

Felipe Chagas dos Santos

**Estudo multi-geofísico da Elevação do Rio Grande
com enfoque na modelagem gravimétrica 2D do
embasamento da porção oeste.**

Brasil

11 de julho de 2022

Felipe Chagas dos Santos

**Estudo multi-geofísico da Elevação do Rio Grande com
enfoque na modelagem gravimétrica 2D do embasamento da
porção oeste.**

Projeto Final de Graduação apresentado ao curso
de graduação em Geofísica da Universidade Fe-
deral Fluminense como requisito para a obtenção
do grau de Bacharel em Geofísica.

Universidade Federal Fluminense - UFF
Departamento de Geologia e Geofísica
Graduação em Geofísica

Orientador: CMG Luiz Carlos Torres
Coorientador: Dr. Rodrigo Bijani

Brasil
11 de julho de 2022

Felipe Chagas dos Santos

Estudo multi-geofísico da Elevação do Rio Grande com enfoque na modelagem gravimétrica 2D do embasamento da porção oeste.

Projeto Final de Graduação apresentado ao curso de graduação em Geofísica da Universidade Federal Fluminense como requisito para a obtenção do grau de Bacharel em Geofísica.

Comitê composto pelos seguintes avaliadores:

CMG Luiz Carlos Torres (Orientador)
LEPLAC-CHM

Dr. Rodrigo Bijani (Coorientador)
GGO-UFF

Dr^a. Flora Ferreira Solon
GGO-UFF

Dr. Victor Ribeiro Carreira
UFF

Brasil
11 de julho de 2022

Agradecimentos

Agradeço à Deus, primeiramente, por permitir a conclusão desse projeto. Abençoando minha caminhada através da boa saúde e capacidade de superação dos obstáculos impostos pela dificuldade de conciliar um curso integral de cinco anos com uma carreira militar/profissional escolhidos por mim. Não seria exequível realizar o meu sonho sem o apoio de inúmeras pessoas as quais possibilitaram que essa jornada fosse menos penosa.

A minha mãe Marcilene por todo seu esforço em garantir a educação formal e moral das quais eu requisipei em muitos momentos com o propósito de assegurar a conclusão de todas as etapas envolvidas na formação superior.

Agradecimento especial ao meu marido Wellington por me apoiar nesses longos anos de estudos, suportando minhas ausências e me incentivando a seguir em frente.

Aos meus encarregados no Centro de Hidrografia da Marinha pelo incentivo dados a mim em relação à necessidade de aprimoramento profissional que se materializou na forma de licenças para frequentar aulas, realização de provas e trabalhos de campo.

Aos meus amigos da Marinha que sempre tiveram a disponibilidade de ajudar através de conselhos, incentivos, brincadeiras e trocas de plantão tão necessárias para permitir a frequência nas aulas. Nesse contexto um agradecimento especial à Marina Midori e ao Sub-Oficial Tadeu que foram fundamentais na minha condução no curso durante o primeiro ano.

Aos colegas do Leplac, no Centro de Hidrografia, especialmente o CMG Torres que disponibilizou seu tempo na orientação deste trabalho assim como no condicionamento dos dados aplicados.

Ao coorientador Professor Bijani, pela presença constante na pesquisa, apoiando minha proposta de trabalho sem deixar de pontuar os aspectos passíveis de correção e pela assertiva revisão do texto.

Finalmente, à Universidade Federal Fluminense, agradeço o incentivo ao estudo crítico, criterioso e inclusivo proporcionados a mim durante desenvolvimento acadêmico.

Resumo

A mais extensa feição positiva do assoalho marinho brasileiro, a Elevação do Rio Grande, separa as bacias oceânicas do Brasil a norte e da Argentina a sul e define o limite exterior oriental da Plataforma Continental Brasileira. As porções oeste, leste e central apresentam diferentes histórias geológicas associadas a intrincados processos tectônicos. A origem do seu embasamento não é conclusiva devido aos poucos estudos da região. A complexidade da Elevação do Rio Grande oferece alguns precedentes científicos bastante significativos. Dentre eles, a gravimetria regional e local permitem uma boa compreensão da subsuperfície em diferentes escalas. Com o propósito de contribuir com o avanço dos estudos na região este trabalho apresenta dois modelos gravimétricos 2D para o embasamento da porção oeste da Elevação do Rio Grande. Interpretações de linhas sísmicas foram utilizadas para condicionar os modelos propostos assim como uma análise regional através do modelo global de gravidade EIGEN 6C4 também foi considerada. Os modelos foram desenvolvidos através da utilização do *software Geosoft* da empresa Sequent por meio do pacote de extensões da rotina *GMSYS-2D*. Os resultados para a gravidade marinha correspondem ao comportamento gravimétrico regional apontado pelo *EIGEN-6C4*. O modelo de densidade bidimensional do setor oeste, resultado desta pesquisa, apresenta uma configuração não comportada da interface Moho, sugerindo características de transição entre crosta continental e crosta oceânica. O embasamento basáltico melhor ajustado por este trabalho estabelece alterações no padrão conceitual de embasamento da região, possivelmente associados à heterogeneidades ou alterações no relevo deste compartimento, que podem apresentar algum exagero, mas denotam um comportamento análogo a Moho mais rasa na Zona de Falha de Rio Grande, atividades mantélicas sob a Elevação do Rio Grande Oeste e afinamento do embasamento associado ao Canal Vema sugerindo antiga região de espalhamento oceânico como apontam alguns autores.

Palavras-chave: modelagem gravimétrica 2D, interpretação sísmica, Modelo Global de Gravidade, Elevação do Rio Grande.

Abstract

The most extensive positive feature of the Brazilian seabed, the Rio Grande Rise, separates the ocean basins of Brazil in the north from Argentina in the south and defines the eastern outer limit of the Brazilian Continental Shelf. The western, eastern and central portions have different geological histories associated with intricate tectonic processes. The origin of its basement is not conclusive due to the few studies in the region. The Complexity of the Rio Grande Rise presents some very significant scientific precedents. Among them, regional and local gravimetry allow a good understanding of the subsurface at different scales. In order to contribute to the advancement of studies in the region, this work presents two 2D gravimetric models for the basement of the Rio Grande Rise portion. Interpretations of seismic lines were used to condition the proposed models as well as a regional analysis through the global gravity model EIGEN-6C4 was also considered. The models were developed using the company's *software Geosoft*. The results for gravity assigned to the regional gravimetric behavior pointed out by *EIGEN-6C4*. The two-dimensional density model of the western sector, resulting from the research, presents a non-behaved configuration of the Moho interface, suggesting transition characteristics between this continental crust and oceanic crust. The basaltic basement best adjusted by this work establishes alterations in the conceptual basement pattern of the region, possibly associated with heterogeneities or alterations in the relief of this compartment, which may present some exaggeration, but denote a behavior similar to the shallower Moho in the Rio Grande Fault Zone, mantle activities under the Rio Grande Rise Oeste and thinning of the basement associated with the Vema Channel, suggesting an ancient region of oceanic spreading, as pointed out by some authors.

Keywords: two-dimensions gravimetric modeling, seismic interpretation, Global Gravity Model, Rio Grande Rise.

Sumário

1	Introdução	11
2	Geologia Regional	13
2.1	Gêneses da Elevação do Rio Grande	14
2.2	Geodinâmica	17
2.3	Descrição sedimentar, tectônica e morfológica por setor	17
3	Fundamentação Teórica	21
3.1	Teoria do Potencial	21
3.2	Potencial Gravitacional, da Gravidade e Centrífugo	21
3.2.1	O Potencial Gravitacional em Harmônicos Esféricos	24
3.2.2	Gravidade Real e Normal	26
3.2.3	Equipotenciais	27
3.2.4	Anomalia de gravidade	28
3.3	Método Gravimétrico	29
3.3.1	Reduções na Gravimetria Marinha	30
3.4	Método Sísmico	31
3.4.1	Aquisição Sísmica	32
3.4.2	Processamento Sísmico Básico	33
3.4.3	Interpretação Sismoestratigráfica	34
3.5	Modelagem Gravimétrica 2D	36
4	Metodologia	38
4.1	Área de estudo	38
4.2	Descrição dos dados	39
4.3	Fluxo de Trabalho	40
5	Resultados e Discussões	43
5.1	Modelo de Gravidade Global	43
5.1.1	Funcional <i>gravity_anomaly_cl</i>	43
5.1.2	Funcional <i>gravity_anomaly_bg</i>	44
5.2	Gravimetria Marinha	47
5.3	Modelo Gravimétrico 2D	48
5.3.1	Modelo 1	48
5.3.2	Modelo 2	49
5.3.3	Modelo Final Interpretado	50
6	Conclusões	52
	Referências	54

Listas de ilustrações

Figura 1 – Batimetria do Atlântico Sul a partir dos valores de profundidade fornecidos pelo General Bathymetric Chart of the Oceans. Perímetro coberto pela Elevação do Rio Grande é destacado. Informações baseadas em Praxedes (2020).	13
Figura 2 – Batimetria do Atlântico Sul a partir dos valores de profundidade fornecidos pelo General Bathymetric Chart of the Oceans. Perímetro coberto pela Elevação do Rio Grande é destacado. Informações baseadas em Praxedes (2020).	14
Figura 3 – Proposta de desenvolvimento da ERGC a partir da atividade do ponto quente Tristão da Cunha / Gough. Os triângulos representam furos de sondagem, os círculos pontos quentes, quadrados cadeia mesoceânica. Modificado de Gibson et al. (2005).	15
Figura 4 – <i>Crossplot U-Pb</i> . Espalhamento-elétron dos grãos de zircônio em rochas graníticas. Imagens das rochas graníticas retiradas da ERG. Modificado de Santos et al. (2019).	16
Figura 5 – A linha LEPLAC 500-0042 representa um levantamento de dados multi-geofísicos, assim como, o furo DSDP 516F em A e C representa a perfuração do <i>Deep Sea Drilling Project</i> . Modificado de Praxedes (2020) a linha foi interpretada em (D) considerando a sua proximidade em relação à região de levantamentos do DSDP descritos em (C). Detalhe para a legenda representando a descrição do poço em (E).	18
Figura 6 – Modificado de Constantino et al. (2017). Mapa das profundidades da Moho a partir de inversão gravimétrica.	20
Figura 7 – Terra representada como um elipsoide e com velocidade angular ω . O elemento p define a distância do ponto na superfície da Terra ao eixo de rotação Z . Projetando-o no plano XY, o ponto P pode ser definido por $(x, y, 0)$. Figura retirada de Ramalho (2019).	23
Figura 8 – Esquemática representativo da visão lateral da Terra elipsoidal. Passando dos polos ao equador, há uma considerável diminuição de g (setas vermelhas) devido à maior influência de a_C (setas verdes) e a_V é definido pelas setas azuis. Hofmann-Wellenhof e Moritz (2005). Figura retirada de Ramalho (2019).	27
Figura 9 – Esquema representativo das superfícies equipotenciais, altitudes geométrica (h) e ortométrica (H) e ondulação geoidal (N). (BARTHELMES, 2009a)	28
Figura 10 – Esquema representativo da aquisição multicanal a partir do ponto de tiro até o detector. (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002) e Telford et al. (1990).	32

Figura 11 – Ilustração do método CMP cujas posições da fontes S em relação aos sensores de aquisição são alteradas ao longo do levantamento sísmico. (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002)	32
Figura 12 – Cubo de dados sísmicos. Os eixos são representados de acordo com as etapas de processamento. (YILMAZ, 2001)	34
Figura 13 – Relação entre os padrões das terminações dos refletores e os estratos geológicos. (VAIL; JR; III, 1977)	35
Figura 14 – Seção poligonal representando um cenário geológico (ANDRADE; KONZEN, 2006)	36
Figura 15 – Representação poligonal da seção geológica da Fig. 14 (ANDRADE; KONZEN, 2006)	36
Figura 16 – Mapa geomorfológico da região estudada. Modificado de Alberoni et al. (2020). A linha vermelha em torno da ERG sinaliza o limite exterior da Plataforma Continental Brasileira.	38
Figura 17 – Área (A) onde está localizada a linha do Leplac com os dados utilizados na modelagem gravimétrica 2D para determinação do embasamento entre A e A' no detalhe em (B) (ALBERONI et al., 2020)	39
Figura 18 – Fluxograma com a ilustração das 4 etapas que compõem o procedimento seguido na modelagem.	41
Figura 19 – Anomalia Ar-livre extraída do ICGEM e apresentada de forma que os dados se distribuem em classes (A) e continuamente em tons de cinza (B). Os setores oeste, central e leste são observados nas dimensões do retângulo. O Rifte Cruzeiro do Sul e o Canal Vema estão representados no mapa.	45
Figura 20 – Anomalia Bouguer extraída do ICGEM e apresentada de forma que as anomalias se distribuem em classes (A) e continuamente em tons de cinza (B). Os setores oeste, central e leste são observados nas dimensões do retângulo. Além dos principais elementos morfológicos a linha de levantamentos Leplac está representada no mapa.	46
Figura 21 – Definição de horizontes para delimitar o fundo marinho e topo do embasamento acústico baseado no modelo de velocidade Leplac. A apresentação cruzada de anomalias amostradas <i>in situ</i> . Detalhe para a definição da extensão da linha em distância.	47
Figura 22 – Modelo 2D da Elevação do Rio Grande Oeste e adjacências. Apresenta-se a curva de dados calculados (<i>calculated</i>). Os valores de gravidade observados (<i>observed</i>) e a linha sísmica de tempo duplo como referências do modelo foram utilizados como parâmetros. Ajuste com erro (<i>Error</i>) 16,707 RMS. O exagero vertical (VE) e a escala (<i>Scale</i>) estão identificados.	48

Figura 23 – Heterogeneidades presentes no embasamento basáltico a partir da 2^a simulação da seção geológica. Apresenta-se a curva de dados calculados (*calculated*). Os valores de gravidade observados (*observed*) e a linha sísmica de templo duplo como referências do modelo foram utilizados como parâmetros. Ajuste com erro (*Error*) 6,757 RMS. O exagero vertical (VE) e a escala (*Scale*) estão identificados.

49

Figura 24 – Modelo de densidades da Elevação do Rio Grande Oeste e adjacências com indicações de profundidade das anomalias de densidade do embasamento crustal. A posição da Moho é indicada na figura.

51

Lista de tabelas

Tabela 1 – Resumo dos dados geofísicos disponíveis.	40
---	----

1 Introdução

A região de interesse desse estudo apresenta-se como um conjunto das maiores feições fisiográficas do Atlântico Sul estendendo-se por mais de 300 km^2 e seu contexto regional é responsável por delimitar a região oceânica de interesse econômico do Brasil.

Existem duas propostas de classificação para as expressivas feições batimétricas que se destacam nessa região. A proposta mais comum observada por Camboa e Rabinowitz (1984), divide a Elevação do Rio Grande em duas unidades morfológicas distintas. O seguimento central apresenta formato elíptico e tendência de elevação na sua porção central com profundidades médias em torno de 2000 metros. A porção leste estende-se no sentido norte-sul cerca de 600 km e, aproximadamente, paralela ao eixo da Dorsal Meso-Oceânica, o que segundo Praxedes (2020) é controlada por duas zonas de fratura. Estas unidades são separadas por um estreito plano abissal de 4400 metros (CAMBOA; RABINOWITZ, 1984). Entretanto a proposta de divisão da ERG em três unidades distintas é atribuída ao Sub-Comitê para Nomes de Estruturas Submersas (SCUFN) em inglês, operado pela Organização Hidrográfica Internacional (OHI). Baseado na *General Bathymetric Chart of the Oceans* (GEBCO). Portanto a ERG é compartimentada em três áreas com diferentes histórias geológicas: a Elevação do Rio Grande Oeste (ERGO) e a Elevação do Rio Grande Leste (ERGL) separadas pelo Canal de Vema, além da Elevação do Rio Grande Central (ERGC), mais elevada e localizada entre as regiões leste e oeste da Elevação do Rio Grande (PRAXEDES, 2020). As toponímias referentes à região, consideradas pelo SCUFN, foram adotadas pelo presente trabalho.

Os diferentes pontos de vista sobre a(s) origem(s) da ERG, em parte, devem-se aos escassos levantamentos de dados na região. Os esforços em pesquisa precisam ser enumerados para que o leitor se localize no espaço e no tempo a respeito do desenvolvimento de ideias que serão discutidas nesse trabalho. Os primeiros estudos sobre o conhecimento da ERG foram obtidos da iniciativa de projetos governamentais, acadêmicos e comerciais que incluem: levantamento sísmico de reflexão e refração por Leyden, Ludwig e Ewing (1971), descrição de perfil de poço do Deep Sea Drilling Project (DSDP) (BARKER, 1983), dados potenciais e sísmicos adquiridos pelo projeto Reconhecimento da Margem Continental (MOHRIAK et al., 2010) e complementados pelo Levantamento da Plataforma Continental (Leplac) (GOMES, 1992) e finalmente as linhas de reflexão sísmica associadas aos dados de poço do DSDP interpretadas por Gamboa e Rabinowitz (1981) e (CONSTANTINO et al., 2017). Recentemente, Praxedes (2020) aplicou a interpretação sismoestratigráfica, correlacionando as amostras de poço na região da ERGC, às sequências sedimentares observadas nas linhas sísmicas, obtidas pelo DSDP, reprocessadas a partir da técnica de migração por diferenças finitas. O que possibilitou uma proposta de modelo evolutivo descrevendo os eventos tectono-sedimentares responsáveis pela atual configuração da porção central da Elevação do Rio Grande.

Diante desses resultados e do acesso a dados globais de campos potenciais Mohriak et al. (2010) citou alternativas interpretações para a origem do arcabouço geológico da ERGC, dentre as quais: um grande corpo ígneo causado por pontos quentes (anomalia térmica do manto) ou uma crosta continental isolada e remanescente deixada pela margem continental brasileira durante a individualização das placas litosféricas Sul-Americana e Africana. Camboa e Rabinowitz (1984) acrescentam que a Elevação do Rio Grande Leste apresenta dinâmica diferente pois, sua forma alongada no sentido norte-sul e localização próxima à Dorsal Meso-Atlântica, inspira a teoria que esse corpo seria um centro de espalhamento abortado, principalmente, por compartilhar uma posição similar em relação à orientação de outro corpo geológico submerso localizado na região oposta ao centro de espalhamento meso-atlântico referido aqui como Dorsal de Walvis. Apesar de poucos dados, Praxedes e Castro (2020) inferiram, por meio da correlação entre sequencias sismoestratigráficas, que a elevação do Rio Grande Oeste sofreu os mesmos esforços tectônico-sedimentares atuantes sobre o setor central responsáveis pela sua atual configuração.

Diante dos desafios mencionados até aqui, propomos neste trabalho uma investigação mais detalhada sobre o embasamento da porção oeste da ERG. Para isso, utilizamos dados de gravidade e sísmicos disponibilizados pelo projeto de Levantamento da Plataforma Continental (LEPLAC)¹ para modelar o embasamento da região através do *Geosoft*, da empresa Sequent, a fim de contribuir com o aumento de pesquisas na área ao desenvolver um modelo de densidades referente à Elevação do Rio Grande Oeste e definir a Elevação do Rio Grande de forma geral, sob o ponto de vista geofísico, ao analisar os resultados da gravimetria de ampla cobertura do ICGEM (*International Centre for Global Earth Models*).

¹ O projeto foi instituído pelo Governo em 1989 e executado pela Marinha do Brasil, Petrobrás e Instituições de Pesquisa brasileiras com o objetivo de estabelecer o limite exterior da Plataforma Continental a fim de definir a área marítima, além das 200 milhas, na qual o Brasil exercerá direitos de exploração e o aproveitamento dos recursos naturais do leito e subsolo marinhos em consonância com os tratados estipulados pela Comissão de Limites da Plataforma Continental da Organização das Nações Unidas. O banco de dados de prospecção geofísica, resultado desses levantamentos, está disponível na Diretoria de Hidrografia da Marinha.

2 Geologia Regional

A Elevação do Rio Grande (ERG) consiste em altos estruturais, cortados por cordilheiras, observados a partir do assoalho marinho, não associados a atuação de terremotos, portanto, característicos de uma região assísmica (CAMBOA; RABINOWITZ, 1984). De acordo com a Fig. 1 é possível observar que sua extensão encontra-se submersa no Oceano Atlântico Sul a leste da Plataforma Continental Sul-Americana a 1.300 km do Estado do Rio Grande do Sul (PRAXEDES, 2020). Sua localização controla o limite oriental da região sobre o domínio jurídico brasileiro (ALBERONI et al., 2020). A sua morfologia é delimitada inteiramente pela zona de fratura do Rio Grande (ZFR) a norte e parcialmente pela zona de fratura Meteor (ZFM) a sul que são elementos estruturais identificados na Fig. 2. Ademais, o platô do setor central da ERG consiste em elemento estrutural responsável pela separação das bacias oceânicas da Argentina a sul e do Brasil a norte segundo Camboa e Rabinowitz (1984). Além de avizinhar as seguintes bacias sedimentares da margem continental brasileira: Pelotas, Santos e Campos, compartimentadas pelo Alto de Florianópolis e o Alto de Cabo Frio de acordo com Praxedes (2020).

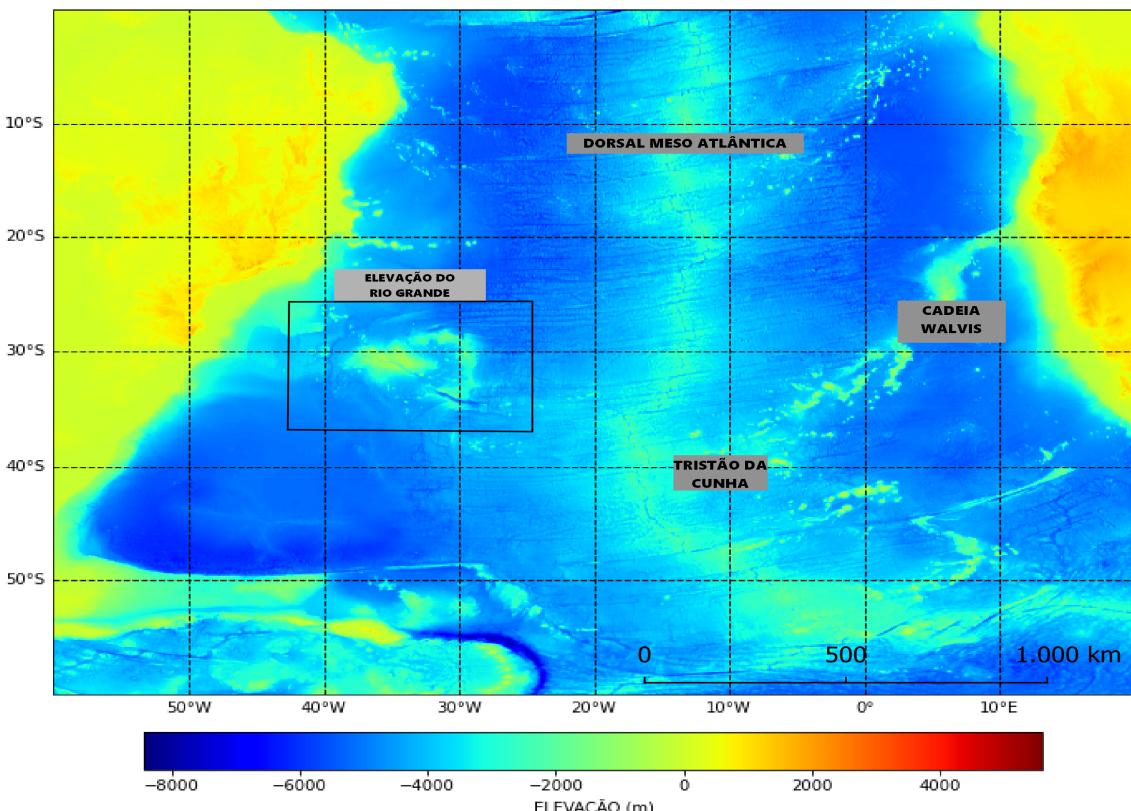


Figura 1 – Batimetria do Atlântico Sul a partir dos valores de profundidade fornecidos pelo General Bathymetric Chart of the Oceans. Perímetro coberto pela Elevação do Rio Grande é destacado. Informações baseadas em Praxedes (2020).

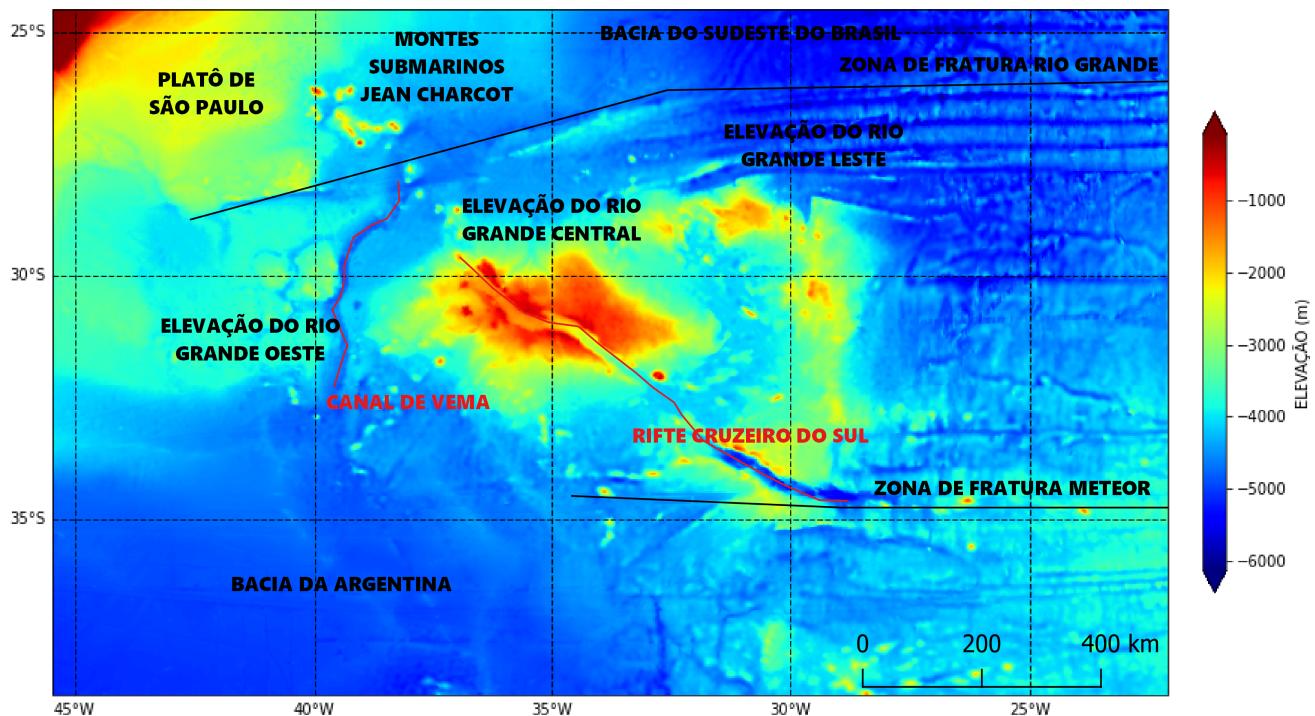


Figura 2 – Batimetria do Atlântico Sul a partir dos valores de profundidade fornecidos pelo General Bathymetric Chart of the Oceans. Perímetro coberto pela Elevação do Rio Grande é destacado. Informações baseadas em Praxedes (2020).

2.1 Gêneses da Elevação do Rio Grande

Os processos geodinâmicos envolvidos na formação dos continentes Sul-Americano e Africano permitiram o surgimento do oceano Atlântico e inúmeras estruturas sobre a crosta oceânica em torno de 130 Ma (GALVÃO; CASTRO, 2017). Provavelmente, a responsabilidade pelo processo de quebra do supercontinente Gondwana na região sudoeste e sua consequente separação é atribuída a processos distensivos da crosta associados a pontos quentes em subsuperfície (GALVÃO; CASTRO, 2017). Este ponto de fraqueza permitiu a exsudação de material mantélico, possibilitando a construção das cadeias de ilhas vulcânicas (WILSON, 1963). Segundo Barker (1983), as ERGC e ERGL seriam parte de uma extensa trilha de ilhas localizadas a oeste do continente africano, iniciando na região da costa da África até as ilhas de Tristão da Cunha e Gough observadas na Fig. 1. Para O'Connor e Duncan (1990) a cadeia de Walvis e as ERGC e ERGL estão conectadas pela pluma Tristão da Cunha-Gough. Portanto, essa seria sua origem e permitiria reconstituir sua dinâmica de formação demonstrada pela Fig. 3.

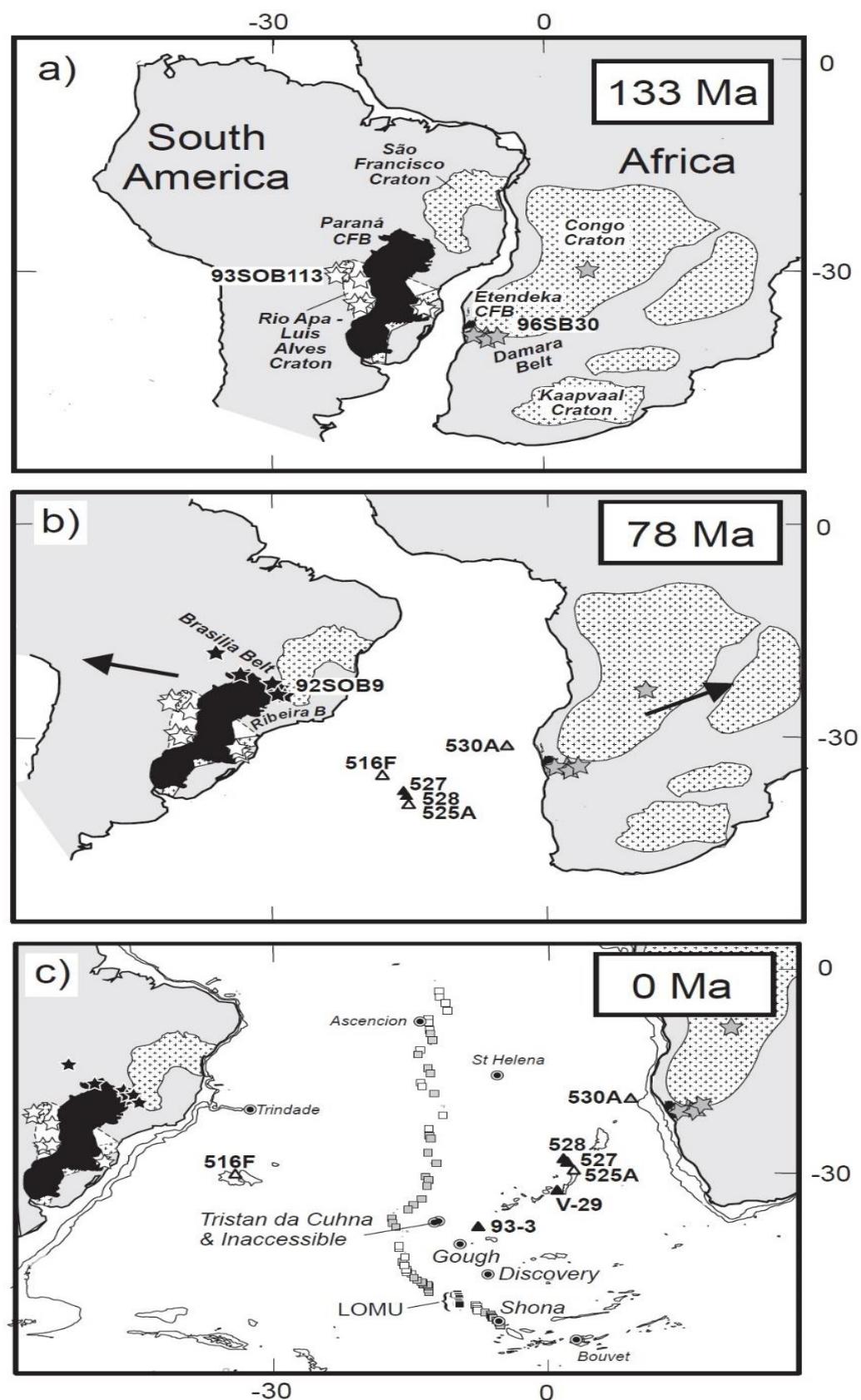


Figura 3 – Proposta de desenvolvimento da ERGC a partir da atividade do ponto quente Tristão da Cunha / Gough. Os triângulos representam furos de sondagem, os círculos pontados, quadrados cadeia mesoceânica. Modificado de Gibson et al. (2005).

O entendimento a respeito da origem da ERGC foi ampliado a partir da coleta de rochas de origem continental (gnaisses e granitos) em 2011, durante um levantamento do Serviço Geológico Brasileiro (SGB/CPRM). As amostras de rochas graníticas de 1430-480Ma e o gabro de 2200Ma, todos datados pelo método (Zircão Urânio/Chumbo), representadas pelo *Crossplot U-Pb* da Fig. 4, podem revelar que a separação do Gondwana sudoeste deixou frações continentais no transcurso de sua deriva (SANTOS et al., 2019). O resultado dessas pesquisas ainda não é conclusivo pois, essas rochas cristalinas devem ter sido incorporadas por intrincados processos de ruptura de crosta continental, atuação da pluma e ampliação das margens continentais (SANTOS et al., 2019). Apesar de Pushcharovsky (2013) indicar as ERGC e ERGL como parte de um micro-continente, Altenbernd, Jokat e Geissler (2019) concluíram, baseado em resultados preliminares de sísmica de refração, que seu modelo de ondas compressional (*P-Wave Model*) é mais compatível com uma resposta esperada para um platô oceânico do que para uma crosta continental.

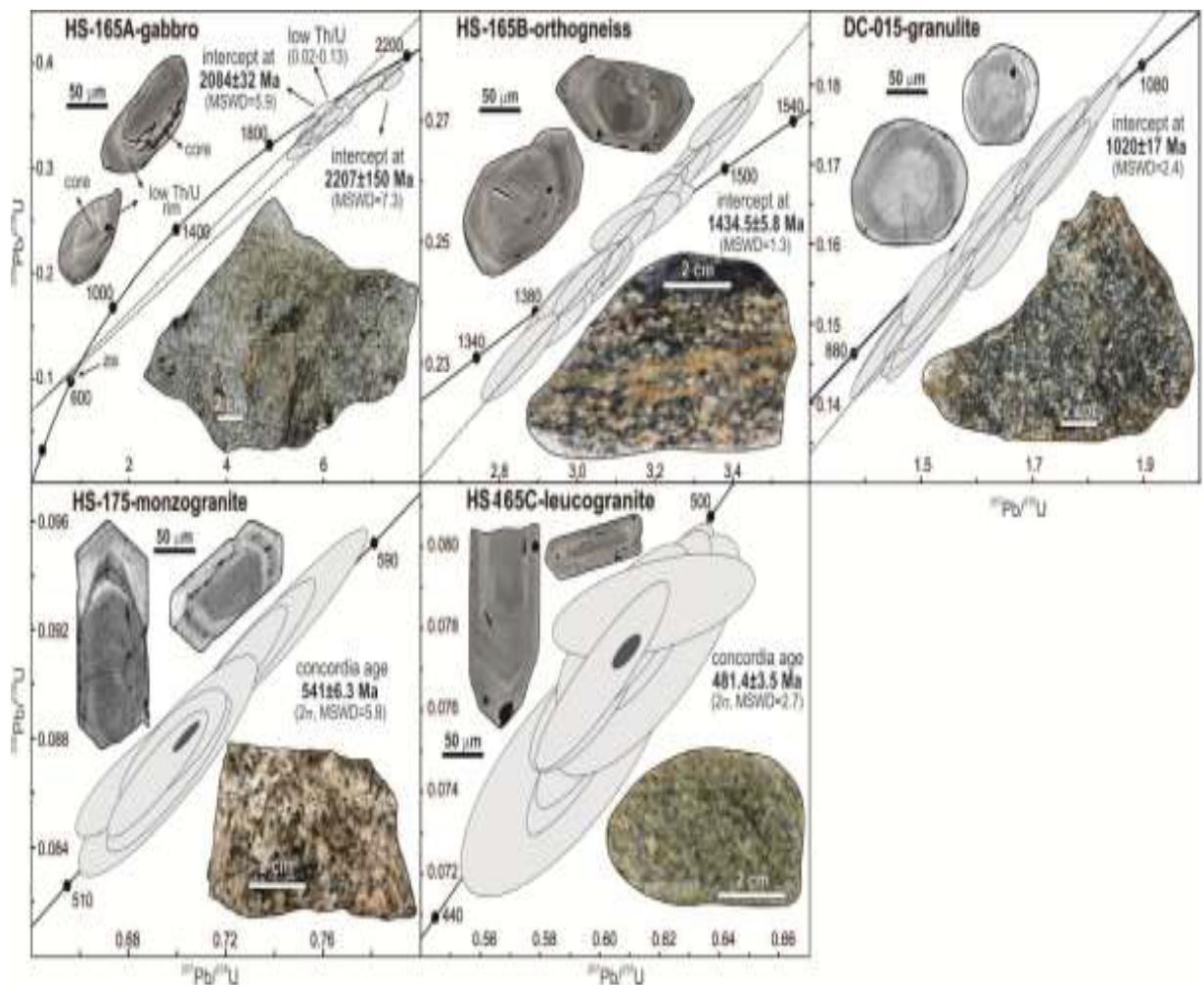


Figura 4 – *Crossplot U-Pb*. Espalhamento-elétron dos grãos de zircônio em rochas graníticas. Imagens das rochas graníticas retiradas da ERG. Modificado de Santos et al. (2019).

2.2 Geodinâmica

A integração dos dados do furo DSDP 516F e o conjunto de horizontes interpretados a partir das linhas sísmicas levantadas pelo Deep Sea Drilling Project (Fig. 5C), permitiram Praxedes (2020) definir cinco estágios tectônico-sedimentares constituintes da geodinâmica da região:

- a) derramamento de basalto atribuído à formação das ERGC e ERGL no Coniaciano/Sentoniano (89,8 a 83,6 Ma);
- b) dinâmica extensiva causada por distensionamento da crosta pelo evento rifte sobre o contexto de soerguimento vulcânico;
- c) sedimentação de material clástico de origem explosiva (brecha) e cinzas sobre terrenos das ERGC e ERGL submetidos à exposição sub-aérea;
- d) cessão de fase tectônica com posterior subsidência termal, erosão e sedimentação sofrida por toda sua extensão e
- d) deposição de camadas sedimentares em ambiente pelágico e remobilizadas por falhas.

2.3 Descrição sedimentar, tectônica e morfológica por setor

A ERG Central, apresentada na Figura 2, possui espessura crustal de até 30 km de acordo com a modelagem isostática proposta por Ussami et al. (2013). A estimativa obtida através da inversão gravimétrica varia entre 15 e 23 km de espessura (Fig. 6) (CONSTANTINO et al., 2017). Segundo as análises de Fodor, HUSLER e Kumar (1977) também são encontradas na região nódulos máficos similares aos observados em Tristão da Cunha e Gough. As unidades VII e VIII do perfil interpretado do furo 516F do DSDP localizado na área centro conforme a Fig. 5C indicam a presença de basaltos alcalinos com 80-87Ma no embasamento a 1250 metros segundo Praxedes (2020) assim como Fodor, HUSLER e Kumar (1977). O intervalo entre as unidades VI e II (80-20Ma) apresentadas na Fig. 5E, indicam pacotes sedimentares de 646 m, dentre os quais, rochas calcárias biogênicas com algumas amostras de turbiditos, brechas e cinzas vulcânicas que estão presentes nesse registro sob a espessa camada I de 193 m de oólitos depositados nos últimos vinte milhões de anos (PRAXEDES, 2020). A existência de um graben assimétrico constituído de blocos rotacionados na direção SW denota que sua origem está relacionada a movimentos extensivos do final do Cretáceo ao Mioceno e provavelmente até os dias atuais (PRAXEDES, 2020).

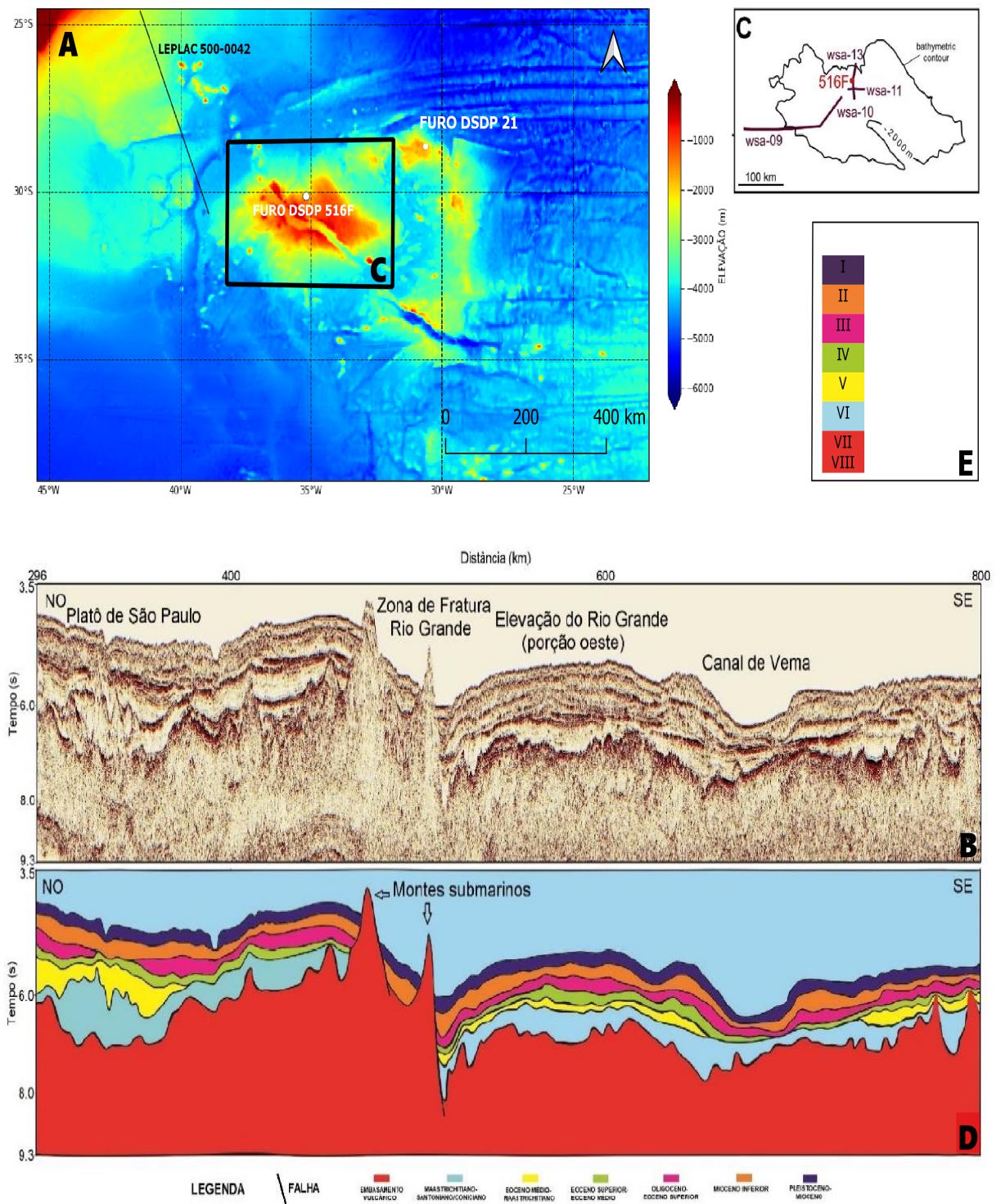


Figura 5 – A linha LEPLAC 500-0042 representa um levantamento de dados multi-geofísicos, assim como, o furo DSDP 516F em A e C representa a perfuração do *Deep Sea Drilling Project*. Modificado de Praxedes (2020) a linha foi interpretada em (D) considerando a sua proximidade em relação à região de levantamentos do DSDP descritos em (C). Detalhe para a legenda representando a descrição do poço em (E).

A ERG Leste, também representada na Fig. 2, foi definida por Camboa e Rabinowitz (1984) como um corpo extenso de tendência norte-sul. Esta estrutura é paralela ao centro de espalhamento do Atlântico-Sul apresentando 2000 metros de altura em relação ao fundo do mar. A ERG leste está localizada entre duas importantes zonas de fraturas. A norte, a zona de fratura do Rio Grande é bem definida e formada por altos estruturais que se estendem próximo à Dorsal de Walvis e a sul pela Zona de Fratura Meteor também bem definida, especialmente quando analisada através dos dados batimétricos. Apesar de não atingir o embasamento, Detrick, Sclater e Thiede (1977), analisando os dados do furo DSDP 21 coletados sobre o limite noroeste da ERG Leste localizado na Figura 5A, estimaram que 130 metros de sedimentos estão presentes sobre o embasamento de pelo menos 71 Ma. Cinzas provocadas por eventos vulcânicos do Eoceno Médio de 46 Ma associadas a depósitos de turbiditos foram responsáveis pelas rochas dragadas na região leste da ERG (GALVÃO; CASTRO, 2017).

Os segmentos central e leste da ERG são cortados na direção noroeste-sudeste pelo Rifte Cruzeiro do Sul (RCS), observado na Fig. 2. Este trata-se de um lineamento de 1500 km de comprimento, 10 a 20 km de largura e relevo com até 2 km de elevação atingindo 1 km de profundidade (PRAXEDES, 2020). O Alto de Cabo Frio considerado o divisor estrutural das bacias petrolíferas mais produtivas do Brasil, é considerado por Sharma (1993) a sua extensão em terra. Esse graben tem sido classificado como zona de cisalhamento localmente afetada por intrusões ígneas e movimentos transcorrentes provocados pela acomodação das placas tectônicas entre o Paleógeno e o Neógeno (MOHRIAK et al., 2010). Uma modelagem gravimétrica 3D do embasamento realizada por Constantino et al. (2017) indica que a crosta ígnea alcança uma profundidade de 5 km na porção leste do RCS e 6.4 km na porção central. Observa-se ao longo do RCS a presença de montes submarinos e *guyots*¹ segundo Barker (1983), cujas rochas do Eoceno Médio foram definidas como basaltos alcalinos por Fodor, HUSLER e Kumar (1977). A feição é bem marcada nos mapas de anomalia negativa de gravidade (BARKER, 1983), assim como nas composições regionais de anomalia de ar-livre. Segundo a interpretação sísmica de Mohriak et al. (2010) há sedimentação entre o Eoceno e o Oligoceno sobre os seus vales e flancos, assim como, camadas de sedimentos vulcânicos do Eoceno.

¹ De acordo com Hasui et al. (2012), guyots são casos específicos de montes submarinhos de no máximo 100 metros de elevação originários de pontos quentes próximos a zonas de falhas e tem seus topos ainda não erodidos por serem mais recentes.

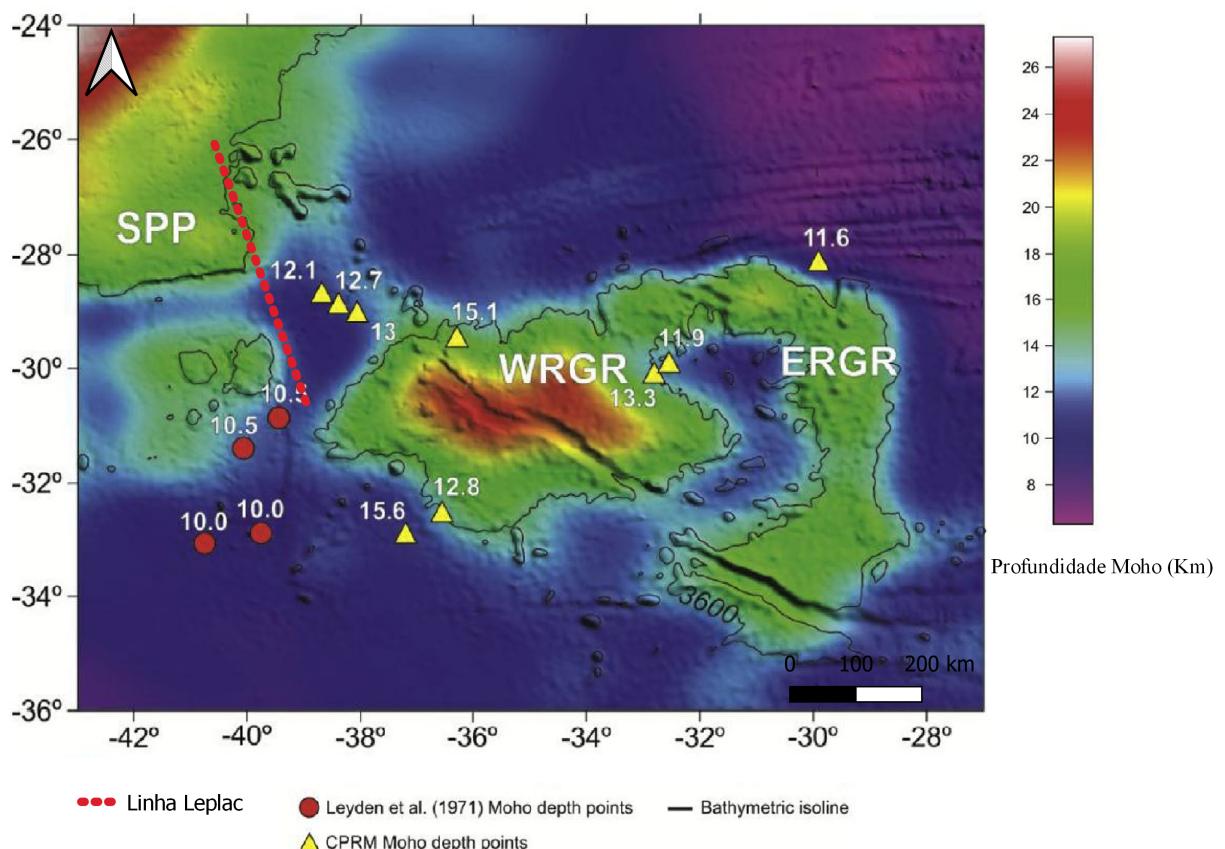


Figura 6 – Modificado de Constantino et al. (2017). Mapa das profundidades da Moho a partir de inversão gravimétrica.

A Elevação do Rio Grande Oeste é caracterizada como uma elevação que atinge 3000 m de profundidade cujo em torno alcança 4000 m encaixada no Platô de Santa Catarina (JECK et al., 2020). Destaca-se a presença de montes submarinos que se elevam sobre o fundo do mar (PRAXEDES; CASTRO, 2020). A Região oeste do Canal de Vema e leste da Zona de Fratura Rio Grande (ZFR) compõe parte da estrutura complexa da margem continental sudeste brasileira. Embora o setor oeste seja pouco estudado, ocorreram esforços recentes de Praxedes e Castro (2020) para correlacionar sua estrutura com as regiões adjacentes (Fig. 5D). Supõe-se que as características tectônicas e sedimentares descritas sobre a ERG central se assemelham às encontradas na ERG oeste, com particular destaque para os altos do embasamento que afloraram através do fundo marinho. Esta morfologia está associada aos eventos do Eoceno e uma sequência sedimentar de seis horizontes sísmicos interpretados (Fig. 5E), que sofrem basculamento a leste e são menos proeminentes a oeste. Sobre o manto litosférico, a modelagem de Constantino et al. (2017) indicou profundidades entre 18 e 10.5 km.

A complexidade geológica regional indicada pela ERG que apresenta estruturas semelhantes a meso-oceânica (ERGL), platô oceânico de origem ígnea e/ou continental (ERGC) e montes submarinos do Eoceno (ERGO) inspira mais estudos a respeito da natureza do seu embasamento.

3 Fundamentação Teórica

Este capítulo é responsável em detalhar a teoria que define os conceitos básicos desenvolvidos na obtenção dos dados e da modelagem que serão abordados ao longo da metodologia e resultados. Os dados gravimétricos e sísmicos compõem os principais elementos para a interpretação geofísica neste trabalho.

3.1 Teoria do Potencial

Inicialmente destacamos o significado aplicado ao Teorema de Helmholtz, segundo o qual refere-se, resumidamente, que qualquer campo vetorial \mathbf{B} pode ser representado, diante de certas condições de contorno, pela seguinte expressão:

$$\nabla B(x, y, z) = \nabla U(x, y, z) + \nabla \times A(x, y, z), \quad (3.1)$$

em que U representa a função escalar definida a partir de uma posição no sistema cartesiano identificado pelos eixos (x, y, z) , ∇ o operador diferencial Nabla e A é uma função vetorial nomeada potencial vetorial. Segundo Hofmann-Wellenhof e Moritz (2005), as condições de contorno devem ser satisfeitas para anular as quantidades referidas no infinito. Sendo o potencial vetorial U nulo, o campo vetorial $B(x, y, z)$ torna-se conservativo¹. Esta condição permite que $B(x, y, z)$ seja definido, unicamente, calculando o gradiente de $U(x, y, z)$ representada pela expressão à esquerda do sinal de igualdade da Eq. 3.1. Rotineiramente, $U(x, y, z)$ é nomeada função potencial. Quanto à gravidade, $B(x, y, z)$ é definido como o campo gravitacional produzido por uma fonte de massa arbitrária. A função potencial de $B(x, y, z)$ é chamada de Newtoniana ou Gravitacional (BLAKELY, 1996). Os campos vetoriais são calculados a partir das suas respectivas funções potenciais, o que justifica o fato dessas funções estarem incluídas no grupo dos métodos potenciais. O desenvolvimento deste tema foi observado mais detalhadamente por Blakely (1996), Hofmann-Wellenhof e Moritz (2005), Torge (2001) e Torge e Müller (2012).

3.2 Potencial Gravitacional, da Gravidade e Centrífugo

A partir da teoria do potencial, podemos definir o potencial da gravidade, cujo conceito permite estabelecer o vetor gravidade. A definição do potencial está associada ao trabalho realizado por uma força sobre um corpo ou partícula imerso(a) em um campo vetorial de maneira que possa deslocá-lo(a). O trabalho considerado neste contexto é o mesmo definido em Knight

¹ o trabalho realizado pela força produzida pelo campo $B(x, y, z)$ para mover uma partícula depende somente do ponto inicial e final.

(2000). Conhecer a trajetória realizada pelo corpo durante o deslocamento é irrelevante, caso o campo vetorial seja conservativo.

A teoria do potencial abarca o estudo de funções harmônicas, ou seja, funções contínuas e diferenciáveis que satisfazem a equação de *Laplace* (GUIDORIZZI, 2000), expressas por:

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial^2 F}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 F}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 F}{\partial z^2} \right) &= \nabla^2 F \\ \nabla^2 F &= 0, \end{aligned} \quad (3.2)$$

onde ∇^2 é o operador Laplaciano e F é uma função genérica (BRAUN; GOLUBITSKY, 1983). Toda função que satisfaz a equação de *Laplace* (equação 3.2) é uma função harmônica.

Considerando a definição de potencial citada, é possível definir superfícies de referência para a função escalar F de acordo com a equação 3.2. Dentre as opções, são elaboradas duas superfícies que representam o formato da Terra: a *Terra Real* e *Terra Normal*.

Terra Real: Representa o corpo sólido da Terra, limitada basicamente pela sua superfície física que divide massas litosféricas e líquidas da sua atmosfera. O limite entre crosta e oceanos é representado pelo assoalho oceânico (TORGE; MÜLLER, 2012). Devido às complexas irregularidades da superfície da Terra Real (topografia continental e do assoalho oceânico) e sua impossibilidade de representação analítica, foi definida a *Terra Normal*.

O potencial gravitacional da Terra Real (V) em um ponto estabelecido sobre ou fora da superfície da Terra, correspondente a uma distribuição de densidade interna $\rho(r')$, é definido por (HOFMANN-WELLENHOF; MORITZ, 2005):

$$V = G \int_{Terra\ Real} \frac{\rho(r') dv'}{|r - r'|}, \quad (3.3)$$

sendo G a constante de gravitação universal, equivalente a $6,672 \times 10^{-11} m^3 kg^{-1}$ no *Sistema Internacional* (SI); r é vetor referente ao ponto de observação; r' é o vetor posição associado ao elemento de volume dv' a ser integrado sobre todo o volume da Terra Real. Ao aplicar o operador Laplaciano ao potencial gravitacional V , da mesma forma ao que foi feito para a função genérica F (equação 3.2), obtém-se:

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \right) &= \nabla^2 V \\ \nabla^2 V &= 0. \end{aligned} \quad (3.4)$$

Sendo a equação 3.2 satisfeita por V , a conclusão é que trata-se de um potencial harmônico.

O potencial centrífugo (Φ), exercido pela rotação da Terra em torno do seu eixo, é indicado por (TORGE; MÜLLER, 2012):

$$\Phi = \frac{1}{2} \omega^2 p^2, \quad (3.5)$$

em que ω é a velocidade angular de rotação da Terra e p é a distância do ponto na superfície física do planeta ao eixo de rotação **Z**, dado por $p = \sqrt{x^2 + y^2}$ de acordo com a Fig. 7.

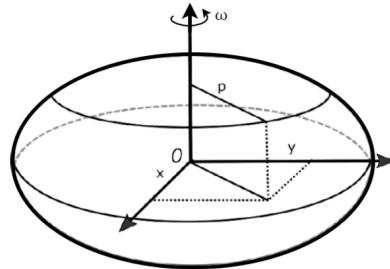


Figura 7 – Terra representada como um elipsoide e com velocidade angular ω . O elemento p define a distância do ponto na superfície da Terra ao eixo de rotação **Z**. Projetando-o no plano **XY**, o ponto P pode ser definido por $(x, y, 0)$. Figura retirada de Ramalho (2019).

A aplicação do operador Laplaciano a Φ define:

$$\left(\frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial z^2} \right) = \nabla^2 \Phi \quad (3.6)$$

$$\nabla^2 \Phi = 2\omega^2.$$

A relação 3.6 denota que Φ não satisfaz a equação 3.2 e que, portanto, não é um potencial harmônico. É importante observar que Φ age somente sobre corpos vinculados a Terra (região compreendida dentro da distância conferida ao raio terrestre R) (ESCOBAR, 2000). Portanto, corpos que não sofram o efeito de rotação da Terra estão sujeitos apenas a V (TORGE; MÜLLER, 2012). A combinação linear entre os potenciais gravitacional e centrífugo resulta no potencial de gravidade ou geopotencial (W) da Terra Real (HOFMANN-WELLENHOF; MORITZ, 2005). Portanto, é possível definir W de acordo com a soma das equações 3.3 e 3.5:

$$W = V + \Phi. \quad (3.7)$$

Ao aplicar o operador Laplaciano sobre o potencial de gravidade W , obtém-se o mesmo resultado da relação 3.6, conferindo a esse a categoria de potencial não harmônico.

Terra Normal: Consiste em uma superfície fictícia que se estende por baixo dos continentes. A sua geometria é a de um elipsoide de revolução. A Terra Normal possui a massa e velocidade angular ω da Terra Real, sua origem coincide com o centro de massa médio da Terra, e o semieixo menor b , coincide com o eixo de rotação médio da Terra. Finalmente, sua superfície limitante é equipotencial do seu próprio campo de gravidade (HOFMANN-WELLENHOF; MORITZ, 2005) e analiticamente igual ao potencial $U = U_0$ (ESCOBAR, 2000).

O resultado da combinação linear entre o seu potencial gravitacional \tilde{V} e o potencial centrífugo Φ define o potencial de gravidade normal U , referente à Terra Normal.

$$U = \tilde{V} + \Phi. \quad (3.8)$$

O símbolo \sim foi usado para diferenciar este potencial gravitacional produto dos efeitos gravitacionais da Terra Normal daquele referente à Terra Real. É possível definir uma função para \tilde{V} semelhante à equação 3.3:

$$\tilde{V} = G \int_{\text{Terra Normal}} \frac{\tilde{\rho}(r') dv'}{|\mathbf{r} - \mathbf{r}'|}, \quad (3.9)$$

em que $\tilde{\rho}(r')$ refere-se à distribuição de densidade interna da Terra Normal. Observe que o potencial centrífugo é o mesmo da Terra Real por definição (HEISKANEN; MORITZ, 1967) (Eq. 3.7). O fato de Φ ser idêntico em ambos os casos se dá pela definição das condições e parâmetros impostos ao elipsoide de referência escolhido, que são equivalentes à Terra Real. Analogamente a W , U não satisfaz a equação 3.2, logo não é um potencial harmônico.

3.2.1 O Potencial Gravitacional em Harmônicos Esféricos

O potencial de gravidade de um corpo com distribuição de massas homogênea e geometria simplificada admite, em geral, uma representação matemática exata. Contudo, o potencial de um corpo com distribuição de massas heterogênea e forma geométrica complexa como a Terra apenas pode ser obtido através de aproximações. Em geral, estas aproximações podem ser expressas matematicamente por meio de séries descritas em coordenadas esféricas (r, ϕ, λ) , ou seja, raio, colatitude e longitude, respectivamente, onde o número de termos depende da resolução dos dados, indicando o grau de aproximação (MOLINA, 2001). Muitas são as alternativas para representar uma função por meio de séries de potências. Nesta etapa, trataremos com maior especificidade da expansão em harmônicos esféricos.

Os harmônicos esféricos são funções harmônicas que representam a variação espacial de um conjunto ortogonal de soluções da equação 3.2, ao considerar que a Terra tem o formato de uma esfera de raio R . Portanto, a análise em harmônicos esféricos, permite representar uma função qualquer a partir de um conjunto de coeficientes a serem determinados por meio de um método de otimização (TORGE; MÜLLER, 2012). Com o efeito, é possível utilizar a expansão em harmônicos esféricos para representar o potencial gravitacional em qualquer localidade da Terra (BLAKELY, 1996). Assumindo a notação de Hofmann-Wellenhof e Moritz (2006), a equação 3.4 em coordenadas esféricas é dada por:

$$\begin{aligned} \nabla^2 V(r, \phi, \lambda) &= 0 \\ \nabla^2 V(r, \phi, \lambda) &= r^2 \frac{\partial^2 V}{\partial r^2} + 2r \frac{\partial V}{\partial r} + \frac{\partial^2 V}{\partial \phi^2} + \cot \phi \frac{\partial V}{\partial \phi} + \frac{1}{\sin^2 \phi} \frac{\partial^2 V}{\partial \lambda^2}. \end{aligned} \quad (3.10)$$

Utilizando o método de separação de variáveis para resolver a equação 3.10, obtém-se:

$$V(r, \phi, \lambda) = f(r) Y(\phi, \lambda), \quad (3.11)$$

sendo $f(r)$ a componente radial da equação e $Y(\phi, \lambda)$, a componente angular. Substituindo a equação 3.11 na equação 3.10, dividindo por $f Y$ e reagrupando os termos de forma que apenas a função radial fique no lado esquerdo e a função angular no lado direito da igualdade, tem-se:

$$\frac{1}{f} (r^2 f'' + 2rf') = -\frac{1}{Y} \left(\frac{\partial^2 Y}{\partial \phi^2} + \cot \phi \frac{\partial Y}{\partial \phi} + \frac{1}{\sin^2 \phi} \frac{\partial^2 Y}{\partial \lambda^2} \right). \quad (3.12)$$

Como o lado esquerdo da igualdade depende apenas de r e o lado direito de ϕ e λ , ambos devem ser iguais a uma constante. Portanto, é possível resolver a componente radial $f(r)$ da seguinte forma:

$$\frac{1}{f} (r^2 f'' + 2rf') = n(n+1), \quad (3.13)$$

onde denota-se a constante por $n(n+1)$. As possíveis soluções para a equação 3.13 são r^n e $r^{-(n+1)}$, onde a primeira está associada a regiões internas à Terra e a segunda, exteriores à ela. Dessa forma, V pode ser representado por:

$$V = \begin{cases} r^n Y_n(\phi, \lambda) & \rightarrow r < R \\ \frac{Y_n(\phi, \lambda)}{r^{n+1}} & \rightarrow r > R \end{cases}, \quad (3.14)$$

sendo R o raio equatorial de referência da Terra. As soluções de V , representadas pelas equações 3.14, são denominadas harmônicos esféricos sólidos. Já a parte angular Y_n é chamada de harmônicos esféricos de superfície. Retomando a equação 3.12 e igualando o seu lado direito, ou seja, a componente angular à constante supracitada, tem-se:

$$-\frac{1}{Y} \left(\frac{\partial^2 Y}{\partial \phi^2} + \cot \phi \frac{\partial Y}{\partial \phi} + \frac{1}{\sin^2 \phi} \frac{\partial^2 Y}{\partial \lambda^2} \right) = n(n+1). \quad (3.15)$$

Aplicando novamente a separação de variáveis, desmembramos $Y_n(\phi, \lambda) = g(\phi) h(\lambda)$ e substituímos na equação 3.15, obtém-se:

$$\frac{\sin \phi}{g(\phi)} [\sin \phi g''(\phi) + \cos \phi g'(\phi) + n(n+1) \sin \phi g(\phi)] = -\frac{h''(\lambda)}{h(\lambda)} = m^2, \quad (3.16)$$

em que o termo à esquerda da igualdade é uma função dependente apenas de ϕ e à direita, de λ . Ambos devem ser iguais a uma constante, no caso m^2 . A partir de algumas considerações e arranjos matemáticos, que podem ser verificadas em Heiskanen e Moritz (1967), é possível representar o potencial gravitacional em harmônicos esféricos:

$$V(r, \phi, \lambda) = \frac{GM}{r} \sum_{n=0}^{n_{\max}} \sum_{m=0}^n \left(\frac{R}{r}\right)^n P_{nm}(\sin \phi) (C_{nm}^W \cos m\lambda + S_{nm}^W \sin m\lambda), \quad (3.17)$$

em que GM é o produto da constante gravitacional e da massa da Terra; P_{nm} são as funções de *Lengendre* normalizadas; (C_{nm}^W, S_{nm}^W) os coeficientes normalizados; (n, m) são grau e ordem dos harmônicos esféricos (BARTHELMES, 2009a). As soluções periódicas para cada coordenada depende dos dois inteiros (n, m) e é dada em termos de funções trigonométricas e dos polinômios associados de *Legendre*. Segundo a equação 3.17, os coeficientes C_{nm} e S_{nm} devem expressar com a maior aproximação possível a distribuição de massas da Terra, para que o modelo do potencial seja representado corretamente. A determinação de tais coeficientes é obtida por meio da resolução de sistemas lineares envolvendo os dados observados obtidos de multi-plataformas (BARTHELMES, 2009a). Interessante mencionar que os *Modelos Globais de Gravidade* (MGG) utilizam essa construção, como o caso do *Eigen 6C4*, o MGG utilizado neste trabalho para gerar os dados de gravidade em escala regional.

3.2.2 Gravidade Real e Normal

O vetor gravidade \mathbf{g} , a partir da Terra Real em um determinado ponto, é definido como o *gradiente* do potencial de gravidade exercida por unidade de massa (HOFMANN-WELLENHOF; MORITZ, 2005).

$$\mathbf{g} = \nabla W. \quad (3.18)$$

A gravidade é uma grandeza vetorial interpretada como aceleração devido às interações entre massas. Assim, o vetor gravidade contém a aceleração da gravidade em *Gal*, em referência a *Galileu Galilei* onde $1\text{gal} = 1\text{cm.s}^{-2}$ (HOFMANN-WELLENHOF; MORITZ, 2005). Na superfície terrestre, nota-se uma variação na magnitude da gravidade de cerca de 5 Gal, sendo menor na região equatorial e maior nos polos. Essa variação é resultado da componente centrífuga da gravidade (ESCOBAR, 2000).

Substituindo a equação 3.7 na 3.18, verifica-se que o vetor gravidade \mathbf{g} é expresso pela combinação linear de \mathbf{a}_V e \mathbf{a}_C , da seguinte forma:

$$\mathbf{g} = \underbrace{\mathbf{a}_V}_{\mathbf{a}_V} + \underbrace{\mathbf{a}_C}_{\mathbf{a}_C}, \quad (3.19)$$

sendo \mathbf{a}_V denominado aceleração gravitacional ou atração gravitacional (HOFMANN-WELLENHOF; MORITZ, 2005) e \mathbf{a}_C a aceleração centrífuga, que, assim como \mathbf{g} , são medidas em unidades de

ms^{-2} no SI (TORGE, 2001). A Fig. 8 representa o comportamento da Eq. 3.19 em que as setas azuis representam \mathbf{a}_V , as verdes, \mathbf{a}_C e as vermelhas a soma vetorial \mathbf{g} das duas anteriores.

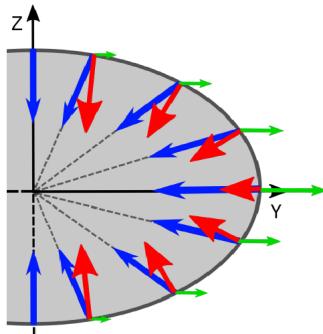


Figura 8 – Esquemática representativo da visão lateral da Terra elipsoidal. Passando dos polos ao equador, há uma considerável diminuição de \mathbf{g} (setas vermelhas) devido à maior influência de \mathbf{a}_C (setas verdes) e \mathbf{a}_V é definido pelas setas azuis. Hofmann-Wellenhof e Moritz (2005). Figura retirada de Ramalho (2019).

Portanto, a gravidade é definida como o módulo do vetor gravidade

$$g = \| \mathbf{g} \| . \quad (3.20)$$

Da mesma forma, relações semelhantes para a Terra Normal são possíveis de serem definidas. Para tanto, o vetor gravidade normal (γ) para a Terra Normal é indicado como o gradiente do potencial de gravidade normal U :

$$\gamma = \nabla U, \quad (3.21)$$

e sua intensidade, conhecida por gravidade normal, é:

$$\gamma = \| \gamma \| . \quad (3.22)$$

3.2.3 Equipotenciais

Segundo Blakely (1996), as superfícies equipotenciais, apresentam potencial constante ao longo de toda superfície. Para ARANA (2009) no caso particular de W , as superfícies equipotenciais são denominadas de *geopes*. O *geope* principal é o geoide ($W = W_0$), cuja superfície equipotencial do campo de gravidade da Terra Real é coincidente com o nível médio dos mares. O formato do geoide é irregular, realizado com base em estudos gravimétricos, que acompanha a distribuição de massas da Terra Real (BLAKELY, 1996). Considerando como referência o campo de gravidade normal, seu equipotencial será uma superfície regular, nomeada *esferope*. O *esferope* de referência é representado pela superfície do elipsoide, em que ($U = U_0$); ela precisa ser definida de tal forma que se aproxime do geoide (BARTHELMES, 2009b).

As superfícies do geoide e do elipsoide são superfícies de referência para o posicionamento de pontos no espaço. Seja um ponto P sobre a superfície física da Terra (SFT). Se a superfície de referência for o geoide, este ponto estará a uma distância H em relação a ele. Esta distância é entendida como uma altitude ortométrica por estar associada ao geoide. Contudo, se o referencial for a superfície do elipsoide, este mesmo ponto terá uma altitude geométrica (h). A ondulação geoidal (N) consiste na diferença entre as duas superfícies que fica em torno $\pm 100m$ (BLAKELY, 1996).

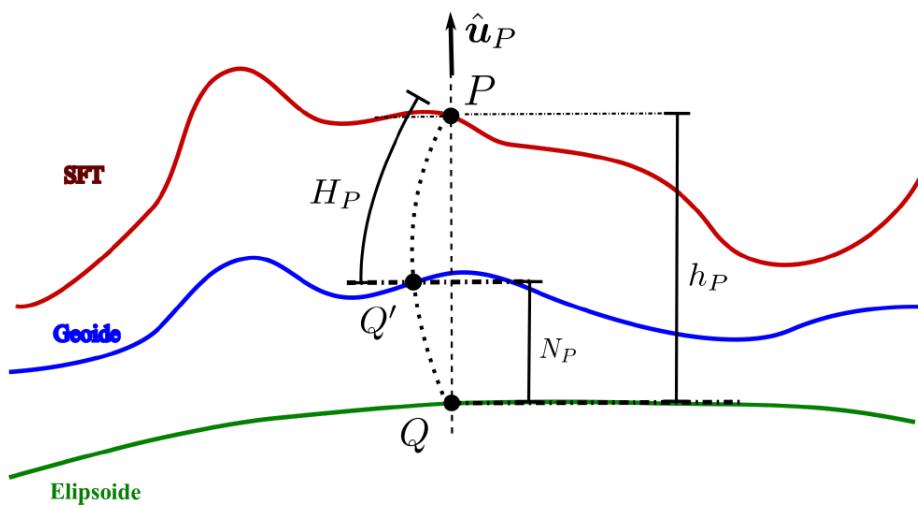


Figura 9 – Esquema representativo das superfícies equipotenciais, altitudes geométrica (h) e ortométrica (H) e ondulação geoidal (N). (BARTHELMES, 2009a)

3.2.4 Anomalia de gravidade

Considere um ponto P sobre a SFT. Projetando-o sobre o geoide e o elipsoide, acompanhando a linha pontilhada, são fixados os pontos Q' e Q , respectivamente, de acordo com a Fig. 9. O vetor anomalia de gravidade ($\Delta\mathbf{g}_P$) é uma grandeza comumente utilizada na geofísica sendo definida como a diferença entre $\mathbf{g}_{Q'}$ e γ_Q , isto é, a diferença entre o vetor gravidade medido e/ou calculado sobre o geoide (Q') e o vetor gravidade normal calculado sobre elipsoide (Q).

$$\Delta\mathbf{g}_P = \mathbf{g}_{Q'} - \gamma_Q. \quad (3.23)$$

Por definição a anomalia de gravidade não remove a contribuição centrífuga na medida, pois a combinação linear de efeitos gravitacionais e centrífugos continuam incluídos nos cálculos de gravidade normal (BLAKELY, 1996). Assim como os dados de anomalia de gravidade que são avaliados em superfícies distintas apresentando certa distorção, na medida que são afetados pela ondulação geoidal (ARANA, 2009).

3.3 Método Gravimétrico

A importância das aplicações da gravimetria abrangem desde mapeamento de fontes em superfície até a definição da espessura crustal. Economicamente, é interessante na identificação e avaliação do potencial de inúmeras jazidas, como: sal, petróleo, carvão, assim como matéria prima para a indústria de cerâmica e construção civil (TELFORD et al., 1990).

O método gravimétrico associa a descoberta da gravitação à prospecção geológica (BLAKELY, 1996). As pequenas variações no campo gravitacional permitem deduzir o comportamento da densidade, a forma e localização dos objetos em subsuperfície de acordo com o valor definido a partir do cálculo da anomalia de gravidade. Essas diferenças são provocadas pelas heterogeneidades das rochas presentes no terreno.

A densidade, forma e localização das rochas, parâmetros investigados pela gravimetria, ocorrem devido às forçantes naturais responsáveis pela sua origem e estado atual (BLAKE et al., 2008). Sendo a profundidade fator que encontra inversa correspondência com o campo gravitacional (vide 3.3). A respeito da densidade pode-se estabelecer algumas análises. Quanto às rochas sedimentares, normalmente, a densidade aumenta com a profundidade. O contraste de densidade entre as formações sedimentares no campo é geralmente menor que $0,25 \text{ g/m}^3$ (TELFORD et al., 1990). Essas rochas possuem densidade menor que as rochas ígneas e as metamórficas (BLAKE et al., 2008). A variação de densidade das rochas sedimentares está ligada, normalmente, às variações de porosidade. Porém demais fatores como composição, idade, história e profundidade também afetam em menor medida a disposição da sua massa (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002). Mesmo que geralmente as rochas ígneas sejam mais densas que as sedimentares, existem importantes exceções. As rochas vulcânicas extrusivas, possuem, por exemplo, alta porosidade. Fenômeno esse que afeta em menor medida as rochas metamórficas e ígneas desde que não estejam fraturadas (TELFORD et al., 1990).

A fim de quantificar as medidas a gravimetria baseia-se na teoria do potencial, que obtém o campo gravitacional $g(x, y, z)$ a partir do gradiente do potencial Newtoniano $U(x, y, z)$ expressado pela Eq. 3.3. Por exemplo, considerando uma esfera de massa M , a definição é calculada de forma simplificada ($U = G\frac{\rho 4\pi R^3}{3}$). Quando a forma e/ou propriedade física da fonte em subsuperfície são desconhecidas a resolução da 3.3 é impossível. Para tanto são realizadas inúmeras considerações a respeito, algumas dessas avaliadas na seção sobre *Potencial de Gravidade* (BLAKELY, 1996). Para o enfoque geológico o interesse deste trabalho é estudar o comportamento da medida de anomalia de gravidade a fim de estabelecer uma interpretação Geofísica e Geológica.

Para realizar essa análise, são iniciadas medidas do campo gravitacional diretamente do terreno através do uso de gravímetros. Esses equipamentos são sensíveis às componentes x e z do campo de gravidade. Porém considera-se apenas o valor de z em detrimento da pequena influência em x para estudos de gravidade local tanto terrestres quanto marinhas (BLAKELY,

1996). Contudo as medidas realizadas no campo são afetadas por fatores ambientais (relevo, maré lunar e solar, distribuição de massas devido a isostasia) e instrumentais (correção do instrumento e movimento da plataforma) que precisam ser filtrados para o especialista obter a mais adequada correspondência geológica e geofísica (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002).

3.3.1 Reduções na Gravimetria Marinha

As anomalias de gravidade causadas por variações locais na densidade, são detectadas após tratamento nos dados da gravidade, observada por instrumentos, considerando as devidas influências nas medidas (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002):

$$g_{obs} = g_{normal} + g_{arlivre} + g_{Bouguer} + g_{mare} + g_{Eotvos} + g_{isostasia} + g_{geologia} \quad (mGal), \quad (3.24)$$

onde:

- g_{obs} = a gravidade observada pelo gravímetro;
- g_{normal} = a gravidade normal calculada utilizando o elipsoide de referência incluindo a força centrífuga;
- $g_{arlivre}$ = a influência do relevo acima do nível do mar;
- $g_{Bouguer}$ = a influência das massas que compõem o relevo;
- g_{mare} = a influência da maré (luni-solar),
- $g_{Eötvös}$ = a influência do movimento da plataforma;
- $g_{isostatica}$ = a influência das massas que suportam a topografia e
- $g_{geologia}$ = a influência da densidade da crosta e manto.

O objetivo em levantamentos gravimétricos terrestres em grande escala é isolar o campo de gravidade causado pela densidade da crosta e do manto superior reduzindo os fatores que afetam as medidas. Contudo, para estudos marinhos que precisam observar a geologia abaixo do nível médio dos mares, alguns fatores devem ser considerados:

A redução ar livre é aplicada para anular as influências da topografia entre a superfície do datum e o gravímetro. A correção ar livre deve ser subtraída ou adicionada ao campo de gravidade, quando a estação está acima ou abaixo da superfície do datum em pesquisas terrestres, respectivamente (TELFORD et al., 1990). Enquanto sua correção é nula em levantamentos marinhos devido à embarcação se posicionar sobre o datum. A anomalia ar livre no mar é definida de acordo com a seguinte expressão:

$$g_{arlivre} = g_{observado} - g_{normal} \pm c_{Eötvös} \text{ (mGal).} \quad (3.25)$$

interpretação dos dados no mar depende da estreita relação entre a gravidade ar livre definida pela Eq.3.25 e a morfologia do assoalho marinho.

A correção ar livre não compensa a influência da massa rochosa da topografia que afeta as medidas da estação, para isto aplica-se a redução *Bouguer*. As medidas no mar precisam ser corrigidas considerando o processo oposto à correção ar livre. Para a correção Bouguer marinha, o oceano é substituído por uma placa rochosa cuja massa reflete o gradiente de densidade entre água e crosta, anulando a influência dos efeitos da batimetria. A correção Bouguer é definida da seguinte forma:

$$g_{Bouguer} = g_{arlivre} + c_{Bouguer} \text{ (mGal),} \quad (3.26)$$

onde:

- $g_{Bouguer}$ = anomalia Bouguer e
- $c_{Bouguer}$ = correção Bouguer.

A correção Bouguer expressa pela Eq.3.26 é acrescentada à anomalia ar livre.

A finalidade da correção Bouguer marinha é de anular a deficiência de massa, entre o nível do mar e o assoalho marinho, considerando que esta região é preenchida por água e não por sedimentos ou material crustal. O cálculo da correção considera o contraste de densidade ($\Delta\rho$) entre a água do mar e o material substitutivo e a altura da coluna d'água (h) em metros assim definido a seguir:

$$c_{Bouguer} = 2\pi G \Delta\rho h \text{ (mGal).} \quad (3.27)$$

A equação 3.27 é o cálculo da componente vertical da atração gravitacional produzida por um cilindro homogêneo, figura geométrica muito utilizada para representar o formato curvilineo da Terra.

3.4 Método Sísmico

O método sísmico consiste na investigação da subsuperfície através da emissão e recepção de ondas mecânicas geradas que percorrem o interior da Terra. As ondas mecânicas sofrem complexos processos de reflexão e refração entre as camadas da subsuperfície e então uma parcela é aquisitada pelos sensores, também chamados de geofones ou hidrofones. Posteriormente à etapa de levantamento, os dados de amplitude e tempo de aquisição são processados e representados por seções sísmicas e posteriormente interpretados (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002).

3.4.1 Aquisição Sísmica

A forma como foram adquiridos os dados sísmicos permite inferir a qualidade do levantamento sísmico diante da tecnologia disponível na época de sua aquisição.

A aquisição sísmica consiste na geração e guarda dos dados sísmicos. É preciso definir qual o método mais apropriado, pois estes fatores serão função do alvo. Portanto a fonte de aquisição, configuração dos receptores (hidrofones) e orientação das linhas de sensores variam de acordo com a geologia (TELFORD et al., 1990). Como observado na (Fig. 10).

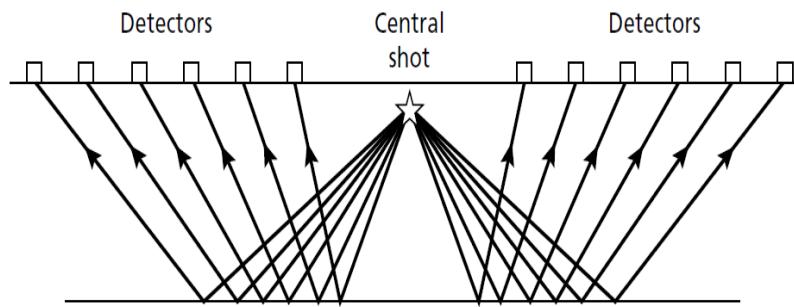


Figura 10 – Esquema representativo da aquisição multicanal a partir do ponto de tiro até o detector. (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002) e Telford et al. (1990).

O *Common-Depth-Point* (CDP) é a técnica de aquisição de dados que realiza a otimização dos resultados através da geometria de aquisição que regista o mesmo horizonte refletor a partir de diferentes ângulos. Assim, após o registro de vários traços no ponto médio entre a fonte e o receptor, conhecido como *Common-Mid-Point* (CMP), a embarcação é então descolada para o próximo ponto de tiro (*shotpoint*) permitindo que o mesmo refletor seja amostrado mais de uma vez e que a relação sinal ruído seja a máxima possível (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002) (Fig. 11).

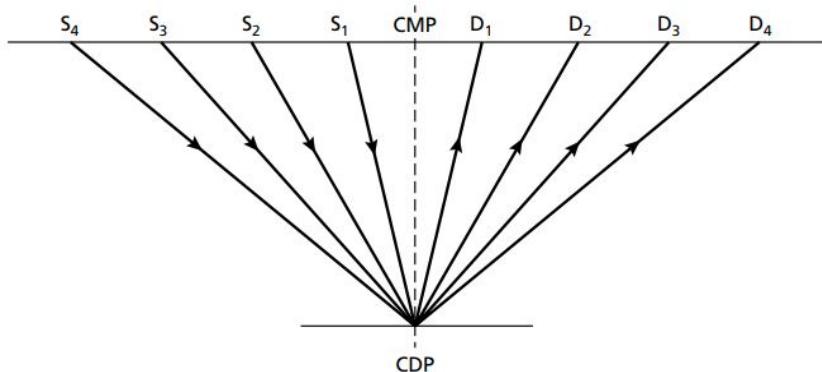


Figura 11 – Ilustração do método CMP cujas posições da fontes S em relação aos sensores de aquisição são alteradas ao longo do levantamento sísmico. (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002).

As ondas sísmicas apresentam dois principais tipos de comportamento. As ondas P possuem a maior velocidade de propagação. São ondas longitudinais, pois provocam a vibração das partículas paralelamente ao sentido de propagação da onda. Enquanto as ondas S chegam logo depois aos receptores e se transportam apenas em meios sólidos, provocando o transporte transversal das partículas em relação ao sentido de propagação da onda. As ondas P e S podem ser definidas pela teoria elástica e são descritas pelas Eq. 3.28 e 3.29:

$$V_P = \sqrt{\frac{\gamma + 2\mu}{\rho}} \quad (3.28)$$

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (3.29)$$

onde V_P é velocidade da onda compressional (P), V_S velocidade da onda cisalhante (S), γ constante de Lamé, μ módulo de rigidez e ρ densidade.

As equações 3.28 e 3.29 demonstram que as velocidades de propagação das ondas dependem das constantes elásticas e das densidades do meio. A compactação, porosidade, saturação e composição mineralógica são fatores associados àquelas constantes e densidades (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002).

3.4.2 Processamento Sísmico Básico

A complexa etapa de processamento sísmico transforma os dados digitais de aquisição em seções sísmicas passíveis de interpretação geológica. Adota-se, para efeitos introdutórios, o processamento básico mencionado por Yilmaz (2001) apresentado em ordem de aplicação:

- Deconvolução;
- Empilhamento e
- Migração

O sinal gravado pelos sensores registra a soma dos traços sísmicos, produto da interface geológica mais o efeito causado pelo ruído natural da Terra e do sistema de aquisição. O processo deconvolucionar age sobre o eixo do tempo, conforme a Fig. 12 utilizado para remover os efeitos de origem não geológica do registro sísmico. A deconvolução aumenta a relação sinal/ruído dos dados levantados aprimorando a resolução temporal (YILMAZ, 2001).

Os traços sísmicos que compõem um conjunto CMP carregam informações de um mesmo ponto ao longo de um mesmo refletor. A partir de um mesmo conjunto é possível compor um único traço sísmico. Porém ao longo desse conjunto de traços, as reflexões presentes formam hipérboles devido às diferenças de tempo entre os traços. Essas posições são corrigidas a partir

da correção *Normal Move-Out* (NMO). A função velocidade desses traços deve ser conhecida para efetuar a correção e assim realizar o somatório do grupo de traços do CMP considerando as amostras em tempo. Finalmente, é gerado para cada CMP um traço sísmico e o conjunto desses traços gera o empilhamento, a seção sísmica é realizada e o volume sísmico da Fig. 12 passa a ser representado como um plano *Midpoint-Time* (YILMAZ, 2001).

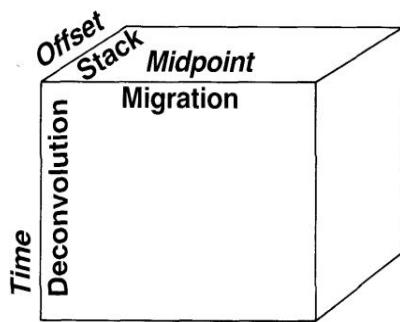


Figura 12 – Cubo de dados sísmicos. Os eixos são representados de acordo com as etapas de processamento. (YILMAZ, 2001).

Os traços sísmicos empilhados formam a seção sísmica *zero-offset* e estão posicionados como se a fonte e o receptor estivessem na superfície sobre o ponto médio comum em subsuperfície. Nas regiões horizontais, as reflexões estarão relacionadas às propagações verticais, contudo, em cenários onde as superfícies estão inclinadas, a posição em tempo das reflexões deve ser corrigida a partir de técnicas de migração (YILMAZ, 2001). Portanto a imagem passível de interpretação geológica é resultado da migração e consiste numa seção sísmica processada que pode ser objeto de interpretação baseado por exemplo no comportamento dos traços sísmicos diante da sucessão estratigráfica segundo a sismoestratigrafia.

3.4.3 Interpretação Sismoestratigráfica

A sismoestratigrafia apresenta ferramentas que abordam a geologia a partir da interpretação da estratigrafia associada aos dados sísmicos. Os padrões sísmicos consistem no comportamento semelhante dos refletores diante de feições geológicas específicas (falhas, fraturas, discordâncias, etc) (VAIL; JR; III, 1977). O estudo da sucessão relativamente semelhante de estratos, relacionados geneticamente e limitados no topo por não conformidades ou suas conformidades correlativas, podem ser identificadas numa seção sísmica a partir dos padrões sísmicos. As superfícies de estratos e as discordâncias são responsáveis pela geração de reflexões causadas por diferenças de velocidade associadas as suas alterações de densidade (VAIL; JR; III, 1977).

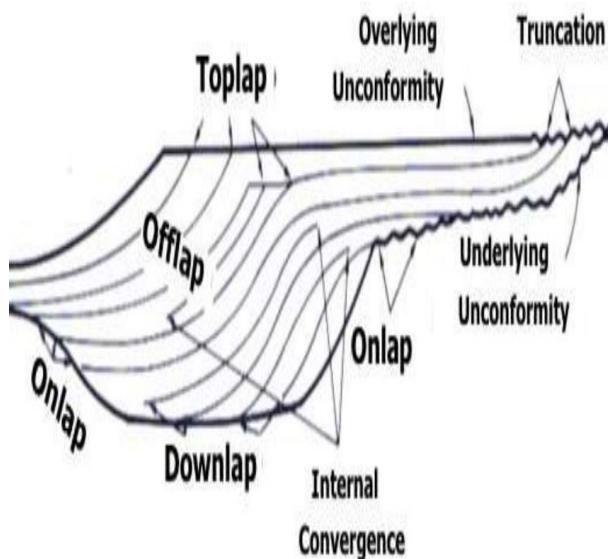


Figura 13 – Relação entre os padrões das terminações dos refletores e os estratos geológicos. (VAIL; JR; III, 1977).

O propósito da análise sísmica é identificar os padrões sísmicos, dentro das unidades ou sequências sísmicas e perceber suas conexões a fim de proporcionar alguma interpretação geológica. Seguem as definições das terminações de refletores ilustrados na Fig. 13:

- *onlap* = relação de base discordante na qual os estratos inicialmente horizontais terminam progressivamente contra uma superfície inclinada ou na qual estratos inicialmente inclinados terminam progressivamente contra uma superfície de maior inclinação;
- *toplal* = terminação de estratos contra uma superfície sobreposta, como resultado da não deposição ou de uma pequena erosão;
- *downlap* = relação de base discordante na qual estratos inicialmente inclinados terminam contra uma superfície inclinada ou horizontal e
- *truncation* (truncamento erosivo) = terminação de estratos ou reflexões sísmicas interpretadas como estratos ao longo de um superfície discordante devido a efeitos erosivos.

No geral, para interpretar os padrões sísmicos é preciso seguir a metodologia dos sete estágios da Escola de Exxon Mobil² cujo roteiro pode ser consultado pelo leitor em (PRAXEDES; CASTRO, 2020). Particularmente, o estágio utilizado neste trabalho consistiu em comparar as sequências sísmicas, interpretadas na forma de horizontes, tratadas pelo Leplac, com a linha sísmica de referência utilizando as noções de truncamento, onlap, downlap e toplap conforme a (Fig. 13).

² Os trabalhos publicados pela Escola de Petróleo da Exxon que ajudaram a desenvolver os conceitos da sismoes-tratigrafia em 1977.

3.5 Modelagem Gravimétrica 2D

A modelagem é uma das ferramentas de prospecção geofísica utilizadas para inferir a distribuição espacial de propriedades físicas, em subsuperfície, a partir da capacidade de correspondência de um conjunto de equações matemáticas e físicas (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002). A modelagem direta adotada neste trabalho, logo descrita, baseia-se no método de Talwani e Ewing (1960).

O modelo é criado a partir da consideração de que as fontes são simuladas como prismas horizontais infinitamente longos, cujas seções transversais são apresentadas como polígonos. A modelagem pode representar estruturas geológicas de comprimento horizontal consideravelmente maior em relação a sua largura e profundidade. A Fig. 14 representa um polígono de muitos segmentos que reproduz a forma de uma seção transversal de uma camada de rochas. Seja o tal modelo formado por um número considerável de prismas de raio infinitesimal, empacotados, próximos e em posição horizontal. A partir da soma de cada contribuição da componente vertical da atração gravitacional é possível obter fórmulas para o cálculo da anomalia gravimétrica produzida por uma estrutura infinita no sentido horizontal de seção transversal poligonal (ANDRADE; KONZEN, 2006).

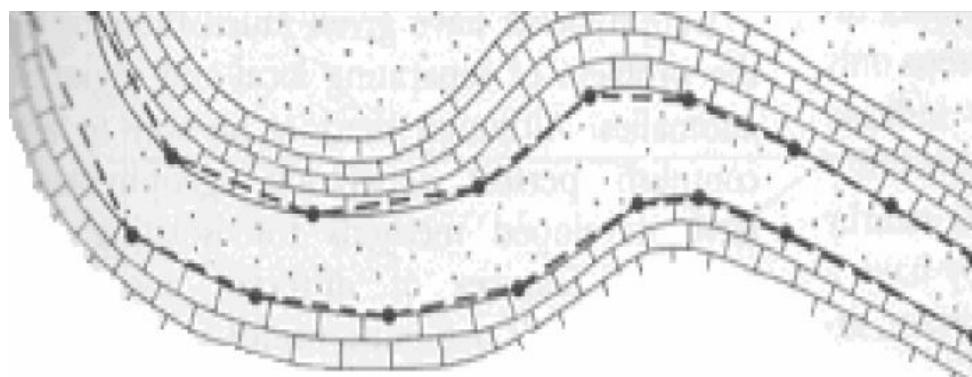


Figura 14 – Seção poligonal representando um cenário geológico (ANDRADE; KONZEN, 2006).

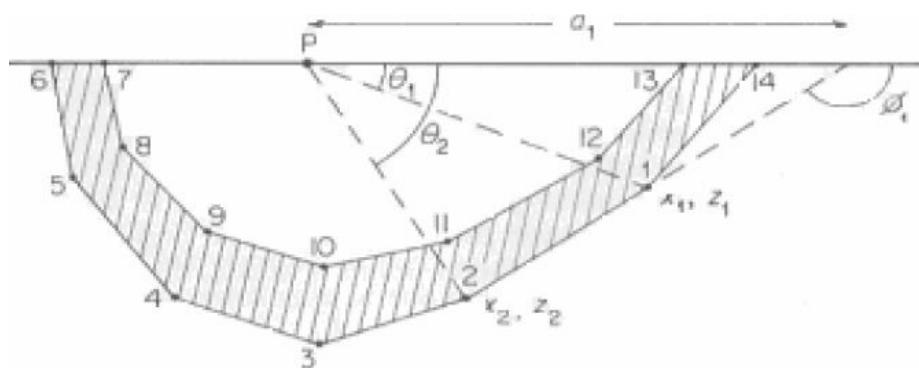


Figura 15 – Representação poligonal da seção geológica da Fig. 14 (ANDRADE; KONZEN, 2006).

Para cada lado do polígono, um fator U é computado. Para o seguimento entre os pontos 1 e 2 apresentados na Fig.14, o fator U pode ser calculado como segue:

$$U_{12} = \alpha_1 \sin \phi_1 \cos \phi_1 \left[\theta_1 - \theta_2 + \tan \phi_1 \ln \left(\frac{\cos \theta_1 (\tan \theta_1 - \tan \phi_1)}{\cos \theta_2 (\tan \theta_2 - \tan \phi_1)} \right) \right], \quad (3.30)$$

para os quais as indicações estão representadas na Fig. 15. Os extremos x_1, z_1 e x_2, z_2 representam as posições que podem ser usadas para solucionar todos os termos da equação.

Para exemplificar, dadas coordenadas dos vértices x_1, z_1 e x_2, z_2 sejam:

$$\alpha_1 = \frac{x_2 - z_2 (x_2 - x_1)}{z_1 - z_2} \quad (3.31)$$

e

$$\theta_1 = \tan^{-1} \frac{z_1}{x_1}. \quad (3.32)$$

A componente vertical da atração gravitacional, g , da modelagem é o produto da contribuição conjunta dos vértices dos polígonos e o fator $2G\Delta\rho$, expressa em:

$$g = 2G\Delta\rho(U_{12} + U_{23} + U_{34} + \dots + U_{n-1}), \quad (3.33)$$

onde os números 1,2,3,..., n referem-se aos vértices do polígono (ANDRADE; KONZEN, 2006).

O processamento computacional baseado em um algoritmo, possuiria a capacidade de calcular a gravidade g no sentido vertical a partir das equações 3.31, 3.32, 3.30 e 3.33 (TALWANI; EWING, 1960). Onde a profundidade z e as coordenadas (x,y) são solicitadas pela programação.

Portanto, a técnica de Talwani e Ewing (1960) aproxima um corpo através do empilhamento de infinitas lâminas. Donde o formato de cada lâmina é aproximado por um polígono. Um conjunto de lâminas horizontais empilhadas contribuem, individualmente, com a atração gravitacional que seu prisma exerce sobre o ponto de observação do modelo. Uma vez fornecidas as dimensões do prisma, a densidade definida terá uma resposta em gravidade específica em relação a origem do sistema de referência. Considerando as dimensões e densidades dos corpos desconhecidos é possível inferir, por ajuste de um desses fatores, seu formato e/ou densidade. O uso de uma superfície representativa da batimetria ou topografia conhecidas simplifica o procedimento de ajuste dos polígonos considerando que suas fronteiras são baseadas nos mapas de contorno. Esses mapas são requeridos na etapa de digitalização da lâmina poligonal (BLAKELY, 1996).

4 Metodologia

Esta metodologia concentra-se na elaboração de um fluxo de tarefas que busca apresentar perfis, mapas e modelos necessários para responder aos objetivos desse trabalho. Inicialmente, analisa-se a região da Elevação do Rio Grande sob o aspecto gravimétrico regional utilizando modelo global de gravidade. Em seguida, discute-se a resposta em gravidade da Elevação do Rio Grande Oeste utilizando a gravimetria marinha. Finalmente, infere-se as dimensões e densidades apresentadas pelo embasamento da Elevação do Rio Grande Oeste (ERGO) a partir da modelagem gravimétrica direta 2D utilizando como contorno uma linha sísmica e densidades observadas na literatura.

4.1 Área de estudo

A região de interesse para o estudo geofísico regional é composta pelos setores oeste, central e leste da Elevação do Rio Grande delimitadas a norte pela bacia do Brasil e a sul pela bacia da Argentina conforme a Fig. 16.

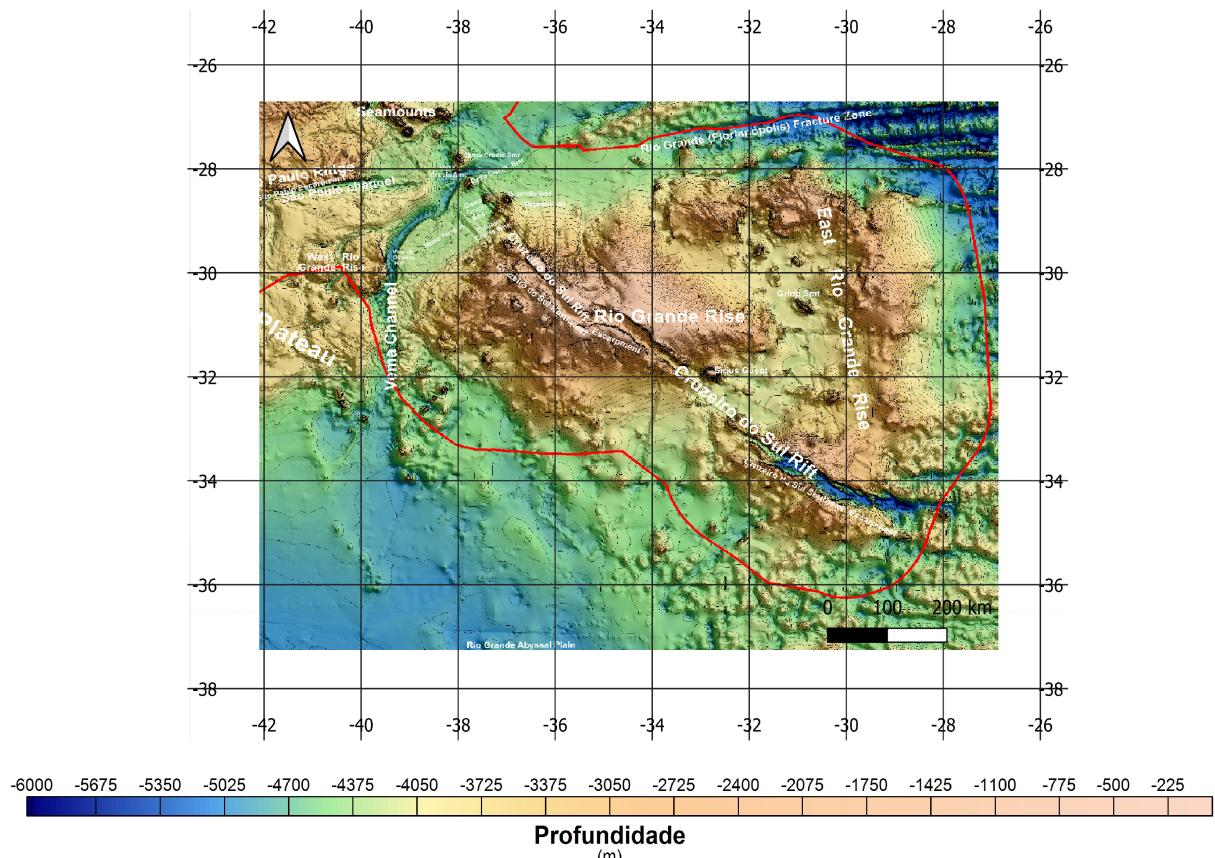


Figura 16 – Mapa geomorfológico da região estudada. Modificado de Alberoni et al. (2020). A linha vermelha em torno da ERG sinaliza o limite exterior da Plataforma Continental Brasileira.

A localização geográfica, foco do modelo, está no setor oeste da Elevação do Rio Grande (Fig. 17). Entre o Canal de São Paulo a noroeste e o Canal de Vema a sudeste. Esta região apresenta montes submarinos que se elevam cerca de 1000 m encaixados sobre elevações médias de 3000 m sobre o Platô de Santa Catarina. Sua história geológica é compartilhada com a ERGC principalmente em relação à presença de afloramentos do embasamento e sequência sedimentar composta de seis horizontes sísmicos interpretados.

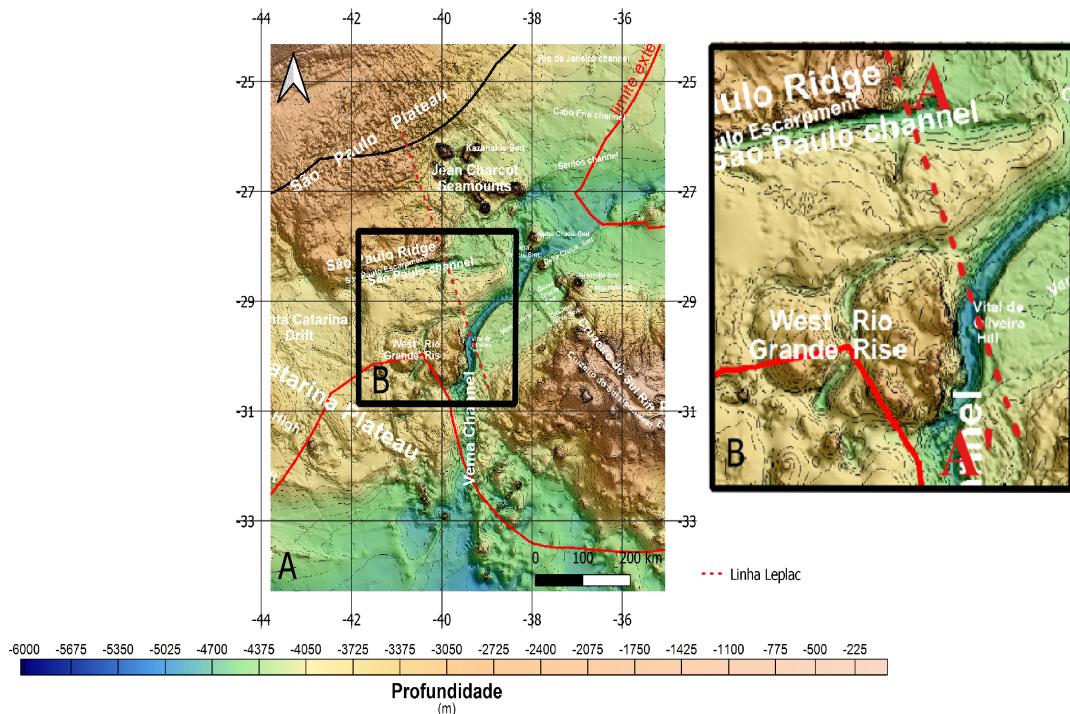


Figura 17 – Área (A) onde está localizada a linha do Leplac com os dados utilizados na modelagem gravimétrica 2D para determinação do embasamento entre A e A' no detalhe em (B) (ALBERONI et al., 2020).

As evidências apresentadas em Praxedes e Castro (2020) sugerem que a ERGO deve-se a eventos tectônicos que afetaram todos os três setores da Elevação do Rio Grande. Dessa forma, a modelagem gravimétrica 2D do setor oeste pode contribuir para aprimorar o entendimento da região.

4.2 Descrição dos dados

A análise realizada neste trabalho convece-se a dois conjuntos de dados: o primeiro grupo refere-se a anomalias gravimétricas regionais e o segundo grupo a levantamentos geofísicos marinhos de origem sísmica e gravimétrica. Os dados gravimétricos regionais estão associados aos funcionais anomalia Bouguer simples e anomalia Ar Livre, calculados pelo modelo EIGEN-6C4, disponíveis no *International Centre for Global Earth Models* com resolução de 0,1°, dentro dos limites entre as latitudes de 26°S e 37°S e longitudes de 46°W e 26,5°W. Os dados de

levantamento marinho são: a linha sísmica 500-0042 multicanal 2D com resolução linear de 50 metros que inicia na margem continental brasileira e cobre a ERGO e o Canal de Vema, cedida pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) já empilhada e migrada em tempo, assim como dois horizontes interpretados em profundidade referentes ao fundo do mar e início do embasamento, assim como, a gravidade já reduzida em anomalia Ar Livre e Bouguer marinhos que acompanham o levantamento sísmico indicados na tabela de dados 1. A linha 500-0042, cujo método utiliza a reflexão das ondas sonoras, foi adquirida através da campanha realizada nos anos oitenta pelo projeto Leplac cuja responsabilidade técnica é atribuída à Diretoria de Hidrografia da Marinha (DHN), Petróleo Brasileiro (Petrobrás) e Comunidade Científica Brasileira visando ampliar o limite exterior da Plataforma Continental Brasileira.

Tabela 1 – Resumo dos dados geofísicos disponíveis.

DADOS	FONTE	APLICAÇÃO
Anomalia Bouguer Total	ICGEM	Distribuição de massa regional
Anomalia Ar-livre	ICGEM	Relevo regional
Sísmica 2d	Leplac	Definição da profundidade do fundo do mar e embasamento
Anomalia Bouguer Total	Leplac	Parâmetro para o ajuste do modelo 2D
Anomalia Ar-livre	Leplac	Análise do comportamento do relevo submarino

4.3 Fluxo de Trabalho

O fluxograma que representa as etapas de trabalho discutidas nessa seção consta na Fig.18. O primeiro passo dessa pesquisa compreendeu o levantamento bibliográfico da geologia e anomalias Bouguer e Ar-livre em escala regional, principalmente dos setores que compreendem as feições positivas da Elevação do Rio Grande, sobretudo a Zona de Fratura de Rio Grande, os montes submarinos da ERGO, o Canal de Vema, e o Rifte Cruzeiro do Sul. As anomalias foram obtidas junto ao *International Centre for Global Earth Models* (ICGEM)¹ com o objetivo de contribuir para a análise do comportamento geotectônico dos setores da ERG. A partir dessa análise, foi escolhida uma linha sísmica já interpretada por Praxedes e Castro (2020) (Fig. 5D), e a gravimetria marinha disponibilizada pela DHN. A linha sísmica e gravimétrica escolhida consta na tabela de dados 1.

Na etapa dois do trabalho utilizamos a linha sísmica como vínculo para a modelagem gravimétrica 2D a ser realizada. Para isso, o fundo do mar e o embasamento interpretados pelo Leplac, a partir da linha sísmica migrada em profundidade, são analisados em conjunto, o que permite a definição das profundidades do pacote sedimentar e do embasamento. Os horizontes do embasamento são utilizados como informação relevante sobre a profundidade do embasamento e

¹ Os Modelos de Gravidade Global (MGGs) descrevem de forma aproximada o campo de gravidade da Terra, por meio da expansão em harmônicos esféricos (BARTHELME, 2009a). O uso da gravimetria por satélite contribuiu para a definição em termos de coeficientes do potencial gravitacional da Terra conforme discutido no capítulo *Fundamentação Teórica Básica*.

dos sedimentos da região de interesse, possibilitando um adequado controle estrutural durante a modelagem gravimétrica.

Para desenvolver um modelo crustal, entendido como o mais próximo da realidade geológica, a terceira etapa do trabalho foi responsável em desenvolver o procedimento de modelagem 2D com anomalia Bouguer. Utilizou-se 41 pontos de dados representando 300 km de extensão definidos no perfil (A-A') conforme a Fig.17B. Considerando que a geofísica não possui modelos cuja solução se configure como única resposta, uma vez que a ambiguidade é inerente ao método geofísico e pode dificultar a interpretação geológica (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002). Portanto, é desejável nessa etapa que o modelo paramétrico ajuste os dados observados satisfatoriamente, e que a correlação com informações providas de outros métodos geofísicos e/ou pelo conhecimento geológico seja realizada.

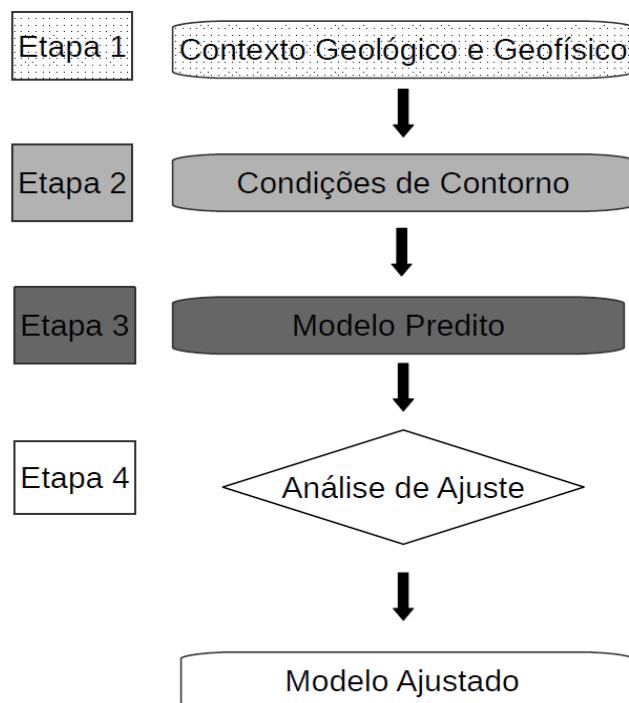


Figura 18 – Fluxograma com a ilustração das 4 etapas que compõem o procedimento seguido na modelagem.

A modelagem gravimétrica foi desenvolvida com o auxílio do GMSYS-2D, um dos pacotes de aplicação do *Geosoft Oasis Montaj* da empresa Sequent. O programa é capaz de calcular a componente vertical da atração gravitacional produzida por fontes poligonais bidimensionais, seguindo Talwani e Ewing (1960). Os limites do embasamento e fundo do mar foram definidos anteriormente pela sísmica. A cobertura sedimentar que inclui seis unidades litoestratigráficas mapeadas por Praxedes (2020) foi incorporada ao modelo (Fig. 5D). Finalmente ao limite inferior do embasamento, foram incluídas as profundidades do manto litosférico superior, dita descontinuidade Moho, baseadas nos resultados de Constantino et al. (2017) (Fig. 6).

As densidades da cobertura sedimentar, amostradas por Barker et al. (1983), no poço 516F do *Deep Sea Drilling Project* e interpretadas por Praxedes e Castro (2020) também foram incorporadas à modelagem. Vale salientar que as densidades de cada seção poligonal são conhecidas e constantes. As densidades da crosta e manto superior foram primeiramente estabelecidas de acordo com Blake et al. (2008) em $2,9\text{ g/cm}^3$ e $3,4\text{ g/cm}^3$ respectivamente.

Em um certo modelo é importante estabelecer controle sobre as suas fronteiras, porém é permitido modificar um ou mais parâmetros com o propósito de ajustar o valor de gravidade calculado ao valor medido. Para finalizar essa etapa foram realizadas modificações nas densidades e geometrias internas ao embasamento a fim de encontrar o menor erro possível na modelagem.

A última etapa da metodologia utilizada neste trabalho consistiu em avaliar qualitativamente o menor erro quadrático médio² aceitável diante das mudanças na geometria e densidade dos polígonos que compõem o modelo com o objetivo de ajustar as curvas da gravidade calculada à observada. Para esse fim, definidas as densidades e profundidades do fundo do mar, embasamento e Moho, resta então verificar a confiabilidade do modelo final e correlacioná-lo com as informações contidas em outras referências bibliográficas.

² Root Mean Square (RMS), expressão em inglês que define o erro médio quadrático, uma medida estatística que calcula o valor representativo da distância média entre dois conjuntos de dados, aplicado pelo programa de modelagem citado por este estudo.

5 Resultados e Discussões

Este capítulo apresenta e discute os resultados observados, a partir de inspeção visual dos seus mapas, a respeito do modelo global de gravidade dos três setores da Elevação do Rio Grande para interpretação em escala regional, a gravimetria marinha sobre o setor oeste da ERG assim como o seu modelo gravimétrico 2D a fim de inferir a distribuição de massa do embasamento.

5.1 Modelo de Gravidade Global

Os dados foram calculados pelo modelo *EIGEN-6C4* por apresentar a resolução de mais termos do funcional devido a sua característica de modelo combinado atualmente. Pois incorpora além de dados de satélite, levantamentos terrestres marinhos e aerotransportados (FÖRSTE et al., 2011). Considerando este modelo, foram utilizados os funcionais *gravity_anomaly_cl*, representado a anomalia de Ar Livre, assim como o *gravity_anomaly_bg*, a anomalia Bouguer.

A malha de dados cobre $0,1^\circ$ de resolução, delimitado pelas latitudes $36,56^\circ S < \phi < 26,16^\circ S$ e longitudes $45,54^\circ W < \lambda < 25,94^\circ W$, amostrando 20685 pontos de dados, cobrindo os três setores da ERG e suas adjacências. Foram gerados quatro mapas a partir dos funcionais do ICGEM. As Figuras 19A e 20A referem-se à paleta de cores *tab20* da biblioteca *matplotlib*, da linguagem de programação *Python*, de modo que o conjunto de dados é ordenado em 20 classes definidas automaticamente pela programação. Permite, portanto, representar com uma única cor, valores próximos de gravidade com o objetivo de salientar estruturas geológicas de comportamento gravitacional similar. As Figuras 19B e 20B foram realizadas em tons de cinza para destacar as estruturas que apresentam os maiores gradientes do conjunto de dados.

5.1.1 Funcional *gravity_anomaly_cl*

O funcional *gravity_anomaly_cl*, segundo (BARTHELMES, 2009a), é definido como a subtração entre os potenciais de gravidade calculados sobre o geoide e o elipsoide, desenvolvidos, a partir do método de expansão em harmônicos esféricos, sendo esta a diferença entre as magnitudes dos gradientes envolvidos.

O conjunto de dados realizados cobrem a região entre (-150 e 150) mGal, conforme visto na Fig.19A e Fig.19B. Devido a relação direta entre topografia e anomalia Ar Livre, é possível diferenciar os grandes elementos fisiográficos de forma geral referentes aos setores da ERG: a região norte da ERGL, a região central da ERGC e dois corpos marcados na ERGO. Grandes estruturas como o Rife Cruzeiro do Sul disposto na direção NW-SE (proximal-distal) da ERGC encontra paralelo com a anomalia Ar Livre (-50 a -100) mGal na mesma área. Assim como, o Canal Vema apresenta leve contraste negativo em relação ao entorno. As anomalias positivas

que encontram destaque se apresentam como pontos encaixados sobre terrenos de anomalia negativa como a trilha de pontos dispostos no sentido SW-NE que cruzam a região distal do Rife Cruzeiro do Sul, em sentido semelhante, outra trilha de pontos de anomalia positiva cortam o setor central da ERG assim como está marcada outra anomalia positiva importante e isolada localizada sobre o paralelo de 32°S, entre 34°W e 32°W, na extremidade da ERGC. Um conjunto de anomalias positivas de 50 mGal estão representadas num agrupamento na área anterior ao RCS. Finalmente, anomalias negativas (-50 mGal) são observadas em torno de algumas das regiões de topografia positiva (50 mGal) como os dois montes submarinos paralelos que separam a região norte e sul da ERGO.

5.1.2 Funcional *gravity_anomaly_bg*

O funcional *gravity_anomaly_bg*, segundo (BARTHELMES, 2009a), é definido como a subtração entre o funcional *gravity_anomaly_cl* e a atração da placa de Bouguer representada pela expressão 3.27, onde as alturas são baseadas no modeloETOPO1, também funcional do modelo ICGEM. Para $h < 0$ foi utilizado contraste de densidade ($\Delta\rho$) que considera os valores para a água 1025 g/m^3 e densidade da crosta 2670 g/cm^3 .

A amplitude das anomalias varia entre (50 e 350) mGal. Considerando que a anomalia Bouguer representa todos os contrastes de densidades não só referentes à interface manto-embasamento mas também embasamento-sedimentos. Contudo a maior variação de densidade presente está associada às diferenças de massa entre manto e crosta. O conjunto de dados apresentado pela Fig. 20A individualiza os três setores da ERG, entre (100 a 250) mGal, valores que cobrem toda a ERG, se encaixam sobre terrenos de (260 a 300) mGal. O setor leste é representado quase em sua totalidade por gravidade de 200 mGal enquanto apresenta trechos com queda acentuada de 150 mGal. A Elevação do Rio Grande Central sofre a queda da gravidade Bouguer da periferia para o centro com faixas mais altas entre (250 a 200) mGal passando para (150 a 100) mGal, índices esperados para crosta continental (JECK et al., 2020). A ERGO apresenta o mesmo comportamento gravitacional de 200 mGal em todo seu contorno. A Fig. 20B apresenta no quadro geral as menores magnitudes de gravidade nas regiões de estruturas mais elevadas como ocorre com a região central da ERG, destacando os conjuntos de montes submarinhos do RCS na sua parte proximal e distal assim como a região que corta a ERGC no sentido NW-SE.

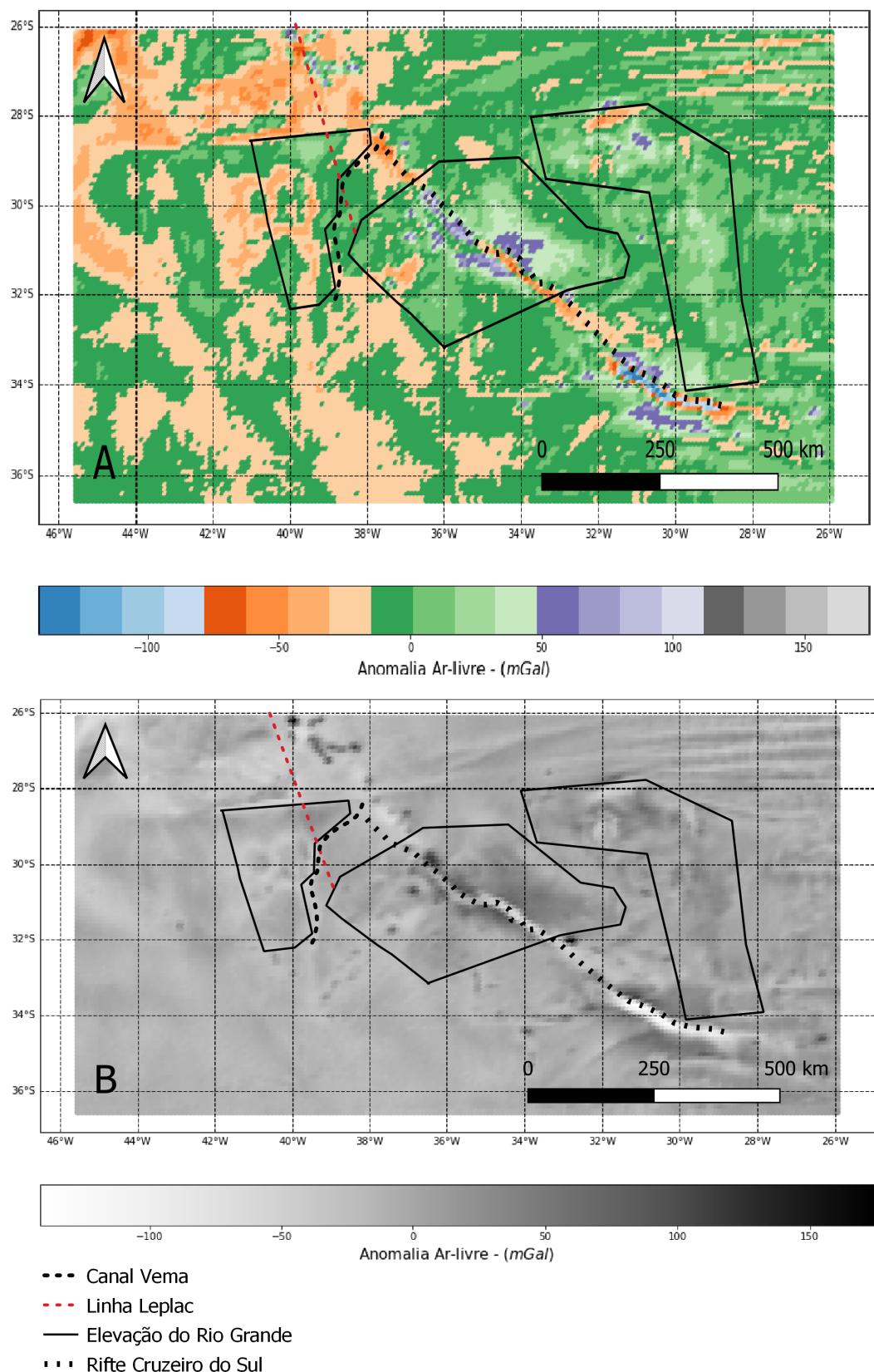


Figura 19 – Anomalia Ar-livre extraída do ICGEM e apresentada de forma que os dados se distribuem em classes (A) e continuamente em tons de cinza (B). Os setores oeste, central e leste são observados nas dimensões do retângulo. O Rifte Cruzeiro do Sul e o Canal Vema estão representados no mapa.

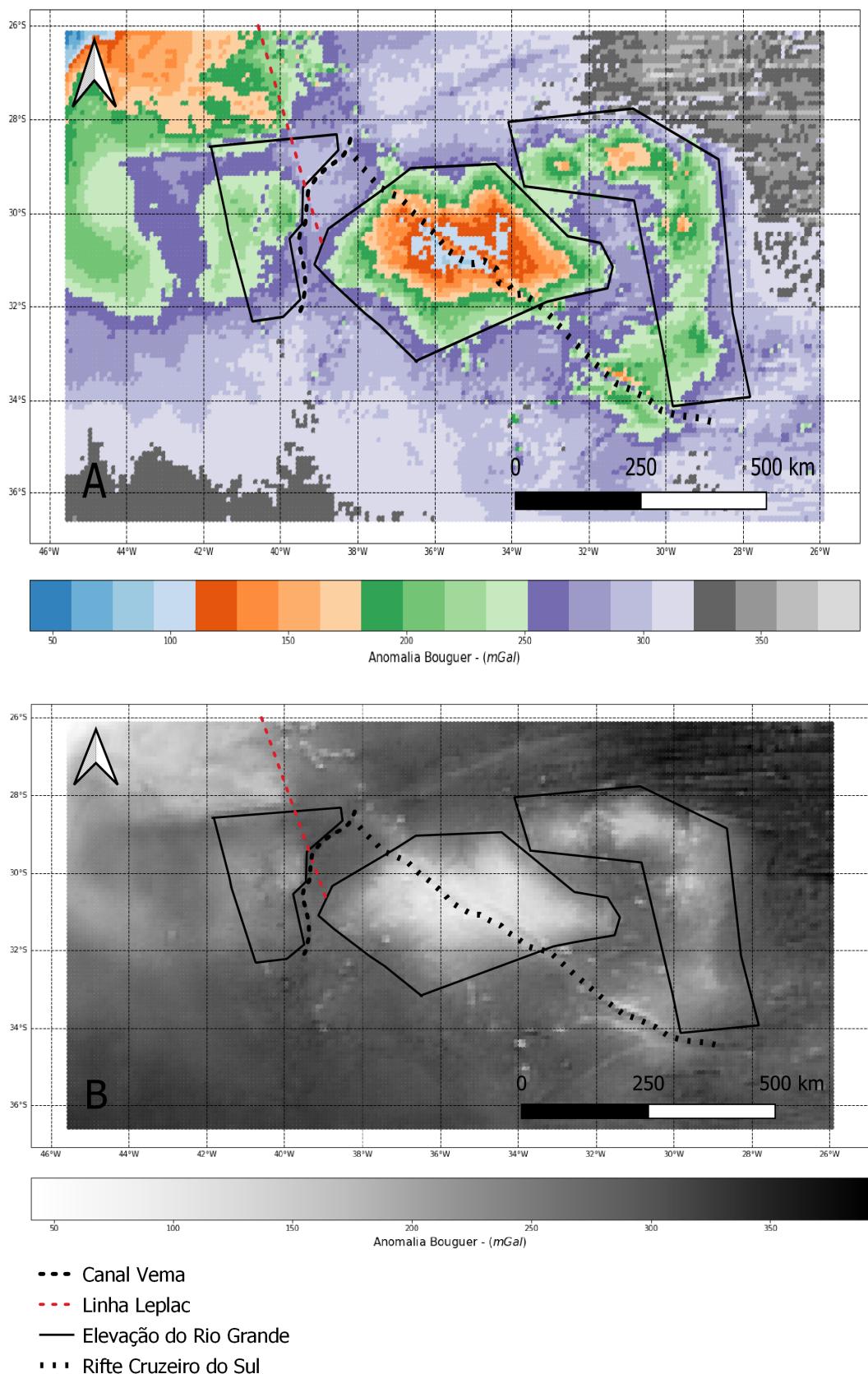


Figura 20 – Anomalia Bouguer extraída do ICGEM e apresentada de forma que as anomalias se distribuem em classes (A) e continuamente em tons de cinza (B). Os setores oeste, central e leste são observados nas dimensões do retângulo. Além dos principais elementos morfológicos a linha de levantamentos Leplac está representada no mapa.

5.2 Gravimetria Marinha

As anomalias Bouguer e Ar Livre resultantes do levantamento marinho, foram obtidas junto à Diretoria de Hidrografia da Marinha, já processadas segundo o que foi discutido em *Reduções Gravimétricas*. Entre os marcos A e A' que cruzam a ERGO no sentido NW-SE inicia na Zona de Fratura de Rio Grande percorre a ERGO, Canal de Vema e finaliza na região periférica à ERGC representando 300 km com 50 metros de resolução. A anomalia ar livre oscilam em torno de 0 mGal na faixa entre -50 mGal e 50 mGal conforme observado na Fig. 21. O comportamento da gravidade Ar Livre apresenta normalmente direta correspondência com a profundidade. A anomalia Bouguer, conforme observado na Fig. 21, tende à se aproximar de 200 mGal durante todo o registro apenas apresentando alteração positiva e negativa diante do soerguimento ou subsidência do embasamento respectivamente. A representação do fundo do mar e do embasamento acústico foram interpretados a partir da linha sísmica registrada sobre a mesma região.

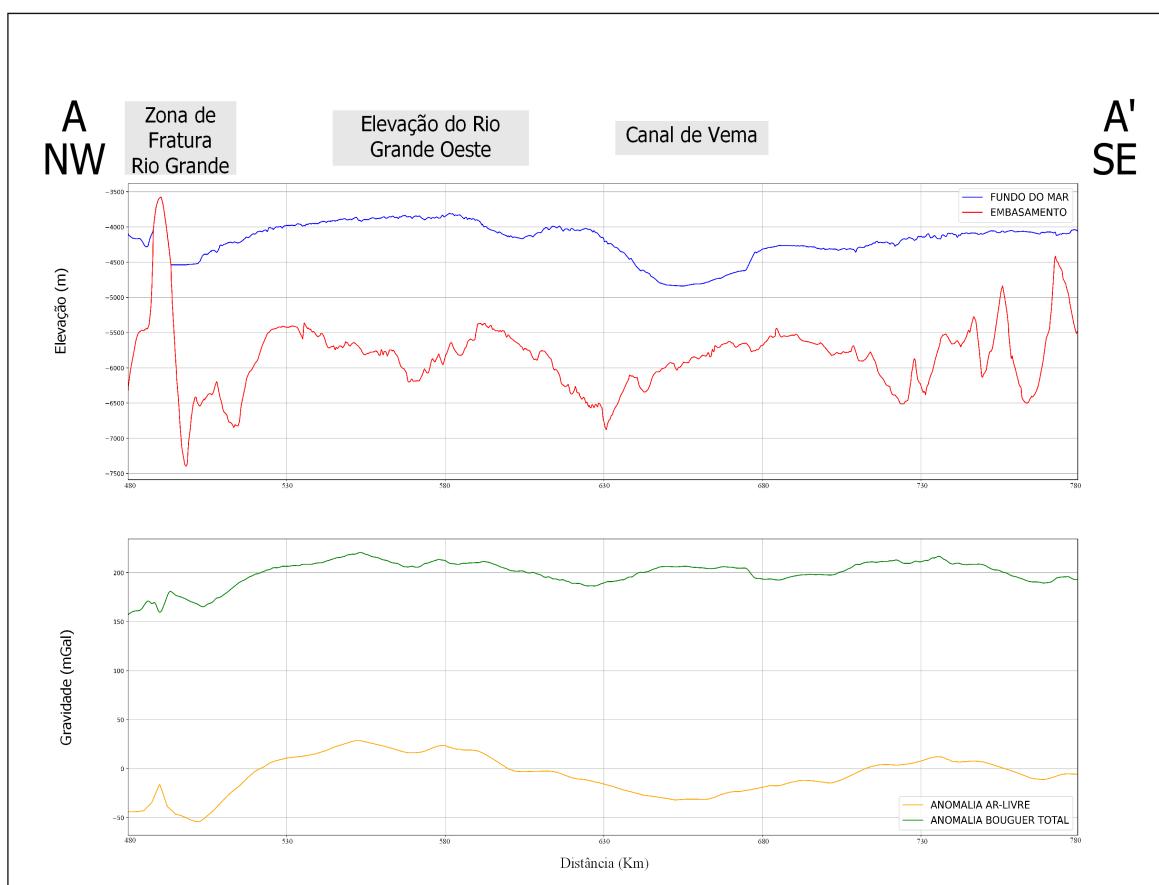


Figura 21 – Definição de horizontes para delimitar o fundo marinho e topo do embasamento acústico baseado no modelo de velocidade Leplac. A apresentação cruzada de anomalias amostradas *in situ*. Detalhe para a definição da extensão da linha em distância.

5.3 Modelo Gravimétrico 2D

A estratégia adotada neste estudo foi inferir dois cenários geológicos possíveis ao observar a modelagem que melhor corresponde ao dados observados, isto é, apresentou o menor erro RMS possível diante das intervenções implementadas no modelo.

5.3.1 Modelo 1

De forma geral, o primeiro cenário observado na Fig. 22 apresentou erro RMS 16,707 e define as profundidades do manto a partir da modelagem de Constantino et al. (2017). Este modelo acomoda a crosta de forma aproximadamente linear, com intrusões do manto de no máximo 11,6 km com densidade estimada em $3,39 \text{ g/cm}^3$ e 10 km de profundidade em média.

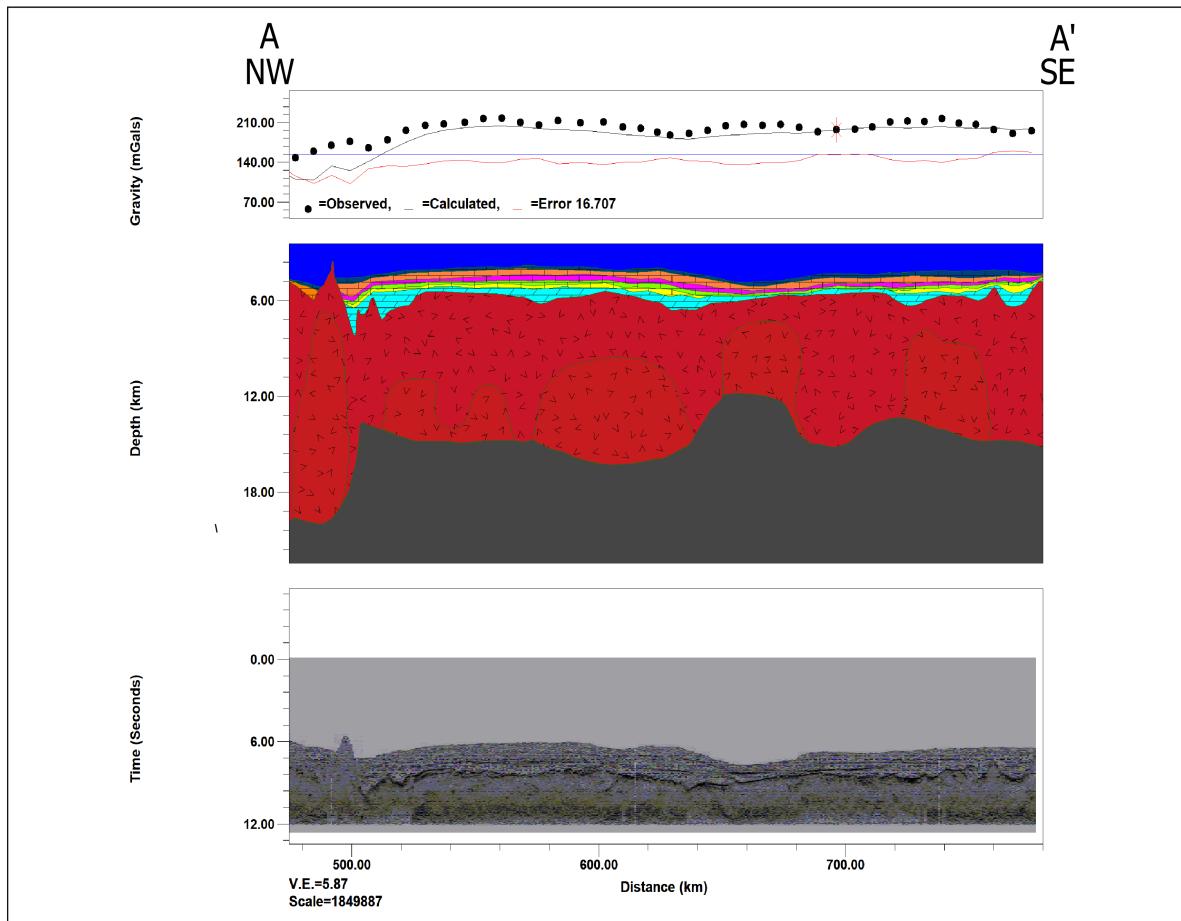


Figura 22 – Modelo 2D da Elevação do Rio Grande Oeste e adjacências. Apresenta-se a curva de dados calculados (*calculated*). Os valores de gravidade observados (*observed*) e a linha sísmica de tempo duplo como referências do modelo foram utilizados como parâmetros. Ajuste com erro (*Error*) 16,707 RMS. O exagero vertical (VE) e a escala (*Scale*) estão identificados.

Quanto às estruturas de interesse, o Canal Vema, a ERGO e a extremidade da ERGC na direção sudeste, existem ocorrências de soerguimento do embasamento cuja possível causa estaria relacionada a atividade geotectônica mencionada por (PRAXEDES; CASTRO, 2020). O espeçamento da crosta de densidade média $2,9 \text{ g/cm}^3$ é notado em direção ao continente a partir da ZFR, em conformidade com a literatura. A ausência de três sequências litoestratigráficas no pacote sedimentar sobre a zona de falha sinaliza atividade erosiva devido ao soerguimento com exposição subaérea. Contudo o modelo 1 não explicaria o alto desajuste nos dados de gravidade principalmente sobre a zona de falha, a ERGO, o Canal de Vema e início da ERGC.

5.3.2 Modelo 2

De acordo com a Fig. 23, o segundo modelo calculado apresentou erro RMS 6,057, estabelecido a partir da inserção de cinco heterogeneidades no embasamento basáltico, cujos corpos foram criados para ajustar o modelo. Contudo não foi possível a identificação destas estruturas a partir dos refletores presentes na linha sísmica de referência também tratada por Praxedes e Castro (2020) e representada na Fig. 5D.

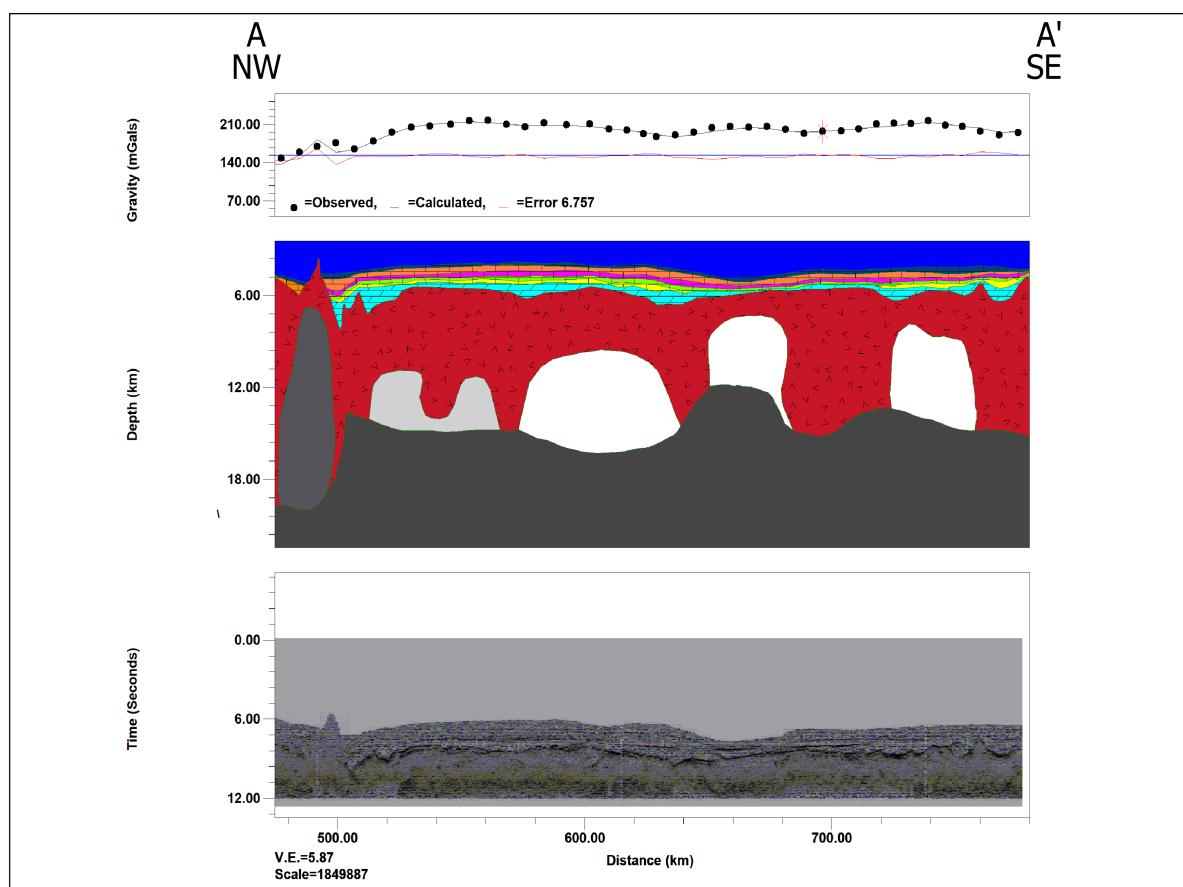


Figura 23 – Heterogeneidades presentes no embasamento basáltico a partir da 2^a simulação da seção geológica. Apresenta-se a curva de dados calculados (*calculated*). Os valores de gravidade observados (*observed*) e a linha sísmica de tempo duplo como referências do modelo foram utilizados como parâmetros. Ajuste com erro (*Error*) 6,757 RMS. O exagero vertical (VE) e a escala (*Scale*) estão identificados.

No limite noroeste da linha, ocorre um baixo gravimétrico de 150 mGal. Esta área do perfil mostra um melhor ajuste para uma heterogeneidade de $3,2 \text{ g/cm}^3$ e profundidade de 7 km. A presença de um conjunto de falhas nessa região poderia afetar as medidas do gravímetro sensíveis à superfície, porém valores em torno de 150 mGal calculados pelo ICGEM nessa região confirmam esse comportamento gravitacional anômalo.

A gravidade Bouguer sobre a ERGO próxima à ZFR, atinge 214 mGal com melhor ajuste para a heterogeneidade de $3,1 \text{ g/cm}^3$ e 11 km, assim como ocorre ao lado com a anomalia de 207 mGal e corpo de ajuste de $3,0 \text{ g/cm}^3$ e 9,7 km de profundidade. Os dois máximos gravitacionais locais identificados não seriam inteiramente justificados pela cobertura sedimentar ou pela elevação do embasamento quando compara-se os dois modelos.

Sobre o Canal de Vema e sobre a extremidade da ERGC ocorrem altos gravimétricos locais de (209 e 217) mGal, cuja subsuperfície que melhor se acomoda, apresenta corpos de $3,0 \text{ g/cm}^3$ e (7,3 e 7,9) km de profundidade, respectivamente. A presença dessas anomalias de densidade na crosta poderiam indicar a existência de rochas do manto em profundidades menores ou indicariam que a interface crosta-manto se apresenta mais próxima da superfície de forma pontual.

5.3.3 Modelo Final Interpretado

O modelo final da Elevação do Rio Grande Oeste e adjacências com as indicações de densidades observadas pela pesquisa bibliográfica e inferidas a partir do ajuste de gravidade Bouguer é apresentado na Fig. 24.

Foi possível inferir que o embasamento é de natureza basáltica ($\rho = 2,9 \text{ g/cm}^3$) e que sofre entumecimento em direção ao continente similar ao encontrado por Constantino et al. (2017) (Fig. 6). A Moho apresenta ondulações na sua geometria justificando, parcialmente, anomalias de gravidade centradas nos máximos locais, o que podem indicar a presença de antigas zonas cratônicas ou de subducção, ocorrências discutidas por Anderson (2006). O afinamento da crosta em direção ao centro da imagem pode ter correspondência ou mesmo ser condicionada à existência do Canal Vema, pois é acompanhado pelo aumento da espessura do manto litosférico.

As anomalias de densidade identificadas nessa seção, mesmo exageradas pela possível grande continuidade lateral, representam a soma da resposta de corpos com formas e profundidades variáveis, traduzidas pelas características das rochas que as compõem, presentes na base da crosta heterogênea, como observado nas indicações de profundidade no embasamento representado pela Fig. 24.

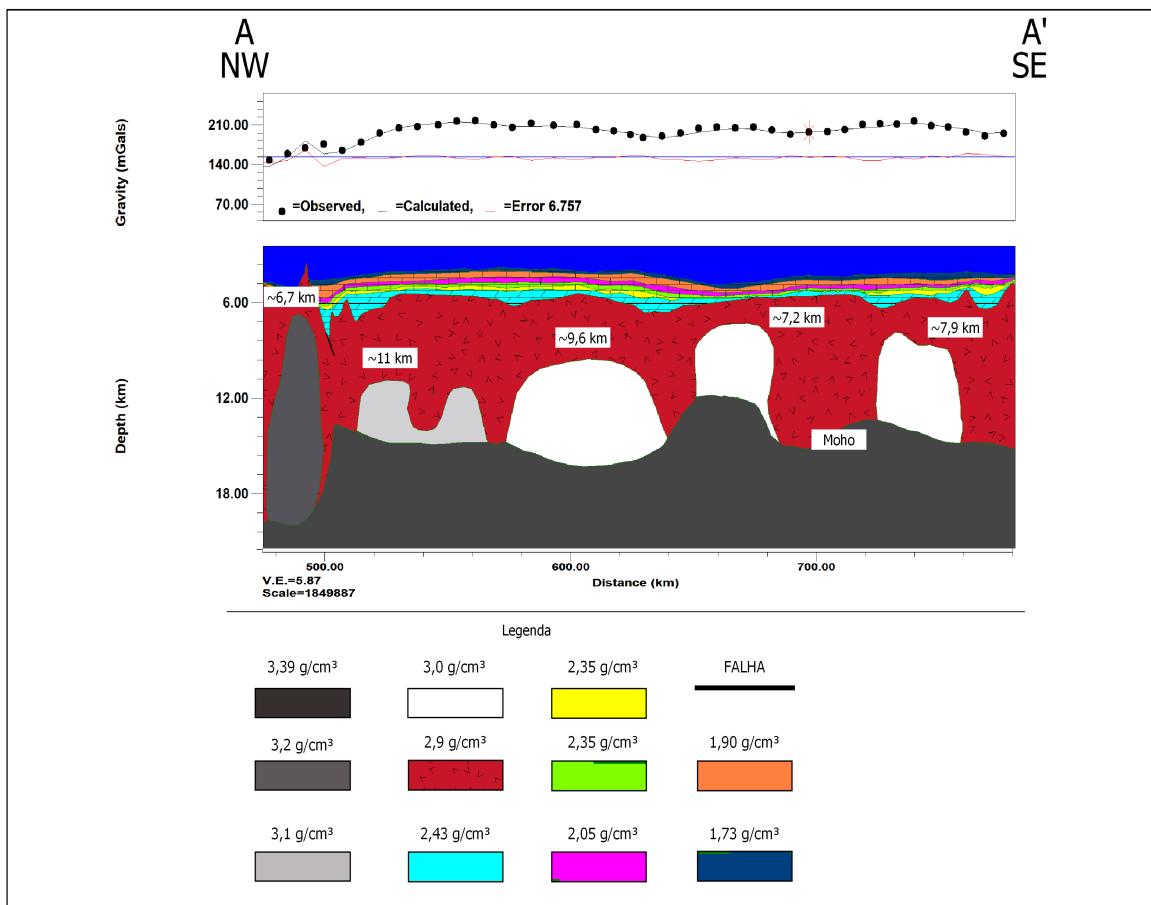


Figura 24 – Modelo de densidades da Elevação do Rio Grande Oeste e adjacências com indicações de profundidade das anomalias de densidade do embasamento crustal. A posição da Moho é indicada na figura.

Essa teoria melhor se aplicaria à anomalia sobre a ZFR por apresentar densidade estimada em $3,2 \text{ g/cm}^3$, contudo as anomalias também modeladas sob a ERGO, Canal de Vema e extremo da ERGC denotam a presença de rochas, normalmente, mais densas que o basalto. A anomalia sob o Canal de Vema e ERGC indicariam o registro de atividade mantélica no transcorrer do processo de espalhamento de um antigo oceano assumindo a hipótese que a ERGC está sob uma microplaca continental, possibilidade apontada por Pushcharovsky (2013). Assim como as anomalias sob a ERGO podem sinalizar a variação da distensão do embasamento com a Moho mais próxima de uma interface manto-crosta continental do que manto-crosta oceânica, devido a proximidade em relação à margem continental, o que também foi sinalizado pelas pesquisas de Jeck et al. (2020).

6 Conclusões

Este trabalho apresenta uma descrição geofísica comparativa entre a gravidade calculada por modelo global e a gravidade amostrada localmente, assim como um modelo gravimétrico 2D referente à Elevação do Rio Grande. Dessa forma, foi possível identificar importantes estruturas geológicas da região.

Inicialmente foi realizada a revisão bibliográfica associada aos aspectos tectônico, estrutural, sedimentar e geomorfológico da região de interesse. Sendo possível abordar o histórico de pesquisas sobre a Elevação do Rio Grande assim como suas descobertas e lacunas epistemológicas. Em seguida, foram calculadas as anomalias Bouguer e Ar-Livre através dos funcionais disponibilizados pela plataforma do ICGEM configurado como malha regular cobrindo toda a extensão dos três setores que compõem a Elevação do Rio Grande. Esta informação é importante para reconhecer o comportamento geofísico regional de grandes estruturas geológicas como riftes, zonas de falha, montes submarinos, canais e platôs. Posteriormente, o setor oeste da Elevação do Rio Grande foi selecionado para análise da resposta ao sinal de gravidade Bouguer e Ar-Livre, disponibilizados pelo Banco de Dados Geofísicos da Diretoria de Hidrografia da Marinha. Isto permitiu comparar os resultados desse método aos encontrados pelo modelo global de gravidade. Finalmente, um modelo gravimétrico 2D foi desenvolvido para esta região. Para isso, foi utilizada uma linha sísmica como parâmetro estrutural, bem como, as densidades do modelo foram estabelecidas a partir da literatura e perfilagem geológica. A partir dessa modelagem, foram mencionadas hipóteses sobre a história geológica da região que pudessem explicar os seus resultados.

Os resultados desse estudo revelaram comportamento gravitacional anômalo em relação às grandes estruturas batimétricas positivas e negativas da Elevação do Rio Grande. Foi percebido que a morfologia do assoalho marinho correspondeu à anomalia Ar Livre. Diante disso, ocorreu a identificação do Rife Cruzeiro do Sul, dos montes submarinhos da Elevação do Rio Grande, do platô central, assim como, do Canal Vema entre o setor oeste e central. A anomalia Bouguer foi capaz de distinguir as diferentes estruturas geológicas. O setor central e leste revelaram se comportar de forma mais próxima à anomalia Bouguer do continente. Uma inspeção visual das informações representadas em perfil (gravimetria marinha) e mapa (malha regular do modelo) encontrou correspondência entre a anomalia observada e calculada.

Finalmente, o modelo gravimétrico 2D não foi capaz de ajustar adequadamente os dados a partir das informações disponíveis na literatura cujo erro foi calculado em 16,707 RMS. Diante do erro apresentado, foram introduzidas cinco heterogeneidades no embasamento do setor oeste a fim melhorar o ajuste. Esse procedimento foi capaz de subtrair 10,05 pontos do erro quadrático médio anterior. Baseado nesses resultados algumas hipóteses podem ser elencadas.

As heterogeneidades poderiam revelar um embasamento basáltico não homogêneo. O manto litosférico mais espesso está presente sob a Elevação do Rio Grande Oeste, Canal de Vema e região a sudeste, o que sugere atividade do manto registrado por uma dorsal meso-oceânica inativa. A descontinuidade Moho apresentaria ondulações na sua geometria que denotariam a presença de antigas zonas cratônicas ou de subducção. Essa estrutura indicaria uma configuração manto-crosta mais semelhante ao encontrado no continente.

Devido à natureza ambígua do método gravimétrico, que nesse trabalho envolveu a aplicação da modelagem em apenas uma linha de dados, sugere-se a realização de perfilagem na Elevação do Rio Grande Oeste com o objetivo de investigar a natureza do seu embasamento e cobertura sedimentar.

Contudo, o levantamento de dados, a pesquisa bibliográfica e modelagens computacionais apresentaram resultados congruentes aos identificados pelos estudos recentes que ainda ampliam o escopo de discussões a respeito da Elevação do Rio Grande. Embora questões relacionadas ao método e aos dados indicados nesse estudo necessitarem de novos enfoques por abordarem complexo cenário geológico.

Referências

- ALBERONI, A. et al. The new digital terrain model (dtm) of the brazilian continental margin: detailed morphology and revised undersea feature names. *Geo-Marine Letters*, Springer, v. 40, n. 6, p. 949–964, 2020. Citado 4 vezes nas páginas 8, 13, 38 e 39.
- ALTENBERND, T.; JOKAT, W.; GEISSLER, W. The rio grande rise—a detached microcontinent or a large igneous province? In: . [S.l.: s.n.], 2019. Citado na página 16.
- ANDERSON, D. L. Speculations on the nature and cause of mantle heterogeneity. *Tectonophysics*, Elsevier, v. 416, n. 1-4, p. 7–22, 2006. Citado na página 50.
- ANDRADE, F.; KONZEN, L. Levantamentos aerogeofísicos para identificação de áreas com ocorrência potencial de petróleo e gás na bacia do parnaíba. *Convênio ANP-USP*, p. 9–23, 2006. Citado 3 vezes nas páginas 8, 36 e 37.
- ARANA, J. Introdução à geodésia física. *FCT-UNESP–Presidente Prudente*, 2009. Citado 2 vezes nas páginas 27 e 28.
- BARKER, P. Tectonic evolution and subsidence history of the rio-grande rise. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, US Government Printing Office SUPERINTENDENT DOCUMENTS,, WASHINGTON, DC ..., v. 72, n. DEC, p. 953–976, 1983. Citado 3 vezes nas páginas 11, 14 e 19.
- BARKER, P. et al. Site-516-rio-grande rise. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, US GOVERNMENT PRINTING OFFICE SUPERINTENDENT DOCUMENTS,, WASHINGTON, DC ..., v. 72, n. DEC, p. 155–338, 1983. Citado na página 42.
- BARTHELMES, F. Definition of functionals of the geopotential and their calculation from spherical harmonic models: theory and formulas used by the calculation service of the international centre for global earth models (icgem), <http://icgem.gfz-potsdam.de>. Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, 2009. Citado 6 vezes nas páginas 7, 26, 28, 40, 43 e 44.
- BARTHELMES, F. Definição dos funcionais do geopotencial e seu cálculo a partir de modelos harmônicos esféricos. <http://publicações.iass-potsdam.de/pubman/item/escidoc>, v. 104132, n. 3, p. 0902–2, 2009. Citado na página 27.
- BLAKE, S. et al. *An introduction to our dynamic planet*. [S.l.]: Cambridge University Press, 2008. Citado 2 vezes nas páginas 29 e 42.
- BLAKELY, R. J. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. [S.l.]: Cambridge university press, 1996. Citado 7 vezes nas páginas 21, 24, 27, 28, 29, 30 e 37.
- BRAUN, M.; GOLUBITSKY, M. *Differential equations and their applications*. [S.l.]: Springer, 1983. v. 1. Citado na página 22.
- CAMBOA, L. A. P.; RABINOWITZ, P. D. The evolution of the rio grande rise in the southwest atlantic ocean. *Marine Geology*, Elsevier, v. 58, n. 1-2, p. 35–58, 1984. Citado 4 vezes nas páginas 11, 12, 13 e 19.

- CONSTANTINO, R. R. et al. Basement structures over rio grande rise from gravity inversion. *Journal of South American Earth Sciences*, Elsevier, v. 75, p. 85–91, 2017. Citado 8 vezes nas páginas 7, 11, 17, 19, 20, 41, 48 e 50.
- DETRICK, R.; SCLATER, J.; THIEDE, J. The subsidence of aseismic ridges. *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, v. 34, n. 2, p. 185–196, 1977. Citado na página 19.
- ESCOBAR, I. P. Forma e dimensões da Terra. *Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Departamento de Engenharia Cartográfica*, 2000. Citado 2 vezes nas páginas 23 e 26.
- FODOR, R.; HUSLER, M.; KUMAR, N. *Petrology of volcanic rocks from an aseismic rise: implications for the origin of the Rio Grande Rise, South Atlantic Ocean: Earth and Planetary Sci. [S.l.]: Letters*, 1977. Citado 2 vezes nas páginas 17 e 19.
- FÖRSTE, C. et al. Eigen-6c3-the latest combined global gravity field model including goce data up to degree and order 1949 of gfz potsdam and grgs toulouse. In: *AGU Fall Meeting Abstracts*. [S.l.: s.n.], 2011. v. 2011, p. G51A–0860. Citado na página 43.
- GALVÃO, I. L. G.; CASTRO, D. L. de. Contribution of global potential field data to the tectonic reconstruction of the rio grande rise in the south atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, Elsevier, v. 86, p. 932–949, 2017. Citado 2 vezes nas páginas 14 e 19.
- GAMBOA, L. A. P.; RABINOWITZ, P. D. The rio grande fracture zone in the western south atlantic and its tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, v. 52, n. 2, p. 410–418, 1981. Citado na página 11.
- GIBSON, S. et al. Melt-generation processes associated with the tristan mantle plume: Constraints on the origin of em-1. *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, v. 237, n. 3-4, p. 744–767, 2005. Citado 2 vezes nas páginas 7 e 15.
- GOMES, B. Integração preliminar dos dados gravimétricos marítimos da petrobras e do projeto leplac: Bacias de campos, santos e pelotas. In: SÃO PAULO, SP. *Anais do XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia*. [S.l.], 1992. v. 1, p. 559–560. Citado na página 11.
- GUIDORIZZI, H. L. *Um curso de cálculo, vol. 4*. [S.l.]: Grupo Gen-LTC, 2000. Citado na página 22.
- HASUI, Y. et al. *Geologia do brasil*. [S.l.]: Beca São Paulo, Brazil, 2012. Citado na página 19.
- HEISKANEN, W. A.; MORITZ, H. *Physical Geodesy*. San Francisco: W. H. Freeman and Company, 1967. ISBN 978-0-7167-0233-7. Citado 2 vezes nas páginas 24 e 26.
- HOFMANN-WELLENHOF, B.; MORITZ, H. Fundamentals of potential theory. *Physical Geodesy*, Springer, p. 3–41, 2005. Citado 6 vezes nas páginas 7, 21, 22, 23, 26 e 27.
- HOFMANN-WELLENHOF, B.; MORITZ, H. *Physical geodesy*. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2006. Citado na página 24.
- JECK, I. K. et al. The santa catarina plateau and the nature of its basement. *Geo-Marine Letters*, Springer, v. 40, n. 6, p. 853–864, 2020. Citado 3 vezes nas páginas 20, 44 e 51.
- KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. *An introduction to geophysical exploration*. [S.l.]: John Wiley & Sons, 2002. v. 4. Citado 9 vezes nas páginas 7, 8, 29, 30, 31, 32, 33, 36 e 41.

- KNIGHT, R. D. *Física-VI: Uma Abordagem Estratégica-Mecânica Newtoniana, Gravitação, Oscilações e Ondas.* [S.I.]: Bookman, 2000. v. 1. Citado na página 22.
- LEYDEN, R.; LUDWIG, W. J.; EWING, M. Structure of continental margin off punta del este, uruguay, and rio de janeiro, brazil. *AAPG Bulletin*, American Association of Petroleum Geologists (AAPG), v. 55, n. 12, p. 2161–2173, 1971. Citado na página 11.
- MOHRIAK, W. et al. Geological and geophysical interpretation of the rio grande rise, south-eastern brazilian margin: extensional tectonics and rifting of continental and oceanic crusts. *Petroleum Geoscience*, European Association of Geoscientists & Engineers, v. 16, n. 3, p. 231–245, 2010. Citado 3 vezes nas páginas 11, 12 e 19.
- MOLINA Éder C. *Gravimetria: Fundamentos e aplicações - módulo 1.* 2001. Citado na página 24.
- O'CONNOR, J. M.; DUNCAN, R. A. Evolution of the walvis ridge-rio grande rise hot spot system: Implications for african and south american plate motions over plumes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Wiley Online Library, v. 95, n. B11, p. 17475–17502, 1990. Citado na página 14.
- PRAXEDES, A. G. P. Estudo geofísico/geológico da elevação do rio grande e feições submarinas adjacentes-atlântico sul. Brasil, 2020. Citado 8 vezes nas páginas 7, 11, 13, 14, 17, 18, 19 e 41.
- PRAXEDES, A. G. P.; CASTRO, D. L. de. Correlação tectono-deposicional entre a margem continental brasileira e a elevação do rio grande. *Geologia USP. Série Científica*, v. 20, n. 4, p. 137–148, 2020. Citado 7 vezes nas páginas 12, 20, 35, 39, 40, 42 e 49.
- PUSHCHAROVSKY, Y. M. Microcontinents in the atlantic ocean. *Geotectonics*, Springer, v. 47, n. 4, p. 241–250, 2013. Citado 2 vezes nas páginas 16 e 51.
- RAMALHO, A. S. Análise qualitativa do modelo de gravidade global eigen-6c4 na modelagem de distúrbios de gravidade sob a região da bacia do parnaíba. 2019. Citado 3 vezes nas páginas 7, 23 e 27.
- SANTOS, R. V. et al. Dating gondwanan continental crust at the rio grande rise, south atlantic. *Terra Nova*, Wiley Online Library, v. 31, n. 5, p. 424–429, 2019. Citado 2 vezes nas páginas 7 e 16.
- TALWANI, M.; EWING, M. Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 25, n. 1, p. 203–225, 1960. Citado 3 vezes nas páginas 36, 37 e 41.
- TELFORD, W. M. et al. *Applied geophysics.* [S.I.]: Cambridge university press, 1990. Citado 4 vezes nas páginas 7, 29, 30 e 32.
- TORGE, W. *Geodesy.* W. de Gruyter, 2001. ISBN 9783110170726. Disponível em: <https://books.google.com.br/books?id=pFO6VB_czRYC>. Citado 2 vezes nas páginas 21 e 27.
- TORGE, W.; MÜLLER, J. *Geodesy.* In: *Geodesy.* [S.I.]: de Gruyter, 2012. Citado 4 vezes nas páginas 21, 22, 23 e 24.

- USSAMI, N. et al. Origin of the rio grande rise–walvis ridge reviewed integrating palaeogeographic reconstruction, isotope geochemistry and flexural modelling. *Geological Society, London, Special Publications*, Geological Society of London, v. 369, n. 1, p. 129–146, 2013. Citado na página 17.
- VAIL, P. R.; JR, R. M.; III, S. T. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 4. global cycles of relative changes of sea level.: Section 2. application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation. AAPG Special Volumes, 1977. Citado 3 vezes nas páginas 8, 34 e 35.
- WILSON, J. T. Evidence from islands on the spreading of ocean floors. *Nature*, Nature Publishing Group, v. 197, n. 4867, p. 536–538, 1963. Citado na página 14.
- YILMAZ, Ö. *Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data*. [S.l.]: Society of exploration geophysicists, 2001. Citado 3 vezes nas páginas 8, 33 e 34.