

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

JOÃO GABRIEL MOTTA

GRAVIMETRIA NO ESTUDO DA EXTREMIDADE SUDESTE DA FAIXA DE
DOBRAMENTOS BRASÍLIA

Dissertação de Mestrado apresentado ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do *Câmpus* de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre junto ao Programa de Pós-graduação em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Walter Malagutti Filho

Co-orientador: Norberto Morales

Rio Claro-SP

2015

551 M921g Motta, João Gabriel
Gravimetria no estudo da extremidade sudeste da faixa de
dobramentos Brasília / João Gabriel Motta. - Rio Claro, 2015
70 f. : il., figs., gráfs., tabs., mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Walter Malagutti Filho
Coorientador: Norberto Morales

1. Geofísica. 2. Métodos geofísicos. 3. Geologia
estrutural. 4. Modelagem. I. Título.

JOÃO GABRIEL MOTTA

GRAVIMETRIA NO ESTUDO DA EXTREMIDADE SUDESTE DA FAIXA DE
DOBRAMENTOS BRASÍLIA

Comissão examinadora

Prof. Dr. Walter Malagutti Filho (orientador)

UNESP/IGCE/DGA

Prof. Dr. Luiz Sérgio Amarante Simões

UNESP/IGCE/DPM

Prof. Dr. Yara Regina Marangoni

USP/IAG/DG

Aprovado pela comissão examinadora em 16 de dezembro de 2015.

*“... maybe we have to break everything to make
something better out of ourselves.”*

Chuck Palahniuk em *‘The Fight Club’*.

AGRADECIMENTOS

Sincero agradecimento a Norberto Morales por sua partilha, compreensão, respeito e colaboração imprescindíveis para a execução deste estudo e não somente nele. Walter Malagutti pela colaboração e esforço.

Eder Molina pela cessão dos dados gravimétricos para a realização deste trabalho. Yara Marangoni pela colaboração no exame de qualificação, discussão e sugestões, também na defesa dessa dissertação, assim como a Luiz Simões.

Adalene Moraes por seu incentivo e gentileza no ensino de parte dos conhecimentos aqui envolvidos, bem como Vanessa Biondo e Mariana Fernandes por suas colaborações com o software Geosoft. Rosângela, Paulina e César, por suas colaborações e incentivos enquanto aluno do programa de pós-graduação.

Juliana por seu companheirismo, compreensão, dedicação e carinho tão profundos. A minha família que me acompanha, mesmo sem perceber ou proximidade, sempre senti por perto.

Aos amigos de Rio Claro ou que lá não estão mais, que são de grande valor: Adriano, Aline, Cícero, Douglas, Eduardo, Fábio, Ilio, Júlia, Leandro, Leonardo, Matheus, Nicolás e Thiago. Aos companheiros da terra natal – Franco, Rafael, Renan, Thales e Willian – por diversas situações inusitadas e bons momentos.

Ao programa de pós-graduação em Geociências e Meio Ambiente e Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, pela concessão da bolsa de mestrado para manutenção em Rio Claro. Iata e Rodrigo pela colaboração no acesso e uso do Laboratório de Geomodelagem 3D do Departamento de Petrologia e Metalogenia.

RESUMO

A extremidade sudeste da Faixa de Dobramentos Brasília tem sido alvo de extensa discussão em vista de sua geometria complexa e a diversidade de interpretações postuladas ao longo do avanço do conhecimento, sem integração ou abordagem por modelagem até então. A geofísica é baseada em uma abordagem indireta à geometria das massas rochosas, imageando propriedades físicas das mesmas, sendo assim, a gravimetria representa uma alternativa para a observação das massas de rocha presentes na região e sua geometria. Nesta temática o presente trabalho apresenta resultados de análise e modelagem de dados gravimétricos neste segmento da crosta, mais especificamente a região da Nappe de Socorro-Guaxupé e arredores, entre os orógenos Brasília e Ribeira com o Cráton do São Francisco e sua zona de interferência estrutural. A filtragem e modelagem gravimétrica indicam uma geometria de crosta duplicada, onde o Cráton do São Francisco se apresenta como anteparo na colisão do bloco Paraná-Paranapanema e Vitória, durante o ciclo Brasileiro, com a formação de extensos sistemas de empurrão subsequentemente deformados por tectônica lateral ao término do evento orogênico, com a instalação dos Cinturões de Cisalhamento Paraíba do Sul e Campo do Meio, com assinaturas geofísicas marcantes. Aspectos geofísicos e petrológicos indicam a similaridade da região com áreas de alto grau metamórfico, agora com uma visão integrada de seus níveis inferiores de arquitetura com a confirmação de modelos anteriores com evidências de superfície.

Palavras-chave: geofísica, geologia estrutural, modelagem.

ABSTRACT

The southern edge of Brasília Fold Belt has an extensive research past dealing with its complex geometry with several interpretations on its evolution, poorly constrained by geophysical modeling. Geophysics is a non-direct approach to crust geometry by means of its physical properties presenting a prospective way to observe crust geometry. This work follows this scenario for gravity modelling in the southern tip of Brasília Fold belt, especially in the Socorro- Guaxupé Nappe area along the syntax and interference zone to the Ribeira Belt (Mantiqueira Orogen) by São Francisco Craton margin. Filtering and modeling of gravity data into 2D sections shows crust duplication along the nappe system with São Francisco Craton acting as a rigid- to subducting block during Neoproterozoic tectonics. Extensive fold and shear belts (Campo do Meio e Paraíba do Sul) formed in the area during late Neoproterozoic as the final acts of deformation during collision of Paranapanema and Vitória cratons/blocks with São Francisco craton. Geophysical, structural and petrology constraints shows that the nappe system pertains a high metamorphic grade lower crust slice with strong near- vertical shear zone imprint. This work proposes a geology- constrained gravity model along the structural interference zone for the main tectonic elements with information by seismology and magnetic data.

Keywords: geophysics, structural geology, modelling

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	1
1.1 Generalidades	1
1.2 Localização da área de estudo	1
1.3 Objetivos	2
1.4 Métodos	3
1.5 Organização da dissertação	3
CAPÍTULO 2 - ASPECTOS BIBLIOGRÁFICOS	4
2.1 Aspectos geológicos	4
2.1.1 - Contexto tectônico e geocronológico	4
2.1.2 – Elementos tectono-estratigráficos	7
2.1.3 Aspectos estruturais	12
2.2 - Aspectos geofísicos	15
CAPÍTULO 3 - O MÉTODO GRAVIMÉTRICO	24
3.1 Introdução	24
3.2 Gravidade	24
3.3.Densidade de materiais geológicos e distribuição de massas	26
3.4 Aquisição gravimétrica	28
3.4.1 Generalidades	28
3.4.2 Tratamento de dados/redução	28
3.4.2.4 Interpolação de dados	30
3.5 Filtragem matemática – transformações	30
3.5.1 Filtragem regional- residual	31
3.5.2 Filtros de banda de sinal	31
3.5.3 Espectro de força- filtragem adaptada	32
3.6 Modelagem	32
CAPÍTULO 4 – DADOS UTILIZADOS E PROCEDIMENTOS APLICADOS	34
4.1. Dados utilizados	34
4.1.1 Dados gravimétricos	34
4.1.2 Dados geológicos	35
4.1.3. Dados de modelos globais	36
4.2 Rotina de análise geofísica aplicada	37
4.2.1 Processamento e interpretação	37
4.2.2 Modelagem	38

CAPÍTULO 5 - RESULTADOS.....	40
5.1 Cartas gravimétricas	40
5.2 Modelos geológico-geofísicos.....	46
CAPÍTULO 6 – DISCUSSÃO	50
6.1 Espessura crustal	50
6.2 Trama magnética	53
6.3 Modelos geológico-geofísicos.....	55
6.4 Comparações com terrenos de alto grau	57
6.5 Comparações com modelos geotectônicos teóricos	59
CAPÍTULO 7 - CONSIDERAÇÕES FINAIS	63
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	65

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 - Localização da área de estudo com seu posicionamento geográfico e em relação às províncias estruturais brasileiras segundo Bizzi et al. (2001)	2
Figura 2 - Províncias estruturais brasileiras segundo Almeida et al (1981).....	5
Figura 3 - Elementos da compartimentação geotectônica do Brasil e adjacências durante o Evento Brasiliano-Pan Africano, segundo Hasui (2012 a).....	6
Figura 4 - Mapa geológico da região Sul do Cráton do São Francisco segundo Trouw et al. (2013), com a área de estudo em amarelo.	8
Figura 5 - Mapa tectônico da região proposto por Trouw <i>et al.</i> (2013), com a área de estudo em amarelo.	9
Figura 6 – Geometria do sistema de nappes da borda Sul do Cráton do São Francisco em um perfil com direção NE-SW rumo ao cráton, com traçado dado na figura 4.	14
Figura 7 - Interpretação de Ebert e Hasui (1998) para as tensões responsáveis pela formação dos cinturões de cisalhamento a Sul to Cráton do São Francisco.	15
Figura 8 - Blocos crustais e estruturas principais definidas por Hasui <i>et al.</i> (1993).....	17
Figura 9 - Mapa gravimétrico apresentado por Malagutti Filho <i>et al.</i> (1996), com seção geofísica A-B interpretada (em vermelho, à esquerda) e esquema com a ruptura da zona de Sutura de Alterosa.	19
Figura 10 - Mapa de contorno de espessura crustal (em quilômetros) de parte da plataforma sul-americana segundo Assumpção <i>et al.</i> (2013) - A, e de acordo com Chulick <i>et al.</i> (2013) – B.	21
Figura 11 - Seção Leste-Oeste do continente sul-americano, onde a caixa pontilhada representa a posição aproximada da área de estudo.	21
Figura 12 - Mapa de profundidade da descontinuidade Moho (abaixo do nível do mar) nas imediações da área de estudo (em preto), com sombreado na direção N135° para realce.	22
Figura 13 - Profundidades de fontes magnéticas obtidas pela Deconvolução de Euler.....	22
Figura 14 - Mapa de anomalia magnética na área de estudo (polígono preto) baseado no modelo magnético EMAG2 com sombreado na direção N135° para realce.	23
Figura 15 - A) Partículas interiores a uma massa exercem sua atração gravitacional em uma direção diferente ao ponto externo <i>P</i> . B) Potencial gravitacional de uma distribuição contínua de massa.....	25
Figura 16 - Relação espacial entre o elipsoide e geóide terrestres.	26
Figura 17 - Densidades padrão para diversos tipos de rochas presentes na crosta terrestre. A) Intervalos de densidade para diferentes tipos de rocha. B) Variação da densidade para diversas classes de rocha com a sua respectiva idade.....	27
Figura 18 - Modelos isostáticos de Airy e Pratt.	27
Figura 19 - Relações entre os diferentes dados espacializados utilizados no trabalho.	34
Figura 20 - Distribuição espacial das estações de leitura gravimétrica utilizadas neste trabalho (triângulos negros), sobre o modelo digital de elevação SRTM	35
Figura 21 - Rotina de processamento aplicada aos dados gravimétricos.	37
Figura 22 - Mapa de anomalia Bouguer inicial com indicação de estações de leituras (pontos) e exemplos de locais onde se observam feições de perturbação no sinal (círculos).	40

Figura 23 - Diagramas de espectro radial de potência (A) e estimativa de profundidades (B) para as assembléias de fontes da carta de Anomalia Bouguer.	41
Figura 24 - Mapa final de anomalia Bouguer para a área de estudo.	42
Figura 25 – Superior) Mapa final de anomalia Bouguer para a área de estudo. Inferior) Mapa estratigráfico para a área.	43
Figura 26 - Domínios gravimétricos interpretados na área de estudo.	44
Figura 27 – Mapas de anomalia Bouguer (esquerda, superior) e geológico (esquerda, inferior) com a disposição das seções geológico geofísicas modeladas (1 a 5). Direita: seções modeladas neste trabalho (Escala horizontal/vertical: 0.5)	48
Figura 28 – Interpretações tectônicas baseadas na literatura e neste trabalho sobre a carta de anomalia Bouguer.	51
Figura 29 - Comparações entre a espessura crustal de seções representativas de idade arqueana e proterozóica.	51
Figura 30 - Mapa de profundidade da Moho na área de estudo segundo o modelo CRUST1 e feições geológico- geotectônicas de interesse.	52
Figura 31 - Mapa de campo magnético anômalo na área de estudo segundo o modelo EMAG2 e feições geológico- geotectônicas de interesse.	54
Figura 32 - Concepção geotectônica para a evolução da área segundo Trouw <i>et al</i> (2013). A: seção esquemática com a evolução temporal da colisão. B: Direções principais de movimento dos blocos envolvidos e referentes idades de máxima deformação.	57
Figura 33 - Seção esquemática em um terreno com exposição da crosta inferior em que os números se referem à pressão de formação das assembléias expostas.	58
Figura 34 - Classificação de orógenos pré-cambrianos no que se refere à sua geometria e esperado comportamento geodinâmico segundo Jamieson e Beaumont (2013).	60
Figura 35 - Seções esquemáticas mostrando a arquitetura de sistemas orogênicos compressivos, com o modelo teórico PUR e seção esquemática mostrando a individualização dos compartimentos P, U e R na área estudada.	62

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro 1 - Densidades de referência para a construção das seções geológico-geofísicas.	39
--	----

ÍNDICE DE EQUAÇÕES

Equação 1 - Equação da atração gravitacional entre duas massas.	24
Equação 2 – Relação da atração gravitacional terrestre à uma massa.....	24
Equação 3 - Potencial gravitacional de uma massa M	25
Equação 4 - Potencial gravitacional de uma distribuição de massas de diferentes densidades.	26
Equação 5 - Relações das componentes que interferem na gravidade medida em um dado ponto.	28
Equação 6 - Fatores incidentes sobre o ruído de leitura de gravidade.	28
Equação 7 - Gravidade anômala em um dado ponto e os elementos que a.....	28
Equação 8 – Fatores que compõem a gravidade de interesse.....	29
Equação 9 - Gravidade teórica para uma dada posição no globo, segundo a.....	29
Equação 10 - Equação da Anomalia Free-air.	29
Equação 11 - Equação para o cálculo da Anomalia Bouguer Simples.....	30
Equação 12 - Relação entre o sinal observado, regional e residual.....	31

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1 Generalidades

Estudos estruturais aplicam-se à análise da arquitetura das massas de rocha dispostas na crosta e padecem com dificuldades como a ausência de exposição, acessibilidade, preservação das estruturas e dimensões dos levantamentos, levando eventualmente a um conhecimento heterogêneo e subjetivo da área.

A geofísica como uma ferramenta em avaliações geológicas básicas, exploratórias em mineração, tem conhecido popularidade e aceitação e diversos métodos de aquisição têm sido empregados, medindo diversas propriedades físicas das rochas, como suas propriedades magnéticas, elétricas e densidade.

A integração entre informações geológicas baseadas em levantamentos de campo e informação geofísica pode auxiliar na interpretação da arquitetura da crosta, uma vez que as metodologias de investigação geofísica apresentam acelerada e promissora evolução no que se refere a levantamento de dados, tratamento e sua interpretação.

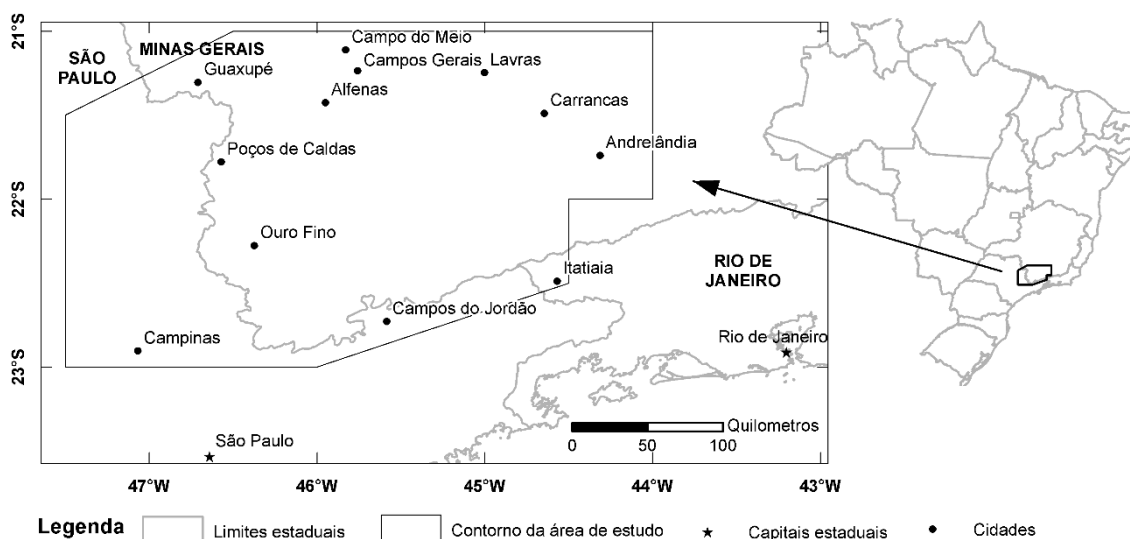
Dentro dessa temática se executou nesse trabalho uma modelagem estrutural e tectônica de um segmento do sistema orogênico Brasília, parte integrante da Província Estrutural Tocantins no sentido de Almeida *et al.* (1981). A área escolhida compreende sua extremidade sudeste, para através do uso de gravimetria terrestre, modelar a compartimentação geológica- geofísica dessa porção crustal.

1.2 Localização da área de estudo

A área selecionada para este trabalho situa-se no centro-sudoeste do estado de Minas Gerais, em seu limite com os estados de São Paulo e Rio de Janeiro e compreende uma região de grande interesse geológico em vista da discutida estruturação e contexto tectônico.

A localização geográfica da área de estudo pode ser observada na figura 1, com total de 67.123 quilômetros quadrados, em uma geometria irregular de dimensões aproximadas de 365 por 217 quilômetros.

Figura 1 - Localização da área de estudo com seu posicionamento geográfico e em relação às províncias estruturais brasileiras segundo Bizzi *et al.* (2001).



1.3 Objetivos

A partir da análise, integração e interpretação de dados gravimétricos terrestres, apoiados pelos estudos geológico-estruturais pré-existentes, se teve por objetivo reconhecer as feições estruturais da região estudada, buscando compreender a arquitetura por meio da modelagem desses dados em uma re-interpretação do conhecimento geológico e geofísico na região.

Com este exame foi possível comparar as interpretações correntes na literatura com aquelas obtidas por meio da interpretação dos dados geofísicos de trabalhos anteriores e novos dados deste trabalho, obtidos a partir de processamentos modernos apoiados em diferentes processos de filtragem e sua comparação com modelos geofísicos mundiais.

Por se tratar de dados potenciais o uso da gravimetria permite visualização das estruturas em diferentes profundidades, levando à interpretação e reconhecimento do quadro estrutural regional em profundidade e sua comparação com as estruturas reconhecidas nos mapeamentos regionais. A re-observação do conhecimento sobre a evolução geotectônica em uma ótica de modelos mais recentes também é alvo desse estudo de modo a proporcionar atualização na discussão sobre a área.

1.4 Métodos

Para alcançar os objetivos propostos foi compilada e analisada uma base de dados geológicos e geofísicos e sua interpretação voltada à estruturação do terreno e sua evolução geotectônica, baseada em revisão bibliográfica e produtos de modelagem geofísica.

O emprego de técnicas de geoprocessamento permitiu integração e interpretação, sendo então o trabalho realizado de acordo com metodologias específicas de análise e integração de dados. As etapas de execução encontram-se descritas a seguir:

- Revisão bibliográfica dos aspectos geológicos, geofísicos e das técnicas de análise de dados gravimétricos e as possibilidades de filtragens matemáticas possíveis.
- Compilação dos bancos de dados gravimétricos, geográficos e geológicos em ambiente de sistemas de informação geográfica (SIG) e *software* Oasis Montaj (Geosoft Inc.).
- Processamento dos dados gravimétricos para a obtenção de cartas gravimétricas. Análise dos produtos geofísicos buscando a cartografia de seus domínios e descrição de suas propriedades, seguido de modelagem 2,5 D de seções gravimétricas.
- Comparação entre os produtos geofísicos com a cartografia geológica-estrutural e interpretação de suas implicações geotectônicas, em busca de um modelo crustal mais atualizado ou evidências dos modelos prévios.

1.5 Organização da dissertação

A organização desta dissertação se dá por sete capítulos, sendo o presente capítulo o de introdução à temática. O capítulo dois retrata o quadro do conhecimento prévio da área de estudo, levando em consideração seus aspectos geológicos e geofísicos em uma extensa revisão em vista da complicada configuração da mesma e também sua grande extensão. O capítulo três versa sobre os fundamentos do método gravimétrico, considerando aquisição, tratamento, preparação para visualização e também sobre os diferentes filtros matemáticos aplicados e significado físico interpretável. O capítulo quatro dispõe sobre os dados utilizados e também a rotina de análise implementada. O capítulo cinco apresenta os produtos advindos da rotina de análise e suas interpretações; capítulos seis e sete, respectivamente, tratam de discutir as interpretações advindas da análise e de tecer conclusões sobre a evolução no quadro do conhecimento produzido nesta dissertação.

CAPÍTULO 2 - ASPECTOS BIBLIOGRÁFICOS

Este capítulo contém revisão dos aspectos geológicos, geotectônicos e geofísicos como apresentados na literatura corrente sobre a área estudada, com intuito de contextualizar o trabalho, subsidiar discussões e interpretações.

2.1 Aspectos geológicos

A revisão quanto ao conhecimento sobre a geologia da área representa um desafio em vista da vasta e longa discussão acerca de sua evolução, com diferentes correntes de pensamento e pobre integração de informação geofísica.

2.1.1 - Contexto tectônico e geocronológico

A geologia da porção continental emersa do continente sul-americano teve seu primeiro esboço em Almeida *et al.* (1981) - figura 2, com a individualização dos compartimentos relacionados à evolução da orogênese andina e eventos anteriores.

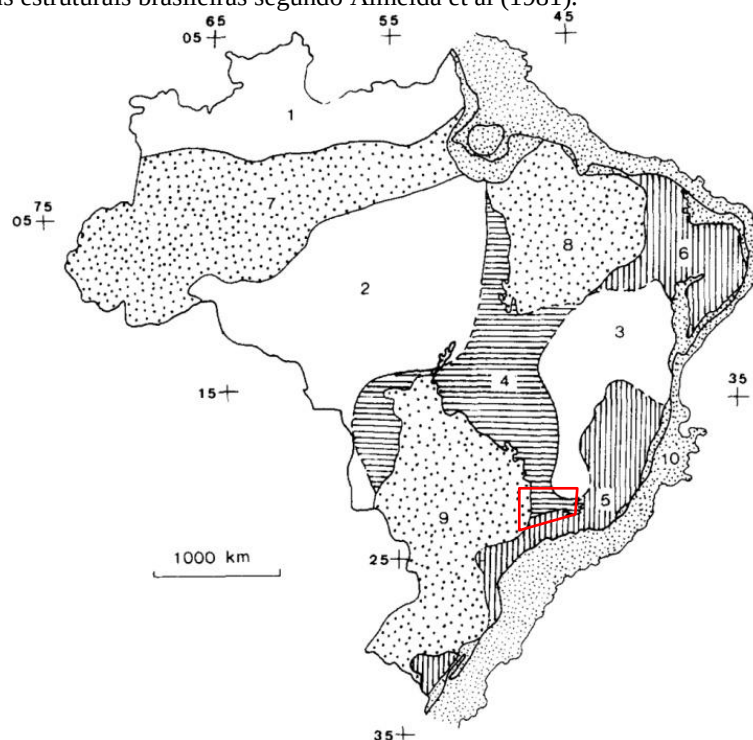
Almeida *et al.* (1981) individualiza três domínios principais - Cadeia Andina: crosta gerada na orogênese andina moderna; Plataforma Patagônica: associada à evolução pré-andina, porém influenciada por ela, e a Plataforma Sul-americana: com influência nula da tectônica andina e último evento orogenético dado pelo Brasiliano-Pan Africano no Neoproterozóico.

Ainda neste trabalho, os autores dividem a plataforma sul-americana em três escudos bordejados por bacias sedimentares fanerozóicas, maciços metamórficos e cinturões orogênicos, estes com evolução no Neoproterozóico. Essa classificação contempla ainda uma subdivisão em unidades de menor escala de características litológicas, estruturais e geocronológicas similares, denominadas províncias estruturais (figura 2).

Almeida *et al.* (2000), Bizzi *et al.* (2001), Hasui (2010, 2012 a) e Brito Neves e Fuck (2013, 2014), apresentam revisões dos aspectos tectônicos da plataforma brasileira, com discreta modificação a respeito dos limites propostos por Almeida *et al.* (1981).

As províncias Rio Branco, Tapajós e São Francisco constituem fragmentos crustais estáveis (crátons) consolidados antes de 1700 Ma e pouco envolvidos na tectônica subsequente (ALMEIDA *et al.*, 1981, 2000; HASUI, 2012 a).

Figura 2 - Províncias estruturais brasileiras segundo Almeida et al (1981).



Legenda: Polígono vermelho – limite aproximado da área de estudo; 1) Rio Branco; 2) Tapajós; 3) São Francisco; 4) Tocantins; 5) Mantiqueira; 6) Borborema; 7) Amazonas; 8) Parnaíba; 9) Paraná; 10) Província Costeira e Margem continental. **Fonte:** Extraído de Almeida *et al.* (1981).

As províncias Tocantins, Mantiqueira e Borborema constituem faixas de dobramentos de idade neoproterozóica, estruturadas no Evento Brasileiro- Pan Africano, que formam quilhas entre os elementos cratônicos e ocasionalmente apresentam crosta mais antiga preservada em seus interiores, como maciços metamórficos (HASUI, 2012 a).

As províncias Amazonas, Parnaíba e Paraná são representantes de bacias sedimentares com evolução no éon Fanerozóico e que, localmente, apresentam estruturas herdadas de seus embasamentos.

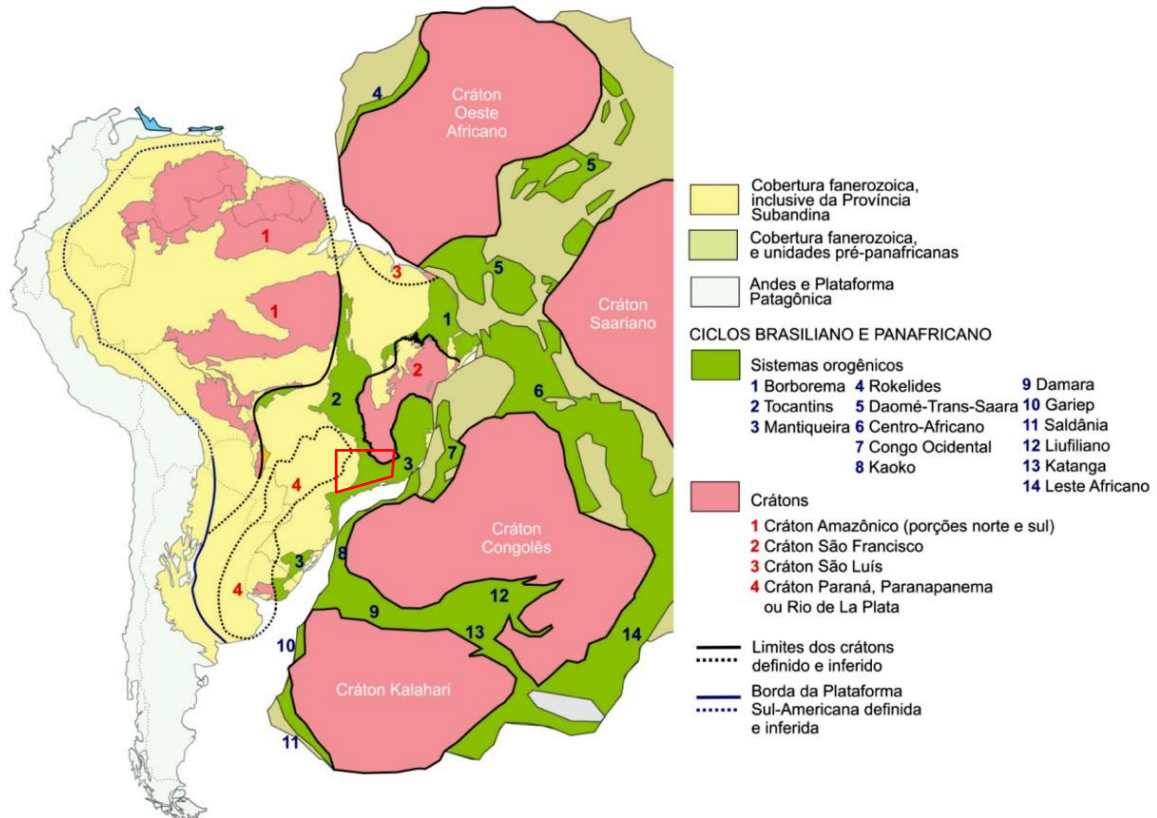
A existência de outros elementos na plataforma sul-americana é sugerida por alguns autores, como os crátons do Paraná (ou Paranapanema), Rio de La Plata e Luís Alves na porção Sul do Brasil (KRÖNER e CORDANI, 2003; CORDANI *et al.* 2000), assim como o Crátón de São Luís na porção Norte do Brasil e Bloco Rio Apa no Centro-Oeste brasileiro, considerados por Hasui (2012 a), como mostra a figura 3.

Brito Neves e Fuck (2013) também apontam registro diacrônico do Evento Brasileiro- Pan Africano, com diversos ciclos de deposição e deformação com espectro de idades entre 1000-480 Ma, aquelas mais antigas relacionadas a eventos no Toniano e os mais recentes ao término do ciclo nas províncias Mantiqueira e Pampeana.

Hasui (2012a) apresenta sumário da evolução da crosta na América do Sul e reconstrução da geometria na época final do Ciclo Brasileiro a Oeste de Gondwana (figura 3).

O autor ainda salienta a discrepância entre as proposições dos diversos autores, considerando que parte da discussão se faz por conta da evolução diacrônica do orógeno.

Figura 3 - Elementos da compartimentação geotectônica do Brasil e adjacências durante o Evento Brasiliano-Pan Africano, segundo Hasui (2012 a). Polígono vermelho – limite aproximado da área de estudo.



Fonte: Extraído de Hasui (2012 a).

A dinâmica da consolidação da crosta brasileira entre o Neoproterozóico e o Cambriano pode ser sumarizada em três etapas principais, de acordo com Hasui (2010):

- Fragmentação do continente Rodínia a partir de 1.0 Ga: distensão diacrônica, formação de oceanos: Borborema (entre crátons do São Francisco e São Luís), Goiano (entre São Francisco, Amazônico e Paraná/Paranapanema) e Adamastor (entre São Francisco, Paraná/Paranapanema e Kalahari).
- Fechamento dos oceanos entre 900 e 460 Ma: fechamento e retrabalhamento de seu embasamento, formação de sistemas orogênicos nas zonas entre os crátons, com a constituição das faixas Brasília, Borborema e Mantiqueira, incluindo magmatismo entre 630-440 Ma. Essa fase contempla os ciclos Brasiliano I a III.

- Exumação, extrusão e colapso gravitacional dos orógenos após 460 Ma: transtensão, formação de bacias de molassa e granitogênese anorogênica tardia. Têm-se estabelecida a porção Oeste de Gondwana.

A partir de 460 Ma se inicia a instalação de regime distensivo com a abertura da Bacia Sedimentar do Paraná, instalada sobre o Cráton Paranapanema e que vem a representar o arcabouço para o magmatismo básico cretácico Serra Geral (MANTOVANI e BRITO NEVES, 2005; HASUI 2010, 2012a).

Está fora do escopo deste trabalho discutir em sua totalidade as relações entre os ciclos orogenéticos, bem como a evolução pós- neoproterozóica da região, embora não se possa negligenciar a importância de suas assinaturas estruturais e litológicas no registro geológico.

2.1.2 – Elementos tectono- estratigráficos

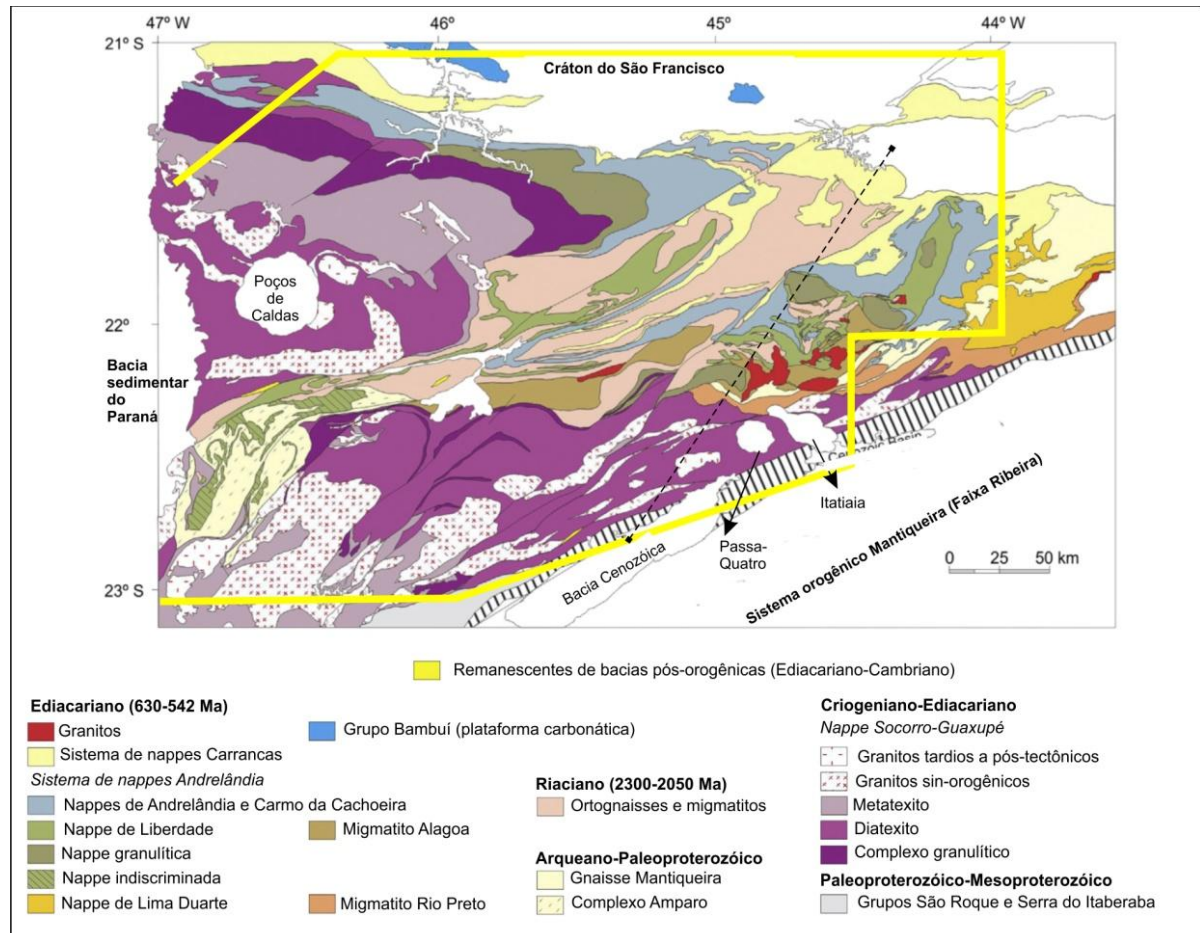
Em vista do escopo do trabalho e sua complexidade se prefere uma discussão tectono-estratigráfica, em detrimento de pormenorização de unidades lito- estratigráficas tanto na porção cristalina como naquela integrante da Bacia do Paraná, onde os mapas geológico e de agrupamento tectônico são dados pelas figuras 4 e 5.

O Cráton do São Francisco representa uma plataforma continental estável, anterior ao ciclo Brasileiro e considerado como estabelecido durante o Arqueano-Paleoproterozóico no ciclo Transamazônico (HASUI, 2012 b). Compreende um elemento de grandes dimensões e passível de compartimentação em três porções (HASUI, 2012 b): Setor Oriental, Setor Central e Setor Ocidental, sendo o último de interesse por ser parte da área de trabalho.

A porção extrema Sul do Setor Ocidental do Cráton do São Francisco (figuras 4 e 5) apresenta associações de alto grau metamórfico que foram deformadas no evento Brasileiro, pela formação de estruturas com orientação NE-SW, com movimentação de crosta do Meso-Arqueano ao Neo- Arqueano, além de fragmentos de cinturões granito- *greenstone* (HASUI, 2012 b).

Sobre o Cráton do São Francisco desenvolveram-se coberturas sedimentares de natureza siliciclástica- carbonática no Neoproterozóico representadas na área pelo Grupo Bambuí e outras associações mais deformadas (RIBEIRO *et al.*, 1995; MARTINS NETO, 2009).

Figura 4 - Mapa geológico da região Sul do Cráton do São Francisco segundo Trouw et al. (2013), com a área de estudo em amarelo.



Legenda: Área hachurada apresenta milonitos de filiação incerta ao longo do limite entre os orógenos; traço descontinuo preto indica seção geológica dada pela figura 6. **Fonte:** adaptado de Trouw et al. (2013).

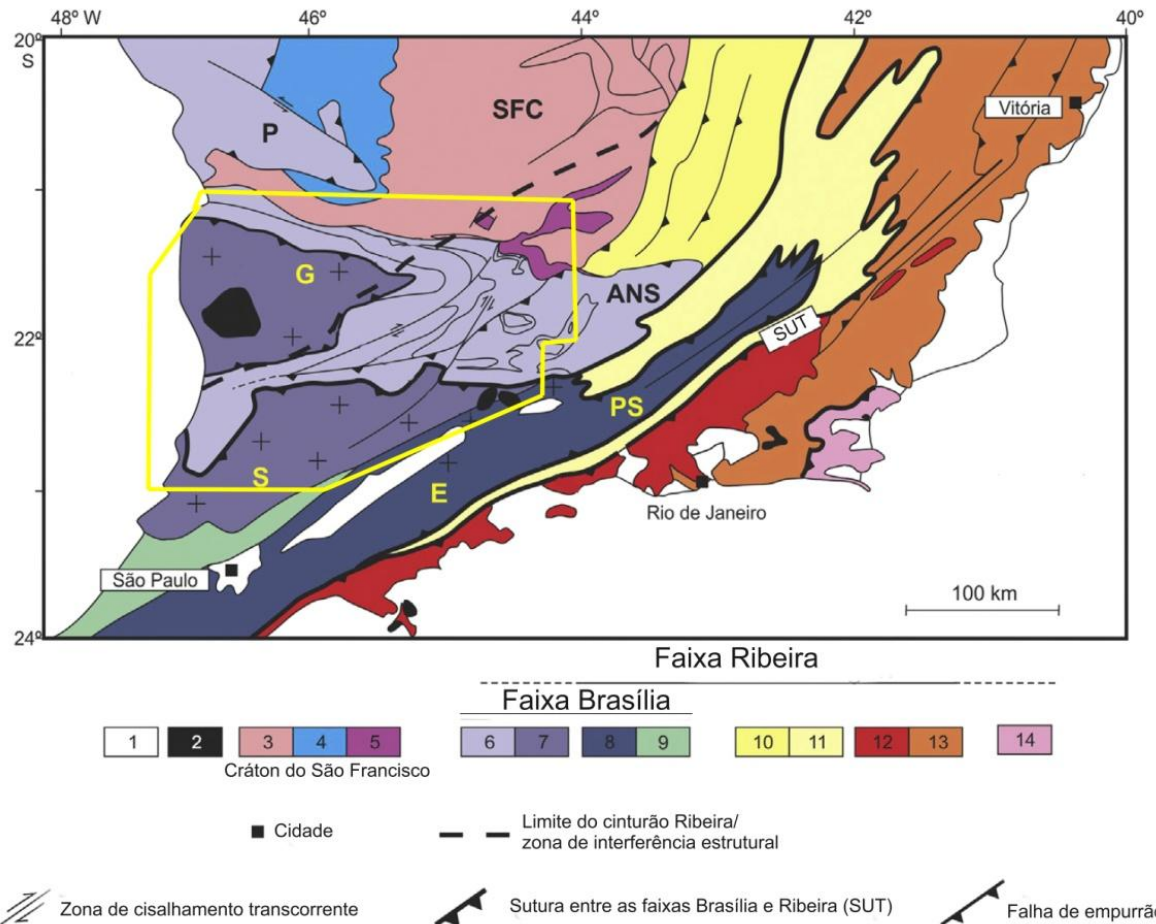
O Grupo Bambuí corresponde a uma cobertura de plataforma extensa com metamorfismo de baixo grau e estruturação muito compartimentada, mais acentuada nas porções proximais às faixas orogênicas (MARTINS-NETO, 2009). Em geral, o Grupo Bambuí apresenta-se assentado sobre embasamento de modo autóctone, embora sejam observadas também configurações para-autóctones e alóctones, especialmente em zonas de empurrões em crosta rasa e rampas laterais de idade brasileira (STRIEDER e SUITA, 1999).

A Província Tocantins é representada na área pela Faixa Brasília e constitui associação tectônica diversificada, com associações de rochas portadoras de registros que remontam ao Ciclo Jequié (Complexo Campos Gerais) justaposto a crosta de idades paleoproterozóica, mesoproterozóica (Grupo Canastra) e neoproterozóica (HASUI, 2010).

O Complexo Campos Gerais representa associação gnáissico-migmatítica de idade entre 2980-2770 Ma (VALERIANO et al. 2008) com anfibolitos, xistos máficos e

ultramáficos e que hospeda o *greenstone belt* arqueano Morro do Ferro (TEIXEIRA e DANNI, 1978; PIMENTEL e FERREIRA FILHO, 2002).

Figura 5 - Mapa tectônico da região proposto por Trouw *et al.* (2013), com a área de estudo em amarelo.



Legenda: 1) Bacia do Paraná e bacias rifte cenozóicas; 2) Plútons alcalinos do Cretáceo Superior/Cenozóico; Cráton do São Francisco e bacias *foreland* (3 a 5), 3) Embasamento, 4) Cobertura (Grupo Bambuí), 5) Coberturas meta-sedimentares autóctones e para-autóctones; 6) Sistema de Nappes Andrelândia (ANS) e Nappe de Passos (P); 7) Nappe de Socorro-Guaxupé (S e G); 8) Terreno Embu-Paraíba do Sul, E e PS; 9) Terreno Apiaí; 10) Domínio Externo; 11) Domínio Juiz de Fora; 12) Arco de Rio Negro; 13) Terreno Oriental; 14) Terreno Cabo Frio. Em amarelo os limites da área de estudo. **Fonte:** adaptado de Trouw *et al.* (2013).

Durante o Transamazônico, o Complexo Campos Gerais foi submetido à deformação e plutonismo com a gnaissificação de supracrustais, com a consolidação de diversas unidades gnáissicas graníticas hoje entremeadas em faixas de direção ENE (ortognaisses/ migmatitos do Riachão, figura 4) aos metassedimentos neoproterozóicos do Grupo Andrelândia (HASUI 2012 b).

Segundo Lazarini (2008) o Complexo Amparo, constitui associações de migmatitos gnaissificados e granitóides, representando a extensão sul do Complexo Barbacena, que foi

alçado junto da Nappe Socorro-Guaxupé por sistemas de empurrão e cisalhamento (CAMPOS NETO *et al.*, 1984).

No Ciclo Brasileiro- Pan Africano se dá o estabelecimento da Faixa Brasília por meio do fechamento dos oceanos Goiano e Adamastor, com desenvolvimento de cinturões móveis constituídos por metassedimentos, em sua maioria siliciclásticos e elementos orto-derivados (VALERIANO *et al.*, 2004).

Neste contexto, se consolidam os grupos Canastra (siliciclastos mesoproterozóicos em fácies de baixo grau metamórfico), Araxá (sequência metavulcano sedimentar neoproterozóica com metamorfismo entre xisto verde a anfibolito alto), Andrelândia e correlatos (metassedimentos siliciclásticos e químicos em fácies xisto verde até granulito e de alta pressão) (CAMPOS NETO *et al.*, 2007; HASUI, 2012 a, b, c, d; RIBEIRO *et al.*, 1995; SIMÕES, 1995; VALERIANO *et al.*, 2004).

A grande diversidade estrutural e litológica do Grupo Andrelândia e correlatos leva à consolidação de uma tectono-estratigrafia própria, baseada nas escamas de empurrão principais, apresentada com um detalhe maior a seguir na seção 2.1.3 – Aspectos estruturais, com breve introdução a seguir.

O Sistema de Nappes Carrancas se assenta diretamente sobre gnaisses do embasamento autóctone do Cráton do São Francisco (figuras 4 e 5) e representa o compartimento basal das nappes brasileiras. Constitui um conjunto de metassedimentos quartzíticos, subordinados xistos grafitosos, carbonatos, ultramáficas e variedade de gnaisses com metamorfismo nos campos xisto verde até anfibolito, maior na base das escamas internas (CAMPOS NETO *et al.* 2004, 2011).

A Nappe de Lima Duarte compreende escamas com frequente formação de estruturas tipo *duplex*, compostas por quartzitos grossos com formações ferríferas bandadas intercalada por gnaisses e migmatitos de idades entre o Arqueano ao Neoproterozóico, também granulitos máficos e granitóides brasileiros (CAMPOS NETO *et al.*, 2004).

O Sistema de Nappes de Andrelândia (CAMPOS NETO *et al.*, 2004, 2007) apresenta três níveis, da base para o topo:

- Nappe Pouso Alto e *klippen* de Aiuruoca, Carvalhos e Serra da Natureza: metapelitos em fácies anfibolito a granulito/retro-eclogito de alta pressão e alta temperatura com fatias de gnaisses paleoproterozóicos.
- Nappe de Liberdade: metapelitos, metapsamitos, gnaisses cálcio-silicáticos e orto-derivados máficos e ultramáficos em fácies anfibolito alto até granulito.

- Nappe de Andrelândia: metapelitos em sua base, metagrauvacas em níveis intermediários, e novamente metapelitos e metapsamitos em seu topo, com paragêneses de alta pressão.

A Nappe de Socorro-Guaxupé constitui megaestrutura com direção principal E-W em forma de cunha, dada por escama de empurrão alóctone em dois segmentos: Socorro (Sul) e Guaxupé (Norte), compostos por gnaisses e granulitos orto-derivados constituintes de crosta inferior, justaposta a elementos de crosta rasa sobre o Cráton do São Francisco (CAMPOS NETO e CABY, 1999, 2000; CAMPOS NETO *et al.*, 2004).

As nappes de Socorro-Guaxupé, dos grupos Andrelândia e correlatos, têm sido consideradas ora integrantes dos sistemas orogênicos Brasília, ora do Mantiqueira, fato devido à grande complicação estrutural e quadro geocronológico, discussão que permanece aberta (CAMPOS NETO e CABY, 2000; PETERNEL *et al.*, 2005; CAMPOS NETO *et al.*, 2011; HASUI, 2012 c, d; TROUW *et al.*, 2013).

Campos Neto *et al.* (2011), Trouw *et al.* (2013), Westin e Campos Neto (2013) apresentam informações de geocronologia e proveniência sedimentar, com similaridades sugestivas de que tais elementos não sejam constituintes de pacotes sedimentares distintos, e sim, representantes de porções diferentes de um mesmo sistema marinho entre crátons do São Francisco e Paranapanema.

Caracterizações metamórficas e geoquímicas na área da nappe de Socorro- Guaxupé (Iyer *et al.*, 1996; Del Lama *et al.*, 1998; Del Lama *et al.*, 2000; Campos Neto e Caby, 2000) apresentam panorama de pressão e temperatura relativamente homogêneo, dado por pressão durante a cristalização dos granulitos entre 5,9 e 15 kbar e temperaturas entre 700 e 1040 graus Celsius, em que os valores abaixo de 10 kbar e 800°C, respectivamente, estão associados à exumação posterior ao pico metamórfico em 630 Ma (Basei *et al.*, 1995).

A geometria dos corpos graníticos sin-orogênicos (figuras 4 e 6) é evidenciada por Ebert *et al.* (1996) para o Maciço Granítico Socorro, com a interpretação de que os corpos graníticos sin- a tardi-orogênicos são oriundos da fusão da crosta inferior, consolidados ao longo das estruturas existentes (zonas de cisalhamento, alívio de pressão e superfícies de empurrão), com alojamento controlado inicialmente por rampas de empurrão, que evolui para controle dado pelo cisalhamento dextral.

Mora *et al.* (2014) apresenta evidências de relação entre o pico metamórfico regional ao redor de 625 Ma e produção de material granítico sin- orogênico na nappe de Guaxupé, mais precisamente em sua parte interna, em um cenário de arco magmático.

Na fase de dilatação e relaxamento do orógeno se estabelecem em meio às faixas metamórficas bacias meta-sedimentares molássicas imaturas, com baixo grau metamórfico, representadas pelas bacias Eleutério e Pouso Alegre, deformadas de modo rúptil e foliação incipiente (HASUI, 2012 d).

A Bacia Sedimentar do Paraná ocorre na porção Oeste da área de estudo, com registro estratigráfico descontínuo entre o Neo-ordoviciano e Neo-cretáceo em variados ambientes de sedimentação (MILANI *et al.*, 2007; PEREIRA *et al.*, 2012), com embasamento dado pelo Cráton do Paraná (Paranapanema), arcos magmáticos e faixas metamórficas circundantes (PEREIRA *et al.*, 2012). Em sua borda Leste-Nordeste a Bacia do Paraná é dada por seus níveis basais siliciclásticos e a Formação Serra Geral, dada por rochas básicas (Milani *et al.*, 2007).

No Cretáceo ocorre a intrusão de três maciços de natureza alcalina na área, sendo eles: Poços de Caldas, Itatiaia e Passa Quatro, dispostos sobre diferentes segmentos tectônicos da região (ULBRICH e GOMES, 1981).

O Maciço Alcalino de Poços de Caldas tem aproximadamente 800 km² de superfície, com formato circular, composto por rochas félsicas vulcânicas, sub-vulcânicas e plutônicas, diques básicos e ultrabásicos, além de membros piroclásticos (ALMEIDA e CARNEIRO, 2012).

Itatiaia e Passa Quatro apresentam formatos elípticos com direções levemente NW-SE, o primeiro mais extenso em área e muito próximos entre si (ALMEIDA e CARNEIRO, 2012). Passa Quatro apresenta litologias restritas, dadas por nefelina-sienitos e diques de fonólitos, enquanto Itatiaia apresenta composições mais diversas, com nefelina sienitos, quartzo sienitos, sienitos, granitos e diques de fonólito e traquito (ALMEIDA e CARNEIRO, 2012).

2.1.3 Aspectos estruturais

A região limite entre as províncias Tocantins, Mantiqueira e São Francisco, ao final da tectônica neoproterozóica configurou uma zona de interferência estrutural (figura 5), com truncamento, superposição de estruturas e metamorfismo em um complicado quadro estrutural. (EBERT e HASUI, 1998; CAMPOS NETO *et al.*, 2011; TROUW *et al.*, 2013). Esta configuração resultou em diversas proposições estratigráficas e que tem passado por subsequentes reavaliações, bem como os modelos de evolução tectônica.

As rochas presentes na área apresentam patente estruturação derivada da tectônica brasileira, com superposição de deformações ao longo da evolução diacrônica daquele ciclo

orogênico, e preservação local de estruturas pretéritas (EBERT e HASUI, 1998; HASUI, 2012 c, d).

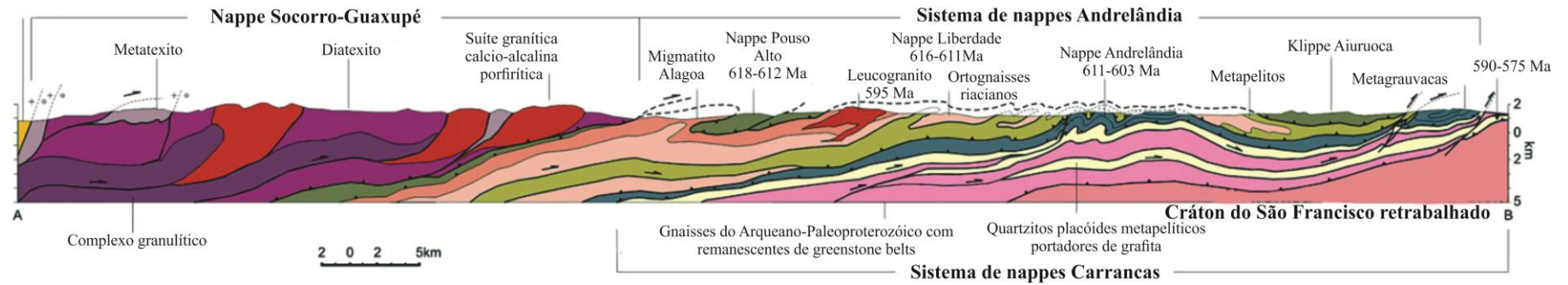
Estruturas principais são foliações, dobras e zonas de cisalhamento paralelas aos contornos estratigráficos e escamas de empurrão, ou seja, com direções NW-SE nas porções Norte e Noroeste da área, que gradam para elementos de direção E-W em seu centro, até direções ENE-WSW no Leste (EBERT e HASUI, 1998). Os mergulhos da foliação são em geral até 45° para SW, que empinam nas proximidades das rampas laterais e zonas de cisalhamento de expressão regional (PETERNEL *et al.*, 2005).

São reconhecidas dobras apertadas a isoclinais, com vergência para N e NE sobre o Cráton do São Francisco (figura 6), associadas às etapas de dobramento com foliação de baixo ângulo de mergulho. Há, porém, importantes variações na geometria, oriundas de deformações tardias, à compartimentação de deformação e justaposição de elementos de diferentes níveis crustais (EBERT e HASUI, 1998; HASUI, 2012 c, d).

A deformação principal se deu pelo alojamento de escamas de empurrão (*nappes*) de direção E-W a WNW-ESE na porção oeste da área, que assume uma tendência NE-SW em sua porção central e a leste (HASUI, 2010, 2012); o alojamento dessas *nappes* se deu com o envolvimento de crosta rasa (*thin-skinned tectonics*) na sua porção norte e com envolvimento de crosta espessa (*thick skin tectonics*).

A geometria desse sistema de *nappes* tem empilhamento estrutural dado da seguinte maneira: Sistema de *Nappes* Carrancas como elemento basal sucedido pela *Nappe* de Lima Duarte, estes que, por sua vez, são cavalgados pelo Sistema de *Nappes* Andrelândia e *Nappe* Socorro- Guaxupé (CAMPOS NETO *et al.*, 2004, 2011). A figura 6 representa um perfil na região, ilustrando estes agrupamentos.

Figura 6 – Geometria do sistema de nappes da borda Sul do Cráton do São Francisco em um perfil com direção NE-SW rumo ao cráton, com traçado dado na figura 4.



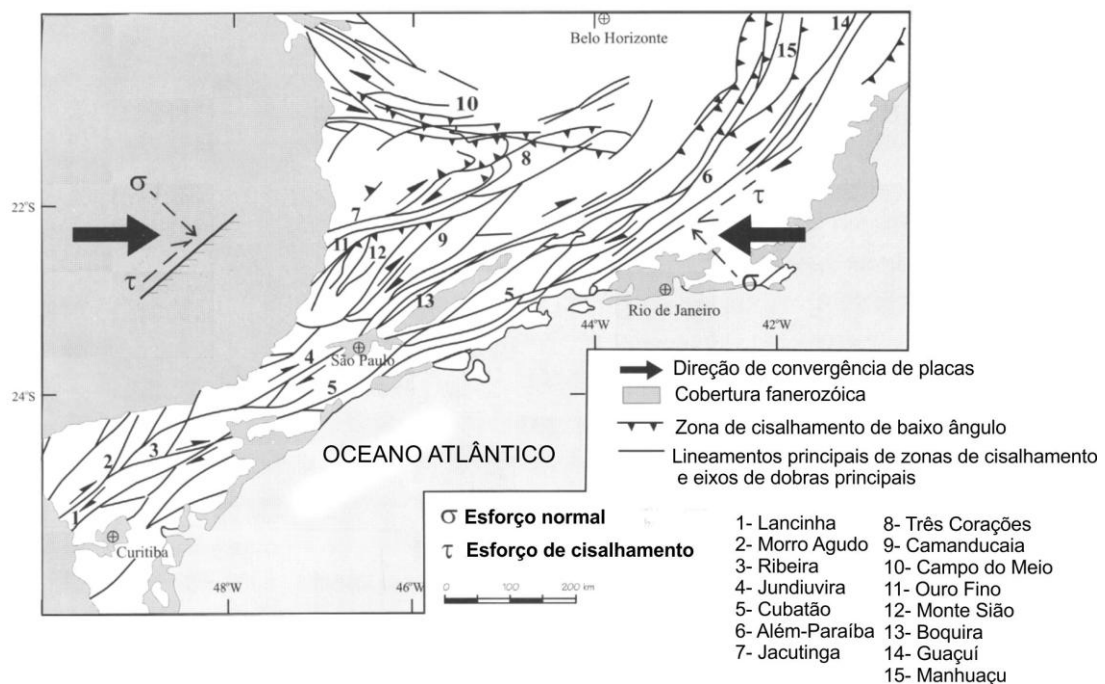
Fonte: adaptado de Campos Neto et al. (2011).

O cisalhamento em cinturões transcorrentes foi efetivo após a instalação das escamas tectônicas, complicando suas relações por meio de deslocamento das mesmas (HASUI, 2012 a, c, d). Estas zonas de transcorrência separaram fatias dos terrenos (figura 7), promoveram justaposição entre unidades de diferentes níveis crustais e transposição de foliações (EBERT e HASUI, 1998). A figura 7 apresenta o desenho das feições estruturais principais reconhecidas no entorno da área de estudo.

As principais zonas de deformação por cisalhamento lateral são os cinturões transcorrentes Paraíba do Sul (NE-SW à ENE-WSW) e Campo do Meio (E-W à NW-SE), com cinemáticas dextral e sinistral, respectivamente (HASUI, 2012 c, d), como mostra a figura 7.

No interior da Bacia Sedimentar do Paraná são frequentes feições estruturais predominantemente de direções NW-SE, NE-SW e E-W, relacionadas à sua abertura e também herdadas de seu embasamento. (PEREIRA *et al*, 2012).

Figura 7 - Interpretação de Ebert e Hasui (1998) para as tensões responsáveis pela formação dos cinturões de cisalhamento a Sul do Cráton do São Francisco.



Fonte: adaptado de Ebert e Hasui (1998).

2.2 - Aspectos geofísicos

A geofísica apresenta importância na delimitação de elementos crustais existentes no território brasileiro, em vista da comum ausência de elementos geológicos mapeáveis que permitam o reconhecimento de zonas-limite entre os compartimentos principais. Os trabalhos

são apresentados a seguir para prover um cenário da evolução do conhecimento geofísico na área.

A partir da década de 1980 os métodos geofísicos têm sido utilizados para a modelagem crustal (LESQUER *et al.*, 1981; HARALYI e HASUI, 1982), com o emprego inicial de levantamentos gravimétricos, que continuam a ser utilizados nos anos 1990 como em Ussami *et al.* (1993), Hasui *et al.* (1993), Malagutti Filho *et al.* (1996) e Molina e Ussami (1999). Estes trabalhos são dirigidos à obtenção de modelos geológicos- geofísicos de escala ampla, com foco na estruturação regional dos terrenos.

A partir dos anos 2000 observa-se que o foco dos trabalhos se direciona para elementos locais e questionamentos mais específicos como em Slavec *et al.* (2004), Mantovani e Brito Neves (2005) e Mantovani *et al.* (2005), onde a gravimetria contribuiu na compreensão da geometria tanto do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, como do Cráton do Paranaíba.

Estudos integrados com dados magnéticos, gravimétricos de satélite e também avaliações geotermiais (ALEXANDRINO e HAMZA, 2008; OLIVEIRA *et al.*, 2012; MARANGONI e MANTOVANI, 2013; GUIMARÃES e HAMZA, 2013), contribuem em questões como o fluxo geotérmico na região e a distribuição de corpos alcalinos no entorno da Bacia Sedimentar do Paraná.

Acerca da profundidade da descontinuidade Mohorovicic e estrutura crustal em escala continental versam os trabalhos de França e Assumpção (2004), Oliveira *et al.* (2008), Chulick *et al.* (2013), van der Meijde *et al.* (2013, 2015) e Assumpção *et al.* (2013a, b) que buscam uma visão integrada das características por meio de dados gravimétricos e sísmicos.

O trabalho de Lesquer *et al.* (1981) não contempla a área de estudo, mas, representa importante contribuição no que tange à delimitação do limite do Cráton do São Francisco e suas unidades geotectônicas adjacentes no oeste do Estado de Minas Gerais, a noroeste da área de estudo. O trabalho apresenta truncamento de estruturas consideradas de idade arqueana por estruturas mais jovens, com direções NW-SE, no flanco oeste do cráton, com presença de um conjunto de anomalias gravimétricas positivas a W-SW do cráton (cinturão granulítico Alfenas) e início da concepção de zona de sutura.

No trabalho de Haralyi e Hasui (1982) com o emprego de dados gravimétricos, foram identificadas as principais descontinuidades crustais no embasamento cristalino da porção leste do Brasil, interpretadas como zonas de suturas, junções triplíceis e zonas de

espessamento crustal. Já neste trabalho se verifica o uso dos termos bloco Brasília, Vitória e São Paulo como envolvidos na tectônica brasileira.

Hasui *et al.* (1993) utilizam dados gravimétricos e abordam a estruturação da plataforma brasileira por integração geológico-geofísica, com a definição dos principais blocos crustais, e discorre sobre a possível geotectônica envolvida (figura 8).

Figura 8 - Blocos crustais e estruturas principais definidas por Hasui *et al.* (1993).



Fonte: adaptado de Hasui *et al.* (1993).

Nesta contribuição identificam-se os seguintes elementos na área de estudo e aqui se restringe à disposição desses, por brevidade, como ilustra a figura 8:

- Blocos crustais: blocos Brasília, São Paulo e Vitória envolvidos na tectônica brasileira, já como definidos por Haralyi e Hasui (1982);
- Zonas de sutura: delineação das zonas de sutura de Alterosa, Ribeirão Preto e Abre-Campo, sendo as duas primeiras já definidas em Haralyi e Hasui (1982);

- Complexos de alto grau metamórfico: definição dos complexos Varginha (Cinturão Alfenas de Haralyi e Hasui, 1982), Juiz de Fora e Ubatuba;
- Complexos gnáissico- *greenstone* de médio grau metamórfico: Amparo e Barbacena;
- Cinturões metavulcano- sedimentares de baixo grau: Araxá- Canastra e Alto Rio Grande.

Ussami *et al.* (1993) apresentam mapa gravimétrico residual isostático para o Brasil, com sugestão de divisão em grandes domínios geofísicos, com interpretação em relação às estruturas crustais. Neste trabalho os autores diferenciam os grandes domínios gravimétricos em anomalias positivas e negativas, com a observação de uma descontinuidade mal definida de orientação NE-SW na porção central do Brasil.

Estes autores associam as regiões de menor anomalia Bouguer às bacias sedimentares, em geral flanqueadas ou que apresentam em seu interior anomalias positivas, assim como baixos gravimétricos associados a corpos granitóides de baixa densidade sobre o Cráton do São Francisco e no interior do Cráton Amazônico.

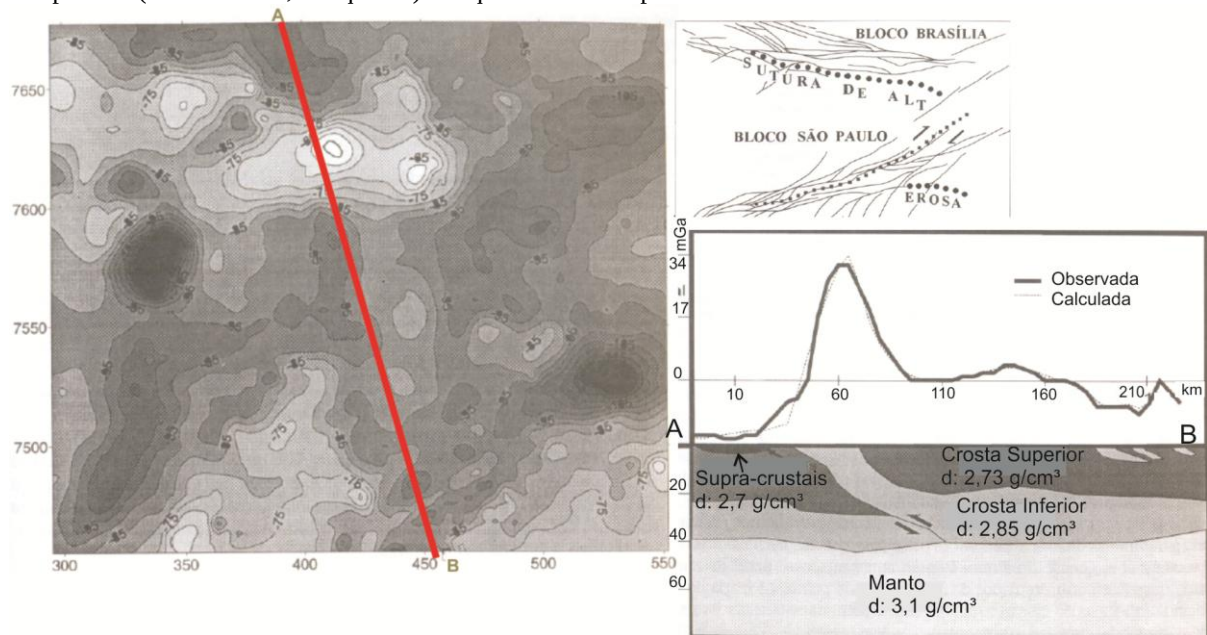
No que tange às regiões de maiores valores de anomalia Bouguer os autores os associaram a intrusões básicas/máficas cretácicas, embasamento de alto grau metamórfico e bacias de *foreland* associadas à tectônica andina. Também são observadas feições conjugadas lateralmente de máximos e mínimos gravimétricos que formam pares, interpretadas como zonas de sutura, com máximos de até -34 mGal de valor de anomalia Bouguer.

Malagutti Filho *et al.* (1996) trata os aspectos tectônicos de área contida no presente trabalho, porém aborda os dados gravimétricos presentes à época apenas pela interpretação da anomalia Bouguer e um perfil modelado (figura 9), não explorando outras possibilidades.

Estes autores apresentam domínios gravimétricos da área, representados por áreas de valores altos locais da anomalia Bouguer, que representam rochas metamórficas de alto grau, extensas zonas de baixos gravimétricos locais representativos das faixas metavulcano-sedimentares brasileiras e zonas representantes de complexos gnáissico-migmatíticos. Também se apresenta notável a assinatura gravimétrica negativa das intrusões alcalinas de Poços de Caldas, Itatiaia e Passa Quatro.

Ainda neste trabalho os autores definem o traçado da Zona de Sutura de Alterosa com direção aproximadamente E-W, assim como em Ussami *et al.* (1993), porém com ruptura de seu traçado por uma estrutura NE-SW, associada ao Cinturão Transcorrente Paraíba do Sul.

Figura 9 - Mapa gravimétrico apresentado por Malagutti Filho *et al.* (1996), com seção geofísica A-B interpretada (em vermelho, à esquerda) e esquema com a ruptura da zona de Sutura de Alterosa.



Fonte: Extraído de Malagutti Filho *et al.* (1996)

Os autores confirmam hipótese de que esta estrutura seja o produto da subducção do Bloco Brasília abaixo do Bloco São Paulo, o que levou a duplicação crustal, com estabelecimento da zona de sutura e crosta de ao menos 40 km de espessura (figura 9).

Van der Meijde *et al.* (2013) apresentam abordagem sobre a espessura crustal da América do Sul por processamento de dados gravimétricos de satélite. Além de seu mapa de espessura crustal, discutido adiante, apresentam mapa de anomalia Bouguer, este que mostra que a região de estudo se encontra em uma área de baixo a médio sinal, embora a relação entre a anomalia Bouguer e a estrutura crustal não seja tão evidente.

Mantovani e Brito-Neves (2005) e Mantovani *et al.* (2005) apresentam delineação do Bloco Paranapanema com utilização de dados gravimétricos e processamento para a subtração do efeito da Bacia do Paraná para delinear o substrato abaixo da mesma. Seus resultados mostram feição crustal de direção NE-SW, com formato de cunha mais ampla em sua extremidade NE abaixo da bacia, interpretado como bloco superior na colisão com os blocos Brasília e Vitória, em que a nappe Socorro-Guaxupé representa sua infraestrutura.

Slavec *et al.* (2004) apresentam modelo gravimétrico para o Maciço Alcalino de Poço de Caldas no qual o mesmo tem um traçado oval, com extensão levemente maior na direção Norte-Sul e argumentam que o corpo apresenta em média 7,5 a 8,0 km de profundidade, alcançando até 17,0 km em sua porção central.

Oliveira *et al.* (2012) utilizam dados magnéticos de satélite da missão CHAMP (*Challenging Mini-satellite Payload*) e o mapa geomagnético MF4 dele oriundo e interpretam a estrutura magnética do Cráton do São Francisco. Neste trabalho identificam anomalias de sinal magnético na porção Sul do Cráton do São Francisco em diversas altitudes de aquisição e que retratam diferentes profundidades de seu arcabouço magnético, com um acentuado gradiente vertical na região da Serra do Mar, feições associadas a domínios de ortognaisses estruturados em zonas de cisalhamento regional.

Marangoni e Mantovani (2013) utilizam dados potenciais para avaliar a morfologia e padrão de distribuição das intrusões alcalinas cretáceas na borda da Bacia do Paraná em que os corpos tem morfologia, em geral, circular a oval e são internamente homogêneas, e concluem que os mecanismos de alojamento se aproveitaram de estruturas pretéritas do embasamento.

França e Assumpção (2004) apresentam estudo do arranjo crustal no Cinturão Ribeira por função do receptor, com a obtenção de valores entre 34 a 42 km para a espessura da crosta, que se adelgaça em direção ao litoral e imediações das transcorrências principais, com espessamento abaixo da Bacia do Paraná.

Uma espessura crustal elástica efetiva de 35 a 40 km é estimada por Oliveira *et al.* (2008), que utiliza dados gravimétricos de satélite da missão GRACE e relata uma espessura crustal na região Sul-sudeste de Minas Gerais entre 35 e 40 km.

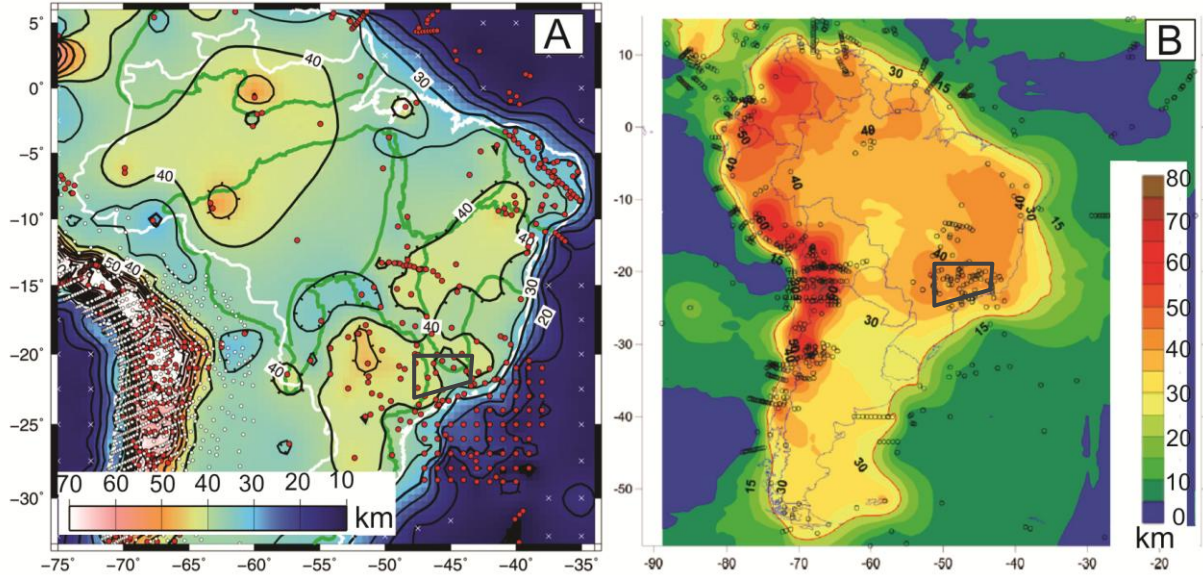
Por meio de dados sismológicos e gravimétricos Assumpção *et al.* (2013a), propõem um mapa de espessura da crosta para o território brasileiro, com uma espessura média de 39 ± 5 km, com espessura na região de estudo próxima a 40 km. Van der Meijde *et al.* (2013) apresenta um modelo de espessura crustal baseado em gravimetria bastante similar aos de Assumpção *et al.* (2013) e Chulick *et al.* (2013), onde a região de estudo encontra-se em uma zona de discreto espessamento nos arredores de 40 km.

Chulick *et al.* (2013) também apresentam modelo da estrutura crustal e velocidades do manto no continente sul-americano, no qual as profundidades do manto são pouco divergentes de Assumpção *et al.* (2013) e van der Meijde *et al.* (2013). A figura 10 apresenta os mapas de espessura crustal/profundidade da Moho dados nos trabalhos de Assumpção *et al.* (2013) e Chulick *et al.* (2013), enquanto a figura 11 uma seção representativa para a área de estudo segundo Chulick *et al.* (2013).

No tocante aos diferentes modelos de espessura crustal no continente sul-americano pode-se encontrar importantes discussões e comparativos em Assumpção *et al.* (2013b) e van

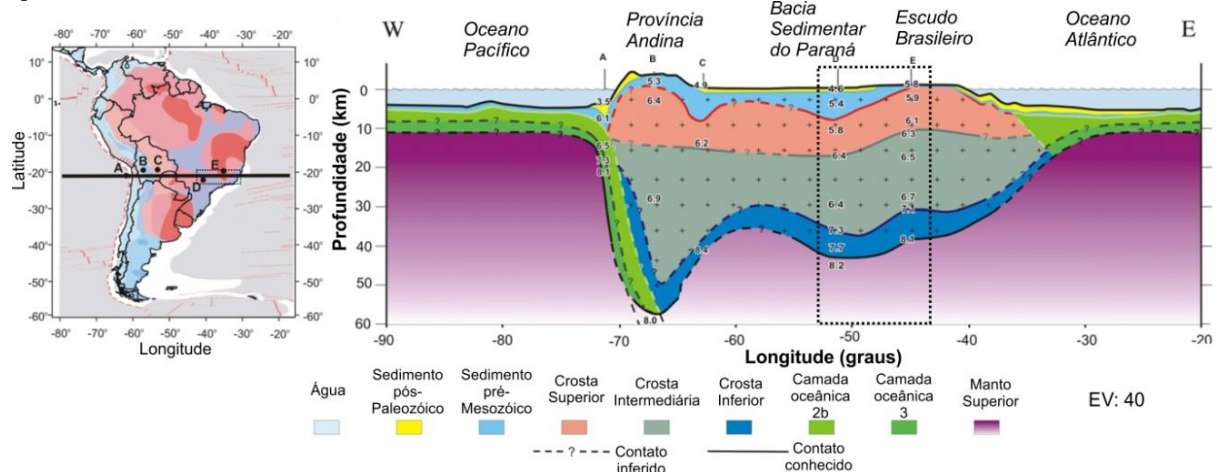
der Meijde *et al.* (2015), observando que em geral as diferenças nas espessuras são relacionadas à parametrização escolhida para o cálculo das espessuras crustais.

Figura 10 - Mapa de contorno de espessura crustal (em quilômetros) de parte da plataforma sul-americana segundo Assumpção *et al.* (2013) - A, e de acordo com Chulick *et al.* (2013) - B. Polígono em linha preta indica área de estudo aproximada.



Legenda: A) Linhas verdes representam os limites das entidades tectônicas. Os valores na porção oceânica já incluem a lâmina de água. Em A e B os pontos representam estações com informação sísmica. **Fonte:** Extraído de Assumpção *et al.* (2013) e Chulick *et al.* (2013).

Figura 11 - Seção Leste-Oeste do continente sul-americano, onde a caixa pontilhada representa a posição aproximada da área de estudo.

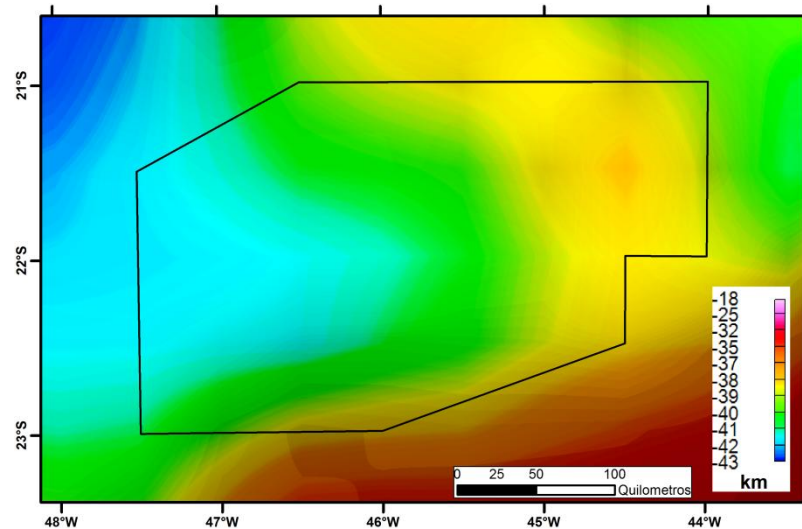


Fonte: adaptado de Chulick et al (2013).

O modelo CRUST1 foi concebido por Laske *et al.* (2012) e tem como fonte de dados principal informação sísmica oriunda de diversos meios de aquisição e da função receptor, foram submetidos à análise e nivelamento para construção de um modelo mundial de profundidade da Moho em uma escala de 1 grau, em que a figura 12 apresenta os dados do modelo na área de estudo. Considerações acerca do tipo de crosta presente, sua idade, e

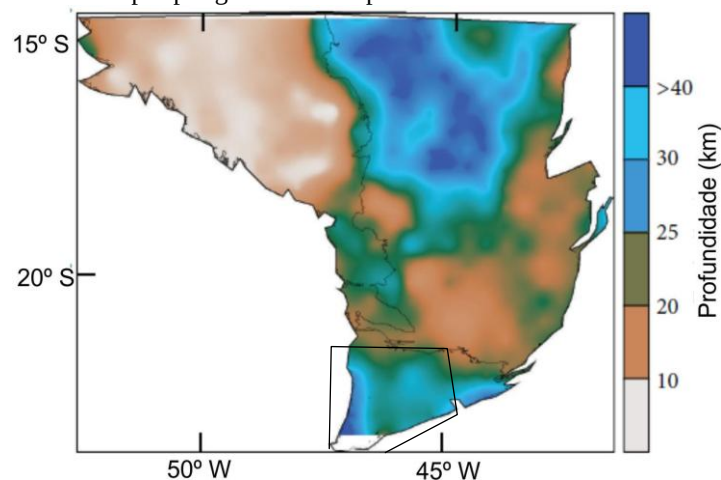
coberturas estão incorporadas na obtenção das estimativas, com uso de informações sobre velocidade de ondas *S*, *P* e também de gravimetria para sua validação.

Figura 12 - Mapa de profundidade da descontinuidade Moho (abaixo do nível do mar) nas imediações da área de estudo (em preto), segundo dados do modelo CRUST1.



Guimarães e Hamza (2013) utilizam deconvolução de Euler sobre dados magnéticos para analisar a profundidade das fontes magnéticas no Sul do Cráton do São Francisco. Seus resultados indicam profundidades entre 10 quilômetros e 40 quilômetros (figura 13), onde se observa um espessamento crustal na área do orógeno Mantiqueira e sobre o Cráton do São Francisco.

Figura 13 - Profundidades de fontes magnéticas obtidas pela Deconvolução de Euler por Guimarães e Hamza (2013), com a área de estudo dada por polígono de linha preta.



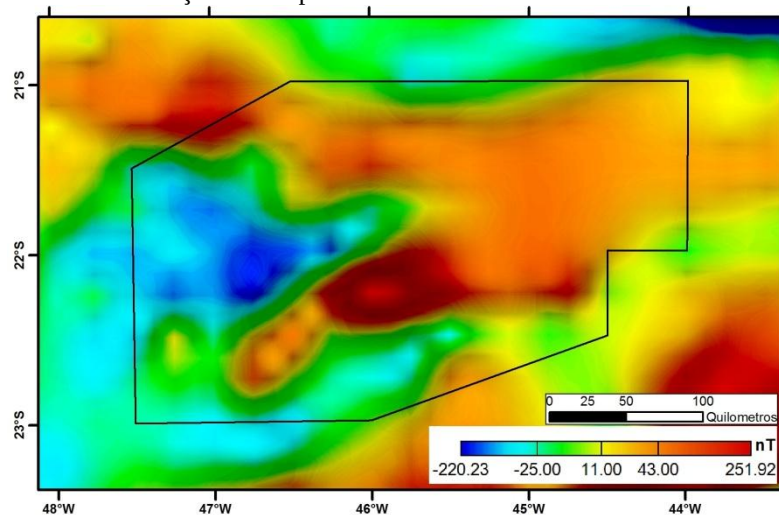
Fonte: Extraído de Guimarães e Hamza (2013).

Rocha et al. (2015) apresentam mapa de profundidade da superfície Curie e relatam uma superfície bastante irregular, esta que varia de 7 a 40 km, em que os valores menores de

profundidade estão associados às intrusivas alcalinas e aqueles mais profundos ao arqueano do Cráton do São Francisco.

O modelo magnético *Earth Magnetic Anomaly Grid 2-arc min* ou EMAG2 teve sua publicação por Maus *et al.* (2009) e compreende um modelo magnético para a Terra com compilação de informações terrestres, marítimas, aero- transportadas e de satélite, e representa o campo magnético anômalo crustal quatro quilômetros acima do geóide. A figura 14 apresenta os dados do modelo EMAG2 na área de estudo e as interpretações sobre os mesmos se encontram na seção de discussão desta dissertação.

Figura 14 - Mapa de anomalia magnética na área de estudo (polígono preto) baseado no modelo magnético EMAG2 com sombreamento na direção N135° para realce.



Mediante o exposto, pode-se considerar a área como relativamente conhecida, já que seu traçado geotectônico e domínios geofísicos têm sido apresentados e redefinidos de modo progressivo com a utilização de métodos variados na busca de um modelo crustal coerente. No entanto, a área carece de detalhe e atenção sistemática em suas porções estruturalmente complicadas ou feições localizadas que se apresentem como guias para refino dos modelos tectônicos atuais.

CAPÍTULO 3 - O MÉTODO GRAVIMÉTRICO

3.1 Introdução

Dentre os métodos geofísicos, a gravimetria figura como um dos de conhecimento, desenvolvimento e aplicação mais antigos, sendo um método passivo, que utiliza parâmetros naturais dos materiais terrestres, independente de excitação externa, e se relaciona com a densidade específica dos materiais, especialmente o contraste de densidade entre os mesmos (KEAREY *et al.*, 2009).

A gravimetria se difundiu como ferramenta na avaliação da crosta e alcançou empregabilidade para usos em diferentes problemas geológicos (NABIGHIAN *et al.*, 2005). A interpretação dos dados gravimétricos pode ser feita por meio de mapas, assim como também através da observação de perfis (KEAREY *et al.*, 2009).

3.2 Gravidade

A gravidade constitui fenômeno físico que se manifesta pela atração entre massas existentes em um espaço e sua relação com a distância que os separa (KEAREY *et al.*, 2009); mais precisamente a relação entre força gravitacional e distância que separa os corpos é inversa e quadrática, formulação proposta por Isaac Newton, sendo conhecida como Lei da Gravitação (BLAKELY, 1996).

A relação entre os elementos do sistema gravitacional é dada pela Equação 1:

$$\vec{F} = \frac{(G \times m_1 \times m_2)}{r^2} \hat{n} \quad (1)$$

onde F é a força gravitacional exercida pelo corpo causador de maior massa sobre o de menor massa, m_1 e m_2 respectivamente, esferas de raio e massa conhecidos, internamente homogêneas, separadas por uma distância r , G representa a constante de gravitação universal ($6,67 \times 10^{-11} \text{ m}^3.\text{kg}^{-1}.\text{s}^{-2}$).

Em uma situação onde o planeta Terra, com uma massa M é o corpo causador do campo gravitacional e admissão de que o mesmo seja perfeitamente esférico e de raio R , não-rotacional, de densidade homogênea, pode-se explorar a Equação 1 para a situação onde uma massa m , de massa menor que M , seja atraída pelo corpo celeste, levando à Equação 2.

$$\vec{F} = \frac{G \times M}{R^2} \times m \cdot \hat{n} = (g \times m) \cdot \hat{n} \quad (2)$$

Na equação 2, o termo g , por comparação, trata-se de uma relação entre G , M e o raio terrestre R e é denominado aceleração gravitacional (ou gravidade), uma grandeza vetorial inerente à presença do planeta Terra, direcionada a seu centro.

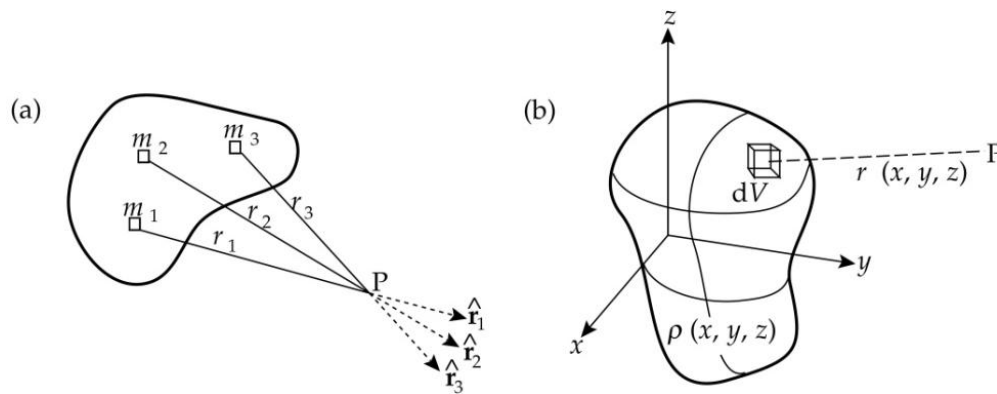
Tratando o campo gravitacional como um campo de força potencial de natureza vetorial e que apresenta sentido definido em um sistema de referência e passível de decomposição, se pode trabalhar com o conceito de potencial gravitacional (U_g) e sua consideração como grandeza escalar, contando apenas com *magnitude* (equação 3).

$$U_g = -G \times M/r \quad (3)$$

Conceitos como linhas de campo e superfícies equipotenciais são importantes, advindos da passagem do conceito de gravidade para sistemas de mais de uma dimensão, onde uma linha de campo representa um elemento bidimensional que representa o campo gravitacional ativo, emitido a partir de um corpo, enquanto superfícies equipotenciais representam superfícies onde o potencial gravitacional é de igual magnitude em toda sua extensão a partir do corpo causador.

Desta maneira, um levantamento gravimétrico mede o campo gravitacional como produto do somatório dos campos gravitacionais ocasionados pela presença de todos os elementos na distribuição de massa presente (princípio da superposição - LA FEHR e NABIGHIAN, 2012). A figura 15 apresenta uma configuração de um sistema de massas com seu campo gravitacional a ser calculado, em notação vetorial.

Figura 15 - A) Partículas interiores a uma massa exercem sua atração gravitacional em uma direção diferente ao ponto externo P . B) Esquema dos elementos envolvidos para o cálculo do potencial gravitacional de uma distribuição contínua de massa.



Fonte: Extraído de Lowrie (2007).

Partindo dessa premissa se expõe uma formulação para as relações das massas m_n com as referidas densidades dos materiais por meio da integração dos campos por eles gerados (equação 4):

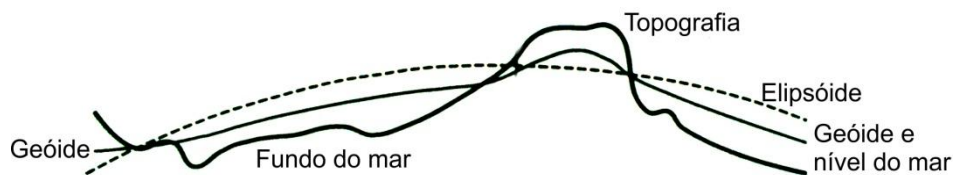
$$U_g = -G \left(\frac{m_1}{r_1} + \frac{m_2}{r_2} + \frac{m_3}{r_3} + \dots \right) = -G \int \int \int \frac{\rho(x, y, z)}{r(x, y, z)} dx dy dz \quad (4)$$

onde ρ representa a densidade específica de um ponto do corpo causador (pontos x , y e z , com respectivas densidades), e r a distância de cada corpo (x , y ou z) ao ponto de observação do campo gravitacional (Lowrie, 2007).

O conceito de esferóide ou elipsoide, surge da necessidade de se representar a natureza elipsoidal do planeta como uma superfície de raio R homogêneo cujo centro é seu centro e dado por raio R , que aumenta em sentido latitudinal (BLAKELY, 1996).

Para descrever o campo gravitacional terrestre em relação ao formato irregular da Terra foi sugerido o geóide, uma superfície equipotencial ondulada que concorda com o nível do mar médio na ausência de perturbações, representando a superfície desse campo potencial (LOWRIE, 2011). A figura 16 a seguir demonstra a relação entre estes elementos.

Figura 16 - Relação espacial entre o elipsoide e geóide terrestres.



Fonte: adaptado de La Fehr e Nabighian (2012).

Para aprofundamento no sentido da formulação matemática sobre a atração gravitacional entre corpos causadores de diferentes geometrias, distribuições de massa e detalhes acerca do desenvolvimento matemático, o leitor deve se dirigir aos textos de Blakely (1996), Lowrie (2011) e La Fehr e Nabighian (2012).

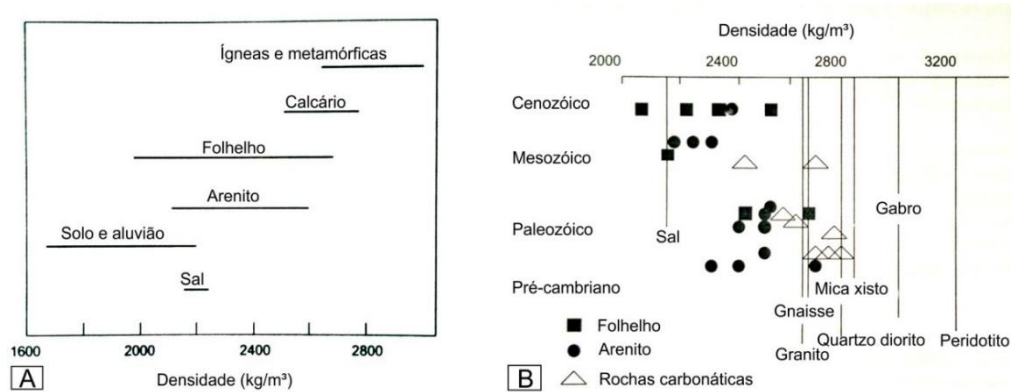
3.3.Densidade de materiais geológicos e distribuição de massas

Nos levantamentos gravimétricos a distribuição de massas na crosta terrestre pode ser investigada através das variações no campo gravitacional, atribuída às diferentes densidades dos corpos rochosos envolvidos, que representam os corpos causadores (KEAREY *et al.*, 2009). O contraste de densidade entre os corpos é de grande importância, pois esse contraste entre as densidades dos corpos é capaz de gerar as diferenças no campo potencial a ser analisado (LA FEHR e NABIGHIAN, 2012).

Para o parâmetro densidade do corpo causador, em se tratando de materiais geológicos, observa-se relativa variedade entre diferentes tipos litológicos e diversos fatores influenciam a diversidade da densidade entre rochas, como a presença de diferentes espécies minerais, seu grau de intemperismo, presença de porosidade e seu teor de fluídos (LA FEHR e NABIGHIAN, 2012). A figura 17 apresenta valores padrão para alguns tipos de rochas.

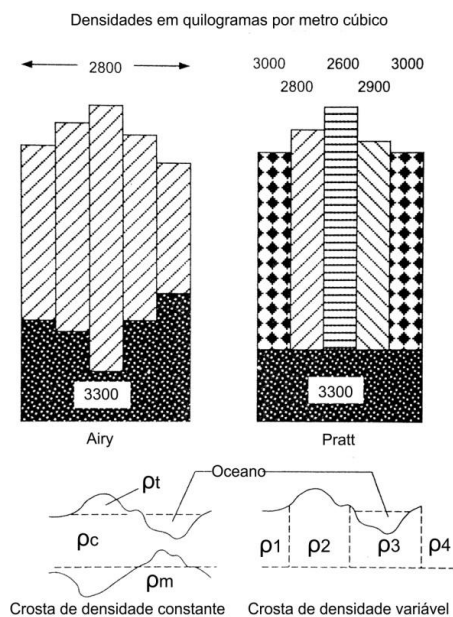
A existência de associações de rochas com diferentes densidades leva ao conceito de compensação isostática, que se refere ao ajuste da distribuição de massas na crosta em busca de equilíbrio com o manto sub-litosférico (figura 18).

Figura 17 - Densidade padrão para diversos tipos de rochas presentes na crosta terrestre. A) Intervalos de densidade para diferentes tipos de rocha. B) Variação da densidade para diversas classes de rocha com a sua respectiva idade.



Fonte: A e B) adaptado de La Fehr e Nabighian (2012).

Figura 18 - Modelos isostáticos de Airy e Pratt.



Legenda: ρ_t , densidade da crosta acima do geóide; ρ_c densidade da crosta; ρ_m densidade do manto. **Fonte:** adaptado de La Fehr e Nabighian (2012).

Os modelos de distribuição vertical de massas de diferentes densidades (modelo de Airy) são comparados ao modelo de distribuição lateral (modelo de Pratt) na figura 18, onde se observa que o ajuste vertical do primeiro modelo é dado por diferentes profundidades do limite crosta-manto (profundidade de compensação), enquanto no modelo de ajuste lateral essa interface é plana. Ambos os modelos foram abordados com ótica matemática, com sua frequente denominação como Airy-Heiskanen e Pratt-Hayford (LA FEHR e NABIGHIAN, 2012).

3.4 Aquisição gravimétrica

3.4.1 Generalidades

A aquisição gravimétrica consiste na mensuração do valor do campo gravitacional em dado local, constituindo este o dado gravimétrico, independentemente da plataforma utilizada, (terrestre, marinha, aerotransportada ou satelital), com a utilização de gravímetros e variando apenas sua resolução de amostragem e seus inerentes erros de coleta (LA FEHR e NABIGHIAN, 2012).

Em vista da não execução de levantamentos neste trabalho, por se tratar de compilação e reavaliação de dados prévios, restringe-se a descrição do método às suas linhas principais e filtragem dos mesmos para melhoria de anomalia.

3.4.2 Tratamento de dados/redução

O tratamento do dado gravimétrico consiste em tornar o valor do campo gravitacional medido em campo em um valor de gravidade corrigido para os diversos fenômenos que o afetam (KEAREY *et al.*, 2009).

Diante do exposto, La Fehr e Nabighian (2012) apresentam as seguintes relações entre o campo medido e os elementos que sobre ele interferem:

$$g_{obs} = g_a - g_r \therefore g_a = g_{obs} + g_r \quad (5)$$

$$g_r = g_p + g_g + g_i + g_{da} \quad (6)$$

Combinando as equações 5 e 6 e isolando o termo g_a , tem-se a equação 7:

$$g_a = g_{obs} - g_p - g_g - g_i - g_{da} \quad (7)$$

onde g_{obs} é a gravidade observada na estação, g_a a gravidade anômala (de interesse), g_r o ruído presente na leitura, g_p erros tratáveis por redução, g_g ruído geológico incerto (*background*), g_i ruído instrumental não tratável (fadiga não-linear do equipamento) e g_{da} desvios (*alias*) de *design* do levantamento.

O tratamento de g_g pode ser executado por filtragem matemática; g_i representa tratamento difícil, com rotinas específicas para quantificação e g_{da} pode ser mensurado, porém em geral os dois últimos aspectos são desprezados na redução (LA FEHR e NABIGHIAN, 2012).

Desta forma o valor g_a (equação 7), devidamente corrigido representa uma anomalia de gravidade refletindo a variação da densidade na crosta, mesmo que com interferência do manto ou demais fontes regionais (BLAKELY, 1996).

O termo g_p pode ser expandido para seus parâmetros conhecidos e tratáveis:

$$g_p = g_{teo} + g_{tid} + g_{fa} + g_{bo} + g_{dri} + g_{iso} + g_{eot} \quad (8)$$

cujos elementos g_{teo} , a gravidade teórica calculada para o ponto geográfico da estação de leitura sobre o elipsóide de referência; g_{tid} , correção do efeito das marés terrestres; g_{dri} , deriva instrumental; g_{fa} , que corresponde à correção Free-air; g_{bo} , o termo da correção Bouguer; g_{iso} , que corresponde à análise da compensação isostática de massas na crosta e g_{eot} à correção Eötvös. Os termos relacionados às correções Free-air e Bouguer são descritos nas próximas seções enquanto os fatores g_{iso} e g_{eot} são tipos de correções não abordados aqui.

3.4.2.1 Gravidade teórica

A gravidade teórica (g_{teo}), ou gravidade normal, consiste no valor da gravidade na superfície do elipsóide para um dado ponto e a *International Gravity Formula* de 1967 da *International Union of Geodesy and Geophysics* (IUGG), é aquela utilizada nos dados aqui trabalhados, dada pela equação 9.

$$g_{teo} = 9,78031846 \times [1 + (C_1 \times \sin^2 \gamma) - (C_2 \times \sin^2 \gamma)] \quad (9)$$

onde, C_1 tem o valor de 0,005324, C_2 o de 0,0000058 e γ a latitude geográfica da estação.

3.4.2.2 Correção ar livre

Segundo Blakely (1996), o fator de correção g_{fa} , ou Correção Ar Livre, corresponde a um ajuste do valor da gravidade à elevação da estação em relação ao geóide, ou seja, em relação ao nível do mar e seu desvio em relação ao elipsóide.

A equação de correção ar-livre é representada pela equação 10, onde h representa a cota altimétrica da estação de medida.

$$g_{fa} = -0,3086 \times 10^{-5} \times h \quad (10)$$

3.4.2.3 Correção Bouguer

A correção Bouguer (g_{bo}) tem a função de corrigir o efeito gravimétrico da coluna de rocha existente entre a superfície do geóide e a estação de leitura (BLAKELY, 1996).

Esta correção é feita pela subtração no dado gravimétrico observado da gravidade causada por uma placa plana de rocha, de densidade homogênea ρ , com altura h igual à cota altimétrica da estação de leitura, esta atração calculada pela equação 11, com G representando a constante universal de gravitação:

$$g_{bo} = 2 \times \pi \times \rho \times G \times h \quad (11)$$

A escolha do valor apropriado da densidade ρ , se faz importante para que a equação calcule a expressão de um corpo de rocha com densidade de interesse no estudo em execução, sendo frequentemente utilizado o valor de 2670 kg.m^{-3} , por representar uma crosta siáfica comum (BLAKELY, 1996).

A correção Bouguer pode ser realizada em duas modalidades, sendo a apresentada anteriormente como Anomalia Bouguer Simples a primeira delas; a segunda modalidade, chamada de Anomalia Bouguer Completa, inclui correção do campo gravitacional exercido também pela topografia nas imediações da estação de leitura (Correção de Terreno) (BLAKELY, 1996).

3.4.2.4 Interpolação de dados

A exibição e interpretação dos dados gravimétricos em mapas passam pela geração de superfícies, onde a informação pontual das estações de campo é interpolada aos espaços onde a informação é inexistente. O formato onde as informações são interpoladas é chamado de *grid*, por representar uma malha de dados interpolados de forma regular.

A *gridagem* pode ser realizada por diversas funções matemáticas, estas variando em relação ao seu comportamento diante da distribuição inicial das estações e o cálculo para o valor do sinal nos espaços sem informação. O algoritmo da mínima curvatura (BRIGGS, 1974) é de uso corrente para dados pontuais sem malha regular (*scattered data*) e foi utilizado neste trabalho.

3.5 Filtragem matemática – transformações

A análise dos sinais geofísicos pode ser feita diretamente nos produtos finais da redução dos dados como a Anomalia Bouguer, porém a extração de informação pode ser facilitada pela aplicação de funções matemáticas (filtros), que transformam o sinal de forma a auxiliar a percepção de feições (BLAKELY, 1996).

Blakely (1996) apresenta uma importante revisão dos algoritmos matemáticos de uso frequente, além de explorar o conceito da Transformada de Fourier, solução matemática importante para a concepção dos filtros, que possibilitam a análise dos sinais geofísicos por intermédio do intercâmbio entre suas propriedades periódicas, com a decomposição do sinal em seus componentes relacionados ao tempo e espaço.

A Transformada de Fourier relaciona os principais comprimentos de onda verificados às propriedades do corpo causador, como sua profundidade, dimensões e formato, aplicável em processos de interpretação em duas ou três dimensões e sendo limitada especialmente pela variável possibilidade de geometrias de corpos causadores e sua disposição no espaço.

3.5.1 Filtragem regional- residual

O sinal gravimétrico observado ao final da redução pode ser considerado como a superposição dos efeitos causados por todas as rochas existentes na área, porém apenas o gradiente horizontal de densidade pode ser mapeado (SKEELS, 1947; LA FEHR e NABIGHIAN, 2012).

Com esta concepção pode-se considerar o campo gravitacional como produto da superposição entre dois campos principais, um campo regional, aquele produzido pela presença de massa de grande escala (ex: manto, crosta inferior) com longos comprimentos de onda, e um campo residual, aquele que é produzido pelas unidades de menor escala e altas frequências.

Pode-se equacionar a relação entre os componentes regional e residual como a seguir, sendo O o campo observado, R o campo regional e r o residual:

$$O = R + r \therefore r = O - R \quad (12)$$

Métodos de separação regional- residual são diversos, como o ajuste polinomial (SKEELS, 1967), métodos baseados em inversão (LI e OLDENBURG, 1998), análise espectral estatística (espectro de força, SPECTOR e GRANT, 1970). No presente trabalho se optou pelo método de espectro de potência, por apresentar uma visualização amigável e processamento intuitivo, sendo apenas ele discutido a seguir.

3.5.2 Filtros de banda de sinal

Trata-se de um grupo de filtros cuja distribuição das frequências do sinal estudado pode ser separada em agrupamentos de acordo com a região selecionada.

Neste grupo encontram-se os filtros passa baixa (*low pass*), passa alta (*high pass*) e passa banda (*band pass*), referente ao intervalo de frequência que o mesmo permite a

‘passagem’ e vindo a ser concentrado no dado pós-filtragem (output). Sua origem está associada ao processamento de sinais em sistemas digitais.

Para os casos onde não são definidos limites únicos, superior ou inferior, e sim um intervalo específico, utiliza-se o filtro passa banda, especificando este intervalo

3.5.3 Espectro de força- filtragem adaptada

Neste processamento que foi proposto por Spector e Grant (1970) e tem contribuições de Syberg (1972), obtém-se a separação das distribuições de frequências de números de onda presentes e quantificação acerca das profundidades possíveis das fontes causadoras.

O filtro utiliza transformadas de Fourier e se baseia na análise do espectro de força logarítmico radial (*logarithmic radial power spectra*). Este tem a propriedade de agrupar as frequências, no domínio do espaço, tratando em termos de probabilidade estatística a distribuição de fontes causadoras. A princípio são considerados três níveis principais: fontes profundas, fontes de média profundidade e fontes rasas, além da individualização da porção do sinal referente ao ruído pelo limite da frequência de Nyquist e, desta forma, isolando frequências de interesse pela utilização dos filtros passa-banda.

A regra prática da quebra da inclinação da reta do espectro é utilizada para a separação dos números de ondas representativos dos intervalos.

3.6 Modelagem

Após a correção e filtragem dos dados, inicia-se a interpretação dos produtos obtidos, sejam eles analisados por meio de mapas ou pela construção de modelos (perfis/seções) geológicos-geofísicos.

Para a construção desses perfis (modelos) há três caminhos principais segundo Blakely (1996):

- i) Modelagem direta (*forward modelling*): o modelo é construído com base em aspectos geológicos e geofísicos inseridos pelo analista, de modo intuitivo e iterativo. A resposta do modelo geológico concebido é comparada ao sinal geofísico esperado, até obter melhor conjunção;
- ii) Modelagem inversa (*inverse modelling*): algoritmos matemáticos calculam os parâmetros físicos capazes de gerar uma anomalia como a observada no sinal, em geral com simplificações;
- iii) Melhoria e visualização (*enhancement and display*): o dado é analisado de modo subjetivo em mapas, com interpretações pelo analista.

Jessell (2001) apresenta uma importante revisão das possibilidades de modelagem em métodos potenciais e propõe o uso conjugado de modelagem direta e inversa para a obtenção de resultados mais fiéis e menos ambíguos, além de emprego de mais de um método geofísico para reduzir a subjetividade.

A ambiguidade é inerente ao fato de que um campo potencial pode ser o produto de infinito número de possíveis combinações de distribuições de massas, formatos, profundidades e contrastes de densidade. A ambiguidade só pode ser reduzida pela integração de métodos geofísicos, ou pela inserção de conhecimento advindo de outras fontes (SKEELS, 1947; BLAKELY, 1996, JESSELL *et al.*, 2010).

Blakely (1996) apresenta as principais formulações que constituem a modelagem direta, salientando a importância dos trabalhos de Talwani e Ewing (1960) e Talwani (1965) como pioneiros no cálculo de fontes causadoras. Este método consiste em calcular distribuições de massa que sejam condizentes ao sinal gravimétrico observado e o analista julga a possibilidade de existência dos corpos mediante a configuração geológica conhecida e sua opinião, constituindo uma escolha subjetiva.

CAPÍTULO 4 – DADOS UTILIZADOS E PROCEDIMENTOS APLICADOS

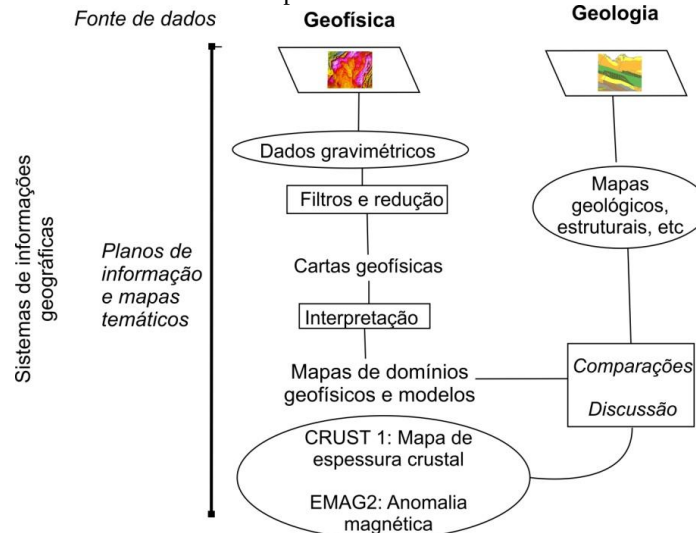
No presente capítulo são apresentados os dados analisados neste trabalho de acordo com sua origem e a rotina de análise empregada sobre eles.

4.1. Dados utilizados

Se tratam de duas principais classes de dados, a saber, geofísicos e geológicos, empregados para a elaboração da modelagem da geofísica.

A cadeia de procedimentos de análise dos dados pode ser resumida de acordo com a figura 19, no qual se observam as dependências entre as diferentes classes de dados utilizados.

Figura 19 - Relações entre os diferentes dados espaciais utilizados no trabalho.

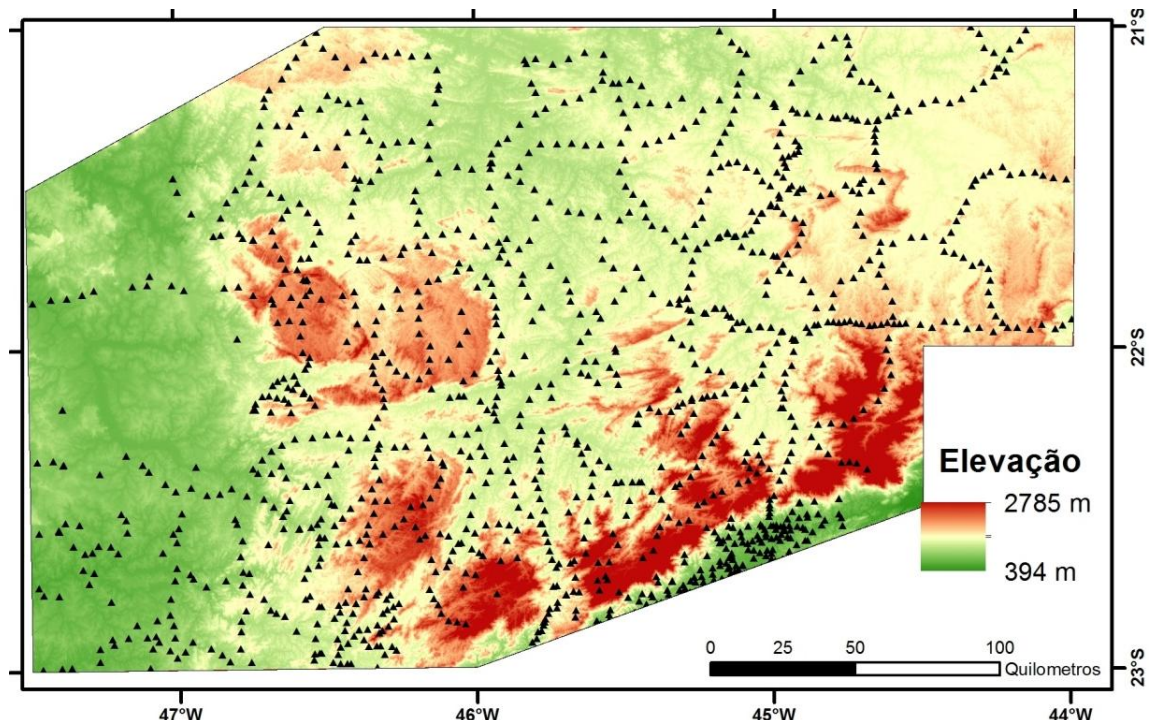


4.1.1 Dados gravimétricos

Os dados gravimétricos empregados neste trabalho representam parte de um conjunto reunido pelo Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) da Universidade de São Paulo (USP) que conta com diversos levantamentos e inclui aquele adquiridos por Malagutti Filho *et al.* (1996).

Esta compilação de dados gravimétricos compreende, na área de trabalho, um total de 1214 estações de leitura da gravidade com uma distribuição heterogênea, apresentando diferentes espaçamentos e com locais de concentrações de pontos, relacionadas aos diferentes objetivos dos levantamentos compilados; sua distribuição espacial pode ser observada na figura 20.

Figura 20 - Distribuição espacial das estações de leitura gravimétrica utilizadas neste trabalho (triângulos negros), sobre o modelo digital de elevação SRTM



Informações sobre as estações de medida do campo gravitacional encontram-se reunidos em banco de dados com suas coordenadas geográficas e altimétricas, gravidade total no local e cálculo das anomalias Bouguer Simples e Ar livre. Os mesmos foram avaliados e os tratamentos de sinal geofísicos selecionados foram aplicados, levando à obtenção de diferentes mapas temáticos.

4.1.2 Dados geológicos

A cartografia geológica da região se encontra disponível em formato digital, organizado pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) em bancos de dados compatíveis com sistemas de informações geográficas (SIG), disponibilizados na Internet através da plataforma GEOBANK. Esta base compreende integrações de cartografia geológica e estrutural com coberturas em escala 1:1 000000 para as várias unidades da federação.

Este banco de dados espacial é constituído por informações a respeito da geologia de superfície, um cadastro espacial sobre diversos aspectos geológicos como os pacotes lito-estratigráficos maiores, estruturas geológicas regionais, domínios tectônicos e informações geocronológicas.

Esses dados foram utilizados, neste trabalho, para comparação dos resultados obtidos pela interpretação dos modelos gravimétricos com a geologia de superfície já mapeada e discutida em publicações, em busca de complementação entre as duas abordagens.

4.1.3. Dados de modelos globais

Os dados de gravimetria foram interpretados com base no seu significado geológico e comparados aos dados públicos de espessura crustal do modelo CRUST 1 (LASKE *et al.*, 2012) e ao mapa magnético mundial EMAG2 (MAUS *et al.*, 2009), ambos bancos de dados públicos, que podem passar por outras formas de processamento.

O modelo de espessura crustal CRUST 1 foi elaborado por Laske *et al.* (2012) e consiste em um banco de dados calculado e disposto em células de 1 grau de dimensão lateral, com informações sísmicas e que levaram em conta as propriedades reconhecidas dos terrenos (idade, associação litológica, etc.). A estimativa da espessura da crosta está relacionada ao nível do mar, desta forma a espessura não está corrigida para a altura do edifício topográfico.

Os dados foram interpolados através do algoritmo de mínima curvatura em uma área envoltória à de trabalho para evitar desvios das curvas nas extremidades, com um tamanho de células de meio grau. Esta informação também é incorporada na construção dos modelos geológicos- geofísicos, como um guia para o topo da Moho na área.

O modelo EMAG2 publicado por Maus *et al.* (2009) se trata de uma compilação de mapa de anomalia magnética com uma resolução espacial de 2 arcos de minuto para o planeta Terra. Este banco de dados apresenta mensurações em plataformas, terrestres, marítimas, aéreas e de satélites que foram normalizadas para uma superfície de referência a 4 quilômetros de altitude.

Devido a sua resolução espacial e espectral é considerado de potencial para avaliação de estruturas a nível crustal e indicado para estudos como o deste trabalho. Estes dados foram interpolados em células quadradas de 0,125 graus através do interpolador mínima curvatura para sua exibição em um plano contínuo.

Esta comparação aos dados dos dois bancos foi efetuada para reduzir a ambiguidade no que se refere aos modelos, bem como construir interpretações menos subjetivas e em ambos se restringe a discussão ao final do texto, em vista dos dados não serem propriamente o foco do trabalho e considerados informação auxiliar.

4.2 Rotina de análise geofísica aplicada

Os dados gravimétricos foram analisados e filtrados para extração de informações através do uso da plataforma Geosoft Oasis Montaj (Geosoft INC.), uma suíte de diversos algoritmos voltados para o tratamento de dados geofísicos.

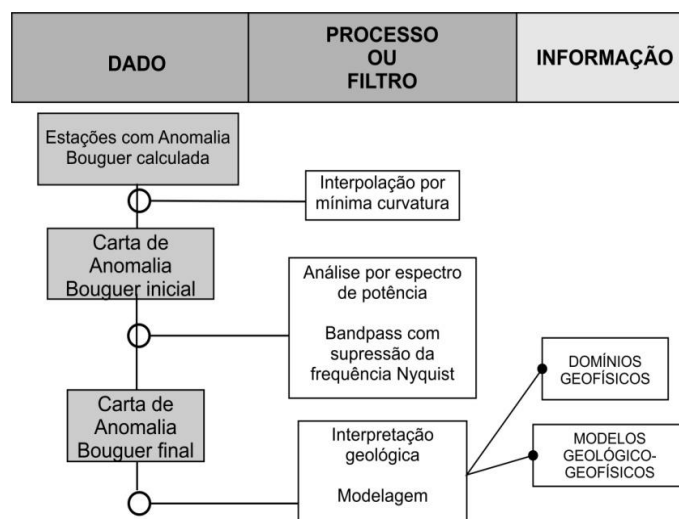
Esse trabalho foi executado no laboratório de Geomodelagem 3D da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, que detém licenciamento para o *software*, com integração dos produtos do tratamento geofísico e geológicos em um ambiente SIG, o ArcGIS da *Environmental Systems Research Institute* (ESRI), também licenciado.

A análise de mapas geofísicos e modelagem de seções geológico-geofísicas em abordagem direta (*forward modelling*) foi realizado de modo a integrar as informações geofísicas ao cenário geológico.

4.2.1 Processamento e interpretação

A rotina de análise empregada é apresentada no diagrama da figura 21, no qual se observam as diferentes etapas a que os dados iniciais foram submetidos até os produtos finais: cartas geofísicas e seções interpretadas.

Figura 21 - Rotina de processamento aplicada aos dados gravimétricos.



O processamento é iniciado com a interpolação dos dados da Anomalia Bouguer para a superfície da área de trabalho com emprego do algoritmo mínima curvatura, em malha de células quadradas de 4000m de aresta. Este método foi preferido por oferecer melhor ajuste em relação às diferentes distâncias entre as estações, bem como tolerância à variação entre os valores, com suavização das curvas e máximos pontuais (*bull's eyes*).

A superfície interpolada (*grid*) da Anomalia Bouguer serve de base para a aplicação das demais transformações empregadas (figura 21), seguindo a formulação matemática expressa no capítulo 3 e rotinas do *software* Oasis Montaj, para posterior integração das cartas e análise no sistema SIG.

A análise do espectro de profundidades para as fontes baseou-se na utilização da técnica do espectro potência radial logarítmica do sinal pelo método gráfico de Spector e Grant (1970).

O emprego do espectro de potência permitiu também a identificação, pelo método da mudança da inclinação da curva, do ruído de alta frequência a ser removido (frequência Nyquist), com a remoção do espectro correspondente. A filtragem regional-residual não foi aplicada devido ao objeto de estudo ser a crosta como um todo e não uma componente específica.

Após a preparação da carta de anomalia Bouguer se procede à uma análise manual em sistema SIG para delimitação de feições e separação de domínios geofísicos a serem interpretados. Em busca da delimitação das unidades gravimétricas e elementos lineares presentes na área de estudo se procedeu a uma análise visual das cartas em ambiente SIG, com o emprego de cartas coloridas de anomalia Bouguer.

Os limites entre os domínios gravimétricos presentes no mapa de Anomalia Bouguer foram definidos manualmente através da homogeneidade do relevo do sinal gravimétrico; outro aspecto importante para a definição dos domínios geofísicos é a sua geometria em relação ao padrão estrutural e lito-tectônico conhecido a partir da cartografia geológica.

4.2.2 Modelagem

A modelagem de seções geológico-geofísicas foi executada com o uso do mapa de anomalia Bouguer com supressão de ruído, por meio do módulo GM-SYS da plataforma Oasis Montaj.

Foram modeladas 5 seções tomadas em direções representativas das estruturas geológicas principais e domínios geofísicos, apresentadas na seção 5.2, em busca de interpretação fiel ao *background* geológico da área. Uma das seções modeladas teve a mesma direção daquela do trabalho de Malagutti Filho *et al.* (1996), com o intuito de reavaliar os dados e interpretações à luz do conhecimento geológico atual.

Como subsídio, em relação à geologia reconhecida, se optou pelo mapa geológico com o grupamento tectono-estratigráfico como apresentado em Trouw *et al.* (2013) e em relação

às densidades adotadas para a construção das seções geofísicas utilizaram-se dados de referência à composição como no quadro 1.

Quadro 1 - Densidades de referência para a construção das seções geológico-geofísicas.

Grupo de rochas	Rocha	Intervalo de densidades (kg/m ³)	Densidade média (kg/m ³)	Fonte
<i>Sedimentares</i>	Sedimentar (média)		2500	1
<i>Ígneas</i>	Diabásio	2500-3200	2910	1
	Ácida	2300-3110	2610	1
	Básica	2090-3170	2790	1
	Alcalinas	2470-2620	2545	3
<i>Metamórficas</i>	Quartzito	2500-2700	2600	1
	Xistos	2390-2900	2640	1
	Gnaisses	2590-3000	2800	1
	Granulito	2670-3100	2885	2
	Anfibolito	2900-3040	2960	1
	Eclogito	3200-3540	3370	1
	Metamórfica (média)	2400-3100	2740	1
	Supracrustais		2700	4
	Meta-carbonatos	2600-2900	2750	1
	Meta-grauvaca	2600-2700	2650	1
<i>Manto</i>			3250	5
<i>Crosta</i>	Crosta superior		2730	4
	Crosta inferior		2850	4

Fonte: 1) Telford *et al.*, 1990; 2) Carmichael, 1989; 3) Slavec *et al.*, 2004; 4) Malagutti Filho *et al.*, 1996; 5) Turcotte e Schubert, 2002.

CAPÍTULO 5 - RESULTADOS

Neste capítulo são apresentados os resultados da modelagem qualitativa e quantitativa aplicada aos dados gravimétricos, guiada por critérios geológicos e informação existente.

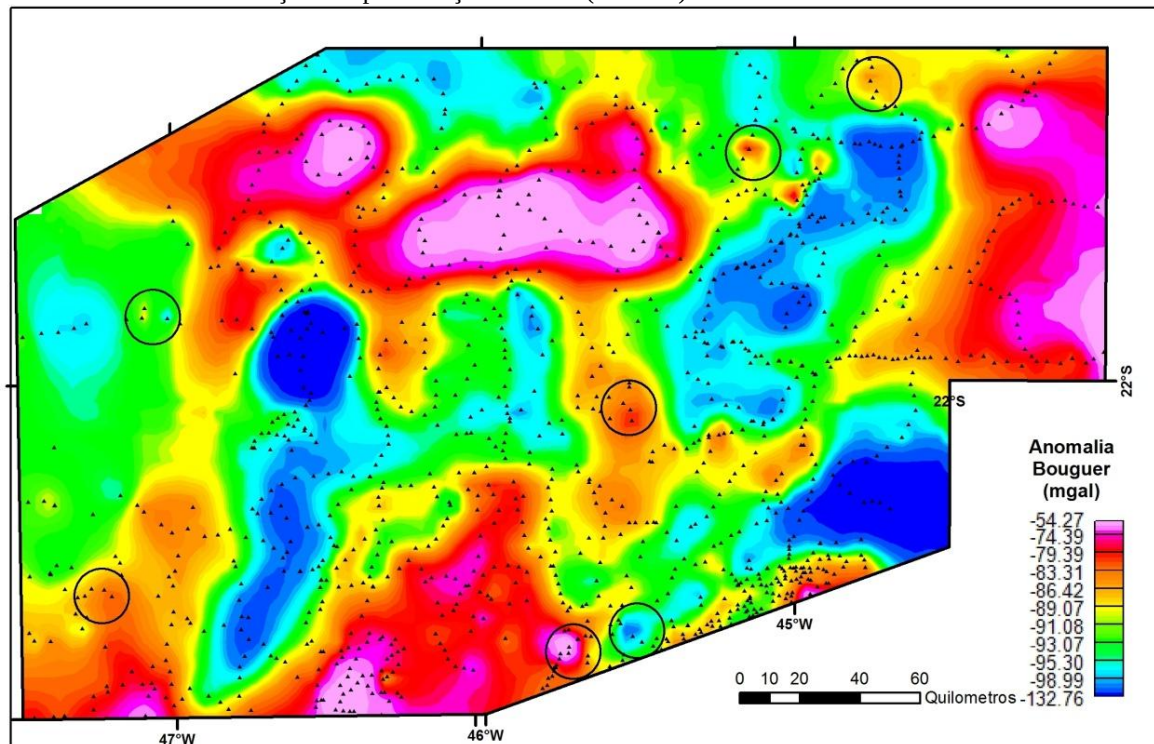
Os resultados da interpretação são apresentados de duas formas principais: a primeira constitui mapas gravimétricos e interpretações oriundas dos mesmos; o segundo formato se dá por seções (modelos) geológico-geofísicas que retratam de modo quantitativo a estrutura interpretada em profundidade.

5.1 Cartas gravimétricas

A carta de anomalia Bouguer baseada nos dados iniciais (figura 22) apresenta contornos suaves, porém com a ocorrência de máximos locais relacionados a estações com valores de anomalias que contribuem com ruído, que foi posteriormente suprimido.

Estas anomalias pontuais podem se relacionar a fontes rasas, desvios de leitura e dispersões do sinal associadas à interpolação. Desta forma a sua subtração colabora com a produção de uma carta de anomalia Bouguer com menor informação espúria, pela inspeção do espectro de potência para a obtenção do espectro da frequência Nyquist e sua remoção por filtragem *bandpass*.

Figura 22 - Mapa de anomalia Bouguer inicial com indicação de estações de leituras (pontos) e exemplos de locais onde se observam feições de perturbação no sinal (círculos).

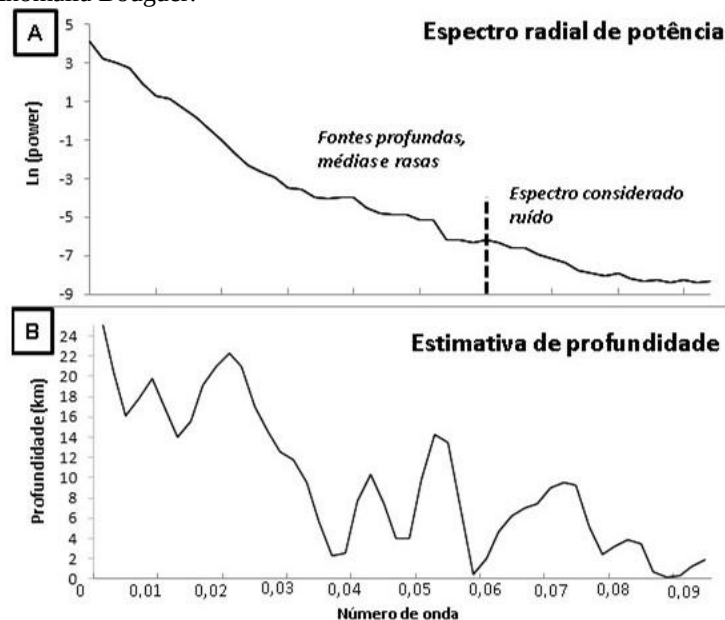


A anomalia Bouguer apresenta valores que variam entre um mínimo de -132,75 mGals até um máximo de -54,27 mGals, com contornos que se assemelham aos dos elementos geológicos maiores, como discutido adiante em conjunto com as interpretações da carta final.

A análise por espectro radial de potência (figura 23) das assembléias de fontes causadoras mostra que as fontes de sinal têm profundidades que variam desde a superfície até pouco mais de 24 quilômetros.

A presença de um grande intervalo de fontes causadoras vem do fato de que não se realizou remoção de campos regionais, contendo ainda o espectro representante de toda a pilha de rochas existentes.

Figura 23 - Diagramas de espectro radial de potência (A) e estimativa de profundidades (B) para as assembléias de fontes da carta de Anomalia Bouguer.



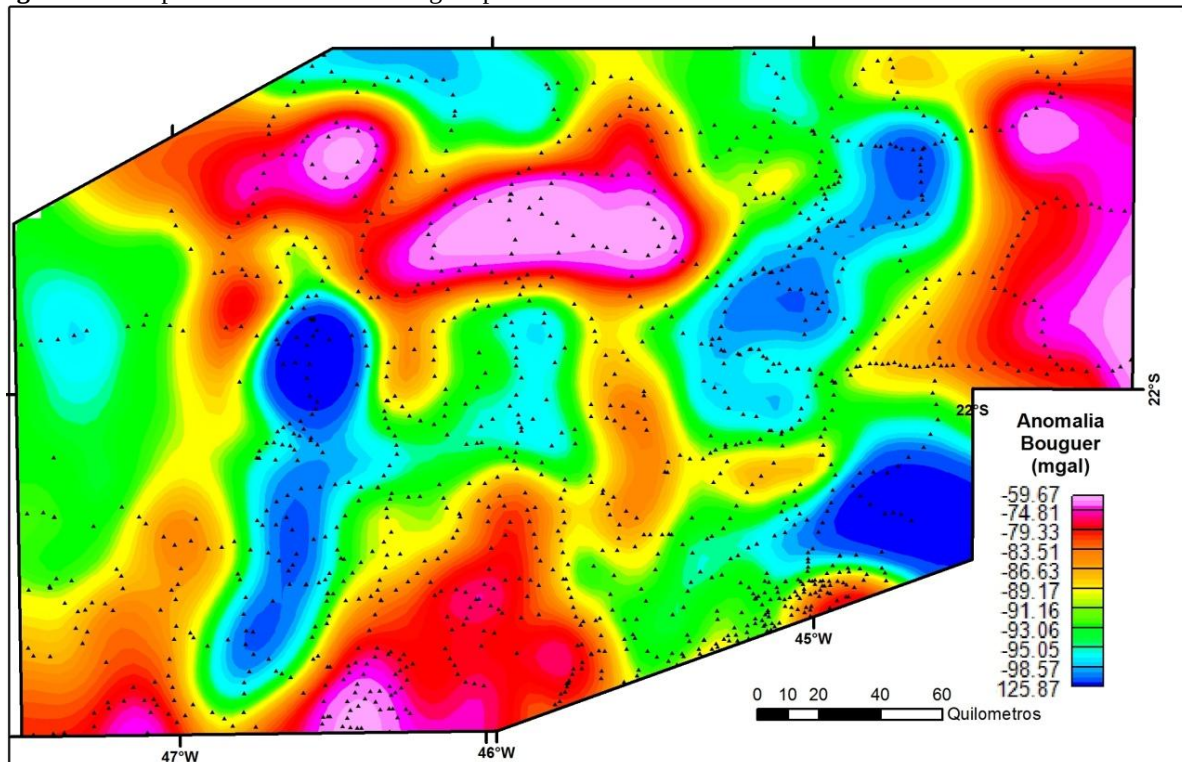
Estas profundidades estão de acordo com aquelas esperadas para a espessura da crosta na região, fato que será discutido adiante quando da comparação com o mapa de espessura crustal CRUST1.

A principal contribuição do uso da análise por espectro de potência é a determinação das assembléias de fontes mais rasas ou frequências resultantes de processamento (artefatos). Desta forma, a partir da análise do diagrama de espectro de potência, se considera a extremidade direita (mais rasa) e de espectro mais homogêneo, como aquela representante da frequência Nyquist, o espectro com números de onda maiores que 0,06 ciclos (figura 23).

Por meio deste processamento se pode subtrair do mapa gravimétrico inicial aquela parcela de sinal que pode ser descartada, com a geração de uma carta de anomalia Bouguer final (figura 24), denominada a partir de agora como Mapa de anomalia Bouguer.

A carta de anomalia Bouguer que serviu de base para este trabalho é mostrada na figura 24, em que se pode observar suavização das curvas e atenuação de máximos locais em relação à carta inicial (figura 22).

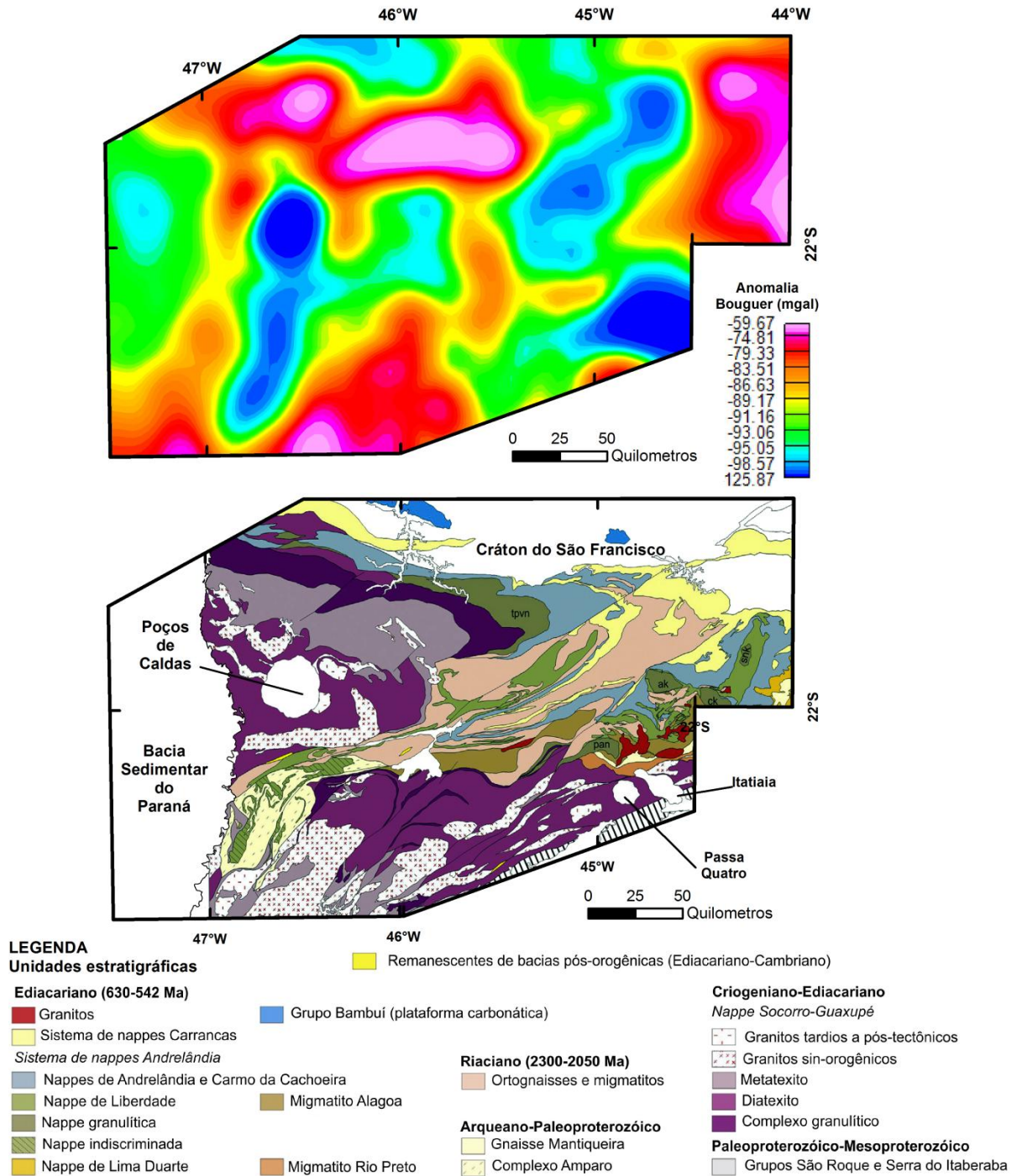
Figura 24 - Mapa final de anomalia Bouguer para a área de estudo.



A anomalia Bouguer após a subtração da frequência Nyquist varia entre um mínimo de -125,87 e um máximo de -59,66 na área e retrata a variação do campo gravitacional na área, fato advindo dos diferentes materiais litológicos, com uma correlação à geologia da área, como se pode observar na figura 25. Aspectos como a ambiguidade possível para as distribuições de massas e formas de corpos causadores, além da possível ausência de contraste expressivo de densidades pode prejudicar a identificação de pacotes litológicos distintos, em termos qualitativos.

Em linhas gerais, a carta apresenta domínios gravimétricos em direções ENE-WSW e N-S relativamente concordantes com a cartografia geológica. Observa-se uma distribuição bastante irregular do sinal, com regiões amplas em área e em geral alongadas nas direções citadas.

Figura 25 – Superior - Mapa final de anomalia Bouguer para a área de estudo. Inferior - Mapa estratigráfico para a área adaptado de Trouw et al. (2013).



Desta forma foi possível individualizar diferentes domínios gravimétricos nas cartas, com discussão das possíveis interpretações dos mesmos e implicações da sua existência com base nos dados avaliados.

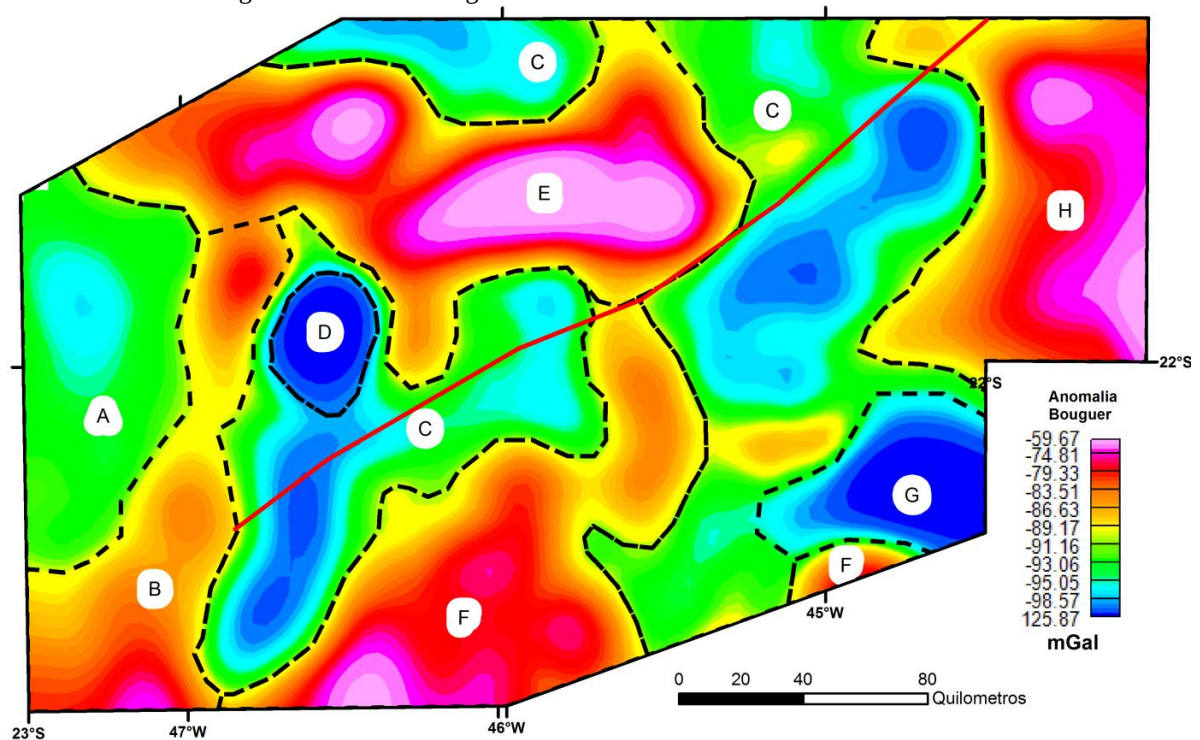
A carta de Anomalia Bouguer apresenta grande intervalo de sinal em miligals, que se distribuem em oito distintos domínios gravimétricos definidos por diferentes intervalos de sinal e direções diferentes, como mostra a figura 26.

As regiões de maiores valores de Anomalia Bouguer (alcançando -59 mGal) são isoladas, amplas e em geral alongadas em direções E-W a NE-SW, dispostas no interior de uma trama de regiões de sinal médio. Estas regiões de sinal mais alto são devidas a corpos de alta densidade, que podem se relacionar tanto a corpos de granulitos (domínio E), rochas de grau alto a médio (crosta inferior, domínio F) ou possíveis intrusões máficas como na porção Sul, relacionadas ao vulcanismo Serra Geral (domínio B).

Interpretação similar se tem no extremo Leste com regiões próximas à esperada ocorrência do Cráton do São Francisco no domínio H, que podem estar associadas a cinturões de rochas verdes ou rochas básicas.

Porções de sinal intermediário apresentam direções em geral NE-SW, E-W e N-S, que constituem domínios litológicos que englobam faixas de rochas metamórficas de grau mais baixo, contendo em seu interior associações intrusivas graníticas variadas, de caráter sin- até pós-colisionais, como no domínio C.

Figura 26 - Domínios gravimétricos interpretados na área de estudo, com o traço vermelho assinalando uma descontinuidade ao longo do domínio C e segmentando os domínios E e F.



Faixas alongadas de valores inferiores a -95 mGal ocorrem no interior do domínio C com direções NE-SW, que possivelmente representam zonas com orto-gnaisses e metassedimentos silicosos de menor grau metamórfico, como evidenciado pelos formatos arredondados das anomalias, bem como a segmentação destes domínios.

O domínio G consiste em uma expressiva anomalia de mínimo de valor de Anomalia Bouguer (-125,87 mGal), com formato semicircular pouco alongada na direção E-W, representante dos corpos alcalinos intrusivos de Itatiaia e Passa Quatro.

O domínio D é o representante do maciço alcalino de Poços de Caldas, com uma anomalia de mínimo gravimétrico e formato semicircular muito bem definido. Assim como o domínio G, apresentam baixos valores na anomalia Bouguer por sua densidade ser inferior à das encaixantes metamórficas, como discutido já em Marangoni e Mantovani (2013) e Malagutti *et al.* (1996).

No limite Oeste da área observa-se um domínio de sinal intermediário limitado a Leste, sendo estes dois domínios associados à Bacia sedimentar do Paraná, onde o domínio A corresponde aos sedimentos, enquanto o domínio B seria devido à presença de intrusões básicas nos limites da bacia ou à presença de embasamento metamórfico.

Em consideração ao limite entre as faixas Ribeira e Brasília e a existência da zona de interferência estrutural são relevantes os domínios C, F e E, discutidos a seguir.

Um elemento de interesse nesse contexto é uma feição de direção NE-SW que pode ser traçada entre os domínios C, F e E, que divide domínios de alta densidade de domínios de densidades mais baixas e segmenta os domínios E e F, com diferentes orientações.

Os domínios E e F representariam os elementos de alto grau metamórfico integrantes à zona de sutura de Alterosa (Malagutti Filho *et al.*, 1996), com feições no interior dos mesmos que confirmam a hipótese de deslocamentos da mesma com direções NE-SW. Pode-se considerar esta estrutura de ampla escala como um limite geofísico para o cisalhamento ao longo do cinturão de cisalhamento Paraíba do Sul.

O traço dessa descontinuidade é similar àquele da Zona de Cisalhamento Três Corações e outras zonas de cisalhamento transcorrentes existentes. A direção e traço também se assemelham ao limite da zona de interferência proposto por Trouw *et al.* (2013), embora encontre-se mais a Norte do aqui observado.

Em vista de que domínio F represente rochas de alta densidade e mesmo que com Anomalia Bouguer relativamente menor que o domínio E e geometria distinta, o mesmo é interpretado como oriundo da presença em sub-superfície dos granulitos da Nappe de Socorro.

Ainda no interior do domínio E observa-se uma descontinuidade no sinal com direção NE-SW entre a porção predominantemente E-W a Leste deste domínio e seu remanescente a Oeste, sendo esta região considerada como uma descontinuidade na porção noroeste da nappe.

5.2 Modelos geológico-geofísicos

A modelagem quantitativa compreendeu a construção de cinco seções geológico-geofísicas, envolvendo a crosta do nível de superfície até o manto terrestre. A figura 27 mostra a distribuição geográfica das seções geológico-geofísicas assim como seus resultados.

A profundidade da descontinuidade de Moho foi baseada no trabalho de Assumpção *et al.* (2013a) e informações do modelo de espessura crustal CRUST1. Mesmo que o tratamento aplicado aos dados gravimétricos não seja específico para a finalidade da determinação da profundidade deste elemento, se observa consistência no sinal gravimétrico com as informações publicadas e de natureza sísmica. Desta forma, a interface Moho foi considerada entre 37 e 43 quilômetros, com variação entre os perfis modelados e gradual redução da profundidade da Moho em direção ao Leste-Sudeste, associado ao desenvolvimento da margem continental brasileira, como destacam França e Assumpção (2004) e Assumpção *et al.* (2013a).

A geometria da região é dada pela justaposição das faixas dobradas de gnaisses e metassedimentos, de graus metamórficos entre anfibolito e granulito, que formam escamas de empurrão e quilhas estruturais justapostas ao Cráton do São Francisco.

O Cráton do São Francisco foi modelado como um bloco subductado às faixas deformadas adjacentes, com a duplicação de crosta na região das nappes de fácies granulito, em vista do posicionamento de rochas da crosta inferior sobre o embasamento, justapondo duas porções crustais distintas por meio de escamas de empurrão. Esta geometria é observada nos perfis 2, 3 e 4 (figura 27)

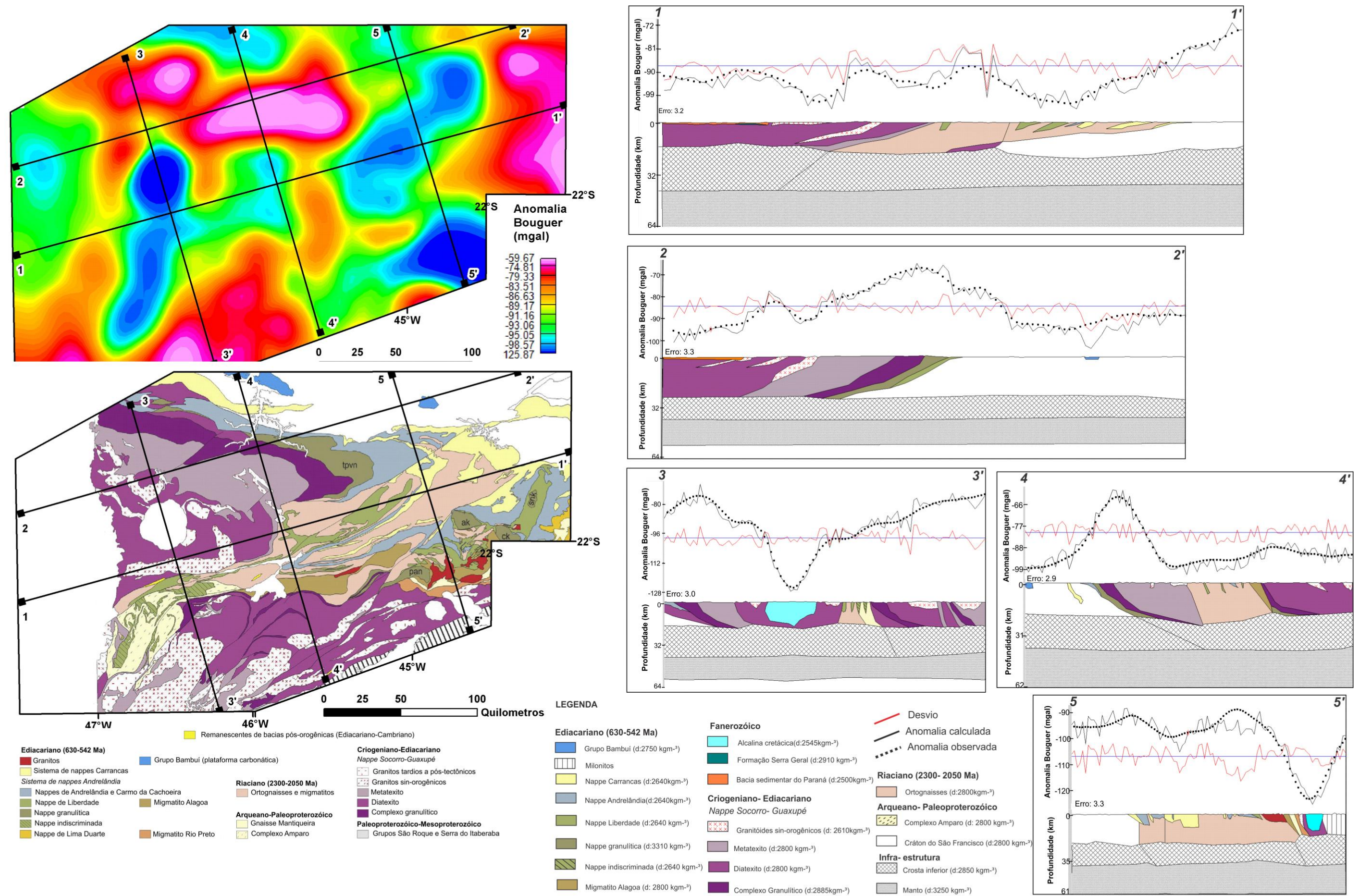
A disposição das rochas de menor grau metamórfico é dada por escamas (nappes) e quilhas de rochas metassedimentares entremeadas aos gnaisses, migmatitos e granulitos nos patamares que tem vergência ao cráton, bem ilustradas nos perfis 1, 4 e 5 (figura 27).

O envolvimento de elementos crustais de idades maiores que Neoproterozóico, como o Grupo Amparo, indica que a deformação por cisalhamento tardio no Brasileiro incorporou elementos geotectônicos isentos de correlativos na área, que, em conjunto com a exposição dos complexos de granulitos (ortoderivados), implicam na existência de crosta ortoderivada profunda a Sudoeste da área, considerado o cráton do Paranapanema.

Observa-se um padrão principal dos elementos crustais segundo escamas de inclinação baixa a média, independente do grau metamórfico, que alcançam grandes profundidades, como pode ser observado nas seções 1, 2, 3 e 4. Esta geometria é considerada como efeito do cavalgamento das unidades sobre o Cráton do São Francisco.

Em segunda instância, observa-se um padrão verticalizado dos pacotes, superposto à geometria de mergulho, atribuída ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento de grande escala pertencentes aos cinturões de cisalhamento Campo do Meio e Paraíba do Sul, como bem ilustrado pela estruturação porção central dos perfis 3,4 e 5 (figura 27), onde ortognaisses e migmatitos estão verticalizados.

Figura 27 – Mapas de anomalia Bouguer (esquerda, superior) e geológico (esquerda, inferior) com a disposição das seções geológico geofísicas modeladas (1 a 5). Direita: seções modeladas neste trabalho (Escala horizontal/vertical: 0.5).



Importantes elementos estruturais observados são as nappes e complexos granulíticos, que ocorrem nos perfis 1, 2, 3 e 4, presentes em meio aos pacotes de alto grau e representantes de rochas submetidas a metamorfismo de alta pressão e temperatura.

Estas regiões representam as zonas de sutura entre grandes blocos crustais, como as suturas de Alterosa e Ubatuba, definidas por Hasui *et al.* (1993) e observadas como zonas de alto sinal a Oeste e Leste da área de trabalho. Estas zonas de sutura se apresentam como zonas descontínuas de valores altos de anomalia Bouguer em virtude da transcorrência tardia que os seccionou.

A existência de corpos e granitóides sin-orogênicos entre as escamas tectônicas foi modelada, estando os mesmos localizados em antigas zonas de alívio quando do empilhamento das escamas ou por alívio quando da deformação transcorrente. Sua natureza intrusiva e geometria modelada são concordantes aos modelos que consideram sua intrusão como controlada pelas estruturas.

O maciço alcalino de Poços de Caldas é contemplado no perfil 3 (figura 27), onde se observa seu formato de tronco de cilindro em sub-superfície, sendo modelada a sua base justaposta a uma discreta elevação do manto. Esta geometria simplista foi concebida em vista da ausência de informações sobre a estrutura da crosta abaixo da intrusão em que o modelo foi conciliado com a informação de Slavec *et al.* (2004), no qual a base da intrusão se encontra em profundidades entre 16 e 18 km.

Os perfis 1 e 2 contemplam a Bacia Sedimentar do Paraná (figura 27, flanco oeste) que foi modelada com uma crescente espessura para Oeste, de modo a alcançar um máximo de 800 metros, uma vez que a área se encontra nas porções mais rasas da bacia. Mesmo com a ausência de informações estratigráficas de perfurações se buscou uma espessura que se ajuste ao sinal observado.

O exame conjunto das seções modeladas e o contexto estratigráfico estrutural corroboram a hipótese de que este terreno foi submetido à tectônica do estilo *thick-skin tectonics* (tectônica de crosta profunda), com o envolvimento de elementos de grande profundidade, discutido logo adiante. Em relação à zona de interferência estrutural não foi possível observar uma assinatura geométrica precisa em sub-superfície por meio da modelagem de seções, em vista da resolução vertical dos perfis.

A resolução do levantamento não permite inferências maiores quanto à distribuição lateral e em profundidade dos corpos causadores, ficando restrita aos elementos estruturais de maior ordem e de maiores contrastes de densidade.

CAPÍTULO 6 – DISCUSSÃO

6.1 Espessura crustal

A distribuição dos domínios de anomalia Bouguer no nível de superfície apresenta concordância com a cartografia de superfície, com a ressalva de que a ausência de contraste de densidade e a resolução do levantamento não possibilita diferenciação em menor escala.

A observação da carta de anomalia Bouguer mostra que as unidades de alta densidade (domínios E e F, figura 26), representam o traçado da Sutura de Alterosa (Hasui et al., 1993), formada por crosta de alta densidade com desenho descontínuo. Esta feição se encontra entre as duas suturas (Alterosa e de Abre-Campo - Ubatuba), como já evidenciado por Malagutti Filho *et al.* (1996), e foi considerado por Alkmin et al. (1993) como limite entre o orógeno Brasília e o Cráton do São Francisco.

A descontinuidade na zona de sutura é evidente e resulta da instalação de sistema de exumação da crosta ao término do sistema orogênico e subsequente cinturão transcorrente Paraíba do Sul; sua ocorrência é observada nas seções (figura 27), e confirma a compartimentação dos blocos Paranapanema (Mantovani e Brito-Neves 2005), São Francisco e Vitória, interpretação já apresentada por Malagutti Filho *et al.* (1996) e Ebert e Hasui (1998). A figura 28 apresenta as feições tectônicas de maior escala consideradas para a região.

As espessuras de crosta obtidas pelo espectro de potência concordam com aquelas obtidas por França e Assumpção (2004), Guimarães e Hamza (2013), Assumpção *et al.* (2013), Chulick et al. (2013) e van der Meijde *et al.* (2013), embora distintas, apresentando resultados de profundidades menores e são condizentes quanto à geologia da área.

O cráton do São Francisco apresenta espessura de até 30 quilômetros nas seções modeladas, valor concordante com o intervalo esperado para crátons estáveis até 2,6 Ga segundo Abbot *et al.* (2013). Estes valores de espessura crustal estão em concordância com estudos sísmicos locais e regionais, como o de Assumpção *et al.* (2013), bem como um modelo crustal de escala continental apresentado por Chulick *et al.* (2013), ilustrado nas figuras 10 e 11.

Pela comparação da espessura da crosta na região com os resultados de Durrheim e Mooney (1991) para crosta terrestre estabilizada no Arqueano e Proterozóico (figura 29), observa-se espessura concordante com os padrões para ambas as idades nos diferentes domínios da área de estudo, embora inferiores que a média para os dois períodos de tempo.

Figura 28 – Interpretações tectônicas baseadas na literatura e neste trabalho sobre a carta de anomalia Bouguer.

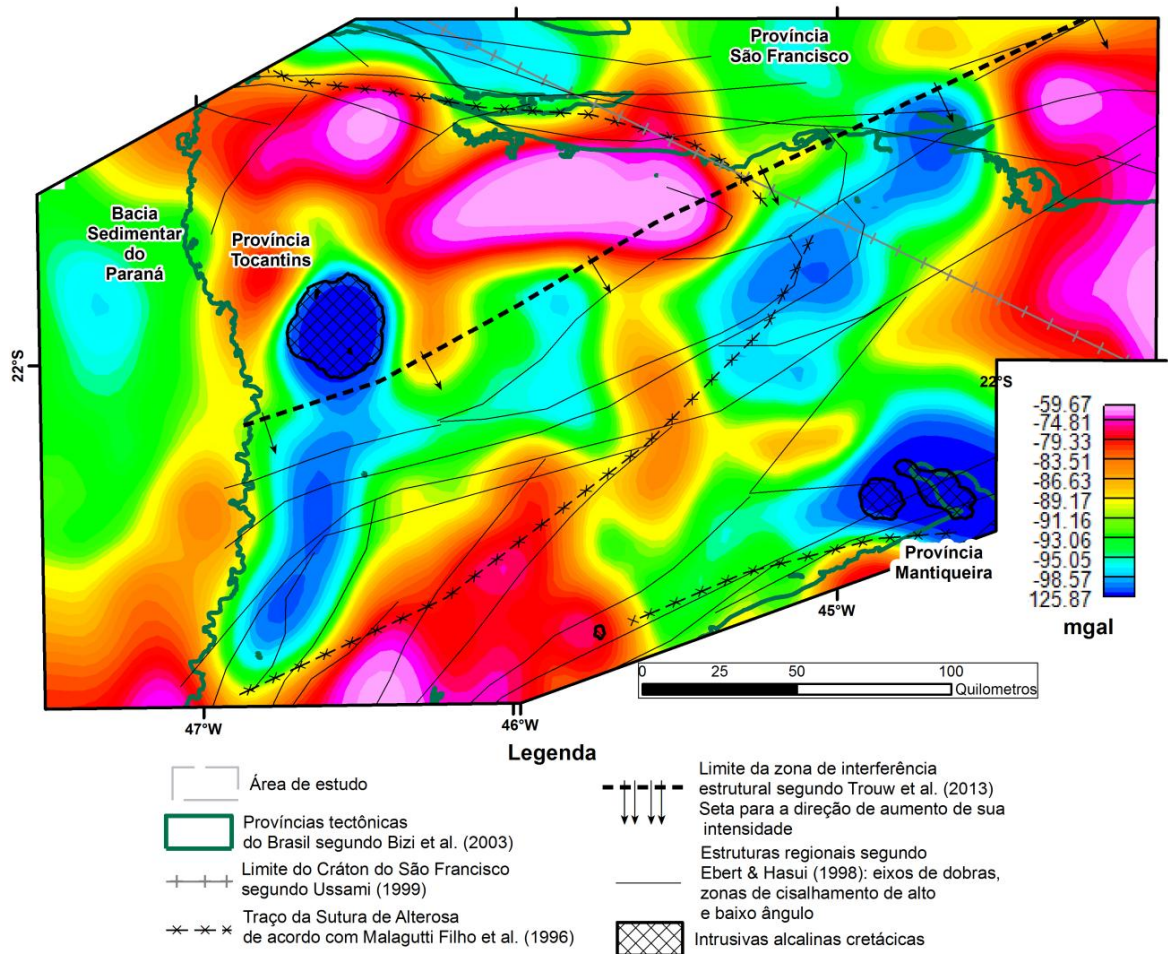
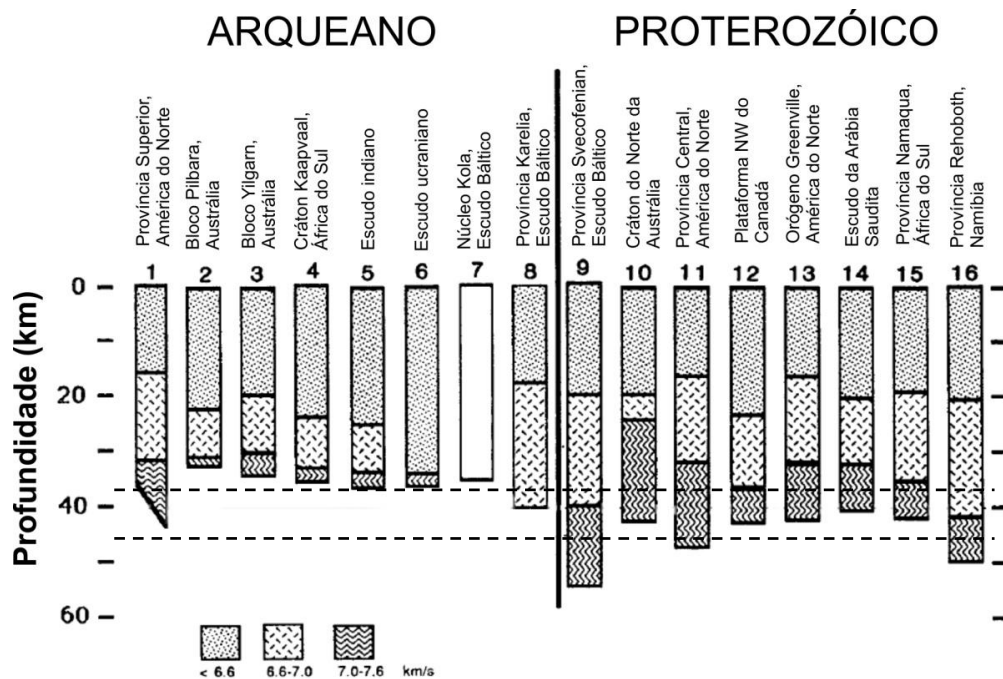


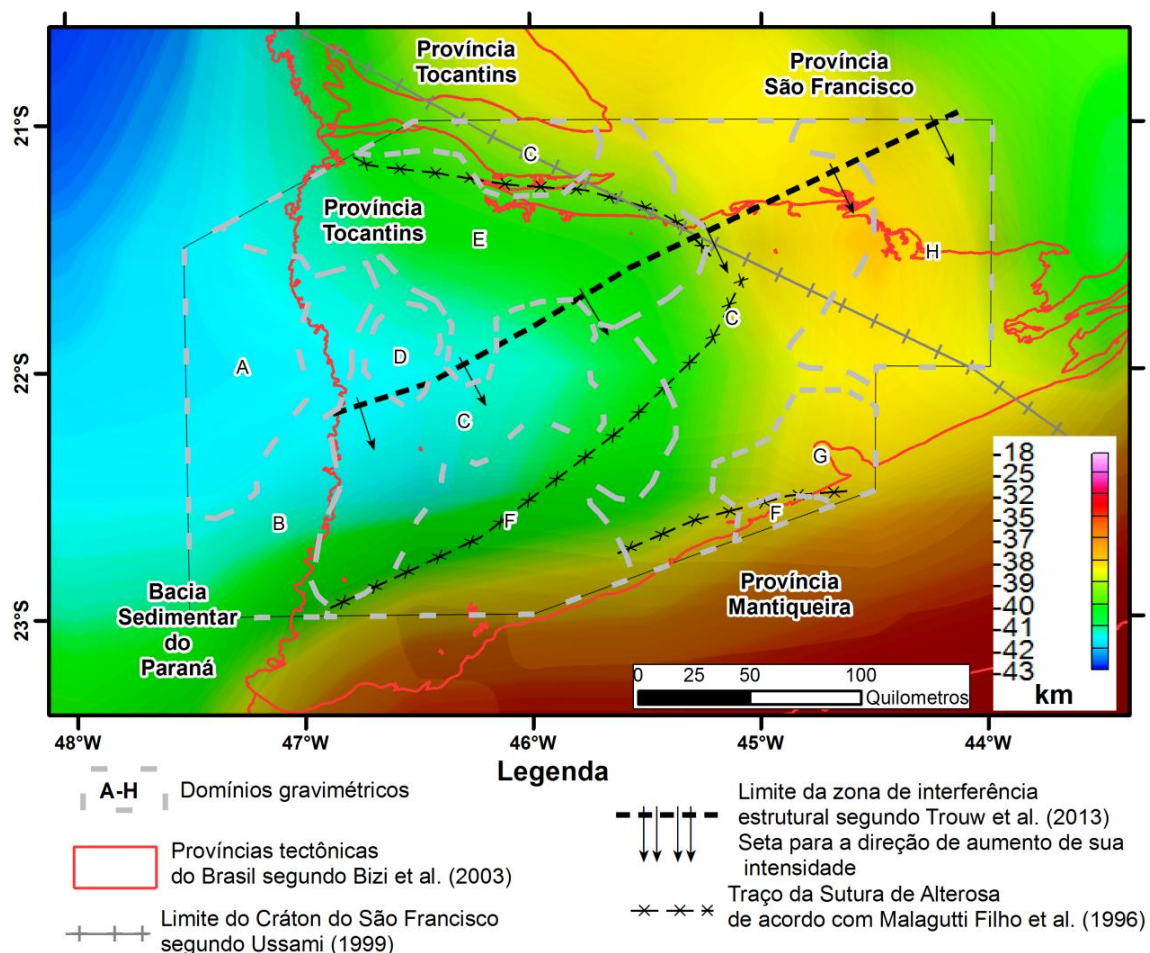
Figura 29 - Comparações entre a espessura crustal de seções representativas de idade arqueana e proterozóica. Linhas tracejadas indicam as profundidades de 37 e 42 quilômetros de profundidade, os limites na área.



Fonte: adaptado de Durrheim e Mooney (1991).

O exame da carta de profundidade da Moho segundo o modelo CRUST1 (figuras 12 e 30) permite observar aumento da profundidade da mesma no flanco Oeste da área de estudo, ultrapassando 42 km de profundidade. Observa-se gradual alçamento para Leste, onde máximos de elevação ocorrem próximo de sua extremidade, alcançando 37 km com uma tendência regional NW-SE que se estende por mais de 300 quilômetros adentro do Cráton do São Francisco. A figura 30 apresenta a carta da profundidade da Moho na região e os elementos geológico-geotectônicos considerados.

Figura 30 - Mapa de profundidade da Moho na área de estudo segundo o modelo CRUST1 e feições geológico-geotectônicas de interesse.



Algumas relações entre as feições da profundidade da Moho e as províncias tectônicas na região são observadas como o paralelismo entre a zona de sutura interpretada por Malagutti Filho *et al.* (1996) e mantida neste trabalho, com zonas de gradiente de adelgaçamento crustal, embora não coincidentes. Também o limite do Cráton se encontra nas imediações da zona de gradiente expressivo, o que sugere uma relação da mesma com possíveis deformações na borda do cráton.

Também o espessamento crustal a Oeste e seus gradientes são vagamente paralelos à borda da bacia do Paraná, bem como adelgaçamento crustal com fortes gradientes nas imediações e com mesmas direções que o limite considerado entre as faixas Ribeira e Brasília na extremidade Sul-Sudeste da área de estudo e segue em direção à margem continental.

Os resultados do modelo CRUST 1, na região, são dissimilares aos de Assumpção *et al.* (2013) e Chulick *et al.* (2013) no que se refere aos limites exatos dos domínios de espessura e suas tendências, embora numericamente similares.

Quando comparados os dados do modelo CRUST1 ao trabalho de Abbott *et al.* (2013) observa-se que, na região considerada como pertencente ao Cráton do São Francisco, o topo da Moho é relativamente homogêneo, em concordância com o autor sobre as propriedades da base da crosta em crátons de idade entre o Arqueano e o Proterozóico.

6.2 Trama magnética

O exame da carta magnética na região segundo o mapa magnético mundial EMAG2 (figura 31) permite observar propriedades que podem ser correlacionadas aos aspectos discutidos por Shive *et al.* (1992) no que se refere às propriedades magnéticas de terrenos de alto grau. A trama magnética da região apresenta concordância em suas direções no que se refere às grandes estruturas regionais, como zonas de cisalhamento e sistemas de baixo ângulo considerados por Ebert e Hasui (1998) bem como às províncias estruturais.

A existência de anomalias de positivas de grande extensão, largas e de amplitude alta na região de rochas de alto grau metamórfico foi verificada e apresenta boa relação espacial.

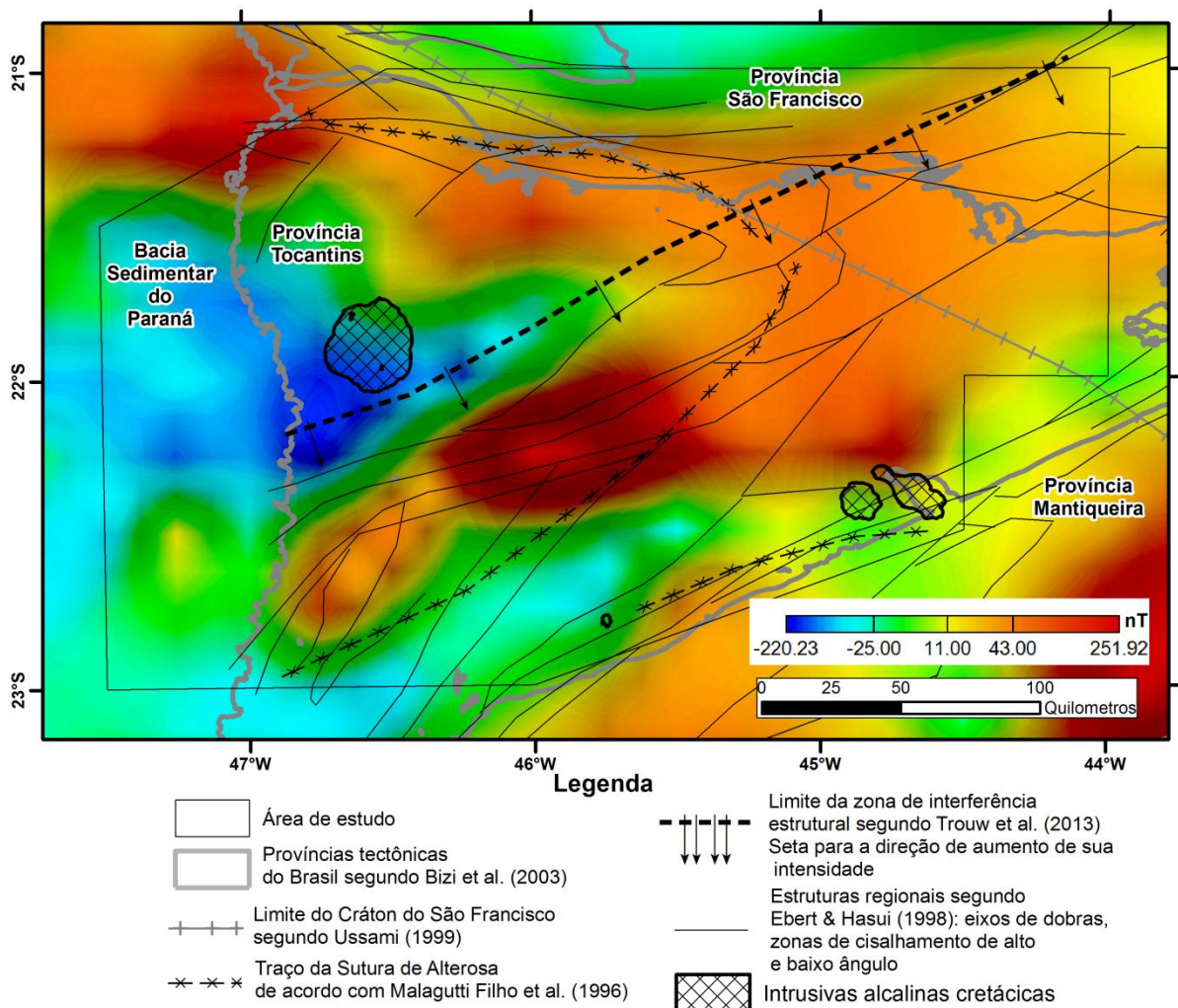
A presença de região de alto magnético positivo em forma de cunha, com extremidade voltada para NE, de modo análogo à nappe de Guaxupé, e que se estende além da região cartografada como a mesma engloba o cinturão de ortognaisses e metassedimentos do sistema de nappes Andrelândia. No centro-oeste da área se observa o truncamento da nappe de Socorro em uma zona de baixa magnetização, sugestiva do limite entre a província Tocantins e a Bacia Sedimentar do Paraná.

O limite entre as províncias tectônicas não apresenta relação imediata ao sinal magnético e a zona de interferência estrutural como proposto por Trouw *et al.* (2013) não se manifesta também, embora o limite entre a província Mantiqueira e Tocantins como apresentado é evidente no mapa magnético.

Tampouco se pode observar descontinuidade magnética entre a nappe de granulitos e o bloco cavalgado a Nordeste, o que pode ser indicativo de continuidade estrutural, em

subsuperfície, ou de ausência de contraste magnético entre estas entidades, em vista de que o mesmo também é constituído de rochas de grau alto (fácies anfibolito).

Figura 31 - Mapa de campo magnético anômalo na área de estudo segundo o modelo EMAG2 e feições geológico- geotectônicas de interesse.



A ausência de representatividade dessas destas feições estruturais de grande escala no mapa magnético pode ser um indício de ausência de contraste magnético entre as unidades ou que sua assinatura esteja concentrada nos níveis crustais mais superiores, visto que o modelo EMAG2 contempla sinal de fontes mais profundas na crosta, devido a seu nivelamento a 4km de altitude acima do geóide.

Uma região de alto sinal positivo é observada na região central da área de estudo e não apresenta relação interpretável em relação à cartografia de superfície. A existência de uma fonte magnética expressiva em grandes profundidades e relativamente concordante com a estruturação do terreno deve ser considerada em vista da grande amplitude e largura da

anomalia positiva e sua direção NE-SW, esta feição poderia estar associada às aquelas observadas por Oliveira et al. (2012).

6.3 Modelos geológico-geofísicos

A modelagem das seções geológico-geofísicas possibilitou o imageamento em sub-superfície desta porção crustal de geologia controversa, cujos aspectos podem ser explorados da seguinte forma:

- A geologia de sub-superfície da Bacia do Paraná só pode ser reconhecida por meio de observações indiretas, com carência de informações públicas sobre seu arcabouço não-exposto. Desta forma esta interpretação baseada puramente no sinal gravimétrico é ambígua e subjetiva e deve ser empregada com cautela, como nas seções geológico-geofísicas 1 e 2 (figura 27).
- A morfologia das escamas de empurrão dos elementos de alto grau da nappe é evidente, como nos conjuntos de diatexitos, metatexitos e granulitos, esperado para corpos sujeitos a tectônica tangencial em regime dúctil com duplicação de crosta (Haralyi e Hasui, 1982) e o nível crustal exposto. Esse comportamento é facilmente observado nas seções 1 a 4 (figura 27).
- Um modelo estrutural verticalizado entre as nappes de Socorro e Guaxupé é plausível (seção 3, figura 27) e na região de ocorrência de ortognaisses riacianos (seção 1, figura 27), consideradas produto da transcorrência tardia que afeta também o traçado da sutura de Alterosa. Esta geometria foi considerada por Ebert e Hasui (1998).
- Os corpos granitóides sin-orogênicos (seções 1 a 4, figura 27) permeiam as escamas de empurrão não apresentam raízes mantélicas, são possivelmente oriundos de fusão local ou constituem magmas transportados de porções mais distais ao longo das interfaces das escamas.
- Os feixes de meta-sedimentos existentes podem ser extrapolados em sub-superfície com relativa liberdade (seções 1 e 2, figura 27), embora comprovações sejam necessárias para sua continuidade, devido à possibilidade de existência de imbricamentos de diversas magnitudes em sistemas de empurrão (Boyer e Elliot, 1982) e também desmembramento durante a fase de tectônica transcorrente tardia (Sanderson e Marchini, 1984; Sylvester, 1988).
- As regiões de alto valor de anomalia Bouguer são decorrentes da existência de granulitos e rochas de alto grau representantes de crosta inferior exumada por tectônica de empurrão, definindo uma zona de sutura (perfis 1 a 4 – figura 27).

- O Cráton do São Francisco representa uma extensa região de sinal homogêneo e é considerada a existência em seu interior de associações *greenstone-belts* e rochas meta-sedimentares (seções 1, 2 e 4, figura 27), além de granitóides indiferenciados, característica comum a associações cratônicas arqueanas, além de hospedar o Grupo Bambuí, com pequena expressão em área na região.

Os aspectos anteriormente considerados indicam uma interpretação concordante com a definição de tectônica de crosta profunda (*thick-skinned tectonics*), com o envolvimento de assembléias tectônicas de grandes profundidades. Embora a presença de escamas de empurrão seja mais frequente em situações de tectônica de crosta rasa (*thin-skinned tectonics*), como é evidente a Norte da região estudada, na nappe de Passos (Simões, 1995).

A área estudada apresenta associações petrológicas de grandes profundidades estruturadas em escamas de empurrão, com justaposição a elementos de crosta rasa e consolidados durante evolução do orógeno, aspectos que sugerem sua classificação como associada a um estilo de *thick-skinned tectonics*, segundo a definição de Coward (1983).

A estruturação tipo *duplex* crustal proposta por diversos autores como Valeriano *et al.* (2008), Hasui (2010), Campos-Neto *et al.* (2011) é confirmada, embora os aspectos geocronológicos, petrográficos e estruturais de menor ordem não tenham sido contemplados neste estudo.

A definição de um limite preciso para a zona de interferência estrutural é dificultada devido à grande deformação e superposição de estruturas acometida no terreno e à ausência de contrastes de densidade entre as unidades geológicas compreendidas, embora os dados apontem que a interferência estrutural se estende amplamente sobre a nappe de Socorro-Guaxupé, em concordância com o exposto por Peternel *et al.* (2005) e Trouw *et al.* (2013).

A descontinuidade na zona de sutura de Alterosa observada por Malagutti Filho *et al.* (1996) corresponde ao traço da zona de cisalhamento Três Corações, de caráter regional, que pode ser considerada como aquela responsável pelo desmembramento da sutura.

As características do Cráton do São Francisco nas seções, são as assinaturas típicas de crátons arqueanos, como salienta Anhaeusser (2014). Sua geometria é considerada mergulhante para S, SW e SE em vista de ter sido o anteparo na colisão tanto dos blocos Paranapanema, bem como do bloco Vitória ao final do Brasiliano (Hasui, 2010).

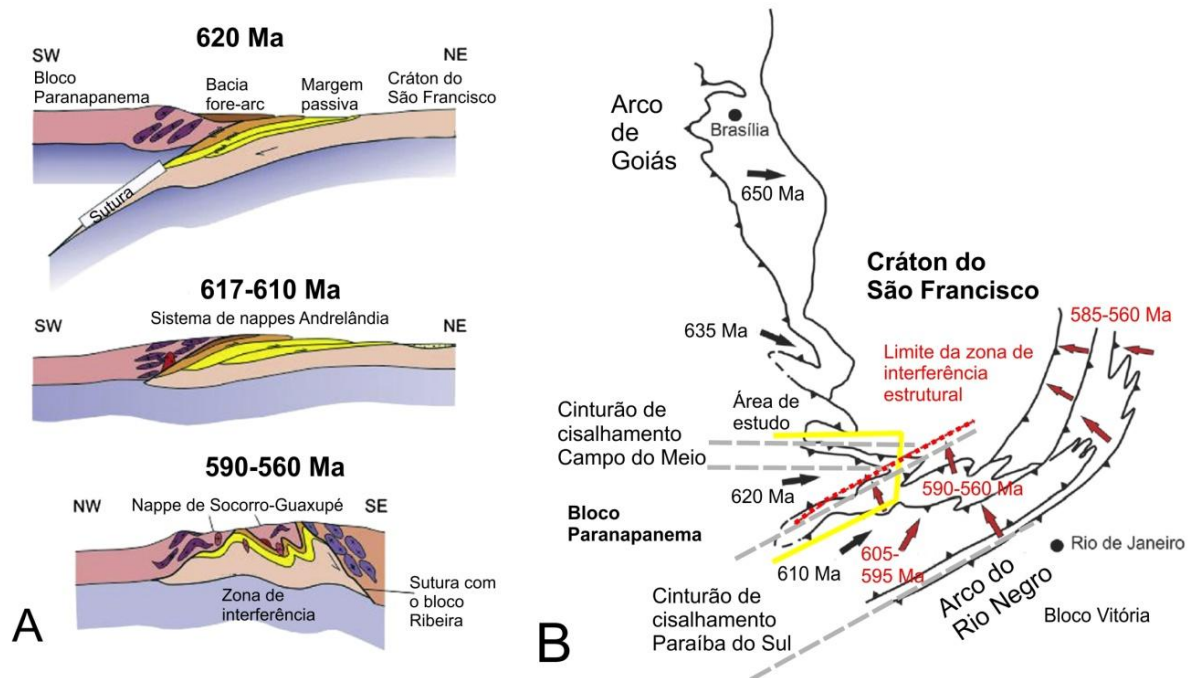
A evolução tardi-colisional do orógeno se deu por cisalhamento e instalação de cinturões de transcorrência de grande porte que seccionam a estruturação proveniente da tectônica tangencial. Isto levou à redistribuição lateral e vertical dos litotipos por estruturas tipo flor em

regimes transpressivos e transtensivos quando da colisão do bloco Vitória e ao arranjo dos blocos Paranapanema - São Francisco, durante sua colisão no Neoproterozóico.

Esta interpretação é discordante das proposições de Campos Neto (2011), Trouw et al. (2013), em que a evolução tardia do sistema orogênico tem como produto principal o empilhamento das nappes, sem considerar a componente de cisalhamento de grande escala, muito bem definida pelos cinturões de cisalhamento Campo do Meio e Paraíba do Sul. Embora aspectos petrológicos e estruturais devam ser considerados na discussão da importância da transcorrência neste sistema, a modelagem geofísica apresenta concordância com a evolução defendida por Ebert e Hasui (1998) e Hasui (2010).

A hipótese do cisalhamento é apresentada por Morales (1993), Ebert e Hasui (1998) e Hasui (2010), que postulam deformação em sistemas de tectônica oblíqua, aceita neste trabalho. A evolução nas fases tardias do Neoproterozóico é apresentada na figura 32, com modificações sobre o modelo de Trouw *et al.* (2013).

Figura 32 - Concepção geotectônica para a evolução da área segundo Trouw *et al.* (2013). A: seção esquemática com a evolução temporal da colisão. B: Direções principais de movimento dos blocos envolvidos e referentes idades de máxima deformação.



Fonte: adaptado de Trouw *et al.* (2013).

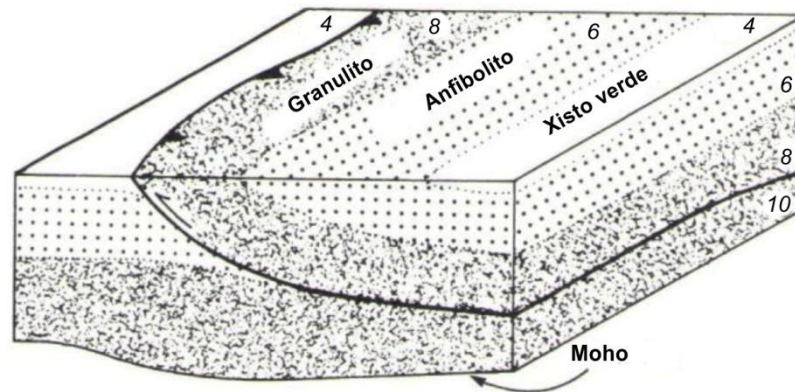
6.4 Comparações com terrenos de alto grau

O estudo da crosta continental inferior, ou de rochas expostas que a representam, tem nos trabalhos de Dewey (1986), Windley e Tarney (1986) e Percival *et al.* (1992) as principais

revisões. A figura 33 representa, de modo genérico, uma associação deste tipo, sem discussão avançada aqui sobre os aspectos estruturais e petrológicos das mesmas.

Em termos gravimétricos, Thomas (1983) apresenta o conceito de ‘anomalias pareadas’, que consiste de duas anomalias – positiva e negativa – que se encontram próximas e que podem indicar a existência de zonas de sutura entre terrenos, em que a positiva se encontra sobre o bloco cavalgante e a negativa (ou de sinal mais baixo) sobre o bloco cavalgado e de crosta mais antiga. Gibb *et al.* (1983) apresentam padrões similares ao longo de zonas de sutura pré-cambrianas no escudo canadense, caracterizando zonas de sutura ao longo de principais associações tectônicas lá presentes.

Figura 33 - Seção esquemática em um terreno com exposição da crosta inferior em que os números se referem à pressão de formação das assembléias expostas.



Fonte: adaptado de Percival *et al.* (1992)

O tipo de anomalia gravimétrica existente ao longo da sutura depende de aspectos tais como o contraste de densidade entre os litotipos dispostos, direção de mudança de grau metamórfico, ângulos de mergulho dos blocos e suas espessuras dos mesmos, aspectos estes já considerados por Fountain e Salisbury (1981) e Gibb *et al.* (1983).

Thomas (1983) salienta ainda que existência da anomalia pareada não representa um elemento determinante específico da existência da zona de sutura e deva ser considerado auxiliar, em que elementos geométricos, metamórficos e geocronológicos devem ser observados para assegurar a existência de colagem ou justaposição entre os blocos. Apesar das considerações sobre a cronologia relativa das movimentações dos blocos envolvidos, este critério tem sido válido e de interesse especial quando a sutura se apresenta de modo pouco evidente (suturas crípticas).

A comparação das feições gravimétricas observadas na área de estudo ao critério de Thomas (1983) aponta que anomalia gravimétrica associada às rochas de alto grau

metamórfico (domínios E e F, altos gravimétricos relativos) encontram-se próximos a regiões de mínimos de sinal (domínio C), configurando uma anomalia pareada. A presença do Maciço Alcalino de Poços de Caldas e rochas graníticas no interior da nappe de alto grau/bloco cavalgante atenua o sinal, porém ainda é possível observar o pareamento das anomalias.

Shive *et al.* (1992) aborda as propriedades magnéticas da crosta inferior para seções expostas ou a crosta inferior atual em que ambas apresentam evidências de alta magnetização. A presença de altos valores de campo magnético em anomalias de longo comprimento de onda são características nessas regiões, dadas por fontes profundas, que estariam presentes até a superfície Curie. Segundo o autor as fontes magnéticas principais estariam associadas às ondulações nas interfaces crosta-manto, crosta inferior-intermediária, isoterma Curie e variações laterais de composição, além de corpos de rochas máficas (preservadas ou seus produtos de metamorfismo). Grant (1985) discute a relação entre o magnetismo de rochas, seu teor e disposição de grãos de magnetita e grau metamórfico em que diversos processos podem influenciar a resposta magnética das rochas.

Aspectos como estes apresentados são observados na área de estudo como anteriormente apresentado na discussão sobre os dados do modelo magnético EMAG2 (figura 31) e também no trabalho de Oliveira *et al.* (2012).

6.5 Comparações com modelos geotectônicos teóricos

Windley e Tarney (1986) assim como Percival *et al.* (1982), já salientaram a grande similaridade entre os possíveis processos de deformação e modificação da crosta desde o Arqueano, favorecendo a hipótese de que os mecanismos de tectônica atual sejam em linhas gerais similares àqueles que atuaram no passado

De maneira similar, Cawood *et al.* (2009), Abbott *et al.* (2013), Jamieson e Beaumont (2013), Gerya (2014) e Kamber (2015) apresentam debate importante sobre a evolução térmica e mecanismos de transferência de massa na crosta, ao longo do tempo e suas implicações para a mecânica da consolidação da crosta terrestre. Os autores aventam que os mecanismos e condições de deformação são bastante distintos entre os três principais éons Arqueano, Proterozóico e Fanerozóico, embora discussão sobre a crosta inferior não seja contemplada especificamente, com ressalva de que o conhecimento da mesma permanece pouco evoluído.

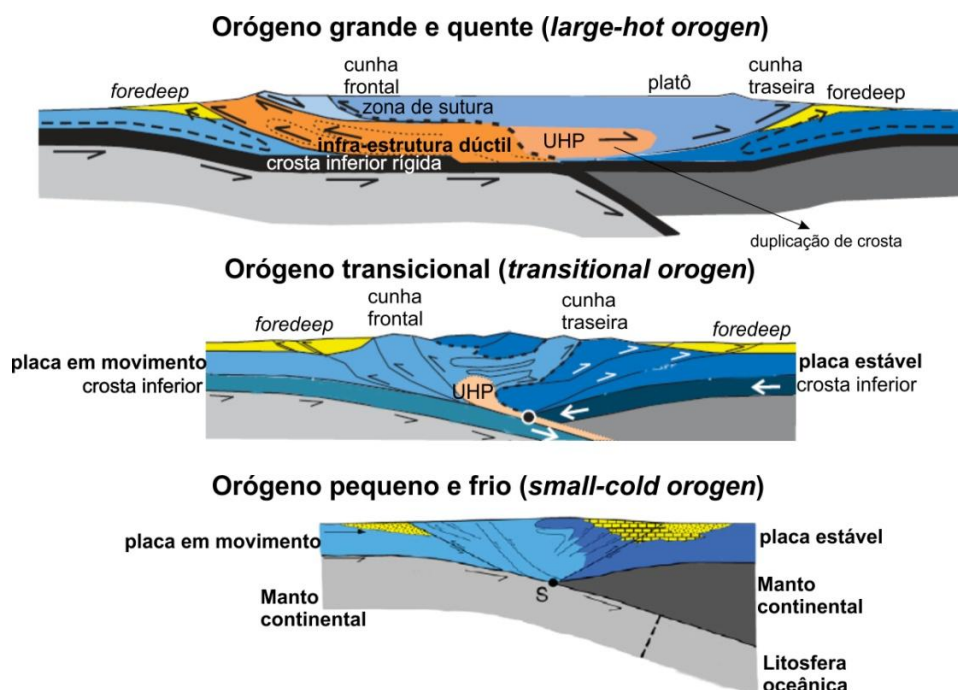
Quando os resultados da modelagem geofísica são comparados a modelos geotectônicos teóricos de Jamieson e Beaumont (2013), se pode reconhecer na área

características similares a um orógeno grande e quente (*large-hot orogen*), que se refere especialmente à geometria quando da subducção e colisão continental (figura 34).

A geometria do sistema orogênico observa semelhança com a configuração de um sistema PUR na sistemática PURC (*Prowedge / Retrowedge / Uplifted plug / subduction Conduit* – cunha frontal/cunha traseira/ maciço soerguido/ conduíte de subducção, em tradução livre) por Jamieson e Beaumont (2013).

Nesta configuração a colisão continental leva à formação de escamas de empurrão tanto no bloco em movimento como no anteparo rígido, ambas as feições difíceis de reconhecer em vista da transcorrência final e a superposição de estruturas na área de estudo, bem como o desmembramento das sucessões sedimentares das bacias nas imediações do sistema orogênico.

Figura 34 - Classificação de orógenos pré-cambrianos no que se refere à sua geometria e esperado comportamento geodinâmico segundo Jamieson e Beaumont (2013).



Legenda: UHP representa assembléias de pressão ultra-alta. **Fonte:** adaptado de Jamieson e Beaumont (2013).

No modelo PUR o alojamento da assembléia de alto grau no bloco soerguido central do sistema colisional (U) se daria pelo empurrão da crosta inferior dúctil do Bloco Paranapanema sobre o Cráton do São Francisco com a formação da zona de sutura.

A figura 35 apresenta o modelo PUR em uma analogia à área de estudo, que consiste ao produto da deformação no cinturão de dobras e cisalhamento, o alojamento das nappes de alto grau da base do Bloco Paranapanema, intrusão granítica tardia e final desenvolvimento de zonas de cisalhamento regional.

Como apresenta a figura tem-se a individualização de uma cunha frontal (P) ao longo da face mais externa do sistema colisional, que no caso se dá pela região proximal do sistema de dobras ao longo e sobre o Cráton do São Francisco. Esta cunha frontal é composta por uma associação de rochas de alto crosta inferior do bloco Paranapanema que é justaposta à crosta inferior do cráton do São Francisco.

Em uma porção mediana se forma um maciço soerguido (U) que agrega também fragmentos de crosta inferior e superior que registram exumação das assembleias de alto grau e alta pressão (del Lama 1998, 2000; Campos Neto e Caby 1999,2000). Já o segmento de cunha traseira (R) encontra-se pouco evidente, embora existam estruturas indicativas de falhamentos distais ao longo do sistema de dobras e nappes, também com sua observação reduzida pela presença da cobertura sedimentar da bacia Sedimentar do Paraná sobre o bloco Paranapanema.

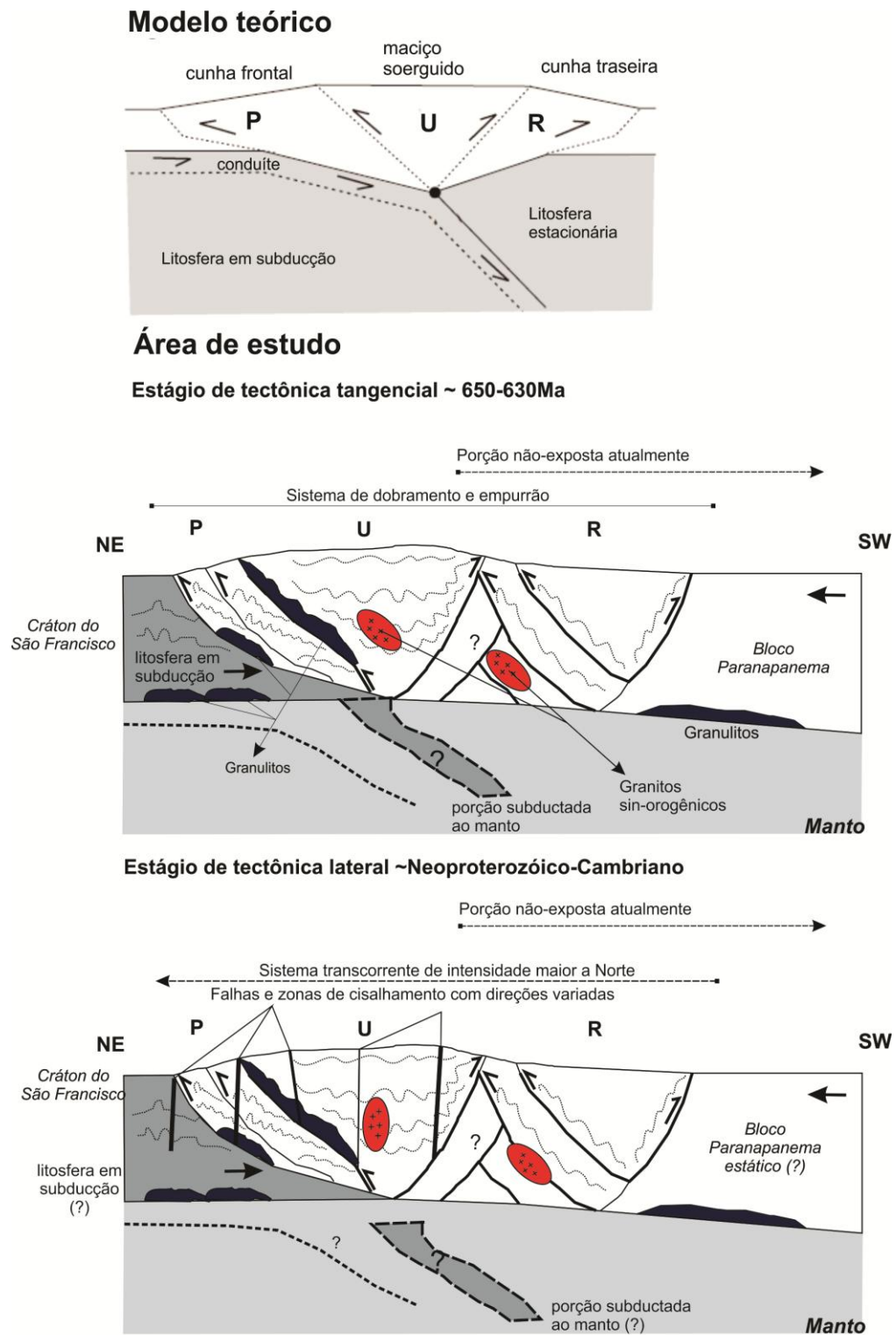
O estágio de tectônica lateral que marca o final do Brasiliano na região apresenta expressivo registro na região ao longo das zonas de cisalhamento de expressão regional, seccionando os compartimentos P, U e R de modo heterogêneo e afetando tanto as nappes já estabelecidas como os corpos magmáticos graníticos já introduzidos nessa região.

Não se pode desconsiderar, para a área de estudo, que a pilha tectono-sedimentar possivelmente já teve grande parcela erodida e o descolamento da crosta em relação ao manto já não é reconhecível. Informação sobre a evolução a Norte-Noroeste da área de estudo para um modelo mais preciso da dinâmica do sistema orogênico, em que Simões (1995) e Valeriano et al. (2008) apresentam evolução geológica com envolvimento de crosta mais rasa e que possibilitaria uma visão mais integrada da região.

Desta maneira não se pode desconsiderar também que a erosão aos níveis atuais e superposição de estruturas ao longo da sucessiva evolução em um sistema de dobramento, tectônica de empurrão e cisalhamento tardio ao longo de uma seção crustal espessa a identificação apropriada entre os segmentos P, U e R possa ser comprometida, embora existam informações que sugerem a consistência dessa proposição.

Assim, os modelos geométricos aqui considerados suportam a evolução da região como um sistema acrecionário ao final do Neoproterozóico e com o envolvimento de crosta inferior ao longo de uma zona de sutura expressiva situada no limite sudoeste do cráton arqueano do São Francisco.

Figura 35 - Seções esquemáticas mostrando a arquitetura de sistemas orogênicos com acreção, com o modelo teórico PUR e seção esquemática mostrando a individualização proposta dos compartimentos P, U e R na área estudada.



Fonte: Modelo teórico adaptado de Jamieson e Beaumont (2013); modelo para a área de estudo, este trabalho.

CAPÍTULO 7 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

A reinterpretação dos dados gravimétricos foi importante para o incremento do conhecimento sobre a arquitetura da crosta, uma vez que a modelagem de seções proporcionou detalhamento quanto à geometria dos elementos estruturais presentes.

Sobre os modelos geológico-geofísicos, pode-se considerar que a modelagem da crosta, pelo sinal gravimétrico, foi concordante com as interpretações baseadas em geologia de superfície, uma vez que as seções puderam ser modeladas respeitando o sinal e as concepções estruturais pré-existentes como o exposto por Ebert e Hasui (1998), corroborando estes modelos de estruturação do ponto de vista da gravimetria.

Os modelos estruturais anteriores baseados em geofísica como Hasui e Haralyi (1982), Hasui (1993) e Malagutti Filho *et al.* (1996) foram confirmados, e agora contam com um detalhamento maior quanto à geometria dos principais agrupamentos litotectônicos no limite Sul da Faixa Brasília.

Os modelos geofísicos apresentam geometria sub-verticalizada superposta às nappes, em concordância com Ebert e Hasui (1998), sendo a geometria para os níveis mais profundos, considerada similar a esta, por analogia e corroboram esta interpretação.

A verticalidade das estruturas e sua influência na disposição dos maciços graníticos sin- a tardi-tectônicos pôde ser modelada de acordo com Ebert *et al.* (1996). A relação do metamorfismo de alto grau, produção de magmas graníticos e alojamentos dos corpos foi retratada nas seções geofísicas com a distribuição dos maciços graníticos em profundidade de modo concordante às estruturas regionais, do mesmo modo como interpretado por Ebert *et al.* (1996), Ebert e Hasui (1998) e Mora *et al.* (2014).

O método gravimétrico, por si só, não representa uma solução final para o questionamento sobre a extensão da zona de interferência estrutural, embora corrobore com a sua atual extensão reconhecida, fornecendo uma evidência que o suporte.

Não foi objetivo de este trabalho discutir os aspectos dos modelos de espessura crustal ou compará-los efetivamente, porém fica o registro de que o mapa de profundidade da Moho publicado por Laske *et al.* (2012) apresenta feições factíveis ao contexto geológico e que podem ser melhor exploradas no desenvolver do conhecimento da região.

O emprego de dados geofísicos dos modelos crustais e magnéticos mundiais ofereceram informações sobre a possível estruturação do terreno e revelou também feições até então não noticiadas e que podem se prestar a estudos posteriores e que venham a contribuir na compreensão da evolução desta porção da crosta.

Em relação aos dados magnéticos do modelo EMAG2 pode-se considerar que a falta de detalhamento do sistema de nappes, bem como a zona de interferência estrutural, se deve à resolução espacial e espectral dos dados, que se mostraram de valia para observações sobre a estruturação mais profunda da região. O estudo pormenorizado dos dados EMAG2 ou aerolevantamentos regionais podem oferecer subsídios para a compreensão das relações estruturais do terreno, a que cabe trabalhos com este objetivo.

A despeito dos aspectos petrológicos mais detalhados, geocronológicos e estruturais pertinentes a suturas (ou paleo-suturas) presentes, pode-se notar que aspectos geofísicos e geométricos da extremidade sul da Faixa Brasília ao longo de sua zona de interferência com a Faixa Ribeira permitem analogias com terrenos de evolução pré- Neoproterozóica e até mesmo atuais.

Desta forma a área apresenta conhecimento desenvolvido para sua comparação com modelos geotectônicos globais e que possibilitariam a compreensão de elementos de diversas classes, em especial modelos estruturais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABBOTT, D. H., MOONEY, W. D., VAN TONGEREN, J. A. The character of the Moho and lower crust within Archean cratons and the tectonic implications. **Tectonophysics**, v. 609, p.690-705, 2013.
- ALEXANDRINO, C.H. e HAMZA, V. M. Estimates of heat flow and heat production and a thermal model of the São Francisco Craton. **Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)**, v. 97, p. 289-306, 2008.
- ALKMIM, F. F., BRITO NEVES, B. B. e CASTRO ALVES, J. A. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco - uma revisão. In: **Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais**, 2, 1993, Salvador, Anais...,p. 72-77.
- ALMEIDA, F. F. M. e CARNEIRO, C. D. R. Corpos alcalinos de Poços de Caldas, Itatiaia e São Sebastião. In: Hasui, Y., Carneiro, C. D. R., Almeida, F. F. M., Bartorelli, A., **Geologia do Brasil**, primeira edição. São Paulo, Beca Editora, 2012. Capítulo 18-d, p. 464-466.
- ALMEIDA, F.F., BRITO NEVES, B.B., CARNEIRO, C. D. R. The origin and evolution of the South American Platform. **Earth-Science Reviews**, v. 50, p. 77-111, 2000.
- ALMEIDA, F.F., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, v. 17, p. 1-19, 1981
- ANHAEUSSLER, C. R. Archean greenstone belts and associated granitic rocks – A review. **Journal of African Earth Sciences**, v. 100, p. 684-732, 2014.
- ASSUMPÇÃO, M., BIANCHI, M., JULIÁ, 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, 2013a.
- ASSUMPÇÃO, M., FENG, M., TASSARA, A., JULIÁ, J. Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. **Tectonophysics**, v. 609, p. 82-96, 2013 b.
- BASEI M. A. S, SIGA O., SATO K., SPROESSER W.M. 1995. A metodologia Urânio-Chumbo na Universidade de São Paulo. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. **Anais da Academia Brasileira de Ciências** 67: 221-237.
- BIZZI, L. A., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R. M., GONÇALVES, J. H. Geologia, tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistemas de Informações Geográfica – SIG e Mapas. Escala 1:2.500.000. Brasília: CPRM. 2001
- BLAKELY, R. J. **Potential Theory in Gravity e Magnetic applications**. First edition. Cambridge: Cambridge University Press, 1996.435p.
- BOYER, S. E. e ELLIOTT, D. Thrust systems. **AAPG Bulletin**, v. 66, n. 9, p. 1196-1230, 1982.
- BRIGGS, I. C. Machine contouring using minimum curvature. **Geophysics**, v. 39, n.1, p. 39-48, 1974.
- BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. The basement of the South American platform: Half Laurentian (N-NW) + half Gondwanan (E-SE) domains. **Precambrian Res.** v. 244, p. 75–86, 2014.
- BRITO NEVES, B.B. DE, FUCK, R. A. Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American platform. **J. South Am. Earth Sci.** v. 47, p. 72–89, 2013.
- CAMPOS NETO, M. C.; BASEI, M. A.S., ALVES, F. R., VASCONCELOS, A. C. B., A Nappe de Cavalgamento Socorro (SP-MG). In: CONGR. BRAS. DE GEOL., 33, 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro, 1984, v.4: 1809-1822.
- CAMPOS NETO, M.C e CABY, R. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraining from the nappe system south of the São Francisco Craton, southeast Brazil. **Precambrian Research**, v. 97, p. 3-26, 1999
- CAMPOS NETO, M.C e CABY, R. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil: Petrologic and structural constraints. **Tectonics**, v. 19, n. 4, p. 669-687, 2000.
- CAMPOS NETO, M.C., BASEI, M. A. S., JANASI, V. A., MORAES, R. Orogen migration and tectonic setting of the Andrelândia Nappe system: an Ediacarian western Gondwana collage, south of São Francisco Craton. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 32, p. 393-406, 2011.
- CAMPOS NETO, M.C., BASEI, M.A.S., VLACH, S.R.F., CABY, R., SZABÓ, G.A.J. e VASCONCELOS, P. Migração de orógenos e superposição de orogêneses: Um esboço da colagem Brasileira no sul do Cráton do São Francisco, SE - Brasil. **Rev. Inst. Geoc. USP, Geologia USP, Série Científica**, v. 4, n. 1, p.13-40, 2004.

- CAMPOS NETO, M.C., JANASI, V.A., BASEI, M.A.S., SIGA JUNIOR, O. Sistema de Nappes Andrelândia, setor oriental: Litoestratigrafia e posição estratigráfica. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n. 4, p. 47-60, 2007.
- CARMICHAEL, R. **Physical Properties of Rocks and Minerals**. CRC Press Inc., Florida, 1989, 741 p.
- CAWOOD, P., KRONER, A., COLLINS, W.J., KUSKY, T.M., MOONEY, W.D., WINDLEY, B.F. Accretionary orogens through Earth history. In: P. A. Cawood e A. Kroner (eds). **Earth Accretionary Systems in Space and Time**, Geological Society, Special publications n. 318, p. 1-36, 2009.
- 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., SATO, K., TEIXEIRA, W., TASSINARI, C.C.G., BASEI, M.A.S., 2000. Crustal evolution of the South American Platform. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., ThomazFilho, A., Campos, D.A. (Eds.), **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress. , pp. 19–40.
- COWARD, M. P. Thrust tectonics, thin skinned and thick skinned, and the continuation of thrusts to deep in the crust. **Journal of Structural Geology**, v. 5, n. 2, p. 113-123, 1983.
- DEL LAMA E. A., OLIVEIRA MAF, ZANARDO A. 1998. Geochemistry of the Guaxupé Granulites, Minas Gerais, Brazil. **Gondwana Research**, v. 1, p 357-365.
- DEL LAMA, E. A., ZANARDO, A.; OLIVEIRA, M. A. F.; MORALES, N. Exhumation of high-pressure granulites of the Guaxupé Complex, southeastern Brazil. **Geological Journal**, Sussex, v. 35, p. 231-249, 2000.
- DEWEY, J.F. Diversity in the lower crust. In: Dawson, J.B., Carswell, D.A., Hall, J., Wedepohl, K.H. (Eds.), The nature of the lower continental crust, Geological Society Special Publication No. 24, p. 71-78, 1986.
- DURRHEIM, R. J. e MOONEY, W.D. Archean and Proterozoic crustal evolution: evidence from crustal seismology. **Geology**, v. 19, p. 606-609, 1991.
- EBERT, H.D., CHEMALE, F., BABINSKI, M., ARTUR, A.C., VAN SCHMUS, W.R., 1996. Tectonic setting and U/Pb zircon dating of the plutonic Socorro complex in the transpressive Rio Paraíba do sul shear belt, SE Brazil. **Tectonics**, v. 15, 668-699.
- EBERT, H.D, e HASUI, Y., 1998, Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of south-east Brazil. In: Holdsworth, R. E., Strachan, R.A., Dewey, J. F., **Continental Transpressional and Transtensional Tectonics**. London, Geological Society, Special Publications, 135, p. 231-252.
- FOUNTAIN, D. M., SALISBURY, M. H. Exposed cross-sections through the continental crust: implications for crustal structure, petrology and evolution. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 56, p. 263-277, 1981.
- FRANÇA, G. S. e ASSUMPÇÃO, M. Crustal structure of the Ribeira fold Belt, SE Brazil, derived from receiver functions. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 16, p. 743-758, 2004.
- GEOSOFT Inc. **Topics in Gridding**. - <http://www.geosoft.com/media/uploads/resources/technical-papers/topicsingridingworkshop.pdf>. 200?. Visitado em 23 de fevereiro de 2014.
- GEOSOFT. Microlevelling gravity data. Geosoft Technical note. - <http://www.geosoft.com/media/uploads/resources/technical-notes/Microlevelling%20Gravity%20Data%20TechNote.pdf> .2009. Visitado em 10 de julho de 2013.
- GERYA, T. Precambrian geodynamics: Concepts and models. **Gondwana Research**, v. 25, n. 2, p. 442-463, 2015.
- GIBB, R. A., THOMAS, M. D., LAPOINTE, P.L., MUKHOPADHYAY, M. Geophysics of proposed Proterozoic sutures in Canada. **Precambrian Research**, v. 19, p. 349-384, 1983.
- GRANT, F.S., 1985. Aeromagnetism, geology and ore environments, I. Magnetite in igneous, sedimentary and metamorphic rocks. **Geoexploration** 23, 303-333.
- GUIMARÃES, S. N. P. e HAMZA, V. M. Thermomagnetic features of crust in Southern parts of the structural provinces of Tocantins and São Francisco, Brazil. **ISRN Geophysics**, v. 2013, 8 páginas, 2013.
- HARALYI, N., L. E. e HASUI, Y. The gravimetric information and the Archean-Proterozoic structural framework of eastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 12, n. 1-3, p. 160-166, 1982.
- HASUI, Y., HARALYI, N., L. E., COSTA, J. B.S. Megaestruturação pré-cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. **Geociências**, São Paulo, v. 12, n. 1, p. 7-31, 1993.

- HASUI, Y. A grande colisão Pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. **Geociências**, São Paulo, v. 29, n. 2, p. 141-169, 2010.
- HASUI, Y. Compartimentação geológica do Brasil. In: Hasui, Y., Carneiro, C. D. R., Almeida, F. F. M., Bartorelli, A., **Geologia do Brasil**, primeira edição. São Paulo, Beca Editora, 2012 a. Capítulo 7, p. 112-123.
- HASUI, Y. Cráton do São Francisco. In: Hasui, Y., Carneiro, C. D. R., Almeida, F. F. M., Bartorelli, A., **Geologia do Brasil**, primeira edição. São Paulo, Beca Editora, 2012 b. Capítulo 11-a, p. 200-228.
- HASUI, Y. Sistema orogênico Mantiqueira. In: Hasui, Y., Carneiro, C. D. R., Almeida, F. F. M., Bartorelli, A., **Geologia do Brasil**, primeira edição. São Paulo, Beca Editora, 2012 d. Capítulo 15, p. 331-374.
- HASUI, Y. Sistema orogênico Tocantins. In: Hasui, Y., Carneiro, C. D. R., Almeida, F. F. M., Bartorelli, A., **Geologia do Brasil**, primeira edição. São Paulo, Beca Editora, 2012 c. Capítulo 14-a, p. 289-326.
- IYER SS, CHOUDHURI A, PATTISON DRM, DE PAOLI GR. 1996. Petrology and geochemistry of the Neoproterozoic Guaxupé granulite facies terrane, southeastern Brazil. **Precambrian Research** 77: 23-40.
- JAMIESON, R. A. e BEAUMONT, C. On the origin of orogens. **Geological Society of America Bulletin**, v. 125, n. 11-12, p. 1671-1702, 2013.
- JESSEL, M. W. Three-dimensional geological modelling of potential-field data. **Computers and Geosciences**, v. 27, p. 455-465, 2001.
- JESSELL, M. W., AILLERES, L., de KEMP, E. A. Towards an integrated inversion of geoscientific data: What price of geology? **Tectonophysics**, v. 490, p. 294-306, 2010.
- KAMBER, B.S. The evolving nature of terrestrial crust from the Hadean, through the Archaean, into the Proterozoic. **Precambrian Research**, 258 (2015), pp. 48-82.
- KEAREY P., BROOKS M., HILL I. **Geofísica de Exploração**. São Paulo: Editora Oficina de Textos, 2009, (tradução por Maria Cristina Moreira Coelho).
- KRÖNER, A. e CORDANI, U. African, Southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: Evidence from field relationships and geochronology. **Tectonophysics**, v. 375, n. 1-4, p. 325-352, 2003.
- LA FEHR, T. R. e NABIGHIAN, M. N. **Fundamentals of gravity exploration**. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 2012. 198 páginas. (Geophysical monograph series: number 17).
- LASKE, G., MASTERS, G., MA, Z., PASYANOS, M.E., 2012. CRUST1.0: An updated Global Model of Earth's Crust. EGU General Assembly, Held 22-27 April, 2012 in Vienna, Austria. p. 3743.
- LAZARINI, A. P. **Evolução Tectono-Metamórfica das Rochas Máficas e Ultramáficas da Região de Águas de Lindóia e Arcadas, Estado de São Paulo**. 140 páginas. Tese de Doutorado- Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2008.
- LESQUER, A., ALMEIDA, F.F.M., DAVINO, A., LACHAUD, J.C., MAILLARD, P. Signification structurale des anomalies gravimetriques de la partie Sud du Craton de São Francisco (Bresil). **Tectonophysics**, v. 76, p. 273-293, 1981.
- LI, Y. e OLDENBURG, D. W. Separation of regional and residual magnetic field data. **Geophysics**, v. 63, n. 2, p. 431-429, 1998.
- LOWRIE, W. **Fundamentals of geophysics**. Second Edition. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 393 páginas.
- LOWRIE, W. **A Student's guide to geophysical equations**. Cambridge: Cambridge University Press, 2011. 281 páginas.
- MALAGUTTI FILHO, W., EBERT, H. D., HASUI, Y., HARALYI, N. L. E., HACKSPACHER, P. C., STURARO J. R., DE SOUZA, C. A., DE ALMEIDA, S. H. S. Gravimetria e compartimentação crustal do Sul de Minas Gerais. **Geociências**, São Paulo, v. 15, p. 199-217, 1996.
- MANTOVANI, M. S. M., QUINTAS, M. C. L., SHUKOWSKY, W., BRITO NEVES B. B. Delimitation of the Paranapanema Proterozoic block: a geophysical contribution. **Episodes**, v. 28, n. 1, p. 18-22, 2005.
- MANTOVANI, M. S.M. e BRITO NEVES, B. B. The Paranapanema lithospheric block: Its importance of Proterozoic (Rodinia, Gondwana) supercontinent theories. **Gondwana Research**, v. 8, n. 3, p. 303-315, 2005.

- MARANGONI, Y. R. e MANTOVANI, M. S. M. Geophysical signatures of the alkaline intrusions bordering the Paraná Basin. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 41, p. 83-98, 2013.
- MARTINS-NETO, M. A. Sequence stratigraphic framework of Proterozoic successions in eastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 26, p. 163-176, 2009.
- MAUS, S., BARCKHAUSEN, U., BERKENBOSCH, H., BOURNAS, N., BROZENA, J., CHILDERS, V., DOSTALER, F., FAIRHEAD, J.D., FINN, C., VON FRESE, R.R.B., GAINA, C., GOLYNSKY, S., KUCKS, R., LÜHR, H., MILLIGAN, P., MOGREN, S., MÜLLER, D., OLESEN, O., PILKINGTON, M., SALTUS, R., SCHRECKENBERGER, B., THÉBAULT, E., CARATORI TONTINI, F. EMAG2: a 2-arc-minute resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne and marine magnetic measurements. **Geochemistry Geophysics Geosystems**, 10 (Q08005) (2009), pp. 1–12.
- MILANI, E. J., DE MELO, J. H., G., DE SOUZA, P. H., FERNANDES, L. A., FRANÇA, A. B. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 265-287, 2007.
- MOLINA, E.C., USSAMI, N. The geoid in southern Brazil and adjacent regions: new constraints on density distribution and thermal state of the lithosphere. **Geodynamics**, v. 28, p. 357–374, 1999.
- MORA, C.A.S., CAMPOS NETO, M.A., BASEI, M. A. S. Syn-collisional lower continental crust anatexis in the Neoproterozoic Socorro-Guaxupé Nappe System, southern Brasília Orogen, Brazil: Constraints from zircon U–Pb dating, Sr–Nd–Hf signatures and whole-rock geochemistry. **Precambrian Research**, v. 255(3), p. 847-864, 2014.
- MORALES N. 1993. Evolução tectônica do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio na sua porção ocidental. PhD Thesis, University of São Paulo State (UNESP-Rio Claro).
- NABIGHIAN, M. N., ANDER, M. E., GRAUCH, V. J. S., HANSEN, R. O., LA FEHR, T. R., LI, Y., PEARSON, W. C., PEIRCE, J. W., PHILLIPS, J. D. e RUDER, M. E. Historical development of the gravity method in exploration. **Geophysics**, v. 70, n. 6, p. 63ND-89ND, 2005.
- OLIVEIRA, L. G. S., ENDO, I., BLITZKOW, D. Estimativa da espessura elástica efetiva da litosfera do Sul do Cráton do São Francisco usando dados da missão GRACE. **Rev. Bras. de Geofísica**, v. 26, n. 4, p. 555-568, 2008.
- OLIVEIRA, N. V., ENDO, I., BLITZKOW, D. Interpretation of the geomagnetic anomalies in the São Francisco Craton region based on CHAMP mission data. **Rev. Bras. de Geofísica**, v. 30, n. 1, p. 93- 101, 2012.
- PERCIVAL, J.A., FOUNTAIN, D.M. AND SALISBURY, M.H., 1992. Exposed crustal cross sections as windows on the lower crust. In: Fountain, D.M., Arculus, R. and Kay, R.W., (Eds), *Continental lower crust*, Elsevier, pp 317-362.
- PEREIRA, E., CARNEIRO, C. D. R., BERGAMASCHI, S., ALMEIDA, F. F. M. Evolução das sinéclise paleozoicas: províncias Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná. In: Hasui, Y., Carneiro, C. D. R., Almeida, F. F. M., Bartorelli, A., **Geologia do Brasil**, primeira edição. São Paulo, Beca Editora, 2012. Capítulo 16-a, p. 374-395.
- PETERNEL. R., TROUW, R. A. J., SCHMITT, R. DA S. Interferência entre duas faixas móveis neoproterozóicas: o caso das faixas Brasília e Ribeira no sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 3, p. 297-310, 2005.
- PIMENTEL, M. M. e FERREIRA FILHO, C. F. Idade Sm-Nd de komatiitos do greenstone belt do Morro do Ferro, Fortaleza de Minas (MG). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, n. 1, p. 147-148, 2002.
- RIBEIRO, A. R., TROUW, R. A. J., ANDREIS, R. R., PACIULLO, F. V. P., VALENÇA, J. G. Evolução das bacias proterozóicas e o termo-tectonismo brasileiro na margem Sul do Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 4, p. 235-248, 1995.
- ROCHA, L. G. M., PIRES, A. C. B., CARMELO, A. C., OKSUMB, E. Curie surface of the alkaline provinces of Goiás (GAP) and Alto Parnaíba (APAP), central Brazil. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 297, p. 28-38, 2015.
- SANDERSON D. e MARCHINI R.D. Transpression zones. **Journal of Structural Geology**, v. 6, p. 449-458, 1984.
- SHIVE, P. N., BLAKELY, R. J., FROST, B. R., FOUNTAIN, D. M. Magnetic properties of the lower continental crust. In: Fountain, D.M., Arculus, R. and Kay, R.W., (Eds), *Continental lower crust*, Elsevier, pp 145-177, 1992.
- SIMÕES, L.S. A. **Evolução tectonometamórfica da Nappe de Passos, sudeste de Minas Gerais**. 149 páginas. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.
- SKEELS, D. C. Ambiguity in gravity interpretation. **Geophysics**, v. 12, p. 43-56, 1947.

- SKEELS, D. C. What is residual gravity? **Geophysics**, v. 32, p. 872-876, 1967.
- SLAVEC, G. DE B., MANTOVANI, M. S. M., SHUKOWSKY, W. Estudo gravimétrico do Maciço Alcalino Poços de Caldas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n. 2, p. 275-280, 2004.
- SPECTOR, A. e GRANT, F. S. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. **Geophysics**, v. 35, p. 293-302, 1970.
- STRIEDER, A. J., SUÍTA, M. T. DE F. Neoproterozoic geotectonic evolution of Tocantins Structural Province, Central Brazil. **J.Geodynamics**, v. 28, p. 267-289, 1999.
- SYBERG, F. J. R. A Fourier method for the regional-residual problem of potential fields. **Geophysical Prospecting**, v. 20, n. 1, p. 47-75, 1972.
- SYLVESTER, A. G. Strike-slip faults. **Geological Society of America Bulletin**, v. 100, p. 1666-1703, 1988.
- TALWANI, M. e EWING, M. Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. **Geophysics**, v. 25, p. 203-225, 1960.
- TALWANI, M. Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape. **Geophysics**, v. 30, p. 797-817, 1965.
- TEIXEIRA, N. A. e DANNI, J. C. M. Contribuição à estratigrafia do Grupo Araxá-Canastra na região de Passos (MG). In: **Congr. Bras. Geol.**, 30, Recife, SBG, 1978. Anais... Recife, SBG, v.2, p. 700-10, 1978.
- TELFORD, W. M., GELDART, L. P., SHERIFF, R. E. **Applied Geophysics**. Cambridge University Press, Cambridge, 1990, 770 p.
- THOMAS, M. D., Tectonic significance of paired gravity anomalies in the southern and central Appalachians. In: Contributions to the tectonics and geophysics of mountains chains , edited by R. D. Hatcher Jr. , H. Williams, and I. Zietz, Geol. Soc. of America Memoir 158 , 113–124, Boulder, 1983.
- TROUW R.A.J., HEILBRON M., RIBEIRO A., PACIULLO F., VALERIANO C.M., ALMEIDA J.C.H., TUPINAMBÁ M. e ANDREIS R.R. The central segment of Ribeira Belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. e Campos, D.A. (Editores). **Tectonic Evolution of South America**, primeira edição. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, 2000, páginas. 287-310.
- TROUW, R. A. J., PETERNEL, R., RIBEIRO, A., HEILBRON, M., VINAGRE, R., DUFFLES, P., TROUW, C. C., FONTAINHA, M., KUSSAMA, H. H. A new interpretation for the interference zone between the Southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 48, p. 43-57, 2013.
- TURCOTTE, D. L. e SCHUBERT, G. **Geodynamics**. 2nd Edition. Cambridge University Press, Cambridge, 2002, 472 p.
- ULBRICH, H. H. G. J. e GOMES, C. B. Alkaline rocks from continental Brazil. **Earth-Science Reviews**, v. 17, p. 135-154, 1981.
- USSAMI, N., DE SÁ, N. C., MOLINA, E. C. Gravity map of Brazil 2. Regional and residual isostatic anomalies and their correlation with major tectonic provinces. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, n. B2, p. 2199-2208, 1993.
- USSAMI, N., 1999.**Estrutura e Limites da Placa Litosférica São Franciscana: Contribuição Gravimétrica**, Tese de Livre-Docência – IAG/USP.
- VALERIANO, C. M., MACHADO, N., SIMONETTI, A., VALLADARES, C. S., SEER, H. J., SIMÕES, L. S. A. U-Pb geochronology of the Southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. **Precambrian Research**, v. 130, p. 27-55, 2004.
- VALERIANO, C. M., PIMENTEL, M.M., HEILBRON, M., ALMEIDA, J. C. H. e TROUW, R. A. J. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. In: **Geological Society, London, Special Publications**, v. 294, p. 197-210, 2008.
- van der MEIJDE, M., FADEL, I., DITMAR, P., HAMAYN, M. Uncertainties in crustal thickness models for data sparse environments: A review for South America and Africa. **Journal of Geodynamics**, v. 84, p. 1-18, 2015.
- van der MEIJDE, M., JULIÀ, J., Assumpção, M. Gravity derived Moho for South America. **Tectonophysics**, v. 609, p. 456-467, 2013.

- WESTIN, A. e CAMPO NETO, M. DA C. Provenance and tectonic setting of the external Nappe of the Southern Brasília Orogen. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 48, p. 220-239, 2013.
- WINDLEY, B. F., TARNEY, J. The structural evolution of the lower crust of orogenic belts, present and past. In: Dawson, J.B., Carswell, D.A., Hall, J., Wedepohl, K.H. (Eds.), The nature of the lower continental crust, Geological Society Special Publication No. 24, p. 221-230, 1986.