



UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE

Instituto de Geociência

Departamento de Geologia e Geofísica

CAMILA SILVA DE LIMA

**MODELAGEM MAGNÉTICA E GRAVIMÉTRICA DA BACIA DE
CAMPOS**

Niterói, Rio de Janeiro

2017

CAMILA SILVA DE LIMA

**MODELAGEM MAGNÉTICA E GRAVIMÉTRICA DA BACIA DE
CAMPOS**

Trabalho apresentado ao curso de graduação em Geofísica da Universidade Federal Fluminense como parte da disciplina de Projeto Final II e requisito para obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

Orientador: Prof. Dr. Emanuele Francesco La Terra

Niterói, Rio de Janeiro

2017

CAMILA SILVA DE LIMA

**MODELAGEM MAGNÉTICA E GRAVIMÉTRICA DA BACIA DE
CAMPOS**

Trabalho apresentado ao curso de graduação em Geofísica da Universidade Federal Fluminense como parte da disciplina de Projeto Final II e requisito para obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Emanuele Francesco La Terra – ON/MCTI

Prof. Dr. Arthur Ayres Neto – LAGEMAR/UFF

Prof. Dr. Wagner Moreira Lupinacci – LAGEMAR/UFF

L732

Lima, Camila Silva de

Modelagem magnética e gravimétrica da bacia de Campos /
Camila Silva de Lima. – Niterói : [s.n.], 2017.

77 f.

Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geofísica) –
Universidade Federal Fluminense, 2017.

1.Bacia de Campos. 2.Modelagem magnética. 3.Modelagem
gravimétrica. I.Título.

CDD 622.15

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, eu agradeço a Deus por sempre ter me dado forças ao longo da faculdade. Sem Ele nada disso seria possível.

Aos meus pais Creuza e José Gilvan, eu agradeço imensamente por tudo que fizeram e ainda fazem por mim. Nunca mediram esforços para eu conseguisse conquistar todos os meus sonhos. Espero algum dia retribuir todo o esforço que vocês fizeram por mim.

Agradeço ao meu orientador Emanuele Francesco La Terra por todos os conhecimentos, as broncas e os incentivos durante esse um ano e meio de estágio no Observatório Nacional.

Ao meu melhor amigo Fernando Nogueira, eu não tenho nem palavras para dizer o quanto eu sou extremamente grata por ter me ajudado nos momentos mais difíceis da minha vida mesmo eu não merecendo. Você foi o maior incentivador para que eu terminasse esse TCC. Muito obrigada por tudo!

Agradeço a todos os amigos que fiz durante a faculdade, em especial, as minhas amigas Clara Porto, Carolina Ferreira, Daniele Lopes, Eloíse Policarpo, Esthephany Oliveira, Laísa Aguiar, Louíse Aguiar, Maíra Cordeiro e Monique Chaves que me acompanharam desde o início dessa jornada. Foram cinco anos e meio de muito amor, carinho, amizade, cumplicidade e companheirismo. Eu amo muito vocês.

Agradeço ao Jonne, Jefferson e José Antônio do Observatório que não mediram esforços para me ajudar na conclusão deste TCC.

Agradeço a todos os professores da UFF por todos os ensinamentos, compreensão e paciência para tirar todas as minhas dúvidas.

Agradeço a UFF e ao Observatório pelos *softwares* disponibilizados e ao BDEP/ANP por fornecer os dados utilizados neste trabalho.

E por fim, e não menos importante, aos amigos que fiz durante o meu curto intercâmbio na Irlanda. Foi maravilhoso conhecer vocês e vivenciar momentos incríveis. Espero encontrá-los novamente.

Dedico este trabalho aos meus pais, Creuza e José Gilvan, por tudo que fizeram por mim. Sem vocês nada disso seria possível.

RESUMO

A Bacia de Campos está localizada na margem passiva da costa brasileira com aproximadamente 102.000 km² de área. Essa bacia é a principal área de exploração petrolífera do Brasil com produção de 53% de petróleo e 27% de gás natural. Sua exploração está concentrada na porção *offshore* enquanto que na porção *onshore* foram perfurados somente três poços sendo um deles estratigráfico. Esse poço estratigráfico conhecido como o poço do Cabo de São Tomé registrou apenas sedimentos cenozoicos o que implicou no baixo interesse das empresas petrolíferas nessa região. O estudo deste trabalho tem como objetivo interpretar o embasamento pré-cambriano da Bacia de Campos tanto na porção *onshore* quanto na porção *offshore* através da modelagem magnética e gravimétrica. Para tanto, foram traçados quatro perfis ao longo dessa bacia, sendo três perfis magnéticos para a modelagem da porção *onshore* e um perfil gravimétrico para a porção *offshore*. Para criar os modelos magnéticos foram utilizados as linhas sísmicas e os poços 2-CST-01-RJ e 2-JU-1-RJ encontrados na porção *onshore* dessa bacia. As linhas sísmicas foram utilizadas para desenhar o embasamento e os poços para identificar as litologias presentes. Os modelos foram baseados na heterogeneidade magnética do embasamento da Bacia de Campos. O modelo gravimétrico foi baseado na sessão sísmica que corta a bacia na direção NW-SE. Ele apresentou um afinamento crustal ao longo da bacia que foi comparado com os valores de profundidades observadas no mapa de isolinhas da crosta dessa região. Além disso, mostrou a interface da crosta continental e oceânica (COB) e a interface crosta/manto (Moho).

Palavras chave: Bacia de Campos, modelagem magnética, modelagem gravimétrica

ABSTRACT

The Campos Basin is located in the passive margin of the Brazilian coast with approximately 102,000 km² of area. This basin is the largest petroleum-producing basin in Brazil with, production of 53% of oil and 27% of natural gas. The exploration is concentrated in the offshore portion, whereas in the onshore only three wells were drilled so far, in which one of them is a stratigraphic well. This well known as the Cabo de São Tomé well, and it recorded only Cenozoic sediments, which could explain the less interest from the oil companies in this region. The objective of this work is to interpret the pre-Cambrian basement of the Campos Basin in the onshore portion, as well as the offshore portion through the magnetic and gravimetric modelling. In order to do so, four profiles were created along the Campos basin. Three were magnetic profiles for the onshore portion modelling and a gravimetric profile for an offshore portion. Regarding the creation of magnetic models, 2-CST-01-RJ and 2-JU-1-RJ wells were used to identify existing lithology from the onshore portion of the basin, while seismic lines were useful for modelling the basement. The models were based on the magnetic heterogeneity of the basement of the Campos Basin. The gravimetric model was based on the session seismic that cuts the basin in NW-SE direction. It showed a crustal thinning along the basin in comparison to the values of depths observed in the isolines map from the region's crust. In addition, it showed a continental and oceanic crust interface (COB) and a crust / mantle interface (Moho).

Key words: Campos Basin, magnetic modeling, gravimetric modeling

LISTA DE TABELA

Tabela 1: Tabela de intervalo de densidades das principais rochas encontradas em uma bacia de sedimentar.....	44
Tabela 2: Valores de susceptibilidades magnética estimadas para a modelagem 2D dos perfis traçados.....	57
Tabela 3: Valores de densidades estimadas para a modelagem gravimétrica.....	59

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Bacia de Campos limitada pelos altos estruturais Alto de Vitória e Cabo Frio.....	16
Figura 2: Modelo esquemático de rifteamento do supercontinente Gondwana	18
Figura 3: Mapa estrutural do topo do embasamento no Cretáceo mostrando as estruturas do rifte da Bacia de Campos	20
Figura 4: Carta estratigráfica da Bacia de Campos	23
Figura 5: Sistema petrolífero da Bacia de Campos	25
Figura 6: O fluxo magnético ao redor de uma barra magnética	26
Figura 7: Representação dos momentos magnéticos no (A) Ferromagnetismo; (B) Anti-Ferromagnetismo; (C) Ferrimagnetismo	30
Figura 8: Histograma dos valores médios e intervalos da susceptibilidade das rochas	32
Figura 9: Componentes do campo magnético da Terra.....	33
Figura 10: Esquema simples de um levantamento magnético em que o magnetômetro pode estar posicionado em A ou em B	35
Figura 11: Padrão de voo de um levantamento aeromagnético.....	36
Figura 12: Modelos matemáticos da superfície terrestre.....	38
Figura 13: Correção de ar livre para um ponto observado a uma altura h	40
Figura 14: Correção de Bouguer aplicada a uma área montanhosa onde a região destacada é uma placa infinita de rocha com espessura h	41
Figura 15: Correção de terreno aplicada a uma região	42
Figura 16: Módulos elásticos de um corpo: (A) Módulo de Young; (B) Módulo de compressão; (C) Módulo de rigidez; (D) Módulo axial	47
Figura 17: Esquema da propagação de partículas nas ondas de corpo: (A) Onda compressional (onda P) e (B) Onda cisalhante (Onda S)	48
Figura 18: Esquema da propagação de partículas nas ondas de superfície: (A) Onda Rayleigh e (B) Onda Love	48
Figura 19: Esquema da propagação de partículas nas ondas de superfície: (A) Onda Rayleigh e (B) Onda Love	48
Figura 20: Esquema dos raios refletidos e transmitidos a partir da diferença de impedância acústica	49
Figura 21: O raio incidente P gera as ondas P e S refratadas e refletidas	51
Figura 22: Modelo esquemático das ondas refratas e refletidas a partir da onda incidente	51

Figura 23: Princípio de Huygens	52
Figura 24: Mapa aeromagnético residual da Bacia de Campos com as linhas sísmicas dessa região.	55
Figura 25: Perfis A-A', B-B' e C-C' traçados ao longo das linhas sísmicas posicionadas na região emersa da Bacia de Campos	56
Figura 26: Perfil D-D' traçado ao longo da Bacia de Campos	58
Figura 27: Mapa de localização da Bacia de Campos com as linhas sísmicas e os poços	60
Figura 28: Localização da linha sísmica 0063_0095 com aproximadamente 42.2 km de comprimento.....	62
Figura 29: Sessão sísmica interpretada da linha 0063_0095.....	62
Figura 30: Modelo magnético do perfil A-A' com erro médio quadrático de 1.958 nT.....	63
Figura 31: Localização da linha sísmica 0063_0059_FIN_1 com aproximadamente 40.3 km de comprimento.....	64
Figura 32: Sessão sísmica interpretada da linha 0063_0059_FIN_1	64
Figura 33: Modelo magnético do perfil B-B' com erro médio quadrático de 2.094 nT	65
Figura 34: Localização da linha sísmica 0063_0059_FIN_2 com aproximadamente 28 km de comprimento.....	66
Figura 35: Sessão sísmica interpretada da linha 0063_0059_FIN_2	66
Figura 36: Modelo magnético do perfil C-C' com erro médio quadrático de 1.336 nT	67
Figura 37: Mapa topográfico e batimétrico da margem divergente do Sudeste de Brasileiro com as isolinhas de espessura da crosta. A área de interesse é onde está traçado o perfil D.....	68
Figura 38: Sessão sísmica da Bacia de Campos	69
Figura 39: Modelagem gravimétrica baseada na sessão sísmica da Bacia de Campos com a presença de um alto estrutural na crosta oceânica. O erro médio quadrático é 1.674 mGal	69
Figura 40: Modelagem gravimétrica baseada na sessão sísmica da Bacia de Campos com a presença um afinamento na crosta oceânica. O erro médio quadrático é 1.779 mGal	70

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	14
2. OBJETIVO.....	15
3. CONTEXTO GEOLÓGICO	16
3.1 ASPECTOS GERAIS	16
3.2 EVOLUÇÃO DO ATLÂNTICO SUL	17
3.3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL	19
3.4 EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA	21
3.5 SISTEMA PETROLÍFERO.....	24
4. MAGNETOMETRIA.....	26
4.1 CONCEITOS BÁSICOS DE MAGNETISMO.....	26
4.2 PROPRIEDADES MAGNÉTICAS DOS MATERIAIS.....	28
4.3 MAGNETIZAÇÃO REMANENTE.....	30
4.4 MAGNETISMO DAS ROCHAS	31
4.5 CAMPO MAGNÉTICO DA TERRA	32
4.6 EQUIPAMENTOS DE MEDIÇÃO	34
4.7 ANOMALIAS MAGNÉTICAS	34
4.8 LEVANTAMENTO MAGNÉTICO AÉREO.....	35
5. GRAVIMETRIA	37
5.1 BASE TEÓRICA	37
5.2 GRAVIDADE DA TERRA.....	38
5.2.1. CORREÇÃO DE LATITUDE.....	39
5.2.2 CORREÇÃO DO AR LIVRE.....	40
5.2.3 CORREÇÃO DE BOUGUER	41
5.2.4 CORREÇÃO DO TERRENO.....	42

5.2.5 CORREÇÃO ISOSTÁTICA.....	43
5.2.6 CORREÇÃO DE MARÉ	43
5.2.7 CORREÇÃO DE EÖTVÖS	43
5.3 EQUIPAMENTOS DE MEDIÇÃO	44
5.4 ANOMALIAS GRAVIMÉTRICAS.....	44
5.5 LEVANTAMENTO GRAVIMÉTRICO MARINHO.....	45
6. SÍSMICA	46
6.1 TENSÃO E DEFORMAÇÃO	46
6.2 ONDAS SÍSMICAS	47
6.3 REFLEXÃO E TRANSMISSÃO DAS ONDAS ELÁSTICAS (SÍSMICAS)	49
6.4 ATENUAÇÃO DA ENERGIA SÍSMICA	52
6.5 FONTES SÍSMICAS	53
7. METODOLOGIA.....	54
7.1 DADOS AEROMAGNÉTICOS.....	54
7.2 DADOS GRAVIMÉTRICOS	57
7.3 SÍSMICAS	59
7.4 DADOS DO POÇO	59
8. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	61
8.1 MODELAGEM MAGNÉTICA	61
8.2 MODELAGEM GRAVIMÉTRICA.....	68
9. CONCLUSÃO.....	71
10. REFERÊNCIAS	72

1. INTRODUÇÃO

O território brasileiro é composto por cerca de 60% de bacias sedimentares, com área total estimada de 6.436.200 km². As regiões emersas das bacias representam 76% e os 24% restantes abrangem as plataformas continentais, águas profundas e ultra-profundas.

As bacias sedimentares possuem um papel fundamental na economia brasileira uma vez que o Brasil está entre os principais produtores de petróleo no mundo. As principais bacias exploradas são as Bacias de Campos e Santos, atualmente as maiores bacias petrolíferas brasileiras.

Entretanto, a Bacia de Campos se difere das demais bacias de margem passiva devido as particularidades ao longo da sua evolução tectônica que a tornam singular em termos de potencial petrolífero. Entre estas particularidades vale destacar o baixo grau de afinamento da crosta, reativação das fontes de sedimentos, intensa tectônica adiastrófica e as variações globais do nível do mar no Neocretáceo e Terciário (Dias *et al.*, 1990).

Segundo Kearey *et al.* (2009), somente um método geofísico não é o suficiente para obter uma interpretação apropriada da área de estudo já que o mesmo é passivo de ambiguidades e incertezas. Portanto, para evitar problemas dessa natureza, diversos estudos geológicos e geofísicos são feitos a partir da integração dos métodos geofísicos. Assim, permitindo a criação de um modelo geológico com maior confiabilidade.

Para tal finalidade, foram aplicados diferentes métodos geofísicos para o estudo em seções *onshore* e *offshore* da Bacia de Campos com foco na interpretação do relevo e estruturas do embasamento. Essa interpretação consistiu nas modelagens de dados magnéticos e gravimétricos realizadas ao longo dos perfis traçados nessa bacia. Para tal, foi utilizada a sísmica e as informações dos dados dos poços 2-CST-01-RJ e 2JU-1-RJ para auxiliar na interpretação

2. OBJETIVO

O objetivo do presente trabalho foi interpretar o relevo do embasamento crustal da Bacia de Campos com base na integração dos métodos magnético, gravimétrico e sísmico. Além disso, foi utilizado as informações dos poços 2-CST-01-RJ e 2-JU-1-RJ para verificar as litologias presentes *onshore* da Bacia de Campos. Para obter as informações geológicas da porção *offshore* dessa bacia, foi utilizado a carta estratigráfica descrita por Winter *et al.* (2007) e a sísmica da Bacia de Campos do trabalho de Mohriak *et al.*, (2008).

Os dados magnéticos aéreos, gravimétricos marinhos, duas linhas sísmicas e o poço 2-CST-01-R utilizado nesse trabalho foram solicitados ao Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP) da Agência Nacional de Petróleo e Biocombustíveis - ANP. As informações do poço 2-JU-1-RJ foi encontrado no trabalho descrito por Vilela *et al.* (2016) uma vez que esse poço é um dado não público. Para a realização deste trabalho foram utilizados os *softwares Oasis Montaj e Petrel*. O primeiro *software* foi usado trabalhar com os dados aeromagnéticos e gravimétricos e o *Petrel* para interpretar as linhas sísmicas.

Primeiramente, realizou-se uma revisão bibliográfica da geologia da área de estudo para ajudar na interpretação das linhas sísmicas, tendo o poço 2-CST-01-RJ. Em seguida, foram interpretados os dados aeromagnéticos e gravimétricos com as linhas sísmicas interpretadas. Mas, antes de realizarmos a interpretação, os dados magnéticos aéreos foram processados para amenizar os ruídos presentes nos dados utilizando o *software Oasis Montaj*. Nos dados gravimétricos não foram necessários processá-los, pois já haviam sido aplicadas as devidas correções.

Os dados aeromagnéticos e gravimétricos foram interpretados utilizando o *GM-SYS-2D* do *software Oasis Montaj*. Essa interpretação consistiu na criação de modelos geológicos baseados nos perfis de anomalia magnética e gravimétrica. Para isso, foram traçados quatro perfis ao longo da Bacia de Campos, três na direção das linhas sísmicas na porção *onshore* dessa bacia para a modelagem magnética e um ao longo da porção *offshore* para a modelagem gravimétrica.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1 ASPECTOS GERAIS

A Bacia de Campos possui uma área aproximadamente de 102.000 km² com 95.500 km² na porção submersa e 6.500 km² na porção emersa (Pilotto, 2011). Ela está localizada na margem continental brasileira na qual abrange o norte do litoral do Estado Rio de Janeiro e o sul do litoral do Estado Espírito Santo.

Atualmente a Bacia de Campos é a maior bacia produtora do Brasil sendo responsável por 53% da produção de óleo e 25% da produção de gás natural do país (ANP, 2017) com a exploração praticamente concentrada na porção *offshore* com 3.141 poços perfurados e apenas três poços perfurados na sua porção *onshore* (BDEP, 2012).

Segundo Kinkela (2005), a área submersa da Bacia de Campos se estende em direção a Leste abrangendo a Plataforma Continental, taludes continentais e parte da elevação continental da qual é cercada pelo Platô de São Paulo. Essa bacia é separada da Bacia do Espírito Santo pelo Alto de Vitória ao norte e da Bacia de Santos pelo Alto de Cabo Frio ao sul (Fig. 1).

A Bacia de Campos é uma bacia de margem passiva e está relacionada à ruptura do supercontinente Gondwana e a formação do Atlântico Sul. Segundo Mohriak (2003), a análise do potencial exploratório de hidrocarbonetos está associada à evolução tectônica relacionada com os estágios de subsidência rifte e subsidência termal das bacias sedimentares da margem passiva da placa Sul-Americana.

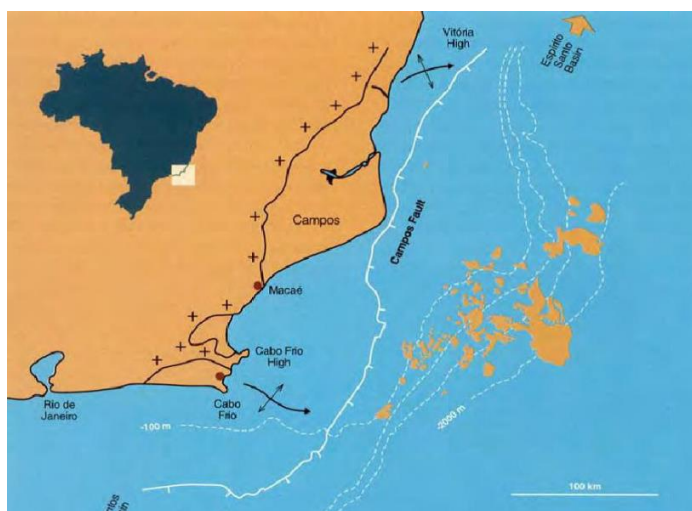


Figura 1: Bacia de Campos limitada pelos altos estruturais Alto de Vitória e Cabo Frio (Rangel & Martins, 1998)

3.2 EVOLUÇÃO DO ATLÂNTICO SUL

A formação das bacias sedimentares da margem continental brasileira é explicada por diferentes modelos. Atualmente, o modelo mais aceito é o proposto por McKenzie (1978), baseados nos seus conceitos tectonofísicos, sugere que durante a fase ríftica ocorreu um estiramento litosférico e afinamento da crosta e da litosfera e, em seguida, uma fase de subsidência térmica ligada ao resfriamento da anomalia térmica da astenosfera.

Segundo Cainelli e Mohriak (1998); Cainelli e Mohriak (1999), a evolução do Atlântico Sul, que teve início no Cretáceo Inferior e finalizou no Albiano Superior, é definida por cinco principais fases. A primeira fase (Fig. 2a) é caracterizada pela ascensão local da astenosfera, o afinamento litosférico regional e a formação de falhas na crosta superior que controlam depocentros locais associados a uma sedimentação ampla e pouca espessa. A segunda fase (Fig. 2b) consiste no aumento do estiramento litosférico, extrusão basáltica, grandes falhas afetando a crosta continental e formação de semi-grabens que são preenchidos por sedimentos continentais lacustrinos.

A terceira fase (Fig. 2c) é marcada por uma grande extensão litosférica, responsável por grandes falhas e blocos rotacionados do ríftico formado anteriormente.

A quarta fase (Fig. 2d) consiste na focalização do estiramento litosférico, distribuída regionalmente, em um centro de espalhamento na cordilheira mesoocênica (Harry e Sawyer, 1992). Além disso, houve reativação de grandes falhas, magmatismo continental e oceânico e, por meio de uma discordância regional, erosão de blocos do ríftico. Essa fase é marcada pela separação do ambiente continental de ambientes transicionais e marinhos.

Segundo Henry e Brumbaugh (1995) pode ser registrada uma espessa sedimentação evaporítica de idade aptiana pouco afetada por falhas em algumas bacias sedimentares. Essa sedimentação constitui uma sequência do estágio final de ríftico (bacia *sag*) que está acima da discordância citada e abaixo de uma sequência transicional evaporítica.

A última fase (Fig. 2e) consiste no afundamento da batimetria com a deposição de sedimentos marinhos de águas profundas sobre a sedimentação carbonática do albiano que foi dominado por plataforma de águas rasas.

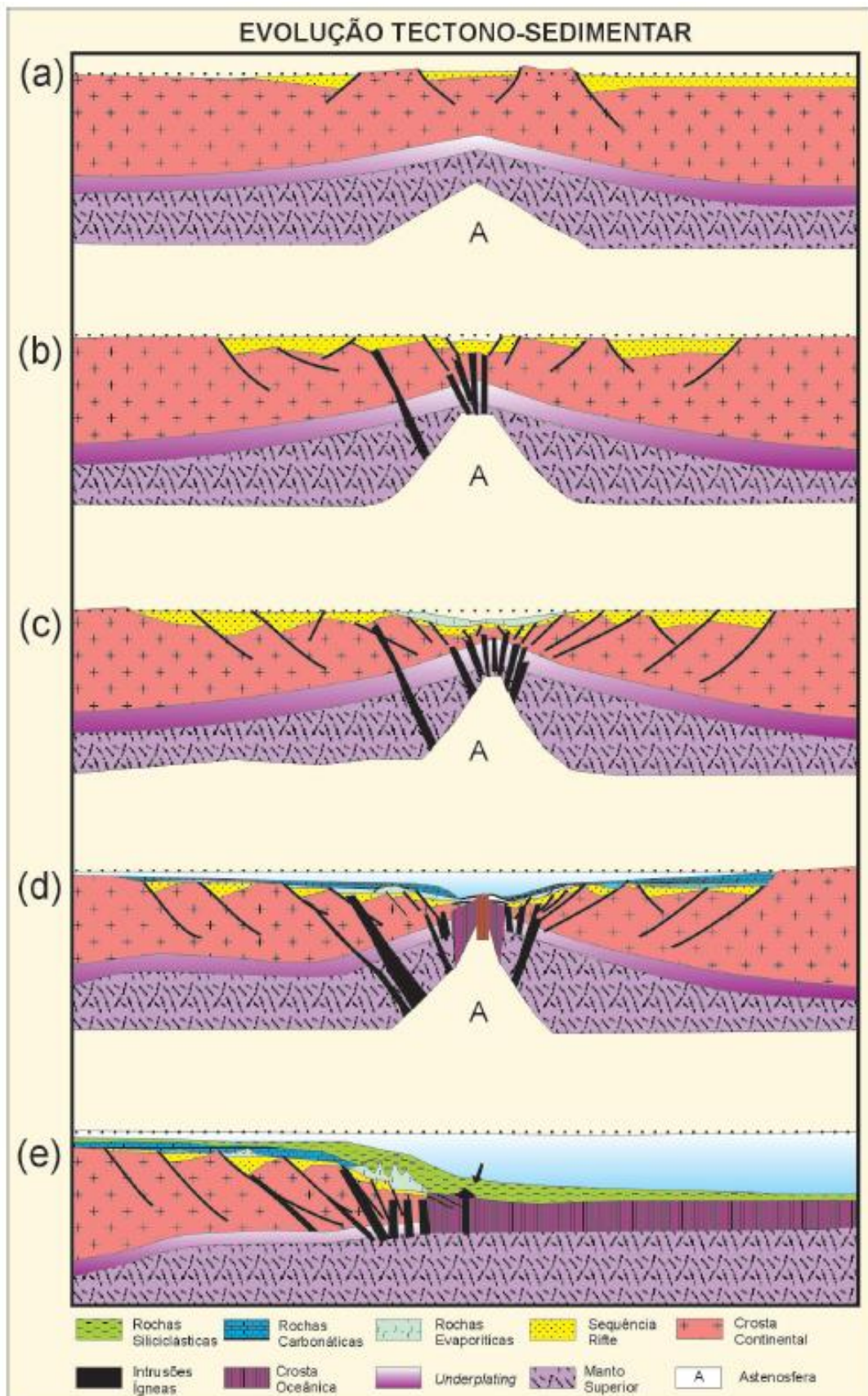


Figura 2: Modelo esquemático de rifteamento do supercontinente Gondwana (Cainelli e Mohriak, 1999)

3.3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL

Durante o processo de formação da Bacia de Campos, originou um sistema de vales de riftes alongados na direção SW-NE, na qual surgiram estruturas como os horst, grabens e semi-grabens (Fig. 3) que foram limitadas por falhas sintéticas e antitéticas orientadas preferencialmente nessa mesma direção (Dias *et al.*, 1990).

As falhas da fase rifte estão moderadamente paralelas com os principais alinhamentos do embasamento pré-Cambriano adjacente, assumindo-se que essas falhas do Eocretáceo foram produzidas a partir das discontinuidades pré-mesozóica existentes (Dias *et al.*, 1987 apud Dias *et al.*, 1990). Segundo Milani *et al.*, (2001) o embasamento cristalino da bacia de Campos foi pouco amostrado em superfície, e corresponde as mesmas litologias pré-cambrianas que afloram nas áreas próximas à essa bacia.

De acordo com Dias *et al.* (1990), a relação tectônica entre a bacia e o embasamento adjacente foi mais evidenciada durante os períodos Neocretáceo/Eoterciário Inferior, no momento em que as atividades magmáticas do cráton e da bacia denunciam em conjunto as mudanças estruturais. Nesse mesmo embasamento foi formado um sistema de bacias tafrogênicas (Bacias de Curitiba, São Paulo, Taubaté, Volta Redonda e Resende), enquanto na Bacia de Campos houve uma intensa reativação tectônica de regime distensivo com vulcanoclásticas atingindo até o sul da bacia e também houve uma expressiva subsidência na porção nordeste da bacia dando origem ao Baixo de São Tomé.

Umas das estruturas geológicas mais expressivas da fase rifte é o Alto Regional de Badejo (Fig. 2.3), que seria um horst que se desenvolveu desde a parte meridional da bacia, região mais elevada, até a porção norte na altura do Cabo de São Tomé (Dias *et al.*, 1990).

Na sequência transicional da Bacia de Campos foram reativadas falhas da fase rifte, após ocorrer um evento erosivo regional que é característica dessa sequência (Dias *et al.*, 1990). Nesta bacia houve um basculamento progressivo em direção leste que causou o surgimento de uma intensa deformação adiastrófica, devido grande movimentação de sal dessa bacia (Demercian *et al.*, 1993 apud Milani *et al.*, 2001).

O resultado da tectônica salina e os estilos estruturais da Bacia de Campos configuraram dois diferentes casos. O primeiro é um regime distensivo, causando falhamento em blocos, que progrediu para um regime compressivo em águas profundas devido à contração mergulho-abaixo do pacote em movimento, e o segundo são falhas lístricas associadas de maneira geral a tectônica do sal (Milani *et al.*, 2001).

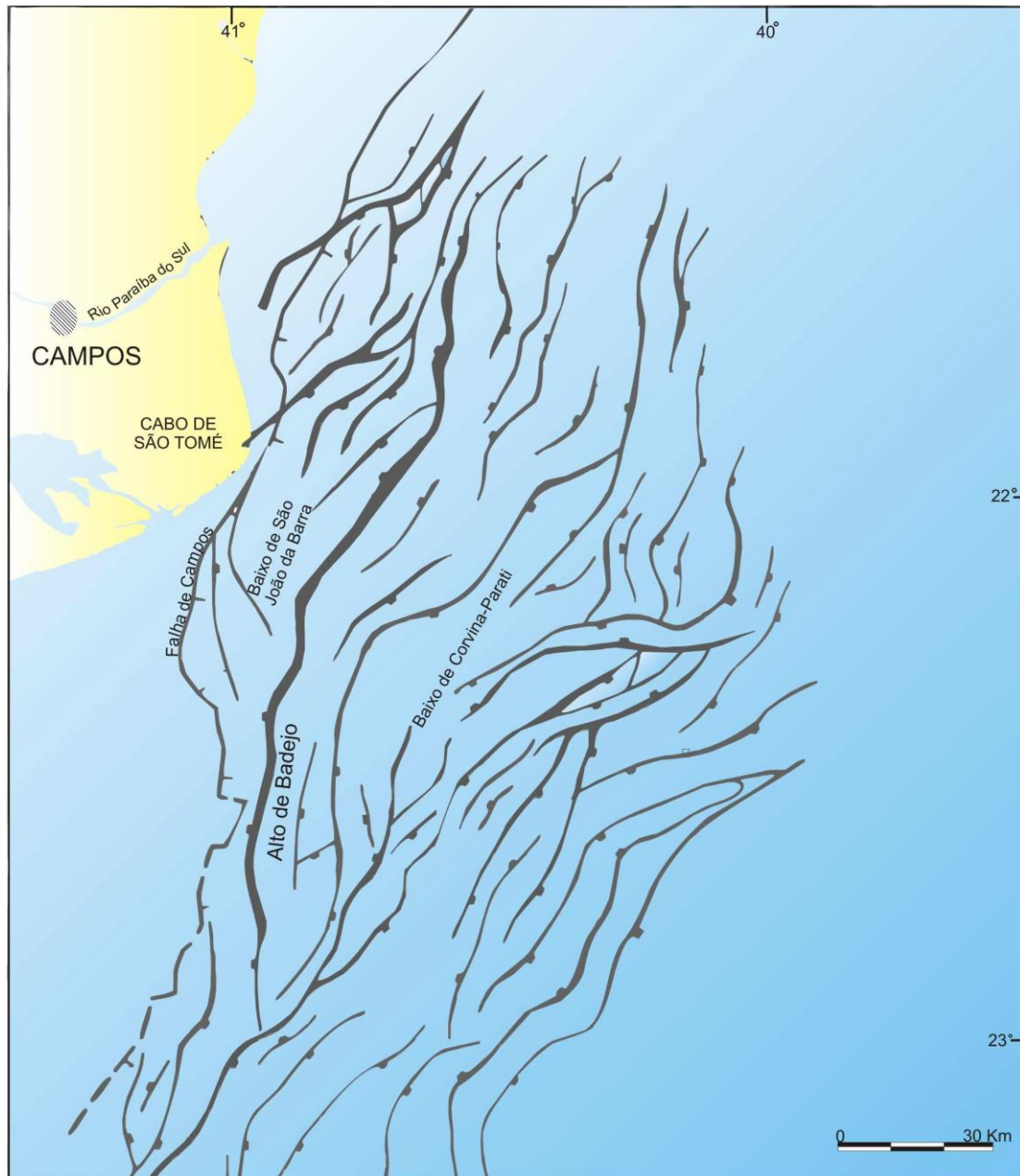


Figura 3: Mapa estrutural do topo do embasamento no Cretáceo mostrando as estruturas do rifte da Bacia de Campos (Guardado *et al.*, 1989)

3.4 EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA

De acordo Grassi *et al.* (2004), a evolução tectono-estratigráfica das bacias distensivas da margem continental brasileira podem ser divididas em três megassequências estratigráficas sendo elas intimamente ligadas a cada fase de tectonismo da bacia.

A primeira fase é a megassequência continental que consiste na fase rifte das bacias. A segunda é a megassequência transicional que marca o episódio de passagem de sedimentos continentais da fase rifte para os marinhos da fase drifte. E a terceira é a megassequência marinha caracterizada por uma fase marinha franca ou fase de margem passiva.

A estratigrafia da Bacia de Campos (Fig. 4) utilizada neste trabalho é baseada na classificação descrita por Winter *et al.* (2007) em que seu pacote sedimentar é dividido em quatro seções sedimentares: Formação Cabúinas, Grupo Lagoa Feia, Grupo Macaé e Grupo de Campos.

Megassequência Continental

A megassequência continental é a fase rifte da Bacia de Campos. Ela é caracterizada pela extrusão de grandes volumes de lavas basálticas (120-130 Ma) devido ao rompimento do supercontinente Gondwana. Esse derramamento de lavas constituiu a Formação de Cabiúnas, que é preenchida no Neocomiano com sedimentos lacustres com folhelhos ricos em matéria orgânica, que são as principais fontes geradoras de óleo dessa bacia, e sedimentos de origem aluvial.

Todos esses sedimentos pertencem à parte inferior do Grupo Lagoa Feia que compreende suas três primeiras formações. O Grupo Lagoa Feia é composto pelas Formações Itabapoana, Atafona, Coqueiros, Gargaú, Macabú e Retiro.

Megassequência Transicional

A megassequência transicional (fase *sag*) abrange a parte superior do Grupo Lagoa Feia e foi marcada pela passagem dos sedimentos continentais para os sedimentos marinhos, caracterizando-se por uma espessa acumulação de clásticos cobertos por depósitos de evaporitos, com a grande presença de halita e anidrita devido a invasão do mar sobre o continente à cerca 105 Ma (Gabaglia *et al.*, 1991). Esse espesso pacote de

evaporitos compreende a Formação Retiro que é considerado uma boa rocha selante para o sistema petrolífero presente.

Megassequência Marinha

A megassequência marinha conhecida como fase drifte da Bacia de Campos, é constituída pelas sequências Carbonática Nerítica Rasa, Oceânica Hemipelágica, Transgressiva e Progradante. A primeira sequência constitui a base do Grupo Macaé sendo ela composta por calcarenitos e calcilitos, pertencente a Formação Quissamã depositadas durante do Eo e Mesoalbiano, que localmente mostram grandes presenças de dolomitos (Grassi *et al.*, 2004).

A segunda sequência (Neoalbiano-Eoturoniano) está presente na parte superior do Grupo Macaé, que representa uma subida relativa do nível do mar e presença de margas, calcilitos, folhelhos (Formação Outeiro) e arenitos turbidíticos (Arenito Namorado).

Segundo Grassi *et al.* (2004), a terceira e quarta sequências praticamente constituem o Grupo de Campos que foi depositada sobre o Grupo Macaé de maneira discordante. A sequência Transgressiva depositada entre o Mesoturiano e Eopaleoceno é caracterizada por rochas silto-argilosas e arenitos turbidíticos. Essa deposição ocorreu devido à subida relativa do nível do mar, associada à fase final de subsidência termal. E a sequência Progradante é constituída por depósitos de sedimentos clásticos progradantes do Paleoceno ao Holoceno.

O Grupo de Campos, depositado na fase final da subsidência térmica, é composto pelas Formações Emboré, Ubatuba, Carapebus e Barreiras. Na Formação Emboré são encontrados sedimentos proximais areno-conglomerático-carbonáticos que gradam para folhelhos nas porções distais (Formação Ubatuba) com a presença de arenitos turbidíticos intercalados (Formação Carapebus) (Milani *et al.* 2001). A Formação Barreiras, somente encontrada na porção emersa da Bacia de Campos, é marcada por depósitos de origem continental e fluvial (Winter *et al.*, 2007). Essa Formação foi descrita por Schaller (1973) e somente considerada na carta estratigráfica de Winter *et al.* (2007).

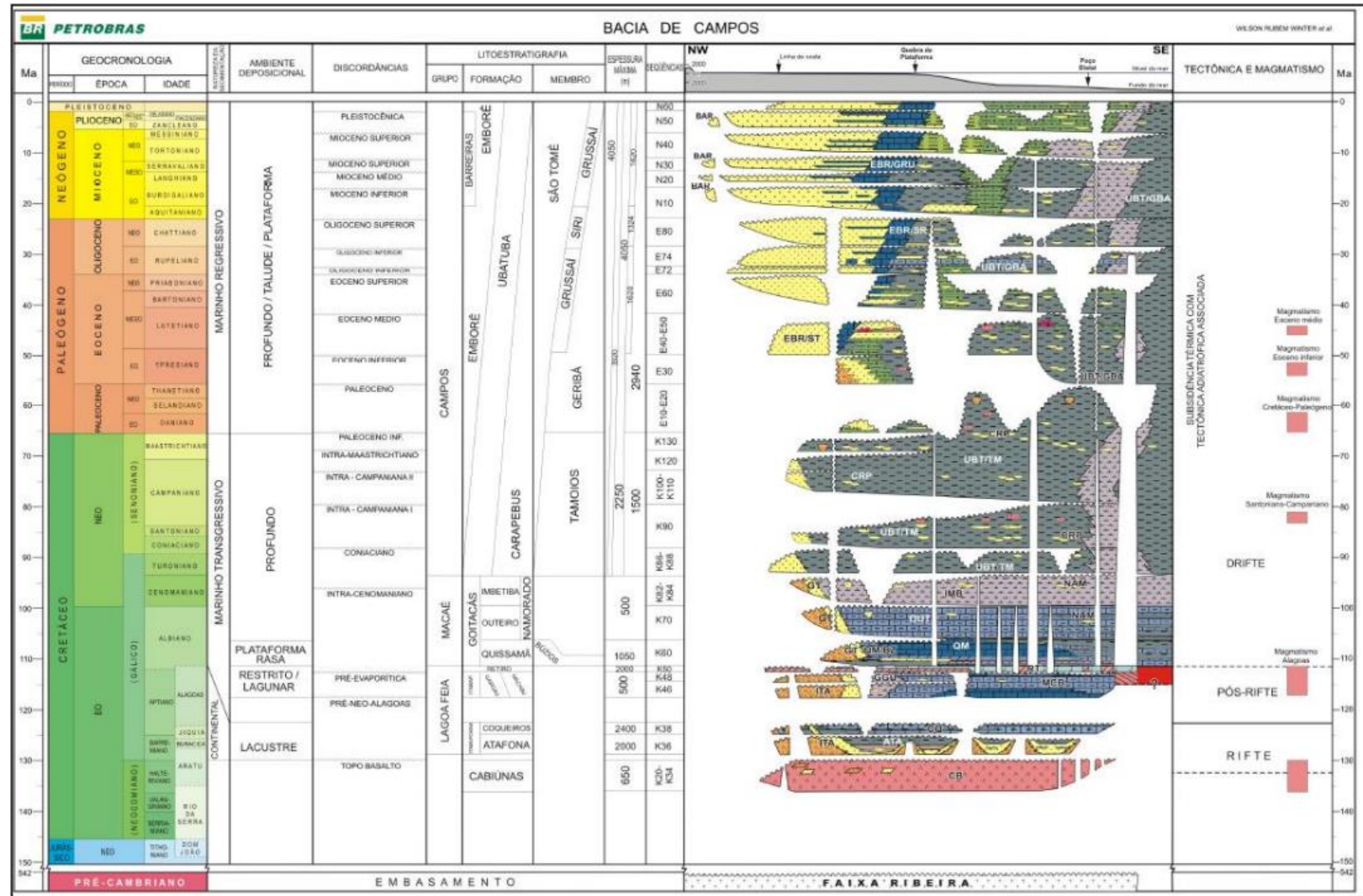


Figura 4: Carta estratigráfica da Bacia de Campos (Winter et al., 2007)

3.5 SISTEMA PETROLÍFERO

O sistema petrolífero da Bacia de Campos é um caso particular uma vez que o mesmo atua em águas rasas e águas profundas. As rochas geradoras dessa bacia são constituídas por folhelhos lacustrinos do Cretáceo Inferior e as rochas reservatórios são turbiditos de diferentes idades (Albiano-Mioceno) como pode ser visto na Figura 5 (Milani *et al.*, 2001). Segundo Mohriak (2012), as rochas pelíticas do Grupo Lagoa Feia do Aptiano-Barremiano-Albiano são as principais rochas geradoras da Bacia de Campos.

Sob a influência do tempo e da temperatura na maturação do petróleo, Pereira *et al.* (1986) (apud Dias *et al.* 1990) sugerem que as rochas geradoras dos andares de Jiquiá e Buracica do Grupo Lagoa Feia, atingiram a janela de geração somente entre Neo-Oligoceno e o Plioceno. Esse fato pode estar associado ao pequeno paleofluxo de calor através da crosta por causa do grau de afinamento reduzido dessa bacia. As rochas geradoras dessa bacia possuem querogênio tipo I que foram formadas em ambientes lacustrinos com COT variando de 2 a 6% (Guardado *et al.*, 1989; Mello, 1988).

Os reservatórios da Bacia de Campos são desde o embasamento fraturado (Formação Cabiúnas), até coquinas da fase rifte, carbonatos de plataforma rasa da Formação Macaé e as rochas siliclásticas do ambiente marinho profundo do Cretáceo Superior e Terciário (Mohriak, 2012). Os turbiditos do Terciário e Cretáceo Superior são as principais rochas reservatórios dessa bacia (Bruhn, 1999 apud Mohriak, 2012). Além disso, é retirada uma pequena quantidade de óleo dos basaltos da Formação Cabiúnas, como na área de Badejo (Guardado *et al.*, 1989).

As plataformas carbonáticas do Oligoceno e Mioceno Médio, Membro Siri e Membro Grussaí, são resultados da elevação do nível do mar, que aconteceu anteriormente aos rebaixamentos e deram origem aos pacotes turbidíticos oligocênicos na qual formam os reservatórios dos Campos de Albacora e Marlim (Dias *et al.*, 1990).

As janelas de sal da seção da Bacia de Campos é o principal meio de migração do óleo. Essa migração é feita por meio das falhas lítricas da Formação Retiro que levam o óleo a vários reservatórios da fase drifte. O sal da Formação Retiro também atua como rocha selante junto com os folhelhos da Formação Coqueiros, os carbonatos da Formação Outeiro e os folhelhos da Formação Ubatuba.

As trapas da Bacia de Campos são estruturais, estratigráficas e mistas devido à tectônica distensiva e à halocinese (ANP, 2015).

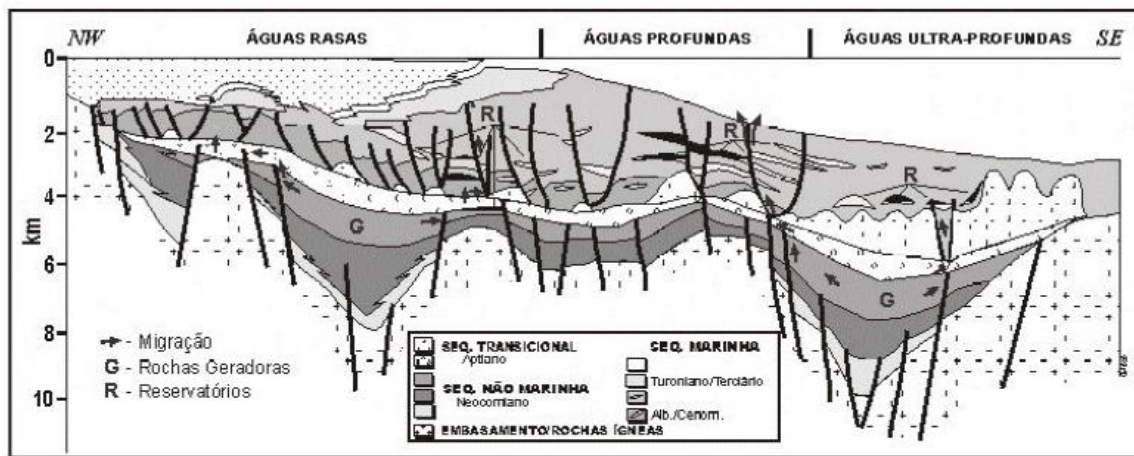


Figura 5: Sistema petrolífero da Bacia de Campos (Rangel e Martins, 1998)

4. MAGNETOMETRIA

O método de magnetometria aplicado na investigação geológica baseia-se no estudo das anomalias do campo magnético terrestre provocadas pelas propriedades magnéticas das rochas em subsuperfície. Apesar da maioria das rochas não serem magnéticas, algumas contêm o mínimo de minerais magnéticos necessários para produzir uma anomalia magnética (Kearey *et al.*, 2009).

A magnetometria pode ser aplicada em diversas áreas da geofísica tais como na investigação de depósitos minerais, de estruturas geológicas para a exploração de hidrocarbonetos, localização de gasodutos, e em estudo de sítio arqueológicos (Reynolds, 2011). A aquisição dos dados de magnetometria é realizada através de satélites, aerolevantamentos, navios e terrestres (Kearey *et al.*, 2009).

4.1 CONCEITOS BÁSICOS DE MAGNETISMO

Uma barra magnética forma um fluxo magnético que por convenção flui do polo norte para o polo sul (Fig. 6). Para analisar esse fluxo, normalmente usa-se uma bússola suspensa dentro da barra magnética (Kearey *et al.*, 2009). Se um ímã estiver suspenso no ar, ele irá se alinhar com o campo magnético da Terra. O polo sul do ímã irá alinhar com o polo norte geomagnético e o polo norte do ímã irá apontar para direção do polo sul geomagnético.

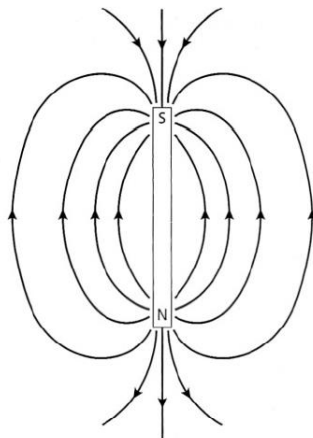


Figura 6: O fluxo magnético ao redor de uma barra magnética (Kearey *et al.*, 2009)

A força magnética F entre dois polos de intensidades m_1 e m_2 separados por uma distância r entre si, é dada por:

$$F = \frac{\mu_0 m_1 m_2}{4\pi r^2}, \quad (1)$$

no qual μ_0 é a permeabilidade do vácuo. Se os polos foram de mesmo sinal, produzirão uma força de atração, e se forem de sinais opostos uma força de repulsão.

O campo magnético B de um polo magnético é definido como uma força exercida por um polo de intensidade m em outro polo a uma distância r . A força de um polo magnético é uma força exercida de uma face de ímã sobre a face de outro ímã de polos iguais ou opostos.

$$B = \frac{\mu_0 m}{4\pi r^2}, \quad (2)$$

O potencial magnético de um polo magnético V de intensidade m a uma distância r de outro polo é definido como:

$$V = \int_r^\infty B dr = \frac{\mu_0 m}{4\pi r}, \quad (3)$$

O campo magnético B é também chamado de indução magnética ou densidade de fluxo magnético. A unidade do campo magnético é o Tesla, porém ela é muito grande para pequenas anomalias magnéticas. Assim, no método magnético é mais usada a unidade nanotesla (nT) e a unidade gama (cgs).

Muitas vezes, o campo magnético da Terra é aproximado como um grande dipolo magnético, em que os polos de sentido opostos são separados por uma distância infinitamente pequena r . Esse campo pode ser descrito em termos do potencial magnético V :

$$V = \frac{\mu_0 m \cos\theta}{4\pi r^2}, \quad (4)$$

O campo magnético dos materiais não magnetizantes é aproximado ao campo magnético do vácuo uma vez que a permeabilidade da água e do ar são similares à permeabilidade magnética do vácuo. O campo magnético \mathbf{B} é proporcional à força de magnetização \mathbf{H} .

$$\mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{H}, \quad (5)$$

Quando um material magnético é colocado em um campo magnético, ele é capaz de adquirir uma magnetização na direção do campo que é chamada de magnetização induzida ou polarização magnética (\mathbf{M}). A unidade de \mathbf{M} é Am^{-1} .

O material magnético ao entrar em contato com o campo magnético da Terra, irá criar um campo adicional ao campo da Terra de intensidade $\mu_0 \mathbf{M}$.

$$\mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{H} + \mu_0 \mathbf{M}, \quad (6)$$

A intensidade induzida da magnetização \mathbf{M} é proporcional à intensidade da força de magnetização \mathbf{H} do campo induzido em materiais isotrópicos e fracamente anisotrópicos:

$$\mathbf{M} = k \mathbf{H}, \quad (7)$$

no qual k é a susceptibilidade magnética do material, uma característica física do mesmo, que representa a facilidade com que o material pode ser magnetizado. Portanto, substituindo a Equação (7) na Equação (6) temos:

$$\mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{H} + \mu_0 k \mathbf{H} = (1 + k) \mu_0 \mathbf{H} = \mu_0 \mu \mathbf{H}, \quad (8)$$

no qual μ é a permeabilidade magnética do material. Ela é uma medida da capacidade de um material em transportar um fluxo magnético.

4.2 PROPRIEDADES MAGNÉTICAS DOS MATERIAIS

O comportamento magnético de um material está associado aos momentos magnéticos dos átomos ou dos íons desse material (Lowrie, 2007). Esses momentos magnéticos estão ligados ao spin de seus elétrons e a trajetória orbital dos elétrons em

torno do núcleo. De acordo com a teoria quântica, dois elétrons de spins opostos podem estar em uma órbita de elétrons que são comumente conhecidos como cascas de elétrons. Dois elétrons de spins com direções contrárias são denominados de elétrons pareados e os momentos magnéticos de seus spins se anulam (Kearey *et al.*, 2009).

O comportamento magnético do material não depende somente do momento magnético de um átomo ou íon, também depende da simetria e do tamanho da célula. Os átomos ou íons possuem uma posição fixa em uma estrutura regular no material na qual reflete a simetria desse material e controla as interações entre os íons (Lowrie, 2007).

Existem três importantes classes de comportamento magnético do material que são diferenciadas a partir da susceptibilidade magnética: o diamagnetismo, o paramagnetismo e o ferromagnetismo.

No material diamagnético, todas as cascas de elétrons estão completas e quando colocado em um campo magnético, os elétrons sofrem rotação de maneira que o campo magnético se alinha na direção contrária ao campo aplicado. Assim, a susceptibilidade desse material é fraca e negativa (Kearey *et al.*, 2009). E quando o campo aplicado é removido, o campo magnético produzido por esse tipo de material desaparece e a susceptibilidade magnética torna-se reversível (Lowrie, 2007).

No material paramagnético, as cascas de elétrons estão incompletas, de maneira que quando o spin não pareado estiver num campo magnético externo ele sofrerá uma rotação na mesma direção do campo. Assim, produzirá um campo magnético no mesmo sentido ao campo aplicado. Portanto, a susceptibilidade é positiva e reversível, porém fraca (Lowrie, 2007).

Em certos minerais paramagnéticos como o ferro (Fe), níquel (Ni) e cobalto (Co) existem uma magnetização espontânea muito forte e que pode acontecer mesmo na ausência do campo magnético externo (Telford *et al.*, 1990). Essa magnetização é devido aos momentos dos spins não pareados serem acoplados magneticamente por causa da forte interação entre os átomos adjacentes e a sobreposição da órbita dos elétrons (Reynolds, 2012). Esse efeito é chamado de ferromagnetismo (Fig. 7a), ele diminui com o aumento da temperatura e desaparece inteiramente com a temperatura de Curie (Telford *et al.*, 1990). Acima da temperatura de Curie, o material ferromagnético passa ter um comportamento de um material paramagnético (Reynolds, 2011).

Nos materiais antiferromagnéticos o acoplamento dos momentos dos spins são anti-paralelos e iguais (Fig. 7b). Assim, os campos magnéticos dos momentos magnéticos se anulam (Kearey *et al.*, 2009) e sua susceptibilidade será positiva e fraca (Lowrie, 2007). Os defeitos nos retículos cristalinos em material ferromagnético podem causar uma pequena magnetização conhecida como antiferromagnetismo parasita (Kearey *et al.*, 2009).

Nos materiais ferrimagnéticos os momentos dos spins são anti-paralelos com intensidade diferente em cada direção (Fig. 7c). Portanto, esses materiais podem exibir uma forte magnetização espontânea e susceptibilidade alta (Kearey *et al.*, 2009). Um exemplo de material ferrimagnético é a magnetita, o material ferrimagnético mais importante da Terra.

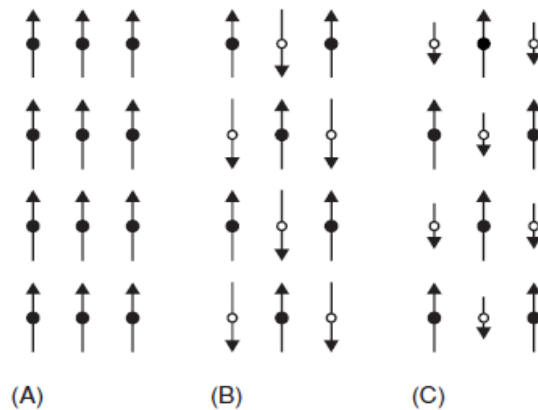


Figura 7: Representação dos momentos magnéticos no (A) Ferromagnetismo; (B) Anti-Ferromagnetismo; (C) Ferrimagnetismo (Reynolds 2012)

Uma característica comum do material ferromagnético é a histerese magnética. Esse efeito consiste numa magnetização remanente adquirida pelo material quando o campo magnético aplicado é removido. Cada tipo de material tem uma característica própria, nesse caso é a coercividade, o que implica na facilidade ou dificuldade que os momentos magnéticos de um material em se alinhar com o campo magnético.

4.3 MAGNETIZAÇÃO REMANENTE

Na maioria dos casos, a magnetização das rochas depende do campo magnético presente e dos minerais presentes. O magnetismo residual, chamado de magnetização remanente natural (NRM), quase sempre contribui com a magnetização total, e está

diretamente associado à história do campo magnético da rocha (Telford *et al.*, 1990). A magnetização remanente pode ser provocada por magnetização termorremanente (TRM), magnetização remanente detrítica (DRM), magnetização remanente química (CRM), magnetização remanente viscosa (VRM) ou magnetização remanente isotermal (IRM).

Magnetização Termorremanente (TRM)

Esse tipo de magnetização é adquirido durante a solidificação e o resfriamento de uma rocha ígnea com minerais magnéticos abaixo da temperatura Curie (Reynolds, 2011). A magnetização termorremanente é considerada uma magnetização primária das rochas

Magnetização Remanente Detrítica (DRM)

Durante a deposição de sedimentos, as partículas magnéticas do sedimento se alinham na direção do campo magnético da Terra (Kearey *et al.*, 2009). Esse evento é conhecido como magnetização remanente detrítica.

Magnetização Remanente Química (CRM)

A magnetização remanente química é uma magnetização remanente secundária das rochas que são impressas no momento em que ocorre a recristalização dos minerais magnéticos ou o crescimento deles durante a diagênese ou metamorfismo (Kearey *et al.*, 2009).

Magnetização Remanente Viscosa (VRM)

Essa magnetização é adquirida devido a uma longa exposição ao campo magnético externo. O VRM é mais característico das rochas de grãos finos do que as rochas de grão grosso (Telford *et al.*, 1990).

Magnetização Remanente Isotermal (IRM)

Esse tipo de magnetização é induzido na rocha quando ela é colocada em um campo magnético externo a uma temperatura constante (Lowrie, 2007).

4.4 MAGNETISMO DAS ROCHAS

Em rochas básicas e ultrabásicas existe uma grande quantidade de minerais ferrimagnéticos, principalmente a magnetita, que tornam a susceptibilidade dessas rochas bastante alta (Reynolds, 2011) (Fig. 8). A quantidade de magnetita na rocha tende a

diminuir, quando o grau de acidez da mesma aumenta, assim as rochas ácidas são menos magnéticas que as rochas básicas (Kearey *et al.*, 2009).

Em geral, a maioria das rochas é formada por minerais pouco magnéticos que exibem uma susceptibilidade muito baixa. Um exemplo é a hematita que é um antiferromagnético que possui uma susceptibilidade muito baixa de modo não ser capaz de produzir uma anomalia magnética a menos que ocorra um antimagnetismo parasita na rocha (Kearey *et al.*, 2009).

As rochas metamórficas, em geral, têm susceptibilidades magnéticas intermediárias, mas seu caráter magnético pode variar de acordo com o grau do metamorfismo (Reynolds, 2011 e Kearey *et al.*, 2009). As rochas ígneas também possuem susceptibilidades magnéticas intermediárias. Já as rochas sedimentares geralmente são não magnéticas, a não ser que exista uma quantidade de magnetita considerável em sua composição.

A susceptibilidade das rochas é muito variável podendo haver uma considerável sobreposição entre as diferentes litologias (Kearey *et al.*, 2009).

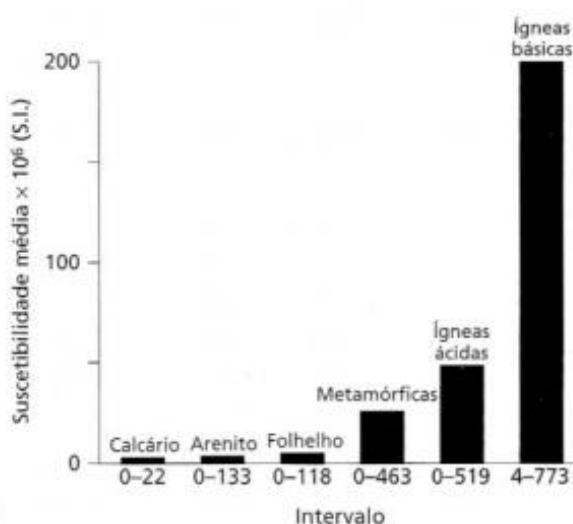


Figura 8: Histograma dos valores médios e intervalos da susceptibilidade das rochas (kearey *et al.*, 2009)

4.5 CAMPO MAGNÉTICO DA TERRA

As anomalias magnéticas estão diretamente ligadas às variações do campo magnético da Terra. Assim, é necessário entender o comportamento do campo

geomagnético, tanto para a redução dos dados magnéticos para um datum adequado quanto para a interpretação das anomalias resultantes (Kearey *et al.*, 2009).

Estudos sugerem que o campo geomagnético pode ser aproximado pelo campo produzido por um momento de dipolo magnético posicionado no centro da Terra. Entretanto, o equador magnético e o equador geográfico não são paralelos e nem se coincidem e o sul geográfico forma um ângulo de $11,5^\circ$ com o sul magnético (Luiz & Silva, 1995).

O campo magnético terrestre pode ser descrito em qualquer lugar da superfície da Terra. Para isso, pode ser usada uma bússola com uma agulha magnética livremente suspensa sendo capaz de fornecer o valor do campo magnético em qualquer região da Terra (Kearey *et al.*, 2009).

O campo magnético pode ser descrito no vetor campo total B , na componente vertical Z e na componente horizontal H na direção do norte magnético. O mergulho de B é a inclinação I do campo e o ângulo entre o norte verdadeiro (norte geográfico) e o norte magnético é a declinação D conforme a Figura 9.

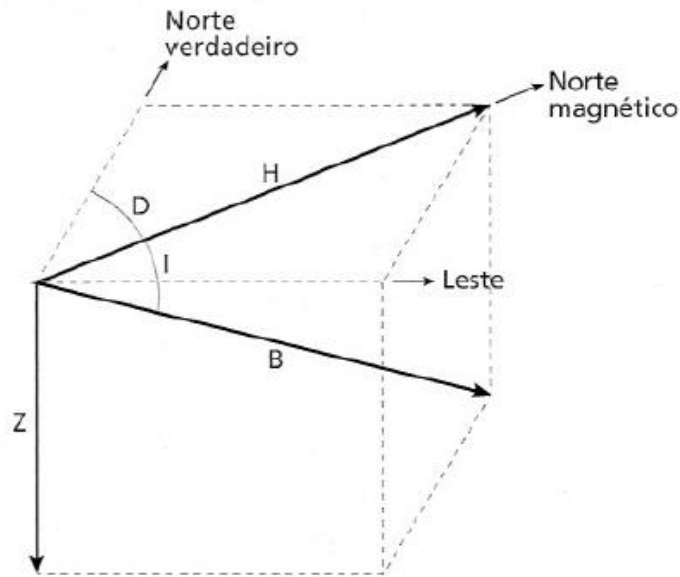


Figura 9: Componentes do campo magnético da Terra (Kearey *et al.*, 2009)

O valor do campo magnético nos polos é aproximadamente 70.000 nT e o campo na linha do equador é em torno de 25.000 nT (Kearey *et al.*, 2009).

O campo geomagnético muda com o tempo devido, principalmente, à variação secular, variação diurna e tempestades magnéticas. A variação secular representa as variações do campo da Terra na escala de décadas ou séculos. Essas variações são notadas em todos os observatórios magnéticos do mundo (Dobrin, 1988). A variação diurna são variações pequenas e rápidas do campo magnético terrestre. A periodicidade dessa variação é de um dia. Elas são comumente registradas pelos observatórios. Os registros, normalmente, exibem dois tipos de variações, o dia calmo e o dia perturbado. No dia calmo as variações são mais suaves, regulares e com baixas amplitudes. No dia perturbado as variações são mais irregulares e são associadas as tempestades magnéticas (Dobrin, 1988) que são caracterizadas por fortes variações de intensidade e direção do campo geomagnético devido, principalmente, à atividade solar (Barbosa *et al.*, 2015).

4.6 EQUIPAMENTOS DE MEDIÇÃO

O magnetômetro é o utilizado para medição do campo magnético de uma região. Seus principais componentes são: conjunto eletrônico e bobina imersa em solução de carbono.

O princípio do funcionamento do magnetômetro consiste na passagem da corrente elétrica, gerada por uma fonte, nas bobinas que irá gerar um campo magnético de amplitude acima do campo magnético da região onde se deseja estudar. Ao desligar essa fonte acontece a precessão dos átomos de carbono se orientando com o campo magnético da região e os spins dos átomos vibram na frequência proporcional ao campo local. Essa vibração é lida pelo equipamento registrando o campo total local.

Os magnetômetros mais usados são o *flux-gate* (resolução 1 nT), precessão de prótons (resolução 0,1 nT) e o *overhouser* (resolução 0.01 nT), sendo o primeiro utilizado em observatórios magnéticos, e os outros dois para levantamentos aeromagnéticos e terrestres.

4.7 ANOMALIAS MAGNÉTICAS

Uma anomalia magnética é originada pelo contraste de magnetização (ΔM) entre as rochas com propriedades magnéticas diferentes. Essas anomalias variam com a forma, a profundidade, o campo magnético e a orientação dos minerais magnéticos no momento da cristalização do magma que muda de acordo com a localização geográfica (Lowrie, 2007).

O contraste de magnetização é em função da susceptibilidade da rocha magnética k , da rocha hospedeira k_0 e a intensidade do campo magnético induzido F , temos:

$$\Delta M = (k - k_0)F, \quad (9)$$

Normalmente, os efeitos magnéticos de formas geométricas simples são usados para representar a fonte das anomalias magnéticas isoladas (Luiz & Silva, 1995).

4.8 LEVANTAMENTO MAGNÉTICO AÉREO

Esse tipo de levantamento é o mais comum para detectar anomalias magnéticas pelo fato de que esse tipo de aquisição é uma maneira mais econômica para se reconhecer uma grande área em pouco tempo. Além disso, é o mais eficiente em comparação aos levantamentos terrestres e marítimos (Lowrie, 2007).

Para realizar o levantamento, é usado um magnetômetro portátil no helicóptero ou avião durante o voo. Esse magnetômetro é colocado num braço fixo (A) com alguns metros de comprimento ou ele pode ser rebocado atrás da aeronave em um invólucro aerodinâmico (B) na ponta de um cabo que pode variar de 30 a 150 metros de tamanho (Fig. 10). Portanto, esse invólucro aerodinâmico com o magnetômetro mais conhecido como “pássaro” voa atrás e abaixo da aeronave (Lowrie, 2007). Geralmente, os magnetômetros utilizados em aeronaves são de tecnologia *overhouser* com sensibilidade em torno de 0.01 nT para evitar a perda de resolução devido à grande distância entre a anomalia e o magnetômetro. (Lowrie, 2007).

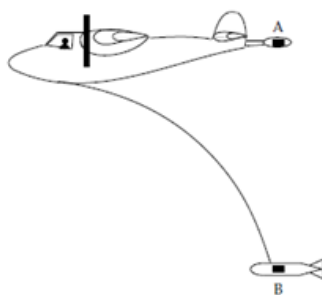


Figura 10: Esquema simples de um levantamento magnético em que o magnetômetro pode estar posicionado em A ou em B (Lowrie, 2007)

O levantamento magnético aéreo mais usual é baseado nas linhas de voo (*survey lines*) e nas linhas de controle (*tie lines*) (Fig. 11). As linhas de voo são paralelas entre si, com espaçamento variando de 100 m até dezenas de quilômetros na qual dependerá da altitude de voo, da intensidade de cobertura e da qualidade de detalhes desejada (Lowrie, 2007). As linhas de controle são realizadas perpendicularmente as linhas de voo com separação 10 vezes maior que as linhas de voo. O objetivo das linhas de controle é corrigir as diferenças de altitude que podem ocorrer durante o levantamento por meio das intersecções entre as linhas de voo e as de controle.

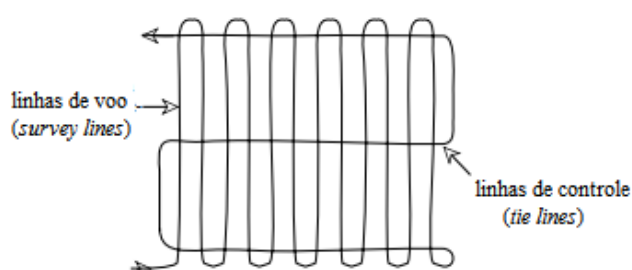


Figura 11: Padrão de voo de um levantamento aeromagnético (Lowrie, 2007)

Algumas correções são feitas nos dados magnéticos para remover os efeitos que causam variações entre os valores medidos e reais. Para isso, são aplicadas as correções da variação diurna e a geomagnética. A correção da variação diurna é corrigida por meio de uma estação de base fixa. Essa estação irá fazer leituras periódicas do campo magnético ao longo do dia. As diferenças observadas nas leituras da base são distribuídas entre as leituras nas estações ocupadas durante o dia, de acordo com o seu horário de observação (Kearey *et al.*, 2009). A correção geomagnética remove o efeito de um campo geomagnético de referência dos dados magnéticos. Para tal, é usado o *International Geomagnetic Reference Field (IGRF)*.

O IGRF é um modelo matemático do núcleo terrestre que define um campo magnético teórico sem perturbações em qualquer ponto da superfície terrestre (Kearey *et al.*, 2009). Ele é em função da data, localização e elevação e é atualizado de cinco em cinco anos baseados nos Observatórios Magnéticos distribuídos pelo mundo. A correção do IGRF é feita por meio da subtração do modelo do IGRF dos dados magnéticos obtidos no levantamento.

5. GRAVIMETRIA

O conceito de gravimetria baseia-se na medição da variação do campo gravitacional da Terra por meio da diferença de densidades das rochas em subsuperfície (Kearey *et al.*, 2009). Isto é, rochas locais com maior ou menor densidade do que as rochas circundantes são capazes de provocar uma anomalia gravitacional e assim causar irregularidades no campo (Telford, *et al.*, 1990).

A gravimetria é constantemente usada em conjunto com a magnetometria para detalhar melhor as feições presentes na área de estudo. Além disso, ela é usada para exploração do petróleo e gás, exploração mineral e as vezes usadas na engenharia e estudos arqueológicos (Telford *et al.*, 1990).

5.1 BASE TEÓRICA

A base teórica desse método consiste na Lei da Gravitação Universal de Newton. Essa lei afirma que a força de atração F entre dois corpos de massa m_1 e m_2 separadas por uma distância r é dada:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \hat{r}, \quad (10)$$

no qual G é uma constante gravitacional equivalente a $6.674 \times 10^{-11} \text{ m}^3/\text{kg}\cdot\text{s}^2$ e \hat{r} é o vetor direcional.

De acordo com a Segunda Lei de Newton, todo corpo na superfície da Terra sofre uma força de atração com a Terra, conhecida como força peso:

$$F = m_1 g, \quad (11)$$

sendo m_1 a massa do corpo e g a aceleração da gravidade. Se m_2 é a massa da Terra na equação (10), assim comparando as equações (10) e (11), temos que:

$$g = G \frac{m_2}{r^2} \hat{r}, \quad (12)$$

no qual r é o raio da Terra. A unidade da aceleração gravitacional é chamada Gal, em homenagem a Galileu, onde equivale $1 \text{ cm}/\text{s}^2$. Em gravimetria, os campos costumam ter

sensibilidade em torno de 10^{-5} Gal ou 0.1 miliGal (Telford *et al.*, 1990). Como a aceleração da gravidade na Terra é aproximadamente 980 Gal, assim 1 mGal é aproximadamente $1/10^6$ da gravidade normal (Lowrie, 2007).

O campo gravitacional é mais utilizado em termos de potencial gravitacional. Isso ocorre porque a aceleração gravitacional é um vetor com magnitude, direção e sentido. E, o potencial U é uma grandeza escalar contendo apenas magnitude (Kearey *et al.*, 2009):

$$U = \frac{GM}{r}. \quad (13)$$

A partir do potencial gravitacional, pode-se medir o efeito gravitacional sobre corpos bidimensionais e tridimensionais. Para isso, são usadas aproximações para objetos geométricos tais como casca esférica, esfera sólida, fio infinito e finito e cilindro. Ver demonstrações em Telford *et al.* (1990).

5.2 GRAVIDADE DA TERRA

Se o planeta Terra fosse uma esfera simétrica e homogênea, a gravidade em cada ponto da superfície da Terra seria o mesmo valor. Então Newton no século XVII, afirmou que o modelo matemático que mais se aproximava da superfície da Terra, era um elipsoide achatado nos polos (Fig. 12). Entretanto, no século XIX, Gauss afirmou que a Terra é um geóide com uma superfície equipotencial do campo gravitacional que coincide com o nível médio do mar. Os cálculos seriam muito complexos considerando a Terra como um geóide, portanto, a geodésia utiliza o modelo criado por Newton para estudar o campo gravitacional na superfície terrestre (Rosa, 2004). O modelo matemático da Terra é chamado de datum.

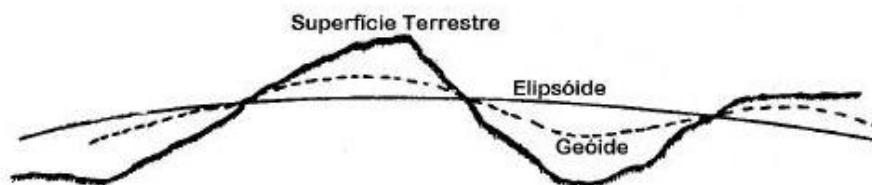


Figura 12: Modelos matemáticos da superfície terrestre (Rosa, 2004)

A gravidade na Terra varia de acordo com a latitude, altitude e os efeitos da maré. Para isso, são aplicados uma série de correções após o levantamento gravimétrico. Esse processo é conhecido como redução gravimétrica (LaFehr, 1991).

5.2.1. CORREÇÃO DE LATITUDE

A gravidade terrestre varia com a latitude, devido à rotação que produz uma força centrífuga da Terra:

$$F_c = ma\hat{r} = m \frac{v^2}{r} = m\omega^2 r\hat{r} = m\omega^2 R \cos\alpha\hat{r}, \quad (14)$$

no qual m é a massa do corpo, v a velocidade centrífuga, r a distância entre o ponto de observação e o eixo de rotação, ω a velocidade angular, R o raio da Terra, α o ângulo entre a linha do Equador e o ponto observado e \hat{r} o vetor unitário que fornece a direção da força centrífuga F_c . Essa força possui efeito maior na linha do equador do que nos polos, pois a velocidade angular vai diminuindo do equador em direção aos polos.

Outro fator que provoca a mudança da gravidade em relação à latitude é a quantidade de massa da Terra ser muito maior no Equador do que nos polos, o que provoca o aumento da gravidade na linha do Equador. Além disso, o tamanho do raio também influencia na latitude, uma vez que quanto maior o raio menor a aceleração gravitacional como visto na equação (12), o que provoca uma diminuição da gravidade na linha do Equador. Somando todos esses efeitos, a gravidade na linha do Equador é 5.2 Gal menor do que a gravidade nos polos (Kearey *et al.*, 2009; Lowrie, 2007).

Para corrigir esses feitos, aplica-se a fórmula de Clairaut onde relaciona a gravidade e a latitude a um elipsoide de referência:

$$g_n = g_e(1 + A\text{sen}^2\alpha - B\text{sen}^22\alpha)\text{Gal}, \quad (15)$$

no qual g_n é o valor de gravidade na latitude α , g_e é a gravidade na linha do Equador e A e B são constantes que dependem da forma e da velocidade angular da Terra. Essas constantes são determinadas a partir das análises de satélites e várias medidas da gravidade em diferentes latitudes (Lowrie, 2007). Em 1967, foi adotada a Fórmula Internacional da Gravidade com os valores de g_e e das constantes A e B como:

$$g_n = 978.03185(1 + 0.0053024\text{sen}^2\alpha - 0.0000058\text{sen}^22\alpha). \quad (16)$$

Após o cálculo da gravidade normal g_n , ela é subtraída da gravidade observada que chamamos de g_{obs} .

5.2.2 CORREÇÃO DO AR LIVRE

A correção do ar livre ou *freeair correction* (FAC) corrige a diminuição da gravidade com o aumento da altura ao ar livre, isto é, aumento da distância ao centro da Terra (Fig. 13). Essa correção leva em consideração somente a diferença de altura entre o ponto observado e o datum, excluindo a massa presente entre esses pontos (Lowrie, 2007).

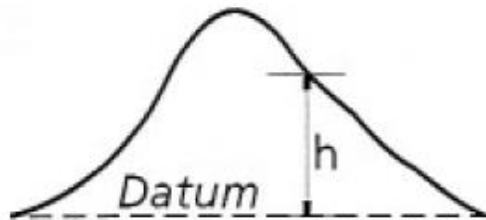


Figura 13: Correção de ar livre para um ponto observado a uma altura h (Kearey *et al.*, 2009)

Para determinar como a gravidade varia com a elevação, pode-se derivar a equação da gravidade em relação ao raio para definir o gradiente vertical. Após, substituí-se os valores representativos na latitude 45° para a gravidade no nível do mar g :

$$\text{FAC} = \frac{dg}{dR} = -2 \frac{GM}{R^3} = -2 \frac{g}{R} = -0.3086 \frac{\text{mGal}}{\text{m}}, \quad (17)$$

Mas nesse valor, a Terra é considerada como uma esfera perfeita e não é considerado o movimento rotacional terrestre. Entretanto, na prática esses fatores são desconsiderados e é usado -0.3086 mGal/m para a correção de ar livre quando a região não é montanhosa. Se o levantamento for realizado em uma região montanhosa com extremas variações na elevação, a relação descrita por Gran e West (1985) é levada em consideração (Lowrie, 2007):

$$\frac{dg}{dR} = -0.3086 - 0.00023 \cos 2\alpha + 2 \times 10^{-8} z, \quad (18)$$

no qual α é a latitude e z a elevação. Como normalmente, usa-se o nível do mar como o datum, a cada metro acima do nível do mar, a correção de ar livre é somada a gravidade observada g_{obs} . Logo, a anomalia de ar livre Δg_{FA} pode ser expressa como:

$$\Delta g_{FA} = g_{obs} - g_n + FAC. \quad (19)$$

no qual g_{obs} é um valor medido e o g_n e FAC são valores teóricos.

5.2.3 CORREÇÃO DE BOUGUER

A correção de Bouguer ou *Bouguer correction* (BC) corrige a presença de massa existente entre o nível do mar e o ponto observado. Ela remove esse efeito aproximando para uma placa horizontal infinita de espessura igual à altura do ponto observado acima do datum (nível do mar) conforme mostra a Figura 14.

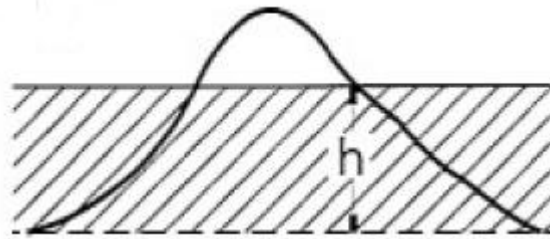


Figura 14: Correção de Bouguer aplicada a uma área montanhosa onde a região destacada é uma placa infinita de rocha com espessura h (Kearey *et al.*, 2009)

Sem entrar em detalhe na demonstração da correção de Bouguer para uma camada infinita (ver em: Telford *et al.*, 1990 e Lowrie, 2007), tem-se a correção de Bouguer da seguinte forma:

$$g = 2\pi Gz\rho = 0.04193z\rho \text{ mGal/m}, \quad (20)$$

no qual z é a altura e ρ a densidade da rocha. Geralmente, a densidade usada é $2,67 \text{ g/cm}^3$. Mas para levantamentos direcionados para alvos específicos é necessário realizar uma amostragem extensiva e determinar as densidades de diversas amostras ou usar o processo de campo espacial durante a aquisição (Lowrie, 2007).

Como a correção de Bouguer é utilizada para remover os efeitos de massa acima do datum, então, a correção é subtraída do valor observado, assim temos:

$$\Delta g_{BC} = g_{obs} - g_n + FAC - BC, \quad (21)$$

Simplificando a fórmula, temos:

$$\Delta g_{BC} = g_{obs} - g_n + 0.3086z - 0.04193z\rho. \quad (22)$$

5.2.4 CORREÇÃO DO TERRENO

A correção de terreno ou *terrain correction* (TC) corrige as ondulações presente na topografia da região estudada. Na Figura 15 pode ser observado que a correção de Bouguer corrigiu além do necessário como é mostrado nas áreas A. Para compensar esse efeito, aplica-se uma correção de terreno positivo. A região B do corpo rochoso não foi incluída na correção Bouguer, assim, exercendo uma atração para cima na posição de observação, fazendo com que a gravidade diminua. Portanto, também é necessário aplicar uma correção de terreno positiva (Kearey *et al.*, 2009). Assim, a anomalia de Bouguer Δg_{BC} incluindo a correção de terreno TC torna-se:

$$\Delta g_{BC} = g_{obs} - g_n + FAC - BC + TC. \quad (23)$$

A correção de terreno é aplicada usando a carta de Hammer na qual considera o efeito da gravidade de um anel.

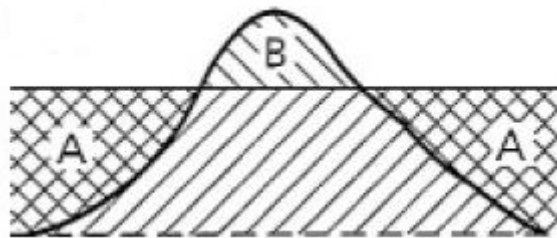


Figura 15: Correção de terreno aplicada a uma região (Kearey *et al.*, 2009)

5.2.5 CORREÇÃO ISOSTÁTICA

A correção isostática é feita em levantamentos gravimétricos realizados em áreas montanhosas. Ela corrige as anomalias provocadas pelos excessos (montanhas) e deficiências (oceanos) de massas.

A anomalia isostática pode ser tanto positiva quanto negativa. As grandes cadeias montanhosas são consideradas anomalias positivas devido ao excesso de massa uma vez que essas montanhas possuem “raízes” profundas formadas por rochas pouco densas. As anomalias negativas são provocadas pelo déficit de massa como ocorre nos oceanos, portanto um excesso de rochas de baixa densidade (Lowrie, 2007).

Assim, a anomalia gravimétrica com as correções citadas anteriormente junto com a correção isostática I_{corr} , é igual a:

$$\Delta g = g_{obs} - g_n + FAC - BC \pm I_{corr}. \quad (24)$$

5.2.6 CORREÇÃO DE MARÉ

Os instrumentos utilizados para medições gravimétricas são tão sensíveis que as medidas são afetadas pelas marés, variam com o local, data e hora do dia (Telford *et al.*, 1990). Esses movimentos provocam uma variação na aceleração da superfície da Terra de aproximadamente 0.3 mGal, onde dois terços são oriundos da maré e um terço da maré Lunar (Lowrie, 2007). Portanto, é necessário aplicar correções de maré para corrigir esses efeitos.

5.2.7 CORREÇÃO DE EÖTVÖS

A correção de eötvös é requerida quando os levantamentos gravimétricos são feitos em movimento por meio de avião ou navio. Dependendo do movimento, o veículo pode gerar uma força centrípeta que irá reforçar ou se opor a força gravitacional (Kearey *et al.*, 2009). A correção requerida é:

$$EC = 75.03V \sin \alpha \cos \varphi + 0.04154V^2 \text{ gu}. \quad (25)$$

no qual V é a velocidade do veículo em nós, α a direção e φ a latitude de observação.

5.3 EQUIPAMENTOS DE MEDIÇÃO

O instrumento utilizado na aquisição gravimétrica é chamado de gravímetro. Ele mede a aceleração gravitacional do local que está associado aos contrastes de densidades das rochas abaixo do ponto de medida. Esse aparelho é capaz de realizar medidas absolutas e relativas. As medidas absolutas são realizadas através do gravímetro absoluto, o valor é medido no local sem referência à outra estação de medida. Enquanto, as medidas relativas medidas com gravímetros relativos são feitas entre duas estações observadas, sendo uma delas absoluta (base de referência), e são obtidas diferenças relativas da gravidade entre a estação absoluta e a relativa (Lowrie, 2007).

Durante as aquisições com gravímetros relativos é aplicada a correção drifte na qual corrige as variações na gravidade que são causadas pelas pequenas distenções na mola do gravímetro.

5.4 ANOMALIAS GRAVIMÉTRICAS

O contraste de densidade entre o corpo rochoso e a rocha hospedeira resulta em uma anomalia gravimétrica $\Delta\rho$. Esse contraste é dado por:

$$\Delta\rho = \rho_1 - \rho_2, \quad (26)$$

no qual ρ_1 é a densidade do corpo rochoso e ρ_2 é a densidade da rocha circuncidante. Normalmente, as densidades das rochas estão entre os parâmetros menos variáveis da geofísica. Assim, já são pré-definidos os intervalos de densidades para vários tipos de rochas e minerais. Como exemplo, a Tabela 1 possuem intervalos de densidades para os principais tipos de rochas.

Tabela 1: Tabela de intervalo de densidades das principais rochas encontradas em uma bacia de sedimentar (modificado Kearey *et al.*, 2009)

Rochas	Intervalo de densidades (g/cm^{-3})
Folhelho	2.06-2.66
Arenito	2.05-2.55
Calcário	2.60-2.80
Basalto	2.70-3.20

As densidades das rochas dependem da sua composição e sua porosidade sendo as variações na porosidade a principal causa da variação de densidades nas rochas sedimentares (Kearey *et al.*, 2009).

5.5 LEVANTAMENTO GRAVIMÉTRICO MARINHO

A localização das estações marinhas é comumente realizada usando o sistema de rádio navegação tal como *Shoran*, *Raydist* e *RPS*. A precisão das estações marinhas é menor do que em terra. Os gravímetros padrões são adaptados para operações no fundo marinho a profundidade de 200 metros (Telford *et al.*, 1990).

Os gravímetros usados a bordo em uma embarcação são posicionados na parte onde é menos afetado pelas movimentações *roll* e *pitch* da embarcação (Telford *et al.*, 1990). Eles são montados em uma plataforma elaborada com giroscópio estabilizado (Valliant e LaCoste, 1976). Se o gravímetro tiver com uma velocidade durante as medições, é necessário aplicar a correção de Eötvös.

6. SÍSMICA

A sísmica consiste na propagação de ondas, originadas a partir de uma fonte sísmica, que permite a investigação da composição, tipo de fluido, profundidade e geometria das camadas existentes abaixo do fundo marinho (Ayres, 2011).

Os instrumentos sísmicos medem a amplitude e a diferença de tempo em que a onda sai da fonte e é refletida pelas camadas. Através da medição do tempo de percurso, pode-se mapear os refletores, identificando assim as profundidades das camadas (Kearey *et al.*, 2009).

6.1 TENSÃO E DEFORMAÇÃO

Ao aplicar uma força F externa na superfície de um corpo com área A , um equilíbrio é introduzido a partir das forças internas. A razão da força pela área é chamada de tensão (*stress*) (Reynolds, 2011). Essa propriedade pode ser dividida em uma componente normal de tensão transversal à superfície e outra de tensão de cisalhamento no plano de superfície (Kearey *et al.*, 2009).

Quando uma tensão é aplicada a um corpo no meio elástico, causa uma mudança na forma e no volume, chamado de deformação (*strain*). Segundo a Lei de Hooke, a deformação é diretamente proporcional a tensão (Reynolds, 2011). Ao remover a tensão, a deformação é removida.

A relação tensão e deformação para qualquer corpo é definida por vários módulos elásticos: módulo de Young, módulo de compressão, módulo de rigidez e módulo axial (Fig. 16).

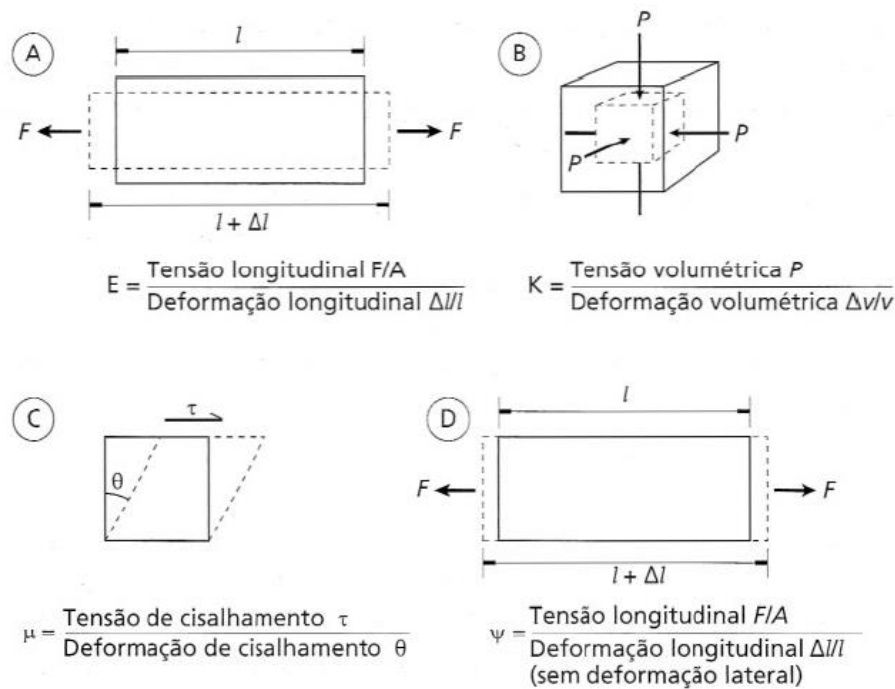


Figura 16: Módulos elásticos de um corpo: (A) Módulo de Young; (B) Módulo de compressão; (C) Módulo de rigidez; (D) Módulo axial (Kearey *et al.*, 2009)

6.2 ONDAS SÍSMICAS

As ondas sísmicas propagam radialmente causando deformações elásticas nas rochas. Elas são divididas em ondas compressoriais (ondas P), ondas cisalhantes (ondas S) e ondas superficiais (ondas Rayleigh e ondas Love). As ondas P e S são consideradas ondas de corpo e as ondas Rayleigh e Love são chamadas de ondas superficiais.

As ondas P, mais usadas em sismologias, se propagam por deformação axial paralela à direção de propagação da onda (Kearey *et al.*, 2009). As partículas de um material oscilam ao redor de um ponto fixo na direção de propagação da onda pela tensão compressional e extensional (Reynolds, 2011) (Fig. 17a).

As ondas S se propagam através da tensão de cisalhamento puro na direção transversal à direção da propagação de onda. As partículas oscilam em torno de um ponto fixo na direção perpendicular a propagação da onda (Kearey *et al.*, 2009) (Fig. 17b).

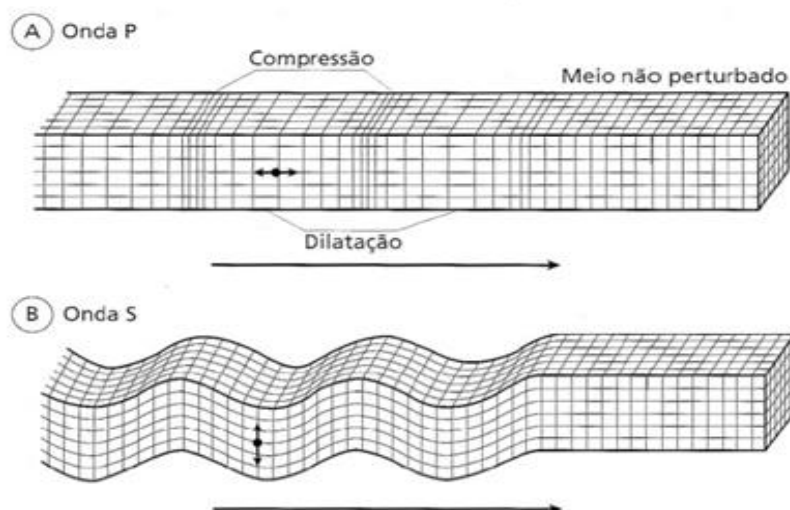


Figura 17: Esquema da propagação de partículas nas ondas de corpo: (A) Onda compressional (onda P) e (B) Onda cisalhante (Onda S) (Bolt, 1982 apud Kearey *et al.* 2009)

As ondas Rayleigh se propagam ao longo de uma superfície ou interface entre dois meios sólidos diferentes. As partículas possuem movimentos elípticos no plano transversal a superfície e na direção da propagação, e ocorrem no sentido contrário ao sentido de oscilação na água (Fig. 19a). As ondas Love são ondas de cisalhamento em que as partículas se movimentam na direção da superfície e transversalmente à direção de propagação (Kearey *et al.*, 2009) (Fig. 19b). As ondas de Rayleigh e Love possuem baixa frequência, altas amplitudes e longas durações (Ayres, 2011).

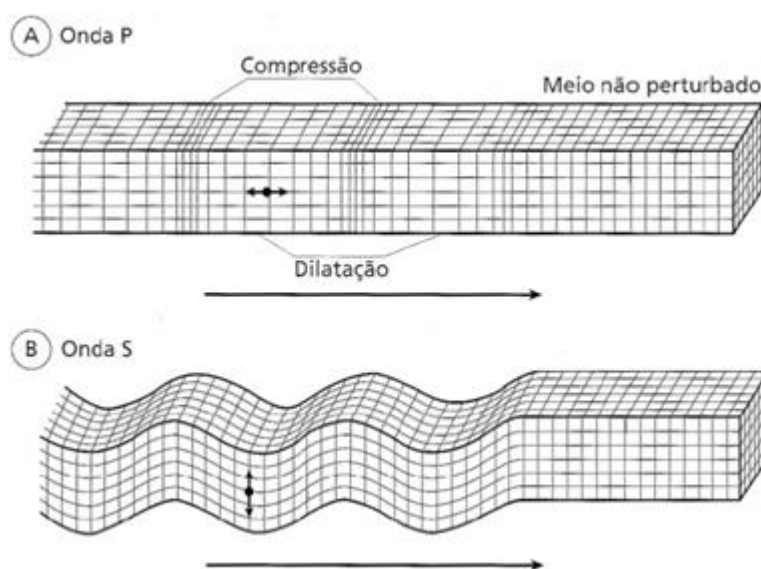


Figura 19: Esquema da propagação de partículas nas ondas de superfície: (A) Onda Rayleigh e (B) Onda Love (Bolt, 1982 apud Kearey *et al.* 2009)

As ondas P são chamadas de ondas primárias e ondas S de ondas secundárias porque as ondas P possuem velocidade de propagação maior que as ondas S (Martins, 2001). Suas velocidades são obtidas da seguinte maneira:

$$v_p = \left[\frac{K + 4/3\mu}{\rho} \right]^{1/2}, \quad (27),$$

$$v_s = \left[\frac{\mu}{\rho} \right]^{1/2}, \quad (28),$$

no qual K é o módulo de compressão, μ é o módulo de rigidez e o ρ a densidade do material.

6.3 REFLEXÃO E TRANSMISSÃO DAS ONDAS ELÁSTICAS (SÍSMICAS)

Uma onda sísmica de amplitude A_0 incide na direção normal sobre uma interface de dois meios com propriedades diferentes, velocidades e densidades, devido a mudanças de litologia ou fluido intersticial. Parte da onda é refletida com amplitude A_1 e parte é transmitida com amplitude A_2 . A energia total do raio incidido é igual a energia da onda refletida e onda refratada (Fig. 20).

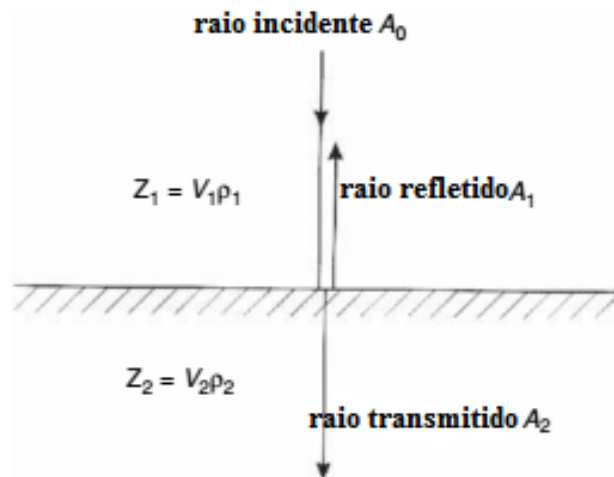


Figura 20: Esquema dos raios refletidos e transmitidos a partir da diferença de impedância acústica. (Reynolds, 2011)

A quantidade de energia transmitida e refletida é determinada pelo contraste de impedância acústica entre as camadas. A impedância acústica Z de uma camada é o produto da densidade pela velocidade.

$$Z = \rho v, \quad (29),$$

Intuitivamente, quanto maior a impedância acústica de uma interface menor será a propagação da energia transmitida e mais energia é refletida.

O coeficiente de reflexão R é a propriedade define a quantidade de energia refletida. Esse coeficiente é calculado a partir da razão entre amplitude da onda refletida A_1 e a amplitude da onda incidente A_0 .

$$R = \frac{A_1}{A_0}, \quad (30),$$

Entretanto, era complicado calcular o coeficiente de reflexão a partir das amplitudes. Então, no século XX, as equações de Zoeppritz simplificaram o cálculo criando uma relação entre o coeficiente de reflexão e as impedâncias das interfaces (Kearey *et al.*, 2009). Para uma incidência normal temos:

$$R = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1}, \quad (31),$$

no qual Z_1 e Z_2 são as impedâncias acústicas da primeira e segunda camada calculadas a partir das densidades e das velocidades da onda P. O valor de R pode variar de -1 a 1 só que raramente é maior que 0.5, normalmente sendo menor que 0.2. Assim, a energia que é transmitida é sempre maior que a energia refletida (Cetale, 2014).

Na prática as ondas sísmicas não incidem normalmente em uma interface, ela incide obliquamente sobre uma interface de contraste de impedância acústica. As ondas incidente e refletida fazem o mesmo ângulo com a normal da superfície. E uma energia compressional incidente é adicionada convertendo em onda S refletida e transmitida (Fig. 21). As equações de Zoeppritz relaciona as amplitudes das quatro ondas com o ângulo de incidência θ (Kearey *et al.*, 2009).

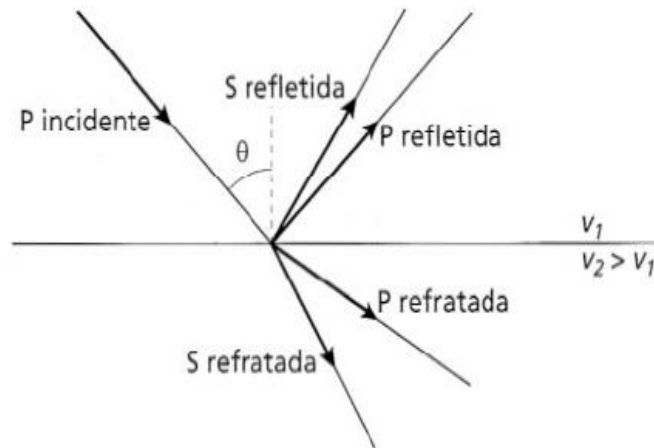


Figura 21: O raio incidente P gera as ondas P e S refratadas e refletidas (Kearey *et al.*, 2009)

Como as equações de Zoeppritz são complexas, é aconselhável usar a Lei de Refração de Snell para representar uma onda P incidindo obliquamente na interface (Fig. 22). A onda P transmitida sofre uma mudança na direção de propagação chamada de onda refratada. Snell criou uma relação do ângulo de inclinação θ com a velocidade em que o raio de propaga em uma camada.

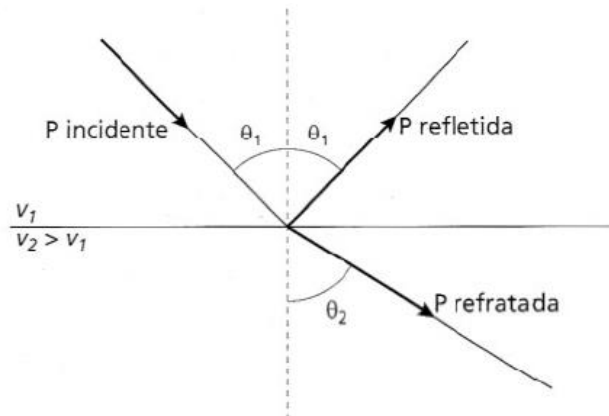


Figura 22: Modelo esquemático das ondas refratadas e refletidas a partir da onda incidente (Kearey *et al.*, 2009)

$$\frac{\text{sen } \theta_1}{v_1} = \frac{\text{sen } \theta_2}{v_2}. \quad (32),$$

Baseado na Figura 22 e na equação 32, nota-se que $v_2 > v_1$ assim o raio refratado se distancia da normal com o ângulo maior que o ângulo incidido ($\theta_2 > \theta_1$).

6.4 ATENUAÇÃO DA ENERGIA SÍSMICA

A atenuação da amplitude da onda sísmica está associada, principalmente, ao efeito de espalhamento esférico e o coeficiente de absorção.

O espalhamento esférico é proposto pelo princípio de Huygens (Fig. 23), em que cada ponto em uma frente de onda se comporta como uma fonte de emissão de ondas esféricas que ao serem somadas irão gerar uma nova frente de onda (Randall, 2009). Em um meio homogêneo, a onda será distribuída segundo uma frente de onda. Conforme aumenta a distância a partir da fonte, a energia irá decair $1/r$ devido a esse efeito e, em seguida, a amplitude da onda, que é proporcional à raiz quadrada da energia da onda, irá decair com $1/r^2$ (Kearey *et al.*, 2009).

Os materiais presentes na subsuperfície são inelásticos em sua resposta à passagem de ondas sísmicas, de modo que haverá uma perda de energia. A energia é gradualmente absorvida pelo meio por perdas por atrito interno, levando eventualmente ao desaparecimento total da perturbação sísmica. O coeficiente de absorção para materiais normalmente variam de 0,25 à 0,75 dB/ λ (Kearey *et al.*, 2009).

As frequências mais altas de um pulso sísmico são as primeiras a serem atenuadas, devido o efeito de absorção, causando um alongamento e a perda de amplitude no pulso sísmico. Assim, a forma de um pulso sísmico mudará continuamente durante a sua propagação (Kearey *et al.*, 2009).

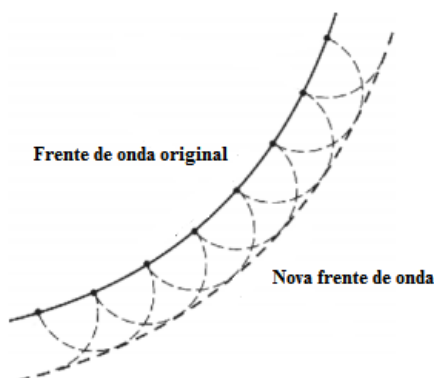


Figura 23: Princípio de Huygens (Reynolds, 2011)

6.5 FONTES SÍSMICAS

As principais fontes utilizadas em um levantamento sísmico são as fontes impulsivas, ressonantes e os *vibrozeis*.

As fontes sísmicas impulsivas são sistemas que geram sinais por meio da liberação rápida de energia. Entre suas características, essas fontes geram sinais com baixa frequência e baixa repetibilidade e necessitam de receptores como os hidrofones (Ayres, 2011). Exemplos de fontes impulsivas são: *airguns*, *boomer* e *sparker*.

As fontes ressonantes produzem sinais sísmicos com forma conhecida e alta repetibilidade, originando-se a partir de ressonância de pastilhas piezoelétricas. Elas geram em uma banda de frequência alta e precisam de menor quantidade de energia para a geração de um sinal (Ayres, 2011).

O *vibrozeis* é uma fonte sísmica terrestre não explosiva frequentemente utilizada em sísmica de reflexão. Consiste em vibradores montados dentro de um caminhão que tem como finalidade de pressionar o solo com uma vibração de longa duração, com baixa amplitude e frequências variáveis (Kearey *et al.*, 2009).

7. METODOLOGIA

7.1 DADOS AEROMAGNÉTICOS

A aquisição de dados magnéticos aéreo do projeto 0401_Mag_app270_CAMPO S_ES foi realizada pela empresa Petrobras em 1990 nas Bacias de Campos e Espírito Santo utilizando o *datum* de referência SAD69. As linhas de voo dessa aquisição foram feitas na direção N30W, com espaçamento de linhas de 3.000m em uma altura de 500 metros barométrica.

Nos dados aeromagnéticos foi realizado o nivelamento, o micronivelamento e aplicado filtro no domínio de Fourier. O nivelamento e o micronivelamento consistem na avaliação dos dados para erros e ruídos, na correção dos erros sistemáticos e na correção dos erros não sistemáticos. A correção dos erros sistemáticos é baseada nas correções *lag*, *heading*, IGRF e variação diurna e a correção dos erros não sistemáticos é baseada no nivelamento estatístico das linhas de controle.

Os dados foram importados no Oasis Montaj e interpolados utilizando o método de mínima curvatura. Após, foram aplicadas as correções exceto a da variação diurna já corrigida anteriormente e foi realizado o nivelamento. Em seguida, foram aplicados o *trend* regional de segunda ordem e o filtro de continuação para cima para eliminar ruídos de curtos comprimentos de onda (Fig. 24).

A correção *lag* corrigiu o deslocamento da anomalia magnética provocado pela distância entre o magnetômetro posicionado atrás do avião e o GPS posicionado dentro da cabine do avião (Oasis Montaj, 2000). A correção *heading* corrigiu as anomalias do campo magnético provocadas pelo motor e movimento do avião (Guimarães, 2009). Foi aplicado o IGRF do ano de 2015 nos dados já que eles foram levantados em 1990. Para isso, foi subtraído o IGRF 2015 dos dados brutos do campo magnético total.

O nivelamento das linhas de controle corrigiu tendências presentes nos dados provocadas pelas intersecções entre as linhas de voo e as linhas de controle diferentes de zero. Para corrigi-las, foi modelada uma superfície de tendência para essas intersecções e, assim removendo-as (Oasis Montaj, 2000).

O filtro de continuação para cima é uma simulação do aumento da altitude do voo, isto é, ele é usado para visualizar o campo magnético acima da posição em que os dados foram levantados. Esse filtro é baseado no caso em que o aumento da distância entre o

sensor e a fonte subtrai as anomalias de pequeno comprimento de onda, restando apenas as anomalias regionalmente significativas (Oliveira, 2008). Para aplicar esse filtro é necessário apenas indicar a altitude da continuação (h). Nesse trabalho foi escolhido 1.000 m já que o voo teve uma altura de 500 m barométrica.

$$L(r) = e^{-hr}. \quad (33)$$

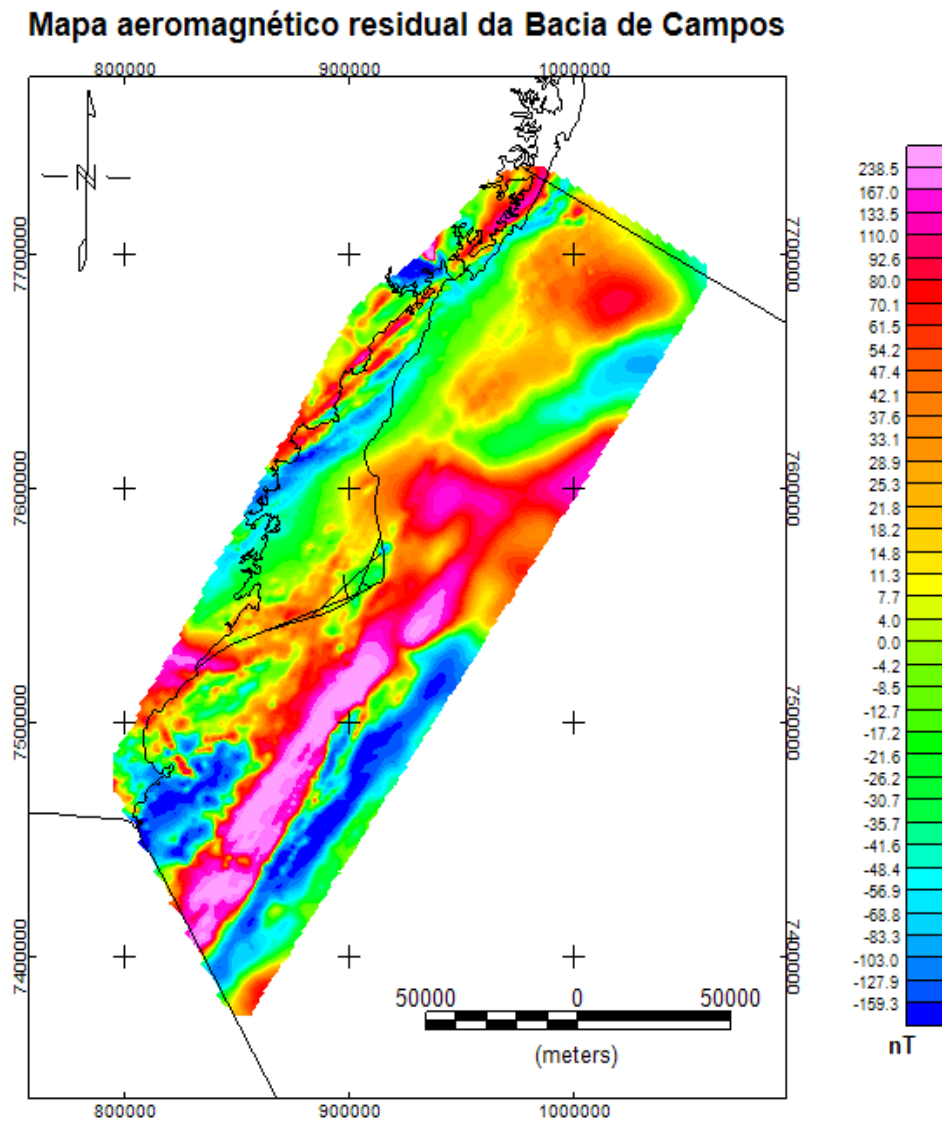


Figura 24: Mapa aeromagnético residual da Bacia de Campos com as linhas sísmicas dessa região.

Após o tratamento dos dados aeromagnéticos, foi obtido o mapa magnético residual aéreo como resultado final dessa primeira etapa. A segunda etapa consiste na modelagem magnética desses dados.

Modelagem magnética

A modelagem magnética foi realizada utilizando o GM-SYS-2D. Essa ferramenta considera a Terra em duas dimensões: a direção Z (profundidade) e a direção X (perpendicular ao *strike*). Além disso, considera-a plana em que cada unidade de estrutura ou bloco se estendem do $-\infty$ ou $+\infty$.

Para realizar a modelagem foram traçados os perfis A-A', B-B' e C-C' na direção das linhas sísmicas (Fig. 25). A partir desses perfis foram criados modelos geológicos através da modelagem direta e inversa dos dados geomagnéticos. Essas modelagens foram baseadas no ajuste de curva da anomalia calculada (modelo geológico) com a anomalia observada. O ajuste foi baseado na teoria de Talwani *et al.* (1959) e Talwani & Heirtzler (1964), utilizando os algoritmos descritos em Won & Bevis (1987). Nessa teoria, o corpo é aproximado por uma série de lâminas finas e infinitesimais em que sua forma é aproximada a um polígono. O limite desses polígonos é determinado por curvas de contorno.

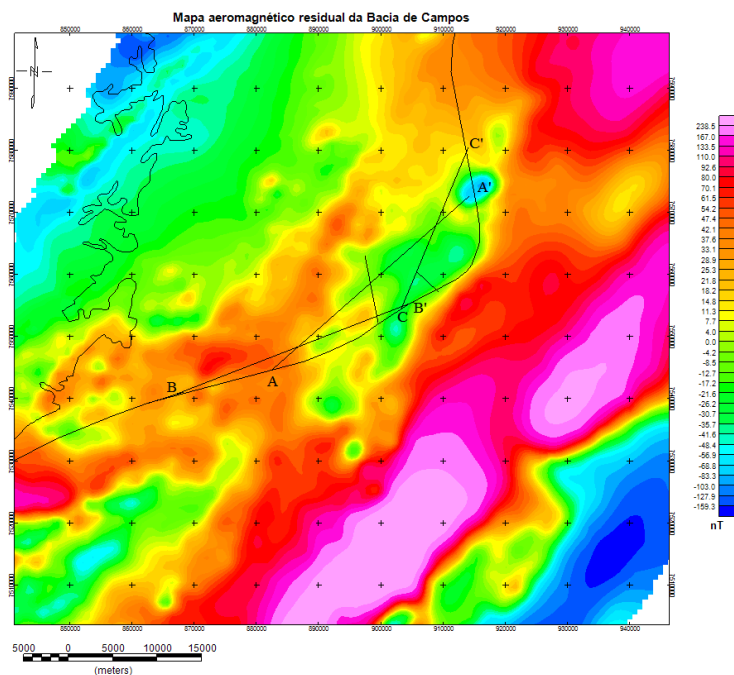


Figura 25: Perfis A-A', B-B' e C-C' traçados ao longo das linhas sísmicas posicionadas na região emersa da Bacia de Campos

A modelagem magnética direta consistiu no processo de tentativas e erros do parâmetro magnético (susceptibilidade magnética) para o ajuste das curvas (Castro, 2005). Para isso, foram criados modelos geológicos iniciais utilizando a sísmica como “pano de fundo” no GM-SYS-2D e estimados valores de susceptibilidades magnéticas para as litologias observadas nos poços localizados na região emersa da Bacia de Campos (2-CST-01-RJ e 2-JU-1-RJ). Os valores observados na Tabela 2 foram encontrados nos trabalhos Dobrin & Savit (1988) e Ferraz (2010).

Tabela 2: Valores de susceptibilidades magnética estimadas para a modelagem 2D dos perfis traçados

Litologias	Susceptibilidades (cgs)
Basalto	0.005
Diabásio	0.003
Arenito	0.000032
Folhelho	0.000052
Conglomerado	0.00008

Após a modelagem direta, foi realizada a modelagem inversa baseada nos algoritmos de inversão de Marquardt (1963). A inversão começou com modelos geológicos de valores aproximados (modelagem direta) e parâmetros fixo e livre assumidos (Narasimha Rao *et al.* 1995). A geometria foi utilizada como parâmetro fixo devido sísmica ter delimitado o embasamento dessa região, e a susceptibilidade magnética como parâmetro livre permitindo que os valores de susceptibilidades das camadas fossem invertidos até que as curvas se ajustassem.

7.2 DADOS GRAVIMÉTRICOS

O levantamento gravimétrico marítimo 0259_GRAV_2D_SPP_2Q_1999 foi realizado na porção *offshore* da Bacia de Campos no Platô de São Paulo em 1999. Esses dados gravimétricos foram georreferenciados ao WGS-1984.

Modelagem gravimétrica

Para realizar a modelagem gravimétrica da Bacia de Campos foi traçado o perfil D-D' na direção NW-SE ao longo da sessão sísmica encontrada no trabalho de Mohriak *et al.* (2008). Esse perfil foi traçado a partir do mapa de anomalia *freeair* (Fig. 26) sendo o mais apropriado para levantamentos marinhos (Kearey *et al.*, 2009).

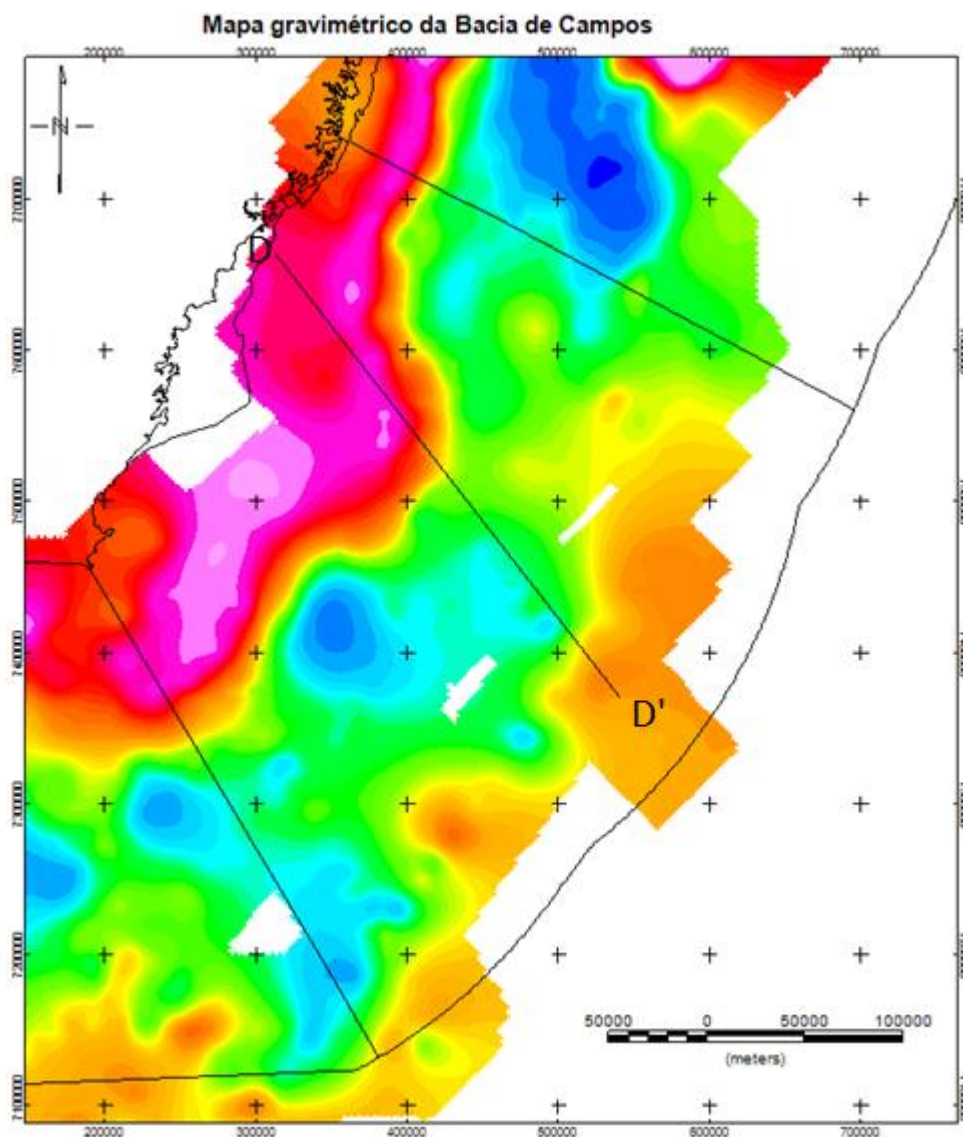


Figura 26: Perfil D-D' traçado ao longo da Bacia de Campos

Os dados gravimétricos foram modelados e em seguida invertidos em que a geometria é o parâmetro fixo e a densidade é o parâmetro livre (modelagem inversa). Foi

considerada a crosta continental e oceânica já que o perfil traçado foi a partir da plataforma continental até águas profundas. E algumas camadas presentes na porção *offshore* da Bacia de Campos uma vez que o método gravimétrico não tem resolução suficiente para identificar todas as litologias presentes nessa região. Os valores das densidades da crosta, das camadas, da água do mar e do manto (Tabela 3) foram encontrados nos trabalhos de Dobrin & Savit (1988) e Blaich *et al.* (2010).

Tabela 3: Valores de densidades estimadas para a modelagem gravimétrica

Camadas	Densidades (mg/cm ³)
Manto	3.3
Crosta continental	2.8
Crosta oceânica	2.9
Basalto	2.5
Sedimentos da megassequência continental	2.3
Sal	2.15
Calcário	2.45
Sedimentos da megassequência marinha	2.3
Mar	1.0

7.3 SÍSMICAS

Para realizar a modelagem magnética foram usadas as linhas sísmicas 2D *pós-stack* 0063_0059 e 0063_0095 do levantamento 0063_ESPIRITO_SANTO_39 localizadas na porção emersa da Bacia de Campos. A linha 0063_0059 foi dividida em três linhas chamadas de 0063_0059_FIN_1, 0063_0059_FIN_2 e 0063_0059_FIN_3 (Fig. 27). Entretanto, a última linha foi desconsiderada devido à má qualidade da sísmica.

As linhas sísmicas foram interpretadas utilizando o programa *Petrel* disponibilizado pela *Schlumberger*.

7.4 DADOS DO POÇO

O poço do Cabo de São Tomé (2-CST-01-RJ) foi perfurado pela Petrobras em 1959 na região emersa da Bacia de Campos e é o único poço estratigráfico da região (Fig. 27). As informações do poço serviram para identificar a litologia da área de estudo.

O poço 2-JU-1-RJ (Jurubatiba) está localizado nas coordenadas geográficas 22°11'24.42" S e 41°25'42.22" W, próximo à localidade de Praia de João Francisco, na planície costeira de Quissamã, região norte do estado do Rio de Janeiro (Vilela *et al.*, 2016) (Fig. 27).



Figura 27: Mapa de localização da Bacia de Campos com as linhas sísmicas e os poços (BDEP WebMaps)

8. RESULTADOS E DISCUSSÕES

8.1 MODELAGEM MAGNÉTICA

Nas linhas sísmicas 0063_0095 (Fig. 28), 0063_0059_FIN_1 (Fig. 31) e 0063_0059_FI N_2 (Fig. 34), as sessões sísmicas (Figuras 29, 32 e 35) identificaram semi-grabens. Esses semi-grabens surgiram devido a um colapso do terreno entre o Paleoceno e Micoceno. Esse colapso foi provocado por uma anomalia térmica que causou uma instabilidade gravitacional formando uma série de riftes, segmentados em grabens (Zalán & Oliveira, 2005). Os dados aeromagnéticos foram modelados sob esses semi-grabens.

O embasamento da Bacia de Campos possui heterogeneidade nas rochas (Bricalli & Mello, 2013). Portanto, foi considerada a heterogeneidade das susceptibilidades magnéticas no embasamento conforme visto no trabalho Castro *et al.* (2008). Foram desenhados vários “blocos” do embasamento nas deflexões das curvas das anomalias magnéticas observadas com diferentes valores de susceptibilidades magnéticas. Nos modelos geológicos iniciais foi utilizado 0.005 cgs para susceptibilidade magnética do embasamento da Bacia de Campos. Após a modelagem inversa, foram atribuídos diferentes valores de susceptibilidades aos modelos (Figuras 30, 33 e 36).

No poço 2-CST-1-RJ foi identificado as Formações Cabiúnas com 600 m de espessura e a Emborê com 2.000 m de espessura. O poço 2-JU-1-RJ identificou as Formações de Emborê e Barreiras com apenas 128 m de espessura. As informações do primeiro poço foi apenas de Potencial Espontâneo (SP), o que não permitiu amarrá-lo com as linhas sísmicas para delimitar o topo e a base das formações. Assim, a modelagem dessas formações foi meramente ilustrativa apresentando apenas as principais litologias encontradas nessas formações.

Perfil A-A' referente a linha sísmica 0063_0095

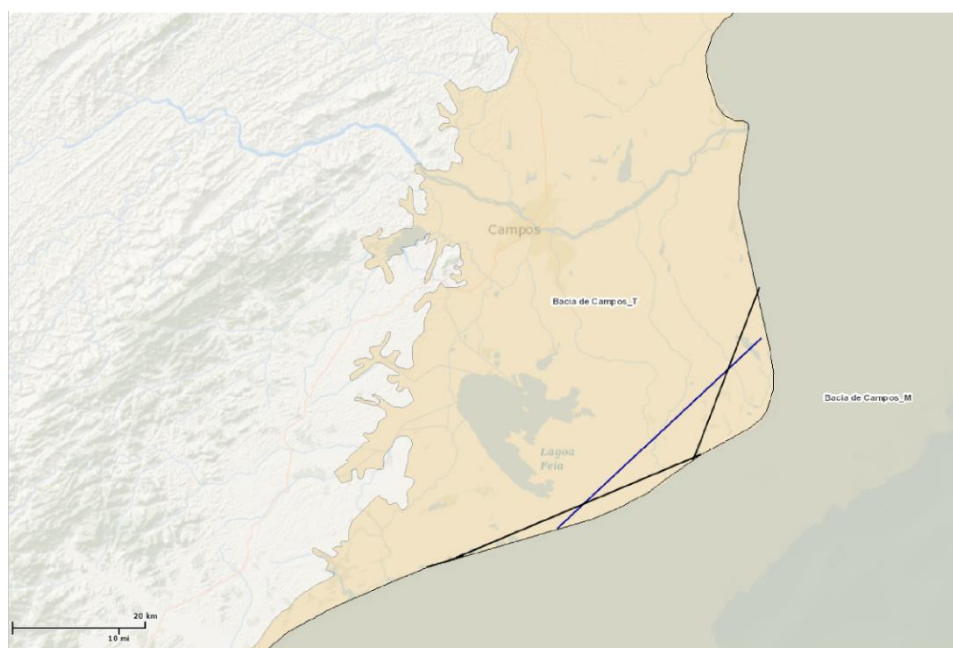


Figura 28: Localização da linha sísmica 0063_0095 com aproximadamente 42.2 km de comprimento (BDEP WebMaps)

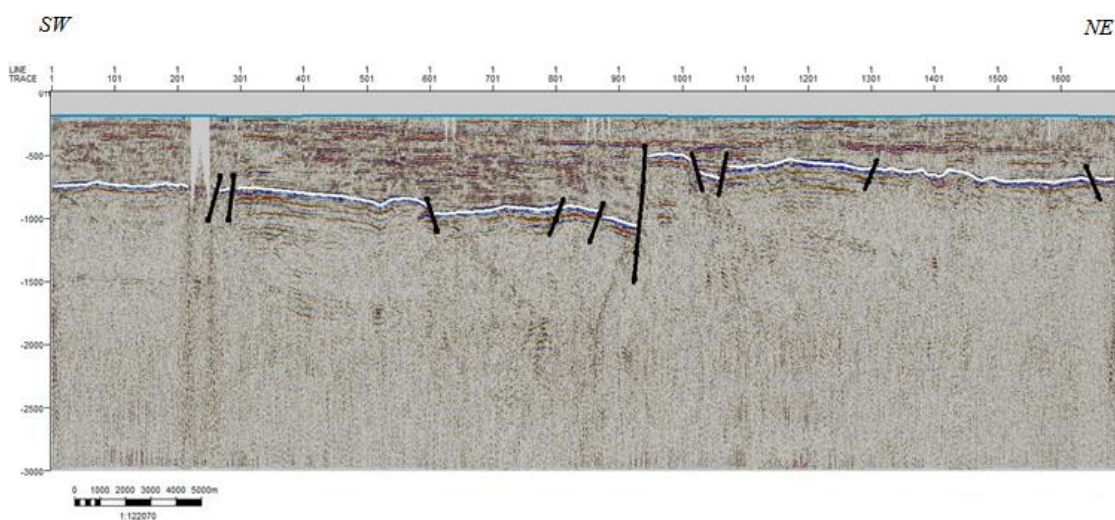


Figura 29: Sessão sísmica interpretada da linha 0063_0095

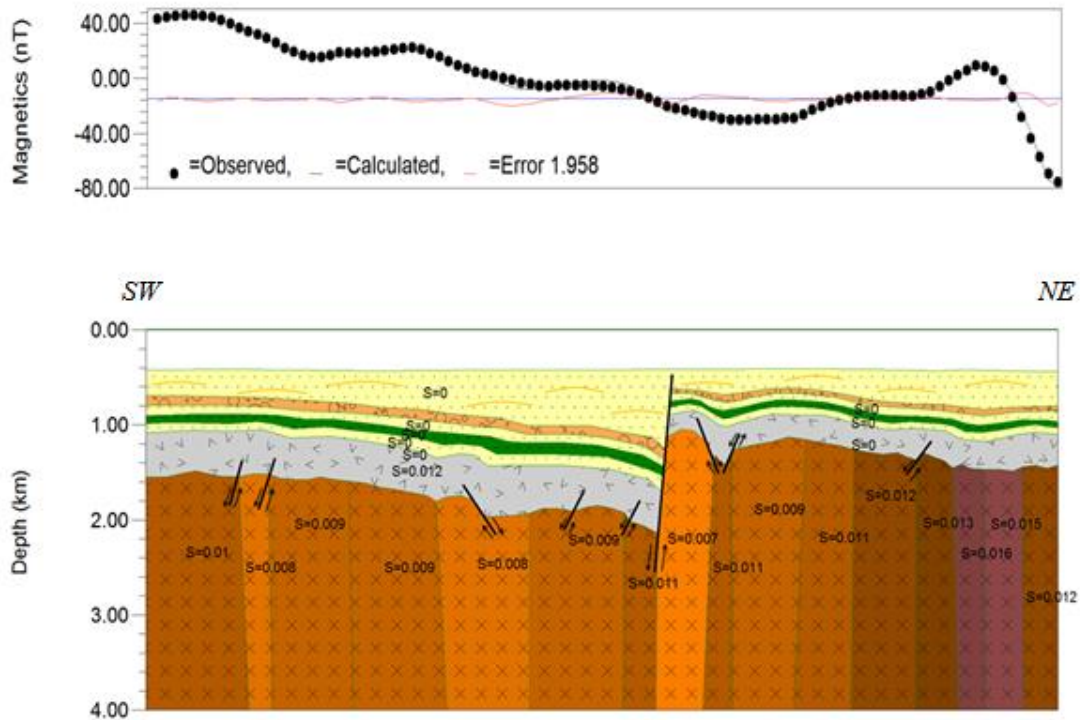


Figura 30: Modelo magnético do perfil A-A' com erro médio quadrático de 1.958 nT

O embasamento da Bacia de Campos é formado por gnaisses (rochas ígneas) (Winter *et al.*, 2007). A susceptibilidade para esse tipo de rocha varia entre 0 a 0.0058 cgs (Dobrin & Savit, 1988). A modelagem do embasamento do perfil A-A' obteve valores variando entre 0.007 à 0.016 cgs. Assim, indica diferentes concentrações de materiais ferrimagnéticos no embasamento, conseqüentemente, heterogeneidade magnética do embasamento.

A camada basáltica na cor cinza (Form. Cabiúnas) possui valores de susceptibilidades magnéticas de 0.00003 cgs e 0.012 cgs. A região com a susceptibilidade magnética 0.00003 cgs é aceitável para os valores encontrados em rochas ígneas (Dobrin & Savit, 1988). E a região com 0.012 cgs pode ser atribuído a presença de materiais ferrimagnéticos no basalto. A Formação Emborê e Barreiras são representadas pelo pacote sedimentar depositado sob o basalto. Os valores de susceptibilidades do arenito, conglomerado e folhelho são próximos de zero, os quais são compatíveis com os valores esperados. No ajuste da curva calculada com a observada do perfil A-A' apresentou o erro médio quadrático de 1.958 nT.

Perfil B-B' referente a linha sísmica 0063_0059_FIN_1

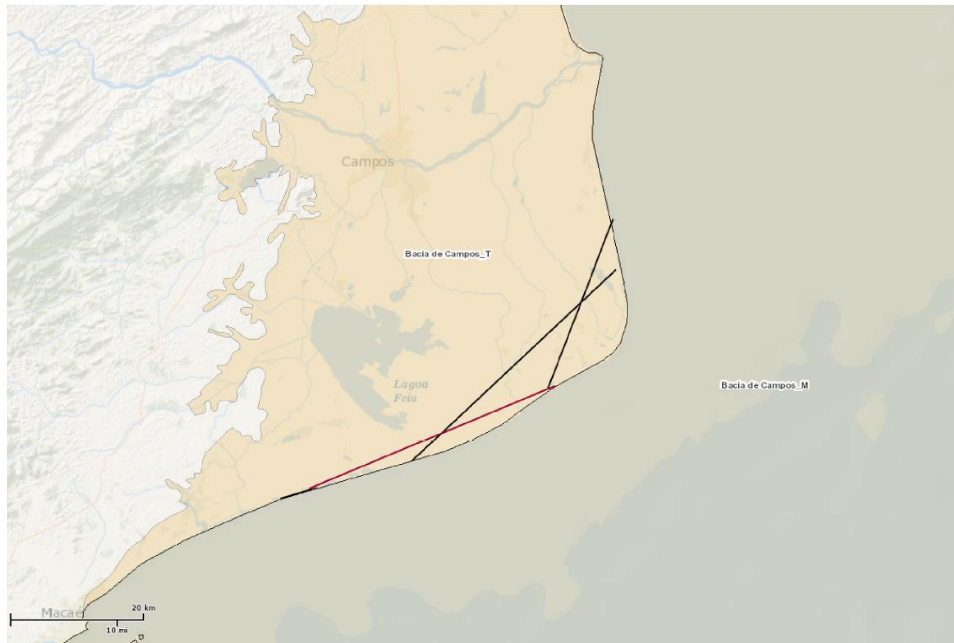


Figura 31: Localização da linha sísmica 0063_0059_FIN_1 com aproximadamente 40.3 km de comprimento (BDEP WebMaps)

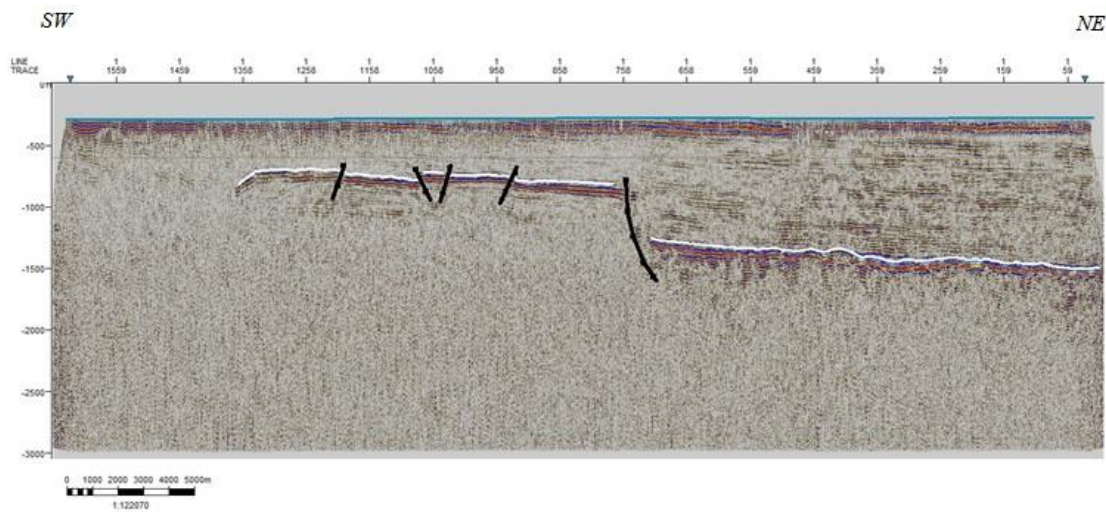


Figura 32: Sessão sísmica interpretada da linha 0063_0059_FIN_1

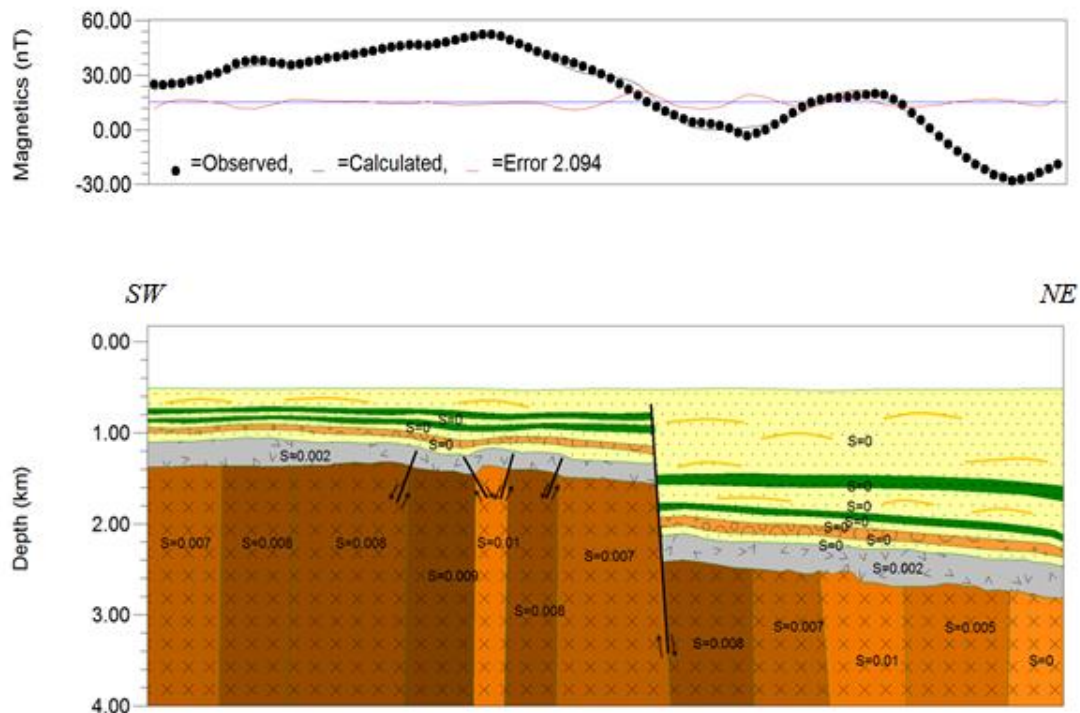


Figura 33: Modelo magnético do perfil B-B' com erro médio quadrático de 2.094 nT

No perfil B-B' os valores de susceptibilidades magnéticas do embasamento variam entre 0 e 0.01 cgs (Fig. 33). Os valores encontrados abaixo de 0.0058 cgs podem ser regiões de rochas ígneas com pouco ou sem presença de materiais ferrimagnéticos. E em áreas com valores acima de 0.0058 cgs indicam maior presença desses materiais.

O valor da susceptibilidade magnética obtido na Formação Cabiúnas no perfil B-B' foi 0.02 cgs, o que condiz com os valores encontrados para esse tipo de litologia. E nas Formações Emborê e Barreiras, os valores foram os mesmos obtidos no perfil A-A'. O erro médio quadrático desse modelo foi 2.094 nT.

Perfil C-C' referente a linha sísmica 0063_0059_FIN_2

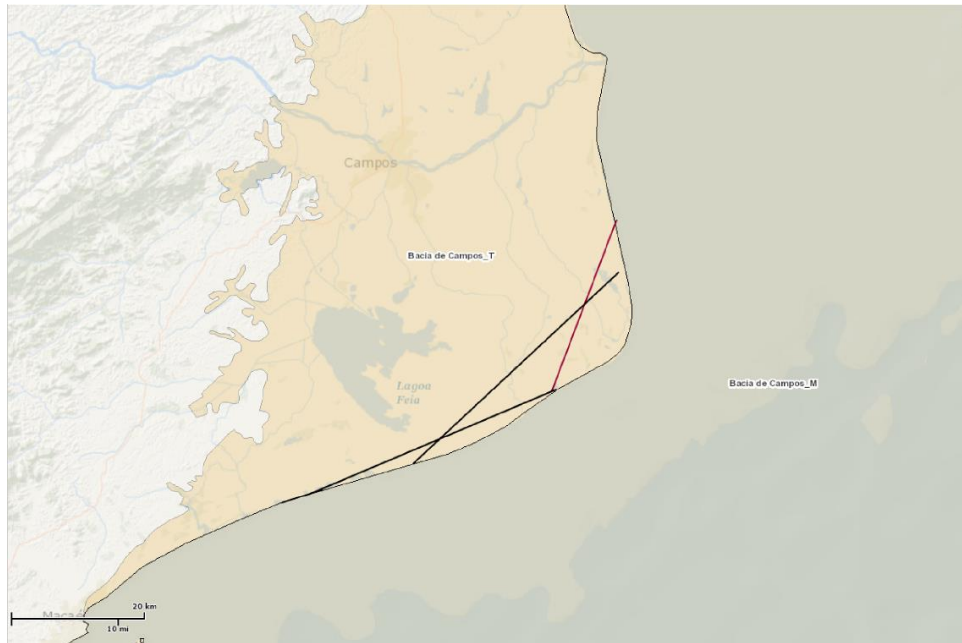


Figura 34: Localização da linha sísmica 0063_0059_FIN_2 com aproximadamente 28 km de comprimento (BDEP WebMaps)

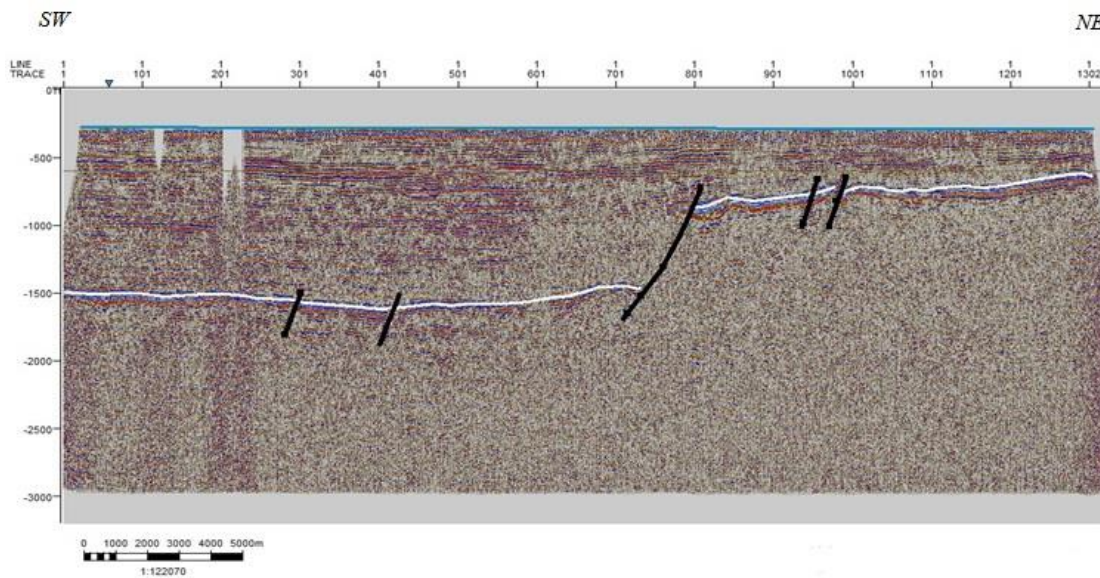


Figura 35: Sessão sísmica interpretada da linha 0063_0059_FIN_2

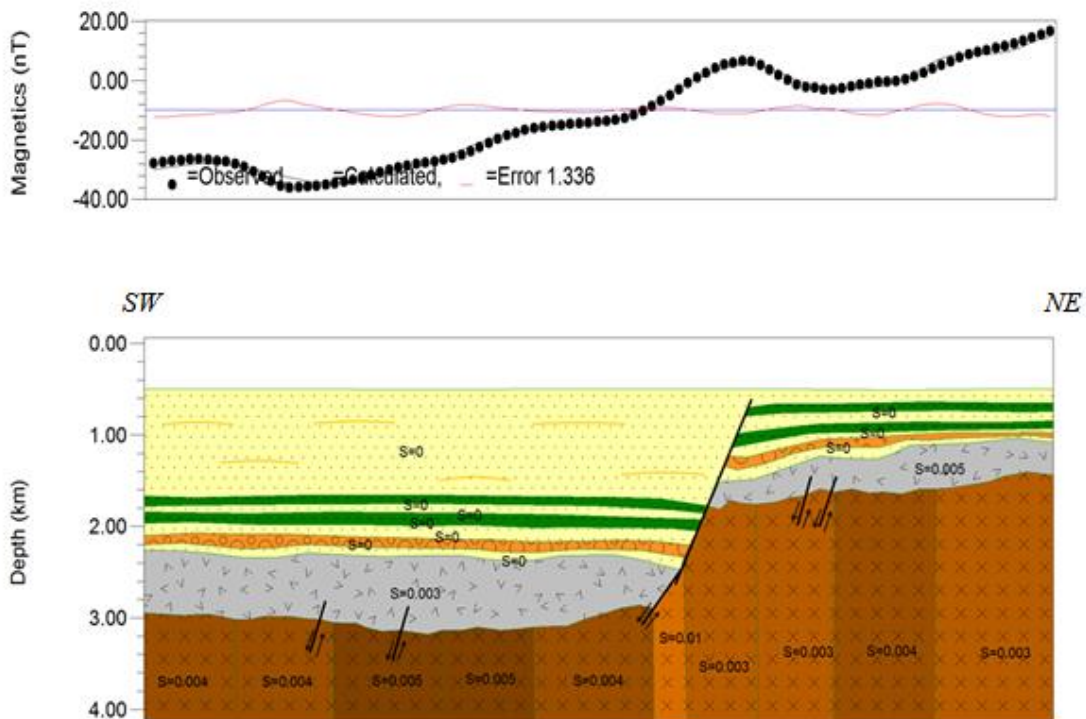


Figura 36: Modelo magnético do perfil C-C' com erro médio quadrático de 1.336 nT

No perfil C-C' os valores de susceptibilidades magnéticas variam entre 0.003 e 0.01 cgs (Fig. 36). Blocos com valores abaixo 0.0058 cgs são associados a áreas com pouco ou sem presença de materiais ferrimagnéticos e áreas com valores acima de 0.0058 cgs indica presença considerável desses materiais para criar uma anomalia no campo magnético.

Os valores de susceptibilidade magnética da Formação Cabiúnas obtidos no perfil C-C' são 0.003 cgs e 0.004 cgs sendo aceitáveis para este tipo de rocha. E os valores de susceptibilidade encontrados nas demais Formações são próximos aos valores encontrados nos perfis A-A' e B-B'. O erro médio quadrático desse modelo foi 1.366 nT.

8.2 MODELAGEM GRAVIMÉTRICA

O perfil gravimétrico D-D' possui 358 km de comprimento. A batimetria dessa região varia de 500m para águas rasas à 3.000 m para águas profundas.

O modelo gravimétrico obtido como pode ser observado na Figura 36, mostra o afinamento da crosta continental, onde na porção mais rasa da crosta atinge uma profundidade de aproximadamente 32 km, enquanto na porção mais funda da crosta atinge aproximadamente 15 km. Esse afinamento crustal, associado ao aumento abrupto da descontinuidade de Moho, é formado por uma extensão de assimetria litosférica, na qual a litosfera na margem africana tende a ser mais larga e suave e se afina em direção à margem brasileira (Mohriak *et al.*, 2008). A queda dos valores da anomalia gravimétrica observada foi associada ao afinamento da crosta, e os valores correspondem aos valores observados no mapa topográfico e batimétrico em conjunto com as isolinhas de espessura da crosta encontrado no trabalho do La Terra *et al.* 2015 (Fig. 34).

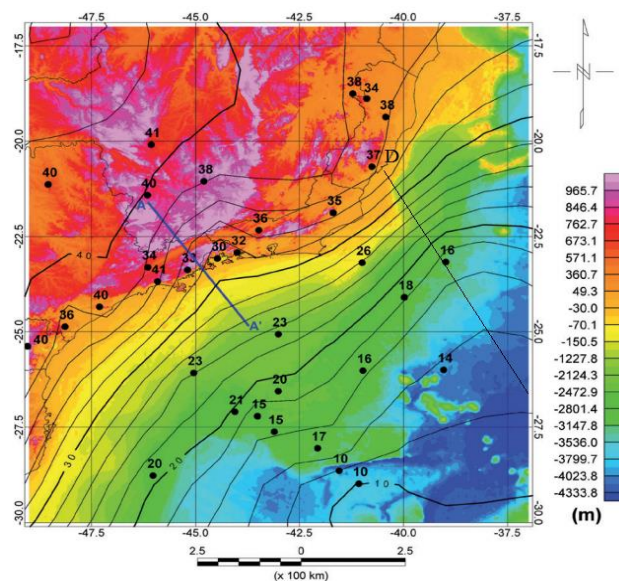


Figura 37: Mapa topográfico e batimétrico da margem divergente do Sudeste de Brasileiro com as isolinhas de espessura da crosta. A área de interesse é onde está traçado o perfil D (La Terra *et al.* 2015)

Além disso, foi possível observar que na anomalia gravimétrica observada ocorreu o aumento dos valores. Esse aumento pode ser associado a um alto estrutural (Fig. 39), mas também pode ser associado a um afinamento da crosta oceânica (Fig. 40).

A crosta continental é marcada por falhas normais sintéticas e antitéticas com blocos rotacionados. A transição da crosta continental para a crosta oceânica está

relacionada a alta complexidade da tectônica do sal (Mohriak *et al.*, 2008). Essa transição foi associada à uma falha lístrica (Blaich *et al.*, 2010).

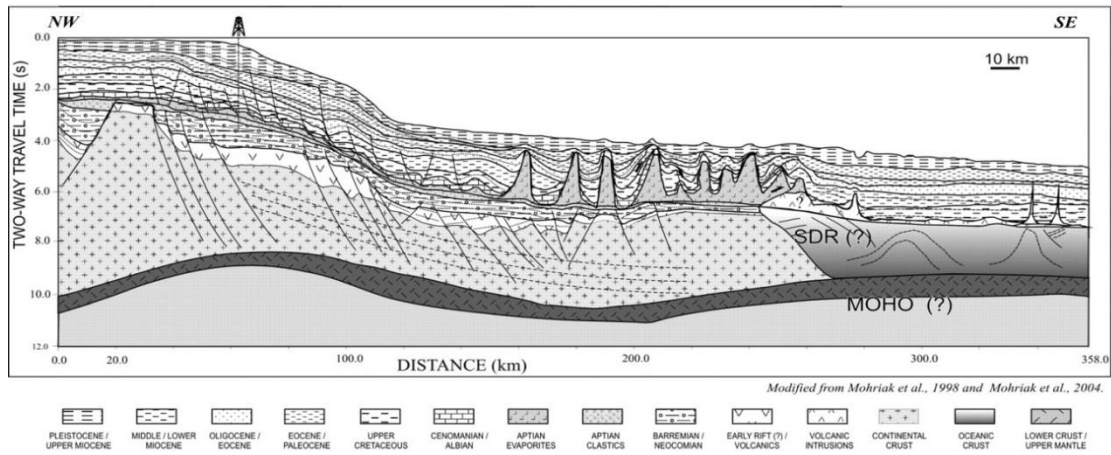


Figura 38: Sessão sísmica da Bacia de Campos encontrada no trabalho de Mohriak *et al.* (2008)

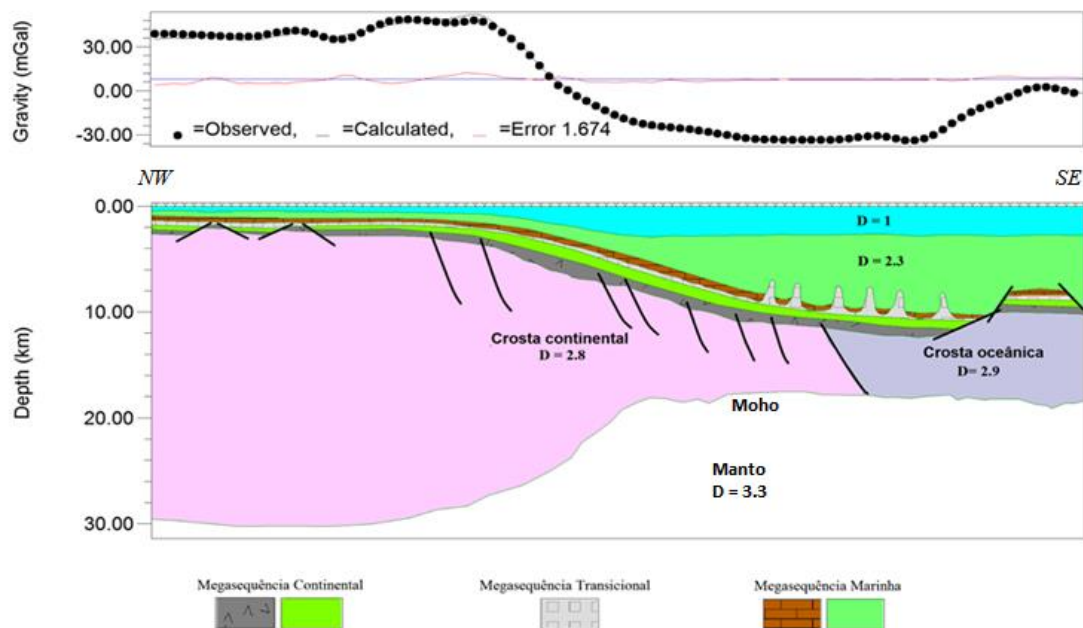


Figura 39: Modelagem gravimétrica baseada na sessão sísmica da Bacia de Campos com a presença de um alto estrutural na crosta oceânica. O erro médio quadrático é 1.674 mGal

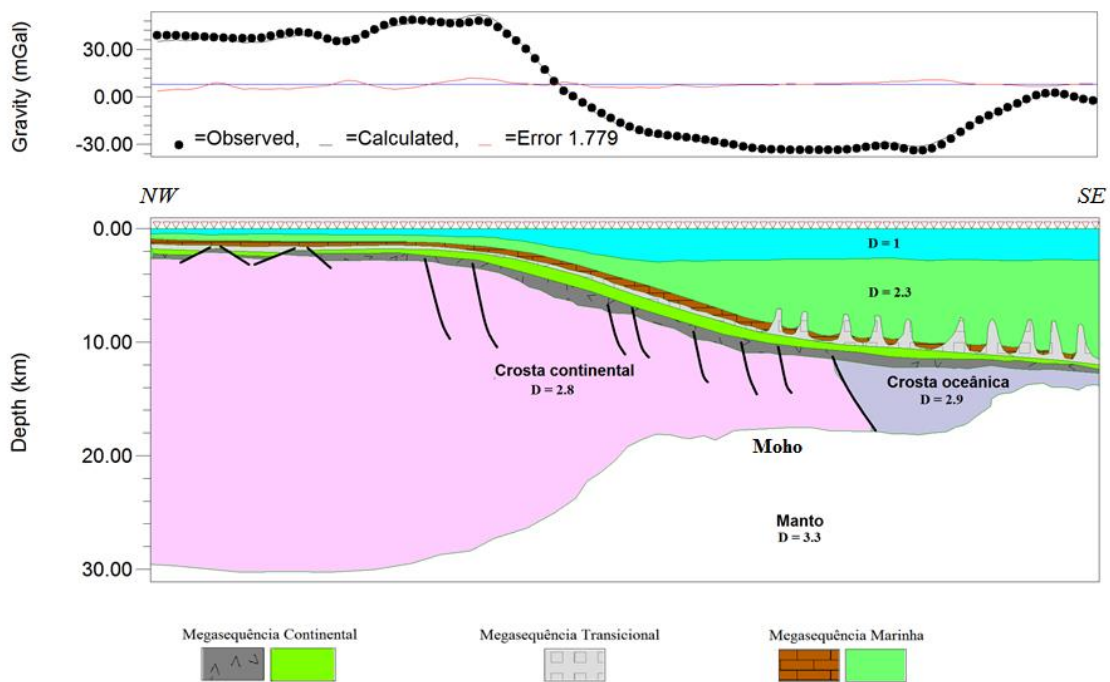


Figura 40: Modelagem gravimétrica baseada na sessão sísmica da Bacia de Campos com a presença um afinamento na crosta oceânica. O erro médio quadrático é 1.779 mGal

Nos modelos finais após os ajuste dos limites da descontinuidade de Moho, do embasamento e dos pacotes sedimentares apresentaram um erro médio quadrático de 1.674 mGal e 1.779 mGal, respectivamente.

9. CONCLUSÃO

O ajuste dos dados magnéticos e gravimétricos em conjunto com as sísmicas, e as informações geofísicas e geológicas, permitiu uma discussão dos modelos geológicos para as porções *onshore* e *offshore* da Bacia de Campos. Através da modelagem, foi possível identificar estruturas geológicas e o relevo do embasamento pré-cambriano dessa região.

Os modelos de subsuperfície criados pela modelagem 2D do método magnético e gravimétrico apresentaram bons ajustes aos dados observados com erros inferior a 2.1 nT para os dados magnéticos e a 1.779mGal para os dados gravimétricos. Tais erros são considerados quando relacionados às incertezas nas susceptibilidades magnéticas, densidades e geometria das rochas cristalinas e sedimentares (Silva, 2014).

Na porção *onshore* da Bacia de Campos, os modelos obtidos foram capazes de identificar e delimitar semi-grabens dessa bacia associados a um gráben. Esse graben é relacionado a uma série de grabens onshore de direção SW-NE posicionados ao longo da linha de costa (Adriano *et al.*, 2012). Para as litologias presentes, não foi possível delimitar o topo e a base das camadas devido a qualidade das sessões sísmicas e ao fato do poço do Cabo de São Tomé (2-CST-1-RJ) possuir apenas a informação de SP.

Na porção *offshore*, a modelagem gravimétrica teve como base a sísmica interpretada por Mohriak *et al.*, (2008). Ela foi capaz de identificar um semi-graben, com profundidade aproximadamente de 10 km, associado ao afinamento da crosta. A interface crosta/manto (Moho) do modelo divergiu com a interpretação da linha sísmica, entretanto os limites encontrados na modelagem condizem com os valores descritos no trabalho do La Terra *et al.* (2015).

O alto dos dados gravimétricos gerou duas interpretações que foram associadas ao alto estrutural ou ao afinamento da crosta oceânica.

A estratigrafia do modelo gravimétrico apresenta apenas as principais litologias que compõe a Bacia de Campos devido as limitações do método gravimétrico.

10. REFERÊNCIAS

- ADRIANO, L. B., MENEZES, P.T.L., BARBOSA, V.C.F., LOURENÇO, J., CUNHA, A.S. (2012). **Arcabouço Tectônico do Graben de Barra de São João, uma interpretação integrada.** In: V Simpósio Brasileiro de Geofísica.
- AGÊNCIA NACIONAL DE PETRÓLEO E GÁS - (ANP). (2012). **Poços-Dados estatísticos.** Rio de Janeiro
- AGÊNCIA NACIONAL DE PETRÓLEO E GÁS - (ANP) (2015). **Sumário Geológico e Setores em Oferta da Bacia de Campos .** Rio de Janeiro.
- AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO E GÁS - ANP. (2017). **Boletim da Produção de Petróleo e Gás Natural.** Rio de Janeiro.
- AYRES, A. (2015). Métodos Acústicos. **Aula 4: Sísmica.** Niterói, RJ. 108p. Notas de aula
- BARBOSA, C. S., HARTMANN, G.A., PINHEIRO, K.J. (2015). **Numerical modeling of geomagnetically induced currents in a Brazilian transmission line.** *Adv. Space Res.*, v.55, n.4, p. 1168-1179.
- BDEP WEBMAPS. **Banco de Dados de Exploração e Produção.** Disponível em: <http://app.anp.gov.br/webmaps/>. Acessado em: 15/08/2017.
- BLAICH, O., FALEIDE, J., FILIPPOS, T. (2011). **Crustal breakup and continent-ocean transition at South Atlantic conjugate margins.** *Journal of Geophysical*,v.116, n.B1.
- BOLT, B.A. (1982). **Inside the Earth.** *Freeman*, San Francisco.
- BRICALLI, L., MELLO, C. (2013). **Padrões de Lineamentos relacionados à litoeestrutura e ao fraturamento Neotectônico (Estado do Espírito Santo, SE do Brasil.** *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v.14, n.3, p.301-311.
- BRUHN, C. (1999). **Major Types of Deep-Water Reservoirs from the Eastern Brazilian Rift and Passive Margin Basins.** In: *6th International Congress of the Brazilian Geophysical Society.*
- CAINELLI, C. M., MOHRIAK, W.U. (1998). **Brazilian Geology part II: Geology of Atlantic Eastern Brazilian basins.** In: *Rio 98 AAPG International Conference*

and Exhibition, American Association of Petroleum Geologists/Associação Brasileira de Geólogos de Petróleo, Short Course Notes. Rio de Janeiro.

- CAINELLI, C. M., MOHRIAK, W.U. (1999). **Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental margin.** *Episodes-News magazine of the International Union of Geological Sciences*, v.22,n.3, p.206-216.
- CASTRO, D. (2005). **Modelagem Gravimétrica 3-D de Corpos Graníticos e Bacias Sedimentares com Embasamento Estrutural de Densidade Variável.** *Revista Brasileira de Geofísica*, v.23, n.3, p.295-308.
- CASTRO, L. G., FERREIRA, F., & ANGULO, R. (2008). **Modelo gravimétrico-magnético do gráben de Paranaguá-PR, Brasil.** *Revista Brasileira de Geofísica*, v.26, n.3, p.273-292.
- CETALE, M. (2014). **Processamento Sísmico. Aula 5: Propagação de ondas.** Niterói, RJ. 45p. Notas de aula.
- DEMERCIAN, S., SZATMARI, P., & COBBOLD, P. R. (1993). **Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos basins, offshore Brazil.** *Tectonophysics*, v.228, n.3-4, p.393-433.
- DIAS, J. L., SCARTON, J. C., ESTEVES, F. R., CARMINATTI, M., & GUARDADO, L. (1990). **Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos.** In R. GABAGLIA, & M. E. L.R., *Origem e Evolução das Bacias Sedimentares* (pp. 330-360).
- DIAS, J., GUAZELLI, W., CATTO, A., & VIEIRA, J. (1987). **Integração do arcabouço estrutural da Bacia de Campos com o embasamento pré-cambriano adjacente.** *Simpósio de Geologia*, v.1, p.189-197.
- DOBRIN, M. (1976). **Introduction to Geophysical Prospecting.** McGraw-Hill Book Company.
- DOBRIN, M., & SAVIT, C. (1988). **Introduction to Geophysical Prospecting** (4 ed.). MacGraw-Hill Book Co.
- FERRAZ, A. (2010). **Interpretação Aeromagnética sobre as áreas proximais das Bacias de Campos e Santos utilizando inversão compacta.** 160f. Tese

(Doutorado em Geologia e Geofísica Marinha) - Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Rio de Janeiro.

GRANT, E., & WEST, G. (1965). **Interpretation Theory of Applied Geophysics**. New York: McGraw-Hill.

GRASSI, A., CASTRO, A., & ALBERTÃO, G. (2004). **Bacia de Campos**. Fundação Paleontológica Phoenix, v. 6, p.1-6.

GUARDADO, L. G. (1989). **Petroleum geology of the Campos Basin, a model for a producing Atlantic-type basin**. *Divergent/passive margin basins, AAPG Memoir*, p. 3-79.

GUIMARÃES, S.N.P. (2009). **Avanços recentes na determinação das estruturas geológicas em subsuperfície das Província Uranífera Lagoa Real (BA) a partir de dados aerogeofísicos**. 122f. Dissertação (Mestrado em Geofísica) - Pós-graduação em Geofísica, Observatório Nacional, Rio de Janeiro.

HARRY, D. L., & SAWYER, D. S. (1992). **A dynamic model of extension in the Baltimore Canyon Trough region**. *Tectonics*, v. 11, n.2, p. 420-436.

HENRY, S., & W., B. (1995). **Pre-Salt Rock Development on Brazil's Conjugate Margin: West African Examples**. In: *4th International Congress of the Brazilian Geophysical Society*.

KEAREY, P., BROOKS, M., & HILL, I. (2009). **Geofísica de Exploração**. Ed. São Paulo: Oficina de Textos.

KINKELA, N. (2005). **Interpretação Sismoestratigráfica, da área sul da Bacia de Campos, da plataforma ao talude superior**. 105 f. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha) - Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Rio de Janeiro.

LA TERRA, E., TUPINAMBÁ, M., SILVA, A., & FRONTES, S. (2015). **Modelado gravimétrico de una sección entre el margen continental del sudeste de Brasil y el área emergida adyacente**. *Geociencias Aplicadas Latinoamericanas*, v.2, n.2, p.1-16.

LA FEHR, T. (1991). **Standardization in gravity reduction**. *Geophysics*, v.56, n.8, p.1170-1178.

- LOWRIE, W. (2007). **Fundamentals of geophysics**. Cambridge University Press.
- LUIZ, J. G., & SILVA, L. (1995). **Geofísica de Prospecção**. Editora Universitária.
- MARQDART, D.W. (1963). **An algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters**: J. SIAM, v.11, p. 431-441.
- MCKENZIE, D. (1978). **Some remarks on the development of sedimentary basins**. *Earth and Planetary science letters*, v.40 ,n.1 ,p.25-32.
- MELLO, M., GANGLIANONE, P., BRASSEL, S., & MAXWELL, J. (1988). **Geochemical and biological marker assessment of depositional environment using Brazilian “offshore” oils**. *Marine and Petroleum and Geology*, v.5, n.3, p. 205-223.
- MILANI, E. J., BRANDÃO, J. A., ZÁLAN, P. V., & GAMBOA, A. P. (2000). **Petróleo na margem continental brasileira: Geologia, Exploração, Resultados e Perspectivas**. *Brazilian Journal of Geophysics*, v.18, n.3, p.351-396.
- MOHRIAK, W. (2012). **Bacia de Santos, Campos e Espírito Santo**. Geologia do Brasil (pp. 481-496).
- MOHRIAK, W. U. (2003). **Bacias sedimentares da margem continental brasileira**. Geologia, Tectônica e Recursos Mineirais do Brasil (Vol. 3, pp. 87-165).
- MOHRIAK, W., NEMČOK, M., & ENCISO, G. (2008). **South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil**. *Geological Society, London, Special Publications*, v.294, n.1, p.365-398.
- NARASIMHA RAO, B. R., RAMAKRISHNA, P., MARKANDEYULU, A. (1995). **GMINV: A computer program for gravity or magnetic data inversion**. *Computers & Geosciences*, v.21, n.2, p.301-319.
- OASIS MONTAJ, Manuals, **Tutorial and Technical Notes**, version 5.1.7 (7E), Copyright@ 2000, Geosoft Inc.
- OLIVEIRA, R. G. (2008). **Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozóico da província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil)**. 415f. Tese (Doutorado em Geodinâmica, Geofísica). Universidade Rio Grande do Norte, Natal.

- PEREIRA, M., BARBOSA, C., AGRA, J. A., GOMES, J., ARANHA, L., SAITO, M., BAGNI, O. (1986). Estratigrafia da Bacia de Santos: **Análise das Sequências, Sistemas Depositionais e Revisão Lito-Estratigráfica**. XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, v.1, p.65-79.
- PILOTTO, D. (2011). **Caracterização Geológica e Geomecânica de Travertinos**. 315f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Pós Graduação em Engenharia Civil, Pontífca Universidade Católica, Rio de Janeiro.
- RAJA GABAGLIA, G. P. (1991). **Paleossismicidade e sedimentação-evidências no compartimento sul da Bacia do Recôncavo, Bahia**. Boletim de Geociências da Petrobras, v.5, n.1-4, p.39-68.
- RANDALL, D. K. (2009). **Física: Uma abordagem estratégica** (2 ed.). Artmed Editora. S.A.
- RANGEL, H. D. (1994). **Bacia de Campos**. Boletim de Geociências da Petrobras, v.8, n.1, p.203-218.
- RANGEL, H. D., & MARTINS, C. C. (1998). **Principais compartimentos exploratórios, Bacia de Campos**. *Searching for Oil and Gas in the Land of Giants*, p. 32-40.
- REYNOLDS, J. M. (2012). **An Introduction to Applied and Environmental Geophysics** (2 ed.). Wiley-VlackWell.
- ROSA, R. (2004). **Cartografia Básica**. Laboratório de Geoprocessamento, Instituto de Geografia, Universidade Federal de Uberlândia, Minas Gerais.
- SCHALLER, H. (1973). **Estratigrafia da Bacia de Campos**. Congresso Brasileiro de Geologia, v.27, p.247-258.
- SILVA, A.R. (2014). **Modelagem gravimétrica de uma seção entre a margem continental do Sudeste do Brasil e a área emersa adjacente**. 99 f. Dissertação (Mestrado em Geofísica) - Pós-graduação em Geofísica, Observatório Nacional, Rio de Janeiro.
- TALWANI, M., & HEIRTZLER, J. (1964). Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional bodies of arbitrary shape. *Geological Sciences*, 464-480.

- TALWANI, M., WORZEL, J., & LANDISMAN, M. (1959). **Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocion submarine fracture zone.** *Journal Geophysics*, v.1, p.49-59.
- TELFORD, W. M., GELDART, L. P., & SHERIFF, R. (1990). **Applied Geophysics** (2 ed.). Cambridge Univserty Press.
- VALLIANT, H. D., & LA COSTE, L. J. (1976). **Theory and evaluation of the LaCoste and Romberg three-axis inertial plataform for marine gravimetry.** *Geophysics*, v.41, n.3, p.459-467.
- VILELA, P., MELLO, C., CARELLI, T., BORGHI, L. (2016). **Caracterização litológica do testemundo do poço 2-JU-1-RJ, na porção emersa da Bacia de Campos.** *Geociências*, v.35, n.3, p.346-358.
- WINTER, W. R., JAHNERT, R. J., & FRANÇA, A. B. (2007). **Bacia de Campos.** *Boletim Geociências da Petrobras*, v.15, n.2, p.511-529.
- WON, I., & BEVIS, M. (1987). **Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines.** *Geophysics*, v.52, n.2, p.232-238.
- ZALÁN, P. V., & OLIVEIRA, J. A. (2005). **Origem e evolução estrutural do sistema de Riftes.** *Boletim de Geociências da Petrobras*, v.13, n.2, p.269-300.