



**Universidade do Estado do Rio de Janeiro**  
Centro de Tecnologia e Ciências  
Faculdade de Oceanografia

Michelle Cunha Graça

**A formação da Elevação do Rio Grande e sua  
correlação com a evolução da Margem  
Continental Sudeste Brasileira**

Rio de Janeiro

2018



Michelle Cunha Graça

**A formação da Elevação do Rio Grande e sua correlação com a evolução da Margem Continental Sudeste Brasileira.**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Caracterização, Diagnóstico e Evolução de Ambientes Marinhos

Orientadora: Prof<sup>ª</sup>. Dr<sup>ª</sup>. Natasha Santos Gomes Stanton

Colaborador: Prof. Dr. Nick J. Kuszniir (Universidade de Liverpool)

Rio de Janeiro

2018

CATALOGAÇÃO NA FONTE  
UERJ/REDE SIRIUS/CBA

**A ficha catalográfica deve ser preparada pela equipe da Biblioteca e ficará pronta em quatro dias úteis. Não deve ser contada para fins de paginação.**

**Será elaborada após a normalização do trabalho acadêmico.**

**O aluno deverá avisar o bibliotecário caso haja alguma correção, alteração de título ou paginação a fazer.**

**Na versão impressa, deverá constar no verso da folha de rosto.**

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta dissertação, desde que citada a fonte.

---

Assinatura

---

Data



Michelle Cunha Graça

**A formação da Elevação do Rio Grande e sua correlação com a evolução da Margem Continental Sudeste Brasileira.**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Caracterização, Diagnóstico e Evolução de Ambientes Marinhos

Aprovada em \_\_\_ de Setembro de 2018.

Banca Examinadora

---

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Natasha Santos Gomes Stanton (Orientadora)  
Faculdade de Oceanografia – UERJ

---

Prof. Dr. Mauro Cesar Geraldês  
Faculdade de Geologia - UERJ

---

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Renata da Silva Schmitt  
Faculdade de Geologia - UFRJ

Rio de Janeiro

2018

## AGRADECIMENTOS

Gostaria primeiramente de agradecer a minha querida professora orientadora Natasha Stanton. Muito obrigada pelos ensinamentos, conselhos, pela atenção e cuidado. Obrigada pela parceria e amizade. Ao professor Nick Kusznir, pela dedicação, disposição e paciência. Muito obrigada por vocês terem depositado tanta confiança em mim. Foi realmente um privilégio.

Ao time do BRAMAR, em especial a Cassia, por sempre estar disposta a ajudar e a compartilhar.

A minha banca examinadora, Prof<sup>ª</sup>. Dr<sup>ª</sup>. Renata Schmitt e Prof. Dr. Mauro Geraldese, pela atenção e disponibilidade. Ao Dr. Andres Gordon, pela imensa ajuda com a interpretação sísmica.

A UERJ e ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, em especial ao Laboratório de Oceanografia Geológica por todo o suporte técnico cedido. A Prof<sup>ª</sup>. Dr<sup>ª</sup>. Josefa, pelas dicas nas qualificações.

Aos meus estimados amigos e colegas da CPRM: Caio Gurgel e Lynthener Takenaka, pelo companheirismo, suporte e discussões despreziosas.

A minha grande e calorosa família, em especial minha avó Elza, pelo exemplo irretocável. Minha irmã, Raissa, eterna parceira de vida. Tiago, cunhado de título, mas irmão de coração. Ao meu amor, Caio, sou muito grata pelo companheirismo, amor e paciência. Também agradeço a família dele, que sempre me acolheu com muito carinho.

Aos meus pais, por terem me proporcionado a melhor educação que poderiam me dar, como ser humano e como profissional, e que, sem dúvidas, culminou na elaboração deste trabalho. E, finalmente, a minha maior saudade: minha mãe, Virgínia.

## RESUMO

GRAÇA, M.C. *A formação da Elevação do Rio Grande e sua correlação com a evolução da Margem Continental Sudeste Brasileira*. 2018. Dissertação (Mestrado em Oceanografia) – Programa de Pós-Graduação em Oceanografia (PPG-OCN), Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 2018.

A origem da Elevação do Rio Grande (ERG) no Atlântico Sul central e suas implicações para a separação da América do Sul e África durante o Cretáceo são controversas. A recente descoberta de material continental de idade Proterozoica na ERG sugere que a explicação existente envolvendo a interação entre dorsal oceânica – pluma mantélica para a formação da ERG e Cadeia de Walvis (CW) precisa ser reexaminada. Utilizamos dados de anomalia magnética e inversão gravimétrica para mapear a espessura crustal da área central do Atlântico Sul que compreende a ERG, a CW e as margens continentais rifteadas sul-americanas e africanas adjacentes. Mostramos que a ERG consiste de três corpos distintos de crosta anormalmente espessa (Ocidental, Central e Oriental) associados a anomalias magnéticas de alta amplitude e separados por crosta oceânica de espessura normal. A ERG Central forma um grande corpo elíptico com espessura crustal máxima de 25 km. A CW também tem uma espessura crustal máxima de 25 km, mas tem uma geometria mais estreita e linear. Usamos reconstruções de placas para restaurar mapas de espessura crustal e anomalias magnéticas nos tempos do Cretáceo Superior para examinar o desenvolvimento da ERG-CW. Essas restaurações, juntamente com idades de adição magmática, sugerem que a região central da ERG e da CW formaram um único corpo entre 90 e 80 Ma localizado no limite da crosta oceânica semelhante à Islândia de hoje. Com base no mapeamento da espessura crustal, as restaurações das placas e as idades magmáticas, propomos que a ERG foi fragmentada em suas 3 partes e separada da CW por pelo menos 4 saltos de dorsal durante a abertura do Oceano Atlântico Sul entre aproximadamente 90 e 50 Ma. Reconstruções de placas de espessura crustal mostrando lineamentos estruturais rotacionados, implicam que a separação da ERG Oriental e CW foi altamente complexa envolvendo extensão crustal simultânea e adição magmática. Propomos que o material continental encontrado na ERG foi isolado da massa terrestre continental principal e transportado para o oceano por esses saltos de dorsal durante a formação cretácea do Atlântico Sul.

Palavras-chave: Elevação do Rio Grande, Cadeia de Walvis, Margem continental brasileira, Saltos de dorsal, inversão gravimétrica, espessura crustal, anomalias magnéticas.

## ABSTRACT

GRAÇA, M.C. *The formation of the Rio Grande Rise and its relationship to the evolution of the Southeastern Brazilian continental margin*. 2018. Dissertação (Mestrado em Oceanografia) – Programa de Pós-Graduação em Oceanografia (PPG-OCN), Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 2018.

The origin of the Rio Grande Rise (RGR) within the central South Atlantic and its implications for the separation of South America and Africa during the Cretaceous are controversial. The recent discovery of continental material of Proterozoic age on the RGR suggests that the existing explanation involving ocean ridge – mantle plume interaction for the formation of the RGR and Walvis Ridge (WR) needs to be re-examined. We use magnetic anomaly data and gravity anomaly inversion to map crustal thickness for the central S. Atlantic area encompassing the RGR, WR and adjacent South American and African rifted continental margins. We show that the RGR consists of three distinct bodies of anomalously thick crust (Western, Central and Eastern) associated with high amplitude magnetic anomalies and separated by normal thickness oceanic crust. The Central RGR forms a large elliptical body with maximum crustal thickness of 25 km. The WR also has a maximum crustal thickness of 25 km but has a narrower and more linear geometry. We use plate reconstructions to restore maps of crustal thickness and magnetic anomaly to Early Cretaceous times to examine the development of the RGR-WR. These restorations together with ages of magmatic addition suggest that the Central RGR and WR formed a single body between 90 and 80 Ma located on the ocean ridge plate boundary similar to Iceland today. On the basis of crustal thickness mapping, the plate restorations and the magmatic ages, we propose that the RGR was fragmented into its 3 parts and separated from WR by at least 4 ocean ridge jumps during the opening of the South Atlantic Ocean between approximately 90 and 50 Ma. Plate reconstructions of crustal thickness showing rotated structural lineaments imply that the separation of Eastern RGR and WR was highly complex involving simultaneous crustal extension and magmatic addition. We propose that the continental material found on the RGR was isolated from the main continental land-mass and transported into the ocean by these ridge jumps during the Cretaceous formation of the South Atlantic.

Key words: Rio Grande Rise, Walvis Ridge, Ridge Jumps, Brazilian Continental Margin, Gravity inversion, crustal thickness, magnetic anomalies.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	Mapa Batimétrico do Atlântico Sul.....	13
Figura 2 -	Mapa Batimétrico da ERG e da margem continental brasileira adjacente.....	15
Figura 3-	Mapa da ERG com área de interesse para crostas cobaltíferas.....	16
Figura 4 -	Mapas Batimétricos 2D e 3D da ERG.....	17
Figura 5 -	Levantamento batimétrico multifeixe da ERG.....	18
Figura 6 -	Reconstrução em 84 Ma do Atlântico Sul.....	20
Figura 7 -	Mapa geológico do Gondwana no continente e da Batimetria no oceano, reconstruído para a anomalia C34, há 83 Ma.....	21
Figura 8 -	Mapa com as idades de rochas magmáticas da ERG e CW.....	23
Figura 9 -	Mapas de espessura crustal do Oceano Índico e Oceano Atlântico Nordeste.....	24
Figura 10 -	Esquema da metodologia geral empregada no presente trabalho.....	26
Figura 11 -	Esquema do fluxograma da Inversão Gravimétrica.....	30
Figura 12 -	Mapas Batimétrico e de Anomalia Ar-livre do Atlântico Sul.....	33
Figura 13 -	Mapas Magnéticos do Atlântico Sul.....	34
Figura 14 -	Mapa Magnético da Inclinação do Sinal Analítico do Atlântico Sul.....	35
Figura 15 -	Mapas Geofísicos (Batimetria e Anomalia Ar-livre) da ERG.....	36
Figura 16 -	Mapas Geofísicos (CMA e ASA) da ERG.....	37
Figura 17 -	Mapa Geofísico de ISA da ERG.....	38
Figura 18 -	Mapas de Redução ao polo da ERG e da CW.....	39
Figura 19 -	Seções sísmicas interpretadas.....	41
Figura 20 -	Gráfico comparativo das batimetrias do ETOPO1 e Sísmica.....	42
Figura 21 -	Mapa da espessura crustal do embasamento e perfil crustal obtidos pela Inversão Gravimétrica.....	44
Figura 22 -	Diferentes Perfis crustais comparativos.....	45
Figura 23 -	Comparação da profundidade da Moho calculada pela Inversão Gravimétrica e da profundidade da Moho identificada por Sísmica de reflexão.....	46
Figura 24 -	Gráfico comparativo da profundidade da Moho calculada pela Inversão Gravimétrica e da profundidade da Moho identificada por Sísmica de reflexão.....	47
Figura 25 -	Mapa da espessura crustal do embasamento (m) do Oceano Atlântico Sul.....	48
Figura 26 -	Mapa da espessura crustal do embasamento da ERG e feições da margem continental brasileira.....	49
Figura 27 -	Mapa da espessura crustal do embasamento da ERG.....	49
Figura 28 -	Mapa da espessura crustal com a localização do Perfil A-B e perfis associados.....	51
Figura 29 -	Mapa da espessura crustal com a localização do Perfil C-D e perfis associados.....	52
Figura 30 -	Mapa da espessura crustal com a localização dos perfis C1, C2 e C3 e perfis associados.....	53
Figura 31 -	Mapa da espessura crustal com compilação de idades para a ERG e CW.....	55
Figura 32 -	Reconstrução de Placa com o Campo Magnético Anômalo.....	57
Figura 33 -	Reconstrução de Placa com o Mapa de espessura crustal do embasamento.....	58
Figura 34 -	Reconstrução de Placa em 83 Ma com o Perfil oeste-leste R-W.....	60

Figura 35 -	Reconstrução de Placa com o Mapa de espessura crustal do embasamento.....	62
Figura 36 -	Reconstrução de Placa em 54 Ma com os Perfis oeste-leste E-G e E'-G'.....	63
Figura 37 -	Reconstrução de Placa em 50 Ma mostrando os possíveis saltos da dorsal mesoatlântica.....	66

## SUMÁRIO

	<b>INTRODUÇÃO</b>	12
1	<b>OBJETIVOS</b>	12
2	<b>ÁREA DE ESTUDO</b>	14
3	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO</b>	14
3.1	<b>A Cadeia de Walvis (CW)</b>	18
3.2	<b>Evidências a cerca da origem da ERG e da CW</b>	19
4.0	<b>MATERIAIS E MÉTODOS</b>	24
4.1	<b>Método Magnético</b>	25
4.2	<b>Método Gravimétrico</b>	28
4.3	<b>Inversão Gravimétrica</b>	29
5.0	<b>RESULTADOS</b>	31
5.1	<b>Análise do Campo Potencial</b>	31
5.2	<b>Interpretação Sísmica</b>	40
5.3	<b>Cálculo da Inversão Gravimétrica</b>	42
5.4	<b>A estrutura crustal desde a Margem Brasileira até a ERG</b>	47
5.5	<b>Reconstrução de Placas</b>	54
5.5.1	<b>Anomalias magnéticas e limites de placa no Cretáceo Superior)</b>	56
6	<b>DISCUSSÃO</b>	59
6.1	<b>Estrutural crustal das feições conjugadas ERG-CW há 83 Ma (Anomalia C34)</b>	59
6.2	<b>Conexão da ERG com a trilha de Tristão-Gough (Província Guyot) através de Rotações</b>	61
6.3	<b>O papel dos saltos de dorsal na separação do Gondwana</b>	63
	<b>CONCLUSÃO</b>	67
	<b>REFERÊNCIAS</b>	69

## **INTRODUÇÃO**

A Elevação do Rio Grande (ERG) constitui uma região espacialmente extensa de batimetria anormalmente rasa dentro de um domínio oceânico normal cuja origem ainda é desconhecida e vem sendo tema de intenso debate recentemente (Figura 01). Resultados de amostragem geológica revelaram a presença de rochas como granitos, granulitos, gnaises e pegmatitos com idades entre 500 milhões a 2,2 bilhões de anos (Fioravanti, 2014). A ERG também pode conter recursos minerais marinhos importantes, como crostas cobaltíferas (CPRM, 2015) (Figura 03). A mesma se encontra no domínio oceânico, offshore às bacias de Santos e Pelotas e está separada do Platô de São Paulo e da Dorsal de São Paulo na margem continental brasileira (Figura 02). Neste contexto, a presença de rochas continentais com afinidades com a litosfera continental adjacente levanta questões a cerca da natureza, origem e formação desta grande feição estrutural do Atlântico Sul, inclusive com relação à delimitação da zona econômica exclusiva brasileira. No cenário geodinâmico de formação do Atlântico Sul, a compreensão dessas questões e o entendimento da sua relação com a Cadeia de Walvis (CW) na margem conjugada africana (Figura 01) podem elucidar muitas questões tectônicas, magmáticas e cinemáticas fundamentais do Atlântico Sul.

Atualmente existem escassos trabalhos publicados sobre a ERG e apenas uma campanha do DSDP em 1980 com levantamento de informações geológicas a respeito da natureza do seu embasamento. Neste contexto e tratando-se de um ambiente marinho profundo, os dados geofísicos são grandes aliados. O estudo do campo potencial (gravimétrico e magnetométrico) pode ser utilizado na interpretação e identificação de zonas fraturadas, de altos estruturais, magmatismo, cálculo da espessura crustal e no mapeamento da antiga cadeia central de espalhamento oceânico, quando analisados em associação com dados de isócronas do assoalho oceânico (Nürnberg e Müller, 1991; Müller et al., 2008).

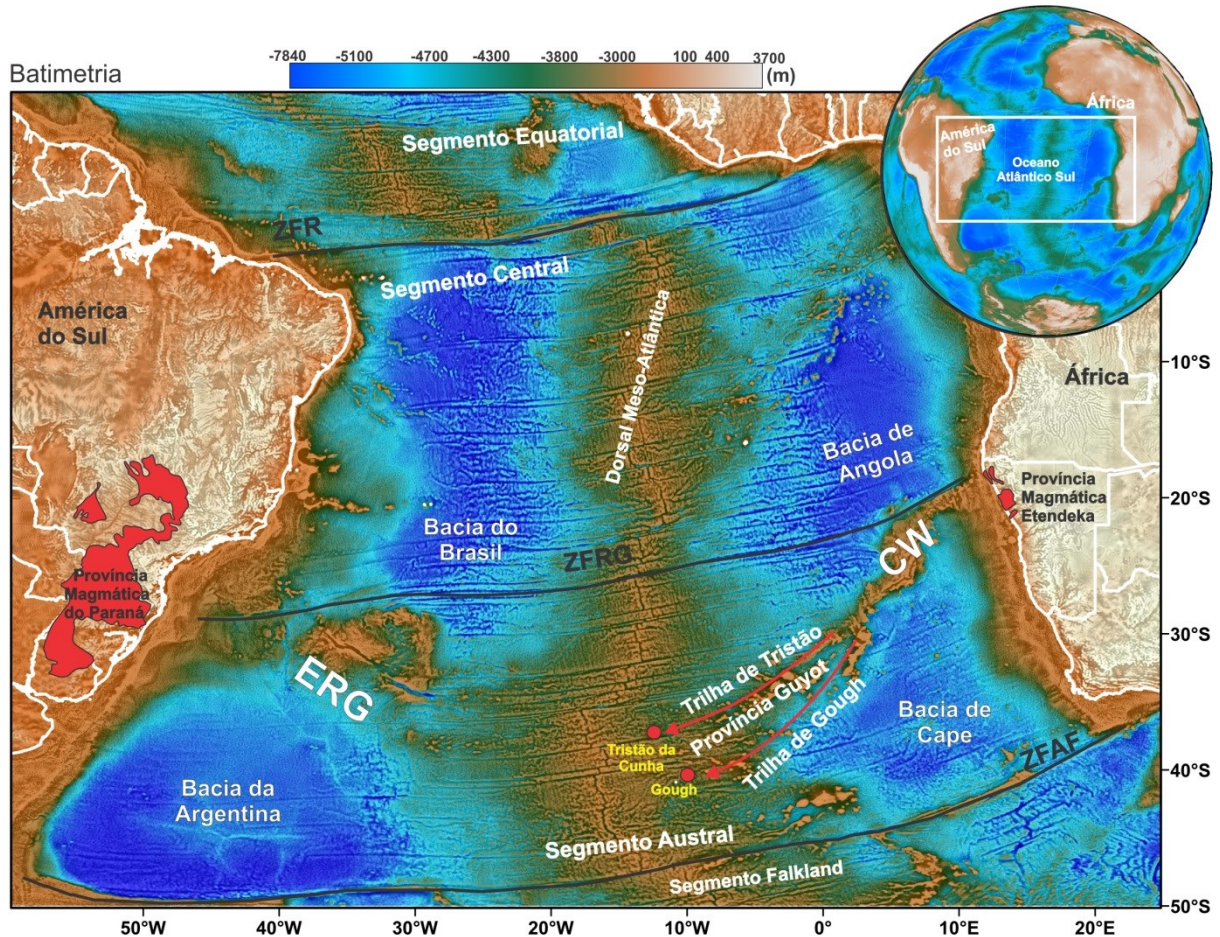
### **1 OBJETIVOS**

O objetivo principal do projeto é contribuir ao entendimento geral da natureza do embasamento e do mecanismo de formação da ERG, a partir da integração de dados



geológicos e geofísicos, e sua inserção no cenário geodinâmico de formação do Atlântico Sul. Para cumprir esse objetivo geral pretende-se realizar as seguintes etapas:

Figura 01 – Mapa Batimétrico do Atlântico Sul.



Legenda: Mapa batimétrico regional (dado: Amante e Eakins, 2009) atual que mostra a localização do Atlântico Sul no globo terrestre e a localização da ERG e da CW, bem como as zonas de fratura do Atlântico Sul (Agulhas-Falkland ao sul, Rio Grande no centro e Romanche ao norte) que separam o mesmo nos segmentos Central, Austral e Falkland, sendo o segmento Equatorial pertencente ao Atlântico Central. A CW se transforma na Província Guyot em direção a sudoeste.

Fonte: Graça et al. (*submetido*).

1. Cálculo da espessura crustal da ERG a partir de inversão gravimétrica.
2. Investigar a natureza da litosfera ao longo desta feição a partir da integração dos resultados de magnetometria e gravimetria.
3. Inferir a respeito da relação estrutural com a margem continental sudeste brasileira.

4. Compreender o desenvolvimento da ERG e da CW dentro do contexto de evolução do Atlântico Sul, utilizando reconstruções de placa de espessura crustal obtidas através da inversão gravimétrica.

## **2 ÁREA DE ESTUDO**

A ERG, juntamente com a CW, constitui as feições batimétricas mais proeminentes em meio às bacias oceânicas do Atlântico Sul (O'Connor e Duncan, 1990) e estão localizadas em seu segmento Austral (Figura 01). A ERG se estende entre as latitudes 28° e 34°S e longitudes 28° e 40°O, estando delimitada entre as zonas de fraturas oceânicas de Rio Grande e 35,3°S (Figura 01) e sendo compreendida por montes submarinos, guyots, vales encaixados e escarpas elevadas (Alves, 1981) (Figura 04). Encontra-se em proximidade com as bacias sedimentares brasileiras (Figura 02) de Santos e Pelotas da margem sul e sudeste brasileira e interpõe-se às bacias oceânicas da Argentina e do Brasil.

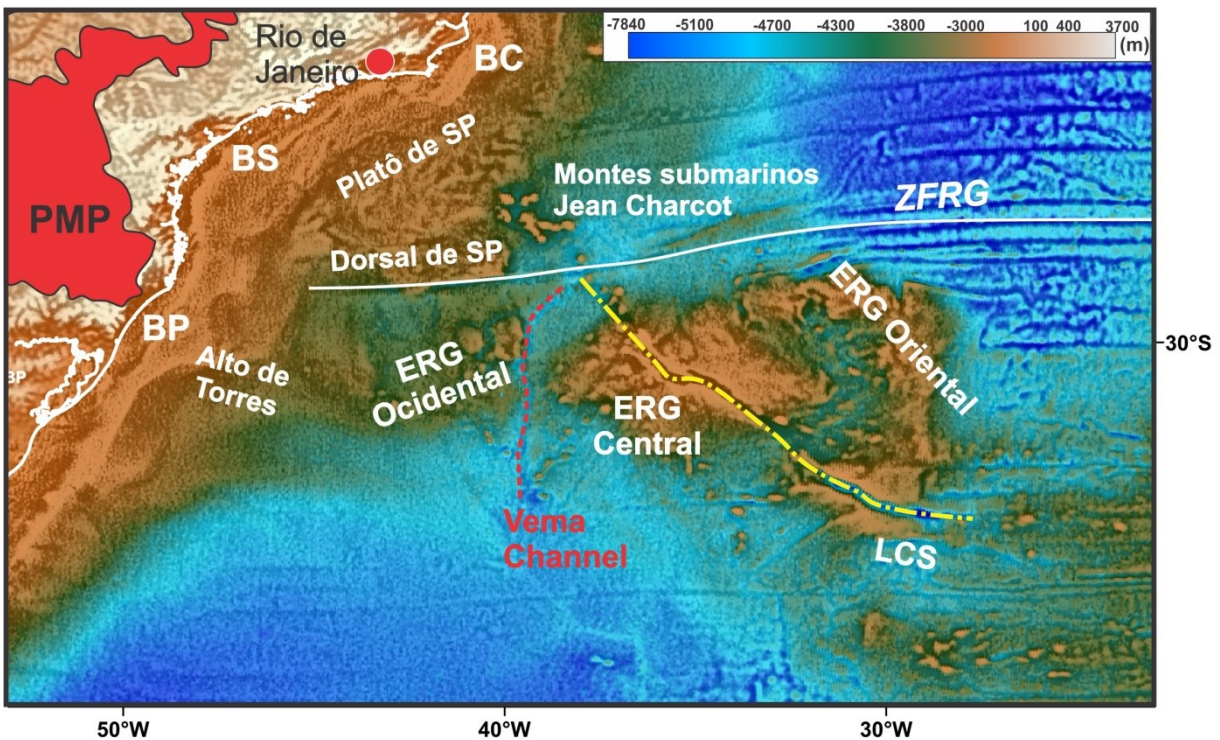
## **3 CONTEXTO GEOLÓGICO**

Estudos sobre a ERG provém, em sua maior parte, do começo dos anos 1980 de relatórios do Deep Sea Drilling Project (DSDP) (Barker et al., 1983), de linhas sísmicas de reflexão e poços do DSDP interpretadas por Gamboa e Rabinowitz (1981 e 1984), e levantamentos sísmicos de refração/reflexão (Leyden et al., 1971; Leyden, 1976) na margem sudeste brasileira. De acordo com Gamboa e Rabinowitz (1984), a geomorfologia da ERG apresenta duas unidades distintas: as cadeias assísmicas ocidental (ERG Ocidental) e oriental (ERG Oriental), que no presente trabalho correspondem as unidades Central e Oriental da ERG (Figura 02). Essas unidades são separadas entre si por uma planície abissal estreita e restrita com alguns montes submarinos.



Figura 02 – Mapa Batimétrico da ERG e da margem continental brasileira adjacente.

Batimetria



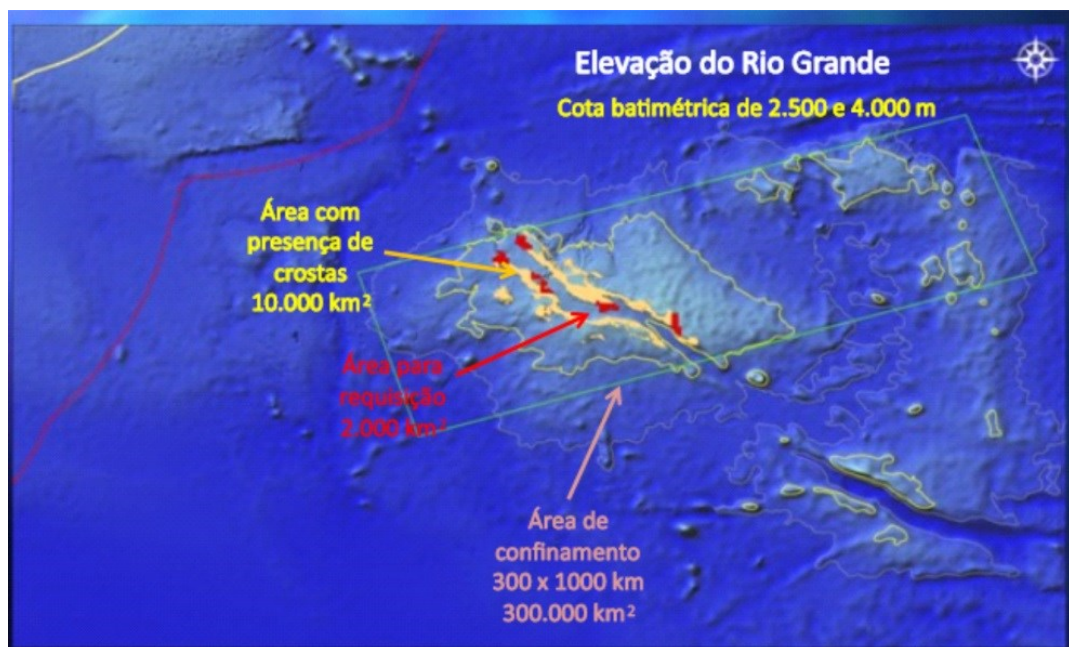
Legenda: Mapa batimétrico regional (dado: Amante e Eakins, 2009) atual que mostra a localização da ERG e as mais importantes feições da margem brasileira adjacente. BP: Bacia de Pelotas; BS: Bacia de Santos; BC: Bacia de Campos; CSL: Lineamento Cruzeiro do Sul.

Fonte: Graça et al. (*submetido*).

Em comparação com a ERG Central, a ERG Oriental é muito menos conhecida (Ussami et al., 2013). A ERG Central é uma protuberância elíptica alcançando 2000 m de profundidade e foi afetada por um episódio magmático no Eoceno, dando origem a guyots e montes submarinos, responsáveis pelas altas elevações que alcançam 700 m abaixo do nível do mar atualmente (Gamboa e Rabinowitz, 1984) (Figura 04). Já a ERG Oriental é composta por dois segmentos principais, sendo a elevação mais moderada com direção N-S (Figura 02). É limitada ao norte e ao sul por fraturas e sua elevação é, em média, 2000 m abaixo do nível do mar (Gamboa e Rabinowitz, 1981). De acordo com Gamboa e Rabinowitz (1984), a ERG foi formada no centro de espalhamento oceânico, elevando-se próximo ao nível do mar no Santoniano-Coniciano e sofreu uma subsidência termal subsequente, acompanhada por uma sedimentação pelágica. Posteriormente, no Eoceno Médio, um episódio vulcânico alcalino teria soerguido toda a ERG Central, resultando numa fase de sedimentação caracterizada por

correntes turbidíticas e escorregamentos devido à extensão e movimentação crustal (Barker et al., 1983; Gamboa e Rabinowitz, 1984). Uma análise flexural realizada por Ussami et al. (2013) reforça que a ERG foi construída durante esses dois eventos magmáticos principais. O cume da ERG Central elevou-se acima do nível do mar, depois sendo erodido. Subsequentemente, toda a província sofreu subsidência termal e sedimentação de acordo com uma litosfera oceânica normal (Detrick e Watts, 1979).

Figura 03 – Mapa da ERG com áreas de interesse para crostas cobaltíferas.



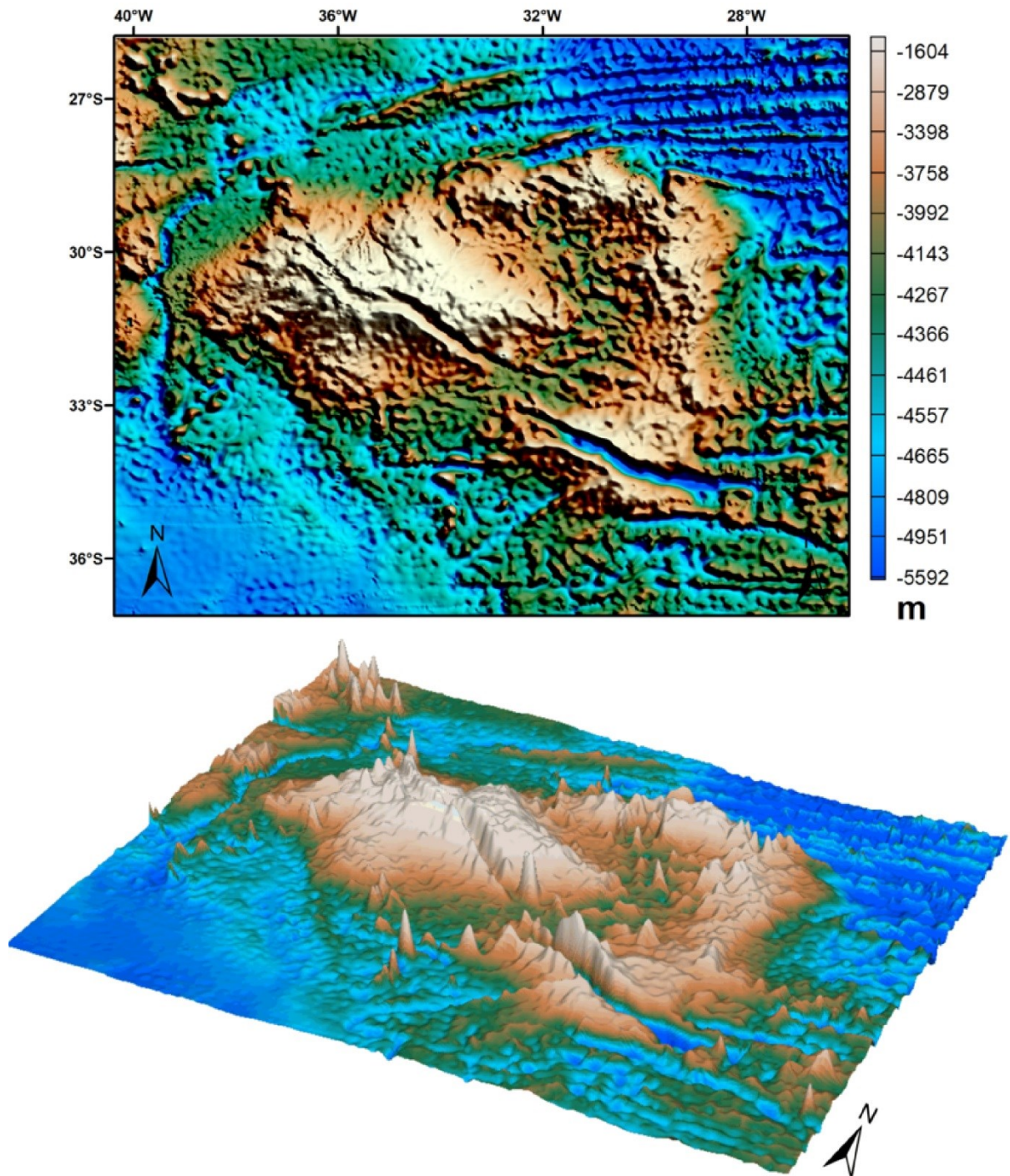
Fonte: Souza, 2011.

A ERG também apresenta estruturas extensionais em rifte alinhadas em uma direção NW-SE (Figuras 02, 04 e 05) que resultam em depocentros parcialmente preenchidos por sedimentos que estão associados ao Lineamento Cruzeiro do Sul (Mohriak et al., 2010). O Lineamento ou Zona de Deformação do Cruzeiro do Sul (Figura 02) se propaga desde o Alto do Cabo Frio até a ERG, envolvendo blocos continentais e oceânicos. A CW aparentemente não apresenta uma zona de deformação análoga, fazendo da ERG a única feição com essas características no Atlântico Sul (Mohriak et al., 2010). O Alto de Cabo Frio, que divide as duas maiores províncias petrolíferas do Brasil, as bacias de Campos e Santos, pode ser a



continuação na margem da zona de calhas do Lineamento Cruzeiro do Sul (Souza et al., 1993). Montes submarinos e guyots também estão localizados ao longo desta estrutura do tipo

Figura 04 – Mapas Batimétricos 2D e 3D da ERG.

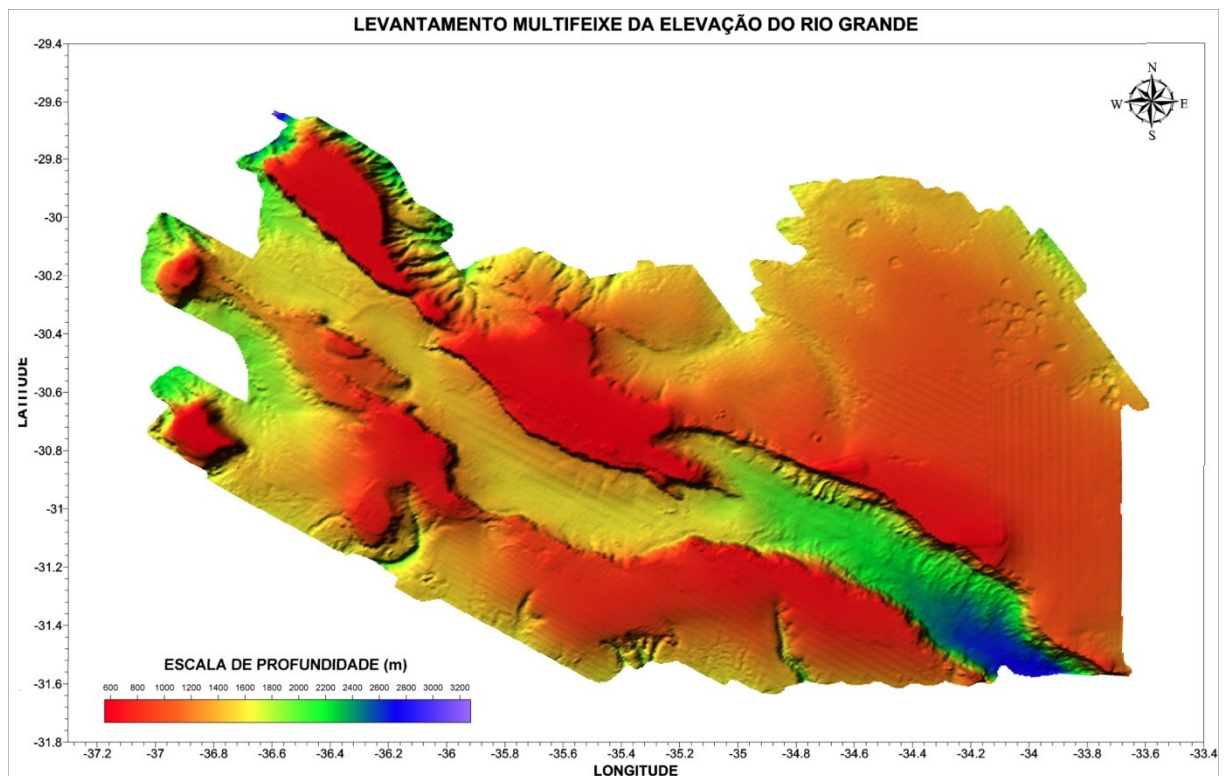


Legenda: Mapa batimétrico de detalhe das unidades Central e Oriental da ERG com sombreamento e mapa de visualização tridimensional, com exagero vertical, mostrando a topografia em rifte. A partir de dados de batimetria ETOPO1 (Amante e Eakins, 2009).

Fonte: A autora.

rifte na ERG Central e Oriental, sugerindo que este vulcanismo pode ter se originado no Eoceno Médio (Barker et al., 1983) como resultado de tensões extensionais intra-placa, que causaram descompressão e fusão parcial do manto. As áreas com presença de crostas cobaltíferas também parecem se alinhar ao longo dessa estrutura (Figura 03).

Figura 05 – Levantamento batimétrico multifeixe da ERG.



Legenda: Mapa da ERG Central, o qual evidencia a topografia do rifte.

Fonte: Pereira, 2014.

### 3.1 A Cadeia de Walvis (CW)

A Cadeia de Walvis (CW) localiza-se na porção oriental do Atlântico Sul em uma posição aproximadamente conjugada à ERG. É parte da cadeia vulcânica Tristão-Gough (Figura 01) que conecta a Província Magmática Etendeka, no continente africano, com os grupos de ilhas de Tristão da Cunha e Gough na bacia oceânica adjacente à placa tectônica africana. Seu segmento nordeste consiste na cadeia assísmica denominada Cadeia de Walvis (CW propriamente dita). A Província Guyot se encontra na direção sudoeste, fazendo com que a CW se bifurque formando duas trilhas vulcânicas espacialmente separadas dentro da Província Guyot (trilhas de Tristão e Gough) (Rohde et al., 2013) (Figura 01). Fromm et al.

(2017) modelaram a estrutura da velocidade da onda P no segmento nordeste da CW e inferiram que esta consiste em uma crosta oceânica espessada, composta por camadas de rochas basálticas com diques na crosta superior e rochas gabroicas na crosta inferior.

### 3.2 Evidências a cerca da origem da ERG e da CW

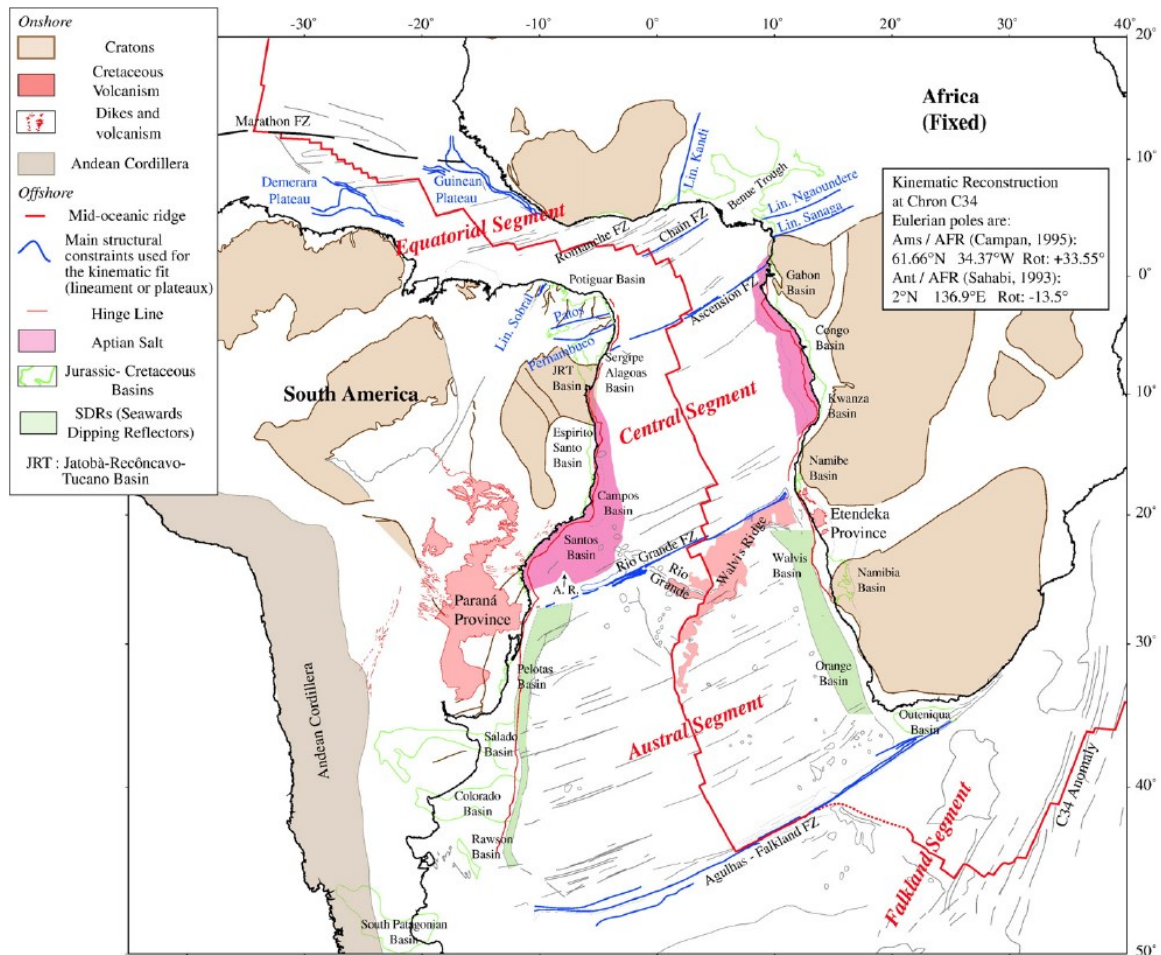
As primeiras hipóteses para o surgimento dessas feições conjugadas foram propostas por Wilson (1963 e 1965), Dietz e Holden (1970) e Morgan (1971), que sugeriram que a ERG e a CW foram formadas no evento de abertura do Atlântico Sul, à medida que as placas sul americana e africana se afastavam de um *hot spot* mantélico estacionário, localizado sob o centro de espalhamento do Atlântico Sul (Figura 06). Kumar (1979) também sugeriu uma origem comum a ERG e a CW como um resultado de um excesso de vulcanismo, ocorrido entre 100 e 80 Ma em um segmento da dorsal meso-atlântica sul. A análise flexural de Ussami et al. (2013) é consistente com os resultados da reconstrução paleogeográfica do Atlântico Sul de volta à anomalia C34 (84 Ma), que reúne os segmentos da ERG-CW à uma posição inicial sobre a dorsal mesoatlântica. A “cauda” da pluma mantélica Tristão da Cunha – Gough teria gerado as feições ERG-CW durante a abertura do Atlântico Sul, sobre o eixo de espalhamento da cordilheira meso-atlântica, enquanto sua “cabeça” teria originado a Província Magmática Paraná, durante o Cretáceo Médio (Wilson, 1963; Morgan, 1971; O’Connor e Duncan, 1990). As morfologias da ERG-CW diferem da forma esperada em "V", com o eixo de simetria na dorsal meso-atlântica, como observado na CW. De acordo com Rohde et al. (2013), isso poderia ser explicado porque, por volta de 75 Ma atrás, múltiplos saltos de dorsal, principalmente para leste, teriam resultado no isolamento da ERG enquanto a CW teria continuado sua formação por vulcanismo intraplaca, originando a Província de Guyot.

Ussami et al. (2013) reportaram que os basaltos da ERG-CW têm assinaturas de isótopos (com um componente de manto enriquecido - Enriched Mantle I - EMI) muito diferentes daqueles do N-MORB, indicando fusão de uma fonte mantélica distinta e a não participação do componente de fusão da crosta continental. Tal assinatura é diferente daquela das atuais rochas alcalinas de Tristão da Cunha e quase idêntica a dos basaltos toleíticos da Província Magmática do Paraná (133-132 Ma) (Gerald et al., 2013). Os dados isotópicos para os basaltos alcalinos Eocênicos ainda são escassos.



Algumas hipóteses sobre o componente EMI são sugeridas: 1) a erosão térmal do Manto Litosférico Subcontinental (MLSC) devido à convecção mantélica em pequena escala na borda de uma litosfera cratônica (King e Anderson, 1998; King, 2000); 2) fusão

Figura 06 – Reconstrução em 84 Ma do Atlântico Sul.



Legenda: Mapa tectono-estrutural geral do Oceano Atlântico Sul em 84 Ma mostrando a construção acima da dorsal da ERG e da CW.

Fonte: Moulin et al., 2010.

de fragmentos delaminados do MLSC antes, durante ou após a ruptura continental, incluindo metassomatismo do manto e convecção de borda (Peate et al., 1999; Smith, 1999; Foley, 2008); e 3) a erosão térmal na base do MLSC e o transporte de material mantélico (Class e le Roex, 2006; Meyzen et al., 2007).

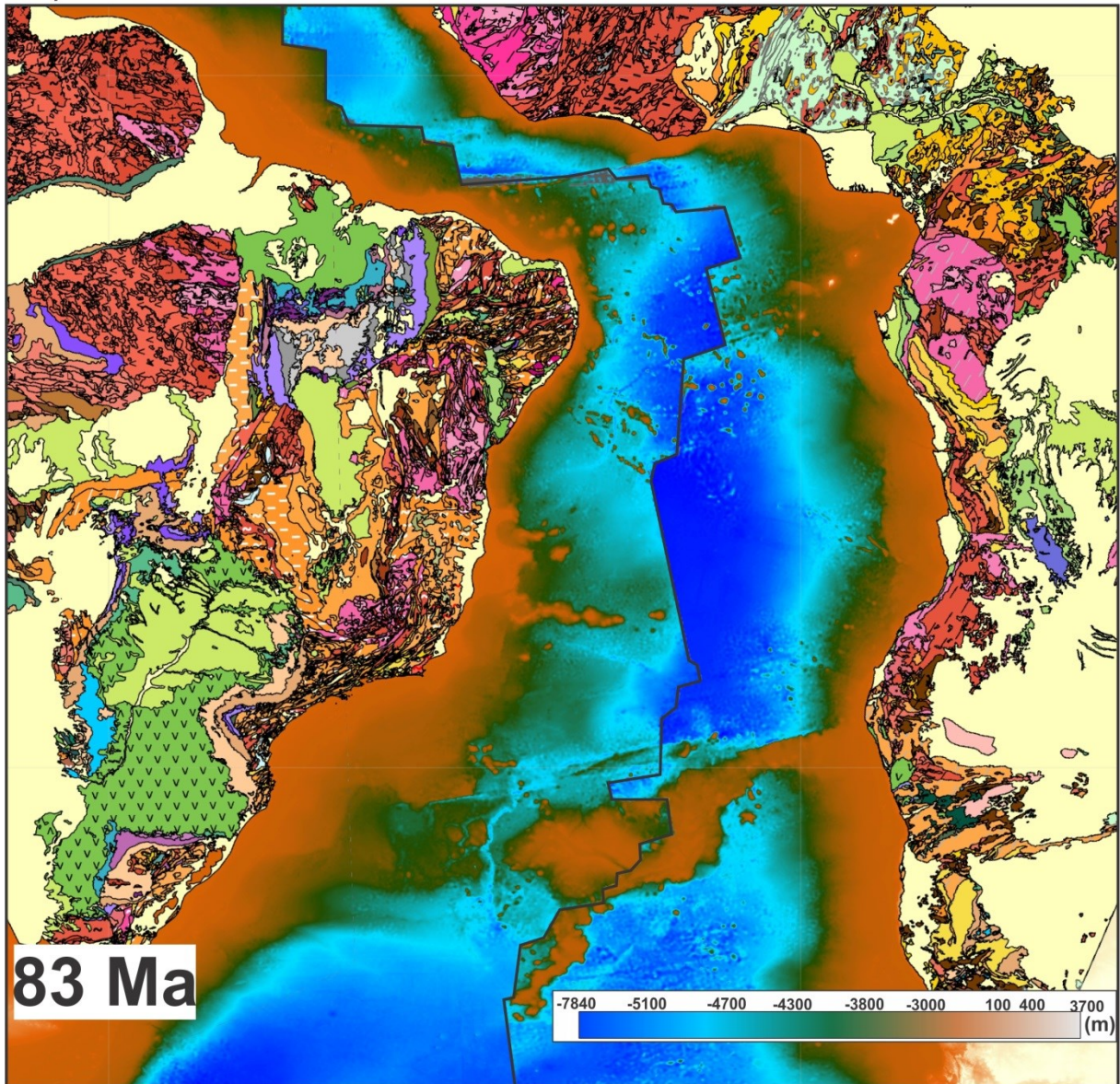
A separação e/ou erosão térmal de um MLSC antigo é o modelo mais aceito para explicar as assinaturas geoquímicas EMI da ERG-CW (Hawkesworth et al., 1986; Peate et al.,



1999; Gibson et al., 2005; Class e le Roex, 2006; Meyzen et al., 2007). Isso levou Ussami et al. (2013) a sugerirem que o magmatismo da ERG-CW seria o resultado da fusão de um

Figura 07 – Mapa geológico do Gondwana no continente e da Batimetria no oceano, reconstruído para a anomalia C34, há 83 Ma.

#### Mapa do Gondwana com Batimetria em 83 Ma



Legenda: Mapa do Projeto Gondwana (IGCP-628 Gondwana Project) (Schmitt et al., 2017) com batimetria do Atlântico Sul (dados: Amante e Eakins, 2009).

Fonte: Graça et al. (*submetido*).

manto litosférico heterogêneo, que foi fragmentado e deixado como resquício durante o rompimento do Gondwana ocidental (Figura 07). Para manter a hipótese de uma pluma

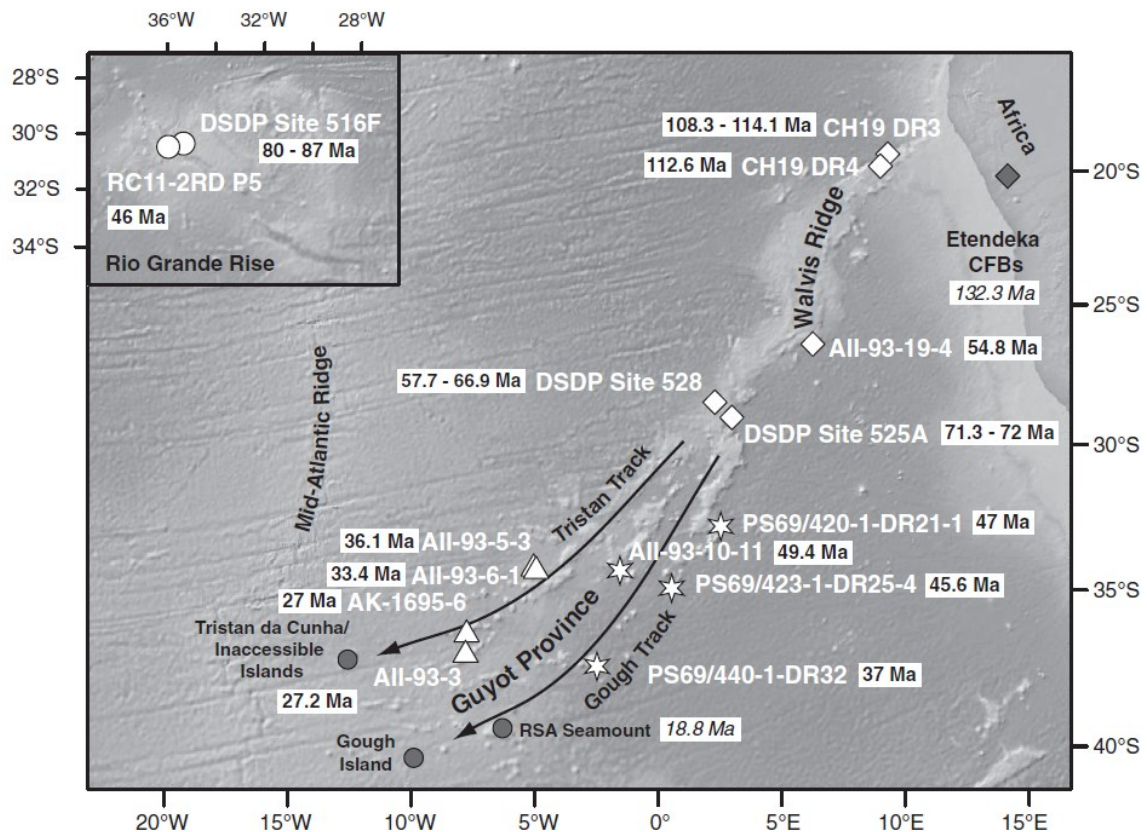
mantélica profunda como origem do magmatismo do Atlântico Sul, com a assinatura da EMI, faz-se necessário que esta evolua no espaço e no tempo (Ussami et al., 2013). Hoernle et al. (2015) apresentam um zoneamento geoquímico no espaço e no tempo para o trecho do *hot spot* Tristão-Gough, e consideraram uma pluma mantélica como a origem da ERG-CW. Alguns estudos consideram a origem da trilha de *hot spot* do Atlântico Sul, principalmente da placa africana envolvendo a CW originando-se a partir de uma pluma mantélica no limite do núcleo-manto, próxima a uma zona determinada por tomografia sísmica como sendo de baixa velocidade de onda cisalhante e que se localiza na placa africana (Burke et al., 2008; Torsvik et al., 2010; Steinberger e Torsvik, 2012; O'Connor et al., 2012). Novos estudos baseados no método de datação  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  propõem que a distribuição espacial e temporal do magmatismo no sudeste do Oceano Atlântico seria controlada pela interação entre plumas mantélicas de fontes profundas e a movimentação e estruturação da placa africana. Tal hipótese requer uma fonte mantélica profunda e estável (ou de movimento coerente) para explicar as trilhas de *hot spot* de idade progressivas e paralelas (O'Connor et al., 2012; O'Connor e Jokat, 2015).

Rohde et al. (2013) dataram rochas basálticas, tefritos, traquitos e fonotefritos pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  na ERG e na CW que indicam um progressivo vulcanismo ao longo da trilha vulcânica de Tristão-Gough (Figura 08), sendo consistente com uma origem a partir de pluma mantélica de larga escala, que teria afetado as margens africana e sul americana. A progressão de idades e a diminuição do volume do vulcanismo ao longo da trilha vulcânica de Tristão-Gough são consistentes com uma gênese relacionada a uma pluma mantélica, e teria começado no período de 135-132 Ma. Sua atividade resultaria na formação das Províncias Magmáticas Paraná-Etendeka (Figura 01), a qual então transicionaria para um largo conduto sob o eixo da dorsal, formando a ERG-CW, finalmente se estabilizando e bifurcando em torno de 60-70 Ma e fragmentando-se em “bolhas” entre 35-45 Ma para formar a Província Guyot, localizada atualmente na placa africana.

O posicionamento da CW também é explicado pela existência da Zona de Fratura de Rio Grande (Figuras 01 e 02). Alguns autores atribuem a origem da CW à evolução de uma fratura com um componente extensional (um rifte abortado de uma junção tríplice) produzindo vulcanismo (Le Pichon e Fox, 1971; Fairhead e Wilson, 2005; Elliott et al., 2009) ou uma combinação de *hot spot* e zona de fratura oceânica (Haxel e Dziak, 2005). Fromm et

al. (2017) modelaram a estrutura da velocidade da onda P do segmento leste de CW e concluíram que a Zona de Fratura de Rio Grande e a CW evoluíram independentemente um do outro e, portanto, uma origem a partir de *hot spot* é mais aceita para a formação da CW.

Figura 08 – Mapa com as idades de rochas magmáticas da ERG e CW.



Legenda: Mapa com as idades das feições ERG-CW. A ERG apresenta idades entre 80-87 Ma para os basaltos e cerca de 46 Ma para o fonotefrito. A CW tem uma distribuição de idades aproximadamente decrescente em direção aos pontos quentes de Tristão da Cunha e de Gough.

Fonte: Rohde et al., 2013.

Tais feições como a ERG e a CW se enquadram em configurações geológicas oceânicas que associam platôs oceânicos, saltos de dorsal e eventualmente também algum conteúdo continental, como vistos dos trabalhos publicados por Torsvik et al. (2013 e 2015) (Figura 09).





sedimentar, sendo também um importante parâmetro a ser incorporado na inversão gravimétrica.

Os mapas do Atlântico Sul e da ERG foram confeccionados no software Oasis Montaj usando dados de domínio público de batimetria, magnetometria e gravimetria de satélite. Os mapas batimétricos foram feitos utilizando os dados ETOPO1, fornecido pelo National Geophysical Data Center (NGDC). O ETOPO1 foi gerado por um conjunto de dados regionais e globais, os quais foram transformados para datums comuns (WGS 84 e nível do mar) e editados quando necessário (Amante e Eakins, 2009). Os dados gravimétricos de Anomalia ar-livre foram obtidos através de medidas feitas por radar altímetro de satélites (Sandwell e Smith, 2009). Os dados magnéticos, denominado EMAG2 versão 3, foram obtidos através de uma compilação de medidas magnéticas marinhas, terrestres, aéreas e provenientes de satélite, com uma resolução de 2 arco-minutos (Meyer et al. 2017). Para o cálculo da inversão gravimétrica também foram utilizadas as idades das isócronas oceânicas (Müller et al. 1997) e espessura sedimentar global (Divins 2003), como se pode ver na Figura 11.

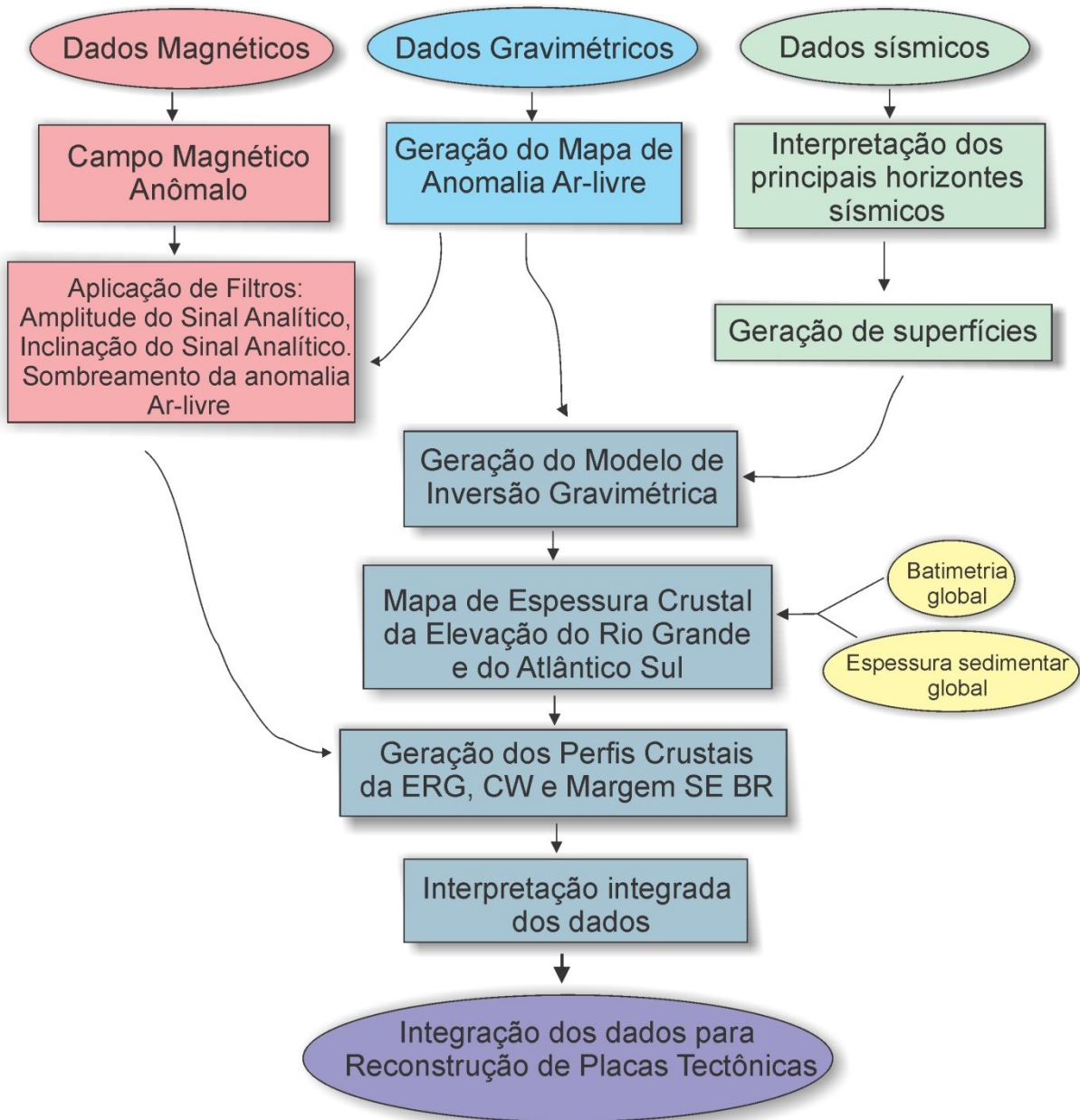
Os dados sísmicos de reflexão utilizados foram adquiridos pelo *Institute for Geophysics* da *University of Texas at Austin* e gerou estudos publicados pelo DSDP (Barker et al., 1983 e Gamboa et al., 1983) e uma linha sísmica contida em Mohriak et al. (2010).

Após a análise individualizada dos dados, procurou-se integrá-los de acordo com a metodologia esquemática que pode ser visualizada na Figura 10. Com a geração dos mapas e perfis magnéticos, gravimétricos e sísmicos, foram gerados mapas e perfis de espessura crustal que foram integrados e analisados para a reconstrução cinemática voltada para a origem da ERG-CW.

#### 4.1 Método Magnético

O método magnetométrico tem como objetivo investigar as características magnéticas da Terra, incluindo as rochas da crosta, com base nas anomalias resultantes das propriedades magnéticas das rochas em subsuperfície. Pode ser transcrito em termos de geologia, sendo muito utilizado na identificação de corpos com propriedades ferrimagnéticas que apresentam forte magnetização espontânea e uma alta suscetibilidade. Também podem ser utilizados para

Figura 10 – Esquema da metodologia geral empregada no presente trabalho.



Legenda: O presente trabalho se baseou em três principais base de dados: magnéticos, gravimétricos e sísmicos. Estudos individualizados para cada método foi empregada inicialmente para em seguida ocorrer uma integração dos dados e de seus produtos.

Fonte: A autora.

determinar e inferir a localização de corpos e estruturas geológicas em subsuperfície através da medição de seus campos magnéticos anômalos. A intensidade do campo magnético é medida pela unidade tesla (T), sendo esta muito grande para expressar as pequenas anomalias

causadas por rochas e, por isso, uma subunidade nanotesla (nT) é empregada. Os dados magnéticos precisam ser corrigidos com a finalidade de se subtrair o campo regional ou Normal da Terra e, assim, obter as variações referentes à crosta terrestre (correção de variação diurna e geomagnética). Após processados, os dados magnéticos fornecem imagens ou perfis de anomalias magnéticas que, na forma de dipolos, proporcionam inferências sobre feições geológicas como diques, falhas, granitóides, etc.

Além disso, análises das variações laterais e verticais de anomalias magnéticas fornecem importantes informações a respeito de feições tectônicas regionais, através da determinação de diferentes domínios magnéticos que se relacionam com a evolução tectônica regional. A correlação entre estruturas geológicas conhecidas e as anomalias magnéticas permite obter conclusões a respeito da localização das fontes, origem e profundidade de corpos intrusivos e fazer inferências a respeito de fontes enterradas subsuperficiais e descontinuidades crustais (Stanton et al., 2010).

O estudo dos mapas e perfis das anomalias magnéticas se deu a partir de uma abordagem qualitativa e quantitativa. A abordagem qualitativa envolveu a análise geral da forma, intensidade e direção das anomalias em mapa e da amplitude e correlação das anomalias em perfis. O comprimento de onda das anomalias também permite obter uma aproximação quanto à profundidade da fonte. A abordagem quantitativa se deu com base da obtenção de produtos a partir do Campo Magnético Anômalo. Tais produtos geraram os mapas de Amplitude do Sinal Analítico (Figuras 13b e 16b; Nabighian, 1972 e 1974; Roest et al., 1992), Inclinação do Sinal Analítico (Figuras 14 e 17; Miller e Singh, 1994) e Redução ao polo (Figura 18; Baranov, 1957). Estes são filtros que melhoram as respostas dos dados magnéticos fazendo com que as anomalias mais sutis fiquem mais visíveis. Alguns destes filtros possuem o intuito de delinear as bordas de corpos para melhor detectá-los, produzindo picos da anomalia sobre as bordas dos corpos e outros para o centro dos corpos.

O filtro de Amplitude do Sinal Analítico é um filtro que maximiza as bordas e atribui mínimos relativos nos centros dos corpos. Particularmente em locais onde a fonte é rasa, onde a latitude magnética é baixa e onde a magnetização remanescente é significativa, os resultados são satisfatórios (Li, 2006).

O método de Inclinação do Sinal Analítico, também chamado de *Tilt Derivative*, foi introduzido por Miller e Singh (1994) e fornece anomalias magnéticas aonde seus picos se localizam sobre o centro do corpo, caindo para zero sobre as proximidades dos limites do corpo anômalo. Por este motivo, o filtro de inclinação do sinal analítico não pode ser considerado um método de detecção de bordas (Cooper e Cowan, 2008), porém é considerado um método de destaque de anomalias.

Já a Redução ao polo (RTP) (Baranov, 1957) é empregada devido a característica não-vertical das anomalias magnéticas medidas em regiões distantes dos polos, como no caso da região de estudo. Ou seja, as anomalias apresentam-se deslocadas de suas respectivas fontes magnéticas. Este filtro desloca o máximo da anomalia, fazendo com que a mesma se localize exatamente em cima do corpo causador.

#### 4.2 Método gravimétrico

No método gravimétrico, a geologia de subsuperfície é investigada com base nas variações do campo gravitacional terrestre causadas pela distribuição de massa em seu interior, que causam diferenças de densidade em subsuperfície. O método é fundamentado na Lei da Gravitação Universal de Newton, sendo a unidade c.g.s. de gravidade o miligal ( $1 \text{ mgal} = 10^{-3} \text{ gal} = 10^{-3} \text{ cm/s}^2$ ). Os dados gravimétricos adquiridos devem ser corrigidos de modo que as variações do campo gravitacional resultem das diferenças das rochas de subsuperfície (correção de deriva, latitude e elevação). A correção de Ar-livre compensa a diminuição da gravidade com a altura ao ar livre resultante do aumento da distância ao centro da Terra. De acordo com a lei de Newton, trata a variação da distância do ponto de observação ao centro da Terra e sua redução ao dado medido resulta na Anomalia Ar-livre.

O método gravimétrico no presente trabalho foi utilizado para gerar os mapas de Anomalia Ar-livre, aonde com o mesmo pode-se interpretar as Zonas de Fraturas oceânicas, distribuição de corpos e indícios de saltos de dorsal. Como é um importante indicador estrutural, o mapa de Anomalia Ar-livre foi sombreado em todos os outros mapas de batimetria, magnetometria e espessura crustal. Também foi um importante parâmetro de entrada no cálculo da inversão gravimétrica (Figura 11).



### 4.3 Inversão Gravimétrica

A inversão gravimétrica é um excelente ponto de partida em estudos regionais, pois os detalhes de informações estratigráficas necessárias para auxiliar a análise são menores do que as exigidas por outros métodos, e pode ser iniciado a partir de dados globais de domínio público. A sua correlação com os dados magnéticos permite mapear lateralmente as variações de natureza e espessura da crosta sob feições submarinas e, assim, contribuir ao estudo da evolução geodinâmica, à exemplo do que foi obtido na Islândia (Torsvik et al. 2015).

A espessura crustal regional foi determinada usando a inversão gravimétrica 3D (Figura 11), que é realizada no domínio espectral e incorpora uma correção da anomalia termal da litosfera. A técnica de inversão gravimétrica utilizada é descrita em detalhes em Chappell e Kusznir (2008) e Alvey et al. (2008). É importante incluir uma correção termal da litosfera devido a elevada geoterma da bacia oceânica e da litosfera da margem continental rifteada; a falha em fazê-la leva a uma profundidade de Moho e espessura crustal superestimadas. Os dados utilizados na inversão gravimétrica estão disponíveis para domínio público e foram constituídos pela batimetria de satélite (Amante e Eakins 2009), anomalia Ar-livre derivada de satélite (Sandwell e Smith 2009) e espessura sedimentar global (Divins, 2003). A correção termal da litosfera requer informações sobre a idade de resfriamento do oceano e da litosfera da margem continental rifteada.

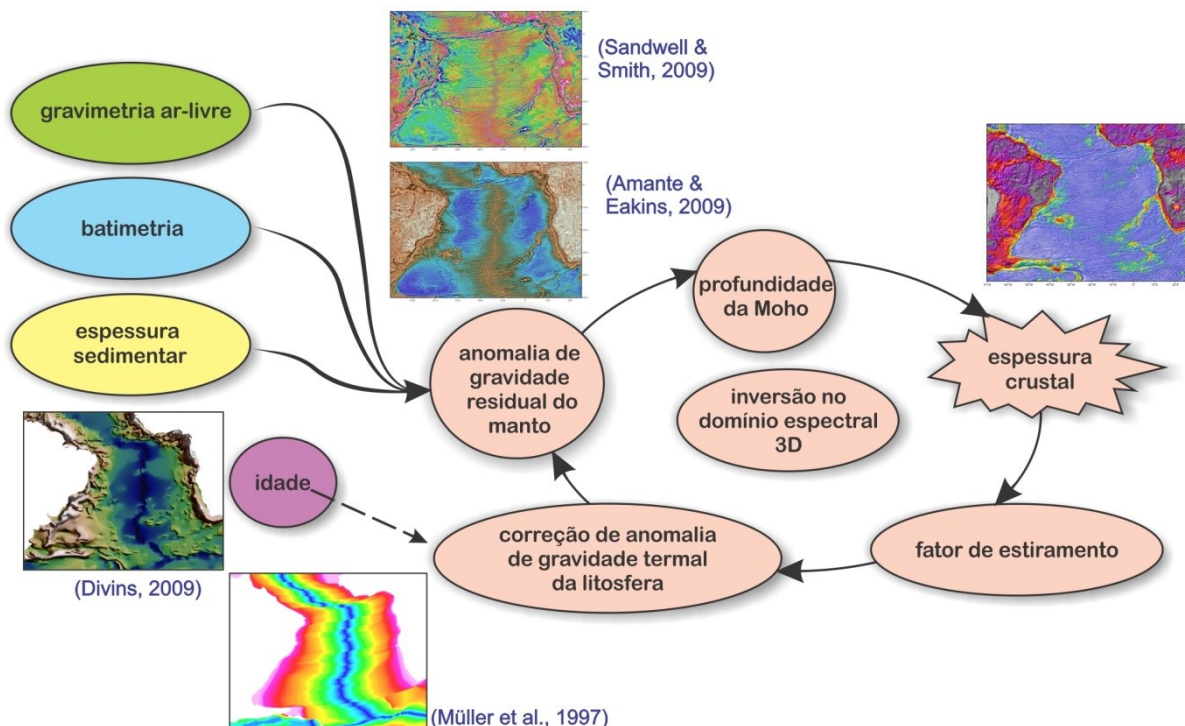
A correção da anomalia gravitacional termal da litosfera requer informações sobre o tempo de resfriamento da litosfera e também a magnitude termal inicial da litosfera. Para regiões oceânicas, as isócronas oceânicas de (Müller et al., 2008) foram usadas para dar idades de resfriamento e um fator de estiramento litosfera  $(1-1/\beta)$  de 1 para derivar a perturbação térmica inicial ( $\beta$  é o fator de extensão litosférica definido por McKenzie (1978) e é  $\infty$  para a litosfera oceânica). Para a litosfera da margem continental, a idade de rompimento é usada para o tempo de resfriamento da litosfera e o fator de estiramento da litosfera para a perturbação térmica inicial é derivada da própria inversão gravimétrica (ver Chappell e Kusznir (2008) para mais explicações).

A densidade de sedimentos usada na inversão gravimétrica assume uma compactação controlada pela profundidade correspondente à litologia de areia argilosa (Sclater e Christie,

1980). No presente trabalho foi utilizada uma densidade do embasamento crustal de 2850 kg/m<sup>3</sup> e uma densidade mantélica de 3300 kg/m<sup>3</sup>.

A componente gravitacional da anomalia Ar-livre referente a um comprimento de onda longo não é controlado por estruturais litosféricas ou crustais, mas pela dinâmica e composição mantélica mais profunda, incluindo o manto inferior. Sendo assim, a inversão gravimétrica precisa de uma profundidade da Moho de referência. Globalmente esse valor é cerca de 37,5 km mas acima de anomalias térmicas (*hot spots*) esse valor diminui para cerca de 35 km ou menos, e em regiões de subducção este valor aumenta para cerca de 40 km ou mais. Na inversão gravimétrica a Moho de referência é calibrada através da Moho fornecida por dados sísmicos e para esse estudo a calibração foi dada para uma Moho de referência de 35 km, obtida através de linhas sísmicas da Dorsal de São Paulo da ION fornecidas no âmbito do projeto BRAMAR. Assumiu-se que a CW apresenta uma referência de profundidade da Moho semelhante a ERG de 35 km.

Figura 11 – Esquema do fluxograma da Inversão Gravimétrica.



Legenda: Esquema da metodologia da inversão gravimétrica para determinar a profundidade da Moho, espessura crustal e o fator de estiramento da litosfera, usando a inversão da anomalia gravimétrica e incorporando uma correção termal da litosfera. Adaptado de Alvey (2010) e Roberts et al. (2013).

Fonte: A autora.

## 5 RESULTADOS

### 5.1 Análise do Campo Potencial

Foram confeccionados os mapas de batimetria, Anomalia Ar-livre (Figuras 12 e 15), Campo Magnético Anômalo, Amplitude do Sinal Analítico (Figuras 13 e 16) e Inclinação do Sinal Analítico (Figuras 14 e 17) do Atlântico Sul e da ERG (Figura 15).

Os mapas de batimetrias (Figura 12 e 15) evidenciam as grandes elevações tanto da ERG quanto da CW, bem como a variação batimétrica da dorsal meso-atlântica sul. Com a análise das anomalias Ar-livre presentes nos mapas das Figuras 12 e 15, é possível demarcar as zonas de fratura presentes no Atlântico Sul, importantes na reconstrução geodinâmica da história da abertura do Atlântico Sul. As feições conjugadas ERG-CW se localizam no Segmento Austral do Atlântico Sul, separado pelas Zonas de Fratura de Rio Grande (ZFRG) a norte e pela Zona de Fratura Agulhas-Falkland (ZFAF) ao sul.

Através do mapa do Campo Magnético Anômalo (Figuras 13 e 16), podem-se observar três padrões distintos em mapa diferenciando as três feições da ERG, aqui apresentadas como ERG Oriental, Central e Ocidental (Figura 02). Próximo à costa observa-se uma série de anomalias curtas orientadas segundo NE-SO, estendendo-se desde a margem até a ERG Central, mudando gradualmente de orientação para N-S (na ERG Ocidental) até NNO (na ERG Central) sugerindo um padrão de rotação. A Anomalia C34, que marca a primeira inversão do campo magnético total após o fim da Zona Quieta do Cretáceo (ZQC), passa na região central da ERG, dando origem para leste a um padrão magnético típico de crosta oceânica, com lineamentos mais bem definidos. A mesma também se encontra rotacionada, o que juntamente com a velocidade das taxas de espalhamento oceânico (Müller et al., 2008), onde a região sudeste da elevação apresenta maiores velocidades que sua porção nordeste, leva a sugerir uma deformação interna na feição central. Já a ERG Oriental possui um padrão distinto em mapa, com uma larga anomalia positiva, sem uma clara orientação de lineamentos magnéticos.

Ou seja, pelas observações dos padrões magnéticos, há uma continuidade no padrão das anomalias magnéticas desde o continente até a ERG Central, onde a orientação das anomalias mostra uma variação que sugere uma rotação desde NE-SW, padrão na margem, para N-S na

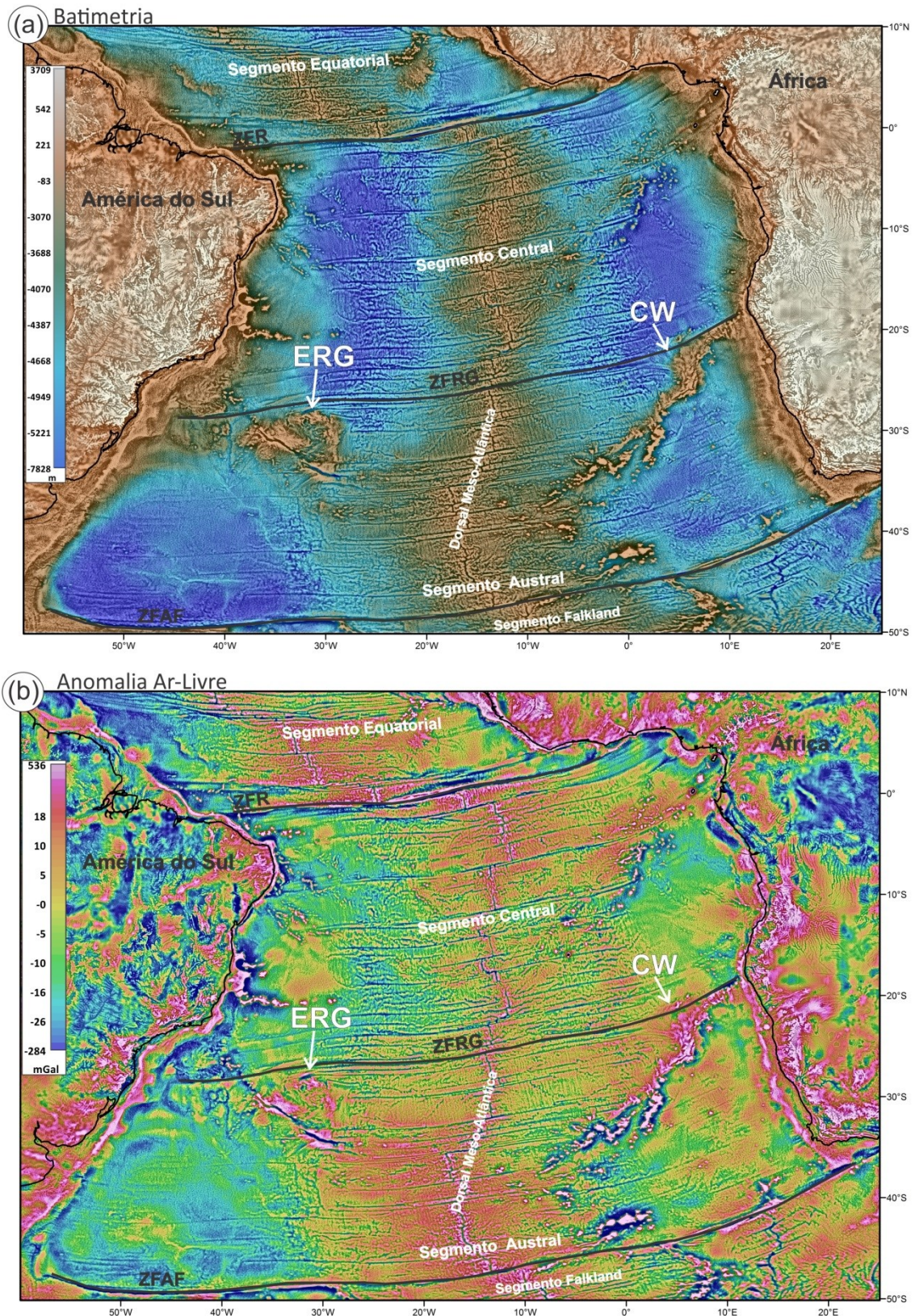
ERG Ocidental até NW-SE na ERG Central. Na ERG Central, a direção NW é distinta do padrão geral e provavelmente reflete uma ou mais mudanças no padrão de expansão oceânica.

Os mapas de Amplitude do Sinal Analítico das Figuras 13 e 16 evidenciam as intensas anomalias magnéticas que estão localizadas na ERG e na CW, que se destacam com muita facilidade do restante do Oceano Atlântico Sul. Na Figura 16 é possível perceber que dentre as três unidades da ERG, a Central é aquela que apresenta anomalias magnéticas mais intensas.

A Figura 16 apresenta os mapas de Redução ao polo da ERG e da CW, ou seja, suas anomalias magnéticas estão localizadas acima de suas fontes. A Anomalia C34 na ERG parece rotacionada principalmente ao cruzar a ERG Central, enquanto que na CW a mesma parece se encontrar deslocada.



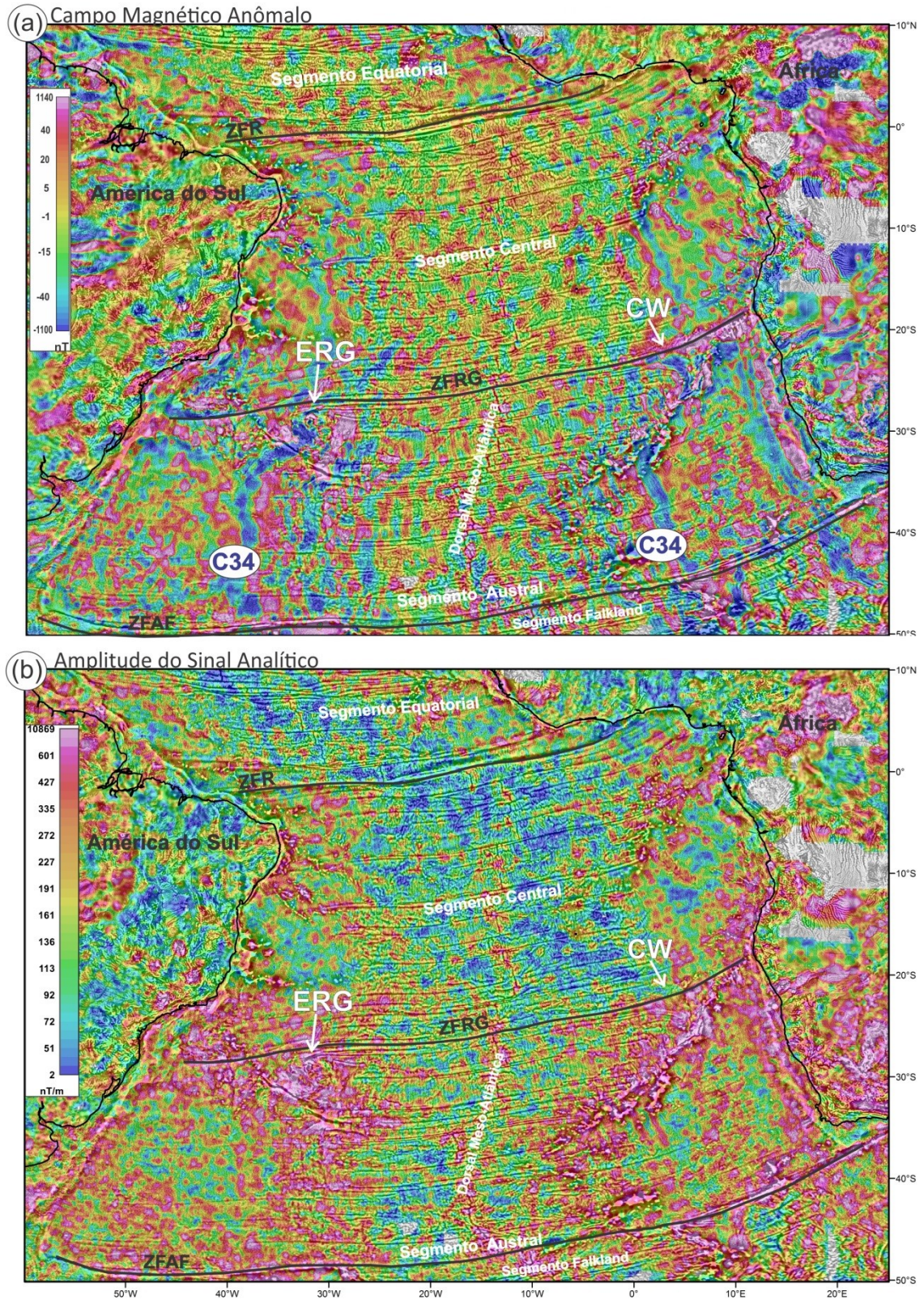
Figura 12 – Mapas Batimétrico e de Anomalia Ar-livre do Atlântico Sul.



Legenda: Mapas Batimétricos (dados: Amante e Eakins 2009) e de Anomalia Ar-livre (dados: Sandwell e Smith, 2009) com relevo sombreado de anomalia Ar-livre evidenciando as Zonas de Fraturas oceânicas, bem como a ERG e a CW. Fonte: A autora.



Figura 13 – Mapas Magnéticos do Atlântico Sul.

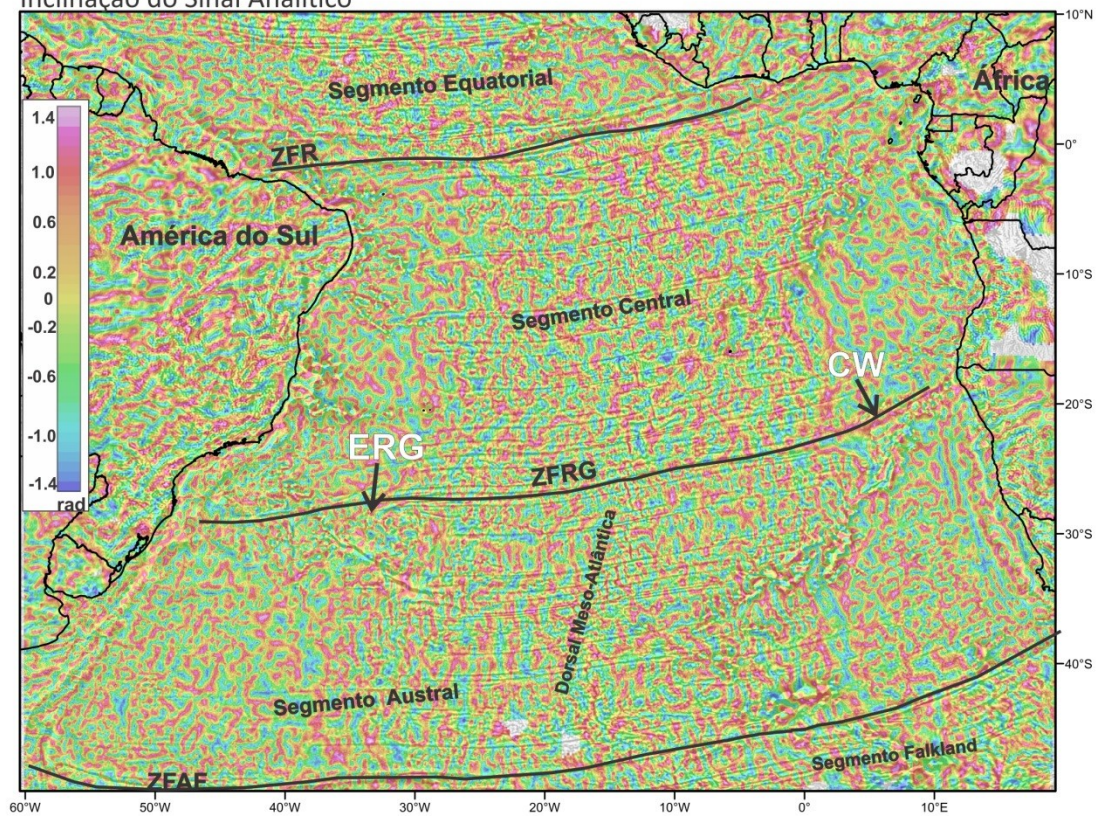


Legenda: Mapas magnetométricos (Meyer et al., 2017) do Campo Magnético Anômalo e Amplitude do Sinal Analítico com relevo sombreado de Anomalia Ar-livre, mostrando as feições conjugadas ERG-CW, bem como as zonas de fratura do Atlântico Sul. Fonte: A autora



Figura 14 – Mapa Magnético da Inclinação do Sinal Analítico do Atlântico Sul.

Inclinação do Sinal Analítico

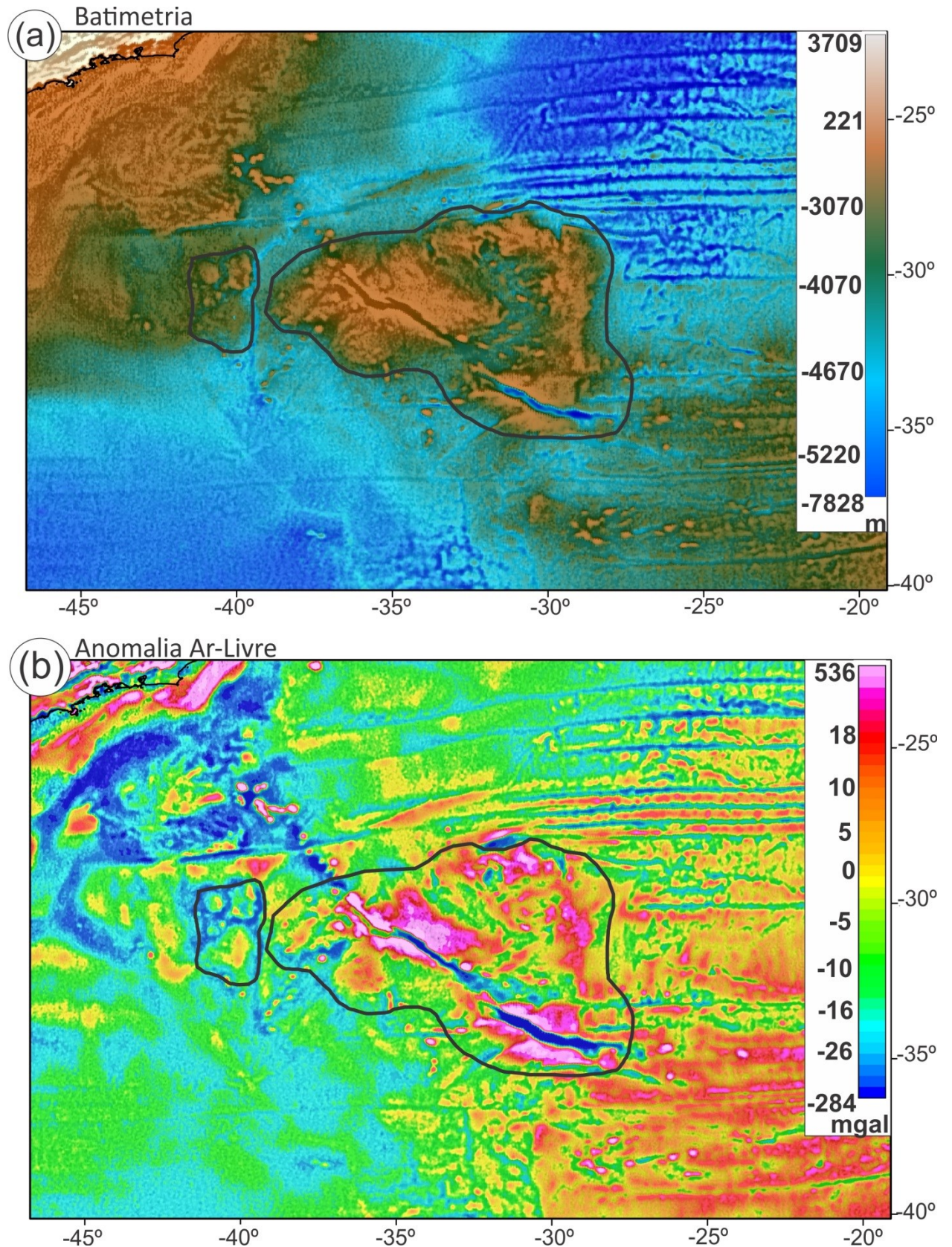


Legenda: Mapa magnético (Meyer et al., 2017) da Inclinação do Sinal Analítico com relevo sombreado de Anomalia Ar-livre, mostrando as feições conjugadas ERG-CW, bem como as zonas de fratura do Atlântico Sul.

Fonte: A autora



Figura 15 – Mapas Geofísicos (Batimetria e Anomalia Ar-livre) da ERG.

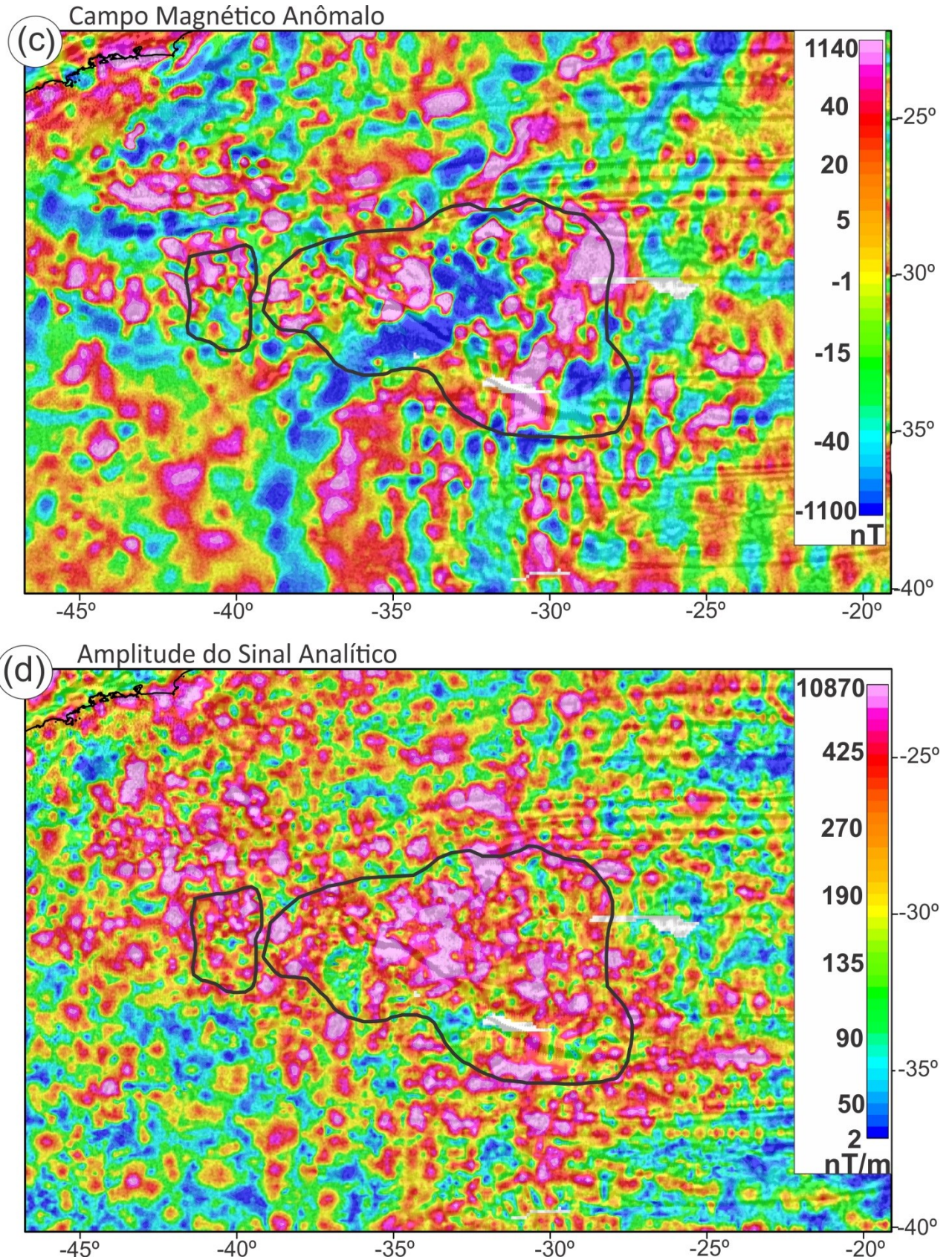


Legenda: Mapas batimétrico (dados: Amante e Eakins, 2009) e de Anomalia Ar-livre (dados: Sandwell e Smith, 2009) da Elevação do Rio Grande.

Fonte: A autora



Figura 16 – Mapas Geofísicos (CMA e ASA) da ERG.

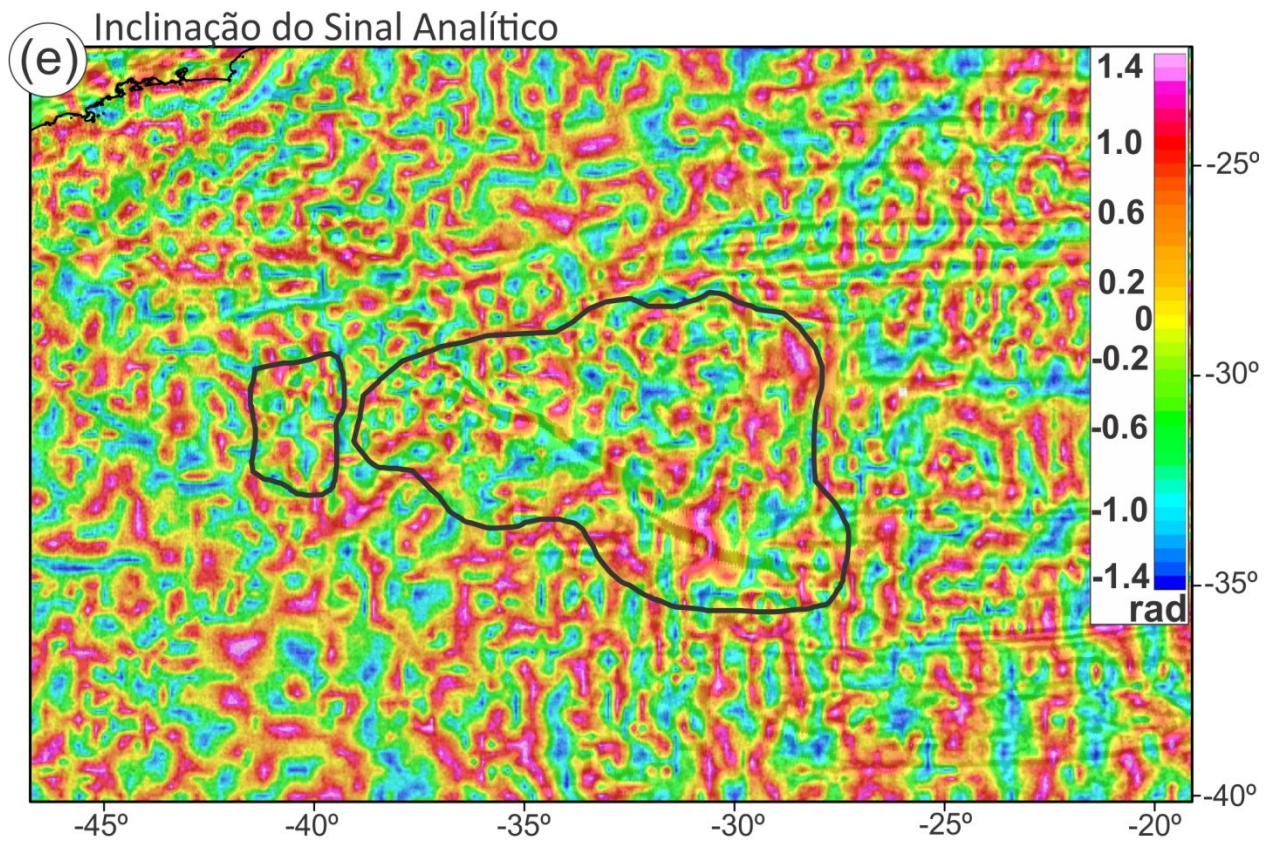


Legenda: Mapas magnéticos (dados: Meyer et al., 2017) CMA e ASA da Elevação do Rio Grande.

Fonte: A autora



Figura 17 – Mapa Geofísico de ISA da ERG.

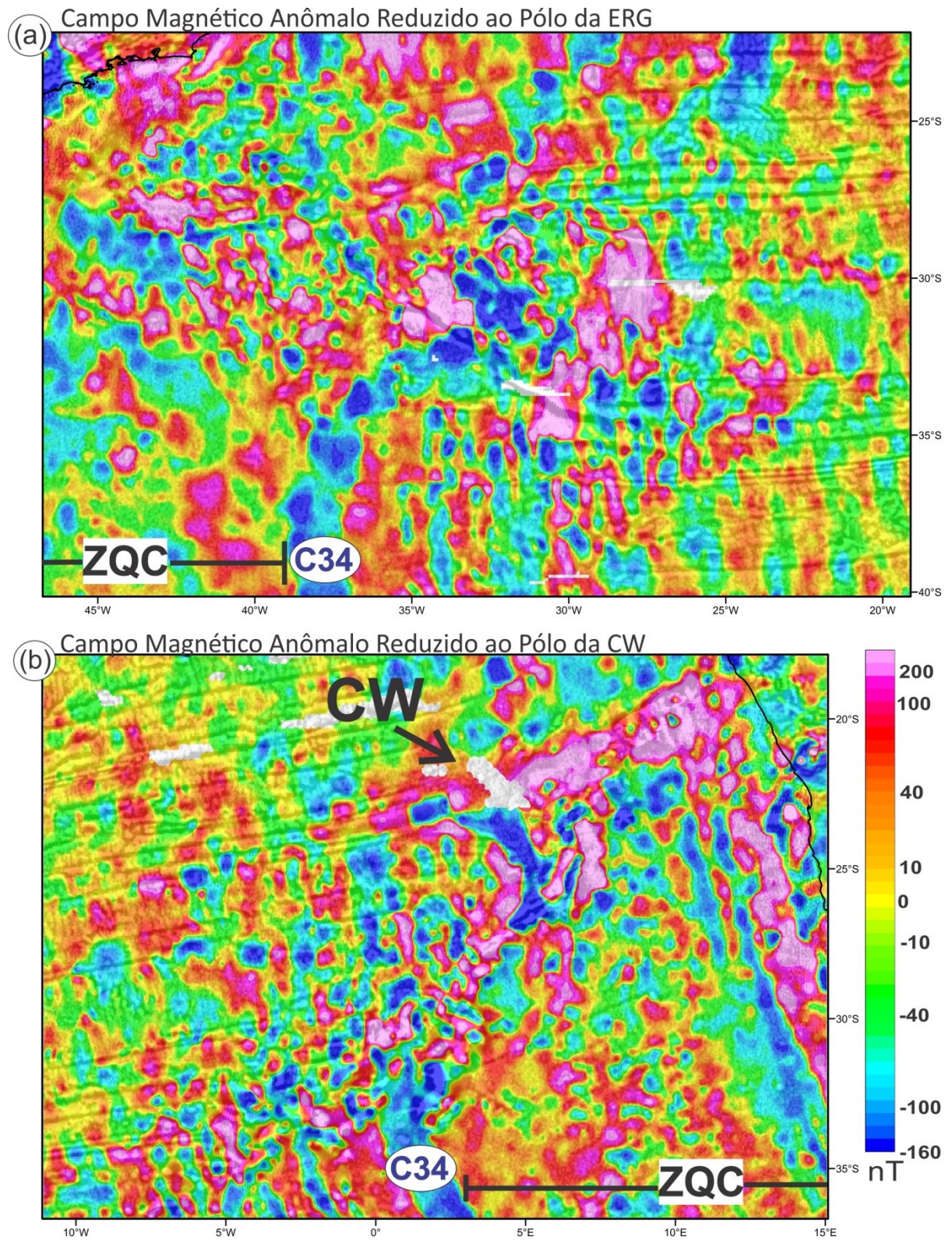


Legenda: Mapa magnético (dados: Meyer et al., 2017) ISA da Elevação do Rio Grande.

Fonte: A autora



Figura 18 – Mapas de Redução ao polo da ERG e da CW.



Legenda: Mapas de Redução ao polo (dados: Meyer et al. 2017) com relevo sombreado de Anomalia Ar-livre da Elevação do Rio Grande e da Cadeia de Walvis.

Fonte: A autora

## 5.2 Interpretação Sísmica

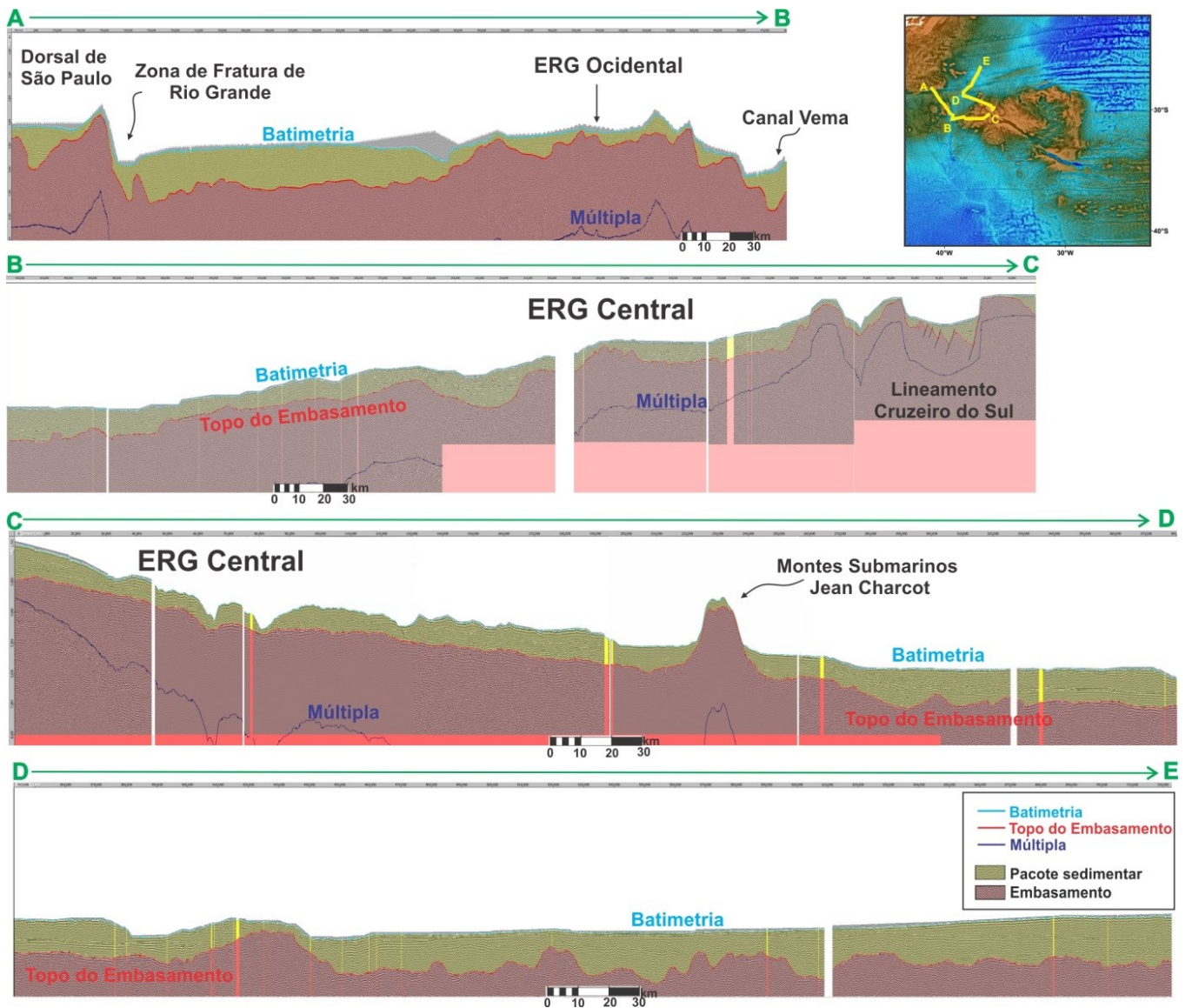
As linhas sísmicas em tempo apresentadas na Figura 19 foram interpretadas com relação ao topo do assoalho oceânico (batimetria) e topo do embasamento, e posteriormente esses horizontes foram convertidos de tempo para profundidade, gerando a espessura sedimentar para a ERG. As velocidades utilizadas na conversão foram de 1500 m/s para a água do mar e 2200 m/s seguindo a média de velocidade sedimentar publicada nos relatórios do DSDP (Barker et al., 1981). Os horizontes em profundidade gerados foram calibrados através do poço 516F do DSDP que alcança o embasamento da ERG a 1252 m de profundidade, sendo o ponto mais próximo do horizonte interpretado e em profundidade apresentando 1225 m. A batimetria relatada para o poço é de 1313m. O valor obtido através do ETOPO1 (Amante e Eakins, 2009) é de 1318 m, enquanto que o extraído para os dados sísmicos 2D é de 1321 m. Ambos estão confortavelmente próximos ao valor do poço. O poço 516F do DSDP não estava localizado exatamente na linha sísmica, tendo sido projetado.

A título de controle de qualidade, a batimetria obtida através da interpretação sísmica também foi comparada com a batimetria do ETOPO1 (Amante e Eakins 2009) que, apesar de ter uma menor resolução, exibe uma boa concordância entre as curvas, como visto na comparação da Figura 20. As diferenças encontradas são principalmente devido à presença de montes submarinos, onde no dado ETOPO1 são atenuados.

Nas linhas sísmicas 2D da Figura 19 podem-se identificar várias feições importantes associadas a ERG, como a Dorsal de São Paulo, Zona de fratura de Rio Grande, Canal Vema, Montes submarinos Jean Charcot, Lineamento Cruzeiro do sul e a ERG propriamente dita em suas unidades Central e Ocidental. O Lineamento Cruzeiro do Sul pode ser visualizado no perfil B-C da Figura 19, mostrando depósitos sedimentares nos depocentros e exibindo refletores rotacionados, sobrepostos por camadas plano-paralelas, sugerindo uma discordância separando essas duas sequências. As falhas de borda atingem o embasamento e a falha da borda NE é a falha principal do rifte para esse perfil (Mohriak et al., 2010).



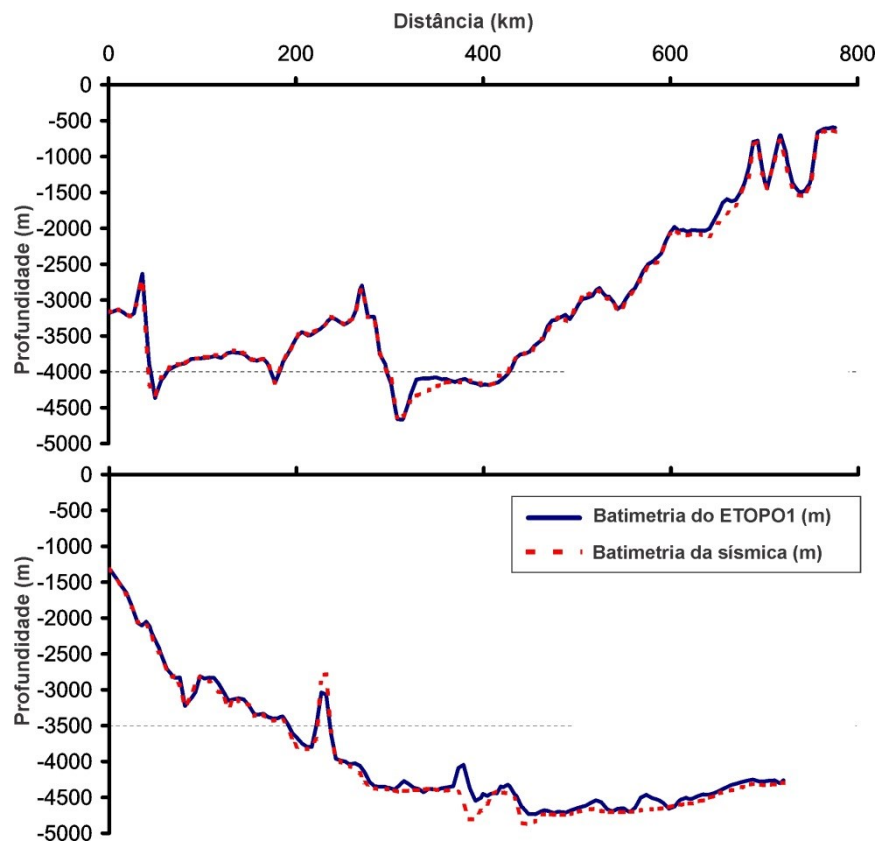
Figura 19 – Seções sísmicas interpretadas.



Legenda: Linhas sísmicas em tempo com os horizontes interpretados para a batimetria e topo do embasamento. Mapa batimétrico com a localização das linhas se encontra no canto superior direito. A primeira múltipla também está evidenciada para evitar interpretações errôneas.

Fonte: Graça et al. (*submetido*).

Figura 20 – Gráfico comparativo das batimetrias do ETOPO1 e Sísmica.



Legenda: Análise de controle da qualidade dos dados mostrando a comparação entre os perfis batimétricos obtidos pela interpretação sísmica (linha pontilhada vermelha) e pelos dados de domínio público ETOPO1 (linha cheia azul) mostrando uma ótima correlação entre as curvas e consequentemente uma boa confiabilidade ao dado.

Fonte: A autora.

### 5.3 Cálculo da Inversão Gravimétrica

Após a obtenção da espessura sedimentar da interpretação sísmica, foi realizada uma inversão gravimétrica com parâmetros da Moho de referência e do afinamento litosférico obtida através de linhas sísmicas da Dorsal de São Paulo da ION, bem como com a correção termal da litosfera, gerando o modelo C7 visualizado nas Figuras 21b e 22a. O modelo C7 também assume uma densidade do embasamento de  $2850 \text{ kg/m}^3$ . Se o embasamento subjacente a ERG contém material máfico ou ultra-máfico mais denso, então a inversão gravimétrica daria uma profundidade da Moho mais profunda do que a real – o que não é uma situação improvável. Sendo assim, a estimativa de maior profundidade da Moho sob a ERG é um limite inferior.

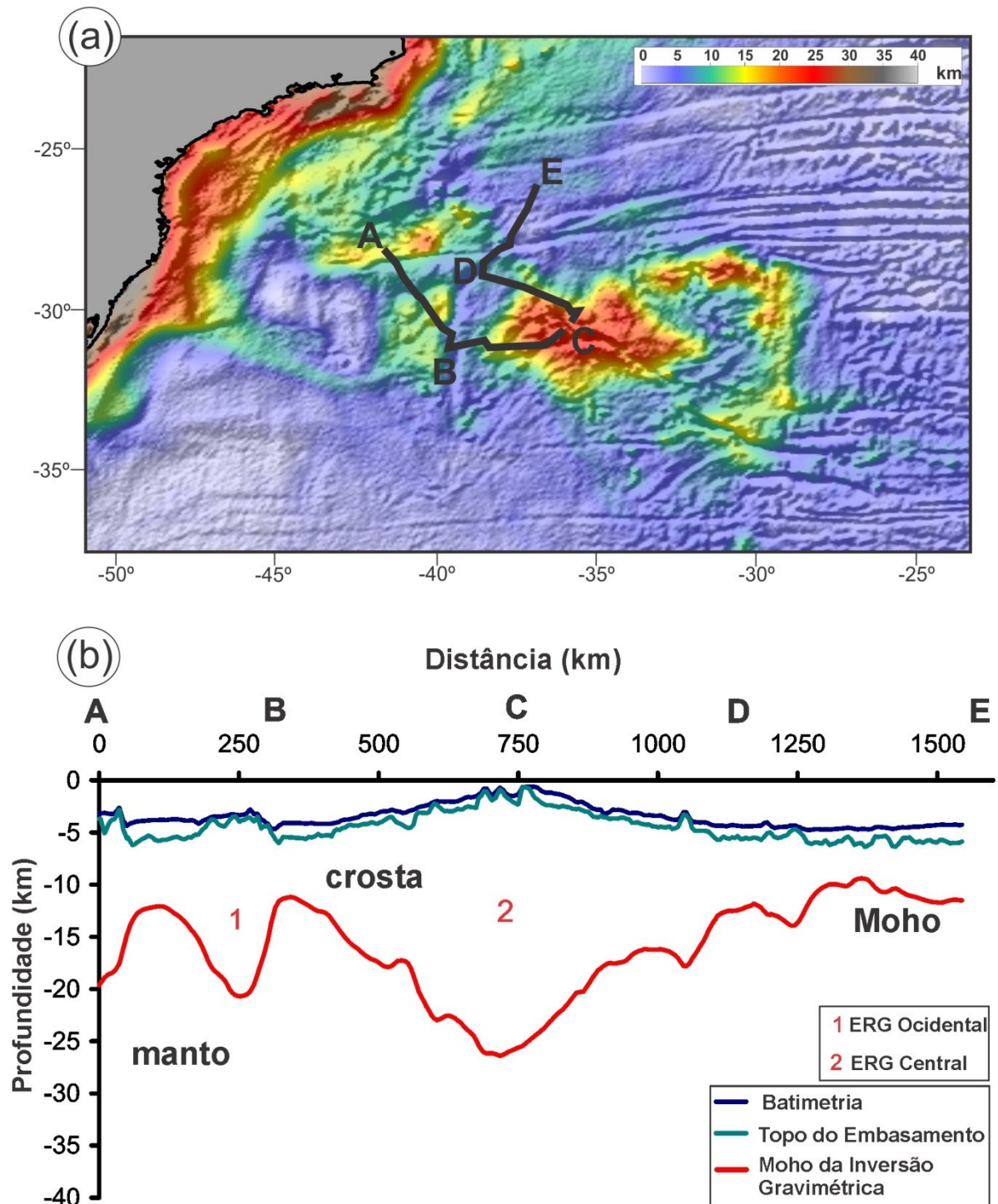
Utilizando os mesmos parâmetros do modelo C7, um novo modelo D11 foi gerado empregando os dados sedimentares globais da NOAA (Divins 2003) com a finalidade de se obter um mapa de espessura crustal, visualizados nas Figuras 21a, 23a e 25.

Testes de sensibilidade foram feitos para propósitos de comparação com os modelos C7 e D11. Um teste omite a correção termal da litosfera (modelo C8 na Figura 22c), resultando em uma curva da Moho com profundidades superestimadas e outro omite a informação da espessura sedimentar (modelo C9 na Figura 22d). Ou seja, os dados de entrada dentro da inversão gravimétrica constituem importantes variáveis e quaisquer modificações implicam em profundidades da Moho e espessuras crustais diferenciadas.

Para fins de controle de qualidade das profundidades da Moho geradas pela inversão gravimétrica, profundidades da Moho obtidas por sísmica de reflexão publicadas por Constantino et al. (2017) foram plotadas nos perfis crustais dos modelos C7 e D11 (perfis crustais com espessura sedimentar da sísmica e de dados de domínio público). Tal comparação pode ser visualizada nas Figuras 23 e 24. É possível visualizar uma correlação bastante satisfatória entre as diferentes profundidades da Moho geradas, o que gera confiabilidade ao método da inversão gravimétrica empregada para a área de estudo.

O mapa da espessura crustal do embasamento do Oceano Atlântico Sul, obtido através do modelo D11 é mostrado na Figura 25.

Figura 21 – Mapa da espessura crustal do embasamento e perfil crustal obtidos pela Inversão Gravimétrica.

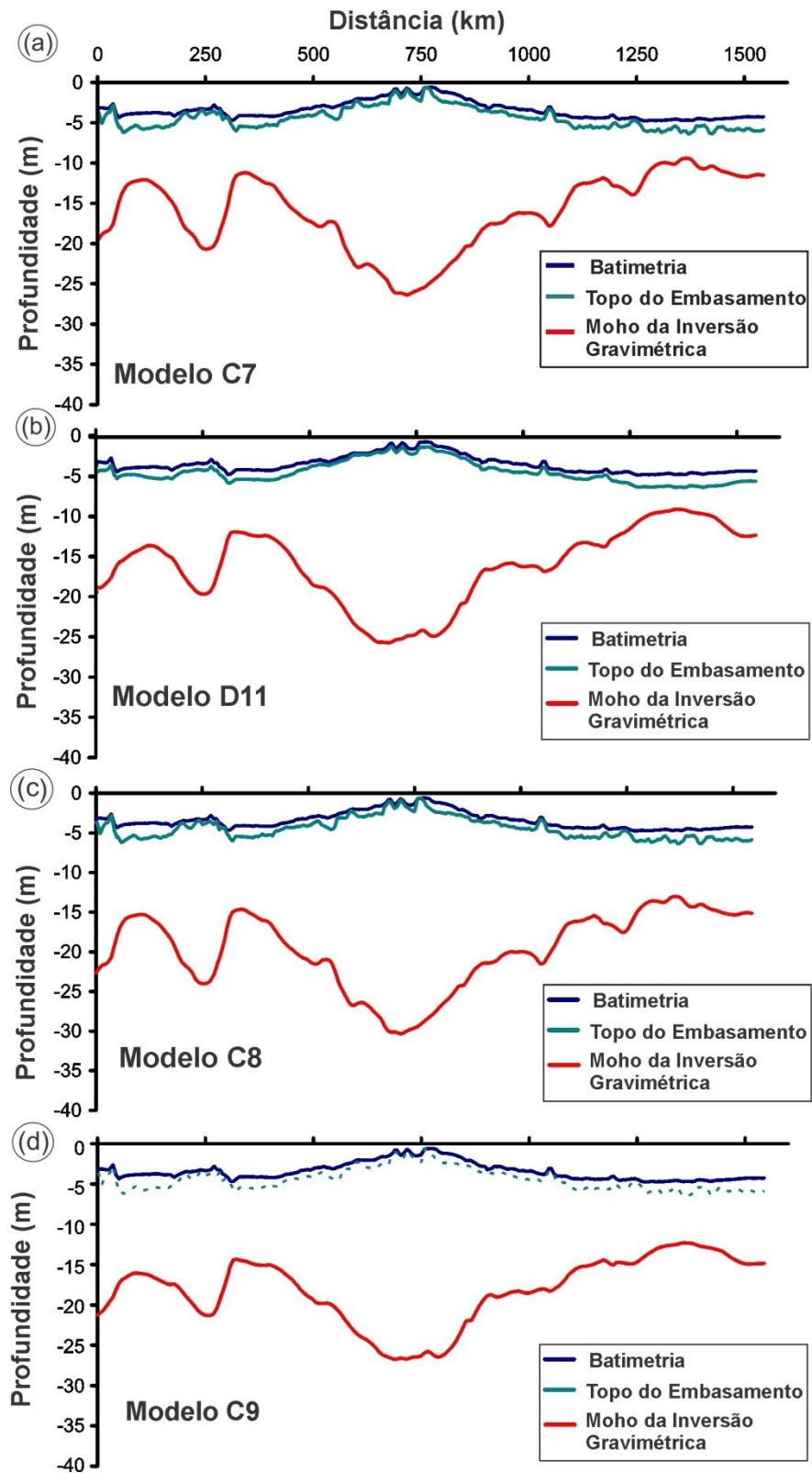


Legenda: Mapa de espessura crustal do modelo D11 com a localização das linhas sísmicas utilizadas no presente trabalho (a), e perfil com as curvas de batimetria e topo do embasamento interpretadas pelas linhas sísmicas, e a curva da profundidade da Moho calculada através da inversão gravimétrica (modelo C7) (b).

Fonte: Graça et al. (*submetido*).



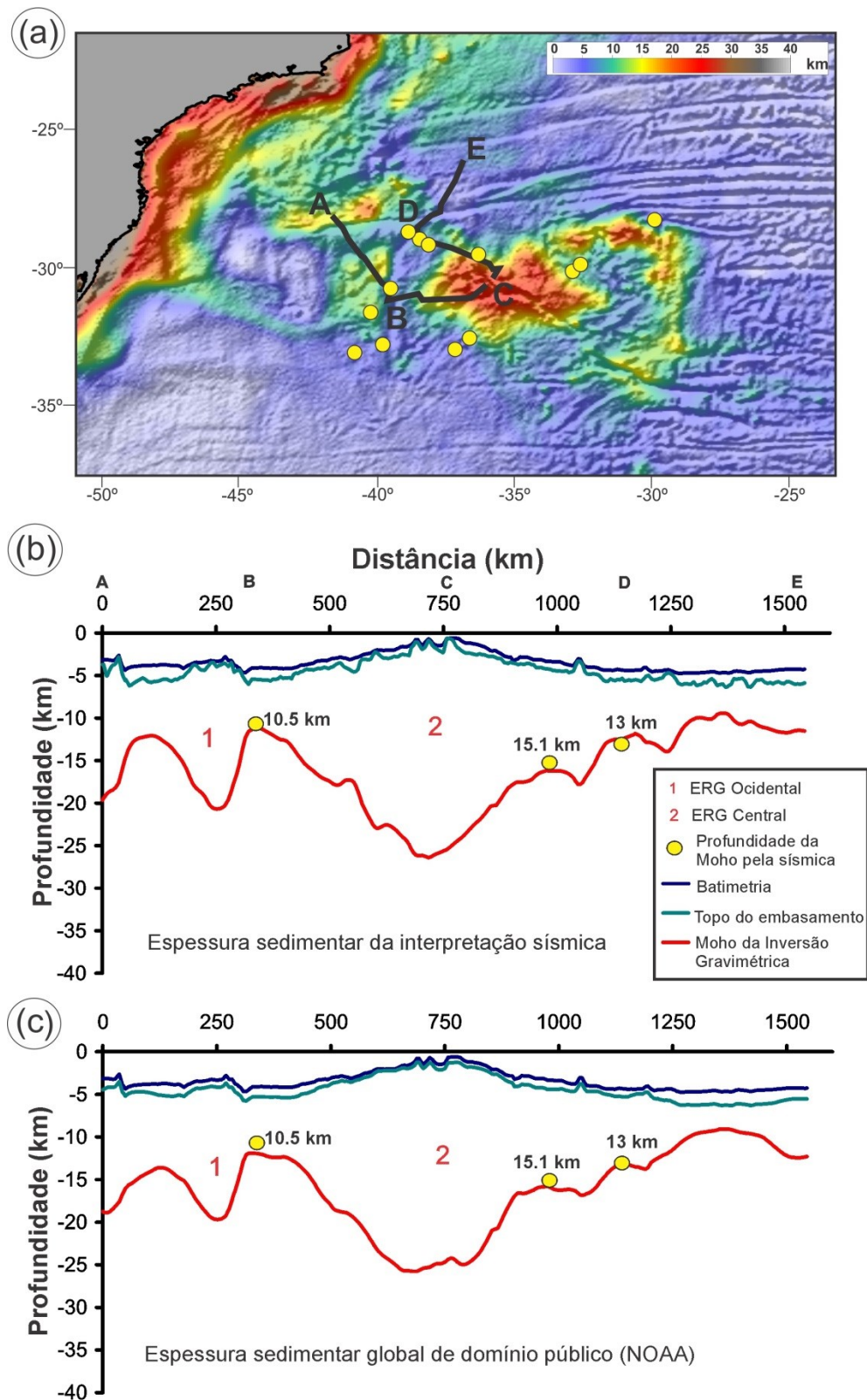
Figura 22 – Diferentes Perfis crustais comparativos



Legenda: Perfis com as curvas de batimetria e topo do embasamento interpretadas pelas linhas sísmicas, e a curva da profundidade da Moho calculada através da inversão gravimétrica dos novos modelos C7, D11, C8 e C9.

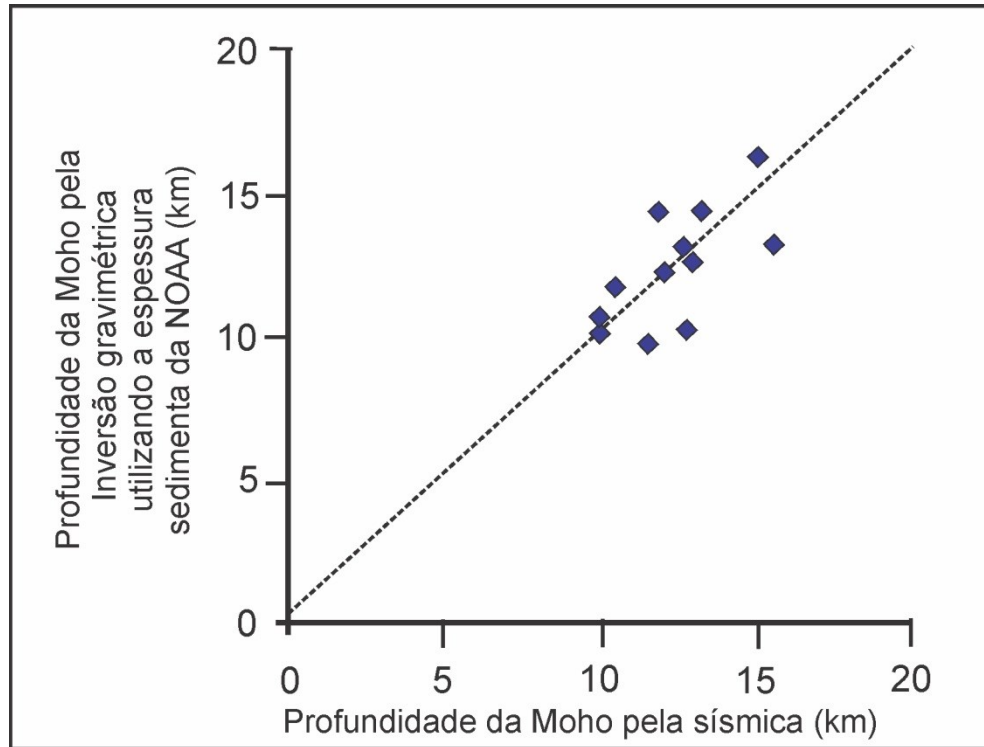
Fonte: A autora.

Figura 23 – Comparação da profundidade da Moho calculada pela Inversão Gravimétrica e da profundidade da Moho identificada por Sísmica de reflexão.



Legenda: Mapa de espessura crustal com localização da sísmica interpretada no presente trabalho (linhas pretas) e pela profundidade da Moho obtida por Constantino et al. (2017) (pontos amarelos)(a) e modelos C7 (b) e D11 (c). Fonte: Graça et al. (*submetido*).

Figura 24 – Gráfico comparativo da profundidade da Moho calculada pela Inversão Gravimétrica e da profundidade da Moho identificada por Sísmica de reflexão.



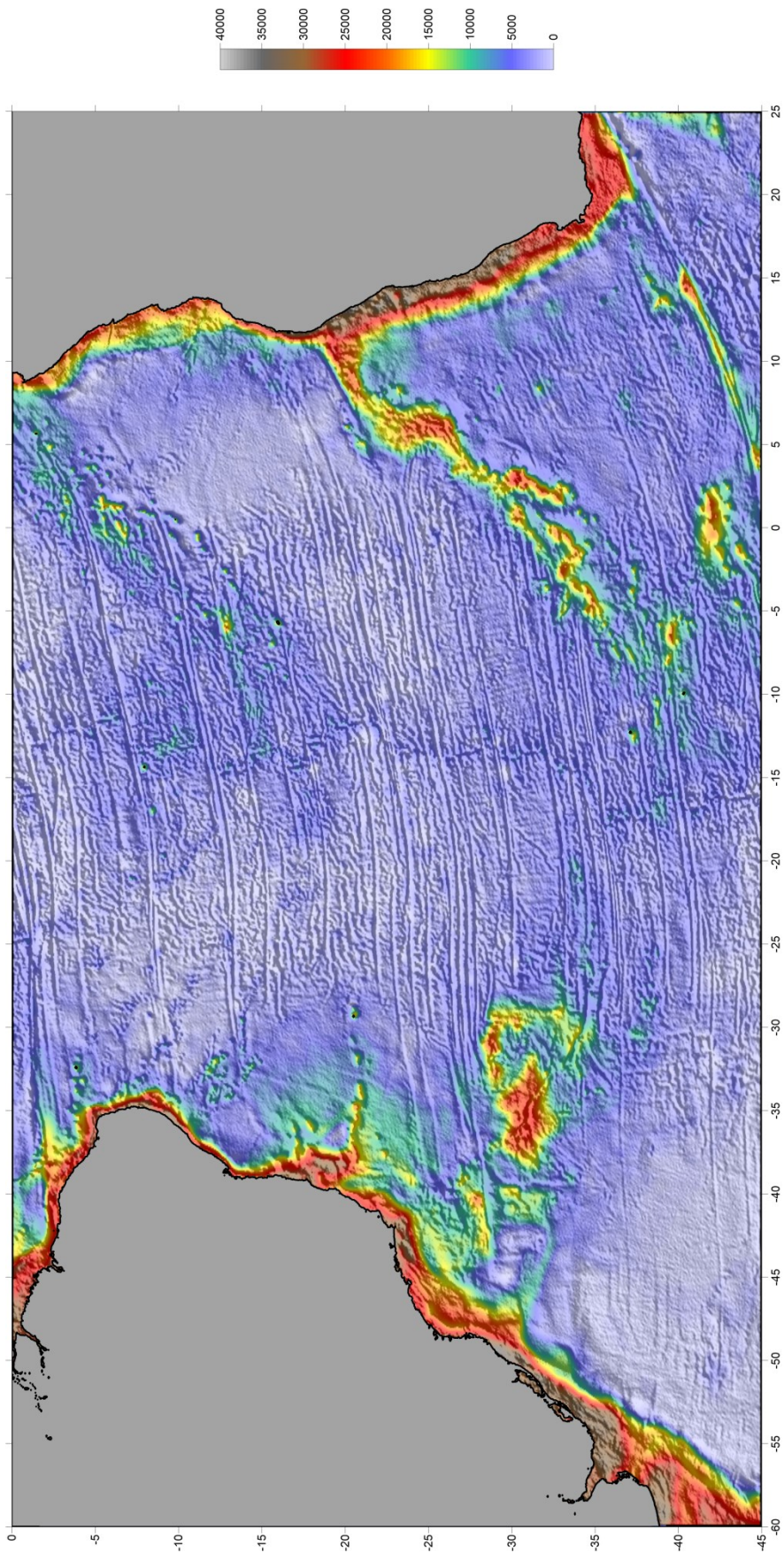
Fonte: Graça et al. (*submetido*).

#### 5.4 A estrutura crustal desde a Margem Brasileira até a ERG

A espessura da crosta da margem continental do Brasil adjacente a ERG exibe feições conhecidas e outras não tão conhecidas - como o Alto de Torres e a ERG Ocidental, conforme mostrado na Figura 26. Regiões de crosta com espessura superior a 25 km são observadas próximo à costa brasileira na margem continental e nas ERG Central e Oriental. Outras áreas de crosta espessada (> 15 km) correspondem a ERG Ocidental, Dorsal de São Paulo, Platô de São Paulo e Alto de Torres. Este último conecta-se com o extremo sudoeste da ERG Ocidental. A própria ERG apresenta uma espessura crustal que varia dentro de suas diferentes unidades e até mesmo dentro de uma própria unidade. Como se pode visualizar na Figura 27, a ERG Central apresenta uma predominância de cerca de 25 km de espessura crustal – a maior de todas as unidades. A porção norte da ERG Oriental também apresenta espessura



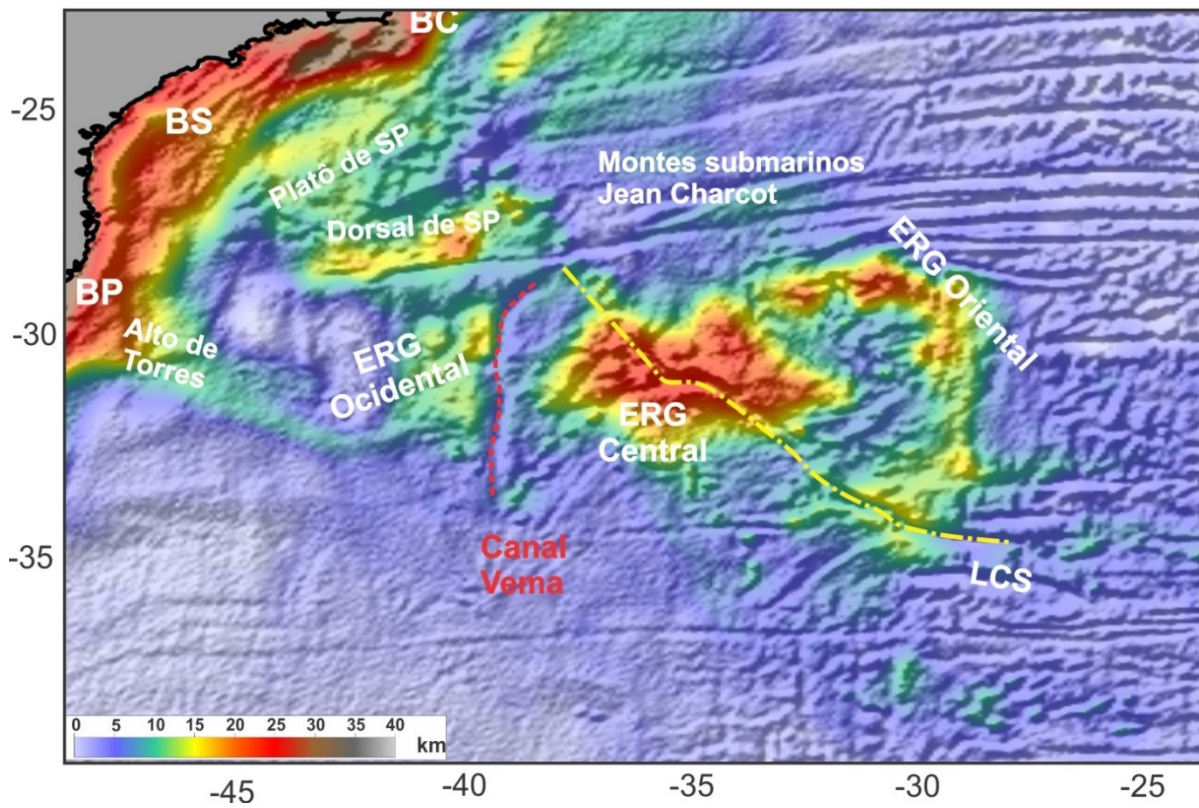
Figura 25 – Mapa da espessura crustal do embasamento (m) do Oceano Atlântico Sul.



Fonte: A autora.

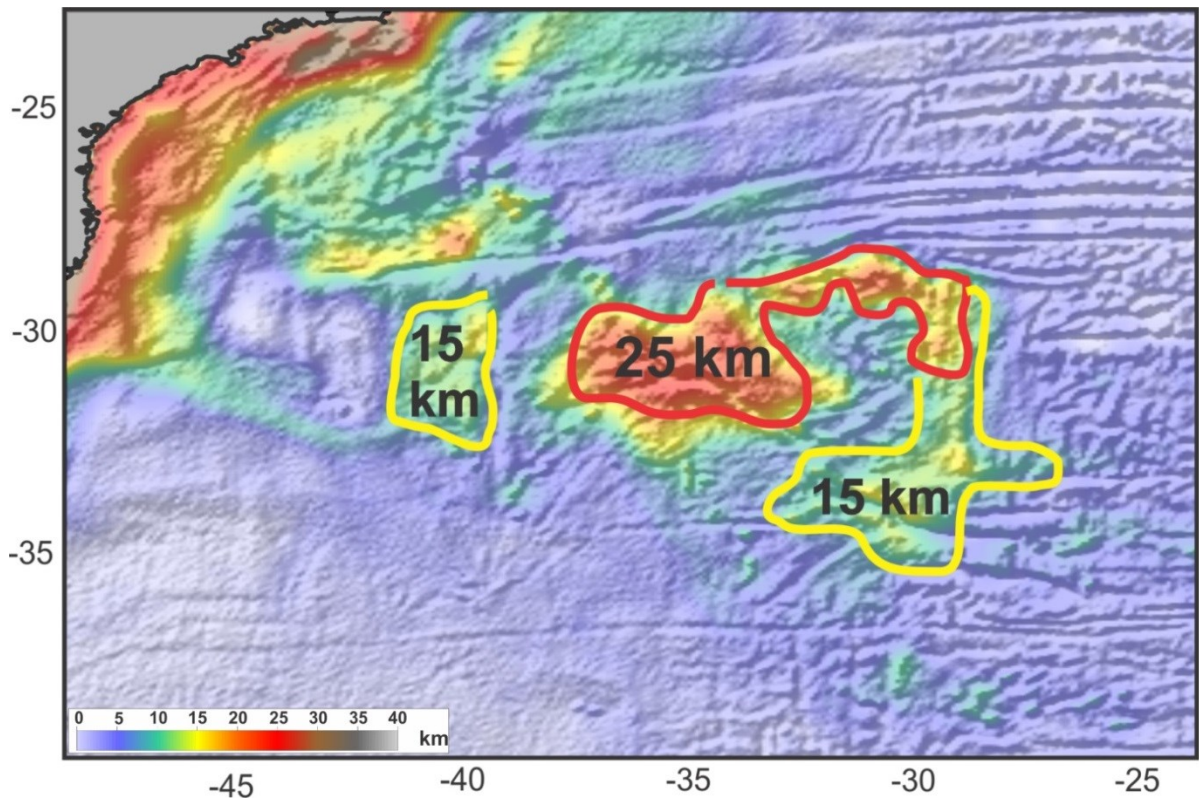


Figura 26 – Mapa da espessura crustal do embasamento da ERG e feições da margem continental brasileira.



Fonte: Graça et al. (submetido).

Figura 27 – Mapa da espessura crustal do embasamento da ERG.



Fonte: A autora.

crustal semelhante de cerca de 25 km, afinando-se em direção a sul, em seu segmento N-S, onde apresenta espessura crustal de cerca de 15 km. Já a ERG Ocidental também apresenta uma espessura crustal do embasamento média de 15 km, aonde sua porção nordeste aparenta ter uma média maior.

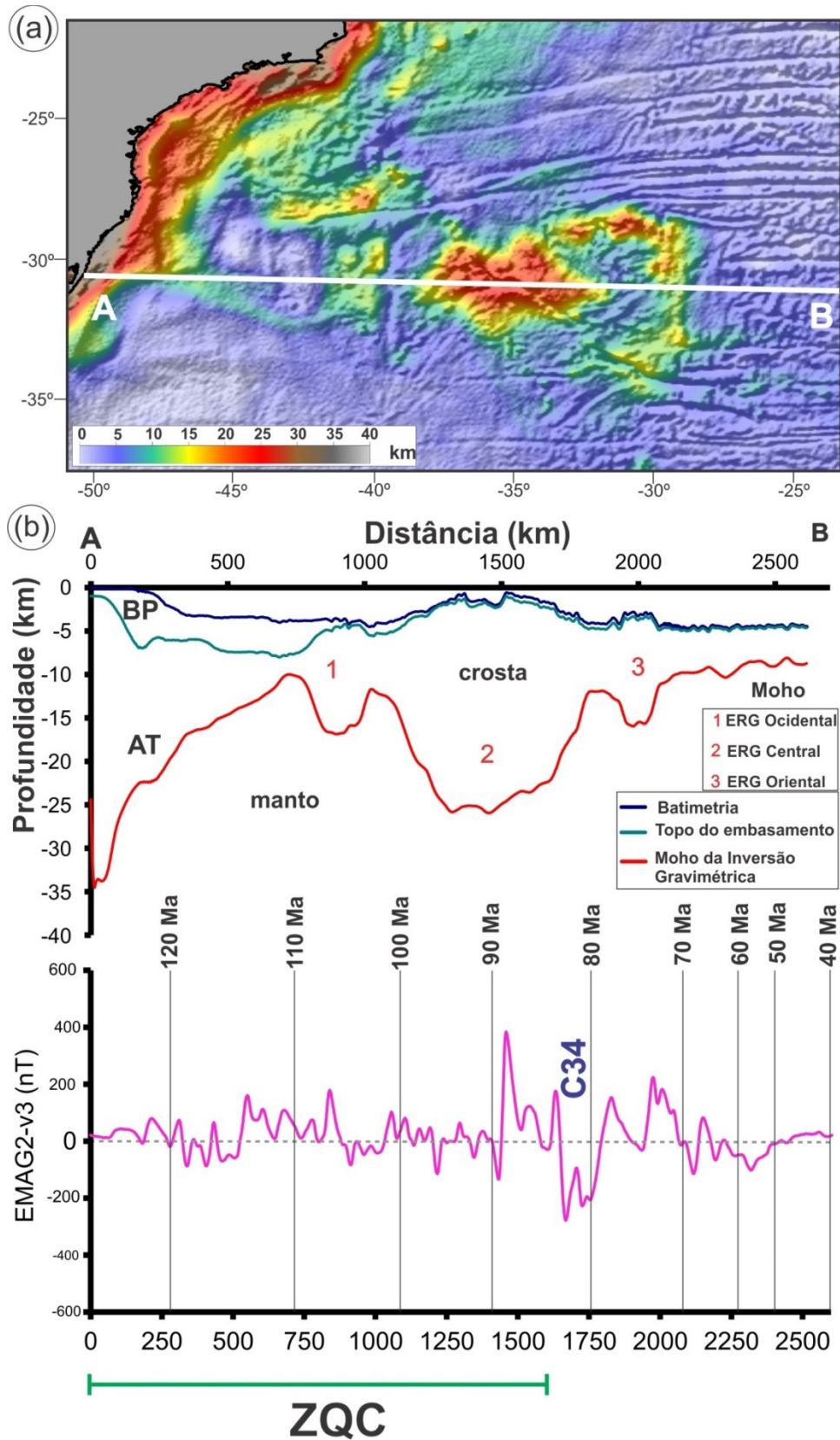
Cinco perfis regionais foram confeccionados a partir de dados batimétricos, de topo do embasamento e profundidade da Moho obtida através da inversão gravimétrica com correção termal da litosfera, adicionalmente a dados de anomalia magnética com a finalidade de se comparar as diferentes seções crustais (Figuras 28, 29 e 30).

O Perfil de espessura crustal oeste-leste A-B (Figura 28), que se estende desde a margem de Pelotas até a ERG Oriental, mostra que esta é caracterizada por uma elevada batimetria, com menos de 1 km, e por uma profundidade da Moho que chega a 25 km na ERG Central. É possível individualizar as três unidades principais da ERG (Ocidental, Central e Oriental) exibindo características comuns como crosta espessa (com profunda curva da Moho), anomalias magnéticas de amplitude elevada, separadas por crostas mais finas e por um aprofundamento do embasamento. Tanto a ERG Ocidental quanto a Oriental apresentam profundidades da Moho semelhantes, chegando a 17 km.

A maior profundidade da Moho é encontrada na ERG Central chegando a mais de 25 km, e está relacionada com uma anomalia magnética (C34) alcançando cerca de 450 nT. No perfil A-B é também possível visualizar o aprofundamento da batimetria, caracterizando uma estrutura do tipo rift, relacionado ao Lineamento Cruzeiro do Sul, no interior da ERG Central.

A Figura 29 mostra o perfil noroeste-sudeste C-D, desde a Bacia de Santos até o flanco oeste da ERG Central. Na ERG Central observa-se a Moho a 25 km de profundidade, separada da Dorsal de São Paulo por uma subida da profundidade de Moho para 10 km representando a Zona de Fratura do Rio Grande. A Dorsal de São Paulo apresenta cerca de 20 km de profundidade da Moho e o Platô de São Paulo entre 15 e 20 km de profundidade de Moho, portanto a ERG Central apresenta uma crosta mais espessa. O Platô de São Paulo, Dorsal de Florianópolis e ERG Central estão associados a altos gradientes magnéticos.

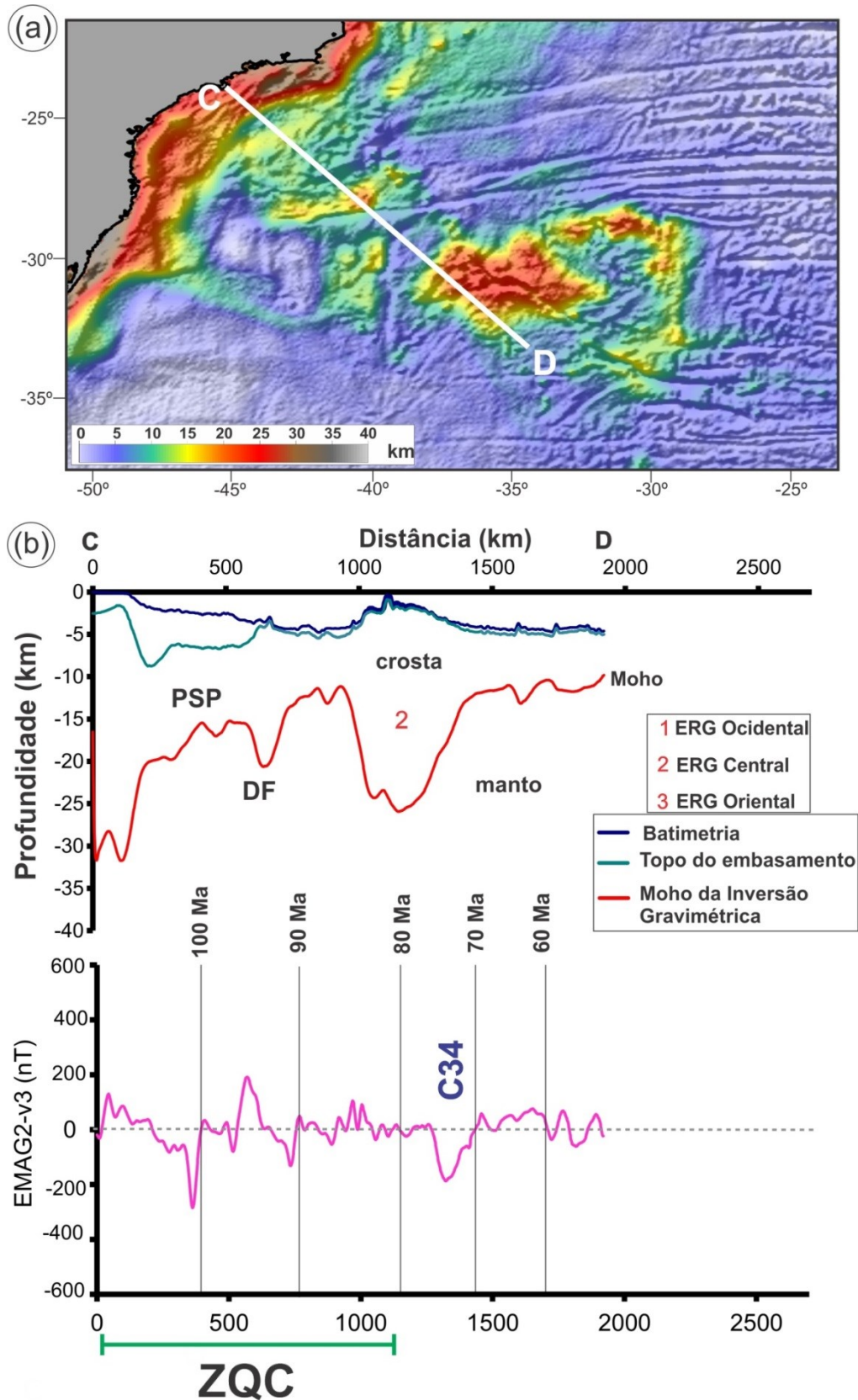
Figura 28 – Mapa da espessura crustal com a localização do Perfil A-B e perfis associados.



Legenda: Mapa do modelo D11 com a localização do perfil A-B; perfis com a profundidade da Moho, batimetria e topo do embasamento do perfil A-B; e gráfico com anomalias magnéticas com as idades da crosta oceânica. ZQC: Zona Quieta do Cretáceo. Fonte: Graça et al. (*submetido*).



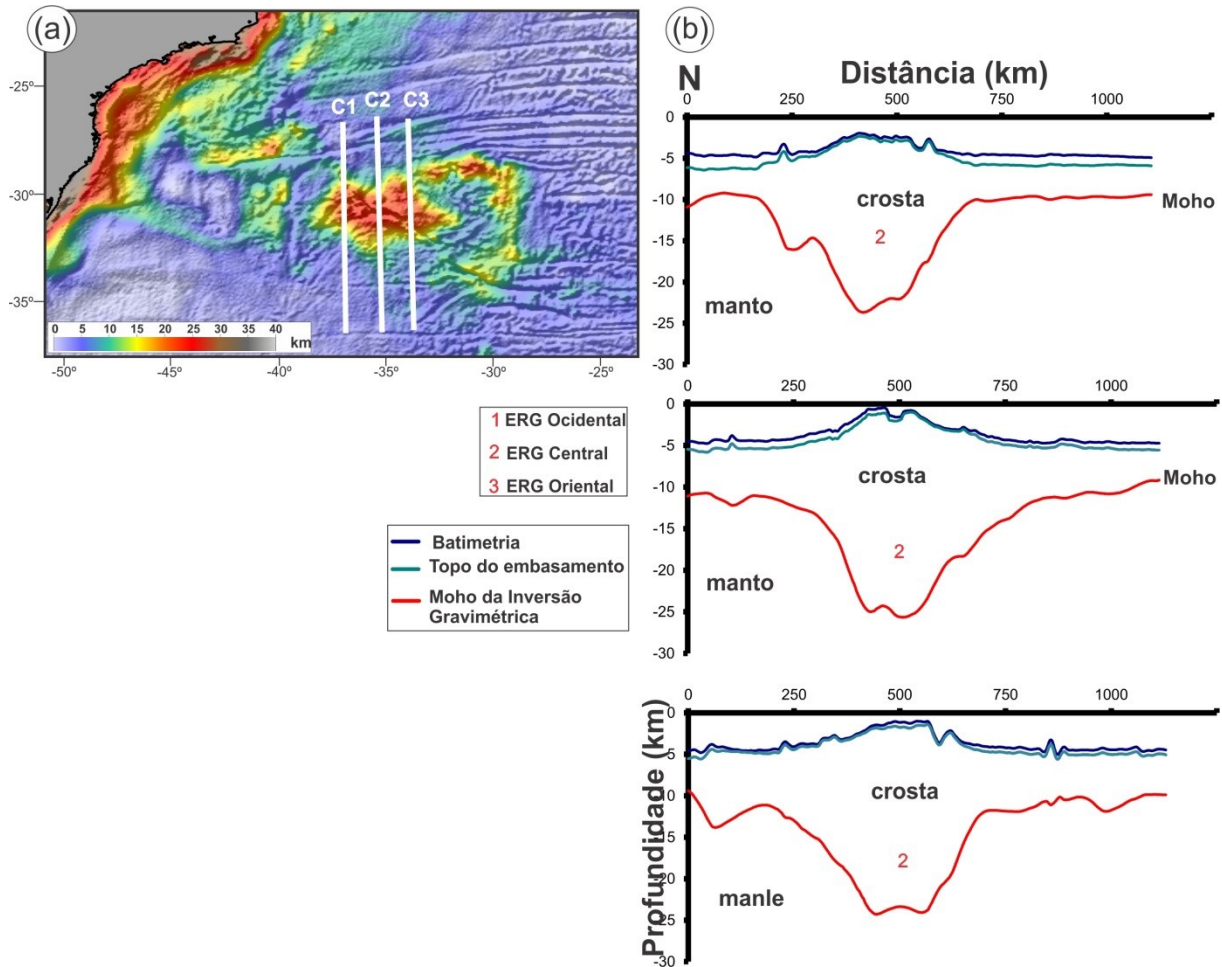
Figura 29 – Mapa da espessura crustal com a localização do Perfil C-D e perfis associados.



Legenda: Mapa do modelo D11 com a localização do perfil C-D; perfis com a profundidade da Moho, batimetria e topo do embasamento do perfil C-D; e gráfico com anomalias magnéticas com as idades da crosta oceânica. ZQC: Zona Quieta do Cretáceo. Fonte: Graça et al. (*submetido*).



Figura 30 – Mapa da espessura crustal com a localização dos perfis C1, C2 e C3 e perfis associados.



Legenda: Mapa do modelo D11 com a localização dos perfis C1, C2 e C3; perfis com a profundidade da Moho, batimetria e topo do embasamento do perfil A-B.

Fonte: A autora.

Os perfis norte-sul C1, C2 e C2 ao longo da ERG Central, exibem uma profundidade da Moho que aumenta abruptamente, atingindo mais de 25 km de profundidade em todos os perfis, mostrando que a ERG Central tem uma espessura de 25 km relativamente homogênea por toda sua extensão. Observa-se também em ambas às extremidades do perfil a variação de espessura crustal, desde uma crosta oceânica normal com cerca de 5 km de espessura ao norte até 25 km na a ERG Central.

Foi observada uma correlação direta entre regiões de crosta espessada e maiores intensidades magnéticas (200 nT para a ERG Ocidental, 450 nT para a ERG Central e mais de 200 nT para a ERG Oriental), sugerindo que rochas ígneas estão presentes na ERG, possivelmente contribuindo ao espessamento crustal calculado. No entanto, caso as rochas

ígneas estejam associadas a um excesso de magmatismo, isto não exclui necessariamente a interação entre crosta continental e oceânica na ERG, conforme sugerido pela presença de rochas de origem continental coletadas na região.

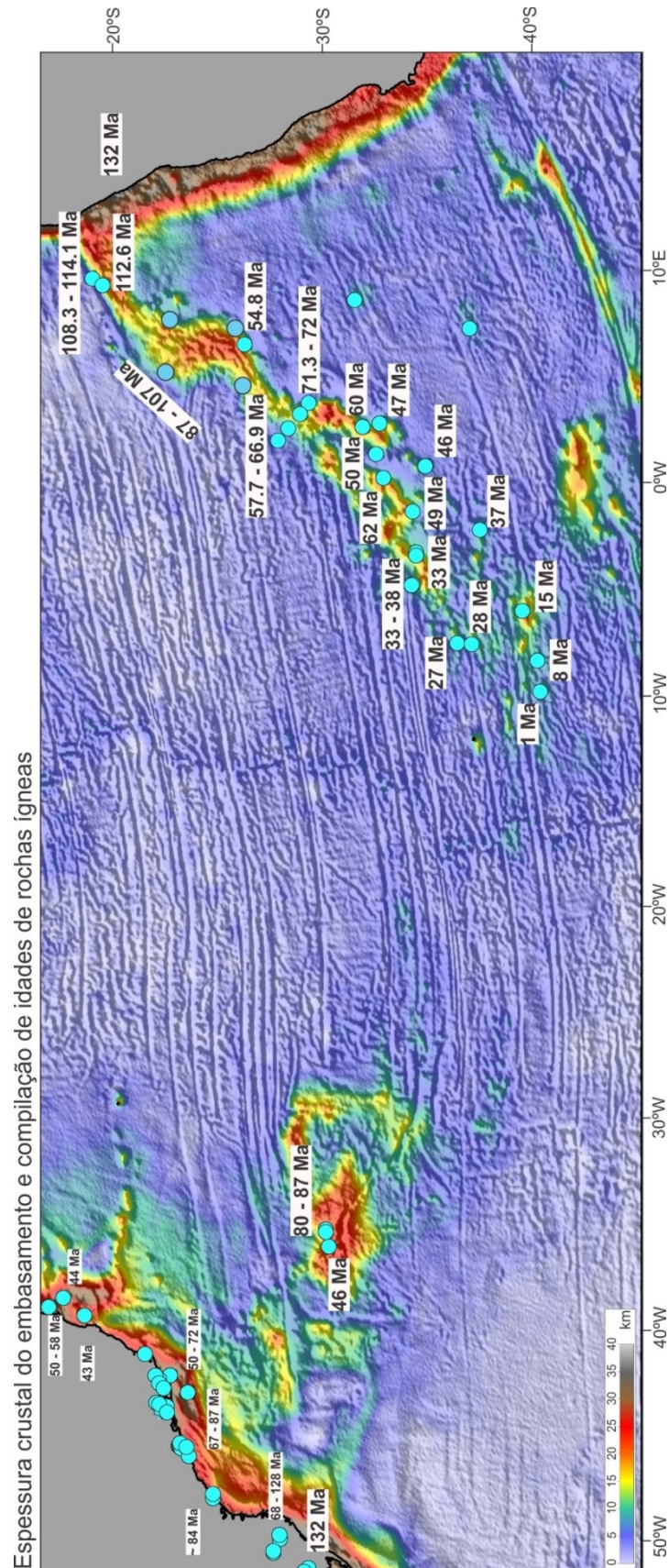
Em resumo, tanto os perfis quanto os mapas indicam a presença de uma litologia de composição ígnea presente na ERG, devido as elevadas intensidades das anomalias magnéticas. No entanto, este fato não exclui as possíveis interações com crosta ou manto litosférico continental que pode existir na ERG devido a suas crostas anormalmente espessas.

### **5.5 Reconstrução de Placas**

Uma compilação de idades das rochas magmáticas (Renne et al., 1996; Rohde et al., 2013; O'Connor et al., 2012,; O'Connor e Jokat, 2015; Hoernle et al., 2015 e Geraldès et al., 2013) da ERG, CW, Província Guyot e Margem do Brasil foram sobrepostas ao mapa de espessura crustal do embasamento da parte do Oceano Atlântico Sul que contém a ERG-CW e resultou no mapa da Figura 31. A ERG apresenta idades magmáticas entre 80-87 Ma e 46 Ma, enquanto a CW tem idades de 114 Ma em seu segmento norte, diminuindo para 1 Ma em seu extremo sul. Enquanto as idades magmáticas da ERG-CW podem se correlacionar através do segmento norte da CW, no sudoeste da CW suas idades são muito mais jovens que as idades da ERG. A Figura 31 mostra que as idades da CW diminuem para sudoeste a partir do continente africano em direção à atual dorsal oceânica. Neste mapa, a CW também é indicada por uma crosta espessada com algumas regiões com 25 km de espessura. No entanto, a margem continental africana tem uma aparência geral diferente da margem continental brasileira, com uma conexão direta entre a CW e o continente através da Dorsal da Namíbia, e não tem feições definidas com crosta espessada como o Platô de São Paulo e a Dorsal de São Paulo.

O mapa de espessura crustal e o mapa do campo magnético anômalo EMAG2 versão 3 foram inseridos dentro do software de reconstrução de placas litosféricas Gplates 1.5 usando parâmetros de reconstrução como pólos de rotação, polígonos de placa e isócronas do assoalho oceânico para restringir os movimentos das placas por Seton et al. (2012). A propriedade geológica que está sendo restaurada pelas reconstruções é a espessura total do embasamento crustal e as anomalias magnéticas, que são o produto tanto do processo de

Figura 31 – Mapa da espessura crustal com compilação de idades para a ERG e CW.



Legenda: Mapa de espessura crustal do Atlântico Sul sobreposto com a localização e idades de uma compilação das rochas magmáticas da ERG, CW, margem brasileira e africana. Fonte: Graça et al. (*submetido*).

ruptura como do subsequente espalhamento do assoalho oceânico e dos limites da placa oceânica, respectivamente.

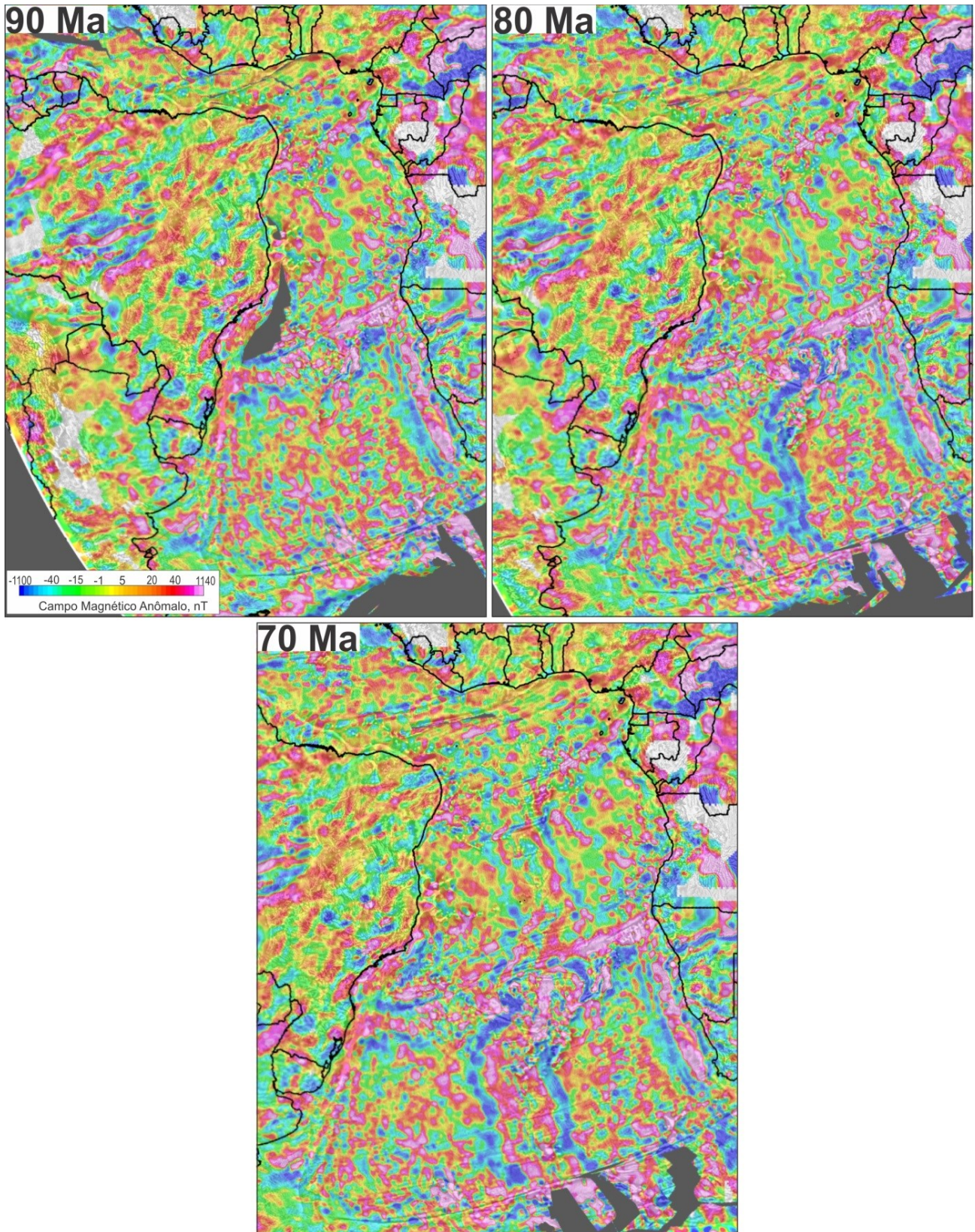
### 5.5.1 Anomalias magnéticas e limites de placa no Cretáceo Superior

Nas Figuras 32 e 33, a reconstrução de placas para o período de 90 Ma representa a crosta oceânica formada durante a Zona Quieta do Cretáceo (ZQC) e, de acordo com as idades dos basaltos datados entre 80 e 87 Ma e 46 Ma, as ERG Central e Oriental ainda não tinham sido originadas. Por volta de 80 Ma, a grande anomalia magnética negativa correspondente à isócrona C34 está presente e passa através da ERG Central e CW, como mostrado pelo mapa da espessura crustal, que parece formar um único corpo neste momento. Esta anomalia magnética C34 marca o limite divergente da placa em 83 Ma e, portanto, significa que a ERG Central e a CW estavam localizados no limite divergente da placa. A ERG Central tem idades magmáticas entre 80 e 87 Ma coincidentes com este período. Sendo assim, entre 90 e 80 Ma, os mapas de anomalia magnética e espessura crustal reúnem a ERG e a CW como um corpo único com magmatismo ativo localizado no mesmo eixo de espalhamento oceânico. Esta é uma configuração semelhante à da Islândia hoje (Torsvik et al., 2015).

Embora a trilha de Tristão-Gough apareça na reconstrução de 80 Ma mostradas nas Figuras 32 e 33, suas idades magmáticas indicam uma emergência a partir de 70 Ma, como mostrado na reconstrução da placa neste momento. Durante o mesmo intervalo de tempo (80 - 70 Ma), a ERG Oriental emerge e começa a separar-se da CW a 70 Ma. Em 70 Ma, a ERG Central era um corpo distinto e separado da CW.



Figura 32 – Reconstrução de Placa com o Campo Magnético Anômalo.

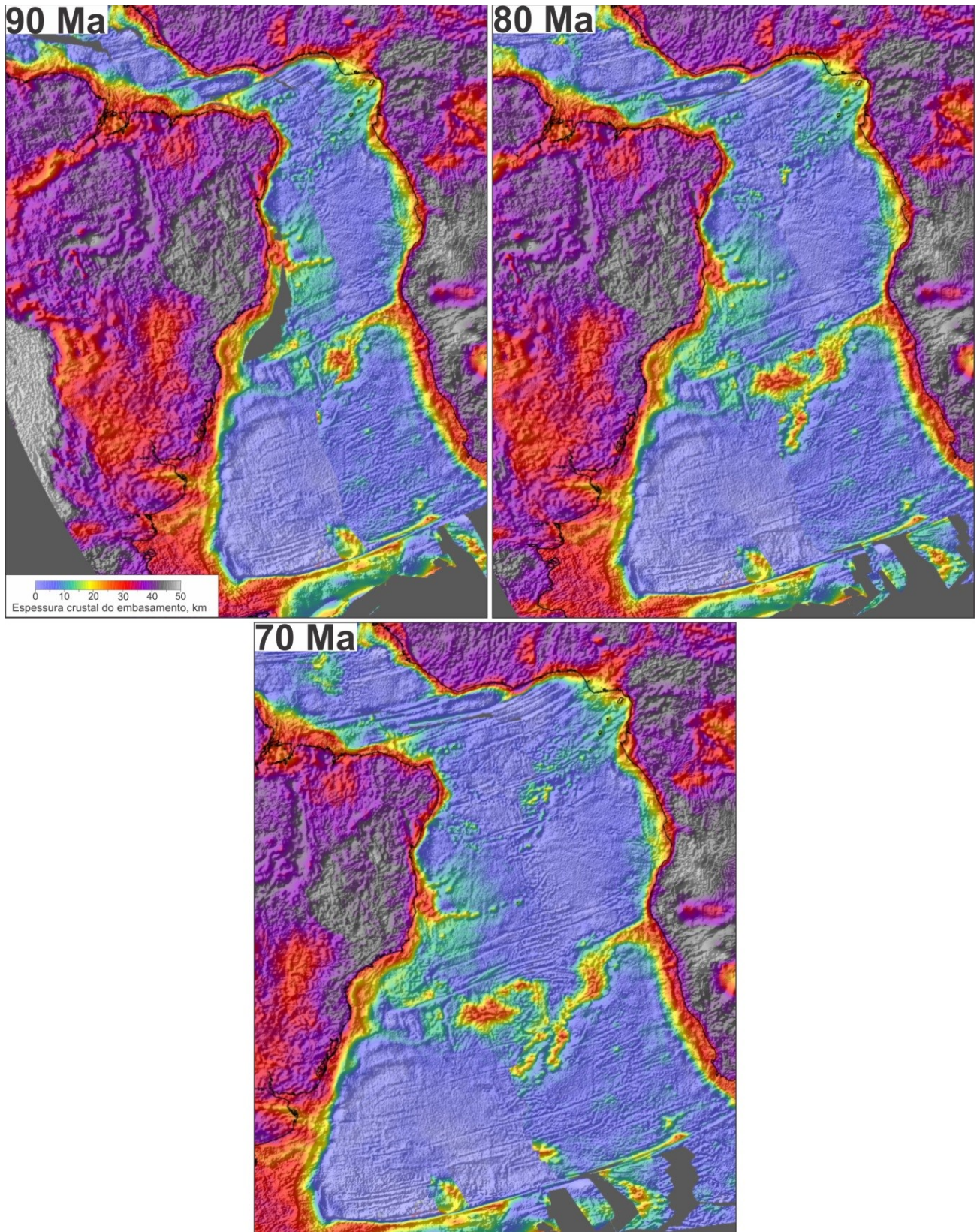


Legenda: Mapa de anomalias magneticas sombreado com a anomalia ar-livre para visualização das zonas de fraturas oceânicas mostrando a reconstrução do Atlântico Sul entre 90-70 Ma.

Fonte: Graça et al. (*submetido*)



Figura 33 – Reconstrução de Placa com o Mapa de espessura crustal do embasamento.



Legenda: Mapa de espessura crustal sombreada com a anomalia ar-livre para visualização das zonas de fraturas oceânicas mostrando a reconstrução do Atlântico Sul entre 90-70 Ma  
Fonte: Graça et al. (*submetido*).



## 6. DISCUSSÃO

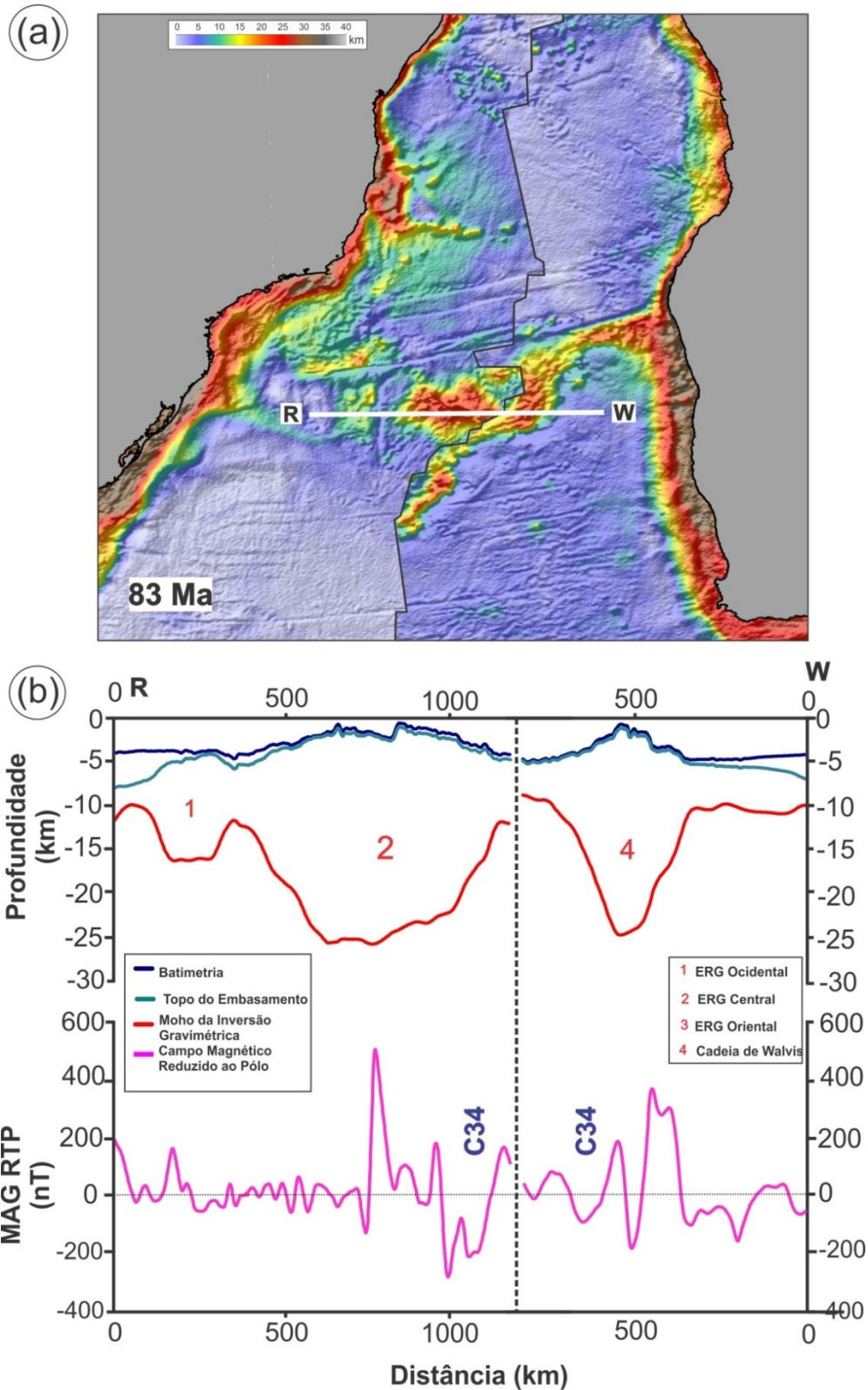
### 6.1 Estrutura crustal das feições conjugadas ERG-CW há 83 Ma (Anomalia C34)

A Figura 34a mostra o mapa da espessura crustal do embasamento há 83 Ma, quando a ERG Central e a CW compunham uma única feição localizada no eixo da dorsal mesoatlântica. Uma seção transversal crustal da direção leste-oeste denominada R-W representa a estrutura crustal da ERG Ocidental, do Canal Vema, da ERG Central e da CW (Figura 34b). Nota-se que em 83 Ma a restauração sugere que a ERG Oriental ainda não havia sido formada. As profundidades da Moho na ERG Central e na CW chegam a 25 km, embora a curva da Moho da ERG Central permaneça com mais de 20 km de profundidade por mais de 500 km de distância e a CW por 160 km de distância nessa direção. É notável que a forma das regiões de crosta espessa sob a ERG Central e a CW são diferentes; crosta espessa sob a ERG Central tem uma forma elíptica, enquanto que para a CW é mais linear. Dessa forma, fica evidenciado que a CW e a ERG apresentam uma crosta espessada, embora com uma distribuição de espessura distinta uma da outra. A CW apresenta uma distribuição de crosta mais espessada contínua do continente para o oceano (Dorsal da Namíbia - Cadeia de Walvis – Província Guyot). A ERG apresenta-se fragmentada em suas três unidades e sua conexão com o continente não é óbvia. No mapa da espessura crustal, essa conexão poderia ocorrer através do Alto de Torres ou através da Dorsal de Florianópolis e Platô de São Paulo, o que indica múltiplas organizações possíveis de placa e prováveis saltos de dorsal.

A amplitude das anomalias magnéticas observada para a ERG e a CW sugere uma correlação entre a extremidade leste da ERG Central e o extremo oeste da CW, sugerindo que toda a região ocidental e central da ERG Central teria sido gerada anteriormente que a CW. Isso pode explicar a forma de elipse protuberante da ERG Central, já que a mesma já estava sendo construída anteriormente e obteve mais tempo para tal.

Tanto a ERG Central quanto a CW apresentam anomalias magnéticas com elevadas amplitudes (Figura 34b). Sua espessura crustal máxima de 25 km, suas anomalias magnéticas de alta amplitude e as restaurações de placas sugerem uma relação direta entre a ERG Central e a CW.

Figura 34 – Reconstrução de Placa em 83 Ma com o Perfil oeste-leste R-W.



Legenda: Mapa de espessura crustal sombreado com anomalia ar-livre foi inserido dentro do software de reconstrução de placa Gplates 1.5. Perfil das conjugadass da ERG Central e Ocidental e CW são mostrados com as curvas de batimetria, topo do embasamento, profundidade da Moho e anomalia magnética reduzida ao pólo.

Fonte: Graça et al. (*submetido*).

O Perfil RW (Figura 34b) também cruza a ERG Ocidental, onde uma espessura crustal máxima de 12 km é atingida. A crosta afinada característica de crosta oceânica normal (ou até mais afinada) é vista a oeste da ERG Ocidental e a leste entre a ERG Ocidental e Central (no Canal Vema).

## **6.2 Conexão da ERG com a trilha de Tristão-Gough (Província Guyot) através de Rotações**

A Figura 35 mostra a evolução da ERG-CW a partir de 70 Ma até o período atual com incrementos de 10 Ma. Por volta de 50 Ma, a ERG Oriental e a CW haviam se separado; isso pode ter ocorrido em cerca de 60 Ma. A separação coincide com a transição da interação entre pluma mantélica - limite da placa e magmatismo intenso para magmatismo intraplaca fora da dorsal. A mudança da pluma mantélica de Tristão da Cunha para o magmatismo intraplaca gera a trilha vulcânica de Tristão-Gough na litosfera oceânica pré-existente que continua até os dias atuais. Essa mudança do magmatismo já foi descrita por O'Connor e Duncan (1990). Como mostrado na Figura 35, o processo de separação entre a ERG Oriental e a CW (especificamente a trilha de *hot spot* Tristan-Gough) durou cerca de 20 milhões de anos de 70 a 50 Ma. Neste intervalo ocorreu a completa separação entre a ERG e a CW.

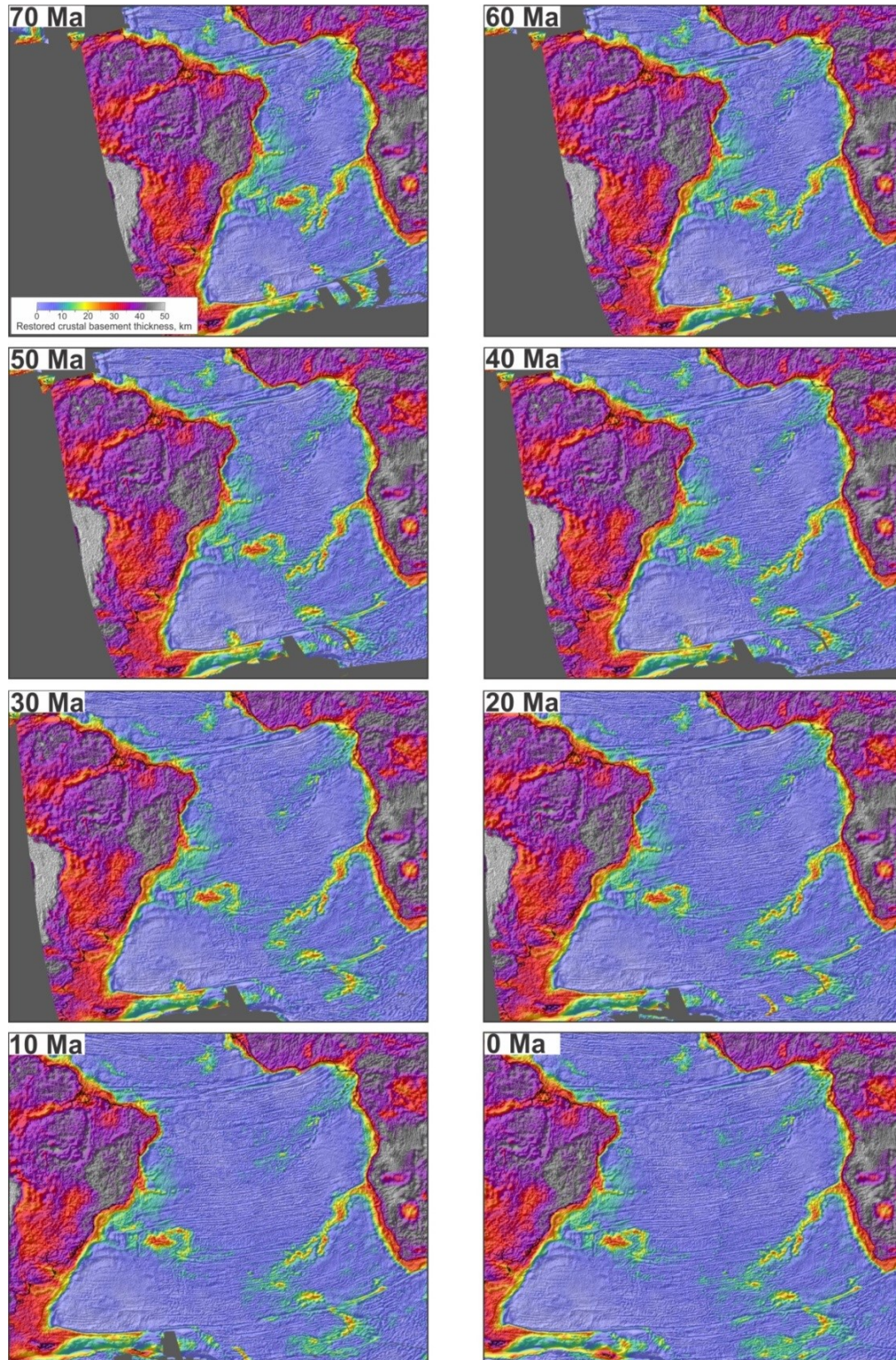
A Figura 36a mostra a espessura crustal restaurada para 54 Ma. Esta restauração mostra que as zonas de fratura que conectam a ERG Oriental e a CW têm uma morfologia curva indicativas de rotações na evolução da separação da ERG Oriental da CW. Estas zonas de fraturas rotacionadas não são visualizadas a norte ou a sul da ERG Oriental e param em suas terminações norte e sul, indicando que esta região sofreu uma deformação e extensão diferenciadas. O que causa esta deformação rotacional pode ser explicada pelas variações nas taxas de espalhamento na dorsal meso-oceânica naquele momento, mas também pode ser indicativo de mais de um centro de espalhamento ativo neste período. Este período de extensão e deformação complexas provavelmente não apenas afetou a evolução da ERG Oriental, mas também a CW e pode ter alguma influência na bifurcação da Província Guyot.

As seções transversais (Figura 36b) ao longo da ERG Oriental e CW mostram crostas espessas atingindo quase 20 km de espessura. Ambos os perfis mostram uma crosta mais espessa no norte do que no sul. Eles também apresentam anomalias magnéticas de alta



amplitude. Em contraste, os mapas mostram que a crosta espessa da ERG Oriental e da CW são separadas por crosta oceânica de espessura normal.

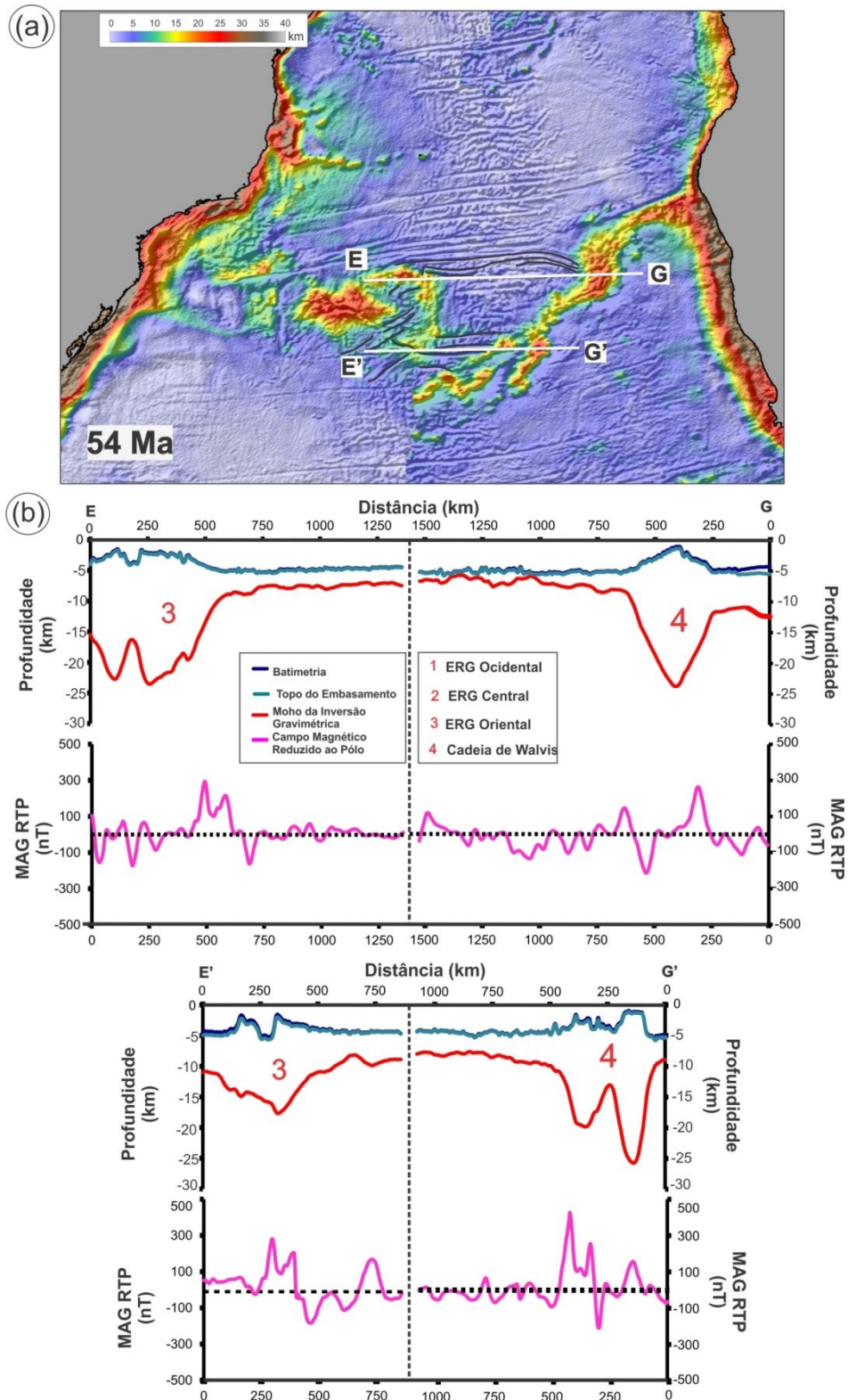
Figura 35 – Reconstrução de Placa com o Mapa de espessura crustal do embasamento.



Legenda: Mapa de espessura crustal sombreada com a anomalia ar-livre mostrando a evolução de 70 a 0 Ma da abertura do oceano Atlântico Sul, com a completa separação entre a ERG e a CW, mais especificamente a ERG Oriental e a Província Guyot (trilhas de Tristão e Gough). Fonte: Graça et al. (*submetido*).



Figura 36 – Reconstrução de Placa em 54 Ma com os Perfis oeste-leste E-G e E'-G'.



Legenda: Mapa de espessura crustal sombreado com anomalia ar-livre foi inserido dentro do software de reconstrução de placa Gplates 1.5. Perfis conjugados da ERG Oriental e CW são mostrados com as curvas de batimetria, topo do embasamento, profundidade da Moho e anomalia magnética reduzida ao pólo. Zonas de fraturas oceânicas rotacionadas são indicadas no mapa.

Fonte: Graça et al. (*submetido*)

### 6.3 O papel dos saltos de dorsal na separação do Gondwana Ocidental

Juntamente com o magmatismo intenso, os saltos de dorsal intra-oceânicos parecem ser um processo importante na evolução do Atlântico Sul, especialmente na formação da ERG-CW. A atual assimetria do eixo de propagação foi atribuída a uma sucessão de migrações para leste e sudeste anteriormente a anomalia C34 (O'Connor e Duncan, 1990). A primeira migração registrada para o leste ocorreu ao norte das feições do CW-Alto de Torres no início do período Aptiano (Leyden, 1976; Ponte e Asmus, 1976; Cande e Rabinowitz, 1978, 1979; Rabinowitz e LaBrecque, 1979; Kumar e Gamboa, 1979). Outro grande salto também poderia ter sido responsável pela formação do Platô de São Paulo na margem sudeste brasileira (94 Ma), ao transferir para a placa sul-americana uma crosta oceânica espessa ao norte da CW, de acordo com hipótese de Pérez-Díaz e Eagles (2014) e Fromm et al. (2015). Esses eventos provavelmente estão relacionados com a seta 1 da Figura 37 e constituem um importante ponto no modelo de reconstrução de placas do Oceano Atlântico Sul, que inclui a margem sudeste brasileira.

Kumar (1979) também indicou uma estrutura N-S entre a ERG Ocidental e Central como um possível centro de espalhamento extinto. Constantino et al. (2017) mostraram que essa feição se estende desde a latitude 34°S até a Dorsal de São Paulo, possivelmente com origem na abertura do Atlântico Sul e denominou como *Vema Aborted Ridge* ou Dorsal Abortada Vema (DAR) (Figura 37, seta 2).

A Figura 36 mostra o mapa da espessura crustal restaurada para 50 Ma, na qual identificamos os centros de espalhamento oceânicos ao sul da Zona de Fratura do Rio Grande, entre o Alto de Torres, os componentes Ocidental, Central e Oriental da ERG e a CW. Nesta região, sugerimos que a propagação do fundo do mar ocorreu inicialmente entre o Alto de Torres e a ERG Ocidental (localização 1 na Figura 37) antes de saltar para o local 2 no Canal Vema. O salto da posição 1 para a posição 2 no Canal Vema teria separado a ERG Ocidental de qualquer feição que estivesse a leste do mesmo. No momento deste salto da dorsal, a ERG Central e Oriental e a CW podem não ter existido como as conhecemos atualmente. O espalhamento oceânico resultante deste salto no Canal Vema mostra uma forte assimetria da crosta oceânica acumulada no corredor de dispersão ocupado pelo Canal Vema. Pérez-Díaz e Eagles (2014) propõem uma migração de 400 km para leste da posição 1 para 2, o que é consistente com o que vemos na Figura 37.

A morfoestrutura diferenciada entre a CW e a ERG também pode ter resultado de múltiplos saltos de dorsal, como sugerido por Gamboa et al. (1984). Em aproximadamente 80 Ma, a ERG Central foi rifteada e separado da CW (que então também incluiu a ERG Oriental). Isso exigiu uma migração para o leste ou o salto do centro de espalhamento oceânico para a posição 3 da Figura 37. Em 70 Ma, seguiu-se o rifteamento e separação da ERG Oriental da CW e exigiu um salto da dorsal adicional e rifteamento para a posição 4, do qual evoluiu até os dias atuais. É importante notar que o lado africano do Atlântico Sul é muito mais simples do que o lado americano, consistente com as migrações dominantes para o leste e os saltos dos eixos de espalhamento oceânico.

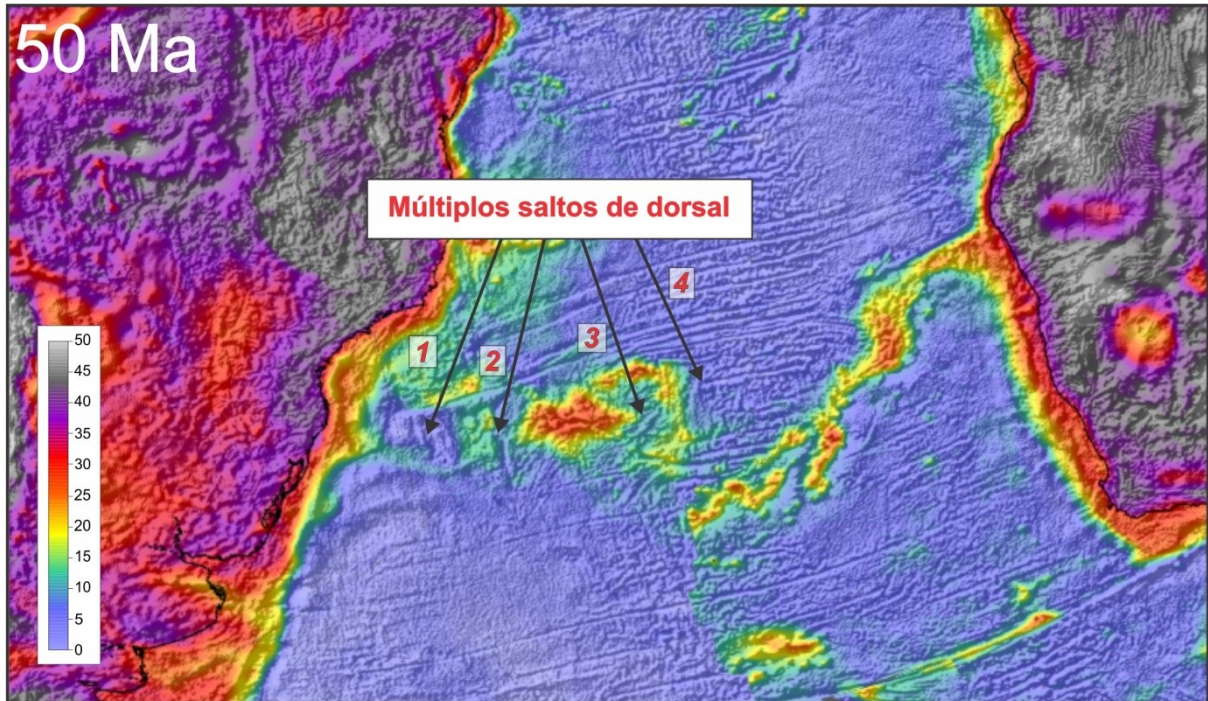
A partir das evidências apresentadas, propõe-se que uma série de saltos de dorsal e múltiplas re-organizações de limite de placa sendo os principais mecanismos que individualizaram as três unidades da ERG e CW. Além disso, sugere-se que estes saltos isolaram fragmentos de crosta continental e manto litosférico de seus locais originais continentais e transportaram os mesmos em grandes distâncias em direção ao domínio oceânico, como observado pelo material continental recuperado por submersíveis na ERG Central. As migrações e saltos predominantes para leste podem implicar que os fragmentos continentais podem ter uma afinidade africana, embora estejam agora localizados na placa sul-americana.

Algumas questões importantes permanecem: quando e onde exatamente esses saltos de dorsal ocorreram? Eles estavam simultaneamente ativos? Qual é a relação genética entre saltos de dorsal, magmatismo e crosta continental em ambiente oceânico?

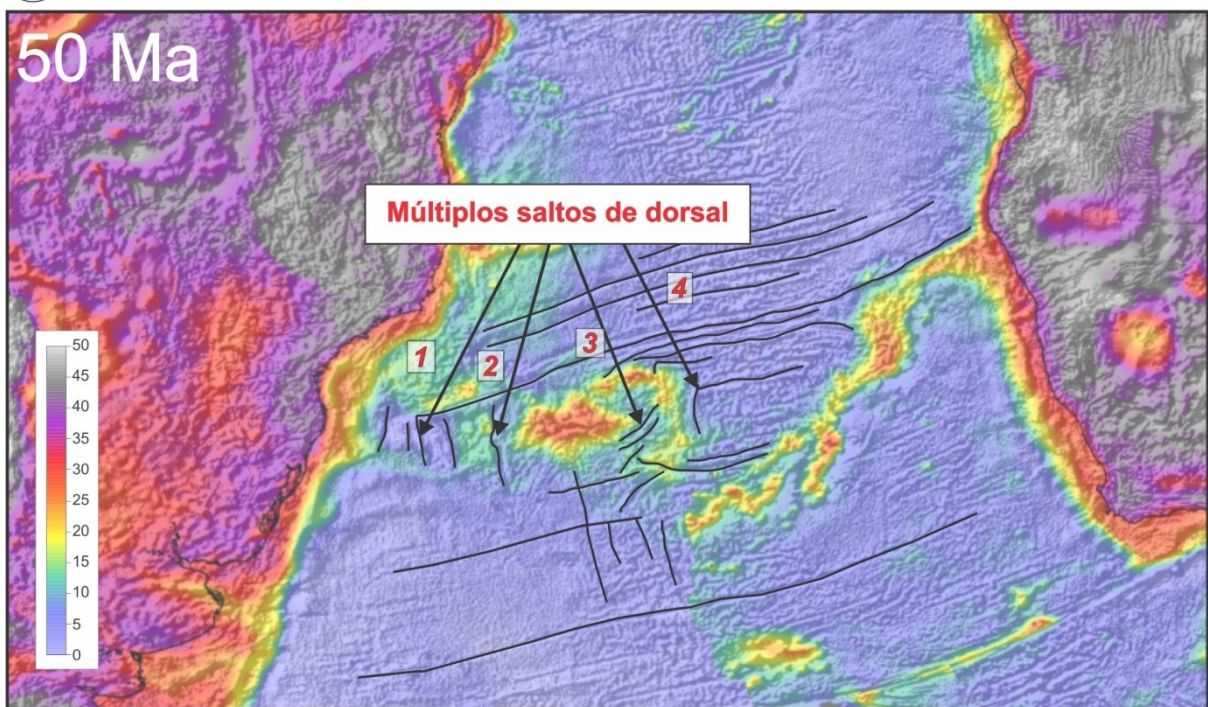


Figura 37 – Reconstrução de Placa em 50 Ma mostrando os possíveis saltos da dorsal mesoatlântica.

(a)



(b)



Legenda: Reconstrução de placa no período de 50 Ma utilizando mapa de espessura crustal. Setas de 1 a 4 mostram os prováveis saltos de dorsal associadas a formação da ER e abertura do Oceano Atlântico Sul, linhas pretas marcam a morfologia das principais zonas de fratura da área de estudo.

Fonte: Graça et al. (*submetido*).



## CONCLUSÃO

Com os mapas de espessura crustal do embasamento foi possível separar a ERG em três unidades distintas: Ocidental, Central e Oriental. Sendo que, apesar da ERG Ocidental não apresentar batimetria expressiva como a Central e Oriental, sua crosta é tão espessada quanto a ERG Oriental e por isso foi incorporada como uma unidade da ERG. As três diferentes unidades que compõem a ERG apresentam espessuras crustais entre 17 a 25 km, sendo a ERG Central a mais espessada das três unidades. Também estão relacionadas a anomalias magnéticas de alta amplitude, com a ERG Central também apresentando as anomalias magnéticas mais intensas. Os resultados integrados deste estudo apontam para uma correlação direta entre a crosta espessada e anomalias magnéticas de alta amplitude positiva, sugerindo que rochas ígneas estão presentes na ERG. A inversão gravimétrica não distingue crosta continental de oceânica, no entanto a ERG Central e Oriental com espessura crustal de mais de 25 km é substancialmente superior a espessura da crosta oceânica normal circundante. A ERG também apresenta uma espessura crustal maior do que o Platô de São Paulo e a Dorsal de São Paulo na Margem Continental Brasileira. Este espessamento crustal pode ser resultado de uma enorme adição magmática ou também de alguma interação com o material continental já proposto para a ERG.

A reconstrução de placa na anomalia magnética C34 a 80 Ma mostra a localização dos limites das placas divergentes do Atlântico Sul e da dorsal oceânica. A restauração da espessura crustal para 80 Ma mostra que a anomalia magnética C34 intercepta a ERG e a CW, que na época formam um único corpo. As idades magmáticas relatadas da ERG e da CW são consistentes com esta conclusão. A espessura crustal semelhante, as anomalias magnéticas de alta amplitude e as reconstruções de placa sugerem uma relação direta entre a ERG e a CW e, portanto, uma provável origem comum. Enquanto em 80 Ma a ERG e a CW formam um corpo único localizado no limite da placa divergente semelhante à Islândia hoje, em 70 Ma eles estão separados.

Devido às fraturas curvilíneas que indicam rotação com extensões desiguais, bem como ao longo período de tempo de cerca de 20 Ma que envolveu a separação entre a ERG Oriental e a CW, sugere-se extensão e deformação intensa e complexa nessa região, que possivelmente possibilitou adições magmáticas a ERG Oriental e, conseqüentemente contribuiu para sua espessura crustal e anomalias magnéticas de alta amplitude em mapa e em perfil. Este

período também pode ter afetado a construção da CW, bem como as trilhas de Tristão e Gough. A causa desta deformação pode ser explicada pelas taxas de espalhamento desiguais na cordilheira meso-atlântica naquela época, mas também pode ser indicativo de mais de um centro de espalhamento ativo neste período.

A ERG Oriental, Central e Ocidental e a CW foram separados por uma série de migrações para o leste e saltos do centro de espalhamento oceânico. Tais acontecimentos isolaram fragmentos de crosta continental e manto litosférico de suas localizações continentais originais e transportaram-nos a grandes distâncias no domínio oceânico Atlântico Sul.

Modelos existentes da formação da ERG e da CW durante a formação do Oceano Atlântico invocam a interação dorsal mesoocêânica – pluma mantélica para gerar grandes espessuras magmáticas durante o espalhamento oceânico. Essa interação, por si só, não pode explicar a descoberta de material proterozóico de afinidade continental na ERG Central. Sugerimos que o isolamento e o transporte de fragmentos de crosta continental e manto litosférico para o domínio oceânico por uma série de saltos de dorsal para leste durante a formação da região central do Atlântico Sul também desempenha um papel importante na formação da ERG e CW.

## REFERÊNCIAS

- Abreu, V. D. S. (1998). Geologic evolution of conjugate volcanic passive margins: Pelotas Basin (Brazil) and offshore Namibia (Africa). Implication for global sea level changes (Tese de Doutorado, Rice University).
- Alves, E. C. (1981). Estruturas da margem continental sul brasileira e das áreas oceânicas e continentais, adjacentes. In: PETROBRAS. Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira, e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais; relatório final. Rio de Janeiro, CENPES/DINTEP. Projeto REMAC 9, p. 145-170.
- Alvey, A., Gaina, C., Kuszniir, N. J., Torsvik, T. H. (2008). Integrated crustal thickness mapping and plate reconstructions for the high Arctic. *Earth Planetary Science Letters*, 274, 310–321.
- Amante, C., Eakins, B. W. (2009). ETOPO1 1 arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis (p. 19). Colorado: US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Environmental Satellite, Data, and Information Service, National Geophysical Data Center, Marine Geology and Geophysics Division.
- Aslanian, D., Moulin, M., Olivet, J. L., Unternehr, P., Matias, L., Bache, F., Labails, C. (2009). Brazilian and African passive margins of the Central Segment of the South Atlantic Ocean: Kinematic constraints. *Tectonophysics*, 468(1), 98-112.
- Baranov, V. (1957). A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, 22, 359–382.
- Barker, P. F., Carlson, R. L., Johnson, D. A., Cepek, P., Coulbourn, W., Gamboa, L. A., Hamilton, N., Melo, U., Pujol, C., Shor, A. N., Suzyumov, A. E., Tjalsma, L. R. C., Walton, W. H., Weiss, W. (1981). Deep Sea Drilling Project Leg 72: Southwest Atlantic paleocirculation and Rio Grande rise tectonics. *Geological Society of America Bulletin*.
- Barker, P. F., Buffler, R. T., Gambôa, L. A. (1983). A Seismic-Reflection study of the Rio-Grande Rise. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 72(DEC), 499-517.
- Bulot, A., Diament, M., Kogan, M. G., Dubois, J. (1984). Isostasy of aseismic tectonic units in the South Atlantic Ocean and geodynamic implications. *Earth and planetary science letters*, 70(2), 346-354.
- Burke, K., Steinberger, B., Torsvik, T. H., Smethurst, M. A. (2008). Plume Generation Zones at the margins of Large Low Shear Velocity Provinces on the core–mantle boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 265, 49–60.
- Cande, S. C., Rabinowitz, P. D. (1978). Mesozoic seafloor spreading bordering conjugate continental margins of Angola and Brazil, *Offshore Technology Conference*.
- Cande, S. C., Rabinowitz, P. D. (1979). Magnetic Anomalies of the Continental Margin of Brazil 1:4.000.000. *American Association of Petroleum Geologists*.

Chang, H. K., Kowsmann, R. O., Figueiredo, A. M. F., Bender, A. (1992). Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, 213(1-2), 97-138.

Chappell, A. R., Kusznir, N. J. (2008). Three-dimensional gravity inversion for Moho depth at rifted continental margins incorporating a lithosphere thermal gravity anomaly correction. *Geophysical Journal International*, 174, 1–13.

Class, C., le Roex, A. P. (2006). Continental material in the shallow oceanic mantle – How does it get there?. *Geology* 34, 129.

Constantino, R. R., Hackspacher, P. C., de Souza, I. A., Lima Costa, I. S. (2017). Basement structures over Rio Grande Rise from gravity inversion. *Journal of South American Earth Sciences*, 75, 85–91.

Cooper, G. R. J., Cowan, D. R. (2008). Edge enhancement of potential-field data using normalized statistics. *Geophysics*, 73, H1–H4.

CPRM (2015). Contrato assinado entre CPRM e ISBA prevê investimento de 11 milhões de dólares na exploração do Atlântico Sul. Disponível em: <http://cprmblog.blogspot.com/2015/11/contrato-assinado-entre-cprm-e-isba.html>.

Darbyshire, F. A., White, R. S., Priestley, K. F. (2000). Structure of the crust and uppermost mantle of Iceland from a combined seismic and gravity study. *Earth and Planetary Science Letters*, 181(3), 409-428.

Detrick, R. S., Watts, A. B. (1979). An analysis of isostasy in the world's oceans: 3. Aseismic ridges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B7), 3637-3653.

Dietz, R. S., Holden, J. C. (1970). Reconstruction of Pangaea: breakup and dispersion of continents, Permian to present. *Journal of Geophysical Research*, 75(26), 4939-4956.

Divins, D. L. (2003). Total Sediment Thickness of the World's Oceans and Marginal Seas. NOAA National Geophysical Data Center, Boulder, CO.

Elliott, G. M., Berndt, C., Parson, L. M. (2009). The SW African volcanic rifted margin and the initiation of the Walvis Ridge, South Atlantic. *Marine Geophysical Researches*, 30(3), 207-214.

Fioravanti, C. (2009) Ecos da separação - Grandes blocos de rochas com idades e origens diferentes se combinaram ao formar os dois lados do Atlântico Sul. *Pesquisa Fapesp*, 224, 58–61.

Fodor, R. V., Husler, J. W., Kumar, N. (1977). Petrology of volcanic rocks from an aseismic rise: implications for the origin of the Rio Grande Rise, South Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 35(2), 225-233.

Foley, S. F. (2008). Rejuvenation and erosion of the cratonic lithosphere. *Nature Geoscience*, 1, 503–510.



Fromm, T., Planert, L., Jokat, W., Ryberg, T., Behrmann, J. H., Weber, M. H., Haberland, C. (2015). South Atlantic opening: A plume-induced breakup? *Geology* 43, 931–934.

Fromm, T., Jokat, W., Behrmann, J. H., (2017). Interaction between a *hot spot* and a fracture zone: The crustal structure of Walvis Ridge at 6° E. *Tectonophysics*, 716, 108–120.

Gamboa, L. A. P., Rabinowitz, P. D. (1981). The Rio Grande fracture zone in the western South Atlantic and its tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 52(2), 410-418.

Gamboa, L. A., Buffler, R. T., Barker, P. F. (1983). Seismic Stratigraphy and geologic history of the Rio-Grande gap and Southern Brazil Basin. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 72(DEC), 481-497.

Gamboa, L. A. P., Rabinowitz, P. D. (1984). The evolution of the Rio Grande Rise in the southwest Atlantic Ocean. *Marine Geology*, 58(1-2), 35-58.

Geraldes, M. C., Motoki, A., Costa, A., Mota, C. E., & Mohriak, W. U. (2013). Geochronology (Ar/Ar and K–Ar) of the South Atlantic post-break-up magmatism. Geological Society, London, Special Publications, 369, SP369-21.

Gibson, S. A., Thompson, R. N., Day, J. A., Humphris, S. E., Dickin, A. P. (2005). Melt-generation processes associated with the Tristan mantle plume: Constraints on the origin of EM-1. *Earth and Planetary Science Letter*, 237, 744–767.

Graça, M. C., Kuszniir, N. J., Stanton, N. S. G. (submetido). Crustal Thickness Mapping of the Central South Atlantic and the Development of the Rio Grande Rise and Walvis Ridge. *Marine and Petroleum Geology*.

Hawkesworth, C. J., Mantovani, M. S. M., Taylor, P. N., Palacz, Z. (1986). Evidence from the Parana of south Brazil for a continental contribution to Dupal basalts. *Nature*, 322, 356–359.

Haxel, J. H., Dziak, R. P. (2005). Evidence of explosive seafloor volcanic activity from the Walvis Ridge, South Atlantic Ocean. *Geophysical Research Letters*, 32(13), L13609.

Hoernle, K., Rohde, J., Hauff, F., Garbe-Schönberg, D., Homrighausen, S., Werner, R., Morgan, J. P. (2015). How and when plume zonation appeared during the 132 Myr evolution of the Tristan *Hot spot*. *Nature Communications*, 6, 77-99.

King, S. D., Anderson, D. L. (1998). Edge-driven convection. *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 289–296.

King, S. D. (2000). African *Hot spot* Volcanism: Small-Scale Convection in the Upper Mantle Beneath Cratons. *Science*, 290, 1137–1140.

Kumar, N. (1979). Origin of “paired” aseismic rises: Ceará and Sierra Leone rises in the equatorial, and the Rio Grande Rise and Walvis Ridge in the South Atlantic. *Marine Geology*, 30(3-4), 175-191.

- Kumar, N., Gambôa, L. A. P. (1979). Evolution of the São Paulo Plateau (southeastern Brazilian margin) and implications for the early history of the South Atlantic. *Bulletin of the Geological Society of America*, 90, 281.
- Le Pichon, X., Fox, P. J. (1971). Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the North Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 76, 6294–6308.
- Leyden, R., Ludwig, W. J., Ewing, M. (1971). Structure of continental margin off Punta del Este, Uruguay, and Rio de Janeiro, Brazil. *AAPG Bulletin*, 55(12), 2161-2173.
- Leyden, R. (1976). Salt distribution and crustal models for the eastern Brazilian margin. Geodynamics project, scientific report no. 19. *Anais da Academia Brasileira de Ciencias*.
- Li, X., 2006. Understanding 3D analytic signal amplitude. *Geophysics*, 71, L13–L16.
- McKenzie, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40, 25–32.
- Meyer, B., Chulliat, A., Saltus, R. (2017). Derivation and Error Analysis of the Earth Magnetic Anomaly Grid at 2 arc min Resolution Version 3 (EMAG2v3). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18, 4522–4537.
- Meyzen, C. M., Blichert-Toft, J., Ludden, J. N., Humler, E., Mével, C., Albarède, F. (2007). Isotopic portrayal of the Earth's upper mantle flow field. *Nature* 447, 1069–1074.
- Miller, H. G., Singh, V. (1994). Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, 32, 213–217.
- Mohriak, W. U., Nóbrega, M., Odegard, M. E., Gomes, B. S., & Dickson, W. G. (2010). Geological and geophysical interpretation of the Rio Grande Rise, south-eastern Brazilian margin: extensional tectonics and rifting of continental and oceanic crusts. *Petroleum Geoscience*, 16(3), 231-245.
- Morgan, W. J. (1971). Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230(5288), 42-43.
- Moulin, M., Aslanian, D., & Unternehr, P. (2010). A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews*, 98(1), 1-37.
- Müller, R. D., Roest, W. R., Royer, J. Y., Gahagan, L. M., & Sclater, J. G. (1997). Digital isochrons of the world's ocean floor. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B2), 3211-3214.
- Müller, R. D., Sdrolias, M., Gaina, C., & Roest, W. R. (2008). Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(4).
- Nabighian, M. N. (1972). The analytic signal of twodimensional magnetic bodies with polygonal crosssection: Its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37, 507–517.

- Nabighian, M. N. (1974). Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics*, 39, 85–92.
- Nürnberg, D., Müller, R. D. (1991). The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present. *Tectonophysics*, 191(1-2), 27-53.
- O'Connor, J. M., Duncan, R. A. (1990). 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*, 95(B11), 17475-17502.
- O'Connor, J. M., Jokat, W., le Roex, A. P., Class, C., Wijbrans, J. R., Keßling, S., Kuiper, K. F., Nebel, O. (2012). *Hot spot* trails in the South Atlantic controlled by plume and plate tectonic processes. *Nature Geoscience*, 5, 735–738.
- O'Connor, J. M., Jokat, W. (2015). Tracking the Tristan-Gough mantle plume using discrete chains of intraplate volcanic centers buried in the Walvis Ridge. *Geology*, 43, 715–718.
- Peate, D. W., Hawkesworth, C. J., Mantovani, M. M. S., Rogers, N. W., Turner, S. P. (1999). Petrogenesis and Stratigraphy of the High-Ti/Y Urubici Magma Type in the Parana Flood Basalt Province and Implications for the Nature of 'Dupal' -Type Mantle in the South Atlantic Region. *Journal of Petrology*, 40, 451–473.
- Pereira, W. (2014). Exploração em Águas Internacionais. Disponível em: <https://inthemine.com.br/site/exploracao-em-aguas-internacionais/>.
- Pérez-Díaz, L., Eagles, G. (2014). Constraining South Atlantic growth with seafloor spreading data. *Tectonics* 33, 1848–1873.
- Rabinowitz, P. D., LaBrecque, J. (1979). The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research*, 84, 5973.
- Renne, P. R., Ernesto, M., Pacca, I. G., Coe, R. S., Glen, J. M., Prévot, M., Perrin, M. (1992). The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, 975-979.
- Renne, P. R., Glen, J. M., Milner, S. C., Duncan, A. R. (1996). Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwestern Africa. *Geology*, 24, 659.
- Roberts, A. M., Kusznir, N. J., Corfield, R. I., Thompson, M., Woodfine, R. (2013). Integrated tectonic basin modelling as an aid to understanding deep-water rifted continental margin structure and location. *Petroleum Geoscience*, 19(1), 65-88.
- Roest, W. R., Verhoef, J., Pilkington, M. (1992). Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, 57, 116–125.
- Rohde, J. K., van den Bogaard, P., Hoernle, K., Hauff, F., Werner, R. (2013). Evidence for an age progression along the Tristan-Gough volcanic track from new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages on phenocryst phases. *Tectonophysics*, 604, 60-71.



Sandwell, D. T., Smith, W. H. (2009). Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B1).

Schmitt, R. S., Silva, E. A., Fragoso, R. A., Benedek, M. R., Richetti, P. C., Miller, W., Fernandes, G. L., Vasconcellos, I., Pereira, M. M., Costa, R. L., Collins, A. S.M, Reeves, C. (2017). The new geological map of Gondwana scale 1:5,000 and its tectonic evolution.

Sclater, J. G., Christie, P. A. F. (1980). Continental stretching: An explanation of the Post-Mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea Basin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 85, 3711–3739.

Seton, M., Müller, R. D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Chandler, M. (2012). Global continental and ocean basin reconstructions since 200Ma. *Earth-Science Reviews*, 113(3), 212-270.

Smith, A. (1999). The planet beyond the plume hypothesis. *Earth-Science Reviews*, 48 (3), 135–182.

Souza, K. G., Fontana, R.L., Mascle, J., Macedo, J. M., Mohriak, W. U., Hinz, K. (1993). The southern Brazilian margin: an example of a South Atlantic volcanic margin. *Third International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, 2, 1336–1341.

Souza, K. G. (2011). O Arcabouço legal para a Pesquisa e a Exploração no Espaço Marinho e Oceânico. Apresentação: II Simpósio de Ciência, Tecnologia e Inovação – A importância Presente e Futura do Mar. Rio de Janeiro, RJ.

Stanton, N., Schmitt, R., Galdeano, A., Maia, M., Mane, M. (2010). Crustal structure of the southeastern Brazilian margin, Campos Basin, from aeromagnetic data: New kinematic constraints. *Tectonophysics*, 490(1), 15-27.

Steinberger, B., Torsvik, T. H. (2012). A geodynamic model of plumes from the margins of Large Low Shear Velocity Provinces. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13.

Torsvik, T. H., Burke, K., Steinberger, B., Webb, S. J., & Ashwal, L. D. (2010). Diamonds sampled by plumes from the core–mantle boundary. *Nature*, 466(7304), 352.

Torsvik, T. H., Amundsen, H., Hartz, E. H., Corfu, F., Kuszniir, N., Gaina, C., Doubrovine, P. V., Steinberger, B., Ashwal, L. D., Jamtveit, B. (2013). A Precambrian microcontinent in the Indian Ocean. *Nature Geoscience*, 6(3), 223.

Torsvik, T. H., Amundsen, H. E., Trønnes, R. G., Doubrovine, P. V., Gaina, C., Kuszniir, N. J., Werner, S. C. (2015). Continental crust beneath southeast Iceland. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 112(15), E1818-E1827.

Ussami, N., Chaves, C. A. M., Marques, L. S., Ernesto, M. (2013). Origin of the Rio Grande Rise–Walvis Ridge reviewed integrating palaeogeographic reconstruction, isotope geochemistry and flexural modelling. *Geological Society, London, Special Publications*, 369(1), 129-146.

Wilson, J. T. (1963). A possible origin of the Hawaiian Islands. *Canadian Journal of Physics*, 41(6), 863-870.

Wilson, J. T. (1965). Submarine fracture zones, aseismic ridges and the International Council of Scientific Unions line: proposed western margin of the east Pacific ridge. *Nature*, 207(5000), 907-911.