

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

GABRIEL NEGRUCCI DRAGONE

**ESTRUTURA CRUSTAL DA BACIA DO CHACO-
PARANÁ A PARTIR DE DADOS GRAVIMÉTRICOS**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geofísica

São Paulo

2013

GABRIEL NEGRUCCI DRAGONE

**Estrutura Crustal da Bacia do Chaco-Paraná a partir de Dados
Gravimétricos**

Dissertação de Mestrado em
Geofísica apresentada ao Departamento
de Geofísica do Instituto de Astronomia,
Geofísica e Ciências Atmosféricas da
Universidade de São Paulo.

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Naomi Ussami

São Paulo

2013

Agradecimentos

À minha orientadora, Prof^a Dr^a Naomi Ussami, por inicialmente ter me recebido como aluno e, desde então, por toda a orientação, conselhos e conversas que tivemos ao longo do mestrado.

Ao Carlos Alberto Moreno Chaves, pelo programa computacional para o cálculo direto do efeito gravitacional usando prismas retangulares e, principalmente, pela disponibilidade e ajudas frequentes que me prestou.

Aos professores do departamento de Geofísica do IAG-USP, em especial: Eder Cassola Molina, Leila Soares Marques, Marcelo Sousa de Assumpção, Wladimir Shukowsky e Yára Regina Marangoni, por todo o aprendizado.

À Prof^a Dr^a Carla Braitenberg, Patrizia Mariani, Prof^a Dr^a Valéria Cristina Ferreira Barbosa e ao Leonardo Uieda, pelas discussões e companhia durante o simpósio GGHS-2012.

Ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP) e aos seus funcionários, em especial: Teca, Virgínia, Marco, Dennis, Edilson, Lelis, Ana Carolina, Lilian e Marcel, por todo o suporte.

Aos amigos e colegas David Nakamura Leite, Luiz Alberto Zaffani, Camila Carrocci, Paula Gomes de Carvalho e Júlio Ardito, por todos os momentos de descontração ou de ajuda mútua.

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

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo Projeto Temático (processo 2009/50493-8) do qual este trabalho faz parte, intitulado "Modelos da crosta e litosfera sob as bacias do Paraná e Chaco-Paraná integrando gradiometria gravimétrica por satélite, gravimetria terrestre e sondagens magnéticas e eletromagnéticas" pelo CNPq (processo 306284/2011-1).

No âmbito familiar, agradeço aos meus pais, Roberto Dragone e Soraya Maria Negrucci Dragone, e meu irmão, Tauan Negrucci Dragone, por todo o apoio que sempre me deram, em qualquer escolha.

À minha namorada, Cyntia Okida Minei, pelo carinho e companhia que sempre me deu, e por sempre duvidar das minhas explicações, fazendo com que eu estude mais.

Resumo

Um estudo gravimétrico comparativo das bacias do Chaco-Paraná (BCP) e Paraná (BP) foi efetuado utilizando o modelo global EGM08 e os dados da missão GOCE. A feição gravimétrica mais notável é um gradiente gravimétrico de 0,25 mGal/km, de direção norte-sul e que contorna a borda oeste da bacia do Paraná e inflexiona para leste na latitude 30° S. Esse gradiente separa as duas bacias em províncias gravimétricas com características distintas. A BCP é caracterizada por anomalias gravimétricas positivas entre 10 e 20 mGal e de direção norte-sul, enquanto que na BP as anomalias variam entre -50 a -90 mGal na direção NE-SW. A análise gravimétrica foi efetuada de duas formas. Inicialmente removeu-se o efeito gravitacional devido aos sedimentos e basaltos e a anomalia devido às fontes mais profundas foi invertida para determinar o relevo da interface crosta-manto. Posteriormente efetuou-se uma análise isostática estimando a profundidade de compensação para a topografia observada nos modelos de Airy e flexural de placa contínua. Esses modelos, considerando a topografia observada como a única carga, não prevêm a profundidade da Moho qualquer que seja o valor da espessura elástica. Dados de profundidade da Moho por métodos sismológicos, onde existentes, foram confrontados com os fornecidos pela inversão gravimétrica, estimando assim o valor do contraste de densidade (300 kg/m^3) para o qual as profundidades da Moho e da interface crosta-manto obtida pela gravimetria melhor se ajustam. A inversão gravimétrica indica que a crosta da BCP é em média 7 km menos espessa do que a crosta da BP. Os resultados deste estudo sugerem a existência de uma descontinuidade crustal, e possivelmente uma sutura litosférica ao longo do gradiente gravimétrico entre as bacias do Chaco-Paraná e do Paraná.

Abstract

A comparative gravity study of the Chaco-Paraná (CPB) and the Paraná (PB) basins was carried out using the EGM08 and GOCE global geopotential models. The most prominent gravity feature in the study area is a gradient of 0,25 mGal/km, extending from north to south alongside the western border of the Paraná basin and continuing eastward towards the Atlantic coast at the latitude 30° S. This gradient separates both basins into two gravity provinces with distinct characteristics. The CPB is marked by positive Bouguer anomalies of about 10 to 20 mGal in amplitude with north-south trending, whereas in the PB the Bouguer anomalies range from -50 to -90 mGal and trend along the NE-SW direction. The gravity analysis was carried out in two ways. Firstly, the gravity effect from basalts and sediments was calculated and removed and the gravity anomaly due to deeper sources was inverted in order to determine the crust-mantle interface relief. Secondly, an isostatic analysis was carried out in order to estimate the compensation depth due to the observed topography using both Airy and continuous plate flexural models. These isostatic models, considering the observed topography as the only load, cannot account for the observed Moho regardless of the effective elastic thickness value. Moho depth provided by seismological studies, where available, were compared with the results of the gravity inversion, thus estimating the density contrast (300 kg/m^3) for which the Moho and crust-mantle interface depths are in agreement. The gravity inversion indicates that, in average, the CPB crust is 7 km thinner than the PB crust. This study suggests the existence of a crustal discontinuity, and perhaps even a lithospheric suture along the gravity gradient between the Chaco-Paraná and the Paraná basins.

Sumário

Agradecimentos	iii
Resumo	v
Abstract	vi
Sumário	vii
Lista de Figuras	ix
Capítulo 1 – Introdução	1
Capítulo 2 – Bacia do Chaco-Paraná	6
2.1 – Aspectos geotectônicos	6
2.2 – Dados sísmológicos de espessura crustal.....	13
Capítulo 3 – Modelos do Campo Geopotencial	19
3.1 – Modelos do campo geopotencial e suas aplicações em estudos litosféricos	19
3.2 – SAGM04	22
3.3 – EGM08.....	26
3.4 – GOCE_TIM_r3	27
3.5 – Comparação entre os modelos	31

Capítulo 4 – Modelagem e Interpretação Gravimétrica	38
4.1 – Processamento dos dados gravimétricos da bacia do Chaco-Paraná	38
4.2 – Efeito gravimétrico dos sedimentos e basaltos	40
4.3 – Outros efeitos a serem considerados	40
4.4 – Topografia da interface crosta-manto: Inversão pelo método de Parker-Oldenburg...	48
4.5 – Modelos isostáticos	54
Capítulo 5 – Discussões	62
5.1 – Modelos do campo gravitacional e dados sísmológicos	62
5.2 – Estimativa da profundidade da Moho versus inversão gravimétrica	63
5.3 – Considerações isostáticas flexurais: placa contínua ou rompida	64
5.4 – Sutura litosférica entre a BCP e BP	65
Capítulo 6 – Conclusões	70
Referências Bibliográficas	71

Lista de Figuras

- Figura 1.1 – *Mapa topográfico de parte da América do Sul. O quadrado vermelho indica a área de estudo; a linha azul a posição do Alto de Assunção, onde aflora. Contornos das bacias adaptados de Pezzi e Mozetic (1989) (bacia do Chaco-Paraná), e Milani e Zalán (1999) (bacia do Paraná).* 2
- Figura 2.1 – *Unidades tectônicas formadoras da parte sul e centro-oeste do continente sul-americano. Em vermelho a delimitação aproximada da área de estudo. Adaptado de Kröner e Cordani (2003) e Cordani et al. (2010).*..... 7
- Figura 2.2 – *Colunas estratigráficas das BCP e BP, baseadas em diversos autores. Adaptado de Milani e Zalán (1999).*..... 8
- Figura 2.3 – *Mapas de isópacas das sequências deposicionais da bacia do Chaco-Paraná. a) sequência Cambro-Ordoviciano (Las Breñas); b) Siluro-Devoniana; c) Neopaleozoica; d) Mesozoica; e) soma das anteriores e principais estruturas que contornam a bacia (linhas pretas). Isópacas digitalizadas a partir de Pezzi e Mozetic (1989); estruturas a partir de Pezzi e Mozetic (1989) e Chebli et al. (1999).* 13
- Figura 2.4 – *Distribuição dos dados de profundidade da Moho na área de estudo. Em azul são os resultados da compilação de Assumpção et al. (2013b), em verde são aqueles estimados pela FR por Bianchi (2008). O contorno em linha vermelha tracejada mostra os limites das BCP e BP, evidenciando a falta de dados no interior da BCP.* 16
- Figura 2.5 – *Modelo de profundidade da Moho na região continental obtido por Assumpção et al. (2013b). Isolinhas equiespaçadas em 5 km; a linha vermelha contínua mostra o contorno das BCP e BP.* 17
- Figura 2.6 – *Modelo de espessura crustal no Brasil e regiões adjacentes, de Assumpção et al. (2013a). Isolinhas equiespaçadas em 5 km.* 18
- Figura 3.1 – *Origem dos dados utilizados na elaboração do SAGM04 (Sá, 2004).* 24

Figura 3.2 – SAGM04, anomalias Bouguer no continente e ar-livre nos oceanos. O quadrado em branco é a área de estudo, a linha tracejada branca é a localização do perfil mostrado na Fig. 3.11. Escala de cores saturada em -100/+30 mGal.	25
Figura 3.3 – EGM08, anomalias Bouguer no continente e ar-livre nos oceanos, desenvolvido até grau e ordem (g/o) 2159. Escala de cores saturada em -100/+30 mGal.....	28
Figura 3.4 – EGM08, anomalias Bouguer no continente e ar-livre nos oceanos, desenvolvido até grau e ordem (g/o) 250. Escala de cores saturada em -100/+30 mGal.	29
Figura 3.5 – GOCE_TIM_r3, anomalias Bouguer no continente e ar-livre nos oceanos, desenvolvido até grau e ordem (g/o) 250. Escala de cores saturada em -100/+30 mGal.....	30
Figura 3.6 – SAGM04 reduzido ao equivalente de g/o 250, anomalias Bouguer no continente e ar-livre nos oceanos. Escala de cores saturada em -100/+30 mGal.	33
Figura 3.7 – Diferença absoluta entre os modelos a) EGM08 (g/o 250) e GOCE_TIM_r3; b) EGM08 (g/o 250) e SAGM04 Reduzido; c) GOCE_TIM_r3 e SAGM04 Reduzido. Escala de cores saturada em 0/+30 mGal.	34
Figura 3.8 – Histogramas residuais das áreas demarcadas na Figura 3.7. Colunas 1, 2 e 3 respectivamente mostram as diferenças entre EGM08 (g/o 250) e GOCE_TIM_r3, EGM08 (g/o 250) e SAGM04 Reduzido e GOCE_TIM_r3 e SAGM04 Reduzido.....	35
Figura 3.9 – Modelos do campo geopotencial na área de estudo: a) EGM08 (g/o 250); b) SAGM04 Reduzido; c) GOCE_TIM_r3. Escala de cores saturada em -100/+30 mGal. Campos residuais absolutos entre: d) EGM08 (g/o 250) e GOCE_TIM_r3; e) EGM08 (g/o 250) e SAGM04 Reduzido; f) GOCE_TIM_r3 e SAGM04 Reduzido. Escala de cores saturada em 0/+30 mGal.	36
Figura 3.10 – Perfis a) dos modelos GOCE_TIM_r3, EGM08 (g/o 250) e SAGM04 Reduzido; b) EGM08 e GOCE_TIM_r3 até os graus máximos 2159 e 250, respectivamente, e do SAGM04; c) residuais absolutos. A topografia é mostrada no perfil. Os perfis são indicados nos mapas das Figuras 3.2, 3.3, 3.4, 3.5, 3.6 e 3.9.	37
Figura 4.1 – Modelo EGM08 desenvolvido até o grau e ordem máximos (2160) e continuado para cima à altura de 60 km. O intervalo das linhas de contorno é 10 mGal. Escala de cores saturada em -100/+20 mGal.	39

Figura 4.2 – Derivada vertical do modelo EGM08 continuado para a) 10 km e b) 60 km. As linhas de contorno são as anomalias Bouguer após a continuação para cima à altura de 60 km (fig. 4.1), com intervalo das curvas de contorno de 10 mGal. As linhas tracejadas branca e verde mostram a localização aproximada da zona de sutura entre dois blocos litosféricos. Escalas de cores saturadas em a) -4/+5 EU e b) -2/+3 EU.	40
Figura 4.3 – Parametrização da espessura dos sedimentos em prismas retangulares: a) grade hipotética de 5° x 5°, em coordenadas geográficas; b) transformação para coordenadas cartesianas, em km; c) grade original (linhas tracejadas cor azul) e prismas (linhas pretas).	41
Figura 4.4 – Espessura dos sedimentos e basaltos: a) espessura de sedimentos da BCP de Pezzi e Mozetic (1989); b) espessura de sedimentos das BCP e BP de Milani e Thomaz Filho (2000); c) modelo final; d) espessura dos basaltos da BP de Melfi et al. (1988).	43
Figura 4.5 – Respostas gravimétricas: a) do modelo final de sedimentos; b) dos basaltos; c) total (soma dos sedimentos e basaltos).	45
Figura 4.6 – Remoção do efeito gravimétrico dos sedimentos e basaltos dos modelos gravimétricos: a) modelo EGM08; b) EGM08 subtraído do efeito gravimétrico total, doravante chamado de EGM08-reduzido; c) modelo GOCE_TIM_r3; d) GOCE_TIM_r3 subtraído do efeito gravimétrico total, doravante chamado de GOCE_TIM_r3-reduzido.....	46
Figura 4.7 – Resposta gravimétrica para diferentes modelos flexurais. Figura retirada de Sacek e Ussami (2009). A linha cinza na figura (b) indica a curva de zero mGal.	47
Figura 4.8 – Mapas das profundidades da interface crosta-manto, com $z_0 = 38$ km, a partir da inversão do EGM08-residual com contrastes de densidade a) $0,3 \times 10^3$ kg/m ³ ; b) $0,4 \times 10^3$ kg/m ³ e c) $0,5 \times 10^3$ kg/m ³ ; e a partir da inversão do GOCE_TIM_r3 com contrastes de densidade d) $0,3 \times 10^3$ kg/m ³ ; e) $0,4 \times 10^3$ kg/m ³ e f) $0,5 \times 10^3$ kg/m ³ . As linhas retas (vermelho) indicam os perfis A-A' e B-B'. Escala de cores saturada em +32/+44 km.	51
Figura 4.9 – Profundidade da interface crosta-manto (fig. 4.8a, em detalhe). As estrelas mostram novamente os dados sismológicos de espessura crustal mostrados na Fig. 2.4, sendo que as circuladas serão usadas nos perfis posteriores.. As linhas retas (vermelho) indicam os perfis A-A' e B-B'. Escala de cores saturada em +32/+44 km.	52

Figura 4.10 – Perfis A-A' e B-B' indicados na Figura 4.8. Perfis derivados do EGM08-residual a) A-A'; b) B-B'; derivados do GOCE_TIM_r3 c) A-A'; d) B-B'. Em cada caso são mostradas três estimativas do contraste de densidade entre a crosta e o manto: 0,3, 0,4 e 0,5 $\times 10^3$ kg/m ³ , respectivamente ilustradas pelas linhas verde, azul e roxa. As estações sísmológicas (estrelas) são as mais próximas de cada perfil (vide fig. 4.9), e a linha vermelha é a estimativa da Moho de Assumpção et al. (2013b).	53
Figura 4.11 – Modelo isostático de acordo com a hipótese de Airy.	54
Figura 4.12 – Mapas da profundidade de compensação isostática usando o modelo de Airy para $z_0 = 38$ km e contrastes de densidade entre a crosta e o manto de a) 0,3 $\times 10^3$ kg/m ³ (linha verde); b) 0,4 $\times 10^3$ kg/m ³ (linha azul) e c) 0,5 $\times 10^3$ kg/m ³ (linha roxa). Os perfis A-A' e B-B' são indicados nos mapas e mostrados respectivamente em (d) e (e), com a topografia. As estações representadas pelas estrelas são as mais próximas de cada perfil (vide fig. 4.9). Escala de cores saturada em +32/+44 km.	58
Figura 4.13 – Mapas e perfis da profundidade de compensação isostática usando o modelo de Airy para $z_0 = 38$ km, $\Delta\rho = 0,3 \times 10^3$ kg/m ³ e considerando os pacotes sedimentar e basáltico. Contrastes de densidade entre sedimentos e crosta de a) 0 $\times 10^3$ kg/m ³ (linha preta); b) -0,1 $\times 10^3$ kg/m ³ (linha verde tracejada) e c) -0,2 $\times 10^3$ kg/m ³ (linha verde pontilhada). Os perfis A-A' e B-B' são indicados nos mapas e mostrados respectivamente em (d) e (e), com a topografia.	59
Figura 4.14 – Anomalias gravimétricas derivadas do modelo isostático de Airy, com contraste de densidade dos sedimentos de: a) sem considerá-los (linha verde); b) -0,1 $\times 10^3$ kg/m ³ (linha preta); c) -0,2 $\times 10^3$ kg/m ³ (linha cinza); Os perfis A-A' e B-B' são indicados nos mapas e mostrados respectivamente em (d) e (e), com a topografia e os modelos EGM08-residual (linha vermelha) e GOCE_TIM_r3-residual (linha azul).	60
Figura 4.15 – Perfis da profundidade de compensação isostática flexural, para $z_0 = 38$ km. a) perfil A-A'; b) perfil B-B'. Em cada caso são mostradas três estimativas do T_e : 30, 50 e 70 km, respectivamente ilustradas pelas linhas verdes cheia, tracejada e pontilhada, além do caso $T_e=0$ (modelo de Airy, linha preta). As respectivas respostas gravimétricas são mostradas em c) perfil A-A' e d) perfil B-B', com os modelos EGM08 (linha vermelha) e GOCE_TIM_r3 (linha azul).	61

Figura 5.1 – <i>Repersentação qualitativa do modelo da placa rompida</i>	65
Figura 5.2 – <i>Mapa de contorno da anomalia Bouguer do EGM08 continuado para 60 km, com intervalo das linhas de contorno de 10 mGal. A área de estudo representa em escala de cores a interface crosta-manto obtida pela inversão do EGM08-residual, com $\Delta\rho = 300 \text{ kg/m}^3$ e $z_0 = 38 \text{ km}$ (fig. 4.8a).</i>	67
Figura 5.3 – <i>Limites do terreno Rio de La Plata, de Pomposiello et al. (2011). A linha tracejada vermelha é o limite dado por Rapela et al. (2007), enquanto que o rosa é de Ramos et al. (2010). As idades mostradas são a partir de Rapela et al. (2007), com os quatro poços por eles analisados na margem esquerda (Saíra, Ordoñez, Camilo Aldao e Santiago Temple).</i>	68
Figura 5.4 – <i>Perfis A-A'e B-B' (vide fig. 5.2), mostrando todos os dados obtidos anteriormente (vide legenda), apenas para o caso em que $\Delta\rho = 300 \text{ kg/m}^3$. Também são mostrados a topografia (linha vermelha, com a escala ampliada 5x), os sedimentos (linha verde) e os basaltos (vermelho claro). A região em destaque é a da zona de sutura inferida.</i>	69

Capítulo 1

Introdução

A bacia do Chaco-Paraná estende-se por uma área de 700.000 km² na porção meridional da placa Sul Americana, mais precisamente no nordeste da Argentina, entre as latitudes 25-35° S e longitudes 55-65° W. A bacia do Chaco-Paraná é separada da bacia do Paraná pelo Alto de Assunção, sendo esse último parcialmente coberto por sedimentos. A localização do alto e os limites geográficos das duas bacias são mostrados na Figura 1.1.

A região toda do nordeste argentino, de forma mais abrangente além dos limites da bacia do Chaco-Paraná, é caracterizada morfologicamente por uma planície com altitudes em torno de 100 m acima do nível do mar, a qual se estende por mais de 1.000.000 km² e é conhecida como Planície Chacopampeana. A planície encontra-se coberta por sedimentação quaternária advinda dos Andes, e essa cobertura sedimentar ocorre até a costa Atlântica (Chebli *et al.*, 1999). Além dessa cobertura sedimentar, a região é caracterizada pela ausência de grandes eventos tectônicos recentes e por poucos afloramentos (Russo *et al.*, 1986; Pezzi e Mozetic, 1989; Chebli *et al.*, 1999). Juntos, esses fatores não permitem o estudo direto das sequências sedimentares anteriores ao quaternário ou do embasamento na área, o que torna a compreensão geológica da bacia do Chaco-Paraná dependente de dados provenientes de poços ou de levantamentos geofísicos.

As perfurações e linhas sísmicas presentes na planície estão ligadas à exploração de recursos naturais e minerais, como água, carvão e petróleo, e possuem uma distribuição escassa e heterogênea, com poços por vezes distantes centenas de quilômetros entre si (Padula e Mingramm, 1969; Russo *et al.*, 1986). O insucesso na busca por hidrocarbonetos tem causado uma diminuição nos esforços exploratórios na área (Chebli *et al.*, 1999), dificultando novos estudos detalhados na região.

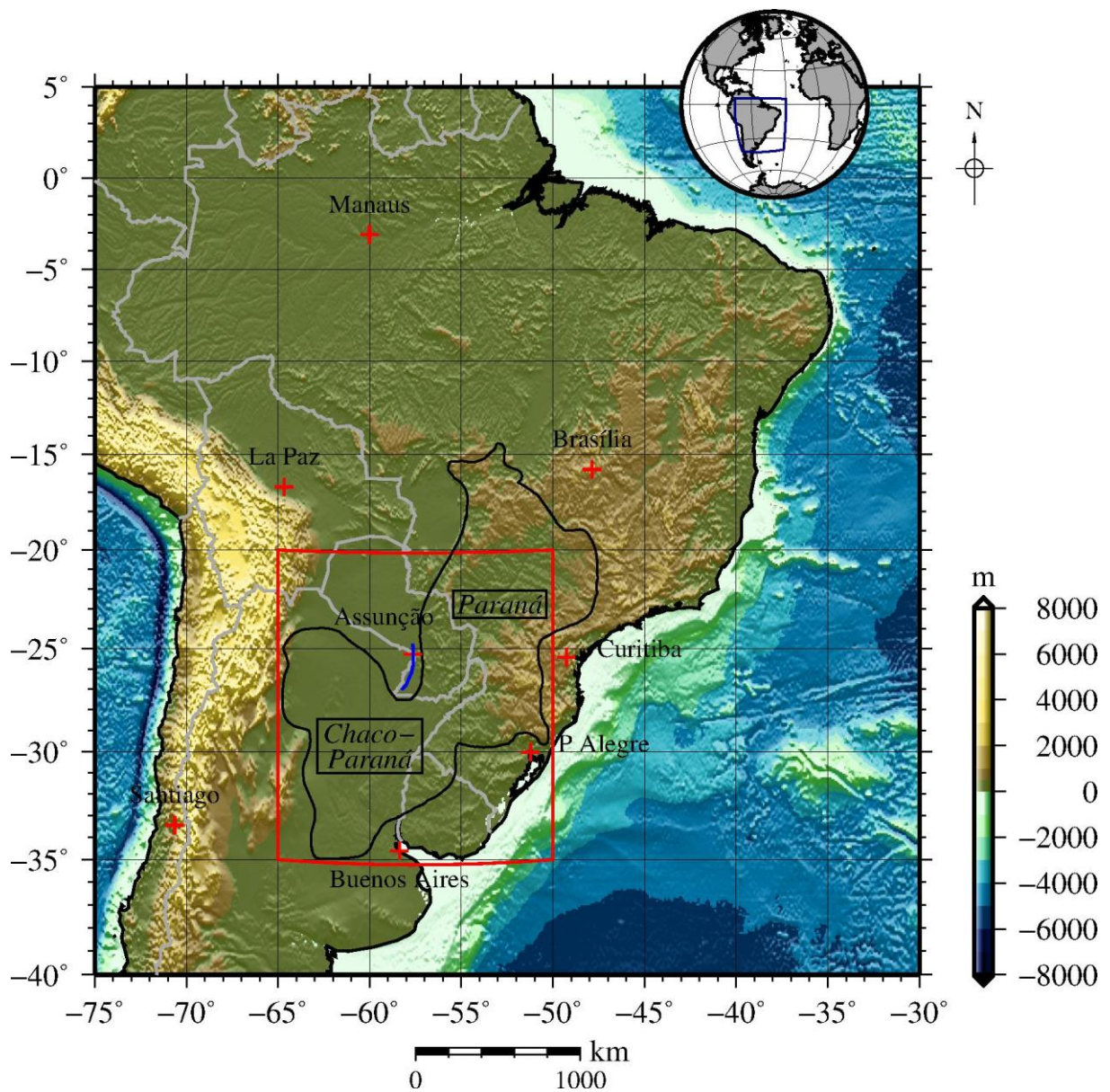


Figura 1.1 – Mapa topográfico de parte da América do Sul. O quadrado vermelho indica a área de estudo; a linha azul a posição do Alto de Assunção, onde aflora. Contornos das bacias adaptados de Pezzi e Mozetic (1989) (bacia do Chaco-Paraná) e Milani e Zalán (1999) (bacia do Paraná).

Os processos geodinâmicos que controlaram a subsidência da bacia do Chaco-Paraná são ainda pouco conhecidos e diversos estudos sismológicos (Snoke e James, 1997; Feng *et al.*, 2007; Bianchi, 2008; Assumpção *et al.*, 2013a; Assumpção *et al.*, 2013b; Chulik *et al.*, 2013), têm apontado diferenças substanciais entre as litosferas sob as duas bacias, como diferentes profundidades para a Moho e diferentes velocidades de propagação da onda S no manto superior. Esses autores, de maneira geral, estimam uma profundidade da Moho menor na bacia do Chaco-Paraná, entre 30 e 40 km, enquanto que na do Paraná as estimativas são superiores a 40 km. Já os modelos de velocidade de propagação da onda S (Snoke e James, 1997; Feng *et al.*, 2007) evidenciam uma velocidade menor de propagação no manto superior sob a bacia do Chaco-Paraná, em comparação com a do Paraná. O maior problema dos modelos sismológicos, no entanto, reside na inexistência de estações na região da bacia do Chaco-Paraná, como mostra a compilação mais recente dos dados sismológicos disponíveis na América do Sul (Assumpção *et al.*, 2013b).

Em coerência com observações sismológicas, modelos do campo geopotencial têm indicado anomalias Bouguer sistematicamente negativas na bacia do Paraná e positivas na bacia do Chaco-Paraná. Essas características foram inicialmente notadas nos modelos SAGM04 (*South American Gravity Model 2004*) (Sá, 2004) e EGM08 (*Earth Gravitational Model 2008*) (Pavlis *et al.*, 2008). O primeiro é um modelo regional para a placa Sul Americana, e o segundo é global, sendo que ambos possuem uma resolução máxima de 5'. No entanto, essa só é válida onde a cobertura de dados terrestres for suficientemente boa e de qualidade. No caso do EGM08 os dados terrestres utilizados não estão documentados, e os espaciais são de baixa resolução. Já no caso do SAGM04 a cobertura na área da bacia do Chaco-Paraná, apesar de conhecida, é heterogênea e esparsa, e o modelo usado para preencher os vazios também é de baixa resolução.

A resolução do modelo de geopotencial em uma dada região, portanto, está diretamente relacionada com a densidade de dados terrestres ali disponíveis e, no caso de inexistência desses, o modelo dependerá dos dados espaciais disponíveis. Em 2009 foi lançada pela ESA (*European Space Agency*) a missão de satélite GOCE (*Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer*), que busca mapear o campo de gravidade terrestre com uma precisão de 1-2 mGal a uma resolução horizontal de cerca de 100 km (ESA, 1999). O avanço é grande se comparado aos dados de satélite que compõem o EGM08, cuja resolução não ultrapassa 285 km. A missão continua em operação e de tempos em tempos

novos modelos são elaborados, sejam eles puramente constituídos pelos dados do GOCE ou por metodologias diversas, envolvendo dados de outros satélites ou outras fontes (Pail *et al.*, 2011). Esses modelos são disponibilizados através do sítio do ICGEM (*International Centre for Global Earth Models*, 2013) <http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/modelstab.html>, e um deles, o GO_CONS_GCF_2_TIM_R3 (Pail *et al.*, 2011) (doravante chamado GOCE_TIM_r3), constituído unicamente por dados da missão GOCE, foi utilizado neste trabalho.

Devido à qualidade e distribuição homogênea dos dados não só no modelo escolhido, mas de maneira geral nos modelos espaciais recentes, eles podem auxiliar ou até mesmo ser a principal ferramenta para o estudo de regiões como a da bacia do Chaco-Paraná, onde não dispúnhamos de levantamentos terrestres. Neste trabalho, o uso do modelo GOCE_TIM_r3 corroborou tanto o EGM2008 quanto o SAGM04. A bacia do Paraná é caracterizada por anomalias Bouguer negativas e a do Chaco-Paraná por anomalias positivas. De maneira geral, todos os modelos indicam que as duas bacias são separadas por um gradiente gravimétrico na anomalia Bouguer da ordem de 0,25 mGal/km, e que a diferença na amplitude do sinal entre as duas é da ordem de 80 mGal. Essa característica, se não devida a efeitos intracrustais e variações de densidade no manto, reflete uma mudança notável na profundidade da Moho e/ou variação lateral de densidade na crosta e no manto superior entre as bacias.

O objetivo deste trabalho é determinar a estrutura crustal sob as bacias do Chaco-Paraná e do Paraná a partir dos modelos do campo potencial, analisando-os de maneira integrada a outros dados geofísicos disponíveis.

Os efeitos gravimétricos devidos aos sedimentos das bacias do Chaco-Paraná e Paraná, além dos basaltos do derrame Serra Geral, são calculados e removidos do campo total, de modo que a componente gravitacional referente à interface crosta-manto e às variações intracrustais e de densidade no manto, seja isolada. A partir desse campo reduzido é feita uma inversão pelo método de Parker-Oldenburg (Parker 1972; Oldenburg, 1974), que fornece, por fim, uma estimativa gravimétrica para o relevo da interface crosta-manto na área de estudo. Os modelos de compensação isostática de Airy e flexural também foram testados, com a determinação do relevo da superfície de compensação para ambos os casos.

A dissertação se divide em seis capítulos. Seguindo a presente Introdução, o Capítulo 2 revisa a geologia da bacia do Chaco-Paraná, sintetizando as suas características gerais,

formação tectônica e evolução sedimentar. São mostradas as isópacas digitalizadas da literatura e também são mostrados os dados já existentes para a profundidade da Moho na região, obtidos a partir de estudos sismológicos.

O Capítulo 3 inicialmente discute o uso de modelos geopotenciais em estudos tectônicos, mostrando em seguida os diferentes modelos utilizados e suas principais características. Estes, por fim, são comparados entre si.

O Capítulo 4 contém os processamentos realizados. Inicialmente são mostrados os processamentos gravimétricos, como continuações e derivadas. Em seguida há o cálculo do efeito dos sedimentos e basaltos, parametrizados para prismas retangulares a partir de algoritmo desenvolvido por Chaves (2010), com base em Nagy *et al.* (2000). Na sequência o campo gravimétrico é reduzido do efeito dos sedimentos e basaltos, sendo realizada a inversão desse campo a partir de algoritmo desenvolvido por Gómez-Ortiz e Agarwal (2004), baseado em Parker (1972) e Oldenburg (1974). Por fim também são calculadas as topografias da interface crosta-manto segundo os modelos de compensação isostática local (ou de Airy) e flexural.

Os capítulos 5 e 6 respectivamente trazem as discussões dos resultados e as conclusões da dissertação.

Todos os mapas, as transformações dos campos gravimétricos e os cálculos do efeito flexural, foram realizados utilizando o GMT-Generic Mapping Tools (Wessel e Smith, 1991).

Capítulo 2

Bacia do Chaco-Paraná

2.1 Aspectos Geotectônicos

O continente sul-americano formou-se a partir da colagem entre diversos blocos cratônicos e terrenos alóctones (Ramos, 1988; Almeida, 2000), resultante de processos de translação desses terrenos, colisões continente-continente e estabelecimento de zonas de subducção. Os processos dinâmicos e de amalgamação teriam ocorrido majoritariamente desde o Proterozoico até o início do Paleozoico, sofrendo apenas pequenas alterações no restante do Fanerozoico (Ramos, 1988). Dessa forma, o continente sul-americano é hoje constituído por um mosaico complexo de unidades tectônicas distintas. Na área de estudo, até hoje, são identificadas três unidades principais: Rio de La Plata, Rio Apa e Paranapanema, como mostra a Figura 2.1 (Kröner e Cordani, 2003). É sobre esse arcabouço tectônico que se depositaram, ao longo do Fanerozoico, as sequências sedimentares constituintes das bacias sul-americanas.

A bacia do Chaco-Paraná (BCP) caracteriza-se como uma bacia paleozoica, intraplaca e policíclica, de desenvolvimento complexo marcado por diversas fases de subsidência e soerguimento ao longo de sua história. São identificados os seguintes ciclos deposicionais na bacia (Pezzi e Mozetic, 1989): Cambro-Ordoviciano, Siluro-Devoniano, Neopaleozoico, Mesozoico e Cenozoico. Sua coluna estratigráfica com as sequências mencionadas é mostrada na Figura 2.2, em comparação com a coluna da bacia do Paraná (BP).

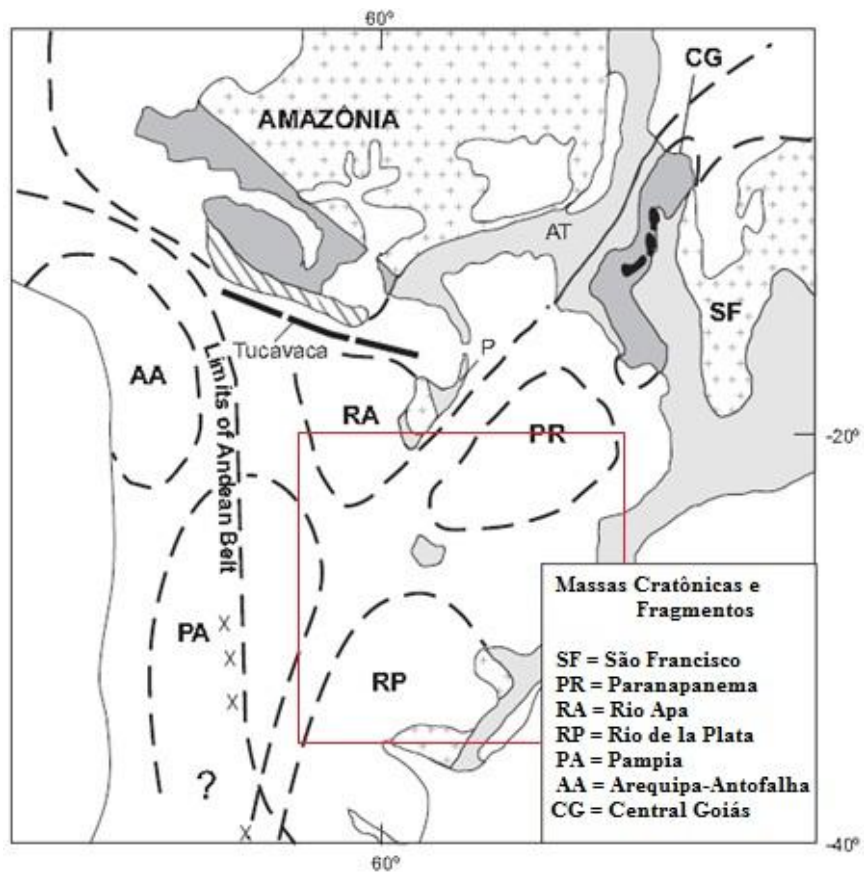


Figura 2.1 – Unidades tectônicas formadoras da parte sul e centro-oeste do continente sul-americano. Em vermelho a delimitação aproximada da área de estudo. Adaptado de Kröner e Cordani (2003) e Cordani et al. (2010).

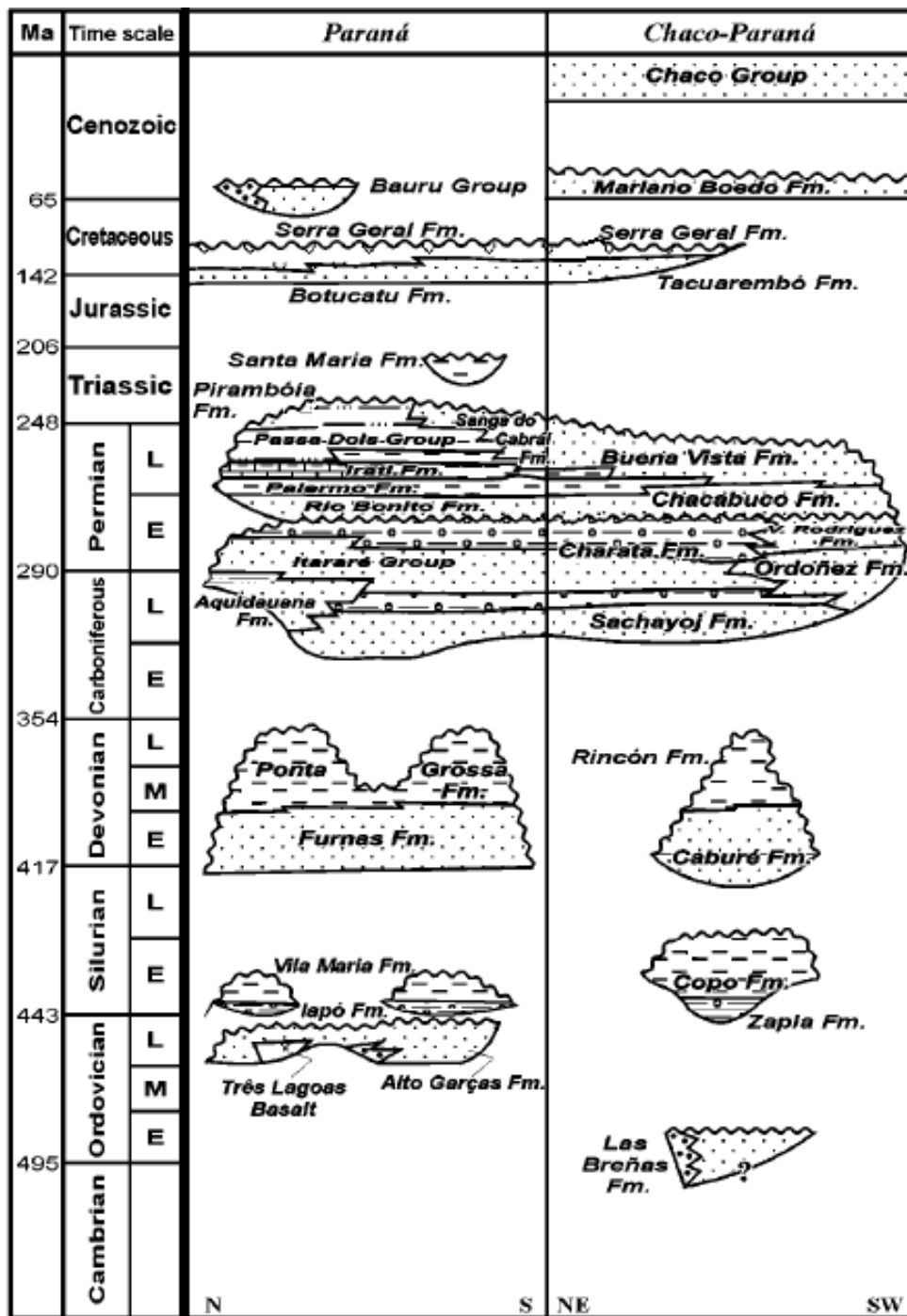


Figura 2.2 – Colunas estratigráficas das BCP e BP, baseadas em diversos autores. Adaptado de Milani e Zalán (1999).

A subsidência da BCP tem início no Eopaleozoico, com suas sequências sedimentares estendendo-se até o Quaternário, o que confere à bacia um registro de aproximadamente 500 Ma em seus estratos, ainda que com alguns hiatos. A BCP tem sua origem anterior à BP, com a qual compartilha as sequências neopaleozoicas e mesozoicas, incluindo nessa última o derrame basáltico da Formação Serra Geral. As duas bacias voltam a evoluir de forma distinta durante o Cenozóico (Russo *et al.*, 1986; Pezzi e Mozetic, 1989; Chebli *et al.*, 1999; Ramos, 1999; Milani e Thomaz Filho, 2000). Apesar da planície na área da BCP sugerir uma certa quiescência tectônica, a grande variabilidade lateral das estruturas geológicas que controlaram a subsidência da bacia sugerem um passado dinâmico, com a presença de formas compressionais na borda oeste, provavelmente de influência andina, com falhamentos de alto ângulo e falhamentos normais (Yrigoyen, 1999).

As principais características de cada sequência, bem como o contexto de suas formações, são mostradas a seguir.

2.1.1 Sequência Cambro-Ordoviciano

Pezzi e Mozetic (1989) identificam a sequência mais antiga como sendo a de Las Breñas (fig. 2.3a), que recebe na literatura castelhana a designação de bacia devido à sua colocação singular no contexto da BCP. As informações sobre essa sequência são quase que exclusivamente provenientes de levantamentos sísmicos, com apenas um poço tendo atingido sua porção mais superior (Chebli *et al.*, 1999). Sua idade é estimada como sendo cambro-ordoviciano e sua espessura máxima, estimada pela sísmica, é de 5000 m.

Sua forma é de uma fossa assimétrica alongada no eixo NE-SW. Seus limites sul e leste são erosivos, o limite norte é desconhecido pois não há levantamentos sísmicos na área, e o oeste é marcado pela falha de Las Breñas, o que a confere um formato de semi-gráben. Milani e Ramos (1998) associam a falha de Las Breñas ao mesmo conjunto de falhas de mesma orientação que ocorrem ao longo do eixo principal da BP. Os autores sugerem que a orogenia Oclóyica, dada pelo choque da Precordilheira com a placa sul americana no Meso a Neo-Ordoviciano, teria causado deformações compressionais pré-Silurianas no pacote sedimentar, as quais foram identificadas por sísmica e são descritas por Chebli *et al.* (1999) como inversões tectônicas anteriores ao Paleozóico superior.

2.1.2 Sequência Siluro-Devoniana

Em direção ao noroeste deposita-se uma sequência de idade siluro-devoniana em forma de cunha (fig 2.3b), sendo que uma parte dela está em discordância sobre Las Breñas. Sua espessura é máxima (~ 4000 m) na parte noroeste, diminuindo até desaparecer a sudeste. Pezzi e Mozetic (1989) sugerem uma continuação dessa sequência em direção ao sul, o que é confirmado a partir de microfósseis de mesma idade encontrados sob a sequência neopaleozoica e dados sísmicos, como relatam Chebli *et al.* (1999). Estes autores, no entanto, apenas especulam sobre os limites dessa continuação. As formações que constituem a sequência são detalhadas em Russo *et al.* (1979) e Chebli *et al.* (1999).

Do ponto de vista tectônico, toda a sequência siluro-devoniana seria decorrente da subsidência da bacia como um sistema de bacia de ante-país associada à orogenia Oclóyica (Ramos, 1999). O Alto de Assunção que fora ativado por volta do Siluriano teria sido o responsável por separar a BCP do então golfo que constituía a BP (Pezzi e Mozetic, 1989).

2.1.3 Sequências Neopaleozoica e Mesozoica

Em seguida ocorrem as sequências neopaleozoicas (fig 2.3c) e mesozoicas (fig 2.3d), as únicas que podem ser consideradas estritamente “chacoparanaenses” devido à continuidade destas na BP (Pezzi e Mozetic, 1989).

A sequência neopaleozoica atinge uma espessura máxima, dada pela sísmica, de 2500 m, próximo à província argentina de Santa Fé. A partir dali se desenvolve de maneira simétrica por uma grande extensão, chegando a sobrepor discordantemente parte dos sedimentos siluro-devonianos. O limite nordeste da sequência é deposicional, enquanto que o noroeste é erosivo controlado pelo alto de Rincón-Caburé, que não possui expressão morfológica. A oeste o limite é dado pelas Sierras Pampeanas (ou Arco Pampeano) e a leste pelo alto de Assunção. Já ao sul o limite é erosivo controlado pelo alto de Junín-Las Cañas (fig 2.3e) (Russo *et al.*, 1986; Pezzi e Mozetic, 1989; Chebli *et al.*, 1999).

No Neopaleozoico as BCP e BP estão localizadas na parte sudoeste de Gondwana, onde passam por um período de glaciação e degelo. Os extratos neopaleozoicos da BCP

contém facies continentais, litorâneas, marinhas e glácio-marinhas ou glácio-lacustres, sendo que distinguem-se duas formações principais na BCP: Formação (Fm.) Ordoñes, datada entre o final do Carbonífero e início do Permiano, e Fm. Victoriano Rodríguez, do Permiano, que se relacionam com as sequências Sachayoj e Charata, anteriormente descritas por Padula e Mingramm (1969) na BCP setentrional. A porção superior da Fm. Ordoñes é amplamente marcada pela presença de diamictitos associados à glaciação continental, podendo em parte ser correlacionada com o Grupo Itararé na BP. Winn e Steinmetz (1998) no entanto sugerem massas de gelo distintas entre as duas bacias.

Sucessivamente há a sequência mesozoica, que se desenvolve praticamente na mesma extensão e aproximadamente a partir do mesmo depocentro da sequência neopaleozoica. Toda a sequência mesozoica está associada a esforços extensionais ligados à ruptura entre os continentes sul-americano e africano e à formação do oceano Atlântico. A sequência se desenvolve inicialmente com uma deposição flúvio-lacustre controlada por falhas normais. Em seguida a subsidência na bacia continua, e inicia-se uma deposição de clima árido, marcado pela presença de arenitos eólicos (Fm. Tacuarembó). Destaca-se nesse período a ocorrência de um expressivo derrame basáltico toleítico, que se concentra na porção centro-meridional da sequência mesozoica. Esse derrame, sendo datado entre 117 Ma (Stipanovic e Linares, 1975, *apud* Chebli *et al.*, 1989) e 153 ± 5 Ma (Herbst e Santa Cruz, 1985, *apud* Chebli *et al.*, 1989), faz parte do vulcanismo Serra Geral, que na BP, onde foi mais estudado, é datado pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em 134.8 ± 1 Ma (Thiede e Vasconcelos, 2010). As isópacas da Figura 2.3d representam a espessura somada das Fms. Serra Geral e Tacuarembó, cujos sedimentos ocorrem abaixo, acima, ou de forma intercalada à Fm. Serra Geral (Russo *et al.*, 1979; Pezzi e Mozetic, 1989). Por fim ocorre a Fm. Mariano Boedo, que marca a transição do até então ambiente continental para um ambiente deposicional marinho costeiro (Chebli *et al.*, 1999).

2.1.4 Sequência Cenozoica

Ao término dos ciclos deposicionais descritos anteriormente, a BCP se estabelece como um sistema de ante-país distal (Ramos, 1999), diferenciando-se novamente da BP. Distinguem-se na sequência cenozoica tanto depósitos do terciário (oligoceno, mioceno e plioceno), como quartenários (Padula, 1979), sendo que a soma da sequência cenozoica tem uma espessura média de 500 m em alguns poços amostrados na porção sudoeste da BCP (Winn e Steinmetz, 1998; Rapela *et al.*, 2007)

2.1.5 Considerações finais

A espessura média de sedimentos na bacia, quando somadas todas as sequências, é da ordem de 4 km, atingindo seu máximo na região de Las Breñas, com cerca de 6 km, como mostra a Figura 2.3e. Afora alguns trabalhos de cunho local, aparentemente não existe um mapeamento completo do derrame basáltico na BCP, ao contrário do que existe para a BP (Melfi *et al.*, 1987), sendo que na BCP ele é sempre mostrado em associação à Fm. Tacuarembó.

Todas as sequências mostradas na Figura 2.3 foram digitalizadas com o uso do *software* Oasis Montaj (Geosoft). As curvas foram inicialmente descritas por uma sequência de pontos referenciados a um sistema de coordenadas local definido pelo programa, os quais depois foram georreferenciados a partir de coordenadas conhecidas. Os pontos por fim foram interpolados por uma curva a partir do *surface*, disponível no pacote GMT (Wessel e Smith, 1991).

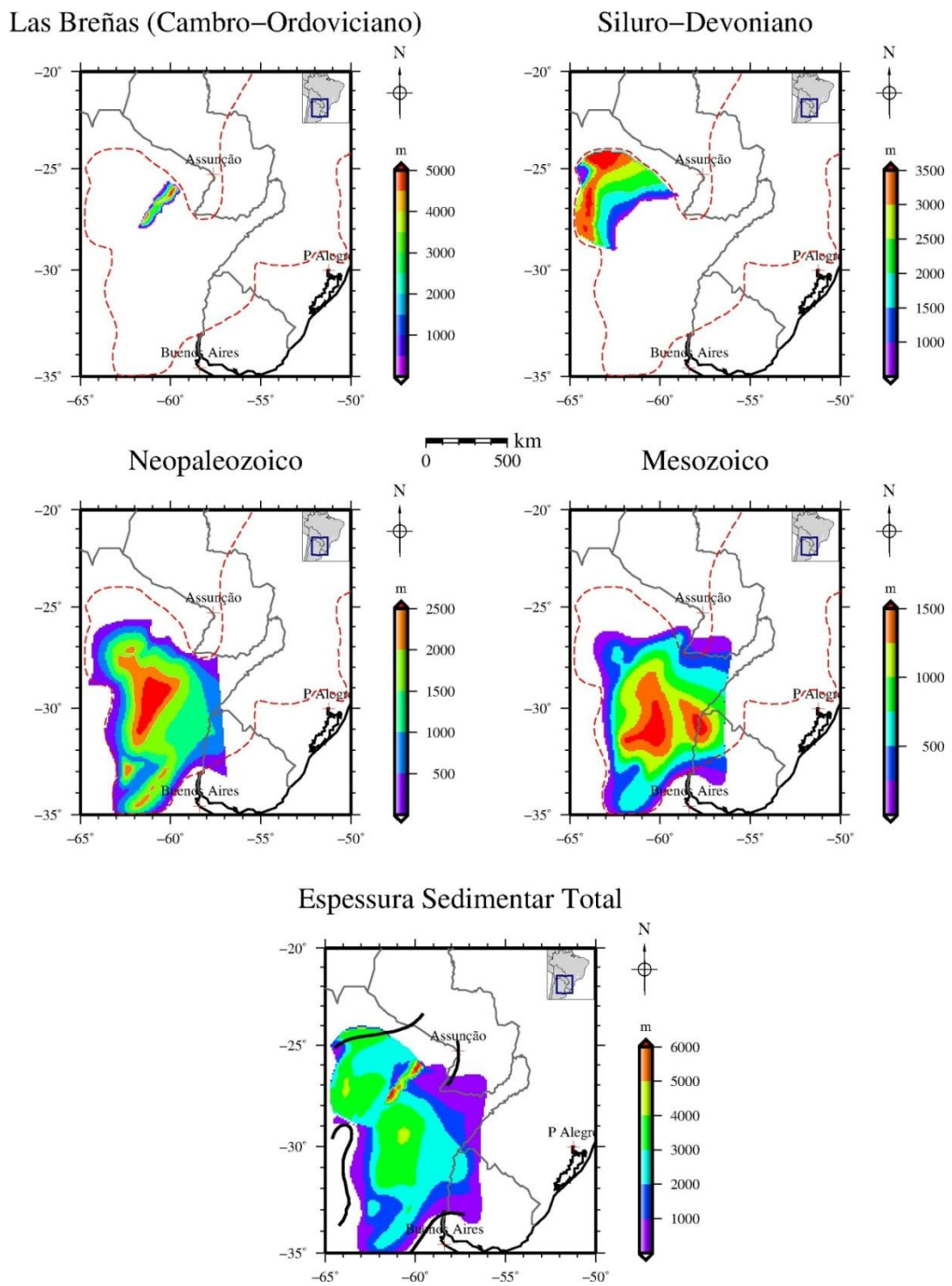


Figura 2.3 – Mapas de isópacas das seqüências deposicionais da bacia do Chaco-Paraná. a) seqüência Cambro-Ordoviciano (Las Breñas); b) Siluro-Devoniano; c) Neopaleozoico; d) Mesozoico; e) soma das anteriores e principais estruturas que contornam a bacia (linhas pretas). Isópacas digitalizadas a partir de Pezzi e Mozetic (1989); estruturas a partir de Pezzi e Mozetic (1989) e Chebli et al. (1999).

2.2 Dados sismológicos de espessura crustal

2.2.1 Introdução

Uma melhor compreensão dos processos tectônicos que formaram e preservam os continentes depende do conhecimento da distribuição da espessura crustal dentro deles, uma vez que a variação da espessura está ligada ao grau de compensação isostática, distribuição de esforços, além de servir como correção a estudos do manto superior (Assumpção *et al.*, 2013a; 2013b). Assim, a variação da espessura crustal, junto a dados de velocidade de propagação das ondas sísmicas na crosta, pode auxiliar no delineamento de províncias geológicas (Chulick *et al.*, 2013).

Não obstante a sua importância, a estrutura litosférica do continente sul-americano continua sendo uma das menos estudadas e conhecidas, um problema decorrente da falta de perfis sísmicos de refração profunda e pela baixa densidade e distribuição heterogênea das estações sismológicas (Feng *et al.*, 2004). Em busca de melhorar a situação, novas estações têm sido instaladas através de projetos como o *Brazilian Lithospheric Seismic Project* (BLSP), o qual vem sendo executado desde 1992 (BLSP92; BLSP95; BLSP02) (Assumpção *et al.*, 2002; Feng *et al.*, 2004).

Metodologicamente, a determinação da espessura crustal na América do Sul, usando ondas sísmicas produzidas por terremotos e sua propagação, tem sido efetuada pela técnica da função do receptor. A função do receptor (FR) consiste em isolar, no sinal registrado na estação, os efeitos das estruturas locais daqueles oriundos tanto de outras heterogeneidades pela qual a onda propagou, quanto das complexidades da própria fonte (Assumpção *et al.*, 2002). A FR também pode se valer de curvas de dispersão de ondas de superfície como vínculo para sua inversão ou mesmo para inversões conjuntas (An e Assumpção, 2004).

2.3.2 Dados de espessura crustal nas BCP e BP

Nos estudos gravimétricos e isostáticos, dados independentes provenientes da sismologia são de fundamental importância para diminuirmos a ambiguidade do método gravimétrico.

As recentes compilações de dados de espessura crustal englobando sísmica ativa, função do receptor e ondas de superfície, no Brasil e áreas adjacentes por Assumpção *et al.* (2013a), e para toda a América do Sul por Assumpção *et al.* (2013b) e Chulik *et al.* (2013), mostram que a BCP é desprovida tanto de estudos de sísmica ativa (perfis de refração ou reflexão) como de estações para estudos da FR. A Figura 2.4 mostra a distribuição dos dados compilados na área de estudo (estrelas azuis), os quais foram utilizados na elaboração do mais recente modelo de espessura crustal da plataforma sul-americana (fig. 2.5). Assumpção *et al.* (2013b) utilizaram vínculos gravimétricos ou isostáticos nas áreas totalmente desprovidas de dados sismológicos.

Na Figura 2.4, as estrelas verdes indicam as estações analisadas por Bianchi (2008) com o uso da FR. Para cada estação sismográfica é indicada a profundidade da Moho, ou seja, a espessura crustal subtraída da topografia. Uma maior profundidade se nota tanto na porção noroeste, já sob influência dos Andes, quanto na BP, onde estaria associada à uma raiz cratônica, possivelmente fragmentada e com *underplating* (Juliá *et al.*, 2008; Santos, 2010; Mariani *et al.*, 2013). Na BCP não há dados sismológicos, salvo alguns em sua borda oeste, nas Sierras Pampeanas, e um no Paraguai, na divisa com a BP. Nota-se que as informações sismológicas concentradas no entorno da BCP possuem, em geral, uma profundidade mais rasa da Moho, próxima de 35 km.

O modelo final da Figura 2.5 evidencia uma espessura crustal ainda menor na bacia do Chaco, que continua ao norte da BCP e compreende a Bolívia, o Paraguai e parte da Argentina, com uma profundidade da Moho menor que 30 km. Este resultado também foi obtido por Snoke e James (1997), que estimaram uma espessura crustal na BP de cerca de 42 km de espessura e de 32 km na bacia do Chaco. Como será visto no capítulo seguinte, gravimetricamente há uma continuidade entre esta região de crosta muito fina e a BCP, o que sugere que também a crosta na região da BCP possa ser ainda mais fina do que o modelo da Figura 2.5 propõe.

Outros estudos como o de Assumpção *et al.* (2013a) (fig. 2.6) e Chulik *et al.* (2013) também mostram a região da BCP com uma espessura crustal variando entre 30 e 40 km, enquanto que na região da BP a espessura crustal é superior à 40 km,

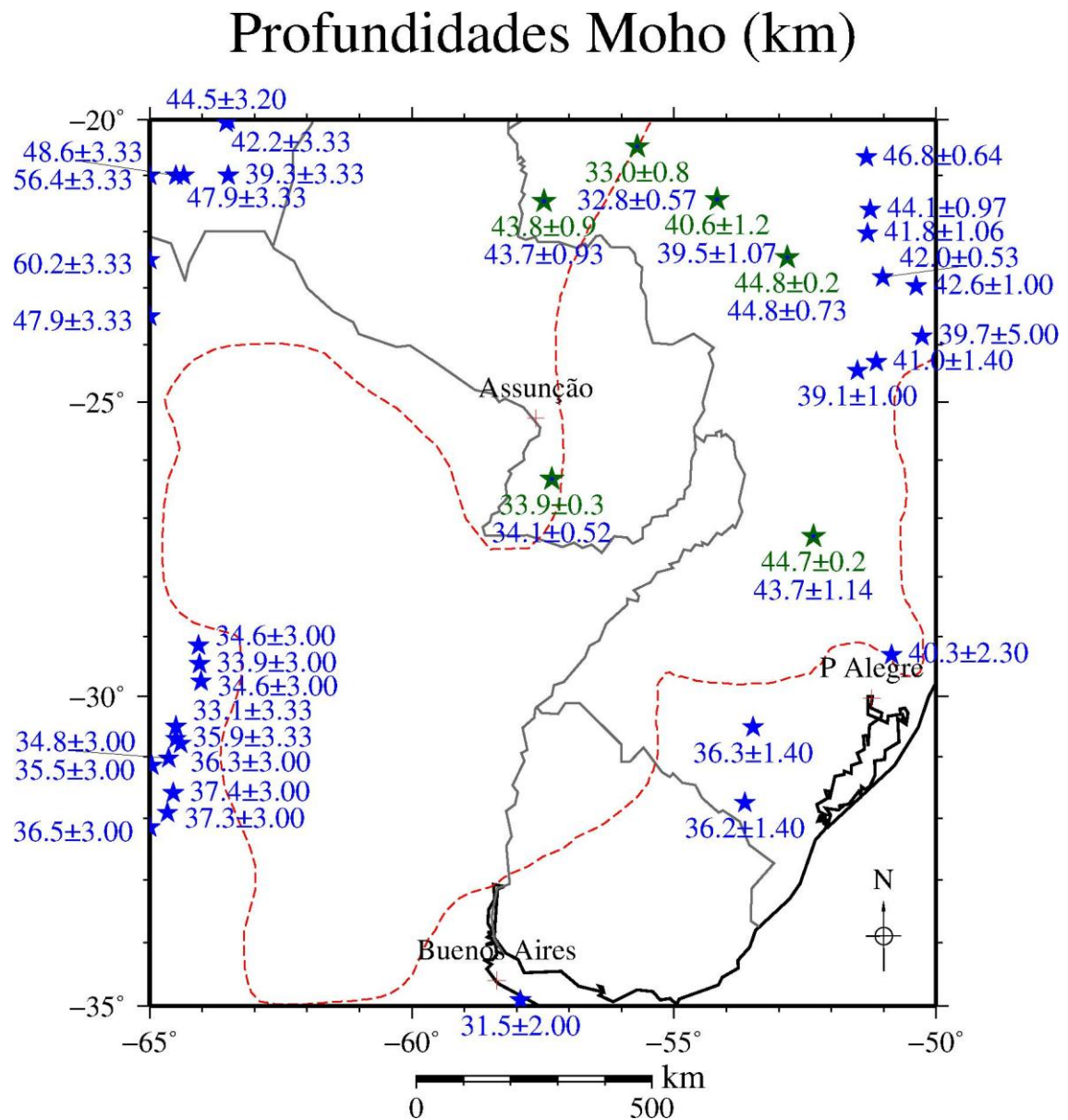


Figura 2.4 – Distribuição dos dados de profundidade da Moho na área de estudo. Em azul são os resultados da compilação de Assumpção *et al.* (2013b), em verde são aqueles estimados pela FR por Bianchi (2008). O contorno em linha vermelha tracejada mostra os limites das BCP e BP, evidenciando a falta de dados no interior da BCP.

Feng2012SET_Moho_3

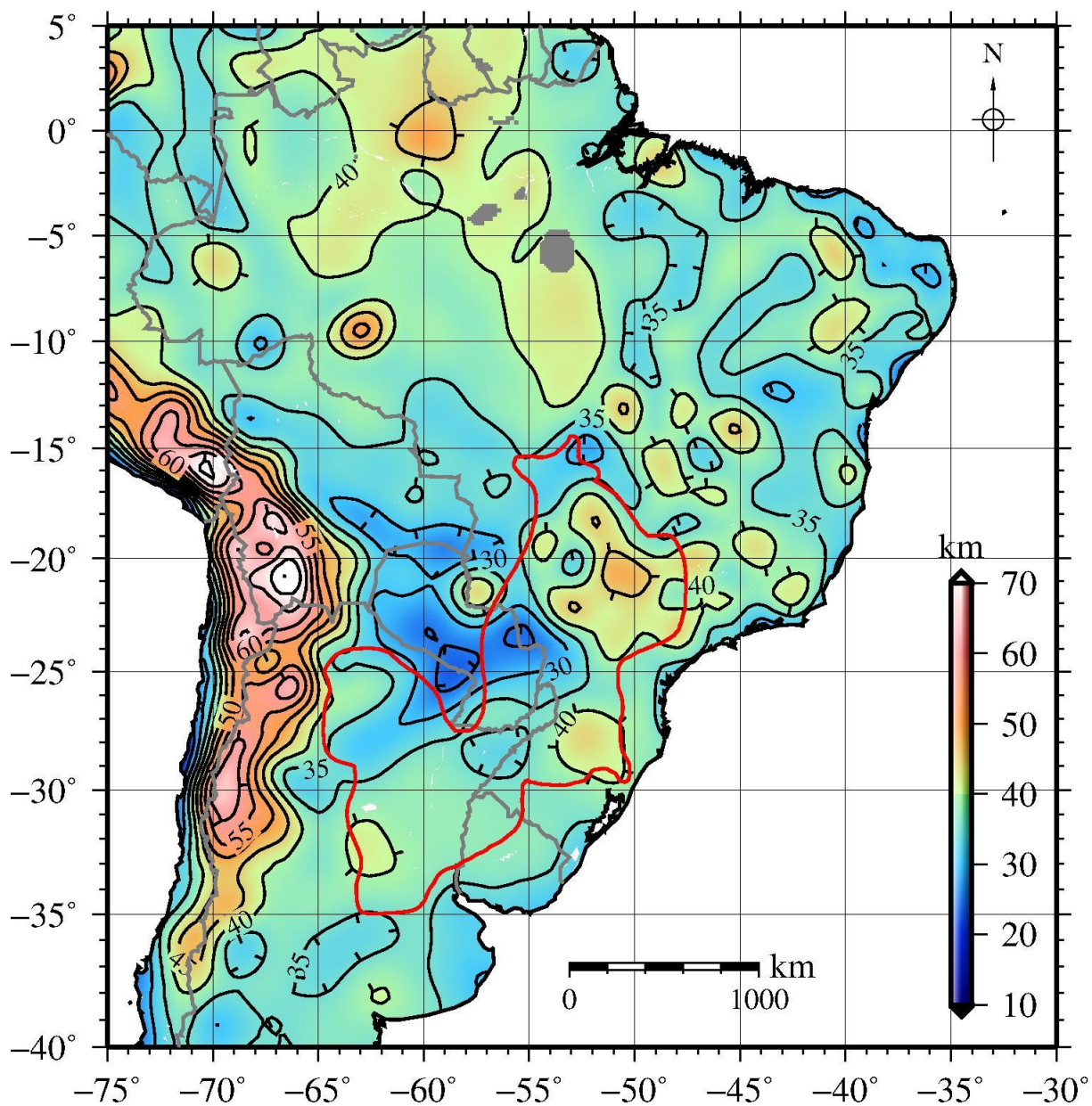


Figura 2.5 – Modelo de profundidade da Moho na região continental obtido por Assumpção et al. (2013b). Isolinhas equiespaçadas em 5 km; a linha vermelha contínua mostra o contorno das BCP e BP.

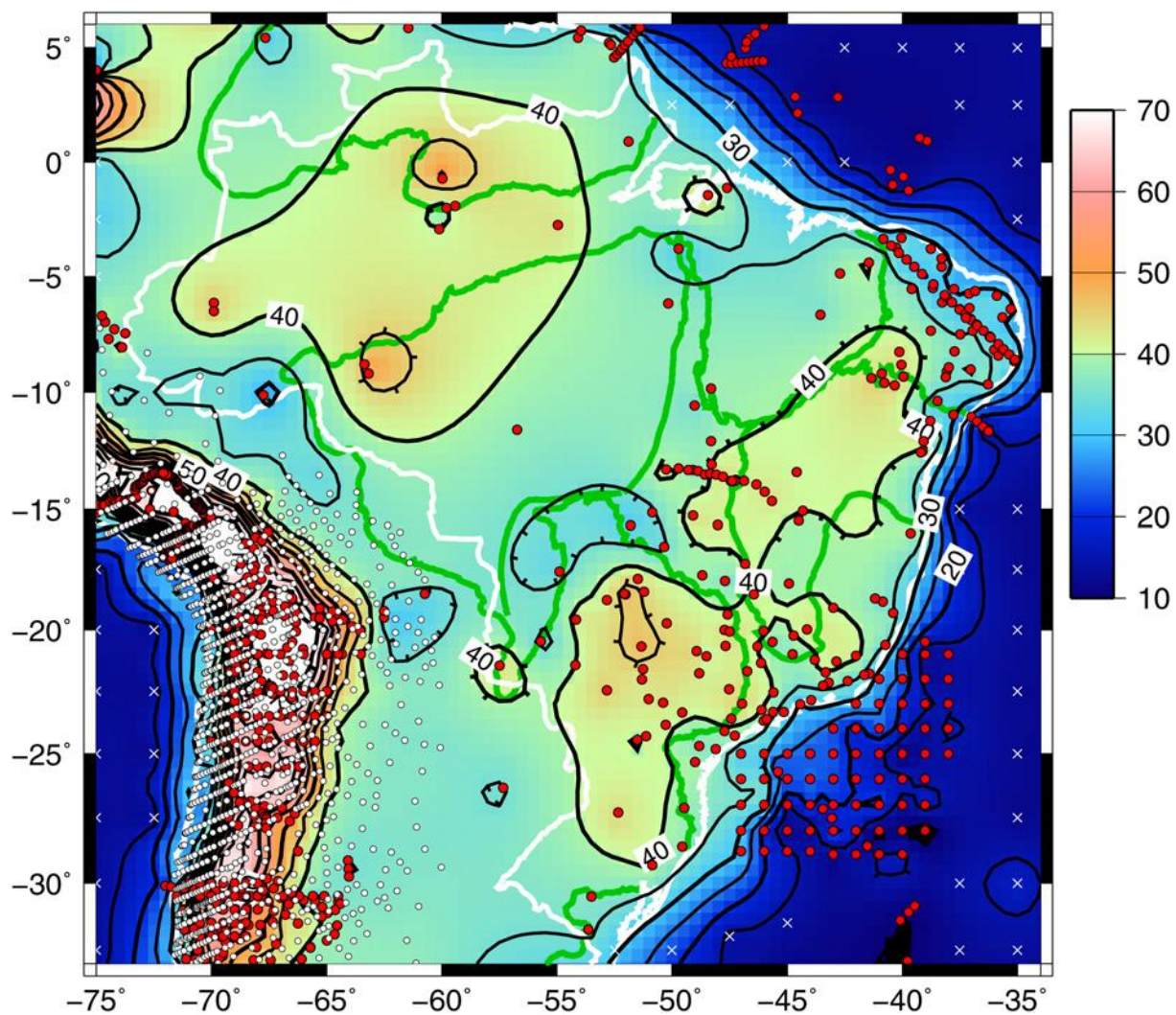


Figura 2.6 – Modelo de espessura crustal no Brasil e regiões adjacentes, de Assumpção et al. (2013a). Isolinhas equiespaçadas em 5 km.

Capítulo 3

Modelos do Campo Geopotencial

3.1 Modelos do Campo Geopotencial e Suas Aplicações em Estudos Litosféricos

3.1.1 Introdução

Modelos do campo geopotencial representam o campo de gravidade da Terra e são usualmente descritos por meio de uma expansão em harmônicos esféricos, dada por (Hofmann-Wellenhof, 2005; Barthelmes, 2009):

$$V(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{R} \sum_{l=0}^{\infty} \left(\frac{R}{r}\right)^{l+1} \sum_{m=0}^l \bar{P}_{lm}(\sin \theta) (\bar{C}_{lm} \cos m\lambda + \bar{S}_{lm} \sin m\lambda), \quad (\text{Eq. 3.1})$$

onde V é o potencial gravitacional, (r, θ, λ) são as coordenadas esféricas, G a constante gravitacional, M a massa da Terra, R o raio de referência, l e m respectivamente o grau e a ordem, P a função de Legendre associada normalizada e C e S os coeficientes de Stokes. A expansão na prática não é infinita, sendo truncada em um grau $l_{m\acute{a}x} = L$, de acordo com a qualidade dos dados disponíveis. O grau L se relaciona à resolução do modelo pela Equação 3.2 (Hoffman-WellenHof & Moritz, 2005; Barthelmes, 2009):

$$\lambda_{m\acute{i}n} = \frac{2\pi R}{L}, \quad (\text{Eq. 3.2})$$

onde λ é o comprimento de onda e R é o raio da Terra. As menores feições possíveis de serem observadas (*i.e.* a resolução máxima) equivalem a meio comprimento de onda, de modo que a Equação 3.2 pode ser aproximada como regra geral para $\lambda_{1/2} = \pi R/L \sim 20000/L$.

Os modelos globais dividem-se em três grupos de acordo com o conjunto de dados utilizados (Botai e Combrinck, 2012): i) puros: dados provenientes apenas de satélites; ii) combinados: incluem dados de altimetria por satélite e levantamentos gravimétricos diversos; iii) refinados (*tailored*): possuem melhorias aos modelos já existentes pela inclusão de dados novos. Serão vistos em mais detalhes os i) e ii). Além dos modelos globais existem aqueles locais, elaborados para uma região específica.

Os modelos puros possuem a vantagem de representar o campo geopotencial de forma homogênea, tanto pela precisão quanto pela cobertura dos dados, a qual nesse caso independe de barreiras físicas e investimentos locais, que são fatores comuns às defasagens de levantamentos convencionais observadas em certas regiões do globo. A melhora desses modelos está portanto atrelada diretamente aos avanços nas missões de satélite, o que vem acontecendo com os lançamentos dos satélites *Challenging Minisatellite Payload* (CHAMP, Reigber *et al.*, 2002), em 2000, *Gravity Recovery and Climate Experiment* (GRACE, Tapley *et al.*, 2004), em 2002, e *Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer* (GOCE, Pail *et al.*, 2011), em 2009. Os mais recentes modelos puros derivados dessas missões são respectivamente desenvolvidos até o grau máximo de 100 (AIUB-CHAMP03S, Prange *et al.*, 2010), com o uso de dados coletados ao longo de 7 anos, 180 (ITG-GRACE10s, Mayer-Gürr *et al.*, 2010), também com 7 anos de dados, e 250 (GOCE_TIM_r3, Pail *et al.*, 2011), com apenas 9 meses de dados.

Os modelos combinados também se valem dos satélites para os graus mais baixos, mas permitem a expansão a graus maiores a partir da incorporação de dados de levantamentos terrestres, marinhos, aéreos e de altimetria por satélite. Essa metodologia no entanto faz com que a qualidade do modelo seja heterogênea tanto na sua precisão quanto na resolução, já que essa está atrelada à densidade de dados, que, por sua vez, em terra, é dependente de esforços locais nas medições gravimétricas e de barreiras físicas. Desse modo, enquanto que algumas regiões realmente possam ser representadas pelo grau máximo do modelo, outras o são apenas para um grau mais baixo, relativo aos dados de satélite. Portanto, os modelos combinados devem ser usados de forma criteriosa.

Já os modelos locais não seguem a metodologia da expansão em harmônicos esféricos, sendo geralmente elaborados a partir do catalogamento e homogeneização dos mais diversos levantamentos disponíveis, os quais passam a constituir um modelo a partir, por exemplo, da colocação por mínimos quadrados.

Todos os modelos globais do campo potencial citados neste trabalho, bem como outros existentes, estão catalogados e são disponibilizados livremente através do sítio do ICGEM (*International Centre for Global Earth Models*, 2013), de onde foram obtidos para o presente estudo.

3.1.2 Aplicações em Estudos Litosféricos

O contínuo acúmulo de dados aliado aos avanços tecnológicos na aquisição por satélite, vêm permitindo a elaboração de modelos cada vez mais representativos do campo de gravidade terrestre, onde os coeficientes C 's e S 's são determinados de forma mais precisa e a expansão da série harmônica se torna possível a l 's maiores. A melhora no desenvolvimento dos modelos é do interesse de diversas áreas de estudo, como a oceanografia física, a geodésia e a Terra sólida (ESA, 1999; Balmino, 2001; Rummel *et al.*, 2002; Rummel e Gruber, 2012).

No escopo da Terra sólida, o campo de gravidade anômala, *i.e.* o campo medido subtraído daquele calculado para o elipsóide, está associado aos excessos ou deficiências de massa na Terra. A partir de um modelo topográfico, pode-se lhe subtrair também o efeito das massas sobre o geóide (correção de Bouguer), restando por fim um campo anômalo que reflete a distribuição lateral de densidades na crosta e manto superior. O método gravimétrico por si só não contém resolução vertical, de modo que uma ou mais fontes possam ter seus sinais sobrepostos ou interpretados em diversas combinações entre suas profundidades, densidades e volumes. Essa ambiguidade reflete-se em respostas não-unívocas na inversão gravimétrica, que deve ser melhorada com o uso de vínculos. Estes são majoritariamente advindos da sismologia, que em algumas áreas também carece de homogeneidade na distribuição dos dados, seja pela falta de eventos sísmicos ou pela baixa densidade de estações instaladas.

Algumas das aplicações dos modelos em estudos litosféricos abrangem: i) o embasamento, *e.g.* Braitenberg *et al.* (2006) e Braitenberg e Ebbing (2009a), que estudam

suas estruturas nas bacias do Mar da China Meridional e do Oeste Siberiano, respectivamente; ii) unidades geológicas, *e.g.* Álvarez *et al.* (2012), que identificam o contato entre os terrenos Rio de La Plata e Pampia, na região andina a oeste da bacia do Chaco-Paraná a partir do EGM08 (Pavlis *et al.*, 2008) e da missão GOCE (Pail *et al.*, 2011); Braitenberg *et al.* (2011a), que estudam o lineamento Chad no norte de África a partir do EGM08, o qual foi antes avaliado com o GOCE (Migliaccio *et al.*, 2010); Braitenberg e Ebbing (2009b), que revisam, à luz do EIGEN-GL04C (Förste *et al.*, 2008), composto por dados dos satélites CHAMP e GRACE e dados terrestres, e de um modelo local no mar de Barents, algumas das grandes bacias cratônicas e intra-cratônicas do globo; iii) a Moho, *e.g.* Meijde *et al.* (2012), que estimam sua profundidade para a América do Sul a partir de estimativas sobre seu valor médio e um modelo combinado que inclui dados do GOCE (EIGEN-06C, Förste *et al.*, 2011); iv) o manto superior, *e.g.* Kaban *et al.* (2010), que isolaram sua distribuição de densidades de origem composicional no continente europeu em uma metodologia que envolveu o uso de um modelo crustal, um de tomografia sísmica que foi convertido para temperatura e o modelo combinado EIGEN-GL04C.

A seguir são descritos os modelos utilizados nessa dissertação.

3.2 SAGM04

O SAGM04 (*South American Gravity Model*) (Sá, 2004) é composto por uma miscelânea de dados gravimétricos da América do Sul oriundos de diferentes fontes: altimetria por satélite, levantamentos marinhos e missões terrestres. Nas regiões carentes de dados terrestres foram utilizados dados dos modelos geopotenciais EGM96 (*Earth Gravitational Model 1996*) (Lemoine *et al.*, 1998) e GPM98C (*Gravitational Potential Model 1998 C*) (Wenzel, 1998). O SAGM04 é portanto considerado um modelo combinado e local. A distribuição de cada tipo de dado está representada na Figura 3.1.

A resolução máxima do modelo chega a 5' nas regiões com boa cobertura terrestre, enquanto que os modelos geopotenciais utilizados complementarmente não ultrapassam uma resolução de 30' (EGM96) e 15' (GPM98C, truncado em $N = 720$). Enquanto que algumas áreas são muito bem cobertas por dados de levantamentos terrestres, como a Bolívia e as regiões sul, sudeste e centro-oeste brasileiras, outras têm uma distribuição esparsa, como o

norte do Brasil, o Paraguai e a região nordeste da Argentina, sendo que estas últimas são relativas à bacia do Chaco-Paraná, região de estudo do presente trabalho. O modelo digital final foi referenciado ao GRS80 (*Geodetic Reference System 1980*) (Moritz, 1984) e inclui anomalias Bouguer (completa) no continente e ar-livre nos oceanos (fig. 3.2).

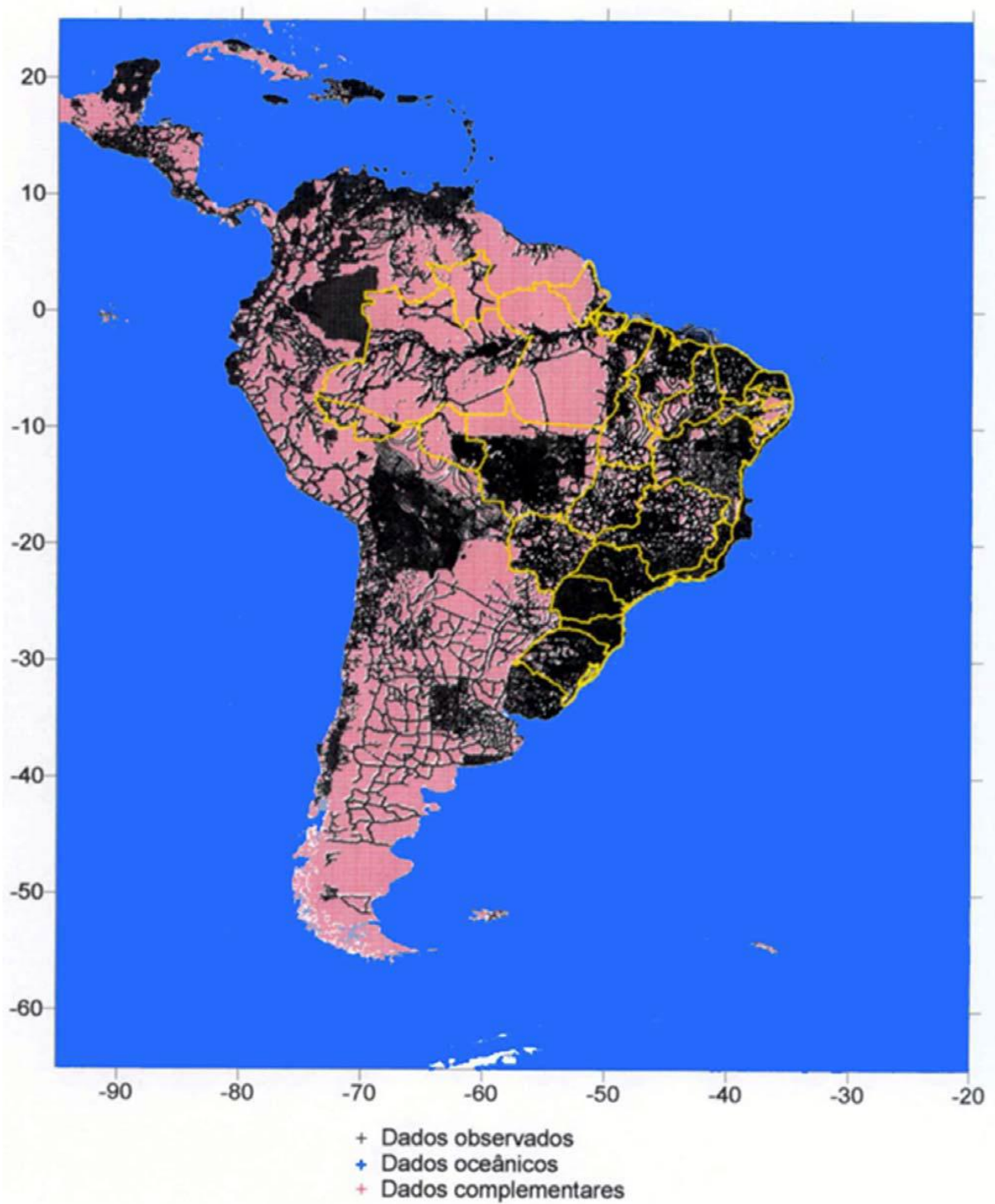


Figura 3.1 – Origem dos dados utilizados na elaboração do SAGM04 (Sá, 2004).

SAGM04

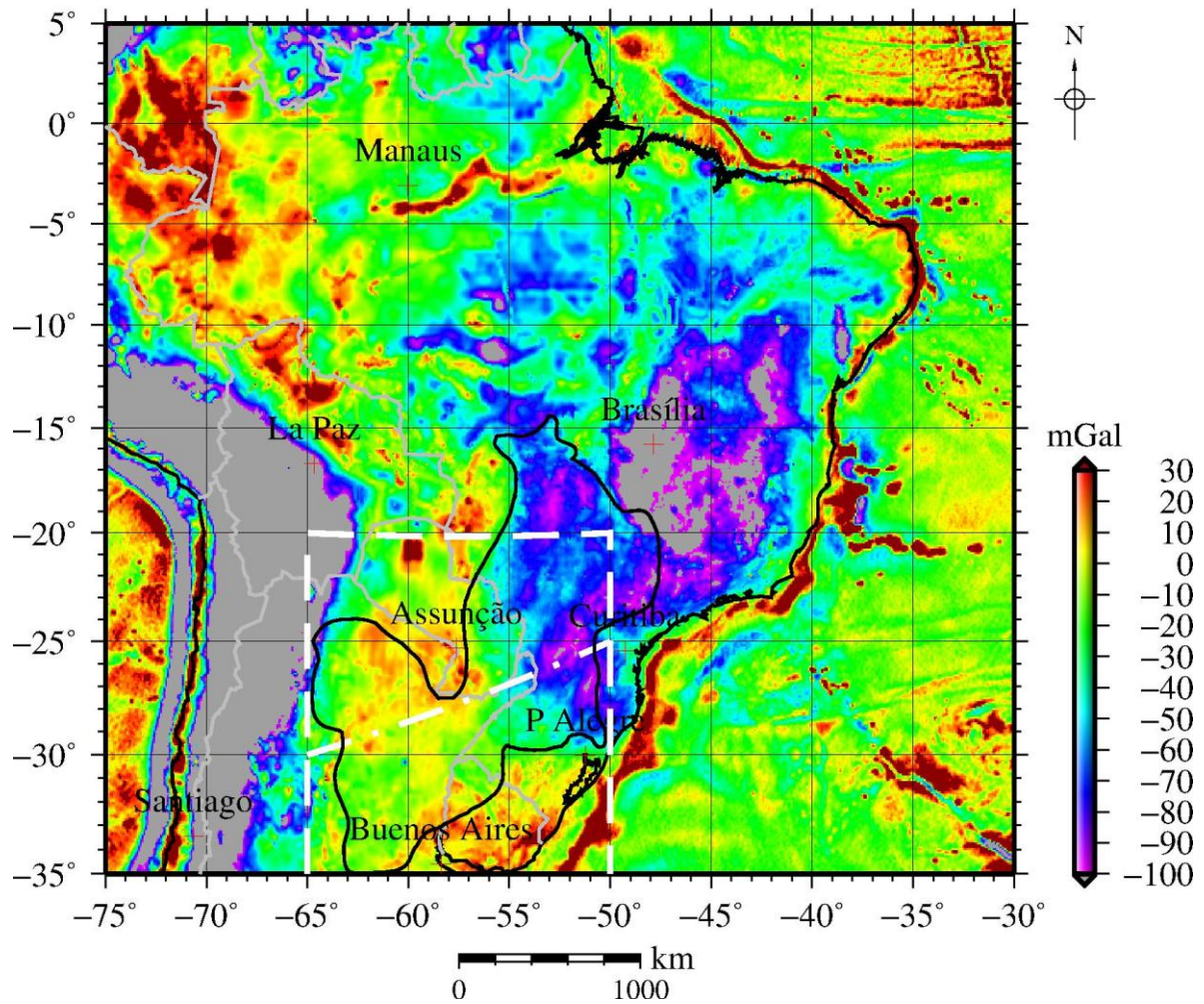


Figura 3.2 – SAGM04, anomalias Bouguer no continente e ar-livre nos oceanos. O quadrado em branco é a área de estudo, a linha tracejada branca é a localização do perfil mostrado na Figura 3.11. Escala de cores saturada em -100/+30 mGal.

3.3 EGM08

O EGM08 (*Earth Gravitational Model* 2008) (Pavlis *et al.*, 2008) resultou da compilação de dados das missões de satélite então mais avançadas, CHAMP e GRACE, além de dados de altimetria por satélite, dados terrestres e dados oceânicos. Este modelo foi desenvolvido até o grau e ordem 2159. Pela Equação 3.2, estima-se que metade do comprimento de onda mínimo (resolução máxima) para o modelo seja de 5', ou aproximadamente 9,25 km.

Em comparação com seu precursor, o modelo EGM96, cuja resolução máxima era da ordem de 0,5° (55 km), a melhoria é notável. No entanto, a alta resolução do modelo não é homogênea, estando limitada às áreas de maior cobertura de dados terrestres. De fato, a contribuição exclusiva de dados gravimétricos obtidos somente por satélite limita-se ao grau 70 (~285 km), de modo que passam a ser incorporados dados terrestres entre os graus 70 e 120 (~167 km) e, a partir de 120, os dados são apenas terrestres (Mariani, 2012; Álvarez *et al.*, 2012). Como os dados terrestres não estão documentados, a confiabilidade no desenvolvimento até o grau máximo do modelo torna-se restrita, principalmente em muitas áreas da América do Sul, onde os dados gravimétricos terrestres não costumam ter uma densidade elevada.

Obtidos no sítio do ICGEM, os modelos de anomalias Bouguer e ar-livre do EGM08 foram organizados como no SAGM04, de forma que a representação final fosse de anomalia Bouguer no continente e ar-livre nos oceanos. Utilizou-se com esse propósito o modelo topográfico digital ETOPO1 (*Earth TOPOgraphy* 1') (Amante & Eakins, 2008), a partir do qual usou-se a seguinte relação:

$$\Delta g_{BA}(i, j) = \begin{cases} \Delta g_B(i, j) & \text{se } H(i, j) \geq 0 \\ \Delta g_A(i, j) & \text{se } H(i, j) < 0 \end{cases}$$

A anomalia Bouguer calculada no ICGEM é a simples, dada pela remoção do efeito gravimétrico do platô de Bouguer da anomalia ar-livre (Barthelmes, 2009). A topografia usada nesses cálculos é dada a partir do modelo de topografia digital DTM2006 (*Digital Topography Model* 2006), com uma densidade de 2670 kg/m³ para rochas e 1025 kg/m³ para água. Foi usado como sistema de referência o GRS80, a fim de que se mantivesse consistência

com o SAGM04. O modelo pode ser visto na Figura 3.3 desenvolvido até o grau máximo $L = 2159$ e até $l = 250$ na Figura 3.4.

3.4 GOCE_TIM_r3

Lançada em Março de 2009 pela *European Space Agency* (ESA) e ainda em operação, a missão de satélite GOCE tem como um de seus objetivos o mapeamento do campo de gravidade terrestre e do geóide com precisão de 1-2 mGal e 1-2 cm, respectivamente, a um grau harmônico de 200. Para esse grau a resolução é de cerca de 100 km (ESA, 1999). Tal panorama na gravimetria por satélite é até então sem precedentes. Para atingir esses objetivos o GOCE é equipado com um gradiômetro gravimétrico triaxial, capaz de medir todas as componentes do tensor gradiente gravimétrico (TGG), e um receptor GPS. Como a obtenção do campo gravimétrico a partir do TGG não é simples e a demanda computacional para se atingir os altos graus esperados é grande (Pail *et al.*, 2011), foi decidido que três diferentes metodologias seriam usadas (Rummel *et al.*, 2004). Estas são a *time-wise* (TIM, Pail *et al.*, 2011), *direct* (DIR, Bruinsma *et al.*, 2010) e *space-wise* (SPW, Migliaccio *et al.*, 2010). Enquanto os modelos TIM e DIR encontram-se já na suas terceiras versões (*release 3*), elaboradas a partir dos dados adquiridos ao longo de 12 meses da missão GOCE, o SPW está na sua segunda versão, com dados de apenas 8 meses. Os graus máximos atingidos são de respectivamente 250, 240 e 240.

Foi utilizado nesse trabalho o modelo derivado da metodologia *timewise*, identificado no sítio do ICGEM por GO_CONS_GCF_2_TIM_R3, e aqui chamado GOCE_TIM_r3. Essa escolha se deu por ser aquele desenvolvido até maior grau e por remeter a um modelo mais “puro” do GOCE, já que nenhuma informação de modelos anteriores foi utilizada nem *a priori* nem para sua amarração, ao contrário das outras metodologias (Rummel e Gruber, 2012).

O modelo GOCE_TIM_r3 é mostrado na Figura 3.4. Pela Equação 3.2, estima-se uma resolução máxima de $42.5'$, ou aproximadamente 80 km. Os modelos de anomalias Bouguer e ar-livre também foram obtidos no ICGEM, seguindo portanto os procedimentos do EGM08.

EGM08 [2159]

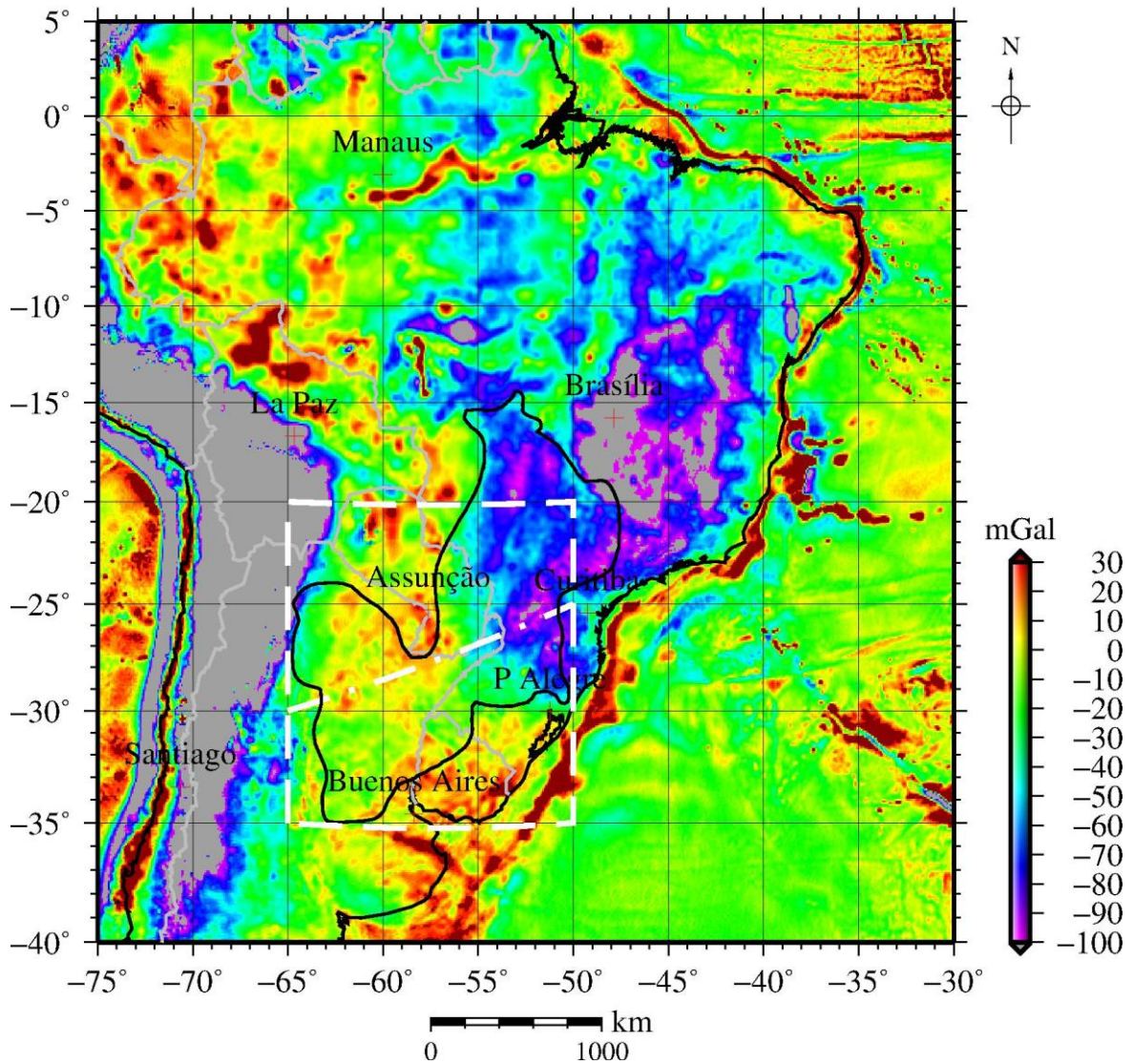


Figura 3.3 – EGM08, anomalias Bouguer no continente e ar-livre nos oceanos, desenvolvido até grau e ordem (g/o) 2159. Escala de cores saturada em -100/+30 mGal.

EGM08 [250]

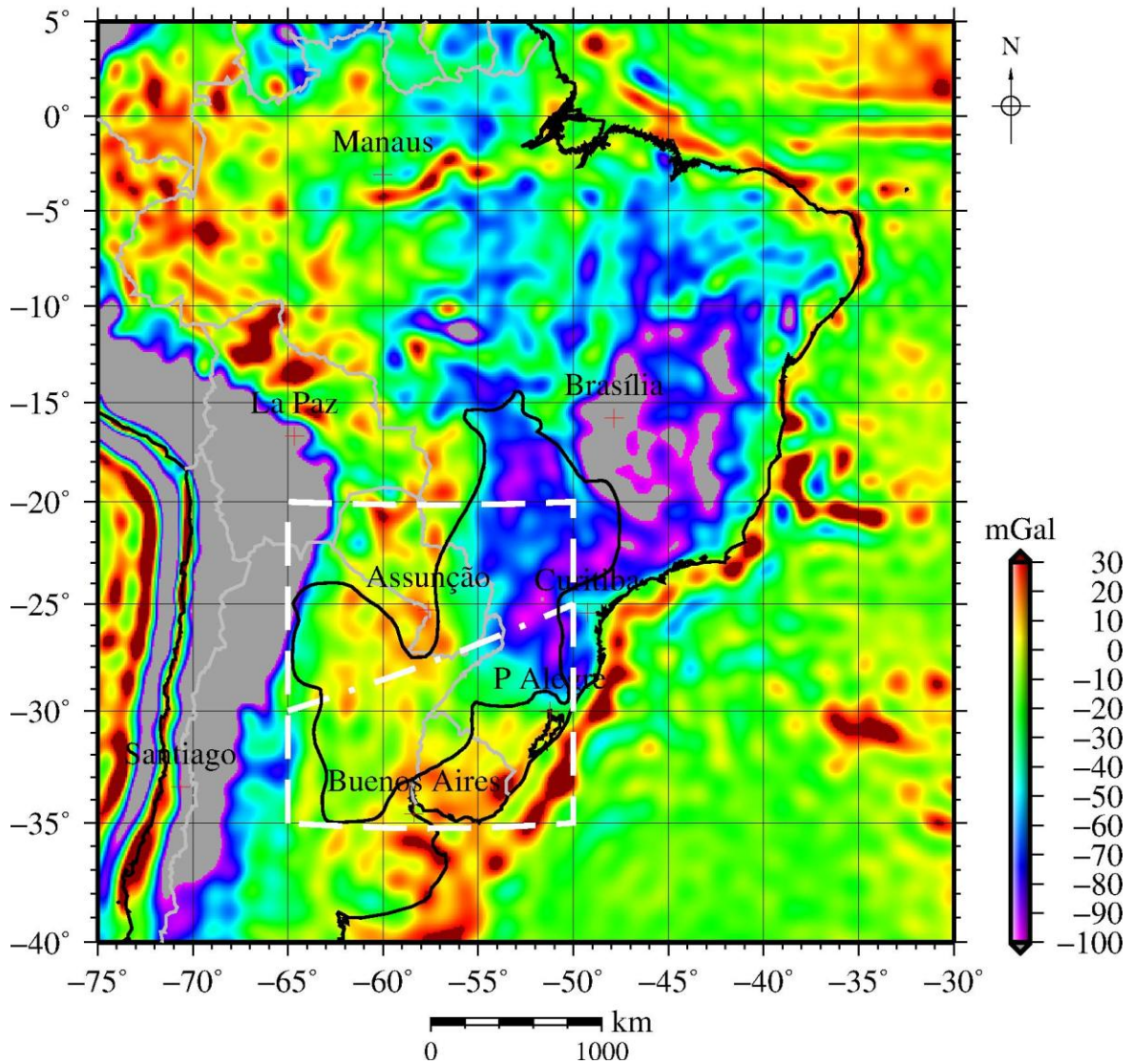


Figura 3.4 – EGM08, anomalias Bouguer no continente e ar-livre nos oceanos, desenvolvido até grau e ordem (g/o) 250. Escala de cores saturada em -100/+30 mGal.

GOCE_TIM_r3 [250]

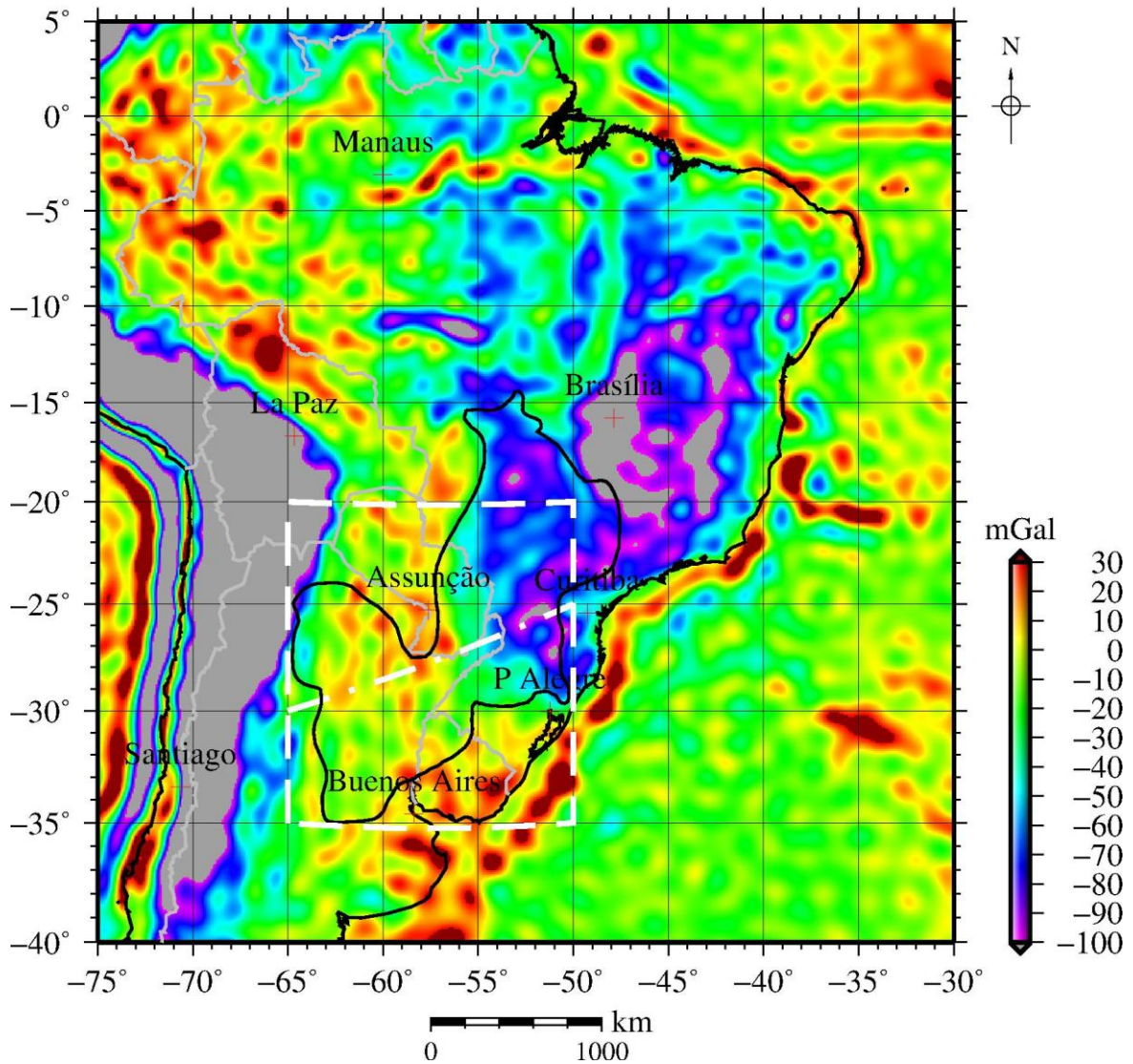


Figura 3.5 – GOCE_TIM_r3, anomalias Bouguer no continente e ar-livre nos oceanos, desenvolvido até grau e ordem (g/o) 250. Escala de cores saturada em -100/+30 mGal.

3.5 Comparação Entre os Modelos

Os modelos GOCE_TIM_r3 e EGM08 são diretamente comparáveis, pois são representados por harmônicos esféricos. Assim, podem ser obtidos a quaisquer graus até seus respectivos máximos. No caso do SAGM04 é preciso antes reduzi-lo à resolução equivalente de grau 250. Braitenberg *et al.* (2011b) mostram que para reduzir a resolução do modelo pode-se calcular a média dos valores dentro de uma janela definida pela resolução desejada, no caso de 42,5' (aproximadamente 80 km). O SAGM04 reduzido é mostrado na Figura 3.6.

Os três modelos foram então reamostrados para 30' a fim de facilitar as operações entre as grades. Na Figura 3.7 são mostrados os residuais absolutos entre pares dos modelos, o que permite a visualização da correlação entre eles. Áreas com uma alta anomalia residual indicam uma baixa correlação, ou seja, os dados dos modelos diferem muito entre si. Já áreas com uma baixa anomalia residual têm uma boa correlação, ou seja, os dados concordam entre si, o que não quer dizer que necessariamente sejam bons. A partir disso, e com base nas informações de cada um dos modelos discutidas anteriormente, algumas observações podem ser feitas.

Quatro áreas (A, B, C e D), de mesmo tamanho (3° x 3°), foram selecionadas e estão marcadas na Figura 3.7. O quadrado vermelho (A) localiza-se na bacia do Parecis. Enquanto que o SAGM04 (fig. 3.2) mostra um lineamento praticamente E-W na região, no EGM08 este é marcadamente N-S (*cf.* Mariani, 2012). Pela densa distribuição de dados terrestres na área, presentes no SAGM04 (fig. 3.1), pode-se inferir que os dados dessa região usados na elaboração do EGM08 não são de boa qualidade. O GOCE_TIM_r3 (fig. 3.5) também não evidencia nenhuma estrutura N-S, dando suporte à conclusão. A análise dos histogramas residuais na região (fig. 3.8a) mostra a concentração em torno do zero em uma distribuição gaussiana no caso SAGM04-GOCE_TIM_r3, como seria de se esperar. Por outro lado são extremamente dispersos nas correlações com o EGM08.

O contrário ocorre nas áreas amarela (B) e laranja (C), próximas da bacia do Parnaíba. Enquanto que uma baixa anomalia residual é vista no caso EGM08-GOCE_TIM_r3, estas ficam altas quando as correlações são feitas com o SAGM04. Uma origem para isso pode ser a quase ausente distribuição de dados terrestres na região na elaboração do SAGM04 (fig. 3.1), de modo que os modelos GPM98C e EGM96 fossem usados complementarmente. Como

a resolução dos dados de satélite desses modelos são baixas, a representação do campo na área não foi boa, tornando-se incompatível com o EGM08 que já incorpora dados melhores advindos da missão GRACE. Os histogramas residuais (fig. 3.8b e 3.8c) mostram uma grande dispersão nas correlações com o SAGM04, atingindo os extremos ± 60 mGal, enquanto que naquela entre o EGM08 e o GOCE_TIM_r3 vê-se uma distribuição um pouco mais ordenada, entre ± 30 mGal, em torno do zero.

Na Figura 3.9 é mostrada a área de estudo, indicada anteriormente, para os diferentes modelos do campo potencial e seus residuais absolutos. Desses últimos decorre uma correlação muito boa entre todos os modelos, tanto na bacia do Chaco-Paraná quanto na do Paraná, raramente ultrapassando os 10 mGal. Na Figura 3.8d são mostrados os histogramas residuais para uma área da bacia do Chaco-Paraná (quadrado D, fig. 3.7), os quais mostram que os modelos EGM08 e SAGM04 são extremamente correlatos entre si na área, além de também o serem com relação ao GOCE_TIM_r3, o que favorece o uso de qualquer desses modelos na região. Assim, no capítulo seguinte apenas os modelos EGM08 e GOCE_TIM_r3 serão usados.

Os perfis mostrados na Figura 3.10 mostram a boa relação entre o SAGM04 e o EGM08 na área, além do GOCE_TIM_r3 equivalente para longos comprimentos de onda. Uma discrepância é observada nos primeiros 250 km do perfil, que é coincidente com um alto topográfico chamado *Sierras de Córdoba*, o qual marca o limite oeste da bacia e do cráton Rio de La Plata (Rapela *et al.*, 2007; Ramos *et al.*, 2010; Álvarez *et al.*, 2012).

SAGM04 Reduzido

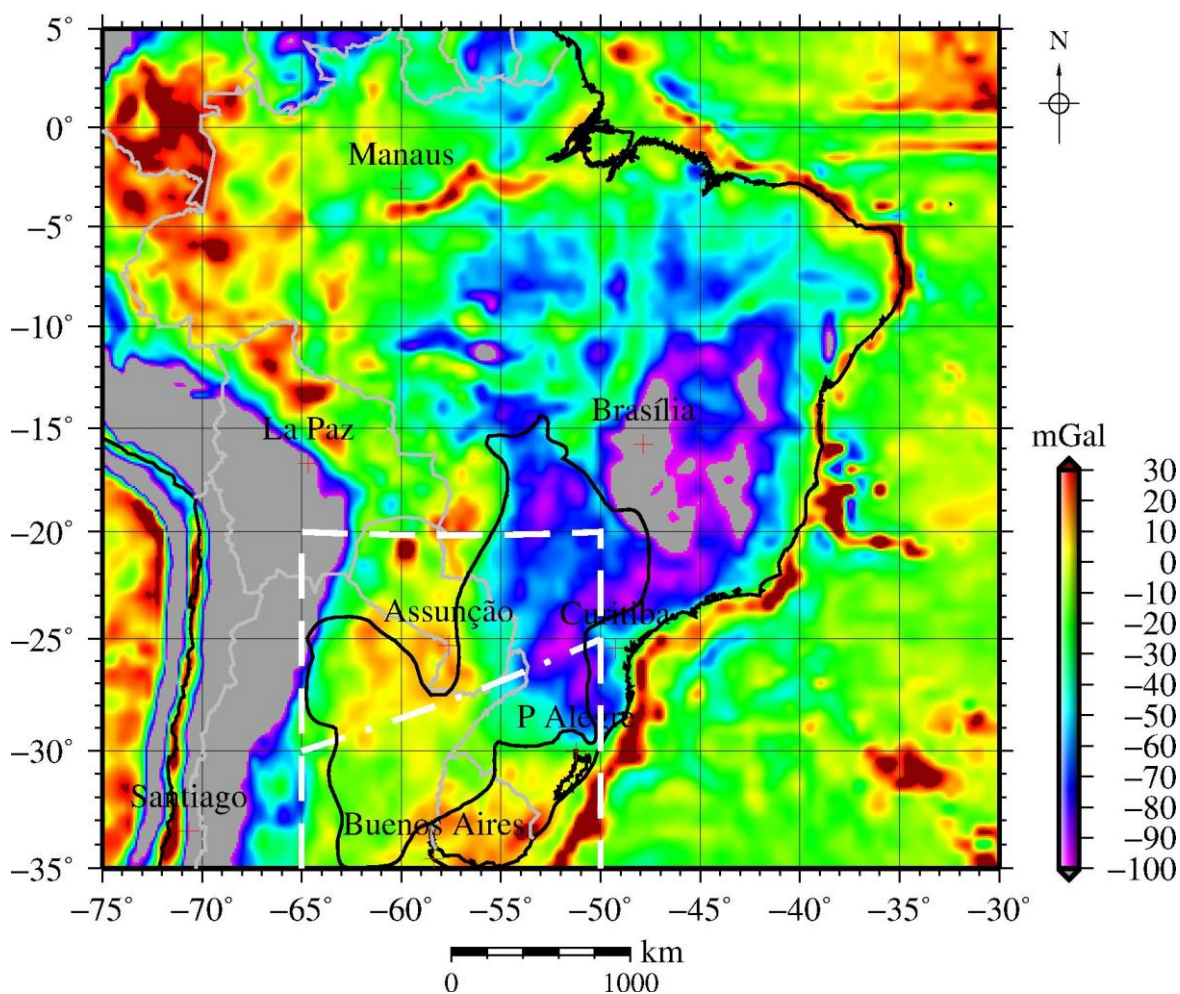


Figura 3.6 – SAGM04 reduzido ao equivalente de g/o 250, anomalias Bouguer no continente e ar-livre nos oceanos. Escala de cores saturada em -100/+30 mGal.

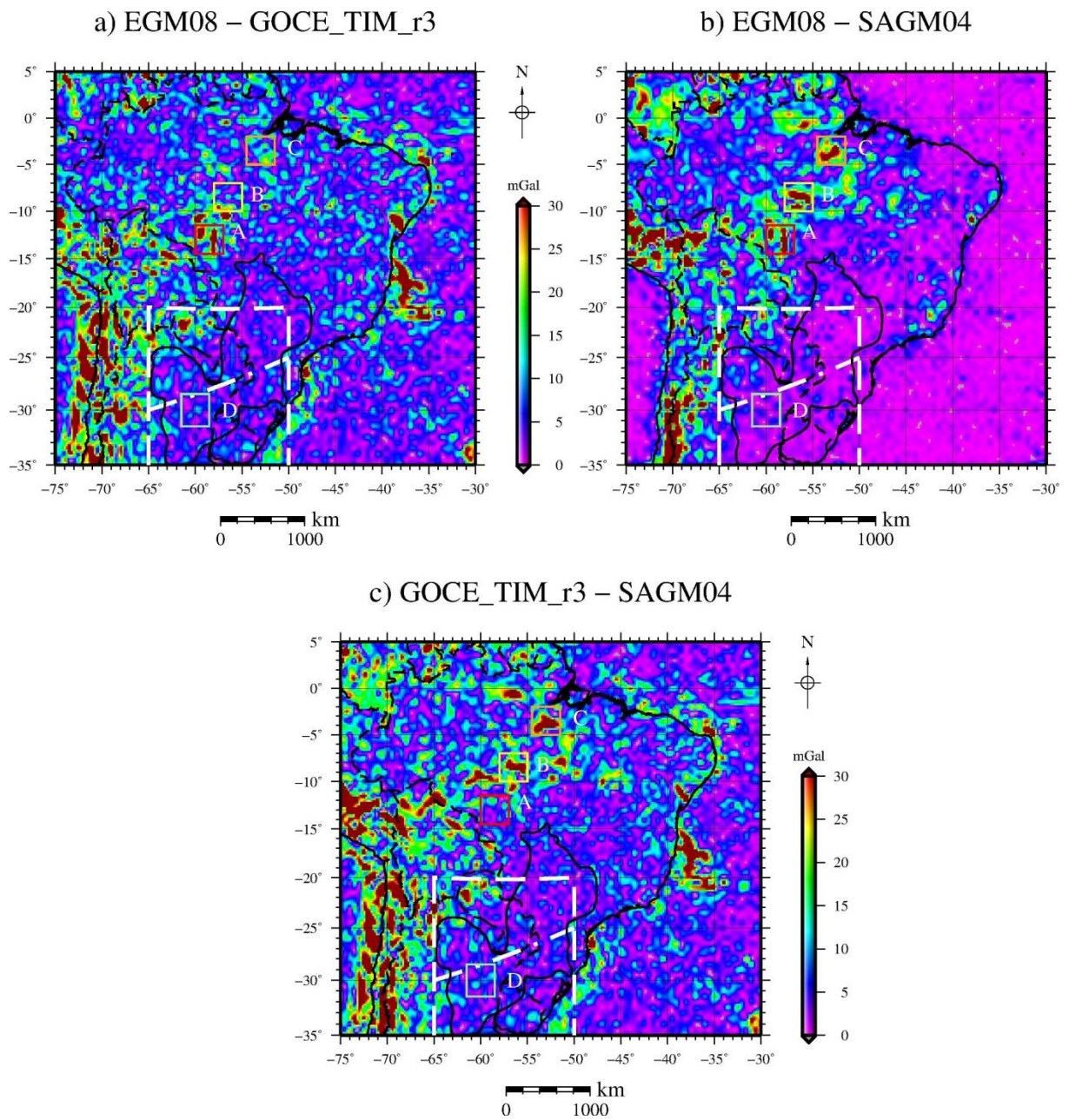


Figura 3.7 – Diferença absoluta entre os modelos a) EGM08 (g/o 250) e GOCE_TIM_r3; b) EGM08 (g/o 250) e SAGM04 Reduzido; c) GOCE_TIM_r3 e SAGM04 Reduzido. Escala de cores saturada em 0/+30 mGal.

Histogramas Residuais

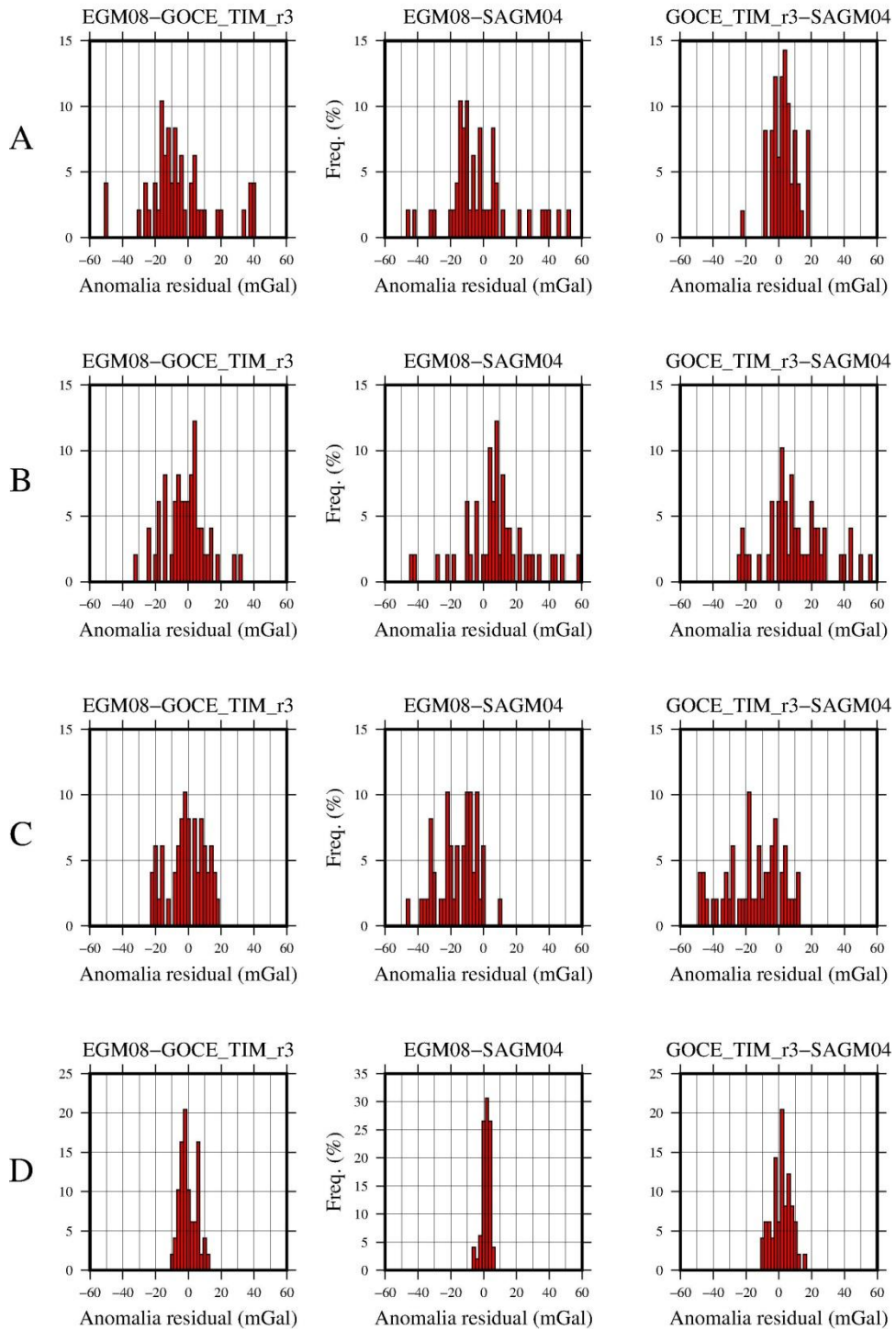


Figura 3.8 – Histogramas residuais das áreas demarcadas na Figura 3.7. Colunas 1, 2 e 3 respectivamente mostram as diferenças entre EGM08 (g/o 250) e GOCE_TIM_r3, EGM08 (g/o 250) e SAGM04 Reduzido e GOCE_TIM_r3 e SAGM04 Reduzido.

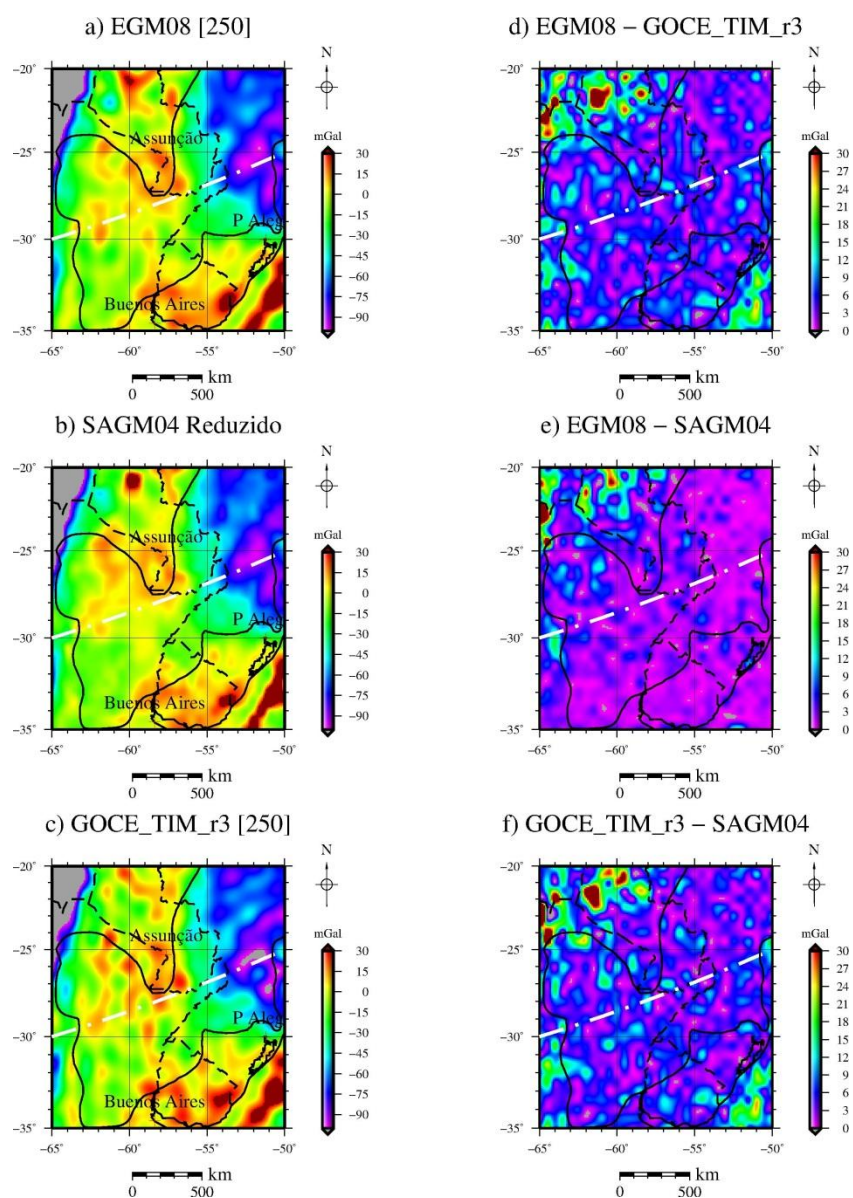


Figura 3.9 – Modelos do campo geopotencial na área de estudo: a) EGM08 (g/o 250); b) SAGM04 Reduzido; c) GOCE_TIM_r3. Escala de cores saturada em -100/+30 mGal. Campos residuais absolutos entre: d) EGM08 (g/o 250) e GOCE_TIM_r3; e) EGM08 (g/o 250) e SAGM04 Reduzido; f) GOCE_TIM_r3 e SAGM04 Reduzido. Escala de cores saturada em 0/+30 mGal.

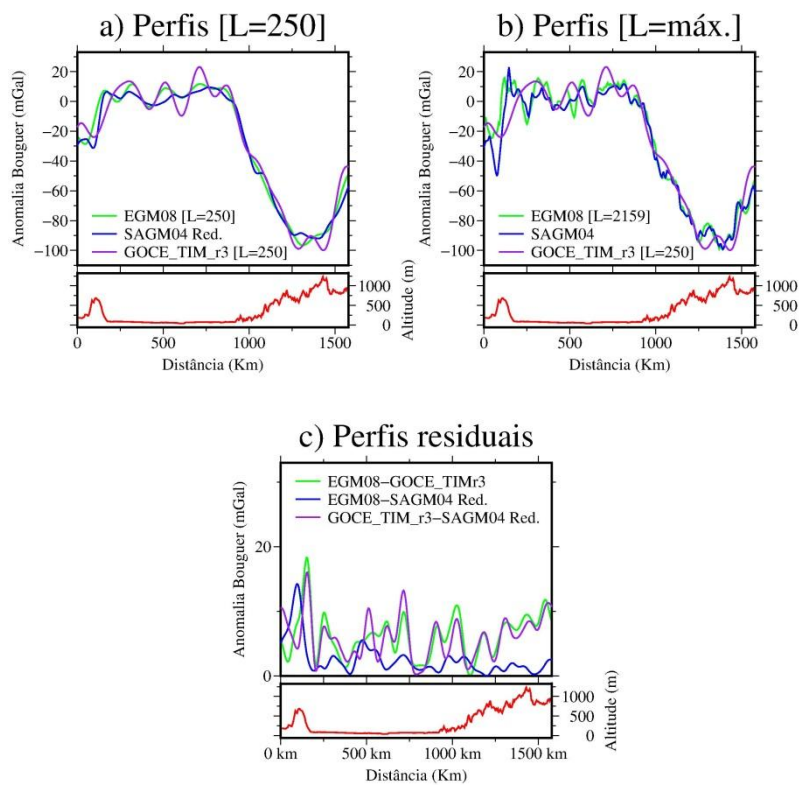


Figura 3.10 – Perfis a) dos modelos *GOCE_TIM_r3*, *EGM08* (g/o 250) e *SAGM04 Reduzido*; b) *EGM08* e *GOCE_TIM_r3* até os graus máximos 2159 e 250, respectivamente, e do *SAGM04*; c) residuais absolutos. A topografia é mostrada no perfil. Os perfis são indicados nos mapas das Figuras 3.2, 3.3, 3.4, 3.5, 3.6 e 3.9.

Capítulo 4

Modelagem e Interpretação Gravimétrica

4.1 Processamento dos dados gravimétricos da bacia do Chaco-Paraná

Nos mapas gravimétricos apresentados no Capítulo 3, a característica gravimétrica mais notável é a grande diferença em amplitude e no padrão das anomalias observadas nas bacias do Paraná (BP) e do Chaco-Paraná (BCP). Na BCP as anomalias Bouguer são predominantemente positivas e têm amplitude entre 10 e 20 mGal. Na BP as anomalias são negativas e variam entre -50 e -90 mGal. As duas bacias são separadas por um gradiente de 0,25 mGal/km, de direção norte-sul. Na Figura 4.1 é mostrado o mapa de anomalias do modelo EGM08 continuado para cima para a altura de 60 km. Com a continuação para cima, os curtos comprimentos de onda referentes a fontes mais próximas da superfície são atenuados, evidenciando assim as anomalias de longo comprimento de onda, de origem mais profunda. O gradiente que separa as BCP e BP é visto com mais clareza, estendendo-se de norte para sul, entre as latitudes 16°S e 30°S., inflexionando para sudeste em direção à margem continental Atlântica. Na Figura 4.2 são mostradas as derivadas verticais (g_{zz}) do campo de anomalias do EGM08, na área de estudo, continuado para as alturas de 10 km (fig. 4.2a) e 60 km (fig. 4.2b), e as linhas de contorno das anomalias Bouguer continuadas para cima na altura de 60 km. A distribuição da componente da derivada vertical (g_{zz}) na área de estudo mostra que a BP é constituída por anomalias marcadamente negativas e com direção preferencial NE-SW. Essa tendência termina abruptamente na região do gradiente linear que contorna a borda oeste e sul da BP. A BCP é marcada por uma distribuição aleatória das anomalias gravimétricas, predominantemente positivas. Essa mudança abrupta nas anomalias gravimétricas regionais e residuais é controlada por uma descontinuidade gravimétrica (o

gradiente) possivelmente associada a uma descontinuidade litosférica (sutura) resultante da colagem de dois blocos litosféricos, indicada na Fig. 4.2 em linha tracejada branca e verde.

EGM08 Continuado 60 km

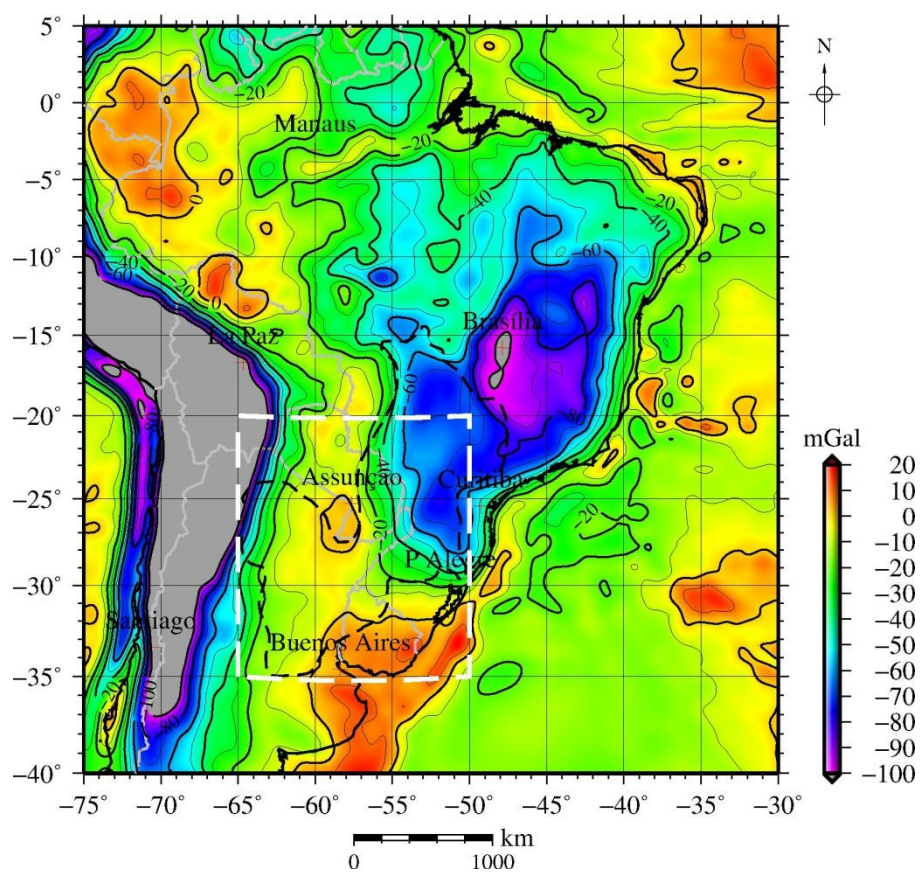


Figura 4.1 – Modelo EGM08 desenvolvido até o grau e ordem máximos (2160) e continuado para cima à altura de 60 km. O intervalo das linhas de contorno é 10 mGal. Escala de cores saturada em -100/+20 mGal.

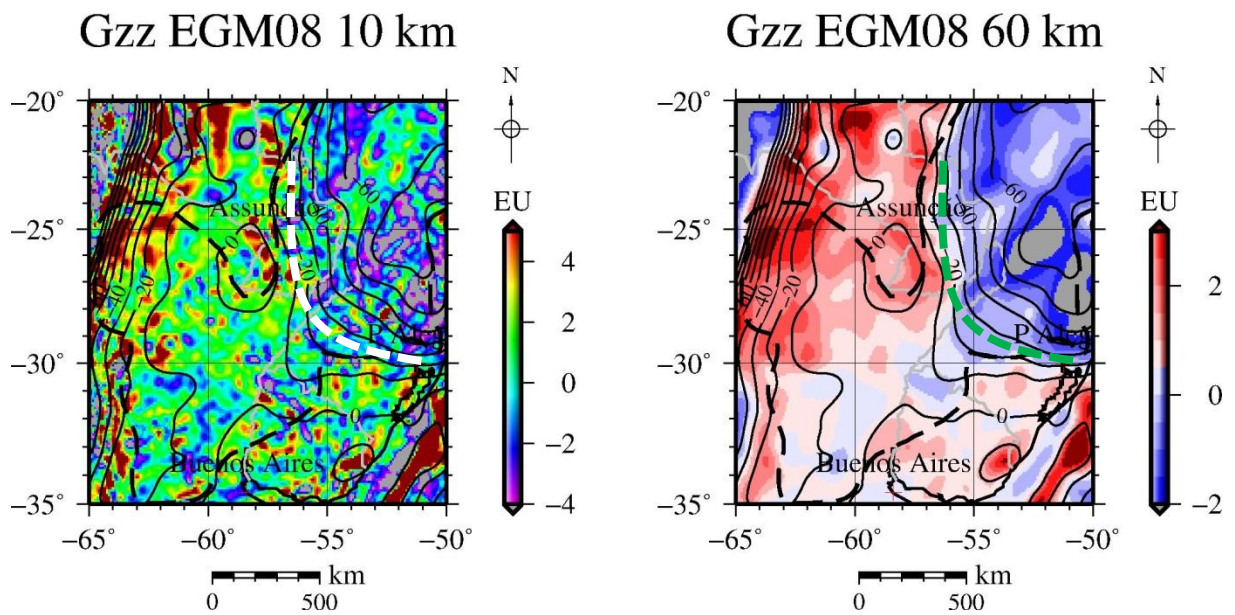


Figura 4.2 – Derivada vertical do modelo EGM08 continuado para a) 10 km e b) 60 km. As linhas de contorno são as anomalias Bouguer após a continuação para cima à altura de 60 km (fig. 4.1), com intervalo das curvas de contorno de 10 mGal. As linhas tracejadas branca e verde mostram a localização aproximada da zona de sutura entre dois blocos litosféricos. Escalas de cores saturadas em a) -4/+5 EU e b) -2/+3 EU.

4.2 Efeito gravimétrico dos sedimentos e basaltos

4.2.1 Introdução

As bacias sedimentares, sendo compostas majoritariamente por rochas sedimentares, são caracterizadas por densidades menores ($2,2$ a $2,7 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$) que a média da crosta ($2,7 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$), enquanto que os basaltos apresentam densidades maiores com relação a essa média. Assim, com a finalidade de estimar o efeito da variação lateral de densidade na crosta e na profundidade da interface crosta-manto, o efeito gravimétrico devido à variação na espessura dos sedimentos e basaltos nas BCP e BP deve ser estimado e removido das anomalias Bouguer observadas.

Para realizar o cálculo do efeito gravitacional dos sedimentos e basaltos foi utilizado um algoritmo desenvolvido por Chaves (2010), que usa prismas retangulares na parametrização dos corpos anômalos (Nagy, 2000). O programa requer como entrada: a) um arquivo inicial contendo as extensões longitudinal e latitudinal totais da grade de cálculo, as distâncias entre os pontos da grade e o número total de prismas; b) as coordenadas que definem cada prisma ao longo da longitude; c) as coordenadas que definem cada prisma ao longo da latitude; d) suas bases; e) seus topos; f) seus contrastes de densidade, em kg/m^3 . As coordenadas e as dimensões dos prismas são fornecidas em km. A Figura 4.3 exemplifica a parametrização: a grade de dados originalmente em coordenadas geográficas (fig. 4.3a) deve ser primeiro transformada para coordenadas cartesianas (fig. 4.3b), onde o centro da área de estudo é definido como origem do sistema $(X_c, Y_c) = (0,0)$. Foi utilizada a relação $1^\circ \sim 111$ km. São definidas então as coordenadas de cada prisma, de forma que no centro de cada um deles fiquem localizados os nós da grade original, que contém os valores da base, do topo e do contraste de densidade de cada prisma (fig. 4.3c).

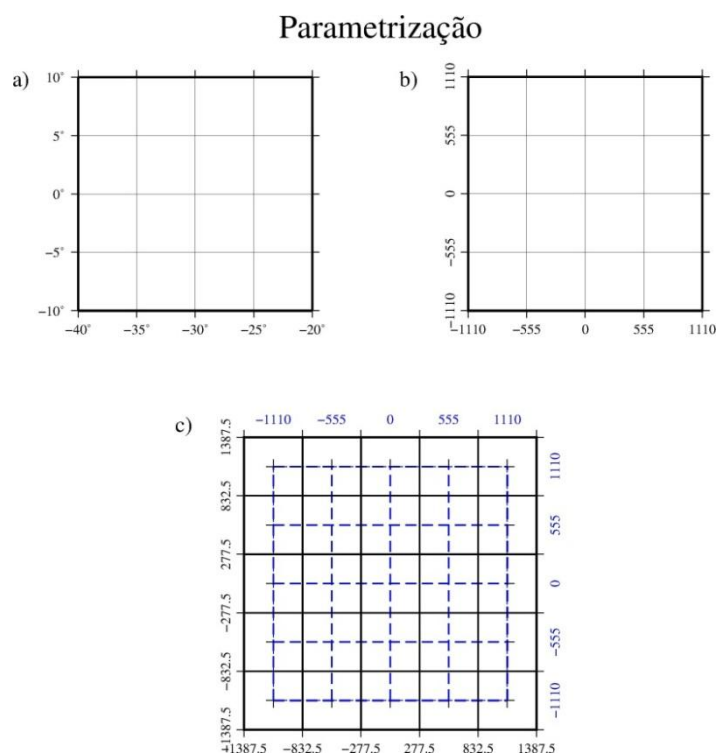


Figura 4.3 – *Parametrização da espessura dos sedimentos em prismas retangulares: a) grade hipotética de $5^\circ \times 5^\circ$, em coordenadas geográficas; b) transformação para coordenadas cartesianas, em km; c) grade original (linhas tracejadas cor azul) e prismas (linhas pretas).*

4.2.2 Espessuras utilizadas

A Figura 4.4a mostra a soma das espessuras das principais sequências sedimentares da BCP, digitalizadas de Pezzi e Mozetic (1989). O mesmo mapa foi mostrado anteriormente no Capítulo 2 (fig. 2.3e). A Figura 4.4b, digitalizada de Milani e Thomaz Filho (2000), mostra as isópacas das bacias do Paraná e Chaco-Paraná juntas. No entanto, as isópacas da BCP são simplificadas em comparação com aquelas dadas por Pezzi e Mozetic (1989), sendo portanto elaborado um mapa, mostrado na Figura 4.4c, unindo as isópacas da BCP de Pezzi e Mozetic (1989) e as da BP de Milani e Thomaz Filho (2000).

A Figura 4.4d mostra a espessura dos basaltos na BP, elaborada por Melfi *et al.* (1988) a partir de diversos poços espalhados pela área. Apesar do magmatismo Serra Geral continuar na BCP, não há um estudo abrangente como o disponível para a BP, existindo apenas alguns estudos locais. Pezzi e Mozetic (1989) sugerem uma espessura máxima também da ordem de 1500 m, assim como na BP, porém restrita às regiões mais próximas da margem atlântica e, de maneira geral, todo o magmatismo Serra Geral na BCP estaria confinado à porção sudeste da bacia.

Espessura dos sedimentos e basaltos

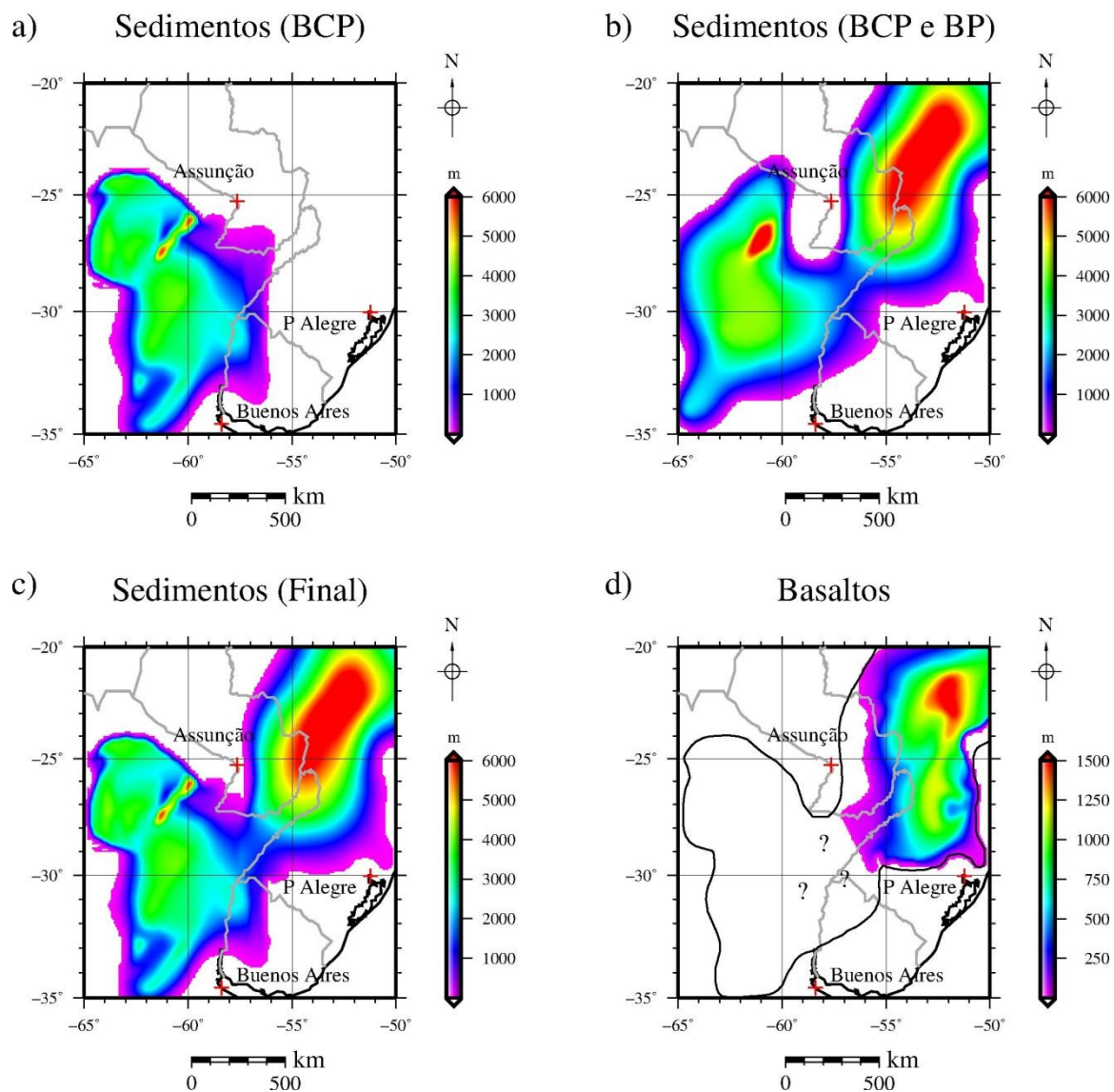


Figura 4.4 – Espessura dos sedimentos e basaltos: a) espessura de sedimentos da BCP de Pezzi e Mozetic (1989); b) espessura de sedimentos das BCP e BP de Milani e Thomaz Filho (2000); c) modelo final; d) espessura dos basaltos da BP de Melfi et al. (1988).

4.2.3 Cálculo do efeito gravimétrico e modelos residuais

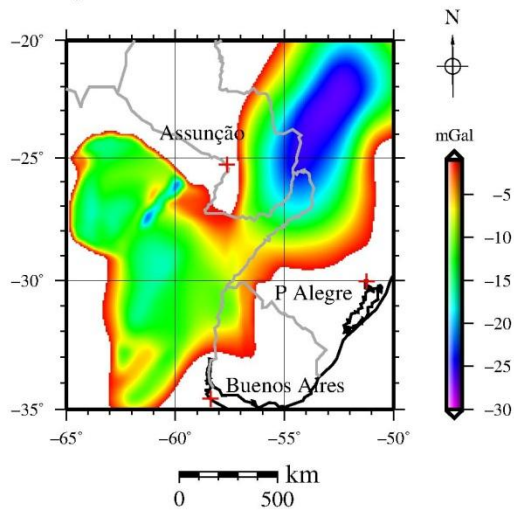
As isópacas representam a espessura sedimentar e, na parametrização em prismas, o topo foi considerado como sendo zero e a base foi dada pela espessura total e sinal negativo, uma vez que se considera o eixo da profundidade positivo para cima. Com isso, os prismas já estão definidos espacialmente, faltando atribuir-lhes um contraste de densidade. As rochas sedimentares podem apresentar contrastes de densidade maiores em relação à densidade do embasamento. Apesar de diversos modelos de compactação de sedimentos serem sugeridos na literatura (*cf.* Rao e Babu, 1993), é necessário que se tenha uma amostragem da sua variação com a profundidade, o que não era disponível neste trabalho. Então foi adotado o valor de $-0,1 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$, buscando considerar o efeito da compactação. O cálculo do efeito gravimétrico dos sedimentos foi realizado em uma grade de $10' \times 10'$, aproximado para $18,5 \text{ km} \times 18,5 \text{ km}$ em coordenadas cartesianas. O resultado é mostrado na Figura 4.5a, onde se nota uma predominância de valores entre -8 e -16 mGal na BCP, sendo maior nos depocentros e ao longo da falha de Las Brenãs, e indo até -25 mGal na BP, junto ao seu eixo principal.

Quanto aos basaltos, como a maior parte da sedimentação da BP é pré-vulcânica, seu topo também foi considerado zero, e a base foi dada pela espessura total e negativa, como feito com os sedimentos. A densidade média determinada para os basaltos da Formação Serra Geral é de $2,85 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ (Marques *et al.*, 1984, *apud* Mariani, 2012, p. 84), de forma que o contraste utilizado, em relação à crosta de $2,67 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$, foi de $1,80 \times 10^2 \text{ kg/m}^3$. O resultado é mostrado na Figura 4.5b, onde a média do efeito gravimétrico é de 10 mGal , atingindo o máximo em torno de 15 mGal .

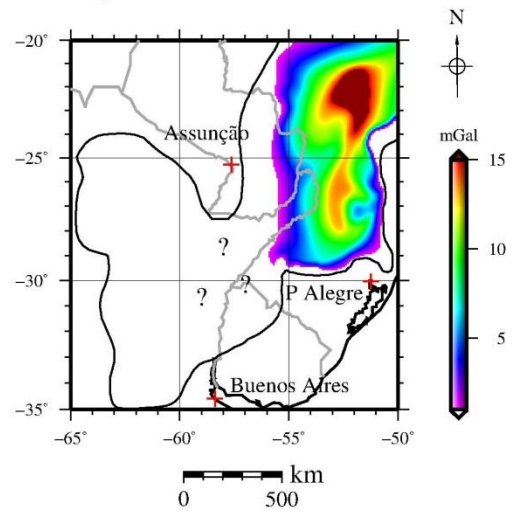
A Figura 4.5c mostra a soma dos efeitos gravimétricos anteriores, com uma diminuição no efeito negativo dos sedimentos na BP em consequência dos basaltos. As respostas gravimétricas devidas às cargas sedimentar e basáltica nas BCP e BP, foram então subtraídas dos modelos EGM08 (fig. 4.6a) e GOCE_TIM_r3 (fig. 4.6c), que passaram a constituir os modelos EGM08-residual (fig. 4.6b) e GOCE_TIM_r3-residual (fig. 4.6d), respectivamente. Como resultado direto, nota-se a elevação nos valores da anomalia nas áreas das BCP e BP, salvo por uma ligeira diminuição na porção sudeste da BP.

Efeito gravimétrico dos sedimentos e basaltos

a) Ef. gravimétrico (sedimentos)



b) Ef. gravimétrico (basaltos)



c) Ef. gravimétrico (total)

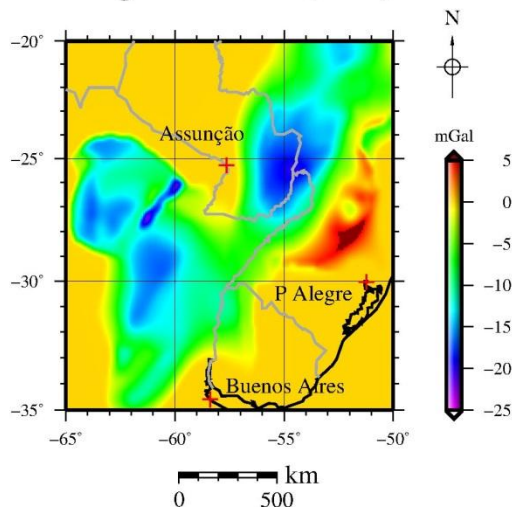


Figura 4.5 – Respostas gravimétricas: a) do modelo final de sedimentos; b) dos basaltos; c) total (soma dos sedimentos e basaltos).

Remoção do efeito gravimétrico dos sedimentos e basaltos

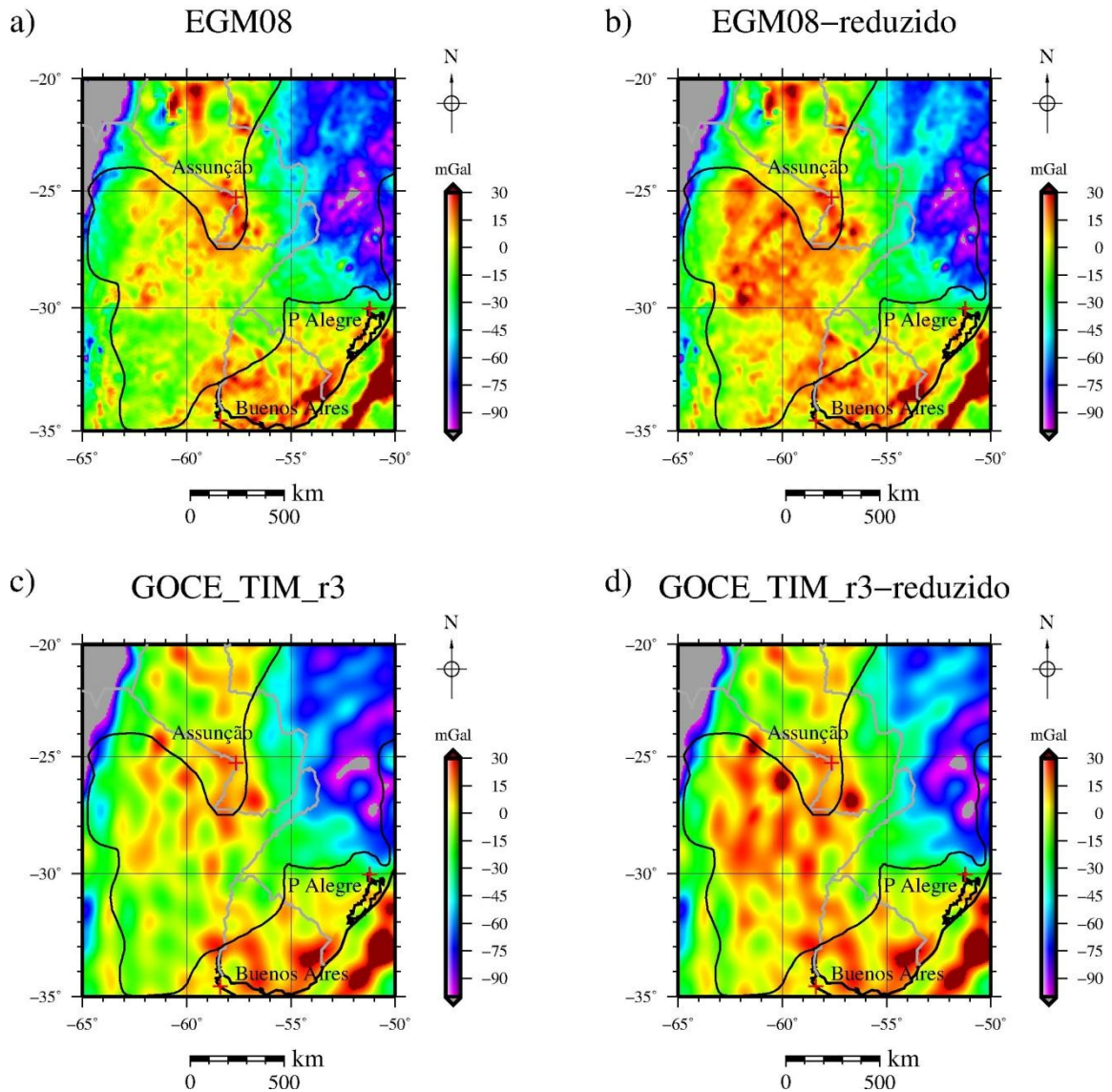


Figura 4.6 – Remoção do efeito gravimétrico dos sedimentos e basaltos dos modelos gravimétricos: a) modelo EGM08; b) EGM08 subtraído do efeito gravimétrico total, doravante chamado de EGM08-reduzido; c) modelo GOCE_TIM_r3; d) GOCE_TIM_r3 subtraído do efeito gravimétrico total, doravante chamado de GOCE_TIM_r3-reduzido.

4.3 Outros efeitos gravimétricos a serem considerados

4.3.1 Efeito da flexura dos Andes

Um efeito gravimétrico que poderia estar presente junto aos dados na região da BCP, e que portanto deve ser levado em consideração, é referente à flexura causada pela cadeia dos Andes. Sacek e Ussami (2009), analisando diferentes modelos de T_e (fig. 4.7), mostraram que o efeito é praticamente nulo na região da BCP. Mesmo onde esse efeito pode ser importante, como na região de máxima amplitude da ombreira flexural (Fig.4.7b), o valor alcança algumas unidades de mGal.

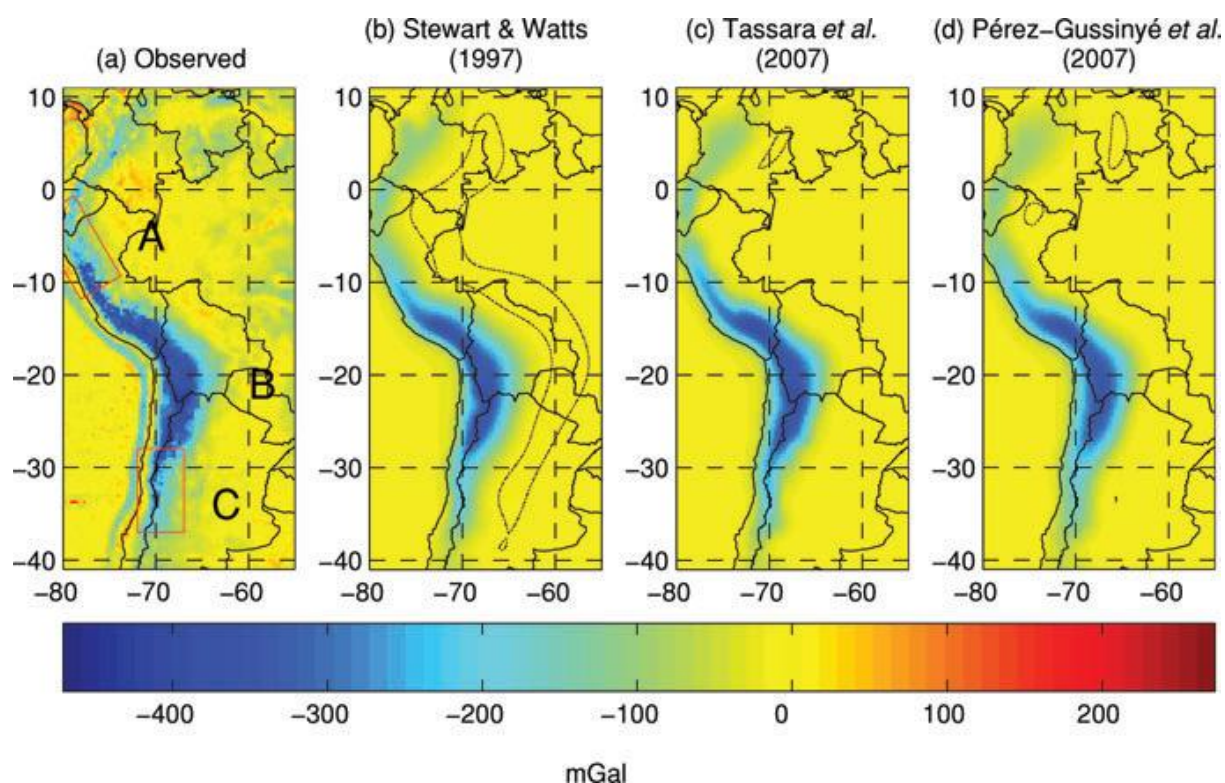


Figura 4.7 – Resposta gravimétrica para diferentes modelos flexurais. Figura retirada de Sacek e Ussami (2009). A linha cinza na figura (b) indica a curva de zero mGal.

4.3.2 Efeito da placa de Nazca sob a placa Sul-Americana

A subducção da placa de Nazca sob a litosfera sul-americana se dá de forma irregular, sendo que em algumas áreas ela subduz com alto ângulo e em outros ela segue plana por centenas de quilômetros antes de se inclinar. Uma dessas áreas seria a da latitude referente às Sierras Pampeanas, coincidente com a área de estudo deste trabalho. Gimenez *et al.* (2009) mostraram ser necessário corrigir a anomalia positiva causada pela placa de Nazca a fim de que a interface crosta-manto seja determinada corretamente. No entanto, esse efeito pode ser desconsiderado na bacia do Chaco-Paraná, pois como mostram Booker *et al.* (2004), por meio de perfis magnetotéluricos, a placa se inclina abruptamente próxima das Sierras de Córdoba, parte leste das Sierras Pampeanas que define o limite com o terreno Rio de La Plata.

4.4 Topografia da interface crosta-manto: Inversão pelo método de Parker-Oldenburg

4.4.1 Introdução

A Moho é definida como uma superfície sismológica que separa a crosta e o manto. Nessa descontinuidade, a velocidade das ondas sísmicas tem um aumento significativo, a velocidade da onda P sofre um incremento de 6,8 km/s na crosta para 8,2 km/s, no manto. Esse aumento está relacionado com uma mudança na densidade e de composição entre as duas camadas. O contraste de densidade entre a crosta e o manto litosférico era anteriormente adotado como sendo $0,6 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ (Heiskanen e Moritz, 1967), valor atualmente considerado alto para áreas continentais. Globalmente, a média é normalmente estabelecida entre $0,28 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ (Martinec, 1994) e $0,48 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$, valor adotado no *Preliminary Reference Earth Model* (PREM, Dziewonski e Anderson, 1981).

O método gravimétrico permite calcular a distribuição das massas em subsuperfície, sendo portanto sensível às variações laterais de densidade. O relevo da interface crosta-manto, isto é, a variação da sua profundidade, pode então ser estimado a partir de um contraste de densidade e resolvendo o problema gravimétrico inverso.

Para a inversão dos dados neste trabalho foi utilizado o método de Parker-Oldenburg (Parker, 1973; Oldenburg, 1974), a partir de uma rotina para Matlab elaborada por Gómez-Ortiz e Argawal (2004) e disponível em http://www.escet.urjc.es/~dgomez/3dinver_eng.htm (último acesso em 05/04/2013). O método de Parker (1973) consiste no cálculo direto da anomalia gravimétrica para uma superfície valendo-se da transformada de Fourier, como mostra a Equação 4.1 (adaptada para o caso tri-dimensional):

$$\mathcal{F}[\Delta g(x, y)] = 2\pi G\rho e^{(-|\vec{k}_z|z_0)} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|\vec{k}_z|^{n-1}}{n!} \mathcal{F}[h^n(x, y)] , \quad (\text{Eq. 4.1})$$

onde $\Delta g(x, y)$ é o valor de gravidade calculado, ρ é o contraste de densidade entre dois meios, no presente estudo entre a crosta e o manto superior, k é o número de onda, sendo que $k_z^2 = k_x^2 + k_y^2$, z_0 é a profundidade média da interface crosta-manto e $h(x, y)$ o relevo dessa interface.

Oldenburg (1974) rearranjou a Eq. 4.1 na Equação 4.2 de forma a permitir a obtenção do termo $h(x, y)$, *i.e.* o relevo de uma interface que separa dois meios de contraste de densidade ρ , a partir da anomalia de gravidade $\Delta g(x, y)$:

$$\mathcal{F}[h^n(x, y)] = -\frac{\mathcal{F}[\Delta g(x, y)]e^{(-|\vec{k}_z|z_0)}}{2\pi G\rho} - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{|\vec{k}_z|^{n-1}}{n!} \mathcal{F}[h^n(x, y)] . \quad (\text{Eq. 4.2})$$

A rotina utilizada necessita de parâmetros de entrada como o contraste de densidade e a profundidade média da interface a ser modelada. Aqui, esses parâmetros são o contraste de densidade entre crosta e manto e a profundidade média da interface, na área de estudo. O método é instável para altas frequências uma vez que a Eq. 4.2 inclui a continuação para baixo. É necessário, portanto, definir um filtro passa-baixas para garantir a convergência.

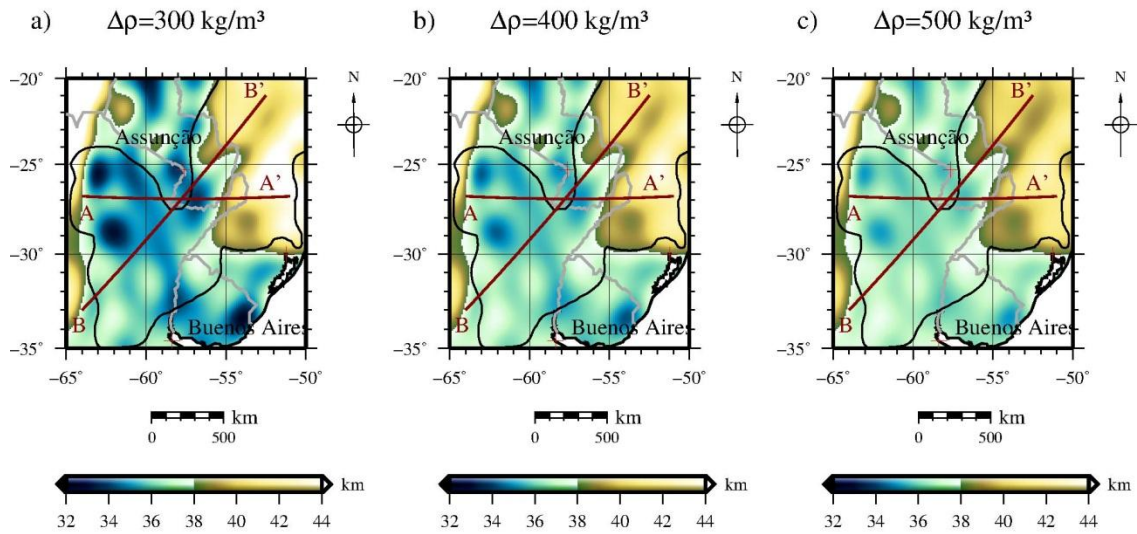
Em um primeiro passo, a rotina de inversão remove o valor médio da anomalia gravimétrica dos dados de entrada, iniciando em seguida o cálculo do primeiro termo do

relevo da superfície, pela Eq. 4.2. O cálculo prossegue até que o critério de convergência seja atingido, *i.e.* o valor quadrático médio da diferença entre duas iterações consecutivas seja menor do que um valor previamente estabelecido pelo usuário. Por fim, soma-se o valor z_0 , a profundidade média de referência, ao valor do relevo calculado, gerando a malha final da profundidade da interface crosta-manto.

4.4.2 Resultados

Foram utilizados os modelos EGM08-reduzido e GOCE_TIM_r3-reduzido (respectivamente figs. 4.6b e 4.6d) na inversão da topografia da interface crosta-manto. Consideramos inicialmente a não existência de variações laterais de densidade intra-crustais e no manto superior. A Figura 4.8 mostra os resultados da inversão, que foram obtidos usando-se uma profundidade média da interface (z_0) de 38 km. Essa é uma média tanto local entre as regiões das duas bacias, como sugerido pelos dados sismológicos de Snoke e James (1997), Bianchi (2010), Assumpção *et al.* (2013b), quanto uma estimativa da média do continente sul-americano (Assumpção *et al.*, 2013a; Chulik *et al.*, 2013). Foram usados contrastes de densidade entre a crosta e o manto de 0,3, 0,4 e 0,5 x 10³ kg/m³. A frequência de corte adotada para garantir a convergência foi de 250-300 km. Para evitar efeitos de borda é necessário estender a área de estudo. No entanto, esse procedimento poderia alterar o valor médio de gravidade para uma determinada profundidade média z_0 . Assim, ao invés de estender a área incorporando os dados adjacentes, foi adotado o método do espelhamento (Baranov, 1975). Na Figura 4.9 os dados de espessura crustal são mostrados juntos à inversão do EGM08-reduzido, com $\Delta\rho = 300 \text{ kg/m}^3$ (fig. 4.8a). Os perfis A-A' e B-B' indicados nos mapas das figuras mencionadas são mostrados na Figura 4.10.

Inversão Gravimétrica, $z_0=38$ km, EGM08-residual



Inversão Gravimétrica, $z_0=38$ km, GOCE_TIM_r3-residual

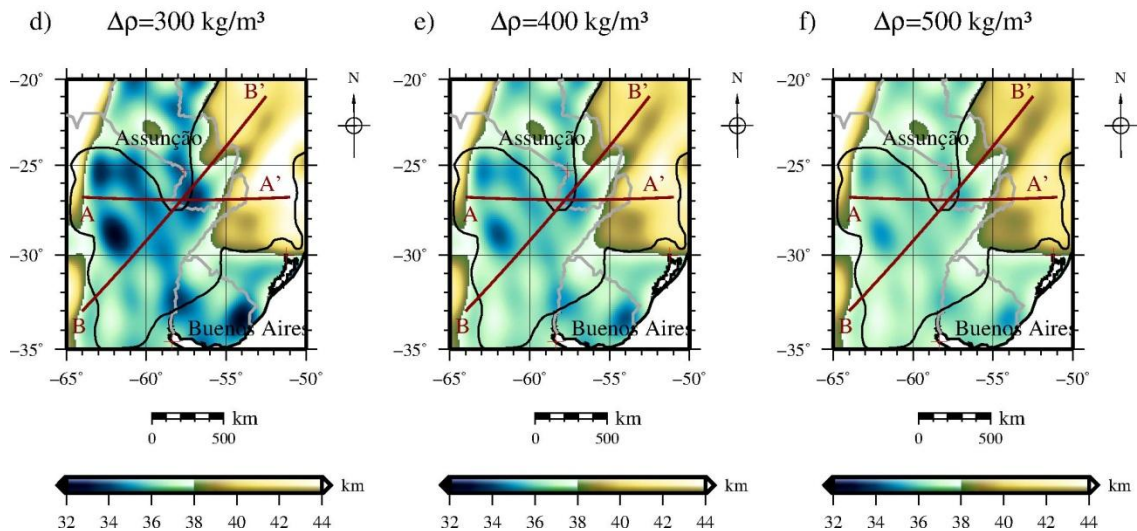


Figura 4.8 – Mapas das profundidades da interface crosta-manto, com $z_0 = 38$ km, a partir da inversão do EGM08-residual com contrastes de densidade a) $0,3 \times 10^3$ kg/m³; b) $0,4 \times 10^3$ kg/m³ e c) $0,5 \times 10^3$ kg/m³; e a partir da inversão do GOCE_TIM_r3 com contrastes de densidade d) $0,3 \times 10^3$ kg/m³; e) $0,4 \times 10^3$ kg/m³ e f) $0,5 \times 10^3$ kg/m³. As linhas retas (vermelho) indicam os perfis A-A' e B-B'. Escala de cores saturada em +32/+44 km.

Dados Sismológicos

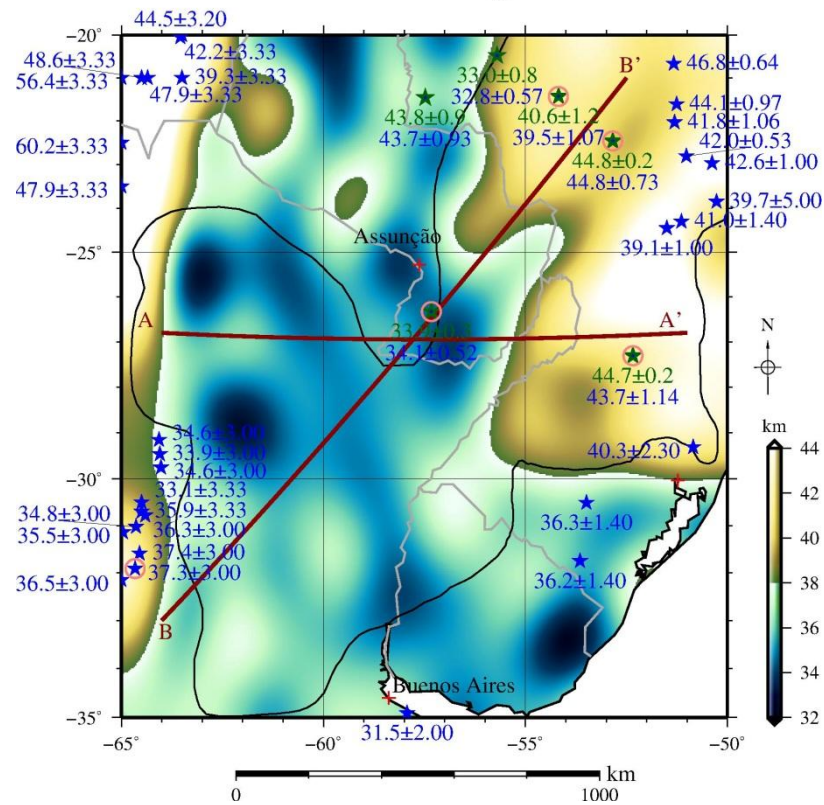
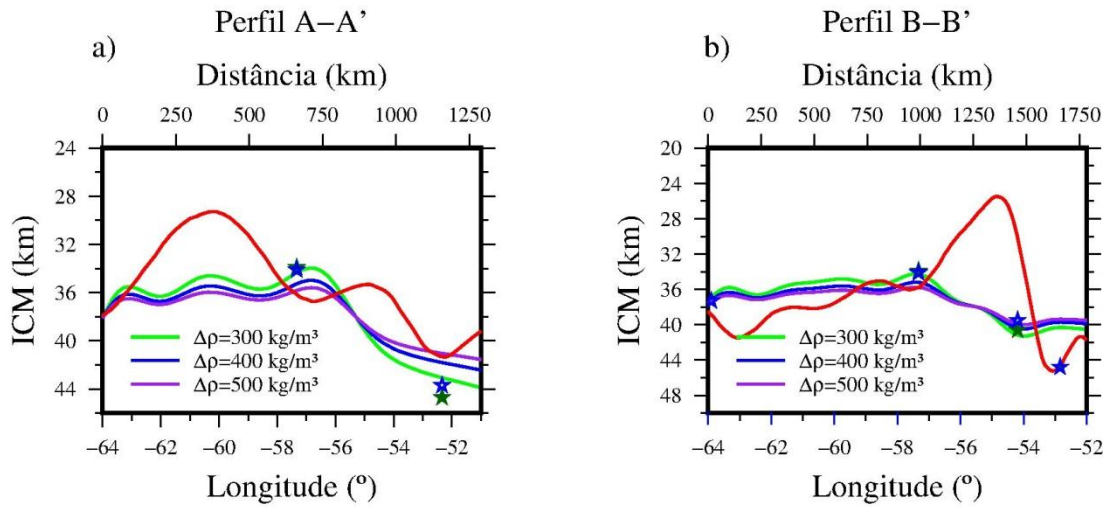


Figura 4.9 – Profundidade da interface crosta-manto (fig. 4.8a, em detalhe). As estrelas mostram novamente os dados sismológicos de espessura crustal mostrados na Fig. 2.4, sendo que as circuladas serão usadas nos perfis posteriores. As linhas retas (vermelho) indicam os perfis A-A' e B-B'. Escala de cores saturada em +32/+44 km.

Inversão Gravimétrica, $z_0=38$ km EGM08-residual



Inversão Gravimétrica, $z_0=38$ km, GOCE_TIM_r3-residual

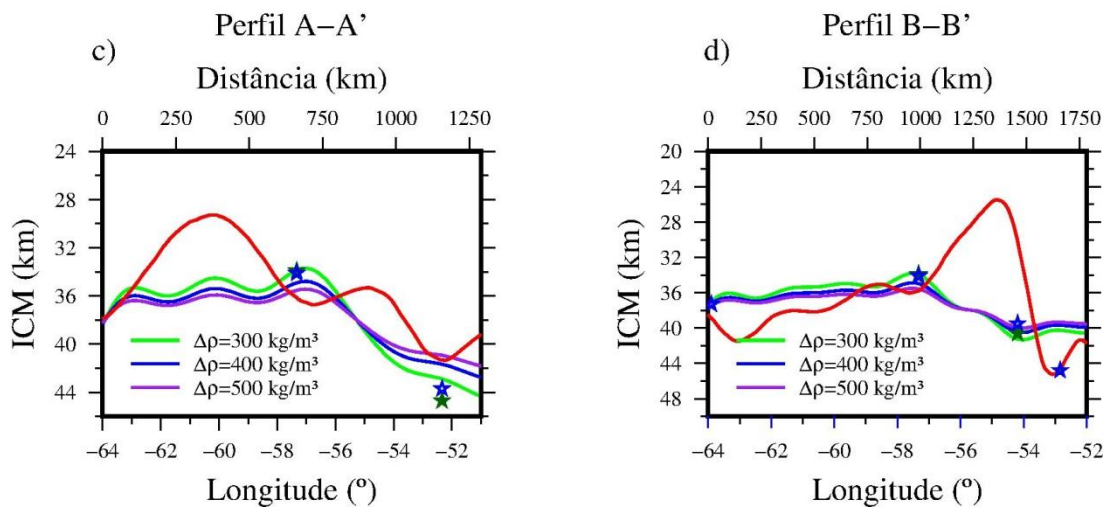


Figura 4.10 – Perfis A-A' e B-B' indicados na Figura 4.8. Perfis derivados do EGM08-residual a) A-A'; b) B-B'; derivados do GOCE_TIM_r3 c) A-A'; d) B-B'. Em cada caso são mostradas três estimativas do contraste de densidade entre a crosta e o manto: 0,3, 0,4 e 0,5 $\times 10^3$ kg/m³, respectivamente ilustradas pelas linhas verde, azul e roxa. As estações sísmológicas (estrelas) são as mais próximas de cada perfil (vide fig. 4.9), e a linha vermelha é a estimativa da Moho de Assumpção et al. (2013b).

4.5 Modelos isostáticos

4.5.1 Introdução

Uma forma alternativa para estimar o relevo da interface crosta-manto se dá pelo uso de modelos isostáticos. A isostasia local, também conhecida como isostasia de Airy, preconiza que as massas topográficas estão de alguma forma compensadas em subsuperfície por uma força de empuxo, produzida por um espessamento da crosta menos densa que o manto, seguindo ideia semelhante ao princípio de Arquimedes. No caso da isostasia de Airy a porção sólida é a crosta, que flutua em um substrato líquido e não viscoso, o manto (Turcotte e Schubert, 2002, pg. 213; Fowler, 2006, pg. 202). Desse modo, variações na distribuição das massas topográficas irão se refletir na topografia da interface crosta-manto.

A Figura 4.11 ilustra o modelo de Airy com mais detalhes:

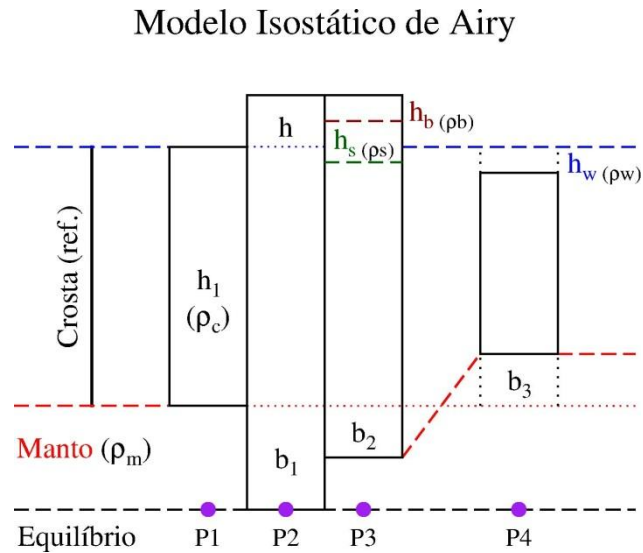


Figura 4.11 – Modelo isostático de acordo com a hipótese de Airy.

A topografia é dada por h , a espessura de referência da crosta por h_1 e com densidade ρ_c , a batimetria nos oceanos por h_w , com densidade ρ_w , e a densidade do manto é ρ_m . A raiz causada pela topografia tem espessura b_1 , e a anti-raiz oceânica b_3 . Havendo uma espessura sedimentar h_s de densidade ρ_s e uma espessura basáltica h_b de densidade ρ_b , a raiz será dada por b_2 . Em um nível definido abaixo da raiz mais profunda ocorre o equilíbrio isostático, onde a pressão exercida por cada prisma deve se igualar, ou seja,

$$P_1 = h_1\rho_c + b_1\rho_m = P_2 = P_3 = P_4.$$

Desta forma, a raiz causada pela topografia pode ser calculada por:

$$\begin{aligned} h_1\rho_c + b_1\rho_m &= (h + h_1 + b_1)\rho_c \rightarrow \\ b_1 &= \frac{\rho_c}{\rho_m - \rho_c} h. \end{aligned} \quad (\text{Eq. 4.3})$$

De maneira análoga, a anti-raiz causada por uma depressão será dada por:

$$\begin{aligned} h_1\rho_c + b_1\rho_m &= h_w\rho_w + (h_1 - h_w - b_3)\rho_c + b_3\rho_m + b_1\rho_m \rightarrow \\ b_3 &= \frac{\rho_c - \rho_w}{\rho_m - \rho_c} h_w. \end{aligned} \quad (\text{Eq. 4.4})$$

E finalmente, para uma região com uma espessura sedimentar h_s e basáltica h_b , a raiz será:

$$\begin{aligned} h_1\rho_c + b_1\rho_m &= h_s\rho_s + h_b\rho_b + (b_2 + h_1 - (h_s + h_b - h))\rho_c + (b_1 - b_2)\rho_m \rightarrow \\ b_2 &= \frac{h_s(\rho_s - \rho_c) + h_b(\rho_b - \rho_c) + h\rho_c}{\rho_m - \rho_c}. \end{aligned} \quad (\text{Eq. 4.5})$$

Assim, a partir de modelos digitais de topografia, batimetria, distribuição dos sedimentos e basaltos, e de estimativas das densidades envolvidas, é possível calcular a raiz associada à elevação, como foi visto nas Eqs. 4.3, 4.4 e 4.5. Posteriormente, com as raízes calculadas, basta somar-lhes um valor de referência da interface crosta-manto para que se obtenha a distribuição da profundidade de compensação do modelo de Airy.

Após o surgimento dos modelos isostáticos locais, foi desenvolvido um modelo isostático regional por Vening-Meinesz (1931) para explicar as anomalias gravimétricas observadas em elevações topográficas de curto comprimento de onda, especialmente na litosfera oceânica. Também conhecido por modelo flexural, ele considera que as massas topográficas estejam apoiadas sobre a crosta, que agora é tida como uma placa contínua e de comportamento elástico, que se apoia sobre o manto mais denso, fluido e não viscoso. A topografia então causa uma flexão da placa que contém a crosta e a interface crosta-manto. A Equação 4.6 descreve o comportamento bi-dimensional da flexura de uma placa elástica, como descrito em Allen e Allen (2005, pgs. 48 e 49):

$$\frac{D^4 w(x)}{dx^4} + \Delta \rho g w(x) = q(x), \quad (\text{Eq. 4.6})$$

onde $w(x)$ é o deslocamento flexural, $\Delta \rho$ é a diferença entre a densidade do manto e do material que preenche a flexão, $q(x)$ é a carga aplicada (topografia) e D é a rigidez flexural definida por

$$D = \frac{ET_e^3}{12(1 - \nu^2)}, \quad (\text{Eq. 4.7})$$

onde E é o módulo de Young, T_e é a espessura elástica efetiva da placa e ν o coeficiente de Poisson. A equação 4.6 é mostrada adaptada para a forma tri-dimensional na Equação 4.8 (e.g Li *et al.*, 2004):

$$D \frac{\partial^4 w}{\partial^4 x} + D \frac{\partial^4 w}{\partial^4 y} + 2D \frac{\partial^4 w}{\partial^2 x \partial^2 y} + \Delta \rho g w(x, y) = q(x, y) \quad (\text{Eq. 4.8})$$

É a rigidez flexural, por meio da espessura elástica efetiva, quem define o comportamento geral da flexão. No caso limite em que $T_e \rightarrow 0$, a placa não oferecerá resistência alguma, de forma que a compensação será local como na hipótese de Airy; no caso em que $T_e \rightarrow \infty$, a placa não sofrerá deformação.

A seguir serão mostrados os resultados obtidos para os modelos de Airy e flexural na área de estudo.

4.5.2 Resultados

As profundidades de compensação segundo o modelo de Airy foram calculadas diretamente pelas equações acima descritas, enquanto que as flexurais foram calculadas, tridimensionalmente, com o pacote GMT através da rotina *gravfft*, implementada em sua última versão (GMT 5.0).

A Figura 4.12 mostra os resultados da profundidade isostática de Airy calculada para $z_0 = 38$ km, densidade da crosta superior (topografia) de $2,67 \times 10^3$ kg/m³, e usando contrastes de densidade entre a crosta inferior e o manto ($\Delta\rho$) de 0,3, 0,4 e 0,5 $\times 10^3$ kg/m³, portanto consistente com os valores usados na inversão. Além dos mapas, a figura também mostra os perfis A-A' e B-B', com a topografia da superfície de compensação para cada contraste de densidade e o relevo na superfície.

Em seguida a profundidade de compensação foi calculada considerando-se também o pacote sedimentar das BCP e BP, com contraste de densidade com relação à crosta superior ($\Delta\rho_s$) de $-0,1 \times 10^3$ kg/m³ e $-0,2 \times 10^3$ kg/m³, e os basaltos com contraste de densidade de $1,80 \times 10^2$ kg/m³. Os mapas e os mesmos perfis A-A' e B-B' são mostrados na Figura 4.13, apenas para o caso onde o contraste de densidade entre a crosta inferior e o manto é $\Delta\rho = 0,3 \times 10^3$ kg/m³. Como seria de se esperar, a profundidade de compensação diminui quando são considerados os sedimentos que preenchem a bacia.

A Figura 4.14 mostra a resposta gravimétrica dos modelos isostáticos de Airy em comparação com a anomalia Bouguer dos modelos EGM08-residual e GOCE_TIM_r3-residual.

Para o cálculo da isostasia flexural foram considerados valores de espessura efetiva da placa elástica (T_e) de 30 km, 50 km e 70 km. Os perfis flexurais, bem como suas respostas gravimétricas, são mostrados na Figura 4.15, onde se nota que quanto maior o T_e menor a flexão da crosta. Os resultados aqui apresentados serão discutidos no Capítulo 5.

Profundidade de Compensação (Airy), $z_0=38$ km

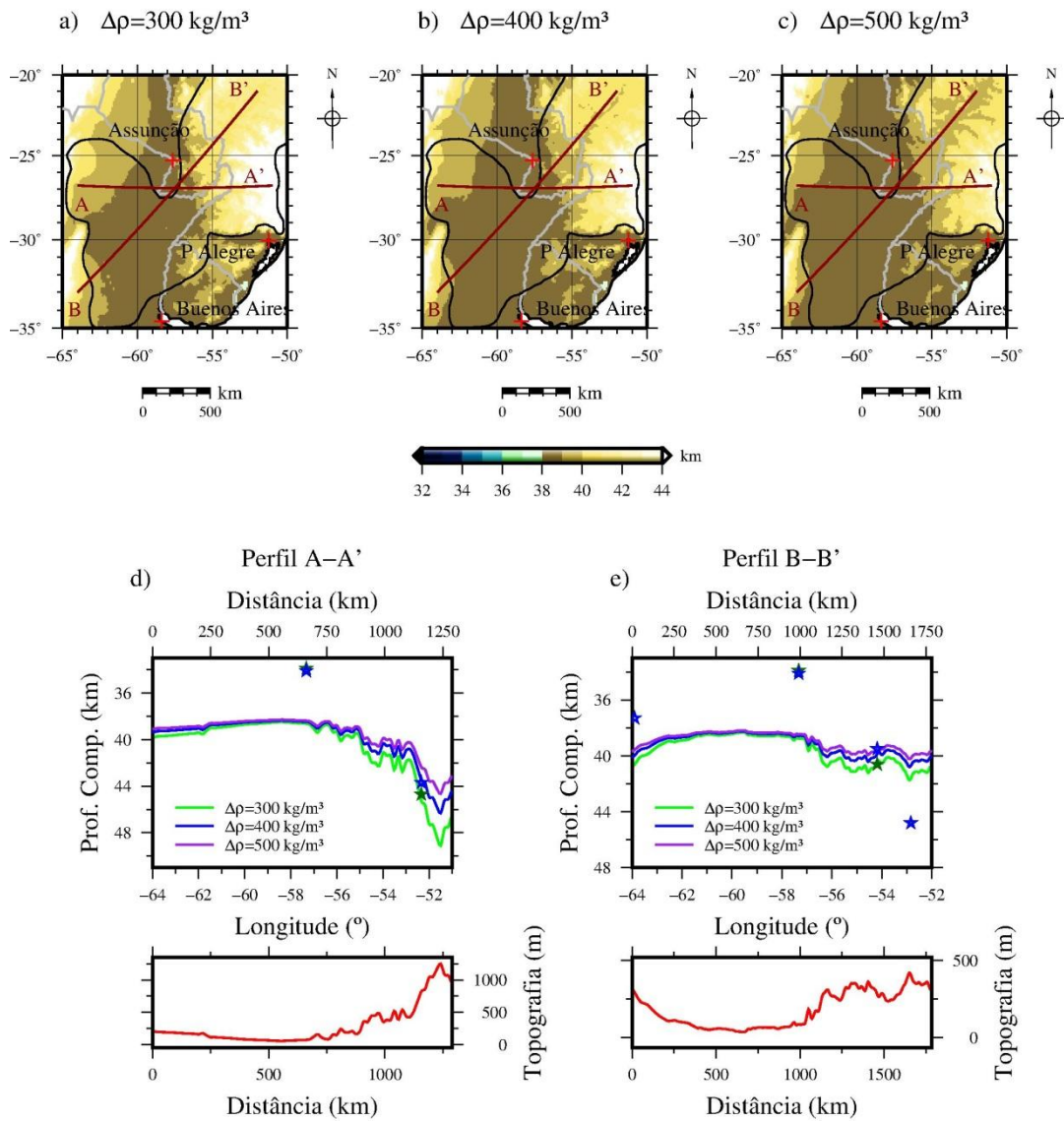


Figura 4.12 – Mapas da profundidade de compensação isostática usando o modelo de Airy para $z_0 = 38$ km e contrastes de densidade entre a crosta e o manto de a) $0,3 \times 10^3$ kg/m³ (linha verde); b) $0,4 \times 10^3$ kg/m³ (linha azul) e c) $0,5 \times 10^3$ kg/m³ (linha roxa). Os perfis A-A' e B-B' são indicados nos mapas e mostrados respectivamente em (d) e (e), com a topografia. As estações representadas pelas estrelas são as mais próximas de cada perfil (vide fig. 4.9). Escala de cores saturada em +32/+44 km

Profundidade de Compensação (Airy), $z_0=38 \text{ km}$, $\Delta\rho=300 \text{ kg/m}^3$

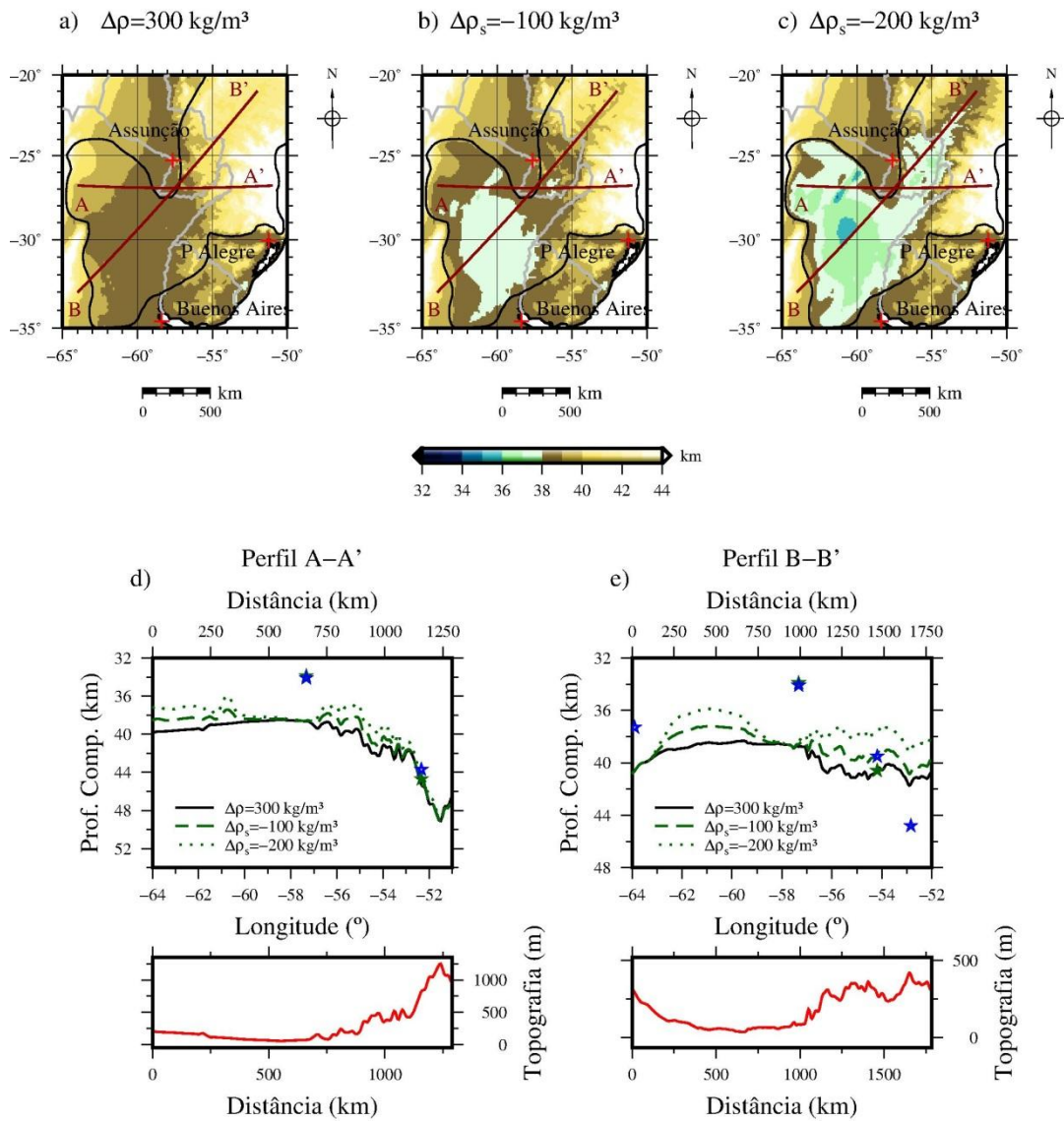


Figura 4.13 – Mapas e perfis da profundidade de compensação isostática usando o modelo de Airy para $z_0 = 38 \text{ km}$, $\Delta\rho = 0,3 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ e considerando os pacotes sedimentar e basáltico. Contrastes de densidade entre sedimentos e crosta de a) $0 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ (linha preta); b) $-0,1 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ (linha verde tracejada) e c) $-0,2 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ (linha verde pontilhada). Os perfis A-A' e B-B' são indicados nos mapas e mostrados respectivamente em (d) e (e), com a topografia.

Respostas Gravimétricas dos Modelos Isostáticos

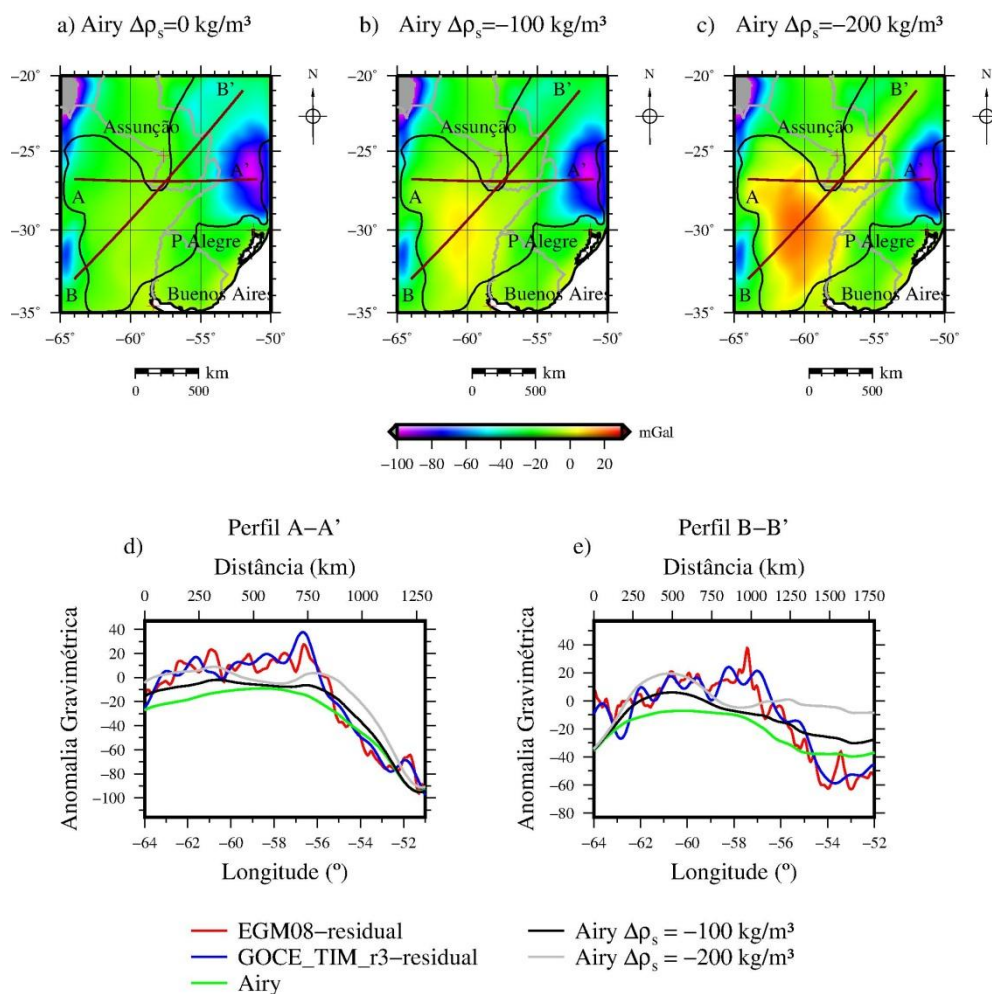


Figura 4.14 – Anomalias gravimétricas derivadas do modelo isostático de Airy, com contraste de densidade dos sedimentos de: a) sem considerá-los (linha verde); b) $-0,1 \times 10^3\text{ kg/m}^3$ (linha preta); c) $-0,2 \times 10^3\text{ kg/m}^3$ (linha cinza); Os perfis A-A' e B-B' são indicados nos mapas e mostrados respectivamente em (d) e (e), com a topografia e os modelos EGM08-residual (linha vermelha) e GOCE_TIM_r3-residual (linha azul).

Modelo flexural, $z_0=38$ km

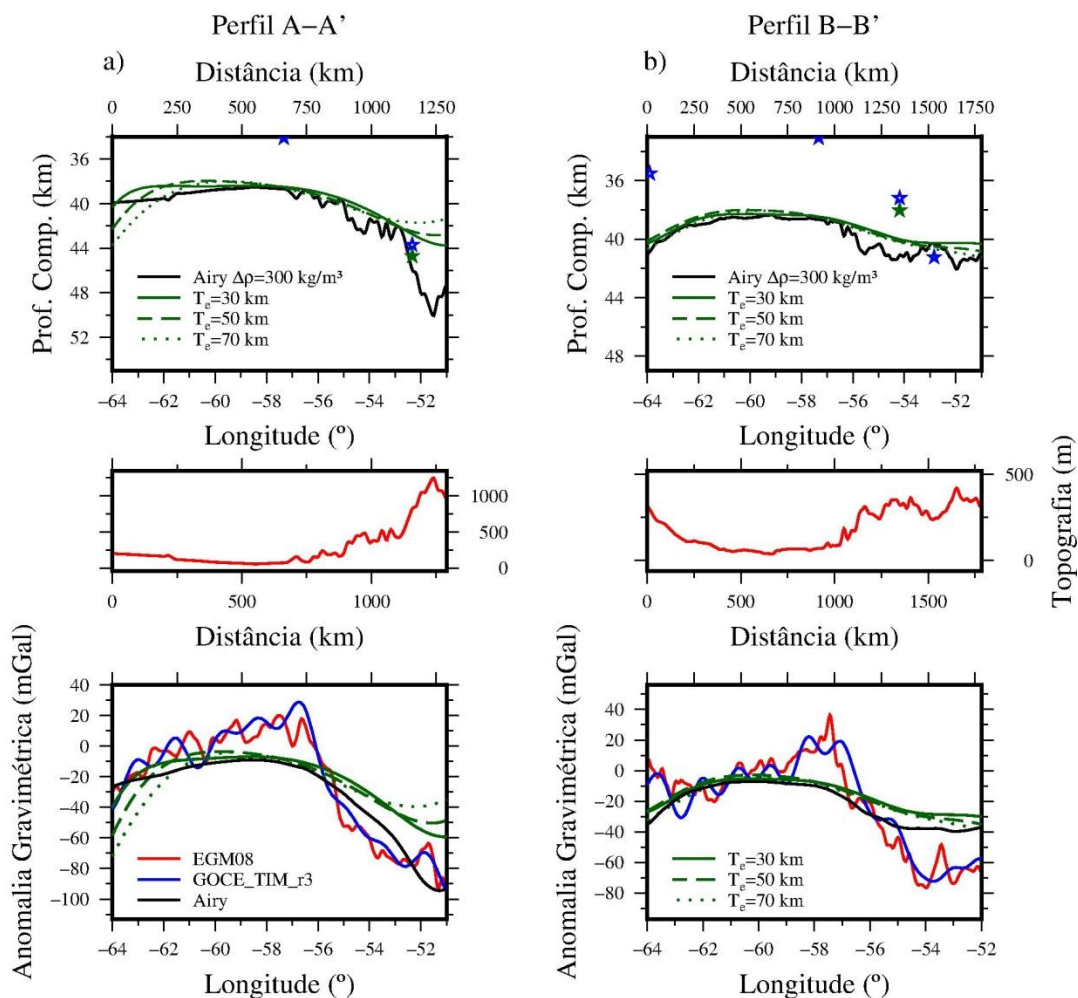


Figura 4.15 – Perfis da profundidade de compensação isostática flexural, para $z_0 = 38$ km. a) perfil A-A'; b) perfil B-B'. Em cada caso são mostradas três estimativas do T_e : 30, 50 e 70 km, respectivamente ilustradas pelas linhas verdes cheia, tracejada e pontilhada, além do caso $T_e=0$ (modelo de Airy, linha preta). As respectivas respostas gravimétricas são mostradas em c) perfil A-A' e d) perfil B-B', com os modelos EGM08 (linha vermelha) e GOCE_TIM_r3 (linha azul).

Capítulo 5

Discussões

5.1 Modelos do campo gravitacional e dados sismológicos

Os modelos atuais do campo gravitacional, apresentados no Capítulo 3, mostram uma diferença de cerca de 80 mGal entre as bacias do Chaco-Paraná e Paraná, separadas por um forte gradiente gravimétrico da ordem de 0,25 mGal/km. As anomalias Bouguer da bacia do Paraná (-50 a -90 mGal), são aquelas usualmente observadas em litosfera cratônica, tipicamente negativas, enquanto que na bacia do Chaco-Paraná a anomalia Bouguer oscila entre 10 e 20 mGal, valores tão distintos que sugerem diferenças composicionais e de espessura em escala crustal ou litosférica sob as duas bacias.

Todos os modelos do campo gravitacional analisados apresentaram essas mesmas características e, na região de estudo, nenhuma discrepância grande entre eles pode ser notada, como evidenciado pelos mapas residuais das Figs. 3.7 e 3.9. Os dados da missão GOCE validaram os dados dos modelos mistos e de maior resolução, SAGM 04 e EGM08, na área das bacias, como mostra a baixa amplitude das anomalias residuais entre eles e o GOCE_TIM_r3 (figs. 3.9d e 3.9f).

Além disso, a boa correlação entre o SAGM04 e o EGM08, com resíduos raramente ultrapassando 5 mGal (fig. 3.9e), indica que a mesma base de dados da bacia do Chaco-Paraná deve ter sido utilizada em ambos os modelos. Desse modo, nos processamentos, foram utilizados apenas o EGM08 e o GOCE_TIM_r3.

Os modelos sismológicos (figs. 2.5 e 2.6) e os dados pontuais de espessura crustal (fig. 2.4) que compreendem a área das bacias do Paraná e do Chaco-Paraná, mostrados no Capítulo 2 (Seção 2.2), indicam que enquanto a Moho é mais profunda na bacia do Paraná, normalmente a mais de 40 km, ela é mais rasa na bacia do Chaco-Paraná, sendo estabelecida entre 30 e 40 km. Essa diferença é consistente do ponto de vista do equilíbrio isostático, já

que a topografia tem cerca de 700 m na bacia do Paraná e pouco mais de 100 m na do Chaco-Paraná. Uma limitação desses modelos, no entanto, se dá pela ausência de dados sismológicos no interior da bacia do Chaco-Paraná. As estimativas da profundidade da Moho, especialmente advindas da técnica do função do receptor, são limitadas ao seu entorno. Na bacia do Chaco, no Paraguai e Bolívia, imediatamente ao norte e com característica gravimétrica similar a do Chaco-Paraná, onde os modelos sismológicos de espessura crustal são mais bem resolvidos (Feng *et al.*, 2007; Assumpção *et al.*, 2013b), a profundidade da Moho estimada chega a ser inferior a 30 km (fig. 2.5). No entanto, os resultados dos novos modelos sismológicos para a América do Sul (Assumpção *et al.*, 2013b) sugerem que há uma variação na profundidade da Moho entre as duas bacias, Chaco e Chaco-Paraná.

5.2 Estimativa da profundidade da Moho versus inversão gravimétrica

Os resultados da modelagem e interpretação gravimétrica, após a remoção dos efeitos dos sedimentos e basaltos, e considerando inicialmente que a única fonte das anomalias gravimétricas remanescentes é devida exclusivamente à variação na profundidade da Moho, são discutidos a seguir.

Os resultados mostrados na Fig. 4.8 mostram uma diminuição na diferença das profundidades da interface crosta-manto entre as duas bacias com o aumento do contraste de densidade entre a crosta e o manto. Isso é decorrência direta da ambiguidade gravimétrica, onde um mesmo sinal gravimétrico pode ser modelado variando-se a geometria do corpo (volume e profundidade) e o contraste de densidade em subsuperfície. Além disso, os resultados entre a inversão realizada a partir dos dados do GOCE_TIM_r3 e a partir do EGM08, para os altos comprimentos de onda analisados, não mostraram grandes diferenças.

Os dados sismológicos pontuais da profundidade da Moho, indicados nos perfis A-A' e B-B' (fig. 4.10), se aproximam da topografia da interface crosta-manto (ICM) na modelagem usando o contraste de densidade $\Delta\rho = 0,3 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$, que passou então a ser adotado como referência. O maior desvio entre a ICM calculada e os dados sismológicos foi observado mais ao norte na bacia do Paraná, como mostra o perfil B-B', onde a Moho estaria em uma profundidade ainda maior. Os perfis da inversão gravimétrica e aqueles do modelo de

Assumpção *et al.* (2013b) mostraram pouca relação: no perfil A-A' nota-se certa tendência regional de aumento na profundidade da Moho em direção à bacia do Paraná; já no perfil B-B', apesar dessa tendência ser sugerida, uma subida súbita da Moho ocorre entre as latitudes -57° e -53°, talvez decorrente da metodologia utilizada no preenchimento das regiões com ausência de dados.

5.3 Considerações isostáticas flexurais: placa contínua ou rompida

A bacia do Chaco-Paraná está localizada em uma planície a cerca de 100 metros acima do mar, portanto, a superfície de compensação do modelo isostático local de Airy (fig. 4.12) pouco se altera ao se adotar diferentes contrastes de densidade. As mudanças mais significativas restringem-se à bacia do Paraná, já que sua altitude média é de 700 m. A inclusão dos sedimentos e basaltos no cálculo da isostasia (fig. 4.13) acarretou em uma subida da superfície de compensação nas duas bacias, insuficiente, porém, para se ajustar aos dados sísmológicos. O efeito gravimétrico dos modelos isostáticos de Airy (fig. 4.14) mostra que, ao levarmos em conta os sedimentos, o ajuste entre os dados observados e os calculados na bacia do Chaco-Paraná melhora, mas diverge na bacia do Paraná, principalmente no perfil B-B'.

No caso da isostasia flexural (figs. 4.15a e b), adotando o modelo da placa contínua, nota-se que, quanto maior o T_e , menor a flexão da placa em resposta às cargas topográficas, como seria de se esperar. Tomando o perfil A-A' como exemplo, sua porção oeste marca o efeito da flexura causada pela carga dos Andes, de forma que quanto maior o T_e , menor a flexão da placa e portanto mais para leste a ombreira flexural se dirige. Já na porção leste do perfil, é possível notar que o efeito da carga topográfica da bacia do Paraná sobre a placa diminui conforme o T_e aumenta. O efeito gravimétrico do modelo flexural, mostrado na mesma figura, indica que não é possível ajustar a anomalia calculada com aquela observada na região para um modelo de placa contínua. O modelo de compensação com $T_e = 0$ ou seja, de Airy, melhor prevê as anomalias observadas (figs. 4.15c e d), mas o ajuste ainda não é total. Isso sugere que existe uma descontinuidade litosférica entre as duas bacias, então o modelo flexural a ser considerado deve ser o da placa rompida (fig. 5.1).

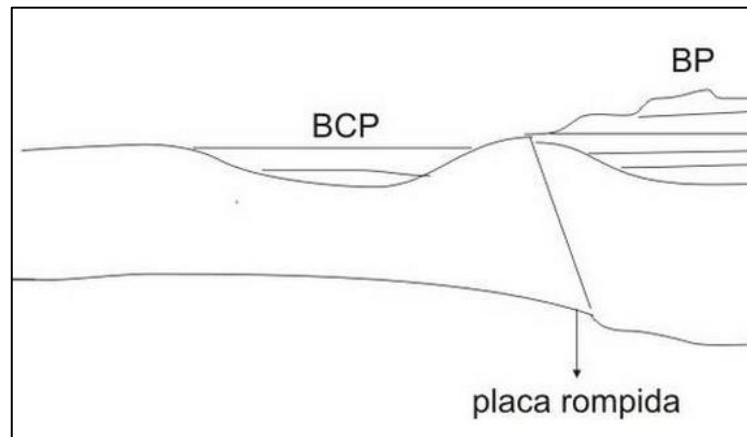


Figura 5.1 – Representação qualitativa do modelo da placa rompida.

5.4 Sutura litosférica entre a BCP e BP

A Figura 5.2, a fim de sintetizar as idéias apresentadas, retoma os mapas de continuação para cima do EGM08 em 60 km (linhas de contorno) e da interface crosta-manto obtida pela inversão gravimétrica do EGM08-residual com $\Delta\rho = 0,3 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ e $z_0 = 38$ km (cores). Como apresentado na Seção 4.1, a região entre as duas bacias onde ocorre o gradiente gravimétrico permitia inferir uma zona de sutura entre as duas bacias, idéia também corroborada pelos modelos flexurais, considerando que a placa rompida seja na verdade duas placas distintas, unidas pela sutura.

Em termos do embasamento, as bacias do Chaco-Paraná e do Paraná se desenvolveram, respectivamente, sobre o terreno Rio de La Plata e o cráton Paranapanema (Kröner e Cordani, 2003; Rapela *et al.*, 2007; Ramos *et al.*, 2010), como visto na Fig. 2.1. Rapela *et al.* (2007) sintetizam as idades já determinadas na margem atlântica do terreno e analisam novas amostras na margem oeste pelo método U-Pb, determinando uma idade geral para o terreno de 2,0-2,2 Ga (fig. 5.3). Além disso, análises geoquímicas das mesmas amostras mostram a presença de materiais como gabro olivínico, xisto anfibolítico e diorito, todos com assinatura típica de arcos magmáticos.

Os dois blocos, Rio de La Plata e Paranapanema, já unidos no início do cambriano, passam por episódios semelhantes de subsidência, como mostra a coluna estratigráfica das duas bacias (fig. 2.2). A grande semelhança deposicional entre elas ao longo do Neopaleozoico, sugere de fato que ambas estivessem em um mesmo nível. Ao fim do Cretáceo, com a abertura do Atlântico e o magmatismo Serra Geral, ocorre um *underplating* na crosta da bacia do Paraná (no cráton Paranapanema) (Mariani *et al.*, 2013), que poderia ter sido a causa do levantamento da topografia na área. A partir da mudança de altitude, as duas bacias passam a evoluir separadamente, como mostra a seção cenozoica de suas colunas estratigráficas.

O limite do terreno Rio de La Plata, mostrado na Fig. 5.3, concorda com a área da ICM mais rasa (fig. 5.2). Desta forma, a região da sutura, onde ocorre o maior gradiente gravimétrico, seria também o limite entre os terrenos Rio de La Plata e o cráton Paranapanema (região hachurada na Figura 5.4). Os resultados obtidos pelo modelo isostático de Airy, pela inversão gravimétrica, bem como os dados sismológicos disponíveis, estão sintetizados na Figura 5.4 ao longo dos perfis A-A' e B-B'. O *underplating* na crosta da bacia do Paraná poderia ajudar a explicar a Moho mais profunda do que a ICM obtida pela inversão gravimétrica e do que o nível de compensação obtido pelos modelos isostáticos. Com relação ao afinamento na bacia do Chaco-Paraná, Sacek e Ussami (2009) mostraram que o soerguimento da região, devido à carga dos Andes e a consequente flexura da placa, não contribuiria com mais do que algumas centenas de metros de soerguimento. Portanto, a crosta na BCP é mais fina e a natureza desta pode ser a de um arco magmático (Rapela *et al.*, 2007).

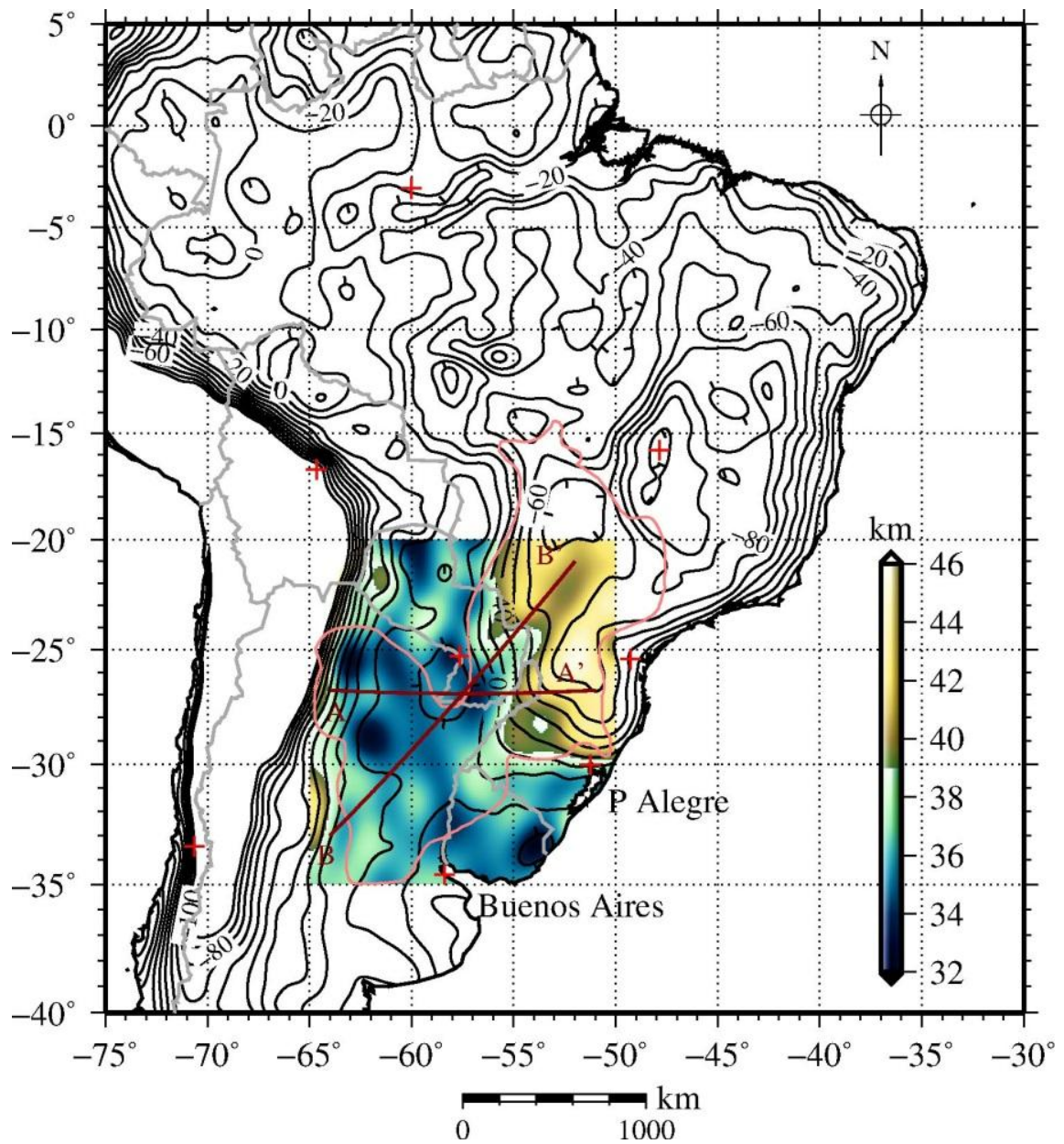


Figura 5.2 – Mapa de contorno da anomalia Bouguer do EGM08 continuado para 60 km, com intervalo das linhas de contorno de 10 mGal. A área de estudo representa em escala de cores a interface crosta-manto obtida pela inversão do EGM08-residual, com $\Delta\rho = 300 \text{ kg/m}^3$ e $z_0 = 38 \text{ km}$ (fig. 4.8a).

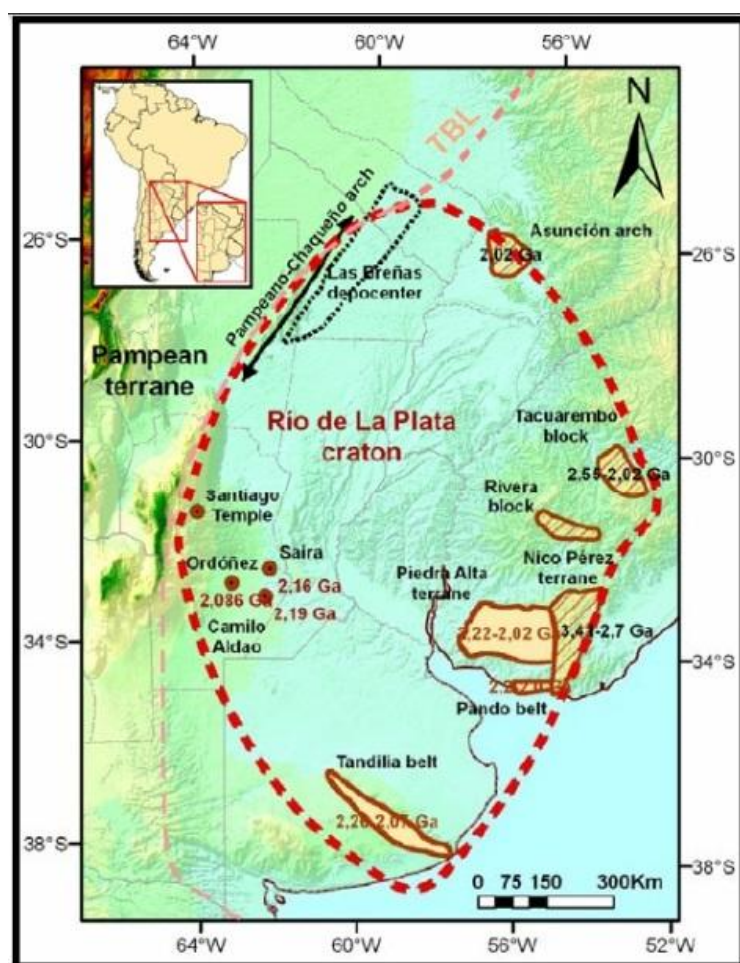


Figura 5.3 – Limites do terreno Rio de La Plata, de Pomposiello et al. (2011). A linha tracejada vermelha é o limite dado por Rapela et al. (2007), enquanto que o rosa é de Ramos et al. (2010). As idades mostradas são a partir de Rapela et al. (2007), com os quatro poços por eles analisados na margem esquerda (Saira, Ordoñez, Camilo Aldao e Santiago Temple).

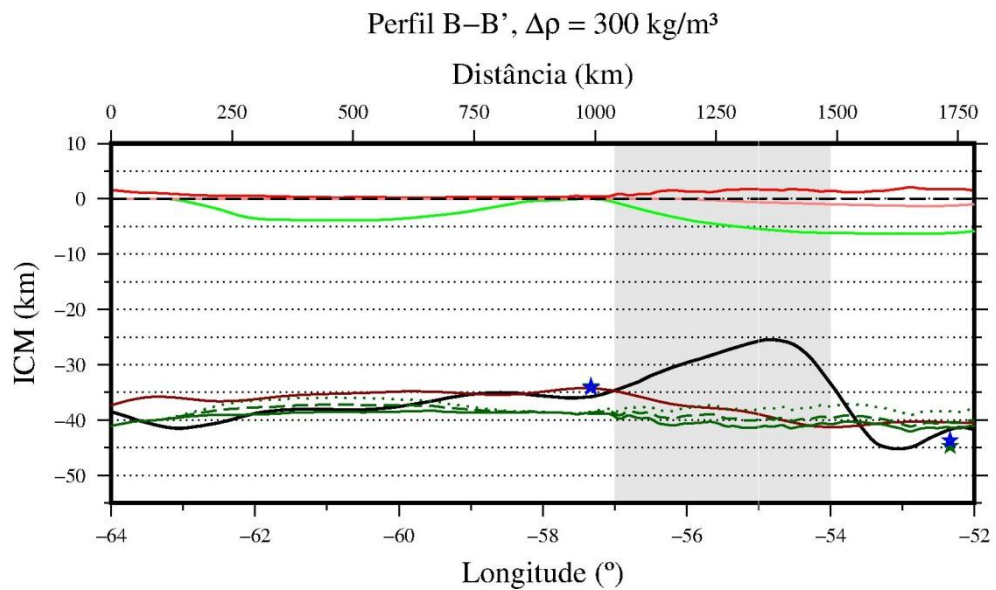
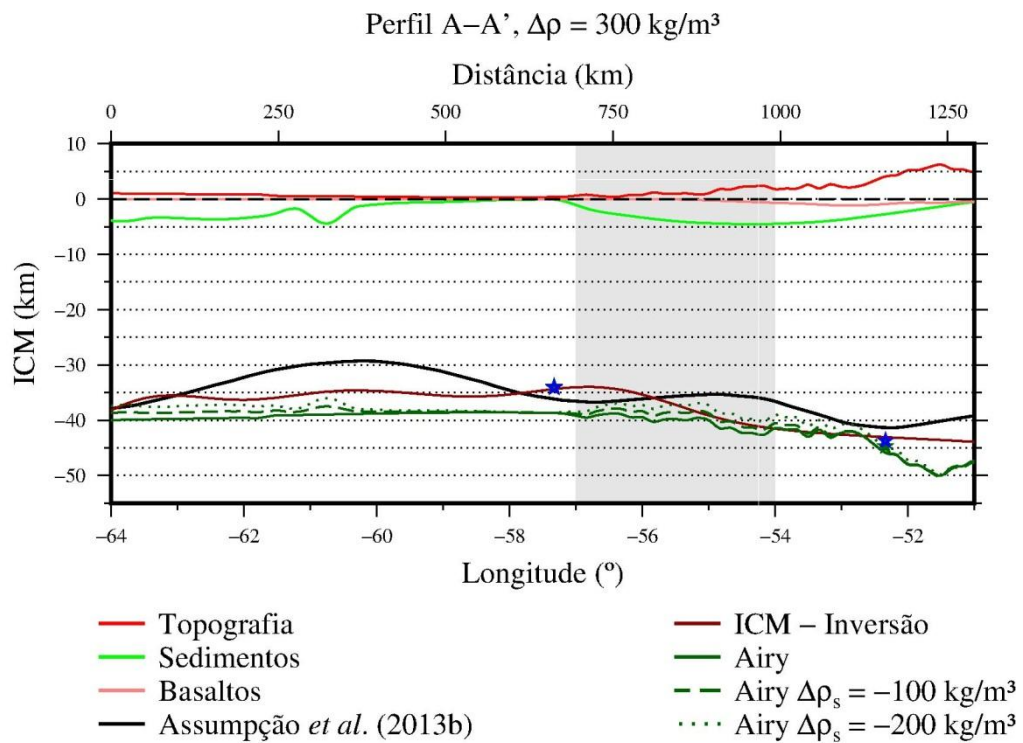


Figura 5.4 – Perfis A-A' e B-B' (vide fig. 5.2), mostrando todos os dados obtidos anteriormente (vide legenda), apenas para o caso em que $\Delta\rho = 300 \text{ kg/m}^3$. Também são mostrados a topografia (linha vermelha, com a escala ampliada 5x), os sedimentos (linha verde) e os basaltos (vermelho claro). A região em destaque é a da zona de sutura inferida.

Capítulo 6

Conclusões

Os dados da nova missão de satélite GOCE, com resolução espacial e precisão sem precedentes, foram úteis na validação dos modelos de maior resolução. Pela escala deste trabalho, um dos modelos disponíveis, o GOCE_TIM_r3, também pôde ser utilizado com êxito. Tanto pela sua qualidade, quanto pela facilidade de acesso aos seus dados, o GOCE mostra-se uma ferramenta extremamente útil à comunidade científica. Ao término desta dissertação, os modelos TIM e DIR já foram implementados em suas quartas versões (r4).

A inversão dos modelos residuais do EGM08 e GOCE_TIM_r3, pelo método de Parker-Oldenburg, mostraram a ICM cerca de 7 km mais rasa na bacia do Chaco-Paraná que na bacia do Paraná. Para uma superfície de referência estabelecida em 38 km, a ICM na bacia do Chaco-Paraná estaria em média a 35 km de profundidade e em 42 km no Paraná, valores que se mostram coerentes com dados obtidos através da função do receptor em algumas estações próximas, exceto mais ao norte na bacia do Paraná. Isostaticamente, os modelos flexurais (T_e 's = 30, 50 e 70) não se ajustaram aos dados sísmológicos nem à ICM obtida pela inversão gravimétrica, e nem tampouco suas respostas gravimétricas foram condizentes com os dados observados. O modelo que mais se ajustou foi o de Airy ($T_e = 0$), mesmo assim apresentando discrepâncias. Esses fatores levaram à conclusão de que alguma diferença deve existir na natureza e espessura crustal entre as duas bacias.

As bacias do Chaco-Paraná e Paraná apresentam histórias síncronas de subsidência e deposição durante o Neopaleozoico, onde passam por um período de glaciação no então supercontinente Gondwana. No Mesozoico inicia-se o processo separação das placas sul-americana e africana, com a consequente abertura do oceano Atlântico. Esse processo é marcado pelo magmatismo Serra Geral, que ocorre nas duas bacias, mas de maneira mais expressiva na BP, onde há ocorrência de *underplating*. Esse material extra na crosta inferior e na base da crosta da bacia do Paraná é balanceado pelo seu levantamento topográfico, de forma que no Cenozoico as duas bacias passam evoluir em ambientes distintos de deposição.

Referências Bibliográficas

AIRY, G. B. On the computation of the effect of the attraction of mountain masses, as disturbing the apparent astronomical latitude of stations of geodetic surveys. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, v. 145, p. 101-104, 1855.

ALLEN, P. A.; ALLEN, J. R. *Basin Analysis: Principles and Applications*. 2 ed. Blackwell Publishing Ltd., 2005, p. 48-49.

ALMEIDA, F. F. M.; NEVES, B. B. B.; CARNEIRO, C. Dal Ré. The origin and evolution of the south american platform. *Earth-Science Reviews*, v. 50, n. 1-2, p. 77-111, maio, 2000.

ÁLVAREZ, O.; GIMENEZ, M.; BRAITENBERG, C.; FOLGUERA, A. GOCE satellite derived gravity and gravity gradient corrected for topographic effect in the South Central Andes region. *Geophysical Journal International*, v. 190, n. 2, p. 941-959, ago., 2012.

AMANTE C. B., EAKINS W., 2008. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. National Geophysical Data Center, NESDIS, NOAA, U.S. Department of Commerce, Boulder, CO, ago., 2008.

AN, M.; ASSUMPÇÃO, M. S. Multi-objective inversion of surface waves and receiver functions by competent genetic algorithm applied to the crustal structure of the Paraná basin, SE Brazil. *Geophysical Research Letters*, v. 31, L05615, mar., 2004.

ASSUMPÇÃO, M.; JAMES, D.; SNOKE, A. Crustal thicknesses in SE brazilian shield by receiver function analysis: Implications for isostatic compensation. *Journal of Geophysical Research*, v. 107, n. B1, p. ESE 2 1-14, jan., 2002.

ASSUMPÇÃO, M.; BIANCHI, M.; JULIÀ, J.; DIAS, F. L.; FRANÇA, G. S.; NASCIMENTO, R.; DROUET, S.; PAVÃO, C. G.; ALBUQUERQUE, D. F.; LOPES, A. E. V. Crustal thickness map of Brazil: Data compilation and main features. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 43, p. 74-85, 2013(a).

ASSUMPCÃO, M.; FENG, M.; TASSARA, A.; JULIÀ, J. Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. *Tectonophysics*, 2013(b). <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.11.014>

BALMINO, G. Space missions for fundamental physics: New space missions for mapping the Earth's gravity field. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*, Série IV, v.2, n. 9, p. 1353-1359, 2001.

BARTHELMES, F. Definition of functionals of the geopotential and their calculation from spherical harmonic models: theory and formulas used by the calculation service of the International Centre for Global Earth Models (ICGEM), Scientific Technical Report STR09/02, GFZ German Research Centre for Geosciences, Postdam, 2009. <http://icgem.gfz-potsdam.de>

BARANOV, W. *Potential fields and their transformations in applied geophysics*. Berlin: Gebruder Borntraeger, 1975. 121 p.

BIANCHI, M. B. *Variações da estrutura da crosta, litosfera e manto para a plataforma Sul Americana através de funções do receptor para ondas P e S*. Tese (Doutorado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008. 133 p.

BOOKER, J. R.; FAVETTO, A.; POMPOSIELLO, C. Low electrical resistivity associated with plunging of the Nazca flat slab beneath Argentina. *Nature*, v. 429, p. 399-403, maio, 2004.

BOTAI, C. M.; COMBRINCK, L. Global geopotential models from Satellite Laser Ranging data with geophysical applications: A review. *South African Journal of Science*, v. 108, n. 3, 10 p., 2012.

BRAITENBERG, C.; WIENECKE, S.; WANG, Y. Basement structures from satellite-derived gravity field: South China Sea ridge. *Journal of Geophysical Research*, v. 111, B05407, 15 p., mai., 2006.

BRAITENBERG, C.; EBBING, J. New insights into the basement structure of the West Siberian Basin from forward and inverse modeling of GRACE satellite gravity data. *Journal of Geophysical Research*, v. 114, 06402, 15 p., jun., 2009a.

BRAITENBERG, C.; EBBING, J. The GRACE-satellite gravity and geoid fields in analyzing large-scale, cratonic or intracratonic basins. *Geophysical Prospecting*, v. 57, p. 559-571, 2009b.

BRAITENBERG, C.; MARIANI, P.; EBBING, J.; SPRLAK, M. The enigmatic Chad lineament revisited with global gravity and gravity-gradient fields. In: HINSBERGEN, D. J. J. van; BUITER, S. J. H.; TORSVIK, T. H.; GAINA, C.; WEBB, S. J. (Eds.), *The formation and evolution of Africa: a synopsis of 3.8 Ga of Earth history*. Londres: Geological Society of London, Special Publication, 2011a, v. 357, p. 329-334.

BRAITENBERG, C.; MARIANI, P.; PIVETTA, T. GOCE observations in exploration geophysics. In: 4TH INTERNATIONAL GOCE USER WORKSHOP (Proceedings), 31 mar.-1 abr., 2011b, Munique, Alemanha.

BRUINSMA S. L.; MARTY J. C.; BALMINO G.; BIANCALE R.; FÖRSTE C.; ABRIKOSOV O.; NEUMAYER H. GOCE gravity field recovery by means of the direct numerical method. In: LACOSTE-FRANCIS, H. (Ed.). Proceedings of the ESA living planet symposium, ESA Publication SP-686, ESA/ESTEC, 2010.

CHAVES, C. A. M. *Inversão linear de anomalias do geóide da Província Borborema: variação composicional ou perturbação térmica do manto?* Tese (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

CHEBLI, G. A.; TOFALO, O.; TURZZINI, G. E. Mesopotamia. In: CHEBLI, G. A.; SPALLETI, L. (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Argentina: Universidad Nacional de Tucumán, 1989. p. 79-100. (Serie Correlación Geológica, n. 6).

CHEBLI, G. A.; MOZETIC, M. E.; ROSSELLO, E. A.; BUHLER, M. Cuencas sedimentarias de la Llanura Chacopampeana. In: CAMINO, R. (Ed.). *Geologia Argentina*. Argentina, Buenos Aires: SEGEMAR, 1999. p. 627-644.

CHULICK, G. S.; DETWEILER, S.; MOONEY, W. D. Seismic structure of the crust and uppermost mantle of South America and surrounding oceanic basins. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 42, p. 260-276, 2013.

CORDANI, U. G.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G.; COUTINHO, J. M. V.; RUIZ, A. S. The rio Apa craton in Mato Grosso do Sul (Brazil) and northern Paraguay: Geochronological evolution, correlations and tectonic implications for Rodinia and Gondwana. *American Journal of Science*, v. 310, n. 9, p. 981-1023, 2010.

DZIEWONSKI, A. M.; ANDERSON, D. L. Preliminary reference earth model. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, v. 25, n. 4, p. 297-356, jun., 1981.

ESA. Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Mission, ESA SP-1233(1), Report for mission selection of the four candidate earth explorer missions. ESA Publications Division, 217 p., jul., 1999.

FENG, M.; ASSUMPÇÃO, M.; LEE, S. Van der. Group-velocity tomography and lithospheric S-velocity structure of the South American continent. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 147, p. 315-331, 2004.

FENG, M.; LEE, S. van der; ASSUMPÇÃO. Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves. *Journal of Geophysical Research*, v. 112, B04321, 16 p., 2007.

FÖRSTE, C. et al. The GeoForschungsZentrum Potsdam/Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale satellite-only and combined gravity field models: EIGEN-GL04S1 and EIGEN-GL04C. *Journal of Geodesy*, v. 82, p. 331-346, 2008.

FÖRSTE, C. et al. EIGEN-6. A new combined global gravity field model including GOCE data from the collaboration of GFZ-Potsdam and GRGS-Toulouse. *Geophysical Research Abstracts*, v. 13, EGU2011-3242-2, EGU General Assembly, 2011.

FOWLER, C. M. R. *The Solid Earth: An introduction to global geophysics*. 2.ed. Reino Unido: Cambridge University Press, 2006. p. 193-232.

GIMENEZ, M. E.; BRAITENBERG, C.; MARTINEZ, M. P.; INTROCASO, A. A comparative analysis of seismological and gravimetric crustal thickness below the Andean region with flat subduction of the Nazca plate. *International Journal of Geophysics*, v. 2009, 8 p., 2009.

GOMEZ-ORTIZ, D.; AGARWAL, B. N. P. 3DINVER.m: a MATLAB program to invert the gravity anomaly over a 3D horizontal density interface by Parker-Oldenburg's algorithm. *Computer & Geosciences*, v. 31, p. 513-520, 2005. http://www.escet.urjc.es/~dgomez/3dinver_eng.htm (último acesso em 05/04/2013)

HEISKANEN, W.A., MORITZ, H. *Physical Geodesy*. Freeman, San Francisco, 1967, 364 p.

HOFMANN-WELLENHOF, B.; MORITZ, H. *Physical Geodesy*. Springer, 2005, 403 p.

ICGEM. International Centre for Global Earth Models. GFZ Helmholtz-Zentrum. Potsdam, 2013. <http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/> (último acesso em 20/03/2013)

JULIÀ, J.; ASSUMPCÃO, M.; ROCHA, M. P. Deep crustal structure of the Paraná Basin from receiver functions and Rayleigh-wave dispersion: Evidence for a fragmented cratonic root. *Journal of Geophysical Research*, v. 113, 2008.

KABAN, M. K.; TESAURO, M.; CLOETINGH, S. An integrated gravity model for Europe's crust and upper model. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 296, p. 195-209, 2010.

KRÖNER, A.; CORDANI, U. G. African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology. *Tectonophysics*, v. 375, p. 325–352, 2003.

LEMOINE, F. G.; KENYON, S. C.; FACTOR, J. K.; TRIMMER, R. G.; PAVLIS, N. K.; COX, C. M.; KLOSKO, S. M.; LUTHCKE, S. B.; TORRENCE, M. H.; WANG, Y. M.; WILLIAMSON, R. G.; PAVLIS, E. C.; RAPP, R. H.; OLSON, T. R. 1998. The development of joint NASA GSFC and NIMA geopotential model EGM96. NASA Technical Paper NASA/TP1998206861, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, EEUU, 1998.

LI, F.; DYT, C.; GRIFFITHS, C. 3D modelling of flexural isostatic deformation. *Computer & Geosciences*, v. 30, n. 9-10, p. 1105-1115, 2004.

MARIANI, P. *Caratterizzazione della Struttura Litosferica del Bacino Intracratonico del Paraná (Sud America) Mediante Modellazione di Dati Gravimetrici da Satelliti di Nuova Generazione (GRACE e GOCE)*. Tese (Doutorado) - Università Degli Studi di Trieste. Trieste, Itália. 2012. 229 p.

MARIANI, P.; BRAITENBERG, C.; USSAMI, N. Explaining the thick crust in Paraná basin, Brazil, with satellite GOCE gravity observations. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 45, p. 209-233, 2013.

MARTINEC, Z. The density contrast at the Mohorovičić discontinuity. *Geophysical Journal International*, v. 117, p. 539-544, 1994.

MAYER-GÜRR T.; KURTENBACH E.; EICKER A. The satellite-only gravity field model ITG-Grace2010s. 2010. <http://www.igg.uni-bonn.de/apmg/index.php?id=itg-grace2010>

MEIJDE, M. van der; JULIÁ, J.; ASUSMPÇÃO, M. Satellite gravity derived Moho for South America. *Tectonophysics*, no prelo, 2013.

MELFI, A. J., PICCIRILLO, E. M., NARDY, A. J. R. Geological and magmatic aspects of the Paraná basin an introduction. In: PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A. J. (Eds.). *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects*. São Paulo: Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, 1987. 600 p.

MIGLIACCIO F.; REGUZZONI M.; SANSÒ F.; TSCHERNING C. C.; VEICHERTS M. GOCE data analysis: the space-wise approach and the first space-wise gravity field model. In: LACOSTE-FRANCIS, H. (Ed.). *Proceedings of the ESA living planet symposium*. ESA Publication SP-686, ESA/ESTEC, 2010.

MILANI, E. J.; RAMOS, V. Orogenias paleozoicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, n. 4, p. 473-484, 1998.

MILANI, E. J.; ZALÁN, P. V. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 199-205, 1999.

MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A. Sedimentary Basins of South America. In: CORDANI, U. G. (Org.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. v. 1, p. 389-399.

MORITZ, H. Geodetic reference system 1980. *Bulletin Géodésique*, v. 58, n. 3, p. 388-398, 1984.

NAGY, D.; PAPP, G.; BENEDEK, J. The gravitational potential and its derivatives for the prism. *Journal of Geodesy*, v. 74, n. 7, p. 552-560, 2000.

OLDENBURG, D. W. The Inversion and Interpretation of Gravity Anomalies. *Geophysics*, v. 39 (4), p. 526-536, 1974.

PADULA, E. L.; MINGRAMM, A. Subsurface carboniferous beds of the Chaco-Mesopotamian region. Argentina and their relatives in Uruguay, Paraguay and Brazil. In: GONDWANA STRATIGRAPHY: IUGS SYMPOSIUM, 1967, Buenos Aires, UNESCO, 1969, p. 1025-1040.

PADULA, E. L. Subsuelo de la Mesopotamia y regions adyacentes. In: 2° SIMP. GEOL. REG. ARGENTINA, v. 1, Atas, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Republica Argentina, 1979, p. 213-235.

PAIL, R.; BRUINSMA, S.; MIGLIACCIO, F.; FÖERSTE, C.; GOIGINGER, H.; SCHUH, W. D.; HOECK, E.; REGUZZONI, M.; BROCKMANN, J. M.; ABRIKOSOV, O.; VEICHERTS, M.; FECHER, T., MAYRHOFER, R.; KRASBUTTER, I.; SANSONO, F.; TSCHERNING, C. C. First GOCE gravity field models derived by three different approaches. *Journal of Geodesy*, in review, 2011.

PARKER, R. L. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 31, n. 4, p. 447-455, ago., 1973.

PAVLIS, N. K.; HOLMES, S. A.; KENYON, S. C.; FACTOR, J. K. An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008. In: THE 2008 GENERAL ASSEMBLY OF THE EUROPEAN GEOSCIENCES UNION, 13-14 abr., 2008, Vienna, Austria, 2008.

PEZZI, E. E.; MOZETIC, M. E. Cuencas Sedimentarias de la Región Chacoparanense. In: CHEBLI, G. A.; SPALLETI, L. (Eds.). *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Argentina: Universidad Nacional de Tucumán, 1989. p. 65-78. (Serie Correlación Geológica, n. 6).

POMPOSIELLO, C.; FAVETTO, A.; PERI, V. G.; BARCELONA, H.; BERNAL, L. A. O. Magnetotelluric study in the western border of the Río de La Plata craton (Chacopampeana plain and eastern Sierras Pampeanas). *Latinmag Letters*, v. 1, A18, Proceedings Tandil, Argentina, 7 p., 2011.

PRANGE, L. JÄGGI, A.; BEUTLER, G.; MEYER, U.; MERVART, L.; DACH, R.; BOCK, H. AIUB-CHAMP03S: A gravity field model from eight years of CHAMP GPS data. Paper em preparação.

RAMOS, V. A. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America. A collisional history. *Episodes*, 11, p. 168-175, 1988.

RAMOS, V. A. Rasgos estructurales del territorio Argentino: Evolución tectónica de la Argentina. In: CAMINO, R. (Ed.). *Geología Argentina*. Argentina, Buenos Aires: SEGEMAR, 1999. p. 715-759.

RAMOS, V. A.; VUJOVICH, G.; MARTINO, R.; OTAMENDI, J. Pampia: a large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics*, v. 50, p. 243-255, 2010.

RAO, D. B.; BABU, N. R. Three-dimensional analysis of gravity anomalies of sedimentary basins by polygonal prismatic model with a quadratic density function. *Pure and Applied Geophysics*, v. 140, n. 3, p. 455-469, 1993.

RAPELA, C. W.; PANKHURST, R. J.; CASQUET, C.; FANNING, C. M.; BALDO, E. G.; GONZÁLEZ-CASADO, J. M.; GALINDO, C.; DAHLQUIST, J. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews*, v. 83, p. 49-82, maio, 2004.

REIGBER, C.; LÜHR, H.; SCHWINTZER, P. CHAMP mission status. *Advances in Space Research*, v. 30, n. 2, p. 129-134, 2002.

RUMMEL, R.; BALMINO, G.; JOHANNESSEN, J.; VISSER, P.; WOODWORTH, P. Dedicated gravity field missions - principles and aims. *Journal of Geodynamics*, v. 33, p. 3-20, 2002.

RUMMEL, R.; GRUBER, T. H.; KOOP, R. High Level Processing Facility for GOCE: Products and Processing Strategy. In: PROCEEDINGS OF THE 2nd INTERNATIONAL GOCE USER WORKSHOP "GOCE, THE GEOID AND OCEANOGRAPHY", ESAESRIN, 2, 8-10 mar. 2004, Frascati, Italy: ESA SP-569, jun. 2004.

RUMMEL, R.; GRUBER, T. H. GOCE *High Level Processing facility technical note: Product Acceptance Review (PAR) – Level 2*. The European GOCE Gravity Consortium, 2012, 65 p. (Relatório Técnico, GO-TN-HPF-GS-0296)

RUSSO, A.; FERELLO, R.; CHEBLI, G. Llanura Chacopampeana. In: 2° SIMP. GEOL. REG. ARGENTINA, v. 1, Atas, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Republica Argentina, 1979, p. 139-183.

RUSSO, A.; ARCHANGELSKY, S.; ANDREIS, R. R.; CUERDA, A. Cuenca Chacoparanense. In: ARCHANGELSKY, S. (Ed.). *El sistema Carbonifero en la República Argentina*. Republica Argentina, Córdoba, Academia Nacional de Ciencias, 1986. p. 197-212.

SÁ, N. C. de. *O campo de gravidade, o geóide e a estrutura crustal na América do Sul: novas estratégias de representação*. Tese (Livre Docência) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo. São Paulo, 2004. 122 p.

SACEK, V.; USSAMI, N. Reappraisal of the effective elastic thickness for the sub-Andes using 3-D finite element flexural modelling, gravity and geological constraints. *Geophysical Journal International*, v. 179, p. 778-786, 2009.

SANTOS, H. B. dos. *Tensor gradiente gravimétrico da Bacia do Paraná*. Tese (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

SNOKE, J. A.; JAMES, D. E. Lithospheric structure of the Chaco and Paraná basins of South America from surface-wave inversion. *Journal of Geophysical Research*, v. 102, n. B2, p. 2939-2951, fev., 1997.

TAPLEY, B. D.; BETTADPUR, S.; WATKINS, M.; REIGBER, C. The gravity recovery and climate experiment: mission overview and early results. *Geophysical Research Letters* 31(9):L09607. American Geophysical Union. 2004.

THIEDE, D. S.; VASCONCELOS, P. M. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new results $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. *Geology Society of America*, v. 38, n. 8, p. 747-750, 2010

TURCOTTE, D. L.; SCHUBERT, G. *Geodynamics*. 2.ed. Nova Iorque: Cambridge University Press, 2002. p. 219-221.

VENING-MEINESZ, F. A. Une nouvelle méthode pour la réduction isostatique régionale de l'intensité de la pesanteur. *Bulletin Géodésique*, v. 29, p. 33-51, 1931.

WENZEL, G. 1998. Ultra high degree geopotential models GPM98A, B and C to degree 1800. In: JOINT MEETING INTERNATIONAL GRAVITY COMMISSION AND INTERNATIONAL GEOID COMMISSION (Proceedings), 7–12 set., 1998, Trieste, Itália.

WESSEL, P.; SMITH, W. H. F. Free software helps map and display data, Eos Trans., AGU, 72, 441, 1991.

WINN Jr., R. D.; STEINMETZ, J. C. Upper Paleozoic strata of the Chaco-Parana basin, Argentina, and the great Gondwana glaciation. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, n. 2, p. 153-168, 1998.

YRIGOYEN, R. Y. Situación de la Argentina en el marco geológico de américa del sur. In: CAMINO, R. (Ed.). *Geología Argentina*. Argentina, Buenos Aires: SEGEMAR, 1999. p. 35-39.