



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**CARACTERIZAÇÃO DE DOMÍNIOS TECTONO-GEOFÍSICOS NA  
BACIA DOS PARECIS COM BASE EM DADOS DE MÉTODOS  
POTENCIAIS**

**HIAGO PHILLIPE ALBERNAZ FARIA**

Dissertação de Mestrado N°082

Programa de Pós-graduação em Geociências Aplicadas

**ORIENTADORA: PROF. DR<sup>a</sup>. ROBERTA MARY VIDOTTI**

Brasília, maio/2015.



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**CARACTERIZAÇÃO DE DOMÍNIOS TECTONO-GEOFÍSICOS NA  
BACIA DOS PARECIS COM BASE EM DADOS DE MÉTODOS  
POTENCIAIS**

HIAGO PHILLIPE ALBERNAZ FARIA

Dissertação de Mestrado N°082

Programa de Pós-graduação em Geociências Aplicadas

Área de concentração: Geofísica Aplicada

ORIENTADORA: PROF. DR. ROBERTA MARY VIDOTTI

Comissão Examinadora:

Profa. Dra. Roberta Mary Vidotti (Orientadora)

Prof. Dr. Jaime Estevão Scandolara (CPRM/Brasília)

Profa. Dra. Mônica Giannoccaro Von Huelsen (IG/UnB)

Prof. Dr. Giuliano Sant'Anna Marotta (IG/UnB – Suplente)

Ficha catalográfica elaborada automaticamente,  
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

Fc Faria, Hiago Phillipe Albernaz  
Caracterização de domínios tectono-geofísicos na  
Bacia dos Parecís com base em dados de métodos  
potenciais / Hiago Phillipe Albernaz Faria;  
orientador Roberta Mary Vidotti. -- Brasília, 2015.  
142 p.

Dissertação (Mestrado - Mestrado em Geociências  
Aplicadas) -- Universidade de Brasília, 2015.

1. Bacia dos Parecís. 2. Magnetometria. 3.  
Gravimetria. 4. Deconvolução de Euler. 5. Matched  
Filter. I. Vidotti, Roberta Mary, orient. II. Título.

*Dedico esta dissertação  
à minha família.*

## *Agradecimentos*

*Durante o tempo como aluno de mestrado do Instituto de Geociências passei por inúmeras situações em minha vida que podiam ter sido determinantes para a não conclusão deste trabalho. Entretanto, pessoas muito especiais sempre estiveram ao meu lado me apoiando de forma direta ou indireta e auxiliando a conclusão desta etapa.*

*Gostaria de agradecer primeiramente a toda minha enorme família, que sempre se fez presente em todas as minhas dificuldades durante este período. Além de me aconselhar em todos os momentos difíceis da minha vida, sempre me ensinaram a buscar o estudo como a melhor forma de crescimento. A presente dissertação é fruto desta educação e deste esforço. De maneira especial, gostaria de agradecer a minha mãe e a minha avó, mulheres a quais tenho o maior orgulho e imenso débito com Deus por pertencer à mesma família que elas. Mulheres que sabem de tudo que sinto apenas por olhar entre meus olhos e observar uma respiração diferente, mulheres que eu admiro como exemplos de força, dedicação e superação e que são os meus maiores exemplos.*

*O agradecimento também cabe aos docentes do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, em especial aos professores com os quais tive a oportunidade de discutir alguns dos resultados do meu trabalho: Dr. Carlos J. de Abreu e Dr. Carlos J. S. de Alvarenga. Aos colegas do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, em especial a Dr. Julia B. Curto, a qual sempre estive de braços abertos para disponibilizar conhecimento, e a todos os árduos frequentadores do Sensoriamento Remoto com o qual criei vínculo.*

*A todos os meus amigos que me auxiliaram de forma direta, ou indireta durante este período: Raisler, Wagner, Renan, Henrique, Gustavo, Allan, Larissa, Titi, Danillo, Camila, Isabela, Raphael, Harumy, Diego, João, Edu, Flavio, Cássia, Renato, Lavoisiane, João, Anne, Marol, Rafaela, Santino, Anna Caroline, Cintia (CAP), Alexia, Marciano, Matheus, Carol e Vanessa (with V of Victory).*

*Dentre todos os meus amigos, há um em especial que merece grande parte da dedicação deste trabalho. Mais de 11 anos de amizade convergiram para caminhos próximos. Foram tantas idas e vindas de 40 quilômetros entre nossas residências e a UnB envolvendo conversas, conselhos, histórias e momentos que ficarão guardados em*

*minha memória para todo o sempre. Este agradecimento não cabe apenas à dissertação, mas em sua presença em minha vida como grande irmão, Rapha.*

*Agradeço a minha orientadora Dr. Roberta Vidotti por ter, em primeiro lugar, acreditado em meu potencial e me concedido à oportunidade de realizar esta tarefa. Em segundo lugar por não ter desistido em momentos de baixo rendimento de minha parte, em terceiro lugar, por se mostrar uma orientadora que me passou ensinamentos não apenas sobre geofísica ou ciência, mas também aprendizados que tomarei para toda a vida.*

*Agradeço o suporte oferecido pelo Instituto de Geociências da Universidade de Brasília pela utilização dos softwares necessários para desenvolvimento do trabalho e pelo espaço físico cedido no Laboratório de Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento.*

*Agradeço o Banco de Dados de Exploração e Produção da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (BDEP/ANP) e a divisão de geofísica do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) pela cessão dos dados geofísicos utilizados neste trabalho e a CAPES pelo financiamento da bolsa de mestrado durante a realização do trabalho.*

*Agradeço ao Dr. Jaime Scandolara e a Dr. Mônica Von Huelsen por todas as contribuições referentes ao trabalho. Em especial, ao Dr. Jaime Scandolara por toda paciência em discutir a complexidade geológica do Cráton Amazônico e auxiliar na finalização do capítulo sobre o mesmo.*

*Por fim, o último agradecimento deste trabalho cabe a uma pessoa muito especial: minha namorada, Ludmila. O crescimento e o amadurecimento que este relacionamento nos propiciou ao longo destes anos mudaram muitos axiomas que estabeleci em minha vida, tornando-a cada vez melhor. A experiência trocada neste convívio aumenta minha certeza da grande sorte que tenho em encontrar pessoas cada vez mais maravilhosas em meu caminho. Fica aqui o agradecimento por nunca desacreditar no meu potencial, por se fazer presente, por me incentivar e por caminhar ao meu lado. Amo-te!*

## Resumo

A Bacia dos Parecis está localizada na porção Centro-Oeste do Brasil, no setor sudeste do Cráton Amazônico, entre as bacias do Solimões e Paraná, com uma área de aproximadamente 450.000 km<sup>2</sup>. A bacia é uma fronteira exploratória com geologia complexa e poucos estudos sobre sua origem e evolução. Com três poços perfurados entre as décadas de 80 e 90 do século passado aliados ao modesto esforço exploratório através de métodos potenciais e sísmica de reflexão, o modelo tectono-sedimentar existente pode ainda ser refinado, assim como a sua espessura sedimentar ainda não é bem conhecida, pois os poços estratigráficos não atingiram o seu embasamento.

Em função da existência de novos dados geofísicos, aéreos e terrestres, e da evolução em técnicas de processamento e interpretação de dados, este estudo se propõe a contribuir na evolução do conhecimento de seu arcabouço tectono-geofísico. Os objetivos são alcançados através do mapeamento das estruturas em subsuperfície e dos domínios crustais além da estimativa de profundidade do embasamento através do processamento, integração e interpretação de dados de gravimetria e magnetometria.

Um mapa de domínios tectono-geofísicos é correlacionado aos blocos crustais sob a bacia sedimentar dos Parecis e aos limites entre as províncias Sunsás e Rondônia-Juruena além do limite norte da bacia. Lineamentos geofísicos de menor expressão são correlacionados às estruturas do embasamento e intrasedimentares tendo importância na exploração de hidrocarbonetos, pois delimitam os grábens e segmentação destes.

É proposto o reposicionamento dos limites tectono-sedimentares apresentado em trabalhos anteriores com base na assinatura das anomalias Bouguer e magnéticas e seus mapas derivados.

Espessuras sedimentares estimadas neste trabalho apresentam-se, de maneira geral, maiores do que os valores máximos dos grábens apresentada em trabalhos anteriores. Os grábens do Colorado e Pimenta Bueno, apresentam profundidades de 12 km; os grábens Caiabis, NW Xingu e SW Xingu apresentam profundidades de 10 km, 6 km e 10 km, respectivamente.

## **Abstract**

The Parecis basin is located in the Midwestern portion of Brazil, in the southeast sector of the Amazon Craton, between the basins of Solimões and Paraná, with an area of approximately 450,000 square kilometers. The basin is a frontier for exploration with complex geology and few studies about its origin and evolution. With three wells drilled between the 80s and 90s of last century combined with the modest exploratory efforts through potential and seismic reflection methods, the existing tectonic-sedimentary model can be further refined. As well as its sediment thickness is not well known, because the two stratigraphic wells did not reach its basement.

Due to the existence of new geophysical, aero and ground data, and developments in processing and interpretation techniques, this study aims to contribute to the evolution of the knowledge of its tectonic and geophysical framework. The objectives are achieved by mapping the subsurface structures and crustal domains besides depth estimation for the basement through the processing, integration and interpretation of gravity and magnetic data.

A map of tectonic-geophysical domains is correlated with crustal blocks in the sedimentary basin of Parecis and the boundaries between Sunsás and Rondônia-Juruena provinces beyond the northern boundary of the basin. Geophysical lineaments of lower expression are correlated to basement and intrasedimentar structures having importance in hydrocarbon exploration because they delimit and segments these grabens.

A proposal for adjusting the position for the tectonic-sedimentary limits proposed in previous works is presented, based on the signature of Bouguer and magnetic anomalies and its derivatives maps.

Sedimentary thickness estimated in this work is, in general, bigger than the maximum values presented in previous works. According to the results of this research the grabens of Colorado and Pimenta Bueno, have depths of 12 km; the grabens Caiabis, NW Xingu and SW Xingu have depths of 10 km, 6 km and 10 km, respectively.



# SUMÁRIO

<b>Agradecimentos</b> .....	i
<b>Resumo</b> .....	iii
<b>Abstract</b> .....	iv
<b>SUMÁRIO</b> .....	v
<b>Lista de Figuras</b> .....	viii
<b>Lista de Tabelas</b> .....	xvi
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	1
1.1 Justificativa do tema.....	2
1.2 Objetivos .....	3
1.3 Localização da Área de Estudo.....	3
1.4 Métodos e Base de Dados .....	5
<b>2 GEOLOGIA</b> .....	7
2.1 Cráton Amazônico.....	7
2.2 Bacia dos Parecis .....	13
2.2.1 Histórico de Exploração .....	13
2.2.2 Geologia Regional .....	16
<b>3 INTRODUÇÃO AOS MÉTODOS POTENCIAIS</b> .....	19
3.1 Fundamentação Teórica .....	19
3.1.1 Teoria do Potencial.....	20
3.1.2 Gravimetria .....	21
3.1.3 Densidade das Rochas.....	23
3.1.4 Magnetometria.....	24
3.1.5 Magnetismo dos Materiais .....	28

3.1.6 Magnetismo das Rochas .....	29
<b>4 ORIGEM E PROCESSAMENTO DE DADOS.....</b>	<b>31</b>
4.1 Filtro da Quarta Diferença .....	35
4.2 Interpolação em Malha Regular.. .....	35
4.3 Campo Magnético Anômalo e Anomalia Bouguer.....	37
4.4 Micronivelamento .....	38
4.5 Redução ao Polo Diferencial.....	40
4.6 Continuação Ascendente .....	41
4.7 Integração dos Projetos .....	42
4.8 Derivadas Horizontais .....	45
4.9 Derivada Vertical.....	46
4.10 Amplitude do Gradiente Horizontal Total .....	47
4.11 Amplitude do Sinal Analítico.....	47
4.12 Inclinação do Sinal Analítico .....	48
4.13 Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal.....	49
4.14 Matched Filter .....	50
4.15 Deconvolução de Euler .....	52
<b>5 INTERPRETAÇÃO GEOFÍSICA.....</b>	<b>54</b>
5.1 Interpretação de Gravimetria.....	54
5.1.1 Análise Descritiva .....	54
5.1.2 Análise Qualitativa .....	57
5.1.2.1 Matched Filter Gravimetria.....	62
5.1.2.2 Domínios Gravimétricos.....	69
5.1.2.3 Lineamentos Gravimétricos .....	72
5.1.3 Análise Quantitativa.....	78
5.1.3.1 Deconvolução de Euler.....	78

5.2 Interpretação de Magnetometria .....	88
5.2.1 Análise Descritiva .....	88
5.2.2 Análise Qualitativa .....	90
5.2.2.1 Matched Filter Magnetometria .....	93
5.2.2.2 Domínios Magnéticos .....	99
5.2.2.3 Lineamentos Magnéticos .....	103
5.2.3 Análise Quantitativa .....	106
5.2.3.1 Deconvolução de Euler .....	106
<b>6 INTEGRAÇÃO DE DADOS .....</b>	<b>115</b>
6.1 Domínios Tectono-Geofísicos .....	116
6.2 Lineamentos Geofísicos .....	120
6.3 Assinatura das Províncias Tectônicas .....	122
6.4 Deconvolução de Euler Intervaladas .....	124
6.4.1 Comportamento das Soluções .....	124
6.4.2 Estimativa da Espessura Sedimentar dos Grábens .....	128
<b>7 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES .....</b>	<b>132</b>
7.1 Discussões .....	132
7.2 Conclusões .....	136
7.2 Sugestões .....	138
<b>8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>139</b>

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1.1</b> – Mapa de localização da Bacia dos Parecis em contraste com as bacias fanerozóicas do Brasil. ....	4
<b>Figura 1.2</b> – Demarcação dos arcos de Vilhena e Serra formosa retirados de Bahia ( <i>et al.</i> , 2007) subdividindo a Bacia dos Parecis em três sub-bacias: Rondoônia, Juruena, Alto-Xingu. ....	5
<b>Figura 2.1</b> – Modelo de blocos crustais arqueanos com características de terreno granito greenstone articulados por estruturas extensionais mesoproterozóicas (Hasui <i>et al.</i> , 1994) .....	11
<b>Figura 2.2</b> –Evolução dos modelos geocronológicos aplicados ao Cráton Amazônico (adaptada de Santos, 2004). ....	12
<b>Figura 2.3</b> – Localização das linhas sísmicas realizadas pela ANP em 2011 e poços na Bacia dos Parecis. ....	13
<b>Figura 2.4</b> – Mapa geológico da Bacia dos Parecis. Fonte: SIG Mato Grosso (Lacerda Filho <i>et al.</i> , 2004) e SIG Rondônia (Quadros & Rizzoto, 2007). ....	14
<b>Figura 2.5</b> – Domínios tectonossedimentares da Bacia dos Parecis propostos por Siqueira (1989) e modificados por Bahia <i>et al.</i> (2007). ....	17
<b>Figura 3.1</b> – Seção esquemática através da Terra mostrando as principais características de seu campo magnético (Adaptada de Isles & Rankin, 2013). ....	25
<b>Figura 4.1</b> – Localização dos projetos aeromagnéticos na Bacia dos Parecis, características sobre cada projeto, na tabela 4.1 .....	32
<b>Figura 4.2</b> – Localização dos aerolevantamentos e das estações terrestres de gravimetria utilizadas neste trabalho .....	33

<b>Figura 4.3</b> – Fluxograma sequenciando o processamento de dados. O (P) indica que o produto foi obtido para cada projeto geofísico. ....	34
<b>Figura 4.4</b> – Onda senoidal de alta frequência (linha tracejada) amostrada em pontos discretos gerando uma onda de menor frequência (linha contínua) (Davis, 1986). ....	36
<b>Figura 4.5</b> – Resposta dos diferentes graus $n$ do filtro para um determinado $k_0$ (Readaptada de Geosoft Tutorial, 2013). ....	39
<b>Figura 4.6</b> – Transformada da função cosseno direcional e sua resposta para diferentes graus com $\alpha$ fixo (Readaptada de Geosoft, 2013). ....	40
<b>Figura 4.7</b> – Curvas de variação do plano de elevação da continuação ascendente com relação ao Número de onda (Readaptada Geosoft, 2013) ..	42
<b>Figura 4.8</b> – Diagrama do método <i>Suture</i> . Dado um ponto P que dista D1 de um certo grid 1 e D2 de um segundo grid, o gráfico mostra a relação de peso entre seus valores correspondentes e seu dado de saída (adaptada de Johnson et al., 1999). ....	43
<b>Figura 4.9</b> – Diagrama do método <i>Suture</i> . A transformada de Fourier é usada para divisão da curva de diferença entre as duas curvas. Em seguida uma correção de suavização é aplicada para cada curva de frequência, proporcional a sua amplitude e comprimento de onda (Johnson <i>et al.</i> , 1999). ....	44
<b>Figura 5.1</b> – Histograma do mapa de Anomalia Bouguer da Bacia dos Parecis. a) o histograma foi dividido em 16 classes; b) Subdivisões da curva de frequência em seguimentos correspondentes à distribuição de dados. Seguimento azul corresponde a primeira curva de inclinação que varia de -127.5 à -90 mGal; o segundo seguimento (reta amarela) varia de -90 à -2.5 mGal; a o terceiro seguimento (reta vermelha) varia de -2.5 à 35 mGal; P1, P2, P3 e P4 são os pontos de intersecção das retas traçadas na interpretação. ..	55
<b>Figura 5.2</b> – Mapa de Anomalia Bouguer da Bacia dos Parecis com histograma de frequência dos dados. ....	57

<b>Figura 5.3</b> – Mapa de visualização 3D da superfície de anomalia Bouguer da Bacia dos Parecis com inclinação de 39° e Azimute 62. ....	58
<b>Figura 5.4</b> – Identificação de altos e baixos gravimétricos relativos no mapa de Anomalia Bouguer da Bacia dos Parecis com histograma de frequência acumulada dos dados. ....	60
<b>Figura 5.5</b> – Representação das amplitudes e da média das amplitudes dos altos gravimétricos em colunas. ....	61
<b>Figura 5.6</b> – Representação das amplitudes e da média das amplitudes dos Baixos gravimétricos em colunas. ....	62
<b>Figura 5.7</b> – Mapa e histograma da componente rasa da anomalia Bouguer (6,5 km) com os altos e baixos gravimétricos identificados. ....	64
<b>Figura 5.8</b> – Mapa e histograma da componente intermediária da anomalia Bouguer (14,1 km) com os altos e baixos gravimétricos identificados. ....	65
<b>Figura 5.9</b> – Mapa e histograma da componente profunda da anomalia Bouguer (41 km) com altos e baixos gravimétricos identificados. ....	66
<b>Figura 5.10</b> – Anomalia Bouguer (km 0) e suas bandas decompostas através do <i>matched filter</i> em suas respectivas profundidades (Fontes Rasas a 6,5 km, Fontes Intermediárias à 14,1 km e Fontes Profundas à 41 km). Visualização com inclinação 26° e Azimute 0°. ....	68
<b>Figura 5.11</b> – Composição ternária do <i>matched filter</i> das camadas rasa, intermediária e profunda retiradas da anomalia Bouguer com contorno da primeira derivada vertical igual a zero e os altos e baixos indicados. ....	69
<b>Figura 5.12</b> – (a) Sobreposição dos domínios gravimétricos sobre a primeira derivada vertical da anomalia Bouguer em cinza. (b) Sobreposição dos domínios gravimétricos sobre a composição ternária da anomalia Bouguer das 3 profundidades obtidas pelo uso do <i>matched filter</i> . ....	70
<b>Figura 5.13</b> – Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal (ISAGHT) do mapa de anomalia Bouguer e interpretação das 3 classes dos lineamentos gravimétricos L1, L2 e L3. ....	73

<b>Figura 5.14</b> – Grupos de lineamentos gravimétricos interpretados sobre a composição ternária das componentes rasas, intermediárias e profundas do <i>matched filter</i> da anomalia Bouguer. ....	74
<b>Figura 5.15</b> – Grupos de lineamentos identificados através do produto ISAGHT (a) sobre a camada mais rasa do <i>matched filter</i> , (b) sobre a camada intermediária do <i>matched filter</i> , (c) sobre a camada mais profunda do <i>matched filter</i> , (d) Composição ternária do ISAGHT de cada uma das camadas retiradas do Matched Filter e os domínios e lineamentos gravimétricos .....	77
<b>Figura 5.16</b> – Gráfico que mostra a relação entre o número de soluções da deconvolução de Euler (eixo y) e seu índice estrutural (eixo x) para diferentes janelas fixas. ....	78
<b>Figura 5.17</b> – Gráfico que mostra a relação entre a média de profundidade das soluções oriundas da deconvolução de Euler em função do índice estrutural para diferentes janelas fixas.....	79
<b>Figura 5.18</b> – Integração da anomalia Bouguer, componentes rasa, intermediária e profunda do <i>matched filter</i> com as soluções de Euler para os diferentes índices estruturais (n) à janela de 16,5 km; (A) n = 0; (B) n = 1; e (C) n = 2. ....	83
<b>Figura 5.19</b> – Integração da anomalia Bouguer, componentes rasa, intermediária e profunda do <i>matched filter</i> com as soluções de Euler para os diferentes índices estruturais (n) à janela de 33 km; (A) n = 0; (B) n = 1; e (C) n = 2. ....	84
<b>Figura 5.20</b> – Integração da Anomalia Bouguer, componentes rasa, intermediária e profunda do <i>matched filter</i> com as soluções de Euler para os diferentes índices estruturais (n) à janela de 66 km; (A) n = 0; (B) n = 1; e (C) n = 2. ....	85
<b>Figura 5.21</b> – Integração da Anomalia Bouguer, componentes rasa, intermediária e profunda do <i>matched filter</i> com as soluções de Euler para os diferentes índices estruturais (n) à janela de 82,5 km; (A) n = 0; (B) n = 1; e (C) n = 2.. ....	86

<b>Figura 5.22</b> – Imagem ternária das componentes rasa, intermediária e profunda da anomalia Bouguer obtidas do <i>matched filter</i> em conjunto com os lineamentos gravimétricos e as soluções da deconvolução de Euler para janela de 33 km e $n=0$ . .....	87
<b>Figura 5.23</b> - a) O histograma do CMA da Bacia dos Parecis foi dividido em 16 classes, segundo o critério de Sturges (Sturges, 1926); b) Subdivisões da curva de frequência em seguimentos correspondentes à distribuição de dados. Seguimento azul corresponde a primeira curva de inclinação que varia de -375 à -237 nT; o segundo seguimento (amarelo) varia de -273 à 175 nT; e o terceiro seguimento (vermelho) corresponde ao intervalo de 175 à 312,5 nT; P1, P2, P3 e P4 são os pontos de intersecção das retas traçadas na interpretação .....	89
<b>Figura 5.24</b> - Compilação das figuras oriundas do CMA (a): DZ (b), DRTP (c), ASA (d) .....	92
<b>Figura 5.25</b> – Mapa e histograma da componente da componente rasa do <i>matched filter</i> para o CMA (5,4 km). .....	94
<b>Figura 5.26</b> – Mapa e histograma da componente intermediária do <i>matched filter</i> para o CMA (15,4 km) .....	95
<b>Figura 5.27</b> – Mapa e histograma da camada profunda do <i>matched filter</i> para o CMA (26,1 km). .....	96
<b>Figura 5.28</b> – Campo Magnético Anômalo e suas camadas decompostas através do <i>matched filter</i> projetados em suas respectivas profundidades (fontes rasas a 5,4, intermediárias a 15,4 e profundas a 25,1 quilômetros). Visualização com inclinação 17° e Azimute 0°. .....	97
<b>Figura 5.29</b> – Composição ternária das componentes rasa (5,4 km) em vermelho, intermediária (15,4 km) em verde e profunda (26,1 km) em azul do <i>matched filter</i> realizado a partir do CMA. ....	98
<b>Figura 5.30</b> – a) Mapa da composição ternária da Amplitude do Sinal Analítico das componentes Rasa (vermelha), Intermediária (verde) e Profunda (azul) do <i>matched filter</i> do CMA. b) Domínios magnéticos interpretados sobre o mapa da	



composição ternária da Amplitude do Sinal Analítico ASA das componentes rasa (vermelho), intermediária (verde) e profunda (azul) do *matched filter* do CMA. .... 100

**Figura 5.31** – Domínios magnéticos interpretados sobre: A) o CMA; B) a primeira derivada vertical; C) a Redução ao Polo; D) a Amplitude do Sinal Analítico. .... 102

**Figura 5.32** – Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal (ISAGHT) e histograma com interpretação dos 3 grupos de lineamentos magnéticos L1, L2 e L3 representados pelas cores vinho, amarelo e azul, respectivamente. ... 103

**Figura 5.33** – Lineamentos magnéticos sobrepostos à: (A) Componente rasa do *matched filter* CMA; B) Componente intermediária do *matched filter* CMA; C) Componente profunda do *matched filter* CMA; (D) Composição ternária do ISAGHT das camadas retiradas do *matched filter*. .... 105

**Figura 5.34** – Relação entre o número de soluções da deconvolução de Euler e seu índice estrutural para diferentes janelas fixas de 10,5, 21, 42 e 52,5 km. .... 106

**Figura 5.35** – Relação entre o a profundidade média (km) da deconvolução de Euler e seu índice estrutural para diferentes janelas fixas de 10,5, 21, 42 e 52,5 km. .... 107

**Figura 5.36** – A primeira camada representa o campo magnético anômalo, as três camadas subsequentes representam a decomposição do CMA com base no *matched filter* das componentes rasa, intermediária e profunda e as soluções de Euler para os diferentes índices estruturais (n) com janela de 10,5 km, onde: (A) n = 1, (B) n = 2 e (C) n = 3. .... 111

**Figura 5.37** – A primeira camada representa o campo magnético anômalo, as três camadas subsequentes representam a decomposição do CMA com base no *matched filter* das componentes rasa, intermediária e profunda e as soluções de Euler para os diferentes índices estruturais (n) com janela de 21 km, onde: (A) n = 1, (B) n = 2 e (C) n = 3. .... 112

<b>Figura 5.38</b> – A primeira camada representa o campo magnético anômalo, as três camadas subsequentes representam a decomposição do CMA com base no <i>matched filter</i> das componentes rasa, intermediária e profunda e as soluções de Euler para os diferentes índices estruturais (n) com janela de 42 km, onde: (A) n = 1, (B) n = 2 e (C) n = 3. ....	113
<b>Figura 5.39</b> – A primeira camada representa o campo magnético anômalo, as três camadas subsequentes representam a decomposição do CMA com base no <i>matched filter</i> das componentes rasa, intermediária e profunda e as soluções de Euler para os diferentes índices estruturais (n) com janela de 52,5 km, onde: (A) n = 1, (B) n = 2 e (C) n = 3. ....	114
<b>Figura 6.1</b> – Proposta de novos limites dos Domínios tectono-geofísicos para a Bacia dos Parecis. ....	117
<b>Figura 6.2</b> – Domínios tectono-geofísicos (figura 6.1) da Bacia dos Parecis sobre a malha de anomalia Bouguer. ....	117
<b>Figura 6.3</b> – Domínios tectono-geofísicos (figura 6.1) da Bacia dos Parecis sobre campo magnético anômalo reduzido ao polo. ....	118
<b>Figura 6.4</b> – Domínios tectono-geofísicos da Bacia dos Parecis sobre a integração do ISA do CMA reduzido ao polo (30% de transparência) em tons de cinza sobre a malha da anomalia Bouguer em cor. ....	119
<b>Figura 6.5</b> – Lineamentos geofísicos sobre a integração do ISA do CMA reduzido ao polo (30% de transparência) sobre a malha da anomalia Bouguer. ....	120
<b>Figura 6.6</b> – Mapa ternário RGB do CMA reduzido ao polo (DRTP), anomalia Bouguer inversa e modelo digital de terreno (MDT), vermelho, azul e verde, respectivamente. ....	122
<b>Figura 6.7</b> – Limites das províncias do Cráton Amazônico (Santos, 2004) integrados com a derivada vertical magnética em cinza e transparência 50%, lineamentos geofísicos primários (vermelho contínuo), continuação (vermelho tracejado) do lineamento geofísico a oeste marcada pelo contato entre as províncias Sunsás e Rondônia-Juruena. ....	123

<b>Figura 6.8</b> – Soluções de Euler rasas ( $< 6$ km) sobre os domínios geofísicos da Bacia dos Parecis com a localização dos poços na Bacia dos Parecis sobre a composição ISA-BOUGUER com 70% de transparência. ....	125
<b>Figura 6.9</b> – Soluções de Euler intermediárias ( $6 \text{ km} < z < 15 \text{ km}$ ) sobre os domínios geofísicos da Bacia dos Parecis com a localização dos poços na Bacia dos Parecis sobre a composição ISA-BOUGUER com 70% de transparência. ....	125
<b>Figura 6.10</b> – Soluções de Euler profundas ( $z > 15 \text{ km}$ ) sobre os lineamentos primários e secundários da Bacia dos Parecis.....	127
<b>Figura 6.11</b> – Figura comparativa das profundidades máximas obtidas por Braga & Siqueira (1996) em azul escuro e as obtidas através de uma análise das soluções de Euler no presente trabalho em azul claro. ....	130
<b>Figura 6.12</b> – Figura com localização e profundidade dos principais depocentros da Bacia dos Parecis, integrado com os lineamentos geofísicos primários e secundários e os domínios tectono-geofísicos. Os acrônimos P1, P2, P3 P4, P5 e P6 correspondem às regiões e profundidades discutidas no texto. ....	131

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 2.1</b> – Evoluções dos principais modelos de interpretação e subdivisão do cráton Amazônico (Santos, 2004) .....	10
<b>Tabela 4.1</b> - Informações sobre os levantamentos aerogeofísicos. ....	33
<b>Tabela 5.1</b> - Valores da curva de frequência apresentados na figura 5.1 .....	55
<b>Tabela 5.2</b> - Coluna 1 corresponde ao valor do ponto $P_n$ em mGal ( $n = 1, 2, 3$ e $4$ ); Coluna 2 representa o limitante superior do intervalo; Coluna 3 representa, em porcentagem, a amostragem de pontos dentro do intervalo $[-140, P_n]$ mGal. ....	56
<b>Tabela 5.3</b> - Tabela com descrição dos altos gravimétricos da bacia dos Parecis. ....	59
<b>Tabela 5.4</b> - Tabela com descrição dos baixos gravimétricos da Bacia dos Parecis. ....	59
<b>Tabela 5.5</b> - Características do espectro de potência gravimétrico das bandas para cada interface.....	62
<b>Tabela 5.6</b> - Valores da curva de frequência apresentados na figura 5.29.....	88
<b>Tabela 5.7</b> - Coluna 1 corresponde ao valor do ponto $P_n$ em nT ( $n= 1, 2, 3$ e $4$ ); Coluna 2 representa o limitante superior do intervalo; Coluna 3 representa, em porcentagem, a amostragem de pontos dentro do intervalo $[-1032, P_n]$ .....	89
<b>Tabela 5.8</b> - Características do espectro de potencia magnético das bandas para cada interface.....	93

# 1. INTRODUÇÃO

Essa dissertação apresenta resultados da análise do arcabouço estrutural da Bacia dos Parecis. Foram utilizados dados geofísicos e geológicos regionais com o objetivo de ampliar o conhecimento a cerca do arcabouço tectônico estrutural em amplo intervalo de profundidade, abrangendo desde estruturas intrassedimentares e altos estruturais até os grandes domínios crustais. O trabalho é composto por sete capítulos. O capítulo inicial apresenta a divisão da dissertação. Também busca justificar o propósito deste trabalho, motivação para realização do mesmo, localização da área de estudos e os métodos utilizados sobre o conjunto de dados.

O capítulo 2 apresenta uma revisão bibliográfica sobre a geologia regional da bacia, seu histórico de exploração e da evolução de seu conhecimento.

Os capítulos 3 e 4 se estendem em uma compilação acerca da teoria física e geofísica dos métodos utilizados. Estes capítulos abrangem a descrição dos dados e suas características, a caracterização dos parâmetros de cada um dos aerolevantamentos, as técnicas de tratamento e processamento a serem utilizados nos dados.

O capítulo 5 é estruturado em três etapas para cada um dos métodos geofísicos utilizados: análise descritiva, qualitativa e quantitativa. A análise descritiva baseia-se em exame do banco de dados, a qualitativa busca a demarcação de estruturas, domínios e lineamentos magnéticos e gravimétricos. E a quantitativa estima a profundidade média de corpos e camadas com propriedades físicas distintas.

O capítulo 6 busca integrar os dados geofísicos de gravimetria e magnetometria processados e interpretados, separadamente, com o conhecimento geológico, para que assim seja possível validar um modelo

físico-geológico para o os principais domínios e lineamentos tectônico-geofísicos da bacia.

O capítulo 7 apresenta as discussões e conclusões.

As figuras e tabelas são referenciadas no texto de acordo com sua ordem nos respectivos capítulos, isto é, a “figura 3.2” se remete a figura 2 do capítulo 3. As referências bibliográficas encontram-se no capítulo 8.

## **1.1 JUSTIFICATIVA DO TEMA**

A Bacia dos Parecis era pouco conhecida até a década de 70 quando a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) executou projetos de mapeamento geológico sistemático de área que recobria a bacia integralmente. Tais projetos serviram como base para vários estudos apresentados a partir de 1974 (e.g. Padilha *et al*, 1974).

Os resultados dos projetos citados indicam bacia com sedimentação predominantemente continental sem interesse para depósitos de hidrocarbonetos. Entretanto, após a integração de dados obtidos pelo Setor de Bacias Interiores do Departamento de Exploração da Petrobrás em agosto de 1987, a Bacia dos Parecis mostrou pré-requisitos que a tornaram atrativa à pesquisa de petróleo (Siqueira, 1989).

Em função da pré-disposição petrolífera a bacia foi alvo de investimentos da Petrobras até a metade da década de 90 para verificação de sua potencialidade (Siqueira e Teixeira, 1993). Os investimentos resultaram no recobrimento da maior parte da bacia por levantamentos geofísicos terrestres e aerotransportados. A maior parte destes levantamentos foi adquirida pela Petrobras na segunda metade da década de 90. Dados mais recentes foram adquiridos pela CPRM entre os anos de 2006 e 2008.

Segundo Gunn (1997), o desenvolvimento de novas tecnologias na aquisição de dados de geofísica aérea possibilitou maior aproveitamento nos estudos de bacias sedimentares e suas estruturas, revelando a existência de gradientes magnéticos relacionados a estruturas sedimentares e os associando

com anomalias gravimétricas encontradas. Com essa evolução tecnológica houve grande avanço na qualidade das interpretações, uma vez que anteriormente apenas a identificação do embasamento das bacias sedimentares era possível. Estes novos modelos de processamento e interpretação concentram-se em definir atributos geométricos tanto relacionados a profundidades quanto a estruturas de corpos anômalos, não se restringindo apenas a forma e profundidade do embasamento de bacias sedimentares.

## **1.2 OBJETIVOS**

Em função de novos dados geofísicos aéreos e terrestres e da evolução das técnicas de processamento e interpretação de dados, esse estudo se propõe a contribuir para a evolução do conhecimento do arcabouço tectônico-geofísico da Bacia dos Parecis. Os objetivos foram alcançados através do mapeamento, continuação das estruturas em subsuperfície e da estimativa de profundidade dos altos e baixos estruturais através da integração dos métodos potenciais, gerando produtos abaixo listados:

- i) Mapa de domínios e lineamentos magnéticos e gravimétricos;
- ii) Informações sobre a continuação as estruturas magnéticas e gravimétricas em profundidade;
- iii) Identificação de blocos crustais de maior magnetização e densidade, adelgaçamentos crustais e outras descontinuidades sobre a bacia.

Acredita-se que, com esses objetivos concluídos, seja possível auxiliar trabalhos de integração com outros métodos geofísicos e futuros trabalhos de exploração.

## **1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO**

A Bacia dos Parecis se localiza no sudoeste do Cráton Amazônico, a norte da bacia do Paraná e sudoeste da Bacia do Parnaíba. Ocupa a região centro-norte do estado de Mato Grosso e sudeste de Rondônia, alongada na direção EW (1250 km x 400 km) entre as longitudes  $-64^{\circ}$  e  $-62^{\circ}$ , e latitudes  $-16^{\circ}$  e  $-10^{\circ}$  (figura 1.1).

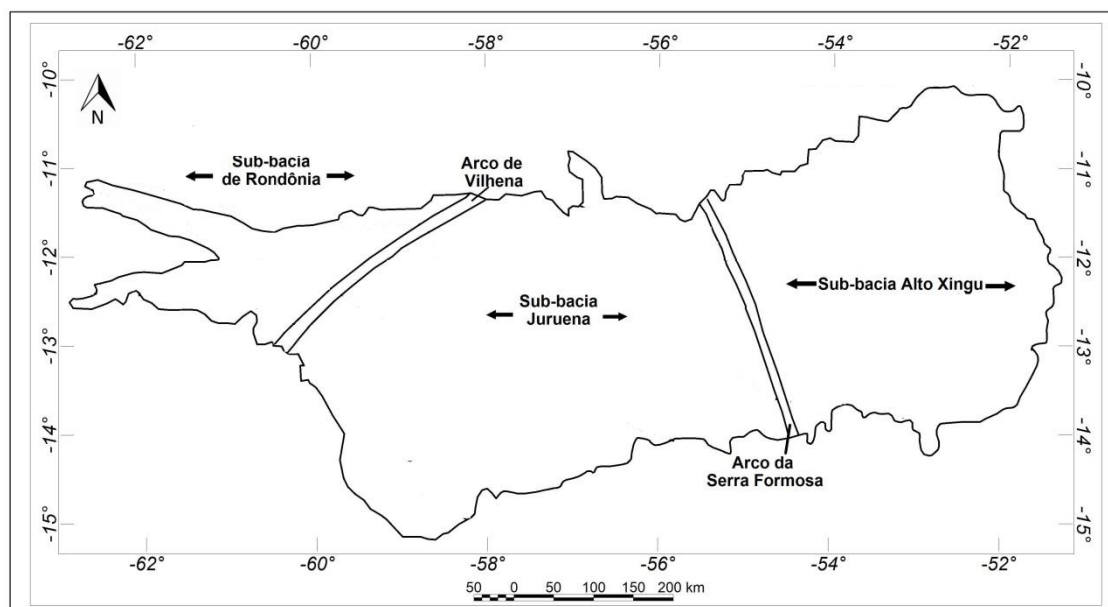


**Figura 1.1** – Mapa de localização da Bacia dos Parecis em contraste com as bacias fanerozóicas do Brasil.

De acordo com Siqueira e Teixeira (1993) a bacia se divide em três domínios tectosedimentares separados pelos altos de Vilhena e da Serra Formosa (figura 1.2). Segundo Siqueira (1989) a porção oeste é a depressão tectônica (sub-bacia Rondônia), a região central é caracterizada por um baixo



gravimétrico (sub-bacia Juruena) e o extremo leste é interior tipo sinéclise (sub-bacia Alto Xingu)



**Figura 1.2** – Arcos de Vilhena e Serra formosa (Bahia *et al.*, 2007) subdividindo a Bacia dos Parecis em três sub-bacias: Rondônia, Juruena e Alto Xingu.

#### 1.4 MÉTODOS E BASE DE DADOS

Os métodos utilizados incluem: i) integração da bibliografia sobre o arcabouço da Bacia dos Parecis, bem como a contextualização de sua evolução tectônica e processos de sedimentação; ii) processamento de dados de gravimetria e magnetometria; iii) integração dos métodos para interpretação; iv) descrição do arcabouço tectônico estrutural da bacia.

Devido à grande extensão da área de estudo, os levantamentos cobrem mais de uma Zona UTM (Zonas 21S e 22S), e o processamento foi realizado usando-se o *datum* WGS 84.

Parte dos dados deste trabalho é produto de aerolevantamentos, que se apresentaram como ferramenta eficiente devido ao desenvolvimento da eletrônica digital no início da década de 70 e a disponibilização de *Global Position Systeming* (GPS) para uso público no final da década 80. Além disso,

os sensores magnéticos e gravimétricos foram otimizados possibilitando aquisições de melhor resolução (Hildenbrand, 2002).

A etapa de processamento e análise dos dados foi realizada com a plataforma *Oasis Montaj* (versão 7), por meio do seguinte procedimento:

- i) Filtro de quarta diferença;
- ii) Geração de malhas regulares com tamanho variável de célula para cada projeto aéreo através do algoritmo *bigrid* (as células variam para cada levantamento, pois o espaçamento de linhas de voo não é constante para os projetos, essas especificações serão mencionadas no capítulo 4); Geração da malha para os dados de gravimetria terrestre através do algoritmo *rangrid*;
- iii) Micronivelamento dos dados aéreos;
- iv) Continuação ascendente para os levantamentos realizados com elevação menor que levantamento realizado com maior elevação (1060 metros); a elevação foi realizada para se homogeneizar a malha resultante da anomalia Bouguer e do campo magnético anômalo, uma vez que há dados com qualidades muito distintas, desde alta resolução com altura de voo próxima de 100 metros;
- v) Junção dos levantamentos magnéticos, junção dos gravimétricos;
- vi) Análise estatística dos dados;
- vii) Aplicação de filtros para realçar características com o intuito de ampliar as formas de interpretação dos dados;
- viii) Delimitação dos domínios e marcação dos lineamentos;
- ix) Deconvolução de Euler;
- x) Integração dos dados.

## 2. GEOLOGIA

Este capítulo tem como objetivo apresentar resumo da geologia da região onde se insere a Bacia dos Parecis, com breve abordagem sobre o Cráton Amazônico e o modelo geológico da bacia adotado neste trabalho.

Em seguida, apresenta o histórico de exploração na Bacia dos Parecis, a aquisição de dados geológicos e geofísicos que fornecerão subsídios a este trabalho na etapa de interpretação dos dados. Finaliza apresentando a compilação dos estudos geológicos sobre a bacia para identificar suas formações e estruturas, seguido de uma nova proposição de Vasconcelos *et al.* (2014) que reclassifica a Bacia dos Parecis como bacia Neoproterózoica.

### 2.1 CRÁTON AMAZÔNICO

Por definição, crátons são partes relativamente estáveis da crosta terrestre. São formados pela consolidação das crostas continentais durante inatividade tectônica. Geralmente são encontrados no interior de placas tectônicas e são caracteristicamente compostos por um embasamento de rochas cristalinas, que provavelmente é coberto por rochas sedimentares mais recentes (Grotzinger & Jordan, 2010).

O Cráton Amazônico, uma das maiores e menos conhecidas áreas pré-cambrianas do mundo, inclui-se entre as principais unidades tectônicas da América do Sul (5.600.000 km<sup>2</sup>), separado da faixa orogênica andina por extensiva cobertura Cenozóica (Llanos colombianos e venezuelanos, Chaco paraguaio-boliviano, etc.), que dificulta o estabelecimento de seu limite ocidental. Sua extensão para oeste, sob a cobertura Cenozóica, é sugerida pela presença de fragmentos Mesoproterozóicos na Cordilheira Oriental, como Garzón e Santa Marta (Kroonenberg, 1982; Priem *et al.*, 1989). No Brasil o Cráton Amazônico, com área aproximada de 4.400.000 km<sup>2</sup>, é limitado a leste

pelo Grupo Baixo Araguaia, a sul e sudeste pelos grupos Alto Paraguai, Cuiabá e Corumbá e por rochas geradas durante o Ciclo Orogênico Brasileiro (900–540 Ma, Pimentel & Fuck, 1992). É em relação às rochas geradas durante esse ciclo orogênico que o conceito de cráton é aplicado, representando a área estabilizada em tempos pré-brasileiros (cerca de 1000 Ma). O cráton é coberto por bacias Fanerozóicas a leste (Parnaíba), sul (Xingu e Alto Tapajós), sudoeste (Parecis), oeste (Solimões), norte (Tacutu) e centro (Amazonas). O Cráton Amazônico foi definido por Almeida (1978), seguindo a caracterização de escudo (Barbosa & Andrade Ramos, 1959) e plataforma (Ferreira, 1969; Suszczinski, 1970; Amaral, 1974), aperfeiçoado por Amaral (1984) com base na compartimentação definida por Almeida *et al.* (1977).

Dois modelos antagônicos tratam o Cráton Amazônico com base na concepção de províncias tectônicas ou geocronológicas:

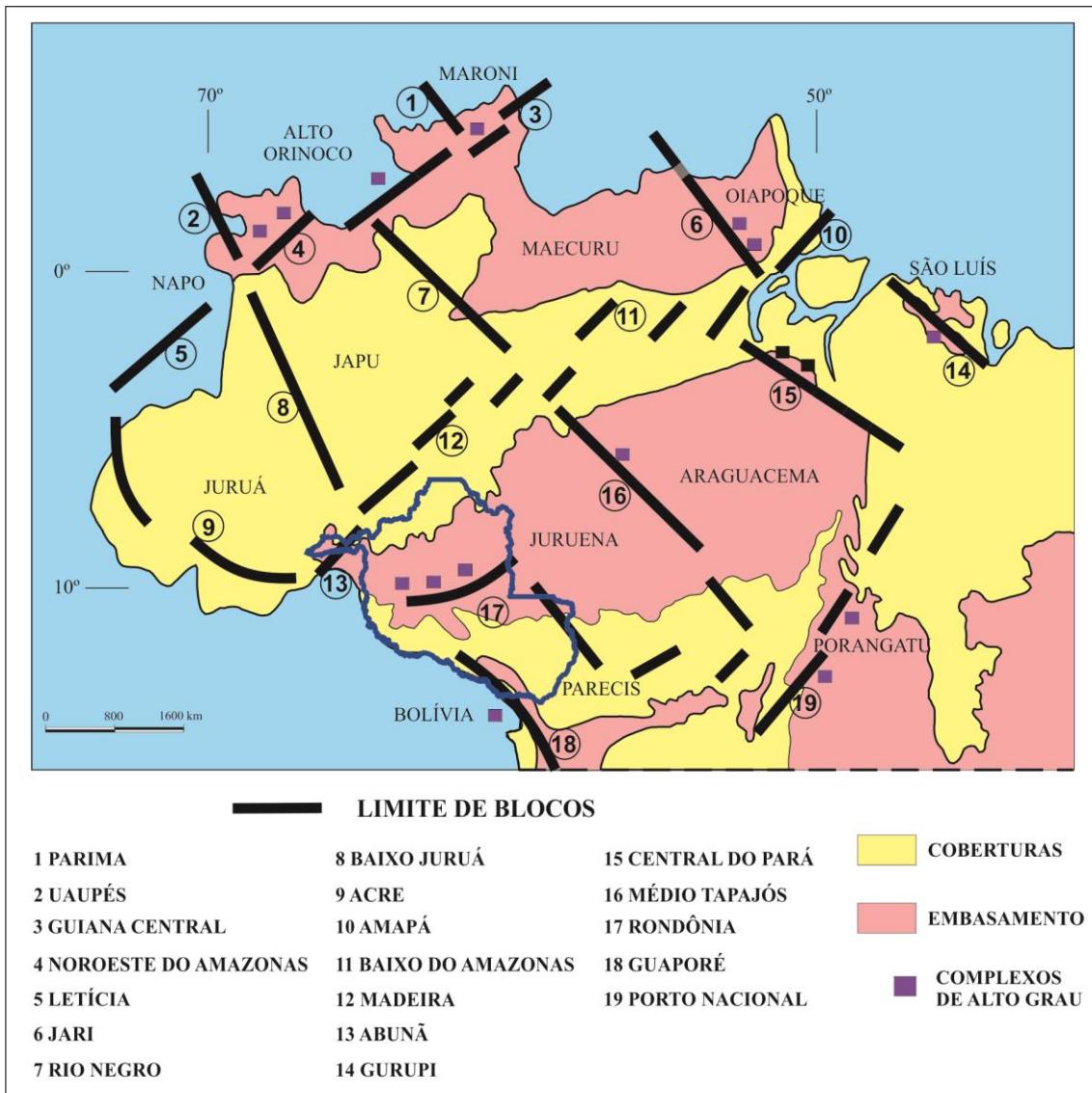
- i) O geofísico-estrutural considera o cráton como mosaico de doze blocos ou paleoplacas com idades Arqueanas (ou Paleoproterozóicas), com características de terreno granito-greenstone (Hasui *et al.*, 1984). As margens dos blocos são marcadas por dezenove faixas colisionais ou de cisalhamento igualmente de idades Arqueanas a Paleoproterozóicas, reativadas muitas vezes no Mesoproterozóico (Figura 2.1). O modelo baseia-se em dados geofísicos, mapa gravimétrico da América do Sul (Hasui *et al.*, 1984) e mapa magnético do Brasil, e em interpretações estruturais (localização de possíveis zonas de cisalhamento regionais). Não emprega dados geocronológicos e considera apenas o processo colisional tipo himalaiano (crosta continental x crosta continental) na evolução do cráton;
- ii) O modelo de Amaral (1974) (Figura 2.2a), ou modelo geocronológico, foi adaptado e aperfeiçoado ao longo do tempo (Tabela 2.1), principalmente devido à disponibilização de novos dados pelo método Rb-Sr nas décadas de 1970 e 1980 e U-Pb e Sm-Nd na década de 1990. Com base em centenas de novos dados Rb-Sr, produzidos principalmente durante o Projeto Radar na Amazônia, Cordani *et al.* (1979, Figura 2.2b)

desenvolveram a proposta de Amaral (1974), com algumas alterações nos nomes das províncias e introdução da Província Rondoniana. Nesse modelo geocronológico, mais mobilístico, o cráton é entendido como originado a partir de núcleo antigo, Amazônia Central (Arqueano ou Paleoproterozóico), em torno do qual faixas móveis foram acrescentadas durante o Proterozóico. À vista da baixa confiabilidade das idades Rb-Sr, muitas vezes com valores em desacordo com o empilhamento estratigráfico regional e com limites geológicos imprecisos, o modelo recebeu algumas alterações nos anos seguintes.

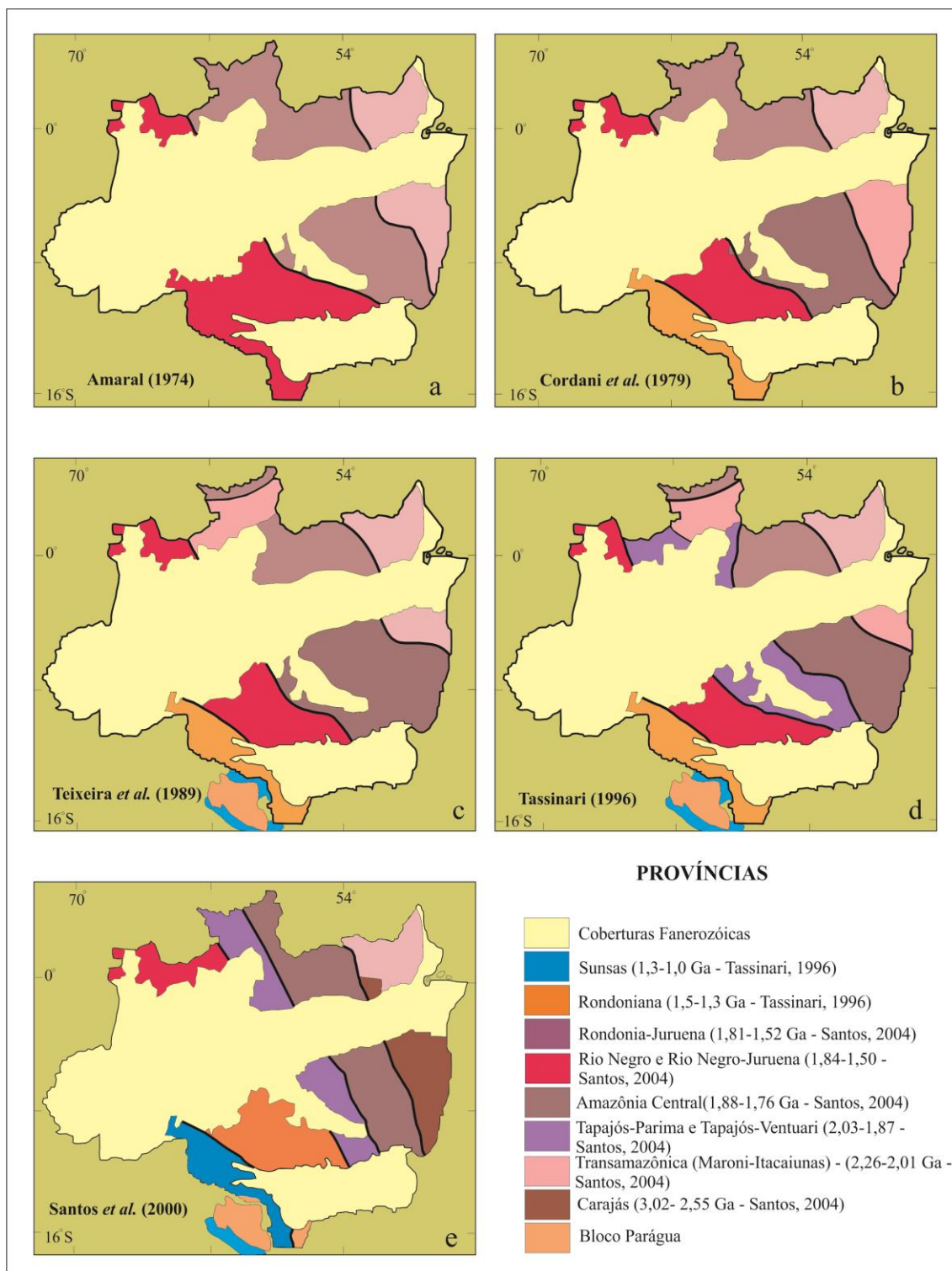
Contando com grande acervo de dados Rb-Sr e K-Ar, Teixeira *et al.* (1989) introduziram alterações no modelo anterior, caracterizando apenas a Amazônia Central como província e interpretando as demais como faixas móveis. Datações U-Pb em zircão demonstraram a idade arqueana de Carajás (Gibbs *et al.*, 1986), o que levou ao seu desmembramento da Província Maroni-Itacaiúnas e agregação à Província Amazônia Central (Teixeira *et al.*, 1989). Os últimos autores introduziram faixa móvel mais jovem no extremo sudoeste do cráton, retirada da Faixa Móvel Rondoniana, chamada de Faixa Móvel Sunsas (1200–900 Ma), localizada na Bolívia e modificaram configuração da Faixa Móvel Maroni-Itacaiúnas, introduzindo uma bifurcação que a conecta perpendicularmente com a região do Rio Negro, no Amazonas (Tabela 2.1, Figura 2c). Utilizando dados Sm-Nd, Tassinari *et al.* (1996) voltam a adotar a nomenclatura de províncias, modificando ligeiramente seus limites e intervalos de idades em relação ao modelo de Teixeira *et al.* (1989). Tassinari (1996) propõe nova província, Ventuari-Tapajós, com idade entre 1900–1800 Ma e interpretada como um arco magmático, situada entre as províncias Rio Negro-Juruena e Amazônia Central (Figura 2.2d). Tassinari & Macambira (1999) mantem a proposta de Tassinari (1996), apenas considerando as províncias Ventuari-Tapajós, Rondoniana-San Ignácio e Sunsas, 50 milhões de anos mais antigas (Tabela 2.1). Santos *et al.* (2000) e Santos (2004) reinterpretaram as províncias do Cráton Amazônico (Figura 2.2e) com base em dados U-Pb e Sm-Nd (Tabela 2.1).

Tabela 2.1- Evolução dos principais modelos de interpretação e subdivisão do cráton Amazônico (Santos, 2004).

<b>Amaral (1974)</b>	<b>Cordani et al. (1979)</b>	<b>Teixeira et al. (1989)</b>	<b>Tassinari et al. (1996)</b>	<b>Tassinari (1996)</b>	<b>Tassinari e Macambira(1999)</b>	<b>Santos et al. (2000)</b>	<b>Santos (2004)</b>
Amazônia Oriental	Maroni-Itacaiunas 2100-1800 Ma (com Carajás)	Faixa Móvel Maroni-Itacaiunas 2250-1900Ma	Maroni- Itacaiunas 2200-1900Ma	Maroni- Itacaiunas 2200-1900Ma	Maroni- Itacaiunas (incluindo parte da faixa K'Mudku) 2200-1950Ma	Transamazonas (excluindo a faixa K'Mudku) 2250-2000Ma	Transamazonas (excluindo a faixa K'Mudku) 2250-2000Ma
		Provincia Amazônia Central >2500Ma	Amazônia Central > 2200Ma	Amazônia Central > 2300Ma	Amazônia Central (incluindo Carajás) 2300Ma	Carajás 3100-2530Ma	Carajás 3100-2530Ma
Amazônia Central	Amazônia Central 2100Ma	Faixa Móvel Rio Negro-Juruena 1750-1500 Ma	Rio Negro-Juruena 1800-1550 Ma	Tapajós-Ventuari 1900-1800Ma	Tapajós-Ventuari 1950-1850Ma	Tapajós-Parima 2100-1870Ma	Tapajós-Parima 2100-1870Ma
			Rio Negro-Juruena 1700-1450 Ma	Rio Negro-Juruena 1800-1550Ma	Rio Negro-Juruena 1800-1550Ma	Rio Negro-Juruena 1800-1550Ma	Rio Negro 1860-1520Ma
Amazônia Ocidental	Rondoniana 1400-1100 Ma	Faixa Móvel Rondoniana 1450-1250 Ma	Rondoniana-San Ignácio 1450-1300 Ma	Rondoniana-San Ignácio 1500-1300 Ma	Rondoniana-San Ignácio 1500-1300 Ma	Rondonia-Juruena 1760-1470Ma	Rondonia-Juruena 1810-1520Ma
		Faixa Móvel Sunsas 1100-900 Ma	Sunsas 1250-1000 Ma	Sunsas 1250-1100 Ma	Sunsas 1300-1000 Ma	Sunsas 1300-1000 Ma	Sunsas 1330-900 Ma



**Figura 2.1** – Modelo de blocos crustais arqueanos com características de terrenos granito greenstone articulados por estruturas extensionais mesoproterozóicas (Hasui *et al.*, 1994).



**Figura 2.2** – Evolução dos modelos geocronológicos aplicados ao Crátom Amazônico (adaptada de Santos, 2004).



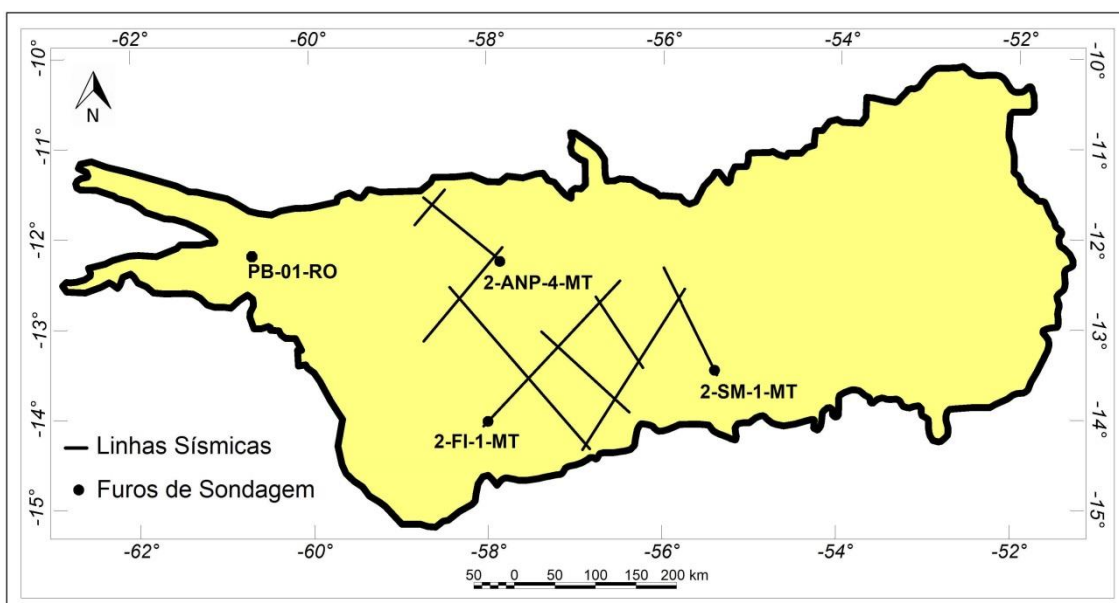
## 2.2 BACIA DOS PARECIS

### 2.2.1 - Histórico de Exploração e Estudos

Até o início de 1970, a geologia da bacia era pouco conhecida, referida apenas em trabalhos de reconhecimento. Em 1974 o Departamento Nacional da Produção Mineral –DNPM iniciou programa de mapeamentos geológicos recobrendo integralmente a Bacia dos Parecis nas escalas de 1:250.000 e 1:500.000, conduzidos pela Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais – CPRM (Siqueira *et al.*, 1989).

A porção oeste da bacia é recoberta pelo Projeto Sudeste de Rondônia (Pinto Filho *et al.*, 1977), a central e a nordeste pelo Projeto Centro-Oeste do Mato Grosso (Padilha *et al.*, 1974), a Sudoeste pelo Projeto Serra do Roncador (Costa *et al.*, 1975) e a porção sudeste da bacia pelos projetos Alto Guaporé e Serra Azul (Barros & Pastore Jr., 1974; Ribeiro Filho *et al.*, 1975, respectivamente).

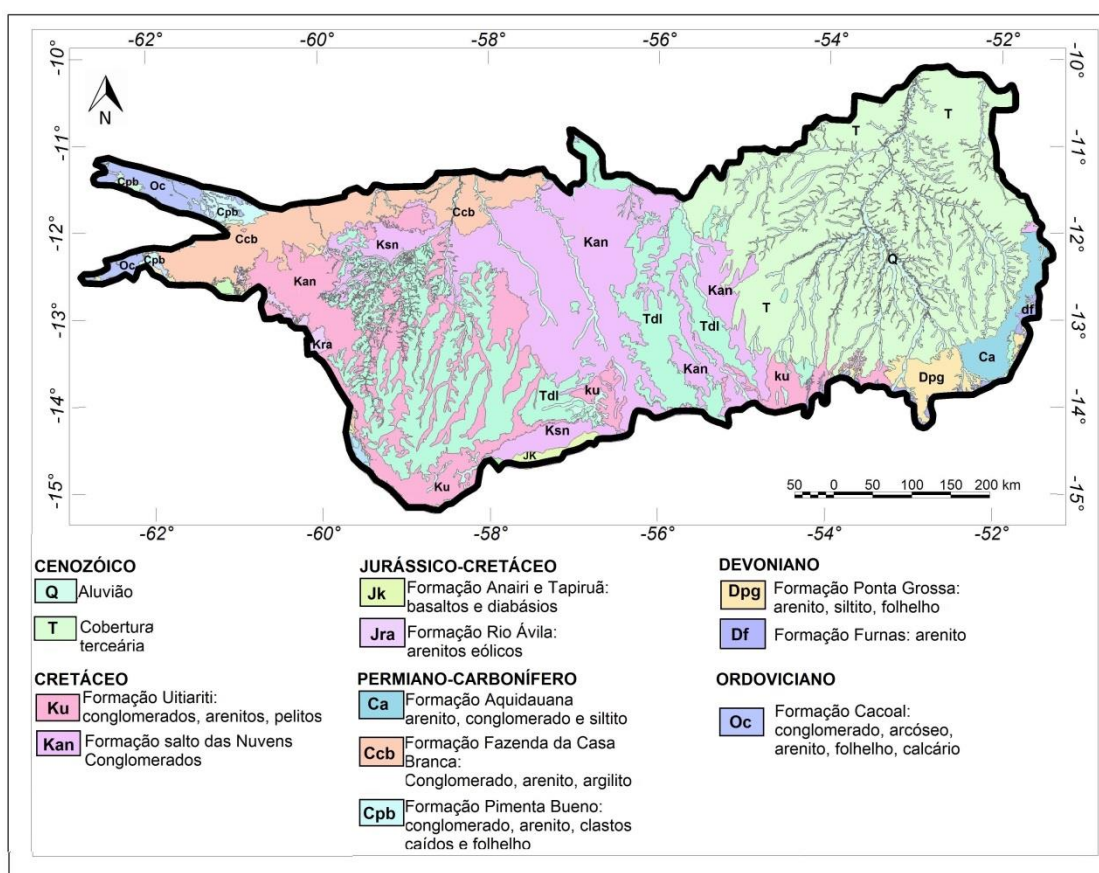
Em 1981 a CPRM realizou um furo de sondagem na porção leste da sub-bacia de Rondônia (PB-01-RO) atingindo a profundidade de 950 metros (figura 2.3).



**Figura 2.3** - Localização das linhas sísmicas realizadas pela ANP em 2011 e poços na Bacia dos Parecis.

Em 1988 a Petrobras iniciou a aquisição de dados aeromagnéticos após a descoberta da exsudação de gás do Rio Teles Pires na porção SE da sub-bacia Juruena (Siqueira, 1989).

Siqueira (1989) sintetizou as informações dos mapeamentos geológicos e da integração com dados geofísicos que recobriram a Bacia dos Parecis. A figura 2.4 apresenta o mapa geológico da bacia com base nos dados de SIG do Mato Grosso e Rondônia disponíveis no GEOBANK/CPRM (Lacerda Filho *et al.*, 2004), e Quadros & Rizzoto (2007), respectivamente.



**Figura 2.4** – Mapa geológico da Bacia dos Parecis. Fonte: SIG Mato Grosso (Lacerda Filho *et al.*, 2004) e SIG Rondônia (Quadros & Rizzoto, 2007).

Em 1992 a Petrobras adquiriu as primeiras linhas de reflexão sísmicas 2D, um total de 490 km lineares, sugerindo espessuras sedimentares superiores a 5 km. Em 1993 iniciou-se a aquisição de dados gravimétricos terrestres pela

Petrobras e pelo IBGE. Ao todo estes dados somam 19.328 pontos que recobrem a porção central da bacia, conforme será detalhado no capítulo 04.

Siqueira & Teixeira (1993) apresentam a bacia como uma nova fronteira exploratória da PETROBRAS, com base em estudos dos novos dados adquiridos em levantamentos gravimétricos, aeromagnéticos e sísmicos, que levaram ao planejamento de duas perfurações estratigráficas. Estas perfurações estratigráficas executadas pela Petrobras foram realizadas na sub-bacia Juruena e ambas confirmam a existência de expressivo pacote sedimentar horizontal na porção mediana da bacia. O primeiro poço foi realizado em 1993 (2-FI-1-MT), alcançando 2386 metros, com objetivo de pesquisa de carvão energético. O segundo poço foi realizado em 1995 (2-SM-1-MT) localizado relativamente próximo às exsudações de gás de Salto Magessi, na extensão oriental do gráben do Colorado. Neste poço foram detectados três níveis de arenito gaseífero, em profundidades entre 2800 e 5000 metros. A perfuração atingiu a profundidade de 5779 metros, o que segundo diversos autores, não atingiu o embasamento cristalino da bacia (figura 2.3).

Em 1995 a campanha de aerolevantamentos para recobrir a bacia foi retomada, conforme será detalhado no capítulo 04. A partir destes dados foram delineadas grandes feições na bacia tais como grábens Paleozóicos e Proteozóicos (Braga & Siqueira, 1996).

Braga & Siqueira (1996) apresentaram, pela primeira vez, um modelo para o embasamento da bacia, através da inversão de dados gravimétricos restringidos por estimativas do espectro de fontes magnéticas.

Bahia *et al.* (2006) apresentaram trabalho de revisão e integração tectonossedimentar da bacia, seguindo a nomenclatura apresentada por Siqueira (1989).

Bahia *et al.* (2007) propuseram a análise da evolução tectonossedimentar da bacia através da integração de dados de métodos potenciais.

Em 2008 a ANP realizou um levantamento geoquímico com 2400 pontos de amostragem, constatando concentração anômala de hidrocarbonetos leves, indicando origem termogênica dos mesmos; Em 2008 houve a 10ª rodada de licitações, com seis blocos arrematados e a finalização da aquisição dos últimos dados aeromagnéticos utilizados neste trabalho.

Em 2011 a ANP realizou levantamento de 1.500 km de sísmica de reflexão localizados na porção central da bacia (figura 2.3). Estes dados demonstram intensa estruturação da bacia com grábens Proterozóicos de grande profundidade.

Em 2014 a ANP concedeu autorização prévia à Petrobras para utilização de recursos na perfuração do poço 2-ANP-4-MT (figura 2.3), localizado na sub-bacia Juruena, que tem profundidade estimada de 5.160 metros.

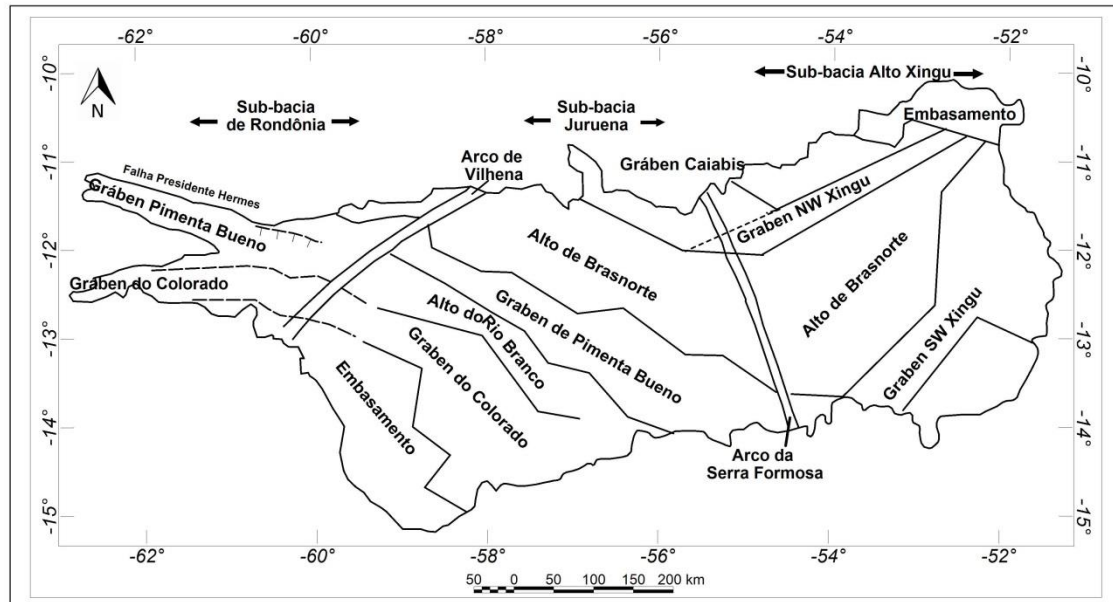
### **2.2.2 - Geologia Regional**

A Bacia dos Parecis (Siqueira, 1989), anteriormente designada como Parecis/Alto Xingu (Schobbenhaus Filho & Campos, 1984) localiza-se no setor sudoeste do Cráton Amazônico, possui forma alongada na direção leste-oeste, com dimensões aproximadas de 1250 (E-W) por 400 km (N-S). Geograficamente situa-se no centro-oeste brasileiro, mais precisamente na região centro-norte do estado de Mato Grosso e sudeste de Rondônia. Silva *et al.* (2003) classificam a bacia como tipo fratura interior (IF), produzida por esforços distensivos, que migra para o tipo depressão interior (IS), causada por movimentos verticais. Ainda segundo os mesmos autores, sua evolução foi bastante influenciada pelo desenvolvimento polifásico da região Andina.

O embasamento da bacia inclui rochas metamórficas de médio e alto grau bem como rochas ultrabásicas intrusivas e rochas metavulcano-sedimentares (Siqueira, 1989).

A Bacia está compartimentada, do oeste para leste, em três domínios tectonossedimentares separados pelos altos de Vilhena e de Serra Formosa,

(Siqueira & Teixeira, 1993). Segundo Siqueira (1989) a porção extremo oeste é a depressão tectônica (Sub-bacia Rondônia), a região central é caracterizada por um baixo gravimétrico (Sub-bacia Juruena) e o extremo leste é interior tipo sinéclise (Sub-bacia Alto Xingu) (Figura 2.5).



**Figura 2.5** – Domínios tectonosedimentares da Bacia dos Parecis propostos por Siqueira (1989) e modificados por Bahia *et al.* (2007).

A Sub-bacia de Rondônia exibe dois grábens de direção geral E-W, que afloram por cerca de 220 km, Pimenta Bueno e Colorado, separados entre si pelo Alto Estrutural do Rio Branco (Siqueira, 1989). A estrutura profunda da bacia evidencia a extensão dos grábens Pimenta Bueno e Colorado por baixo da mesma em direção a sudeste, alcançando o estado de Mato Grosso. Esses dois grábens se prolongam em sub-superfície para sudeste de forma aproximadamente paralela, sempre separados pelo Alto Estrutural do Rio Branco. As principais deformações de média escala predominam nas zonas de falha, limites dos grábens Pimenta Bueno e Colorado, com brechas e silicificação (Braga & Siqueira, 1996).

Durante evento extensional no Paleozóico a região Amazônica foi afetada e se implantou um sistema de riftes intracontinentais aproveitando as zonas de fraquezas, que foram preenchidos, em parte, pela Formação Cacoal (Bahia & Pedreira, 2001; Siqueira, 1989).

Em sinéclise desenvolvida sobre esse sistema de riftes depositaram-se as formações Furnas, Ponta Grossa, Pimenta Bueno, Fazenda Casa Branca, Rio Ávila e Parecis. Essas unidades litoestratigráficas geraram sequências deposicionais separadas por discordâncias de nível regional. Indicam a atuação de eventos tectônicos responsáveis por variações de suas fácies e espessuras no interior da bacia (Siqueira e Teixeira, 1993). Teixeira *et al.*, (2001) agrupou essas formações em 5 superssequências: Siluro-Devoniana, Devoniana, Carbonífero-Permiana-Triássica, Juro-Cretácea e Cretácea, que segundo Braga & Siqueira (1996) possuem espessura total de aproximadamente 5800 metros.

A região amazônica também foi afetada por outro evento extensional relacionado à separação entre a América do Sul e a África durante o Mesozóico. Neste evento rochas sedimentares e vulcânicas preencheram as depressões. Na Bacia dos Parecis, este evento se relaciona aos derrames basálticos das formações Anari e Tapirapuã (Marzoli *et al.*, 1999).

A Bacia dos Parecis está coberta de maneira discordante por depósitos Cenozóicos, sobre crosta laterítica desmantelada. Corpos kimberlíticos e rochas afins, datados entre o Jurássico Inferior e o Cretáceo Superior, ocorrem nas regiões noroeste e a sudoeste da bacia. Os dados geológicos apontam estruturação profunda de subsidência prolongada, marcante influência no Paleozóico e prospectividade para hidrocarbonetos, realçada por indícios de gás detectados em superfície (Silva *et al.*, 2003).

Durante o desenvolvimento deste trabalho atividades mais recentes da Petrobras na Bacia dos Parecis, como revisão dos dados do poço 2-SM-1-MT e novas linhas sísmicas 2D, levaram Vasconcelos *et al.* (2014) a propor nova carta estratigráfica; onde os autores propõem que a Bacia dos Parecis tem sua história evolutiva ligada à interface Neoproterozóico-Fanerozóico. Estes autores enfatizam, porém, a grande incerteza na organização estratigráfica da Bacia dos Parecis, produto da compilação dos resultados dos poços exploratórios e da dificuldade de integrá-los com dados sísmicos magnéticos e gravimétricos presentes na região.

### 3. INTRODUÇÃO AOS MÉTODOS POTENCIAIS

A *geofísica da Terra sólida* utiliza a física para estudar o interior da Terra, desde a crosta até seu núcleo interno. Essa área pode ser subdividida em *geofísica global* (ou *geofísica pura*), cujo foco é o estudo de partes inteiras ou substanciais do planeta, e em *geofísica aplicada*, cuja busca é a investigação da crosta da terra próxima à superfície aliado a um objetivo econômico (Reynolds, 1997).

Os métodos geofísicos podem ser diferenciados em métodos ativos e passivos. Os métodos passivos se fundamentam nos campos naturais da terra. Este estudo utilizará dois métodos geofísicos passivos: gravimetria e magnetometria. Estes métodos são embasados na teoria do potencial (Blakely, 1995) e identificam contrastes laterais de densidade e magnetização.

A representação das anomalias nos métodos passivos é distinta: a gravimetria apresenta um contraste monopolar, ou seja, uma anomalia apresentada na gravimetria está relacionada apenas a uma variação (positiva ou negativa) do campo gravitacional; a resposta identificada na magnetometria, fora dos polos e equador magnéticos, é dipolar. Essa característica de apresentação do campo magnético dificulta sua interpretação, tornando-a mais complexa.

#### 3.1 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Os campos gravitacional e magnético são campos potenciais conservativos, ou seja, se comportam de forma fisicamente já conhecida e sua característica fundamental é que o trabalho realizado para mover uma partícula de massa “m” através destes campos independe do trajeto. A energia é constante dentro de um sistema fechado em um campo potencial conservativo e, ainda, vale a equação de Laplace (derivada do potencial Newtoniano) (Telford *et al.*, 1990).

Como ambos são campos potenciais, uma vez entendido o comportamento e as características do campo potencial gravitacional valem as mesmas características para o campo magnético.

### 3.1.1 Teoria do Potencial

Uma das propriedades de um campo conservativo,  $g$ , é que a força que o origina é derivada de uma função potencial escalar  $U(x, y, z)$ , conhecida como Newtoniana, pelo cálculo do gradiente:

$$\nabla U(x, y, z) = -\frac{F(x, y, z)}{m} \quad (3.1)$$

$$\nabla U(x, y, z) = -g(x, y, z) \quad (3.2)$$

O Teorema de Gauss (eq 3.3) diz que a integral do divergente de um campo vetorial  $g$  sobre uma região do espaço  $V$  é equivalente à integral da componente normal do campo  $g$  através da região de superfície fechada  $S$  que envolve  $V$  ( $S = \partial V$ ).

$$\int_V \nabla \cdot g \, dv = \int_S g_n \, ds \quad (3.3)$$

Caso não haja atração dentro do volume, ou seja, se não houver massa no interior da superfície, as integrais são zero e  $\nabla \cdot g = 0$ .

Todavia, como a força gravitacional é dada pelo gradiente do potencial escalar  $U$ :

$$-\nabla \cdot g = \nabla \cdot \nabla U \Rightarrow \nabla^2 U = 0 \quad (3.5)$$

Ou seja, o potencial no espaço satisfaz a equação de Laplace (eq 3.6), que em coordenadas cartesianas é dada por:

$$\nabla^2 U(x, y, z) = \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = 0 \quad (3.6)$$



Uma vez que se assume que os campos são verticais e devido à  $g = -\frac{\partial U}{\partial z}$ , qualquer derivada da solução equação diferencial também é uma solução, desta forma:

$$\nabla^2 g = 0 \quad (3.7)$$

Para campos cujo interior possui massas atrativas, o potencial gravitacional satisfaz a equação de Poisson (eq 3.8):

$$\nabla^2 g = -4\pi G\rho \quad (3.8)$$

Onde  $\rho$  é a densidade aparente.

Essas equações implicam que várias distribuições distintas de massa podem produzir o mesmo campo potencial sobre uma superfície, isso é conhecido como ambigüidade intrínseca da interpretação dos métodos potenciais. Em alguns casos é conveniente substituir distribuições de massa sobre um volume  $V$  por superfície uma superfície fechada  $S$ , de densidade fictícia, tal que o campo exterior a  $S$  é o mesmo.

De acordo com a equivalência entre a massa inercial e a massa gravitacional e a Segunda Lei de Newton, vemos que o campo gravitacional em um ponto, cuja unidade de medida é dada em  $m/s^2$ , corresponde à aceleração sofrida por um corpo massivo devido à presença da massa  $M$  e, portanto, não depende do corpo que sofre a ação do campo.

### 3.1.2 Gravimetria

A gravimetria tem suas raízes na descoberta da força da gravidade por Galileu Galilei, em 1590, e sua quantificação por Isaac Newton, em 1687, através de duas de suas principais leis. Em homenagem a Galileu, a unidade de aceleração de gravidade  $1 \text{ cm/s}^2$  é chamada Galileu ou Gal (Reynolds, 1997).

Tal método mede variações no campo gravitacional da Terra. Mesmo que pequenas em magnitude, tais variações permitem deduções sobre a densidade e a forma de corpos em sub-superfície. Essas variações se dão devido à heterogeneidade das rochas de formações adjacentes. No entanto, assim como na magnetometria, o método sofre com o problema da ambigüidade de soluções geológicas (Telford *et al.*, 1990; Blakely, 1995).

A prospecção gravimétrica possui uma ampla gama de aplicações, incluindo desde mapeamento de corpos que se encontram em superfície até a determinação da espessura crustal. Para uma visão econômica, auxilia na identificação e avaliação do potencial de jazidas diversas como: carvão, petróleo, sal, bem como matéria prima para a indústria de cerâmica e construção (Telford *et al.*, 1990).

As leis que regem a gravimetria são: i) Lei da Gravitação Universal de Newton e ii) Segunda lei da mecânica de Newton.

A Lei da Gravitação Universal de Newton (eq 3.9) diz que: A força entre dois corpos de massa  $M$  e  $m_1$  cujos centros de massa estão nas coordenadas  $(x_M, y_M, z_M)$  e  $(x_1, y_1, z_1)$ , respectivamente, é diretamente proporcional ao produto das massas e inversamente proporcional ao quadrado da distância entre os centros de massa, isto é:

$$\vec{F}(x, y, z) = \frac{GMm_1}{r^2} \vec{r}_1 \quad (3.9)$$

Onde  $F$  é a intensidade da força em  $m_1$ ;

$M$  é a massa da Terra;

$\vec{r}_1$  é um vetor unitário direcionado de  $m_1$  a  $M$ ;

$r$  é a distancia entre os centros de massa de  $m_1$  e  $M$  definido como:

$$r = \sqrt{(x_1 - x_M)^2 + (y_1 - y_M)^2 + (z_1 - z_M)^2}$$

A Segunda Lei da Mecânica de Newton (eq 3.10) enuncia que a força resultante  $\vec{F}$  sobre um corpo de massa  $m$  gera uma aceleração  $a$ . Para a gravimetria, considera-se a aceleração perpendicular a superfície da Terra. Assim, tem -se:

$$\vec{F} = m\vec{g} \quad (3.10)$$

Combinando as equações 3.9 e 3.10 para obtenção de outra relação:

$$\vec{g} = \frac{GM}{R^2} \cdot \vec{r}_1 \quad (3.11)$$

Onde  $\vec{r}_1$  é o vetor unitário que se estende ao centro da Terra

Isso mostra que a magnitude da aceleração devido à gravidade da Terra é diretamente proporcional a massa da Terra e inversamente proporcional ao quadrado do raio da Terra.

Teoricamente, idealizando a Terra como uma esfera, a aceleração devido à gravidade deveria ser constante sobre toda Terra. Porém, devido a sua forma achatada, rotações, topografia irregular e distribuição de massa variável isso não é verdade (Reynolds, 1997).

### 3.1.3 Densidade das Rochas

A magnitude do campo gravitacional em um ponto depende de cinco fatores: maré terrestre, latitude, elevação, topografia do terreno ao redor e variações de densidade das rochas de sub-superfície. O método está interessado em determinar a variação lateral de densidade sem a intervenção de outros fatores. Felizmente é possível remover a maioria dos efeitos que não estão relacionados à variação de densidade com alta precisão através de correções (Telford *et al.*, 1990).

De maneira geral, as rochas sedimentares possuem densidade menor que as rochas ígneas e as metamórficas. O intervalo de densidade das rochas sedimentares é devido, principalmente, a variação em sua porosidade. Outros fatores que afetam a densidade das rochas são: composição, idade, história,

profundidade em que se encontram. Em geral, a densidade aumenta em conjunto com a profundidade e o tempo. O contraste de densidade entre formações sedimentares no campo é raramente maior que  $0,25 \text{ g/cm}^3$  (Telford *et al.*, 1990).

Mesmo que em geral rochas ígneas sejam mais densas que rochas sedimentares, há consideráveis exceções. Rochas vulcânicas extrusivas, particularmente lavas, geralmente têm alta porosidade e, conseqüentemente, baixa densidade. Geralmente, rochas ígneas básicas são mais pesadas que as ácidas. Porosidade, que afeta a densidade dos sedimentos de forma tão direta é de significância minoritária para a maioria das rochas ígneas e metamórficas a não ser que elas estejam fraturadas (Telford *et al.*, 1990).

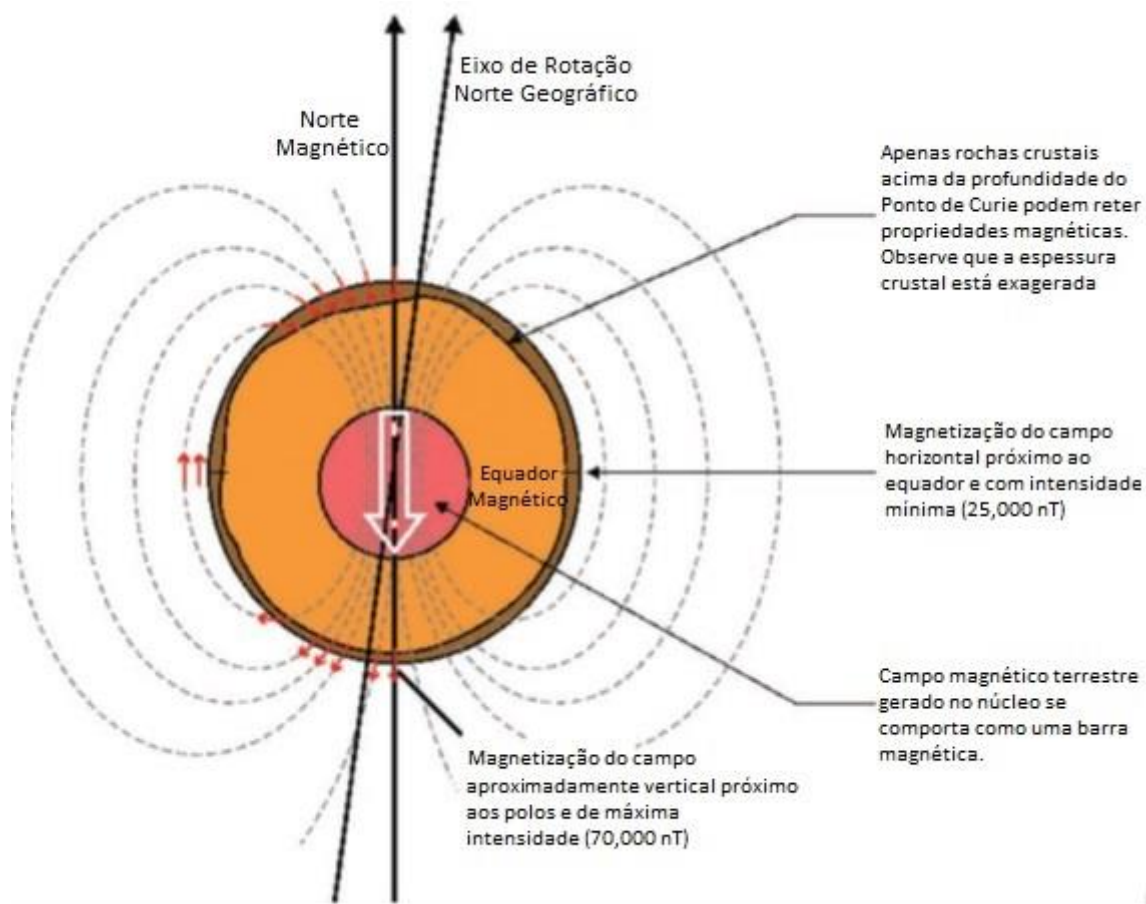
A densidade costuma aumentar com o grau de metamorfismo, uma vez que esse processo tende a preencher os espaços porosos e recristalizar a rocha em uma forma mais densa.

Com raras exceções, minerais não metálicos tem densidade menor que a média das rochas da crosta superior ( $2,67 \text{ g/cm}^3$ ), de maneira geral são bem mais densos que essa média. Entretanto, como raramente ocorrem em grandes volumes, seu efeito normalmente não é vasto.

#### **3.1.4 Magnetometria**

O campo magnético da terra teve sua primeira investigação científica realizada por Gilbert. Esse estudo mostrou, a grosso modo, que seu comportamento equivale ao de um ímã de barra com direção aproximada ao eixo de rotação da Terra (Telford *et al.*, 1990).

A força e orientação do campo variam de forma relativamente suave através do globo, obtendo menor força e tendo orientação horizontal nas regiões equatoriais (figura 3.1; Isles & Rankin 2013).



**Figura 3.1** – Seção esquemática através da Terra mostrando as principais características de seu campo magnético (Adaptada de Isles & Rankin, 2013).

A magnetometria é, possivelmente, o método geofísico com estudos mais antigos (Telford *et al.*, 1990). Este método mede a intensidade do campo magnético total da Terra, essa medição é uma combinação do campo gerado no núcleo da Terra e o campo induzido pelas rochas crustais. O parâmetro fundamental para a geração do campo induzido pelas rochas crustais é a susceptibilidade magnética ( $k$ ) das rochas. Essa propriedade permite às rochas se magnetizarem, esse processo é chamado de indução magnética. O Campo magnético induzido nas rochas é paralelo ao campo magnético da terra e sua força é proporcional à força do campo terrestre (Isles & Rankin, 2013; Telford *et al.*, 1990).

Os polos magnéticos são caracterizados pelo excesso de carga magnética desenvolvida em suas extremidades. Analogamente às cargas elétricas que se

acumulam na extremidade do material eletricamente polarizado e geram o campo elétrico externo ao material, os polos são encarados como fonte do campo magnético externo ao ímã (Reynolds, 1997).

A Força “F” natural do magnetismo entre dois polos  $P_1$  e  $P_2$ , separados por uma distância  $r$  é expressa na equação 3.12, segundo a lei de Coulomb:

$$\vec{F}(x, y, z) = \frac{1}{\mu} \cdot \frac{P_1 P_2}{r^2} \cdot \vec{r}_1 \quad (3.12)$$

Onde:

$\mu$  é a permeabilidade magnética do meio;

$\vec{r}_1$  é o vetor unitário direcional que vai de  $P_2$  a  $P_1$ .

Seu campo magnético ( $\vec{H}$ ) é definido como a força que experimenta um polo magnético ( $P_1$ ) devido à presença no espaço de outro polo magnético considerado, ou seja:

$$\vec{H}(x, y, z) = \frac{\vec{F}}{P_1} = \frac{1}{\mu} \cdot \frac{P_2}{r^2} \cdot \vec{r}_1 \quad (3.13)$$

Onde  $P_1$  é um polo magnético de teste no espaço onde o sensor está localizado.

Um corpo magnético colocado sobre a ação de um campo magnético externo se torna magnetizado por indução. Essa magnetização é a reorientação dos átomos e moléculas para que seus spins se alinhem. A magnetização é medida pela intensidade de magnetização  $\vec{M}$  (também conhecida como polarização magnética ou momento do dipolo por unidade de volume). O alinhamento dos dipolos internos produz um campo  $\vec{M}$ , que, dentro do corpo, é adicionado ao campo  $\vec{H}$  formando o campo total  $\vec{B}$ . Se  $\vec{M}$  é constante e tem a mesma direção, o corpo é dito uniformemente magnetizado (Telford *et al.*, 1990).

Outra relação fundamental no método magnético é que a razão da densidade de fluxo  $\vec{B}$  pela força de campo  $\vec{H}$  é uma constante conhecida como  $\mu$ , que indica a permeabilidade magnética absoluta. A permeabilidade magnética do vácuo ( $\mu_0$ ) possui o valor de  $4\pi \cdot 10^{-7} \text{ Wb} \cdot \text{A}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ , pode ser aproximada para a da água e do ar. Para qualquer outro meio, a razão das permeabilidades de um meio para o do espaço no vácuo é igual à permeabilidade relativa ( $\mu_r$ ), que por sua vez é uma grandeza adimensional (Reynolds, 1997).

É possível então identificar a relação entre  $\vec{B}$  e  $\vec{H}$  por meio do parâmetro da susceptibilidade magnética  $k$  através da equação 3.14:

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (3.14)$$

Uma vez que  $\mu = \mu_r \cdot \mu_0$

$$\vec{B} = \mu_r \cdot \mu_0 \cdot \vec{H}$$

Tomando  $k = \mu_r - 1$ :

$$\vec{B} = \mu_0 \vec{H} + \mu_0 (\mu_r - 1) \vec{H} = \mu_0 \vec{H} + \mu_0 k \vec{H} = \mu_0 \vec{H} + \mu_0 \vec{M} \quad (3.15)$$

Assim, temos:

$$\vec{B} = \mu_0 (1 + k) \vec{H} \quad \text{e} \quad \vec{M} = k \vec{H}$$

Onde  $\vec{M}$  é o vetor de intensidade de magnetização, que é a soma vetorial entre a intensidade de magnetização induzida e a intensidade de magnetização remanente das rochas (Reynolds, 1997).

O Campo Geomagnético pode ser representado por um modelo matemático padrão de descrição do campo magnético terrestre e sua variação secular, *International Geomagnetic Reference Field - IGRF*. Este modelo é produzido por modeladores e institutos que coletam dados magnéticos por

satélites e observatórios terrestres através de levantamentos ao redor do mundo (Telford *et al.*, 1990, Isles & Rankin, 2013). Matematicamente o IGRF consiste em coeficientes de Gauss que definem uma expansão por harmônicos esféricos do potencial escalar magnético dado pela equação 3.16:

$$V(r, \varphi, \theta) = a \sum_{l=1}^L \sum_{m=-l}^l \left(\frac{a}{r}\right)^{l+1} (g_l^m \cos(m\varphi) + h_l^m \text{sen}(m\varphi)) P_l^m(\cos(\theta)) \quad (3.16)$$

Onde :

$r$  é a distância radial do centro da Terra;

$L$  é o máximo grau de expansão;

$\varphi$  corresponde a longitude;

$\theta$  é a colatitude (ângulo polar);

$a$  é o raio da Terra

$g_l^m$  e  $h_l^m$  são os coeficientes de Gauss; e

$P_l^m(\cos \theta)$  são a normalização de Schimidt associado ao polinômio de Legendre de grau  $l$  e ordem  $m$ .

### 3.1.5 Magnetismo dos Materiais

Todo átomo tem um momento magnético como resultante do movimento orbital de elétrons envolto de seus núcleos e do *spin* dos mesmos. De acordo com a teoria quântica, dois elétrons podem coexistir no mesmo nível eletrônico contanto que eles girem em direções opostas. O momento magnético desses elétrons, conhecidos como elétrons pareados, vão se cancelar. Na maioria dos casos, quando não há campo magnético externo aplicado, o *spin* do momento magnético de átomos adjacentes é distribuído aleatoriamente, então não há magnetização total.



Devido ao momento magnético intrínseco dos átomos, eles se enquadram em uma ou mais das três principais classes de magnetização. São elas:

- i) Diamagnetismo: Nestes materiais os níveis de energia são completos e não há elétrons desemparelhados. Quando um campo magnético externo é aplicado, a magnetização é induzida. Os elétrons orbitam de uma forma há produzir um campo magnético oposto ao aplicado, originando uma susceptibilidade fraca e negativa (Reynolds, 1997). De forma geral, as características diamagnéticas não são observadas em aerolevantamentos em que há a presença de minerais ferromagnéticos (Isles & Rankin, 2013).
- ii) Paramagnetismo: Materiais que apresentam uma resposta de susceptibilidade magnética ( $k$ ) pequena e de baixa amplitude. A contribuição de minerais paramagnéticos nas respostas de levantamentos aeromagnéticos é, em geral, desprezível. Entretanto, como no exemplo da halita, concentrações de minerais paramagnéticos em volume suficiente em bacias sedimentares podem ser discriminadas (Isles & Rankin, 2013).
- iii) Ferromagnetismo: Esses materiais exibem valores de susceptibilidade substancialmente altos. De maneira geral, a resposta em um levantamento magnético é composta pela distribuição destes minerais na área. Minerais ferromagnéticos incluem magnetita, pirrotita, ilmenita dentre outros. As diferenças entre outras formas de elementos ferromagnéticos (Ferrimagnéticos, antiferrimagnéticos, etc.) raramente importam para um interprete (Isles & Rankin, 2013).

### **3.1.6 Magnetismo das rochas**

De forma geral, a resposta magnética observada num levantamento decai com o aumento da oxidação, hidratação e/ou sulfetação dos minerais. A granulação de minerais ferromagnéticos também influencia na suscetibilidade do mineral, de modo que os mais finos possuem menor valor de susceptibilidade (Isles & Rankin, 2013)

A interconectividade dos grãos também afeta a suscetibilidade. Por exemplo, uma magnetita maciça possui susceptibilidade maior que quando está com grãos dispersos com baixa ou nenhuma conectividade (Isles & Rankin, 2013).

A magnetização observada num material rochoso é determinada pelos minerais magnéticos que a compõe. Essa magnetização é a somatória de duas magnetizações distintas: i) Induzida e ii) residual ou remanescente.

- i) A magnetização Induzida ocorre a partir da interação entre o campo magnético da Terra e os minerais magnéticos contidos na crosta. De modo que é diretamente proporcional à suscetibilidade das rochas e de sentido igual ao do campo magnético externo.
- ii) A magnetização residual ocorre devido ao alinhamento do campo magnético permanente em conjunto com o processo termal, químico ou físico nos minerais componentes da rocha. Este alinhamento, geralmente, independe do campo magnético terrestre.

Durante o processo de resfriamento de rochas ígneas registra-se a informação magnética referente ao momento em que sua temperatura diminui abaixo da temperatura de Curie. Este processo é responsável pela geração de magnetização termorremanescente em rochas ígneas (Reynolds, 1997).

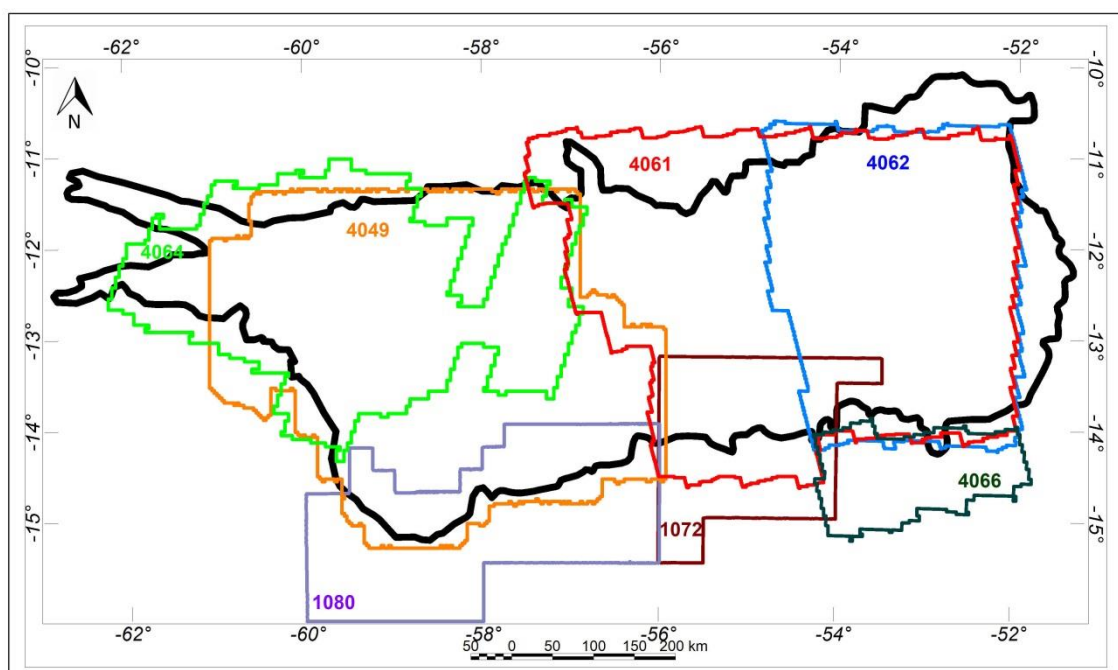
## 4.ORIGEM E PROCESSAMENTO DOS DADOS GEOFÍSICOS

Este trabalho subdivide processamento dos dados em duas etapas: pré-processamento e processamento.

A etapa de pré-processamento consiste na aplicação de correções relacionadas ao tipo de levantamento e às interferências no campo potencial medido para calcular anomalias gravimétricas e magnéticas oriundas apenas de fontes geológicas, todos os dados foram recebidos com esta etapa realizada. A etapa do processamento viabiliza a análise e interpretação dos dados de maneira descritiva, qualitativa e quantitativa. Este capítulo apresenta a etapa de processamento.

Os dados geofísicos utilizados neste trabalho foram disponibilizados com o pré-processamento já realizado. Tais dados foram disponibilizados para o Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB) visando a utilização em trabalhos de pesquisa pelos seguintes órgãos: i) Banco de Dados de Exploração e Produção da Agencia Nacional do Petróleo, Gás Natural e B combustíveis (BDEP/ANP); ii) Divisão de Geofísica do Serviço Geológico do Brasil (CPRM); iii) Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE).

Os dados de magnetometria são todos provenientes de levantamentos aéreos enquanto os dados gravimétricos são provenientes de levantamentos aéreos e terrestres. A figura 4.1 delimita a área dos aerolevantamentos magnéticos e a figura 4.2 dos aerolevantamentos e das estações terrestres de gravimetria.



**Figura 4.1** - Localização dos projetos aeromagnéticos na Bacia dos Parecis, características sobre cada projeto, na tabela 4.1.

Os levantamentos aeromagnéticos cobrem a bacia quase que por completo. O espaçamento entre suas linhas de voo variam de 500 a 18.000 metros, e suas elevações de 100 a 1.060 metros (Tabela 4.1).

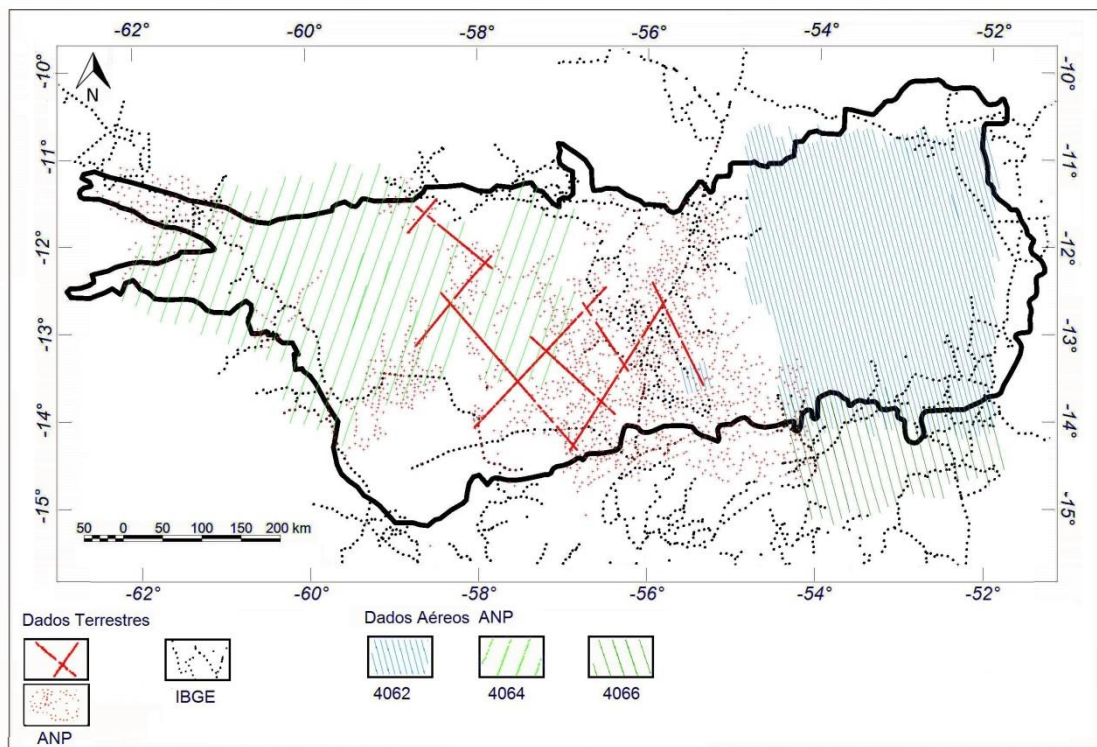
Os diferentes métodos de aquisição dos dados gravimétricos resultaram em uma cobertura da bacia não completa e não homogênea de dados, como observado a oeste da porção central do levantamento 4066 (figura 4.2). Estas regiões sem dados são recobertas através dos métodos de interpolação utilizados neste trabalho, entretanto a transição de regiões interpoladas para regiões com alta densidade de dados não se torna homogênea. Desta forma, os produtos magnéticos tornam-se referência para o detalhamento dos produtos apresentados nos capítulos seguintes.

A figura 4.3 apresenta fluxograma simplificado das etapas e interligações do processamento. É importante frisar que nem todas as etapas foram aplicadas a todos os dados, por exemplo: o micronivelamento é aplicado

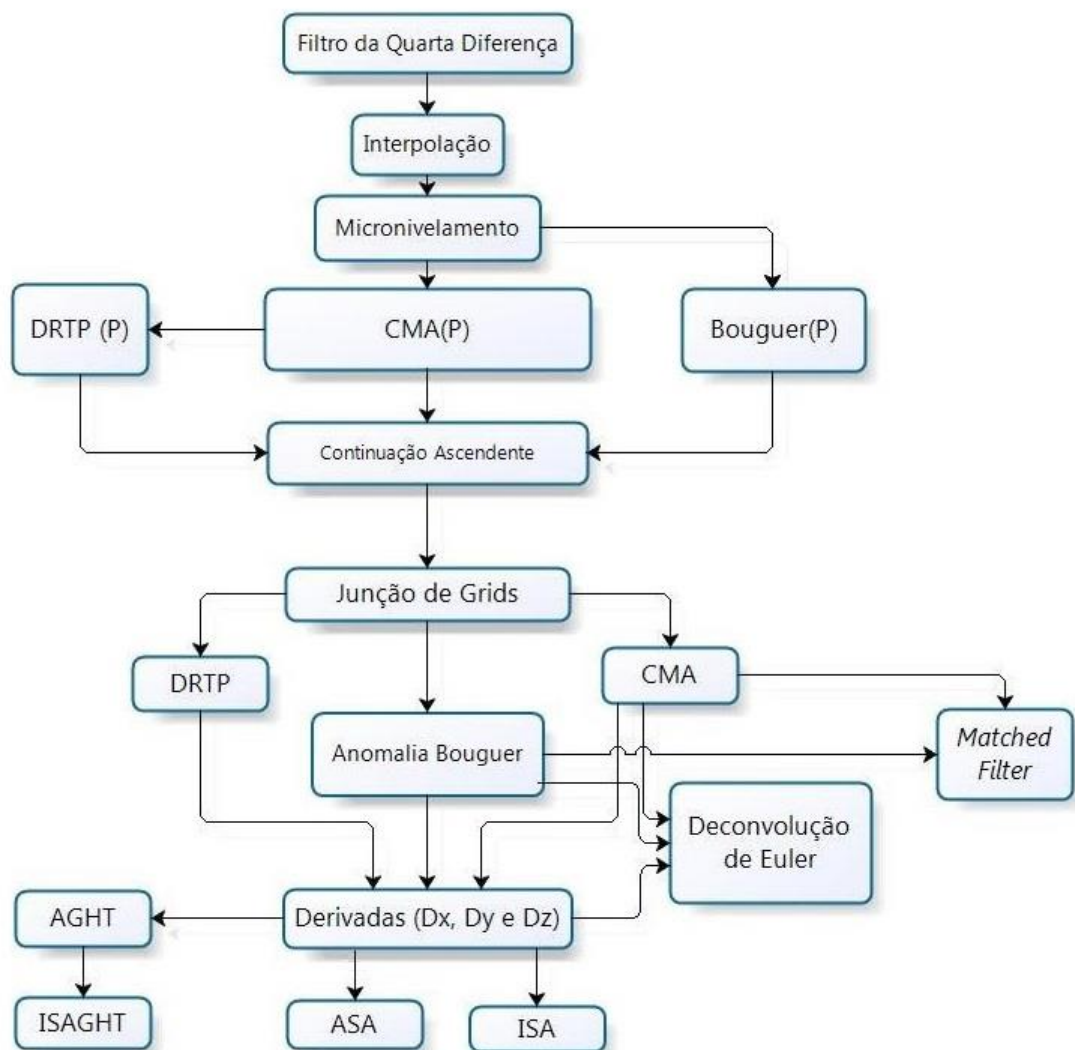
apenas aos dados aéreos; a continuação ascendente apenas para os dados que se encontram com elevação inferior a 1060 metros.

**Tabela 4.1** – Informações sobre os levantamentos aerogeofísicos.

Projeto	Extensão Bacia Parecis	Reserva indígena Juruena	Bc. Parecis e Subbc Alto Xingu II	Bc. Parecis e Subbc Alto Xingu I	Bacia dos Parecis	Mato Grosso - Area1	Mato Grosso - Area2
<b>Código</b>	4066	4064	4062	4061	4049	1072	1080
<b>Organização Responsável</b>	ANP	ANP	ANP	ANP	ANP	CPRM	CPRM
<b>Período de aquisição</b>	1995-1996	1995	1995	1995	1988-1989	2007	2008
<b>Direção de voo</b>	N15W	N20E	N15W	N15W	N-S	N-S	N-S
<b>Espaçamento Linha de voo</b>	12 km	18 km	6 km	3 km	3 km	0,5 km	0,5 km
<b>Altura Voo</b>	1060 m	1060 m	1060 m	100 m	1000 m	100 m	100 m
<b>Métodos adquiridos</b>	Mag/Grav	Mag/Grav	Mag/Grav	Mag	Mag	Mag/Gama	Mag/Gama



**Figura 4.2** – Localização dos aerolevantamentos e das estações terrestres de gravimetria utilizadas neste trabalho.



**Figura 4.3** – Fluxograma sequenciando o processamento de dados. O (P) indica que o produto foi obtido para cada projeto geofísico.

O fluxograma (figura 4.3) segue a seguinte ordem: dados pré-processados; aplicação do filtro de quarta diferença; interpolação dos dados; micronivelamento dos dados aéreos; continuação ascendente; criação de um mapa para toda a bacia de magnetometria, gravimetria e outro de magnetometria reduzida ao polo; *matched filtering*; derivação dos mapas; geração de produtos para interpretação qualitativa magnética e gravimétrica, e Deconvolução de Euler.

## 4.1 FILTRO DA QUARTA DIFERENÇA

Para iniciar a etapa de processamento, o primeiro procedimento a ser realizado nos dados pré-processados foi a aplicação do filtro da quarta diferença sob as linhas de aquisição, seguido de uma análise dos perfis gerados pelo mesmo. Esse procedimento pode ser considerado um procedimento de controle de qualidade (eq 4.1):

$$D(V(i)) = V(i + 2) - 4V(i + 1) + 6V(i) - 4V(i - 1) + V(i - 2) \quad (4.1)$$

Em que:

$V(i)$  é a medida no  $i$ -ésimo ponto da linha de aquisição.

A quarta diferença evidencia variações abruptas no campo medido, isto é, alta amplitude em curto comprimento de onda sem correlação com a vizinhança. Desta forma removem-se valores cuja probabilidade de serem ruídos é bem maior que serem oriundos de informação geológica. Esses valores são conhecidos como *spikes* ou como picos ruidosos, e tendem a falsear as características no dado (Geosoft, 2013). Para este trabalho a limitante superior considerada foi  $D \leq 0,5$ .

Durante a aplicação deste procedimento notou-se que os levantamentos de alta resolução apresentavam uma porcentagem mínima de dados espúrios, enquanto nos levantamentos mais antigos a razão entre dados espúrios e dados referentes a anomalias era bem maior. Este fato pode ser um agravante na limitação das interpretações apresentadas nos próximos capítulos.

## 4.2 INTERPOLAÇÃO EM MALHA REGULAR

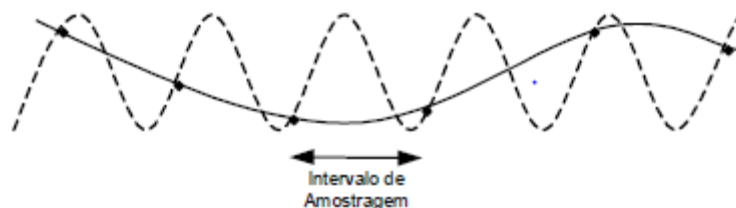
Após a aplicação do filtro da quarta diferença busca-se uma forma prática e inteligente de se trabalhar com os dados. Uma maneira bastante útil de se representar os valores expressos nos dados é na forma de uma malha regular. O processo de geração da malha regular é dado através da escolha de um método de interpolação para geração dos valores nos nós desta malha.

Devido a uma distribuição em linhas paralelas dos dados aéreos e uma distribuição aleatória dos dados terrestres se fez necessária a utilização de diferentes métodos de interpolação. A interpolação dos dados aéreos foi realizada com o algoritmo *bigrid*. O mesmo funciona para dados adquiridos ao longo de linhas paralelas com intervalo de amostragem nessa direção menor do que entre elas. A utilização do método necessita a retirada das linhas de controle (Geosoft, 2013).

O processo referente ao algoritmo *bigrid* funciona em dois passos: i) cada linha é interpolada ao longo da direção original do levantamento para produzir dados na intersecção de cada linha de grid requerida com a linha de observação; e ii) a interpolação dos pontos de intersecção de cada linha perpendicular a direção do levantamento para encontrar o valor de cada ponto requerido do grid (Reeves, 2005).

Os trends geológicos do dado podem ser enfatizados pela orientação apropriada da primeira etapa da interpolação utilizando o método *bigrid* se a segunda interpolação for perpendicular ao contato. Em cada um dos projetos foi utilizado o método linear.

Para dar início a este processo é necessária escolha de uma célula de interpolação. Segundo o Teorema da Amostragem (Davis, 1986; figura 4.4) a escolha errônea pode causar a incorporação de frequências mais baixas introduzindo ruídos nos dados ou gerando a perda de resolução.



**Figura 4.4** – Onda senoidal de alta frequência (linha tracejada) amostrada em pontos discretos gerando uma onda de menor frequência (linha contínua) (Davis, 1986).

Respeitando-se o Teorema da Amostragem, a célula de interpolação  $C$  escolhida para cada um dos aerolevantamentos é fixa, onde:



$$C = \frac{S}{4} \quad (4.2)$$

e  $S$  é o respectivo espaçamento entre as linhas de voo.

Os pontos dos levantamentos terrestres de gravimetria do trabalho estão distribuídos de forma aleatória. Isso ocorre devido aos levantamentos terem sido realizados ao longo de rodovias e por sua aquisição ter sido realizada por órgãos diferentes que, por sua vez, buscavam objetivos distintos.

Em função da distribuição aleatória dos dados terrestres de gravimetria, o algoritmo utilizado na interpolação foi o *Rangrid*. Tal método ajusta uma superfície de mínima curvatura às medidas dos pontos no dado. Esta superfície é, possivelmente, a superfície de maior suavização ajustável aos valores medidos (Geosoft, 2013).

A equação 4.3 mostra a relação sugerida pelo software *Oasis Montaj v7.1* para o cálculo do tamanho da célula:

$$\text{Tamanho da Célula} = \frac{1}{4} \cdot \left[ \frac{(\text{area do grid})}{(\text{pontos do dado})} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (4.3)$$

O tamanho da célula leva em consideração a densidade de pontos pela área em que ocupa. A multiplicação por  $\frac{1}{4}$  é realizada para se respeitar a frequência de Nyquist.

### 4.3 CAMPO MAGNÉTICO ANÔMALO E ANOMALIA BOUGUER

Após a geração de uma malha regular para os levantamentos de magnetometria e gravimetria obtiveram-se mapas do Campo Magnético Anômalo (CMA) e de Anomalia Bouguer.

Os mapas de magnetometria refletem a distribuição espacial de fontes magnéticas, que podem estar localizadas a diferentes profundidades e possuem propriedades físicas e geométricas diferentes (Reynolds, 1997). A complexidade na análise do CMA é utilizada como motivação em estudos de

técnicas de processamento e interpretação para se identificar características de interesse (Ferreira *et al.*, 2013). Como exemplos destes estudos têm-se: i) delimitação das bordas de corpos causadores de anomalias; ii) estimativa da profundidade dos corpos causadores das anomalias; e iii) separação de camadas com respostas magnéticas distintas.

O mapa de anomalia Bouguer indica a distribuição da variação de densidade de subsuperfície. Por não possuir um caráter dipolar, a interpretação é realizada de modo direto. Utiliza-se de produtos (ex: primeira derivada vertical) para se diferenciar anomalias que se encontram a diferentes profundidades e enriquecer a interpretação.

#### **4.4 MICRONIVELAMENTO**

Nos levantamentos aéreos um ruído de alta frequência é evidenciado na mesma direção das linhas de voo. Essa alta frequência observada pode ser oriunda de: i) uma remoção imperfeita da variação diurna; ii) devido a inconstância da elevação do voo (Isles & Rankin, 2013). Para corrigir essa característica utilizou-se de uma rotina conhecida como micronivelamento.

O conceito de micronivelamento nos remete a um dado em forma de grid que será filtrado para a redução ou remoção de efeitos não geológicos causados pelo ruído de altas frequências ao longo das linhas de voo. Neste trabalho, o método de micronivelamento utilizado é o método conhecido como decorrução. Esse método se baseia em retirar os ruídos através do domínio de Fourier antes da correção ser aplicada nos dados originais (Geosoft, 2013).

Essa rotina foi desenvolvida por Urquhart's (1988) e seu método envolve três passos principais:

- i) Aplicação de um filtro passa-alta (*Butterworth*) na direção perpendicular ao ruído, com comprimento igual ou superior ao dobro do espaçamento entre as linhas da malha regular gerada. O grau de suavização pode ser

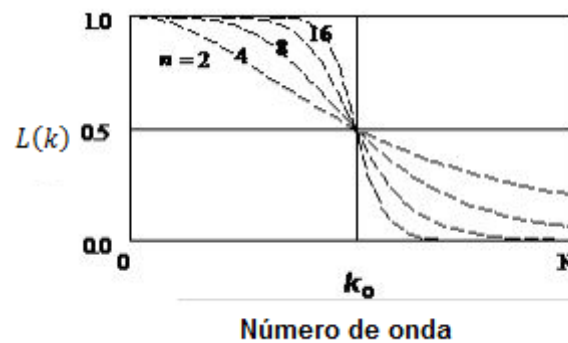
controlado através da ordem do filtro. Sua resposta no domínio da frequência é dada pela equação 4.4:

$$L(k) = \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{k}{k_0}\right)^n\right]} \quad (4.4)$$

Em que:

$k_0$  é o número de onda central do filtro; e

$n$  é o grau da função Butterworth.



**Figura 4.5** – Resposta dos diferentes graus  $n$  do filtro para um determinado  $k_0$  (Readaptada de Geosoft Tutorial, 2013).

- ii) Aplicação um filtro conhecido como do cosseno direcional na mesma direção das linhas de voo com o grau ajustado de acordo com a suavização do levantamento. Neste método, o filtro é utilizado com a intenção de passar as características direcionais do grid, de modo a isolar as altas frequências direcionadas. Seu cálculo é dado por:

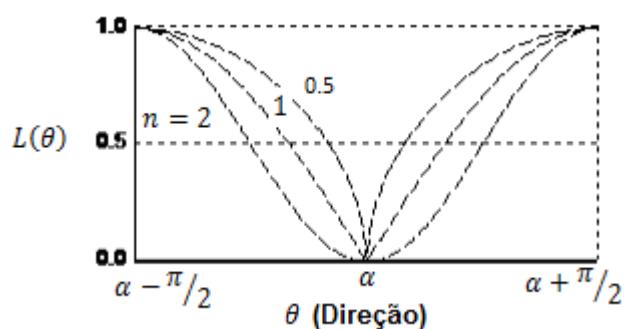
$$L(\theta) = 1 - \left| \cos^n \left( \alpha + \theta + \frac{\pi}{2} \right) \right| \quad (4.5)$$

Em que:

$\alpha$  é a direção do filtro em graus (relativo ao norte); e

$n$  é o grau da função cosseno.

Sua resposta é evidenciada na figura abaixo 4.6:



**Figura 4.6** – Transformada da função cosseno direcional e sua resposta para diferentes graus com  $\alpha$  fixo (Readaptada de Geosoft, 2013).

- iii) o grid resultante desses dois processos, identificado como grid de erro, é subtraído do grid original. Após essa subtração, o dado final já se encontra micronivelado.

#### 4.5 REDUÇÃO AO POLO DIFERENCIAL

Após o micronivelamento dos dados magnéticos foi aplicado o filtro conhecido como Redução ao Polo Diferencial (DRTP) em cada um dos projetos. A escolha da aplicação do filtro antes da integração dos projetos aeromagnéticos realizou-se devido ao fato dos diferentes anos dos levantamentos, e conseqüentemente diferentes valores de IGRF aplicados.

A redução ao polo diferencial foi aplicada para auxiliar na interpretação dos dados magnéticos e para servir como base de entrada em produtos conseqüentes. É importante enfatizar que a Redução ao Polo é uma ferramenta crítica na interpretação estrutural para regiões de baixa inclinação magnética (Isles & Rankin, 2013).

Devido à natureza dipolar do campo magnético, anomalias magnéticas localizadas em qualquer lugar diferente dos polos são assimétricas. A redução ao polo transforma as respostas de corpos a uma conhecida latitude para uma anomalia gerada pelo mesmo corpo no polo magnético, isto é, a área onde a inclinação do campo é vertical e as anomalias de corpos simétricos são simétricas (Cooper & Cowan, 2005).

A redução ao polo diferencial segue a mesma ideia da redução ao polo convencional, porém com uma inclinação e declinação variável para cada célula do grid. Para isso, utiliza-se de uma expansão em séries de Taylor no domínio do espaço. Desta forma grande parte dos problemas já conhecidos, gerados pela redução ao polo tradicional, são solucionáveis; como, por exemplo, sua instabilidade para regiões de baixa latitude (Cooper & Cowan 2005).

#### 4.6 CONTINUAÇÃO ASCENDENTE

Devido aos diferentes parâmetros de aquisição dos levantamentos (Tabela 4.1) esses levantamentos possuem diferentes resoluções. Como objetivo é homogeneizar as informações por meio da filtragem de dados. A solução encontrada para se evitar uma interpretação tendenciosa foi encontrada na elevação dos dados adquiridos em menor elevação para a maior altura de voo (1060 metros).

Esse método geralmente alcança resultados satisfatórios, porém é necessário frisar que as fontes mais rasas são apenas suprimidas, nunca removidas do dado filtrado. Onde o sinal mais raso possui alta intensidade/ou dimensões preferencialmente lineares é provável que a informação permaneça nos dados, mesmo quando a continuação é dada para altas altitudes (Isles & Rankin, 2013).

Matematicamente, a continuação ascendente se mostra consistente devido à terceira identidade de Green que, quando aplicada em uma função harmônica mostra a resposta dessa função a qualquer ponto do espaço (Blakely, 1995).

No domínio de Fourier, a continuação ascendente é dada pela relação:

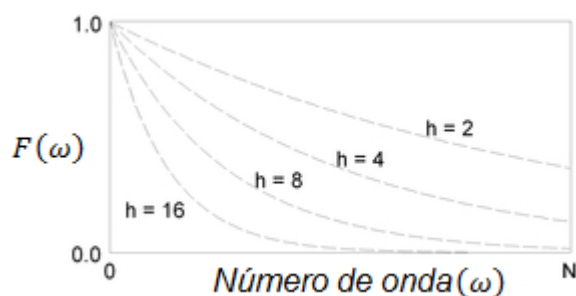
$$\mathcal{F}(\omega) = e^{-h|\omega|} \quad (4.6)$$

Onde:

$h$  é a distancia a ser elevada;

$\omega$  é o numero de onda.

Observa-se da equação 4.6 que o processo de continuação ascendente atenua todos os números de onda exceto  $|\omega| = 0$ ; cada número de onda é atenuado para um grau maior que todos os números de onda; o grau de atenuação aumenta com o aumento da altura  $h$  (Blakely, 1995).



**Figura 4.7** – Curvas de variação do plano de elevação da continuação ascendente com relação ao Número de onda (Readaptada Geosoft, 2013)

O método de continuação ascendente foi aplicado aos mapas do Campo Magnético Anômalo, Anomalia Bouguer e Redução ao Polo Diferencia (DRTP).

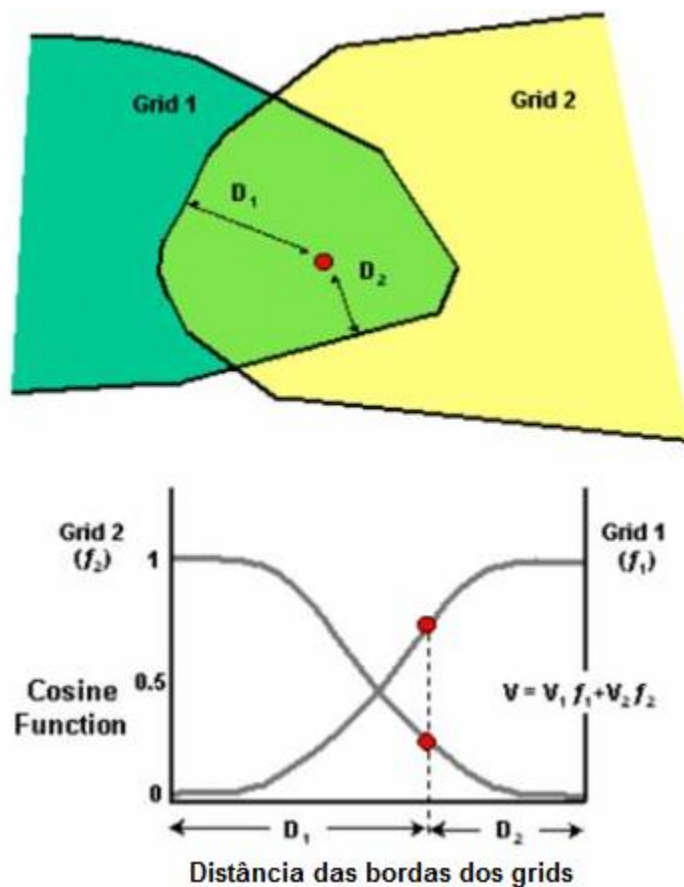
#### 4.7 INTEGRAÇÃO DOS PROJETOS

Após realizada a continuação ascendente, o próximo procedimento a cumprir o objetivo do trabalho é a integração de todos os levantamentos gravimétricos, magnéticos e magnéticos reduzidos ao polo. Desta forma buscou-se gerar apenas uma malha regular para todos os levantamentos gravimétricos (anomalia Bouguer), uma para os levantamentos magnéticos (Campo Magnético Anômalo) e um mapa magnético reduzido ao polo (DRTP). Para tal propósito utilizou-se de dois métodos disponíveis no Software *Oasis Montaj v7.1*: *Blend Method*; e *Suture Method*.

A junção através do *Blend Method*, ou método da mistura, utiliza uma função harmônica sobre a área de intersecção dos grids para que a transição

*Faria, H. P. A.*

de um para a outra seja suavizada. A área fora da sobreposição continua intacta. A função *blending* determina o peso de um grid sobre o outro dentro da região de sobreposição. A função trabalha pelo cálculo da distância da borda de cada grid para cada ponto do dado (figura 4.8). A função do método utiliza a uma “função cosseno” que varia suavemente de 0 a 1 (Johnson *et al.*, 1999).



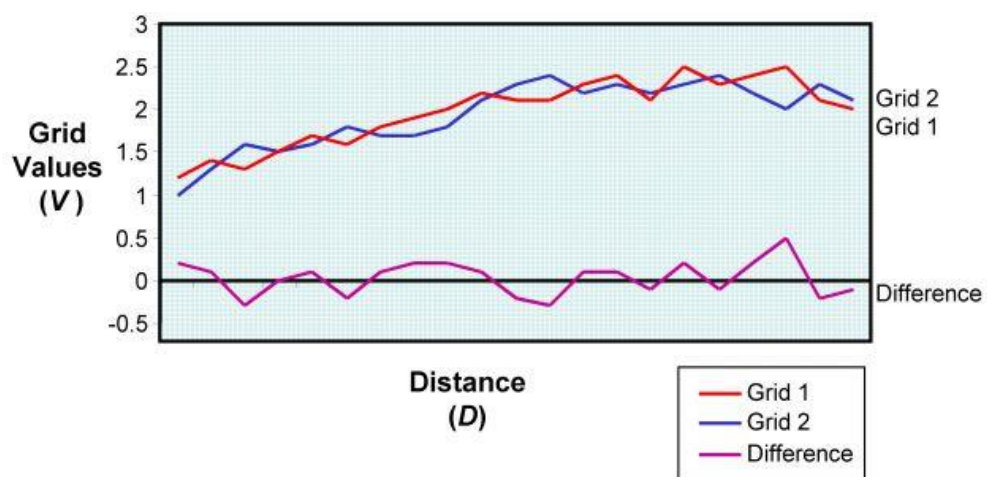
**Figura 4.8** – Diagrama do método *blend*. Dado um ponto P que dista D1 de um primeiro grid e D2 de um segundo grid, o gráfico mostra a relação de peso entre seus valores correspondentes e seu dado de saída (adaptada de Johnson *et al.*, 1999).

A junção através do *Suture Method*, ou método da costura, é mais efetiva que o *Blend*, especialmente para grids em que a área com sobreposição é estreita. Para utilizá-lo é necessário definir um caminho entre dois grids, de modo a ser referência para uma transição suave. Apenas a diferença entre os

dois grids ao longo desse caminho é considerada, de forma contrária ao tradicional *Blend Method* (Johnson *et al.*, 1999).

O *Suture Method* usa uma abordagem de multi-frequência para aplicar correções sobre os dois grids proporcionais ao comprimento de onda ao longo do caminho de sutura selecionado (Geosoft, 2013). Isso garante que a transição de um grid para o outro se torna suave, com exceção de amplitude e comprimentos de onda relacionados às estruturas cortados pelo caminho (figura 4.9).

Pela definição, o caminho de sutura pode ser escolhido através de regiões onde há intersecção, entretanto os pontos finais necessitam estar nas bordas dos dois grids. Para garantir que o processo vá criar uma região de transição suave entre os grids, utiliza-se de uma função Transformada de Fourier multi-frequência. Em que a Transformada quebra uma curva complexa em uma família de curvas tipo “seno”, cada uma com uma frequência e amplitude única (Johnson *et al.*, 1999; figura 4.9).



**Figura 4.9** – Diagrama do método *suture*. A transformada de Fourier é usada para divisão da curva de diferença entre as duas curvas. Em seguida uma correção de suavização é aplicada para cada curva de frequência, proporcional a sua amplitude e comprimento de onda (Johnson *et al.*, 1999).



A correção de superfície para cada frequência é adicionada a área de sobreposição do grid, desta forma se encaixa perfeitamente nas bordas do grid.

Optou-se pelo método *Suture* na maioria das integrações dos grids individuais para os projetos individuais para os grids de Anomalia Bouguer, Campo Magnético Anômalo e para a Redução ao Polo Diferencial. Entretanto, devido a problema na borda do levantamento 4064 com a intersecção do dado terrestre de gravimetria, o mesmo foi integrado com o método *Blend*.

Em razão da diferente cobertura de dados, as células finais das malhas após a integração dos projetos foi de 3,5 e 5,5 km para magnetometria e gravimetria, respectivamente. Esses valores apontam a magnetometria como método com maior resolução.

#### 4.8 DERIVADAS HORIZONTAIS ( $\partial x$ e $\partial y$ )

As derivadas tendem a ampliar as características mais rasas e delimitar as bordas de estruturas através do aumento do grau da dimensão linear do denominador. Isso se dá devido aos campos potenciais variarem com o inverso do quadrado da distancia (Telford *et al.*, 1990).

No domínio de Fourier, as derivadas horizontais são dadas por:

$$L(\mu) = (\mu i)^n \quad (4.7)$$

E

$$L(v) = (i v)^n \quad (4.8)$$

Em que  $n$  é a ordem de diferenciação;

$$i = \sqrt{-1};$$

$\mu$  é a componente do numero de onda na direção x;

$v$  é a componente do número de onda na direção y;

Derivar horizontalmente os dados se faz necessário para obtenção de novos resultados em que há dependência do gradiente lateral, por ex: Deconvolução de Euler, Gradiente Horizontal Total, etc. Esse procedimento também pode realçar estruturas marcantes em direções específicas.

#### 4.9 DERIVADA VERTICAL ( $\partial z$ )

A derivada vertical amplia o efeito das altas frequências gerado por anomalias mais próximas a superfície. Também esparsa efeitos de anomalias mais profundas através de uma associação da estimativa da variação do campo com o distanciamento da fonte (Nabighian *et al.*, 2005). Fisicamente, representa uma transformação linear de campos potenciais com respostas de alta frequência de modo que se sobressaiam sobre os sinais de baixa frequência (Blakely 1995). A derivada vertical pode ser calculada como segue:

Partindo da equação 4.6, em que:

$$\nabla^2 U = 0 \quad (4.6)$$

ou seja:

$$\frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = - \left( \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right) \quad (4.9)$$

Transformando o domínio dessa equação para o domínio da frequência, pelas técnicas de Fourier disponibilizadas, é possível computar as derivadas verticais de enésima ordem pelo uso da seguinte relação:

$$F \left( \frac{d^n U}{dz^n} \right) = r^n F(U) \quad (4.10)$$

Onde:

$F$  é a representação de Fourier do campo;

$n$  é a ordem de diferenciação;

$r = \sqrt{\mu^2 + \nu^2}$  é o número de onda (radianos/metro), uma vez que:

$r = 2k\pi$ , onde  $k$  é dado em período por metro.

A convenção do sinal positivo quando  $z$  está para baixo é aplicada. Fisicamente isto implica que os dados estão continuados para cima em uma distância infinitesimal e subtraído do campo original.

Devido à forma da equação 4.10 é verificável a possibilidade de derivadas de ordem fracionada, isto é, uso de valores reais não inteiros para  $n$ .

Diferentes ordens de diferenciação são utilizadas para: i) separação de campos regionais/residuais onde a alteração do grau de diferenciação remove, em partes, os sinais de baixas frequências; ii) realce de altas frequências em dados de baixa qualidade (Geosoft, 2013).

#### 4.10 AMPLITUDE DO GRADIENTE HORIZONTAL TOTAL

O produto Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT) relaciona o módulo dos gradientes horizontais em direções preferenciais perpendiculares.

Em uma modelagem gravimétrica, Cordell (1979) demonstrou que picos na magnitude do Gradiente Horizontal Total podem ser utilizados para mapear corpos semi-horizontais com contrastes de densidade assim como falhas e contatos geológicos.

A amplitude do Gradiente Horizontal Total é abordada pela equação 4.11:

$$|AGHT(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{dU}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dU}{dy}\right)^2} \quad (4.11)$$

Em que  $U$  é a intensidade do campo medido.

#### 4.11 AMPLITUDE DO SINAL ANALÍTICO

Através da generalização do Sinal Analítico 2D, desenvolveu-se outro método para aplicação aos campos potenciais. Tal método conhecido como Amplitude do Sinal Analítico (ASA) ou Gradiente Total (GT) do campo  $U(x, y)$  é definido por Roest *et al.*(1992) englobando as transformadas de Hilbert de suas derivadas horizontais.

O cálculo da Amplitude do Sinal Analítico, medido num plano horizontal, é dado pela equação 4.12:

$$|ASA(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{dU}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dU}{dy}\right)^2 + \left(\frac{dU}{dz}\right)^2} \quad (4.12)$$

Em que  $U(x, y)$  é o campo potencial medido.

O ASA apresenta uma interpretação mais acurada que o CMA, possibilitando a estimativa de profundidade de contatos verticais e se mostrando eficaz em uma interpretação qualitativa através da identificação de bordas em áreas de que o campo apresenta baixa inclinação, como no caso deste trabalho, e na presença de magnetização remanente (Li, 2006; Isles & Rankin, 2013).

O ASA é dependente das características das fontes geradoras do campo medido, todavia pode também ser utilizado para delimitação de domínios quando relacionado com informações geológicas a priori (Li, 2006). Em síntese, o ASA é uma ferramenta chave para habilitar o intérprete a identificar e lidar com situações de interpretações complexas (Isles & Rankin, 2013).

#### **4.12 INCLINAÇÃO DO SINAL ANALÍTICO**

A Inclinação do Sinal Analítico (ISA) é definida em termos da variação da primeira derivada vertical do campo potencial e do Gradiente Horizontal Total do campo. Essa estimativa tem a propriedade de ser positiva sobre um corpo e negativa na ausência do mesmo (Miller & Singh, 1994). Desta forma, o ISA é calculado pela equação 4.13:

$$ISA = \text{Arctg} \left[ \frac{\left(\frac{dU}{dz}\right)}{\left(\frac{dU}{dh}\right)} \right] \quad (4.13)$$

Em que:

$$\frac{dU}{dh} = \sqrt{\left(\frac{dU}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dU}{dy}\right)^2},$$

e  $U(x, y)$  é o campo potencial medido.

A grande vantagem da utilização do método da inclinação do sinal analítico é a aproximação da resposta oriunda de sinais de fontes rasas com os de fontes profundas. Uma vez que a amplitude da derivada vertical e do gradiente horizontal decaem similarmente com a profundidade do corpo, a razão entre os dois tende a permanecer constante. Desta forma a Inclinação do Sinal Analítico se torna relativamente independente da profundidade da fonte identificando estruturas rasas e profundas da de maneira análoga (Miller & Singh, 1994).

#### 4.13 INCLINAÇÃO DO SINAL ANALÍTICO DO GRADIENTE HORIZONTAL

Baseado nos métodos da ISA e do AGHT, a Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal (ISAGHT) produz amplitude máxima sobre a borda dos corpos e iguala sinais de fontes de profundidades diferentes. O ISAGHT é uma composição de funções e preserva algumas características de ambas, o que o torna uma forte ferramenta na interpretação qualitativa dos dados magnéticos. (Ferreira *et al.*, 2013). O ISAGHT pode ser calculado através da equação 4.14:

$$ISAGHT = \text{Arctg} \left[ \frac{\frac{d}{dz}(AGHT)}{\sqrt{\left(\frac{d}{dx}(|AGHT|)\right)^2 + \left(\frac{d}{dy}(|AGHT|)\right)^2}} \right] \quad (4.14)$$

Em que:

$$|AGHT|(x, y) = \sqrt{\left(\frac{dU}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dU}{dy}\right)^2},$$

e  $U(x, y)$  é o campo medido.

Devido às características da função arco tangente, o ISAGHT fica dentro do intervalo  $\left(\frac{-\pi}{2}, \frac{+\pi}{2}\right)$ . O método se mostra pouco suscetível a ruído e proporciona detalhes mais amplos sobre fontes sobrepostas. Apresenta-se uma ferramenta robusta para interpretação qualitativa em áreas com anomalias sobrepostas como, por exemplo, em corpos magnéticos através de estruturas geológicas (Ferreira *et al.*, 2013).

#### **4.14 MATCHED FILTER**

Técnicas de processamento que utilizam de filtros passa banda vem sendo implementadas há bastante tempo para separação do campo potencial em componentes anômalas representando diferentes profundidades, como por exemplo, em Syberg (1972) e Ridsdill-Smith (1998). Cada um desses estudos busca a separação de anomalias em uma componente regional e uma residual através de um modelo de duas camadas de fontes equivalentes.

A técnica de processamento conhecida como *matched filter* foi desenvolvida por Phillips (2001) e busca, através de filtros passa banda e azimutais proporcionar um ajuste melhor ao espectro observada através da separação em duas ou mais camadas.

A teoria do *matched filter* (Spector, 1968; Spector & Grant, 1970; e Blakely, 1995) é baseada na amplitude do espectro de potencia de um campo potencial, medido em uma superfície horizontal. As premissas do método são: i) modelo estatístico consiste em um conjunto de prismas verticais Spector & Grant (1970); e ii) o termo que domina o fator de decaimento do espectro é a profundidade.

A profundidade  $z$  da interface entre as camadas é calculada pela equação 4.15:

$$|F(\boldsymbol{\mu}, \boldsymbol{\nu})| = |F(|\mathbf{k}|)| = B|\mathbf{r}|^n e^{-|\mathbf{r}|z} \quad (4.15)$$

Em que:

$\mu$  e  $\nu$  são os números de onda nas direções preferenciais dos vetores unitários  $x(1,0)$  e  $y(0,1)$ ;

$|\mathbf{r}| = [(\mu)^2 + (\nu)^2]^{\frac{1}{2}}$  é o comprimento de onda radial;

$B$  é uma constante proporcional a amplitude do ruído de magnetização ou contraste de densidade dentro da camada;

$n = 1$  para uma camada dipolar,  $0$  para meio espaço magnético ou camada de baixa densidade, ou  $-1$  para uma densidade de meio espaço.

Através de superposição linear a amplitude do espectro de um campo potencial produzido por uma série de  $N$  camadas fontes a diferentes profundidades  $z_i$  dado por:

$$|F(|\mathbf{k}|)| = \sum_{i=1}^N B_i |\mathbf{r}|^n e^{-|\mathbf{r}|z} \quad (4.16)$$

O procedimento para identificar diferentes bandas de frequência e separar famílias de fontes relacionadas as mesmas consiste em: i) realizar a expansão do grid para forma quadrada ou retangular; ii) aplicar a transformada de Fourier; iii) calcular o espectro de potência radial; iv) ajustar curvas da forma da equação 4.16 no gráfico do logaritmo do espectro pelo número de onda.

A profundidade é estimada a partir do coeficiente angular de cada reta através da relação  $z = -m/2$ , onde  $m$  é a inclinação da mesma.

Os comprimentos de onda espectrais são encontrados através de relações lineares entre os outros coeficientes da equação 4.16.

A mudança na inclinação do espectro sugere mudança no decaimento do campo potencial, representando uma nova família de fontes magnéticas ou

gravimétricas. Desta forma, o método permite separação de anomalias referentes a camadas de subsuperfície com contraste de propriedade física elevada como, por exemplo, contato entre pacote sedimentar e embasamento, descontinuidade de Conrad, Moho, e até mesmo a superfície Curie.

#### 4.15 DECONVOLUÇÃO DE EULER

O método desenvolvido por Thompson (1982) realiza a deconvolução para fontes que respeitam relação da homogeneidade de Euler para os seguimentos sucessivos de um perfil reduzido ao polo, dando como resultado a posição e o tipo de fonte.

O método da deconvolução de Euler se destaca como um método popular devido a clássica eliminação de ambiguidade da interpretação magnética envolvendo estimação simultânea da magnetização e do volume das fontes causadoras. Essa ambiguidade é eliminada pela adoção de modelos interpretativos consistidos de fontes equivalentes como simples dipolos isolados e linhas e superfícies de dipolos (Barbosa & Silva 2005).

Uma implementação visando à aplicabilidade em um grid desse método desenvolvido por Thompson (1982) foi formulada por Reid *et al.* (1990), onde a anomalia magnética satisfaz a equação 4.16:

$$(x - x_0) \frac{dU}{dx} + (y - y_0) \frac{dU}{dy} + (z - z_0) \frac{dU}{dz} = -\eta U \quad (4.16)$$

Em que:

$U$  é a anomalia de campo total  $U = U(x, y, z)$  não corrigida de um campo regional aditivo constante;

$x_0, y_0, z_0$  são as coordenadas da fonte; e  $\eta$  é o índice estrutural;

O índice estrutural é um parâmetro indicativo da taxa de decaimento da anomalia, magnética ou gravimétrica, com a distância entre a fonte e o ponto de medida, i.e., um indicador da forma geométrica anômala. Sua escolha,



porém, tem sido a principal dificuldade na aplicação da deconvolução (Reid *et al.*, 1990). Thompson (1982) apresentou um critério empírico para estimar  $n$ , aceitando, como melhor mensuração, o valor usado para  $\eta$  que produz uma menor dispersão da nuvem de soluções, essa estimativa foi adaptada para o caso 3D por Reid *et al.* (1990).

Esse método aplica gradientes, tanto mensurados quanto os calculados. Em sua utilização o dado não necessita de ser reduzido ao polo, dessa forma não há intervenção da magnetização remanente. Também há alguma limitação geológica, imposta pelo uso do índice estrutural (Reid *et al.*, 1990).

Este trabalho usou o algoritmo computacional E3Decon, disponível no software *Oasis Montaj* v7.1. Para utilizá-lo, além das entradas já mencionadas (índice estrutural, janela, campo e derivadas do campo) o interprete necessita dar entrada em um valor escalar positivo  $\varepsilon$ , esse valor é limitante superior das profundidades aceitáveis quando relacionadas com seu desvio padrão. Neste trabalho adotou-se valor de  $\varepsilon$  de 5 e 10% para magnetometria e gravimetria respectivamente. Utilizou-se diferentes  $\varepsilon$  para os métodos devido a diferença presente aos gradientes dos mesmos.

# 5. INTERPRETAÇÃO GEOFÍSICA

Este capítulo da dissertação trata da interpretação geofísica da gravimetria e da magnetometria, com os seguintes tópicos:

- i) Análise descritiva: esta etapa baseia-se na análise dos bancos de dados, histogramas e curva de frequência acumulada dos dados de gravimetria e magnetometria;
- ii) Análise qualitativa: tem como base a diferenciação das anomalias através da análise da amplitude e comprimentos de onda dos mapas, de modo a separar domínios e identificar as principais direções estruturais. Também utiliza do *matched filter* para caracterizar os domínios;
- iii) Análise quantitativa: consiste em apresentar os resultados oriundos da deconvolução de Euler e sua integração com os resultados qualitativos apresentados. Também utiliza das profundidades apresentadas nas interfaces do *matched filter*;
- iv) Integração das interpretações quantitativas e qualitativas.

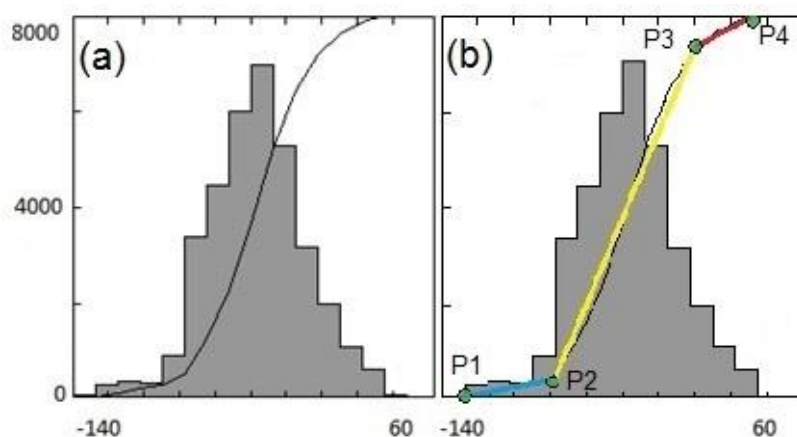
## 5.1 INTERPRETAÇÃO DE GRAVIMETRIA

### 5.1.1 Análise descritiva

O processo de análise descritiva para os métodos potenciais parte do pressuposto que a informação geofísica é, de maneira geral, a associação de um valor a determinada coordenada. Desta forma é possível quantificar e identificar padrões relevantes sobre o conjunto de dados. O Histograma do Mapa de Anomalia Bouguer (figura 5.1) possibilita conhecer as características da variação dos dados. Seu número de classes calculadas através do critério de Struges (Sturges, 1926), em que o número de classes “C” é dado por:

$$C = 1 + 3,3 \log(n) \quad \text{Eq (5.1)}$$

Onde  $n$  é o número de amostras (no caso o número de pontos do grid).



**Figura 5.1** – Histograma do mapa de Anomalia Bouguer da Bacia dos Parecis. a) o histograma foi dividido em 16 classes; b) Subdivisões da curva de frequência em segmentos correspondentes à distribuição de dados. Seguimento azul corresponde a primeira curva de inclinação que varia de -127.5 à -90 mGal; o segundo seguimento (reta amarela) varia de -90 à -2.5 mGal; a o terceiro seguimento (reta vermelha) varia de -2.5 à 35 mGal; P1, P2, P3 e P4 são os pontos de intersecção das retas traçadas na interpretação.

**Tabela 5.1** – Valores da curva de frequência apresentados na figura 5.1.

Curva de Frequência Acumulada
<b>Valor mínimo: -133,69 mGal</b>
<b>Valor máximo: 43,62 mGal</b>
<b>Média: -37,45 mGal</b>
<b>Mediana: -37,12 mGal</b>
<b>Desvio Padrão: 28,186 mGal</b>
<b>Número de amostras: 35.457</b>

A curva de frequência acumulada exibe o padrão de distribuição dos valores de mGal sobre a bacia. No seguimento em que a inclinação desta curva permanece constante indica que a concentração de dados segue de forma linear. Quando a inclinação sofre alguma variação implica que a densidade de dados sofre mudança em seu padrão de distribuição. Nesta

interpretação, a curva exibe 2 mudanças de inclinação (figura 5.1b) nos valores de -90 e -2,5 mGal.

A figura 5.1 e a tabela 5.1 conclui que os valores de gravidade sobre a Bacia dos Parecis comportam-se como uma distribuição normal em torno de -37,45 mGal. Tal fato pode propiciar estudos de inferência estatística para encontrar a probabilidade de áreas com valores específicos de gravidade.

A tabela 5.2: apresenta a porcentagem de pontos amostrados contidos nos intervalos selecionados pelos pontos de mudança de inclinação. Nota-se que 89% dos dados de anomalia Bouguer sobre a bacia encontram-se entre -127,5 e 22,5 mGal.

**Tabela 5.2** – Coluna 1 corresponde ao valor do ponto  $P_n$  em mGal ( $n = 1, 2, 3$  e  $4$ ); Coluna 2 representa o limitante superior do intervalo; Coluna 3 representa, em porcentagem, a amostragem de pontos dentro do intervalo  $[-140, P_n]$  mGal.

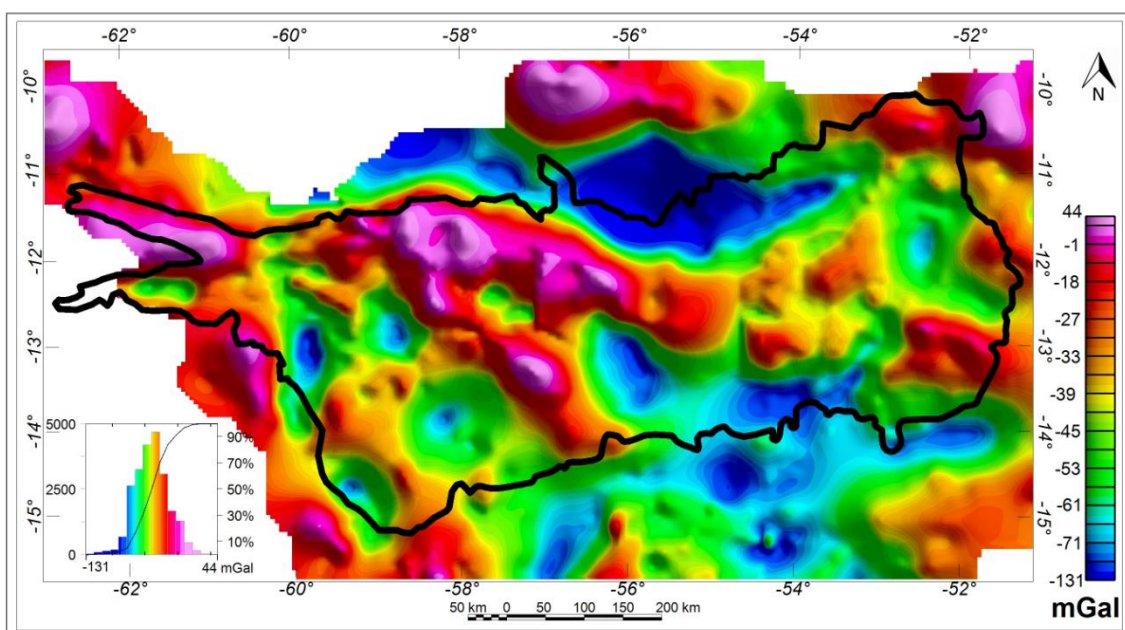
Pontos	mGal	Porcentagem
P1	-127,5	0,29
P2	-90,0	3,27
P3	-2,5	89,29
P4	22,5	99,79

Devido a esta breve análise descritiva, o presente trabalho, define alto gravimétrico todo valor maior que a média acrescida do desvio padrão, e baixo gravimétrico como todo valor menor que a diferença entre a média e o desvio padrão.

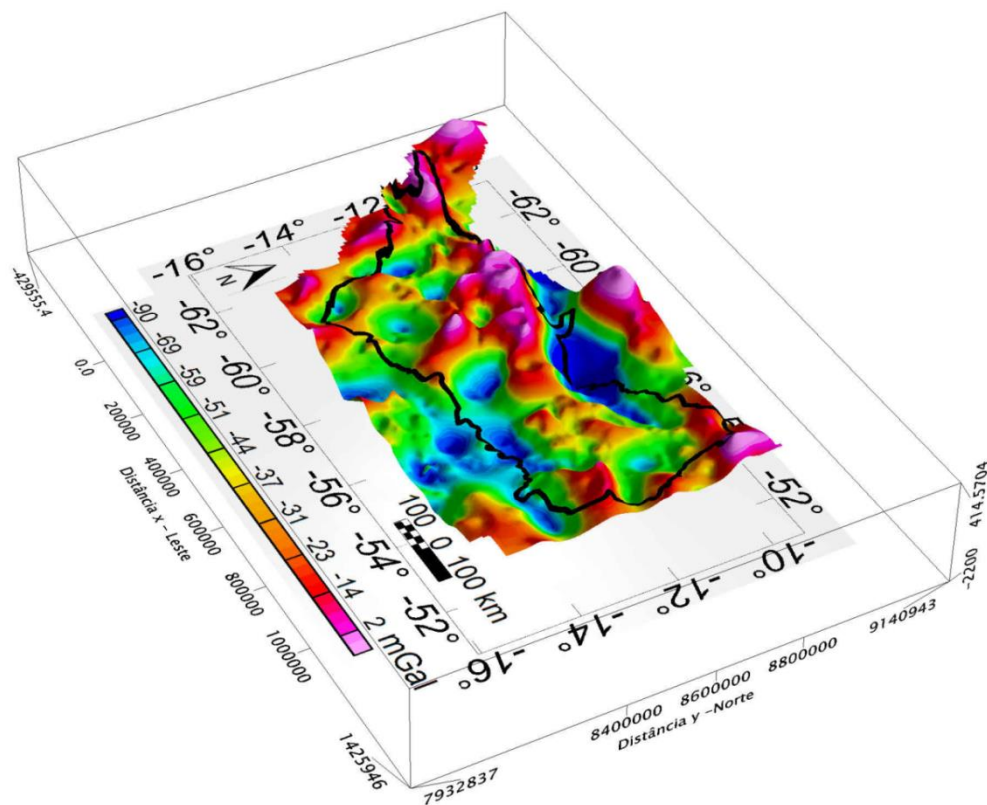
O próximo passo da análise descritiva é identificar e classificar os altos e baixos gravimétricos e suas respectivas amplitudes. Este procedimento foi efetuado após o início da análise qualitativa.

### 5.1.2 Análise Qualitativa

O mapa gravimétrico Bouguer (figura 5.2) revela a predominância de alterações entre anomalias positivas e negativas alongadas em direções variadas por toda bacia. A figura 5.3 apresenta estas anomalias com noção de dimensionalidade devido à visualização 3D. Nota-se que não há um padrão de alongamento nestas anomalias para a bacia. Dentre as mesmas, a anomalia mais marcante é um alto gravimétrico com início próximo de  $(-60^\circ, -12^\circ)$  e segue em forma de “A” inclinado direção WNW até próximo de  $(-54^\circ, -12,5^\circ)$  quando há uma mudança de direção da anomalia, que se torna côncava para cima e apresenta uma abertura da mesma em altas frequências, concluindo em uma bifurcação em que um dos braços segue para NE e outro para SW. O baixo gravimétrico de maior expressão é observado ao norte deste alto, alongado em EW de  $-54^\circ$  a  $-57^\circ$  na latitude de aproximadamente,  $-11^\circ$ .



**Figura 5.2** – Mapa de Anomalia Bouguer da Bacia dos Parecis com histograma de frequência dos dados.



**Figura 5.3** – Mapa de visualização 3D da superfície de anomalia Bouguer da Bacia dos Parecis com inclinação de 39° e Azimute 62.

As características dos altos e baixos gravimétricos estão representadas nas tabelas 5.3 e 5.4 respectivamente. As médias do comprimento de onda nas direções x e y são calculadas através do maior e menor comprimento de onda nas direções com azimute 90° e 0°, respectivamente. Considerou-se o início do comprimento de onda em x o momento em que há variação nesta direção, essa localização foi identificada através da derivada na direção x igual a zero. Analogamente a direção x, para o cálculo do comprimento de onda em y tomou a derivada na direção 90°.

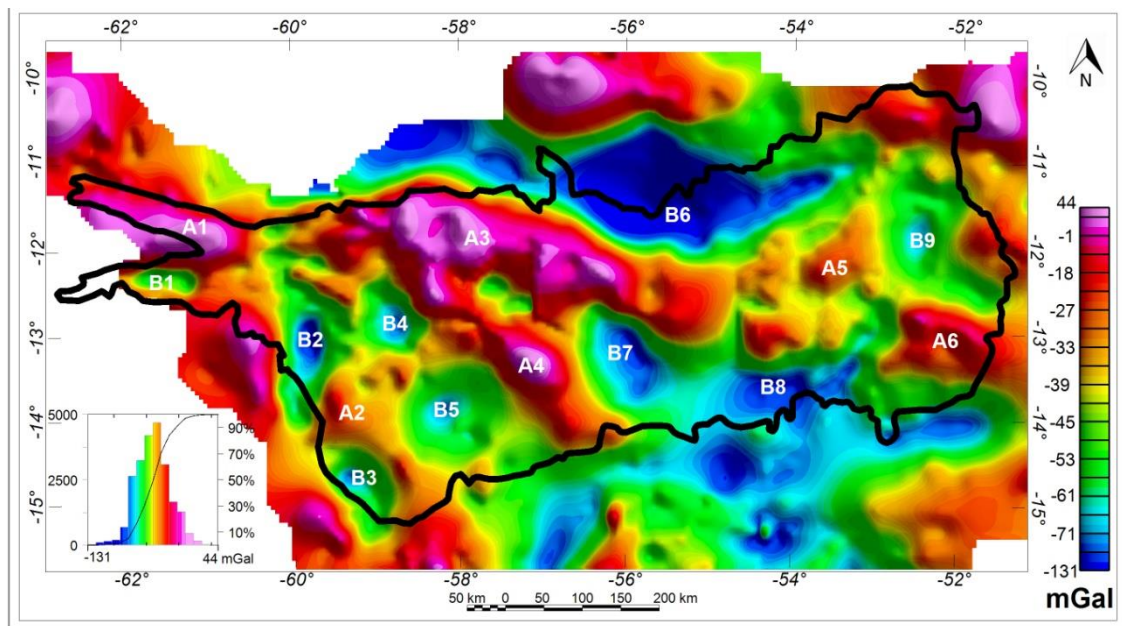
**Tabela 5.3** – Tabela com descrição dos altos gravimétricos da bacia dos Parecis.

Altos Gravimétricos	Valor médio (mGal)	Valor máximo (mGal)	Valor mínimo (mGal)	Comp. onda médio em x (km)	Comp. onda médio em y (km)
A1	2,7	32,7	-32,1	72,0	192,1
A2	-29,8	-12,6	-36,6	61,3	61,3
A3	-4,6	20,6	-44,14	365,7	98,9
A4	-5,11	30,7	-32,5	70,2	54,7
A5	-32,1	-10,6	-41,02	73,0	63,8
A6	-20,5	-3,3	-44,4	137,3	64,82

**Tabela 5.4** – Tabela com descrição dos baixos gravimétricos da Bacia dos Parecis.

Baixos Gravimétricos	Valor médio (mGal)	Valor máximo (mGal)	Valor mínimo (mGal)	Comp. médio de onda em x (km)	Comp. médio de onda em y (km)
B1	-47,41	-39,19	-59,37	78,6	27,8
B2	-68,71	-56,21	-85,45	46,3	105,5
B3	-57,28	-42,47	-73,49	61,6	54,2
B4	-64,93	-44,68	-74,90	47,4	53,2
B5	-61,96	-56,13	-73,16	58,1	56,6
B6	-90,3	-53,9	-131,3	217,2	114,9
B7	-69,20	-54,5	-81,3	78,9	84,4
B8	-71,74	-55,24	-82,22	179,1	70,7
B9	-64,65	-55,79	-69,37	33,1	42,3

As anomalias Bouguer representadas em mapa (figura 5.4) foram diferenciadas por letras A e B como altos e baixos, respectivamente. A distinção entre elas é um número sequencial, iniciado na porção oeste.



**Figura 5.4** – Identificação de altos e baixos gravimétricos relativos no mapa de Anomalia Bouguer da Bacia dos Parecis com histograma de frequência acumulada dos dados.

Para finalizar a análise descritiva das anomalias referentes à malha de anomalia Bouguer calcula-se a amplitude das mesmas. A amplitude de uma anomalia gravimétrica é dada por:

$$A_i = |g_{i(\max)} - g_{i(\min)}|$$

Em que:

$A_i$  corresponde ao valor da amplitude da  $i$ -ésima anomalia

$g_{i(\max)}$  corresponde ao maior valor de  $g$  da  $i$ -ésima anomalia; e

$g_{i(\min)}$  corresponde ao menor valor de  $g$  da  $i$ -ésima anomalia.

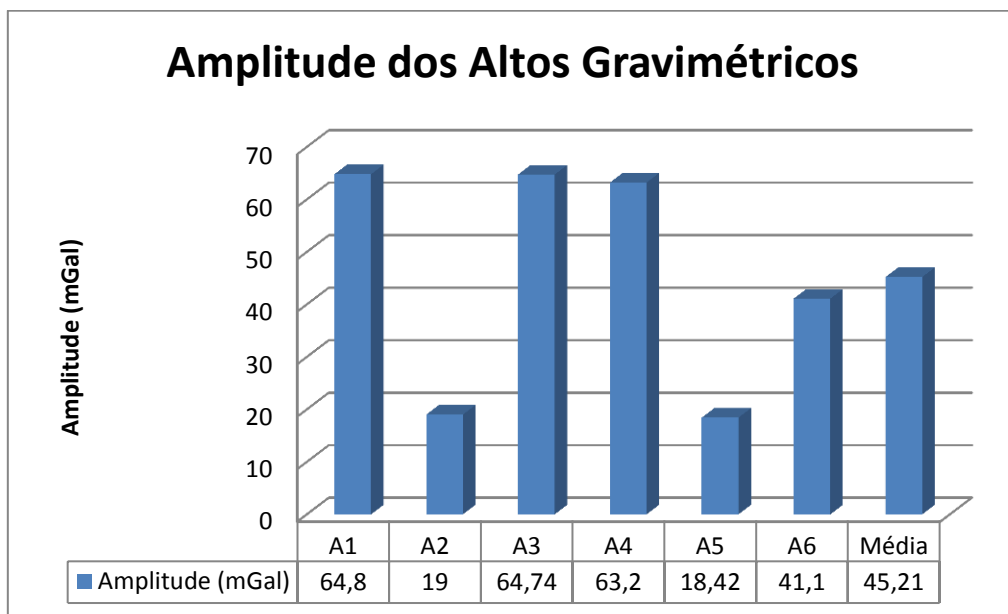
No caso deste estudo, estas anomalias são os altos e baixos apresentados na figura 5.4, as suas amplitudes são apresentadas nas figuras 5.5 e 5.6.

A amplitude dos altos gravimétricos na bacia se divide em 3 grupos: alta, intermediária e baixa, correspondendo a valores maiores que 40 mGal, entre 20 e 40 mGal e menor que 20 mGal, respectivamente. Dentro desta subdivisão, as anomalias A1, A3 e A4 enquadram-se na alta amplitude, e a baixa amplitude

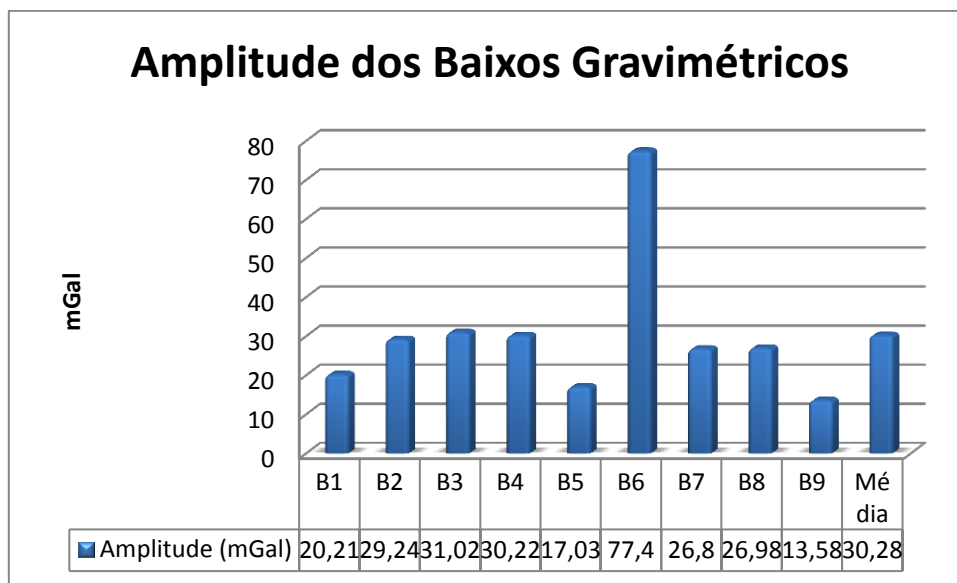


corresponde às anomalias A2 e A5; e o alto A6 é classificado como média amplitude (figura 5.5).

Os limites selecionados para diferenciar baixos gravimétricos em grupos de amplitudes distintas seguem o mesmo intervalo dos altos gravimétricos. Desta forma o baixo B6 se enquadrou como baixo de alta amplitude enquanto os baixos B2, B3, B4, B7 e B8 foram caracterizados como amplitude intermediária e as anomalias B1, B5 e B9 como baixos de pequena amplitude (figura 5.6).



**Figura 5.5** – Representação das amplitudes e da média das amplitudes dos altos gravimétricos em colunas.



**Figura 5.6** – Representação das amplitudes e da média das amplitudes dos Baixos gravimétricos em colunas.

#### 5.1.2.1 *Matched Filter* Gravimetria

A aplicação do *matched filter* (descrito no item 4.14) nos dados gravimétricos da anomalia Bouguer resultou uma decomposição em quatro respostas (camadas) com diferentes profundidades. A profundidade encontrada foi subtraída do valor da elevação dos dados (1060 metros). A interface mais superficial foi interpretada como ruído devido à profundidade média do topo das fontes apresentar valor acima do valor máximo de topografia da área. As outras três bandas estão divididas conforme a tabela 5.5 e encontram-se nas profundidades de 6,5 14,1 e 41 km.

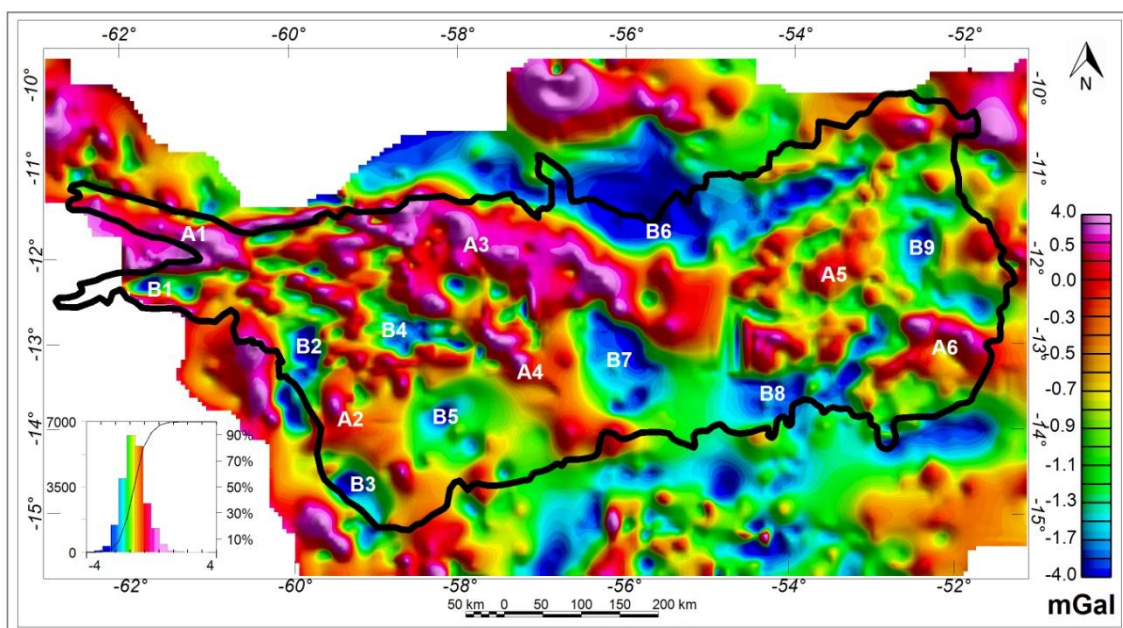
**Tabela 5.5** - Características do espectro de potência gravimétrico das bandas para cada interface.

Profundidade (km)	Comprimento de onda mínimo (km)	Comprimento de onda máximo (km)	Amplitude espectral (mGal)
6,5	11	14,52	$0,262 \times 10^{-6}$
14,1	14,52	20,9	$0,461 \times 10^{-5}$

Mesmo com a divisão por frequências, as bandas obtidas pelo *matched filter* apresentam mesma célula que a malha de anomalia Bouguer, desta forma não há perda de resolução para as diferentes profundidades associadas.

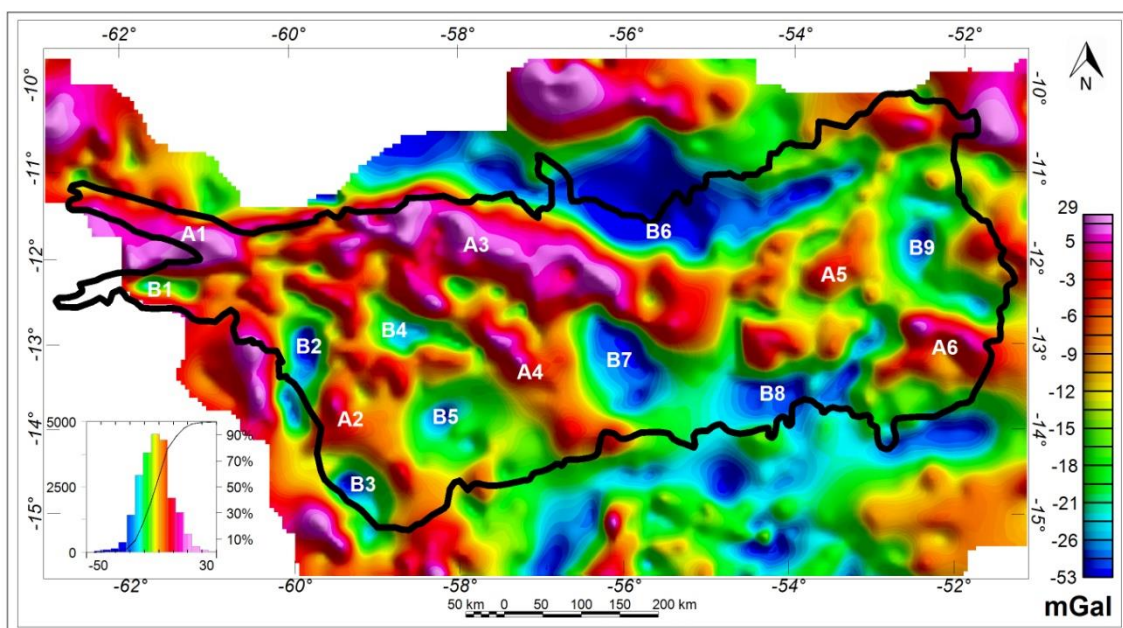
A partir do conhecimento prévio da espessura sedimentar da bacia (Braga e Siqueira 1996), os dados sugerem que a primeira camada, referente à profundidade de 6,5 km, marque a média do contato entre pacote sedimentar e embasamento. A segunda (referente à profundidade 14,1 km) pode estar associada à diferença composicional entre crosta superior e inferior marcada pela descontinuidade de Conrad. A terceira (referente à profundidade de 41 km) sugere uma média para a descontinuidade crosta-manto (*Moho*).

Na camada mais rasa do *matched filter* (figura 5.7) observa-se uma composição de valores que varia entre 1,05 e -2,2 mGal. Mesmo com pequena amplitude, as anomalias classificadas como altos e baixos gravimétricos na figura 5.4 apresentam limites mais nítidos. Esta camada apresenta predominância de direções preferenciais de alongamento das anomalias para cada uma das porções da bacia (porção oeste, central e leste), que refletem as unidades do embasamento. Uma análise mais detalhada será descrita ainda neste capítulo, no subitem domínios gravimétricos.



**Figura 5.7** – Mapa e histograma da componente rasa da anomalia Bouguer (6,5 km) com os altos e baixos gravimétricos identificados.

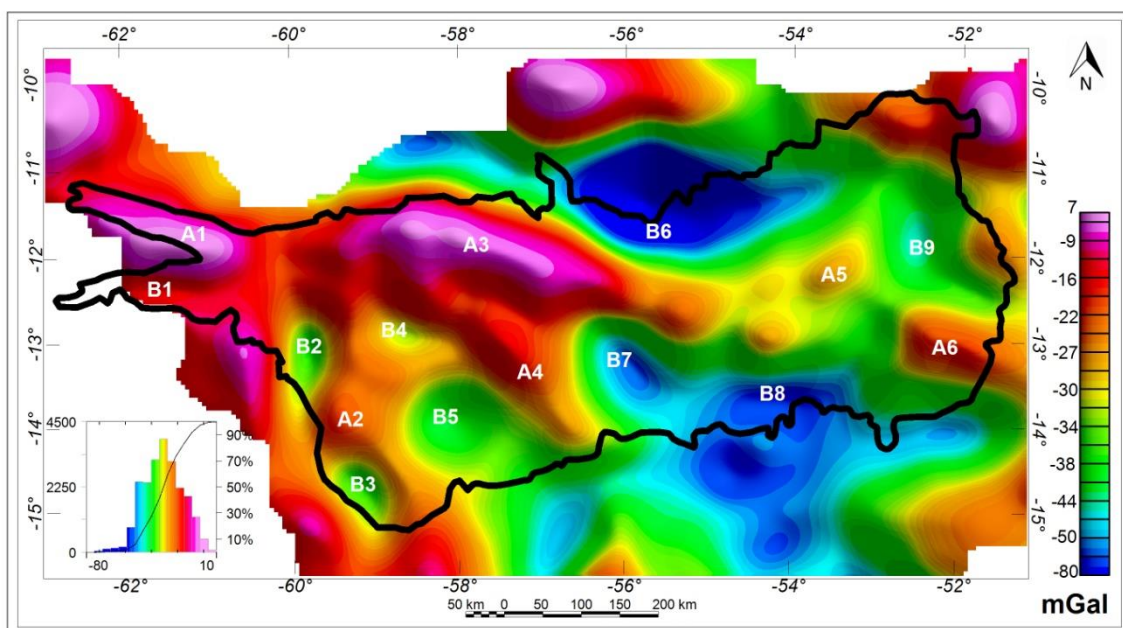
A camada intermediária (figura 5.8) do *matched filter* apresenta uma composição de valores que se estendem entre 10,3 e -32,6 mGal. Devido a sua profundidade, acredita-se que represente majoritariamente estruturas oriundas do Cráton Amazônico. Os comprimentos de onda intermediários apontam uma alta correlação entre o comportamento das estruturas mais profundas e parte do comportamento regional da Bacia. Essa interface apresenta, com forma e comprimento de ondas diferentes, as mesmas anomalias observadas na primeira camada. Isso sugere que as anomalias oriundas do contato entre o pacote sedimentar e embasamento são herdadas de contrastes crustais. É a interface com maior colaboração na amplitude dos altos gravimétricos com maior quantidade de valores positivos em mGal. A suavização da malha reflete na consolidação de alguns altos e na supressão dos baixos de amplitude baixa e intermediária.



**Figura 5.8** – Mapa e histograma da componente intermediária da anomalia Bouguer (14,1 km) com os altos e baixos gravimétricos identificados.

A camada profunda do *matched filter* (figura 5.9) apresenta valores que variam entre -2,75 e -56,8 mGal, apresenta os maiores comprimentos de onda associados as maiores amplitudes. De maneira geral, sua resposta é associada a estruturas cujo topo se encontra a um valor em torno de 41 km.

Nessa interface, o comportamento do campo observado apresenta maior continuidade entre os altos gravimétricos. Os mesmos se comportam como um grande bloco crustal estendido por toda a bacia. Os baixos B1, B4, B5 e B9 passam a ter uma baixa expressão na distribuição dos outros baixos encontrados na bacia, representando estruturas relativamente mais rasas. Os baixos B2, B6, B7 e B8 se revelam oriundos de discontinuidades e estruturas mais profundas que os outros baixos.



**Figura 5.9** – Mapa e histograma da componente profunda da anomalia Bouguer (41 km) com altos e baixos gravimétricos identificados.

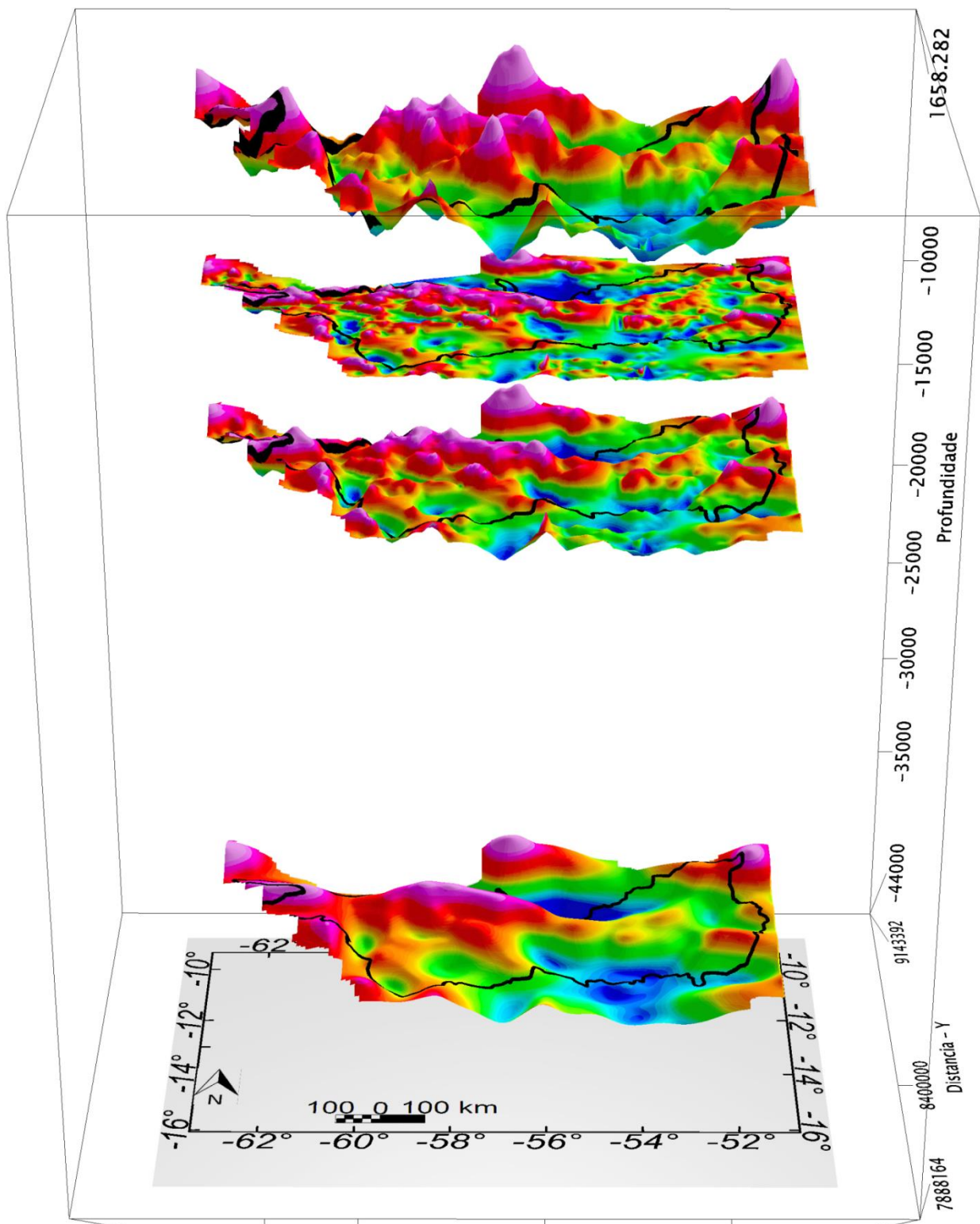
As diferentes interfaces apresentam intervalos próprios para os dados de anomalia Bouguer. Os dados das camadas um e três são constituídos prioritariamente de valores negativos ou com alguns resultados positivos próximos a zero. Cerca de 99% dos valores positivos estão presentes na segunda camada. Este fato sugere a presença de dois blocos crustais distintos compondo o Cráton Amazônico, separados pela descontinuidade de Conrad, em que a porção inferior é constituída por rochas com maior densidade. Este fato pode estar associado a uma diferenciação composicional das rochas e a uma maior compactação das mesmas.

A profundidade da última camada do *matched filter* é interpretada como a descontinuidade crosta-manto, uma vez que as estruturas responsáveis pelos altos gravimétricos possuem contraste positivo acima desta interface e negativo abaixo da mesma. Estudos recentes como Assumpção *et al.* (2013) e Van der Meijde *et al.* (2013) apresentam trabalhos com estimativa da espessura crustal com valores em torno de 35 a 40 km (com um erro de  $\pm 6$  km) para a Bacia dos Parecis. Desta maneira, o valor médio encontrado neste estudo de 41 km está dentro do intervalo de erro associado às estimativas de espessura crustal com

base no método da função do receptor propostos pelos autores acima citados. Esta comparação mostra que os dois métodos apresentam resultados semelhantes.

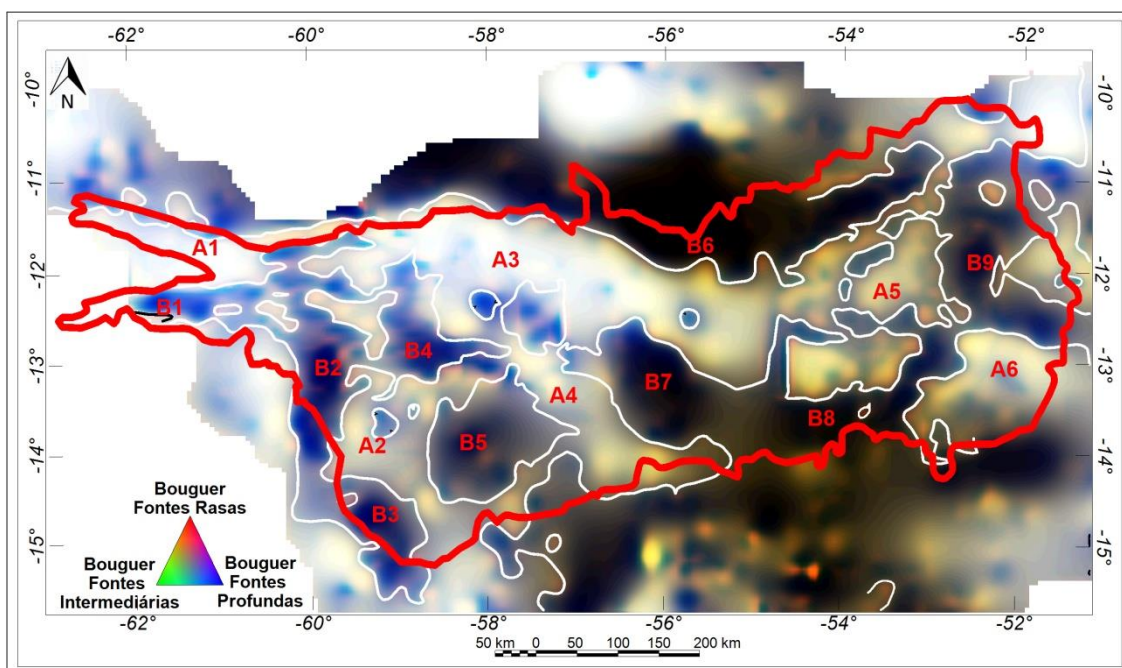
A figura 5.10 apresenta visualização 3D da anomalia Bouguer (em profundidade zero) e das camadas do *matched filter* projetadas em suas respectivas profundidades no azimute zero. Com o aumento da profundidade observa-se uma relação inversamente proporcional entre amplitudes e frequência, de modo que a resposta mais profunda é presente com maiores amplitudes e maiores comprimentos de onda.

A figura 5.11 apresenta a composição ternária das camadas do *matched filter* da anomalia Bouguer em conjunto com o contorno zero da primeira derivada vertical sob os altos e baixos gravimétricos, possibilitando interpretação qualitativa das três camadas do *matched filter* simultaneamente. A cor vermelha esta relacionada à camada mais rasa, a verde à camada intermediária e a azul à camada profunda. A bacia apresenta maior concentração de altos gravimétricos oriundos das três camadas (cor branca) na porção oeste e na porção central. A porção leste apresenta predominância de altos referentes à camada mais rasa, representada por uma maior concentração da cor vermelha.



**Figura 5.10** – Anomalia Bouguer (km 0) e suas bandas decompostas através do *matched filter* em suas respectivas profundidades (Fontes Rasas a 6,5 km, Fontes Intermediárias à 14,1 km e Fontes Profundas à 41 km). Visualização com inclinação 26° e Azimute 0°.



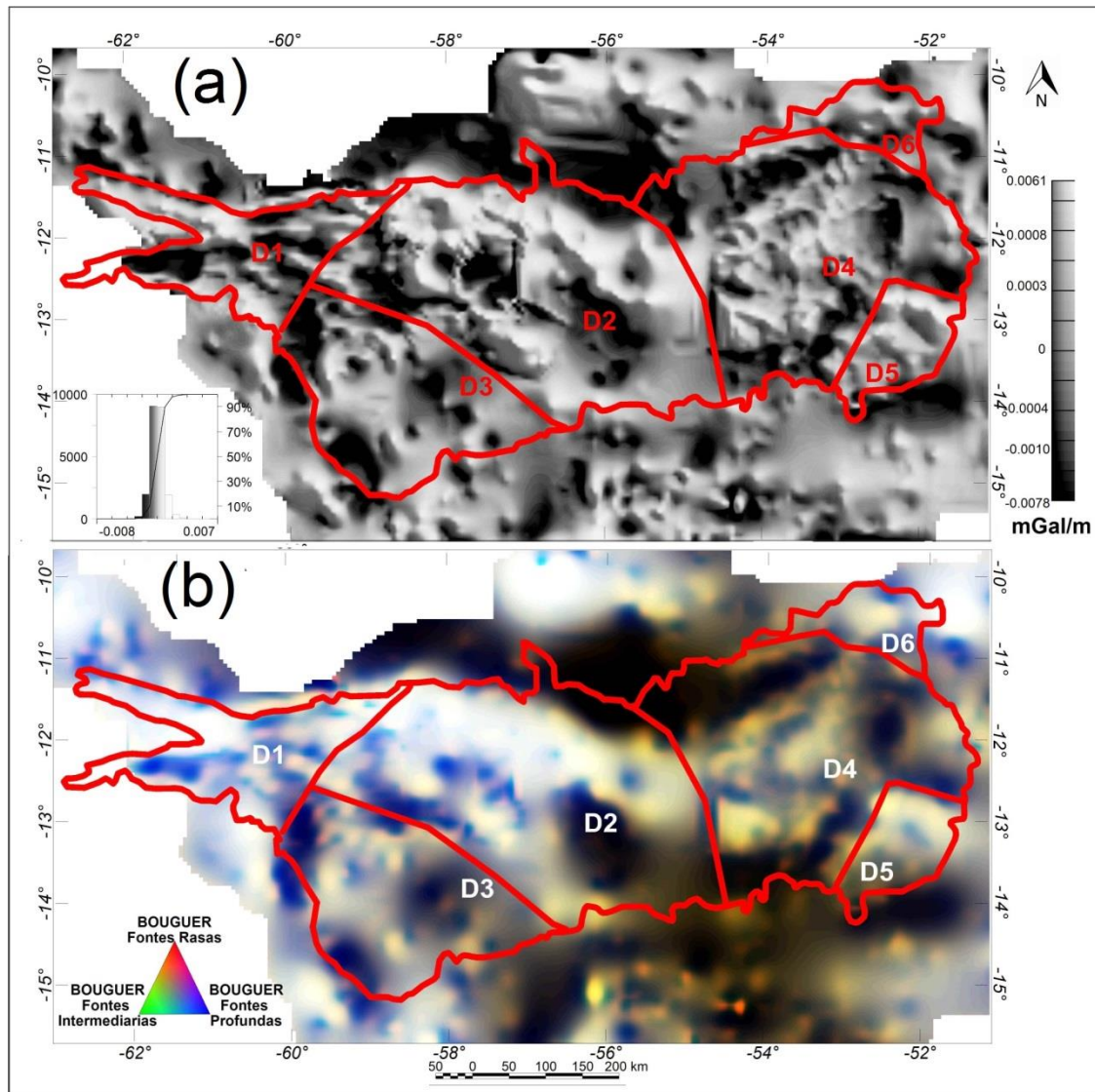


**Figura 5.11** – Composição ternária do *matched filter* das camadas rasa, intermediária e profunda retiradas da anomalia Bouguer com contorno da primeira derivada vertical igual a zero e os altos e baixos indicados.

### 5.1.2.2 - Domínios Gravimétricos

Um domínio é delimitado pela predominância de uma ou mais características das anomalias. Essas características são: orientação, comprimento de onda, amplitude, etc. Estão relacionadas às propriedades físicas das rochas do embasamento bem como à sua profundidade. A transição entre os domínios geofísicos não necessita, obrigatoriamente, ser evidenciada por uma mudança abrupta nos padrões das anomalias, em algumas ocasiões o padrão de anomalia muda gradativamente de um domínio para outro.

Neste trabalho, a primeira derivada vertical foi o produto utilizado para delimitação dos domínios gravimétricos. Foram diferenciados seis domínios gravimétricos regionais ao longo da Bacia dos Parecis (figura 5.12a), denominados D1, D2, D3, D4, D5 e D6.



**Figura 5.12** - (a) Sobreposição dos domínios gravimétricos sobre a primeira derivada vertical da anomalia Bouguer em cinza. (b) Sobreposição dos domínios gravimétricos sobre a composição ternária da anomalia Bouguer das 3 profundidades obtidas pelo uso do *matched filter*.

O primeiro domínio a ser analisado, D1, localiza-se na porção noroeste da bacia, o mesmo é caracterizado por anomalias de frequência alta e intermediária que se estendem, aproximadamente, na direção WE (figura 5.12). A borda norte desse domínio apresenta altos gradientes, enquanto a borda sul apresenta gradientes mais suaves. O domínio apresenta profundidade variável das fontes.

O segundo domínio (D2) recobre a maior área dentre os domínios e localiza-se na porção centro e noroeste da bacia (figura 5.12). D2 é caracterizado por um saliente alto gravimétrico de elevada amplitude e baixa frequência, alongado em um azimute próximo de 125°. Esse alto gravimétrico é sobreposto por anomalias que possuem variação sobre a direção preferencial das mesmas, entretanto, a maioria das altas frequências se encontram nos azimutes: 125°, 55°, 90 e 0° respectivamente. As amplitudes dessas anomalias encontram-se entre baixas e intermediárias. As respostas gravimétricas oriundas de fontes rasas tornam-se mais acentuadas na porção leste do domínio, representadas pela aparição da cor vermelha na figura 5.12b.

O terceiro domínio, D3, apresenta uma área intermediária entre os dois primeiros domínios (figura 5.12). Localizado na porção sudoeste da bacia, possui dimensões intermediárias entre os outros dois. As anomalias apresentam um padrão irregular com relação à forma e tamanho, sem uma direção preferencial. Observam-se anomalias arredondadas com amplitudes intermediárias, e possuem frequência baixa a intermediária. Quanto à resposta das profundidades, observa-se que D3 é rico em fontes rasas, marcadas pela presença de cores quentes na figura 5.12b.

O quarto domínio (D4) localiza-se na porção centro-leste da Bacia e ocupa a segunda maior área entre todos os domínios (menor apenas que D2). D4 é caracterizado por anomalias de alta frequência e amplitudes altas a intermediárias. As anomalias de maior frequência de onda são representadas sobre um alto gradiente por um padrão de direção preferencial aproximada de N30W convergindo para o encontro com o domínio 6 (D6). As anomalias deste domínio apresentam baixos gradientes seccionados por altas frequências na porção norte, convergentes também para D6. Observa-se que neste domínio os altos gravimétricos relacionados às fontes mais profundas em cor azul apresentam-se de maneira sutil (figura 5.12b). O gradiente negativo de maior amplitude é composto por todas as camadas (cor preta na figura 5.12b).

O quinto domínio (D5) encontra-se na porção sudeste da bacia. As assinaturas gravimétricas deste domínio apresentam semelhança com as

anomalias da borda leste do domínio D2, tanto na primeira derivada vertical (figura 5.12a) quanto na imagem ternária (figura 5.12b). A maior parte das anomalias encontra-se alongada, aproximadamente, no azimute 120°.

D6 é o menor domínio gravimétrico, localizado na porção nordeste da Bacia, apresenta extensão e direção preferencial das anomalias similares à D1. Ao que se refere a composição ternária, o domínio 6 se assemelha com D3.

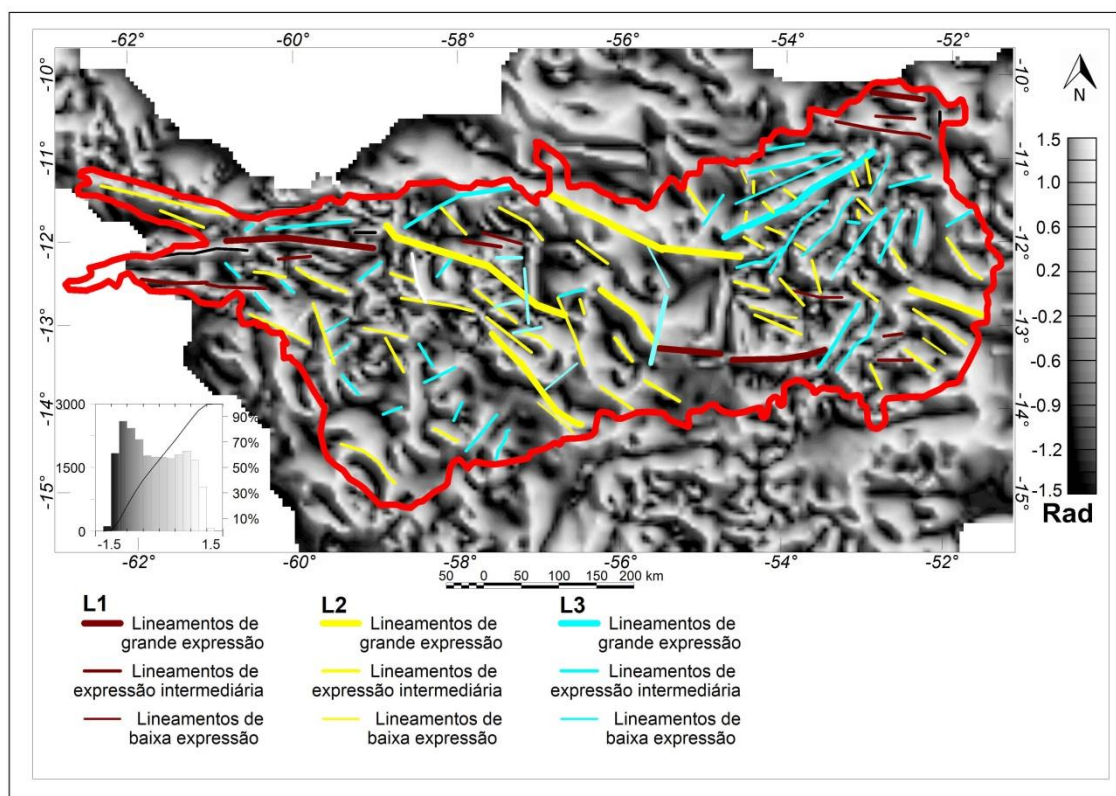
### 5.1.2.3 - Lineamentos Gravimétricos

Lineamentos são definidos como assinaturas geofísicas que apresentam comportamento linear ou curvilíneo. Representam zonas de fraturas, falhas ou contatos geológicos onde há contraste nas propriedades físicas das unidades geológicas. Estão associados aos limites físicos que condicionaram o desenvolvimento do arcabouço tectônico estrutural e, geralmente, possuem correlação com a geologia mapeada em superfície podendo prolongar-se em profundidade. O principal produto utilizado para traçar os lineamentos foi ISAGHT (figura 5.13), referente ao subitem 4.13. Os produtos do *matched* filter serão utilizados para analisar a continuidade dos lineamentos em diferentes profundidades

Os lineamentos foram agrupados em três classes: L1, L2 e L3. A primeira é composta por lineamentos que se encontram direção próxima de EW. A segunda engloba os lineamentos com direção aproximadamente NW. Já a terceira abrange os lineamentos com direção aproximadamente NE.

Dentre esses três grupos, foi realizada outra subdivisão com relação ao comprimento de onda observado no produto ISAGHT, respostas com maior comprimento de onda são definidas como lineamentos mais marcantes enquanto que respostas com menor comprimento de onda são expressas por lineamentos mais finos, dentre essas duas ainda há lineamentos com expressão intermediária (figura 5.9).

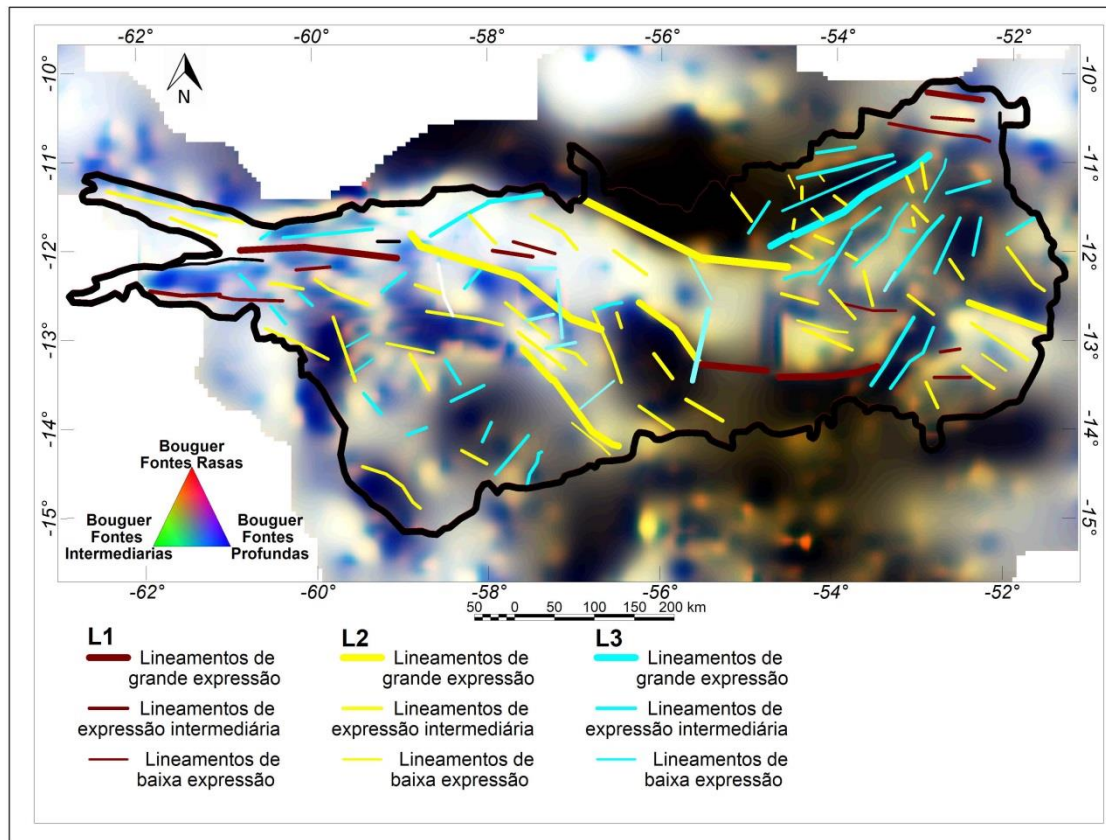
Através do traço destes lineamentos caracterizaram-se três direções estruturais que representam grande parte dos traços, são elas: N30E e EW, e N70W. Observa-se que a quantidade de lineamentos identificados é maior no grupo L2, seguido de L3 e L1. A quantidade de lineamentos mais marcantes é maior em L2, seguido de L1 e L3. Quanto aos de expressão intermediária L2 e L3 apresentam um numero semelhante de lineamentos, maior que L1. Os lineamentos de baixa expressão apresentam-se predominantemente nos lineamentos pertencentes a L1.



**Figura 5.13** – Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal (ISAGHT) do mapa de anomalia Bouguer e interpretação das três classes dos lineamentos gravimétricos L1, L2 e L3.

A figura 5.14 apresenta a sobreposição dos lineamentos na composição ternária das camadas do *matched filter* oriunda da anomalia Bouguer. Os lineamentos das direções NE e EW estão sobre uma área em que a resposta gravimétrica é influenciada de maneira significativa pela porção mais rasa da

bacia e ausência de resposta da camada mais profunda, refletindo cores quentes. Em contrapartida, grande parte dos lineamentos NW apresenta uma forte dependência de fontes mais profundas, são os com maior extensão.



**Figura 5.14** – Grupos de lineamentos gravimétricos interpretados sobre a composição ternária das componentes rasas, intermediárias e profundas do *matched filter* da anomalia Bouguer.

As direções preferenciais de lineamentos estão distribuídas de maneira distinta em cada domínio gravimétrico (figura 5.15), D1 apresenta direção predominante variável, na porção noroeste do domínio observam-se lineamentos WNW, a porção central é composta predominantemente por EW. D2 apresenta maior variação sobre a direção dos lineamentos, possui lineamentos de grande expressão (WNW), expressão intermediária (NE, NS, EW) e baixa expressão (NW, NE). Nota-se que os lineamentos de baixa expressão se apresentam de em maior número na porção sul do domínio. D3 apresenta uma área composta por lineamentos de baixa expressão sem direção preferencial, nota-se a ausência de lineamentos EW nesse domínio. D4

compreende a continuidade de lineamentos de grande expressão que se inicia em D2 na direção N70W, esse lineamento divide D4 em duas porções com diferentes direções preferenciais de lineamentos, de modo que a porção norte apresenta o conjunto de lineamentos de direção N30E e a porção sul apresenta um grupo de lineamentos mais próximos de EW, com a presença de apenas um N30E. D5 é marcado majoritariamente por lineamentos WNW com contribuição de dois lineamentos EW na porção oeste. D6 apresenta lineamentos WE de expressão intermediária.

A partir da obtenção das componentes do *matched filter* busca-se a continuação e classificação de alguns desses lineamentos a diferentes profundidades (figura 5.15).

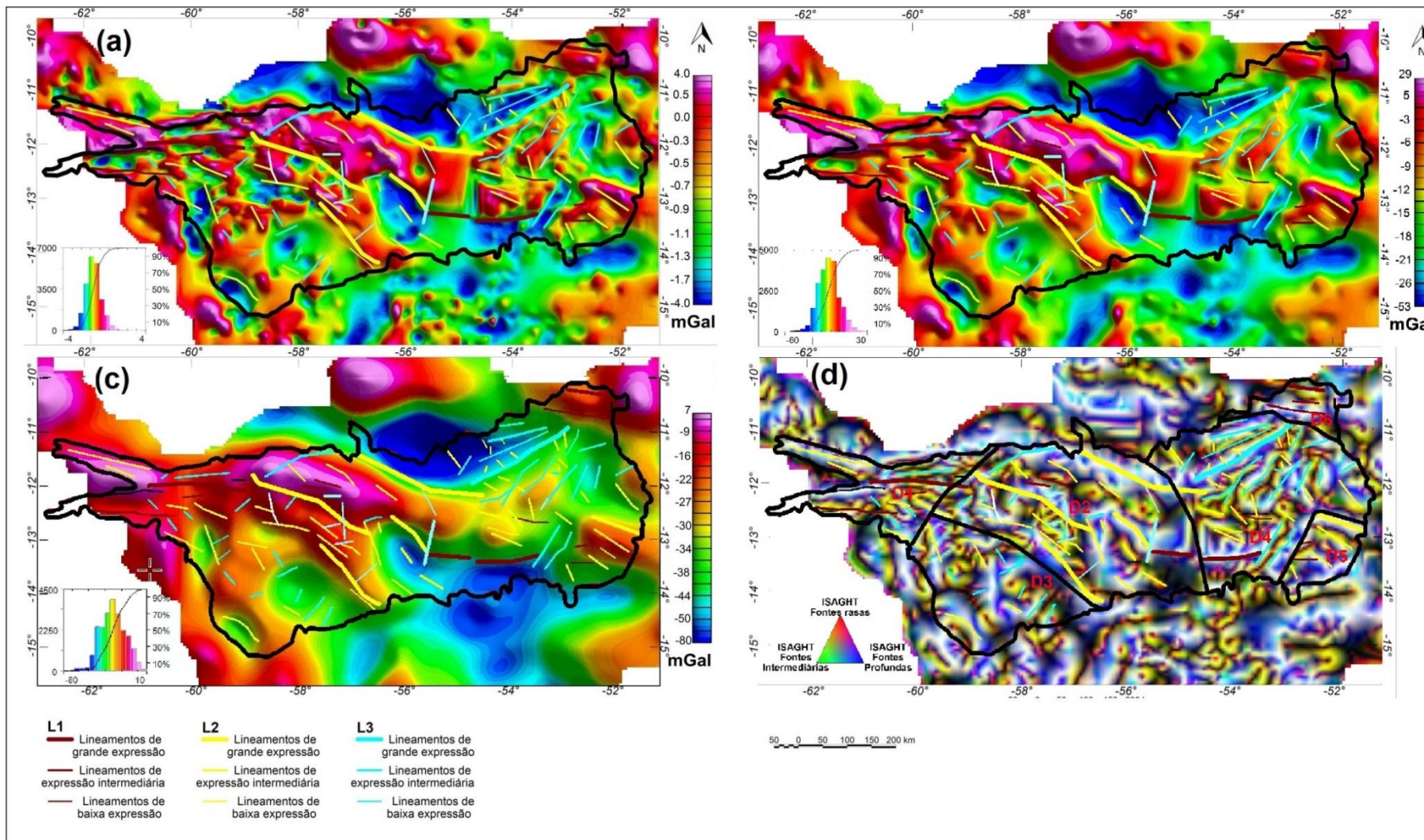
Principal direção de lineamentos rasos é apresentada na direção NE. Apresentam alta frequência com presença marcante da porção leste da Bacia (figura 5.15a). Partes destes lineamentos se localizam entre lineamentos perpendiculares ao mesmos, sugerindo que as estruturas alongadas nesta direção são posteriores as outras para a porção leste.

As principais direções observadas nos lineamentos são:

- i) Lineamentos EW: Direção marcante presente na porção noroeste da Bacia. Esta direção é observada ao longo da bacia em uma alta correlação com fontes de profundidades rasas e intermediárias (figura 5.15b).
- ii) Lineamentos NE: Direção marcante sobre os grandes domínios gravimétricos da bacia. Esta direção remete as estruturas mais profundas da bacia, representados pelos altos gravimétricos A3 e A4 (figura 5.13) presentes em todos os produtos da bacia, em especial no *matched filter* da camada profunda e na composição ternária. A partir da anomalia A3 a bacia segue um sistema de direções preferenciais distintas onde em sua porção nordeste observa-se direção de preferencial de estruturação N30E.

iii) Lineamentos EW: A porção noroeste de A4 apresenta, de forma mais nítida, estruturação EW enquanto a porção sudoeste não apresenta direção preferencial.





**Figura 5.15** – Grupos de lineamentos identificados através do produto ISAGHT (a) sobre a camada mais rasa do *matched filter*, (b) sobre a camada intermediária do *matched filter*, (c) sobre a camada mais profunda do *matched filter*, (d) Composição ternária do ISAGHT de cada uma das camadas retiradas do Matched Filter e os domínios e lineamentos gravimétricos

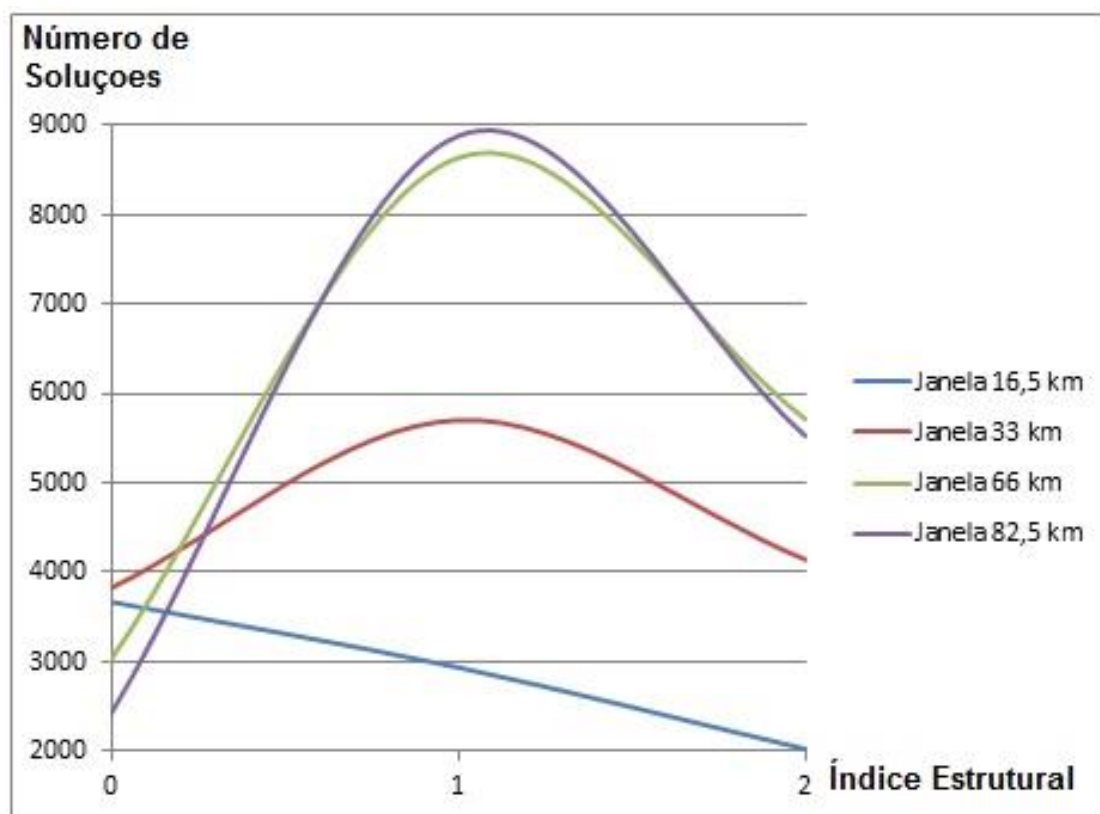
### 5.1.3 Análise Quantitativa

#### 5.1.3.1 Deconvolução de Euler

O presente trabalho apresenta 12 deconvoluções de Euler para gravimetria. Variando o índice estrutural para diferentes janelas (16,5; 33; 66 e 82,5 km). Buscando identificar padrões de soluções e corroborar os resultados qualitativos apresentados no trabalho. Este número de deconvoluções também busca diminuir algumas das inconsistências apontadas por Barbosa (2005) sobre o método.

Os índices estruturais usados para gravimetria são 0, 1 e 2, de modo que amostram, respectivamente, diques verticais, cilindros verticais ou horizontais, esferas ou estruturas de três dimensões.

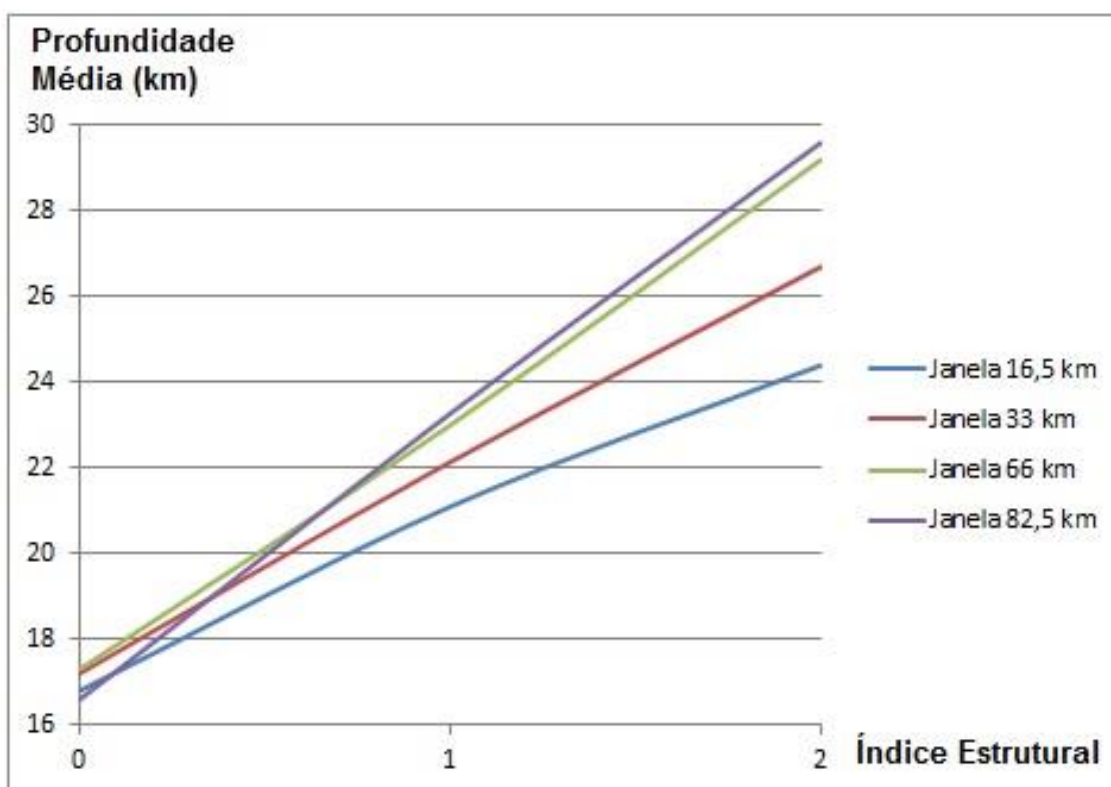
A figura 5.16 relaciona o número de soluções obtidas através da variação do índice estrutural para diferentes janelas.



**Figura 5.16** – Gráfico que mostra a relação entre o número de soluções da deconvolução de Euler (eixo y) e seu índice estrutural (eixo x) para diferentes janelas fixas.

Dentre as quatro janelas observadas na figura 5.16, a janela de 16,5 km apresenta um decaimento linear com o seu máximo em  $n = 0$ , enquanto as outras janelas se comportam como parábolas com concavidade negativa e seu valor máximo em  $n = 1$ . Este fato aponta que maioria fontes gravimétricas representadas no trabalho são referentes à em estruturas bidimensionais.

A figura 5.17 apresenta a variação da média de profundidade de soluções com relação à variação do índice estrutural para diferentes janelas fixas. Observa-se um comportamento diretamente proporcional e linear entre essas grandezas para todas as janelas. Infere-se que a inclinação das retas é diretamente proporcional ao tamanho da janela, todavia a mesma parece ter um limitante superior devido a uma pequena variação de inclinação entre as janelas de 66 e 82,5 km. Esta limitante aponta que basicamente todos os comprimentos de onda já foram amostrados na janela de 66 km.



**Figura 5.17** – Gráfico que mostra a relação entre a média de profundidade das soluções oriundas da deconvolução de Euler em função do índice estrutural para diferentes janelas fixas.

Este trabalho considera as soluções ( $z$ ) com resposta acima da primeira camada obtida do *matched filter* como soluções rasas ( $z < 6,5$  km), soluções compreendidas entre as camadas rasa e intermediária do *matched filter* como soluções intermediárias ( $14,1$  km  $< z < 6,5$  km), soluções compreendidas entre as camadas intermediária e profunda do *matched filter* ( $14,1$  km  $< z < 41$  km) como soluções profundas, e para soluções mais profundas que a resposta do *matched filter* para maiores comprimentos de onda ( $z > 41$  km) como soluções muito profundas.

Durante a etapa de interpretação é possível observar as soluções de Euler em três dimensões, facilitando a visualização da localização das mesmas. A janela de 16,5 km (figura 5.18) apresenta resultados importantes relacionados configuração estrutural da bacia. Por ser a menor janela analisada, não analisa os maiores comprimentos de onda que, de maneira geral, estariam associados a estruturas mais profundas. Entretanto, devido ao tamanho da malha do grid de integração (5,5 km) perderam-se respostas de estruturas intrasedimentares, relacionadas aos menores comprimentos de onda, desta forma a nuvem de soluções rasas é esparsa. Observa-se nas diferentes respostas para diferentes índices estruturais que para  $n = 0$  as respostas rasas, intermediárias e muito profundas são poucas quando comparadas à respostas profundas se concentram em torno de 25 km, todavia há um aumento notável do número de soluções quando a profundidade atravessa os 6,5 quilômetros (camada rasa do *matched filter*), esse fato fortalece uma interpretação inicial de que esta seja uma boa estimativa para a média do embasamento para a bacia (figura 5.18).

Quando a localização das soluções presentes nos diferentes índices estruturais da janela de 16,5 km observa-se que, para profundidades rasas, apenas  $n = 1$  apresenta uma nuvem considerável de soluções localizadas nas porções sul e sudoeste da Bacia (figura 5.18). Para profundidades intermediárias, observa-se, que para  $n = 0$  e  $n = 2$  as soluções localizam-se de forma predominante na porção oeste da Bacia, com outra nuvem de dimensão considerável ao centro-sul da Bacia; em  $n = 1$  a nuvem é bastante esparsa e não há predominância de localização das soluções. Para a profundidade

profunda, observa-se uma alta correlação independente do índice estrutural, o que indica uma porção da crosta com bastante complexidade e com uma vasta gama de integração de respostas gravimétricas.

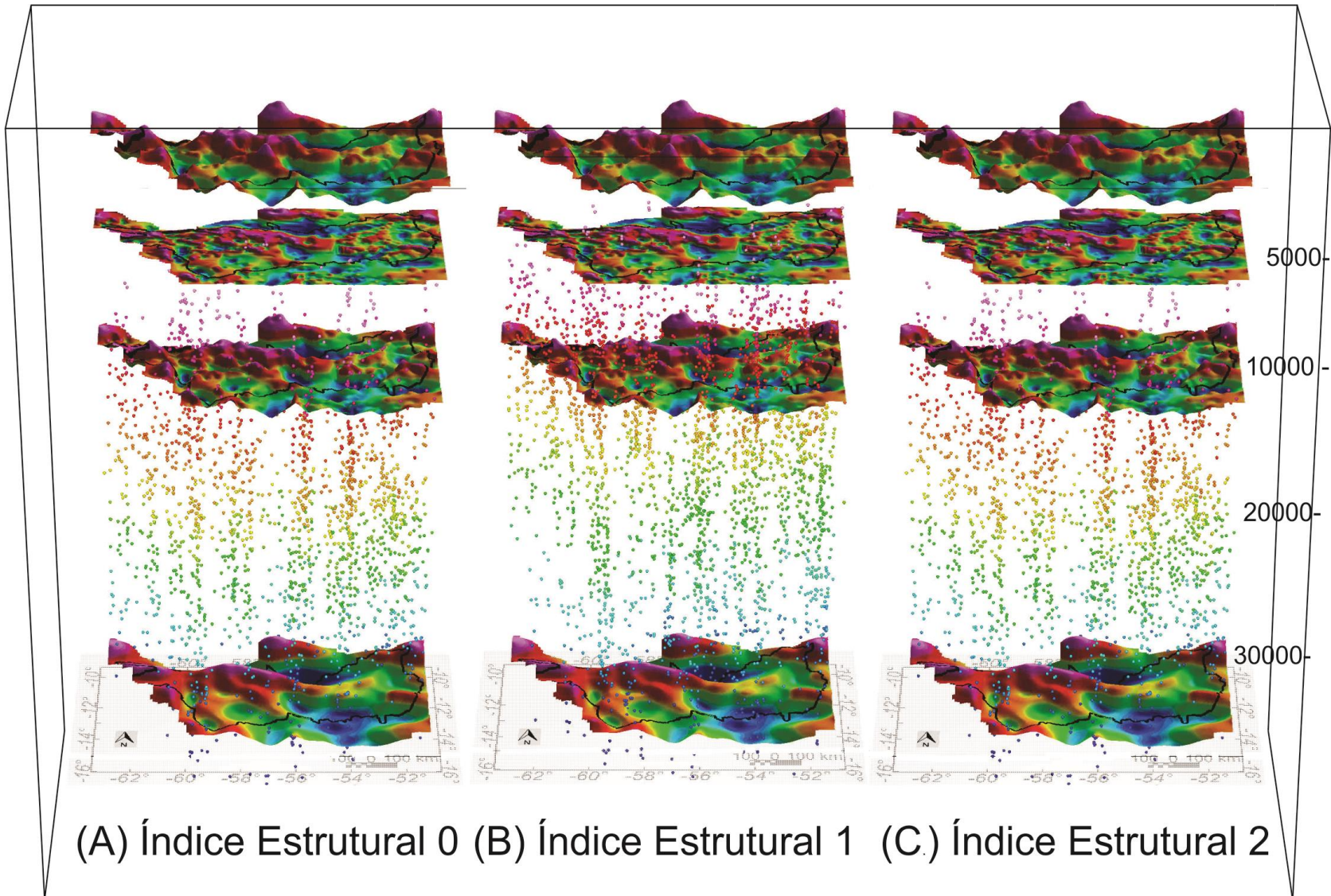
A janela de 33 km (figura 5.19) é representada na figura 5.24. Nas profundidades rasas ( $z < 6,5$  km) observa-se uma predominância de respostas para o índice estrutural  $n=0$ , distribuídas aleatoriamente sobre a bacia, de modo que há uma maior densidade na porção oeste da mesma. Para respostas intermediárias também se observa uma predominância de resultados no índice estrutural  $n=0$ , todavia o limite (14,1 km) estipulado pelo *matched filter* é novamente observado para  $n=1$  uma vez que a nuvem de soluções se torna bem mais densa nesse intervalo. Para  $n=2$  observa-se um ganho considerável de soluções na profundidade intermediária, todavia esse número é desconsiderado quando comparado com a resposta do mesmo nível para outros índices. Por fim, para as respostas profundas, observa-se uma ausência de soluções na porção oeste da bacia para  $n=0$ , essa ausência é incrementada com o aumento do índice estrutural e para  $n=1$  e  $n=2$ . A porção oeste apresenta uma nuvem de resultados bastante complexa. Observa-se uma quebra da densidade de soluções em  $n=1$  em aproximadamente 27 km

A janela de 66 km (figura 5.20) apresenta ausência de soluções rasas para todos os índices estruturais. Todavia, para soluções intermediárias a predominância ocorre em  $n=0$ , na porção central da bacia. Observa-se claramente que para  $n=1$ , a porção intermediária apresenta nuvens de soluções distintas nas regiões noroeste, sul e sudeste. Para soluções profundas observa-se a ausência de soluções na porção leste da bacia para  $n=0$ . A maior densidade de pontos obtida em  $n=1$  é observada próximo dos 27 km. Essa profundidade se torna um limitante superior para a maioria das soluções observadas em  $n=2$ . Em  $n=2$  também há preenchimento das zonas sem soluções de  $n=0$  e as respostas mais profundas de todas as deconvoluções.

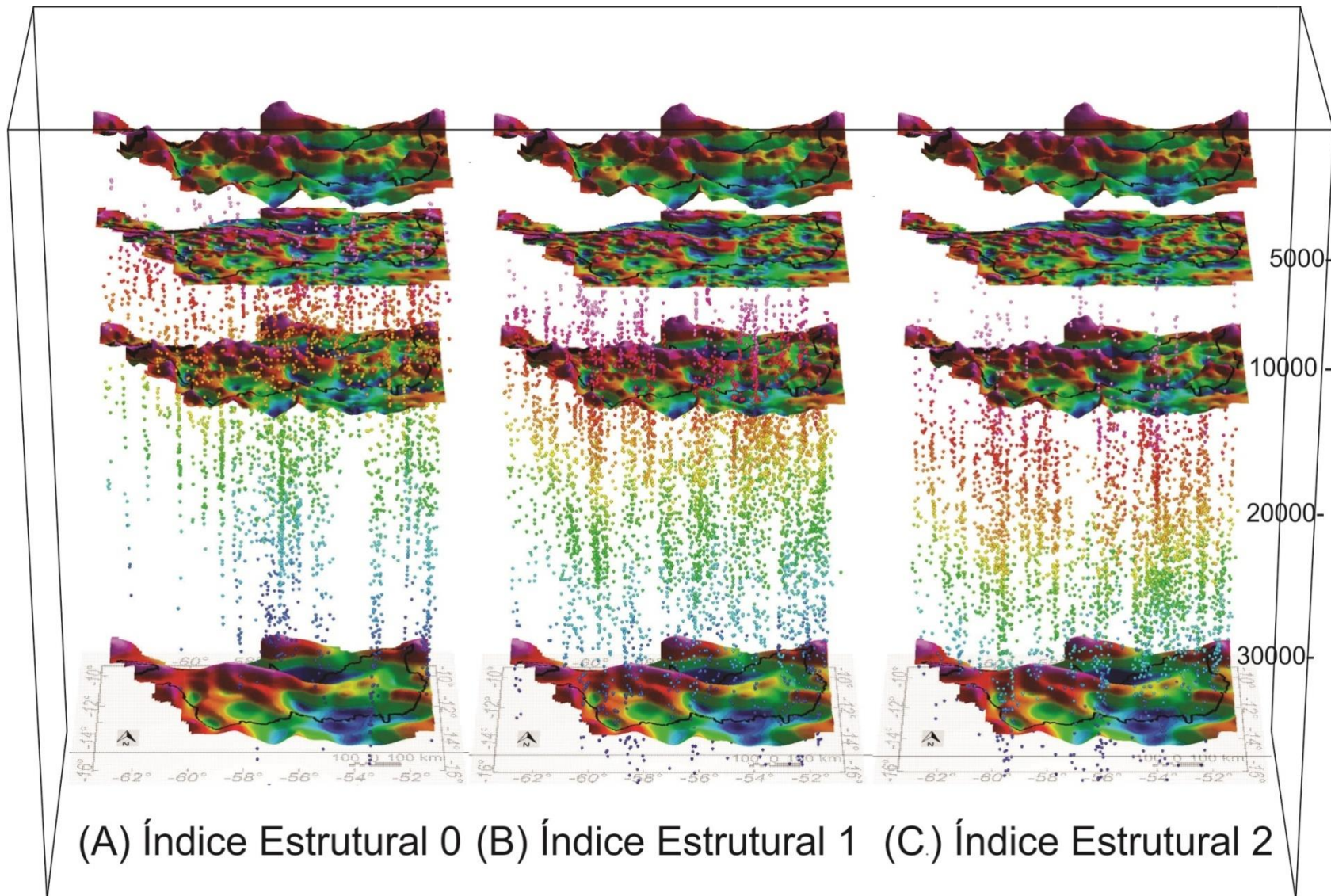
As soluções rasas da janela de 82,5 km são apenas encontradas (em pequeno número) para  $n=0$ . Quando se observa as porções intermediárias encontra-se um padrão mais conciso das soluções, de modo que se mostram

mais concentradas em picos de anomalia. Para  $n=0$  essa porção é caracterizada por uma predominância de soluções nas porções: noroeste, central (da borda norte à borda sul) e leste. Para  $n=1$  observa-se que os mesmos locais evidenciados em  $n=0$  são, porém as soluções deste índice estrutural se apresentam de forma mais concisa e a profundidades mais elevadas. Para  $n=3$ , essa porção apresenta apenas dois picos de solução: porção central e porção sudeste.

Ainda para a janela de 82,5 km (figura 5.21), as soluções profundas, desde a análise dos gráficos da média de profundidade e do número de soluções se aproximava bastante da janela de 66 km. Todavia a janela maior exibia um menor número de soluções e uma maior média de profundidade de soluções.

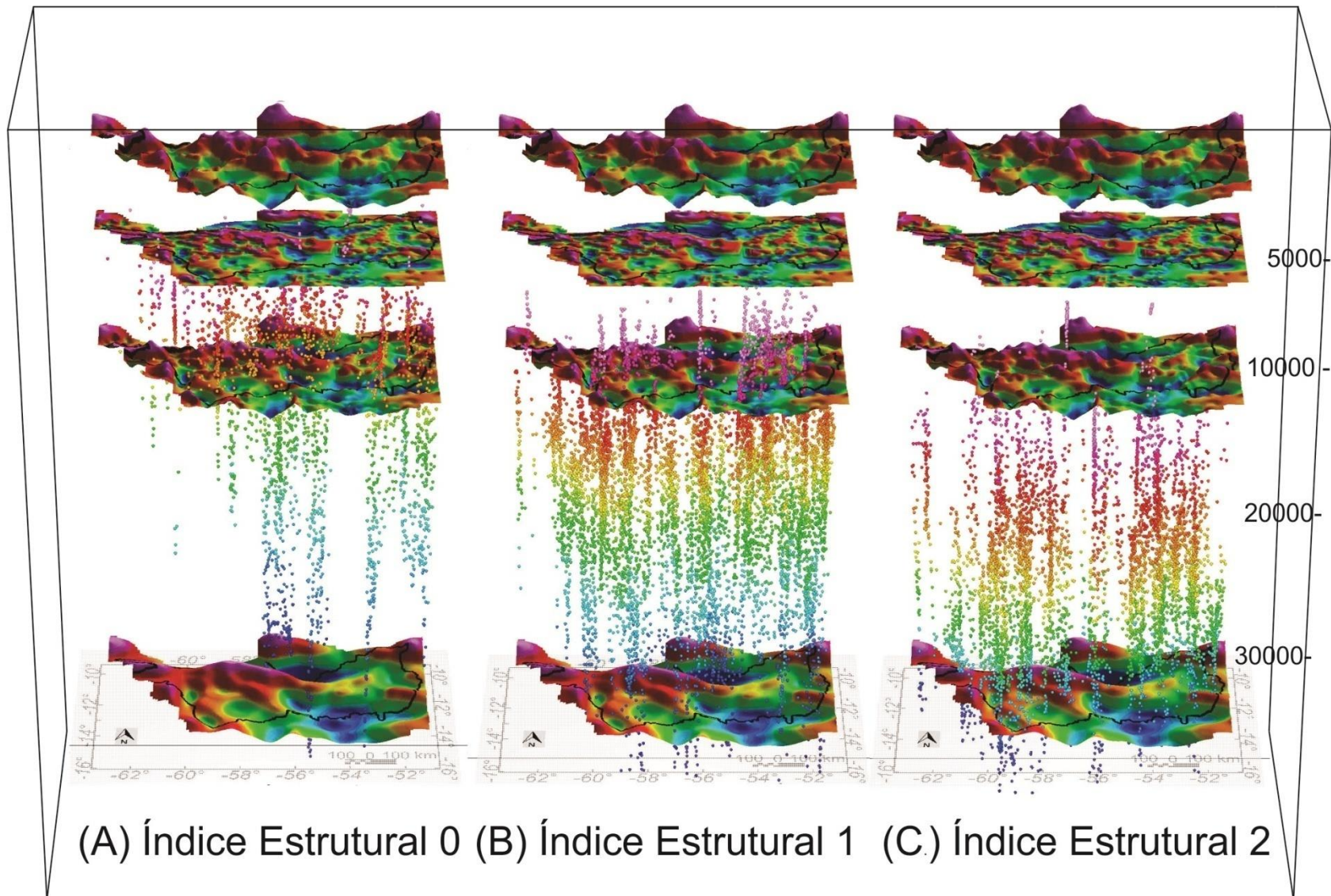


**Figura 5.18** – Integração da anomalia Bouguer, componentes rasa, intermediária e profunda do *matched filter* com as soluções de Euler para os diferentes índices estruturais ( $n$ ) à janela de 16,5 km; (A)  $n = 0$ ; (B)  $n = 1$ ; e (C)  $n = 2$ .

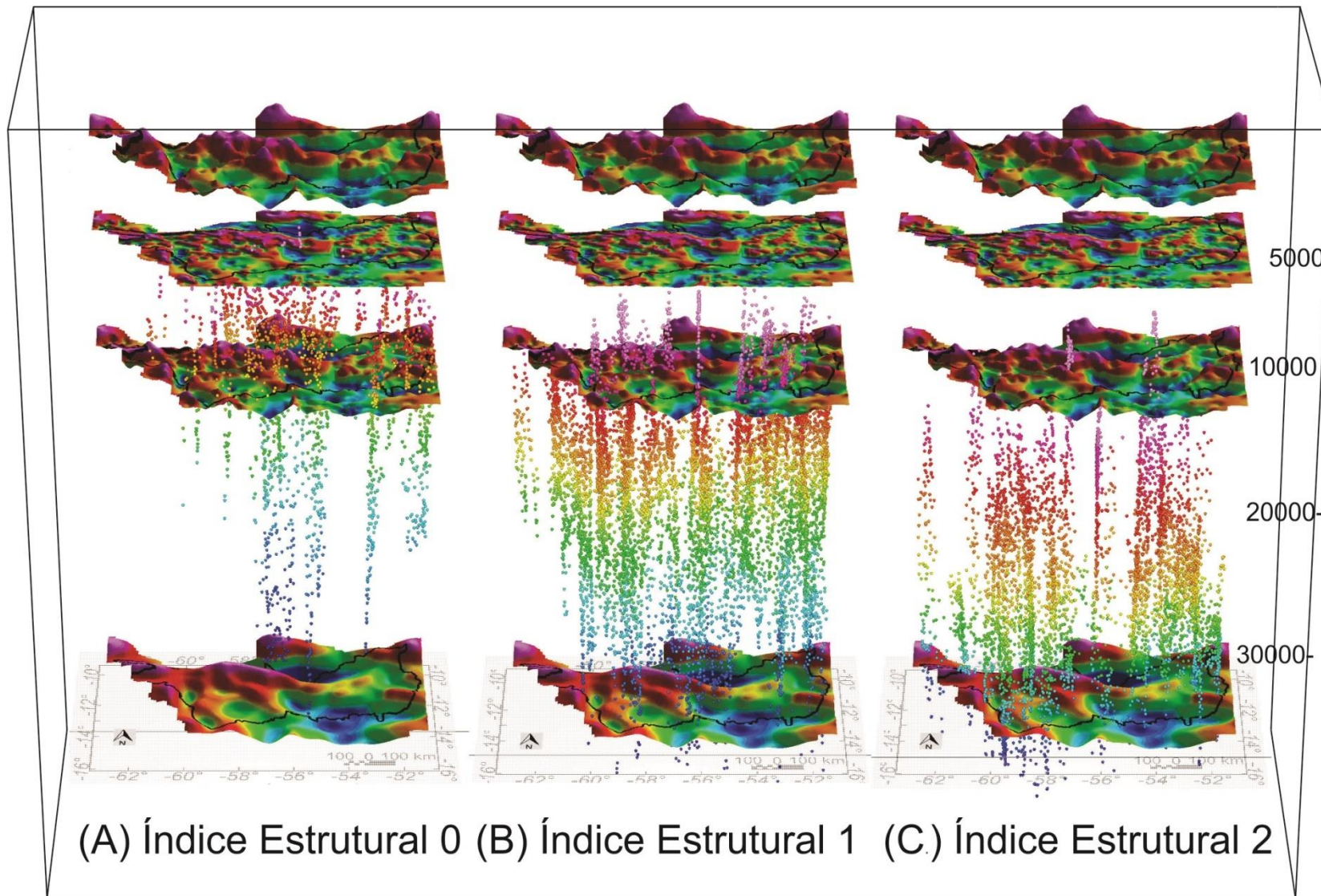


**Figura 5.19** – Integração da anomalia Bouguer, componentes rasa, intermediária e profunda do *matched filter* com as soluções de Euler para os diferentes índices estruturais ( $n$ ) à janela de 33 km; (A)  $n = 0$ ; (B)  $n = 1$ ; e (C)  $n = 2$ .





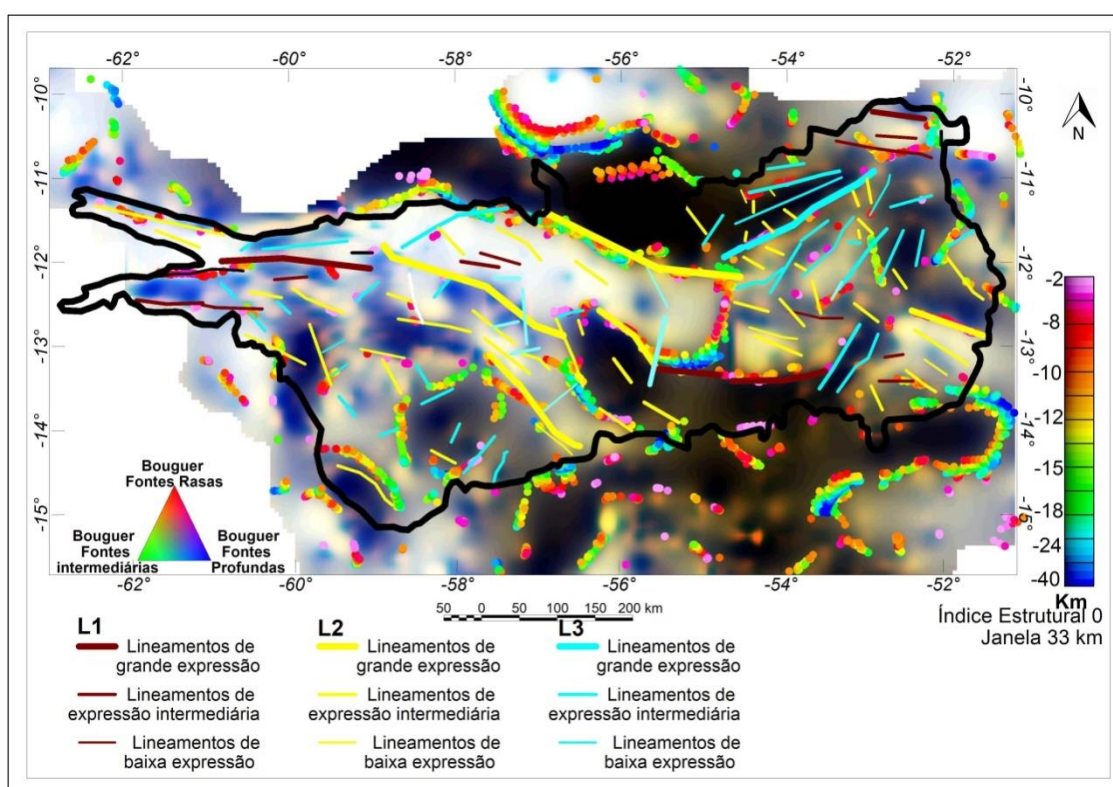
**Figura 5.20** – Integração da Anomalia Bouguer, componentes rasa, intermediária e profunda do *matched filter* com as soluções de Euler para os diferentes índices estruturais ( $n$ ) à janela de 66 km; (A)  $n = 0$ ; (B)  $n = 1$ ; e (C)  $n = 2$ .



**Figura 5.21** – Integração da Anomalia Bouguer, componentes rasa, intermediária e profunda do *matched filter* com as soluções de Euler para os diferentes índices estruturais ( $n$ ) à janela de 82,5 km; (A)  $n = 0$ ; (B)  $n = 1$ ; e (C)  $n = 2$ .

Por meio da fixação de janelas e da variação do índice estrutural foi possível observar qual dos produtos apresentou uma a melhor resposta para soluções com profundidades próximas ao embasamento. Optou-se para uma visualização em 2D as soluções da janela de 33 km e índice 0, pois a mesma apresenta um equilíbrio entre soluções referentes a fontes rasas e profundas. Refletindo respostas crustais que podem estar se relacionadas a estruturas do embasamento.

A composição ternária em conjunto com as soluções de Euler apresenta uma possibilidade de análise qualitativa e quantitativa simultaneamente, pode-se observar a real profundidade do topo dos corpos com o qual a componente está sendo apresentada. Como pode ser observado na figura 5.22.



**Figura 5.22** – Imagem ternária das componentes rasa, intermediária e profunda da anomalia Bouguer obtidas do matched filter em conjunto com os lineamentos gravimétricos e as soluções da deconvolução de Euler para janela de 33 km e  $n=0$ .

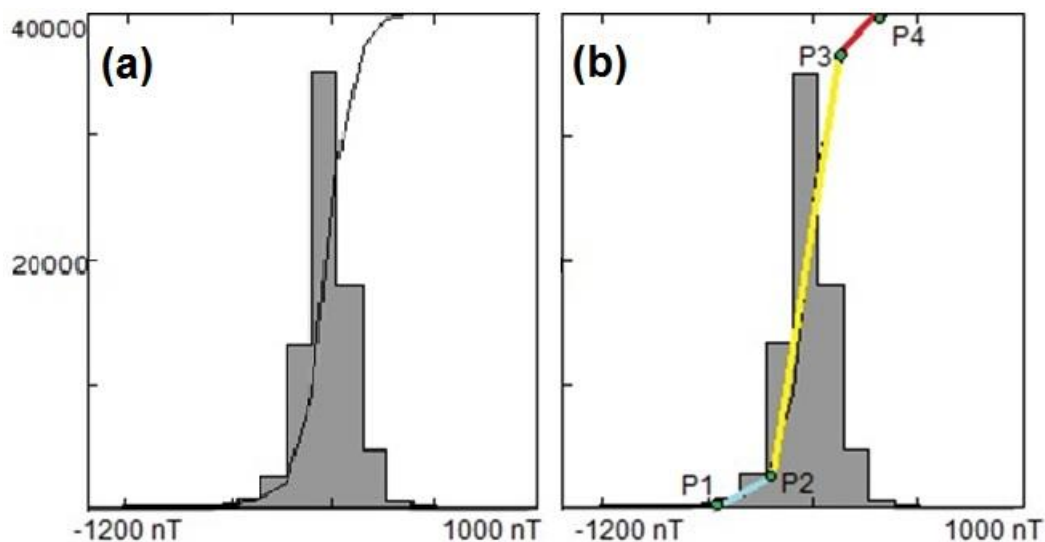
Nota-se que a figura 5.22 apresenta correlação entre a posição dos lineamentos traçados e as soluções da deconvolução de Euler. A maior parte das soluções profundas está associada aos lineamentos do grupo L2, enquanto a maior parte as soluções exclusivamente rasas, está associada aos lineamentos do grupo L1 e L3.

## **5.2 INTERPRETAÇÃO DE MAGNETOMETRIA**

De maneira similar ao que foi realizado com os dados de gravimetria, o início da interpretação magnética se dá por uma análise descritiva do conjunto de dados do campo magnético anômalo (CMA). Entretanto, devido à complexidade da associação de anomalias ao caráter dipolar do campo magnético não se trabalhou com a análise descritiva das anomalias magnéticas, uma vez que a caracterização apenas de um alto ou de um baixo não apresenta sentido físico. Trabalhando apenas com o conjunto de dados obteve-se a média, desvio padrão, e o comportamento dos dados magnéticos.

### **5.2.1 Análise Descritiva**

O histograma do CMA exibe a densidade e a variação dos dados magnéticos. De maneira análoga à gravimetria, o número de classes “C” do histograma é dado por Struges (eq. 5.1). O histograma apresenta uma distribuição normal e a curva de frequência acumulada apresenta 2 pontos de mudança de inclinação: 375 e -237 nT (figura 5.23 e tabela 5.6).



**Figura 5.23** – a) O histograma do CMA da Bacía dos Parecis foi dividido em 16 classes, segundo o critério de Sturges (Sturges, 1926) b) Subdivisões da curva de frequência em seguimentos correspondentes à distribuição de dados. Seguimento azul corresponde a primeira curva de inclinação que varia de -375 à -237 nT; o segundo seguimento (reta amarela) varia de -273 à 175 nT; e o terceiro seguimento (reta vermelha) varia de 175 à 312.5 nT; P1, P2, P3 e P4 são os pontos de intersecção das retas traçadas na interpretação.

O desvio padrão da distribuição de dados magnéticos é da ordem de 103,6 nT (tabela 5.6). Um valor de desvio padrão aproximadamente quatro vezes maior que o dos dados gravimétricos é explicado pelo caráter do campo e pela variação da susceptibilidade magnética ser bem maior que a variação de densidade das rochas. A tabela 5.7 apresenta a porcentagem de pontos para cada intervalo apresentado na figura 5.23.

**Tabela 5.6** - Valores da curva de frequência apresentados na figura 5.23.

Curva de Frequência Acumulada
Valor mínimo: -1032 nT
Valor máximo: 836 nT
Média: -25,40 nT
Mediana: -20,60 nT
Desvio Padrão: 130,6 nT
Número de amostras: 77045

Tabela 5.7 – Coluna 1 corresponde ao valor do ponto Pn em nT (n= 1, 2, 3 e 4); Coluna 2 representa o limitante superior do intervalo; Coluna 3 representa, em porcentagem, a amostragem de pontos dentro do intervalo [-1032, Pn].

Pontos	nT	Porcentagem
P1	-375	1,14
P2	-237	4,43
P3	175	94,82
P4	312,5	98,99

### 5.2.2 Análise Qualitativa

O mapa do campo magnético anômalo (CMA) (figura 5.24a) apresenta dipolos magnéticos estendidos ao longo da bacia, bem como uma grande diferenciação sobre a frequência encontrada ao longo da bacia. De maneira geral, a frequência diminui na direção NE a partir da porção sudoeste da bacia. Os grandes comprimentos de onda se apresentam na porção intermediária da bacia se estendendo para a WNW.

Devido ao filtro de continuação ascendente utilizado para homogeneizar os levantamentos antes de integra-los, muitas das fontes magnéticas mais rasas não são evidenciadas no mapa do CMA e da Redução ao polo. A derivada vertical (figura 5.24b) possibilita a observação de algumas estruturas oriundas de fontes mais rasas. A localização dos maiores e menores gradientes na porção central da bacia sugerem direções preferenciais de estruturas alongadas nas direções WE, N70W e N30E, respectivamente indo da porção oeste para a porção leste (figura 5.24b).

No mapa da redução ao polo (figura 5.24c) observa-se que o padrão das direções preferenciais observados no CMA é mantido, entretanto há uma sutil suavização nas altas frequências apresentadas, observados na porção sudoeste e nordeste da bacia. Nota-se também uma correlação nas bordas da porção central da bacia com elevado gradiente. O que pode indicar que a norte o limite observado geologicamente também segue em subsuperfície e que o

contato entre esses meios geológicos distintos apresenta estruturas magnéticas.

A resposta do ASA eleva o valor das derivadas ortogonais ao quadrado, ele “balanceia” o efeito do caráter do campo e apresenta um mapa centralizando a fonte das anomalias (para dipolos), e bordejia grandes estruturas. A figura 5.24d apresenta respostas de pequenos comprimentos de onda e respostas com grandes comprimentos de onda. As respostas com menores comprimentos de onda estão associadas a estruturas mais rasas, e de forma não linear, o crescimento do comprimento de onda indica que o corpo ou a estrutura originária da resposta magnética se encontra em maior profundidade.

A figura 5.24 compila os produtos citados acima, buscando visualizar as diferenças mencionadas em cada um dos produtos. As características marcantes no CMA são apresentadas de forma mais suavizada no DRTP, enquanto o DZ, em cinza, apresenta uma textura magnética mais rugosa. Em 2006, Li exibiu vários erros comuns ao interpretar utilizando o ASA, e concluiu que a forma mais correta de utilizá-lo para interpretação qualitativa é com o auxílio do mapa do CMA reduzido ao polo. Observa-se da figura 5.24 que, dentro da Bacia, os altos relativos da Redução ao polo diferencial possuem marcante correlação com os picos da Amplitude do Sinal Analítico, reforçando a confiabilidade dos produtos para interpretações qualitativas.

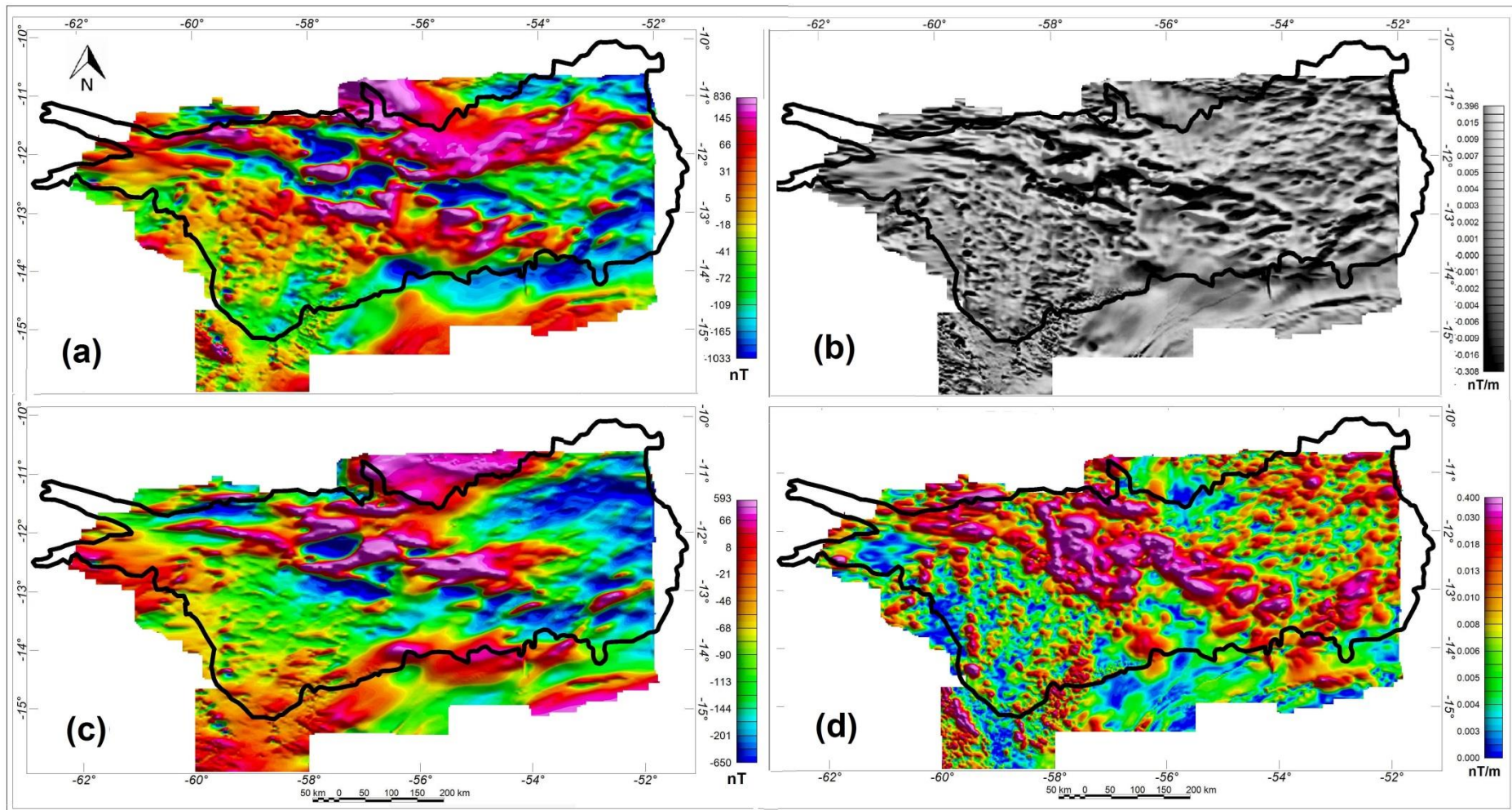


Figura 5.24 - Compilação das figuras oriundas do CMA (a): DZ (b), DRTP (c), ASA (d).



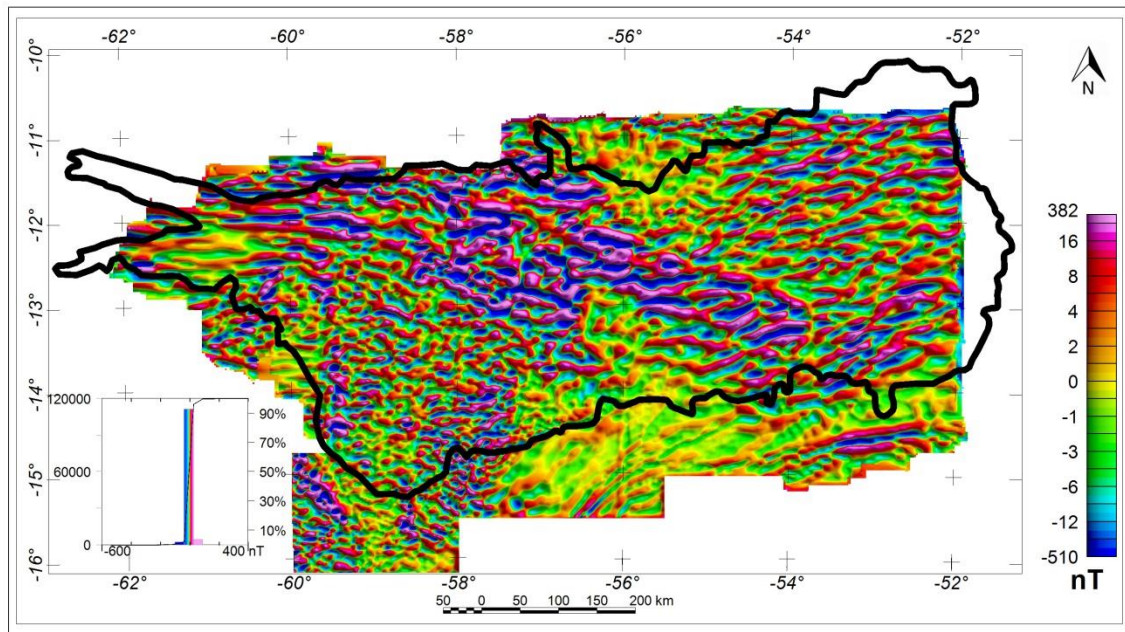
### 5.2.2.1 Matched Filter Magnetometria

Assim como na gravimetria, o espectro de potencia foi decomposto em quatro bandas relativas à inclinação da reta ajustada ao espectro de potencia dos dados. A de menor inclinação, correspondente a mais superficial, foi associada a ruído devido à profundidade média das fontes encontrar-se acima do maior valor de topografia da região. As outras três camadas (tabela 5.7) foram obtidas com as profundidades de 5,4, 15,4 e 26,1 quilômetros, denominadas: rasa, intermediária e profunda, respectivamente.

**Tabela 5.8** – Características do espectro de potencia magnético das bandas para cada interface.

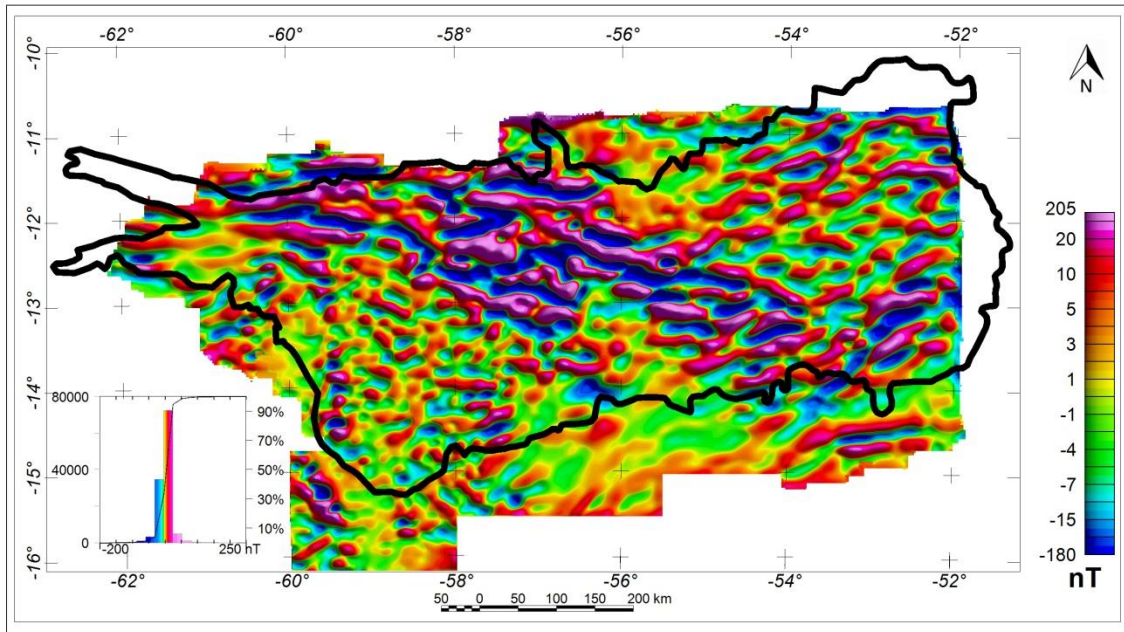
Profundidade (km)	Comprimento de onda mínimo (km)	Comprimento de onda máximo (km)	Amplitude espectral (nT)
5,4	6,8	25,6	1363
15,4	25,6	71,1	1689
26,1	71,1	∞	3962

A componente rasa indica a profundidade média em que ocorre o primeiro contraste magnético elevado se situa a 5.400 metros. Interpreta-se que essa componente representa, em parte, o contato entre pacote sedimentar e embasamento. Essa componente do CMA é observada na figura 5.25 em que se distribuem as mais altas frequências dentre as 3 camadas. Através do histograma observa-se a amplitude dos dados com média de 18 nT e desvio padrão muito baixo, próximo de 0.003 nT enquanto os valores de amplitude variam de -540 à 382 nT. O conjunto de dados sugere poucas regiões com uma susceptibilidade magnética elevada. A retirada dos maiores comprimentos de onda favorece a visualização sobre o alongamento e estiramento das anomalias para cada uma das anomalias magnéticas da bacia, apresentando de maneira mais nítida as direções preferenciais mencionadas anteriormente na interpretação qualitativa do CMA.



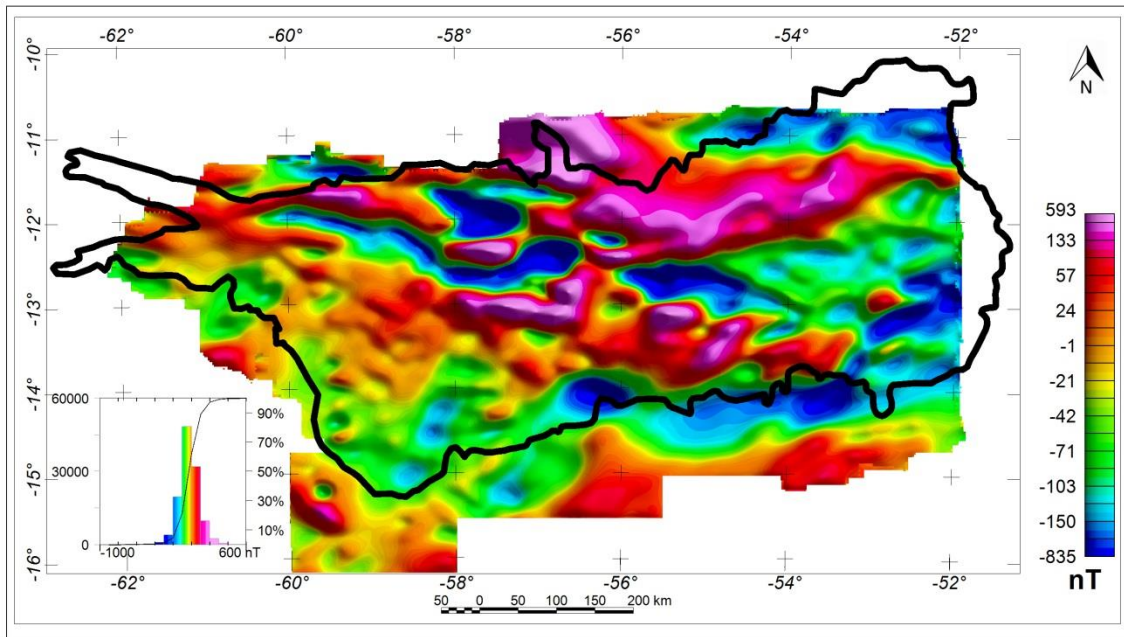
**Figura 5.25** – Mapa e histograma da componente rasa do *matched filter* para o CMA (5,4 km).

O grande contraste de susceptibilidade magnética associada à camada intermediária sugere uma correlação com a descontinuidade de Conrad. Possui comprimentos de ondas maiores e uma menor amplitude que a camada superior (figura 5.26). Seu histograma mostra valores que variam de -180 a 205 nT com uma média aproximada de 0.02 nT e desvio padrão de 20 nT. Esses dados sugerem uma camada com grande parte dos dados com baixa magnetização (devido a média próxima de 0). O desvio padrão mais elevado que na camada mais rasa indica maior distribuição de dados magnéticos ao longo da interface intermediária. A média próxima à zero indica compensação dos dipolos magnéticos. A menor amplitude sugere que esse comportamento magnético abrupto não é tão forte quanto nas fontes observadas na camada rasa. Interpreta-se que essa resposta é oriunda de rochas do Cráton Amazônico e que essa camada pode estar refletindo, de forma mais suave, as grandes feições deformadoras do embasamento da bacia (heterogeneidades crustais).



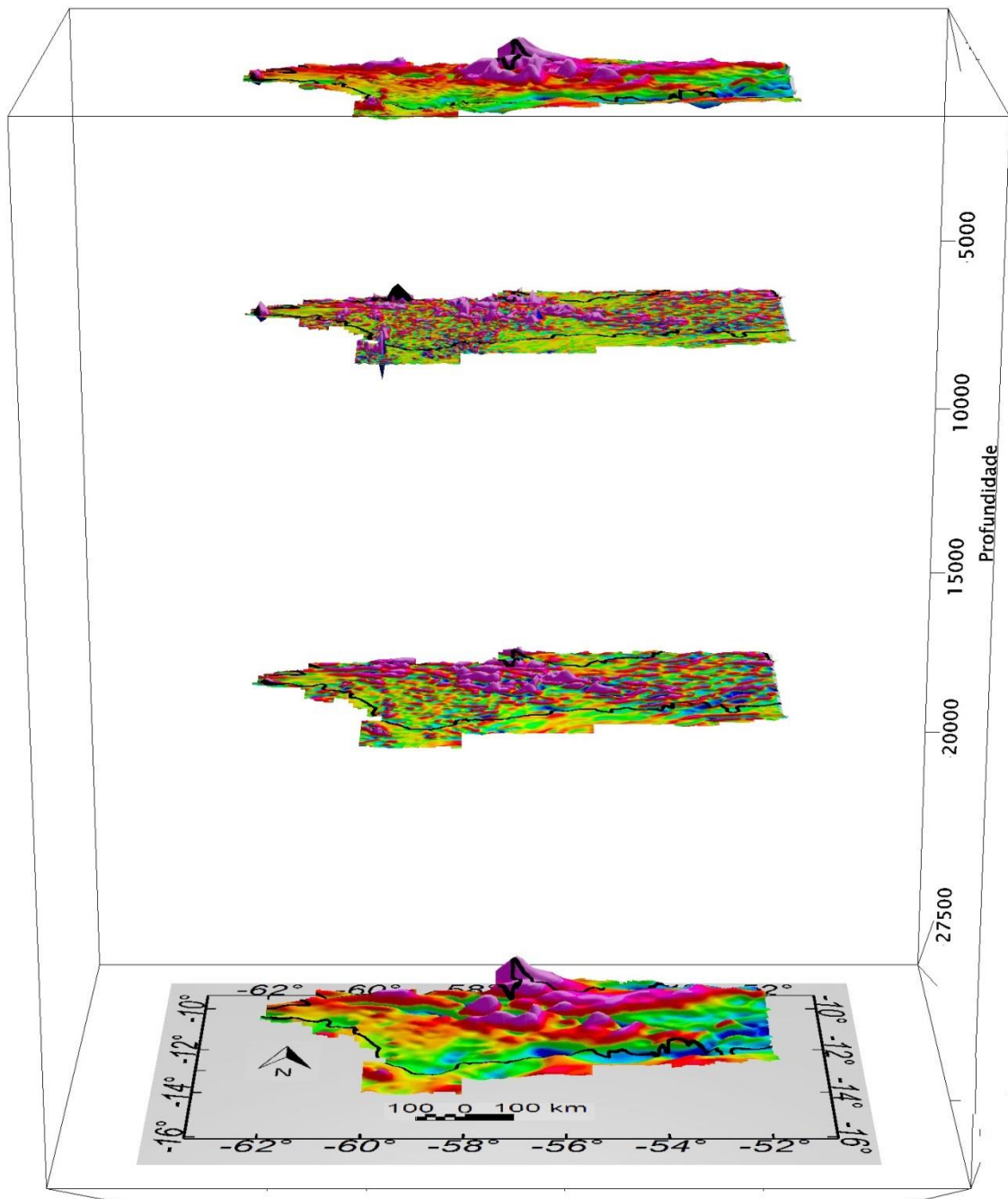
**Figura 5.26** – Mapa e histograma da componente intermediária do matched filter para o CMA (15,4 km).

A Figura 5.27 apresenta a componente profunda do CMA, caracterizada por grandes comprimentos de onda, seu histograma apresenta valores de -835 à 115 nT, média de -25 nT e desvio padrão de 114 nT. O histograma apresenta semelhança com o histograma obtido do CMA sem decomposição (figura 5.24a), sugerindo que a maior parte do CMA é composta pela camada profunda. Infere-se que a diferença de susceptibilidade das rochas cuja média está na terceira camada se deve há uma diferença composicional e, devido a profundidade, acredita-se que a camada possa indicar um limitante superior para o início do processo de desmagnetização das rochas devido às elevadas temperaturas (superfície Curie).



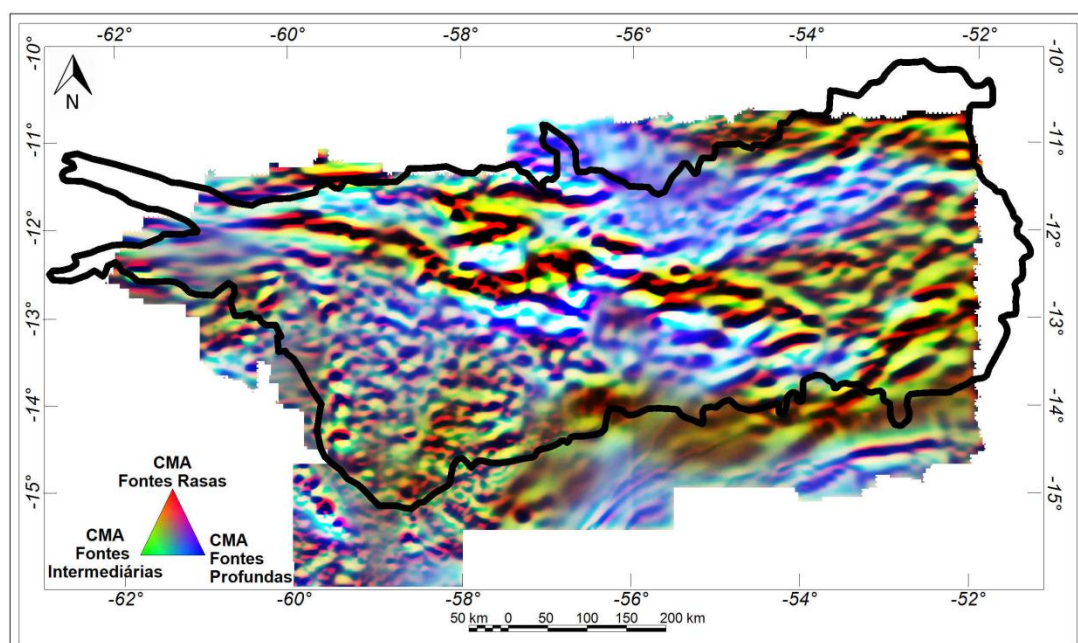
**Figura 5.27** – Mapa e histograma da camada profunda do *matched filter* para o CMA (26,1 km).

Através da figura 5.28 obtém-se uma visualização 3D da malha do CMA e suas componentes do *matched filter*. Observa-se de maneira mais clara a variação das amplitudes das anomalias magnéticas. Os picos magnéticos oriundos da camada rasa, bem como a baixa variação da camada intermediária se tornam mais nítidos bem como a predominância da camada profunda sobre o CMA.



**Figura 5.28** – Campo Magnético Anômalo e suas camadas decompostas através do *matched filter* projetados em suas respectivas profundidades (fontes rasas a 5,4, intermediárias a 15,4 e profundas a 25,1 quilômetros). Visualização com inclinação 17° e Azimute 0°.

Após a análise individual dos dados das componentes oriundas do *matched filter*, gerou-se a imagem ternária com as respostas das camadas rasas, intermediárias e profundas do CMA (figura 5.29).



**Figura 5.29** – Composição ternária das componentes rasa (5,4 km) em vermelho, intermediária (15,4 km) em verde, e profunda (26,1 km) em azul, do *matched filter* realizado a partir do CMA.

A imagem ternária apresentada na figura 5.29 ressalta estruturas magnéticas apresentadas a diferentes níveis crustais através da cor branca (altos magnéticos) e da cor preta (baixos magnéticos). Nota-se ainda a forte presença das cores azul e vermelha. A cor azul indica locais em que a componente profunda apresenta alto magnético, enquanto as outras componentes apresentam baixo magnético. A cor vermelha representa locais em que apenas as fontes rasas apresentam altos magnéticos. A baixa presença da cor verde indica que a resposta oriunda da interface intermediária se apresenta como intermediadora das fontes rasas, profundas ou ambas.

A oscilação entre as cores branca e preta observadas na figura 5.29 evidencia direções preferenciais das anomalias magnéticas de maior continuidade, apresentando-se a diferentes níveis crustais. Dentre as anomalias cuja assinatura é preservada a nível crustal, a anomalia elipsoidal de

coordenada central (-57,8°; -12,3°) é bastante marcante na cor branca e rodeada por cores quentes. A redução ao polo (figura 5.24c) exhibe esta anomalia como uma anomalia com magnetização negativa. Unindo estas duas informações e conhecendo-se algumas assinaturas magnéticas recorrentes de adelgaçamento crustal (Gunn, 1997) gera-se a hipótese de um possível adelgaçamento crustal nesta região. Esta hipótese será discutida no decorrer do trabalho.

### 5.2.2.2 Domínios Magnéticos

Da mesma forma que na gravimetria, os domínios magnéticos são regiões onde há um padrão magnético comum em forma, distribuição, amplitude, comprimento de onda e direção preferencial das estruturas.

A bacia foi dividida em cinco domínios magnéticos: D1, D2, D3, D4 e D5. A caracterização e delimitação dos mesmos teve como produto principal o mapa da composição ternária do ASA extraído das camadas do *matched filter* (figura 5.30a). A análise e caracterização dos domínios foram realizadas através dos mapas do CMA, redução ao polo diferencial, amplitude do sinal analítico, derivada vertical e pelos mapas oriundos do *matched filter*.

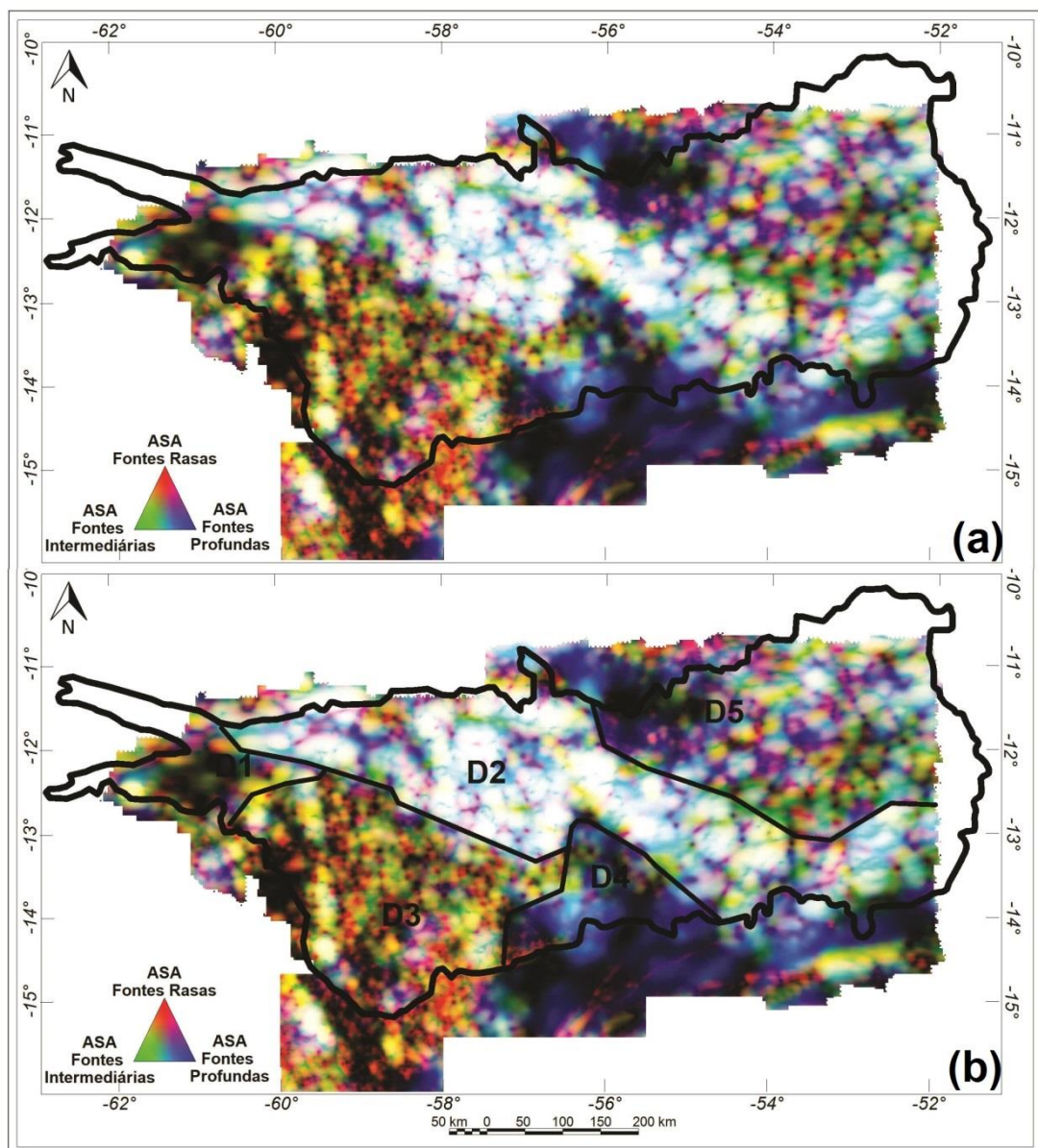
Através das imagens ternárias obtidas das componentes do *matched filter* é possível uma análise qualitativa da predominância de respostas oriundas de fontes rasas, intermediárias ou profundas. Uma das vantagens dessas imagens é a análise simultânea de todas as componentes, no caso do ASA, da centralização do gradiente total relativo a diferentes profundidades.

D1 é o domínio identificado no extremo norte da Bacia, pode ser interpretado como junção de anomalias magnéticas relativamente altas morfologicamente alongadas e retilíneas em EW. Na figura 5.30b o centro de D1 apresenta predominância de cores escuras, o que indica que este domínio apresenta baixos magnéticos em todas as camadas apresentadas no *matched filter*. Já suas bordas são compostas por uma grande composição de cores mais quentes refletindo altas frequências. As expressivas anomalias em EW sugerem heterogeneidades crustais que podem estar relacionadas ao pacote

---

**Faria, H. P. A.**

sedimentar devido à presença de cores quentes. Este domínio apresenta magnetização alongada através de dipolos de direção preferencial EW



**Figura 5.30** – a) Mapa da composição ternária da Amplitude do Sinal Analítico das componentes Rasa (vermelha), Intermediária (verde) e Profunda (azul) do *matched filter* do CMA. b) Domínios magnéticos interpretados sobre o mapa da composição ternária da Amplitude do Sinal Analítico ASA das componentes rasa (vermelho), intermediária (verde) e profunda (azul) do *matched filter* do CMA.

D2 é o domínio que ocupa maior área da bacia. Formado por anomalias dipolares de amplitude e comprimento de onda variáveis. É compreendido entre os outros 4 domínios, e corta a bacia com direção aproximada 135°



(figura 5.30b). Pode ser considerado o domínio mais complexo da bacia por apresentar: i) anomalias magnéticas oriundas de estruturas distribuídas em profundidades rasas, intermediárias e profundas; ii) os maiores comprimentos de onda da bacia, bem como as maiores amplitudes e os maiores gradientes; iii) os corpos geradores desse domínio apresentam um espaçamento variável entre eles, tornando as anomalias finais mais complexa devido à uma grande ambiguidade gerada; iv) estruturas morfologicamente curvas, não representando lineamentos retilíneos e uniformes. De maneira geral, a direção preferencial das anomalias deste domínio segue próximo de  $135^{\circ}$ . Entretanto, o domínio é segmentado por anomalias com direção preferencial perpendicular a direção principal, e algumas na direção EW.

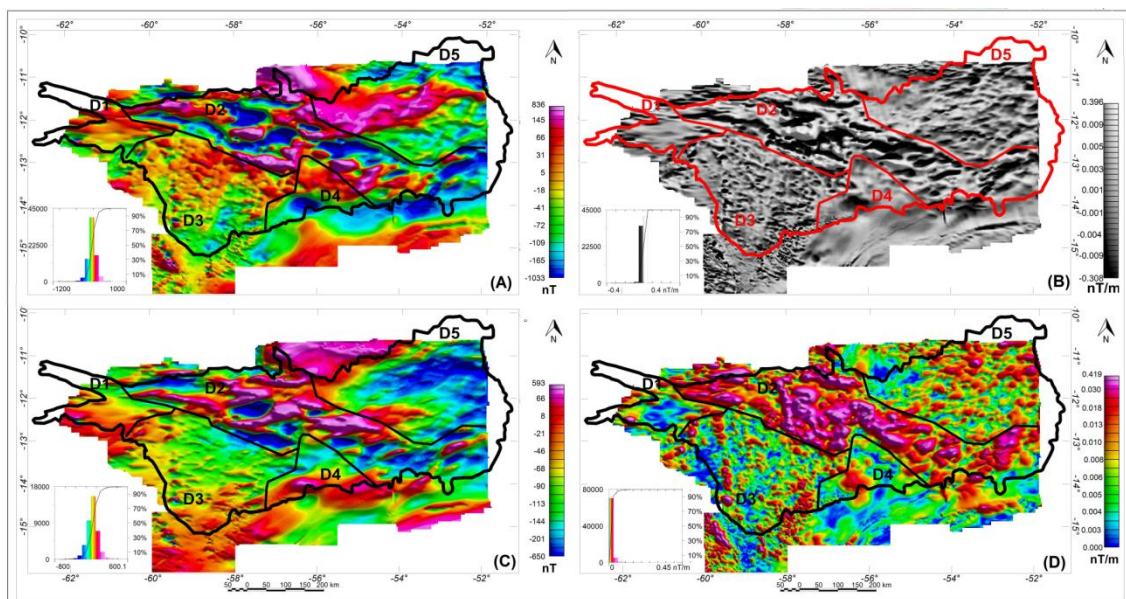
D3 encontra-se na porção sudoeste da bacia, limitado a norte por D1 e D2 e a leste por D3 (figura 5.31b), o bloco magnético relacionado a esse domínio apresenta um relevo magnético rugoso caracterizado por altas frequências. D3 apresenta continuidade para fora da Bacia dos Parecis prolongadas para sul sobre a faixa Paraguai-Araguaia não se observa direção preferencial das anomalias.

D4 limita-se a oeste por D3 e a norte por D2. Este domínio é formado principalmente por anomalias relacionadas a fontes mais profundas. O domínio apresenta uma região de baixa frequência associada à baixos magnéticos e feições côncavas. O domínio apresenta continuidade na faixa Paraguai-Araguaia em contato com D3.

D5 é o último domínio caracterizado nos mapas. Este apresenta forte influencia de fontes profundas (cor azul). Entretanto, dentre todos os domínios da bacia, esse é um domínio que apresenta maior gradiente de fontes. Quando analisado de oeste para leste observa-se um aumento de respostas oriundas de estruturas rasas. Neste domínio observa-se uma marcante direção preferencial N30E. Além desta, o domínio também apresenta algumas anomalias que se estendem perpendiculares a N30E e algumas outras no sentido WE (mais encontradas a leste) refletindo assim um cruzamento complexo de direções.

A bacia como um todo, apresenta majoritariamente as respostas oriundas de fontes rasas na porção sudoeste e as respostas profundas na porção centro-norte e centro-sul. Dentre a distinção entre as características dos domínios, D2 separa 2 respostas magnéticas para a bacia, de modo que a porção oeste compreende anomalias de alta frequência, indicando predominância de fontes rasas, enquanto na porção leste as anomalias são caracterizadas por menores frequências e maiores comprimentos de onda, apresentando fontes magnéticas mais profundas (figura 5.31).

Mesmo delimitando os domínios é importante lembrar que o traçado não exprime de modo preciso dois meios completamente heterogêneos, algumas vezes representa mudança de composição de uma forma transicional, isso pode ser observado na figura 5.31, onde os domínios são sobrepostos aos produtos CMA, RDP, Dz e ASA. Nestas figuras, nem sempre os limites dos domínios representam mudanças abruptas das anomalias.

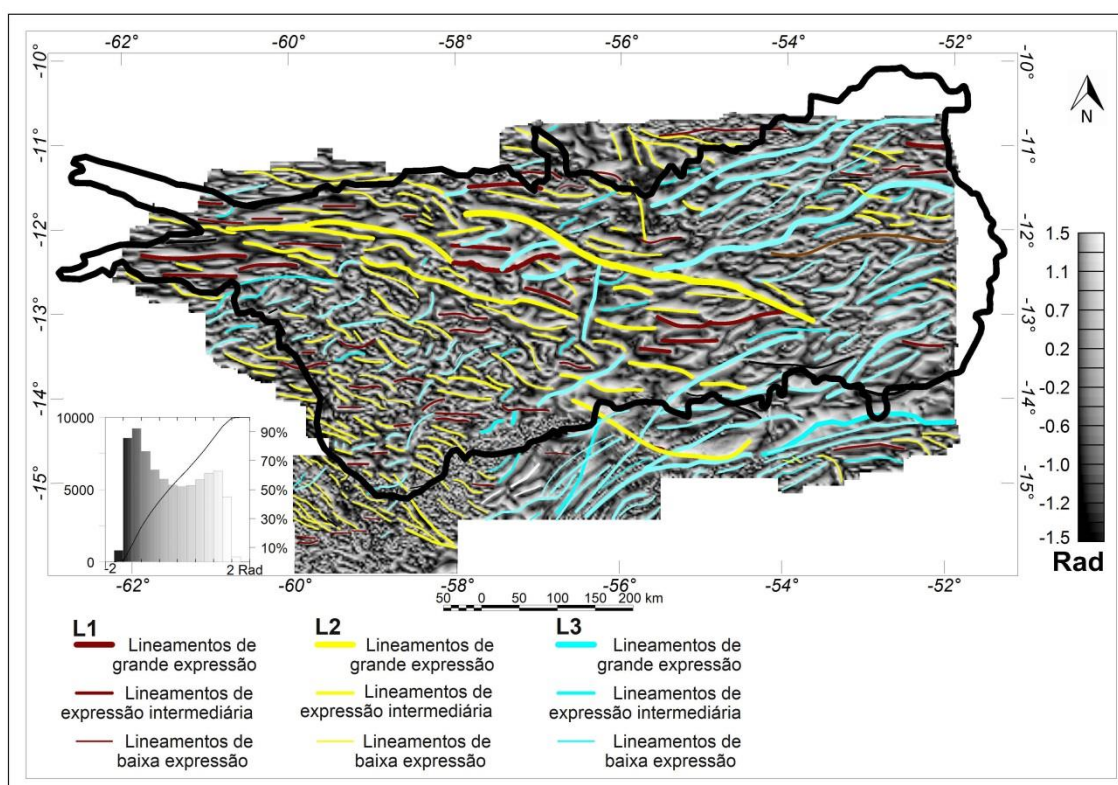


**Figura 5.31** – Domínios magnéticos interpretados sobre: A) o CMA; B) a primeira derivada vertical; C) a Redução ao Polo; D) a Amplitude do Sinal Analítico.

### 5.2.2.3 Lineamentos Magnéticos

Descontinuidades e direção preferencial dos *trends* geológicos representados por lineamentos são, tipicamente, mais subjetivos que a delimitação dos domínios, entretanto são tão importantes quanto os mesmos. O grau de subjetividade dita que essas observações devem ser tratadas como subsidio dos domínios magnéticos (Isles & Rankin, 2013).

O ISAGHT obtido a partir do campo magnético anômalo reduzido ao polo e suas componentes oriundas do matched filter compreendem os principais produtos para traçado dos lineamentos magnéticos (figura 5.32). A interpretação do arcabouço estrutural será representada por feições lineares em diferentes profundidades. A divisão e hierarquia dos lineamentos segue a mesma premissa da trama nos lineamentos gravimétricos (item 5.1.4).

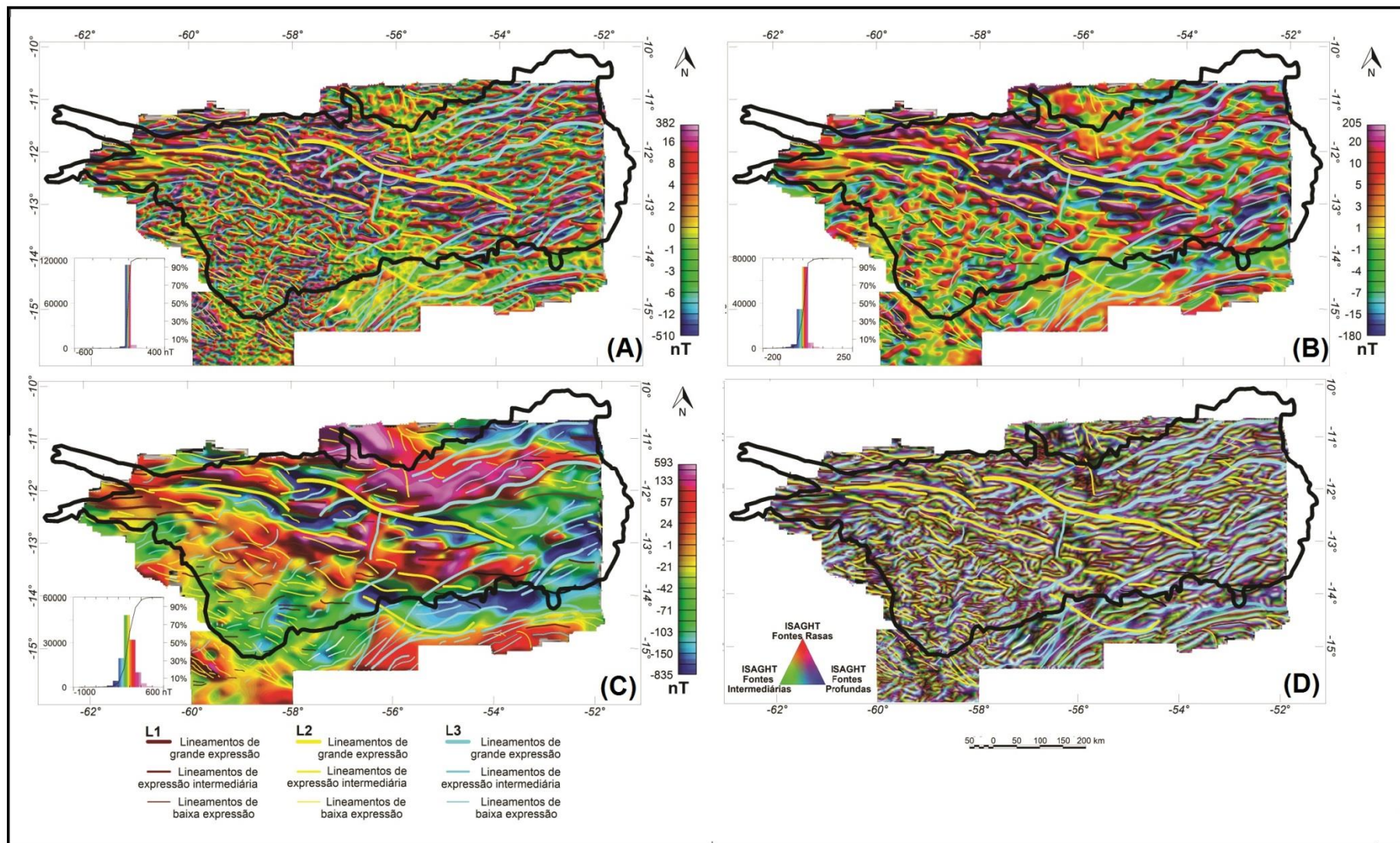


**Figura 5.32** – Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal (ISAGHT) e histograma com interpretação dos três grupos de lineamentos magnéticos L1, L2 e L3 representados pelas cores vinho, amarelo e azul, respectivamente.

A porção noroeste apresenta preferencialmente lineamentos do grupo L1, com direção preferencial EW. A porção sudoeste é repleta de lineamentos perpendiculares entre si dos grupos L2 e L3, mais a sul desta região há predominância de lineamentos com direção N70W. A porção central da bacia compreende a maior parte dos lineamentos magnéticos de grande expressão, estes estão compreendidos no grupo L2 com direção preferencial N75W. A porção leste da Bacia apresenta o a maior densidade de lineamentos de expressão intermediária. Dentre estes lineamentos, a maior parte está dentro do grupo L3. Esta porção ainda apresenta lineamentos perpendiculares de menor expressão do Grupo L2.

Enquanto os lineamentos de maior expressão estão relacionados a limites composicionais a nível crustal, os lineamentos de baixa expressão refletem estruturas mais rasas, que não apresentam grande continuidade crustal. Observa-se que os de baixa expressão aparecem em grande numero perpendicular aos lineamentos mais marcantes, apontando uma distribuição de magnetização complexa sobre as estruturas magnéticas de maior expressão.

Integrando essas informações, entende-se que o comportamento magnético do arcabouço sugere as estruturas principais em direções próximas á ESE seguida pela direção ENE. Ainda há a presença de estruturas alongadas para EW. Na figura 5.33 os lineamentos magnéticos interpretados são sobrepostos as componentes rasa, intermediária e profunda do *matched filter* derivados do CMA e sobre a composição ternária do ISAGHT das camadas retiradas do *matched filter*.



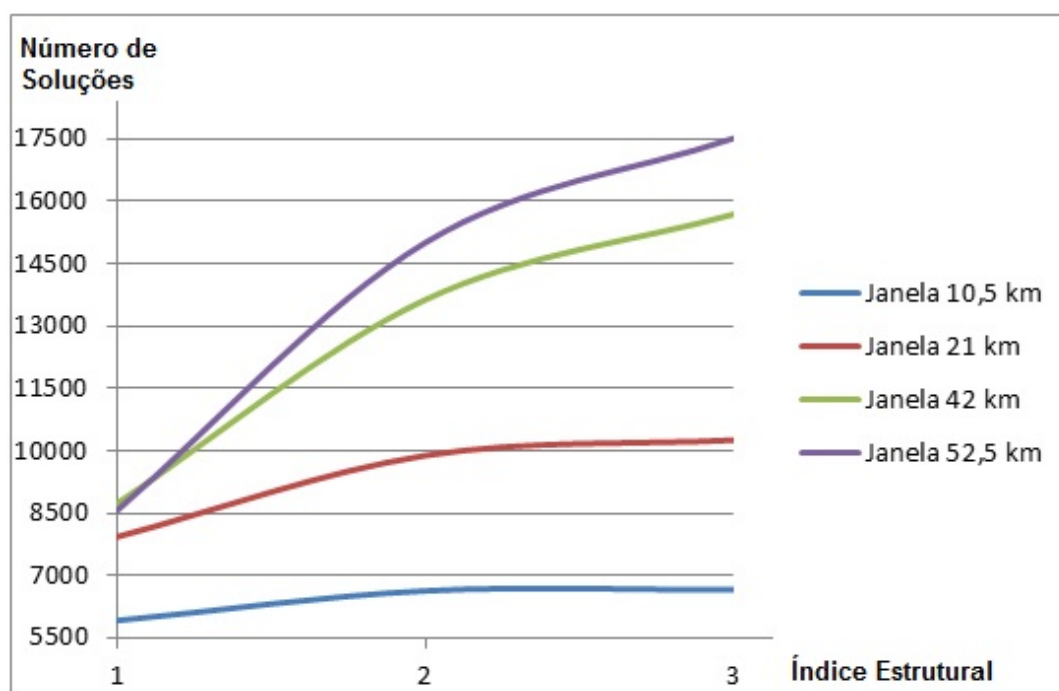
**Figura 5.33** – Lineamentos magnéticos sobrepostos à: (A) Componente rasa do *matched filter* CMA; (B) Componente intermediária do *matched filter* CMA; (C) Componente profunda do *matched filter* CMA; (D) Composição ternária do ISAGHT das camadas retiradas do *matched filter*.

## 5.2.3 Análise Quantitativa

### 5.2.3.1 Deconvolução de Euler

Da mesma maneira que na gravimetria, foram realizadas 12 deconvoluções de Euler para magnetometria. Essas deconvoluções comportam as janelas de 10,5, 21, 42 e 53,5 km para e os índices estruturais  $n=1$ ,  $n=2$  e  $n=3$  buscando refletir diques verticais; cilindros verticais ou horizontais; esferas ou estruturas geradoras de dipolos; respectivamente (Thompson, 1982).

Para  $1 < n < 2$ , obtêm-se o maior crescimento do número de soluções em todas as janelas. Entretanto, para  $2 < n < 3$  observa-se uma tendência constante para janelas menores, e uma menor inclinação para janelas maiores (figura 5.34).



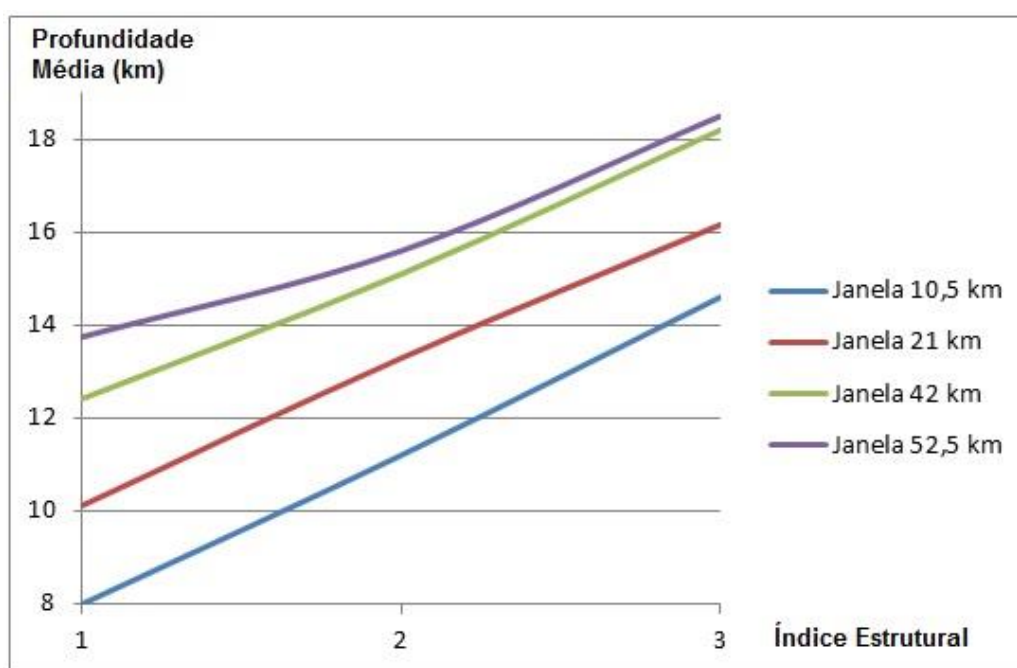
**Figura 5.34** – Relação entre o número de soluções da deconvolução de Euler e seu índice estrutural para diferentes janelas fixas de 10,5, 21, 42 e 52,5 km.

Esses dados mostram que, para janelas de 10,5 e 21 km, há uma equiparação entre estruturas bidimensionais ( $n = 2$ ) e estruturas tridimensionais ( $n = 3$ ); Enquanto, para as janelas de 42 e 52,5 km, o resultado apresentado sugere um aumento do número de soluções para o aumento da dimensionalidade da fonte. Tal análise sugere que os maiores comprimentos

de onda estão associados a estruturas dipolares e que as mesmas representam a maior parte das anomalias magnéticas observadas no dado.

O fato das janelas de 42 e de 52,5 km apresentarem um número bem próximo de soluções para  $n = 1$  aponta que as estruturas magnéticas unidimensionais são quase todas representadas por pequenos comprimentos de onda.

A figura 5.35 relaciona a média de soluções de Euler para diferentes índices estruturais, dadas às janelas fixas de 10,5 km (linha roxa), 21 km (linha vermelha), 42 km (linha verde) e 52,5 km (linha azul).



**Figura 5.35** – Relação entre a profundidade média (km) da deconvolução de Euler e seu índice estrutural para diferentes janelas fixas de 10,5, 21, 42 e 52,5 km.

Interpreta-se do gráfico que a média da profundidade das soluções é diretamente proporcional ao aumento do índice estrutural. Para as janelas de 10,5, 21 e 42 km o crescimento segue um padrão próximo ao linear. O crescimento da janela de 52,5 km apresenta uma quebra de inclinação ao chegar em  $n=2$ . A partir desta informação infere-se que as respostas da deconvolução de Euler apresentadas para as três menores janelas mostram

que estruturas com respostas similares a corpos uni e bidimensionais, horizontais ou verticais, se encontram a menores profundidades e que o aumento do índice estrutural aumenta de forma proporcional a média da nuvem de soluções. Já na janela de 52,5 km observa-se um aumento de soluções considerável na quebra da continuidade da reta em  $n=2$ . Entretanto, esse aumento segue uma linearidade com o aumento das outras janelas.

Após a análise descritiva do banco de dados obtidos do processamento do Euler, analisar-se-á o comportamento da nuvem de soluções relativa à variação do índice estrutural.

Analogamente a gravimetria, a descrição das nuvens de soluções encontradas utilizou as profundidades das camadas do *matched filter* como um delimitador de grupos de soluções. As soluções menores que 5,4 km são classificadas como soluções rasas, as compreendidas entre 5,4 e 15,4 km como soluções intermediárias, soluções compreendidas entre 15,4 e 25.,1 km como soluções profundas, e as soluções com profundidade maior que 25.,1 km como soluções bastante profundas.

A figura 5.36 compreende as soluções dos índices estruturais 1, 2 e 3 para a menor janela de trabalho (10,5 km). Devido ao tamanho da janela há menor quantidade de respostas profundas. A quantidade e a localização das soluções rasas variam para cada índice estrutural. Para  $n = 1$  observa-se a nuvem de soluções mais densa na porção sudoeste da bacia; na mesma região  $n = 2$  tem uma nuvem de soluções mais densa, em uma profundidade maior que em  $n=1$ ; para  $n=3$  as soluções rasas são esparsas e aleatórias, nota-se ausência de soluções na porção central e na porção leste da bacia. As soluções intermediárias desta janela representam o maior numero de soluções do banco de dados. Entretanto, nota-se que para  $n=1$  essas soluções se tornam esparsas logo abaixo da primeira camada do *matched filter*;  $n=2$  apresenta uma maior concentração das soluções intermediárias;  $n=3$  apresenta a nuvem mais densa a uma profundidade próxima de 6,0 km. As soluções profundas e muito profundas apresentam aumento de profundidade com o aumento do índice estrutural. Nota-se ainda a ausência de soluções magnéticas na porção oeste da bacia.



Essas soluções sugerem estruturas magnéticas mais rasas na porção oeste da bacia, e estruturas magnéticas mais profundas e complexas para leste.

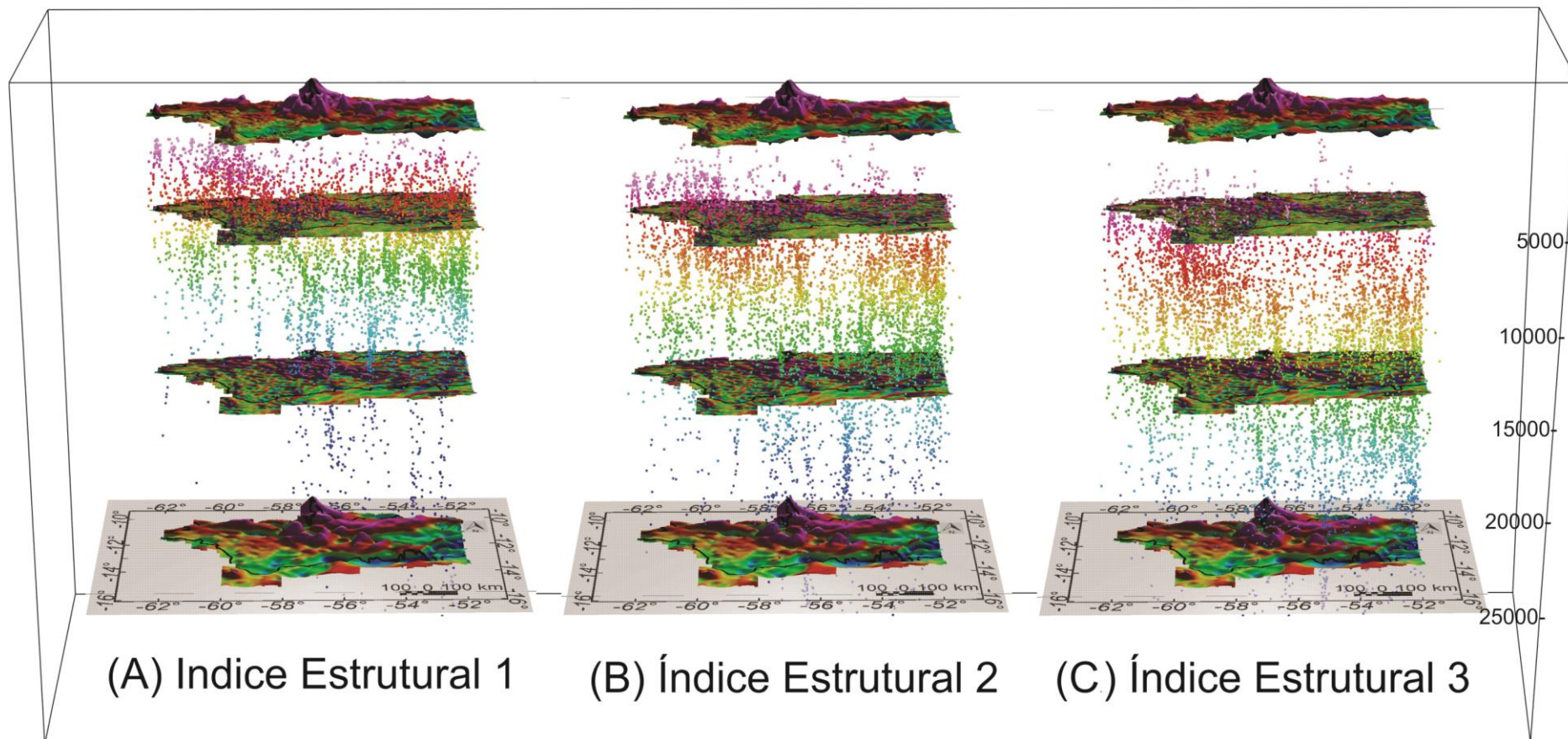
A figura 5.37 compreende as soluções dos índices estruturais 1, 2 e 3 para a janela de 21 km. A quantidade e a localização das soluções rasas variam bastante para cada índice estrutural.  $n = 1$  apresenta a nuvem de soluções mais densa na porção sudoeste da bacia;  $n = 2$  apresenta uma nuvem de soluções mais profunda que  $n=1$ ;  $n=3$  apresenta as soluções rasas como esparsas, entretanto nota-se uma ausência de soluções na porção central e na borda leste da bacia. As soluções intermediárias desta janela representam o maior número de soluções do banco de dados. Entretanto, nota-se que para  $n=1$  essas soluções se tornam esparsas logo abaixo da primeira camada do *matched filter*, apresentando uma densidade maior para o sentido leste da bacia;  $n=2$  apresenta uma maior homogeneidade das soluções intermediárias;  $n=3$  apresenta a nuvem mais densa a uma profundidade próxima de 5.000 metros, na região do domínio magnético D3 (figura 5.33b). As soluções profundas e muito profundas para essa janela são as de menor representação, representam uma nuvem notável apenas para  $n=3$  em que se observam soluções com mais de 27 km. Nota-se ainda a ausência de soluções magnéticas na porção oeste da bacia.

A Figura 5.38 exibe as soluções dos índices estruturais 1, 2 e 3 para a janela de 42 km. Esta janela apresenta a maior variação das nuvens de soluções por índice estrutural. Cada índice é amostrado de maneira predominante em uma porção selecionada da bacia. A quantidade e a localização das soluções rasas são compreendidas predominantemente em  $n=1$ , com duas nuvens de soluções em  $n=2$  e sem nuvens de soluções para  $n=3$ . As soluções intermediárias, da mesma forma que as rasas, não se comportam de maneira similar para nenhum dos índices estruturais.  $n=1$  apresenta nuvens de soluções densas próximo do limite de 5.700 metros da camada do *matched filter*, havendo uma diminuição da proximidade das soluções com relação à profundidade deste domínio. A porção oeste da bacia apresenta ausência de soluções.  $n=2$  apresenta soluções mais densas sobre

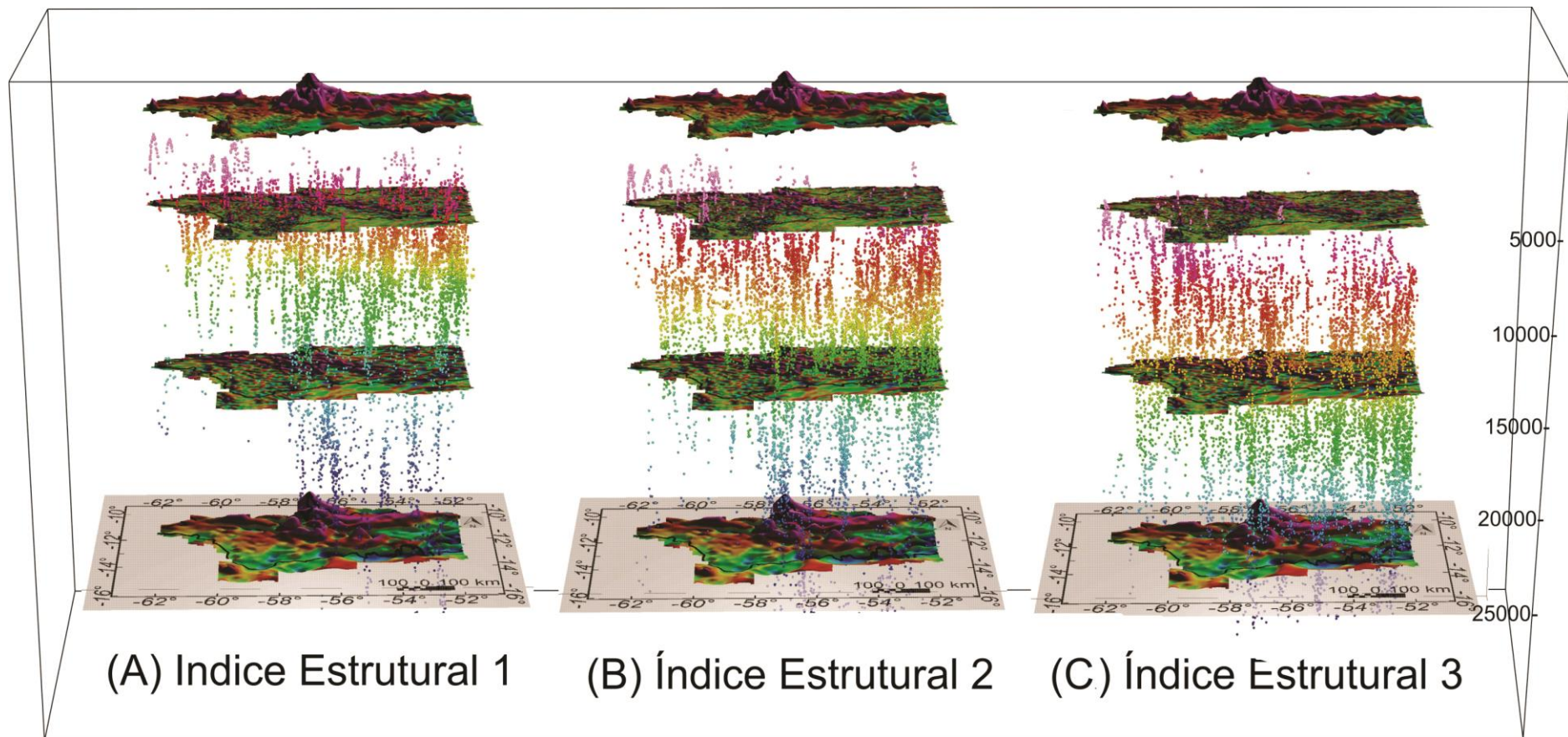
as assinaturas magnéticas de maior gradiente da bacia,  $n=3$  apresenta maior nuvem de soluções para a porção oeste da bacia, complementando a possível ausência de soluções referentes ao índice estrutural 1. É seguida de um mergulho de soluções para porção leste. A porção profunda da bacia possui as seguintes características:  $n=1$ : ausência de soluções na porção oeste, a partir da porção central há um aumento significativo de soluções seguido para leste;  $n=2$  apresenta um comportamento similar de  $n=1$ , entretanto a densidade de soluções a partir da porção central da bacia é nitidamente marcante, e bastante representativa por uma densidade elevada de soluções em nuvens relativamente esparsas, esta característica é perdida com o aumento da profundidade;  $n=3$  é formada por soluções mais densas, principalmente na porção leste da Bacia, estas soluções não apresentam um gradiente com relação a profundidade. A porção bastante profunda apenas apresenta um número considerável de soluções e densidade a partir de  $n=2$ , entretanto  $n=2$  não há resposta para a porção oeste da bacia, enquanto  $n=3$  apresenta respostas para toda a bacia, com um aumento crescente na densidade de oeste para leste.

A figura 5.39 exhibe as soluções de Euler para a janela de 52.500 metros. Nota-se pouca diferença entre ela e a figura 5.38 uma vez que a maioria dos comprimentos de onda magnéticos já foram amostrados na janela anterior.

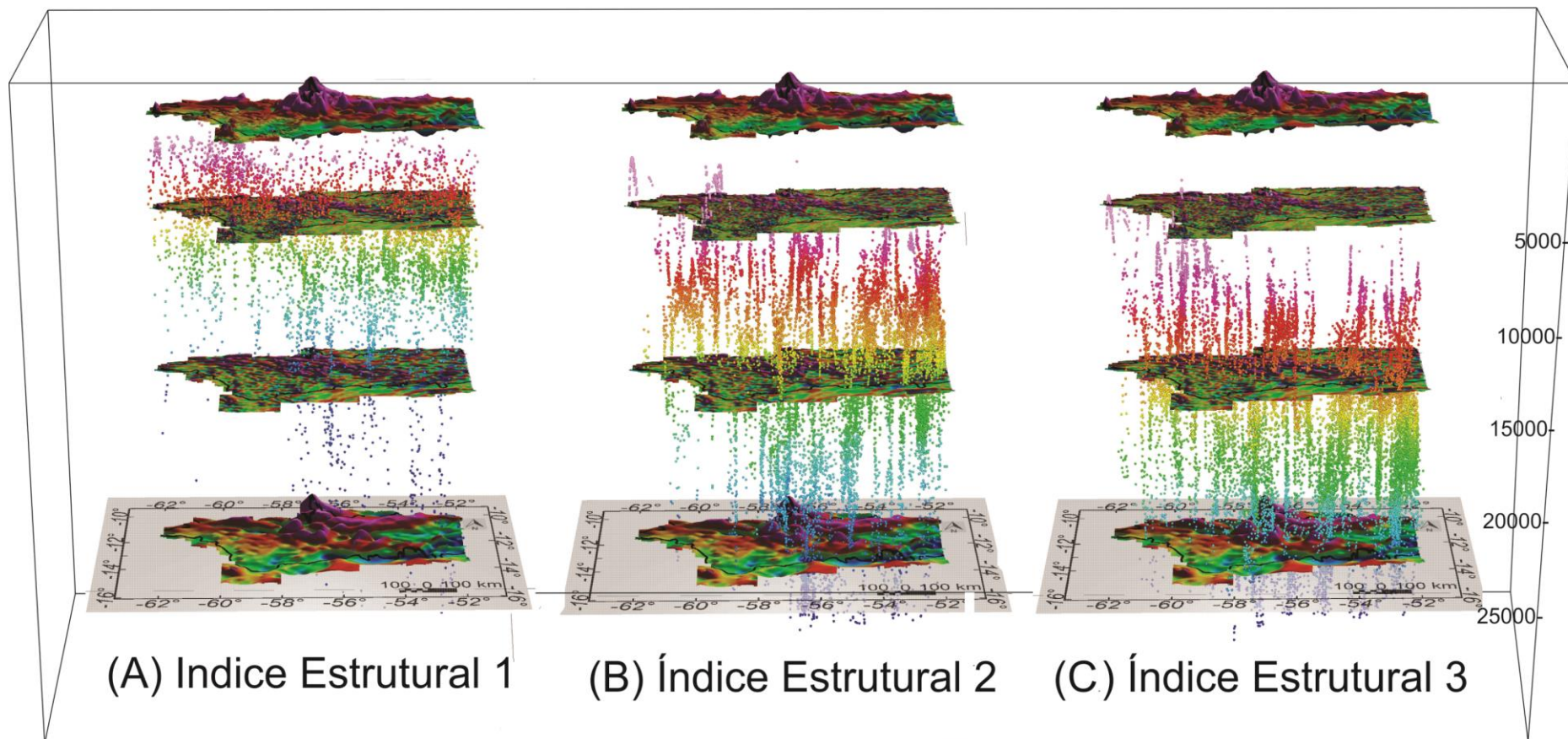
Através da análise acima, observa-se aumento da média de profundidade de soluções para a porção leste, bem como ausência de soluções profundas para a porção oeste. As soluções intermediárias e profundas são, em grande parte, consolidadas e com maior representação para  $n=3$ . Nota-se correlação das camadas do *matched filter* com o topo das fontes magnéticas encontradas no Euler, sendo essas camadas divisoras de nuvens com densidades distintas para todas as janelas e índices estruturais. A predominância de soluções rasas para índice estrutural 1 e 2 indica que o pacote sedimentar da bacia não apresenta poucas estruturas magnéticas tridimensionais. A média estipulada pelo *matched filter* é corroborada pela presença de soluções com profundidade maior que 26,1 km.



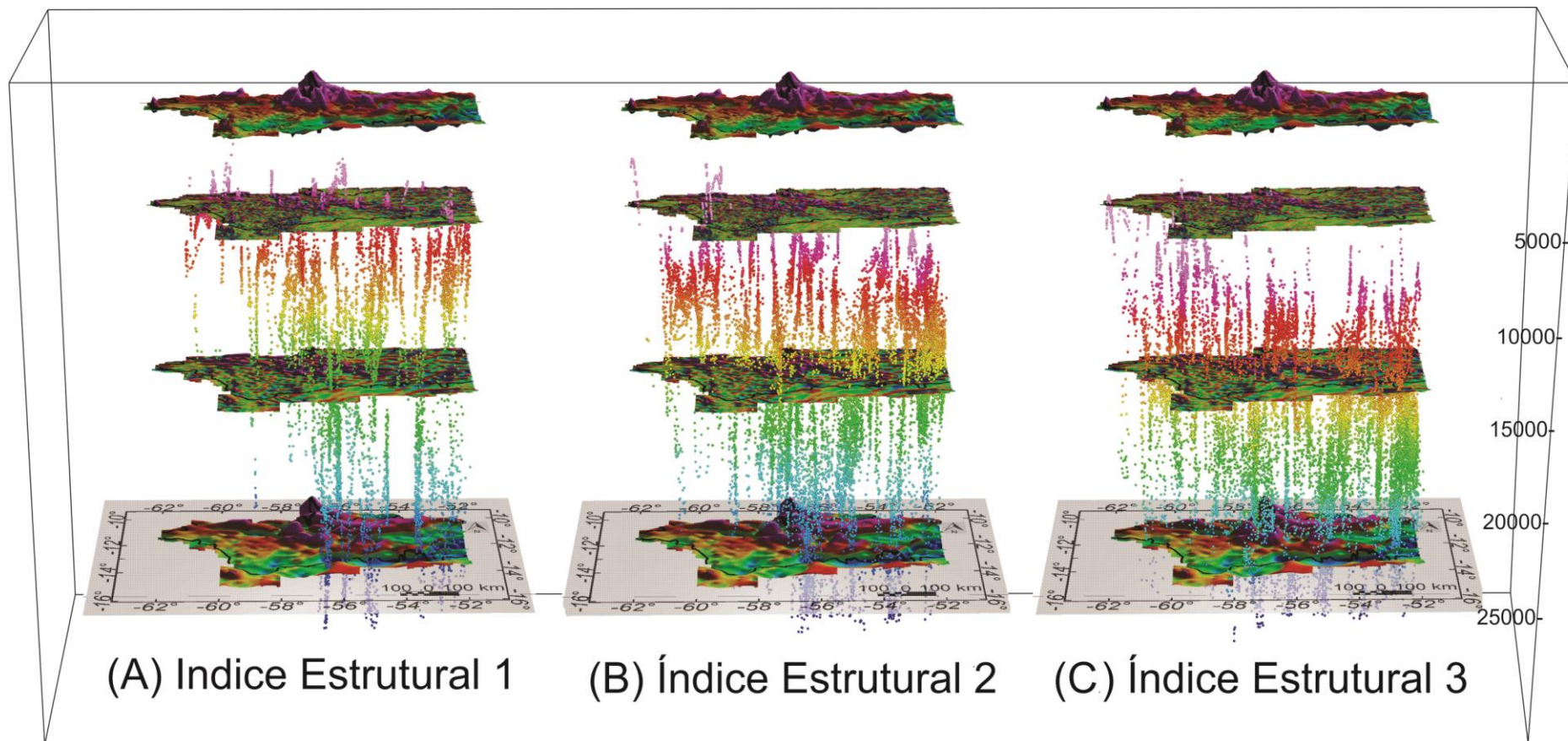
**Figura 5.36** – A primeira camada representa o campo magnético anômalo, as três camadas subsequentes representam a decomposição do CMA com base no *matched filter* das componentes rasa, intermediária e profunda e as soluções de Euler para os diferentes índices estruturais ( $n$ ) com janela de 10,5 km, onde: (A)  $n = 1$ , (B)  $n = 2$  e (C)  $n = 3$ .



**Figura 5.37** - A primeira camada representa o campo magnético anômalo, as três camadas subsequentes representam a decomposição do CMA com base no *matched filter* das componentes rasa, intermediária e profunda e as soluções de Euler para os diferentes índices estruturais ( $n$ ) com janela de 21 km, onde: (A)  $n = 1$ , (B)  $n = 2$  e (C)  $n = 3$ .



**Figura 5.38** – A primeira camada representa o campo magnético anômalo, as três camadas subsequentes representam a decomposição do CMA com base no *matched filter* das componentes rasa, intermediária e profunda e as soluções de Euler para os diferentes índices estruturais ( $n$ ) com janela de 42 km, onde: (A)  $n = 1$ , (B)  $n = 2$  e (C)  $n = 3$ .



**Figura 5.39** – A primeira camada representa o campo magnético anômalo, as três camadas subsequentes representam a decomposição do CMA com base no *matched filter* das componentes rasa, intermediária e profunda e as soluções de Euler para os diferentes índices estruturais ( $n$ ) com janela de 52,5 km, onde: (A)  $n = 1$ , (B)  $n = 2$  e (C)  $n = 3$ .

## 6. INTEGRAÇÃO DE DADOS

Este capítulo tem como objetivos: i) apresentar e discutir o modelo geofísico-tectônico para a Bacia dos Parecis através da integração de dados gravimétricos, magnéticos e geológicos e caracterizar a continuação das províncias do Cráton Amazônico sob a Bacia dos Parecis; e, ii) apresentar estimativas de profundidades do embasamento para os depocentros dos grábens.

A integração foi realizada no software ArcGis v10.1 disponibilizado nos laboratórios do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. O procedimento baseia-se em 3 etapas: i) adicionar todos os mapas magnéticos e gravimétricos obtidos no trabalho e suas respectivas interpretações em conjunto com as estruturas apresentadas no SIG do Mato Grosso e Rondônia; ii) identificar e demarcar as feições limitantes de diferentes domínios estruturais apresentados na bibliografia da bacia; iii) Integrar os dados e interpretações realizadas independente para cada método geofísico no capítulo 5; iv) integrar os resultados do item iii, com as soluções de Euler intervaladas de ambos os métodos.

O modelo tectono-sedimentar proposto por Siqueira (1989) e modificado por Bahia *et al.* (2007), capítulo 2, figura 2.4, apresenta-se como referência para os domínios tectônicos da bacia, sendo referido em diversos trabalhos mais recentes, como, Barros *et al.* (2009); Barros *et al.* (2011) e Santos & Flexor (2012).

Como foi descrito no capítulo 4, a utilização de novos métodos aplicáveis a dados magnéticos e gravimétricos permite localizar bordas de corpos e contatos. O presente trabalho utilizou dados do SIG de Mato Grosso e Rondônia e georreferenciou o mapa proposto por Bahia *et al.* (2007) para verificar a correlação dos domínios prévios com os resultados obtidos neste trabalho após o reprocessamento de dados geofísicos, integração com novos dados e utilização de métodos de processamento e interpretação que não

havia sido utilizados nesta região. Desta forma, através da melhor localização das bordas e contatos, foi possível propor novos limites para os domínios tectono-geofísicos da bacia.

O reposicionamento dos domínios tectônico-geofísicos se baseou em respostas gravimétricas e magnéticas representadas pelas seguintes assinaturas geofísicas: i) arcos, identificados através de anomalias gravimétricas positivas alinhadas, separando as sub-bacias descritas por Siqueira (1989) e modificadas por Bahia *et al.* (2007), destacando que o Arco de Vilhena não apresenta resposta magnética similar ao Arco de Serra Formosa; ii) grábens, que correspondem a regiões com gradientes gravimétricos negativos e com menor atividade magnética; os altos estruturais correspondem a altos gravimétricos que separam grábens e o embasamento raso é caracterizado por elevada frequência magnética concomitante com um gradiente gravimétrico positivo.

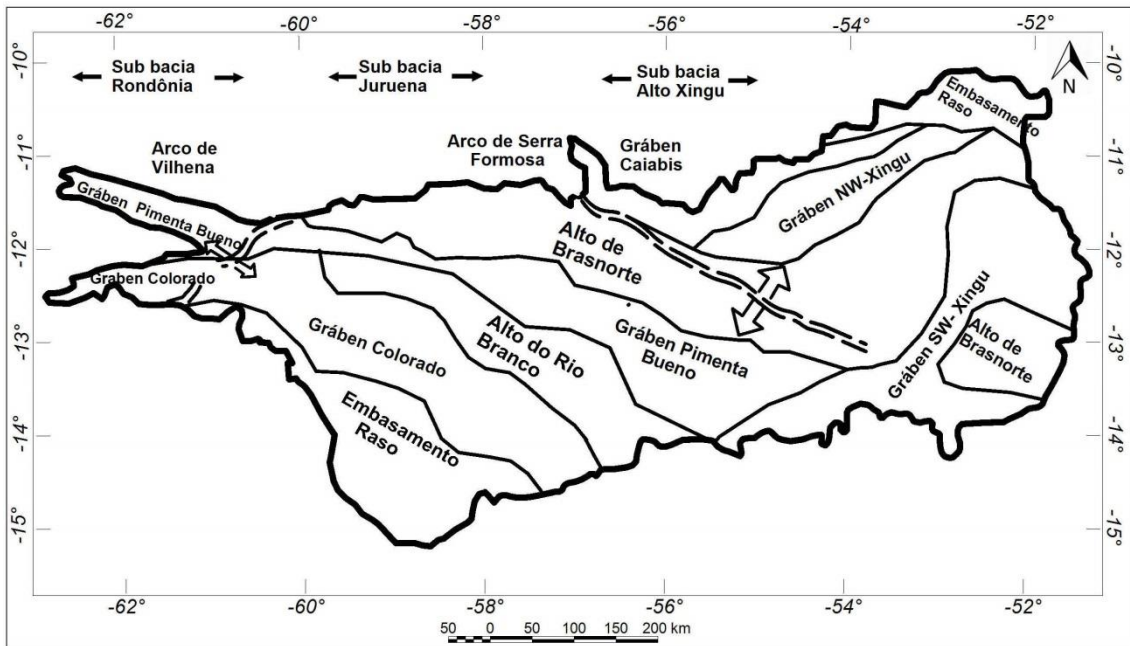
## 6.1 DOMÍNIOS TECTONO-GEOFÍSICOS

A figura 6.1 apresenta a proposta deste trabalho de reposicionamento dos limites dos domínios tectonossedimentares, seguindo a nomenclatura designada por Siqueira (1989) e modificada por Bahia *et al.* (2007).

A redefinição da localização dos Arcos de Vilhena e Serra Formosa implica na nova demarcação dos limites das sub-bacias presentes na Bacia dos Parecis. Os arcos foram reposicionados, modificando a área e forma geométrica das sub-bacias. A sub-bacia de Rondônia apresenta área menor, enquanto a sub-bacia de Juruena tem suas dimensões alteradas com a borda sul mostrando extensão maior que a borda norte e a sub-bacia do Alto Xingu teve sua área reduzida.

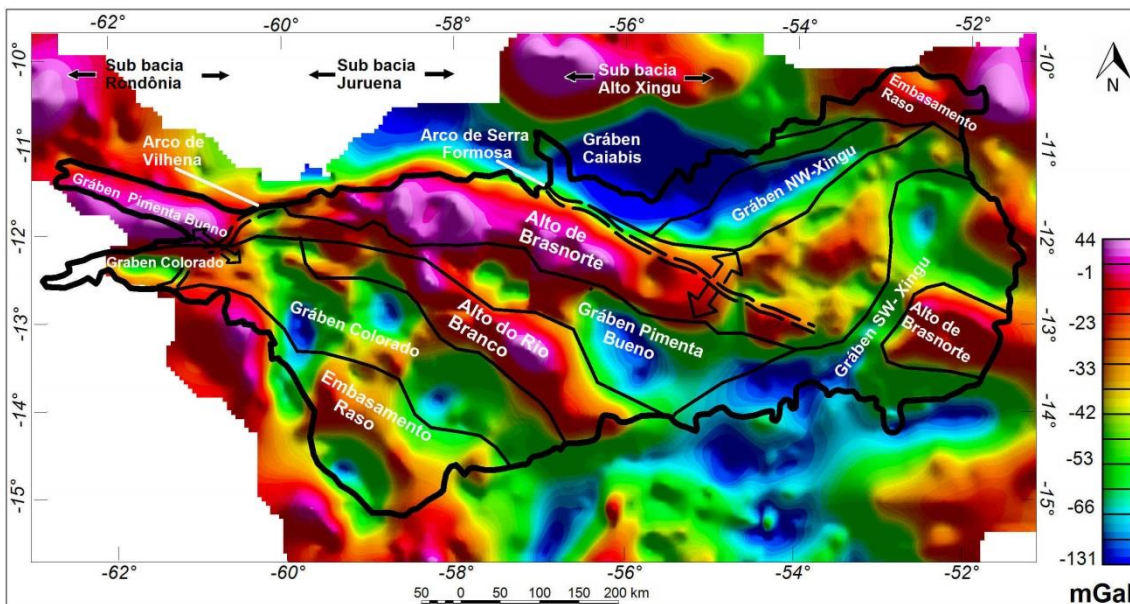
Além do reposicionamento e da mudança de ângulo, a continuidade apresentada nos arcos foi interrompida devido a quebra das características que foram selecionadas para demarcação.



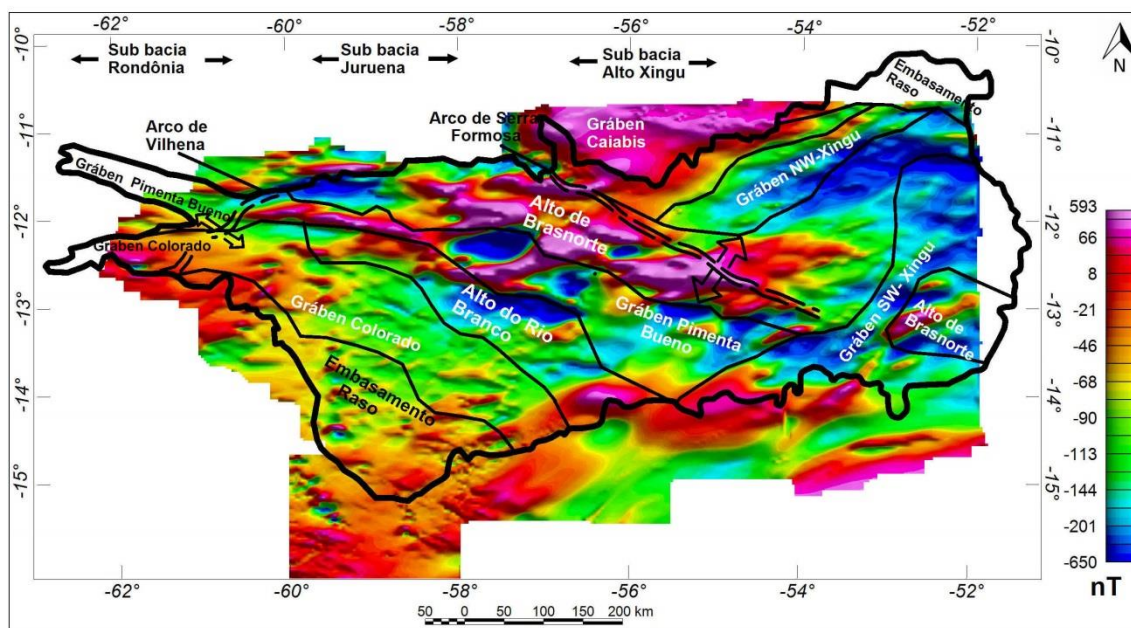


**Figura 6.1** – Proposta de novos limites dos Domínios tectono-geofísicos para a Bacia dos Parecis.

As assinaturas geofísicas sobrepostas pelos domínios da figura 6.1 podem ser observadas nas figuras 6.2 e 6.3, correspondendo aos mapas de anomalia Bouguer e redução ao polo diferencial do campo magnético anômalo, respectivamente.



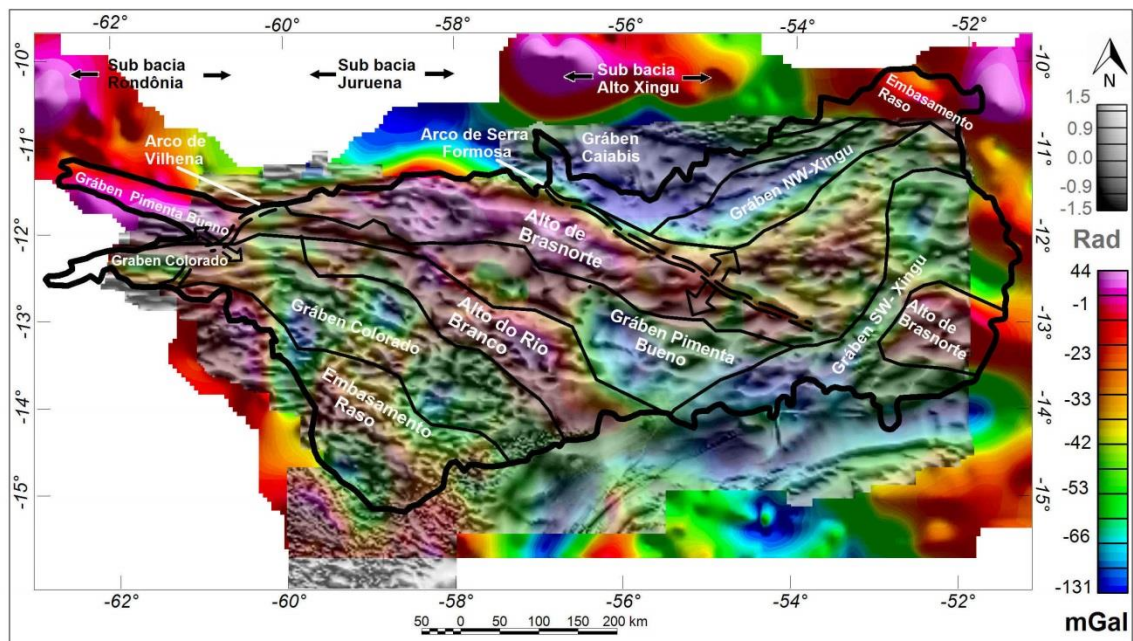
**Figura 6.2** – Domínios tectono-geofísicos (figura 6.1) da Bacia dos Parecis sobre a malha de anomalia Bouguer.



**Figura 6.3** – Domínios tectono-geofísicos (figura 6.1) da Bacia dos Parecis sobre campo magnético anômalo reduzido ao polo.

A figura 6.4 apresenta os domínios tectono-geofísicos sobre uma composição entre a inclinação do sinal analítico (ISA) do CMA reduzido ao polo com 30% de transparência sobre a anomalia Bouguer. Esta figura permite análise de ambos métodos correlacionando a textura magnética com os principais gradientes gravimétricos e apresenta o detalhamento da magnetometria sobre os grandes blocos gravimétricos.

As assinaturas geofísicas revelam que os grábens presentes na sub-bacia de Rondônia se prolongam até a borda sul da sub-bacia de Juruena, na direção SE. De norte a sul, a sub-bacia de Juruena apresenta uma intercalação de altos estruturais e grábens até chegar ao embasamento raso (figuras 6.2 e 6.3). Nota-se ainda que os grábens Pimenta Bueno, Colorado e SW Xingu apresentam 2 depocentros evidenciados por menores valores gravimétricos e uma textura magnética mais suave que a apresentada nos altos estruturais e no embasamento raso (figura 6.4).



**Figura 6.4** – Domínios tectono-geofísicos da Bacia dos Parecis sobre a integração do ISA do CMA reduzido ao polo (30% de transparência) em tons de cinza sobre a malha da anomalia Bouguer em cor.

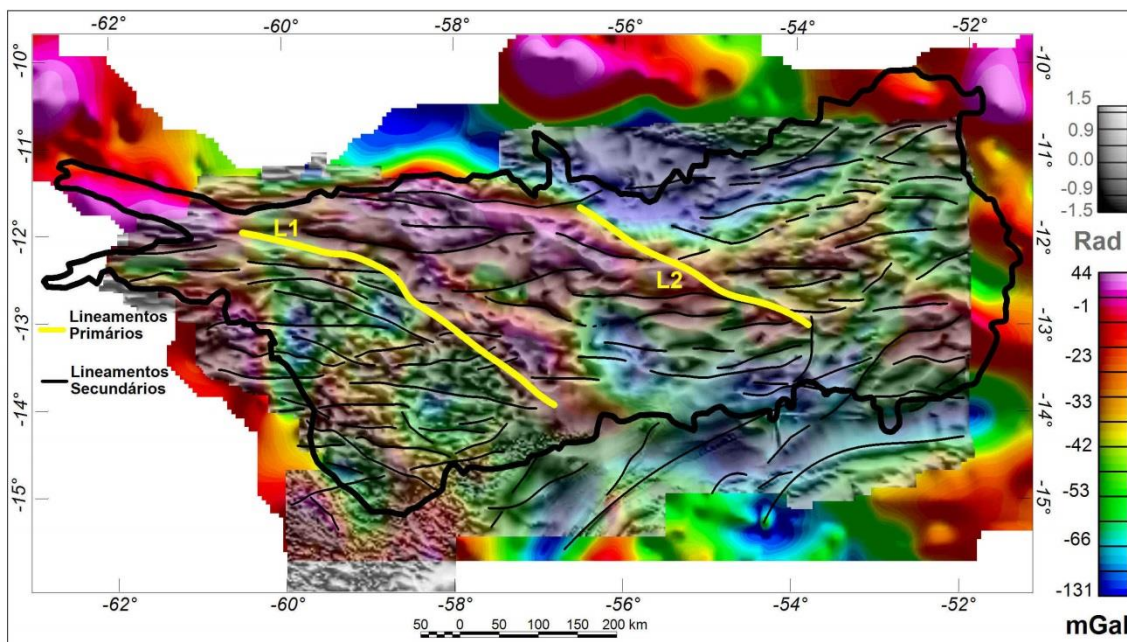
No modelo sugerido por este trabalho a sub-bacia Alto Xingu engloba todo o gráben Caiabis. O alto de Brasnorte apresenta alongamento na direção NW-SE e reaparece após ser interrompido pelo Gráben SW Xingu alongado em direção NE-SW (figura 6.4). Acredita-se que o alto apresenta continuidade abaixo do gráben. Este fato é reafirmado pela continuidade das anomalias pela interface magnética intermediária apresentada no *matched filter* (figura 5.32).

A sobreposição do ISA sobre a anomalia Bouguer proporcionou a sugestão da existência de possíveis segmentações no interior dos grábens do Colorado e Pimenta Bueno, macadas por lineamentos magnéticos de direção não paralela aos traços dos domínios sugeridos neste trabalho, sobre os baixos valores de anomalia Bouguer. Estas feições são observadas na figura 6.4 e representadas na figura 6.5.

## 6.2 LINEAMENTOS GEOFÍSICOS

O traçado dos lineamentos geofísicos se baseou na correlação das respostas oriundas do produto ISAGHT para os dois métodos geofísicos e de grande expressão, em que o comprimento de onda dos mesmos tornou-se o principal responsável pela seleção da integração. Essa integração consiste em encontrar lineamentos que apresentem respostas em contrastes de susceptibilidade e densidade. É importante ressaltar que os lineamentos de maior comprimento de onda no ISAGHT, mesmo que não representados em ambos os métodos, também foram traçados devido à sua grande expressão.

Os lineamentos geofísicos podem ser observados na figura 6.5, que apresenta ao fundo a mesma composição da figura 6.4. Os mesmos foram divididos em lineamentos primários e secundários. Os lineamentos primários (L1 e L2) apresentam continuidade por grandes extensões e dividem grandes blocos de respostas geofísicas distintas, enquanto lineamentos secundários apresentam menores extensões e estão relacionados a estruturas internas dos blocos (falhas, juntas, foliações, etc.).



**Figura 6.5** – Lineamentos geofísicos sobre a integração do ISA do CMA reduzido ao polo (30% de transparência) sobre a malha da anomalia Bouguer.

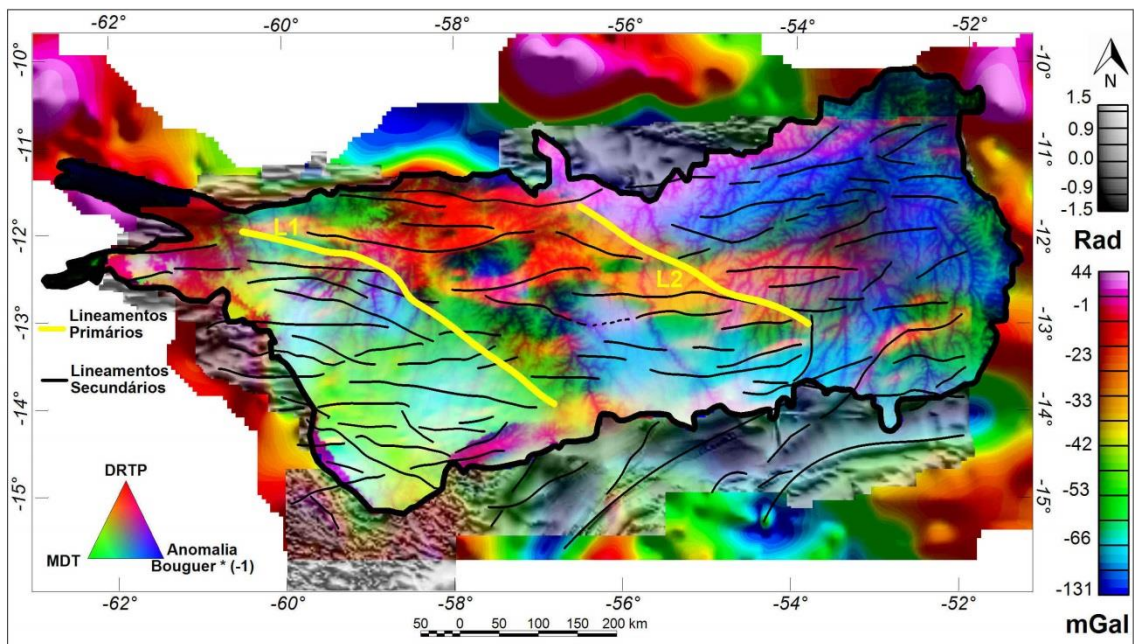
De maneira geral, a figura 6.5 divide a bacia segundo três respostas distintas a partir dos lineamentos primários L1 e L2. A porção oeste a L1 apresenta lineamentos secundários com direção preferencial WNW e alguns lineamentos com direção NW. Os lineamentos WNW sobre os grábens desta porção indicam segmentações sobre os mesmos.

A porção central, localizada entre os lineamentos primários, é caracterizada por lineamentos mais curvilíneos, indicando uma região de estruturas mais dúcteis. A direção dos lineamentos é variável, entretanto observa-se uma tendência à direção EW.

A porção leste à L2 apresenta estruturas sobre os altos gravimétricos com a direção aproximadamente ENE. Enquanto os baixos gravimétricos desta região apresentam direção de estruturação variável.

A figura 6.6 apresenta os lineamentos geofísicos propostos sobre a composição ternária do modelo digital de terreno (MDT), redução ao polo diferencial (DRTP) e da anomalia Bouguer nas componentes verde, vermelha e azul, respectivamente no interior da Bacia dos Parecis. O modelo foi criado através de uma célula de 90 metros, uma malha recoberta por 168.969 pontos oriundos da missão SRTM disponibilizados pelo software *Oasis Montaj v.8*.

Com o intuito de melhor visualizar as respostas gravimétricas negativas, a entrada de anomalia Bouguer foi multiplicada por menos um. Deste modo a figura apresenta os baixos gravimétricos na cor azul (como num mapa comum de anomalia Bouguer convencional) e os altos gravimétricos são representados pela ausência da mesma (figura 6.6).



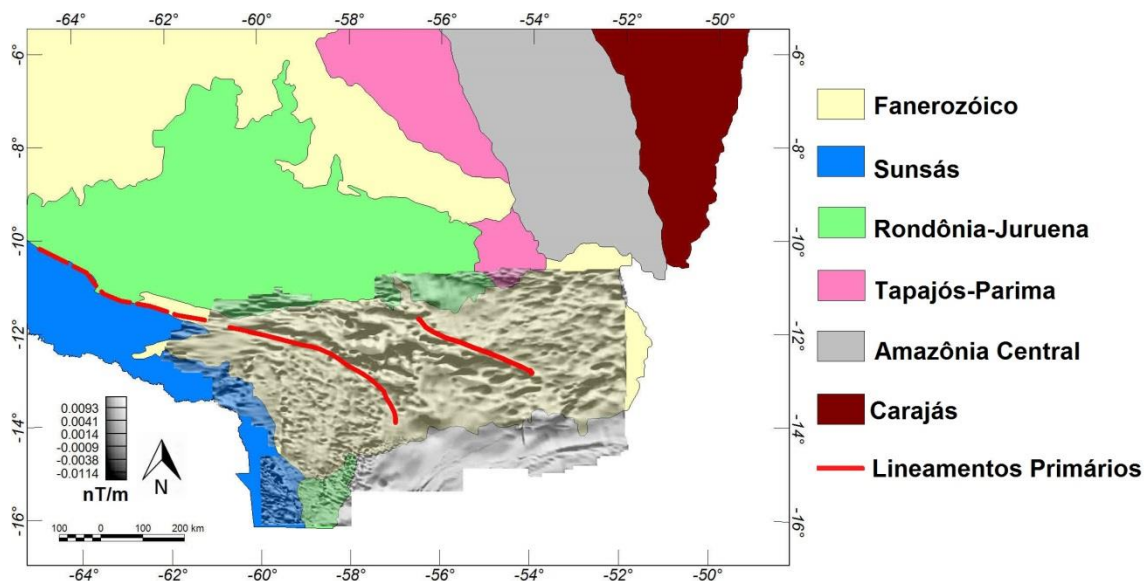
**Figura 6.6** – Mapa ternário RGB do CMA reduzido ao polo (DRTP), anomalia Bouguer multiplicada por -1 e modelo digital de terreno (MDT), vermelho, azul e verde, respectivamente no interior da bacia. Ao fundo observa-se a composição ISA (30% transparência) sobre anomalia Bouguer.

As três sub-bacias, Rondônia, Juruena e Alto-Xingu, apresentam respostas distintas sobre a composição ternária da figura 6.6. Na sub-bacia de Rondônia predominam altos magnéticos. A sub-bacia de Juruena é caracterizada pela presença do maior comprimento de onda magnético em conjunto com os maiores valores topográficos sobre o embasamento raso. A sub-bacia Alto-Xingu é representada pelos menores valores topográficos, baixos magnéticos e gravimétricos. Mesmo com baixa variação topográfica e pouca correlação entre os grandes blocos geofísicos e suas respostas magnéticas e topográficas, a porção leste da bacia (figura 6.6) apresenta regiões onde os lineamentos geofísicos secundários estão sobre ou próximos a depressões topográficas, indicando que algumas estruturas responsáveis por contrastes geofísicos podem estar refletidas na topografia.

### 6.3 ASSINATURAS DAS PROVÍNCIAS TECTÔNICAS

Após a análise dos lineamentos primários que subdividem a bacia dos Parecis em grandes domínios geofísicos, observou-se correlação na direção

destes limites e os contatos entre as províncias Rondônia-Juruena e Sunsás e Tapajós (figura 6.7).



**Figura 6.7** – Limites das províncias do Cráton Amazônico (Santos et al., 2000) integrados com a derivada vertical magnética em cinza e transparência 50%, lineamentos geofísicos primários (vermelho contínuo), continuação (vermelho tracejado) do lineamento geofísico a oeste marcada pelo contato entre as províncias Sunsás e Rondônia-Juruena.

O contato entre as províncias Sunsás e Rondônia-Juruena conforme proposto por Santos *et al.*, (2000) é marcado por vermelho tracejado na figura 6.7, observa-se a continuidade deste com relação ao lineamento primário na porção oeste da Bacia dos Parecis. Esta correlação sugere a continuação de ambas províncias sob a cobertura sedimentar da bacia, corroborando hipóteses de diferentes blocos crustais com características magnéticas e gravimétricas distintas. Embora o lineamento geofísico leste da bacia não coincida com o limite leste da Província Rondônia-Juruena, há um paralelismo entre elas indicando correlação com as principais direções das províncias e algumas estruturas internas (Rizzotto *et al.*, 2004).

## 6.4 DECONVOLUÇÃO DE EULER INTERVALADAS

A etapa da deconvolução de Euler possui três subdivisões: i) comportamento das soluções; ii) estimativa da espessura sedimentar dos grábens e iii) correlação com os lineamentos geofísicos.

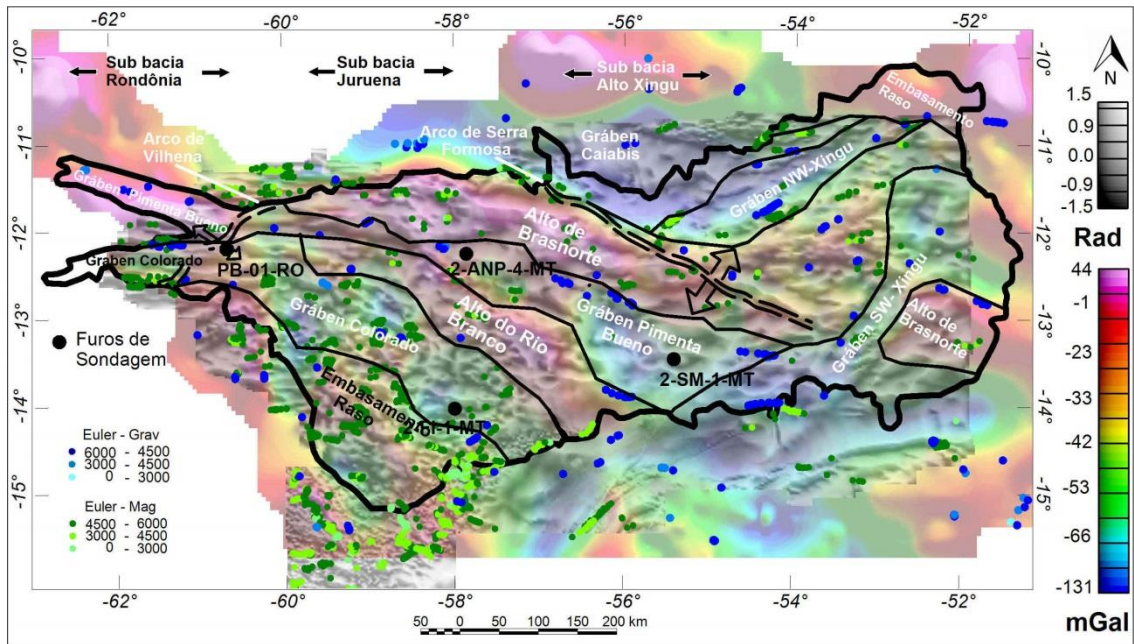
### 6.4.1 Comportamento das soluções

Neste item serão observados os padrões de soluções de Euler magnéticas e gravimétricas para cada domínio redefinido neste trabalho através de intervalos de profundidades. Para isso utilizou-se a deconvolução de Euler que apresentou melhor resultado para o objetivo com índice estrutural 0 e 1 e janelas 16.500 e 10.500 metros para a gravimetria e magnetometria, respectivamente. Os intervalos foram escolhidos próximos as famílias de soluções evidenciadas pelo *matched filter* a 6 e 15 km.

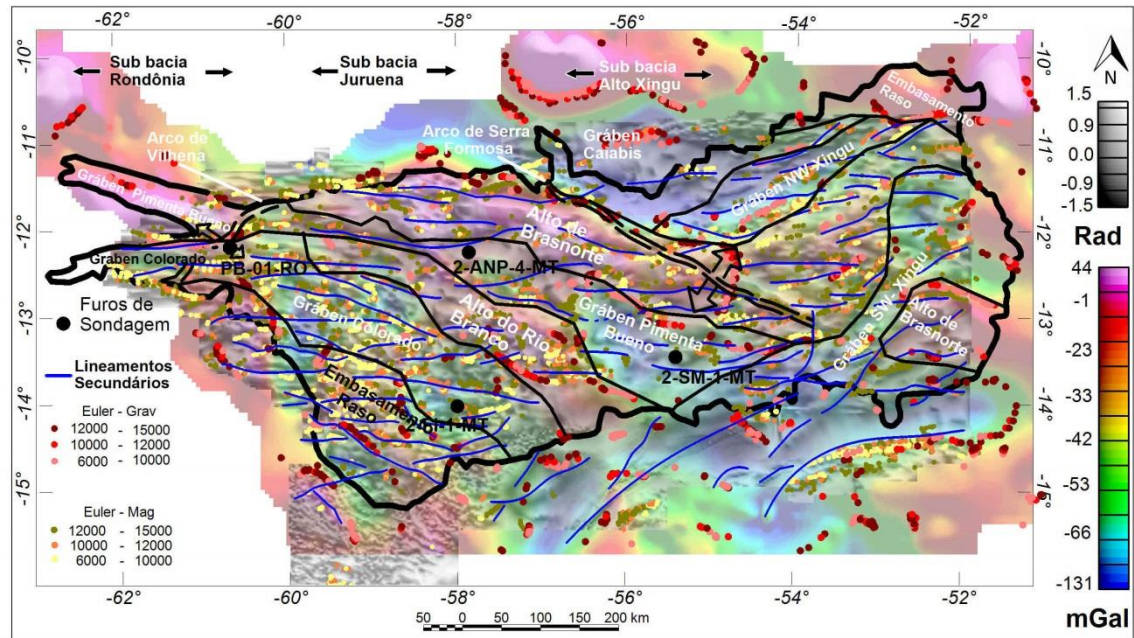
A figura 6.8 apresenta as soluções menores que 6 km da deconvolução de Euler magnética e gravimétrica. Para este intervalo as soluções magnéticas e gravimétricas apresentam pouca correlação. Algumas soluções gravimétricas localizam-se próximas aos limites dos domínios geofísicos. As soluções magnéticas apresentam-se mais esparsas que as gravimétricas. Nota-se um gradiente de profundidade da porção sudoeste para a porção noroeste da bacia, como visualizado nas figuras 3D do capítulo 5.

A figura 6.9 apresenta as soluções intermediárias ( $6 \text{ km} < z < 15 \text{ km}$ ) da deconvolução de Euler magnética e gravimétrica, os poços perfurados e os domínios tectono-geofísicos delimitados. De maneira geral as soluções magnéticas e gravimétricas não possuem correlação. Entretanto, este intervalo apresenta regiões em que as nuvens magnéticas e gravimétricas com coordenadas e profundidades próximas, podendo corresponder às mesmas feições. Nota-se que parte das soluções para este intervalo alinha-se paralelamente o traço dos domínios redefinidos neste trabalho. Tal fato corrobora a continuação dos domínios a profundidades maiores que 6 km.





**Figura 6.8** – Soluções de Euler rasas ( $< 6$  km) sobre os domínios geofísicos da Bacia dos Parecis com a localização dos poços na Bacia dos Parecis sobre a composição ISA-BOUGUER com 70% de transparência.

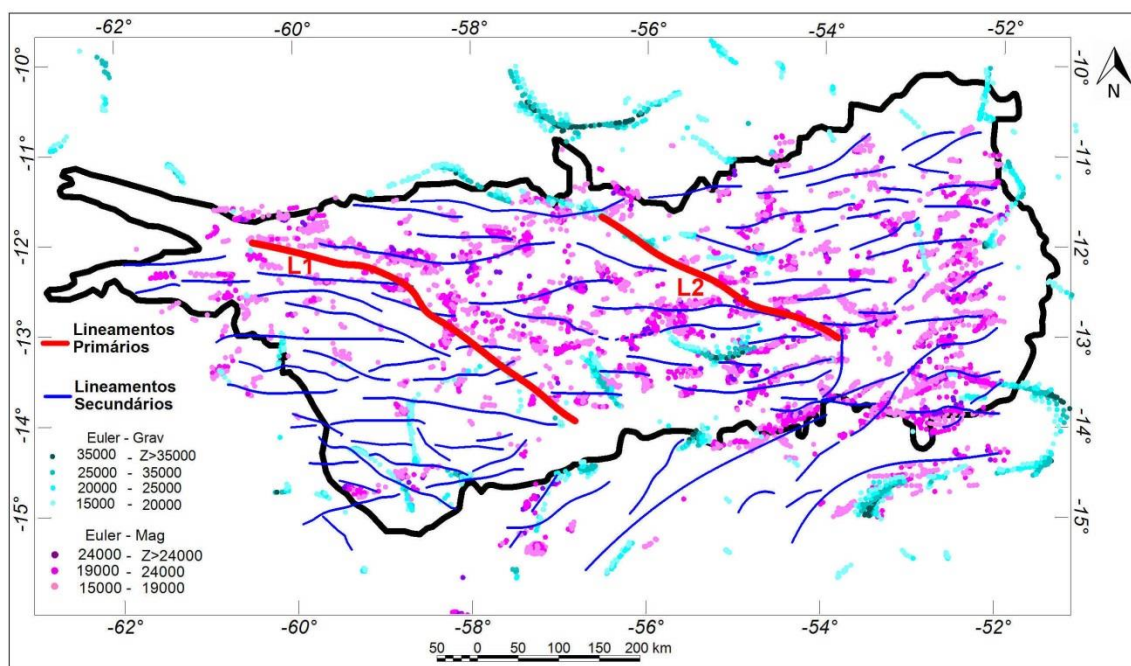


**Figura 6.9** – Soluções de Euler intermediárias ( $6 \text{ km} < z < 15 \text{ km}$ ) sobre os domínios geofísicos da Bacia dos Parecis com a localização dos poços na Bacia dos Parecis sobre a composição ISA-BOUGUER com 70% de transparência.

Comparando as figuras 6.8 e 6.9 conclui-se que as nuvens de soluções mais densas próximas aos poços são de soluções mais profundas, corroborando o fato de que os mesmos não alcançaram o embasamento por ambos possuírem espessura maior que 6 km. Nota-se, ainda, que os lineamentos definidos apresentam maior correlação com as soluções de Euler para profundidades maiores que 6 km (figura 6.9).

A figura 6.10 apresenta soluções de Euler profundas ( $z > 15$  km) para magnetometria e gravimetria e os lineamentos geofísicos obtidos neste trabalho. Neste intervalo, na porção oeste da bacia (a oeste de L2, figura 6.6) as soluções são caracterizadas pela ausência de soluções magnéticas no embasamento, e o aumento da profundidade e do número de soluções para norte. Na porção a leste dos lineamentos primários da bacia, as profundidades das soluções apresentam variação no sentido oposto, com aumento da profundidade de norte para sul. O lineamento primário L1 (figura 6.6) apresenta-se coberto por soluções magnéticas e gravimétricas, como limitante estrutural a elevadas profundidades (soluções entre 20 e 25 km e entre 19 e 24 km para gravimetria e magnetometria respectivamente).

Dentre as soluções apresentadas na figura 6.9, nota-se padrões com alongamento EW, paralelos aos traços dos lineamentos. Este fato reafirma a existência dos lineamentos a diferentes níveis crustais e sugerem uma estruturação marcante na direção EW para elevadas profundidades. Estes lineamentos a elevadas profundidades indicam descontinuidades crustais.



**Figura 6.10** – Soluções de Euler profundas ( $z > 15$  km) sobre os lineamentos primários e secundários da Bacia dos Parecis.

Sintetizando os resultados apresentados pelas figuras 6.7, 6.8, 6.9 e 6.10 corrobora-se a hipótese da continuação das províncias abaixo da cobertura sedimentar da bacia pelas seguintes conclusões: i) a bacia está sobre três grandes blocos cujas respostas dos métodos potenciais e das soluções de Euler apresentam comportamento distinto para profundidades rasas e elevadas divididos pelos 2 lineamentos primários. O Bloco à oeste de L1 corresponde a província Sunsás e apresenta soluções mais rasas que a porção a leste de L1. A porção a leste de L2 tem sua profundidade média das soluções aumentando para a direção norte. O comportamento da média da profundidade das soluções na porção leste é oposto ao identificado na porção oeste; e, ii) os lineamentos apresentados neste capítulo são corroborados por soluções em diferentes níveis de profundidade, podendo estar associados a limites crustais, refletindo diretamente na forma das respostas geofísicas em menores profundidades.

#### **6.4.2 Estimativa da espessura sedimentar dos grábens**

A espessura sedimentar dos grábens identificados neste trabalho foi obtida pela análise das nuvens das soluções de Euler. Para isso parte-se da premissa que as nuvens de soluções mais rasas sobre certa coordenada correspondem a profundidade do embasamento nesta mesma coordenada. Caso haja soluções muito próximas em intervalos diferentes optou-se por escolher a menor profundidade para evitar superestimar o pacote sedimentar.

A predominância de soluções na sub-bacia de Rondônia, figura 6.8, encontra-se entre 4,5 e 6 km nas bordas dos grábens, enquanto a figura 6.9 apresenta nuvens de soluções mais próximas do centro dos grábens com profundidades de 6 a 10 km. Como descrito no início do item 6.4, estima-se que os grábens da sub-bacia Rondônia apresentam pacote sedimentar de aproximadamente 6 km.

De maneira geral, a sub-bacia de Juruena apresenta-se quase toda recoberta por soluções para ambos os métodos. O gráben Colorado apresenta gradiente da elevação das profundidades da porção oeste na direção SE. A porção oeste apresenta soluções magnéticas de profundidade entre 4,5 e 6 km, enquanto as gravimétricas encontram-se entre 3 e 4,5 km, sugerindo um pacote sedimentar próximo dos 4,5 km (figura 6.8). A porção sudoeste do gráben Colorado (região de coordenadas próximas à  $-57,9^\circ$  e  $-14^\circ$ ) apresenta correlação de soluções magnéticas e gravimétricas entre 12 e 15 km (figura 6.9), não apresentando soluções na figura 6.8, o que sugere espessura sedimentar de até 12 km para esta porção do gráben (P1, figura 6.12).

Na sub-bacia de Juruena, o gráben Pimenta Bueno apresenta duas assinaturas de espesso pacote sedimentar. A primeira encontra-se sobre coordenadas ( $-57; -12,8$ ) e apresenta uma nuvem de soluções magnéticas para o intervalo entre 3 e 6 km, sugerindo espessura de 3 km para este. A continuação do gráben para SE apresenta outro depocentro. A figura 6.8 apresenta ausência de soluções gravimétricas no centro do gráben, estando concentradas no traço do domínio divisor entre o gráben e o alto do Rio Branco ao longo da coordenada ( $-56^\circ; -13^\circ$ ). A maior parte das soluções magnéticas

encontram-se entre 12 e 15 km, sugerindo profundidade de 12 km para o gráben (figura 6.9; P2, figura 6.12).

O espesso pacote sedimentar apresentado nos grábens Pimenta Bueno e Colorado em contraste com possíveis segmentações eleva o potencial petrolífero da Bacia para estas regiões.

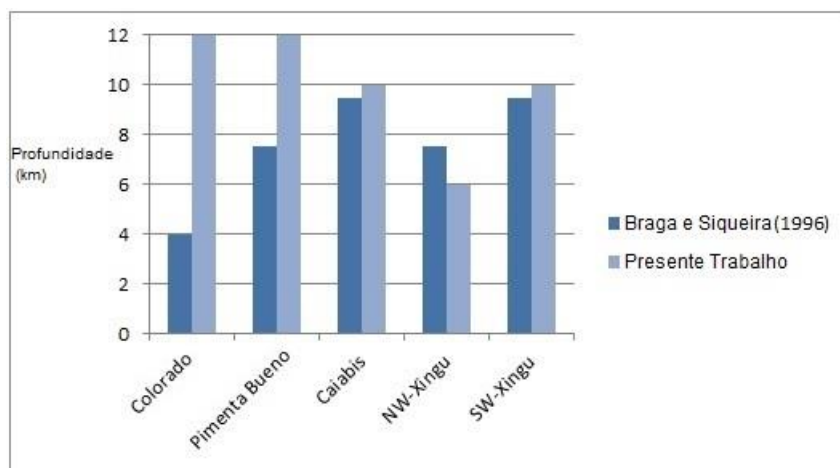
Na sub-bacia Alto Xingu, inicia-se a estimativa de profundidade pelo gráben Caiabis. As soluções de Euler refletem sobre o gráben e se restringem a soluções gravimétricas a partir de 6 km (figura 6.9). As nuvens apresentam gradiente na direção norte para o centro do gráben através das nuvens de 6 a 10, 10 a 12 e 12 a 15 km. Entretanto, as soluções entre 12 e 15 km de profundidade aparecem juntas às soluções mais rasas, o que não ocorre em todas as soluções entre 10 e 12 km. Como o trabalho visa subestimar a espessura sedimentar, as soluções sugerem que o embasamento nesta região encontre-se a aproximadamente 10 km de profundidade (P3, figura 6.12).

O gráben NW Xingu é composto de soluções de ambos métodos e ambas interfaces (figura 6.8 e 6.9). Algumas porções presentes nas bordas do gráben apresentam soluções entre 4,5 e 6 km. Seu interior é preenchido por soluções de profundidades magnéticas e gravimétricas que variam de 6 a 10 e de 6 a 15 km, respectivamente. As nuvens magnéticas de soluções com maiores profundidades estão sempre acompanhadas de soluções mais rasas. As soluções mais rasas subestimam espessura sedimentar de 6 km para o gráben (P4, figura 6.12).

Por fim, o gráben SW Xingu apresenta duas porções com concentrações de soluções indicando dois principais depocentros: o primeiro próximo às coordenadas (-54°;-13,5°) e o segundo próximo às coordenadas (-52,5°;-12°; figuras 6.8 e 6.9). Na porção sudoeste do gráben as nuvens de soluções na região da primeira coordenada indicam profundidades entre 6 e 15 km e entre 6 e 10 km para magnetometria e gravimetria, respectivamente. Com base nestes dados, consideramos a menor profundidade próxima de 6 km (P5, figura 6.12). As soluções próximas das coordenadas referentes ao segundo depocentro do gráben NW Xingu apresentam nuvens de soluções variáveis entre 6 e 15 km

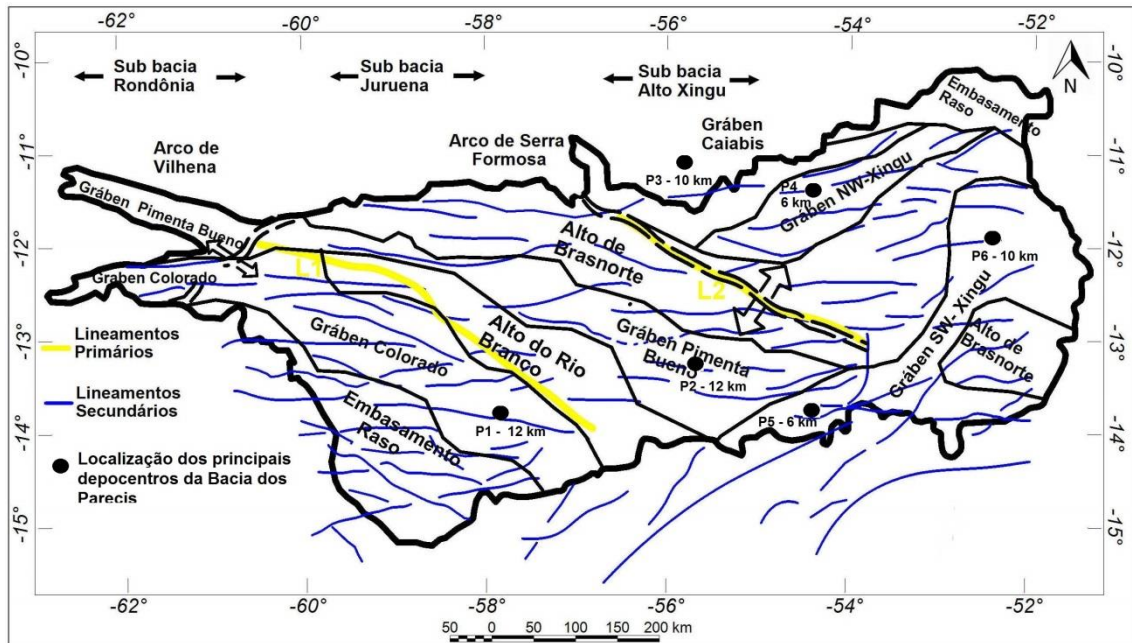
para ambos os métodos. Entretanto, notam-se nuvens magnéticas e gravimétricas apenas com soluções entre 10 e 15 km, o que sugere pacote sedimentar de 10 km para este depocentro (P6, figura 6.12).

A figura 6.11 compara a máxima espessura sedimentar dos grábens obtidas no trabalho de Braga e Siqueira (1996) com a maior espessura sedimentar estimadas neste trabalho para cada gráben. Embora a profundidade obtida para os grábens Caiabis e SW Xingu seja relativamente próxima, nota-se que não há correlação entre as profundidades estimadas por Braga e Siqueira (1996) e as profundidades estimadas neste trabalho. Em dois dos grábens notam-se profundidades muito próximas, maiores neste trabalho. Em um dos gráben a profundidade estimada neste trabalho é menor, cerca de 20% do valor estimado anteriormente. Nos grábens Pimenta Bueno e Colorado as profundidades estimadas neste trabalho são muito maiores, 30% para o primeiro e 3 vezes para o segundo. É importante ressaltar que como se optou por escolher a menor profundidade dentro do intervalo de soluções para se estimar as profundidades dos depocentros, com o intuito de se não superestimar o pacote sedimentar, as estimativas aqui apresentadas podem estar subestimadas.



**Figura 6.11** – Figura comparativa das profundidades máximas obtidas por Braga & Siqueira (1996) em azul escuro e as obtidas no presente trabalho em azul claro.

A figura 6.12 apresenta os principais resultados obtidos neste trabalho: domínios tectono-geofísicos, lineamentos geofísicos primários e secundários e a espessura do pacote sedimentar.



**Figura 6.12** – Localização e profundidade dos principais depocentros da Bacia dos Parecis, integrado com os lineamentos geofísicos primários e secundários e os domínios tectono-geofísicos. Os acrônimos P1, P2, P3, P4, P5 e P6 correspondem às regiões e profundidades discutidas no texto.

## 7. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

### 7.1 DISCUSSÕES

Os resultados obtidos pela análise descritiva (capítulo 5) para os dados magnéticos e gravimétricos sobre a bacia apresentam distribuição normal, com média de -25,40 nT e -35,45 mGal; e desvio padrão de 130,6 nT e 28,186 mGal, para magnetometria e gravimetria respectivamente (tabelas 5.1 e 5.6). A distribuição Gaussiana possibilita inferências estatísticas para mensurar probabilidades de sucesso e fracasso relacionadas à suas respostas anômalas (Davis, 1986). Futuros trabalhos podem utilizar esta característica para elevar a probabilidade de acerto em relacionar anomalias com recursos minerais.

No capítulo 5 foram apresentados mapas de maior qualidade e mais homogêneos de anomalia magnética e de anomalia Bouguer do que os apresentados por Bahia *et al.* (2007) para a Bacia dos Parecis. Este processo utilizou de novos dados e diferentes métodos de processamento e integração dos dados de magnetometria e gravimetria. As interpretações dos resultados obtidos por cada método iniciaram-se através de análises descritivas, qualitativas e quantitativas.

A análise descritiva das anomalias apresentadas no mapa de anomalia Bouguer retifica algumas considerações propostas por Siqueira (1989) repetidas em trabalhos posteriores como, por exemplo, Lacerda Filho *et al.* (2004) e Bahia *et al.*, (2007) acerca do Baixo Gravimétrico dos Parecis. Siqueira (1989) apresentou o Baixo Gravimétrico dos Parecis como única grande anomalia Bouguer negativa destacada no interior do Cráton Amazônico com seu menor valor em -80 mGal. A coordenada central do Baixo Gravimétrico dos Parecis, neste trabalho, encontra-se no baixo gravimétrico B5, cujo menor valor é -73,5 mGal (tabela 5.4 e figura 5.4) Entretanto, nota-se que B5 corresponde aos baixos considerados de baixa amplitude neste trabalho. Através da análise descritiva constatou-se que o baixo de maior amplitude é o baixo B6 (tabela 5.4 e figura 5.4), correspondendo a porção



central do gráben Caiabis (figura 6.4) cujo menor valor é -131,3 mGal (tabela 5.4).

O *matched filter* apresentou uma aproximação da média de profundidade embasamento da Bacia dos Parecis entre 5,4 e 6,5 km. Essa estimativa de profundidade corrobora com as soluções de Euler apresentadas através da elevação do número de nuvens de soluções abaixo deste intervalo, sugerindo espessuras maiores para os principais depocentros da bacia (figuras 6.7, 6.8 e 6.9). A espessura do pacote sedimentar apresentada por Siqueira (1989) sobre o Baixo dos Parecis é de 6 km. Nos resultados da inversão de Braga & Siqueira (1996) as profundidades para os grábens do Colorado (Baixo dos Parecis), Pimenta Bueno, NW Xingu, SW Xingu e Caiabis apresentaram espessura sedimentar máxima de 4,0, 7,5, 5,5, 7,5, e 9,5 km respectivamente; enquanto neste trabalho as profundidades estimadas são 12, 12, 6, 10 e 10 km respectivamente para estes mesmos grábens (figuras 6.8, 6.9, 6.11 e 6.12). Os resultados aqui encontrados com profundidades, de maneira geral, maiores do que em trabalhos anteriores, são corroboradas pelo fato de que os poços perfurados não alcançaram o embasamento cristalino (capítulo 2).

A descontinuidade de Conrad é evidenciada pelos resultados do *matched filter* nos dados gravimétricos e magnéticos, com média entre 14,1 e 15,7 km e por adensar nuvens de soluções de Euler próximas a este intervalo (figuras 5.18, 5.19, 5.20, 5.21, 5.22, 5.36, 5.37, 5.38, 5.39 e 5.40). Nota-se ainda, que, como abordado no capítulo 5, os maiores valores absolutos de densidade se encontram nas rochas abaixo da camada intermediária do *matched filter*, marcando uma forte diferença composicional entre crosta superior e inferior.

As outras interfaces do *matched filter* encontram-se a 26,1 e 41 km para magnetometria e gravimetria, respectivamente. Acredita-se que a descontinuidade do espectro de potencia magnético cuja média do topo esteja a 26,1 km possa estar associada ao início de um processo de desmagnetização das rochas, esta hipótese é reforçada pela baixa expressão em soluções de Euler magnéticas abaixo desta interface. Como em regiões cratônicas a superfície Curie encontra-se normalmente abaixo da crosta inferior, dependendo principalmente de gradientes térmicos (Lyatsky & Grobe,

2005). Desta forma, a profundidade de 26,1 km apresenta-se como limitante superior para profundidade média em que os minerais magnéticos perdem sua magnetização.

A interface de 41 km pode estar sugerindo a média do topo da descontinuidade de *Moho*. Estudos recentes como Assumpção *et al.* (2013) e Van der Meijde *et al.* (2013) apresentam estimativa da espessura crustal variável entre 35 e 40 km com erro de  $\pm 6$  km, para região da bacia. Estes dados reforçam a utilidade dos métodos potenciais como ferramenta para uma primeira aproximação da espessura crustal. As soluções de Euler corroboram a existência destas superfícies através da diminuição substancial de soluções gravimétricas para profundidades abaixo da mesma.

O primeiro trabalho de deconvolução de Euler para a Bacia dos Parecis foi proposto por Bahia *et al.* (2007). Esta deconvolução magnética não apresentou detalhes sobre índice estrutural, ou janela utilizada para obtenção dos resultados. O presente trabalho apresenta 24 deconvoluções de Euler, 12 para cada método (capítulo 5 e 6), em diferentes visualizações (2D e 3D) nas figuras 5.18, 5.19, 5.20, 5.21, 5.36, 5.37, 5.38, 5.39 6.7, 6.8, 6.9, 6.10, 6.11 e 6.12. As 12 deconvoluções para cada método foram realizadas para três índices estruturais e quatro janelas distintas. Ao realizar uma observação sobre o comportamento das soluções, constatou-se que as médias e número de soluções para diferentes índices estruturais na bacia tanto para magnetometria quanto na gravimetria (figuras 5.16, 5.17, 5.34 e 5.35) não apresentam padrão característico.

O número de soluções dos métodos apresentou um comportamento distinto para os métodos quando se eleva o índice estrutural (figuras 5.18 e 5.36). A magnetometria apresenta comportamento diretamente proporcional entre número de soluções e índice estrutural para todas as janelas, a variação da inclinação é abrangida no capítulo 5. A baixa variação entre  $n=2$  e  $n=3$  para as janelas de 10,5 e 21 km indica que as estruturas de maior dimensão estão associadas aos maiores comprimentos de onda e que serão amostradas apenas nas janelas de 42 e 52,5 km. Conclui-se que a resposta obtida na

magnetometria é, em sua maior parte, oriunda de fontes mais consolidadas, referentes aos maiores índices estruturais (estruturas tridimensionais).

O número soluções gravimétricas apresenta-se variável para cada janela, com aumento da profundidade média das soluções. Observou-se que as anomalias de comprimentos maiores que 33 km são geradas, predominantemente, por variação de densidade em duas dimensões (fontes bidimensionais).

O aumento da profundidade das soluções de Euler na direção leste é evidenciado para todos os índices estruturais em ambos os métodos (figuras 5.18, 5.19, 5.20, 5.21, 5.36, 5.37, 5.38 e 5.39). Sobre este gradiente, observam-se dois blocos com comportamentos distintos separados pelo arco de serra formosa (figuras 6.8, 6.9 e 6.10). A porção oeste ao arco apresenta mergulho na profundidade das soluções para norte, enquanto a porção leste apresenta um mergulho das profundidades para sul (figuras 6.7, 6.8 e 6.9). Estes blocos são corroborados pelas assinaturas magnéticas e gravimétricas sobre as regiões (figuras 5.1 e 5.24).

Gunn (1997) apresentou assinaturas magnéticas e gravimétricas para várias fases de rifteamento e adelgaçamento crustal para diferentes bacias sedimentares. Dentre os exemplos apresentados em seu trabalho, observa-se semelhança entre as assinaturas no interior do Gráben do Colorado, nas proximidades da coordenada (-57,8°; -12,3°). A assinatura geofísica característica e a preservação de características magnéticas apresentadas na figura 5.29, além da ausência de nuvens de soluções magnéticas (figuras 6.7, 6.8 e 6.9) fortalecem a hipótese de um adelgaçamento crustal para região. Este processo é causado pela troca de calor por condução entre o material quente exalado da astenosfera e a crosta, desmagnetizando algumas de suas rochas assim que elas ultrapassam a temperatura de Curie (Gunn, 1997).

Mesmo com distribuições próximas, os domínios magnéticos e gravimétricos não se apresentam como ferramentas eficientes para delimitação de domínios topográficos para a bacia. Porém, a imagem ternária com a resposta do modelo digital de terreno, anomalia Bouguer e redução ao polo

diferencial (Figura 6.6) identificou que algumas estruturas responsáveis por contrastes geofísicos podem estar refletidas na topografia.

Através da análise da correlação das estruturas presentes no mapa SIG de geologia do Mato Grosso e Rondônia e dos lineamentos geofísicos, concluiu-se que a estruturação da bacia em subsuperfície apresenta baixa correlação com as estruturas observadas em superfície. Este fato corrobora a geologia complexa apontada por Vasconcelos *et al.* (2014).

Os lineamentos primários encontrados dividem grandes blocos de domínios geofísicos e apresentam continuidade além dos limites atuais da bacia através do contato entre a província Rondônia-Juruena com as províncias Sunsás e Tapajós (figura 6.7), sugerindo a hipótese de diferentes embasamentos cristalinos para a Bacia dos Parecis.

O traçado dos lineamentos secundários é apresentado sobre a figura 6.5, em que é evidenciada uma textura magnética presente nos grandes blocos referidos na anomalia Bouguer. A correlação dos lineamentos com as soluções de Euler intervaladas (figuras 6.10, 6.11 e 6.12) apresentam correlação para os lineamentos com as soluções magnéticas para profundidades maiores que 6 km. Os lineamentos secundários são corroborados por soluções de Euler maiores que 6 km (figuras 6.9 e 6.10).

Como contribuição, o traço dos lineamentos geofísicos e dos domínios tectono-geofísicos sobre a composição do ISA e da anomalia Bouguer (figuras 6.4 e 6.5) pode servir como ponto de partida para trabalhos de exploração. A assinatura constatada remete a segmentações das anomalias que podem estar correlacionadas a segmentações estruturais, que por sua vez, geralmente coincidem com reservas de hidrocarbonetos (Lyatsky & Grobe, 2005).

## 7.2 CONCLUSÕES

O trabalho apresenta as seguintes conclusões:

- i) Estimativa da espessura sedimentar para os principais depocentros da Bacia dos Parecis;

- ii) Os mapas magnéticos e gravimétricos de maior homogeneidade que os apresentados anteriormente possibilitaram o reposicionamento dos limites tectono-sedimentares seguindo nomenclatura designada por Siqueira (1989) e modificados por Bahia et al. (2007). Os mapas também propiciaram gerar um sistema de lineamentos primários e secundários para se identificar a estruturação da bacia;
- iii) Os lineamentos primários são correlacionados aos limites entre as províncias Sunsás e Rondônia-Juruena, sugerindo que estas províncias compõem parte do embasamento da bacia;
- iv) Os lineamentos secundários delimitam grábens, alguns deles podem estar associados a segmentações sobre os grábens da bacia;
- v) Apresenta interfaces e suas respectivas profundidades no *matched filter* (figuras 5.7, 5.8, 5.9, 5.25, 5.26 e 5.27), apontando uma profundidade média para o embasamento entre 5,4 e 6,1 km. Uma interface para a descontinuidade de Conrad entre 14,7 e 16,1 km. Uma última família de fontes magnéticas a 26,1 km e uma média para a espessura crustal sob a bacia de 41 km;
- vi) Apresenta 24 deconvoluções de Euler para diferentes janelas e índices estruturais (figuras 5.18, 5.19, 5.20, 5.21, 5.22, 5.36, 5.37, 5.38, 5.39 e 5.40) e concluiu-se que:
  - a. o embasamento da porção oeste é diferente do da porção leste;
  - b. o comportamento do mergulho das soluções da porção oeste é para norte, enquanto o da porção leste é para sul;
  - c. as principais componentes magnéticas para geração das anomalias presentes no campo magnético são fontes com dipolos completos;
  - d. as principais componentes gravimétricas para geração das anomalias no campo gravitacional são fontes bidimensionais;
  - e. aumento da profundidade das soluções de Euler para a porção leste da bacia;
  - f. a continuidade das estruturas e dos lineamentos apresentados neste trabalho a profundidades maiores que 15 km.

### 7.3 SUGESTÕES

Por fim, o trabalho apresenta algumas sugestões para trabalhos futuros:

- i) Modelagem conjunta magnética, gravimétrica com suporte da sísmica;
- ii) Aplicação de outros métodos de processamento (ex: *tilt depth*) sobre a bacia para estimar de forma mais precisa a forma das descontinuidades encontradas neste trabalho;
- iii) Novos levantamentos aerogeofísicos de alta resolução sobre a bacia;
- iv) Aquisição e integração de outros métodos geofísicos, como sísmica de reflexão e Magnetotelúrico.

## 8. Referências Bibliográficas

- Amaral, G., 1974. Geologia pré-cambriana da Região Amazônica. São Paulo, 212p. il. Tese (Mestrado). USP-Instituto de Geociências.
- Amaral, G. 1984. Províncias Tapajós e Rio Branco. *In: F.F.M de Almeida & Y. Hasui. (Coord.). O Pré-Cambriano do Brasil.* São Paulo, Edgard Blucher, 6-35.
- Almeida, F .F. M., Hasuy, Y., Neves, B. B. B., Fuck, R. A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. *In: Simpósio de Geologia do Nordeste.* Campina Grande, SBG. 8, 363-391.
- Assumpção, M., Bianchi, M., Julià, J., Dias, F.L., Sand F., G., Nascimento, R., D. S., Pavão, C.G., Albuquerque, D.F., Lopes, A.E.V. 2013. Crustal thickness map of Brazil: data compilation and main features. *Journal of South American Earth Sciences*, **43**:74–85.
- Bahia, R. B. C & Pedreira, A.J. 2001. As bacias do setor Sudoeste do Cráton Amazônico: classificação global e evolução tectônica. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 7, Belém.
- Bahia, R. B. C., Martins Neto., M. A., Barbosa., M. S. S., Pedreira., A. J. 2006. Revisão Estratigráfica da Bacia dos Parecis-Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, **36**(4): 692-703.
- Bahia, R. B. C., Martins-Neto, M. A., Barbosa., M. S. S., Pedreira., A. J. 2007. Análise da evolução tectonossedimentar da Bacia dos Parecis através de métodos potenciais. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(4): 639-649.
- Barbosa, O. & Andrade Ramos, J.R., 1959. *Território do Rio Branco, aspectos principais da geomorfologia, da geologia e das possibilidades minerais de sua zona setentrional.* Rio de Janeiro, CPRM, Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia 196, 1-49.
- Barbosa V. C. F & Silva. J. B.C. 2005. Deconvolução de Euler: Passado, Presente e Futuro – Um Tutorial. *Revista Brasileira de Geofísica*, **23**(3): 243-250.
- Barros A. M. & Pastore Junior W. P. 1974. Projeto Alto Guaporé. Relatório Final. Folha Tangará da Serra. Goiânia, DNPM/CPRM. v. 11., v.1.
- Barros, L. V., Assumpção, M., Quintero, R., Caixeta, D. 2009. The intraplate Porto dos Gaúchos seismic zone in the Amazon Craton – Brazil. *Tectonophysics*, **469**: 37-47
- Barros, L. V., Assumpção, M., Quintero, R., Ferreira, V. M. 2011. Coda wave attenuation in the Parecis Basin, Amazon Craton, Brazil: sensitivity to basement depth. *J Seismol*, **15**: 391-409
- Blakely R. J., 1995. *Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications.* Cambridge. University Press, 441p.
- Braga, L.F.S. & Siqueira, L.P., 1996. Three dimensional gravity modelling of the basement topography beneath Parecis Basin, Brazil, Constrained by spectral estimates of depth to magnetic sources. *In: CONEXO-ARPEL, Latin American Petroleum Congress*, 5, Rio de Janeiro, 8 p.
- Cooper, G. R. J. & Cowan, D.R. 2005. Differential Reduction to Pole. *Computer & Geosciences*. **31**: 989-999.
- Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Basei, M.A.S., Kawashita, K., 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *In: Congresso Geológico Chileno*, 2, 1979, Santiago. Actas. Santiago, v.4, 137-148.
- Cordell, L., 1979, Gravimetric expression of graben faulting in Santa Fe contry and Española Basin, New Mexico, *In: Ingersoll, R. V., Ed., Guidebook to Santa Fe Country: Bew Nexuci Geik, Sic, Gyudevij*, **30**: 59-64.
- Costa S. A. G., Fragomeni P. R. P., Fragomeni M. G. 1975. Projeto Serra do Roncador. Reconhecimento Geológico. Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM. v. 3.

- Ferreira, E.O., 1969. Considerações sobre o mapa tectônico do Brasil e sobre a tectônica da Plataforma Brasileira. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Resumo das Comunicações, 73-75.*
- Davis J.C. 1986. *Statistics and data analysis, Geology*. John Wiley & Sons, 2, U.S.A., 664p
- Ferreira F. D. F., Souza J., Bongioiolo A. DE B. E S., Castro L. G. 2013, Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle. *Geophysics*, **78**: 33- 41.
- Gibbs, A.K., Wirth, K.R., Hirata, W.K., Olszewski, W.J., 1986. Age and composition of the Grão-Pará Group volcanics, Serra dos Carajás, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*. **16**: 201-211.
- GEOSOFT. 2013. Montaj Geophysics v6.1 Tutorial and User Guide. Disponível em <http://www.geosoft.com/suport/downloads/techical-documantation>. Acessado em fevereiro de 2015.
- Grotzinger, J. P. & Jordan, T. H. 2010. *Understanding Earth*. W. H. Freeman New York. 6. 673 p.
- Gunn P.J. 1997. Regional magnétic and gravity responses of extensional sedimentary basins. *AGSO Journal of Australain Geoloy & Geophysics*, **17**(2): 115-131.
- Hasui, Y., Haralyi, N. E., Schobbenhaus, C., 1984. Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: Subsídios para o modelo geodinâmico. *In: SYMPOSIUM AMAZONICO 2. Anais DNPM, 518p.*
- Hildenbrand, J. D. 2002. Aerogeofísica no Brasil e a evolução das tecnologias nos últimos 50 anos. Fugro. Lasa Airbone Surveys. *In: 1º. Simpósio de Geofísica da Sociedade Brasileira de Geofísica. 8p.*
- Isles, D.J. & Rankin, L.R. 2013. *Geological Interpretation of Aeromagnetic Data*. Australia. The Australian Society of Exploration Geophysicists. 657p.
- Johnson, A., Cheeseman, S., Ferris, J. 1999. Improved compilation of Antartic Peninsula magnetic data by new interactive grid suturing and blending methods. *Annali de Geofísica*, **42**(2): 249-259.
- Kroonenberg, S.B. 1982., A Grenvillian Granulite Belt in the Colombian Andes and its relation to the Guiana Shield. *Geologie en Mijnbouw*, **61**, 325-333.
- Lacerda Filho, J. V., Abreu Filho, W. Valente, C. R., Oliveira, C. C., Albuquerque, M. C. 2004. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso. Texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do estado de Mato Grosso Escala 1:1.000.000*. Goiania. CPRM/SICME-MT. 235p.
- Li, X. 2006, Understanding 3D analytic signal amplitude. *Geophysics*, **71**(2): 13-16.
- Lyatsky V. H., & Grobe, M. 2005. Basement Structure in Central and Southern Alberta: Insights from Gravity and Magnetic Maps. Alberta Energy and Utilities Board. EUB/AGS Special Report 72. 76p
- Marzoli, A., Renne, P.R., Picrillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., Min, A. 1999. Extensive 200-Million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, **284**:616-618.
- Miller H. G. & Singh V., 1994. Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, **32**: 213-217.
- Nabighiann, M., Grauch, V., Hansen, R., Lafehr, T., LI, Y., Peirce, J., Phillips, J., Ruder, M. 2005. The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics*, **70**(6), 33–61.
- Padilha A. V., Montes A. de S. L., Barros C. A. F. de, Lemos, D. B., Luz, K. da S., Moreira, J. M. P., Moreno, J. J. P., Montes M. L., Menezes Filho N. R., Cardoso O. R. F. A., Lima P. F. C., Almeida W. J. de, Abreu Filho W., Silveira W. P., Satuna W. R.R. 1974. Projeto Centro-Oeste de Mato Grosso. Relatório Final. Goiânia. DNPM/CPRM, v. 1.
- Phillips D. J. 2001. Designing matched bandpass and azimuthal filters for the separation of potential-field anomalies by source region and source type. U.S. *Geological Survey*, 15, 4p.



- Pimentel, M., Fuck, R.A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Geology*, **20**(4), 375-379.
- Pinto Filho, F.P., Freitas, A.F, Melo, C.F., Romanini, S.J. 1977. *Projeto Sudeste de Rondônia. Departamento Nacional da Produção Mineral, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais*, Porto Velho, Rondônia, v.1, 169p.
- Priem, H.N.A., Bon, E.H., Verdurmen, E.A.T., Bettencourt, J.S., 1989. Rb–Sr chronology of precambrian crustal evolution in Rondonia (western margin Brazilian craton). *Journal of South American Earth Sciences*, **2**, 163–170.
- Quadros, M. L. E. S. & Rizzotto, G.J. 2007. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia. Sistema de informações geográficas – SIG. Texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do estado de Rondônia- Escala 1:1.000.000*. Porto Velho. CPRM. 155 p.
- Reeves C. 2005. *Aeromagnetic Surveys. Principles, Practice & Interpretation*. Earthworks, Geosoft. 155p.
- Reid A.B., Allsop J.M., Granser H., Millet A.J, & Somerton I.W., 1990, Magnetic Interpretation in three dimensions using Euler Deconvolution. *Geophysics*, **55**: 80-91.
- Reynolds J.M. 1997. *An introduction to applied and environmental geophysics*. England. John Willey & Sons. 796 p
- Ribeiro Filho, W., Luz, J.S., Abreu Filho, W. 1975. Projeto Serra Azul, Reconhecimento Geológico. Relatório final. Goiania: DNPM/CPRM.
- Ridsill-Smith, T.A., 1998. Separating aeromagnetic anomalies using wavelet matched filters. *In: 68th Annual International Meeting, Society of Exploration Geophysicists*, 550-553.
- Rizzotto, G.J., Quadros, M.L.E.S., Bahia, R.B.C., Ferreira, A.L., Lopes, R.C., Cordeiro, A.V., 2004. Folha SC.21-Juruena. *In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, .M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A.de. (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-ROM*
- Roest, W.R. Verhoef J. & Plinkington M., 1992, Magnetic interpretation using the 3D analytic signal: *Geophysics*, **57**: 116-125.
- Santos, H. S. & Flexor, J. M. 2012. Geoelectric directionality of a magnetic survey in the Parecis Basin, Brazil. *Revista Brasileira de Geofísica*, **30**(1): 81-92.
- Santos, J.O.S, Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N. J., Fletcher, I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integrations of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**:453-488.
- Santos, J.O.S. 2004. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil-Central *In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H., Geologia, Tectonica e Recursos Minerais do Brasil. Texto, Mapas & SIG. CPRM. Brasília. Editora UnB, 673 p.*
- Schobbenhaus Filho, C. & Campos, D. de A. 1984. Evolução de Plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais, *In: Schobbenhaus, C., Campos, D. A., Derze, G. R., Asmus, H. Geologia do Brasil, texto explicativo do mapa geológico do Brasil e área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000*. Brasília. DNPM. Cap 1. 9-49.
- Silva, A.J.P., Vasconcelos, A.M., Lopes, R.C., Bahia, R.B.C. 2003. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. *In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H., Geologia, Tectonica e Recursos Minerais do Brasil. Texto, Mapas & SIG. CPRM. Brasília. Editora UnB, 673 p.*
- Siqueira, L.P. 1989. Bacia dos Parecis. Boletim de Geociências da PETROBRAS, **3**:3-16.
- Siqueira, L.P. & Teixeira, L.B 1993. Bacia dos Parecis: nova fronteira exploratória da PETROBRAS. *In: SBGf, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica*, **3**, Rio de Janeiro, *Resumos Expandidos*, 160-170.
- Spector, A., 1968. Spectral Analysis of Aeromagnetic Maps: Ph.D. Thesis, Dept. of Physics, University of Toronto.

- Spector, A., & Grant, F., 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data: *Geophysics*, **35**: 293-3302.
- Sturges, H. 1926, The choice of a class-interval. *J. Amer. Statistic Association*, **21**: 65–66.
- Suszczynski, E., 1970. La géologie et la tectonique de la Plateforme Amazonienne. *Geologische Rundschau* **59**: 1232-1253
- Syberg, F.R.J., 1972. A Fourier method for the regional residual problem of potential fields: *Geophysical Prospecting*, **20**: 47-75.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Cráton. *Episodes*, **22**(3): 174-182.
- Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Nutman, A.P., Schmus, W.R.V., Bettencourt, J.S., Taylor, P.N., 1996. Geochronological Systematics on Basement Rocks from the Rio Negro–Juruena Province (Amazonian Craton) and Tectonic Implications International. *Geology Review*. 38,161-175.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Kawashita, K. 1989. A review of the geocronological of the Amazonian Cráton: tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**: 213-227
- Telford W. M., Geldart L.P., Sheriff R. R. & Keys D.A., 1990. *Applied Geophysics*. 2 ed, Cambridge. Cambridge University Press, 770p.
- Thompson, D. 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, **47**(1): 31-37
- Urquhart, T. 1988. Decorrugation of enhanced magnetic field maps. 58th Annual International Meeting, Society of Exploration Geophysicists, *Expanded Abstracts*; 371– 372
- van der Meijde., M., Julià., J., Assumpção. 2013 M. Gravity derived Moho for South America. *Tectonophysics*. 12p.
- Vasconcelos, C. S., Morales, I. V.F., Figueiredo, M.F. 2014. Revisão da Estratigrafia da Bacia dos Parecis-Alto Xingu. 47º Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, Bahia. *Resumos Expandidos*, 400.