

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

LUIZ GUSTAVO RODRIGUES PINTO

**INTERPRETAÇÃO DE DADOS GRAVIMÉTRICOS E
ELETROMAGNÉTICOS DO SUL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO:
*NOVOS MODELOS CRUSTAIS E LITOSFÉRICOS***

SÃO PAULO
FEVEREIRO/ 2009

LUIZ GUSTAVO RODRIGUES PINTO

**INTERPRETAÇÃO DE DADOS GRAVIMÉTRICOS E
ELETROMAGNÉTICOS DO SUL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO:
*NOVOS MODELOS CRUSTAIS E LITOSFÉRICOS***

Tese apresentada ao Instituto de Astronomia,
Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de
São Paulo, para concorrer ao Título de Doutor em
Ciências – Área de concentração: Geofísica.

ORIENTADORA: NAOMI USSAMI

**SÃO PAULO
FEVEREIRO/ 2009**

AGRADECIMENTOS

Existiriam diversas pessoas e instituições que deveriam ter seus nomes lembrados, pois contribuíram significativamente para que esta tese fosse realizada.

Iniciando pelas instituições, gostaria de agradecer a FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo), através do projeto temático (01/02848-0), pelos anos de bolsa e auxílio com a verba da reserva técnica. Agradeço ainda a CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela bolsa PDEE (0713-06-6), que me deu suporte técnico e financeiro para que pudesse ser realizado o estágio no exterior. E por fim, agradeço a CPRM (Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais) pela compreensão da importância da finalização desta tese, liberando-me algumas vezes para comparecer a USP (Universidade de São Paulo), inclusive hoje, a fim de concluir a mesma.

Pessoas muito especiais auxiliaram-me, de diferentes formas, para que esta tese pudesse ser concluída. Caso tenha esquecido o nome de alguma, desde já, me desculpe.

Agradeço a minha família, principalmente pelas figuras de minha mãe, meu pai e minha tia Maria Helena. Figuras muito importante na minha vida. Um agradecimento mais que especial, a minha esposa Roberta e ao meu futuro filha/filho, que tiveram muita compreensão e me deram forças nos momentos mais difíceis que passei, principalmente quando estive na Itália. Agradeço aos meus amigos de Universidade, que dividiram comigo vários momentos de risadas ou não. Principalmente Dionísio, Marcelo (Slot) e a todos os outros aqui não citados. Agradeço a todos os professores do IAG-USP pela colaboração de maneira direta ou indireta na minha formação, principalmente a minha orientadora Prof^a. Dr^a. Naomi Ussami com a qual convivi diversos anos. E para finalizar agradeço a minha co-orientadora na Itália Prof^a. Dr^a. Carla Braintemberg, que me ajudou muito no período que estive na Itália.

“Conhecemos o conteúdo da carroça pelo tamanho do ruído que ela faz”

Anônimo

RESUMO

PINTO, L. G. R., 2009. *Interpretação de dados gravimétricos do sul do cráton São Francisco: novos modelos crustais e litosféricos. Tese (Doutorado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo. 145pp.*

Neste trabalho foram abordados dois temas geofísicos visando o avanço no conhecimento da litosfera do sul do cráton São Francisco.

O primeiro tema teve como objetivo a proposição de um método alternativo para a definição de bordas de placas litosféricas, utilizando dados gravimétricos. Utilizou-se o mapa da primeira derivada vertical da anomalia gravimétrica Bouguer continuada para cima à altura de 100 km. Resultados crustais, ao longo de um perfil de sísmica de refração profunda, localizado no estado de Goiás e a modelagem gravimétrica 2-D de um perfil localizado entre os estados de São Paulo e Minas Gerais foram utilizados para calibrar os resultados da derivada vertical. Recentes dados geoquímicos, petrológicos e de tomografia sísmica reforçam o resultado de que, nas bordas sul e oeste, a placa São Franciscana estende-se sob a Faixa Brasília e parte da bacia do Paraná.

O segundo tema foi a interpretação de uma anomalia gravimétrica Bouguer positiva, aproximadamente circular com amplitude da ordem de 25 mGal. Nesta mesma região existe uma anomalia positiva do geóide, também circular, com raio de aproximadamente 250 km e uma amplitude de +7 m. O método sísmico da função do receptor não mostra a existência de afinamento crustal, eliminando assim, uma das possíveis causas da anomalia gravimétrica. Perfis magnetotélúricos radiais à anomalia gravimétrica indicam a presença de uma região no manto com resistividade elétrica mais baixa ($< 100 \Omega.m$), com origem a 200 km de profundidade e estendendo até a crosta inferior. Os resultados da inversão gravimétrica 3-D do alto gravimétrico indicam que a crosta inferior mais densa atinge uma espessura de 12 km, se assumirmos um contraste de densidade de $+50 \text{ kg/m}^3$. Coincidentemente com a região de crosta inferior mais densa, as sondagens magnetotélúricas indicam uma crosta eletricamente mais condutora, reforçando a existência de um *underplating*

magmático. A impregnação de material derivado do manto, na base da crosta, é evidenciado em superfície, pela presença de diversos diques de basaltos toleíticos de composição similar aos basaltos da parte norte da Bacia do Paraná (alto TiO_2) de idades do Cretáceo Inferior. Os diques toleíticos estão distribuídos por toda região sul do cráton. O manto litosférico com menor resistividade elétrica estende-se até profundidade de 200 km, sugerindo que o manto litosférico do sul do cráton São Francisco sofreu um rejuvenescimento composicional e leve aumento de densidade (50 a 70 kg/m^3), responsável pelo alto do geóide. A diminuição de resistividade elétrica no manto, abaixo de profundidade de 100 km, é mais facilmente explicada pela presença de fundidos carbonatíticos no manto superior, provenientes de partes mais profundas do manto e resultantes de um menor grau de fusão. O magmatismo carbonatítico foi anterior ao magmatismo toleítico, uma vez que dados petrológicos e geoquímicos mostram que os diques toleíticos do Cretáceo Inferior na região do Espinhaço apresentam de 5% a 10% de carbonatitos em sua composição. A forma semi-circular do limite sul erosional do Grupo Bambuí deve ser resultado da erosão dos sedimentos mais antigos, devido ao soerguimento da litosfera, durante o magmatismo carbonatítico.

Palavras chaves: Cráton São Francisco, Gravimetria, Geóide, Magnetotelúrico, Rejuvenescimento, Litosfera cratônica.

ABSTRACT

PINTO, L. G. R., 2009. *Interpretação de dados gravimétricos do sul do cráton São Francisco: novos modelos crustais e litosféricos. Thesis (Doctor) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo. 145pp.*

This thesis comprises of two parts in which two geophysical studies are described improving the knowledge of the lithosphere of the south São Francisco craton. In the first part, we propose an alternative method for defining the limits of lithosphere plate using gravity data. We used the first vertical derivative of Bouguer anomaly upwarded to 100 km height. Crustal results along a deep refraction seismic profile in the Goiás state together with a 2-D gravity model along a profile between Minas Gerais and São Paulo states were used to calibrate the vertical derivative results. Recent geochemical, petrological data and seismic topography data reinforce the gravity results that the southern and western parts of the São Francisco plate extends under parts the Brasília Belt and parts of the Paraná basin. In the second part, the interpretation of a positive Bouguer gravity anomaly, circular shaped and + 25 mGal amplitude gravity anomaly is presented. This gravity anomaly coincides with a positive, circular shaped, 7 m amplitude geoid anomaly with 250 km of radius. Receiver function results do not show a crustal thinning, excluding this possibility as the cause of gravity high. Deep magnetotelluric soundings along two profiles radial to gravity anomaly indicate a region in the mantle with lower electrical resistivity ($< 100 \Omega.m$) from the depth of 200 km and extending upward and reaching the lower crust. The residual Bouguer anomalies are inverted using a 3-D algorithm and indicate that the denser lower crust reaches 12 km of thickness for + 50 kg/m³ of density contrast. Coincident with a denser lower crust, magnetotelluric soundings reveal a low electrical resistivity crust, reinforcing the presence of magmatic underplating. At the surface, the contamination of magmatic material in the lower crust is supported by the presence of basaltic tholeiitic dike swarms similar, in composition, to the basalts of northern Paraná basin (high TiO₂) of Early Cretaceous age. Tholeiitic dikes swarms are distributed throughout the southern region of the craton. Lithospheric mantle with lower electrical resistivity reaches 200 km of depth, indicating that the lithospheric

mantle in the southern São Francisco craton underwent compositional rejuvenation accompanied by a mild increase in density (+ 50 to + 70 kg/m³) responsible for the positive geoid anomaly. The decrease of electrical resistivity in the mantle at depths beyond 100 km is easier explained by the presence of carbonatitic melts in the upper mantle, derived from a low degree of partial melt of a metasomatized deeper mantle. The carbonatitic magmatism was prior to tholeiitic magmatism since petrological and geochemical data show that the Early Cretaceous Espinhaço tholeiitic dikes contain 5 to 10% of carbonatites in their composition. The circular shaped erosional limit of the Bambuí Group may have been produced by lithosphere uplift at the time of carbonatitic magmatism.

Keywords: São Francisco craton, Gravity, Geoid, Magnetotellurics, Rejuvenation, Cratonic Lithosphere.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS

RESUMO

ABSTRACT

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

1. INTRODUÇÃO	15
2. DADOS GRAVIMÉTRICOS	18
2.1. Base de dados gravimétricos do cráton São Francisco	18
2.2. Redução dos dados gravimétricos	22
2.3. Mapas de anomalias ar-livre e Bouguer	25
3. GEOLOGIA DA ÁREA	28
3.1. O cráton São Francisco	30
3.1.1. O sul do cráton São Francisco	37
3.2. Faixa Brasília	42
3.3. Faixa Ribeira	44
4. CÁLCULO DO EFEITO GRAVITACIONAL DEVIDO A INTERFACES SUAVES	48
4.1. Implementação do algoritmo de Parker	49
4.1.1. Teste sintético do programa computacional	50
5. MAPAS GRAVIMÉTRICOS REGIONAIS E RESIDUAIS	58
5.1. Regional gravimétrico a partir de resultados sismológicos	58
5.2. Aproximação do regional por uma superfície polinomial	64
5.3. Aproximação do regional através da continuação para cima	68
6. DELIMITAÇÃO DOS LIMITES OESTE E SUL DA PLACA SÃO FRANCISCANA	71
6.1. Derivada vertical	75
6.2. Modelagem gravimétrica 2-D do perfil A-B	77
6.3. Correlação entre o limite gravimétrico e outros dados geofísicos	78
6.4. Discussão dos resultados	82

7. IMPLEMENTAÇÃO DO ALGORITMO DE INVERSÃO	93
7.1. <i>Cálculo inverso: Parker 1ª ordem – teste sintético</i>	95
7.2. <i>Cálculo inverso: Oldenburg – teste sintético</i>	98
8. INVERSÃO DO ALTO GRAVIMÉTRICO DO SUL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO.	101
8.1. <i>Inversão gravimétrica da anomalia gravimétrica positiva</i>	104
8.2. <i>Discussão dos resultados.</i>	108
9. CONCLUSÃO	122
10. BIBLIOGRAFIA	125
ANEXO A	135
ANEXO B	141

LISTA DE FIGURAS

Figura	Descrição	Página
2.1	Distribuição das estações gravimétricas até o ano de 2000 (Molina et. al., 2000). Pontos verdes: estações gravimétricas terrestres; Pontos azuis: estações gravimétricas marinhas; Pontos vermelhos: Estações gravimétricas obtidas via satélite. SP: Estado de São Paulo; MG: Estado de Minas Gerais; ES: Estado de Espírito Santo; RJ: Estado do Rio de Janeiro.	19
2.2	Distribuição das estações gravimétricas na região sudeste do Brasil após 2000. Pontos em vermelho: estações obtidas pelas campanhas de 2002 e 2003 do IAG-USP (Pinto et. al., 2007); Pontos em preto: Estações gravimétricas anteriores a 2002 e novas estações obtidas pelo IBGE.	21
2.3	Anomalias ar-livre da região sudeste do Brasil.	27
2.4	Anomalias Bouguer da região sudeste do Brasil.	27
3.1	Principais províncias geológicas em território brasileiro: 1 – crátoms; 2 – faixas orogênicas; 3 – bacias sedimentares paleozóicas; 4 – bacia sedimentar Cenozóica. O retângulo tracejado identifica a área de estudo (Trompette, 1994).	29
3.2	O cráton do São Francisco de Barbosa (1966). Modificado de Alkmim et. al. (1993).	31
3.3	O cráton São Francisco segundo Almeida (1969). Modificado de Alkmim et. al. (1993).	32
3.4	O cráton São Francisco segundo Almeida (1977), com as correções propostas por Almeida et. al., 1981 (linha tracejada vermelha). Modificado de Alkmim et. al. (1993).	33
3.5	Delimitação atualizada do limite do cráton São Francisco. Modificado de Alkmim et. al. (1993).	35
3.6	Localização das bordas neoproterozóicas da placa São Franciscana e placa Amazônica (linhas espessas e contínuas) e limites das bordas de placas associadas à ruptura e fechamento em um rift intracontinental, com oceanização no caso da Faixa Araçuai. Modificado de Ussami (1999). Linha pontilhada definida por (Pedrosa-Soares et. al., 1992).	36
3.7	Geologia do sul do cráton São Francisco. 1 – Terrenos de alto a médio grau metamórfico; 2-“Greenstone belts” arqueanos; 3 - Complexo metamórfico formado ou retrabalhado no Neoproterozóico; 4 – Supergrupo Minas (Paleoproterozóico); 5 – Granitóides Paleoproterozóicos ; 6 – Espinhaço. Limite definido por Alkmim (1993).	39
3.8	Distribuição dos enxames de diques Mesozóicos na região sul do cráton São Francisco relatados por Dossin et. al. (1995) – triangulo preto, Rosset et. al. (2007) – triângulo invertido verde, CODEMIG (2003) - círculos azuis, Chaves	41

	(2001) – círculos vermelho.	
3.9	Esboço tectônico do Brasil46 Central, com destaque para a Faixa Brasília, Araçuaí e Paraguai (Mantesso-Neto, 2004).	43
3.10	Localização dos orógenos do Sistema Orogênico Mantiqueira no contexto do Gondwana Ocidental. 1 - Bacias Fanerozóicas; 2 – Coberturas Cratônicas; 3 - Orógenos neoproterozóicos; 4 – Crátons neoproterozóicos.	46
3.11	Maiores suturas Neoproterozóicas e arcos magmáticos do orógeno Ribeira-Araçuaí. Legenda: 1 – Napes relacionadas a bacia do Paraná com vergência E no sul da Faixa Brasília; 2 – São Francisco cráton; 3 – Margem passiva retrabalhada e deformada das Faixas Ribeira e Araçuaí; 4 – Terrenos orientais e domínios internos das Faixas Ribeira e Araçuaí; 5 – Terreno Cabo Frio; 6- Granitóides Rio Negro e pré-colisionais; 7 – Episódio colisional de vergência ESE a cerca de 630 Ma (Orógeno Brasília); 8 – Episódio colisional de vergência WNW a cerca de 580-560 Ma (Orógeno Ribeira); 9 – Episódio colisional a cerca de 530 – 500 Ma (Orógeno Búzios); 10 – Ofiolitos da Faixa Araçuaí. Modificado de Heilbron & Machado (2003).	47
4.1	Modelo utilizado no teste sintético. Valores das linhas de contorno em km.	52
4.2	Anomalia gravimétrica gerada a partir do modelo sintético inicial utilizando a fórmula de Parker (1973).	53
4.3	Exemplo de triangularização realizada pelo <i>software</i> IGMAS. $S_1...S_{12}$ = triângulos; $EB_1...EB_3$ = seções verticais; $L_1...L_4$ = linhas e $V_1...V_{13}$ = vértices modais. De Götze & Lahmeyer (1988).	54
4.4	Anomalia gravimétrica gerada a partir do modelo sintético similar ao da Fig. 4.1 utilizando o <i>software</i> de modelagem gravimétrica 3-D IGMAS.	56
4.5	Subtração entre os resultados de anomalia gravimétrica obtidos pela fórmula de Parker (1973), Fig. 4.2 e pelo <i>software</i> IGMAS, Fig. 4.4. Os valores das linhas de contorno são dadas em mGal.	56
5.1	Distribuição das estações sismológicas de FR pela região centro-sul do Brasil (França & Assumpção, 2004). O retângulo tracejado vermelho indica a área de estudo. Os valores das profundidades da Moho são dados em km.	59
5.2	Resultado da interpolação da profundidade da Moho (em km) a partir das estimativas obtidas no trabalho de França & Assumpção (2004). Os números ao lado das cruzes indicam o valor da isovalor da profundidade da Moho.	61
5.3	Efeito gravitacional previsto pela profundidade da Moho usando FR (Fig. 5.2) calculado usando o algoritmo de Parker (1973). Foi utilizado um valor de contraste de densidade entre crosta e manto de $\Delta\rho = +500 \text{ kg/m}^3$.	61
5.4	Comparação entre a anomalia gravimétrica Bouguer observada (cores) e efeito gravitacional da Moho pela FR obtida pela modelagem (Fig. 5.3) em linhas de contorno.	62
5.5	Mapa de anomalias Bouguer regional obtido com o ajuste polinomial de grau 1.	65
5.6	Mapa de anomalias Bouguer regional obtido com o ajuste polinomial de grau 2.	66
5.7	Mapa de anomalias Bouguer regional obtido com o ajuste polinomial de grau 3.	66
5.8	Mapa de anomalias gravimétricas residuais (Anomalia Bouguer – Ajuste polinomial de grau 3).	67

5.9	Continuação para cima de 50 km da anomalia Bouguer.	70
5.10	Continuação para cima de 100 km da anomalia Bouguer.	70
6.1	Modelagem gravimétrica direta 2-D do perfil A-B. (Modificado de Pinto, 2003). I – representa o limite superior da crosta da placa do SF e II – representa o limite inferior da crosta da placa do SF.	72
6.2	Continuação para cima de 100 km dos dados de Molina <i>et al.</i> (2000). Perfil sísmico obtido de Soares <i>et al.</i> (2006) e A-B é o perfil da modelagem direta de Pinto (2003) detalhada na Fig. 6.1.	74
6.3	Primeira derivada vertical da continuação para cima de 100 km dos dados de Molina <i>et al.</i> (2000). A linha tracejada azul marca o limite (II) da PSF. Os perfis são aqueles mencionados na Fig. 6.2.	76
6.4	(A) Perfil da anomalia Bouguer continuada para cima para a altura de 100 km (linha em preto) e sua derivada vertical (linha contínua em vermelho). (B) Modelagem gravimétrica direta 2-D dos dados gravimétricos continuados para cima para a altura de 100 km. Fica evidenciada a correlação direta entre o zero da derivada vertical (limite II) indicado pela seta preta e o limite da crosta da PSF obtido através da modelagem direta 2-D. PP – Placa Paraná; PSF – Placa São Francisco.	80
6.5	(A) Perfil da anomalia Bouguer continuada para cima para uma altura de 100 km (linha preta) e sua derivada vertical (linha contínua em vermelho). (B) Seção sísmica de Soares <i>et al.</i> (2006). Fica evidenciada a correlação direta entre a sutura de Minaçu e o zero da derivada vertical (limite II) indicado pela seta preta.	81
6.6	Modelo gravimétrico modificado de Lesquer <i>et al.</i> (1981). O bloco a direita representa a crosta do cráton São Francisco e o bloco à esquerda a crosta da bacia do Paraná.	83
6.7	Seção sísmica de Soares <i>et al.</i> (2006) onde PSF = Placa São Franciscana e PA = Placa Amazônica. Entre as duas placas estão os terrenos do Arco Magmático de Goiás e Maciço Mediano de Goiás. O mínimo gravimétrico na região da faixa Brasília resulta da flexão da PSF sob a ação das cargas da faixa. No lado oposto da seção, a oeste, a PA flexiona-se sob a ação das cargas do Arco Magmático.	86
6.8	Quadro comparativo entre os resultados obtidos nesta tese e de tomografia sísmica (Feng <i>et al.</i> , 2007; Rocha, 2008). (a) mapa de anomalias Bouguer continuado para cima para a altura de 100 km; (b) derivada vertical do mapa do item (a); resultados tomográficos de Feng <i>et al.</i> (2007) para onda S, profundidade de 100 km (c) e 150 km (d); resultados tomográficos de Rocha (2008) para onda P para profundidade de 150 km. Os quadrados nos mapas (c) e (d) indicam as áreas equivalentes aos demais mapas para facilitar a comparação e análise.	87
6.9	Distribuição dos basaltos da Bacia do Paraná segundo a concentração de TiO_2 , basaltos com HTiB (alto TiO_2), H-LTiB (alto e baixo TiO_2) e LTiB (baixo TiO_2) De e Piccirillo <i>et al.</i> (1988).	90
6.10	Localização das províncias alcalinas do Alto Paranaíba (APAP) e de Goiás (GAP) após Carlson <i>et al.</i> (2007) e referências citadas. Linhas tracejadas referem-se aos limites da PSF sugeridos a partir da análise da derivada vertical.	92

7.1	Modelo sintético que utilizado para o cálculo do efeito gravitacional gerado pelo mesmo em superfície utilizado no capítulo 4.	94
7.2	Anomalia gravimétrica sintética gerada a partir de um modelo de profundidade utilizando a fórmula de Parker (1973) conforme discutido no capítulo 4.	94
7.3	Resultado do cálculo inverso para Parker 1ª ordem, utilizando a anomalia gravimétrica gerada pela da fórmula de Parker (1973) a partir de um modelo de profundidade sintético.	97
7.4	Módulo da diferença entre o resultado apresentado na Fig. 6.3 e o modelo sintético inicial (Fig. 6.1).	97
7.5	Resultado do cálculo inverso para Oldenburg utilizando a anomalia gravimétrica da Fig. 7.2.	100
7.6	Módulo da diferença entre o resultado apresentado na Fig. 7.5 e o modelo sintético inicial (Fig. 7.1).	100
8.1	Anomalia gravimétrica residual da região sul do cráton São Francisco. Os triângulos invertidos cheios são as estações MT. Perfis indicados com números romanos são: I e II (Pádua, 2004), III (Figueiredo <i>et al.</i> , 2008) e IV (Bologna <i>et al.</i> , 2007). As principais cidades BH = Belo Horizonte, LAV = Lavras, BARB = Barbacena, SJR = São João Del Rei.	102
8.2	Histograma da distribuição de densidade do embasamento cristalino do cráton São Francisco na região do estado da Bahia obtido por Ussami (1986).	102
8.3	Modelo da crosta continental em uma área afetada por magmatismo básico. Nota-se que na região do <i>underplating mantélico</i> (à direita) existe uma difusão da superfície da MOHO. Modificado de Cox (1980).	104
8.4	Anomalia gravimétrica residual do sul do cráton São Francisco continuada para cima a uma altura de 5 km. Os triângulos invertidos cheios são as estações MT. Perfis indicados com números romanos são: I e II (Pádua, 2004), III (Figueiredo <i>et al.</i> , 2008) e IV (Bologna <i>et al.</i> , 2007). As principais cidades BH = Belo Horizonte, LAV = Lavras, BARB = Barbacena, SJR = São João Del Rey.	106
8.5	Resultado da inversão utilizando a primeira aproximação da fórmula de Parker (1973) com contraste de densidade + 100 kg/m ³ para a crosta inferior mais densa (<i>“underplating”</i>) e profundidade média da Moho em 40 km. BH: Belo Horizonte; BARB: Barbacena e SJR: São João Del Rei.	106
8.6	Resultado da inversão utilizando o algoritmo de Oldenburg (1974) com contraste de densidade + 100 kg/m ³ para a crosta inferior mais densa (<i>“underplating”</i>) e profundidade média da Moho em 40 km. BH: Belo Horizonte; BARB: Barbacena e SJR: São João Del Rei.	107
8.7	Resultado da inversão utilizando a primeira aproximação da fórmula de Parker (1973) com contraste de densidade + 50 kg/m ³ para a crosta inferior mais densa (<i>“underplating”</i>) e profundidade média da Moho em 40 km. BH: Belo Horizonte; BARB: Barbacena e SJR: São João Del Rei.	107
8.8	Resultado da inversão utilizando o algoritmo de Oldenburg (1974) sendo o contraste de densidade + 50 kg/m ³ para a crosta inferior mais densa (<i>“underplating”</i>) e profundidade média da Moho em 40 km. BH: Belo Horizonte; BARB: Barbacena e SJR: São João Del Rei.	108
8.9	Anomalias do geóide na margem continental leste do Brasil. Adaptado de Leite (2005).	110

8.10	Visão detalhada da anomalia do geóide (linha preta pontilhada) localizada na porção sul do cráton São Francisco (Leite, 2005). Altitude em cores obtida através dos dados SRTM, com resolução de 90 m.	110
8.11	Localização das sondagens magnetotélúricas realizadas pelo INPE (perfis I e II), perfil III por Figueiredo <i>et al.</i> (2008) e perfil IV por Bologna <i>et al.</i> (2006).	112
8.12	Resultado da inversão utilizando o algoritmo de Oldenburg (1974) obtido no capítulo 7 com os perfis magnetotélúricos representados pelas linhas pretas.	114
8.13	Modelo geoeletrico 2-D do perfil I (leste-oeste), modificado de Pádua (2004). Na legenda ρ é a resistividade elétrica. A linha pontilhada preta representa o limite superior do <i>underplating</i> mantélico calculado através da inversão utilizando o algoritmo de Oldenburg (1974) e contraste de densidade de + 50 kg/m ³ . A linha preta contínua, denominada como FR indica o valor da profundidade média da MOHO obtido pela metodologia sísmica da função do receptor.	115
8.14	Modelo geoeletrico 2-D do perfil II (norte-sul), modificado de Pádua (2004). Na legenda ρ é a resistividade elétrica. A linha pontilhada preta representa o limite superior do <i>underplating</i> mantélico calculado através da inversão utilizando o algoritmo de Oldenburg (1974) e contraste de densidade de + 50 kg/m ³ . A linha preta contínua, denominada como FR indica o valor da profundidade média da MOHO obtido pela metodologia sísmica da função do receptor.	116
8.15	Modelo geoeletrico 2-D do perfil III, modificado de Figueiredo <i>et al.</i> (2008). Na legenda ρ é a resistividade elétrica. A linha pontilhada preta representa o limite superior do <i>underplating</i> mantélico calculado através da inversão utilizando o algoritmo de Oldenburg (1974) e contraste de densidade de + 50 kg/m ³ . A linha preta contínua, denominada como FR indica o valor da profundidade média da MOHO obtido pela metodologia sísmica da função do receptor.	117
8.16	Modelo geoeletrico 2-D do perfil IV, modificado de Bologna <i>et al.</i> (2007). Na legenda ρ é a resistividade elétrica. A linha pontilhada preta representa o limite superior do <i>underplating</i> mantélico calculado através da inversão utilizando o algoritmo de Oldenburg (1974) e contraste de densidade de + 50 kg/m ³ . A linha preta contínua, denominada como FR indica o valor da profundidade média da MOHO obtido pela metodologia sísmica da função do receptor.	118
8.17	Diagrama ϵ^t (Sr) ϵ^t (Nd) de diques toleíticos do Cretáceo inferior na região do Espinhaço. Linha sólidas e tracejadas constituem a composição média dos toleíticos de HTi do norte da bacia do Paraná e aqueles carbonatitos do Cretáceo inferior do sudeste do Brasil (região do arco de Ponta Grossa) e ASU (leste do Paraguai), respectivamente. As marcações representam a percentagem de componente carbonatítico na rocha. No quadro superior é indicada a razão Rb/Sr vs ϵ^t (Sr) para esses carbonatitos e toleíticos. Fonte: Figura 16 de Rosset <i>et al.</i> , 2007.	120
8.18	Cálculo direto do efeito do geóide a partir de um modelo 3-D de distribuição de densidade no manto e crosta inferior cujo volume e geometria aproximam-se da região onde a resistividade elétrica do manto é mais baixa. O contraste de densidade médio utilizado é de 70 kg/m ³ . Resultado fornecido por Carlos A. Moreno Chaves (comunicação pessoal).	121

LISTA DE TABELAS

Tabela	Descrição	Página
4.1	Discretização do modelo de entrada inicial do teste. Os valores em azul representam a profundidade da superfície em km para cada uma das coordenadas discretizadas.	51

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Almeida (1981) definiu o cráton São Francisco (CSF) como sendo o maior segmento litosférico-cratônico do Brasil, ou seja, um núcleo cratônico que foi poupado de processos geológicos mais jovens do que 1,8 Ga. Os limites do CSF foram redefinidos por Alckmin *et al.* (1993) baseando-se em novos dados de geologia de superfície, novas datações geocronológicas e tomando como base informações de campo onde as rochas da cobertura do cráton não apresentam deformações associadas às faixas móveis.

Foley (2008) argumenta que apesar das litosferas cratônicas serem estáveis, tectonicamente independentes, de possuírem manto litosférico espesso e com baixo fluxo térmico, crátons podem apresentar episódios de rejuvenescimento ao longo de sua história. Através da integração de novos dados gravimétricos e eletromagnéticos da parte mais profunda da crosta e manto superior do SE do cráton São Francisco, tentaremos demonstrar que este segmento de litosfera cratônica foi alterado, possivelmente no Cretáceo Inferior, após a sua estabilização (1,8 Ga). Sendo que o soerguimento e erosão acompanharam a impregnação de magma na base da crosta e no manto superior desta região.

Outro objetivo da tese é contribuir para a discussão sobre os limites da antiga placa litosférica São Franciscana (PSF), uma vez que diversos trabalhos geofísicos, Lesquer *et al.* (1981), Ussami (1999), Pinto (2003) no sudeste e Soares *et al.* (2006) no oeste da área, determinaram limites indicando que esta placa possui dimensões maiores que os limites do cráton redefinidos geologicamente por Alckmin *et al.* (1993).

Foram utilizadas técnicas de processamento gravimétrico, como continuação para cima e primeira derivada vertical, juntamente com integração destas com o resultado de outros dados geofísicos e geológicos.

Esta tese é composta por nove capítulos. No capítulo 2, apresenta-se a situação atual da distribuição dos dados gravimétricos no território brasileiro. Discute-se também a metodologia aplicada na coleta de novas estações gravimétricas realizadas no período de 2002 a 2003 na região de estudo. Os mapas de anomalia ar-livre e Bouguer da região de estudo dessa tese são também apresentados.

No capítulo 3, há uma breve introdução a respeito da geologia regional da área de estudo, ressaltando a grande complexidade da geologia da região sul do cráton São Francisco. Afloramentos de rochas arqueanas são afetados por diferentes processos em profundidades litosféricas, deformação e metamorfismo em estruturas marginais causadas por colisões continentais, magmatismos máfico, ultramáfico e alcalino nas partes soergidas e parcialmente erodidas dos metassedimentos das faixas periféricas remobilizadas durante a orogenia Brasileira.

No capítulo 4, é apresentada a implementação computacional do algoritmo de Parker (1973) para o cálculo direto do efeito gravitacional devido a uma interface suave separando dois meios com densidades diferentes.

No capítulo 5, discute-se a relação entre anomalia gravimétrica regional e residual, com a tentativa de obter-se o campo gravimétrico regional a partir de dados sismológicos do método da função do receptor utilizando o algoritmo de Parker (1973). É apresentado também o campo gravimétrico regional obtido a partir do ajuste polinomial e da continuação para cima.

No capítulo 6, foi aplicada a metodologia da primeira derivada vertical do mapa gravimétrico continuado para cima de 100 km para delimitar os limites oeste e sul da placa São Franciscana. Neste capítulo discute-se também a integração deste resultado com outros vínculos geológicos e geofísicos existentes nas regiões estudadas, bem como suas implicações.

A implementação computacional do algoritmo de inversão gravimétrica 3-D é apresentada no capítulo 7. A técnica de inversão gravimétrica 3-D baseada no algoritmo de Oldenburg (1974) mostrou-se adequada de ser utilizada, pois após a realização de testes sintéticos, a mesma recuperou de forma satisfatória o modelo inicial de entrada.

O capítulo 8 baseia-se na aplicação do algoritmo de inversão apresentado no capítulo 7, na modelagem da anomalia gravimétrica positiva localizada na região sudeste do cráton São Francisco. A mesma foi interpretada como sendo um sub-emplacamento magmático (*underplating*) do Cretáceo Inferior. Discute-se também a integração desta inversão gravimétrica com outros dados geofísicos e geológicos independentes, bem como, as implicações geológicas, tectônicas e geodinâmicas dos resultados.

No capítulo 9, são sintetizadas as principais conclusões e considerações finais desta tese.

CAPÍTULO 2

DADOS GRAVIMÉTRICOS

O Departamento de Geofísica do IAG/USP (Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo) possui o mais importante e completo banco de dados gravimétricos da placa litosférica da América do Sul. Este banco de dados é composto por dados coletados por diversas instituições ao longo dos últimos 40 anos (Sá, 2004). As principais instituições responsáveis pela aquisição dos dados gravimétricos no Brasil são: Petrobrás, IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística), ON (Observatório Nacional), CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais), UnB (Universidade de Brasília), UFPA (Universidade Federal do Pará), UFRN (Universidade Federal do Rio Grande do Norte), UFPR (Universidade Federal do Paraná) e IAG/USP. Os dados gravimétricos utilizados na presente tese advem deste banco de dados, integrados a novas estações gravimétricas adquiridas em 2002 e 2003.

2.1. BASE DE DADOS GRAVIMÉTRICOS DO CRÁTON SÃO FRANCISCO

Até o início do ano de 2000, a região sudeste do Brasil possuía algumas áreas onde a cobertura de dados gravimétricos era esparsa ou nula. Essas regiões compreendiam principalmente os estados do Espírito Santo, Rio de Janeiro e as partes norte, sul e leste do estado de Minas Gerais. A distribuição das estações gravimétricas até o ano de 2000 pode ser visualizada na Fig. 2.1 (Molina *et al.*, 2000).

Visando ampliar a cobertura de dados gravimétricos, novas campanhas gravimétricas foram realizadas pelo IAG/USP e IBGE a partir de 2000.

Em especial nos anos de 2002 e 2003, o IAG/USP realizou duas campanhas gravimétricas com o intuito de melhorar a cobertura gravimétrica especialmente no oeste do Rio de Janeiro, sul de Minas Gerais e nordeste de São Paulo. No total foram obtidas cerca de 350 novas estações gravimétricas em aproximadamente dois meses de trabalho. O gravímetro utilizado foi o *Lacoste & Romberg*, modelo G.

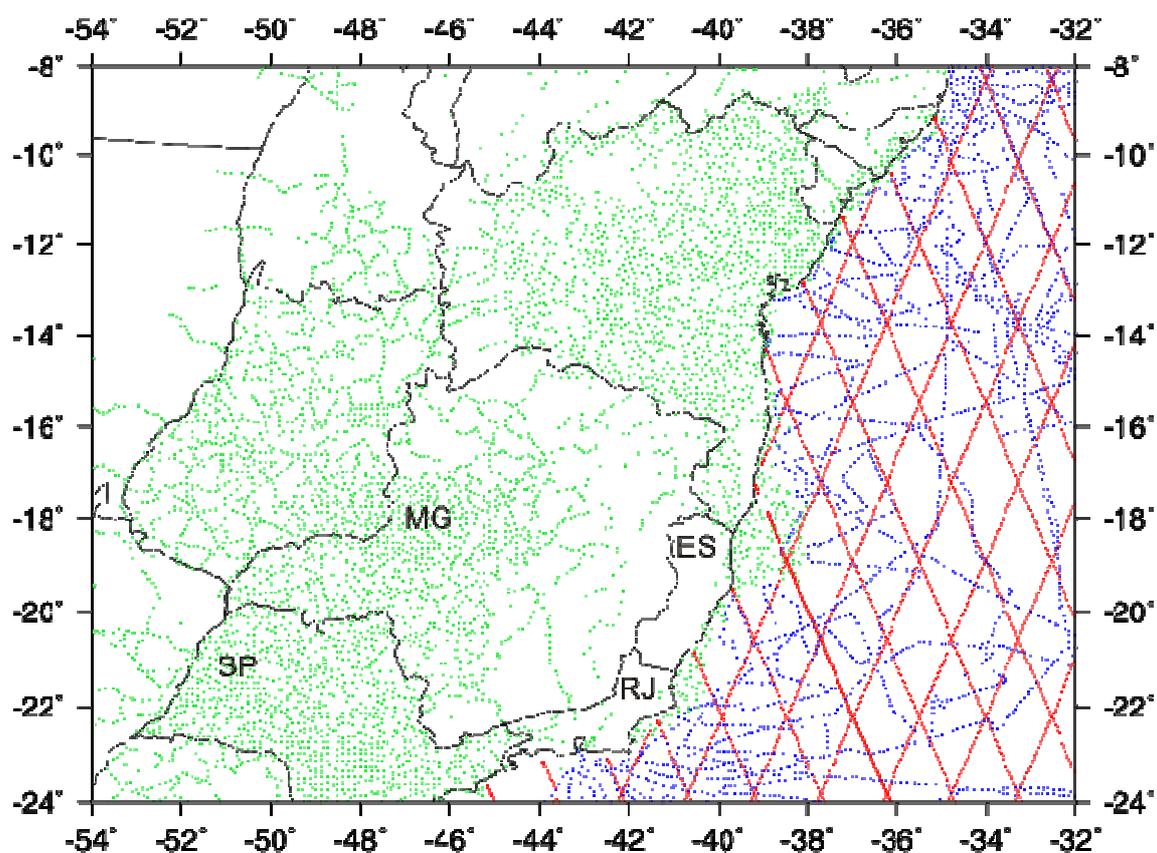


Figura 2.1: Distribuição das estações gravimétricas até o ano de 2000 (Molina *et al.*, 2000). Pontos verdes: estações gravimétricas terrestres; Pontos azuis: estações gravimétricas marinhas; Pontos vermelhos: Estações gravimétricas obtidas via satélite. SP: Estado de São Paulo; MG: Estado de Minas Gerais; ES: Estado de Espírito Santo; RJ: Estado do Rio de Janeiro.

O posicionamento destas novas estações gravimétricas foi realizado através do uso de um GPS no modo relativo estático. Esta metodologia possibilita a obtenção de precisão nos posicionamentos horizontal e vertical de ± 30 cm. As incertezas, quando propagadas para a redução dos dados gravimétricos, correspondem a um erro inferior a $\pm 0,01$ mGal no valor final da anomalia Bouguer.

O levantamento gravimétrico iniciou-se na cidade de Vassouras (RJ), onde se localiza o Observatório Magnético do ON (Observatório Nacional)/MCT (Ministério da Ciência e Tecnologia). A distância média entre as estações gravimétricas foi em média 10 km.

A Fig. 2.2 apresenta a atual distribuição das estações gravimétricas existentes no banco de dados gravimétricos do IAG/USP. Nota-se que houve uma melhora na cobertura gravimétrica nos estados do Espírito Santo, Rio de Janeiro e centro-sul de Minas Gerais, com a incorporação de novos dados coletados pelo ON-MCT (Rio de Janeiro) e em outras partes de Minas Gerais pelo IBGE.

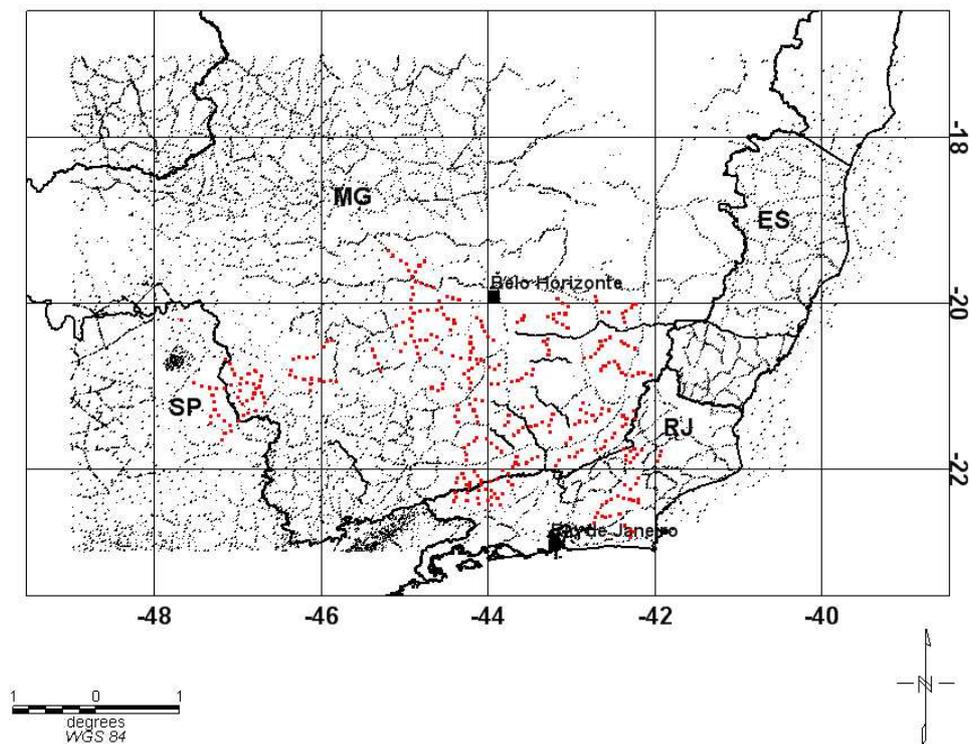


Figura 2.2: Distribuição das estações gravimétricas na região sudeste do Brasil após 2000. Pontos em vermelho: estações obtidas pelas campanhas de 2002 e 2003 do IAG-USP (Pinto *et al.*, 2007); Pontos em preto: Estações gravimétricas anteriores a 2002 e novas estações obtidas pelo IBGE.

2.2. REDUÇÃO DOS DADOS GRAVIMÉTRICOS

O banco de dados de gravidade do IAG está referenciado ao IGSN71 (IAG, 1974), com coordenadas geográficas, altura ortométrica, anomalias ar-livre e Bouguer calculadas usando a fórmula Internacional de Gravidade de 1967 e densidade de 2670 kg/m³ para correção Bouguer.

Sá (1994) descreve a metodologia e os algoritmos para a redução de observações gravimétricas obtidas com gravímetros do tipo *Lacoste & Romberg*, modelo G, ou do tipo Worden, providos ou não de termostato.

As principais correções realizadas para a obtenção das anomalias Bouguer são as seguintes:

- ***Correção de latitude***

Considerando-se a Terra como um corpo em rotação, com uma distribuição de massa em camadas concêntricas de densidades uniformes, é possível calcular a força de atração que sua massa exerce sobre qualquer outra massa, externa à sua superfície (por exemplo, a massa de gravímetro). Por ser um corpo em rotação, a Terra apresenta a forma de um elipsóide achatado nos pólos e a distância de um ponto de sua superfície relativamente ao seu centro de massa varia com a latitude, podendo então, escrever-se:

$$g_{\phi} = 978,049 (1 + 0,0052884 \text{ sen}^2\phi - 0,0000059\text{sen}^22\phi) \quad (2.1)$$

que é a Fórmula Internacional da Gravidade Terrestre de 1967. Essa equação, definida pelo IAG (International Association of Geodesy), em 1971, fornece a gravidade (g) em função do ângulo de latitude (ϕ), e 978,049 é o valor da gravidade em cm/s², ou Gal, no

equador. Os valores de g obtidos são aqueles que seriam observados ao nível do mar no planeta Terra, com forma esferoidal suave, de densidade uniforme. Qualquer variação com a longitude é tão pequena que pode ser desconsiderada.

Assim, a anomalia gravimétrica corrigida do efeito da latitude pode ser expressa por:

$$\Delta g_{\phi} = g_{\text{obs}} - g_{\phi} \quad (2.2)$$

sendo o valor g_{obs} aquele lido no gravímetro e corrigido dos efeitos de maré.

- **Correção ar-livre**

A correção de Faye ou “ar-livre” destina-se a eliminar a variação da gravidade devido à altitude (ou à altura em relação à superfície de referência considerada). O valor dessa correção é de 0,3086 mGal/m e será positiva sempre que o ponto estiver acima da superfície de referência, em geral o geóide.

Isso significa que para cada metro que o gravímetro se afasta da superfície do esferóide, o valor da aceleração de gravidade decresce em 0,3086 mGal, sendo essa quantidade válida para afastamentos relativamente pequenos em relação ao raio da Terra.

A partir do valor de g observado, g_{obs} , e da variação ar-livre, pode-se calcular a anomalia ar-livre associada:

$$\Delta g_{\text{ar-livre}} = g_{\text{obs}} - g_{\phi} + 0,3086.h \quad (2.3)$$

onde g_{ϕ} é definido pela Fórmula Internacional da Gravidade e h é a altitude ortométrica do ponto de medida em metros.

- **Correção Bouguer**

A correção Bouguer refere-se à atração exercida pelo material entre o nível de referência e a altitude da estação considerada. Assim, pela variação ar-livre o valor da aceleração diminui com a altitude, por outro lado, a atração aumenta devido à massa existente sob a estação.

A correção de Bouguer é dada por:

$$V_B = 0,042 \rho \text{ mGal/m} \quad (2.4)$$

Essa expressão indica que, para cada metro adicional de massa específica ρ , há um aumento na leitura do gravímetro de $0,042 \rho \text{ mGal}$.

As variações ar-livre e Bouguer são indissociáveis em prospecção gravimétrica; assim, para duas estações A e B, de cotas topográficas h_A e h_B , haverá uma variação da leitura normal entre essas estações tal que

$$L_B = L_A - (0,308 - 0,042 \cdot \rho) \cdot (h_B - h_A) \quad (2.5)$$

Considere-se uma montanha na superfície da crosta, com altura h , que possui uma raiz, ou seja, uma oscilação topográfica na interface crosta-manto. Para calcular a anomalia Bouguer, considera-se um platô de densidade média ρ e altura média da topografia, h . Ao retirar o efeito do platô, resta o efeito da raiz da montanha considerada, devido à diferença de densidades entre a crosta e o manto. Assim, obtém-se a anomalia Bouguer, a partir do valor de g medido e da anomalia ar-livre:

$$\Delta g_{\text{Bouguer}} = g_{\text{obs}} - \Delta g_{\phi} + 0,3086 \cdot h - 2\pi G \rho h \quad (2.6)$$

Considera-se como superfície de referência o geóide, e h é denominada *altitude ortométrica da estação gravimétrica*.

2.3. MAPAS DE ANOMALIAS AR-LIVRE E BOUGUER

Com os dados gravimétricos adquiridos no campo e reduzidos, a próxima etapa é o processamento dos dados e a elaboração dos mapas de anomalia ar-livre e Bouguer. Através do software REGRAV (Sá, 1985) os dados foram reduzidos tendo como saída os valores de longitude, latitude, altitude, anomalia ar-livre e anomalia Bouguer para cada estação gravimétrica.

Utilizando-se do software *Oasis Montaj, versão 6.3 - Geosoft® (2007)*, foram confeccionados mapas de anomalia ar-livre e anomalia Bouguer total. Os mapas foram obtidos utilizando o método de interpolação da mínima curvatura com uma malha de dados de 5 x 5 km, utilizando-se como sistema de coordenada o WGS84. O mapa de anomalia ar-livre é mostrado na Fig. 2.3 e o mapa de anomalia Bouguer é mostrado na Fig. 2.4.

No mapa de anomalia Bouguer observam-se alguns padrões gravimétricos que serão alvo de estudos mais detalhados. Em escala regional, os estados do Espírito Santo e Rio de Janeiro possuem uma anomalia gravimétrica Bouguer mais elevada e crescente em direção à margem continental. Boa parte do estado de São Paulo (Fig. 2.4) apresenta valores de anomalia Bouguer relativamente mais positivas, correlacionando com a parte NE da Placa da Bacia do Paraná. O estado de Minas Gerais caracteriza-se em grande parte pela presença de anomalias gravimétricas Bouguer com valores mais baixos, a exceção seria a região limítrofe aos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo e a região localizada ao sudoeste/sul da cidade de Belo Horizonte onde as anomalias gravimétricas Bouguer caracterizam-se por serem de valores mais elevados.

No capítulo 6 serão interpretadas as anomalias gravimétricas lineares que definem os limites sudeste, sul e sudoeste da placa São Franciscana.

No capítulo 8 será interpretada a anomalia Bouguer positiva de amplitude 20 - 30 mGal situada entre as coordenadas -45° a -43° W e -21° a -19° S e situada na parte SE do cráton São Francisco.

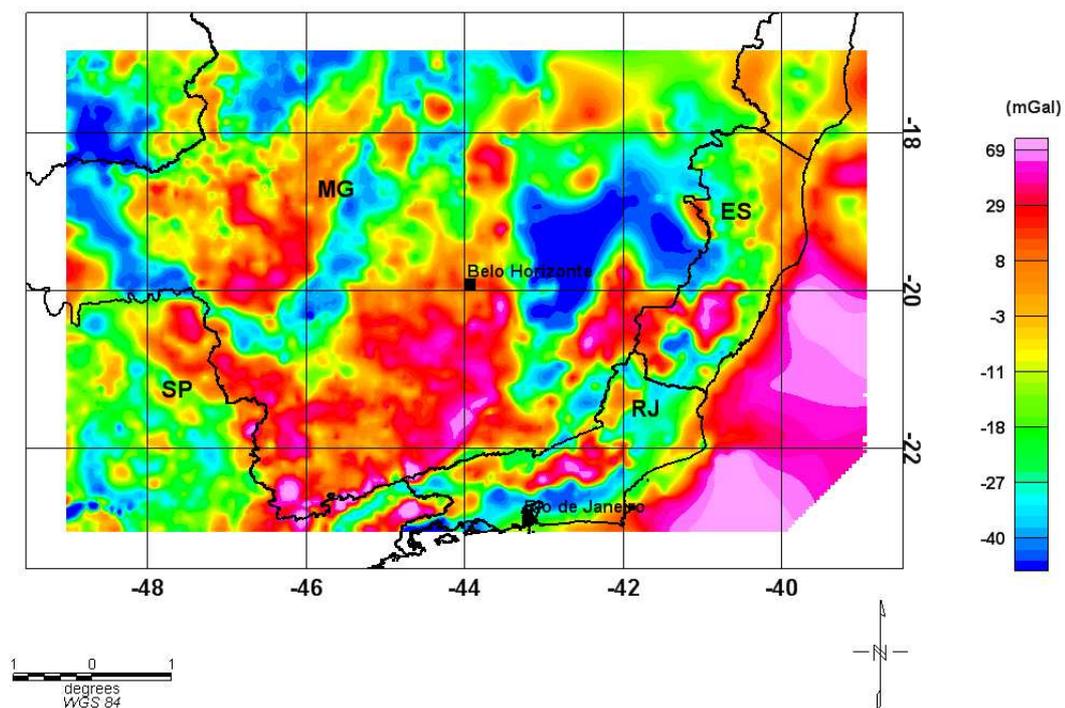


Figura 2.3: Anomalias ar-livre da região sudeste do Brasil.

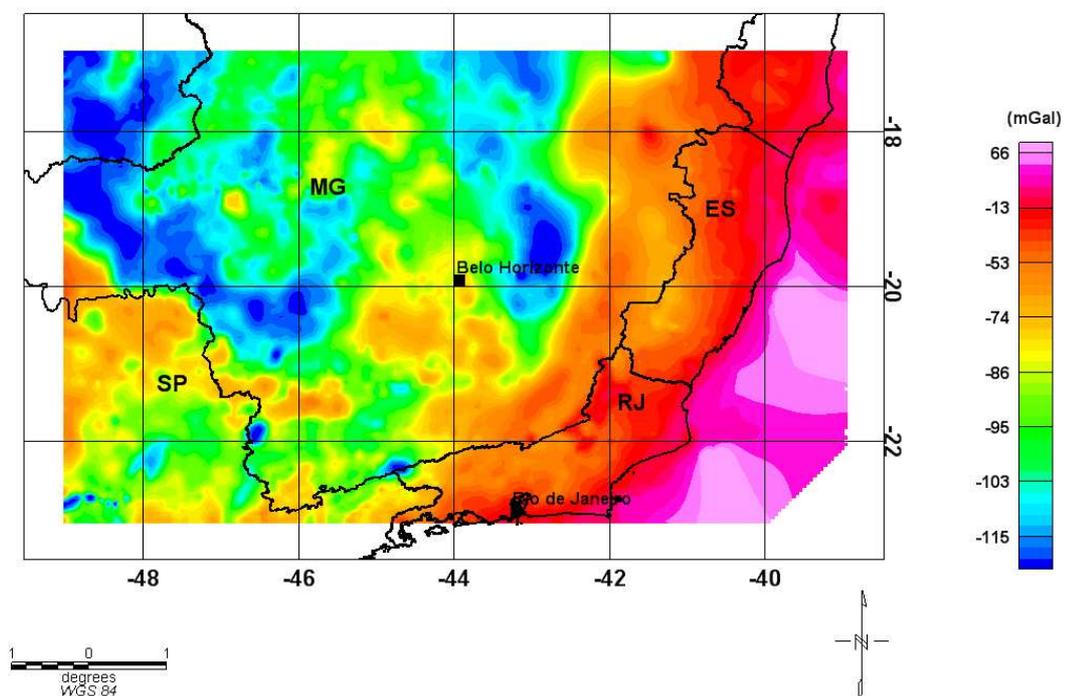


Figura 2.4: Anomalias Bouguer da região sudeste do Brasil.

CAPÍTULO 3

GEOLOGIA DA ÁREA

Três ciclos orogênicos principais que ocorreram no Paleoproterozóico (2,3Ga), no Mesoproterozóico /Neoproterozóico (1,2 a 0,9 Ga) e no Neoproterozóico /Cambriano (630 a 500 Ma) foram os formadores dos elementos litoestruturais que compõem a Plataforma Sulamericana (Brito Neves *et al.*, 1999). Segundo os autores, os descendentes do supercontinente Rodínia envolveram-se nesses processos orogênicos como placas, subplacas, micro-continentes e terrenos, gerando arcos vulcânicos e magmáticos.

De maneira simplificada, podemos dizer que a estruturação final da Plataforma Sul-Americana pode ser representada por núcleos cratônicos estabilizados no final do ciclo Transamazônico (aproximadamente 2 Ga), circundados por faixas móveis Proterozóicas. Sobre esse arcabouço desenvolveram-se, a partir do Siluriano Inferior, as principais bacias sedimentares da Plataforma Sulamericana (Amazonas, Parnaíba e Paraná) (Trompette, 1994). Na Fig. 3.1 estão indicadas as principais bacias sedimentares, faixas orogênicas e crátons do continente sul-americano.

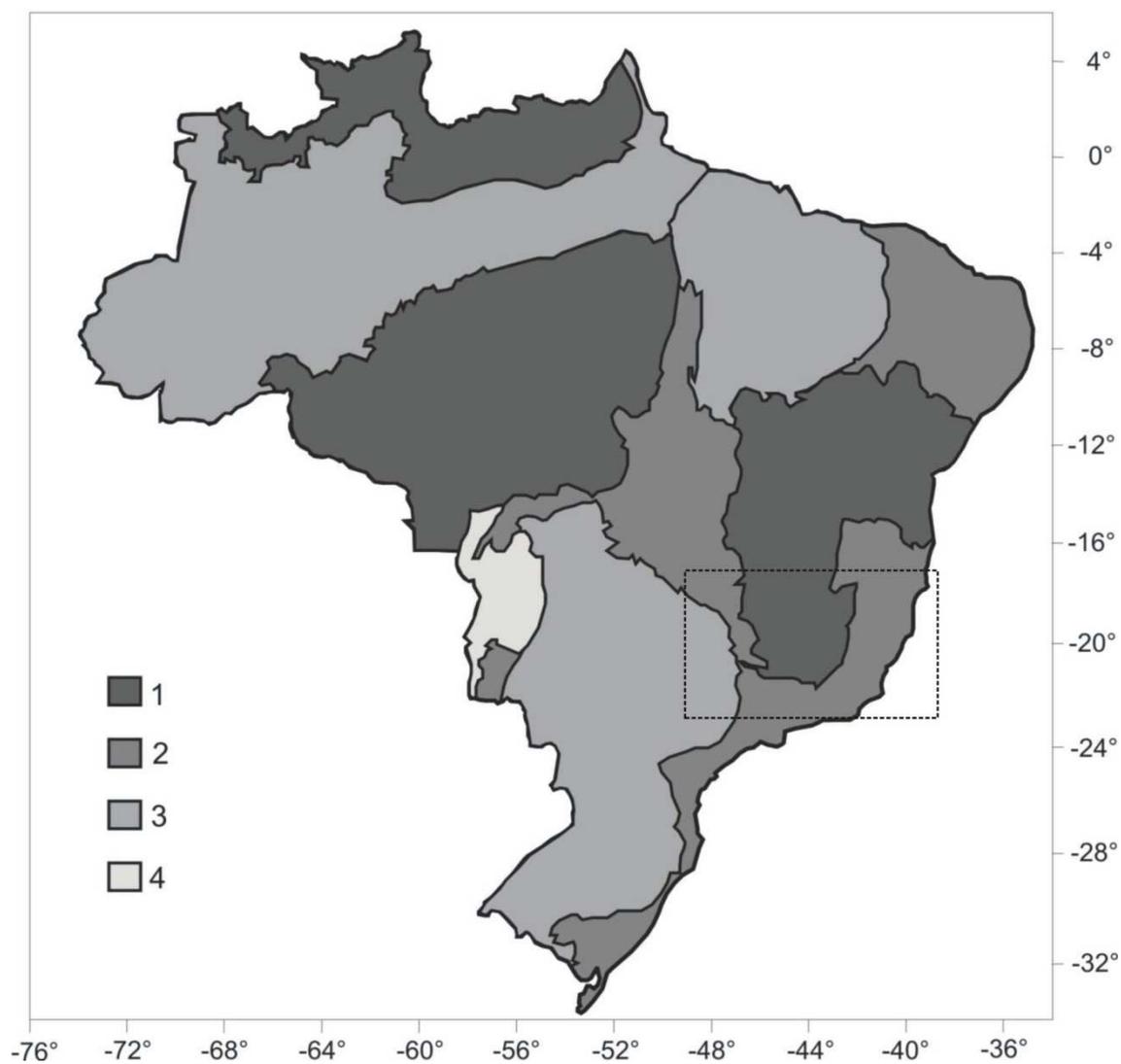


Figura 3.1: Principais províncias geológicas em território brasileiro: 1 – crátons; 2 – faixas orogênicas; 3 – bacias sedimentares paleozóicas; 4 – bacia sedimentar Cenozóica. O retângulo tracejado identifica a área de estudo (Trompette, 1994).

3.1. O CRÁTON SÃO FRANCISCO

Estudos geológicos e geofísicos para a identificação e delimitação de núcleos crustais antigos, com idades do arqueano e relativamente estáveis vêm sendo realizados no Brasil desde o início da década de 1950.

O cráton São Francisco é a mais bem exposta e provavelmente a unidade tectônica melhor estudada do embasamento da Plataforma Sul-Americana e abrange principalmente os estados da Bahia e Minas Gerais,

A primeira designação de cráton São Francisco coube a Barbosa (1966). Segundo o autor, tal feição consolidou-se no Arqueano e teria se comportado como uma “plataforma estável de sedimentação no Pré-Cambriano mais recente, ou início do Paleozóico e foi, posteriormente, atingido por uma tectônica germanótica com falhamentos generalizados e dobramentos limitados às adjacências das falhas”. (Barbosa 1966, pg. 96-97). O cráton São Francisco como definido por Barbosa (1966) pode ser visualizado na Fig. 3.2.

Almeida (1969) apresenta uma nova delimitação para o cráton São Francisco na qual este estaria circundado pelas faixas tectonogênicas baikalianas Brasília a oeste, Sergipana a nordeste e Paraíba a leste e extremo sul. Estes cinturões estariam polarizados em direção à plataforma estável. Nesta concepção, todo o Espinhaço Meridional estaria incluído no domínio cratônico, por entender o autor que a sua “consolidação parcial” seria mais antiga. Na Fig. 3.3 é apresentada a delimitação do cráton São Francisco segundo Almeida (1969).

A identificação e delimitação mais conhecida do cráton São Francisco são devidas a Almeida (1977), mostradas na Fig. 3.4. Ao fazê-las, o autor baseou-se no conceito de cráton expresso da seguinte maneira: “como cráton entendemos

plataforma cujo embasamento consolidou-se em tempos pré-brasílicos”, de acordo com a Subcomissão da Carta Tectônica do Mundo e o Mapa Tectônico da Europa e Países Adjacentes.

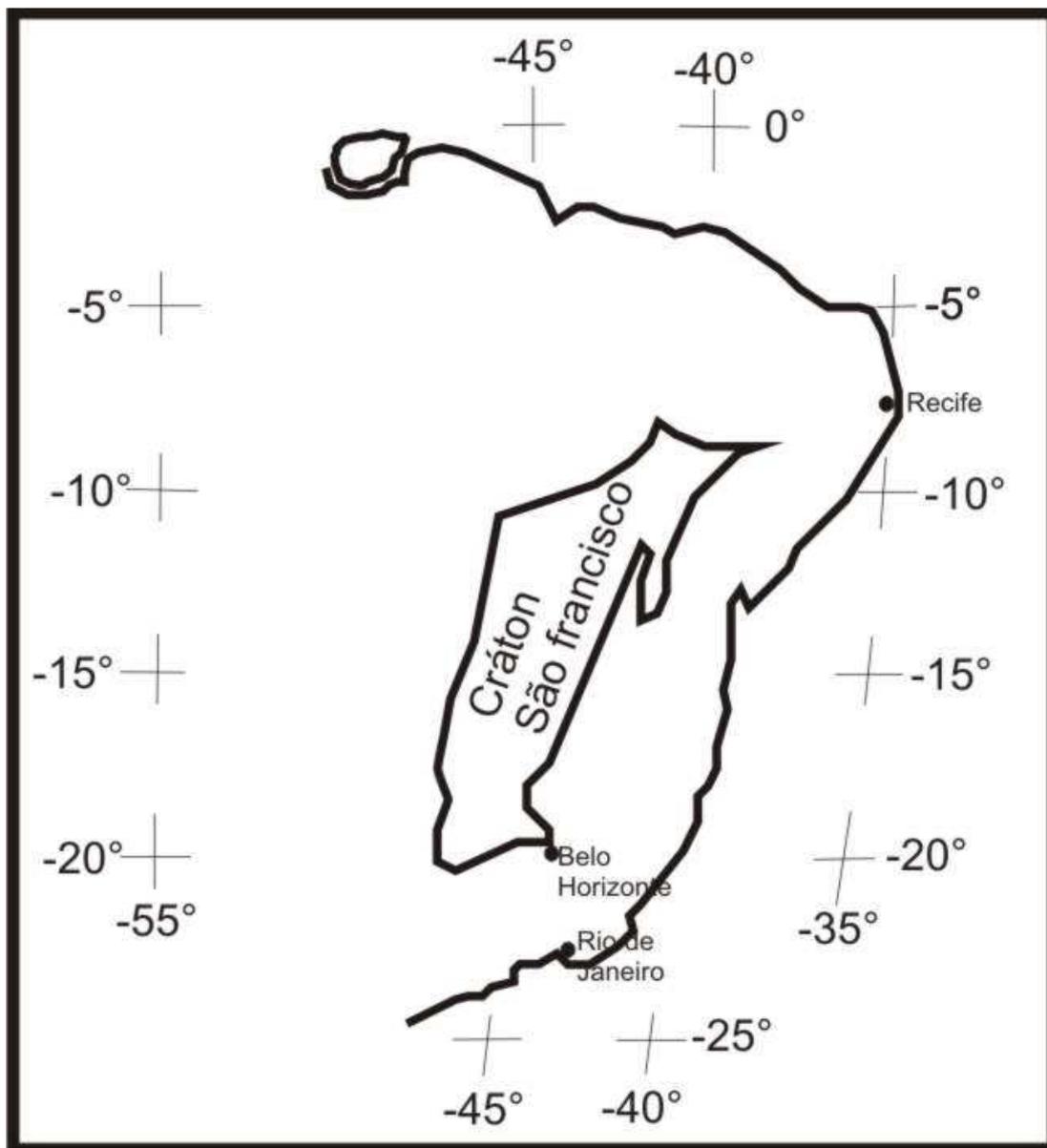


Figura 3.2: O cráton São Francisco de Barbosa (1966). Modificado de Alkmim *et al.* (1993).

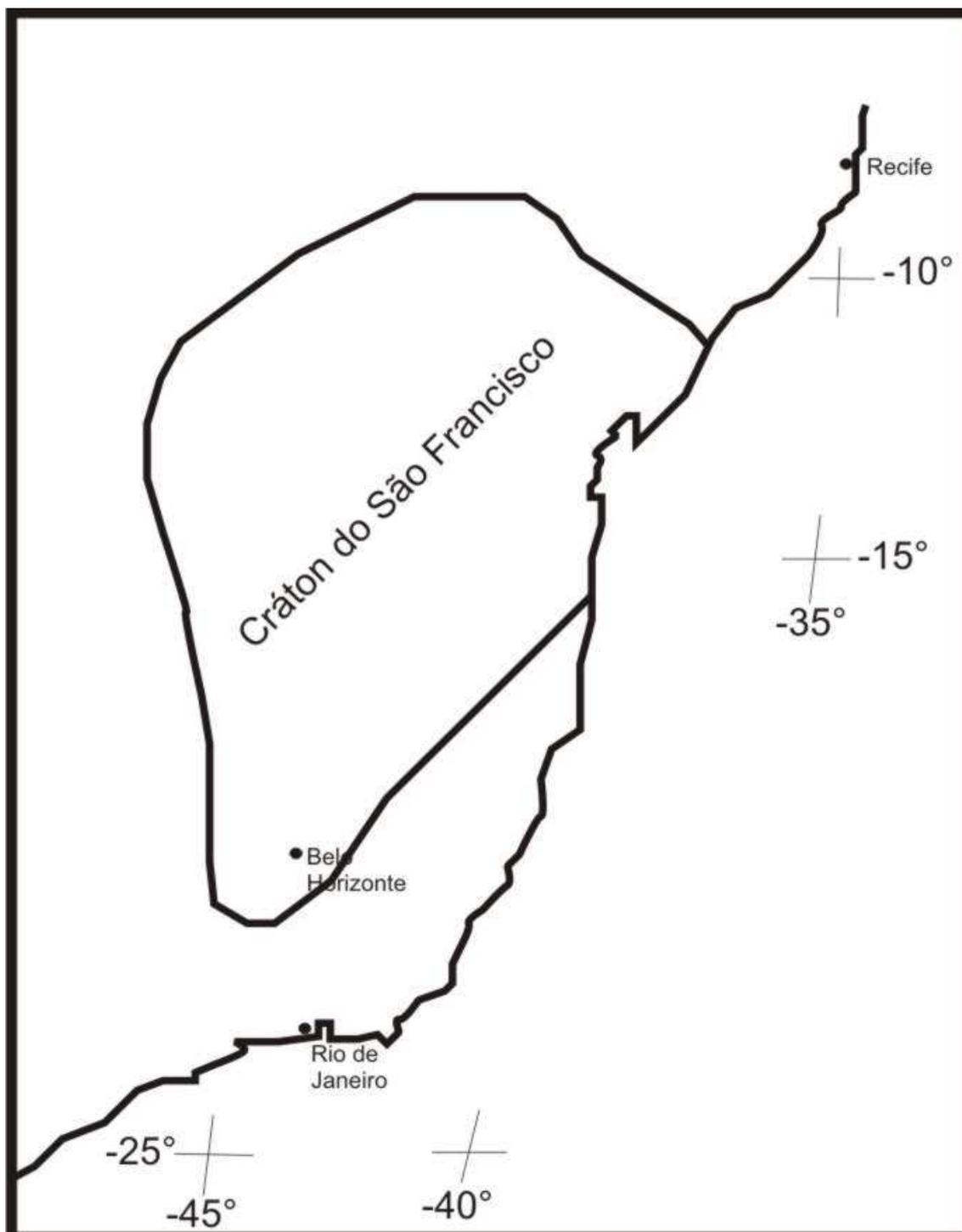


Figura 3.3: O cráton São Francisco segundo Almeida (1969). Modificado de Alkmim *et al.* (1993).

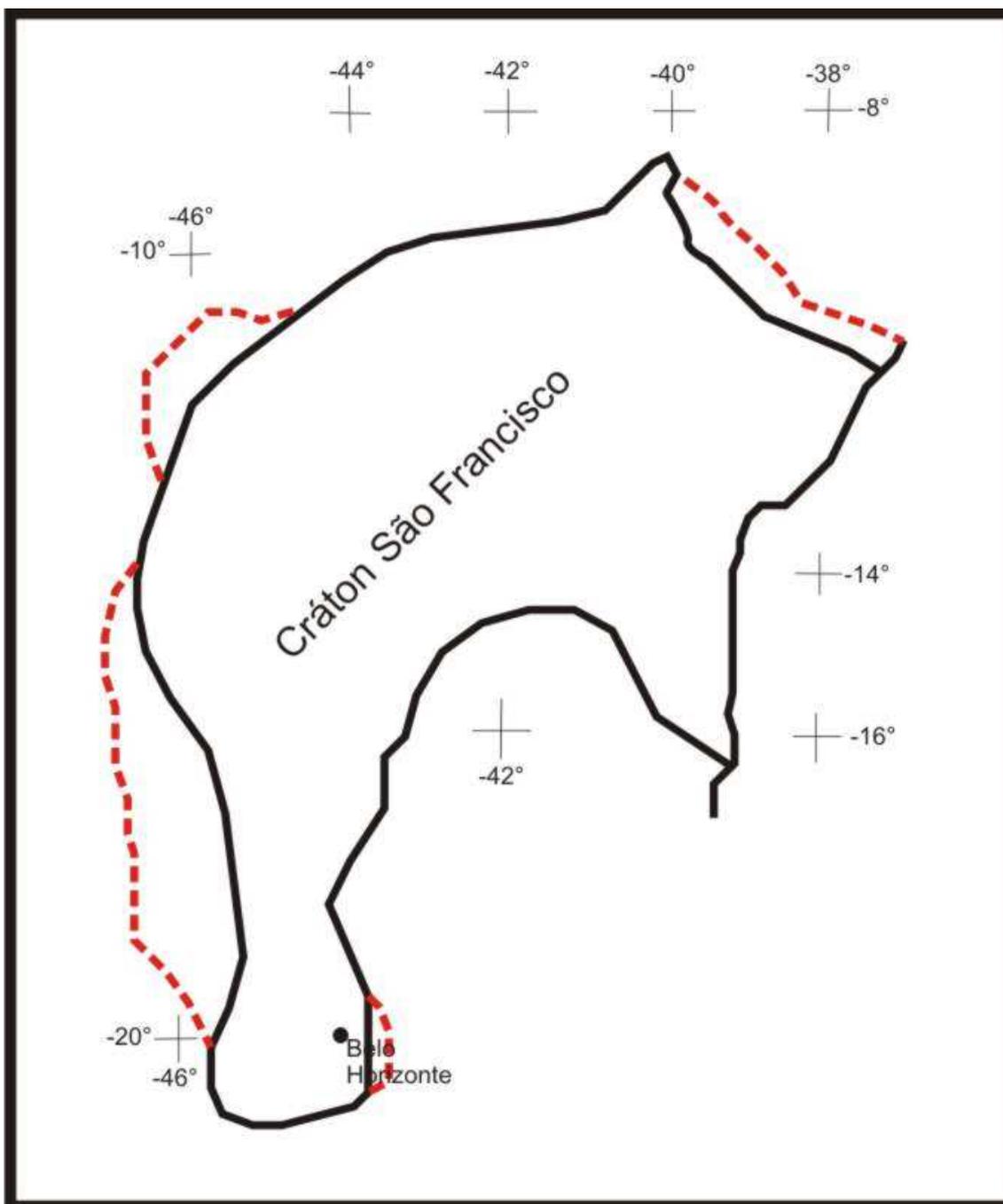


Figura 3.4: O cráton São Francisco segundo Almeida (1977), com as correções propostas por Almeida *et al.*, 1981 (linha tracejada vermelha). Modificado de Alkmim *et al.* (1993).

Uma diferença fundamental que então surgiu em relação a todas as delimitações anteriores é a exclusão, apenas parcial, do sistema Espinhaço (região a leste do cráton São Francisco) da zona cratônica. Ao definir a Faixa Araçuaí como uma feição brasileira, o autor nela inclui todo o cinturão do Espinhaço Meridional.

Almeida (1981) introduz uma significativa mudança no limite do cráton. Esta mudança refere-se ao limite oeste do cráton, junto à Faixa Brasília e ao sul do paralelo 13°. Em função de dados obtidos, o autor escreve: "...sugerimos que o cráton São Francisco se limite não pela falha de São Domingos, como anteriormente proposto, mas acompanhe o vale do Rio Paranã a montante de Nova Roma, prosseguindo pelo do Paim e continuando-se sucessivamente por Paracatu, Patos de Minas, São Gotardo e Bambuí. Consideramos esse limite transicional e, portanto, convencional".

A partir do início da década de 1980, um grande número de trabalhos geofísicos, principalmente gravimétricos, magnetométricos e cintilométricos permitiu que Alkmim *et al.* (1993) propusessem um novo contorno do cráton São Francisco. Este pode ser visualizado na Fig. 3.5.

Ussami (1999) a partir de resultados preliminares da análise do mapa gravimétrico do cráton São Francisco e Faixas Marginais com resolução de 5'x 5', com ênfase na definição dos limites da placa litosférica São Franciscana, que precedeu à formação do super continente Gondwana e, mapeando feições gravimétricas de primeira ordem e de escala litosférica, utilizando critérios termo-mecânicos, propõe uma definição alternativa do ponto de vista geodinâmico, substituindo o conceito de cráton pelo de Placa São Franciscana. Os resultados estão mostrados na Fig. 3.6.

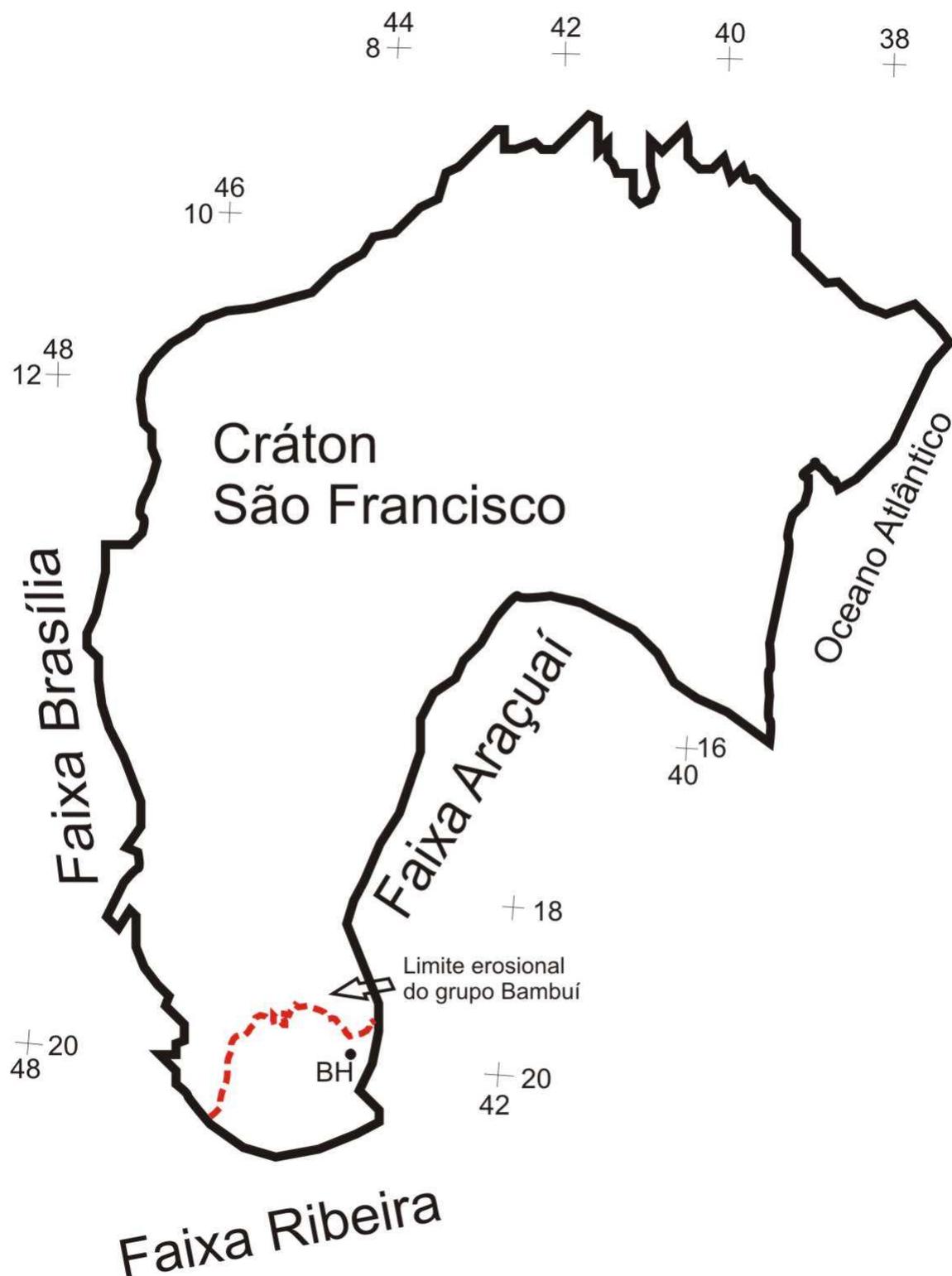


Figura 3.5: Delimitação atualizada do limite do cráton São Francisco. Modificado de Alkmim *et al.* (1993).

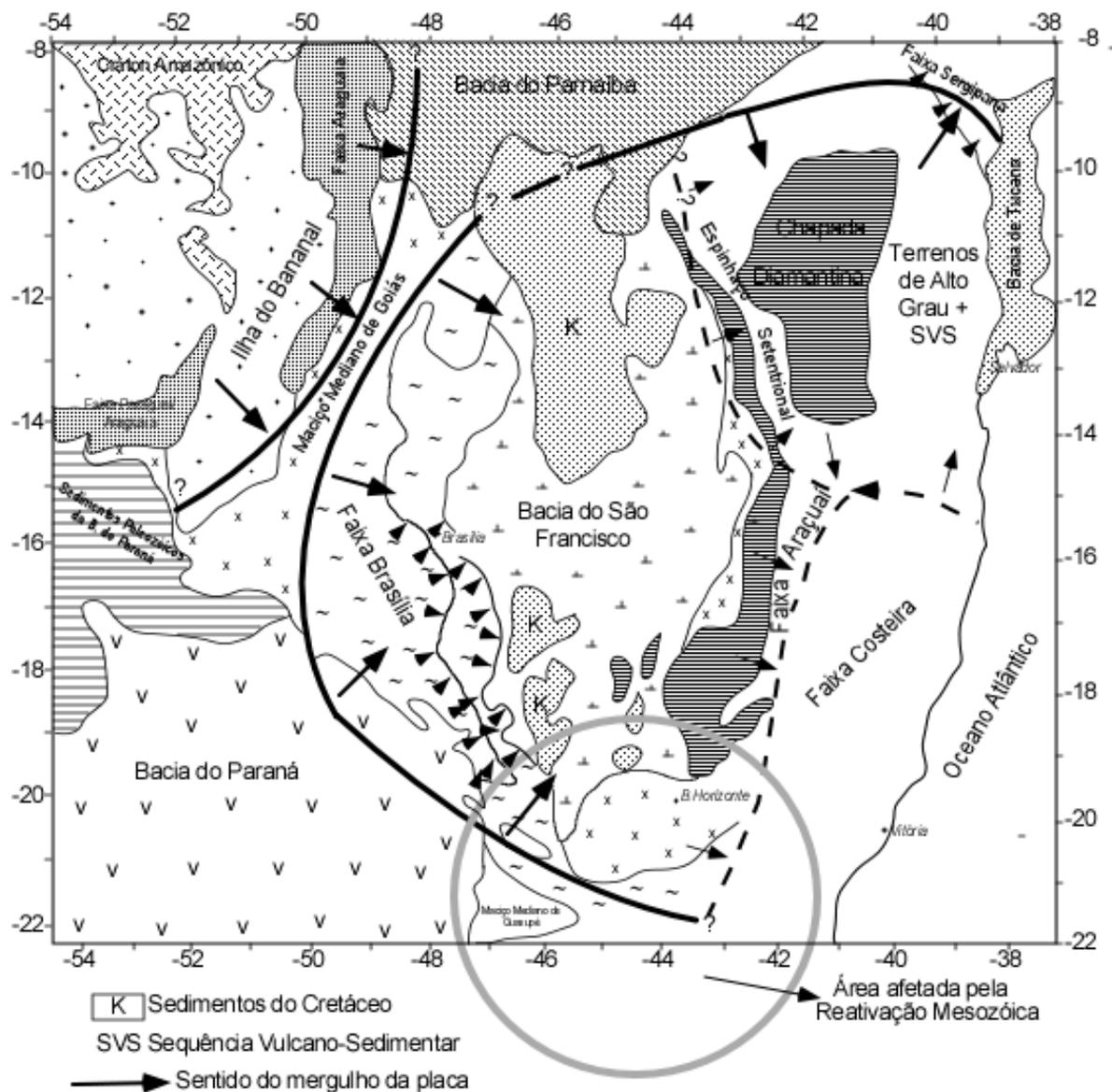


Figura 3.6: Localização das bordas neoproterozóicas da placa São Franciscana e placa Amazônica (linhas espessas e contínuas) e limites das bordas de placas associadas à ruptura e fechamento em um rift intracontinental, com oceanização no caso da Faixa Araçuaí. Modificado de Ussami (1999). Linha pontilhada definida por (Pedrosa-Soares *et al.*, 1992).

3.1.1. O sul do cráton São Francisco

A região sul do cráton São Francisco foi palco de vários eventos geodinâmicos que se processaram durante o Arqueano e Proterozóico. Esses eventos são marcados por manifestações de intensa atividade de deformação, retrabalhamento e acreção crustal, juntamente com atividades tafrogênicas associadas ao magmatismo ácido e básico (Endo & Machado, 2002). De acordo com Teixeira *et al.* (1998), a formação dos terrenos do cráton nessa região teve início no Mesoarqueano, quando foram geradas as primeiras massas siálicas, que hoje constituem o seu substrato. Essa crosta siálica, de ampla distribuição regional, está caracterizada por uma grande diversidade petrográfica, predominantemente constituída de rochas metamórficas, subordinadamente ígneas. Também ocorre uma seqüência supracrustal de natureza vulcano-sedimentar do Neoarqueano (Supergrupo Rio das Velhas) e três seqüências metassedimentares formadas, respectivamente, no Paleo - Meso e Neoproterozóico (Supergrupos Minas, Espinhaço e São Francisco).

Extensas áreas do cráton encontram-se recobertas pelo Grupo Bambuí, uma unidade metassedimentar de idade Neoproterozóica constituída principalmente por pelitos intercalados com carbonatos de ambiente marinho plataformar. O reconhecimento de sua organização estratigráfica é dificultado, no campo, devido a perturbações tectônicas, recorrentes desde o Ciclo Brasileiro.

Como pode ser observado na Fig. 3.7, é nítida a existência de um limite de forma aproximadamente semi-circular em toda a borda sul do Grupo Bambuí. Segundo Alkmin (2004), este limite é de origem erosional. Machado Filho *et al.* (1983) fez inferências a respeito da borda original deste Grupo, situando-a nas imediações da

cidade de Oliveira (MG) baseado em ocorrências de sedimentos grosseiros com fraco metamorfismo e possivelmente correlacionado ao Grupo Bambuí.

De acordo com Inda *et al.* (1984), a Formação Areado depositou-se durante o Cretáceo Inferior na bacia do São Francisco, adelgaçando-se no flanco ocidental do planalto da Mata da Corda, desaparecendo para oeste, sudoeste e sul. Sua distribuição é muito irregular, sendo sua área de maior expressão a região do planalto da Mata da Corda, MG. A espessura da unidade nesta região é de aproximadamente 168 m. Os contatos inferiores da Formação Areado, nesta região, são feitos por uma discordância angular e erosiva entre os três membros da formação e o grupo Bambuí.

Mais recentemente, Sgarbi & Dardenne (1997) descreveu os seguintes conteúdos fossilíferos nos sedimentos lacustres no membro Quiricó da Formação Areado: ostracódes (*Darwinula Cypridae*), polens (*Transitoripollis crisopolensis* e *Afropollis*) e peixes (celacantos do gênero *Mawzonia*), dados estes que permitiram atribuir uma idade barremiana-aptiana (130 a 112 Ma) para estes sedimentos.

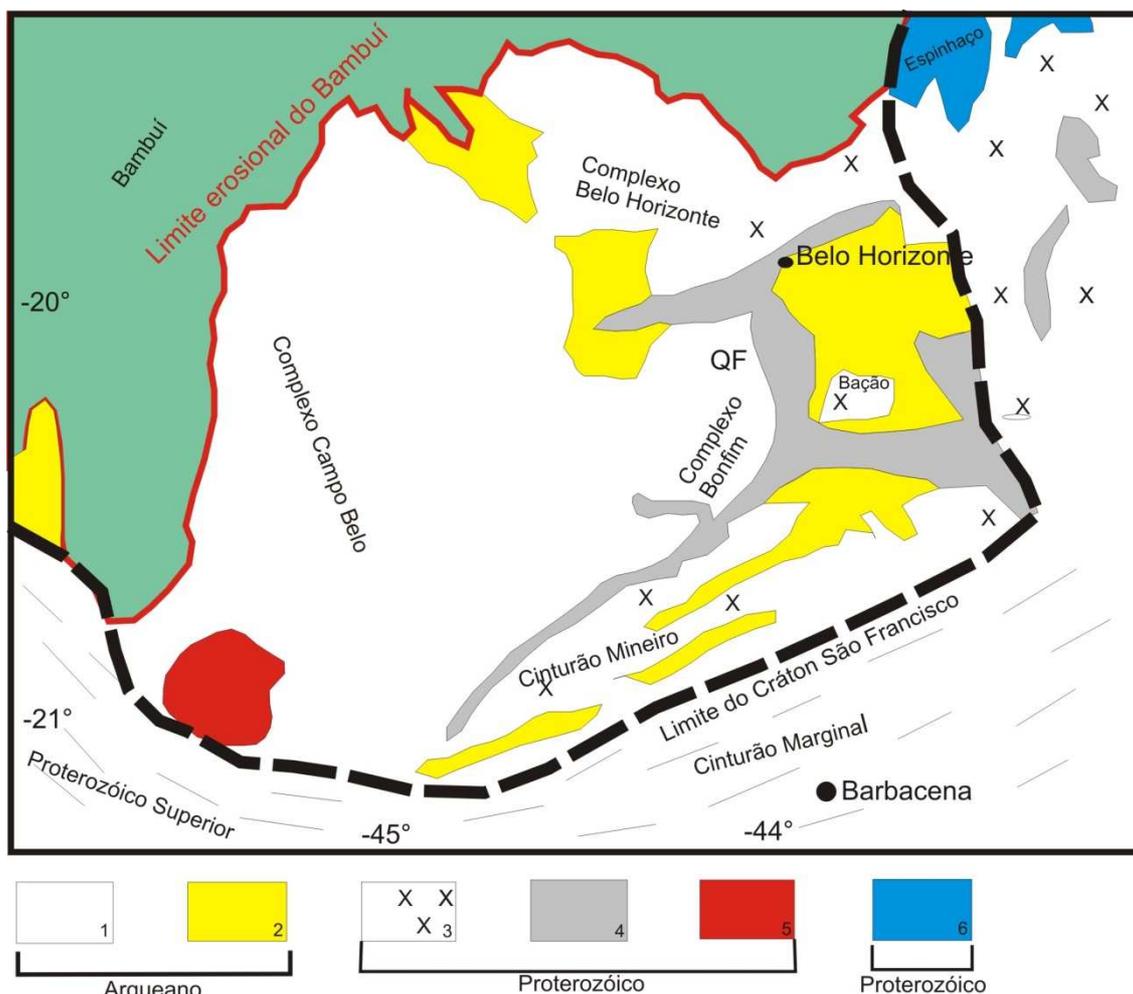


Figura 3.7: Geologia do sul do cráton São Francisco. 1 – Terrenos de alto a médio grau metamórfico; 2-“Greenstone belts” arqueanos; 3 - Complexo metamórfico formado ou retrabalhado no Neoproterozóico; 4 – Supergrupo Minas (Paleoproterozóico); 5 – Granitóides Paleoproterozóicos ; 6 – Espinhaço. Limite definido por Alkmim (1993).

Pinese (1997) relata que ocorreram cinco principais eventos de intrusivas básicas na porção meridional do cráton São Francisco. A primeira com idade de 2,65 Ga, relaciona-se à fase final da cratonização do Complexo Campo Belo (Teixeira *et al.* 1996). A segunda, com idade de 1,9 Ga, está possivelmente relacionada à fase final do Cinturão Mineiro (Teixeira, 1985). A terceira, entre 1,5 a 1,7 Ga, possivelmente está associada às fases distensivas iniciais que surgiram nas extremidades meridionais do Sistema Espinhaço (Silva, 1992; Dossin *et al.*, 1995; Silva *et al.*, 1995). A quarta, entre 1 – 0,9 Ga, são pulsos pré-cambrianos mais jovens relacionados à fase final distensiva do Espinhaço. A quinta e mais jovem, compreendida no Mesozóico, deve estar relacionada com a fragmentação do Gondwana e conseqüente evolução do vulcanismo da Bacia do Paraná.

Chaves (2001) faz uma compilação dos diques máficos existentes no setor sul do cráton São Francisco. Deste trabalho observa-se que os diques mais abundantes na região são os diques da terceira fase (1,5 a 1,7 Ga); estes possuem largura média da ordem de 50 m, possuindo uma direção preferencial NW-SE. Já os diques Mesozóicos, relatados neste trabalho, possuem direção preferencial E-W e suas larguras não ultrapassam os 10 m.

Dando-se mais ênfase aos diques máficos com idade do Mesozóico presentes na região de estudo, podemos citar também trabalhos de Dossin *et al.* (1995), Rosset *et al.* (2007), CODEMIG (2003), Chaves (2001) que relatam a presença de diques máficos tendo idades variando de 220 a 120 Ma. Segundo Silva *et al.* (1995) estes diques possuem espessuras da ordem de dezenas de metros e não possuem uma direção preferencial de intrusão. A distribuição destes diques pela região estudada pode ser visualizada na Fig. 3.8.

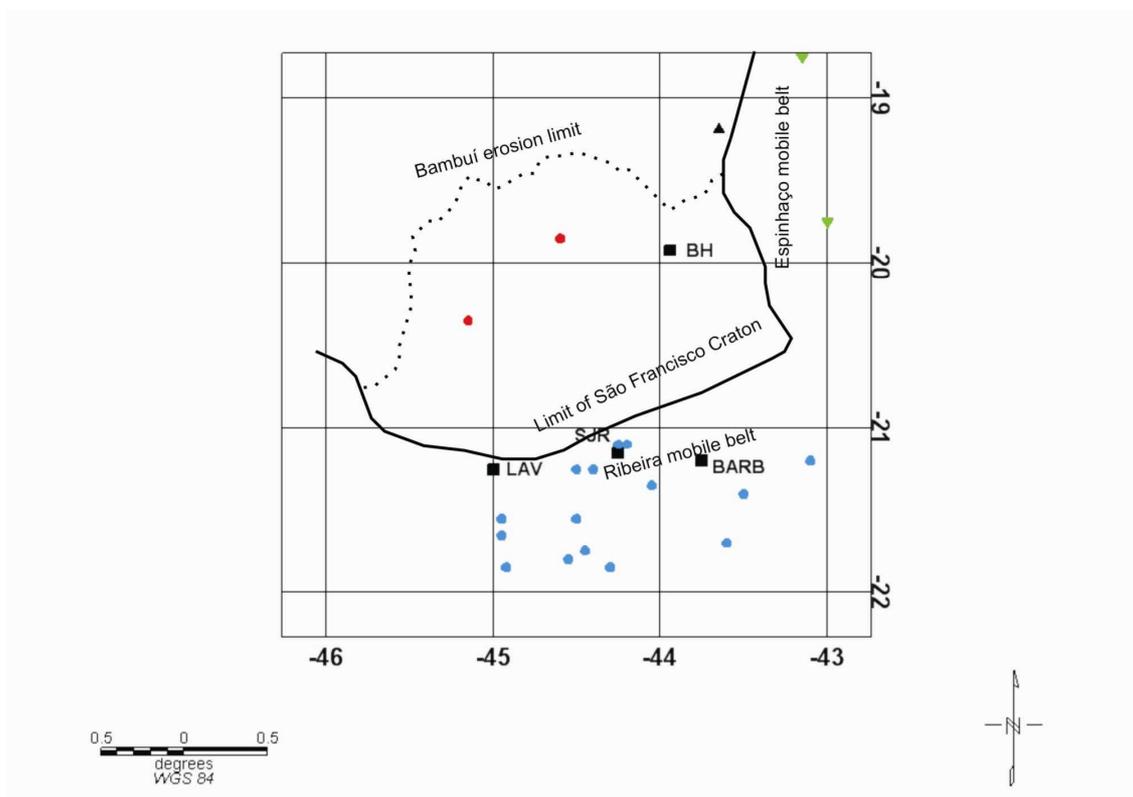


Figura 3.8: Distribuição dos enxames de diques Mesozóicos na região sul do cráton São Francisco relatados por Dossin *et al.* (1995) – triângulo preto, Rosset *et al.* (2007) – triângulo invertido verde, CODEMIG (2003) - círculos azuis, Chaves (2001) – círculos vermelho.

3.2. FAIXA BRASÍLIA

Segundo Pimentel *et al.* (1991) a Faixa Brasília é reconhecida como uma faixa colisional do Neoproterozóico cuja evolução se deu através do fechamento da bacia oceânica, com o consumo da litosfera oceânica sob o arco magmático de Goiás e colisão entre as Placas Amazônicas e do São Francisco (Fig. 3.9).

Valeriano *et al.* (2004) relata que a segmentação tectônica da Faixa Brasília é marcada por dois ramos de orientação distinta e estilos metamórfico-deformacionais constantes: a Faixa Brasília Setentrional, de orientação NE, e a Faixa Brasília Meridional, de orientação NW. A geometria resultante da Faixa Brasília apresenta uma pronunciada concavidade voltada para leste, em conformação a uma protuberância no contorno original da margem do paleocontinente São Francisco.

Ainda segundo Valeriano *et al.* (2004), a Faixa Brasília Meridional tem estilo tectônico definido pelo empilhamento de extensas *nappes* de cavalgamento sub-horizontal formada predominantemente por rochas da margem passiva sanfranciscana, empurradas em direção ao cráton ou placa do São Francisco por volta de 640 Ma. No seu conjunto, o grau metamórfico e a intensidade da deformação ligada ao cisalhamento de baixo mergulho aumentam consideravelmente, porém não continuamente, da área cratônica, até a zona mais interna da faixa, passando pelas zonas de antepaís e externa. Nos seus estágios mais tardios, a deformação passa para um estilo dominado por dobramentos mais abertos, associados a falhas transcorrentes sinistrais de direção NW-SE, que acabam por fragmentar a Faixa Brasília Meridional em segmentos deslocados.

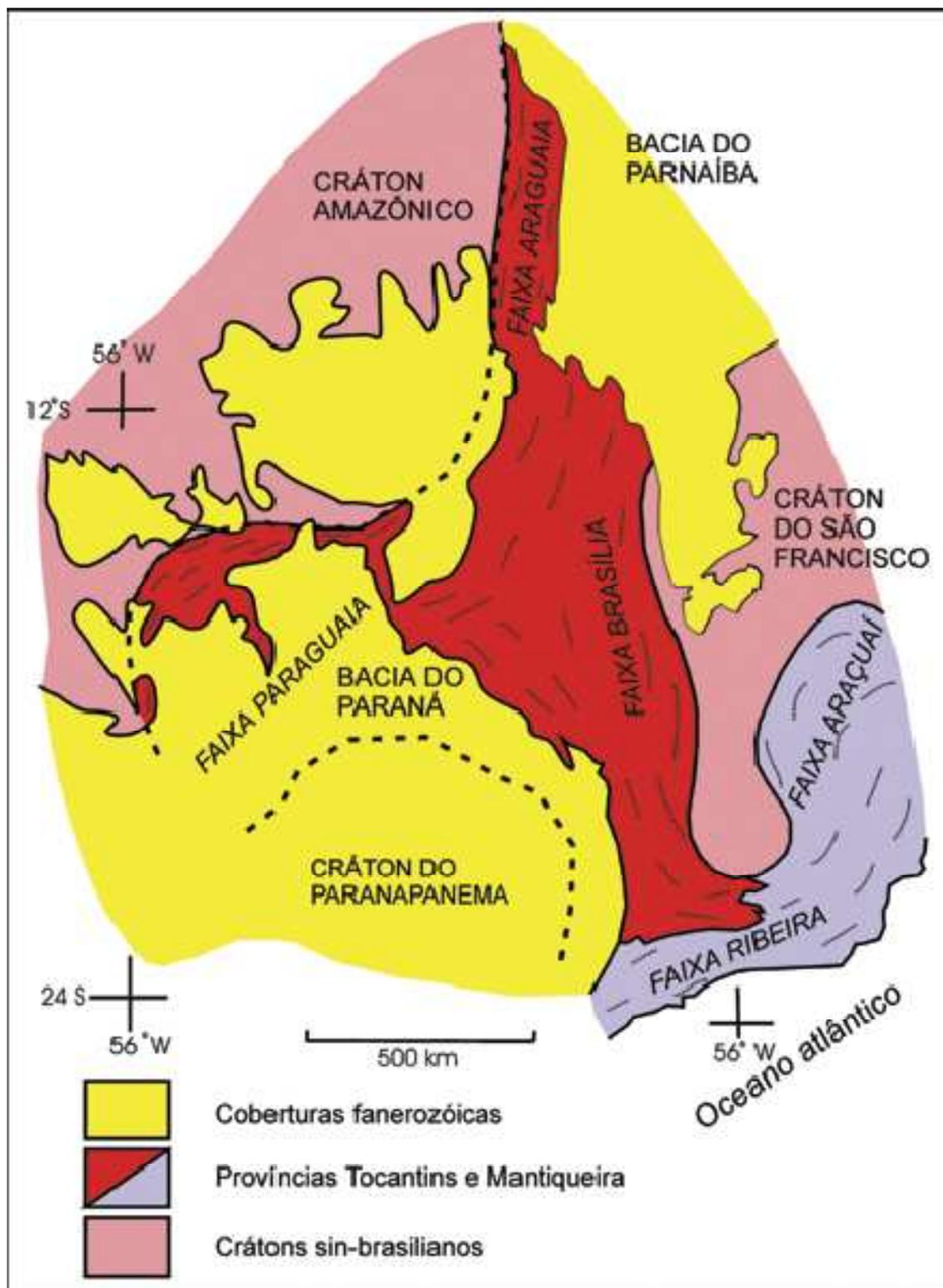


Figura 3.9: Esboço tectônico do Brasil Central, com destaque para a Faixa Brasília, Araçuaí e Paraguai (Mantesso-Neto *et al.*, 2004).

O empilhamento tectônico e a intensa deformação na FBM tornam difíceis as tentativas de correlações diretas entre as unidades litoestratigráficas das diferentes camadas. Entretanto, a faciologia sedimentar e as características geoquímicas/geocronológicas apontam para a ambientação de margem passiva.

Porções da bacia de fáceis mais distais (talude, sopé continental e assoalho oceânico) se empilharam tectonicamente sobre as fáceis de plataforma mais proximais. As escamas de empurrão (*nappes*) inferiores apresentam metamorfismo em fáceis xisto verde e as superiores tendem a apresentar fáceis anfíbolito e granulito. Nas rochas de alto grau, gradientes de alta pressão têm sido observados, indicando que, em uma etapa precoce da orogênese, a margem continental são-franciscana mais distal entrou em subducção parcial sob a placa e/ou terrenos colidentes vindos de oeste, vindo logo a seguir exumada e empurrada sobre as escamas mais próximas ao antepaís.

3.3. FAIXA RIBEIRA

Segundo Heilbron & Machado (2003), a Faixa Ribeira estende-se por cerca de 1400 km ao longo da faixa costeira brasileira. Juntamente com sua extensão ao norte e a Faixa Araçuaí, formam um cinturão orogênico desenvolvido nas bordas sul e sudeste do cráton São Francisco. Este formou-se em resposta à convergência entre a placa do São Francisco e uma outra placa, ou micro placa, localizada a leste do cráton (Fig. 3.10). Estes eventos termotectônicos ocorridos a partir da transição Neoproterozóico-Fanerozóico até o Ordoviciano – Siluriano recente são chamados de orogenia brasileira e são a contrapartida sulamericana da orogenia Panafricana.

A região central da Faixa Ribeira compreende as seguintes unidades tectônicas:

- Terrenos ocidentais;
- Terrenos orientais;
- *Klippe* do Paraíba do sul;
- Terreno Cabo Frio.

Com exceção do Terreno Cabo Frio que possui um *trend* estrutural de direção NW, as demais unidades tectônicas da Faixa Ribeira possuem um *trend* estrutural de direção NE.

A Fig. 3.11 representa uma esquematização da evolução do orôgeno Ribeira-Araçuai segundo Heilbron & Machado (2003).

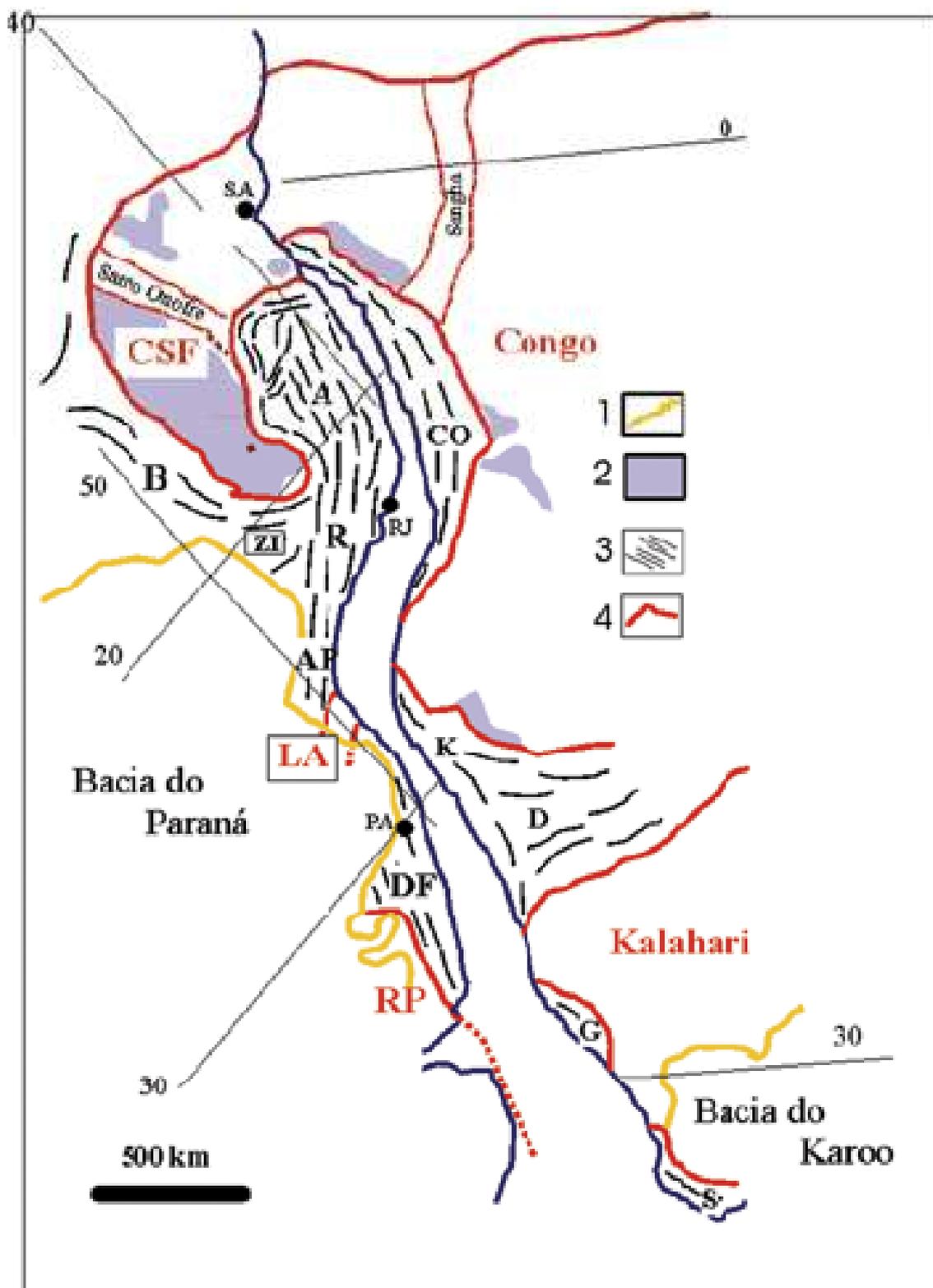


Figura 3.10: Localização dos orógenos do Sistema Orogênico Mantiqueira no contexto do Gondwana Ocidental. 1 - Bacias Fanerozóicas; 2 – Coberturas Cratônicas; 3 - Orógenos neoproterozóicos; 4 – Crátons neoproterozóicos.

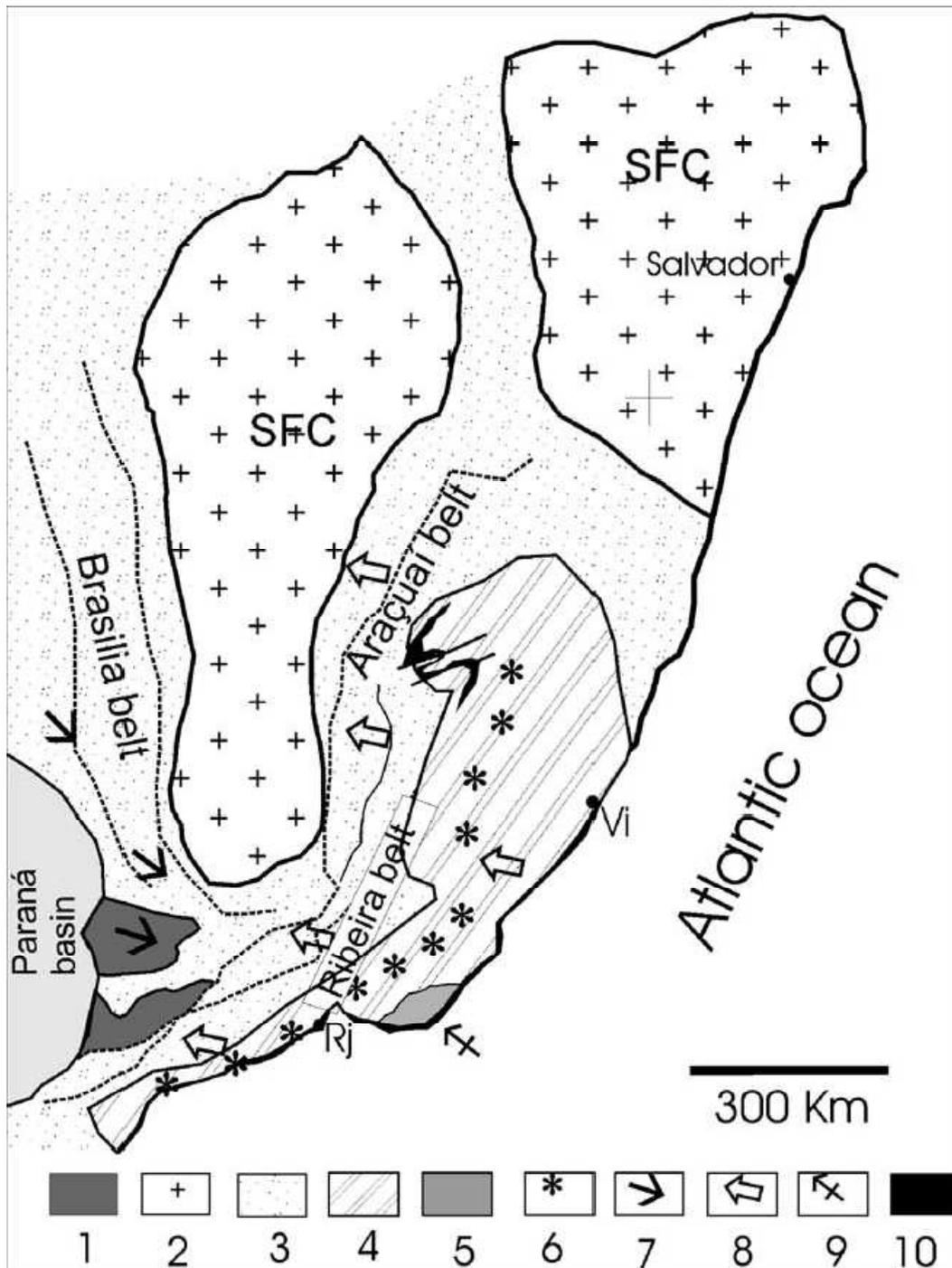


Figura 3.11: Maiores suturas Neoproterozóicas e arcos magmáticos do orôgeno Ribeira-Araçuaí. Legenda: 1 – Napes relacionadas a bacia do Paraná com vergência E no sul da Faixa Brasília; 2 – cráton São Francisco; 3 – Margem passiva retrabalhada e deformada das Faixas Ribeira e Araçuaí; 4 – Terrenos orientais e domínios internos das Faixas Ribeira e Araçuaí; 5 – Terreno Cabo Frio; 6- Granitóides Rio Negro e pré-colisionais; 7 – Episódio colisional de vergência ESE a cerca de 630 Ma (Orógeno Brasília); 8 – Episódio colisional de vergência WNW a cerca de 580-560 Ma (Orôgeno Ribeira); 9 – Episódio colisional a cerca de 530 – 500 Ma (Orógeno Búzios); 10 – Ofiolitos da Faixa Araçuaí. Modificado de Heilbron & Machado (2003).

CAPÍTULO 4

CÁLCULO DO EFEITO GRAVITACIONAL DEVIDO A INTERFACES SUAVES

A variação de profundidade da crosta é definida pela superfície da descontinuidade de Mohorovičić (MOHO). A MOHO caracteriza-se por uma variação brusca da velocidade da onda sísmica. De uma forma geral, a velocidade da onda P na interface da MOHO varia de 6,8 km/s na crosta para 8,2 km/s no manto. No Brasil, a estimativa da profundidade da MOHO é disponível em alguns segmentos de províncias tectônicas como Província Tocantins (Berrocal *et al.*, 2004) através de sísmica de refração e reflexão profunda, cráton São Francisco e bacia do Paraná utilizando técnicas sismológicas da função do receptor (Assumpção *et al.*, 2002; França & Assumpção, 2004, Juliá *et al.*, 2008). A descontinuidade da MOHO pode atingir cerca de 5 a 10 km de profundidade em áreas de litosfera oceânica e de aproximadamente 30 a 40 km de profundidade em áreas de litosfera continental, podendo em algumas situações atingir mais de 60 km sob as cordilheiras e montanhas mais elevadas.

A variação composicional entre crosta e manto é detectada através de estudos sismológicos e gravimétricos, uma vez que associada à variação composicional existe também uma mudança brusca de densidade. Portanto, as anomalias gravimétricas regionais são fontes importantes de informações crustais, se integradas com informações pontuais da profundidade da MOHO. Com o objetivo de modelar as anomalias gravimétricas regionais do SE do cráton São Francisco, implementou-se um algoritmo de cálculo direto de anomalias gravimétricas (Parker, 1973) devido a uma interface suave separando dois meios de densidades diferentes.

4.1. IMPLEMENTAÇÃO DO ALGORITMO DE PARKER

O cálculo da anomalia gravimétrica gerada por um corpo em sub-superfície é feito de inúmeras formas, dependendo do problema geológico a ser resolvido (Blakely, 1996). A anomalia gravimétrica depende de parâmetros relacionados ao corpo, tais como forma, profundidade e densidade. O problema matemático de cálculo direto do efeito gravitacional devido a uma interface suave, como por exemplo a topografia da MOHO, foi resolvido de forma simples e elegante por Parker (1973). A vantagem desse algoritmo é que ele permite obter o efeito gravitacional de superfícies em três dimensões.

No algoritmo de Parker (1973) dada pela equação 4.1, são calculados os valores da anomalia gravimétrica esperada devido à variação da profundidade de uma superfície que separa dois meios com densidades diferentes.

$$\mathfrak{S}[\Delta g] = -2\pi G\rho \exp\left(-|\vec{k}|z_0\right) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|\vec{k}|^{n-1}}{n!} \mathfrak{S}\left[h^n\left(\vec{r}\right)\right] \quad (4.1)$$

Onde:

\mathfrak{S} é a transformada de Fourier;

G é a constante gravitacional;

ρ é o valor do contraste de densidade entre dois meios separados por uma interface suave;

z_0 é o valor da profundidade média da interface;

h é o valor da interface interpolada;

\vec{k} é o vetor de onda da função transformada.

\vec{r} é a projeção das coordenadas (x,y,z) no plano x-y.

Foram utilizadas rotinas do *software* Matlab®, versão 6.5 (2002) da empresa MathWorks para implementar o algoritmo de Parker (1973). O código computacional é apresentado no anexo A. O efeito gravitacional no domínio espacial é obtido através da transformada de Fourier inversa da Equação 4.1.

Neste algoritmo, são definidos os parâmetros, contraste de densidade, profundidade média da interface, ordem de expansão da série que, segundo Parker (1973), deve ser >10 para uma maior precisão da expansão e dos valores da profundidade da interface.

A fim de verificar se o programa computacional que implementa o algoritmo de Parker funciona corretamente, foram efetuados testes utilizando um modelo sintético.

4.1.1. Teste sintético do programa computacional

No teste sintético do programa computacional utilizou-se um modelo para a interface crosta-manto, que é apresentado na tabela 4.1. Esta tabela representa uma superfície suave que separa dois meios homogêneos com contraste de densidade entre estes meios de $+100 \text{ kg/m}^3$. A representação deste modelo em planta pode ser visto na Fig. 4.1.

Graus	Graus	0	1	2	3	4	5	6	7
0		-40	-40	-40	-40	-40	-40	-40	-40
0,5		-40	-38	-37	-35	-35	-37	-38	-40
1		-40	-36	-34	-30	-30	-34	-36	-40
1,5		-40	-34	-31	-25	-25	-31	-34	-40
2		-40	-32	-28	-20	-20	-28	-32	-40
2,5		-40	-34	-31	-25	-25	-31	-34	-40
3		-40	-36	-34	-30	-30	-34	-36	-40
3,5		-40	-38	-37	-35	-35	-37	-38	-40
4		-40	-40	-40	-40	-40	-40	-40	-40

Tabela 4.1: Discretização do modelo de entrada inicial do teste. Os valores em azul representam a profundidade da superfície em km para cada uma das coordenadas discretizadas.

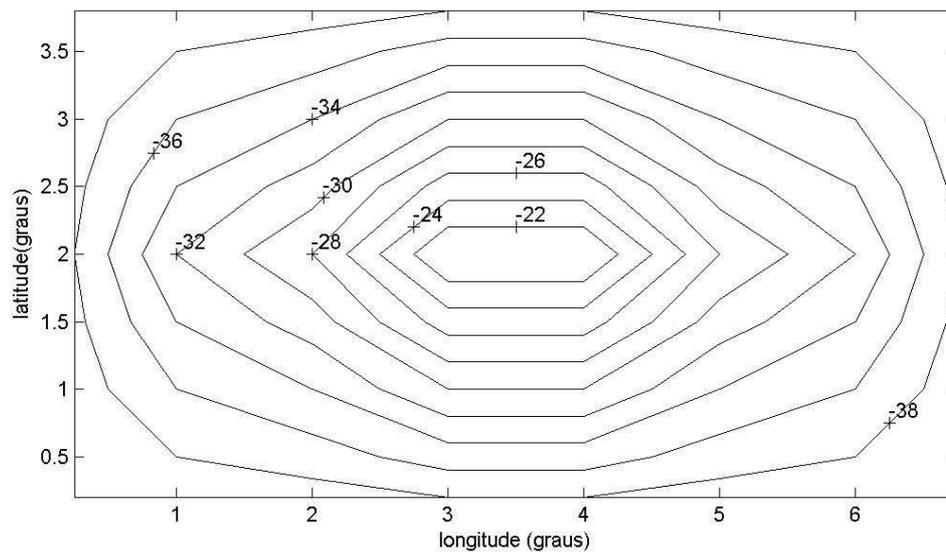


Figura 4.1: Modelo utilizado no teste sintético. Valores das linhas de contorno em km.

O modelo de corpo apresentado na Fig. 4.1 serviu para calcular o efeito gravitacional, para tanto utilizou-se o algoritmo de Parker (1973). Os parâmetros de entrada utilizados no cálculo por Parker foram os seguintes:

- Contraste de densidade entre os dois meios: + 100 kg/m³
- Profundidade média da interface: 40 km
- Ordem da expansão em série: 20

O resultado do teste aplicando o algoritmo de Parker pode ser visualizado a seguir na Fig. 4.2.

Nota-se na Fig. 4.2 que a amplitude da anomalia gravimétrica atinge valores máximos da ordem de 68 mGal na região mais rasa do modelo sintético.

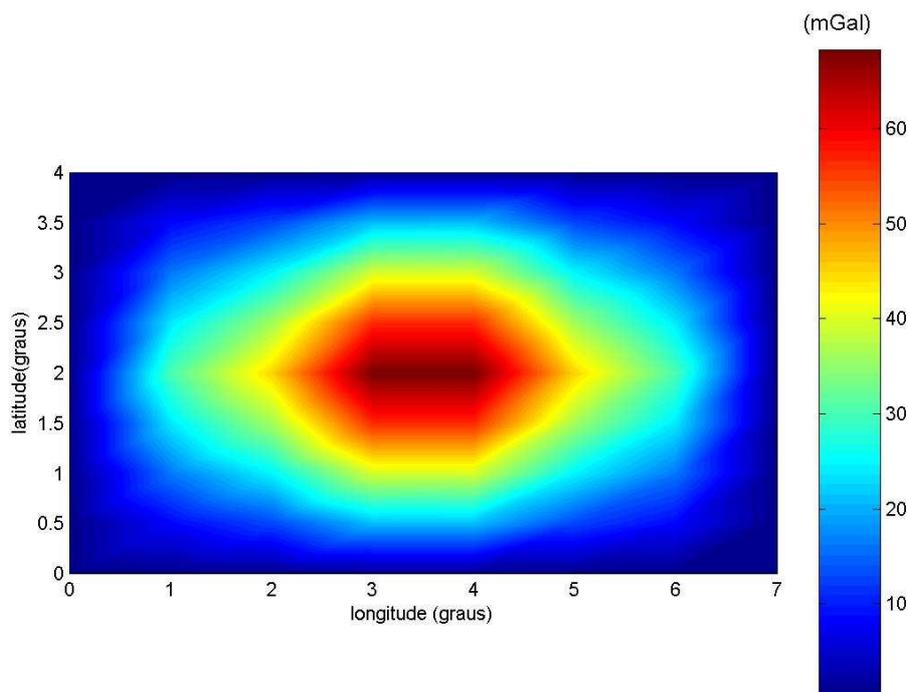


Figura 4.2: Anomalia gravimétrica gerada a partir do modelo sintético inicial utilizando a fórmula de Parker (1973).

Para verificar a consistência do resultado anteriormente obtido, utilizar-se-á um *software* independente de modelagem gravimétrica de corpos 3-D. Neste cálculo comparativo será utilizado o mesmo valor de contraste de densidade de $+100 \text{ kg/m}^3$. O *software* escolhido foi o IGMAS (Götze, 1978; Götze & Lahmeyer, 1988).

IGMAS é um programa interativo para modelagem de campos potenciais (anomalias gravimétricas e magnéticas) através de simulações numéricas (Götze & Lahmeyer, 1988) de corpos geológicos 3-D. O algoritmo usado para o cálculo do campo potencial é baseado em “triangulação de poliedros” (Götze, 1978) como procedimento de parametrização dos modelos geológicos.

As estruturas ou corpos geológicos são representados ou discretizados por superfícies triangularizadas (camadas limites), com valores constantes de densidade (Fig. 4.3).

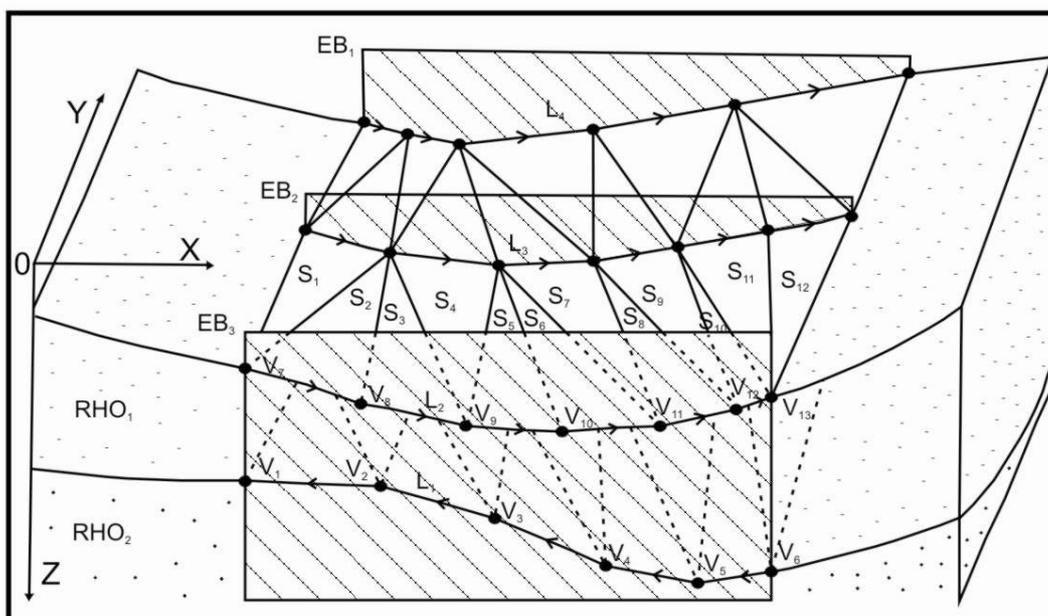


Figura 4.3: Exemplo de triangulação realizada pelo *software* IGMAS. $S_1...S_{12}$ = triângulos; $EB_1...EB_3$ = seções verticais; $L_1...L_4$ = linhas e $V_1...V_{13}$ = vértices modais. De Götze & Lahmeyer (1988).

A definição das superfícies triangularizadas pode ser dada de maneiras distintas:

1. Pela definição de polígonos (linhas) vertical ou paralela ao longo da seção cruzada. A triangulação entre os planos verticais são feitas automaticamente. A entrada dos dados é em 2D, visto que a construção do modelo de estruturas 3D é realizada pelo IGMAS e não requer conhecimentos detalhados a respeito da topologia, da estrutura de dados e das técnicas de triangulação.
2. Pela importação de superfícies triangularizadas externamente.
3. Pela combinação de ambos os formatos acima citados.

O resultado do cálculo do efeito gravitacional da superfície 3-D através do *software* IGMAS pode ser visualizado na Fig. 4.4.

Para confrontar o resultado da anomalia gravimétrica obtido das duas diferentes formas, realizou-se a subtração entre o resultado pela fórmula de Parker e o resultado pela modelagem gravimétrica 3-D pelo IGMAS. O resultado desta subtração é visualizado na Fig. 4.5, os valores das linhas de contorno são dados em mGal.

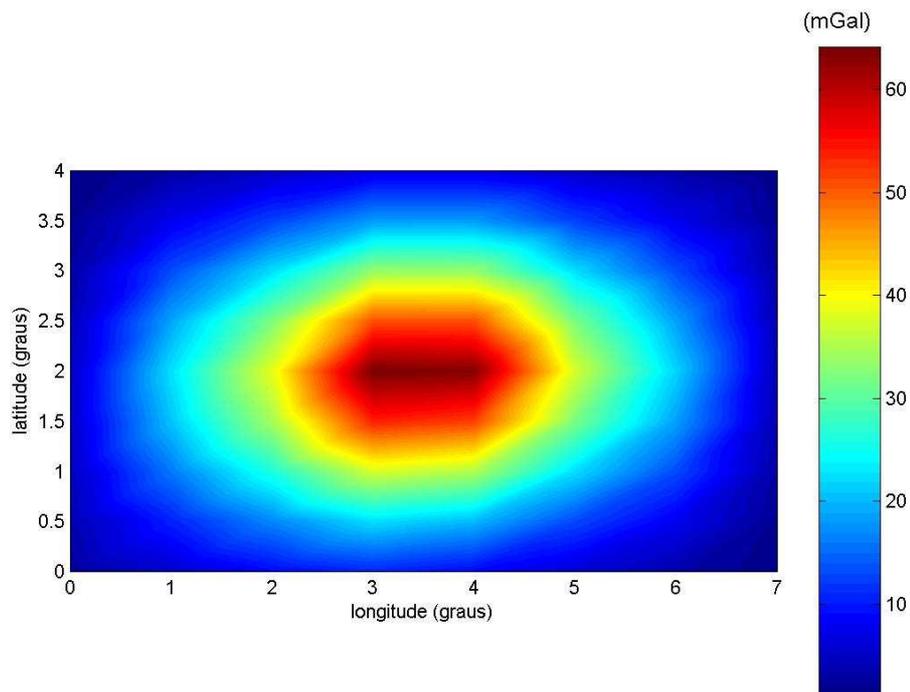


Figura 4.4: Anomalia gravimétrica gerada a partir do modelo sintético similar ao da Fig. 4.1 utilizando o *software* de modelagem gravimétrica 3-D IGMAS.

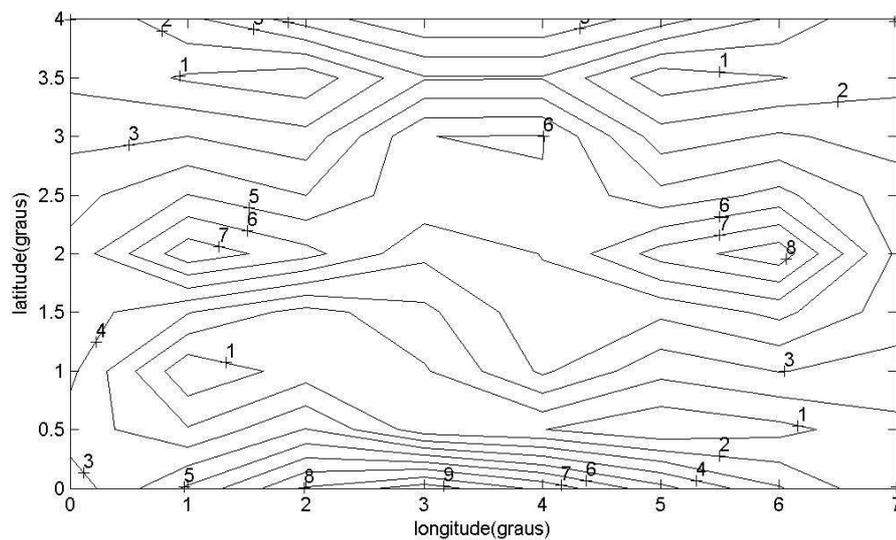


Figura 4.5: Subtração entre os resultados de anomalia gravimétrica obtidos pela fórmula de Parker (1973), Fig. 4.2 e pelo *software* IGMAS, Fig. 4.4. Os valores das linhas de contorno são dadas em mGal.

Analisando a Fig. 4.5 nota-se que, em grande parte da região, a diferença entre os dois resultados varia entre 1 a 6 mGal, o que corresponde a menos de 10% da amplitude máxima da anomalia, porém existem algumas regiões em que este valor chega a 8 mGal, principalmente nas bordas da matriz e nas proximidades na região central das anomalias que possuem maiores amplitudes.

As diferenças nos resultados das anomalias gravimétricas podem estar relacionadas à maneira como é feita a discretização do modelo da interface. Na fórmula de Parker, o modelo é discretizado em uma malha regular, já no *software* IGMAS a discretização do modelo é realizada através de técnicas de triangularização.

Pode-se concluir que as diferenças entre os resultados são menores do que 10% do valor da amplitude máxima da anomalia e essas diferenças são creditadas à maneira distinta em que a interface é numericamente representada. Portanto, o programa computacional implementado para o algoritmo de Parker funciona corretamente.

CAPÍTULO 5

MAPAS GRAVIMÉTRICOS REGIONAIS E RESIDUAIS

Neste capítulo serão apresentados os resultados da separação regional-residual do mapa de anomalia gravimétrica Bouguer obtido no Capítulo 2 (Fig. 2.4). Foram utilizadas diversas abordagens. Primeiramente, tentou-se obter o mapa de anomalia gravimétrica regional, utilizando dados de espessura crustal obtidos através da utilização da metodologia sismológica da Função do Receptor (França & Assumpção, 2004). Em seguida, utilizou-se o ajuste polinomial e as diversas continuações para obter o mapa de anomalia gravimétrica regional.

5.1. REGIONAL GRAVIMÉTRICO A PARTIR DE RESULTADOS SISMOLÓGICOS

As primeiras estimativas do valor da profundidade da Moho através do método da Função do Receptor, doravante referida como FR, para a bacia do Paraná, Faixa Ribeira e sul do cráton São Francisco foram obtidas por Assumpção *et al.* (2002), França & Assumpção (2004) e Juliá *et al.* (2008).

A topografia da profundidade da Moho no interior da área definida pelo retângulo tracejado vermelho na Fig. 5.1 foi interpolada através do método krigagem (“*Krigging*”) a partir da distribuição das estações sismológicas utilizada no estudo da função do receptor. O objetivo de se obter uma grade regular da topografia da Moho é de efetuar a transformada de Fourier necessária na fórmula de Parker (1973) e assim obter o efeito gravimétrico devido à topografia Moho.

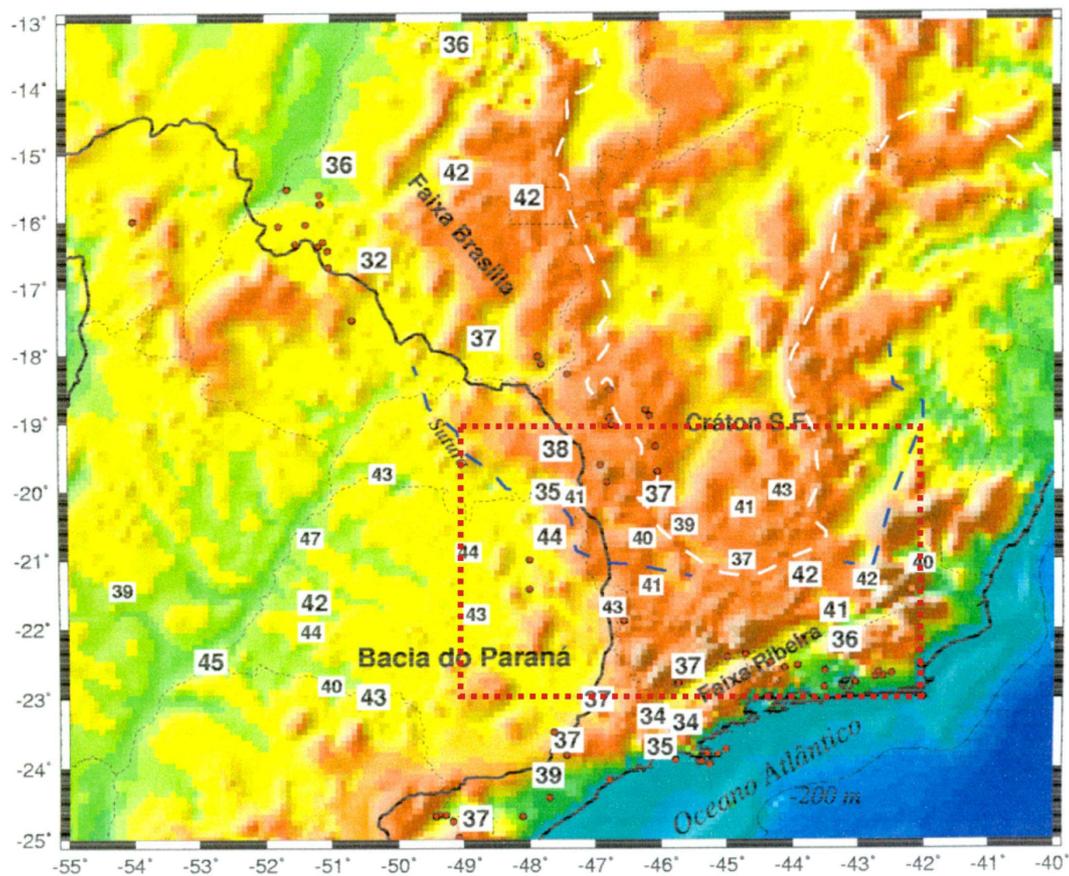


Figura 5.1: Distribuição das estações sismológicas de FR pela região centro-sul do Brasil (França & Assumpção, 2004). O retângulo tracejado vermelho indica a área de estudo. Os valores das profundidades da Moho são dados em km.

Na interpolação foi construída uma malha eqüidistante da topografia da Moho de $0,142857^\circ$ ou aproximadamente 15,86 km, para posterior modelagem gravimétrica direta. O resultado da interpolação é mostrado na Fig. 5.2.

Para o cálculo direto do efeito gravitacional causado pela variação na profundidade da Moho, utilizou-se o programa baseado no algoritmo de Parker (1973) apresentado e discutido no Cap. 4.

Para a realização do cálculo foram utilizados os seguintes parâmetros e propriedades físicas:

Densidade da Crosta (kg/m^3)	Densidade do Manto (kg/m^3)	Profundidade média da interface (km)	Ordem da expansão da série
2800	3300	40	20

O resultado deste cálculo é visualizado na Fig. 5.3. Como se esperava, onde a espessura da crosta é maior, a anomalia gravimétrica calculada é negativa e onde a espessura da crosta é menor, a anomalia gravimétrica calculada é positiva.

Para efeito de comparação entre o resultado da modelagem gravimétrica da topografia da Moho obtida pela FR utilizando a fórmula de Parker e a anomalia gravimétrica Bouguer observada, foi confeccionada a Fig. 5.4. As curvas de contorno mostram o resultado do efeito gravitacional causado pela topografia da Moho da Fig. 5.2 e as cores representam a anomalia Bouguer observada.

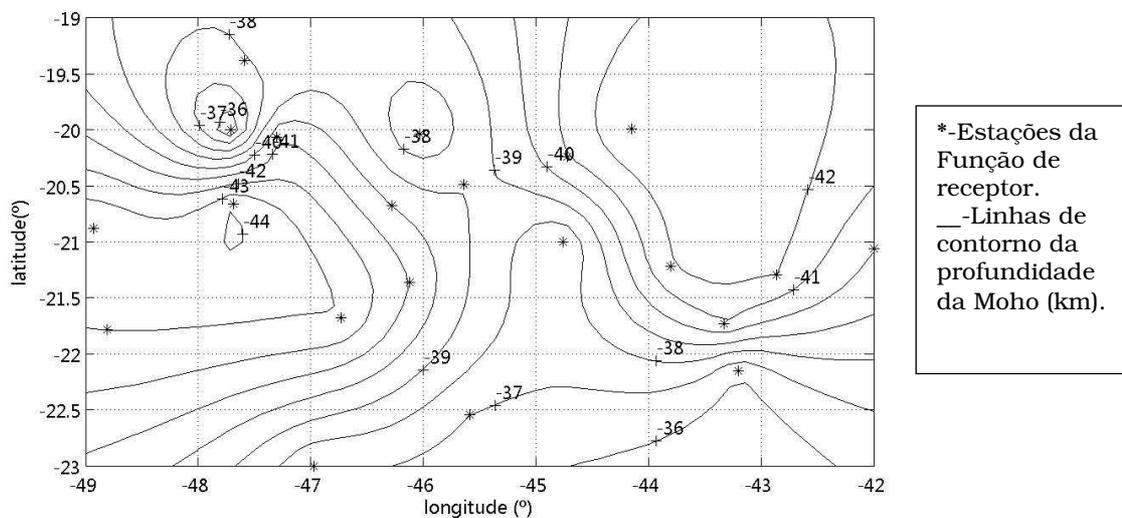


Figura 5.2: Resultado da interpolação da profundidade da Moho (em km) a partir das estimativas obtidas no trabalho de França & Assumpção (2004). Os números ao lado das cruzes indicam o valor da isovalor da profundidade da Moho.

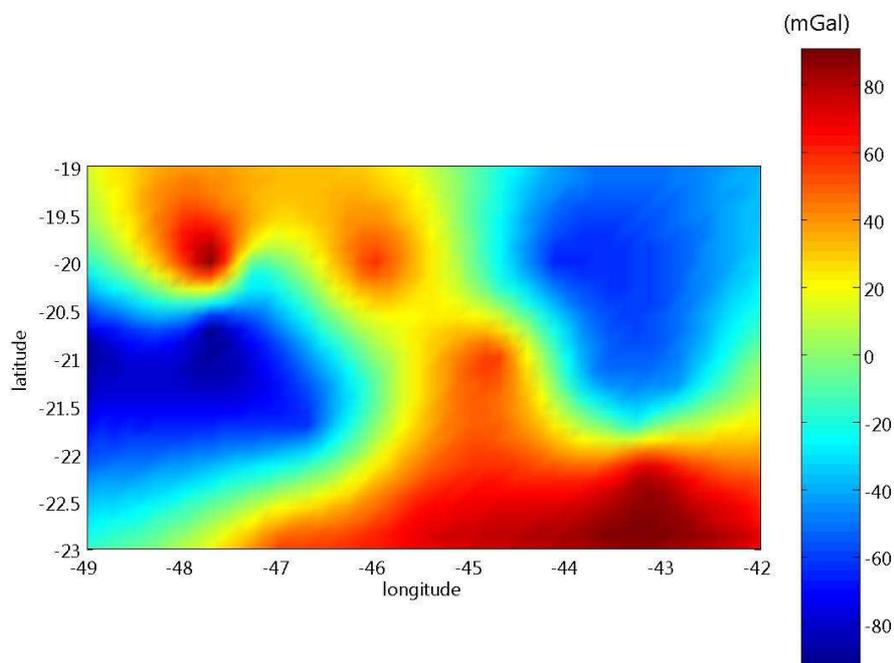


Figura 5.3: Efeito gravitacional previsto pela profundidade da Moho usando FR (Fig. 5.2) calculado usando o algoritmo de Parker (1973). Foi utilizado um valor de contraste de densidade entre crosta e manto de $\Delta\rho = +500 \text{ kg/m}^3$.

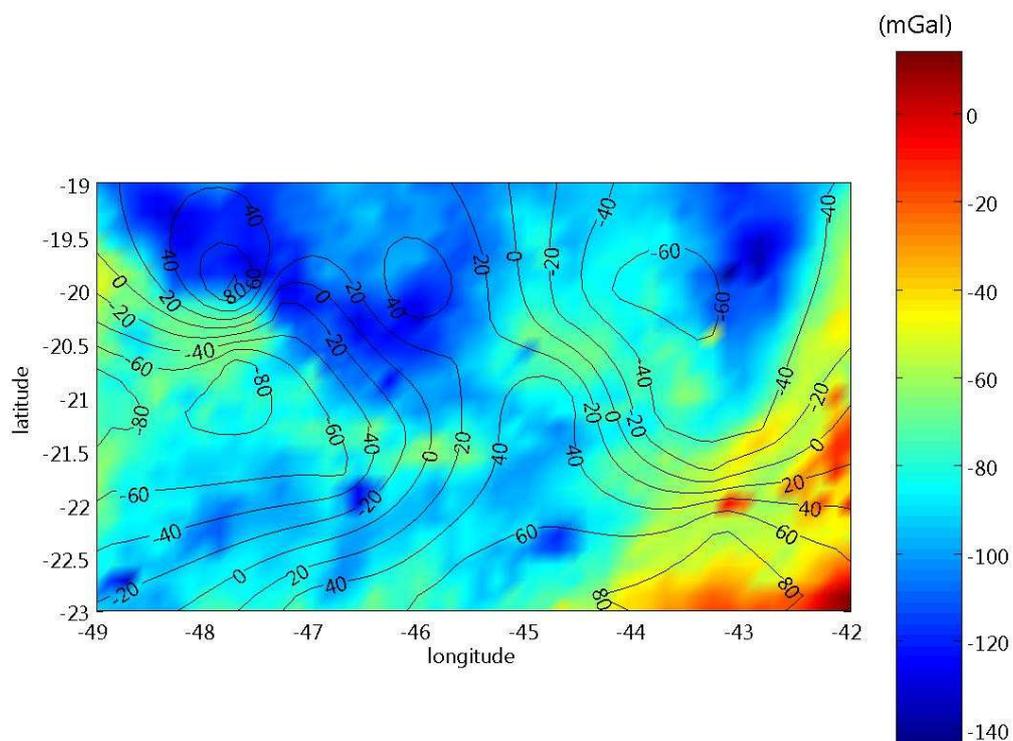


Figura 5.4: Comparação entre a anomalia gravimétrica Bouguer observada (cores) e efeito gravitacional da Moho pela FR obtida pela modelagem (Fig. 5.3) em linhas de contorno.

Nota-se na Fig. 5.4 que existe diferença marcante entre o resultado de anomalia gravimétrica da topografia da Moho prevista pela FR (linhas de contorno) e os dados gravimétricos das anomalias Bouguer observadas (cores).

A seguir, citaremos alguns possíveis fatores que explicariam a diferença entre as anomalias calculadas e observadas.

Na obtenção da profundidade da Moho, França & Assumpção (2004) utilizam o valor constante 1,73 para a razão V_p/V_s em toda a região de estudo. Bianchi (2008) mostra que, após a realização de algumas correções de sedimentos, é possível individualizar províncias com valores distintos de razão V_p/V_s . No cráton São Francisco a razão $V_p/V_s = 1,71$ e para a bacia do Paraná e Faixas Brasília e Ribeira a razão $V_p/V_s = 1,74$.

De acordo com Ammon *et al.* (1990), a metodologia da função do receptor para o cálculo da espessura crustal apresenta uma série de dificuldades e limitações, quando aplicada a uma área com importantes descontinuidades laterais, ou seja, em crosta e a litosfera anisotrópicas. Os resultados dependem da estrutura crustal sob a estação sismológica onde os raios sísmicos são detectados. O mapa de anomalia gravimétrica Bouguer (Fig. 5.4) apresenta anomalias locais e regionais importantes, associadas a possíveis descontinuidades crustais laterais na região, principalmente entre a Bacia do Paraná e o cráton São Francisco.

Portanto, neste trabalho, os dados sismológicos de função do receptor obtidos por França & Assumpção (2004) serão utilizados apenas na definição do valor médio da espessura da crosta, como vínculo independente para a interpretação dos dados gravimétricos e magnetotelúricos (Cap. 7).

5.2. APROXIMAÇÃO DO REGIONAL POR UMA SUPERFÍCIE POLINOMIAL

Como alternativa para a estimativa do campo gravimétrico regional, utilizaremos procedimentos tradicionais como o ajuste polinomial e continuação para cima.

A técnica do ajuste polinomial é comumente utilizada em trabalhos de gravimetria de escala local, onde o regional é aproximado por superfícies polinomiais de baixo grau. A expressão matemática para um ajuste polinomial de graus 1, 2 e 3 são:

- $P(x,y) = ax + by + c$
- $P(x,y) = ax + by + c + dx^2 + ey^2 + fxy$
- $P(x,y) = ax + by + c + dx^2 + ey^2 + fxy + gx^3 + hx^2y + ixy^2 + jy^3$

Onde os coeficientes $a, b, c, d, e, f, g, h, i, j$ dos polinômios são determinados, utilizando-se o método dos mínimos quadrados (Dobrin, 1976).

O ajuste polinomial para a região foi calculado através do *software* Oasis Montaj. Deve-se ressaltar que este ajuste é fortemente influenciado pelo tamanho da área de estudo.

Nas Figs. 5.5, 5.6 e 5.7 apresentamos os resultados do ajuste polinomial de grau 1, 2 e 3 para os dados gravimétricos observados. Estes ajustes representam o campo gravimétrico regional da área, ou seja, representariam somente a anomalia gravimétrica gerada por corpos/descontinuidades localizadas principalmente na crosta inferior.

Os ajustes polinomiais de grau 2 e 3 possuem muitas semelhanças, seja em comprimento de onda do campo regional ajustado, como em amplitude do campo. Será adotado o polinômio de grau 3 como sendo o representativo do regional. Na seção 5.3 mostraremos que o campo previsto pelo polinômio de grau 3 é aquele que se assemelha ao campo regional obtido com a continuação para cima.

O campo regional (Fig. 5.7) é dominado pelo efeito gravitacional causado pelo afinamento crustal em direção à margem continental e por um forte componente negativo no interior do cráton S. Francisco, onde a crosta é relativamente mais espessa (França & Assumpção, 2004).

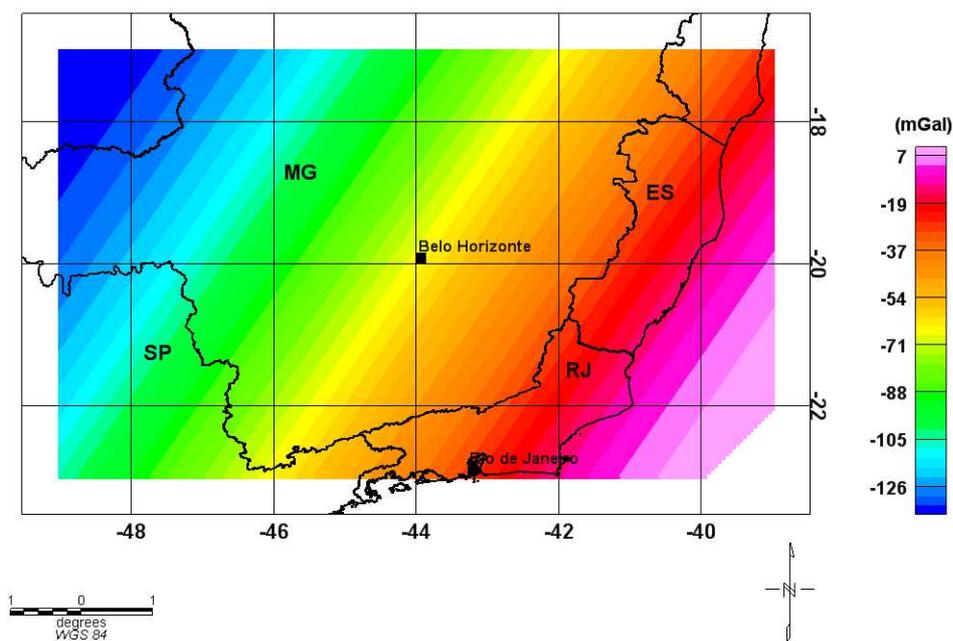


Figura 5.5: Mapa de anomalias Bouguer regional obtido com o ajuste polinomial de grau 1.

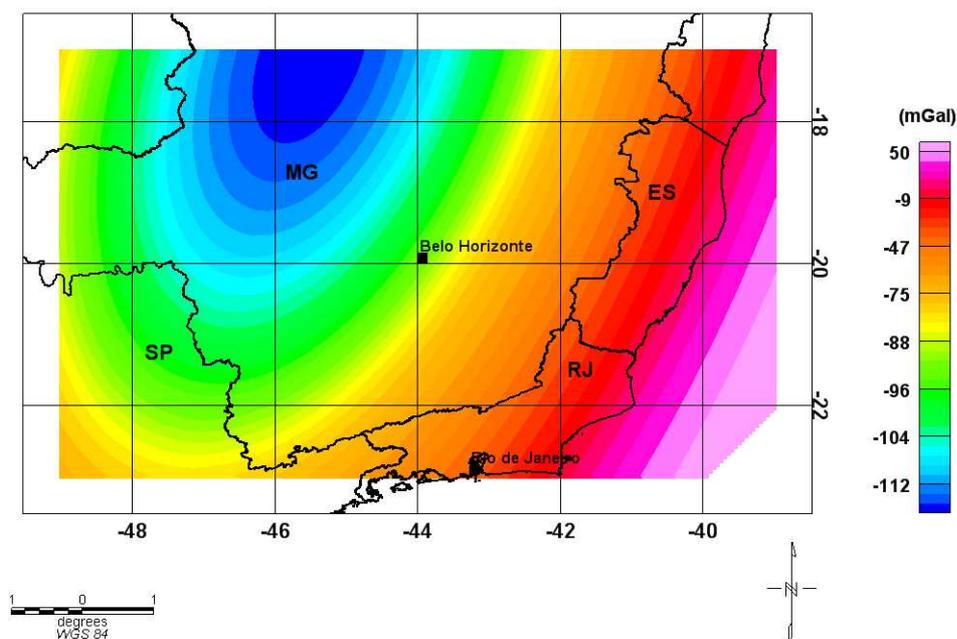


Figura 5.6: Mapa de anomalias Bouguer regional obtido com o ajuste polinomial de grau 2.

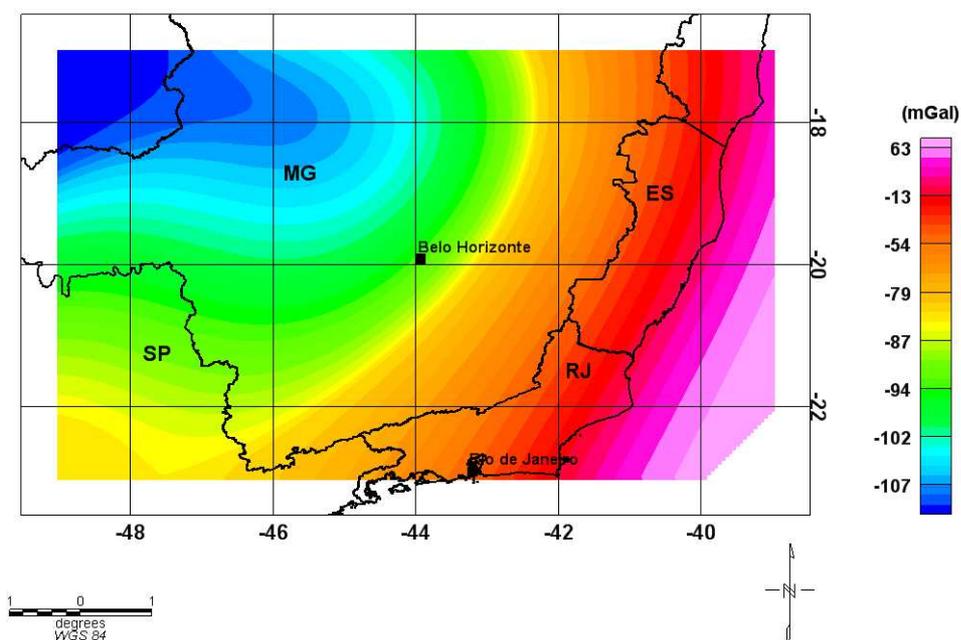


Figura 5.7: Mapa de anomalias Bouguer regional obtido com o ajuste polinomial de grau 3.

Os mapas de ajuste polinomial fornecem padrões regionais das anomalias gravimétricas Bouguer. Este padrão é reflexo da variação de propriedades físicas (densidade, espessura, profundidade) de corpos situados a grandes profundidades devido à variação da topografia da Moho e/ou no manto superior.

Para obter as anomalias residuais provenientes de variações de densidade no interior da crosta, remove-se a anomalia gravimétrica Bouguer da anomalia obtida através do ajuste polinomial de grau 3. O resultado desta subtração pode ser visualizado na Fig. 5.8.

O mapa de anomalias residuais da Fig. 5.8 mostra que a anomalia gravimétrica positiva localizada a sudoeste de Belo Horizonte foi definida e isolada. Observa-se também que esta anomalia positiva estende-se em direção a noroeste, fato este que não ficava muito claro no mapa de anomalia Bouguer (Fig. 2.5). A causa desta anomalia gravimétrica residual positiva será discutida no Cap. 7.

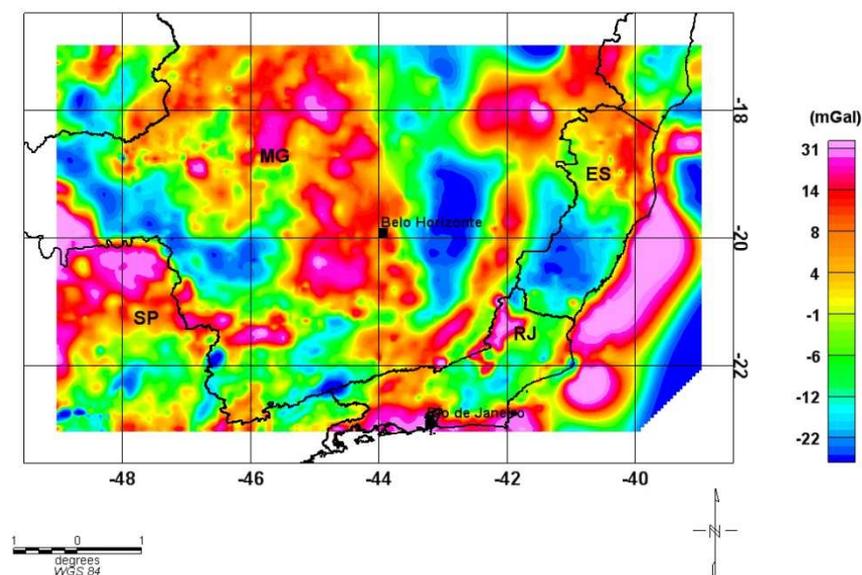


Figura 5.8: Mapa de anomalias gravimétricas residuais (Anomalia Bouguer – Ajuste polinomial de grau 3).

5.3. APROXIMAÇÃO DO REGIONAL ATRAVÉS DA CONTINUAÇÃO PARA CIMA

5.3.1. Continuação para cima

A continuação para cima nada mais é do que um filtro que atenua os curtos comprimentos de ondas geradas principalmente pelos corpos mais superficiais. A atenuação ocorre efetivamente como se as medidas tivessem sido efetuadas na altura de continuação, uma vez que esta transformação do campo potencial é obtida da solução da equação de Laplace em coordenadas cartesianas.

A formulação matemática para o cálculo da continuação em coordenadas cartesianas é escrita como:

$$g_z(x, y, z) = \sum_{n=0}^{N_x} \sum_{m=0}^{N_y} \tilde{g}_z(k_x, k_y) \exp[-i(k_x x + k_y y)] \exp(k_z z) \quad (5.1)$$

Onde:

$$k_x = \frac{2\pi n}{L_x} \quad \text{onde } n = 0, 1, 2, \dots (N_x - 1)/2$$

$$L_x = (N_x - 1)\Delta x$$

$$k_y = \frac{2\pi m}{L_y} \quad \text{onde } m = 0, 1, 2, \dots (N_y - 1)/2$$

$$L_y = (N_y - 1)\Delta y$$

$$k_z^2 = k_x^2 + k_y^2$$

$$\tilde{g}(k_x, k_y) \quad \text{são os coeficientes de Fourier de } g_z(x, y, z=0) \text{ calculados utilizando}$$

a transformada rápida de Fourier no plano de medida.

Δ_x e Δ_y são os intervalos de amostragem nas direções x e y , respectivamente. L_x e L_y são os comprimentos do mapa nas direções x e y , respectivamente. K_x , k_y e k_z são as frequências da transformada. N_x e N_y correspondem ao número de observações nas direções x e y , respectivamente. Z representa a altura da continuação, sendo $z > 0$ indicando continuação para baixo e $z < 0$ indicando continuação para cima.

A equação acima nos permite calcular diretamente as transformações denominadas continuação para cima e para baixo. A continuação para cima tende a atenuar as anomalias de curto comprimento de onda (ou alta frequência), e manter aquelas de maior comprimento de onda, dependendo da altura z de continuação.

Portanto, é possível utilizar esta transformação para estimar o componente regional no processo de separação das anomalias com profundidades de origem diferentes. A continuação para cima é estável, ao contrário da continuação para baixo que tende a amplificar as anomalias de curto comprimento de onda.

Nas Figs. 5.9 e 5.10 são apresentados os mapas de continuação para cima para alturas de 50 e 100 km das anomalias Bouguer medidas na superfície. Nota-se a existência de uma semelhança, nos comprimentos de ondas e tendência das anomalias, entre os resultados do ajuste polinomial de grau 3 (Fig. 5.7) e a continuação para cima de 100 km (Fig. 5.10). As amplitudes das anomalias são mais atenuadas devido à distância de continuação e as fontes profundas.

Utilizaremos, por isso, como padrão para a definição da anomalia Bouguer regional a anomalia Bouguer continuada para cima de 100 km.

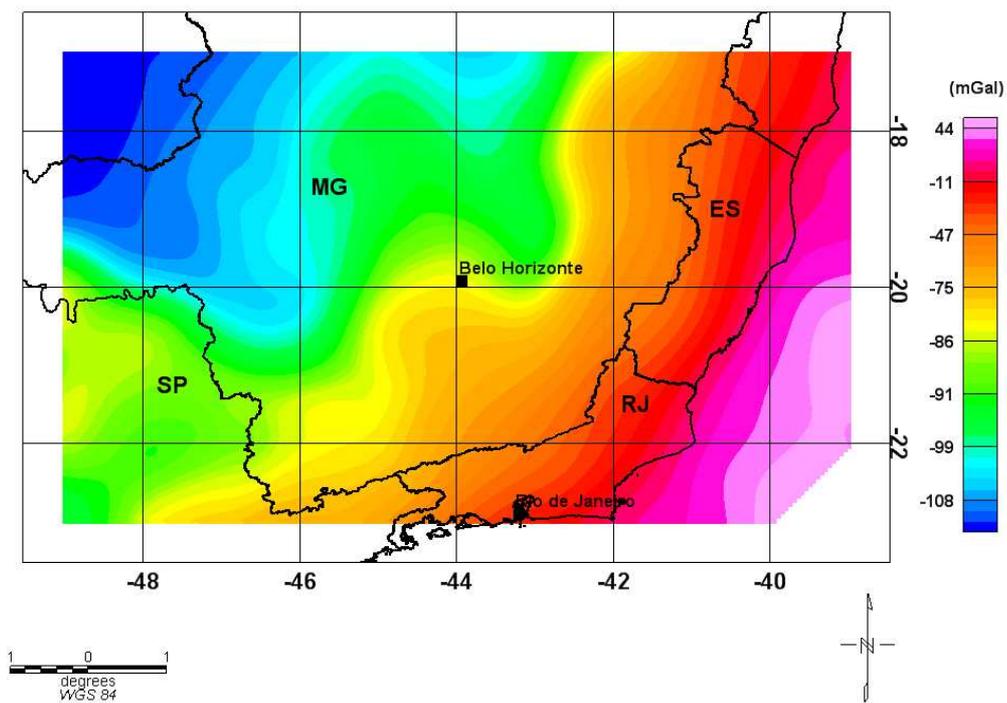


Figura 5.9: Continuação para cima de 50 km da anomalia Bouguer.

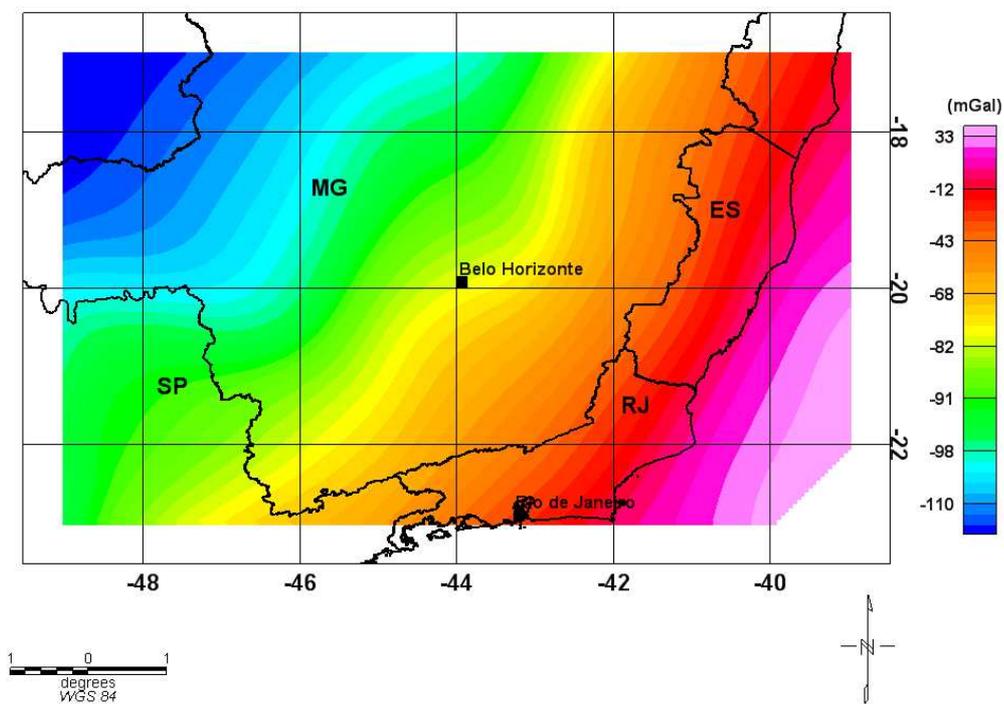


Figura 5.10: Continuação para cima de 100 km da anomalia Bouguer.

CAPÍTULO 6

DELIMITAÇÃO DOS LIMITES OESTE E SUL DA PLACA SÃO FRANCISCANA

A partir dos mapas de anomalias gravimétricas regionais obtidas no Cap. 5, tentou-se avançar na definição dos limites da placa litosférica São Franciscana. Como mencionado no Capítulo 3, vários autores sugeriram e tentaram obter os limites da placa litosférica São Franciscana (Alckmin *et al.*, 1993; Ussami, 1999).

Definir os limites da placa São Franciscana, doravante referida como PSF e como esta se relaciona com as outras placas e terrenos Arqueanos e Proterozóicos da América do Sul tem importância fundamental em estudos geodinâmicos, de crescimento crustal, rejuvenescimento litosférico, bem como na compreensão e interpretação das fontes magmáticas e evolução do manto. Pinto (2003) já havia proposto a extensão da crosta da PSF sob a bacia do Paraná, sendo que a modelagem gravimétrica direta sugere que a PSF mergulha com um ângulo de aproximadamente 9° sob os terrenos ou placa que constitui a província Paraná. Ainda segundo o modelo de Pinto (2003), a crosta da bacia do Paraná teria uma densidade média de 2750 kg/m^3 e a densidade da crosta que compõe a placa SF um valor médio de 2700 kg/m^3 . A Fig. 6.1 mostra o resultado da modelagem gravimétrica 2-D realizada por Pinto (2003).

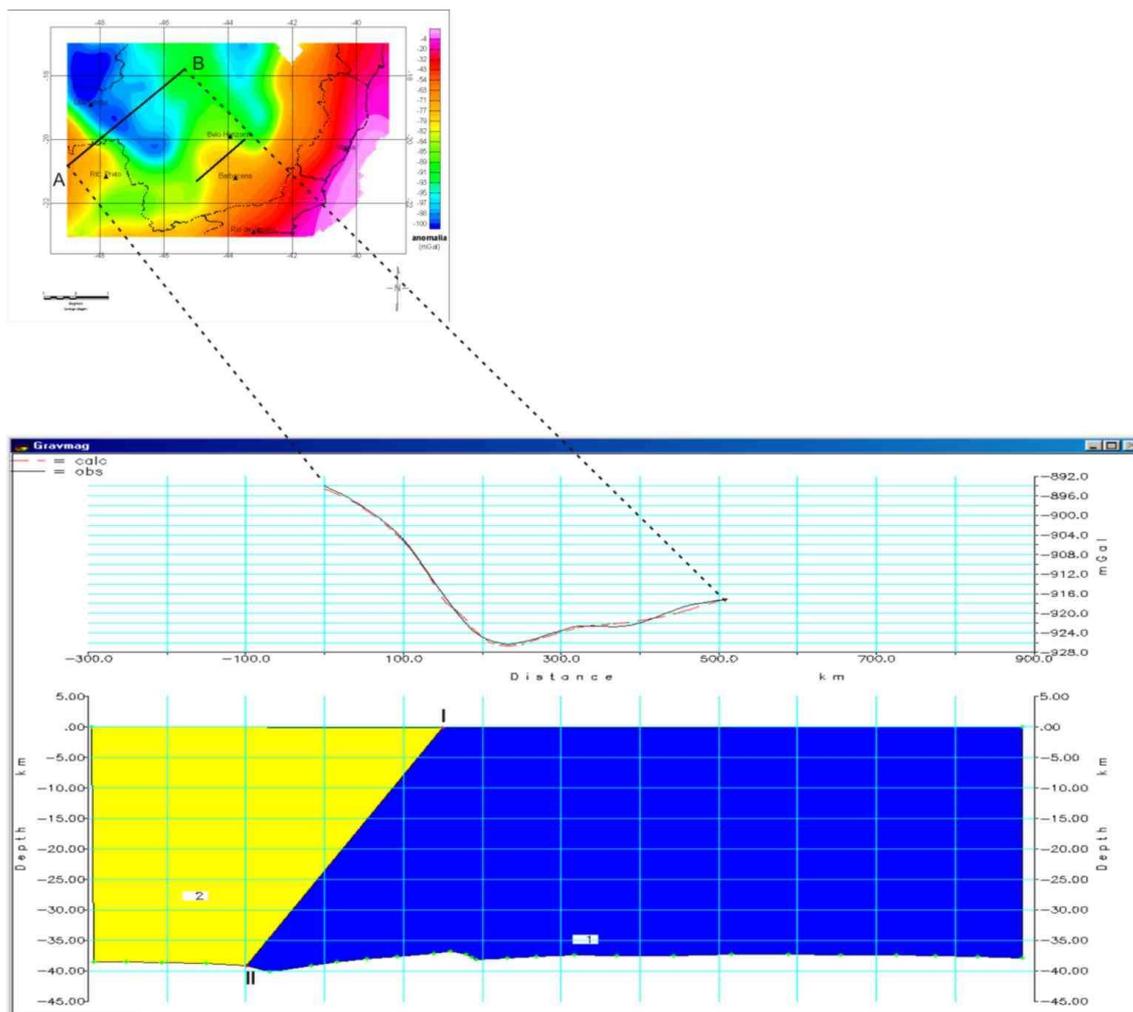


Figura 6.1: Modelagem gravimétrica direta 2-D do perfil A-B. (Modificado de Pinto, 2003). I – representa o limite superior da crosta da placa do SF e II – representa o limite inferior da crosta da placa do SF.

No trabalho de Pinto (2003) utilizaram-se dados de continuação para cima de 50 km para a modelagem gravimétrica 2-D. Neste trabalho será utilizada a continuação para cima de 100 km dos dados de Molina *et al.* (2000). A adoção de uma área maior de cobertura gravimétrica tem como objetivo evitar problemas numéricos, como o efeito de borda na transformada de Fourier, técnica esta que será utilizada na continuação para cima e derivada vertical. Com a continuação para cima a 100 km, espera-se uma maior atenuação de anomalias oriundas da parte superior da crosta, possibilitando, assim, detectar fontes na crosta inferior e manto superior.

Partindo do pressuposto de que a placa São Franciscana comporta-se como um bloco litosférico que se estende da superfície até uma profundidade de pelo menos 100 km, adaptou-se a técnica da derivada vertical usualmente empregada em trabalhos de prospecção rasa, na tentativa de se delimitar os limites de placa litosférica. A derivada vertical das anomalias gravimétricas permite que os limites dos corpos causadores das anomalias sejam posicionados com maior precisão (Blakely, 1996). Posteriormente efetuou-se a comparação dos resultados da derivada vertical com perfis de dados geofísicos independentes que fornecessem vínculos em profundidade, como por exemplo, um perfil de sísmica profunda na província Tocantins de Soares *et al.* (2006). A idéia foi de poder estender de forma menos ambígua os possíveis limites da placa para outras regiões onde somente dados gravimétricos são disponíveis.

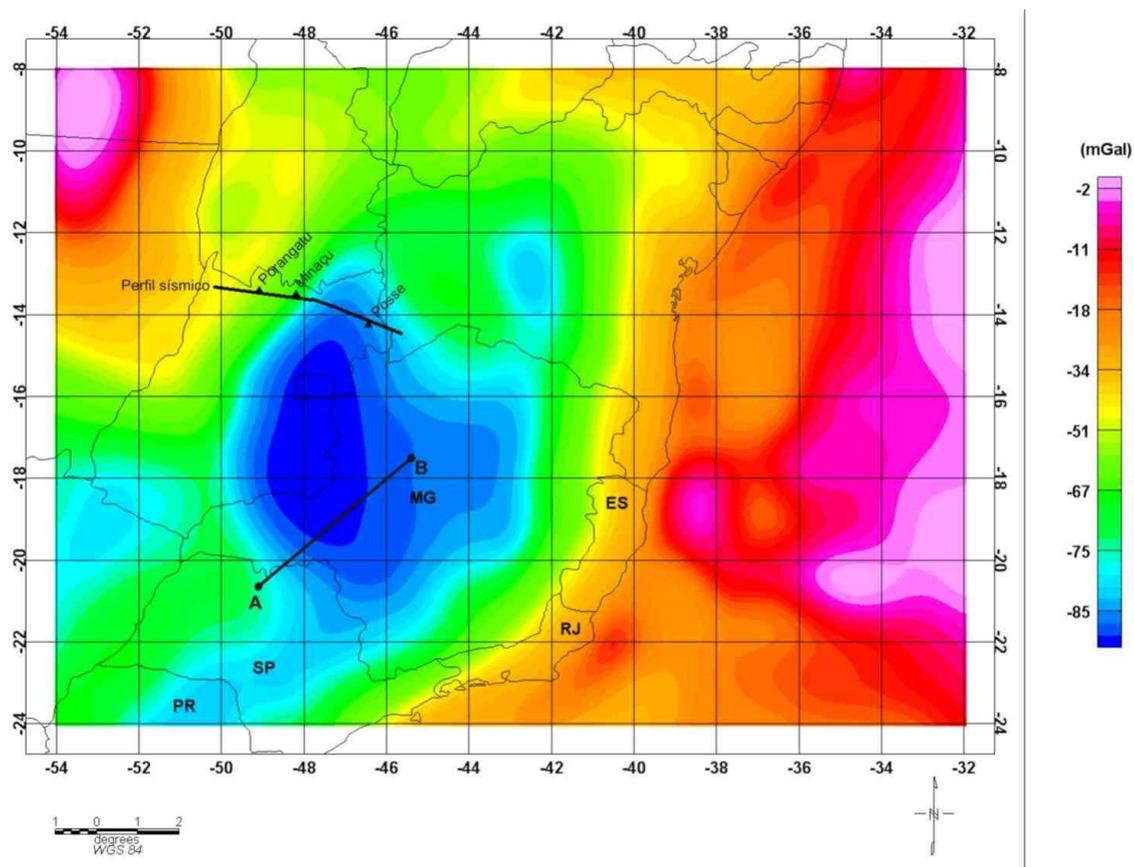


Figura 6.2: Continuação para cima de 100 km dos dados de Molina *et al.* (2000). Perfil sísmico obtido de Soares *et al.* (2006) e A-B é o perfil da modelagem direta de Pinto (2003) detalhada na Fig. 6.1.

6.1. DERIVADA VERTICAL

As derivadas primeira, segunda, direcionais e verticais são classes de transformações úteis na área de geociências. Na representação da solução da equação de Laplace em termos dos coeficientes da transformada de Fourier, ou seja, no domínio de freqüência, basta derivar o termo que depende da variável em que a derivada está sendo calculada, e multiplicar cada termo dos coeficientes de Fourier pela freqüência ik_x , ik_y , k_z , no caso das derivadas primeiras, ou pelo quadrado da freqüência no caso de derivadas segunda.

$$\frac{d}{dz} g_z(x, y, z) = \sum_{n=0}^{N_x} \sum_{m=0}^{N_y} k_z \tilde{g}_z(k_x, k_y) \exp[i(k_x x + k_y y) \exp(k_z z)] \quad (6.1)$$

Onde:

$$k_x = \frac{2\pi n}{L_x} \quad \text{onde } n = 0, 1, 2, \dots (N_x - 1)/2$$

$$L_x = (N_x - 1)\Delta x$$

$$k_y = \frac{2\pi m}{L_y} \quad \text{onde } m = 0, 1, 2, \dots (N_y - 1)/2$$

$$L_y = (N_y - 1)\Delta y$$

$$k_z^2 = k_x^2 + k_y^2$$

$$\tilde{g}(k_x, k_y) \quad \text{são os coeficientes de Fourier de } g_z(x, y, z=0) \text{ calculados utilizando}$$

a transformada rápida de Fourier no plano de medida.

Δ_x e Δ_y são os intervalos de amostragem nas direções x e y, respectivamente. L_x e L_y são os comprimentos do mapa nas direções x e y, respectivamente. k_x , k_y e k_z são

as freqüências da transformada. N_x e N_y correspondem ao número de observações nas direções x e y, respectivamente.

Para calcular as derivadas de ordem superior, segunda por exemplo, basta derivar a exponencial, e no caso da derivada segunda vertical, o termo k_z^2 deverá multiplicar cada coeficiente de Fourier associado à freqüência correspondente.

O mapa de primeira derivada vertical da continuação para cima de 100 km pode ser visualizado na Fig. 6.3. A linha tracejada em azul indica a posição no mapa onde a derivada vertical é nula.

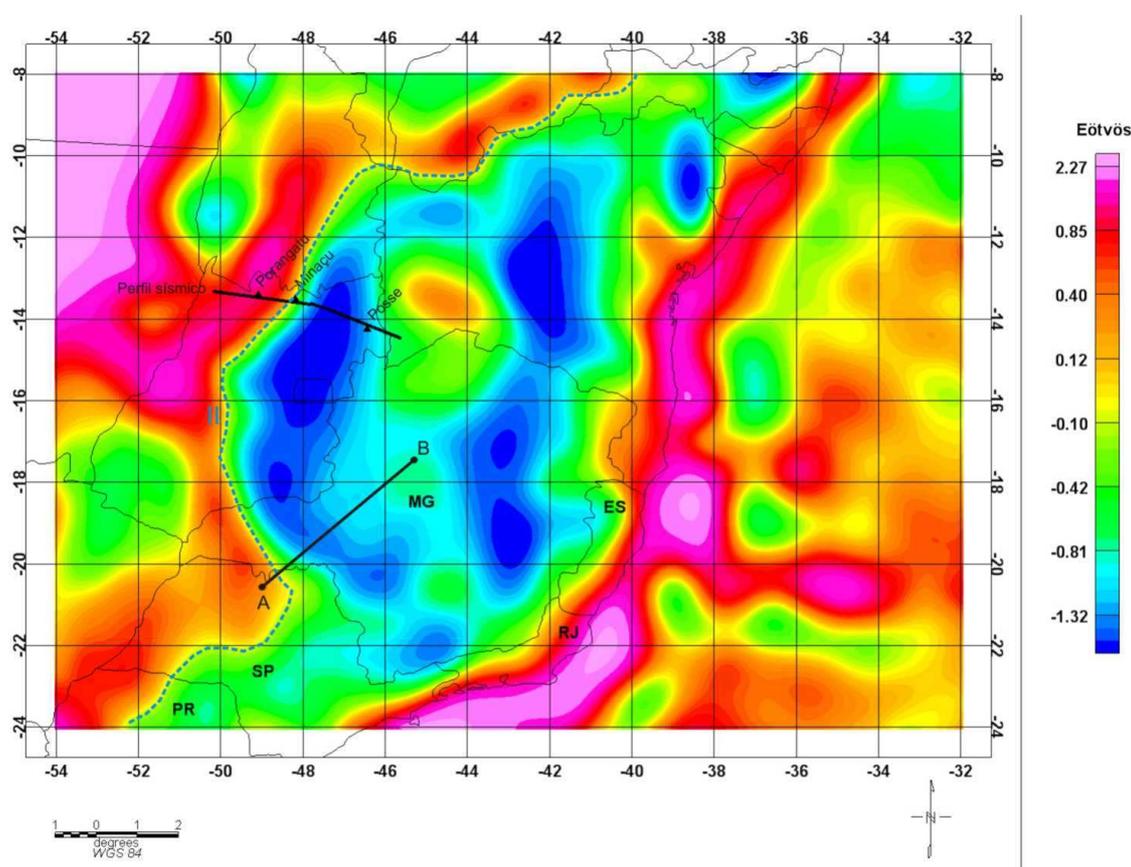


Figura 6.3: Primeira derivada vertical da continuação para cima de 100 km dos dados de Molina *et al.* (2000). A linha tracejada azul marca o limite (II) da PSF. Os perfis são aqueles mencionados na Fig. 6.2.

6.2. MODELAGEM GRAVIMÉTRICA 2-D DO PERFIL A-B

Como apresentado anteriormente, a modelagem gravimétrica direta 2-D do perfil A-B realizada por Pinto (2003) baseou-se nos dados gravimétricos continuados para cima de 50 km. Como neste trabalho estamos utilizando dados gravimétricos continuados para cima de 100 km, foi refeita a modelagem gravimétrica direta 2-D dos dados continuados para cima de 100 km no mesmo perfil A-B.

Foi utilizado o programa computacional GRAVMAG de Pedley *et al.* (1993) que se baseia no método de Talwani (Talwani *et al.*, 1959). Este método divide o subsolo em polígonos com densidade constante. A anomalia gravimétrica calculada em um ponto, para cada polígono do modelo interpretativo, é obtida através de:

$$A = \gamma \sum_{k=1}^n a_k \operatorname{sen}(\phi_k) \cos(\phi_k) [\theta_k - \theta_{k-1} + \tan(\phi_k) \ln \left(\frac{\cos(\theta_k)(\tan(\theta_k) - \tan(\phi_k))}{\cos(\theta_{k+1})(\tan(\theta_{k+1}) - \tan(\phi_{k+1}))} \right)] \quad (5.3)$$

Onde:

$$\theta_k = \arctan(z_k / x_k)$$

$$\phi_k = \arctan \left(\frac{z_{k+1} - z_k}{x_{k+1} - x_k} \right)$$

$$a_k = x_{k+1} + z_{k+1} \frac{x_{k+1} - x_k}{z_{k+1} - z_k}$$

Na equação 5.3, o índice k representa um dos n vértices do polígono. Assim z_k e x_k são, respectivamente, as coordenadas dos vértices do polígono ao ponto onde se pretende calcular a anomalia gravimétrica.

No método, o que se procura é que as curvas de anomalia de gravidade observadas, formada pelos dados do vetor \vec{g} , e anomalia calculada a partir do modelo, vetor \vec{g} estejam o mais ajustadas possível.

O resultado da modelagem gravimétrica direta 2-D pode ser visualizado na Fig. 6.4b. Foram utilizados os seguintes valores de densidades médias para a modelagem: crosta da Placa São Franciscana (PSF) o valor de 2710 kg/m^3 e crosta da Província Paraná (PP) o valor de 2730 kg/m^3 . Nota-se que houve uma variação nos valores de densidade obtidos nesta modelagem em comparação aos obtidos por Pinto (2003), porém o ângulo de mergulho da PSF continuou sendo de aproximadamente 9° , ocorrendo apenas um deslocamento espacial da extremidade mais profunda (indicado como limite II) para leste quando comparado ao posicionamento do mesmo obtido por Pinto (2003) e mostrado na Fig. 6.1. O limite II é considerado como o limite gravimétrico da placa litosférica São Franciscana.

6.3. CORRELAÇÃO ENTRE O LIMITE GRAVIMÉTRICO E OUTROS DADOS GEOFÍSICOS

Com a finalidade de validar o limite gravimétrico, ou seja, o extremo inferior da crosta da PSF obtido através da primeira derivada vertical da continuação para cima de 100 km dos dados de anomalias Bouguer, correlacionou-se este limite no mapa com o resultado da modelagem gravimétrica 2-D do perfil A-B de Pinto (2003) e com o resultado de um perfil sísmico que atravessa a província Tocantins de Soares *et al.* (2006).

Na Fig. 6.4a, o perfil indicado por uma linha contínua preta é a anomalia Bouguer continuada para cima para a altura de 100 km e a linha em vermelho representa a primeira derivada vertical. A linha tracejada indica o valor zero para a primeira derivada vertical. A Fig. 6.4b mostra o resultado da modelagem gravimétrica direta 2-D do perfil A-B. Nota-se que o ponto onde a primeira derivada vertical é nula

(indicado pela seta preta na Fig. 6.4a) possui uma posição espacial muito próxima do ponto mais profundo da PSF dentro da crosta (limite II).

A mesma “calibração” pode ser realizada comparando o resultado da derivada vertical com o perfil sísmico de Soares *et al.* (2006) apresentado na Fig. 6.5. Observa-se que o valor zero da primeira derivada vertical (indicado pela seta preta na Fig. 6.5a) coincide espacialmente com a sutura existente na região de Minaçu (Fig. 6.5b), indicando assim que o limite da PSF dentro da litosfera atingiria este ponto.

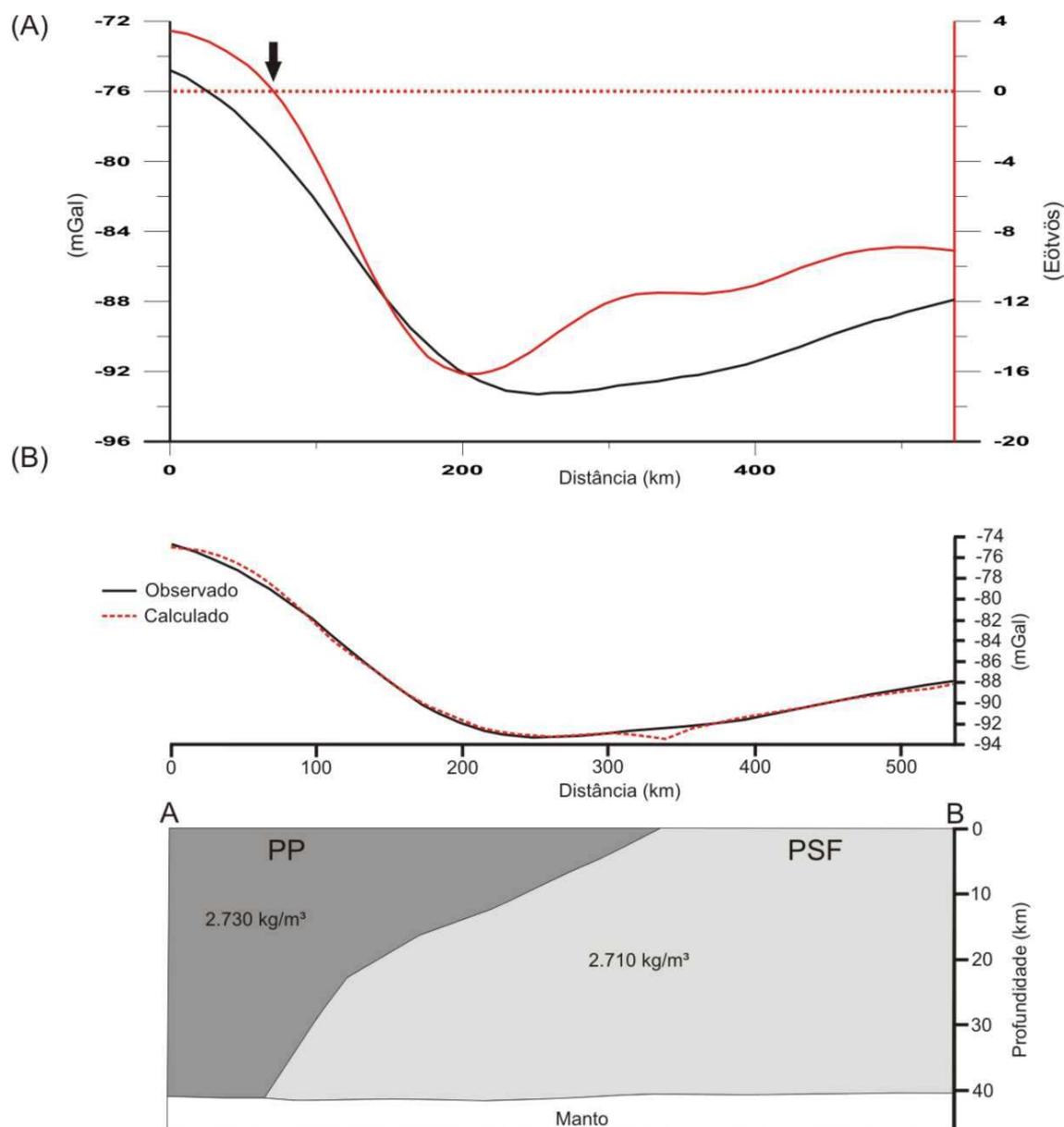


Figura 6.4: (A) Perfil da anomalia Bouguer continuada para cima para a altura de 100 km (linha em preto) e sua derivada vertical (linha contínua em vermelho). (B) Modelagem gravimétrica direta 2-D dos dados gravimétricos continuados para cima para a altura de 100 km. Fica evidenciada a correlação direta entre o zero da derivada vertical (limite II) indicado pela seta preta e o limite da crosta da PSF obtido através da modelagem direta 2-D. PP – Placa Paraná; PSF – Placa São Francisco.

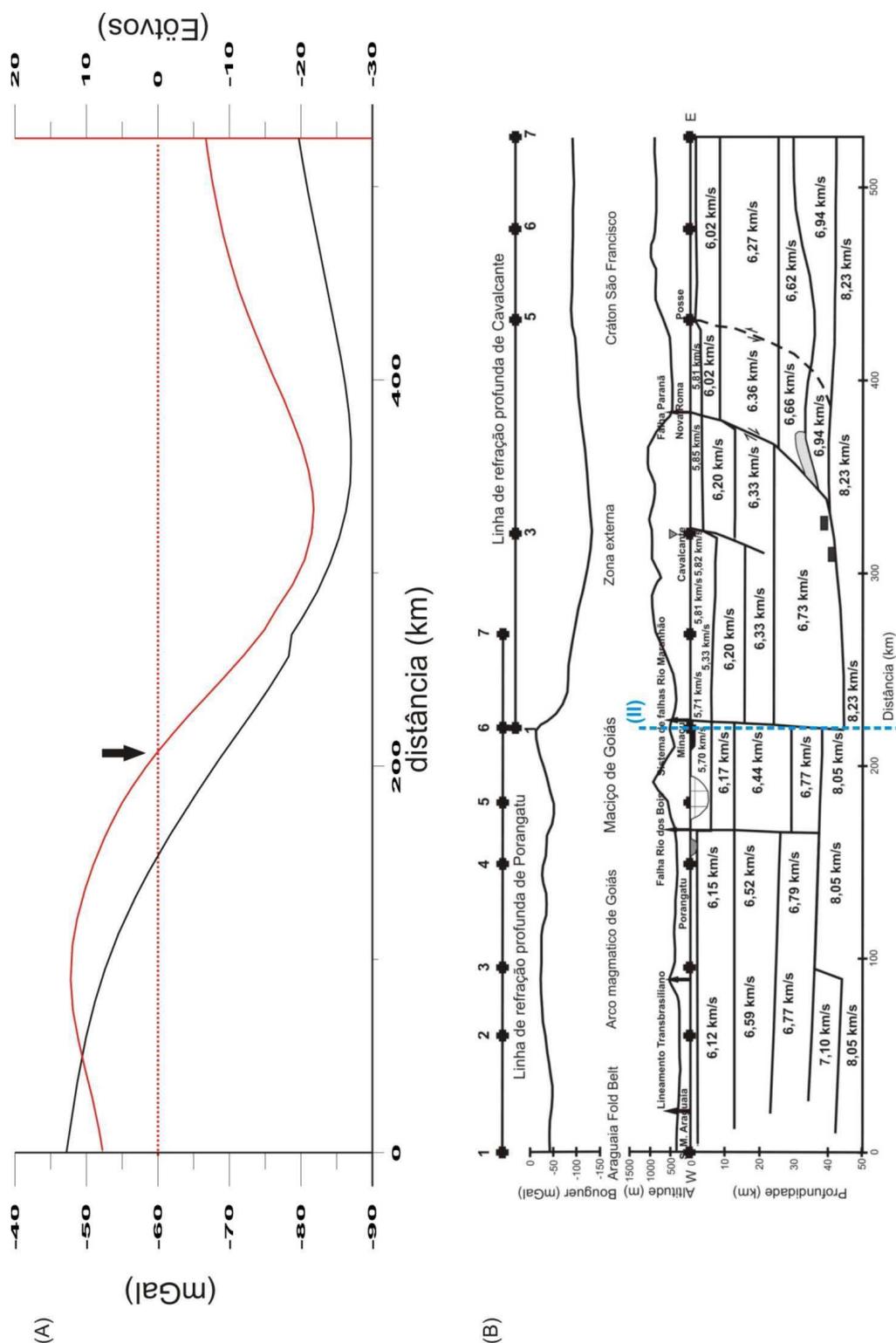


Figura 6.5: (A) Perfil da anomalia Bouguer continuada para cima para uma altura de 100 km (linha preta) e sua derivada vertical (linha contínua em vermelho). (B) Seção sísmica de Soares *et al.* (2006). Fica evidenciada a correlação direta entre a sutura de Minaçu e o zero da derivada vertical (limite II) indicado pela seta preta.

6.4. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Um dos grandes temas geocientíficos em aberto é aquele da determinação dos limites da placa São Franciscana, uma vez que estes se encontram recobertos pelos metassedimentos das faixas móveis que a circundam (Alkmin *et al.*, 1993). Estudos geofísicos, em vários segmentos da placa, se intensificaram nas últimas duas décadas, desde que Lesquer *et al.* (1981) efetuou o estudo gravimétrico no SE do cráton São Francisco. No segmento sul da PSF, além da cobertura proterozóica da Faixa Brasília, existe o magmatismo da formação Serra Geral e as províncias alcalinas cujo efeito gravitacional se superpõe ao efeito das massas mais profundas. A interpretação gravimétrica proposta por Lesquer *et al.* (1981) (Fig. 6.6) sugeriu pela primeira vez que a crosta do cráton São Francisco estende-se sob a bacia do Paraná.

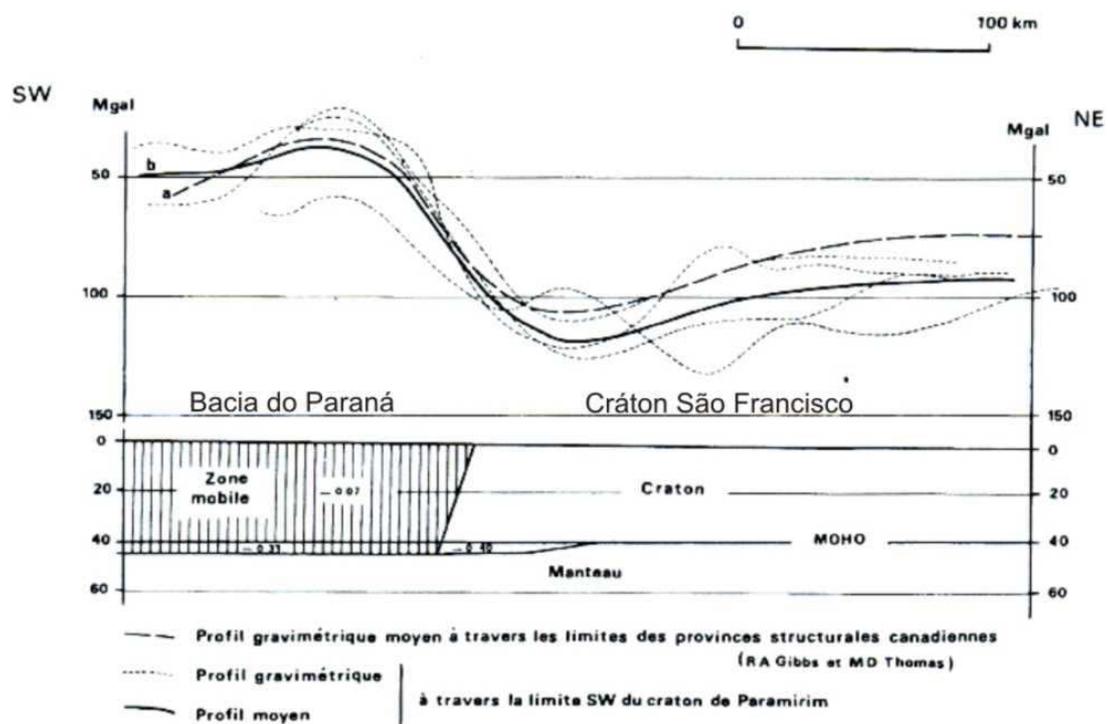


Figura 6.6: Modelo gravimétrico modificado de Lesquer *et al.*(1981). O bloco a direita representa a crosta do cráton São Francisco e o bloco à esquerda a crosta da bacia do Paraná.

Posteriormente outros trabalhos visando a determinação dos limites da PSF foram conduzidos, e aquele que forneceu o maior avanço foi o trabalho de Soares *et al.* (2006). Utilizando-se do método sísmico de refração profunda, foi possível identificar diretamente o contato da PSF e os terrenos adicionados (arcos magmáticos) durante a colisão e fechamento de um possível oceano, pois nesta região a faixa Brasília aflora e também existe o controle geológico e estrutural das principais unidades tectônicas. Na Fig. 6.7 é mostrada a seção sísmica de refração profunda na borda oeste da PSF.

Na Fig. 6.8 apresenta-se uma composição de dados gravimétricos e de tomografia sísmica Feng *et al.* (2007) e Rocha (2008) existente em uma região que compreende as seguintes coordenadas: - 10° a -24° S de latitude e -40° a -54° W de longitude.

A Fig. 6.8a apresenta o mapa de continuação para cima de 100 km desta região, nota-se a presença de uma grande região com um mesmo padrão gravimétrico onde as anomalias são menores que - 70 mGal. Este padrão ultrapassa os limites geológicos definidos como sendo o cráton São Francisco, indicando a continuidade do mesmo sob o limite de outras unidades geológicas que o circundam.

Com o mapa de primeira derivada vertical da continuação para cima à altura de 100 km (Fig. 6.8b) é possível delimitar as bordas da PSF em profundidade. Os limites da PSF estariam representados pelo valor zero da derivada, como mostrado na Fig. 6.3. No mapa de primeira derivada vertical, os maiores valores do gradiente vertical estão relacionados à região dos arcos magmáticos da zona de sutura em Goiás. A derivada vertical nula se estende para o interior da bacia do Paraná, os altos gravimétricos paralelos ao Rio Paraná levantam a hipótese de uma possível continuidade dos arcos

magmáticos para o interior da bacia, entretanto a coincidência dos altos com a zona de máxima deposição de basaltos requer uma análise mais aprofundada utilizando métodos geofísicos independentes. Os valores negativos da primeira derivada vertical correlacionam-se com as bacias sedimentares Fanerozóicas e Proterozóicas, sendo que algumas permanecem sem deformação, pois são do Juro-Cretáceo, como por exemplo, as bacias de Tucano e Jatobá e aquelas deformadas e localizadas nas faixas móveis (Brasília e Espinhaço setentrional e meridional). Os valores positivos e mais intensos da derivada vertical correlacionam com os arcos magmáticos e altos do embasamento.

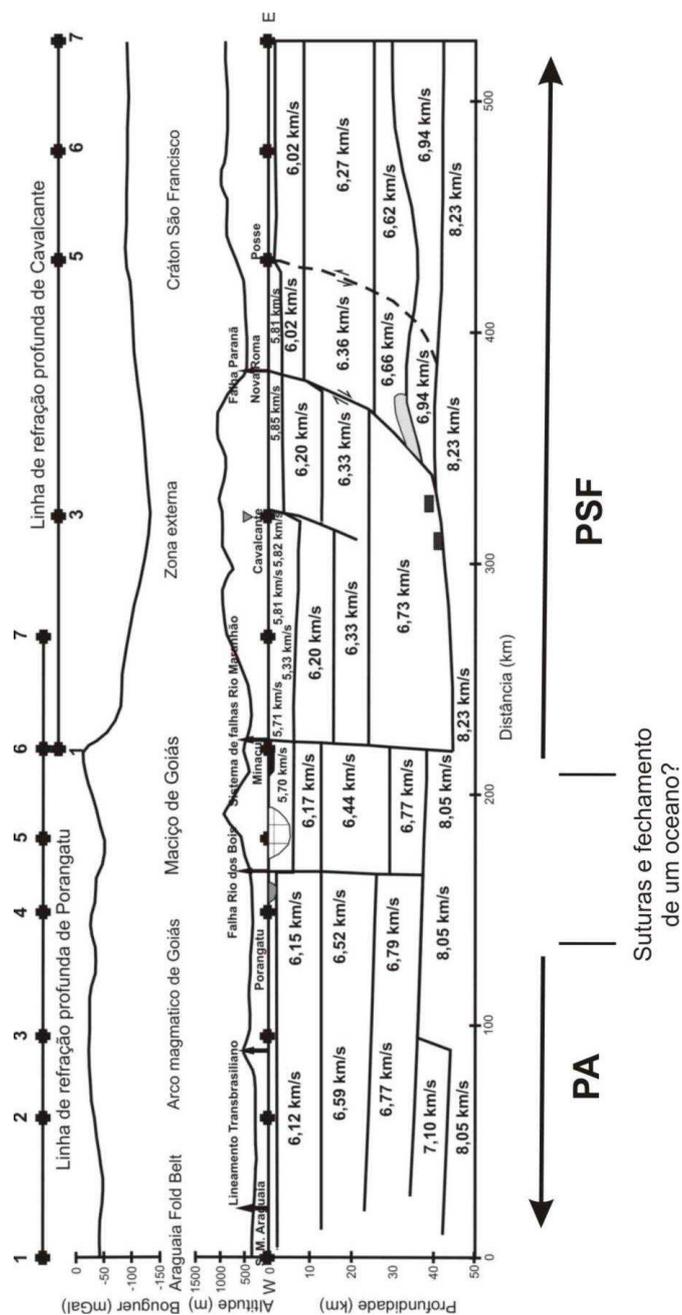


Fig. 6.7 – Seção sísmica de Soares *et al.* (2006) onde PSF = Placa São Franciscana e PA = Placa Amazônica. Entre as duas placas estão os terrenos do Arco Magmático de Goiás e Maciço Mediano de Goiás. O mínimo gravimétrico na região da faixa Brasília resulta da flexão da PSF sob a ação das cargas da faixa. No lado oposto da seção, a oeste, a PA flexiona-se sob a ação das cargas do Arco Magmático.

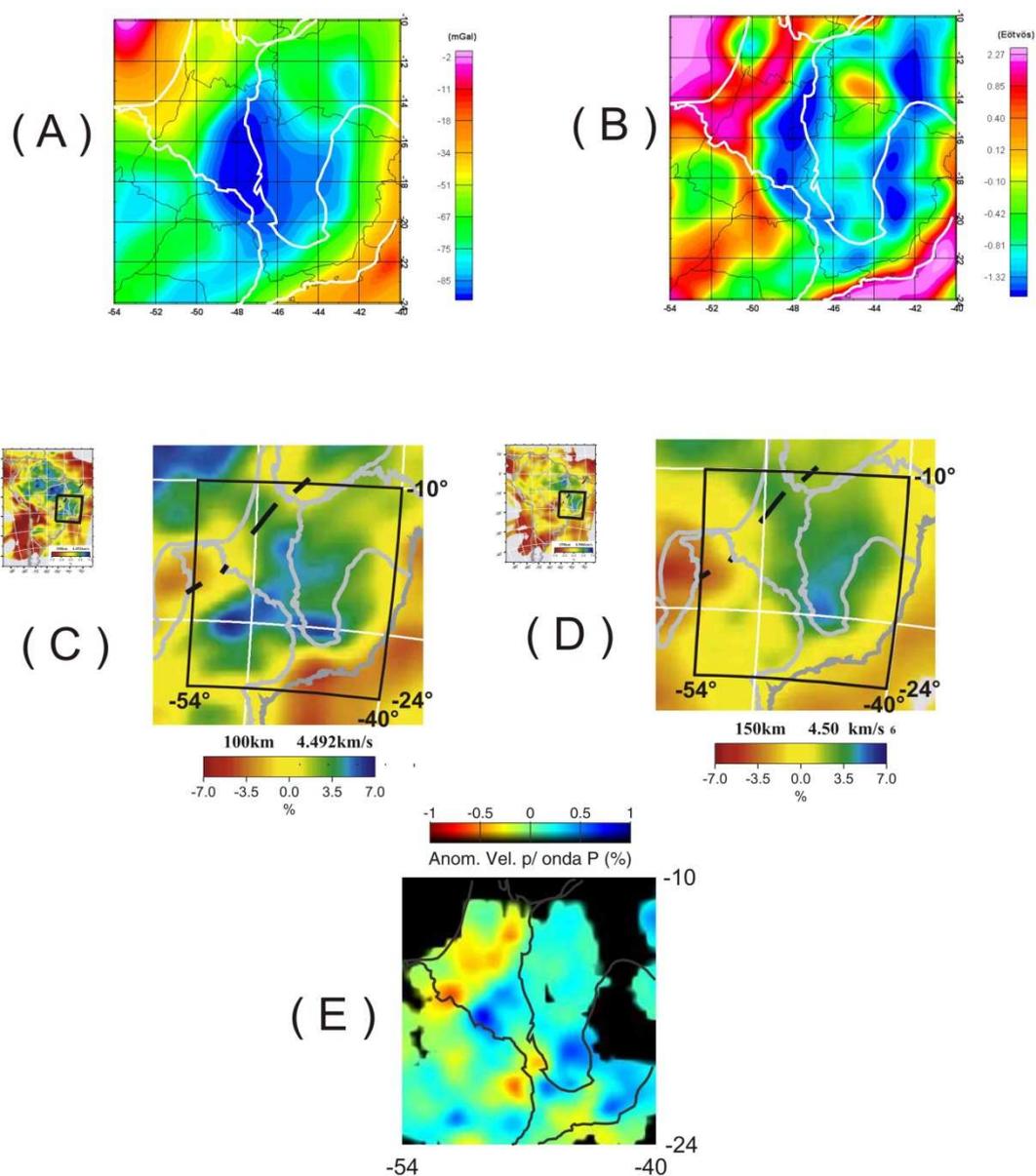


Figura 6.8: Quadro comparativo entre os resultados obtidos nesta tese e de tomografia sísmica (Feng *et al.*, 2007; Rocha, 2008). (a) mapa de anomalias Bouguer continuado para cima para a altura de 100 km; (b) derivada vertical do mapa do item (a); resultados tomográficos de Feng *et al.* (2007) para onda S, profundidade de 100 km (c) e 150 km (d); (e) resultados tomográficos de Rocha (2008) para onda P para profundidade de 150 km. Os quadrados nos mapas (c) e (d) indicam as áreas equivalentes aos demais mapas para facilitar a comparação e análise.

As Fig. 6.8c e 6.8d mostram resultados de tomografia sísmica de ondas S obtidas por Feng *et al.* (2007) para as profundidades de 100 e 150 km, respectivamente.

Nestes mapas nota-se a presença de uma região com anomalia de velocidade positiva que se estende além dos limites geológicos do cráton São Francisco em direção à bacia do Paraná. Este fato é notado principalmente na profundidade de 100 km (Fig. 6.8c), sendo a mesma atenuada na profundidade de 150 km (Fig. 6.8d). O resultado evidencia a possível extensão da PSF sob a Província Paraná.

Mais recentemente, resultados de tomografia sísmica usando ondas P obtidas por Rocha (2008) reforçam (Fig. 6.8e) a existência de uma região que possui uma anomalia de alta velocidade na região oeste do cráton São Francisco, para além dos seus limites geológicos definidos para o cráton São Francisco, resultado este que segundo o autor apóia a idéia de que “o cráton foi parte de um bloco maior provavelmente de idade Neoproterozóica” (Placa Sanfranciscana - Alkmim *et al.*, 1993; ; Ussami, 1999).

Ainda Rocha (2008) mostra a existência de outra anomalia de alta velocidade abaixo da bacia do Paraná. A mesma anomalia foi interpretada como sendo o embasamento cratônico desta bacia segundo Schimmel *et al.* (2003).

Se a PSF tem a dimensão indicada pelos dados gravimétricos, então o manto litosférico pertencente à placa tem dimensão maior do que aquela anteriormente associada ao cráton São Francisco, incluindo a parte oriental da bacia do Paraná (leste do Rio Paraná). Este resultado poderia explicar por que rochas vulcânicas e magmáticas encontradas no cráton São Francisco e partes da bacia do Paraná têm

assinaturas genéticas similares, ou seja, teriam sido derivadas do mesmo manto litosférico.

Piccirillo *et al.* (1988) determinaram que basaltos do sul da Bacia do Paraná (abaixo do lineamento Uruguai) possuem valores relativamente baixos de TiO_2 (< 2%) e elementos incompatíveis (LTiB), enquanto que os basaltos do norte da Bacia da Paraná (acima do lineamento do Rio Piqueri) possuem valores relativamente altos TiO_2 (> 2%) e elementos incompatíveis.

Os basaltos do norte da Bacia do Paraná são o resultado de baixo grau de fusão parcial do manto (8%) em comparação com aqueles do sul da Bacia do Paraná (20-30%) e de uma fonte mantélica comparativamente enriquecida em elementos incompatíveis.

As diferenças isotópicas são importantes indicadores de que a origem dos basaltos da Bacia do Paraná esteja relacionada a fontes mantélicas de diferentes tipos litosféricos. A Fig. 6.9 apresenta a distribuição dos basaltos da Bacia do Paraná separando-os pela concentração de TiO_2 em sua composição, segundo Piccirillo *et al.* (1988).

Rosset *et al.* (2007) estudando diques máficos da região de Conceição da Mata Dentro (MG), no extremo sul da faixa Araçuaí, identificaram diques de diferentes gerações (Mesoproterozóicos e Cretáceo Superior), mas ambas com um padrão isotópico e de Sr-Nd compatível com os basaltos com alta concentração de TiO_2 , similares aos basaltos e intrusivas máficas da parte norte da bacia do Paraná, acima do lineamento Piquiri (Fig. 6.9).

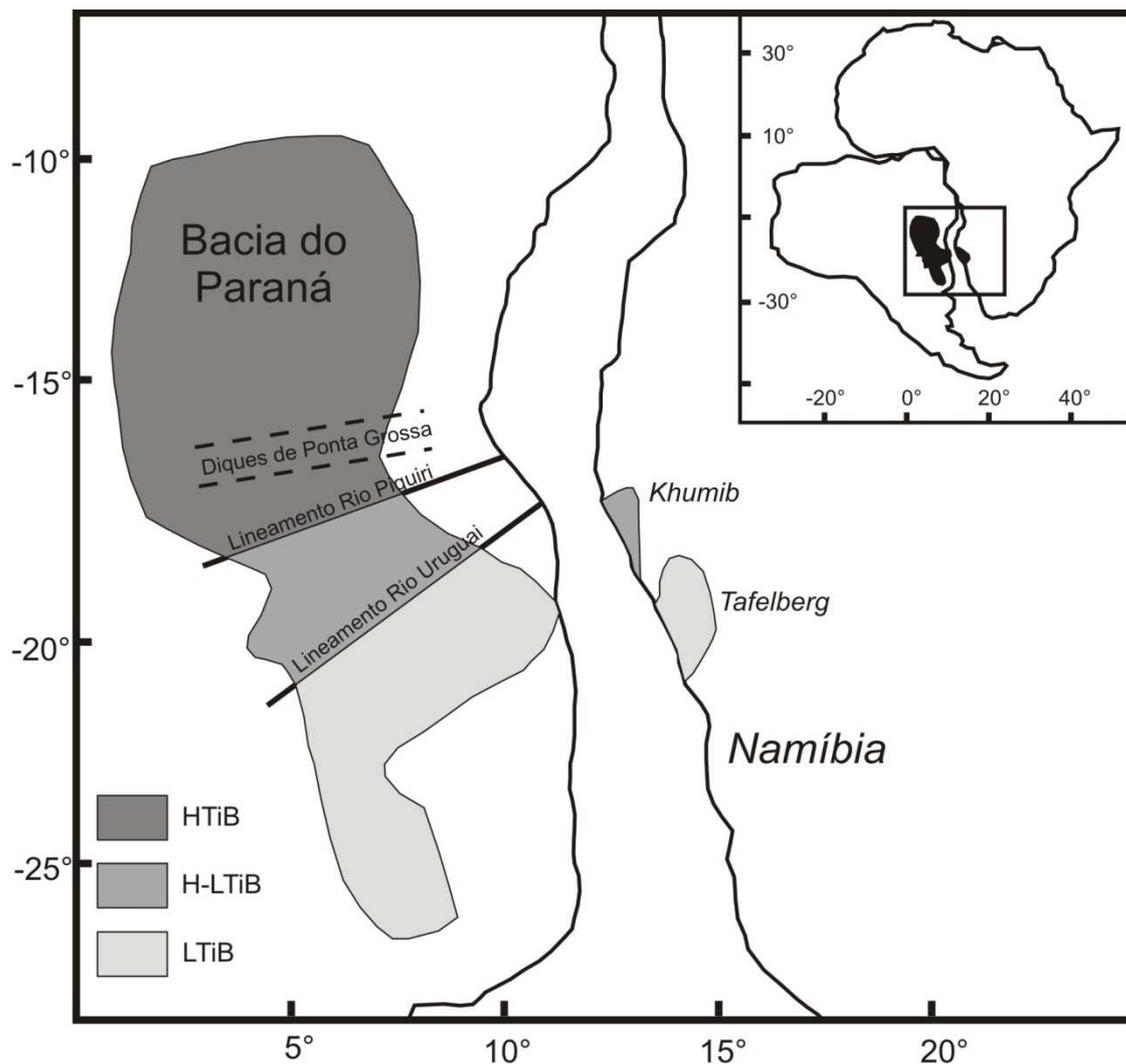


Figura 6.9: Distribuição dos basaltos da Bacia do Paraná segundo a concentração de TiO_2 , basaltos com HTiB (alto TiO_2), H-LTiB (alto e baixo TiO_2) e LTiB (baixo TiO_2) De e Piccirillo *et al.* (1988).

Dados geoquímicos e petrológicos de províncias magmáticas do Cretáceo superior reforçam a presença de mantos litosféricos distintos atrelados a placas litosféricas.

Carlson *et al.* (2007) estudando xenólitos peridotíticos das províncias alcalinas do Alto Paranaíba (APAP) e de Goiás (GAP) das regiões sudeste e centro-oeste do Brasil, respectivamente, revelaram a existência de um manto litosférico distinto, tanto temporalmente, quanto composicionalmente sob estas áreas. Estes autores concluem que o manto litosférico sob a região do Alto Paranaíba possui características semelhantes ao manto litosférico do cráton São Francisco. Já o manto litosférico sob a região de Goiás possui composição similar ao manto fértil moderno. A Fig. 6.10 apresenta a posição destas duas províncias alcalinas estudadas. Na Fig. 6.10 a província APAP localiza-se além dos limites definidos geologicamente para o cráton São Francisco, porém ainda dentro do que foi definida como Placa São Franciscana. Já a província GAP localiza-se fora dos limites da Placa São Franciscana (II), e por este motivo possui características distintas com relação à APAP.

Com os resultados apresentados e discutidos neste capítulo, podemos concluir que a placa São Franciscana possui dimensões maiores que as propostas por trabalhos geológicos existentes até a presente data. No lado oeste da placa, fica nítida a continuidade da mesma sob a Faixa Brasília e adjacências. Nota-se também que a PSF estende-se sob a porção leste da Bacia do Paraná, havendo indícios de que a mesma possa atingir regiões próximas ao lineamento Piquiri, ao sul do estado do Paraná.

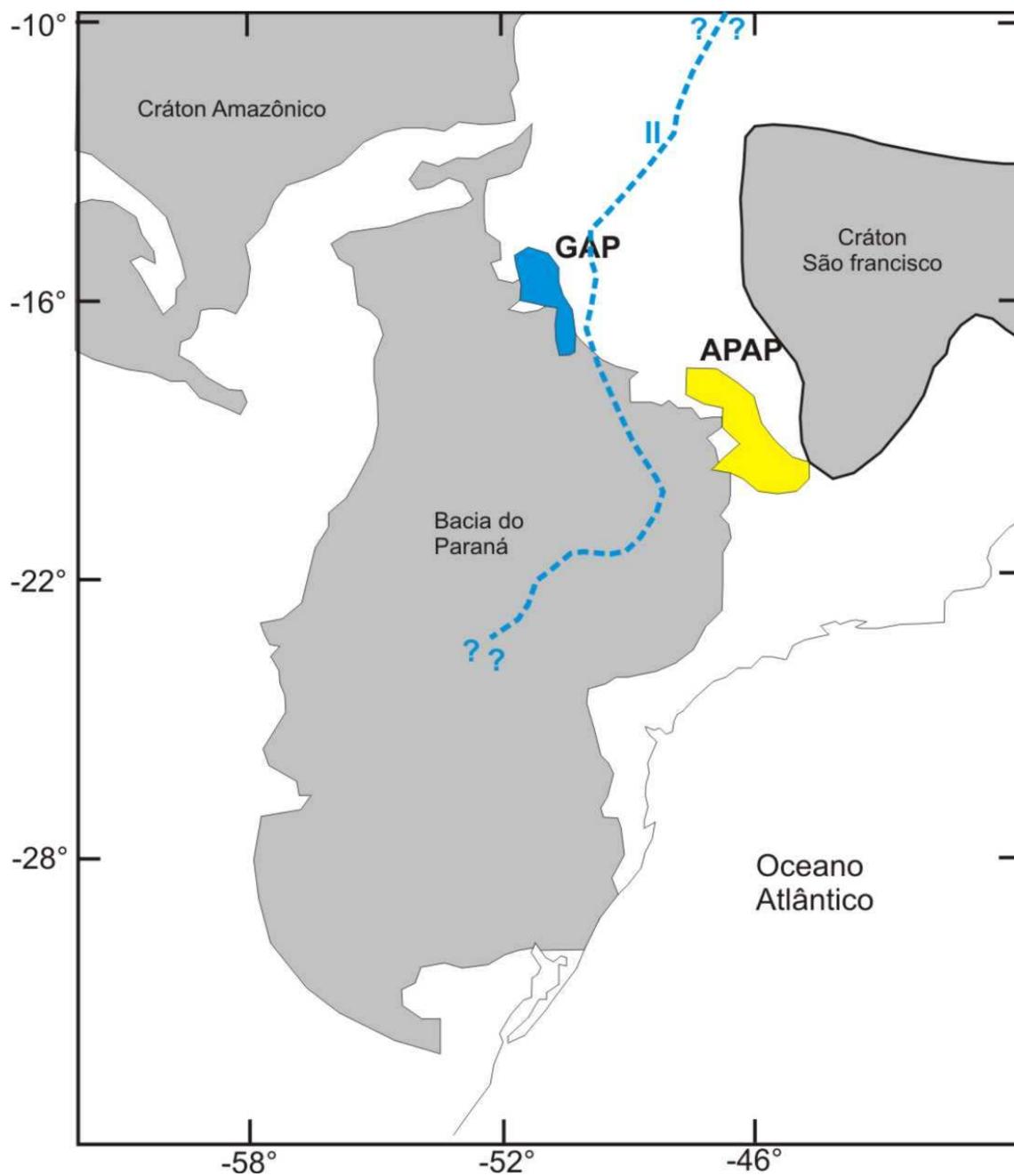


Figura 6.10: Localização das províncias alcalinas do Alto Paranaíba (APAP) e de Goiás (GAP) após Carlson *et al.* (2007) e referências citadas. Linhas tracejadas referem-se aos limites da PSF sugeridos a partir da análise da derivada vertical.

CAPÍTULO 7

IMPLEMENTAÇÃO DO ALGORITMO DE INVERSÃO

Um dos objetivos no cálculo inverso em gravimetria é estimar a profundidade de uma interface separando dois meios de densidades diferentes a partir da anomalia gravimétrica observada na superfície.

Podemos utilizar o algoritmo de Parker (1973) dado pela Equação 4.1 para resolver o problema linear inverso e para isso tomamos $n = 1$ na expansão em série.

Oldenburg (1974) propõe um rearranjo da fórmula proposta por Parker (1973), a fim de estimar com mais precisão a forma do corpo causador da anomalia gravimétrica.

Da mesma forma como foi feito no Cap. 4, serão realizados testes sintéticos para comprovar que os algoritmos de inversão foram implementados de forma correta.

Nos testes sintéticos utilizaremos dados gravimétricos gerados a partir de um modelo geológico inicial obtido no Cap. 4 (Fig 4.1). O modelo inicial e sua anomalia gravimétrica serão apresentados novamente neste capítulo a fim de facilitar a visualização e comparação dos resultados. Eles são apresentados nas Figs. 7.1 e 7.2.

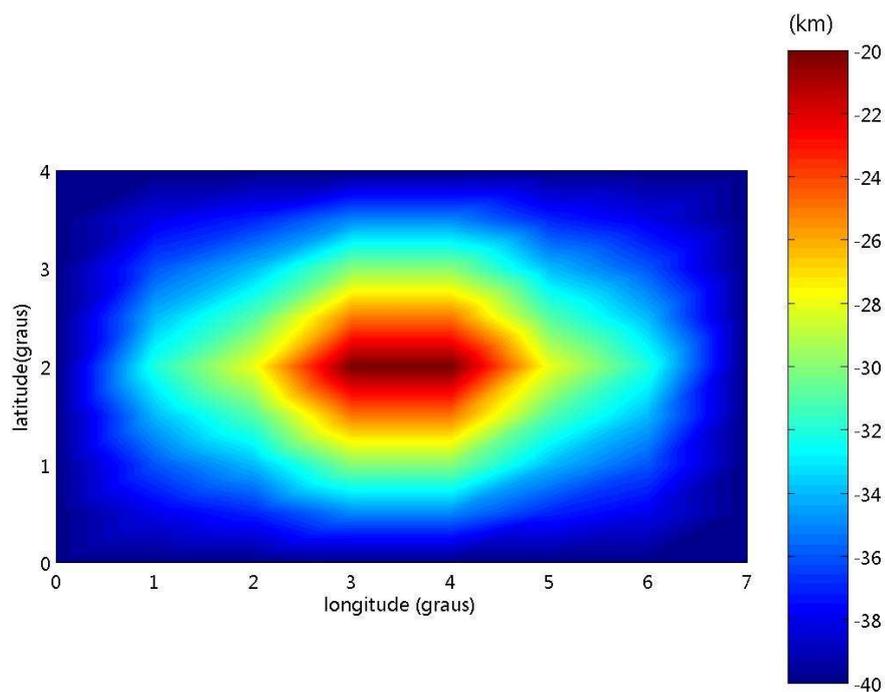


Figura 7.1: Modelo sintético que utilizado para o cálculo do efeito gravitacional gerado pelo mesmo em superfície utilizado no capítulo 4.

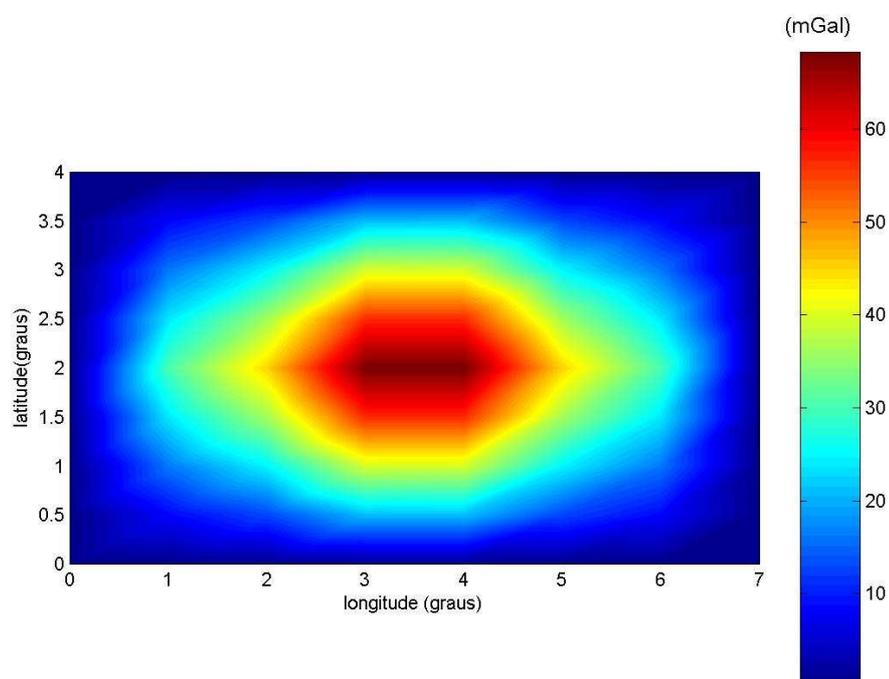


Figura 7.2: Anomalia gravimétrica sintética gerada a partir de um modelo de profundidade utilizando a fórmula de Parker (1973) conforme discutido no capítulo 4.

7.1. CÁLCULO INVERSO: PARKER 1ª ORDEM – TESTE SINTÉTICO

Substituindo o valor $n = 1$ na equação (4.1), teremos:

$$h\left(\vec{r}\right) = \mathfrak{S}^{-1}\left(\frac{\mathfrak{S}[\Delta g]}{-2\pi G\rho \exp(-|k|z_0)}\right) \quad (7.1)$$

Onde:

\mathfrak{S} é a transformada de Fourier;

G é a constante gravitacional;

ρ é o valor do contraste de densidade entre a crosta e o manto;

z_0 é o valor da profundidade de compensação;

h é o valor da interface crosta-manto interpolada;

\vec{k} é o vetor de onda da função transformada;

\vec{r} é a projeção das coordenadas (x,y,z) no plano x-y.

Na equação (7.1), o termo $\mathfrak{S}[\Delta g]\exp|k|z_0$ é numericamente equivalente à realização de uma continuação para baixo de dados gravimétricos para um valor z_0 . Na continuação para baixo, os componentes de baixo comprimento de onda são multiplicados por um grande fator exponencial. A amplificação destes sinais de curto comprimento de onda, associados a fontes mais rasas, seria muito prejudicial ao estudo em questão, pois estamos interessados em analisar as fontes de origem mais profunda, com grandes comprimentos de onda.

Portanto, quando utilizarmos este algoritmo para a realização de inversão em dados reais, deveremos utilizar dados nos quais já tenham sido removidas anomalias de curto período geradas por fontes rasas. Para isto, devemos efetuar a continuação para cima de alguns quilômetros nos dados reais que serão invertidos.

Rotinas do Matlab foram utilizadas para a implementação do algoritmo de Parker. No Anexo B está mostrada a rotina utilizada para o cálculo da superfície geradora da anomalia gravimétrica.

O resultado do cálculo inverso para o algoritmo de Parker de primeira ordem para as anomalias geradas pela fórmula de Parker (1973) está apresentado na Fig. 7.3.

Para verificarmos se o algoritmo foi implementado de maneira correta, devemos comparar o resultado obtido na Fig. 7.3 com o modelo sintético de profundidade (Fig. 7.1), inicialmente proposto.

Para facilitar a comparação entre os resultados, iremos realizar a subtração entre os resultados obtidos nas Fig. 7.3 e o modelo sintético inicial. Este resultado é apresentado nas Fig. 7.4. Vale ressaltar que o mesmo está apresentado em módulo, ou seja, sem levar em conta o sinal negativo.

Notamos que a diferença entre o modelo sintético e o calculado atinge valores máximos da ordem de 3 km. Mesmo com estas diferenças entre o modelo inicial e o obtido após os cálculos, podemos concluir que para uma primeira aproximação, este algoritmo apresenta-se como satisfatório e que ele está implementado corretamente.

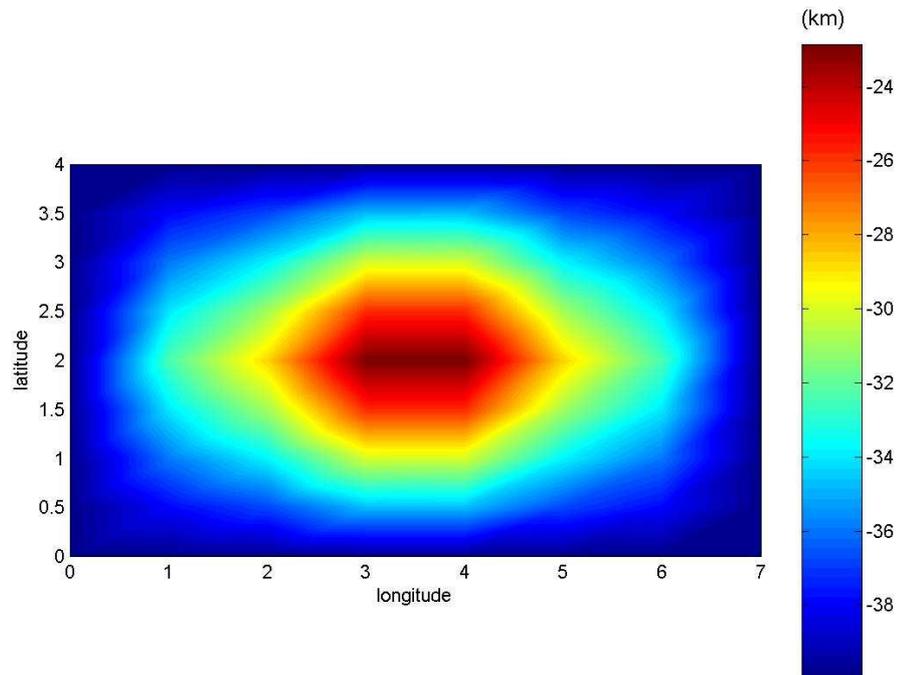


Figura 7.3: Resultado do cálculo inverso para Parker 1ª ordem, utilizando a anomalia gravimétrica gerada pela da fórmula de Parker (1973) a partir de um modelo de profundidade sintético.

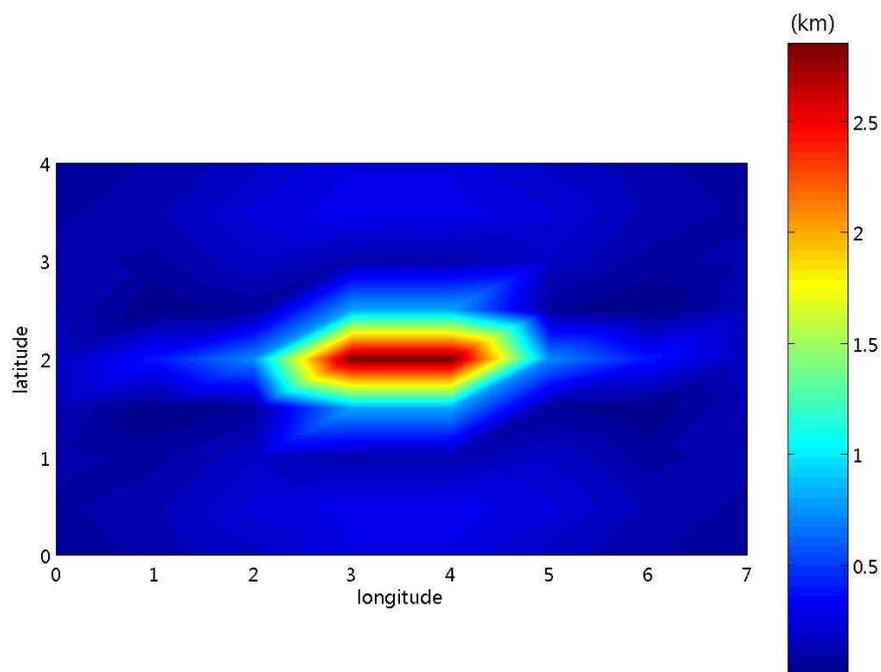


Figura 7.4: Módulo da diferença entre o resultado apresentado na Fig. 7.3 e o modelo sintético inicial (Fig. 7.1).

7.2. CÁLCULO INVERSO: OLDENBURG – TESTE SINTÉTICO

A fórmula proposta por Oldenburg (1974) é a seguinte:

$$\mathfrak{S}\left[h\left(\vec{r}\right)\right] = -\frac{\mathfrak{S}[\Delta g]\exp(|k|z_0)}{2\pi G\rho} - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} \mathfrak{S}\left[h^n\left(\vec{r}\right)\right] \quad (7.2)$$

Onde:

\mathfrak{S} é a transformada de Fourier;

G é a constante gravitacional;

ρ é o valor do contraste de densidade entre a crosta e o manto;

n é o número de interação desejadas;

z_0 é o valor da profundidade de compensação;

h é o valor da interface crosta-manto interpolada;

\vec{k} é o vetor de onda da função transformada.

\vec{r} é a projeção das coordenadas (x,y,z) no plano x-y.

Foram utilizadas rotinas do Matlab para a implementação da fórmula proposta por Oldenburg (1974). A rotina para esta fórmula é apresentada no Anexo B.

Em seu trabalho, Oldenburg (1974) demonstra a convergência deste método e comprovou que para regiões com relevo muito acidentado, podem ser necessárias de 20 a 30 interações para que o método convirja.

Assim como realizado no capítulo 7.1 utilizaremos os dados gravimétricos obtidos Cap.4.

O resultado do cálculo inverso para o algoritmo de Oldenburg (1974) para as anomalias geradas pela fórmula de Parker (1973) está apresentado na Fig. 7.5.

Para verificarmos se o algoritmo foi implementado de maneira correta, devemos comparar o resultado obtido na Fig. 7.5 com o modelo sintético de profundidade (Fig. 7.1), inicialmente proposto.

Para facilitar a comparação entre os resultados iremos realizar a subtração entre os resultados obtidos na Fig. 7.5 e o modelo sintético inicial. Este resultado é apresentado na Fig. 7.6, vale ressaltar que o mesmo está apresentado em módulo, ou seja, sem levar em conta o sinal negativo.

As diferenças entre o modelo sintético e o resultado do cálculo inverso, agora obtidas, apresentam uma variação máxima da ordem de 1 m.

Analisando os resultados, concluímos que o cálculo inverso utilizando o algoritmo de Oldenburg (1974) mostrou-se como sendo o que melhor recupera o modelo inicial de entrada.

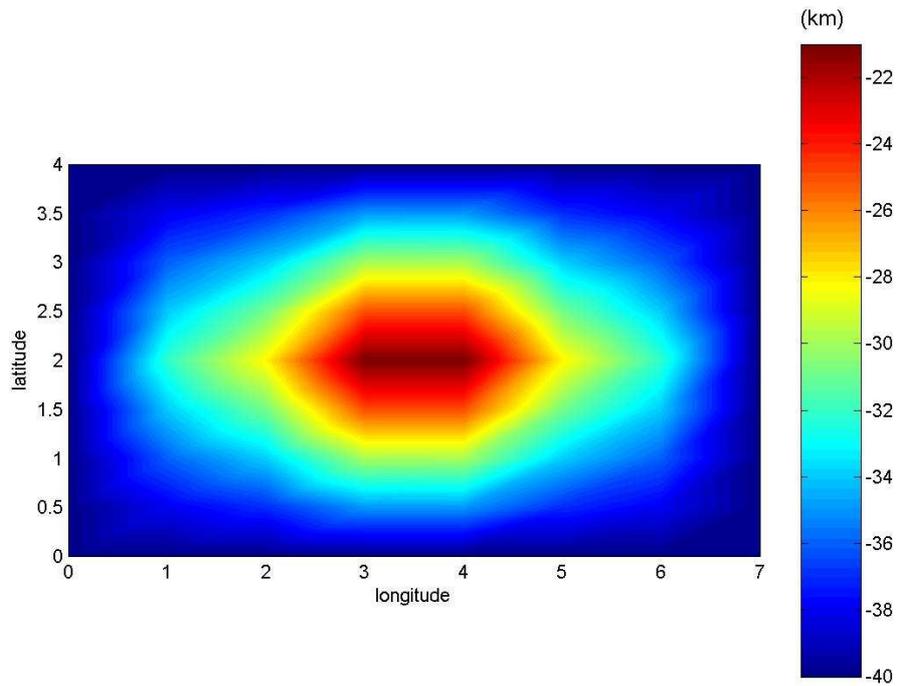


Figura 7.5: Resultado do cálculo inverso para Oldenburg utilizando a anomalia gravimétrica da Fig. 7.2.

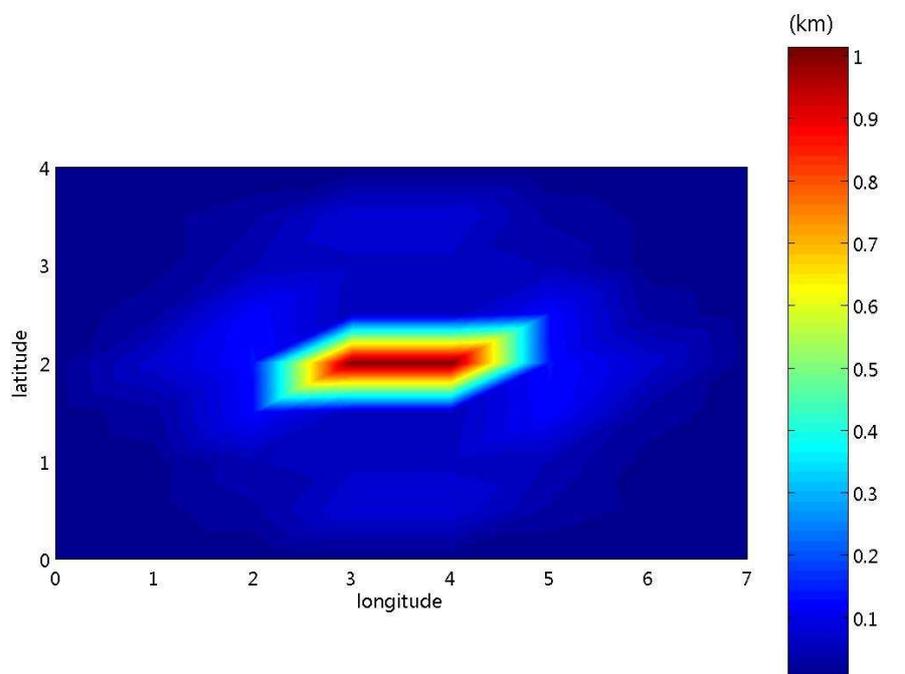


Figura 7.6: Módulo da diferença entre o resultado apresentado na Fig. 7.5 e o modelo sintético inicial (Fig. 7.1).

CAPÍTULO 8

INVERSÃO DO ALTO GRAVIMÉTRICO DO SUL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO

Neste capítulo serão aplicadas as metodologias de inversão 3-D de Oldenburg implementadas e testadas no Cap. 7 no estudo da anomalia gravimétrica positiva observada entre as coordenadas -46° a 43° W de longitude e -22° a -19° S de latitude (Fig. 8.1) e com amplitude aproximada de 25 mGal.

A hipótese de que a fonte causadora desta anomalia esteja localizada na crosta superior foi inicialmente testada, utilizando o cálculo simples do efeito gravitacional previsto pelo platô de Bouguer e utilizando dados laboratoriais de densidade de rochas do embasamento do cráton São Francisco obtidos por Ussami (1986) com valores médios em torno de 2690 kg/m^3 (Fig. 8.2). Considerando inicialmente que a região de ocorrência da anomalia positiva de amplitude 25 mGal tenha densidade de 30 kg/m^3 superior às densidades das rochas do embasamento do cráton São Francisco então os primeiros 20 km da crosta na região do alto gravimétrico deveriam ser constituídos de rochas com densidade média de 2720 kg/m^3 , valor de densidade este, típico de rochas granulíticas. Entretanto rochas desta natureza são raras no Complexo Campo Belo e região vizinhas. Se considerarmos a hipótese de existir na crosta superior rochas com contraste de densidade superior a 50 kg/m^3 , seriam necessários que nos primeiros 10 km da crosta, as rochas apresentassem densidade média de 2740 kg/m^3 , característica de rocha granulítica a básica, rochas estas não mapeadas na região, excetuando os poucos diques basálticos.

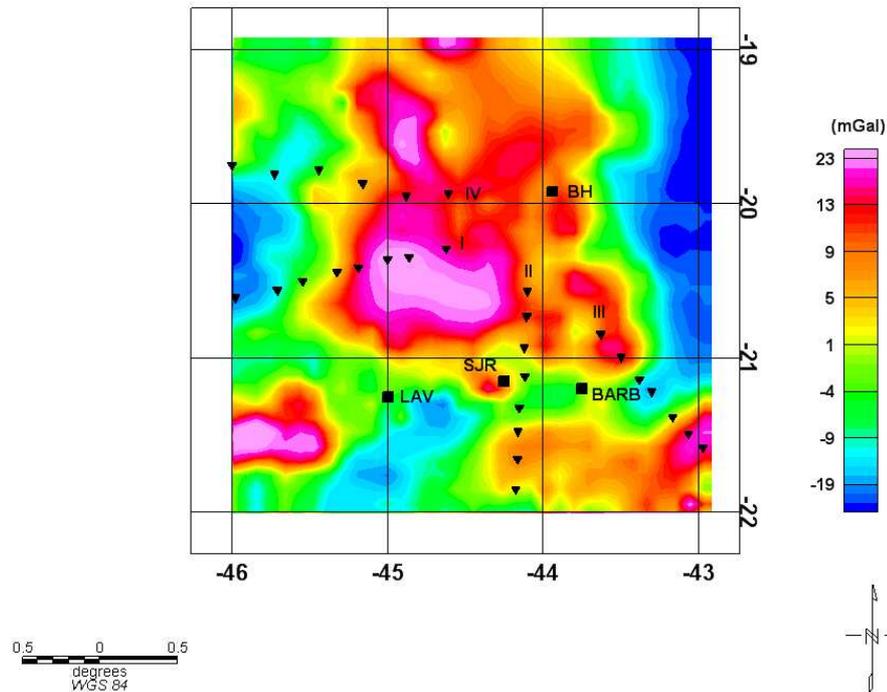


Figura 8.1: Anomalia gravimétrica residual da região sul do cráton São Francisco. Os triângulos invertidos cheios são as estações MT. Perfis indicados com números romanos são: I e II (Pádua, 2004), III (Figueiredo *et al.*, 2008) e IV (Bologna *et al.*, 2007). As principais cidades BH = Belo Horizonte, LAV = Lavras, BARB = Barbacena, SJR = São João Del Rei.

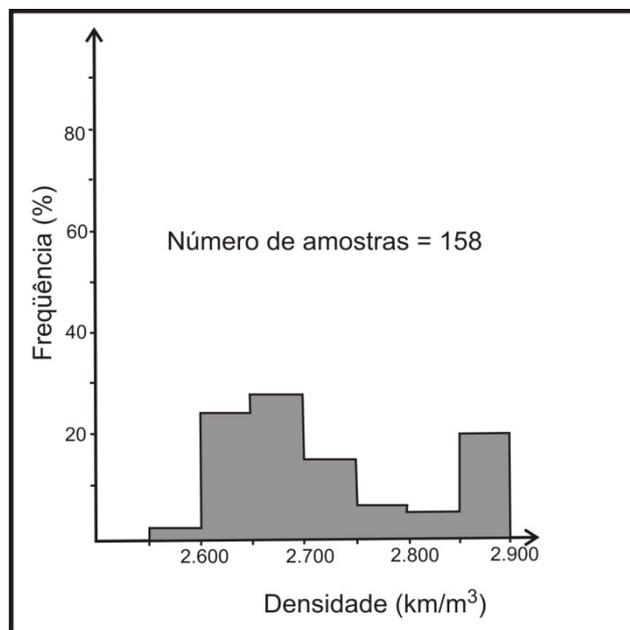


Figura 8.2: Histograma da distribuição de densidade do embasamento cristalino do cráton São Francisco na região do estado da Bahia obtido por Ussami (1986).

Descartando a hipótese de que a anomalia do sul do cráton São Francisco possua sua causa na crosta superior, a outra possibilidade é que a fonte causadora da anomalia situa-se na crosta inferior ou na variação da profundidade da interface crosta-manto. Dados da função do receptor (França & Assumpção, 2004) não indicam afinamento crustal (ver Fig. 5.1). Portanto, a última opção a ser testada é a existência de um *underplating* mantélico nesta região. Esta possibilidade é apoiada pela existência de diques de basaltos toleíticos (Silva *et al.*, 1995, Pinese, 1997).

Cox (1980) propôs que, em algumas regiões com histórico de vulcanismo básico durante a evolução geológica, a interface crosta-manto (MOHO) deve ser constituída de intrusões tipo *sill* de materiais derivados do manto. Estas intrusões ocorreriam de maneira intercalada ao longo do tempo. Inicialmente esta região da crosta foi denominada como complexo de *sill* crustal profundo e posteriormente ela foi difundida com o nome genérico de *underplating* ou sub-emplacamento.

Do ponto de vista petrológico, a densidade deste material intrudido deve possuir um contraste de densidade que pode variar dentro do intervalo de + 50 a + 100 kg/m³, com relação à densidade média da crosta. A Fig. 8.3 ilustra o mecanismo de formação do *underplating mantélico* (complexo de *sill* crustal profundo).

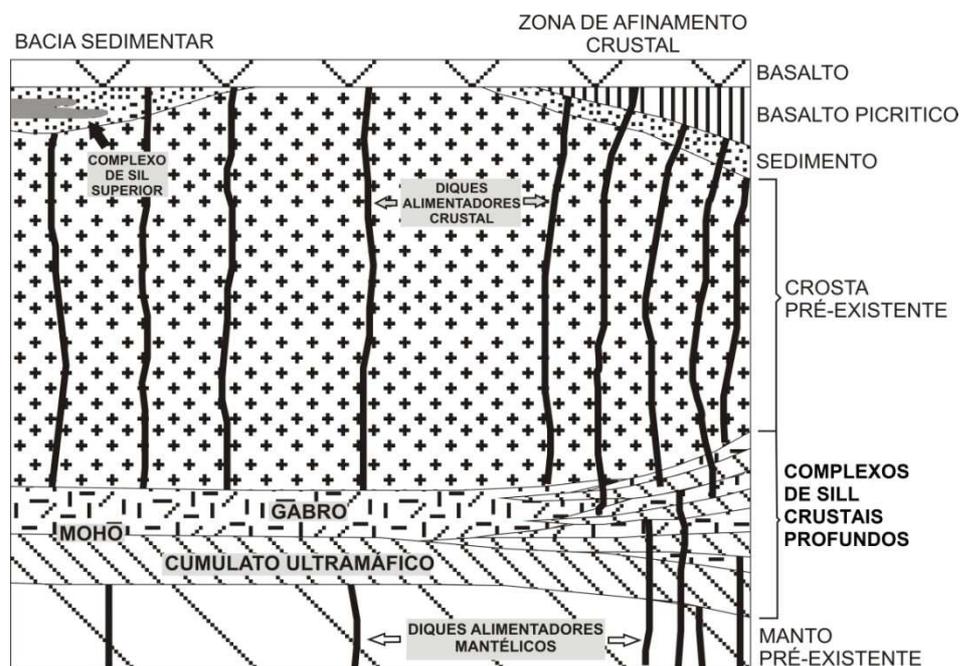


Figura 8.3: Modelo da crosta continental em uma área afetada por magmatismo básico. Nota-se que na região do *underplating mantélico* (à direita) existe uma difusão da superfície da MOHO. Modificado de Cox (1980).

8.1. INVERSÃO GRAVIMÉTRICA DA ANOMALIA GRAVIMÉTRICA POSITIVA

Como já foi discutido no capítulo 7, uma eficaz utilização do algoritmo de inversão de Oldenburg requer que a anomalia gravimétrica esteja livre da influência de anomalias de curtos comprimentos de onda (ou altas frequências) geradas principalmente por fontes rasas, situadas na parte superior da crosta.

Com o objetivo de eliminar as anomalias de curto comprimento de onda, foi aplicada ao mapa de anomalia gravimétrica residual da Fig. 8.1 a continuação para cima para a altura de 5 km (Fig. 8.4). Em função do desconhecimento do valor preciso do contraste de densidade, foram efetuadas as inversões com os seguintes valores de contraste de densidade: + 50 kg/m³ e + 100 kg/m³ para o segmento da crosta inferior com densidade mais elevada (*“underplating”*). O valor da profundidade média da

interface crosta-manto foi adotado como 40 km, estimativa esta obtida dos estudos de função do receptor (França & Assumpção, 2004).

Utilizamos também as duas formas de inversão apresentadas no capítulo 7, ou seja, a aproximação de primeira ordem da fórmula de Parker (1973) e a de Oldenburg (1974) com ordem até $n = 20$.

Os resultados das inversões são mostrados nas Figs. 8.5 a 8.8. Devido à presença de anomalias gravimétricas negativas em torno da região de estudo, após o cálculo da inversão, foram obtidos valores da profundidade da interface crosta-manto maiores do que 40 km. Entretanto, esses valores foram assumidos como sendo de 40 km, uma vez que estamos interessados apenas no mapa da fonte da anomalia gravimétrica positiva.

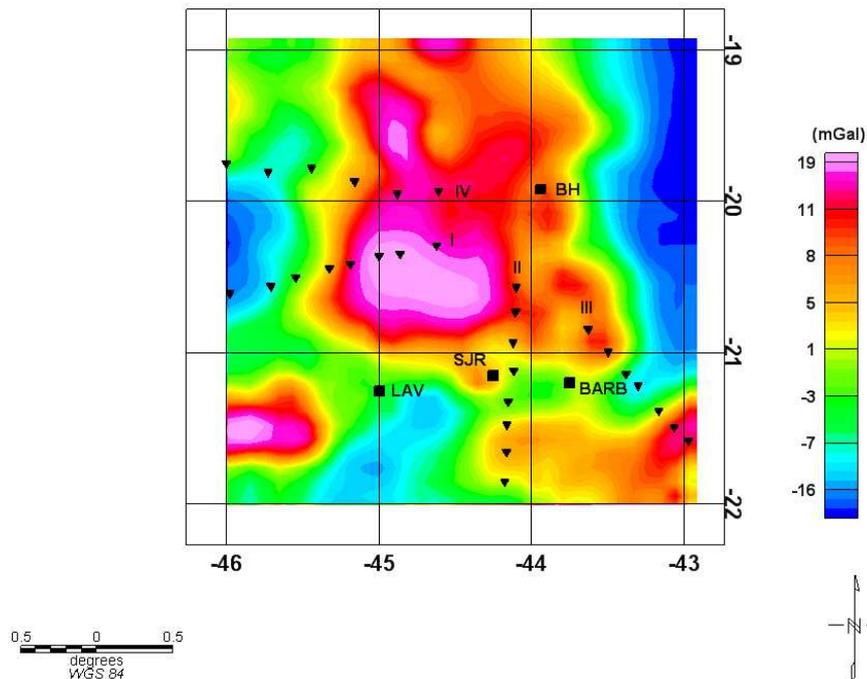


Figura 8.4: Anomalia gravimétrica residual do sul do cráton São Francisco continuada para cima a uma altura de 5 km. Os triângulos invertidos cheios são as estações MT. Perfis indicados com números romanos são: I e II (Pádua, 2004), III (Figueiredo *et al.*, 2008) e IV (Bologna *et al.*, 2007). As principais cidades BH = Belo Horizonte, LAV = Lavras, BARB = Barbacena, SJR = São João Del Rey.

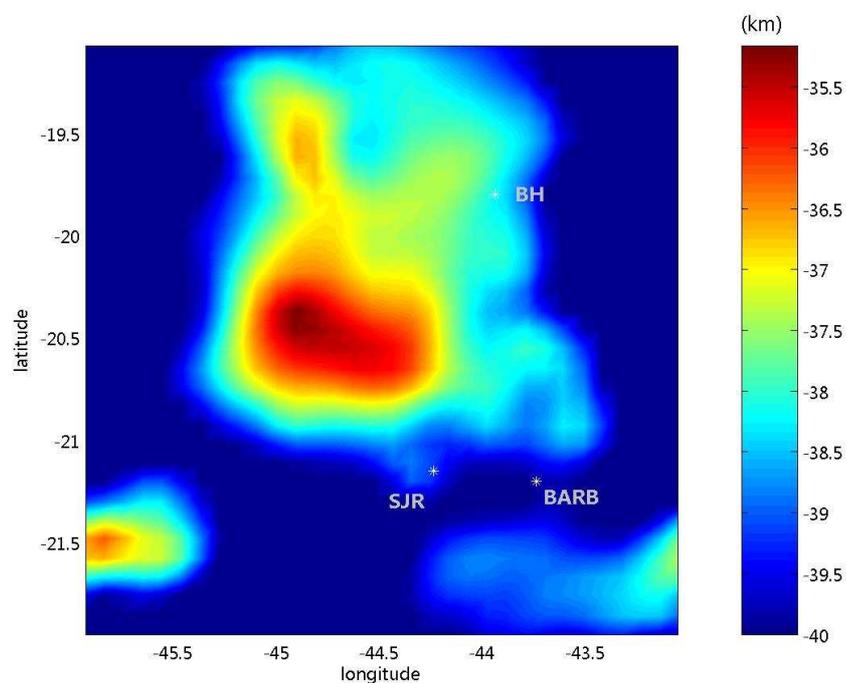


Figura 8.5: Resultado da inversão utilizando a primeira aproximação da fórmula de Parker (1973) com contraste de densidade + 100 kg/m³ para a crosta inferior mais densa (“underplating”) e profundidade média da Moho em 40 km. BH: Belo Horizonte; BARB: Barbacena e SJR: São João Del Rei.

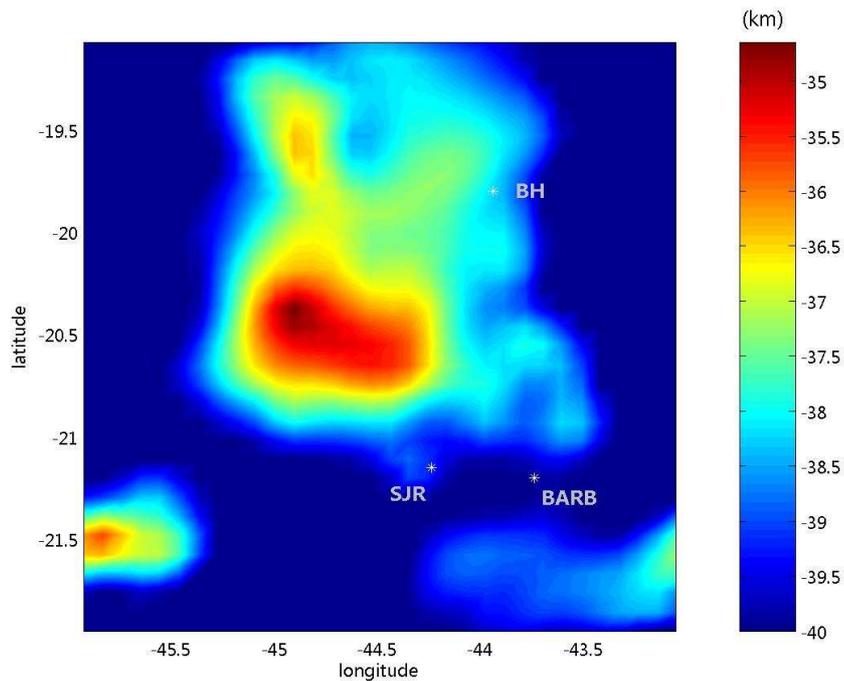


Figura 8.6: Resultado da inversão utilizando o algoritmo de Oldenburg (1974) com contraste de densidade $+ 100 \text{ kg/m}^3$ para a crosta inferior mais densa (*“underplating”*) e profundidade média da Moho em 40 km. BH: Belo Horizonte; BARB: Barbacena e SJR: São João Del Rei.

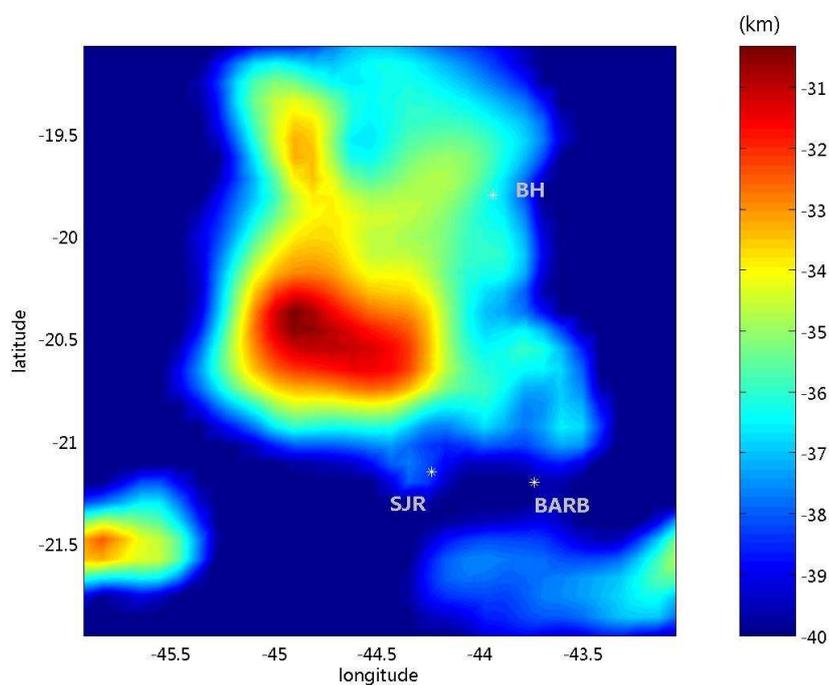


Figura 8.7: Resultado da inversão utilizando a primeira aproximação da fórmula de Parker (1973) com contraste de densidade $+ 50 \text{ kg/m}^3$ para a crosta inferior mais densa (*“underplating”*) e profundidade média da Moho em 40 km. BH: Belo Horizonte; BARB: Barbacena e SJR: São João Del Rei.

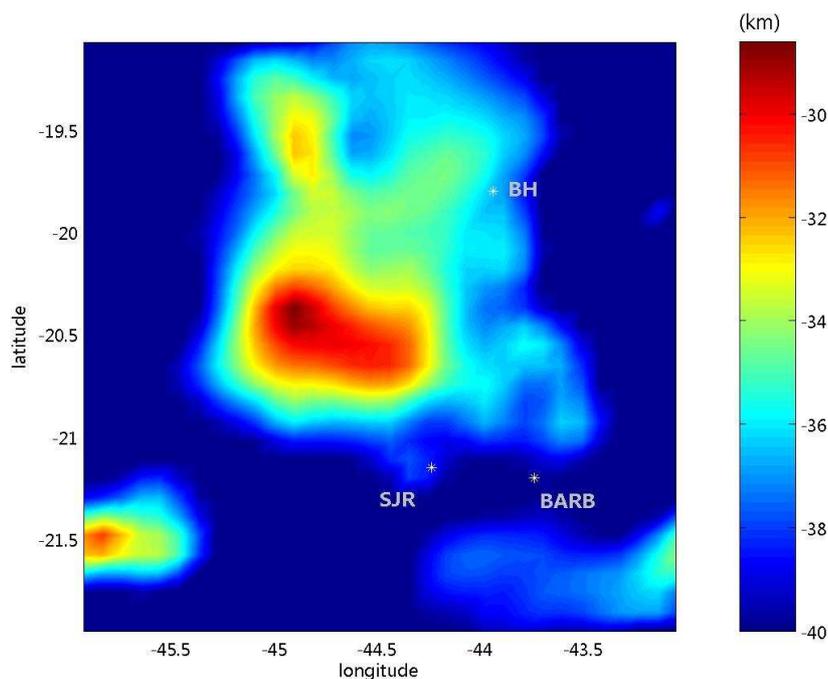


Figura 8.8: Resultado da inversão utilizando o algoritmo de Oldenburg (1974) sendo o contraste de densidade $+ 50 \text{ kg/m}^3$ para a crosta inferior mais densa (*“underplating”*) e profundidade média da Moho em 40 km. BH: Belo Horizonte; BARB: Barbacena e SJR: São João Del Rei.

Na Fig. 8.6 e Fig. 8.8, é modelada uma região na crosta inferior que possui uma densidade maior que a crosta em seu entorno, e a altura desta camada mais densa pode atingir profundidades entre 34 a 28 km, para contrastes de densidade de $+ 100$ a $+ 50 \text{ kg/m}^3$, respectivamente.

8.2. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Leite (2005) mostra que o Brasil apresenta três regiões com anomalias do geóide predominantemente positivas (Fig. 8.9). As anomalias do geóide positivas são: BORB (Província Borborema), SCSF (Sul do cráton São Francisco) e ERG (Escudo Rio-Grandense). O estudo das anomalias do geóide é uma boa ferramenta para a obtenção de informações a respeito da dinâmica do manto e estrutura térmica em escalas litosféricas (Turcotte & Schubert, 1982).

Em especial, a anomalia do geóide SCSF está localizada na mesma região onde ocorre a anomalia gravimétrica positiva do sul do cráton São Francisco. A Fig. 8.10 mostra em detalhes a anomalia do geóide SCSF juntamente com a topografia regional obtida através de dados SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) com uma resolução de 3", ou aproximadamente 90 m.

Segundo Leite (2005), a principal causa do alto da anomalia do geóide seria uma variação na composição química do material localizado principalmente na crosta inferior, causada, por exemplo, pelo empobrecimento químico dos minerais em elementos pesados, e/ou uma variação de temperatura da ordem de 220 a 250 K.

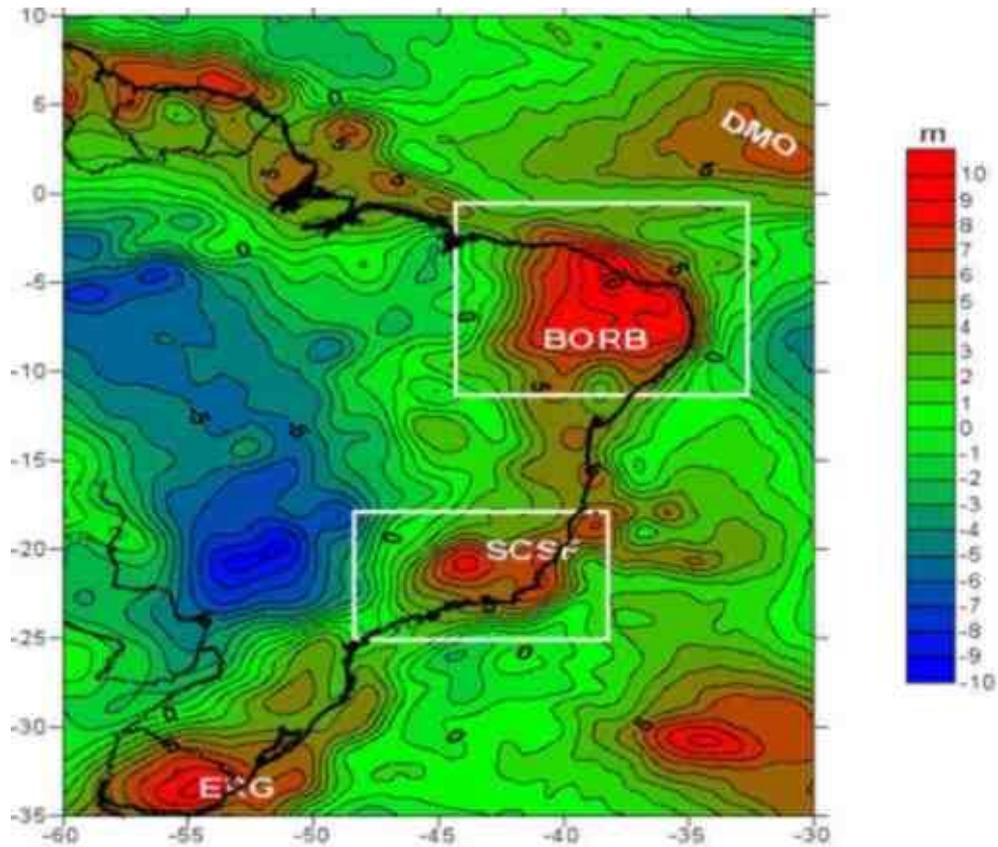


Figura 8.9: Anomalias do geóide na margem continental leste do Brasil. Adaptado de Leite (2005).

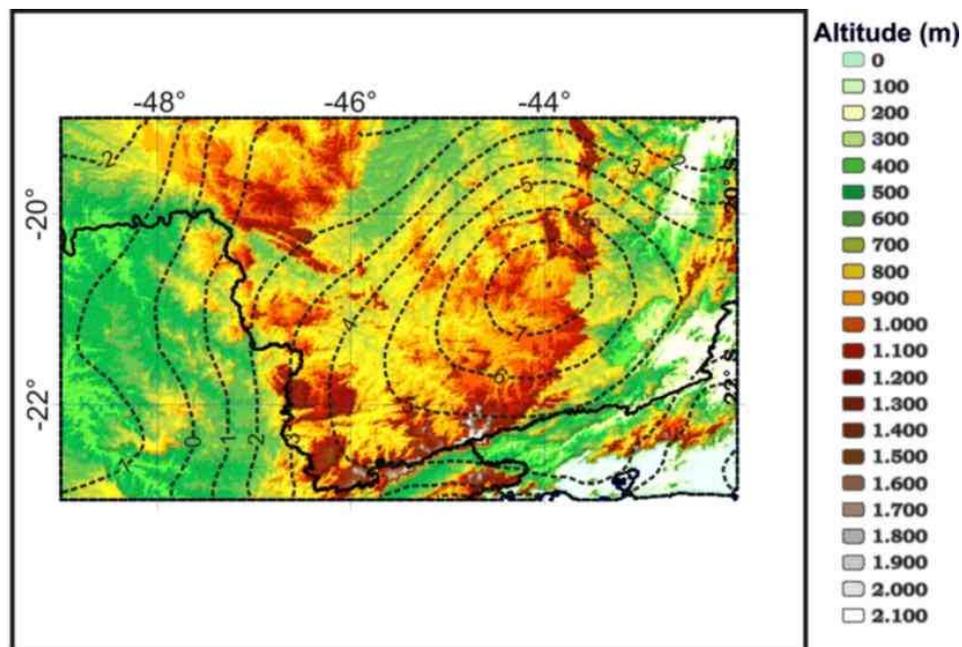


Figura 8.10: Visão detalhada da anomalia do geóide (linha preta pontilhada) localizada na porção sul do cráton São Francisco (Leite, 2005). Altitude em cores obtida através dos dados SRTM, com resolução de 90 m.

Com o intuito de melhor estudar a causa da anomalia do geóide SCSF, o grupo de pesquisa em Geomagnetismo do Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE) em colaboração com o grupo de Gravimetria e Geomagnetismo do IAG-USP (Processo temático 01/2848-0) obteve três magnetotelúricos (Pádua, 2004; Bologna *et al.*, 2007) na região sul do cráton São Francisco e adjacências. A localização dos perfis magnetotelúricos é mostrada na Fig. 8.11, incluindo o perfil de Figueiredo *et al.* (2008) obtido pelo grupo de MT do Observatório Nacional.

O método magnetotelúrico (MT) foi proposto por Tikhonov (1950) e Cagniard (1953) e consiste na medição simultânea do sinal elétrico e magnético na superfície da Terra utilizando os campos magnéticos naturais como fonte de sinal para explorar a subsuperfície. O largo espectro dos campos magnéticos e elétricos naturais usados nas sondagens MT, com frequências entre 10^{-4} e 10^4 Hz, possibilita a sondagem de poucos metros até centenas de quilômetros no interior da Terra.

A desvantagem do uso da fonte natural, como no caso das ondas magnetotelúricas, está no fato de que em algumas situações a razão sinal/ruído pode ser pequena, inviabilizando as medições, principalmente em regiões próximas a zonas urbanas.

Pádua (2004) utilizou-se de dois tipos diferentes de sistemas para a aquisição dos dados, chamados genericamente de banda larga e longo período. O equipamento de banda larga trabalha em uma ampla faixa do espectro, com períodos entre 0,001 s a 100 s. O sistema de longo período opera entre 20 a 13.600 s. No trabalho de investigação conduzido por Pádua (2004), os dois sistemas foram utilizados, sendo que as faixas de frequência comuns aos dois sistemas serviram de guia para verificação mútua da qualidade e confiabilidade das duas aquisições.

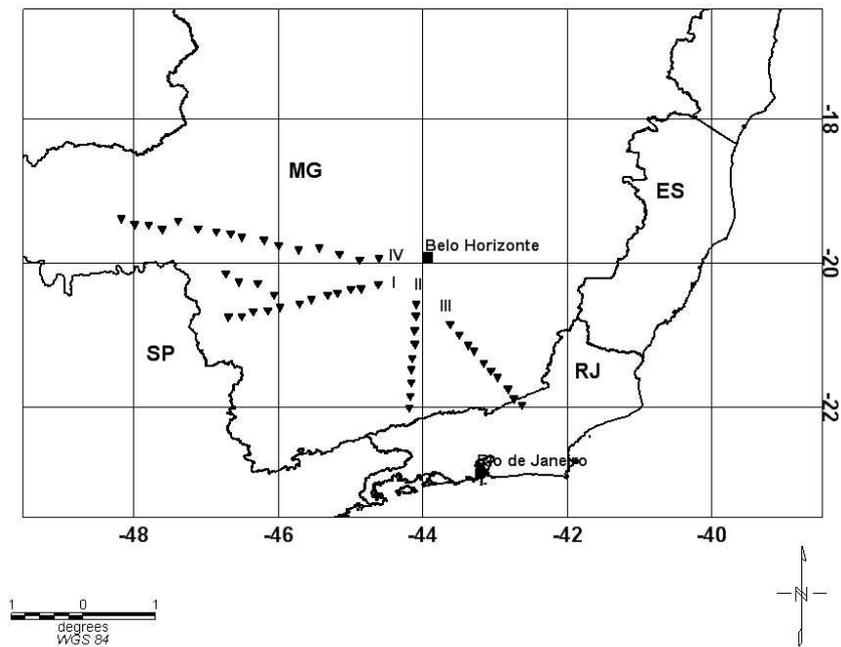


Figura 8.11: Localização das sondagens magnetotélúricas realizadas pelo INPE (perfis I e II), perfil III por Figueiredo *et al.* (2008) e perfil IV por Bologna *et al.* (2006).

Para a inversão dos dados, Pádua (2004) utilizou o algoritmo de gradientes lineares não conjugados (NLCG) proposto por Rodi & Mackie (2001) para modelos 2-D.

Na Fig. 8.12 é mostrado o mapa de contorno do resultado da inversão gravimétrica utilizando o algoritmo de Oldenburg (1974) com o contraste de densidade de 50 kg/m^3 (Fig. 8.8) juntamente com a localização dos perfis magnetotelúricos.

Foi escolhido o valor de contraste de densidade como sendo 50 kg/m^3 , pois este contraste é o que apresenta resultado mais próximo aos resultados da inversão geoeétrica dos perfis magnetotelúricos.

A inversão geoeétrica dos perfis magnetotelúricos I, II, III e IV com a sobreposição dos resultados obtidos pela inversão gravimétrica através do algoritmo de Oldenburg (1974) são mostrados nas Figs. 8.13 a 8.16.

Os resultados mostrados nos modelos geoeétricos I, II, III e IV são bastante similares. A crosta superior (até 20 km) apresenta uma alta resistividade (entre 10^3 e $10^4 \Omega.m$) contrastando com as baixas resistividades da crosta inferior e do manto ($< 10^3 \Omega.m$).

Nos perfis I, II e IV fica mais nítida a presença de um condutor com baixa resistividade ($< 10^2 \Omega.m$) localizado sob a região que apresenta o alto gravimétrico. Já no perfil III, este condutor não se apresenta de forma muito clara, existindo apenas um pequeno indício de uma zona de menor resistividade na região mais a NW do perfil.

Vale ressaltar que a origem destas baixas resistividades na crosta inferior e no manto são distintas uma da outra. A provável causa da baixa resistividade na crosta inferior deva estar relacionada à precipitação de voláteis (Nover, 2005) ricos em carbono (CO_2 ou CH_4) durante o evento do *underplating*, uma vez que a estas profundidades há uma diminuição da porosidade e permeabilidade inibindo a

condutividade por fluídos. Além disso, o metamorfismo que ocorre a estas profundidades devido ao aumento da temperatura deve consumir as moléculas de água livre.

Já a baixa resistividade presente no manto (profundidade > 130 km), de acordo com estudos laboratoriais, deve estar relacionada com a presença de olivina hidratada, carbonatos ou silicatos fundidos (Gaillard *et al.*, 2008). A estas profundidades e geoterma estimada, precipitados de carbono devem ter ultrapassado a sua condição de equilíbrio e, portanto não justificando a zona de baixa resistividade.

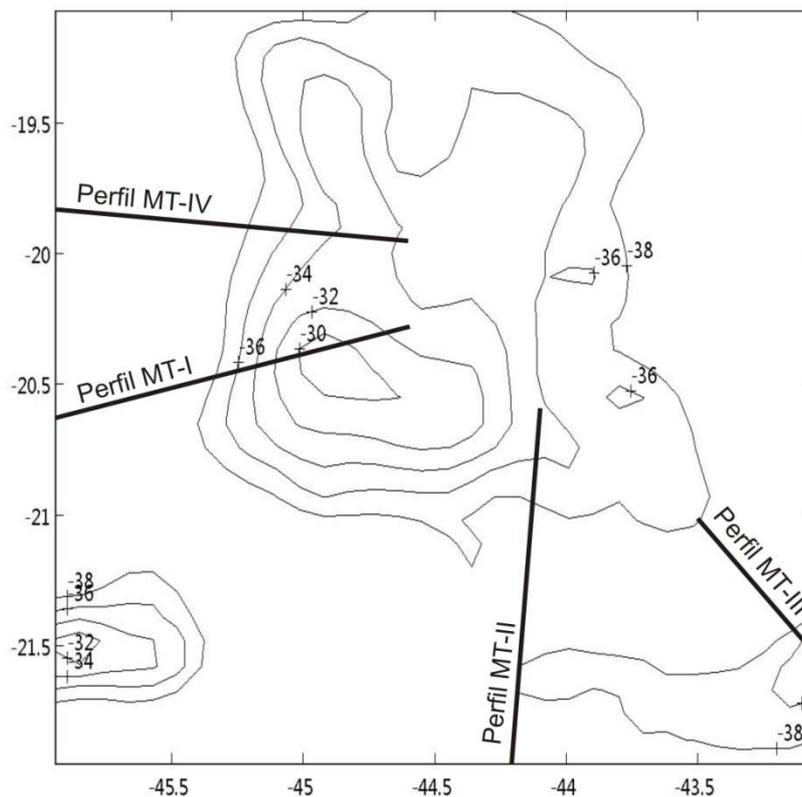


Figura 8.12: Resultado da inversão utilizando o algoritmo de Oldenburg (1974) obtido no capítulo 7 com os perfis magnetotelúricos representados pelas linhas pretas.

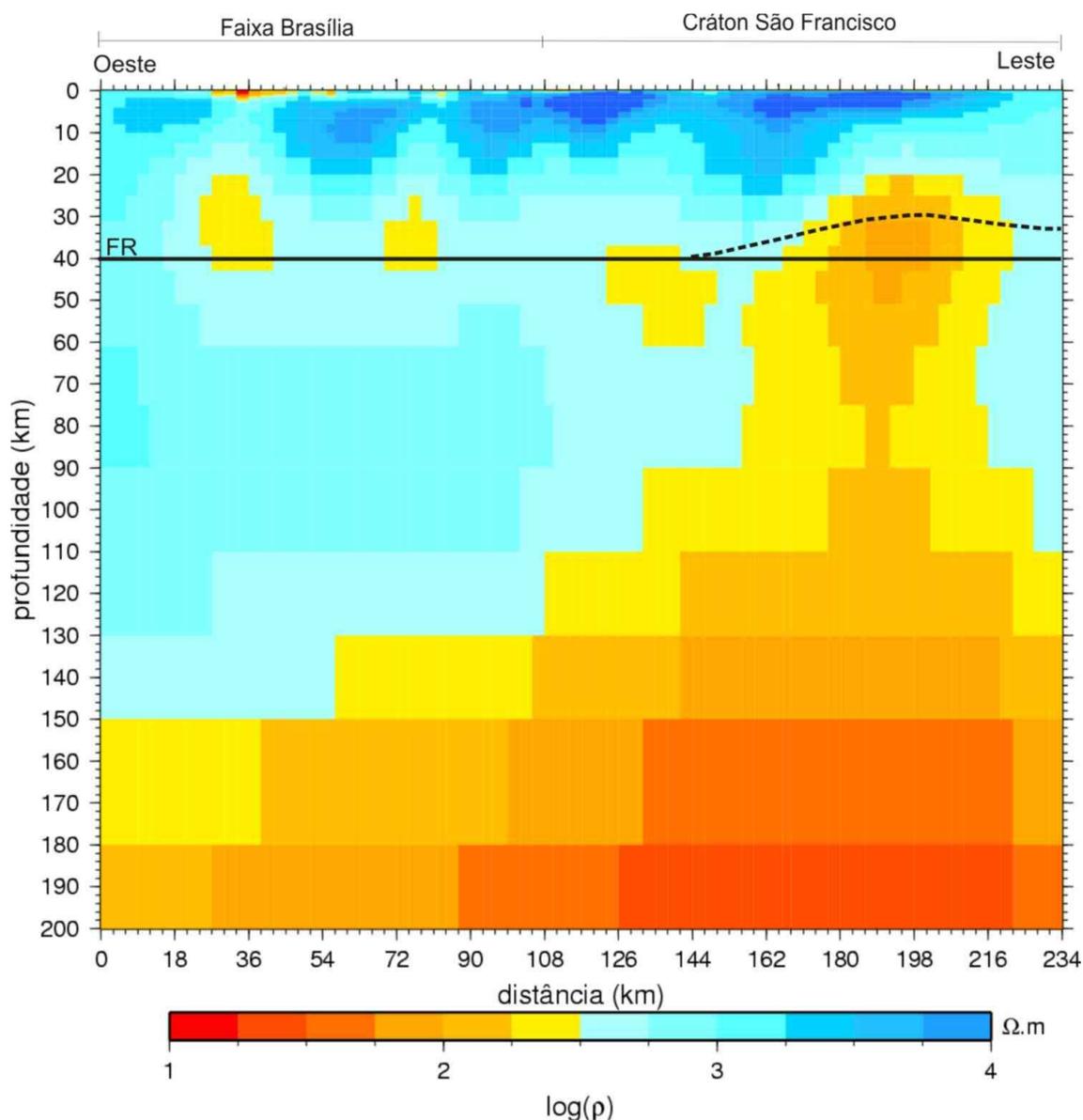


Figura 8.13: Modelo geoeletrico 2-D do perfil I (leste-oeste), modificado de Pádua (2004). Na legenda ρ é a resistividade elétrica. A linha pontilhada preta representa o limite superior do *underplating* mantélico calculado através da inversão utilizando o algoritmo de Oldenburg (1974) e contraste de densidade de $+50 \text{ kg/m}^3$. A linha preta contínua, denominada como FR indica o valor da profundidade média da MOHO obtido pela metodologia sísmica da função do receptor.

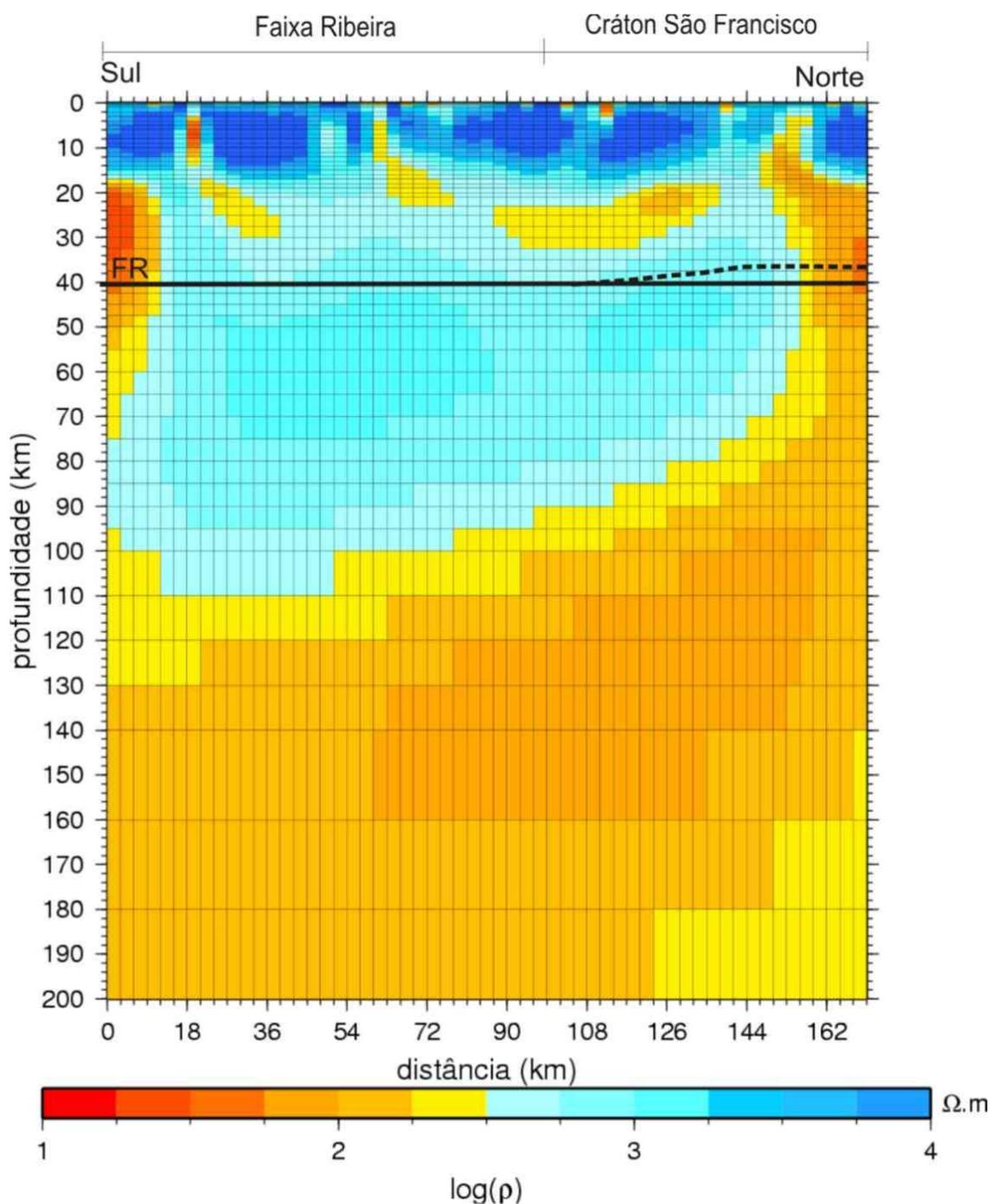


Figura 8.14: Modelo geolétrico 2-D do perfil II (norte-sul), modificado de Pádua (2004). Na legenda ρ é a resistividade elétrica. A linha pontilhada preta representa o limite superior do *underplating* mantélico calculado através da inversão utilizando o algoritmo de Oldenburg (1974) e contraste de densidade de $+ 50 \text{ kg/m}^3$. A linha preta contínua, denominada como FR indica o valor da profundidade média da MOHO obtido pela metodologia sísmica da função do receptor.

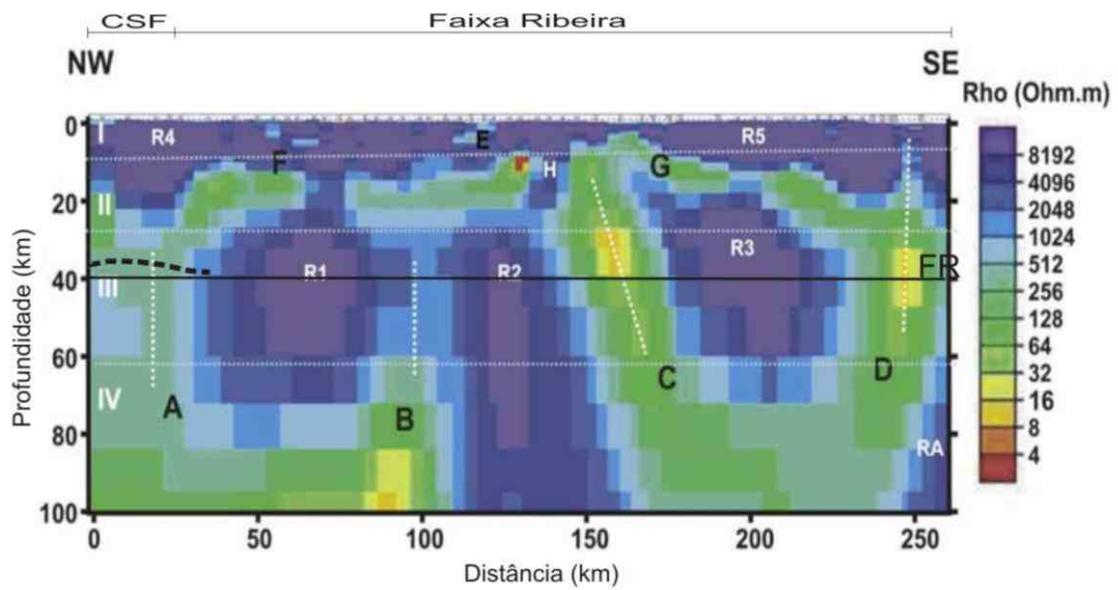


Figura 8.15: Modelo geoeletrico 2-D do perfil III, modificado de Figueiredo *et al.* (2008). Na legenda ρ é a resistividade elétrica. A linha pontilhada preta representa o limite superior do *underplating* mantélico calculado através da inversão utilizando o algoritmo de Oldenburg (1974) e contraste de densidade de $+ 50 \text{ kg/m}^3$. A linha preta contínua, denominada como FR indica o valor da profundidade média da MOHO obtido pela metodologia sísmica da função do receptor.

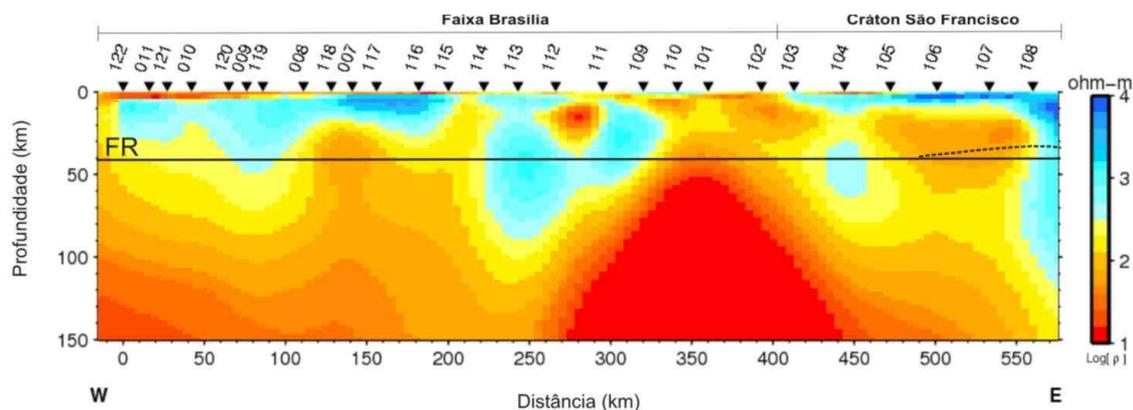


Figura 8.16: Modelo geoeletrico 2-D do perfil IV, modificado de Bologna *et al.* (2007). Na legenda ρ é a resistividade elétrica. A linha pontilhada preta representa o limite superior do *underplating* mantélico calculado através da inversão utilizando o algoritmo de Oldenburg (1974) e contraste de densidade de $+ 50 \text{ kg/m}^3$. A linha preta contínua, denominada como FR indica o valor da profundidade média da MOHO obtido pela metodologia sísmica da função do receptor.

Nota-se nas Figs. 8.13 a 8.16 que a amplitude do limite superior do *underplating* mantélico obtida pela inversão gravimétrica é menor que a amplitude da área de menor resistividade elétrica. No entanto, não é esperada a concordância em termos de volume da crosta onde a densidade e a propriedade elétrica (resistividade) foram modificadas. Enquanto que o parâmetro elástico densidade fornece a natureza composicional da rocha magmática, a propriedade elétrica depende de propriedades microscópicas de transmissão de corrente elétrica, como a presença de fluidos, filmes de carbono, frações milimétricas de fundidos no reticulo cristalino da rocha. Porém, o posicionamento horizontal das duas propriedades físicas, maior densidade e menor resistividade, são coincidentes e devem ter sido produzidas pelo mesmo evento termo-magmático.

No perfil magnetotelúrico I (Fig. 8.13), nota-se a existência de uma região no manto litosférico em profundidades superiores a 130 km com baixa resistividade ($< 100 \text{ } \Omega \cdot \text{m}$) estendendo-se até a profundidade de 200 km. O baixo fluxo térmico nesta parte do cráton São Francisco (Alexandrino & Hamza, 2008) e ausência de anomalias

de velocidade de ondas S (Feng *et al.*, 2007) descartam a possibilidade de que a causa da redução de resistividade seja causada por fundidos silicáticos ou fase fluida em peridotitos do manto. Gaillard *et al.* (2008) sugerem através de experimentos laboratoriais, que basta um percentual volumétrico bastante reduzido de fundido carbonatítico (0,005%) para provocar uma diminuição da sua resistividade elétrica no manto superior mais profundo. Um magmatismo carbonatítico deve ter ocorrido anteriormente ao magmatismo toleítico no sul do cráton São Francisco, uma vez que, dados petrológicos e geoquímicos (Fig. 8.17) de Rosset *et al.* (2007) mostram que os diques toleíticos do Espinhaço apresentam de 5% a 10% de carbonatitos em sua composição. Além deste fato, os dois eventos magmáticos devem estar separados temporalmente e por condições térmicas e proveniência. Os diques basálticos toleíticos devem ter sido gerados a profundidades menores do que 100 km e resultam de um grau de fusão do manto mais elevado, enquanto que o magmatismo carbonatítico, com origem mais profunda (abaixo de 200 km), requer um baixo grau de fusão. A impregnação de carbonatitos no manto litosférico sob o sul do cráton São Francisco deve explicar também a existência da anomalia positiva do geóide como mostrada na Fig. 8.18 (Carlos A. M. Chaves, comunicação pessoal). As implicações da integração dos resultados geofísicos e petrológicos aqui relatados são relatados no capítulo de conclusões e em Pinto *et al.*, 2009 (submetido).

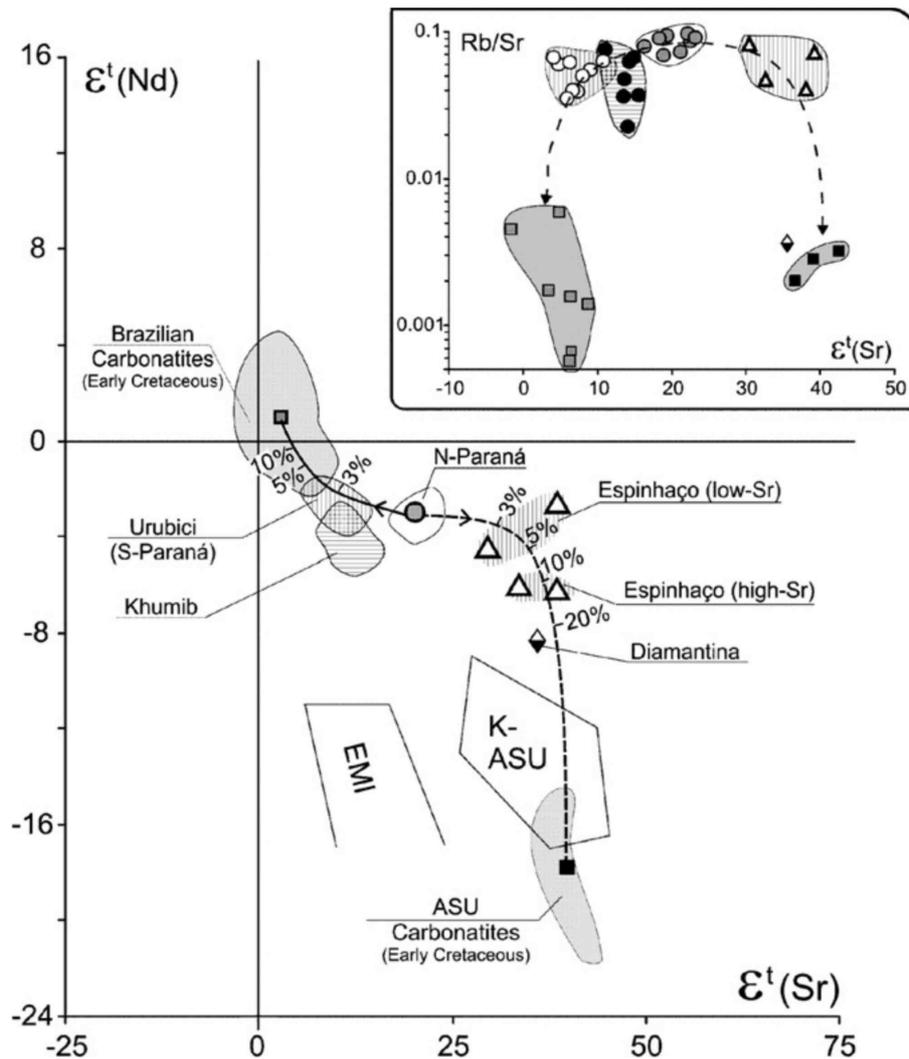


Figura 8.17: Diagrama $\epsilon^t(\text{Sr})$ $\epsilon^t(\text{Nd})$ de diques toleíticos do Cretáceo inferior na região do Espinhaço. Linha sólida e tracejada constituem a composição média dos toleíticos de HTi do norte da bacia do Paraná e aqueles carbonatitos do Cretáceo inferior do sudeste do Brasil (região do arco de Ponta Grossa) e ASU (leste do Paraguai), respectivamente. As marcações representam a percentagem de componente carbonatítico na rocha. No quadro superior é indicada a razão Rb/Sr vs $\epsilon^t(\text{Sr})$ para esses carbonatitos e toleíticos. Fonte: Figura 16 de Rosset *et al.*, 2007.

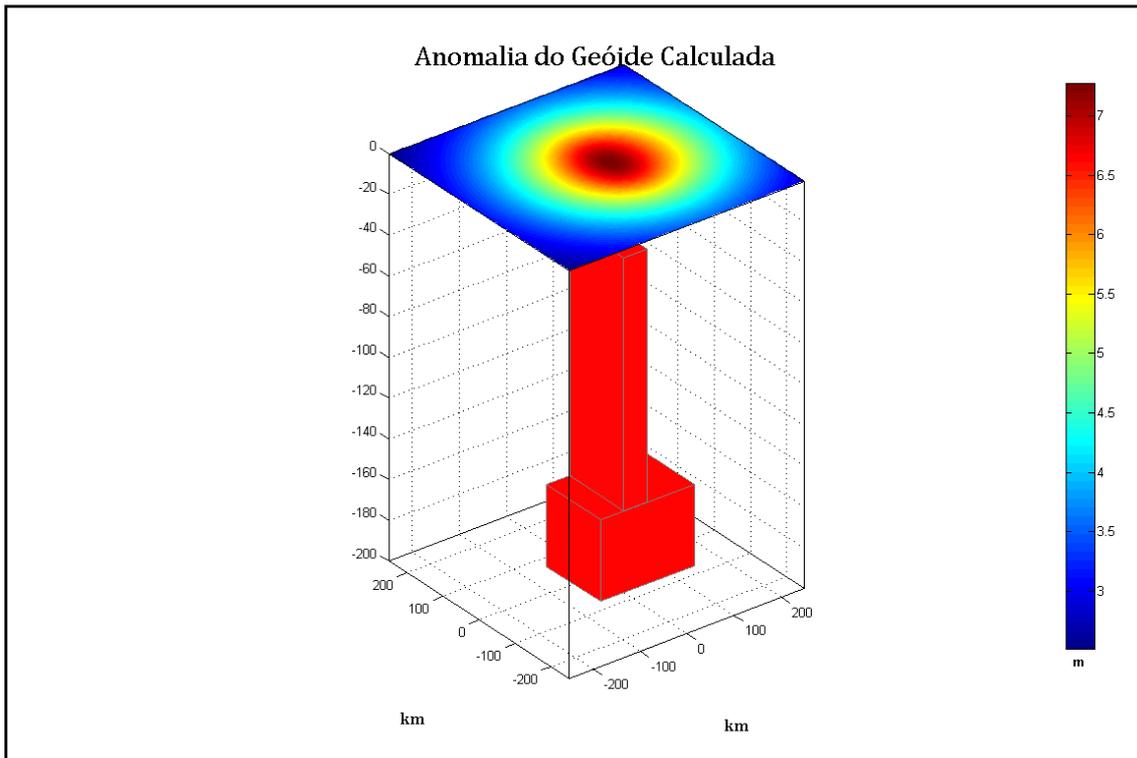


Figura 8.18: Cálculo direto do efeito do geóide a partir de um modelo 3-D de distribuição de densidade no manto e crosta inferior cujo volume e geometria aproximam-se da região onde a resistividade elétrica do manto é mais baixa. O contraste de densidade médio utilizado é de 70 kg/m^3 . Resultado fornecido por Carlos A. Moreno Chaves (comunicação pessoal).

CAPÍTULO 9

CONCLUSÕES

As conclusões desta tese são divididas em dois contextos distintos. Primeiramente serão citadas as conclusões referentes à nova delimitação das bordas sul e oeste da placa São Francisco (PSF). Em seguida são apresentadas as principais conclusões referentes ao estudo da anomalia gravimétrica positiva na porção sul do cráton.

Com relação à determinação dos novos limites oeste e sul da placa São Franciscana pode-se concluir que, do ponto de vista metodológico, a aplicação da primeira derivada vertical ao mapa de anomalia gravimétrica continuada para cima para a altura de 100 km apresentou-se como uma boa alternativa na delimitação dos limites da placa São Franciscana em profundidade, uma vez que os mesmos tiveram uma boa correlação com outros resultados geofísicos e geológicos independentes, existentes na região. A nova proposta do limite oeste da PSF foi calibrada com a linha sísmica que coloca o limite da placa sob a região de Minaçu, no estado de Goiás. Contrária à proposta de extensão do limite da placa para sudeste por Ussami (1999), não existe nenhum indício no mapa de derivada vertical de que o limite da placa estenda-se para o litoral entre as latitudes -22° e -20° . Ao contrário, há uma clara tendência de que a borda da PSF tenha continuidade sob a porção leste da bacia do Paraná, estendendo-se para sul em direção ao lineamento Piquiri, ao sul do estado do Paraná.

O estudo da anomalia gravimétrica positiva e do alto do geóide na porção sul do cráton do São Francisco, permitiu avançar no conhecimento da estrutura crustal

sob a região do sul do cráton. Um *underplating* magmático localizado na base da crosta é proposto a partir da inversão gravimétrica e estudos magnetotelúricos. Para um contraste de densidade de + 50 kg/m³ maior que a densidade média da crosta a região da crosta superior intrudida com material derivado do manto atinge uma espessura da ordem de 12 km. O *underplating* inferido pela gravimetria coincide com a região na crosta inferior onde a resistividade elétrica é menor (entre 100 e 500 Ω.m). A intrusão deste material é contemporânea à colocação dos diques toleíticos com alto TiO₂, similar aos basaltos da parte norte da Bacia do Paraná. A idade Ar/Ar de 130 Ma indica que os diques estão associados aos esforços extensionais que levaram à ruptura do Gondwana ocidental e formação do Atlântico Sul nesta latitude.

A região sul do cráton São Francisco apresenta características geofísicas comuns a outros crátons arqueanos, ou seja, baixo fluxo térmico e, a partir de dados de tomografia sísmica, anomalias positivas de velocidade das ondas P e S, bem como espessura litosférica da ordem de 250 km. Entretanto, duas outras feições geofísicas distintas são observadas, uma anomalia do geóide com amplitude de 7 m e uma zona de baixa resistividade elétrica. As duas anomalias, densidade e resistividade elétrica, são causadas pela impregnação de magmas mais densos no manto peridotítico inicial. Os fundidos carbonatíticos no manto, além de serem a causa mais provável na diminuição da resistividade elétrica em relação ao manto peridotítico anídrico, também estão presentes nos magmas toleíticos dos diques basálticos do Cretáceo Inferior. A origem deste magma carbonatítico ocorreu a profundidades em torno de 200 km, a partir de um baixo grau de fusão do manto metasomatizado onde deve ter ocorrido um aumento no conteúdo de FeO₂, justificando o aumento na densidade do magma que impregnou o manto peridotítico inicial nas profundidades mais rasas.

Devido ao tamanho e à forma da anomalia do geóide, acredita-se que o componente principal do processo de soerguimento e erosão do grupo Bambuí nesta região tenha sido o mesmo que causou o rejuvenescimento do manto litosférico sob esta parte do cráton, portanto em algum tempo anterior ao da intrusão dos diques basálticos no Cretáceo Inferior.

A integração dos novos dados geofísicos obtidos dentro do projeto temático financiado pela FAPESP durante a elaboração desta tese, gravimetria e sondagens MT, com dados geofísicos recém publicados de tomografia sísmica, fluxo térmico terrestre e medidas de propriedades elétricas do manto, permitiu a proposição de novos modelos crustais e litosféricos para o sul do cráton São Francisco, os quais levantam novas questões geológicas a serem investigadas. Duas perguntas imediatas são: 1) qual a idade mais precisa do rejuvenescimento do manto litosférico cratônico? 2) qual é a relação genética entre o magmatismo carbonatítico/rejuvenescimento do manto e os quimberlitos até hoje nunca encontrados e que deram origem aos diamantes do Espinhaço no estado de Minas Gerais?

CAPÍTULO 10

BIBLIOGRAFIA

- ❖ **Alexandrino, C.H. & Hamza, V.M., 2008.** Estimates of heat flow and heat production and a thermal model of the São Francisco craton. *Int. J. Earth Sci.*, 97, 289-306.
- ❖ **Alkmim, F.F., Brito Neves, B.B., Alves, J.A.C., 1993.** Arcabouço tectônico do cráton São Francisco – Uma Revisão. In *Simpósio sobre o cráton do São Francisco. Reunião Preparatória. Salvador, 1993, SBG/SGM/CNPq*, p. 45-62.
- ❖ **Alkmim, F.F., 2004.** O que faz de um cráton um cráton? O cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. In: *Geologia do continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, São Paulo; Beca*, p. 17-35.
- ❖ **Almeida, F.F.M., 1969.** Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira. In: *CONGR. BRAS. GEOL., 23, Salvador, Anais... Salvador, SBG*, p. 29-46.
- ❖ **Almeida, F.F.M., 1977.** O cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7 (4): 349-364.
- ❖ **Almeida, F.F.M., 1981.** O cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: *SBG, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, Salvador, 1981. Anais..., Salvador*, p. 1-10.
- ❖ **Ammon, C.J., Randal, G.E., Zandt, G., 1990.** On the nonuniqueness of receiver function inversions. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 95, No B10, p. 15.303 – 15.318.
- ❖ **Assumpção, M., James, D., Snoke, A., 2002.** Crustal thickness in SE Brazilian Shield by receiver function analysis: Implication for isostatic compensation. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107, N°. B1, 2006, 10.1029/2001JB000422.

- ❖ **Barbosa, A.L.M., 1966.** Síntese da Evolução Geológica da América do Sul. Bol. Inst. Geol. Esc. Minas Ouro Preto, 1: 91-111.
- ❖ **Berrocal, J., Marangoni, I., Sá, N.C., Fuck, R., Soares, J.E.P., Dantas, E., Perosi, F., Fernandes, C., 2004 .** Deep seismic refraction and gravity crustal model and tectonic deformation in Tocantins Province, Central Brazil. Tectonophysics, Holanda, v. 388, n. 1-4, p. 187-199.
- ❖ **Bianchi, M.B., 2008.** Variações da estrutura da crosta, litosfera e manto para a plataforma Sul Americana através de funções do receptor para ondas P e S. Tese de doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 133.
- ❖ **Blakely, R., 1996.** Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications. Cambridge University Press. Cap. 10.
- ❖ **Bologna, M.S., Vitorello, I., Padilha, A.L., Pádua M.B., 2007.** Restringindo propriedades físicas da litosfera no sul da Província Ígnea do Alto Paranaíba com dados magnetotélúricos: evidências de metassomatismo no manto. 10th International Congresso f The Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro.
- ❖ **Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Fuck, R.A., 1999.** From Rodinia to Western Gondwana: Na approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. Episodes, 22(3), p. 155-166.
- ❖ **Cagniard, L., 1953.** Basic Theory of Magneto-telluric Method of Geophysical Prospecting. Geophysics, v.8, n.3, p. 605-635.
- ❖ **Carlson, R.W., Araújo, A.L.N., Junqueira-Brod, T.C., Gaspar, J.C., Brod, J.A., Petrinovic, I.A., Hollanda, M.H.B.M., Pimentel, M.M., Sichel, S., 2007.** Chemical and isotopic relationships between peridotite xenoliths and mafic-ultrapotassic rocks from Southern Brazil. Chemical Geology, 242, p. 415-434.
- ❖ **Chaves, A.O., 2001.** Exames de diques máficos do setor sul do cráton São Francisco – Minas Gerais. Tese de Doutorado, São Paulo, Igc USP, 153 pp.

- ❖ **CODEMIG, 2003.** Projeto Sul de Minas, mapas geológicos na escala 1:100.000.

- ❖ **Cox, K.G., 1980.** A Model for Flood Basalt Vulcanism. *Journal of Petrology*, Vol. 21, Part 4, pp 629-650.

- ❖ **Dobrin, H.B., 1976.** Introduction to Geophysical Prospecting, McGraw Hill Co., 630pp.

- ❖ **Dossin, T.M., Dossin, I.A., Chavet, J., Bonhomme, M.G., 1995.** K-Ar chronology of Mesozoic dykes swarm from Espinhaço region (SE – Brazil). *Journal of South American Earth Science*, London, v. 8, n. 1, p. 47 – 53.

- ❖ **Endo, I., Machado, R., 2002.** Reavaliação e novos dados geocronológicos (Pb/Pb e K/Ar) da região do Quadrilátero Ferrífero e adjacências. *Geologia USP – Séries Científicas*, v. 2, n° 1, p. 23-40.

- ❖ **Feng M., Assumpção M., Lee, S.V., 2007.** Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves. *Journal of Geophysical Research*, 112, p. B04312.

- ❖ **Figueiredo, I., Meju, M.A., Fontes, S.L., 2008.** Heterogeneous crust and upper mantle across the SE Brazilian Highlands and relationship to surface deformation as inferred from magnetotelluric imaging. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, vol 113, B03404.

- ❖ **Foley, S.F., 2008.** Rejuvenation and erosion of the Cratonic Lithosphere, *Nature Geoscience*, 1, 503-510.

- ❖ **França G.S., Assumpção M., 2004.** Crustal structure of Ribeira fold belt, SE Brazil, derived from receiver functions, *Journal of South American Earth Sciences*, Vol 16: 743-758.

- ❖ **Gaillard, F., Malki, M., Iacomo – Marziano, G., 2008.** Carbonatite melts and electrical conductivity in the asthenosphere. *Science* 322, p. 1363 – 1378.

- ❖ **Götze, H.J., 1978.** Ein numerisches Verfahren zur Berechnung der gravimetrischen Feldgrößen drei-dimensionaler Modellkörper. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A*, 25, 195-215.

- ❖ **Götze, H.J. and Lahmeyer, B., 1988.** Application of three-dimensional interactive modeling in gravity and magnetics, *Geophysics* Vol. 53, No. 8, 1096 - 1108.

- ❖ **Heilbron, M., Machado, N., 2003.** Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, 125. p 87-112.

- ❖ **Inda, H.A.V., Schorscher, H.D., Dardene, M.A., Schobbenhaus, C., Haralyi, N.L.E., Branco, P.C.A., Ramalho, R., 1984.** O cráton do São Francisco e a faixa de dobramentos Araçuaí. In: *Geologia do Brasil: Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1: 2 500 000*. Coord. Carlos Schobbenhaus, Diogenes de Almeida Campos, Gilberto Ruy Derze, Haroldo Erwin Asmus. Brasília, DNPM, p. 193-249.

- ❖ **Julià, J., Assumpção, M., Rocha, M.P., 2008.** Deep crustal structure of the Paraná Basin from receiver functions and Rayleigh-wave dispersion: Evidence for a fragmented cratonic root. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 113.

- ❖ **Leite, E.P., 2005.** Inversão 3D de anomalias do geóide com aplicação no estudo da evolução térmica da margem continental leste do Brasil. Tese de doutorado em Geofísica. São Paulo – USP, p. 185.

- ❖ **Lesquer, A., Almeida, F.F.M., Davino, A., Lachaud, J.C., Maillard, P., 1981.** Signification structurale des anomalies gravimétriques de la partie Sud du Craton de São Francisco (Brésil). *Tectonophysics*, 76, 273-293.

- ❖ **Machado Filho, L., Ribeiro, M.W., Ganzalez, S.R., Schemini C.A., Santos Neto, A., Palmeira, R.C.B., Pires, J.L., Teixeira, W., Castro H.E.F, 1983.** Geologia in: Projeto RADAM Brasil (ed). Folhas SF. 23/24 Rio de Janeiro e Vitória. Brasil – MME – SG – RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, V. 32, p 27-304.
- ❖ **Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B., 2004.** Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flavio Marques de Almeida. São Paulo, Editora Beca, 647p.
- ❖ **Molina, E.C. , Ussami ,N. , Marangoni, Y.R., 2000.** Digital 5'x5' gravity maps of the Sao Francisco Craton, fold/thrust belts, contiguous continental margin and oceanic basins – 2000, IAG-USP, São Paulo.
- ❖ **Nover, G., 2005.** Electrical properties of crustal and mantle rocks – a review of laboratory measurements and their explanation. *Surveys in Geophysics*, vol. 26: 593-651.
- ❖ **Oldenburg, D.W., 1974.** The inversion and interpretation of gravity anomalies. *Geophysics*, 39, 526-536.
- ❖ **Padua, M.B., 2004.** Estudo da indução eletromagnética na caracterização de estruturas profundas sob a borda sul do cráton São Francisco. Tese de Doutorado em Geofísica Espacial. São José dos Campos – INPE, 162p.
- ❖ **Parker, R.L.,1973** The Rapid Calculation of potencial Anomalies. *Geophys. J.R. astr. Soc.* 31, 447-455.
- ❖ **Pedley, R.C., Busby, J.P., Dabek, Z.K., 1993.** Gravmag user manual, interactive 2.5D gravity & magnetic modeling. Technical Report WK/93/26/R, British Geological Survey.
- ❖ **Pedrosa-Soares et al., 1992.** Towards a new tectonic model for the upper Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) - West Congolian (SW Africa) belt. *J. South American Earth Sciences*, 6, p. 33-47.

- ❖ **Piccirillo, E.M., Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Ernesto, M., Melfi, A.J., Pacca, I., Ussami, N., 1988.** Significance of the Paraná flood volcanism in the disruption of Western Gondwanaland. In: The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and geophysical aspects, São Paulo: Universidade de São Paulo, IAG, p. 285 – 295.

- ❖ **Pimente, I M.M., Heaman, L., Fuck, R.A., 1991.** U-Pb zircon and sphene geochronology of late Proterozoic volcanic arc rock units from southwestern Goiás, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 4, p. 329-339.

- ❖ **Pinese, J.P.P., 1997.** Geoquímica, geologia isotópica e aspectos petrográficos dos diques máficos pré-cambrianos da região de Lavras (MG), porção sul do cráton São Francisco. Tese de doutorado, Universidade de São Paulo, 178pp.

- ❖ **Pinto, L.G.R., 2003.** Aquisição e interpretação de dados gravimétricos do Sudeste do Cráton São Francisco. 30p. Trabalho de graduação (curso de geofísica) – IAG-USP, São Paulo.

- ❖ **Pinto, L.G.R., Ussami, N., Sá, N.C., 2007.** Aquisição e interpretação de anomalias gravimétricas do Quadrilátero Ferrífero, SE do Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geofísica*, vol. 25, nº 1, p. 21-30.

- ❖ **Pinto, L.G.R., Padua, M.B., Ussami, N., Vitorello, I., Padilha, A.L., Braitenberg, C., 2009.** Magnetotelluric deep soundings, gravity and geoid of south São Francisco craton: indicators of cratonic lithosphere rejuvenation and lower crust underplating. *Earth Planetary Science Letters*,

- ❖ **Rocha, M.P., 2008.** Tomografia sísmica com ondas P e S para o estudo do manto superior no Brasil. Tese de Doutorado em Geofísica. Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 99.

- ❖ **Rodi, W., Mackie, R. L., 2001.** Nonlinear Conjugate Gradients Algorithm for 2D Magnetotelluric Inversion. *Geophysics*, v.66, n.1, p.174-187.

- ❖ **Rosset, A., De Min, A., Marques, L.S., Macambira, M.J.B., Ernesto, M., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., 2007.** Genesis and geodynamic significance of Mesoproterozoic and Early Cretaceous tholeiitic dyke swarms from the São Francisco craton (Brazil), *Journal of S. American Earth Sci.*, 24, 69-92.
- ❖ **Sá, N.C., 1985.** Redução de observações gravimétricas, software sem licença. IAG-USP, São Paulo.
- ❖ **Sá, N.C., 1994.** Redução de observações gravimétricas: teoria e prática. Manual de redução de observações gravimétricas, IAG-USP, São Paulo.
- ❖ **Sá, N.C., 2004.** O campo de gravidade, o geóide e a estrutura crustal na América do Sul. Tese de Livre Docência. IAG-USP, São Paulo.
- ❖ **Schimmel, M., Assumpção, M., VanDecar, J., 2003.** Seismic velocity anomalies beneath SE Brazil from P and S wave travel time inversions. *Journal of Geophysical Research*, p. 108(B4).
- ❖ **Sgarbi, G.N.C.; Dardenne, M.A., 1997.** Evolução climática do Gondwana nas regiões centro-sul do Brasil e seus registros geológicos continentais durante o Mesozóico, enfatizando o Arco do Alto Paranaíba, a borda NNE da Bacia do Paraná e a porção meridional da Bacia Sanfranciscana. *Geonomos*, Belo Horizonte, v. 4, n. 1, p. 21-49.
- ❖ **Silva, A.M., 1992.** Geologia e Petroquímica dos enxames de diques máficos do Quadrilátero Ferrífero e Espinhaço Meridional. Tese de Mestrado, Brasília, Igc, UNB, 118pp.
- ❖ **Silva, A.M., Chemale, Jr., Kuyumjian, R.M., 1995.** Mafic Dyke Swarms of Quadrilátero Ferrífero And Espinhaço Meridional, Minas Gerais State, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 25, n. 2, p. 124-137.
- ❖ **Soares, E.J., Berrocal, J., Fuck, R. ., Mooney, W. ., Ventura, D.B.R., 2006.** Seismic characteristics of central Brazil crust and upper mantle: A deep seismic refraction study. *Journal of Geophysical Research*, 111, 1 – p. 31 .

- ❖ **Talwani, M., Worzel, J. L. e Landismann, M., 1959.** Rapid Gravity Computations for Two-dimensional Bodies with Applications to the Mendocino Submarine Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research*, 64. p. 49-59.
- ❖ **Teixeira, W., 1985.** A evolução crustal da parte meridional do cráton São Francisco. Tese de Doutorado em geologia, São Paulo, Igc – USP, 207 pp.
- ❖ **Teixeira, W., Canzian, F.S., 1996.** Pb, Sr and Nd isotope constrains on the Archean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, v. 78, n. 1-2, p. 151-164.
- ❖ **Teixeira, W., Cordani, U.G., Nutman, A.P., Sato, K., 1998.** Polyphase Archean Evolution in the Campo Belo Metamorphic Complex, Southern São Francisco Craton, Brazil: SHIRIMP U-Pb Zircon Evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, nº3, p. 279-289.
- ❖ **Tikhonov, A.N., 1950.** On Determining Electrical Characteristics of the Deep Layers of the Earth's Crustal. *Doklady Akad. Nauk SSSR*, v. 73, n.2, p. 295-297.
- ❖ **Trompette, R., 1994.** Geology of Western Gondwana (2000 – 500 Ma): Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. Rotterdam: Balkema, 350 p.
- ❖ **Turcotte, D.L., Schubert, G., 1982.** Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems, New York, Wiley, 450 pp.
- ❖ **Ussami, N., 1986.** Interpretation of Gravity Anomalies of Bahia State, Brazil. PhD Thesys, University of Durham, Durham, p. 138.
- ❖ **Ussami, N., 1999.** Estrutura e Limites da Placa Litosférica São Franciscana: Contribuição Gravimétrica, Tese de Livre-Docência – IAG/USP.

- ❖ **Valeriano, C.M., Machado, N., Simonetti, A., Valladares, C., Seer, H.J., Simões L. S., 2004.** U-Pb geocronology of the southern Brasília Belt (SE Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West-Gondwana. *Precambrian Research*, 130, p. 27-55.

ANEXO A

Listagem do programa para estimar a anomalia gravimétrica a partir da profundidade da MOHO, obtida pela função do receptor (Metodologia de Parker, 1973).

```
%LIMPA A MEMORIA E FECHA TODAS AS JANELAS GRAFICAS
clear;close all

%ENTRADA DOS PONTOS ONDE EXISTEM DADOS
load crosta.txt
lon=crosta(:,1);    %1 coluna
lat=crosta(:,2);    %2 coluna
prof=crosta(:,3);   %3 coluna

%CHAMADA DO ARQUIVO COM O GRID (GRD)
[Z,X,Y]=load_grd('PROF_MOHO_KRIGING_CORRIGIDO.GRD');
%Leitura das estações magnetotelúricas
load sul_norte.txt
coor_E=sul_norte(:,1);
coor_N=sul_norte(:,2);
load leste_oeste.txt
coor_E1=leste_oeste(:,2);
coor_N1=leste_oeste(:,1);

%GRAFICO DA GRIDAGEM E DOS PONTOS DE DADOS
figure
t=contour(X,Y,Z,'k:');
clabel(t)
hold on
plot(lon,lat,'dr')
plot(coor_E,coor_N,'*')
plot(coor_E1,coor_N1,'*')
xlabel('longitude')
```

```

ylabel('latitude')
axis image
title('Mapa de profundidade da Moho')
grid
hold off
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
% Conversao dos dados para formato fortran %
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
compx=length(X);
compy=length(Y);
for i=1:compy
    for j=1:compx
        k=(compx*(i-1)+j);
        zeta(k)=Z(i,j);
        xis(k)=X(j);
        yip(k)=Y(i);
        F=[xis;yip;zeta];
    end
end
fortran=F';
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%
% Ajuste para a matriz de valores da profundidade %
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
ZZ=Z;
%disp(' ')
%rhoc=input('Digite o valor da densidade da crosta(g/cm3): ');
rhoc=2.8;
rhoc=rhoc*1000; %conversao para unidade SI
%disp(' ')
%rhom=input('Digite o valor da densidade do manto(g/cm3): ');
rhom=3.3;

```

```

rhom=rhom*1000; %conversao para unidade SI
drh2=rhom-rhoc; %densidade do manto menos densidade da crosta
%disp(' ')
%tc=input('Digite o valor da profundidade de compensação(km): ');
tc=-37.5;
%disp(' ')
%m=input('Digite o valor da ordem da expansao em serie (>10): ');
p=20;
%disp(' ')
% Calculo da longitude e latitude
[n,m]=size(ZZ);
%constantes
pi=3.14159265;
G=6.6732E-11;%m3/(s2.kg)
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
ZZ=-(ZZ-tc);
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%Definindo as coordenadas dos pontos do grid
x=X;
y=Y;
%subrotina GPARK

%Preparação da matriz de dados para fazer a FFT (potencia de 2)
dx1=mean(diff(x));%dx=x(2)-x(1)
dx2=dx1*111000;
dy1=mean(diff(y));%dy=y(2)-y(1)
dy2=dy1*111000;
n2=2^nextpow2(n);
m2=2^nextpow2(m);
du1=2*pi/(m2*dx2);
dv1=2*pi/(n2*dy2);
z2=zeros(n2,m2);

```

```

z2(1:n,1:m)=ZZ;
z2=z2*(1000);
aux3=ones(n2,m2);
fw=ones(n2,m2);
w1=zeros(n2,m2);
%Calculo da frequencia
u=fftshift((-m2/2:m2/2-1)*du1);
v=fftshift((-n2/2:n2/2-1)*dv1);
uu=u(ones(n2,1),:);
vv=v(:,ones(1,m2));
kk=sqrt((uu.^2)+(vv.^2));
sum=1;
for k=1:p
    sum=sum*k;
    aux3=aux3.*z2;
    z2f=fft2(aux3);
    w1=((z2f.*fw)/sum)+w1;
    fw=fw.*kk;
end
expo=tc*kk;
expo=exp(-expo);
w2=w1.*expo;
E=ifft2(w2);
cons=2*pi*G*drh2;
delg=(-cons)*(E);
%Transformando o vetor em uma matriz e multiplicando por 1.E+5
GRV=real(delg);
grv=GRV*1E+5;
grv=grv(1:n,1:m);
%Gerando a figura de resultado
figure
pcolor(X,Y,grv);

```

```
shading interp;
colorbar('vert')
xlabel('longitude')
ylabel('latitude')
axis image
title('Anomalia gravimetrica Bouguer')
%%text(-41.55,-18.85,'mGal')
[z,x,y]=load_grd('bouguer.grd');
figure
a=contour(x,y,z,25); %numero de linhas de contorno=25
clabel(a)
pcolor(x,y,z);
shading interp;
colorbar('vert')
hold on
xlabel('longitude')
ylabel('latitude')
title('Anomalia Bouguer');
[t,h]=contour(X,Y,grv,'k');
clabel(t,h)
axis image
hold off
SUB=z-grv;
figure
pcolor(X,Y,SUB);
shading interp;
colorbar('vert')
xlabel('longitude')
ylabel('latitude')
axis image
title('Anomalia gravimetrica observada - calculada')
figure
```

```
surf(X,Y,SUB)
```

```
shading interp
```

```
colormap hsv
```

```
axis([-49 -42 -23 -19 -150 100])
```

ANEXO B

Listagem do programa para estimar a profundidade de um corpo a partir da anomalia gravimétrica observada (Metodologia de Parker, 1973 e Oldenburg, 1974).

```
% Programa para estimar profundidade do topo do "underplating".
%LIMPA A MEMORIA E FECHA TODAS AS JANELAS GRAFICAS
clear;close all
%Entrada dos dados gravimétricos de continuação para cima de 20 km
load grid_up20.dat
grav=grid_up20(:,3); %3 coluna
load long_grid.dat
load lat_grid.dat
x=size(long_grid); x1=x(1);
y=size(lat_grid); y1=y(1);
%Input dos dados
drho=100; %diferença de densidade entre a crosta e a crosta mais densa em km.m3
tc=-57500; %profundidade de compensação em m
G=6.6732E-11; %m3/(s2.kg)
pi=3.14159265;
c=2*pi*G*drho;
%Transforma os dados de um vetor para uma matriz de dados
k=1;
for i=1:x1
    for j=1:y1
        P(i,j)=grav(k);
        k=k+1;
    end
end
end
PT=P*1E-5;
```

```

%Subrotina GPARK
dx1=mean(diff(long_grid));%dx=x(2)-x(1)
dx2=dx1*111000;
dy1=mean(diff(lat_grid));%dy=y(2)-y(1)
dy2=dy1*111000;
[n,m]=size(PT);
n2=2^nextpow2(n);
m2=2^nextpow2(m);
du1=2*pi/(m2*dx2);
dv1=2*pi/(n2*dy2);
z2=zeros(n2,m2);
z2(1:n,1:m)=PT;
zz=fft2(z2);
zz=-zz;
%Calculo da frequência
u=fftshift((-m2/2:m2/2-1)*du1);
v=fftshift((-n2/2:n2/2-1)*dv1);
uu=u(ones(n2,1),:);
vv=v(:,ones(1,m2));
kk=sqrt((uu.^2)+(vv.^2));

%Cálculo da equação de Parker
E=-kk*tc;
EXP=exp(E);
H=zz./(c.*EXP);
h=ifft2(H);
h1=h/-1000;

%Aplicando o método de Oldenburg

OLD1=(zz).*exp(kk*tc)./c;
OLD2=0;

```

```

for i=2:20
    x=i-1;
    OLD3=((kk.^x)/factorial(i)).*(fft2(h.^i));
    OLD2=OLD3+OLD2;
end
Fh=OLD1-OLD2;
h_old=ifft2(Fh);
h_old2=h_old/-1000;
%Leitura das estações magnetoteluricas
load magnetotelurico.dat
lat_y=magnetotelurico(:,2);
long_x=magnetotelurico(:,1);
load Diques_CODEMIG_2003.dat
lat_diques=Diques_CODEMIG_2003(:,2);
long_diques=Diques_CODEMIG_2003(:,1);
load cidades.dat
lat_cidades=cidades(:,2);
long_cidades=cidades(:,1);
%Gerando a figura
figure
pcolor(long_grid,lat_grid,P)
shading interp;
colorbar('vert')
hold on
xlabel('longitude')
ylabel('latitude')
plot(long_x,lat_y,'k^')
plot(long_cidades,lat_cidades,'k*')
%plot(coor_E,coor_N,'k*')
%plot(coor_E1,coor_N1,'k*')
axis image
title('Anomalia Bouger UP 20km (mGal)')

```

```
hold off
figure
pcolor(long_grid,lat_grid,h1)
shading interp;
colorbar('vert')
hold on
xlabel('longitude')
ylabel('latitude')
plot(long_x,lat_y,'k^')
%plot(long_diques,lat_diques,'k.')
plot(long_cidades,lat_cidades,'k*')
%plot(coor_E,coor_N,'k*')
%plot(coor_E1,coor_N1,'k*')
axis image
title('Profundidade do topo do underplating magmático(km) Parker')
hold off
figure
pcolor(long_grid,lat_grid,h_old2)
shading interp;
colorbar('vert')
hold on
xlabel('longitude')
ylabel('latitude')
plot(long_x,lat_y,'k^')
%plot(long_diques,lat_diques,'k.')
plot(long_cidades,lat_cidades,'k*')
%plot(coor_E,coor_N,'k*')
%plot(coor_E1,coor_N1,'k*')
axis image
title('Profundidade do topo underplating magmático (km) Oldenburg')
hold off
figure
```

```
surf(long_grid,lat_grid,h1)
shading interp
colormap hsv
axis([-46 -43 -22 -19 -22 -19])
figure
surf(long_grid,lat_grid,h_old2)
shading interp
colormap hsv
axis([-46 -43 -22 -19 -22 -19])
for i=32:-1:1
    for j=32:-1:1
        d=(32*(i-1)+j);
        XXXX(d)=long_grid(j);
        YYYY(d)=lat_grid(i);
        ZZZZ(d)=h1(i,j);
        J=[XXXX;YYYY;ZZZZ];
    end
end
JJ=J';
```