

Universidade Federal Fluminense

Instituto de Geociências

Departamento de Geologia e Geofísica Marinha

**DEFINIÇÃO DO COMPORTAMENTO
MORFOESTRUTURAL DA ZONA DE FRATURA
DE PORTO ALEGRE**

Monique Lopes da Silva

Niterói – RJ

Agosto de 2013

MONIQUE LOPES DA SILVA

**DEFINIÇÃO DO COMPORTAMENTO
MORFOESTRUTURAL DA ZONA DE FRATURA
DE PORTO ALEGRE**

Trabalho de conclusão de curso
submetido ao programa de graduação em
Geofísica da Universidade Federal
Fluminense, como requisito final para
obtenção do título de bacharel Geofísica.

Orientadora: Eliane da Costa Alves

Niterói – Rj

MONIQUE LOPES DA SILVA

**DEFINIÇÃO DO COMPORTAMENTO
MORFOESTRUTURAL DA ZONA DE FRATURA
DE PORTO ALEGRE**

Trabalho de conclusão de curso submetido ao programa de graduação em Geofísica da Universidade Federal Fluminense, como requisito final para obtenção do título de bacharel Geofísica.

Banca Examinadora:

Prof. Dr. : Arthur Ayres Neto – UFF/ LAGEMAR

Prof. Dr : Cleverson Guizan Silva – UFF/LAGEMAR

Prof. Dra : Eliane da Costa Alves – UFF/LAGEMAR

Niterói – RJ

Agosto de 2013

Agradecimentos

À minha família, pelo apoio dado durante toda a realização do curso.

À minha orientadora Eliane da Costa Alves, pela paciência, pelo tempo dedicado e pelos ensinamentos transmitidos ao longo deste trabalho.

Aos professores Cleverson Guizan Silva e Arthur Ayres Neto, por aceitarem o convite para participação na banca examinadora.

Ao professor Jorge Palma, pela ajuda fundamental para a realização deste trabalho.

E por fim, aos meus companheiros de faculdade, pela amizade e pelas risadas que acompanharam esses anos de estudo.

Sumário

Lista de Figuras	vi
Resumo	viii
Abstract	ix
1 Introdução	1
2 Objetivo	3
3 Metodologia	3
3.1 Introdução.....	3
3.1.1 Batimetria Digital.....	4
3.1.2 Batimetria Preditada.....	4
3.1.3 Gravimetria por Satélite.....	5
3.1.4 Magnetometria.....	5
3.1.5 Sísmica de Reflexão.....	6
3.1.6 Isócronas Magnéticas do assoalho oceânico.....	6
3.2 Revisão dos Métodos Utilizados.....	7
3.2.1 Altimetria por Satélite.....	7
3.2.2 Gravimetria.....	7
3.2.3 Magnetometria.....	8
3.2.4 Sísmica de Reflexão.....	9
4 Zonas de Fratura	10
4.1 Aspectos Gerais.....	10
4.2 Morfologia.....	14
4.3 Petrologia.....	15
4.4 Classificação das Zonas de Fraturas.....	16
4.5 Características das Zonas de Fratura.....	17

4.5.1 Características Gravimétricas.....	18
4.5.2 Características Magnéticas.....	19
4.5.3 Características Sísmicas.....	19
5 Geologia Regional.....	20
5.1 Evolução do Segmento Sul do Oceano Atlântico.....	20
5.2 Principais Feições Fisiográficas da Margem Continental Sul-Brasileira.....	23
5.3 Zona de Fratura de Porto Alegre.....	26
6 Lineamentos Tectônicos.....	28
7 Resultados e Discussões.....	29
8 Conclusão.....	42
9 Bibliografia.....	43
Glossário.....	49
Anexo I.....	51

Lista de Figuras

- Figura 1: Mapa de Batimetria do Atlântico Sul. O retângulo vermelho representa a localização da área de estudo. ERG: Elevação do Rio Grande.....2
- Figura 2 : Um satélite mede as variações na superfície do oceano, que são causadas pela topografia do fundo oceânico. (Fonte: Sandwell et al., 2002)7
- Figura 3: À esquerda: processo de espalhamento do fundo oceânico, evidenciando as reversões do campo magnético. À direita: exemplo de padrão zebrado de magnetização. (Fonte: Pinheiro,2012).....9
- Figura 4: Estrutura de uma Zona de Fratura.....11
- Figura 5: Posições relativas da América do Sul e da África no Cretáceo Tardio. Os círculos pretos representam epicentros segundo Barazangi e Dorman (1969). As linhas pontilhadas são a batimetria na placa sul-americana. As linhas contínuas são a batimetria na placa africana. Arcos de circunferência representam a posição das linhas de deslocamento em relação ao polo de rotação das placas. (Fonte: Francheteu & Le Pichon, 1972).....13
- Figura 6:(a) Princípio do método utilizado para localizar o Polo de Euler da rotação entre duas placas nas quais círculos normais às falhas transformantes nos limites das placas se interceptam. (b) Polo de Euler para o movimento entre África e América do Sul, utilizando falhas transformantes da Cordilheira Mesoceânica. (Fonte: Lorrie , W.; 2007).....13
- Figura 7: (1) Esquema de diferentes tipos de morfologia em zonas de fratura. (Fonte: modificado de Bonatti, 1978) (2) Mudança na direção da movimentação da placa. (Fonte: Peive, 2006).....15
- Figura 8: Tipos de falhas transformantes (Modificado de Kastens, 1987).....17
- Figura 9: Mapa da reconstrução tectonoestrutural do Atlântico Sul no Chron 34 (~83 Ma). M4, M2, M0 são anomalias magnéticas. C-34 – Chron 34; AR – Abimael Ridge; COB – Continental- OceanBoundary; WA – West AfricaCraton; CC – Congo Craton; DB BamaraBelt; GB – GariepBelt; KC – Kalahari Craton; CFB – Cape FoldBelt; AMZ – AmazoniaCraton; SF – São Francisco Craton; DFOB – Dom Feliciano OrogenicBelt; RDPC – Río de La Plata Craton; VFB – Ventana FoldBelt; GFS – GastreFalut System; TZ – Transfer Zone; FZ – Fracture Zone. (Fonte; Modificado de Blaichet *al* .,2011).....21
- Figura 10 : Exemplo da evolução do segmento sul da margem continental brasileira. Rochas vulcânicas e suas localizações em termos da evolução do rifte. (Fonte: Bueno, 2004).....22
- Figura 11: Evolução do espalhamento oceânico para o segmento sul da margem continental brasileira. (Fonte: Bueno,2004).....23
- Figura 12: Principais feições Fisiográficas da Margem Continental Sul – Brasileira. Linhas pretas delimitam a Bacia de Pelotas. Lineamento CS: lineamento Cruzeiro do Sul. As informações foram compiladas de Alves (1981), Basseto et al. (2000).....27

Figura 13: Localização das seções sísmicas do LEPLAC-IV (Fonte: Corrêa,2004). Demarcação da ZFPA segundo Bsetto et al. 2000.....	30
Figura 14: Em vermelho linha sísmica usada por Alves (1981) para identificar a ZFPA.....	30
Figura15: (a) Perfil sísmico do LEPLAC <i>strike</i> 5000 059A, no qual se pode observar a localização da ZFPA em relação ao Arco de Torres, visualiza-se também a Dorsal de São Paulo. (Modificado de Mepen, 2008). (b) Destaque das falhas (em azul) que são associadas ao posicionamento da ZFPA (fonte: Corrêa, 2004).....	31
Figura 16: Interpretação dos perfis de sísmica de reflexão mostrados na figura 13. ZFRG: Zona de fratura do Rio Grande; ZFPA: Zona de Fratura de Porto Alegre; ZFC: Zona de Fratura do Chuí. (Alves 1981).....	32
Figura 17: Mapa de batimetria predita. O retângulo vermelho representa a área aumentada mostrando as duas zonas de fratura que constituem a ZFPA. Em preto, zona de fratura principal da ZFPA. Em laranja, zona de fratura que se extingue em 30 Ma. Em vermelho, eixos da Cordilheira Mesoatlântica deslocados. Em branco, as falhas transformantes (1) e (2) de cada zona de fratura.....	36
Figura 18 : Mapa de anomalia magnética em nT. Linha tracejada em vermelho: Arco de Torres. Linha tracejada em preto: Zona de fratura de Porto Alegre.....	37
Figura 19 : Mapa de isócronas do assoalho oceânico. Em branco, a linha que representa a anomalia causada pela Zona de Fratura de Porto Alegre.	38
Figura 20: Mapa de anomalia gravimétrica de ar-livre. A linha em preto representa o traçado da zona de fratura principal da ZFPA. Em azul a zona de fratura originada da descontinuidade 2.....	39
Figura 21: Mapa de anomalia gravimétrica de ar-livre feito com dados Smith & Sandwell 2004.....	40
Figura 22 : Resultado final da localização da Zona de fratura de Porto Alegre no assoalho oceânico. Em branco, falha transformante (1) associada à principal zona de fratura. Em amarelo, falha transformante (2). Em vermelho, eixo da Cadeia Mesoceânica deslocado.....	41

Resumo

As zonas de fraturas são estruturas proeminentes do assoalho oceânico e são perpendiculares ao eixo da Cadeia Mesoceânica. Suas principais características são: uma topografia irregular, presença de crosta oceânica anômala definida por uma fina espessura, baixa velocidade sísmica e ausência da camada sísmica 3. Somado a isso, possuem um pacote de rochas extremamente complexo e variado. Podem ser classificadas em uma hierarquia de quatro ordens, de acordo com a idade relativa e na distância do *offset*. Estas regiões têm características gravimétricas, magnéticas e sísmicas bastantes diferenciadas do restante do assoalho oceânico, além de serem fortemente assinaladas em mapas de batimetria. Neste contexto, abordam-se também os lineamentos tectônicos, que são feições que podem ser reconhecidas pelos mesmos critérios das zonas de fratura, mas que, no entanto, não podem ser traçadas continuamente até a Cadeia Mesoceânica. O foco deste trabalho foi caracterizar morfológicamente a estrutura transversal existente na margem continental, o Lineamento de Porto Alegre, situada no segmento sul do Atlântico Sul. Este lineamento foi estudado a partir da análise e da interpretação de dados de anomalias magnéticas, gravimétricas, batimetria e sísmica de reflexão da região, com a finalidade de fornecer conhecimento sobre o seu processo de evolução morfoestrutural. A análise dos dados mostrou que o lineamento tectônico identificado na margem pode ser classificado como um sistema duplo de zonas de fraturas, na Cordilheira Mesoatlântica, com um deslocamento total de 136 km. Em crosta mais antiga apenas um segmento fóssil pode ser identificado. Ademais, constatou-se que o SZFPA exerce influência no deslocamento do gráben central de Elevação do Rio Grande.

Palavras-chaves: Zona de fratura de Porto Alegre | Lineamentos tectônicos | Elevação do Rio Grande | Cadeia Mesoatlântica

Abstract

Fracture zones are prominent structures present in the seafloor that are perpendicular to the Mid-Oceanic Ridge axis, its main characters are: irregular topography, anomalous thin oceanic crust, low seismic velocity and absence of seismic later 3. Besides, it is made of a wide and complex rock package. They can be classified into a hierarchy of four orders, according to its relative ages and offsets. These regions have different gravimetric, magnetic and seismic characteristics from the rest of the seafloor, besides they are strongly marked in bathymetric maps. In this context, it is also discussed the tectonic, lineaments, which are features that can be recognized by the same criteria of fracture zones although they cannot be identified in the Mid-Oceanic Ridge. The main goal of this research was the Porto Alegre Lineament morphological characterization. The place where the feature is located, south segment of South Atlantic, was studied through magnetic anomalies, gravimetric, bathymetric and seismic data, , in order to provide knowledge on the process of its morphostructural evolution. An analysis of these data showed that the tectonic lineament identified in the in the Brazilian continental margin is a fracture zone dual system, with a total displacement of 136 km. Besides, it was found that the SZFPA influences the displacement observed in the central graben in the Rio Grand Rise.

Key words: Porto Alegre Fracture Zone | Tectonic Lineaments | Rio Grande Risa | Mid-Oceanic Ridge

1 Introdução

O assoalho oceânico do Atlântico Sul apresenta diversas feições estruturais que se desenvolveram ao longo do seu processo de abertura. Dentre as feições mais conspícuas formadas, estão as zonas de fratura, que se estendem por todo o Oceano Atlântico, ocorrendo de ambos os lados da Cadeia Mesoceânica.

O mapeamento das zonas de fraturas é de grande importância para compreender a cinemática da abertura dos continentes e para a paleo-reconstrução das suas posições, uma vez que segundo Le Pichon (1968), representam regiões ao longo das quais as placas litosféricas se movimentaram em tempos geológicos anteriores. Estas feições também se destacam por serem importantes fatores no condicionamento de processos tectono-magmáticos e tectono-sedimentares.

As zonas de fratura exercem importantes efeitos nas bacias da margem continental brasileira, como por exemplo: depocentros que correspondem a segmentos da litosfera oceânica delimitados por zonas de fraturas e que sofreram subsidência, alguns altos interbasinais correspondem às partes menos afetadas pela subsidência da litosfera, e depocentros e altos que são atravessados por estruturas transversas (Rezende, 1977).

Na margem continental sul-brasileira, existem alinhamentos estruturais e fraturas oceânicas de idade semelhante a do período de formação do Atlântico Sul, as principais correspondem às zonas de fratura do Rio Grande, Porto Alegre e Chuí (Asmus, 1978).

O foco de estudo deste trabalho, foi a caracterização da Zona de Fratura de Porto Alegre (ZFPA), que é uma feição estrutural importante e ainda pouco estudada desta margem. Ela se localiza entre 31°S e 32°S de latitude e exerce importante influência no arcabouço tectônico da Bacia de Pelotas.

Esta pesquisa foi desenvolvida através de uma análise integrada de dados batimétricos, gravimétricos e magnetométricos provenientes de bancos de dados públicos e dados de sísmica de reflexão 3D do projeto LEPLAC. A batimetria, a gravimetria e a magnetometria são excelentes ferramentas para caracterizar

descontinuidades no fundo oceânico, uma vez que estas podem ser detectadas por degraus na batimetria, por deslocamentos nas anomalias magnéticas e pelo alinhamento das anomalias gravimétricas (Alves,1981; Bassetto et al.; 2000). A interpretação de perfis sísmicos permitiu uma visualização detalhada da morfologia destas descontinuidades. A fim de auxiliarem na pesquisa, foram utilizados também dados de isócronas magnéticas. Nos tópicos posteriores deste trabalho, estão descritos uma revisão de estudos sobre zonas de fraturas e a suas implicações no desenvolvimento do Atlântico Sul, uma breve revisão sobre o trecho da margem continental brasileira no qual se encontra a feição estudada, um resumo das informações disponíveis sobre a Zona de Fratura de Porto Alegre, uma abordagem sucinta sobre lineamentos tectônicos e suas diferenças em relação às zonas de fraturas e por fim a interpretação e discussão dos resultados encontrados.

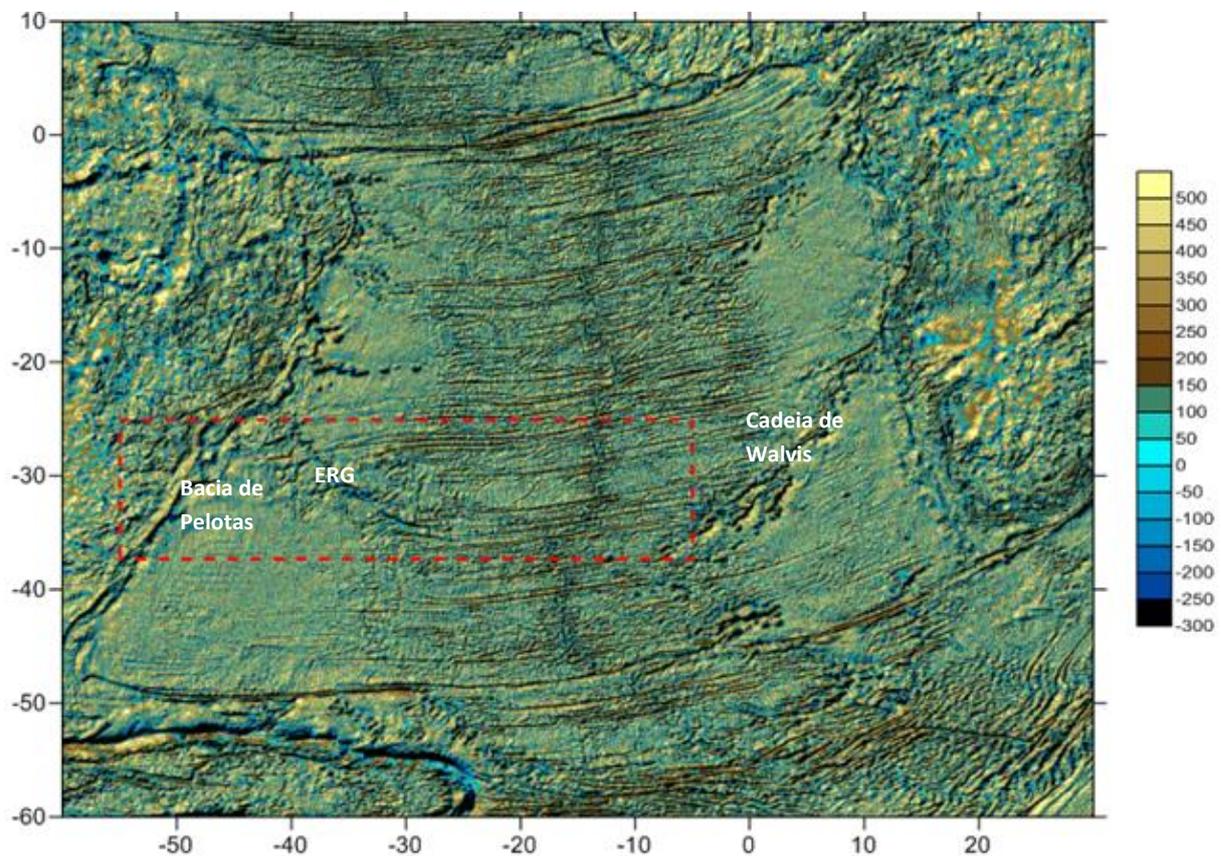


Figura 1: Mapa de Anomalia Ar-livre (Sandwell & Smith, 2004) do Atlântico Sul. O retângulo vermelho representa a localização da área de estudo. ERG: Elevação do Rio Grande. Os dados estão em mGal.

2 Objetivo

Devido a pouca bibliografia disponível de estudos mais detalhados realizados sobre a Zona de Fratura de Porto Alegre, ainda existem divergências sobre qual tipo de estrutura transversal ela seria, sendo assim, alguns autores a classificam como lineamento (Asmus & Guazelli, 1981; Basseto et al ;2000) e outros como zona de fratura (Alves, 1981; Gomes, L. 1995).

O escopo deste trabalho foi de realizar um estudo mais aprofundado sobre esta feição estrutural e através da integração de dados geofísicos de sísmica de reflexão, gravimetria, batimetria e magnetometria, com dados auxiliares, neste caso, os dados de isócronas magnéticas, fazer uma interpretação a fim de compreender o real significado desta estrutura na região, analisando se as características interpretadas a partir dos dados disponíveis possibilitam a sua classificação como uma zona de fratura de fato ou como um grande lineamento tectônico da margem continental sul – brasileira. Ademais, buscou-se analisar o comportamento morfoestrutural desta estrutura no Atlântico Sul .

3 Metodologia

3.1 Introdução

Para realização do estudo da Zona de Fratura de Porto Alegre (ZFPA), iniciou-se uma pesquisa bibliográfica a respeito das zonas de fraturas e da região onde esta se insere, neste caso, a Margem Continental Sul-Brasileira.

Aliado a isso, foram utilizados os seguintes dados: gravimetria (derivada da altimetria de satélite), anomalia magnética do campo total, isócronas magnéticas, batimetria digital, batimetria predita e sísmicas de reflexão.

Os dados de batimetria digital e de isócronas do assoalho oceânico foram adquiridos no banco de dados do *National Geophysical Data Center* (NGDC) , os dados de batimetria predita foram obtidos do *General Bathymetric Chart of the Oceans* (GEBCO), já os dados de gravimetria por altimetria de satélite estão disponíveis no *Bureau Gravimétrique International* (BGI) e no *Istitution of Oceanography, University of California San Diego*.

Os dados de sísmica de reflexão multicanal utilizados, foram retirados do trabalho de outros autores e são oriundos do projeto LEPLAC – IV (Levantamento da Plataforma Continental Jurídica Brasileira) e do projeto REMAC (Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira).

Os dados angariados nos bancos de dados públicos supracitados foram tratados por meio do programa GMT (*Generic Mapping Tools*), um *software* para manipulação de arquivos de dados x,y ou x,y,z, que possibilita filtragem, gridagem, projeções, iluminação artificial das superfícies, entre outros, gerando gráficos de mapas, que podem ter perspectiva 3D, ser visualizados em preto e branco ou em versões coloridas. Através de *scripts* rodados neste programa foram gerados os mapas de isócornas, anomalia magnética do campo total, gravimetria e batimetria, uma explicação mais detalhada destes *scripts* encontra-se no Anexo I deste trabalho. O GMT está disponível em rede e pode ser encontrado no site <http://gmt.soest.hawaii.edu/>.

3.1.1 Batimetria Digital

Batimetria digital é um termo empregado para denominar grides de topografia global provenientes de dados batimétricos reais. A base de dados de batimetria digital usada neste trabalho foi obtida no banco de dados ETOPO -1 (*Earth Topography 1 minute*) disponível no NGDC.

ETOPO -1 é um modelo do relevo global da superfície terrestre que integra a topografia em terra e a batimetria oceânica, cujos valores correspondem a um gride 1' x 1' de latitude e longitude. Estes dados foram baixados no formato NetCDF, que pode ser usado no programa GMT sem necessidade de conversão.

3.1.2 Batimetria Predita

Segundo Smith e Sandwell (1994), a batimetria predita é determinada a partir da combinação de dados de batimetria predita por altimetria de satélite e de dados de navio. O dado foi baixado em formato netCDF, que é compatível com o *software* GMT.

A batimetria predita foi de suma importância para este trabalho, visto que nestes mapas dois tipos de estruturas tectônicas se tornam mais visíveis: a Cordilheira

Mesoceânica e estruturas transversas, como as zonas de fraturas, cujas continuidades se tornam mais nítidas (Smith & Sandwell, 1994).

O gride de batimetria predita usado neste trabalho está disponível em rede via http://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/.

3.1.3 Gravimetria por Satélite

Neste estudo, o mapa de gravimetria ar-livre derivado da altimetria de satélite auxiliou no mapeamento das estruturas, já que expressou melhor a continuidade das feições morfoestruturais, podendo mostrar importantes feições associadas à Zona de Fratura de Porto Alegre.

Os dados foram obtidos a partir de uma malha de 2x2 minutos composta por dados de altimetria coletados durante a Missão Geodética do Geosat e Fase Geodética do ERS-1. Estes dados podem ser obtidos em rede via http://topex.ucsd.edu/marine_grav/mar_grav.html.

Também foram usados os dados do *Bureau Gravimétrique International* (BGI), que encontram-se disponível em rede via <http://bgi.omp.obs-mip.fr/> e podem ser trabalhados através do uso do programa GMT.

3.1.4 Magnetometria

Os dados de anomalia magnética do campo total, disponíveis em rede via <http://geomag.org/models/emag2.html>, representam as anomalias magnéticas que ocorrem com o espalhamento do assoalho oceânico. Tais dados foram obtidos no *Earth Magnetic Anomaly Grid* (EMAG2), um gride com resolução de 2x2 minutos que demonstra a anomalia magnética a 4 km acima do nível médio do mar. Tal gride possui dados de anomalia magnética compilados de satélite, levantamentos marinhos e aeromagnéticos. Estes dados podem mostrar anomalias transversais às tipicamente registradas na crosta oceânica, facilitando a identificação de zonas de fraturas.

As zonas de fraturas são, frequentemente, caracterizadas por amplas anomalias magnéticas que aparecem distintas das proeminentes anomalias do espalhamento do assoalho oceânico (Rea, 1972 apud Lynn, 1976), pois interrompem esse padrão,

causando um deslocamento nas anomalias magnéticas da crosta oceânica, como pode ser visto no mapa de anomalias magnéticas elaborado neste trabalho (figura 18).

3.1.5 Sísmica de Reflexão

A interpretação de perfis sísmicos é uma importante ferramenta para visualização da morfologia do embasamento oceânico. Ela permite identificar e delimitar províncias morfoestruturais de diversos tamanhos, inclusive estruturas transversais, o que auxilia a delinear a continuidade lateral das zonas de fratura por exemplo.

Os dados utilizados neste trabalho foram interpretados por Alves (1981) e Bassetto et al., (2000) e foram usados com o intuito de demonstrar a localização da ZFPA na região da margem continental

3.1.6 Isócronas Magnéticas do Assoalho Oceânico

Isócronas magnéticas são linhas de contorno que delimitam rochas de mesma idade, esta idade pode ser determinada a partir de dados de reversão magnética e de fósseis obtidos nas perfurações de mar profundo. Neste trabalho o mapa de isócronas magnéticas foi utilizado para observar o comportamento das zonas de fratura, desde a Cordilheira Mesoceânica até a Margem Continental.

No mapa de isócronas magnéticas (figura 19), as zonas de fraturas são caracterizadas por deslocamentos estruturais. Segundo Cox (1986), tais deslocamentos podem ser atribuídos à atuação das falhas transformantes no seguimento ativo das zonas de fraturas. Pela característica supracitada, o mapa de isócronas permite a visualização dos segmentos fósseis destas estruturas, ademais, podem-se observar inflexões nas direções destes durante a sua evolução ao longo dos anos.

Os dados de isócronas magnéticas, disponíveis no NGDC, consistem em um gride com resolução de 2 minutos, foram determinados por uma interpolação linear entre as anomalias magnéticas mais antigas da crosta oceânica e da crosta continental.

Estes dados podem auxiliar no mapeamento da evolução estrutural da zona de Fratura de Porto Alegre.

3.2 Revisões dos Métodos Utilizados

3.2.1 Altimetria por Satélite

A superfície dos oceanos pode ser considerada uma superfície equipotencial do campo gravimétrico da Terra, isto é, corresponde ao geoide. Variações na forma do geoide refletem diferenças na distribuição de massa no interior da Terra.

Pequenas variações na superfície do oceano são causadas por diferenças na distribuição de massa no planeta, gerando assim alterações no campo gravitacional terrestre. Desta maneira, a atração gravitacional exercida por um excesso de massa no fundo oceânico, por exemplo, um monte submarino, provoca uma elevação na superfície do mar. Assim, as variações na altura do geoide representam indiretamente variações principalmente na topografia submarina, e podem ser obtidas a partir de medições de altimetria feitas por radares instalados em um satélite.

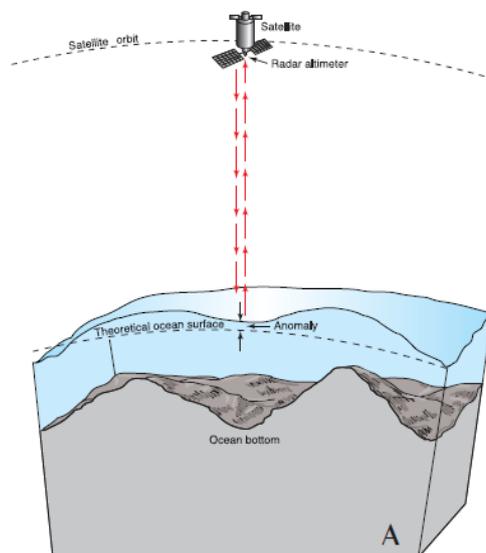


Figura 2 : Um satélite mede as variações na superfície do oceano, que são causadas pela topografia do fundo oceânico. (Fonte: Sandwell et al., 2002)

3.2.1 Gravimetria

Os levantamentos gravimétricos são baseados em medidas das variações do campo gravimétrico da Terra, que são causadas por contrastes de densidade presentes no seu interior. Neste método o principal elemento medido é a aceleração da gravidade.

O método fundamenta-se na Lei de Gravitação de Newton, que estabelece uma relação de força de atração entre duas massas de acordo com o inverso do quadrado da distância (Kearey *et al.* 2009), e no qual a força F está relacionada com a massa m através da aceleração da gravidade g (Luís, 2005).

Lei de Gravitação de Newton:

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

Contudo, para que seja possível interpretar os valores medidos do campo gravimétrico em termos de contrastes de densidade, é necessário corrigir os valores medidos da influência da altitude, da latitude, e da morfologia do terreno (Miranda *et al.*, 2000).

Neste trabalho os mapas de gravimetria são os mapas com a correção de ar-livre, que é a correção da gravidade para os efeitos causados pela altitude em relação ao geoide. A correção ar-livre compensa a gravidade medida a uma determinada elevação H abaixo ou acima do elipsoide, desta maneira, a correção ar-livre permite trazer todos os pontos medidos na superfície física da terra para o nível do elipsoide (Hiodo, 2009).

3.2.2 Magnetometria

Este método baseia-se na investigação da geologia presente em subsuperfície através do estudo das anomalias do campo magnético terrestre, causadas pelas propriedades magnéticas das rochas do embasamento.

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. Na crosta continental não há um padrão geral de magnetização, uma vez que ela é formada por diversos tipos de rochas com propriedades magnéticas diferentes. Já as anomalias oceânicas possuem um padrão geral regular com bandas de magnetização positivas e negativas, conhecido como padrão zebrado, da ordem de dezenas de quilômetros (figura 3). A magnetização positiva representa os trechos de crosta com polaridade normal, ou seja, igual à polaridade do campo atual, já a magnetização negativa representa os segmentos com polaridade reversa, ou seja, oposta à do campo atual, exemplificando o padrão zebrado de magnetização característico da crosta oceânica. O efeito da combinação da expansão da crosta oceânica e reversões de polaridade do campo

geomagnético causa o paralelismo entre as anomalias e o eixo da cadeia mesoceleânica e a simetria entre as sequências de máximos e mínimos (Pinheiro, 2012).

Um das mais notáveis evidências para o espalhamento do assoalho oceânico é este padrão simétrico das anomalias magnéticas em relação às Dorsais Mesoceleânicas. Quando a nova crosta se forma no eixo da Dorsal, ela se torna magnetizada na direção do campo magnético terrestre. Uma vez que o magma se resfria, a direção da sua magnetização remanente permanece registrada nas rochas (Lynn, 1976).

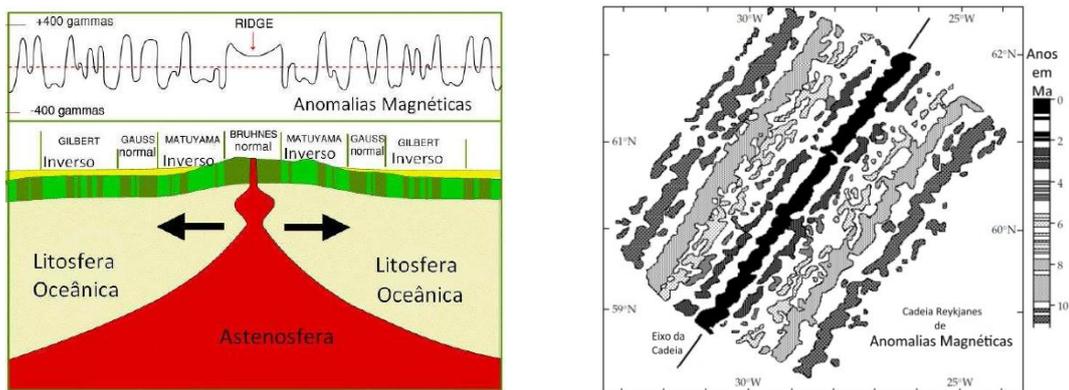


Figura 3: À esquerda: processo de espalhamento do fundo oceânico, evidenciando as reversões do campo magnético. À direita: exemplo de padrão zebrado de magnetização. (Fonte: Pinheiro,2012).

A interpretação qualitativa das anomalias magnéticas tem por objetivo a identificação das diferenciações laterais de petrologia, que geram contrastes de magnetização, e da tectônica (Miranda *et al.*, 2000). No entanto sua interpretação é complexa, pois esta quase sempre contém uma parte negativa e outra positiva devido ao caráter dipolar do magnetismo. Ademais estas anomalias sobrepõem o campo geomagnético, que é vetorial, ou seja, varia em amplitude e em direção, assim a direção de magnetização do corpo controla fortemente a forma da sua anomalia magnética (Luís, 2005).

3.2.3 Sísmica de Reflexão

Neste método ondas sísmicas são criadas por uma fonte artificial e viajam por diferentes meios em subsuperfície. Na interface entre duas camadas rochosas existe normalmente uma variação da velocidade de propagação das ondas sísmicas resultante da diferença das propriedades físicas do material que compõem essas duas camadas. Nessa interface a energia da onda sísmica incidente é dividida numa fração transmitida e em outra refletida (Miranda *et al.*.,2000).

Utilizando-se a velocidade de propagação das ondas sísmicas pode-se obter a profundidade dos diferentes limites geológicos, ademais os valores dessas velocidades fornecem informações sobre os tipos de sedimentos ou de rochas. Este método é importante para se obter informação estrutural, como por exemplo, delineamentos de falhas ou estruturas em vales (Wiederhold, 2006).

A interpretação e a correlação de perfis de sísmica de reflexão permitem caracterizar o comportamento morfoestrutural de uma zona de fratura, através da morfologia irregular do embasamento oceânico, com a identificação de cristas ou altos e calhas ou cavas alinhadas de forma contínua (Alves, 2002).

4 Zonas de Fraturas

4.1 Aspectos Gerais

Ao longo dos anos, diversos estudos em zonas de fraturas têm sido realizados. Tal fato implicou em diferentes definições para estas feições. Menard (1954) as definiu 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, o deslocam por quilômetros e separam segmentos de placas litosféricas de idades diferentes.

Genericamente este termo 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; Wilson, 1965 apud Sandwell, 1989).

Entretanto, em definições mais restritas, as zonas de fraturas são designadas apenas como os traços inativos de uma falha transformante (White et al. ,1993).

A região ativa de uma zona de fratura está localizada entre as duas porções deslocadas do eixo da cordilheira (figura 4), sendo denominada de falha ou zona transformante (Wilson, 1965 apud 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 e alcançam a parte superior da astenosfera

(Nicolas, 1990). É importante ressaltar que este cisalhamento não se limita apenas a essa localidade, ele também se estende pelos segmentos inativos da zona de fratura. Tais movimentos geram atividade sísmica, que é mais intensa na região ativa que na inativa. 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.

As zonas de fraturas são consideradas antigas linhas de fraqueza na crosta continental e são originadas em *offsets* naturais de faturamento continental (Wilson, 1965). Podem corresponder a estruturas formadas a partir do rifteamento inicial dos continentes (Gorini, 1981).

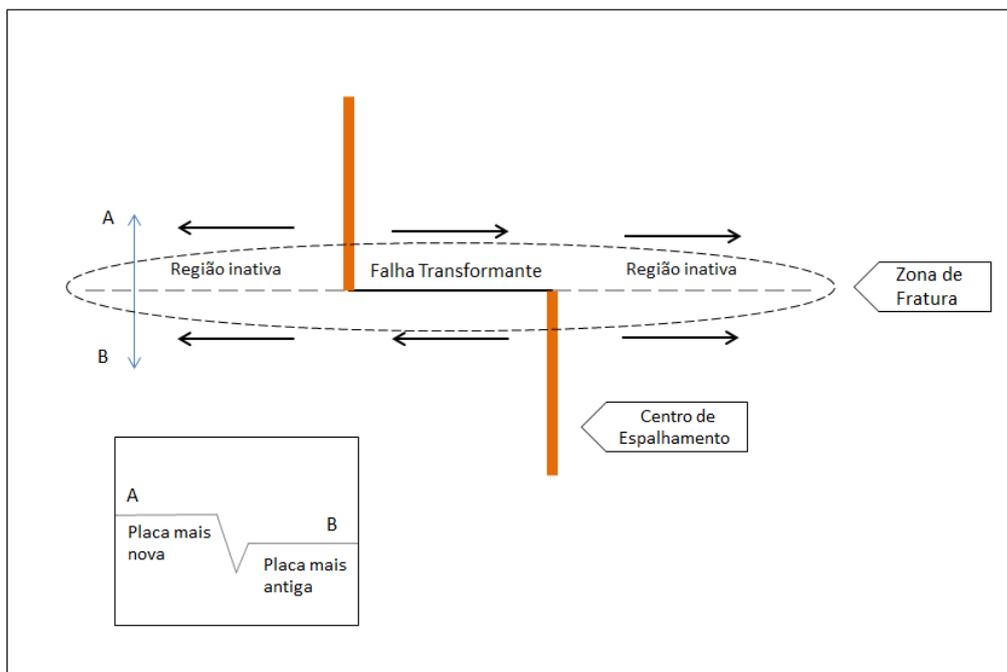


Figura 4: Estrutura de uma Zona de Fratura.

Segundo Le Pichon (1968), a origem das grandes zonas de fraturas 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.

Turcotte (1974) propôs que as falhas transformantes podem ocorrer devido a contrações termais e baseou-se nos seguintes fatos: a litosfera oceânica esfria quando está mais distante do eixo da cordilheira onde foi formada; o resfriamento da crosta

oceânica desenvolve estresses termais suficientemente grandes para fraturar a parte superior da litosfera (25 km); e as zonas de fraturas são feições universais do sistema de Cordilheiras Oceânicas e exibem estruturas em gráben associadas à extensão crustal.

Outra explicação para a origem das zonas de fratura é a assimetria do espalhamento oceânico. Pois se um segmento da cadeia tem espalhamento simétrico e encontra-se adjacente a um segmento que tem espalhamento assimétrico, ambos os segmentos podem migrar, um em relação ao outro, criando uma falha transformante (Weissel & Hayes, 1971). Desta maneira, as zonas de fratura poderiam representar meios de acomodação às diferenças de velocidade de abertura nas diferentes porções da cadeia (Nicolas, 1990).

As zonas de fraturas são muito mais complexas que o conceito simples de fraturas que marcam os limites das placas onde a superfície é preservada. Pois são domínios amplos de complicada batimetria e estrutura complexa (Fox & Gallo, 1984), a sua estrutura crustal é anômala e expõe rochas ultramáficas. Ademais, não são sempre círculos em torno do polo de Euler de movimentação relativa de placas (Grafunkel, 1986).

A linearidade das zonas de fraturas é importante na determinação da direção do movimento dos blocos crustais. Embora sejam consideradas estruturas lineares, estas podem mudar de direção ao longo do seu comportamento (Araújo, 1989). A teoria das placas tectônicas sugere que a história cinemática da litosfera pode ser descrita em termos das rotações de um determinado número de placas em relação à outra (Figura 5 e 6). Nesta teoria a Cadeia Mesoceânica é conectada às margens continentais pelas zonas de fraturas. Desta maneira, no Atlântico, segmentos opostos das zonas de fratura teoricamente deveriam ser iguais em comprimento e descrever um círculo no centro de rotação de duas placas. No entanto, isso não é possível porque muitas mudanças ocorreram nos movimentos relativos das placas africana e sul-americana. Tais modificações causaram alterações na evolução tectônica e morfológica das zonas de fraturas, principalmente naquelas com *offsets* maiores (Le Pichon & Hayes, 1971).

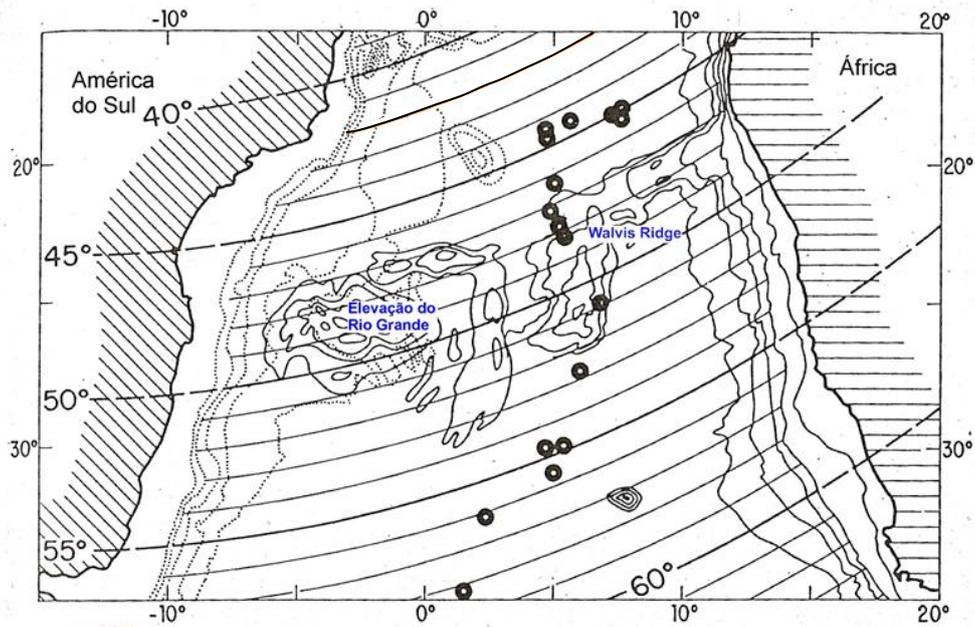


Figura 5: Posições relativas da América do Sul e da África no Cretáceo Tardio. Os círculos pretos representam epicentros segundo Barazangi e Dorman (1969). As linhas pontilhadas são a batimetria na placa sul-americana. As linhas contínuas são a batimetria na placa africana. Arcos de circunferência representam a posição das linhas de deslocamento em relação ao polo de rotação das placas. (Fonte: Francheteu & Le Pichon, 1972).

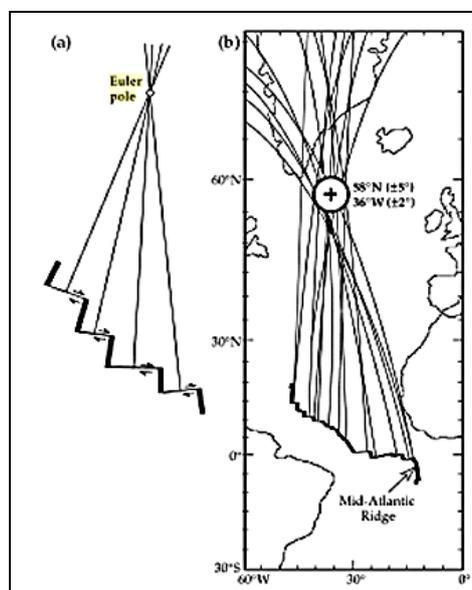


Figura 6:(a) Princípio do método utilizado para localizar o Polo de Euler da rotação entre duas placas nas quais círculos normais às falhas transformantes nos limites das placas se interceptam. (b) Polo de Euler para o movimento entre África e América do Sul, utilizando falhas transformantes da Cordilheira Mesoceânica. (Fonte: Lorrie, W.; 2007)

A mudança dos polos de rotação causa uma complexidade na evolução das cadeias e falhas transformantes, pois como a direção do movimento muda ao longo do limite da placa, as falhas transformantes curtas viram compressões oblíquas ou extensões, e transformantes longas podem mostrar variações de compressão em um ponto e extensões em outros. Eventualmente, a direção de extensão pode desenvolver uma diferença de ângulo tão alta com a falha transformante original, que um novo sistema de falhas pode se criado (DeLong *et al.*; 1979).

4.2 Morfologia

A topografia das zonas de fratura é influenciada pelas mudanças na direção do movimento transformante (figura 6). Tais mudanças provocam ajustamentos que podem ocasionar a inversão do relevo de feições associadas à direção transformante anterior, e tectonismo em porções de crosta oceânica situada a longas distâncias do eixo da Cordilheira Mesoceânica (Gorini, 1981).

Outro fator importante que controla a topografia das zonas de fratura é a diferença de idade da crosta oceânica nos lados opostos dessas feições, o que resulta em uma diferença de profundidade e em uma diferença na taxa de subsidência em ambos os lados (DeLong *et al.*; 1979). Isto pode ser notado principalmente em zonas de fraturas com *offsets* maiores, nas quais o contraste de idade é maior (Sandwell, 1984).

Morfologicamente, as zonas de fratura são constituídas por cadeias de embasamento com calhas intervenientes (figura 7) (Gorini, 1981). Frequentemente aparecem dominadas por calhas em sua batimetria, mas que as escarpas (Cande *et al.*; 1988).

A subida de material do manto, e o seu rápido resfriamento causam uma elevação da topografia nas paredes das zonas de fratura. Entretanto, dados de outras zonas de fraturas (i.g: Vema, Saint Paul, Owen) sugerem que as cadeias que margeiam a depressão central não são resultado do excesso de vulcanismo, mas sim de um tectonismo vertical de blocos da crosta e manto superior (Bonatti, 1978). Os vales são feições resultantes do estresse devido ao cisalhamento nos segmentos ativos da zona de fratura (Peive, 2006).

Os movimentos verticais são de extrema importância na formação do relevo associado à zona de fratura. 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).

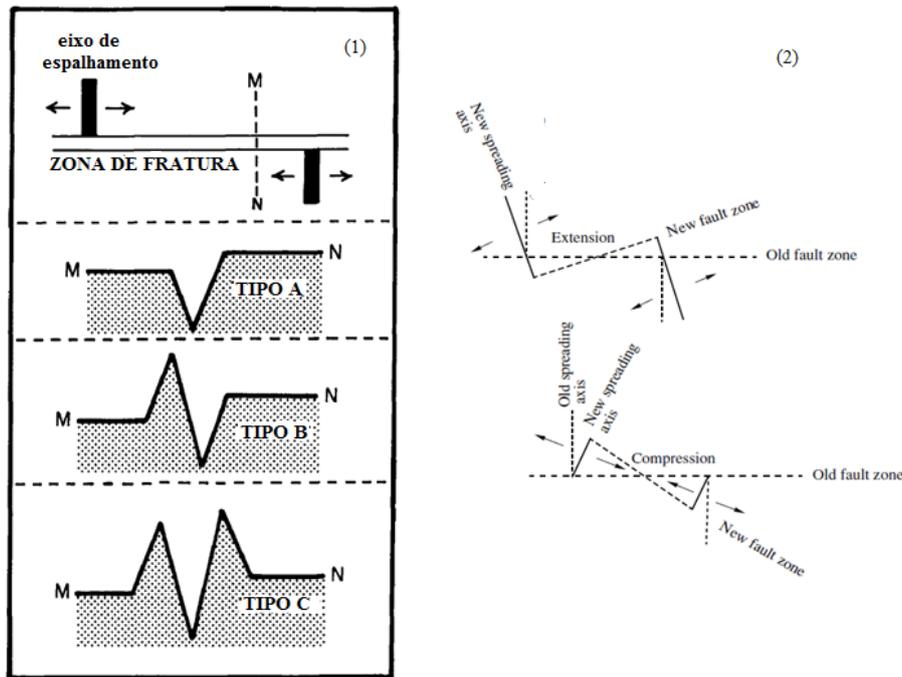


Figura 7: (1) Esquema de diferentes tipos de morfologia em zonas de fratura. (Fonte: modificado de Bonatti, 1978) (2) Mudança na direção da movimentação da placa. (Fonte: Peive, 2006)

Apesar da erosão e sedimentação, a topografia das zonas de fratura não diminui e se torna suave com a idade, ao contrário, ela se intensifica e se torna mais acidentada. Esta persistência indica que os movimentos tectônicos verticais continuam depois que a zona de fratura migra além da sua falha transformante (Sandwell, 1984).

4.3 Petrologia

As zonas de fratura oceânicas expõem uma complexa variedade de rochas ultramáficas, gabroicas, basálticas e metamórficas (Dietrick *et al*; 1993). As rochas ultramáficas são os mais abundantes tipos de rocha recuperados em grandes zonas de fratura, são derivadas do manto superior e são colocadas tectonicamente por uma intrusão sólida, ou protusão (Bonatti, 1978).

A penetração de água contínua na crosta da zona de fratura altamente falhada ao longo de milhões de anos pode permitir uma extensa serpentinização do manto superior. As zonas de fratura são favoráveis à serpentinização porque o faturamento permite que a água circule em mais profunda e amplamente que em outros locais da crosta oceânica (Bonatti, 1977). Este processo causa uma diminuição na velocidade sísmica subcrustal abaixo das zonas de fraturas (White *et al*; 1986). Na crosta oceânica normal, rochas ultramáficas serpentinizadas são muito menos comuns (Garfunkel, 1986).

3.4 Classificações das Zonas de Fraturas

Grindlay et al.,(1991) propuseram uma hierarquia de quatro ordens para descontinuidades presentes no eixo da Cordilheira Mesoceânica, esse modelo é baseado na idade relativa e na distância do *offset*. Descontinuidades de primeira ordem representam *offsets* rígidos, falhas transformantes, enquanto descontinuidades não rígidas são classificadas como pertencentes à segunda, terceira e quarta ordens (figura 8).

Segundo os autores supracitados o sistema global de cordilheiras é dividido em segmentos acrescionários que são separados uns dos outros por dois tipos diferentes de descontinuidades, rígidas e não rígidas. Esses termos se referem à natureza reológica, em particular à deformação da litosfera justaposta no limite da placa. Um *offset* rígido representa um limite de placa relativamente forte, no qual os esforços cisalhantes ocorrem em uma zona estreita (<5 km). Um *offset* não rígido representa um limite de placas reologicamente fraco, no qual os esforços cisalhantes são acomodados em uma zona de cerca de 10 km. Falhas transformantes são descontinuidades rígidas e representam *offsets* relativamente largos, com uma distância maior que 30 km e idades superior a 1M.a. Já as descontinuidades não rígidas são *offsets* pequenos, menores que 30 km e idades entre 0 – 2.0 M.a.

As descontinuidades de primeira ordem têm *offsets* suficientemente grandes para a litosfera ter um comportamento rígido em resposta aos esforços cisalhantes. As descontinuidades de segunda ordem variam em distância de menos de 10 km até aproximadamente 30 km e sua idade no *offset* varia de 0.5 a 2.0 M.a, as de terceira ordem representam pequenas interrupções no eixo da cadeia e não têm traço fóssil, já as descontinuidades de quarta ordem configuram uma sutil segmentação, na qual a

continuidade da cadeia é mantida, mas mudanças na estrutura e na orientação do limite da placa são reconhecidos (Grindlay *et al.*, 1991).

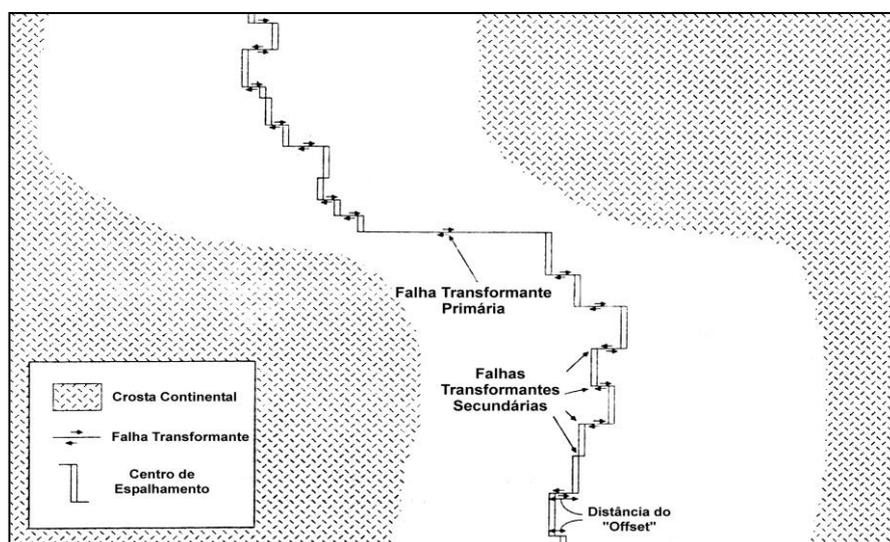


Figura8: Tipos de falhas transformantes (Modificado por Quental, 2002 de Kastens, 1987).

4.5 Características das Zonas de Fratura

As zonas de fratura representam o contato entre litosferas de idades e estruturas termais diferentes, conseqüentemente, é estabelecido um contraste de temperatura que modifica o regime de suprimentos magmático e as propriedades reológicas da placa nas proximidades das falhas, resultando em profundas alterações locais na composição e na estrutura da litosfera (Fox & Gallo, 1984).

As principais características destas feições são: (a) presença frequente de crostas finas; (b) velocidade sísmica anormalmente baixa e ausência da camada sísmica 3; (c) a ocorrência de crosta anômala tanto na parte ativa, quanto na par inativa; (d) crosta fina confinada em uma zona relativamente estreita (10 km) centrada na calha da zona de fratura; e (e) crosta anômala presente independentemente da magnitude do *offset* da zona de fratura (White *et al* ; 1984).

Segundo Dietrick *et al* (1993) a crosta oceânica anômala nas zonas de fratura pode ser interpretada como fina (de 2 a 5 km), intensamente fraturada, com basaltos hidrotermalmente alterados e seções gabroicas subjacentes a rochas ultramáficas que, em alguns locais, são extensivamente serpentinizadas.

A crosta fina e a ausência da camada sísmica 3 indicam uma possível modificação do processo acrescionário magmático na falha transformantes , que pode ser justificada em parte pela justaposição de uma placa mais fria com outra mais quente e em parte pela diferença de suprimentos de magma devido a sua distância lateral do centro do sistema de espalhamento, processos tectônicos também podem ser importantes. Já a baixa velocidade sísmica pode ser resultado do falhamento extensivo, faturamento e acumulação de cascalhos na falha transformante. Desta maneira, a variabilidade na estrutura ao longo das zonas de fratura refletem mudanças temporais no suprimento de magma, no grau de serpentinização e nos processos tectônicos locais (White *et al* ; 1984).

Os pacotes de rochas extremamente complexos que compõem uma zona de fratura envolvem relações diacrônicas entre deformação, sedimentação e fenômenos ígneos. A extensão na qual essas feições são desenvolvidas depende, e é diretamente proporcional ao comprimento da falha transformante. Para as falhas mais curtas, a duração da deformação em alta velocidade de deslizamento é menor, assim as escarpas e taludes desenvolvidos são menores. O contrário ocorre para transformantes mais longas (DeLong *et al*; 1979).

A geologia das zonas de fraturas é demasiadamente complicada, 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).

Outro fato que é notado em relação às zonas de fratura, é que, aparentemente, há uma relação inversa entre a quantidade destas estruturas e a taxa de expansão do assoalho oceânico. Quanto mais lenta a expansão, maior a quantidade de zonas de fraturas desenvolvidas (Cande, 1988).

4.5.1 Características Gravimétricas

As medidas gravimétricas dão informação sobre a variação na espessura crustal. Amplas anomalias de ar-livre são observadas sobre as zonas de fratura, sendo o seu valor mínimo observado nas calhas.

Estas anomalias podem indicar que a distribuição de massa dentro e em volta dessas feições é bastante heterogênea (White *et al*; 1984). Uma explicação sugerida por White *et al* (1986) é que a diferença de elevação entre as zonas de fratura e o restante do assoalho oceânico não é localmente compensada devido à crosta fina que tipicamente compõe essa região .

4.5.2 Características Magnéticas

Diferentemente do que ocorre com as anomalias na terra, que variam de lugar para lugar, as anomalias magnéticas oceânicas têm um padrão regular sobre todos os oceanos sendo este, explicado como uma consequência natural do espalhamento oceânico (Araújo, 1989).

O padrão de anomalias magnéticas em zonas de fraturas é distinto daquele referente ao espalhamento oceânico adjacente, com a anomalia maior no lado mais jovem. Tal fato pode ser explicado por um aumento na magnetização ou por uma camada magnetizada mais espessa deste lado (White *et al* ; 1986).

Segundo Schouten (1974) o padrão de anomalia magnética sobre as zonas de fraturas pode ser explicado pela justaposição de blocos crustais, de magnetização normal e reversa, separados por uma estreita banda de magnetização baixa ou não existente.

3.5.3 Características Sísmicas

A estrutura sísmica da crosta oceânica normal é caracteristicamente uniforme em todas as bacias oceânicas ao redor do mundo, entretanto, estudos realizados em locais dominados por zonas de fraturas mostraram que a crosta oceânica nestas regiões é altamente anômala.

A existência de crosta sísmicamente anômala nas zonas de fratura foi comprovada por experimentos baseados em sísmica de refração para determinar a estrutura crustal das maiores zonas de fraturas do atlântico norte. Estas anomalias também são registradas em zonas de fraturas com *offsets* pequenos (White *et al* ; 1986).

Também com o auxílio de dados sísmicos, Dietrick (1986) observou que as velocidades das ondas compressoriais é mais baixa, cerca de 20 % menor que a velocidade média ($\approx 6,0$ km/s) de uma crosta oceânica normal, e que uma das principais feições da crosta oceânica, a camada sísmica 3, está ausente nesta região.

5 Geologia Regional

5.1 Evolução do Segmento Sul do Oceano Atlântico

A ruptura do supercontinente Gondwana, que culminou na formação do Rifte Sul- Atlântico, teria se iniciado durante o Jurássico Médio, há cerca 170 M.a. (Alves, 2002), principiando-se na porção sul e propagando-se em direção à porção norte, resultando em uma deformação diácrona (Blaich *et al.*, 2011). Isto é, partindo-se do princípio que o desenvolvimento das separações continentais ocorra de formas episódicas ao longo de uma extensa faixa envolvendo múltiplas fases de rifteamento e oceanização, segmentos de diferentes localizações, podem encontrar-se na fase rifte em diferentes graus de extensão da crosta (Bueno *et al.*; 2007).

Na separação entre a América do Sul e o continente africano, a extensão litosférica, do rifteamento inicial ao completo rompimento, foi controlada por uma relação estrutural e magmática complexa, o que resultou em uma ampla variedade de estilos de margens, variando entre mais largas e mais estreitas, e dominadas por magmas e pobres em magmas. Desta maneira, a separação do Oceano Atlântico Sul em quatro segmentos foi possibilitada, estes são do norte para o sul: equatorial, central, sul e Falkland (figura 9) (Blaich *et al.*., 2011).

O segmento sul, no qual se insere a feição estrutural estudada neste trabalho, se localiza entre a Zona de Fratura de Falkland – Agulhas (ao sul) e a Zona de Fratura de Rio Grande (ao norte). A primeira crosta oceânica neste segmento foi formada no Hauteruviano, entre 134 e 132 Ma mais ao sul e entre 132 e 130 Ma mais ao norte (Blaich *et al.*., 2011). Diferentemente de grande parte do segmento central - onde a geometria de sedimentação pré-rifte caracteriza um lento e progressivo processo de afundamento da região, característico de rifteamento passivo - no segmento sul da margem continental brasileira, a presença do volumoso vulcanismo basáltico da Província do Paraná, os arcos de Rio Grande e Ponta Grossa refletem a forte influência

da pluma de Tristão da Cunha na elevação das geotermas na área de desenvolvimento do rifte Sul – Atlântico, sendo considerado um exemplo de rifte ativo (Bueno, 2004).

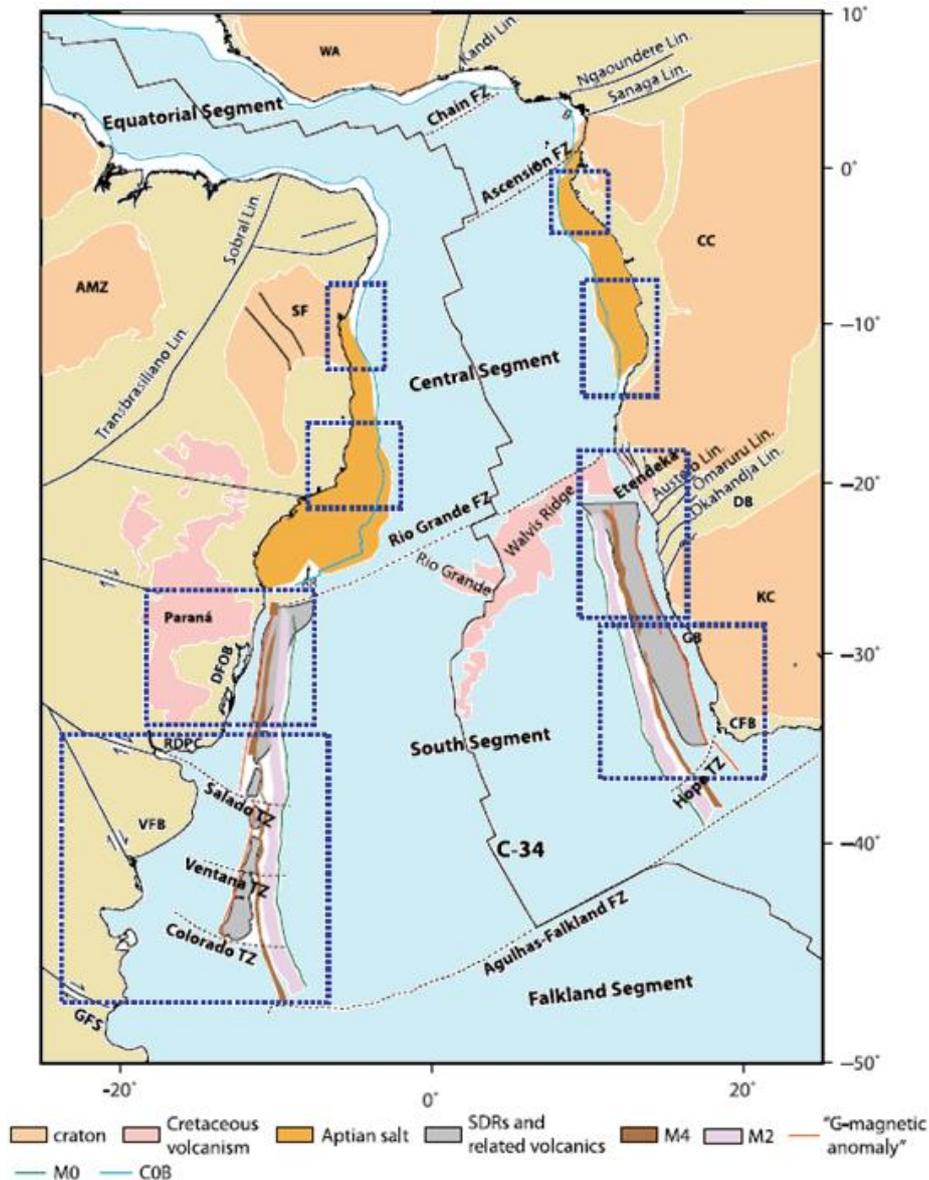


Figura 9: Mapa da reconstrução tectonoestrutural do Atlântico Sul no Chron 34 (~83 Ma). M4, M2, M0 são anomalias magnéticas. C-34 – Chron 34; AR – Abimael Ridge; COB – Continental- OceanBoundary; WA – West AfricaCraton; CC – Congo Craton; DB BamaraBelt; GB – GariepBelt; KC – Kalahari Craton; CFB – Cape FoldBelt; AMZ – AmazoniaCraton; SF – São Francisco Craton; DFOB – Dom Feliciano OrogenicBelt; RDPC – Río de La Plata Craton; VFB – Ventana FoldBelt; GFS – GastreFalut System; TZ – Transfer Zone; FZ – Fracture Zone. (Fonte; Modificado de Blaichet *al.* ,2011)

Este segmento é caracterizado por SDR's (*seaward dipping reflectors*) e por uma crosta inferior com altas densidades e velocidades, que estão associadas a uma volumosa atividade ígnea durante a ruptura dos continentes (figura 10), à qual a ação da pluma de Tristão da Cunha está provavelmente relacionada, podendo assim, ser definida como uma margem dominada por magma. A parte norte do segmento sul, localizada entre a zona de Fratura do Rio Grande e a Zona de transferência de Salado, é constituída por SDR's e limite transicional crosta-oceano simétricos (Blaich *et al.*, 2011).

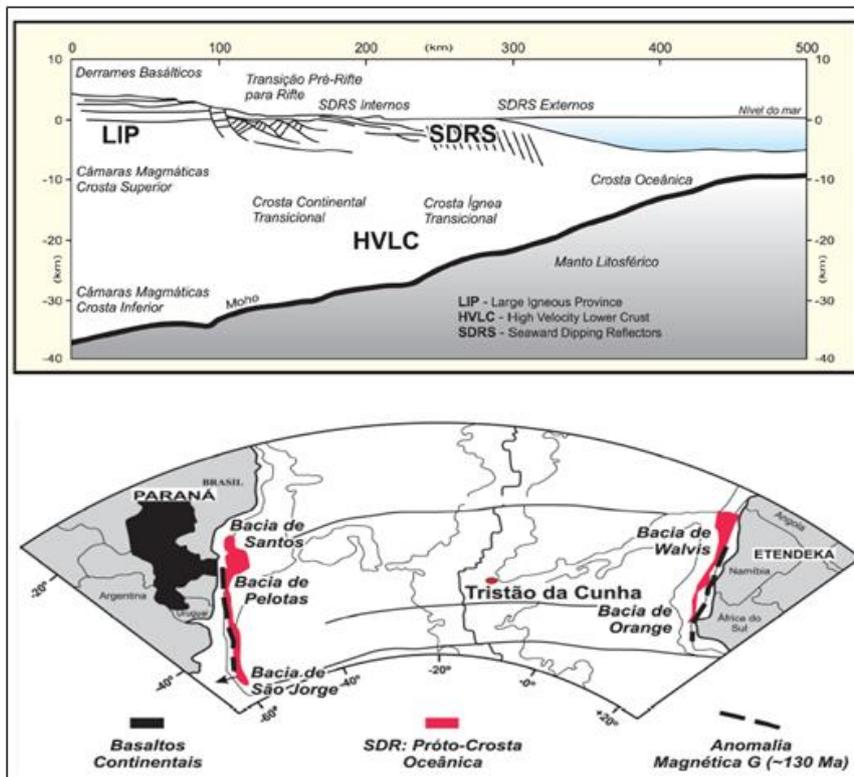


Figura 10: Exemplo da evolução do segmento sul da margem continental brasileira. Rochas vulcânicas e suas localizações em termos da evolução do rifte. (Fonte: Bueno, 2004)

Na interface final de rifte - início do drifte é comum a ocorrência de feições sísmicas conhecidas *SDR*. A variação na largura dos SDR em ambas as margens (africana e sul-americana) teria origem na atividade do *hot spot* Tristão da Cunha, possivelmente indicando um aumento na velocidade do espalhamento oceânico. Essas feições possuem formato convexo como consequência do alongamento crustal e da subsidência (Blaich *et al.*, 2011).

Com base nas variações das larguras da província dos SDRs São Jorge/ Pelotas e nas diferentes idades indicadas pelos lineamentos magnéticos a ela associados, Bueno (2004) propôs uma evolução polifásica para o espalhamento oceânico para a margem na qual se encontra a Zona de Fratura de Porto Alegre. O primeiro estágio de rompimento

teria se estendido para nordeste até a Sinclinal de Torres, onde se encontram os afloramentos basálticos da Província Vulcânica Paraná, praticamente coincidindo com os limites das sub-bacias sul e norte da Bacia de Pelotas. O segundo teria alcançado a latitude do Lineamento Capricórnio, atual limite sul do Platô de São Paulo na Bacia de Santos (figura 11).

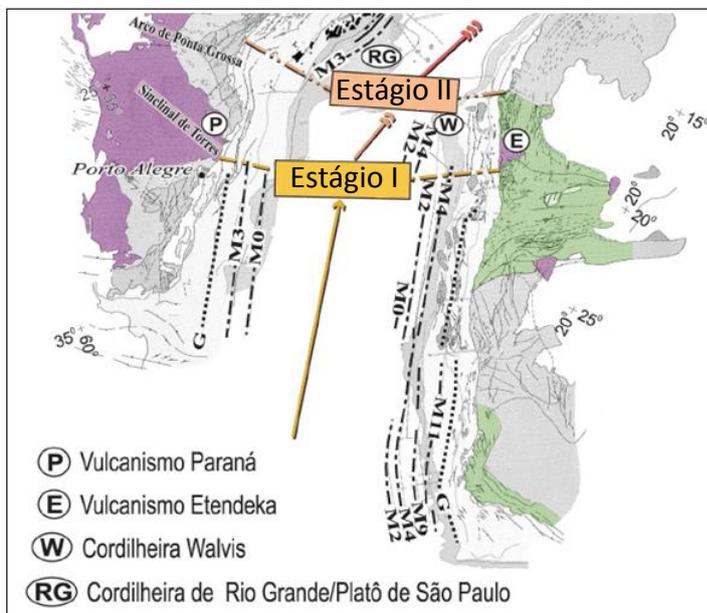


Figura 11: Evolução do espalhamento oceânico para o segmento sul da margem continental brasileira. (Fonte: Bueno,2004)

5.2 Principais Feições Fisiográficas da Margem Continental Sul-Brasileira

As características estruturais predominantes na Margem Continental Sul-Brasileira podem ser classificadas como as de um sistema flexura, na qual esta deformação seria atribuída à intensa subsidência sofrida por esta margem desde o Neocretáceo. Tal processo está relacionado com o desenvolvimento de um espesso pacote sedimentar. Esta volumosa sedimentação foi o fator de construção das províncias Fisiográficas clássicas – plataforma, talude e sopé - desta margem, da formação da Bacia de Pelotas e do Cone do Rio Grade (Asmus et al, 1981)

A Bacia de Pelotas, que se insere neste segmento da margem brasileira situa-se entre 28°S e 34°S, é delimitada pelo Alto de Florianópolis, limite com a Bacia de

Santos, e o Alto de Polônio, já no Uruguai (Bueno et al., 2007), é caracterizada por possuir uma espessa cobertura sedimentar, que chega a atingir 8 km.

Os principais domínios fisiográficos da região sul são a plataforma, o talude e o sopé continental, adjacentes à planície abissal na região oceânica. Esta última possui uma fisiografia afetada por importantes feições regionais como altos estruturais e canais submarinos. Ademais, ocorrem descontinuidades crustais com tendência geral leste – oeste, que correspondem a zonas de fraturas e lineamentos (Bassetto *et al.*, 2000) , como por exemplo, o Sistema de Zonas de Fratura do Rio Grande, as Zonas de Fratura de Porto Alegre e Chuí.

Esta região distingue-se pela sua plataforma continental larga, 150 km em média, na qual a quebra do talude ocorre entre 140 – 160 m de profundidade. O talude e o sopé são largos e mostram mergulhos suaves. O talude tem uma largura que varia entre 120 e 150 km e apresenta um perfil convexo nos setores localizados no Cone do Rio Grande (Bassetto *et al.*, 2000). O sopé possui uma vasta extensão, prolongando-se desde a base do talude até as áreas aplainadas das bacias oceânicas, situadas a 4,8 km de profundidade (Gomes,1995) .

O Cone do Rio grande (figura 11) é uma feição desenvolvida na porção sul da Bacia de Pelotas, aproximadamente entre as latitudes 31°30'S e 34°S, com uma espessura sedimentar que chega a ser superior a 12 km (Gomes et al., 1993)

Outra feição sedimentar que ocorre neste local são os Terraços Erosivos. Segundo Kowsman et al (1974) os terraços erosivos são escarpas sedimentares que marcam o limite entre as crostas continentais e oceânicas. Tais terraços se localizam na porção superior do talude, a feição mais notável da área é o Terraço do Rio Grande (figura 12), que ocupa cerca de 5.500 km² (Meppen, 2008)

No segmento sul da margem brasileira observam-se as zonas de fraturas do Rio Grande, que segundo Blaich et al. (2011) delimita ao norte este segmento, as zonas de fratura de Porto Alegre e de Chuí (Alves, 1981). Segundo Alves (2002) e Basseto *et al.*,(2000), o Sistema de Zona de Fratura do Rio Grande é a descontinuidade crustal mais importante da área, se localiza entre as latitudes de 26°20' S e 28°30' S . O magmatismo ocorrido ao longo desta zona de fratura contribuiu para a origem de uma cadeia ígnea linear denominada Dorsal de São Paulo (Gambôa e Rabnowitz, 1981). A zona de Fratura de Porto Alegre (figura 12) está localizada dentre as latitudes 32° S e 31°S e é caracterizada por uma concentração anômala de altos vulcânicos e montes

submarinos de orientação L-O. A zona de fratura do Chuí por (Alves, 1981) não está associado a nenhuma alto estrutural, posiciona-se entre as latitudes 34°S e 35°S, e se encontra no limite sul do Cone do Rio Grande (Mepen, 2008)

Uma feição de extrema relevância existente nesta região é a Elevação do Rio Grande (ERG) (figura 12), cuja geração é atribuída a atividades tectono- magmáticas. O'Connor *et al.* (1990) associam a formação do sistema Elevação Rio Grande - Walvis Ridge à presença da pluma de Tristão da Cunha localizada sobre o eixo de espalhamento da cordilheira Meso-Atlântica. Segundo Kumar & Gamboa (1977) os pulsos de magmatismo que contribuíram para a formação da (ERG) ocorreram durante Certáceo Superior (100 a 80 Ma.) e mais tardiamente durante o Eoceno Médio (40 Ma) .

Com seus quase 200.000 Km² de área, é dividido entre duas porções principais: a elevação leste e a elevação oeste (Bassetto et al.,2000). Devido à sua grande extensão, esta feição mascara as zonas de fratura nessa região (Carvalho, 1981). Esta elevação, que modifica de forma acentuada o caráter planar desta parte da planície abissal, se localiza entre as latitudes 28°S e 34°S e longitudes 28°W e 42°W e possui um padrão batimétrico bastante complexo, dominado por uma alta concentração de montes submarinos, vales e escarpas (Alves, 2002).

A Elevação do Rio Grande é também caracterizada por uma proeminente graben central, evidenciado por um lineamento regional com orientação NW-SE, que se estende da crosta oceânica em direção à crosta continental (Mohriak et al., 2010) . Este lineamento, conhecido como Cruzeiro do Sul foi interpretado como um zona de cisalhamento localmente afetada por intrusões ígneas e movimentos transcorrentes (Souza et al., 1993 apud Mohriak et al., 2010).

Outra importante feição presente nesta área é o Canal de Vema (figura 12), que segundo Bassetto et al. (2000) constitui a principal passagem da corrente de fundo da Antártica entre a planície abissal da Argentina e do Brasil. Este canal possui um comprimento de aproximadamente 700 km e uma largura que varia de 15 a 20 km (Alves, 2002).

No geral, a região supracitada envolve as seguintes feições: Elevação do Rio Grande, Cone do Rio Grande, Bacia de Pelotas, Canal de Vema, Escarpas do Rio

Grande, Sistema de Zonas de Fratura do Rio Grande, Zonas de Fratura de Porto Alegre e Chuí.

5.3 Zona de Fratura de Porto Alegre

A Zona de Fratura de Porto Alegre (figura 12), localizada entre as latitudes 31°S e 32°S, é caracterizada como uma associação de um par de falhas normais, uma concentração anômala de altos vulcânico, montes submarinos e guyots, todos com uma tendência de alinhamento **E – W** (Bassetto *et al.*,2000) . A definição de seu traçado para oeste e leste é prejudicada, respectivamente, pela espessa cobertura sedimentar da Bacia de Pelotas e pela Elevação do Rio Grande, entretanto, o deslocamento para oeste registrado no gráben central presente nesta elevação pode ser controlado pela Zona de Fratura de Porto Alegre. O seu prolongamento para o continente é inferido pela ocorrência de rochas alcalinas de Piratini e do Alinhamento do Rio Camaquã (Alves, 1981).

Esta feição está relacionada ao alto estrutural vizinho, localizado na latitude de 30°S e marca o limite de uma importante elevação regional no embasamento da área, chamada de Arco de torres. Este arco é uma alto estrutural do embasamento, cuja direção é NW-SE e que se localiza entre as latitudes 29°S e 31° S (Mepen, 2008)

Sedimentos mais recentes do Cone do Rio Grande apresentam terminações em *onlap* contra uma descontinuidade erosional relacionada a este alto (Bassetto *et al.*, 2000). Altos estruturais também relacionados a essa zona de fratura são considerados divisores tectono-sedimentares da Bacia de Pelotas, dividindo-a em duas sub-bacias, Norte e Sul (Bueno, 2007).

Esta zona de fratura coincide com o traçado da linha de 50° de deslocamento estabelecida por Franchateu & Lepichon (1972), em relação ao polo de abertura no Cretáceo (Alves, 1981) .

Na região abaixo da zona de Fratura de Porto Alegre, observa-se um afinamento crustal e uma subida do manto, que está entre 11 e 15 km de profundidade (Gomes, 1995). O valor de densidade atribuído aos corpos correspondentes à Zona de Fratura de Porto Alegre é de 2,74 g.cm⁻³ . O valor médio da espessura da crosta oceânica é de 7 km (Gomes, 1995).

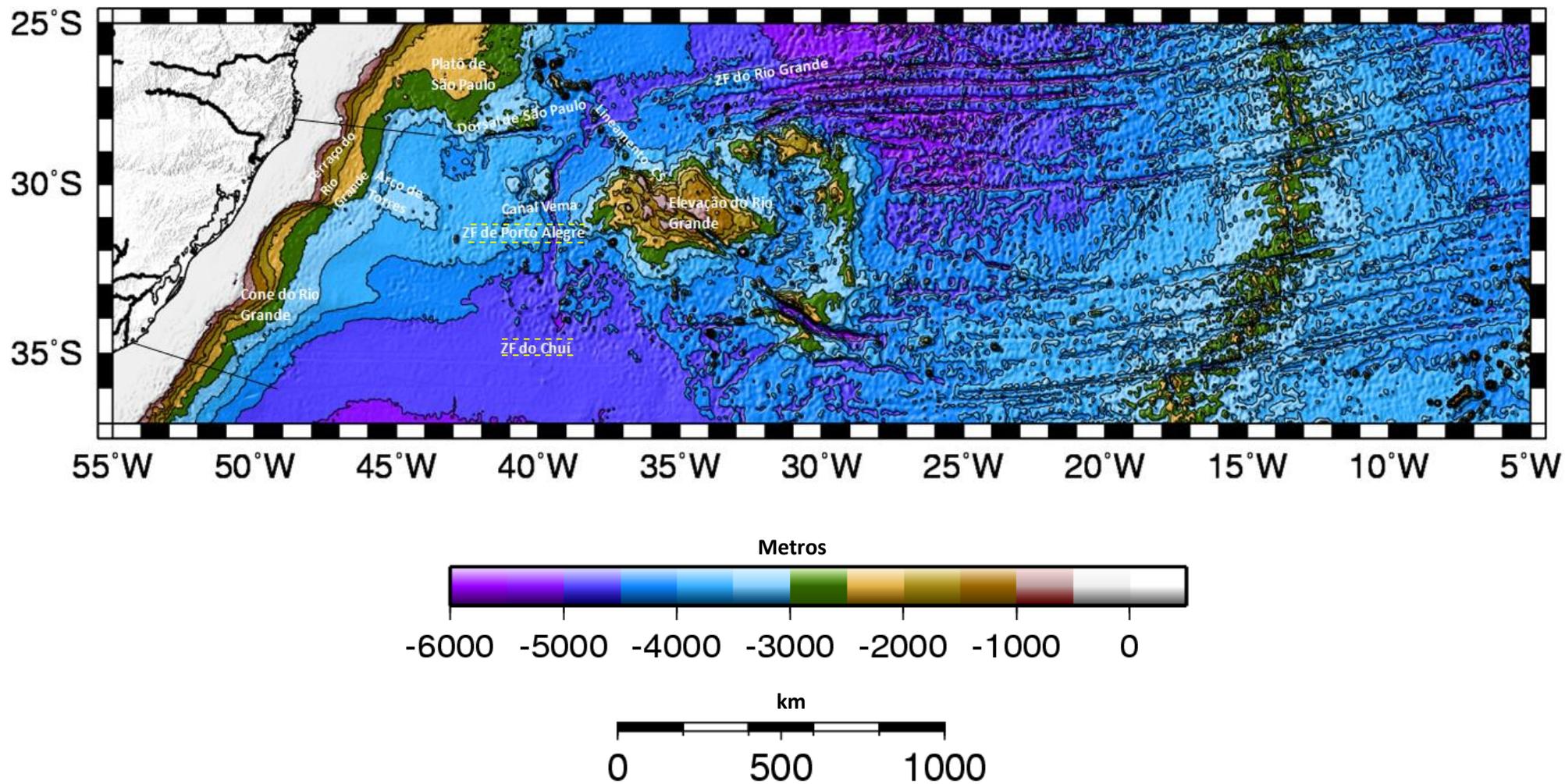


Figura 12: Principais feições fisiográficas da Margem Continental Sul-Brasileira. Linhas pretas delimitam a Bacia de Pelotas. Lineamento CS: lineamento Cruzeiro do Sul. As informações foram compiladas de Alves (1981), Basseto et al. (2000).

6 Lineamentos Tectônicos

O arcabouço estrutural ao longo de toda a margem continental brasileira é constituído por três tipos de feições mais importantes: falhas normais, charneiras e estruturas transversais. As estruturas transversais englobam dois tipos de feições: zonas de fraturas e lineamentos. Embora reconhecidas pelos mesmos critérios, diferenciam-se em suas relações com a Cordilheira Mesoceânica: as zonas de fratura cortam e deslocam o eixo da cordilheira, os lineamentos, aparentemente, não a atingem, pois podem ser reconhecidos e traçados não por mais do que cerca de 2000 km a partir da margem continental (Asmus et al.; 1981).

Neste setor Sul da Margem Continental Brasileira, o espesso pacote sedimentar acumulado dificulta o acompanhamento por longas distâncias de determinadas feições que podem caracterizar zonas de fraturas, o que prejudica a definição das zonas de fratura neste local (Alves, 1981). Por isso em alguns trabalhos estas feições estruturais são chamadas de lineamento, como por exemplo, em Asmus & Guazelli (1981) Basseto et al (2000).

Segundo Asmus et al. (1981) os lineamentos são considerados estruturas que não foram geradas diretamente no processo de ruptura ocorrido no início da separação continental. Estes, teriam surgido por influência de condições estruturais mais profundas, que podem remontar até ao Pré – Cambriano.

As variações de espessura e de composição crustal e subcrustal, associadas localmente com anomalias térmicas, criam condições suficientes para acumular esforços capazes de formar e propagar o fraturamento na crosta oceânica até certa distância da margem continental (Asmus, 1978)

7 Resultados e Discussão

A fim de atingir o objetivo proposto por esse trabalho, a caracterização da estrutura denominada Lineamento de Porto Alegre, foi realizada uma análise dos mapas de batimetria predita (figura 17), anomalia magnética do campo total (figura 18), isócronas magnéticas (figura 19) e gravimetria ar-livre (figura 20 e 21). A integração desses mapas foi fundamental, uma vez que cada mapa permitiu uma melhor caracterização de um determinado segmento correspondente à Zona de Fratura de Porto Alegre (ZFPA).

O mapa de batimetria predita (figura 17) permitiu uma melhor caracterização da ZFPA nas regiões com pouca cobertura sedimentar, como a Cordilheira Mesoatlântica e na Elevação do Rio Grande (ERG). Nas áreas com maior cobertura sedimentar, principalmente próximo a margem continental, na Bacia de Pelotas, sua identificação torna-se mais difícil. Por esta razão, torna-se necessária a correlação destes mapas com os outros previamente citados.

Em trabalhos anteriores, diversos autores (Alves, 1981; Bassetto et al., 2000; Corrêa, 2004) identificaram a ZFPA na Margem Continental a partir interpretação de dados de sísmica de reflexão. Alves (1981) localizou a ZFPA, utilizando dados de sísmica de reflexão monocanal do Projeto REMAC, próxima à latitude de 31°S, associando-a a altos estruturais no embasamento presentes entre as longitudes 43°W e 46°W (figuras 14 e 16). Ressalta ainda, que há um notório deslocamento das anomalias magnéticas 33 e 34 (em torno de 70 Ma) próximos à longitude 33°W. Bassetto et al. (2000), através da interpretação de linhas de sísmica de reflexão 2D do Projeto LEPLAC, identificou este segmento crustal entre as latitudes 31°S e 32°S (figura 13). Corrêa (2004), também usando dados do LEPLAC, interpreta a localização da ZFPA no perfil sísmico *strike* 5000 059A (figura 15) e a associa ao Arco de Torres.

Assumindo-se que a estrutura aqui estudada já tinha localização definida na margem, foi feita uma correlação entre os mapas gerados a partir de dados de batimetria predita, gravimetria ar-livre, isócronas magnéticas e anomalia do campo magnético total para definir o seu prolongamento da Margem Continental até a Cordilheira Mesoatlântica, caracterizando este segmento crustal como uma zona de fratura.

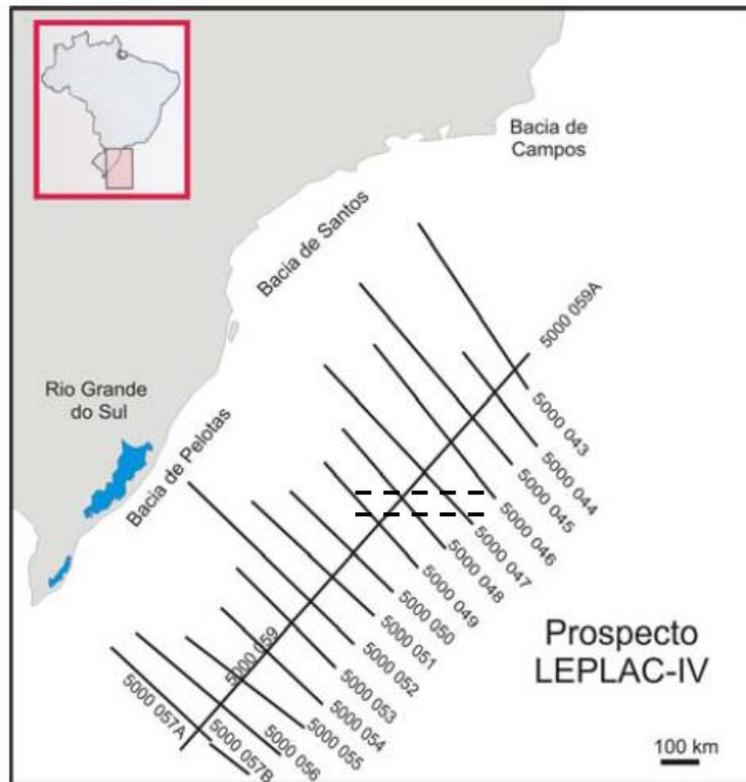


Figura 13: Localização das seções sísmicas do LEPLAC-IV (Fonte: Corrêa,2004). Demarcação da ZFPA segundo Bassetto et al. 2000.

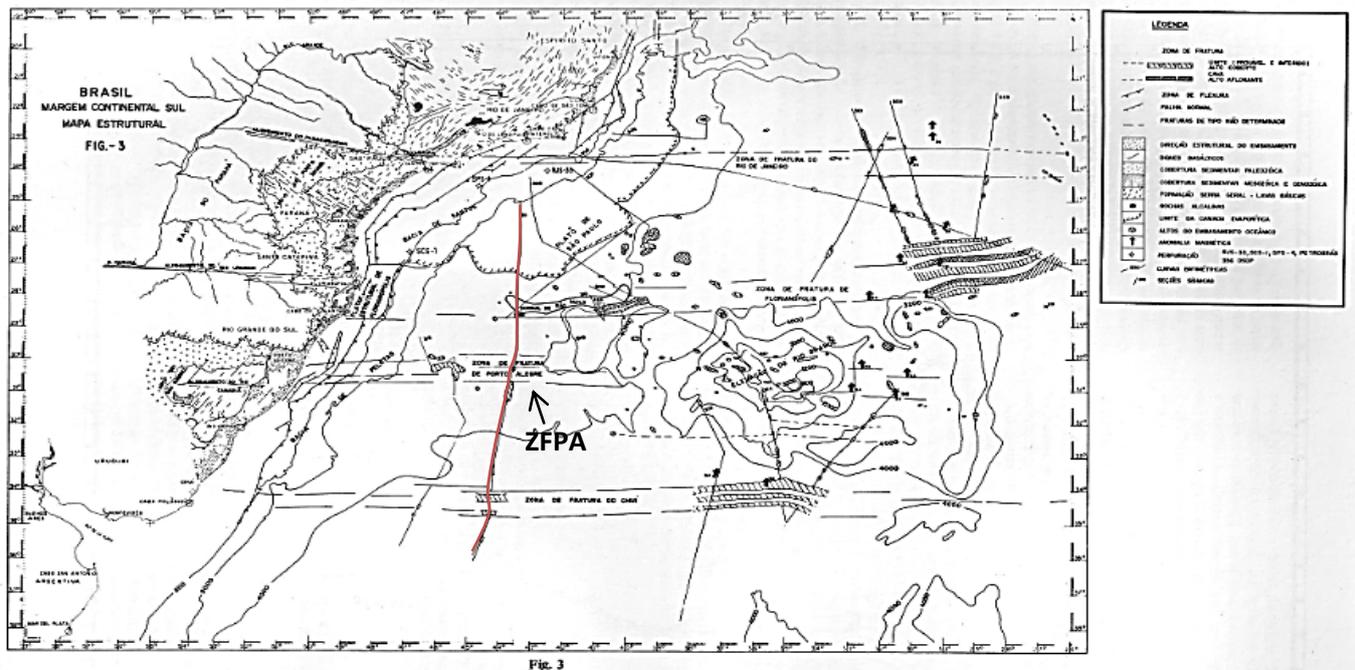
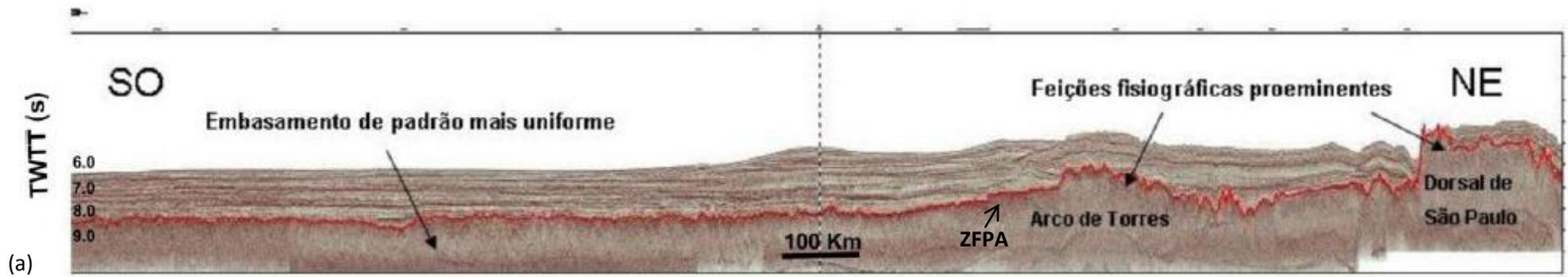
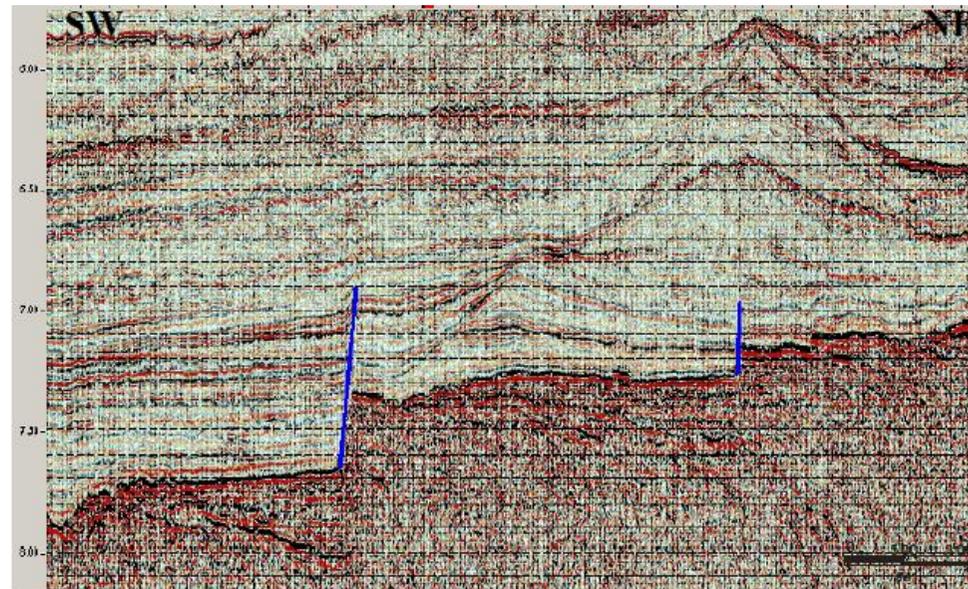


Figura 14: Em vermelho a localização da linha sísmica usada por Alves (1981) para identificar a ZFPA.



(a)



(b)

Figura15: (a) Perfil sísmico do LEPLAC *strike* 5000 059A, no qual se pode observar a localização da ZFPA em relação ao Arco de Torres, visualiza-se também a Dorsal de São Paulo. (Modificado de Mepen, 2008). (b) Destaque das falhas (em azul) que são associadas ao posicionamento da ZFPA (fonte: Corrêa, 2004).

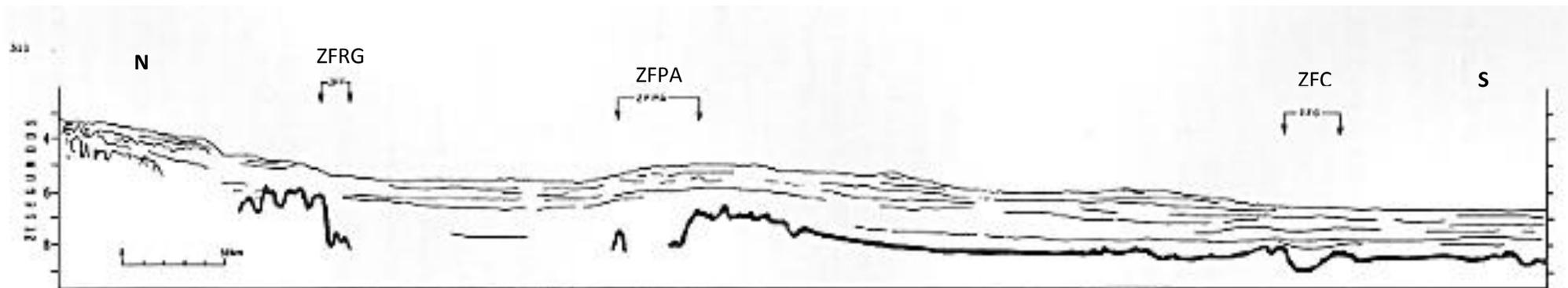


Figura 16: Interpretação do perfil de sísmica de reflexão por Alves (1981) localizado na figura 13. ZFRG: Zona de fratura do Rio Grande; ZFPA: Zona de Fratura de Porto Alegre; ZFC: Zona de Fratura do Chuí.

A região entre a Zona de Fratura do Rio Grande e a Zona de Fratura de Chuí (figura 12) apresenta grande complexidade em termos de estruturas que compõem o embasamento, inúmeras zonas de fraturas interrompem a Cordilheira Mesoatlântica entre latitudes 25°S e 37°S a característica notável das mesmas é o formato de suas anomalias alongadas que se projetam por grandes extensões no assoalho oceânico.

A ZFPA interrompe Cordilheira Mesoatlântica o trecho entre 29°S e 30°S. Nesta região, é na verdade, constituída por duas falhas transformantes. Essas descontinuidades, denominadas de 1 e 2, possuem 63,8 km e 72,2 km de comprimento, respectivamente. Sendo assim, a ZFPA é um sistema formado por um sistema de zonas de fraturas na Cordilheira Mesoatlântica, constituído por dois segmentos transformantes que deslocam o eixo da Cordilheira Mesoatlântica em 136 km (figura 17) e seu prolongamentos fósseis são identificados tanto para oeste, quanto para leste.

Na Cordilheira Mesoatlântica, tanto a descontinuidade 1, quanto a descontinuidade 2, possuem uma diferença de idade de aproximadamente 6 Ma. A respeito da ZFPA, juntando as informações de tamanho do offset e de diferença de idade, pode-se inferir que as descontinuidades desta zona de fratura podem ser classificadas como descontinuidades rígidas de primeira ordem, segundo os critérios estabelecidos por Grindlay et al. (1989).

No mapa de gravimetria ar-livre observa-se que a Cordilheira Mesoceânica pode ser notada pela sua anomalia na direção N-S, com valores que variam de -40 mGal a + 40 mGal, segundo Araújo (1989) esses valores de mínimo e máximo podem ser associados ao vale e ao eixo da cadeia respectivamente. As faixas de anomalia ar-livre que representam o SZFPA são definidas por valores negativos, em torno de -25 mGal, esses valores negativos, segundo diversos autores (Prince, 1988; Gumma, 1974; Lynn, 1976) podem ser associados à calha característica da zona de fratura. Segundo Kruse (2000), quanto maior o offset da falha transformante, maior é a amplitude do mínimo gravimétrico. Assim as estas estruturas podem ser representadas por anomalias alongadas negativas que se iniciam na Cordilheira Mesoatlântica, associadas a anomalias positivas que correspondem às escarpas das mesmas. Estas anomalias positivas, no SZFPA, estão em torno de 15 mGal no trecho que está entre a Cordilheira Mesoceânica e a ERG.

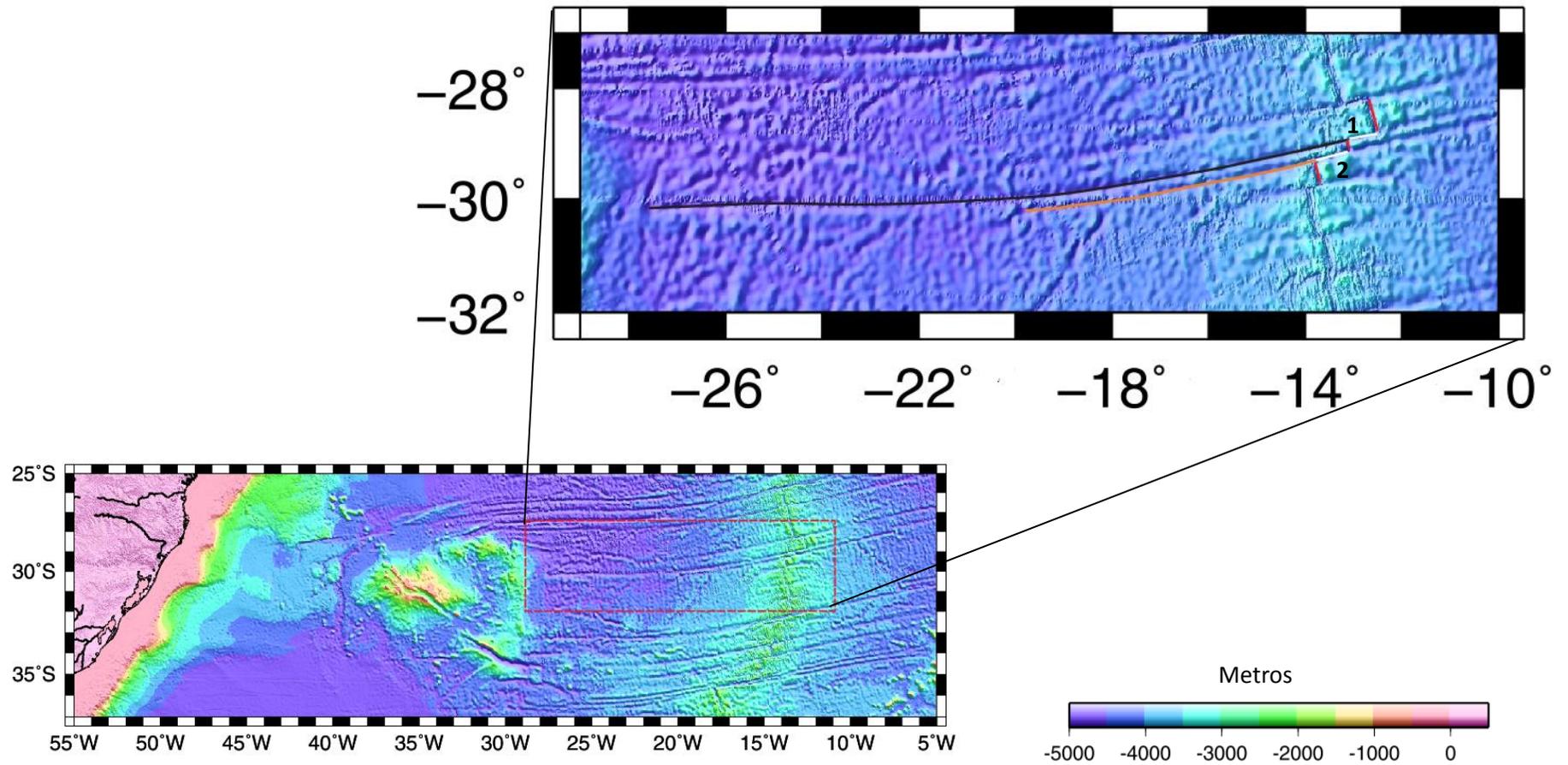


Figura 17: Mapa de batimetria predita. O retângulo vermelho representa a área aumentada mostrando as duas zonas de fratura que constituem o SZFPA. Em preto, zona de fratura principal do SZFPA. Em laranja, zona de fratura que se extingue em 30 Ma. Em vermelho, eixos da Cordilheira Mesoatlântica deslocados. Em branco, as falhas transformantes (1) e (2) de cada zona de fratura que constitui o Sistema de Zonas de Fratura de Porto Alegre.

A região entre a Zona de Fratura do Rio Grande e a Zona de Fratura de Chuí (figura 12) apresenta grande complexidade em termos de estruturas que compõem o embasamento, inúmeras zonas de fraturas interrompem a Cordilheira Mesoatlântica entre latitudes 25°S e 37°S a característica notável das mesmas é o formato de suas anomalias alongadas que se projetam por grandes extensões no assoalho oceânico.

A ZFPA interrompe Cordilheira Mesoatlântica o trecho entre 29°S e 30°S. Nesta região, é na verdade, constituída por duas falhas transformantes. Essas discontinuidades, denominadas de 1 e 2, possuem 63,8 km e 72,2 km de comprimento, respectivamente. Sendo assim, a ZFPA é um sistema formado por um sistema de zonas de fraturas na Cordilheira Mesoatlântica, constituído por dois segmentos transformantes que deslocam o eixo da Cordilheira Mesoatlântica em 136 km (figura 17) e seu prolongamentos fósseis são identificados tanto para oeste, quanto para leste.

Na Cordilheira Mesoatlântica, tanto a descontinuidade 1, quanto a descontinuidade 2, possuem uma diferença de idade de aproximadamente 6 Ma. A respeito da ZFPA, juntando as informações de tamanho do offset e de diferença de idade, pode-se inferir que as descontinuidades desta zona de fratura podem ser classificadas como descontinuidades rígidas de primeira ordem, segundo os critérios estabelecidos por Grindlay et al. (1989).

No mapa de gravimetria ar-livre observa-se que a Cordilheira Mesoceânica pode ser notada pela sua anomalia na direção N-S, com valores que variam de -40 mGal a + 40 mGal, segundo Araújo (1989) esses valores de mínimo e máximo podem ser associados ao vale e ao eixo da cadeia respectivamente. As faixas de anomalia ar-livre que representam o SZFPA são definidas por valores negativos, em torno de -25 mGal, esses valores negativos, segundo diversos autores (Prince, 1988; Gumma, 1974; Lynn, 1976) podem ser associados à calha característica da zona de fratura. Segundo Kruse (2000), quanto maior o offset da falha transformante, maior é a amplitude do mínimo gravimétrico. Assim as estas estruturas podem ser representadas por anomalias alongadas negativas que se iniciam na Cordilheira Mesoatlântica, associadas a anomalias positivas que correspondem às escarpas das mesmas. Estas anomalias positivas, no SZFPA, estão em torno de 15 mGal no trecho que está entre a Cordilheira Mesoceânica e a ERG.

Os segmentos fósseis deste sistema de zonas de fraturas exibem características morfotectônicas variáveis. Na Cordilheira Mesoceânica, até 30 Ma, o SZFPA possui uma direção NE-SW (figuras 17 e 19). Entre 30 e 60 Ma o SZFPA adquire uma orientação E-W,

tais inflexões nos segmentos fósseis podem ser atribuídas às mudanças no polo de rotação em relação à placa Sul-Americana de acordo com o proposto por Sibuet & Mascle (1978) apud Alves (2002). Nota-se que a partir de 30 Ma somente um segmento fóssil pode ser observado claramente (figuras 20, 21, 22).

Em crosta mais antiga, entre 60 e 85 Ma a delimitação deste segmento fóssil se torna mais difícil. Tal fato pode estar associado à formação da ERG, cabe ressaltar também que a partir de 80 Ma inicia-se a Zona Magnética calma do Cretáceo, também chamada de Supercron Normal do Cretáceo, que faz com que as anomalias na crosta formada durante esse período sejam menos definidas. Durante este período, o campo magnético terrestre ficou com uma polaridade normal estável durante aproximadamente 40 milhões de anos, esta região não apresenta isócronas bem definidas, (Sclater et al, 1993). Esta zona também é caracterizada por não possuir grandes reversões magnéticas e por possuir polaridade magnética normal nos dois lados da zona de fratura (figura 18) (Collette, 1980). Este fenômeno pode ser mais bem visualizado no mapa de anomalia magnética em latitudes superiores a 32°S.

O mapa de anomalia magnética (figura 18), salvo as regiões com falta de dado, permite a visualização das zonas de fratura desde a Cordilheira Mesoatlântica até a sua parte mais próxima da margem continental. Os valores de anomalia magnética mostrados no mapa estão em nT, nele pode-se observar o padrão diferenciado das anomalias que representam as zonas de fraturas, nota-se que ao longo das mesmas, os blocos magnetizados são deslocados, ocorrendo assim a justaposição de blocos com magnetização oposta.

A Cordilheira Mesoatlântica é representada por uma forte anomalia com orientação de aproximadamente N-S, com valores em torno de 150 nT, e que chegam a atingir 300 nT em alguns trechos. Pode-se observar no mapa, até a longitude de 28°O, o típico padrão das anomalias magnéticas no assoalho oceânico, bandas simétricas à Cordilheira Mesoceânica, com magnetização positiva e negativa.

O padrão zebado é interrompido a partir da longitude 28° O, principalmente entre as latitudes 28° S e 34°S nota-se que as anomalias magnéticas passam a exibir um padrão mais caótico. Tal fato coincide com a presença de estruturas como a Elevação do Rio Grande, do alinhamento Cruzeiro do Sul, e Arco de Torres. Ainda assim, é possível visualizar o deslocamento das anomalias magnéticas causadas pelas zonas de fraturas.

Neste estudo, o mapa de anomalia magnética foi fundamental para a localização da SZFPA entre as longitudes de 44°O e 29°O, região onde está inserida a ERG, uma vez que nesta região a identificação do SZFPA se torna difícil, possibilitando a constatação da influência do SZFPA no deslocamento presente no gráben central da ERG.

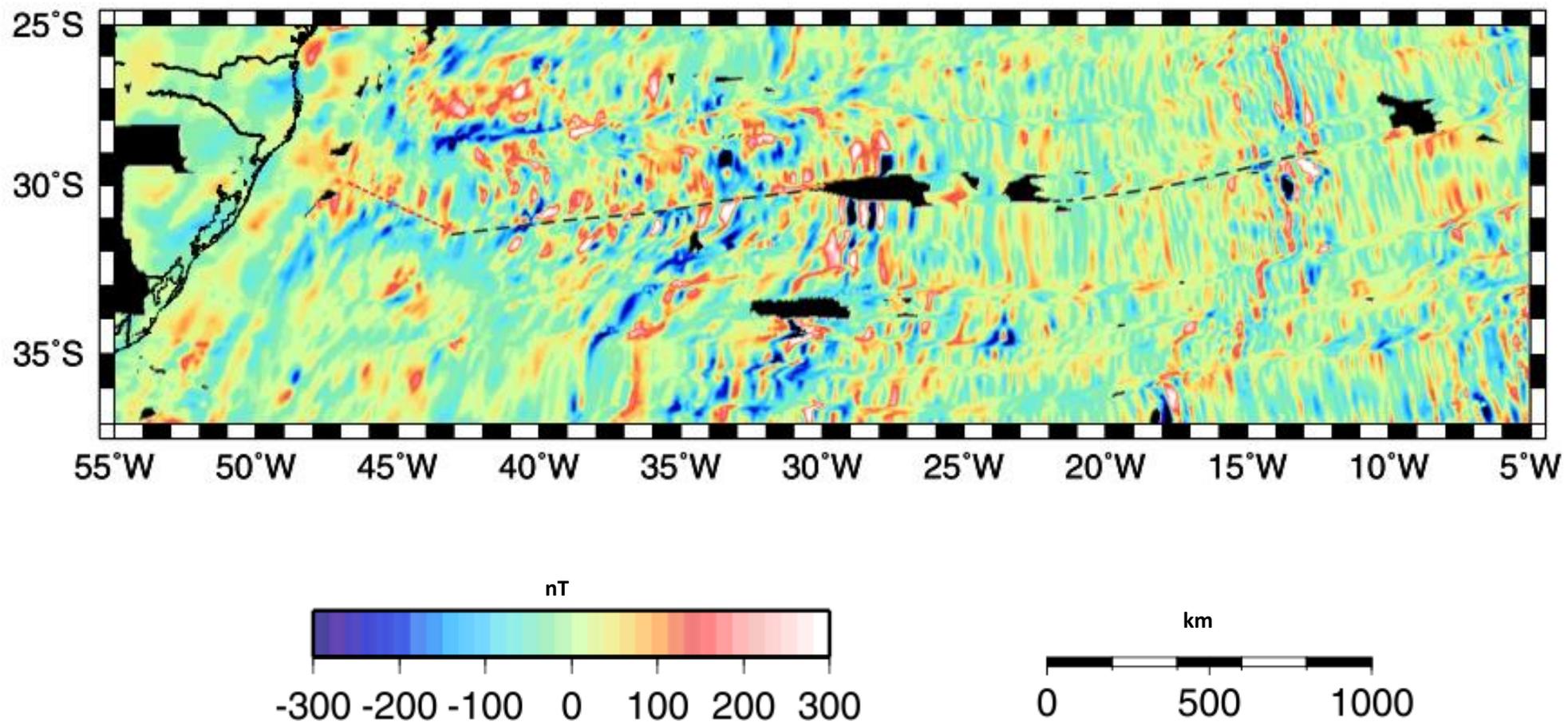


Figura 18 : Mapa de anomalia magnética em nT. Linha tracejada em vermelho: Arco de Torres. Linha tracejada em preto: Zona de fratura de Porto Alegre.

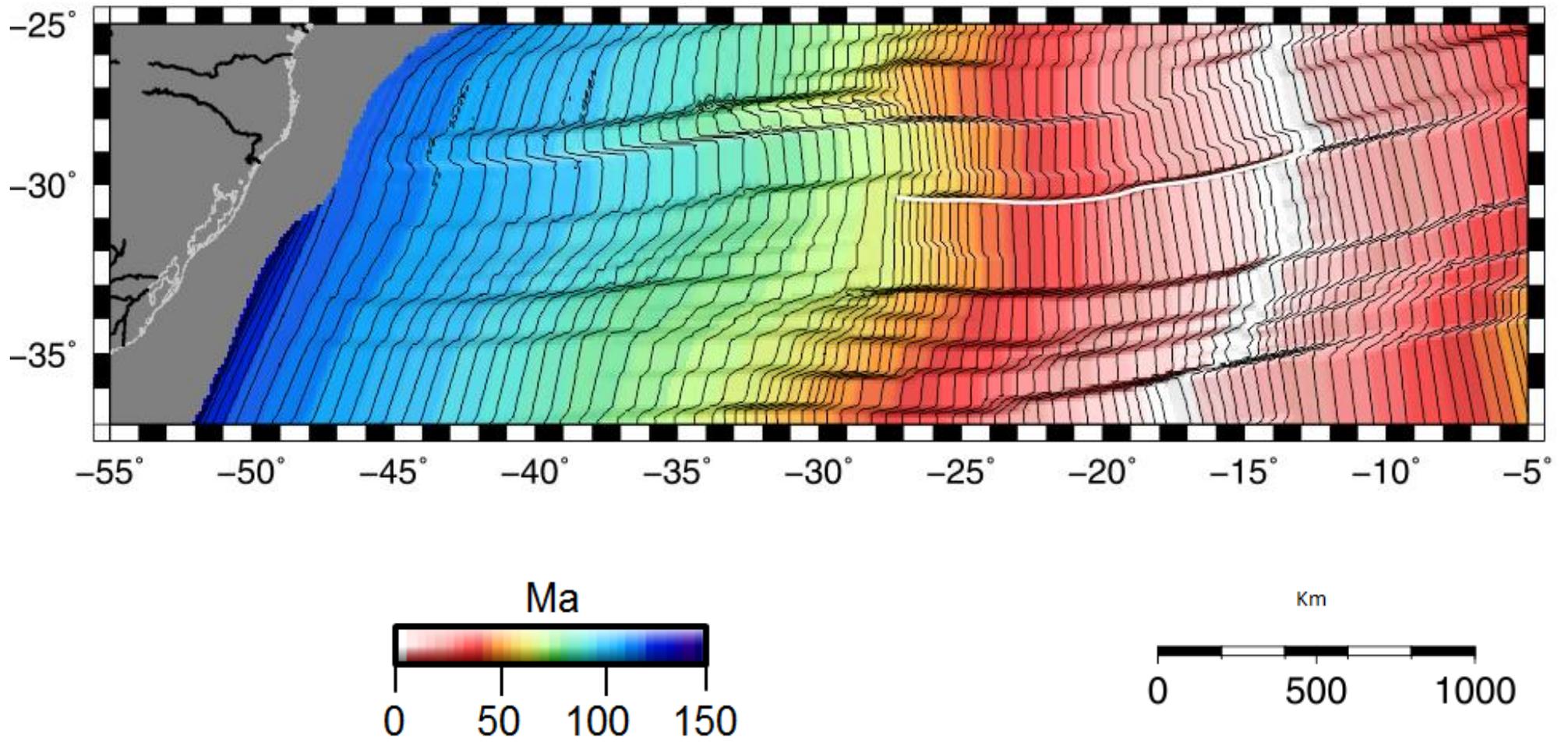


Figura 19 : Mapa de isócronas magnéticas do assoalho oceânico. Em branco, a linha que representa a anomalia causada pelo Sistema de Zonas de Fraturas de Porto Alegre.

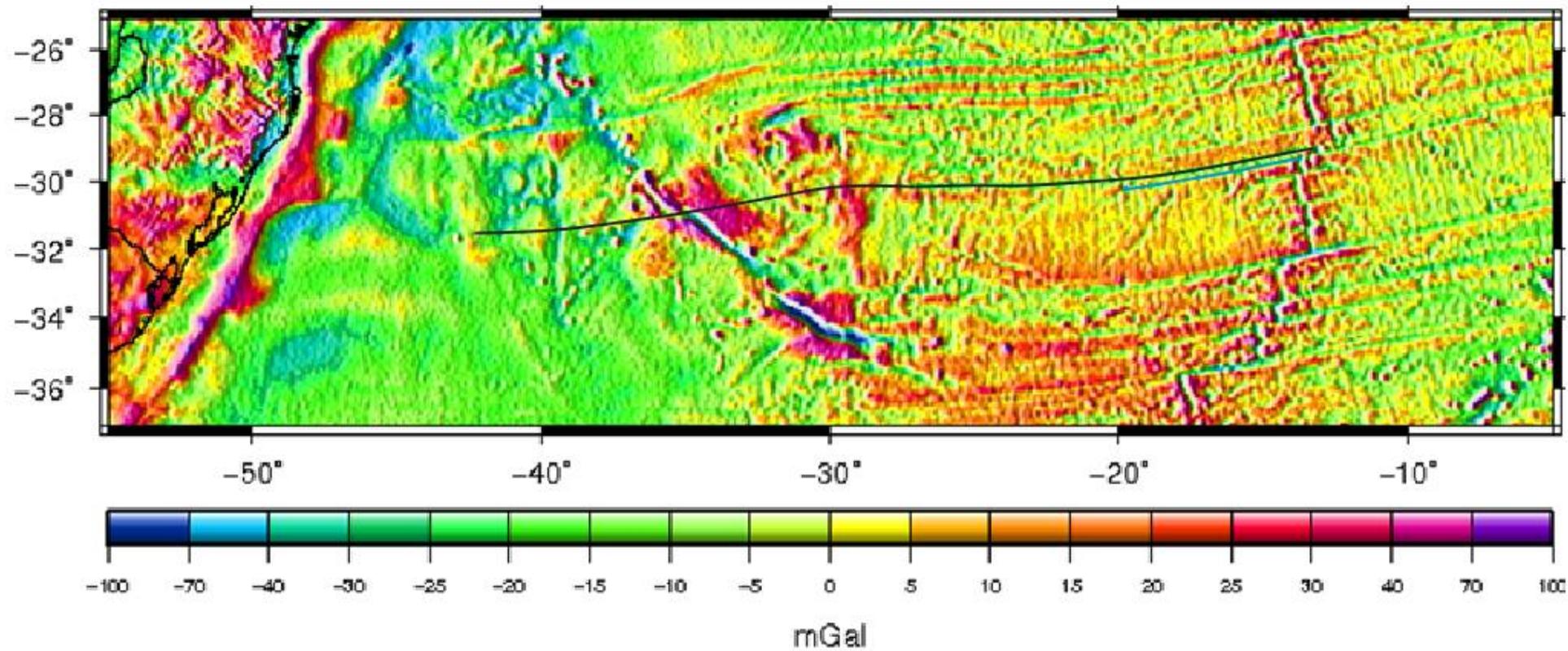


Figura 20: Mapa de anomalia gravimétrica de ar-livre. A linha em preto representa o traçado da zona de fratura principal do SZFPA. Em azul a zona de fratura originada da descontinuidade 2.

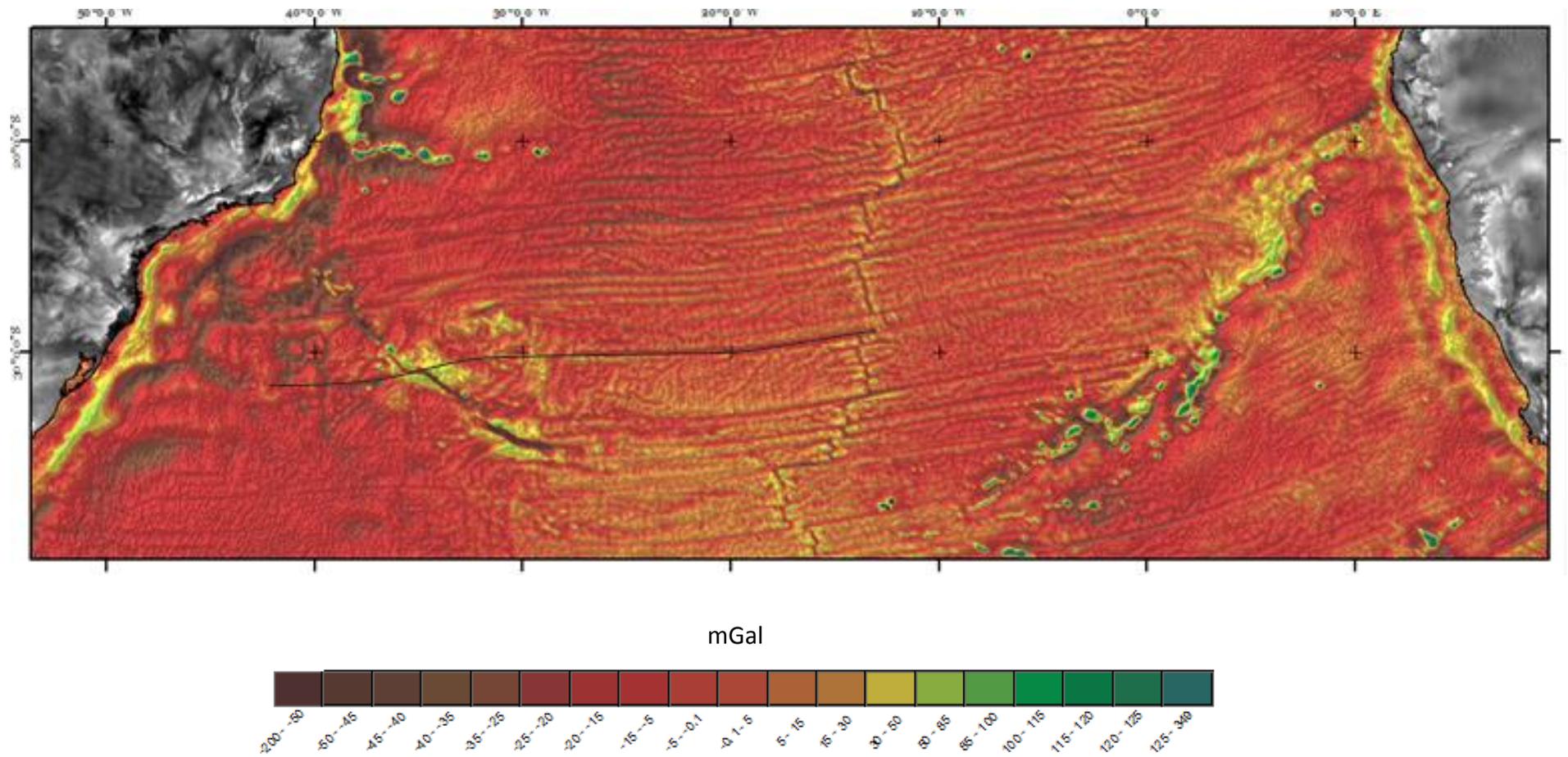


Figura 21: Mapa de anomalia gravimétrica de ar-livre feito com dados Smith & Sandwell 2004.

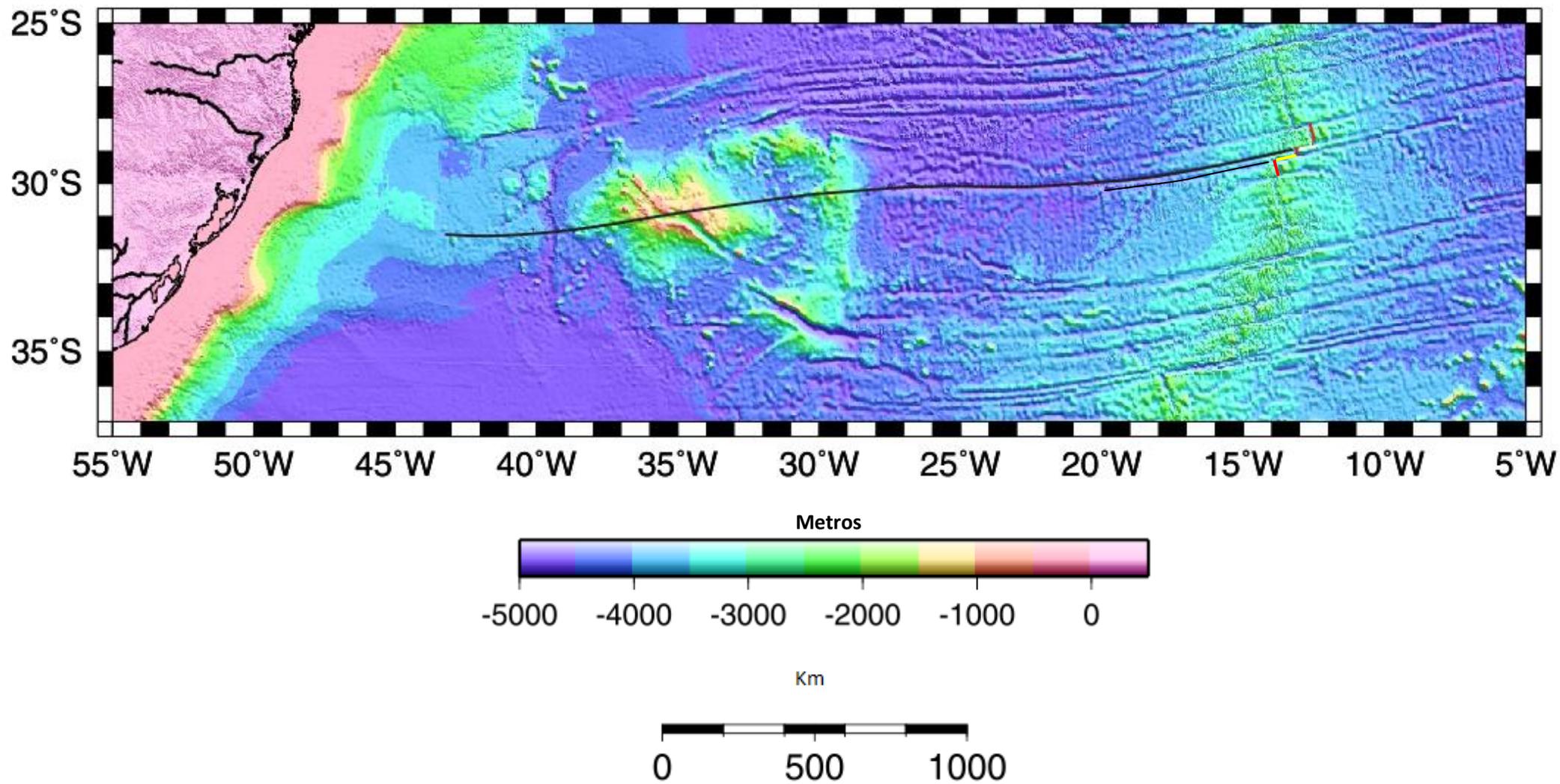


Figura 22 : Resultado final da localização do Sistema de Zonas de Fratura de Porto Alegre no assoalho oceânico. Em branco, falha transformante (1) associada à principal zona de fratura. Em amarelo, falha transformante (2). Em vermelho, eixo da Cadeia Mesoatlântica deslocado.

8 Conclusão

A partir da integração de dados de batimetria, de gravimetria ar-livre, anomalia magnética do campo total e isócronas, auxiliados por sísmicas de reflexão usadas por Alves (1981) e Bassetto et al. (2000) , realizou-se a definição da estrutura transversal denominada de Lineamento de Porto Alegre, presente na Margem Continental Sul-Brasileira, como um sistema de zonas de fratura. A partir desses mapas pôde-se caracterizar o Sistema de Zonas de Fratura de Porto Alegre (SZFPA) na Cordilheira Mesoatlântica, seu prolongamento na bacia oceânica e sua continuidade na margem continental.

A integração dos dados foi essencial para a caracterização do SZFPA de maneira que informações que não eram observadas em um mapa podiam ser retiradas de outro, bem como o uso da sísmica para demonstrar a localização do SZFPA mais próximo à margem continental.

O estudo demonstrou que o Lineamento Porto Alegre possui as características necessárias para ser considerado um sistema de zonas de fratura, uma vez que com os dados utilizados foi possível determinar a sua localização na Cordilheira Mesoatlântica. As falhas transformantes que constituem o SZFPA na cordilheira localizam-se entre as latitudes de 29°S e 30°S, possuem um comprimento que totaliza 136 km, com a primeira descontinuidade possuindo 63,8 km e a segunda 72,2 km. Nota-se em cada descontinuidade uma diferença de idade de aproximadamente 6 Ma . A zona de fratura originada na segunda falha transformante pode ser traçada até 30 Ma, já a zona de fratura originada na falha transformante 1 pode ser traçada até a margem continental.

A variação na orientação da SZFPA pôde ser observada no seu segmento fóssil, que até 30 Ma possuiu uma direção NE-SW e entre 30 e 60 Ma passou para direção E-W. Quando atinge a ERG adquire direção NE-SW novamente e em seguida E-W na margem continental.

Ao sair da Cordilheira Mesoatlântica, o SZFPA segue pelo assoalho oceânico, passando por feições topográficas relevantes, como ERG e Canal Vema e finalmente atinge a margem continental, onde se localiza entre as latitudes de 31°S e 32°S. Já na margem continental, o SZFPA se encontra com uma feição denominada Arco de Torres, que se localiza entre as longitudes de 43° O e 47° O e latitudes de 29° S e 31° S.

9 Bibliografia

- 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. **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.
- Araujo, T. C. M. **Interpretação gravimétrica – Magnética da Zona de Fratura Dupla Bode Verde**. Tese de Mestrado. UFPA. 1989
- Asmus, H. E. **Hipótese sobre a Origem dos Sistemas de Zonas de Fraturas Oceânicas/Alinhamentos Continentais que Ocorrem nas Regiões sudeste e Su do Brasil**. In: Projeto Remac n.4. Aspectos Estruturais da Margem Continental Leste Sudeste do Brasil. Rio de Janeiro . 1978.
- Asmus, H. E. **Estruturas e Tectonismo da Margem Continental Brasileira, e Suas Implicações nos Processos Sedimentares na Avaliação Do Potencial de recursos Minerais**. Recursos Minerais (Relatório Final). Rio de Janeiro: PETROBRAS/CENPES/DINTEP. Série Projeto REMAC, **9** . 1981
- 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.
- Atwater, T. et al. **Fracture Zone Traces across the North Pacific Cretaceous Quiet Zone and their Tectonic Implications**. 1993. Geophysical Monography 77. American Geophysical Union.
- Basetto, M. et al. **Atlantic Rifts and its Continental Margins** : The Oceanic Segments of the Southern Brazilian Margin, Morpho-Structure Domains and Their Tectonic Significance . American Geophysical Union . 2000. P. 235 - 259
- Blaich, O. A., Faleide, J. I.e Tsikalas, F. **Crustal Breakup and Continent-ocean Transition at South Atlantic Conjugate Margins**. J. Geophys. Res., 116, B01402.2011.[doi:10.1029/2010JB007686](https://doi.org/10.1029/2010JB007686).
- Bonatti, E. **Vertical Tectonism in Oceanic Fracture Zones**. Earth Planet. Sci. Lett., **37**: 369-379, 1978.
- Bueno, G. V. **Diacronismo de Eventos no Rife Sul- Atlântico**. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 12, n. 2, p. 203-229, 2004.

- Bueno, G. V. et al. **Bacia de Pelotas**. Boletim de Geociências da Petrobrás. 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.
- Carvalho, J.C.; Francisconi, O. **Análise de Depocentros, e Suas Associações com a Geomorfologia e a Estrutura da Margem Continental Brasileira**. Recursos Minerais (Relatório Final). Rio de Janeiro: PETROBRAS/CENPES/DINTEP. Série Projeto REMAC, **9**. 1981
- Collette, B. J. **Thermal Contraction Joints In A Spreading Seafloor As Origin Of Fracture Zones**. *Nature*. 1974.
- Collete, B. J. **Magnetic Anomalies Over Fracture Zones in the Central North Atlantic Ocean**. *Geologia Ultraiectina*. n. 26. 1980.
- Corrêa, T. B. S. **Evolução do Espaço- temporal dos Principais Depocentros da Sequência Sedimentar Marinha da Bacia de Pelotas**. Monografia de conclusão de Curso (Graduação). UERJ . 2004 .
- Cox, A.; Hart, B. **Plate Tectonics: How it works**. Blackwell Scientific Publications. 1986.
- 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](https://doi.org/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](https://doi.org/10.1029/93RG01952)
- Detrick, R. S., White, R. S.; Purdy G. M. **Crustal Structure of Oceanic Fracture Zones from Seismoc Reflection and Refraction Studies**. *Journal of Geological Society*. Vol 143. 1986
- Duarte, O. O. **Dicionário Enciclopédico Inglês- Português de Geofísica e Geologia**. Sociedade Brasileira de Geofísica. 3ª Ed . 2007.
- Fox, P. J. & Gallo, D. G. **A Tectonic Model For Ridge - Transform - Ridge Plate Boundaries: Implications For The Structure Of Oceanic Lithosphere**. *Tectonophysics*. . 1984.
- Francheteau, J. ; Le Pichon, X. **Marginal Fracture Zones as Structural Framework of Continental Margins in South Atlantic Ocean** . *AAPG Bulletin*, June 1972, v. 56, p. 991-1007.
- Gambôa, L. A. P & Rabonowitz, P. D. **The Rio Grande Fracture Zone in the Western South Atlantic and Its Tectonic Implications**. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol 52: 410-418. 1981.

- Garfunkel, Z. **Review of Oceanic Transform Activity and Development** . Journal of the Geological Society, September 1986, v. 143:775-784, doi:[10.1144/gsjgs.143.5.0775](https://doi.org/10.1144/gsjgs.143.5.0775)
- Gomes, P.O; Severino, M.C.G; Gomes, B.S. **Projeto LEPLAC: Interpretação Integrada dos dados Geofísicos do Prospecto LEPLAC-IV Margem Continental Brasileira**. In: Anais do 3º Congresso Internacional da sociedade Brasileira de Geofísica. Rio de Janeiro (Brasil) v.2, p.1275-1280. 1993.
- Gomes, L. R.. **Mapeamento de uma Interface Separando dois Meios Homogêneos através da Reconstituição Gravimétrica Compacta: aplicação a dados do LEPLAC-IV**. **Rev. Bras. Geof.**Tese de Mestrado. UFPA . 1995.
- 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.
- Grindlay, N. R.; Fox, P. J.; Macdonald, K. C. **Second-order Ridge Axis Discontinuities in the South Atlantic: morphology, structure and evolution**. *Mar. Geophys. Res.*, **13**: 21-49, 1991.
- Gumma, W. H. **An Interpretation of the Gravity and Magnétic Anomalies of the Rivera Fracture Zone, Eastern Pacific Ocean**. Tese de Mestrado. Oregon State University. 1974
- Harrison, C. G. A. Ball, M. M.), **The Role Of Fracture Zones In Sea Floor Spreading**.*J.Geophys.Res.*1973.78(32),7776–7785, doi:[10.1029/JB078i032p07776](https://doi.org/10.1029/JB078i032p07776).
- Hiodo, F. Y. **Elementos da Geofísica: Correções de Gravidade**. Instituto de Astronomia, Geofísica e C. Atmosféricas – USP. 2009
- Heirtzler, J. R. e Le Pichon, X. **Crustal Structure Of The Mid-Ocean Ridges, 3 Magnetic Anomalies Over The Mid-Atlantic Ridge**. *J. Geophys. Res.*, **70**: 4013, 1965. doi:[10.1029/JZ070i016p04013](https://doi.org/10.1029/JZ070i016p04013).
- Jackson, M.; Cramez, C.; Fonck, J. **Role of Subaerial Volcanic Rocks and Mantle Plumes in Creation of South Atlantic Margins: Implications for Salt Tectonics and Source Rocks**. *Marine and Petroleum Geology*. 17 (2000) 477- 498. 2000.
- 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. **Geofísica de Exploração**. Editora Oficina de Textos. São Paulo, Brasil.
- Kumar, N. & Gambôa, L. A. P.. **Evolution of the São Paulo Plateau (Southern Brazilian Margin) and Implications for the Early History of the South Atlantic**. *Geological Society of America Bulletin*, **90**: 281-293.1979
- Kruse, S. E. et al. **Comparisons of Gravity Anomalies at Pseudofaults, Fracture Zones and Nontransform Discontinuities from Fast to Slow Spreading Ares**. *Scholar Commons. Geology Faculty Publications*. 2000.

- Le Pichon, X. **Sea-Floor Spreading and Continental Drift**. Journal of Geophysical Research. 1968.
- Le Pichon, X. Hayes, D. E., **Marginal Offsets, Fracture Zones, And The Early Opening of the South Atlantic** J. Geophys. Res. 1971. 76(26), 6283–6293, doi:[10.1029/JB076i026p06283](https://doi.org/10.1029/JB076i026p06283).
- Lorrie, W. **Fundamentals of Geophysics**. 2nd Ed. Cambridge University Press.2007.
- Luis, J. **Apostilas de Geofísica Ambiental** . Universidade de Algarve. Capítulo 1 e 2. 2005 .
- Lynn, W. S. **A Geophysical Analysis of the Orozco Fracture Zone and the Tectonic Evolution of the Northern Cocos Plate**. Tese de Mestrado. Oregon State University. 1976.
- Menard, H. W. **Topography Of The Northeastern Pacific Sea-Floor** . *Geol. Soc. Am. Bull.*, **65**: 1149-1198, 1954 In Quental, S. Estrutura da Zona de Fratura de Asceção da Cordilheira Mesoceânica à Margem Contintal. Tese de Dissertação de Mestrado. UFF. 2002
- Mepen, M. **Evolução Sedimentar da Porção Mediana e Distal da Bacia de Pelotas**. Tese de Dissertação de Mestrado. UFF. 2002.
- Miranda, J.M. et al. **Fundamentos de Geofísica**. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. 2000. p. 18 – 114
- Mohriak, W. U.; Rosendahl, B. R. **Transform Zones In The South Atlantic Rifted Continental Margins**. Geological Society, London, Special Publications, 2003, 210:211-228, doi:[10.1144/GSL.SP.2003.210.01.13](https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.210.01.13)
- Mohriak, W. U. **Bacias Sedimentares Da Margem Continental Brasileira** . Capítulo III. Geologia, Tectônica e Recursos Mineirais do Brasil. p. 151 – 155.
- 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](https://doi.org/10.1134/S0016852106010031) 18 – 114.
- Pinheiro, K. **Curso: Magnetismo da Terra**. Módulo 2.4: Magnetismo das Rochas. 2012. Observatório Ncaional.
- Potts, C. G., White, R. S.; Loudon, K. E. **Crustal Structure Of Atlantic Fracture Zones–II. The Vema Fracture Zone And Transverse Ridge**. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 86: 491–513. 1986.
- Prince, R. A.; Forsyth, D. W. **Horizontal Extent of Anomalously Thin Crust Near the Vema Fracture Zone from the Three – Dimensional Analysis of Gravity Anomalies**. *Journal of Geophysical Research*. V. 93. 1988.

- Quental, S. **Estrutura da Zona de Fratura de Asceção da Cordilheira Mesoceânica à Margem Contintal**. Tese de Dissertação de Mestrado. UFF. 2002
- Rabinowitz, P. D.; LaBrecque J. (1979), **The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins**. J. Geophys. Res. 1979. 84(B11), 5973–6002, doi:[10.1029/JB084iB11p05973](https://doi.org/10.1029/JB084iB11p05973).
- Raymond, C. A.; Blakely, R. J. **Crustal Magnetic Anomalies**. 1993. V 3.0 . AGU.
- Rea, D. K. **Magnetic Anomalies along Fracture Zones**. 1972. In : Lynn, W. S. **A Geophysical Analysis of the Orozco Fracture Zone and the Tectonic Evolution of the Northern Cocos Plate**. Tese de Mestrado. Oregon State University. 1976.
- Rezende, W. M. ; et al . **The South Atlantic Ocean Transform Fault System And Related Features At The Brazilian Continental Margins**. Offshore Technology Conference, 2-5 May , Houston, Texas. 1977. 978-1-55563-570-1. Doi: [10.4043/2887-MS](https://doi.org/10.4043/2887-MS)
- Sandwell, D. T. **Thermomechanical Evolution Of Oceanic Fracture Zones**. J. Geophys. Res., **89**: 11401-11413, 1984.
- Sandwell, D. T.; Smith, W. H. F. **Bathymetric Prediction from Dense Stellite Altimetry an Sparse Shipboard Bathymetry**. Journal of Geophysical Research v.99. 1994.
- Sandwell, D.T.; et al. **Bathymetry from Space: Oceanography, Geophysics, and Climate**, Geoscience Professional Services, Bethesda, Maryland, June 2002, 24 pp., Disponível em : www.igpp.ucsd.edu/bathymetry_workshop .
- Silver, Paul G. Russo, R.M.; Bertelloni, C. L. **Coupling of South American and African Plate Motion and Plate Deformation**. Science 2 Vol. 279 no. 5347 pp. 60-63. DOI: [10.1126/science.279.5347.60](https://doi.org/10.1126/science.279.5347.60)
- Schouten, H. **Magnetic Anomalies Over Fracture Zones In The Lower Magnetic Latitudes Of The Central North Atlantic** .Eos Trans. AGU. 1974 .
- Sharma, P. V. **Methods in Geochemistry ang geophysics: Geophysical Methods in Geology**. Elsevier. 1976.
- Turcotte, D.L. **Are Transform Faults Thermal Contraction Cracks?** 1974. J. Geophys. Res. Vol 49. No 47 . 70 (1976) 2573-2577.
- Weissel, J. K.; Hayes, D. E. - 1971 - Assymetric sea-floor spreading south of australia. Nature.
- White, R. S.; et al. **Anomalous Seismic Crustal Structure Of Oceanic Fracture Zones. Geophysical**. Journal of the Royal Astronomical Society. 1984. 79: 779–798. doi: 10.1111/j.1365-246X.1984.tb02868.x

- White, R. S., Detrick, R. S., Sinha, M, C. & Cormier, M. H. **Anomalous Seismic Crustal Structure Of Oceanic Fracture Zones.** *Geophys. J. R. .* 1984. *astr. SOC.*, 79,179-198.
- 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*
- Wilson, J. T. **A New Class Of Faults And Their Bearing On Continental Drift.** *Nature,* 207: 343-347, 1965. In Quental, S. *Estrutura da Zona de Fratura de Asceção da Cordilheira Mesoceânica à Margem Contintal.* Tese de Dissertação de Mestrado. UFF. 2002
- Widerhold, H. *Seismic Methods.* p . 33 – 50 . Disponível em : < http://www.liag-hannover.de/fileadmin/user_upload/dokumente/Grundwassersysteme/BURVAL/buch/033-050.pdf >

Sites Acessados :

<http://bgi.omp.obs-mip.fr/> - acessado dia 30/05/2013

<http://www.cprm.gov.br/publique/cgi/cgilua.exe/sys/start.htm?inford=2499&sid=48> –
acessado dia 27/07/2013

Glossário

Batimetria: Ciência aplicada ao mapeamento do assoalho oceânico. (Duarte, O. ; 2007)

Camada sísmica 3 : é a porção mais baixa definida da crosta oceânica. Tem tipicamente uma espessura de 5 km e é associada com baixos gradientes de velocidade vertical ($< 1 \text{ s}^{-1}$) e velocidade compressãois de $6,5 - 7 \text{ km s}^{-1}$. A camada 3 é interpretada como rochas plutônicas, como gabro e rocha ultramáficas. (White, R. S; 1993)

Serpentinito: é uma rocha que consiste quase totalmente de minerais de serpentina derivados da alteração de olivina e piroxênio. (White, R. S ; 1993)

Falha transformante: é uma variedade da falha transcorrente, típica da dorsal mesoceânica (Wilson, 1965). As transformantes das dorsais são feições tectonicamente complexas caracterizadas morfologicamente por uma topografia de cadeias e vales com dezenas de quilômetros de comprimento / largura. (White, R. S; 1993)

Ultramáficas: um termo geral para rochas ígneas básicas, por exemplo, peridotito, constituída de olivina com ou sem outros minerais máficos como anfibólios e piroxênios (White, R. S ; 1993).

Margem dominada por magma: é caracterizada por um grande volume de derrame de basaltos que flui para o interior do continente durante a quebra dos continentes, essa margens costumam exibir altas velocidades sísmicas na crosta inferior, que são associadas ao grande volume de rochas ígneas intrudidas nesta parte da crosta. . (Blaich et al .,2011).

Polo de Euler: O matemático suíço Euler mostrou que o movimento relativo entre duas placas rígidas em uma esfera é definido por uma rotação relacionada a um eixo , o eixo Euleriano, e uma velocidade angular que é zero próximas ao polo Euleriano onde o eixo atravessa a esfera, e é máxima ao longo do equador Euleriano. As falhas transformantes são então, a princípio, os paralelos da esfera Euleriana. (Nicolas, A.;1990)

Anomalia magnética G : foi interpretada como um efeito de borda causado pela diferença entre as propriedades magnéticas das crostas oceânicas e continentais (Blaich et al.; 2011)

SDR's: Representam inundações basálticas rapidamente expelidas durante o riftemanto ou espalhamento oceânico (Jackson et al.; 2000). Exibem feições interpretadas como cunhas de refletores mergulhantes para o mar (SDR), relacionadas à formação de crosta proto-oceânica (bacia sedimentar brasileira).

Linha de Charneira : Também chamadas de linha de flexuras, são linhas ao longo das quais os depocentros das bacias marginais sofreram subsidência pronunciada (Asmus et al.; 1981)

Morfoestrutura: Feição em que a forma de relevo e a drenagem estão estreitamente relacionadas à estrutura geológica, seja ela de caráter dobrado, falhado ou lineagênico, podendo apresentar feição positiva ou negativa, ou ainda estar à superfície ou então cobertapor espessa seqüência sedimentar.

(<http://www.mineropar.pr.gov.br/modules/glossario/conteudo.php?conteudo=M>)

Anexo I

Programa para gerar o mapa de Batimetria Digital :

```
echo off
rem ***** script para preparar mapa de batimetria digital
rem ***** da zona de fratura de porto alegre

rem ***** gera paleta de cores e arquivo de gradientes para efeito de
iluminação

grd2cpt etopo1_bedrock.grd -Crainbow -L-5000/500 -S-5000/500/500 > zfpa.cpt

grdgradient etopo1_bedrock.grd -Getopo1_bedrock_int.grad -A300 -V -Nt0.75

rem ***** modifica parametros do ".gmtdefaults"

gmtset HEADER_FONT_SIZE 24 LABEL_FONT_SIZE 24 WANT_EURO_FONT TRUE DEGREE_FORMAT
3 ANOT_FONT_SIZE 12

rem ***** prepara a plotagem do mapa, iniciando pelo titulo, usando os
comandos

psbasemap -JM7.0 -R-55.0/-5.0/-37.0/-25.0 -P -K -Ba5f1WeSn:"Batimetria Digital": > zf-poa-
batdig.ps

rem ***** plota a imagem a partir dos grids de magnetometria e gradiente
usando a paleta de cores

grdimage etopo1_bedrock.grd -Czfpa.cpt -R-55.0/-5.0/-37.0/-25.0 -B -JM7.0 -P -K -O -
letopo1_bedrock_int.grad >> zf-poa-batdig.ps

rem ***** plota contornos

grdcontour etopo1_bedrock.grd -R -B -JM -O -L-5000/-50 -K -C500 -Wa0.5c0.3 >> zf-poa-batdig.ps

rem ***** plota escala de cores

psscale -D1.3/-0.5/3.5/0.2h -Czfpa.cpt -I -Ba1000f1000:m: -O -K >> zf-poa-batdig.ps

rem ***** plota a linha de costa e fecha o arquivo *.ps

pscoast -JM7.0 -R-55.0/-5.0/-37.0/-25.0 -Df -N2/0.9p -W.3p,gray -Lf-15/-40.5/-27/1000k -O -V >>
zf-poa-batdig.ps
```

Programa para gerar o mapa de Batimetria Preditada:

```
echo off
rem ***** script para preparar mapa de batimetria predita
rem ***** da zona de fratura de porto alegre

grd2cpt gebco.nc -Csealand -L-5000/5000 -S-5000/5000/500 > zfpa.cpt

grdgradient gebco.nc -Ggebco_int.nc -A300 -V -Nt0.75

gmtset HEADER_FONT_SIZE 24 LABEL_FONT_SIZE 24 WANT_EURO_FONT TRUE DEGREE_FORMAT
3 ANOT_FONT_SIZE 12

psbasemap -JM7.0 -R-55.0/-5.0/-37.0/-25.0 -P -K -Ba2f2WeSn:."Batimetria Preditada": > zf-poa-
batpred3.ps

grdimage gebco.nc -Czfpa.cpt -R-55.0/-5.0/-37.0/-25.0 -B -JM7.0 -P -K -O -lgebco_int.nc >> zf-poa-
batpred3.ps

psscale -D2.0/-0.5/2.25/0.2h -Czfpa.cpt -l -Bf1000:m: -O -K >> zf-poa-batpred3.p

pscoast -JM7.0 -R-55.0/-5.0/-37.0/-25.0 -Df -N2/0.9p -W.3p,gray -Lf-20/-41/-27/1000k -O -V >> zf-
poa-batpred3.ps
```

Programa para gerar o mapa de Isócronas:

```
echo off
rem ***** script para preparar mapa de isócronas magnéticas
rem ***** da zona de fratura de porto alegre

rem ***** gera paleta de cores

makecpt -T0/15000/100 -Z -Chaxby -I > zfpa.cpt

grdgradient age.3.6.nc -Gage.3.6_int.nc -A10 -V -Nt0.75

gmtset HEADER_FONT_SIZE 24 LABEL_FONT_SIZE 24 WANT_EURO_FONT TRUE DEGREE_FORMAT
3 ANOT_FONT_SIZE 12

psbasemap -R-55.0/-5.0/-37.0/-25.0 -P -K -Ba5f1WeSn:."Idade": -Jm1:32000000 -K -X1.3 -Y2.5 -P
> zf-poa-age2.ps

grdimage age.3.6.nc -lage.3.6_int.nc -Jm -R-55.0/-5.0/-37.0/-25.0 -P -Czfpa.cpt -K -O -B >> zf-poa-
age2.ps

grdcontour age.3.6.nc -R -B -Jm -O -L0/16000 -K -C200 -Wa0.5c0.3 >> zf-poa-age2.ps

psscale -D5.2/0.7/1.7/0.2h -Czfpa.cpt -l -Ba10000f1000:Ma: -O -K >> zf-poa-age2.ps

pscoast -Jm -R-55.0/-5.0/-37.0/-25.0 -Df -N2/0.9p -W.3p,gray -Lf-20/-39/-27/1000k -O -V >> zf-
poa-age2.ps
```

Programa para gerar o mapa de Anomalia Magnética do Campo Total:

```
echo off
rem ***** script para preparar mapa de anomalias do campo magnético
total
rem ***** da zona de fratura de porto alegre

rem*****Extrai um sub-região de um gride

grdcut EMAG2_V2.grd -Gzfpa_emag2.grd -R-55.0/-5.0/-37.0/-25.0

grd2cpt zfpa_emag2.grd -Chaxby -L-400/400 -S-400/400/50 > zfpa.cpt

grdgradient zfpa_emag2.grd -Gzfpa_emag2_int.grad -A300 -V -Nt0.75

psbasemap -JM7.0 -R-55.0/-5.0/-37.0/-25.0 -P -K -Ba5f1WeSn:."Anomalias Magneticas da Area de
Estudo": > zf-poa-mag.ps

grdimage zfpa_emag2.grd -Czfpa.cpt -R-55.0/-5.0/-37.0/-25.0 -B -JM7.0 -P -K -O -
lfzpa_emag2_int.grad >> zf-poa-mag.ps

psscale -D2.0/-0.5/2.25/0.2h -Czfpa.cpt -I -Bf200:nT: -O -K >> zf-poa-mag.ps

pscoast -JM7.0 -R-55.0/-5.0/-37.0/-25.0 -Df -N2/0.9p -W.3p,gray -Lf-20/-41/-27/1000k -O -V >> zf-
poa-mag.ps
```