bastante estável.



**Figura 3.11** – Imagens confirmando a eficiência do filtro de redução ao polo (REDP) de Phillips (2007). A) amplitude do gradiente horizontal total (AGHT) aplicada aos dados REDP. B) amplitude do sinal analítico (ASA) aplicada aos dados REDP.

### 3.3.3. Continuação ascendente

A continuação ascendente é uma transformação linear que simula a medição do campo potencial em diferentes posições acima do nível de observação (Gunn 1975, Blakely 1996, Reeves 2005, GEOSOFT 2009). Este filtro é descrito pela seguinte fórmula:

$$L(r) = e^{hr} \quad \text{Equação 3.4}$$

onde  $h$  = distância em metros para a nova superfície de observação.

A intensidade do campo magnético é inversamente proporcional ao quadrado da distância entre o plano de aquisição dos dados e a fonte. Portanto, fontes profundas são associadas a sinais de baixa frequência, enquanto fontes magnéticas rasas são relacionadas a sinais de alta frequência (Blakely 1996, Telford *et al.* 1990).

Continuações ascendentes a diferentes alturas de observação do campo permitem o estudo das fontes causadoras em diferentes níveis crustais. Assim busca-se uma análise simulando uma separação entre as componentes de baixa frequência, associadas aos grandes comprimentos de onda de caráter geológico regional, e as componentes de alta frequência, correlacionadas a fontes mais rasas.

### 3.3.4. Amplitude do Gradiente Horizontal Total

A amplitude do gradiente horizontal total (AGHT) realça as posições horizontais dos contatos magnéticos apresentados em malha e é calculada pela raiz quadrada da soma dos quadrados das derivadas parciais do campo magnético  $M(x, y)$  em relação aos eixos X e Y (Blakely & Simpson 1986). A amplitude do gradiente horizontal é afetada pelos valores de inclinação e declinação do campo, cuja expressão é indicada abaixo.

$$|H(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2} \quad \text{Equação 3.5}$$

onde M é o campo magnético, preferencialmente reduzido ao polo, no caso do campo gravimétrico M corresponderá a anomalia Bouguer.

### 3.3.5. Amplitude do Sinal Analítico

A amplitude do sinal analítico (ASA) proposta por Nabighian (1972, 1974) encerra importantes atributos como a definição das bordas das fontes anômalas e a centralização das maiores amplitudes diretamente sobre as fontes causadoras. Até recentemente, ASA era considerada independente da latitude magnética, da direção do vetor magnetização e da presença de magnetização remanescente das fontes (Roest *et al.* 1992, Blakely 1996). Entretanto, tais propriedades de ASA são refutadas por Li (2006). Roest *et al.* (1992) consideram a amplitude do sinal analítico uma ferramenta alternativa à redução ao polo.

Deve-se ressaltar que a amplitude do sinal analítico ressalta as altas frequências em detrimento das baixas, assim como os ruídos. Phillips (2000) considera que tais atributos são decorrência da derivada vertical. Este filtro é descrito pela seguinte fórmula:

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2} \quad \text{Equação 3.6}$$

onde M é o campo magnético.

### 3.3.6. Matched Filtering

O *Matched Filtering* é um filtro eficiente para separar anomalias magnéticas em diferentes profundidades (Sheriff 2010). O método é baseado em fontes equivalentes (Pedersen 1991) que

compõem camadas fictícias abaixo da superfície de observação produzidas pela distribuição da magnetização do campo magnético observado.

Esta teoria foi inicialmente investigada por Spector & Grant (1970), os quais mostraram que camadas de origens equivalentes, em diferentes profundidades, apresentam respostas distintas do campo magnético anômalo no gráfico logarítmico do espectro radial de potência. Desta maneira, o conjunto de anomalias com profundidades médias semelhantes apresentariam a mesma inclinação no gráfico do espectro de potência.

Syberg (1972) introduziu o termo *Matched Filtering* e propôs tal filtro para os domínios do espaço e da frequência, com o objetivo de caracterizar segmentos distintos do espectro de potência. Assim, foi possível filtrar o campo magnético em bandas com frequências correspondentes as principais faixas de profundidade.

Phillips (2001) aperfeiçoou a técnica e demonstrou sua eficiência quando aplicado em dados magnéticos a fim de mapear fontes em diferentes profundidades. Outros autores como Cowan & Cowan (1993), Nabighian (2005), Sheriff (2010) também descrevem a respeito da técnica relatando sua eficiência e comparam os resultados obtidos pelo MTF com outros filtros.

### **3.3.7. Deconvolução de Euler**

A deconvolução de Euler, baseada na equação de homogeneidade de Euler (Nabighian *et al.*, 2005), é uma técnica que visa determinar a localização horizontal e a profundidade de fontes de anomalias com base em vários modelos (esfera, cilindro, dique e contato) usando as primeiras derivadas do campo potencial segundo as direções x, y e z e um índice estrutural específico.

Esta técnica, proposta inicialmente por Thompson (1982), foi estendida para dados dispostos em malhas regulares por Reid *et al.* (1990). Salem & Ravat (2003) propuseram uma variante do método, denominada "AN-EUL", a qual é baseada na combinação da deconvolução de Euler com a amplitude do sinal analítico (Nabighian, 1972), permitindo estimar o índice estrutural e a profundidade da fonte anômala na coordenada de máxima amplitude ( $x_0$ ,  $y_0$ ) do sinal analítico (Barbosa & Silva 2005, Nabighian *et al.*, 2005).

#### **3.3.7.1. Deconvolução de Euler - Método Padrão**

A rotina de processamento (padrão) utilizada neste trabalho é denominada *Euler 3D Deconvolution* e foi implementada no software Oasis Montaj. Ela baseia-se inicialmente na definição

de uma janela, a qual varre toda a malha regular do campo potencial a ser investigado resolvendo assim os sistemas de equações para cada janela.

As soluções encontradas são filtradas de antemão, de modo a serem aceitas somente aquelas que satisfizerem determinados pré-requisitos. Desta maneira, as soluções consideradas válidas são armazenadas. Assim, um dos parâmetros cruciais na resolução destas equações é a escolha adequada do tamanho da janela, pois a solução do sistema de equações leva à localização e profundidade de uma determinada fonte.

Outro parâmetro intrinsecamente associado às soluções encontradas é o índice estrutural, o qual é um indicador da forma geométrica da fonte anômala e é determinante nas soluções, pois se associam ao posicionamento (x, y e z) das fontes permitindo caracterizar as assinaturas a uma série de feições geológicas como contatos, falhas, diques, soleiras, pipes e batólitos, entre outras. (Barbosa & Silva 2005).

Assim, os índices utilizados foram definidos segundo o comportamento da fonte causadora da anomalia e são associados, segundo Barbosa & Silva (2005), da seguinte maneira: 0 para um contato; 1 estruturas para um dique vertical ou uma soleira; 2 corpos tridimensionais (Cilindros, tubos); 3 corpos tridimensionais (Esferas). Esses índices foram levados em consideração apenas para os dados magnéticos.

### **3.3.7.2. Deconvolução de Euler - AN-EUL**

A rotina de processamento utilizada para a aplicação da deconvolução de Euler (AN-EUL) também foi implementada no software Oasis Montaj. Tal rotina está baseada, inicialmente, no cálculo da amplitude do sinal analítico, cujos picos são posteriormente usados para calcular as soluções de Euler. Uma das vantagens deste método é produzir um número de soluções bem menor que o método padrão de Euler.

Outras vantagens do uso do método de AN-EUL são:

- As soluções são somente estimadas sobre anomalias reconhecidas;
- O tamanho da janela varia de acordo com o tamanho da anomalia;
- A solução final envolve somente poucas estimativas de profundidade;

### **3.3.7.3. Limitações das Técnicas**

Barbosa & Silva (2005) relatam limitações das duas técnicas de deconvolução de Euler, dentre as quais se destacam:

- a deconvolução padrão de Euler apresenta uma indesejável nuvem de soluções;

- a definição do critério para estimar o parâmetro  $n$  (tipo de fonte geológica) é empírica;
- dificuldades nas soluções quando o algoritmo é aplicado a anomalias derivadas de ambientes geológicos complexos consistindo de múltiplas fontes interferentes, laterais e verticais, dentro de uma mesma janela;
- o fato dos métodos utilizarem derivadas da anomalia do campo magnético resulta em amplificação do ruído contido nos dados observados. Esse problema é minimizado computando a continuação para cima, que corresponde a uma transformação mais estável, entretanto, tal procedimento gera perda de resolução.

### **3.3.8. Separação regional-residual dos campos magnético e gravimétrico.**

A separação regional-residual dos campos magnético e gravimétrico é fundamental para entender o arcabouço estrutural da área. Essa operação, entretanto, pode ser efetuada de diversas maneiras, de acordo com Gunn (1997), Guspi & Introcaso (2000), Phillips (2001) e Nabighian *et al.* (2005), que descrevem alguns procedimentos e relatam que sua escolha depende de certos parâmetros, como a profundidade de interesse.

A metodologia utilizada no trabalho baseou-se na teoria desenvolvida por Spector & Grant (1970). Desta maneira, se definem retas com coeficientes angulares distintos no gráfico do espectro de potência do campo potencial analisado. Os cruzamentos destas retas são projetados no eixo das abscissas, definindo os números de onda que serão usados para desenhar os filtros de interesse, como os associados a fontes profundas (regionais) ou a fontes rasas (residuais). Este procedimento se assemelha a aplicação de filtros como o passa-banda e *matched filtering* (Phillips 2001).

---

*"As grandes coisas podem ser reveladas através de pequenos indícios"*

*Sigmund Freud*

***IV. RESULTADOS E INTERPRETAÇÕES  
GEOFÍSICAS***

---



## 4.1 INTERPRETAÇÕES DOS PRODUTOS MAGNÉTICOS

A análise do relevo referente ao campo magnético anômalo foi auxiliada por suas transformações lineares, principalmente: (i) mapa reduzido ao polo para baixas latitudes magnéticas, (ii) amplitude do gradiente horizontal total; (iii) primeira derivada vertical, (iv) continuação ascendente CnUP-3000m, CnUp-5000m e CnUp-10000m, em associação com os resultados obtidos a partir da aplicação do *Matched Filtering* correspondente as informações rasas, intermediárias e profundas que são respectivamente associados aos topos de fontes magnéticas com as seguintes profundidades 1300 m, 9 km e 16 km.

A utilização das derivadas, principalmente as verticais, ajudou na compreensão das posições espaciais relativas das fontes, enquanto as horizontais ajudaram na demarcação em mapa. Foram utilizados os mapas com soluções de Euler visando uma melhor caracterização das anomalias analisadas. Todos os temas utilizados na interpretação foram incorporados em um banco de dados dentro do software ARC-GIS – 9.3.

### 4.1.1. ANÁLISE ESPECTRAL RADIAL DOS DADOS MAGNÉTICOS

A análise espectral visa compreender a variação das fontes magnéticas com respostas em diferentes níveis crustais. Ou seja, tenta-se conduzir a uma análise que permita realizar uma caracterização crustal, associando domínios infracrustais através de anomalias de alta frequência e também porções que apresentam comportamento mais penetrativo no relevo magnético demonstrando um caráter mais profundo. A Frequência de Nyquist ( $f_N$ ) compreende  $0.71 \text{ km}^{-1}$  e foi definida na etapa de processamento, maiores detalhes vide anexo.

Realizou-se o espectro de potencia para o (i) campo magnético anômalo reduzido ao polo e para as continuações ascendentes do campo magnético anômalo reduzido ao polo a (ii) 5000m e (iii) 10000m. Desta maneira os resultados encontrados indicam (Figura 4.1):

1. (i) – que os topos das fontes profundas encontram-se a 26 km e foram definidos pelos números de onda entre 0 a  $0,01 \text{ km}^{-1}$  (comprimentos de onda maiores que 100 km), os números de onda de  $0,01 \text{ km}^{-1}$  a  $0,06 \text{ km}^{-1}$  (comprimentos de onda entre 100 km a 16,6 km) definem o conjunto de fontes intermediárias com profundidades de aproximadamente 5 km. As fontes rasas encontram-se a 2 km de profundidade e foram

definidas com números de onda entre  $0,06 \text{ km}^{-1}$  e a frequência de Nyquist ( $0,71 \text{ km}^{-1}$ ), comprimentos de onda entre 16,6 e 1,4 km (Figura 4.1A).

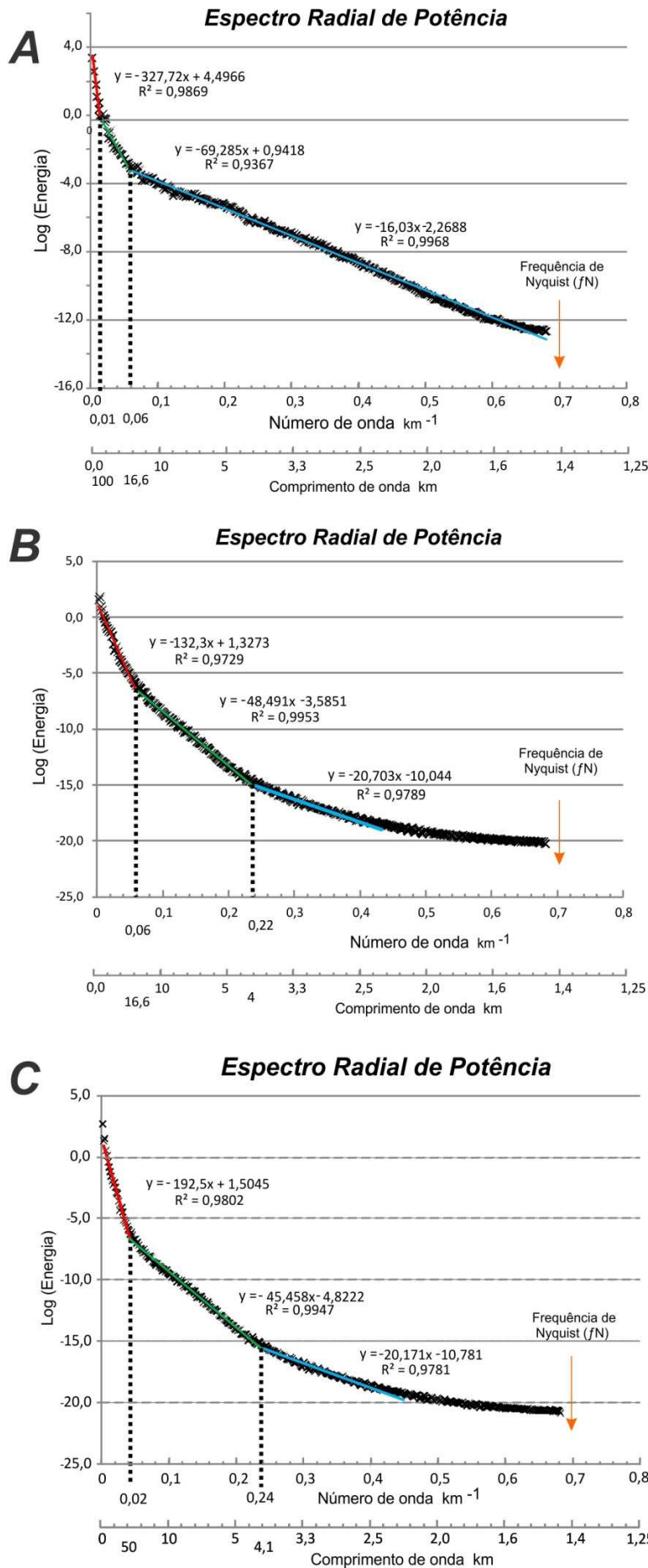
2. (ii) - que os topos das fontes profundas estão em torno de 11 km com valores de números de onda em torno de 0 a  $0,06 \text{ km}^{-1}$  (comprimentos de onda maiores que 16,6 km). Os números de onda de  $0,06 \text{ km}^{-1}$  a  $0,24 \text{ km}^{-1}$  definem o conjunto de fontes intermediárias apresentando comprimentos no intervalo de 16,6 a 4,2 km e estão localizados a aproximadamente 4 km de profundidade. As fontes rasas indicam topos de fontes em torno de 2 km e foram definidas pelos números de onda entre  $0,24$  a  $0,44 \text{ km}^{-1}$ .
3. (iii) – que os topos das fontes profundas encontram-se a aproximadamente 15 km e foram definidas pelos números de onda de 0 a  $0,02 \text{ km}^{-1}$  (comprimentos de onda maiores que 50 km). As fontes intermediárias são definidas a partir dos valores encontrados de números de onda de  $0,02 \text{ km}^{-1}$  a  $0,24 \text{ km}^{-1}$ , que representam comprimentos de onda entre 50 a 4,1 km. As fontes rasas indicam topo das fontes por volta de 2 km e foram definidas com números de onda de  $0,24$  a  $0,44 \text{ km}^{-1}$  (comprimentos de onda entre 4,1 e 2,3 km).

Outra análise realizada compreendeu a associação entre o comportamento dos três conjuntos de fontes magnéticas identificadas e sua abrangência/distribuição relativa no espectro de potencia com relação aos comprimentos de onda.

Para os resultados obtidos através do mapa de campo magnético anômalo reduzido ao polo, a distribuição de energia mostra que o espectro abrange aproximadamente, 20% de sinais profundos, 20% de sinais intermediários e 60% estão associados aos sinais rasos (Figura 4-1 A). Dessa maneira, torna-se claro que este produto é favorável para a interpretação de feições rasas.

A interpretação para a CnUP-5000m sugere que o espectro de energia está distribuído com aproximadamente 35% da energia total do espectro relativo a sinais profundos, 40% a sinais intermediários e 25% do espectro de energia associado aos rasos (Figura 4-1 B). Já para a CnUP-10000 sugere a distribuição do espectro de energia com 40% da energia total do espectro relativo a sinais profundos, 45% a sinais intermediários e 15% do espectro de energia associado aos rasos (Figura 4-1 C).

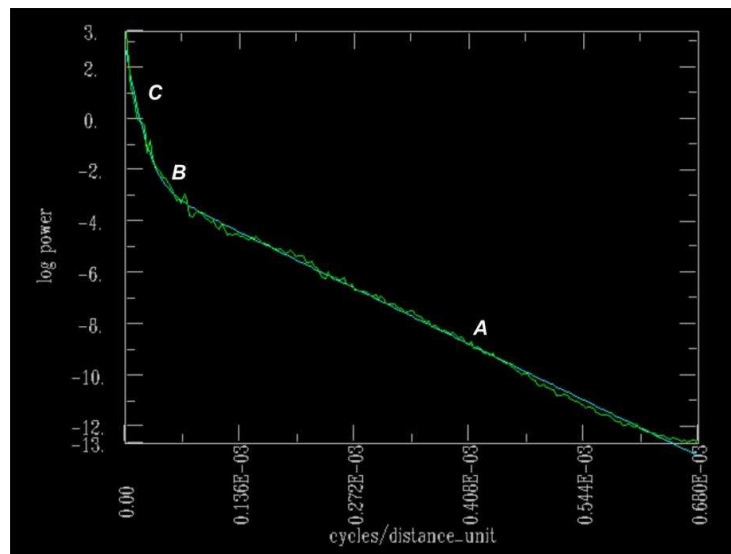
Outro aspecto relevante compreende a atenuação forte das fontes rasas, que podem ser evidenciadas com a horizontalização da reta interpretada para de fontes rasas (retas azuis na Figura 4.1). Desta maneira, conclui-se que o aumento da distância aplicada no filtro de continuação ascendente implica na diminuição do coeficiente angular da reta cujas fontes estão diretamente associadas às altas frequências, e consequentemente a fontes mais rasas.



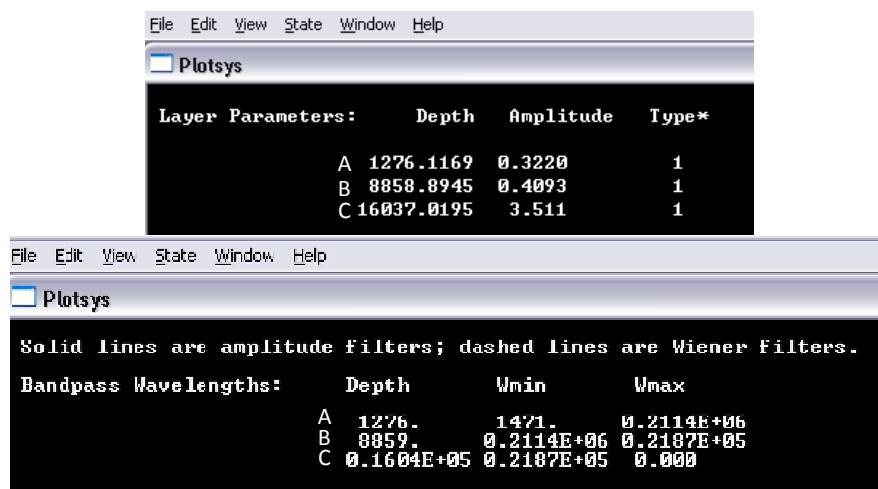
**Figura 4.1** Interpretação dos espectros radiais de potência. Vermelho: fontes profundas, verde fontes intermediárias e azul fontes rasas. A) Espectro obtido a partir do campo magnético anômalo reduzido ao polo; B) Espectro obtido a partir do campo magnético anômalo reduzido ao polo continuado para 5000m; C) Espectro obtido a partir do campo magnético anômalo reduzido ao polo continuado para 10000m.

Essa diminuição do coeficiente angular das retas implica em resultados para a profundidade das fontes cada vez mais rasas resultando em uma atenuação forte dos dados de alta frequência.

O espectro de potência é essencial para configurar os filtros que serão aplicados na rotina *Matched Filtering*. Eles são obtidos na definição das retas do espectro de potência do campo magnético reduzido ao polo e podem ser vistos na Figura 4.3 que indica os comprimentos de onda que definem os filtros passa-banda para a geração de malhas regulares com informações de topo de fontes magnéticas com profundidades rasas A (1,276 km); B intermediárias (8,858 km); e C profundas (16,037 km).



**Figura 4.2:** Imagem do espectro radial de potência do campo magnético reduzido ao polo usada para definir as retas e configurar os filtros a serem usados. A) fontes rasas; B) fontes intermediárias e C) fontes profundas.



**Figura 4.3:** Resultados obtidos após aplicação do *Matched Filtering* aos dados do CMA reduzidos ao polo, configurado por meio das retas da Figura 4.2. Notar as amplitudes de cada conjunto de dados e seus respectivos comprimentos de onda.

### 4.1.2 DOMÍNIOS MAGNÉTICOS

Os domínios magnéticos foram obtidos por duas fontes distintas, uma levando em conta os dados da continuação ascendente e outra proveniente dos resultados do *Matched Filtering* (MTF). Os domínios foram definidos através da aplicação de um algoritmo de análise espacial de reclassificação das malhas regulares que se baseia na reamostragem dos valores da malha em classes uniformes.

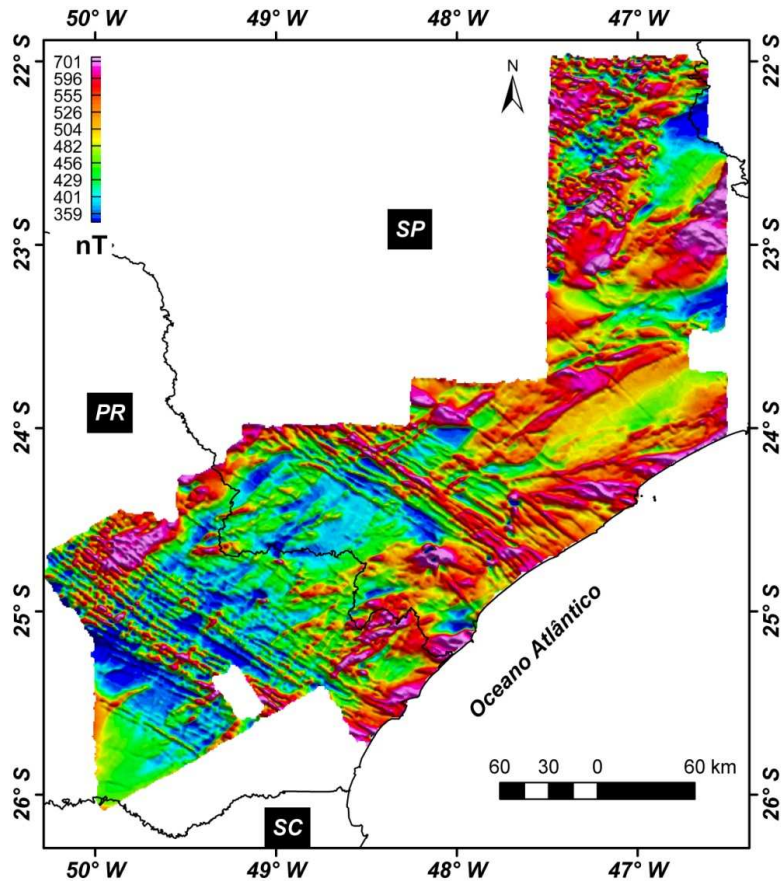
Antes da aplicação deste método os dados da malha regular foram normalizados pelo algoritmo log-normal para prosseguir com a classificação. Com o resultado da reclassificação foi possível à individualização de três padrões de intensidade do campo magnético: alto, médio e baixo (Figura 4.5).

Estes domínios foram analisados de acordo com a intensidade do campo magnético anômalo reduzido ao polo (CMARTP), distribuição, forma e orientação das anomalias. A partir desses critérios definiram-se inicialmente as regiões com anomalias magnéticas com assinaturas de alta intensidade magnética (domínios “A”) e de intensidades intermediárias a baixas (domínios “B”) (Figura 4.5).

Os resultados encontrados após essa análise indicaram doze importantes altos magnéticos (A1 a A12), com intensidades maiores que 500 nT, eventualmente segmentados por domínios de intensidades intermediárias a baixas (B1 a B5), com amplitudes  $< 420$  nT, com exceção do domínio B4, cujas intensidades oscilam entre  $< 400$  nT e  $< 500$  nT (Figuras 4.4 e 4.5). Esses domínios são caracterizados detalhadamente a seguir:

A1 e A2 – Domínios interpretados como expressivas anomalias de alta intensidade, fortemente estruturadas na direção NE/SW e com relevo magnético bastante irregular sugerindo blocos crustais contínuos ou talvez heterogeneidades crustais, principalmente quando comparados aos domínios B5 e B6 (Figura 4.5). Tais domínios são interferidos pelos domínios A6, A8, A9 e A10, os quais encerram componentes de altas frequências, refletindo provavelmente fontes mais rasas e que parecem continuar rumo à plataforma continental.

A3 – Domínio interpretado como uma anomalia magnética significativa de alta intensidade e estruturação convexa, em relação ao domínio B4, com orientação predominante NE/SW. Esse domínio também exibe grande extensão na porção centro-leste da figura (Figura 4.5) e é caracterizado por feições lineares curvilíneas. Esse domínio é fortemente obliterado pelo domínio A6 (NW-SE). Como o domínio B4 separa o domínio A3 de A1 e A2, optou-se por não reuni-los numa mesma unidade, apesar possuírem características magnéticas semelhantes.

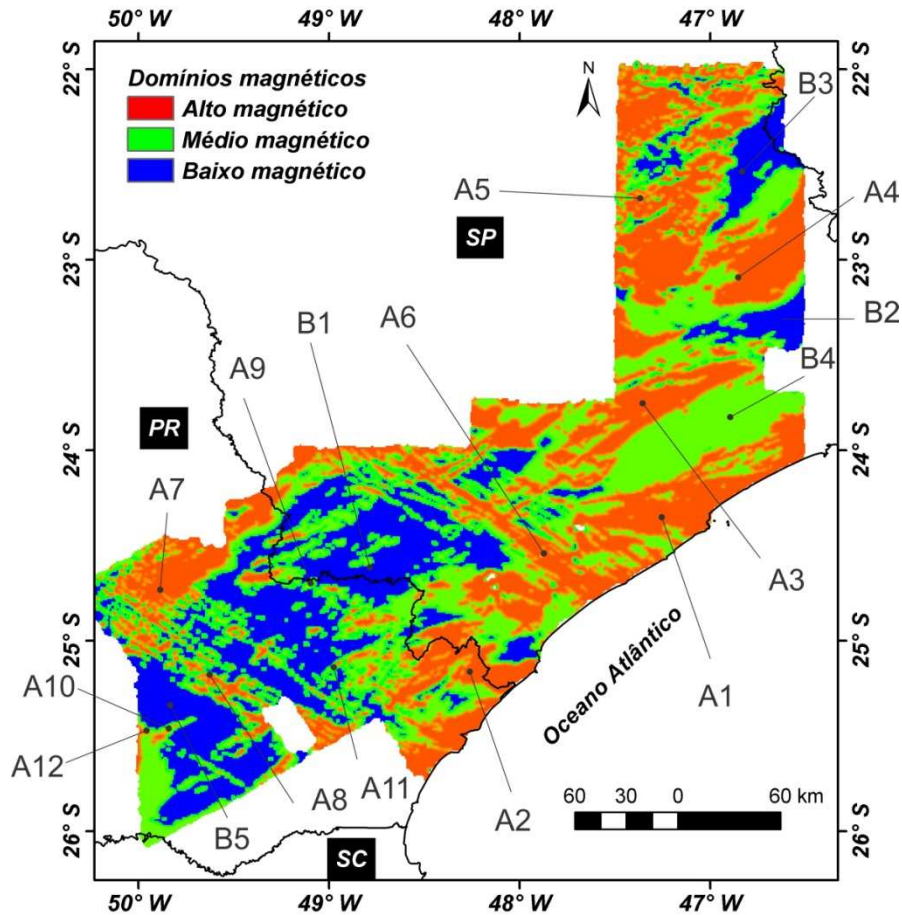


**Figura 4.4:** Imagem do campo magnético anômalo reduzido ao polo para área de estudo. O sistema de coordenadas usado compreende: o elipsoide é WGS 84 e o Datum é SAD-69.

A4 – Também ocupando grande área e com intensidades elevadas, este domínio exibe uma estruturação côncava em relação ao domínio B2 (Figura 4.5). Apresenta um relevo magnético suave e levemente rugoso, o qual indica contribuição de fontes profundas, e se caracteriza por um bloco contínuo, de orientação e estruturação distinta dos altos magnéticos adjacentes.

A5 – Caracterizado por uma expressiva anomalia de alta intensidade, apresenta um relevo magnético bastante rugoso, por vezes permeado por anomalias de baixa intensidade. Infere-se que as componentes de alta frequência com direção NE-SW sejam predominantes nesse domínio.

A6 – Situado no centro da área de estudo, esse domínio é caracterizado por anomalias de alta intensidade, morfologicamente são alongadas e retilíneas. Possuem alta frequência espacial, com largura de 60 km e extensão de cerca de 150 km na direção NW/SE. Elas se prolongam tanto para NW, no sentido do interior do continente, quanto para SE rumo à plataforma continental, e parecem interferir nos domínios B1, A1, A2, A3.



**Figura 4.5:** Domínios magnéticos interpretados a partir da malha regular do campo magnético anômalo reduzido ao polo, A e B correspondem aos domínios magnéticos interpretados. A denominação “A” refere-se aos altos magnéticos e “B” representam as porções com assinaturas de intermediários a baixos magnéticos. O sistema de coordenadas usado compreende: elipsoide é o WGS 84 e o Datum é SAD-69.

A7 - Domínio interpretado como uma grande anomalia magnética de alta intensidade, infere-se um bloco contínuo no qual existe relevo magnético fortemente rugoso caracterizado por baixos comprimentos de ondas, ou seja, alta frequência. Ele é caracterizado por estruturação na direção NE/SW, seu contato com o Domínio B1 pode representar uma descontinuidade crustal. Esse domínio parece ser segmentado pelos domínios A8, A9 e A10 e, talvez, A6.

A8, A9 e A12 – De forma geral estas anomalias mostram um comportamento magnético muito semelhante ao do domínio A6, também se caracterizando por faixas retilíneas e alongadas na direção N60-70W, nota-se o predomínio de altas frequências, ou seja, baixos comprimentos de onda (Figura 4.5).

A10 e A11 – Domínios interpretados como grandes anomalias magnéticas de alta intensidade. O primeiro localiza-se na porção inferior SW enquanto que o segundo encontra-se na porção central. Morfológicamente ambos são lineares e possuem feição curvilínea fortemente

orientada na direção NE/SW, possuem grande extensão. Por conta de suas semelhanças acredita-se que os mesmos façam parte de uma grande feição estrutural presente em toda área de estudo com aproximadamente 450 km de comprimento.

B1 e B5 – Domínios individualizados a partir de uma grande área com assinatura magnética de baixa intensidade e fortemente interferida por feições de alta frequência. Eles são separados pelo domínio A8 e possuem uma orientação preferencial NE/SW e acredita-se que eles representem uma grande heterogeneidade crustal, entretanto, infere-se que ambos façam parte de um grande domínio magnético.

B2 – Domínio interpretado a partir de uma anomalia magnética de baixa intensidade possui uma feição curvilínea, por vezes côncava e apresenta relevo magnético suave com baixa interferência de altas frequências. Nota-se que este domínio é fortemente estruturado na direção E/W e possui morfologia de um grande sigmoide.

B3 – Domínio interpretado em função de sua assinatura da intensidade magnética baixa a intermediária possui morfologia curvilínea se assemelhando a uma estrutura convexa. Este domínio é interpretado como uma grande heterogeneidade crustal principalmente quando levado em consideração as feições adjacentes como o domínio A5, este domínio estrutura-se na direção próximo a N/S.

B4 – Domínio individualizado por possuir uma anomalia magnética com intensidade intermediária, encontra-se entre duas grandes anomalias magnéticas de alta intensidade A3 e A1, possui formato elíptico fortemente estruturado na direção NE/SW. O seu relevo magnético apresenta-se suave e bastante uniforme sugerindo um caráter mais regional e profundo, por conta do predomínio de baixas frequências.

Logo após a identificação dos principais domínios magnéticos interpretados, a partir do campo magnético anômalo reduzido ao polo, buscou-se investigar o comportamento magnético destes domínios em relação a persistência e continuidade em profundidade.

Ao analisar os resultados obtidos a partir das continuações ascendentes do campo magnético reduzido ao polo, a saber: CnUp-5000m e CnUp-10000m, somando-se ainda os resultados obtidos com o *Matched Filtering* (MTF), raso intermediário e profundo, aplicado no campo magnético anômalo (Figuras 4.6 e 4.7) chegou-se aos seguintes resultados:

A1 e A2 - Os domínios A1 e A2 apresentam uma continuidade clara em profundidade e confirma-se que ambas pertencem a uma grande heterogeneidade crustal definida com um alto magnético uniforme (Figura 4.7). Uma característica relevante para esses domínios é que quanto mais profundo mais uniforme ele se torna, podendo destacar sua forma. As feições de interferências provenientes dos domínios A6, A8, A9, A12 demonstram ser estruturas rasas, pois



elas não persistem tão claramente em produtos associados a grandes profundidades. Sua estruturação é reforçada na direção aproximada de N60°-70°E.

A3 – Com as continuações ascendentes e os produtos do MTF notou-se, que o domínio corresponde a uma feição uniforme e independente, não pertencendo a um grande domínio que envolve os domínios A1 e A2. De maneira geral, as feições anteriormente descritas para esse domínio se preservam em profundidade (Figuras 4.6 e 4.7).

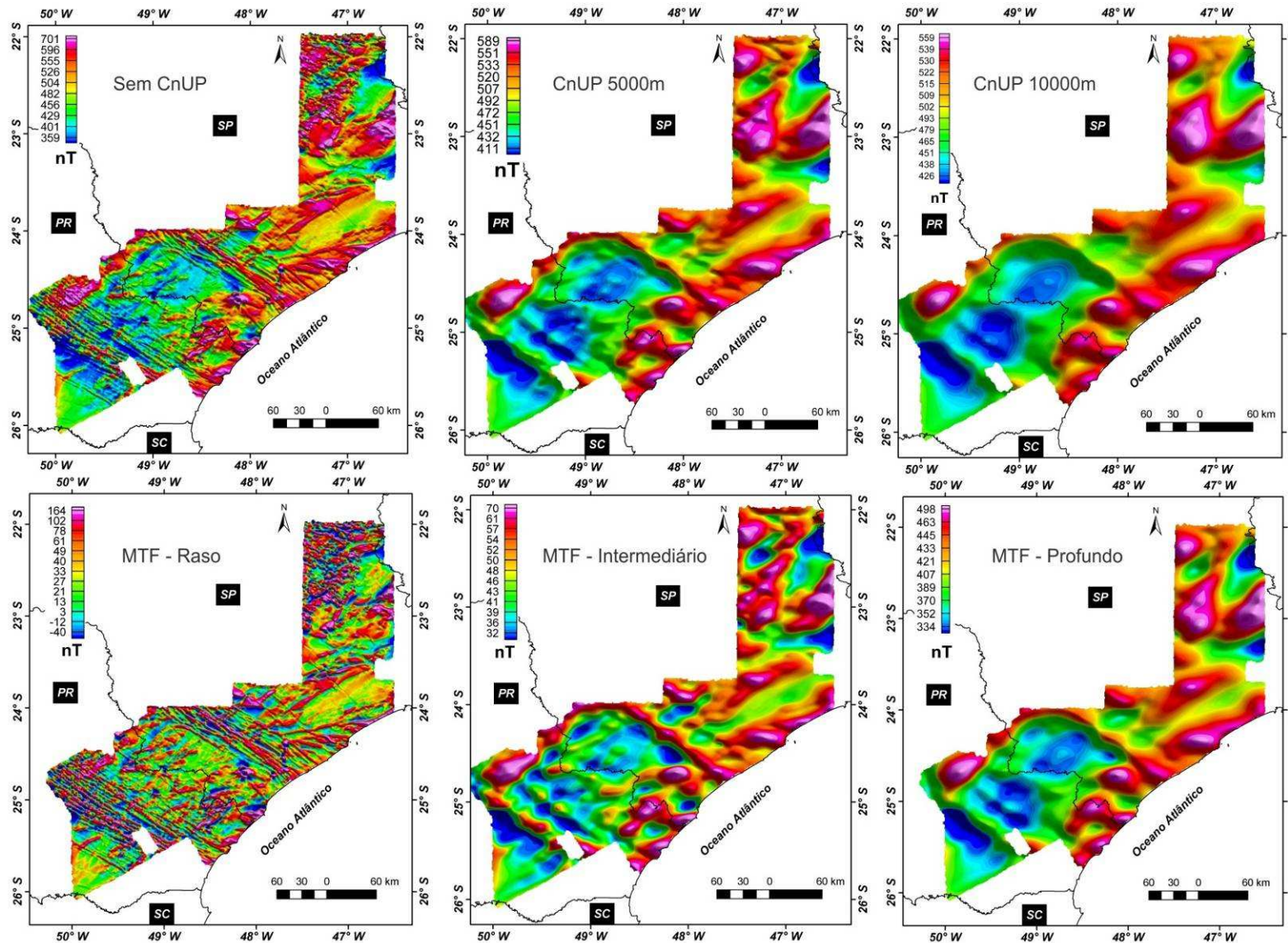
A4 e A7– De maneira geral as principais características destes dois domínios foram preservadas em imagens mais profundas, confirmando assim, o aspecto penetrativo do domínio. Verificou-se a suavização dos relevos tornando-os mais homogêneos devido à diminuição das componentes de altas frequências. Acredita-se que estes domínios representem grandes regiões de heterogeneidade crustal (Figuras 4.6 e 4.7).

A5 – Domínio interpretado como uma grande anomalia magnética de alta intensidade. Ele apresenta uma rugosidade intensa em que por vezes notam-se pequenas anomalias magnéticas com baixa intensidade. Acredita-se, que a influência das componentes de alta frequência sejam um dos indicadores desta feição. Este domínio possui estruturação na direção NE/SW (Figuras 4.6 e 4.7).

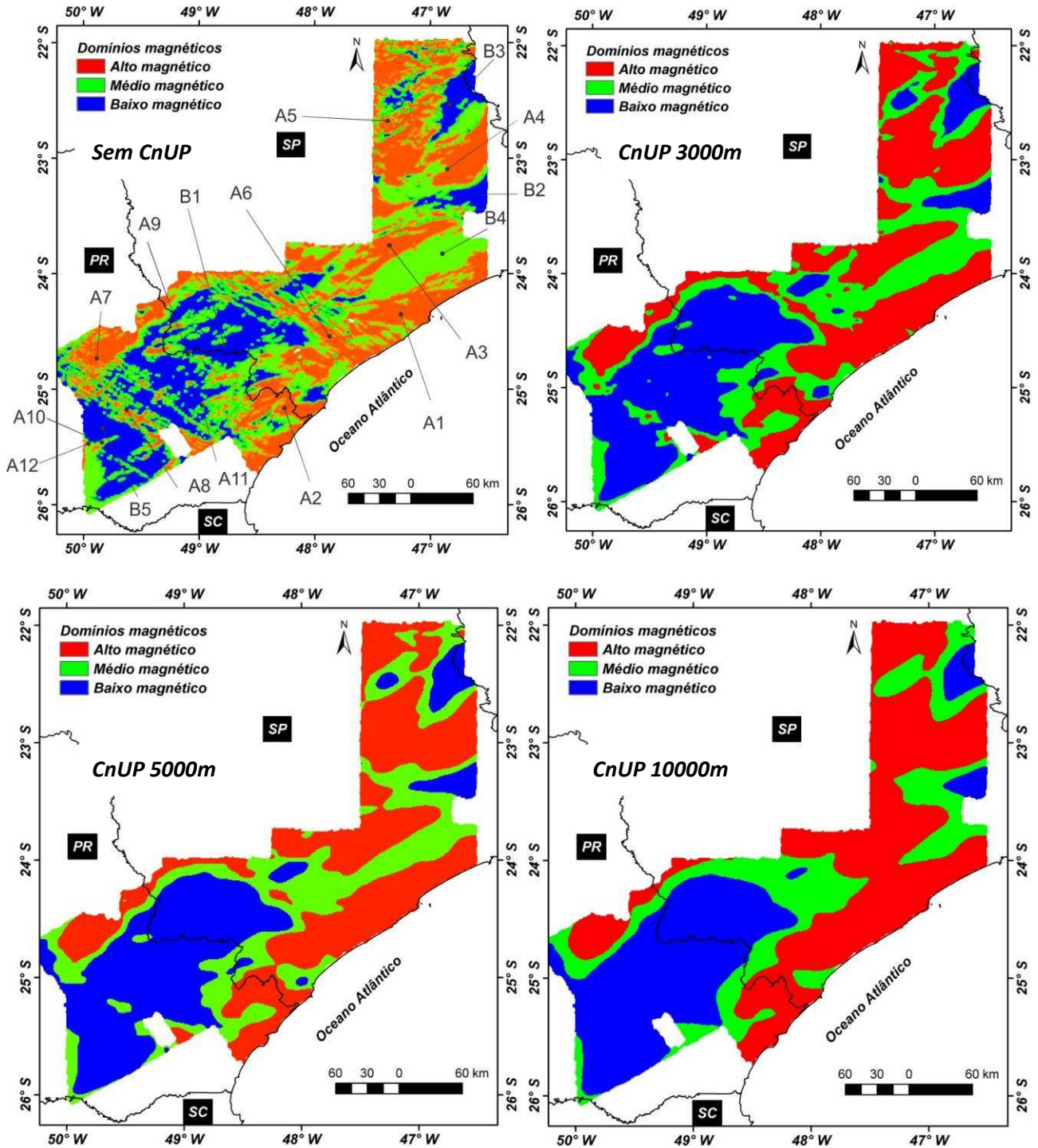
A6, A8, A9 e A12 – Possuem comportamento em profundidade semelhante, pois são fortemente suavizados e por vezes não persistindo nos produtos mais profundos como CnUP-10000 e MTF profundo (Figura 4.6, 4.7), dentre estes domínios os mais penetrativos são os domínios A6 e A8, enquanto que os outros domínios possuem um caráter mais raso não sendo identificados nas imagens que realçam estruturas mais profundas.

A10 e A11 – Possuem comportamento em profundidade semelhante, pois são fortemente suavizados e não persistindo nos produtos mais profundos como CnUP-10000 e *Matched Filtering* (MTF) profundo. Desta maneira pode-se inferir que ambos correspondem a estruturas rasas (Figuras 4.6 e 4.7).

Com relação aos domínios caracterizados como baixos magnéticos não se observou muitas mudanças. O padrão magnético se repete nas imagens que ilustram maiores profundidades e tornam-se mais suaves com relevos magnéticos menos rugosos. Confirmou-se que os domínios B1 e B5 pertencem a um grande domínio que deve representar uma grande região de heterogeneidade crustal.



*Figura 4.6: Imagens do campo magnético anômalo reduzido ao polo sem continuação e continuado a 5000m e 10000m (Porção superior) e os resultados obtidos com aplicação do MTF realçando feições rasas, intermediárias e profundas (Porção inferior). Notar que mesmo sendo metodologias distintas os resultados foram bem semelhantes com relação ao comportamento magnético.*



*Figura 4.7: Imagem dos domínios magnéticos interpretados a partir do campo magnético anômalo reduzido ao polo e suas continuações ascendentes 3000m, 5000m e 10000m. A denominação “A” representa os altos magnéticos relevantes e “B” representam os baixos a intermediários interpretados.*

### 4.1.3. LINEAMENTOS MAGNÉTICOS

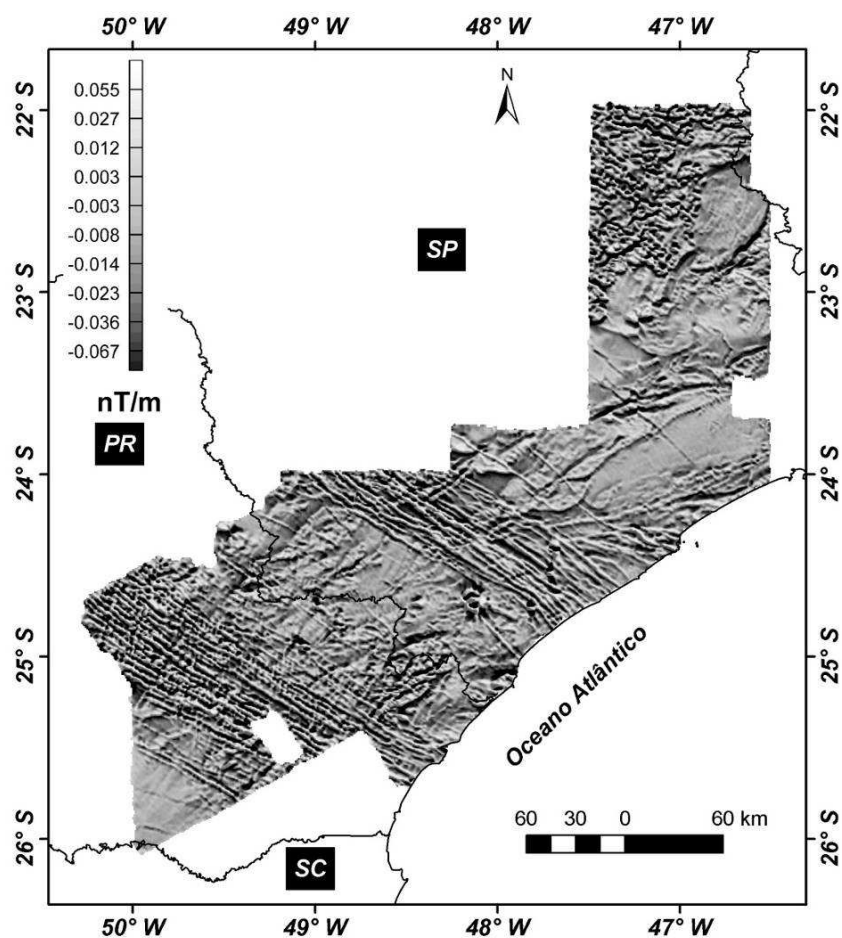
Os temas transformados a partir do campo magnético anômalo reduzido ao polo e os resultados obtidos pelo *Matched Filtering* (MTF) compreendem os principais produtos para interpretação do arcabouço estrutural, representado por feições lineares em diferentes profundidades. Desta maneira, o arcabouço magnético da área de estudo, é caracterizado por uma estruturação magnética principal com direção N60/70°E, seguida pela estruturação de direção N60/70°W. Secundariamente destacam-se uma estruturação de direção aproximada E-W e outra de N30/40°E (Figura 4.8)

Assim como a interpretação dos domínios magnéticos, os lineamentos também foram analisados para diferentes profundidades de fontes magnéticas anômalas. Os lineamentos magnéticos foram interpretados a partir dos temas da derivada vertical sem continuação ascendente e dos temas continuados a 3000m, 5000m e 10000m. Foram realizadas interpretações nos produtos obtidos com MTF raso, intermediário e profundo buscando-se investigar a penetrabilidade das feições lineares e desta forma identificar feições mais rasas das mais profundas.

Dentre os principais resultados encontrados para a interpretação dos lineamentos magnéticos a partir da derivada vertical sem continuação ascendente destacam-se (Figuras 4.8 e 4.9):

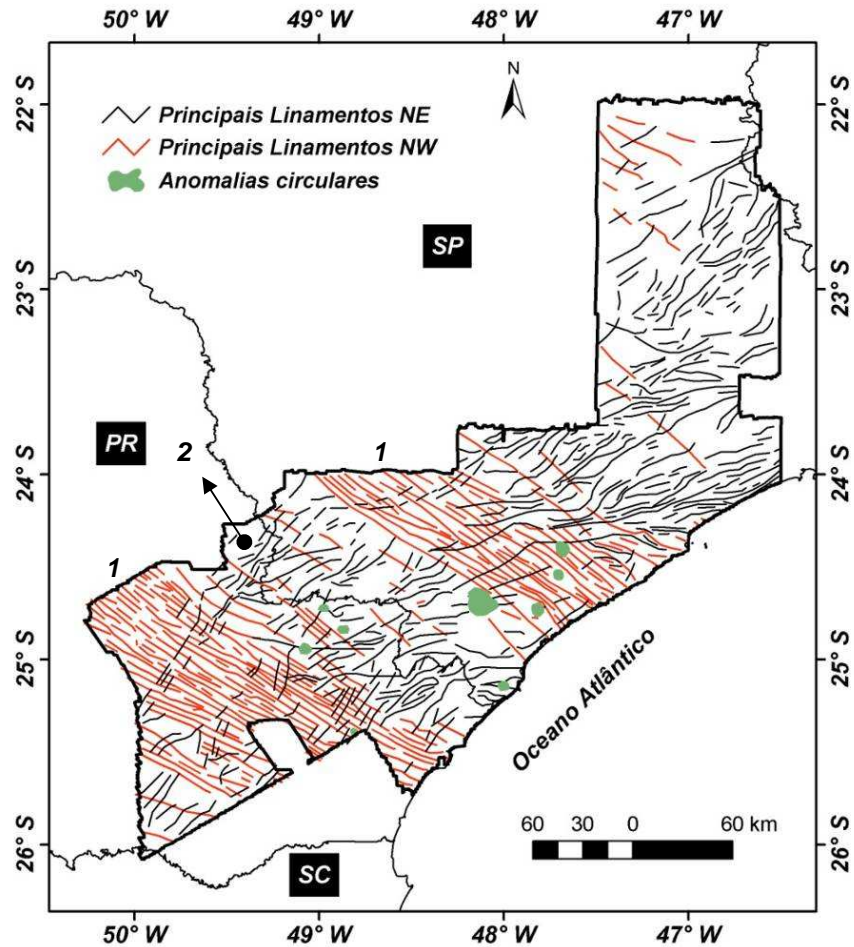
- Estruturação NE – principal estruturação da área é caracterizada pela grande concentração de feições lineares curvilíneas, destacando-se morfologias sigmoidais. Possuem direção preferencial N60/70°E por vezes chegando a N75°E, caracterizam-se por se estenderem a centenas de quilômetros. Acredita-se que esta estrutura demarque os principais limites entre os grandes domínios magnéticos e corroborem para a estruturação de grandes regiões com heterogeneidade crustais. Nota-se que tais estruturas se dispõem paralelamente à região costeira.
- Estruturação NW – caracterizada por uma intensa concentração de lineamentos com feições retilíneas de direção predominante N60/70°W. Ela possui forte gradiente magnético e dispõe-se na área obliquamente. Infere-se que sua continuidade persista em direção à Bacia de Santos. Esses lineamentos encontram-se concentrados em duas grandes faixas na área, a primeira localiza-se na porção sul com aproximadamente 140 km de espessura e a segunda está localizada na porção central com aproximadamente 90 km de espessura.





**Figura 4.8:** Imagem da derivada vertical de ordem um do campo magnético anômalo reduzido ao polo.

- Estruturação E-W – possuem densidade menor de lineamentos quando comparado com os padrões anteriormente descritos e concentram-se nos domínios mais ao sul da área, próximos à latitude 24°. São em geral curvilíneos por vezes retilíneos, destacando-se morfologias sigmoidais.
- Estruturação N30/40°E – concentra-se especificamente na porção sul e na parte noroeste da área. A porção NW é caracterizada por lineamentos retilíneos curtos que tendem a formar uma grande estrutura maior na qual se infere um limite entre domínios crustais distintos. Esse conjunto de lineamentos torna-se curvilíneo em direção a norte, inferindo uma feição de borda. Já a porção sul é pouco densa e é caracterizado por lineamentos curtos e retilíneos.



**Figura 4.9:** Imagem com as principais estruturas magnéticas interpretadas a partir da derivada do campo magnético anômalo reduzido ao polo. Destaca-se em 1 os principais lineamentos NW que compõem duas faixas de grande densidade, e em 2 destaca-se os principais lineamentos magnética que compõem a estruturação N30/40°E.

Após a identificação dos principais lineamentos magnéticos interpretados a partir da derivada vertical do campo magnético anômalo reduzido ao polo buscou-se investigar o comportamento destes lineamentos em profundidade, analisando os produtos obtidos pelas técnicas de continuações ascendentes para as distâncias 3000m, 5000m e 10000m e os produtos do *Matched Filtering* (MTF) raso intermediário e profundo (Figuras 4.10, 4.11 e 4.12). Os resultados encontrados estão sumarizados abaixo:

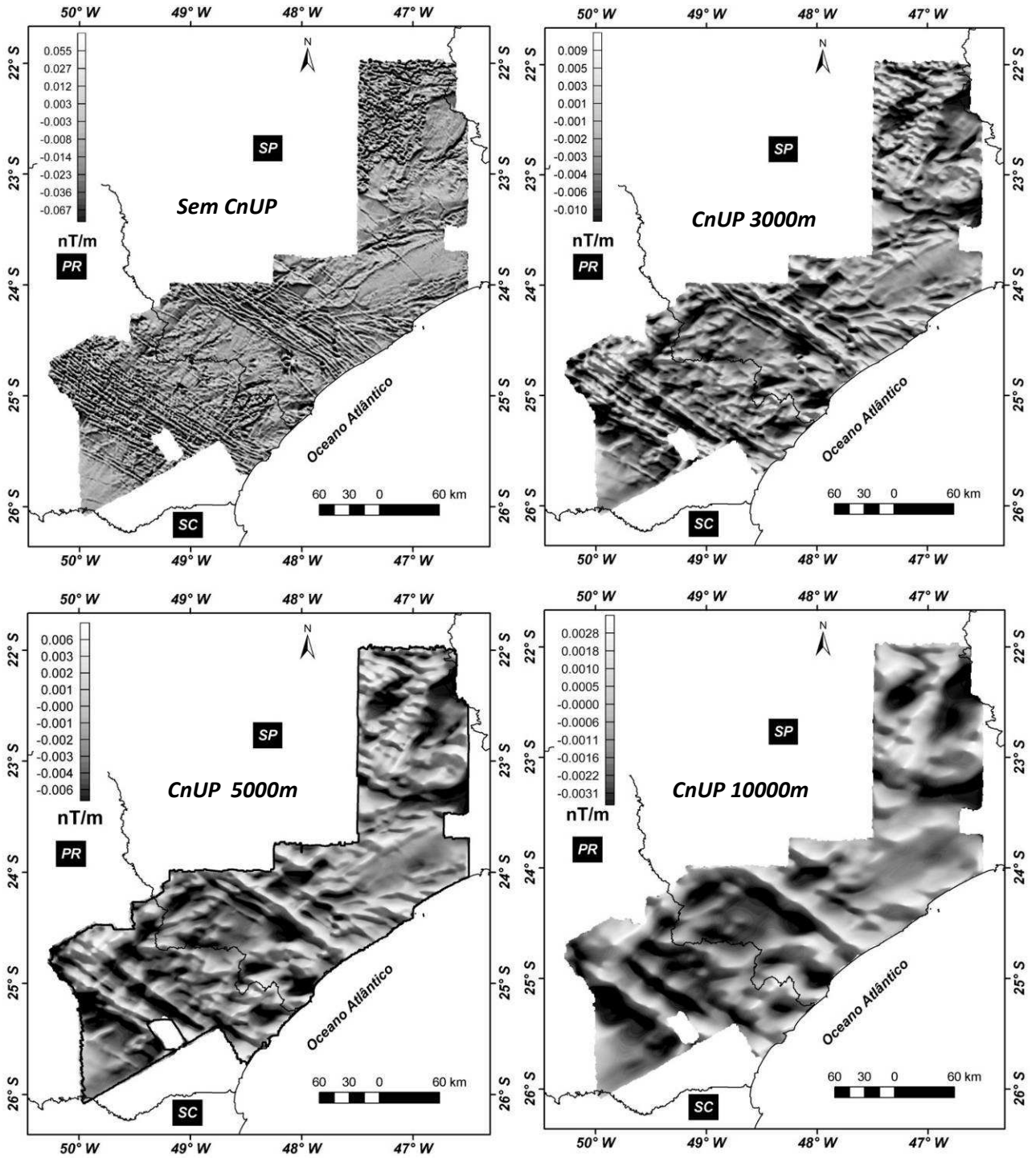
- Estruturação NE – A partir dos produtos magnéticos confirmou-se que esta estruturação representa o principal *trend* estrutural da área. Ela propaga-se nos resultados mais profundos validando seu alto grau de penetratividade. A partir desta interpretação infere-se que tais estruturas correspondem a grandes limites de regiões

de heterogeneidades crustais. Os aspectos morfológicos como feições curvadas a lineares, por vezes sigmoides são preservados (Figuras 4.10, 4.11 e 4.12).

- Estruturação NW - De acordo com os produtos magnéticos verificou-se que tais estruturas possuem uma baixa penetrabilidade, notando-se que a densidade de estruturas é fortemente reduzida logo nas primeiras continuidades. A partir disso, conclui-se que essas feições representam estruturas rasas, em sua maioria. Nota-se que as duas grandes faixas de destaque persistem nas imagens que associam fontes magnéticas em maiores profundas (Figuras 4.10, 4.11 e 4.12).
- Estruturação E-W e estruturação N30/40°E – Essas estruturas possuem comportamentos bastante semelhantes quando investigado seu comportamento em profundidade. Nota-se que com o aumento da profundidade de investigação a densidade dos lineamentos diminui bastante, chegando ao ponto de não serem mais mapeadas. Uma interpretação sugerida é que essas feições sejam constituídas por estruturas rasas que dominam essencialmente campo infracrustal.

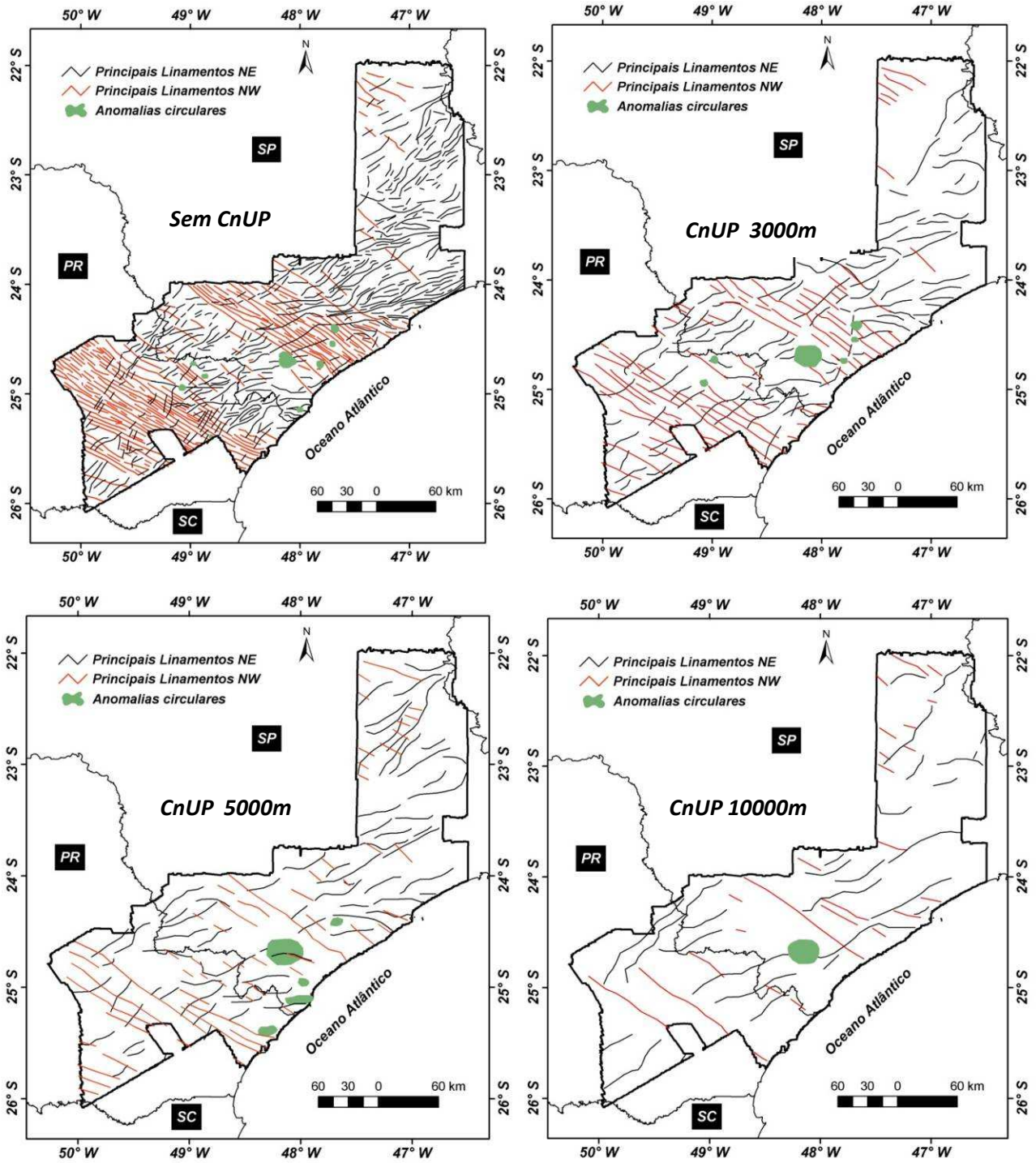
Uma interpretação proposta neste trabalho para avaliar o comportamento das principais feições e estruturas magnéticas em profundidade compreende a integração dos produtos obtidos pelo *Matched Filtering* (MTF) (malhas rasa, intermediária e profunda) após aplicação do filtro da derivada vertical de 1° ordem. Esses dados foram integrados em um sistema de composição ternária RGB em que a malha definida com componentes profundas associa-se a cor vermelha (derivada vertical na malha profunda), a malha com dados intermediários a cor verde (derivada vertical na malha intermediária) e por fim a malha com informações rasas associa-se a cor azul (derivada vertical na malha rasa) (Figura 4.13).

O resultado encontrado indica uma imagem que simula o comportamento magnético da área em profundidade e assim pode-se avaliar quais regiões são predominantemente profundas em termos magnéticos e quais feições são rasas a partir da interação das cores.

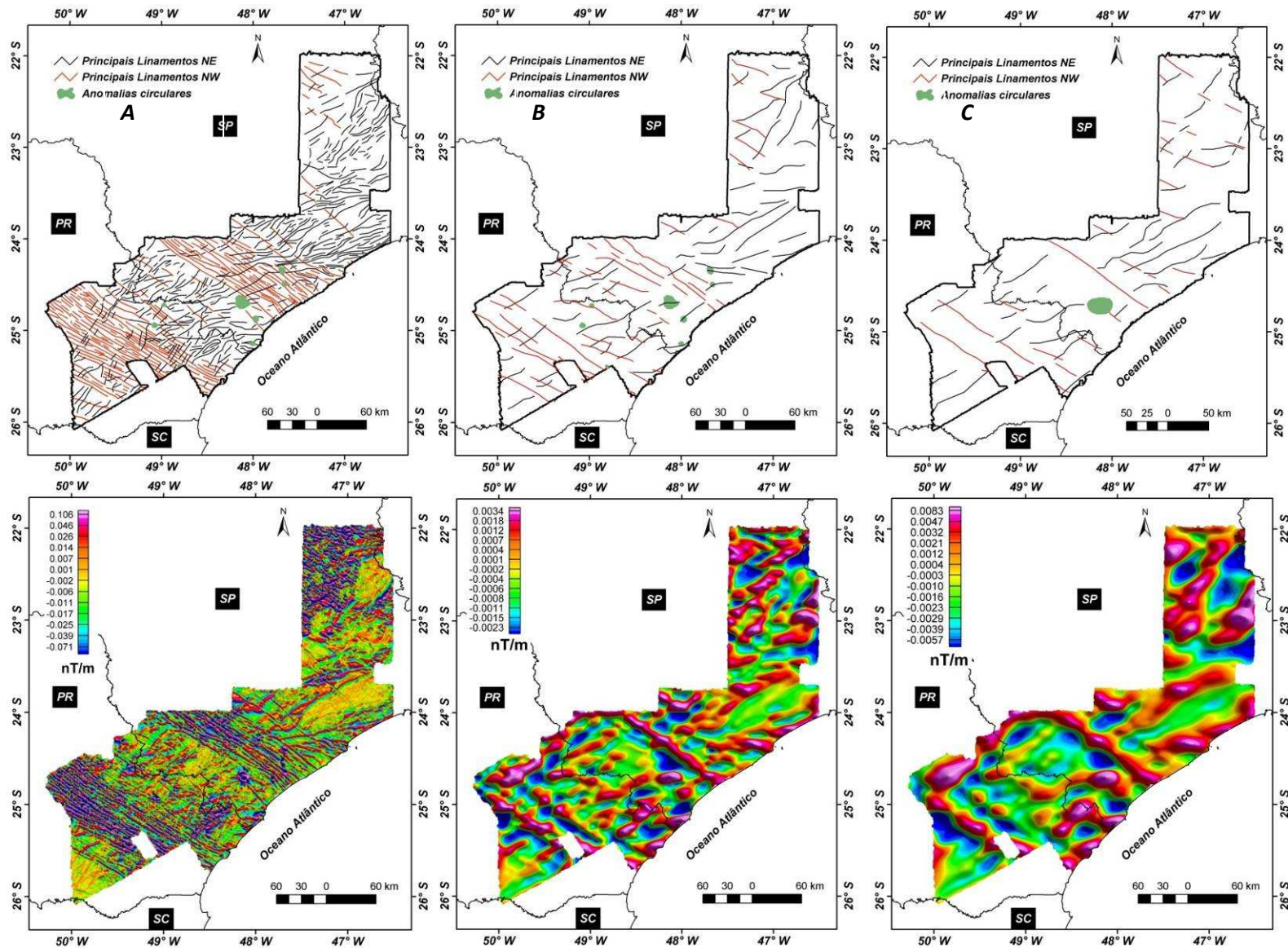


*Figura 4.10: Imagem das derivadas verticais obtidas a partir do campo magnético anômalo reduzido ao polo e das continuações geradas para as distâncias de 3000m, 5000m e 10000m.*





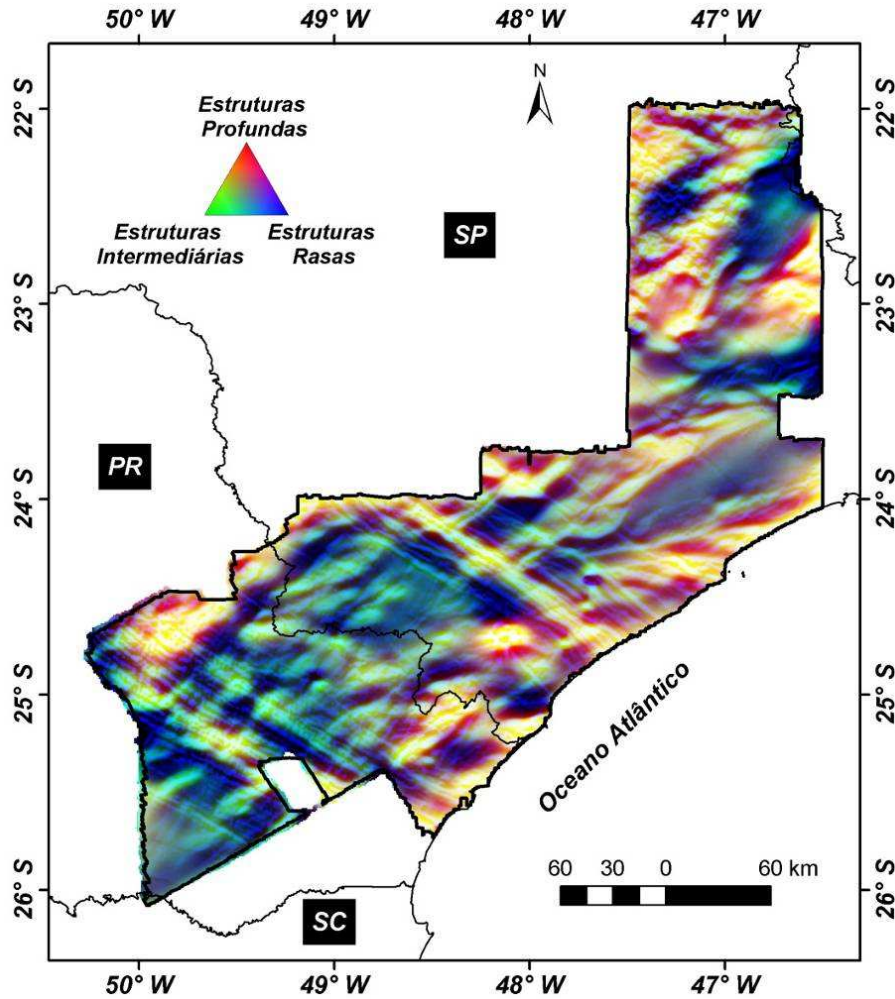
*Figura 4.11: Imagem dos lineamentos magnéticos interpretados a partir do campo magnético anômalo reduzido ao polo e suas continuações ascendentes 3000m, 5000m e 10000m. Já as anomalias circulares foram obtidas a partir da amplitude do gradiente horizontal total.*



**Figura 4.12:** Interpretações dos lineamentos magnéticos a partir das derivadas verticais obtidas pelos resultados do MTF realçando feições rasas (A) profundidade dos topos das fontes magnéticas a aproximadamente 1,2 km; feições intermediárias (B) com profundidade dos topos das fontes magnéticas em torno de 9 km; feições profundas (C) com profundidade dos topos das fontes magnéticas a aproximadamente 16 km.



Vale lembrar que os resultados obtidos com a aplicação do filtro MTF compreendem: i) *raso* - que se baseia na configuração magnética da área com topo de fontes com profundidades menores que 1,2 km; ii) *intermediário* - que se baseia na configuração magnética da área com topo de fontes com profundidades entre 1,2 a 9 km; i) *profundo* - que se baseia na configuração magnética da área com topo de fontes com profundidades entre que 9 a 16 km;



**Figura 4.13:** Imagem ternária RGB integrando as derivadas verticais de 1° ordem aplicados nos resultados obtidos com o MTF: raso (investigação a aproximadamente 1,2km) canal azul; intermediário (Investigação a aproximadamente 9 km) canal verde e profundo (investigação de profundidades maiores que 16 km) canal vermelho.

#### 4.1.4. PROFUNDIDADES DAS FONTES MAGNÉTICAS

Quando se investiga a profundidade de corpos por meio do campo magnético torna-se fundamental compreender a teoria da *Temperatura de Curie (TC)* que corresponde à temperatura na qual os minerais perdem a capacidade de magnetização (desmagnetização).

Cada mineral magnético possui uma TC característica de acordo com sua composição. Para a magnetita, o principal mineral magnético na crosta a TC é de 580°C (Nabighian et.al.,2005). Assim a determinação espacial de várias profundidades onde ocorre a temperatura Curie em uma região permite o traçado de um mapa denominado *Superfície Curie* (Blum, 1999).

Os dados utilizados para validar o limite de investigação da profundidade em relação à interpretação magnética na porção Meridional da Faixa Ribeira compreendem os mapas de fluxo de calor de Hamza *et al* (2005) e do Laboratório de Geotermia do Observatório Nacional *apud* Rodrigues (2007). Eles investigam respectivamente o fluxo de calor para América do Sul e o Brasil (Figura 4.14).

Outro parâmetro fundamental para que se possa investigar a profundidade de desmagnetização compreende a condutividade térmica. Os dados de condutividade térmica ( $K$ ) utilizados nesse trabalho compreendem os resultados obtidos por Rodrigues (2007) que estudou rochas da Faixa Ribeira, ele caracterizou essas (rochas ígneas e metamórficas) com valores de  $K$  aproximadamente 3 w/m.°C.

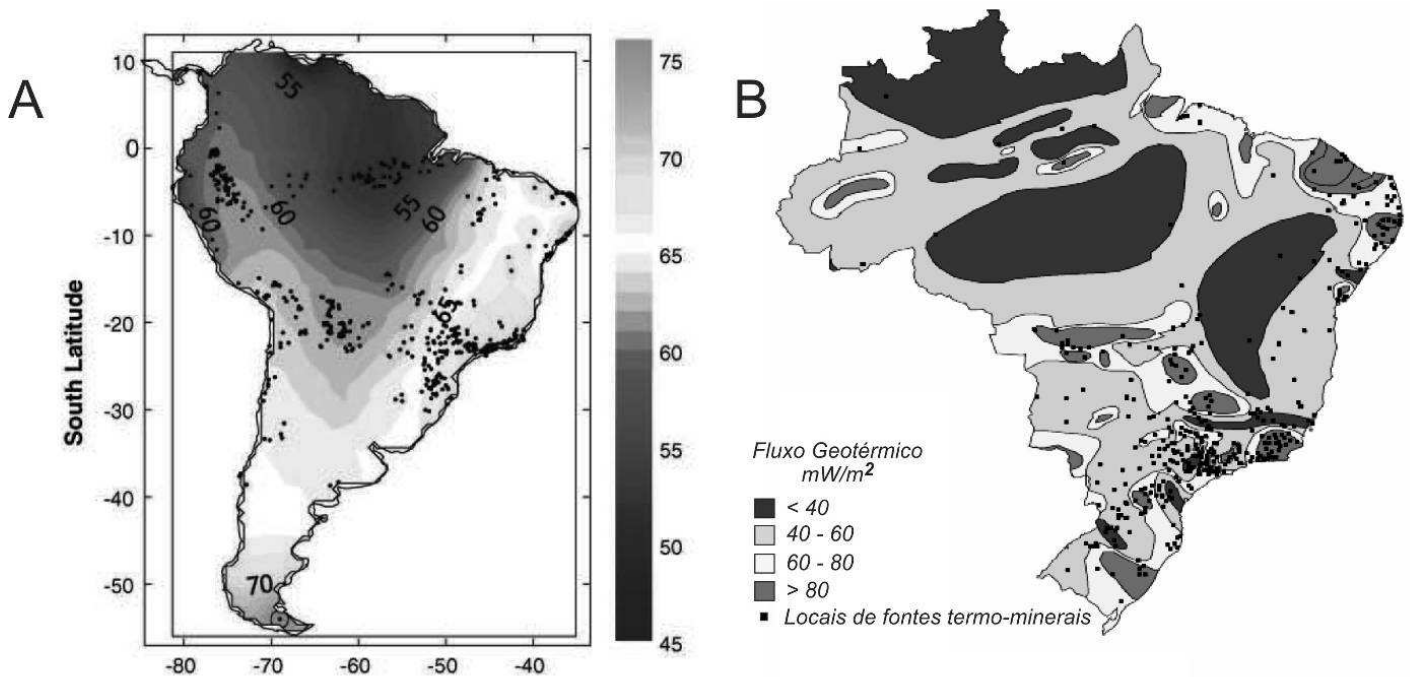
Desta maneira, aplica-se a teoria para área de estudo obtendo os seguintes resultados: considerando um fluxo térmico médio para a área  $Q = 65 \text{ mW/m}^2$  (Figura 13) e uma condutividade térmica de  $(k) = 3 \text{ w/m.}^\circ\text{C}$ , o gradiente geotérmico médio ( $G=Q/k$ ) será de 0,021°C/m ou 21,66° C/Km. Para esse gradiente geotérmico a *temperatura Curie* será atingida na profundidade de aproximadamente 27 km.

Portanto, os valores de profundidades que serão apresentados como resultados de investigação do campo magnético obtido por diversas técnicas distintas precisarão ser menores que 27 km aproximadamente.

A partir desses resultados constatou-se que os valores de profundidade obtidos por meio da interpretação do espectro de potência (Figuras 4.1, 4.2 e 4.3) para campo magnético anômalo reduzido ao polo demonstraram-se adequados e aceitáveis, pois as maiores profundidades relativas aos topos das fontes causadoras das anomalias magnéticas encontram-se a aproximadamente 26 km e os valores encontradas para a profundidade em que estaria à temperatura *Curie* compreende 27 km.

Essa metodologia apesar de simples serve de base para interpretar os dados magnéticos em relação à profundidade limite de investigação magnética, representando assim a dinâmica da área

investigada. Esse resultado não deve ser interpretado como algo excludente ou mesmo limitador em relação à profundidade na qual se atingirá a temperatura *Curie*, neste caso 27 km, podendo aceitar assim pequenas variações em torno desse valor encontrado. Essa metodologia foi usada por Oliveira (2008) com mesma finalidade obtendo assim bons resultados em seu trabalho.



**Figura 4.14:** Mapa de fluxo de calor (A) mapa feito por Hamza et al (2005) indicando valores de fluxo térmico de  $Q = 65 \text{ mW/m}^2$  (B) mapa desenvolvido pelo Laboratório de Geotermia do Observatório Nacional apud Rodrigues (2007) indicando valores de fluxo térmico de  $Q = 60 \text{ mW/m}^2$ .

#### 4.1.4.1 Deconvolução de Euler

Os resultados da deconvolução de Euler serão apresentados em dois grupos: i) referentes ao método padrão da deconvolução de Euler aplicado na malha do campo magnético anômalo reduzido ao polo para os parâmetros de janela com tamanho 5 e 10 e índice estrutural de 1; ii) referentes ao método An-Eul aplicado nas malhas do MTF rasa, intermediária e profunda obtendo assim a configuração dos topos de fontes para distintas regiões do espectro de potência.

Tentou-se aplicar o algoritmo da deconvolução de Euler nos resultados das continuações ascendentes, entretanto, nenhum resultado se mostrou estável e desta forma não se conseguiu aplicar o algoritmo de forma confiável para esses produtos.

### *Euler Padrão*

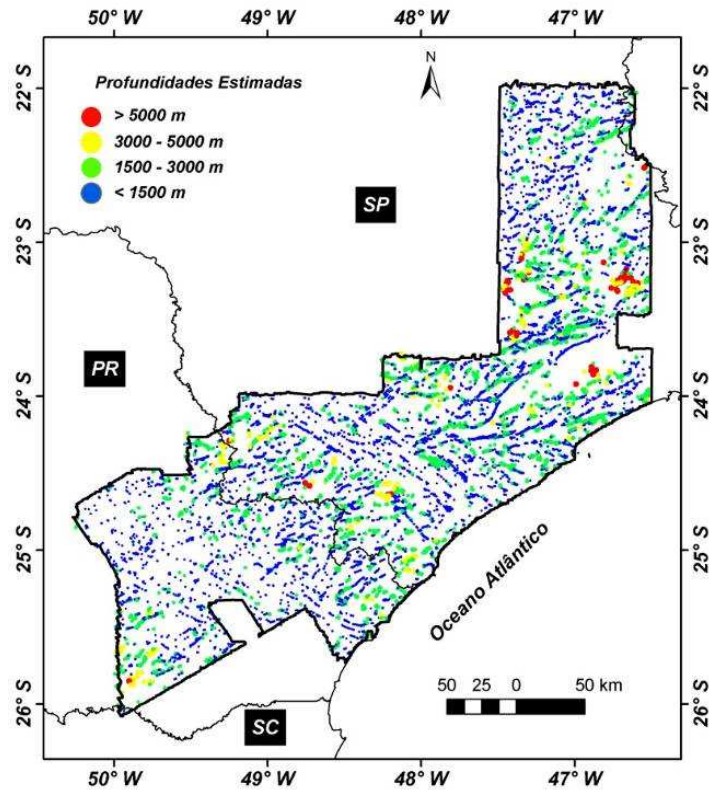
Deve-se destacar que foram realizados diversos testes com a malha do campo magnético anômalo reduzido ao polo até se chegar aos resultados que se encontram a seguir. Dentre esses destacam-se as tentativas efetuadas com parâmetros do tamanho de janela variando entre os valores de 3, 5, 7 e 10 aplicados na malha regular. Após diversos testes optou-se pelos resultados encontrados com parâmetros (janelas) nos valores de 5 e 10.

A escolha dos parâmetros 5 e 10 para definir a janela foi baseada nos seguintes critérios: i) a grande quantidade de soluções obtidas na janela com valor 3 resultou em uma imagem com difícil visualização e interpretação dos resultados obtidos; ii) associação diretamente proporcional do tamanho da janela com a profundidade investigada, ou seja, quanto maior o número associado a janela mais profunda são as soluções encontradas; iii) distribuição uniforme das soluções encontradas em relação a profundidade.

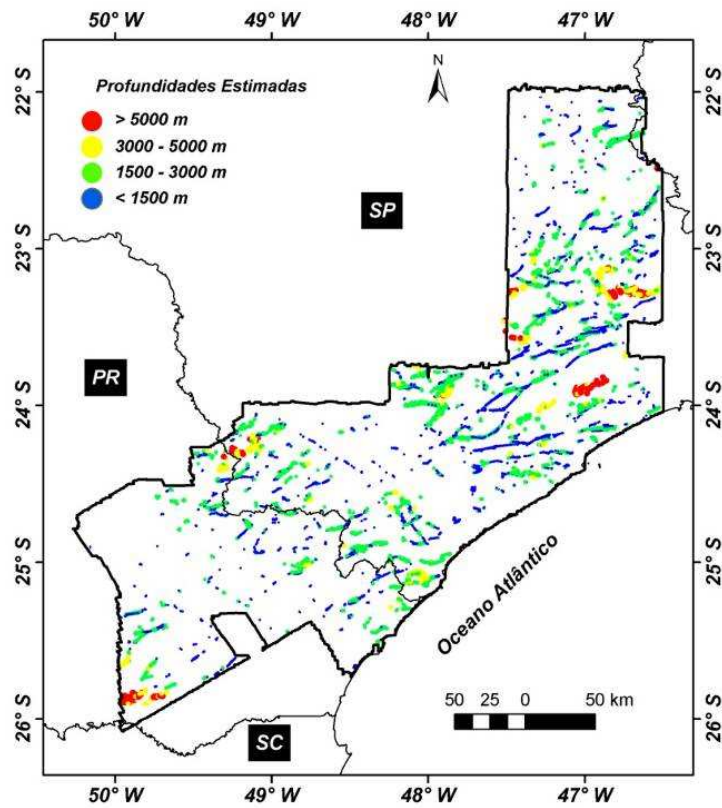
O resultado da deconvolução de Euler com índice estrutural 1 e janela 3, indica 95% das soluções mapeadas em profundidades relativamente rasas chegando a valores máximos de 8 km (Figura 4.15). Esse resultado está relacionado à malha usada para calcular as soluções de deconvolução, como visto anteriormente na análise do espectro de potência essa malha normal (CMA-REDP) (Figura 4.1). Apresenta maior parte da densidade magnética associada a frequências de pequenos comprimentos de onda o que conseqüentemente produzirá soluções com topos de fontes mais rasas.

Deve-se destacar que os resultados determinados anteriormente com as interpretações obtidas para os domínios magnéticos e os lineamentos são confirmados nesse produto indicando dessa forma o comportamento magnético das feições investigadas em profundidade. Entretanto não é claro a associação das estruturas NW serem mais rasas em relação as NE. Com o aumento do parâmetro da janela para 10 a quantidade de soluções diminuiu drasticamente e desta maneira, conseguiu-se investigar as feições magnéticas com maiores comprimentos de onda (Figura 4.16).

Nota-se que a variação de profundidade das soluções ainda continua resultando feições magnéticas relativamente rasas, visto que em outras interpretações chegou-se a profundidades de 27 km. Entretanto vale destacar que as principais soluções calculadas referem-se às estruturas com *trend* NE demonstrando assim que essas são estruturas mais profundas que a NW (Figura 4.16).



*Figura 4.15: Imagem com as soluções da deconvolução de Euler padrão para as seguintes configurações: janela igual a 5 e índice estrutural de 1. Notar que a soluções privilegiam feições rasas.*



*Figura 4.16: Imagem com as soluções da deconvolução de Euler padrão para as seguintes configurações: janela igual a 10 e índice estrutural de 1. Nota-se que as feições magnéticas NE são mais expressivas e sobressai em relação às NW.*

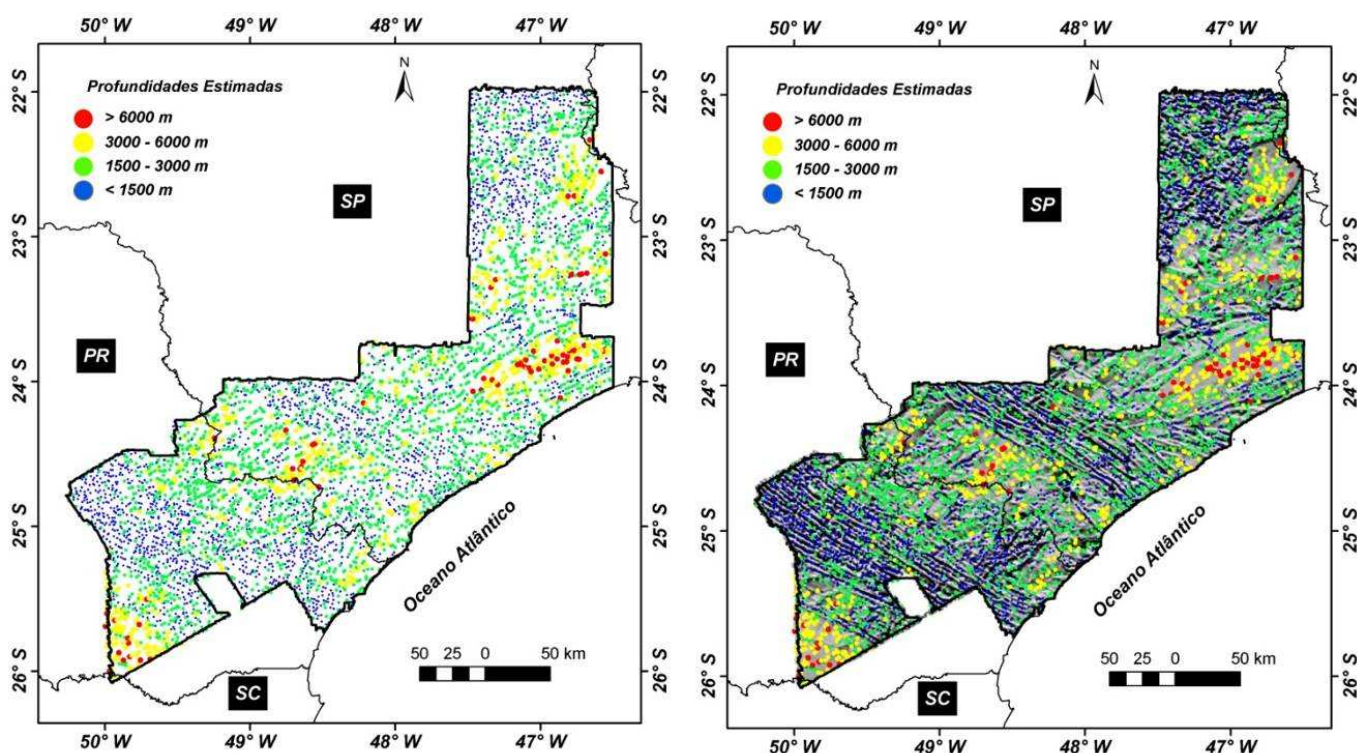


### *An-Euler*

O algoritmo *An-Euler* foi aplicado nas três malhas obtidas após a separação espectral realizada no *MTF*. Diferentemente do Euler padrão esse algoritmo não possui parâmetros a ser definidos, o mesmo trabalha na análise das amplitudes existentes no sinal analítico.

Ao analisar as soluções obtidas pelo método *An-Euler* na malha regular do CMA-REDP, nota-se claramente a configuração magnética anteriormente interpretada com os domínios e lineamentos magnéticos (Figura 4.17). Nota-se que a maioria das soluções está concentrada em profundidades inferiores 1500m e que essas fontes causadoras demarcam muito bem a estruturação mais rasa com direção preferencial NW (Figura 4.17).

A estruturação NE foi claramente individualizada e demonstrou ser mais profunda que a NW, outras feições foram individualizadas com profundidades maiores que 3000m. De maneira geral, nota-se que boa parte dos grandes domínios tectônicos anteriormente interpretados são bem individualizados (Figura 4.17).



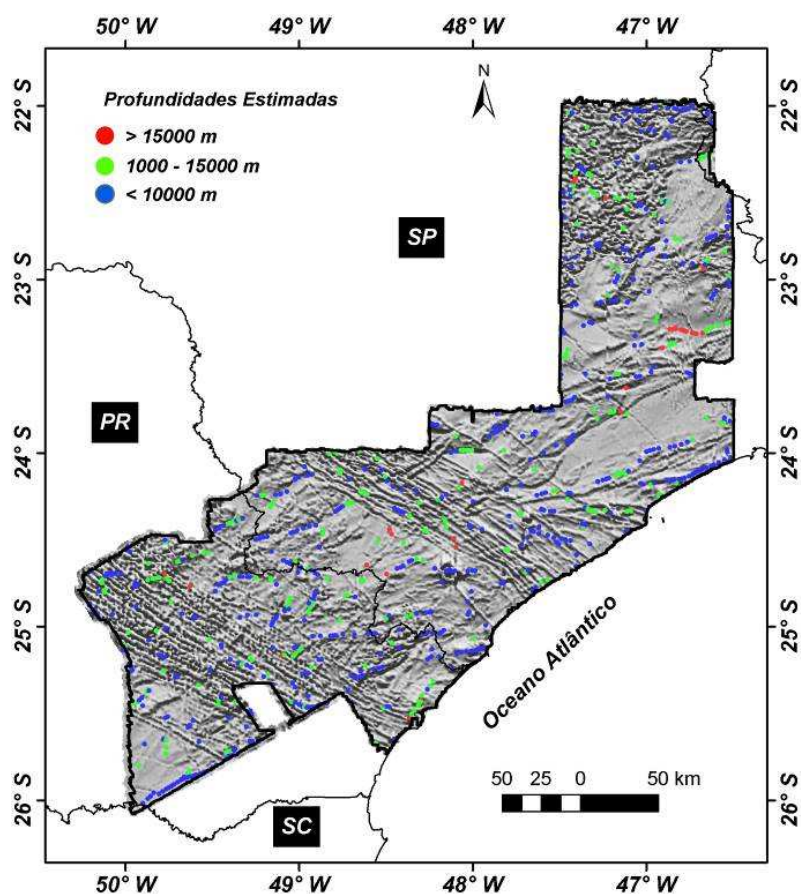
**Figura 4.17:** Imagem com as soluções da deconvolução *An-Euler* para malha do campo magnético anômalo reduzido ao polo. Notar as principais feições magnéticas individualizadas e a associação de estruturas mais rasas (NW) e estruturas profundas (NE), a imagem da direita as soluções estão sobrepostas a 1ª derivada vertical.

O resultado da aplicação do método *An-Euler* para a malha regular intermediária (produto do *Matched Filtering-MTF*) indica primeiramente soluções com profundidades em sua maioria

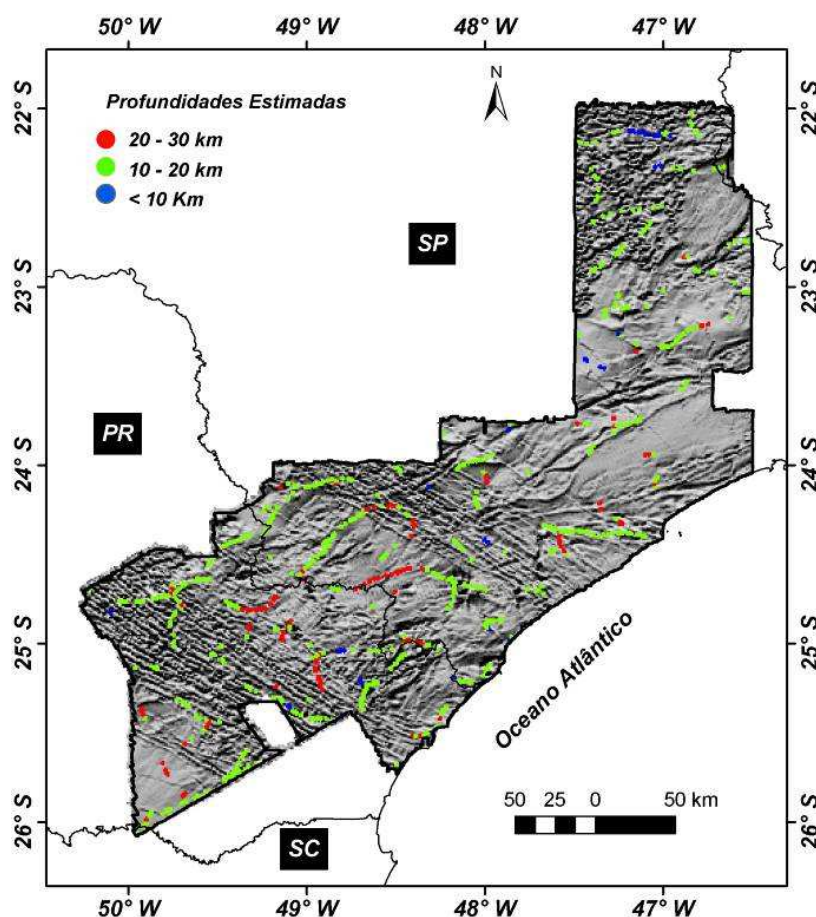


dentro do intervalo de 5-15 km, essas soluções demarcam o *trend* estrutural NE caracterizando esses lineamentos como feições profundas. A morfologia sigmoidal é observada ainda em profundidades em torno de 10 km. Nota-se que as estruturas NW não foram bem representadas nessa profundidade e dessa forma confirma-se que essa feição é majoritariamente rasa (Figura 4.18).

Os resultados obtidos com a aplicação do *An-Euler* para a malha regular profunda (produto do MTF) ressaltam principalmente as estruturas NE. Os resultados das soluções indicam em sua maioria topo das fontes magnéticas em torno de 10-20 km e tais fontes configuram feições curvilíneas com morfologia de sigmoides. Nota-se que as soluções foram drasticamente reduzidas o que indica uma estruturação magnética menos densa nessa profundidade (Figura 4.19).



**Figura 4.18:** Imagem com as soluções da deconvolução *An-Euler* para malha intermediária obtida pelo MTF sobre a derivada vertical 1° ordem do CMA reduzido ao polo. Notar que as principais estruturas evidenciadas compreendem as feições NE e se encontram em profundidades menores que 10 km.



**Figura 4.19:** Imagem com as soluções da deconvolução An-Euler para malha profunda obtida pelo Matched Filtering sobre a derivada vertical 1ª ordem do campo magnético anômalo reduzido ao polo. Notar que as principais estruturas evidenciadas compreendem as feições NE e se encontram em profundidades entre 10 a 20 km.

## 4.2 INTERPRETAÇÕES DOS PRODUTOS GRAVIMÉTRICOS

As interpretações dos temas gravimétricos transformados deu-se a partir da malha regular da anomalia Bouguer. A interpretação dos resultados foi iniciada com a análise do espectro radial de potência em que investigou-se os resultados regionais e residuais da anomalia Bouguer distinguindo assim feições rasas de feições profundas, essas últimas possuindo características de grandes comprimentos de onda.

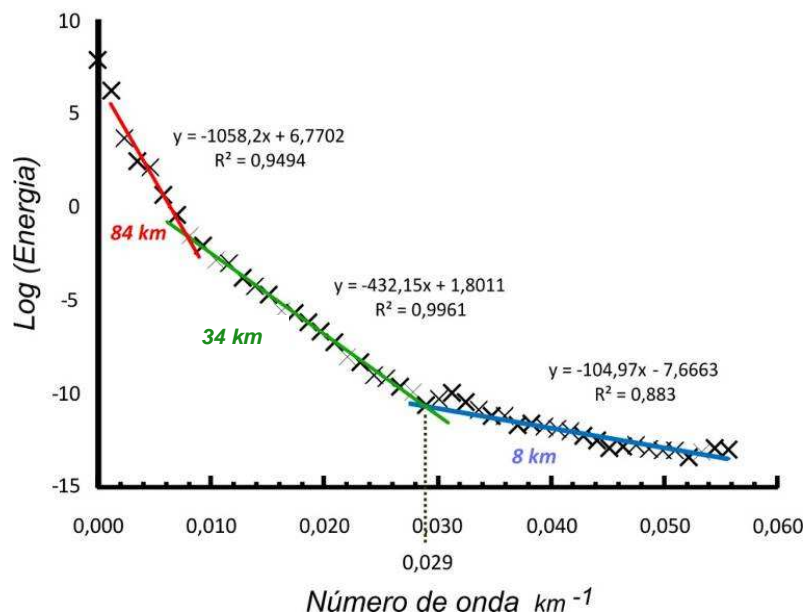
### 4.2.1 Análise do Espectro Radial de Potência

Antes de iniciar a interpretação do espectro radial de potência (Figura 4.20) deve-se lembrar de que a frequência de Nyquist ( $f_N$ ) dos dados gravimétricos é de  $0.05 \text{ km}^{-1}$ , como definida no Capítulo 3.

A análise do espectro radial de potência possibilitou a determinação do intervalo de números de onda adequados para a separação das componentes rasas, intermediárias e profundas. Segundo a técnica de Spector & Grant (1970).

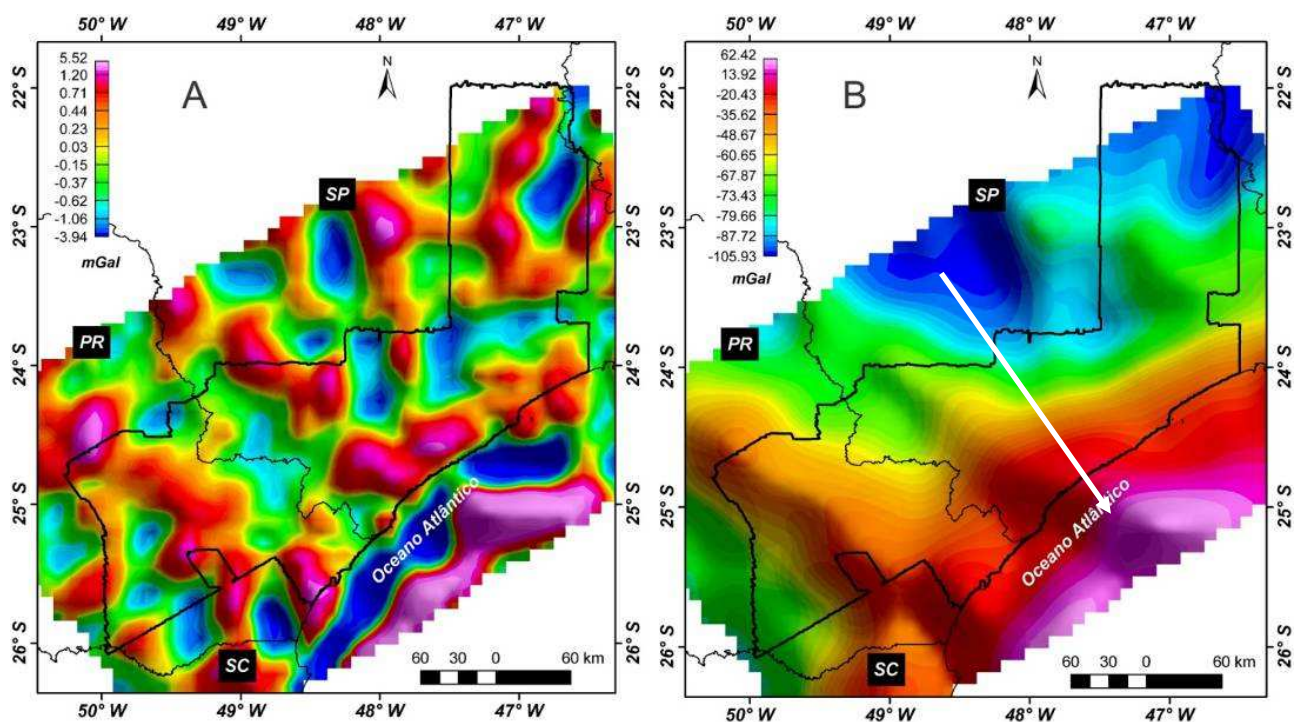
Foram identificados três conjuntos de fontes em diferentes profundidades: (Figura 4.20): i) a 84 km (profundas), registrado por números de onda entre 0 a 0,009  $\text{km}^{-1}$ ; ii) a 34 km (intermediárias), caracterizado por números de onda entre 0,009  $\text{km}^{-1}$  a 0,029  $\text{km}^{-1}$ ; e iii) a 8 km, identificado por números de onda entre 0,029  $\text{km}^{-1}$  a 0,05  $\text{km}^{-1}$ . Deve-se atentar aos valores obtidos com a regressão linear ( $R^2$ ) que ficaram em torno de 0,9 o que indica uma excelente regressão, fato este que credibiliza os valores de profundidades encontrados (Figura 3.20).

O número de onda ideal para a separação regional-residual é de 0,029  $\text{km}^{-1}$  (Figura 4.23). As feições com números de onda menores que 0,029  $\text{km}^{-1}$  estão relacionadas a um grande contraste de densidade, representativo de discontinuidades litosféricas, como a de Mohorovicic (Moho), ou mesmo o topo da Astenosfera, conforme Vidotti (1998), Paula & Vidotti (2001), Almeida (2002), Oliveira (2008). Em termos práticos, a componente residual deve conter predominantemente anomalias com fontes situadas na crosta continental, enquanto que a componente regional indica fontes situadas na interface crosta/manto ou mais profundas.



**Figura 4.20:** Espectro de potência radial médio dos dados de anomalia Bouguer, com a interpretação do intervalo do número de onda 0,029  $\text{km}^{-1}$  utilizado para a aplicação do filtro gaussiano de separação regional-residual.

O resultado da aplicação do filtro gaussiano de separação regional-residual encontra-se na figura 4.21, onde se observa a continuidade do *trend* estrutural NW-SE em profundidade.



**Figura 4.21:** Imagens resultantes da aplicação do filtro gaussiano de separação regional-residual com número de onda de  $0,029 \text{ km}^{-1}$  indicando a localização dos dados magnéticos. A – anomalia residual, B – anomalia regional.

## 4.2.2. DOMÍNIOS E LINEAMENTOS GRAVIMÉTRICOS

A imagem gerada a partir dos dados de anomalia Bouguer indica inicialmente um grande incremento de densidade no sentido continente-costa (Figura 4.22). Esse comportamento anômalo é caracterizado como feição regional de baixas frequências e de caráter profundo.

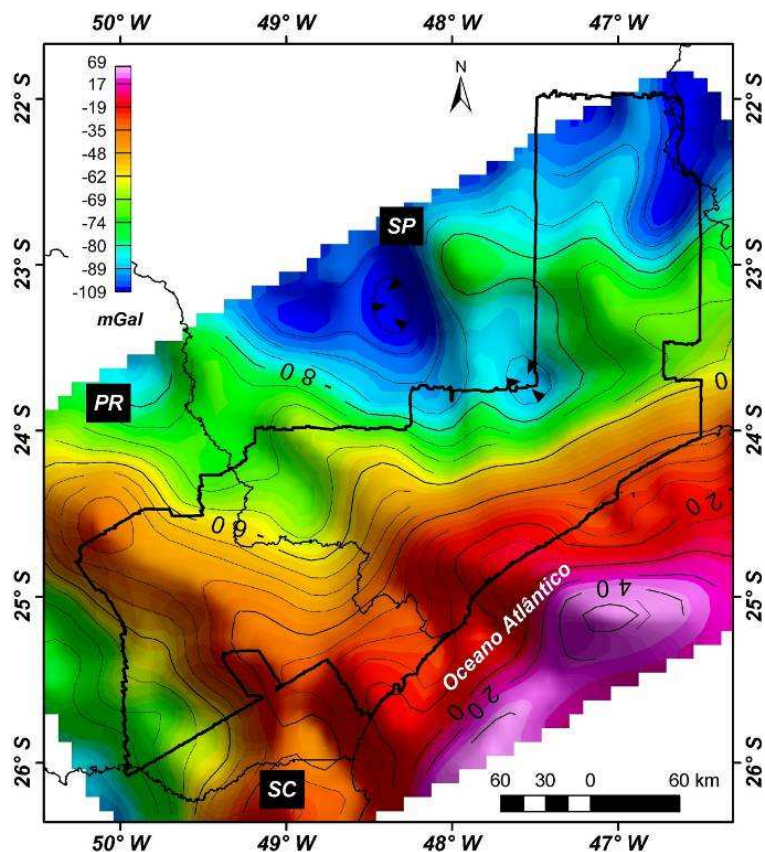
Ao analisar o resultado regional nota-se claramente um aumento da anomalia Bouguer segundo a direção NW-SE (Figura 4.21 – B). Infere-se que tal feição reflete fontes situadas a grandes profundidades, esta variação é de aproximadamente -105 mGal na porção continental a 60 mGal na região oceânica.

Quanto ao produto residual nota-se uma clara configuração de domínios com contrastes de densidade (Figura 4.23). Esse resultado foi então utilizado para demarcar as principais feições gravimétricas da área com efeitos minimizados das contribuições de fontes muito profundas como a descontinuidade de Mohorovicic.

Foram avaliados outros resultados obtidos através da aplicação de filtros como a primeira e segunda derivada vertical e amplitude do gradiente horizontal no malha regular da anomalia Bouguer residual. Entretanto, esses filtros resultaram em produtos com forte presença de ruídos,



altas frequências indesejáveis, o que dificultou a interpretação. Como o produto residual é composto em sua maioria por pequenos comprimentos de onda decidiu-se utilizá-lo, sem aplicação adicional de filtros, para as interpretações de domínios e lineamentos.



**Figura 4.22:** Imagem da anomalia Bouguer, o polígono em preto indica a área dos dados magnéticos.

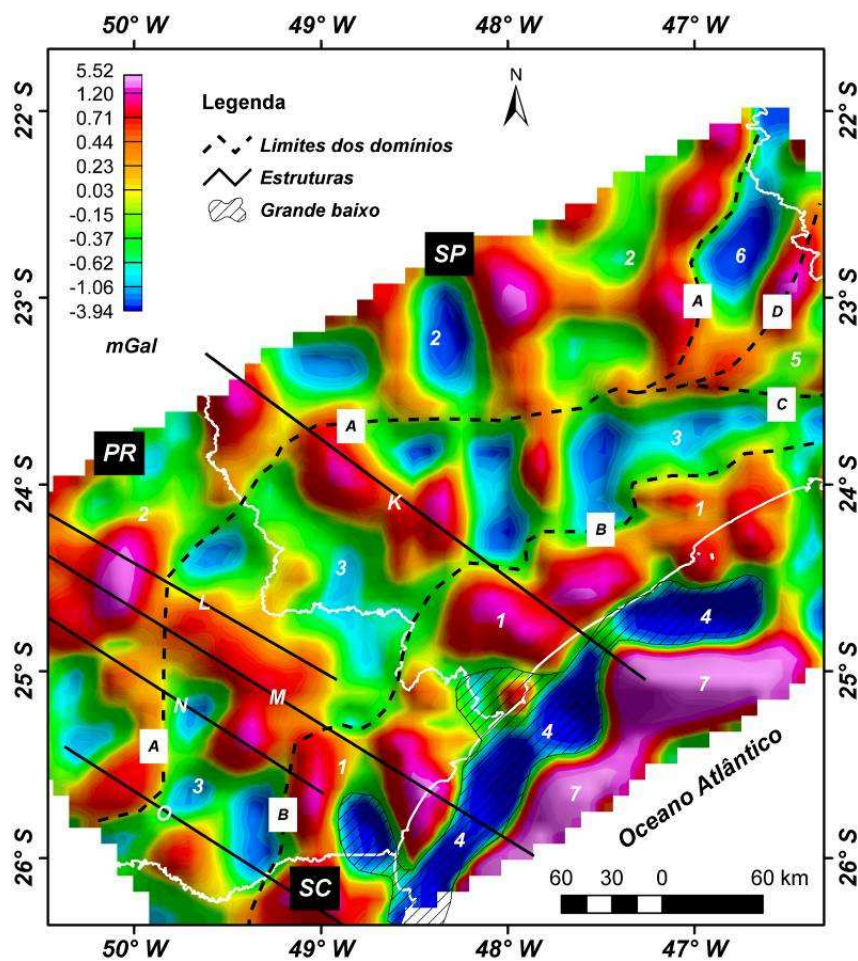
A interpretação realizada sobre a imagem da anomalia Bouguer residual baseou-se nas feições lineares tanto retilíneas como curvilíneas e na identificação de feições com contrastes uniformes de densidades em relação a regiões adjacentes definindo os domínios. A interpretação gravimétrica segue abaixo (Figura 4.23):

### ***Domínios Gravimétricos***

Foram interpretados sete domínios associados a grandes feições gravimétricas com assinaturas distintas, dentre eles (Figura 4.23):

- i) O domínio 1 corresponde a altos gravimétricos alongados na direção NE-SW, paralelo a costa, o qual parece ser segmentado por lineamentos NW-SE, destacando-se as feições interpretadas K, L, M, N, O.

- ii) O domínio 2 representa valores intermediários de anomalia Bouguer quando comparados aos outros domínios adjacentes, está estruturado na direção NE-SW e encontra-se na porção NW da área, com influência dos lineamentos K, L, M, N, O.
- iii) O domínio 3, assim como os anteriores, está estruturado na direção NE-SW entretanto, as intensidades da anomalia Bouguer são menores quando comparados com os domínios 1 e 2. A Norte desse domínio nota-se uma diminuição das amplitudes da anomalia, em correspondência ao domínio de menor densidade. A porção mais ao Sul do domínio 3 é fortemente interferida pelos lineamentos L, M, N e O fazendo com que os valores de anomalia Bouguer aumentem.



**Figura 4.23:** Imagem referente à anomalia Bouguer residual, destacando as principais feições gravimétricas interpretadas.

- iv) O domínio 4, de baixa densidade, é caracterizado como um baixo gravimétrico o mesmo encontra-se na porção submersa já no oceano Atlântico. Possui morfologia alongada na direção NE-SW e encontra-se adjacente à costa. Seus valores em relação

à anomalia Bouguer representam os menores registrados no estudo (em torno de - 90 mGal).

- v) Os domínios 5 e 6, apesar de não revelarem um contraste expressivo de densidade, individualizados corresponde a continuação dos lineamentos A, C e D na região nordeste, responsáveis assim pela delimitação de ambos.
- vi) O domínio 7 é interpretado como um domínio de elevada densidade, corresponde a um grande alto gravimétrico submerso, encontra-se adjacente a costa com direção NE-SW é paralelo ao domínio 4. O domínio 7 é caracterizado por apresentar intensidades da anomalia Bouguer entorno de 4,0 mGal.

### ***Lineamentos Gravimétricos***

O arcabouço gravimétrico da área é caracterizado por uma estruturação principal com direção NE-SW, seguida pela estruturação de direção NW-SE. Nota-se que a primeira é definida exclusivamente por lineamentos curvilíneos e que separam domínios distintos, enquanto que a segunda é caracterizada por feições retilíneas e paralelas entre si (Figura 4.23).

Partindo dos critérios anteriores foram interpretados dois conjuntos distintos de lineamentos que compõem o arcabouço estrutural da área de estudo:

- I. Lineamentos NE-SW – são caracterizados por feições lineares curvilíneas de grandes extensões, identificados como A, B, C e D (Figura 4.23) e representam o principal *trend* estrutural da área, sendo interpretados como os principais limites entre domínios gravimétricos. Infere-se que tais estruturas correspondam aos grandes limites de heterogeneidades crustais.
- II. Lineamentos NW-SE – são caracterizados como feições lineares retilíneas, quase paralelas umas as outras, que segmentam as estruturas NE-SW e são identificadas na Figura 4.23 como K, L, M, N e O. .

Os resultados obtidos com os dados gravimétricos permitem construir um arcabouço tectono-crustal da área estudada, tanto para feições supracrustais, como pode ser visto na figura 4.23, como para feições infracrustais indicadas na figura 4.21B, as quais podem estar vinculadas à interface crosta-manto (descontinuidade de Mohorovicic).

### 4.2.3. ESTIMATIVAS DE PROFUNDIDADE PARA A DESCONTINUIDADE DE MOHOROVICIC.

A descontinuidade de *Mohorovicic* ou Moho é sismicamente um importante limite entre crosta e manto superior. Sua profundidade nos continentes variam entre 30 a 40 km, e até 80 km sob cinturões orogênicos. Nos oceanos, a Moho varia de 10 a 12 km, até 25 a 30 km nas dorsais e nas zonas de subducção profundas atingem valores superiores a 700 km (Anderson, 1962; Mckenzie 1978).

Os dados de profundidade da Moho são necessários para entender o comportamento da crosta nesta porção da margem continental do Sudeste do Brasil e assim compreender os principais eventos tectônicos.

Existem diversas técnicas/procedimentos que determinam a interface crosta-manto tais como:

- (i) Por meio de dados sísmicos, que representam informações pontuais podendo ser calculada através de dados de refração ou por meio da técnica função receptor, destacam-se os trabalhos de Bassini (1986), Soares *et al.* (2001), Assumpção *et al.* (2002) e França & Assumpção (2004).
- (ii) Por meio de perfis gravimétricos utilizando os espectros de potência de anomalia Bouguer, por exemplo, Maus & Dimri (1996), Vidotti *et al.* (1998), Paula & Vidotti (2001), Almeida (2001) e Simeoni & Brückl (2009), ou por meio de mapas de anomalia Bouguer como nos casos de Demenitskaya (1958) *apud* Almeida (2002), Woollard & Strange (1962) e Demenitskaya & Belyaevsky (1969) *apud* Riad *et al.* (1981) e Usami *et al.* (1993).

As técnicas usadas neste trabalho para estimar as profundidades da Moho foram as seguintes: (i) interpretação por meio do espectro radial de potência conforme utilizados pelos autores em Chakraborty & Agarwal (1992), Maus & Dimri (1996), Vidotti *et al.* (1998), Paula & Vidotti (2001), Almeida (2001) e Simeoni & Brückl (2009) e (ii) utilização da fórmula desenvolvida por Riad *et al.* (1981) na qual os dados de anomalia Bouguer são ajustados para gerar uma superfície que representa a Moho ( $H = 29,98 - 0,075 \times \Delta G$ , onde H = profundidade da Moho e  $\Delta G$  = anomalia Bouguer).

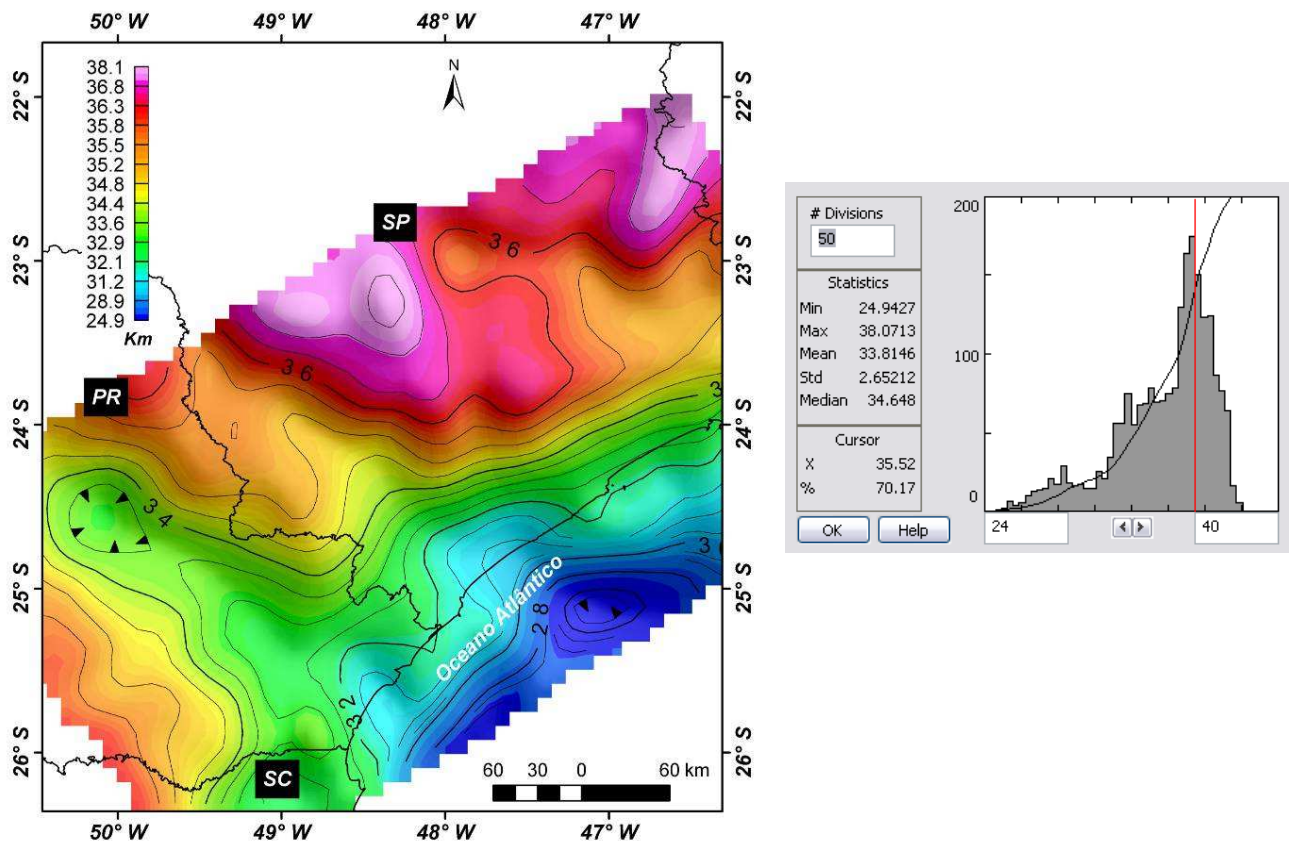
A profundidade de 34 km foi calculada a partir do ajuste dos pontos para uma reta que se relaciona a uma descontinuidade intermediária de densidade associada à Moho (Figura 4.23). Nota-se outra descontinuidade fortemente demarcada na profundidade de 84 km, a qual pode estar



associada ao topo da Astenosfera, como interpretado por Vidotti *et al.* (1998) em sua área de estudo (Figura 4.23).

Em estudos realizados por Anderson (1962), no qual ele descreve o comportamento de uma camada com comportamento plástico no manto ele descreve que o limite entre a Litosfera e a Astenosfera ocorre em média a 100 km de profundidade. Desta maneira, o valor encontrado para o topo da Astenosfera neste trabalho implica em um topo mais raso.

Uma limitação deste método está relacionada à dimensão do grid associado ao espectro de potência, desta forma a dimensão da área a ser investigada deverá obedecer à teoria da amostragem. Almeida (2002) subdividiu a área por ele investigada em diversas subáreas quadradas e assim obteve um conjunto de respostas de profundidade da Moho. Tentou-se aplicar tal metodologia nesse trabalho, mas os resultados não foram satisfatórios. A superfície da Moho obtida nesse trabalho seguiu a metodologia desenvolvida por Riad *et al.* (1981) ( Figura 4.24).



**Figura 4.24:** Imagem da Moho (espessura crustal) obtida após aplicação da metodologia desenvolvida por Riad *et al.* (1981). Imagem à direita corresponde ao histograma da malha regular da espessura crustal, à esquerda. Notar que a maioria dos dados encontra-se no intervalo de profundidade de 35.5 – 33.5 km, indicando assim uma profundidade média para Moho de 34 km.

Nota-se claramente uma tendência de afinamento crustal no sentido continente-costa, com espessuras variando em torno de 38 km nas porções mais interiores do continente até aproximadamente 25 km na porção marinha próximo à costa.

Os resultados obtidos pelos dois métodos indicam uma profundidade média da Moho de 34 km. Tais resultados podem ser mais bem observados no histograma dos dados da espessura crustal (Figura 4.24), no qual 47% dos dados oscilam entre 34 e 36,5 km.