



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Oceanografia

Luana Cunha Ferreira

**Interpretação magnetométrica da Bacia de Santos e região emersa
adjacente: caracterização dos enxames de diques e seu prolongamento na
margem**

Rio de Janeiro

2021

Luana Cunha Ferreira

**Interpretação magnetométrica da Bacia de Santos e região emersa adjacente:
caracterização dos enxames de diques e seu prolongamento na margem**

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: Oceanografia Geológica

Orientadora: Prof.^a Dra. Natasha Stanton

Rio de Janeiro

2021

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

F383	<p>Ferreira, Luana Cunha. Interpretação Magnetométrica da Bacia de Santos e região emersa adjacente: caracterização dos enxames de diques e seu prolongamento na margem / Luana Cunha Ferreira. – 2021. 84 f. : il.</p> <p>Orientador: Natasha Santos Gomes Stanton. Dissertação (Mestrado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Oceanografia.</p> <p>1. Oceanografia geológica – Cretáceo – Brasil, Sudeste – Teses. 2. Oceanografia física – Bacia de Santos – Teses. 3. Geoquímica – Magnetometria – Santa Marta – Teses. 4. – Magmatismo – Teses. 5. Diques (Geologia) – Baía de Santos - Teses. I. Stanton, Natasha Santos Gomes. II. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Oceanografia. III. Título.</p> <p style="text-align: right;">CDU 551.46+550.3 (815.2)</p>
------	---

Bibliotecária responsável: Fernanda Lobo / CRB-7:5265

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

Assinatura

Data

Luana Cunha Ferreira

**Interpretação Magnetométrica da Bacia de Santos e Região Emersa Adjacente:
caracterização dos enxames de diques e seu prolongamento na margem**

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: Oceanografia Geológica.

Aprovada em 31 de agosto de 2021.

Banca Examinadora:

Prof.^a Dra. Natasha Santos Gomes Stanton (Orientadora)
Faculdade de Oceanografia - UERJ

Prof. Dr. Miguel Angelo Mane
Faculdade de Geologia - UERJ

Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira
Universidade Federal do Paraná

Rio de Janeiro

2021

DEDICATÓRIA

Aos meus pais...

AGRADECIMENTOS

A orientação da professora orientadora Natasha Stanton, muitos ensinamentos, conselhos, atenção, cuidado e paciência. Agradeço a toda equipe da UERJ por todo suporte técnico e pela atenção, incluindo as coordenações da pós-graduação em oceanografia e da geologia.

Ao laboratório da oceanografia geológica por compartilharem tanto conhecimento e estarem sempre à disposição.

A minha banca examinadora, os professores Miguel Mane e Francisco Ferreira por todas as contribuições. Ao Dr. Andres Gordon, pela grande ajuda no que tange aos dados sísmicos, sempre com muito capricho e cuidado com a interpretação sísmica.

Nunca deberíamos elegir la ignorancia sobre el conocimiento.

Anónimo

RESUMO

FERREIRA, Luana Cunha. **Interpretação magnetométrica da Bacia de Santos e região emersa adjacente: caracterização dos enxames de diques e seu prolongamento na margem**. 2021. 84 f. Dissertação (Mestrado em Oceanografia) – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2021.

A margem sudeste do Brasil é uma região marcada pelo processo de rifteamento do Gondwana iniciado no Cretáceo Inferior e é entendida como uma província tectonomagmática complexa associada ao magmatismo básico e alcalino descrito pela Província Magmática Paraná-Etendka (PMPE) também expressa como dique enxames de Florianópolis, Ponta Grossa e Serra do Mar. A maioria dos enxames de diques do PMPE já foi mapeada e descrita na porção terrestre da América do Sul e África, mas ainda faltam informações sobre a extensão total desses enxames de diques na porção offshore, que é um ponto crucial em termos de reconstrução geodinâmica do Gondwana. Este trabalho visa integrar dados magnetométricos de alta resolução *onshore* e *offshore* aerotransportados para gerar mapas geofísicos temáticos - como o mapa magnetométrico reduzido ao polo (RTP) - para colaborar com o mapeamento dos enxames de diques na Bacia de Santos. Domínios magnetométricos também foram identificados por meio de mapas geofísicos sendo associados a unidades geotectônicas da área estudada. Foi identificado o sinal associado aos diques Florianópolis, Ponta Grossa e Serra do Mar, bem como a extensão deste mesmo sinal na região proximal da Bacia de Santos. Os dados de reflexão sísmica adquiridos nos lineamentos magnéticos offshore apontam para uma perturbação dos refletores na região da extensão do sinal DS, sugerindo a possível extensão dos enxames de Florianópolis, Ponta Grossa e Serra do Mar, no domínio proximal da bacia. Domínios magnetométricos também foram identificados por meio de mapas geofísicos sendo associados a unidades geotectônicas da área estudada. Os dados magnetométricos também apontam para uma série de anomalias e padrões magnetométricos que foram discutidos associados aos domínios da margem e feições da bacia de Santos. A região associada à Zona de *Necking* apresenta um padrão pouco afetado pelo magmatismo e o Domínio Distal no Planalto de São Paulo exibe um padrão magnético de alta amplitude e direções distintas quando comparado aos demais domínios marginais, sugerindo uma alteração nas estruturas do embasamento, com a presença de magmatismo.

Palavra-chaves: Magnetometria. Zona de Necking. Enxames de Diques. Bacia de Santos.

ABSTRACT

FERREIRA, Luana Cunha. Magnetometric interpretation of the Santos Basin and adjacent emergent region: characterization of dyke swarms and their extension on the margin. 2021. 84 f. Dissertação (Mestrado em Oceanografia) – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2021.

The southeastern margin of Brazil is a region marked by the Gondwana rifting process related to the Early Cretaceous and it is understood as a complex tectonomagmatic province associated with the basic and alkaline magmatism described by the Paraná-Etendka Magmatic Province (PEMP) also expressed as dyke swarms of Florianópolis (FDS), Ponta Grossa (PGDS) and Serra do Mar (EDSM). Most of the dyke swarms of the PEMP have already been mapped and described in the onshore portion of South America and Africa, but information is still lacking on the full extent of these dyke swarms in the offshore portion, which is a crucial point in terms of geodynamic reconstruction of the Gondwana. This work aims to integrate high resolution onshore and offshore airborne magnetometric data to generate thematic geophysical maps - such as the pole reduced magnetometric map (RTP) - to collaborate with the mapping of the dyke swarms in the Santos Basin. Magnetometric domains were also identified through geophysical maps being associated with geotectonic units of the studied area. It was identified the signal associated with the FDS, PGDS and EDSM dykes, as well as the extension of this same signal in the proximal region of the Santos Basin. Seismic reflection data acquired on the offshore magnetic lineaments point to a disturbance of the reflectors in the region of the extension of the DS signal, suggesting the possible extension of the FDS, PGDS and EDSM swarms in the proximal domain of the basin. Magnetometric domains were also identified through geophysical maps being associated with geotectonic units of the studied area. The magnetometric data also point to a series of anomalies and magnetometric patterns that were discussed associated with the domains of the margin and features of the Santos basin. The region associated with the Necking Zone presents a pattern little affected by magmatism and the Distal Domain in the São Paulo Plateau exhibits a magnetic pattern of high amplitude and distinct directions when compared to the other marginal domains, suggesting a change in the basement structures, with the presence of magmatism.

Keywords: Magnetometric. Necking Zone. Dykes Swarms. Santos Basin.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 –	Mapa da área de estudo com as principais unidades geotectônicas e a dados ETOPO cobrindo a área offshore.....	4
Figura 2 –	Mapa gravimétrico da anomalia de ar livre.....	6
Figura 3 –	Distribuição das províncias estruturais brasileiras.	11
Tabela 1 –	Compilação das informações dos principais enxames de diques.....	8
Figura 4 –	Configuração estimada do paleocontinente Gondwana.....	12
Figura 5 –	Mapa do Oceano Atlântico Sul subdividido em quatro segmentos.....	16
Figura 6 –	Carta estratigráfica da Bacia de Santos.....	19
Figura 7 -	Mapa da Localização da Bacia de Santos.....	22
Figura 8 –	Tensão pelo calor variando com diferentes espessuras crustais.....	25
Figura 9 –	Modelo esquemático de uma seção de uma margem rifteada.....	29
Tabela 2 –	Principais características da aquisição dos dados magnetométricos <i>onshore</i>	28
Figura 10 –	Mapa da localização dos projetos aerogeofísicos utilizados.....	31
Figura 11 –	Fluxo de trabalho empregado para os dados magnetométricos incluindo os principais produtos gerados.....	35
Figura 12 –	Mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA)	36
Figura 13 –	Mapa do Campo Magnético Anômalo Reduzido ao Polo	38
Figura 14 –	Mapa da Primeira Derivada Vertical	39
Figura 15 –	Mapa da Amplitude do Sinal Analítico.....	40
Figura 16 –	Em detalhe o mapa do Campo Magnético Anômalo Reduzido ao Polo no Segmento Sul	41
Figura 17 –	Em detalhe o mapa do Campo Magnético Anômalo Reduzido ao Polo no Segmento Central.....	42
Figura 18 –	Em detalhe o mapa do Campo Magnético Anômalo reduzido ao polo no segmento norte interpretado.....	44
Figura 19 –	Em detalhe a linha sísmica sobre o lineamento L1 associado aos de diques de Florianópolis.....	47
Figura 20 –	Em detalhe o Mapa do Campo Magnético Anômalo Reduzido ao Polo em L1.....	48

Figura 21 –	Em detalhe o Mapa da Primeira Derivada Vertical em L1.....	49
Figura 22 –	Em detalhe a linha sísmica sobre o lineamento L2 associado aos enxames de diques de Ponta Grossa.....	50
Figura 23 –	Em detalhe o Mapa do Campo Magnético Anômalo Reduzido ao Polo em L2 e L3 interpretado.....	51
Figura 24 –	Em detalhe o Mapa da Primeira Derivada Vertical em L2 e L3.....	52
Figura 25 –	Em detalhe a linha sísmica S3 sobre o lineamento.....	53
Figura 26 –	Em detalhe a linha sísmica S4 sobre o lineamento L4.....	54
Figura 27 –	Em detalhe o Mapa da Primeira Derivada Vertical em L4.....	54
Figura 28 –	Em detalhe o Mapa da Primeira Derivada Vertical em L4.....	55
Figura 29 –	Mapa integrado com as interpretações geofísicas extraídas do Mapa Reduzido ao Polo com litologia simplificada.....	56

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ASA	Amplitude do Sinal Analítico
CMA	Campo Magnético Anômalo
CODEMGE	Companhia de Desenvolvimento de Minas Gerais
CPRM	Serviço Geológico do Brasil
DZ	Primeira Derivada Vertical
ES	Estado do Espírito Santo
IGRF	<i>International Geomagnetic Reference Field</i>
Km	Quilômetros
m	metros
MG	Estado de Minas Gerais
nT	nanoTesla
PR	Estado do Paraná
RJ	Estado do Rio de Janeiro
RTP	Redução ao Polo
s	Segundo
SC	Estado de Santa Catarina
SP	Estado de São Paulo
WGS-84	<i>World Geodetic System 1984</i>

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	1
1	CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA	5
1.1	Embasamento cristalino	5
1.2	Enxames de diques costeiros	7
1.3	A evolução da margem sudeste brasileira	10
1.4	Bacia de Santos	14
2	FUNDAMENTAÇÃO TEORICA	21
2.1	A formação de uma margem passiva e o magmatismo	21
3	MATERIAIS E MÉTODOS	27
3.1	Base de dados	27
3.2	Metodologia	29
3.2.1	<u>Processamento de dados magnetométricos</u>	29
4	RESULTADOS	34
4.1	Anomalias magnéticas	34
4.2	Características geofísicas dos enxames de diques individuais.....	46
4.2.1	<u>Caracterização geofísica do Enxame de Diques Florianópolis</u>	46
4.2.2	<u>Caracterização geofísica do Enxame de Diques Ponta Grossa</u>	49
4.2.3	<u>Caracterização geofísica do Enxame de Diques Serra do Mar</u>	53
5	DISCUSSÃO	56
5.1	Assinatura magnética dos domínios tectônicos continentais	56
5.2	Assinatura magnética na Bacia de Santos	59
5.3	Enxames de diques <i>onshore</i> e suas extensões <i>offshore</i>	60
	CONSIDERAÇÕES FINAIS	62
	REFERÊNCIAS	64

INTRODUÇÃO

As primeiras planificações do mundo geradas sobretudo a partir do século XVI despertaram grande curiosidade da humanidade sobre a origem e formação dos continentes, os contornos geográficos minuciosos indicavam uma integração continental pretérita. Essa observação foi fundamentada posteriormente pelas teorias da deriva continental, do espalhamento oceânico e da tectônica de placas. Essas teorias se consolidaram sobretudo mediante às evidências geofísicas apresentadas por Vine e Matthews do paleomagnetismo na segunda metade do século XX. O processo de separação continental, diante dessas teorias, engloba escala espacial e temporal complexa e resulta na formação de margem passiva e nova crosta oceânica.

O processo de rifteamento continental, de uma maneira geral, envolve a deformação da litosfera continental com extensão, afinamento e subsidência até o *break up* crustal causando a formação de crosta oceânica com contínua expansão do assoalho marinho. Em especial, os fatores relacionados à herança estrutural exercem grande influência sobre a formação e evolução das margens, definindo a distribuição e/ou localização da deformação, a arquitetura da zona de transição oceano-continente (TOC) e o **magmatismo** (Dunbar & Sawyer, 1989; Allemand & Brun, 1991; Tommasi & Vauchez, 2001; Stanton et al., 2019). Nesse sentido, o mapeamento das estruturas associadas ao magmatismo como, por exemplo, os enxames de diques, colaboram para o avanço das discussões sobre o rifteamento.

Além disso, do contexto do rifte há a formação de margens conjugadas que podem ser compreendidas por domínios: proximal, Zona de *necking* (de concentração do afinamento), hiperextendido/Distal, externo e oceânico. Cada um destes domínios é resultado direto da atuação conjunta de processos de deformação da litosfera continental, incluindo a geodinâmica da tectônica de placas e possíveis correlações com anomalias termais mantélica, que podem ocorrer da fase inicial de até o *break up*. Assim, as características atribuídas aos domínios marginais refletem o rifteamento e sua respectiva variação espaço-temporal durante a formação de uma margem passiva e colaboram para as investigações tangentes à abertura do oceano.

A margem sudeste da América do Sul é uma região marcada pelo processo de rifteamento do Gondwana, que ocorreu no Cretáceo Inferior. A região é entendida como uma província tectonomagmática complexa associada ao magmatismo básico e alcalino. Especificamente para o sudeste do Brasil é descrita a Província Magmática Paraná-Etendka

(PEMP) - uma *Large Igneous Province* (LIPs) - expressa pelos enxames de dique de Florianópolis, Ponta Grossa e Serra do Mar na área de estudo (fig.1) (Almeida, 1986; Renne et al., 1992; Tunner et al., 1994; Guedes et al., 2016). Grande parte dos enxames de diques do PEMP já foi mapeada e descrita na porção onshore da América do Sul e África, porém ainda faltam informações sobre a extensão desses enxames de diques na porção offshore, que é um ponto crucial em termos de reconstrução geodinâmica do Gondwana, pois os diques são indicadores cinemáticos.

As anomalias magnetométricas são amplamente utilizadas para auxiliar no mapeamento da extensão e orientação dos enxames de diques, possibilitando seu mapeamento em superfície e subsuperfície (Ussami et al., 1991; Portela Filho & Ferreira., 2003). Dados magnéticos aerotransportados recentes de alta resolução disponibilizados pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) revelaram lineamentos magnéticos associados aos enxames de diques do sul e sudeste do Brasil. Vários trabalhos focaram no mapeamento dos enxames de diques onshore, enquanto nenhum estudo anterior explorou como essas estruturas relacionadas ao rifte são expressas na margem brasileira adjacente (Araújo, 2012; Pessano et al., 2021). A partir desses dados recentes *onshore* viabilizados publicamente pela CPRM nota-se como os lineamentos magnéticos associados aos enxames de diques do sul e sudeste do Brasil são limitados pela linha de costa, diante da limitação espacial a porção *onshore*.

Diante dessas questões, o presente trabalho tem como objetivo mapear os três principais enxames de diques no sudeste do Brasil e discutir seu possível prolongamento na Bacia de Santos. Além disso, buscou-se traçar uma relação entre os padrões magnéticos com as unidades tectônicas geológicas do sudeste do Brasil.

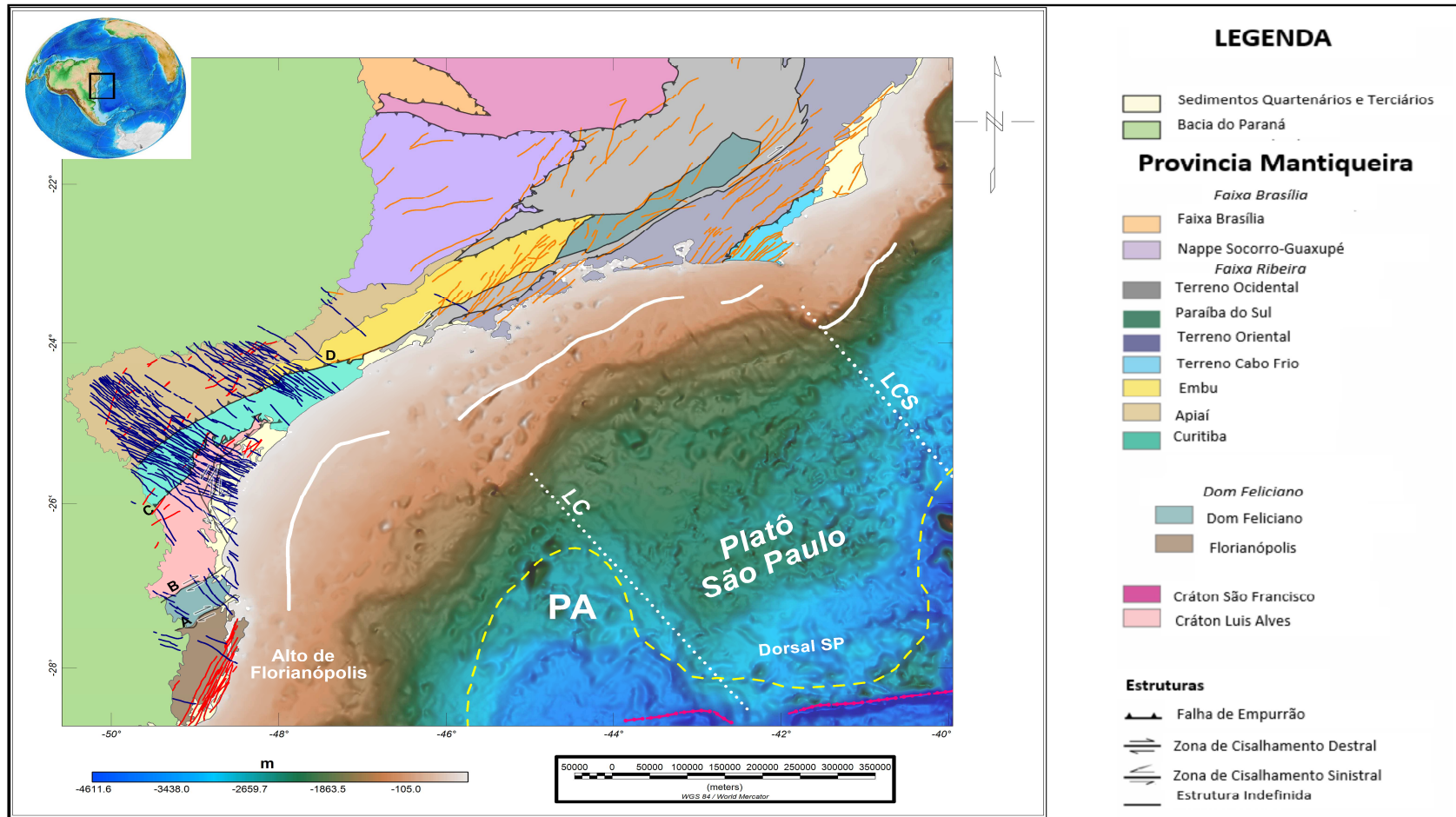
O principal objetivo do presente estudo é mapear os enxames de diques integralmente na região sul-sudeste do Brasil através da geofísica. Como objetivos específicos, definiu-se:

- a) Identificar os principais lineamentos magnéticos associados aos enxames de diques onshore e investigar o prolongamento dessas anomalias dentro da Bacia de Santos.
- b) Integração de dados geofísicos magnetométricos das regiões onshore e offshore da área de estudo para caracterizar a assinatura magnética dos terrenos tectônicos e estruturas geológicas.

A área deste trabalho se localiza na porção central da margem continental na Bacia de Santos e a região *onshore* adjacente à Bacia, especificamente regiões sul e sudeste do Brasil, onde ocorrem os enxames de diques de Florianópolis, Ponta Grossa e Serra do Mar. Diante de uma perspectiva regional, a área de estudo é exibida na figura 1 com a integração de dados

geológicos continentais exibindo as principais unidades geotectônicas simplificadas feitas através da compilação de dados oriundos de Heilbron et al. (2004), Passarelli et al. (2011, 2018), Bruno et al. (2018) e Pessano et al., 2021. A porção offshore é exibida com os dados de batimetria ETOPO (Amante & Eakins, 2009) com o Linimento de Capricórnio, Lineamento Cruzeiro do Sul, *Continental Ocean Boundary* (COB) - o limite entre crosta continental -, Propagador Abimael (PA), Platô de São Paulo e Dorsal de São Paulo (Mohriak, 2001; Moulin et al., 2013; Stanton et al., 2014). Todas as unidades serão descritas mais detalhadamente no capítulo de Contextualização Geológica.

Figura 1- Mapa da área de estudo com as principais unidades geotectônicas e a dados ETOPO cobrindo a área offshore.



Legenda: Mapa da área de estudo com as principais unidades geotectônicas e a dados ETOPO cobrindo a área offshore. Grande Zona de Cisalhamento Gercino (A); Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimó (B); Zona de Cisalhamento do Pien (C); Zona de Cisalhamento Lancinha - Cubatão (D); Enxame de diques de Florianópolis (linhas vermelhas), Enxame de diques de Ponta Grossa (linhas azuis), Enxame de diques Serra do Mar (linhas laranja), Propagador Abimael (PA); Dorsal de São Paulo (SP), Lineamento Cruzeiro do Sul (LCS), Lineamento de Capricórnio (LC), Zona de Necking (linha branca contínua) e Zona de Fratura de Florianópolis (linha tracejada rosa).

Fonte: Amante & Eakins, 2009; Heilbron et al., 2004; Passarelli et al., 2011, 2018; Moulin et al., 2013; Stanton et al., 2014; Sandwell et al., 2014; Bruno et al., 2018; Pessano et al., 2021.

1 CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA

O atual capítulo revisa os principais pontos da configuração geológica da área de estudo incluindo a descrição do embasamento cristalino, o magmatismo costeiro expresso por enxames de diques costeiros, margem sudeste brasileira e a bacia sedimentar de Santos. Essa revisão é necessária para a integração geofísica com as evidências geológicas em questão e compreender a situação da área de estudo, marcada por intensas atividades tectônicas que se desenvolveram na região especialmente as atividades mais recentes de Orogênese Brasileira e o rifteamento do Gondwana.

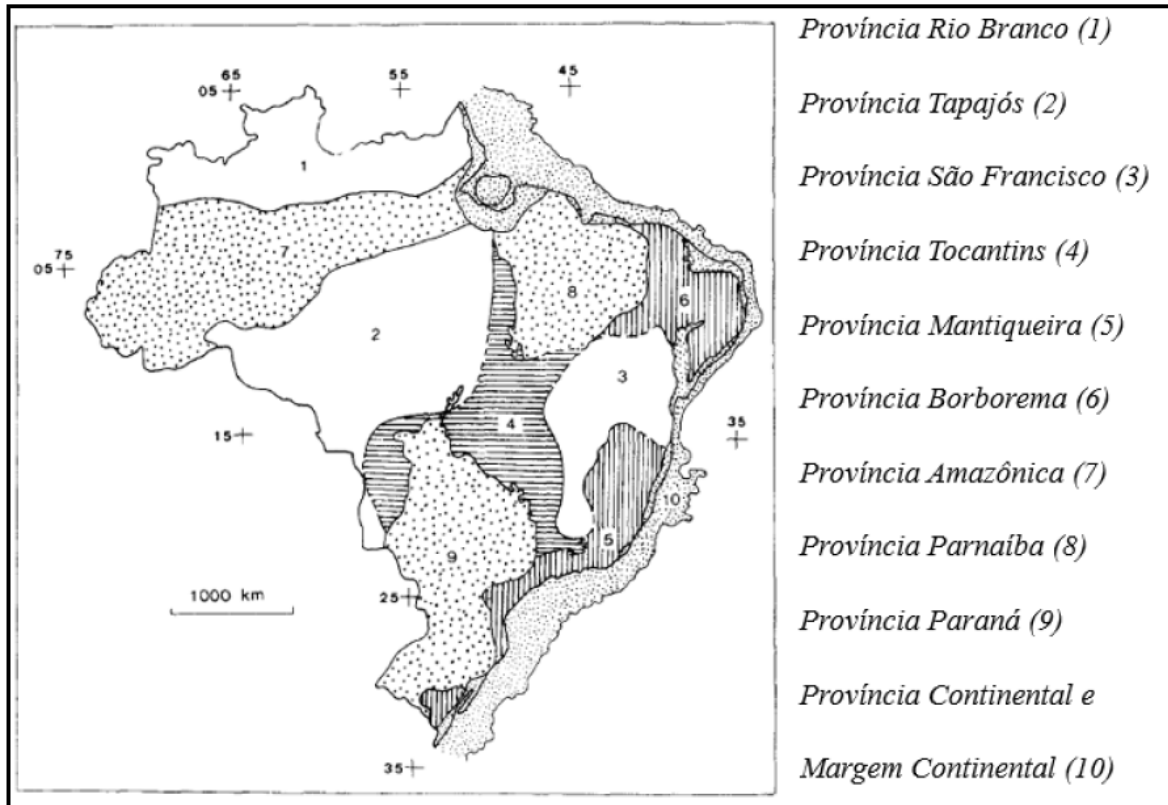
1.1 Embasamento cristalino

O embasamento cristalino está no contexto da Província da Mantiqueira (MP) localizada na região sudeste da América do Sul abrangendo a região sul e sudeste do Brasil, se estendendo da Bahia ao Uruguai e é limitada pelas províncias estruturais São Francisco ao Norte, Tocantins ao leste e Paraná a leste-sudeste, com orientação NE-SW (Almeida et al., 1977, 1981) (fig. 2).

Trata-se de uma unidade geotectônica afetada por uma série de eventos tectônicos associados a Orogênese Brasileira resultante do fechamento do Oceano Adamastor envolvendo a interação entre os crátons São Francisco, Paranapanema, Congo e Kalahari e vários terrenos (Almeida, 1967; Campanha, 2002; Eirado et al., 2006; Heilbron et al., 2004; Schmitt et al. 2004; 2008; Tupinambá et al., 2002; Fernandes et al., 2015; Passarelli et al. 2018). Nesse contexto, a província Mantiqueira teria funcionado como um cinturão entre as massas crônicas da região do preterido Gondwana Oeste (Heilbron et al., 2004; Schmitt et al. 2004; 2008; Tupinambá et al., 2002; Araújo, 2012; Fernandes et al., 2015).

A PM é compreendida como três principais porções: Setentrional, Central e Meridional. A região Setentrional corresponde a Faixa Móvel Araçuaí; o segmento Central: Faixa Móvel Ribeira, e porção sul da Faixa Brasília (nappes Socorro-Guaxupé), Faixa Apiaí; o segmento Meridional: orógenos Dom Feliciano e São Gabriel (Heilbron et al., 2004). A área de interesse do presente estudo abrange apenas a Faixa Ribeira, Dom Feliciano e a região entre estas duas faixas denominado como Cráton Luis Alves foram abordados (figura 1).

Figura 2 - Distribuição das províncias estruturais brasileiras.



Fonte: ALMEIDA et al., 1981.

A Faixa Ribeira (FR) tem orientação principal NE-SW inclinando-se ligeiramente NNE-SSW na região limítrofe com a Faixa Araçuaí e é compreendida como um sistema de orógenos neoproterozóicos (Heilbron et al., 2000,2004; Campanha, 2002; Peternel et al 2005; Schmitt et al.,2004). A FR é segmentada em domínios tectônicos delimitados por zonas de cisalhamento e regiões com falhas do tipo empurrão (Passarelli et al. 2018; Heilbron et al., 2000; Heilbron et al., 2004; Schmitt et al., 2004). O segmento Norte e Central da Faixa Ribeira é composto por : (a) Terreno Ocidental (Andrelândia e Juiz de Fora); (b) o Paraíba do Sul-Embu, uma unidade tectônica de rochas metamórfica, sobreposta ao Terreno Ocidental; (c) O Terreno Oriental, composto de rochas metassedimentares de algo grau (Domínio Costeiro) intrudida por rochas ígneas com idades de cristalização entre 790 e 590 Ma, considerada uma série de arcos magmáticos (domínio do arco; Tupinambá et al., 2012), além de plutons pós-colisão (580-460 Ma) (Silva et al., 2003; Söllner et al., 1989; Heilbron e Machado, 2003; Mendes et al., 2014; Valeriano et al., 2011); (d) Domínio Tectônico Cabo Frio, constituído por um embasamento paleoproterozoico associado à evolução do Bloco Angola retrabalhado com rochas supracrustais neoproterozoicas (Schmitt et al., 2004, 2008).

A porção sul da Faixa Ribeira em parte possui uma zona de interferência com a Faixa Brasília a oeste, compreendendo os terrenos tectonostratigráficos as nappes Socorro-Guaxupé, terrenos Apiaí, Embú e Curitiba marcados por metamorfismo de médio a alto grau (Campos Neto 2000; Heilbron et al., 2004 Basei et al. 2009b; Siga Jr et al. 2011). Os terrenos Apiaí e Embu são compostos por sucessões de rochas metassedimentares das eras Mesoproterozoica a Neoproterozoica cujos protólitos foram depositados a leste da margem do craton Paranapanema (Passarelli et al. 2018) não aflorante. O terreno Curitiba, localizado entre as porções crônicas do Luis Alves e Paranapanema, compreende rochas gnaisses migmatíticos paleoproterozoicos e rochas gnaissicas-anfibolíticas Neoproterozóicas (Passarelli et al. 2018).

O Cráton Luis Alves (CLA) localiza-se a Sul da Faixa Ribeira e a Norte do cinturão Dom Feliciano. O CLA é caracterizado por rochas do tipo tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG), rochas máficas-ultramáficas e alguns remanescentes de paragneisses representando um bloco crustal Paleoproterozoico (Passarelli et al., 2018; Basei et al. 1992, 1998^a) retrabalhados no Paleoproterozoico e Neoproterozoico (Hartmann et al., 1979; Heilbron et al., 2004 Heilbron, 2008).

Enquanto no segmento meridional da PM define-se o orógeno Dom Feliciano de orientação ~ NE-SW, marginal ao bloco Paranapanema. O cinturão estende-se do leste do Uruguai ao sul do Brasil e compreende uma colagem de domínios oceânicos e fragmentos continentais desenvolvidos entre 900 e 540 Ma entre os cratons Rio de La Plata, Congo e Kalahari (Heilbron et al., 2004; Philipp et al., 2016)

De acordo com Basei et al. (2008), o Terreno Florianópolis corresponde a um arco magmático neoproterozoico localizado na divisa do Cráton Kalahari, que colidiu com o Craton de Luís Alves durante o fechamento do oceano e inversão da margem passiva há cerca de 600 Ma.

1.2 **Enxames de diques costeiros**

A margem Sudeste brasileira foi intrudida por diversos enxames de diques conhecidos como enxame de diques de Florianópolis, enxame de diques e Ponta Grossa, enxame de diques Resende-Ilha Grande, enxame de diques da Serra do Mar, enxame de diques Castelo e enxame de diques Vitória-Colatina. Para este estudo inserem-se os enxames de diques costeiros de Florianópolis (EDF), Ponta Grossa (EDPG) e Serra do Mar (EDSM), que são em

sua maioria descritos por basalto toleítico, datados pelos métodos K-AR e Ar-Ar do Cretáceo, representam o magmatismo pré-sin-rift na margem sudeste brasileira e apresentam tendência principal distinta entre si (Tabela 1) (figura 1) (Almeida, 1986; Turner et al., 1994; Valente, 1997; Valente et al., 2009; Guedes et al., 2016; Vieira, 2009; Hartmann et al., 1979; Florisbal et al., 2014; Almeida et al., 2021; Almeida et al 2013; Florisbal et al, 2014; Raposo 2017; Santos, 2006; Turner et al., 1994; Guedes et al., 2005; Marques & Ernesto, 2004).

Tabela 1- Compilação das informações dos principais enxames de diques (Pessano et al.,2021).

Unidade	Florianópolis	Ponta Grossa	Serra do Mar
<i>Trend</i>	N15-80E	N30-70W	N10-80E
Período	Cretáceo	Cretáceo	Cretáceo
Idade (Ma)	134.1 ± 0.9	133	134
Método	U-PbT	K-Ar/Ar-Ar	K-Ar/Ar-Ar
LIP/Evento	Paraná-Etendeka	Paraná-Etendeka	Paraná-Etendeka
Referencias	Florisbal et al. (2014,2008)	Tomba (2012), Florisbal et al. (2014,2008)	Tomba (2012), Chaves (2013), Coelho (2016), Coelho & Chaves (2016)

Fonte: A autora, 2021

Com direções variadas em relação a linha de costa, o EDF e o EDSM seguem a mesma orientação das estruturas do embasamento pré-cambriano, enquanto o EDPG e o RIDS quebram obliquamente as direções pré-existentes seguindo as orientações do NW (Portela Filho & Ferreira, 2003; Stanton et al 2010; Guedes et al., 2016; Almeida et al., 2021; Pessano et al., 2021). O conjunto de direções desses enxames de diques apresenta uma disposição "radial" configurando um ponto tríplice e funcionam como indicadores do processo de rifteamento do Atlântico Sul, uma vez que também apresentam semelhanças com os enxames de diques estudados na margem oeste da África (Quirk et al., 2013; Florisbal et al., 2014; Guedes et al., 2016, Almeida et al., 2021).

Essa configuração "radial" observada na margem sul do Brasil e da África, em geral, está associada à elevação da crosta por meio uma pluma mantélica. As plumas mantélicas são conhecidas por aparecem em ambientes de geração de magmatismo intraplaca e formação de grandes províncias basálticas continentais conhecidas como *Large Igneous Province* (LIP) (Ernst & Buchan 1997, Ernst & Buchan 2001; Anderson 1995). Neste contexto, EDF, EDPG e EDSM representam parte do magmatismo intrudido da Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE) (Piccirilo & Melfi, 1998) compreendida como parte de uma LIP com maior concentração de magmatismo na placa Sul Americana quando comparado com a placa africana (Sial et al. 1987; Dutra, 2006, 2008; Tomba, 2012; Quirk et al, 2013; Almeida et al., 2021).

Vários cientistas propuseram explicações para esse acúmulo de atividade magmática, uma das hipóteses refere-se a presença da anomalia térmica de Tristão da Cunha. A pluma teria gerado uma elevação na região, permitindo assim o acúmulo de magmatismo - extrudido na forma de derrames – cobrindo cerca de 75% da atual Bacia do Paraná. Essa hipótese explicaria a alteração reológica da crosta com seu enfraquecimento, o que conseqüentemente teria facilitado o rifteamento (Bott, 1971; Piccirillo et al. 1988; O'Connor & Duncan 1990; Buchan, 1997; Marques & Ernesto, 2004; Torsvik et al., 2009).

No entanto, Marques & Ernesto (2004), através de datações e evidências de paleomagnetismo, indicam que os enxames de diques do sul do Brasil são resultantes de diferentes pulsos magmáticos. Um modelo alternativo à hipótese da pluma foi apresentado por Ernesto et al. (2002), no qual a fonte de calor necessária para a geração do magmatismo é encontrada nas extensas anomalias térmicas do manto profundo, cuja existência foi comprovada pela tomografia sísmica e anomalias do geoide.

Este modelo teve origem em reconstruções paleomagnéticas que demonstram que a pluma de Tristão da Cunha estava localizada ao sul da PMPE (cerca de 1.000 km) durante a fase principal do magmatismo extrusivo. Neste caso, considerando que a pluma não contribuiu para a fusão do manto litosférico, é necessário investigar qual processo geodinâmico seria capaz de gerar cerca de 1 milhão de km³ de rochas basálticas, fundindo o manto litosférico subcontinental, conforme indicado pelos dados geoquímicos e isótopos.

O Enxame de Diques de Florianópolis (EDF) aflora ao longo do Sul do Brasil sendo caracterizado por diques de diabásio com tendência NNE e espessuras variáveis (<70 m) (Florisbal et al., 2014). Estudos anteriores sobre EDF se concentraram na Ilha de Santa Catarina (onde há afloramentos da EDF) incluindo o trabalho de Raposo et al. (1998) que apresenta diques com idades mais recentes que 127 ma.

O EDPG é descrito pelo conjunto de diques diábasio datados do Cretáceo Superior com as principais orientações NW-SE que resultaram nos alinhamentos magnéticos-estruturais Rio Piquiri, Rio Avaí, Rio Alonzo, São Jerônimo-Curiúva e Guapiara (Ferreira et al., 1981; Renne; et al., 1992, Turner et al. 1994; Portela Filho & Ferreira, 2003). É registrado para EDPG espessuras entre 20-50 m, atingindo 600 m e uma frequência média de 1,5 diques/km e/ou 4 diques/km (Marini et al., 1967; Portela Filho & Ferreira, 2003).

O EDSM é caracterizado pelo conjunto de diques diábasio que ocorrem no sudeste do Brasil intrudindo o Cinturão da Ribeira, apresentam orientação principal NE-SW com intervalos de espessura entre de 2 m a 12 m e extensão de 200 m (Almeida et al., 1986; Heilbron et al., 2016).

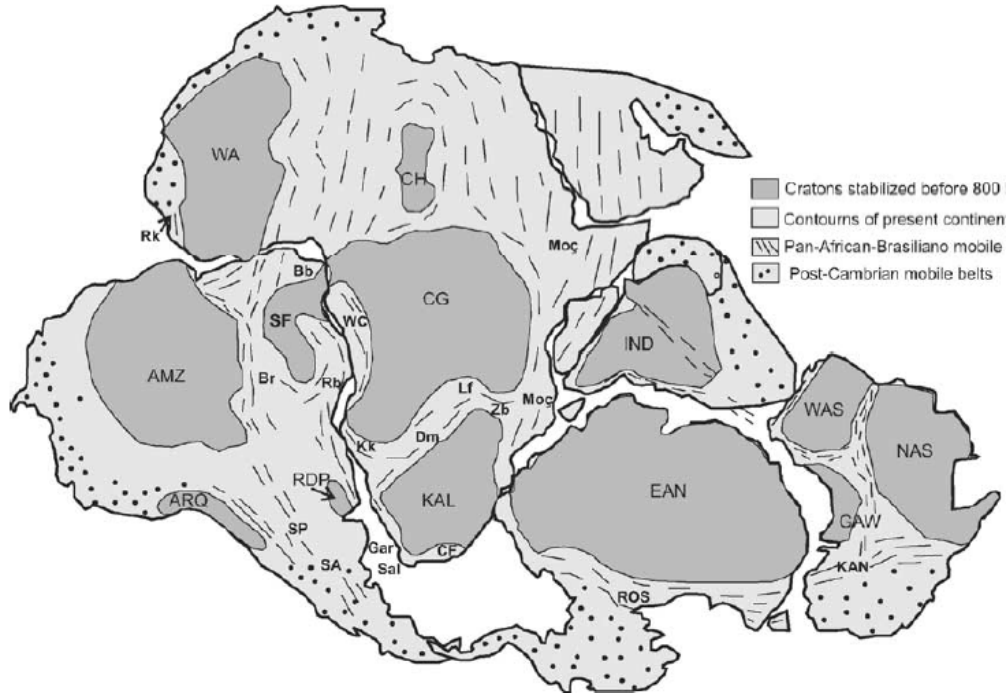
1.3 A evolução da margem sudeste brasileira

Os mecanismos divergentes atuantes no processo de separação do paleocontinente Gondwana desde o Cretáceo inferior há cerca de 130 ma. resultaram em uma serie de estruturas rúpteis e na atual configuração das margens conjugadas Brasil – África, cujos estudos revelam diferenças evolutivas de ambas as margens (Cobbold et al.,2001; Riccomini, 2008 Blaich et al., 2011; Zálan et al., 2012; Mendes, 2013; Moulin et al., 2013; Richetti et al., 2018; Stanton et al., 2019;) (fig.3). Soma-se a isso as observações das mudanças do pólo de rotação das placas e a taxa de extensão variada ao longo do rifte desde o Cretáceo inferior até cerca de 80 Ma. especificamente para o Atlântico Sul (Le pichon & Hayes, 1971; Larson & Ladd, 1973; Rabinowitz & LaBreque, 1979).

Os primeiros modelos da abertura do Atlântico Sul atribuíam às zonas de fratura da crosta oceânica o movimento de rotação das placas com influência da herança geológica (Le Pichon & Hayes, 1971; Rabinowitz & LaBreque, 1979;). Com o avanço dos estudos geofísicos, anomalias magnéticas específicas associadas à abertura do Atlântico Sul foram identificadas como, por exemplo, as anomalias magnéticas M4, M3 e, especificamente, a G, uma feição linear magnética positiva descrita por Rabinowitz & LaBrecque 1979 evidenciadas nas margens conjugadas Brasil – África e possivelmente associada ao limite entre a crosta continental-oceânica. A atuação dos esforços divergentes é atribuída ao rifteamento obliquo à deriva continental com direção principal WNW-ESSE permitindo, assim, o espaço de acomodação de sedimentos das bacias marginais do Atlântico Sul no

Cretáceo como é o caso da Bacia de Santos (Asmus & Porto,1980; Asmus 1984; Chang et al., 1982; Meisling et al., 2001; Eagles, 2007; Asnalian et al., 2009; Moulin et al., 2010, Stanton et al., 2010).

Figura 3 - Configuração do paleocontinente Gondwana.



Legenda - Configuração do paleocontinente Gondwana, mostrando os principais blocos cratônicos (cinza escuro) e os cinturões móveis (cinza claro tracejado) correlacionáveis entre América do Sul (parte Leste) e África (parte Oeste). WA- Oeste Africano; AMZ- Amazônia; SF- São Francisco; Br- Brasília; Rb- Ribeira; RDP- Rio de La Plata; KK - Kaoko; KAL- Kalahari; CG- Congo; IND- Índia- ANE- Antártico Leste ; NA- Norte Australiano

Fonte: SCHMITT et al., 2004 e STANTON, 2010.

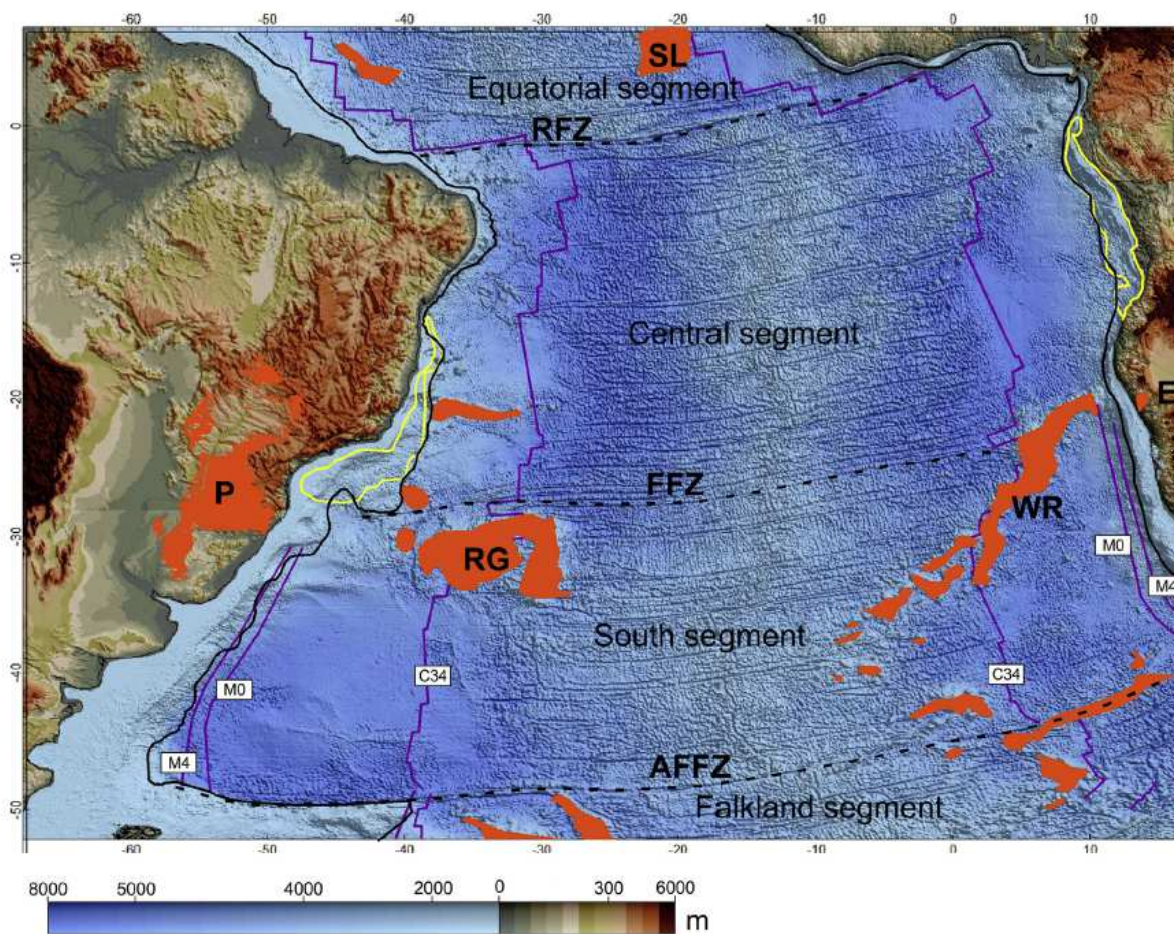
Na margem sudeste brasileira feições crustais EW e NE-SW preexistentes podem ter sido reativadas no rifte, estruturas NW-SE observadas seriam zonas de acomodação com zonas de transferências (Asmus, 1978,1984; Meisling et al., 2001; Alves, 2002; Stanton et al., 2010).

Além disso, o Atlântico Sul pode ser interpretado como uma composição de quatro segmentos principais: Falkland, Sul, Central e Equatorial (Moulin et al., 2005) (fig. 4). O segmento Falkland é atribuído a porção mais austral à Zona de Fratura Agulhas – Falkland (AFZF), o segmento sul é região confinada entre a Zona de Fratura Agulhas – Falkland e a Zona de Fratura de Florianópolis (ZFF), o segmento central estabelecido entre a Zona de Fratura de Florianópolis e a Zona de Fratura Romanche (RFZ) e, por último, o segmento

equatorial corresponde a região setentrional à Zona de Fratura Romanche conforme a figura abaixo (Richetti et al., 2018).

No segmento Sul o volume de magmatismo chama atenção sobre a forma de magmatismo de geoquímica toleítico e alcalino, especialmente, nas atuais regiões meridionais tais como, por exemplo, o enxame de diques de Ponta Grossa, cuja natureza colabora para reconstrução cinemática das placas (White & McKenzie, 1989; Almeida & Carneiro, 1989; Renne et al., 1996; Guedes et al., 2005; Stanton et al., 2010; Stica et al., 2014).

Figura 4 - Mapa do Oceano Atlântico Sul..



Legenda: Mapa do Oceano Atlântico Sul subdividido em quatro segmentos (Equatorial, Central, Sul e Falkland) pelas zonas de fraturas representadas em linhas pontilhadas pretas: RFZ, Romanche; FFZ, Florianópolis; AFFZ, Agulhas-Falkland. Bacias salinas Aptianas (destacadas em amarelo), M4, M0 e C34 (linhas roxas - de Müller et al., 1997) oceânicas anomalias magnéticas e as Grandes Províncias Ígneas (LIPs) SL, Serra Leoa Rise; RG, Ascensão do Rio Grande; WR, Walvis Ridge; P, Paraná; E, Etendeka, são mostrados.

Fonte: RICHETTI et al., 2018.

Comparativamente o segmento Central não concentra grandes volumes de magmatismo como o que ocorre na região do segmento sul. Pretérito ao desenvolvimento do rifte, atribui-se uma passagem de uma anomalia térmica na região sudeste brasileira denominada de pluma de Tristão da Cunha, que possivelmente teria causado soerguimento crustal da região e alterado os aspectos reológicos da crosta subjacente tornando-a, dessa forma, menos resistente aos esforços distensivos, a região da Bacia de Santos teria sido mais atingida pela anomalia (Estrella, 1972; Asmus & Ferrari, 1978; White & McKenzie, 1989; Asmus & Porto, 1980; Asmus, 1975, 1984; Ojeda, 1982; Macedo, 1989). A região aquecida, diante disso, teria sido separada das áreas adjacentes não submetidas à essas alterações reológicas por meio de zonas de transferências quando submetidas ao rifteamento. Pela interpretação de Aslanian & Moulin (2012) e Moulin et al. (2010) a região hoje ocupada pela Bacia de Santos seria equivalente a uma região de “amortecimento” (buffer) em função da reorganização dos blocos sob a condição de estiramento.

Embora a força motriz para a evolução do rifte seja tema de debates, a presença de uma anomalia térmica como razão do processo de abertura de um oceano é minimizada e menos discutida, no entanto, diante de um processo de rifteamento a presença dessa anomalia termal pode colaborar para o desenvolvimento de magmatismo nas áreas adjacentes ao rifte (White & McKenzie, 1989). Segundo Stica et al. (2014) a Província Ígnea Paraná – Etendeka deve ser menos atribuída ao processo de rifte e formação do oceano Atlântico.

O sudeste brasileiro submetido ao estiramento é denominado das mais diversas formas como, por exemplo, Sistema de Riftes da Serra do Mar (Almeida, 1976), Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) (Riccomini, 1989), Sistemas de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (Zálan & Oliveira, 2005) conjunto esse de horst e grábens. O RCSB abrange todo o conjunto de relevo acidentado incluindo a Serra do Mar e a Serra da Mantiqueira seguidas pelas depressões preenchidas por sedimentos com forma alongada que se estende por aproximadamente 900 km (Asmus & Ferrari, 1978; Riccomini et al. 2004) .

O rifte segue a linha de costa atual, de onde está em média 70 km, atingindo o Oceano Atlântico em seu segmento ocidental e em seu extremo nordeste. Foi instalado no domínio do Cinturão da Ribeira, da era neoproterozoica, que inclui núcleos mais antigos. Numerosos corpos de alcalinos do período cretáceo às rochas paleogênicas ocorrem ao longo das bordas do rifte. De NE para EW, zonas de cisalhamento foram reativadas como falhas normais no Paleogeno, deram origem à formação das bacias que compõem o RCSB (Riccomini et al. 2004). Uma característica importante desse contexto geológico, para o desenvolvimento do

rifte Continental do Sudeste do Brasil, é que há uma estrutura densa de zonas de cisalhamento, orientadas na ENE e E-W (Sadowski and Motidome, 1987).

1.4 Bacia de Santos

A Bacia de Santos está localizada entre os estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina sendo limitada ao sul pelo Alto de Florianópolis com a Zona de Fratura oceânica de Florianópolis, ao norte pelo Alto de Cabo Frio. Confinada a noroeste pela Serra do Mar e a Leste com o limite oriental do Platô de São Paulo e adjacente às bacias de Pelotas e Campos, a sua grande dimensão se destaca das demais bacias da margem brasileira (Gamboa et al., 2008; Milani et al., 2000). A Bacia de Santos apresenta uma área total aproximada de 350.000 km² e batimetria máxima de 3000 m, abrangendo os litorais dos estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina (Pereira, 1986). A figura 6 exhibe a carta estratigráfica da Bacia de Santos.

A abertura do Atlântico Sul no Cretáceo propiciou o desenvolvimento estrutural e tectônico para a formação das bacias sedimentares e ocorrências dos derrames de basaltos na margem oriental brasileira (Misuzaki et al., 2002). Esforços tectônicos extensionais atuaram ao longo do Mesozoico durante a abertura do Atlântico Sul de maneira progressiva e diacrônica de sul para norte proporcionaram o desenvolvimento estrutural da Bacia de Santos (Bueno, 2004). O mecanismo gerador do rifte ainda é bastante discutido e alvo de dúvidas e incertezas.

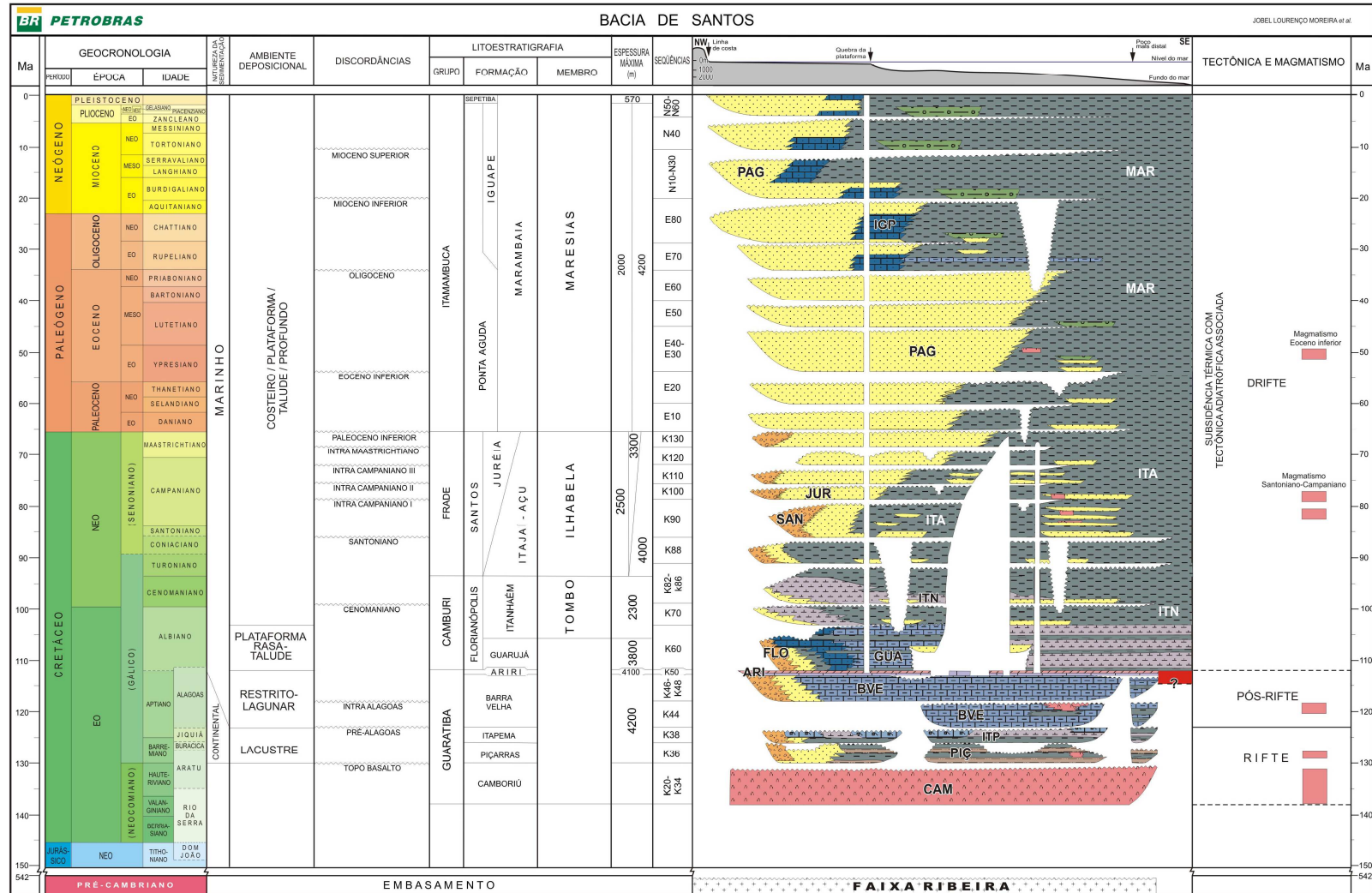
O processo de deformação da litosfera continental, inclui a geodinâmica da tectônica de placas e possíveis correlações com anomalias termais mantélicas, quando relacionada a uma margem rica em magma. Assim, as características atribuídas aos domínios marginais refletem o rifteamento e sua respectiva variação espaço-temporal durante a formação de uma margem passiva e colaboram para as investigações tangentes à abertura do oceano. Diante disso, as feições do arcabouço estrutural da bacia, além de influenciarem diretamente a disposição sedimentar predominante na mesma, revelam a evolução do rifteamento.

A descrição da Bacia de Santos envolve um embasamento cristalino aflorante na região de São Paulo constituído essencialmente por gnaisses, granitos do pré-cambriano

do Complexo Costeiro e metassedimentos da Faixa Ribeira (Moreira et al., 2007). A estratigrafia da Bacia de Santos é interpretada em três mega sequências evolutivas principais definidas: sin-rifte, transicional e a drifte (Pereira e Macedo,1990; Pereira e Feijó,1994 Moreira et al., 2007).

O embasamento cristalino é parcialmente coberto por rochas magmáticas (basaltos toleíticos) de 130-120 Ma (Pereira e Feijó, 1994) relacionadas à formação Serra Geral e pré-*breakup* (Fornero et al., 2019). Na Bacia de Santos, o magmatismo é volumetricamente menos significativo do que na Bacia de Pelotas, embora exiba *Seward*

Figura 5- Carta Estratigráfica da Bacia de Santos



Fonte: Moreira et al., 2007.

Dipping Reflectors (SDRs) em sua parte sul. Ao norte, a bacia foi afetada por magmatismo recente, datado do Paleoceno e Eoceno (Mizusaki & Mohriak, 1992; Moreira et al., 2007).

A primeira fase data do Hauteriviano até o Aptiano no qual os esforços extensionais associados à subsidência mecânica inicial foram primordiais e permitiram espaço para acomodação dos sedimentos, gerando falhas normais e propiciando a reativação de falhas do Pré-Cambriano (Milani et al, 2007, Mohriak, 2003). Sua base apresenta ocorrências de magmatismo (basaltos toleíticos) de 130-120 Ma (Pereira e Feijó, 1994) relacionados ao derrame de basalto da formação Serra Geral. Sobre essa sequência há sedimentos continentais, especialmente siliciclásticos grosseiros marcados por um ambiente flúvio-lacustre com folhelhos, carbonatos e depósitos do tipo leques aluviais.

A fase transicional é marcada por siliciclásticos e evaporitos do Aptiano sobre a discordância do *break up* associado à um ambiente marinho restrito com ocorrências de carbonatos. A terceira fase marinha está associada à subsidência termal da bacia com sedimentos siliciclásticos e carbonáticos do Albiano (Pereira et al, 1986) de ampla plataforma carbonática marcado por sucessivas sequências marinhas transgressivas e regressivas.

As fases iniciais desenvolvimento da bacia em questão são controladas por heterogeneidades sobre uma perspectiva regional do embasamento e podem afetar a crosta e o manto superior, conforme o item 2.1 do presente capítulo. Essas heterogeneidades se manifestam sobre a forma de descontinuidades e controlam o desenvolvimento do arcabouço estrutural do embasamento da Bacia de Santos por meio da reativação de estruturas durante as fases de estiramento da crosta até efetivamente a ruptura (Mio, 2005).

Do ponto de vista tectónico e estrutural a literatura aborda determinadas feições na região da Bacia de Santos. Essas estruturas foram observadas e interpretadas a partir de dados geofísicos e geológicos e merecem destaque. Para o presente estudo foram abordadas as seguintes feições *offshore*: a linha de charneira cretácea, o limite entre a crosta oceânica e a crosta continental, o platô de São Paulo, a dorsal de São Paulo, o propagador Abimael, a Zona de Fratura de Florianópolis, a falha Cabo frio, o Alto de Cabo frio e os lineamentos Cruzeiro do Sul e Capricórnio (fig. 6).

A primeira feição flexural interpretada por muitos autores é a charneira cretácea ou charneira de Santos ou linha de charneira, no qual à oeste dessa feição nota-se mergulhos mais suaves do embasamento e a leste mergulhos mais acentuados, registra-se também que a sedimentação cretácea ocorre apenas exterior à essa feição (Alves, 2002; Nunes et al., 2004; Moreira et al., 2007; Rigotti, 2015).

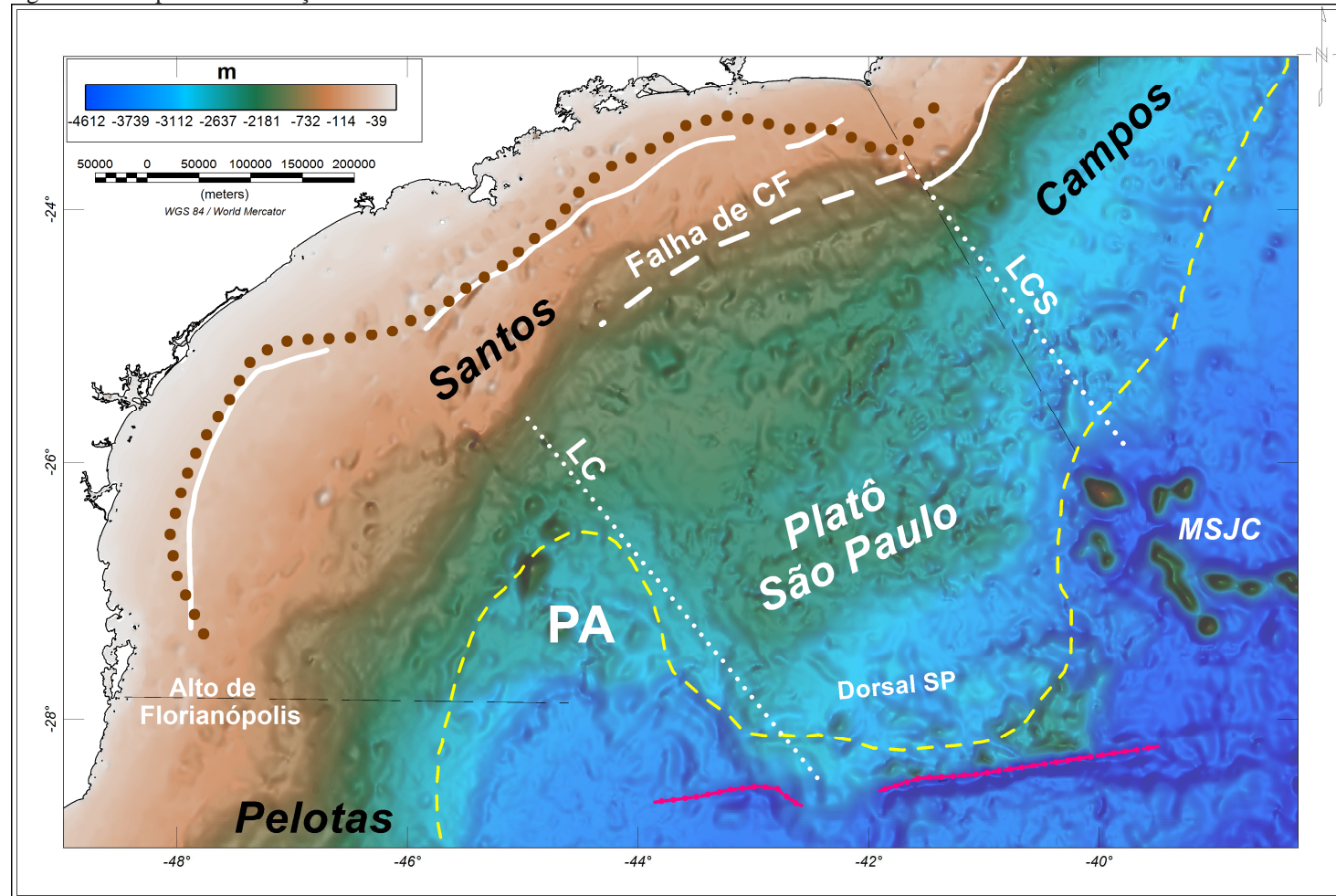
O limite entre a crosta continental e a crosta oceânica conhecido como *Continental Ocean Boundary* (COB), na Bacia de Santos é bastante discutido no meio científico e na indústria. A identificação da COB é feita através das interpretações de métodos geofísicos e, se possível, com suporte de evidências geológicas. Na região Santos muitos estudos integrando métodos geofísicos estão contribuindo com o cenário dessa discussão agregando cada vez mais dados para identificar a COB em totalidade na bacia ou em parte dela, apesar das diferentes interpretações, entanto, sugere-se que região de passagem entre a crosta continental estirada e a crosta oceânica esteja a leste/sudeste do platô de São Paulo, especialmente a partir dos estudos mais recentes (Mohriak et al., 2000; Meisling et al., 2001; Torsvik et al., 2009; Zálan et al., 2011; Stica et al., 2014; Rigoti, 2015; Evain et al., 2016; Stanton et al., 2019). Na figura 6 a COB foi extraída de Stanton et al. (2019) apud Zálan et al. (2011) é abordada.

Uma importante feição fisiográfica elevada nas regiões de águas profundas das bacias de Santos e Campo pode ser identificada na figura 10, essa região é conhecida como o platô de São Paulo (PSP), marcado por irregularidades topográficas relacionadas à halocinese e eventuais afloramentos do embasamento (Kumar & Gamboa, 1979).

A natureza do Platô de São Paulo também ainda é discutida, os primeiros trabalhos levantaram a hipótese de o embasamento ser crosta oceânica, no entanto, estudos mais recentes propõem uma crosta continental bastante estirada e afinada sobre área do PSP e, do ponto de vista físico, observou-se um comportamento crustal bastante heterogêneo nessa região (Kumar & Gamboa, 1979; Chang et al., 1992; Karner, 2000; Meisling et al., 2001; Evain et al., 2015).

A Dorsal de São Paulo (DSP) ou São Paulo *Ridge* orientada praticamente EW é uma feição fisiográfica de destaque na região mais ao sul da Bacia de Santos. DSP é relacionada com a Zona de Fratura de Florianópolis e sugere-se que essa feição teria funcionado como uma barreira topográfica entre os segmentos Sul e Central do Atlântico Sul restringindo a incursão de água marinha salgada colaborando, paralelamente, para deposição de sal no interior das bacias setentrionais, em especial, a

Figura 5 : - Mapa da localização da Bacia de Santos.



Legenda: - Mapa da localização da Bacia de Santos elaborado a partir dos dados do Dados ETOPO (Amante & Eakins, 2009). Limites laterais da Bacia de Santos (tracejado preto), Zona de Fratura de Florianópolis (linha semicontínua rosa), Lineamento Cruzeiro do Sul (LCS), Lineamento de Capricórnio (LC), dorsal de São Paulo (SP), Zona de Necking (linha branca contínua), Falha de Cabo Frio (CF) (tracejado branco), linha de charneira cretácea (pontilhado marrom), COB (tracejado amarelo) e Montes Submarinos Jean Charcot (MSJC)

Fonte: A autora, 2021

Bacia de Santos durante o Aptiano (Gamboa & Rabinowitz, 1981; Basseto, 2000; Alves, 2002).

Na região mais ao sul do platô de São Paulo ocorre o propagador Abimael ou Abimael *Ridge* interpretado como um centro de espalhamento abortado ainda no Albiano descrito por Mohriak (2001). Embora no mapa batimétrico essa feição não se destaque, nos mapas de gravimetria, especialmente, da anomalia de ar livre de dados de satélite o propagador Abimael pode ser identificado com muita clareza. A Zona de Fratura de Florianópolis é uma feição associada à falha transformante em regime de crosta oceânica e pode ser reconhecida nos mapas de batimetria como uma depressão alongada em direção à cordilheira meso-oceânica. Autores sugerem que há uma relação direta entre o Propagador Abimael e a Zona de Fratura de Florianópolis (Cobbold et al., 2001; Meisling et al., 2001; Mohriak, 2001).

Além de delimitar as bacias de Santos e Campos, o Alto de Cabo Frio é uma feição elevada que teria influenciado na diferenciação da sedimentação dessas respectivas bacias e é uma área complexa marcada por magmatismo extrusivo e intrusivo (Mizusaki & Mohriak, 1992; Mohriak et al., 1989; Oreiro et al., 2008). Uma grande falha lítrica é interpretada por muitos autores desde a porção central da Bacia de Santos até a Bacia de Campos, trata-se da falha de Cabo Frio associada à migração dos evaporitos para porções mais profundas à leste dessa mesma estrutura com direção NE-SW (Szatmari et al. 1994; Moriak et al. 1995, Modica & Brush, 2004; Paula & Mohriak, 2005; Davison et al., 2012).

O Lineamento Cruzeiro do Sul ou zona de deformação Cruzeiro do Sul pode ser relacionado ao Alto de Cabo Frio e é marcado por magmatismo alcalino – toleítico incluindo grabéns e vulcões submarinos (Macedo, 1990; Moulin et al., 2010). O Lineamento de Capricórnio paralelo ao Cruzeiro do Sul é uma feição interpretada como divisor da Bacia de Santos em porções sul e norte (Bueno et al., 2004; Moulin et al., 2010). Segundo Bueno et al. (2004) o Lineamento de Capricórnio segue o Lineamento de Guapiara na porção continental e teria agido como uma zona de transcorrência após o *break up*.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 A formação de uma margem passiva e o magmatismo

Descrever uma margem continental passiva implica, primeiramente, em compreender as heterogeneidades estratigráficas internas da Terra associadas a composição: crosta, manto e núcleo, e ao comportamento mecânico: litosfera, astenosfera, mesosfera, núcleo externo e núcleo interno.

A litosfera continental é o estrato mais externo da Terra concentrando a crosta e a porção mais superior do manto, o manto litosférico. A litosfera continental é marcada por heterogeneidades reológicas diante das diferentes composições minerais e do efeito da profundidade - temperatura e, nesse sentido, pode ser subdividida em crosta superior rúptil composta essencialmente por quartzo, crosta inferior dúctil marcada pela presença de plagioclastos e manto litosférico rúptil composto por peridotito (White, 1976; Mckenzie, 1978; Kuzsnir & Park, 1987; Buck, 1991; Kuznir et al, 2005).

Em termos espaciais, essa natureza heterogênea da litosférica continental somada aos diversos ciclos geotectônicos) reflete, portanto, em um intervalo bastante variado de sua espessura total em profundidade que pode variar em dezenas à centena de quilômetros. A diferença composicional entre a crosta e o manto litosférico é identificada pela Descontinuidade de Mohorovicic (Moho), que pode ser identificada nos perfis sísmicos diante da alteração da velocidade da onda P e da onda S.

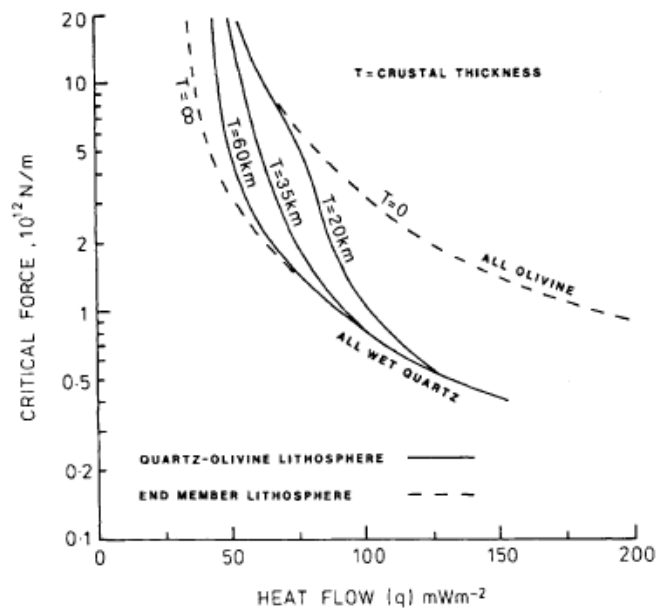
As margens continentais, diante desses conceitos, são regiões associadas aos limites externos da litosfera continental e apresentam uma configuração atual em função da interação espaço-temporal de processos tectônicos, sedimentares e termiais. As margens são classificadas como ativas ou passivas em função do esforço tectônico atuante: movimentos convergentes resultam em margens ativas e movimentos divergentes, margens passivas.

A formação de uma margem passiva é restrita, no entanto, a evolução tectônica e magmática irregular no espaço e no tempo e inclui os estágios: (1) configuração pré-rifte, (2) fase rifte com estiramento e afinamento litosfera continental, (3) fase *sag* com subsidência termal, (4) fase drifte com a ruptura da litosfera continental e acreção de crosta oceânica (McKenzie, 1978; Wernicke, 1985; Peron-Pinvidic & Manatschal, 2009; Ranero &

Guyssinye, 2010). O desenvolvimento de uma margem passiva usualmente apresenta estruturas do tipo *horst* e grábens, que se relacionam através de falhamentos normais e, além disso, gera grandes espaços de acomodação para deposição de sedimentos constituindo, assim, as bacias sedimentares marginais, como é o caso da Bacia de Santos na margem sudeste brasileira. A ruptura de massas continentais, além disso, implica na formação de margens conjugadas, que não necessariamente conservam as mesmas características.

Os mais diversos fatores geológicos e físicos influenciam a configuração de uma margem passiva, no entanto, através de modelos numéricos somados as evidências geofísicas e geológicas apontam que a temperatura, reologia e as condições pré-rifte tais como por exemplo, a herança geológica e espessura litosférica inicial se destacam. Todos esses fatores citados se relacionam diretamente e determinam as resistências rúpteis e dúcteis da litosfera continental e, conseqüentemente, influenciam a resposta dessa litosfera à uma tensão exercida e a configuração da margem passiva (Kuzsnir & Park, 1987; Buck, 1991; Corti et al, 2003; Peron-Pinvidic et al, 2013; Manatschal et al., 2015; Brune, 2016). A figura 8 é o gráfico da tensão pelo calor e exibe a relação entre os fatores citados. Assim, a presença de quartzo na crosta torna-a mais fraca e susceptível às rupturas e como a influência da espessura crustal inicial determina a rigidez crustal.

Figura 7 - Gráfico da tensão pelo calor variando com diferentes espessuras crustais.



Fonte: KUZSNIR; PARK, 1987.

O magmatismo é outra característica que pode ocorrer em uma margem passiva, os movimentos distensivos atuantes na litosfera continental permitem a ascensão das isothermas e, conseqüentemente, geram descompressão adiabática e fusão parcial das rochas mantélicas (White & McKenzie, 1989). A concentração variada de magmatismo é o que permite classificar as margens como ricas ou pobres em magma. A origem do volume expressivo de magmatismo de uma margem rica em magma é atribuída a espessura litosférica inicial menor e à presença de uma anomalia termal mantélica, nesse sentido, a descompressão adiabática do manto astenosférico ascendem passivamente sobre a litosfera afinada, observa-se ainda que a presença desse magmatismo colabora para a redução da resistência, ou seja, rigidez da crosta (White & McKenzie, 1989). Em ambos os casos de margens pobre ou ricas em magma, o magmatismo se dá de forma intrusiva como diques e/ou soleiras ou na forma extrusiva como, por exemplo, através de derrames de basalto. Nos perfis sísmicos essas feições são conhecidas como *Seaward Deeping Reflectors* (SDR's), que se destacam por apresentar alta refletividade em contraste com os sedimentos depositados na bacia.

Uma análise dos elementos geométricos atuais das margens passivas permite subdividi-la em diferentes domínios estruturais: (1) domínio proximal, (2) Zona de *Necking*, (3) domínio distal, (4) domínio externo e (5) domínio oceânico, a interpretação dessa configuração nos perfis sísmicos, no entanto, é relativamente complexa diante do caráter transicional do limite entre essas feições em função da deformação aplicada e da possibilidade de interação e sobreposição entre os domínios (Peron-Pinvidic et al., 2013) (fig.9).

Ao longo de uma margem observa-se uma diferenciação entre a porção mais proximal e a distal, os elementos estruturais definidos colaboram para o entendimento das margens rifteada e os mecanismos envolvidos para a sua formação e evolução, no entanto, a presença de todos esses domínios não é obrigatório a todo e qualquer tipo de margem passiva (Peron-Pinvidic et al., 2013; Santos, 2016; Stanton et al., 2019). No geral a arquitetura estampada em uma margem reflete os traços do modelo exibido na figura abaixo (Peron-Pinvidic et al., 2013; Santos, 2016; Stica et al., 2014; Stanton et al., 2019).

O domínio proximal é caracterizado por apresentar pouca deformação crustal preservando a espessura da crosta continental pouco ou não afetada pelos movimentos de extensão, essa região é associada à plataforma continental e apresenta bacias do tipo graben e half-graben preenchidas com sedimentos syn-rifte. A zona de Necking (ZN) é a região onde o afinamento litosférico começa a se concentrar gerando espaços para acomodação de sedimentos, o topo do embasamento e Moho convergem (Sutra & Manatschal, 2012; Peron-Pinvidic et al., 2013).

O início do ZN, no geral, é relacionado à região de charneira da bacia, no qual se observa mergulhos mais acentuados na direção da dorsal oceânica, e o fim pelo ponto de acoplamento da falha crustal de *detachment* ao manto litosférico, a partir desse ponto se identifica o domínio distal ou hiperestendido, no qual a crosta continental estirada alcança 10 Km ou menos de espessura. O domínio hiperestendido é marcado pelo grau máximo de afinamento crustal, presença de intrusões magmáticas e uma reologia rúptil com falhas que atingem o manto, além disso, pode ocorrer manto exumado, quando o manto subcontinental é serpentinizado (Peron-Pinvidic et al., 2013; Sutra et al., 2013; Santos, 2016).

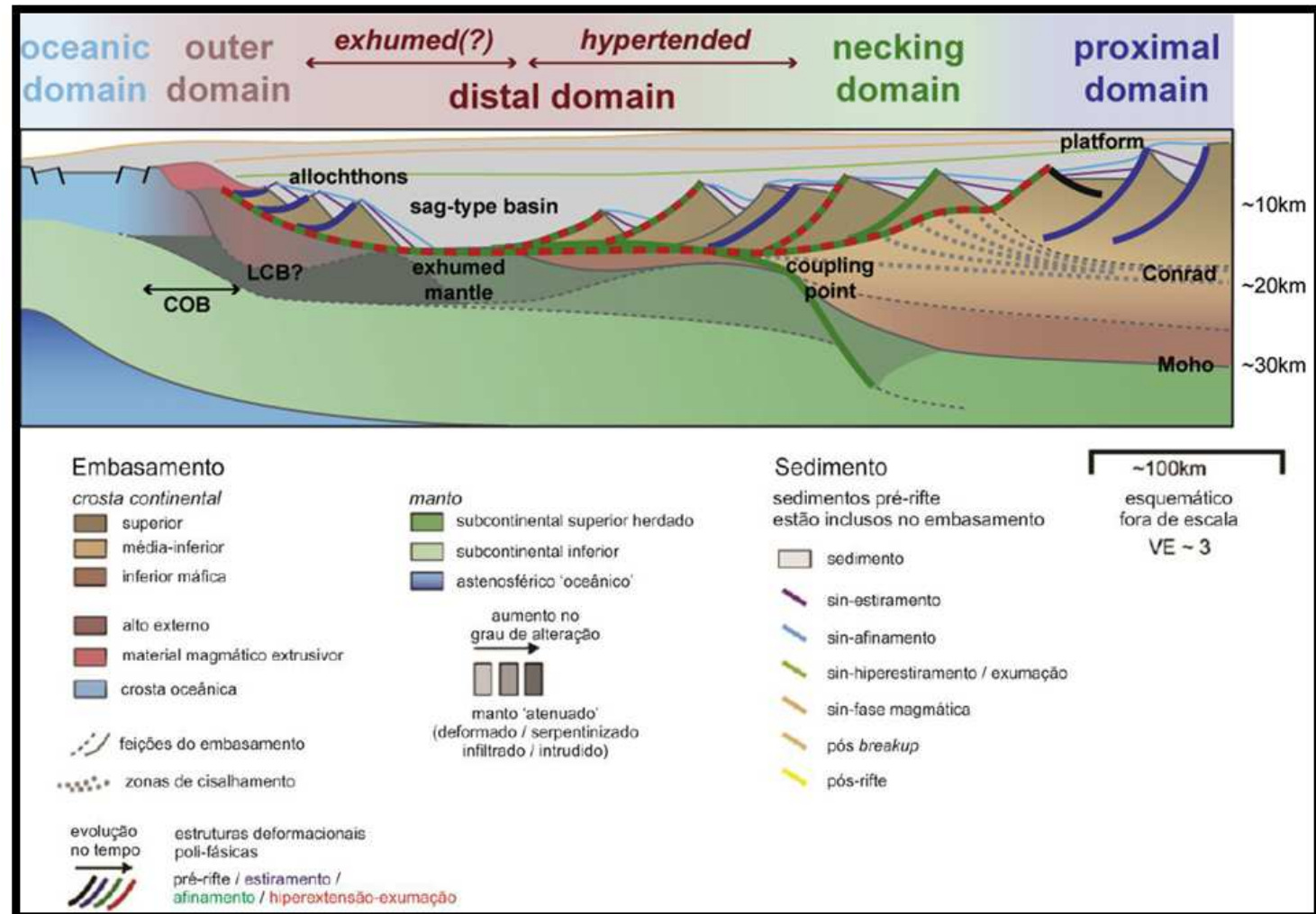
O domínio Externo é associado aos diferentes tipos de margem: pobre em magma e rica em magma. Esse domínio se estende até o limite entre a crosta continental e a crosta oceânica (COB) e/ou alto topográfico com o afundamento da Moho. O final do domínio externo em muitas margens corresponde ao final do sal alóctone dificultando, assim, a visualização desse domínio principalmente através da sísmica (Moulin, 2005; Peron-Pinvidic et al., 2013). O domínio oceânico, logo em seguida, é marcado pela presença da crosta oceânica.

O processo de rifte é descrito por uma atuação polifásica, natureza altamente complexa dos movimentos de extensão litosférica continental e possíveis indícios da configuração geométrica da litosférica continental pré-rifte (Buck, 1991; Corti et al., 2003; Lavier e Manatschal, 2006). Dois principais modos de extensão comumente são abordados: o cisalhamento puro (McKenzie, 1978) e o cisalhamento simples (Wernicke, 1985). Vale ressaltar que os mecanismos descritos também são encarados como fases do rifte e, portanto, podem ocorrer em uma mesma margem em diferentes períodos.

Proposto para compreender a origem das bacias sedimentares, o cisalhamento puro estabelece um rápido estiramento da litosfera continental gerando o afinamento crustal com compensação isostática da astenosfera e subidas da isoterma, seguido pelo aumento da densidade com o resfriamento e, posteriormente, com a subsidência termal da região estirada. Esse tipo de cisalhamento implica na distribuição lateral uniforme da extensão resultando em margens rifteadas simétricas e na presença de falhamentos normais nas fases iniciais do rifte.

O cisalhamento simples é explicado pelo desenvolvimento de uma falha regional principal de *detachment* com baixo ângulo na litosfera continental. A fase inicial do rifte é marcada pela localização do ponto de fraqueza onde a falha de *detachment* se inicia, o *breakaway point*, a deformação ocorre paralelamente tanto na porção mais dúctil inferior da crosta como na parte rúptil superior crustal até que o movimento é acoplado. O estiramento a partir dessa falha resulta em margens rifteadas conjugadas assimétricas como consequência da

Figura 8 - Modelo esquemático de uma seção de uma margem rifteada com os principais domínios estruturais evidenciados.



Fonte: PERON-PINVIDIC et al., 2013.

distribuição vertical heterogênea do movimento. O mecanismo combinado desses dois modos de extensão: modelo de delaminação, no qual a assimetria das margens conjugadas é reflexo do mergulho das falhas de detachment e das heterogeneidades reológicas da crosta (Lister et al, 1986; Brune et al. 2016).

A estimativa do fator de afinamento (β) corresponde a razão entre o comprimento da litosfera continental antes e depois da distensão, e o fator de estiramento é estimado em função do fator de afinamento ($1-1/\beta$). A taxa de extensão aplicada às margens passivas apresenta uma variação de acordo com a profundidade e colabora diretamente para a caracterização da arquitetura da margem atribuindo-a, assim, uma geometria robusta com variações horizontais, verticais e temporais (McKenzie, 1978; Wernicke, 1985; Kuzsnir & Park, 1987; Corti et al, 2003; Stanton et al, 2019). Soma-se a isso as discussões sobre os modelos conservativos e não conservativos envolvendo a separação de massas continentais (Moulin et al., 2013).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Nesse capítulo os dados geofísicos e geológicos utilizados são apresentados assim como a metodologia utilizada para manejo da base de dados visando lograr os resultados. A investigação das variações crustais, estudos lito-tectônicos e investigação de estruturas intrusivas (como é o caso dos enxames de diques) exigem soluções interdisciplinares complementares. Através da geofísica estudamos o contraste de propriedades físicas que atreladas às evidências geológicas anulam as ambigüidades geofísicas e corroboram para investigação do tema.

3.1 Base de dados

Foram utilizados dados de magnetometria aérea públicos do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e de magnetometria aérea fornecidos pela Companhia de Desenvolvimento de Minas Gerais (CODEMGE), ambos restritos à porção terrestre adjacente à Bacia de Santos. Foram utilizados os projetos Serra do Mar Sul (Projeto 1025); São Paulo - Rio de Janeiro (Projeto 1039); Espírito Santo (Projeto 1093); Paraná - Santa Catarina (Projeto 1095); São José dos Campos - Resende (Projeto 1105); Rio de Janeiro (Projeto 1117), Área 14 e Área 15. A magnetometria *offshore* é resultado da compilação de dados disponibilizados pelo Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP) pela Agência Nacional de Petróleo (ANP) incluindo os projetos os projetos EM001 (2,3 e 4) e dados utilizados por Stanton et al. (2019). A tabela 2 resume os principais parâmetros das aquisições de dados dos projetos utilizados e a figura 10 mostra suas localizações geográficas.

Dados batimétricos do ETOPO (Amante & Eakins, 2009) e de anomalia de Ar-Livre (Sandwell et al., 2014) foram utilizados.

Os dados sísmicos de reflexão usados para o trabalho incluem as linhas 0096, 0059 e 0368 do projeto R003-Grand-Santos 0248 e a linha 0009 projeto 0247-S-Caravela-1A, identificadas como S1, S3 e S4, respectivamente, e a linha 0009 nomeada como S2. O tratamento adotado para os dados sísmicos se restringiu a exibição das linhas sísmicas

migradas em tempo – *Post Stack Time Migration* (POSTM) - e interpretação do topo do embasamento acústico.

Tabela 2: Principais características da aquisição dos dados magnetométricos onshore.

Projeto	Ano de Aquisição	Altura de Voo (m)	Espaçamento (m)	Orientação
Serra do Mar Sul (Projeto 1025)	1976	150	1000	N30W
São Paulo - Rio de Janeiro (Projeto 1039)	1979	150	1000	N-S
Espírito Santo (Projeto 1093)	2009	100	500	N-S
Paraná - Santa Catarina (Projeto 1095)	2010	100	500	N-S
São José dos Campos - Resende (Projeto 1105)	2013	100	500	N-S
Rio de Janeiro (Projeto 1117)	2012	100	500	N-S
Área 14	2011	100	500	N-S
Área 15	2011	100	500	N-S
EM001-2;	2002	150	500	NW-SE
EM001-3;	2002	150	500	NW-SE
EM001-4	2002	150	500	NW-SE

Fonte: A autora, 2021

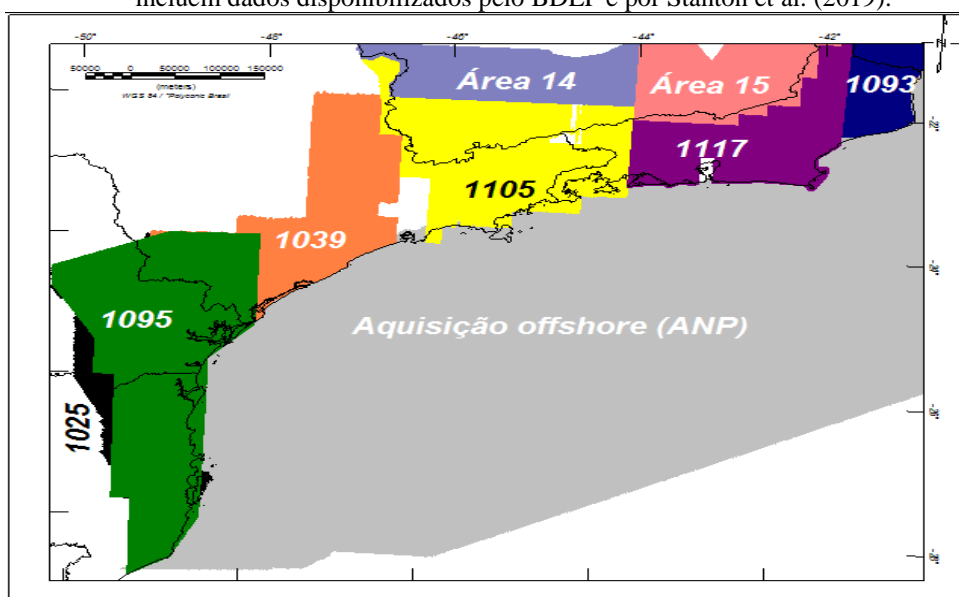
3.2 Metodologia

O software usado para este estudo inclui Oasis Montaj V9.9 (Seequent, 2021) para processar e integrar os dados de métodos potenciais e o DUG Insight (v.4.8, 2020) para interpretação dos dados sísmicos.

3.2.1 Processamento de dados magnetométricos

O processamento de dados foi feito separadamente de acordo com a natureza de cada tipo de dado utilizado como base para o presente estudo. No caso dos dados magnetométricos os dados onshore e offshore foram trabalhados separadamente até a fase final de integração. Assim, para os dados fornecidos pela CPRM e CODEMGE o processamento de dados envolveu uma análise preliminar dos dados, isto é, o controle de qualidade, remoção dos valores espúrios (*spikes*) e análise espacial para verificar como as áreas dos levantamentos geofísicos estavam dispostas entre si visando a integração dos dados. Assim, gerou-se o mapa da localização cada projeto aerogeofísico (Fig.10).

Figura 9 - Mapa da localização dos projetos aerogeofísicos utilizados. Os dados offshore incluem dados disponibilizados pelo BDEP e por Stanton et al. (2019).



Fonte: A autora, 2021

Após essa análise inicial foi executado o procedimento de interpolação sobre o canal do campo magnético anômalo (CMA) reduzido ao campo magnético de referência, ou seja, o *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF). O intuito era gerar o *grid* do CMA correspondente a cada um dos aerolevantamentos. O método da mínima curvatura foi utilizado com tamanhos células de 500 m diante dos valores apresentados na tabela 2 buscando respeitar a frequência de Nyquist, que estipula tamanho da célula para a interpolação aproximadamente até $\frac{1}{4}$ do espaçamento da amostragem para evitar perdas de informação e falseamentos (*aliasing*) (Silva,1999, Blum 1999). No entanto, através do mapa acima nota-se a ocorrência de áreas em branco, ou seja, regiões que não foram amostradas pelos levantamentos aeromagnéticos e tão pouco foram extrapoladas, visando maior credibilidade aos bancos de dados originais.

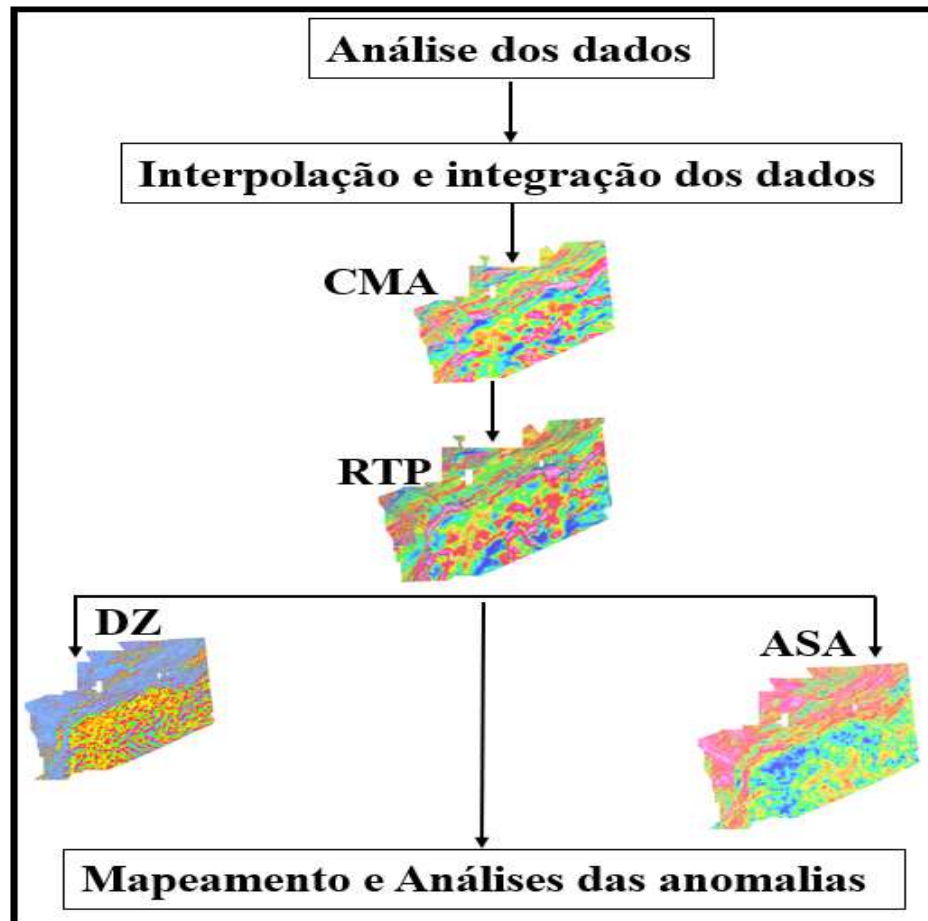
Após a interpolação os grids do CMA passaram pelo processo de decorrução - também conhecido como micronivelamento - buscando minimizar feições (ruídos) gerados pelo levantamento aéreo e que não apresentam correspondência com evidências geológicas. Esse tipo de feição aparece nos grids na forma de anomalias lineares de alta intensidade na mesma direção do aerolevantamento e, por essa razão, pode ser facilmente identificado como ruído. No domínio da frequência esse tipo de ruído apresenta comprimento de onda longitudinal maiores que o espaçamento das linhas de controle e os comprimentos de ondas transversais aproximadamente duas vezes o espaçamento entre as linhas de amostragem e estão associados à uma superamostragem (Minty,1991 Luyendyk, 1997). O filtro da decorrução opera no domínio de frequência, no qual, não há distinção entre ruído e anomalia necessitando, assim, sucessivos testes para avaliar a aparência da relação sinal-ruído nos grids. Para cada um dos grids do CMA onshore aplicou-se uma combinação entre os filtros dos filtros de passa-alta do tipo **butterworth** com o **Cosseno Direcional**.

A seguinte etapa constitui na remoção do *trend* regional com o objetivo de eliminar o efeito do campo geomagnético. Para cada um dos grids avaliou-se a média do campo magnético anômalo e aplicou-se, quando necessário, o filtro para remoção da componente regional de baixa frequência.

A partir desse último resultado individual de cada projeto realizou-se, então, a união dos *grids* do CMA. Primeiro foram costurados os grids correspondentes a região emersa, que posteriormente foi incorporado ao grid offshore fornecido. Dessa forma, gerou o mapa do campo magnético anômalo (Fig. 12). Vale ressaltar que o presente estudo aborda também a área da Bacia de Santos, cujo embasamento e o fundo do mar tendem a se aprofundar a partir da linha costa, o que pode causar redução de energia do sinal magnético e diminuição da frequência de anomalias magnéticas gerando, assim, um possível contraste de sinais relativos

a cada uma das porções onshore e offshore. Porém essa característica não é impeditiva para a integração dos dados, diante da investigação da continuidade do sinal entre as duas porções.

Figura 60 - Fluxo de trabalho empregado para os dados magnetométricos incluindo os principais produtos gerados: Campo Magnético Anômalo (CMA), Reduzido ao Polo (RTP), Primeira Derivada Vertical (DZ), Amplitude do Sinal Analítico (ASA).



Fonte: A autora, 2021

O CMA é o resultado de partida utilizado como base para todos os demais filtros geofísicos utilizados neste trabalho incluindo a derivada vertical, amplitude do sinal analítico e redução ao polo.

O filtro da primeira derivada vertical (DZ), assim como a decorrução também é operado através do domínio da frequência, permite ressaltar anomalias magnéticas de alta frequência associadas às fontes magnéticas mais rasa. A equação 1 mostra a fórmula matemática do filtro da primeira derivada vertical.

$$DZ = \left(\frac{\delta M}{\delta Z} \right)$$

Equação 1: Cálculo da Derivada Vertical (nT/m).

O filtro da amplitude do sinal analítico (ASA), considerando apenas as derivadas do sinal e é descrito pela raiz quadrada do somatório do quadrado das derivadas horizontais e verticais (equação 2) aplicadas sobre o espectro da potência. Dessa forma, o ASA colabora para realçar as bordas das anomalias magnéticas permitindo uma caracterização simplificada da geometria das anomalias, especialmente tratando-se de mapas geofísicos (Nabighian,1972,1974)

$$|ASA(X, Y)| = \sqrt{\left(\frac{\delta A}{\delta X} \right)^2 + \left(\frac{\delta A}{\delta Y} \right)^2 + \left(\frac{\delta A}{\delta Z} \right)^2}$$

Equação 2: Cálculo da amplitude do sinal analítico (nT/m).

No presente estudo, o ASA foi utilizado para centralizar as anomalias e colaborar para melhor caracterização dos enxames de diques.

Com relação à redução ao polo, é uma técnica matemática descrita por Baranov (1957) e Baranov & Naudy (1964) bastante utilizada nas geociências com a intenção de transformar uma anomalia dipolar em uma anomalia polar – como se estivesse localizada nos polos magnéticos da Terra. O filtro considera valores associados aos cossenos da inclinação e declinação magnética, considerando como parâmetros I' para a inclinação da correção de amplitude, I é a inclinação geomagnética do campo, D a declinação geomagnética e θ a latitude como mostra a equação abaixo:

$$R(\theta) = \frac{[SEN(I) - iCOS^2(I) COS(D - \theta)]^2}{[SEN^2(I') + iCOS^2(I') COS^2(D - \theta)]. [SEN^2(I) + iCOS^2(I) COS^2(D - \theta)]}$$

Equação 3: A equação da redução ao polo.

Através dessa equação nota-se algumas limitações do filtro como, por exemplo, a independência da direção do vetor de magnetização, uma possível instabilidade da função

quando o ângulo da latitude tende a zero (denominador explode por conta da função seno) (Telford et al.,1976; Silva, 1986). Outro fator importante é que a forma da anomalia magnética varia para diferentes latitudes magnéticas (Spector & Grant, 1970).

Visando minimizar essas limitações e considerando que boa parte do território brasileiro, especialmente as regiões Sul e Sudeste, apresenta magnetização remanescente intensa adotou-se valores para declinação e inclinação magnética com base nos valores obtidos por Raposo & Ernesto (1998) (Cordani & Shukowsky,2009).

4 RESULTADOS

O presente capítulo apresenta os produtos gerados a partir do processamento dos dados magnetométricos dispostos como mapas temático e há a descrição das principais anomalias e domínio magnetométricos identificados objetivando contribuições para o trabalho.

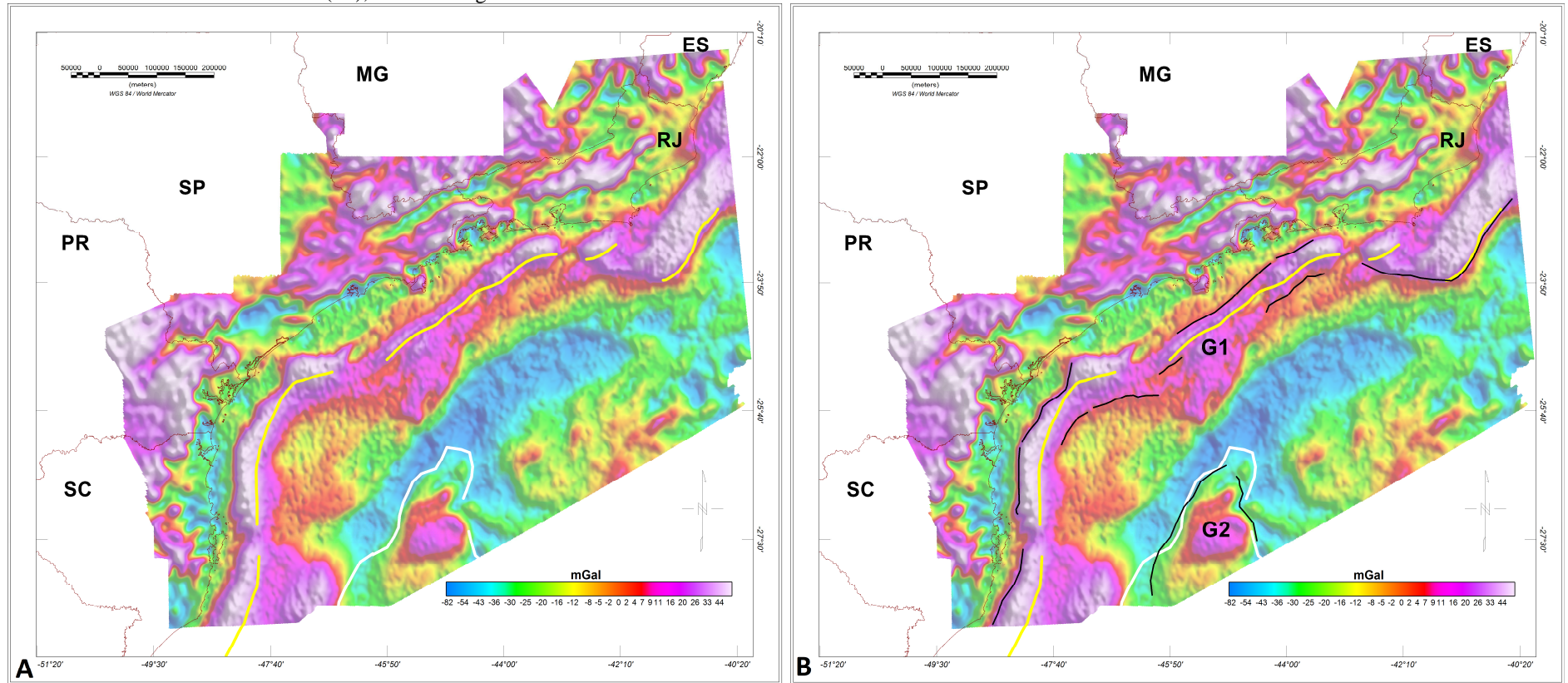
Os dados gravimétricos foram utilizados como material suplementar para o presente estudo, no qual buscou-se identificar as duas principais anomalias que ocorrem na Bacia de Santos associadas a Zona de Necking (ZN) e o Propagador Abimael.

Através do mapa da anomalia de Ar Livre (fig. 2) identificou-se uma anomalia positiva bastante intensa (<60 mGal) nomeada como G1 na região mais proximal da Bacia de Santos. A anomalia acompanha aproximadamente a linha de costa desde o Segmento Sul até o Central com ~ 70 Km de comprimento de ondas e orientação \sim NS. Próximo ao extremo norte EDPG, no limite com entre os Segmentos Central e Norte, G1 alterna para EW. No segmento Norte, G1 adota orientação NESW mantendo-se um pouco mais distante da linha de costa e se aproximando da linha de costa na região costeira do RJ. A anomalia G1 corresponde geograficamente a Zona de Necking (fig. 2b) (Stanton et al., 2014) Além disso, destaca-se no mapa gravimétrico uma anomalia subcircular mapeada como G2 apresentando intensidade média ~ 20 mGal correspondendo geograficamente ao Propagador Abimael.

4.1 Anomalias magnéticas

O mapa do campo magnético anômalo (CMA) (fig.12) permite analisar as principais características das anomalias magnéticas tais como a forma, a direção e a disposição. A primeira característica que se destaca através do mapa do CMA é o contraste entre os sinais das porções *onshore* e *offshore*. A área offshore exhibe anomalias com comprimentos de onda maiores que 10 Km e amplitudes entre 100-500 nT. A área onshore é dominada por anomalias de altas frequências com amplitudes > 200 nT com comprimentos de onda de curto (~ 5 km) para intermediários (> 10 Km).

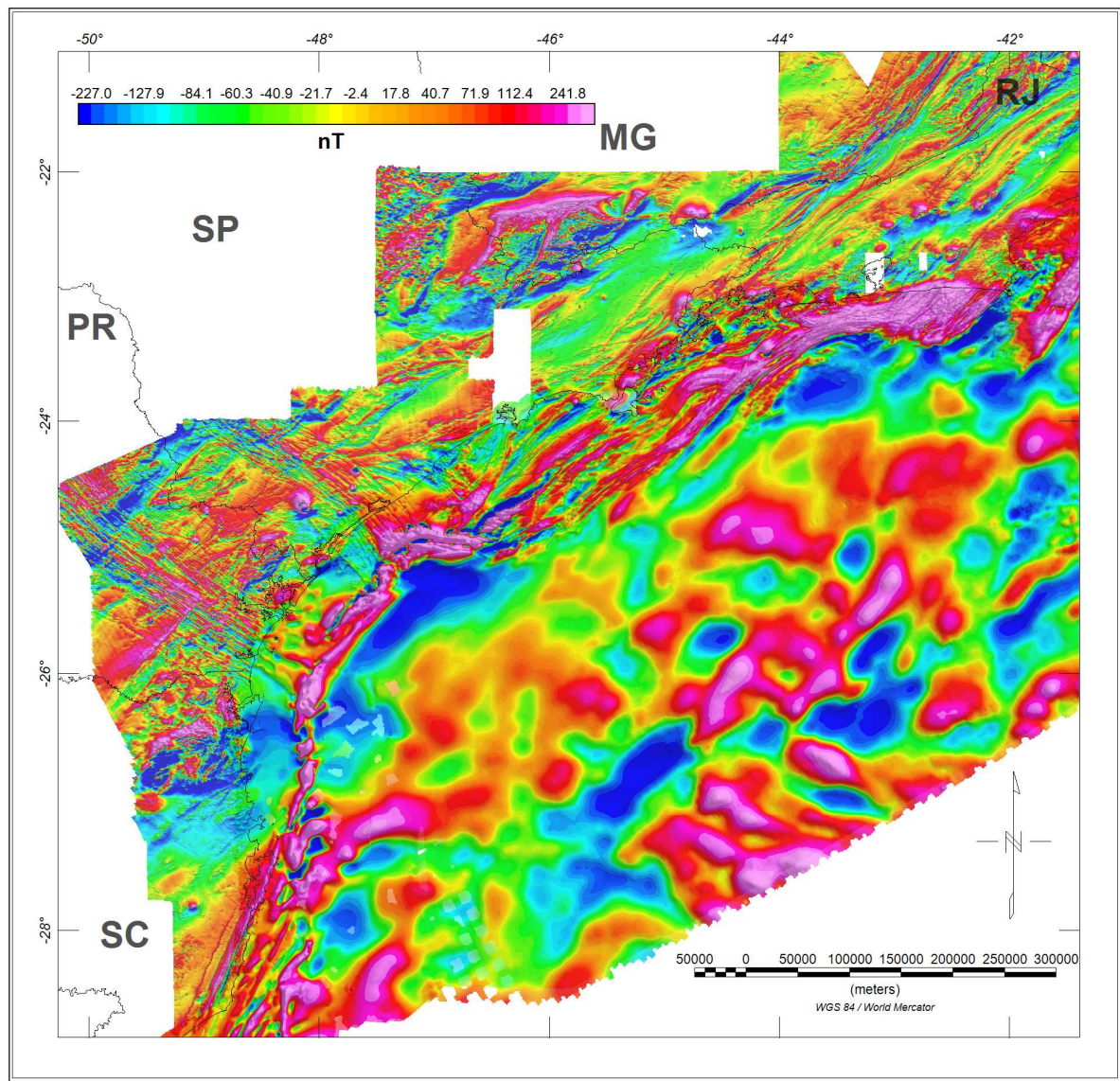
Figura 11- Mapa gravimétrico da anomalia de ar livre (a) com interpretação (b) e localização da zona de Necking (linha amarela contínua) e Propagador Abimael (linha branca contínua). Estado de Santa Catarina (SC), Estado do Paraná (PR), Estado de São Paulo (SP), Estado de Minas Gerais (MG), Estado do Espírito Santo (ES), Estado do Rio de Janeiro(RJ), Anomalias gravimétricas G1 e G2.



Fonte: A autora, 2021

Esse contraste entre anomalias onshore e offshore deve-se à diferença de profundidade das fontes magnéticas, causadas pelo embasamento e/ou corpos magmáticos individuais como, por exemplo, intrusões. Na Bacia de Santos, o embasamento e o fundo do mar se aprofundam a partir da linha costa, resultando em perda de energia do sinal magnético, associado com aumento o comprimento de onda e diminuição da frequência de anomalias magnéticas causando esse contraste de sinais relativos a cada uma das porções onshore e offshore.

Figura 7 - Mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA) com os limites geográficos e linha de costa (linha contínua preta) entre os estados de Santa Catarina (SC), Paraná (PR), São Paulo (SP), Rio de Janeiro (RJ), Espírito Santo (ES) e Minas Gerais (MG).



Fonte: A autora, 2021

Essa característica da Bacia de Santos não é limitada a integração entre os dados relativos às duas porções, os dados integrados nos permitem observar a variação do sinal desde região onshore até a área imersa, que serão mais discutidos adiante.

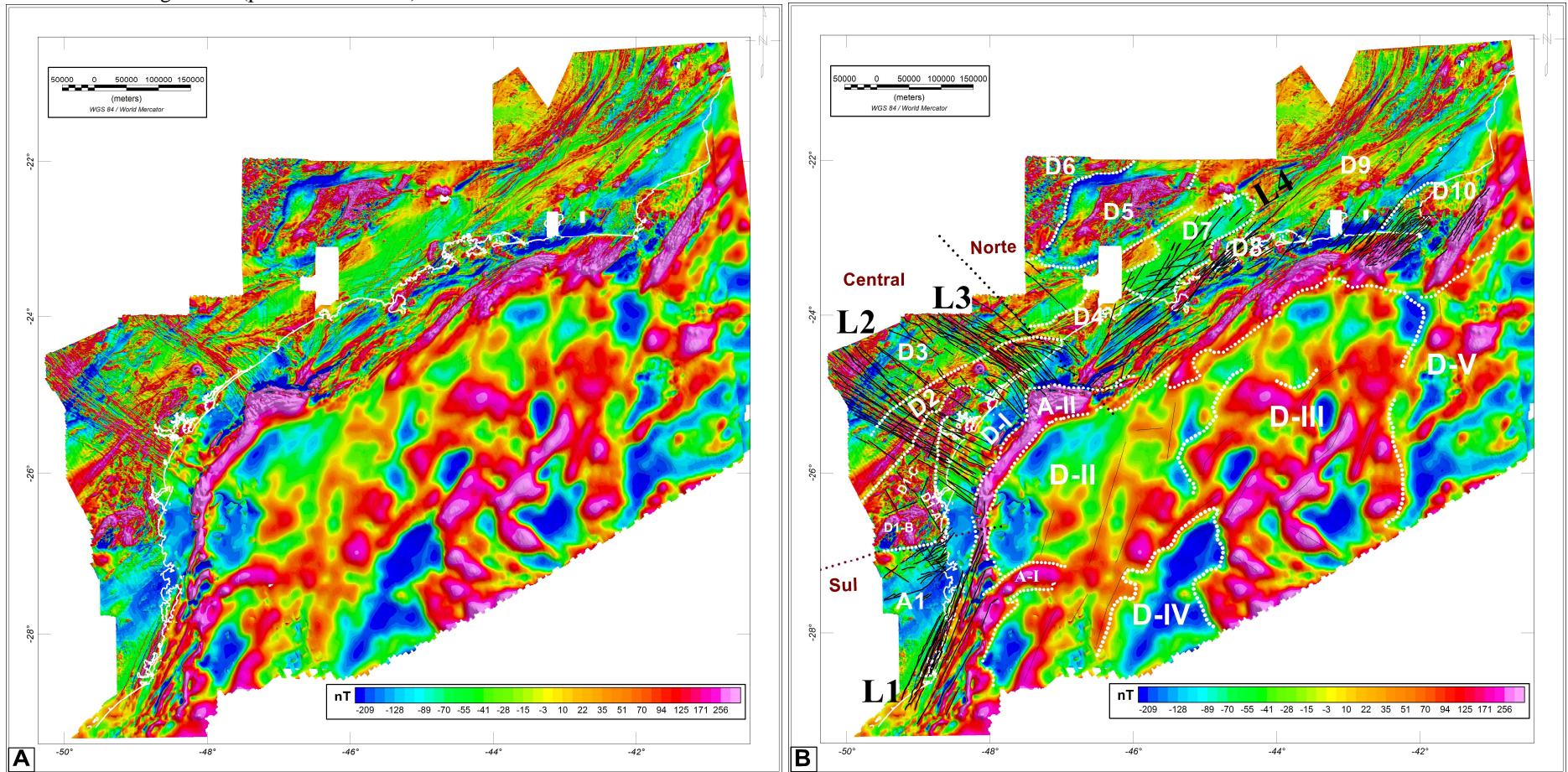
O mapa CMA, no entanto, apresenta um resultado dipolar, ou seja, as anomalias não estão localizadas sobre a fonte causadora o que torna a interpretação dos dados complexa e a correspondência geológica mais ambígua. Diante disso, para o atual trabalho focou-se nas interpretações extraídas do mapa reduzido ao polo (RTP) (fig. 13) para melhor observar as anomalias magnéticas e identificar os domínios e lineamentos magnéticos onshore e offshore.

Os mapas da Primeira Derivada Vertical (fig. 14) e da Amplitude do Sinal Analítico foram (fig. 15) foram utilizados como materiais suplementares no trabalho.

Através do mapa RTP interpretou-se na porção *onshore* três principais segmentos: Sul, Central e Norte com base no padrão magnético e nas diferenças de tendências principais (Fig. 13)

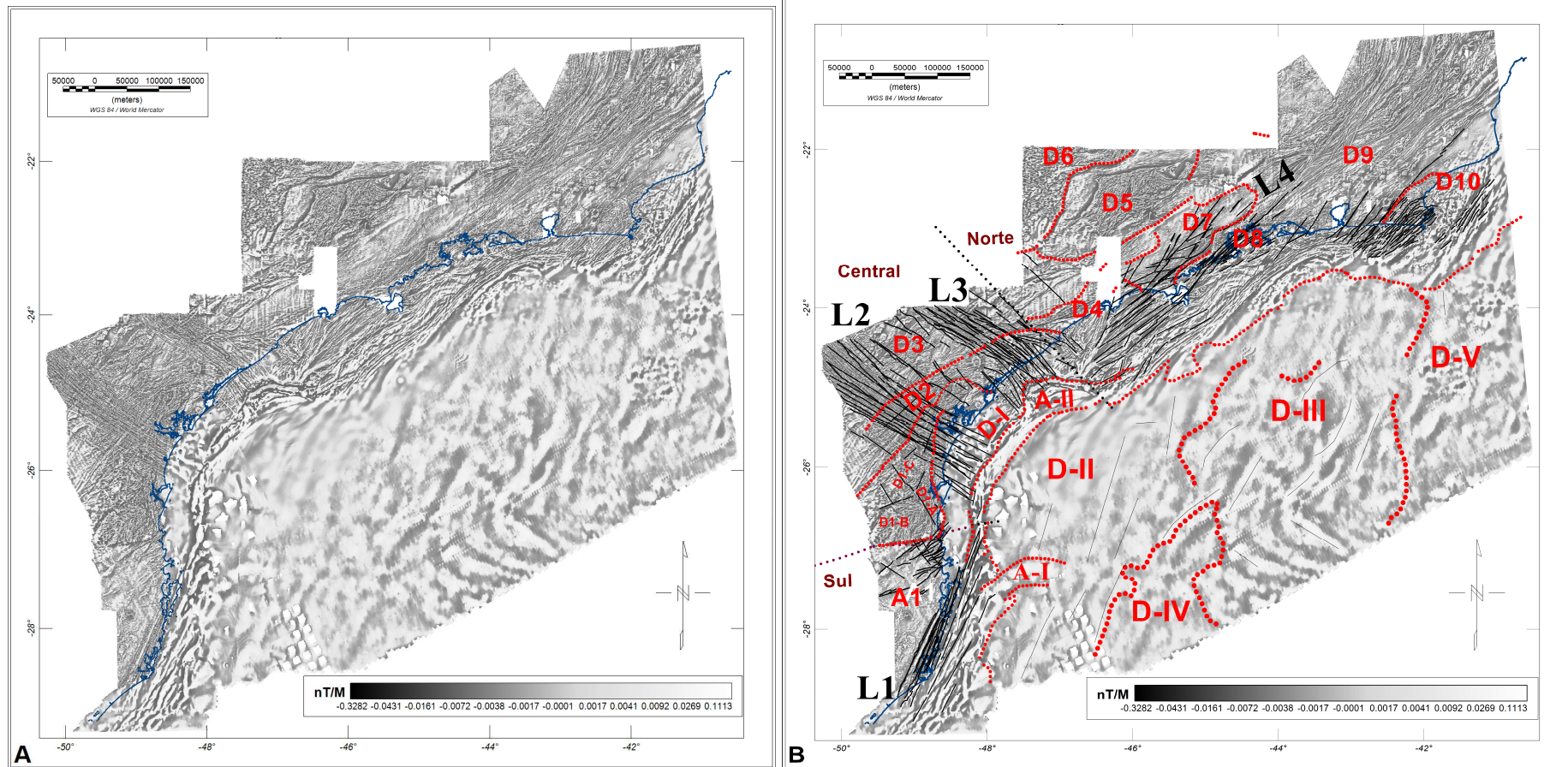
O segmento Sul exibe um padrão magnético de baixa amplitude (~ -70 nT) e é marcado por um conjunto de lineamentos magnéticos com orientação $\sim N10E$ classificados como **L1**. A sua localização geográfica corresponde ao Enxames de Diques de Florianópolis (EDF) mapeados, que serão descritos detalhadamente adiante (item 4.3.1.) (Florisbal et al., 2014) (fig.16).

Figura 8 - A) Mapa do Campo Magnético Anômalo Reduzido ao Polo com linha de costa (linha branca contínua). B) Mapa do Campo Magnético Anômalo Reduzido ao Polo interpretado com linha de costa (linha branca contínua) e lineamentos magnéticos interpretados (linhas contínuas preto) incluindo L1, L2, L3 e L4 e domínio magnéticos (pontilhado branco).



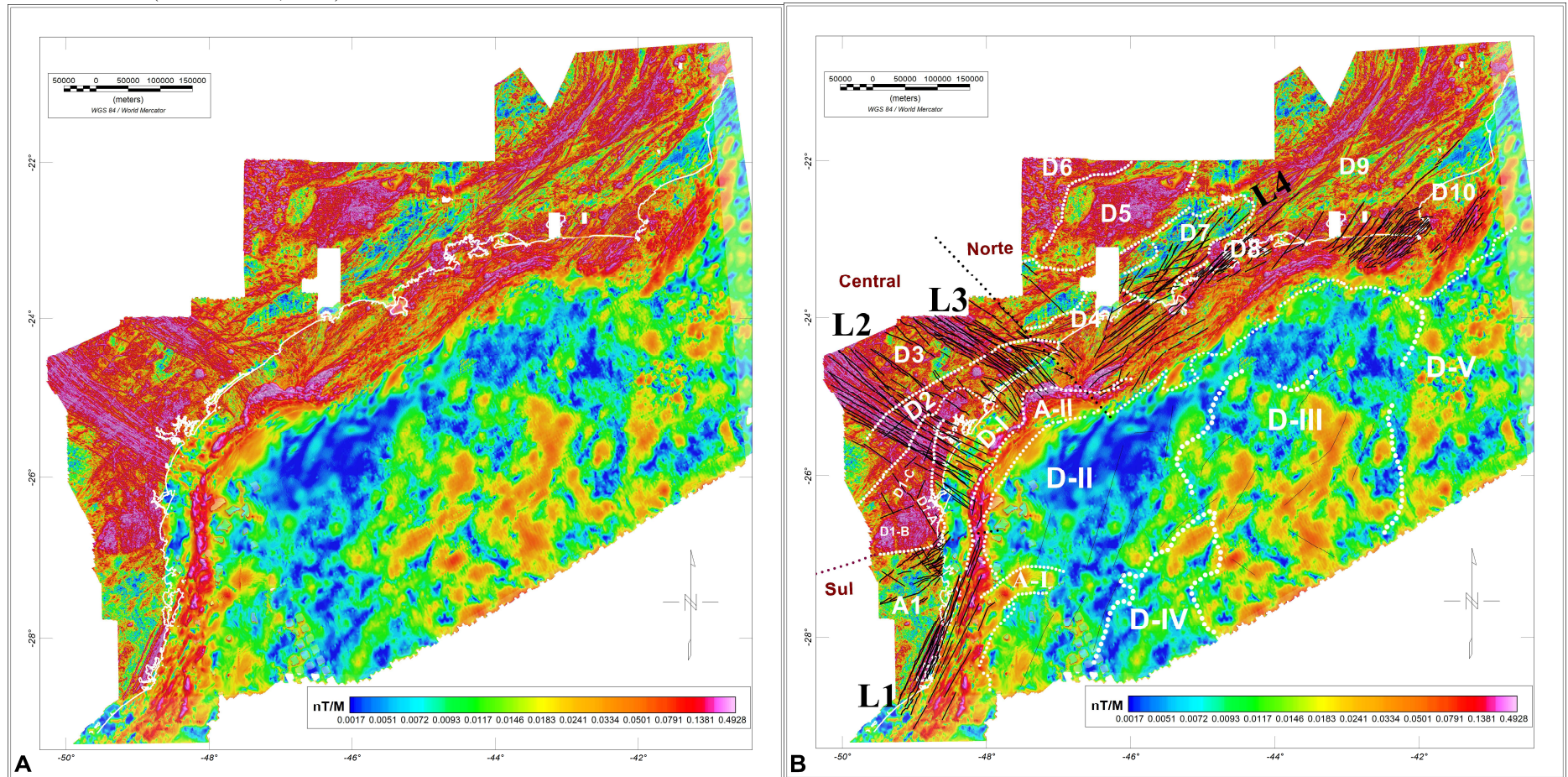
Fonte: A autora, 2021

Figura 9 - A) Mapa da Primeira Derivada Vertical com linha de costa (linha branca azul). B) Mapa da Primeira Derivada Vertical interpretado com linha de costa (linha azul contínua) e lineamentos magnéticos interpretados (linhas contínuas pretas) incluindo L1, L2, L3 e L4 e domínio magnético (linhas pontilhadas vermelhas).



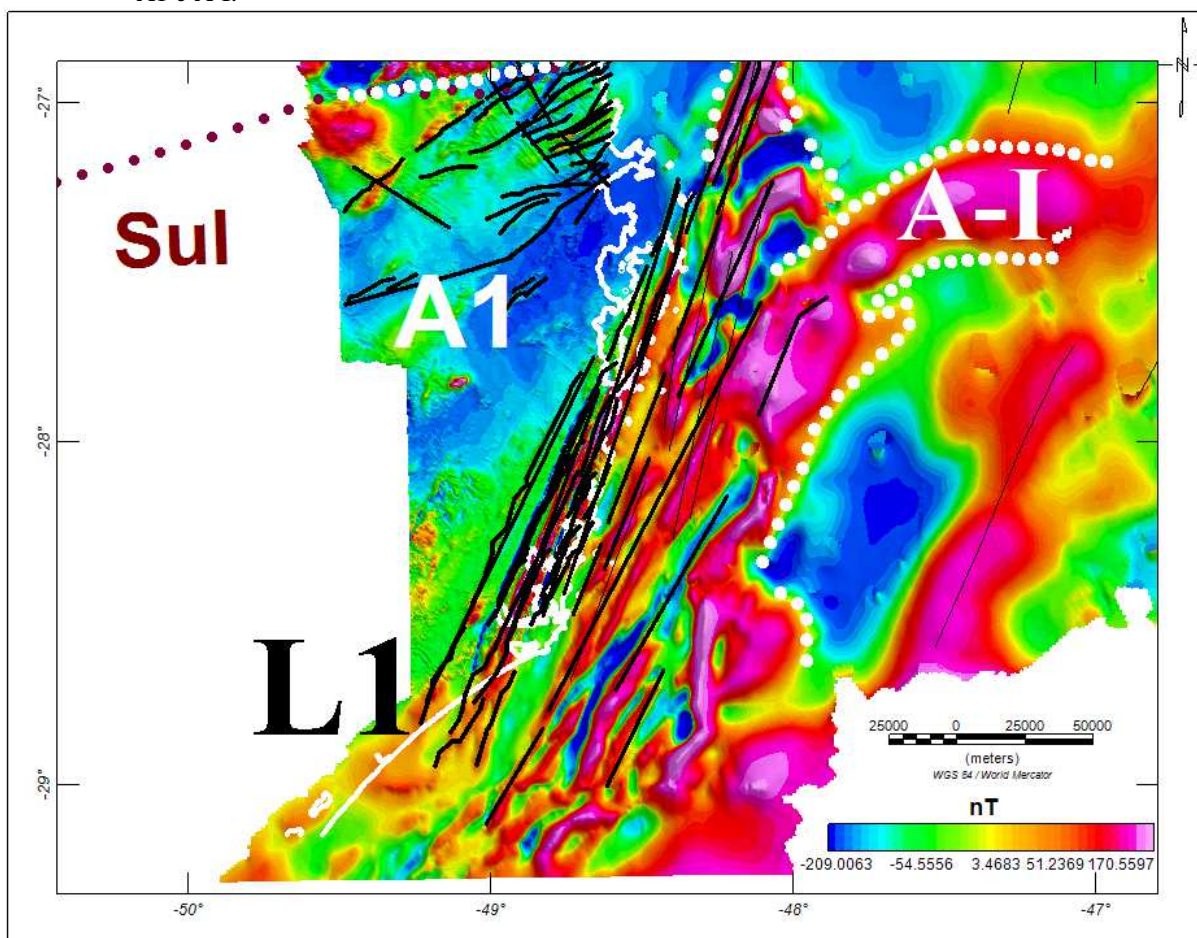
Fonte: A autora, 2021

Figura 10 - A) Mapa da Amplitude do Sinal Analítico com linha de costa (linha branca contínua). B) Mapa da Amplitude do Sinal Analítico interpretado com linha de costa (linha branca contínua) e lineamentos magnéticos interpretados (linhas contínuas pretas) incluindo L1, L2, L3 e L4 e domínio magnéticos (pontilhado branco). (Ferreira et al., 2021).



Fonte: A autora, 2021.

Figura 11 - Em detalhe o mapa do Campo Magnético Anômalo Reduzido ao Polo no Segmento Sul interpretado com linha de costa (linha branca contínua) e lineamentos magnéticos interpretados (linhas contínuas preto) incluindo L1 e domínio magnéticos (pontilhado branco). Em detalhe a anomalia magnética A1 e A-I.



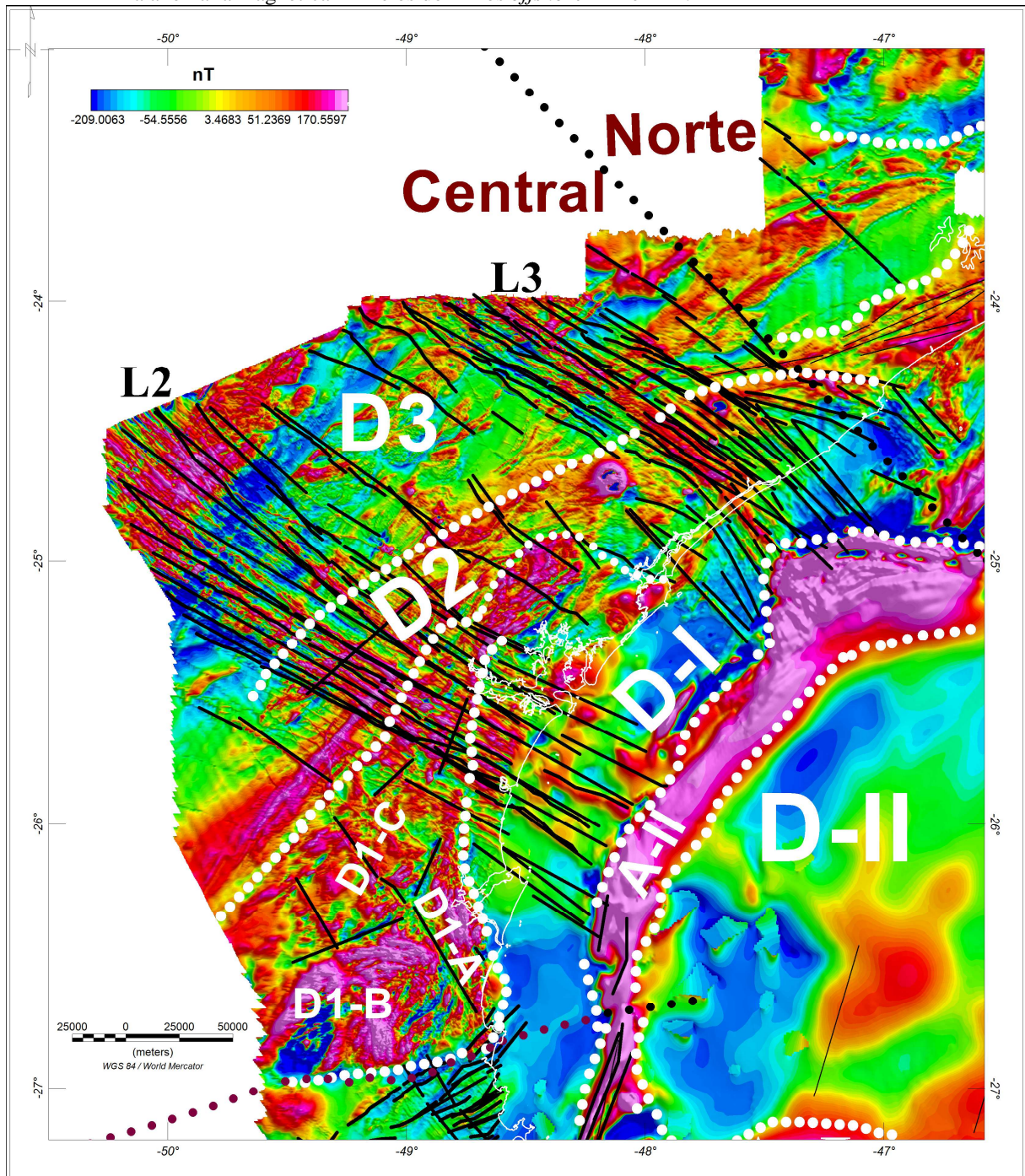
Fonte: A autora, 2021

A nordeste do segmento Sul há uma anomalia magnética negativa identificada como **A1** (em detalhe na figura 16) cobrindo a área do Cinturão Dom Feliciano (DFB). Sua assinatura magnética estende-se desde o continente até a plataforma continental da Bacia de Santos, com amplitudes de ~ -100 nT e orientação N40E.

O segmento Central corresponde geograficamente ao Arco de Ponta Grossa. Apresenta dois grandes conjuntos de lineamentos magnéticos classificados como L2 e L3, com altas amplitudes (acima de 100 nT) (Fig. 17), orientados N50W) e serão descritos detalhadamente mais adiante (Ferreira et al., 1981). No segmento Central, o domínio magnético D foi identificado e pôde ser subdividido em subdomínios **D1-a**, **D1-b**, **D1-c**. **D1-a** apresenta anomalias positivas de elevada amplitude (300 - 600 nT) com orientação principal N-S (Fig. 17). Os subdomínios **D1-b** e **D1-c** não apresentam uma orientação bem definida. O **D1-b** exibe diâmetro de ~ 50 km e anomalias magnéticas positivas e de alta amplitude (300 - 600 nT) (Fig. 17). Ao sudoeste de **D1-b**, há uma anomalia negativa de -300 nT. **D1-c** é

caracterizado por anomalias circulares positivas de ~200 nT com orientação aproximada NE-SW (Fig. 17).

Figura 12 - Em detalhe o mapa do Campo Magnético Anômalo Reduzido ao Polo no Segmento Central interpretado com linha de costa (linha branca contínua), lineamentos magnéticos interpretados (linhas contínuas preto) incluindo L2 e L3 e domínio magnéticos (pontilhado branco). Em detalhe a anomalia magnética A-II e os domínios *offshore* D-1 e D-II.



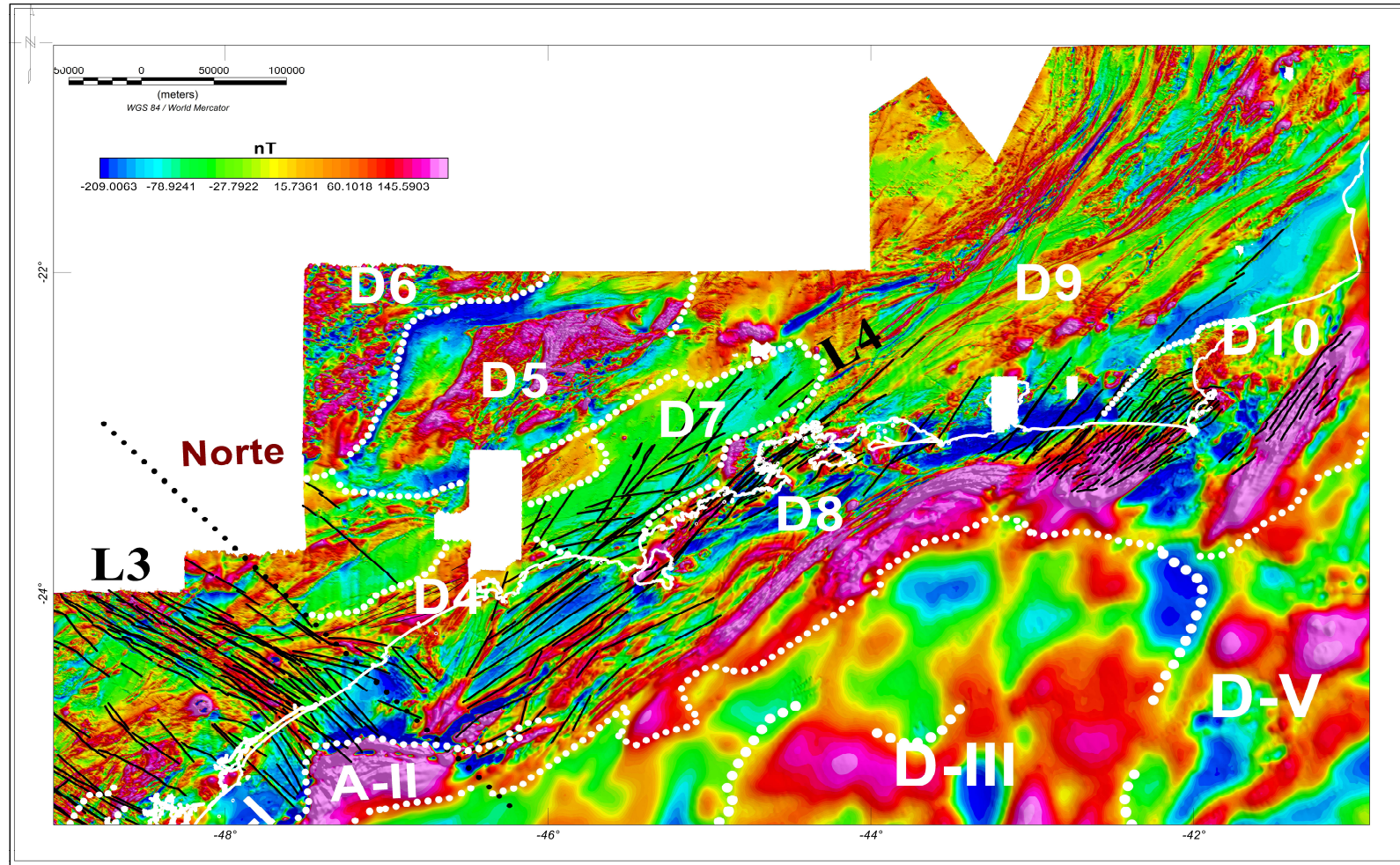
Fonte: A autora, 2021

O padrão magnético de D2 corresponde a anomalias subcirculares de amplitudes muito altas (~ 1200 nT) que correspondem geograficamente às intrusões alcalinas mapeadas no Terreno Curitiba (Brumatti et al., 2015) (Fig. 17). Essas anomalias foram bem centralizadas pelo ASA (fig. 15). O padrão magnético D3 fica na parte noroeste do Segmento Central e sudoeste do Segmento Norte apresentando anomalias com tendências N60E (fig 17). A região sul de D3 é caracterizada por um padrão de baixa intensidade magnética (-100 nT) alternando para alta intensidade magnética ($+100$ nT) dentro do Segmento Norte (fig. 17).

O Segmento Norte, restrito a Sul por L3, também foi subdividido em domínios magnéticos (D4 a D10) (fig. 18). D4 compreende um conjunto de lineamentos com orientação principal N70E, amplitudes de ~ 200 nT e 1,5 km de comprimento de onda. O padrão magnético no subdomínio D5 corresponde a anomalias de alta amplitude (~ 700 nT) com uma direção principal N30E. É limitado a oeste e norte por anomalias lineares negativas (-150 a -300 nT). O domínio D6 não exhibe um padrão magnético bem definido, em função de anomalias nucleadas de alta frequência e amplitudes elevadas (<250 nT) cobrindo geograficamente a região da Bacia do Paraná. O domínio D7 tem um padrão de baixa intensidade magnética (-70 nT), porém em sua região central e norte ocorrem anomalias magnéticas circulares (<400 nT) e uma série de lineamentos magnéticos identificados como parte de L4 (serão mais discutidos adiante). O domínio D8 apresenta lineamentos magnéticos de alta frequência com ~ 300 nT de amplitude e ~ 5 km de comprimento de onda. Sua assinatura se estende desde o litoral continental até o offshore da Bacia de Santos seguindo a direção N40E. Os lineamentos magnéticos D8 correspondem geograficamente aos diques de São Sebastião e Ilha Grande (Marques et al., 2005; Tomba, 2012; Guedes et al., 2016), que fazem parte do EDSM, descritos detalhadamente no item 4.3 O D9 é o maior subdomínio mapeado na área de estudo, caracterizado por lineamentos magnéticos com comprimentos de onda > 2 km, amplitudes que variam entre $100 - 400$ nT e direção principal N60E. Suas orientações se flexionam para N-S ao norte. Ele também exhibe anomalias circulares e subcirculares de diâmetros variados ($6 - 15$ km) e amplitudes de $300 - 600$ nT. O domínio D10 apresenta um conjunto de lineamentos magnéticos com comprimentos de onda > 2 km, amplitudes entre 100 nT- 400 nT orientados para N45-60E. Esses lineamentos são curvados para a parte nordeste do Domínio tectônico de Cabo Frio (Fig. 18).

A porção offshore foi subdividida em domínios magnéticos D-I a D-VI. Na região proximal da Bacia de Santos, D-I apresenta anomalias de alta frequência e comprimento de

Figura 13: Em detalhe o mapa do Campo Magnético Anômalo Reduzido ao Polo no Segmento Norte interpretado com linha de costa (linha branca contínua), lineamentos magnéticos interpretados (linhas contínuas preto) incluindo L3 e L4 e domínios magnéticos (pontilhado branco). Em detalhe a anomalia magnética A-II e os domínios *offshore* D-1, D-II, D-III e D-V.



Fonte: A autora, 2021

onda curto, conforme evidenciado pela primeira derivada vertical (fig. 14) e pelo mapa RTP (fig. 13). Os lineamentos magnéticos L1, L2, L3 e L4 identificados onshore (exibem assinaturas magnéticas semelhantes em termos de orientação e amplitude em direção ao mar em D-I. Através dos mapas magnetométricos nota-se o prolongamento dos lineamentos magnéticos onshore mapeados como L1, L2, L3 e L4 dentro da parte proximal da Bacia de Santos. Os lineamentos magnéticos identificados em D8 e L1 preservam as mesmas características em áreas onshore e offshore (no domínio D-I) como amplitude e direção. Os demais lineamentos L2, L3 e L4 também apresentam uma continuação rumo ao offshore preservando a mesma tendência, porém com redução da amplitude e aumento do comprimento de onda na plataforma continental da Bacia de Santos.

No sul da área de estudo, observa-se a anomalia A-I com tendência e amplitude semelhantes a L1, mas se subdivide em duas direções: uma tendência de anomalia E-W e uma anomalia NNS que acompanha a linha costeira em direção a A-II. O A-I exibe ~ 15 - 40 km de comprimento de onda, 400 nT. A mudança de A-I para E-W corresponde geograficamente ao Alto Florianópolis (fig.16)

Uma outra anomalia magnética positiva denominada como A-II ocorre na margem proximal da Bacia de Santos marcando aproximadamente o limite leste de D-I (fig 13). No extremo sul da área de estudo, A-II acompanha A-I com intensidades em torno de 700 nT, direção NS e comprimento aproximado 20 Km (fig.16). Na região próxima a L2, A-II tem amplitudes maiores de 300 nT e comprimento ~25 Km seguindo uma tendência N30S (fig.17). Próximo a L3, A-II tem sua tendencia alterada novamente apresentando direção EW, suas amplitudes são maiores que 500 nT e tem comprimento de onda aumentado - assumindo ~50 Km (fig.17). Na região próxima ao Segmento Norte, a tendencia de A-II muda para NESW, tem comprimento de onda reduzido (< 20 Km) mantendo amplitudes em torno de 200 nT (fig.18).

A oeste da Zona de Necking da Bacia de Santos (Fig. 13-B), identificamos o padrão magnético como D-II. Corresponde a uma área de anomalias de baixa amplitude (-60 nT) e exibe lineamentos suaves a leste, com comprimentos de onda entre 20 - 60 km, direção N20E e amplitudes de ~ 150 nT. Ao sul de D-II, a anomalia magnética A-II é observada. A parte distal da Bacia de Santos é caracterizada por várias anomalias magnéticas de alta frequência com amplitudes entre 300 - 600 nT, aqui referidas como domínio magnético D-III. Parte dessas anomalias têm um caráter linear com comprimentos de onda de aproximadamente 30 km. Esses lineamentos mostram duas orientações opostas: na parte NE de D-III eles seguem

uma tendência N40E, enquanto na parte SW de D-III eles seguem uma tendência N60W, perto da área do Propagador Abimael (Fig. 2b). Ao sul de D-III fica o domínio D-IV, com intensidades magnéticas muito negativas, entre -300 a -600 nT, e orientação principal N30E. Corresponde a uma área de crosta oceânica (Mohriak et al., 2012) que intercepta a Bacia de Santos. Nota-se através do mapa da Primeira Derivada Vertical (fig. 14-B) que D-III se destaca de toda Bacia de Santos apresentando anomalias mais marcadas com intensidades acima de 0.002 nT/m, que possivelmente estão relacionadas as fontes mais rasas. O domínio D-V é uma região diferenciada, exibindo anomalias de alta frequência (> 300 nT) de forma circular e uma anomalia em forma de crista orientada NE-SW. A área sul de D-V tem anomalias positivas e negativas, com amplitudes entre -200 e 200 nT e comprimentos de onda de ~ 20 km.

4.2 Características geofísicas dos enxames de diques individuais

4.2.1 Caracterização geofísica do Enxame de Dique de Florianópolis

Os lineamentos magnéticos identificados como L1 são mostrados em detalhes na figura 19. Eles exibem elevadas amplitudes, de 300-900 nT, orientação principal N30E e comprimentos de onda curtos (~ 2 km). A partir do mapa magnético é possível observar a continuidade do sinal L1 em direção à plataforma continental em frente ao Estado de Santa Catarina, ao longo da parte sul da margem proximal da Bacia de Santos (fig.). Na bacia, L1 apresenta amplitudes aumentadas (< 6 Km), porém com características semelhantes aos lineamentos observados onshore, como tendência e amplitude.

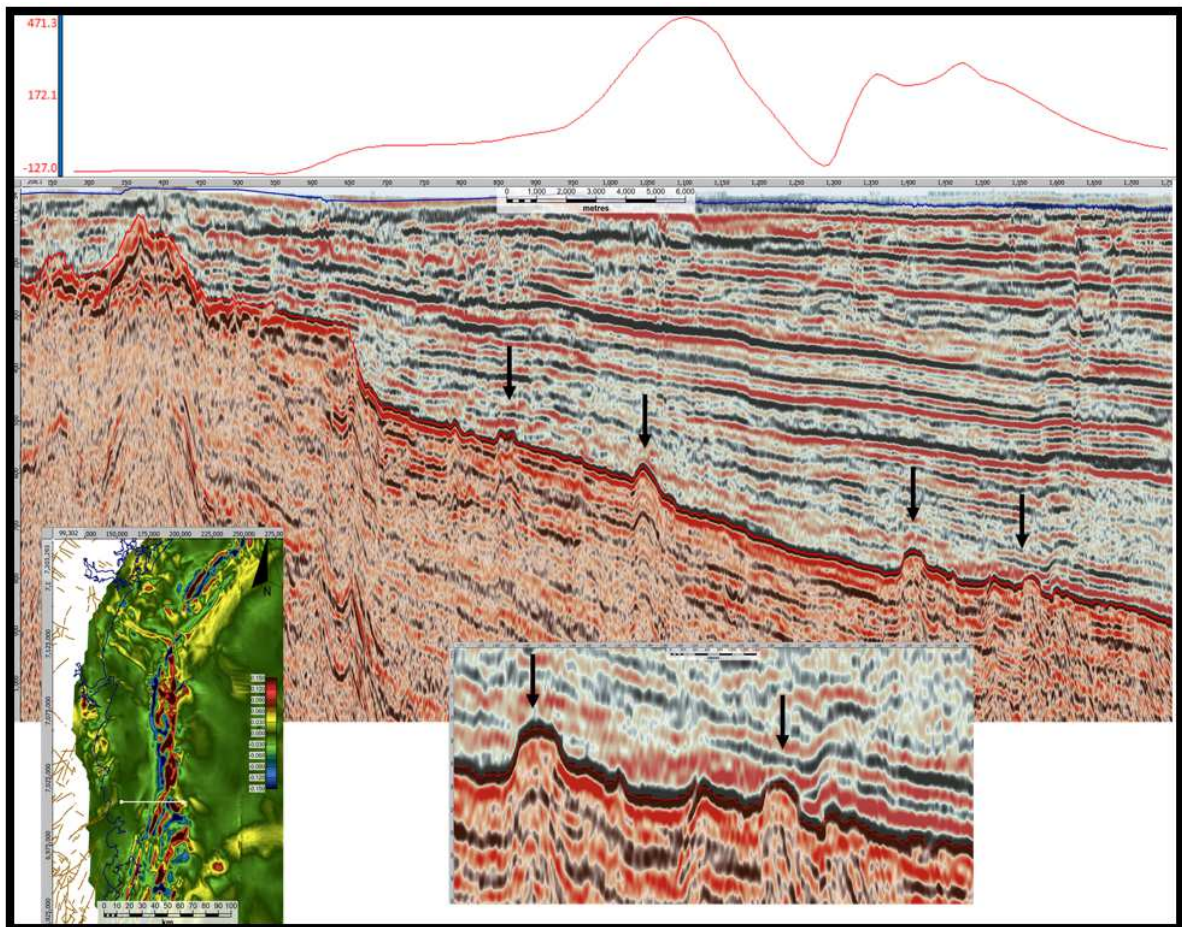
O mapa da primeira derivada vertical (fig.14) ressalta conteúdos de alta frequência associado as fontes magnéticas que estão dispostas mais próximas a superfície, neste caso os lineamentos magnéticos são evidenciados e o mapa mostra o prolongamento das anomalias na porção proximal da Bacia de Santos.

O mapa reduzido ao polo aponta a variação do comportamento geofísico desde região onshore até offshore sendo os conjuntos de lineamentos L1 causadores da perturbação do sinal (Fig 20). Após a linha de costa, no domínio D-I, há anomalias com amplitudes maiores

que 100 nT e orientadas ~N30E. O mapa RTP mostra que após o lineamento magnético o sinal não apresenta anomalias magnéticas pontuais e estabiliza a assinatura magnética.

Para analisar a expressão geofísica dos diques continentais na região offshore, interpretamos a linha sísmica de reflexão 0096 (Projeto 0248), localizada próximo à costa onde aflora o EDF, aqui identificada como S1 (Fig 21).

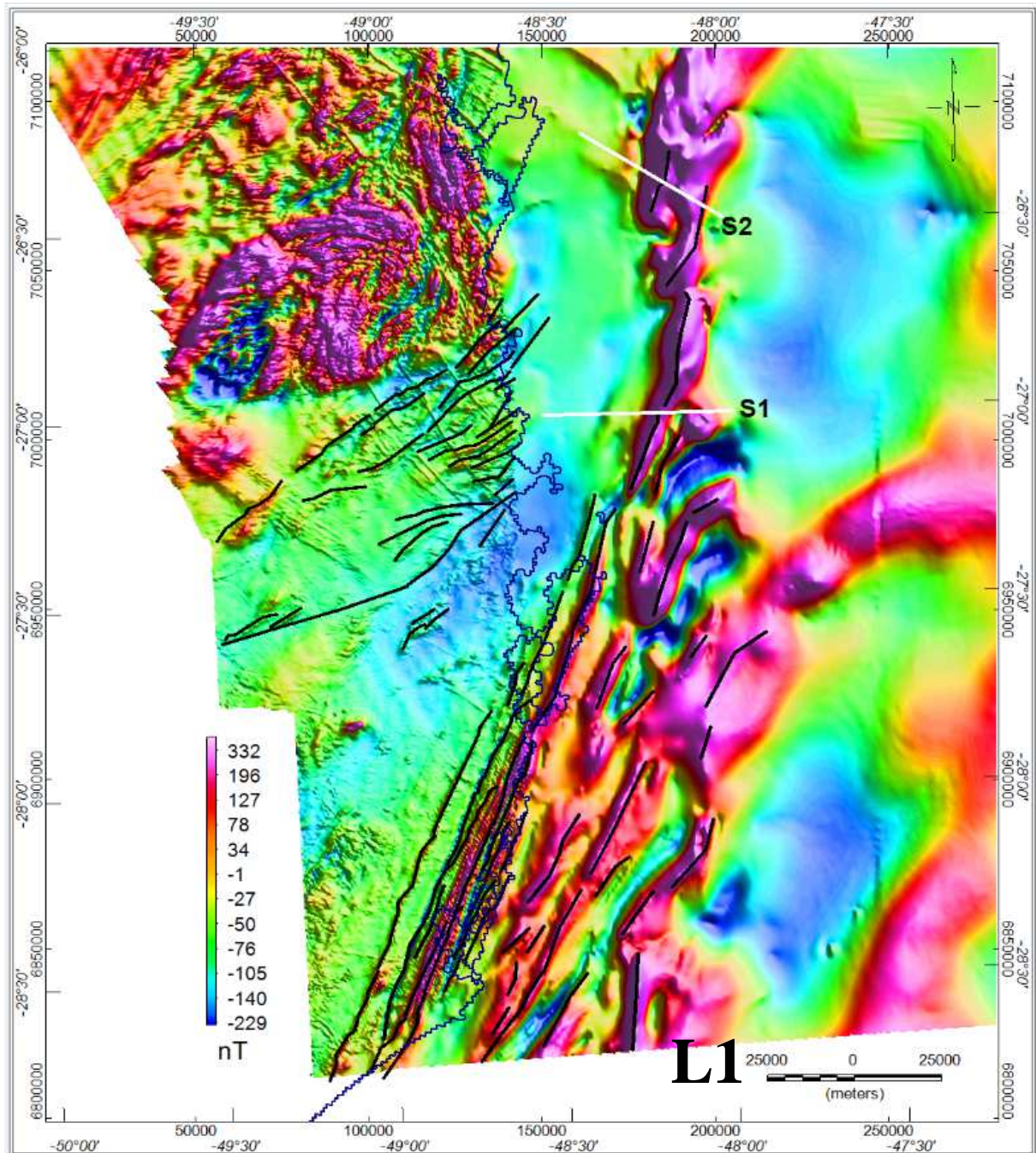
Figura 14 - Em detalhe a linha sísmica sobre o lineamento L1 associado aos de diques de Florianópolis com a variação da amplitude do campo magnético anômalo reduzido ao polo (linha vermelha) sobre a linha sísmica.



Fonte: A autora, 2021

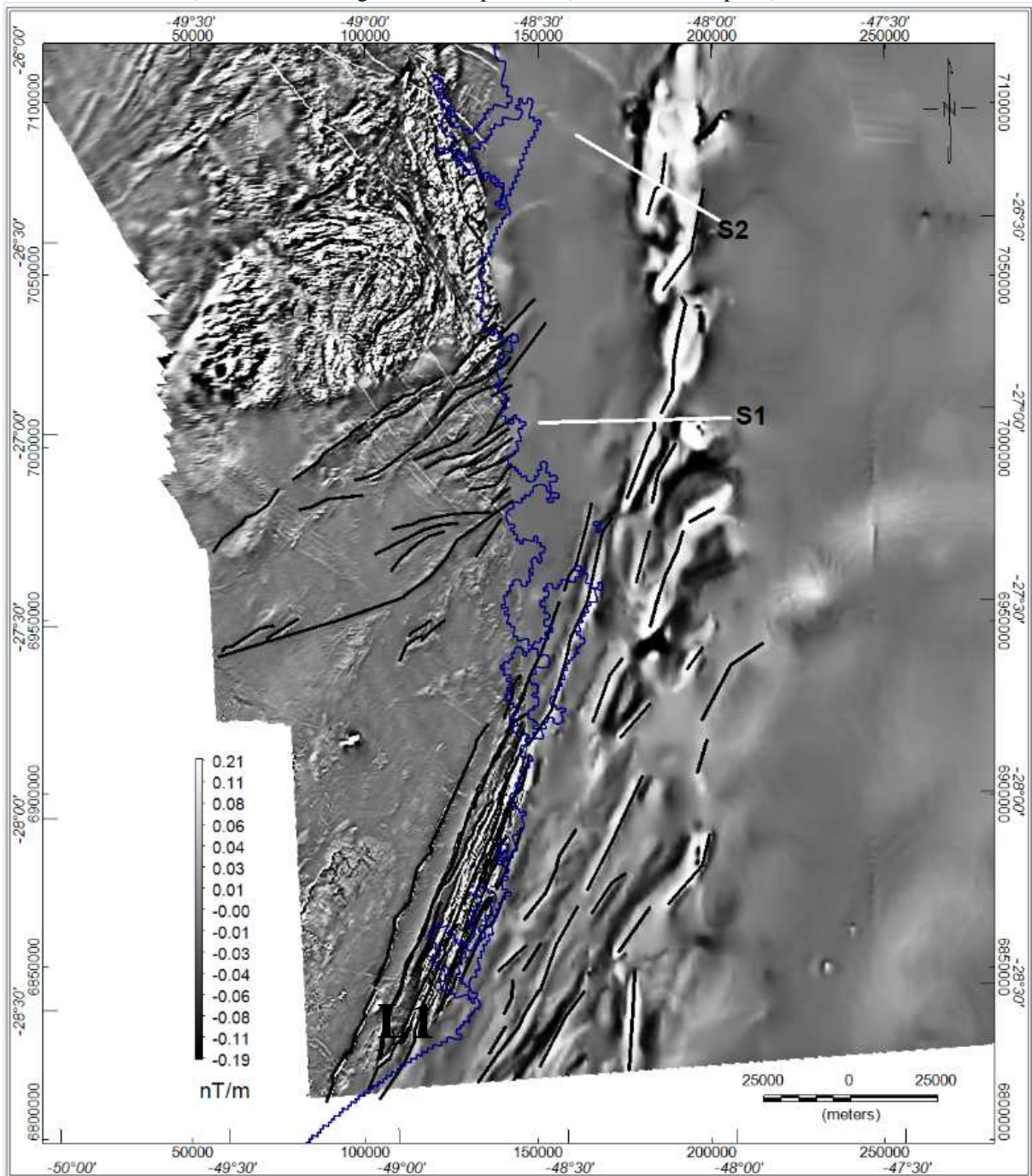
O topo do embasamento (linha vermelha na figura 19) mostra variações topográficas de comprimento de onda curto e $\sim 0,2$ s. (veja as setas pretas na figura 19). Observa-se que os horizontes superiores não são afetados e os estratos sedimentares sobrepõem-se ao embasamento, indicando que sua deposição foi pós-tectônica. Os altos estruturais do embasamento são coincidentes com picos positivos no perfil da anomalia magnética RTP sobre a parte norte de L1, sugerindo uma origem magmática.

Figura 15 - Em detalhe o Mapa do Campo Magnético Anômalo Reduzido ao Polo em L1 interpretado com linha de costa (linha azul contínua); lineamentos magnéticos interpretados (linhas contínuas preto) incluindo L1.



Fonte: A autora, 2021

Figura 21 - Em detalhe o Mapa da Primeira Derivada Vertical em L1 interpretado com linha de costa (linha azul contínua), lineamentos magnéticos interpretados (linhas contínuas preto) incluindo L1.



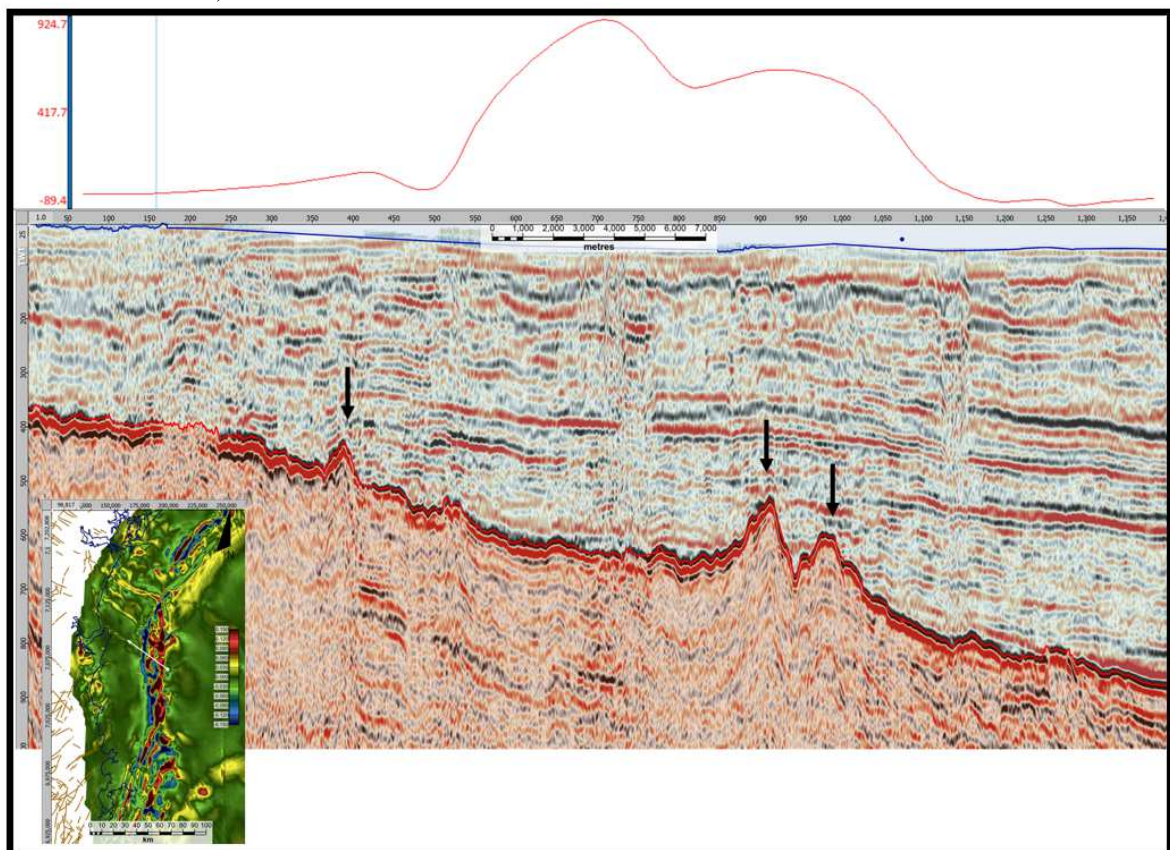
Fonte: A autora, 2021

4.2.2. Caracterização geofísica do Enxame de Diques de Ponta Grossa

O EDPG é expresso pelos lineamentos magnéticos L2 e L3, caracterizados por amplitudes que atingem 1000 nT e uma tendência principal ~ N50W. Eles exibem anomalias

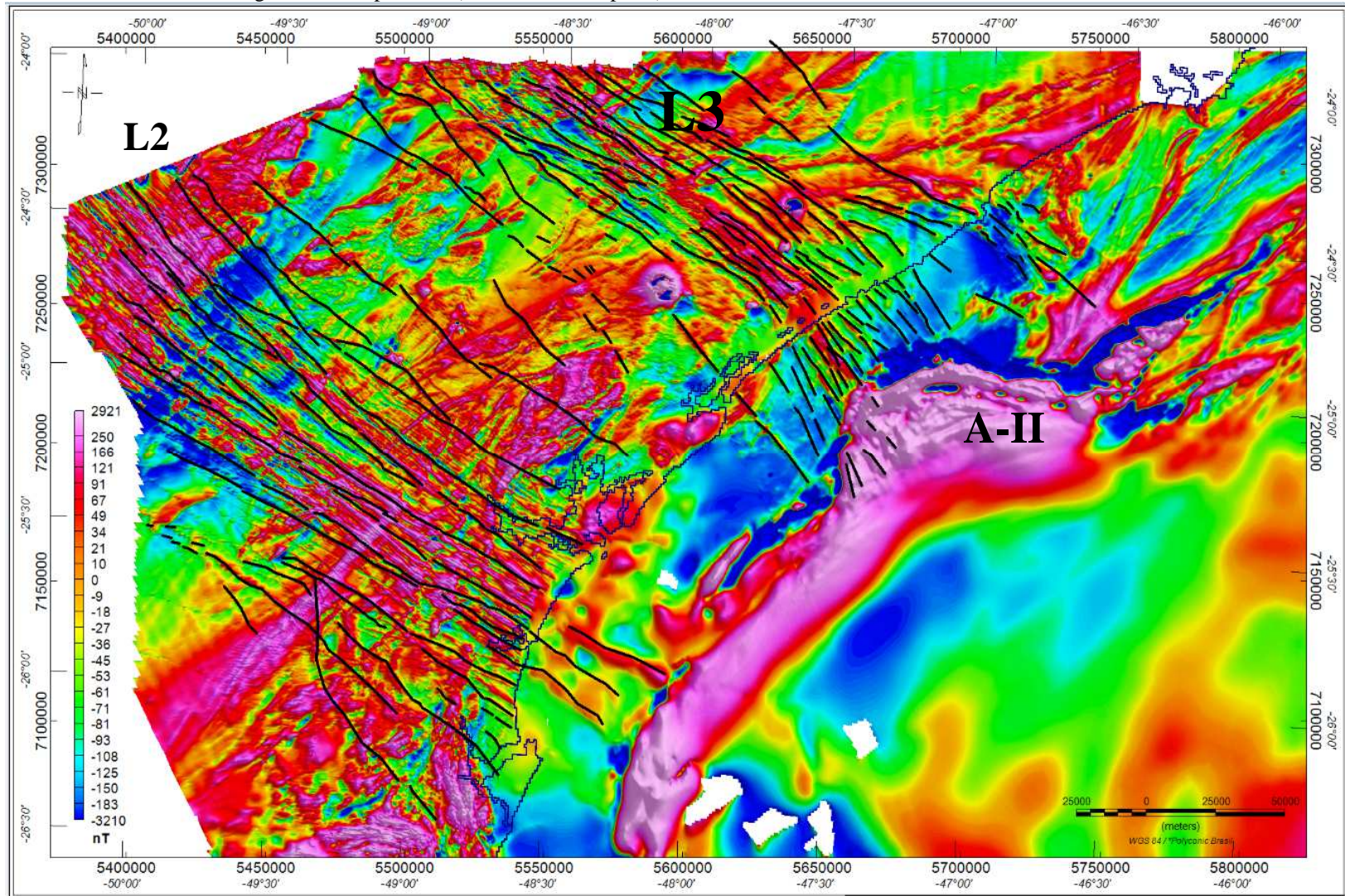
de alta frequência e comprimento de onda entre 1 a 3 km. Seu sinal continua na Bacia de Santos com comprimento de onda aumentado dentro do domínio D-I e são limitados ao sul pela anomalia A-I (fig. 23). Assim como o caso de EDF, o mapa da primeira derivada vertical focado em EDPG (fig.24) ressalta conteúdos de alta frequência associado as fontes magnéticas que estão dispostas mais próximas a superfície, neste caso os lineamentos magnéticos são evidenciados e o mapa mostra o prolongamento das anomalias na porção proximal da Bacia de Santos. Uma linha sísmica de reflexão localizada ao largo da costa no prolongamento sul de L2 (linha 0009, projeto 0247) exhibe os máximos topográficos no topo do embasamento acústico (Fig. 22). Esses altos mostram uma correlação direta com picos positivos no perfil de anomalia magnética RTP ao longo da área de prolongamento de L2 na bacia.

Figura 16 - Em detalhe a linha sísmica sobre o lineamento L2 associado aos enxames de diques de Ponta Grossa com valores da variação da amplitude do campo magnético anômalo reduzido ao polo (linha vermelha) sobre a linha sísmica.



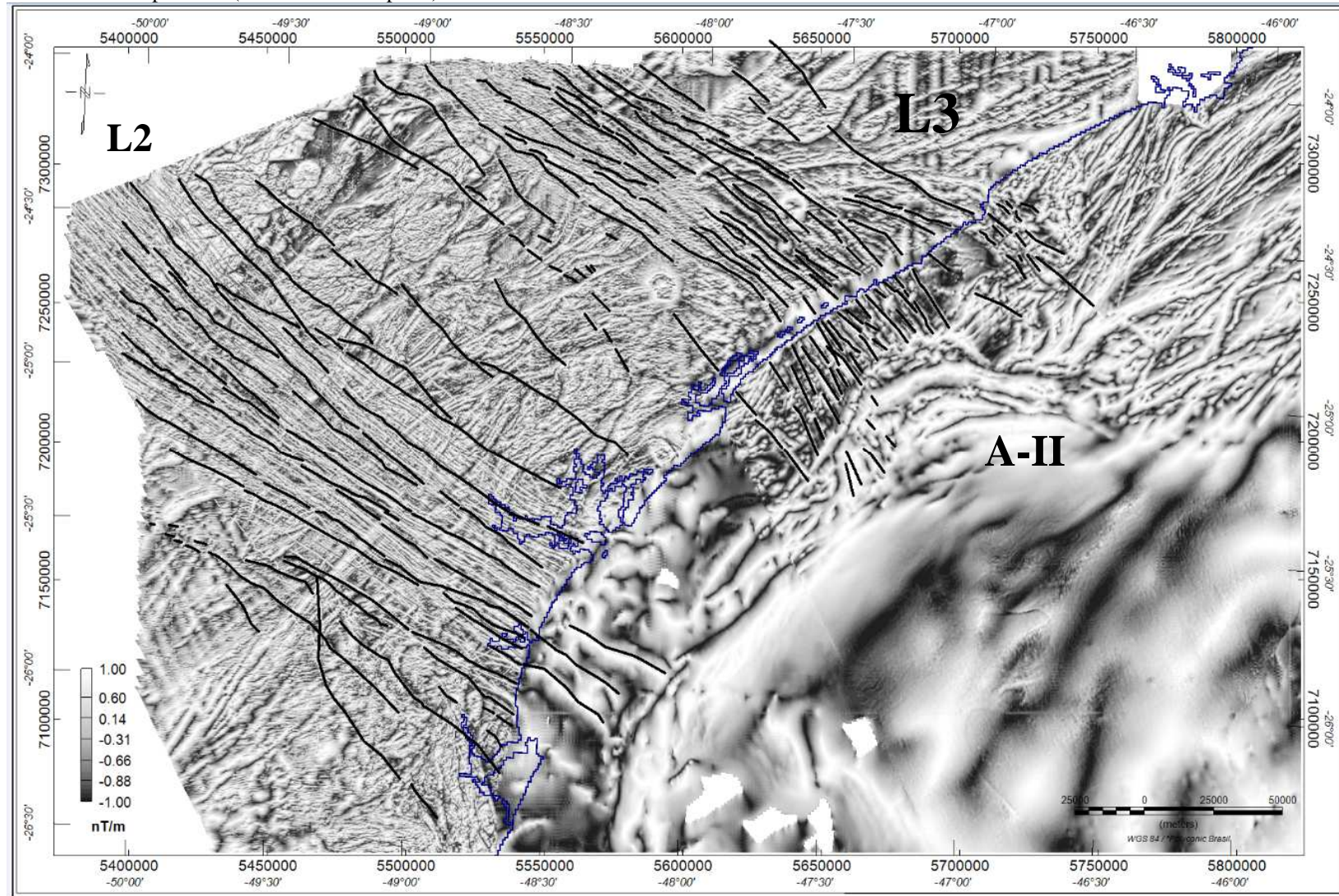
Fonte: A autora, 2021

Figura 17: Em detalhe o Mapa do Campo Magnético Anômalo Reduzido ao Polo em L2 e L3 interpretado com linha de costa (linha azul contínua), lineamentos magnéticos interpretados (linhas contínuas preto) e A-II.



Fonte: A autora, 2021

Figura 18 - Em detalhe o Mapa da Primeira Derivada Vertical em L2 e L3 interpretado com linha de costa (linha azul contínua), lineamentos magnéticos interpretados (linhas contínuas preto) e A-II.



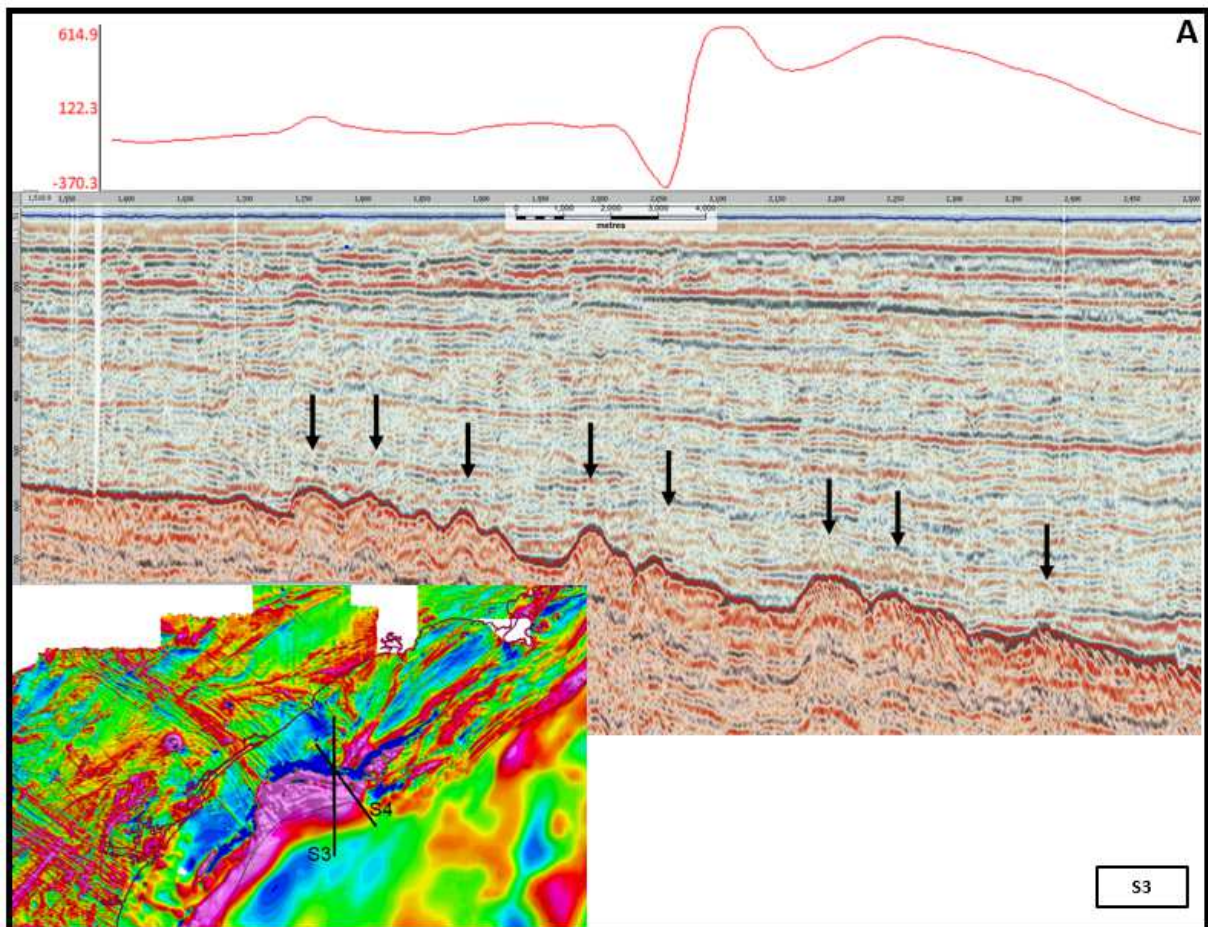
Fonte: A autora, 2021

4.2.3. Caracterização geofísica do Enxame de Diques Serra do Mar

Os lineamentos magnéticos L4 offshore correspondem a um sinal magnético semelhante (amplitude e orientação) ao do EDSM onshore, com tendência principal NNE, amplitudes entre 200 e 400 nT com comprimento de onda entre 1 - 5 km. Esses lineamentos exibem um padrão magnético contínuo na região de D-1 (offshore) (Fig. 28).

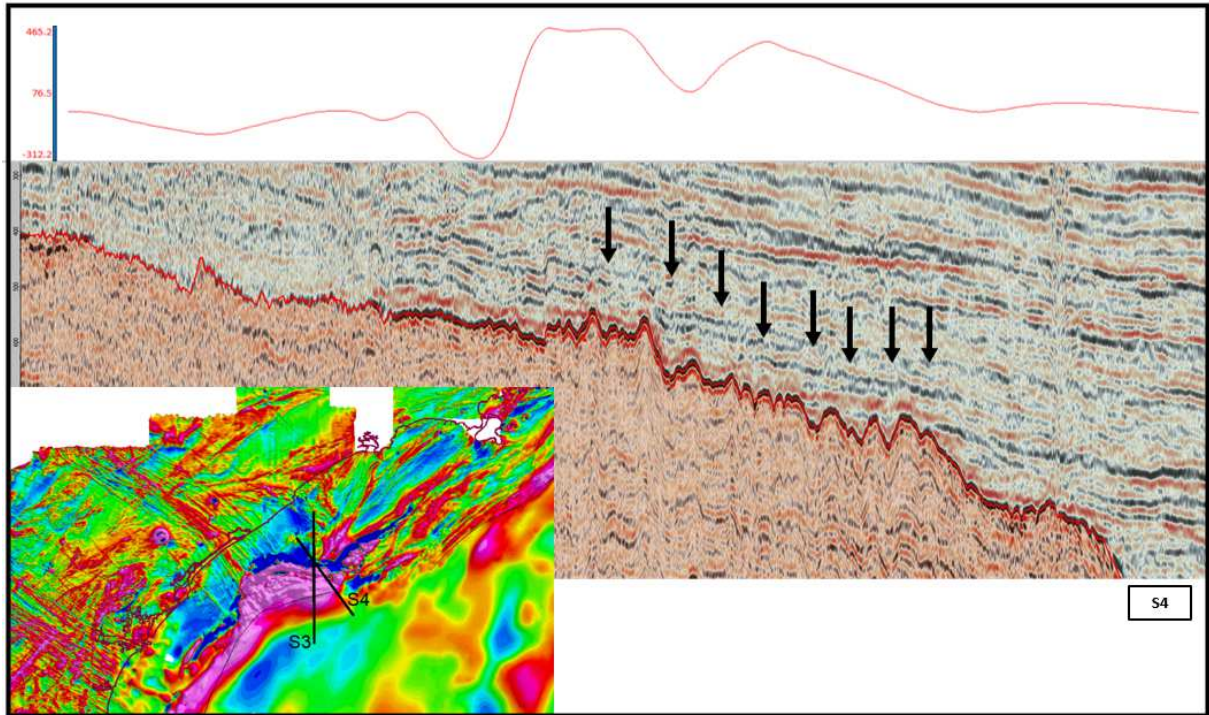
As linhas sísmicas de reflexão mais próximas de L4 estão localizadas no limite sul do segmento Norte. Ambas exibem o topo do embasamento acústico (marcado por uma linha vermelha na Fig. 25), com variações topográficas positivas de pequeno comprimento de onda. Esses altos topográficos também estão associados a picos no perfil de anomalia magnética RTP que são semelhantes ao sinal magnético do EDPG no continente.

Figura 19 - Em detalhe a linha sísmica sobre o lineamento L4 associado aos enxames de diques da Serra do Mar com valores da variação da amplitude do campo magnético anômalo reduzido ao polo (linha vermelha) sobre a linha sísmica.



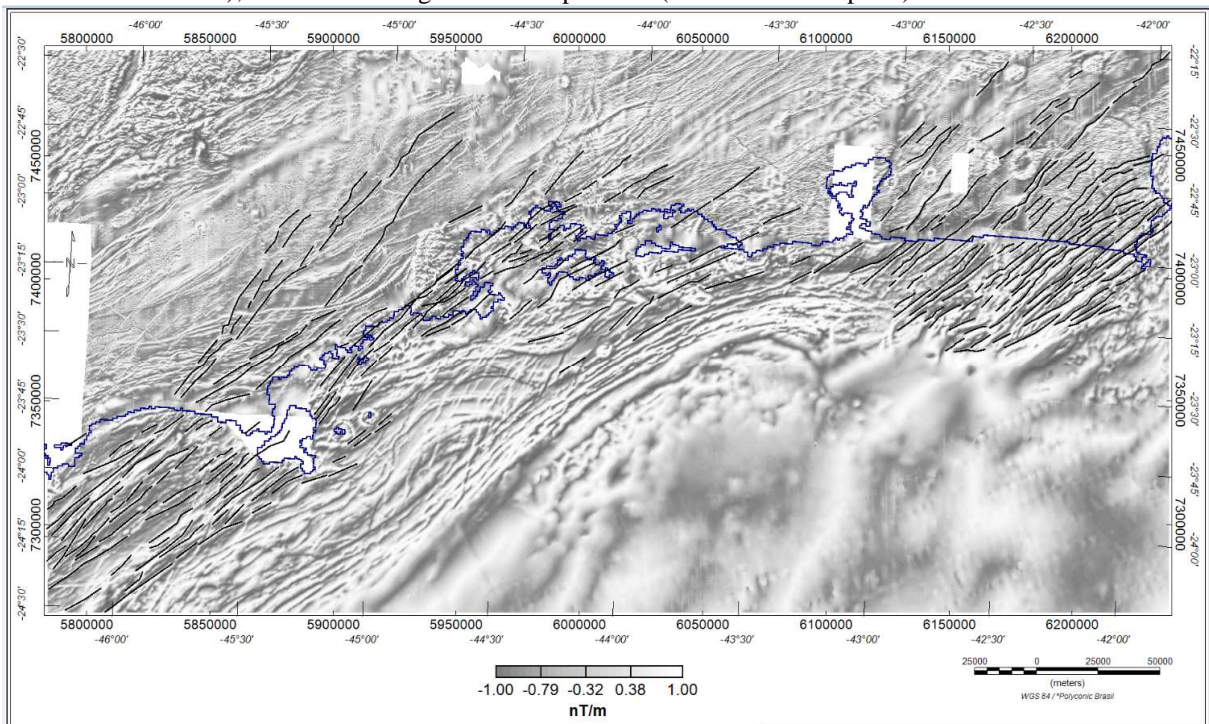
Fonte: A autora, 2021

Figura 20 - Em detalhe a linha sísmica sobre o lineamento L4 associado aos enxames de diques da Serra do Mar com valores da variação da amplitude do campo magnético anômalo reduzido ao polo (linha vermelha) sobre a linha sísmica.



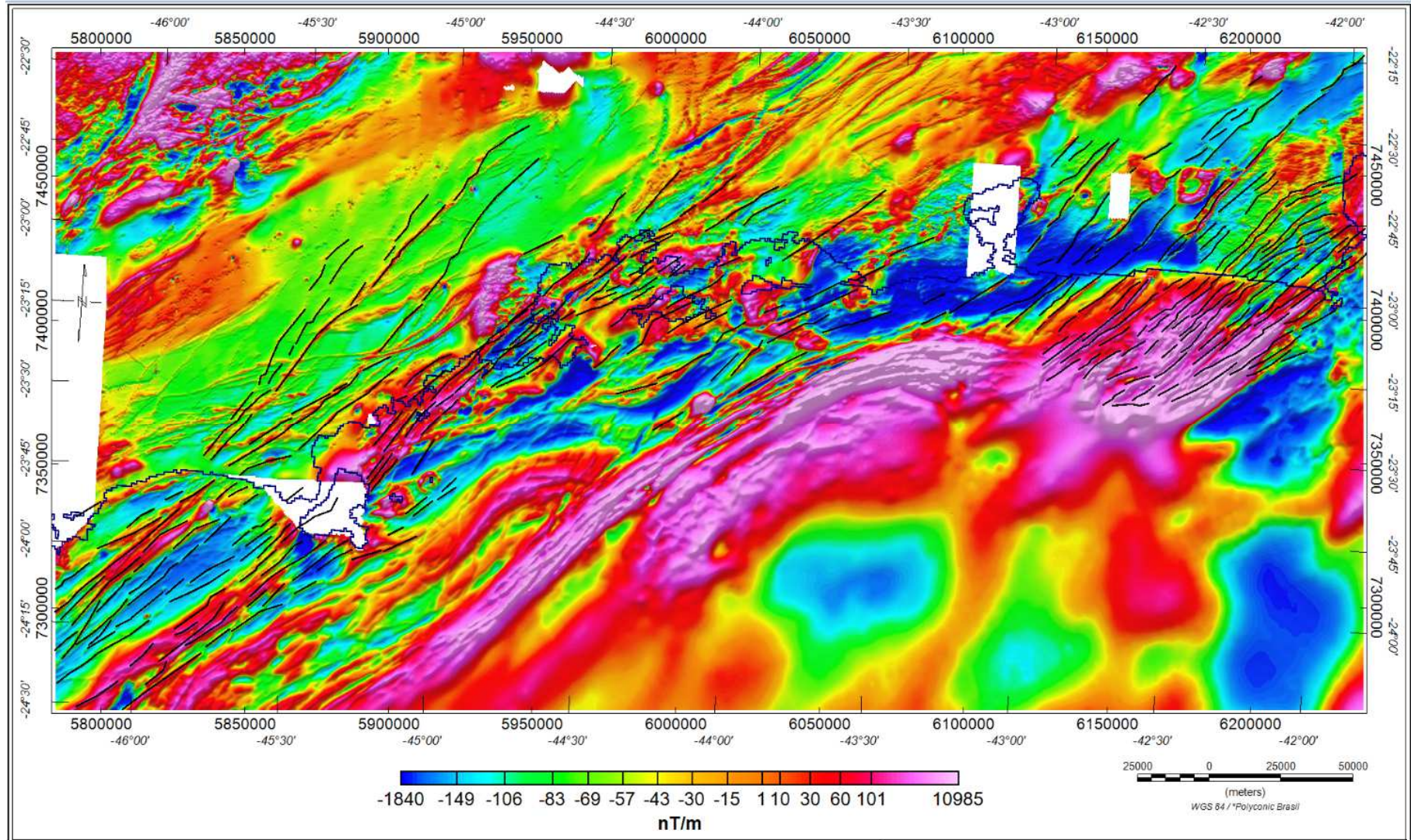
Fonte: A autora, 2021

Figura 21 - Em detalhe o Mapa da Primeira Derivada Vertical em L4 interpretado com linha de costa (linha azul contínua); lineamentos magnéticos interpretados (linhas contínuas preto).



Fonte: A autora, 2021

Figura 22 - Em detalhe o Mapa da Primeira Derivada Vertical em L4 interpretado com linha de costa (linha azul contínua), lineamentos magnéticos interpretados (linhas contínuas preto).



Fonte: A autora, 2021

5 DISCUSSÃO

5.1 Assinatura magnética dos domínios tectônicos continentais

Na região continental adjacente à Bacia de Santos, o padrão magnético observado no Segmento Sul foi interpretado como correspondendo às rochas da Faixa Dom Feliciano, tendo o seu limite norte coincidente com a Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó (figs. 1 e 16). A área caracterizada por baixa intensidade magnética entre o limite norte do Segmento Sul e anomalia magnética **A1** corresponde ao complexo Metamórfico de Brusque, provavelmente devido à presenças de suas sequências de rochas metassedimentares e granitóides (Basei et al., 2008, 2011), embora haja também a presença de metavulcânicas (fig 29). Nesta região, a orientação do padrão magnético é N60E coincide com o alinhamento dos corpos graníticos e os contatos geológicos de Brusque, conforme Bruno et al. (2018) (fig.19).

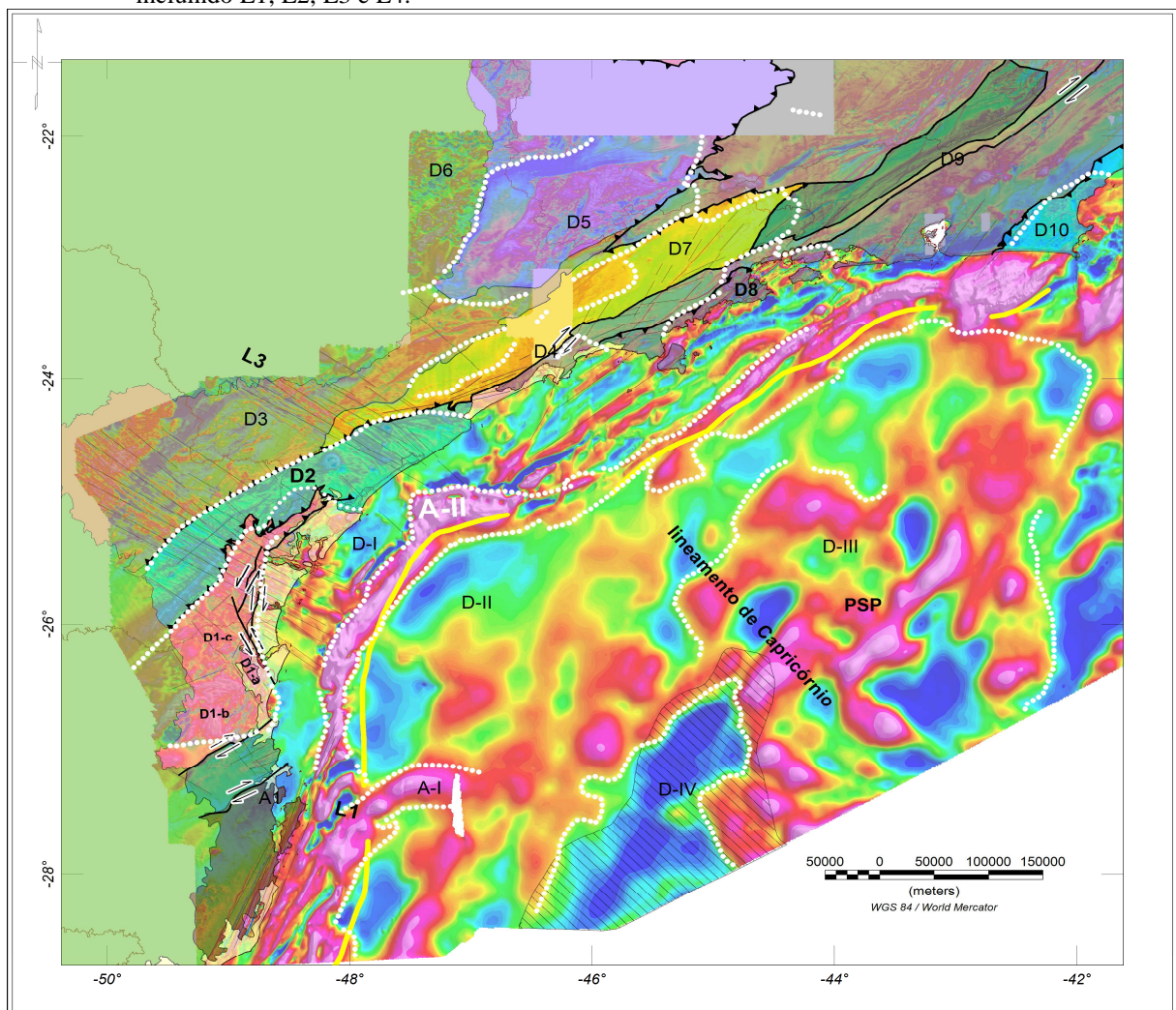
A anomalia magnética **A1** (fig. 16) corresponde ao Terreno Florianópolis, com seu limite norte coincidente com a zona de cisalhamento Major Gercino (fig. 17). As altas amplitudes observadas em **A1** podem estar relacionadas ao arco magmático que caracteriza o Terreno Florianópolis, conforme descrito por Basei et al. (2008).

O domínio **D1** pode estar relacionado ao Cráton Luis Alves (CLA), embora o mapeamento geológico deste seja incompleto. Sua cobertura vulcanosedimentar (Betiollo et al., 2018) se correlaciona positivamente com as anomalias magnéticas de alta frequência de **D1-B** e **D1-C**. O domínio **D1-A** corresponde parcialmente ao limite do CLA e a uma área de cobertura sedimentar Cenozóica. As anomalias magnéticas em **D1-A** são semelhantes em amplitude a **D1-B** (300 nT a 600 nT), mas com orientação aproximadamente N-S, o que pode indicar um regime tectônico diferente daquele em D1-b. Em **D1-B**, a forma elíptica das anomalias magnéticas, coincide com a forma do Domo de Pomerode. Esta grande estrutura é caracterizada pela foliação e bandamento de rochas granulíticas aflorantes de alto grau metamórfico, que podem ser responsáveis pelas variações de orientação observadas dos lineamentos magnéticos (Fig. 17), que exibem orientações NE-SW, NS e NW-SE regionalmente (Marques & Ernesto et al, 2011; Betiollo et al, 2018). O **D1-C** corresponde à parte norte do CLA, exibindo alguns lineamentos magnéticos como **L2**, possivelmente associado ao Bloco de Paranaguá e ao complexo granulítico de Luis Alves. Os domínios **D1-**

A e D1-C apresentação orientação aproximada N-S alternando para NE-SW e apresentam forma alongada.

O domínio **D2** de baixa amplitude magnética aparece correspondente ao embasamento gnáissico-migmatítico da microplaca Curitiba. As anomalias circulares de alta amplitude, evidenciadas principalmente pelos mapas da primeira derivada (fig. 14) e de ASA (fig.15), podem representar a presença de intrusões graníticas e alcalinas (fig. 21) (Araújo, 2012). Seu limite noroeste corresponde à Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão (LCSZ) que, segundo Passarelli et al. (2018) pode ser interpretada como uma zona de sutura entre o Terreno Curitiba a sudeste e a Faixa Ribeira (Terranos Embu / Apiaí) a noroeste (Basei et al. 1998b, 2008; Passarelli et al. 2011).

Figura 23 - Mapa integrado com as interpretações geofísicas extraídas do Mapa Reduzido ao Polo com litologia simplificada (transparência 50%) e mapa Mapa Reduzido ao Polo. Zona de Necking (linha amarela) (Stanton et al., 2014). Propagador Abimael (polígono hachurado) (Mohriak, 2001). Limite entre anomalias e domínios magnéticos (pontilhado branco, lineamentos magnéticos (linha preta contínua) incluindo L1, L2, L3 e L4.



Fonte: A autora, 2021

As variações de amplitude observadas no domínio magnético **D3** (-100 nT - +100 nT) parecem refletir a geologia heterogênea do Terreno Apiaí, com as assinaturas dos batólitos Cunhaporanga, Três Córregos e Agudos Grandes provavelmente mascaradas pelas anomalias de alta frequência associadas dos lineamentos magnéticos **L2** e **L3**, interpretados como representando o EDPG neste trabalho (figs. 13 e 16).

Os domínios **D4** e **D7** exibem altas amplitudes magnéticas de formas alongadas, com orientação aproximada N70E. O domínio **D7** apresenta um padrão magnético de baixa intensidade - conforme identificado no item 4.2 - com vários lineamentos magnéticos (**L4**). Embora ambos os domínios estejam inseridos no contexto do Terreno Embú, descrito como uma unidade Neoproterozóica de rochas metassedimentares, essas diferenças podem estar relacionadas a uma variação subsuperficial da geologia dentro do Terreno Embú, não descrita atualmente no mapa geológico (fig. 18).

O **D5** corresponde à área de Socorro-Guaxupé Nappe (Heilbron et al., 2004, 2008; Araujo, 2013). O sinal magnético de alta amplitude observado ao longo de **D6** parece estar associado aos derrames de basalto da Formação Serra Gera, na Bacia do Paraná (figs. 13 e 16) em acordo com Marques & Ernesto (2004) e Araújo (2012).

As altas intensidades magnéticas observadas no domínio magnético **D8** se destacam dos demais domínios magnéticos. Por sua amplitude e orientação, podem ser relacionadas com intrusões graníticas e diques de diabásio prolongando-se para a bacia e que afloram no embasamento gnáissico da Faixa Ribeira (Guedes et al, 2016; Raposo, 2020).

O **D9** é interpretado como uma única unidade correspondente aos terrenos Ocidental, Oriental e Paraíba do Sul, que não serão descritos em detalhes aqui (fig. 18). Os lineamentos magnéticos contínuos orientados ~ N50E a oeste do domínio parecem mudar de direção para N-S e podem estar relacionados a zonas de cisalhamento do evento Brasileiro. As anomalias circulares e sub-circulares de alta amplitude, que se destacaram nos mapas RTP (fig.13), DZ (fig.14, e ASA (fig.15), podem resultar das intrusões graníticas e alcalinas que ocorrem em toda região (Stanton et al., 2010).

O domínio **D10** representa o Domínio Tectônico de Cabo Frio. As rochas metamórficas de alto grau das rochas supracrustais exibem maior intensidade magnética do que o embasamento Paleoproterozóico associado ao domínio **D9**. As anomalias curvilíneas em sua parte nordeste foram interpretadas como associadas ao Limite Tectônico de Cabo Frio (Stanton et al., 2010).

5.2 Assinatura magnética na Bacia de Santos

Na porção *offshore*, os domínios magnéticos identificados podem contribuir para um melhor entendimento dos domínios marginais da Bacia de Santos bem como o magmatismo (Stanton et al., 2014; Stica et al., 2014; Rigoti, 2015). O **D-I** foi correlacionado com o domínio proximal da margem em função do padrão de mais alta frequência da Bacia de Santos associado, possivelmente, com fontes menos profundas (fig. 13).

O forte sinal magnético de **A-I** parece estar correlacionado ao Alto Florianópolis, anteriormente descrito como uma estrutura de natureza magmática segundo Lima (2013), que sugeria a presença de crosta vulcânica/oceânica.

A anomalia magnética identificada como **A-II** se correlaciona com a Zona de Necking e marca a transição entre os domínios proximal e distal (Fig. 2). As altas anomalias magnéticas lá (<300 nT) podem refletir fontes de magmatismo. O limite oceânico de **A-II** coincide com a linha de charneira cretácea/*highline* da Bacia de Santos (Zalán et al., 2012) (fig. 1). Na região sul, **A-II** exibe uma orientação NE-SW subparalela à linha de costa, sofendo uma inflexão para E-W em uma região coincidente com o Lineamento de Capricórnio, e assume uma orientação NE-SW para o norte. Concluimos que as mudanças na orientação do **A-II** podem estar refletindo as variações de orientação estrutural do rifte, geradas como resultado do rifteamento oblíquo da Bacia de Santos, conforme descrito por Moulin et al. (2013), criando um lineamento magnético em forma de “S” na margem proximal.

O padrão magnético “suave” de **D-II** está localizado na parte sul do domínio Distal da Bacia de Santos, com poucas e grandes anomalias magnéticas positivas. Ao sul mostra maiores amplitudes, que podem ser indicativas da presença de fontes magmáticas (Stanton et al., 2014).

A região do Platô de São Paulo é marcada por lineamentos magnéticos orientados NE-SW de alta amplitude, aqui identificados como parte do domínio **D-III**, que apresentam uma configuração escalonada. Esse padrão pode refletir as tendências estruturais resultantes da rifteamento oblíquo associado ao vulcanismo, uma vez que a frequência das anomalias magnéticas é alta. A observação de várias anomalias magnéticas circulares de alta amplitude (300 nT - 600 nT) e comprimento de onda curto na parte norte deste domínio pode ser devido à presença de intrusões / extrusões isoladas no domínio distal.

O domínio oceânico (**D-IV**) exibe uma anomalia em forma de “V”, semelhante à forma do propagador Abimael descrito por Mohriak (2001) (fig.13). Tal domínio apresenta uma anomalia negativa de grande amplitude, que pode estar relacionada à presença de fontes magnéticas reversas. Essa feição tem concordância com a anomalia G2, observada no mapa da anomalia de are livre.

O domínio **D-V** distal está associado a anomalias circulares de alta frequência, o que pode indicar a presença de intenso magmatismo Santoniano e/ou Eoceno, semelhante ao descrito por Moreira et al. (2006) para a região mais a oeste.

5.3 Enxames de diques *onshore* e suas extensões *offshore*

De acordo com Ussami et al. (1991) a anomalia magnética linear na região EDPG pode ser interpretada como resultante de diques fortemente magnetizados (> 4.000 nT), um conjunto de diques e / ou estruturas de embasamento preenchidos por diques. Portanto, interpretamos o **L1** como associado aos Enxame de Diques de Florianópolis. Os lineamentos **L2** e **L3** estão provavelmente relacionados aos Enxame de Diques do Arco de Ponta Grossa (Portela Filho & Ferreira, 2003). O **L4** é interpretado como refletindo os Enxames de Dique da Serra do Mar. A amplitude, intensidades e tendências observadas associadas aos lineamentos **L1**, **L2**, **L3** e **L4** estão de acordo com os estudos geofísicos realizados em enxames de diques nas regiões Sul e Sudeste do Brasil (Ussami et al., 1991; Portela Filho & Ferreira, 2003; Araujo, 2012; Pessano et al., 2021).

Os mapas magnéticos onshore e offshore integrados revelam que os lineamentos magnéticos **L1**, **L2**, **L3** e **L4** se estendem em offshore no domínio Proximal da Bacia de Santos, formando a anomalia magnética **AI**. Soma-se a disso, as linhas sísmicas proximais, especialmente, próximas a EDF e EDPG, indicam uma forte correlação entre os altos topográficos do embasamento acústico com picos positivos nos perfis de anomalias magnéticas na área dos lineamentos magnéticos **L1** e **L2** (Fig. 20 e 22). Tais evidências apontam a presença de estruturas de **alta magnetização** na região coincido com a extensão para offshore de **L1** e **L2**. Nesse sentido, a continuidade dos lineamentos **L1**, **L2**, **L3** e **L4** na porção offshore pode ser resultado da ocorrência dos enxames de dique EDF, EDPG e EDSM no domínio proximal da bacia, onde o embasamento é pouco afinado e raso.

O conjunto de direções desses enxames de diques na margem sudeste brasileira apresenta uma disposição "radial" configurando uma geometria similar à uma junção tríplice. Em comparação com estruturas relacionadas à separação da América do Sul e África, os enxames de diques mapeados aqui podem ser utilizados como indicadores do processo de rifteamento do Atlântico Sul, pois apresentam semelhanças com os enxames de diques estudados na margem oeste da África (Quirk et al., 2013; Florisbal et al., 2014; Trumbull et al. 2004; Almeida et al., 2021) (fig. 13-B). Essa configuração "radial" observada na margem sudeste do Brasil e da África, pode estar associada ao levantamento crustal devido à presença de uma pluma de manto, apesar de muito debate sobre o assunto, comumente associadas à geração de magmatismo intraplaca e formação de grandes províncias ígneas (Ernst & Buchan 1997, Ernst & Buchan 2001; Anderson 1995).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este estudo integra dados geofísicos *onshore* e *offshore* para o mapeamento dos enxames de diques continentais do Sudeste do Brasil e investiga seu prolongamento na Bacia de Santos. Apresentamos novos mapas magnéticos de alta resolução que permitiram a identificação de vários domínios magnéticos nas regiões continental e marginal, que refletem a presença de feições magmáticas. Algumas das características desses domínios exibem um padrão magnético linear de alta frequência indicativo da presença de enxames de diques. Através da análise magnética, foi observada uma continuidade na assinatura magnética destes lineamentos entre a região continental e o domínio proximal da Bacia de Santos. Concomitantemente, altos topográficos do topo do embasamento ocorrem na região de plataforma continental desta bacia, evidenciados através de dados sísmicos. Tais altos estão associados a picos positivos no perfil de anomalias magnéticas. Com base nestas evidenciamos, é proposto que os lineamentos magnéticos L1, L2, L3 e L4 identificados neste trabalho representam os enxames de diques do EDF, EDPG e EDSM e que estes apresentam um prolongamento na região offshore, na porção proximal da Bacia de Santos. A menor amplitude e frequência do sinal magnético observada na área *offshore* associada a esses enxames de diques provavelmente resulta do aumento da distância às fontes magnéticas em direção ao mar, as quais estão localizadas em maiores profundidades na margem naturalmente.

Diques individuais, conforme demonstrado por Ussami et al. (1991) não possuem espessura suficiente para serem evidenciados nos dados aeromagnéticos e estão abaixo da resolução de imageamento dos sísmicos. Portanto, interpretamos os padrões topográficos do topo do embasamento na bacia e os lineamentos magnéticos como representando grupos de diques ao invés de estruturas únicas, relacionados diretamente aos enxames de diques terrestres.

Este trabalho identificou padrões magnéticos ou “domínios” na Bacia de Santos que podem ser correlacionados com domínios tectonomagmáticos ainda desconhecidos, destacando um padrão magnético intenso no Platô de São Paulo. Os limites dos “domínios magnéticos” identificados no continente coincidem parcialmente com variações nos terrenos geológicos e com as zonas de cisalhamento conhecidas. Por analogia, os limites dos domínios

magnéticos na Bacia de Santos também podem refletir estruturas regionais como zonas de transferência.

O novo mapa magnético resultante deste trabalho contribui para integrar a região continental e a região marinha na área da Bacia de Santos. Estudos futuros e modelagem usando dados sísmicos de alta resolução são recomendados para investigar as fontes das anomalias identificadas neste trabalho.

REFERÊNCIAS

- ALLEMAND, P., BRUN, J.P. Relation between continental rift width and rheological layering of lithosphere: a working hypothesis. *Tectonophysics*, v. 188, p. 63–70, 1991
- ALMEIDA, F.F.M. Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro: DNPM/DGM, Boletim 241, p. 36, 1967.
- ALMEIDA, F.F.M. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. In: International Symposium on continental margins of Atlantic type, São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* v. 48, p. 15-26, 1976.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, 17, p. 29, 1981.
- ALMEIDA, J.; DIOS, F.; MOHRIAK, W.U.; VALERIANO, C.M.; HEILBRON, M.; EIRADO, L.G.; TOMAZZOLI, E. Pre-rift tectonic scenario of the Eo-Cretaceous Gondwana break-up along SE Brazil SW Africa: insights from tholeiitic mafic dyke swarms. *Conjugate Divergent Margins*. Geological Society, London, Special Publications, v. 369, 2013
- ALMEIDA, J.; HEILBRON, M; GUEDES, E.; NEUBAUER, F.; MANFRED, B.; KLAUSEN, M.B.; VALERIANO, C.M.; BRUNO, H.; GIRO, J.P.; McMASTER, M.; TETZNER, W. Pre-to-syn-rift tholeiitic magmatism in a transtensive hyperextended continental margin: Onshore and offshore magmatism of the Campos Basin, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v.108, 2021.
- ALVES, E.C. Zonas de Fraturas Oceânicas e suas Relações com a Compartimentação Tectônica do Sudeste do Brasil. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2002.
- AMANTE, C.; EAKINS, B.W. 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, 2009.
- ARAÚJO, S.A.C. Métodos Potenciais Aplicados ao Estudo do Arcabouço Crustal da Porção Meridional da Faixa Ribeira, Margem Continental da Bacia de Santos. Tese de mestrado. Universidade de Brasília, Brasília, 2012
- ASLANIAN, D. et al. Brazilian and African passive margins of the Central Segment of the South Atlantic Ocean: Kinematic constraints. *Tectonophysics*, [Amsterdam], v. 468, n. 1-4, p.98–112, 2009.
- ASMUS, H.E., 1975. Controle estrutural da deposição mesozóica nas bacias da margem continental brasileira. *Revista Brasileira Geociências*, v. 5 (3), p.160-75, 1975.
- ASMUS, H.E.; FERRARI, A. Hipótese sobre a causa do tectonismo Cenozoico na Região Sudeste do Brasil. *Série Projeto REMAC*, v. 4, p. 75-88, 1978

ASMUS, H.E.; PORTO, R. Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações. *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia*, v.31, p. 225-239, 1980.

ASMUS, H.E. *Geologia da margem continental brasileira: Geologia do Brasil*, MME/DPNPM, Brasília, p. 443-472, 1984

BARANOV, V. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, v. 22, p. 359-383, 1957.

BARANOV, V.; NAUDY, H. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, v. 29, p. 67-79, 1964.

BASEI, M.A.S.; SIGA Jr, O.; MACHIAVELLI, A.; MANCINI, F. Evolução tectônica dos terrenos entre os cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 22, p. 216-221, 1992.

BASEI, M.A.S.; McREATH, I.; SIGA Jr. O. The Santa Catarina Granulite Complex of Southern Brazil: a review. *Gondwana Research*, v. 1(3-4), p. 383-391, 1998.

BASEI, M.A.S.; FRIMMEL, H.E.; NUTTMAN, A.P.; PRECIOZZI, F. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 294, p. 239-256, 2008.

BASEI, M.A.S.; CAMPOS NETO, M.C.; CASTRO, N.A.; NUTTMAN, A.P.; WEMMER, M.T.; YAMAMOTO, M.T.; HUECK, M.; OSAKO, L.; SIGA Jr, O.; PASSARELLI, C.R. Tectonic evolution of the Brusque Group, Dom Feliciano belt, Santa Catarina. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 32, p. 324-350, 2011.

BASSETTO, M.; ALKMIM, F.; SZATMARI, P.; MOHRIAK, W. The oceanic segment of the Southern Brazilian margin: Morpho-structural domains and their tectonic significance. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, p. 235-259, 2000.

BETIOLLO, L.M.; IGLESIAS, C.M.F.; ROCHA, P.G. (2018). *Informe de Recursos Minerais: Área de Relevante Interesse Mineral, Integração geológica-geofísica e recursos minerais do Cráton Luis Alves*. 2018.

BLAICH, O.A.; FALEIDE, J.I.; TSIKALAS, F. Crustal breakup and continent-ocean transition at South Atlantic conjugate margins. *Journal of Geophysical Research*, v.116, 2011.

BOTT M.H.P. The Interior of the Earth: Structures and process. *Geological Magazine*, v.108 (6), p. 555-556, 1971.

BRUMATTI, M.; ALMEIDA, V.V.; SILVA, A.D.R.; Turra, B.B.; MAPA, F.B.; MARQUES, I.P. *Informe de Recursos Minerais: Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Rochas Alcalinas Da Porção Meridional Do Cinturão Ribeira*, v. 6, 2015.

BRUNE, S.; HEINE, C.; CLIFT, P.D.; PÉREZ-GUSSINYÉ, M. Rifted margin architecture and crustal rheology: reviewing iberia-newfoundland, central South Atlantic, and South China Sea. *Marine and Petroleum Geology*, v.79, p. 257–281, 2016.

BRUNO, H.; ALMEIDA, J.; HEILBRON, M.; SALOMÃO, M.; CURY, L. Architecture of major precambrian tectonic boundaries in the northern part of the Dom Feliciano Orogen, southern Brazil: Implications for the West Gondwana amalgamation. *Journal of South American Earth Sciences*, v.86, p. 301-317, 2018.

BUCK, W.R. Modes of continental lithospheric extension. *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p. 20161–20178, 1991.

BUENO, G.V.; MACHADO, J.R.D.L.; OLIVEIRA, J. A. B.; MARQUES, E.J.J. A Influência do “Lineamento Capricórnio” na Evolução Tectono-Sedimentar da Bacia de Santos. *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia*, v.44, 2004.

CAMPANHA, G.A.C. O papel do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira. Tese de livre docência. Universidade de São Paulo, São Paulo, 2022.

CAMPOS NETO, M.C. Orogenic systems from southwestern Gondwana, an approach to Brasiliano-pan African Cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. *Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil*, p. 335-365, 2000.

CHANG, H. K.; KOWSMANN, R.O.; FIGUEIREDO, A.M.F.; BENDER, A. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, v. 213, p. 97-138, 1992.

COBBOLD, P. R.; MEISLING, K. E.; MOUNT, V. S. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, v. 85, n. 11, p. 1925–1944, 2001

CORTI, G.; VAN WIJK, J.; BONINI, M.; SOKOUTIS, D.; CLOETINGH, S.; INNOCENTI, F.; MANETTI, P. Transition from continental break-up to punctiform seafloor spreading: how fast, symmetric and magmatic. *Geophysical Research Letters*, v. 30 (12), p. 1604, 2003.

COUTINHO, J. M. V. Enxame de diques da junção tríplice do Paraná, Brasil meridional. *Geologia USP. Série Científica*, v. 8, n. 2, p. 28-52, 2008.

DUNBAR, J.; SAWYER, D. Continental rifting at pre-existing lithospheric weaknesses. *Nature*, v.333, p. 450-452, 1988.

DUTRA, T.; VALENTE, S.; CORVAL. A.; ALMEIDA, J.C.H.; MONTEIRO, H. L. J.; WOLFRAM TETZNER, W.; VALLADARES, C.S. Diagramas Discriminantes para as suítes de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar a associações com a Província Paraná-Etendeka. *Anais do X Congresso Brasileiro de Geoquímica, Porto de Galinhas/PE*, 2005.

EAGLES G. New angles on South Atlantic opening. *Geophysical Journal International*, v. 168, p. 353-361, 2007

EIRADO, L. G.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J. C. H. Os Terrenos Tectônicos da Faixa Ribeira na Serra da Bocaina e na Baía da Ilha Grande, Sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 36 (3), p. 426-436, 2006

ERNESTO, M.; MARQUES, L. S.; PICCIRILLO, E. M.; MOLINA, E. C.; USSAMI, N.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G. Paraná magmatic Province Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.118, n. 1-2, p. 15-36, 2002.

EVAIN, M.; AFILHADO, A.; RIGOTI, C.; LOUREIRO, A.; ALVES, D.; KLINGELHOEFER, F.; SCHNURLE, P.; FELD, A.; SOARES, J.; VINICIUS, L.M.; CORELA, C.; MATIAS, L.; BENABDELLOUAHED, M.; BALTZER, A.; RABINEAU, M.; VIANA, A.; MOULIN, M.; ASLANIAN, D. Deep structure of the Santos Basin-São Paulo Plateau system, SE Brazil. *Journal of Geophysical Research-solid Earth*, v. 120 (8), p. 5401–5431, 2015

FERNANDES, G.; SCHMITT, R.; BONGIOLO, E.; BASEI, M.; MENDES, J. Unraveling the tectonic evolution of a Neoproterozoic–Cambrian active margin in the Ribeira Orogen (SE Brazil): U–Pb and Lu–Hf provenance data. *Precambrian Research*, v. 266, 2015.

FERREIRA, F.J.F.; MORAES, R.A.V.; FERRARI, M.P.; VIANNA, R.B. Contribuição ao estudo do Alinhamento Estrutural de Guapiara. *Atas do Simpósio Regional de Geologia, Curitiba, Brasil*, v.3, p. 226-240, 1981.

FLORISBAL, L.M.; HEAMAN, L.M.; JANASSI, V.A.; BITENCOURT, M.F. Tectonic significance of the Florianópolis Dyke Swarm, Paraná–Etendeka Magmatic Province: A reappraisal based on precise U–Pb dating. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 289, p. 140-150, 2014.

FORNERO, S. A.; MARINS, G. M.; LOBO, J. T.; FREIRE, A. F. M.; LIMA, E. F. Characterization of subaerial volcanic facies using acoustic image logs: Lithofacies and log-facies of a lava-flow deposit in the Brazilian pre-salt, deepwater of Santos Basin. *Marine and Petroleum Geology*, v. 99, p. 156–174, 2019.

GUEDES, E.; HEILBRON, M.; VASCONCELOS, P.M.; VALERIANO, C.D.M.; ALMEIDA, J.C.H.D.; TEIXEIRA, W.; THOMAZ FILHO, A. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of dikes emplaced in the onshore basement of the Santos Basin, Resende area, SE Brazil: implications for the south Atlantic opening and Tertiary reactivation. *Journal of South American Earth Science*, v. 18, p. 371–382, 2005.

GUEDES, E.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C.; ALMEIDA, J.C.H., SZATMARI, P. Evidence of Gondwana early rifting process recorded by Resende-Ilha Grande Dike Swarm, southern Rio de Janeiro, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 67, p.11-24, 2016.

HARTMANN, L.A.; SELVA, L.C.; ORLANDI, V, F. O Complexo Granulítico de Santa Catarina. Descrição e implicações genéticas. *Acta Geologica*, v. 6, p. 93-112, 1979.

HEILBRON, M.; MOHRIAK, W. U.; VALERIANO, C. M.; MILANI, E.J.; ALMEIDA, J.; TUPINAMBÁ, M. From collision to extension: The roots of the southeastern continental

margin of Brazil. Atlantic Rifts and continental margins. American Geophysical Union, Geophysical Monographs, v. 115, p. 1–32, 2000.

HEILBRON, M.; MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, v. 125, p. 87-112, 2003.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS NETO, M. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R. A. J.; JANASI, V. A. *Província Mantiqueira: O Desvendar de Um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca Produções Culturais Ltda. 203-234, 2004.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; TASSINARI, C.C.G.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M.; SIGA Jr., O.; TROUW, R.J.A. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. *Geological Society of London. London*, v. 294, p. 211-237, 2008.

HEILBRON, M.; EIRADO, L.G.; ALMEIDA, J.C.H. Mapa Geológico e de Recursos, Minerais do Estado do Rio de Janeiro. Escala 1:400.000. Programa Geologia do Brasil (GB), Mapas Geológicos Estaduais. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 2016.

IGLESIAS, C.M.F.; ZERFASS, H.; SILVA, M.A.S.; KLEIN, C. Mapa Geológico da Folha Joinville – SG.22-Z-B. Brasília, CPRM, escala 1:250.000, 2011.

KARNER, G.D. Rifts of the Campos and Santos Basins, Southeastern Brazil: Distribution and timing. *AAPG Memoir*, p. 301-315, 2000.

KOWSMANN, R. O.; COSTA, M. P. A.; ALMEIDA, H. P.; GUIMARÃES, P. P. D.; BOA HORA, M. P. Geologia Estrutural do Platô De São Paulo. *Anais do Congresso Brasileiro De Geologia*, Salvador, v. 32, p. 1558-1569, 1982.

KUMAR, N.; GAMBOA, L. A. P. Evolution of the Sao Paulo Plateau (southeastern Brazilian margin) and implications for the early history of the South Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, v. 90, n. 3, p. 281-293, 1979.

KUSZNIR, N.J.; PARK, R.G. The extensional strength of the continental lithosphere: its dependance on geothermal gradient, crustal composition and thickness. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 28, p. 35-52, 1987.

LUYENDYK, A.P.J. Processing of Airborne Magnetic Data. *Journal of Australian Geology and Geophysics*, v.17, p. 31-38, 1997.

MANATSCHAL, G.; LAVIER, L.; CHENIN, P. 2015. The role of inheritance in structuring hyperextended rift systems: Some considerations based on observations and numerical modelling. *Gondwana Research*, v. 27, p. 140–164, 2015.

MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; TREIN, E. Intrusivas básicas Jurássico-Cretáceas do Primeiro Planalto do Paraná: Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subseqüentes da porção oriental

do estado do Paraná. Curitiba: Boletim Paranaense de Geociências, n. 23-25, p. 307-324, 1967

MARQUES, L.S.; ERNESTO, M. O Magmatismo Toleítico da Bacia do Paraná. Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca Produções Culturais, p. 245-263, 2004.

MARQUES, L. S.; ERNESTO, M.; PICCIRILLO, E. M.; BELLINI, G.; FIGUEIREDO, A. M. G.; MIN, A. Identificação de diferentes pulsos magmáticos no Enxame de Diques Toleíticos da Serra do Mar. Anais do III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, p. 289-293, 2005.

MEISLING, K.E.; COBBOLD, P.R.; MOUNT, V.S. Segmentation of an Obliquely Rifted Margin, Campos and Santos Basins, Southeastern Brazil. AAPG Bulletin, v. 85, p. 1903-1924, 2001.

MINTY, B.R.S. Simple micro-levelling for aeromagnetic data. Exploration Geophysics, v. 22, p. 91-592, 1991.

MIO, E. Modelagem crustal da Bacia de Santos pela Integração de métodos geofísicos. Tese de Mestrado, Universidade do Estado de São Paulo, Rio Claro, 2005.

MIZUSAKI, A.M.P.; MOHRIAK, W.U. Sequências Vulcano-Sedimentares na Região da Plataforma Continental de Cabo Frio, RJ. Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, v. 37, p. 468-469, 1992.

MIZUSAKI, A.M.P.; THOMAZ-FILHO, A.; MILANI, E.J.; CÉSERO, P. Mesozoic and Cenozoic Igneous Activity and its Tectonic Control in Northeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, v. 15, p. 183-198, 2002.

MOHRIAK, W. U.; GOMES, P. O.; Oliveira, J. A. B. Análise Regional do Rifte da Bacia de Santos. Rio de Janeiro: Petrobras. Relatório Interno, 2000.

MOHRIAK, W. U. South Atlantic Ocean Salt Tectonics, Volcanic Centers, Fracture Zones and their relationship with the origin and evolution of the South Atlantic Ocean: geophysical evidence in the Brazilian and West African margins. 7th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, p.1594-1597, 2001.

MOHRIAK, W. U. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM, São Paulo, Capítulo III, p. 87-165, 2003.

MOREIRA, J. L. P.; MADEIRA, C. V.; GIL, J. A.; MACHADO, M. A. P. Bacia de Santos. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 15, n. 2, p. 531-549, 2007.

MOULIN, M.; ASLANIAN, D.; PATRIAT, M. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. Earth-Science Reviews, v. 97, p. 59-95, 2010.

MOULIN, M.; ASLANIAN, D.; RABINEAU, M.; PATRIAT, M. A.; Luis, M. Kinematic keys of the Santos-Namibe basins. Geological Society of London Special Publications, v. 369, p. 91-107, 2013.

NUNES, M.C.V.; VIVIERS, M.C.; LANA, C.C. 2004. Bacias sedimentares brasileiras – Bacia de Santos. Phoenix, v. 6, p. 1-6, 2004.

O'CONNOR, J. M.; DUNCAN, R. A. Evolution of the Walvis-Ridge-Rio Grande Rise hotspot system: implications for African and South American plate motions over plumes. *Journal of Geophysical Research*, v. 95 (17), p. 474-502, 1990.

OREIRO, S.; CUPERTINO, J.; SZATMARI, P.; FILHO, A. Influence of pre-salt alignments in post-Aptian magmatism in the Cabo Frio High and its surroundings, Santos and Campos basins, SE Brazil: An example of non-plume-related magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, v.25, p. 116-131, 2008.

PASSARELLI, C.R.; BASEI, M.A.S.; WEMMER, K.; SIGA Jr, O.; OYHANTÇABAL, P. Major shear zones of southern Brazil and Uruguay: escape tectonics in the eastern border of Rio de La plata and Paranapanema cratons during the Western Gondwana amalgamation. *International Journal of Earth Science*, v. 100, p. 391–414, 2011.

PASSARELLI C.R.; VERMA, S.K.; McREATH, I.; BASEI, M.A.S.; SIGA Jr, O. Tracing the history from Rodinia break-up to the Gondwana amalgamation in the Embu Terrane, southern Ribeira Belt, Brazil, *Lithos*, v. 342–343, p.1-17, 2019.

PAULA, O.B.; Mohriak, W.U. Interpretação estrutural das megafeições da Bacia de Santos. 2005. Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 10, Curitiba. *Boletim Curitiba: SBG/Núcleo PR*, p. 94-96, 2005.

PESSANO, P.C.; GANADE, C.E.; TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W. Updated map of the mafic dike swarms of Brazil based on airborne geophysical data. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 107, 2021

PEREIRA, M.J.; BARBOSA, C.M.; AGRA, J.; GOMES, J.B.; ARANHA, L.G.F.; SAITO, M.; RAMOS, M.A.; CARVALHO, M.; STAMATO, M.; BAGNI, O. Estratigrafia da Bacia de Santos: Análise das sequências, sistemas deposicionais e revisão litoestratigráfica. *Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 1, p. 65-79, 1986.

PEREIRA, M. J.; MACEDO, J. M. A Bacia De Santos: Perspectivas de uma Nova Província Petrolífera na Plataforma Continental Sudeste Brasileira. *Boletim Geociências da Petrobras*, v. 4, p. 3-11, 1990.

PEREIRA, M. J.; FEIJÓ, F. J. Bacia De Santos. Estratigrafia das Bacias Sedimentares do Brasil. *Boletim De Geociências da Petrobras*, v.8, n.1, p. 219-234, 1994.

PERON-PIVINDIC, G.; MANATSCHAL, G.; OSMUNDSEN, P.T. Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: A review of observations and concepts. *Marine and Petroleum Geology*, v. 43, p. 21-47, 2013.

PHILIPP, R.P.; PIMENTEL, M.M.; CHEMALE Jr, F. Tectonic Evolution of The Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal Geology*, v. 46, p. 83–104, 2016.

PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A.J. The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects. São Paulo, Brasil: IAG-USP, p. 600, 1988.

PORTELA FILHO, C.V.; FERREIRA, F.J.F. Estimativas das taxas de extensão crustal da região central do Arco de Ponta Grossa (Bacia do Paraná) com base em modelagens aeromagnéticas. VIII Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, SBGF Rio de Janeiro, Resumos Expandidos, 2003.

RAPOSO, I.; ERNESTO, M.; RENNE, P. Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the early Cretaceous Florianópolis dike swarm (Santa Catarina Island), Southern Brazil. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 108, p. 275-290, 1998

RAPOSO, M.I.B. Magnetic fabrics of the Cretaceous dike swarms from São Paulo coastline (SE Brazil): Its relationship with South Atlantic Ocean opening. *Tectonophysics*, v.721, p. 395-414, 2017.

RAPOSO, M.I.B. Emplacement of dike swarms from the island of Ilhabela (SE Brazil) and its relationship with the South Atlantic Ocean opening revealed by magnetic fabrics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 301, 2020.

REEVES, C. Aeromagnetic Surveys: Principles, Practice and Interpretation. Geosoft. E-book. p. P34-35, 2005.

RENNE, P.R.; ERNESTO, M.; PACCA, I.I.G.; COE, R.S.; GLEN, J.M.; PRÉVOT, M.; PERRIN, M. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwana, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, v. 258, p. 975-979, 1992.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L.G.; FERRARI, A.L. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. *Geologia do Continente Sul-Americano – Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, p. 383-405, 2004.

RICHETTI, P. C.; SCHMITT, R. S.; REEVES, C. Dividing the South American continent to fit a Gondwana reconstruction: A model based on continental geology. *Tectonophysics*, v. 747, p. 79-98, 2018.

RIGOTI, C. Evolução tectônica da Bacia de Santos com ênfase na geometria crustal: Interpretação integrada de dados de sísmica de reflexão e refração, gravimetria e magnetometria. Tese de mestrado. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.

SANDWELL, D. T.; MÜLLER, R. D.; SMITH, W. H. F.; GARCIA, E.; FRANCIS, R. New global marine gravity model from Cryo-Sat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure. *Science*, v. 346, p. 65-67, 2014.

SCHMITT, R.S.; TROW, R. A. J.; VAN SCHMUS, W.R.; PIMENTEL, M.M. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, v. 133, p. 29–61, 2004.

SCHMITT, R.S.; TROW, R. A. J.; VAN SCHMUS, W.R.; PASSCHIER, C.W. Cambrian; orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil) and correlations within West Gondwana: ties that bind underwater. Geological Society, London, Special Publications, v. 294, p. 279-296, 2008.

SIAL, A.N.; OLIVEIRA, E.P.; CHOUDHURI, A. Mafic dyke swarms of Brazil. Geological Association of Canada Special Paper, v.34, p. 467-481, 1987.

SIGA Jr. O. Geocronologia da porção sul do Terreno Apiaí: implicações tectônicas. Tese de Livre- Docência. Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

SILVA, L.C.; ARMSTRONG, R.; NOCE, C.M.; PIMENTEL, M.M.; PEDROSA SOARES, A.C.; LEITE, C.; VIEIRA, V.S.; PAES, V.C. Reavaliação U-Pb SHRIMP em terrenos pré-cambrianos brasileiros. Parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. Revista Brasileira de Geociências, v.32, p. 513-528, 2002.

STANTON, N. Caracterização Crustal da Margem Sudeste Brasileira através da Magnetometria e suas Implicações Tectônicas. Tese de doutorado. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2009

STANTON, N.; SCHMITT, R.S.; GALDEANO, A.; MAIA, M.; MANE, M. Crustal structure of the southeastern brazilian margin, Campos basin, from aeromagnetic data: new kinematic constraints. Tectonophysics, v. 490, p. 15–27, 2010.

STANTON N.; PONTE-NETO C.; BIJANI R.; MASINI E.; FONTES S.; FLEXOR, J.M. A geophysical view of the Southeastern Brazilian margin at Santos Basin: Insights into rifting evolution. Journal of South American Earth Sciences, v.55, p 141-154, 2014.

STANTON, N.; KUSZNIR, N.; GORDON, A.; SCHMITT, R. Architecture and Tectono-magmatic evolution of the Campos Rifted Margin: Control of OCT structure by basement inheritance. Marine and Petroleum Geology, v.100, p. 43-59, 2019.

STICA, J.; ZALÁN, P.; FERRARI, A. The evolution of rifting on the volcanic margin of the Pelotas Basin and the contextualization of the Paraná–Etendeka LIP in the separation of Gondwana in the South Atlantic. Marine and Petroleum Geology, v.50, p.1–21, 2014.

TOMBA, C. L. B. Análise Estrutural dos Enxames de Diques Máficos Eocretáceos do Sul-Sudeste do Brasil. Tese de doutorado. Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.

TOMMASI, A.; Vauchez, A. Continental rifting parallel to ancient collisional belts: an effect of the mechanical anisotropy of the lithospheric mantle. Earth Planet Science Letter v.185, p. 199–210, 2001.

TORSVIK, T. H.; ROUSSE, S.; LABAILS, C.; SMETHURST, M. A. A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. Geophysical Journal International, v. 177, p. 1315–1333, 2009.

TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. Evolução Tectônica e Magmática da Faixa Ribeira entre o Neoproterozoico e o Paleozoico Inferior na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. Anuário do Instituto de Geociências, v.35, 2012.

TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, S.; MANTOVANI, M.M.S. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology: *Earth Planet. Sci. Letters*, v.124, p. 333-348, 1994.

USSAMI, N.; KOLISNYK, A.; RAPOSO, M.I.B.; FERREIRA, F.J.F.; MOLINA, E.C.; ERNESTO, M. Detectabilidade magnética de diques do Arco de Ponta Grossa: um estudo integrado de magnetometria terrestre/aérea e magnetismo de rocha: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 21(4), p. 317-327, 1991.

VALENTE, S.C.; DUTRA, T.; HEILBRON, M.; CORVAL, A.; SZATMARI, P. 2009 Litogeoquímica de diques de diabásio da faixa Colatina, ES: *Geochimica Brasiliensis*, v. 23(2), p. 177-192, 2009.

VALERIANO, C.M.; TUPINAMBÁ, M.; SIMONETTI, A.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J.C.H.; EIRADO, L. G. U-Pb La-Mc-Icpms Geochronology of Cambro-Ordovician postcollisional granites of the Ribeira belt, southeast Brazil: Terminal Brasiliano magmatism in central Gondwana supercontinent. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 32, p. 416-428, 2011.

WHITE, R. S. & D. P. MCKENZIE. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical research*, v.94, p. 7685- 7729, 1989.

ZALÁN, P.V., SEVERINO, M., DO, C.G., RIGOTI, C.A., MAGNAVITA, L.P., OLIVEIRA, J.A.B., VIANNA, A.R. An entirely new 3D-view of the crustal and mantle structure of a South Atlantic passive margin-santos. *Americal Association of Petroleum Geology, Annual Convention and Exhibition. Campos and Espírito Santo Basins, Brazil*, 2011.