

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Geofísica

Renata Constantino

Identificação de estruturas de sal a partir de
anomalias gravimétricas residuais na Bacia de
Santos, SP

SÃO PAULO

2016

Renata Constantino

Identificação de estruturas de sal a partir de
anomalias gravimétricas residuais na Bacia de
Santos, SP

“Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade.”

Tese apresentada ao departamento de
Geofísica do Instituto de Astronomia,
Geofísica e Ciências Atmosféricas da
Universidade de São Paulo como requisito
parcial para obtenção do título de Doutor
em Ciências.

Área de Concentração: Geofísica
Orientador: Prof. Dr. Eder Cassola
Molina

SÃO PAULO

2016

Dedico este trabalho ao meu
marido. Obrigada pelo apoio,
compreensão e amor durante
todos esses anos

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, pois sem Ele nada disso seria possível. *"Não estejais ansiosos por coisa alguma: antes as vossas petições sejam em tudo conhecidas diante de Deus pela oração e súplica, com ação de graças" Filipenses 4:6*

Aos meus pais que sempre me apoiaram, amaram, e estiveram ao meu lado em todas as minhas decisões;

Ao meu irmão querido e amigo para todas as horas;

Ao meu marido pela paciência, apoio, amor e companheirismo durante todos esses anos de estudo;

Ao Iata Anderson de Souza por ter coorientado esse trabalho. Agradeço a disponibilidade em ajudar, a paciência para ensinar, corrigir e orientar toda a parte geológica dessa tese;

A Gábirila Castillo e ao Sérgio Contreras pela imensa contribuição científica nesse estudo;

Ao centro de pesquisas UNESPetro da UNESP- Rio Claro por permitir que eu usufrísse dos laboratórios de pesquisa;

A Agência Nacional do Petróleo pelos dados concedidos;

Ao meu amigo Gabriel por todos os bandejões, cafés e bate papos;

A todos os colegas que fizeram parte do meu dia a dia durante esses anos;

Ao Oscar e ao Jahiro pela companhia na sala F101;

A todos os professores que contribuíram imensamente para meu conhecimento nesses quatro anos de doutorado;

A Elisa, Teca e Virgínia por estarem sempre dispostas a ajudar;

A todos da seção de pós-graduação;

A Carla Braitenberg pela disponibilização do software LITHOflex;

A Valéria Barbosa pela ajuda na reta final desse trabalho;

Ao CNPq pela bolsa concedida;

E por último, não por ser menos importante, muito pelo contrário, deixo um agradecimento especial ao meu orientador que sempre esteve presente, dando suporte, apoiando, ajudando, ensinando, e acima de tudo, confiando no meu trabalho. Professor, muito obrigada!

*“Bem-aventurado o homem
que encontra sabedoria, e o homem
que adquire conhecimento”*

Provérbios 3:13

LISTA DE FIGURAS

Observação: As figuras deste trabalho apresentam como separador decimal o ".", pela particularidade dos programas computacionais utilizados no processamento.

Figura 1: Localização da Bacia de Santos.....	7
Figura 2: Principais elementos estruturais na Bacia de Santos	9
Figura 2: Modelo esquemático da evolução do Atlântico Sul.....	11
Figura 4: Principais estruturas de sal em bacias evaporíticas.....	15
Figura 5: Parâmetros usados por MacCullagh (Lowrie, 1997)	18
Figura 6: Anomalia ar-livre da área de estudo.....	25
Figura 7: Batimetria da área de estudo	26
Figura 8: Modelo de espessura sedimentar da área de estudo	27
Figura 9: Contraste de densidade na área de estudo	28
Figura 10: Valores pontuais de espessura crustal na área de estudo	29
Figura 11: Dados do BDEP-ANP	30
Figura 12: Fluxograma ilustrando os passos da metodologia	31
Figura 13: Elementos geométricos envolvidos na atração gravitacional de um polígono	37
Figura 14: Representação das etapas para encontrar a anomalia residual da Moho	43
Figura 15: Valores de compactação sedimentar linear com a profundidade	45
Figura 16: Valores de compactação sedimentar exponencial com a profundidade	46
Figura 17: Efeito gravimétrico dos sedimentos	47
Figura 18: Campo gravimétrico corrigido	49
Figura 19: Espectro de potência radial do campo gravimétrico.....	50
Figura 20: Profundidade da Moho obtida por inversão e vínculos.....	51

Figura 21: Profundidade da Moho obtida por inversão e diferença em relação aos vínculos.....	52
Figura 22: Representação das etapas para encontrar a anomalia residual do embasamento	54
Figura 23: Efeito gravimétrico da Moho.....	55
Figura 24: Anomalia Ar-livre menos o efeito gravimétrico da Moho	57
Figura 25: Efeito gravimétrico dos sedimentos calculado em contraste com a água	58
Figura 26: Anomalia residual referente ao embasamento.....	59
Figura 27: Profundidade do embasamento.....	60
Figura 28: Posição dos perfis utilizados durante a modelagem direta	61
Figura 29: Modelagem direta com 3 camadas para o perfil A	62
Figura 30: Modelagem direta com 3 camadas para o perfil B.....	63
Figura 31: Modelagem direta com 3 camadas para o perfil C.....	64
Figura 32: Modelo inicial.....	65
Figura 33: Modelo sintético sem o pacote de sal	66
Figura 34: Anomalia gravimétrica residual	67
Figura 35: Modelo inverso - Teste 1	68
Figura 36: Modelo inverso - Teste 2	69
Figura 37: Gradiente horizontal da anomalia gravimétrica	70
Figura 38: Modelo inverso - Teste 3	70
Figura 39: Modelo inverso para o perfil A.....	72
Figura 40: Modelo inverso para o perfil B.....	73
Figura 41: Modelo inverso para o perfil C	73
Figura 42: Profundidade da Moho - Teste 1	77
Figura 43: Profundidade da Moho - Teste 2	78

Figura 44: Profundidade da Moho - Teste 3	79
Figura 45: Profundidade da Moho - Teste 4	80
Figura 46: Profundidade da Moho - Teste 5	81
Figura 47: Profundidade da Moho final.....	83
Figura 48: Profundidade do embasamento acústico.....	86
Figura 49: Profundidade do embasamento.....	87
Figura 50: Representação do poço 1-SPS-0010 para as profundidades entre 3870 m 3953 m	89
Figura 51: Modelo direto do pacote de sal com a anomalia gravimétrica residual para o perfil A.....	90
Figura 52: Modelo direto do pacote de sal com a anomalia gravimétrica residual para o perfil B.....	90
Figura 53: Modelo direto do pacote de sal com a anomalia gravimétrica residual para o perfil C	91
Figura 54: Modelo direto completo para o perfil A com todos os pacotes interpretados durante o trabalho.....	92
Figura 55: Modelo direto completo para o perfil B com todos os pacotes interpretados durante o trabalho.....	92
Figura 56: Modelo direto completo para o perfil C com todos os pacotes interpretados durante o trabalho.....	93
Figura 57: Comparação entre o sal gravimétrico e o sal sísmico para o perfil A	96
Figura 58: Modelo direto completo com o pacote de sal obtido a partir da anomalia gravimétrica residual	96
Figura 59 Comparação entre o sal gravimétrico e o sal sísmico para o perfil B.....	97
Figura 60: Comparação entre o sal gravimétrico e o sal sísmico para o perfil C.....	97
Figura 61: Comparação entre o sal gravimétrico e o sal sísmico para o perfil teste	100

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Valores utilizados para o cálculo de compactação linear da densidade com a profundidade	45
Tabela 2: Valores utilizados para o cálculo de compactação exponencial da densidade com a profundidade.....	45
Tabela 3: Valores da profundidade da Moho encontrados nesse trabalho e em Zalán et al. (2011)	53
Tabela 4: Valores dos parâmetros utilizados durante a inversão	71
Tabela 5: Testes realizados para a escolha dos parâmetros da inversão.....	75

RESUMO

CONSTANTINO,R. Identificação de estruturas de sal a partir de anomalias gravimétricas residuais na Bacia de Santos, SP. 2016. 136p. Tese – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2016.

Localizada na margem continental brasileira, a Bacia de Santos é a maior bacia de sal do Atlântico Sul, e, devido ao seu alto potencial econômico, é tema recorrente em estudos científicos. As estruturas de sal presentes na região são importantes para o acúmulo de hidrocarbonetos, e são comumente estudadas a partir de dados de sísmica de reflexão, que apresentam alto custo de aquisição e processamento. Este trabalho visa identificar tais estruturas a partir do estudo de anomalias gravimétricas residuais, que são de mais fácil obtenção e menos dispendiosas. Na primeira etapa do trabalho foi determinada a profundidade da descontinuidade de Mohorovicic (Moho) e a profundidade do embasamento a partir de uma metodologia envolvendo a inversão do campo gravimétrico. Na segunda etapa, as interfaces Moho e embasamento foram utilizadas para a modelagem gravimétrica direta, e um modelo geológico de três camadas foi criado com os seguintes pacotes: sedimentos presentes acima do embasamento, crosta e manto. A anomalia gravimétrica referente a este modelo foi calculada e subtraída da anomalia total observada, resultando na anomalia residual, admitida como representativa das estruturas de sal na região, que foi invertida na última etapa do trabalho. Os resultados do modelo inverso obtido foram validados por meio de sua comparação com a camada de sal obtida pela interpretação de seções de sísmica de reflexão 2D, mostrando boa concordância. A partir desta metodologia e dos parâmetros calculados, foi estabelecido um procedimento padrão para a determinação de estruturas de sal na Bacia de Santos (incluindo pacotes de sal estratificado), que não necessita de informações sísmicas, e que poderá ser adotado para estudos futuros. Trata-se de um método rápido e de custo reduzido, que pode fornecer valiosas informações para o planejamento de aquisição sísmica e para a interpretação de dados geofísicos em regiões *offshore* onde existam estruturas propícias ao acúmulo de hidrocarbonetos.

Palavras-chave: Estruturas de sal, Bacia de Santos, gravimetria, sísmica, inversão de dados geofísicos

ABSTRACT

CONSTANTINO,R. Salt structures identification from residual gravity anomalies in the Santos Basin, SP. 2016. 136p. PhD Thesis – Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences of the University of São Paulo, São Paulo, 2016.

Located in the Brazilian continental margin, the Santos Basin is the largest salt basin of the South Atlantic, and due to its high economic potential, it is a recurrent theme in scientific studies. The salt structures present in the region are of great importance for hydrocarbon accumulation, and they are commonly studied from seismic reflection data, which present a high acquisition and processing cost. This work aims to identify these structures from the study of residual gravity anomalies, which are less expensive and easier to obtain. In the first step, the Mohorovicic discontinuity depth (Moho) and the basement depth were obtained from a method involving the inversion of the gravity field. In the second step, the Moho and the basement interfaces were used for forward gravimetric modeling, and a geological model of three layers was created with the following packages: sediments above the basement, crust and mantle. The gravity anomaly related to this model was calculated and subtracted from the observed anomaly, resulting in the residual anomaly, admitted as representative of the salt structures effect in the region, which was inverted in the last step. The results obtained from the inverse model were validated by comparison with the salt layer obtained by interpretation of 2D reflection seismic lines, showing a good agreement. From this methodology and from the calculated parameters, a standard procedure was established for the determination of the salt structures in the Santos Basin (including stratified packets of salt), which does not require seismic information and may be adopted for future studies. This is an efficient method with low cost, that provide valuable information for seismic acquisition planning and interpretation of geophysical data in offshore regions with structures favourable to hydrocarbon accumulation.

Keywords: Salt structures, Santos Basin, gravimetry, seismic, inversion of geophysical data

SUMÁRIO

1. Introdução	1
1.1 Objetivos	3
2. Área de estudo	5
2.1 Localização	5
2.2 Estratigrafia	5
2.3 Estruturas tectônicas - Arcabouço Regional da Bacia de Santos.....	8
2.4 Feições Geomorfológicas	10
2.5 Evolução Tectono-sedimentar do Atlântico Sul.....	10
2.6 Evaporitos na Bacia de Santos	13
2.6.1 Evolução Estrutural da Sequência Evaporítica.....	13
2.6.2 Estruturas de Sal.....	13
3. Fundamentos teóricos	16
3.1 Força Gravitacional, Aceleração e Potencial.....	16
3.1.1 Força Gravitacional.....	16
3.1.2 Aceleração Gravitacional	16
3.1.3 Potencial Gravitacional	17
3.1.4 Potencial Gravitacional da Terra Esferoidal	17
3.2. Correções Gravimétricas.....	20
3.2.1 Correção Ar-livre	20
3.2.2 Correção Bouguer.....	21
3.2.3 Correção de Terreno	21
4. Dados	22
4.1 Dados Gravimétricos	22
4.2 Dados Batimétricos	22
4.3 Modelo de Espessura Sedimentar	23
4.4 Contraste de Densidade	23
4.5 Informações de Espessura Crustal	24
4.6 Dados sísmicos e poços	24
5. Metodologia	31
5.1 Etapa 1- Cálculo da Profundidade da Moho e Embasamento	31
5.1.1 Efeito Gravimétrico de uma Descontinuidade	31

5.1.2 Compactação Sedimentar.....	32
5.1.2.1 Função de Compactação Linear	33
5.1.2.2 Função de Compactação Exponencial	33
5.1.3 Modelo de Inversão Gravimétrica Iterativa	34
5.1.4 Topografia do Embasamento.....	35
5.2 Etapa 2 - Modelagem Direta	36
5.2.1 Cálculo da Anomalia Gravimétrica de um Corpo Geológico	36
5.2.2 Anomalia Gravimétrica de um Corpo de Seção Poligonal.....	36
5.3 Etapa 3- Inversão da Anomalia Gravimétrica Residual	39
5.3.1 Descrição do Método.....	40
5.3.2 Definição dos Parâmetros de Inversão	42
6. Resultados	43
6.1 Etapa 1- Cálculo da Profundidade da Moho e Embasamento	43
6.1.1 Cálculo da Profundidade da Moho	43
6.1.2 Compactação Linear	44
6.1.3 Compactação Exponencial	44
6.1.4 Cálculo da Profundidade do Embasamento	54
6.2 Etapa 2 - Modelagem Direta	61
6.2.1. Modelo Inicial.....	64
6.3 Etapa 3- Inversão da Anomalia Gravimétrica Residual	71
7. Discussão	74
7.1 Etapa 1- Cálculo da Profundidade da Moho e Embasamento	74
7.1.1 Cálculo da Profundidade da Moho	74
7.1.2 Cálculo da Profundidade do Embasamento	82
7.2 Etapa 2 - Modelagem Direta	88
7.3 Etapa 3- Inversão da Anomalia Gravimétrica Residual	93
8. Conclusões	98
9. Referências	101
APÊNDICE A	108
APÊNDICE B	110
APÊNDICE C	114
APÊNDICE D	118
ANEXO	121

1 INTRODUÇÃO

Vários grandes campos de hidrocarbonetos apontam uma relação direta entre a prospectividade do petróleo e a tectônica de sal. É o caso dos campos de exploração das bacias de sal do Atlântico Sul, particularmente ao longo da margem continental brasileira, como a Bacia de Santos. Esta relação pode ser devido à grande ocorrência de armadilhas estruturais e estratigráficas, e também pela eficácia do sal como selo para acumulações do pré-sal (Mohriak et al., 2012).

A Bacia de Santos, localizada na margem sudeste brasileira, entre as bacias de Campos, a norte, e Pelotas, a sul (Gamboa et al., 2008), é a maior bacia de grande acúmulo sal do Atlântico Sul (Mohriak et al., 2012), e, devido ao seu alto potencial econômico, tem sido assunto de diversos estudos científicos.

Sua formação está relacionada com a abertura do supercontinente Gondwana, desde o Cretáceo Inferior (± 135 Ma), o que resultou na separação dos continentes africanos e sul-americanos. Durante o Neoptiano, começou a deposição de espessos pacotes evaporíticos, geralmente compostos por halita (que constitui 80% dos sais presentes), além de anidrita e sais complexos. A deposição dessa sequência evaporítica está associada a um clima árido e periódicas transgressões marinhas que invadiram um golfo raso que se estendeu desde a Bacia de Santos até a Bacia Sergipe-Alagoas (Gamboa et al., 2008).

No Cretáceo Superior (Santoniano-Campaniano), a margem sudeste foi afetada pelo soerguimento da Serra do Mar, resultando em uma notável progradação de siliciclásticos e formando grandes cunhas clásticas que avançaram em direção à bacia, que estava sob processo de subsidência no mesmo período (Macedo, 1987 e 1990; Almeida & Carneiro, 1998). A progradação siliciclástica durante este período foi responsável pela deformação dos pacotes evaporíticos e pela migração em direção ao depocentro da bacia, proporcionando uma espessa camada na região conhecida como Platô de São Paulo, onde nas seções sísmicas fica notável a presença de estruturas halocinéticas, tais como muralhas e diápiros de sal.

A presença dessas estruturas de sal tem grande importância para região, devido às suas propriedades em selar os reservatórios, orientar a migração de hidrocarbonetos e também facilitar a deformação responsável por muitas armadilhas estruturais e estratigráficas (Demercian et al., 1993).

As estruturas de sal possuem propriedades físicas que as fazem diferir amplamente das outras rochas. Quando formadas em bacias sedimentares, podem ser observadas tanto na superfície da Terra quanto nas regiões de águas profundas dos oceanos, e, segundo Cainelli & Mohriak (1999), podem ser interpretadas através de métodos geofísicos como a sísmica e a gravimetria.

No estudo sísmico, as superfícies físicas que causam reflexões são principalmente superfícies estruturais e discordâncias com contrastes de velocidade e densidade. Estruturas de sal compostas por halita, possuem alta velocidade de ondas sísmicas e baixa densidade em relação ao meio, e por isso, podem ser facilmente interpretadas em dados de sísmica de reflexão. No estudo gravimétrico, as variações no campo de gravidade decorrem de mudanças nas densidades. Assim, uma anomalia gravimétrica pode estar relacionada a estruturas geológicas enterradas, como domos e diápiros de sal (Dobrin, 1976). Estudos gravimétricos podem ser muito úteis em regiões de potencial exploratório com poucas informações geológicas disponíveis, fornecendo um mapeamento inicial com informações importantes para estudos futuros envolvendo outros métodos, como a própria sísmica de reflexão.

Diversos trabalhos que visam estudar a tectônica de sal ao longo das bacias sul-americanas são encontrados na literatura. Torsvik et al. (2009) estudaram um modelo para abertura do Oceano Atlântico Sul incluindo cenários de deformação intraplaca, extensão pré-deriva e espalhamento dos oceanos. O seu modelo mostra as bacias de sal aptianas da América do Sul e África em suas posições originais, como parte de uma bacia única. Moriak et al. (1999) estudaram províncias tectônicas de sal ao longo do limite crustal nas margens brasileira e oeste-africana, revelando quatro principais províncias de sal correspondentes aos domínios tectônicos: proximal, intermediário, diápiros de sal, e crosta oceânica. Moriak (2001) estudou a tectônica de sal do Oceano Atlântico Sul e as evidências geofísicas nas margens brasileiras e oeste-africana, mostrando que ao longo das duas margens, o limite crustal é uma feição tectônica de grande importância para exploração de petróleo. Diferente de estudos pretéritos, que sugeriam a presença de estruturas de sal apenas em crosta continental, este autor sugere que tais estruturas possam ser interpretadas tanto em crosta continental quanto em crosta oceânica.

A maioria dos trabalhos que visam estudar estruturas de sal em bacias sedimentares utiliza a sísmica como principal ferramenta. Enquanto o método de sísmica de reflexão apresenta um imageamento em subsuperfície que mostra

detalhadamente estruturas e horizontes geológicos para alguns níveis de profundidade, o método gravimétrico apresenta um composto de todas as contribuições geológicas em todas as profundidades. A análise combinada de dados sísmicos e gravimétricos possibilita a identificação de feições geológicas, como estruturas diapíricas, de uma forma mais confiável do que utilizando apenas um dos métodos (Dobrin & Savit, 1988). No presente estudo, o modelo gravimétrico será validado a partir de interpretação sísmica.

Poucos trabalhos de modelagem da crosta que utilizam dados sísmicos em conjunto com dados de gravidade terrestre são encontrados na região da Bacia de Santos. Mio (2005) e Lima & Mohriak (2013) modelaram estruturas da crosta terrestre na região da Bacia de Santos a partir de dados sísmicos em conjunto com dados de aceleração da gravidade, a fim de criar modelos geológicos para as regiões estudadas. Estes trabalhos se concentraram principalmente na interpretação de dados sísmicos e, posteriormente, no ajuste dos dados de gravidade. Em dados de sísmica de reflexão 2D, a interface do embasamento é interpretada com menos precisão do que as interfaces mais rasas e definidas, como o topo e a base da camada de sal, devido à baixa resolução dos dados em profundidades abaixo desta camada. A interface que separa a crosta e o manto (Moho), não pode sequer ser interpretada nos dados de sísmica de reflexão 2D. Assim, duas interfaces que separam pacotes com contraste de alta densidade são modeladas por aproximação, e isso pode trazer grandes erros ao modelo geológico final.

No presente trabalho, as interfaces Moho e embasamento são determinadas a partir de uma metodologia independente da sísmica, que usa inversão gravimétrica como principal ferramenta. Estas interfaces são utilizadas para modelagem direta da crosta e anomalia gravimétrica residual desses modelos é analisada a fim de encontrar uma relação com a camada de sal.

A metodologia pode ser aplicada futuramente para sugerir possíveis localizações de reservas de sal a partir de dados gravimétricos, facilitando e diminuindo custos de explorações petrolíferas.

1.1 Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é propor uma metodologia para a Bacia de Santos que consiga identificar estruturas de sal a partir de anomalias gravimétricas residuais

independentemente de interpretação sísmica, que será utilizada apenas para validar o modelo gravimétrico. Subtende-se que, se a crosta for modelada inserindo as principais descontinuidades de densidade e desconsiderando o pacote de sal, é possível obter um bom ajuste entre o modelo e o dado observado, restando apenas uma pequena anomalia gravimétrica residual referente ao pacote que não foi considerado no modelo, que admite-se ser a camada de sal.

Os objetivos específicos são:

- Calcular a profundidade da Moho a partir da inversão do campo gravimétrico livre do sinal do pacote sedimentar seguindo a metodologia proposta por Braitenberg et al. (2006);
- Calcular a profundidade do embasamento a partir da inversão do campo gravimétrico livre do sinal do pacote sedimentar e da Moho seguindo a metodologia proposta pelos mesmos autores;
- Fazer uma modelagem direta simplificada da crosta utilizando as interfaces Moho e embasamento obtidas por inversão gravimétrica, e calcular a anomalia gravimétrica residual do modelo (observada - calculada);
- Inverter a anomalia gravimétrica residual obtida na etapa de modelagem direta seguindo a metodologia de Silva & Barbosa (2006);
- Realizar a interpretação sísmica da camada de sal para validar o modelo inverso.

A hipótese científica desse trabalho é a de que estruturas de sal na Bacia de Santos podem ser identificadas a partir da análise de anomalias gravimétricas residuais.

2 ÁREA DE ESTUDO

2.1 Localização

O estudo será realizado para a região da Bacia de Santos, situada na região sudeste da margem continental brasileira, entre os paralelos 23°00S e 28°00'S, até a cota batimétrica de 3000m (figura 1). Sua área possui cerca de 350.000 km² abrangendo os litorais dos Estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina (Moreira et al., 2007). A Bacia é delimitada ao norte pelo Alto de Cabo Frio e ao sul pelo lineamento de Florianópolis.

2.2 Estratigrafia

A evolução geológica da Bacia de Santos é dividida em três fases: rifte, pós-rifte (Transição) e drifte (Margem passiva), representadas na Carta Estratigráfica da Petrobras de Moreira et al. (2007) (Anexo 1) e compreende as sequências descritas a seguir:

A fase rifte tem início no Hauteriviano e prolonga-se até o início do Aptiano, e é dividida em três sequências deposicionais: a primeira, limitando inferiormente com rochas do embasamento, é composta basicamente por derrames basálticos eocretáceos (Formação Camboriú). Na sequência, correspondendo à Formação Piçarras, a composição predominante é de leques aluviais contendo principalmente litologias associadas a conglomerados e arenitos. No final da fase rifte, a Formação Itapema é caracterizada por apresentar intercalações de calcirruditos (fragmentos de conchas) e folhelhos escuros (material rico em matéria orgânica) (Moreira et al., 2007).

A fase pós-rifte, cujos sedimentos foram depositados durante o Aptiano, é dividida em três sequências deposicionais: a primeira, correspondendo à porção inferior da Formação Barra Velha, possui ambiente deposicional transicional, entre continental e marinho raso, com depósitos calcários microbiais, estromatólitos e laminitos nas porções proximais e folhelhos nas porções distais. A segunda corresponde à porção superior da Formação Barra Velha, cujos sedimentos depositaram-se durante o Neoaptiano. Seu limite superior é a base dos evaporitos de aproximadamente 113 Ma e marca a passagem da sequência sedimentar clástica/carbonática para um ambiente

evaporítico. É caracterizada pela ocorrência de calcários microbiais intercalados a folhelhos, com ambiente deposicional semelhante ao descrito na sequência anterior. Por último, finalizando a sequência pós-rifte, tem-se os depósitos evaporíticos do Neoaptiano, correspondendo à Formação Ariri. Esses evaporitos da sequência são compostos por halita e anidrita, mas há presença de outros sais solúveis como a taquidrita e carnalita (Moreira et al., 2007).

A fase drifte, do Albiano ao Quaternário, é dividida em 3 grupos: Camburi, Frade e Itamambuca. Essa fase inicia-se pelo Grupo Camburi, onde os sedimentos foram depositados do Albiano ao Cenomaniano, englobando as seguintes formações: a Formação Florianópolis, constituída por conglomerados, arenitos finos a grossos e folhelhos e siltitos depositados por leques aluviais no Albiano (Pereira & Feijó, 1994), a Formação Guarujá, caracterizada pela implantação de uma plataforma carbonática ao longo do Albiano (Moreira et al., 2007), e a Formação Itanhaém, caracterizada por folhelhos e margas de origem marinha distribuídas desde a plataforma até as regiões internas da bacia. Em seguida aparece o Grupo Frade, de idade Turoniano ao Paleoceno Inferior, constituído pelas seguintes formações: a Formação Santos, composta por conglomerado e arenito lítico, intercalado com folhelho e argila, acumulados em ambiente continental/transicional, na forma de leques aluviais, rios entrelaçados e deltas (Pereira et al., 1986), a Formação Juréia, que ocorre sob forma de sedimentos arenosos, folhelhos, siltitos e argilosos depositados desde os ambientes continentais até as porções mais distais da plataforma (Moreira et al., 2007), e a Formação Itajaí-Açu, caracterizada por uma espessa seção de clásticos finos (folhelhos) depositados no talude e na bacia. O final da fase drifte é representado pelo Grupo Itamambuca, depositado durante Eoceno Inferior ao Pleistoceno, incluindo as seguintes formações: a Formação Ponta Aguda, caracterizada por arenitos avermelhados depositados em ambiente de leques aluviais, sistemas fluviais e depósitos costeiros, a Formação Iguape, que reúne os calcarenitos e calcirruditos bioclásticos acumulados em plataforma carbonática, com influência de leques aluviais nas áreas mais proximais, e por fim, a Formação Marambaia, depositada nas regiões da plataforma distal, talude e bacia, na qual predominam folhelhos e siltitos, além de margas e diamictitos (Pereira et al., 1986).

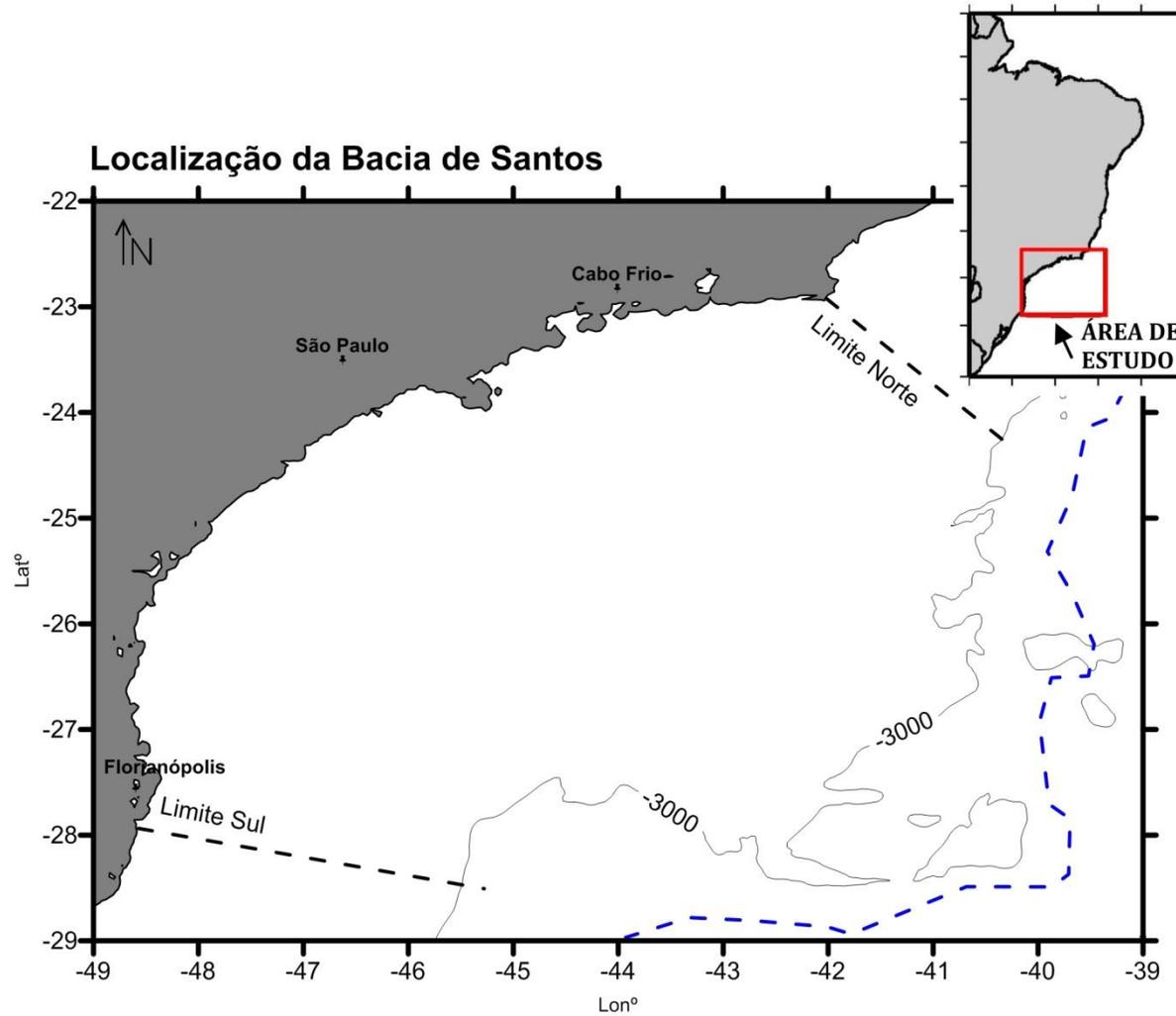


Figura 1: Mapa batimétrico segundo dados da General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO). O limite crustal, segundo Cainelli & Moriak (1999), é representado pela linha tracejada. Também está representada a isolinha batimétrica referente à profundidades de 3000 m.

2.3 Estruturas Tectônicas - Arcabouço Regional da Bacia de Santos

Em seu trabalho, Souza (2008) confirma a observação feita em trabalhos anteriores, como os de Chang et al. (1992), Mohriak (2004) e Zalán et al. (2011), em termos do arcabouço estrutural na Bacia de Santos (figura 2). As falhas normais mais abundantes e importantes têm direção geral NE-SW, formadas por reativação de feições do embasamento. Elas foram caracterizadas por métodos potenciais e interpretações de perfis sísmicos (Chang et al., op cit; Mohriak, op cit). Em geral, apresentam-se escalonadas, com planos de falhas mergulhando em direção ao oceano (sintéticas) e ao continente (antitéticas), ocorrendo alternância de blocos altos (horstes) e baixos (grábens). A linha de charneira, paralela à linha de costa e às direções estruturais das rochas pré-cambrianas expostas no continente emerso, constitui uma feição estrutural marcante na Bacia de Santos, separando a cunha sedimentar delgada em direção ao continente de uma seção sedimentar espessa em direção ao oceano.

Outras feições estruturais encontradas na Bacia de Santos são aquelas relacionadas à tectônica de sal (halocinese), responsáveis por grande parte da deformação da bacia. A halocinese é caracterizada por vários compartimentos extensionais: o compartimento com almofadas de sal, o compartimento com diápiros de sal e o compartimento com muralhas de sal, responsáveis por grandes empurrões e dobramentos (Demercian, 1996; Mohriak, 2004). Em porções mais distais da bacia, as deformações geram mini-bacias e grábens de evacuação de sal (Souza, 2008).

Zonas de transferência também estão presentes na bacia. Têm direções NW e NNW, e, formaram-se durante a fase rifte, sendo que algumas delas foram reativadas durante a formação de fraturas oceânicas (Macedo, 1990; Meisling et al., 2001; Mohriak, 2004). As zonas de transferência de Ilha Grande, Merluza e Tubarão (Demercian & Szatmari, 1999) tiveram importância no controle da tectônica do sal e na divisão da bacia em províncias.

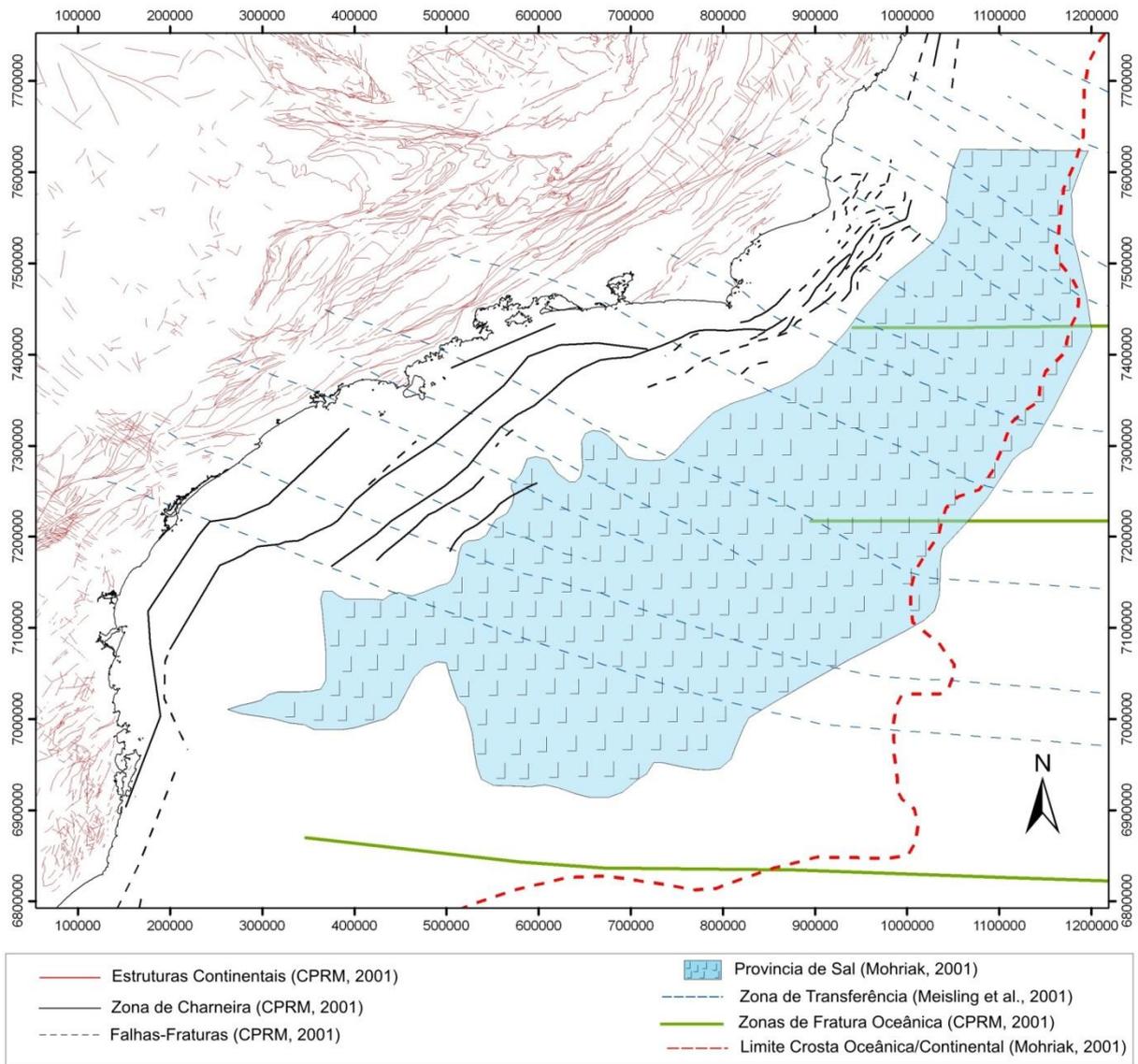


Figura 2: Principais elementos estruturais do continente e na plataforma na região da Bacia de Santos. Fonte: Souza (2008).

2.4 Feições Geomorfológicas

Podem-se destacar algumas feições geomorfológicas importantes presentes na região sudeste do Atlântico Sul, como a Cadeia Vitória-Trindade, o lineamento de Florianópolis, o Alto do Rio Grande e o Platô de São Paulo, que é caracterizado por uma larga província de diápiros de sal na região sudeste e com estreitamento na direção norte. Há também a presença de altos vulcânicos, montes submarinos e diversos lineamentos estruturais (Jinno & Souza, 1999; Mohriak, 2003; Constantino & Molina, 2014).

Outra feição observada no Atlântico Sul corresponde ao alinhamento NW, chamado de lineamento Cruzeiro do Sul, que se estende desde a região continental e atinge a região da plataforma continental nas proximidades do Alto de Cabo Frio, entre as bacias de Santos e Campos (Mohriak et al., 2010).

Na Bacia de Santos caracterizam-se cadeias vulcânicas provavelmente relacionadas a altos vulcânicos pós-rifte, como por exemplo, a cadeia Avedis (Demercian e Szatmari, 1999), ou a propagadores oceânicos, como a cadeia Abimael (Mohriak, 2001), interpretada como centros de espalhamento ativos durante a formação de crosta proto-oceânica e posteriormente abortados (Kumar e Gamboa, 1979; Mohriak, 2001, Meisling et al., 2001), além de intrusões ígneas e massas vulcânicas, como por exemplo, o Monte Submarino Jean Charcot.

2.5 Evolução Tectono-sedimentar do Atlântico Sul

A evolução tectono-sedimentar do Atlântico Sul está relacionada ao processo de abertura do supercontinente Gondwana, que resultou nos continentes sul-americano e africano.

As bacias divergentes da margem continental atlântica são formadas por processos extensionais que levam à ruptura de um continente e a formação de um oceano ao longo de diversos estágios evolutivos, como mostrado na figura 3. Nesse processo, ocorre estiramento da litosfera e em função dos esforços distensivos, ocorrem falhamentos na crosta terrestre que resultam na formação de bacias do tipo rifte, onde se depositam rochas continentais lacustrinas (Hasui, 2012).

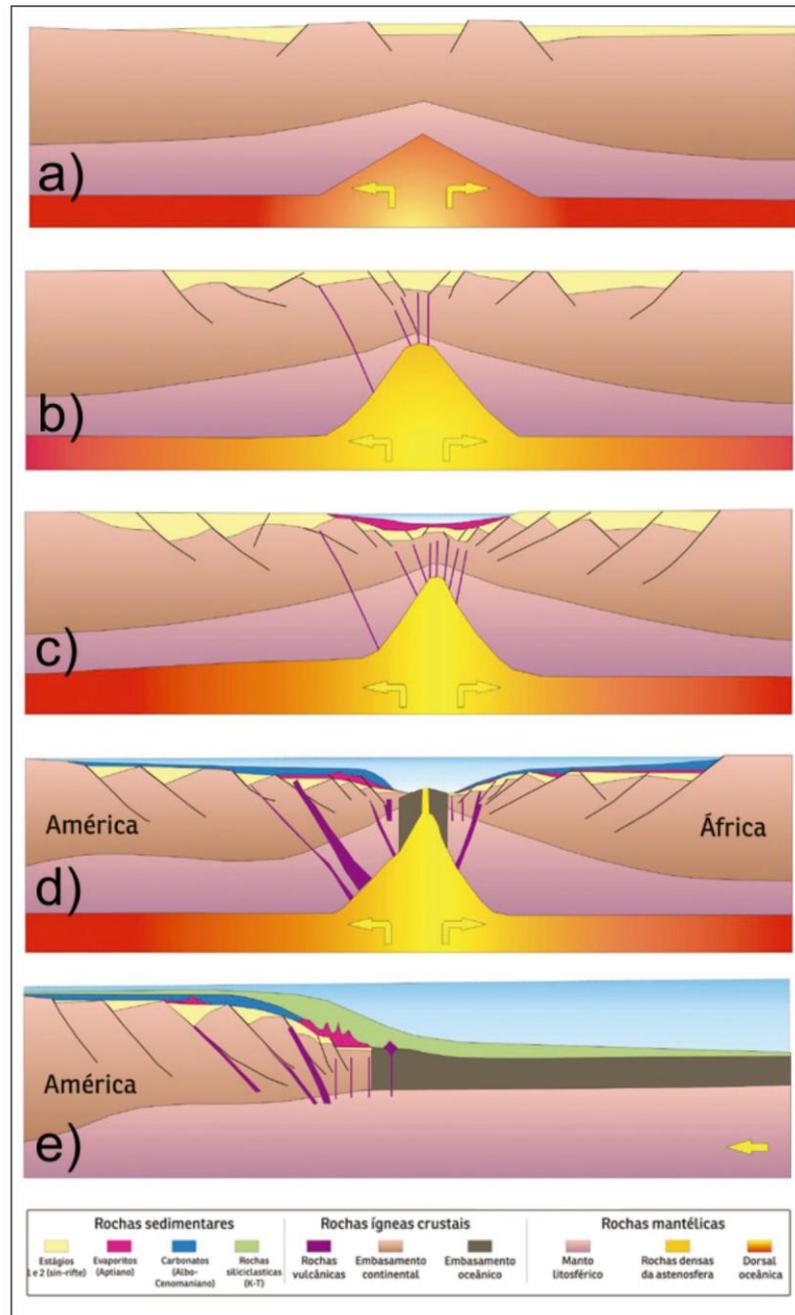


Figura 3. Modelo geodinâmico esquemático da evolução do Atlântico Sul. Adaptado de Hasui (2012).

Devido a continuidade dos processos distensivos, ocorre o rompimento da litosfera e a formação de um centro de espalhamento oceânico. O resfriamento da litosfera oceânica resulta em aprofundamento das bacias marginais, que é caracterizado por uma fase de transição entre o ambiente continental e o ambiente marinho, na qual se registra em algumas bacias (como é o caso da Bacia de Santos) a deposição de rochas

evaporíticas. A camada de evaporitos é geralmente recoberta por rochas carbonáticas e siliciclásticas em sequências sedimentares transgressivas e regressivas (Hasui, 2012).

Segundo Mohriak & Szatmari (2008) a distribuição das bacias sedimentares nas margens brasileira e africana indica a ocorrência de bacias evaporíticas entre a margem continental e a Dorsal de Walvis. Moriak et al. (2002) reconstituíram as margens para a época de pré-deriva continental, mostrando uma correlação das bacias, com distribuição assimétrica de evaporitos.

Os 5 estágios evolutivos apresentados na figura 3 são definidos, segundo Cainelli & Mohrak (1999), como:

- a) Início dos processos tectônicos extensionais, que resultaram na abertura dos continentes Sul-americano e Africano. Nessa fase, ocorre um pequeno soerguimento e afinamento litosférico, com a formação de falhas na crosta superior que controlam depocentros locais associados a uma deposição sedimentar ampla e fina;
- b) Aumento do estiramento litosférico, coincidindo com grandes falhas na crosta continental, extrusão de basaltos continentais e formação de hemigrábens;
- c) No final do processo de rifteamento, há um aumento da extensão litosférica, marcado por grandes falhas que rotacionam os blocos rifte e as camadas sedimentares anteriormente depositadas;
- d) Vulcanismo continental e oceânico, reativação de grandes falhas e erosão dos blocos rift por uma discordância regional que nivela a topografia, separando os ambientes deposicionais continental e marinho;
- e) Deposição de sedimentos evaporíticos e posteriormente deposição de sedimentos carbonáticos. Há um aumento na paleobatimetria, finalizando a deposição carbonática e resultando na acumulação de sedimentos marinhos de águas profundas.

2.6 Evaporitos na Bacia de Santos

2.6.1 Evolução Estrutural da Sequência Evaporítica

A sequência evaporítica aptiana foi depositada durante a separação do bloco continental que continha a América do Sul e África. O desenvolvimento da bacia evaporítica está associado a um clima árido e a periódicas transgressões marinhas que invadiram um golfo raso que se estendeu desde a Bacia de Santos até a Bacia de Sergipe-Alagoas (Gamboa et al., 2008).

Essa sequência evaporítica foi depositada sobre uma discordância regional. Após o soerguimento responsável por essa discordância, toda a crosta sofreu uma subsidência, proporcionando a deposição de uma espessa camada de evaporitos na região que atualmente conhecemos por Platô de São Paulo.

A deformação do sal começou com a camada basal de halita se movimentando e criando frestas para o posterior pacote estratificado com anidrita. Depois, todo o pacote fluiu para o depocentro da bacia. O fluxo resultou em uma tectônica distensiva nas partes proximais da bacia e uma tectônica compressiva nas regiões mais distais.

2.6.2 Estruturas de Sal

Quando o sal é depositado por evaporação, seu formato é laminar, podendo ser alterado devido a movimentos verticais e laterais. A espessura do sal pode variar de acordo com a superfície da bacia onde está sendo depositado, podendo esta ser regular ou não.

O sal tem um comportamento plástico, podendo movimentar-se sob ações como a força da gravidade e forças tectônicas. A deformação do sal depende de fatores como a temperatura, pressão, presença de água, o que aumenta o fluxo difusivo, ou outros minerais "não-evaporitos", que reduzem a plasticidade.

O escoamento do sal pode transformar seu formato original em uma ampla variedade de estruturas de sal. Geralmente, as estruturas de sal evoluem de estruturas de baixa amplitude para maiores amplitudes, e depois, para extrusões, não necessariamente passando pelos três estágios. O termo diápiro é usado como referência para corpos de sal que penetram na sobrecarga mais rasa e são separados dessa

cobertura por uma descontinuidade. Já os corpos chamados de não-diápiros possuem sua estrutura em contato com a sobrecarga. Porém, é normal o uso do termo diápiro para qualquer estrutura que tenha a forma típica de um diápiro, independente se há ou não uma descontinuidade (Jackson & Talbot, 1986).

Baseado em Bengaly (2003) e Jackson & Talbot (1986), seguem, algumas definições das estruturas de sal encontradas em bacias evaporíticas (figura 4):

- Anticlinal de sal (*salt anticline*): Pequeno domo alongado sob efeito da sobrecarga sedimentar, onde a espessura não atinge o dobro da camada original do evaporito;
- Almofadas de sal (*salt pillow*): Domos de subsuperfície periclinal cuja espessura pode atingir o dobro da camada original do evaporito;
- Domo de sal (*salt dome*): Termo genérico para uma almofada ou estrutura de sal com cobertura de estratos arqueados;
- *Salt roller*: Uma tradução literal para este termo seria “rolo de sal”. Trata-se de uma estrutura alongada, com baixa amplitude, assimétrica, em dois flancos, onde um mergulha suavemente em contato relativamente concordante com a sobrecarga e o outro mergulha abruptamente em contato por falhamento normal com esta sobrecarga. Acomoda-se na base do bloco alto de falhas normais;
- Diápiro de sal (*salt diapir*): O termo diápiro refere-se a corpos que tenham penetrado uma sobrecarga sedimentar e são separados dessa cobertura por uma descontinuidade. A intrusão pode tomar qualquer forma, tanto lateral quanto vertical, perfurando a sobrecarga junto às falhas ou ascendendo passivamente. Pode se espessar muito além do dobro da camada original de evaporitos;
- Muralha de sal (*diapiric salt wall*): é alongada como anticlinais de sal, mas é intrusiva e de muito maior amplitude.

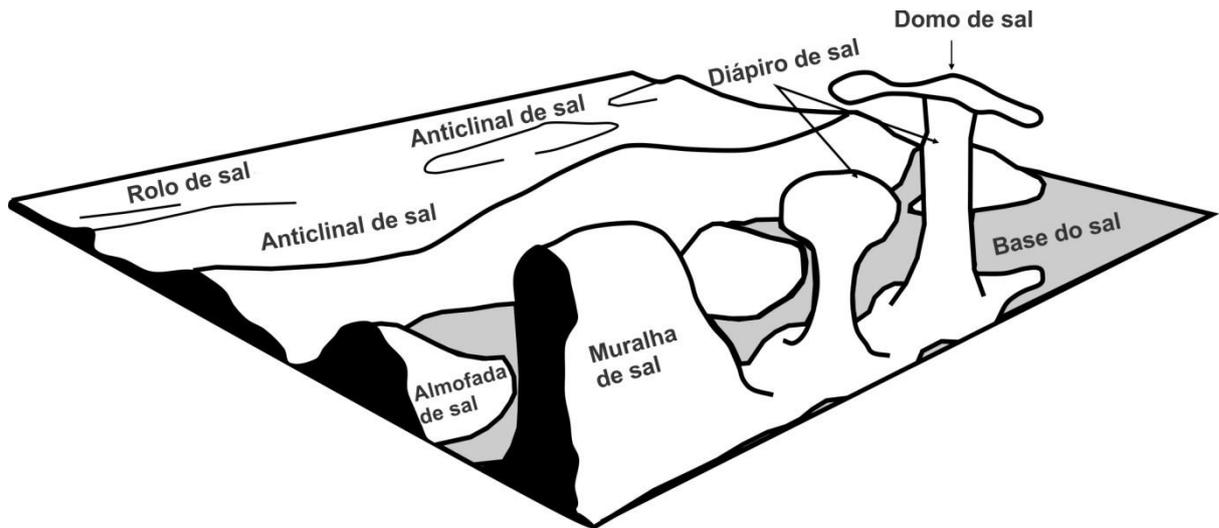


Figura 4: Principais estruturas de sal encontradas em bacias evaporíticas. Adaptado de Jackson & Talbot (1986).

3 FUNDAMENTOS TEÓRICOS

3.1 Força Gravitacional, Aceleração e Potencial

3.1.1 Força Gravitacional

De acordo com a Lei da Gravitação Universal formulada por Newton, dois pontos com massa m_1 e m_2 , separados por uma distância r , atraem-se mutuamente com uma força \vec{F} tal que

$$|\vec{F}| = -G \frac{m_1 \cdot m_2}{r^2} \quad (1)$$

onde G é a constante gravitacional. No Sistema Internacional de Unidades, $G = 6,67 \times 10^{-11} \text{m}^3 \text{kg}^{-1} \text{s}^{-2}$.

Embora as massas m_1 e m_2 se atraiam de forma simétrica, é conveniente chamar uma das massas de atrativa e outra de massa atraída. Por simplificação, considera-se a massa atraída como unitária e denota-se a massa atrativa por m :

$$|\vec{F}| = -G \frac{m}{r^2} \quad (2)$$

3.1.2 Aceleração Gravitacional

A intensidade da aceleração de uma massa m_2 devida à força da atração de uma massa m_1 a uma distância r , é dada pela divisão do módulo da força de atração \vec{F} pela massa m_2 , sendo

$$a = \frac{|\vec{F}|}{m_2} = G \frac{m_1}{r^2} \quad (3)$$

A aceleração, sendo a força agindo em uma unidade de massa, é a maneira convencional de medir o campo gravitacional agindo em qualquer ponto. Todas as massas localizadas em um mesmo ponto estão sujeitas à mesma atração gravitacional gerada por um corpo (Dobrin, 1976).

No sistema de unidades cgs, a aceleração é dada em cm/s^2 . No entanto, é comum na Geofísica a utilização da unidade mGal, sendo $1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm/s}^2$ e $1 \text{ mGal} = 10^{-3} \text{ cm/s}^2$.

3.1.3 Potencial Gravitacional

O potencial gravitacional V devido à massa m_1 pode ser definido como

$$V = G \frac{m_1}{r} \quad (4)$$

As componentes X, Y, Z da força gravitacional \vec{F} são dadas por:

$$X = \frac{\partial V}{\partial x}, \quad Y = \frac{\partial V}{\partial y}, \quad Z = \frac{\partial V}{\partial z} \quad (5)$$

Em notação vetorial, a equação é escrita como:

$$\vec{F} = (X, Y, Z) = \nabla V \quad (6)$$

Assim, para um sistema de n massas pontuais m_1, m_2, \dots, m_n , o potencial do sistema é a soma das contribuições individuais de V :

$$V = \frac{Gm_1}{r_1} + \frac{Gm_2}{r_2} + \dots + \frac{Gm_n}{r_n} = G \sum_{i=1}^n \frac{m_i}{r_i} \quad (7)$$

3.1.4 Potencial Gravitacional da Terra Esferoidal

A forma elipsoidal muda o potencial gravitacional da Terra daquele de uma esfera. Em 1849, MacCullagh desenvolveu uma fórmula para o potencial gravitacional de qualquer corpo a uma grande distância do seu centro de massa (Lowrie, 2007), dada por:

$$V_G = -G \frac{M_T}{r} - G \frac{A+B+C-3I}{2r^3} \quad (8)$$

sendo

M_T - massa da Terra

A, B e C - momentos de inércia em relação aos eixos x, y, z.

I - momento de inércia em relação à linha **OP** que liga o centro de coordenadas **O** ao ponto **P(r,θ)**, com distância r de **O** e com ângulo θ com respeito ao eixo z (figura 5).

O primeiro termo da equação 8, de ordem r^{-1} , é referente ao potencial gravitacional de uma esfera de massa M. Se o eixo de referência tiver origem no centro de massa do corpo, não existe o termo em r^{-2} . O segundo termo, de ordem r^{-3} , é referente aos desvios da forma esférica, que no caso da Terra achatada, resultam dos deslocamentos de massa devido à deformação rotacional.

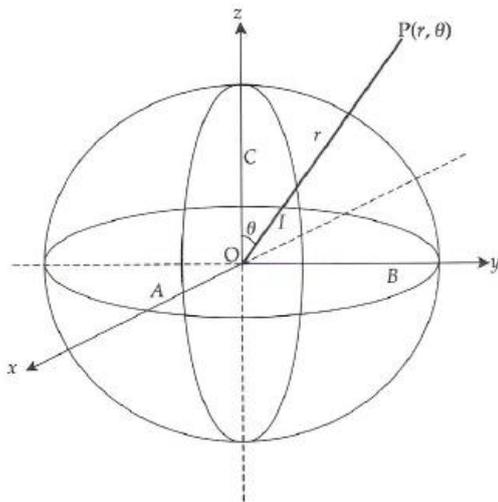


Figura 5: Parâmetros usado por MacCullagh (Lowrie, 2007)

Para uma Terra elipsoidal, I é uma simples combinação dos momentos principais de inércia. Definindo $A = B$ para uma simetria de rotação, e definindo o ângulo entre OP e o eixo de rotação como θ , I pode ser descrito como $I = A \sin^2 \theta + C \cos^2 \theta$. Então, a fórmula de MacCullagh para a terra elipsoidal fica

$$V_G = -G \frac{M_T}{r} - G \frac{(C-A)(3\cos^2\theta-1)}{2r^3} \quad (9)$$

O potencial deve diminuir à medida em que se afasta do centro de massa que o produz e a aceleração gravitacional deve ser dirigida para o centro de massa, satisfazendo a equação de Laplace

$$\Delta V=0 \quad (10)$$

que escrita em coordenadas esféricas polares (r,θ,ϕ) , torna-se:

$$\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} r^2 \frac{\partial V}{\partial r} + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \phi^2} = 0 \quad (11)$$

A variação com azimute ϕ desaparece pela simetria em relação ao eixo de rotação. A solução geral da equação Laplace considerando simetria rotacional (por exemplo, para uma Terra esférica), é

$$V = \sum_{n=0}^{\infty} \left(A_n r^n + \frac{B_n}{r^{n+1}} \right) P_n(\cos \theta) \quad (12)$$

Sendo $P_n(\cos \theta)$ os polinômios de Legendre de ordem n e θ , a distância polar, ou co-latitude.

Se o potencial não é rotacionalmente simétrico, a solução da equação de Laplace varia com azimute ϕ , bem como com o raio r e o ângulo axial θ . Nesse caso, o potencial é dado por

$$V = \sum_{n=0}^{\infty} \left(A_n r^n + \frac{B_n}{r^{n+1}} \right) \sum_{m=0}^n (a_n^m \cos m\phi + b_n^m \sin m\phi) P_n^m(\cos \theta)$$

sendo $P_n^m(\cos \theta)$ o polinômio de Legendre de ordem n e grau m .

A equação pode ser reescrita como:

$$V = \sum_{n=0}^{\infty} \left(A_n r^n + \frac{B_n}{r^{n+1}} \right) \sum_{m=0}^n (Y_n^m)(\theta, \phi)$$

com $Y_n^m = (a_n^m \cos m\phi + b_n^m \sin m\phi) P_n^m(\cos \theta)$ sendo as funções harmônicas esféricas, que descrevem a variação do potencial com as coordenadas θ e ϕ em uma superfície esférica.

3.2 Correções Gravimétricas

Após as medições gravimétricas, algumas correções devem ser feitas para que os dados possam ser utilizados. A primeira correção leva em consideração o fato da Terra não ser uma esfera e estar em rotação. A fórmula de referência da gravidade de 1967 (Eq. 14) inclui estes efeitos e coloca a aceleração da gravidade g em função da latitude λ . Isto permite que seja feita uma correção de latitude no ponto de medição através da subtração do valor de referência $g(\lambda)$ da medição da gravidade (Fowler, 2005).

$$g(\lambda) = g_e(1 + \alpha \sin^2\lambda + \beta \sin^4\lambda) \quad (14)$$

sendo a aceleração da gravidade no equador $g_e = 9,78031846 \text{ m/s}^2$ e α e β são constantes ($\alpha = 5,278895 \times 10^{-3}$ e $\beta = 2,3462 \times 10^{-5}$).

3.2.1 Correção Ar-livre

A segunda correção que deve ser feita para as medições gravimétricas, conhecida como ar-livre, permite corrigir o valor de todos os pontos de medidas tomados na superfície física da Terra, a uma altitude ortométrica h , para o nível médio dos oceanos. A correção ar-livre é dada por:

$$C_a = \frac{2h}{R} g_0 \quad (15)$$

onde h é a altitude ortométrica e g_0 é a aceleração média da gravidade no nível do mar.

A anomalia ar-livre é definida como:

$$\Delta g = g_{\text{obs}} - g(\lambda) + C_a \quad (16)$$

Em g_{obs} já considerou-se o efeito da maré, da deriva do gravímetro e a correção de Eötvös (se o gravímetro estiver em movimento).

3.2.2 Correção Bouguer

A correção Bouguer simples considera o efeito de atração da massa existente entre o gravímetro e o nível do mar, utilizando um modelo de placa horizontal de extensão lateral infinita e espessura h . A correção Bouguer pode ser expressa por:

$$C_b = 2\pi G\rho h \quad (17)$$

sendo G a constante gravitacional, ρ a densidade do material entre o ponto de medida e o nível do mar e h a altitude ortométrica do ponto de medição acima do nível do mar.

A anomalia Bouguer é dada por:

$$\Delta g = g_{obs} - g(\lambda) + C_a - C_b \quad (18)$$

3.2.3 Correção de Terreno

A correção de terreno costuma ter valores baixos para regiões com desníveis topográficos pequenos e pode ser calculada a partir de técnicas numéricas e com o uso de modelos digitais de topografia. Se o terreno ao redor de um ponto de medição é suficientemente plano, a correção de terreno pode ser desconsiderada. No entanto, em locais de grandes montanhas ou vales, a correção de terreno (C_t) deve ser considerada (Dobrin, 1976).

Dá-se o nome de anomalia Bouguer completa à anomalia obtida quando a correção de terreno é realizada, resultando em:

$$\Delta g = g_{obs} - g(\lambda) + C_a - C_b + C_t \quad (19)$$

4 DADOS

Este estudo é baseado em dados gravimétricos, batimétricos, modelo de espessura sedimentar, informações sobre a espessura crustal, dados de sísmica de reflexão e dados de poços.

4.1 Dados Gravimétricos

Os dados de anomalia da gravidade utilizados estão disponíveis no trabalho de Molina (2010) (figura 6) e foram calculados utilizando dados de missões geodésicas de diversos satélites e de geofísica marinha presentes na região do Atlântico Sul.

Os dados de gravimetria marinha utilizados neste trabalho envolvem os cruzeiros obtidos a partir do banco de dados de Geofísica Marinha do U. S. National Geophysical Data Center e os cruzeiros referentes ao projeto EQUANT I e EQUANT II. Dados adicionais do LEPLAC foram utilizados para avaliação do modelo calculado. Os dados de altimetria por satélite são provenientes das missões geodésicas dos satélites ERS-1, GEOSAT e SEASAT.

Molina (2010) utilizou a derivada direcional ao longo das trilhas de satélite calculadas a partir das alturas da superfície do mar e dados de gravimetria marinha para a estimativa da altura geoidal e anomalia ar-livre na superfície dos oceanos utilizando a colocação por mínimos quadrados. O modelo foi elaborado com uma resolução espacial de 2 x 2 arc min.

4.2 Dados Batimétricos

Neste trabalho foi utilizado o modelo batimétrico da General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) correspondente à GEBCO One Minute Grid, ou seja, grades com intervalos de 1 arc min. Os dados são baseados em contornos batimétricos contidos no GEBCO Digital Atlas (GDA), mantido pelo British Oceanographic Data Centre (BODC) sobre os cuidados da International Hydrographic Organization (IHO) e da Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC) da UNESCO.

A batimetria da região de estudo é mostrada na figura 7.

4.3 Modelo de Espessura Sedimentar

Foram utilizados neste trabalho, valores de espessura sedimentar (figura 8) provenientes do “Total Sediment Thickness of the World's Oceans and Marginal Seas, World Data Center for Marine Geology and Geophysics, Boulder” (Divins, 2003).

Os dados digitais de espessura sedimentar foram compilados pelo National Geophysical Data Center (NGDC) da NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) e possuem resolução de 5 x 5 arc min. Os dados de espessura sedimentar foram compilados a partir de três fontes principais: (i) mapas de isópacas previamente publicados, (ii) Resultados de perfuração oceânica, fornecidos pelos projetos “Ocean Drilling Program” (ODP) e “Deep Sea Drilling Project” (DSDP); (iii) perfis de sísmica de reflexão arquivados pelo NGDC.

Para o Atlântico Sul, os mapas de isópacas foram digitalizados por Dennis Hayes do Lamont-Doherty Earth Observatory. Os dados digitalizados foram convertidos em grade no NGDC usando o algoritmo de splines sob tensão de Smith & Wessel (1990).

Os valores estão em metros e representam a profundidade do embasamento acústico, definido como o refletor observável mais profundo nos perfis de sísmica de reflexão, que pode não representar a base dos sedimentos. Estes dados têm como objetivo fornecer um valor mínimo para a espessura dos sedimentos em uma área geográfica particular (Constantino, 2012).

Como o modelo representa apenas a espessura da camada sedimentar, dados complementares necessários para a aplicação do método, como densidade e porosidade, foram obtidos de fontes adicionais. Além destes, dados de poços disponibilizados pelo Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP) da Agência Nacional do Petróleo (ANP), dados do Deep Sea Drilling Project (DSDP), referentes à leg 39, site 356, correspondente à latitude -28,2870 e longitude -41,0880, foram utilizados. Mais informações sobre a leg 39 podem ser encontradas em Supko et al. (1997).

4.4 Contraste de Densidade

Valores de contraste de densidade entre o manto e a crosta foram utilizados neste trabalho com base no modelo CRUST 2.0 (Bassin et al., 2000), que foi elaborado

com base em dados sísmicos, e médias globais foram consideradas para configurações geológicas e tectônicas semelhantes. Essas médias foram atribuídas em locais onde não havia informações sísmicas suficientes. Valores de espessura dos sedimentos e do gelo foram obtidos de mapas previamente publicados, e a batimetria e topografia foram baseadas em informações do ETOP05 (Edwards, 1988). O modelo CRUST 2.0 possui resolução 2 x 2 graus e é apresentado em perfis 1D, com 7 camadas ao todo, que se estendem desde o gelo até a interface crosta-manto (Moho). Além de valores de densidade e espessura, o modelo disponibiliza parâmetros como a velocidade da onda P (V_p) e velocidade da onda S (V_s).

O contraste de densidade entre a interface crosta e manto para região de estudo é mostrado na figura 9.

4.5 Informações de Espessura Crustal

Neste trabalho, valores pontuais de espessura crustal (figura 10) foram necessários para vincular o modelo durante a metodologia de inversão aplicada. Para isso, informações de Zalán et al. (2011) foram utilizadas. Os valores são resultados da interpretação de 12.000 km de seções sísmicas 2D adquiridas pelo ION-GXT, acopladas, linha por linha, com dados de gravimetria e magnetometria e integrados com valores regionais disponíveis no banco de dados da Petrobras.

4.6 Dados Sísmicos e Poços

Para a região de estudo, 67 seções sísmicas 2D e 30 dados de poços (contendo registros sônicos, perfil de raios gama, densidade e descrição de testemunho), foram fornecidos pelo Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP-ANP) (figura 11) através da política de gratuidade para universidades. Estes dados foram interpretados no Laboratório de Interpretação Sísmica e Geológica (LISG)/UNESPetro/UNESP-Rio Claro através do Software SeisWork da plataforma R5000 da Landmark/Halliburton. A interpretação das linhas para o topo do sal e para a base do sal (em tempo sísmico) é mostrada apêndice A.

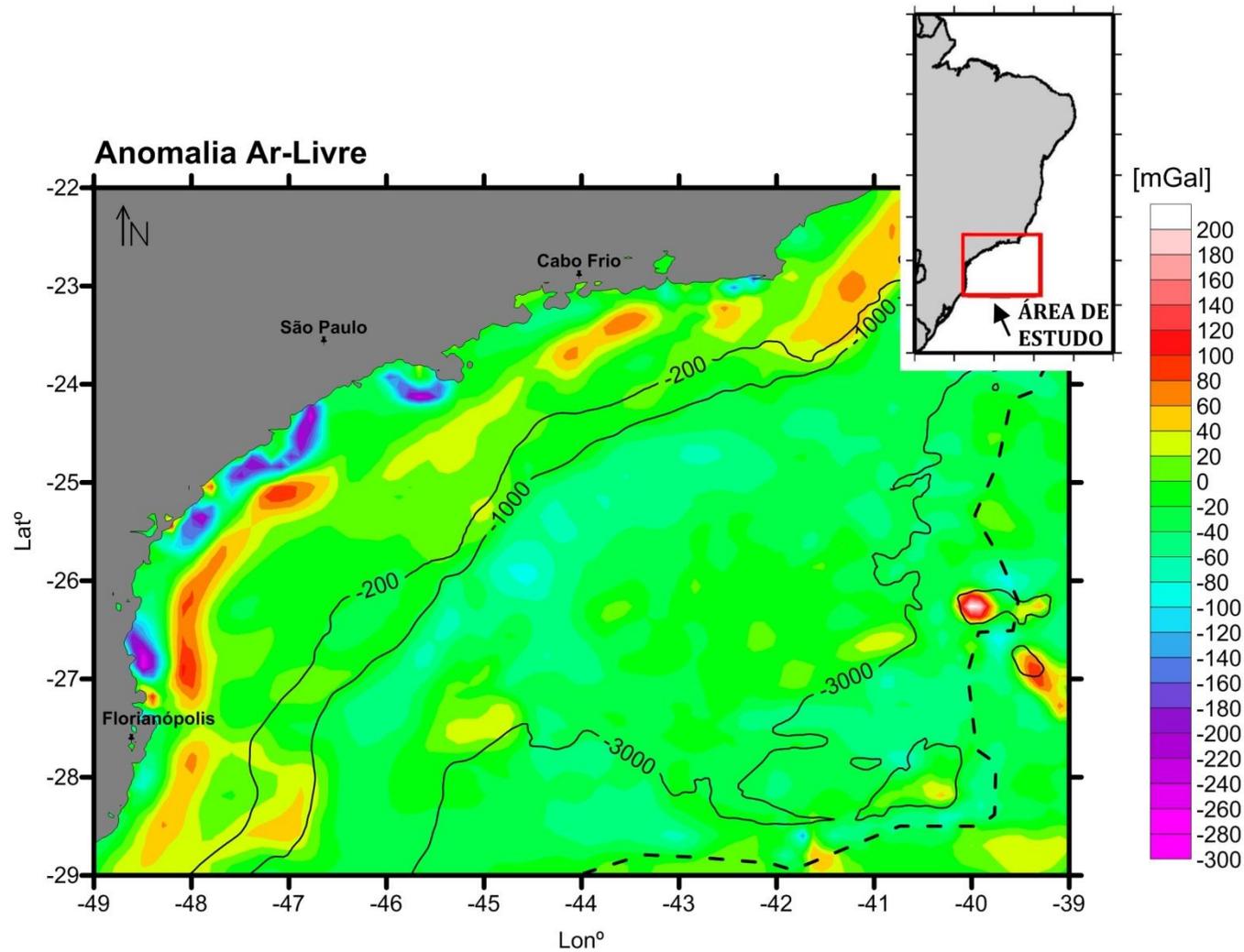


Figura 6: Anomalia ar-livre da área de estudo. Os valores foram determinados a partir de dados de altimetria por satélite e geofísica marinha por Molina (2010). O limite crustal, segundo Cainelli & Moriak (1999) é representado pela linha tracejada. Estão representadas também as isolinhas batimétricas referentes às profundidades 200, 1000 e 3000 m.

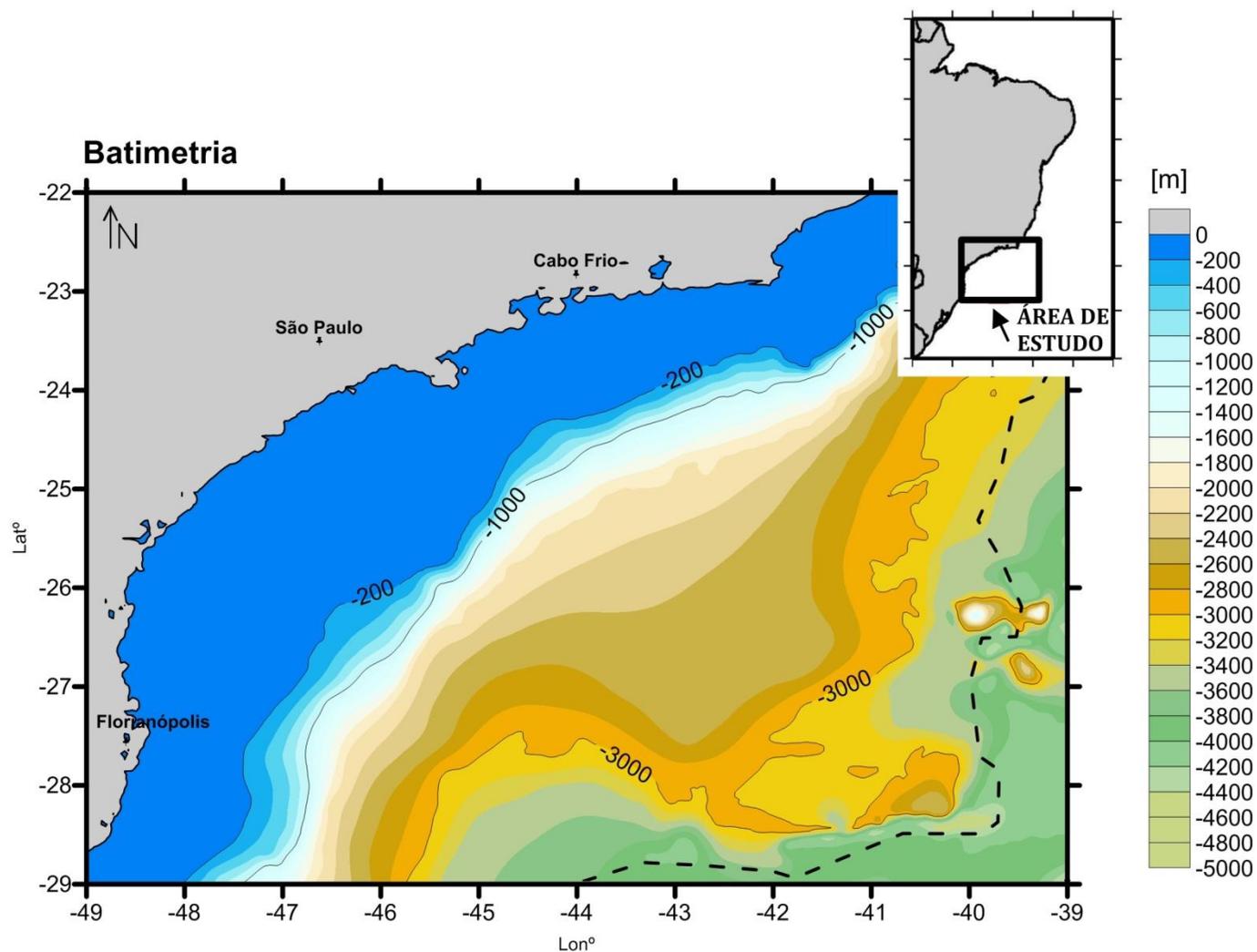


Figura 7: Batimetria na área de estudo. Fonte. O limite crustal, segundo Cainelli & Moriak (1999) é representado pela linha tracejada. Estão representadas também as isolinhas batimétricas referentes às profundidades 200, 1000 e 3000 m.

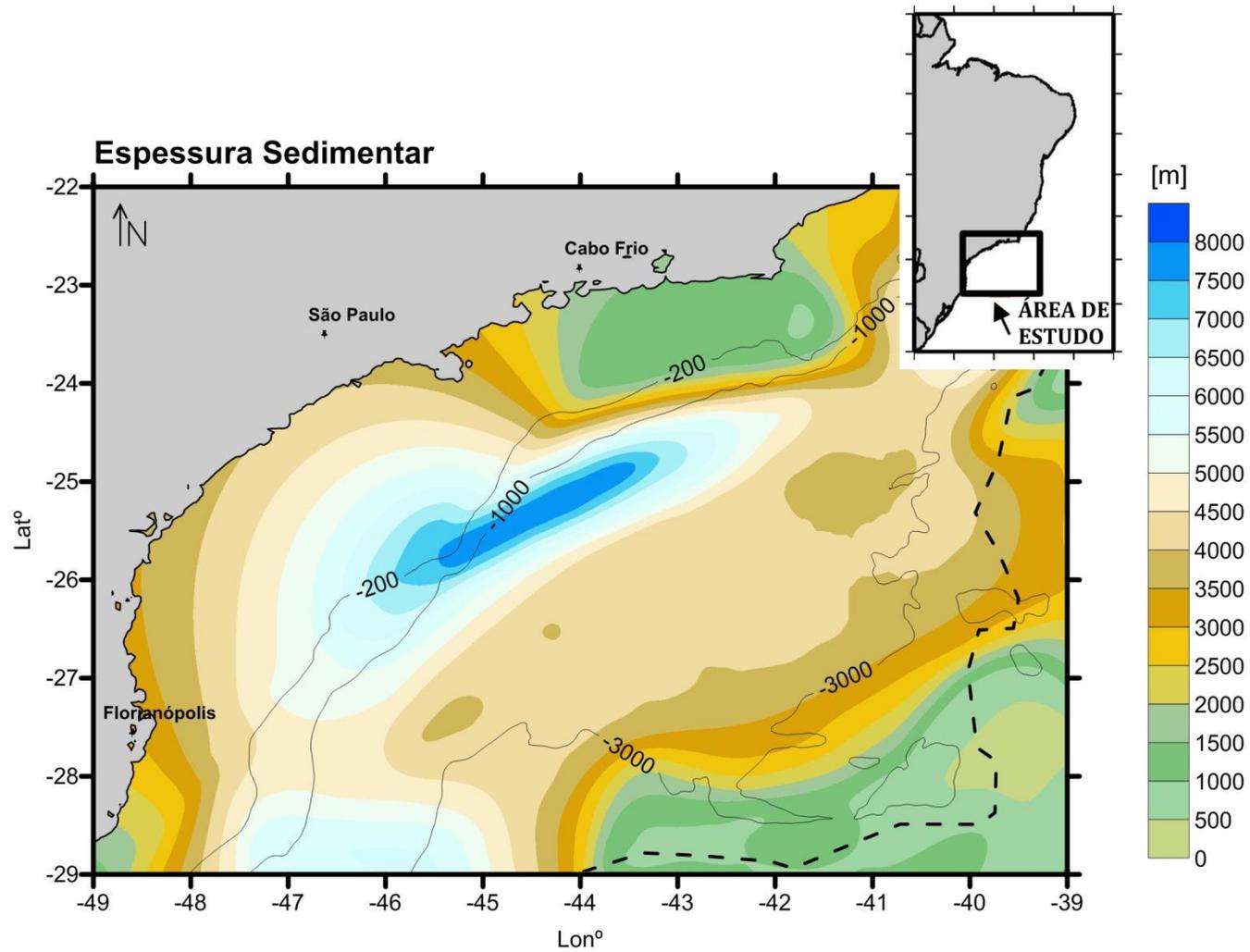


Figura 8: Modelo de espessura sedimentar obtido pela NGDC. O limite crustal, segundo Cainelli & Moriak (1999) é representado pela linha tracejada. Estão representadas também as isolinhas batimétricas referentes às profundidades 200, 1000 e 3000 m.

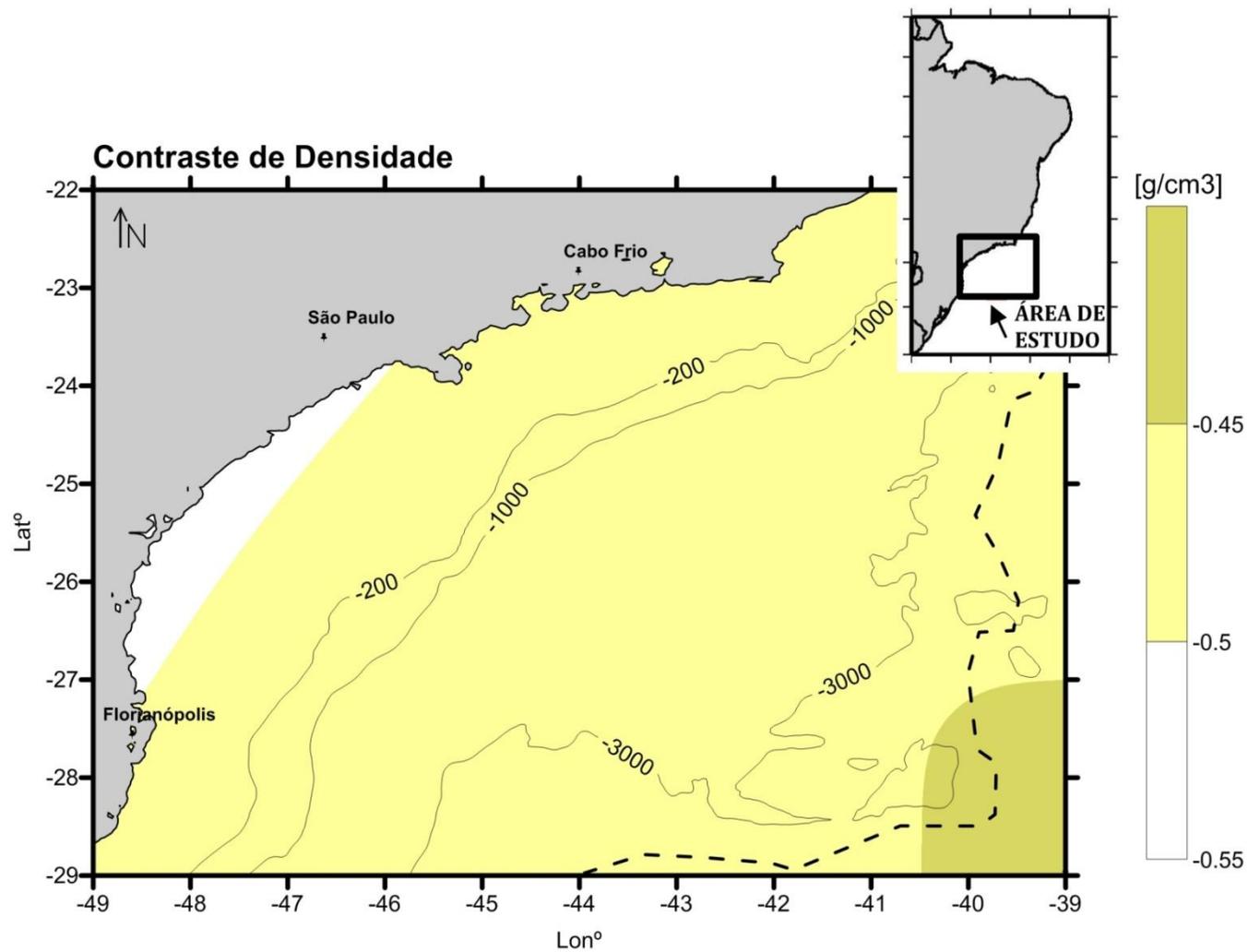


Figura 9: Modelo de contraste de densidade entre a crosta e o manto. Os valores foram obtidos do CRUST2.0. O limite crustal, segundo Cainelli & Moriak (1999) é representado pela linha tracejada. Estão representadas também as isolinhas batimétricas referentes às profundidades 200, 1000 e 3000 m.

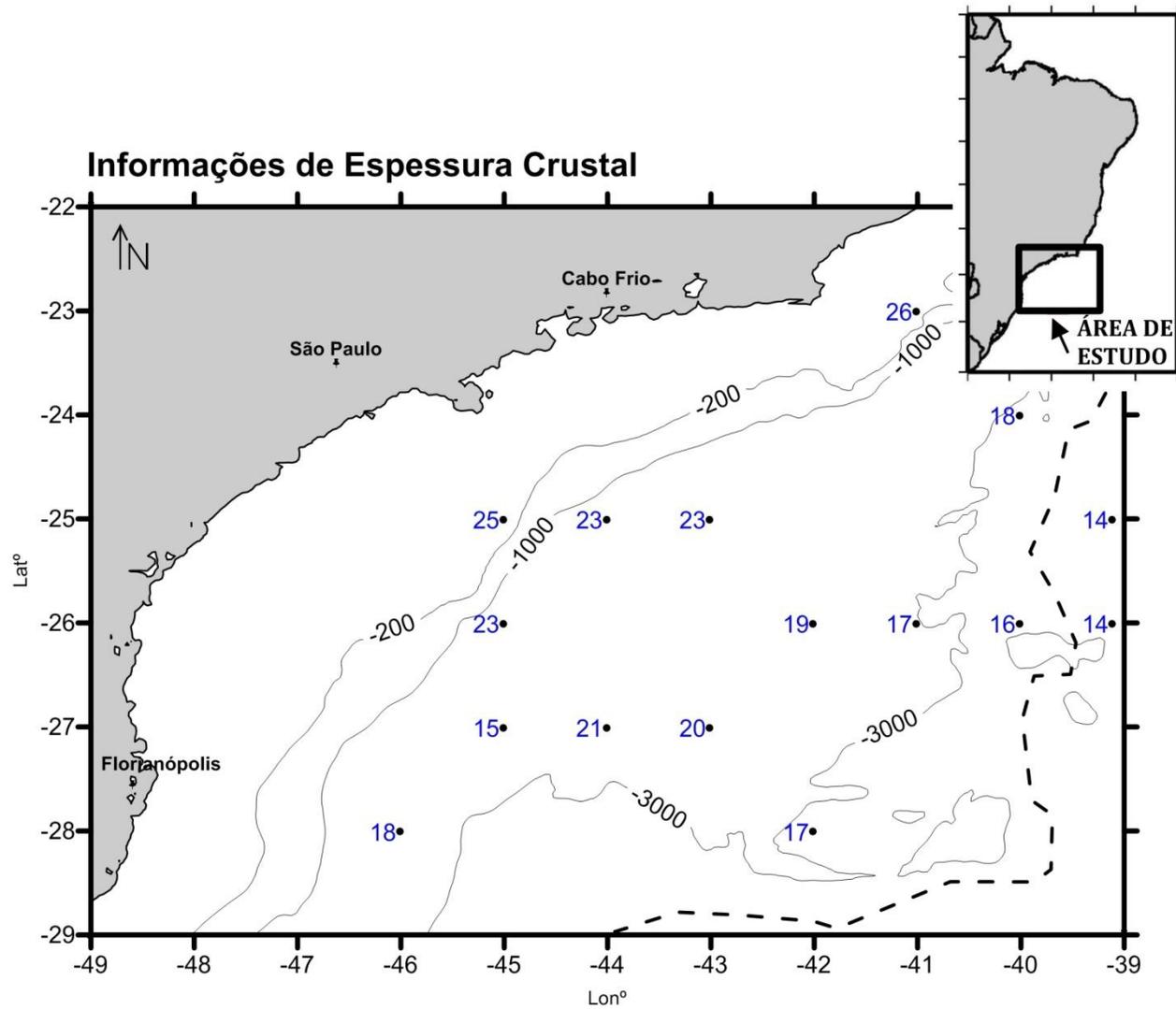


Figura 10: Valores pontuais de espessura da crosta, em azul, extraídos de Zalán et al. (2011). O limite crustal, segundo Cainelli & Moriak (1999) é representado pela linha tracejada. Estão representadas também as isolinhas batimétricas referentes às profundidades 200, 1000 e 3000 m.

5 METODOLOGIA

A metodologia é dividida em 3 etapas principais (figura 12).

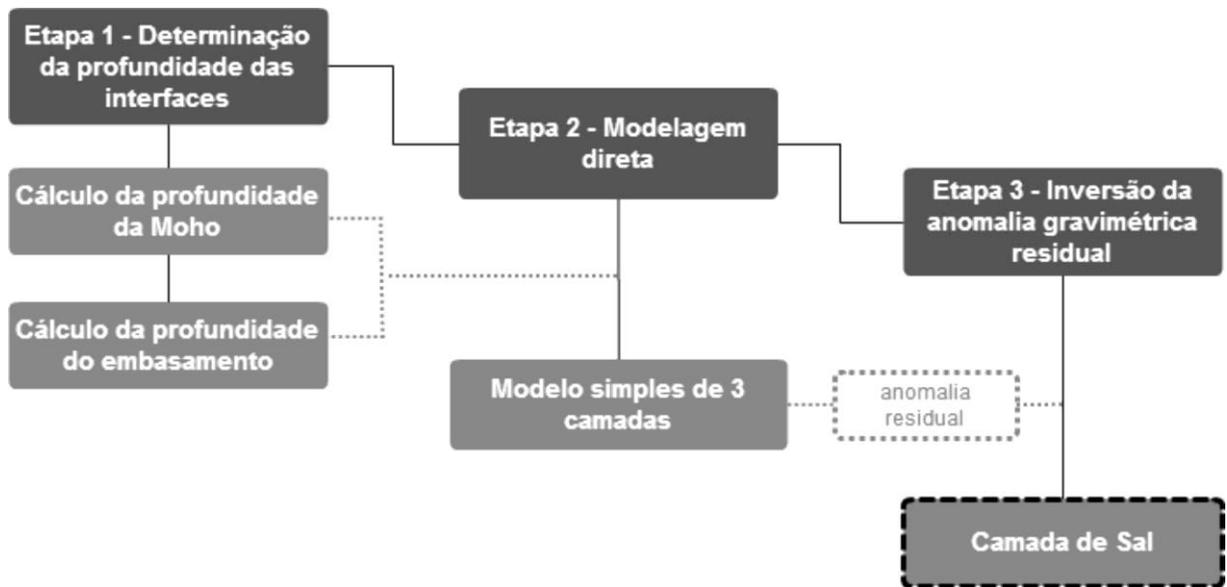


Figura 12: Fluxograma ilustrando os passos da metodologia.

5.1 ETAPA 1 - Cálculo da Profundidade da Moho e do Embasamento

5.1.1 Efeito Gravimétrico de uma Descontinuidade

A análise combinada de anomalias gravimétricas observadas com anomalias calculadas a partir de modelos da crosta é um método tradicional de interpretação de dados geofísicos (Parker, 1972). O jeito convencional de ser fazer isso é dividindo o modelo em uma série de blocos individuais (prismáticos ou retangulares) e calculando a contribuição de cada bloco individualmente. Quando tem-se um modelo complexo e uma grande quantidade de observações disponíveis, esse processo pode ser computacionalmente demorado.

Trabalhos como o de Dorman & Lewis (1970) e Schouten & McAmy (1972) foram precursores em fazer o uso da Transformada Rápida de Fourier (FFT) para acelerar e otimizar os cálculos de anomalia da gravidade, mas foi Parker (1972) o primeiro a aplicar essas aproximações levando em consideração efeitos não lineares causados por irregularidades de terreno. Neste trabalho, o algoritmo de Parker é usado

para o cálculo do efeito gravitacional da Moho, bem como para o efeito gravimétrico do pacote sedimentar na região de estudo.

O método de Parker permite calcular os valores da anomalia gravimétrica esperada devido à variação da profundidade de uma superfície que separa dois meios com densidades diferentes pela equação

$$F[\Delta g] = -2\pi G\rho \exp(-|\vec{k}|z_0) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|\vec{k}|^{n-1}}{n!} F[h^n(\vec{r})] \quad (20)$$

sendo

F = transformada de Fourier

Δg = anomalia gravimétrica

G = constante gravitacional

ρ = contraste densidade

z_0 = profundidade de referência da interface

h = profundidade da interface

\vec{k} = o número de onda da função transformada

\vec{r} = projeção das coordenadas (x, y, z) no plano $x - y$

O algoritmo de Parker é expresso como uma série infinita de transformadas de Fourier. Neste trabalho, o campo de gravidade gerado pela camada de descontinuidade foi expandido em série até ordem 5, que é suficiente para aplicações desse tipo.

5.1.2 Compactação Sedimentar

Bacias sedimentares de grande extensão normalmente produzem um sinal de anomalia de gravidade de longo comprimento de onda. Esse sinal é de grande influência na hora de calcular a profundidade da Moho. Por isso, o efeito gravimétrico do pacote sedimentar deve ser calculado e subtraído do dado observado (Wienecke, 2006).

O efeito gravimétrico dos sedimentos pode ser calculado pelo algoritmo de Parker. O cálculo pode ser realizado com um contraste de densidade constante para toda a descontinuidade, porém, para considerar uma situação mais próxima da real, a compactação sedimentar com a profundidade deve ser considerada. Para isso, utiliza-se

uma função que descreve a mudança da densidade com a profundidade no pacote sedimentar, podendo esta ser linear ou exponencial.

5.1.2.1 Função de Compactação Linear

A variação linear da densidade com a profundidade em um pacote sedimentar, pode ser calculada segundo Wienecke et al. (2008) pela função:

$$\rho(z) = \rho_{sup} + (\rho_{inf} - \rho_{sup})h_{sed}/(h_{inf} - h_{sup}) \quad (21)$$

sendo

ρ_{sup} = densidade da camada superior

ρ_{inf} = densidade da camada inferior

h_{sed} = espessura da camada sedimentar

h_{sup} = profundidade superior da camada (normalmente definida em "0")

h_{inf} = profundidade inferior da camada

O efeito gravimétrico dos sedimentos (g_{sed}), foi calculado aplicando esse modelo para uma série de camadas finas (10 m de espessura) e os valores de densidade foram calibrados a partir de dados de poço.

5.1.2.2 Função de Compactação Exponencial

A variação exponencial da densidade (ρ) com a profundidade (z) em um pacote sedimentar pode ser calculada segundo Sclater & Christie (1980) a partir da relação:

$$\rho(z) = \rho_f \varphi_0 e^{-\frac{z}{d}} + \rho_g (1 - \varphi_0 e^{-\frac{z}{d}}) \quad (22)$$

sendo:

ρ_f = densidade da água

ρ_g = densidade da rocha/grão

φ_0 = porosidade inicial dos sedimentos

d = parâmetro de compactação

O efeito gravimétrico dos sedimentos (g_{sed}), foi calculado aplicando esse modelo para uma série de camadas finas (10 m de espessura). Os valores de densidade, porosidade e o parâmetro de compactação foram calibrados a partir de dados de poço e a densidade da água é padrão, com o valor de 1030 kg/m³.

Após o cálculo do efeito da cobertura sedimentar, o campo gravimétrico corrigido (resultante da subtração do efeito gravitacional dos sedimentos da anomalia Bouguer) será invertido através do modelo de inversão proposto por Braitenberg & Zadro (1999).

5.1.3 Modelo de Inversão Gravimétrica Iterativa

A metodologia proposta por Braitenberg & Zadro (1999) é uma solução iterativa que alterna a lei de continuação para baixo com cálculo direto do campo gravimétrico referente ao modelo.

Sendo $g_0(x, y)$ a anomalia Bouguer, d a profundidade de referência e $r(x, y)$ a oscilação da interface desejada, definida como o desvio a partir da profundidade d , e sendo $g_d(x, y)$ a anomalia continuada para baixo, para a profundidade d , tomando-se a sua transformada, tem-se

$$g_d(k_x, k_y) = e^{d\gamma} g_0(k_x, k_y) \quad (23)$$

$$\gamma = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$$

sendo k_x, k_y números de onda ao longo do eixo de coordenadas.

Admitindo que o campo gravimétrico é gerado por uma lâmina de massa localizada na profundidade d , a densidade superficial da massa de lâmina $\sigma(x, y)$ é dada por:

$$\sigma(x, y) = \frac{1}{2\pi G} g_d(x, y) = \frac{1}{2\pi G} FT^{-1}[g_d(k_x, k_y)] \quad (24)$$

sendo FT^{-1} a Transformada Inversa de Fourier e G a constante gravitacional.

A lâmina com densidade superficial de massa horizontalmente variável é interpretada como a interface oscilante que separa duas camadas com um contraste de densidade $\Delta\rho$. A amplitude de oscilação da interface é dada por:

$$r_1(x, y) = \frac{1}{\Delta\rho} \sigma(x, y) \quad (25)$$

Deve-se notar que o campo gravimétrico gerado pela interface coincide com o campo $g_0(x, y)$ apenas em primeira aproximação. Neste método é realizada uma aproximação da interface por meio de uma série de prismas retangulares e é calculado o campo gravimétrico aplicando o algoritmo descrito por Nagy (1966). O campo gravimétrico residual $\delta g_1(x, y)$ é definido como a diferença entre o campo observado ($g_0(x, y)$) e o campo gerado pela série de prismas ($g_1(x, y)$):

$$\delta g_1(x, y) = g_0(x, y) - g_1(x, y) \quad (26)$$

O campo residual é continuado para baixo e uma correção para densidade da superfície é obtida pela Eq. 24. A correção afeta a amplitude de oscilação da interface de densidade de acordo com a Eq. 25. O procedimento é repetido iterativamente, obtendo a cada nova iteração (k) o campo gravimétrico residual $\delta g_k(x, y)$ e a amplitude de oscilação da interface $r_k(x, y)$.

5.1.4 Topografia do Embasamento

Para encontrar o campo gravimétrico referente à topografia do embasamento, é necessário isolar da anomalia gravimétrica observada, o efeito gravimétrico dos sedimentos (g_{sed}), e o efeito gravimétrico da Moho (g_{Moho}).

$$g_{res} = g_{obs} - g_{Moho} - g_{sed} \quad (27)$$

O efeito gravimétrico da Moho é calculado pelo algoritmo de Parker utilizando-se um contraste de densidade constante ao longo desta interface.

O campo residual (g_{res}) assim obtido pode então ser invertido a partir do modelo de inversão gravimétrica iterativa (Braitenberg & Zadro, 1999), resultando na topografia do embasamento.

A metodologia aplicada na etapa 1 foi desenvolvida com o auxílio do software LithoFLEX (Braitenberg et al., 2007).

5.2 ETAPA 2 - Modelagem Direta

5.2.1 Cálculo da Anomalia Gravimétrica de um Corpo Geológico

A metodologia utilizada neste trabalho para calcular a anomalia gravimétrica referente ao modelo geológico interpretado, é baseada em Talwani et al. (1959) e Talwani & Heirtzler (1964), e faz uso do algoritmo descrito em Won & Bevis (1987).

A modelagem direta de anomalias gravimétricas descrita pelo método de Talwani (Talwani et al., 1959) consiste no cálculo da anomalia gerada por um corpo de seção poligonal delimitado por n vértices. Esse método é amplamente utilizado para modelagem direta bidimensional, isso porque qualquer corpo 2D com formato arbitrário pode ser aproximado por um polígono, e qualquer distribuição de densidade 2D pode ser modelada como um conjunto de polígonos de densidade constante justapostos.

Won & Bevis (1987) apresentaram em seu trabalho um algoritmo para computar a aceleração gravitacional de um corpo de seção poligonal, reformulando as expressões propostas em Talwani et al. (1959).

5.2.2 Anomalia Gravimétrica de um Corpo de Seção Poligonal

O trabalho de Hubbert (1948) mostrou que a atração gravitacional de um corpo bidimensional pode ser expressa por uma integral de linha. Talwani et al. (1959) consideraram o caso de um polígono de n lados e dividiram a integral em n contribuições, cada uma associada a um lado do polígono. Won e Bevis (1987) seguiram o método proposto em Talwani et al. (op cit), colocando o ponto em que a anomalia

gravimétrica deve ser calculada na origem do sistema de coordenadas (também chamado de estação) (figura 13) e expressaram os componentes vertical e horizontal da anomalia como:

$$\Delta g_z = 2G\rho \sum_{i=1}^n Z_i \quad (28)$$

$$\Delta g_x = 2G\rho \sum_{i=1}^n X_i \quad (29)$$

sendo

G = constante gravitacional

ρ = densidade do corpo de seção poligonal.

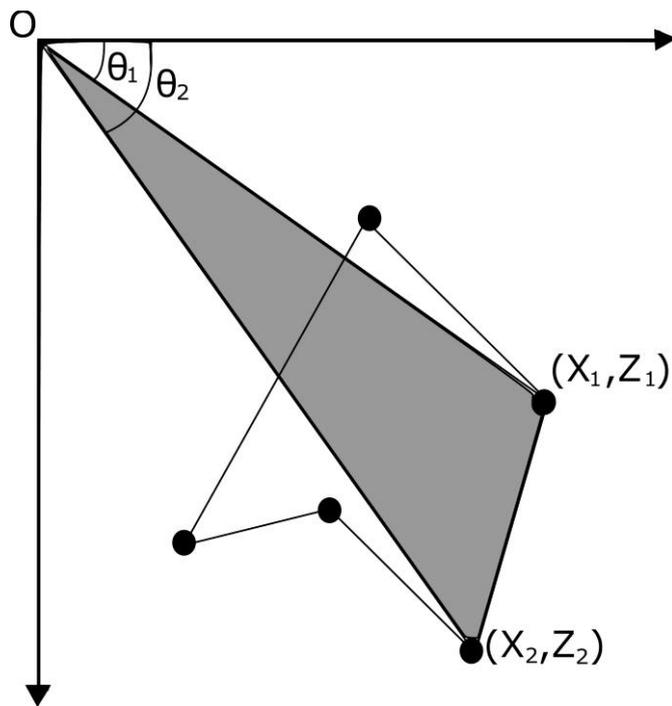


Figura 13: Elementos geométricos envolvidos na atração gravitacional de um corpo com seção poligonal de n lados.

Segundo Talwani et al. (1959), Z_i e X_i são calculados a partir de integrais de linha ao longo dos lados do polígono. No caso mais geral, as expressões para Z_i e X_i são dadas por:

$$Z_i = a_i \sin \phi_i \cos \phi_i \left[\theta_i - \theta_{i+1} + \tan \phi_i \log_e \frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \phi_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \phi_i)} \right] \quad (30)$$

$$X_i = a_i \sin \varnothing_i \cos \varnothing_i \left[\tan \varnothing_i (\theta_{i+1} - \theta_i) + \log_e \frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \varnothing_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \varnothing_i)} \right] \quad (31)$$

sendo

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

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

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

$$a_i = x_{i+1} + z_{i+1} \frac{x_{i+1} - x_i}{Z_i - Z_{i+1}},$$

i denota o índice do vértice do polígono

Para aperfeiçoar os cálculos de Talwani et al. (1959) que fazem uso extensivo de funções trigonométricas, Grant & West (1965) reformularam as expressões para Z_i fazendo mais referência às coordenadas dos vértices $\{x_i, z_i\}_{i=1,n}$ e menos referências a quantidades angulares, e assim reduziram o número de expressões trigonométricas envolvidas no processo computacional. Won & Benis (1987) seguiram essa abordagem e fizeram o mesmo, tanto para Z_i e X_i , compactando a notação e eliminando o subscrito i , obtendo:

$$Z = A \left[(\theta_1 - \theta_2) + B \ln \frac{r_2}{r_1} \right] \quad (32)$$

$$X = A \left[-(\theta_1 - \theta_2) B + \ln \frac{r_2}{r_1} \right] \quad (33)$$

sendo

$$A = \frac{(x_2 - x_1)(x_1 z_2 - x_2 z_1)}{(x_2 - x_1)^2 + (z_2 - z_1)^2}$$

$$B = \frac{z_2 - z_1}{x_2 - x_1}$$

$$r_1^2 = x_1^2 + z_1^2$$

$$r_2^2 = x_2^2 + z_2^2$$

θ_1 e θ_2 são obtidos a partir da relação

$$\theta_j = \tan^{-1} \left(\frac{z_j}{x_j} \right) \quad j = 1, 2. \quad (34)$$

Detalhes sobre as funções e sub-rotinas, que foram desenvolvidas em Fortran-77, estão descritas em Won & Bevis (1987).

5.3 ETAPA 3 - Inversão da Anomalia Gravimétrica Residual

Para a inversão da anomalia gravimétrica residual foi utilizado o método de inversão gravimétrica interativa proposto por Silva & Barbosa (2006).

O método tem como objetivo localizar e delimitar um ou mais corpos anômalos localizados no interior de uma área conhecida, onde haja dados gravimétricos disponíveis. Para isso, algumas suposições são admitidas: *i.* O corpo anômalo e a rocha encaixante devem ter dimensão infinita ao longo do eixo perpendicular ao perfil; *ii.* O corpo anômalo deve ser compacto (sem orifícios em seu interior) e possuir o menor volume possível no entorno de elementos geométricos (pontos e retas) definidos pelo usuário e, *iii.* O corpo anômalo apresenta distribuição de densidade uniforme, sendo que o contraste com a rocha encaixante deve ser conhecido (Silva, 2012).

5.3.1 Descrição do Método

O método proposto pelos autores consiste na modelagem 2D de fontes complexas e combina as melhores características de inversão automática e modelagem interativa. O modelo de interpretação adotado é uma grade composta de prismas 2D justapostos, dos quais os contrastes de densidade são os parâmetros a serem encontrados. O usuário define interativamente os elementos das fontes conhecidas, através de pontos e segmentos de reta. O método então busca encontrar corpos nas proximidades desses elementos, alcançando um melhor ajuste entre a anomalia gravimétrica referente ao modelo e a anomalia gravimétrica observada. Cada fonte é admitida como um corpo homogêneo com contraste de densidade conhecido, sendo que diferentes contrastes de densidade podem ser atribuídos para cada fonte (Silva & Barbosa, 2006).

Este procedimento utiliza o método de inversão de Guillen & Menichetti (1984) com duas modificações, permitindo que fontes com contrastes de densidade diferentes sejam delimitadas, bem como a delimitação de pequenas fontes inseridas dentro de fontes maiores.

A seguir será apresentada uma breve descrição do método proposto. Maiores detalhes podem ser encontrados em Silva & Barbosa (2006).

A anomalia gravimétrica $g_i \equiv g(x_i)$ produzida pelo modelo de interpretação composto por uma grade $n_x \times n_z$ de prismas verticais justapostos, onde apenas o parâmetro contraste de densidade é desconhecido, é dada por:

$$g_i = \sum_{j=1}^M p_j A_{ij}, \quad i=1,2,\dots,N, \quad (35)$$

sendo A_{ij} a contribuição do prisma i para o valor da anomalia gravimétrica sobre o ponto de medição j , N o número de observações, e M o número total de prismas.

Sendo \mathbf{p} um vetor $M \times 1$ de incógnitas cujo elemento p_j é o contraste de densidade do prisma j , usando notação vetorial, tem-se:

$$\mathbf{g} = \mathbf{A}\mathbf{p} \quad (36)$$

\mathbf{g} é um vetor $N \times 1$ cujo elemento i é g_i e \mathbf{A} é uma matriz $N \times M$ cujo elemento genérico é dado por A_{ij} .

O método busca uma solução para este sistema linear que satisfaça a anomalia gravimétrica, apresentando a maior parte de seu excesso (ou deficiência) de massa no entorno dos elementos geométricos definidos interativamente pelo usuário. Isso é alcançado pelo método de Guillen & Menichetti (1984), seguindo alguns passos descritos abaixo:

Primeiro obtém-se uma solução padrão de norma mínima,

$$\mathbf{\ddot{p}} = \mathbf{A}^T(\mathbf{A}\mathbf{A}^T + \mu\mathbf{I})^{-1}\mathbf{g}, \quad (37)$$

sendo μ um escalar não negativo, \mathbf{T} o operador transposição e \mathbf{I} a matriz identidade. Quanto maior o valor de μ , menor a norma Euclidiana de $\mathbf{\ddot{p}}$. Assim, a estimativa do parâmetro é atualizada de forma iterativa por

$$\mathbf{\ddot{p}}^{(k+1)} = \widehat{\mathbf{p}}_F^{(k)} + \Delta\mathbf{p}^{(k)} \quad (38)$$

sendo

$$\Delta\mathbf{p}^{(k)} = \mathbf{W}_{(k)}^{-1}\mathbf{A}^T(\mathbf{A}\mathbf{W}_{(k)}^{-1}\mathbf{A}^T + \mu\mathbf{I})^{-1}(\mathbf{g} - \mathbf{A}\widehat{\mathbf{p}}_F^{(k)}) \quad (39)$$

$\mathbf{W}_{(k)}$ representa a matriz diagonal cujos elementos diferentes de zero são dados por

$$w_{jj} = \frac{d_j^2}{|\widehat{\mathbf{p}}_j^{(k)}| + \varepsilon} \quad (40)$$

e

$$d_j = \min d_{ij},$$

sendo ε um número pequeno e positivo de ordem 10^{-7} e d_{ij} a distância do centro do prisma elementar j ao elemento geométrico i . Os elementos do vetor $\widehat{\mathbf{p}}_F^{(k)}$ são ou elementos do vetor $\mathbf{p}^{(k)}$ ou parâmetros de congelamento.

Sendo a matriz $\mathbf{W}_{(k)}$ não-linear, tem-se um problema inverso não-linear, que deve ser resolvido iterativamente. A iteração é inicializada com $w_{jj} = 1$ e finalizada quando

$$\hat{p}_j^{(k)} \leq (1 + \tau)v_j, \quad j = 1, 2, \dots, M,$$

sendo τ um escalar positivo que controla o grau de homogeneidade adotado para as fontes gravimétricas estimadas e v_j o contraste de densidade alvo.

5.3.2 Definição dos Parâmetros de Inversão

Durante o procedimento de inversão, valores devem ser atribuídos a três importantes parâmetros. Esses parâmetros e suas respectivas definições são:

- Parâmetro de regularização (μ): esse parâmetro favorece soluções onde os maiores contrastes de densidade são atribuídos aos prismas elementares que se encontram no redor do elemento geométrico definido pelo intérprete. Quanto maior o valor de μ , mais próximo dos elementos geométricos estarão as fontes de anomalia gravimétrica. O parâmetro μ também controla a estabilidade da solução, sendo que quanto maior seu valor, mais estável a solução. Uma solução estável é aquela que não apresenta variabilidade dos parâmetros perante pequenas variações nos dados. Um valor ótimo para μ é o menor valor positivo que ainda forneça uma solução estável. No entanto, se o intérprete tem confiança nos elementos geométricos que definiu, o valor de μ deve ser o valor máximo positivo que ainda gere uma solução com bom ajuste aos dados.
- Grau de congelamento (f): é atribuído ao peso w_{jj} (eq 40) para impor que o contraste densidade estimado na célula seja temporariamente "congelado". Valores altos de f tendem a manter o contraste de densidade estimado "congelado" durante as iterações. Na prática, é necessário aumentar o valor de f quando o contraste de densidade estimado aparecer aproximadamente constante e maior que o contraste alvo (em valores absolutos) nas últimas iterações.
- Tolerância (τ): Está diretamente ligada ao critério de parada do processo iterativo. τ é um escalar positivo que controla o grau de homogeneidade para as fontes de anomalia gravimétrica, sendo que quanto maior seu valor, maior a homogeneidade. Um valor típico para τ é 0,01, ou seja, quando a variação do contraste de densidade da fonte de anomalia gravimétrica é menor ou igual a 1% do contraste de densidade alvo.

6 RESULTADOS

6.1 ETAPA 1 - Cálculo da Profundidade da Moho e do Embasamento

6.1.1 Cálculo da Profundidade da Moho

Para calcular a profundidade da Moho, o campo gravimétrico associado à interface deve ser calculado e invertido. A figura 14 mostra esquematicamente, em termos de anomalias, como é realizado esse procedimento. O resultado detalhado de cada etapa é descrito a seguir.

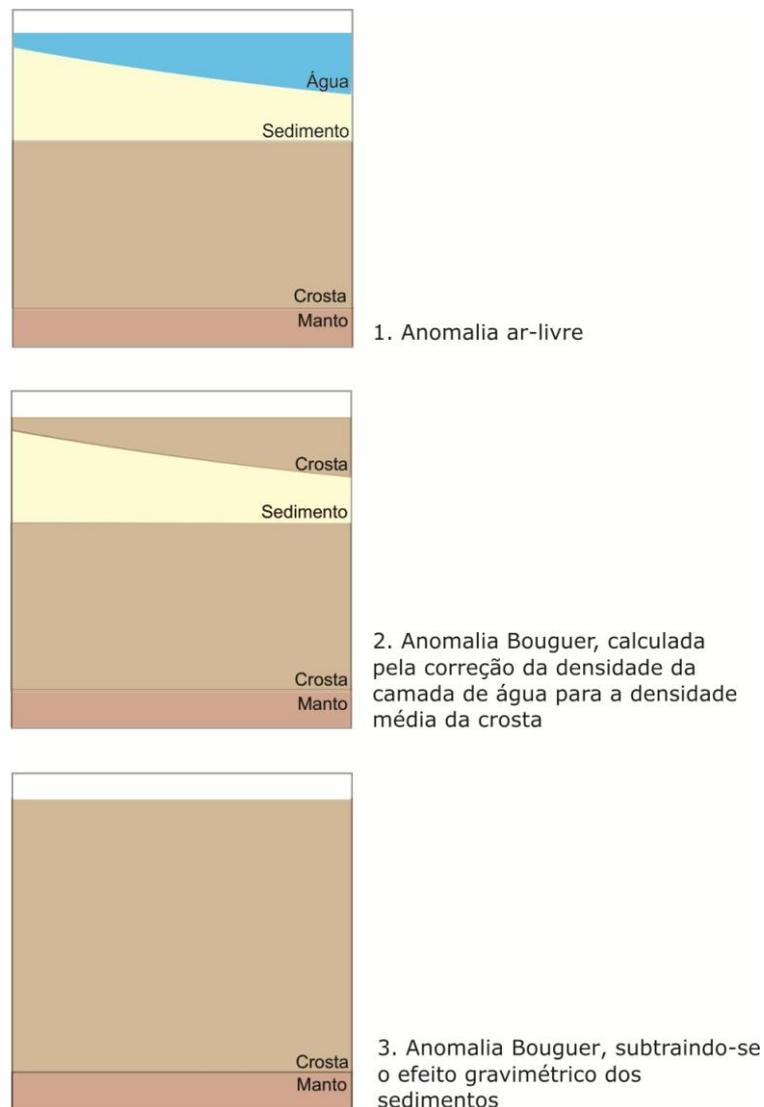


Figura 14: Representação das etapas para encontrar a anomalia residual referente à Moho, que será invertida para obter a profundidade da interface: 1. Anomalia ar-livre; 2. Correção para anomalia Bouguer; 3. Anomalia Bouguer, subtraindo-se o efeito gravimétrico dos sedimentos

A correção Bouguer foi realizada seguindo a metodologia convencional, descrita por autores como Lowrie (2007) e Blakely (1995).

Para calcular o efeito gravimétrico do pacote sedimentar a partir do algoritmo de Parker (Parker, 1972), foi utilizada a compactação sedimentar com a profundidade. Para isso, alguns testes foram feitos e a escolha dos melhores parâmetros foi baseada na comparação, a partir do cálculo do resíduo médio quadrático (RMS), de dados de poço com dados obtidos durante o cálculo de compactação sedimentar, tanto linear quanto exponencial. O poço utilizado como referência foi o 1-SPS-0010 (figura 11).

6.1.2 Compactação Linear

O cálculo de compactação linear realizado nesse trabalho considera uma variação linear de densidade com a profundidade desde um topo até uma profundidade de base. A variação linear, calculada a partir de determinados valores de densidade superior e inferior dentro dos limites de profundidade, é definida pela equação 21.

O melhor resultado para os testes realizados, ou seja, o menor valor de RMS obtido para o teste de compactação linear está representado na figura 15. Os valores utilizados para os respectivos cálculos, bem como o erro RMS obtido, são mostrados na tabela 1.

6.1.3 Compactação Exponencial

O cálculo de compactação exponencial realizado nesse trabalho considera uma variação exponencial de densidade com a profundidade. A variação exponencial, calculada segundo o modelo de Sclater & Christie (1980), é definida pela equação 22.

O melhor resultado para os testes realizados, ou seja, o menor valor de RMS obtido para o teste de compactação exponencial está representado na figura 16. Os valores utilizados para os respectivos cálculos, bem como o erro RMS obtido, são mostrados na tabela 2.

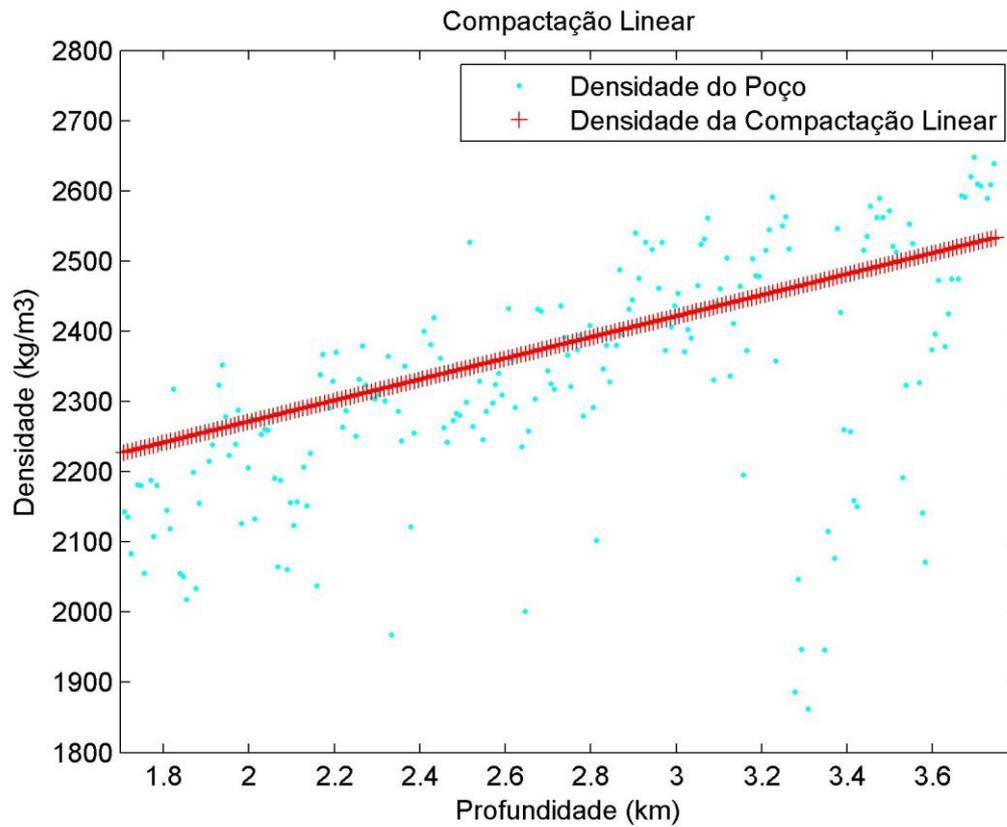


Figura 15: Valores de compactação sedimentar da densidade com a profundidade. Em azul, valores do poço 1SPS-0010-SP e em vermelho, valores calculados admitindo uma compactação linear com a profundidade.

Compactação	Densidade	Densidade	Profundidade	Profundidade	Erro
Linear	superior	inferior	superior	inferior	RMS
Valores	2000 kg/m ³	2900 kg/m ³	0 km	6 km	171 kg/m ³

Tabela 1: Valores utilizados para o cálculo de compactação linear da densidade com a profundidade e erro RMS entre os valores obtidos e os dados de poço.

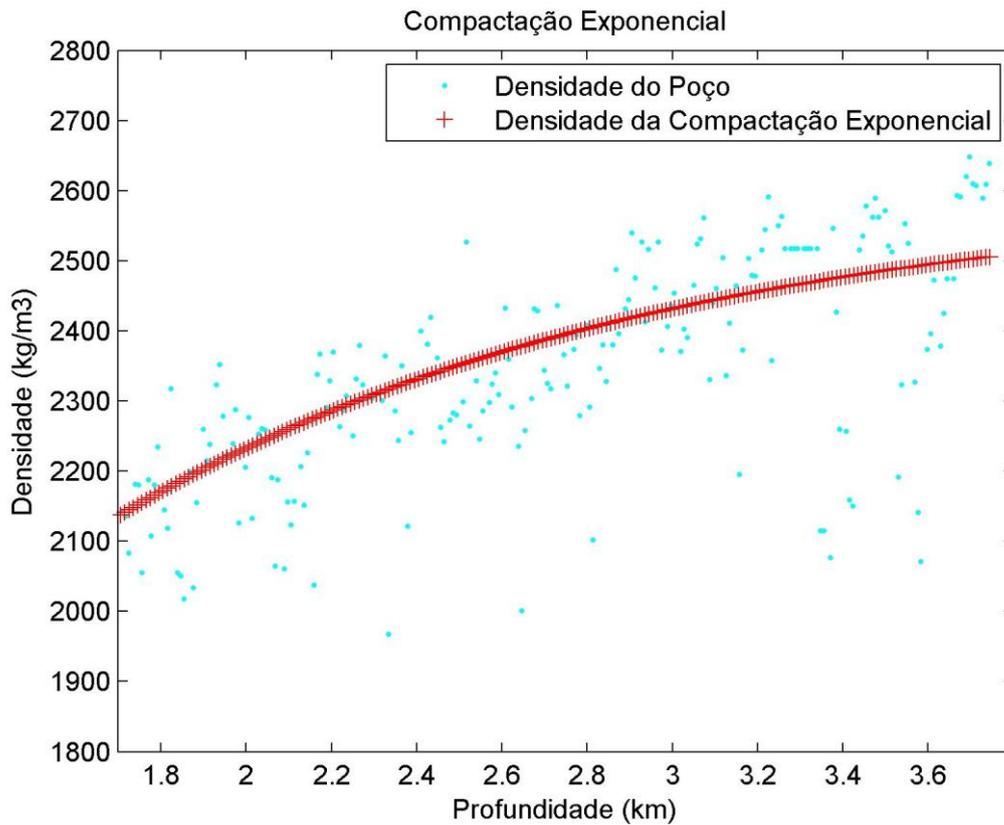


Figura 16: Valores de compactação sedimentar da densidade com a profundidade. Em azul, valores do poço 1SPS-0010-SP e em vermelho, valores calculados admitindo uma compactação exponencial com a profundidade.

Compactação exponencial	Densidade da água	Porosidade inicial	Densidade da rocha	Parâmetro de decaimento	Erro RMS
Valores	1030 kg/m ³	0,66	2600 kg/m ³	0,00078	120 kg/m ³

Tabela 2: Valores utilizados para o cálculo de compactação exponencial da densidade com a profundidade e erro RMS entre os valores obtidos e os dados de poço.

O erro RMS obtido pela compactação exponencial é sensivelmente menor em relação ao erro RMS obtido pela compactação linear. O efeito gravimétrico dos sedimentos foi então calculado pelo algoritmo de Parker, considerando uma compactação exponencial da densidade com a profundidade e aplicando o modelo para uma série de camadas finas (10 m de espessura), com densidade lateral variável (figura 9). O resultado é mostrado na figura 17.

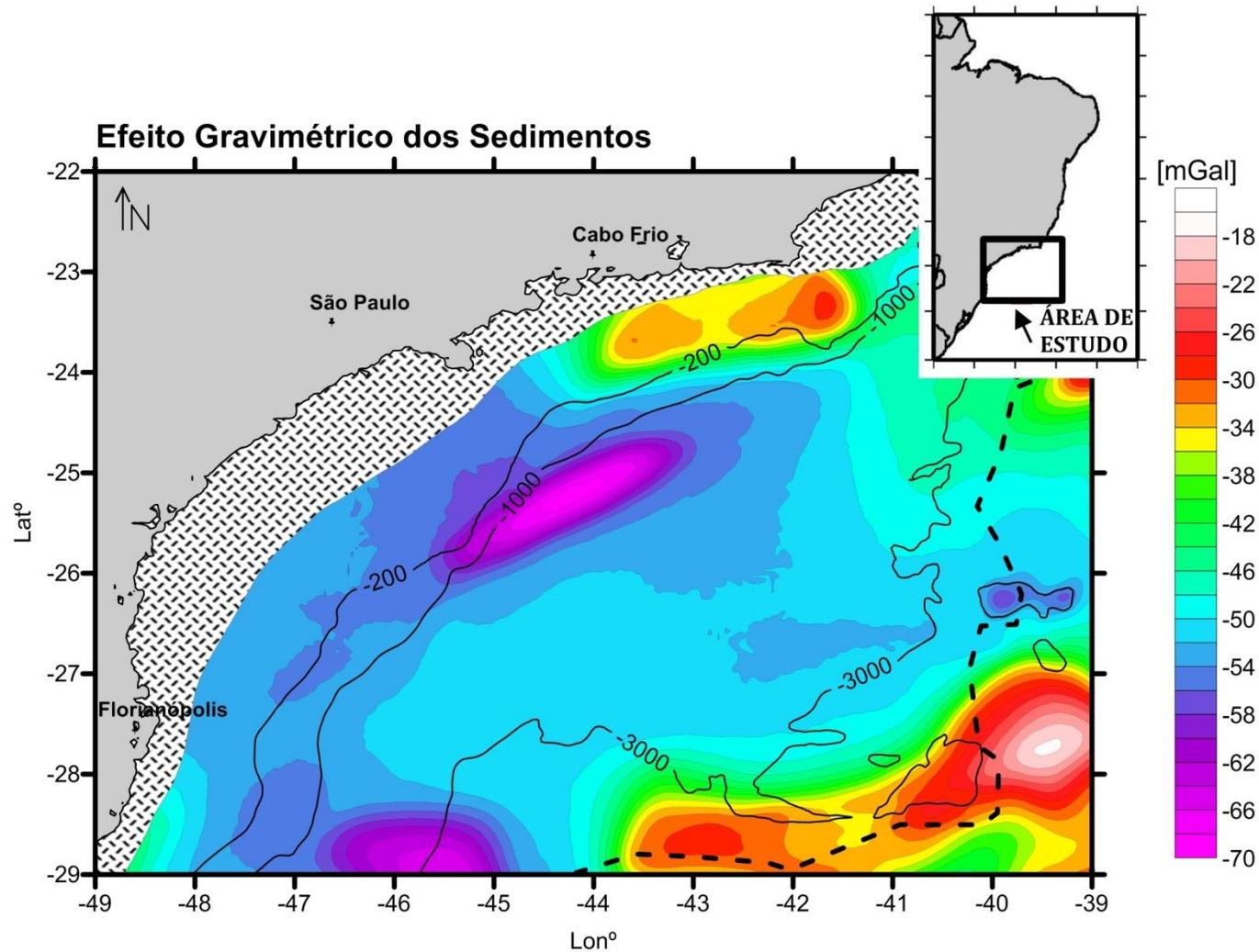


Figura 17: Campo gravimétrico referente ao pacote sedimentar. O limite crustal, segundo Cainelli & Moriak (1999) é representado pela linha tracejada. Estão representadas também as isolinhas batimétricas referentes às profundidades 200, 1000 e 3000 m. A região hachurada representa a área que não foi analisada durante o trabalho.

A camada de sedimentos contribui no sinal gravimétrico com valores na ordem de aproximadamente -10 a -70 mGal. O valor do efeito gravimétrico dos sedimentos é menor próximo à transição entre a crosta continental para oceânica, onde o pacote sedimentar é menor, e maior na região onde a espessura sedimentar é maior, próximo à cota batimétrica de 1000 m.

O efeito gravimétrico dos sedimentos é subtraído da anomalia Bouguer, e o campo gravimétrico resultante dessa subtração, mostrado na figura 18, e será invertido para obtenção da profundidade da Moho.

Durante a inversão do campo gravimétrico corrigido, apenas a componente de longo comprimento de onda foi considerada. De acordo com Blakely (1995), a componente de longo comprimento de onda é gerada pelas ondulações da Moho, enquanto a componente de curto comprimento de onda é gerada pelas massas superficiais. Isso não significa que as massas superficiais não contribuam para a parte de longo comprimento de onda, mas a maior contribuição certamente se dá no longo comprimento de onda (Constantino, 2012). Para o processo de inversão, é necessário estipular um comprimento de onda de corte, que foi estimado a partir do decaimento do espectro de amplitude do campo gravimétrico (Russo & Speed, 1994) e encontrado para o valor de 120 km (Figura 19).

O campo gravimétrico é invertido segundo o modelo de inversão gravimétrica iterativa, descrito por Braitenberg & Zadro (1999). Durante o processo de inversão, além do comprimento de onda de corte, duas informações *a priori* são necessárias: profundidade de referência e contraste de densidade entre a crosta e o manto. Para a escolha desses valores, diversos testes foram realizados, variando-se esses parâmetros. Para cada teste realizado, o resultado foi comparado, calculando o erro RMS entre o resultado obtido pela inversão e os valores de profundidade da crosta obtidos por Zalán et al. (2011) (figura 10).

Os valores de contraste de densidade foram testados entre 350 kg/m³ e 650 kg/m³, em intervalos de 50 kg/m³ e também para um contraste de densidade lateralmente variável (figura 9). Os valores de profundidade de referência foram testados entre 25 km e 35 km, em intervalos de 1 km, e, posteriormente, entre 30 km e 31 km, em intervalos de 100 m.

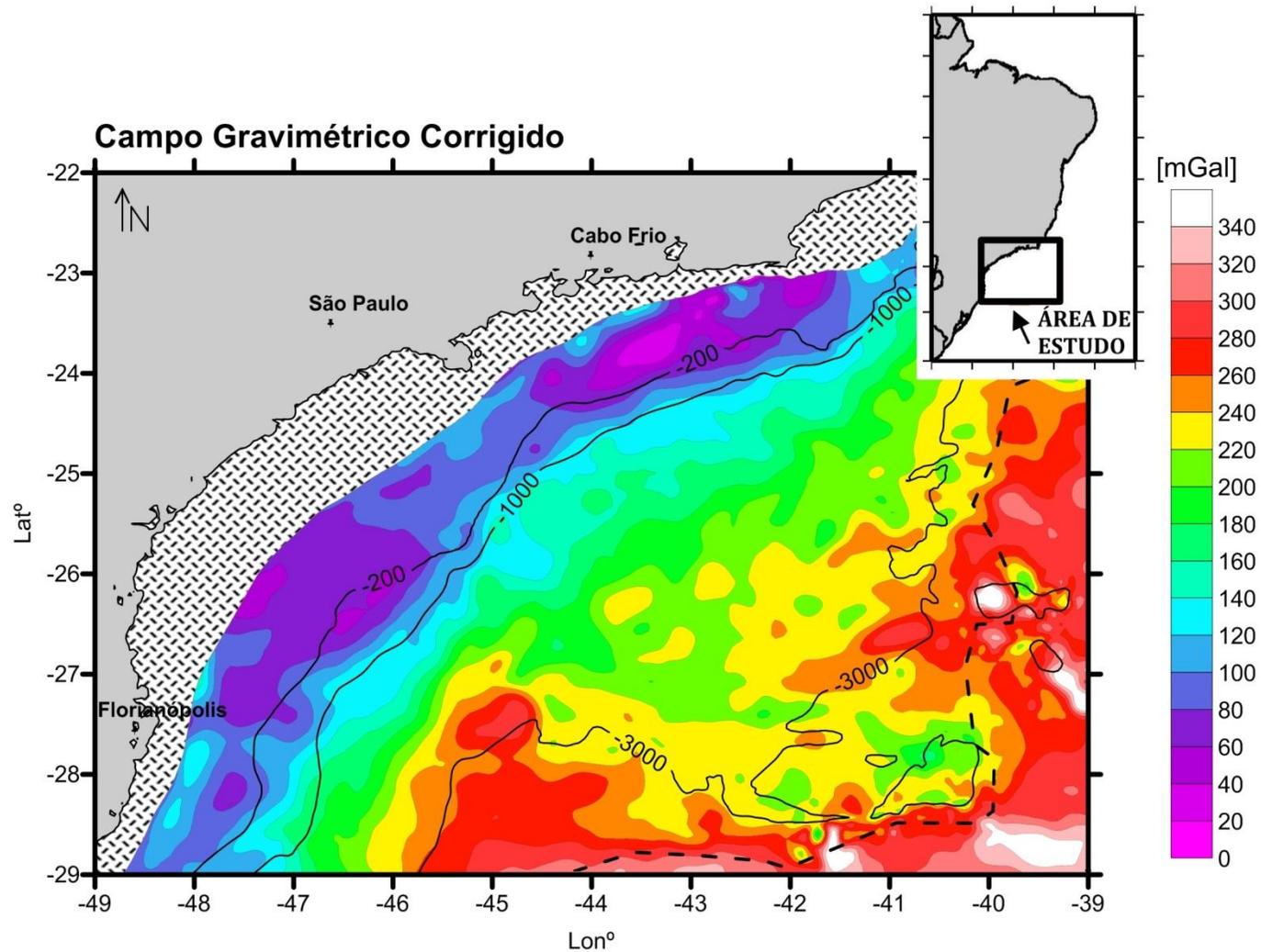


Figura 18: Campo gravimétrico corrigido (anomalia Bouguer - efeito gravimétrico dos sedimentos). O limite crustal, segundo Cainelli & Moriak (1999) é representado pela linha tracejada. Estão representadas também as isolinhas batimétricas referentes às profundidades 200, 1000 e 3000 m. A região hachurada representa a área que não foi analisada durante o trabalho.

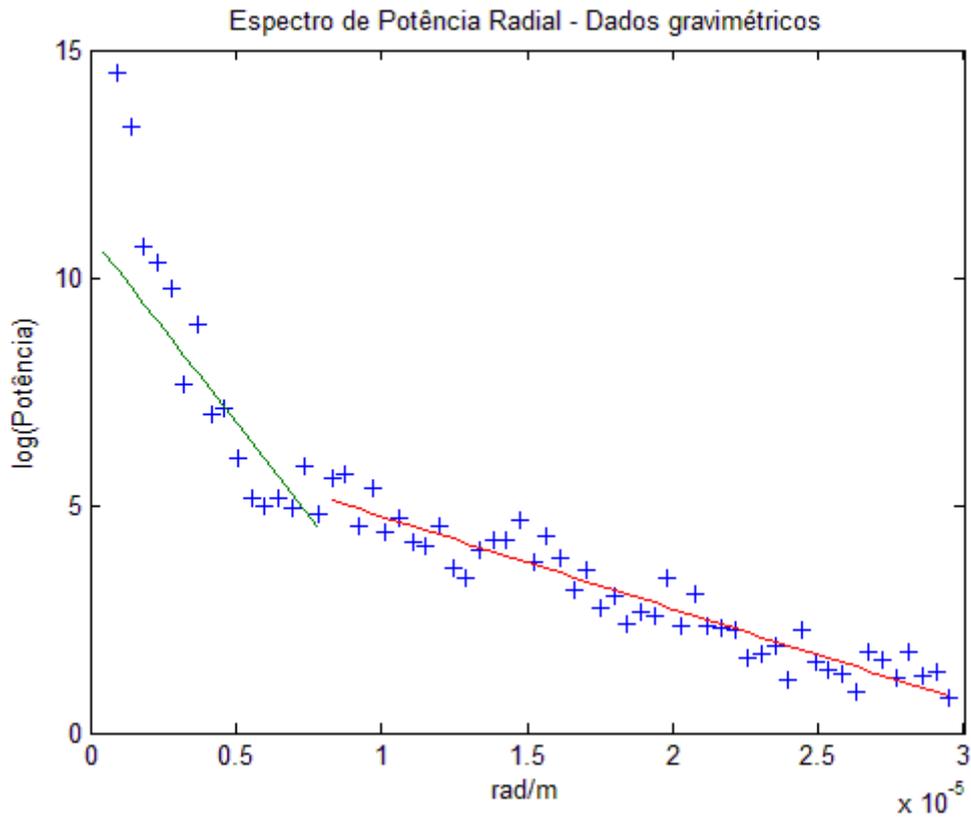


Figura 19: Gráfico do espectro de potência radial do campo gravimétrico. O ajuste mostrado em verde fornece um comprimento de onda de corte de 120 km.

O menor erro RMS, com valor 0,94 km, foi encontrado com os valores de contraste de densidade lateralmente variável e para a profundidade de referência de 31 km. A tabela 3 mostra as coordenadas dos pontos, seus respectivos valores e a diferença entre eles. Valores negativos representam uma crosta menos profunda em relação aos dados pontuais, e valores positivos representam uma crosta mais profunda. A profundidade da Moho é mostrada nas figuras 20 e 21.

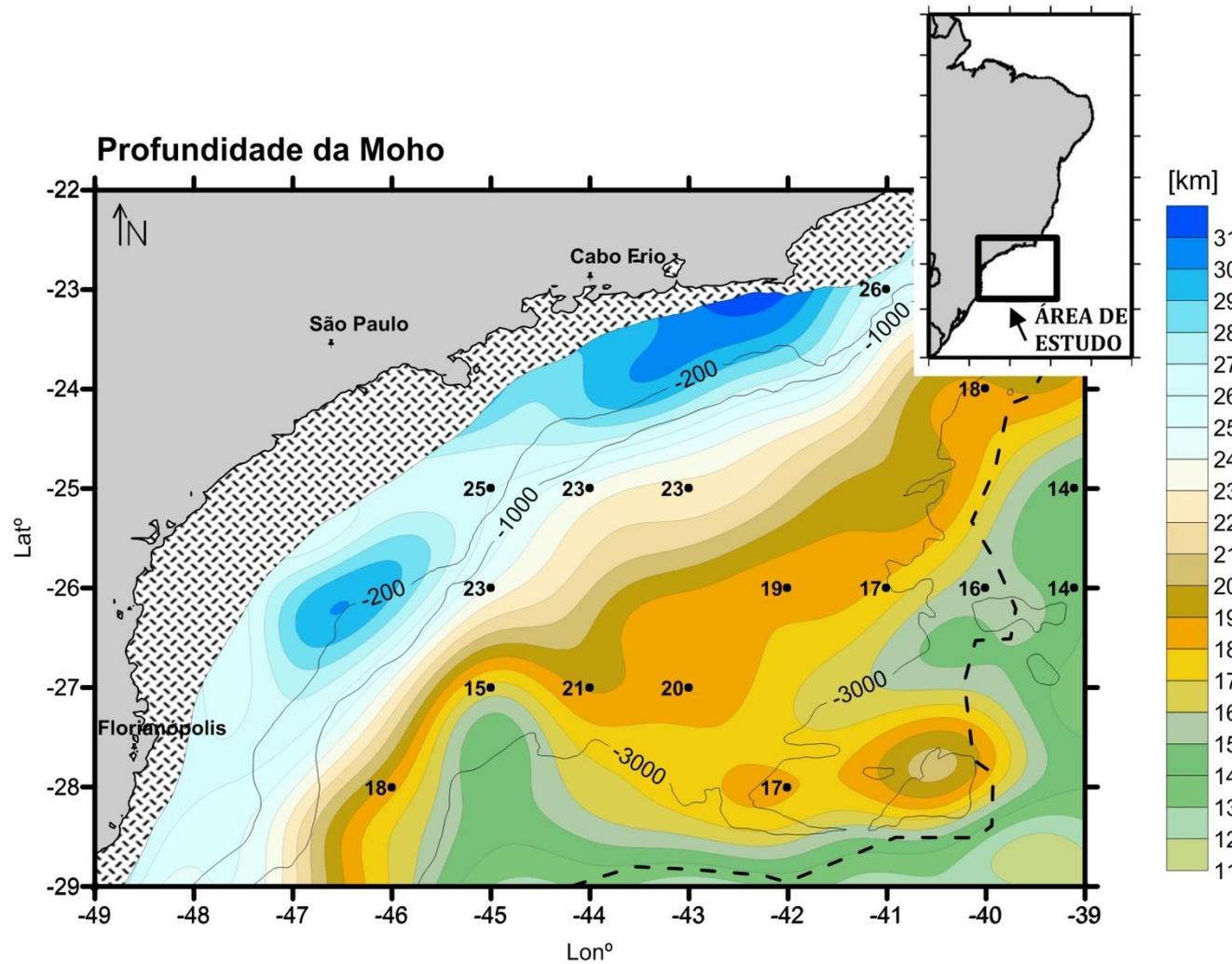


Figura 20: Profundidade da Moho obtida a partir da inversão do campo gravimétrico. Os valores marcados em preto são valores de profundidade da Moho encontrados por Zalán et al. (2011). O limite crustal, segundo Cainelli & Moriak (1999) é representado pela linha tracejada. Estão representadas também as isolinhas batimétricas referentes às profundidades 200, 1000 e 3000 m. A região hachurada representa a área que não foi analisada durante o trabalho.

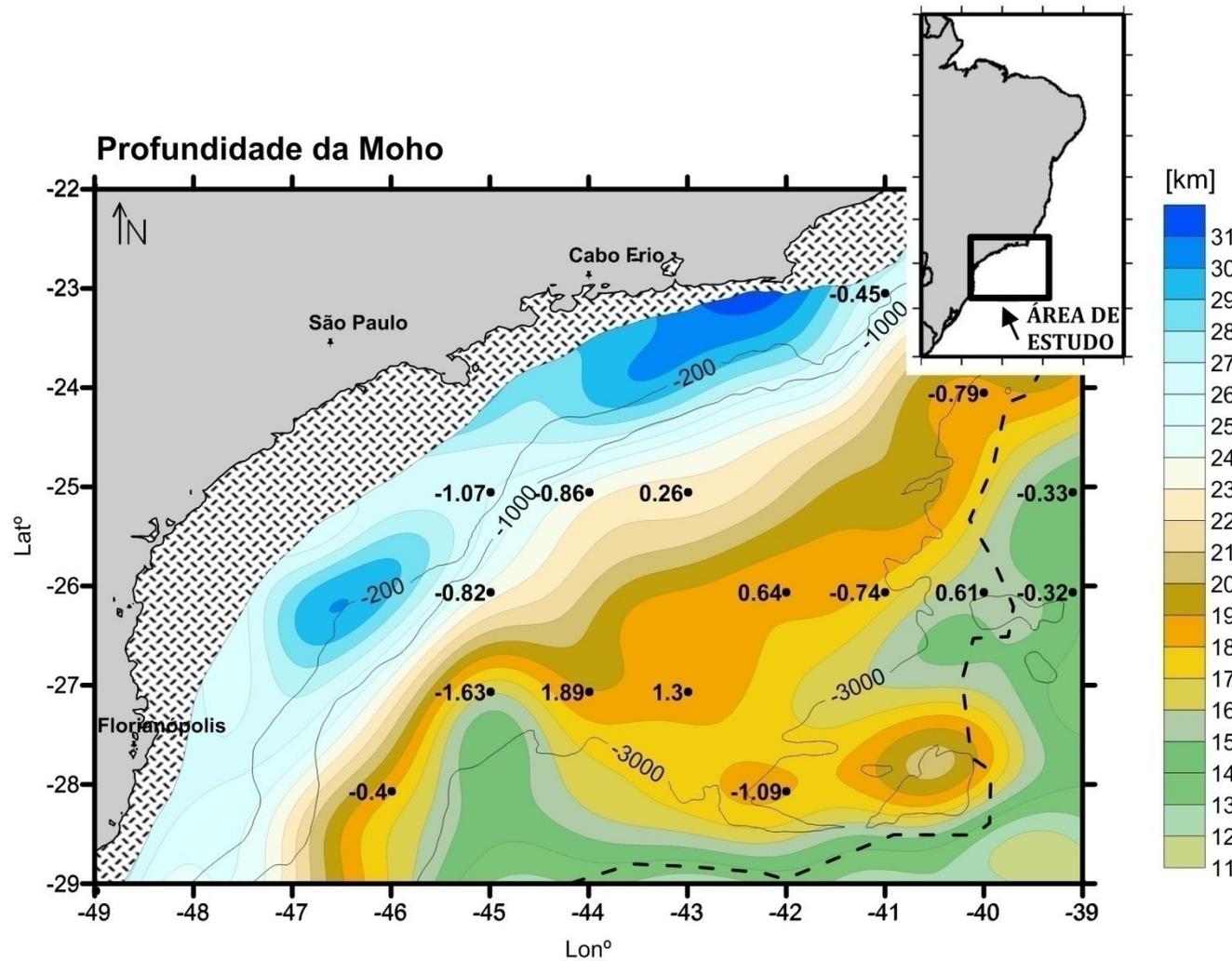


Figura 21: Profundidade da Moho obtida a partir da inversão do campo gravimétrico. Os valores marcados em preto representam a diferença entre os valores obtidos nesse trabalho e os valores encontrados por Zalán et al. (2011). O limite crustal, segundo Cainelli & Moriak (1999) é representado pela linha tracejada. Estão representadas também as isolinhas batimétricas referentes às profundidades 200, 1000 e 3000 m. A região hachurada representa a área que não foi analisada durante o trabalho.

Latitude	Longitude	Profundidade de Zalán et al. (2011) (km)	Profundidade obtida (km)	Diferença (km)
-23	-41	26	25,55	-0,45
-24	-40	18	17,21	-0,79
-25	-45	25	23,93	-1,07
-25	-44	23	22,14	-0,86
-25	-43	23	23,26	0,26
-25	-39	14	13,67	-0,33
-26	-45	23	22,18	-0,82
-26	-42	19	19,64	0,64
-26	-41	17	16,26	-0,74
-26	-40	16	16,61	0,61
-26	-39	14	13,68	-0,32
-27	-45	15	13,37	-1,63
-27	-44	21	22,89	1,89
-27	-43	20	21,3	1,3
-28	-46	18	17,6	-0,4
-28	-42	17	15,91	-1,09

Tabela 3: Coordenadas geográficas, valores de profundidade da Moho encontrados em Zalán et al. (2011), valores de profundidade da Moho encontrados nesse trabalho e a diferença entre eles.

Na figura 20, os valores de profundidade da Moho obtidos durante a inversão são mostrados juntamente com os valores pontuais obtidos em Zalán et al. (2011). Pode-se ver uma crosta mais fina próximo à área onde está representada a transição entre a crosta oceânica e continental. Um afinamento crustal é evidente entre as coordenadas 44S - 46S e 27W - 29W. É próximo dessa região que as maiores diferenças foram encontradas. Essas diferenças estão apresentadas na figura 21.

6.1.4 Cálculo da Profundidade do Embasamento

Para calcular a profundidade do embasamento, o campo gravimétrico da interface deve ser encontrado e depois, invertido. A figura 22 mostra esquematicamente, em termos de anomalias, como é realizado esse procedimento. O resultado detalhado de cada etapa é descrito a seguir.

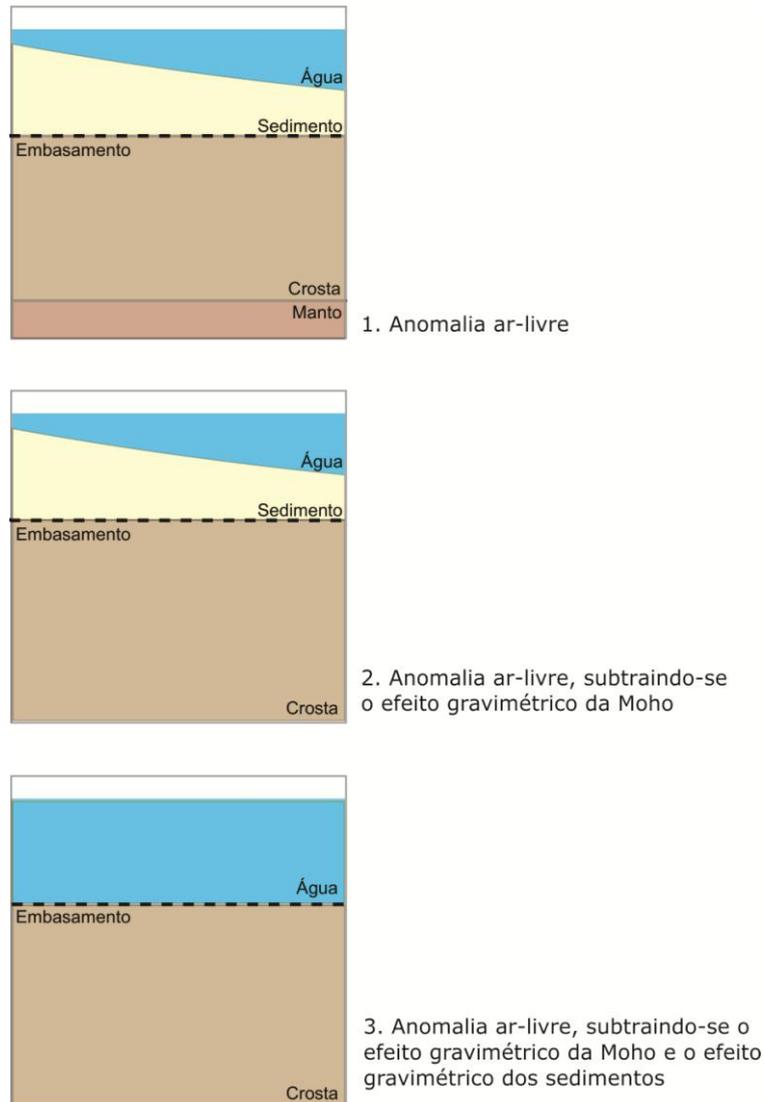


Figura 22: Representação das etapas para encontrar a anomalia residual do embasamento, que será invertida para obter a profundidade da interface: 1. Anomalia ar-livre; 2. Anomalia ar-livre, subtraindo-se o efeito gravimétrico da Moho; 3. Anomalia ar-livre, subtraindo-se o efeito gravimétrico da Moho e o efeito gravimétrico dos sedimentos.

O efeito gravimétrico da Moho é calculado pelo algoritmo de Parker para um contraste de densidade lateralmente variável (figura 9), e uma profundidade de referência de 31 km. O resultado é mostrado na figura 23.

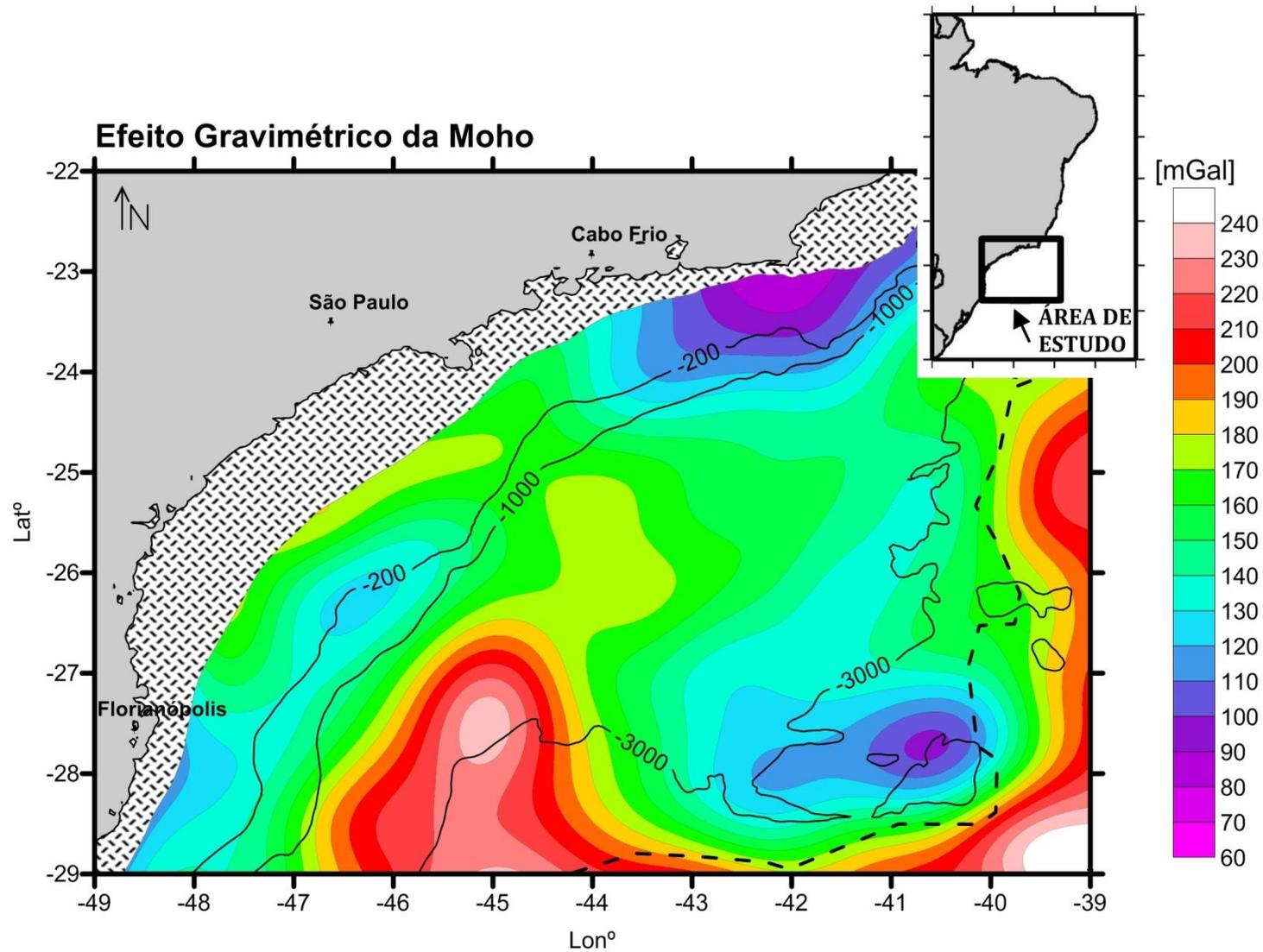


Figura 23: Efeito gravimétrico da Moho. O limite crustal, segundo Cainelli & Moriak (1999) é representado pela linha tracejada. Estão representadas também as isolinhas batimétricas referentes às profundidades 200, 1000 e 3000 m. A região hachurada representa a área que não foi analisada durante o trabalho.

O efeito gravimétrico da Moho é então subtraído da anomalia ar-livre. O resultado dessa subtração é mostrado na figura 24. Para encontrar o campo gravimétrico do embasamento ainda é necessário eliminar o efeito gravimétrico dos sedimentos.

Quando uma inversão do campo gravimétrico é aplicada para o fundo oceânico, utiliza-se o contraste de densidade entre a crosta e a água (Braitenberg et al., 2006). Para usar essa mesma diferença de densidades durante a inversão do embasamento, o efeito gravimétrico dos sedimentos é calculado com um contraste de densidade em relação à água, considerado-o como uma massa excedente em relação à água. O efeito gravimétrico dos sedimentos calculado em contraste com a água, denominado "efeito gravimétrico dos sedimentos II", é mostrado da figura 25.

Calculado o efeito gravimétrico da Moho e o efeito gravimétrico dos sedimentos, o campo residual encontrado ($g_{res} = g_{obs} - g_{Moho} - g_{sed}$) é invertido segundo o modelo de inversão gravimétrica iterativa. O campo residual, referente ao embasamento, é mostrado na figura 26. O contraste de densidade utilizado na inversão foi de 1640 kg/m^3 , correspondente ao contraste entre a água (1030 kg/m^3) e a crosta (2670 kg/m^3). Durante a inversão do campo residual, todos os comprimentos de onda são levados em consideração e a profundidade de referência é definida no nível zero. A profundidade do embasamento é mostrada na figura 27. Diferente do processo de inversão realizado para o cálculo da profundidade da Moho, no caso do embasamento não há valores de trabalhos pretéritos disponíveis para comparação dos resultados.

Os resultados obtidos estão discutidos no item 7.1.

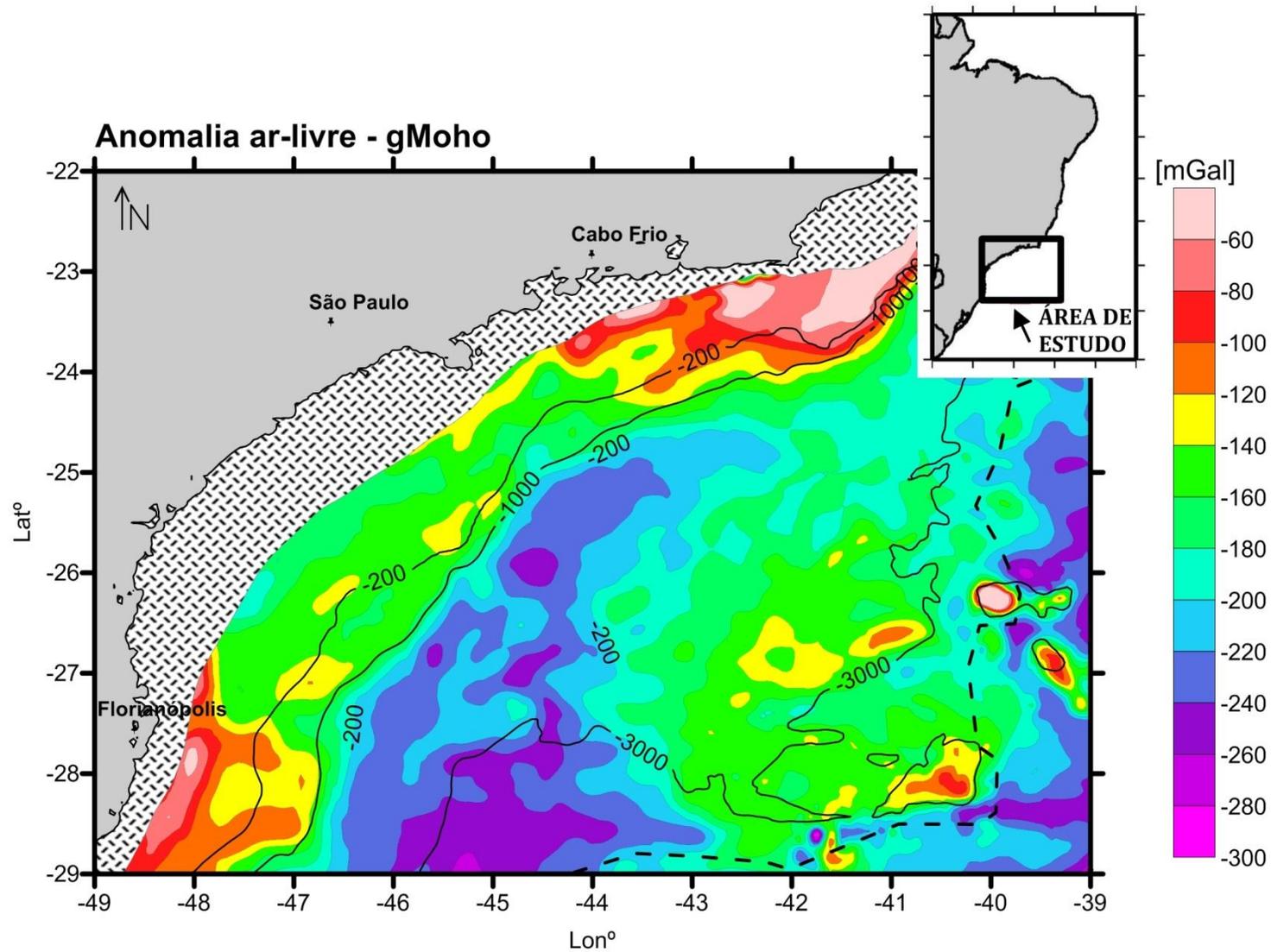


Figura 24: Anomalia ar-livre - efeito gravimétrico da Moho. O limite crustal, segundo Cainelli & Moriak (1999) é representado pela linha tracejada. Estão representadas também as isolinhas batimétricas referentes às profundidades 200, 1000 e 3000 m. A região hachurada representa a área que não foi analisada durante o trabalho,

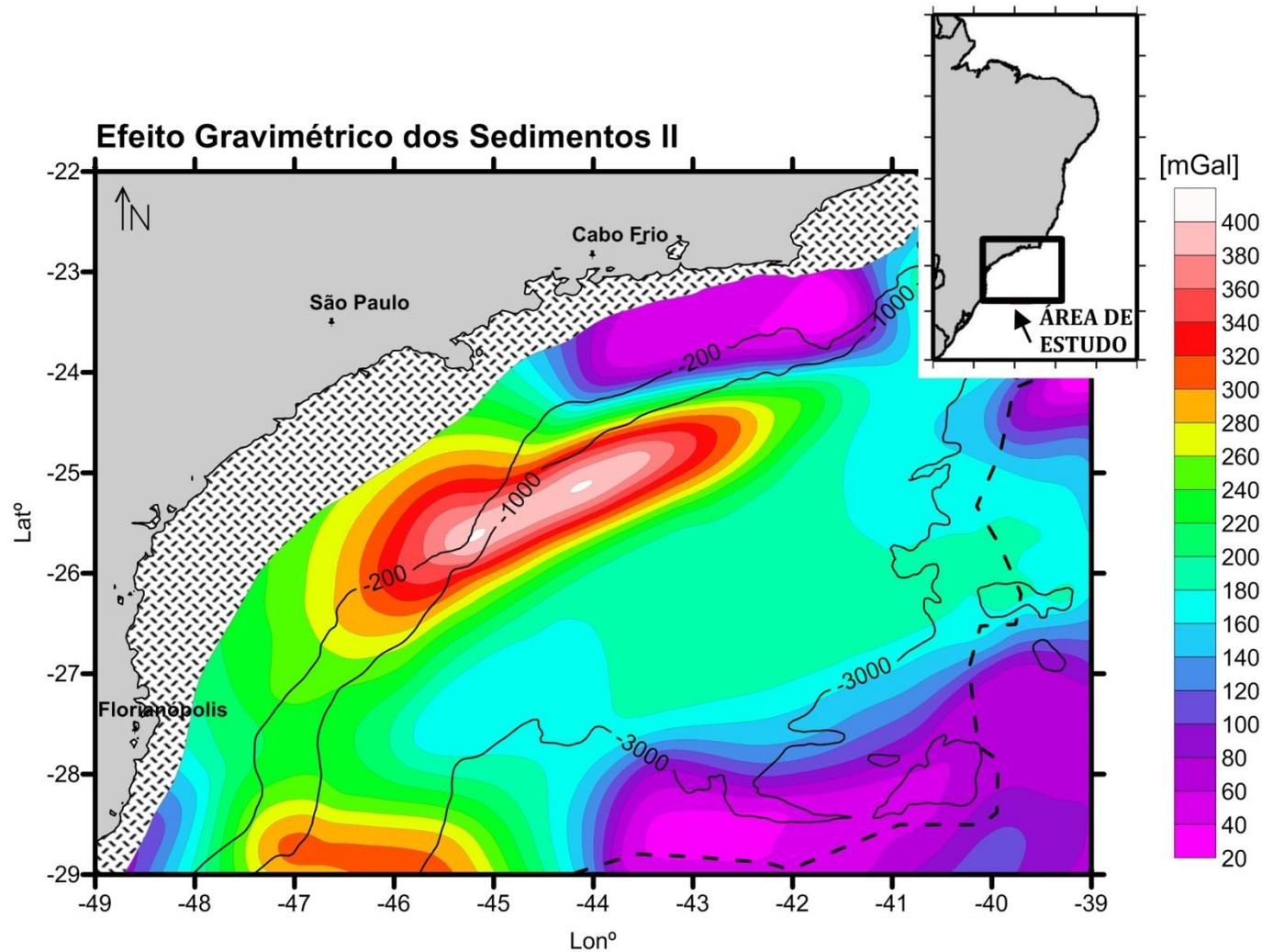


Figura 25: Efeito gravimétrico dos sedimentos calculado em contraste com a água. O limite crustal, segundo Cainelli & Moriak (1999) é representado pela linha tracejada. Estão representadas também as isolinhas batimétricas referentes às profundidades 200, 1000 e 3000 m. A região hachurada representa a área que não foi analisada durante o trabalho.

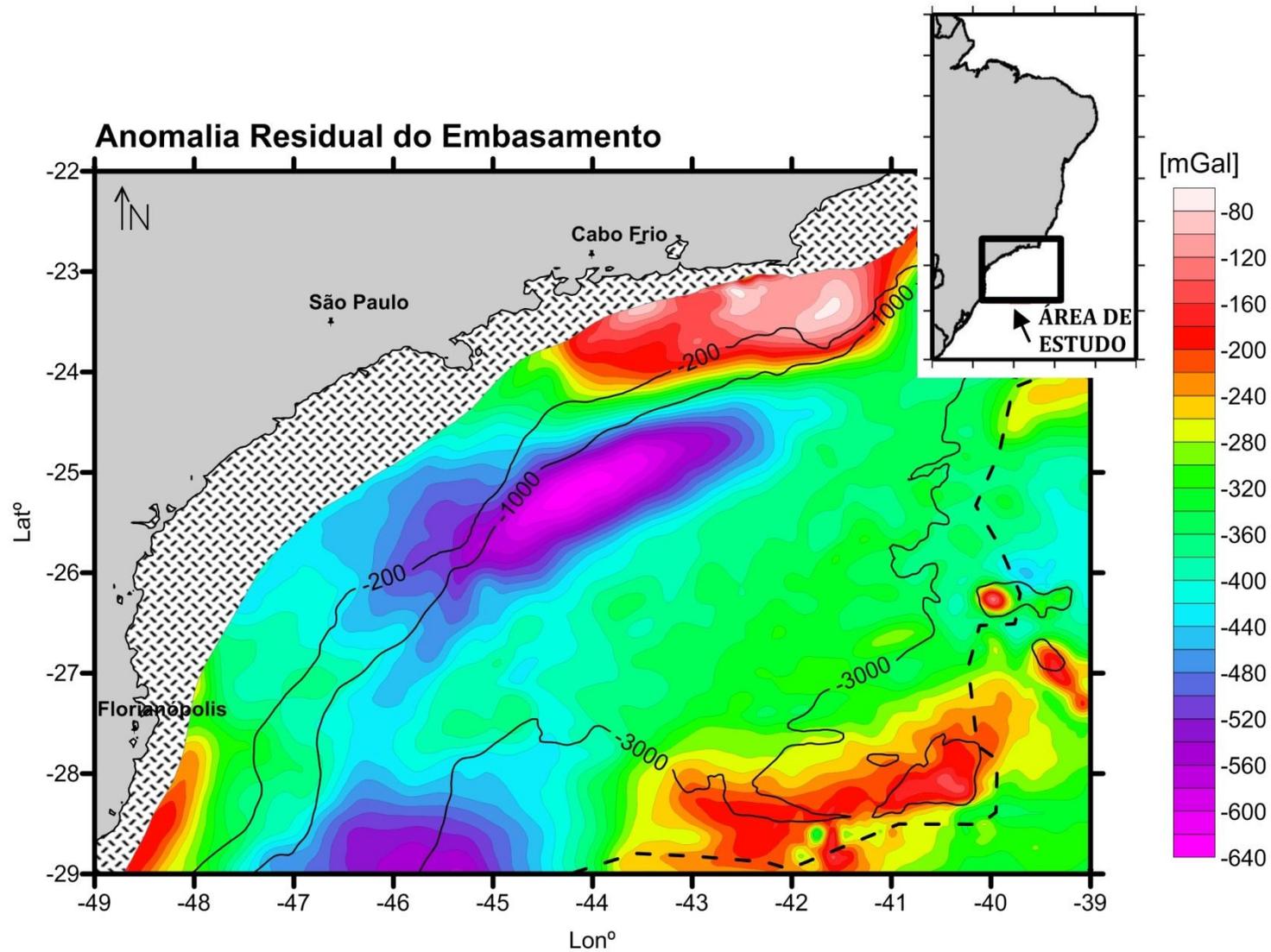


Figura 26: Anomalia residual referente ao embasamento ($g_{res} = g_{obs} - g_{Moho} - g_{sed}$). O limite crustal, segundo Cainelli & Moriak (1999) é representado pela linha tracejada. Estão representadas também as isolinhas batimétricas referentes às profundidades 200, 1000 e 3000 m. A região hachurada representa a área que não foi analisada durante o trabalho.

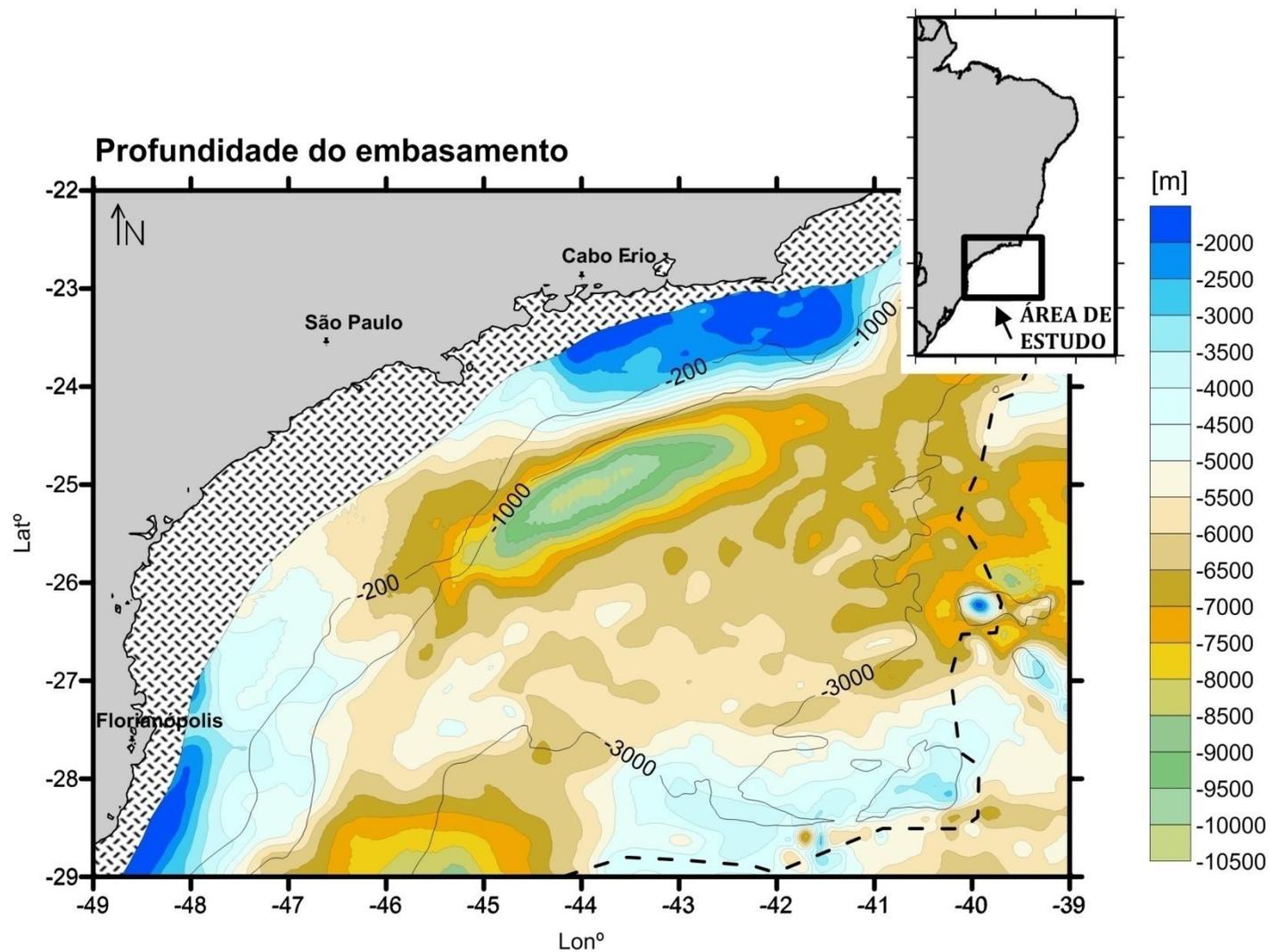


Figura 27: Profundidade do embasamento. O limite crustal, segundo Cainelli & Moriak (1999) é representado pela linha tracejada. Estão representadas também as isolinhas batimétricas referentes às profundidades 200, 1000 e 3000 m. A região hachurada representa a área que não foi analisada durante o trabalho.

6.2 ETAPA 2 - Modelagem Direta

Durante essa etapa, um modelo de três camadas foi elaborado para três perfis diferentes, que coincidem com a localização das linhas sísmicas apresentadas no apêndice B. A posição dos perfis é mostrada na figura 28. As camadas modeladas foram delimitadas pelas interfaces encontradas na etapa 1, ou seja, pela Moho, interface que divide a crosta e o manto (figura 21) e pelo embasamento, interface que divide os sedimentos e a crosta (figura 27). As densidades atribuídas às camadas são valores médios, sendo $2,5 \text{ g/cm}^3$ para os sedimentos, $2,67 \text{ g/cm}^3$ para a crosta e $3,3 \text{ g/cm}^3$ para o manto. Para a modelagem dos perfis foi utilizada a anomalia ar-livre (figura 6).

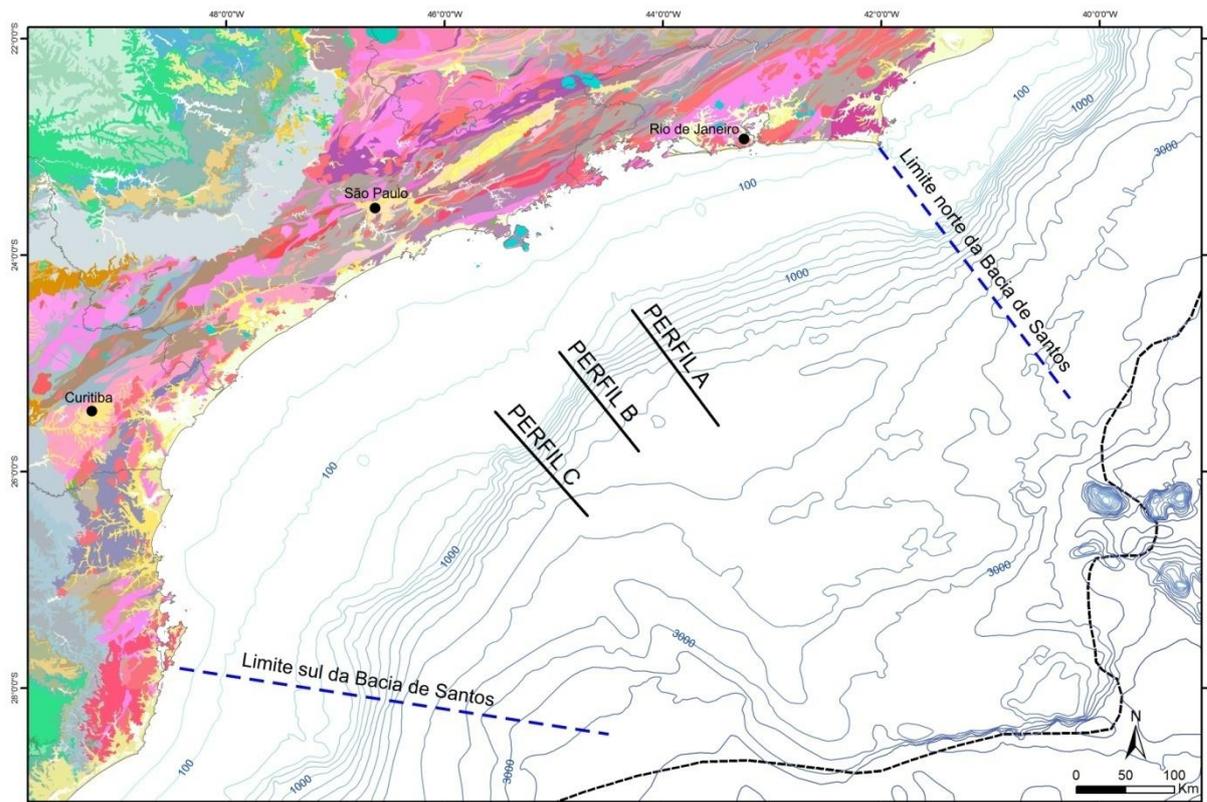


Figura 28: Posição dos perfis que foram utilizados durante a modelagem direta. A linha pontilhada representa a transição entre a crosta continental e a crosta oceânica segundo Cainelli & Mohriak (1999).

Convencionalmente, durante uma modelagem direta com dados gravimétricos, o objetivo é criar um modelo geológico com o máximo de informações geológicas disponíveis para a área de estudo, que resulte em um ajuste de curvas com o menor erro possível. No entanto, durante essa primeira modelagem, o objetivo foi criar um modelo

simples, desconsiderando o pacote de sal presente na região e posteriormente, fazer a inversão da anomalia gravimétrica residual, para obter este pacote.

Para os três perfis modelados (figura 29a, 30a, e 31a), pode-se ver que as anomalias não estão devidamente ajustadas e o erro RMS entre elas, pode ser considerado alto, sendo 12,227 mGal, 14,461 mGal e 13,271 mGal para os perfis A, B e C respectivamente. Esse resultado já era esperado, tendo em vista que o pacote de sal que existe na região não foi considerado. A anomalia residual encontrada é mostrada nas figuras 29b, 30b e 31b.

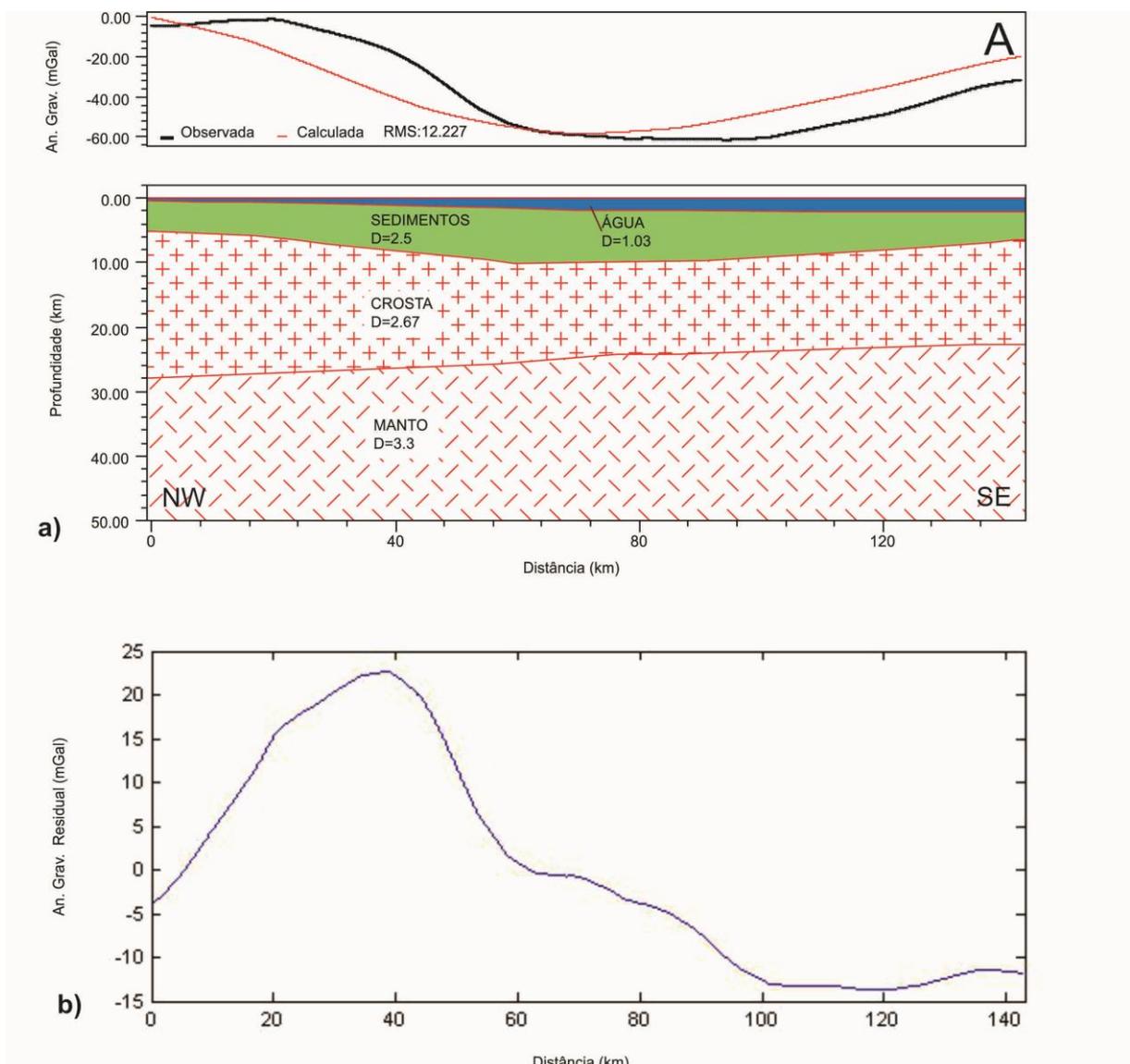


Figura 29: a) Modelagem direta com 3 camadas para o perfil A (figura 28). As interfaces Moho e embasamento foram obtidas por inversão gravimétrica durante a primeira etapa desse trabalho. b) Anomalia residual para o perfil A.

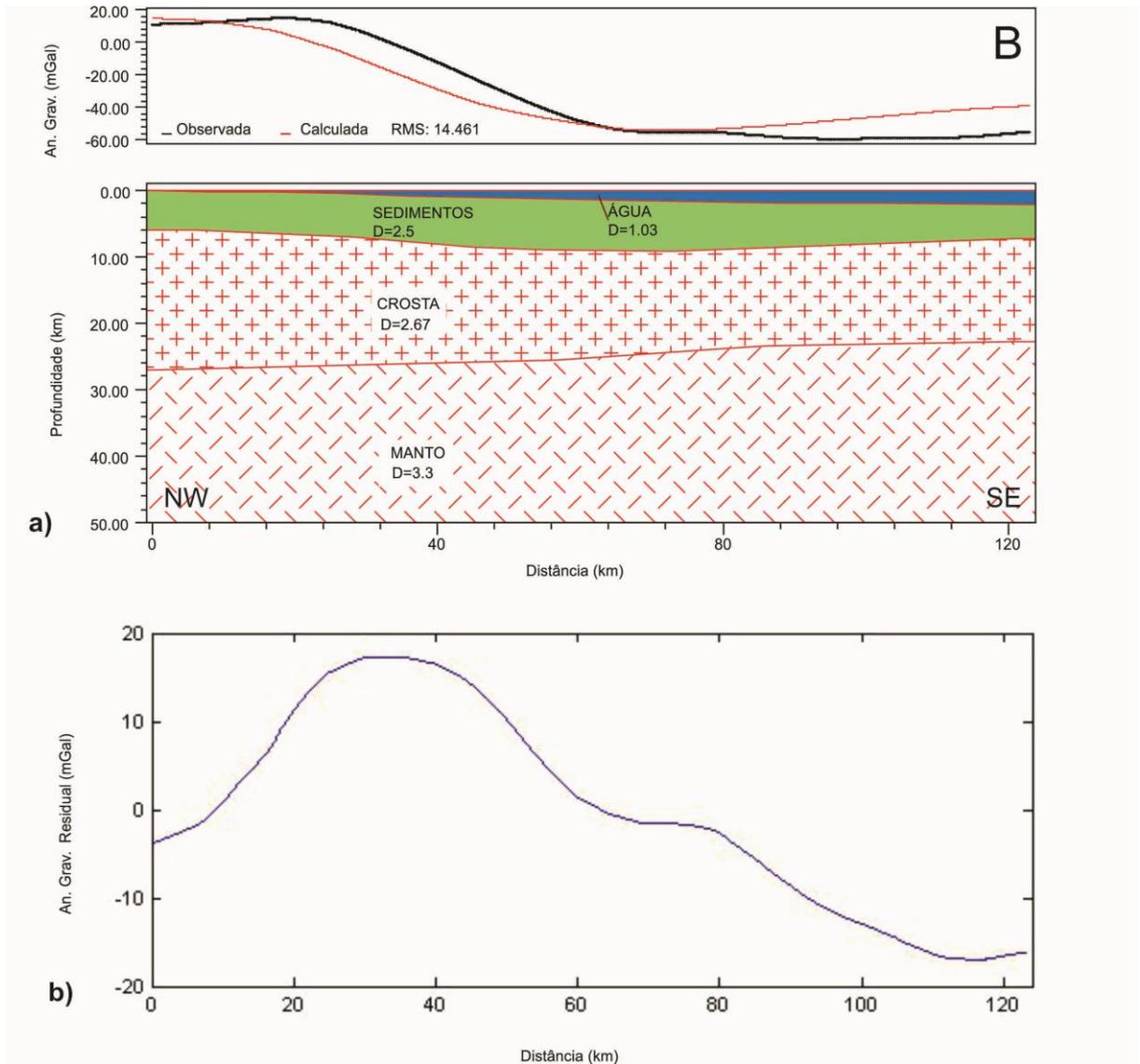


Figura 30: a) Modelagem direta com 3 camadas para o perfil B (figura 28). As interfaces Moho e embasamento foram obtidas por inversão gravimétrica durante a primeira etapa desse trabalho. b) Anomalia residual para o perfil B.

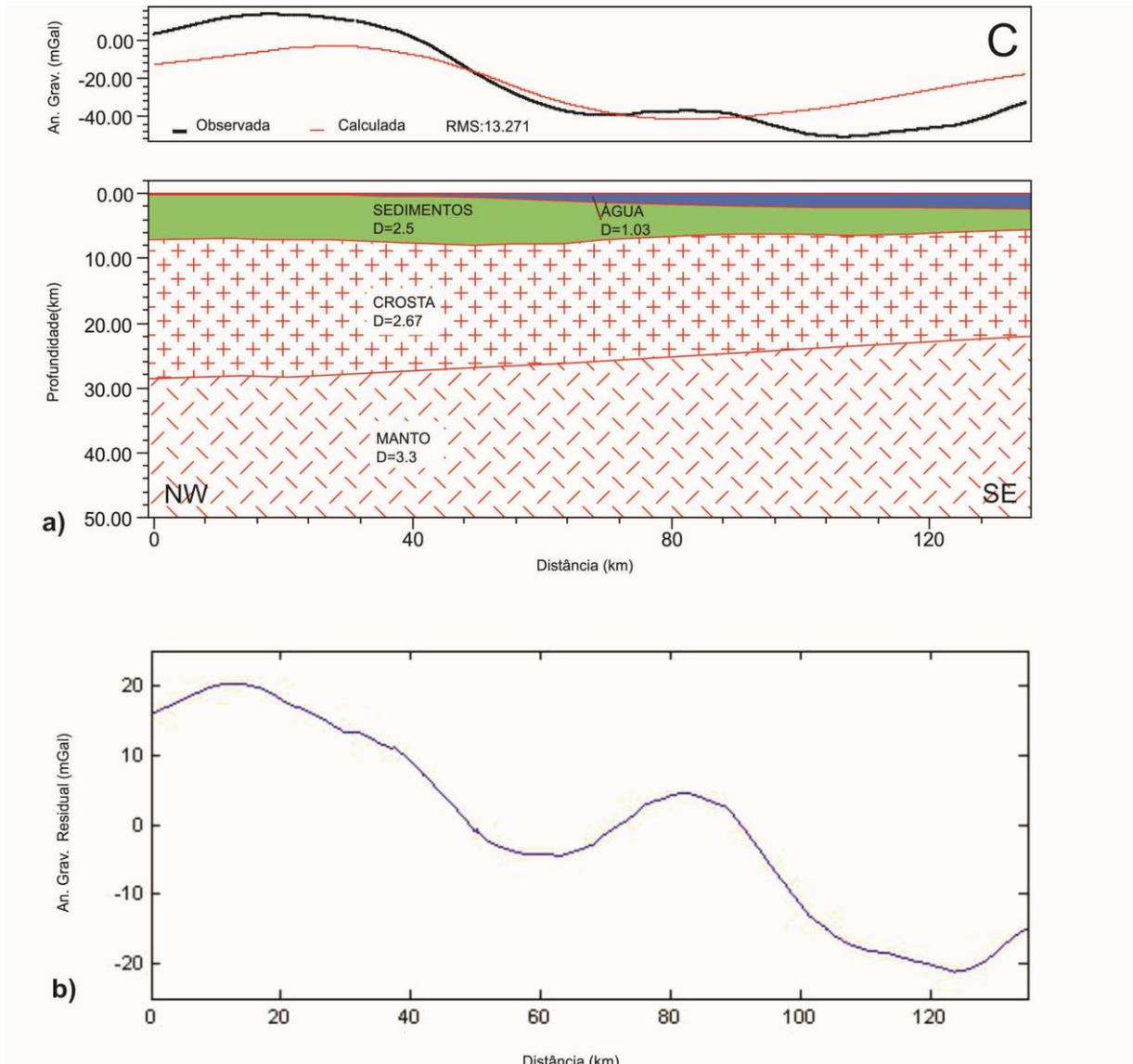


Figura 31: a) Modelagem direta com 3 camadas para o perfil C (figura 28). As interfaces Moho e embasamento foram obtidas por inversão gravimétrica durante a primeira etapa desse trabalho. b) Anomalia residual para o perfil C.

O próximo passo envolve a inversão da anomalia gravimétrica residual na tentativa de encontrar a geometria do pacote de sal para cada perfil. Para testar essa suposição, um modelo inicial foi elaborado e é mostrado a seguir.

6.2.1 Modelo Inicial

Partindo da hipótese científica desse trabalho, que estabelece que estruturas de sal podem ser identificadas a partir de anomalias gravimétricas residuais, um modelo inicial foi criado com todas as informações que serão utilizadas durante a modelagem com os dados observados.

O primeiro modelo representa os principais pacotes com contraste de densidade presentes nas primeiras camadas da Terra que influenciam o sinal gravimétrico: água, sedimentos, crosta e manto. Com base no contexto geológico da área de estudo, um pacote de sal foi adicionado ao modelo. A anomalia gravimétrica do modelo foi então calculada.

Os resultados são mostrados na figura 32. A geometria dos pacotes é simplificada e as densidades escolhidas são valores médios. O modelo se estende até 50 km de profundidade, mas por questões visuais, foi representado graficamente até 30 km. Abaixo dessa profundidade, não há alterações no modelo.

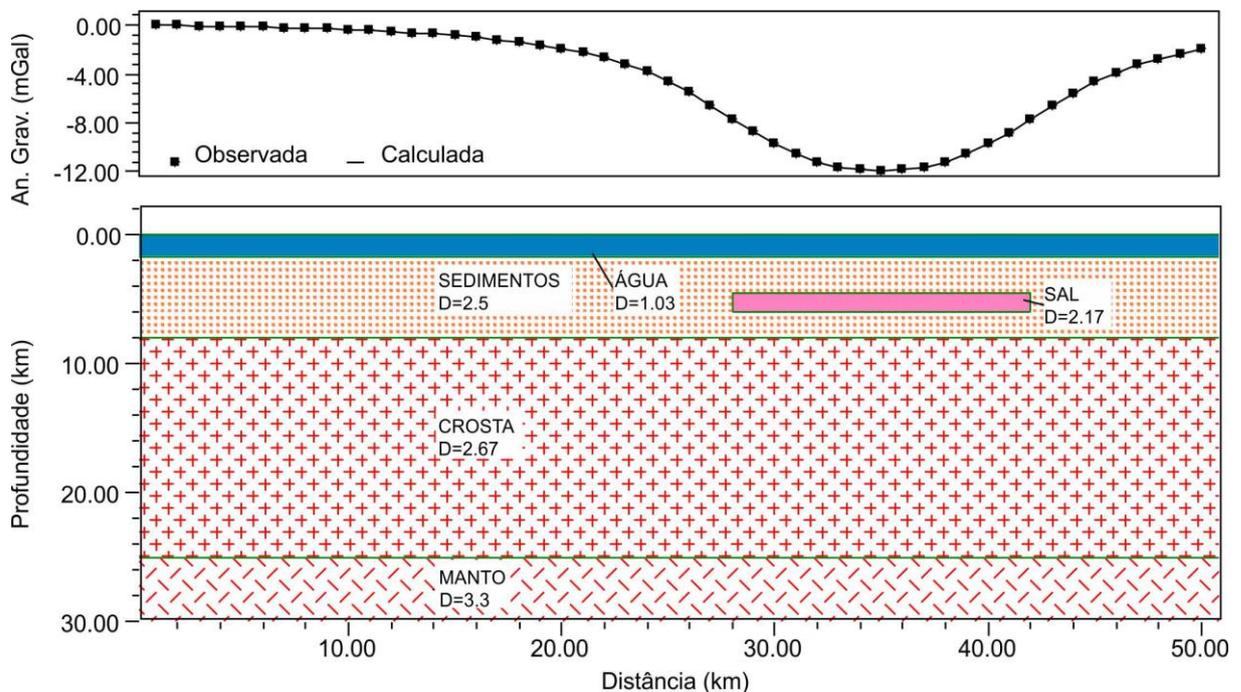


Figura 32: Modelo inicial. O quadro superior representa as anomalias observada e calculada. O quadro inferior representa o modelo geológico.

Para o modelo com dados observados, com exceção do pacote de sal, todas as interfaces utilizadas são conhecidas, bem como a anomalia gravimétrica observada. A representação deste modelo é mostrada na figura 33.

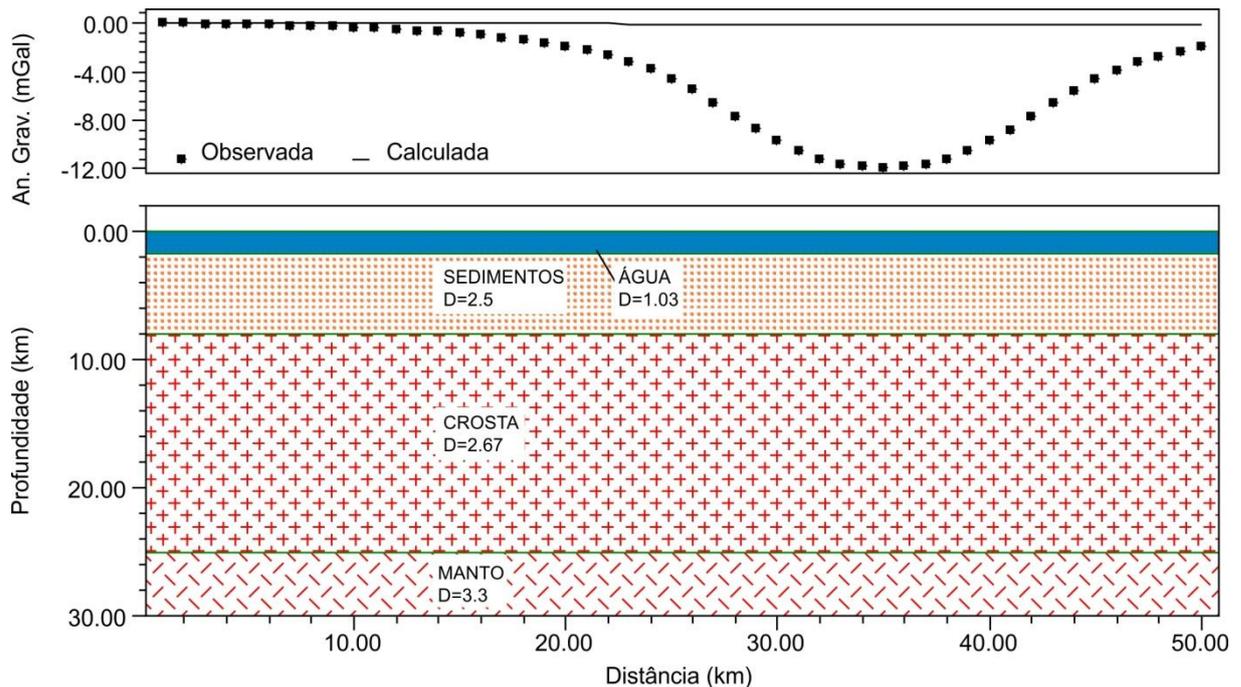


Figura 33: Modelo inicial sem o pacote de sal. O quadro superior representa as anomalias observada e calculada. O quadro inferior representa o modelo geológico.

Nesse modelo, há uma diferença significativa entre a anomalia gravimétrica calculada e a observada (anomalia residual). Para tentar encontrar o pacote de sal representado na figura 32, o próximo passo é inverter essa anomalia residual (figura 34). A inversão foi realizada com base em Silva & Barbosa (2006).

Para a inversão, é necessário o conhecimento de algumas informações *a priori*, como o contraste densidade entre o corpo alvo e a rocha encaixante e uma possível geometria do mesmo, que é inserida durante a inversão através de elementos geométricos delimitados por pontos e linhas. Três testes de inversão foram realizados a partir de três hipóteses diferentes. Em todas as hipóteses, o contraste de densidade é conhecido, diferenciando na escolha da geometria do corpo alvo:

Teste 1: Nesse teste, admite-se que a profundidade do corpo alvo é conhecida, bem como sua geometria.

Teste 2: A geometria do corpo alvo é desconhecida e a profundidade é conhecida. O elemento geométrico nesse teste é uma linha que se estende ao longo de todo o perfil.

Teste 3: A geometria do corpo alvo é desconhecida e a profundidade conhecida. Nesse teste, o gradiente horizontal da anomalia é utilizado a fim de delimitar a geometria do corpo alvo.

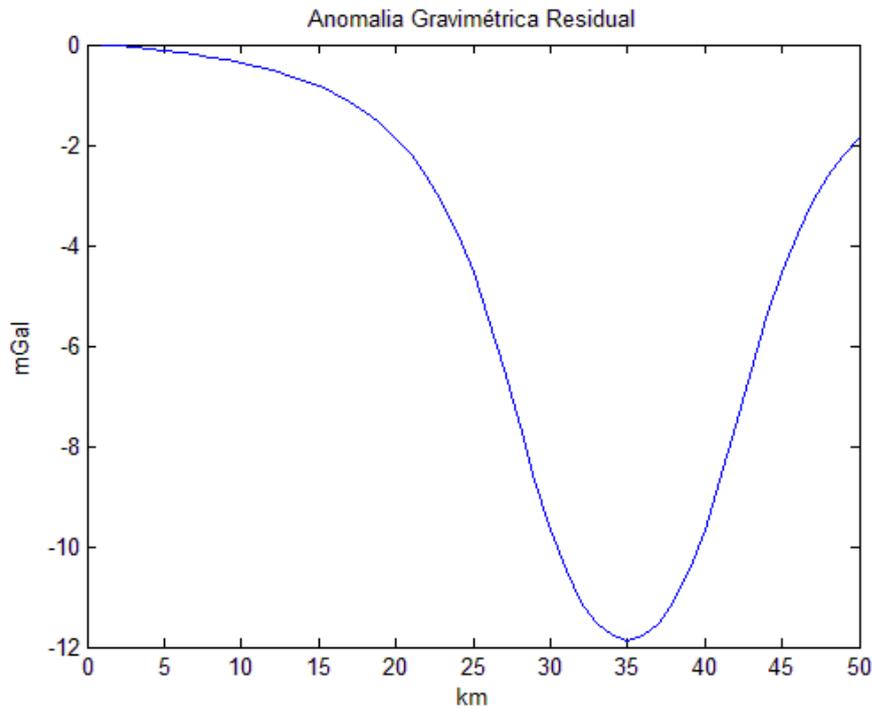


Figura 34: Anomalia gravimétrica residual, utilizada durante os testes de inversão 1, 2 e 3.

Teste 1

Conhecendo a geometria do corpo, é utilizada uma reta como elemento geométrico durante a inversão, colocado a uma profundidade de 5,5 km, entre as distâncias de 28 km e 42 km. O contraste de densidade entre o corpo e a rocha encaixante é de $-0,33 \text{ g/cm}^3$, representando a diferença entre a densidade média da halita ($2,17 \text{ g/cm}^3$) e a densidade média dos sedimentos ($2,5 \text{ kg/cm}^3$). Os parâmetros de regularização, tolerância e congelamento utilizados foram de 0,1, 0,01 e 5000 respectivamente. Tanto esses parâmetros quanto a densidade alvo são utilizados nos testes 2 e 3. A anomalia nos 3 testes foi contaminada com ruído gaussiano pseudo-aleatório com média 0 e desvio padrão de 0,1 mGal.

A figura 35 representa o resultado da inversão para o teste 1. Podemos observar que a geometria do corpo de sal representada no modelo inicial é delimitada com exatidão durante a inversão.

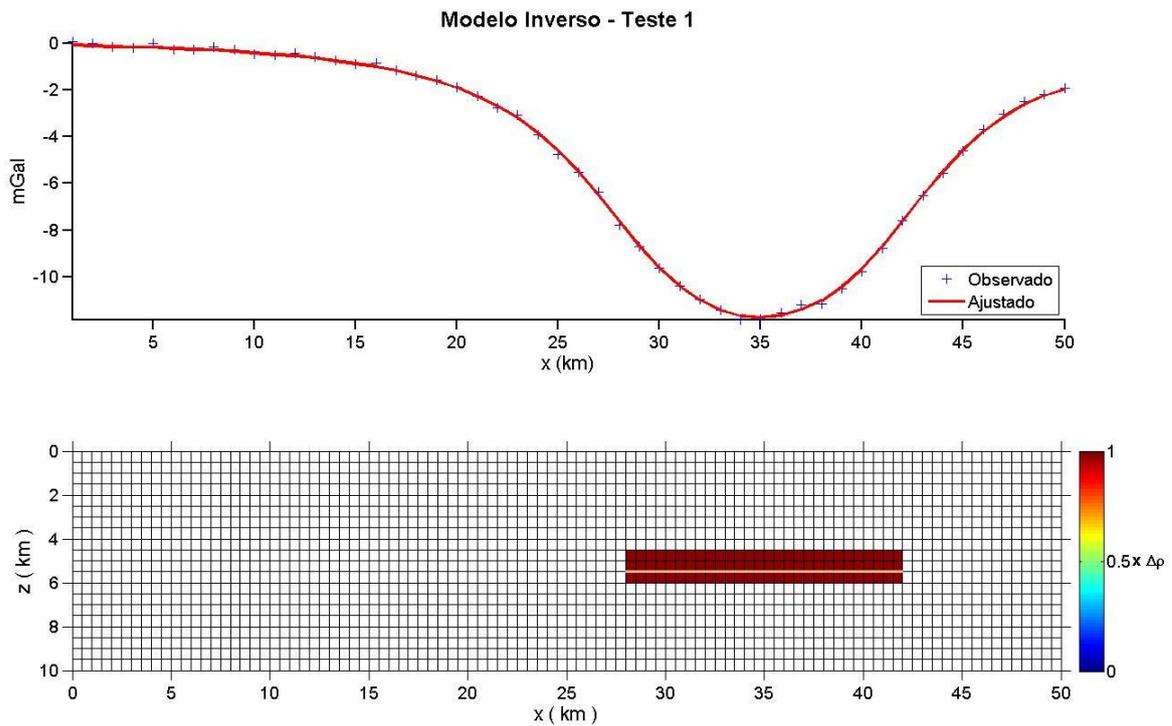


Figura 35: Modelo inverso, teste 1. O quadro superior representa a anomalia observada (em azul) e calculada (em vermelho). O quadro inferior representa a geometria do corpo encontrado. As células preenchidas por vinho escuro, representam o contraste de densidade ($\Delta\rho$) de $-0,33 \text{ g/cm}^3$. A linha em bege representa o elemento geométrico estipulado para a inversão.

Teste 2

Não conhecendo a geometria do corpo, a reta utilizada como elemento geométrico é colocada na profundidade de 5,5 km e ao longo de todo o perfil, entre as distâncias de 0 km e 50 km.

Pode-se ver uma grande semelhança entre o corpo do modelo inicial (figura 32) e o encontrado no modelo inverso (figura 36). Isso mostra que apenas com um valor de profundidade média do corpo já é possível chegar a um resultado satisfatório.

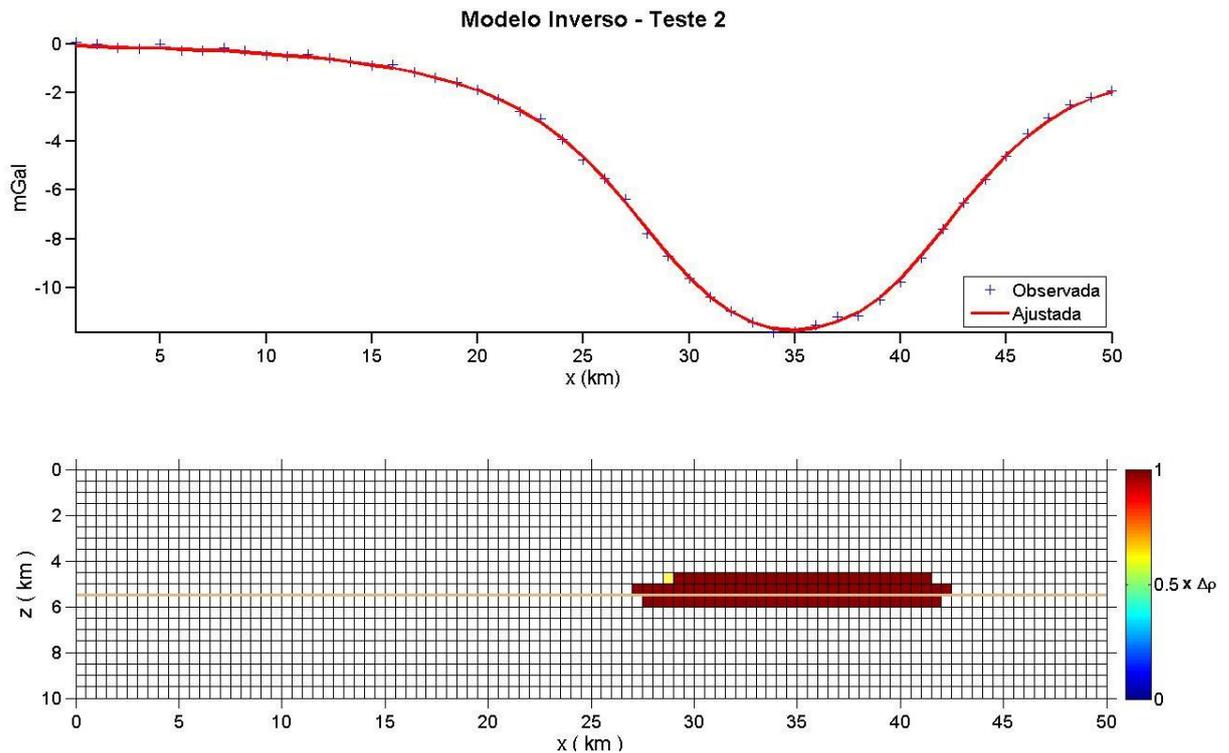


Figura 36: Modelo inverso, teste 2. O quadro superior representa a anomalia observada (em azul) e calculada (em vermelho). O quadro inferior representa a geometria do corpo encontrado. As células preenchidas por vinho escuro, representam o contraste de densidade ($\Delta\rho$) de $-0,33 \text{ g/cm}^3$. A linha em bege representa o elemento geométrico estipulado para inversão.

Teste 3

Nesse teste, admite-se que a geometria do corpo é desconhecida. Para tentar delimitar o corpo, é calculada a derivada horizontal da anomalia gravimétrica, que realça os gradientes horizontais, e, conseqüentemente, as possíveis bordas das fontes de anomalias representadas. O resultado é mostrado na figura 37. Os pontos em vermelho representam os possíveis limites do corpo e são utilizados para delimitar a reta inserida como elemento geométrico durante a inversão. O resultado é mostrado na figura 38.

Pode-se observar que a geometria do corpo encontrada com os parâmetros é exatamente a mesma geometria do corpo de sal do modelo sintético, pois os pontos encontrados a partir da análise do gráfico do gradiente horizontal condizem com as bordas do corpo modelado.

Durante a inversão com dados, a escolha da geometria do corpo alvo será determinada partir de informações *a priori* e, se possível, delimitada a partir do gradiente horizontal da anomalia gravimétrica.

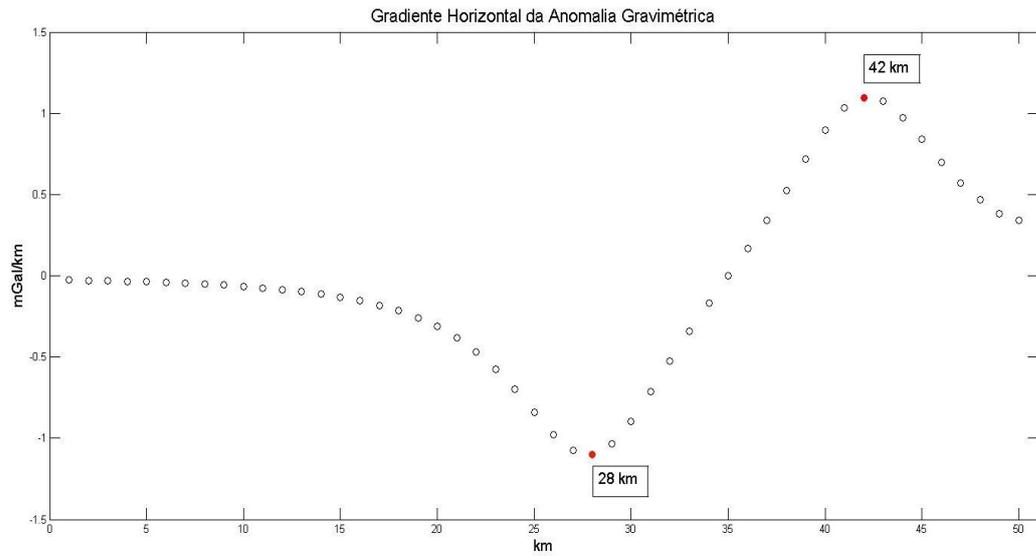


Figura 37: Gradiente horizontal da anomalia gravimétrica gravimétrica. Os pontos marcados em vermelho representam o mínimo (na posição 28 km) e o máximo (na posição 42 km) dos valores do gradiente, e serão usados como referência sobre as bordas do corpo causador da anomalia.

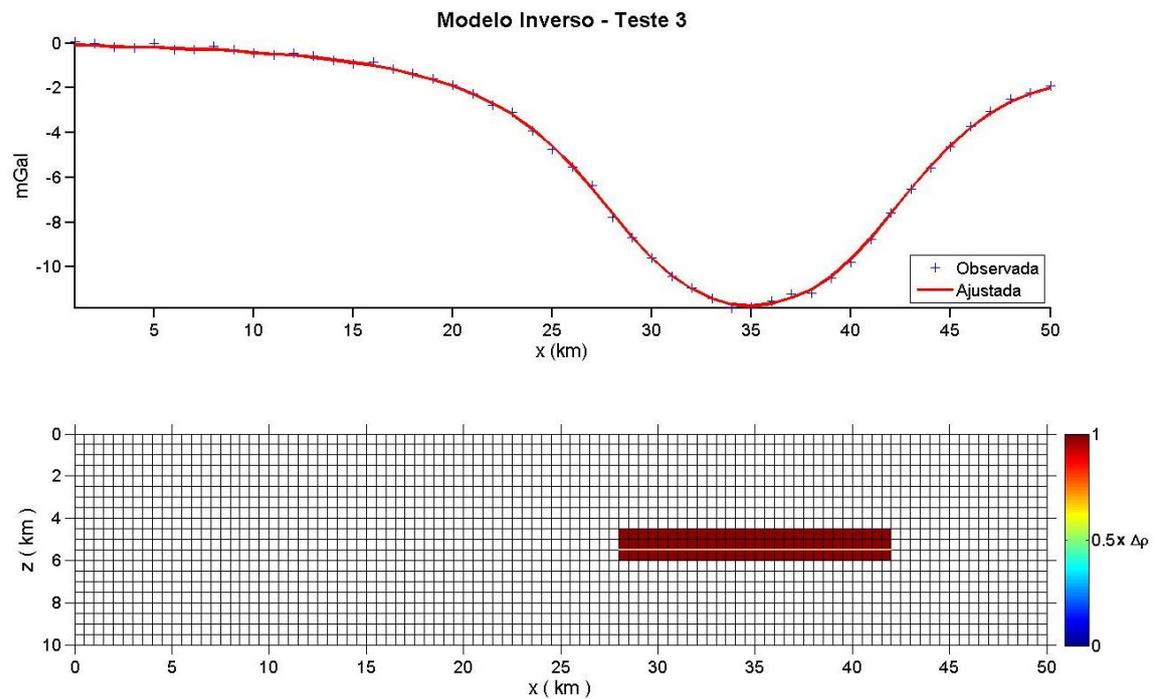


Figura 38: Modelo inverso, teste 3. O quadro superior representa a anomalia observada (em azul) e calculada (em vermelho). O quadro inferior representa a geometria do corpo encontrado. As células preenchidas por vinho escuro, representam o contraste de densidade ($\Delta\rho$) de $-0,33 \text{ g/cm}^3$. A linha em bege representa o elemento geométrico estipulado para inversão.

6.3 ETAPA 3 - Inversão da Anomalia Residual

A anomalia residual obtida para os perfis A, B e C, foi invertida seguindo a metodologia de Silva & Barbosa (2006). Para isso, as anomalias foram trabalhadas com um *shift*, de modo que ficassem negativas ao longo de todo o perfil.

O elemento geométrico foi definido para uma profundidade de 5,0 km (profundidade média da camada de sal) e com extensão ao longo de todo o perfil. Os parâmetros de regularização, tolerância e congelamento utilizados, são mostrados na tabela 4, bem como o tamanho da grade para cada perfil. O processo é iterativo o número máximo de iterações escolhido foi 30.

	Parâmetro de regularização (τ)	Tolerância (τ)	Congelamento (f)	Número de células	Dimensão em x (km)	Dimensão em z (km)
Perfil A	0,2	0,01	500	142 x 64	1	0,125
Perfil B	0,25	0,01	500	123 x 64	1	0,125
Perfil C	0,5	0,01	500	135 x 64	1	0,125

Tabela 4: Valores dos parâmetros utilizados durante a inversão

O resultado para os três perfis é mostrado nas figuras 39, 40 e 41. Nos modelos a seguir, as células preenchidas com tonalidades de vinho escuro possuem o contraste de densidade ($\Delta\rho$) mais próximos do contraste alvo (-0,42 g/cm³).

A distribuição do contraste de densidade para o perfil A (figura 39), sugere um corpo afunilado no início do perfil com aproximadamente 17 km de extensão, com espessura de 2 km, que se estreita até atingir a espessura aproximada de 250 m. Entre 49 km até o final do perfil, um corpo extenso com espessura média de 2 km é definido. As anomalias calculada e observada são bem ajustadas.

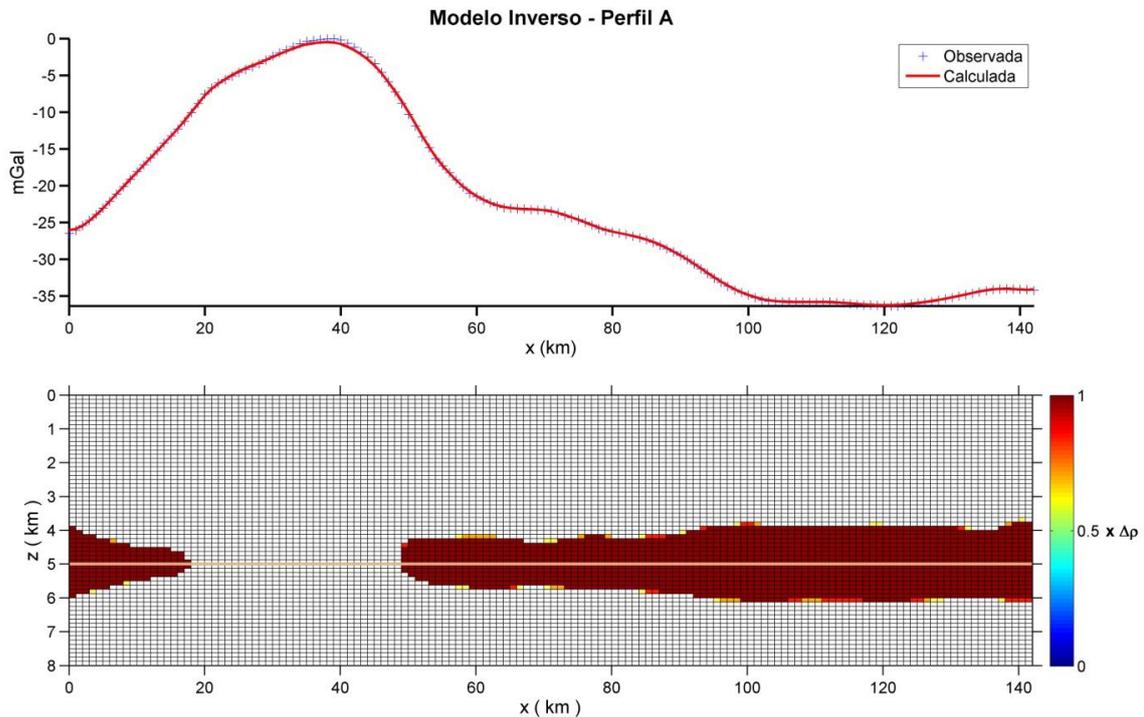


Figura 39: Modelo inverso para o perfil A. O quadro superior representa as anomalias observada e calculada. O quadro inferior representa a distribuição de densidades calculada. As células preenchidas por vinho escuro, representam o contraste de densidade ($\Delta\rho$) de $-0,42 \text{ g/cm}^3$. A linha em bege representa o elemento geométrico estipulado para inversão.

A distribuição do contraste de densidade para o perfil B (figura 40) sugere um corpo no início do perfil com aproximadamente 17 km de extensão e espessura média entre 1,5 e 2 km. Um corpo extenso entre 53 e 123 km pode ser visto, aparecendo menos espesso entre 53 e 80 km, atingindo sua maior espessura, de aproximadamente 1,6 km, no final do perfil. As anomalias calculada e observada são bem ajustadas.

A inversão para o perfil C mostra um corpo que se estende desde 26 km até o final do perfil (figura 41). No entanto, a concentração de massa é maior entre aproximadamente 40 km e 80 km e 90 e 135 km. Esses dois trechos apresentam formatos similares. O segundo corpo, entre 90 km e 135 km, é um pouco mais espesso, atingindo uma espessura aproximada de 3 km. Também é possível observar um pequeno corpo no início do perfil, com espessura de 1,5 km e extensão de 2 km. As anomalias observada e calculada aparecem bem ajustadas.

Os resultados dessas figuras estão discutidos no item 7.3.

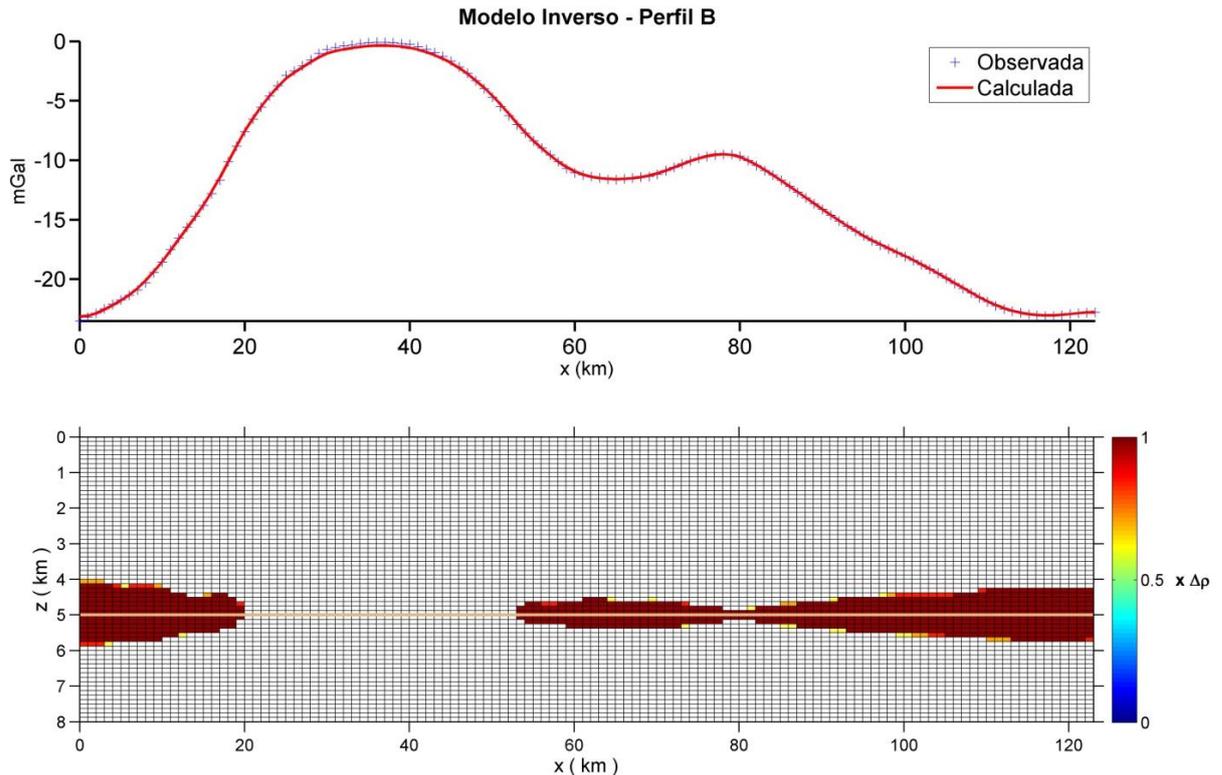


Figura 40: Modelo inverso para o perfil B. O quadro superior representa as anomalias observada e calculada. O quadro inferior representa a distribuição de densidades calculada. As células preenchidas por vinho escuro, representam o contraste de densidade ($\Delta\rho$) de $-0,42 \text{ g/cm}^3$. A linha em bege representa o elemento geométrico estipulado para inversão.

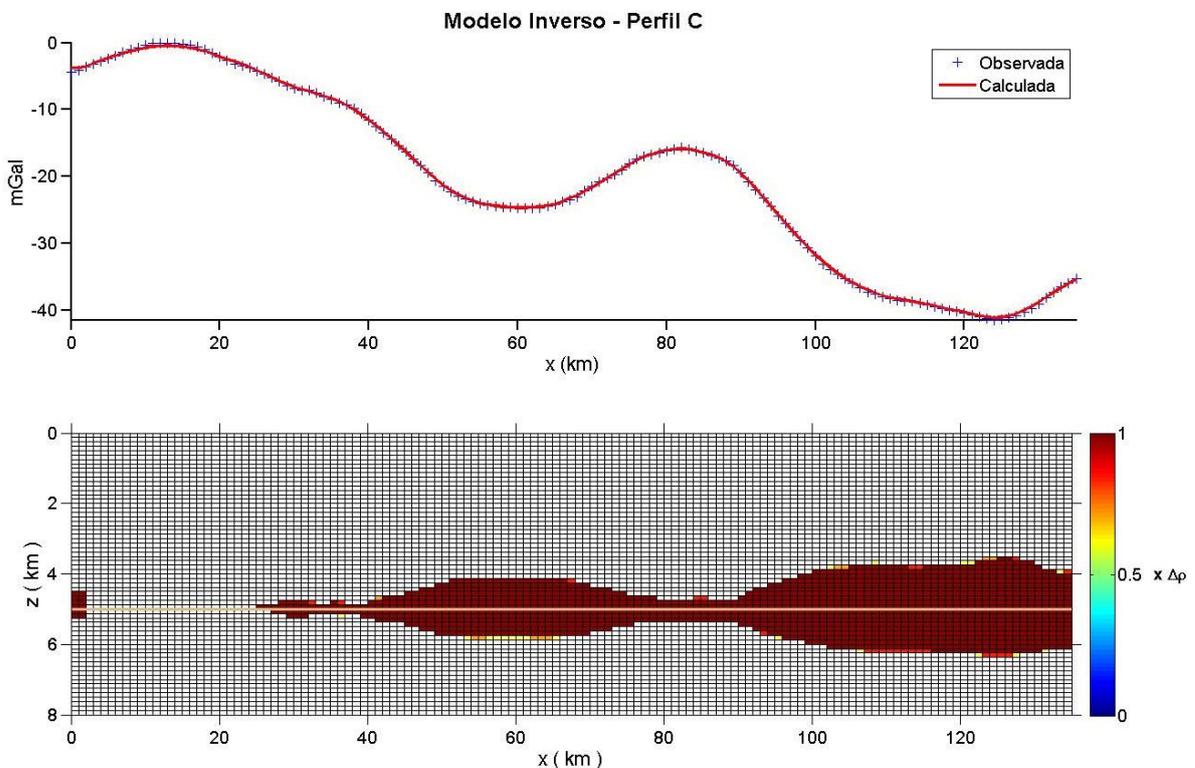


Figura 41: Modelo inverso para o perfil C. O quadro superior representa as anomalias observada e calculada. O quadro inferior representa a distribuição de densidades calculada. As células preenchidas por vinho escuro, representam o contraste de densidade ($\Delta\rho$) de $-0,42 \text{ g/cm}^3$. A linha em bege representa o elemento geométrico estipulado para inversão.

7 DISCUSSÃO

Neste capítulo serão discutidos os resultados apresentados nas etapas 1, 2 e 3 do capítulo 6, envolvendo o cálculo da profundidade da Moho e do embasamento (etapa 1), modelagem direta (etapa 2) e inversão da anomalia residual (etapa 3).

7.1 ETAPA 1 - Cálculo da Profundidade da Moho e do Embasamento

Nessa etapa do trabalho, o sinal gravimétrico foi usado para determinar a profundidade da Moho e do embasamento.

7.1.1 Cálculo da Profundidade da Moho

O primeiro passo foi calcular o efeito gravimétrico dos sedimentos. Para isso, o efeito da compactação sedimentar com a profundidade foi considerado. A compactação foi calculada de forma linear e exponencial e os resultados obtidos foram comparados aos dados do poço 1- SPS-0010. O erro RMS entre eles (tabela 2) foi de 171 kg/m³ para a compactação linear e de 120 kg/m³ para a compactação exponencial. Os dois valores podem ser considerados baixos; no entanto, para resultados mais satisfatórios e próximos da realidade, optou-se pelo cálculo de compactação exponencial, utilizado anteriormente em trabalhos como o de Braitenberg et al. (2006) e Constantino (2012).

O efeito gravimétrico dos sedimentos foi subtraído da anomalia Bouguer e campo gravimétrico resultante dessa subtração (figura 18), foi invertido a partir do modelo de inversão Gravimétrica iterativa, descrito por Braitenberg & Zadro (1999). Durante a inversão, dois parâmetros foram exaustivamente testados: a profundidade de referência e o contraste de densidade entre a crosta e o manto. Para o contraste, testes foram realizados com valores entre 350 kg/m³ e 650 kg/m³ e também para valores de contraste lateralmente variável (figura 9). A profundidade foi testada para valores de 25 km a 35 km. A cada teste realizado, o resultado foi comparado com valores de profundidade da Moho obtidos por Zalán et al. (2011). Os melhores resultados foram encontrados para a profundidade de 31 km e o contraste de densidade lateralmente variável. A seguir, cinco dos testes realizados são exemplificados a fim de discutir-se como a profundidade final é afetada por tais parâmetros.

Nos testes 1 e 2, foi mantido o contraste lateralmente variável e a profundidade de referência foi alterada. Nos testes 3, 4 e 5, foi mantida a profundidade de referência e foram alterados os valores de contraste de densidade. Esses valores são mostrados detalhadamente na tabela 5, bem como o erro RMS em relação aos dados de Zalán et al. (2011). Em todos os testes, o comprimento de onda de corte utilizado foi de 120 km. A última linha da tabela mostra os melhores valores encontrados (considerando o menor erro RMS) e utilizados nesse trabalho para calcular a profundidade da Moho, mostrada na figura 20.

Teste	Profundidade de Referência (km)	Contraste de Densidade (kg/m³)	RMS (km)
Teste 1	28	Lateralmente Variável (figura 9)	2,87
Teste 2	34	Lateralmente Variável (figura9)	3,28
Teste 3	31	350	3,65
Teste 4	31	500	1,46
Teste 5	31	650	3,80
Melhor Resultado	31	Lateralmente Variável (figura 9)	0,94

Tabela 5: Testes realizados para a escolha dos parâmetros utilizados durante a inversão da etapa 1. A linha em vermelho representa os valores escolhidos, com menor erro RMS.

O resultados dos testes 1 ao 5 são mostrados nas figuras 42, 43, 44, 45 e 46. Quanto maior o valor de profundidade de referência, mais profunda é a Moho resultante da inversão. Assim também funciona para o contraste de densidade. Quanto maior o valor, mais profunda a Moho. Entretanto, os dois valores devem ser considerados e analisados em conjunto. Em relação aos dados de profundidade da Moho de Zalán et al. (2011), apontados em todas as figuras, nos testes 1 e 3 os resultados mostram uma Moho mais rasa. Nos testes 2, 4 e 5, os resultados mostram uma Moho mais profunda em relação aos valores deste autor. Os valores para o teste de melhor resultado são apresentados em vermelho na tabela 4. O menor erro RMS entre os testes 1 e 5, é o correspondente ao teste 3. Isso ocorre porque o valor do contraste utilizado é próximo

ao valor médio do contraste lateralmente variável. Observa-se na figura 9 que o valor de 500 kg/m^3 (ou $0,5 \text{ g/cm}^3$) é dominante em quase toda área, mostrando maiores alterações próximo à costa e na transição da crosta oceânica e continental.

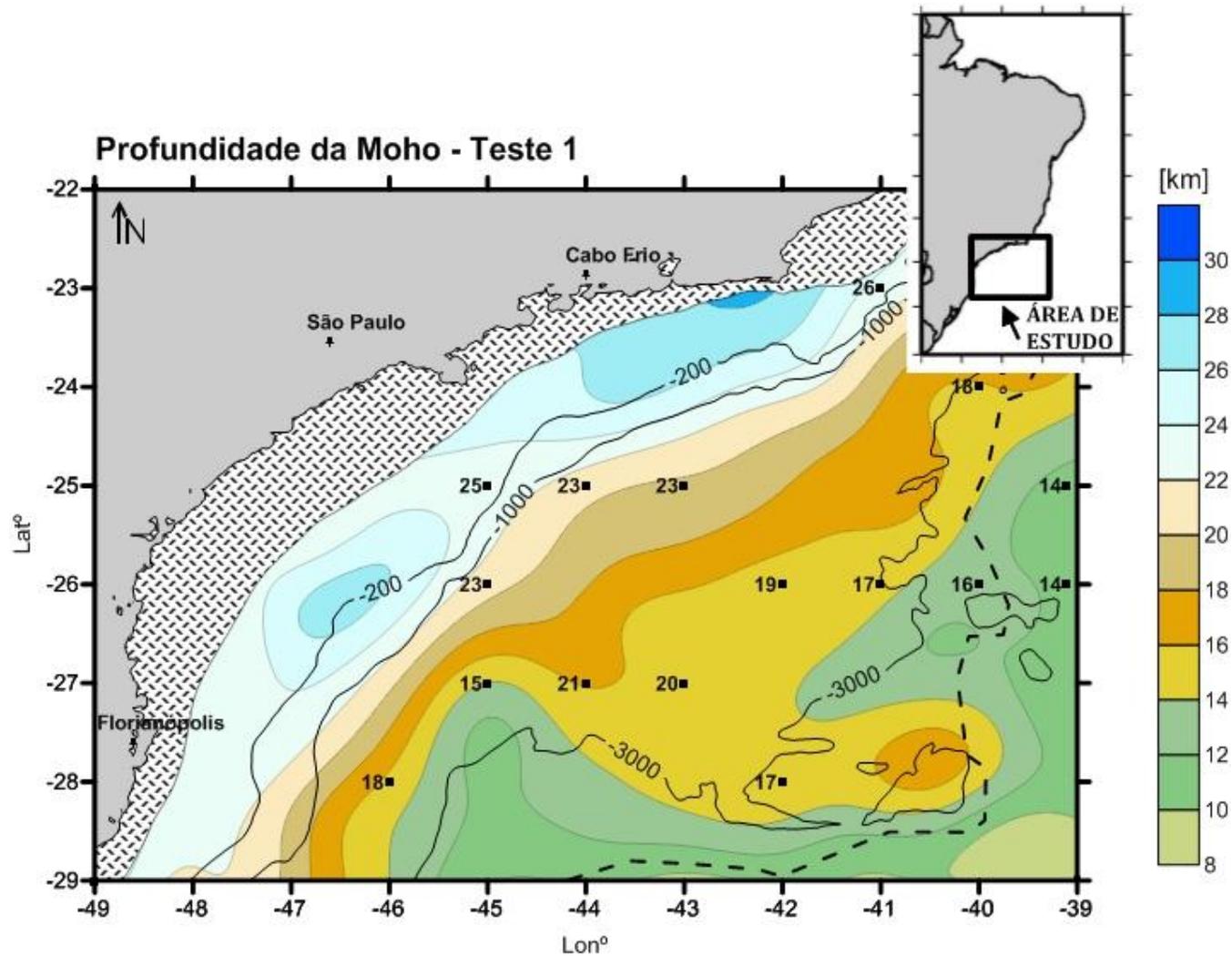


Figura 42: Profundidade da Moho obtida a partir da inversão do campo gravimétrico para o teste 1 (ver tabela 4). Os valores marcados em preto são valores de profundidade da Moho encontrados por Zalán et al. (2011). O limite crustal, segundo Cainelli & Moriak (1999) é representado pela linha tracejada. Estão representadas também as isolinhas batimétricas referentes às profundidades 200, 1000 e 3000 m. A região hachurada representa a área que não foi analisada durante o trabalho.

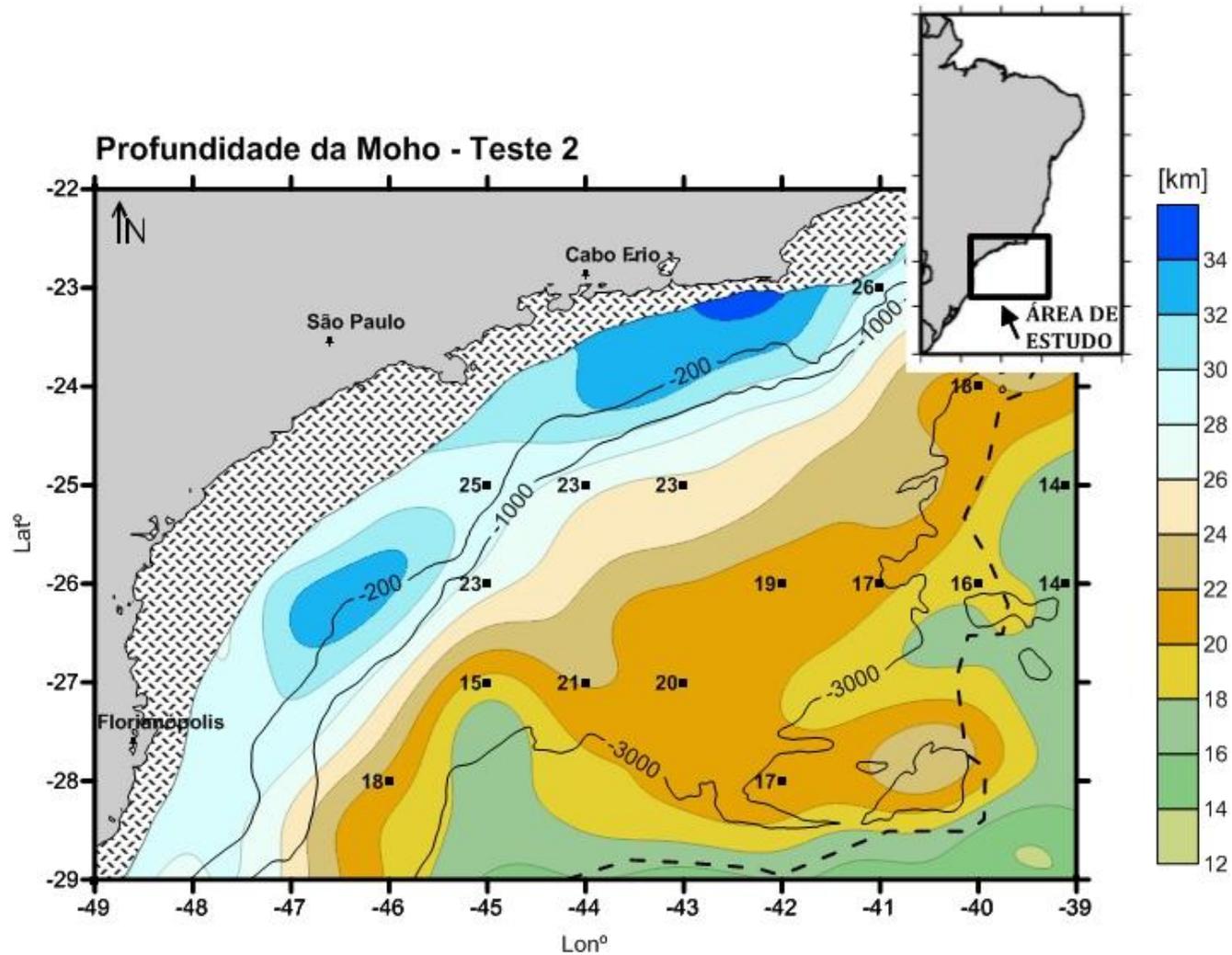


Figura 43: Profundidade da Moho obtida a partir da inversão do campo gravimétrico para o teste 2 (ver tabela 4). Os valores marcados em preto são valores de profundidade da Moho encontrados por Zalán et al. (2011). O limite crustal, segundo Cainelli & Moriak (1999) é representado pela linha tracejada. Estão representadas também as isolinhas batimétricas referentes às profundidades 200, 1000 e 3000 m. A região hachurada representa a área que não foi analisada durante o trabalho.

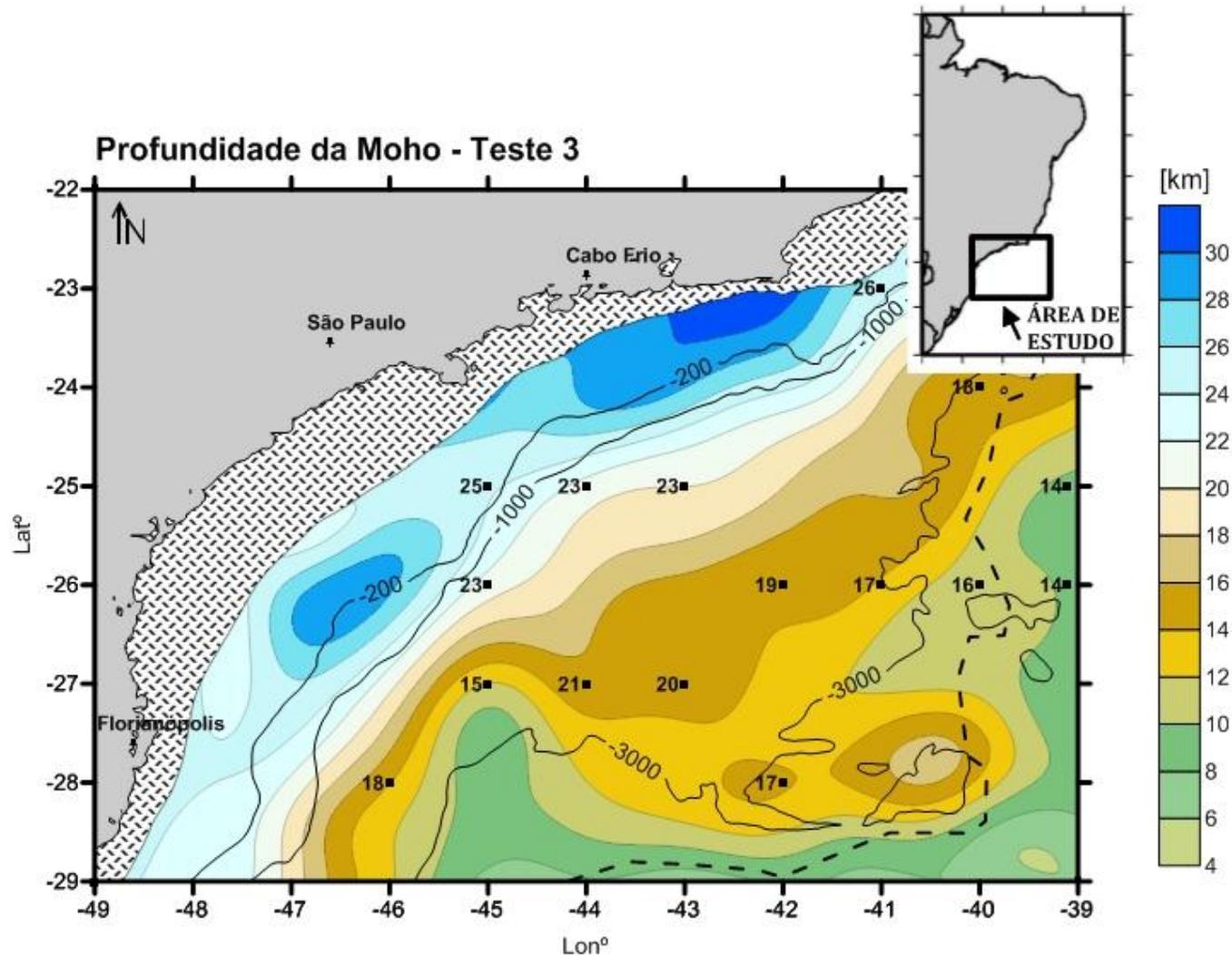


Figura 44: Profundidade da Moho obtida a partir da inversão do campo gravimétrico para o teste 3 (ver tabela 4). Os valores marcados em preto são valores de profundidade da Moho encontrados por Zalán et al. (2011). O limite crustal, segundo Cainelli & Moriak (1999) é representado pela linha tracejada. Estão representadas também as isolinhas batimétricas referentes às profundidades 200, 1000 e 3000 m. A região hachurada representa a área que não foi analisada durante o trabalho.

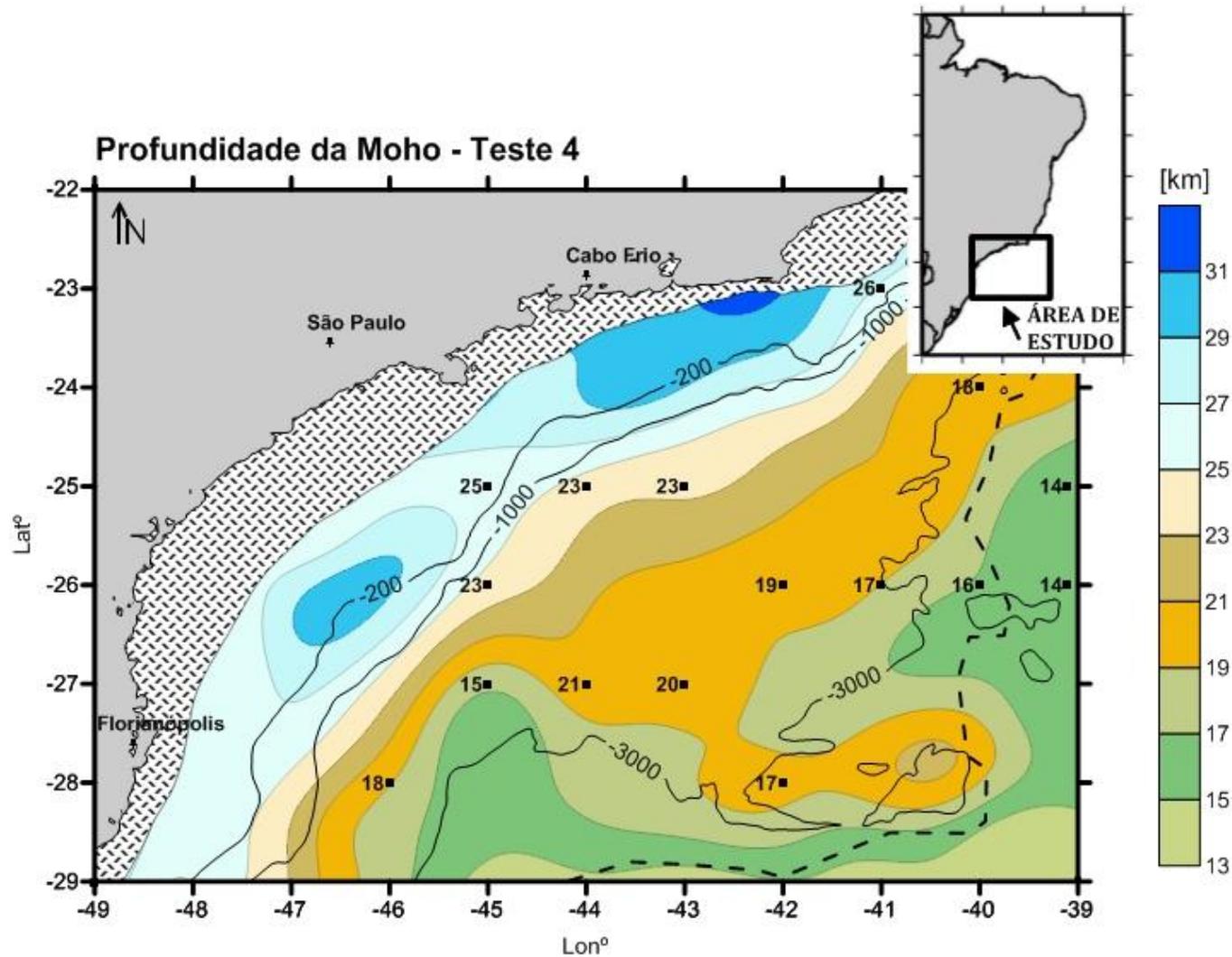


Figura 45: Profundidade da Moho obtida a partir da inversão do campo gravimétrico para o teste 4 (ver tabela 4). Os valores marcados em preto são valores de profundidade da Moho encontrados por Zalán et al. (2011). O limite crustal, segundo Cainelli & Moriak (1999) é representado pela linha tracejada. Estão representadas também as isolinhas batimétricas referentes às profundidades 200, 1000 e 3000 m. A região hachurada representa a área que não foi analisada durante o trabalho.

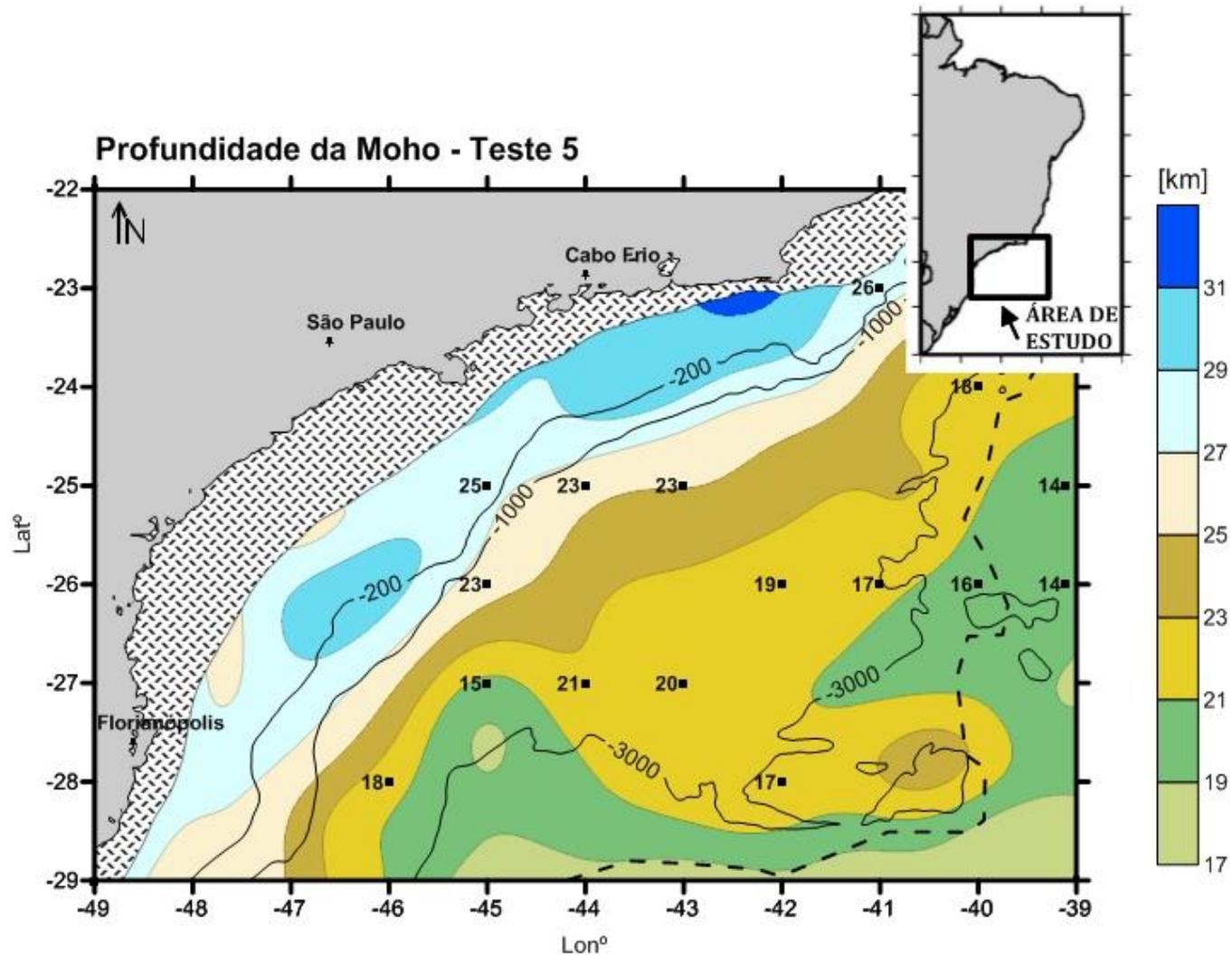


Figura 46: Profundidade da Moho obtida a partir da inversão do campo gravimétrico para o teste 5 (ver tabela 4). Os valores marcados em preto são valores de profundidade da Moho encontrados por Zalán et al. (2011). O limite crustal, segundo Cainelli & Moriak (1999) é representado pela linha tracejada. Estão representadas também As isolinhas batimétricas referentes às profundidades 200, 1000 e 3000 m. A região hachurada representa a área que não foi analisada durante o trabalho.

A figura 47 mostra a profundidade da Moho obtida para o teste de melhor resultado, com algumas estruturas marcadas em evidência, que serão discutidas a seguir.

Analisando o mapa, pode-se ver duas estruturas em formato de língua. A primeira, dentro do contorno destacado em vermelho, pode representar uma crosta hiperestendida. Nessa área, segundo Rigoti et al. (2015), o manto superior é interpretado como alterado por hidratação, resultando em sua serpentinização. O mesmo pode estar ocorrendo na segunda estrutura, dentro do contorno destacado em roxo. Segundo os mesmos autores, a região representa uma zona de transição entre a crosta continental e a oceânica, podendo ser uma crosta proto-oceânica gabrótica ou até mesmo manto serpentinizado.

Trabalhos como o de Gomes et al. (2009), Kumar et al. (2012) e Mohriak (2014) discutem sobre a ocorrência de um manto exumado na Bacia de Santos. Segundo os autores, a exumação acontece como resposta a uma fraqueza na crosta e ocorre na área de transição entre a crosta oceânica e a continental.

Valores provenientes de interpretação de dados sísmicos de refração na região onde os resultados apresentaram uma crosta mais fina seriam de grande valia para refinar o modelo. No entanto, tais dados não estão disponíveis, e as seções sísmicas disponibilizadas para o presente estudo não são apropriadas para a interpretação da Moho. Os únicos valores de profundidade disponíveis para o trabalho, provenientes de Zalán et al. (2011), foram utilizados. Os resultados mostraram-se satisfatórios, com um erro RMS considerado baixo, no valor de 0,94 km.

7.1.2 Cálculo da Profundidade do Embasamento

O embasamento é a superfície abaixo da camada sedimentar. Com os dados de batimetria e espessura dos sedimentos, já é possível obter uma idéia de sua profundidade. No entanto, os dados de espessura sedimentar utilizados nesse trabalho, representam a profundidade do embasamento acústico, ou seja, o refletor observável mais profundo nos perfis de sísmica de reflexão. Sendo assim, o embasamento acústico pode não representar a base dos sedimentos (Braitenberg et al., 2006).

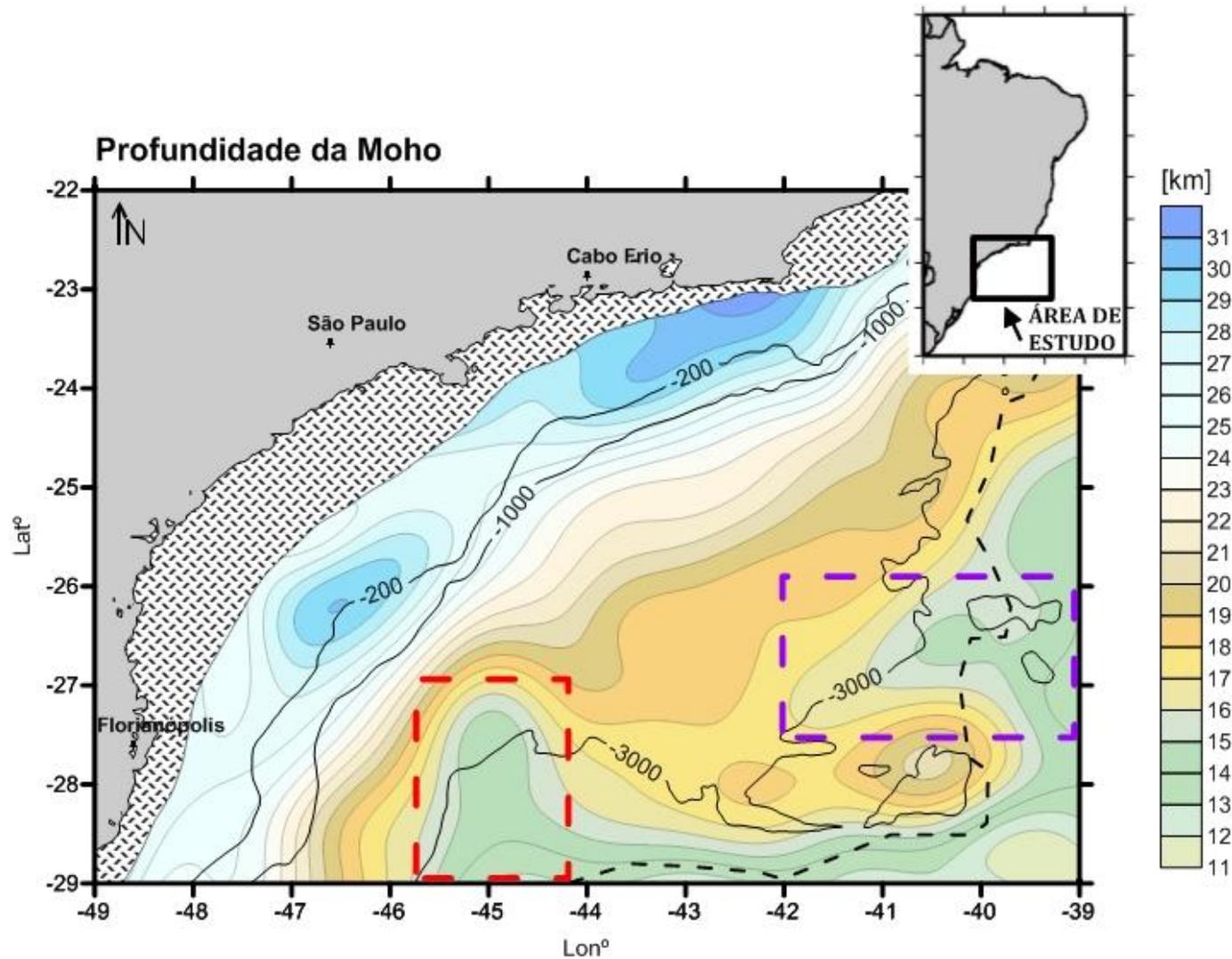


Figura 47 : Profundidade da Moho final. As áreas demarcadas em roxo em vermelho evidenciam estruturas discutidas no texto. O limite crustal, segundo Cainelli & Moriak (1999) é representado pela linha tracejada. Estão representadas também as isolinhas batimétricas referentes às profundidades 200, 1000 e 3000 m. A região hachurada representa a área que não foi analisada durante o trabalho.

A metodologia proposta nesse trabalho resultou em valores de profundidade do embasamento que representa efetivamente a base dos sedimentos. A fim de comparação, a figura 48 mostra a profundidade do embasamento acústico de acordo com os dados utilizados nesse trabalho, representando a somatória da batimetria (GEBCO) com a espessura sedimentar (NGDC). Já a figura 49, representa o embasamento encontrado nesse trabalho com a identificação de possíveis feições geológicas.

Comparando os dois mapas (figura 48 e figura 49), algumas diferenças são evidentes: pode-se observar que o embasamento calculado possui diversas feições de menor comprimento de onda, diferentemente do embasamento acústico, que possui uma topografia mais suave. A segunda diferença notável é a profundidade. O embasamento obtido durante esse trabalho é um pouco mais profundo em relação ao embasamento acústico, com diferenças que não excedem 500 m.

Analisando as estruturas do embasamento (figura 49), podem-se ver duas séries de cadeias montanhosas. A primeira (AV) pode estar associada à cadeia vulcânica Avedis, discutida em trabalhos anteriores como Demercian (1996), Meisling et al. (2001) e Mohriak et al. (2002), e definida como antigas cordilheiras de terreno elevado que durante o período Aptiano e períodos posteriores, sofreram atividade vulcânica, mobilizando os evaporitos e cobrindo-os com depósitos vulcanoclásticos. A segunda (JC) compreende os montes submarinos Jean Charcot (Alves, 1999; Mohriak et al., op cit).

Outra estrutura em evidência é a Dorsal de São Paulo (DSP). Segundo Dias (2008), esta dorsal é uma feição vulcânica de relevo irregular, em parte aflorando sobre o assoalho oceânico e em parte coberta por sedimentos. Seu alinhamento, junto com o alto de Florianópolis, proporcionou as condições de desenvolvimento da vasta bacia evaporítica do Atlântico Sul, barrando a circulação do oceano Atlântico e permitindo o depósito de mais de 2000 m de sal durante o Aptiano inferior (Garcia et al., 2012). Observando o mapa da profundidade do embasamento acústico, pode-se ver uma estrutura semelhante, porém menos definida e com um relevo mais suave.

Um alto do embasamento, chamado de alto externo, é mostrado em trabalhos como Gamboa et al. (2008) e Rigoti et al. (2015) nos arredores das coordenadas 27 S e 42,5 W. Nessa mesma área também é possível observar um alto do embasamento nos resultados obtidos durante esse trabalho, representado na figura 49 como (AE). Valores de profundidade do embasamento nesse ponto e nos demais pontos da Bacia de Santos

não são disponíveis publicamente e por isso, não puderam ser comparados. Também não é possível estimar com precisão a profundidade do embasamento a partir da interpretação das linhas sísmicas disponibilizadas para o trabalho, devido à baixa resolução do sinal sísmico abaixo da camada de sal.

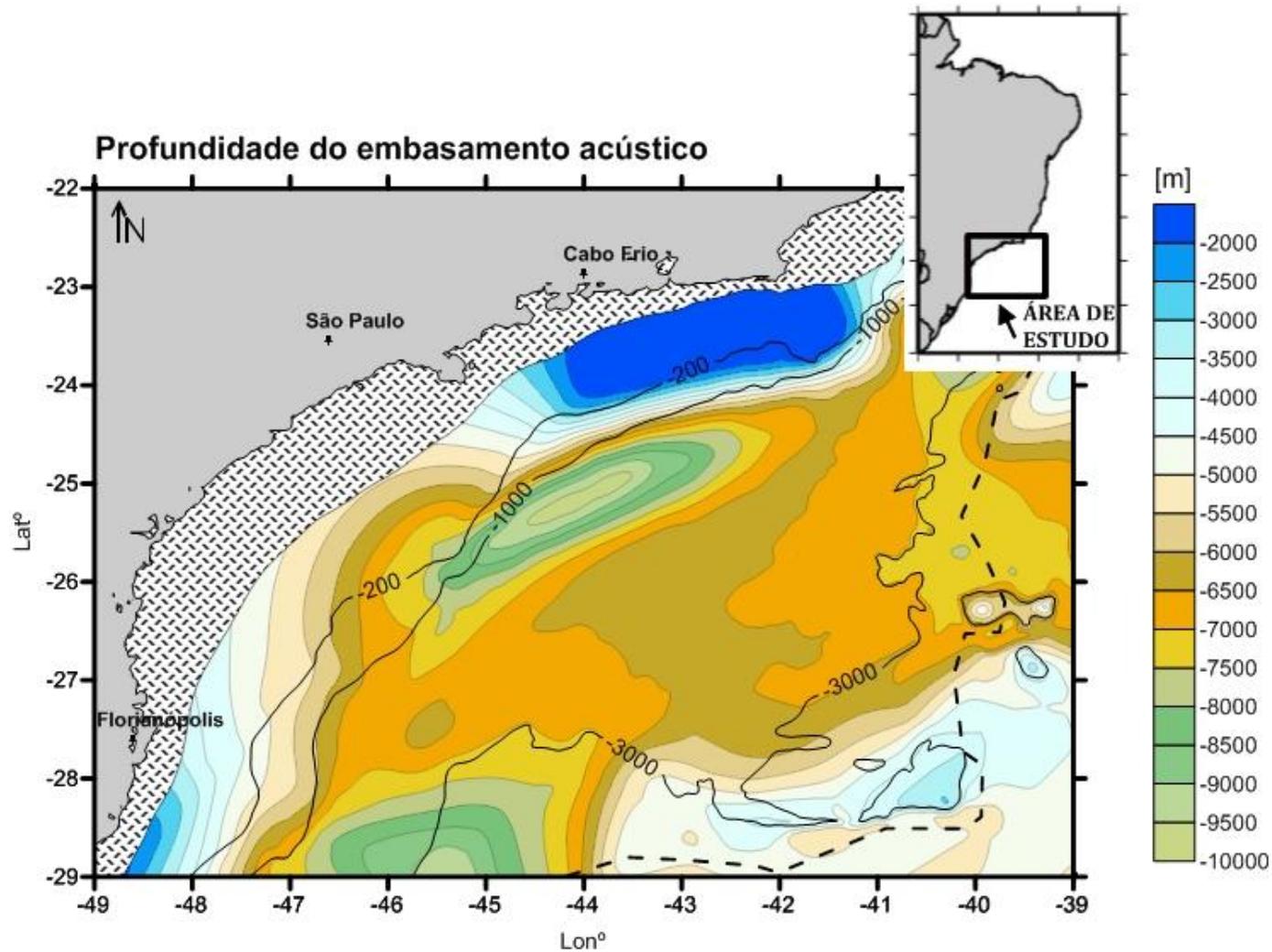


Figura 48: Profundidade do embasamento acústico. O limite crustal, segundo Cainelli & Moriak (1999) é representado pela linha tracejada. Estão representadas também as isolinhas batimétricas referentes às profundidades 200, 1000 e 3000 m. A região hachurada representa a área que não foi analisada durante o trabalho.

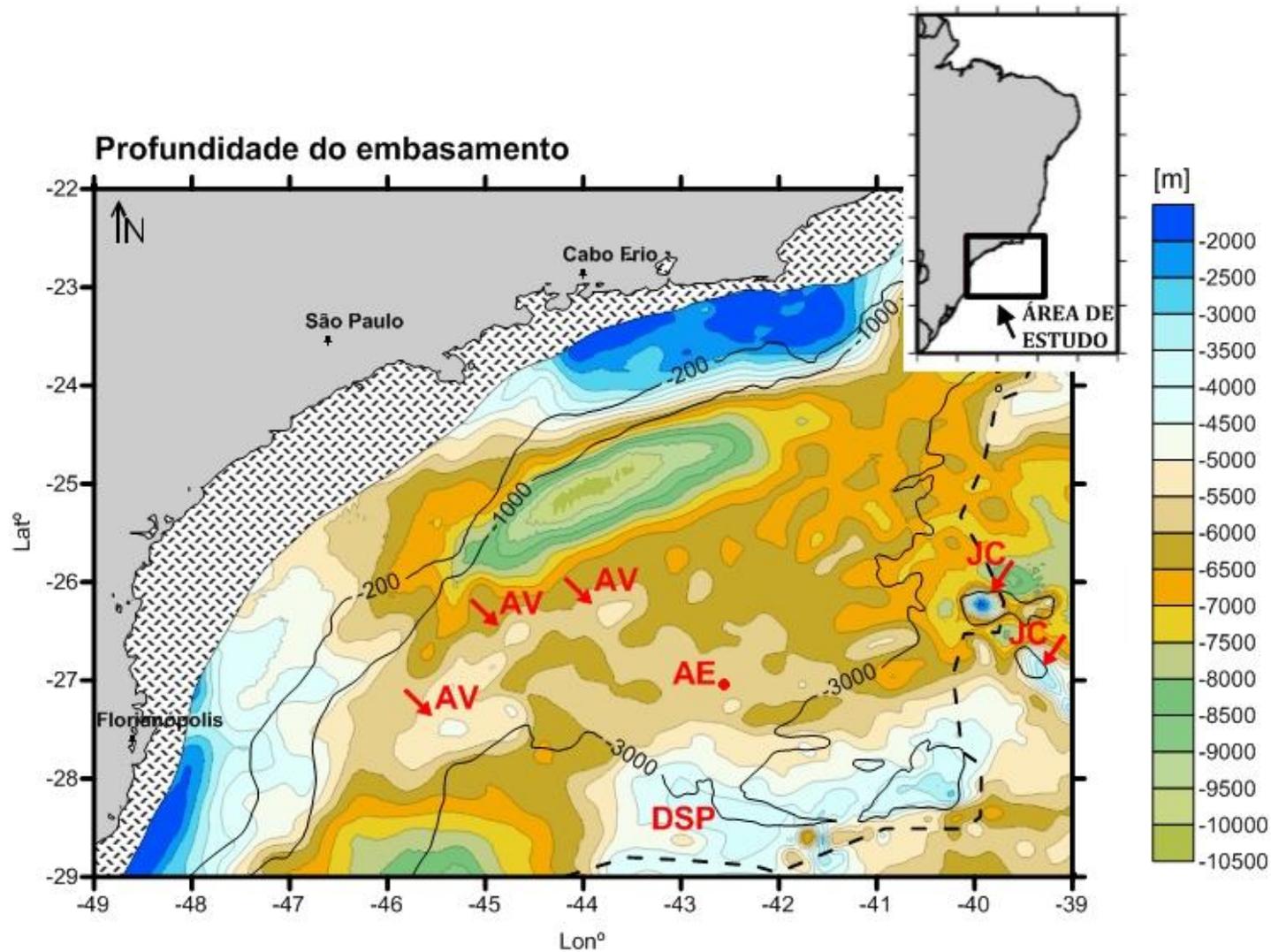


Figura 49: Profundidade do embasamento calculado, sendo AV - Cadeia Vulcânica Avedis, AE - Alto do embasamento, DSP - Dorsal de São Paulo e JC - Montes submarinos Jean Charcot. O limite crustal, segundo Cainelli & Moriak (1999) é representado pela linha tracejada. Estão representadas também as isolinhas batimétricas referentes às profundidades 200, 1000 e 3000 m. A região hachurada representa a área que não foi analisada durante o trabalho.

7.2 ETAPA 2 - Modelagem Direta

Nessa etapa do trabalho, as interfaces obtidas na etapa 1 foram utilizadas para criar um modelo simples de três camadas (sedimentos, crosta e manto) e anomalia gravimétrica residual foi calculada. Os três perfis utilizados para a modelagem direta, condizem com a localização de três linhas sísmicas, destacadas na figura 11. A interpretação destas linhas está no apêndice B.

O objetivo geral desse trabalho é modelar a camada de sal a partir da inversão da anomalia gravimétrica residual, independente da interpretação dos dados de sísmica de reflexão 2D. Esses dados, como mencionado anteriormente, são usados apenas para validar o modelo. Sendo assim, a anomalia residual foi utilizada como dado de entrada para um novo modelo direto, onde foi considerado apenas o pacote de sal (interpretado da sísmica) em contraste com os sedimentos.

Para a elaboração do modelo direto, os horizontes sísmicos foram convertidos em profundidade utilizando a metodologia descrita em Vincentelli, (2008). As velocidades utilizadas foram 1500 m/s, 2500 m/s e 4000 m/s para o fundo do mar, sedimentos e sal, respectivamente. Para amarrar a velocidade do sal, foram consideradas as informações contidas no poço 1-SPS-0010. De todos os poços disponíveis para a área de estudo, esse era o único que poço que atingia o topo do sal e estava próximo a uma linha sísmica. Pode-se ver o poço nas figuras 50 e 52, juntamente com a marcação da Formação Ariri (FA), que representa o topo da camada de sal e é constituída de espessos pacotes de halita, associada a anidrita, calcilutito e folhelhos depositados em ambiente marinho restrito, com a formação de planícies de sabkha (Souza, 2009). A perfuração do poço atingiu 3953 m e mostra a FA em 3870 m.

Finos pacotes de anidrita, dolomita e folhelho, aparecem depositados antes do início do pacote de halita (figura 50). Por possuírem uma densidade maior em relação à halita, em média 2,98 g/cm³ para a anidrita (Jackson & Talbot, 1986), 2,6 g/cm³ para o folhelho e 2,7 g/cm³ para a dolomita (Dobrin & Savit, 1988), um pacote de 100 m foi adicionado no topo do sal para esse ponto, com uma densidade média de 2,85 g/cm³. Isso, entretanto, não trouxe mudanças para os resultados.

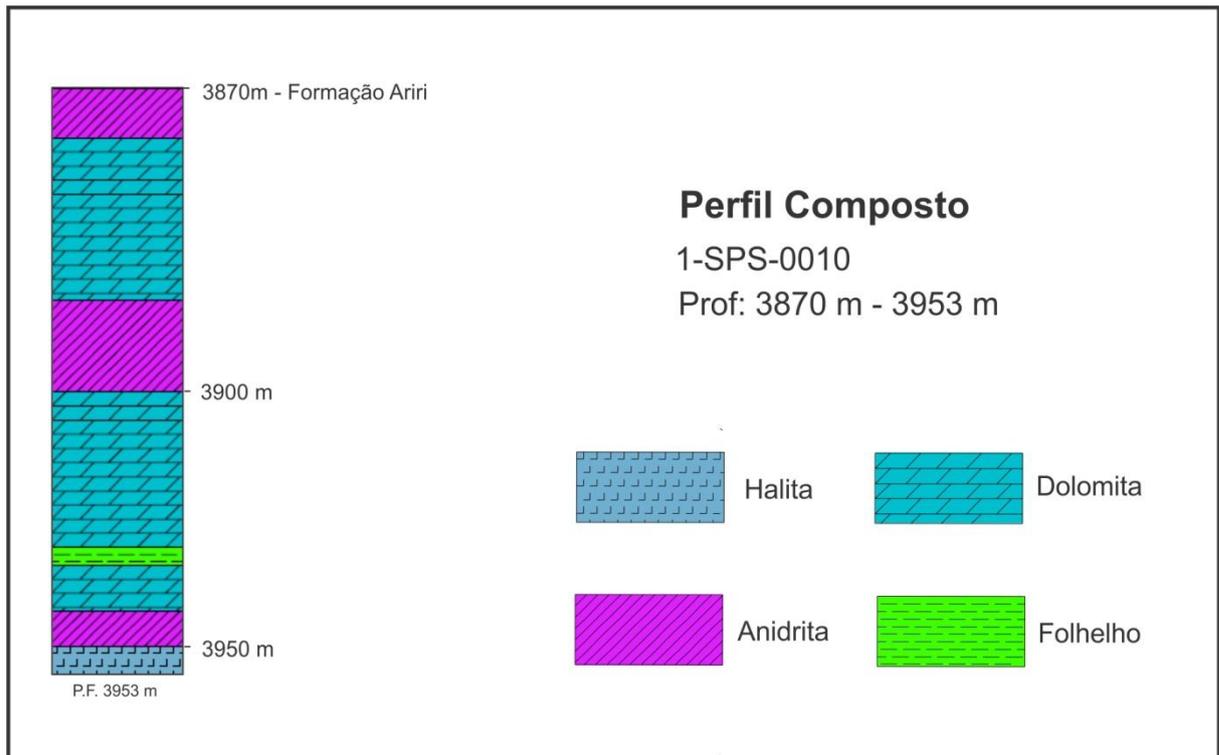


Figura 50: Representação do poço 1-SPS-0010 para as profundidades entre 3870 m e 3953 m.

Os modelos diretos para o pacote de sal calculados a partir da anomalia residual são mostrados nas figuras 51, 52 e 53.

Na figura 51, referente ao perfil A, pode-se ver um bom ajuste de curvas com um erro RMS de 1,949 mGal. No entanto, para alcançar esse ajuste, um pacote adicional ao sal foi interpretado no modelo, denominado cunha clástica, composto principalmente por siliciclásticos (Macedo, 1990). Além disso, pode-se ver em tons de rosa mais claro pequenos pacotes definidos como "S.E.", representando possíveis camadas de sal estratificado.

De acordo com Gamboa et al. (2008), o sal estratificado consiste em camadas intercaladas de sal como a halita, anidrita e sais complexos, depositados em águas rasas dentro de mini bacias (*mini basins*). Mesmo com a possível presença de sais mais densos, como a anidrita e sais complexos, no pacote de sal estratificado, foi utilizada a densidade média da halita, $2,17 \text{ g/cm}^3$. Isso pode ser justificado por dois argumentos: primeiro, o bom ajuste das anomalias observada e calculada, e, segundo, devido ao método gravimétrico não conseguir discernir esse tipo de estratificação horizontal quando presente dentro de um pacote sedimentar maior.

As figuras 52 e 53, referentes aos perfis B e C, respectivamente, mostram um bom ajuste das anomalias observada e calculada, com erro RMS de 1,402 mGal (perfil B) e 2,441 mGal (perfil C). Nos dois perfis foram interpretados pacotes de sal estratificado.

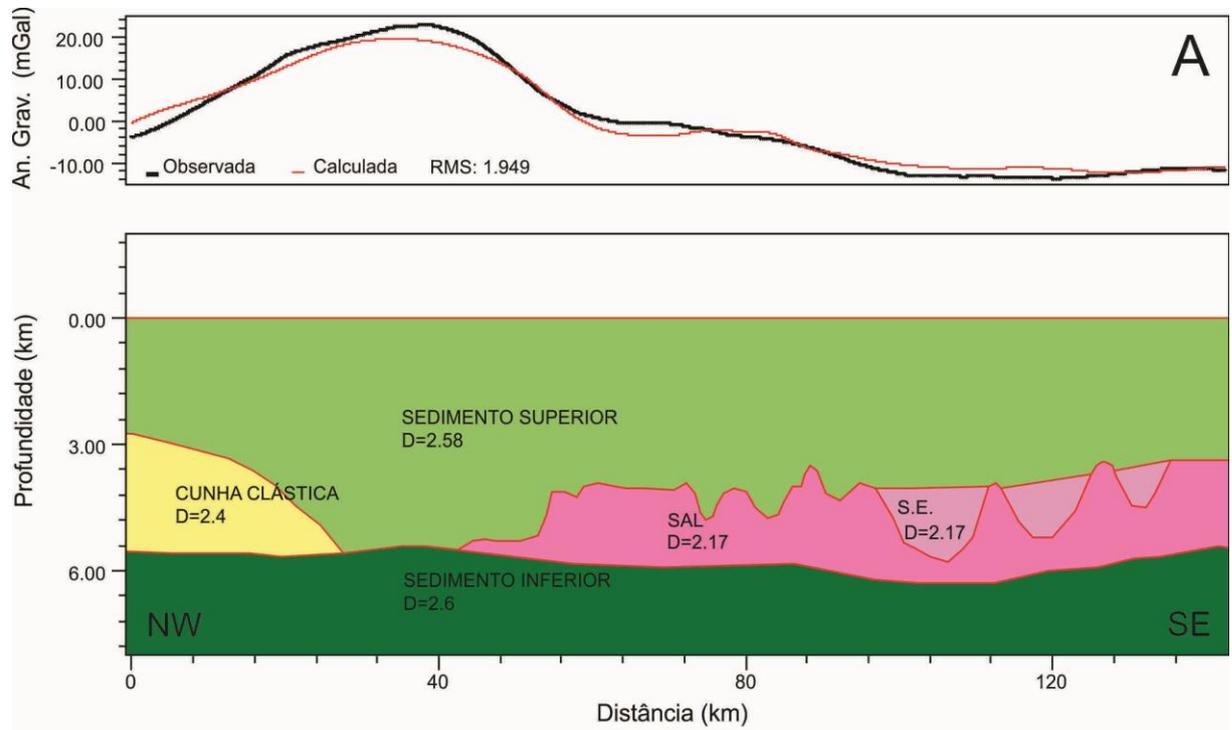


Figura 51: Modelo direto do pacote de sal calculado a partir da anomalia gravimétrica residual.

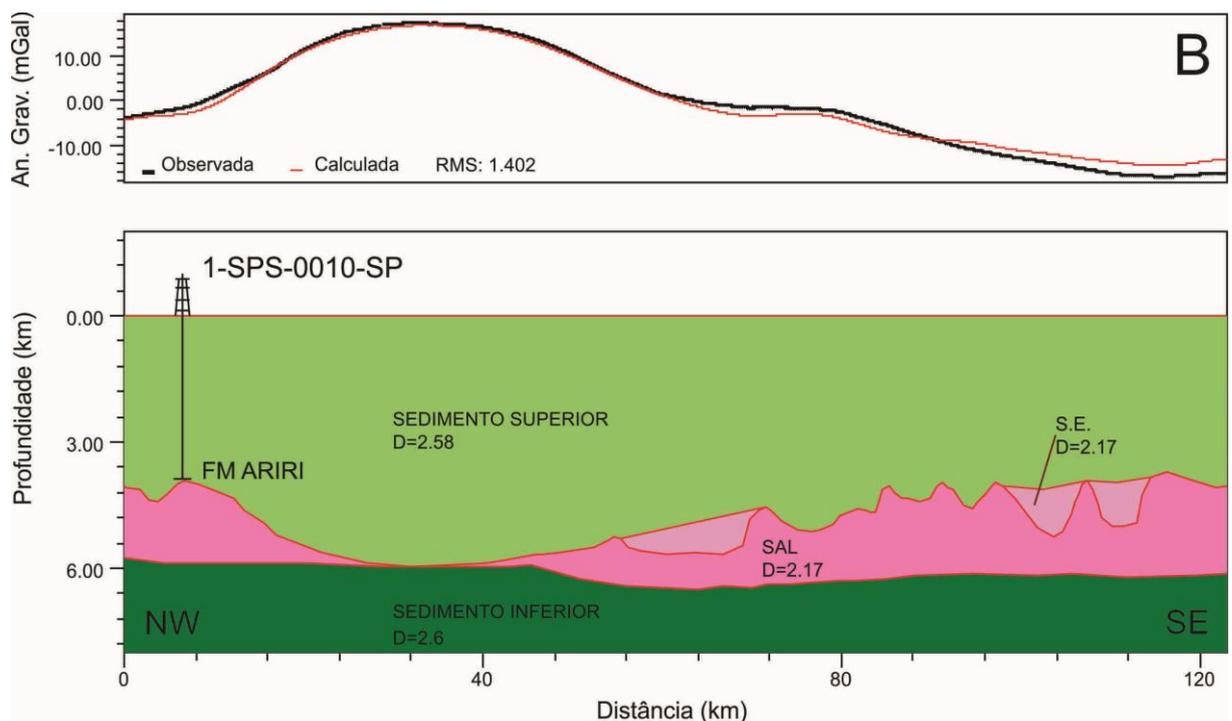


Figura 52: Modelo direto do pacote de sal calculado a partir da anomalia gravimétrica residual.

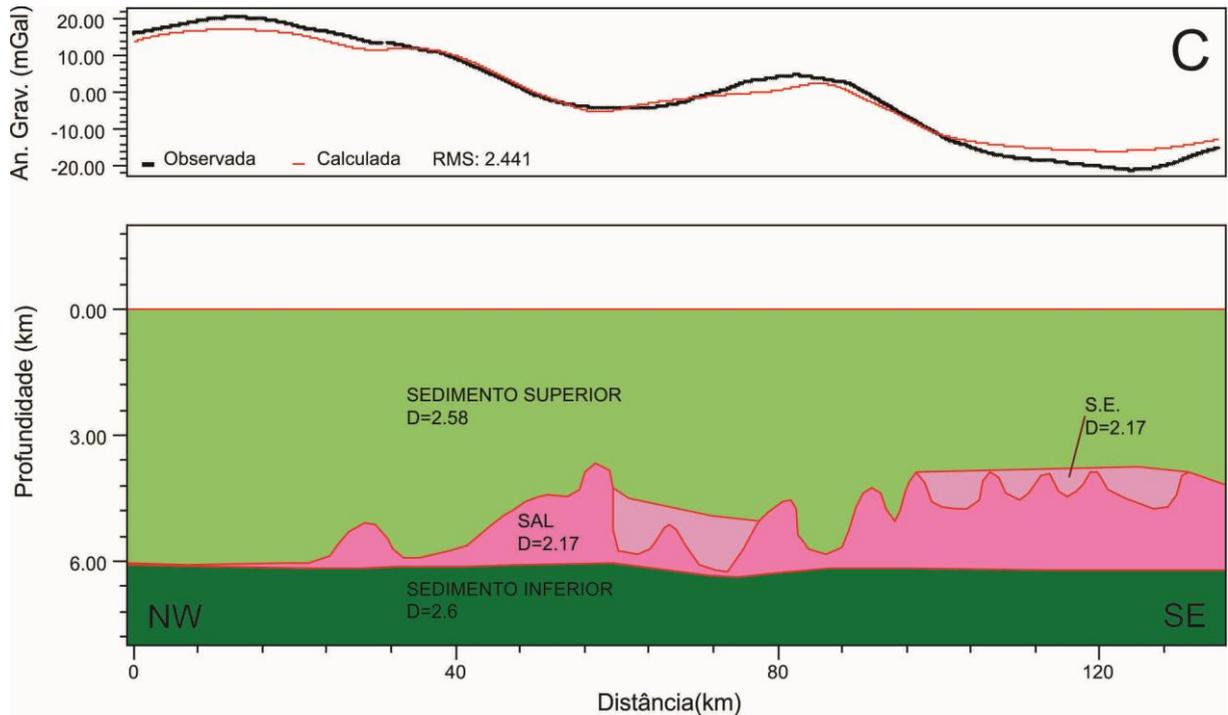


Figura 53: Modelo direto do pacote de sal calculado a partir da anomalia gravimétrica residual.

O bom ajuste das anomalias mostra que, conforme o postulado, o pacote de sal, único pacote não interpretado no modelo simples de três camadas, pode estar associado à anomalia residual. Com o pacote de sal interpretado e as camadas de sedimento, crosta e manto definidas, um modelo completo foi elaborado utilizando a anomalia total observada. O resultado é apresentado nas figuras 54, 55 e 56.

Tendo em vista que a camada sedimentar da região é composta principalmente por arenitos, folhelhos e carbonatos (Mio, 2005), cujas densidades médias são 2,37 g/cm³, 2,6 g/cm³ e 2,65 g/cm³ (Dobrin & Savit, 1988), foi utilizada uma densidade de 2,58 g/cm³ para a camada de sedimento superior. Esse valor foi escolhido por meio de tentativa e erro, variando desde 2,4 g/cm³ até 2,6 g/cm³ de modo que o RMS entre as anomalias observada e calculada diminuísse. Para a camada de sedimento inferior, que possui uma litologia semelhante, foi utilizada uma densidade um pouco maior, de 2,6 g/cm³, considerado a compactação com a profundidade e consequente aumento na densidade.

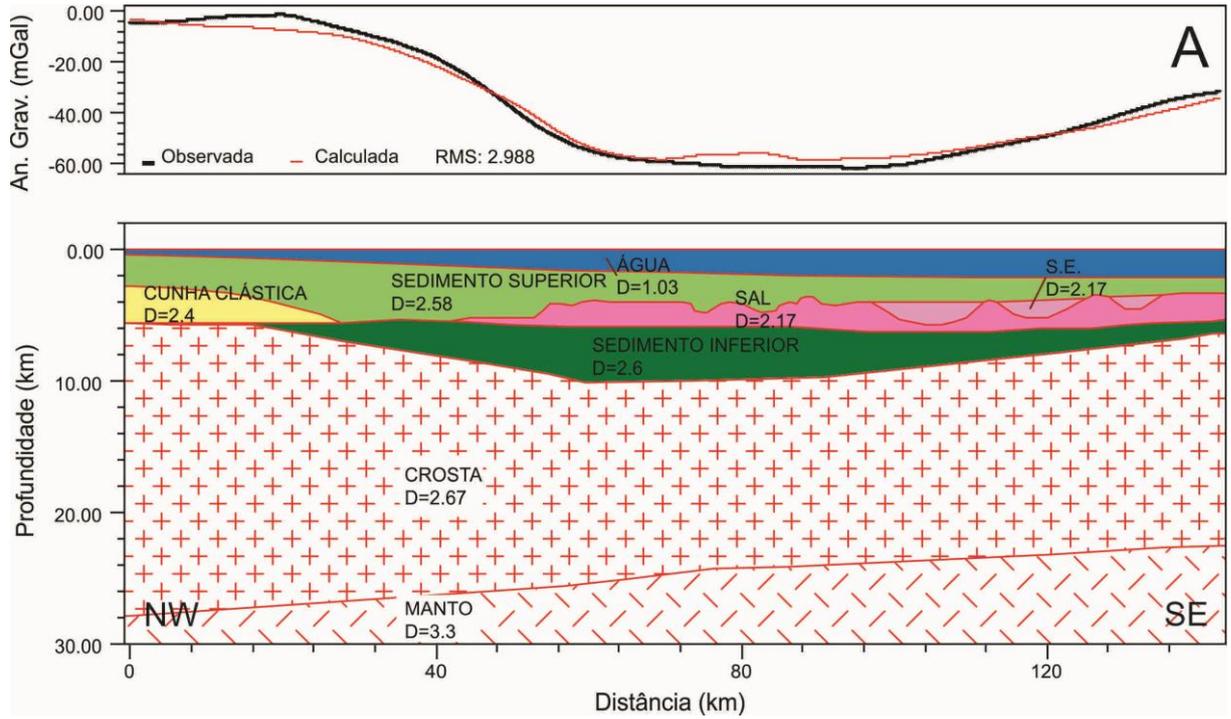


Figura 54: Modelo direto completo com todos os pacotes interpretados durante o trabalho.

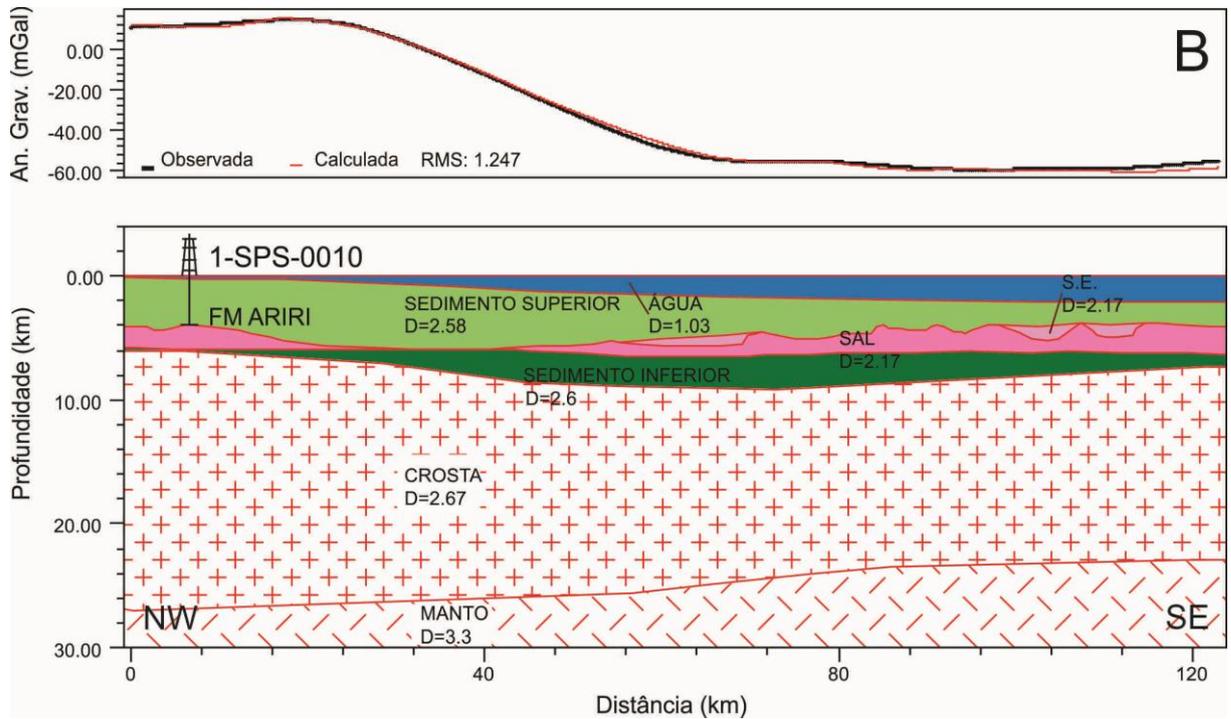


Figura 55: Modelo direto completo com todos os pacotes interpretados durante o trabalho.

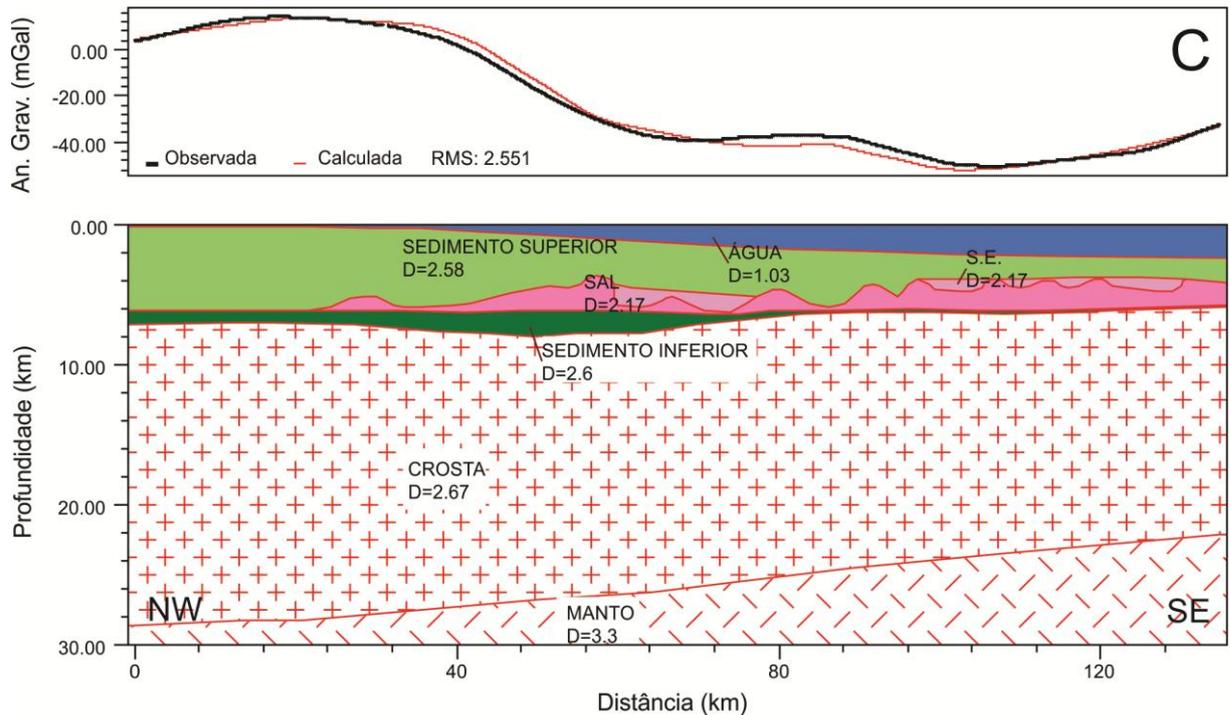


Figura 56: Modelo direto completo com todos os pacotes interpretados durante o trabalho.

7.3 ETAPA 3 - Inversão da Anomalia Residual

Um problema inverso geofísico geralmente pode ser considerado um problema mal posto. Isso significa principalmente uma solução instável e sem unicidade. Uma solução instável é aquela que apresenta alta variabilidade dos parâmetros perante pequenas variações nos dados. A falta de unicidade é caracterizada pela existência de vários conjuntos de parâmetros que produzem os mesmos dados preditos (Junior & Uieda, 2011).

A regularização é comumente adotada para problemas inversos em geofísica para contornar os problemas de instabilidade e de falta de unicidade. O parâmetro de regularização (μ) controla a estabilidade da solução e a escolha do seu valor é importante. Valores altos de (μ) favorecem o desajuste dos dados e valores muito baixos de μ tornam a solução instável (Silva & Barbosa, 2006). Um valor ótimo para (μ) é o menor valor positivo que ainda forneça uma solução estável.

Para a escolha dos parâmetros de regularização, apresentados na tabela 4, os dados foram contaminados com uma série de valores de ruído gaussiano pseudo-aleatório com média 0 e desvio padrão de 0,1 mGal. O dado contaminado para cada série

de valores de ruído pseudo-aleatório foi invertido para valores de μ entre 0,05 e 1. Para cada valor de (μ) foi calculado o desvio padrão entre os parâmetros obtidos para cada célula. Considerou-se como estável aquela que apresenta um desvio padrão menor que 0,1 mGal, que é encontrado para os valores de $\mu = 0,2$ (perfil A), $\mu = 0,25$ (perfil B) e $\mu = 0,4$ (perfil C).

Os outros dois parâmetros (congelamento e tolerância), foram também estudados para o processo de inversão. Após diversos testes, a tolerância foi mantida em 0.01, que corresponde a uma variação de 1% ou menos entre a solução e o contraste de densidade alvo. O parâmetro de congelamento (f) foi estabelecido como 500 para os três perfis. Esse parâmetro é o valor atribuído ao peso para "congelar" a solução em um certo intervalo, e para isso, precisa ser suficientemente grande. Se, durante a inversão, as últimas iterações apresentarem valores aproximadamente constantes e com valores de contraste de densidade máximo maiores que o contraste de densidade alvo, significa que o valor de f não é grande suficiente para "congelar" a solução e, segundo Barbosa & Silva (2007), deve ser aumentado em múltiplos de 5 ou 10. Durante a inversão, o valor de contraste máximo de densidade convergiu para o contraste de densidade alvo para $f=500$ nos três perfis.

A definição do elemento geométrico foi feita apenas com uma informação *a priori*, a profundidade média da camada de sal para a região da Bacia de Santos. Como mostrado no item 6.2.1, uma solução para delimitar os corpos procurados seria a partir da análise do gradiente da anomalia gravimétrica. Para o exemplo citado, o corpo foi perfeitamente delimitado a partir desse gradiente, no entanto, deve-se notar que tratava-se de um corpo único e de geometria simplificada. Para o modelo com dados, isso não acontece. A maior dificuldade de delimitar os corpos de sal a partir do gradiente da anomalia se refere ao sal não estar geograficamente limitado à extensão dos perfis invertidos.

Como pode-se ver nas figuras 54, 55 e 56, os corpos não são limitados dentro dos perfis, e é provável que se estendam por quilômetros adentro da bacia. Por essa razão, não foi possível delimitar os corpos de sal a partir do gradiente da anomalia e o elemento geométrico definido ao longo de todo o perfil foi a melhor opção encontrada. Uma possível solução para esse problema seria estender os perfis. Essa solução é simples, porém a limitação se dá em relação a extensão das linhas sísmicas disponíveis,

que deveriam ter a mesma dimensão do perfil, para que então os resultados pudessem ser validados.

Para comparar os valores obtidos por inversão do campo gravimétrico residual e as estruturas de sal interpretadas da sísmica, as figuras 57, 59 e 60 mostram essas duas informações em conjunto. Durante esse trabalho, será adotada a nomenclatura de "sal sísmico" para as estruturas sal interpretadas a partir da sísmica e ajustadas durante a modelagem direta, e "sal gravimétrico" para as estruturas de sal obtidas por inversão da anomalia gravimétrica residual, sem uso de qualquer informação sísmica.

Analisando as figuras 57, 59 e 60, pode-se ver grande semelhança entre o contorno do sal sísmico e do sal gravimétrico. No perfil A (figura 57), os limites do sal gravimétrico estão próximos do sal sísmico. Pode-se ver, no entanto, um corpo de sal no início do perfil que não foi definido pela sísmica. O método inverso utilizado busca encontrar os parâmetros nos arredores dos elementos geométricos com o contraste de densidade definido pelo intérprete, no caso, $-0,42 \text{ g/cm}^3$. Como apenas uma linha foi definida como elemento geométrico, o método encontrou corpos com esse contraste de densidade naquela região, no entanto, não há sinal da presença de corpos sal nessa posição do perfil pelos dados sísmicos.

Durante a inversão, é possível delimitar a partir de diferentes elementos geométricos, corpos com contrastes de densidades distintos. Como o objetivo do trabalho era tentar delimitar as estruturas de sal apenas com a anomalia gravimétrica residual, sem informações *a priori* que provessessem da sísmica, isso não foi realizado. Os resultados indicam que nessa região há a presença de um corpo anômalo e de contraste de densidade negativa. Pela interpretação realizada, este corpo corresponde ao contraste entre a cunha clástica e os sedimentos, como pode ser visto na figura 54.

Em uma situação como essa, onde pode não haver informação sísmica, cabe ao intérprete utilizar o conhecimento geológico para definir se o corpo modelado é ou não o que se está buscando, ou fazer uso do corpo encontrado no modelo inverso para criar um novo modelo direto, como é mostrado na figura 58. É possível observar que a anomalia gravimétrica sobre o corpo no início do perfil não é ajustada quando utiliza-se a densidade do sal, indicando que ali existe um corpo de contraste de densidade negativa, porém, provavelmente não correspondendo a um corpo de sal.

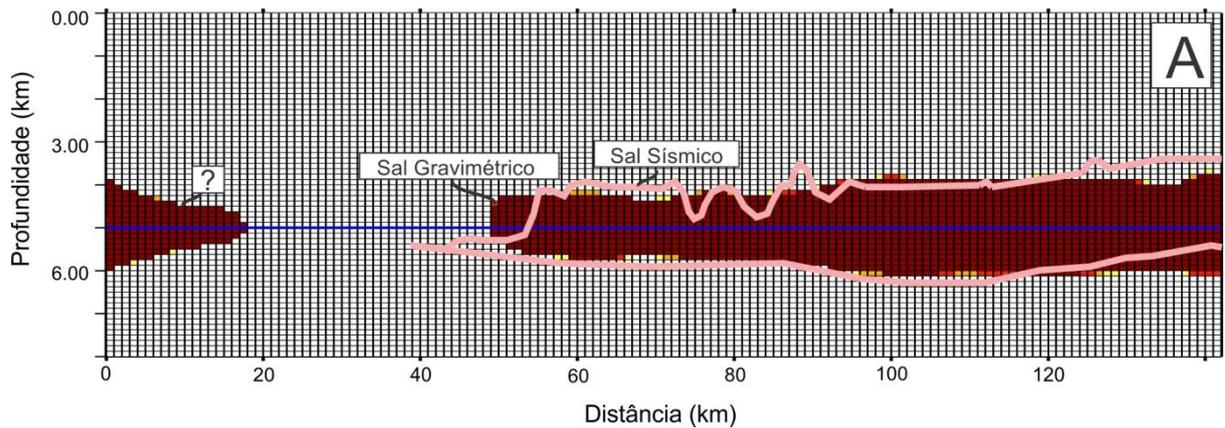


Figura 57: Perfil A - Comparação entre o modelo inverso, obtido apenas com dados gravimétricos (blocos) e o modelo direto, obtido a partir de interpretação sísmica (linhas).

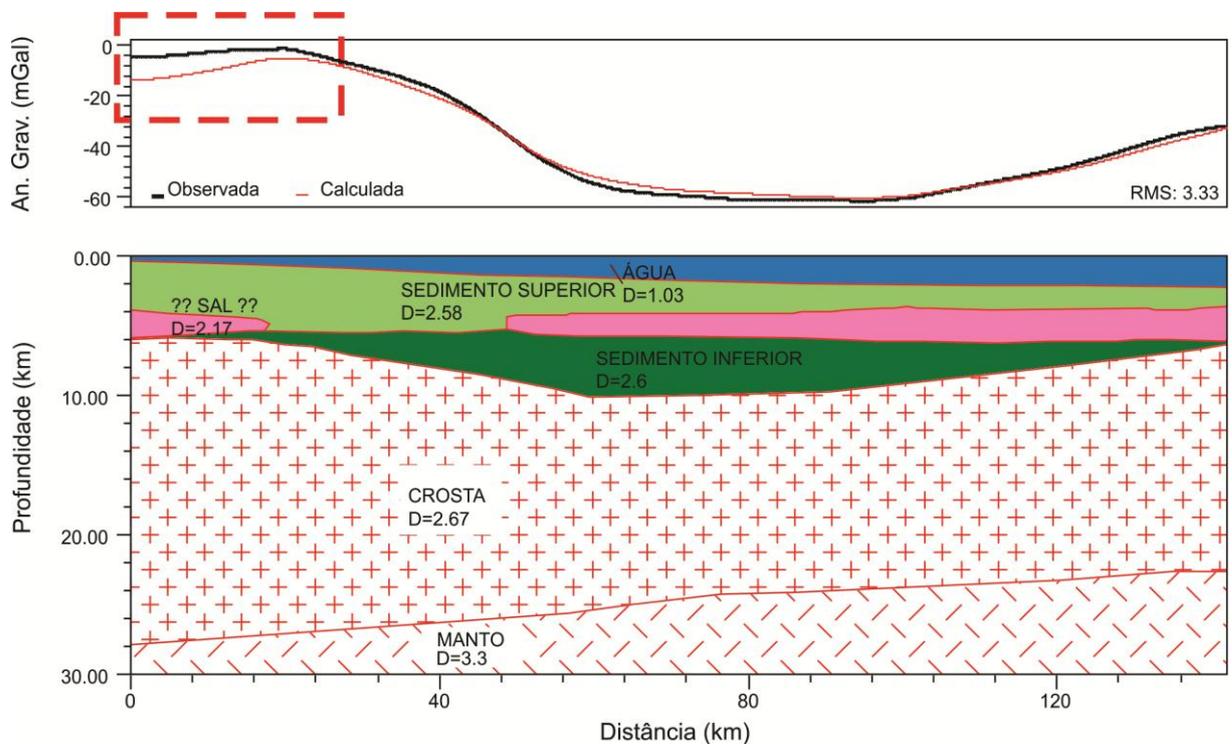


Figura 58: Modelo direto completo com o pacote de sal obtido a partir da anomalia gravimétrica residual. O retângulo em vermelho destaca o desajuste das anomalias gravimétricas observada e calculada quando se admite que a estrutura de sal causa a anomalia da extremidade esquerda do perfil.

No perfil B, pode-se ver no início do perfil uma grande semelhança entre as estruturas de sal modeladas pela gravimetria e pela sísmica. O segundo corpo, apesar de estar definido praticamente entre as mesmas posições, é mais espesso quando definido pela sísmica.

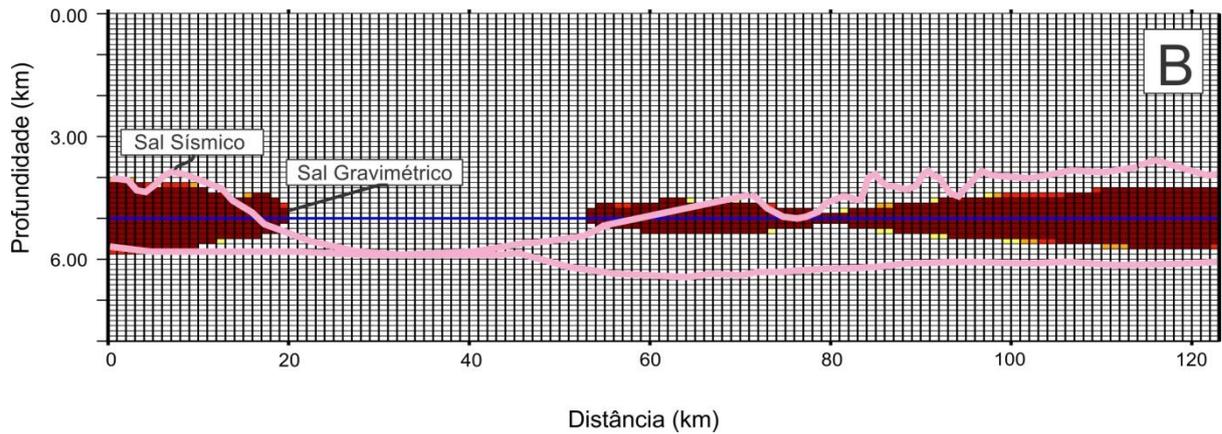


Figura 59: Perfil B - Comparação entre o modelo inverso, obtido apenas com dados gravimétricos (blocos) e o modelo direto, obtido a partir de interpretação sísmica (linhas).

No perfil C, o sal gravimétrico apresenta duas grandes concentrações de massa, que condizem bem com o sal sísmico. No início do perfil, de um pequeno corpo é delimitado, para ajustar a tendência observada na anomalia gravimétrica, mas sem interpretação geofísica.

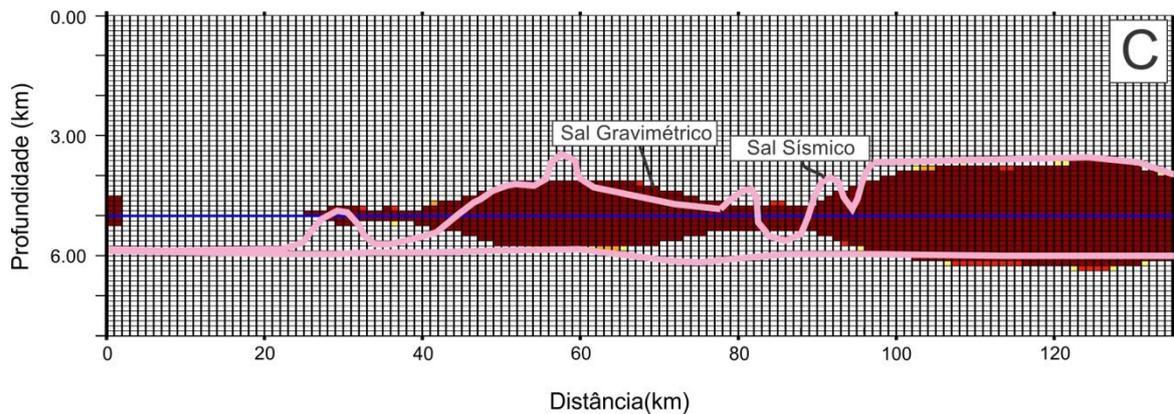


Figura 60: Perfil C - Comparação entre o modelo inverso, obtido apenas com dados gravimétricos (blocos) e o modelo direto, obtido a partir de interpretação sísmica (linhas).

8 CONCLUSÕES

Os resultados deste trabalho mostraram que é possível obter uma estimativa da configuração de estruturas de sal a partir de anomalias gravimétricas residuais. Para isso, um série de etapas foram realizadas, e as principais conclusões encontram-se a seguir.

A aplicação da primeira etapa da metodologia permitiu a determinação da profundidade da Moho a partir da inversão do campo gravimétrico corrigido, utilizando como vínculos os dados de Zalán et al. (2011). Os resultados obtidos mostraram-se satisfatórios, com erro RMS de aproximadamente 0,94 km. Índícios de uma crosta hiperestendida e da presença de manto exumado são apresentados nos resultados e tais evidências foram previamente discutidas por Gomes et al. (2009), Kumar et al. (2012), Mohriak (2014) e Rigoti et al. (2015).

O efeito gravimétrico da descontinuidade de Moho, juntamente com o efeito gravimétrico do pacote sedimentar, foi subtraído da anomalia gravimétrica observada, e o campo residual, referente ao embasamento, foi invertido. O embasamento encontrado apresentou feições que parecem estar em concordância com trabalhos pretéritos encontrados na literatura, como a cadeia vulcânica Avedis (Demercian, 1996; Meisling et al., 2001; Mohriak et al., op cit), os montes submarinos Jean Charcot (Alves, 1999; Mohriak et al., 2002), a Dorsal de São Paulo (Dias, 2008; Garcia et al., 2012) e um alto do embasamento (Gamboa et al., 2008; Rigoti et al., 2015).

A Moho e o embasamento assim determinados foram utilizados para a elaboração do modelo direto. O objetivo nessa etapa foi criar um modelo simples com apenas as camadas de sedimento acima do embasamento, crosta e manto. A anomalia gravimétrica referente a este modelo foi subtraída da anomalia gravimétrica observada, calculando-se assim, a anomalia residual. Admite-se que esta anomalia residual seja associada principalmente às estruturas de sal presentes na região.

A anomalia residual foi invertida a partir do método de Silva & Barbosa (2006) levando em consideração duas informações *a priori*, a profundidade média da camada de sal para a região da Bacia de Santos e o contraste de densidade médio entre o sal e os sedimentos. Este valor, uma vez encontrado, pode ser aplicado para trabalhos futuros na Bacia de Santos, dispensando a necessidade de uma nova modelagem direta dependente de interpretação sísmica.

A modelagem direta em conjunto a interpretação sísmica permitiu postular a presença de sal estratificado nos perfis estudados. Essa informação pode ser valiosa, visto que apenas com a sísmica, tais pacotes podem ser interpretados como outros tipos de sedimentos.

Os resultados da inversão da anomalia residual se mostraram satisfatórios, apresentando grande semelhança entre as estruturas de sal obtidas pelo método gravimétrico e as estruturas obtidas pela sísmica. A semelhança é maior em regiões distais, onde há predominância de corpos em formatos de muralhas de sal. Nas regiões proximais, menores estruturas de sal em formatos diápiricos, bem como um grande aporte de sedimentos clásticos e a quebra da plataforma continental, tornam o sinal complexo e de difícil análise, e estruturas errôneas de sal podem ser indicadas pelo modelo inverso. Para contornar esse problema, um modelo direto completo contemplando o manto, a crosta, os sedimentos e o sal gravimétrico deve ser elaborado. Um ajuste de curvas satisfatório na região proximal pode confirmar a presença de estruturas de sal. Caso contrário, pode indicar a existência de outro corpo com densidade anômala e contraste negativo, como uma cunha clástica, por exemplo.

Levando em consideração todos os resultados apresentados nesse trabalho, é possível afirmar que o método pode ser aplicado para a identificação de estruturas de sal tanto para iniciar uma pesquisa, quando em lugares onde os dados sísmicos são escassos. Partindo desse princípio e para concluir a afirmação, um novo perfil foi escolhido e as estruturas de sal foram estimadas seguindo as seguintes recomendações do método: i) utilizando a Moho e o embasamento encontrados a partir da metodologia proposta por Braitenberg et al. (2006) para criar um modelo direto de três camadas, sendo elas sedimentos, crosta e manto; ii) calculando a anomalia residual do modelo e iii) invertendo a anomalia seguindo o método de Silva & Barbosa (2006), utilizando uma reta como elemento geométrico na profundidade de 5 km, contraste densidade alvo de $-0,42 \text{ g/cm}^3$ e trabalhando com um *shift* na anomalia de modo que a mesma fique inteiramente negativa.

Seguindo essas orientações, novos resultados foram obtidos para um perfil teste, mostrados na figura 61. A localização do perfil, a modelagem direta e os valores utilizados na inversão encontram-se no apêndice C.

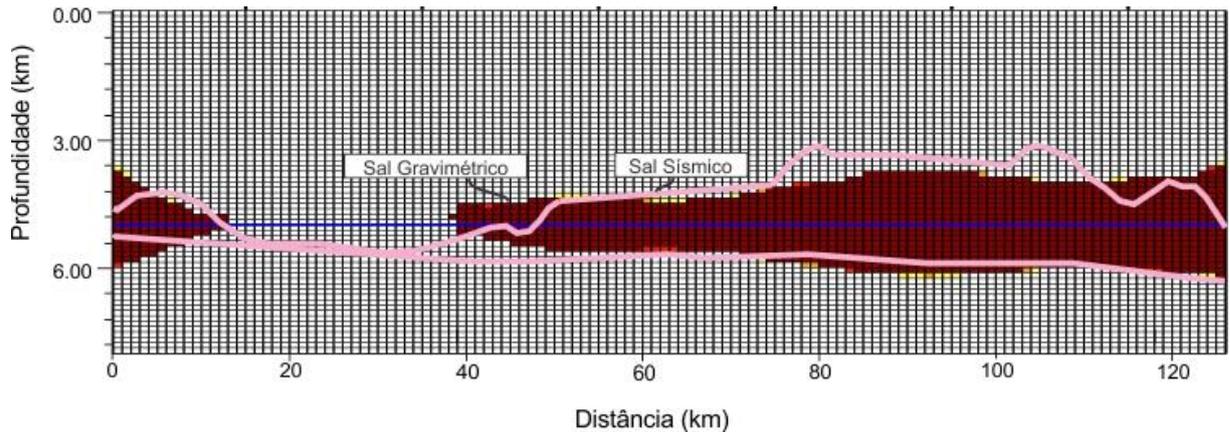


Figura 61: Resultados obtidos para o perfil teste, seguindo o procedimento padrão descrito acima. A figura mostra a comparação entre o modelo inverso, obtido apenas com dados gravimétricos (blocos) e o modelo direto, obtido a partir de interpretação sísmica (linhas).

O resultado foi considerado satisfatório e mostra uma grande semelhança entre o sal sísmico e o sal gravimétrico. Isso mostra que metodologia pode ser aplicada futuramente para sugerir possíveis localizações de pacotes de sal, incluindo camadas de sal estratificado, a partir de dados gravimétricos, facilitando e diminuindo custos de explorações petrolíferas. Por se tratar de um método rápido e com custo reduzido, pode favorecer valiosas informações para o planejamento de aquisição sísmica e para a interpretação de dados geofísicos em regiões *offshore* que apresentam estruturas propícias ao acúmulo de gás e hidrocarbonetos.

9 REFERÊNCIAS

ALVES, R. A. Estudo sismoestratigráfico da Bacia do Brasil. 1999. PhD Thesis. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha)-UFF, 127p.

ALMEIDA, Fernando Flávio Marques; CARNEIRO, Celso Dal Ré. Origem e evolução da Serra do Mar. *Brazilian Journal of Geology*, 1998, 28.2: 135-150.

BARBOSA, Valeria C.; SILVA, João B. Interactive 2D magnetic inversion: A tool for aiding forward modeling and testing geologic hypotheses. *Geophysics*, 2006, 71.5: L43-L50.

BASSIN, C. The current limits of resolution for surface wave tomography in North America. *Eos Trans. AGU*, 2000.

BENGALY, Alessandro Paes. Modelagem Geométrica e Termal Tridimensional de Corpos Salíferos em Bacias Sedimentares. 2003. PhD Thesis. UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO.

BLAKELY, Richard J. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press, 1995.

BRAITENBERG, Carla; ZADRO, Maria. Iterative 3D gravity inversion with integration of seismologic data. *Boll. Geof. Teor. Appl*, 1999, 40.3: 4.

BRAITENBERG, Carla; WIENECKE, Susann; WANG, Yong. Basement structures from satellite-derived gravity field: South China Sea ridge. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2006, 111.B5.

BRAITENBERG, Carla, et al., Joint gravity and isostatic analysis for basement studies—a novel tool. In: *EGM 2007 International Workshop*. 2007.

CAINELLI, César; MOHRIAK, Webster U. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental margin. *Episodes-News magazine of the International Union of Geological Sciences*, 1999, 22.3: 206-216.

CHANG, Hung Kiang, et al., Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, 1992. 213.1: 97-138.

CONSTANTINO, Renata. Utilização de dados gravimétricos derivados de altimetria martinha por satélite e geofísica marinha no estudo de estruturas do embasamento na região da Bacia de Santos. 2012. Dissertação (Mestrado em Geofísica), Universidade de São Paulo, 83p.

CONSTANTINO, Renata; MOLINA, Eder Cassola. Basement Structure of the Santos Basin from Gravity Data. In: Gravity, Geoid and Height Systems. Springer International Publishing, 2014. p. 319-328.

DEMERCIAN, S.; SZATMARI, P.; COBBOLD, P. R. Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos basins, offshore Brazil. *Tectonophysics*, 1993, 228.3: 393-433.

DEMERCIAN, Luís Santiago; SZATMARI, Peter. Thin-Skinned Gravitational Transfer Zone in the Southern Part of Santos Basin. In: 6th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. 1999.

DEMERCIAN, L. S. A halocinese na evolução do Sul da Bacia de Santos do Aptiano ao Cretáceo Superior. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil, 1996.

DIAS, J. L. Estratigrafia e sedimentação dos evaporitos neo-aptianos na margem leste brasileira. *Sal-Geologia e Tectônica: Exemplos nas Bacias Brasileiras*. Rio de Janeiro, Petrobras/Beca Edições Ltda, 2008, 220-229.

DIVINS, D. L. Total sediment thickness of the world's oceans & marginal seas, NOAA National Geophysical Data Center, Boulder, CO. 2003.

DOBRIN, Milton Burnett; SAVIT, C. H. *Introduction to Geophysical Prospecting*. 1976. Calgary, Canada.

DOBRIN, Milton Burnett; SAVIT, Carl H. *Introduction to geophysical prospecting*. 1988.

DORMAN, LeRoy M.; LEWIS, Brian TR. Experimental isostasy: 1. Theory of the determination of the Earth's isostatic response to a concentrated load. *Journal of Geophysical Research*, 1970, 75.17: 3357-3365.

EDWARDS, M. Data announcement 88-MGG-02: Digital relief of the surface of the earth. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center, Boulder, CO, USA, 1988.

FOWLER, Christine Mary Rutherford. The solid earth: an introduction to global geophysics. Cambridge University Press, 2005.

GAMBOA, L. A. P., et al., Evaporitos estratificados no Atlântico Sul: interpretação sísmica e controle tectono-estratigráfico na Bacia de Santos. Mohriak W., Szatmari P., Anjos SMCd (ed.) Sal: Geologia e Tectônica. São Paulo, Beca Edições, 2008, 340-359.

GARCIA, Sávio Francis de Melo, et al., Análise de volumes de sal em restauração estrutural: um exemplo na bacia de Santos. Revista Brasileira de Geociências, 2012. 42.2: 433-450.

GUILLEN, A.; MENICHETTI, V. Gravity and magnetic inversion with minimization of a specific functional. Geophysics, 1984, 49.8: 1354-1360.

GRANT, Fraser S.; WEST, Gordon Fox. Interpretation theory in applied geophysics. McGraw-Hill Book, 1965.

GOMES, Paulo Otávio, et al., The outer high of the Santos Basin, Southern Sao Paulo Plateau, Brazil: pre-salt exploration outbreak, paleogeographic setting, and evolution of the syn-rift structures. <http://www.searchanddiscovery.net/documents/2009/10193gomes/index.htm>. Acessado em, 2009, 11.20: 2011.

HASUI, Yociteru, et al., Geologia do Brasil. Beca. 900p.(Livro). URL: http://www.editorabeca.com.br/novosite/documents/livro_detalhe.asp, 2012.

HUBBERT, M. King. A line-integral method of computing the gravimetric effects of two-dimensional masses. Geophysics, 1948, 13.2: 215-225.

JACKSON, MPA t; TALBOT, C. J. External shapes, strain rates, and dynamics of salt structures. Geological Society of America Bulletin, 1986, 97.3: 305-323.

JINNO, Koji; DE SOUZA, Jairo Marcondes. Brazilian undersea features: A Gazetteer of geographical names. In: 6th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. 1999.

JUNIOR, Vanderlei Coelho de Oliveira; UIEDA, Leonardo. TÓPICOS DE INVERSÃO EM GEOFÍSICA. 2011.

KUMAR, Naresh; GAMBOA, L. A. P. Evolution of the Sao Paulo Plateau (southeastern Brazilian margin) and implications for the early history of the South Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, 1979, 90.3: 281-293.

KUMAR, Naresh, et al., From oceanic crust to exhumed mantle: a 40 year (1970–2010) perspective on the nature of crust under the Santos Basin, SE Brazil. *Geological Society, London, Special Publications*, 2013, 369.1: 147-165.

LIMA, João Victor; MOHRIAK, Webster. *Análise Regional Geofísica e Geologica das Estruturas Profundas na Bacia de Santos*. 2013.

LOWRIE, William. *Fundamentals of geophysics*. Cambridge university press, 2007.

MACEDO, J. M. *Evolução estrutural da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes*. 1987. Dissertação (Mestrado em Geologia) Universidade Federal de Ouro Preto, 173p.

MACEDO, J. M. *Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro, PETROBRAS, 1990, 361-376.

MEISLING, Kristian E.; COBBOLD, Peter R.; MOUNT, Van S. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG bulletin*, 2001, 85.11: 1903-1924.

MIO, E. *Modelagem crustal da Bacia de Santos pela integração de métodos geofísicos*. Rio Claro. 2005.. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade Estadual Paulista, 94p.

MOHRIAK, W. U.; JACKSON, M. P. A.; CRAMEZ, C. Salt-Tectonics Provinces Across The Continental-Oceanic Boundary In The Brazilian And West African Margins. In: 6th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. 1999.

MOHRIAK, W. U. Salt tectonics, volcanic centers, fracture zones and their relationship with the origin and evolution of the South Atlantic Ocean: geophysical evidence in the Brazilian and West African margins. In: 7th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. 2001. p. 1594.

Mohriak W.U. et al., Crustal architecture of South Atlantic volcanic margins. *Volcanic rifted margins*, 2002. 362: 159.

MOHRIAK, Webster Ueipass. Bacias sedimentares da margem continental brasileira. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, 2003, 87-165.

MOHRIAK, Webster Ueipass. Recursos energéticos associados à ativação tectônica mesozóico-cenozóica da América do Sul. *Geologia do Continente Sul-Americano-Evolução da Obra de Fernando de Almeida*, cap, 2004, 18: 293-318.

MOHRIAK, Webster; SZATMARI, Peter. Introdução às propriedades químicas e físicas dos evaporitos. Webster Mohriak, Peter Szatmari & Sylvia Couto Anjos, Sal: *Geologia e Tectônica: Exemplos das Bacias Brasileiras*. Rio de Janeiro: Beca, 2008, p19.

MOHRIAK, W. U., et al., Geological and geophysical interpretation of the Rio Grande Rise, south-eastern Brazilian margin: extensional tectonics and rifting of continental and oceanic crusts. *Petroleum Geoscience*, 2010, 16.3: 231-245.

MOHRIAK, Webster U.; SZATMARI, Peter; ANJOS, Sylvia. Salt: geology and tectonics of selected Brazilian basins in their global context. Geological Society, London, Special Publications, 2012. 363.1: 131-158.

MOHRIAK, Webster. Birth and Development of Continental Margin Basins: Analogies from the South Atlantic, North Atlantic, and the Red Sea. In 2013-2014 AAPG Foundation Distinguished Lecture, Search and Discovery Article #41502. World Wide WebAddress:
http://www.searchanddiscovery.com/documents/2014/41502mohriak/ndx_mohriak

MOLINA, E. C. O uso de dados de missões geodésicas de altimetria por satélite e gravimetria marinha para a representação dos elementos do campo de gravidade terrestre. 2010. Tese de livre docência, Departamento de Geofísica do IAG-USP, Universidade de São Paulo, 100p.

MOREIRA, J. L. P., et al., bacia de Santos. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 2007, 15.2: 531-549.

NAGY, Dezsö. The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics*, 1966, 31.2: 362-371.

PARKER, R. L. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysical Journal International*, 1972, 31.4: 447-455.

PEREIRA, M. J., et al., Estratigrafia da Bacia de Santos. Análise das seqüências, sistemas deposicionais e revisão litoestratigráfica. In: Congresso Brasileiro de Geologia. 1986. p. 65-79.

PEREIRA, M. J.; FEIJÓ, F. J. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 1994.

RIGOTI, C.A.; VALERIANO, C.M., e VIANA, A. Evolução tectônica da Bacia de Santos com ênfase na geometria crustal. 2015. in: VX Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Vitória, ES, 571-574.

RUSSO, R. M.; SPEED, e RC. Spectral analysis of gravity anomalies and the architecture of tectonic wedging, NE Venezuela and Trinidad. *Tectonics*, 1994, 13.3: 613-622.

SCLATER, John G.; CHRISTIE, P. A. F. Continental stretching: an explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin. *Journal of Geophysical Research*, 1980, 85.B7: 3711-3739.

SCHOUTEN, Hans; MCCAMY, Keith. Filtering marine magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 1972. 77.35: 7089-7099.

SILVA, João BC; BARBOSA, Valéria CF. Interactive gravity inversion. *Geophysics*, 2006, 71.1: J1-J9.

SILVA, Alessandra Mattos dos Santos. Aplicação de técnicas de modelagem direta e inversa para a caracterização gravimétrica da Bacia de Santos. 2012. Dissertação (Mestrado em Geofísica), Universidade de São Paulo, 56p.

SOUZA, Iata Anderson de. Falhas de transferência da porção norte da Bacia de Santos interpretadas a partir de dados sísmicos: sua influência na evolução e deformação da bacia. 2008. Tese (Doutorado em Geologia), Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 202p.

SMITH, W. H. F.; WESSEL, P. Gridding with continuous curvature splines in tension. *Geophysics*, 1990, 55.3: 293-305.

SUPKO, P. R.; PERCH-NIELSEN, K.; CARLSON, R. L. Introduction and explanatory notes, Leg 39, Deep Sea Drilling Project. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States, 1977, 39: 5-24.

TALWANI, Manik; WORZEL, J. Lamar; LANDISMAN, Mark. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysical Research*, 1959, 64.1: 49-59.

TALWANI, M.; HEIRZLER, J. R. Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional bodies of arbitrary shape. *Computers in the Mineral Industry*, School of Earth Sciences, Stanford University.[Links], 1964.

The GEBCO One Minute Grid, version 2.0, <http://www.gebco.net>, site acessado em 15 de julho de 2015.

TORSVIK, T. H.; ROUSSE, S. Refined reconstructions on the opening of the South Atlantic: the Aptian Salt Enigma. In: *Geophysical Research Abstracts*. 2006. p. 07828.

VINCENTELI M.G.C. Influência da tectônica caribe nas bascías oriental e nororiental da Venezuela e sua implicação para os sistemas petrolíferos. 2008. Tese (Doutorado EM GEOLOGIA), Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 173 p.

WIENECKE, Susann. A new analytical solution for the calculation of flexural rigidity. 2006. PhD Thesis. Freie Universität Berlin.

WIENECKE, S., MARIANI, P., e EBBING, J. LithoFLEX tutorial. 2008. Disponível em http://www.lithoflex.org/lithoflex/home/basics/Lithoflex_tutorial.pdf

WON, I. J.; BEVIS, Michael. Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics*, 1987, 52.2: 232-238.

ZALÁN, Pedro V., et al., An entirely new 3D-view of the crustal and mantle structure of a South Atlantic passive margin-Santos, Campos and Espírito Santo basins, Brazil. In: *Americal Association of Petroleum Geology, Annual Convention and Exhibition*. 2011.

APÊNDICE A - Resultado da Interpretação Sísmica do da Camada de Sal na Bacia de Santos

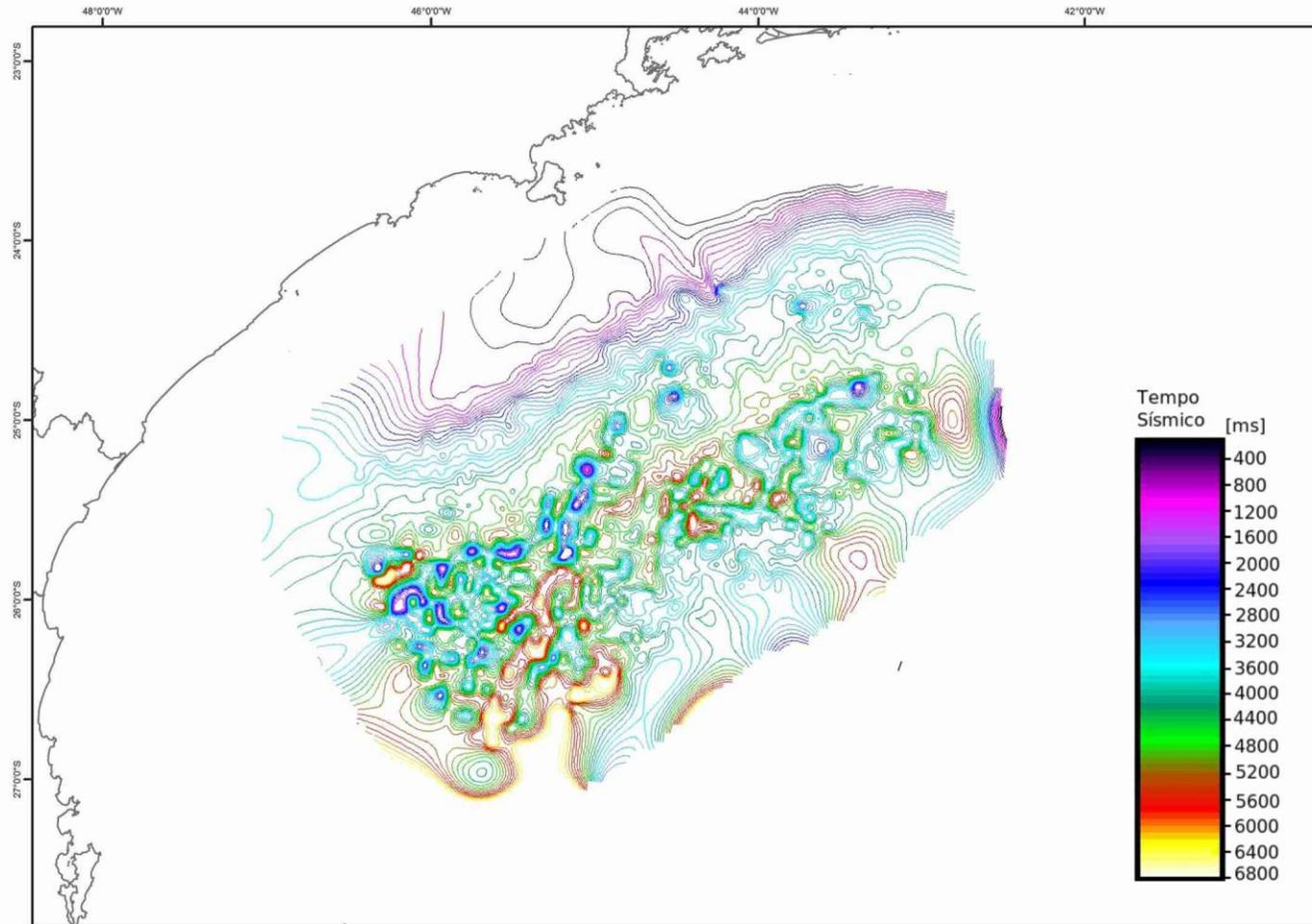


Figura A1: Topo da camada de sal em tempo sísmico resultante da interpretação das linhas sísmicas apresentadas na figura 11.

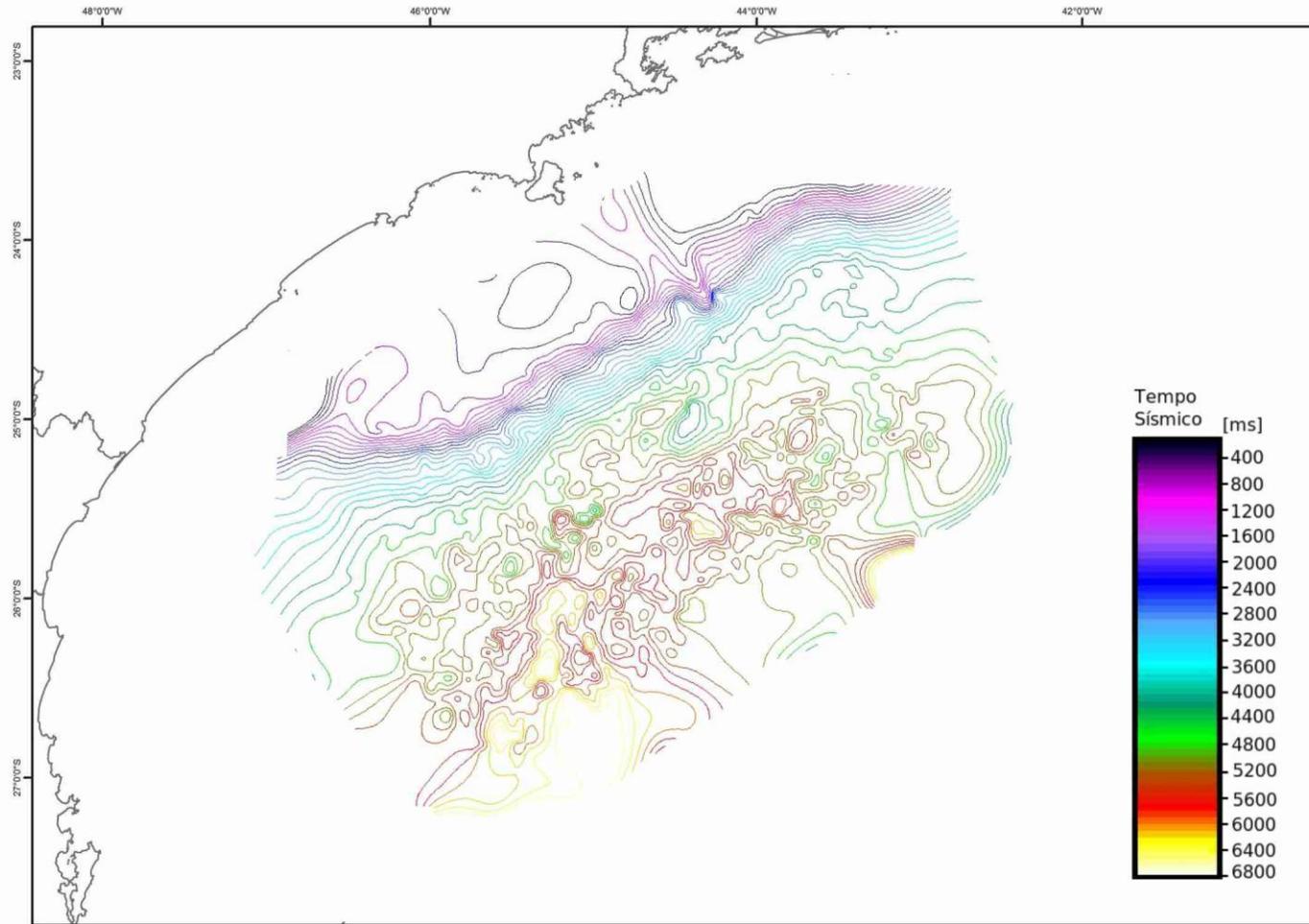


Figura A2: Base da camada de sal em tempo sísmico resultante da interpretação das linhas sísmicas apresentadas na figura 11.

APÊNDICE B - Interpretação Sísmica do Topo e da Base do Sal

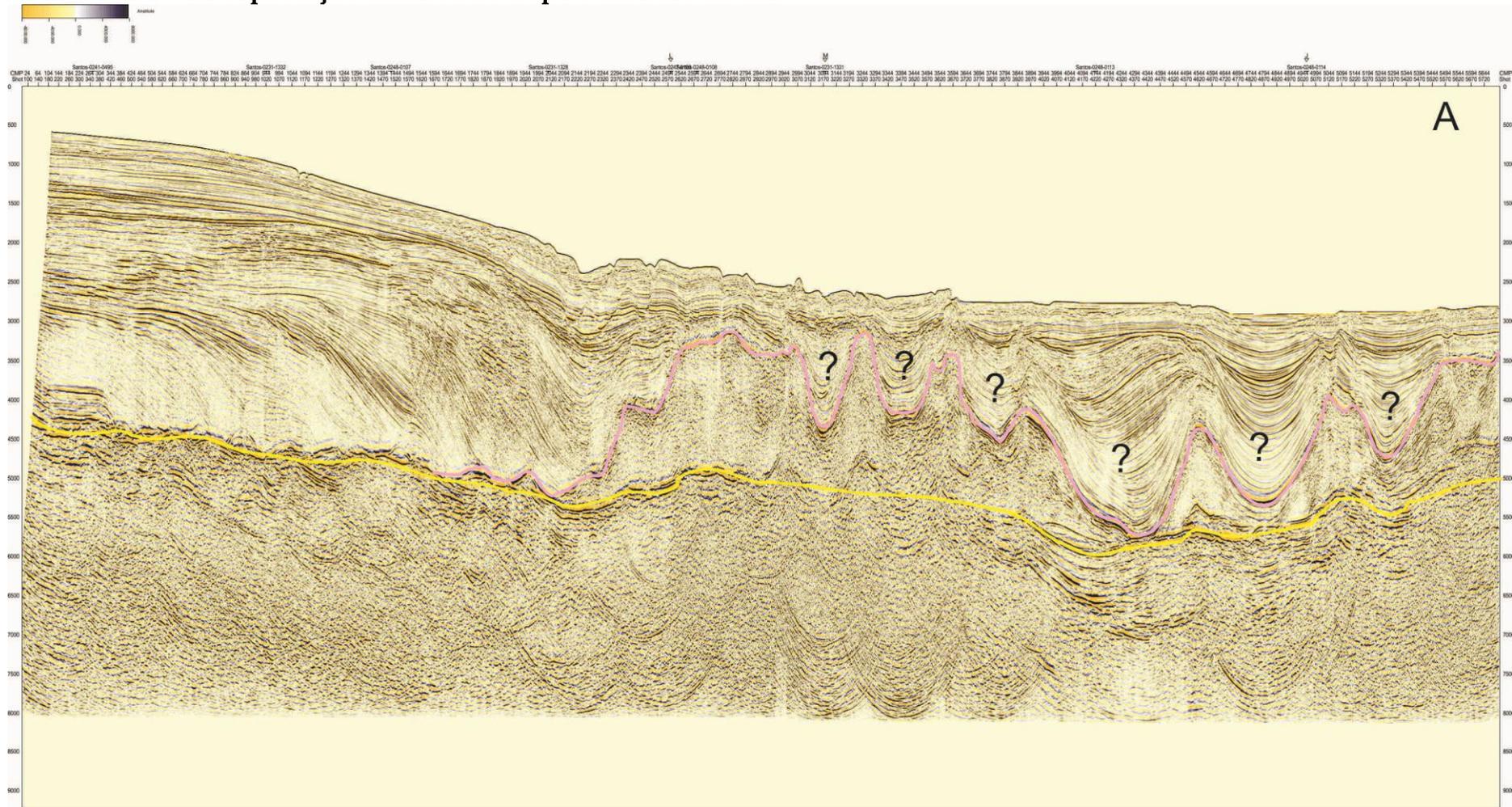


Figura B1: Interpretação do topo do sal (em rosa) e base do sal (em amarelo) para a seção sísmica correspondente ao perfil A. Os pontos de interrogação representam possíveis deposições de sal estratificado.

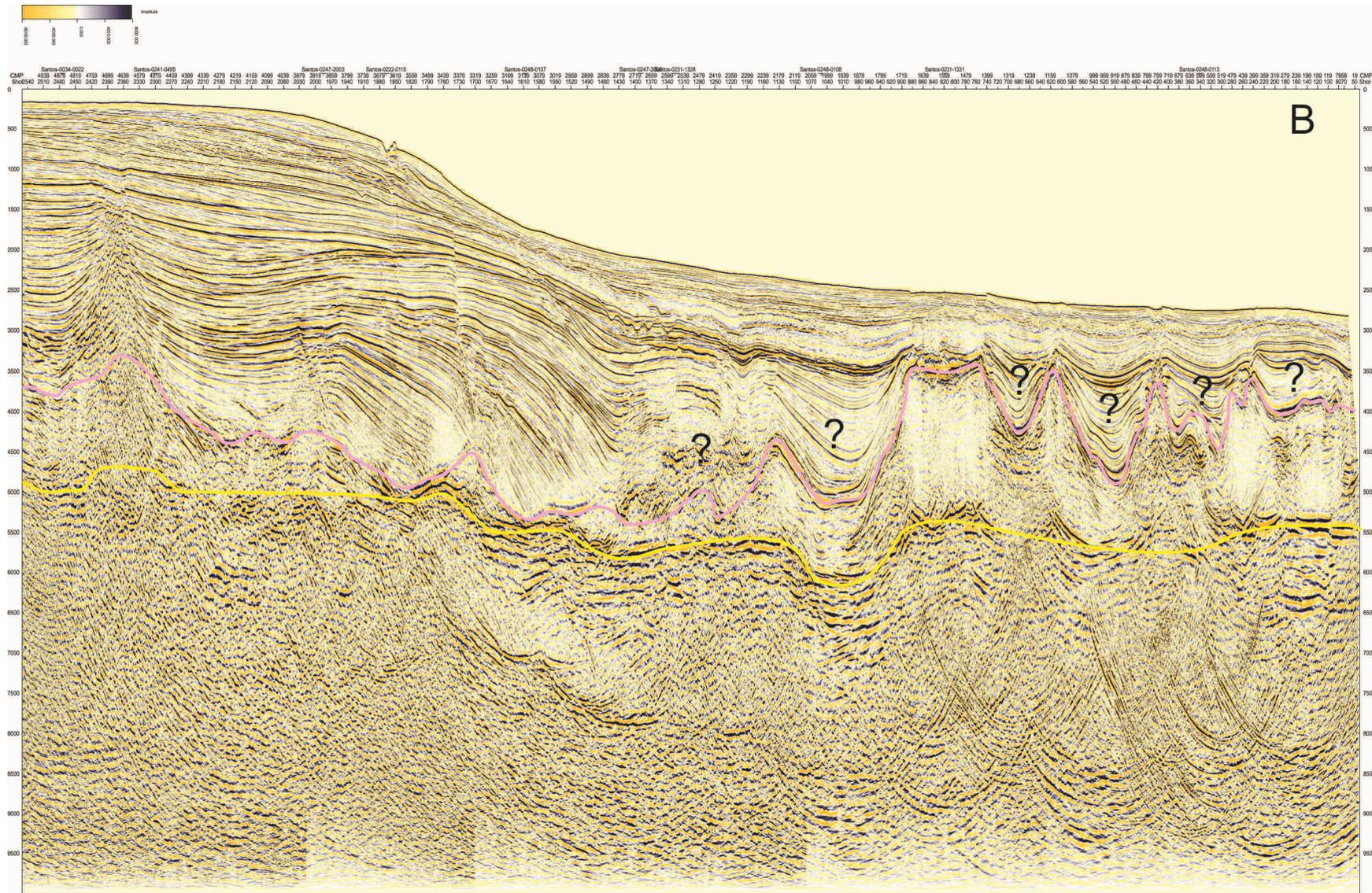


Figura B2: Interpretação do topo do sal (em rosa) e base do sal (em amarelo) para a seção sísmica correspondente ao perfil B. Os pontos de interrogação representam possíveis deposições de sal estratificado.

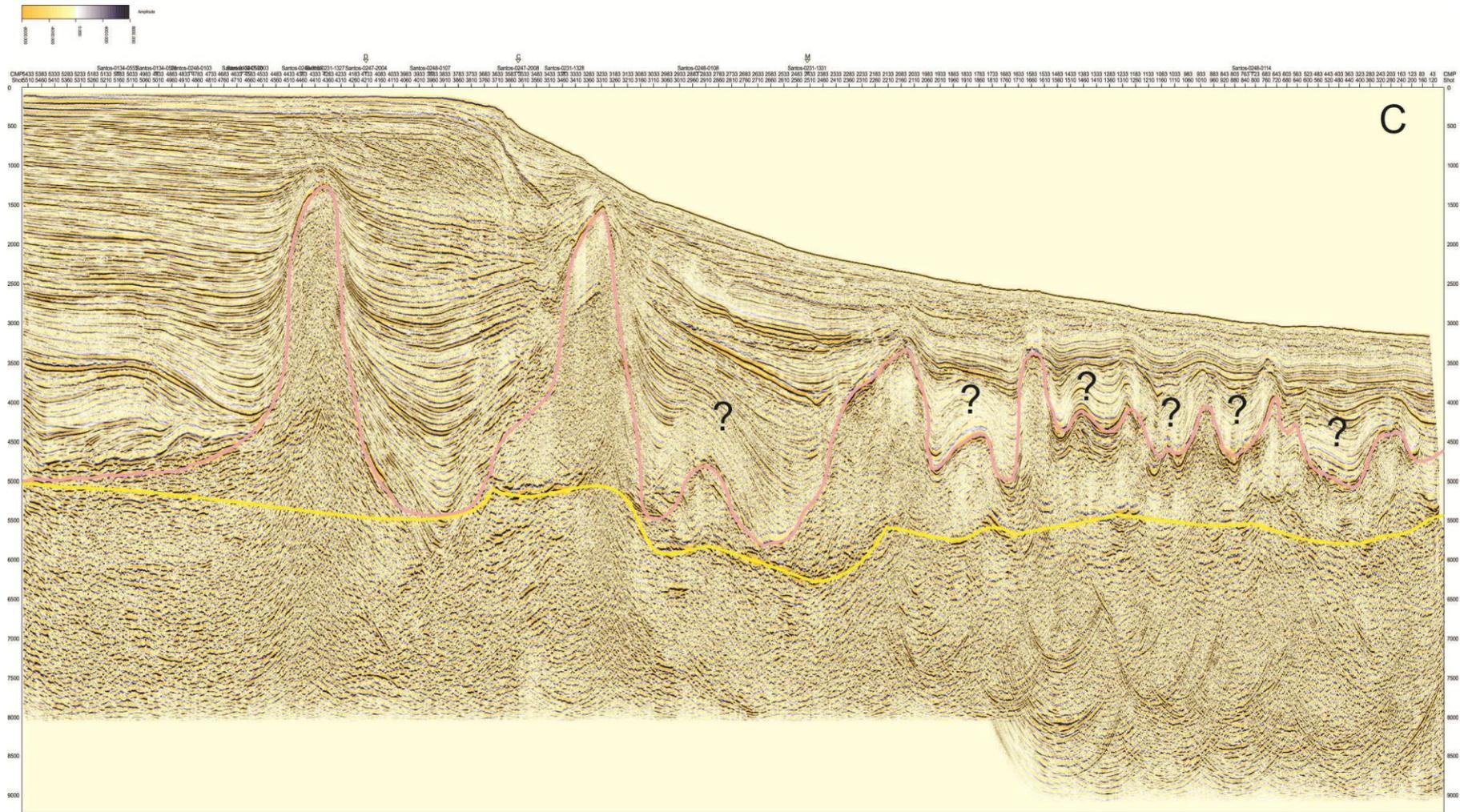


Figura B3: Interpretação do topo do sal (em rosa) e base do sal (em amarelo) para a seção sísmica correspondente ao perfil C. Os pontos de interrogação representam possíveis deposições de sal estratificado.

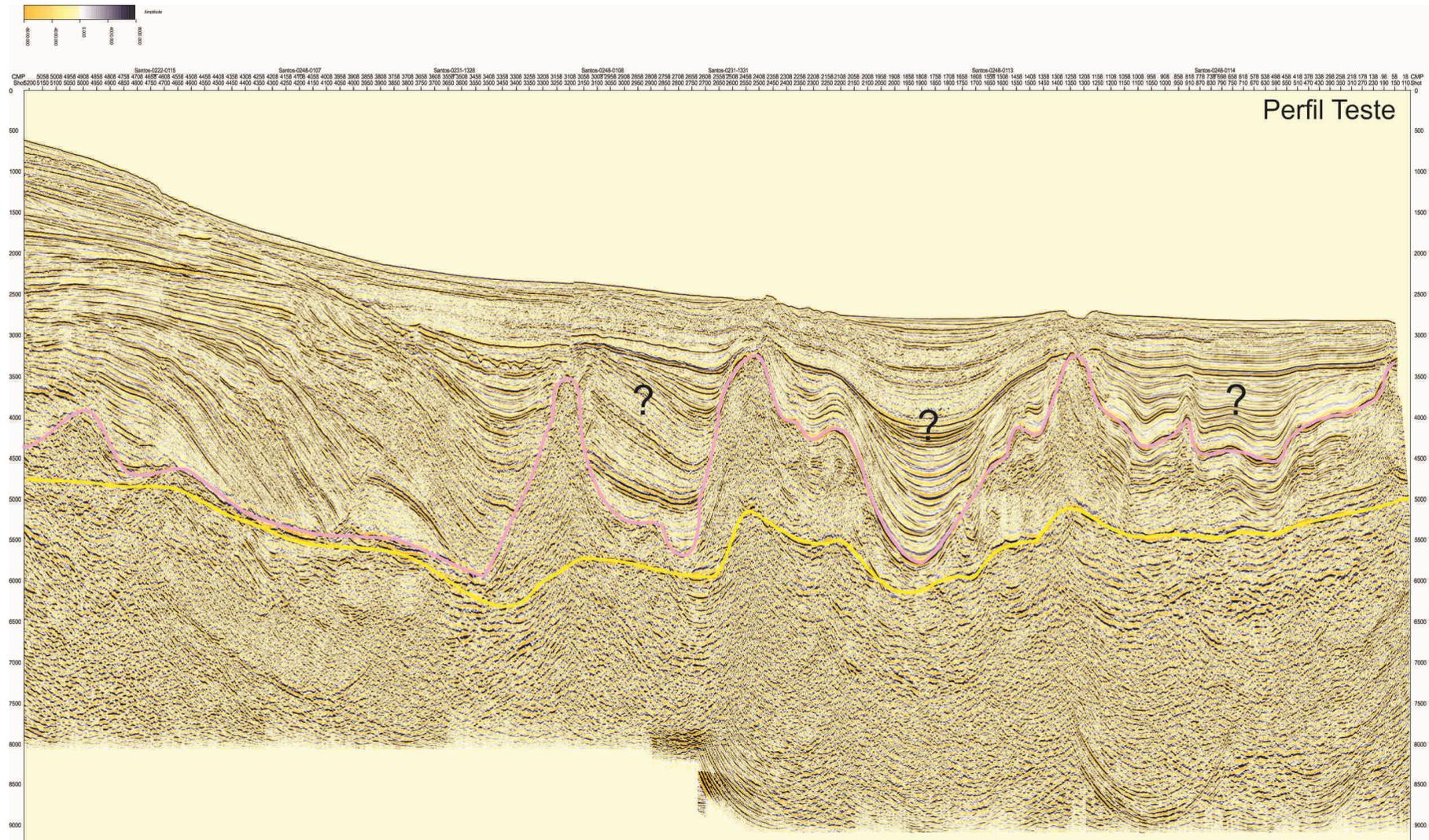


Figura B4: Interpretação do topo do sal (em rosa) e base do sal (em amarelo) para a seção sísmica correspondente ao perfil teste apresentado no capítulo de conclusões. Os pontos de interrogação representam possíveis deposições de sal estratificado.

APÊNDICE C - Resultados da Inversão do Perfil Teste

Posição do perfil selecionado

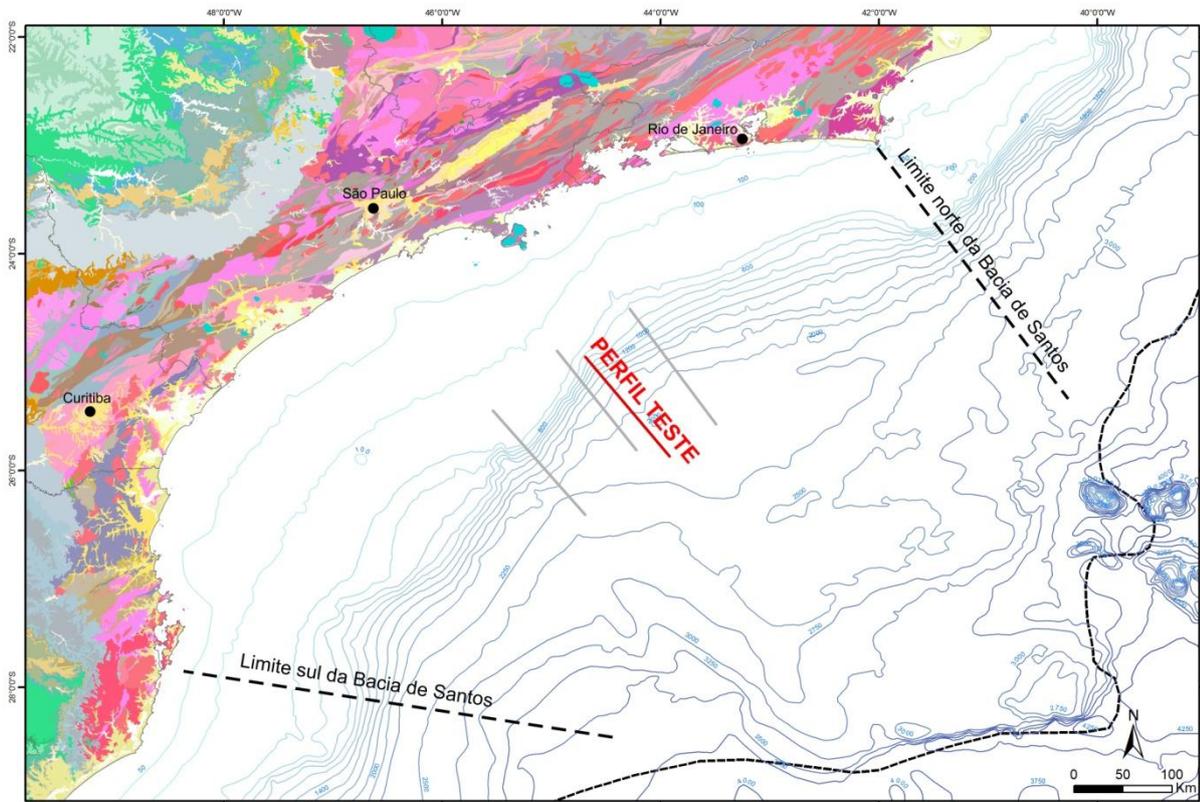


Figura C1: Em vermelho, posição do perfil teste. Em cinza, posição dos perfis apresentados nos resultados para nível de referência. A linha tracejada preta representa a transição entre a crosta continental e a crosta oceânica segundo Cainelli & Mohriak (1999).

Modelo Direto simples com a Moho e o embasamento obtidos pela metodologia proposta por Braitenberg et al. (2006)

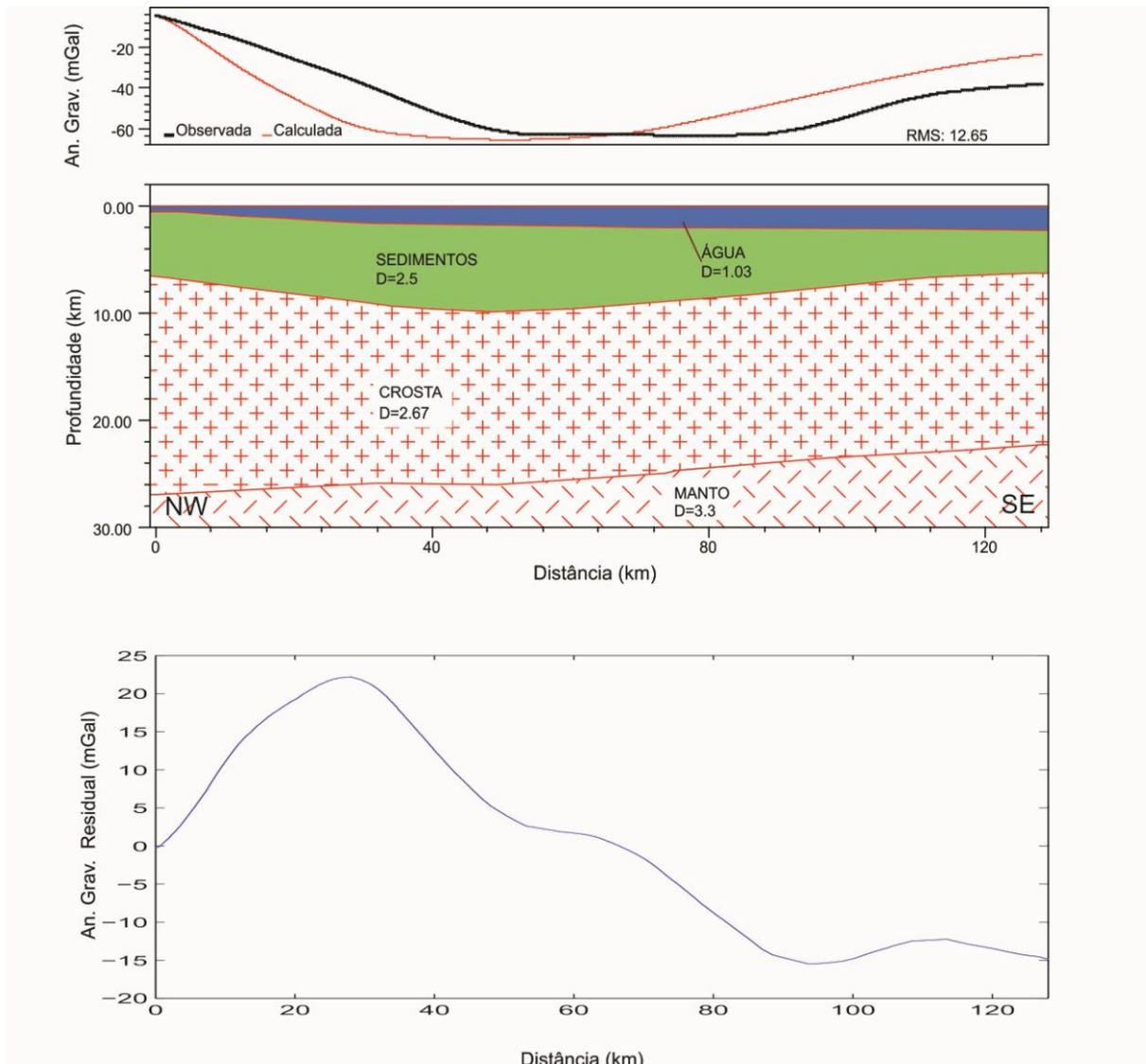


Figura C2 : a) Modelagem direta com 3 camadas b) Anomalia gravimétrica residual.

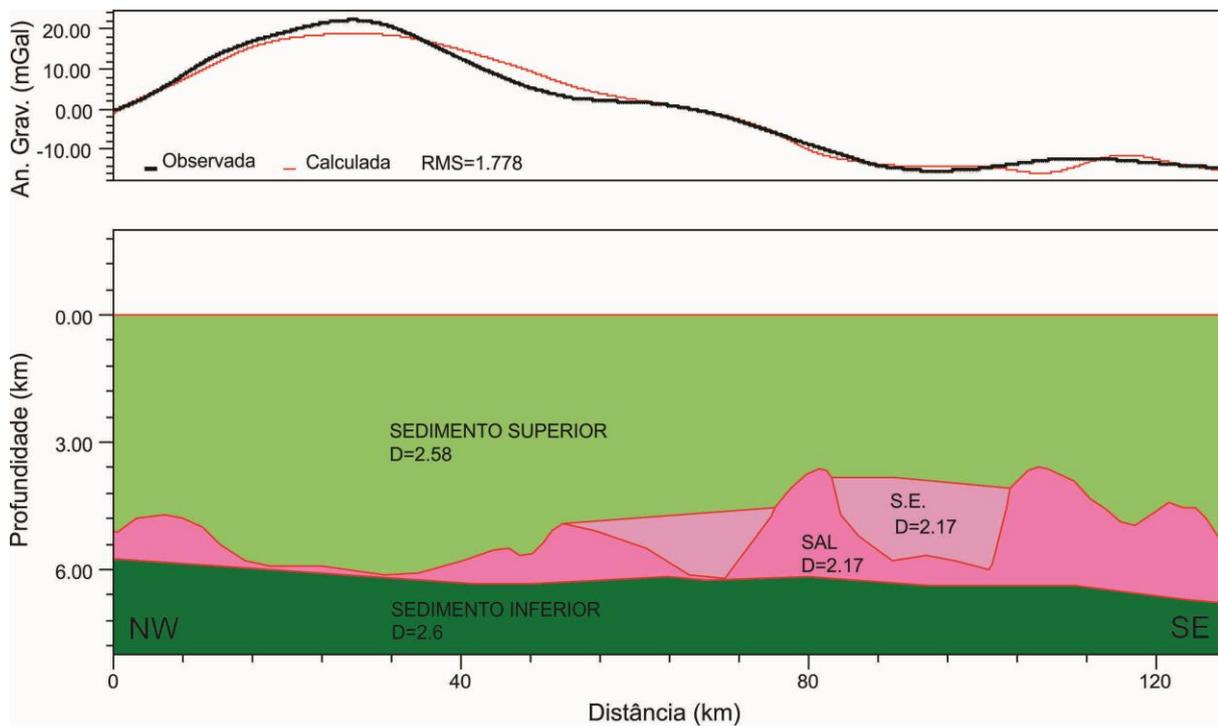


Figura C3: Modelo direto do pacote de sal com anomalia gravimétrica residual.

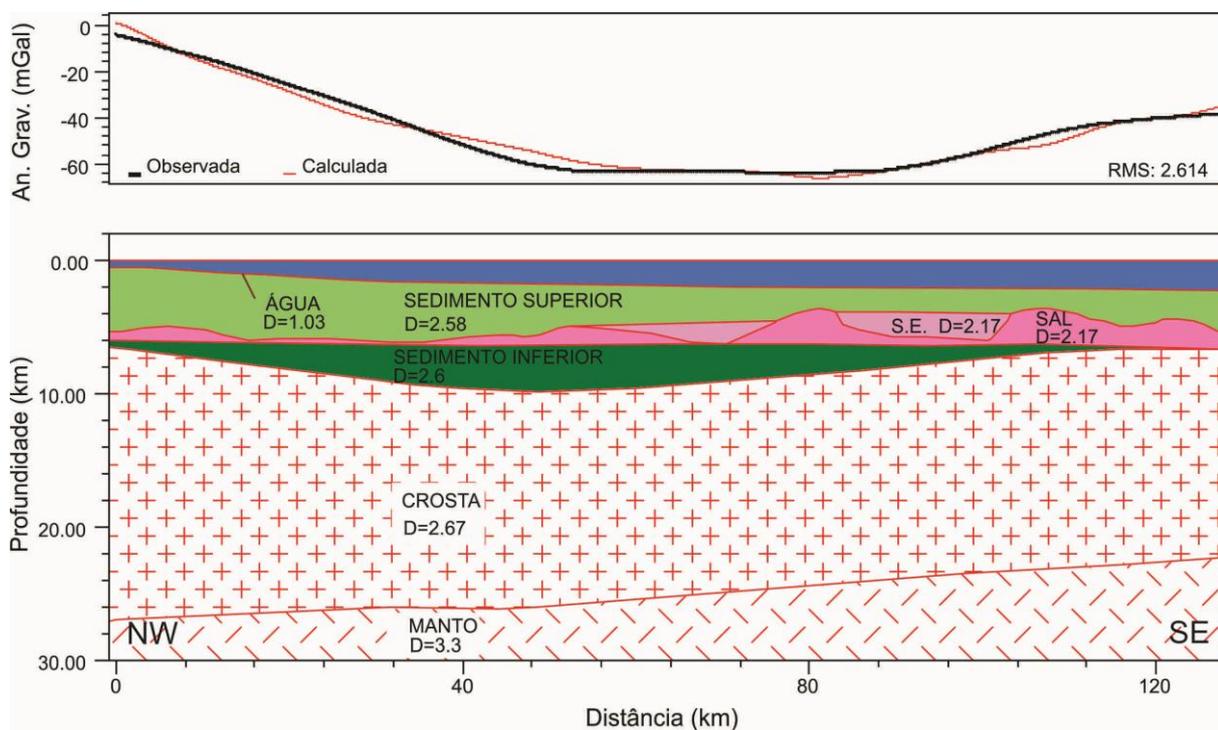


Figura C4: Modelo direto completo com todos os pacotes interpretados durante o trabalho.

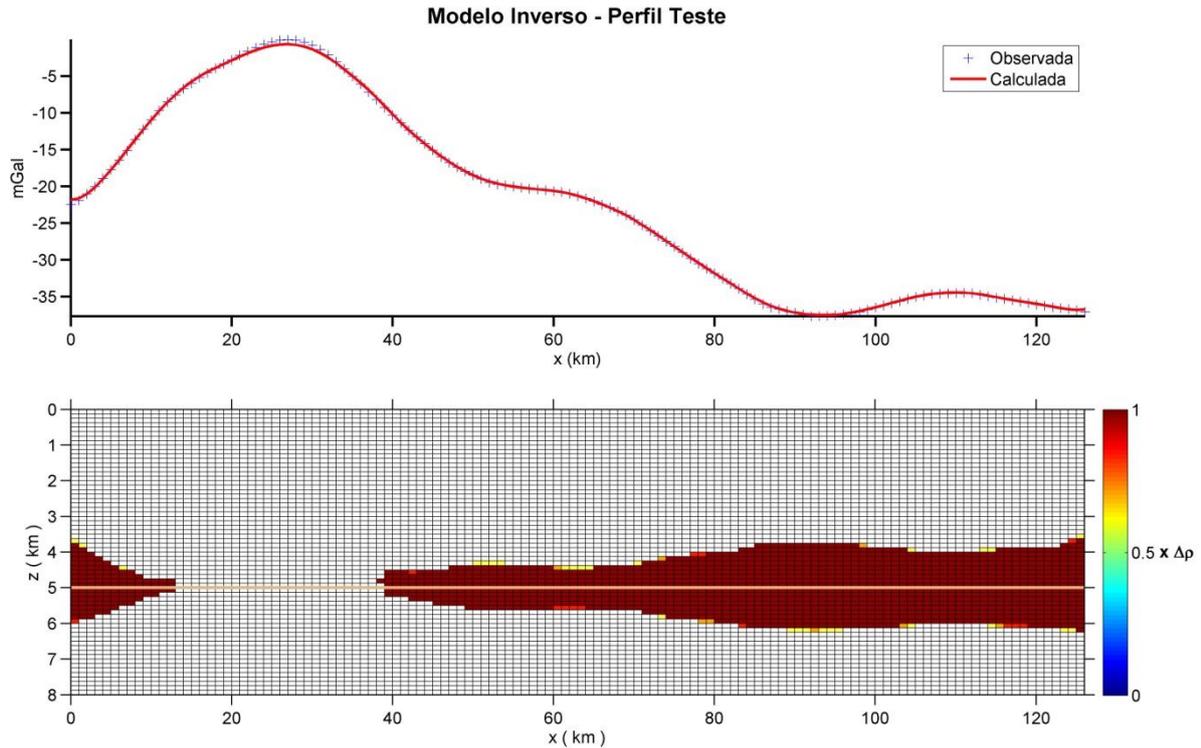


Figura C5: Modelo inverso. O quadro superior representa as anomalias observada e calculada. O quadro inferior representa a distribuição de densidade calculada. As células preenchidas por vinho escuro representam o contraste de densidade ($\Delta\rho$) de $-0,42 \text{ g/cm}^3$. A linha em bege representa o elemento geométrico estipulado para inversão.

Valores utilizados para a inversão

	Parâmetro de regularização (μ)	Tolerância (τ)	Congelamento (f)	Extensão do grid	Dimensão em x (km)	Dimensão em z (km)
Perfil	0,25	0,01	500	126 x 64	1	0,125

Tabela C1: Valores dos parâmetros utilizados durante a inversão.

APÊNDICE D - Produção Intelectual Durante o Período do Doutorado

PESQUISA

Artigos publicados

- CONSTANTINO, R; MOLINA, E. Basement structure of the Santos Basin from gravity data. In International Association of Geodesy Symposia, V.141, ISSN: 0939-9585
- CONSTANTINO, R; MOLINA, E. Utilização de dados gravimétricos derivados de altimetria por satélites e geofísica marinha no estudo de estruturas do embasamento na região da Bacia de Santos, SP. RBGF (Revista Brasileira de Geofísica), volume 33.

Artigos submetidos

- CONSTANTINO, R; MOLINA, Souza, I.A. Study of Salt Structures from Gravity and Seismic Data in Santos Basin, Brazil. Submitted on October 19th for Geofísica Internacional. Under revision.

Participação em eventos científicos

- CONSTANTINO, R. R. ; SOUZA, I. A. ; Molina, E.C. . Modelagem gravimétrica com foco em estruturas de sal na Bacia de Santos. In: XIV Simpósio de Geologia do Sudeste, Campos do Jordão, SP, 2015.
- CONSTANTINO, R. R. ; SOUZA, I. A. ; Molina, E.C. . Modelagem gravimétrica com enfoque na halocinese da Bacia de Santos. In: XV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2015, Vitória - ES.
-

- CONSTANTINO, R. R. ; Molina, E.C. ; SOUZA, I. A. . Identificação de estruturas de sal a partir do estudo de anomalias gravimétricas residuais na Bacia de Santos. In: 14o Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 2015, Rio de Janeiro - RJ.
- CONSTANTINO, R. R. ; MOLINA, E. Topografia do embasamento gravimétrico na região da Bacia de Santos, SP. V Simpósio Brasileiro de Geofísica da Sociedade Brasileira de Geofísica, 27 a 29 de novembro de 2012, Salvador - BA.
- CONSTANTINO, R. R. ; MOLINA, E. .International Symposium on Gravity, Geoid and Height Systems GGHS 2012.Using gravity data derived from satellite altimetry and marine geophysics in the study of basement structures in the area of the Santos Basin, SP International Symposium on Gravity, Geoid and Height Systems GGHS 09 - 12 October, 2012, Venice, Italy.
- CONSTANTINO, R. R. ; MOLINA, E. Utilização de dados gravimétricos derivados de altimetria por satélite e geofísica marinha no estudo de estruturas do embasamento na região da Bacia de Santos, SP. 30 de setembro - 6 de outubro de 2012, 46º Congresso Nacional de Geologia, Santos - SP.
- Participação do Grupo de Trabalho dos Programas de Recursos Humanos da ANP para definição de diretrizes de projetos relacionados ao pré-sal. 2º GT do Pré-sal, 29 a 31 de agosto de 2013 em Maceió, AL.

CULTURA E EXTENSÃO UNIVERSITÁRIA

Ministrante de aula em curso de verão

- Tópicos de Ciências da Terra e do Universo. Curso realizado na XIII Escola de Verão de Geofísica de 2011, no período de 07 a 18 de fevereiro, tendo como coordenador o prof. Renato Prado e vice o prof. Vagner Elis. Aula: "Noções em Oceanografia"

Ministrante de aulas para os cursos da terceira idade do IAG-USP

- Inovações Tecnológicas em Geofísica: do meio ambiente ao interior mais profundo da Terra. Coordenadora: Naomi Ussami. Período: 12 a 16 de agosto de 2013. Aula: A Geofísica e os desafios na exploração de petróleo no pré-sal.
- Aplicação dos métodos geofísicos no estudo do impacto ambiental causado por desastres naturais, contaminação do solo e na busca de recursos minerais. Coordenador: Eder Molina. Período: 19 a 23 de maio de 2014. Aula: Mapeamento da superfície dos continentes e fundo oceânico: cordilheiras, vales e planície abissal
- Monitorando e Prevenindo os Desastres do Meio Ambiente. Coordenador: Eder Molina. Período: 25 a 29 de maio de 2015. Aula: América do Sul Estrutura e Desastres Naturais

Ministrante de aulas no curso de licenciatura em ciências da USP

- Professora do módulo de Geofísica no curso de Licenciatura em Ciências da Universidade de São Paulo. Período: 2011-2012 no polo de Piracicaba (ESALQ) e 2013-2014 no polo de Santos (POLI).

Monitorias

- Monitora do Programa de Aperfeiçoamento de Ensino (PAE) na disciplina de Computação para Geofísicos entre 2012 e 2013.

ANEXO A - Carta Estratigráfica da Bacia de Santos (Moreira et al., 2007)

