

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

CLARA PINTO FERREIRA MAIA PORTO

Integração de Dados para a Construção de um Modelo Gravimétrico 2-D da Bacia
de Santos

Niterói, RJ

2017

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

CLARA PINTO FERREIRA MAIA PORTO

Integração de Dados para a Construção de um Modelo Gravimétrico 2-D da Bacia
de Santos

Trabalho apresentado ao curso de graduação em
Geofísica da Universidade Federal Fluminense
como parte da Disciplina de Projeto Final II e
requisito para a obtenção do diploma de Bacharel
em Geofísica

Orientador: Marco Antonio Cetale Santos

Niterói

2017

CLARA PINTO FERREIRA MAIA PORTO

Integração de Dados para a Construção de um Modelo Gravimétrico 2-D da Bacia
de Santos

Trabalho apresentado ao curso de graduação em
Geofísica da Universidade Federal Fluminense
como parte da Disciplina de Projeto Final II e
obtenção do diploma de Bacharel em Geofísica

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos – LAGEMAR/UFF

Dr. Marco Polo Pereira Buonora

MSc. Felipe Timóteo da Costa

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG

P839i Porto, Clara Pinto Ferreira Maia
Integração de Dados para a Construção de um Modelo
Gravimétrico 2-D da Bacia de Santos / Clara Pinto Ferreira
Maia Porto; Marco Antônio Cetale Santos, orientador.
Niterói, 2017.
80 f.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geofísica) -
Universidade Federal Fluminense, Instituto de Geociências,
Niterói, 2017.

1. Bacia de Santos. 2. Integração. 3. Modelagem
Gravimétrica. 4. Sísmica. 5. Produção intelectual. I.
Título II. Santos, Marco Antônio Cetale, orientador. III.
Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências.
Departamento de Geologia e Geofísica.

CDD -

AGRADECIMENTOS

Gostaria de começar esses agradecimentos para aquelas que são as pessoas mais maravilhosas: meus pais, que são incríveis. Isabel e Fabio, eu realmente seria nada sem o carinho e amor de vocês! Às vezes eu acho que nasci na melhor família do mundo. Às vezes eu tenho certeza.

Ao meu namorado e grande amigo, Thadeu Vianna, obrigada pelo suporte, pelo amor e carinho durante essa época de tantos altos e baixos! Muitas alegrias e frustrações ocorreram nos últimos tempos e ter seu carinho foi fundamental para seguir em frente e atingir meus objetivos.

Às minhas amigas que são meu porto seguro desde o primeiro semestre de faculdade, sem vocês eu não estaria onde estou agora. Camila Silva, Carolina Ferreira, Dani Lopes, Eloíse Policarpo, Esthephany Oliveira, Laisa Aguiar, Louise Aguiar, Maíra Cordeiro e Monique Chaves, vocês estão no meu coração para sempre.

Aos meus amigos do colégio, que ouviram incontáveis não aos convites para sair, mas que continuam nossa amizade maravilhosa, o meu muito obrigada pelo companheirismo e compreensão mesmo nas épocas mais difíceis! Bruna Mayer, Daniel Cunha, Elida Magalhães, Gabriel Calazans, esse daqui também é de vocês!

Agradeço também a Marco Polo Buonora, João Victor Garcia, Marcella Cortes e outros que compartilharam seus conhecimentos, para que esse trabalho pudesse ser realizado.

Não poderia deixar de mencionar também as pessoas maravilhosas que conheci ao longo desses anos na UFF. Seja durante as aulas, na Horizonte, na GSS, no laboratório, vocês foram essenciais para me tornar a pessoa que eu sou hoje. Tone Rodrigues, Mariana Lopes, Luana Cunha, Matheus do Valle, Julia Machado, Leandro Batista, Raquel Macedo, Amanda Bourguignon, Felipe Timóteo, Rayan Tadeu, Deborah Vidal, obrigada pelas risadas durante as reuniões, churrascos, Cantareiras. Elas mantiveram minha sanidade durante este longo período.

Aos amigos que fiz na Geosoft durante o período de estágio, meu muito obrigada. Monia, Jana, Diego, Jota, Nathalia, está na hora de alongar – o estômago, claro.

Por fim, agradeço aos professores da Universidade Federal Fluminense pelo conhecimento adquirido nesses anos de graduação, à Geosoft e à Schlumberger pela oportunidade de utilização dos *softwares* e à Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis pelos dados, todos igualmente necessários para a realização deste trabalho.

RESUMO

As Bacias Sedimentares são as maiores áreas produtoras de recursos energéticos e, portanto, são alvo de imenso interesse econômico. Sua formação, evolução, sedimentação e todos os processos envolvidos são partes fundamentais para a compreensão dos Sistemas Petrolíferos da Bacia. Para o estudo de cada uma dessas etapas, é necessária a integração de informações de diversas áreas, não podendo ser diferente para o estudo das estruturas profundas. A integração de informações oriunda de mais de um método geofísico aumenta a confiabilidade no modelo que está sendo produzido, diminuindo a ambiguidade oriunda dos métodos. Partindo deste ponto, o presente trabalho tem o intuito de estudar as estruturas mais profundas da Bacia de Santos, através da integração de dados gravimétricos, sísmicos e geológicos. A utilização de dados sísmicos para a visualização das partes mais rasas, em conjunto com dados de gravimetria de satélite para a estimativa das estruturas mais profundas, foi a chave para a realização deste trabalho. Buscando reproduzir e validar dois modelos da bibliografia, foram utilizados dados dos poços 1-BRSA-137-RJS e 3-BRSA-944A-RJS e informações sobre a formação da Bacia, que foram capazes de reproduzir um modelo com significantes variações na espessura crustal e a ocorrência de rochas vulcânicas, apesar de não ter sido capaz de reproduzir satisfatoriamente a região da Dorsal de São Paulo.

Palavras chave: Bacia de Santos, Integração, Modelagem Gravimétrica, Sísmica

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Representação de alguns dos modelos representativos da forma da Terra: o elipsoide oblato e o geoide (Modificado de HINZE, FRESE & SAAD, 2012)	7
Figura 2 - Gráfico exemplificando uma curva de deriva obtida através de sucessivas leituras em uma estação única. Na imagem, 'd' é o valor da correção de deriva que deve ser subtraída de uma leitura feita no tempo 't' (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009)	8
Figura 3 - Esquema representando a aplicação dos três tipos de correção gravimétrica associados à elevação do ponto de observação. (a) Correção de Ar Livre corrigindo um valor medido da aceleração da gravidade em uma elevação h acima do datum; (b) Correção Bouguer compensa a não consideração de rochas da parte hachurada entre o h e o datum através de uma placa infinita; (c) Correção de Terreno trata o relevo topográfico nas imediações do ponto do levantamento, retirando "A"s e incluindo "B" (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009)	11
Figura 4 - Esquema representando uma área montanhosa, onde será aplicada uma Correção Bouguer em uma elevação h, porém a interação de vales e montanhas nas áreas adjacentes à estação é diferente (Modificado de HINZE, FRESE & SAAD, 2012)	12
Figura 5 - (A) Carta de Hammer, utilizada para a realização de Correções Topográficas (LOWRIE, 2007); (B) Carte de Hammer sendo utilizada em cima de um Mapa Topográfico (TELFORD, GELDART & SHERIFF, 1990).....	13
Figura 6 - Gráfico representando, para diversas litologias, a relação de suas densidades com a profundidade (TELFORD, GELDART & SHERIFF, 1990).....	19
Figura 7 - Desenho ilustrativo de um levantamento sísmico marinho OBC. Este tipo de tecnologia foi implementado em 2014 no Campo de Jubarte, para monitoramento contínuo da área (PETROBRAS, 2014)	21
Figura 8 - Trajeto da ondas P refletidas e refratadas associadas à onda P incidente obliquamente numa interface com contraste de impedância acústica (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009)	24
Figura 9 - Ferramenta sônica de investigação de tempo de trânsito, com uma fonte transmissora T das ondas elásticas e dois receptores, RN e RF. Em um esquema desse tipo, com dois receptores, é calculada a diferença de tempo de chegada da onda compressional em cada um dos receptores (ELLIS & SINGER, 2008)	29

Figura 10 - Mapa de localização da Bacia de Santos no litoral brasileiro, com as suas estruturas demarcadas no mapa. ZFF = Zona de Fratura de Florianópolis, ACF = Alto de Cabo Frio (MIO, 2005)	31
Figura 11 - Ilustrações representativas simplificadas do processo evolutivo de formação de uma bacia do tipo rift de margem passiva. (A) representação da fase pré-rift, com o início do afinamento crustal; e (B) representação da fase rift, com a evolução do afinamento crustal e início do falhamento normal, abaulamento de blocos e injeção de magmas; (C) representação da fase pós-rift, com a entrada de água frequente preenchendo o espaço deixado pela subsidência dos blocos e presença da crosta oceânica; (D) representação da fase drift, com a presença da dorsal meso-oceânica (Modificado de ITCG, 2017)	33
Figura 12 - Carta Estratigráfica da Bacia de Santos (MOREIRA et al., 2007).....	35
Figura 13 - Mapa com a localização das 3 principais Zonas de Transferência desenvolvidas durante a fase rifte nesta bacia, assim como o Platô de São Paulo e os Altos de Cabo Frio e de Florianópolis, feições principais desta Bacia. A seção geológica marcada pela linha verde pode ser vista na Figura 16 (NUNES et al, 2004 apud PINTO, 2008)	36
Figura 14 - Reconstrução da orientação da movimentação dos atuais continentes sul-americano e africano durante a separação do supercontinente Gondwana, a partir de lineamentos magnéticos da dorsal Atlântica. Os períodos de cada etapa estão apresentados nos mapas. As setas representam a direção preferencial de movimentação durante o período. Modificado de Rabinowitz & LaBrecque (1979) ..	37
Figura 15 - Seção sísmica com ênfase na Fm. Juréira (PJ) e Falha de Cabo Frio (NUNES et al., 2004 apud PINTO, 2008).....	40
Figura 16 - Seção Geológica da Bacia de Santos, com as sequências deposicionais e os principais falhamentos marcados. Na seção também estão marcadas as localizações dos poços exploratórios. A localização desta seção está apresentada na Figura 13 (NUNES et al, 2004 apud PINTO, 2008).....	41
Figura 17 - Mapa da porção nordeste da Bacia de Santos, com a apresentação dos dados técnicos. O Grid apresentado como plano de fundo é o grid gravimétrico organizado por Sandwell et al. (2014), obtido através da extensão Seeker do Oasis montaj; as linhas pretas apresentam a localização da linhas sísmica A; os dois círculos brancos correspondem às localizações dos poços 1-BRSA-137-RJS e 3-BRSA-944A-	

RJS. Os polígonos em preto representam os blocos de exploração presentes na Bacia	46
Figura 18 - Seção sísmica regional da linha A. (A) Seção sísmica original (tempo duplo). (B) Seção sísmica com interpretação preliminar (tempo duplo)	48
Figura 19 - Imagem apresentando as principais feições morfológicas do assoalho oceânico que podem ser encontradas na linha A. Nela é possível identificar um aumento do gradiente, representando o Talude Continental. Seguido a ele, aos seus pés, há uma área de profundidade relativamente monótona, identificada como o Platô de São Paulo. No fim do Platô percebe-se mais uma mudança na morfologia, outra queda, que pôde ser relacionada à Dorsal de São Paulo.	49
Figura 20 - Ênfase na Falha de Cabo Frio, grande feição regional que limita a Formação Juréia (localizada à esquerda)	50
Figura 21 - Ênfase em algumas das estruturas geradas pela halocinese, em especial para os diápiros de sal e para algumas das falhas localizadas logo acima dele.	51
Figura 22 - Ênfase numa área da seção sísmica A que apresenta uma característica de cavalgamento de uma parte do sal sobre si mesmo, chegando a se sobrepor.	52
Figura 23 - Visão aproximada dos altos vulcânicos, presentes na seção sísmica A.	52
Figura 24 - Embasamento da Bacia de Santos, visto na linha 0222-0098, na região do talude e do Platô de São Paulo. Nota-se a predominâncias das falhas sintéticas e antitéticas	53
Figura 25 - Seção sísmica regional da linha A. (A) Seção sísmica convertida (profundidade). (B) Seção sísmica com interpretação preliminar dos horizontes sísmicos (profundidade). Escala vertical em quilômetros.	55
Figura 26 - Modelo inicial de gravimetria, seção A-A'. No painel superior, a linha preta formada por quadrados representa os dados observados; a linha preta contínua representa os os dados calculados a partir do modelo; já a linha vermelha representa o erro entre as duas linhas e não responde ao mesmo intervalo no eixo das linhas pretas. No painel inferior, o modelo utilizado. Nele é possível identificar a geometria dos corpos e a densidade (parâmetro D) utilizados para a modelagem. Como é perceptível, somente esta geometria não é suficiente para justificar as anomalias gravimétricas existentes na região. Portanto, é necessário que sejam feitas modificações ao modelo para que ele represente melhor a realidade.	59
Figura 27 - Modelo modificado de gravimetria segundo Lima (2010), seção A-A'. No painel superior, a linha preta formada por quadrados representa os dados observados;	

a linha preta contínua representa os dados calculados a partir do modelo; já a linha vermelha representa o erro entre as duas linhas e não responde ao mesmo intervalo no eixo das linhas pretas. No painel inferior, o modelo utilizado. Nele é possível identificar a geometria dos corpos e a densidade (parâmetro D) utilizados para a modelagem. Observe como este modelo, que conta somente com a presença de uma crosta transicional, não justifica as respostas obtidas nas anomalias gravimétricas.60

Figura 28 - Modelo modificado de gravimetria segundo Zalán et al. (2011), seção A-A'. No painel superior, a linha preta formada por quadrados representa os dados observados; a linha preta contínua representa os dados calculados a partir do modelo; já a linha vermelha representa o erro entre as duas linhas e não responde ao mesmo intervalo no eixo das linhas pretas. No painel inferior, o modelo utilizado. Nele é possível identificar a geometria dos corpos e a densidade (parâmetro D) utilizados para a modelagem. O ajuste pode ser considerado bom, tendo sido encontrado um erro de 4,294 mGal. Portanto este modelo é válido em sua grande maioria, restando somente ressalvas para a hipótese da formação da Dorsal de São Paulo.62

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Intervalos de densidade (em g/cm ³) para alguns tipos de rochas.....	20
Tabela 2 - Intervalos de velocidades (em m/s) para alguns tipos de rochas.....	26
Tabela 3 - Fórmulas e Parâmetros de Velocidade (m/s) utilizados para a construção do Modelo de Velocidades.....	53
Tabela 4 - Valores de densidades (em g/cm ³) utilizados para a criação do Modelo Gravimétrico de acordo com os intervalos descritos.....	57

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	1
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	3
2.1	GRAVIMETRIA.....	3
2.1.1	Levantamento Gravimétrico.....	5
2.1.2	Forma da Terra.....	6
2.1.3	Correções Gravimétricas.....	7
2.1.3.1	Correção de Deriva.....	8
2.1.3.2	Correção de Latitude.....	9
2.1.3.3	Correção de Ar Livre.....	10
2.1.3.4	Correção Bouguer.....	11
2.1.3.5	Correção de Terreno.....	12
2.1.3.6	Correção de Maré.....	14
2.1.3.7	Correção de Eötvös.....	14
2.1.4	Anomalias Gravimétricas.....	15
2.1.4.1	Anomalia de Ar Livre.....	15
2.1.4.2	Anomalia Bouguer.....	16
2.1.5	Densidade das Rochas.....	17
2.1.6	Modelagem Gravimétrica.....	19
2.2	SÍSMICA DE REFLEXÃO.....	21
2.2.1	Ondas Sísmicas.....	22
2.2.2	Ondas Sísmicas nas Interfaces.....	22
2.2.3	Velocidade das Ondas Sísmicas nas Rochas.....	25
2.3	PERFIS DE POÇO.....	27
2.3.1	Densidade.....	27
2.3.2	Sônico.....	28
2.3.3	Checkshot.....	30
3	ÁREA DE ESTUDO.....	31
3.1	CONTEXTO TECTÔNICO E EVOLUÇÃO SEDIMENTAR.....	33

4	METODOLOGIA.....	42
4.1	DADOS TÉCNICOS UTILIZADOS	44
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	47
5.1	INTERPRETAÇÃO SÍSMICA.....	47
5.2	MODELAGEM GRAVIMÉTRICA	56
6	CONCLUSÕES.....	63
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	64

1 INTRODUÇÃO

As bacias sedimentares são alvo de constante estudo e trabalho de profissionais das mais diversas áreas de conhecimento. Isso se dá por conta da importância econômica das bacias sedimentares: nelas é possível encontrar as acumulações de hidrocarbonetos, grandes matrizes energéticas mundiais. Segundo estudo realizado pela International Energy Agency (IEA, 2017), os hidrocarbonetos foram responsáveis pela produção de 55,4% da energia consumida no mundo no ano de 2015. Dentre os países produtores, o Brasil figura em 10º lugar, responsável por 3,1% da produção mundial total (IEA, 2017), com suas 31 bacias sedimentares (MILANI *et al.*, 2007).

Dentre as bacias sedimentares brasileiras, a Bacia de Santos é uma das mais importantes. No mês de setembro de 2017, foram produzidos aproximadamente 1,1 milhão de barris por dia, sendo responsável por 44% do petróleo e 48% do gás natural produzido nas bacias sedimentares brasileiras (ANP, 2017). No âmbito do pré-Sal, os dois maiores produtores de óleo e gás natural neste mesmo tempo foram os Campos de Lula e Sapinhoá, localizados em sua região Nordeste (ANP, 2017). No período de 09/2016 a 09/2017 a produção de hidrocarbonetos no pré-Sal cresceu e ultrapassou a produção no pós-Sal em ambiente marinho (ANP, 2017), e a tendência é que esse crescimento seja mantido, portanto se faz cada vez mais necessário conhecer e entender essa região tão importante para a exploração de hidrocarbonetos no Brasil.

Para a exploração de uma área tão economicamente importante, é essencial que se tenha um bom conhecimento sobre seu arcabouço estratigráfico e estrutural, para compreender os regimes que formaram a bacia, suas movimentações, seus depocentros, suas sedimentações, sua estruturação, entre outros fatores importantes para a composição do sistema petrolífero. Essas informações são cruciais para que a exploração de hidrocarbonetos seja bem-sucedida.

Por isso, a ferramenta da integração de dados é uma solução inteligente, utilizada em inúmeras situações para se obter variados dados de diversas fontes, sejam esses dados geológicos e/ou geofísicos. Com uma maior riqueza de informações, os dados representam melhor a realidade da área de estudo, reduzindo as ambiguidades oriundas dos métodos geofísicos, promovendo um melhor conhecimento da área, e tornando a exploração mais eficiente.

Neste contexto, a gravimetria exerce um papel coadjuvante. Por ser um método geofísico de baixo custo relativo ao método sísmico, pode ser utilizada em conjunto com a mesma, visando investigar áreas em que o imageamento sísmico não fornece uma boa resolução, como sequências sedimentares abaixo de rochas vulcânicas, espessas camadas evaporíticas, entre outros.

A partir destas considerações, este trabalho tem como intuito a identificação do arcabouço estrutural da bacia, através da integração de dados, utilizando-se de dados gravimétricos, sísmicos, perfis de poço e a geologia local da Bacia de Santos para realizar uma modelagem gravimétrica 2D da região.

Tendo em vista a proposta deste estudo, este trabalho está dividido em outros seis capítulos, cada um complementar ao outro, e igualmente necessários para compreender este estudo. No segundo capítulo, são abordadas as teorias por trás de cada método geofísico utilizado na realização deste trabalho, explicando suas motivações e finalidades. O terceiro capítulo é totalmente dedicado à área de estudo. Nele é apresentado a área da Bacia de Santos, as teorias relativas à sua formação e sua sedimentação. No quarto capítulo é apresentada e explicada a metodologia escolhida para ser utilizada para a realização deste trabalho. O quinto capítulo organiza de forma sequencial os resultados obtidos durante as etapas de interpretação, conversão e modelagem deste trabalho. O sexto capítulo finaliza o trabalho, apresentado as conclusões obtidas durante a realização do mesmo e aborda sugestões para futuros trabalhos. No sétimo e último capítulo são citados os trabalhos que foram usados como base para a realização deste.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Este capítulo é um capítulo dedicado à apresentação da teoria por trás dos métodos geofísicos utilizados neste trabalho. Primeiro será apresentado o método potencial da gravimetria, técnica geofísica que se utiliza dos contrastes de densidade das rochas para investigação indireta da subsuperfície. Em seguida, será abordado o método sísmico acústico de reflexão, técnica geofísica amplamente utilizada na indústria petrolífera, baseada nos contrastes de impedância acústica das interfaces das rochas em subsuperfície. Por fim, serão apresentados alguns perfis de poço, também utilizados durante este trabalho visando diminuir a ambiguidade intrínseca dos métodos geofísicos e auxiliar na conversão tempo-profundidade.

2.1 GRAVIMETRIA

O método gravimétrico se baseia no contraste de densidades das rochas em subsuperfície. Este contraste provoca alterações no campo gravitacional da Terra, enunciado pela Lei de Gravitação de Newton. A Lei de Gravitação de Newton afirma que a força \vec{F} de atração entre duas massas M e m é função do inverso do quadrado da distância r e depende das massas M e m dos corpos. Considerando uma Terra esférica, estática e homogênea, essa distância r é calculada a partir do centro de massa da Terra (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009; RAMALHO, SANTOS, FERRARO & SOARES, 1979). Assim, podemos escrever a Lei de Gravitação pela equação 1.

$$\vec{F} = -\frac{GMm}{r^2}\hat{r}. \quad (1)$$

Onde G é a Constante Gravitacional Universal ($6,673 \times 10^{-11} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}\text{s}^{-2}$), que independe do meio, sendo igual no ar, no vácuo ou qualquer outro meio posicionado entre os corpos e \hat{r} é o vetor direcional (RAMALHO, SANTOS, FERRARO & SOARES, 1979; LOWRIE, 2007; KEAREY, BROOKS & HILL, 2009). O sinal negativo da equação 1 representa que a força \vec{F} age na direção oposta, na direção da massa M (no caso, na direção do centro de massa da Terra) (LOWRIE, 2007).

Analisando a Segunda Lei de Newton, foi estabelecida uma relação entre as forças aplicadas a um material de massa constante m e as acelerações α que as

provocam, sendo igual ao produto dos dois, como mostra a equação 2 (RAMALHO, SANTOS, FERRARO & SOARES, 1979):

$$\vec{F}_R = m \cdot \vec{a}.$$

Comparando as equações 1 e 2, podemos perceber uma relação entre elas. É simples perceber que, no caso da equação 1, quem faz o papel da aceleração descrita na equação 2 é o termo $\frac{GM}{r^2} \hat{r}$. Portanto, podemos reescrever a equação 1 na forma da equação 3:

$$\vec{F} = m\vec{g}. \quad (3)$$

Sendo o termo g conhecido como a aceleração gravitacional, descrito de acordo com a equação 4.

$$\vec{g} = -\frac{GM}{r^2} \hat{r}. \quad (4)$$

O valor médio dessa aceleração da gravidade na superfície terrestre é de $9,8 \text{ m/s}^2$. Porém, na Geofísica a unidade de medida mais utilizada é o mGal, relacionável à unidade m/s^2 pela equação 5:

$$1\text{m/s}^2 = 10^5 \text{ mGal}. \quad (5)$$

O nome da unidade, Gal, é dado em homenagem ao famoso cientista, Galileo Galilei, que no século XVI, iniciou pesquisas na Torre de Pisa, buscando se havia uma relação entre o peso de um objeto e a velocidade que ele atinge ao entrar em queda livre (TELFORD, GELDART & SHERIFF, 1990).

Em uma Terra como a descrita, a aceleração da gravidade experimentada por todos em seus vários pontos, seria constante. Entretanto, a nossa Terra não é esférica, estática, e muito menos homogênea, a aceleração da gravidade na superfície terrestre varia de acordo com as densidades dos corpos que a compõem, assim como com a posição na superfície em que é medida (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009). A rotação terrestre e sua forma de elipsoide oblato fazem com que a aceleração da gravidade sofra uma mudança do Equador em direção aos polos da casa dos 5.300 mGal (TELFORD, GELDART & SHERIFF, 1990).

Abrangendo desde escalas micro até escalas macro, o método gravimétrico permite o conhecimento do arcabouço tectônico-estrutural em nível crustal e das

principais feições regionais, tais como domos salinos, províncias magmáticas, entre outras. Isso se dá exatamente porque, como já dito anteriormente, o campo gravitacional é um campo resultante dos efeitos gravitacionais das variadas fontes presentes na área de investigação, desde a superfície até o manto superior (CASTRO, 2005 *apud* LIMA, 2013).

2.1.1 Levantamento Gravimétrico

De acordo com o objetivo do projeto, o levantamento gravimétrico pode ser de caráter regional ou local. No caso de levantamentos regionais, o espaçamento entre as estações de medidas é grande, podendo ser da ordem dos quilômetros. Já no caso de levantamentos mais locais, o espaçamento pode ser de até poucos metros, pois há a necessidade de uma investigação mais detalhada (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009). Em locais onde a variação do campo gravitacional é maior, há uma necessidade que o espaçamento entre as estações seja menor, para que se tenha uma boa resolução dos dados.

Há também duas formas distintas de se realizar as medições. É possível realizar um levantamento buscando o valor absoluto da gravidade, através da utilização de gravímetros de valor absoluto, onde as medições são mais demoradas, pois a precisão é fundamental. Outra forma é realizando um levantamento gravimétrico em que se tenha uma estação base de valor absoluto bem conhecido e definido e as várias outras estações do seu levantamento terem medidas relativas a essa estação base (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009).

Durante o levantamento, o equipamento é lido em um intervalo de tempo pré-definido. Esta frequência em que o gravímetro é medido é que vai definir a resolução do levantamento e depende da deriva do equipamento. A deriva é uma característica da forma de leitura realizada pelos gravímetros, e precisa ser corrigida. Em cada estação em que são realizadas medidas, é necessário registrar a posição, a data e a hora, a elevação ou espessura da coluna d'água e a leitura realizada pelo equipamento (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009).

Após a realização do levantamento gravimétrico são feitas correções para retirar alguns efeitos não relacionados às diferenças de densidade nas rochas em

subsuperfície, para que seja possível analisar e interpretar os dados. Após essa etapa são realizados alguns cálculos de anomalias para estudo das fontes geradores de sinais.

2.1.2 Forma da Terra

Como mencionado, a Terra não possui uma forma perfeita – esférica, estática e homogênea. Muito pelo contrário, sua composição interna é heterogênea, sua forma é elipsoidal com polos achatados, seu relevo é irregular e ela sofre rotação (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009; HINZE, FRESE & SAAD, 2012). Como há variações de elevação no relevo terrestre, é necessário que haja um modelo que em algum nível, consiga representar matematicamente estas mudanças. Há alguns modelos bem difundidos, como o modelo do elipsoide, mas aquele que é melhor aceito, é conhecido como *geoide* ou *datum* (exemplificados na Figura 1), definido por uma superfície hipotética a partir da qual é possível medir alturas topográficas e profundidades oceânicas. Ele é representado pelo nível do mar em regiões de oceanos e é perpendicular à aceleração da gravidade na região continental. É comumente descrito como a superfície gravitacional equipotencial que mais se aproxima à forma da Terra (HINZE, FRESE & SAAD, 2012).

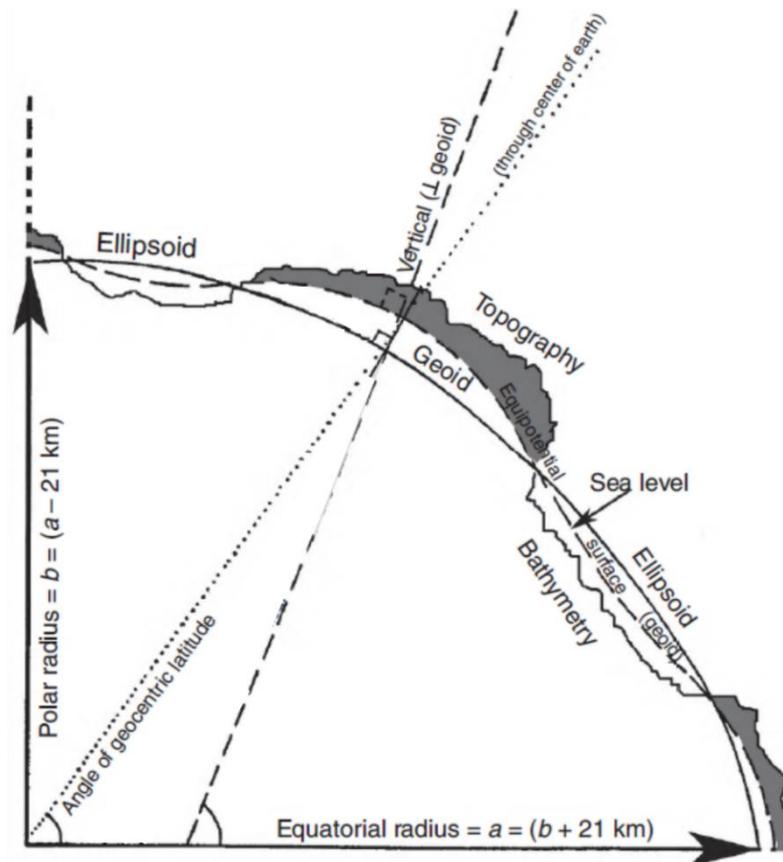


Figura 1 - Representação de alguns dos modelos representativos da forma da Terra: o elipsoide oblato e o geoide (Modificado de HINZE, FRESE & SAAD, 2012)

2.1.3 Correções Gravimétricas

Como dito anteriormente, se a Terra fosse esférica, estática e homogênea, a aceleração da gravidade seria equivalente em pontos de mesma latitude na superfície. Há uma série de fatores que influenciam na medida da gravidade, como a deriva do instrumento, a latitude e a elevação do ponto de medida, entre outros. No intuito de se retirar o efeito que esses fatores externos têm na medida efetiva da aceleração da gravidade, são feitas correções gravimétricas - também chamadas de reduções gravimétricas - afim de se obter o valor absoluto da gravidade. Só depois que essas correções são feitas, é possível iniciar a análise dos dados.

2.1.3.1 Correção de Deriva

Como mencionado anteriormente, a deriva é uma característica da forma com que a leitura é realizada pelo gravímetro. A deriva se refere a uma mudança gradual no valor medido ao longo do tempo, por conta da deformação anelástica das molas utilizadas nos gravímetros. Essa deformação também pode ser agravada por variações de temperatura que afetam internamente o equipamento (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009). Porém, não é possível estimar previamente esta deformação, já que cada gravímetro tem suas próprias propriedades mecânicas e, conseqüentemente, sua própria curva de deriva (HINZE, FRESE & SAAD, 2012).

Para se corrigir a deriva instrumental é necessário visitar uma estação fixa (seja ela uma estação base única pré-estabelecida ou um ponto de medição que é revisitado ao longo do período do levantamento) com alguma frequência, para poder contabilizar a deriva das observações. No final, monta-se um gráfico com os valores obtidos nessa estação-base ao longo do tempo (como exemplificado na Figura 2) e, supondo-se que a deriva d é linear entre as leituras, subtrai-se esse valor da deriva do valor observado naquele mesmo tempo t (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009).

Depois que essa correção de deriva é feita, a diferença de gravidade entre a estação base e o ponto de interesse é dado de acordo com a equação 6:

$$\Delta g = \gamma(g_{bas} - g_{obs}). \quad (6)$$

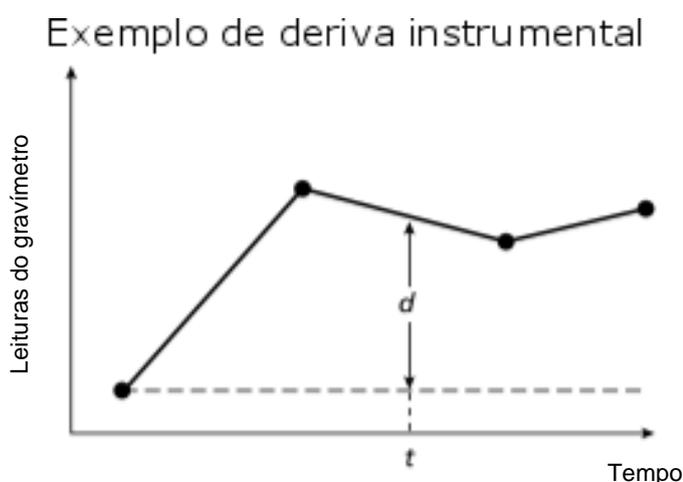


Figura 2 - Gráfico exemplificando uma curva de deriva obtida através de sucessivas leituras em uma estação única. Na imagem, 'd' é o valor da correção de deriva que deve ser subtraída de uma leitura feita no tempo 't' (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009)

Onde γ é o fator de calibração, único para cada gravímetro. Uma vez definido este Δg , é possível começar a calcular o valor de gravidade absoluta em cada ponto de observação (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009).

2.1.3.2 Correção de Latitude

Quando se pensa em alterações na aceleração da gravidade, é necessário ter em mente que esta é afetada por dois eventos. O primeiro é a diferença do tamanho do raio da Terra no Equador e nos Polos, que provoca uma mudança na atração gravitacional da Terra, fazendo com que um ponto no Polo (região de menor raio e, conseqüentemente, mais próxima do centro de massa da Terra) sinta uma atração mais forte do que um ponto no Equador (região de maior raio e, conseqüentemente, mais afastada do centro de massa da Terra) (HINZE, FRESE & SAAD, 2012). O segundo fator é a diferença de magnitude da aceleração centrípeta nos polos (nula) e no Equador (máxima), que é provocada pela diferença do raio de rotação da Terra (HINZE, FRESE & SAAD, 2012). Como a aceleração centrípeta gerada durante esse movimento de rotação terrestre tem direção oposta, ocorre uma diminuição da aceleração da gravidade no Equador, se comparada àquela medida nos polos (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009).

A soma dos efeitos dos fatores descritos acima provoca uma variação em torno de 5.2 Gal entre o Equador (com aceleração da gravidade de menor magnitude) e os polos (com aceleração da gravidade de maior magnitude) (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009, HINZE, FRESE & SAAD, 2012).

Em meados do século XVIII o cientista A. C. Clairaut publicou um teorema relacionando os parâmetros da forma da Terra e os dados gravimétricos. Atualizando os parâmetros e técnicas utilizadas por Clairaut para o elipsoide mais utilizado atualmente como referência, o GRS80 (MORITZ, 1980b *apud* HINZE, FRESE & SAAD, 2012), o cálculo da aceleração da gravidade obedece à seguinte formulação apresentada na equação 7 (SOMIGLIANA, 1930 *apud* HINZE, FRESE & SAAD, 2012).

$$g_{\varphi} = 978.032\ 677\ 15 \left[\frac{1 + 0.001\ 913\ 185\ 135\ 3 \sin^2(\theta)}{\sqrt{1 - 0.006\ 694\ 380\ 022\ 9 \sin^2(\theta)}} \right]. \quad (7)$$

A equação 7 é frequentemente referida como Fórmula Internacional da Gravidade 1980 (IGF) e o valor apresentado pelo cálculo é uma estimativa da gravidade no ponto medido, no nível do mar. Para implementar esta correção é necessário somente subtrair este valor estimado para a gravidade g_{φ} do valor da aceleração da gravidade observada g_{obs} , como mostrado na equação 8 (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009, HINZE, FRESE & SAAD, 2012).

$$g_{CORR} = g_{obs} - g_{\varphi}. \quad (8)$$

2.1.3.3 Correção de Ar Livre

Como apresentado nas equações 1 e 4, a aceleração da gravidade está relacionada ao quadrado da distância entre o ponto de observação e o centro de massa da Terra. Por conta disso, é necessário realizar uma redução da gravidade observada g_{obs} ao *datum* para corrigir a diminuição da gravidade em um ponto h mais elevado (esquema representado na Figura 3a). Sendo assim, deriva-se a aceleração da gravidade com relação ao raio, fator variável para esta questão, como mostra a equação 9 (LOWRIE, 2007; HINZE, FRESE e SAAD, 2012).

$$\frac{\partial g}{\partial r} = \frac{\partial}{\partial r} \left(-G \frac{M}{r^2} \right) = 2G \frac{M}{r^3} = -\frac{2}{r} g. \quad (9)$$

Substituindo as variáveis r e g pelo valor médio do raio da Terra $r_T = 6.378.137m$ e g pelo valor médio da gravidade na Terra $g_T = 978.032,67mGal$, temos na equação 10 uma forma simplificada da equação 9 (HINZE, FRESE e SAAD, 2012).

$$g_{al} = 0,3086 \times h. \quad (10)$$

As fórmulas representadas nas equações 9 e 10 representam a chamada Correção de Ar Livre. No momento da implementação dessas equações é importante ter em mente que, para um ponto de observação acima do *datum*, a correção deve ser adicionada ao valor de gravidade observado. Já para um ponto de observação abaixo do *datum*, a correção deve ser subtraída (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009).

O nome Ar Livre se dá pelo fato de que se considera que o ponto de observação está a uma altura h do *datum*, sem nenhum material rochoso nesse intervalo, como se ele estivesse ao ar livre (HINZE, FRESE & SAAD, 2012).



Figura 3 - Esquema representando a aplicação dos três tipos de correção gravimétrica associados à elevação do ponto de observação. (a) Correção de Ar Livre corrigindo um valor medido da aceleração da gravidade em uma elevação h acima do datum; (b) Correção Bouguer compensa a não consideração de rochas da parte hachurada entre o h e o datum através de uma placa infinita; (c) Correção de Terreno trata o relevo topográfico nas imediações do ponto do levantamento, retirando "A"s e incluindo "B" (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009)

2.1.3.4 Correção Bouguer

A Correção Bouguer, assim como a Correção de Ar Livre, também é uma correção relacionada à elevação. De forma a complementar a anterior, a Correção Bouguer busca levar em conta o efeito gravitacional das rochas presentes entre a altura h e o *datum*. Para realizar esta correção, é criada uma placa horizontal infinita de densidade homogênea ρ e espessura igual à altura h do ponto de observação, representando a camada de rocha (esquema apresentado na Figura 3b). A implementação da Correção Bouguer deve ser feita utilizando a equação 11 (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009; HINZE, FRESE & SAAD, 2012).

$$g_{Bg} = 2\pi G\rho h, \quad (11)$$

Onde G é a Constante Gravitacional Universal apresentada na seção 2.1, h deve estar em metros e ρ em kg/m^3 .

Para levantamentos em terra a Correção Bouguer deve ser subtraída, pois a atração gravitacional provocada pela rocha localizada entre o ponto de observação h e o *datum* deve ser retirada da gravidade observada g_{obs} . Para levantamentos marinhos a Correção Bouguer deve ser adicionada, para compensar a falta de rocha entre o ponto de observação e o fundo marinho. Porém a formulação é levemente diferente. Em ambientes marinhos a ideia é substituir a coluna d'água de espessura z por uma rocha de densidade ρ_r , atendendo a formulação da equação 12 (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009).

$$g_{Bg} = 2\pi G(\rho_r - \rho_a)z, \quad (12)$$

Onde G é a Constante Gravitacional Universal, z deve estar em metros e ρ_r e ρ_a são as densidades da rocha substituinte e da água em kg/m^3 .

Porém, durante a formulação desta correção, duas suposições são feitas: 1) a placa (e, conseqüentemente, todas as rochas localizadas entre a elevação h e o *datum*) possui densidade homogênea; 2) e a extensão dessa placa é infinita. Entretanto, essas duas suposições não correspondem à realidade. Para lidar com o primeiro problema, é necessário já ter um bom conhecimento das rochas e suas densidades. Além disso, sabe-se que a segunda suposição é válida somente em raras ocasiões (como em grandes platôs, por exemplo).

Isso é uma questão bastante sensível para a gravimetria, pois as áreas adjacentes ao ponto de observação são importantes para a qualidade e confiabilidade do dado final. Observe que, no caso da Figura 4, tanto para áreas adjacentes à estação de medida que possuem elevação maior do que h quanto para áreas abaixo de h , a aplicação da Correção Bouguer é a mesma: subtração. Porém, isto deveria ser diferente, já que elevações acima da estação de medida exercem uma Força contrária à gravidade, enquanto vales não possuem a mesma força de atração. Este problema será abordado na seção seguinte (TELFORD, GELDART & SHERIFF, 1990; LOWRIE, 2007; KEAREY, BROOKS & HILL, 2009).

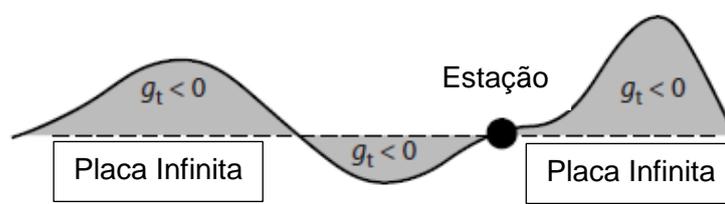


Figura 4 - Esquema representando uma área montanhosa, onde será aplicada uma Correção Bouguer em uma elevação h , porém a interação de vales e montanhas nas áreas adjacentes à estação é diferente (Modificado de HINZE, FRESE & SAAD, 2012)

2.1.3.5 Correção de Terreno

Pelos problemas apresentados, não é possível afirmar que o dado está completamente corrigido para quaisquer efeitos de terreno. Para uma correta redução é necessário que seja realizada ainda uma Correção de Terreno ou Topográfica, que considera a forma irregular do terreno em volta do ponto de observação (Figura 3c)

(KEAREY, BROOKS & HILL, 2009). Esta é uma correção comparativamente mais prática, e que é facilmente realizada utilizando *softwares* comerciais de métodos potenciais, como o *Oasis montaj*, através da utilização de Modelos Digitais de Terreno (DEM).

Para realizar esta correção manualmente é necessária uma graticula que divide a região da estação do levantamento em vários compartimentos, conhecida como Carta de Hammer (Figura 5a). Sobre põe-se esta graticula a um mapa topográfico da região (Figura 5b), com uma estação de levantamento fixa no centro, e assim é possível calcular a elevação média de cada compartimento. Com a elevação calculada é possível calcular o efeito gravitacional de cada um desses compartimentos, para depois somá-los separadamente à gravidade observada (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009).

Em regiões de topografia suave, como planícies, a correção de terreno tem um impacto menor, pois os efeitos são da casa dos 1 mGal. Já em regiões mais acidentadas, o impacto da correção de terreno é maior, especialmente em vales, topos de montanhas e desfiladeiros, tornando esta correção mais necessária. Em áreas em que o efeito da correção for menor do que a precisão desejada para o levantamento, é possível ignorar esta correção (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009).

A utilização combinada da Correção Bouguer e da Correção de Terreno também pode ser chamada de Correção Bouguer Completa.

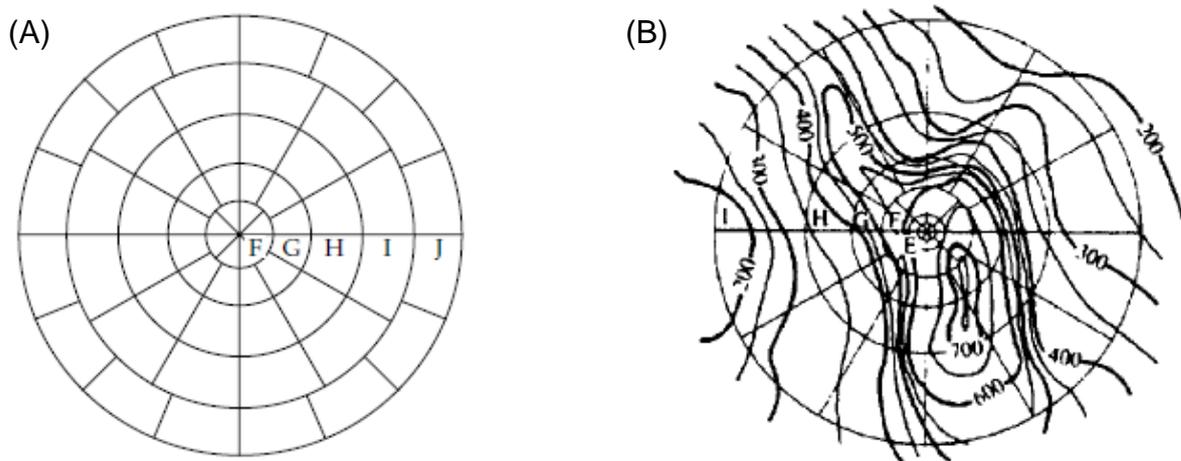


Figura 5 - (A) Carta de Hammer, utilizada para a realização de Correções Topográficas (LOWRIE, 2007); (B) Carte de Hammer sendo utilizada em cima de um Mapa Topográfico (TELFORD, GELDART & SHERIFF, 1990).

2.1.3.6 Correção de Maré

Os instrumentos que medem a aceleração da gravidade também são sensíveis a mudanças nos efeitos gravitacionais do Sol e principalmente da Lua. Esses efeitos gravitacionais afetam a forma da Terra de maneira parecida com que causam as marés, porém elas são de magnitude bem menor do que as oceânicas e seu período dura em torno de 12 h. A forma terrestre é levemente afetada provocando alterações nas elevações e, conseqüentemente, afastando esses pontos do centro de massa da Terra. Esta correção é muito importante em levantamentos de alta precisão, pois a variação provocada é da casa dos 0,3 mGal. Os efeitos provocados pela maré sólida terrestre são previsíveis e podem ser calculados rapidamente por um computador (TELFORD, GELDART & SHERIFF, 1990; KEAREY, BROOKS & HILL, 2009).

2.1.3.7 Correção de Eötvös

Em levantamentos feitos com veículos em movimento, como levantamentos marinhos e aéreos, é necessário remover da medição da aceleração da gravidade qualquer efeito causado pela aceleração de Eötvös, muito mais forte em veículos em movimento. A aceleração de Eötvös pode ser resumida como a componente horizontal da velocidade experimentada pelo próprio veículo. Essa componente pode reforçar ou se opor à aceleração da gravidade, de acordo com a latitude (TELFORD, GELDART & SHERIFF, 1990; LOWRIE, 2007; KEAREY, BROOKS & HILL, 2009).

A Correção de Eötvös pode ser formulada de acordo com as equações 13 e 14, de acordo com a unidade de medida utilizada para registrar a velocidade do veículo (seja este uma embarcação ou um avião).

$$g_{Eötvös} = 7,487V \sin(\omega) \cos(\varphi) + 0,004154V^2 \text{ mGal}, \quad (13)$$

Onde V é a velocidade do veículo (embarcação ou avião) em nós, ω é a direção do levantamento no ponto de observação e φ é a latitude do ponto de observação (HINZE, FRESE & SAAD, 2012).

$$g_{Eötvös} = 4,040V \cos(\omega) \cos(\varphi) + 0,00121V^2 \text{ mGal}, \quad (14)$$

Onde V é a velocidade do veículo (embarcação ou avião) em km/h, ω é a direção do levantamento no ponto de observação e φ é a latitude do ponto de observação (HINZE, FRESE & SAAD, 2012).

2.1.4 Anomalias Gravimétricas

Segundo Hinze, Frese & Saad (2012), “a anomalia da gravidade é definida como a diferença entre a aceleração da gravidade vertical observada e a teórica ou predita”. Transformando isso na forma de uma equação, é obtida a equação 15.

$$\Delta g = g_{obs} - g_{\varphi}. \quad (15)$$

A aceleração da gravidade observada é obtida após as etapas de correções apresentadas na seção 2.1.3, e é relativa a um *datum* arbitrário ou um valor absoluto amarrado a uma estação-base reconhecida por ter um valor absoluto de gravidade bem definido (HINZE, FRESE & SAAD, 2012). Já a aceleração da gravidade teórica é a aceleração da gravidade no ponto de medida levando em conta variações da gravidade por fatores planetários e de terreno (HINZE, FRESE & SAAD, 2012).

As anomalias gravimétricas mais comuns são Anomalias de Ar Livre e Anomalia Bouguer, que são normalmente apresentadas nas formas de perfis e mapas de contorno (LOWRIE, 2007; KEAREY, BROOKS & HILL, 2009).

2.1.4.1 Anomalia de Ar Livre

Feitas as considerações acima, podemos então definir a Anomalia de Ar Livre (AAL) como formulado na equação 16.

$$AAL = g_{obs} + (\Delta g_{al} + \Delta g_{Terreno} + \Delta g_{Maré}) - g_{\varphi}, \quad (16)$$

Onde as correções em parênteses são as Correções de Ar Livre, Terreno e Maré, respectivamente e g_{obs} é a aceleração da gravidade observada no ponto de medida, já corrigido da deriva instrumental, e g_{φ} (Equação 7) é a estimativa da aceleração da gravidade de acordo com a latitude (Correção de Latitude) (LOWRIE, 2007).

Ao se calcular a AAL, somente a Correção de Ar Livre é realizada. Portanto, é importante lembrar que a porção da gravidade devida a atração da massa acima do *datum* não é levada em consideração. Isso pode ser uma vantagem, já que não há nenhuma interferência externa, feita de suposições sobre as massas da Terra (LOWRIE, 2007; HINZE, FRESE & SAAD, 2012).

A Anomalia de Ar Livre fornece uma ampla estimativa do grau de compensação isostática de uma área, assim como é utilizada para a indicação e modelagem de zonas de fraturas oceânicas, zonas de subducção e regiões de alto mar em que o sensor está longe do fundo marinho (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009; HINZE, FRESE & SAAD, 2012; LUZ *et al.*, 2017).

2.1.4.2 Anomalia Bouguer

Depois de já feitas as considerações iniciais, podemos definir a Anomalia Bouguer (AB) de acordo com a equação 17.

$$AB = g_{obs} + (\Delta g_{al} - \Delta g_{Bg} + \Delta g_{Terreno} + \Delta g_{Maré}) - g_{\varphi}, \quad (17)$$

Onde as correções em parênteses são as Correções de Ar Livre, Bouguer, Terreno e Maré, respectivamente e g_{obs} é a aceleração da gravidade observada no ponto de medida, já corrigido da deriva instrumental, e g_{φ} é a estimativa da aceleração da gravidade de acordo com a latitude (Correção de Latitude) (LOWRIE, 2007). Tenha em mente que os sinais de Δg_{al} e Δg_{Bg} podem mudar de acordo com a situação.

Ao se calcular a AB é importante escolher com cautela o valor de densidade ρ que será utilizado para calcular a Correção Bouguer, pois para cada 100 kg/m^3 há uma alteração de magnitude $0,004193 \text{ mGal/m}$ no cálculo de Δg_{Bg} (HINZE, FRESE & SAAD, 2012).

A AB é amplamente utilizada como base para a interpretação de dados gravimétricos terrestres, especialmente em pesquisas com viés econômico. Ela se difere da AAL pois considera a gravidade provocada pela massa entre o ponto de observação e o nível do *datum* do levantamento (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009; HINZE, FRESE & SAAD, 2012).

Nas montanhas, o valor da AB normalmente alcança -400 mGal ou menos, nos oceanos profundos o valor médio é de +300 mGal e, em locais continentais onde a topografia é de 300m, a AB possui valor aproximado de -30 mGal. A tendência da relação entre as AB e a altura dos pontos de observação para dados regionais pode ser predita com base na equação da placa infinita da Correção Bouguer (HINZE, FRESE & SAAD, 2012).

2.1.5 Densidade das Rochas

Como descrito anteriormente, o objetivo de um levantamento gravimétrico é poder analisar, de forma indireta, variações de densidade. Portanto, depois de analisar e discutir sobre todas as etapas acima descritas de redução dos dados, agora será abordado o tópico da densidade.

Após todas as etapas de correção do dado adquirido para a retirada de efeitos diversos que afetam a aceleração da gravidade, como a deriva do instrumento, marés planetárias, terreno vizinho à estação, e que não estão relacionados à estrutura interna da Terra, restam somente então os efeitos causados pela estrutura interna da Terra: sua densidade. Desta forma, é possível garantir que qualquer anomalia de gravidade esteja atrelada a anomalias de densidade. As anomalias de densidade podem ser descritas através da equação 18.

$$\Delta\rho = \rho_1 - \rho_2, \quad (18)$$

Onde ρ_1 é a densidade do corpo rochoso de interesse e ρ_2 é a densidade do corpo rochoso circundante. Como a densidade é uma propriedade intrínseca de qualquer material, definida como a massa de um material por unidade de volume que ele ocupa, há um intervalo de valores já esperados para a densidade de cada tipo de rocha e material, como os apresentados na forma de tabela por Telford, Geldart & Sheriff (1990), Lowrie (2007), Kearey, Brooks & Hill (2009) e Hinze, Frese & Saad (2012).

A densidade dos minerais é bastante ampla: varia de 1.990 kg/m³ para a silvina até 20.000 kg/m³ para o ouro, embora a grande maioria dos minerais mais frequentes possui densidade entre 2.500 e 3.500 kg/m³. Enquanto isso, os minerais metálicos de

interesse econômico exploratório possuem densidades mais elevadas, no intervalo de 4.000 a 6.000 kg/m³. Mas como os minerais não ocorrem sozinhos nas rochas, é necessário pensar na rocha como um todo (HINZE, FRESE & SAAD, 2012).

A densidade das rochas varia principalmente de acordo com a sua classificação. A densidade das rochas ígneas e metamórficas é geralmente maior do que a densidade das rochas sedimentares. A grande variedade de valores de densidade para as rochas sedimentares se deve a mudanças em porosidade, idade, cimentação, compactação, fluido, profundidade, entre outros. Por exemplo, espera-se que a densidade de um arenito carbonífero seja maior do que a densidade de um arenito cretáceo. Na Figura 6 é possível observar uma relação de aumento da densidade para diversas litologias com o aumento progressivo da profundidade. A densidade também tem uma forte relação com o grau de metamorfismo sofrido por uma rocha: quanto maior o grau, maior a densidade. Isso ocorre, pois, o processo de metamorfismo tende a preencher os poros vazios. Portanto, sedimentos e rochas ígneas metamorfizadas (como o mármore e o quartzito) são normalmente mais densos do que seus protólitos (LOWRIE, 2007; KEAREY, BROOKS & HILL, 2009; HINZE, FRESE & SAAD, 2012).

Na tabela 1 são apresentados os intervalos de valores esperados para as densidades de algumas rochas sedimentares, metamórficas e ígneas encontradas em bacias sedimentares, baseados em valores encontrados na literatura.

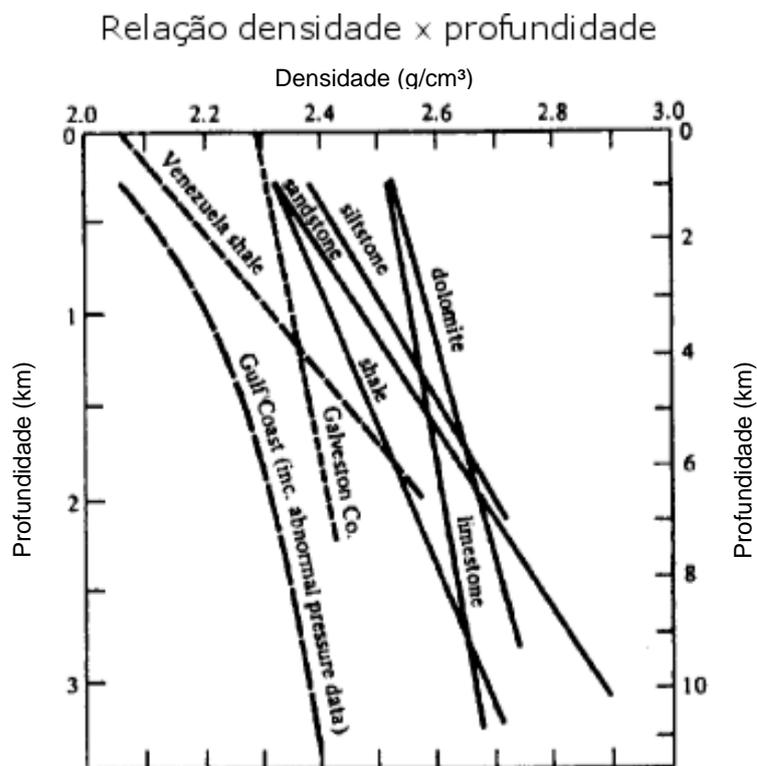


Figura 6 - Gráfico representando, para diversas litologias, a relação de suas densidades com a profundidade (TELFORD, GELDART & SHERIFF, 1990)

2.1.6 Modelagem Gravimétrica

A modelagem gravimétrica, objetivo final deste trabalho, consiste resumidamente na construção de um volume de cubos que representa um modelo de blocos de litologia, que contém informações de densidade. Esses modelos podem ser feitos em 2, 2,5, 3 ou até 4 dimensões, e o preenchimento das informações pode ser feito através de métodos iterativos ou automáticos de tentativa e erro, métodos de otimização ou métodos que utilizam a transformada de Fourier (CASTRO, 2005).

É possível descrever duas maneiras de se fazer essa modelagem: a forma inversa, também conhecida como inversão; e a forma direta, utilizada neste trabalho. A modelagem direta é um processo mais manual, realizado através de tentativa e erro, no qual se possui um dado observado e, a partir das densidades e das formas das fontes de sinal assumidas, é gerado um perfil calculado. Assim sendo, tanto as densidades como as formas das fontes podem (e devem) ser manipuladas. Dessa forma, o perfil calculado é alterado, de forma a ajustá-lo aos dados reais observados.

Tabela 1 - Intervalos de densidade (em g/cm³) para alguns tipos de rochas

Litologia		Intervalo de Densidade (g/cm ³)
Arenito	Cretáceo	2,050 – 2,350
	Triássico	2,250 – 2,300
	Carbonífero	2,350 – 2,550
Folhelho		2,060 – 2,660
Calcário		1,940 – 2,230
Dolomita		2,280 – 2,900
Halita		2,100 – 2,400
Anidrita		2,290 – 3,000
Xisto		2,390 – 2,900
Gnaisse		2,610 – 2,990
Quartzito		2,600 – 2,700
Anfibolito		2,790 – 3,140
Peridotito		2,780 – 3,370
Basalto		2,700 – 3,200
Ígneas básicas		2,090 – 3,170
Ígneas ácidas		2,300 – 3,110

Modificado de Telford, Geldart & Sheriff, 1990; Kearey, Brooks & Hill, 2009

É importante frisar que, independente da forma usada, a modelagem gravimétrica possui uma grande questão de ambiguidade e não unicidade inerente ao método, onde uma mesma resposta pode ser gerada por diversas combinações de densidades em profundidade. Por isso é preciso analisar as diversas soluções de acordo com o que faz sentido geologicamente, além de também adicionar vínculos tanto de litologias como de estruturas, informações *a priori*, para tentar contornar esse problema de não unicidade do método.

2.2 SÍSMICA DE REFLEXÃO

Devido aos grandes investimentos da indústria do hidrocarboneto, este se tornou um dos métodos geofísicos mais amplamente difundidos e utilizados, bastante apropriado para mapear extensas seqüências sedimentares. Nas áreas mais rasas, é possível mapear as camadas sedimentares mais próximas à superfície, em investigações sobre o nível do lençol freático ou para fundações de engenharia. É um método versátil, podendo ser executado tanto em ambientes marinhos quanto em terrestres. Parte do sucesso do método é associado aos dados brutos serem processados de forma a gerar uma seção sísmica, tendo uma imagem mais próxima possível da estrutura geológica presente em subsuperfície.

A sísmica se baseia na propagação de ondas acústicas na Terra para poder estudar a subsuperfície. Sua técnica consiste em uma fonte que emite um pulso de energia que se propaga, sendo refratado e/ou refletido de acordo com sua interação com a interface localizada entre duas camadas e, por fim, retorna à superfície para ser registrado no domínio do tempo por um dos receptores. Um esquema meramente ilustrativo, representando uma aquisição sísmica marinha do tipo *Ocean Bottle Cable* (OBC), pode ser visto na Figura 7. Neste tipo de levantamento, é mantida uma estrutura de receptores fixos no fundo marinho e as fontes sísmicas são rebocadas na superfície.

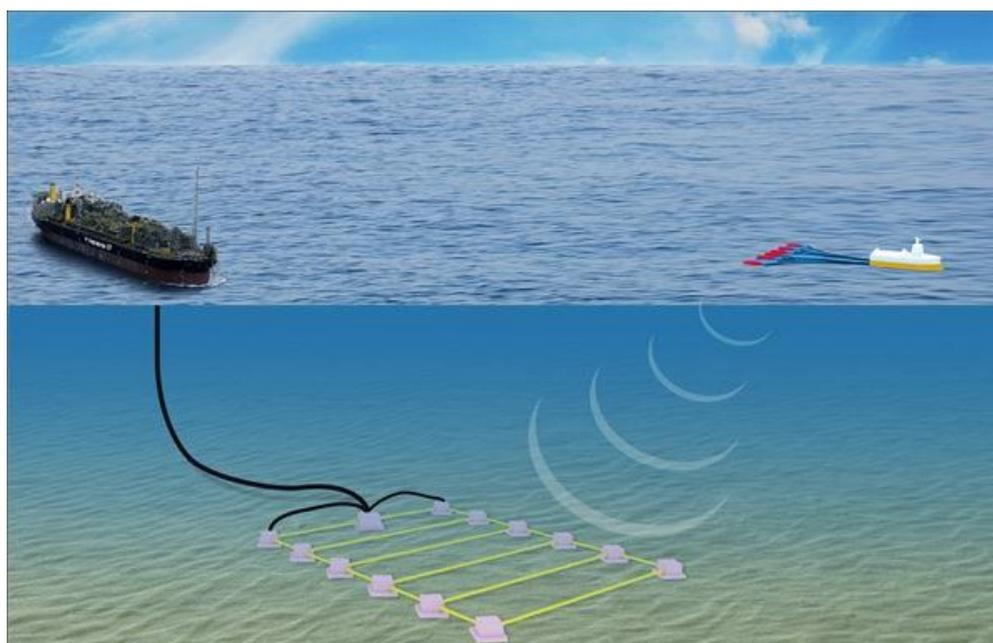


Figura 7 - Desenho ilustrativo de um levantamento sísmico marinho OBC. Este tipo de tecnologia foi implementado em 2014 no Campo de Jubarte, para monitoramento contínuo da área (PETROBRAS, 2014)

2.2.1 Ondas Sísmicas

Segundo Kearey, Brooks e Hill (2009), as “ondas sísmicas são pacotes de energia de deformação elástica que se propagam radialmente a partir de uma fonte sísmica” artificial. Essas fontes geram trens de onda de curta duração, que contam com uma banda de frequências limitada, e se propagam radialmente a partir de uma fonte sísmica a uma velocidade determinada pelas propriedades físicas das rochas circundantes. As velocidades de propagação desses pulsos sísmicos são controladas pelos módulos elásticos e pelas densidades dos materiais por onde eles se propagam. Existem dois tipos de onda: as chamadas *ondas de corpo*, que se propagam através do volume do sólido, e as chamadas *ondas superficiais*, que se propagam ao longo das superfícies que limitam os sólidos (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009). Neste trabalho será utilizada somente a onda de corpo compressional, exercendo movimentos de compressão e expansão na direção de propagação da onda (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009).

A velocidade V_p de uma onda de corpo compressional em um meio homogêneo qualquer é dada pela equação 19.

$$v_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}, \quad (19)$$

Onde K representa o módulo de volume (ou *módulo de Bulk*, ou incompressibilidade), que mede a resistência do material a uma mudança no volume, μ é o módulo cisalhante (ou módulo de rigidez), que mede a resistência do material ao cisalhamento e ρ é a densidade (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009).

2.2.2 Ondas Sísmicas nas Interfaces

Quando um pulso sísmico atinge a interface entre duas camadas com propriedades físicas distintas, sofre uma mudança na velocidade de propagação. Esta mudança de velocidade é causada por essas diferenças de propriedades acústicas. Nesta interface, a energia do raio incidente é dividida entre pulso transmitido e pulso refletido, cuja soma total de energias deve ser igual. Dependendo da interação com as interfaces, esse pulso pode retornar de diferentes formas. O que controla a

proporção entre energia transmitida e refletida é o contraste de impedância acústica Z na interface. A impedância acústica compressional pode ser definida como o produto da densidade ρ com a velocidade compressional da onda v_p através da equação 20 (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009).

$$Z_p = \rho \cdot v_p.$$

Não é simples relacionar a impedância acústica com nenhuma propriedade única da rocha, mas, em geral, quanto mais rígida a rocha, maior será sua impedância. Também é simples – e correto – imaginar que, quanto menor for o contraste de impedância, maior será a quantidade de energia transmitida; a recíproca também é válida (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009).

Uma medida que é utilizada para quantificar a proporção de energia transmitida e energia incidente, é o Coeficiente de Reflexão R , apresentado na forma da equação 21 (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009).

$$R = \frac{A_1}{A_0}, \quad (21)$$

Onde A_1 e A_0 são as amplitudes dos raios refletido e incidente, respectivamente. Para raios com incidência próxima à normal, é possível utilizar uma das Equações de Zoeppritz (ZOEPPRITZ, 1919 *apud* KEAREY, BROOKS & HILL, 2009), para relacionar o Coeficiente de Reflexão R às impedâncias acústicas Z dos meios. Essa relação simplificada é dada pela equação 22 (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009).

$$R = \frac{Z_{p2} - Z_{p1}}{Z_{p2} + Z_{p1}}, \quad (22)$$

Onde Z_{p2} e Z_{p1} são os valores de impedância acústica compressional na segunda e na primeira camada, respectivamente. Nos casos em que $R = -1$, significa que houve uma mudança de fase de π (180°) no raio refletido; se $R = 0$, toda a energia incidente foi transmitida; se $R = 1$, todo o raio foi refletido, porém sem mudança de fase (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009).

Porém, se forem considerados pulsos de ondas P incidindo obliquamente uma interface com contraste de impedância, o raio de onda P transmitido percorre a camada com a direção de propagação alterada, como mostra a Figura 8, e é chamado

de raio refratado. Assim como no caso do contato entre ar e água, a conhecida Lei de Snell (apresentada na equação 23) é aplicada.

$$\frac{\sin \theta_i}{v_i} = \frac{\sin \theta_r}{v_r}, \quad (23)$$

Onde v_i e v_r são as velocidades das ondas P no meio em que a onda incide e no meio em que a onda reflete, respectivamente, e θ_{pi} e θ_{pr} são os ângulos de incidência da onda P e de refração da onda P, com relação à normal. O ângulo de reflexão, também definido pela lei de Snell, será igual ao ângulo de incidência. Note que, se $v_r > v_i$, o raio é refratado, portanto $\theta_{pr} > \theta_{pi}$ (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009).

No retorno da onda à superfície, ela é registrada por um ou mais receptores devidamente posicionados. O traço sísmico representa os picos de refletividade das camadas geológicas envolvidos com o pulso sísmico, registrados pelo receptor. Esses registros são então agrupados e exibidos na forma de sismogramas, uma representação visual dos padrões locais ou de movimentação vertical do solo (no caso de levantamentos terrestres) ou de variação de pressão (no caso de levantamentos marinhos) através do tempo. Os registros brutos são então tratados através de diversas etapas de processamento, visando obter uma seção sísmica em tempo, que depois será convertida para uma seção sísmica em profundidade, a mais próxima possível de uma seção geológica (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009).

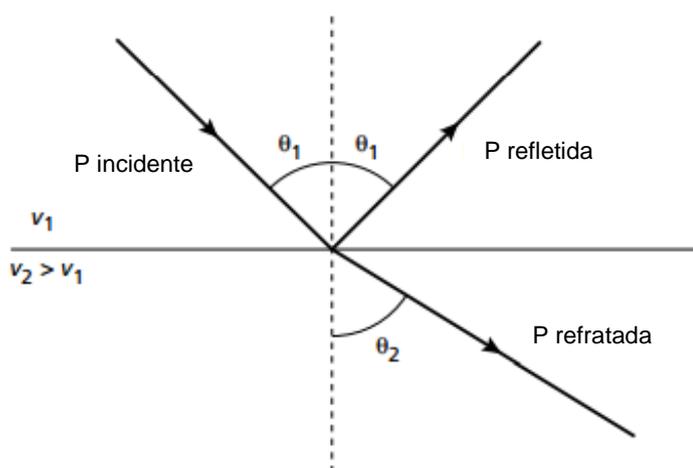


Figura 8 - Trajeto das ondas P refletidas e refratadas associadas à onda P incidente obliquamente numa interface com contraste de impedância acústica (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009)

2.2.3 Velocidade das Ondas Sísmicas nas Rochas

Assim como a densidade (ver Tabela 1), a velocidade da onda compressional também não é única para mesmas litologias. Em virtude da variedade composicional, de porosidade, de fluidos nos poros, entre outros (no total, são 21 parâmetros que definem a velocidade (ROBEIN, 2003)), as rochas diferem quanto a seus módulos elásticos e densidades, e, portanto, quanto às suas velocidades sísmicas. No que diz respeito às camadas de rochas investigadas pela sísmica, informações sobre velocidades de ondas compressionais e cisalhantes são de extrema importância, pois são necessárias para a conversão de tempo de propagação para profundidade e fornecem uma indicação sobre a litologia ou, em alguns casos, a natureza de seus fluidos intersticiais (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009).

Para correlacionar velocidades de rochas com litologia, a hipótese de que as estruturas das rochas são homogêneas e isotrópicas deve ser revista. A uniformidade e isotropia da rocha irá depender da escala de investigação que está se usando de acordo com o método de investigação. É claro que em uma investigação com um testemunho de 10 metros, em laboratório, uma intercalação entre camadas de 1 metro de espessura cada irá fazer com que o testemunho como um todo seja não-homogêneo. Mas, considerando a escala de investigação sísmica, seu testemunho poderá ser considerado homogêneo.

Como já mencionado, são 21 fatores inter-relacionados que têm diversos papéis na determinação da velocidade em uma camada específica. É a influência desses fatores na densidade ρ e nos parâmetros elásticos K e μ que influencia a velocidade sísmica na rocha. Uma rápida pesquisa na literatura nos mostra que a velocidade sísmica compressional é dependente de diversos fatores, sendo a composição das rochas e a porosidade os mais importantes (ELLIS & SINGER, 2008).

Aspectos microscópicos, como detalhes dos grãos e sua forma, são extremamente relacionados a outros fatores, como os mencionados anteriormente. O principal resultado é que as velocidades associadas a essas variações têm uma ampla gama de valores, mesmo dentro do mesmo tipo de rocha. Consequentemente, há uma sobreposição dos valores de velocidade que correspondem a vários tipos litológicos, o que descarta a possibilidade de se identificar litologias através somente da

velocidade (ELLIS & SINGER, 2008, KEAREY, BROOKS & HILL, 2009, AL-CHALABI, 2014).

Al-Chalabi (2014) apresenta a Tabela 2 com os valores das ondas P de acordo com tipos de algumas das rochas mais comuns. Essa tabela foi montada tentando representar a grande maioria dos casos, de acordo com diversos trabalhos da literatura, mas buscando não apresentar valores muito anômalos. Listas similares a estas podem ser encontradas em outras pesquisas (GARDNER *et al.*, 1974; WATERS, 1978; AL-CHALABI, 1979; SHERIFF & GELDART, 1995; MAXKO *et al.*, 2009 *apud* AL-CHALABI, 2014).

Tabela 2 – Intervalos de velocidades (em m/s) para alguns tipos de rochas

Litologia	Intervalo de Velocidade (m/s)
Zona Intemperizada	200 – 1.300
Aluvião	750 – 2.000
Depósitos Glaciais	1.500 – 2.600
Folhelho	1.500 – 4.800
Arenito	1.900 – 5.800
Calcário	2.300 – 7.000
Dolomita	3.800 – 7.000
Halita	4.400 – 4.600
Anidrita	4.500 – 7.100
Granito	4.700 – 6.200
Outras Rochas Ígneas e Metamórficas	4.200 – 7.200

Fonte: AL-CHALABI, 2014

2.3 PERFIS DE POÇO

Segundo Ellis & Singer (2008), a perfilagem de poços é definida como “um registro das características das formações rochosas examinadas por um dispositivo de medidas em um poço” (Tradução Livre). Existem mais de 50 tipos de perfis que podem ser exibidos e vários equipamentos de medida podem ser arranjados na mesma sonda, fornecendo medidas *in situ* de parâmetros relacionados à litologia, porosidade, presença de hidrocarbonetos e outras propriedades das rochas que possam ser de interesse exploratório. A primeira técnica de perfilagem desenvolvida foi a medição da condutividade elétrica, que depende da natureza eletrolítica do(s) fluido(s) que preenche(m) o espaço poroso.

2.3.1 Densidade

Este é um perfil que faz medições contínuas das variações de densidade das camadas em relação com a profundidade. É necessário um controle da velocidade de descida da sonda, pois a ferramenta pode acabar não fazendo medições efetivas da densidade e o seu perfil acabará não sendo fidedigno (NERY, 2013).

A densidade das formações é medida através do bombardeio das paredes do poço por um feixe monoenergético de raios gama γ através de uma fonte artificial de césio ^{137}Cs que emite energia de intensidade 0,667 MeV. O efeito Compton é o principal processo de interação entre o raio gama e os elétrons do meio. A partir do momento da emissão, ocorrem interações entre os raios gama e a rocha (incluindo os fluidos que preenchem seus poros), de maneira que com o aumento do número de interações, a intensidade do feixe de raio gama que foi emitido irá diminuir. O segundo aparelho que compõe o equipamento, o detector, é responsável por medir a intensidade da energia que chega até ele (NERY, 2013).

É simples pensar que, quanto mais densa a rocha for, mais interações ocorrerão entre os raios gama e a matéria, e uma radiação de menor intensidade será percebida no detector; a recíproca também é válida. Isso se dá, pois, o efeito Compton é proporcional ao número de elétrons por unidade de volume, que é proporcional à densidade da formação. Assim, este perfil responde diretamente à densidade da formação e inversamente à porosidade (NERY, 2013).

Mas não é só à densidade da formação que o perfil de densidade responde. Ele também interage com: a lama de perfuração, que está no caminho entre a fonte e a Formação; os hidrocarbonetos que saturam a formação, que por terem menor densidade do que a água, causam uma diminuição na densidade total da rocha; por fim, temos a presença de argila, que por ser menos densa e acumular água, tenderá a diminuir o valor da densidade medida (NERY, 2013).

Este perfil é amplamente usado nas investigações de poço em conjunto com outros perfis, especialmente para cálculo para porosidade, determinação de litologias, identificação de zonas de hidrocarbonetos leves (gás e/ou compensado), cálculo das constantes elásticas e também cálculo do coeficiente de reflexão R (NERY, 2013).

2.3.2 Sônico

O avanço da indústria exploratória de hidrocarbonetos estimulou a introdução de mais esta técnica na perfilagem, cuja utilização inicial foi focada na correlação entre o tempo das ondas sísmicas e a profundidade das camadas sedimentares. O equipamento possui um princípio de funcionamento similar à sísmica convencional, e é composto por uma fonte transmissora de onda elástica e um ou mais receptores. Através do transmissor são emitidos pulsos de sinal, de frequência centrada em 20 kHz, que viajam através de uma porção da lama de perfuração e da formação rochosa mais próxima à parede do poço para serem captados pelos receptores, que estão posicionados a distâncias fixas já conhecidas. Assim é possível ter uma medida do tempo de trânsito (ou vagariedade) das ondas, onde se mede o tempo de chegada das perturbações nas formações (NERY, 2013).

Como já mencionado anteriormente na seção 2.2.3, a velocidade das ondas em geral varia de acordo o meio em que elas estão se propagando. Comparando um meio sólido, um meio líquido e um meio gasoso, a onda será mais rápida no meio sólido do que no meio líquido e ainda mais baixa no meio gasoso. Portanto, o tempo para a onda percorrer um meio sólido será menor do que percorrer um meio líquido e ainda menor do que percorrer um meio gasoso. Fazendo uma analogia com as rochas, com um exemplo em que se tem duas rochas semelhantes, chamadas de amostra I e amostra II, porém a amostra I tem porosidade maior do que a amostra II. Nesse caso, o tempo de trânsito da onda na amostra I será maior do que na amostra II. Isso porque,

independente do material que preenche os poros da amostra I , a velocidade nos poros é menor do que na matriz rochosa. Portanto, a velocidade total é afetada, sendo diminuída, e o tempo de trânsito aumenta (NERY, 2013). Na Figura 9 é possível ver uma imagem de representação da ferramenta sônica de medição.

A técnica tem vários usos: correlação geológica, inferência sobre a porosidade – inclusive a porosidade secundária, estimativa de litologia, detecção de áreas de sobrepressão, estimativa de permeabilidade, entre outros. Usando-se o perfil em conjunto com outros, como o de densidade, é possível aplicar a técnica *Amplitude versus Offset (AVO)*.

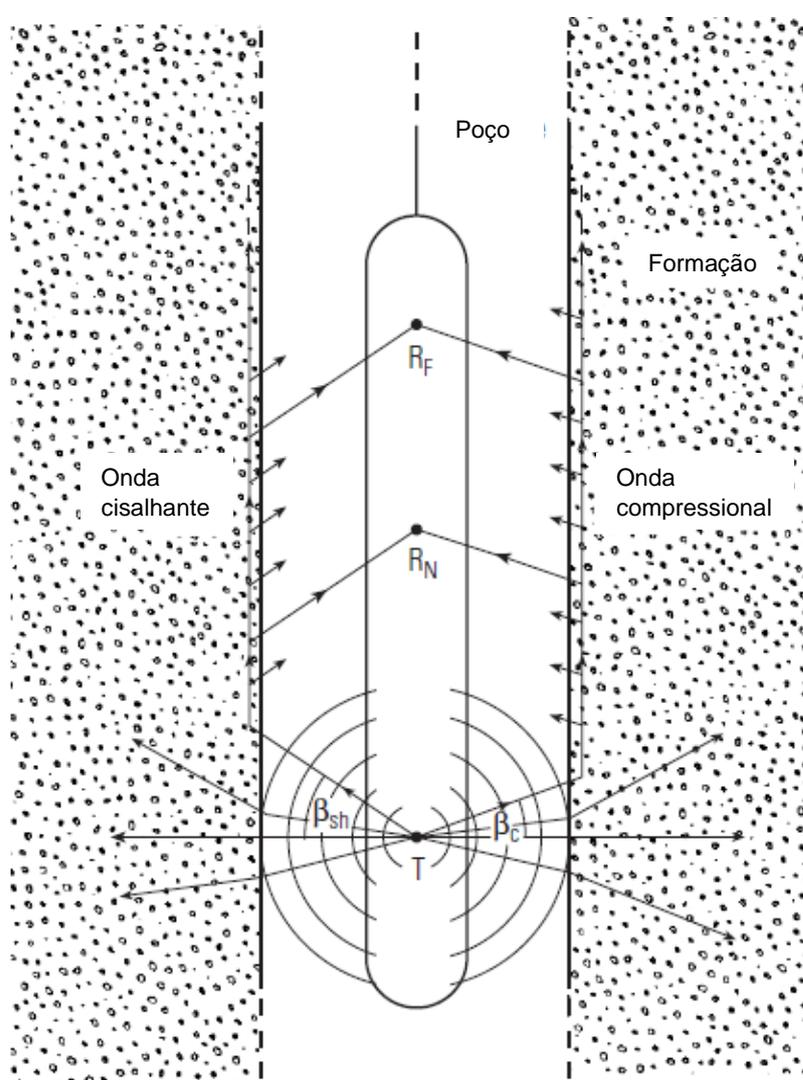


Figura 9 - Ferramenta sônica de investigação de tempo de trânsito, com uma fonte transmissora T das ondas elásticas e dois receptores, R_N e R_F . Em um esquema desse tipo, com dois receptores, é calculada a diferença de tempo de chegada da onda compressional em cada um dos receptores (ELLIS & SINGER, 2008)

2.3.3 Checkshot

O *checkshot* é uma forma de levantamento sísmico de poço, com o qual se determina a velocidade média das formações com base no tempo que a onda sísmica leva para chegar desde a fonte, localizada na superfície, até geofones, que estão localizados no interior do poço, em profundidades já conhecidas. Este tipo de levantamento é feito com o intuito de complementar o perfil sônico, fornecendo um tempo de referência para o trânsito de uma onda da superfície até o início do registro do perfil de poço sônico, além de auxiliar a aferir a curva do somatório dos tempos de trânsito da onda ao percorrer um intervalo da Formação (BIANCHINI *et al.*, 2014).

3 ÁREA DE ESTUDO

A Bacia de Santos está localizada no litoral dos estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina, se estendendo até a cota batimétrica de 3.000 m (Figura 10). A bacia faz limite a norte com a Bacia de Campos através do Alto de Cabo Frio e faz limite a sul com a Bacia de Pelotas através do Alto de Florianópolis, ocupando cerca de 350.000 km². Seu maior destaque é a presença de camadas deposicionais evaporíticas, com espessuras médias da ordem de 2.000 m, de idade neoptiana (PEREIRA & MACEDO, 1990; MOREIRA *et al.*, 2007).

A bacia de Santos teve sua formação e desenvolvimento associados aos processos tectônicos de ruptura e separação do paleocontinente Gondwana, que levaram à abertura do Oceano Atlântico e à instalação do Sistema de Riftes do Leste Brasileiro (PEREIRA & MACEDO, 1990; CHANG, 1992). A sua história tem início do Hauteriviano, sendo classificada como uma bacia rifte de margem passiva por Moreira *et al.* (2007).

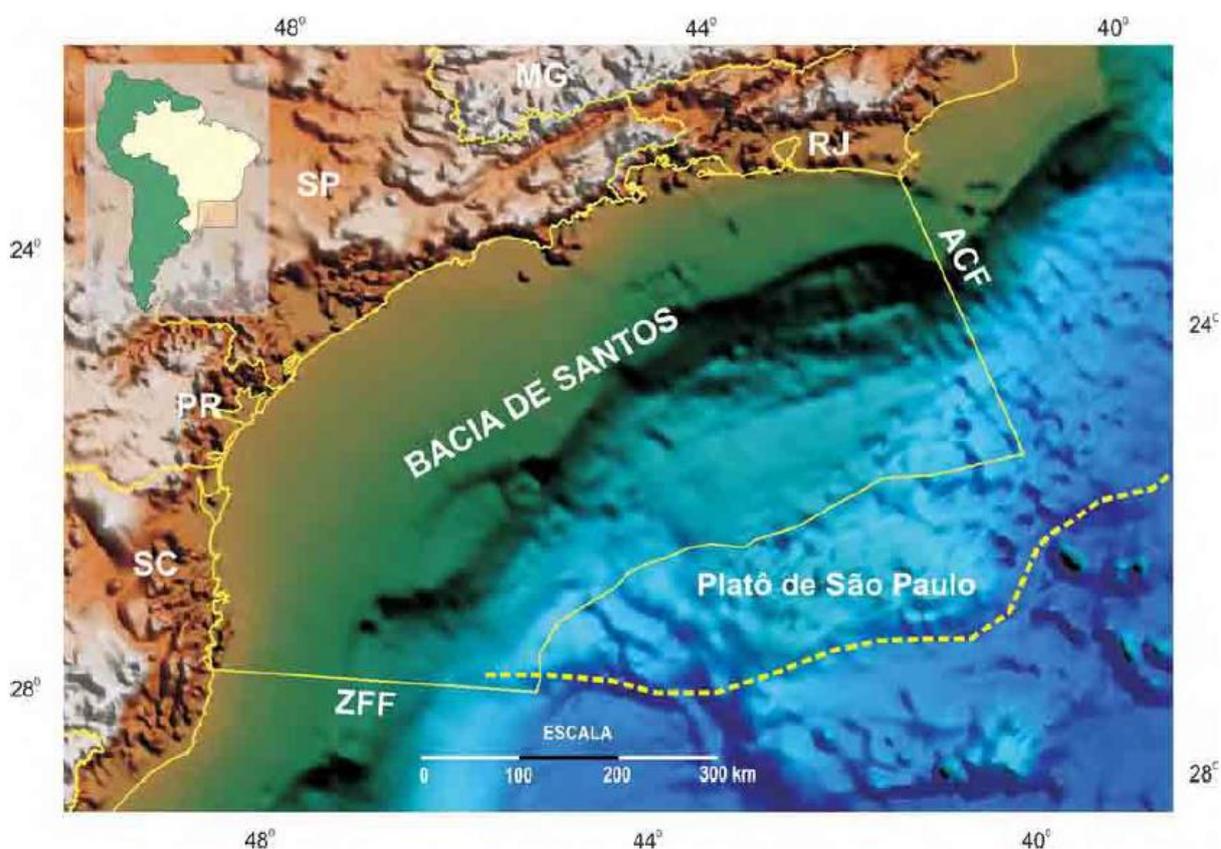


Figura 10 - Mapa de localização da Bacia de Santos no litoral brasileiro, com as suas estruturas demarcadas no mapa. ZFF = Zona de Fratura de Florianópolis, ACF = Alto de Cabo Frio (MIO, 2005)

Uma bacia do tipo *rift* de margem passiva é formada por meio da fragmentação de continentes e tem 4 fases evolutivas: fases pré-Rifte, Rifte, pós-Rifte e Drifte. O primeiro processo ocorrente é o aumento do fluxo térmico, que provoca um afinamento crustal da crosta sobrejacente, falhamentos normais e abaulamento de blocos, até o ponto de fraturamento e extrusão de magma, levando ao rifteamento de fato. Nesse processo é formado um vale, chamado de *rift valley*, gerado pelo rifteamento. O processo evolui, com a continuação dos falhamentos e afinamento crustal, até que esta crosta se rompa e inicie-se a formação da crosta oceânica, gerada pela astenosfera exsudante. A separação então evolui, com a entrada de água que começa a preencher esse espaço abaulado, onde também passa a ocorrer subsidência termal, depositando sedimentos na região. Essa entrada de água aumenta à medida que a crosta oceânica recém-formada se expande e as massas continentais se afastam. Esse afastamento se mantém e, com o tempo, leva à formação de uma cordilheira meso-oceânica, no local onde ocorre a exsudação da astenosfera (TASSINARI, MARINS & NETO, 2009). A etapa final se desenvolve em ambiente distensivo, com o principal acontecimento sendo a movimentação das placas em direções opostas. Uma ilustração representando as fases evolutivas de uma bacia do tipo rifte de margem passiva pode ser vista na Figura 11.

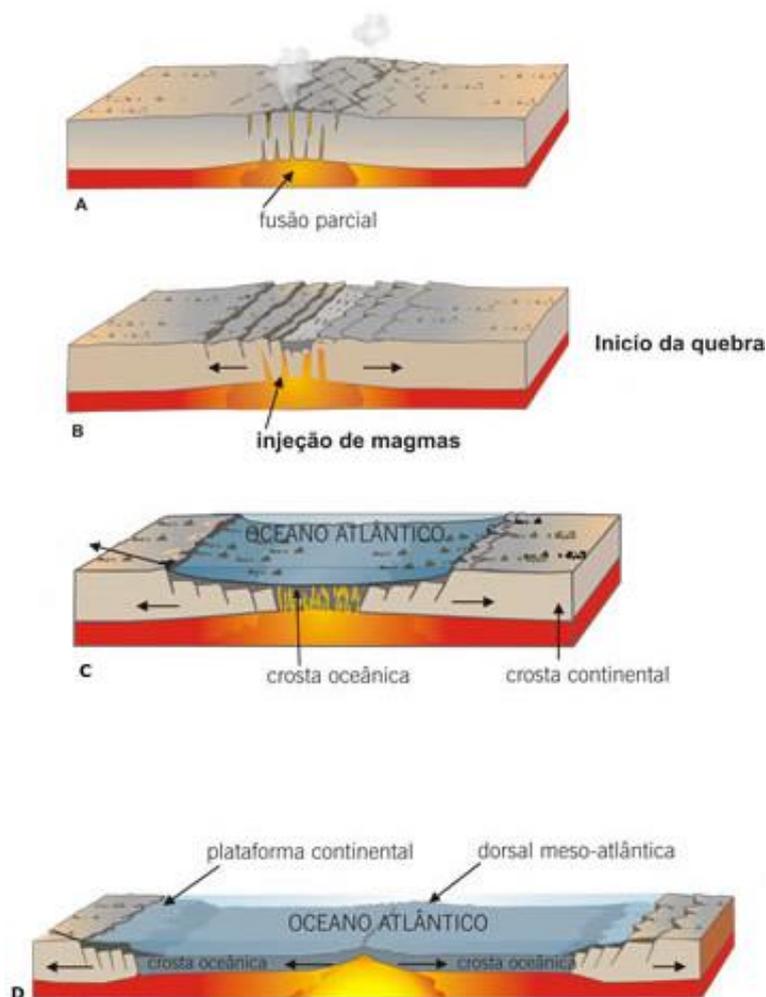


Figura 11 - Ilustrações representativas simplificadas do processo evolutivo de formação de uma bacia do tipo rift de margem passiva. (A) representação da fase pré-rift, com o início do afinamento crustal; e (B) representação da fase rift, com a evolução do afinamento crustal e início do falhamento normal, abaulamento de blocos e injeção de magmas; (C) representação da fase pós-rift, com a entrada de água frequente preenchendo o espaço deixado pela subsidência dos blocos e presença da crosta oceânica; (D) representação da fase drift, com a presença da dorsal meso-oceânica (Modificado de ITCG, 2017)

3.1 CONTEXTO TECTÔNICO E EVOLUÇÃO SEDIMENTAR

O embasamento cristalino da Bacia de Santos é composto por gnaisses e granitos pré-cambrianos, assim como metassedimentos da Faixa Ribeira (MOREIRA *et al.*, 2007).

Em sua fase pré-Rifte, ocorrida do Hauteriviano ao Eoaptiano, as estruturas possuíam um estado de tensão distensivo. Esse processo foi iniciado por um estiramento crustal, associado a um vulcanismo basáltico, ao qual é associada a Formação Camboriú, composta por derrames basálticos toleióticos amigdaloidais, de

idade hauteriviana (MOHRIAK, 2003; SOUZA-LIMA & HANSI JUNIOR, 2003; MOREIRA *et al.*, 2007; RAMIREZ, 2014).

O processo distensivo evoluiu e a distensão atingiu o limite elástico da crosta. Os episódios de vulcanismo foram sucedidos por falhamentos na forma de *horsts* (altos) e *grabens* (baixos), caracterizando a fase Riffe. A sedimentação sintectônica se deu no interior desses *grabens*, controlada pelas falhas normais das bordas da bacia e sistemas fluviais. A este estágio é relacionada a Formação Piçarras (Figura 12), de idade barremiana. Associada a ambientes deposicionais de leques aluviais, esta conta com a presença de conglomerados e arenitos nas porções proximais e arenitos, folhelhos e siltitos nas porções distais (SOUZA-LIMA & HANSI JUNIOR, 2003; MOREIRA *et al.*, 2007).

Este mesmo processo distensivo, em pleno desenvolvimento, favoreceu a implantação de três importantes zonas de transferência, as Zonas de Transferência do Rio de Janeiro, de Curitiba e de Florianópolis. Como dito anteriormente, a Zona de Transferência de Florianópolis faz limite a sul com a Bacia de Pelotas; já a Zona de Transferência de Curitiba é a estrutura responsável pela separação da Bacia de Santos em duas sub-bacias, uma a norte e uma a sul (PEREIRA & MACEDO, 1990). A localização destas Zonas pode ser vista na Figura 13.

O desenvolvimento da separação entre os continentes prosseguiu, condicionado pela direção estrutural do embasamento da bacia, assim como pelos principais lineamentos e falhas existentes na região (SOUZA-LIMA & HANSI JUNIOR, 2003). A sedimentação durante o Eoaptiano deu origem à Formação Itapema (Figura 12), composta por conglomerados e arenitos nas porções mais proximais, enquanto em suas porções mais distais ocorrem folhelhos escuros, ricos em matéria orgânica e intercalação de calcirruditos (frequentemente dolomitizados e/ou silicificados) (MOREIRA *et al.*, 2007). Neste mesmo período, ocorreu uma rotação diferencial das placas Sul-Americana e Africana, sendo essa mais rápida a sul da separação. Segundo Rabinowitz e La Brecque (1979, apud CHANG *et al.*, 1992) a direção da separação dos continentes era NE-SW acima e E-W abaixo da atual região do Alto do Rio-Grande e das Cadeias de São Paulo e Walvis. Uma reconstrução esquemática da movimentação dos continentes, feita a partir de lineamentos magnéticos no Oceano Atlântico, pode ser vista na Figura 14.

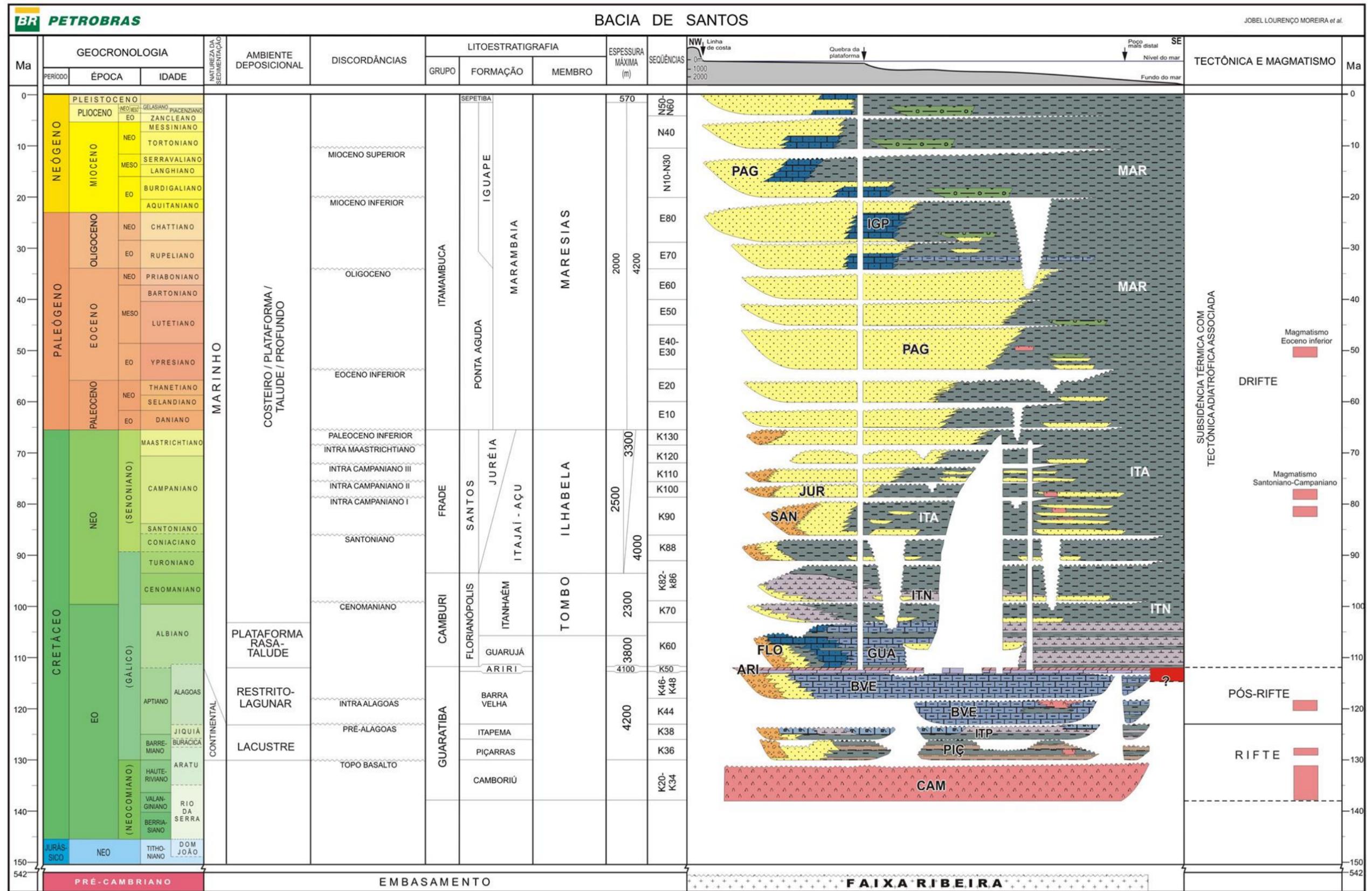


Figura 12 - Carta Estratigráfica da Bacia de Santos (MOREIRA et al., 2007)

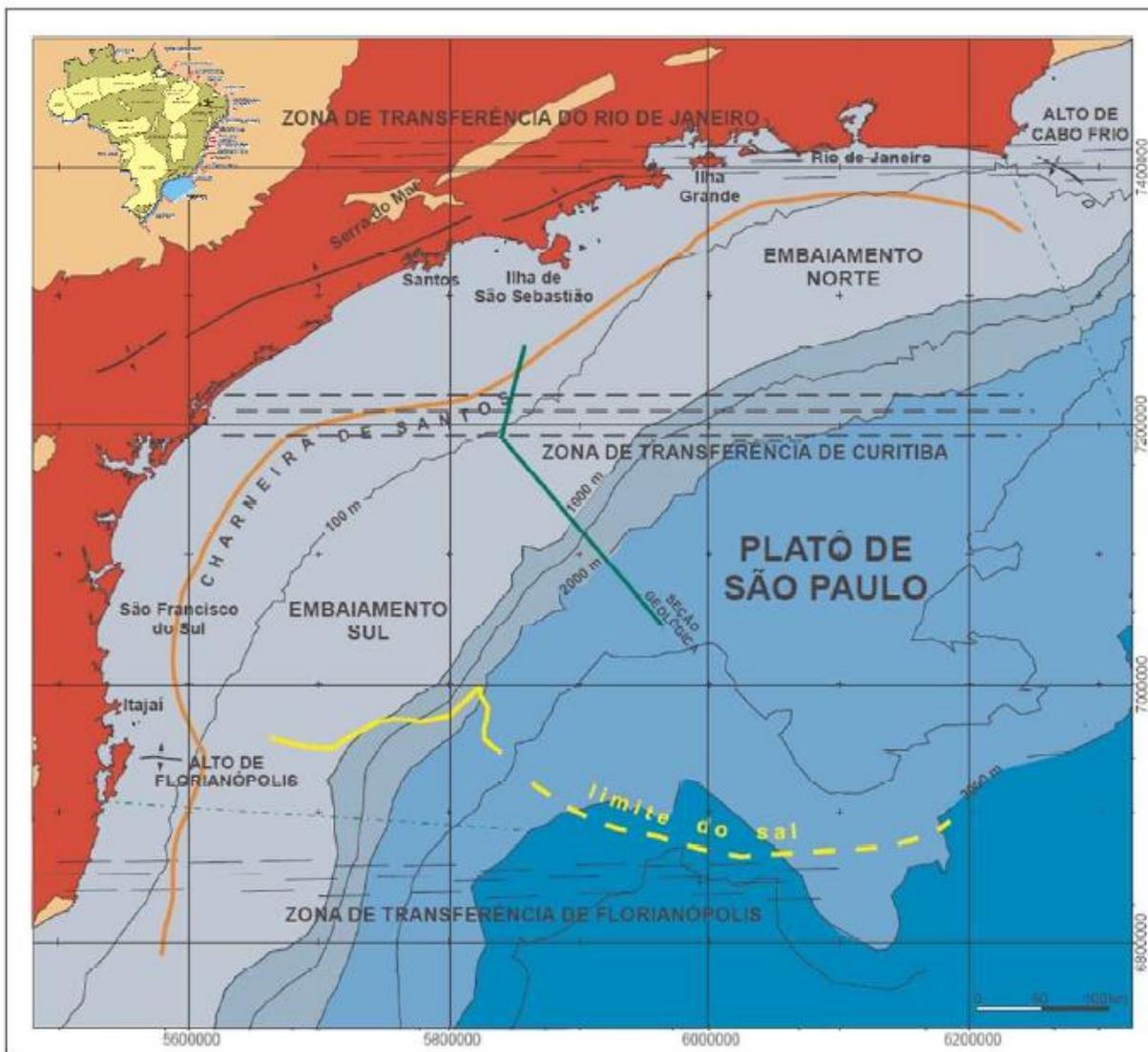


Figura 13 - Mapa com a localização das 3 principais Zonas de Transferência desenvolvidas durante a fase rife nesta bacia, assim como o Platô de São Paulo e os Altos de Cabo Frio e de Florianópolis, feições principais desta Bacia. A seção geológica marcada pela linha verde pode ser vista na Figura 16 (NUNES et al, 2004 apud PINTO, 2008)

Como evento que marca o início da fase Pós-Rifte, é possível indicar a entrada intermitente de água marinha no estreito e alongado *rift*, que posteriormente se desenvolveu para um golfo. A entrada de água marinha neste golfo foi controlada pela cadeia de Rio Grande-Walvis, um conjunto de estruturas mais elevadas, que serviu de barreira entre o Oceano Atlântico Austral e o Golfo Brasil-África, limitando este golfo em um ambiente restrito (SOUZA-LIMA & HAMSÍ JUNIOR, 2003).

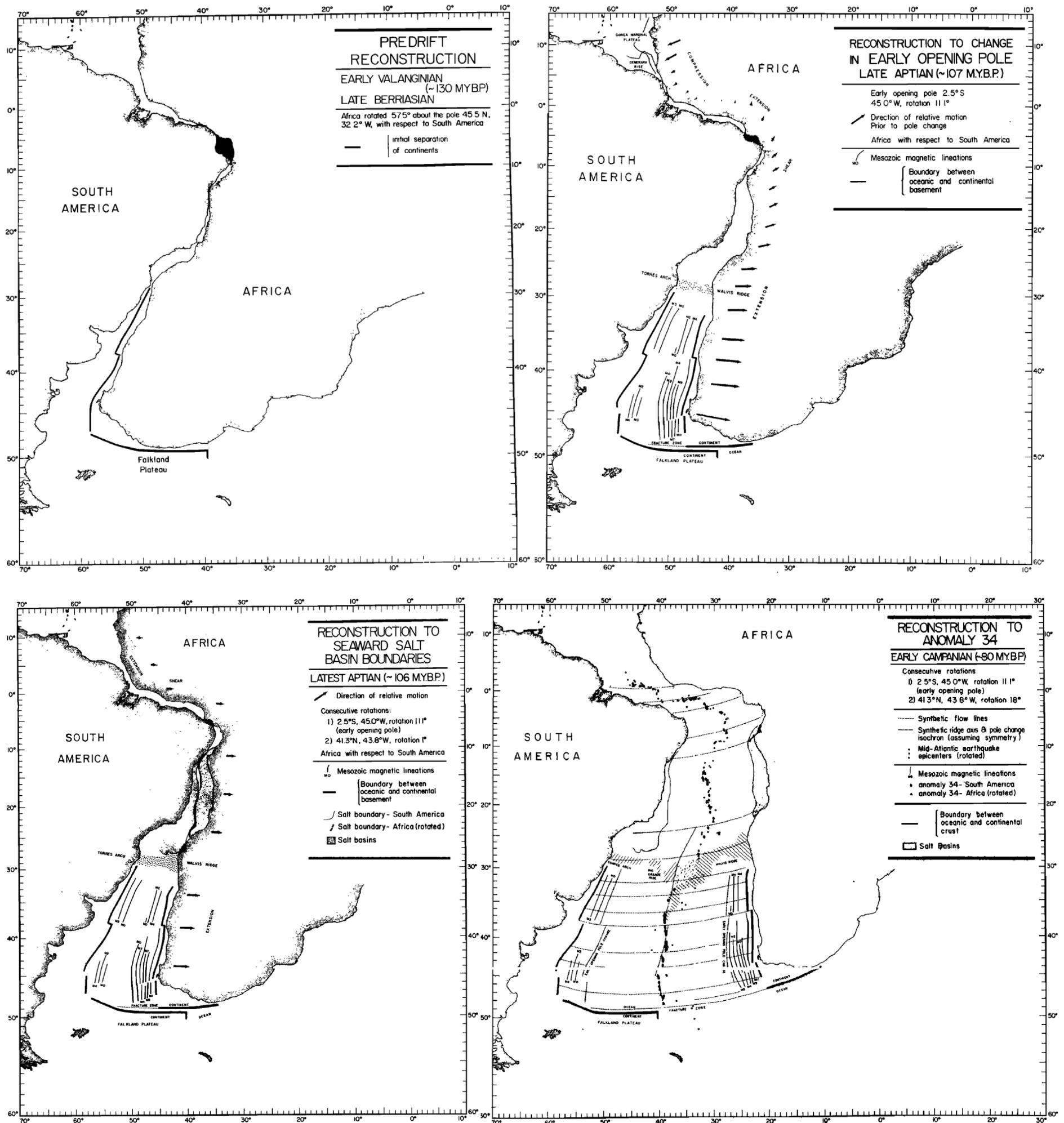


Figura 14 - Reconstrução da orientação da movimentação dos atuais continentes sul-americano e africano durante a separação do supercontinente Gondwana, a partir de lineamentos magnéticos da dorsal Atlântica. Os períodos de cada etapa estão apresentados nos mapas. As setas representam a direção preferencial de movimentação durante o período. Modificado de Rabinowitz & LaBrecque (1979)

Neste momento inicial, a sedimentação da fase pós-*rift* se deu de forma bastante característica. É possível encontrar duas Formações com litologias distintas, sendo uma delas separada em duas partes, por conta do contato discordante entre as duas partes da Formação (MOREIRA *et al.*, 2007): a primeira das duas é a Formação Barra Velha inferior (Figura 12), de idade eoaptiana, composta nas porções mais proximais por calcários microbiais, estromatólitos e laminitos, enquanto é composta por folhelhos nas porções distais, todos depositados em um ambiente na transição entre continental e marinho raso. Os carbonatos desta parte da Barra Velha também se encontram parcial ou totalmente dolomitizados, com a presença de derrames basálticos sindeposicionais a esta sequência; a Formação Barra Velha superior (Figura 12), de idade neoaptiana, é composta nas porções proximais por arenitos e conglomerados de leques aluviais, de ambiente deposicional transicional entre o continental e o marinho raso, enquanto nas porções distais é composta por calcários estromatolíticos e laminitos microbiais localmente dolomitizados, intercalados com folhelhos (MOREIRA *et al.*, 2007).

Concomitantemente, também ocorreu uma diminuição dos falhamentos causados pela distensão crustal. Porém isso não afetou as taxas de sedimentação, que se mantiveram no mesmo nível por conta da subsidência térmica (PEREIRA & MACEDO, 1990; SOUZA-LIMA & HANSI JUNIOR, 2003).

As estruturas altas da cadeia de Rio Grande-Walvis, com sua atuação de controle da água do golfo, associado ao clima quente da região, provocando altas taxas de evaporação, favoreceram o acúmulo de uma espessa camada evaporítica, que também tem influência na posterior evolução da Bacia de Santos. No topo da Supersequência sedimentar Pós-Rifte é possível encontrar a Formação Ariri (Figura 12), de idade neoaptiana, composta por diversos sais, como halita, anidrita, taquidrita, carnalita e, localmente, silvinita (MOREIRA *et al.*, 2007).

O estágio de Drifte se configurou com a continuidade da separação entre as duas placas, e a cadeia de Rio Grande-Walvis passou a ter menor controle na limitação de entrada de água no golfo. Consequentemente, os processos deposicionais que antes estavam associados primeiro a ambientes continentais, e posteriormente a ambientes transicionais, passam a estar associados a ambientes marinhos. No total, são 10 Formações associadas à fase Drifte, com idades deposicionais do Albiano até o Pleistoceno (CHANG, 1992; MOREIRA *et al.*, 2007).

A mais antiga destas é a Fm. Florianópolis (Figura 12), de idade albiana-cenominiana, depositada exclusivamente na porção proximal, composta por conglomerados, arenitos e folhelhos, depositados em sistemas de leques aluviais e leques deltaicos (MOREIRA *et al.*, 2007).

Segundo Souza-Lima & Hamsi Junior (2003) este estágio também foi marcado pelo desenvolvimento de amplas plataformas carbonáticas, sendo bem representadas pela Formação Guarujá (Figura 12). A Fm. Guarujá, de idade albiana, possuiu deposição em duas partes, ambas em ambiente de plataforma: uma parte plataforma interna, e a outra parte plataforma externa. Na porção de plataforma interna podem ser observados folhelhos, calcilutitos, calcirruditos e calcarenitos, enquanto na porção de plataforma externa ocorrem calcilutitos e margas intercalados com folhelhos escuros (MOREIRA *et al.*, 2007).

A continuação da separação das placas associada a modificações climáticas causadas pelo oceano recente acabaram inibindo a formação dos carbonatos na Bacia (SOUZA-LIMA & HANSI JUNIOR, 2003). A Formação Itanhaém (Figura 12), de idade albiana-cenominiana e que se sobrepõe à Fm. Guarujá, já simboliza esse momento de transição, de fim dos ambientes carbonáticos. Em sua parte inferior, de idade do fim do Albiano, ocorrem folhelhos e margas calcilutitos. Já em sua parte superior, de idade albiana-cenominiana, além de também ocorrerem folhelhos e margas (presentes desde as porções mais proximais até as mais distais), também é possível observar depósitos arenosos intercalados pertencentes ao Membro Tombo, originados por fluxos gravitacionais. Tais depósitos foram controlados por baixos posicionais gerados e controlados pela tectônica relacionada aos sais da Fm. Ariri (MOREIRA *et al.*, 2007).

Enquanto houve sequência com a expansão do Oceano Atlântico, as sequências sedimentares evoluíram para um sistema onde os depósitos siliciclásticos são maioria até hoje, de acordo com Souza-Lima & Hamsi Junior (2003). Isso fica evidenciado na litologia das Formações posteriormente depositadas.

A Formação Santos (Figura 12), de idade turoniana-maastrichtiana, é composta por conglomerados avermelhados continentais, depositada na porção proximal da bacia (MOREIRA *et al.*, 2007).

A Formação Itajaí-Açu (Figura 12), de mesma idade da Fm. Santos, é composta por folhelhos, argilitos cinza-escuros, siltes, diamictitos e margas depositados em ambientes de plataforma distal, talude e bacia (MOREIRA *et al.*, 2007).

A Formação Juréia (Figura 12), que foi gradativamente ao longo do tempo se sobrepondo à Fm. Itajaí-Açu (por conta de um ciclo regressivo do nível do mar), de mesma idade das Fm. anteriores, é composta por arenitos, folhelhos e siltitos (nas porções mais distais da plataforma), depositados em ambientes continentais, podendo ocorrer também intercalações de coquilhas e calcilutitos. Misturados aos sedimentos pelíticos da Fm. Itajaí-Açu também é possível encontrar arenitos, resultantes de densos fluxos de turbidez, identificados como Membro Ilhabela (MOREIRA *et al.*, 2007). Sua forma deposicional regulada por ciclos regressivos do nível do mar, formou uma enorme cunha clástica na forma de uma estrutura de progradação marcante, por vezes também chamada de Progradação Juréia, que tem como limite a falha de Cabo Frio (Figura 15) (PAPATERRA, 2000).

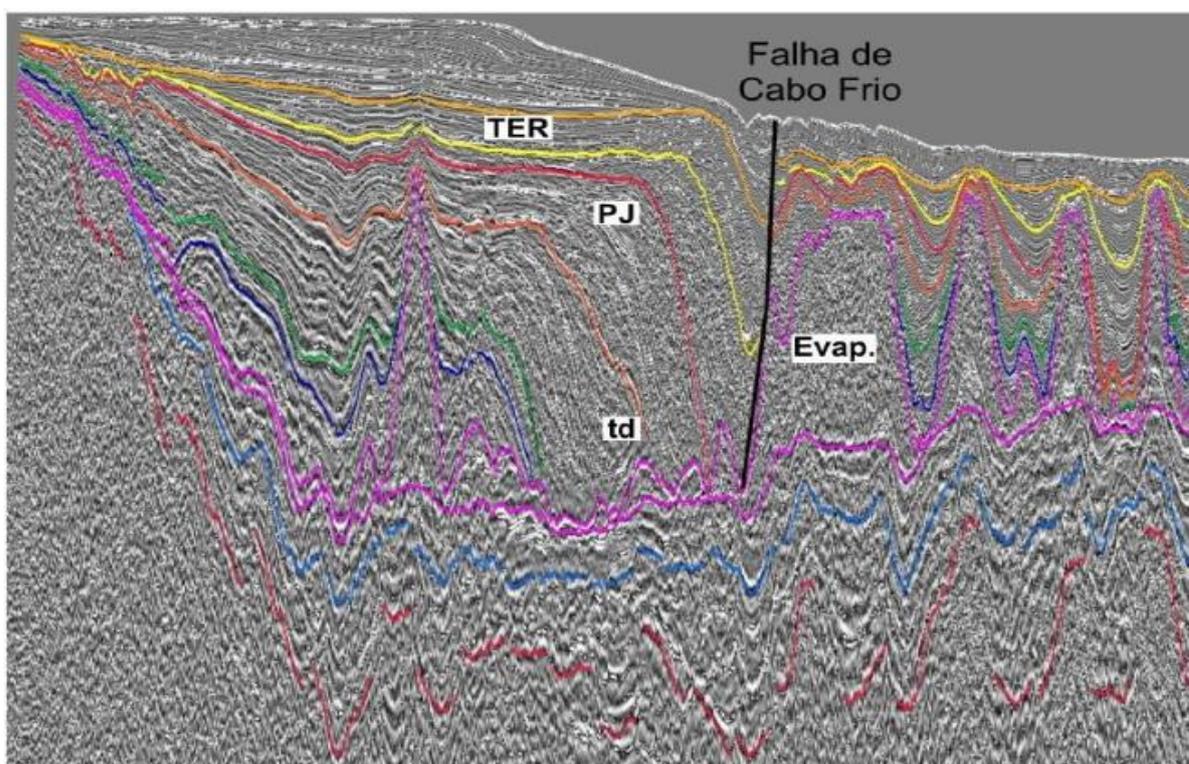


Figura 15 - Seção sísmica com ênfase na Fm. Juréia (PJ) e Falha de Cabo Frio (NUNES *et al.*, 2004 apud PINTO, 2008)

Durante o Paleógeno iniciou-se a sedimentação da Formação Ponta Aguda (Figura 12), de idade paleocena-pliocena, composta por arenitos avermelhados depositados em ambientes de leques aluviais, sistemas fluviais e depósitos costeiros,

depositada na porção proximal e, ao longo do tempo deposicional, se tornando mais proximal ainda. Concomitantemente, houve a deposição da Formação Marambaia na porção distal da bacia, composta por siltitos e folhelhos, além de diamictitos e margas, tendo sido depositada em ambientes de plataforma distal, talude e bacia. Intercalados nos seus sedimentos ocorrem também arenitos provenientes de fluxos turbidíticos, pertencentes ao Membro Maresias (MOREIRA *et al.*, 2007).

No período compreendido entre o Santoniano e o Eoceno Inferior, ocorreram 3 episódios de vulcanismo básico (Figura 12), associados a episódios regressivos das Fms. Santos e Juréia (PEREIRA & MACEDO, 1990; MOREIRA *et al.*, 2007).

No intervalo temporal que compreende o Oligoceno até o final do Plioceno houve a deposição da Formação Iguapé (Figura 12), iniciando no breve espaço entre as Formações Ponta Aguda e Marambaia, e se sobrepondo ao longo do tempo sobre a Fm. Ponta Aguda. Esta Formação é fundamentalmente carbonática, composta por calcarenitos e calcirruditos bioclásticos intercalados com argilito cinza-esverdeado, siltito e marga, e tendo sido depositados em ambientes de plataforma rasa (MOREIRA *et al.*, 2007).

Por fim, temos a deposição da Formação Sepetiba (Figura 12), de idade pleistocênica, composta por sedimentos bioclásticos intercalados com argilito cinza-esverdeado, siltito e marga, e depositada na porção mais proximal da bacia.

Na Figura 16 é possível ver uma seção geológica esquemática da porção proximal da Bacia de Santos, gerada a partir de dados sísmicos.

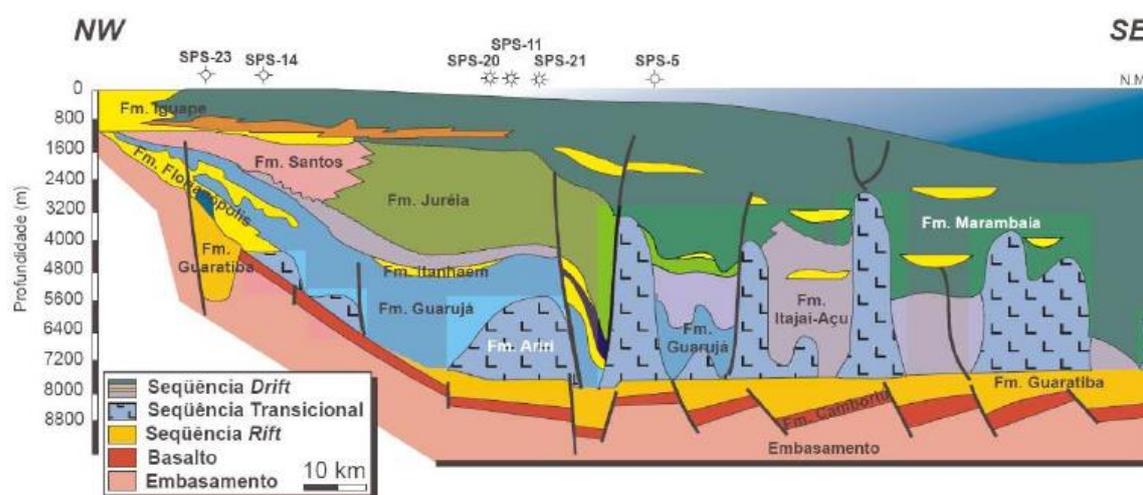


Figura 16 - Seção Geológica da Bacia de Santos, com as sequências deposicionais e os principais falhamentos marcados. Na seção também estão marcadas as localizações dos poços exploratórios. A localização desta seção está apresentada na Figura 13 (NUNES *et al.*, 2004 apud PINTO, 2008)

4 METODOLOGIA

Este capítulo é dedicado à apresentação da metodologia escolhida para ser utilizada para a realização deste trabalho. Como dito anteriormente, foram escolhidos os métodos geofísicos da gravimetria, sísmica e perfis de poço, com base nas informações sobre a geologia regional, para realizar este trabalho. Essas técnicas geofísicas, em conjunto com informações *a priori*, serão integradas de forma a realizar um estudo e uma modelagem gravimétrica na região Norte da Bacia de Santos.

Para iniciar o trabalho, é necessário carregar os dados das linhas sísmicas para o *software* utilizado para a interpretação sísmica. No caso deste trabalho, o *software* utilizado é o Petrel 2014, comercializado pela empresa Schlumberger. Também para o Petrel são carregados os dados dos perfis de poço em formato .las e os *checkshots* dos poços disponíveis.

Após a etapa de importação dos dados, é possível iniciar a interpretação da sísmica no domínio do tempo. Essa interpretação deve ter como base a extensa bibliografia disponível sobre a Bacia de Santos e a descrição geológica dos dados de poço disponíveis. Como o levantamento gravimétrico possui um caráter regional, a interpretação será focada nos refletores correspondentes às megassequências sedimentares ou às fases tectônicas da Bacia, ao invés das reflexões referentes a cada camada sedimentar, pois a resolução do método gravimétrico não permite a percepção de tantos detalhes. No caso da Bacia de Santos, Lima (2010) sugere que sejam interpretados os refletores relacionados às etapas: embasamento (crosta continental e oceânica, se houver), os sedimentos da fase pré-Rifte, os sedimentos da fase transicional (correspondente às espessas camadas de sal), os sedimentos das fases pós-Rifte e Drifte e o fundo oceânico.

Após as interpretações sísmicas serem feitas, é realizada uma correlação entre os topos das formações marcadas em profundidade nos registros de poço com os horizontes sísmicos interpretados nas linhas sísmicas. Este passo possibilita a conversão da sísmica de tempo para profundidade, em conjunto com os dados do perfil sônico de poço. Assim, os dados que antes estavam no domínio do tempo, como as linhas sísmicas e seus horizontes, poderão ser levados para o domínio da profundidade.

Finalizadas as etapas relacionadas à interpretação sísmica, inicia-se o uso dos dados gravimétricos. Para lidar com esses dados foi escolhido o *software* Oasis montaj 9.3, por sua versatilidade no tratamento e facilidade de manipulação de dados potenciais. Com os dados já importados para o Oasis, será gerado um mapa da anomalia Ar Livre, anomalia de maior interesse em ambientes profundos marinhos (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009; LIMA, 2010). Neste mapa serão demarcadas as localizações das seções gravimétricas a serem modeladas.

Estas seções receberão como *input* os horizontes obtidos pela interpretação sísmica, já em profundidade, e os dados pontuais da densidade medida pelos poços *in situ* na região e, quando estes não houverem, serão utilizados valores de referência encontrados na bibliografia. O último passo antes da implementação efetiva dos valores para o parâmetro de densidade no modelo é a definição da profundidade inicial da Descontinuidade de Moho, zona que caracteriza a transição da crosta para o manto terrestre. Neste trabalho, será utilizada a abordagem de Airy-Heiskanen para o problema da profundidade de compensação isostática. Este será uma estimativa inicial da profundidade da Moho, que poderá ser livremente manipulada posteriormente, de acordo com o resultado dos dados.

O modelo de Airy-Heiskanen supõe uma camada de densidade constante flutuando sobre um substrato mais denso. Considera-se que, embaixo das camadas, hajam as chamadas raízes, que têm o papel de compensar a topografia, provocando um equilíbrio isostático, sendo sua espessura proporcional à topografia. Esse cenário parece ir de acordo com as observações reais, uma vez que a crosta continental tem espessura maior do que a oceânica, especialmente sob grandes cadeias de montanhas (LOWRIE, 2007).

Esta estimativa seguindo o modelo de Airy-Heiskanen será feita pela equação 24, apresentada abaixo.

$$Raiz = Prof. base - \left[Espessura\ coluna\ d'água * \frac{\rho_{crosta} - \rho_{água}}{\rho_{manto} - \rho_{crosta}} \right]. \quad (24)$$

Onde Raiz representa a profundidade da descontinuidade de Moho e Prof. Base é a profundidade inicial da Crosta, a qual é referenciada em vários estudos como sendo igual a 30 km para a crosta continental (LIMA, 2013).

Dessa forma, os dados gravimétricos serão utilizados para obter informações sobre a profundidade e o comportamento da crosta, da descontinuidade Moho e as principais estruturas. Essas seções gravimétricas serão modeladas na extensão *GM-SYS Profile Modelling*, também no ambiente do Oasis montaj. Para esta extensão é importado o dado gravimétrico e é gerado um modelo plano da Terra, com blocos fazendo a representação de geometria e composição dos corpos presentes em subsuperfície. No GM-SYS é calculada a resposta ao modelo criado, que pode ser comparada ao dado observado. O modelo é livre para ser manipulado, de forma que seja feito o melhor ajuste possível entre os dados reais e a resposta calculada.

4.1 DADOS TÉCNICOS UTILIZADOS

Este breve tópico apresenta os dados geofísicos que foram utilizados para a realização deste trabalho. A seleção destes dados foi feita levando em conta as suas localizações, através do Portal online da ANP, chamado Webmaps e também da extensão *Seeker* do Oasis montaj. Através deste Portal foram selecionados e requisitados os dados técnicos apresentados a seguir:

- 2 Linhas sísmicas 2D multicanal pós-empilhamento em tempo: 0222-0098, levantamento 0222_SANTOS_2A, linha *dip*, de direção NNW-SSE, que corta a Bacia de Santos de sua porção mais rasa até a dorsal de São Paulo, chamada de A neste trabalho; 0248-0111, levantamento 0248_SANTOS_1A, linha *strike*, de direção principal ENE-WSW, localizada na região de camadas evaporíticas, chamada de B neste trabalho.

- Dados em formato .las, perfis compostos, *well tops* e *checkshots* de 2 poços: 1-BRSA-137-RJS (3.486 m de profundidade) e 3-BRSA-944A-RJS (6.003 m de profundidade);

- Dados de satélite de gravimetria altimétrica organizados por Sandwell *et al.* (2014) a partir de dados dos satélites CryoSat-2 e Jason-1 e disponibilizados gratuitamente em *site* próprio e também na extensão *Seeker* do Oasis montaj. O dado foi recortado na própria ferramenta para cobrir somente a área de interesse.

Um mapa contendo a localização dos dados gravimétricos, sísmicos e de poços pode ser visto na Figura 17.

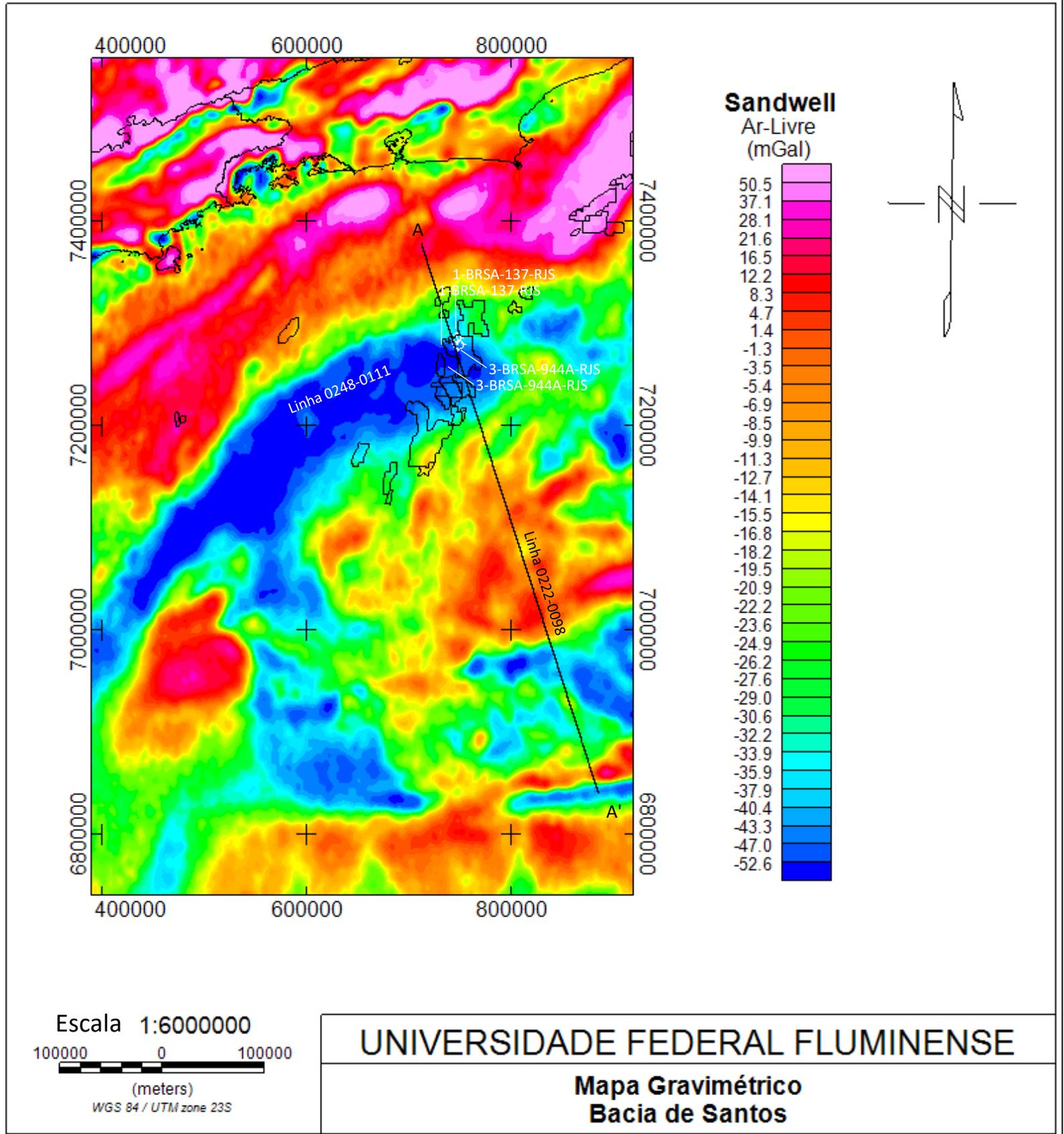


Figura 17 - Mapa da porção nordeste da Bacia de Santos, com a apresentação dos dados técnicos. O Grid apresentado como plano de fundo é o grid gravimétrico organizado por Sandwell et al. (2014), obtido através da extensão Seeker do Oasis montaj; as linhas pretas apresentam a localização da linhas sísmica A; os dois círculos brancos correspondem às localizações dos poços 1-BRSA-137-RJS e 3-BRSA-944A-RJS. Os polígonos em preto representam os blocos de exploração presentes na Bacia

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo são explorados e discutidos os resultados obtidos durante a aplicação das etapas desta metodologia. Inicialmente, foram trabalhadas as seções sísmicas disponibilizadas pela Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP). Como explicado na seção 4, foi seguida a metodologia proposta por Lima (2010) para definição das geometrias que seriam inseridas para a modelagem gravimétrica. Posteriormente, foram trabalhados os dados gravimétricos no ambiente do *software* Oasis montaj.

5.1 INTERPRETAÇÃO SÍSMICA

A análise da linha A, obtida através da ANP, foi o ponto inicial deste trabalho. Na Figura 18 é apresentada a seção sísmica em tempo duplo, assim como o resultado das interpretações sísmicas realizadas nelas, considerando as principais fases tectônicas, os principais falhamentos e a presença da crosta continental rúptil.

A linha A é uma linha *dip*, que cobre uma extensa área, passando por diferentes ambientes morfológicos do assoalho oceânico. Com uma extensão de 565 km lineares, a linha se inicia no começo na região de quebra do Talude continental, evolui para a região do Platô de São Paulo, atinge a Dorsal de São Paulo e acaba no contato entre a crosta continental e a crosta continental. Estas feições morfológicas do assoalho oceânico aqui mencionadas foram identificadas e estudadas por outros autores (entre eles, Carminati, Wolf & Gamboa (2008), Lima (2010, 2013) e Amorim (2013)). Uma imagem da seção sísmica, apresentando essas feições morfológicas citadas acima, está apresentada na Figura 20.

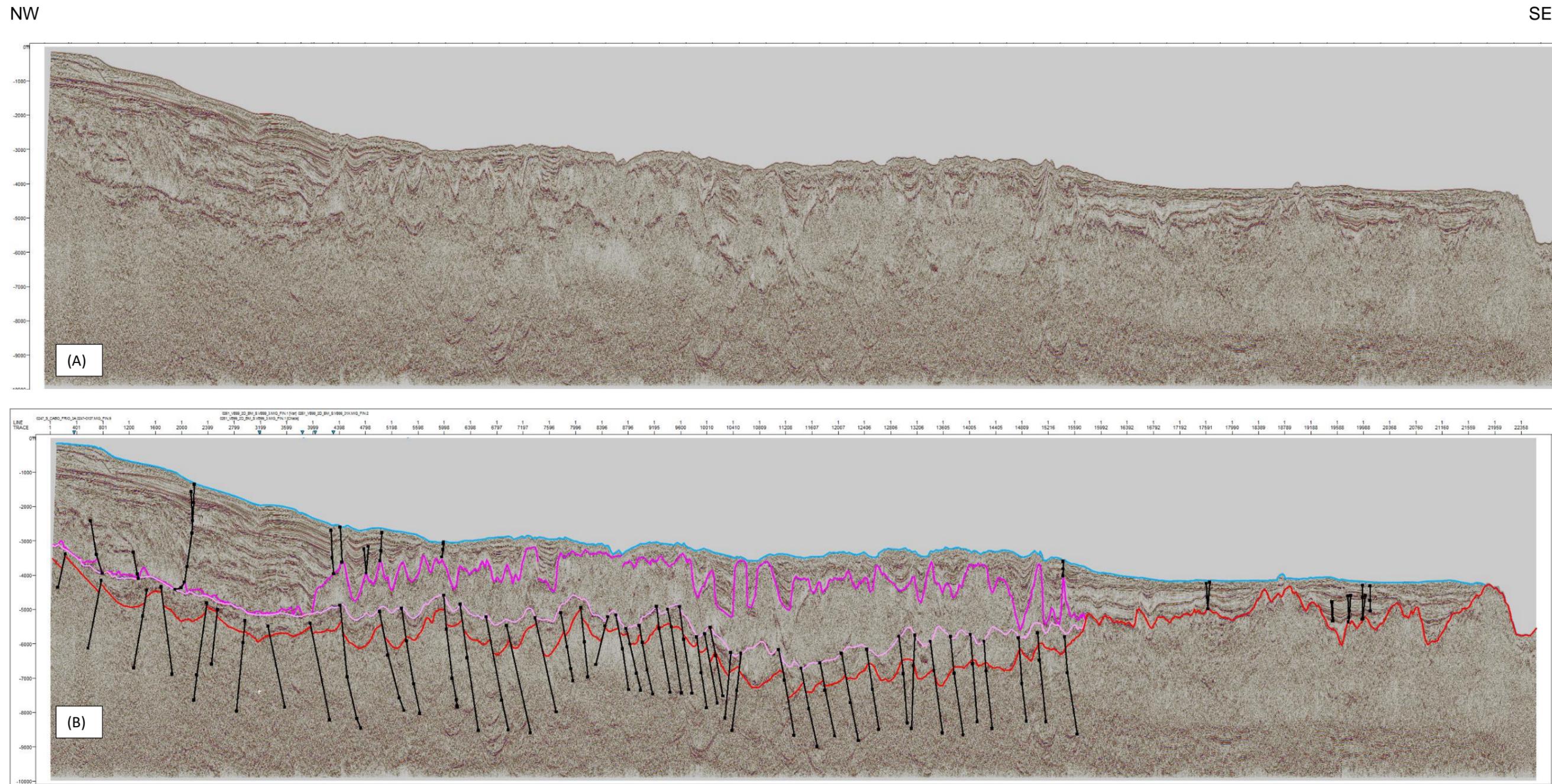


Figura 18 - Seção sísmica regional da linha A. (A) Seção sísmica original (tempo duplo). (B) Seção sísmica com interpretação preliminar (tempo duplo)

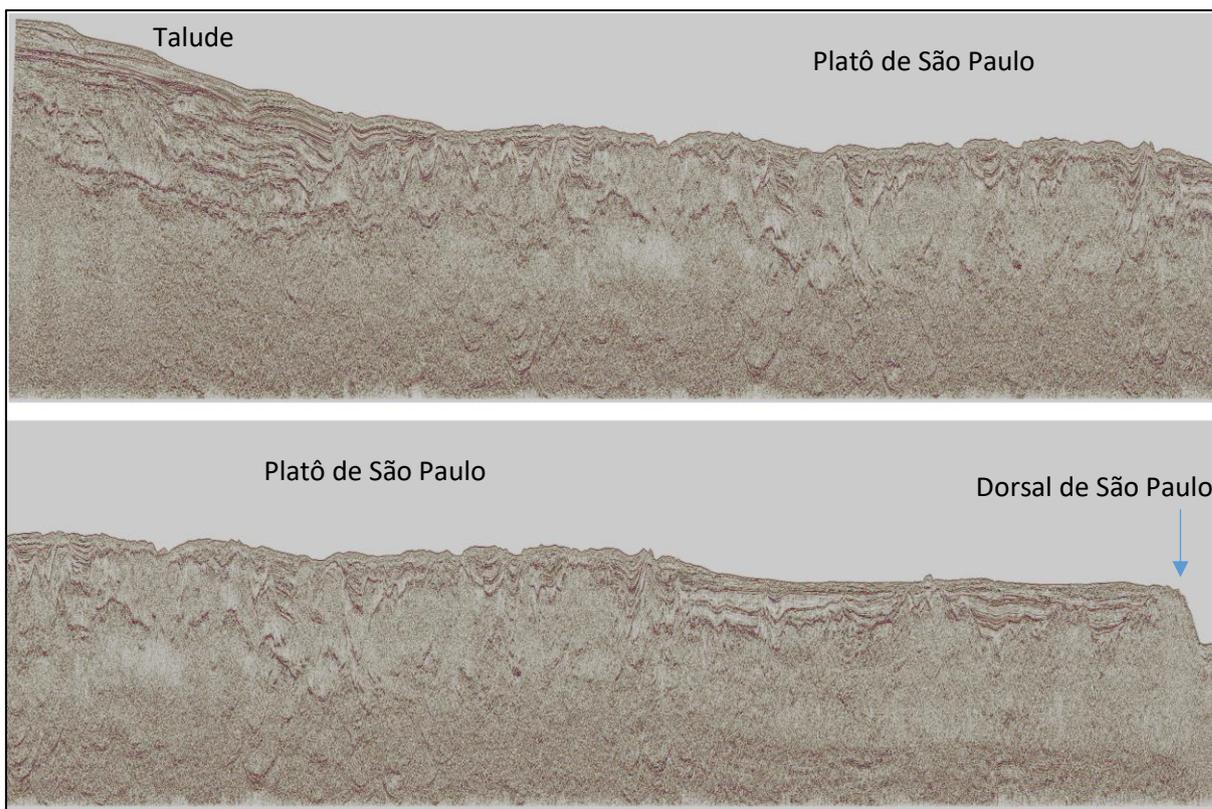


Figura 19 - Imagem apresentando as principais feições morfológicas do assoalho oceânico que podem ser encontradas na linha A. Nela é possível identificar um aumento do gradiente, representando o Talude Continental. Seguido a ele, aos seus pés, há uma área de profundidade relativamente monótona, identificada como o Platô de São Paulo. No fim do Platô percebe-se mais uma mudança na morfologia, outra queda, que pôde ser relacionada à Dorsal de São Paulo.

Analisando as feições em subsuperfície na região de Talude, é possível visualizar o conjunto da Formação Juréia e a Falha de Cabo Frio, uma grande falha regional, apresentada na seção 3.2, que marca o limite de deposição da Fm. Juréia. Esta relação entre a Falha de Cabo Frio e a Fm. Juréia pode ser visualizada com clareza na linha A (Figura 20), já que a direção desta seção sísmica cruza perpendicularmente o eixo principal da Falha.

Na região da seção sísmica é possível visualizar espessas camadas evaporíticas. Sua forma inicial de deposição durante o Aptiano foi alterada devido as características plásticas do sal, fenômeno conhecido como halocinese. Essas movimentações provocam intrusões e deformações tanto nas camadas adjacentes, provocando o *pinchout* das camadas ao redor, como nas camadas sobrepostas, imediatamente superiores ao sal, causando falhamentos (CASTRO & HOLZ, 2005). Em ambas as seções sísmicas foram encontradas evidências desta movimentação através da existência de diápiros e sal e de falhas, que podem ser vistas na Figura 21.

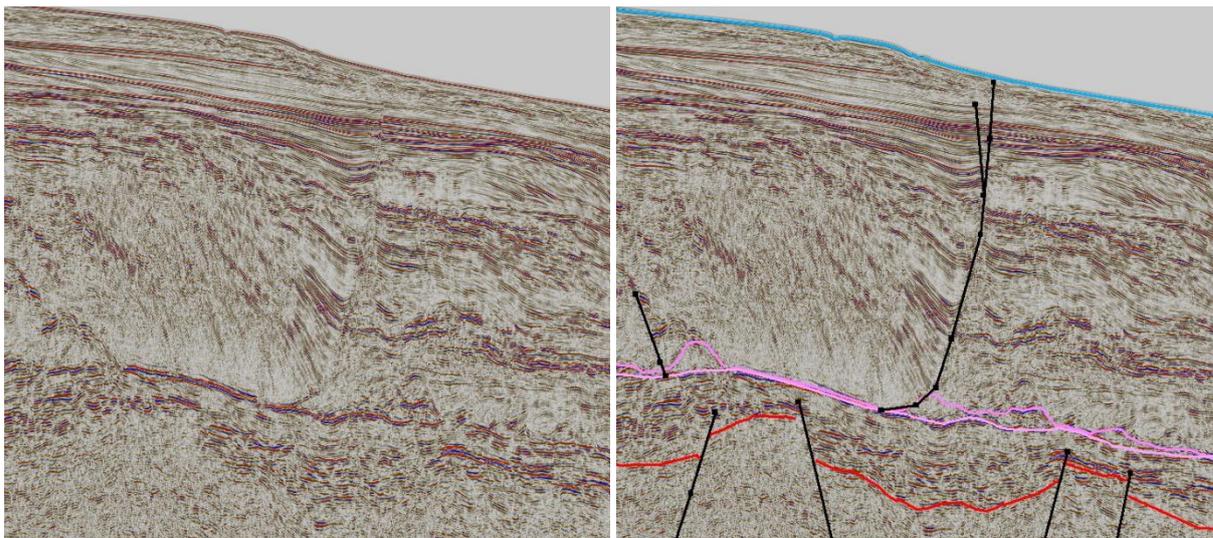


Figura 20 - Ênfase na Falha de Cabo Frio, grande feição regional que limita a Formação Juréia (localizada à esquerda)

A halocinese, movimentação e ascensão do sal, não depende somente da sobrecarga de sedimentos que estejam sobrepostos às seções evaporíticas. Ela também pode ser impulsionada por esforços extensionais e compressionais, gerando também diápiros e falhamentos, mas também podendo gerar estruturas semelhantes às de cavalgamento. Na Figura 22 é possível visualizar uma estrutura dessas provocadas pela halocinese lateral.

Na região conhecida como o Platô de São Paulo, após a presença dos diápiros de sal, Zalán *et al* (2011) e Lima (2013) defendem a ocorrência de altos vulcânicos, que no passado teriam agido como uma das barreiras naturais da deposição entre as Bacias de Santos e de Pelotas. Estes altos foram identificados na seção sísmica da linha A, e podem ser visualizados na Figura 23.

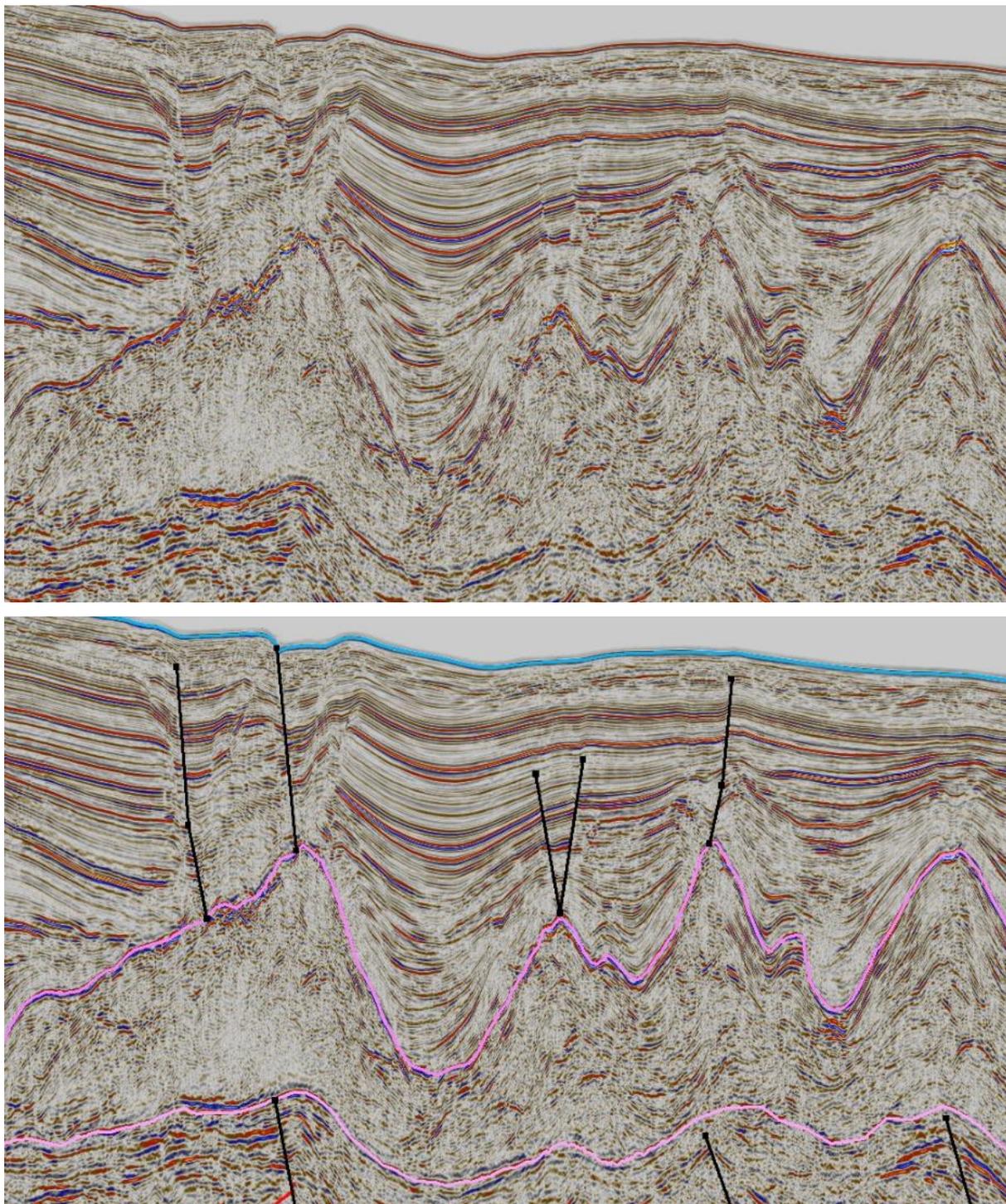


Figura 21 - Ênfase em algumas das estruturas geradas pela halocinese, em especial para os diápiros de sal e para algumas das falhas localizadas logo acima dele.

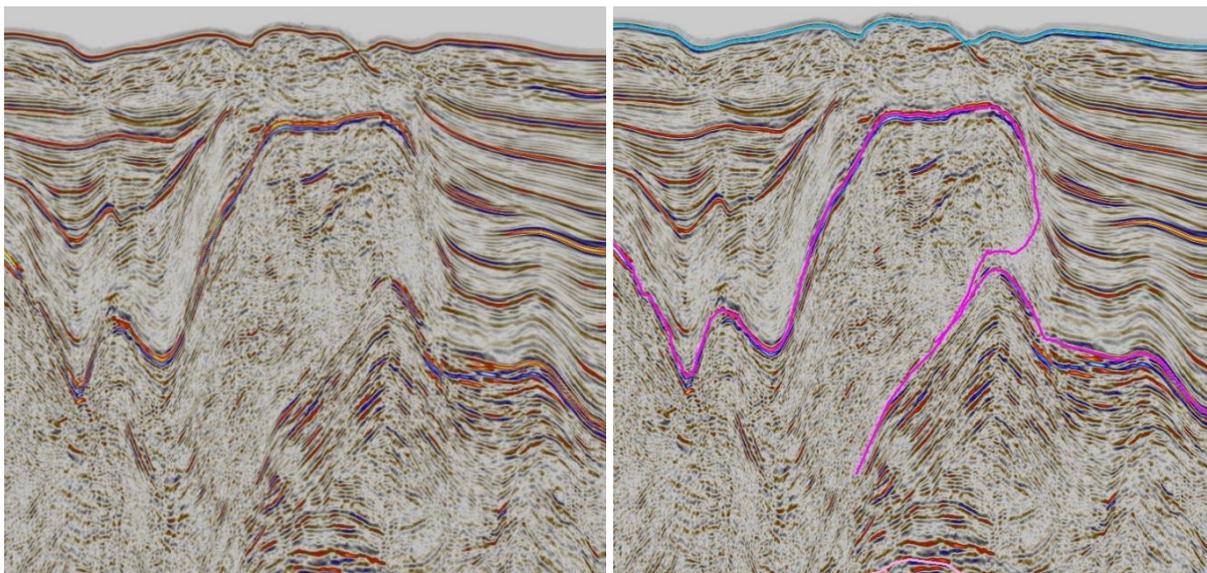


Figura 22 - Ênfase numa área da seção sísmica A que apresenta uma característica de cavalgamento de uma parte do sal sobre si mesmo, chegando a se sobrepor

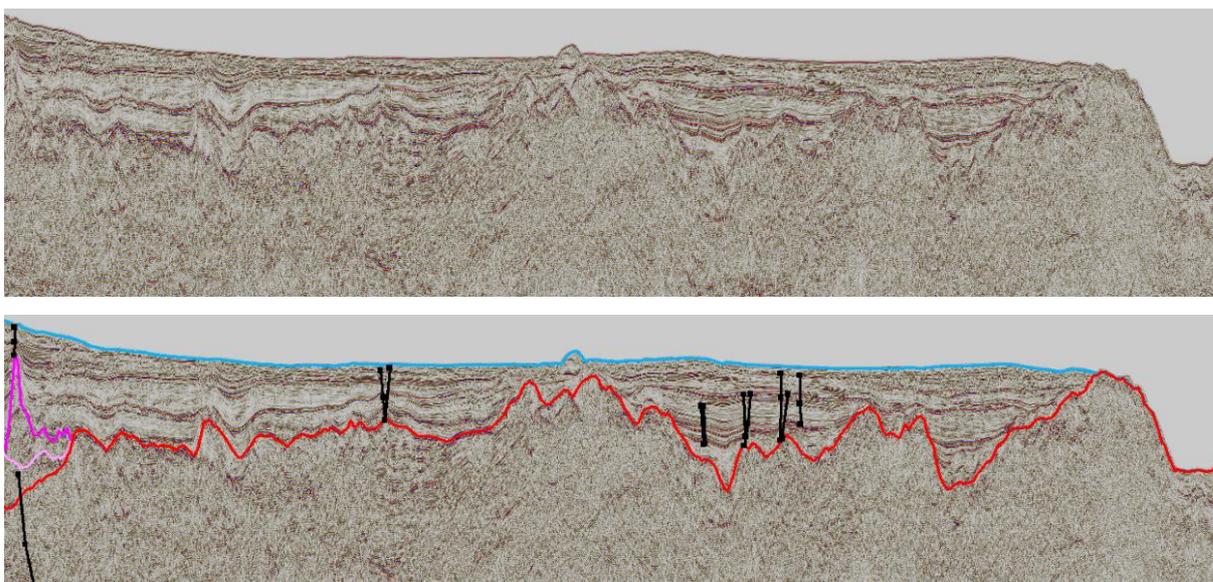


Figura 23 - Visão aproximada dos altos vulcânicos, presentes na seção sísmica A

A região da Bacia de Santos evoluiu de acordo com a separação dos continentes Sul-americano e Africano, de acordo com a Teoria da Tectônica de Placas. Nas seções sísmicas é possível visualizar o comportamento geral do embasamento, sua estruturação padrão, e a tendência principal de seus falhamentos, onde predominam as falhas normais sintéticas e antitéticas, com sistemas de riftes, com *horsts* e *grabens*. Na Figura 24 é possível visualizar melhor esse comportamento principal do embasamento na região.

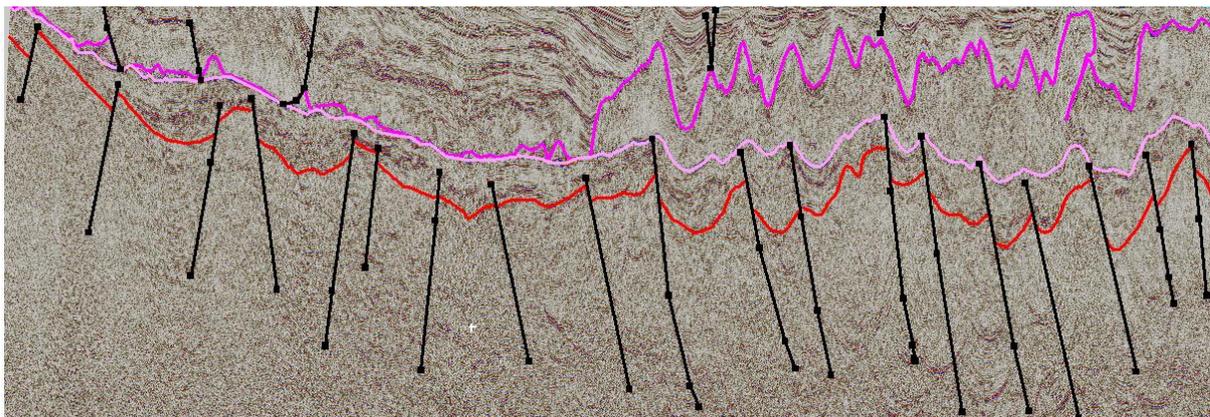


Figura 24 - Embasamento da Bacia de Santos, visto na linha 0222-0098, na região do talude e do Platô de São Paulo. Nota-se a predominância das falhas sintéticas e antitéticas

Após as etapas de identificação e interpretação das principais feições, sejam horizontes sísmicos ou falhas, é necessário transformar o domínio dos dados sísmicos, que estão em tempo, para profundidade. Dessa forma, a etapa seguinte constitui na realização da conversão tempo-profundidade. Para tal, foi construído um modelo de velocidades, no mesmo *software*, utilizando em conjunto dados de perfil sônico dos poços 1-BRSA-137-RJS e 3-BRSA-944A-RJS e o *checkshot* do poço 3-BRSA-944A-RJS. A fórmula utilizada em cada intervalo e os valores dos parâmetros utilizados para a conversão dos dados estão apresentados na Tabela 3.

Tabela 3 – Fórmulas e Parâmetros de Velocidade (m/s) utilizados para a construção do Modelo de Velocidades

Horizonte Sísmico	Fórmula	Parâmetros
Água	$V=V_0=c^{te}$	$V_0 = 1.500$
Topo do Sal	$V=V_0+k*z$	$V_0 = 1.500; k = 0,4$
Base do Sal	$V=V_0=c^{te}$	$V_0 = 4.500$
Embasamento	$V=V_0=c^{te}$	$V_0 = 5.200$

Fonte: Autora

Como na área de Pós-sal há uma forte influência da compactação e cimentação, foi escolhido utilizar um coeficiente 'k' para provocar um aumento de velocidade de acordo com a profundidade. Esse valor de $k=0,4$ foi determinado

através de análise dos dados do perfil de poço sônico. Para todos os outros valores, será mantida uma velocidade constante para realizar a conversão.

O resultado final da conversão para profundidade pode ser observado na Figuras 25. Apesar de este não ser um modelo de velocidades ideal, ele atendeu satisfatoriamente o objetivo deste trabalho. A diferença da profundidade da base do sal na seção sísmica convertida e no poço é de apenas 40 metros.

Após a realização da conversão do tempo para a profundidade, este trabalho passa a ser realizados no ambiente do Oasis montaj, para que possam ser realizados o estudo e a modelagem gravimétrica 2D, através da extensão GM-SYS. Portanto, a partir deste momento, serão trabalhados a apresentados os dados de gravimetria.

NW

SE

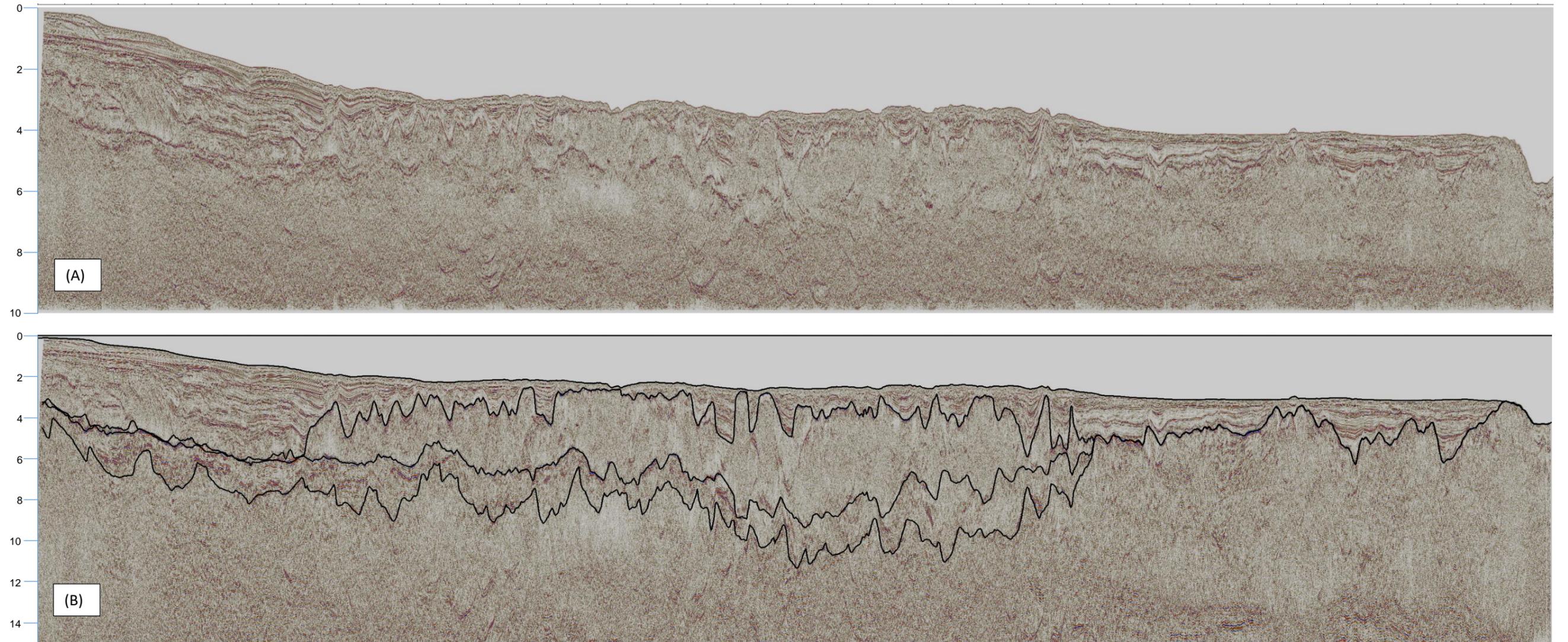


Figura 25 - Seção sísmica regional da linha A. (A) Seção sísmica convertida (profundidade). (B) Seção sísmica com interpretação preliminar dos horizontes sísmicos (profundidade). Escala vertical em quilômetros

5.2 MODELAGEM GRAVIMÉTRICA

A primeira etapa do trabalho no GM-SYS é a geração da base do modelo gravimétrico, que posteriormente será preenchido com os horizontes importados das seções sísmicas e os valores da propriedade física da densidade de cada fase tectônica. Assim, foi escolhido montar um modelo com 200 estações seguindo a orientação da linha sísmica. Portanto, foi gerado o modelo da seção gravimétrica A-A', correspondente à linha sísmica A. Dessa forma, o perfil calculado da seção gravimétrica A-A' possui uma estação a cada 2.800 metros.

Com as bases do modelo criadas, puderam ser importados os horizontes sísmicos em profundidade, de forma que os blocos fossem definidos de acordo com a geometria dos corpos identificados nas seções sísmicas. Também foi realizado o cálculo para a profundidade do horizonte referente ao Manto, que também foi adicionado ao modelo.

Para a definição dos valores para o parâmetro da densidade, foram utilizados valores encontrados em bibliografia (LIMA, 2010, 2013; ZALÁN *et al.*, 2011) para a seção Pós-Sal, sal, crosta continental e manto; para a seção Pré-Sal, foram utilizados dados do perfil de poço RhoB (perfil de densidade, mencionado na seção 2.3.1) do poço 3-BRSA-944A-RJS. A Tabela 4 apresenta todos os valores utilizados para preencher os blocos de densidade do modelo inicial no GM-SYS.

A partir disso foi feito um perfil gravimétrico concordante com a seção sísmica A, chamado de A-A'. Na Figura 26 é possível ver o modelo inicial, realizado a partir da geometria dos horizontes sísmicos, a descontinuidade Moho e preenchido com os dados fornecidos na Tabela 4. Como é perceptível, somente estas geometrias não justificam o comportamento gravimétrico na região. O erro, calculado como a diferença entre o dado observado e o dado calculado, é de 43,220 mGal na seção A-A'. Com isso em mente, é necessário realizar alterações no modelo, para que a curva de anomalia calculada do modelo corresponda à curva de anomalia observada.

Tabela 4 - Valores de densidades (em g/cm³) utilizados para a criação do Modelo Gravimétrico de acordo com os intervalos descritos

Litologia	Valor de Densidade (g/cm ³)
Água	1,030
Pós-Sal	2,400
Sal	2,200
Pré-Sal	2,550
Crosta Continental	2,720
Manto	3,300

Fonte: Lima, 2010; Zalán *et al.*, 2011 e Autora

Neste trabalho, serão testados dois modelos, já existentes, numa tentativa de reproduzir os resultados utilizando estes dados de gravimetria mais recentes e tentar validá-los. O primeiro modelo é o modelo apresentado por Lima (2010), que estuda o efeito da presença de uma crosta transicional, posicionada de forma a fazer uma transição entre a crosta continental e a crosta oceânica. O outro modelo é o modelo apresentado por Zalán *et al.* (2011), que estuda o efeito da separação da crosta continental em crosta continental superior e crosta continental inferior, sendo aquela a porção da crosta com características rúpteis e esta a com características dúcteis, além de considerar a Dorsal de São Paulo como sendo uma exsudação do Manto terrestre e que tem o papel de agir como a transição da crosta continental para a crosta oceânica.

Portanto, inicialmente foram implementadas as considerações propostas por Lima (2010), incluindo no modelo uma crosta transicional de densidade igual a 2,760 g/cm³ e uma crosta oceânica localizada logo após a Dorsal de São Paulo, de densidade igual a 2,800 g/cm³, e a profundidade da descontinuidade de Moho foi ajustada para corresponder a esta realidade. O modelo alterado para estas considerações pode ser visualizado na Figura 27.

Como é possível perceber pelo perfil, mais uma vez o perfil calculado a partir modelo não se ajusta aos dados. O erro entre os dois na seção A-A' inclusive aumenta, se comparado ao da seção inicial, sendo de 50,076 mGal. Como já não houve ajuste

satisfatório na seção A-A', passou-se para a segunda hipótese, o modelo formulado por Zalán *et al.* (2011).

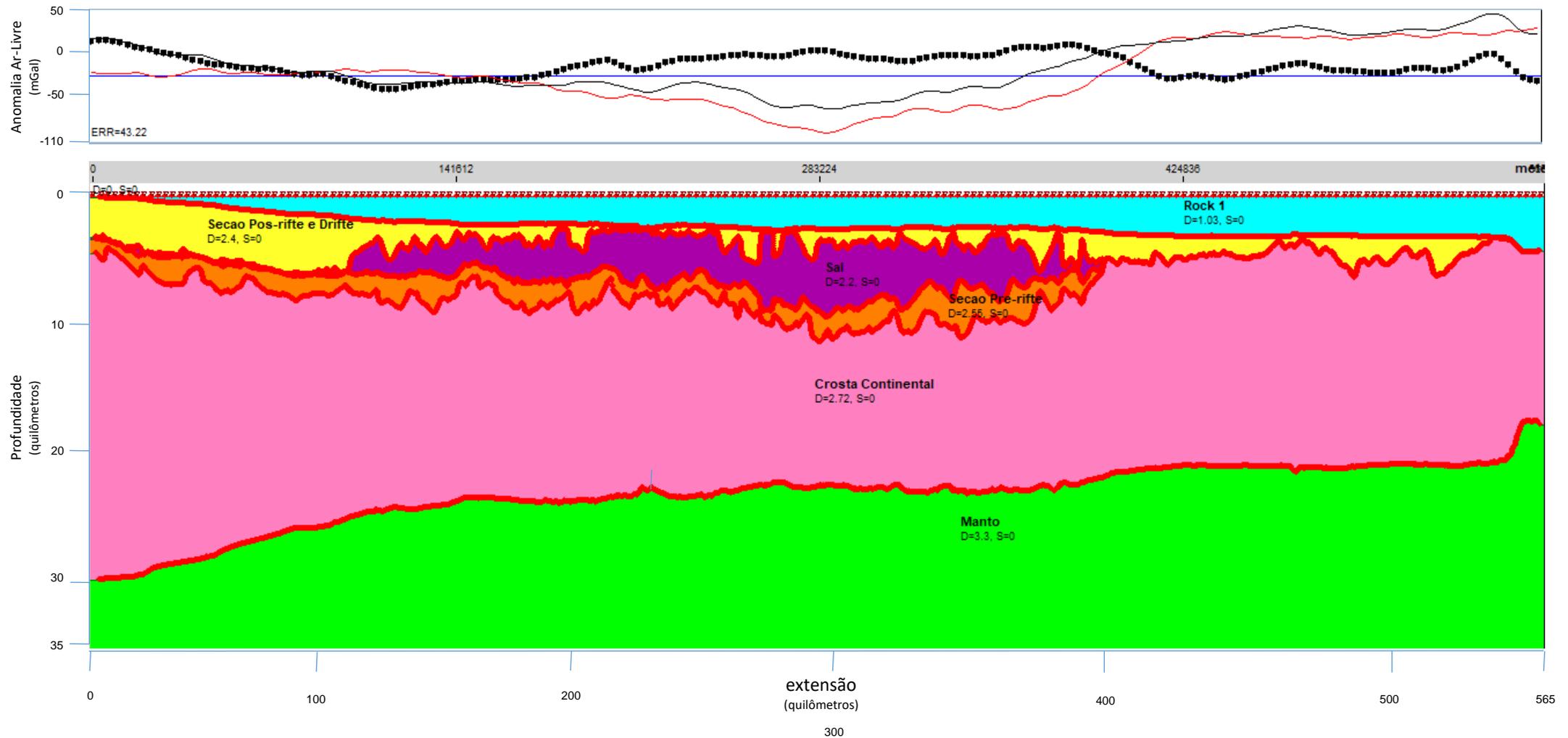


Figura 26 - Modelo inicial de gravimetria, seção A-A'. No painel superior, a linha preta formada por quadrados representa os dados observados; a linha preta contínua representa os dados calculados a partir do modelo; já a linha vermelha representa o erro entre as duas linhas e não responde ao mesmo intervalo no eixo das linhas pretas. No painel inferior, o modelo utilizado. Nele é possível identificar a geometria dos corpos e a densidade (parâmetro D) utilizados para a modelagem. Como é perceptível, somente esta geometria não é suficiente para justificar as anomalias gravimétricas existentes na região. Portanto, é necessário que sejam feitas modificações ao modelo para que ele represente melhor a realidade.

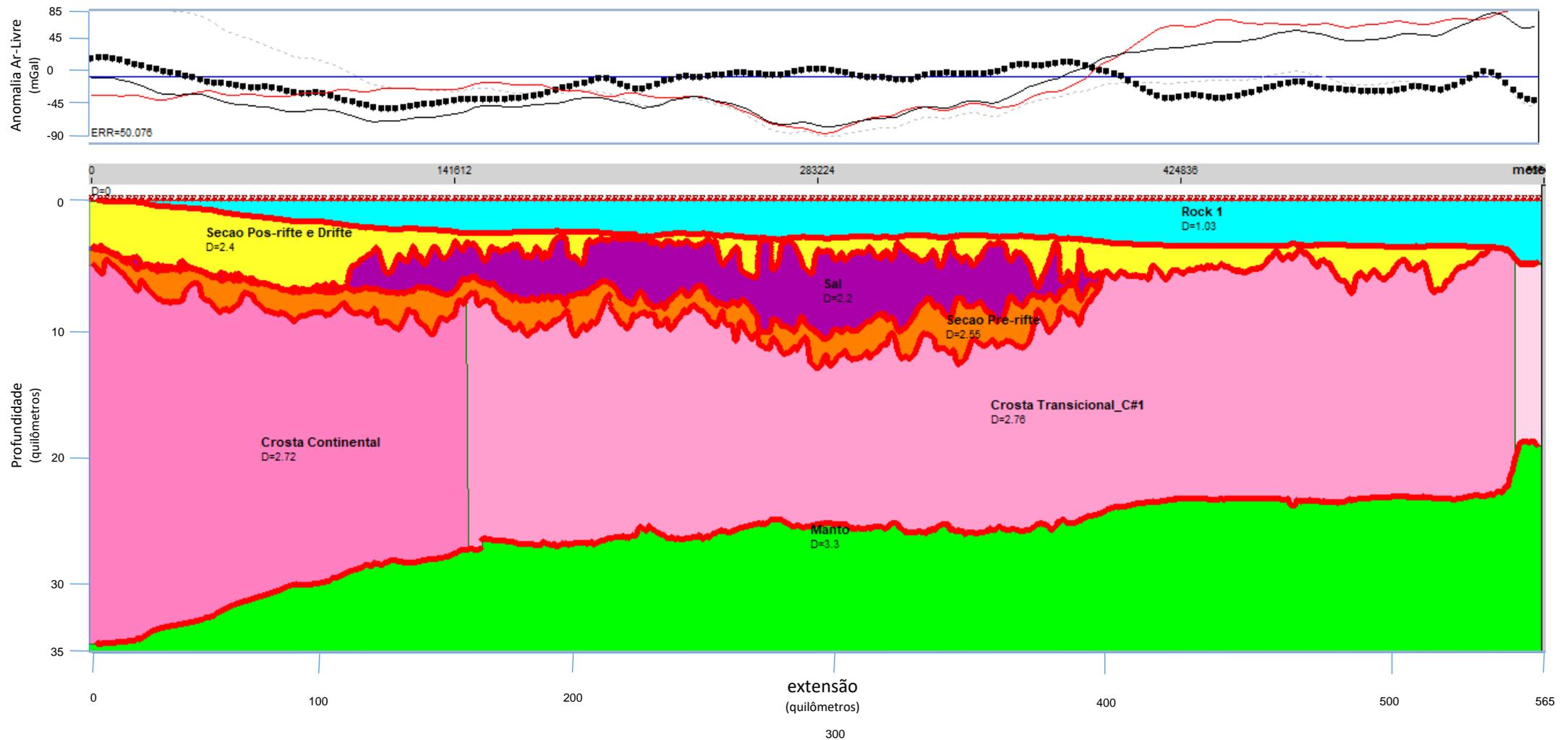


Figura 27 - Modelo modificado de gravimetria segundo Lima (2010), seção A-A'. No painel superior, a linha preta formada por quadrados representa os dados observados; a linha preta contínua representa os dados calculados a partir do modelo; já a linha vermelha representa o erro entre as duas linhas e não responde ao mesmo intervalo no eixo das linhas pretas. No painel inferior, o modelo utilizado. Nele é possível identificar a geometria dos corpos e a densidade (parâmetro D) utilizados para a modelagem. Observe como este modelo, que conta somente com a presença de uma crosta transicional, não justifica as respostas obtidas nas anomalias gravimétricas.

No 2º modelo, é necessária a inclusão da crosta continental inferior, uma porção dúctil da crosta de densidade buscada na bibliografia como sendo igual a 2,920 g/cm³, cuja separação com a sua superior é identificável através da descontinuidade de Conrad. Como a seção sísmica é rasa e não permite a visualização deste contato, ele foi estimado pela própria resposta gravimétrica. Zalán *et al.* (2011) defendem a existência de elevações no Manto coincidindo regiões de pequena espessura da crosta continental inferior, na região proximal da Bacia.

O modelo final da seção A-A', após ajustes nas geometrias dos corpos e em suas densidades, pode ser visualizado na Figura 28. Como é perceptível, este modelo teve melhor ajuste aos dados observados pela gravimetria por satélite. As espessuras das camadas da crosta continental superior, crosta continental inferior e manto também estão de acordo com as identificadas por Zalán *et al.* (2011).

A hipótese da Dorsal de São Paulo ter sido formada a partir de exsudação do manto (também defendida por Fodor (1979 *apud* Amorim, 2013)) também pode ser visualizada sendo testada na porção direita da seção. Porém, diferentemente de Zalán *et al.* (2011), que dividiram o Manto em 3 seções de diferentes densidades, utilizando valores de até 2,600 g/cm³ para o ajuste das curvas, foi necessário dividir o Manto em 5 seções de diferentes densidades, de 3,100 g/cm³ até 2,400 g/cm³, e ainda assim o ajuste não foi ideal. Portanto, ainda restam dúvidas sobre esta hipótese, já que ela não pôde ser completamente reproduzida.

No final, o ajuste total dos dados pode ser considerado bom, pois corresponde à geologia regional apresentada nas revisões bibliográficas e foi obtido um erro de 4,294 mGal para a seção A-A'. Desta forma, foi possível validar o modelo proposto.

Com o modelo, é possível fazer algumas aferições sobre a resposta gravimétrica regional das seções. Primeiramente, na linha A-A', há um baixo gravimétrico na porção esquerda da seção, correspondente ao afinamento da crosta continental na região. Posteriormente, ocorre um alto gravimétrico, que dessa vez pode ser correlacionado a um aumento da espessura sedimentar (especialmente das camadas evaporíticas) na região. Por fim, é possível associar o baixo gravimétrico da direita à ausência das camadas evaporíticas e presença de ocorrências vulcânicas, também identificadas por Lima (2010), Zalán *et al.* (2011) e Lima (2013).

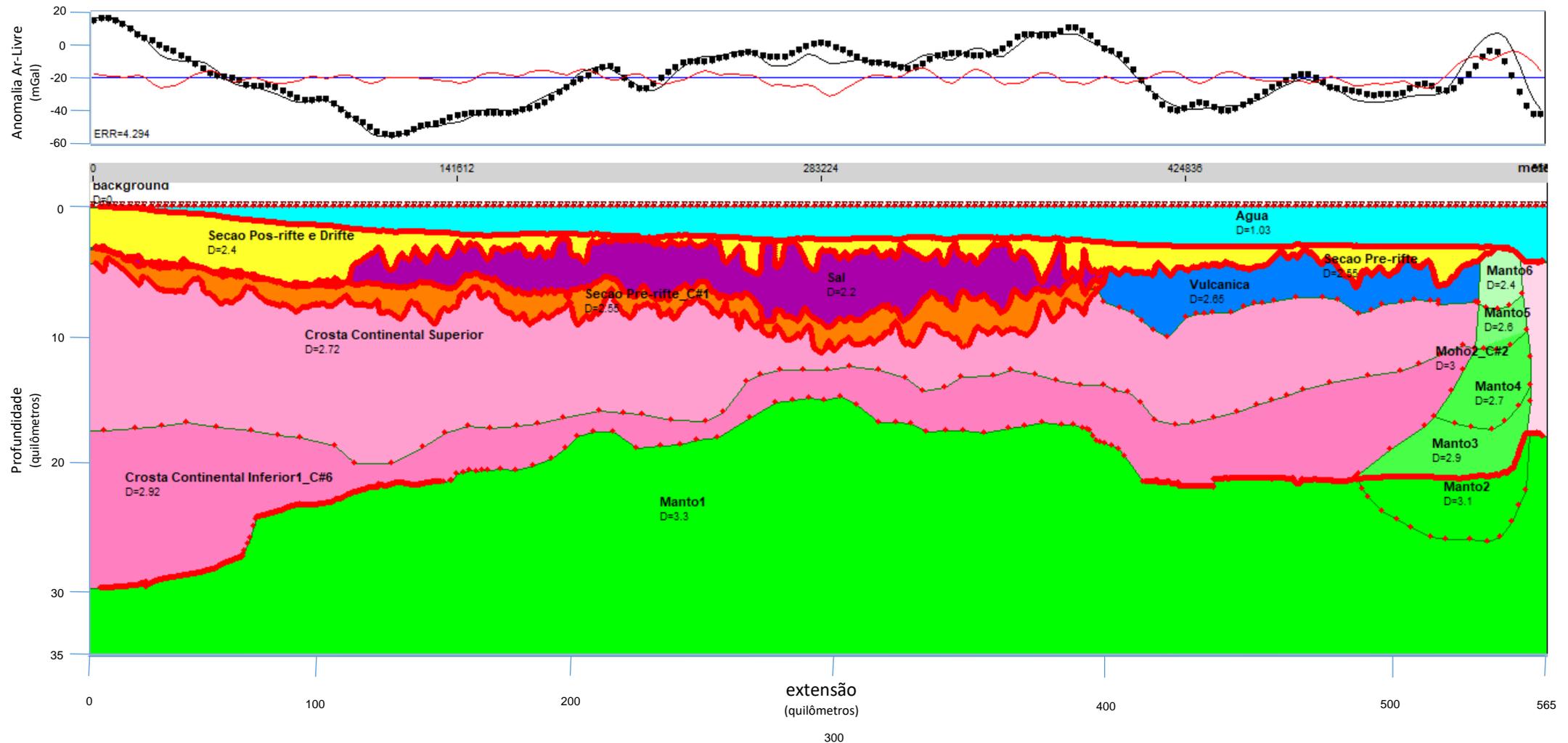


Figura 28 - Modelo modificado de gravimetria segundo Zalán et al. (2011), seção A-A'. No painel superior, a linha preta formada por quadrados representa os dados observados; a linha preta contínua representa os dados calculados a partir do modelo; já a linha vermelha representa o erro entre as duas linhas e não responde ao mesmo intervalo no eixo das linhas pretas. No painel inferior, o modelo utilizado. Nele é possível identificar a geometria dos corpos e a densidade (parâmetro D) utilizados para a modelagem. O ajuste pode ser considerado bom, tendo sido encontrado um erro de 4,294 mGal. Portanto este modelo é válido em sua grande maioria, restando somente ressalvas para a hipótese da formação da Dorsal de São Paulo.

6 CONCLUSÕES

A modelagem gravimétrica crustal realizada em conjunto com a seção sísmica 0222-0098, dados de perfis de poços, informações geológicas e modelos já pré-existentes na região, mostrou-se satisfatória, atingindo erro de 4,294 mGal para a seção A-A'.

A integração dos dados sísmicos e gravimétricos, em conjunto com informações geológicas e geofísicas, permitiu uma revisão do modelo geológico, especialmente focado nas estruturas profundas da Bacia de Santos, mas não se limitando a elas. Com a ausência de linhas sísmicas mais profundas, a utilização da gravimetria foi fundamental para identificação de estruturas profundas, como o contato da crosta continental superior com a inferior, assim como a profundidade do Manto.

Porém, apesar dos resultados obtidos, este modelo não é conclusivo, pois a linha não acompanha feições que sejam sugestivamente bidimensionais. Portanto, na análise desta linha de estudo em questão, deve-se levar em consideração a não ortogonalidade da linha com relação a feições que seja bidimensionais.

Para sua validação, é necessária a continuação deste estudo, fazendo o uso de linhas sísmicas mais profundas, que permitam a visualização dessas estruturas mais profundas. Além disso, é interessante a inclusão de dados magnéticos, que possibilitariam uma melhor identificação da geometria de corpos vulcânicos, como o apresentado na figura 32, além daqueles não modelados neste trabalho e que são capazes de interferir localmente na resposta gravimétrica.

Além disso, é de extrema importância um estudo mais conclusivo sobre a origem das rochas que compõem a Dorsal de São Paulo. Dessa forma, será possível corrigir o modelo adequadamente, para que possa incluir a resposta da Dorsal de São Paulo.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AL-CHALABI, M. *Principles of Seismic Velocities and Time-to-Depth Conversion*. Holanda: EAGE Publications, 2014. 551p.

AGÊNCIA NACIONAL DE PETRÓLEO, GÁS NATURAL E BIOCOMBUSTÍVEIS (ANP). *Resolução nº 093/2016*. Fevereiro, 2016.

AGÊNCIA NACIONAL DE PETRÓLEO, GÁS NATURAL E BIOCOMBUSTÍVEIS (ANP). *Boletim da Produção de Petróleo e Gás Natural*. Setembro, n. 85. 2017. 33p. Disponível em: <http://www.anp.gov.br/wwwanp/images/publicacoes/boletins-anp/Boletim_Mensal-Producao_Petroleo_Gas_Natural/Boletim-Producao_setembro-2017.pdf>. Acessado em 02/11/2017.

AMORIM, N. R. de. *Caracterização geofísica da Dorsal de São Paulo e seu significado evolutivo na Bacia de Santos*. 71 f. : il. Monografia (Graduação) – Departamento de Geologia e Geofísica da Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2013.

Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP). *Produção Mensal de Hidrocarbonetos*. Outubro, 2017. Disponível em <<http://www.anp.gov.br/wwwanp/exploracao-e-producao-de-oleo-e-gas/gestao-de-contratos-de-e-p/dados-de-e-p>>. Acessado em 27/10/2017.

BIANCHINI, A. R. *et al. Prospecção de Hidrocarbonetos na Plataforma de Noord-Holland, Holanda*. 2014. 77 f. : il. Trabalho de Conclusão (Pós-Graduação) do Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2014.

BIONDI, B. L. *3-D Seismic Imaging*. Stanford University, 2005. 396p.

CASTRO, D. L. de. Modelagem Gravimétrica 3-D de Corpos Graníticos e Bacias Sedimentares com Embasamento Estrutural de Densidade Variável. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 23, n. 3, 2005.

CHANG, H. K., *et al.* Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, Amsterdam, v. 213, 1992. P. 97-138.

ELLIS, D. V. & SINGER, J. M. *Well Logging for Earth Scientists*. 2ª ed. Holanda: Springer, 2008. 692p.

HINZE, W. J.; FRESE, R. R. B. von & SAAD, A. H. *Gravity and Magnetic Exploration: principles, practices and applications*. Cambridge: Cambridge University, 2012. 515p.

Instituto de Terras, Cartografia e Geologia do Paraná (ITCG). *Unidade de Conservação da Ilha do Mel*. 2017. Disponível em: <<http://www.mineropar.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=13>> . Acessado em 07/11/2017.

International Energy Agency (IEA). *Key World Energy Statistics 2017*. 2017, 97p. Disponível em: <<http://www.iea.org/publications/freepublications/publication/key-world-energy-statistics-2017.html>>. Acessado em 02/11/2017.

KEAREY, P.; BROOKS, M. & HILL, I. *Geofísica de Exploração*. Tradução: Maria Cristina Moreira Coelho. 2ª ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 438p.

LIMA, J. V. G. de. *Modelagem gravimétrica 2-D utilizando condicionantes externos para caracterização de embasamento na parte norte da Bacia de Santos*. 81 f. : il. Monografia (Graduação) – Departamento de Geologia e Geofísica da Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2010.

LIMA, J. V. G. de. *Análise regional geofísica e geológica das estruturas profundas na Bacia de Santos*. 2013. 112 f. : il. Dissertação (Mestrado) – Faculdade de Geologia da Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2013.

LIMA, C. S. de. *Modelagem Magnética e Gravimétrica da Bacia de Campos*. 77 f. : il. Monografia (Graduação) – Departamento de Geologia e Geofísica da Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2017.

LOWRIE, W. *Fundamentals of Geophysics*. 2ª ed. Cambridge: Cambridge University, 2007. 387p.

LUZ, A. P. O. *et al.* Behaviour of Porto Alegre Fracture Zone, from Mid Atlantic Ridge to Brazilian Coast. In: *Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica*, 15., 2017, Rio de Janeiro.

MILANI, E. J. *et al.* Bacias Sedimentares Brasileiras: cartas estratigráficas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, Maio-Nov 2007, Petrobras. p. 183-205.

MIO, E. de. *Modelagem Crustal da Bacia de Santos pela Integração de Métodos Geofísicos*. 2005. 108 f. : il. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2005.

MOHRIAK, W. U. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In: BIZZI, L. A., *et al.* *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, Brasília: CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais), 2003.

MOREIRA, J. L. P., *et al.* Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, Mai-Nov 2007, Petrobras. p. 531-549.

NERY, G. G. *Perfilagem Geofísica em Poço Aberto*: Fundamentos básicos com ênfase em petróleo. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica (SBGf), Rio de Janeiro; Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geofísica do Petróleo (INCT-GP), Salvador, 2013. 221p.

PAPATERRA, G. E. Z. *Pré-Sal*: conceituação geológica sobre uma nova fronteira exploratória no Brasil. 2010. 81 f. : il. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010.

PEREIRA, M. J. & MACEDO, J. M. A Bacia de Santos: Perspectivas de uma nova província petrolífera na plataforma continental sudeste brasileira. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 4, n. 1, Jan-Mar 1990, Petrobras. p. 3-11.

PETROBRAS. Tecnologia: Campo de Lula, no pré-sal, terá levantamento em Sísmica 4D. *Fatos e Dados*. 04 Nov. 2014. Disponível em: <<http://www.petrobras.com.br/fatos-e-dados/tecnologia-campo-de-lula-no-pre-sal-tera-levantamento-em-sismica-4d.htm>>. Acessado em 28/10/2017.

PINTO, V. H. G. *Importância da Modelagem Termomecânica para o Sistema Petrolífero*: Estudo 2d na parte central da bacia de Santos. 2008. 107 f. : il. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha) – Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha da Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2008.

RABINOWITZ, P. D. & LABRECQUE, J. The Mesozoic South Atlantic Ocean and Evolution of Its Continental Margins. *Journal of Geophysical Research*, v. 84, n. B11, Outubro 1979, p. 5973-6002.

RAMALHO, F., *et al.* *Os Fundamentos da Física: Mecânica*. 3ª ed. São Paulo: Moderna, 1979. 460p.

RAMÍREZ, A. F. A. *Análise Sismo-Estratigráfica na Seção Rifte da Bacia de Santos*. 2014. 62 f. : il. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Programa de Pós-Graduação em Geociências do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2014.

SANDWELL, D. T. *et al.* *Exploring earth tectonics from space*. 2014. Disponível em: < http://topex.ucsd.edu/grav_outreach/>. Acessado em 28/11/2017.

SOUZA-LIMA, W. & HAMSI JUNIOR, G. P. Bacias sedimentares brasileiras: Bacias da margem continental. In: *PHOENIX*, n. 50, Fev 2003. Disponível em <http://www.phoenix.org.br/Phoenix50_Fev03.html>. Acessado em 06/07/2016.

TASSINARI, C. C. G., MARINS, C. de & NETO, D. Tectônica Global. In: TEIXEIRA, W. *et al.* *Decifrando a Terra*. 2ª ed. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2009.

TELFORD, W. M., GELDART, L. P. & SHERIFF, R. E. *Applied Geophysics*. 2ª ed. Cambridge: Cambridge University, 1990.

ZALÁN, P. 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: *AAPG Annual Convention and Exhibition*, 2011, Houston, Texas, EUA. Expanded abstract... Houston, Texas, EUA, 2011. p. 12.