

“MODELAGEM GRAVIMÉTRICA CRUSTAL E LITOSFÉRICA DE UMA SEÇÃO
ENTRE A MARGEM CONTINENTAL DO SUDESTE DO BRASIL E A ÁREA
EMERSA ADJACENTE”

ALEXANDRE RAMOS DA SILVA

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-
GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA DO OBSERVATÓRIO NACIONAL COMO PARTE
DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE
EM GEOFÍSICA.

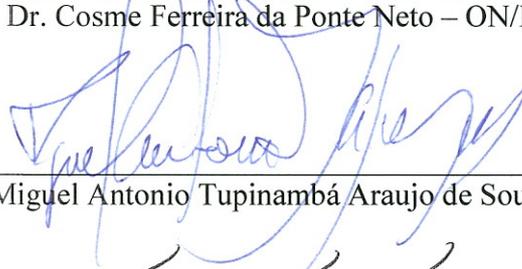
Aprovada por:



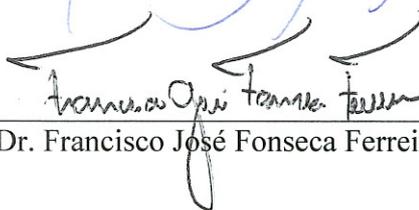
Dr. Emanuele Francesco La Terra – ON/MCTI
(orientador)



Dr. Cosme Ferreira da Ponte Neto – ON/MCTI



Dr. Miguel Antonio Tupinambá Araujo de Souza – UERJ



Dr. Francisco José Fonseca Ferreira – UFPR

RIO DE JANEIRO – BRASIL

29 DE AGOSTO DE 2014

DIVISÃO DE PROGRAMAS DE PÓS-GRADUAÇÃO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

MODELAGEM GRAVIMÉTRICA DE UMA SEÇÃO
ENTRE A MARGEM CONTINENTAL DO SUDESTE DO
BRASIL E A ÁREA EMERSA ADJACENTE

Alexandre Ramos da Silva

Orientador

Dr. Emanuele Francesco La Terra

Rio de Janeiro

2014

MODELAGEM GRAVIMÉTRICA DE UMA SEÇÃO ENTRE A MARGEM
CONTINENTAL DO SUDESTE DO BRASIL E A ÁREA EMERSA
ADJACENTE.

Alexandre Ramos da Silva

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-graduação em
Geofísica do Observatório Nacional como parte dos requisitos necessários para a
obtenção do grau de Mestre em Geofísica.

Dr. Emanuele Francesco La Terra – ON/MCTI (Orientador)

Dr. Cosme Ferreira da Ponte Neto – ON/MCTI

Dr. Miguel Antônio Tupinambá Araújo de Souza – UERJ

Dr. Francisco José Fonseca Ferreira – UFPR

Dr. Sérgio Luiz Fontes – ON/MCTI (Suplente)

Dr. Paulo de Tarso Luiz Menezes – UERJ (Suplente)

Rio de Janeiro, agosto de 2014

*Metade de mim
Agora é assim
De um lado a poesia, o verbo, a saudade
Do outro a luta, a força e a coragem pra chegar no fim
E o fim é belo incerto... Depende de como você vê
O novo, o credo, a fé que você deposita em você e só...*

Trecho da Música “O Anjo mais velho” – O Teatro Mágico.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	5
RESUMO	6
ABSTRACT	7
1. INTRODUÇÃO	8
2. CONTEXTO GEOLÓGICO	10
2.1. TERRENOS TECTÔNICOS DAS FAIXAS MÓVEIS BRASÍLIA E RIBEIRA.....	13
2.2. A BACIA DE SANTOS.....	15
3. METODOLOGIA.....	16
3.1. DADOS GRAVIMÉTRICOS TERRESTRES	16
3.1.1. CORREÇÕES GRAVIMÉTRICAS.....	18
3.2. DADOS GRAVIMÉTRICOS MARINHOS.....	18
3.3. INTEGRAÇÃO E PROCESSAMENTO DE DADOS GRAVIMÉTRICOS	20
3.4. DADOS GEOFÍSICOS COMPLEMENTARES	22
3.4.1. MODELO DE RESISTIVIDADE 2D MT	22
3.4.2. DADOS DE SÍSMICA DE REFLEXÃO	23
3.4.3. MODELO DE INVERSÃO CONJUNTA 2D	24
3.4.4. ESPESSURA LITOSFÉRICA	25
4. MODELAGEM 2D GRAVIMÉTRICA	26
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	29
6. CONCLUSÕES.....	33
7. REFERÊNCIAS.....	36
8. APÊNDICE (A) - FUNDAMENTOS TEÓRICOS	43
9. APÊNDICE (B) - ARTIGO SUBMETIDO	67

AGRADECIMENTOS

A Deus, que nos provê, a cada dia, a benção de estarmos vivos e podermos testemunhar tudo aquilo que Ele faz, ainda que não consigamos compreender, é perfeito.

Aos meus pais Aldo e Márcia, Minha Avó Geilza e Irmão Thiago, que muito lutaram e rezaram para que eu pudesse chegar aonde cheguei... Amo vocês!

A minha amada esposa Lidiane, que MUITO... me ajudou nesta etapa da vida e que a cada dia me mostra o quanto podemos ser fortes e o quanto devemos lutar por nossos sonhos, desejos e objetivos.

Ao orientador-amigo-mestre Dr. Emanuele La Terra (Manu), por todos os bate-papos, conselhos, puxões-de-orelha... pela dedicação incessante, a paciência, apoio longo e ao longo desta jornada e, principalmente, por me ensinar que NADA é tão difícil que não possamos seguir em frente.

Ao Professor Dr. Miguel Tupinambá (UERJ) que contribuiu muito para a realização deste trabalho e sempre esteve disposto e acessível para esclarecer minhas dúvidas.

A todos os amigos da pós-graduação, em ordem alfabética: Cláudio “Claudin” Vargas, Cleiton Barbosa, Daiana Sales, Flora Solon, Gilberto Peixoto, Kristoffer “Cristóvão” Hallam, Victor Carreira e Vinícius Werneck pelas valorosas discussões e pela amizade.

Ao amigo Alcides Antônio dos Santos o qual não tenho palavras para descrever...

À CAPES, pelo suporte financeiro.

Ao Observatório Nacional por oferecer infraestrutura computacional, ao Banco Nacional de Dados Gravimétricos (BNDG) e ao Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) pela liberação dos dados gravimétricos terrestres e a Petrobras por ter financiado a aquisição de dados de campo.

RESUMO

Durante o Neoproterozóico, o movimento, a colisão e a colagem das placas tectônicas formaram o supercontinente Gondwana. Após a sua quebra no Cretáceo, ocasionando a separação continental entre a África e América do Sul, faixas móveis antigas como a Brasília e Ribeira permaneceram do lado brasileiro, na sua porção sudeste. Estes blocos crustais são separados por antigas geossuturas de idade da construção do Gondwana. A área de estudo está situada entre a margem continental e a área emersa adjacente do Brasil. Foi utilizada a técnica de modelagem 2D para o cálculo das respostas de dados de gravidade ajustados de um modelo geológico integrado a outros modelos geofísicos. Na crosta os ajustes aos dados observados com diferentes simulações foram conseguidos variando a densidade de uma distribuição hipotética de informações geológicas e geofísicas disponíveis. No manto litosférico o modelo foi ajustado aos dados com a inferência de quilhas e cunhas arqueanas na base da litosfera, possivelmente paleoplacas quimicamente homogêneas subductadas. No domínio da margem continental, afinamento crustal e litosférico foi verificado abaixo da planície costeira/plataforma rasa e na parte proximal da Bacia de Santos. O modelo geológico resultante da integração da informação geológica e geofísica corrobora e delimita duas zonas de suturas entre os terrenos tectônicos das Faixas Brasília e Ribeira e os terrenos que separam a Faixa Ribeira da Bacia de Santos, proposta em estudos anteriores. Este modelo se ajusta aos dados gravimétricos observados com erro inferior a 8% do gradiente total.

PALAVRAS-CHAVE: *Modelagem 2D, Gravimetria, Faixas móveis, interpretação conjunta.*

ABSTRACT

During the Neoproterozoic, a combination of movement, collision and collage of tectonic plates formed the supercontinent Gondwana. After its break in the Cretaceous, leading to continental breakup between Africa and South America, ancient mobile belts such as the Brasilia and Ribeira belts remained on the Brazilian side right on the southeastern portion. These crustal blocks are separated by old geosutures contemporary with the assemblage of Gondwana. The study area is situated between the continental margin and adjacent land area of Brazil. 2D modeling technique was used for calculating the responses of available gravity information with constraints posed by current geological model and other geophysical models. In the crust, the adjustments to the observed data were obtained with different simulations, varying the density of a hypothetical distribution of available geological and geophysical information. In the crust, observed fitting of different simulations were achieved by varying the density of a hypothetical distribution of available geological and geophysical information. In the lithospheric mantle, the model fitted the data with the inference of keels and wedges at the base of the lithosphere, possibly subducted chemically homogeneous paleoplates. In the area of the continental margin, crustal and lithospheric thinning was found beneath both the coastal plain / shallow shelf and in the proximal portion of the Santos Basin. The geologic model resulting from the merger of the geological and geophysical information corroborates the existence and delimits the two suture zones between tectonic terrains of the Brasilia and Ribeira Belts and the terrains separating the Ribeira Belt from Santos Basin, proposed in previous studies. This model fits the observed gravity data with less than 8% of the total gradient error.

KEYWORDS: Santos Basin, Ribeira Belt, Brasilia Belt, Gravimetry.

1. INTRODUÇÃO

Durante o Neoproterozóico o supercontinente Gondwana era formado a partir de movimentos, colisões e colagens de placas tectônicas e faixas móveis junto aos núcleos cratônicos, formando blocos crustais limitados por geossuturas. Porém, foi durante o Cretáceo que o supercontinente se dividiu, separando a África da América do Sul e ocasionando o surgimento do Oceano Atlântico. Alguns blocos crustais do Gondwana, como as faixas móveis, também foram divididas e algumas permaneceram no lado brasileiro. A porção sudeste brasileira alvo deste estudo é composta por blocos crustais, como as faixas móveis Brasília (Almeida, 1967; Fuck et al., 1993; Fuck, 1994) e Ribeira (Cordani, 1973; Almeida et al. 1973).

O presente trabalho é parte integrante do projeto do Observatório Nacional com a Petrobras intitulado “*Imageamento Subsal pela Utilização Conjunta de Migração Pré-empilhamento em Profundidade, do Método Magnetotelúrico Marinho e do Método Gravimétrico*” da Rede Temática de Estudos Geotectônicos da Petrobras. Desde 2007, o Observatório Nacional (ON) vem realizando levantamentos geofísicos na porção sudeste brasileira em área compreendida entre a Faixa Brasília situada na Província Tocantins e a Bacia de Santos, atravessando a Faixa Ribeira localizada na Província Mantiqueira.

No trecho compreendido pela parte *offshore*, na Bacia de Santos, foram realizadas medidas magnetotelúricas marinhas (MMT) ao longo de três perfis paralelos. Os perfis partiram da plataforma rasa com 50 m de profundidade, chegando ao pós-talude, a 1800 m de lâmina d’água. Além dos dados do perfil central MMT, dados de uma linha sísmica realizada pela Petrobras foram interpretados por Pinto (2013) (Fig. 1). Os resultados desse estudo contribuíram para aumentar o conhecimento da geologia da área, definindo a espessura sedimentar, delimitando o relevo do embasamento e a identificação e limites de algumas estruturas geológicas. Através desses dados e somados aos dados potenciais da mesma área, Gallardo et al. (2012), interpretaram a subsuperfície utilizando a técnica de inversão conjunta de multidados geofísicos (gravimétrico, magnético, sísmico e magnetotelúrico).

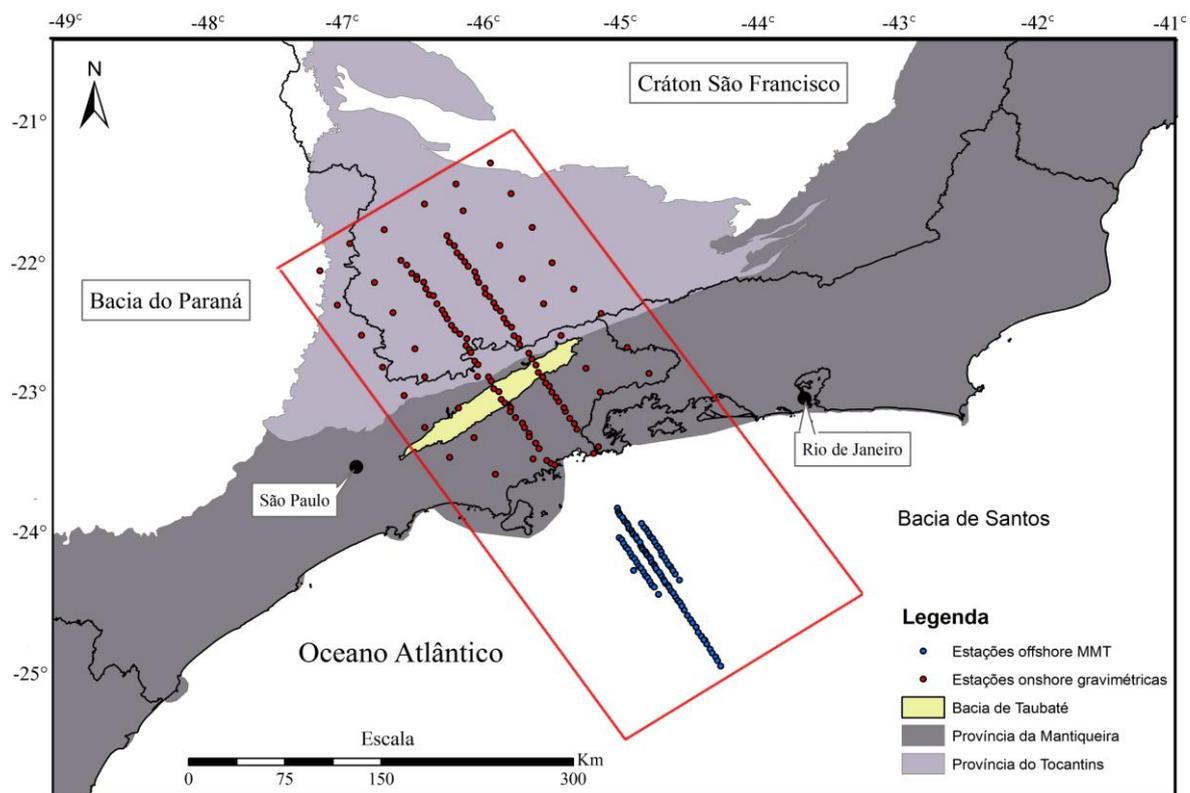


Figura 1. Localização da área de estudo do presente trabalho marcada pelo polígono vermelho. Pontos Azuis: Estação MMT *offshore*. Pontos Vermelhos: Estações gravimétricas e MT *onshore* (Solon et al. 2013).

Em 2012, o ON realizou um levantamento magnetotelúrico (MT) e gravimétrico terrestre na porção sudeste do território brasileiro em uma área de 30.000 km² (Fig.1). Neste trabalho, dados litológicos agregados aos mapas de anomalia Ar-livre permitiram identificar diferentes domínios gravimétricos correlacionados a alguns tipos de feições estruturais já evidenciados pelo resultado do processamento e inversão 2D dos dados MT (Solon et al. 2013), como exemplo, blocos crustais limitados por discontinuidades, na área.

Estas discontinuidades são interpretadas como duas importantes zonas limitadas por geosuturas da região. Na quebra de relevo da Serra do Mar, localmente conhecida como Serra da Bocaina, encontra-se a primeira zona de geosutura. Esta zona é conhecida como LTC - Limite Tectônico Central (Central Tectonic Boundary, CTB) - (Heilbron et al. 2008). Esta geosutura limita o arco magmático do Complexo Rio Negro, com a margem passiva do paleocontinente sanfranciscano. A oeste do trecho onde está localizada a Bacia de Taubaté encontra-se o limite entre as faixas móveis orogênicas Ribeira e Brasília, ocupado por zonas de cisalhamento dúcteis com vários ângulos de mergulho. Este limite corresponde à outra geosutura já corroborada por métodos gravimétricos (Davino et al. 1986).

Um modelo geológico crustal e litosférico contendo diferentes estruturas geológicas de densidades variadas foi proposto. A modelagem geofísica 2D (Talwani et al. 1959; Talwani & Heirtzler, 1964; Won & Bevis; 1987) foi empregada para delinear a geologia de subsuperfície, gerando curvas estimadas ajustadas aos dados gravimétricos observados. A fim de contribuir na interpretação de um modelo mais fidedigno a realidade geológica de subsuperfície, diversos modelos e dados geofísicos multimétodos foram empregados na modelagem 2D, tais como: modelo inverso de resistividade 2D magnetotelúrico (MT) (Solon et al. 2013); modelo 2D de inversão conjunta (Gallardo et al. 2012); modelo sísmico 2D migrado em profundidade (Pinto, 2013); dados gravimétricos terrestres do Observatório Nacional (ON), Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) e Banco Nacional de Dados Gravimétricos (BNDG); dados altimétricos de satélite TOPEX; Compilação da profundidade da Moho (Leyden et al. 1971; Zalan et al. 2011; Assumpção et al., 2013).

O modelo geológico final estratificado para a região proposto baseado no ajuste dos dados gravimétricos mostra um manto astenosférico com inversão de densidade, descompensado isostaticamente (Anderson, 2006; Panza et al., 2007a) formando cunhas e quilhas de paleoplacas subductadas na base da litosfera que se ajustou as duas anomalias de maior gradiente dos dados gravimétricos. Estas anomalias são corroboradas pelo modelo MT de Solon et al. (2013) e associadas às geossuturas interpretadas por Davino et al. (1986) e Heilbron et al. (2008).

A espessura da crosta litosférica e o limite superior do manto litosférico ajustado no modelo foi baseado nos dados da profundidade da Moho definidos anteriormente (Leyden et al. 1971; Zalan et al. 2011; Assumpção et al., 2013).

No domínio da margem continental, o afinamento crustal e litosférico foi verificado abaixo da planície costeira/plataforma rasa e na parte proximal da Bacia de Santos. O afinamento está diretamente relacionado aos segmentos mais profundos da bacia, com maior espessura da seção rifte. Na parte distal, a espessura litosférica permanece constante e somente a crosta é afinada indicando o ponto de transição entre crosta continental e oceânica.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

Este estudo foi desenvolvido em uma área entre a margem continental e a porção emersa adjacente do sudeste do Brasil, englobando parte das faixas móveis Brasília e Ribeira

e porção da bacia de Santos. Numa síntese da geologia da área que foi formada por terrenos tectônicos localizados na Província Mantiqueira, sendo a entidade geotectônica instalada ao final do Neoproterozóico e início do Paleozóico, a leste dos crátons de São Francisco e Rio de La Plata/Paraná. Com extensão de cerca de 3.000 km e orientação principal NE-SW segue ao longo da costa atlântica, desde o sul da Bahia, até Montevidéu no Uruguai. A província guarda o registro de uma longa e complexa evolução Neoproterozoica na América do Sul (900-480 Ma) (Almeida et al. 2000), preservando ainda remanescentes geotectônicos do Arqueano, Paleoproterozoico e Mesoproterozoico. Constitui, juntamente com a extremidade meridional da Província do Tocantins, o arcabouço pré-cambriano do sudeste brasileiro que se desenvolveu em resposta ao ciclo Brasileiro, (Almeida, 1967).

Nesta província, os terrenos geotectônicos são integrados por uma sucessão de cinturões de empurrão e dobramentos controlados por distintos sistemas transpressivos e de cavalgamento com vergência às margens cratônicas. A maioria desses cinturões corresponde a orógenos colisionais evoluídos diacrônicamente durante a colagem neoproterozóica-cambriana. Apenas o Domínio Central e o extremo sudoeste da província foram reconhecidos remanescentes de orógenos controlados por subducção- São Gabriel e Rio Negro. (Sangör, 1990).

Além da extensiva granitogênese associada a estes orógenos, estes são reconhecidos por sua sequência tectono-estratigráfica mistas de extensas bacias de margens continentais rifteadas e discreto registro de prismas acrecionários e/ou imbricações locais de depósitos de assoalhos oceânicos, de arcos e antearcos. (Almeida, 1967). No Cretáceo Inferior (120 a 90 Ma), um sistema de *rift* de dimensões continentais fragmentou o supercontinente Gondwana, gerando o Oceano Atlântico Sul e individualizando as atuais placas litosféricas da América do Sul e da África. Na margem continental passiva do sudeste brasileiro, a acumulação de sedimentos meso-cenozoicos gerou bacias sedimentares petrolíferas separadas por altos estruturais (Mohriak, 2013). Na região sudeste do Brasil, são encontradas as bacias de Santos, Campos e Espírito Santo.

Todo esse conjunto tectônico constitui assim um mosaico de terrenos neoproterozóicos agregados aproximadamente a 480 Ma, no final do evento termo-tectônico do Brasileiro, que estabilizou a plataforma do então recém-formado Supercontinente Gondwana Ocidental.

A formação do Gondwana se deu pela consolidação de crátons e faixas móveis do Ciclo Brasileiro. Na região sudeste do Brasil, destaca-se o Cráton do São Francisco,

circundado pelas faixas móveis Brasília e Ribeira, onde está situada a seção levantada (Fig. 2).

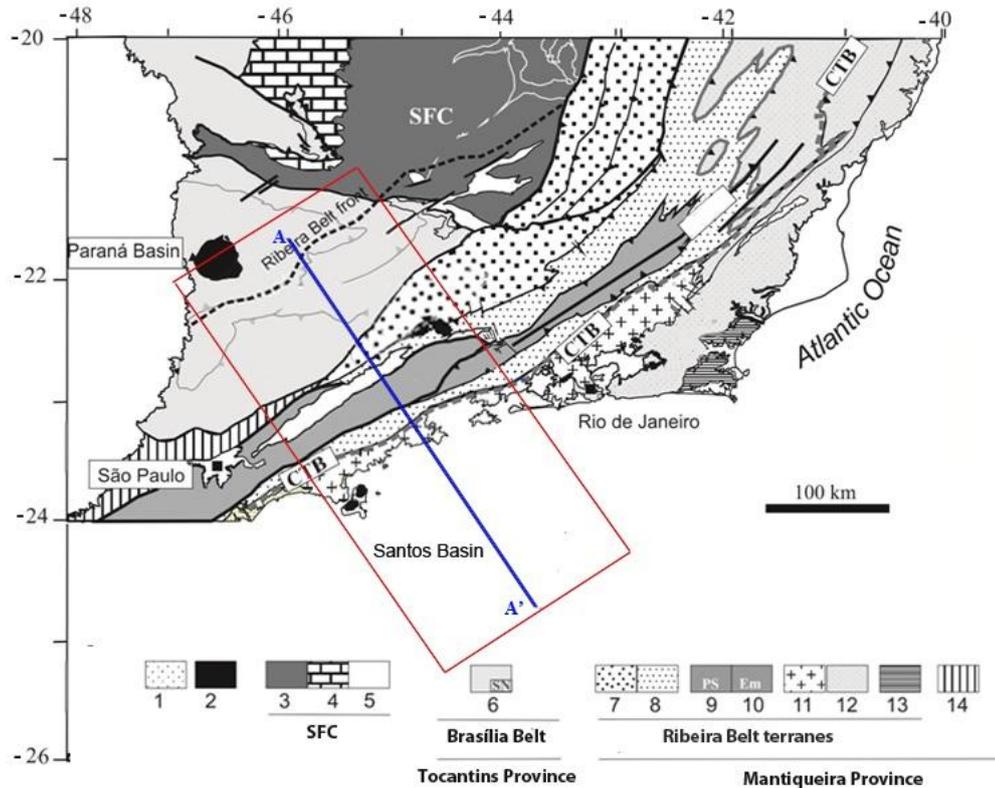


Figura 2. Perfil A-A' modelado. Mapa tectônico da Faixa Ribeira central e a zona de interferência com a Faixa Brasília. 1, Cobertura Fanerozóica; 2, Plútons alcalinos do Cretáceo; 3-5, Craton São Francisco; 3, Embasamento Arqueano Paleoproterozóico; 4, Cobertura cratônica; 5, Metassedimentos do domínio autóctone do Mesoproterozóico ao Neoproterozóico; 6, c. 640-610Ma Faixa Brasília com vergência para o leste, incluindo a Nappe Socorro (SN); 7-13, Terrenos da Faixa Ribeira; 7, Andrelândia e 8, Domínio Juiz de Fora do Terreno ocidental; 9, Terreno Paraíba do Sul; 10, Terreno Embú; 11, Arco Magmático Neoproterozóico e, 12, Sucessões metassedimentares neoproterozóicas do Terreno Oriental; 13, Terreno Cabo Frio; 14, Terreno Apiaí. CTB, Limite Tectônico Central(Central Tectonic Boundary); CFT, Cabo Frio; APSZ, Zona de cisalhamento de Além Paraíba. –Modificado de Heilbron et al. (2008).

Nestas faixas móveis os terrenos tectônicos correspondem, no todo ou em parte, a faixas orogênicas colisionais tectonicamente aglutinadas durante o Ciclo Brasileiro. Cada terreno pode conter, em menor ou maior proporção: a) rochas do embasamento Arqueano a Paleoproterozóico; b) coberturas sedimentares metamorfizadas geradas no Meso ou Neoproterozóico, em ambientes de margens passivas; c) sequências vulcano-sedimentares geradas em margens ativas durante o Neoproterozóico; d) plutonismo pré, sin e pós-colisional, gerado entre o Neoproterozóico e o Cambriano. Os terrenos tectônicos são estruturados em cinturões de empurrão e dobramento limitados por sistemas de cisalhamento

transpressivos e/ou de cavalgamento com vergência em direção ao domínio cratônico (Heilbron et al. 2008).

2.1 TERRENOS TECTÔNICOS DAS FAIXAS MÓVEIS BRASÍLIA E RIBEIRA

A Faixa Brasília está situada nas bordas oeste e sul do Cráton do São Francisco. Com cerca de 1200 km de extensão, é constituída por um cinturão de dobras e sistemas de cavalgamento com vergência para a área cratônica (Fuck et al. 1993; Fuck, 1994).

A seção levantada neste trabalho atravessa a parte meridional da faixa, estruturada em uma sequência de escamas tectônicas com vergência para ENE. Dois conjuntos alóctones são reconhecidos (Heilbron et al. 2008): a) sequência basal composta por cinco nappes contendo embasamento paleoproterozoico e cobertura neoproterozoica; b) sequência de topo, contendo arco magmático neoproterozoico alojado em margem ativa denominado de Nappe Socorro-Guaxupé. Em uma reconstituição de paleoplacas coladas durante o Ciclo Brasileiro, a sequência (a) corresponderia à margem passiva da placa Sanfranciscana. A sequência (b) resultaria na subducção para WSW da litosfera oceânica da mesma placa, gerando um arco magmático na placa superior (Campos Neto et al. 2012). Esta última placa, denominada de Paranapanema, teria sua parte cratônica situada abaixo da Bacia paleozóica do Paraná.

A Faixa Ribeira se estende rumo NE-SW por cerca de 1.400 km pela costa leste brasileira. Sua evolução está ligada à subducção para SE da paleoplaca Sanfranciscana e posterior colisão desta com a microplaca da Serra do Mar (ou Terreno Oriental) e o paleocontinente do Congo durante a Orogênese Brasileira (Heilbron et al. 2000; Heilbron & Machado, 2003). Representa uma zona de convergência litosférica com lineamentos tectônicos observados em mapas de anomalias de campo magnético total e imagens de satélite, representando profundas discontinuidades crustais, estendendo-se até o manto superior (Macedo, 1989). O magmatismo recorrente na Faixa Ribeira poderia ser explicado como resultante da presença de grandes discontinuidades crustais ao longo da borda da região sudeste brasileira (Asmus, 1984).

A Faixa Ribeira, em sua porção central, é dividida em quatro terrenos (Heilbron e Machado, 2003; Heilbron et al. 2013): a) Terreno Ocidental, constituído por rochas metassedimentares Neoproterozoicas e um embasamento granulítico paleoproterozoico, intensamente deformados e imbricados tectonicamente; b) Terreno Paraíba do Sul-Embu,

contendo embasamento paleoproterozóico e cobertura metassedimentar de idade não conhecida, encerrado em uma estrutura megassiniforme com extensa zona de cisalhamento na região axial; c) Terreno Oriental, contendo ortognaisses do Arco Magmático Rio Negro (Tupinambá et al. 2012) e rochas metasedimentares neoproterozoicas; d) Terreno Cabo Frio, contendo rochas vulcanosedimentares neoproterozoicas com intenso dobramento (Schmitt et al. 2004).

Na reconstituição de paleoplacas da colagem brasileira, o Terreno Ocidental é interpretado como a margem passiva da placa Sanfranciscana. A sutura entre os terrenos Ocidental e Oriental (LTC, Limite Tectônico Central) marcaria a subducção da placa Sanfranciscana sob o Terreno Oriental. O Terreno Cabo Frio limita-se com o Terreno Oriental através de uma falha de empurrão que é também considerada como uma sutura (Schmitt et al. 2004). O Terreno Paraíba do Sul-Embu foi recentemente correlacionado à Nappe Socorro-Guaxupé e associado à paleoplaca Paranapanema (Trouw et al. 2012). O Terreno é extenso e apresenta suturas com diversos terrenos das faixas Brasília e Ribeira (Heilbron et al. 2013).

Em síntese, dentro de um contexto geológico, os perfis geofísicos terrestre iniciam-se a oeste na área ocupada pela Faixa Brasília onde ocorrem rochas arqueanas e paleoproterozóicas do embasamento de parte do Cráton do São Francisco e recobertas tectonicamente por orto e paragnaisses neoproterozóicos da Nappe Socorro (Campos Neto et al. 1984). Seguindo na direção SE passa pelo limite entre as Faixas Brasília e Ribeira que são ocupados por zonas de cisalhamento dúcteis com diferentes ângulos de mergulho. Esta região corresponde a uma geosutura evidenciada por dados gravimétricos (Davino et al. 1986).

As seções seguem ao longo do Terreno Ocidental da Faixa Ribeira. O substrato geológico é formado predominantemente por gnaisses bandados e biotíticos do Grupo Paraíba do Sul e Complexo de Embu. Nesta área encontra-se o gráben do Rio Paraíba do Sul no sistema de riftes continentais do sudeste e compreende a bacia sedimentar do Taubaté (Zalan & Oliveira, 2005). Seguindo em direção ao plano costeiro com cobertura de sedimentos fluviais e marinhos de idade holocênica e embasamento com ortognaisses do complexo do Rio Negro (CRN) de idade Neoproterozoica. As rochas do CRN de idades em torno de 630 Ma foram geradas por um arco magmático Neo-Proterozóico de uma placa superior de uma antiga zona de subducção. (Tupinambá et al. 2000, 2012). O final do estágio colisional marca o fim desta subducção e cessa o magmatismo no arco do Rio Negro.

2.2 A BACIA DE SANTOS

A bacia de Santos está localizada na porção sudeste da margem continental brasileira, entre os paralelos 23° e 28° Sul. A área total da bacia ocupa cerca de 350.000 km² até a cota batimétrica de 3.000m. Abrange os litorais dos estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina, limitando-se a sul pelo “Alto de Florianópolis”, que a separa da Bacia de Pelotas, e a norte através do “Alto de Cabo Frio”, que a separa da Bacia de Campos. (Fig.3).

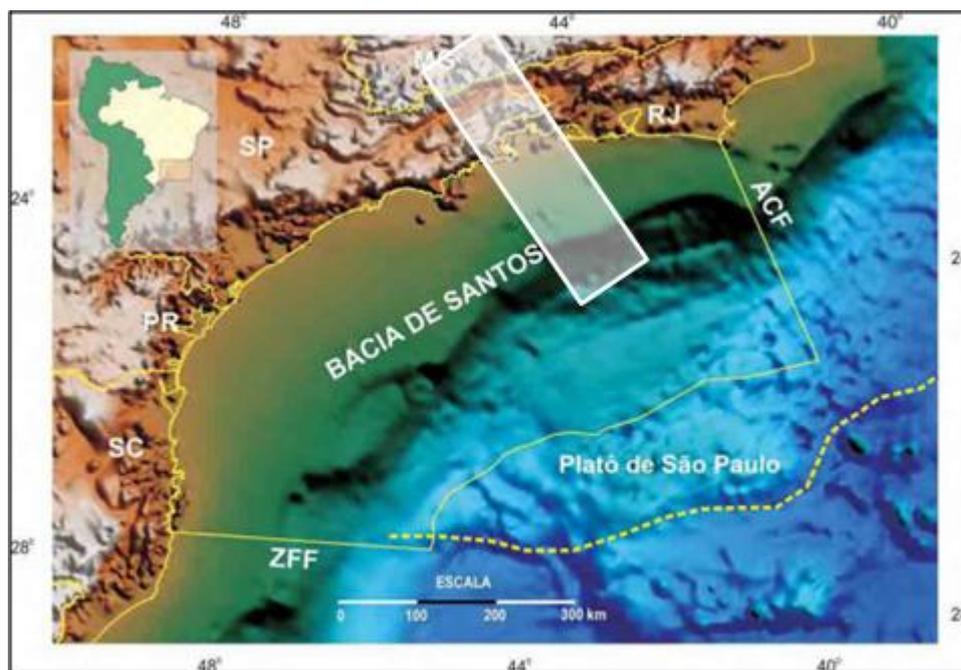


Figura 3. Mapa de localização dos limites da bacia de Santos. O polígono branco representa a área de estudo, a linha em amarelo define os limites geológicos da bacia. (Mio et al. 2005).

O embasamento cristalino da Bacia de Santos aflorante na região de São Paulo é caracterizado por granitos e gnaisses de idade pré-cambriana pertencentes ao Complexo Costeiro e metassedimentos da Faixa Ribeira. Com uma espessura sedimentar superior a 10.000m, a bacia representa uma das maiores depressões da margem continental brasileira. O arcabouço estratigráfico da Bacia de Santos compreende três supersequências, correspondendo genericamente às fases Rifte, Pós-rifte e Drifte. (Moreira et al. 2007).

A supersequência Rifte, corresponde à mais antiga das sequências, compreendendo as antigas formações Camboriú e Guaratiba (Pereira e Feijó, 1994). Segundo Moreira et al. (2007), a Supersequência Rifte é recoberta por uma Supersequência Pós-rifte, depositada em

paleoambiente entre continental e marinho raso bastante estressante, correspondendo às formações Barra velha e Ariri. A supersequência Drifte (Moreira et al. 2007), está associada à subsidência térmica da bacia com tectônica adiastrófica associada, sendo constituída por sedimentos marinhos, depositados do Albiano que iniciou a fase de margem passiva na bacia que perdura até hoje.

3. METODOLOGIA

Partindo do princípio que modelos geofísicos equivalentes não apresentam solução única, e podem, portanto, se ajustarem aos dados observados, estes apresentam possíveis ambiguidades e dificuldades na interpretação. Portanto, é de grande importância correlacionar informações fornecidas por diferentes métodos geofísicos, permitindo reduzir essas imprecisões. Para se chegar a um modelo crustal de entendimento mais próximo da realidade geológica diferenciando os principais blocos crustais, seus limites laterais e em subsuperfície da porção sudeste brasileira foi utilizada neste estudo a técnica de modelagem 2D.

Dados gravimétricos terrestres e de satélite, integrados às informações advindas de levantamentos sísmicos, sismológicos, magnetotelúricos marinhos (MMT) e terrestres (MT) foram utilizados na modelagem. Ajuste nos dados gravimétricos terrestres e de satélite serviu de guia para a modelagem na integração com outros métodos geofísicos. Esta metodologia se faz interessante no estudo de blocos crustais, por apresentarem contrastes das propriedades físicas de densidade, velocidade das ondas elásticas e resistividade (Telford et al. 1990).

3.1 DADOS GRAVIMÉTRICOS TERRESTRES

Os dados gravimétricos terrestres utilizados são provenientes de diversas bases de dados. O primeiro conjunto de medidas foi obtido em 2012 pela equipe do Observatório Nacional, com uso de gravímetros digitais de medidas relativas. As estações, com espaçamento de 5 km, foram distribuídas ao longo de dois perfis NW de 210 km, paralelos e distanciados cerca de 30 km. (Fig. 1). As medidas cruzam a porção sudeste brasileira nos estados de Minas Gerais a sudeste, noroeste de São Paulo e sul do Rio de Janeiro.

Para compor o conjunto de medidas gravimétricas terrestres em uma área de 30.000 km² correspondente a área de estudo, reunimos cerca de 3630 pontos de medidas relativas

disponibilizados pelo Banco Nacional de Dados Gravimétricos (BNDG) e 723 pontos pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Estações bases gravimétricas de 1ª ordem utilizadas foram disponibilizadas pela Rede Gravimétrica Fundamental Brasileira do Observatório Nacional (RGFB). (Fig. 4).

Com o uso de GPS diferenciais, a precisão nas medidas de posicionamento das estações tanto planimétricas quanto altimétricas no *Datum* WGS 84 foram inferiores a 20 cm, limitando os erros nas medidas de G inferiores a 0.06172 mGal/m.

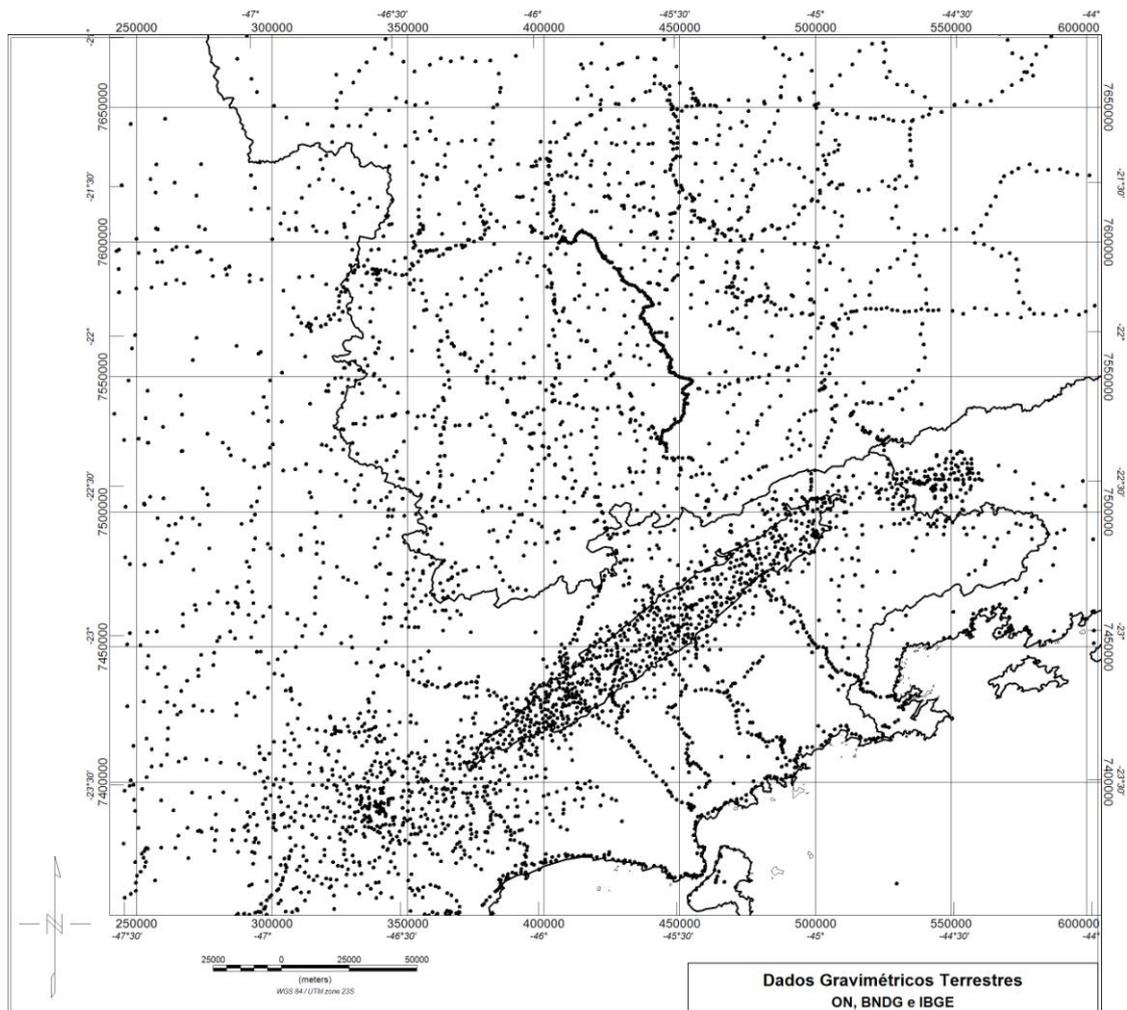


Figura 4. Mapa com a distribuição dos dados gravimétricos terrestres do Observatório Nacional, Banco Nacional de Dados Gravimétricos e Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.

3.1.1 Correções Gravimétricas

As correções das variações no campo gravitacional da Terra não decorrentes da variação da densidade das rochas, conhecida como redução gravimétrica, foi realizada nos dados antes da análise interpretativa. Foi utilizada como nível de referência a superfície equipotencial do geoide que coincide com o nível médio não perturbado dos mares. Na redução gravimétrica a partir dos dados de campo aplicamos a remoção do efeito de maré (Longman, 1959), corrigimos a deriva instrumental causada pela distensão da mola do gravímetro sempre com fechamento em uma base gravimétrica de 1ª ordem da RGFB. Os demais dados foram ajustados também baseados nas estações da RGFB.

Devido à forma elipsoidal da Terra com eixo maior no equador aplicamos a correção de latitude baseado na Formula Internacional da Gravidade Terrestre de 1967 (IAG, 1971). A compensação do valor da gravidade devido à altitude da medida afastada do nível de referência foi feita pela correção de Ar-livre. A correção Bouguer foi usada para compensar o efeito de massa devido à distância do ponto de medida ao nível de referência. Devido à topografia acidentada na região de estudo e conseqüentemente o efeito das massas na região do ponto de medida foi necessário a realização da correção topográfica.

O campo gravimétrico é reproduzido pela superposição dos efeitos gravitacionais de muitas fontes, cujas anomalias individuais podem ser difíceis de isolar dificultando a interpretação (Beltrão et al. 1991). Para interpretação do modelo proposto foi necessário tornar compatível em profundidade de investigação a informação gravimétrica e a advinda pelo método MT da área. O modelo gravimétrico apresentado leva em conta toda a informação independente dada pelo MT. Para obtermos o campo que está ligado às anomalias na parte mais superior da crosta, foi utilizado o filtro polinomial de ordem um pelo método de mínimos quadrados aplicados a anomalia de Ar-Livre. A ordem deste polinômio removeu apenas as tendências lineares permanecendo apenas as anomalias profundas não lineares.

3.2 DADOS GRAVIMÉTRICOS MARINHOS

Para completar a área de estudo, na parte *offshore* da seção foram utilizados cerca de 25.000 dados gravimétricos recobrando a margem continental. Tais medidas gravimétricas são derivadas da altimetria por satélite, obtidas inicialmente pelas missões geodésicas Geosat/GM

e ERS-1/GM e posteriormente através das missões TOPEX/POSEIDON, JASON-1 e ERS-1/2 (Sandwell, 2009).

Esta metodologia foi realizada a partir da derivada direcional em Z ao longo das trilhas de satélite calculadas a partir das alturas da superfície do mar. A estimativa da altura do geóide e da anomalia ar-livre na superfície dos oceanos foi calculada pela aproximação por mínimos quadrados. Os dados foram disponibilizados pela Universidade de San Diego, Califórnia, coordenadas planialtimétricas e de anomalia de Ar-Livre.

Obter dados de gravidade através de altimetria por satélite pode ser um método rápido para avaliar a estrutura sedimentar do fundo oceânico, devido à distribuição global e de boa qualidade deste tipo de dado. (Woodward & Wood, 2000).

Em áreas oceânicas a componente de curto comprimento de onda do sinal observado geralmente está correlacionada com a batimetria, que podem ser criadas a partir de dados de gravidade (Smith & Sandwell, 1997; Sandwel & Smith, 2001).

A superfície dos oceanos difere de uma superfície equipotencial global em aproximadamente 2 m em sua maior extensão, devido a isso, esta superfície pode ser considerada uma superfície equipotencial do campo gravimétrico da Terra, isto é, ela corresponde ao geóide. (Sandwell et al. 2001)

As diferenças no relevo do geóide refletem diretamente mudanças na distribuição de massa no interior da Terra. Assim como pequenas mudanças na superfície do oceano são causadas por diferenças na distribuição de massa no planeta, gerando alterações no campo gravitacional terrestre. Com isso, a atração gravitacional exercida por um excesso de massa no fundo oceânico, como por exemplo, um monte submarino, provoca uma elevação na superfície do mar (Fig.5). Assim, as variações na altura do geóide representam indiretamente variações principalmente na topografia submarina, e podem ser obtidas a partir de medições de altimetria feitas por radares instalados em um satélite, sendo utilizado dados de batimetria de fundo oceânico.

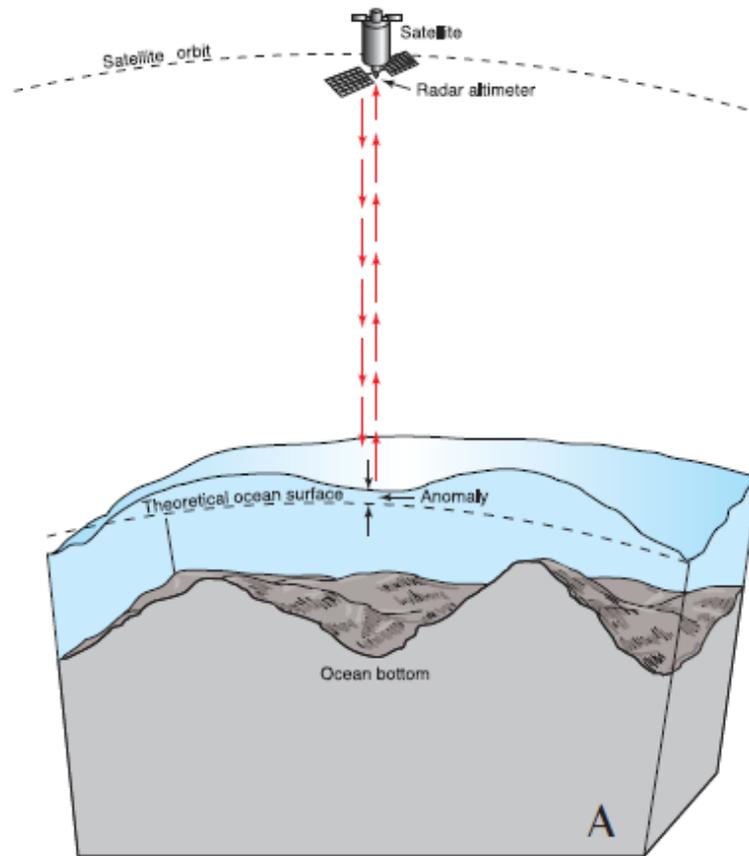


Figura 5. Satélite mede as variações na superfície do oceano causadas pela topografia do fundo oceânico. (modificado de Sandwell et al. 2001)

3.3 INTEGRAÇÃO E PROCESSAMENTO DE DADOS GRAVIMÉTRICOS

Na porção *offshore*, os dados gravimétricos derivados de altimetria por satélite não possuem validade para o continente. Portanto, optamos por utilizar a anomalia Ar-Livre para os dados obtidos também no continente, tornando possível a junção em um perfil único que partisse desde a parte *onshore* até *offshore*, dados de gravimetria terrestres e de satélite. Estes dados foram unidos através do processo de combinação (*blend*) da função Gridkmit no Software Oasis Montaj (Geosoft, 2003).

O método de sutura utilizado pelo Gridkmit, no domínio da frequência, une os grids usando a máxima entropia, através de funções padrão de suavização (Munis, 2009; Chesmann, 2003). A Figura 6 mostra o mapa de Anomalia Ar-livre com a junção dos dados terrestres e os marinhos de satélite.

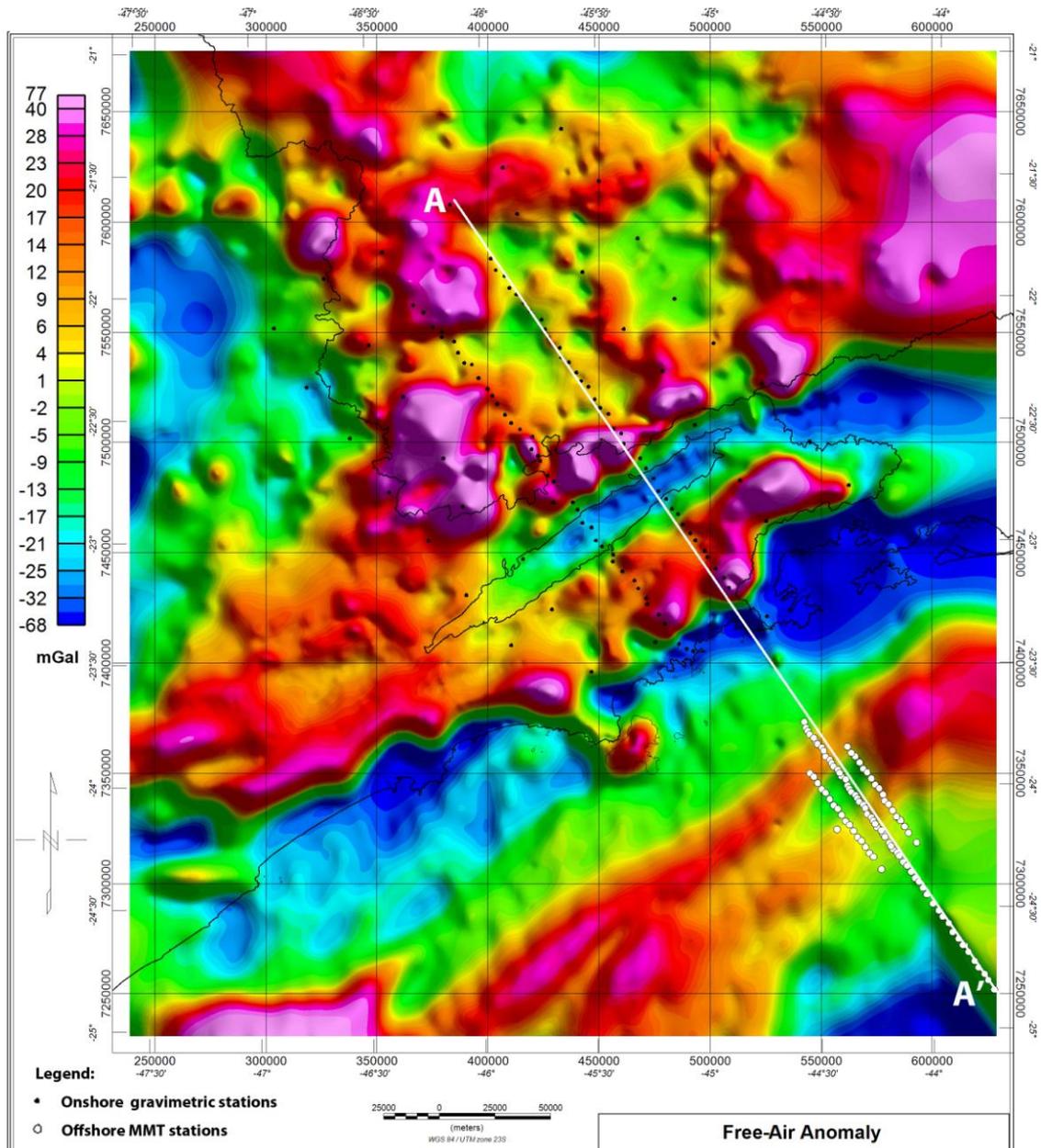


Figura 6. Mapa de anomalia de Ar-Livre com os dados terrestres e marinhos. Pontos pretos indicam as estações gravimétricas e MT do Projeto Subsal. Pontos brancos indicam as estações MMT do Projeto. Perfil A-A' utilizado para a modelagem.

3.4 DADOS GEOFÍSICOS COMPLEMENTARES

3.4.1 Modelo de Resistividade 2D MT

Para a modelagem da parte continental deste estudo foi utilizado como base o resultado final do modelo inverso de resistividade 2D MT (Solon et al. 2013) (Fig. 7).

No processamento dos dados, Solon et al. (2013) utilizaram a técnica de estatística robusta proposta por Egbert & Booker (1986) com referência remota (Gamble et al. 1979). Antes da inversão 2D os dados foram decompostos seguindo o modelo GB (Groom & Bailey, 1989) que assume uma Terra 2D com distorções 3D de heterogeneidades superficiais. Após a decomposição do tensor impedância sem restrições via GB, observou-se uma grande incidência de resultados em torno de 10° para o ângulo e definido como o ângulo preferencial do strike geoeletrico (Solon et al. 2013).

O modelo geofísico inverso 2D uniformizado para a direção do strike geoeletrico utilizado se baseou no algoritmo NLCG (*Nonlinear Conjugate Gradient*) proposto por Rodi & Mackie (2001). Esta rotina utiliza o método dos gradientes conjugados não lineares com regularização de 1ª ordem de Tikhonov (1963) para o problema inverso 2D para dados magnetotelúricos.

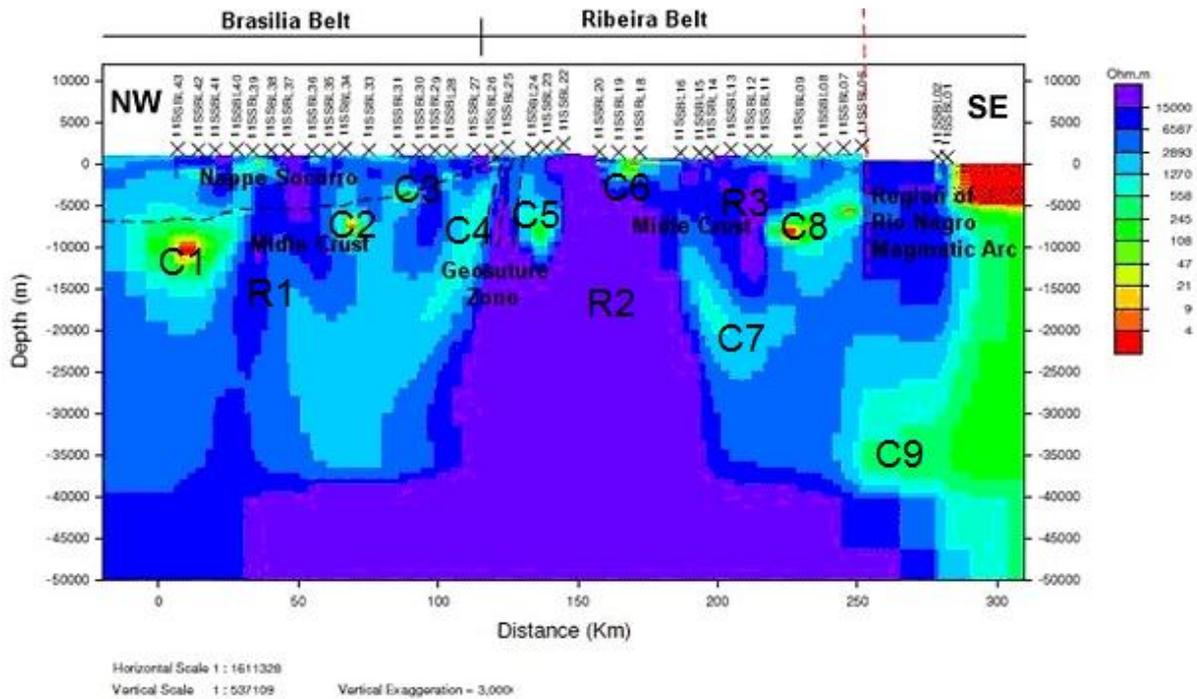


Figura 7. Modelo de inversão 2D da resistividade MT. Corpos condutivos foram identificados pela letra C. Corpos resistivos pela letra R. (Solon, et al , 2013).

3.4.2 Dados de Sísmica de Reflexão

Para a modelagem da parte sedimentar de um segmento da Bacia de Santos na margem continental sudeste brasileira deste estudo foi utilizado como base os sete refletores interpretados por Pinto (2013). A interpretação realizada pelo autor foi feita a partir de dados da linha sísmica de reflexão Post Stack migrada em tempo com 160 km de comprimento e direção NW-SE adquirida pela Petrobras (Fig. 8).

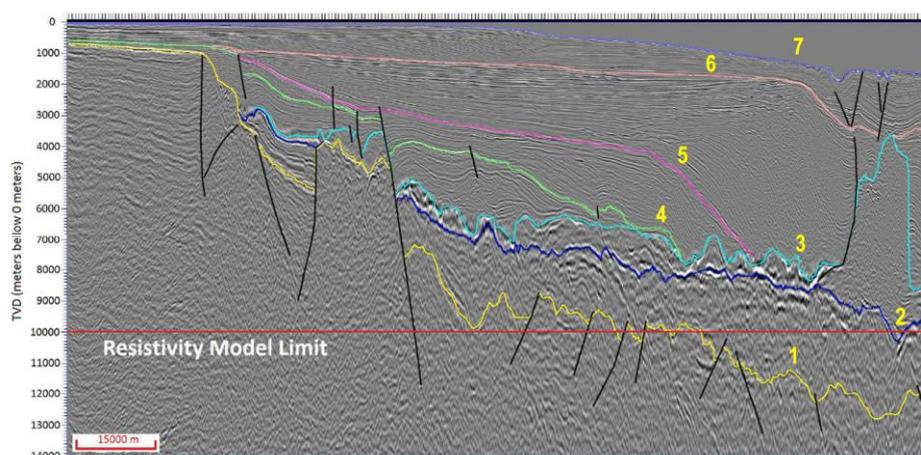


Figura 8 - Sismograma migrado em profundidade com interpretações de sete refletos sísmicos: 1) limite do embasamento; 2) base do sal; 3) topo do sal; 4) camada de carbonato; 5) topo da idade Santonian; 6) Topo do Cretáceo; e 7) fundo oceânico (Pinto, 2013).

3.4.3 Modelo de Inversão Conjunta 2D

Como fonte de informação utilizado na modelagem 2D do embasamento da porção da bacia de Santos deste estudo, foi utilizada a seção interpretada por Gallardo et al. (2012), que utilizou a técnica de inversão conjunta de múltiplos dados geofísicos (MMT, gravimétricos, magnéticos e sísmica de reflexão) baseado no ajuste adequado da função de gradientes cruzados. Para explorar melhor os resultados da inversão Gallardo et al. (2012) utilizou a visualização geoespectral de múltiplos dados.

Os principais alvos da exploração interpretados foram: topo do embasamento cristalino fraturado do Pré-cambriano; a base de grabens ocultos; camadas abaixo do sal; camada de sal, depósitos de carbonatos e as coberturas pós sal. A fusão multiespectral destes modelos (Fig. 9) resultou em uma única imagem, permitindo uma melhor compreensão da arquitetura da bacia.

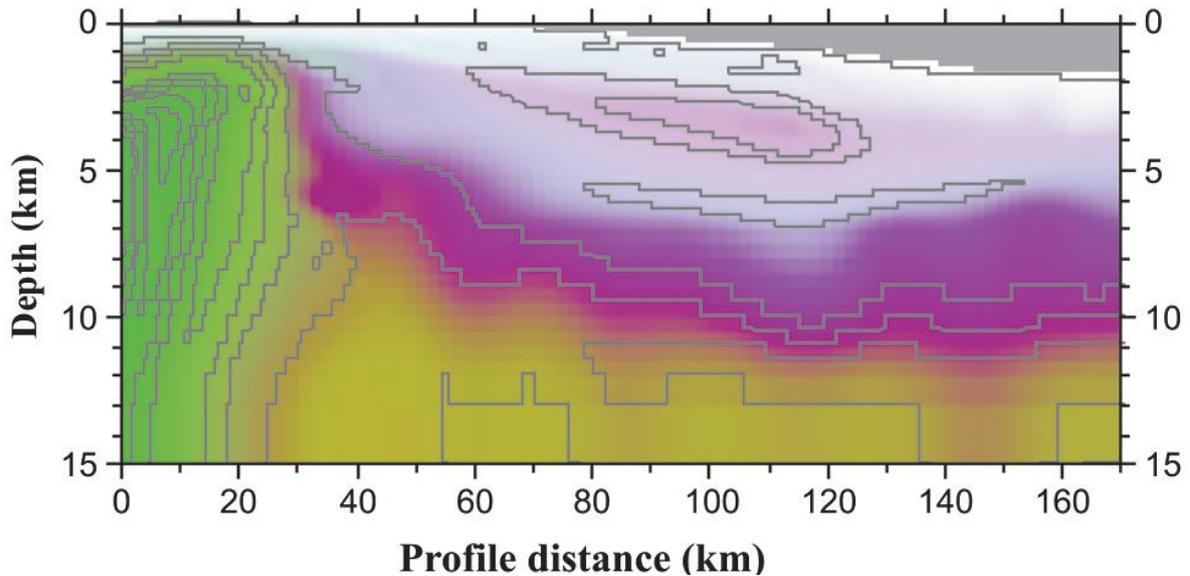


Figura 9. Imagem geoespectral obtida pela fusão de quatro imagens depois da inversão conjunta da resistividade, sísmica, densidade e sobreposta às curvas de contorno da magnetização. (Gallardo et al. 2012).

3.4.4 Espessura Litosférica

A variação de profundidade da crosta é definida pela superfície da descontinuidade de Mohorovicic (Moho). A Moho caracteriza-se por uma variação brusca da velocidade da onda sísmica. De uma forma geral, a velocidade da onda P na interface da Moho varia de 6,8 km/s na crosta para 8,2 km/s no manto (Assumpção et al., 2002).

A descontinuidade da Moho varia entre 5 a 10 km de profundidade em áreas de litosfera oceânica e de aproximadamente 30 a 40 km em áreas de litosfera continental, em algumas situações atinge mais de 60 km sob as cordilheiras e montanhas mais elevadas (Pinto, 2013).

As espessuras crustais (profundidades da Descontinuidade de Mohovicic) da porção *onshore* da seção modelada foram baseadas em estimativas disponíveis para a Província Mantiqueira, através da sísmica de refração e reflexão profunda, e para o Cráton do São Francisco, utilizando técnicas sismológicas da função do receptor (França & Assumpção, 2004; França et al. 2013; Assumpção et al. 2002, 2013).

Na parte *offshore* da seção, em especial sob da Bacia de Santos, dados da espessura crustal foram compilados de Leyden (1971) e Zalan et al (2011). As profundidades da Moho obtidas por Leyden (1971) são provenientes de 33 perfis de sísmica de refração, realizados em junho de 1960. Os dados obtidos por Zalan et al (2011) resultaram da interpretação de 12.000

km de seções sísmicas 2D adquiridas pelo ION-GTX, integrados com valores regionais disponíveis no banco de dados da Petrobras.

As estimativas de espessura crustal tanto da parte *onshore* quanto *offshore* da seção foram compiladas e georeferenciadas em uma base de dados e posteriormente interpoladas (Fig. 10). Amostras da variação da profundidade da Moho que separa o manto da crosta litosférica foram obtidas ao longo do perfil e utilizadas na modelagem 2D Gravimétrica.

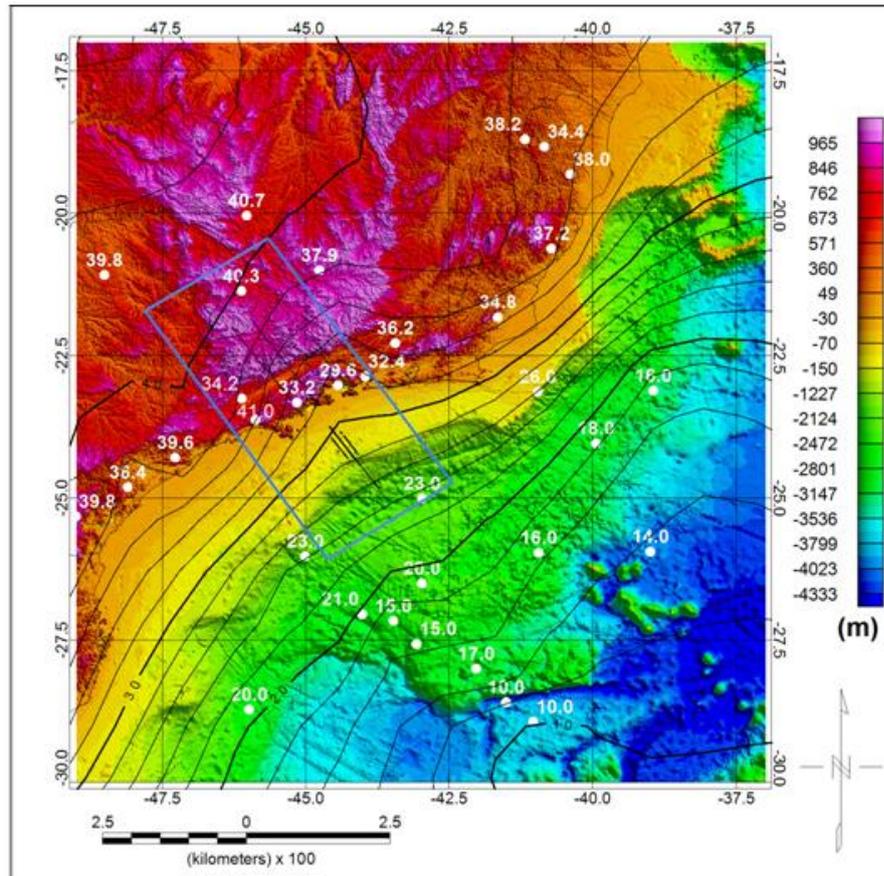


Figura 10. Mapa batimétrico com valores de espessura crustal, em quilômetros (Leyden et al. 1971; Zalan et al. 2011; Assumpção et al. 2013).

4. MODELAGEM 2D GRAVIMÉTRICA

A modelagem geofísica é uma técnica de construção de modelos geológicos para dados geofísicos, sendo uma das ferramentas fundamentais para a interpretação e compreensão da estrutura da Terra. Essa técnica permite que hipóteses sobre as características geológicas de subsuperfície sejam testadas (modelagem direta) e então comparadas com os

dados observados, com isso é possível gerar modelos mais próximos da realidade, mesmo que mais de um modelo possa se adequar aos dados observados.

A modelagem geológica com dados geofísicos foi realizada de forma interativa a partir de modelos geológicos bidimensionais idealizados, permitindo o ajuste das curvas estimadas e observadas aos dados de gravimetria através do *software* GM-SYS da Northwest Geophysical Associates Inc. integrado à plataforma Oasis/Montaj. Os métodos utilizados para determinar a resposta dos modelos são baseados nos métodos em Talwani et al. (1959) e Talwani & Heirtzler (1964), utilizando algoritmos descritos em Won & Bevis (1987).

A modelagem 2D deste estudo é caracterizada como um modelo direto que busca definir as características da geologia local baseado no perfil de anomalia gravimétrica. Este modelo serve para termos um diagnóstico de como as propriedades gravimétricas variam em subsuperfície, numa determinada seção. Os corpos e estruturas geológicas foram simplificados usando estruturas lineares e não lineares. As seções dessas feições são aproximadas por um conjunto de polígonos fechados de n vértices, onde é possível calcular, por meio de expressões algébricas, as componentes horizontal e vertical da atração gravitacional em um ponto qualquer (Talwani et al 1959).

Informações geológicas, interpretações de modelos geofísicos multidisciplinares e dados compilados da Moho tanto da parte emersa quanto da margem continental do perfil foram utilizados como "pano de fundo" na modelagem deste trabalho, com o objetivo de diminuir a ambiguidade das soluções e, com isso, validar e corroborar com a qualidade do modelo geológico gerado de subsuperfície, se ajustando aos dados gravimétricos.

Para a realização da modelagem crustal foi criado um perfil A-A' a partir do mapa de anomalia de Ar-livre (Fig.6) utilizando a topografia no continente e a batimetria no fundo oceânico. A seção, de direção NW-SE, corta perpendicularmente as estruturas geológicas das faixas Brasília e Ribeira até parte da Bacia de Santos. Sua extensão de 430 km foi limitada por informações geofísicas e geológicas disponíveis.

A delimitação do perfil permitiu a integração de múltiplos dados de geofísica integrando a parte continental com a oceânica. O resultado do modelo de Inversão MT 2D *onshore*, (Solon et al, 2013) (Fig. 7) serviu de base para o ajuste dos dados gravimétricos da modelagem na porção *onshore*. Os valores do contraste de resistividade (ou condutividade) em função da profundidade do modelo de inversão MT foram associados às estruturas

geológicas e diferentes litologias da área de estudo e procurou-se obter o melhor ajuste do modelo geológico tomado pelo MT, aos dados gravimétricos terrestres.

Do mesmo modo, na parte *offshore* do perfil, foram utilizados como base para o ajuste dos dados gravimétricos as informações do modelo geoespectral, obtido pela inversão conjunta dos dados magnetotelúricos marinhos, gravimétricos e magnéticos (Gallardo et al, 2012) sobre a linha sísmica de reflexão de 160 km interpretada por Pinto (2013).

As principais litologias bem como as respectivas densidades utilizadas nesta modelagem foram baseadas em estudos anteriores como os de Delgado et al. (2003) e Telford et al. (1990). Na crosta, foi estabelecida em média a densidade de $2,75 \text{ g/cm}^3$ na parte *onshore* do perfil e, $2,67 \text{ g/cm}^3$ na parte *offshore*. A densidade do manto foi fixada em $3,3 \text{ g/cm}^3$ para todo o perfil.

A modelagem 2D foi executada através do programa GM-SYS, buscando o ajuste do modelo com dados de anomalia de Ar-livre que levou em conta a topografia e batimetria (Fig. 11), sendo feita do seguinte modo: a partir do contraste de densidade, simulou-se uma distribuição geométrica de massa, em subsuperfície, de acordo com todas as informações geológicas e geofísicas compiladas de diversos trabalhos mostrados no capítulo anterior. O campo resultante dessa distribuição hipotética foi comparado com o campo realmente observado no perfil gravimétrico. Este procedimento foi repetido, até que se chegou a um resultado satisfatório, isto é, até que o valor teórico calculado na simulação corresponde-se ao campo observado com o melhor ajuste possível que apresentou erros menores de 5 mGal.

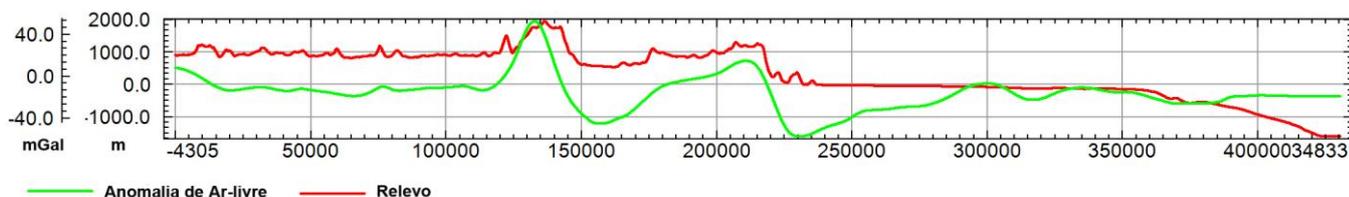


Figura 11. Em verde Perfil A-A' de Anomalia de Ar-livre utilizado para a modelagem. Em vermelho, perfil do relevo correspondente ao perfil A-A' modelado.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

O resultado da modelagem da seção A-A' e o modelo geológico são apresentados na Figura 12.

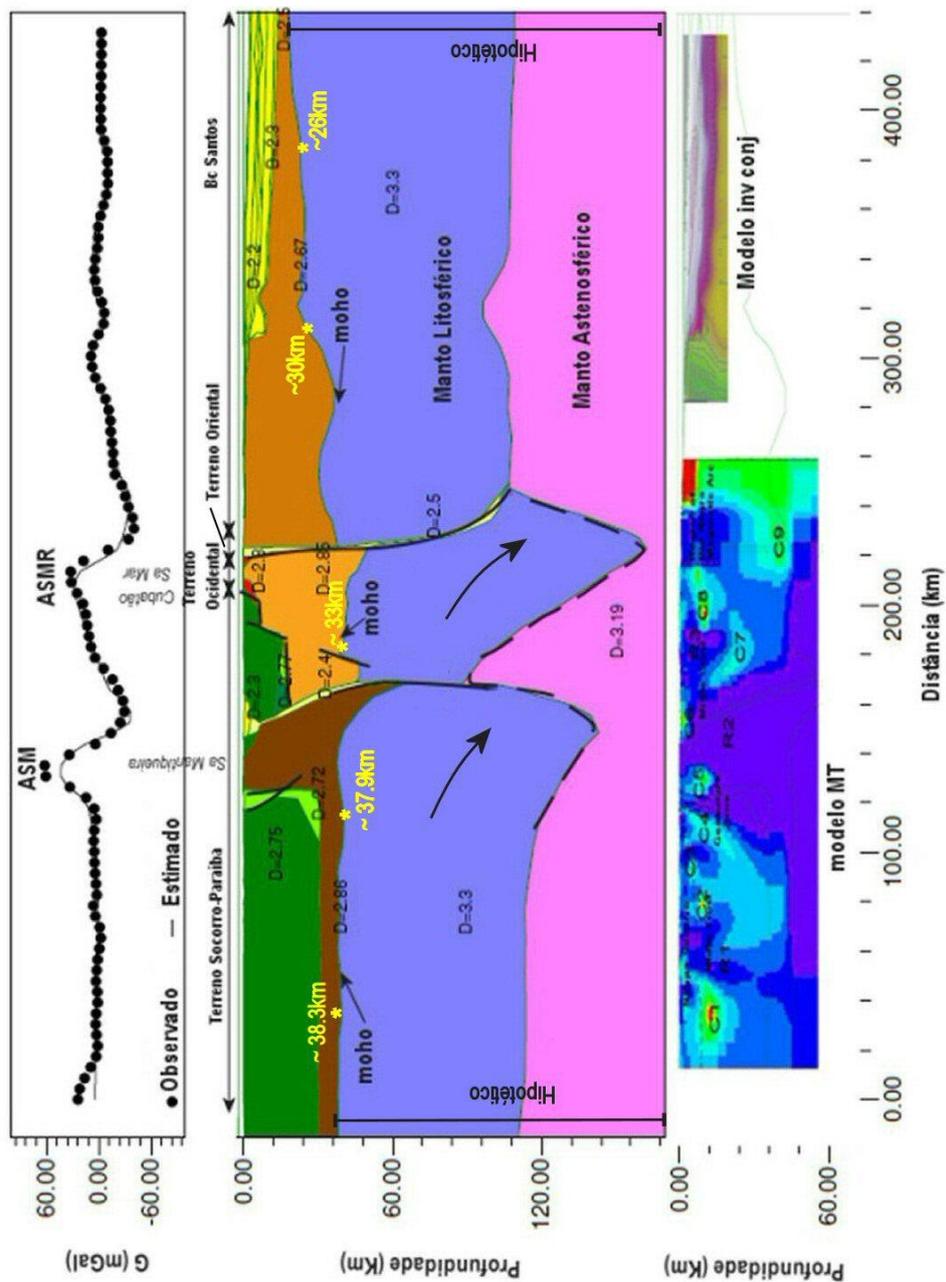


Figura 12. Resultado da modelagem gravimétrica, mostrando a geologia de subsuperfície interpretada. Os asteriscos amarelos representam a profundidade da Moho obtidos de Leyden et al.1971; Assumpção et al. 2013; e Zalan et al. 2011.

A seção A–A' atravessa duas grandes anomalias gravimétricas representadas por dois conjuntos de altos e baixos gravimétricos em sequência que separam três paleoplacas denominadas de Terreno Socorro-Paraíba, Terreno Ocidental e Terreno oriental. A primeira anomalia, de oeste para leste, está situada na escarpa e no planalto da Serra da Mantiqueira e foi denominada Anomalia da Serra da Mantiqueira (ASM). A ASM já foi atribuída a uma zona de sutura, que limita terrenos tectônicos da Faixa Brasília e Faixa Ribeira (Davino et al. 1986). Possui variação de 61 mGal à -30 mGal em um intervalo de aproximadamente 30 km. A outra grande anomalia foi denominada Anomalia da Serra do Mar (ASMR) e, corresponde à importante quebra de relevo da Serra do Mar, onde se encontra o Limite Tectônico Central (LTC) (Almeida et al. 1998). Esta geossutura, descrita por Heilbron et al. (2008), limita o arco magmático do Complexo Rio Negro (Terreno Oriental) com a margem passiva do paleocontinente Sanfranciscano (Terreno Ocidental) (Heilbron et al. 2000).

Na modelagem foi aplicado um modelo estratificado da crosta para a seção geológica da região, partindo da base para o topo: a) camada com densidade $3,19 \text{ g/cm}^3$ representado o manto astenosférico, comportamento plástico, descompensada isostaticamente (Hatzfeld, 1976; Torne & Banda, 1992; Galindo-Zaldivar et al. 1997; b) camada com densidade para o manto litosférico rígido foi fixada em $3,3 \text{ g/cm}^3$ em todo o perfil composto de predominantemente de peridotito com comportamento plástico (Green & Falloon, 1998); c) camada para a crosta média e inferior litosférica de densidade de $2,86 \text{ g/cm}^3$ e $2,67 \text{ g/cm}^3$, na porção continental e oceânica respectivamente, limitadas na base pela descontinuidade de Mohorovicic (Moho), profundidade média de 40 km no continente e 20 km no oceano (Zalan et al. 2011; Leyden et al. 1971; Assumpção et al. 2013); d) camada representando a crosta média e superior de densidade de $2,75 \text{ g/cm}^3$ limitada na base pela descontinuidade de Conrad na porção continental em 30 km.

Analisando o modelo partindo do extremo NW da seção a região é constituída por rochas arqueanas e paleoproterozóicas, recobertas tectonicamente por orto e paragneisses neoproterozóicas da Nappe Socorro Guaxupé (Campos Neto et al. 1984). O resultado da inversão 2D MT (Solon et al. 2013) evidenciou a existência de corpos condutivos e resistivos (Fig. 4) que não foram verificados na modelagem gravimétrica que permaneceu sem variações significativas.

Aproximadamente entre 120 km e 140 km do início da seção, numa região ocupada por zonas de cisalhamento dúcteis com vários ângulos de mergulho que na seção MT se

posiciona no limite entre o condutor C4 e o resistor R2, foi interpretado por meio do resultado MT, como sendo uma geossutura já evidenciada por métodos gravimétricos (Davino et al. 1986), que separa a Faixa Brasília do Terreno Ocidental da Faixa Ribeira. Esta geossutura esta posicionada no ponto de inflexão da ASM e com deslocamento em relação a seção MT.

A ASM visualizada na região da Serra da Mantiqueira é produzida no modelo gravimétrico pelo espessamento do manto litosférico com densidade 3.3 g/cm^3 , formando uma quilha abaixo do contato de paleoplacas mergulhando em direção ao manto astenosférico dúctil. Apresenta contraste de densidade entre a crosta estratificada do terreno da Faixa Brasília e a crosta homogênea do Terreno Ocidental da Faixa Ribeira cuja densidade foi estimada em 2.86 g/cm^3 , com predomínio de materiais entre quartzitos, calcissilicáticas e paragneisses miloníticos. São frequentes níveis métricos de granada-biotita gnaiss porfiróide e granada leucogneisses que correspondem a granitóides foliados relacionados à fusão parcial dos metassedimentos na etapa sincolisional. (Heilbron et al. 2008). O resultado do MT indica um corpo homogêneo nesta região, bem resistivo R2, com aproximadamente 15.000 ohm.m, quase aflorante.

Seguindo o perfil para a direção leste a 160 km do início, se encontra um baixo gravimétrico de -30 mGal. Esta anomalia negativa está centrada onde o modelo MT identificou o corpo condutivo C6, localizado no Terreno Embu, formado por uma sucessão supracrustal (Complexo Embu) e ortogneisses do Complexo Taquaral de idade indefinida, além de rochas granitoides sin a pós colisionais que intrudem em todos os Terrenos da Faixa Ribeira (Eirado et al, 2006). Este corpo condutivo foi evidenciado exatamente na região onde se aloja a bacia sedimentar de Taubaté (Fernandes, 1993).

Nesta região o ajuste aos dados gravimétricos observados foi conseguido estimando a bacia de Taubaté com densidade 2.3 g/cm^3 (Carvalho et al. 2011) e somando um corpo tabular de espessura máxima de 3 km, considerado oriundo de um fluido hidrotermal de uma zona de fraqueza da crosta logo abaixo da bacia, em até 40 km, no limite do Manto astenosférico.

Seguindo no sentido SE da seção (180 Km), o modelo MT identificou a anomalia resistiva R3 associada ao Terreno Embu, e mais duas outras anomalias representadas por dois condutores C7 e C8, no Terreno Ocidental da Faixa Ribeira (Fig. 7). Não houve diferenciação no modelo gravimétrico para estas anomalias apresentadas pelo MT, sendo estimado um valor único de 2.75 g/cm^3 para a densidade de ambos os corpos identificados no MT.

A ASMR localizada a 210 km do início da seção que corresponde ao segundo alto gravimétrico do perfil, foi ajustada através do contraste de densidade entre a crosta homogênea do Terreno ocidental da Faixa Ribeira, 2.86 g/cm^3 e 2.75 g/cm^3 dos metassedimentos que interpretamos ser baseado nos condutores C7 e C8. Neste trecho o espessamento da paleoplaca do Terreno Ocidental deforma a crosta inferior astenosférica de densidade 2.75 g/cm^3 e forma uma quilha na base do manto litosférico.

A seção segue em direção ao arco magmático do Complexo Rio Negro e pelo limite entre os Terrenos Ocidental e Oriental da Faixa Ribeira (220 km), onde se encontra a geossutura que separa estes dois terrenos tectônicos, o LTC.

Interpretado pelo modelo MT a geossutura está deslocada cerca de 4 km em comparação com a interpretação obtida pela modelagem gravimétrica, possuindo o mesmo ângulo de mergulho, com direção vertical em ambos os casos. Neste local começa a Planície Costeira, onde se constata o menor baixo gravimétrico da seção (230 km) com anomalia de -41 mGal.

A seção litorânea é recoberta por sedimentos quaternários da Planície Costeira e com afloramentos de ortognaisses do Complexo Rio Negro (CRN). Trata-se de um conjunto de rochas plutônicas gnaissificadas com idade de cerca de 630 Ma, originadas em ambiente de arco magmático pré-colisional (Tupinambá et al. 2000).

Este baixo gravimétrico foi modelado e ajustado, tanto pelo contraste entre os dois terrenos limitados pelo LTC, como a uma fonte condutora de fluidos geotermiais na base da crosta do Terreno Oriental e formato tabular de densidade estimada em 2.4 g/cm^3 . Corroborado com a existência do condutor C8 com resistividade em cerca de 100 ohm.m, visualizado no modelo MT, apresentando mesma geometria e localização desta fonte pouco densa.

A região da margem continental do perfil foi modelada por uma crosta de densidade de 2.67 g/cm^3 . Foi interpretada de maneira mais simples se comparada com a parte emersa com apenas uma camada representando a crosta. Os contrastes de densidades nessa região foram interpretados em geral por domos causados por oscilações oriundas do manto.

Uma dessas oscilações está localizada a 250 km do início da seção e forma um baixo estrutural interpretado como uma distensão do rifte do Cretáceo descompensado isostaticamente a partir do intenso estiramento crustal (Guardado et al. 1989).

Na crosta transicional onde não se obtém informações em profundidade foi interpretada como uma fase dúctil/rúptil sin-rifte na abertura do oceano Atlântico. Na distância 280 km se encontra a região que corresponde aos perfis MMT e Sísmico com 150 km de extensão, onde se localiza a Bacia de Santos.

A espessura crustal inicial (pré-estiramento) para o modelo *offshore* foi admitida como 35 km, baseada nas espessuras crustais da área emersa apresentada por de Leyden et al. (1971) e Zalan et al. (2011).

A sequência sedimentar do trecho estudado foi interpretada por Pinto (2013) (Fig.8) com sete horizontes estratificados e serviram de guia para a modelagem. As densidades aumentam do topo para a base variando a densidade de 2.2 a 2.4 g/cm³ cruzando algumas formações como Marambaia, Juréia e Guaratiba. O topo do embasamento foi baseado na interpretação da inversão conjunta de Gallardo et al. (2012) (Fig. 6). Tanto para a seção sedimentar como o topo do embasamento da Bacia de Santos os dados foram ajustados com erros inferiores a 2 mGal.

É possível notar o aumento gradativo dos valores na curva gravimétrica na parte da margem continental, indicando um estiramento com afinamento crustal elevando o limite da Moho em direção a superfície. A geometria da bacia pode ser correlacionada com um sistema de horst e graben, limitados por falhas normais, esperados para a fase rifte da bacia. O padrão de diminuição de espessura crustal na direção *offshore* foi observado também em estudos crustais em áreas continentais adjacentes a Bacia de Santos (França & Assumpção, 2004).

Estes autores obtiveram valores de espessura crustal em média de 42 km na região da Província Mantiqueira e do Cráton do São Francisco, diminuindo para aproximadamente 35 km na região costeira. Isto implica em um baixo gradiente na região continental passando para um forte gradiente de estiramento na região de charneira da bacia, conforme evidenciado por Guimarães et al. (1982), Chang & Kowsmann (1984), (Mio, 2005), e que foi também notado na modelagem gravimétrica deste estudo.

6. CONCLUSÕES

O ajuste aos dados gravimétricos corroborados por informações geológicas e geofísicas da área de estudo vem auxiliar na discussão de um modelo geológico “híbrido” entre a margem continental do sudeste do Brasil e a área emersa adjacente. A validação de tais

interpretações geológicas e geofísicas restringe em parte as ambiguidades existentes quando apenas um só tipo de dados é usado.

O modelo de subsuperfície obtido pela modelagem 2D do método gravimétrico apresentou bom ajuste aos dados observados, com um erro médio aproximado de 5 mGal, sendo inferiores a 8% do gradiente total. Tais erros podem ser considerados baixos quando associados à incerteza na densidade das rochas cristalinas e sedimentares e na geometria dos corpos modelados.

No domínio noroeste da seção, o ajuste do modelo foi atingido com uma geometria simples da crosta e da litosfera, denotando equilíbrio isostático na região.

As anomalias encontradas na parte central da seção, localizadas nas Serras da Mantiqueira (ASM) e do Mar (ASMR), não estão associadas unicamente à distribuição desigual de massas crustais. As tentativas de ajuste em profundidade menores que 50 km produziram grandes erros. Somente quando se desenhou as quilhas e cunhas na base da litosfera foi atingido um ajuste com erro mínimo. Geralmente o manto litosférico e astenosférico é modelado como camadas quimicamente homogêneas e com grau geotérmico aumentando com a profundidade. Com essa premissa foi inferido a subsidência convectiva da litosfera mais pesada e fria para um manto mais quente e mais leve com densidade 3.19 g/cm^3 desencadeada pela inversão de densidade (Anderson, 2006; Panza et al. 2007a). Desta maneira, entende-se que abaixo das grandes anomalias a litosfera não tenha atingido equilíbrio isostático. A geometria encontrada seria, portanto, herdada dos processos finais de subducção e colisão no Paleozóico Inferior. A ASM estaria relacionada à sutura entre os terrenos Socorro-Paraíba e Ocidental, estrutura também interpretada por Davino et al. (1986). A ASMR estaria situada junto ao Limite Tectônico Central (LTC, Almeida et al. 1998), que limita o Terreno Ocidental como o Terreno Oriental, portador de um arco magmático produzido durante o estágio de subducção (Heilbron et al. 2008).

No domínio da margem continental, afinamento crustal e litosférico foi verificado abaixo da planície costeira/plataforma rasa e na parte proximal da Bacia de Santos. No primeiro caso, o que ocorre em superfície é um intenso sistema de fraturamento e de colocação de diques básicos cretácicos, relacionados, provavelmente, à processos abortados de formação de rifte Mesozóico. Na Bacia de Santos, o afinamento está diretamente relacionado aos segmentos mais profundos da bacia, com maior espessura da seção rifte. Na parte distal da bacia, a espessura litosférica permanece constante e somente a crosta é afinada,

o que indica que a transição litosfera/astenosfera permanece equilibrada e que a região esteja situada na transição entre crosta continental e oceânica.

7. REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, *DNPM/DGM*, Bol 241.
- Almeida, F.F.M. 1977. O Craton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*7:349-364.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y. 1984. O embasamento da Plataforma Sul Americana. In: *O Precambriano do Brasil*, p. 1-5. Ed. Edgard Blucher, São Paulo, 378p.
- Almeida, F.F.M., Neves, B.B.B., Carneiro, C.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, 50:77-111.
- Almeida, J. C. H.; Tupinambá, M., Heilbron, M. & Trouw, R. 1998. Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Belo Horizonte, SBG. Anais, p. 32.
- Anderson, D.L., 2006. Speculations on the nature and cause of mantle heterogeneity. *Tectonophysics* 416, 7–22
- Asmus, H.E., Geologia da margem continental brasileira. In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R., Asmus, H.E. (Eds.). Geologia do Brasil. Brasília: *MME/DPNPM*, p. 443-472, 1984.
- Assumpção, M., James, D., Snoko, A., 2002. Crustal thicknesses in SE Brazilian shield by receiver function analysis: implications for isostática compensation. *J. Geophys. Res.* 107 (B1).
- Assumpção, M., An, M., Bianchi, M., França, G.S.L., Rocha, M., Barbosa J.R., Berrocal, J., 2004. Seismic studies of the Brasília Fold Belt at the western border of the São Francisco Cráton, central Brazil, using receiver function, surface wave dispersion, and teleseismic tomography. *Tectonophysics*, 388, 173-185.
- Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A., Julia, J., 2013. Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave dispersion. *Tectonophysics*.
- Beltrão, J.F; Silva, J.B.C; Costa, J.C. 1991. Robust polynomial fitting method for regional gravity estimation. *Geophysics*, 56:80-89.
- Blakely, R. J., 1995. Potential theory in gravity and magnetic applications. *Cambridge University Press*, NY. 441 p.

- Campos Neto, M.C.; Basei, M.A.S.; Alves, F.R.; Vasconcellos, A.C.B. 1984. A nappe de cavalgamento Socorro (SP-MG). In: CONGR.BRAS.GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984, Anais... Rio de Janeiro, SBG.v.6,p.2854-2862.
- Carvalho, A.M.A., Vidal, A.C., Chang, H.K. 2011. Delimitação do Embasamento da Bacia de Taubaté. Revista do Instituto de Geociências – USP, v. 11, n.1, p. 19-32.
- Chang, H. K., and Kowsmann, R. O. 1984. Subsidiência térmica e espessura crustal na Bacia de Santos. Rio de Janeiro, 33º Congresso Brasileiro de Geologia Anais SBG, 1602-1614.p.
- Cheesman, S., MacLeod, I., and Hollyer, G. A New, Rapid, Automated Grid Stitching Algorithm, Technical paper, www.geosoft.com, Geosoft Inc., Toronto, pp. 1-8, 2003.
- Cordani, U.G. 1973. Evolução geológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória. Tese de Livre Docência, Universidade de São Paulo, 312 p.
- Davino, A.; Campos Neto, M.C.; Basei, M.A.S.; Figueiredo, M.C.H. (1986) Gravimetria da Região Sudeste do Estado de São Paulo e considerações sobre os limites entre os Cinturões Móveis Ribeira e Paraíba. XXXIV Congr.Bras.Geol., Goiânia, GO, Resumos e Breves Comunicações, Bol. 1:266-267.
- Delgado, I.; Santos, R. A., Pedreira, A. J.; Silveira Filho, N. C. Mapa tectônico do Brasil. Escala 1:5.000.000 CPRM 2003 (cd).
- Egbert, G. D. and Booker, J. R., 1986. Robust Estimation of Geomagnetic Transfer Functions. Geophys. J. Royal Astron. Soc., vol. 87, No 1, p. 173-194.
- Eirado, L. G.; Heilbron, M.; Almeida, J., Os Terrenos Tectônicos da Faixa da Ribeira na Serra da Bocaina e na Baía da Ilha Grande, Sudeste do Brasil. Revista Brasileira de Geociências, 36(3), p.426-436, 2006.
- Feijó, F.J. Bacia de Santos. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v.8, n.1, p.219-234, 1994.
- Fernandes, F. L. Arcabouço estrutural e evolução da Bacia de Taubaté - SP. 1993. 147 f. Tese (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, MG, 1993.
- Fontes, S. L., de Lugao, P. P., Meju, M. A., Pinto, V. R., Flexor, J., Ulugergerli, E. U., La Terra, E. F., Gallardo, L. A., Rijo, L., 2009, Marine magnetotelluric mapping of basement and salt bodies in the Santos Basin of Brazil: *First Break*, 27, 84–87.
- França G.S., and Assumpção M. 2004. Crustal Structure of the Ribeira Fold Belt, SE Brazil, derived from receiver functions. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 743-758.

- Fries, M., Malagutti Filho, W., Morales, N., e Dourado, J. C. Levantamento gravimétrico na Região de Franca - SP e Delfinópolis - MG, no reconhecimento e delimitação de feições estruturais (Zonas de Sutura). *Geol. USP, Sér. cient.* [online]. 2007, vol.7, n.2, pp. 81-93. ISSN 1519-874X.
- Fuck R.A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. *In: SBG,SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 4, Anais*, 184-187p.
- Fuck R.A., Jardim de As E.F., Pimentel M.M., Dardenne M.A., Pedrosa-Soares A.C. 1993. Asfaixas de dobramentos marginais do Craton do São Francisco. *In: J.M.L. Dominguez & A. Misi(eds.) O Craton do São Francisco*. Salvador, SBG, 161-185p.
- Galindo-Zaldivar, J., Jabaloy, A., Gonzalez-Lodeiro, F., Aldaya, F., 1997. Crustal structure of the central sector of the Betic cordillera (SE Spain). *Tectonics* 16 (1), 18–37.
- Gallardo, L. A., Fontes, S. L., Meju, M. A., Buonora, M. P., Lugão, P. P., 2012. Robust geophysical integration through structure- coupled joint inversion and multispectral fusion of seismic reflection, magnetotelluric, magnetic, and gravity images: Example from Santos Basin, offshore Brazil, *Geophysics*. 77, 237-251.
- Gamble, T.D., Goubau, W.M. and Clark, J., 1979. Magnetotellurics with a remote magnetic reference. *Geophysics*, vol 44, 53-68.
- Geosoft, 2003, “2-D Frequency Domain Processing of Potential Field Data – Extension for Oasis Montaj v6.1” – Manual do Oasis Montaj – arquivo em pdf – p. 53-57.
- Geosoft, 2009, “Gridknit - montaj Extension developed by Geosoft” - Manual do Oasis Montaj – arquivo em pdf.
- Green D.H. & Falloon, T.J., 1998. Pyrolite: A Ringwood concept and its current expression. *in: Jackson I (ed.). The Earth's Mantle: composition, structure and evolution*. Cambridge University Press, p.311-378.
- Groom, R. W. & Bailey, R. C., 1989. Decomposition of magnetotelluric impedance tensor in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. *J. Geophys. Res.*, 94, 1913-1925.
- Guardado, L. R., Gamboa, L. A. P e Lucchesi, C. F. 1989 Petroleum geology of the Campos Basin, Brazil, a model for a producing Atlantic type Basin. In Edwards, J. D. e P.A. Santogrossi, eds; *Divergent/passive margin basins: AAPG memoir 48*, p. 3-79.
- Guimarães, P.P.D., Almeida, H.P., Kowsmanm, R.O., Costa, M.P.A., and Boa Hora, M.P., 1982. Modelagem Gravimétrica na porção sul do platô de São Paulo e suas implicações

- geológicas. Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, 1982. Anais. Salvador, 5: 1570–1575.
- Hasui, Y. et al., 1989. Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo (Pró – Minério). São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas. (Relatório IPT, 27394).
- Hatzfeld, D., 1976. Étude sismologique et gravimétrique de la structure profonde de lamer d'Alboran: Mise en évidence d'un manteau anormal. C. R. Acad. Sci., Ser. IIA Earth Planet. Sci. 5, 483–500.
- Heilbron M., Mohriak W. Valeriano C.M., Milani E., Almeida J.C.H., Tupinambá M. 2000. From collision to extension: the roots of the south-eastern continental margin of Brazil. In: Talwani & Mohriak (eds) Atlantic Rifts and Continental Margins. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 115:1-34.
- Heilbron M. & Machado N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). Precambrian Res., 125: 87-112.
- Heilbron, M.; Valeriano, C.; Tassinari, C.; Almeida, J. C. H. ; Tupinambá, M.; Siga Jr, O. ; Trouw, R. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: Pankhurst, R.j.; Trouw, R.A.J.; Brito Neves, B.B.; De Wit, M.J.(Org.). West Gondwana Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region. 1 ed. Londres: The Geological Society of London, 2008, v. 294, p. 211-237.
- Leyden, R. W.J. Ludwig and J. Ewing. 1971. Structure of the continental margin of Punta del Este, Uruguay, and Rio de Janeiro, Brazil. AAPG Bulletin, 55: 2161–2173.
- Longman, I. M. Formulas for Computing the tidal Accelerations Due to the Moon and the Sun. Journal of Geophysical Research, Los Angeles, Institute of Geophysics, University of California, , vol 64, n° 12, p.2351-2355, 1959.
- Macedo, J.M., 1989. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, (3):159-173.
- Mio, E., 2005. Modelagem crustal da Bacia de Santos pela integração de métodos geofísicos. Rio Claro. 94 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade Estadual Paulista).
- Mohriak, W. U. 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In. L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves (eds.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. p: 87-165.

- Moreira, J.L.P, Madeira, C. V., Gil, J.A., Machado, M.A.P. 2007. Bacia de Santos. B. Geoci. Petrobras, 15 (2): 531-549.
- Munis, M. B. Caracterização geomagnética do Gráben de Purus e suas implicações na evolução das Bacias do Solimões e do Amazonas. 2009. Tese de Doutorado. UFRRJ. 102 p.
- NGA. 2001. GM-SYS - Gravity/Magnetic modeling software user's guide. Corvallis, Northwest Geophysical Associate, 102.
- Panza, G., Raykova, R.B., Carminati, E., Doglioni, C., 2007a. Upper mantle flow in the western Mediterranean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 257, 200–214.
- Pereira, M.J.; Macedo, J.M. A Bacia de Santos: perspectivas de uma nova província petrolífera na plataforma continental sudeste brasileira. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v.4, p.3-11. 1990.
- Pinto, V.R., 2013. Interpretação Conjunta Semi-Quantitativa utilizando Vínculos com dados Geofísicos na Bacia de Santos. Tese de D.Sc., ON/MCT, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
- Riccomini, C.; Peloggia, A.U.G.; Saloni, J.C.L.; Kohnke, M.W.; Figueira, R.M. (1989). Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (Southeastern Brazil). *J. South Am. Earth. Sci.*,2:191-197.
- Rodi, W. & Mackie, R. L., 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics* 66, 174-187.
- Sandwell, D. T., e W. H. F. Smith (2001), Bathymetric estimation, in *Satellite Altimetry and Earth Sciences*, edited by L. - L. Fu and A. Cazenave, 441 – 457, Elsevier, New York.
- Sandwell, D. T., and W. H. F. Smith. 2009. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge Segmentation versus spreading rate, *J. Geophys. Res.*, 114, B01411, doi:10.1029/2008JB006008.
- Schmitt, R.S.; Trouw, R.A.J.; Van Schmus, W.R. & Pimentel, M.M. 2004. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collision orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, 133: 29-61.
- Smith, W. H. F., and D. T. Sandwell, Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, v. 277, p. 1957-1962, 26 Sept., 1997.

- Solon, F., La Terra, E.F., Tupinamba, M., Miquelutti, L.G., Fontes, S.L., (2013), Ancient geological structures in the middle crust of southeast Brazilian portion identified by geoelectrical results with Magnetotellurics geophysical methods. 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, Brazil
- Talwani, M., and Heirtzler, J. R., 1964, Computation of magnetic anomalies caused by twodimensional bodies of arbitrary shape, in Parks, G. A., Ed., Computers in the mineral industries, Part 1: Stanford Univ. Publ., Geological Sciences, 9, 464-480.
- Talwani, M., Worzel, J. L., and Landisman, M., 1959, Rapid gravity computations for twodimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone: *J. Geophys. Res.*, 64, 49-59.
- Tikhonov, A. N. 1963. Regularization of ill-posed problems. *Doklady Akad. Nauk SSSR*, 153: 49-52.
- Torne, M., Banda, E., 1992. Crustal thinning from the Betic Cordillera to the Alboran Sea. *Geo Mar. Lett.* 12, 76–81.
- Tupinambá, M.; Heilbron, M.; Oliveira, A.; Pereira, A. J.; Cunha, E. R. S. P.; Fernandes, G. A.; Ferreira, F. N. ; Castilho, J. G. & Teixeira, W. 1996. Complexo Rio Negro - uma unidade estratiográfica relevante no entendimento da evolução da Faixa Ribeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia. Anais, v.6, p.104-107.
- Tupinambá, M.; Teixeira, W. & Heilbron, M. 2000. Neoproterozoic Western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, South-eastern Brazil. *Revista Brasileira Geociências*, 30: 7-11.
- Tupinambá, M.; Heilbron, M.; Valeriano, C.; Porto Jr, R.; Dios, F. B.; Machado, N.; Silva, Eirado Silva, L. & Almeida, J. 2012. Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): Implications for Western Gondwana amalgamation. *Gondwana Research*, 21:422-438.
- Won, I.J., and Bevis, M., 1987. Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics*, 52: 232-238.
- Woodward, D., Wood, R., (2000) Bathymetry sediment thickness and crustal structure from satellite gravity data. *Exploration Geophysics* **31** ,89-93.
- Xu, X., 2001. Thermo-tectonic destruction of the Archean lithosphere keel beneath the Sino-Korean Craton in China: evidence, timing and mechanism. *Phys. Chem. Earth (A)* 26, 747-757.

Zalan, P.V., Oliveira, J.A.B. 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p. 269-300.

Zalan, P.V., M.C.G. Severino, C.A. Rigoti, L.P. Magnaviva, J.A.B. Oliveira e A.R. Vianna,(2011), An Entirely New 3D-View of the Crustal and Mantle Structure of a SouthAtlantic Passive Margin – Santos, Campos and Espírito Santo Basins, Brazil. Search and Discovery Article #30177.

APÊNDICE A – FUNDAMENTOS TEÓRICOS

A.1. GEOFÍSICA

A geofísica é uma ciência que se utiliza de fenômenos físicos para fazer inferências sobre as características composicionais, estruturais e dinâmicas da Terra, tendo em vista o seu caráter geológico.

A exploração geofísica envolve a prática de medidas instrumentais numa determinada área de levantamento com o intuito de obter respostas à aplicação do fenômeno físico utilizado. Essas respostas são influenciadas pela distribuição das propriedades físicas medidas referentes aos corpos presentes na área investigada. A eficácia de um levantamento está condicionada à existência de contrastes dos valores da grandeza física mensurada. Especificamente, são as anomalias relativas, melhores que os valores absolutos medidos, que interessam em uma investigação geofísica (Gandolfo et al., 2010).

A gama de aplicações é vasta e sua escala engloba desde o estudo de toda a Terra até a de uma região localizada na superfície. No caso deste último, as investigações servem também, por exemplo, para fins de exploração mineral.

Segundo Gandolfo et al. (2010), a geofísica pode ser classificada em dois grandes ramos de atuação: a geofísica pura e a geofísica aplicada. A geofísica pura concentra seus estudos em uma escala global, investigando grandes profundidades do planeta. Já a geofísica aplicada está restrita a profundidades menores, de dezenas a centenas de metros.

Segundo Kearey et al. (2002), a investigação pelos métodos geofísicos é capaz de detectar e delinear características locais de potencial interesse e que não poderiam ser descobertas através das sondagens diretas. Os levantamentos geofísicos não dispensam a necessidade de sondagens, mas se aplicadas corretamente, podem aperfeiçoar as informações sobre a área de investigação e minimizar a necessidade delas.

Assim sendo, é possível estudar a subsuperfície utilizando medidas indiretas por meio da geofísica. Embora algumas vezes passíveis de incertezas e ambiguidades na interpretação dos dados, os levantamentos geofísicos funcionam como um meio relativamente rápido e com baixo custo para se obter informações da geologia de uma subsuperfície.

A geofísica pode ser cruamente dividida em dois grandes grupos dos quais pertencem os diversos métodos encontrados na ciência da geofísica. Estes grupos são:

- Grupo dos Métodos de Campos Naturais
- Grupo dos Métodos de Fontes Artificiais

O grupo que forma os métodos de campo naturais utiliza os campos gravitacionais, magnéticos, elétricos e eletromagnéticos da Terra, detectando perturbações localizadas que possam ser causadas por características geológicas ocultas. Enquanto isso, o grupo que forma os métodos de fontes artificiais envolve a geração de campos elétricos ou eletromagnéticos locais - que possam ser usados de modo semelhante ao campo natural.

No caso da sísmica, a geração de ondas tem por finalidade mapear as camadas que formam os estratos das bacias sedimentares quando, da interação daquelas com as interfaces rochosas, são refletidas e refratadas, sendo detectadas nos sensores e, assim, fornecendo informações sobre a distribuição das camadas em profundidade.

De forma geral, o grupo dos métodos de fontes naturais fornece informações sobre as propriedades físicas de determinados locais em profundidades significativamente maiores e são logisticamente mais simples de serem realizados que os métodos de fontes artificiais. Os mesmos, em sua maioria, são, também, capazes de gerar um modelo melhor detalhado e refinado da geologia de subsuperfície.

A aplicação de um método geofísico está relacionada à propriedade física a qual ele responde. Como cada método geofísico depende de uma determinada propriedade do subsolo, é importante saber de que maneira as informações obtidas podem ser correlacionáveis às características do método.

Entre as rochas e os solos há contraste de propriedades que provocam variações nos campos físicos. Tais variações são atribuíveis a zonas localizadas da subsuperfície com propriedades físicas distintas e possível importância geológica. Uma variação local desse tipo é conhecida como uma anomalia geofísica. (Telford et al., 1990).

O estudo geológico e/ou geofísico da superfície de um terreno e sua relação no espaço e no tempo é de importância indiscutível para o entendimento das rochas em subsuperfície. No entanto, nem sempre as rochas estão aflorantes ou permitem inferências seguras sobre o que ocorre em determinada profundidade.

As informações geofísicas são ferramentas que auxiliam e complementam o estudo geológico previamente conhecido. Todavia, pode não ser suficiente a coleta de dados e a simples representação espacial das propriedades físicas. Técnicas estatísticas ou determinísticas como operações matemáticas, filtragens, modelagens, interpolações, integrações ou a combinação de duas ou mais técnicas geofísicas podem ser bastante úteis nesta interpretação.

A.2. MÉTODO GRAVIMÉTRICO

A.2.1. INTRODUÇÃO

A Gravimetria (lat. “gravis”, peso) pode ser definida como a técnica geofísica que tem por finalidade obter o valor da magnitude da aceleração da gravidade, em qualquer local que tenha por influência o campo gravitacional da Terra (define-se a gravidade terrestre como sendo a resultante das seguintes forças: atração newtoniana, exercida pela massa da Terra, e força centrífuga, causada pelo movimento de rotação terrestre).

O método gravimétrico se dá através de medidas das variações do campo gravitacional com o objetivo de identificar as massas locais de maior ou menor densidade e obter alguma informação sobre elas a partir de irregularidades no campo gravitacional da Terra.

Tais irregularidades denominadas *anomalias gravimétricas*, são interpretadas como resultado das variações na densidade dos materiais da subsuperfície, provocadas por estruturas geológicas ou corpos rochosos com diversos contrastes de densidades. Por exemplo, o campo gravitacional da Terra, após a aplicação de certas correções, seria constante em qualquer ponto se a subsuperfície possuísse uma densidade uniforme. Qualquer variação lateral de densidade associada à mudança da geologia de subsuperfície resulta numa variação local do campo gravitacional.

Assim, a gravidade medida na superfície da Terra, contém informações sobre o ponto onde a medida é realizada (aplicação geodésica), sobre a distribuição de massa no interior da Terra (aplicação geofísica) e, no caso de medidas repetidas, sobre as variações temporais do corpo da Terra (aplicação geodinâmica) (TORGE, 1989).

A.2.2. O Campo Gravitacional da Terra

Em meados de 1687, Isaac Newton, com a publicação do aclamado “*Philosophia e Naturalis Principia Mathematica*”, estabeleceu a base fundamental para o estudo da distribuição de massas e seus efeitos: A famosa “Lei da Gravitação Universal”.

Newton a formulou de maneira bastante concisa:

“A força de atração entre duas massas é proporcional a cada uma delas e inversamente proporcional ao quadrado da distância que as separa”.

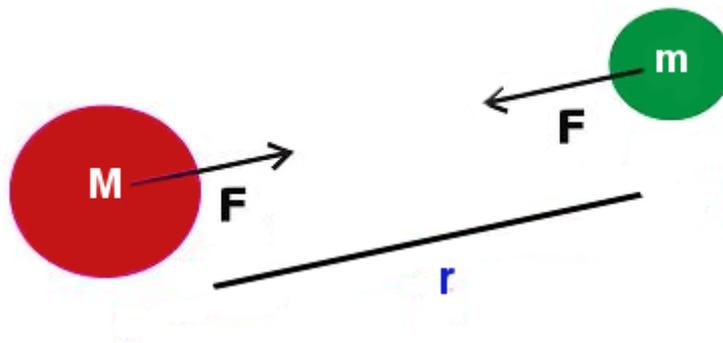


Figura 13. Atração entre dois corpos.

Decorrente deste fenômeno foi formulada a expressão matemática para a força gravitacional:

$$F = G \frac{m M}{r^2}$$

M e m são as massas dos dois corpos, r a distância entre eles, e $G = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ Nm}^2 \cdot \text{kg}^{-2}$, a constante gravitacional.

Como visto, a prospecção gravimétrica mede a aceleração da gravidade “g”. Com a formulação da Lei da Gravitação Universal juntamente com a 2ª Lei de Newton, define-se que a magnitude da aceleração com que a massa m (tomada como unitária) é atraída por M , sendo

M a massa da Terra é igual à força F por unidade de massa m , de tal forma que se obtém a expressão:

$$g = \frac{F}{m} = G \frac{M}{r^2}$$

A aceleração da Terra pode ser considerada como a força por unidade de massa, de forma que se usa normalmente o termo aceleração gravitacional em vez de força gravitacional. Nos estudos gravimétricos, a aceleração gravitacional é muito mais usada que a força gravitacional. É definido também o chamado potencial gravitacional (U) que pode ser expresso como:

$$U = G \frac{M}{r}$$

Enquanto a aceleração gravitacional g é uma grandeza vetorial, possuindo uma magnitude e uma direção e sentido, o potencial gravitacional U é uma grandeza escalar, possuindo apenas magnitude. A primeira derivada de U em qualquer direção dá o componente da gravidade naquela direção. Conseqüentemente, a abordagem de um campo potencial fornece uma flexibilidade de cálculo. Podendo-se definir superfícies equipotenciais sobre as quais U é constante.

A unidade de medida da aceleração usada na Gravimetria é o *miliGal* (10^{-3} Gal), onde $1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm/s}^2$. Como o valor médio da aceleração da gravidade na superfície da Terra é cerca de 980 Gal, ou $9,80 \text{ m/s}^2$, então 1mGal é aproximadamente $1/10^6$ da gravidade normal (i.e., uma parte em um milhão). A unidade gravimétrica (gu) é igual a 0.1 mGal.

A sigla *Gal* foi escolhida em homenagem a *Galileo Galilei* (1564-1642) grande físico, matemático e astrônomo italiano, que contribuiu com grandes feitos e trabalhos envolvendo a gravidade, entre eles a base física para a criação do relógio de pêndulo. Além disso, Galileo foi o primeiro a contestar a afirmação de Aristóteles dos corpos leves e pesados caírem com velocidades diferentes. Segundo Galileu, todos os corpos caem com a mesma velocidade, o que mais tarde veio a se comprovar fisicamente.

A.2.3. A Forma da Terra

“Qual é a forma da Terra? Quais são as suas dimensões?” (Escobar, 1989)

Quando se deseja estudar o planeta em que vivemos a pergunta acima se torna algo até certo ponto simples, entretanto, se fazem necessárias algumas considerações, iniciando pelo nível de exatidão requerido na resposta. Para um observador muito distante, a Terra poderá ter a aparência de um ponto. Aproximando-se mais, as dimensões do antigo ponto começam a ser perceptíveis e logo a Terra apresenta um caráter esférico. Mais próximo, pode-se perceber um ligeiro achatamento e já se pode dizer que a Terra aparenta ter a forma de um *elipsoide de revolução*. (Escobar, 1989)

Ao se aproximar mais ainda, poderão ser percebidas na superfície diversas ondulações, de modo que agora a Terra tem uma forma irregular específica que recebe o nome de *Geoide*. Contudo, se o observador se aproximar ainda mais, perceberá variações que não permitem a caracterização da superfície do planeta com exatidão. A superfície que envolve a Terra, cujos contornos são definidos pelas formas do relevo, retirando-se a camada da atmosfera, recebe o nome de *superfície física*.

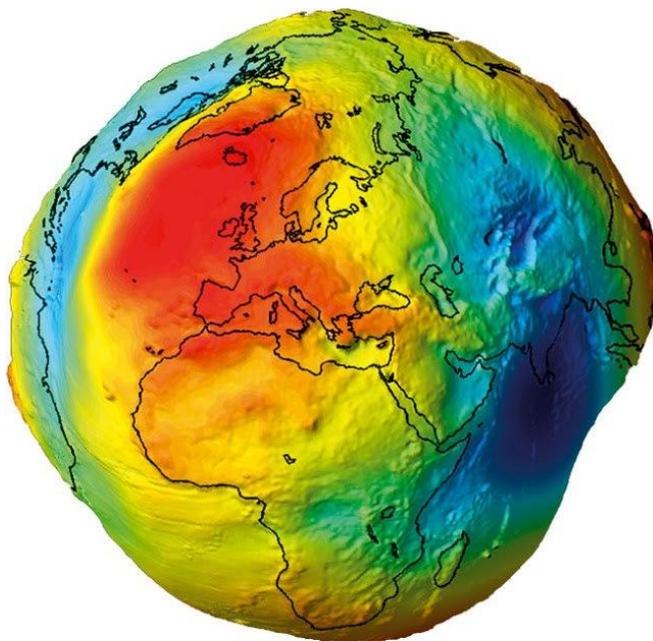


Figura 14. Forma da Terra.

(Fonte: <http://www.dicasfree.com/wp-content/uploads/geoide.jpg>)

Determinar a forma da Terra de maneira extremamente precisa é o objeto de estudo dos geodestas. Se a Terra fosse uma esfera perfeita com densidade uniforme, “g” seria uma constante para qualquer ponto de observação. No entanto, como este planeta não é uma esfera perfeita, a gravidade muda com a variação da densidade do ponto de observação.

A.2.4. O Elipsoide

Uma diferença fundamental a se considerar na elaboração de modelos mais aproximados do campo gravitacional terrestre e da forma da Terra é o seu efeito de rotação. Ao iniciar um movimento de rotação partindo de uma Terra estática, a deformação da mesma ocorreria devido à atuação da força centrífuga. A esfera original sofreria um achatamento nos pólos tomando, assim, uma forma elíptica.

A Terra executa uma rotação completa em torno do seu eixo em um dia sideral (23h 56m 4,2s). Este fato faz com que os corpos localizados sobre a superfície do planeta executem um movimento idêntico e, com isso, considera-se a existência de uma força centrífuga cuja intensidade depende da distância ao eixo da Terra:

$$|\vec{f}_c| = m \omega^2 R \cos \phi$$

m é a massa do corpo, ϕ a latitude, R o raio da Terra e ω a sua velocidade angular ($R \cos \phi$ é a distância ao eixo da Terra).

Esta força é dirigida perpendicularmente ao eixo. A ação combinada entre as acelerações gravitacional e centrífuga podem ser expressas aproximadamente por:

$$\vec{g} = \left[\frac{GM_T}{R^2} - \omega^2 R \cos^2 \phi \right] \vec{e}_r$$

A.2.5. O Elipsoide de Referência

A forma real da Terra e do seu campo potencial associado é bastante complexa. Por isso, assume-se uma forma relativamente mais simples, mas que possa descrevê-la de modo bastante satisfatório. A partir de uma série de medidas distribuídas numa rede mundial, foram obtidas fórmulas que descrevem o chamado elipsoide de referência ou superfície teórica da Terra.

As fórmulas do elipsoide foram estabelecidas e melhoradas por acordos internacionais patrocinados pela Associação Internacional de Geodésia –IAG. Três sistemas já foram assim estabelecidos, sendo o primeiro deles em 1930. Com o advento de medidas por satélite e incremento nas medidas geodésicas, um novo elipsoide foi definido em 1967.

O sistema atualmente aceito é o Sistema Geodésico de Referência de 1980. Por derivação acima e adotando esse elipsoide, a gravidade teórica ou normal da terra pode ser obtida através da fórmula:

$$g_0 = 9,7803267714 \times \frac{1 + 0,00193185138639 \sin^2 \varphi}{\sqrt{1 - 0,00669437999013 \sin^2 \varphi}}$$

Esta fórmula fornece o valor da gravidade (g_0) em função do ângulo de latitude (φ).

A.2.6. O Geoide

O Geoide é uma superfície equipotencial cujo campo gravitacional tem o mesmo valor coincidente com o nível médio dos mares sobre o oceano. Qualquer que seja o ponto sobre o geoide, ter-se-á o mesmo valor de gravidade. A superfície equipotencial corresponde ao efeito combinado das acelerações da gravidade e centrífuga atuantes na superfície do planeta.

Pode-se imaginar o geoide como a superfície ao nível do mar sem nenhum efeito da dinâmica de ventos e correntes; nas áreas continentais essa superfície está na maioria das vezes abaixo do nível do solo. Nos estudos gravimétricos, utiliza-se o campo associado à aceleração da gravidade teórica. Como visto a superfície teórica não corresponde exatamente a real superfície equipotencial da Terra ao nível do mar, o Geoide.

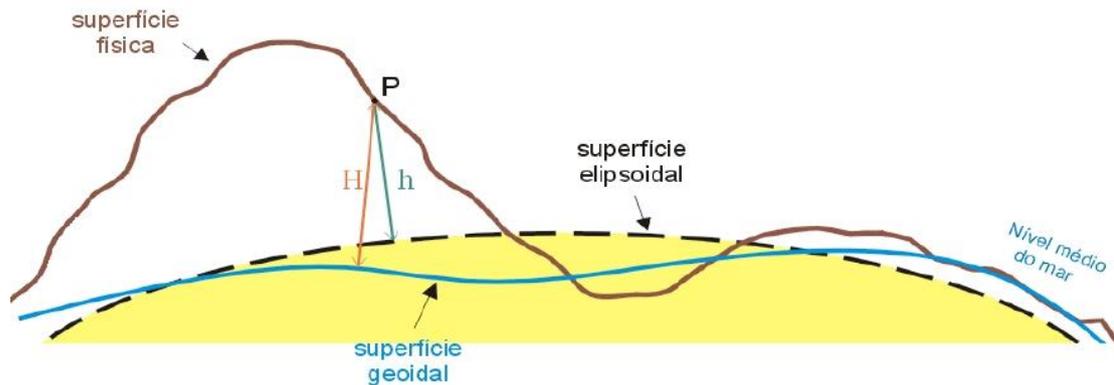


Figura 15. Imagem representando as curvas do Geóide e Elipsoide. (Mantovani,1999).

De todo modo, as diferenças de nível entre o geóide e a superfície teórica dificilmente excedem os 100 metros e, de maneira geral, se restringem a menos de 50 metros. Considerando as magnitudes das grandezas medidas, é um erro bastante pequeno para grande parte dos estudos que envolvem a crosta. (Mantovani, 1999)

A.2.7 O Levantamento Gravimétrico

Em um levantamento gravimétrico, a aceleração da gravidade é medida em cada estação de forma relativa utilizando o gravímetro, assim, medindo a diferença da gravidade entre dois pontos observados, e não a gravidade absoluta. Dessa forma, o dado medido em uma estação é relacionado à estação base, cujo valor da gravidade é conhecido, fornecendo o valor da gravidade no local. A partir destes valores, o estudo das densidades em subsuperfície, através das anomalias produzidas devido ao contraste desta propriedade física entre os meios, pode ser realizado.



Figura 16. Aquisição de medidas utilizando o gravímetro CG-5 Scintrex.

Os valores da gravidade são influenciados pela altitude, coordenadas da estação gravimétrica, pelo horário da medição e pela morfologia ao redor, portanto, é necessário realizar diversas correções nestas medidas. O objetivo das correções é fazer a medida de uma simples estação comparável aos resultados das outras estações e remover do valor de gravidade todas as influências que não são devido à estrutura investigada. (Lafehr, 1991).

A.3 CORREÇÕES GRAVIMÉTRICAS

Antes da interpretação dos dados é necessário corrigir todas as variações no campo gravitacional da Terra as quais não são provenientes da variação de densidade das rochas. Este processo é conhecido como redução gravimétrica (Lafehr, 1991). As equações descritas para obtenção do valor de gravidade em um determinado ponto consideram uma terra homogênea e, portanto, não levam em consideração as variações dos valores de densidade quando se contrastam litologias e latitudes. Para tanto, ao se investigar as anomalias gravimétricas, algumas propriedades, como altitude, latitude e morfologia do terreno devem ser corrigidas. (Telford et al., 1990).

O gravimétrico CG-5 da SCINTREX, possui em sua vasta gama de opções algumas correções disponíveis para serem realizadas automaticamente no momento da aquisição dos dados em campo, entre elas: filtro sísmico, correção de Maré, Correção de Terreno e fator de calibração.

A.3.1 Fator de Calibração

O fator de calibração de um gravímetro é necessário para ajustar as medidas realizadas com o equipamento de acordo com a variação da gravidade em função da região do levantamento. Para determinar se a resposta do gravímetro é coerente com esta variação, recomenda-se a realização de uma campanha envolvendo a ocupação de, no mínimo, duas estações gravimétricas absolutas da rede nacional.

Assim, pode-se comparar a diferença de gravidade obtida pelo gravímetro com a diferença de gravidade entre as duas estações absolutas. O resultado é a geração de um fator que será utilizado para corrigir as medidas realizadas na região do levantamento. Este procedimento deve ser realizado devido ao comportamento do gravímetro sofrer variações temporais em seus elementos sensores gerando imprecisões nas medidas obtidas (Gemael, 2002).

A.3.2 Correção de Maré

As marés terrestres, tal como as suas congêneres marinhas, fazem com que a elevação do ponto de observação varie. No caso marinho a amplitude da variação pode ir desde menos de 1 m até quase à dezena de metros, no caso continental as variações atingem no máximo alguns centímetros. A interação gravitacional da Terra com a Lua e o Sol, introduz perturbações no campo de gravidade terrestre que devem ser removidas da aceleração da gravidade medida nos levantamentos gravimétricos (Gemael, 2002).

Os efeitos de maré podem ser calculados e existem também sob a forma de tabelas publicadas na literatura geofísica. As fórmulas geralmente empregadas para o cálculo da perturbação luni-solar nas observações dos levantamentos gravimétricos são as expostas em Longmann (1959). As variações da gravidade devidas à maré terrestre têm um máximo de amplitude de aproximadamente $\pm 0,3$ mGal e um período próximo de 12 horas. Essa correção

tem uma variação suave e qualquer indicio de anormalidade, tanto na variabilidade como na magnitude deve ser investigada.

A.3.3 Correção de Deriva

Os gravímetros, por serem instrumentos altamente sensíveis, sofrem variações em suas condições elásticas resultando em leituras distintas para um mesmo ponto em diferentes instantes. Além disso, as condições ideais de operação precisam ser constantemente verificadas de modo a tornar os resultados do levantamento homogêneos.

Em relação às condições elásticas, a leitura do gravímetro tende a variar com o tempo mesmo que o aparelho seja mantido no mesmo ponto. Esta variação é denominada de *deriva instrumental*. A deriva instrumental tem um comportamento diferente se o aparelho estiver fixo, realizando diversas medidas em um mesmo ponto (*deriva estática*) ou se estiver em movimento, ou seja, realizando medidas em pontos distintos (*deriva dinâmica*), e as mesmas precisam ser controladas de modo específico.

A deriva dinâmica pode ser corrigida ao realizar a leitura final do levantamento diário no mesmo ponto de início ou em outro ponto da rede de referência, ou seja, uma base, em um intervalo de tempo não superior ao máximo estabelecido para o aparelho. No caso em que, durante um levantamento gravimétrico haja necessidade de parar as medições por um determinado tempo considerável, é recomendável que se faça uma leitura ao parar e outra antes de reiniciar o trabalho no mesmo ponto, para controlar essa variação da deriva estática.

A.3.4 Correção de Latitude

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

$$g_{\phi} = 978,049 (1 + 0,0052884 \sin^2(\phi) - 0,0000059 \sin^2(2\phi))$$

Essa equação é denominada: Formula Internacional da Gravidade Terrestre de 1967. Definida pelo International Association of Geodesy (IAG, 1971), esta formula fornece a gravidade g em função do ângulo de latitude (ϕ), e, sendo 978,049... o valor da gravidade em cm/s^2 , ou Gal, no equador. Os valores de g obtidos são aqueles que seriam observados ao nível do mar no planeta Terra, com forma esferoidal suave, e densidade uniforme. Qualquer variação com a longitude é tão pequena que pode ser desprezada. Assim, a anomalia gravimétrica corrigida do efeito da latitude pode ser expressa por:

$$\Delta g_{\phi} = g_{obs} - g_{\phi}$$

Sendo g_{obs} o valor lido no gravímetro e já corrigido dos efeitos de maré e deriva.

A.3.5 Correção de Ar-Livre (Free-Air)

A correção de Ar-livre tem como objetivo, eliminar a variação da gravidade devido à altitude (ou a altura em relação à superfície de referência considerada) referente ao local onde está sendo realizada a medida, sua fórmula é dada por:

$$C_{Ar\ livre} = 0,3086h$$

O valor dessa correção será positiva sempre que o ponto estiver acima da superfície de referência, em geral o geóide. Isso significa que para cada metro que o gravímetro se afasta da superfície do esferóide, o valor da aceleração de gravidade decresce em 0.3086 mGal, sendo essa quantidade válida para afastamentos relativamente pequenos em relação ao raio da Terra.

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

$$\Delta g_{ar\ livre} = g_{obs} - g_{\phi} + 0.3086h$$

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

A.3.6 Correção Bouguer

A fim de compensar o efeito da diferença de massas entre o ponto medido e o geóide é feita a correção de Bouguer. Em terra a correção de Bouguer deve ser subtraída para compensar a atração exercida pelo material entre o ponto de observação e o nível de referência. No mar, deve ser adicionada. Esta correção corrige o efeito dessas massas, utilizando a fórmula:

$$C_{Bouguer} = 0,04193\rho h$$

Sendo ρ o valor da densidade em g/cm^3 .

Para calcular a anomalia Bouguer, considera-se um platô de densidade média ρ e altura média da topografia, h . Ao retirar o efeito do platô, obtém-se a anomalia Bouguer, a partir do valor de g medido e da anomalia Ar-livre:

$$\Delta g_{BOUGUER} = g_{obs} - g_{\phi} + 0.3086 h - 2\pi G\rho h$$

Considera-se como superfície de referência o geóide, e h é o mesmo daquele exposto na correção de Ar-livre.

A.3.7. Correção de Terreno

A correção de terreno tem o papel de corrigir a topografia da superfície terrestre, ou seja, aplainá-la. Em geral, usa-se a anomalia Bouguer completa, que é a soma das anomalias de Bouguer e de terreno. Esta foi realizada a partir do modelo digital de terreno obtido pela interpolação de dados topográficos do programa *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM). Estes dados oferecem resolução vertical de 16 m, estando dispostos em uma malha regular de 90 m de lado. A figura 17 apresenta o modelo digital de terreno obtido pela interpolação dos referidos dados SRTM para a região em torno da área pesquisada.

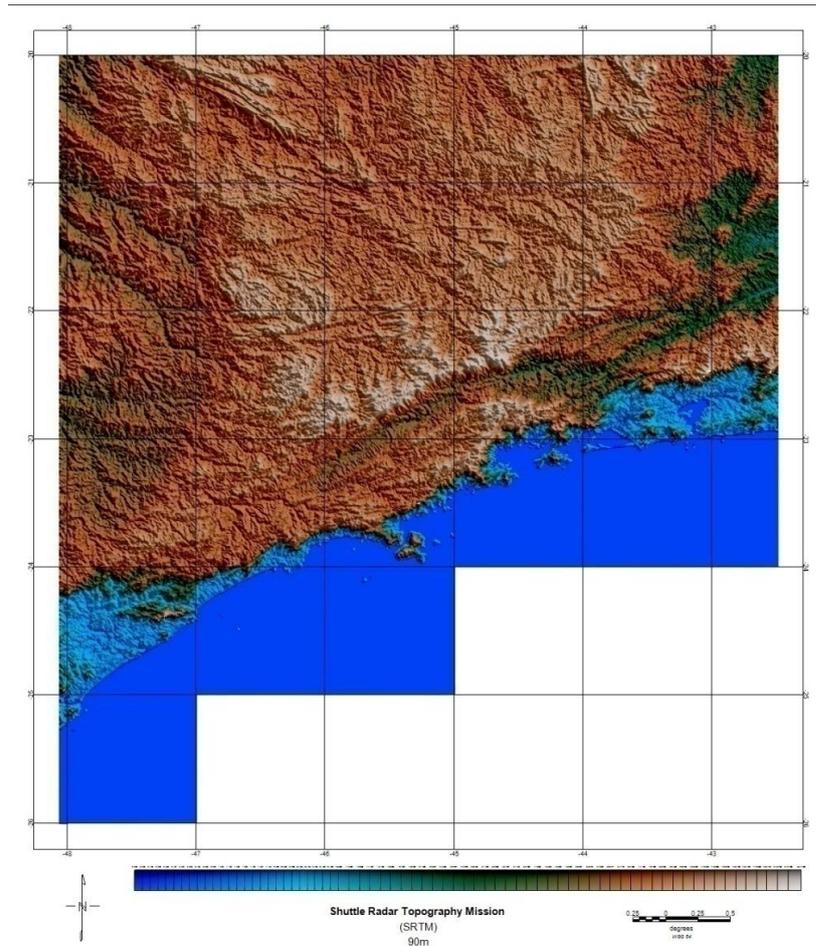


Figura 17. Mapa digital de Elevação(MDE) da área de estudo.

A.4. MAPA DE ANOMALIA AR-LIVRE

Como os dados obtidos pelas missões Geosat/GM e ERS-1/GM não possuem validade no continente, por serem derivados de um programa de altimetria marinha, optou-se por utilizar a anomalia Ar-Livre também para os dados obtidos no continente para que se pudesse gerar um perfil que partisse da parte *offshore* com os dados de gravimetria marinha derivados da altimetria por satélite até a parte *onshore* com a junção dos dados terrestres do projeto Subsalsal e dos demais disponibilizados pelo BNDG e IBGE.

No mapa de anomalia Ar-livre da área de estudo (Fig.6), encontra-se a localização dos dados. O mesmo foi elaborado na forma digital utilizando o programa Oasis Montaj software Geosoft®. E utilizando o método de interpolação denominado Mínima Curvatura.

A.4.1 Interpolação dos Dados

A partir dos dados espacialmente distribuídos de forma não regular figura 4 (figura com todos os pontos medidos), é necessário gerar os mapas de anomalia para isso é necessário transpor os dados para uma malha regular (grid), na qual os dados se situarão a igual distância uns dos outros. No processo de criação das malhas regulares para obtenção dos mapas torna-se necessário realizar um processo de interpolação entre esses dados, criando-se uma representação de dados suavizada e regular.

A interpolação dos dados previamente processados é normalmente efetuada a partir de um algoritmo que usa uma determinada função para definir o valor de cada nó da malha, com base nos pontos mais próximos dos dados obtidos no campo.

A representação dos dados amostrados e dos dados interpolados se dá em uma célula, segundo Geosoft (1994) essa célula deve ter o tamanho de $\frac{1}{4}$ da distância entre os dados do levantamento, cujo é o valor ideal para que tenha a menor variação possível dos dados na criação da malha regular.

A gridagem é um processo de interpolação de dados, onde se cria uma malha ou grade de dados regular, com células do mesmo tamanho e espaçamento, em um sistema de coordenadas definido. Os métodos de “gridagem” mais utilizados na prospecção geofísica são: Mínima Curvatura, Krigagem e Bi-direcional. Na presente dissertação, utilizou-se o método de gridagem por mínima curvatura por sua dinamicidade e velocidade no processamento com uma grande quantidade de dados.

A.4.2 Método de Mínima Curvatura

A Mínima Curvatura é uma técnica de gridagem numérica utilizada para dados irregularmente espaçados (aleatórios ou randômicos), como mostrado na figura 18. Trata-se de uma interpolação contínua aos pontos de dados irregularmente distribuídos, método segundo o qual equações diferenciais ajustam uma superfície e um valor inicial de Z_i é calculado para cada nó das células a partir dos pontos próximos, então são efetuados cálculos de derivação repetidamente até que seja alcançada uma diferença (convergência ou tolerância) entre os valores amostrados e os estimados, especificada pelo usuário, ou até que um número máximo de interações seja alcançado. (Briggs, 1974).

Como resultado, os mapas gerados apresentam contornos muito suaves e traz como desvantagem a criação de artefatos indesejáveis gerados especialmente no interior das células onde o valor inicial de Z é calculado utilizando a média global dos valores amostrados; isso ocorre quando não há valores amostrados dentro ou próximos da célula cujo nó deve ser estimado;

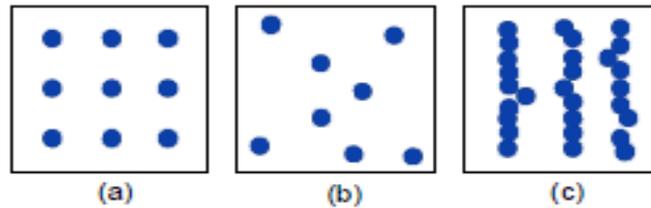


Figura 18. Exemplo de distribuição de dados. (a) Regularmente espaçados. (b) Aleatórios. (c) Em linha. (Modificado de Blum, 1999).

A.4.3 FILTRO POLINOMIAL

As anomalias de Ar-livre, bem como as de Bouguer, são frequentemente caracterizadas por terem anomalias de vários comprimentos de onda, umas apresentam caráter regional, às quais podem estar sobrepostas a anomalias de menor comprimento de onda, consideradas anomalias locais.

Para obtermos o campo que está ligado às anomalias na parte mais superior da crosta, foi utilizado o filtro polinomial de ordem um pelo método de mínimos quadrados aplicados a anomalia de Ar-livre. A ordem deste polinômio removeu apenas as tendências lineares permanecendo apenas as anomalias profundas não lineares.

Portanto, após a elaboração do mapa de anomalia Ar-livre, o filtro polinomial foi aplicado usando o programa *Oasis Montaj*, onde é encontrado o polinômio de superfície que melhor represente o comportamento regional dos dados. Os resultados obtidos foram capazes de gerar um novo mapa de anomalia Ar-livre (Figura 6). Este mapa foi gerado por meio da remoção da superfície polinomial de grau 1.

A.5 TRATAMENTO DOS DADOS

Após a etapa de processamento dos dados gravimétricos terrestres, a junção destes com os dados gravimétricos marinhos e elaboração dos grid inicial de anomalia Ar-livre, foi realizada a aplicação de alguns filtros para amplificação dos sinais resultantes nos dados gravimétricos, com o intuito de melhorar a qualidade dos dados e revelar informações sobre as estruturas geológicas, favorecendo a interpretação das mesmas.

Nos dados gravimétricos, foi utilizado o filtro de continuação para cima. (upward continuation), com uma altitude de 2000m. Estes filtros foram aplicados utilizando programas fornecidos pela plataforma *Oasis Montaj* (Geosoft, 2000).

A.5.1 Continuação Para Cima (Upward Continuation)

A continuação para cima é um filtro de limpeza usado para remover ou minimizar efeitos de fontes rasas e ruídos. Sua aplicação atenua todas as frequências, porém com maior intensidade as altas frequências. A continuação para cima também é muito útil quando se quer juntar levantamentos originalmente adquiridos em diferentes altitudes, como foi o caso dos dados gravimétricos neste projeto.

O filtro de continuação para cima é considerado um filtro limpo, ou suave, pois não produz efeitos de borda, nem requer a aplicação de outros filtros para corrigi-lo ou atenuá-lo.

Este filtro é expresso por (Geosoft, 2000):

$$L(r) = e^{-hr}$$

sendo “h” a altura considerando-se o plano de medidas igual a 1 e “r” a frequência em radianos por unidade de medida (neste caso, metros). (Blakely, 1995) traz uma descrição detalhada da teoria, não só deste método, mas de vários outros aplicados em métodos potenciais. A Figura 19 mostra a atenuação do filtro, em função da frequência.



Figura 19: Atenuação do filtro de Continuação para cima. (Geosoft, 2000)

A.6 FILTROS DE INTERPRETAÇÃO

As técnicas geofísicas aplicáveis a dados potenciais podem trazer informações bastante diferenciadas para estudo e exploração de fontes anômalas. No entanto, essas técnicas devem ser aplicadas em conjunto, ou seja, não é aconselhável a partir de uma única informação traçar resultados, ou conclusões. Essas técnicas precisam por sua vez apresentar certos níveis de relação entre si, para que os resultados apresentados sejam confiáveis.

As derivadas de uma função potencial (campo magnético ou gravimétrico) são de grande utilidade na interpretação dos dados, pois realçam as altas frequências (fontes mais rasas), como é o caso da derivada vertical $\left(\frac{\partial f}{\partial z}\right)$. Além disso, delimitam os limites ou contatos entre corpos com diferentes susceptibilidades magnéticas ou densidades, dando como exemplo disso a derivada horizontal $\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right) + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)$. Considerando que, em geral, existem ruídos de alta frequência nos dados coletados, muitas vezes é necessária uma filtragem prévia com filtros passa-baixa, como, por exemplo, o *Butterworth* descrito acima. A derivada vertical é calculada no domínio da frequência, e as horizontais, mais facilmente obtidas, no domínio do espaço, podendo também ser computadas no domínio da frequência.

A.6.1 Derivada Direcional

A derivada direcional é um filtro definido, no domínio da frequência, através da derivada vertical de uma anomalia em conjunto com a amplitude do espectro da anomalia multiplicado pela ordem da derivada, também conhecida como taxa de declividade. Este filtro

tem como principal funcionalidade a amplificação das altas frequências e atenuação das baixas.

Quando aplicadas aos dados gravimétricos, a derivada ressalta as respostas geofísicas dos corpos geológicos mais rasos em detrimento dos mais profundos. Permitem também uma melhor definição das bordas dos corpos, bem como auxiliam na separação das curvas de anomalias que estejam superpostas lateralmente.

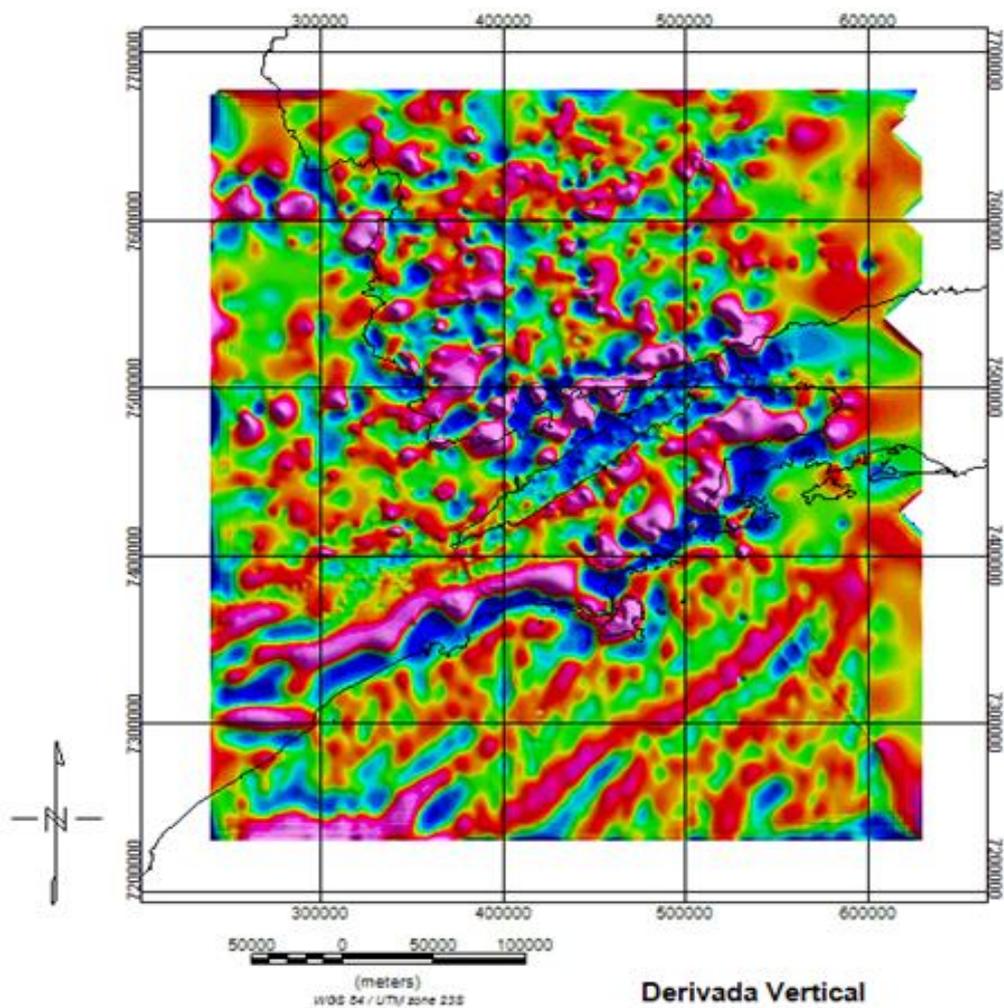


Figura 20. Mapa da primeira derivada vertical da anomalia Ar-livre.

A.7 MODELAGEM

A modelagem geofísica é uma técnica de construção de modelos geológicos para dados geofísicos, sendo uma das ferramentas fundamentais para a interpretação e compreensão da estrutura da Terra. Essa técnica permite que hipóteses sobre as características geológicas de subsuperfície sejam testadas (modelagem direta) e então comparadas com os dados observados, com isso é possível gerar modelos mais próximos da realidade, mesmo que mais de um modelo possa se adequar aos dados observados.

A modelagem geológica com dados geofísicos foi realizada de forma interativa a partir de modelos geológicos bidimensionais idealizados, permitindo o ajuste das curvas estimadas e observadas aos dados de gravimetria através do *software* GM-SYS da Northwest Geophysical Associates Inc. integrado à plataforma Oasis/Montaj. Os métodos utilizados para determinar a resposta dos modelos são baseados nos métodos em Talwani et al. (1959) e Talwani & Heirtzler (1964), utilizando algoritmos descritos em Won & Bevis (1987).

A modelagem 2D deste estudo é caracterizada como um modelo direto que busca definir as características da geologia local baseado no perfil de anomalia gravimétrica. Este modelo serve para termos um diagnóstico de como as propriedades gravimétricas varia em subsuperfície, numa determinada seção. Os corpos e estruturas geológicas podem ser simplificados usando-se estruturas lineares. figura (Talwani et al 1959).

As seções dessas feições são aproximadas por um conjunto de polígonos fechados de n vértices, onde é possível calcular, por meio de expressões algébricas, as componentes horizontal e vertical da atração gravitacional em um ponto qualquer, como mostrado na figura 21. Adota-se um sistema de coordenadas cartesianas com origem no ponto P do plano xz e o eixo- z positivo apontando verticalmente para baixo. Nessa geometria consideram-se os ângulos θ_i entre o plano xz e a reta ligando o ponto P ao ponto médio de cada lado do polígono e o ângulo ϑ_i entre o vértice i e o plano xz (fig. 21).

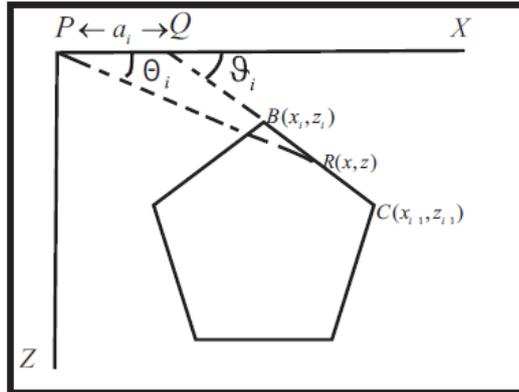


Figura 21. Elemento envolvido na atração gravitacional de um polígono de n lados. (Dutra, 2006)

A componente vertical da atração gravitacional (V) de um polígono de n lados e de densidade ρ é calculada pela equação:

$$V = 2G\rho \sum_{i=1}^n Z_i$$

Onde G é a constante de gravitação universal e Z_i é dada pela relação:

$$Z_i = a_i \sin \vartheta_i \cdot \cos \vartheta_i \left[-\theta_i - \theta_{i+1} + \tan \vartheta_i \ln \frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \vartheta_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \vartheta_i)} \right]$$

Onde:

$$\theta_i = \tan^{-1} \frac{Z_i}{x_i},$$

$$\vartheta_i = \tan^{-1} \frac{Z_{i+1} - Z_i}{x_{i+1} - x_i},$$

$$\theta_{i+1} = \tan^{-1} \frac{Z_{i+1}}{x_{i+1}},$$

$$a_i = x_{i+1} + z_{i+1} \frac{x_{i+1} - x_i}{z_i - z_{i+1}}$$

A formulação apresentada no trabalho citado considera que o polígono é infinito ao longo do plano xz. Existem formulações algébricas que permitem considerar esse comprimento infinito em um tamanho finito (fig. 22), mantendo a mesma seção transversal do corpo. A formulação empregada pelo programa GM-SYS foi desenvolvida por Won & Bevis (1987).

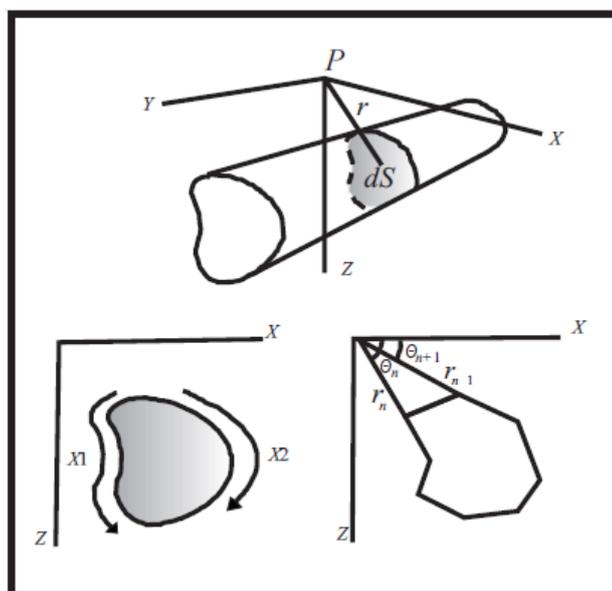


Figura 22. Elemento representando a aproximação de um corpo bi-dimensional por um polígono de n lados (Dutra, 2006).

As bordas de um corpo bi-dimensional podem ser representadas por um polígono fechado fazendo o número de lados suficientemente grande. Vários programas usam essa rotina de cálculo no modelamento direto. Um modelo inicial para o corpo é construído, baseando-se em informações geológicas e geofísicas. A anomalia do modelo é calculada e comparada com a anomalia observada. Os parâmetros geométricos específicos e físico (densidade, neste caso) são modificados até obter-se o melhor ajuste entre os dados calculados e o observados.

A.8 REFERÊNCIAS

- Blakely, R. J., 1995. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press, NY. 441 p.L
- Briggs IC. 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, 39(1): 39-48.
- Gemael, Camil. Introdução ao Ajustamento de Observações: Aplicações Geodésicas. Curitiba: Ed. UFPR, 1984. 319p.
- Geosoft, 2003, “2-D Frequency Domain Processing of Potential Field Data – Extension for Oasis Montaj v6.1” – Manual do Oasis Montaj – arquivo em pdf – p. 53-57.
- I.A.G. (International Association of Geodesy), 1971. Geodetic Reference System 1967. Pub. Spec. No. 3 du Bulletin Géodésique, 115 pp.
- Kearey, P.; Brooks, M.; Hill, I. 2002. An Introduction to Geophysical Exploration. Terceira Edição. Padstow, Cornwall. Blackwell Science Ltd, Printed and bound in Great Britain by TJ International.
- Lafehr, T.R., 1991, An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction. *Geophysics*, [S. l.], v. 56, n. 8, p. 1179-1184.
- Longman, I.M. Formulas for computing the tidal accelerations due to the Moon and the Sun. *J. Geophys. Res.*, vol. 64, n. 12, p. 2351-2355, 1959.
- Mantovani, M. S. M; Shukowsky, W; Slavec, G. B. O Complexo Alcalino de Juquiá, SP: integração de dados geofísicos. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5, 1999, UNESP, Campus do Rio Claro. Bol. do 5º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil. Rio Claro, 1999, p. 219-223.
- Talwani, M., Worzel, J. L., and Landisman, M., 1959, Rapid gravity computations for twodimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone: *J. Geophys. Res.*, 64, 49-59.
- Talwani, M., and Heirtzler, J. R., 1964, Computation of magnetic anomalies caused by twodimensional bodies of arbitrary shape, in Parks, G. A., Ed., *Computers in the mineral industries*, Part 1: Stanford Univ. Publ., Geological Sciences, 9, 464-480.
- Telford, W. M.; Geldart L. P.; Sheriff, R. E. Applied Geophysics. Segunda Edição. University of Cambridge, New York, USA. 1990. 751 p.
- Torge W (1989). Gravimetry. – Walter de Gruyter: 465 pp.
- Won, I.J., and Bevis, M., 1987. Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics*, 52: 232-238.

APÊNDICE B – ARTIGO SUBMETIDO

ScholarOne Manuscripts

Página 1 de 2



Geociencias Aplicadas Latinoamericanas



Submission Confirmation

Thank you for submitting your manuscript to *Geociencias Aplicadas Latinoamericanas*.

Manuscript ID: GL-2014-0011

Title: MODELAGEM GRAVIMÉTRICA CRUSTAL E LITOSFÉRICA DE UMA SEÇÃO ENTRE A MARGEM CONTINENTAL DO SUDESTE DO BRASIL E A ÁREA EMERSA ADJACENTE.

Authors: da Silva, Alexandre
La Terra, Emanuele
Tupinambá, Miguel
Fontes, Sergio

Date Submitted: 31-Jul-2014

 Print  Return to Dashboard

MODELAGEM GRAVIMÉTRICA DE UMA SEÇÃO ENTRE A MARGEM CONTINENTAL DO SUDESTE DO BRASIL E A ÁREA EMERSA ADJACENTE.

Silva, A.R.¹ ; La Terra, E.F.¹ ; Tupinambá, M.² ; Fontes, S.L.¹

Observatório Nacional – 1
Faculdade de Geologia – UERJ - 2

RESUMO:

Durante o Neoproterozóico, o movimento, a colisão e a colagem das placas tectônicas formaram o supercontinente Gondwana. Após sua quebra no Cretáceo, ocasionando a separação continental entre África e América do Sul, faixas móveis antigas como Brasília e Ribeira permaneceram do lado brasileiro, na sua porção sudeste. Estes blocos crustais são separados por antigas geossuturas de idade da construção do Gondwana. A área de estudo está situada entre a margem continental e a área emersa adjacente do Brasil. Foi utilizada a técnica de modelagem 2D para o cálculo das respostas de dados de gravidade ajustados de um modelo geológico integrado a outros modelos geofísicos. Na crosta os ajustes aos dados observados com diferentes simulações foram conseguidos variando a densidade de uma distribuição hipotética de informações geológicas e geofísicas disponíveis. No manto litosférico o modelo foi ajustado aos dados com a inferência de quilhas e cunhas arqueanas na base da litosfera, possivelmente paleoplacas quimicamente homogêneas subductadas. No domínio da margem continental, afinamento crustal e litosférico foi verificado abaixo da planície costeira/plataforma rasa e na parte proximal da Bacia de Santos. O modelo geológico resultante da fusão da informação geológica e geofísica corrobora e delimita duas zonas de sutura entre os terrenos tectônicos das faixas Brasília e Ribeira e os terrenos que separam a Faixa Ribeira da Bacia de Santos, propostas em estudos anteriores. Este modelo se ajusta aos dados gravimétricos observados com erro inferior a 8% do gradiente total.

PALAVRAS-CHAVE: Bacia de Santos, Faixa Ribeira Faixa Brasília, Gravimetria.

ABSTRACT:

During the Neoproterozoic, a combination of movement, collision and collage of tectonic plates formed the supercontinent Gondwana. After its break in the Cretaceous, leading to continental breakup between Africa and South America, ancient mobile belts such as the Brasília and Ribeira belts remained on the Brazilian side right on the southeastern portion. These crustal blocks are separated by old geosutures contemporary with the assemblage of Gondwana. The study area is situated between the continental margin and adjacent land area of Brazil. 2D modeling technique was used for calculating the responses of available gravity information with constraints posed by current geological model and other geophysical models.

In the crust, the adjustments to the observed data were obtained with different simulations, varying the density of a hypothetical distribution of available geological and geophysical information.

In the crust, observed fitting of different simulations were achieved by varying the density of a hypothetical distribution of available geological and geophysical information.

In the lithospheric mantle, the model fitted the data with the inference of keels and wedges at the base of the lithosphere, possibly subducted chemically homogeneous paleoplates. In the area of the continental margin, crustal and lithospheric thinning was found beneath both the coastal plain / shallow shelf and in the proximal portion of the Santos Basin. The geologic model resulting from the merger of the geological and geophysical information corroborates the existence and delimits the two suture zones between tectonic terrains of the Brasília and Ribeira Belts and the terrains separating the Ribeira Belt from Santos Basin, proposed in previous studies. This model fits the observed gravity data with less than 8% of the total gradient error.

KEYWORDS: Santos Basin, Ribeira Belt, Brasília Belt, Gravimetry.

1. INTRODUÇÃO

Durante o Neoproterozóico o supercontinente Gondwana foi formado a partir de movimentos, colisões e colagens de placas tectônicas e faixas móveis junto a núcleos cratônicos, formando blocos crustais limitados por geossuturas. Porém, foi durante o Cretáceo que o supercontinente se dividiu, separando a África da América do Sul e ocasionando o surgimento do Oceano Atlântico. Alguns blocos crustais do Gondwana, como as faixas móveis, também foram divididas e algumas permaneceram no lado brasileiro. A porção sudeste brasileira alvo deste estudo é composta por blocos crustais e faixas móveis como Brasília (Almeida, 1967; Fuck et al. 1993; Fuck, 1994) e Ribeira (Cordani, 1973; Almeida et al. 1977).

Este estudo foi desenvolvido em uma área entre a margem continental e a emersa adjacente do sudeste do Brasil, englobando parte das faixas móveis Brasília e Ribeira e porção da bacia de Santos (Fig. 1). Nesta região duas importantes geossuturas foram interpretadas por Davino et al. (1986) e Heilbron et al. (2008). Um modelo geológico crustal e litosférico contendo diferentes estruturas geológicas de densidades variadas foi proposto. A modelagem geofísica 2D (Talwani et al. 1959; Talwani & Heirtzler, 1964; Won & Bevis; 1987) foi empregada para delinear a geologia de subsuperfície, gerando curvas estimadas ajustadas aos dados gravimétricos observados. A fim de contribuir na interpretação de um modelo mais fidedigno a realidade geológica de subsuperfície, diversos modelos e dados geofísicos multimétodos foram empregados na modelagem 2D, tais como: modelo inverso de resistividade 2D (Solon et al. 2013); modelo de inversão conjunta (Gallardo et al. 2012); modelo sísmico 2D migrado em profundidade (Pinto, 2013); dados gravimétricos terrestres do Observatório Nacional (ON), do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) e do Banco Nacional de Dados Gravimétricos (BNDG); dados altimétricos de satélite TOPEX; compilação da profundidade da Moho (Leyden et al. 1971; Zalan et al. 2011; Assumpção et al. 2013).

O modelo geológico final para a região proposto foi baseado no ajuste dos dados gravimétricos e mostra um manto astenosférico com inversão de densidade, descompensado isostaticamente (Anderson, 2006; Panza et al. 2007a) formando cunhas e quilhas de paleoplasmas arqueanas subductadas na base da litosfera (Irina et al. 2012; Percival & Pysklywec, 2007; Xu, 2001) que se ajustou as duas anomalias de maior gradiente dos dados gravimétricos. Estas anomalias são corroboradas pelo modelo MT de Solon et al. (2013) e associadas às geossuturas interpretadas por Davino et al. (1986) e Heilbron et al. (2008).

No domínio da margem continental, afinamento crustal e litosférico foi verificado abaixo da planície costeira/plataforma rasa e na parte proximal da Bacia de Santos. O afinamento está diretamente relacionado aos segmentos mais profundos da bacia, com maior espessura da seção rifte. Na parte distal, a espessura litosférica permanece constante e somente a crosta é afinada indicando o ponto de transição entre crosta continental e oceânica.

FIGURA 1

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

Os processos colisionais na formação do Supercontinente Gondwana registrados na Plataforma Sul-Americana (Almeida et al. 2000) tiveram início no Neoproterozóico (900 Ma), finalizando no Paleozóico Inferior (480 Ma), com a consolidação de crátons e faixas móveis do Ciclo Brasileiro. Na região sudeste do Brasil, destaca-se o Cráton do São Francisco, circundado pelas faixas móveis Brasília e Ribeira, área onde está situada a seção levantada (Fig. 1). Nestas faixas móveis os terrenos tectônicos correspondem, no todo ou em parte, a faixas orogênicas colisionais tectonicamente aglutinadas durante o Ciclo Brasileiro. Cada terreno pode conter, em menor ou maior proporção: a) rochas do embasamento Arqueano a Paleoproterozóico; b) coberturas sedimentares metamorfizadas geradas no Meso ou Neoproterozóico, em ambientes de margens passivas; c) sequências vulcano-sedimentares geradas em margens ativas durante o Neoproterozóico; d) plutonismo pré, sin e pós-colisional, gerado entre o Neoproterozóico e o Cambriano. Os terrenos tectônicos são estruturados em cinturões de empurrão e dobramento limitados por sistemas de cisalhamento transpressivos e/ou de cavalgamento com vergência em direção ao domínio cratônico (Heilbron et al. 2008).

No Cretáceo Inferior (120 a 90 Ma), um sistema de rifte de dimensões continentais fragmentou o supercontinente Gondwana, gerando o Oceano Atlântico Sul e individualizando as atuais placas litosféricas da América do Sul e da África. Na margem continental passiva do sudeste brasileiro, a acumulação de sedimentos meso-cenozóica gerou bacias sedimentares petrolíferas separadas por altos estruturais (Mohriak, 2003). Na região sudeste do Brasil, são encontradas as bacias de Santos, Campos e Espírito Santo.

2.1 Terrenos tectônicos das Faixas Móveis Brasília e Ribeira

A Faixa Brasília está situada nas bordas oeste e sul do Cráton do São Francisco. Com cerca de 1200 km de extensão, é constituída por um cinturão de dobramento e sistemas de cavalgamento com vergência para a área cratônica (Fuck et al. 1993; Fuck, 1994). A seção levantada neste trabalho atravessa a parte meridional da faixa, estruturada em uma sequência de escamas tectônicas com vergência para ENE. Dois conjuntos alóctones são reconhecidos (Heilbron et al. 2008): a) sequência basal composta por cinco nappes contendo embasamento paleoproterozóico e cobertura neoproterozóica; b) sequência de topo, contendo arco magmático neoproterozóico alojado em margem ativa denominado de Nappe Socorro-Guaxupé. Em uma reconstituição de paleoplacas coladas durante o Ciclo Brasileiro, a sequência (a) corresponderia à margem passiva da placa Sanfranciscana. A sequência (b) resultaria na subducção para WSW da litosfera oceânica da mesma placa, gerando um arco magmático na placa superior (Campos Neto et al 2012). Esta última placa, denominada de Paranapanema, teria sua parte cratônica situada abaixo da Bacia paleozóica do Paraná.

A Faixa Ribeira se estende rumo NE-SW por cerca de 1.400 km pela costa leste brasileira. Sua evolução está ligada à subducção para SE da paleoplaca Sanfranciscana e posterior colisão desta com a microplaca da Serra do Mar (ou Terreno Oriental) e o paleocontinente do Congo durante a Orogênese Brasileira (Heilbron et al. 2000; Heilbron & Machado, 2003). Representa uma zona de convergência litosférica com lineamentos tectônicos observados em mapas de anomalias de campo magnético total e imagens de satélite, representando profundas descontinuidades crustais, estendendo-se até o manto superior (Macedo, 1989). O magmatismo recorrente na Faixa Ribeira poderia ser explicado como resultante da presença de grandes descontinuidades crustais ao longo da borda da região sudeste brasileira (Asmus, 1984).

A Faixa Ribeira, em sua porção central, é dividida em quatro terrenos (Heilbron e Machado, 2003): a) Terreno Ocidental, constituído por rochas metassedimentares Neoproterozóicas e um embasamento granulítico paleoproterozóico, intensamente deformados e imbricados tectonicamente; b) Terreno Paraíba do Sul-Embu contendo embasamento paleoproterozóico e cobertura metassedimentar de idade não conhecida, encerrado em uma estrutura megassinforme com extensa zona de cisalhamento na região axial; c) Terreno Oriental, contendo ortognaisses do Arco Magmático Rio Negro (Tupinambá

et al. 2012) e rochas metassedimentares neoproterozóicas; d) Terreno Cabo Frio, contendo rochas vulcanossedimentares neoproterozóicas com intenso dobramento (Schmitt et al. 2004).

Na reconstituição de paleoplacas da colagem brasileira, o Terreno Ocidental é interpretado como a margem passiva da placa Sanfranciscana. A sutura entre os terrenos Ocidental e Oriental (LTC, Limite Tectônico Central) marcaria a subducção da placa sanfranciscana por baixo do Terreno Oriental. O Terreno Cabo Frio limita-se com o Terreno Oriental através de uma falha de empurrão que é também considerada como uma sutura (Schmitt et al. 2004). O Terreno Paraíba do Sul-Embu foi recentemente correlacionado à Nappe Socorro-Guaxupé e associado à paleoplaca Paranapanema (Trouw et al. 2012). O Terreno é extenso e apresenta suturas com diversos terrenos das faixas Brasília e Ribeira.

Resumindo dentro de um contexto geológico, os perfis geofísicos terrestre iniciam-se a oeste na área ocupada pela Faixa Brasília onde ocorrem rochas arqueanas e paleoproterozóicas do embasamento de parte do Cráton do São Francisco e recobertas tectonicamente por orto e paragneisses neoproterozóicas da Nappe Socorro (Campos Neto et al. 1984). Seguindo na direção SE passa pelo limite entre as Faixas Brasília e Ribeira que são ocupados por zonas de cisalhamento dúcteis com diferentes ângulos de mergulho. Esta região corresponde a uma geosutura evidenciada por dados gravimétricos (Davino et al. 1986). As seções seguem ao longo do Terreno Ocidental da Faixa Ribeira. O substrato geológico é formado predominantemente por gnaisses bandados e biotíticos do Grupo Paraíba do Sul e Complexo de Embu. Nesta área encontra-se o gráben do Rio Paraíba do Sul no sistema de riftes continentais do sudeste e compreende a bacia sedimentar do Taubaté (Zalan & Oliveira, 2005). Segue em direção ao plano costeiro com cobertura de sedimentos fluviais e marinhos de idade holocênica e embasamento com ortogneisses do complexo do Rio Negro (CRN) de idade Neoproterozóica. As Rochas do CRN de idades em torno de 630 Ma foram geradas por um arco magmático Neoproterozóico de uma placa superior de uma antiga zona de subducção.(Tupinambá et al. 2000, 2012). O final do estágio colisional marca o fim desta subducção e cessa o magmatismo no arco do Rio Negro.

2. 2 A Bacia de Santos

A Bacia de Santos está localizada na porção sudeste da margem continental brasileira, entre os paralelos 23° e 28° Sul. A área total da bacia ocupa cerca de 350.000 km² até a cota

batimétrica de 3.000m. Abrange os litorais dos estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina, limitando-se a sul pelo “Alto de Florianópolis”, que a separa da Bacia de Pelotas, e a norte através do “Alto de Cabo Frio”, que a separa da Bacia de Campos.

O embasamento cristalino da Bacia de Santos aflorante na região de São Paulo é caracterizado por granitos e gnaisses de idade pré-cambriana pertencentes ao Complexo Costeiro e metassedimentos da Faixa Ribeira. Com uma espessura sedimentar superior a 10.000 m, a bacia representa uma das maiores depressões da margem continental brasileira. O arcabouço estratigráfico da Bacia de Santos compreende três supersequências, correspondendo genericamente às fases Rifte, Pós-rifte e Drifte (Moreira et al, 2007).

A supersequência Rifte corresponde a mais antiga das sequências, compreendendo as antigas formações Camboriú e Guaratiba (Pereira e Feijó, 1994). Segundo Moreira et al. (2007), a Supersequência Rifte é recoberta por uma Supersequência Pós-rifte, depositada em paleoambiente entre continental e marinho raso bastante estressante, correspondendo às formações Barra velha e Ariri. A supersequência Drifte (Moreira et al. 2007), está associada à subsidência térmica da bacia com tectônica adiastrófica, sendo constituída por sedimentos marinhos, depositados do Albiano que iniciou a fase de margem passiva na bacia que perdura até hoje.

3. METODOLOGIA

Partindo do princípio que modelos geofísicos equivalentes não apresentam solução única, e podem, portanto, se ajustarem aos dados observados, apresentam possíveis ambiguidades e dificuldades na interpretação. Portanto, é de grande importância correlacionar informações fornecidas por diferentes métodos geofísicos, permitindo reduzir essas imprecisões. Para se chegar a um modelo crustal mais próximo da realidade geológica diferenciando os principais blocos crustais, seus limites laterais e em subsuperfície da porção sudeste brasileira foi utilizada neste estudo a técnica de modelagem 2D. Dados de gravimetria terrestre e de satélite, integrados as informações oriundas de levantamentos sísmicos, sismológicos, magnetotelúricos marinho (MMT) e terrestre (MT) foram utilizados na modelagem. Ajuste nos dados gravimétricos terrestres e de satélite serviu de guia para a modelagem na integração com outros métodos geofísicos. Esta metodologia se faz

interessante no estudo de blocos crustais, por apresentarem contrastes das propriedades físicas como densidade, velocidades das ondas elásticas e resistividade (Telford et al. 1990).

3.1 Dados gravimétricos terrestres

Para compor o conjunto de medidas gravimétricas terrestres foram utilizados no total ou em parte dados de diversas bases (Fig. 2): a) adquiridos em 2012 pelas equipes do Observatório Nacional; b) estações de bases gravimétricas de 1ª ordem da Rede Gravimétrica Fundamental Brasileira do Observatório Nacional (RGFB); c) Banco Nacional de Dados Gravimétricos (BNDG); d) Instituto Brasileiro de Geografia (IBGE).

A correção das variações no campo gravitacional da Terra não decorrentes da variação da densidade das rochas, conhecida como redução gravimétrica, foi realizada nos dados antes da análise interpretativa. Foi utilizada como nível de referência a superfície equipotencial do geoide que coincide com o nível médio não perturbado dos mares. Na redução gravimétrica a partir dos dados de campo aplicamos a remoção nos dados do efeito de maré (Longman, 1959), corrigimos a deriva instrumental causada pela distensão da mola do gravímetro sempre com fechamento em uma base gravimétrica de 1ª ordem da RGFB. Os demais dados foram ajustados também baseados nas estações da RGFB.

Devido à forma elipsoidal da Terra com eixo maior no equador aplicamos a correção de latitude baseado na Formula Internacional da Gravidade Terrestre de 1967, (IAG, 1971). A compensação do valor da gravidade devido à altitude da medida afastada do nível de referência foi feita pela correção de ar-livre. A correção Bouguer foi usada para compensar o efeito de massa devido à distância do ponto de medida ao nível de referência. Devido à topografia acidentada na região de estudo e conseqüentemente o efeito das massas na região do ponto de medida foi necessário a realização da correção topográfica.

O campo gravimétrico é reproduzido pela superposição dos efeitos gravitacionais de muitas fontes, cujas anomalias individuais podem ser difíceis de isolar dificultando a interpretação (Beltrão et al. 1991). Para interpretação do modelo proposto foi necessário tornar compatível em profundidade de investigação a informação gravimétrica e a advinda pelo método MT da área. O modelo gravimétrico apresentado leva em conta toda a informação independente dada pelo MT. Para obtermos o campo que está ligado às anomalias na parte mais superior da crosta, foi utilizado o filtro polinomial de ordem um pelo método de

mínimos quadrados aplicados a anomalia de ar-livre. A ordem deste polinômio removeu apenas as tendências lineares permanecendo anomalias profundas não lineares.

FIGURA 2

3.2 Dados gravimétricos marinhos

Na parte da margem continental da seção foram utilizadas cerca de 25.000 estações gravimétricas recobrando a margem continental derivadas da altimetria por satélite, obtida inicialmente pelas missões geodésicas Geosat/GM e ERS-1/GM e posteriormente através das missões TOPEX/POSEIDON, JASON-1 e ERS-1/2 (Sandwell et al. 2009). Os dados de satélite foram tratados a partir da derivada direcional em Z ao longo das trilhas de satélite calculadas a partir das alturas da superfície do mar. A estimativa da altura do geoide e da anomalia Ar-livre na superfície dos oceanos foi calculada pela aproximação por mínimos quadrados. Os dados foram disponibilizados pela Universidade de San Diego, Califórnia, EUA, com coordenadas planialtimétricas e de anomalia de Ar-livre de cada ponto.

3.3 Integração e processamento de dados gravimétricos

Na porção da margem continental, os dados gravimétricos derivados de altimetria por satélite não possuem validade para o continente. Portanto, optamos por utilizar a anomalia Ar-Livre para os dados obtidos também no continente, tornando possível a junção em um perfil único “híbrido” que partisse desde a parte emersa até a margem continental. Estes dados foram unidos através do processo de combinação (*blend*) da função Gridkmit no Software Oasis Montaj (Geosoft, 2003). O método de sutura utilizado pelo Gridkmit, no domínio da frequência, une os grids usando a máxima entropia, através de funções padrão de suavização (Munis, 2009; Geosoft, 2009). A Figura 3 mostra o perfil modelado superposto ao mapa de anomalia Ar-Livre obtido pela junção dos dados terrestres e os marinhos de satélite (Cheesman et al. 2003).

FIGURA 3

3.4 DADOS GEOFÍSICOS COMPLEMENTARES

3.4.1 Modelo de Resistividade 2D

Para a modelagem da parte continental deste estudo foi utilizado como base o resultado final do modelo inverso de resistividade 2D MT (Solon et al. 2013) (Fig. 4).

No processamento dos dados, Solon et al. (2013) utilizou a técnica de estatística robusta proposta por Egbert & Booker (1986) com referência remota (Gamble et al. 1979), com tensores decompostos e uniformizados para a o strike geoeletrico e posteriormente os modelos 2D foram invertidos baseados no algoritmo NLCG (*Nonlinear Conjugate Gradient*) proposto por Rodi & Mackie (2001). O resultado foi um modelo geofísico MT da subsuperfície que cobre o perfil modelado neste estudo na parte continental. O modelo mostra os contrastes de resistividades apresentado por diversas litologias da área.

FIGURA 4

3.4.2 Dados de sísmica de reflexão

Para a modelagem da parte sedimentar de um segmento da Bacia de Santos na margem continental sudeste brasileira foi utilizado como base os sete refletores interpretados por Pinto (2013).

FIGURA 5

3.4.3 Modelo de Inversão conjunta 2D

Como fonte de informação utilizado na modelagem 2D do embasamento da porção da Bacia de Santos foi utilizada a seção interpretada por Gallardo et al. (2012), que utilizaram a técnica de inversão conjunta de dados geofísicos multifontes (MMT, gravimétricos, magnéticos e sísmica de reflexão) baseada no ajuste adequado da função de gradientes cruzados. Para explorar melhor os resultados da inversão, Gallardo et al. (2011) utilizaram a visualização geoespectral de múltiplos dados. Os principais alvos da exploração interpretados

foram: topo do embasamento cristalino fraturado do Pré-cambriano; a base de grabens ocultos; camadas abaixo do sal; camada de sal, depósitos de carbonatos e as coberturas pós sal. A integração multiespectral destes modelos (Fig. 6) resultou em uma única imagem, permitindo uma melhor compreensão da arquitetura da bacia. (Gallardo et al. 2012).

FIGURA 6

3.4.4 Espessura Litosférica

As espessuras crustais limitadas pela profundidade da Moho da porção emersa da seção modelada foram baseadas em estimativas disponíveis para as faixas Brasília e Ribeira na literatura, utilizando técnicas sismológicas da função do receptor (França & Assumpção, 2004; Assumpção et al. 2002, 2013).

Na parte da margem continental da seção, em especial sob a Bacia de Santos, dados da espessura crustal foram compilados de Leyden et al. (1971) e Zalan et al. (2011). As profundidades da Moho obtidas por Leyden et al. (1971) são provenientes de 33 perfis de sísmica de refração, realizados em junho de 1960. Os dados obtidos de Zalan et al. (2011) resultaram da interpretação de 12000 km de seções sísmicas 2D adquiridas pelo ION-GTX, integrados com valores regionais disponíveis no banco de dados da Petrobras.

As estimativas de espessura crustal tanto da parte *onshore* quanto *offshore* da seção foram compiladas e georreferenciadas em uma base de dados e posteriormente interpoladas (Fig. 7).

FIGURA 7

4. MODELAGEM 2D GRAVIMÉTRICA

A modelagem geológica com dados geofísicos foi realizada de forma interativa a partir de modelos geológicos bidimensionais idealizados, permitindo o ajuste das curvas estimadas e observadas aos dados de gravimetria através do *software* GM-SYS, Oasis Montaj. Os métodos utilizados para determinar a resposta dos modelos são baseados em Talwani et al.

(1959) e Talwani & Heirtzler (1964), utilizando algoritmos descritos em Won & Bevis (1987).

A modelagem 2D deste estudo é caracterizada como um modelo direto que busca definir as características da geologia local baseado no perfil de anomalia gravimétrica. Este modelo serve para termos um diagnóstico de como as propriedades gravimétricas variam em subsuperfície, numa determinada seção. Os corpos e estruturas geológicas foram simplificados usando estruturas lineares e não lineares. As seções dessas feições são aproximadas por um conjunto de polígonos fechados de n vértices, onde é possível calcular, por meio de expressões algébricas, as componentes horizontal e vertical da atração gravitacional em um ponto qualquer (Talwani et al. 1959).

Informações geológicas, interpretações de modelos geofísicos multidisciplinares e dados compilados da Moho tanto da parte emersa quanto da margem continental do perfil foram utilizados como "pano de fundo" na modelagem deste trabalho, com o objetivo de diminuir a ambiguidade das soluções e, com isso, validar e corroborar com o modelo geológico de subsuperfície, ajustado aos dados gravimétricos.

A modelagem foi realizada na seção A–A' a partir do mapa de anomalia de Ar-livre utilizando a topografia no continente e a batimetria no fundo oceânico, mostrado na Figura 3. A seção, de direção NW-SE, corta perpendicularmente as estruturas geológicas das Faixas Brasília e Ribeira até parte da Bacia de Santos. Sua extensão de 430 km foi limitada por informações geofísicas e geológicas disponíveis.

O resultado do modelo de Inversão 2D de resistividade (Solon et al. 2013) (Fig.4) serviu de base para o ajuste dos dados gravimétricos da modelagem na porção emersa da seção. Os valores do contraste de resistividade em função da profundidade do modelo de inversão foram associados às estruturas geológicas e diferentes litologias da área de estudo e se procurou obter o melhor ajuste o modelo geológico tomado pelo MT, aos dados gravimétricos terrestres.

Do mesmo modo, na parte da margem continental do perfil, compreendida pela Bacia de Santos, foram utilizadas como base para o ajuste dos dados gravimétricos as informações do topo do embasamento da Bacia de Santos do modelo geoespectral obtido pela inversão conjunta (Gallardo et al. 2012) (Fig.6) e os sete horizontes sedimentares da bacia interpretada no perfil sísmico (Pinto, 2013) (Fig.5).

As principais litologias bem como as respectivas densidades utilizadas nesta modelagem foram baseadas em estudos anteriores como de Delgado et al. (2003) e Telford et al. (1990). Na crosta, foi estabelecida em média a densidade de $2,75 \text{ g/cm}^3$ na parte *onshore* do perfil e, $2,67 \text{ g/cm}^3$ na parte *offshore*. A densidade do manto foi fixada em $3,3 \text{ g/cm}^3$ para todo o perfil.

A modelagem 2D foi executada buscando o ajuste do modelo com dados de anomalia de ar-livre que levou em conta a topografia e batimetria, sendo feita do seguinte modo: a partir de um contraste de densidade, simulou-se uma distribuição geométrica de massa em subsuperfície, de acordo com as informações geológicas e geofísicas disponíveis. O campo resultante dessa distribuição hipotética foi comparado com o campo observado no perfil gravimétrico. Este procedimento foi repetido, até que o valor teórico calculado na simulação correspondesse ao campo observado com o melhor ajuste possível que apresentou erros menores de 5 mGal.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

O resultado da modelagem da seção A-A' e o modelo geológico é apresentado na Figura 8.

FIGURA 8

A seção A–A' atravessa duas grandes anomalias gravimétricas representadas por dois conjuntos de altos e baixos em sequência que separam três paleoplacas denominadas de Terreno Socorro-Paraíba, Terreno Ocidental e Terreno Oriental. A primeira anomalia, de oeste para leste, está situada na escarpa e no planalto da Serra da Mantiqueira e foi denominada Anomalia da Serra da Mantiqueira (ASM). A ASM já foi atribuída a uma zona de sutura, que limita terrenos tectônicos das faixas Brasília e Ribeira (Davino et al. 1986). Possui variação de 61 mGal à -30 mGal em um intervalo de aproximadamente 30 km. A outra grande anomalia foi denominada Anomalia da Serra do Mar (ASMR) e corresponde à importante quebra de relevo da Serra do Mar, onde se encontra o Limite Tectônico Central (LTC) (Almeida et al. 1998). Esta geossutura, descrita por Heilbron et al.(2008), limita o arco

magmático do Complexo Rio Negro (Terreno Oriental) com a margem passiva do paleocontinente Sanfranciscano (Terreno Ocidental) (Heilbron et al. 2000).

Na modelagem foi aplicado um modelo estratificado da crosta para a seção geológica da região, partindo da base para o topo: a) camada com densidade $3,19 \text{ g/cm}^3$ representando o manto astenosférico, comportamento plástico, descompensada isostaticamente (Hatzfeld, 1976; Torne & Banda, 1992; Galindo-Zaldivar et al. 1997; b) camada com densidade para o manto litosférico rígido foi fixada em $3,3 \text{ g/cm}^3$ em todo o perfil composto de predominantemente de peridotito com comportamento plástico (Green & Falloon, 1998); c) camada para a crosta média e inferior litosférica de densidade de 2.86 g/cm^3 e 2.67 g/cm^3 , na porção continental e oceânica respectivamente, limitadas na base pela descontinuidade de Mohorovicic (Moho), profundidade média de 40km no continente e 20km no oceano (Leyden et al. 1971; Zalan et al. 2011; Assumpção et al. 2013); d) camada representando a crosta média e superior de densidade de 2.75 g/cm^3 limitada na base pela descontinuidade de Conrad na porção continental em 30 km.

Analisando o modelo partindo do extremo NW da seção a região é constituída por rochas arqueanas e paleoproterozóicas, recobertas tectonicamente por orto e paragneisses neoproterozóicos da Nappe Socorro-Guaxupé (Campos Neto et al. 1984). O resultado da inversão 2D MT (Solon et al. 2013) evidenciou a existência de corpos condutivos e resistivos (Fig. 4) que não foram verificados na modelagem gravimétrica que permaneceu sem variações significativas.

Aproximadamente entre 120 km e 140 km do início da seção, numa região ocupada por zonas de cisalhamento dúcteis com vários ângulos de mergulho que na seção MT se posiciona no limite entre o condutor C4 e o resistor R2 foi interpretado por meio do resultado MT, como sendo uma geossutura já evidenciada por métodos gravimétricos (Davino et al. 1986), que separa a Faixa Brasília do Terreno Ocidental da Faixa Ribeira. Esta geossutura esta posicionada no ponto de inflexão da ASM e com deslocamento em relação a seção MT.

A ASM visualizada na região da Serra da Mantiqueira é produzida no modelo gravimétrico pelo espessamento do manto litosférico com densidade 3.3 g/cm^3 , formando uma quilha abaixo do contato de paleoplacas mergulhando em direção ao manto astenosférico dúctil. Apresenta contraste de densidade entre a crosta estratificada do terreno da Faixa Brasília e a crosta homogênea do terreno ocidental da Faixa Ribeira cuja densidade foi estimada em 2.86 g/cm^3 , com predomínio de materiais entre quartzitos, calcissilicáticas e

paragnaisses miloníticos. São frequentes níveis métricos de granada-biotita gnaisse porfiróide e granada leucognaisses que correspondem a granitoides foliados relacionados à fusão parcial dos metassedimentos na etapa sincolisional. (Heilbron et al. 2008). O resultado do MT indica um corpo homogêneo nesta região, bem resistivo R2, com aproximadamente 15.000 ohm.m, quase aflorante.

Seguindo o perfil para a direção leste a 160 km do início, se encontra um baixo gravimétrico de -30 mGal. Esta anomalia negativa está centrada onde o modelo MT identificou o corpo condutivo C6, localizado no Terreno Embu, formado por uma sucessão supracrustal (Complexo Embu) e ortognaisses do Complexo Taquaral de idade indefinida, além de Rochas granitoides sin a póscolisionais que intrudem em todos os Terrenos da Faixa Ribeira (Eirado et al. 2006). Este corpo condutivo foi evidenciado exatamente na região onde se aloja a bacia sedimentar de Taubaté (Fernandes, 1993).

Nesta região o ajuste aos dados gravimétricos observados foi conseguido estimando a bacia de Taubaté com densidade 2.3 g/cm³ (Carvalho et al. 2011) e somando um corpo tabular de espessura máxima de 3km, considerado oriundo de um fluido hidrotermal de uma zona de fraqueza da crosta logo abaixo da bacia, em até 40km, no limite do manto astenosférico.

Seguindo no sentido SE da seção (180 km), o modelo MT identificou a anomalia resistiva R3 associada ao Terreno Embu, e mais duas outras anomalias representadas por dois condutores C7 e C8, no Terreno Ocidental da Faixa Ribeira (Fig. 4). Não houve diferenciação no modelo gravimétrico para estas anomalias apresentadas pelo MT, sendo estimado um valor único de 2.75 g/cm³ para a densidade de ambos os corpos identificados no MT.

A ASMR localizada a 210 km do início da seção que corresponde ao segundo alto gravimétrico do perfil, foi ajustada através do contraste de densidade entre a crosta homogênea do Terreno ocidental da Faixa Ribeira 2.86 g/cm³ e 2.75g/cm³ dos metassedimentos que interpretamos ser baseado nos condutores C7 e C8. Neste trecho o espessamento da paleoplaca do Terreno Ocidental deforma a crosta inferior astenosférica de densidade 2.75g/cm³ e forma uma quilha na base do manto litosférico.

A seção segue em direção ao arco magmático do Complexo Rio Negro e pelo limite entre os Terrenos Ocidental e Oriental da Faixa Ribeira (220 km), onde se encontra a geossutura que separa estes dois terrenos tectônicos, o LTC.

Interpretado pelo Modelo MT a geossutura está deslocada cerca de 4 km em comparação com a interpretação obtida pela modelagem gravimétrica, possuindo o mesmo

ângulo de mergulho, com direção vertical em ambos os casos. Neste local começa a Planície Costeira, onde se constata o menor baixo gravimétrico da seção (230 km) com anomalia de - 41 mGal.

A seção litorânea é recoberta por sedimentos quaternários da Planície Costeira e com afloramentos de ortognaisses do Complexo Rio Negro (CRN). Trata-se de um conjunto de rochas plutônicas gnaissificadas com idade de cerca de 630 Ma, originadas em ambiente de arco magmático pré-colisional (Tupinambá et al. 2000).

Este baixo gravimétrico foi modelado e ajustado, tanto pelo contraste entre os dois terrenos limitados pelo LTC, como a uma fonte condutora de fluidos geotermiais na base da crosta do Terreno oriental e formato tabular de densidade estimada em 2.4 g/cm³. Corroborado com a existência do condutor C8 com resistividade em cerca de 100 ohm.m, visualizado no modelo MT, apresentando mesma geometria e localização desta fonte pouco densa.

A região da margem continental do perfil foi modelada por uma crosta de densidade de 2,67 g/cm³. Foi interpretada de maneira mais simples se comparada com a parte emersa com apenas uma camada representando a crosta. Os contrastes de densidades nessa região foram interpretados em geral por domos causados por oscilações oriundas do manto.

Uma dessas oscilações está localizada a 250 km do início da seção e forma um baixo estrutural interpretado como uma distensão do rifte do cretáceo descompensado isostaticamente a partir do intenso estiramento crustal (Guardado et al. 1989).

Na crosta transicional onde não se obtém informações em profundidade foi interpretada como uma fase dúctil/rúptil sin-rifte na abertura do oceano Atlântico. Na distância 280 km se encontra a região que corresponde aos perfis MMT e Sísmico com 150 km de extensão, onde se localiza a Bacia de Santos.

A espessura crustal inicial (pré-estiramento) para o modelo *offshore* foi admitida como 35 km, baseada nas espessuras crustais da área emersa apresentada por de Leyden et al.(1971) e Zalan et al. (2011).

A sequência sedimentar do trecho estudado foi interpretada por Pinto (2013) (Fig.5) com sete horizontes estratificados e serviram de guia para a modelagem. As densidades aumentam do topo para a base variando a densidade de 2,2 a 2,4 g/cm³ cruzando algumas formações como Marambaia, Juréia e Guaratiba. O topo do embasamento foi baseado na interpretação da inversão conjunta de Gallardo et al(2012) (Fig. 6). Tanto para a seção

sedimentar como o topo do embasamento da Bacia de Santos os dados foram ajustados com erros inferiores a 2 mGal.

É possível notar o aumento gradativo dos valores na curva gravimétrica na parte da margem continental, indicando um estiramento com afinamento crustal elevando o limite da Moho em direção a superfície. A geometria da bacia pode ser correlacionada com um sistema de horst e graben, limitados por falhas normais, esperados para a fase rifte da bacia. O padrão de diminuição de espessura crustal na direção *offshore* foi observado também em estudos crustais em áreas continentais adjacentes a Bacia de Santos (França & Assumpção, 2004).

Estes autores obtiveram valores de espessura crustal em média de 42 km na região da Província Mantiqueira e do Cráton do São Francisco, diminuindo para aproximadamente 35 km na região costeira. Isto implica em um baixo gradiente na região continental passando para um forte gradiente de estiramento na região de charneira da bacia, conforme evidenciado por Guimarães et al. (1982), Chang & Kowsmann (1984), Mio (2005), e que foi também notado na modelagem gravimétrica deste estudo.

6. CONCLUSÃO

O ajuste aos dados gravimétricos corroborados por informações geológicas e geofísicas da área de estudo vem auxiliar na discussão de um modelo geológico “anfíbio” entre a margem continental do sudeste do Brasil e a área emersa adjacente. A validação de tais interpretações geológicas e geofísicas restringe em parte as ambiguidades existentes quando apenas um só tipo de dados é usado.

O modelo de subsuperfície obtido pela modelagem 2D do método gravimétrico apresentou bom ajuste aos dados observados, com um erro médio aproximado de 5 mGal, sendo inferiores a 8% do gradiente total. Tais erros podem ser considerados baixos quando associados à incerteza na densidade das rochas cristalinas e sedimentares e na geometria dos corpos modelados.

No domínio noroeste da seção, o ajuste do modelo foi atingido com uma geometria simples da crosta e da litosfera, denotando equilíbrio isostático na região.

As anomalias encontradas na parte central da seção, localizadas nas Serras da Mantiqueira (ASM) e do Mar (ASMR), não estão associadas unicamente à distribuição desigual de massas crustais. As tentativas de ajuste em profundidade menores que 50 km

produziram grandes erros. Somente quando se desenhou as quilhas e cunhas na base da litosfera foi atingido um ajuste com erro mínimo. Geralmente o manto litosférico e astenosférico é modelado como camadas quimicamente homogêneas e com grau geotérmico aumentando com a profundidade. Com essa premissa foi inferido a subsidência convectiva da litosfera mais pesada e fria para um manto mais quente e mais leve com densidade 3.19 g/cm^3 desencadeada pela inversão de densidade (Anderson, 2006; Panza et al. 2007a). Desta maneira, entende-se que abaixo das grandes anomalias a litosfera não tenha atingido equilíbrio isostático. A geometria encontrada seria, portanto, herdada dos processos de finais de subducção e colisão no Paleozóico Inferior. A ASM estaria relacionada à sutura entre os terrenos Socorro-Paraíba e Ocidental, estrutura também interpretada por Davino et al. (1986). A ASMR estaria situada junto ao Limite Tectônico Central (LTC, Almeida et al. 1998), que limita o Terreno Ocidental como o Terreno Oriental, portador de um arco magmático produzido durante o estágio de subducção (Heilbron et al. 2008).

No domínio da margem continental, afinamento crustal e litosférico foi verificado abaixo da planície costeira/plataforma rasa e na parte proximal da Bacia de Santos. No primeiro caso, o que ocorre em superfície é um intenso sistema de fraturamento e de colocação de diques básicos cretácicos, relacionados, provavelmente, à processos abortados de formação de rifte mesozóico. Na Bacia de Santos, o afinamento está diretamente relacionado aos segmentos mais profundos da bacia, com maior espessura da seção rifte. Na parte distal da bacia, a espessura litosférica permanece constante e somente a crosta é afinada, o que indica que a transição litosfera/astenosfera permanece equilibrada e que a região esteja situada na transição entre crosta continental e oceânica.

7. AGRADECIMENTOS

Os autores desta pesquisa agradecem ao Observatório Nacional por oferecer infraestrutura computacional, ao Banco Nacional de Dados Gravimétricos (BNDG) e ao Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) pela liberação dos dados gravimétricos terrestres e a Petrobras por ter financiado a aquisição de dados de campo.

8. REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, Bol 241.
- Almeida, F.F.M. 1977. O Craton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*,7:349-364.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y. 1984. O embasamento da Plataforma Sul Americana. In: O Precambriano do Brasil, p. 1-5. Ed. Edgard Blucher, São Paulo, 378p.
- Almeida, J. C. H.; Tupinambá, M., Heilbron, M. & Trouw, R. 1998. Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Belo Horizonte, SBG. Anais, p. 32.
- Almeida, F.F.M., Neves, B.B.B., Carneiro, C.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, 50:77-111.
- Anderson, D.L., 2006. Speculations on the nature and cause of mantle heterogeneity. *Tectonophysics* 416, 7–22
- Asmus, H.E., 1984. Geologia da margem continental brasileira. In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R., Asmus, H.E. (Eds.). *Geologia do Brasil*. Brasília: MME/DPNPM, p. 443-472.
- Assumpção, M., James, D., Snoke, A., 2002. Crustal thicknesses in SE Brazilian shield by receiver function analysis: implications for isostática compensation. *J. Geophys. Res.* 107 (B1).
- Assumpção, M., An, M., Bianchi, M., França, G.S.L., Rocha, M., Barbosa J.R., Berrocal, J., 2004. Seismic studies of the Brasília Fold Belt at the western border of the São Francisco Cráton, central Brazil, using receiver function, surface wave dispersion, and teleseismic tomography. *Tectonophysics*, 388, 173-185.
- Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A., Julia, J., 2013. Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave dispersion. *Tectonophysics*.
- Beltrão, J.F.;Silva, J.B.C; Costa, J.C. 1991. Robust polynomial fitting method for regional gravity estimation. *Geophysics*, 56:80-89.
- Blakely, R. J., 1995. *Potential theory in gravity and magnetic applications*.Cambridge University Press, NY. 441 p.
- Campos Neto, M.C.; Basei, M.A.S.; Alves, F.R.; Vasconcellos, A.C.B. 1984. A nappe de cavalgamento Socorro (SP-MG). In: CONGR.BRAS.GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984, Anais... Rio de Janeiro, SBG.v.6,p.2854-2862.
- Carvalho, A.M.A., Vidal, A.C., Chang, H.K. 2011. Delimitação do Embasamento da Bacia de Taubaté. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, v. 11, n.1, p. 19-32.

- Chang, H. K., and Kowsmann, R. O. Subsidência térmica e espessura crustal na Bacia de Santos. Rio de Janeiro, 33º Congresso Brasileiro de Geologia Anais SBG, 1602-1614.p. 1984.
- Cheesman, S., MacLeod, I., and Hollyer, G. A, 2003, New, Rapid, Automated Grid Stitching Algorithm, Technical paper, www.geosoft.com, Geosoft Inc., Toronto, pp. 1-8.
- Cordani, U.G. 1973. Evolução geológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória. Tese de Livre Docência, Universidade de São Paulo, 312 p.
- Davino, A.; Campos Neto, M.C.; Basex, M.A.S.; Figueiredo, M.C.H. (1986) Gravimetria da Região Sudeste do Estado de São Paulo e considerações sobre os limites entre os Cinturões Móveis Ribeira e Paraíba. XXXIV Congr.Bras.Geol., Goiânia, GO, Resumos e Breves Comunicações, Bol. 1:266-267.
- Delgado, I.; Santos, R. A., Pedreira, A. J.; Silveira Filho, N. C. Mapa tectônico do Brasil. Escala 1:5.000.000 CPRM 2003 (cd).
- Egbert, G. D. and Booker, J. R., 1986. Robust Estimation of Geomagnetic Transfer Functions. Geophys. J. Royal Astron. Soc., vol. 87, No 1, p. 173-194.
- Eirado, L. G.; Heilbron, M.; Almeida, J. 2006. Os Terrenos Tectônicos da Faixa da Ribeira na Serra da Bocaina e na Baía da Ilha Grande, Sudeste do Brasil. Revista Brasileira de Geociências, 36(3), p.426-436.
- Feijó, F.J. Bacia de Santos. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v.8, n.1, p.219-234, 1994.
- Fernandes, F. L. Arcabouço estrutural e evolução da Bacia de Taubaté - SP. 1993. 147 f. Tese (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, MG, 1993.
- Fontes, S. L., de Lugao, P. P., Meju, M. A., Pinto, V. R., Flexor, J., Ulugergerli, E. U., La Terra, E. F., Gallardo, L. A., Rijo, L., 2009, Marine magnetotelluric mapping of basement and salt bodies in the Santos Basin of Brazil: First Break, 27, 84-87.
- França G.S., and Assumpção M. 2004. Crustal Structure of the Ribeira Fold Belt, SE Brazil, derived from receiver functions. Journal of South American Earth Sciences, 16: 743-758.
- Fries, M., Malagutti Filho, W., Morales, N., e Dourado, J. C. Levantamento gravimétrico na Região de Franca - SP e Delfinópolis - MG, no reconhecimento e delimitação de feições estruturais (Zonas de Sutura). Geol. USP, Sér. cient. [online]. 2007, vol.7, n.2, pp. 81-93. ISSN 1519-874X.
- Fuck R.A., Jardim de As E.F., Pimentel M.M., Dardenne M.A., Pedrosa-Soares A.C. 1993. Asfaixas de dobramentos marginais do Craton do São Francisco. In: J.M.L. Dominguez & A. Misi(eds.) O Craton do São Francisco. Salvador, SBG, 161-185p.
- Fuck R.A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SBG,SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 4, Anais, 184-187p.

- Galindo-Zaldivar, J., Jabaloy, A., Gonzalez-Lodeiro, F., Aldaya, F., 1997. Crustal structure of the central sector of the Betic cordillera (SE Spain). *Tectonics* 16 (1), 18–37.
- Gallardo, L. A., Fontes, S. L., Meju, M. A., Buonora, M. P., Lugão, P. P., 2012. Robust geophysical integration through structure- coupled joint inversion and multispectral fusion of seismic reflection, magnetotelluric, magnetic, and gravity images: Example from Santos Basin, offshore Brazil, *Geophysics*. 77, 237-251.
- Gamble, T.D., Goubau, W.M. and Clark, J., 1979. Magnetotellurics with a remote magnetic reference. *Geophysics*, vol 44, 53-68.
- Geosoft, 2003, “2-D Frequency Domain Processing of Potential Field Data – Extension for Oasis Montaj v6.1” – Manual do Oasis Montaj – arquivo em pdf – p. 53-57.
- Geosoft, 2009, “Gridknit - montaj Extension developed by Geosoft” - Manual do Oasis Montaj – Tutorial.
- Green D.H. & Falloon, T.J., 1998. Pyrolite: A Ringwood concept and its current expression. in: Jackson I (ed.). *The Earth's Mantle: composition, structure and evolution*. Cambridge University Press, p.311-378.
- Groom, R. W. & Bailey, R. C., 1989. Decomposition of magnetotelluric impedance tensor in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. *J. Geophys. Res.*, 94, 1913-1925.
- Guardado, L. R., Gamboa, L. A. P e Lucchesi, C. F. 1989 Petroleum geology of the Campos Basin, Brazil, a model for a producing Atlantic type Basin. In Edwards, J. D. e P.A. Santogrossi, eds; *Divergent/passive margin basins: AAPG memoir 48*, p. 3-79.
- Guimarães, P.P.D., Almeida, H.P., Kowsmanm, R.O., Costa, M.P.A., and Boa Hora, M.P., 1982. Modelagem Gravimétrica na porção sul do platô de São Paulo e suas implicações geológicas. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 32, Salvador, 1982. *Anais*. Salvador, 5: 1570–1575.
- Hasui, Y. et al., 1989. Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo (Pró – Minério). SãoPaulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas. (Relatório IPT, 27394).
- Hatzfeld, D., 1976. Étude sismologique et gravimétrique de la structure profonde de lamer d'Alboran: Mise en évidence d'un manteau anormal. *C. R. Acad. Sci., Ser. IIA Earth Planet. Sci.* 5, 483–500.
- Heilbron M., Mohriak W. Valeriano C.M., Milani E., Almeida J.C.H., Tupinambá M. 2000. From collision to extension: the roots of the south-eastern continental margin of Brazil. In: Talwani & Mohriak (eds) *Atlantic Rifts and Continental Margins*. American Geophysical Union, *Geophysical Monograph Series*, 115:1-34.
- Heilbron M. & Machado N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Res.*, 125: 87-112.

- Heilbron, M.; Valeriano, C.; Tassinari, C.; Almeida, J. C. H. ; Tupinambá, M.; Siga Jr, O. ; Trouw, R. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: Pankhurst, R.j.; Trouw, R.A.J.; Brito Neves, B.B.; De Wit, M.J.(Org.). West Gondwana Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region. 1 ed. Londres: The Geological Society of London, 2008, v. 294, p. 211-237.
- Irina M. Artemieva, Walter D. Mooney, 2012, On the relations between cratonic lithosphere thickness, plate motions, and basal drag, *Tectonophysics* 358 (2002) 211 –231.
- J.A. Percival, R.N. Pysklywec, 2007, Are Archean lithospheric keels inverted?, *Earth and Planetary Science Letters*, 254 (2007) 393–403
- Leyden, R. W.J. Ludwig and J. Ewing (1971). Structure of the continental margin of Punta del Este, Uruguay, and Rio de Janeiro, Brazil. *AAPG Bulletin*, 55: 2161–2173.
- Longman, I. M. Formulas for Computing the tidal Accelerations Due to the Moon and the Sun. *Journal of Geophysical Research*, Los Angeles, Institute of Geophysics, University of California, , vol 64, n° 12, p.2351-2355, 1959.
- Macedo, J.M., 1989. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, 3(3):159-173.
- Mio, E., 2005. Modelagem crustal da Bacia de Santos pela integração de métodos geofísicos. Rio Claro. 94 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade Estadual Paulista).
- Mohriak, W. U. 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In. L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves (eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. p: 87-165.
- Moreira, J.L.P, Madeira, C. V., Gil, J.A., Machado, M.A.P. 2007. Bacia de Santos. *B. Geoci. Petrobras*, 15 (2): 531-549.
- Munis, M. B. Caracterização geomagnética do Gráben de Purus e suas implicações na evolução das Bacias do Solimões e do Amazonas. 2009. Tese de Doutorado. UFRRJ. 102 p.
- NGA. 2001. GM-SYS - Gravity/Magnetic modeling software user's guide. Corvallis, Northwest Geophysical Associate, 102.
- Panza, G., Raykova, R.B., Carminati, E., Doglioni, C., 2007 a. Upper mantle flow in the western Mediterranean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 257, 200–214.
- Pereira, M.J.; Macedo, J.M. A Bacia de Santos: perspectivas de uma nova província petrolífera na plataforma continental sudeste brasileira. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v.4, p.3-11. 1990.
- Pinto, V.R., 2013. Interpretação Conjunta Semi-Quantitativa utilizando Vínculos com dados Geofísicos na Bacia de Santos. Tese de D.Sc., ON/MCT, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

- Riccomini, C.; Peloggia, A.U.G.; Saloni, J.C.L.; Kohnke, M.W.; Figueira, R.M. 1989. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (Southeastern Brazil). *J. South Am. Earth. Sci.*,2:191-197.
- Rodi, W. & Mackie, R. L., 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics* 66, 174-187.
- Sandwell, D. T., e W. H. F. Smith (2001), Bathymetric estimation, in *Satellite Altimetry and Earth Sciences*, edited by L. - L. Fu and A. Cazenave, 441 – 457, Elsevier, New York.
- Sandwell, D. T., and W. H. F. Smith, Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge Segmentation versus spreading rate, *J. Geophys. Res.*, 114, B01411, doi:10.1029/2008JB006008, 2009.
- Schmitt, R.S.; Trouw, R.A.J.; Van Schmus, W.R. & Pimentel, M.M. 2004. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collision orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, 133: 29-61.
- Smith, W. H. F., and D. T. Sandwell, Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, v. 277, p. 1957-1962, 26 Sept., 1997.
- Solon, F., La Terra, E.F., Tupinamba, M., Miquelutti, L.G., Fontes, S.L., (2013), Ancient geological structures in the middle crust of southeast brazilian portion identified by geoelectrical results with Magnetotellurics geophysical methods. 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, Brazil
- Talwani, M., Worzel, J. L., and Landisman, M., 1959, Rapid gravity computations for twodimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone: *J. Geophys. Res.*, 64, 49-59.
- Talwani, M., and Heirtzler, J. R., 1964, Computation of magnetic anomalies caused by twodimensional bodies of arbitrary shape, in Parks, G. A., Ed., *Computers in the mineral industries*, Part 1: Stanford Univ. Publ., Geological Sciences, 9, 464-480.
- Telford, W. M.; Geldart L. P.; Sheriff, R. E. *Applied Geophysics*. Segunda Edição. University of Cambridge, New York, USA. 1990. 751 p.
- Tikhonov, A. N. 1963. Regularization of ill-posed problems. *Doklady Akad. Nauk SSSR*, 153: 49-52.
- Torne, M., Banda, E., 1992. Crustal thinning from the Betic Cordillera to the Alboran Sea. *Geo Mar. Lett.* 12, 76–81.
- Tupinambá, M.; Heilbron, M.; Oliveira, A.; Pereira, A. J.; Cunha, E. R. S. P.; Fernandes, G. A.; Ferreira, F. N. ; Castilho, J. G. & Teixeira, W. 1996. Complexo Rio Negro - uma unidade estratigráfica relevante no entendimento da evolução da Faixa Ribeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia. Anais, v.6, p.104-107.

- Tupinambá, M.; Teixeira, W. & Heilbron, M. 2000. Neoproterozoic Western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, Soth-eastern Brazil. *Revista Brasileira Geociências*, 30: 7-11.
- Tupinambá, M.; Heilbron, M.; Valeriano, C.; Porto Jr, R.; Dios, F. B.; Machado, N.; Silva, Eirado Silva, L. & Almeida, J. 2012. Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): Implications for Western Gondwana amalgamation. *Gondwana Research*, 21:422-438.
- Won, I.J., and Bevis, M., 1987. Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics*, 52: 232-238.
- Woodward, D., Wood, R., (2000) Bathymetry sediment thickness and crustal structure from satellite gravity data. *Exploration Geophysics* **31** ,89-93.
- Xu X., 2001. Thermo-tectonic destruction of the Archean lithosphere keel beneath the Sino-Korean Craton in China: evidence, timing and mechanism. *Phys. Chem. Earth (A)* 26, 747-757.
- Zalan, P.V., Oliveira, J.A.B. 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *B. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p. 269-300.
- Zalan, P.V., M.C.G. Severino, C.A. Rigoti, L.P. Magnaviva, J.A.B. Oliveira e A.R. Vianna,(2011), An Entirely New 3D-View of the Crustal and Mantle Structure of a SouthAtlantic Passive Margin – Santos, Campos and Espírito Santo Basins, Brazil, *Search and Discovery Article*.

LISTA DE LEGENDAS DE FIGURAS

Figura 1- Perfil A-A'. Mapa tectônico da Faixa Ribeira central e a zona de interferência com a Faixa Brasília. 1, Cobertura Fanerozóica; 2, Plútons alcalinos do Cretáceo; 3-5, Craton São Francisco; 3, Embasamento Arqueano Paleoproterozóico; 4, Cobertura cratônica; 5, Metassedimentos do domínio autóctone do Mesoproterozoico ao Neoproterozoico; 6, c. 640-610Ma Faixa Brasília com vergência para o leste, incluindo a Nappe Socorro (SN); 7-13, Terrenos da Faixa Ribeira; 7, Andrelândia e 8, Domínio Juiz de Fora do Terreno ocidental; 9, Terreno Paraíba do Sul; 10, Terreno Embú; 11, Arco Magmático Neoproterozóico e, 12, Sucessões metassedimentares neoproterozóicas do Terreno Oriental; 13, Terreno Cabo Frio; 14, Terreno Apiaí. CTB, Limite Tectônico Central(Central Tectonic Boundary); CFT, Cabo Frio; APSZ, Zona de cisalhamento de Além Paraíba. - Modificado de Heilbron et al. (2008).

Figura 2 – Mapa com a distribuição dos dados gravimétricos terrestres do Observatório Nacional -ON, Banco Nacional de Dados Gravimétricos - BNDG e Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE.

Figura. 3 – Mapa de anomalia de Ar-livre com os dados terrestres e marinhos. Pontos pretos indicam as estações gravimétricas e MT do Projeto Subsal. Pontos brancos indicam as estações MMT do Projeto. Perfil A-A' utilizado para a modelagem.

Figura 4 – Modelo de inversão 2D da resistividade MT (Solon, et al. 2013).

Figura 5 - Sismograma migrado em tempo com interpretações de sete refletores sísmicos: 1) limite do embasamento; 2) base do sal; 3) topo do sal; 4) camada de carbonato; 5) topo da idade Santonian; 6) Topo do Cretáceo; e 7) fundo oceânico (Pinto, 2013).

Figura 6 – Imagem geoespectral obtida pela integração de quatro imagens depois da inversão conjunta da resistividade, sísmica, densidade e sobreposta às curvas de contorno da magnetização (Gallardo et al. 2012).

Figura 7 – Mapa Batimétrico com valores de espessura crustal, em quilômetros. Dados obtidos de Leyden et al.(1971); Zalán et al.(2011) e Assumpção et al. (2013).

Figura 8 – Resultado da modelagem gravimétrica, mostrando a geologia de subsuperfície interpretada. Os asteriscos amarelos representam a profundidade da Moho obtidos de Leyden et al.(1971); Zalán et al.(2011) e Assumpção et al. (2013).

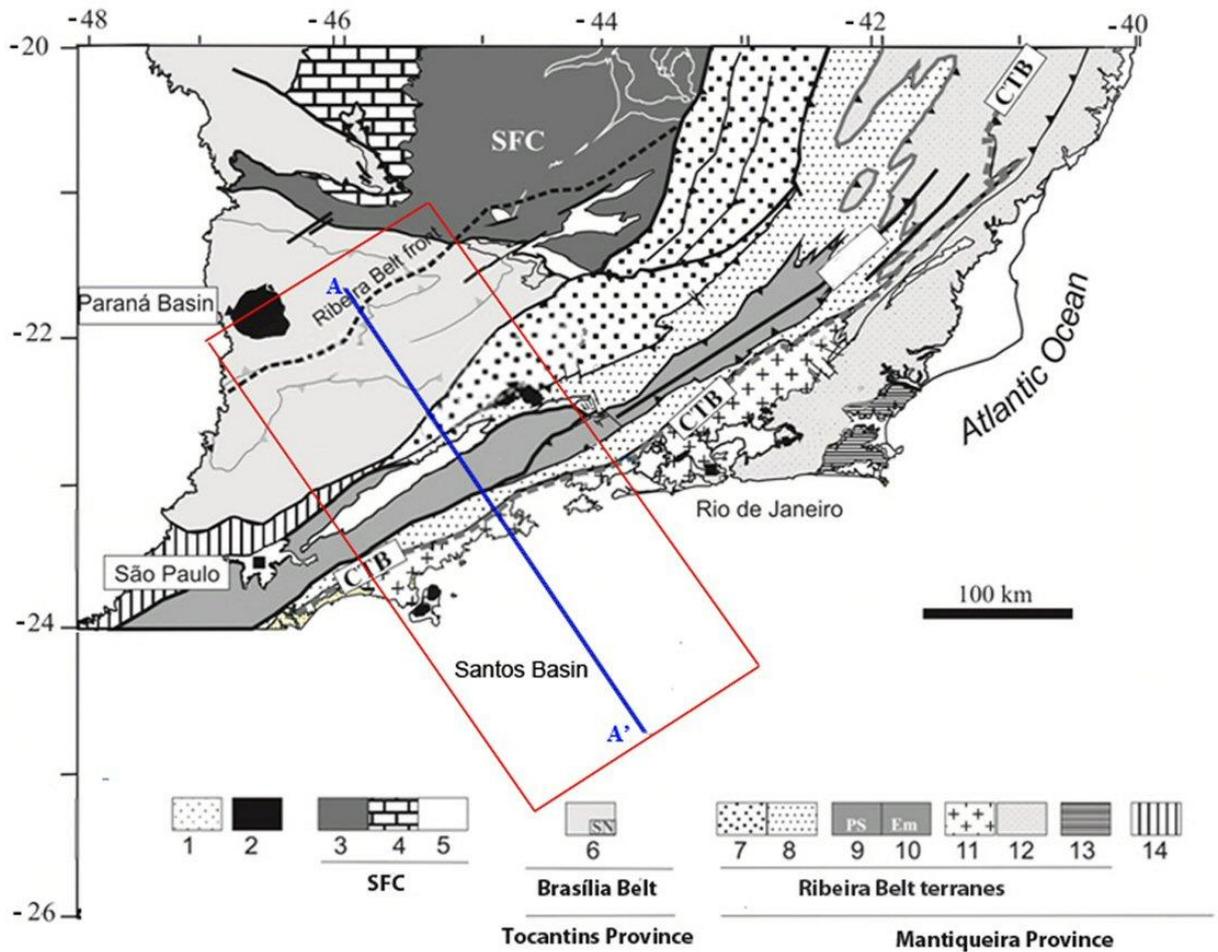


Figura 1

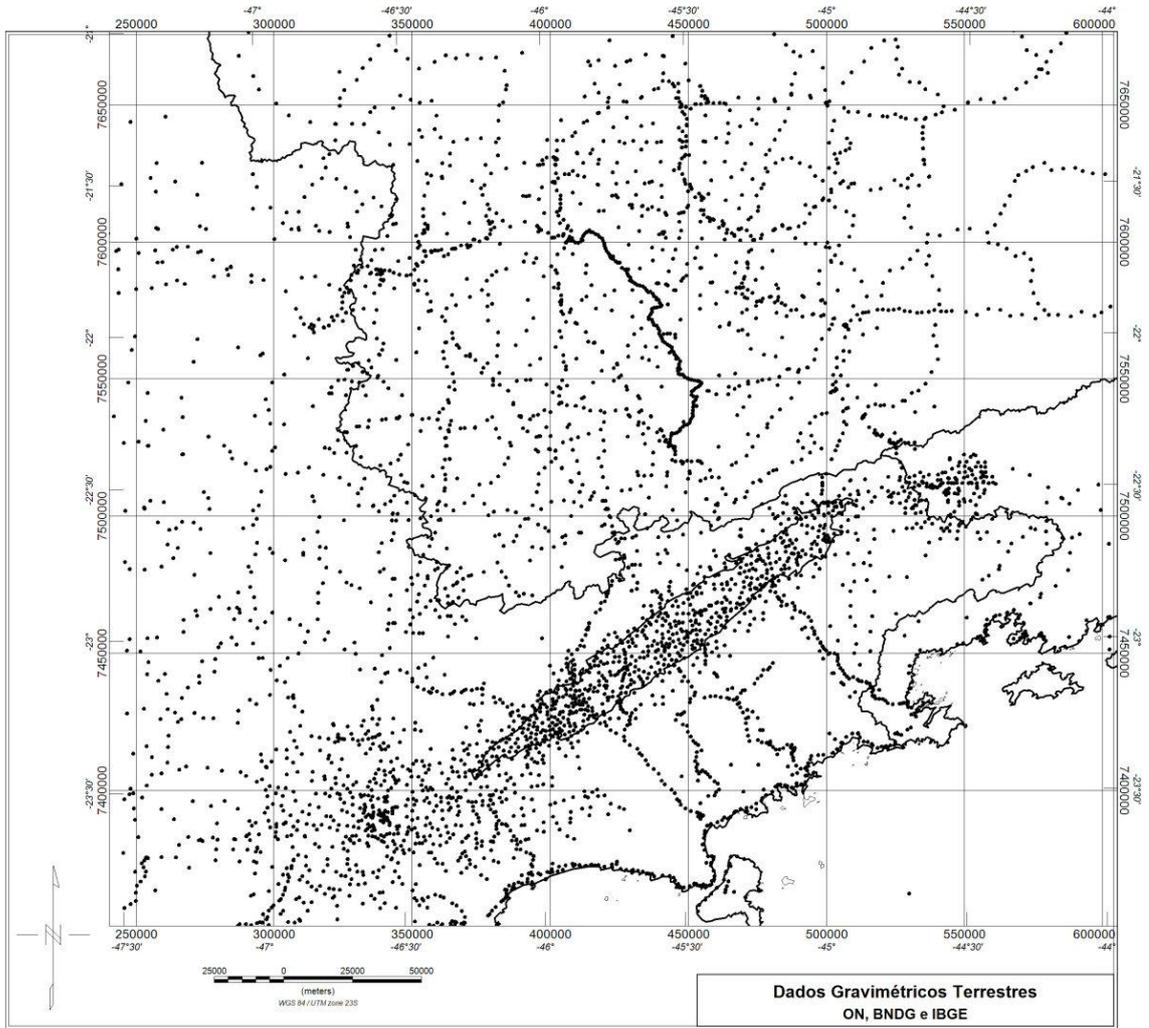


Figura 2.

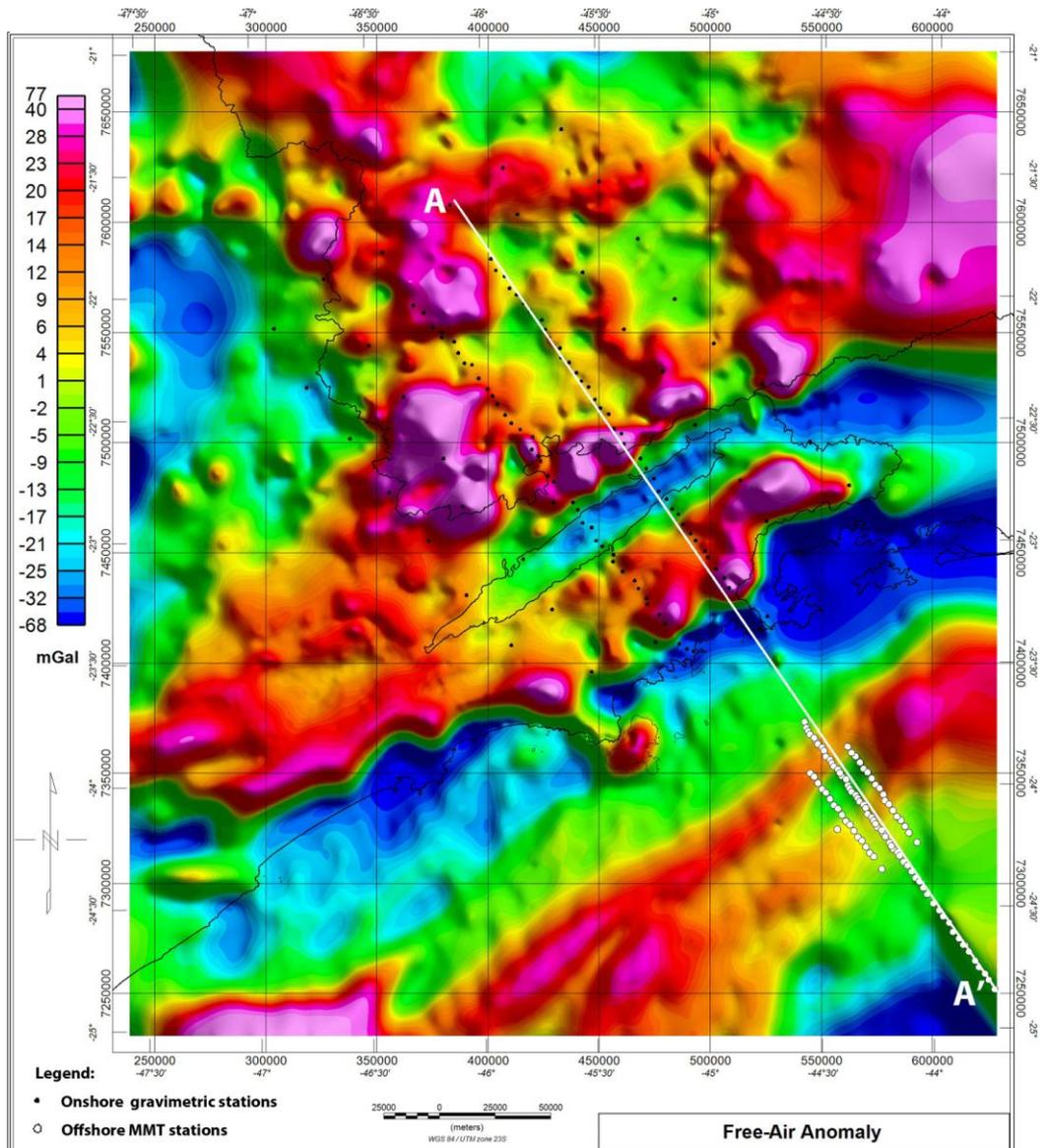


Figura 3.

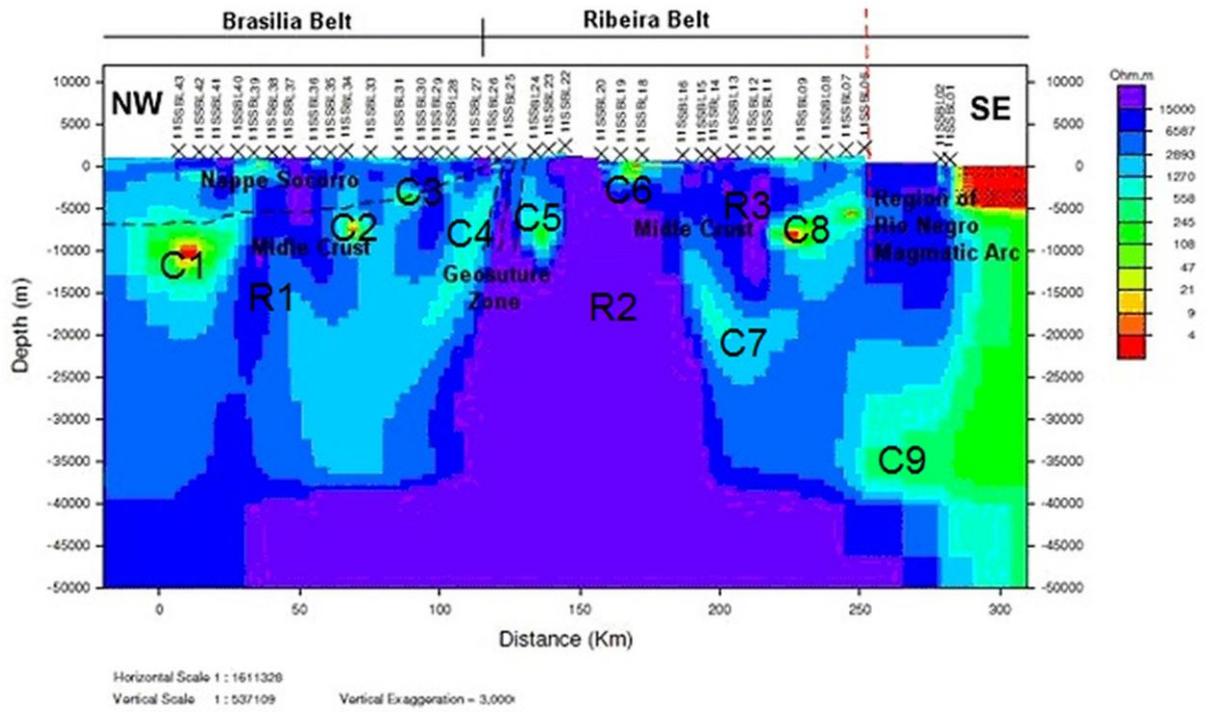


Figura 4.

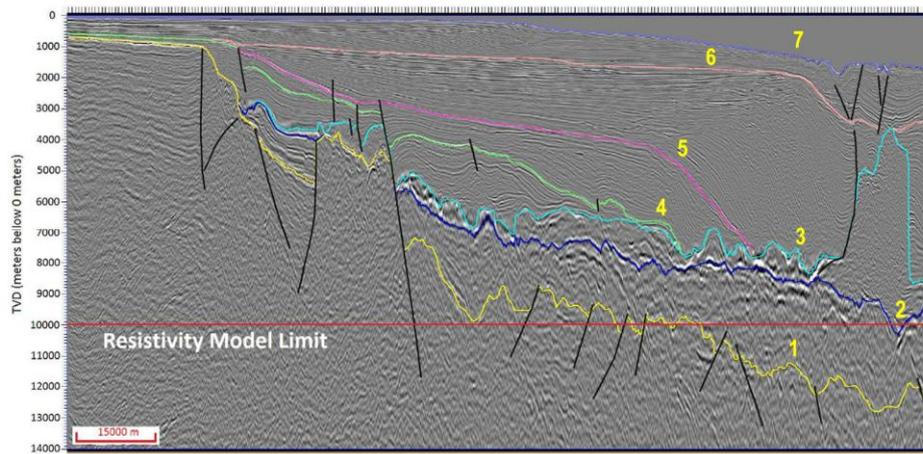


Figura 5.

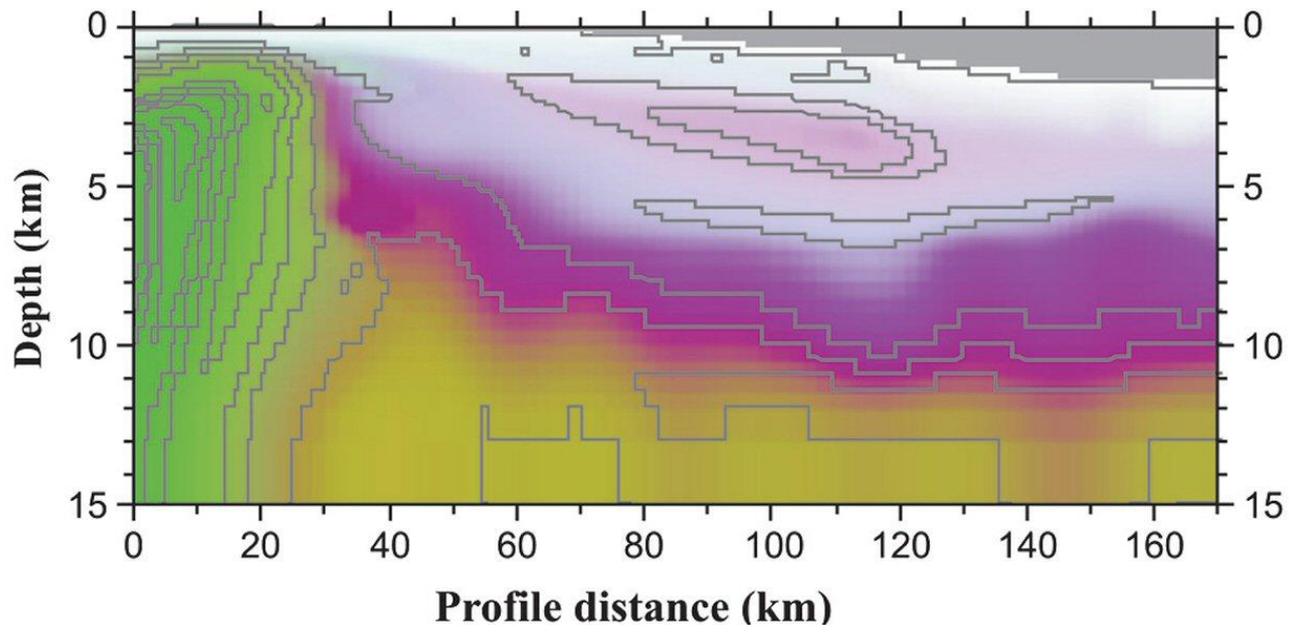


Figura 6.

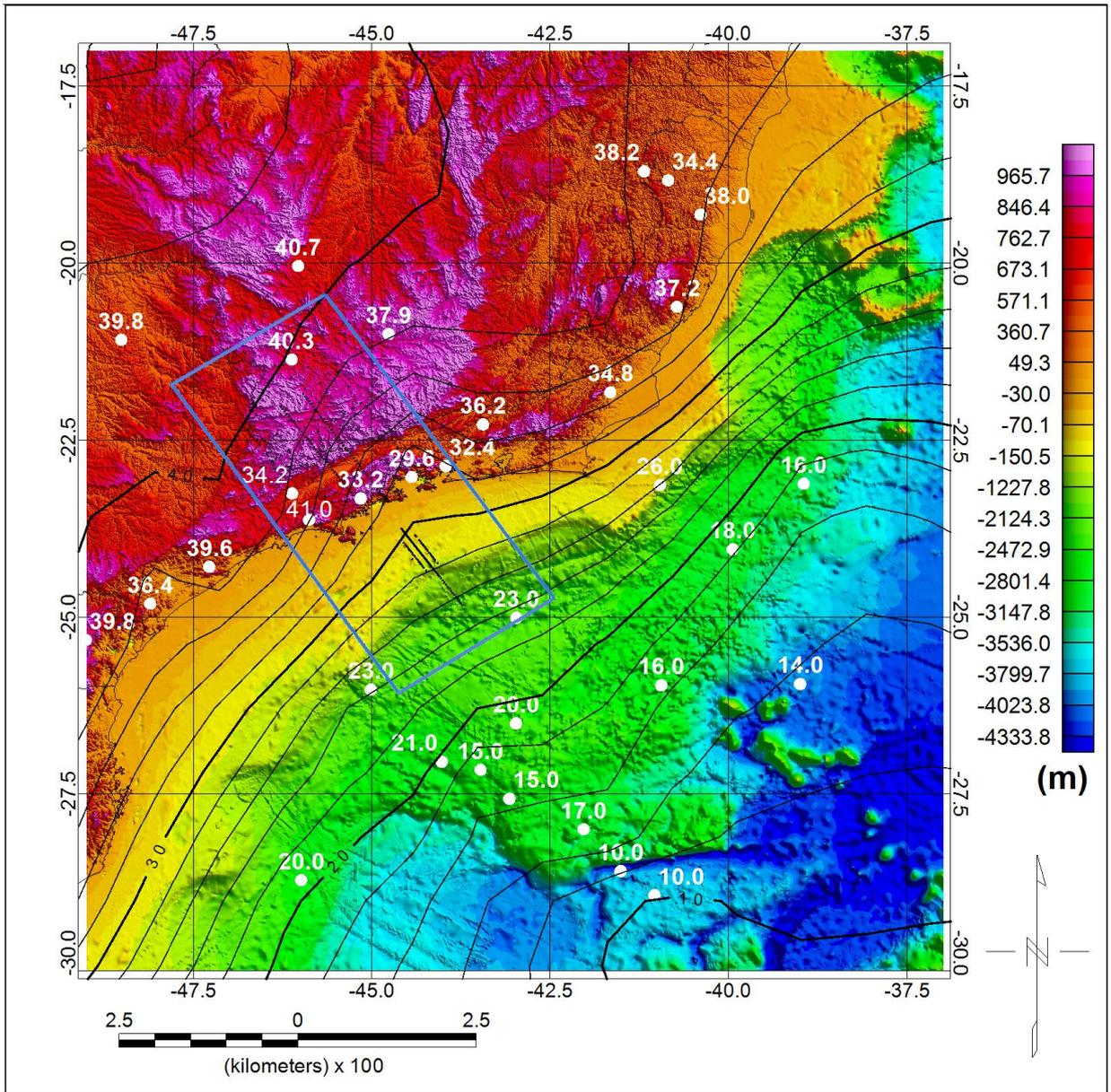


Figura 7.

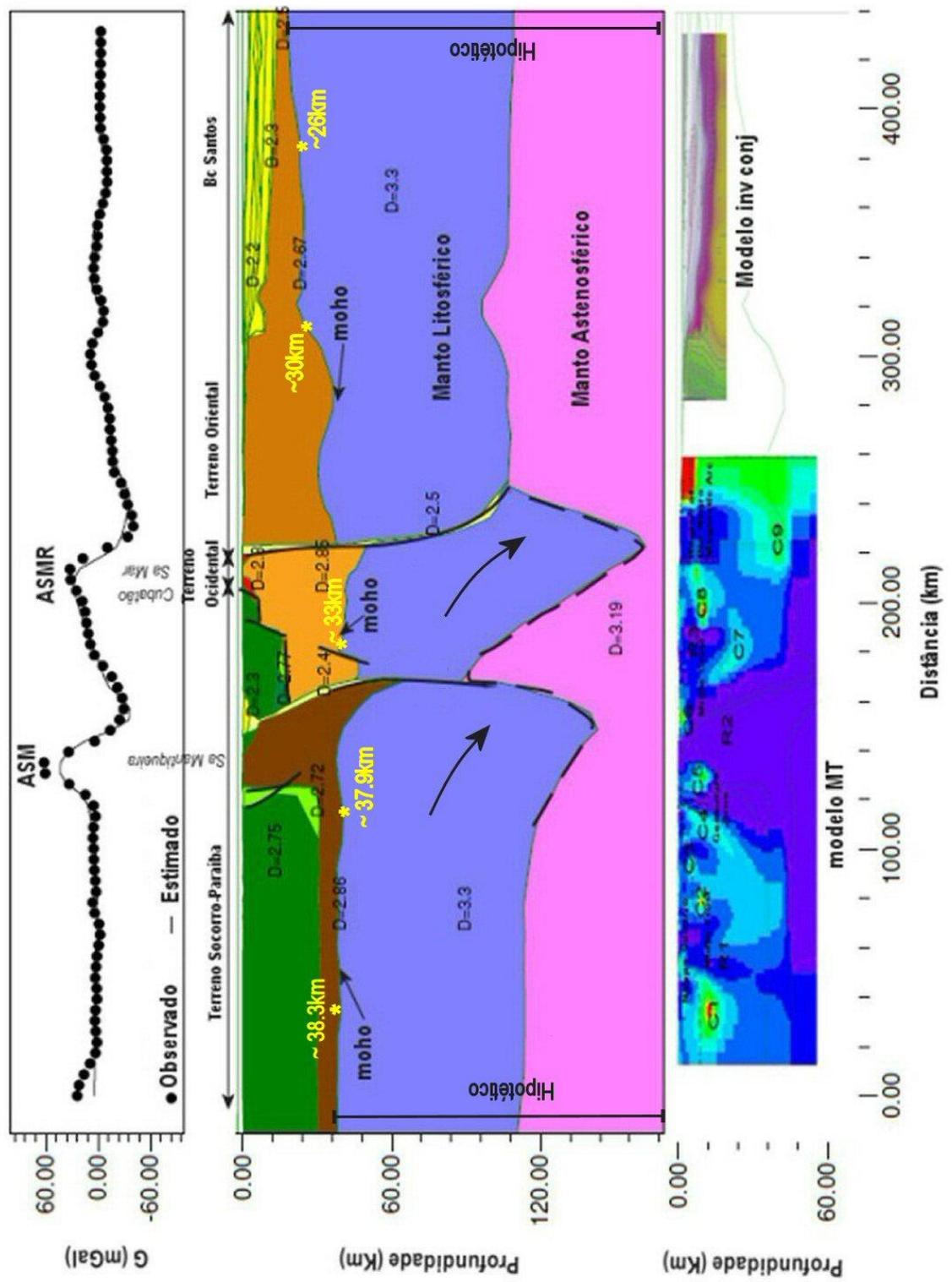


Figura 8.