

Universidade Federal Fluminense
Instituto de Geociências
Departamento de Geologia e Geofísica Marinha
Curso de Graduação em Geofísica

Ewerton Leitão Lopes

**Análise do Comportamento Geofísico do Sistema de Zona de Fratura
do Chuí**

Niterói – RJ
Dezembro de 2016

Ewerton Leitão Lopes

**Análise do Comportamento Geofísico do Sistema de Zona de Fratura
do Chuí**

Monografia referente à disciplina Projeto Final II apresentada ao Curso de Graduação em Geofísica da Universidade Federal Fluminense, como requisito para a obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

Orientador: Dra. Eliane da Costa Alves

Niterói – RJ

Dezembro de 2016

Ewerton Leitão Lopes

**Análise do Comportamento Geofísico do Sistema de Zona de Fratura
do Chuí**

Monografia referente à disciplina Projeto Final II apresentada ao Curso de Graduação em Geofísica da Universidade Federal Fluminense, como requisito para a obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

Banca Examinadora:

Prof. Dra. Eliane da Costa Alves / LAGEMAR (UFF)

Prof. Dr. José Antônio Baptista Neto / LAGEMAR (UFF)

Prof. Dr. Rogério de Araujo Santos / LAGEMAR (UFF)

Niterói – RJ

Dezembro de 2016

Agradecimentos

Agradeço, primeiramente, á Deus, que me deu proteção, sabedoria e força para superar as dificuldades.

À minha orientadora Eliane de Costa Alves, pela paciência na orientação e incentivo que tornaram possível a conclusão desta monografia.

A Universidade Federal Fluminense pela oportunidade de fazer o curso.

A todos os professores do curso de graduação em geofísica, que foram tão importantes na minha vida acadêmica.

Aos meus tios, primos, avós, cunhado e namorada que, com muito carinho e apoio, não mediram esforços para que eu chegasse até esta etapa de minha vida.

Agradeço de forma grata e grandiosa a meus pais, Kátia Regina Cardoso Leitão Lopes e Valdeci Rocha Lopes, por todo o amor que me deram, além da educação, ensinamentos e apoio.

À minha irmã, Aline Leitão Lopes Isaac, pela confiança, paciência, carinho e amor.

Aos meus amigos que tanto se mostraram companheiros nos momentos mais difíceis.

E por fim, a todos que direta ou indiretamente fizeram parte da minha formação, o meu muito obrigado.

Resumo

As zonas de fratura são estruturas predominantes do assoalho oceânico, em geral, perpendiculares ao eixo da Cordilheira Mesoceânica. Elas possuem origem relacionada ao processo de abertura do oceano, onde as transformantes são geradas a partir do processo de rifteamento. O foco deste trabalho foi a caracterização geofísica da estrutura do Sistema de Zona de Fratura do Chuí, desde a Cordilheira Mesoatlântica, onde fica sua parte ativa, até a margem continental. Esse sistema foi estudado por meio das interpretações de dados de anomalia magnéticas, gravimétricas, batimetria e sísmica de reflexão da região. O estudo dos dados mostrou que a Sistema de Zona de Fratura do Chuí é composta por duas falhas transformantes na porção da cordilheira, proporcionando dois segmentos crustais. A primeira transformante é considerada uma descontinuidade rígida de primeira ordem e tem deslocamento de aproximadamente 100 km correspondente a 2 Ma. A segunda transformante é dita como uma descontinuidade não rígida de segunda ordem com deslocamento de aproximadamente 29 km e 0,3 Ma. A partir de 40 Ma em diante, o segundo segmento desaparece. O prolongamento do primeiro segmento passa pela porção sul da Elevação do Rio Grande e atinge a margem continental, coincidindo com o limite sul do Cone de Rio Grande, na Bacia de Pelotas.

Palavras-chaves: Transformantes | Sistema Zona de Fratura do Chuí | Cordilheira Mesoatlântica | Batimetria | Sísmica de Reflexão | Cone de Rio Grande | Bacia de Pelotas.

Abstract

Fracture zones are predominant structures of the seafloor, in general, perpendicular to Mid-Ocean Ridge axis. Its origin is related to the opening process of the ocean, where Transformant fractures are generated with the rifting process. The aim of this work was the geophysical characterization of the Chuí Fracture Zone System, beginning in its active margin, the Mid-Atlantic Ridge to the continental margin. This system was studied with the interpretation of anomalies in magnetic, gravimetric, bathymetry and reflection seismic data of the region. The study of the data showed Chuí Fracture Zone System is composed by two transformant faults in the ridge's portion, providing two crustal segments. The first transformant is considered as a first-order rigid discontinuity and have a 100 km displacement corresponding to 2 My. The second transformant is considered as a second-order non-rigid discontinuity with an approximated 29 km displacement corresponding to 0.2 My. From 40 My and ahead, the second segment disappears. The prolongation of the first segment pass through the southern portion of the Rio Grande Rise and reaches the continental margin, coinciding with the southern limit of the Rio Grande Cone, in the Pelotas Basin.

Key words: Transformant | Chuí Fracture Zone System | Mid-Atlantic Ridge | bathymetry | reflection seismic | Rio Grande Cone | Pelotas Basin.

Lista de Figuras

Figura 1: Mapa batimétrico com as principais feições morfológicas da região de interesse. As siglas no mapa são: SZFRG - Sistema de Zona de Fratura do Rio Grande; SZFPA - Sistema de Zona de Fratura de Porto Alegre; SZFC – Sistema de Zona de Fratura do Chuí.....	13
Figura 2: Esquema de uma falha transformante. Modificado de Kastens (1987).....	16
Figura 3: Modelo teórico da estrutura de uma zona de fratura oceânica. Modificado de Wessel e Haxby (1990).....	16
Figura 4: (1) Esquema de diferentes tipos de morfologia em zonas de fratura (modificado de Bonatti, 1978); (2) Mudança na direção da movimentação da placa (Peive, 2006).....	17
Figura 5: Esquema de um ecobatímetro em funcionamento (Ayres e Neto, 2004).....	19
Figura 6: Elementos do campo geomagnético (Whitham, 1960).....	22
Figura 7: Variação do geoide existente a partir das diferentes massas distribuídas no interior do planeta Terra (Reynolds, 1997).....	25
Figura 8: Curva de deriva do gravímetro calculada a partir de leituras sucessivas numa posição fixa (Kearey et al., 2009).....	26
Figura 9: (a) Variação da velocidade angular com a latitude. (b) Representação exagerada da forma da Terra (Kearey et al., 2009).....	27
Figura 10: (a) Correção de ar livre de uma observação situada a uma altura h acima do datum. (b) Correção de Bouguer. (c) Correção de Terreno (Kearey et al, 2009).....	28

Figura 11: Diagrama mostrando a propagação de ondas de corpo (as duas de cima) e de superfície (as duas de baixo). Modificado de Steeples et al. (2005).....	32
Figura 12: Modelo representando a aquisição sísmica. Terrestre a esquerda e oceânica a direita (Triggia et al., 2001).....	33
Figura 13: Modelo geológico (Adaptada de Robinson, Treitel 1980).....	34
Figura 14: Mapa geológico simplificado e localização da Bacia de Pelotas (Anjos et al., 2004).....	36
Figura 15: Seção geológica da Bacia de Pelotas (ANP, 2005).....	36
Figura 16: Perfil esquemático com os sistemas deposicionais que afloraram na Planície Costeira do Rio Grande do Sul. As idades dos sistemas do tipo Laguna-Barreira foram correlacionadas com os picos da curva de isótopos de oxigênio de Imbrie et al.,(1984) (Tomazelli e Villwock, 2000).....	37
Figura 17– Carta Estratigráfica da Bacia de Pelotas. BOT – Formação Botucatu; SG – Formação Serra Geral;IBT – Formação Imbituba; CAS – Formação Cassino; ARI – Formação Ariri; CRM – Formação Curumirim; PBL – Formação Porto Belo; TRA – Formação Tramandaí; ATL – Formação Atlântida; CID – Formação Cidreira; e IMB – Formação Imbé . (Bueno et al., 2007).....	43
Figura 18: Mapa batimétrico. O retângulo indica a área aumentada. Os prolongamentos do SZFC se encontram na cor preta. Em vermelho, eixo da Cordilheira mesoatlântica deslocado. Em branco, as falhas transformantes (1) e (2).....	47
Figura 19: Mapa de Anomalia gravimétrica <i>Free-air</i>	48
Figura 20: Mapa da anomalia gravimétrica ar-livre. Linhas na cor branca correspondem aos respectivos perfis gravimétricos analisados.....	49

Figura 21: Perfis gravimétricos 01, 02 e 03.....	50
Figura 22: Perfis gravimétricos 04, 05 e 06.....	51
Figura 23: Perfis gravimétricos 07, 08 e 09.....	52
Figura 24: Perfis gravimétricos 10, 11 e 12.....	55
Figura 25: Perfis gravimétricos 13, 14 e 15.....	56
Figura 26: Perfis gravimétricos 16, 17 e 18.....	57
Figura 27: Perfis gravimétricos 19, 20 e 21.....	58
Figura 28: Perfis gravimétricos 22 e 23.....	59
Figura 29: Mapa de anomalia gravimétrica ar-livre. Em preto, a delineação do SZFC produzida através das análises dos perfis gravimétricos.....	60
Figura 30: Mapa de anomalia magnética em NT. Linha preta corresponde ao prolongamento do segmento da ZFPA. Linha em amarelo corresponde ao prolongamento do segmento 01 do SZFC. A linha tracejada sugere sua continuidade. Modificado de Tomezak (2015).....	61
Figura 31: Mapa de anomalia ar-livre. As siglas observadas no mapa são: CRG – Cone do Rio Grande; ZFC – Zona de Fratura do Chuí; LC – Lineamento de Curitiba; AT– Alto de Torres; AF – Alto de Florianópolis; ZFPA – Zona de Fratura de Porto Alegre (modificado de Dantas, 2010).....	62
Figura 32: Mapa de isócronas magnéticas do assoalho oceânico.....	63
Figura 33: A) Perfil gravimétrico da seção. B) Seção sísmica do LEPLAC 5000 059A não interpretada. C) Mesma seção com a delimitação do fundo do mar (em azul) e do topo embasamento (em vermelho). Falhas normais (em preto) destacadas por um retângulo amarelo indicam o possível local onde se encontra o segmento do SZFC. No mapa, a localização da seção. Modificado de Tomezak (2015).....	65

Figura 34: A) Mostra o perfil gravimétrico da seção. B) Mostra a seção sísmica do BEDP 0231-0486 não interpretada. C) Mostra a mesma seção com delimitação do fundo do mar (azul), topo do embasamento (vermelho) e falhas normais (em preto) na área de interesse. Retângulo em amarelo destaca a sequência das falhas normais e o mapa mostra a localização da seção.....66

Figura 35: Mapa batimétrico final da localização e definição do SZFC. Em preto, os prolongamentos da zonas de fratura. Em vermelho, eixo da CMA deslocado. Em branco, as falhas transformantes. Verifica-se que o prolongamento do segmento 01 atinge a margem continental e é coincidente com o limite sul do CRG.....68

Sumário

1. Introdução.....	12
2. Objetivo	14
3. Metodologia.....	14
4. Zona de Fratura (ZF)	15
5. Revisão dos Métodos.....	18
5.1 Batimetria.....	18
5.2 Magnetometria	20
5.2.1 Anomalias Magnéticas	22
5.3 Gravimetria	23
5.3.1 Anomalias Gravimétricas	25
5.3.2 Correções Gravimétricas	26
5.4 Sísmica de Reflexão.....	31
6. Contexto Geológico da Área de Estudo	35
6.1. Estratigrafia e Arcabouço Estrutural da Bacia de Pelotas	38
6.2. Elevação do Rio Grande (ERG).....	44
7. Zona de Fratura do Chuí (ZFC).....	44
8. Resultados, Análise e Discussões.....	45
9. Conclusão	67
10. Referências Bibliográficas.....	69

1. Introdução

A partir da quebra do supercontinente chamado Gondwana vem ocorrendo a separação dos continentes sul-americano e africano. Este processo teve início devido a presença de um ponto quente que causou a intumescência do manto e conseqüentemente a quebra da crosta, dando origem a Cordilheira Mesoatlântica (CMA), as conseqüentes falhas transformante e iniciando o processo de formação do oceano Atlântico Sul. Este processo ocasionou uma série de feições morfológicas no assoalho oceânico, sendo algumas delas a Elevação do Rio Grande (ERG), o Canal Vema, a Cadeia Vitória-Trindade, a Dorsal de São Paulo, o Arco de Torres, o Cone de Rio Grande (CRG) e as Zonas de Fratura Oceânicas (ZFOs) (figura 01).

As ZFOs são fraturas crustais semiparalelas que cortam o assoalho oceânico e se estendem da CMA em direção a margem continental. São compostas por uma zona ativa mais recente na CMA e uma zona mais antiga fóssil ou inativa, que corresponde aos segmentos crustais gerados pelo processo de rifteamento. Segundo Alves (2002), seus prolongamentos podem ter um importante papel na formação e evolução das bacias das margens continentais do tipo Atlântico. Ainda Segundo Alves (2002), o estudo das ZFOs nos proporciona uma ampla visão geotectônica da região sudeste brasileira permitindo um melhor entendimento da inter-relação entre estruturas oceânicas e continentais. As características detalhadas das ZFOs podem ser realizadas a partir de suas características gravimétricas, magnéticas e sísmicas, que são diferentes do restante do assoalho oceânico.

Nesse trabalho abordaremos o comportamento geofísico da Zona de Fratura do Chuí (ZFC), realizando uma descrição morfoestrutural e um mapeamento seus possíveis prolongamentos desde a CMA até a margem continental brasileira. A partir das análises de mapa batimétrico e de perfis gravimétricos foi percebido que o compartimento crustal da ZFC é composto por duas falhas transformantes podendo assim afirmá-la como um sistema duplo de zona de fratura.

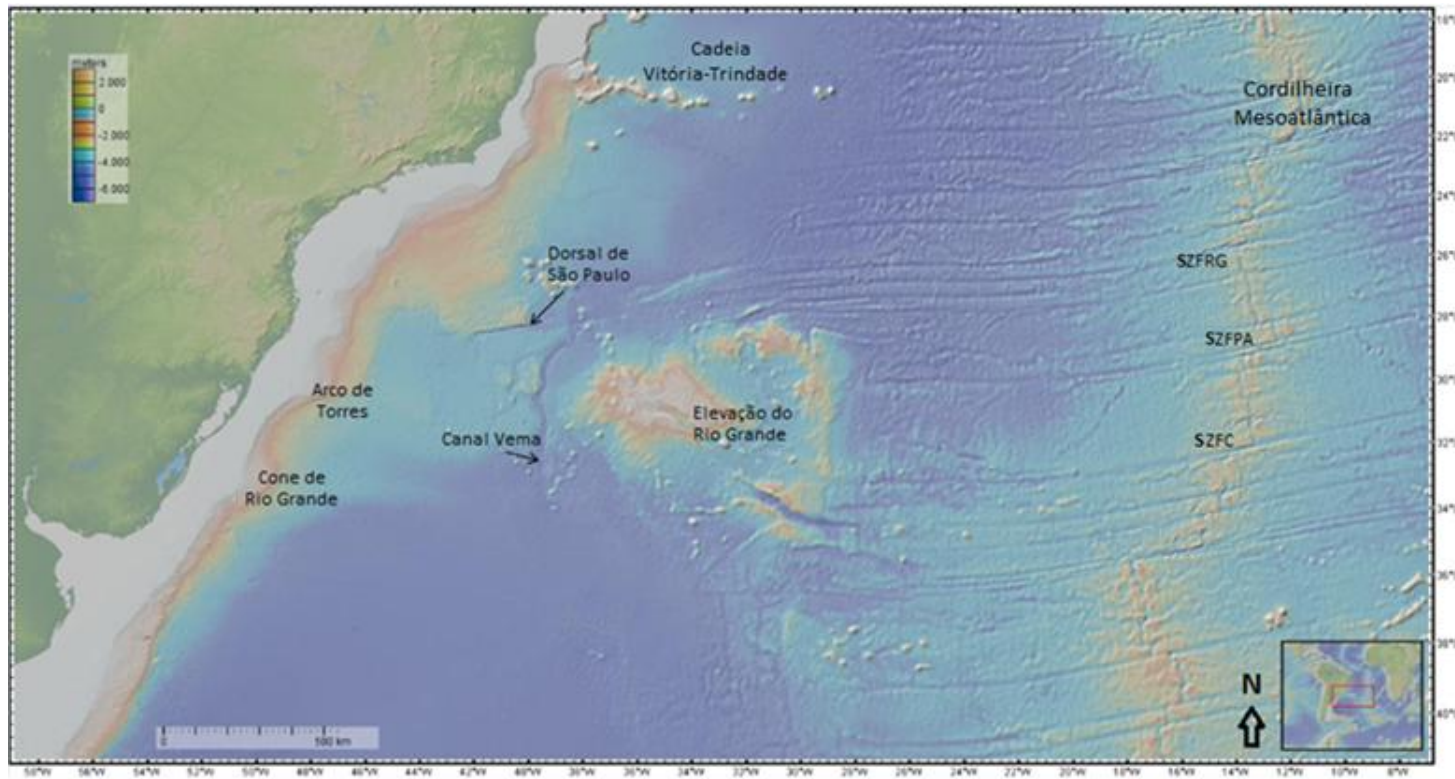


Figura 1: Mapa batimétrico com as principais feições morfológicas da região de interesse. As siglas no mapa são: SZFRG - Sistema de Zona de Fratura do Rio Grande; SZFPA - Sistema de Zona de Fratura de Porto Alegre; SZFC – Sistema de Zona de Fratura do Chuí.

2. Objetivo

O Objetivo deste trabalho é realizar uma descrição do comportamento morfoestrutural da Zona de Fratura do Chuí, da Cordilheira Mesoatlântica até a margem continental brasileira, com base em dados geofísicos de gravimetria, magnetometria, batimetria, isócronas magnéticas e sísmica de reflexão, e discutir sua influência no desenvolvimento geotectônico regional e na margem continental adjacente.

Com o propósito de identificar feições do assoalho oceânico, utilizou-se a batimetria. Dados de magnetometria e gravimetria foram utilizados para analisar anomalias magnéticas e gravimétricas que auxiliaram na localização da Zona de Fratura. A partir da utilização de dados de sísmica 2D *pós-stack* teve-se como objetivo interpretar estruturas da região de interesse .

3. Metodologia

Para realização desse trabalho, utilizou-se simultaneamente análises batimétricas, gravimétricas, magnetométricas e de sísmicas de reflexão. A integração dos dados geofísicos nos permitiu observar o comportamento da Zona de Fratura do Chuí através do tempo geológico.

Foram gerados e interpretados perfis gravimétricos de anomalia ar-livre através do software GeoMapApp que utiliza dados gravimétricos de *Sandwell and Smith* V18.1. Os dados de batimetria e gravimetria foram obtidos do banco de dados da *University of California San Diego*, os de magnetometria são oriundos do EMAG2 (Earth Magnetic Anomaly Grid) e os dados de isócronas magnéticas, da NGDC (National Geophysical Data Center). Os softwares Oasis Montaj e Arcgis foram utilizados para geração de mapas.

Dados de sísmica de reflexão 2D *pós-stack* disponibilizados pelo Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP), administrado pela Agência Nacional do

Petróleo (ANP) e dados dos LEPLAC I e IV (Levantamento da Plataforma Continental Jurídica Brasileira) foram carregados no software Petrel e interpretou-se as principais estruturas da região na margem continental.

4. Zona de Fratura (ZF)

Menard (1954) definiu ZF como longas e estreitas faixas de topografia irregular, cadeias lineares e escarpas, delimitando províncias topográficas de diferentes profundidades regionais.

As zonas de fraturas são estruturas muito proeminentes do assoalho oceânico, são geralmente perpendiculares ao eixo da Cadeia Mesoceânica. Elas se diferem dos chamados lineamentos tectônicos, pois, as zonas de fratura cortam e deslocam o eixo da cordilheira enquanto os lineamentos, aparentemente, não a atingem (Asmus e Guazelli, 1981).

O termo ZF é utilizado para indicar tanto a falha de deslocamento direcional ativa - falha transformante - quanto suas extensões inativas. Também podem ser consideradas em toda sua extensão, cicatrizes produzidas pela falha transformante (Alves, 2002). Todavia, em definições mais restritas, as zonas de fraturas são designadas apenas como os traços inativos de uma falha transformante (White et al., 1993).

Entre as duas porções deslocadas do eixo da cordilheira está localizada a região ativa de uma zona de fratura (figura 2), sendo denominada de falha ou zona transformante (Quental, 2002). É nesta região que os movimentos de expansão são em direções opostas, o que resulta em deformações cisalhantes intensas, que ocorrem em toda a crosta oceânica. (Nicolas, 1990). É importante ressaltar que este cisalhamento não se limita apenas a essa região, ele também se estende pelos segmentos inativos da zona de fratura. Segundo Gorini (1981), os critérios para localizar o segmento assísmico de uma zona de fratura são a identificação da calha ou conjunto de calhas e a verificação

do desnível do embasamento causado pelo contato de seções litosféricas de idades diferentes. Na figura 3 podemos observar a estrutura de uma zona de fratura.

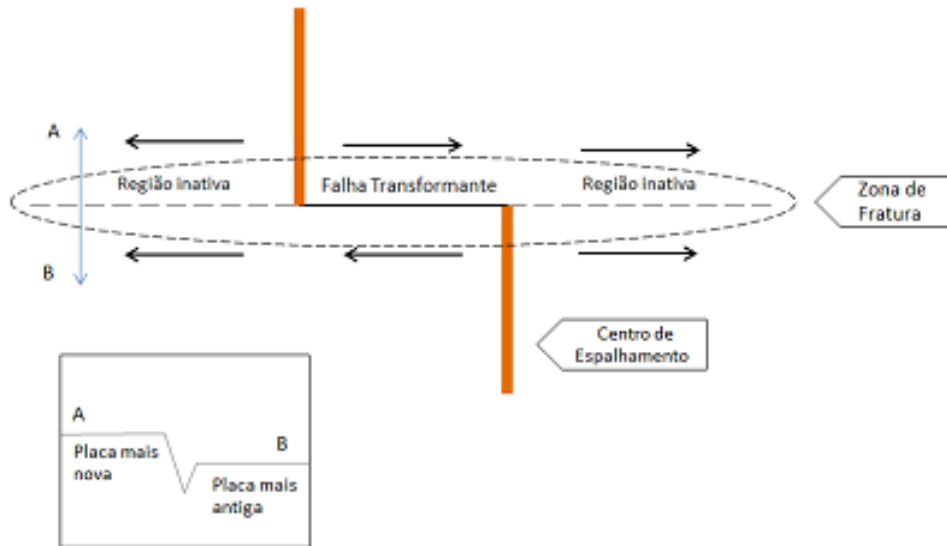


Figura 2: Esquema de uma falha transformante. Modificado de Kastens (1987).

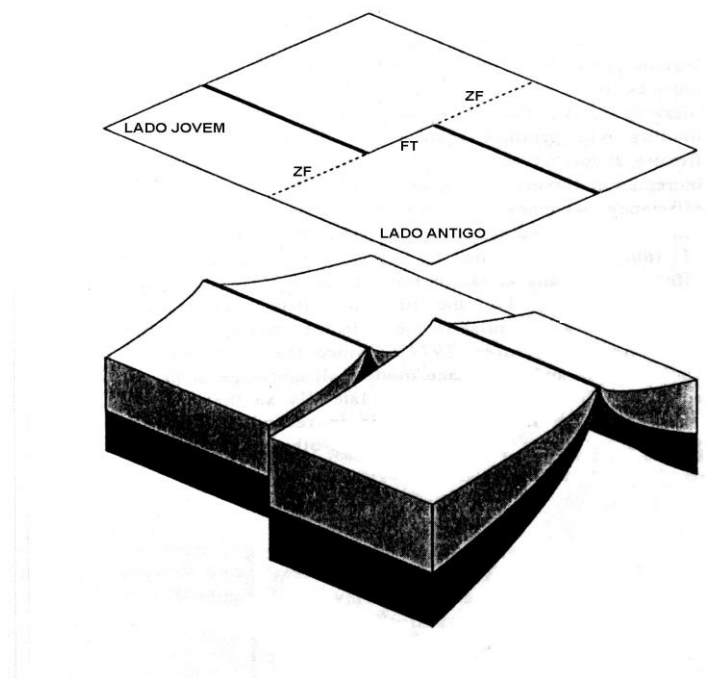


Figura 3: Modelo Teórico da estrutura de uma zona de fratura oceânica. Modificado de Wessel e Haxby (1990).

A origem das zonas de fraturas (ZFs) está relacionada ao deslocamento dos centros de expansão de crosta oceânica nas etapas iniciais de abertura dos oceanos e os seus traçados cortam o assoalho oceânico desde a Cordilheira Mesoceânica até a margem continental, descrevendo o movimento relativo das placas tectônicas (Le Pichon, 1968).

A geologia das ZFs é bastante complexa, com uma grande variedade de possíveis relações discordantes, mudanças no estilo estrutural e fácies tectônicas, deformação polifásica, mudanças progressivas e repentinas na taxa de movimentação e deformação, situações de *overlap* entre eventos ígneos, e desenvolvimento de mudanças para o padrão de sedimentação (DeLong et al., 1979). Mudanças na direção do movimento transformante e a diferença de idade da crosta oceânica nos lados opostos das feições influenciam a topografia das ZFs.

Morfológicamente, as ZFs são constituídas por cadeias de embasamento com calhas intervenientes (figura 4) (Gorini, 1981). Frequentemente aparecem dominadas por calhas em sua batimetria, mas que as escarpas (Cande et al., 1988).

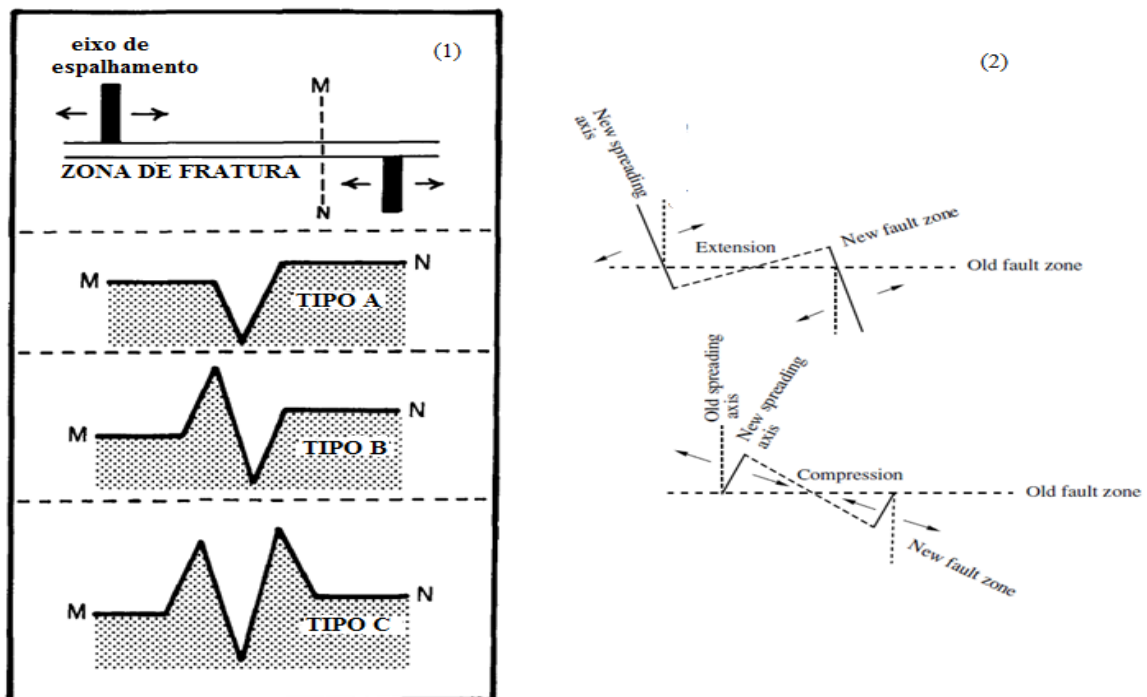


Figura 4: (1) Esquema de diferentes tipos de morfologia em zonas de fratura (modificado de Bonatti, 1978); (2) Mudança na direção da movimentação da placa (Peive, 2006).

Movimentos verticais (tectonismo vertical de blocos da crosta e manto superior) são de extrema importância na formação do relevo associado à ZF. Podem ser causados por diversos fatores: efeito termal da crosta mais nova e aquecida com uma placa mais fria, estresse termal, energia termal liberada por fricção devido ao deslocamento de uma placa em relação à outra, serpentinização das rochas do manto superior na falha transformante e compressões e extensões laterais, erosão da placa e mudança na direção de movimentação da mesma (Peive, 2006). As principais causas dos movimentos verticais são as compressões e extensões horizontais (Bonatti, 1978).

ZFs apresentam uma complexa e grande variedade de rochas ultramáficas, basálticas e metamórficas (Detrick et al., 1993). Segundo White et al. (1986), a penetração de água contínua na zona de fratura altamente falhada ao longo de milhões de anos pode permitir uma intensa serpentinização do manto superior. As zonas de fratura, de acordo com Bonatti (1978), são favoráveis a esse tipo de alteração porque o próprio faturamento possibilita que a água circule mais pela rocha do que em outros locais da crosta oceânica. Este processo causa uma diminuição na velocidade sísmica subcrustal abaixo das zonas de fraturas (Silva, 2013).

5. Revisão dos Métodos

5.1 Batimetria

O processo pelo qual se obtém a forma do relevo abaixo de uma lâmina d'água é chamado de batimetria. Medições da profundidade de mares, lagos e rios são feitas através desse levantamento por meio de equipamentos chamados ecobatímetros (Álvares, 2000). Esse equipamento, segundo, consiste em uma fonte emissora de sinais acústicos e um relógio interno (Ayres e Neto, 2004).

As medições dos tempos decorridos entre emissões dos pulsos sonoros, e recepções dos mesmos após serem refletidos pelos fundos das áreas estudadas são feitas pelos ecobatímetros (Ayres e Neto, 2004). Esse fenômeno pode ser visto na figura 5, que apresenta como as informações de profundidade são adquiridas em tempo real.



Figura 5: Esquema de um ecobatímetro em funcionamento (Ayres e Neto, 2004).

O resultado é apresentado na maioria das vezes em mapas 2D com curvas que juntam os pontos de mesma profundidade equidistantes verticalmente, muito parecidos aos mapas de curvas de nível topográfico, ou em modelos de 3 dimensões (3D). Nos dias atuais, nos sistemas digitais, as profundidades são gravadas e anotadas juntamente com os dados de posicionamento do navio, beneficiando o trabalho de montagem dos mapas.

Segundo Ayres e Neto (2004), os equipamentos de mais alta resolução são utilizados com frequências de 210kHz, tendo sua aplicação limitada a plataforma continental. Em locais mais profundos são utilizadas frequências menores.

5.2 Magnetometria

O levantamento magnético tem como objetivo investigar a geologia com base nas anomalias do campo magnético da Terra resultantes das propriedades magnéticas das rochas em subsuperfície. Embora a maior parte dos minerais formados de rochas não seja magnética, certos tipos de rocha contêm minerais magnéticos o suficiente para produzir anomalias magnéticas significativas. Esse método geofísico, assim, tem uma ampla variedade de aplicações, desde pequena escala para engenharia ou levantamentos arqueológicos para detectar objetos metálicos enterrados, até levantamentos de grande escala realizados para investigar estruturas geológicas regionais (Kearey et al., 2009).

O fluxo por unidade de área é a densidade de fluxo magnético (indução magnética), é indicado como \vec{B} . A intensidade do campo magnético é identificada como \vec{H} , então:

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (1)$$

Onde μ é a permeabilidade magnética.

Em ampère por metro ($A m^{-1}$) é medido \vec{H} , a partir do sistema internacional de unidades (SI). A unidade de fluxo magnético no SI é volt segundo (V s), também conhecida como weber (Wb). No entanto, a unidade de indução magnética é V s m^{-2} ou Wb m^{-2} , também indicada como tesla (T). Os campos magnéticos que medimos na prática são densidades de fluxos magnéticos. Nas rochas, o fluxo de unidade de área possuem valores na ordem de nanoteslas ($1 \text{ nT} = 10^{-9} \text{ T}$) (Kearey, et al., 2009).

A unidade \vec{B} / \vec{H} é a permeabilidade magnética. Ela é indicada em ohm segundo por metro ($\Omega \text{ s } m^{-1}$). A permeabilidade magnética no vácuo é vista como μ_0 . Logo, \vec{H} vai ser criado no vácuo com uma indução magnética $\vec{B}_0 = \mu_0 \vec{H}$. Em geofísica, considera-se que a permeabilidade magnética do ar, e da maioria das rochas, é dada por μ_0 . Portanto, \vec{B}_0 é a Indução Magnética no vácuo, e \vec{B}_0 / μ_0 a tua intensidade correspondente. No sistema internacional de unidades, μ_0 é igual à $4\pi \times 10^{-7} \Omega \text{ s } m^{-1}$ (Kearey et al., 2009).

Caso um corpo magnetizável for posto em contato com um campo magnético externo ele irá ser magnetizado por indução. Essa magnetização ocorre devido à reorientação das moléculas e átomos que têm seus spins alinhados. Essa magnetização é medida pela polarização magnética \vec{M} , também conhecida como intensidade de magnetização ou momento de dipolo por unidade de volume (Gonçalves, 2008). As linhas dos dipolos orientados produzem um campo secundário \vec{B} .

O \vec{M} é proporcional à intensidade e direção de \vec{H} , para campos magnéticos de pequena magnetude. A constante que define a magnetização do corpo é dita susceptibilidade magnética χ , indicada como:

$$\vec{M} = \chi \vec{H} \quad (2)$$

Reescrevendo a indução magnética adicionando o efeito de magnetização, resulta:

$$\vec{B} = \mu_0(\vec{H} + \vec{M}) = \mu_0(1 + \chi)\vec{H} \quad (3)$$

A susceptibilidade magnética em emu possui valor diferente em SI:

$$X(\text{SI}) = 4\pi\chi(\text{emu}) \quad (4)$$

Ela é um importante parâmetro em prospecção magnética. A susceptibilidade magnética do material determina a resposta magnética das rochas e minerais.

Quando um corpo de volume v é uniformemente magnetizado com intensidade \vec{M} , chamamos de momento magnético \vec{m} a seguinte relação:

$$\vec{m} = v \vec{M}. \quad (5)$$

Sendo m um vetor e sua unidade A m².

Analisando o nosso planeta como uma esfera uniformemente magnetizada, isto equivale à presença de um dipolo magnético no seu centro quase axial ao seu eixo de rotação. A intensidade do campo magnético (F) pode ser descrita em termos de três

componentes ortogonais: no eixo x a componente F_x apontando positivamente para o Norte; no eixo y a componente F_y apontando positivamente para o Leste e no eixo z a componente F_z apontando positivamente para o centro da Terra. Uma componente horizontal H , resultante das componentes F_x e F_y , forma um ângulo com F_x denominado D , declinação magnética, e outro com F_z , denominado I , inclinação magnética. Esses são os elementos do campo geomagnético (Whitham, 1960). Esses elementos são mostrados na figura 6.

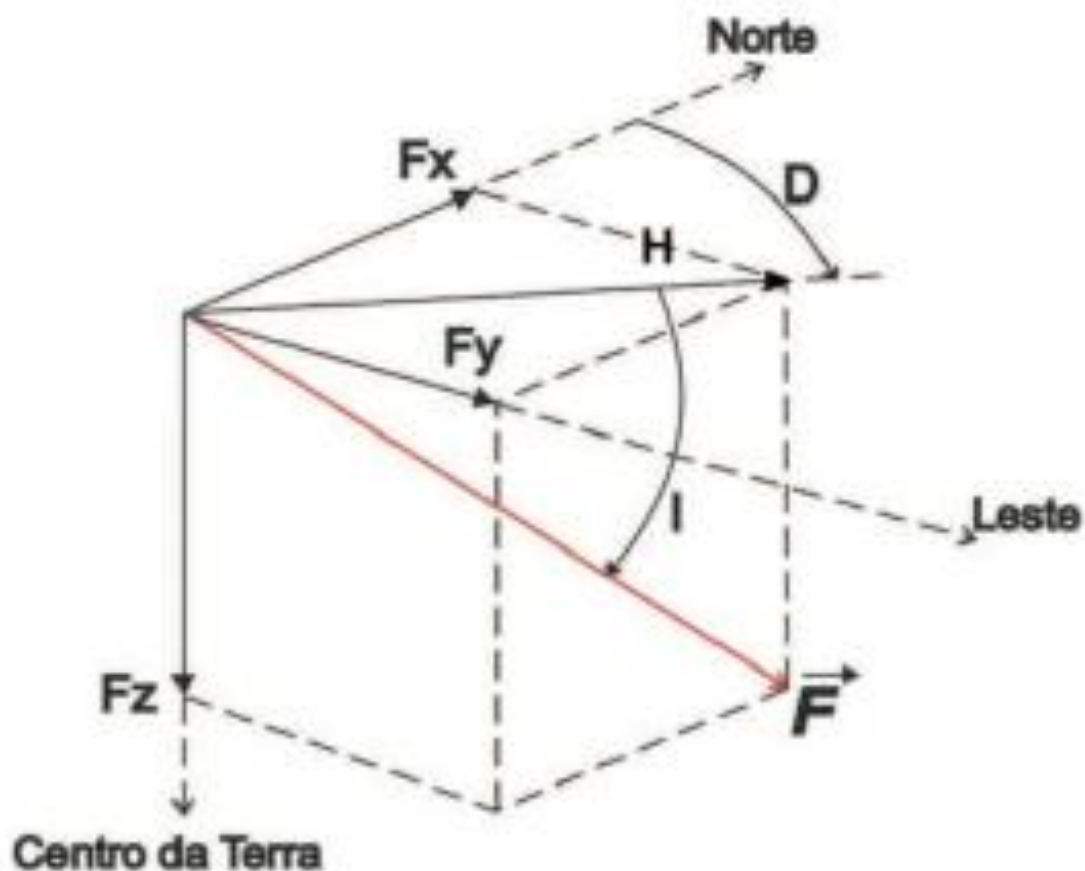


Figura 6: Elementos do campo geomagnético (Whitham, 1960).

5.2.1 Anomalias Magnéticas

Temos três classificações das fontes do campo magnético (de acordo com suas origens): campo principal (originado no interior da Terra, que varia de direção e

magnitude lentamente com o tempo), campo externo (é um campo menor originado no exterior da Terra, que varia rapidamente com o tempo) e as anomalias magnéticas (variações especiais do campo principal).

As mudanças locais do campo principal resultantes da contribuição dos minerais magnéticos que formam as rochas próximas da superfície terrestre (sendo causadas por minerais magnéticos contidos nas rochas) são definidas como anomalias terrestres. Estas anomalias não persistem a grandes distâncias e não excedem o dobro da intensidade do campo magnético principal. As fontes de anomalias magnéticas locais não podem ser muito profundas porque as temperaturas abaixo de aproximadamente 20 km de profundidade (cerca de 580°C) ultrapassam o ponto de Curie, ponto onde as rochas perdem suas propriedades magnéticas. Portanto, as anomalias locais encontram-se na crosta terrestre (Kearey et al., 2009).

As características magnéticas da crosta são diferentes nos continentes e nos oceanos. As diferentes estruturas, composições e histórias de evolução das crostas continental e oceânica, refletem nas anomalias magnéticas que são produzidas (Pinheiro, 2012).

5.3 Gravimetria

Nos levantamentos gravimétricos, a geologia de subsuperfície é investigada com base nas variações do campo gravitacional da Terra causadas por diferenças de densidade das rochas em subsuperfície. Um conceito subjacente é a ideia de um corpo causador ou fonte, que é uma unidade de rocha de densidade diferente da circundante. Uma fonte ou corpo causador representa uma zona de subsuperfície de massa anômala que causa uma perturbação localizada no campo gravitacional conhecida como gravidade anômala. Uma ampla variedade de situações geológicas gera zonas de massa anômala que produzem significativas anomalias de gravidade (Kearey et al., 2009).

A base dos métodos gravimétricos é a lei de Newton da atração universal: (Kearey et al., 2009).

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (6)$$

Considere-se uma Terra esférica de raio R , homogênea de massa M e sem rotação. Pode demonstrar-se que a massa da esfera atua como se estivesse toda concentrada no centro da esfera.

(7)

$$F = G \frac{Mm}{R^2} = mg$$

Sendo $G = 6,67 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$ (Constante Gravitacional).

A força F está relacionada com a massa m através da aceleração e o termo $g = GM/R^2$ é conhecido por aceleração da gravidade, ou simplesmente gravidade.

Num tal modelo da Terra a gravidade seria constante. Porém, a forma elipsoidal da Terra, o seu movimento de rotação, o relevo irregular da superfície e a distribuição interna da massa produzem variações relativamente importantes da gravidade à sua superfície (Kearey et al., 2009).

O campo gravitacional pode ser definido de uma maneira mais útil se for feito em termos de potencial gravimétrico U :

$$U = G \frac{M}{r} \quad (8)$$

Enquanto que o g é um vetor, o potencial U é só um escalar ($g = \partial U / \partial n$), consequentemente a aproximação do potencial fornece flexibilidade computacional.

As superfícies equipotenciais são definidas como aquelas em que o U é constante (Kearey et al., 2009).

A partir da grande complexidade da real forma da Terra, diversas fórmulas foram obtidas com a finalidade de descrevê-la melhor e assim facilitar cálculos. Chegou-se assim, na superfície matemática conhecida por elipsóide de referência. Adotando essa superfície e levando em consideração a rotação da Terra, a gravidade teórica pode ser obtida por meio da fórmula dada pela convenção do World Geodetic System 1984:

$$g_{ref} = 9,7803267714 \times \frac{1 + 0,00193185138639sen^2\alpha}{\sqrt{1 - 0,00669437999013sen^2\alpha}} \quad (9)$$

Ao redor do globo terrestre existe uma outra superfície na qual a aceleração da gravidade é a mesma. Ela corresponde ao nível do mar sem os efeitos das correntes oceânicas, clima e marés (Blakely, 1995). Entretanto, o interior do planeta é composto por uma distribuição irregular de massas, o que impossibilita que o geóide tenha a mesma forma do elipsoide (figura 7).

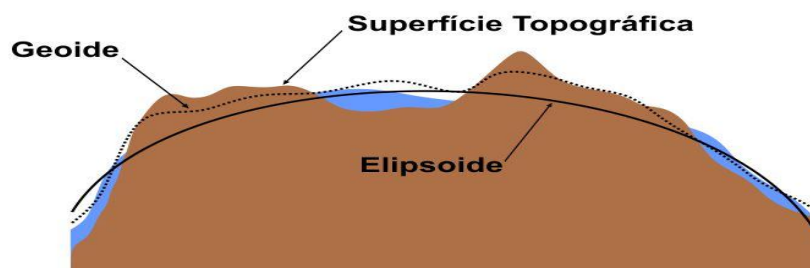


Figura 7: variação do geóide existente a partir das diferentes massas distribuídas no interior do planeta Terra (Reynolds, 1997).

O método é utilizado para identificar diferentes distribuições de densidade em subsuperfície que causam alterações no campo gravitacional terrestre. Para medir tais distorções, utilizam-se instrumentos capazes de detectar pequenas variações no valor da gravidade, os chamados gravímetros (Kearey et al., 2009).

Os gravímetros são basicamente balanças de mola carregando uma massa constante, dessa forma, são muito sensíveis a influências externas como temperatura, pressão e vibrações. Eles efetivamente respondem apenas à componente vertical da atração gravitacional de uma massa anômala (Kearey et al., 2009).

5.3.1 Anomalias Gravimétricas

Ao realizarmos levantamentos gravimétricos, adquirimos dados de gravidade por meio de medidas pontuais da aceleração da gravidade, e os valores obtidos

equivalem a uma soma de efeitos que constituem a gravidade observada. Esses efeitos são: a atração do elipsóide de referência, a elevação acima do nível do mar, a massa acima do nível do mar, o do movimento da plataforma de medição, as massas que suportam cargas topográficas, as variações de densidade da crosta e do manto superior e a variação dependente do tempo. O somatório de todos esses efeitos citados é igual a gravidade observada (Blakely, 1995).

A anomalia da gravidade é a diferença entre o valor da gravidade observada (já depois de corrigida da deriva do instrumento) e o valor da gravidade teórica. A anomalia mais útil nos estudos de gravimetria é a anomalia de Bouguer completa (Kearey et al., 2009).

5.3.2 Correções Gravimétricas

Antes de os resultados de um levantamento gravimétrico poderem ser interpretados é necessário proceder à correção de todas as variações do campo gravimétrico da Terra que não resultam de diferenças de densidade do subsolo. Este processo é conhecido por reduções da gravidade ou reduções ao geóide, já que o nível do mar é o nível de referência mais apropriado (Kearey et al., 2009).

A correção da deriva instrumental é baseada em leituras repetidas numa estação base (ao longo do tempo do levantamento). As medições são em função do tempo e admite-se que a deriva é linear entre as várias leituras. A correção da deriva num tempo t é d , que a seguir é corrigida do valor observado. Isto pode ser observado na figura 8.

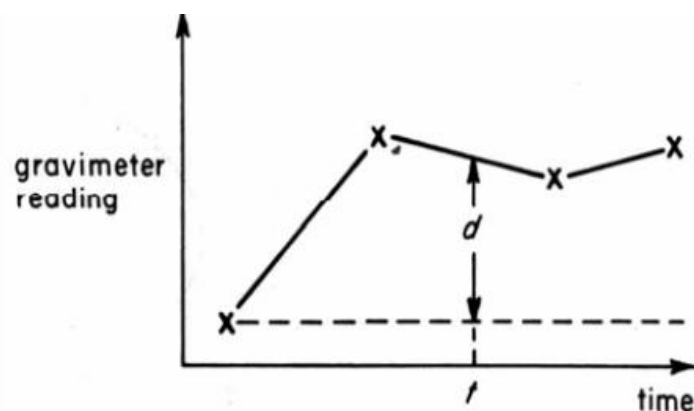


Figura 8: Curva de deriva do gravímetro calculada a partir de leituras sucessivas numa posição fixa (Kearey et al., 2009).

A gravidade varia em função da latitude porque a figura da Terra não é perfeitamente esférica. Devido a este fato, a força centrífuga a que está sujeito um corpo à sua superfície decresce desde um valor máximo no equador até zero nos polos. Isso é mostrado na figura 9.

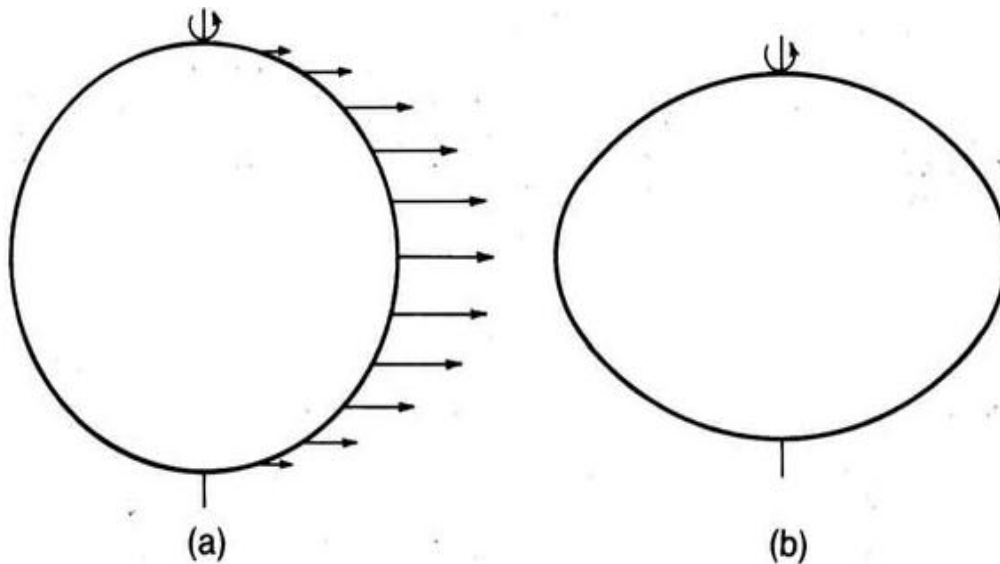


Figura 9: (a) Variação da velocidade angular com a latitude. (b) Representação exagerada da forma da Terra (Kearey et al., 2009).

A verdadeira figura da Terra é um esferoide oblato, cujos raios equatoriais e polares diferem de cerca de 21 km. O efeito da não esfericidade é parcialmente compensado pelo fato de haver mais massa sob a cintura equatorial que nos polos. O efeito resultante destes fatores é que o valor da gravidade nos polos excede o do equador em cerca de 51860 gu (Kearey et al., 2009).

A fórmula de Clairaut relaciona a gravidade com a latitude no esferoide de referência.

$$g_{\vartheta} = g_0(1 + k_1 \text{sen}^2 \vartheta - k_2 \text{sen}^2 2\vartheta) \quad (10)$$

Onde, $g_0 = 9780318 \text{ gu}$; $k_1 = 0,0053024$; $k_2 = 0,0000059$

O valor de g_{ϑ} dá-nos uma previsão da gravidade, ao nível do mar, e deve ser subtraído ao valor observado para se obter a correção da latitude.

As correções para compensar o fato das estações de observações poderem estar a altitudes diferentes são feitas em três partes. A primeira, designada por correção de ar livre, corrige o decréscimo de g em função da altitude (ou seja, admitindo que não existe qualquer massa entre o ponto de observação e o nível de referência), resultante do aumento da distância ao centro da terra (Kearey et al., 2009) (Figura10).

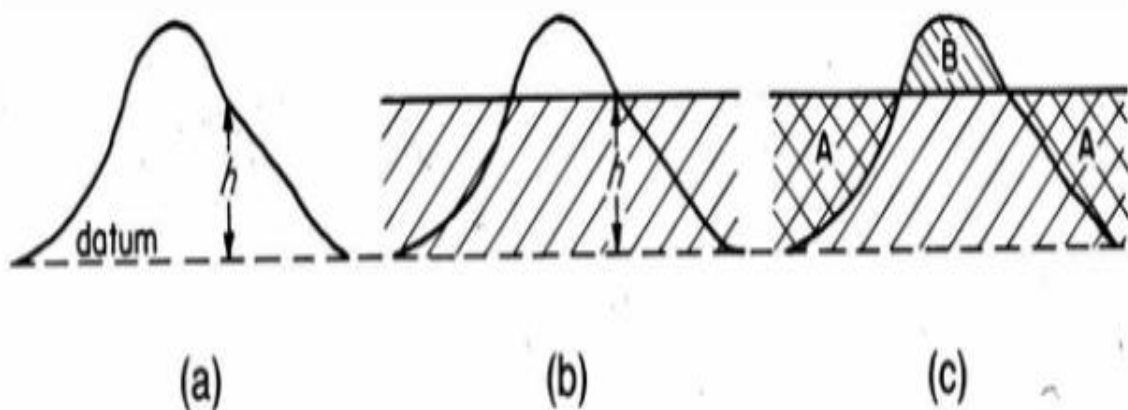


Figura 10: (a) Correção de ar livre de uma observação situada a uma altura h acima do datum. (b) Correção de Bouguer. (c) Correção de Terreno (Kearey et al, 2009).

Para reduzir uma observação a um certo *datum*, efetuada a uma altitude h em relação a esse *datum* basta aplicar a seguinte relação.

$$CAL = 3,086h \text{ gu } (h \text{ em metros}) \quad (11)$$

A correção de ar livre é positiva para um ponto de observação situado acima do nível de referência, corrigindo assim o decréscimo de g com a altitude.

A correção de ar livre só leva em consideração o efeito da variação da distância do ponto de observação em relação ao centro da terra, não considerando contudo o efeito gravitacional das rochas presentes entre o ponto de observação e o nível de referência (Kearey et al, 2009).

A correção de Bouguer, a segunda das correções referidas acima, remove este efeito fazendo, no entanto, a aproximação de que a camada de rochas abaixo do ponto de observação é uma placa horizontal finita (figura 10- b) com uma espessura igual a h . Se ρ representar a densidade dessas rochas então a correção de Bouguer é dada por:

$$2\pi G\rho h = 0,4191\rho h \text{ gu} \quad (12)$$

Em terra a correção de Bouguer deve ser subtraída para compensar a atração exercida pelo material entre o ponto de observação e o nível de referência. No mar, deve ser adicionada, sendo o seu valor obtido da aplicação da relação:

$$2\pi G(\rho_r - \rho_a)Z \quad (13)$$

Onde z representa a profundidade e ρ_r e ρ_a as densidades da rocha e da água respectivamente.

As anomalias de ar livre e de Bouguer são normalmente efetuadas em simultâneo, sendo designadas por correções de elevação (Kearey et al., 2009).

A correção de Bouguer parte do princípio de que a topografia em redor do ponto de observação é plana. Isto, no entanto, raramente é verdade e por isso é preciso proceder a um outro tipo de correção que é chamada de correção do terreno. Esta correção é sempre positiva (figura 10- c) porque a parte *A* da figura foi levada em consideração quando na verdade não existe, e é por isso preciso necessário repô-la. Quanto à parte *B*, ela foi excluída da correção, mas exerce uma atração para cima (no ponto de observação) e provoca por isso uma diminuição da gravidade (Kearey et al., 2009).

As marés terrestres fazem com que a elevação do ponto de observação varie. Enquanto que no caso marinho a amplitude da variação pode ir desde menos de 1 m até quase à dezena de metros, no caso continental as variações atingem no máximo alguns cm. As variações da gravidade devidas à maré terrestre têm um máximo de amplitude de aproximadamente 3 gu e um período próximo de 12h. Os efeitos de maré podem ser calculados e existem também sob a forma de tabelas publicadas na imprensa geofísica (kearey et al., 2009).

A correção de Eötvös deve ser aplicada quando o gravímetro se encontra baseado numa plataforma em movimento (barco ou avião) e depende da direção do movimento. Dependendo da direção desse movimento, a aceleração centrífuga adiciona-

se ou subtrai-se à da gravidade (Kearey et al., 2009). Essa correção é feita pela seguinte fórmula:

$$correção_{Eötvös} = 75,03 v \operatorname{sen} \alpha \cos \varnothing + 0,04154 v^2 \operatorname{gu} \quad (14)$$

Onde v é a velocidade em nós, α o azimute e \varnothing a latitude. Às latitudes médias a correção de Eötvös é de cerca de 75 gu por cada nó de velocidade E – 0.

A anomalia da gravidade é a diferença entre o valor da gravidade observada (já depois de corrigida da deriva do instrumento) e o valor da gravidade teórica.

A anomalia mais útil nos estudos de gravimetria é a anomalia de Bouger completa.

$$g_{ABC} = g_{obs} - g_{teor} \quad (15)$$

Onde,

$$g_{teor} = g_{\varnothing} - g_h + g_m - g_t \quad (16)$$

Sendo g_m =correção de Bouger e g_t = correção do terreno.

Logo, temos:

$$g_{ABC} = g_{obs} - g_{\varnothing} + g_h - g_m + g_t \quad (17)$$

A anomalia de Bouger simples omite a correção de terreno e a anomalia de ar livre omite as correções de massa e de terreno (Kearey et al.,2009) :

$$g_{al} = g_{obs} - g_{\varnothing} + g_h \quad (18)$$

5.4 Sísmica de Reflexão

A sísmica de reflexão é o principal método indireto utilizado atualmente pelas empresas de petróleo, pois fornece informações das estruturas geológicas em subsuperfície, a um custo relativamente baixo. O método tem como objetivo principal a formação de modelos de dados que após serem processados e organizados possam proporcionar informações a respeito da geologia da região onde foram adquiridos. Com a utilização da sísmica temos várias vantagens tais como sua capacidade de produzir como resultado final imagens sísmicas que forneçam alta definição das feições geológicas, além de permitir a cobertura de grandes áreas de aquisição quando comparado com um método de aquisição direto (Kearey et al., 2009).

A exploração de hidrocarbonetos, óleo e gás baseada em sísmica pode ser dividida em três etapas principais, seguidas nessa ordem: aquisição, processamento e interpretação.

Para iniciarmos o trabalho de aquisição é necessária a geração de ondas elásticas artificiais (impulsos) em determinados pontos na superfície do local a ser mapeado. Essas ondas são perturbações mecânicas produzidas, na maioria dos casos, por dinamites ou canhões de ar comprimido. Sendo o primeiro para áreas em terra e a segundo para regiões marinhas.

As ondas sísmicas podem ser subdivididas em ondas de corpo (ondas compressionais - P e ondas cisalhantes - S) e ondas de superfície (ondas Rayleigh e Love), sendo descritas de acordo com a movimentação gerada nas partículas que compõe o meio enquanto a onda o atravessa (figura 11). A maioria dos levantamentos sísmicos, entretanto, registra apenas as ondas P, cuja propagação causa a compressão e expansão do material.

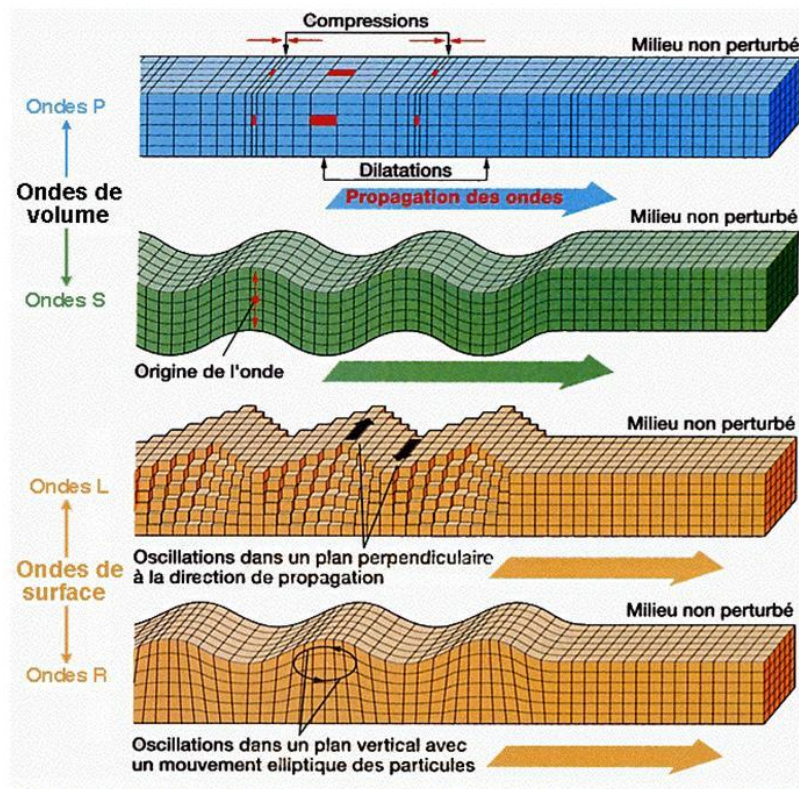


Figura 11: Diagrama mostrando a propagação de ondas de corpo (as duas de cima) e de superfície (as duas de baixo). Modificado de Steeples et al. (2005).

Após a sua geração, a onda sísmica se propaga no interior do planeta, e caminha até atingir uma interface entre duas rochas de características físicas distintas, uma parte da energia incidente da onda é refletida e volta para a superfície, podendo ser captada por sensores. Outra parte é refratada para o meio inferior. A porção de energia refletida é proporcional à diferença de impedância acústica entre os dois meios de características distintas.

Ao ser refletida, determinada porção da onda pode ser registrada na superfície através de receptores localizados em pontos específicos. Esses receptores podem ser de dois tipos: eletromagnético (geofones) ou de pressão (hidrofones). Sendo o primeiro utilizado em aquisições terrestres e o segundo em aquisições marinhas (figura 12). O tempo de propagação da onda é gravado em sismógrafos a partir da captação de energia feita pelos sensores.

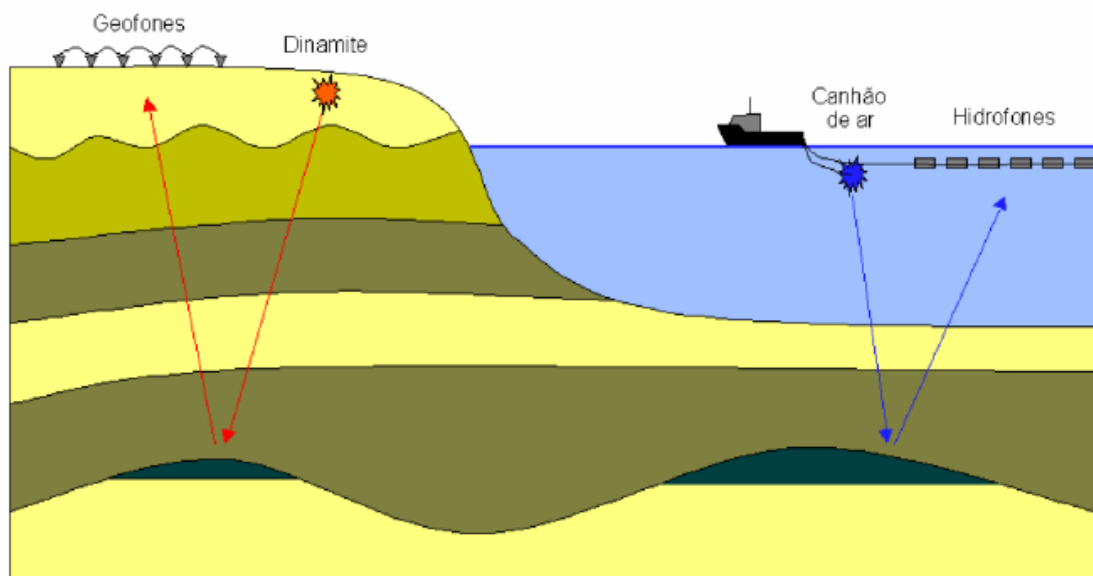


Figura 12: Modelo representando a aquisição sísmica. Terrestre a esquerda e oceânica a direita (Triggia et al., 2001).

A profundidade máxima a ser mapeada durante o processo de aquisição é determinada pelo tempo de registro das reflexões pelos sensores e pela velocidade de propagação dos sinais sísmicos através das camadas de rocha.

A imagem sísmica obtida por esse processo de registro de sinais refletidos será tão melhor quanto menor for o espaçamento lateral entre os sensores localizados na superfície. Valores típicos para o número de sensores estão entre 128 e 1024, situados equidistantes a distâncias que variam de 6,25 a 25 m . A frequência de amostragem do sinal por cada um dos sensores é o que determina o espaçamento vertical de medição dos sinais, sendo igualmente importante. Equipamentos modernos tipicamente realizam amostragem temporal das ondas refletidas a valores equidistantes de 2 ou 4 milisegundos.

A fase de processamento de dados visa produzir imagens do interior que possuam a maior fidelidade possível, procurando para isso atenuar as distorções geradas pelo processo de aquisição. Nessa etapa, alguns erros inerentes ao levantamento sísmico são corrigidos. Além disso, quando os dados são 3D, eles são reorganizados para formarem uma grade tridimensional com uma amostra de amplitude sísmica em cada vértice da grade (voxel). Duas das dimensões do conjunto de dados são direções

espaciais e estão relacionadas com as posições das fontes e dos receptores. Uma das transformações realizadas nos dados durante o processamento faz com que as posições da fonte e do receptor sejam consideradas a mesma. Também graças a esta transformação podemos considerar que a terceira dimensão do conjunto de dados é a temporal e que a propagação da onda é feita apenas na direção vertical. Como podemos considerar que a fonte e o receptor estão na mesma posição na superfície, o tempo de cada amostra corresponde ao tempo que a onda leva para viajar até uma interface mais o tempo da volta à superfície.

Na etapa de interpretação, analisam-se os dados sísmicos e cria-se um modelo que represente a geologia contida na área do levantamento. A figura 13 mostra um modelo geológico que poderia ser resultante da interpretação de uma linha sísmica. A interpretação sísmica pode ser classificada, de acordo com o foco, em dois tipos: estrutural e estratigráfica. A interpretação estrutural basicamente identifica as camadas geológicas ou, de forma equivalente, as interfaces entre as camadas, bem como as falhas geológicas que recortam as camadas. Na interpretação estratigráfica o foco do trabalho é entender a maneira como as camadas foram se depositando ao longo do tempo geológico.

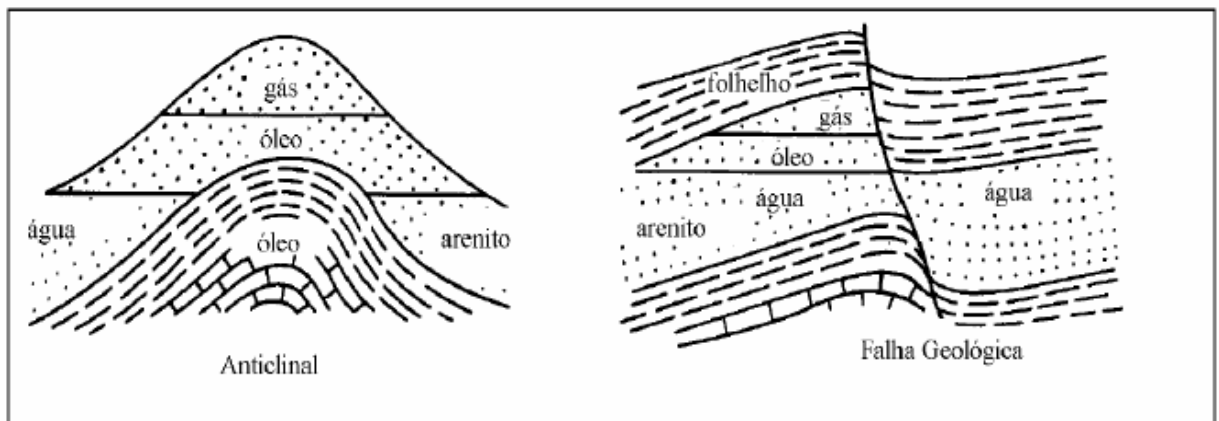


Figura 13: Modelo geológico (Adaptada de Robinson e Treitel 1980).

6. Contexto Geológico da Área de Estudo

No extremo sul da margem continental brasileira localiza-se a Bacia de Pelotas, sendo a mais meridional bacia da costa brasileira. Seu limite norte é a Bacia de Santos, pela Plataforma de Florianópolis, e a sul é a Bacia Punta del Leste através do Alto de Polônio (Figura 14). Ela possui direção geral NE-SW e compreende uma área de aproximadamente 210.000 km² (até a lâmina d'água de 2.000 m), dos quais cerca de 40.000 km² estão emersos entre os paralelos 28° e 34° sul (Dias et al., 1994). Sua origem, assim como a das demais bacias da margem continental brasileira, está associada à ruptura do Supercontinente Gondwana e formação do Oceano Atlântico Sul.

A Bacia de Pelotas é dividida em três segmentos, que podem ser marcados por zonas de fraturas no domínio oceânico. No segmento norte encontra-se a Zona de Fratura de Rio Grande (ZFRG), no central a Zona de Fratura de Porto Alegre (ZFPA) e no sul a Zona de Fratura do Chuí (ZFC) (Stica et al., 2013). Ela possui como embasamento rochas do Escudo sul-rio-grandense (rochas metamórficas de baixo grau, granitos e migmatitos cobertos por uma sequência molássica afetada por vulcanismo) (Bueno et al., 2007) e rochas da Bacia do Paraná (possuem atuação não somente como embasamento para a bacia, mas também como área fonte de sedimentação clástica).

A Bacia de Pelotas possui preenchimento constituído por rochas sedimentares e vulcânicas depositadas desde o Neomesozóico até o Recente, possuindo uma espessa sequência de sedimentos que inclui de forma predominante folhelhos e arenitos e subordinadamente carbonatos, conglomerados e rochas basálticas extrusivas (Fontana, 1990b) (figura 15).

A espessura da coluna de rochas que preenche a bacia pode alcançar 12.000 m em seu depocentro (Anjos et al., 2004). Estas rochas assentam-se parte sobre crosta continental e rochas basálticas do início da fase rifte e parte sobre assoalho oceânico na sua porção mais distal (Fontana, 1990a).

Uma rica constituição magmática inclui o preenchimento da Bacia de Pelotas (SDRs- *seaward dipping reflectors*) (figura 15), o que pode caracterizá-la como um exemplo de margem vulcânica. Ainda devido às condições de mar aberto, não houve o desenvolvimento da seção evaporítica aptiana, que é notável a partir da Bacia de Santos (Bueno et al., 2007).

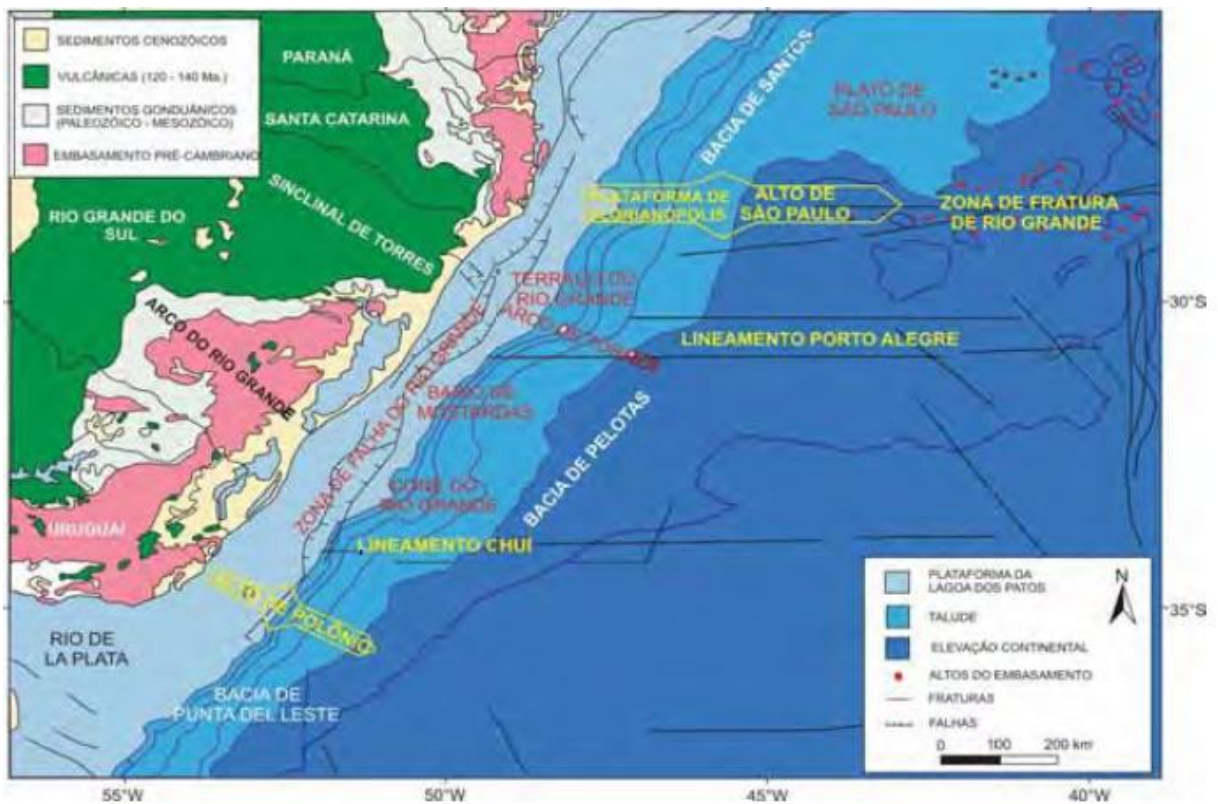


Figura 14: Mapa geológico simplificado e localização da Bacia de Pelotas (Anjos et al., 2004).

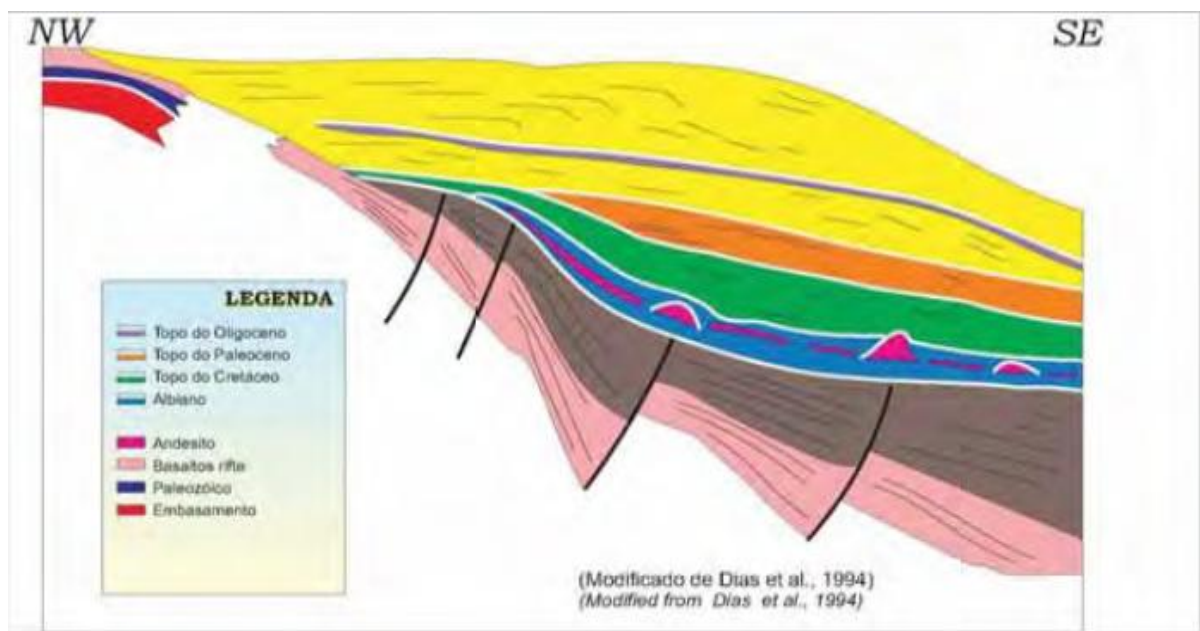


Figura 15: Seção geológica da Bacia de Pelotas (ANP, 2005).

A Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS), seção superior emersa da Bacia de Pelotas possui depósitos sedimentares que representam antigos sistemas deposicionais costeiros (Villwock et al., 1986). Quatro sistemas deposicionais do tipo Laguna-Barreira, que se desenvolveram nos últimos 400ka, são reconhecidos na PCRS (figura 16). (Villwock et al.,1986).

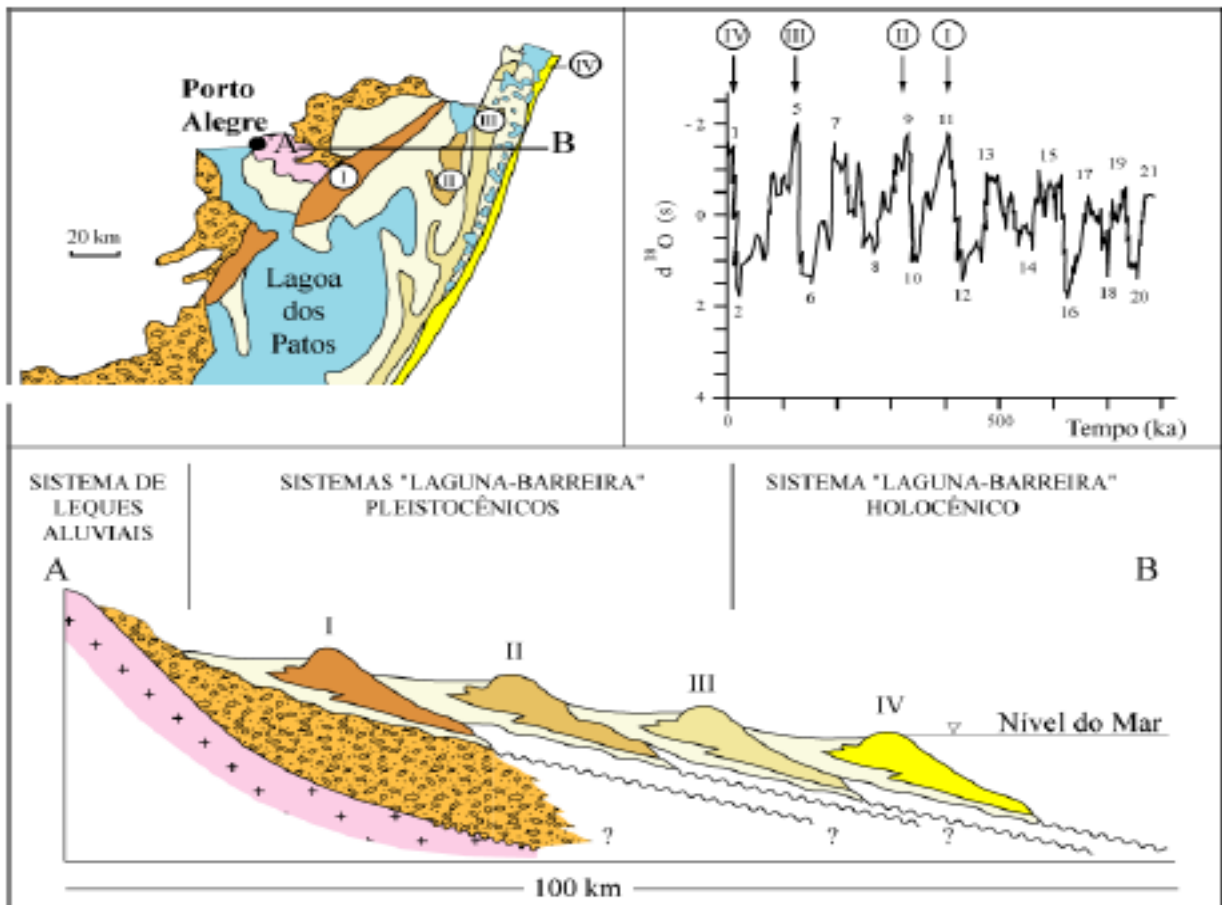


Figura 16: Perfil esquemático com os sistemas deposicionais que afloraram na Planície Costeira do Rio Grande do Sul. As idades dos sistemas do tipo Laguna-Barreira foram correlacionadas com os picos da curva de isótopos de oxigênio de Imbrie et al.,(1984) (Tomazelli e Villwock, 2000).

Esses sistemas são controlados pela dinâmica global e pela dinâmica costeira. Os fatores controlados da dinâmica global são a tectônica de placas, o clima e os Ciclos de Milankovitch, responsáveis pelas variações do nível do mar (Villwock e Tomazelli,

1995). Os fatores da dinâmica costeira manifestam-se através da ação das ondas, marés, correntes, ventos e pela deriva litorânea de sedimentos.

Na porção mais interna (proximal) ocorrem ainda os sistemas de leques aluviais, os quais englobam um conjunto de fácies sedimentares associadas a processos de transporte em encosta junto às terras altas (Villwork e Tomazelli, 1995). Esses sistemas foram depositados desde o Plioceno, sendo muitas vezes retrabalhados pelas variações nos níveis do mar e lagunar.

6.1. Estratigrafia e Arcabouço Estrutural da Bacia de Pelotas

As formações Botucatu e Serra Geral contribuem no preenchimento da bacia (figura 17). A Formação Botucatu é constituída predominantemente por arenitos médios a finos de elevada esfericidade e aspecto fosco, róseos, que exibem estratificação cruzada tangencial, de médio a grande porte. Junto à base, localmente ocorrem ventifactos derivados de um persistente retrabalhamento eólico sobre depósitos fluviais subjacentes ao campo de dunas. Na porção norte da Bacia do Paraná e também no Estado do Rio Grande do Sul ocorrem elementos sedimentares de origem ligada a fluxos aquosos na forma de arenitos médios a grossos, em corpos lenticulares exibindo ciclos gradacionais, com arenitos conglomeráticos associados, interpretados como produzidos por episódios torrenciais, num contexto alúvio-fluvial. Junto ao topo da unidade, e mesmo em lentes sedimentares intercaladas aos derrames basais do Serra Geral, são relatadas ocorrências de sedimentitos lacustres com até 10 m de espessura, na forma de ritmitos com termos argilosos, sílticos e arenosos com estratificação plano-paralela (Milani et al., 2007).

O evento magmático responsável pela Formação Serra Geral é representado no Continente por uma espessa cobertura de lavas, uma intrincada rede de diques cortando a seção sedimentar da Bacia do Paraná e múltiplos níveis de soleiras intrudidas segundo os planos de estratificação dos sedimentos paleozóicos. A Formação Serra Geral é composta por termos petrológicos dominados por basaltos toleíticos e andesitos basálticos, ocorrendo subordinadas quantidades de riolitos e riodacitos (Milani et al.,

2007). De acordo com o trabalho de Turner et al. (1994), através da datação pelo método Ar/Ar para amostras da Formação Serra Geral, foi encontrada uma distribuição de idades decrescente a partir de $137,8 \pm 0,7$ Ma para níveis da base da capa ígnea, em subsuperfície no Estado de São Paulo, até $126,8 \pm 2,0$ Ma em amostras de superfície do Uruguai. Na região do Arco de Ponta Grossa os diques de direção NW-SE apresentaram idades de $134,1 \pm 1,3$ Ma e $130,5 \pm 2,8$ Ma, enquanto outros de direção NE-SW mostraram idades entre $133,3 \pm 1,7$ Ma e $129,4 \pm 0,6$ Ma. Esses resultados posicionam o evento Serra Geral entre 137 e 127 Ma (Milani et al., 2007).

Durante o Eocretáceo (Berriasiano – Barremiano) ocorreu a fase rift, onde se acumularam rochas siliciclásticas grossas da Formação Cassino associadas aos fluxos basálticos da Formação Imbituba (Milani et al., 2000). A Formação Imbituba corresponde às rochas basálticas subjacentes aos conglomerados Cassino. Possui coloração cinza-escura e castanho-avermelhada, apresentando textura porfirítica a subafanítica, e amígdalas preenchidas por quartzo, zeólitas, calcitas e outros minerais. Esses basaltos apresentam-se num arranjo característico de *seaward-dipping-reflectors* (SDR) (Bueno et al., 2007). Amostras do topo desta formação indicam idade Ar-Ar de $118 \pm 1,9$ Ma, e idade Ar-Ar de $125,3 \pm 0,7$ Ma para amostras próximas à base da seção (Bueno et al., 2007). Esta formação pode ser correlacionada com as formações Camboriú, da Bacia de Santos, e Cabiúnas, da Bacia de Campos. Presume-se que esta formação seja essencialmente síncrona à Formação Serra Geral, da Bacia do Paraná (Dias et al., 1994).

A Formação Cassino é constituída por clásticos grossos e finos, como o conglomerado polimítico cinzento e castanho e siltito argiloso castanho-avermelhado, micáceo. Sobrepõe-se discordantemente aos basaltos da Formação Imbituba, estando recoberta, também em discordância, pelos arenitos Tramandaí. Possui idade Aptiana e seus depósitos são interpretados como leques aluviais progradantes da borda flexural em direção a depocentros lacustres. Esta formação pode ser correlacionada com a Formação Guaratiba, da Bacia de Santos, e com parte da Formação Lagoa Feia, da Bacia de Campos (Dias et al., 1994 e Bueno et al., 2007).

O registro da sequência evaporítica na Bacia de Pelotas é conhecido apenas em sua porção norte, sobre a Plataforma de Florianópolis, onde ocorre uma delgada camada de anidrita e carbonatos, com espessura de 50m, sobrepostos aos traquiandesitos de

113,2±0,1 Ma (Dias et al., 1994) da Formação Curumim (Milani et al., 2000). A Formação Ariri designa os evaporitos aptianos representativos da transição da sedimentação continental para marinha (Dias et al., 1994).

A ausência de evaporitos na porção sul deu à Bacia de Pelotas um aspecto monótono, pouco deformado, em contraste com o resto da margem brasileira (Milani et al., 2000).

A Formação Curumim é composta por basaltos, andesitos e traquiandesitos sendo recoberta em discordância tanto pelos evaporitos da Formação Ariri quanto pela seção carbonática da Formação Porto Belo. Pelos registros de poços a sua presença fica restrita à porção norte da bacia. É possível identificar sedimentos interderrames constituídos por arenitos continentais na base que se alternam para arenitos marinhos e carbonatos no topo, o que sugere uma deposição inicial lacustre que grada para um ambiente marinho (Bueno et al., 2007).

Cunhas de SDR's de diferentes idades podem ser vistas em seções sísmicas ao longo do contato crosta continental-crosta oceânica na Bacia de Pelotas. A observação das relações de contatos entre elas conduz a interpretar as mais velhas na porção sul da bacia, já na idade da Formação Imbituba, passando as mais jovens na porção norte ao tempo da Formação Curumim. Assim, enquanto a Sub-bacia de Torres (norte) ainda sofria o processo de rifteamento, a Sub-bacia de Pelotas (sul) já experimentava o estágio de subsidência flexural produzido pelo resfriamento e contração termal da crosta oceânica (Bueno et al., 2007).

Entre o Albiano e o Recente, predominaram condições de subsidência térmica. O Eoalbio é representado pelos depósitos carbonáticos e siliciclásticos da Formação Porto Belo, caracterizando uma plataforma mista. Em direção ao continente, suas camadas de calcarenitos bioclásticos e oolíticos se interdigitam com os arenitos da Formação Tramandaí. Já em direção à bacia, gradam para calcilutitos. Seu contato inferior ora se dá em concordância com os delgados depósitos evaporíticos da Formação Ariri (anidrita e carbonatos), ora em discordância com as vulcânicas da Formação Curumim. Seu contato superior é discordante em relação aos pelitos da Formação Atlântida (Bueno et al., 2007). Seu ambiente deposicional é interpretado como sendo de plataforma carbonática de alta e baixa energia. A Formação Porto Belo equivale às

unidades carbonáticas eoalbianas distribuídas pela costa brasileira: Formação Guarujá (Santos), Membro Quissamã , Formação Regência etc. (Dias et al., 1994).

O intervalo temporal Neoalbiano-Recente é representado pelas formações Tramandaí e Cidreira que constituem uma clássica cunha sedimentar com termos arenosos junto à margem, gradando a siltitos e calcários de granulometria fina e folhelhos no sentido das porções mais distais da bacia. A Formação Tramandaí é representada por arenitos finos cinzentos, intercalados com folhelhos, siltitos e calcários também acinzentados, situados em discordância sob os arenitos da Formação Cidreira e interdigitados lateralmente com os carbonatos e pelitos das formações Portobelo e Atlântida. Possui idade albiana-cenomaniana-turoniana e ambiente de sedimentação marinho raso, de plataforma. A correlação desta unidade dá-se com os sistemas clásticos albocenomanianos, comuns a muitas bacias costeiras brasileiras: Formação Florianópolis, Membro Goitacás , Formação São Mateus, Membro Angico etc. (Dias et al., 1994).

A Formação Atlântida é composta pelos clásticos e carbonatos finos situados entre os carbonatos Portobelo e os clásticos finos da Formação Imbé. Caracteriza a formação uma espessa seção pelítica, composta por folhelho e silito cinzentos, com camadas de arenito muito fino, argiloso e marga cinzenta. Apresenta idade neo-albiana a eoturoniana e ambiente de sedimentação nerítico, de plataforma externa. Correlaciona-se esta formação com as unidades pelíticas albo-cenomanianas distribuídas pelas bacias costeiras: Formação Itanhaém (Santos), Membro Outeiro (Campos), Formação Regência (Espírito Santo), Membro Quiepe (Camamu-Almada), Membro Taquari e Formação Contiguiba etc. (Dias et al., 1994).

A Formação Cidreira é constituída pelos clásticos grossos e finos interdigitados com os pelitos Imbé e sobrepostos em discordância aos arenitos Tramandaí. É caracterizada por arenito de muito fino até grosso, cinzento, e argila cinza-escura. Apresenta idade turoniana a holocênica e ambiente de sedimentação correspondente a leques costeiros progradando sobre plataforma, em ambiente nerítico. Pode ser correlacionada com as formações arenosas neocretáceas/terciárias presentes em toda a costa brasileira: Santos/Juréia/Iguape , Emborê , Rio Doce , Marituba, etc. (Dias et al., 1994).

Por fim, a Formação Imbé denomina os pelitos, notadamente folhelho e argila, sobrepostos, geralmente por discordância, aos clásticos finos Atlântida e interdigitados com os arenitos da Formação Cidreira. Caracteriza-se por folhelho, argila e siltito cinzaesverdeado, com raras camadas de arenitos turbidíticos intercaladas. Possui idade turoniana a recente e os ambientes de deposição envolvidos são marinhos profundos, com plataforma externa, talude e bacia. Pode ser correlacionada com as unidades pelíticas neocretáceas/terciárias de toda a costa brasileira: formações Itajaí-Açu e Marambaia, Ubatuba, Urucutuca, Calumbi, etc. (Dias et al., 1994).

O pacote sedimentar supra-Portobelo apresenta-se recortado por uma série de superfícies erosivas que correspondem a tempos de queda relativa do nível do mar (Milani et al., 2000).

Na porção sul da Bacia de Pelotas, ocorre um espesso pacote de sedimentos pós- Paleoceno com até 6.000 metros de espessura, definindo o Cone do Rio Grande. Nessa área, são abundantes as estruturas ligadas à movimentação gravitacional de argila mergulho abaixo, sendo comuns as ocorrências de hidratos de gás nos níveis estratigráficos mais superficiais (Milani et al., 2000).

A Bacia de Pelotas pode ser considerada monótona com relação ao seu arcabouço estrutural. Seu embasamento aplainado é cortado por falhas antitéticas e recoberto por estratos que mergulham suavemente em direção ao mar formando cunhas (Gonçalves, 1979).

A fase rifte em domínio de águas rasas apresenta meio-grábens controlados por falhas antitéticas de alto ângulo (Milani et al., 2000). Já a seção pós-rifte possui estruturação incipiente, fato este que pode estar associado à ausência de evaporitos albianos (Chang et al., 1992).

Dentro deste quadro estrutural relativamente monótono, em que os basculamentos são os principais modeladores da bacia, destacam-se, como feições estruturais mais importantes, as calhas de ruptura da crosta, o alto externo, a charneira e as falhas da área limítrofe com a Plataforma de Florianópolis (Gonçalves, 1979).

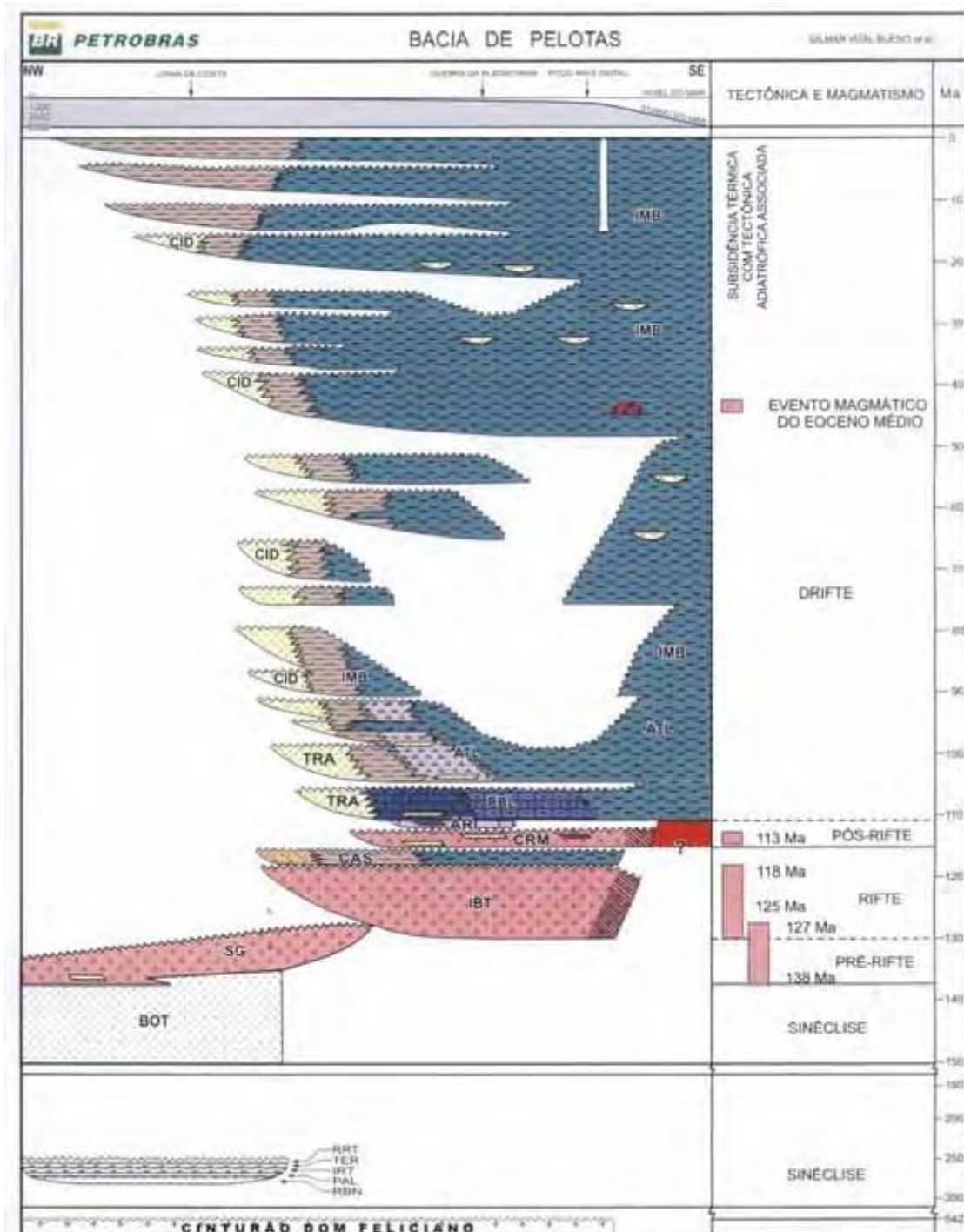


Figura 17– Carta Estratigráfica da Bacia de Pelotas. BOT – Formação Botucatu; SG – Formação Serra Geral; IBT – Formação Imbituba; CAS – Formação Cassino; ARI – Formação Ariri; CRM – Formação Curumirim; PBL – Formação Porto Belo; TRA – Formação Tramandaí; ATL – Formação Atlântida; CID – Formação Cidreira; e IMB – Formação Imbé . (Bueno et al., 2007)

6.2. Elevação do Rio Grande (ERG)

A ERG é uma feição positiva do Atlântico Sul, que alcança profundidades mais rasas que 1.000m e é circundada por assoalho oceânico com profundidades médias de 4.000m. Formada por grandes intrusões crustais de rochas máficas, comumente associadas a *hot spot* e geralmente, relacionadas a um fenômeno de pré-rift (Coffin et al., 1994). Possui aproximadamente 200.000 km² de área.

Essa feição se localiza entre as latitudes 28°S e 34°S e longitudes 28°W e 42°W. Ela possui um padrão batimétrico muito complexo, dominado por uma alta concentração de montes submarinos, vales e escarpas (Alves, 2002). A ERG mascara as ZFs da região.

7. Zona de Fratura do Chuí (ZFC)

Estudos anteriores consideravam a ZFC como um lineamento, recentemente através de novas pesquisas, como as de Stica et al. (2013), pode-se confirmar sua continuidade até a Cordilheira Mesoatlântica. Logo, hoje podemos considerá-la como ZF. Ela possui direção leste-oeste e compreende uma faixa com cerca de 1 grau de largura, entre as latitudes de 23°- 35°S. Segundo Alves (1981), a ZFC se relaciona com um alto estrutural próximo à latitude de 34°S.

Segundo Stica et al.(2013), a ZFC segmenta a porção sul da Bacia de Pelotas, a Zona de Fratura de Porto Alegre segmenta a porção central e a Zona de Fratura do Rio Grande a porção norte, como pode-se observar voltando a figura 14. Para Kumar (1979), provavelmente a porção sul da Elevação do Rio Grande esteja limitada pela ZFC.

Foi mencionado por Alves (1981) que a ZFC era caracterizada por anomalias magnéticas, anomalias gravimétricas, deflexão de isobatas e sísmica de reflexão. Ainda segundo Alves (1981), a deflexão de isobatas sofrem uma inflexão na tendência geral (norte-nordeste-sul-sudoeste), orientando-se, na faixa, para a direção leste-oeste, Uchupi(1971), também identificou estas mudanças nos contornos batimétricos.

Para Alves (1981), a Bacia de Pelotas apresenta um embasamento com características capazes de sugerir a presença da ZFC. Isto foi concluído através da sísmica de reflexão. Foi dito também por Alves (1981) que na extremidade do flanco sul da Elevação do Rio Grande aparecem três altos e dois baixos, formando um conjunto lateralmente contínuo (latitudes de 39° e 32° W), evidenciando no primeiro alto, de um e outro lado, uma suposta mudança no nível médio do embasamento e no comportamento dos refletores dos intervalos estratigráficos.

8. Resultados, Análise e Discussões

No mapa batimétrico (figura 18) visualiza-se a expressão superficial dos fenômenos estruturais que atuaram durante a história geológica na área estudada. Através dele foi possível observar duas falhas transformantes que possivelmente formam o compartimento crustal da ZFC. Tais transformantes se encontram na região da CMA e possuem prolongamentos fósseis tanto para leste quanto para oeste no sentido da Margem Continental Africana e Brasileira

No mapa de anomalia gravimétrica Ar-Livre da figura 19, identificam-se as variações de densidades que possuem importâncias relacionadas às mudanças de espessura das rochas do embasamento e litologia, refletindo, de uma maneira geral, uma feição parecida com a topografia do fundo do mar. Isto proporciona observações de áreas de deposições de sedimentos (anomalias negativas) ou de soerguimento da Moho (anomalias positivas). Nesse mapa as ZFs são indicadas como anomalias negativas e positivas alongadas que se iniciam na CMA em direção a margem continental. Com base nessas características, foi feita uma análise com mais detalhes a partir do mapa gravimétrico (figura 20), traçando-se perfis ao longo de uma área estratégica para melhor avaliar o comportamento morfotectônico da região. Os perfis 01, 02 e 03 foram traçados ao longo da CMA (figura 21), na porção ativa das zonas de fratura fica evidente a compartimentação tectônica caracterizada pelas ZFC e ZFPA com base nos padrões das anomalias e no nível do embasamento, configurando os compartimentos crustais definido pelas mesmas. A partir da análise desses três primeiros perfis pode-se

confirmar que o compartimento crustal da ZFC, não é definido apenas por uma transformante e sim composto por duas. Na figura 21, observa-se a presença de um alto gravimétrico seguido de um baixo gravimétrico e outro alto gravimétrico seguido também de um baixo gravimétrico. Logo, considera-se que a ZFC forma um sistema duplo de ZF, ou seja, a partir de agora ela será definida como um Sistema de Zona de Fratura (SZF). Segundo Tomezak (2015), o compartimento crustal da ZFPA é composto por quatro falhas transformantes o que também a define como um SZF.

A transformante norte do Sistema de Zona de Fratura do Chuí (SZFC) foi nomeada como 01 e a sul como 02, sendo que a 01 da origem ao segmento crustal 01 e a 02 da origem ao segmento crustal 02 (figura 18). A transformante 01 é definida com uma distância de aproximadamente 100 Km e idade aproximada de 2 Ma, e a transformante 02 apresenta uma distância de aproximadamente 29 Km e cerca de 0.3 Ma. Segundo Sempéré et al. (1993), a partir de informações de tamanho de offset e de idade, pode-se classificar a transformante 01 como sendo uma descontinuidade rígida de 1ª ordem e a 02 como uma descontinuidade não rígida de 2ª ordem. Segundo Tomezak (2015), todos as quatro transformantes do Sistema de Zona de Fratura de Porto Alegre (SZFPA) são classificadas, de acordo com a tabela de Sempéré et al (1993), como sendo descontinuidades rígidas de 1ª ordem e possuem idade aproximada de 5 Ma., isto mostra que o processo de abertura do SZFC é mais rápido.

Os segmentos fósseis possuem diferentes características morfotectônicas. Para Alves (2002), é visível sua mudança de orientação ao longo dos milhares de anos devido a mudanças no pólo de rotação da placa Sul-Americana. Nas crostas de mais idade, a falha referente ao segmento 02 muito possivelmente não existia, isso é reforçado pelo fato de que esse segmento só é percebido do perfil 01 ao 07 (figuras 21, 22 e 23) e não é visível a partir do 08 (figura 23). Estas análises ajudam com a ideia de que durante o período evolutivo o SZFC tenha sofrido mudanças tectônicas de grande importância. Segundo Alves (2002), essas mudanças podem estar relacionadas a significativas variações no suprimento magnético, mudanças nas velocidades de expansão da placa, ou até mesmo uma reorganização na dinâmica tectônica global, envolvendo a forma e o comprimento dos segmentos fósseis.

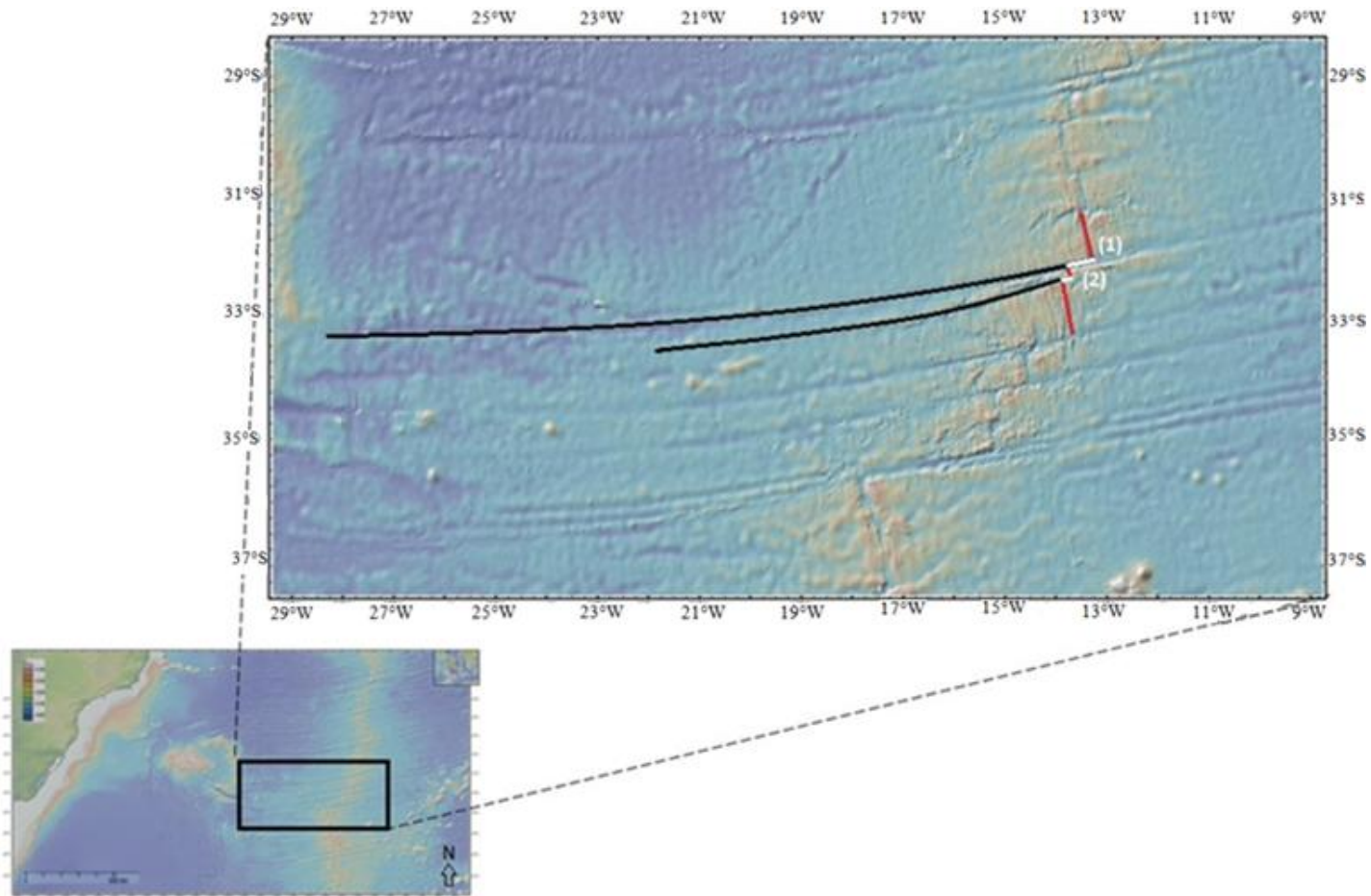
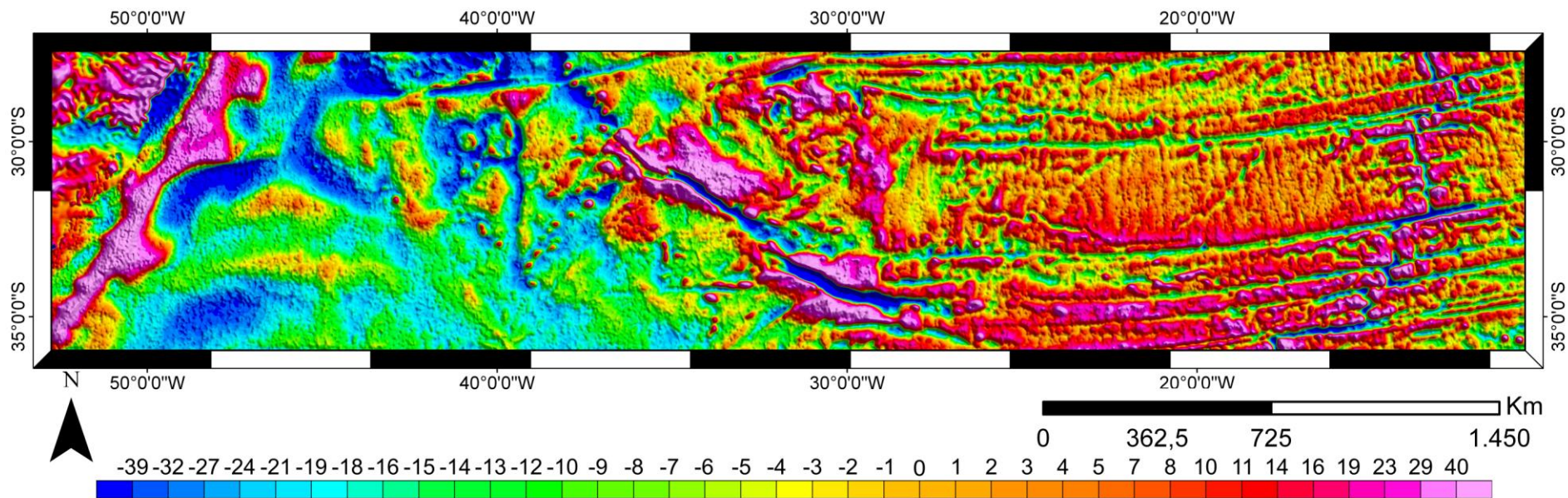


Figura 18: Mapa batimétrico. O retângulo indica a área aumentada. Os prolongamentos do SZFC se encontram na cor preta. Em vermelho, eixo da CMA deslocado. Em branco, as falhas transformantes (1) e (2).



Gravimetria Free-air (mGal)

Figura 19: Mapa de Anomalia gravimétrica *Free-air*.

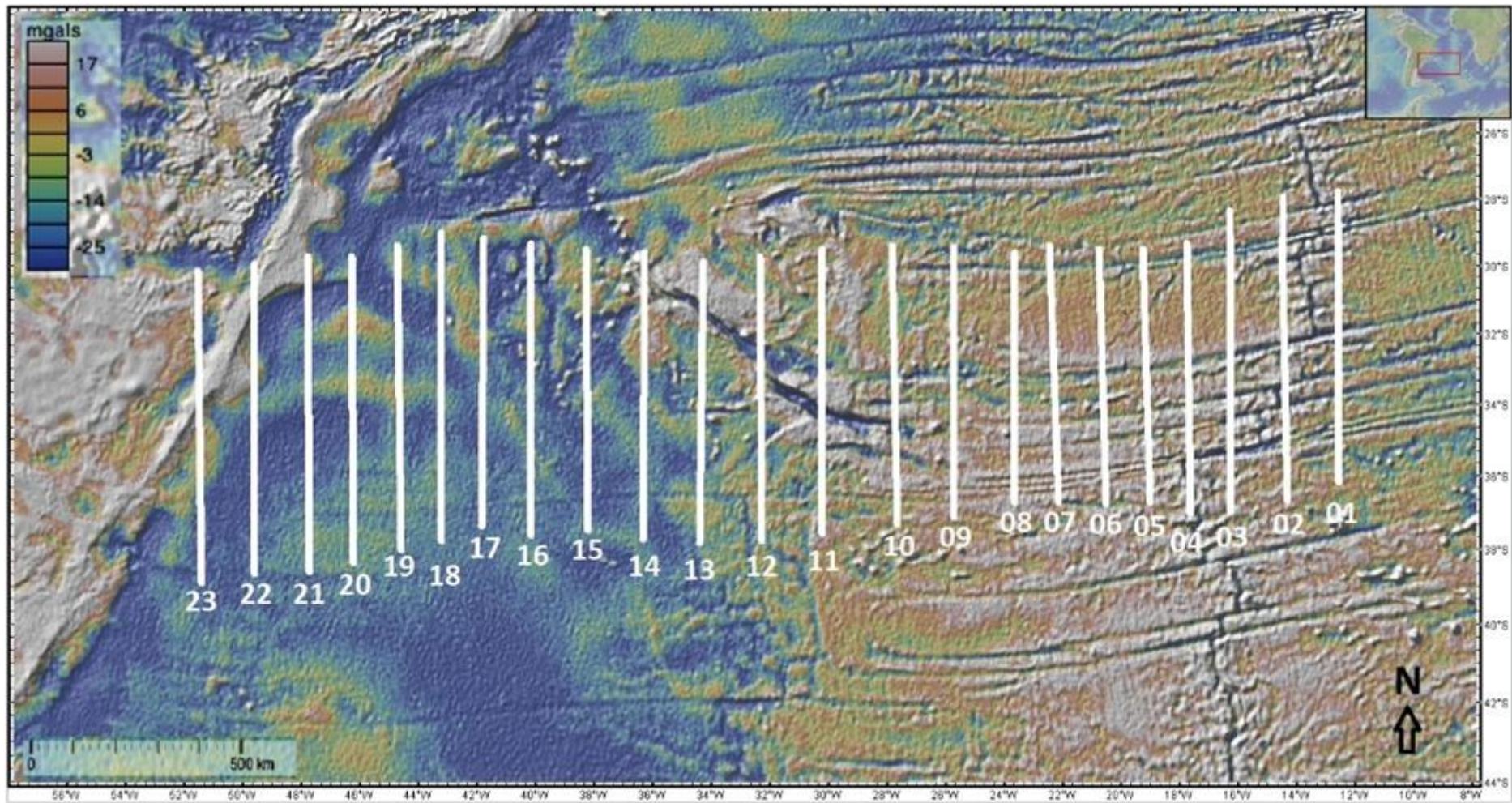


Figura 20: Mapa da anomalia gravimétrica ar-livre. Linhas na cor branca correspondem aos respectivos perfis gravimétricos analisados.

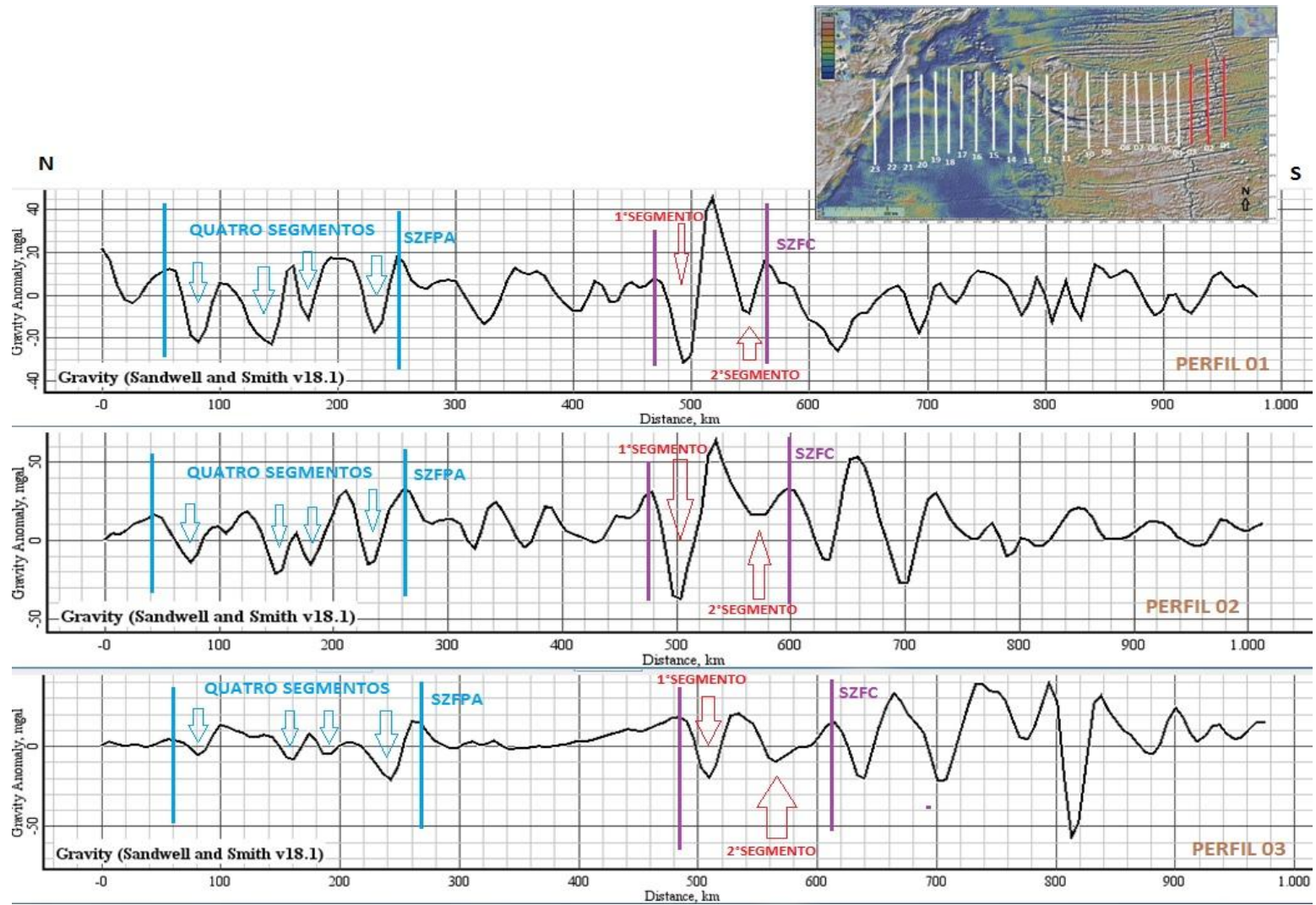


Figura 21: Perfis gravimétricos 01, 02 e 03.

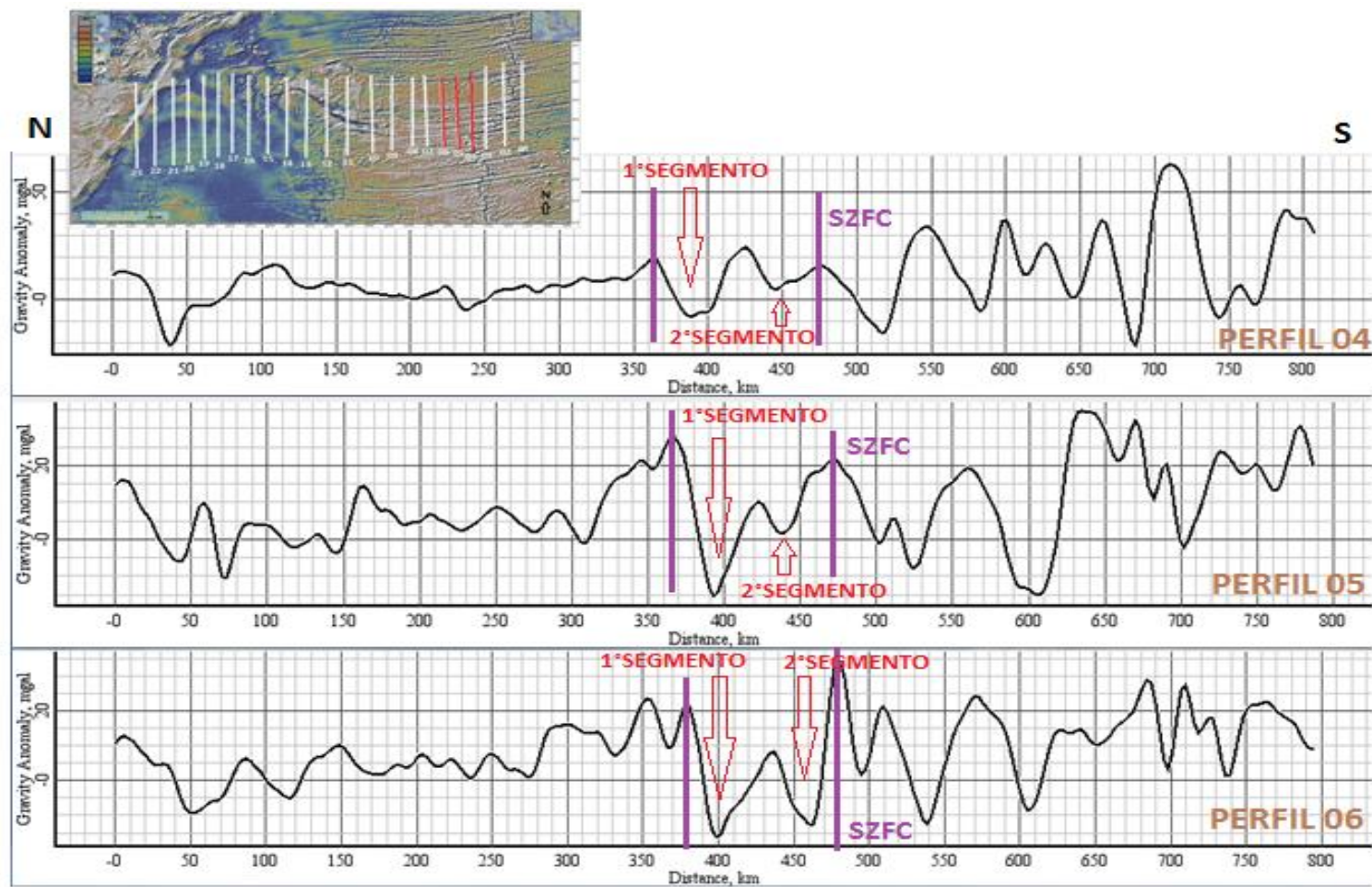


Figura 22: Perfis gravimétricos 04, 05 e 06.

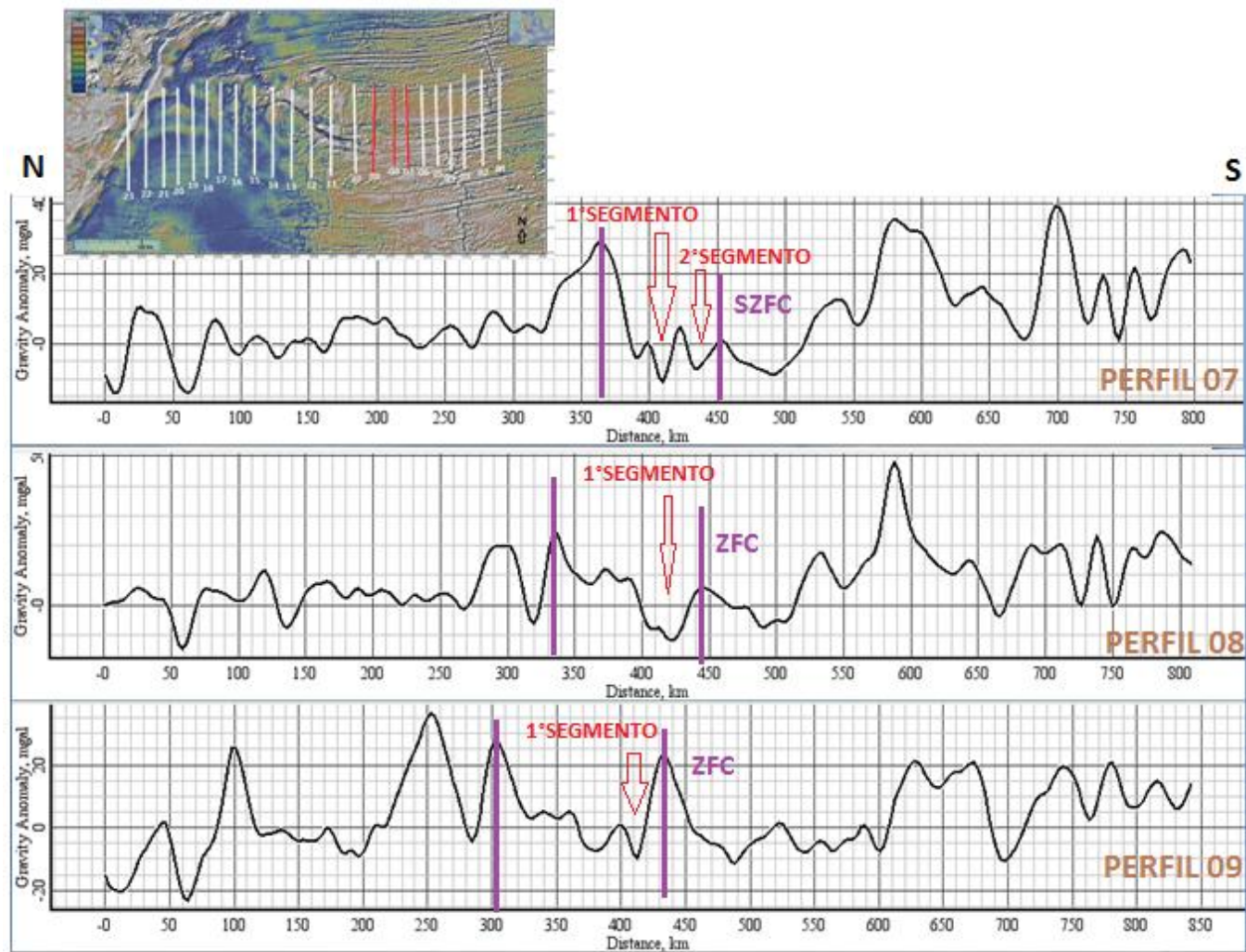


Figura 23: Perfis gravimétricos 07, 08 e 09.

Os perfis 10, 11 e 12 foram traçados na Elevação do Rio Grande (ERG) (figura 24), pode-se notar que na parte sul da ERG está presente o padrão de um alto gravimétrico e um baixo gravimétrico, que caracteriza as calhas das ZFOs, neste caso, este padrão foi interpretado como o segmento 01 do SZFC.

A delimitação do segmento 01 fica um pouco mais complicada, a partir do perfil 13, somente com a interpretação dos perfis gravimétricos (figura 25). Tal dificuldade está ligada a grande espessura de sedimentos da Bacia de Pelotas (Alves, 1981), a qual é inferiormente segmentada pelo SZFC.

Os perfis 17, 18, 19, 20 e 21 (figuras 26 e 27) foram traçados em cima de um alto gravimétrico, o qual foi assumido como sendo o prolongamento do Alto de Polônio, o segmento 01 contorna a parte inferior deste alto gravimétrico e finalmente coincide com o limite sul do cone de Rio Grande (CRG), como pode ser observar nos perfis 22 e 23 (figura 28), os quais foram traçados no CRG.

No mapa de anomalia gravimétrica da figura 29 tem-se marcada a delimitação do SZFC a partir de toda a análise dos perfis gravimétricos. O segmento 01 passa pela porção sul da ERG, contorna o alto gravimétrico oriundo do prolongamento de Polônio e por fim atinge a parte inferior do CRG, já o segmento 02 não aparece mais a partir da longitude 23°W.

O mapa de anomalia magnética (figura 30) possibilita verificar o típico padrão de anomalias magnéticas lineares atribuíveis a faixas de crosta oceânica significativamente magnetizada em uma direção normal e reversa. Logo, em locais de ZF tal padrão é quebrado. Visualiza-se que ao longo das ZFs e dos seus respectivos prolongamentos, os blocos magnetizados são encontrados com deslocamentos, apontando a movimentação e justaposição de locais com magnetização contrária. Através da análise desse mapa pode-se reforçar tudo o que foi analisado anteriormente, e ter uma melhor compreensão do estudo.

Existe a possibilidade de identificar regionalmente, os contrastes de densidade das rochas no mapa de anomalia Ar-Livre (figura 31). A partir dele verificam-se locais com maior aporte sedimentar representados pelos baixos gravimétricos e regiões em que o embasamento se encontra soerguido representadas pelos altos gravimétricos. Neste mapa teve-se uma melhor compreensão da continuidade do segmento 01 na margem continental, onde foi possível uma identificação com melhor precisão do alto

gravimétrico que possivelmente está relacionado com o prolongamento do alto de Polônio.

O SZFC, assim como as demais ZFOs do Atlântico Sul, sofreu inflexões durante sua evolução. A partir da análise do mapa de isócronas magnéticas (figura 32) verifica-se que da cordilheira (tempo presente) até aproximadamente 30 Ma, os segmentos do SZFC possuem uma direção E-W, entre aproximadamente 30 e 60 Ma os segmentos adquirem orientação ESE-WNW e entre 60 e 80 Ma o segmento 01 teve orientação ENE-WSW. Segundo Alves (2002), tais movimentos nos segmentos fósseis podem ser atribuídos às mudanças no polo de rotação em relação à placa Sul-Americana. A partir de aproximadamente 40 Ma atrás, o segmento 02 desaparece, e apenas o segmento 01 ainda é reconhecido. Em crosta mais antiga, aproximadamente entre 70 e 130 Ma a delimitação do segmento 01 se torna mais difícil devido a grande quantidade de sedimentos terrígenos. Como importante, deve-se ressaltar que a partir de 80 Ma teve início a zona magnética calma do Cretáceo, também conhecida como Supercron Normal do Cretáceo, que faz com que as anomalias na crosta formada durante esse período sejam bem menos definidas, (Sclater et al., 1993).

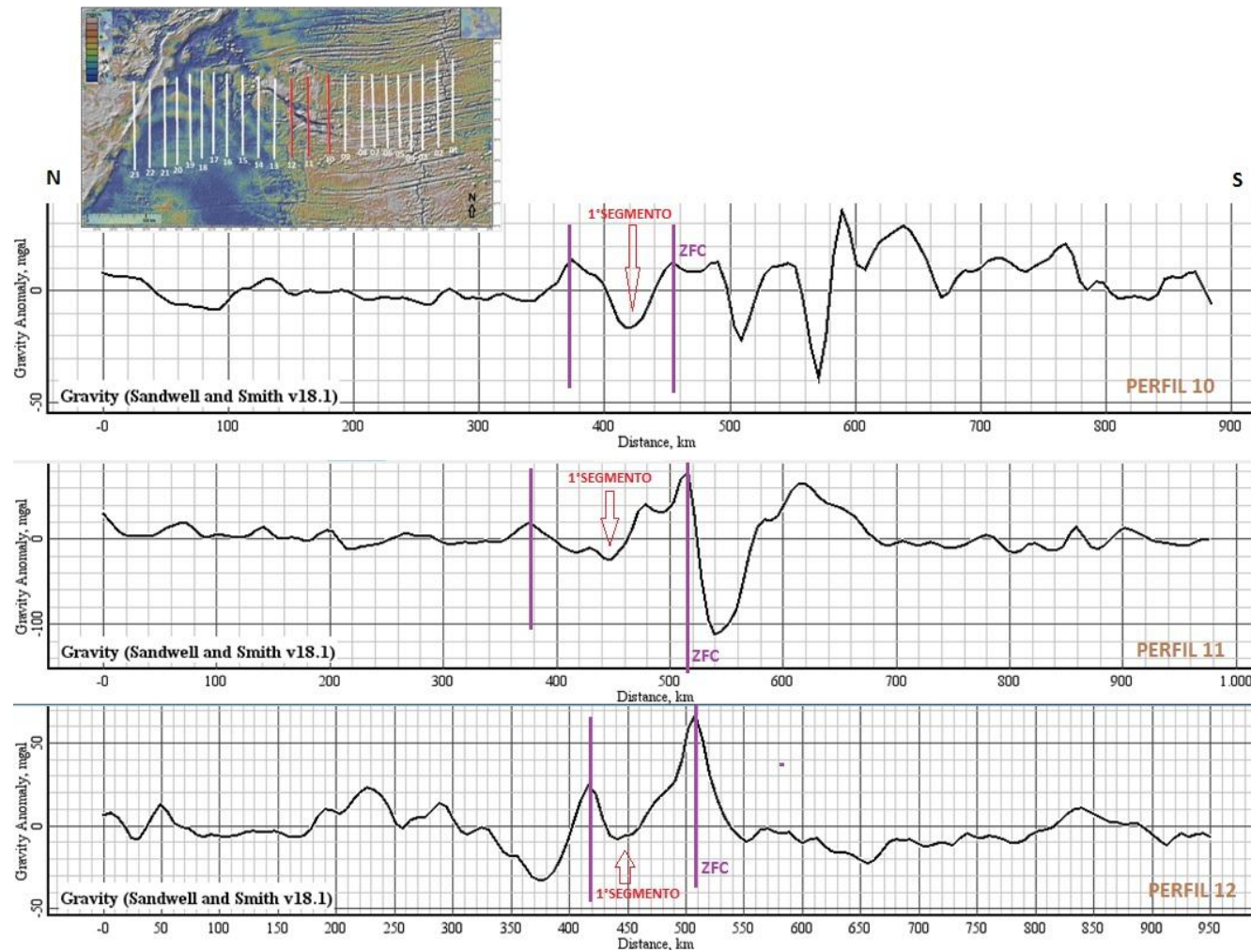


Figura 24: Perfis gravimétricos 10,11 e 12.

F

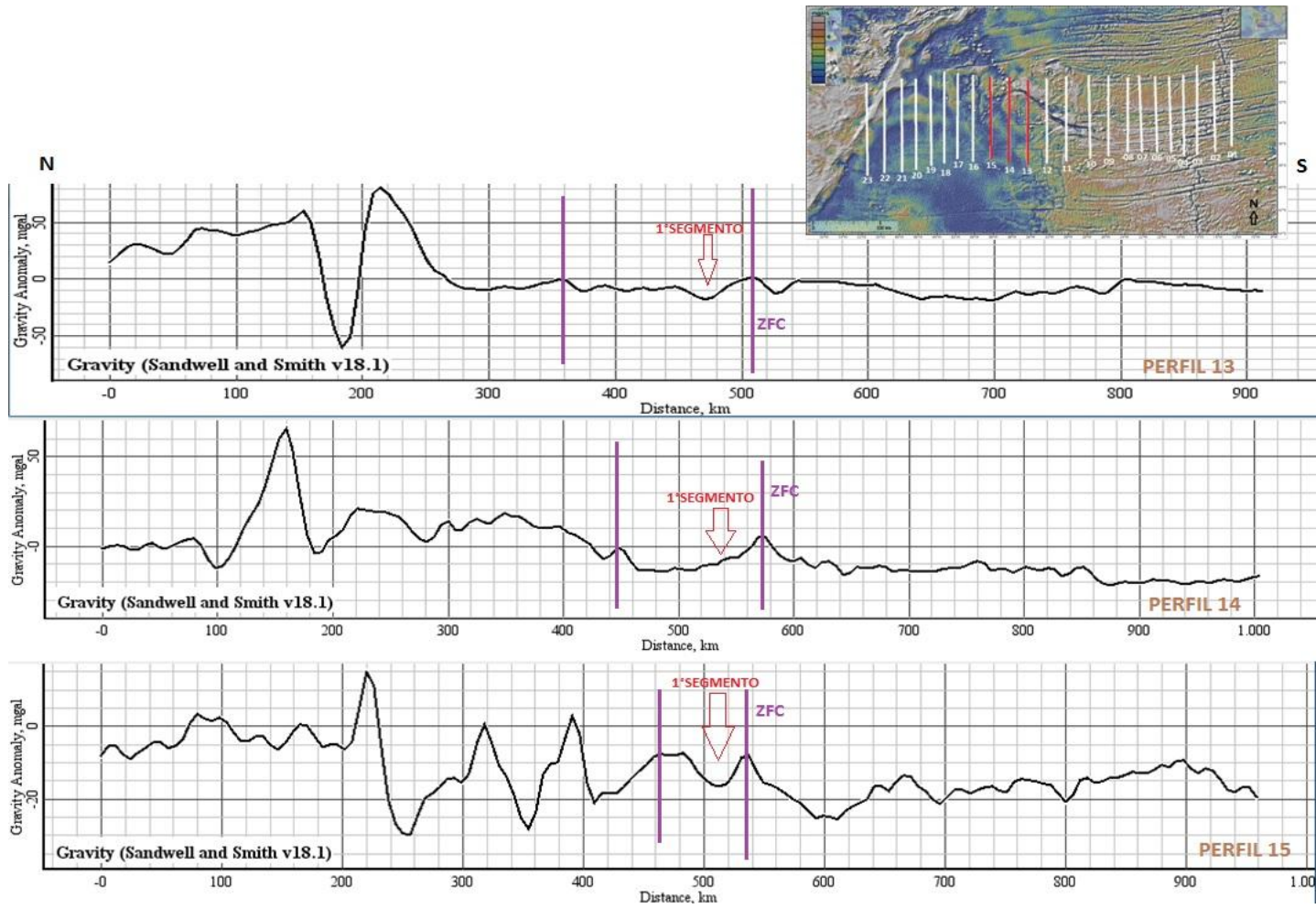


Figura 25: Perfis gravimétricos 13, 14 e 15.

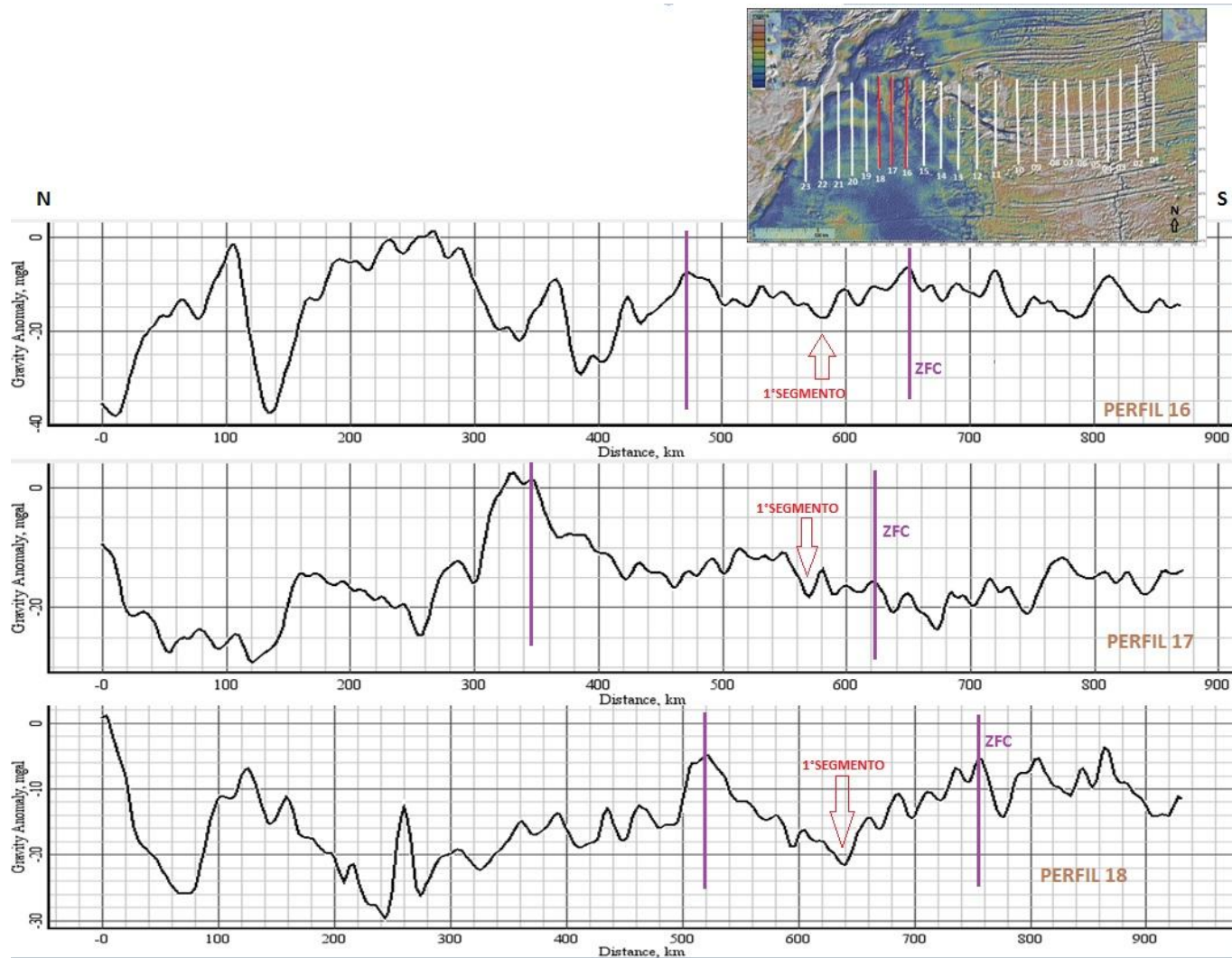


Figura 26: Perfis gravimétricos 16, 17 e 18.

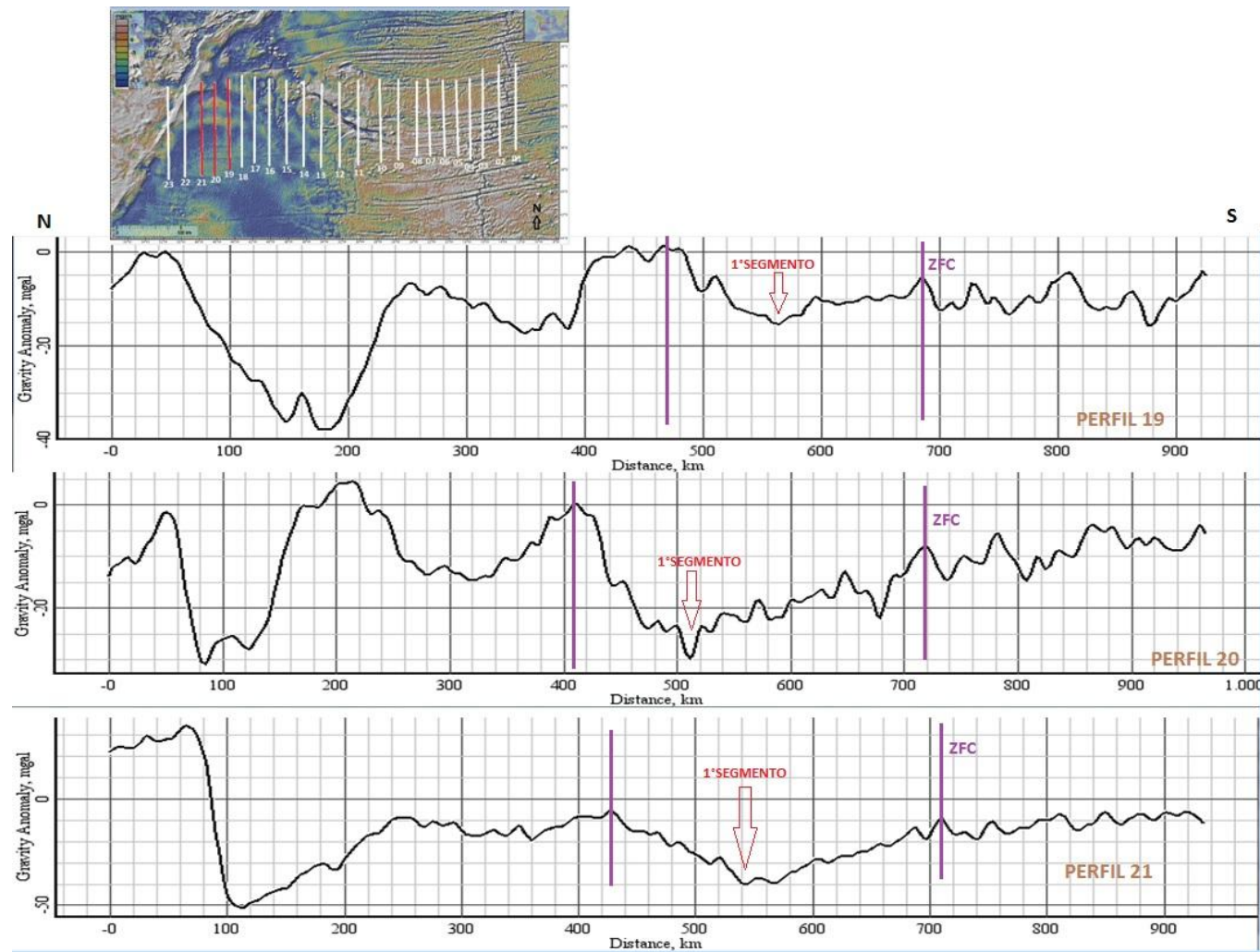


Figura 27: Perfis gravimétricos 19, 20 e 21.

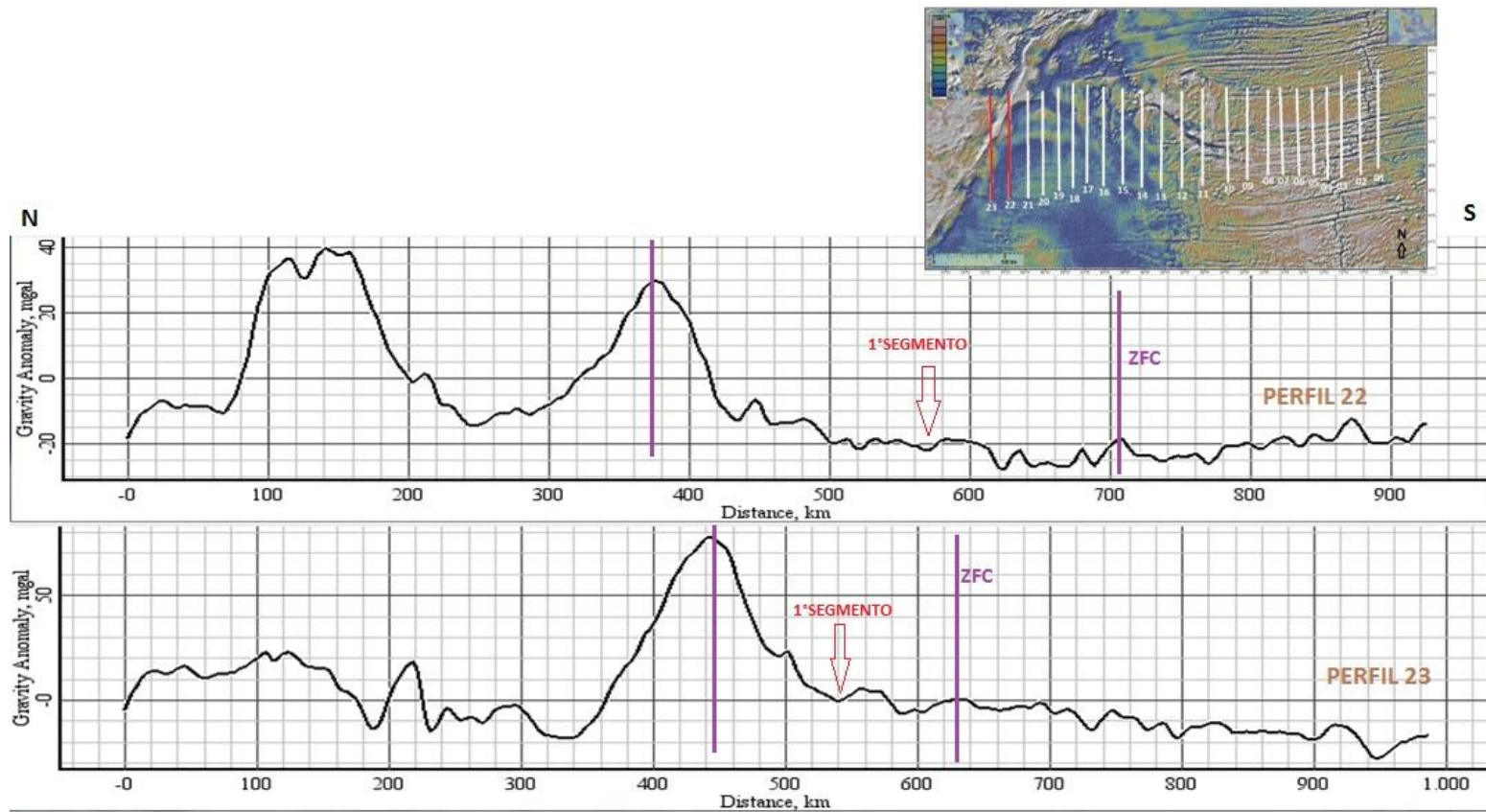


Figura 28: Perfis gravimétricos 22 e 23.

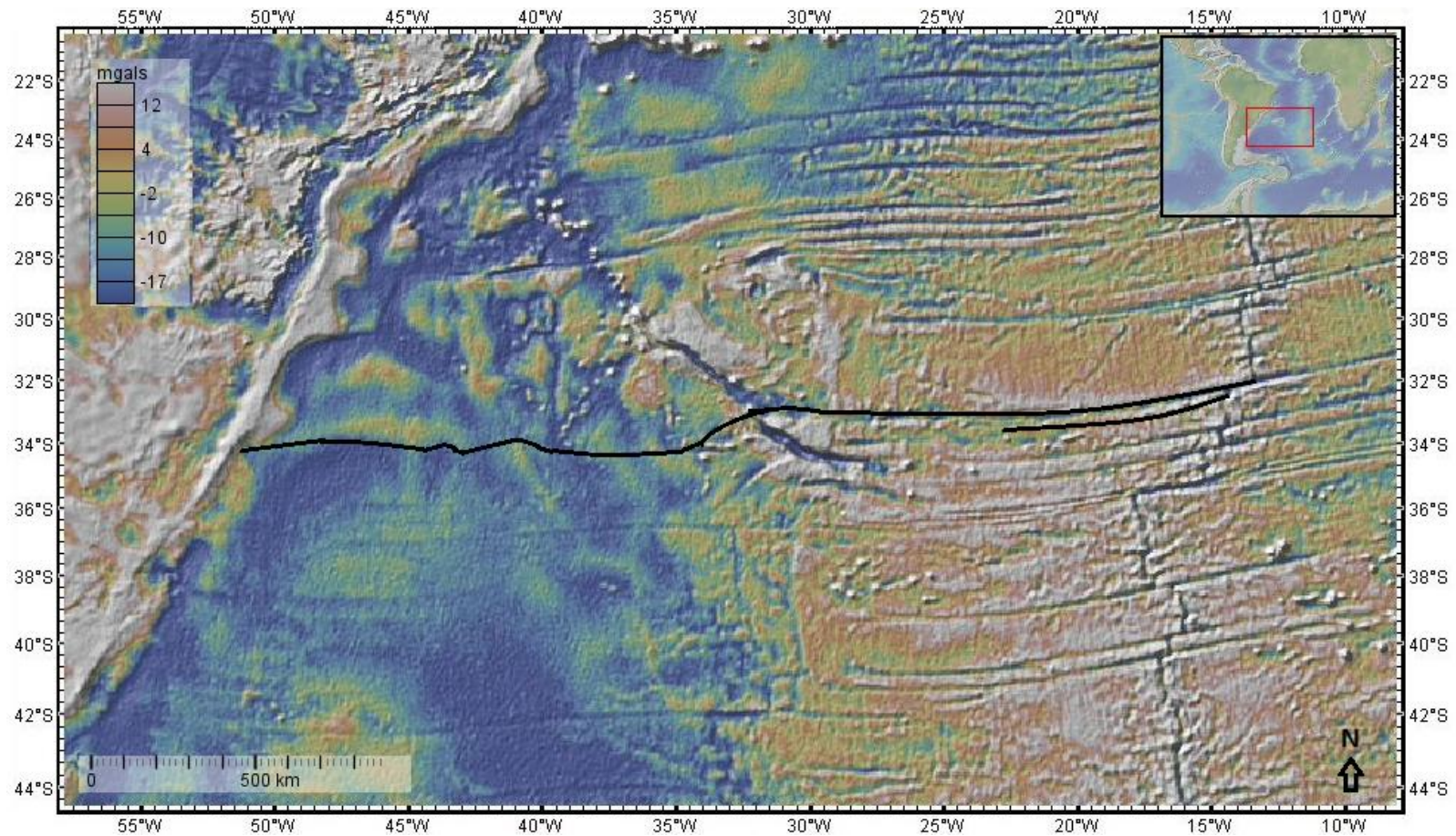


Figura 29: Mapa de anomalia gravimétrica ar-livre. Em preto, a delineação d o SZFC produzida através das análises dos perfis gravimétricos.

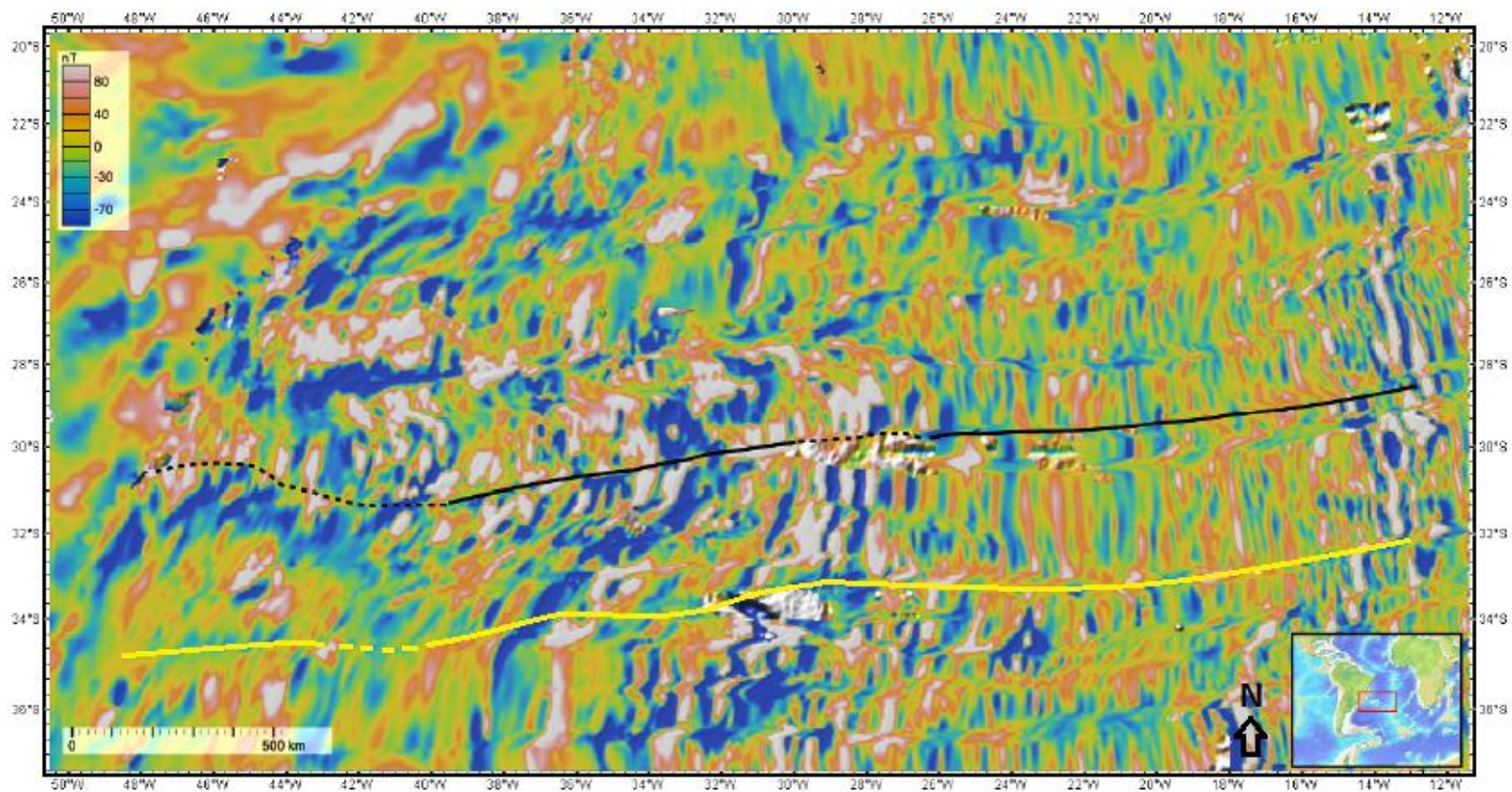


Figura 30: Mapa de anomalia magnética em NT. Linha preta corresponde ao prolongamento do segmento da ZFPA. Linha em amarelo corresponde ao prolongamento do segmento 01 do SZFC. A linha tracejada sugere sua continuidade. Modificado de Tomezak (2015)

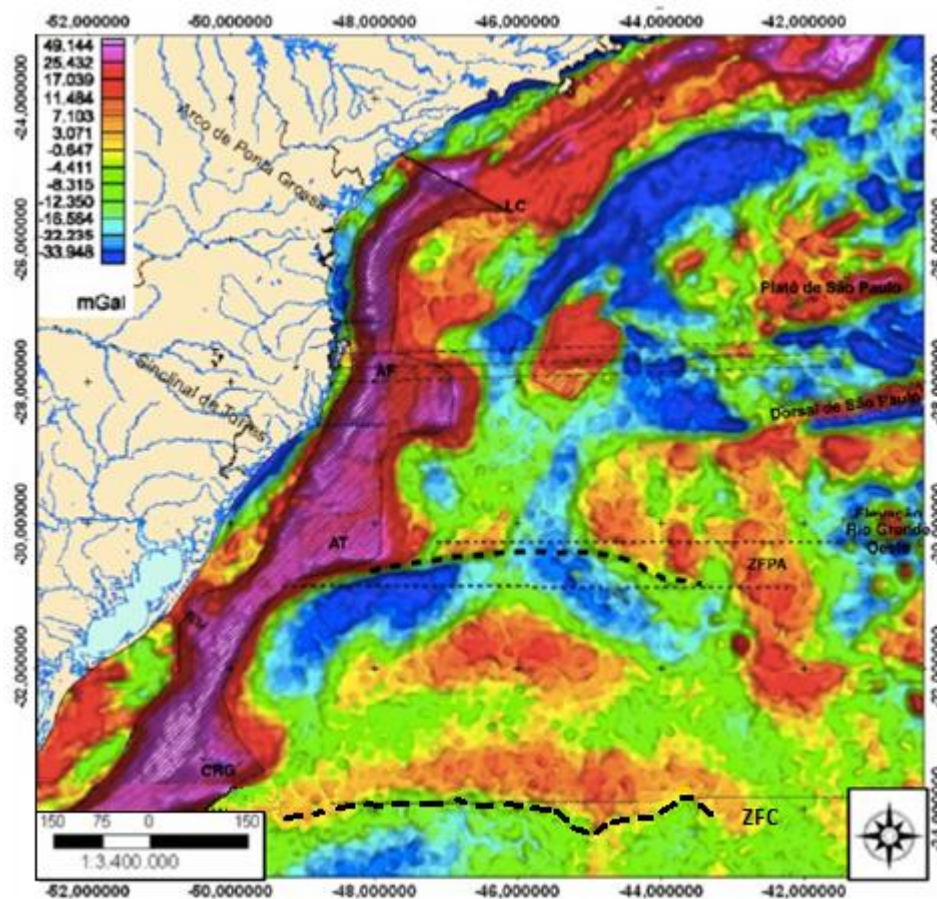
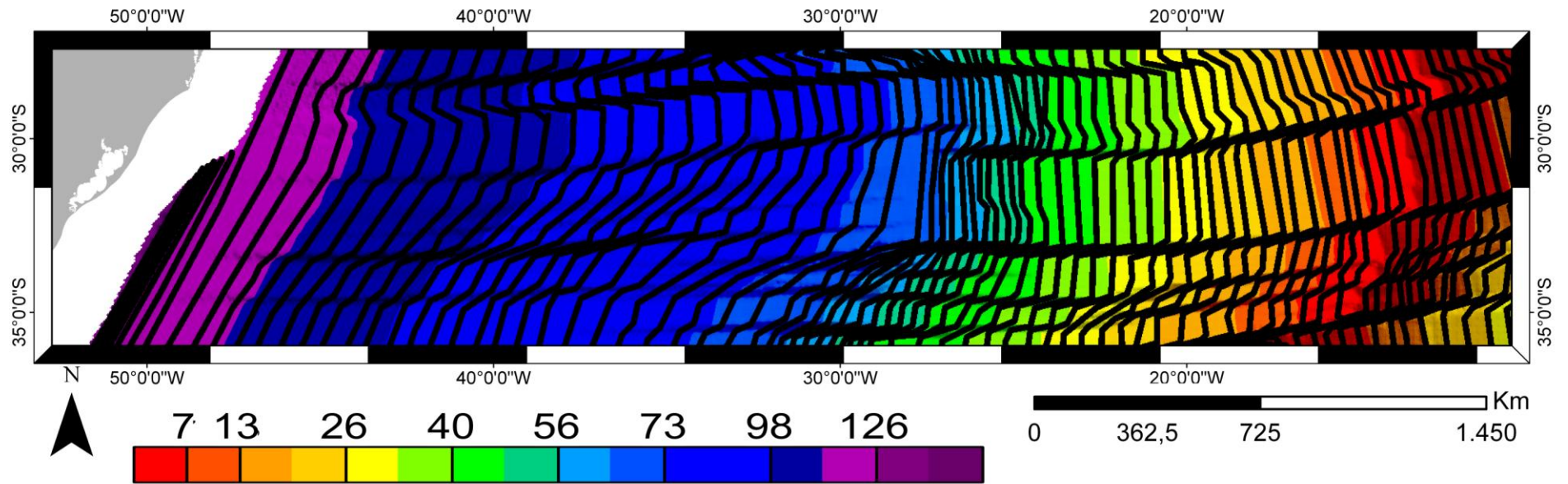


Figura 31: Mapa de anomalia ar-livre. As siglas observadas no mapa são: CRG – Cone do Rio Grande; ZFC – Zona de Fratura do Chuí; LC – Lineamento de Curitiba; AT– Alto de Torres; AF – Alto de Florianópolis; ZFPA – Zona de Fratura de Porto Alegre (modificado de Dantas, 2010).



Isócronas (Ma.)

Figura 32: Mapa de isócronas magnéticas do assoalho oceânico.

Com o intuito de acrescentar as proposições anteriores observadas e verificar melhor a estruturação do local foram feitas análises de linhas sísmicas na bacia de Pelotas tendo como principal foco a região do CRG.

A seção sísmica 5000 059A *strike* (figura 33) mostra os possíveis locais onde se limitam o segmento fóssil de cada um dos três SZFs que segmentam a Bacia de Pelotas. Sendo que o segmento do SZF do Rio Grande se limita próximo a Dorsal de São Paulo, o do SZFPA se limita próximo ao Arco de Torres e o do SZFC se limita na parte sul do CRG. A área de interesse, ou seja, local onde possivelmente existe o segmento 01 do SZFC, se encontra marcada com uma série de falhas normais que foram destacadas por um retângulo amarelo, também temos um horizonte marcado em vermelho e a baixo dele o embasamento (figura 33). Essa sequência de falhas normais teve origem a partir da subsidência causada pela grande quantidade de sedimentos acumulados no CRG. Na seção 0231-0486 *strike* de direção SWNE que é subparalela a linha de costa (figura 34), observa-se novamente a sequência de falhas normais decorrentes da subsidência, as quais também estão destacadas por um retângulo amarelo. Tais falhas possivelmente possuem indícios da passagem do segmento fóssil do SZFC. A análise dos perfis gravimétricos produzidos sobre as duas linhas sísmicas proporcionam a identificação do segmento fóssil como feito anteriormente e também nota-se que cada um dos perfis possui um acompanhamento com as características do embasamento marcado em sua respectiva seção sísmica.

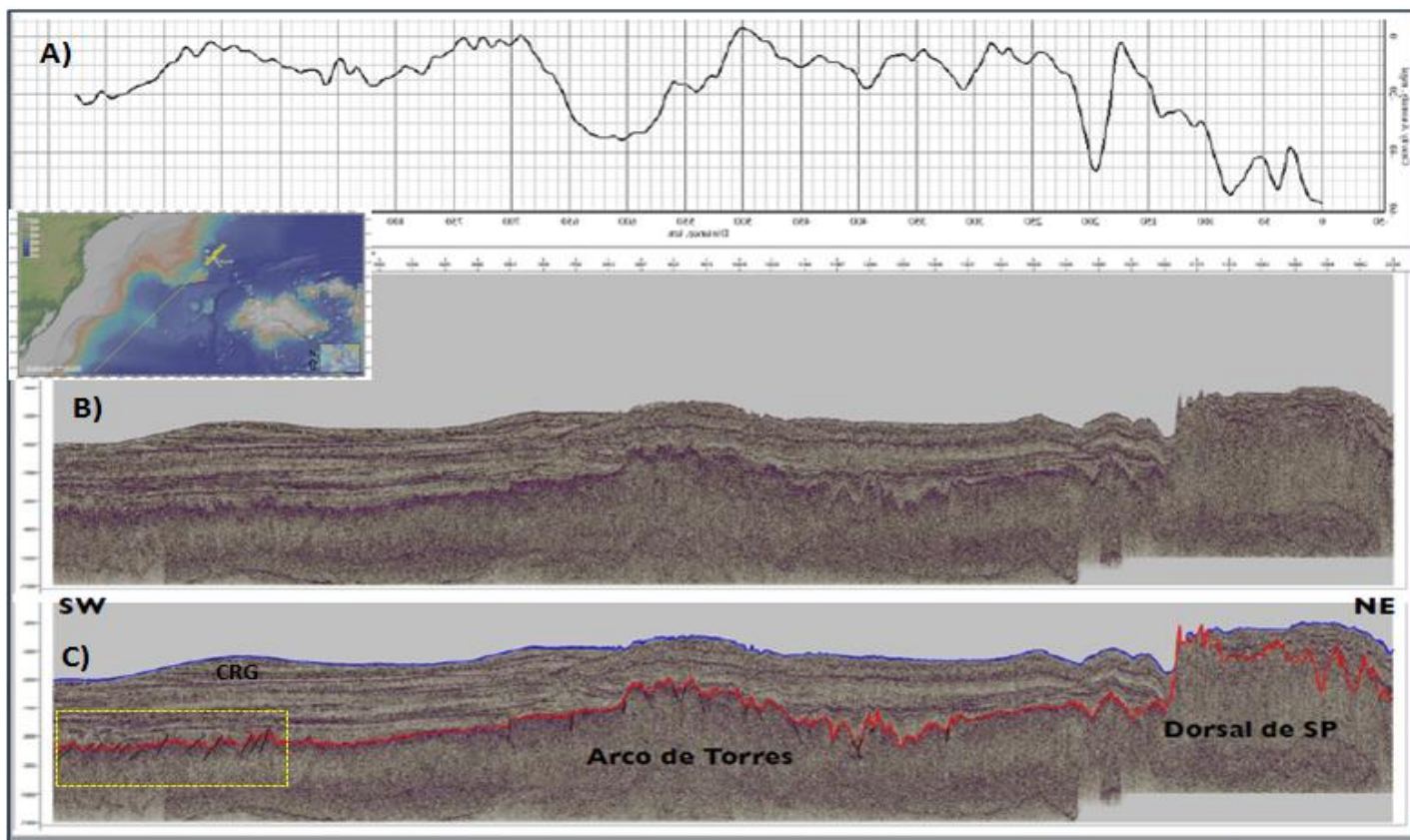


Figura 33: A) Perfil gravimétrico da seção. B) Seção sísmica do LEPLAC 5000 059A não interpretada. C) Mesma seção com a delimitação do fundo do mar (em azul) e do topo embasamento (em vermelho). Falhas normais (em preto) destacadas por um retângulo amarelo indicam o possível local onde se encontra o segmento do SZFC. No mapa, a localização da seção. Modificado de Tomezak (2015)

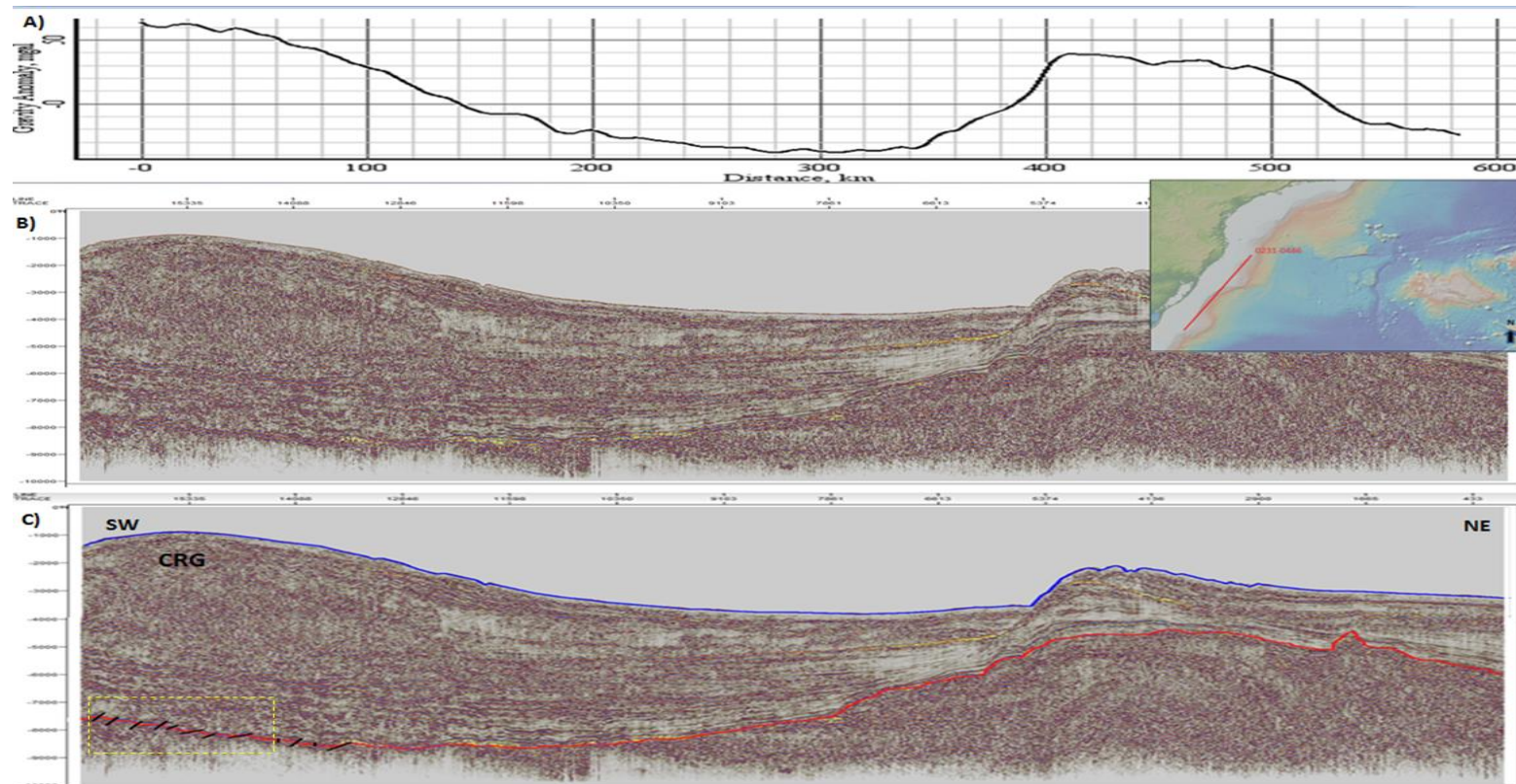
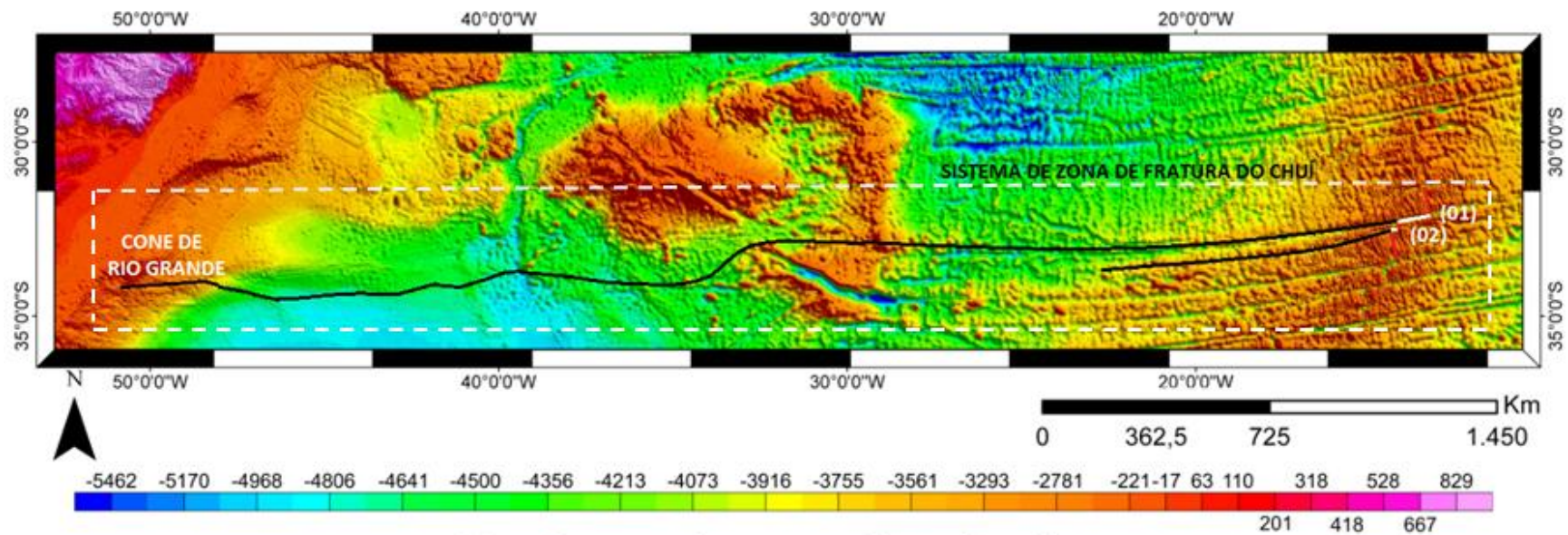


Figura 34: A) Mostra o perfil gravimétrico da seção. B) Mostra a seção sísmica do BEDP 0231-0486 não interpretada. C) Mostra a mesma seção com delimitação do fundo do mar (azul), topo do embasamento (vermelho) e falhas normais (em preto) na área de interesse. Retângulo em amarelo destaca a sequência das falhas normais e o mapa mostra a localização da seção.

9. Conclusão

Os métodos geofísicos utilizados no decorrer desde projeto final se mostraram bem satisfatórios, reafirmando a importância de suas ferramentas e técnicas de investigações indiretas, com o intuito de caracterizar a compartimentação e a estruturação da região.

A partir da integração de resultados provindos dos distintos métodos, como batimetria, anomalias gravimétricas e magnéticas, associados aos dados de sísmica de reflexão conclui-se que o compartimento crustal do SZFC é composto por duas falhas ativas transformantes na região da CMA, associada a segmentos fósseis que se prolongam em direção à margem continental. Na CMA o SZFC é representado por um sistema duplo formado por uma descontinuidade rígida de 1ª ordem com cerca de 2 Ma e uma descontinuidade não rígida de 2ª ordem com idade aproximada de 0.3 Ma. Da CMA os segmentos fósseis se prolongam pelo assoalho oceânico, logo, somente o segmento 01 pode ser acompanhado até a margem continental, ficando o segmento 02 restrito somente a crosta mais recente, sendo ele não mais identificado a partir de aproximadamente 40 Ma atrás. A extensão do segmento 01 se confirma até a margem continental chegando no limite sul do CRG. Nesta região foi evidenciado, a partir dos dados sísmicos, que tal segmento fóssil do SZFC segmenta a Bacia de Pelotas. A figura 35 apresenta a melhor conclusão possível sobre a localização do SZFC após o a utilização de todos os métodos.



Batimetria predita (m)

Figura 35: Mapa batimétrico final da localização e definição do SZFC. Em preto, os prolongamentos da zonas de fratura. Em vermelho, eixo da CMA deslocado. Em branco, as falhas transformantes. Verifica-se que o prolongamento do segmento 01 atinge a margem continental e é coincidente com o limite sul do CRG.

10. Referências Bibliográficas

ÁLVARES, M.T.C.S *et al.* **Monitoração Batimétrica para Gestão de Albufeiras: Estudo Piloto.** In: Anais do IX SILUBESA, Porto Seguro, Bahia, Abril. 2000.

ALVES, E. C. **Zonas de Fraturas Oceânicas e suas Relações com a Compartimentação Tectônica do Sudeste do Brasil.** Tese de Doutorado. Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, 247 p. 2002.

ALVES, E.C. **Estruturas da Margem Continental Sul Brasileira e das Áreas Oceânicas Continentais Adjacentes.** Recursos Minerais (Relatório Final). Rio de Janeiro: PETROBRAS/CENPES/DINTEP. Série Projeto REMAC, 9 . 1981.

ALVES, E.C., MAIA, M., SICHEL, S.E.; CAMPOS, C.M.P. **Zona de fratura de Vitória-Trindade no oceano Atlântico Sudeste e suas implicações tectônicas.** Revista Brasileira de Geofísica (2006) 24(1): 117-127p.

ANJOS, G. DE S. DOS. **Bioestratigrafia (Foraminífera) do Mioceno-Plioceno da Plataforma de Florianópolis, porção setentrional da Bacia de Pelotas.** 2004. 86p. Dissertação de Mestrado em Ciências – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

ANP (Agência Nacional do Petróleo). 2005. **Mapa da 5ª Rodada de Licitações, mostrando os blocos da Bacia de Pelotas;** http://www.brasilrounds.gov.br/geral/ATIV_secoes_e_cartas_r8.asp.

ASMUS, H.E.; GUAZELLI, M. **Descrição Sumária das Estruturas da Margem Continental Brasileira e das Áreas Oceânicas e Continentais Adjacentes, Hipóteses sobre o Tectonismo Causador e Implicações para os Prognósticos de Recursos Minerais.** Recursos Minerais (Relatório Final). Rio de Janeiro: PETROBRAS/CENPES/DINTEP. Série Projeto REMAC, 9 .1981.

AYRES, A.; NETO, J.A.B. **Métodos diretos e indiretos de investigação do fundo oceânico. In: Introdução à Geologia Marinha.** Org.: Baptista Neto, J.A., Ponzi, V.R.A. & Sichel, S.E. Rio de Janeiro, Interciência. 2004.

BLAKELY, R.J., **Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications,** Cambridge University Press, USA, pp. 437. 1995.

BONATTI, E. **Vertical Tectonism in Oceanic Fracture Zones.** Earth Planet. Sci. Lett., 37: 369-379, 1978.

BUENO, G.V. *et al.* **Bacia de Pelotas.** Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p.551-559, 2007.

CANDE, S. C.; LABRECQUE, J. L.; HAXBY, W. F. **Plate kinematics of the South Atlantic: Chron C34 to Present.** J. Geophys. Res., 93 (B11): 13479-13492, 1988.

CHANG, H.K, KOWSMANN, R.O, FIGUEIREDO, A.M.F & BENDER, A.A. **Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System: An Overview.** Tectonophysics, 213, p. 97-138, 1992.

COFFIN, M.F. & ELDHOLM, O. **Large Igneous Provinces: Crustal Structure, Dimensions, and External Consequence.** Reviews of Geophysics, 32: 1-36, 1994.

DANTAS, R.N.G. **Caracterização geofísica e tectônica do alto estrutural de Florianópolis.** 2010. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geofísica) - Universidade Federal Fluminense.

DELONG, S. E.; DEWEY, J. F.; FOX, P. J. **Topographic and Geologic Evolution of Fracture Zones.** Journal of the Geological Society, June 1979, v. 136:303-310, doi:10.1144/gsjgs.136.3.0303.

DETRICK, R. S., WHITE, R. S.; PURDY G. M. **Crustal structure of North Atlantic Fracture Zones.** Rev. Geophys. 1993. 31(4), 439–458, doi:10.1029/93RG01952.

DIAS, J. L.; SAD, A. R. E.; FONTANA, R. L. & FEIJÓ, F. J. **Bacia de Pelotas. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 8, n.1, p. 235-245, 1994.**

FONTANA, R.L. **Investigações geofísicas preliminares sobre o Cone do Rio Grande, Bacia de Pelotas, Brasil.** Acta Geologica Leopoldensia, v. 13, n. 6, p. 161-170, 1990a.

FONTANA, R.L. **1990b. Desenvolvimento termomecânico da Bacia de Pelotas e parte sul da Plataforma de Florianópolis.** In: GABAGLIA, G.P.R.; MILANI E.J. (Ed.). Origem e evolução de Bacias sedimentares. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1990, p.377-400.

GONÇALVES, A.; OLIVEIRA, M.A.M.; MOTA, S.O.M. **Geologia da Bacia de Pelotas e da Plataforma de Florianópolis.** Boletim Técnico da PETROBRAS, v. 22, n. 3, p. 155-226, 1979.

GONÇALVES, B.F. **Modelagem de dados geofísicos magnéticos e radiométricos aéreos e terrestres aplicados à interpretação geológica.** Trabalho de Graduação. Departamento de Geologia e Geofísica Aplicada do Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia. Salvador. 2008.

GORINI, M. A. **The Tectonic Fabric of the Equatorial Atlantic and Adjoining Continental Margins: Gulf of Guinea to Northeastern Brazil.** Rio de Janeiro: PETROBRAS/CENPES/DINTEP. Série Projeto REMAC, 9: 11-116, 1981.

IMBRIE, J.; HAYS, J.; MARTINSON, D.; MCINTYRE, A.; MORLEY, J.; PISIAS, N.; PRELL, W.; SCHACKETON, N.J. **1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine.** In: BERGER, A. et al. (Eds.). Milankovitch and climate. Part I. Riedel. P.269-305.

KASTENS, K. **A compendium of causes and effects of processes at transform faults and fracture zones.** Rev. Geophys. 25 (7): 1554-1562, 1987.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I.: **(2009) Geofísica de Exploração** , Trad. Maria Coelho (coord.) *et al.* Ed. Oficina do Texto, São Paulo, SP.

KUMAR, N- **Origin of “paired” aseismic rises: Ceará and Sierra Leone Rises in the Equatorial, and the Rio Grande Rise and Walvis Ridge in the South Atlantic.** Marine Geology, Amsterdam, 30:175-191, 1979.

LE PICHON, X. **Sea-Floor Spreading and Continental Drift.** Journal of Geophysical Research. 1968.

MENARD, H. W. **Topography Of The Northeastern Pacific Sea-Floor** . Geol. Soc. Am. Bull., 65: 1149-1198, 1954.

MEPEN, M. **Evolução Sedimentar da Porção Mediana e Distal da Bacia de Pelotas.** Tese de Dissertação de Mestrado. UFF. 2002.

MILANI, E.J., BRANDÃO, J.A.S.L.; ZALÁN, P.V.; GAMBOA, L.A.P. **Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas.** Revista Brasileira de Geofísica, v. 18, n.3, p. 351-396, 2000.

MILANI, E.J.; MELO, J.H.G. DE; SOUZA, P.A. DE; FERNANDES, L.A.; FRANÇA, A.B. **Bacia do Paraná. Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p. 265 – 287, maio/nov. 2007.

NICOLAS, A. **The Mid- Oceanic Ridge: Mountains Below the Sea Level.** Springer-Verlog. 1995.

PEIVE, A.A . **Vertical Tectonic Movements Of The Crust In Transform Fracture Zones Of The Central Atlantic**. 2005 . Geotectonics . Vol 40, issue 1, p. 25- 36 . ISSN 1556-1976. Doi: 10.1134/S0016852106010031 18 – 114.

PINHEIRO, K. **Curso: Magnetismo da Terra. Módulo 2.4: Magnetismo das Rochas**. 2012. Observatório Nacional.

QUENTAL, S. **Estrutura da Zona de Fratura de Asção da Cordilheira Mesoceânica à Margem Contintal**. Tese de Dissertação de Mestrado. UFF. 2002.

REYNOLDS, J. M., **An introduction to applied and environmental geophysics**. Chichester, John Wiley & Sons. P. 29-208. 1997.

ROBINSON, E. A., AND TREITEL, S., 1980, **Geophysical signal analysis**: Prentice-Hall, Inc.

SILVA, M.L. **Definição do Comportamento Morfoestrutural da Zona de Fratura de Porto Alegre**. Trabalho de Conclusão do Curso de Graduação em Geofísica da Universidade Federal Fluminense, 2013.

STEEPLES, D.W. (2005) **Shallow seismic methods**. In: Rubin Y, Hubbard Hydrogeophysics: 215–251, Dordrecht, the Netherlands. SS (Eds.), Springer.

STICA, J.; ZALÁN, P.; FERRARI, A. : (2013) **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; Rio de Janeiro, RJ.

TOMAZELLI , L.J.; VILLWOCK, J.A. **O Cenozóico no Rio Grande do Sul: Geologia da Planície Costeira**. In: HOLZ, M., DE RIOS, L.F. (*Eds.*). Geologia do Rio Grande do Sul. Ed. Universidade/UFRGS. p.375-406. Porto Alegre. 2000.

TOMEZAK, Y. **Caracterização Geofísica do Sistema de Zona de Fratura de Porto Alegre e o Seu Papel na Compartimentação Tectônica da Bacia de Pelotas.** Trabalho de Conclusão do Curso de Graduação em Geofísica da Universidade Federal Fluminense, 2015.

TRIGGIA *et al.*, 2001. **Fundamentos de Engenharia de Petróleo.** Rio de Janeiro. Interciência, Petrobras (2001).

TURNER, S.P.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. **Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision Ar-Ar geochronology.** Earth and Planetary Science Letters, Amsterdam, n.121, p. 333-348, 1994.

UCHUPI, E.- **Bathymetric atlas of the Atlantic, Caribbean, and Gulf of Mexico.** Woods Hole, Mass., Woods Hole Oceanographic Institution, 1971.

VILLWOCK, J.A; TOMAZELLI, L.J 1995. **Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. Notas Técnicas.** CECO, Instituto de Geociências , UFRGS, Porto Alegre, n 8, 45p.

WESSEL, P. E HAXBY, W. F. **Thermal stresses, differential subsidence, and flexure at oceanic fracture zones.** J. Geophys. Res., 95: 375-391, 1990.

WHITE, R. S., WILLIAMS, C.A . **Oceanic Fracture Zones.** Journal of the Geological Society, September 1986, v. 143:737-741, doi:10.1144/gsjgs.143.5.0737.

WHITHAM, K. **Measurement of the geomagnetic elements, Methods and Techniques in Geophysics,** 1:134–148. 1960.