

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA  
Instituto de Geociências e Ciências Exatas  
*Campus de Rio Claro*

Thelma Cardozo

**CARACTERIZAÇÃO DO ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA  
BACIA DE PELOTAS E DA ÁREA EMERSA ADJACENTE**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geologia Regional

Orientador: Prof. Dr. Norberto Morales

Rio Claro - SP  
2011

551.8      Cardozo, Thelma  
C268c      Caracterização do arcabouço estrutural da Bacia de  
Pelotas e da área emersa adjacente / Thelma Cardozo. - Rio  
Claro : [s.n.], 2011  
110 f. : il., figs., mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista,  
Instituto de Geociências e Ciências Exatas  
Orientador: Norberto Morales

1. Geologia estrutural. 2. Lineamentos tectônicos. 3.  
Zonas de fraturas. 4. Interpretação sísmica. I. Título.

Thelma Cardozo

CARACTERIZAÇÃO DO ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA BACIA DE  
PELOTAS E DA ÁREA EMERSA ADJACENTE

Dissertação de Mestrado apresentada ao  
Instituto de Geociências e Ciências  
Exatas do Câmpus de Rio Claro, da  
Universidade Estadual Paulista Júlio de  
Mesquita Filho, como parte dos requisitos  
para obtenção do título de Mestre em  
Geologia Regional.

Comissão Examinadora

\_\_\_\_\_  
\_\_\_\_\_  
\_\_\_\_\_

Rio Claro, SP \_\_\_\_ de \_\_\_\_\_ de \_\_\_\_\_

## DEDICATÓRIA

Aos meus pais que tanto amo, pela paciência,  
apoio, dedicação e compreensão em todos esses anos.

Ao meu irmão pelo companheirismo.

E aos meus familiares e amigos que estiveram  
ao meu lado em todos os momentos.

## AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, meu irmão e familiares pela confiança, apoio, amor, compreensão e incentivo durante todos esses anos.

Ao BEDP/ANP pelos dados de poços e de sísmica cedidos e a Landmark Graphics pelo fornecimento dos softwares utilizados para a interpretação dos dados sísmicos.

Ao Projeto RIFTE (convênio PETROBRAS/UNESP) pela infra-estrutura concedida para o desenvolvimento e conclusão desta dissertação.

Expresso meus sinceros agradecimentos ao Prof. Dr. Norberto Morales por ter aceitado a minha orientação durante este projeto e pela paciência e contribuição para o desenvolvimento do mesmo.

A Dr. Engenheira Geofísica Maria Gabriela pela ajuda com os softwares utilizados na interpretação sísmica para o desenvolvimento do trabalho.

Ao Dr. Iata Anderson de Souza pelo auxílio prestado desde a elaboração do projeto inicial até a conclusão do trabalho.

Ao Prof. Dr. Yociteru Hasui pelas correções e sugestões feitas para desenvolvimento da dissertação.

Aos colegas do Laboratório de Geomodelagem pela companhia e paciência.

A Msc. Mariana Aparecida Fernandes pela ajuda na geração dos mapas utilizados no trabalho.

As minhas companheiras de república pela amizade, paciência, apoio e diversão durante esses anos de convivência.

As agregadas da república que sempre me apoiaram e estiveram presentes em todos os momentos.

Enfim, agradeço a todos que passaram na minha vida nesses anos de mestrado e que, mesmo sem saber, mudaram a minha vida e me ensinaram mais do que as palavras podem expressar.

## SUMÁRIO

ÍNDICE.....	i
ÍNDICE DE FIGURAS.....	iii
ÍNDICE DE ANEXOS.....	viii
RESUMO.....	ix
ABSTRACT.....	x
1 – INTRODUÇÃO .....	01
2 – OBJETIVOS.....	03
3 – METODOLOGIA.....	04
4 – GEOLOGIA REGIONAL.....	08
5 – SENSORIAMENTO REMOTO – IMAGENS DE MODELO DIGITAL DO TERRENO SRTM 90.....	39
6 – IMAGEM LANDSAT.....	50
7 – GEOFÍSICA.....	54
8 – INTEGRAÇÃO DOS LINEAMENTOS CONTINENTAIS INTERPRETADOS.....	76
9 – INTEGRAÇÃO DOS DADOS INTERPRETADOS.....	80
10 – CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	85
11 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	88
ANEXOS.....	95

## ÍNDICE

<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>01</b>
<b>2. OBJETIVOS.....</b>	<b>03</b>
<b>3. METODOLOGIA.....</b>	<b>04</b>
<b>3.1. Levantamento Bibliográfico.....</b>	<b>04</b>
<b>3.2. Sensoriamento Remoto – Imagens de Modelo Digital do Terreno SRTM 90.</b>	<b>04</b>
<b>3.3. Imagens de Satélite Landsat.....</b>	<b>04</b>
<b>3.4. Geofísica.....</b>	<b>05</b>
3.4.1 – <u>Sísmica de Reflexão</u> .....	05
3.4.2 – <u>Métodos Potenciais</u> .....	07
<b>3.5. Integração de dados.....</b>	<b>07</b>
<b>4.GEOLOGIA REGIONAL.....</b>	<b>08</b>
<b>4.1. Escudo Sul-rio-grandense.....</b>	<b>08</b>
<b>4.2. Bacia do Paraná.....</b>	<b>12</b>
<b>4.3. Bacia de Pelotas.....</b>	<b>15</b>
<b>4.3.1. Planície Costeira do Rio Grande do Sul.....</b>	<b>17</b>
<b>4.3.2. Estratigrafia da bacia.....</b>	<b>19</b>
<b>4.3.3. Arcabouço Estrutural da Bacia.....</b>	<b>25</b>
4.3.2.1. <u>Zona de Fratura do Rio Grande</u> .....	28
4.3.2.2. <u>Cone do Rio Grande</u> .....	29
4.3.2.3. <u>Estruturas relacionadas à Bacia do Paraná</u> .....	30
4.3.2.4. <u>Seaward Dipping Reflectors</u> .....	32
<b>4.3.4. Anomalia Gravimétrica Lagoa Mirim.....</b>	<b>34</b>
<b>4.3.5. Evolução tectônica.....</b>	<b>36</b>
<b>5. SENSORIAMENTO REMOTO – IMAGENS DE MODELO DIGITAL DO TERRENO SRTM 90.....</b>	<b>39</b>
<b>5.1. Interpretação das Imagens SRTM.....</b>	<b>39</b>
<b>6. IMAGEM LANDSAT.....</b>	<b>50</b>
<b>6.1. Interpretação das Imagens Landsat.....</b>	<b>50</b>
<b>7. GEOFÍSICA.....</b>	<b>54</b>

<b>7.1. Perfilagem Geofísica.....</b>	<b>54</b>
<b>7.2. Sísmica de Reflexão.....</b>	<b>55</b>
7.2.1. <u>Interpretação Sísmica.....</u>	57
<b>7.3. Gravimetria.....</b>	<b>64</b>
7.3.1. <u>Interpretação do Mapa Gravimétrico.....</u>	65
<b>7.4. Aeromagnetometria.....</b>	<b>67</b>
7.4.1. <u>Interpretação do Mapa Aeromagnetométrico.....</u>	68
<b>7.5. Mapas de Contorno Estrutural.....</b>	<b>71</b>
<b>8. INTEGRAÇÃO DOS LINEAMENTOS CONTINENTAIS INTERPRETADOS.....</b>	<b>76</b>
<b>9. INTEGRAÇÃO DOS DADOS INTERPRETADOS.....</b>	<b>80</b>
<b>10. CONCLUSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	<b>85</b>
<b>11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>88</b>
<b>ANEXOS.....</b>	<b>95</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

<p>Figura 01 – Mapa de localização da Bacia de Pelotas na margem continental brasileira. Ilustração das principais feições com destaque para as discontinuidades crustais de direção geral E-W, a Zona de Fratura do Rio Grande, o Lineamento de Porto Alegre, o Cone do Rio Grande e o Lineamento do Chuí (modificado de GAMBOA et al., 1981 apud CORRÊA, 2004).....</p>	02
<p>Figura 02 – Localização das imagens Landsat interpretadas.....</p>	05
<p>Figura 03 – Localização da área de estudo (tracejado) mostrando as linhas sísmicas (em verde) e os poços (em vermelho) solicitados à ANP, utilizados para o desenvolvimento deste trabalho.....</p>	06
<p>Figura 04 – Mapa geológico da Província Mantiqueira Meridional (HEILBRON et al., 2004).....</p>	11
<p>Figura 05 – Compartimentação geotectônica do Escudo Sul-rio-grandense a partir de assinaturas geofísicas, obtidas com a gravimetria e a aeromagnetometria ( FERNANDES et al., 1995).....</p>	12
<p>Figura 06 – A figura do lado esquerdo ilustra a localização da bacia e sua litologia simplificada (MILANI, 1997); a do lado direito apresenta as orientações preferenciais na bacia (NE-SW, NW-SE e E-W) (ZALÁN et al., 1990).....</p>	14
<p>Figura 07 – Ilustração da flexura da Placa Sul-americana e geração das estruturas N-S (FREITAS et al., 2005).....</p>	15
<p>Figura 08 – Mapa geológico simplificado e localização da Bacia de Pelotas modificado de FONTANA, 1996 apud ANJOS, 2004).....</p>	16
<p>Figura 09 – Seção geológica da Bacia de Pelotas (DIAS et al., 1994 apud ANP, 2005).....</p>	17
<p>Figura 10 - Ilustração dos sistemas deposicionais que afloram na Planície Costeira do Rio Grande do Sul. As idades dos sistemas do tipo Laguna-Barreira foram correlacionadas com os picos da curva de isótopos de oxigênio de Imbrie et al. (1984) ( TOMAZELLI &amp; VILLWOCK, 2000).....</p>	19
<p>Figura 11 – Coluna Cronoestratigráfica da Bacia de Pelotas.....</p>	24
<p>Figura 12 - Carta Estratigráfica da Bacia de Pelotas. BOT – Formação Botucatu; – Formação Serra Geral; IBT – Formação Imbituba; CAS – Formação Cassino; ARI SG– Formação Ariri; CRM – Formação Curumirim; PBL – Formação Porto Belo; TRA - Formação Tramandaí; ATL – Formação Atlântida; CID – Formação Cidreira; e IMB - Formação Imbé (BUENO et al., 2007).....</p>	25
<p>Figura 13 - Mapa esquemático ilustrando as principais feições da margem continental</p>	

brasileira.....	31
Figura 14 - Modelo esquemático para a formação dos SDR. A) diques se dá em alimentadores funcionando como duto de magma; B) o empilhamento desse magma ambientes subaéreos; C) o aumento do peso da crosta gera uma conseqüente subsidência; D) os derrames basálticos em forma de cunha são inclinados em direção à bacia. (Modificada de MUTTER, 1985 apud CORRÊA, 2004).....	33
Figura 15 - Perfil sísmico interpretado por Fontana (1996, apud Rosa, 2009) ilustrando as cunhas basálticas falhadas.....	34
Figura 16 – Anomalia gravimétrica modelada. Corpo de elevada densidade com profundidade estimada em torno de 7 km para explicar a anomalia observada. A cobertura sedimentar cenozóica está representada em verde (REITMAYAR, 2001 apud ROSA, 2009)....	35
Figura 17 - Ilustração da interpretação do lineamento formado pelas bacias Santa Lucia e Laguna Mirim, no Uruguai, como um rifte abortado (ROSSELLO et al., 2007 apud ROSA, 2009).....	36
Figura 18 - Esquema da seqüência das etapas evolutivas de uma margem continental Atlântica. A Bacia de Pelotas ( <b>D</b> ) estaria atualmente em um estado mais avançado (oceânico) do que as demais bacias ao norte (Modificada de ASMUS, 1983, apud CORRÊA, 2004).....	38
Figura 19 - Imagens SRTM agrupadas para posterior interpretação.....	41
Figura 20 - Imagem SRTM agrupada ilustrando as principais estruturas da área. Em vermelho estão representadas as zonas de cisalhamento compiladas do mapa geológico do Rio Grande do Sul e o tracejado em amarelo corresponde à porção do Sinclinal de Torres que ocorre na área. 1 – Zona de Cisalhamento Ibaré; 2 – Zona de Cisalhamento de Caçapava; 3 – Zona de Cilhamento Dorsal de Canguçu (HEILBRON et al., 2004). 4 – Sutura de Porto Alegre; 5 – Arco de São Gabriel; 6 – Lineamento Jacuí-Porto Alegre; 7 – Lineamento de Torres – Rio Pelotas; 8 – Lineamento Rio Uruguai; 9 – Lineamento Tibagi; 10 – Lineamento Garopaba – Imbituba; 11 – Zona de Cisalhamento Itajaí – Faxinal.....	42
Figura 21 - Imagem SRTM com todos os lineamentos interpretados e com as rosetas de comprimento acumulado e freqüência acumulada.....	43
Figura 22 - A) Lineamentos de direção E-W extraídos; B) Lineamentos de direção N-S Extraídos. 1) Lineamento Jacuí – Porto Alegre; 2) Lineamento do Rio Uruguai.....	44

Figura 23 – A) Lineamentos de direção NNE extraídos; B) Lineamentos de direção NE extraídos. 1) Zona de Cisalhamento Ibaré; 2) Zona de Cisalhamento Caçapava; 3) Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu; 4) Sutura de Porto Alegre; 5) Zona de Cisalhamento Itajaí – Faxinal; 6) Lineamento Garopaba – Imbituba.....	45
Figura 24 – A) Lineamentos de direção NNW extraídos; B) Lineamentos de direção NW extraídos. 1) Zona de Cisalhamento Ibaré; 2) Arco de São Gabriel; 3) Lineamento Torres – Posadas; 4) Lineamento Tibagi.....	46
Figura 25 – A) Lineamentos de direção ENE extraídos; B) Lineamentos de direção WNW extraídos.....	47
Figura 26 – A) Lineamentos de direção NW visualizados com os sedimentos da Bacia do Paraná e do embasamento pré-cambriano; B) lineamentos de direção NE visualizados com os sedimentos da Bacia do Paraná e do embasamento pré- cambriano.....	48
Figura 27 – A) Lineamentos de direção NW visualizados com os sedimentos da Bacia do Paraná e do embasamento pré-cambriano; B) lineamentos de direção NE visualizados com os sedimentos da Bacia do Paraná e do embasamento pré-cambriano.....	49
Figura 28 - Ilustração das imagens Landsat depois de georreferenciadas e mosaicadas.....	51
Figura 29 - Imagem landsat com as linhas de forma interpretadas para o embasamento pré-cambriano.....	52
Figura 30 – Integração do mapa geológico da área com as linhas de forma intepretadas.....	53
Figura 31 – Ilustração da geração de uma frente de ondas, por uma fonte, que se e propaga nas camadas inferiores. Ao encontrar uma interface parte da onde se reflete parte se refrata. A onda refletida retorna à superfície onde os refletores capturam sua chegada...	56
Figura 32 – Ilustração de um sismograma hipotético. (DOURADO, 2001).....	56
Figura 33 – A) – Sismograma sintético do poço 1 RSS 0002 RS com alguns dos horizontes interpretados representado; B) Carta estratigráfica da bacia ilustrando os horizontes interpretados. (Laranja – topo do Rifte, Azul – topo do Albiano; Verde claro - topo do Cretáceo Superior; Verde escuro – topo do Eoceno; e Marrom – topo do Mioceno.....	58
Figura 34 – Seção sísmica hipotética ilustrando a calibração dos horizontes utilizando o sismograma sintético.....	59
Figura 35 – Localização dos dados interpretados.....	60
Figura 36 – Ilustração da Zona de Falha do Rio Grande e da Zona de Fratura de Porto	

Alegre.....	62
Figura 37 – Ilustração da Plataforma de Florianópolis e da ocorrência de SDR's.....	62
Figura 38 – Ilustração da região do Cone do Rio Grande e da Zona de Fratura de Porto Alegre.....	64
Figura 39 – Ilustração da região da Zona de Fratura do Chuí, Baixo de Mostardas e Arco De Torres (Zona de Fratura de Porto Alegre).....	64
Figura 40 - Área do mapa de anomalia Bouger interpretado. Em destaque se encontra a área de estudo do trabalho.....	66
Figura 41 - Mapa gravimétrico com os lineamentos interpretados. A área de estudo está destacada em tracejado.....	67
Figura 42 - A) Ilustração das fontes de anomalia intra e supra-embasamento; B) Seção geológica esquemática mostrando o armazenamento de petróleo no arqueamento dos sedimentos. (LUIZ & SILVA, 1995).....	68
Figura 43 - A) Mapa aeromagnetométrico de campo magnético total; B) Mapa aeromagnetométrico com os lineamentos interpretados.....	70
Figura 44 – Mapa estrutural do topo horizonte do Embasamento.....	72
Figura 45 - A) Mapa estrutural do horizonte do topo do Rifte; B) Mapa estrutural do horizonte do topo do Albiano.....	73
Figura 46 - A) Mapa estrutural do horizonte do topo do Cretáceo Superior; B) Mapa estrutural do horizonte do topo do Eoceno.....	74
Figura 47 – Mapa estrutural do horizonte do topo do Mioceno.....	75
Figura 48 - Principais lineamentos E-W que aparentemente se prolongam para dentro da bacia.....	76
Figura 49 – A) Principais lineamentos NW-SE que aparentemente se prolongam para dentro da bacia; B) Integração dos lineamentos E-W e NW-SE. Em preto estão representados os lineamentos E-W e, em verde, os lineamentos NW-SE.....	77
Figura 50 – A) Principais lineamentos gravimétricos que aparentemente se prolongam para dentro da bacia; B) Principais lineamentos aeromagnetométricos que aparentemente se prolongam para dentro da bacia.....	78
Figura 51 – Integração dos lineamentos extraídos da Imagem SRTM e dos mapas potenciais. Em preto estão os lineamentos da Imagem SRTM; em vermelho, os lineamentos aeromagnetométricos e, em verde, os lineamentos gravimétricos.....	79

Figura 52 – Ilustração dos lineamentos continentais que se prolongam para dentro da bacia. As linhas em verde representam as seções sísmicas interpretadas.....	80
Figura 53 - Detalhe de parte da seção 0231-0492 onde se sugere a ocorrência do Baixo de Tibagi. O tracejado em preto ilustra do comportamento dos refletores abaixo do horizonte do Rife.....	82
Figura 54 – Ilustração do prolongamento do lineamento L2 para dentro da bacia. Detalhe de como o mesmo afeta os horizontes.....	83
Figura 55 - Detalhe de parte da seção 0228-0322 ilustrando o intenso fraturamento que ocorre na região da Zona de Fratura de Porto Alegre.....	84

**ÍNDICE DE ANEXOS**

ANEXO 01 – Seções 0231 – 1351 e 0239 - 0369

ANEXO 02 – Seções 0228-0327 e 0231-1355

ANEXO 03 – Seções 0228-0315 e 0239-0370

ANEXO 04 – Seções 0034-0001 e 0228-0311

ANEXO 05 – Seções 0231-1343; 0228-0317 e 0231 - 1346

ANEXO 06 – Seções 0034-0004 e 0034-0005

ANEXO 07 – Seção 0228-0321

ANEXO 08 – Seções 0231-0486 e 0231-0498

ANEXO 09 – Seções 0231-0492 e 0228-0322

ANEXO 10 – Seção 0231-1356

ANEXO 11 – Seção 0239-0368

ANEXO 12 – Seções 0228-0322 e 0231-0498

ANEXO 13 – Seções 0044-0153 e 0048-0041

ANEXO 14 – Seção 0034-0002

ANEXO 15 – Correlação dos lineamentos continentais com a sísmica

2D

## RESUMO

A Bacia de Pelotas se localiza no extremo sul da margem leste brasileira, sendo a mais meridional das bacias em nosso território. Mesmo não sendo considerada de grande potencial para hidrocarbonetos, o seu estudo tem importância fundamental para o entendimento dos processos que levou à ruptura do supercontinente Gondwana e a abertura do Oceano Atlântico. Com o objetivo de se caracterizar as estruturas da Bacia de Pelotas e da porção continental adjacente, foram utilizadas técnicas de interpretação de imagens de satélite, de mapas de métodos potenciais e seções sísmicas 2D. Os principais lineamentos na área continental foram extraídos dos mapas geológicos, das imagens SRTM e Landsat e dos mapas geofísicos, e foi avaliada sua continuidade para dentro dos domínios da bacia, resultando em boa correlação entre as estruturas continentais descritas na literatura como as zonas de cisalhamento, contatos litológicos, suturas, zonas de falhas, zonas de fraturas, e as estruturas deformacionais principais da Bacia de Pelotas. A correlação entre os dados continentais com os *offshore* com o auxílio de mapas estruturais permitiu a confirmação do prolongamento de estruturas para dentro da bacia. Foram gerados mapas estruturais para diferentes horizontes estratigráficos, onde foi observado que as direções NE-SW, E-W e NW-SE são as que mais influenciaram na estruturação da bacia. Na direção NE-SW comparece a direção principal da bacia, indicando forte controle das estruturas do embasamento. Os lineamentos de direção E-W e NW-SE são os que possuem melhor correlação e estão associados a altos e baixos estruturais, grabens e zonas de fraturas. Na direção E-W é reconhecida a importância da Zona de Fratura de Porto Alegre, que mostra indícios de atividade ao longo de toda a evolução da bacia e define o Lineamento Jacuí - Porto Alegre na área continental. Na direção NW-SE, o destaque é o Lineamento Tibagi, tendo sido verificado que a continuidade do Sinclinal de Torres para dentro da bacia é representada pelo Arco de Torres. Também são reconhecidos de altos e baixos estruturais e indícios de atividade neotectônica na região.

**Palavras-Chave:** Bacia de Pelotas, Lineamentos Tectônicos, Zonas de Fraturas, Interpretação Sísmica, Métodos Potenciais, Caracterização Estrutural

## **Abstract**

The Pelotas Basin is located at the southern edge of eastern Brazil and represents the southernmost of the basins in our territory. Although not considered of great potential for hydrocarbons, its study is fundamental to understanding the processes that led to the rupture of the Gondwana Supercontinent and the opening of the Atlantic Ocean. With the aim of characterizing the structure of the Pelotas Basin and adjacent continental portion were used techniques for satellite imagery, maps of potential methods and 2D seismic sections interpretation. Main lineaments on the continental area were extracted from geological maps, SRTM and Landsat images and geophysical maps, and were evaluated for its continuity inside the basin, resulting in good correlation between the continental structures described in the literature as shear zones, lithologic contacts, sutures, fault zones, fracture zones, with the main deformational structures of the Pelotas Basin. Correlation between the continental and the offshore data allowed the confirmation of structures extending into the basin supported by structural maps. Structural maps were generated for different stratigraphic horizons, where it was observed that the NE-SW, EW and NW-SE are the most influential in the structuring of the basin. In the NE-SW direction attends main basin elongation, indicating strong control of the basement structures. EW and NW-SE lineaments show better correlation and are associated with high and low structures, grabens and fracture zones. Along the EW direction was recognized the importance of the Porto Alegre Fracture Zone, which shows evidence of activity throughout the basin evolution and sets the Lineament Jacuí - Porto Alegre on the continental area. In the NW-SE direction, the highlight is the Tibagi Lineament, having been verified that the continuity of the Torres Syncline into the basin is represented by the Torres Arch. Were also recognized structural highs and downs and evidence of neotectonic activity in the region.

**Keywords:** Pelotas Basin, Tectonic Lineaments, Fracture Zones, Seismic Interpretation, Potential Methods, Structural Characterization.

## 1 – INTRODUÇÃO

O grande avanço obtido nas técnicas geofísicas nas últimas décadas se deve, principalmente, à sua forte utilização na exploração de hidrocarbonetos e de minérios.

Os métodos sísmicos permitem um bom imageamento, modelamento e aproximação das feições e geofomas encontradas em subsuperfície, tornando possível o reconhecimento do comportamento das rochas em subsuperfície e das estruturas existentes. Os métodos potenciais (gravimetria e magnetometria) nos fornecem informações sobre a densidade e susceptibilidade magnética das rochas em subsuperfície. Esses métodos auxiliam no mapeamento de grandes estruturas; no reconhecimento de altos e baixos estruturais, de domos salinos, da espessura crustal, etc. O uso desses dois métodos em conjunto nos fornece informações mais precisas a respeito da geologia da área a ser estudada, o que contribui para uma melhor caracterização estrutural da mesma.

A Bacia de Pelotas não é considerada de grande potencial para hidrocarbonetos e carece de estudos mais aprofundados. O estudo dessa bacia é de fundamental importância para o entendimento dos processos iniciais de abertura do Atlântico Sul.

A Bacia de Pelotas, localizada na margem leste do sul do país, ocupa uma área de aproximadamente 210.000 km<sup>2</sup> até a isóbata de 2.000 m e sua porção emersa, constituída pela planície costeira do Rio Grande do Sul, abrange uma área de cerca de 40.000 km<sup>2</sup> (figura 01).

Sua evolução foi controlada por eventos tectônicos associados à fragmentação dos continentes africano e sul-americano que ocorreu no Cretáceo, há aproximadamente 130 milhões de anos, e que evoluiu para a abertura do Oceano Atlântico Sul. Os registros dessa evolução tectônica estão gravados em duas fases: rifte e pós-rifte, sendo constituídos por rochas que datam desde o Eopaleozóico (?) ou Neomesozóico até o Recente. Possui como embasamento tanto as rochas do Escudo Sul-rio-grandense quanto da Bacia do Paraná.

No presente trabalho foram interpretadas linhas sísmicas 2D, calibradas através de dados de poços, onde foram interpretados horizontes estratigráficos que permitiram a geração de mapas estruturais em tempo. Esses mapas estruturais juntamente com as estruturas interpretadas nas linhas sísmicas foram correlacionados com os dados gravimétricos e magnetométricos (*offshore*) para averiguar a influência dos lineamentos do continente para dentro da bacia. Os mapas estruturais também tiveram como finalidade a caracterização do arcabouço estrutural da bacia.

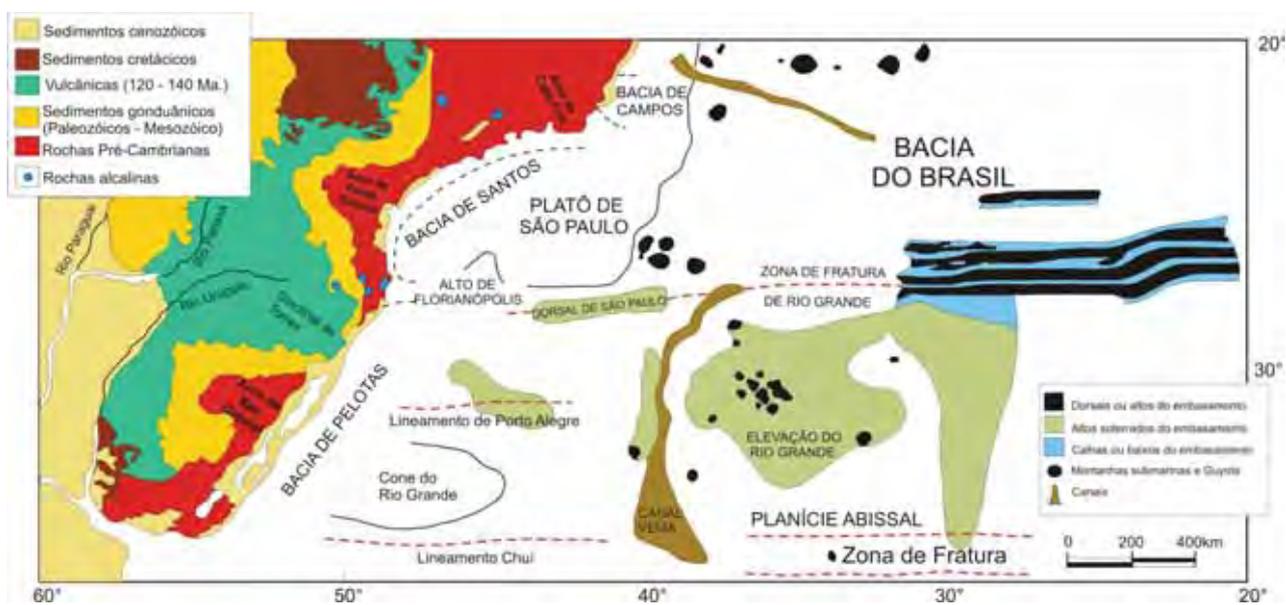


Figura 01 – Mapa de localização da Bacia de Pelotas na margem continental brasileira. Ilustração das principais feições com destaque para as discontinuidades crustais de direção geral E-W, a Zona de Fratura do Rio Grande, o Lineamento de Porto Alegre, o Cone do Rio Grande e o Lineamento de Chuí (modificado de GAMBOA et al., 1981 apud CORRÊA, 2004).

## **2 – OBJETIVOS**

Levando-se em consideração a grande importância da Geofísica para o entendimento da geologia das bacias sedimentares e o pouco conhecimento que se tem a respeito da Bacia de Pelotas, este trabalho tem como principais objetivos:

- Caracterizar o arcabouço estrutural da Bacia de Pelotas a partir da integração de dados de subsuperfície (*offshore*) com dados geológicos, geofísicos e produtos de sensoriamento remoto da superfície adjacente;
- Averiguar a influência do embasamento na compartimentação regional da bacia;
- Investigar a continuidade dos lineamentos transversais presentes no continente para dentro da bacia; e
- Ampliar os conhecimentos sobre a compartimentação da bacia bem como de sua fase rifte, a partir da integração de lineamentos extraídos de imagens SRTM com as principais estruturas interpretadas nas seções sísmicas.

## **3 – METODOLOGIA**

### **3.1 – Levantamento Bibliográfico**

Esta etapa consiste no levantamento de dados sobre a Bacia de Pelotas no que se refere à sua evolução tectono-sedimentar, arcabouço geológico, embasamento, estratigrafia, associações de rochas sedimentares, dados geofísicos (poço, sísmica e métodos potenciais), paleoambientes e seções geológicas.

### **3.2 – Sensoriamento Remoto – Imagens de Modelo Digital do Terreno SRTM 90**

A partir de imagens de satélite SRTM foram traçados segmentos retilíneos de drenagem e relevo, que podem indicar lineamentos tectônicos rúpteis, utilizando o programa ER Mapper 7.2.

Os segmentos retilíneos interpretados foram exportados no formato *shapefile* para a utilização em ambiente ArcGIS, onde foram separados em direções preferenciais para a elaboração do diagrama de rosetas no programa Autodesk Map 2004.

Por fim os dados foram integrados com mapas geológicos, gravimétricos e magnetométricos (programa ArcMap 9) para interpretação das principais estruturas continentais.

### **3.3 – Imagens de Satélite Landsat**

As imagens de satélite Landsat7 ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*) foram adquiridas no formato \*.tif e convertidas para o formato \*.ers no programa ER Mapper 7.2. Em seguida, foi feita a correção do contraste de cada imagem separadamente com a finalidade de se ressaltar as estruturas pré-cambrianas. As imagens foram georeferenciadas e mosaicadas para posterior extração das linhas de forma do embasamento aflorante.

No total foram interpretadas oito imagens de satélite Landsat 7 ETM+, sendo elas: 220/081, 221/081, 221/082, 222/081, 222/082, 222/083, 223/081 e 223/082 (figura 02).

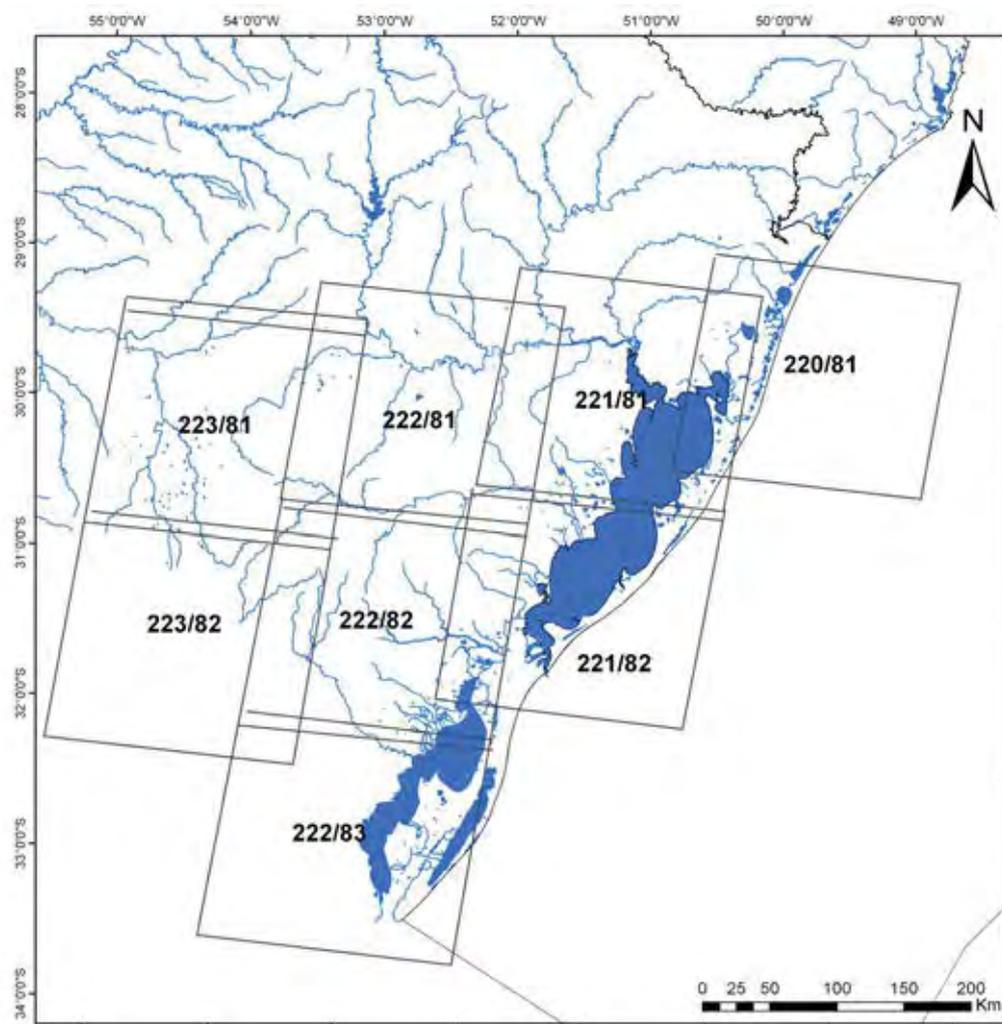


Figura 02 – Localização das imagens Landsat interpretadas.

### 3.4 – Geofísica

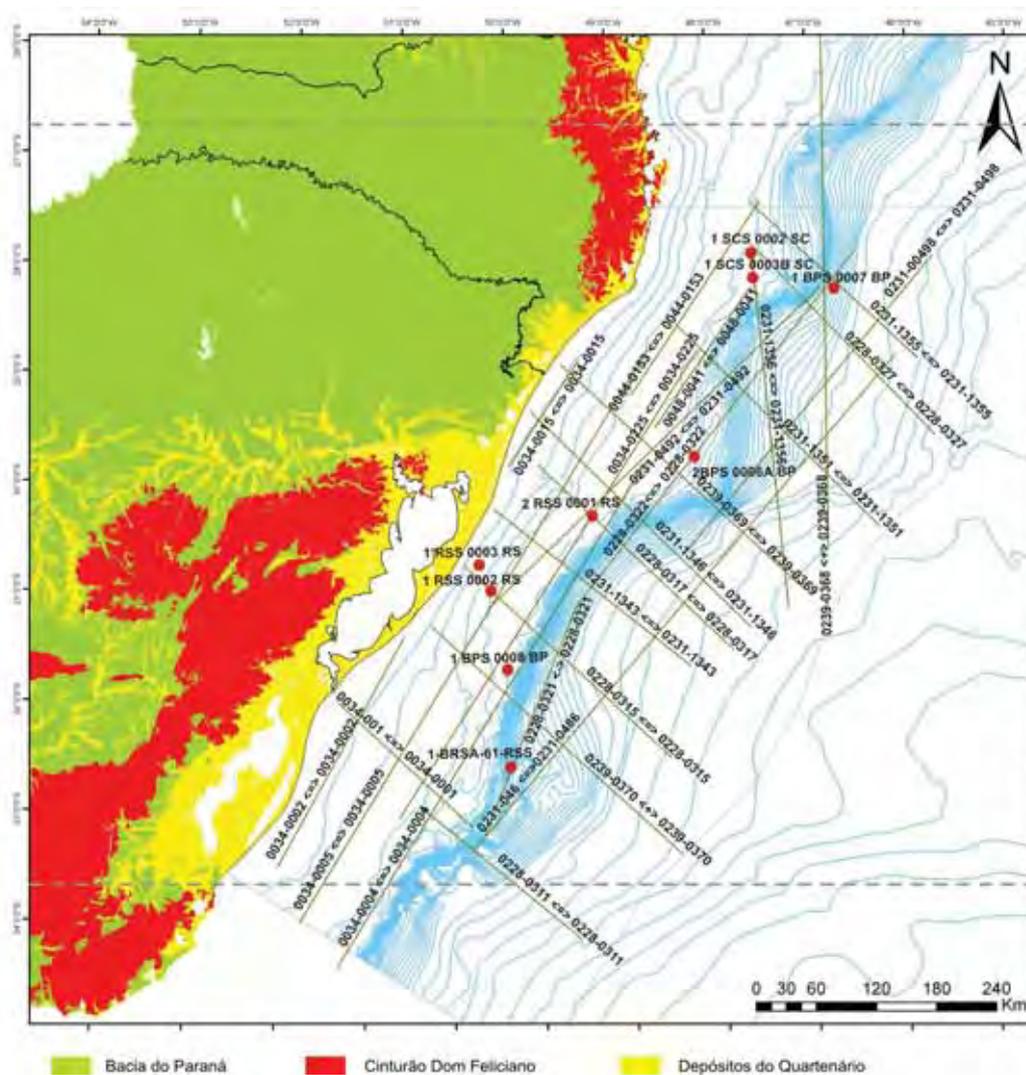
#### 3.4.1 – Sísmica de Reflexão

Nessa etapa foram utilizados dados sísmicos 2D e dados de poços contendo registros sônico, raio gama e densidade, cedidos pelo Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP), administrada pela Agência Nacional do Petróleo (ANP), cuja localização é apresentada na figura 03.

Os principais métodos e técnicas empregadas foram:

- Geração de banco de dados no LISG (Laboratório de Interpretação de Dados Sísmicos e Geológicos do PRH-05), utilizando o software Geographix da Landmark Graphics, que consiste no carregamento dos dados de poços e sísmicos 2D;
- Utilização de registros sônicos e densidade para construção de sismograma sintético no programa Syntool, para calibração das linhas sísmicas 2D;
- Mapeamentos dos horizontes sísmicos;
- Confeção de seções geológicas interpretadas através das seções sísmicas;
- Construção de mapa de isócronas a partir da interpolação de tempo para cada intervalo estratigráfico;
- Integração e análise dos resultados sísmicos com os métodos potenciais (gravimetria e magnetometria).

Figura 03 –  
Localização da área de estudo (tracejado) mostrando as linhas sísmicas (em verde) e os poços (em vermelho) solicitados à ANP, utilizados para o desenvolvimento deste trabalho.



### 3.4.2– Métodos Potenciais

Os dados de gravimetria foram obtidos através do IAG-USP e os de magnetometria foram disponibilizados pela CPRM (Serviço Geológico do Brasil), sendo referente aos projetos Camaquã (Área I) n° 1010 e Extremo-Sudeste do Brasil n° 1034.

Os dados de métodos potenciais foram processados e interpolados no programa Oasis Montaj (Geosoft) e interpretados no programa ArcMap.

Esses dados foram utilizados para auxiliar na interpretação das estruturas continentais e no entendimento da possível influência das mesmas na bacia.

### **3.5 – Integração dos dados**

Foi realizada a análise e integração em um ambiente SIG (Arc GIS) dos dados sísmicos interpretados contendo os principais horizontes e falhas, das seções geológicas, dos mapas de métodos potenciais e mapas de isócronas e dos lineamentos extraídos das imagens SRTM.

## **4 – GEOLOGIA REGIONAL**

A área de estudo encontra-se inserida no contexto geológico e geomorfológico do Estado do Rio Grande do Sul e parte do Estado de Santa Catarina.

A geologia da área é composta por rochas: do Escudo Sul-rio-grandense, pertencente à Província Mantiqueira, da Bacia do Paraná e da Bacia de Pelotas.

A seguir segue uma breve descrição dos domínios em questão.

### **4.1 – Escudo Sul-rio-grandense**

O Escudo Sul-rio-grandense (figura 04), porção meridional da Província Mantiqueira (HASUI et al., 1985, ALMEIDA et al., 1991, apud BORBA, 2006), corresponde à área do Estado do Rio Grande do Sul onde ocorrem rochas ígneas, metamórficas e sedimentares pré-paleozóicas, cuja origem está ligada aos ciclos Transamazônicos (Paleoproterozóico) e Brasileiro/Pan-Africano (Neoproterozóico).

Esta porção da Província Mantiqueira inclui o Orógeno Dom Feliciano, que se estende por 1.200 km, desde Punta del Este (Uruguai) até o nordeste do Estado de Santa Catarina, e uma ramificação localizada no extremo sudoeste, com cerca de 5.000 km<sup>2</sup> onde se encontra exposta uma fração do Orógeno São Gabriel (Figura 04). É marginal ao Cráton Rio de La Plata, ao Cráton do Paraná ou Paranapanema (encoberto pela Bacia do Paraná) e ao maciço cratônico de Luis Alves que separa os orógenos Dom Feliciano e Ribeira (HEILBRON et al., 2004).

No Rio Grande do Sul, a pequena porção exposta do Cráton Rio de La Plata ocorre ao sul do Lineamento Ibaré, sendo constituída por ortognaisses bimodais, caracterizados como uma típica sequência TTG. Apresentam idade de cristalização de aproximadamente 2.510 Ma e foram metamorfisados, sob condições de fácies granulito, em torno de 2.022 Ma (HEILBRON et al., 2004).

Os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel possuem identidades tectono-estruturais distintas, com picos metamórficos separados por cerca de 70 – 90 Ma, o que caracteriza mais um exemplo de evolução diacrônica durante o Neoproterozóico (HEILBRON et al., 2004).

O Orógeno São Gabriel apresenta pequena extensão de exposição e guarda o registro mais completo do estágio de formação da crosta juvenil brasileira em toda a Província Mantiqueira. Seu domínio plutônico possui idades de cristalização de *ca.*740-730 Ma e de

metamorfismo de *ca.* 730 Ma, sendo constituído por ortognaisses TTG (Grupo Cambaí) associados às rochas máfico-ultramáficas toleíticas. Sua unidade vulcânica (Grupo Vacacaí) é composta por meta-andesitos, metabasaltos, metatufos intermediários, xistos pelíticos, mármore e anfibolitos, além de intrusões máfico-ultramáficas; e apresenta idades de cristalização de *ca.* 750 Ma e de metamorfismo de *ca.* 700 Ma. É caracterizado como um “orógeno relacionado à subducção” ou orógeno acrescionário. Seu limite meridional se faz com a Zona de Cisalhamento Ibaré, que apresenta direção NW-SE e é transpressiva e sinistral. Esta zona de cisalhamento separa o orógeno do terreno arqueano de alto grau (Complexo Granulítico Santa Maria Chico) do Cráton Rio de La Plata. O limite leste é feito pela Zona de Cisalhamento Caçapava, de direção dominante NE-SW, que separa o Orógeno São Gabriel dos complexos Encantadas e Porongos do Orógeno Dom Feliciano (HEILBRON et al., 2004).

O Orógeno Dom Feliciano é composto por sequências de margens passivas neoproterozóicas (grupos Brusque, em Santa Catarina, Porongos, no Rio Grande do Sul, e Lavalleja, no Uruguai), extensos segmentos de arcos magmáticos neoproterozóicos (Florianópolis, Pelotas e Aygua, este no Uruguai), e restos do embasamento paleoproterozóico a arqueano. A sua estruturação, alongada na direção NE-SW, está associada à colisão continental que ocorreu em resposta à convergência dos crátons Rio de La Plata, Paranapanema e Kalahari. Sua evolução está ligada a uma tectônica transpressiva de escape lateral, a qual originou extensos e profundos sistemas de cisalhamento transcorrentes. Estes sistemas constituem limites de segmentos do orógeno e controlaram a implantação de bacias vulcano-sedimentares, a geração de plútons sintranscorrentes e, durante a evolução terminal, a intrusão dos batólitos pós-tectônicos (HEILBRON et al., 2004).

O embasamento arqueano é representado pelo Complexo Granulítico de Santa Catarina, sendo composto por uma associação bimodal TTG, metamorfisada em fácies granulito. São gnaisses tonalíticos e trondhjemíticos relacionados à evolução de um arco intra-oceânico rhyaciano. Possui freqüente intercalação de rochas ultramáficas de composição piroxenítica e de supracrustais. Apresenta para os protólitos dos gnaisses trondhjemíticos idade de cristalização de *ca.* 2.715 Ma, e idade do metamorfismo de *ca.* 2.170 Ma. Já o embasamento paleoproterozóico, corresponde a terrenos submetidos à recristalização metamórfica (complexos Encantadas, Arroio dos Ratos e Várzea do Capivarita) durante a fase colisional e a terrenos menores que foram submetidos à fusão parcial e migmatização (complexos Camboriú e Águas Mornas) em torno de 610 Ma (HEILBRON et al., 2004). Esse

domínio arqueano-paleoproterozóico é denominado Cráton Luis Alves e representaria um microcontinente.

Os mais expressivos dos sistemas transpressivos são conhecidos como as zonas de cisalhamento Major Gercino, Dorsal de Canguçu e Sierra Balleja (figura 04). No Estado do Rio Grande do Sul e no Uruguai este sistema é sinistral, já em Santa Catarina é dextral. No Rio Grande do Sul a Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu separa as unidades metavulcano-sedimentares Porongos, a oeste, do Batólito de Pelotas, a leste. No Uruguai recebe a denominação de Sierra Balleja e separa o Complexo Lavalleja do Arco Aygua. Já em Santa Catarina, seu provável prolongamento recebe o nome de Major Gercino e separa o domínio metavulcano-sedimentar Brusque, a oeste, do arco magmático, a leste (HEILBRON et al., 2004).

A Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (figura 04) controla a ocorrência de granitos sin-transcorrentes (CHEMALE Jr., 2000), possui direção geral NE e corresponde a uma zona de cisalhamento sinistral de alto ângulo caracterizada por espessas faixas miloníticas (FONSECA, 2006).

A Zona de Sutura de Porto Alegre é uma zona de direção geral NE, com inflexão para E na altura de Porto Alegre, sendo caracterizada por uma faixa cataclástica segundo a qual posicionaram-se granitóides pós-tectônicos neoproterozóicos (FONSECA, 2006) (figura05).

A Zona de Sutura de São Gabriel possui orientação aproximadamente N-S e é interpretada como uma provável zona de sutura transamazônica (figura 05) (CHEMALE Jr., 2000).

A Zona de Cisalhamento Transcorrente de Porto Alegre, reconhecida na região entre Porto Alegre – Viamão – Tapes, representa a continuidade norte do sistema de zonas de cisalhamento de alto ângulo que ocorrem na porção centro-norte do Batólito de Pelotas. Essas zonas são mapeadas como traços sinuosos de orientação geral NE-SW; evidenciam feições dúcteis e são responsáveis pelas formas alongadas e pela impressão de foliação de fluxo magmático em granitóides sin-transcorrentes (figura 05) (PHILIPP et al., 2000, FONSECA, 2006).

Diversos autores admitem a retomada dessas zonas de cisalhamento do Escudo-Sul-rio-grandense como falhas no Fanerozóico. De acordo com Fernandes et al. (1995), estas zonas balizam a evolução das bacias do Paraná e de Pelotas, sendo sugerido que a própria evolução quaternária parece ser influenciada pela retomada da Zona de Cisalhamento Dorsal



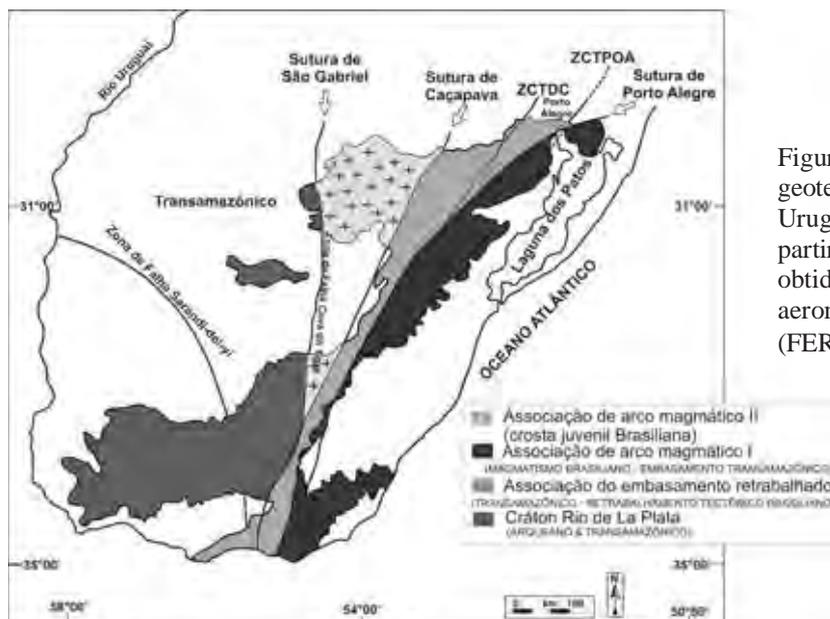


Figura 05 – Compartimentação geotectônica do Escudo Uruguaio-Sul-rio-grandense a partir de assinaturas geofísicas, obtidas com a gravimetria e aeromagnetometria (FERNANDES et al., 1995).

#### 4.2 – Bacia do Paraná

É caracterizada como uma vasta bacia intracratônica, desenvolvida completamente sobre crosta continental, e preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas cujas idades variam entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo. A espessura máxima de rochas sedimentares e vulcânicas, no depocentro da bacia, é de aproximadamente 8.000 m (ZALÁN et al., 1990).

Encontra-se inteiramente contida na Placa Sul-americana (Etendeka) e não apresenta relacionamento direto com as margens desta placa.

Apresenta uma área de aproximadamente 1,5 milhão de quilômetros quadrados, possuindo uma forma ovalada com o eixo maior na direção NNE-SSW (1.750 km) e largura média de 900 km. Inclui porções territoriais do Brasil meridional, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai. Dois terços da porção brasileira (~734.000 km<sup>2</sup>) encontram-se recobertos por derrames de lavas basálticas que podem atingir até 1.700 metros de espessura (ZALÁN et al., 1990) (figura 06).

Faz limite a norte com o Arco de Goiânia/Alto Parnaíba, a noroeste com o cinturão de dobramentos Paraguai-Araguaia, a nordeste com a flexura de Goiânia, a oeste com o Arco de Assunção, a leste com o Arco de Ponta Grossa e a sul com o Arco do Rio Grande.

No Estado do Rio Grande do Sul, a Bacia do Paraná se estende sobre o Escudo Sul-Rio-Grandense e sobre a Bacia do Camaquã.

A Bacia do Paraná perdurou do Neo-Ordoviciano até o final do Mesozóico, sendo interrompida pelos movimentos da “Reativação Wealdeniana” e pela abertura do Atlântico (MILANI, 2004).

De acordo com Zalán et al. (1990), o conjunto de rochas sedimentares e vulcânicas que constituem a Bacia do Paraná representa a superposição de pacotes depositados, no mínimo, em três diferentes ambientes tectônicos, decorrentes da dinâmica de placas que conduziu a evolução do Gondwana no tempo geológico. A primeira bacia, correspondente às sequências siluriana e devoniana (ZALÁN et al., 1990), teria sido depositada em um golfo aberto para o paleo-Oceano Pacífico. Já a segunda, que corresponde à sequência permocarbonífera, típica de sinéclise intracontinental, desenvolveu-se em mar interior. A fase de erupção das lavas corresponderia à “terceira bacia” do Paraná.

De acordo com Milani (1997 apud MILANI, 2007), o arcabouço estratigráfico da bacia é constituído por seis unidades de segunda ordem: Supersequência Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Supersequência Paraná (Devoniano), Supersequência Gondwana I (Carbonífero-Permiano), Supersequência Gondwana II (Triássico), Supersequência Gondwana III (Jurássico-Cretáceo) e Supersequência Bauru (Cretáceo).

A Supersequência Rio Ivaí corresponde ao primeiro ciclo transgressivo-regressivo da bacia. Assenta-se diretamente sobre os diversos domínios do embasamento, sendo considerada a mais antiga unidade identificada na bacia. Compreende três formações: Alto Garças, Iapó e Vila Maria (MILANI et al, 2007).

Acima desse ciclo, foi depositada a Supersequência Paraná constituinte do segundo ciclo transgressivo-regressivo. É representada por depósitos fluviais arenosos da Formação Furnas, que gradam para os depósitos neríticos da Formação Ponta Grossa, essencialmente pelíticos (MILANI et al, 2007).

A Supersequência Gondwana I engloba o maior volume sedimentar da bacia, está relacionada a uma sequência transgressiva-regressiva e corresponde ao Grupo Itararé, Formação Aquidauana, Grupo Quatá, Grupo Passa Dois e formações Pirambóia e Sanga do Cabral (MILANI et al, 2007).

A Supersequência Gondwana II é composta pela Formação Santa Maria que é formada por arenitos e folhelhos. A Supersequência Gondwana III foi depositada sem influência marinha, correspondendo à deposição de sistemas eólico-fluviais da Formação Botucatu. Com a quebra do Gondwana, ocorreu o grande derrame basáltico da Formação

Serra Geral, no início do Cretáceo, sendo este sobreposto por sedimentos continentais do Grupo Bauru (Supersequência Bauru) (MILANI et al, 2007).

Segundo Zalán (1990), a estruturação da bacia é controlada, em sua maior parte, por falhas ou zonas de falhas herdadas do embasamento. Estas apresentam duas direções preferenciais: NW-SE e NE-SW. O sistema NW sofreu forte reativação durante a abertura do Atlântico Sul, sendo caracterizado por um extenso trecho retilíneo com concentração de falhas e diques que se distribuem por uma faixa com largura de várias dezenas de quilômetros. Já o sistema NE, é caracterizado pela presença de falhas largas isoladas ou zona de falhas retilínea, onde estão praticamente ausentes os diques de diabásio. Nesse sistema predominam movimentações do tipo transcorrente. As estruturas de direção E-W são as menos compreendidas, possuem idade triássica e seu paralelismo com as zonas de fraturas oceânicas sugere uma possível ligação com a abertura do Atlântico Sul (figura 06).

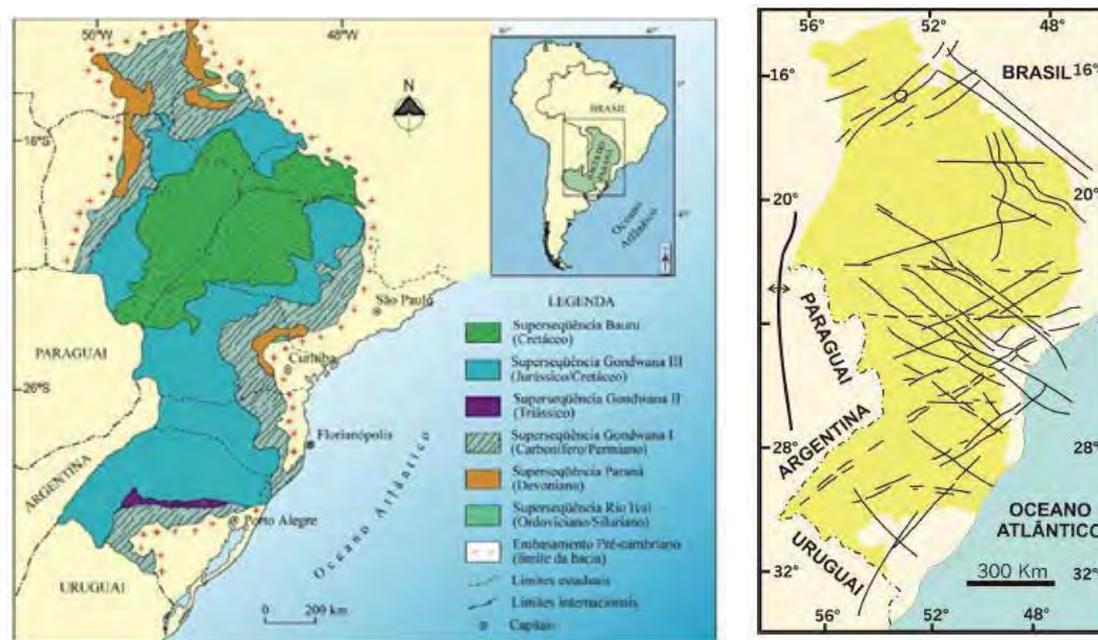


Figura 06 – A figura do lado esquerdo ilustra a localização da bacia e a sua litologia simplificada (MILANI, 1997); a do lado direito apresenta as direções preferenciais na bacia (NE-SW, NW-SE e E-W) (ZALÁN et al., 1990).

A Bacia do Paraná também apresenta estruturas N-S e, de acordo com estudos realizados no sul do Estado do Paraná, essas estruturas ocorrem exclusivamente nas porções superficiais, podendo esta característica estar relacionada à herança de estruturas do embasamento. Como se trata de uma estrutura neoformada quando comparada com estruturas de outras direções, sugere-se a possibilidade de terem sua origem relacionada à flexura crustal da Placa Sul-americana, associada à subducção oceânica a oeste (figura 07). A partir do início do Cenozóico este esforço poderia gerar um arqueamento progressivo da placa continental,

onde as rochas das seções superiores da bacia, com características mais rúpteis, estariam sujeitas a rupturas com direção preferencial N-S, anastomosadas em mapas e contínuas por grandes distâncias (FREITAS et al.,2005).

Outra hipótese é que as estruturas podem ter sua geração associada ao rifteamento cretáceo, ocorrido durante a abertura do Atlântico sul. Seriam relacionadas ao movimento distensivo e rotacional associado. Nesta hipótese ocorreria uma propagação das estruturas distensionais na direção oeste, adentrando a Placa Sul-americana. Macedo (1989), através do estudo da evolução tectônica da Bacia de Santos, indica a possibilidade de grandes falhas lístricas ocorrerem durante esta fase. Estas feições estruturariam porções basais da Bacia do Paraná que posteriormente, através de reajustes de tensões, poderiam gerar estruturas de direção N-S observadas na bacia (FREITAS et al., 2005).

Já Rostirolla et al. (2005) consideram que estruturas N-S poderiam estar associadas à evolução cenozóica da Placa Sul-americana. Seriam estruturas frontais às tensões horizontais máximas com direção E-W e estariam balizadas por grandes eixos indicados por domínios altimétricos, alongados na direção N-S.

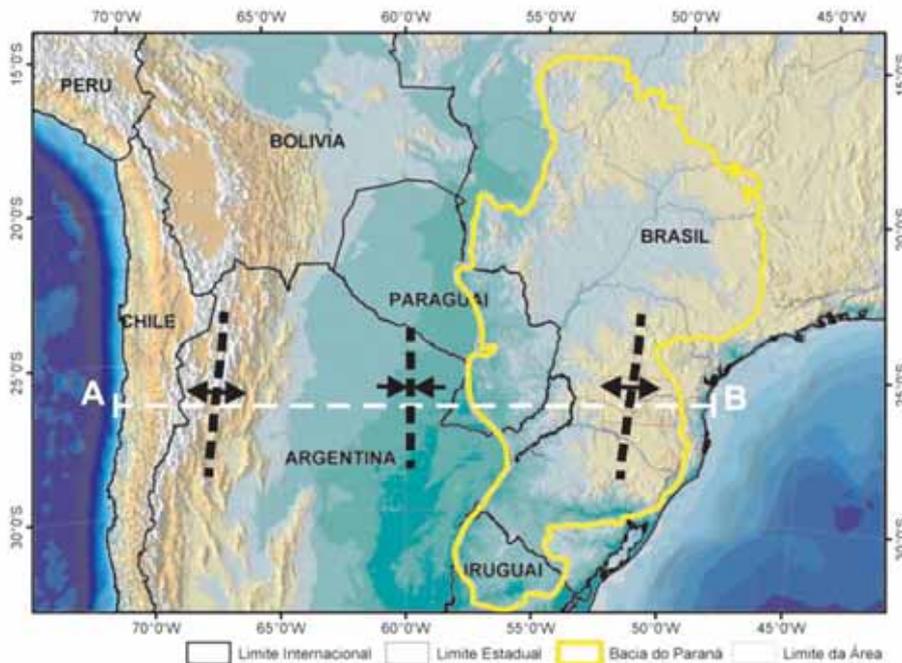


Figura 07 – Ilustração da flexura da Placa Sul-americana e geração das estruturas N-S (FREITAS et al., 2005).

#### 4.3 – Bacia de Pelotas

A Bacia de Pelotas situa-se no extremo sul da margem continental brasileira, sendo a mais meridional bacia da costa brasileira. Limita-se a norte com a Bacia de Santos, pela

Plataforma de Florianópolis, e a sul com a Bacia Punta del Leste através do Alto de Polônio (Figura 08).

A bacia tem direção geral NE-SW e compreende uma área de aproximadamente 210.000 km<sup>2</sup> (até a lâmina d'água de 2.000 m), dos quais cerca de 40.000 km<sup>2</sup> estão emersos entre os paralelos 28° e 34° sul (DIAS et al., 1994).

Sua origem, assim como a das demais bacias da margem continental brasileira, está associada à ruptura do Supercontinente Gondwana e formação do Oceano Atlântico Sul.

A Bacia de Pelotas possui como embasamento rochas do Escudo sul-rio-grandense e da Bacia do Paraná (figura 08). O primeiro corresponde a uma faixa móvel gerada durante o Ciclo Brasileiro, constituída por rochas metamórficas de baixo grau (filitos, xistos, quartzitos e mármore), granitos e migmatitos cobertos por uma sequência molássica afetada por vulcanismo (VILWOCK e TOMAZELLI, 1995 apud BUENO et al., 2007). As rochas da Bacia do Paraná possuem atuação não somente como embasamento para a bacia, mas também como área fonte de sedimentação clástica. O primeiro fato é confirmado pela presença de uma sequência sedimentar Permo-Triássica (grupos Guatá e Passa Dois) e outra vulcano-sedimentar Juro-Cretácea (formações Serra Geral e Botucatu) em dados de poço perfurado pela Petrobras na cidade de Torres (RS) (BUENO et al., 2007).

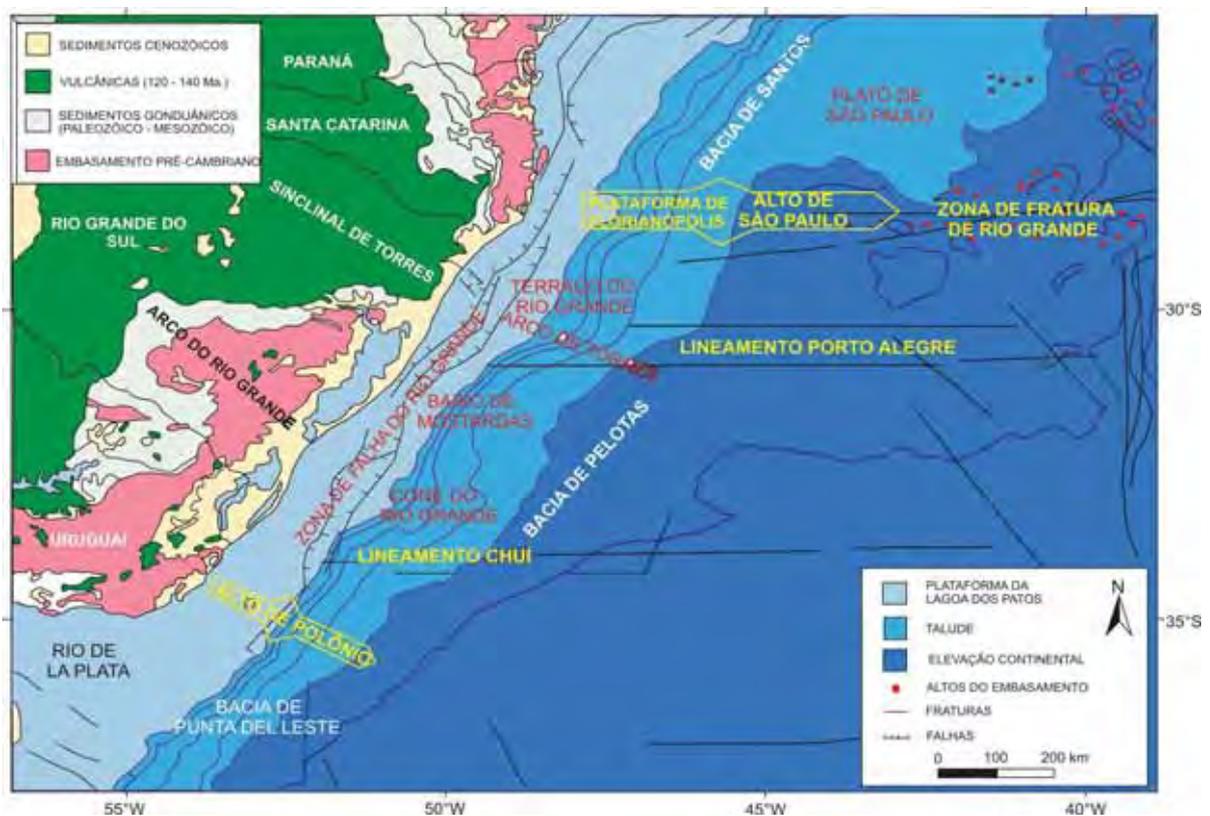


Figura 08 – Mapa geológico simplificado e localização da Bacia de Pelotas (Modificado de FONTANA, 1996 apud ANJOS, 2004)

O preenchimento da bacia é constituído por rochas sedimentares e vulcânicas depositadas desde o Neomesozóico até o Recente, possuindo uma espessa sequência de sedimentos que inclui de forma predominante folhelhos e arenitos e subordinadamente carbonatos, conglomerados e rochas basálticas extrusivas (FONTANA, 1990b) (figura 09).

Em seu depocentro, a espessura da coluna de rochas que preenche a bacia pode alcançar 12.000 m (FONTANA, 1996 apud ANJOS, 2004). Estas rochas assentam-se parte sobre crosta continental e rochas basálticas extrudidas no início da fase rifte e parte sobre assoalho oceânico na sua porção mais distal (FONTANA, 1990a).

A Bacia de Pelotas possui rica constituição magmática em seu preenchimento (SDRs- *seaward dipping reflectors*) (figura 09), o que pode caracterizá-la como um exemplo de margem vulcânica. Ainda devido às condições de mar aberto, não houve o desenvolvimento da seção evaporítica aptiana, que é particularmente notável a partir da Bacia de Santos (BUENO et al., 2007).

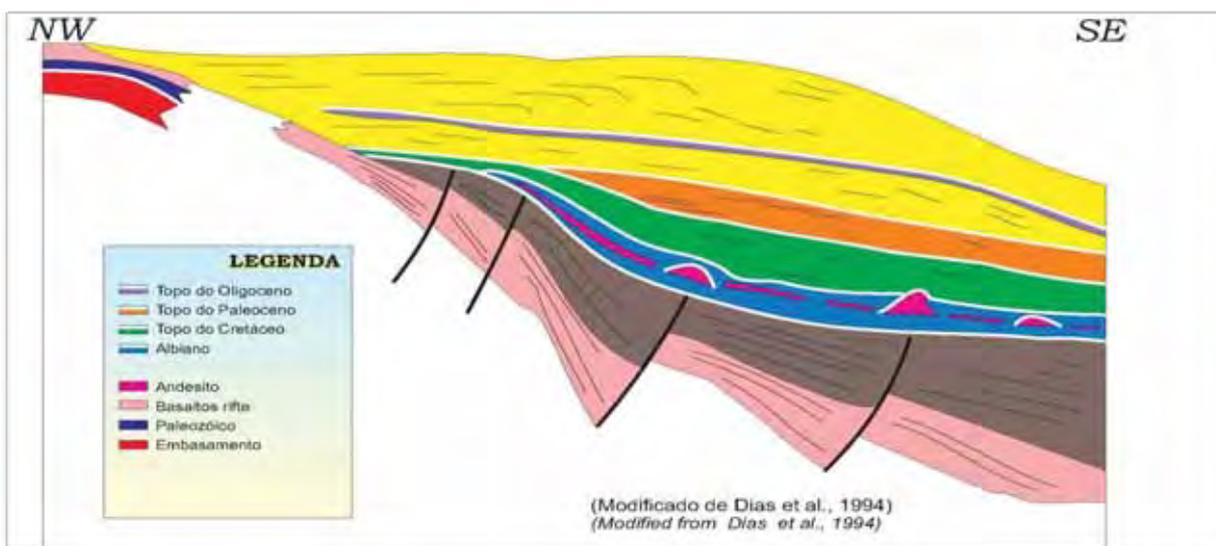


Figura 09 – Seção geológica da Bacia de Pelotas (DIAS et al., 1994 apud ANP, 2005).

Esta bacia pode ser dividida em duas sub-bacias: Norte, entre o Terraço de Rio Grande e o Alto de Florianópolis, e Sul, entre o Terraço e o Alto de Polônio.

#### 4.3.1 - Planície Costeira do Rio Grande do Sul

A Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS) representa a seção superior meridional, emersa, da Bacia de Pelotas possuindo depósitos sedimentares que representam antigos sistemas deposicionais costeiros (VILLWOCK et al., 1986, apud FONSECA, 2006).

É uma ampla área plana de terras baixas, de direção SW-NE, em grande parte ocupada por um enorme sistema de lagos costeiros. Possui uma área de aproximadamente 33.000 km<sup>2</sup>, apresentando 600 km de extensão e largura de 60 a 70 km na sua porção centro-sul e de 15 a 20 km na sua porção norte.

Encontra-se limitada a oeste pelas terras altas do Complexo Cristalino Pré-Cambriano, que constitui o Escudo Sul Rio-grandense, e pelas sequências sedimentares e vulcânicas paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Paraná e, a leste, pelo Oceano Atlântico.

A atuação da neotectônica na PCRS (Planície Costeira do Rio Grande do Sul) está materializada pela existência de estruturas deformacionais impressas em registros pleistocênicos (correspondentes aos sistemas laguna-barreira I e II) e pela existência de eventos sísmicos (dados históricos e instrumentais) nas adjacências desta Província, nas áreas continental e plataformal dos estados de Santa Catarina e do Rio Grande do Sul e da República do Uruguai (FONSECA, 2006).

Suas fácies sedimentares acumularam-se em sistemas deposicionais específicos desenvolvidos na região durante o final do Terciário e, principalmente, durante o Quaternário. Estes sistemas correspondem a: (1) um sistema de leques aluviais ocupando uma faixa contínua ao longo da parte mais interna da província costeira e, (2) quatro distintos sistemas deposicionais transgressivos-regressivos do tipo laguna-barreira (figura 10).

A parte proximal do sistema de leques aluviais é representada por depósitos resultantes de processos predominantemente gravitacionais, gradando para depósitos aluvionares em sua porção mais distal. Este sistema marca a passagem entre as terras altas do embasamento da Bacia de Pelotas e os sistemas deposicionais costeiros (Villwock & Tomazelli, 1995; Tomazelli & Villwock, 2000). Os sedimentos deste sistema foram retrabalhados pelos diversos eventos transgressivos-regressivos geradores do sistema de barreiras.

Cada sistema de barreira provavelmente se originou no limite atingido por uma transgressão e foi preservado devido à regressão da linha de costa forçada por uma queda glacio-eustática do nível do mar. Os quatro sistemas laguna-barreira são interpretados como tendo se formado nos últimos 400 ka, assumindo-se uma correlação com os períodos de mar alto representado pelos últimos maiores picos na curva do registro isotópico do oxigênio (figura 10) (Villwock & Tomazelli, 1995; Tomazelli & Villwock, 2000; Tomazelli & Villwock, 2005).

Os sistemas de barreira são controlados pela dinâmica global e pela dinâmica costeira. De acordo com Villwolck & Tomazelli (1995) os fatores que controlam a dinâmica global são a Tectônica de Placas, o clima e os Ciclos de Milankovitch, responsáveis pelas variações do nível do mar. Os fatores da dinâmica costeira manifestam-se através da ação de ondas, marés, correntes, ventos e pela deriva litorânea de sedimentos (Rosa, 2009).

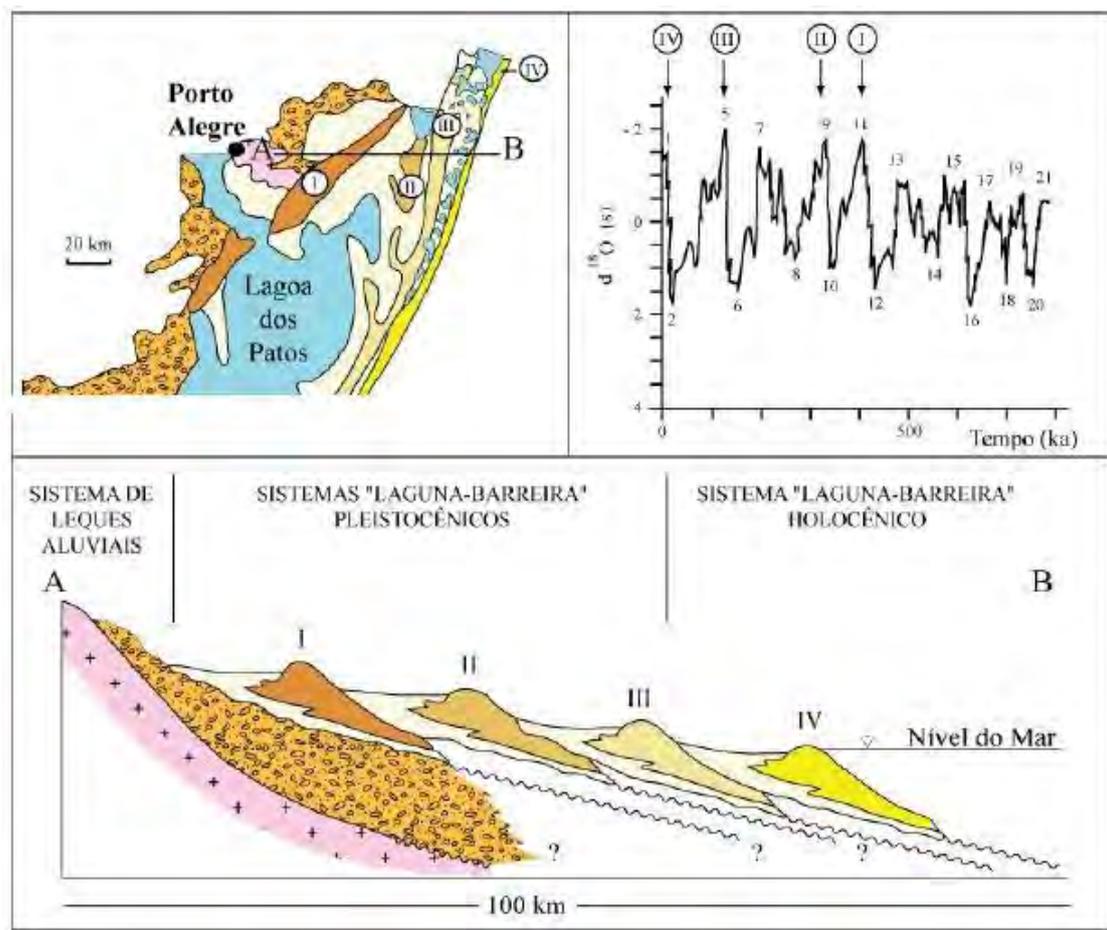


Figura 10 – Ilustração dos sistemas deposicionais que afloram na Planície Costeira do Rio Grande do Sul. As idades dos sistemas do tipo Laguna-Barreira foram correlacionadas com os picos da curva de isótopos de oxigênio de Imbrie et al. (1984) (TOMAZELLI & VILLWOCK, 2000).

#### 4.3.2– Estratigrafia da Bacia

Como se pode observar na coluna estratigráfica da bacia (figuras 11 e 12), as formações Botucatu e Serra Geral também contribuem no seu preenchimento. A Formação Botucatu é constituída predominantemente por arenitos médios a finos de elevada esfericidade e aspecto fosco, róseos, que exibem estratificação cruzada tangencial, de médio a grande porte. Junto à base, localmente ocorrem ventifactos derivados de um persistente

retrabalhamento eólico sobre depósitos fluviais subjacentes ao campo de dunas. Na porção norte da Bacia do Paraná e também no Estado do Rio Grande do Sul, ocorrem elementos sedimentares de origem ligada a fluxos aquosos na forma de arenitos médios a grossos, em corpos lenticulares exibindo ciclos gradacionais, com arenitos conglomeráticos associados, interpretados como produzidos por episódios torrenciais, num contexto alúvio-fluvial. Junto ao topo da unidade, e mesmo em lentes sedimentares intercaladas aos derrames basais do Serra Geral, são relatadas ocorrências de sedimentitos lacustres com até 10 m de espessura, na forma de ritmitos com termos argilosos, silticos e arenosos com estratificação plano-paralela (ALMEIDA E MELO, 1981 apud MILANI et al., 2007).

O evento magmático responsável pela Formação Serra Geral é representada no continente por uma espessa cobertura de lavas, uma intrincada rede de diques cortando a seção sedimentar da Bacia do Paraná e múltiplos níveis de soleiras intrudidas segundo os planos de estratificação dos sedimentos paleozóicos. A Formação Serra Geral é composta por termos petrológicos dominados por basaltos toleíticos e andesitos basálticos, ocorrendo subordinadas quantidades de riolitos e riolacitos (PEATE et al., 1992 apud MILANI et al., 2007). De acordo com o trabalho de Turner et al. (1994), através da datação pelo método Ar/Ar para amostras da Formação Serra Geral, foi encontrada uma distribuição de idades decrescente a partir de  $137,8 \pm 0,7$  Ma para níveis da base da capa ígnea, em subsuperfície no Estado de São Paulo, até  $126,8 \pm 2,0$  Ma em amostras de superfície do Uruguai. Na região do Arco de Ponta Grossa os diques de direção NW-SE apresentaram idades de  $134,1 \pm 1,3$  Ma e  $130,5 \pm 2,8$  Ma, enquanto outros de direção NE-SW mostraram idades entre  $133,3 \pm 1,7$  Ma e  $129,4 \pm 0,6$  Ma. Esses resultados posicionam o evento Serra Geral entre 137 e 127 Ma (MILANI et al., 2007).

A fase rifte ocorreu durante o Eocretáceo (Berriasiano – Barremiano) onde se acumularam rochas siliciclásticas grossas da Formação Cassino associadas aos fluxos basálticos da Formação Imbituba (MILANI et al., 2000). A Formação Imbituba corresponde às rochas basálticas subjacentes aos conglomerados Cassino. Possui coloração cinza-escura e castanho-avermelhada, apresentando textura porfirítica a subafanítica, e amígdalas preenchidas por quartzo, zeólitas, calcitas e outros minerais. Esses basaltos apresentam-se num arranjo característico de *seaward-dipping-reflectors* (SDR - FONTANA, 1990; 1995 apud BUENO et al., 2007). Amostras do topo desta formação indicam idade Ar-Ar de  $118 \pm 1,9$  Ma, e idade Ar-Ar de  $125,3 \pm 0,7$  Ma para amostras próximas à base da seção (BUENO et al., 2007). Esta formação pode ser correlacionada com as formações Camboriú, da Bacia de

Santos, e Cabiúnas, da Bacia de Campos. Presume-se que esta formação seja essencialmente síncrona à Formação Serra Geral, da Bacia do Paraná (DIAS et al., 1994).

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

O registro da sequência evaporítica na Bacia de Pelotas é conhecido apenas em sua porção norte, sobre a Plataforma de Florianópolis, onde ocorre uma delgada camada de anidrita e carbonatos (Formação Ariri), com espessura de 50m, sobrepostos aos traquiandesitos de  $113,2 \pm 0,1$  Ma (Ar/Ar, DIAS et al., 1994) da Formação Curumim (MILANI et al., 2000). A Formação Ariri designa os evaporitos aptianos representativos da transição da sedimentação continental para marinha (DIAS et al., 1994).

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

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

Cunhas de SDR's de diferentes idades podem ser vistas em seções sísmicas ao longo do contato crosta continental-crosta oceânica na Bacia de Pelotas. A observação das relações de contatos entre elas conduz a interpretar as mais velhas na porção sul da bacia, já na idade da Formação Imbituba, passando as mais jovens na porção norte ao tempo da Formação Curumim. Assim, enquanto a Sub-bacia de Torres (norte) ainda sofria o processo de rifteamento, a Sub-bacia de Pelotas (sul) já experimentava o estágio de subsidência flexural produzido pelo resfriamento e contração termal da crosta oceânica (MARTINS-NETO et al., 2006 apud BUENO et al., 2007).

Entre o Albiano e o Recente, predominaram condições de subsidência térmica. O Eoalbio é representado pelos depósitos carbonáticos e siliciclásticos da Formação Porto Belo, caracterizando uma plataforma mista. Em direção ao continente, suas camadas de calcarenitos bioclásticos e oolíticos se interdigitam com os arenitos da Formação Tramandaí. Já em direção à bacia, gradam para calcilitos. Seu contato inferior ora se dá em concordância com os delgados depósitos evaporíticos da Formação Ariri (anidrita e carbonatos), ora em discordância com as vulcânicas da Formação Curumim. Seu contato superior é discordante em relação aos pelitos da Formação Atlântida (BUENO et al., 2007). Seu ambiente deposicional é interpretado como sendo de plataforma carbonática de alta e baixa energia. A Formação Porto Belo equivale às unidades carbonáticas eoalbianas distribuídas pela costa brasileira: Formação Guarujá (Santos), Membro Quissamã (Campos), Formação Regência (Espírito Santo) etc. (DIAS et al., 1994).

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

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

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

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

O pacote sedimentar supra-Portobelo (formações Tramandaí, Atlântida, Cidreira e Imbé) apresenta-se recortado por uma série de superfícies erosivas que correspondem a tempos de queda relativa do nível do mar (MILANI et al., 2000).

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



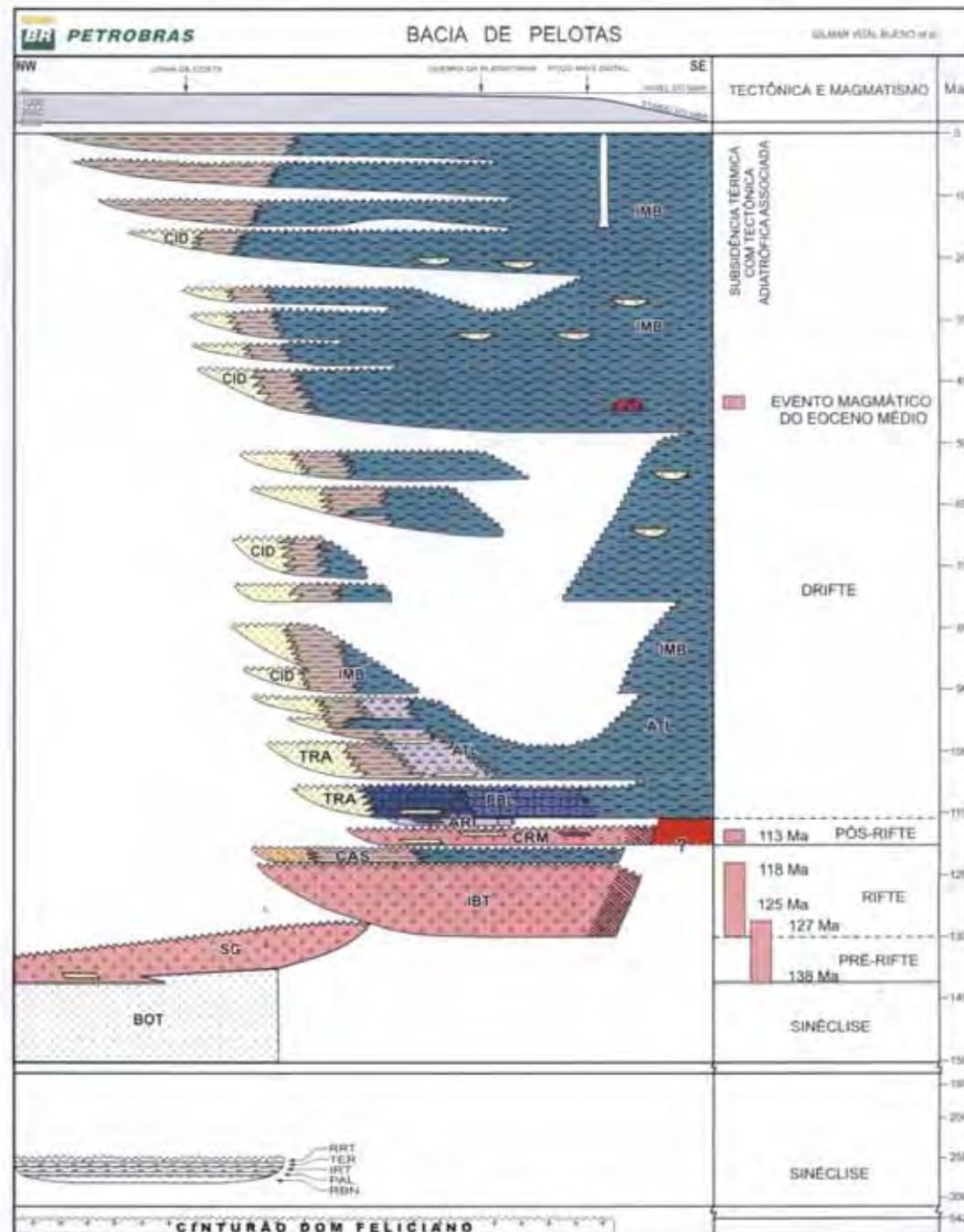


Figura 12– Carta Estratigráfica da Bacia de Pelotas. BOT – Formação Botucatu; SG – Formação Serra Geral; IBT – Formação Imbituba; CAS – Formação Cassino; ARI – Formação Ariri; CRM – Formação Curumirim; PBL – Formação Porto Belo; TRA – Formação Tramandaí; ATL – Formação Atlântida; CID – Formação Cidreira; e IMB – Formação Imbé (BUENO et al., 2007).

### 4.3.3 – Arcabouço Estrutural da Bacia

As feições mais antigas de tectonismo na Bacia de Pelotas são falhas de embasamento subparalelas à costa, que dão origem a estreitas faixas falhadas, cuja expressão

maior é a de longos grabens assimétricos, com a parte leste/sudeste sistematicamente mais profunda. Essas falhas de embasamento que ocorrem na Plataforma de Florianópolis e Bacia de Pelotas são atribuídas ao mecanismo de basculamentos na margem continental posteriores a fase tafrogênica do Eocretáceo (GONÇALVES, 1979).

A Bacia de Pelotas pode ser considerada monótona com relação ao seu arcabouço estrutural. Seu embasamento aplainado é cortado por falhas antitéticas e recoberto por estratos que mergulham suavemente em direção ao mar formando cunhas (GONÇALVES, 1979). A fase rifte em domínio de águas rasas apresenta meio-grábens controlados por falhas antitéticas de alto ângulo (MILANI et al., 2000). Já a seção pós-rifte possui estruturação incipiente, fato este que pode estar associado à ausência de evaporitos albianos (CHANG et al., 1992).

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

Fontana (1990a) considera como exceções à monotonia estrutural da bacia as grandes estruturas de escorregamento associadas a falhas lítricas que afetam a seção pós-oligocênica na região do Cone do Rio Grande. Essa região também pode apresentar superfícies inclinadas (clinoformas) de alto ângulo, grandes falhas imbricadas de empurrão do tipo patamar e lanço, ou duplex, além da existência de uma superfície de descolamento em sua base.

A porção setentrional da Bacia de Pelotas foi individualizada por Gonçalves et al. (1979) recebendo a denominação de Plataforma de Florianópolis (ou Alto de Florianópolis). Esta plataforma teria se originado sobre uma antiga zona de fraqueza, provavelmente uma ramificação da Zona de Fratura do Rio Grande (ou Lineamento de Florianópolis) (figura 13) (GAMBOA & RABINOVITZ, 1981, apud ANJOS, 2004). Ocorre separando as bacias de Santos e Pelotas constituindo-se em um paleoalto do embasamento de direção E-W, estando soterrado sob a margem continental (GAMBOA & RABINOWITZ, 1981, apud ANJOS 2004). Encontra-se capeado por expressivo volume de rochas básicas de caráter extrusivo que prosseguem para o interior do continente, após a faixa de rochas pré-cambrianas e paleozóicas. Essas rochas básicas, atravessadas por perfurações na plataforma continental, podem ser correlacionadas com a Formação Serra Geral devido à sua natureza petrográfica e provável idade cretácea inferior. A correspondência destes lineamentos na área continental está representada pelo Alinhamento do Rio Uruguai (Fonseca, 2006).

A Plataforma de Florianópolis (ou Alto de Florianópolis) comportou-se como um alto até o Aptiano, recebendo poucos sedimentos e isolando a Bacia de Pelotas das demais bacias evaporíticas situadas ao norte. A partir do Eoalbiano ocorreu o estabelecimento da comunicação entre as bacias de Santos e Pelotas tornando o registro sedimentar da bacia mais expressivo (GONÇALVES et al., 1979).

A Zona de Falha do Rio Grande desenvolve-se ao longo de todo o litoral, desde o Chuí, no sul, ao Cabo de Santa Marta, ao norte, e parece representar o segmento sul de uma falha mais extensa. Corresponde ao conjunto de falhas antitéticas que ocorrem na plataforma e que representam linhas de charneira que controlaram a subsidência na Bacia de Pelotas. Estão orientadas segundo a direção NE-SW, sendo esta direção paralela ao das estruturas presentes no embasamento precambriano (FONTANA, 1996 apud FONSECA, 2006). É subparalela à costa, exceto na sua porção média onde aparece a reentrância de Mostardas. Possivelmente de idade pré-terciária ou terciária inferior, separa a Bacia de Pelotas rasa (em grande parte emersa), da profunda, que se inicia no centro da plataforma continental (figura 11) (MIRANDA, 1970; KOWSMANN, 1974).

O Lineamento de Porto Alegre (ou Zona de Fratura de Porto Alegre) (figura 13), de direção E-W, encontra-se localizado entre as latitudes 30° e 31°S, sendo caracterizado pela presença de altos no embasamento como o Arco de Torres (ALVES, 1981, apud CORRÊA, 2004). De acordo com Basseto et al. (2000), este alto estrutural, de direção geral NW-SE, pode ter sua origem associada a esforços cisalhantes entre o Lineamento de Porto Alegre e a Zona de Fratura do Rio Grande. Em continente, a continuidade deste lineamento está representada pelo Lineamento de Jacuí - Porto Alegre (ou Lineamento Bento Gonçalves) (FONSECA, 2006).

Diferentemente das demais discontinuidades crustais, o Lineamento do Chuí (ou Zona de Fratura do Chuí) (figura 13) aparentemente não se encontra associado a nenhum alto estrutural. Este lineamento ocorre entre as latitudes 33 e 34°S e representa uma suposta continuidade da Zona de Fratura Cox, que coincide com o limite sul do Cone do Rio Grande (CORRÊA, 2004). É caracterizado pela deflexão de isóbatas (principalmente entre 4.000 e 4.800 m) de NNE-SSW para E-W (FONSECA, 2006).

A Elevação do Rio Grande corresponde a uma macrofeição da bacia oceânica situada entre os lineamentos de Florianópolis e do Chuí. É caracterizada por expressiva magmatogênese neocretácea. Sua origem é atribuída à atividade vulcânica subaérea a marinha rasa (figura 11) (ALVES, 1981 apud FONSECA, 2006).

O Canal de Vema corresponde a uma feição erosiva que secciona a Elevação do Rio Grande. Possui de 15 a 20 km de largura e 200 a 300 m de profundidade (figura 13).

O Terraço do Rio Grande representa um patamar situado além da quebra da plataforma, entre os paralelos 29°S e 31°S. Suas cotas batimétricas estão entre 200 e 400 metros. Nos limites deste terraço ocorrem *canyons* e paleocanais que recebem a denominação de Vales Submarinos de Porto Alegre (figura 11) (ZEMBRUSCKI, 1979 apud FONSECA, 2006).

O Baixo de Mostardas corresponde a uma megaforma sinclinal onde ocorre maior espessamento das sequências, em associação ao Cone do Rio Grande (figura 13) (FONSECA, 2006).

Segundo Fonseca (2006), os arcos de Torres e do Polônio correspondem a estruturas antiformais que ocorrem na plataforma transversalmente à Bacia de Pelotas. O Arco de Torres situa-se na altura do paralelo 29°S e comporta-se como um subdivisor da Bacia de Pelotas; já o Arco de Polônio localiza-se na altura do paralelo 34°S e representa o limite sul da bacia (figura 13).

#### 4.3.3.1 – Zona de Fratura do Rio Grande (ou Lineamento de Florianópolis)

Esta zona de fratura apresenta distintas características morfológicas e estruturais ao longo de sua extensão. A norte e nordeste da Elevação do Rio Grande, entre as longitudes 21°W a 32°W, essa zona de fratura é caracterizada como uma larga zona linear bem definida, possuindo altos e baixos no embasamento estrutural e largura superior a 100 km (KUMAR, 1978; GAMBOA et al. 1981 apud CORRÊA, 2004). Em direção ao continente, encontra-se a Cordilheira ou Dorsal de São Paulo (entre as longitudes 40°W e 45°W), no alinhamento dessa feição estrutural ao longo da latitude 27°S. Esse alongado alto estrutural sofre soterramento a 45°W, sob a coluna sedimentar da margem continental. De acordo com Gamboa et al. (1981, apud CORRÊA, 2004), o Alto de Florianópolis (ou Plataforma de Florianópolis) também faz parte da continuação desse alinhamento, bem como o afloramento de rochas alcalinas na parte continental emersa, sendo que essas integrariam, em direção ao continente, um longo lineamento em continuação estrutural à Zona de Fratura do Rio Grande (figura 13).

As intrusões alcalinas de Anitápolis (CARRATO et al., 1967 apud ALMEIDA et al., 1996), de Lajes (SCHEIBE, 1978 apud ALMEIDA et al., 1996) e de Quarenta (D'ELBOUX et al., 1982) são inferidas como possível prolongamento do Lineamento de Florianópolis.

Essas intrusões ocorrem no continente, não muito longe da costa, na direção do Lineamento de Florianópolis. A intrusão de Anitápolis foi datada pelo método K/Ar em 129 Ma (AMARAL et al., 1967) e a intrusão de Lajes pelo mesmo método em  $82 \pm 6$  Ma (SCHEIBE et al., 1985).

#### 4.3.3.2 – Cone do Rio Grande

É caracterizado como uma espessa cunha sedimentar de natureza progradante situada na Margem Continental do Rio Grande do Sul (figura 13), na Bacia de Pelotas, que abrange o talude e a elevação continental (URIEN & BUTLTER, 1972 apud GONÇALVES & DEHNHARDT, 1999). Encontra-se alongado na direção leste estendendo-se por 550 km, alcança profundidades de aproximadamente 4.000 m e possui largura máxima entre 350 a 400 km (MARTINS, 1983, apud GONÇALVES & DEHNHARDT, 1999). Limita-se ao sul com o complexo de vales do Rio Grande de direção NW-SE (ZEMBRUSKI, 1972).

Com base em sísmica de reflexão, Fontana (1990a) cita para o Cone do Rio Grande a presença de um espesso pacote sedimentar proveniente do continente. Este provavelmente é constituído, em sua maior parte, por folhelhos de rápida deposição, com grandes estruturas de escorregamento, assentado sobre uma superfície de deslocamento do Oligoceno.

O início da deposição do Cone do Rio Grande, de acordo com Alves (1977, apud GONÇALVES & DEHNHARDT, 1999), seria no limite entre o Neomioceno e o Eoplioceno, desenvolvendo-se até o Pleistoceno-Holoceno. Sua origem estaria ligada a uma anômala sedimentação local.

Analisando a pequena variação da composição mecânica dos sedimentos do Cone do Rio Grande, foi comprovada a existência de duas fontes supridoras: uma situada ao sul possuindo regime deltáico e outra ao norte com sistema lagunar. Este cone sofreu um grande acúmulo de material terrígeno que foi depositado junto ao talude, durante o último estágio de mar regressivo do Pleistoceno (MARTINS, 1983, apud GONÇALVES & DEHNHARDT, 1999).

Alves (1977, apud CORRÊA, 2004) relata que as sequências deposicionais pertencentes ao Cone foram formadas por períodos cíclicos alternados de deposição e erosão. Nos períodos de deposição ocorreu o desenvolvimento das maiores espessuras na plataforma externa e no talude, o que resultou em efeitos deposicionais em progradação e empilhamento.

Já no período erosivo, foram observadas pequenas irregularidades superficiais, provavelmente associadas à ação de correntes de fundo.

Atualmente o cone apresenta-se inativo devido à ausência de grandes rios desaguando na plataforma e ao reduzido transporte de material terrígeno em suspensão na área. Sedimentos vindos das chamadas terras altas, da província externa do Rio Grande do Sul e da província platina contribuem atualmente para a sedimentação do cone (FONTANA, 1990a).

#### 4.3.3.3 – Estruturas relacionadas à Bacia do Paraná

Justaposta à Bacia de Pelotas, na porção emersa, encontra-se o Arco de Rio Grande (SANTFORD & LANGE, 1960, apud ALMEIDA et al., 1996) ou de São Gabriel (figura 13), que ocorre expondo o embasamento pré-cambriano, contornado em grande parte pelos sedimentos paleozóicos. Possui orientação NW, em posição aproximadamente normal às estruturas do embasamento. Apresenta poucos diques de diabásio. No município de Piratini há a presença de um conjunto de intrusões alcalinas (PINTO et al., 1975, MACIEL FILHO & SARTORI, 1979, apud ALMEIDA et al., 1996) datadas de cerca de 80 Ma (CORDANI et al., 1974, apud ALMEIDA et al., 1996). Rochas semelhantes a estas, tanto em idade como composição, ainda não foram encontradas na parte submersa da bacia.

O Sinclinal de Torres (figura 13) corresponde à ligação entre os arcos de Ponta Grossa e do Rio Grande. Possui orientação NW-SE e caimento suave para NW. Em superfície são bastante comuns falhas que movimentaram verticalmente as unidades da Bacia do Paraná (VITORELLO e PADILHA, 2000, apud Fonseca, 2006). O Lineamento Torres-Posada, que corresponde a um dos eixos de colocação de material mantélico na Bacia do Paraná, representa a extensão do Sinclinal de Torres para WNW (VITORELLO e PADILHA, 2000, apud Fonseca, 2006).

O Lineamento Jacuí – Porto Alegre (Lineamento de Bento Gonçalves) corresponde a uma feição estrutural bem marcada em imagem de satélite e, em mapa aeromagnético se apresenta como uma anomalia de direção E-W. De acordo com Zalán et al. (1988, apud Fonseca, 2006), os lineamentos de direção E-W desenvolveram-se a partir do Triássico, e seu paralelismo com as fraturas oceânicas sugere que os mesmos estejam associados à abertura do Oceano Atlântico.



#### 4.3.3.4 – Seaward Dipping Reflectors

De acordo com Fontana (1996, apud OREIRO, 2008), Seaward Dipping Reflectors (SDR's) são refletores superpostos que mergulham em direção ao mar em virtude de subsidência termal posterior, apresentando-se convexos e acunhados em direção à sua terminação superior, em discordância angular.

O modelo sugerido por Hinz (1981), que explica a formação dos SDR's, é o mais aceito na literatura. Segundo o autor, a extensão e afinamento da crosta continental são acompanhados pelo desenvolvimento de diques alimentadores (geofraturas) que funcionam como condutos para o vulcanismo. A erupção contínua provoca o empilhamento de rochas basálticas em ambiente sub-aéreo, produzindo um aumento do peso da crosta e a consequente subsidência. Assim, os derrames basálticos depositados horizontalmente são posteriormente inclinados em direção às zonas de fissuras, ou seja, em direção à bacia (figura 14) (CORRÊA, 2004).

Segundo Hinz (1981 apud CORRÊA, 2004), os SDR's são formados como estágio final extensional (estágio proto-oceânico), precedendo o início do espalhamento oceânico. Alguns trabalhos como os de Hinz (1981), Mutter (1985) e Fontana (1996) afirmam que essas fácies sísmicas se encontram em uma posição de limite entre crosta continental e a oceânica (CORRÊA, 2004).

Bassetto et al. (2000) observaram na Bacia de Pelotas a presença destes refletores nas partes proximais e distais da margem, não estando relacionados somente ao limite transicional de diferentes naturezas petrográficas. Este fato condicionou os autores a acreditarem que o posicionamento das zonas de fraturas na região controlou a formação dessas sequências nas partes mais proximais, visto que estas áreas de zonas de fraturas são regiões preferenciais de intensas extrusões vulcânicas (CORRÊA, 2004).

Fontana (1996 apud CORRÊA, 2004) observou, ainda na Bacia de Pelotas, que as cunhas caracterizadas pelas fácies sísmicas de SDR's apresentam-se falhadas (Figura 15), o que indica seu desenvolvimento num contexto ainda extensional, ou seja, o rifte estava ativo durante a fase de formação de proto-crosta oceânica. Desse modo, a Bacia de Pelotas apresenta características diferentes com relação aos demais locais que apresentam ocorrência de SDR's. Em outros locais de ocorrência dos SDR's não são observadas falhas normais relacionadas às cunhas basálticas e nem extrusões vulcânicas em regimes proximais associadas a descontinuidades crustais (CORRÊA, 2004).

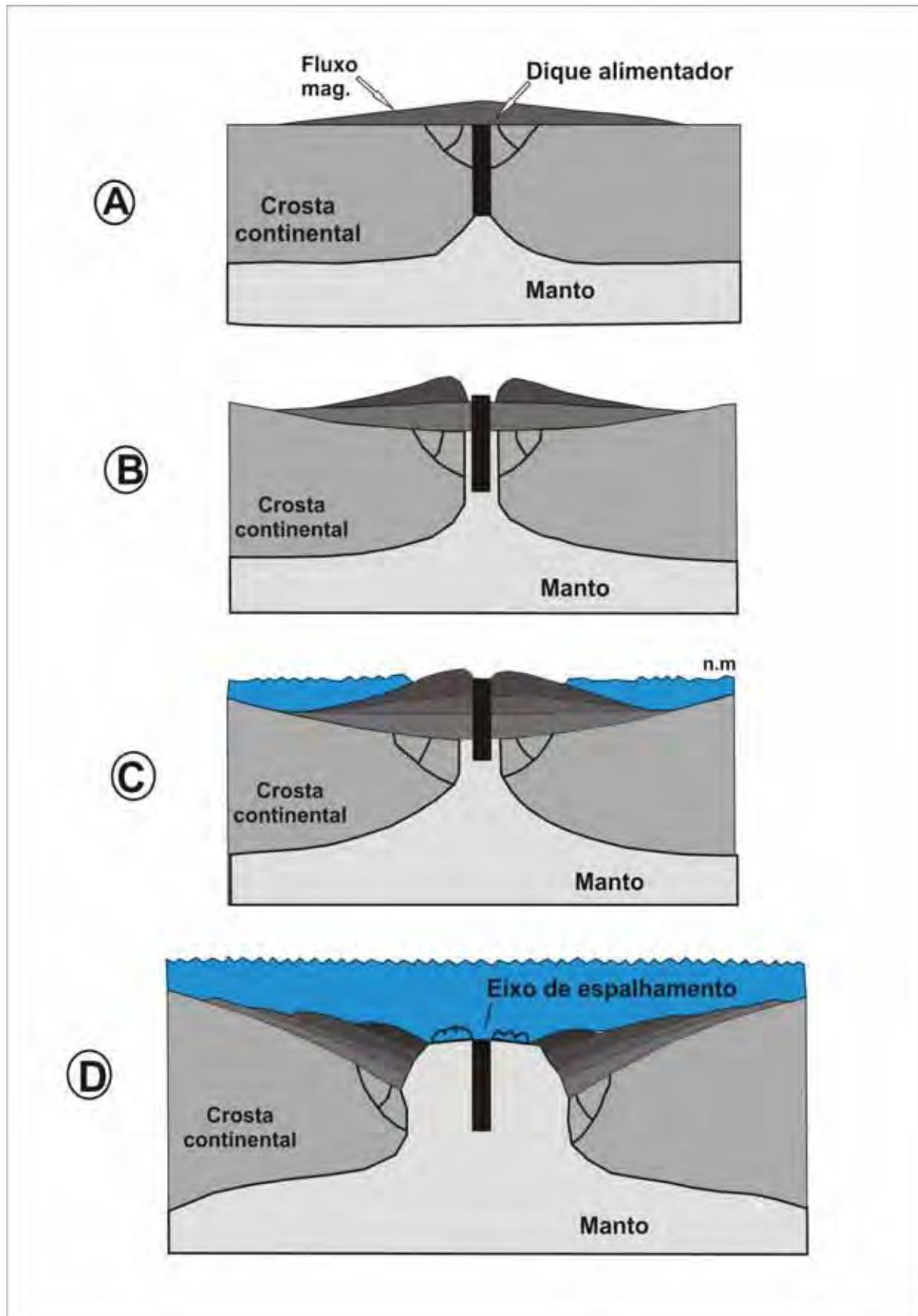


Figura 14 – Modelo esquemático para a formação dos SDR's. A) diques alimentadores funcionando como duto de magma; B) o empilhamento desse magma se dá em ambientes subaéreos; C) o aumento do peso da crosta gera uma consequente subsidência; D) os derrames basálticos em forma de cunha são inclinados em direção à bacia. (Modificada de MUTTER, 1985 apud CORRÊA, 2004).

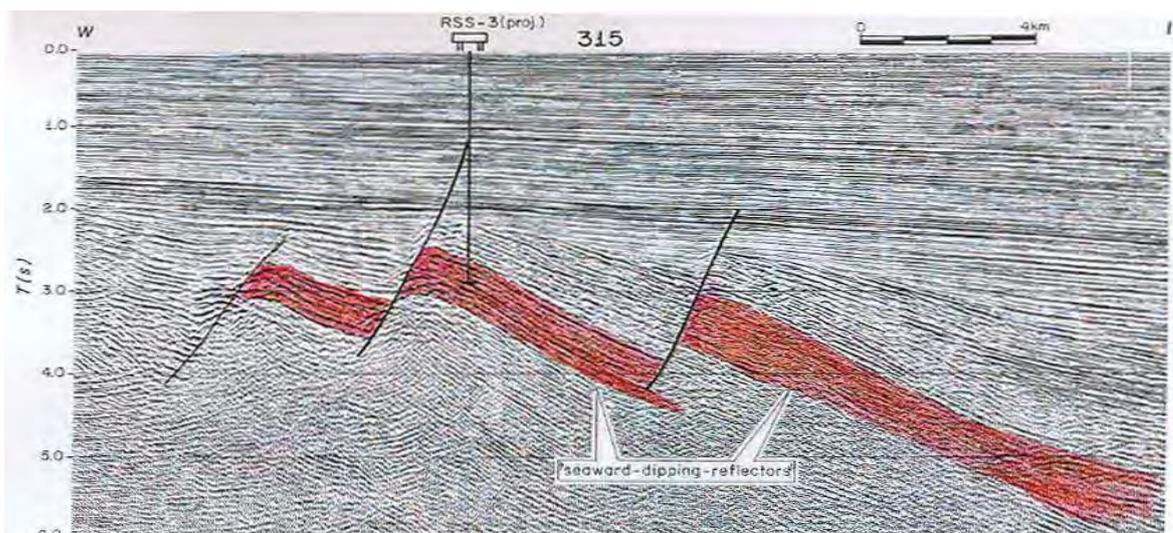


Figura 15 – Perfil sísmico interpretado por Fontana (1996, apud Rosa, 2009) ilustrando as cunhas basálticas falhadas.

#### 4.3.4 – Anomalia Gravimétrica Lagoa Mirim

A partir de um levantamento de dados gravimétricos realizado no Uruguai pelo Serviço Geográfico Militar do Uruguai (1973), uma expressiva anomalia gravimétrica positiva foi identificada junto à fronteira nordeste com o Brasil, e foi denominada Anomalia Gravimétrica Lagoa Mirim (INTROCASO & HUERTA, 1982; REITMAYR, 1989 apud FONSECA, 2006).

Para explicar essa anomalia foi sugerida a ocorrência de um corpo intrusivo de alta densidade, com contraste em torno de  $0,4 \text{ g/cm}^3$  e até 7 km de profundidade (Figura 16) (ROSA, 2009).

De acordo com Rossello et al. (2007, apud ROSA, 2009), este corpo pode estar associado a processos de ascensão mantélica e deve ter sido responsável por deformações na crosta devido ao excesso de massa.

Sondagens realizadas na região de Puerto Gómez, Uruguai, revelam uma espessura de quase 1.000 metros de vulcânicas, que se iniciam a 220 m de profundidade e prosseguem até a base da sondagem, a uma profundidade de 1.200 m. A partir de análise geoquímica de testemunhos foi verificada a presença de traquibasaltos do tipo MORB abaixo de 650 m de profundidade, sendo esses característicos de um fundo oceânico. Acima dos 650 m de profundidade ocorre uma mudança nas características geoquímicas, isto é, a composição torna-se mais ácida indicando a transição para um ambiente tipicamente continental (ROSA,

2009). Datações realizadas pelo método Ar/Ar em rocha total indicam uma idade variando entre 127 e 137 Ma. (TURNER et al., 1994).

Com base no trabalho de Rossello et al. (1999), o lineamento Santa Lucia-Aiguá-Mirim, que é composto pelo segmento formado pelas bacias Santa Lucia e Lagoa Mirim, seria a expressão tectônica de uma aulacógeno (figura 17). O abandono do rifteamento se deu pela maior facilidade de abertura junto às estruturas pré-existentes no Escudo sul-rio-grandense. Assim sendo, a Anomalia Lagoa Mirim corresponderia a um graben gerado nos movimentos iniciais da abertura do Atlântico Sul e a grande espessura de rochas densas e magnéticas seria responsável pela anomalia observada (ROSA, 2009).

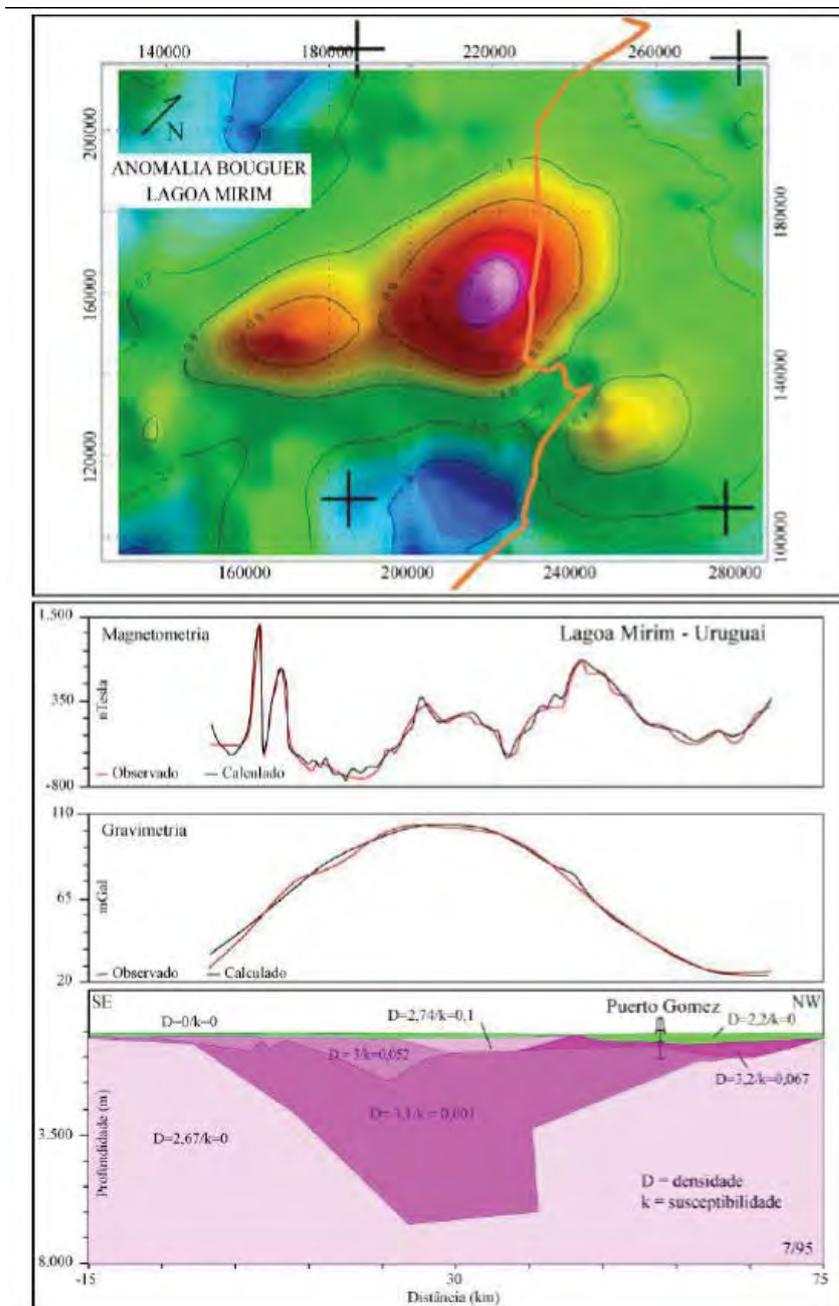


Figura 16 – Anomalia gravimétrica modelada. Corpo de elevada densidade com profundidade estimada em torno de 7 km para explicar a anomalia observada. A cobertura sedimentar cenozóica está representada em verde (REITMAYR, 2001 apud ROSA, 2009).

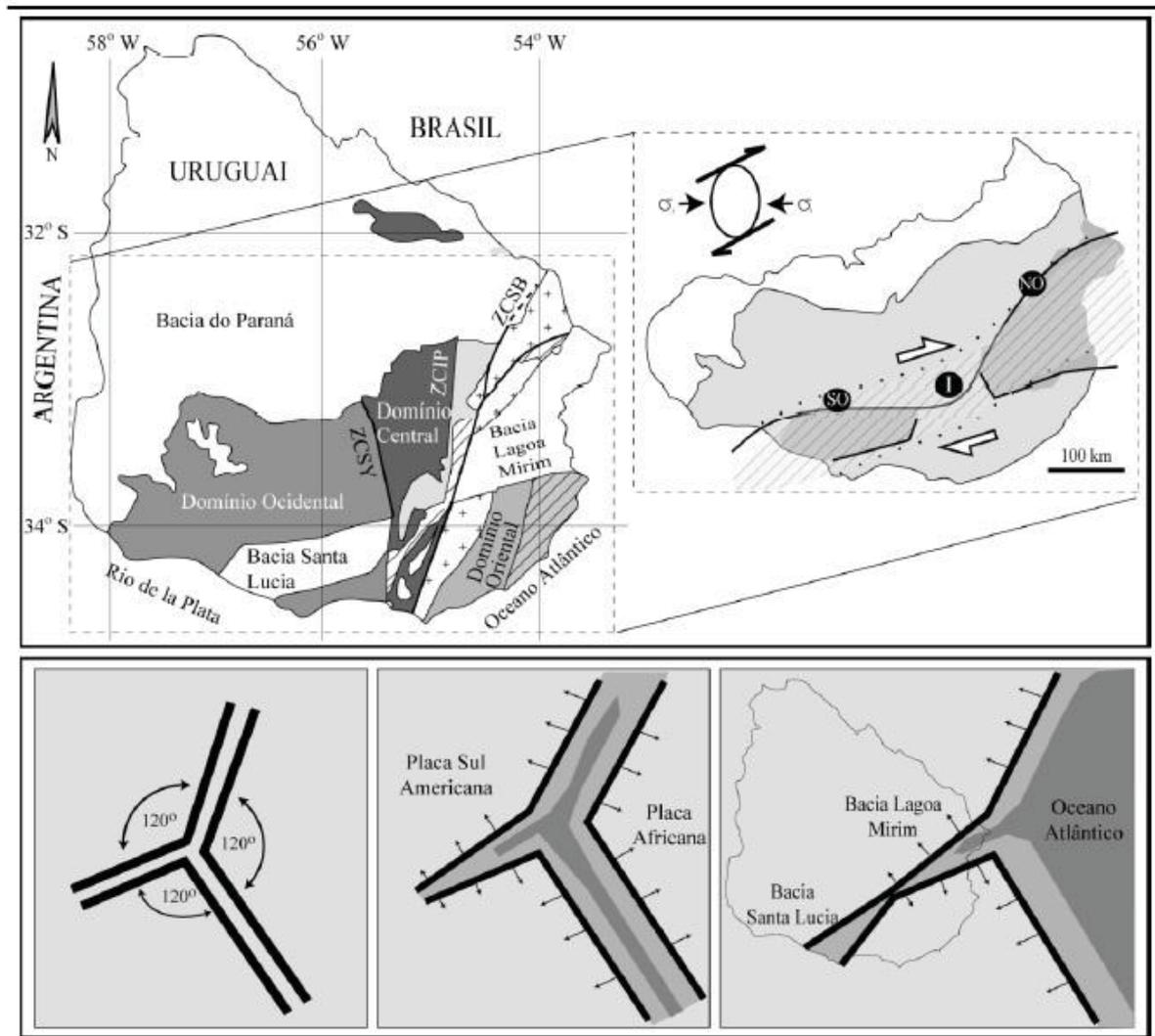


Figura 17 - Ilustração da interpretação do lineamento formado pelas bacias Santa Lucia e Laguna Mirim, no Uruguai, como um rifte abortado (ROSSELLO et al., 2007 apud ROSA, 2009).

#### 4.3.5 – Evolução Tectônica

Assim como nas demais bacias da margem continental brasileira, a evolução tectônica da Bacia de Pelotas (Figura 18) ocorreu em duas fases distintas: fase rifte e fase pós-rifte. O rifteamento teve início no Neojurássico, ou Eocretáceo, com a instalação de um processo de estiramento crustal no Gondwana, que culminou na separação dos continentes sul-americano e africano. Este evento foi denominado por Schobbenhaus et al. (1984) de Reativação Sul-Atlantiana, e corresponde a implantação de um rifte intracontinental que fragmentou rochas crustais e supracrustais de idade paleozóica (sedimentos) e pré-cambriana (granitos, gnaisses, xistos, migmatitos, anfíbolitos e granulitos). Este rifte atuou em áreas

onde atualmente se localizam as regiões costeiras dos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul (FONTANA, 1990b). Nessa fase foram gerados grábens e meio-grábens que foram preenchidos por rochas vulcânicas e clásticos finos a grossos e também as falhas antitéticas predominantes na bacia (FONTANA, 1996, apud ANJOS, 2004).

Foi durante essa fase que ocorreu a extrusão de rochas basálticas de composição moderadamente alcalina sobre a crosta continental. Essas rochas receberam a denominação de *seaward dipping reflectors* por apresentarem como expressão sísmica refletores superpostos, convexos para cima, acunhados e que mergulham em direção ao mar. Em certos locais, essa cunha de rochas basálticas apresenta-se falhada, o que indica que de certa forma o rifte continuou ativo após a principal fase tectônica responsável pelo aparecimento dos basaltos (FONTANA, 1990b).

Com base no conjunto dessas rochas basálticas foi sugerida uma origem subaérea ou no máximo a pequenas espessuras de lâmina d'água (MIZUSAKI, 1986, apud FONTANA, 1990b). Provavelmente estão associadas aos instantes iniciais do rifte, sendo depositadas de modo subaéreo sobre crosta continental recém-fragmentada (FONTANA, 1990b).

A fase rifte da Bacia de Pelotas e da Plataforma de Florianópolis é caracterizada pela presença de basaltos datados de 120Ma, de siltitos e conglomerados com seixos de vulcânicas básicas sotopostas, sendo essas rochas depositadas dentro de hemi-grábens formados por falhas antitéticas e todo este conjunto coberto por uma discordância transgressiva de idade albo-aptiana (FONTANA, 1990b).

Com o processo de subsidência térmica teve início a fase pós-rifte. Nesse processo houve a busca do equilíbrio, após a ruptura da crosta frágil e consequente subida para níveis superiores da litosfera, da astenosfera mais densa e quente. Assim sendo, as rochas mais densas arrastaram consigo a crosta adelgada que passou a constituir o assoalho da bacia recém-formada, iniciando o processo de subsidência térmica, amplificada pela carga de basaltos extrudidos sobre a crosta continental. Foi implantada uma zona de charneira no local onde ocorre a justaposição da cunha de vulcânicas basálticas sobre a crosta, provavelmente devido às diferenças reológicas dos dois tipos rochosos e, principalmente, pela sobrecarga imposta sobre o embasamento metamórfico continental (FONTANA, 1990b).

Toda a sequência rifte começou a ser soterrada sob espesso prisma sedimentar com o avanço da subsidência térmica e do espalhamento do assoalho oceânico, iniciado no Aptiano. Todas as unidades inferiores foram encobertas por uma discordância de idade albo-aptiana (108 Ma) através de progressivo *onlap* em direção à linha de charneira (FONTANA, 1990b).

Segundo Fontana (1990b) entre o Albo-Aptiano e o Mioceno ocorreu a maior parte do carregamento sedimentar e da subsidência termal na bacia. Houve o deslocamento da linha de charneira para oeste ocasionado pelas falhas desenvolvidas durante a fase rifte, sendo que essas se apresentavam progressivamente mais ativas em direção ao continente.

A partir do Mioceno, passou a ser mais efetiva a atuação da flexura no processo de subsidência da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis. Foi nessa época que se acentuaram os *onlaps* costeiros, notados desde o Paleoceno. No Pleistoceno, houve a migração do depocentro do Baixo de Mostardas para o sul (ASMUS E PAIM, 1986) e, como consequência, maior espessura sedimentar foi depositada próximo ao local da atual conexão da Laguna dos Patos com o Oceano Atlântico (FONTANA, 1990b).

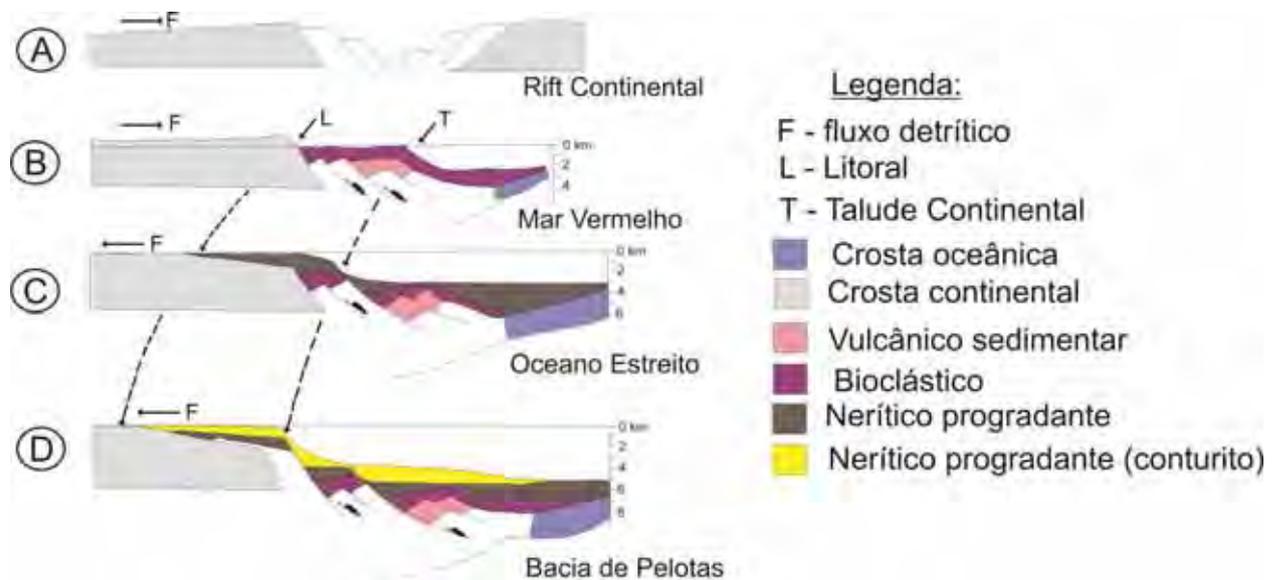


Figura 18 – Esquema da seqüência das etapas evolutivas de uma margem continental Atlântica. A Bacia de Pelotas (D) estaria atualmente em um estado mais avançado (oceânico) do que as demais bacias ao norte (Modificada de ASMUS, 1983, apud CORRÊA, 2004).

## **5 – SENSORIAMENTO REMOTO – IMAGENS DE MODELO DIGITAL DO TERRENO SRTM 90**

Sensoriamento remoto é o conjunto de técnicas que possibilita a obtenção de informações sobre alvos na superfície terrestre (objetos, áreas, fenômenos), através do registro da interação da radiação eletromagnética com a superfície, realizado por sensores distantes, ou remotos. Geralmente estes sensores estão presentes em plataformas orbitais ou satélites, aviões e em nível de campo.

O objetivo da missão SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) foi gerar um modelo digital de elevação de alta qualidade entre as latitudes de 60°N e 57°S, cobrindo aproximadamente 80% da superfície terrestre, com resolução de 90m por 90m. Os produtos desse método fazem parte do conjunto de imagens de radar que possuem visadas vertical e lateral e, desse modo, são capazes de reproduzir altitudes, ou seja, trata-se de um modelo digital do terreno, que representa em três dimensões espaciais o relevo, latitude, longitude e altitude (x,y,z).

As imagens de satélite constituem-se em um importante meio de investigação da crosta terrestre sendo utilizada para a interpretação de estruturas tectônicas da área continental. As imagens SRTM ressaltam melhor as estruturas rúpteis (fraturas, falhas e juntas).

### **5.1 – Interpretação das Imagens SRTM**

Inicialmente, as imagens SRTM foram agrupadas utilizando-se o programa Global Mapper 10 (figura 19 e 20). Em seguida, com ajuda do programa ER Mapper 7.2 foram interpretados os lineamentos rúpteis, que são representados por elementos topográficos retilíneos como: drenagem, linha de crista, escarpas, depressões alongadas, etc. (figura 20).

Para a extração dos lineamentos foi usada elevação de 45°. Inicialmente a imagem foi interpretada utilizando-se a incidência de luminosidade proveniente do azimute 45°. Posteriormente a imagem foi reinterpretada utilizando as direções 90°, 135°, 180°, 225°, 270° e 315° de incidência de luminosidade. Esta reinterpretação é feita para eliminar a tendência causada por uma única direção de iluminação, pois as estruturas se destacam melhor quando a incidência luminosa está a 90° da direção da mesma.

Em seguida, foram geradas em ambiente AutoCad rosetas de comprimento e frequência acumulados, com intervalos de 10°, para a determinação das direções preferenciais dos lineamentos rúpteis. Como se pode observar na figura 21, na roseta de comprimento acumulado as direções preferenciais correspondem a N0-10W, N80-90W, N0-10E, N10-20W e N70-90E; e na roseta de frequência acumulada as direções preferenciais são N0-10W, N10-20W, N0-10E, N80-90W e N70-80E.

Utilizando-se as expressões construídas pela ferramenta *Query* do ArcGIS, foi realizada a separação dos lineamentos segundo as direções EW, NS, NNE, NE, NNW, NW, ENE, WNW (figuras 22 a 27). Essa separação nos permite visualizar as estruturas separadamente o que contribui para caracterização da importância de cada uma delas. As direções preferenciais dos lineamentos rúpteis correspondem a E-W, NS, NE e NW (figuras 22a 22b, 23b e 23b). Os lineamentos de direções NS e NW são os que mais afetam os sedimentos cenozóicos (figuras 22b e 24b). As direções E-W, NNE, NE, NNW, e NW são as que mais influenciam no comportamento das drenagens (figuras 22a, 23a, 23b, 24a e 24b).

Os sedimentos do Quaternário encontram-se pobremente afetados pelos lineamentos.

Ao cruzar os lineamentos interpretados sobre o mapa geológico, é possível observar que as direções preferenciais na Bacia do Paraná correspondem àquelas descritas na bibliografia, ou seja, NW-SE, NE-SW e E-W em menor proporção. Também se pode observar uma importante influência dos lineamentos N-S, tanto na Bacia do Paraná quanto no Escudo Sul-rio-grandense (figuras 26 e 27).

Já as direções preferenciais dos lineamentos sobre o Escudo Sul-rio-grandense são NW-SE, N-S e NE-SW. De acordo com a literatura, a direção NE-SW corresponde às zonas de cisalhamento de mesma direção, presentes no cinturão (figuras 26 e 27).

Na porção do Sinclinal de Torres que ocorre na área de estudo, as direções preferenciais correspondem a N-S, NW-SE e NE-SW.

Os lineamentos do Rio Uruguai e Jacui - Porto Alegre apresentam correspondência com os lineamentos E-W da área (figura 22a).

A Zona de Cisalhamento Caçapava, o Lineamento Garoupaba – Imbituba e a porção sul da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu podem ser facilmente identificados através dos lineamentos de direção NNE-SSW (figura 23 a).

As zonas de cisalhamento Dorsal de Canguçu e Itajaí-Faxinal, a Sutura de Porto Alegre e o sistema de zonas de cisalhamento da porção centro-sul do Batólito de Pelotas são facilmente identificados através da interpretação dos lineamentos NE-SW (figura 23b).

Os lineamentos de Torres e Tibagi, a Zona de Cisalhamento de Ibaré e o Arco de São Gabriel possuem boa correlação com os lineamentos NW-SE interpretados (figura 24b).

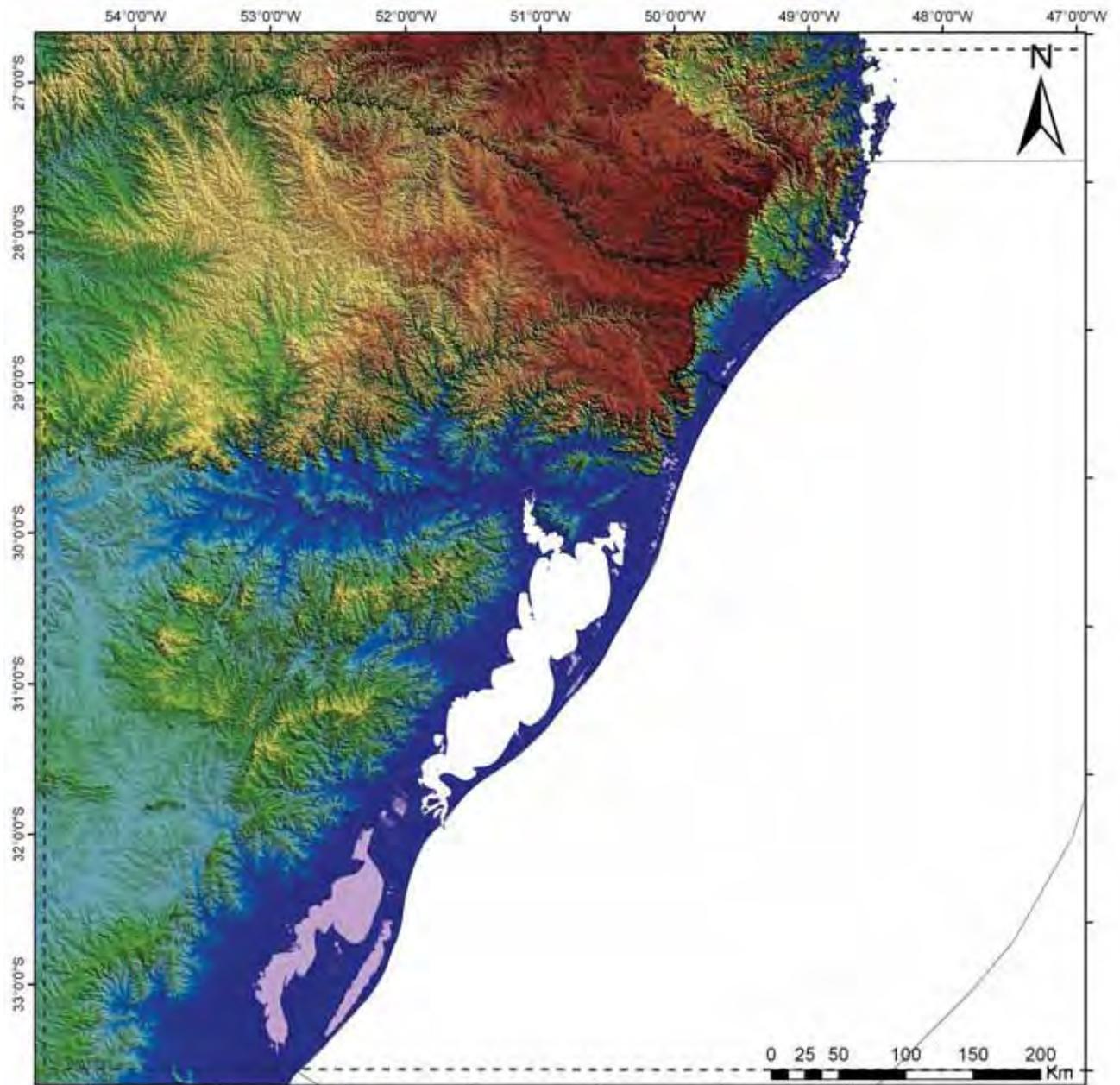


Figura 19 – Imagens SRTM agrupadas para posterior interpretação.

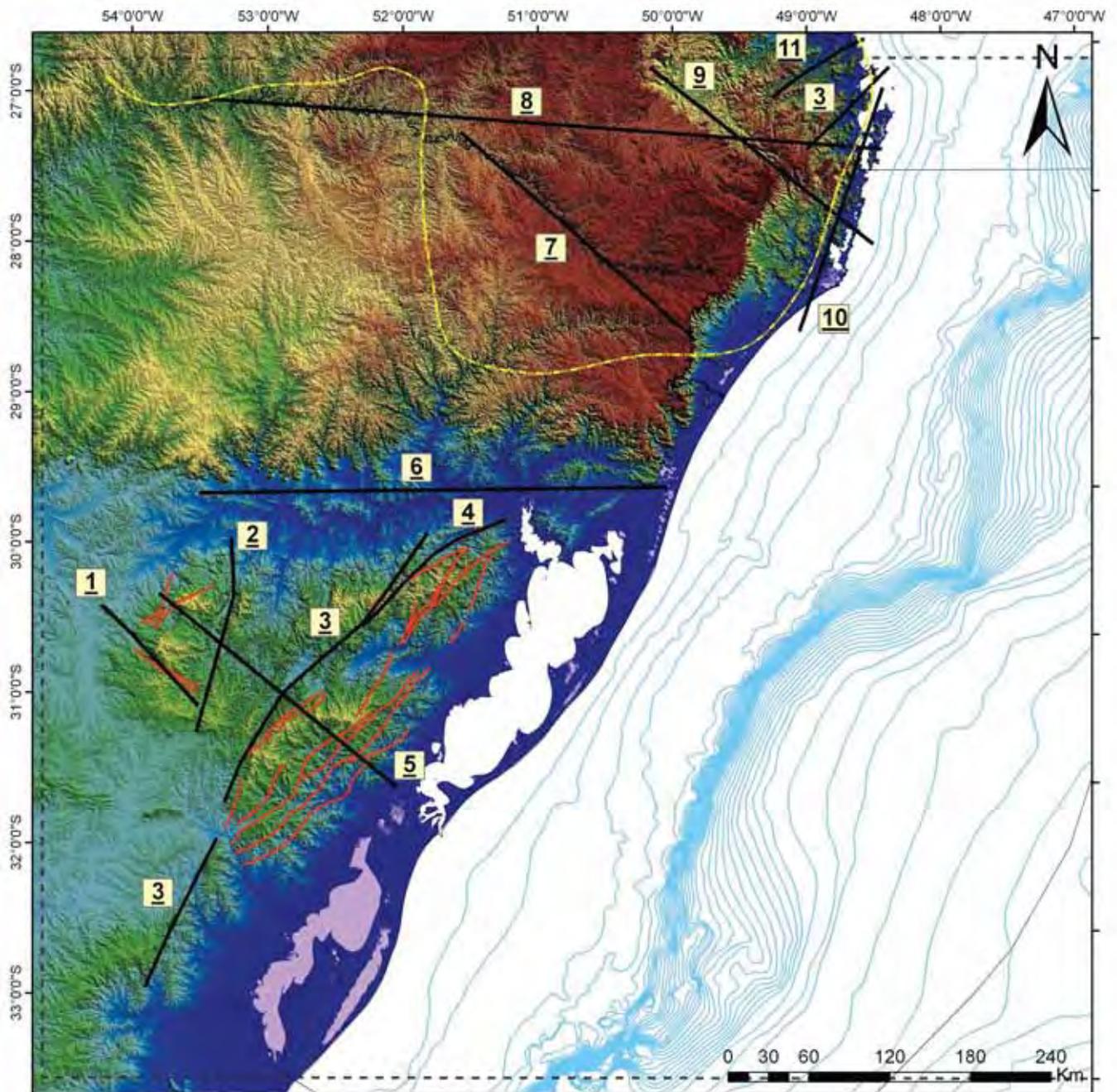


Figura 20 – Imagem SRTM agrupada ilustrando as principais estruturas da área. Em vermelho estão representadas as zonas de cisalhamento compiladas do mapa geológico do Rio Grande do Sul e o tracejado em amarelo corresponde à porção do Sinclinal de Torres que ocorre na área. 1 – Zona de Cisalhamento Ibaré; 2 – Zona de Cisalhamento de Caçapava; 3 – Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (HEILBRON et al., 2004). 4 – Sutura de Porto Alegre; 5 – Arco de São Gabriel; 6 – Lineamento Jacuí-Porto Alegre; 7 – Lineamento de Torres – Rio Pelotas; 8 – Lineamento Rio Uruguai; 9 – Lineamento Tibagi; 10 – Lineamento Garopaba – Imbituba; 11 – Zona de Cisalhamento Itajaí – Faxinal.

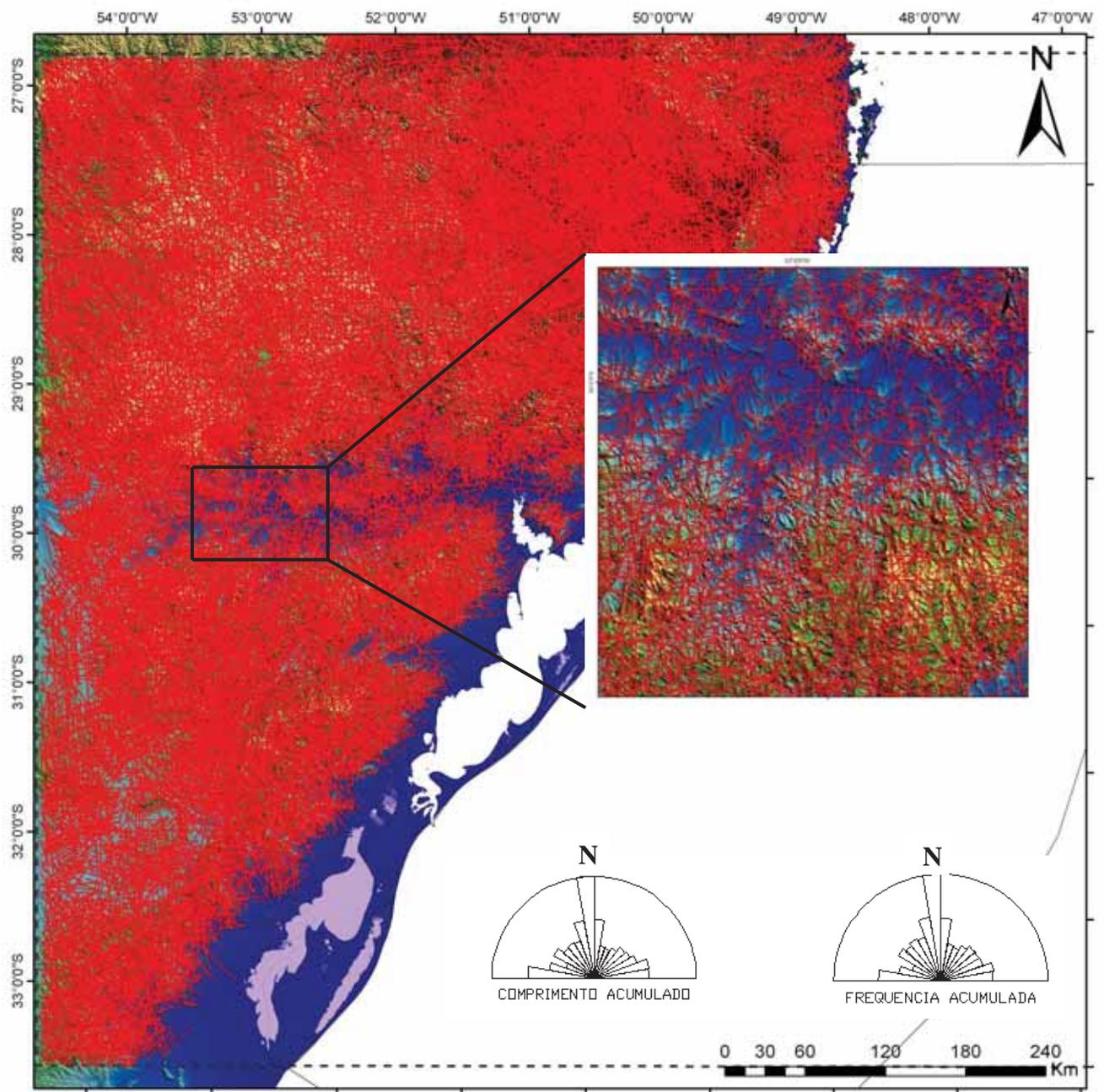


Figura 21 – Imagem SRTM com todos os lineamentos interpretados e com as rosetas de comprimento acumulado e frequência acumulada.

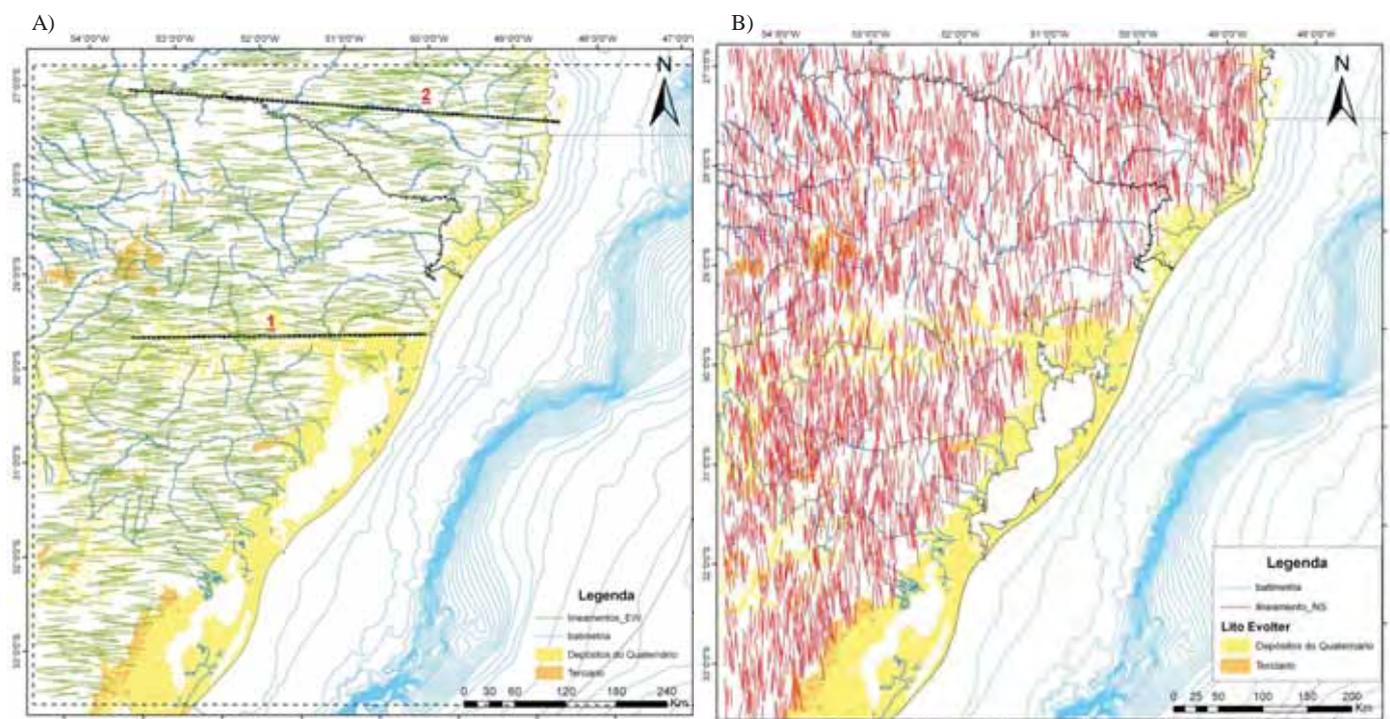


Figura 22 - A) Lineamentos de direção E-W extraídos; B) Lineamentos de direção N-S extraídos. 1) Lineamento Jacuí – Porto Alegre; 2) Lineamento do Rio Uruguai.

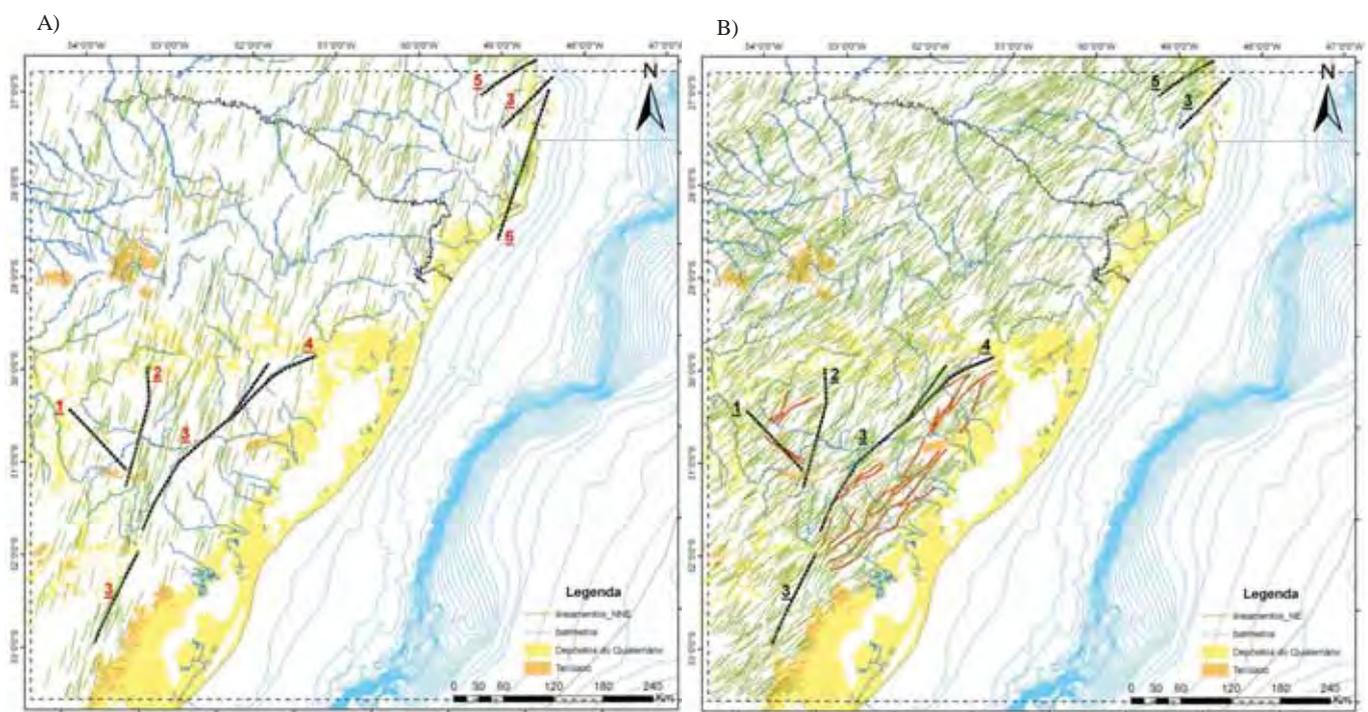


Figura 23 – A) Lineamentos de direção NNE extraídos; B) Lineamentos de direção NE extraídos. 1) Zona de Cisalhamento Ibaré; 2) Zona de Cisalhamento Caçapava; 3) Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu; 4) Sutura de Porto Alegre; 5) Zona de Cisalhamento Itajaí – Faxinal; 6) Lineamento Garopaba – Imbituba.

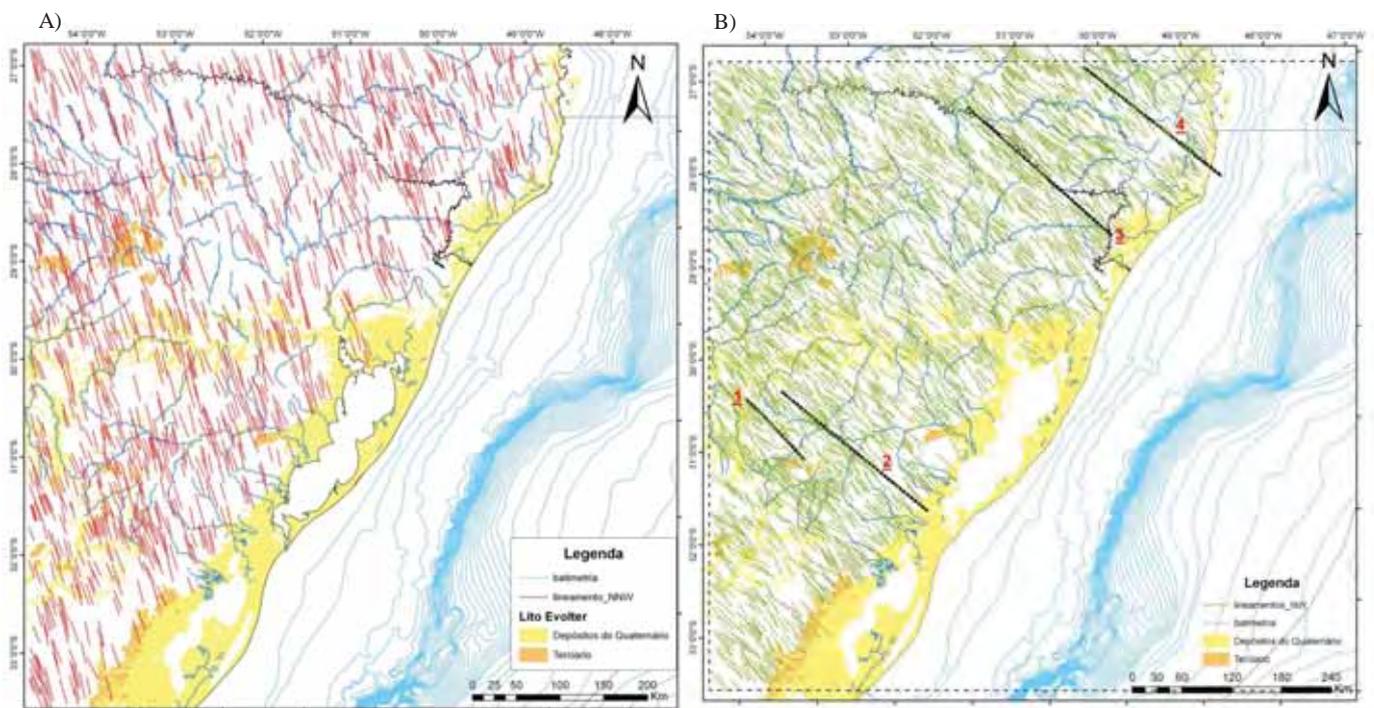


Figura 24 – A) Lineamentos de direção NNW extraídos; B) Lineamentos de direção NW extraídos. 1) Zona de Cisalhamento Ibaré; 2) Arco de São Gabriel; 3) Lineamento Torres – Posadas; 4) Lineamento Tibagi.

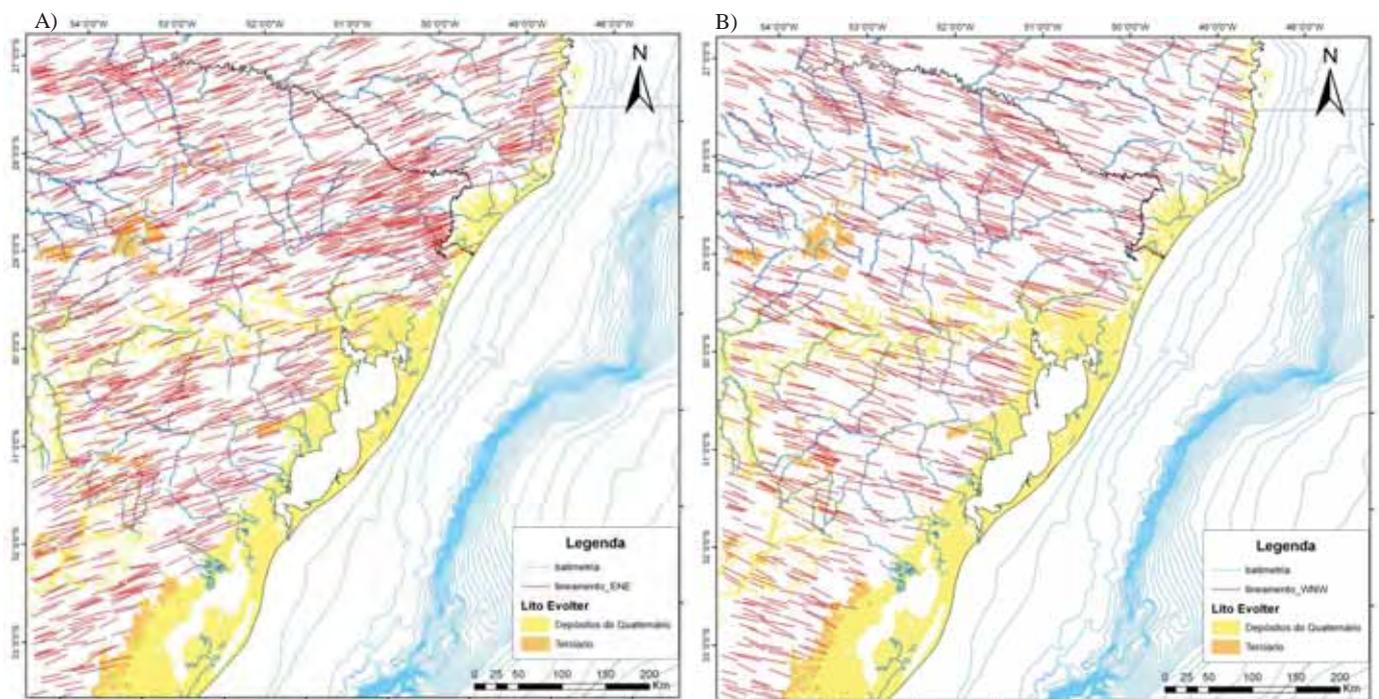


Figura 25 – A) Lineamentos de direção ENE extraídos; B) Lineamentos de direção WNW extraídos.

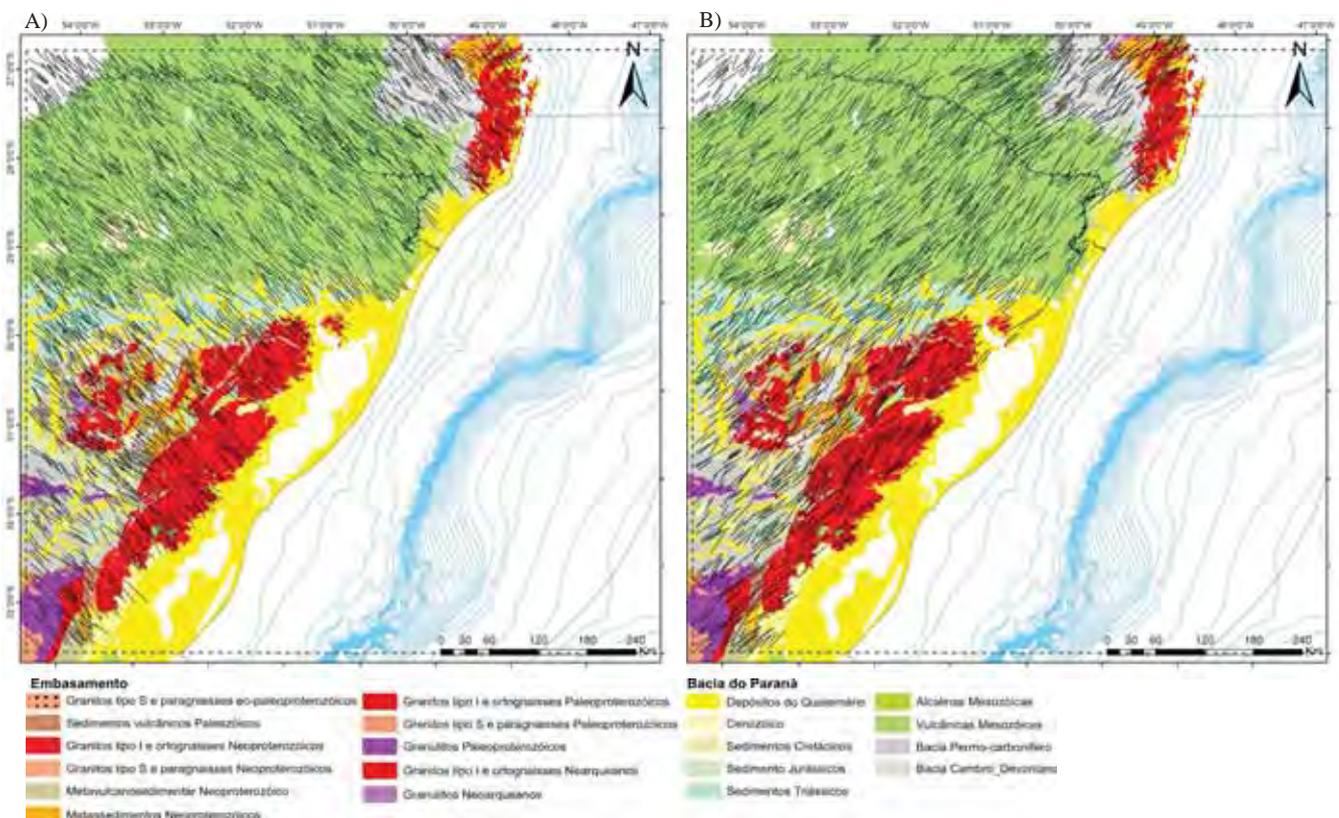


Figura 26 – A) Lineamentos de direção NW visualizados com os sedimentos da Bacia do Paraná e do embasamento pré-cambriano; B) lineamentos de direção NE visualizados com os sedimentos da Bacia do Paraná e do embasamento pré-cambriano.

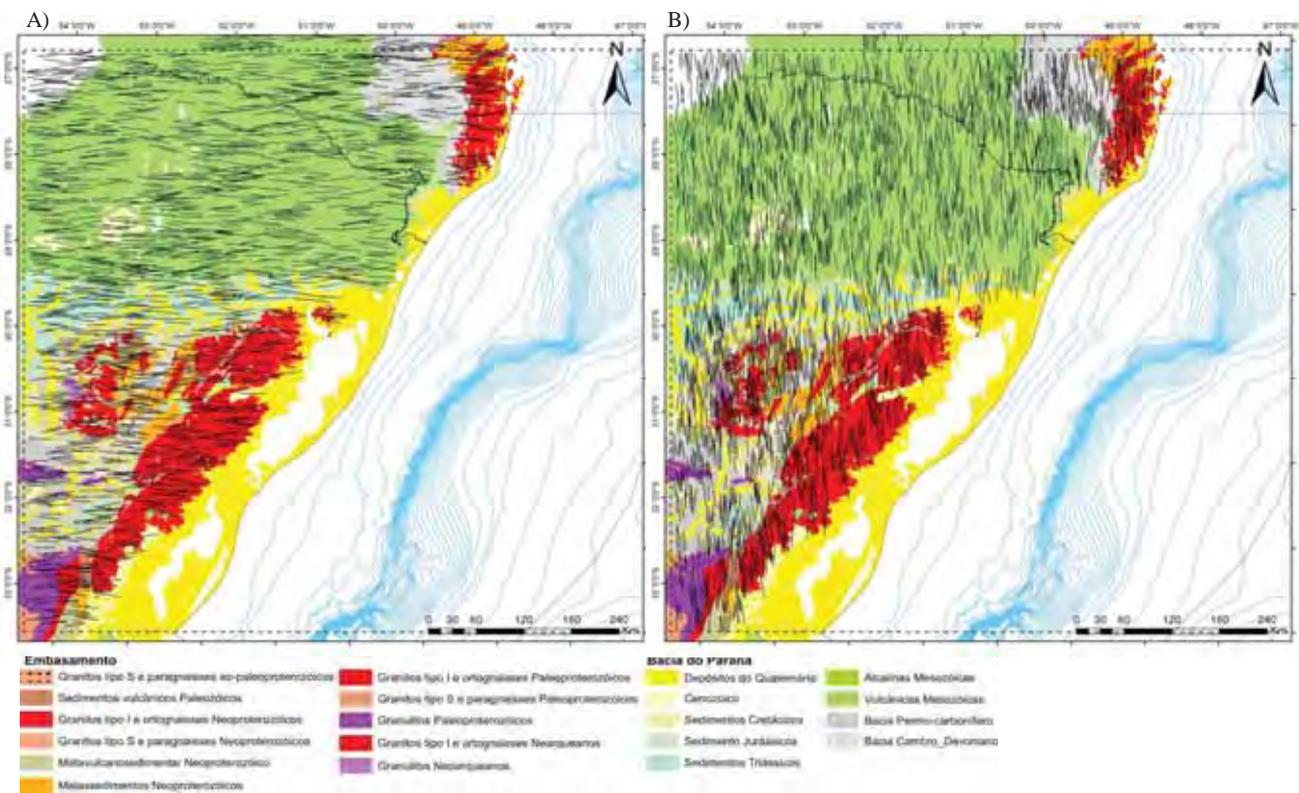


Figura 27 – A) Lineamentos de direção NW visualizados com os sedimentos da Bacia do Paraná e do embasamento pré-cambriano; B) lineamentos de direção NE visualizados com os sedimentos da Bacia do Paraná e do embasamento pré-cambriano.

## **6 – IMAGEM LANDSAT**

Esse tipo de imagem de satélite normalmente é utilizado para a extração de linhas de forma estrutural. As linhas de forma são traços que representam a tendência de orientação da foliação metamórfica local, zonas de cisalhamento e contatos litológicos. Esses traços são inferidos mediante extrapolação de atitudes medidas no campo para pequenas áreas no entorno do ponto de medição ou por fotointerpretação e servem para definir estruturas dúcteis (ex: dobras).

Esses traços são de difícil interpretação, apresentando-se bem marcados em rochas metamórficas, principalmente se essas tiverem alto mergulho.

### **6.1 – Interpretação das Imagens Landsat**

Imagens Landsat foram interpretadas para a extração de linhas de forma, que representam a tendência da foliação metamórfica das rochas pertencentes ao embasamento.

Primeiramente as imagens foram adquiridas em formato \*.tif e posteriormente convertidas para o formato \*.ers no programa ER Mapper 7.2. Depois de convertidas, as imagens tiveram o seu contraste corrigido com a finalidade de ressaltar as estruturas pré-cambrianas presentes na área.

As imagens foram georreferenciadas e mosaicadas para posterior extração das linhas de forma do embasamento aflorante (figura 28).

A figura 29 ilustra as linhas de forma interpretadas. Pode-se observar uma tendência geral NE-SW na orientação da foliação; orientação esta que coincide com a descrita na literatura para o embasamento pré-cambriano da área.

Após a interpretação, as linhas de forma foram exportadas no formato *shapefile* para serem utilizadas em ambiente ArcGis (figura 30).

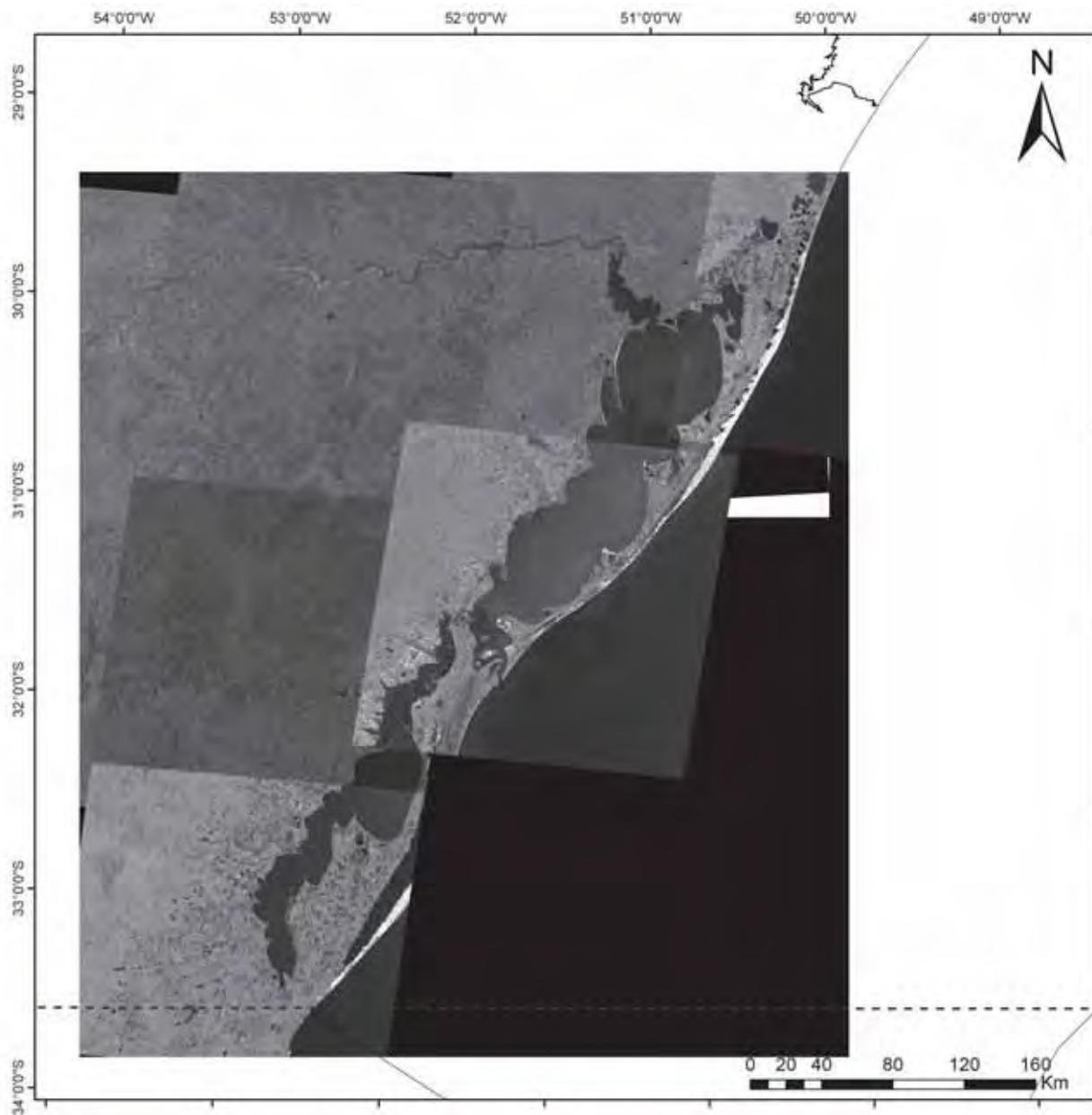


Figura 28 – Ilustração das imagens Landsat depois de georreferenciadas e mosaicadas.

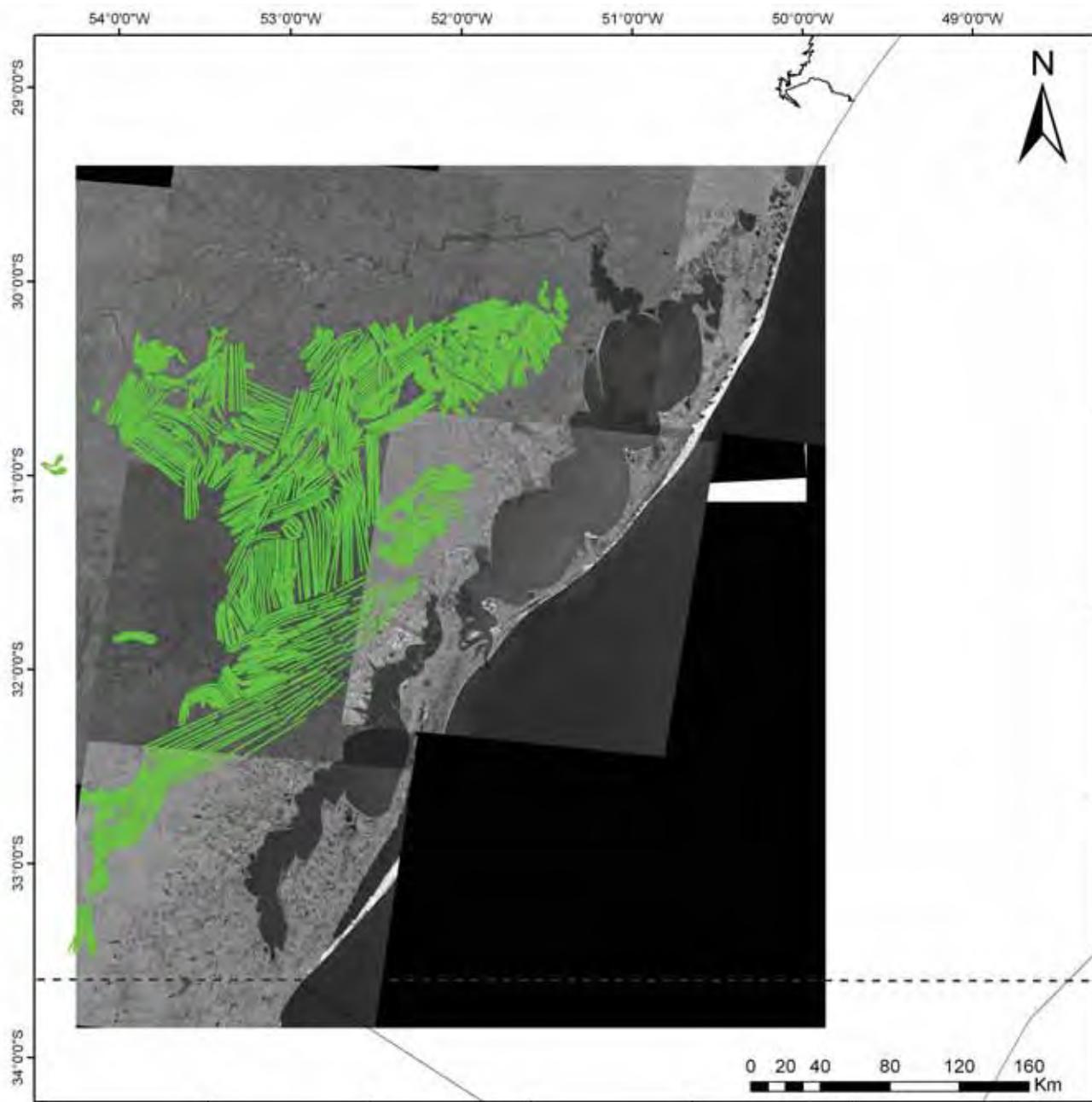
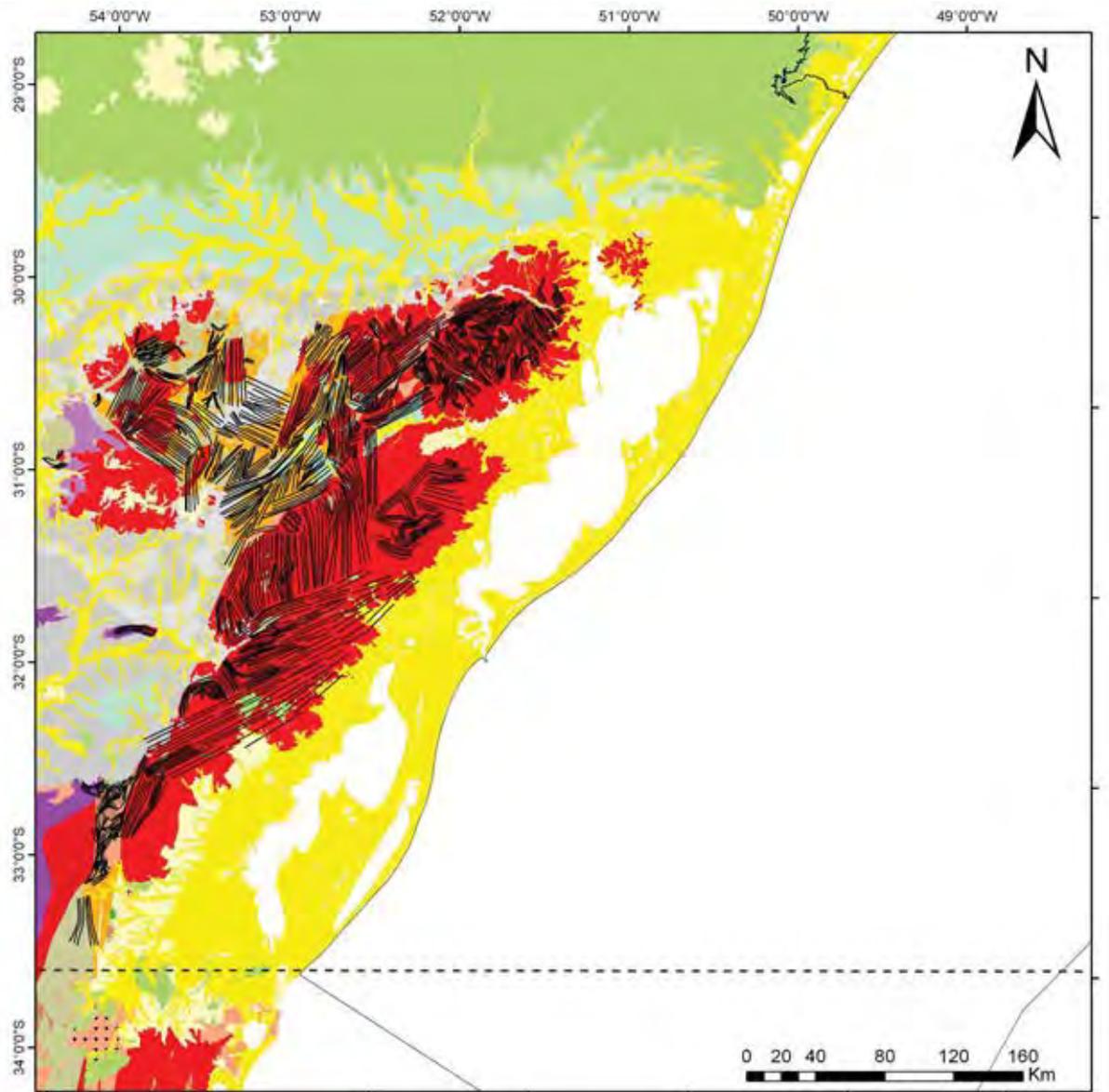


Figura 29 – Imagem landsat com as linhas de forma interpretadas para o embasamento pré-cambriano.



**Embasamento**

- |  |   |
|--|---|
| Granitos tipo S e paragneisses eo-paleoproterozóicos | Granitos tipo I e ortognaisses Paleoproterozóicos |
| Sedimentos vulcânicos Paleozóicos                    | Granitos tipo S e paragneisses Paleoproterozóicos |
| Granitos tipo I e ortognaisses Neoproterozóicos      | Granulitos Paleoproterozóicos                     |
| Granitos tipo S e paragneisses Neoproterozóicos      | Granitos tipo I e ortognaisses Nearqueanos        |
| Metavulcanosedimentar Neoproterozóico                | Granulitos Neoarqueanos                           |
| Metassedimentos Neoproterozóicos                     |   |

**Bacia do Paraná**

- |                          |                         |
|--------------------------|-------------------------|
| Depósitos do Quaternário | Alcalinas Mesozóicas    |
| Cenozóico                | Vulcânicas Mesozóicas   |
| Sedimentos Cretácicos    | Bacia Permo-carbonífero |
| Sedimento Jurássicos     | Bacia Cambro-Devoniano  |
| Sedimentos Triássicos    |                         |

Figura 30 – Integração do mapa geológico da área com as linhas de forma interpretadas.

## 7 – GEOFÍSICA

### **7.1 - Perfilagem Geofísica**

É uma modalidade de técnica empregada em Geofísica Aplicada que consiste em medir no interior dos furos de sondagens determinadas propriedades físicas, tais como a resistividade, a polarização espontânea, a radioatividade etc., ou certos parâmetros geométricos, tais como o diâmetro do poço, com a finalidade de adquirir o máximo de informações ao longo de cada poço de prospecção. Esse tipo de perfilagem é de grande importância para a indústria do petróleo.

A instrumentação necessária para a perfilagem de poço é alojada num tubo de metal cilíndrico conhecido como *sonda*. As sondas são suspensas no poço por um cabo blindado multinúcleo e baixadas até a base da seção do poço a ser registrada, sendo feito o registro enquanto a sonda é içada de volta através da seção. A instrumentação de superfície, incluindo registradores, polias de cabo e guinchos, é geralmente instalada num caminhão de aquisição especial localizado próximo à boca do poço. As sondas normalmente contêm combinações de ferramentas de perfilagem que não interferem umas com as outras, de forma que um amplo conjunto de perfis geofísicos pode ser obtido com um número limitado de perfilagens.

As perfilagens geofísicas formam um conjunto importante de técnicas que informam com precisão um grande número de propriedades físicas das rochas. Utilizam-se frequentemente as seguintes perfilagens geofísicas: elétricas (resistividade, polarização espontânea), nucleares (nêutron, densidade de formação, gama), acústica, mergulho das camadas e inclinação dos poços, e temperatura.

Os registros de poços auxiliam na interpretação estrutural, estratigráfica e litológica dos registros sísmicos de superfície, permitindo: a determinação de velocidades sísmicas com precisão, a identificação de camadas litológicas nas seções sísmicas, o controle da qualidade dos dados sísmicos de superfície, e o conhecimento de situações geológicas abaixo do fundo do poço.

Algumas aplicações desses registros obtidos na perfilagem geofísica são: medida das resistividades aparentes com o auxílio do perfil de resistividade; identificação de camadas permeáveis, sendo os perfis mais usados o de potencial espontâneo (SP), de raio gama (GR) e o microperfil (ML); determinação da radioatividade utilizando o perfil nêutron; medição da

densidade das rochas atravessadas por meio do perfil de densidade de formação; medição da velocidade de propagação de uma onda sonora através das formações com o auxílio da perfilagem acústica; determinação da resistividade da água de formação utilizando o perfil SP; determinação da porosidade a partir dos perfis de densidade e nêutron; e determinação da quantidade de argila utilizando os perfis SP e GR.

Dentre os diversos registros de poço, os mais utilizados neste trabalho foram os perfis de densidade e sônico, para a confecção dos sismogramas sintéticos.

## **7.2 - Sísmica de Reflexão**

A sísmica de reflexão tem como principal objetivo obter informações sobre o comportamento das rochas e como estas estão dispostas em subsuperfície, a partir da observação dos tempos de trânsito das ondas sísmicas, além das variações na amplitude, frequência e forma da onda. É aplicada na determinação de profundidades a que se encontram as superfícies refletoras, bem como as velocidades sísmicas das rochas que compõem as várias camadas.

Esta ferramenta da geofísica foi desenvolvida para ser utilizada pela prospecção petrolífera e é processada para ser interpretada através da seção sísmica construída diretamente sobre o sismograma, e não por meio de gráficos tempo x distância como na refração. Este fato representa um grande avanço na sísmica de reflexão, pois este procedimento possibilita a identificação de uma quantidade grande de feições estruturais que seriam impraticáveis apenas com a interpretação do gráfico tempo x distância (DOURADO, 2001).

Essa técnica consiste em gerar artificialmente ondas elásticas na superfície da terra ou da água através de uma fonte (ex: explosivo) e medir o tempo que a onda percorreu dentro da camada, no caminho entre a fonte e um conjunto de receptores (figura 31). Esse tempo de viagem da onda é conhecido com o tempo de trânsito.

No processo de aquisição sísmica, as ondas, ao retornarem da subsuperfície são capturadas por receptores que transformam a vibração do solo, sinal sísmico, em sinal elétrico (figura 31). Esses sinais são armazenados e formarão um sismograma.

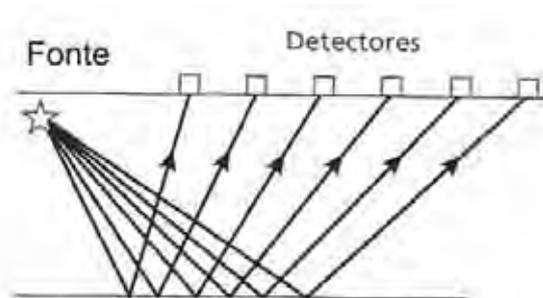


Figura 31– Ilustração da geração de uma frente de ondas, por uma fonte, que se propaga nas camadas inferiores. Ao encontrar uma interface parte da onda se reflete e parte se refrata. A onda refletida retorna à superfície onde os refletores capturam sua chegada.

O sismograma (figura 32) pode ser definido como uma matriz em que as colunas são os índices dos receptores, as linhas, os índices dos instantes de tempo, e em seu conteúdo são armazenadas as amplitudes das ondas capturadas.

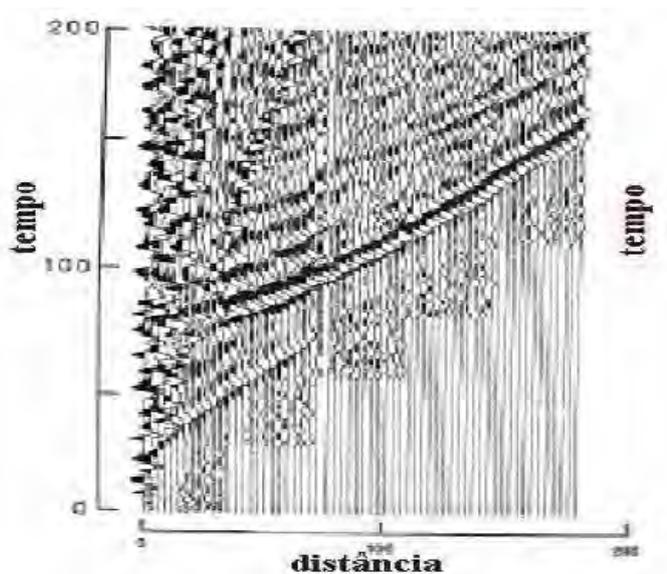


Figura 32 – Ilustração de um sismograma hipotético. (DOURADO, 2001)

As seções sísmicas são conseguidas colocando-se os sismogramas lado a lado após os mesmos passarem por uma série de correções e de processamentos que visam melhorar a qualidade das seções e realçar as feições geológicas a serem estudadas (DOURADO, 2001).

A interpretação sísmica parte da premissa de que o contraste da impedância acústica (velocidade x densidade) em subsuperfície, representado pelas imagens sísmicas, tem sua origem na mudança das propriedades elásticas das camadas. A identificação e o rastreamento dessas mudanças nas propriedades elásticas ao longo das diferentes imagens sísmicas, sejam

elas 2D ou 3D, ilustram o comportamento geológico, ou seja, entre outras informações, a sísmica pode nos dar noção sobre o comportamento das camadas em profundidade, estruturas presentes e em alguns casos indícios de hidrocarbonetos.

A sísmica 2D é importante para análises estruturais de grandes áreas, permitindo também a análise detalhada de toda a formação geológica de uma extensa região.

### 7.2.1 – Interpretação Sísmica

Nessa etapa, com o auxílio dos registros de perfilagem sônica, densidade e raio gama de três poços, foram analisadas e interpretadas vinte e três seções sísmicas localizadas na parte submersa da Bacia de Pelotas.

Primeiramente foi criado um banco de dados no software Geographix (Landmark Graphics) onde foram carregados os dados sísmicos 2D e de poços. Após este procedimento, utilizando-se os registros sônico e densidade, reflexão primária, pulso Ricker, frequência principal de 24 a 30 Hz e amostragem de 4 ms, foram gerados sismogramas sintéticos por meio do programa Syntool, sendo esses sismogramas usados posteriormente para a calibração dos horizontes a serem interpretados nas seções sísmicas. Houve a geração de sismograma sintético de dois poços, sendo eles: 1 RSS 0002 RS e 2 BPS 0006A BP. Dos dois sismogramas sintéticos gerados, apenas o do poço 1 RSS 0002 RS (figura 33) foi utilizado, pois o outro poço não está localizado próximo às linhas adquiridas.

Com base na literatura e com a ajuda da descrição estratigráfica dos poços, foram identificados no sismograma sintético os principais horizontes a serem interpretados, sendo eles: topo do Rifte, topo do Albiano, topo do Cretáceo Superior, topo do Eoceno e topo do Mioceno (figura 33).

Alguns trabalhos sobre a Bacia de Pelotas, como os de Ayup-Zouain & Barboza (2006) e Rosa (2007), apresentam o horizonte do topo do Embasamento interpretado. Esses trabalhos possuem seções sísmicas interpretadas na porção sul da bacia. Rosa (2007) define o embasamento como sendo caracterizado por fácies sísmicas com padrão de configuração transparente ou sem reflexão (*reflection free zone*) em direção ao continente e com padrão de configuração caótico em direção à bacia distal. Ainda de acordo com a autora, encontram-se dispostas sobre o embasamento sismofácies de baixa continuidade e amplitude variada, que formam cunhas interestratificadas com o embasamento, representando os basaltos que

compõem os *seaward dipping reflectors* (SDR's). Sua ocorrência limita-se a região proximal da bacia.

Neste trabalho a interpretação do topo do embasamento foi feita com base em trabalhos já publicados e em dados de poços. De acordo com essas fontes, o embasamento da bacia corresponde aos basaltos da Formação Serra Geral sobre o qual a bacia se assentou e, não ao embasamento cristalino como encontrado em outras bacias localizadas mais ao norte.

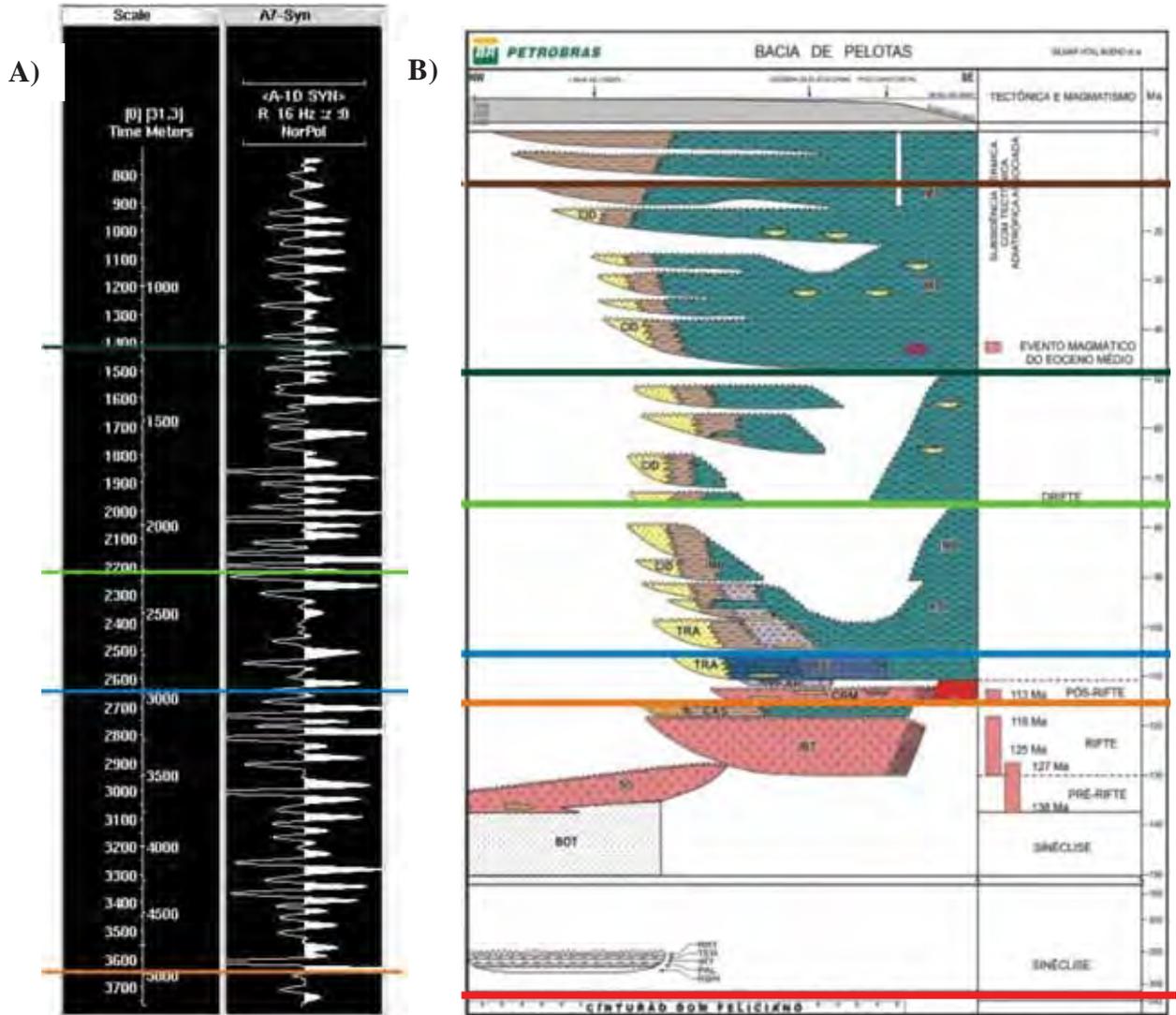


Figura 33 – A) – Sismograma sintético do poço 1 RSS 0002 RS com alguns dos horizontes interpretados representado; B) Carta estratigráfica da bacia ilustrando os horizontes interpretados. (Vermelho – topo do Embasamento; Laranja – topo do Rifte, Azul – topo do Albiano; Verde claro – topo do Cretáceo Superior; Verde escuro – topo do Eoceno; e Marrom – topo do Mioceno).

Depois de devidamente identificados os horizontes a serem interpretados e de confeccionado o sismograma sintético, este foi colocado sobre as seções sísmicas (figura 34) para a identificação dos refletores correspondentes aos horizontes e, utilizando-se o software Seisvision 2D, esses mesmos horizontes foram interpretados, assim como as estruturas presentes nas seções sísmicas. Os horizontes escolhidos representam discordâncias sendo dessa forma bons horizontes para a interpretação sísmica.

No caso das seções sísmicas que não possuíam poços para a confecção de sismogramas sintéticos, ou no caso de poços que não possuíam os registros já mencionados, a calibração dos horizontes foi feita a partir da intersecção desses com linhas calibradas por poços.

As seções estão representadas na escala de amarelo e preto, pois essa é a escala que nos permite uma melhor visualização das estruturas encontradas.

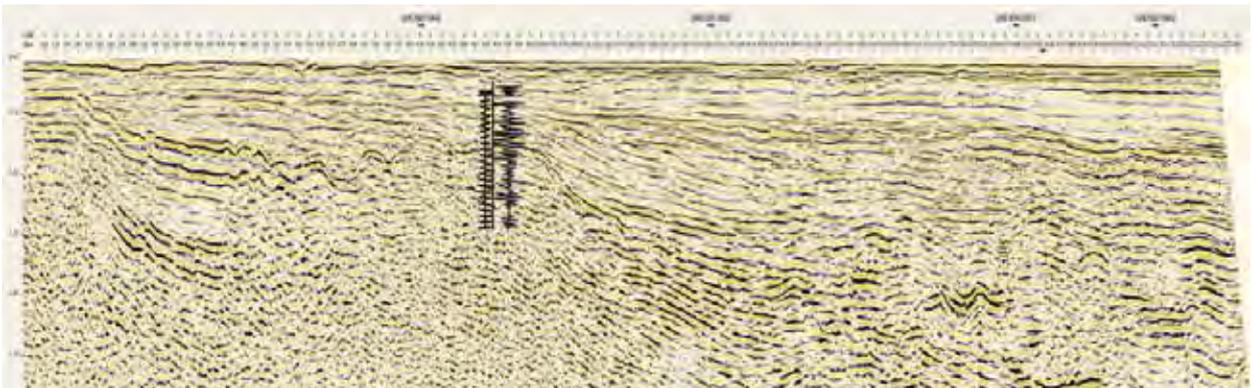


Figura 34 – Seção sísmica hipotética ilustrando a calibração dos horizontes utilizando o sismograma sintético.

Com base na interpretação das seções observa-se que a estruturação da bacia é representada predominantemente por falhas normais que originam horsts e grábens e por poucas falhas inversas, constituindo uma típica bacia de margem passiva.

A figura 35 ilustra a localização dos dados interpretados.

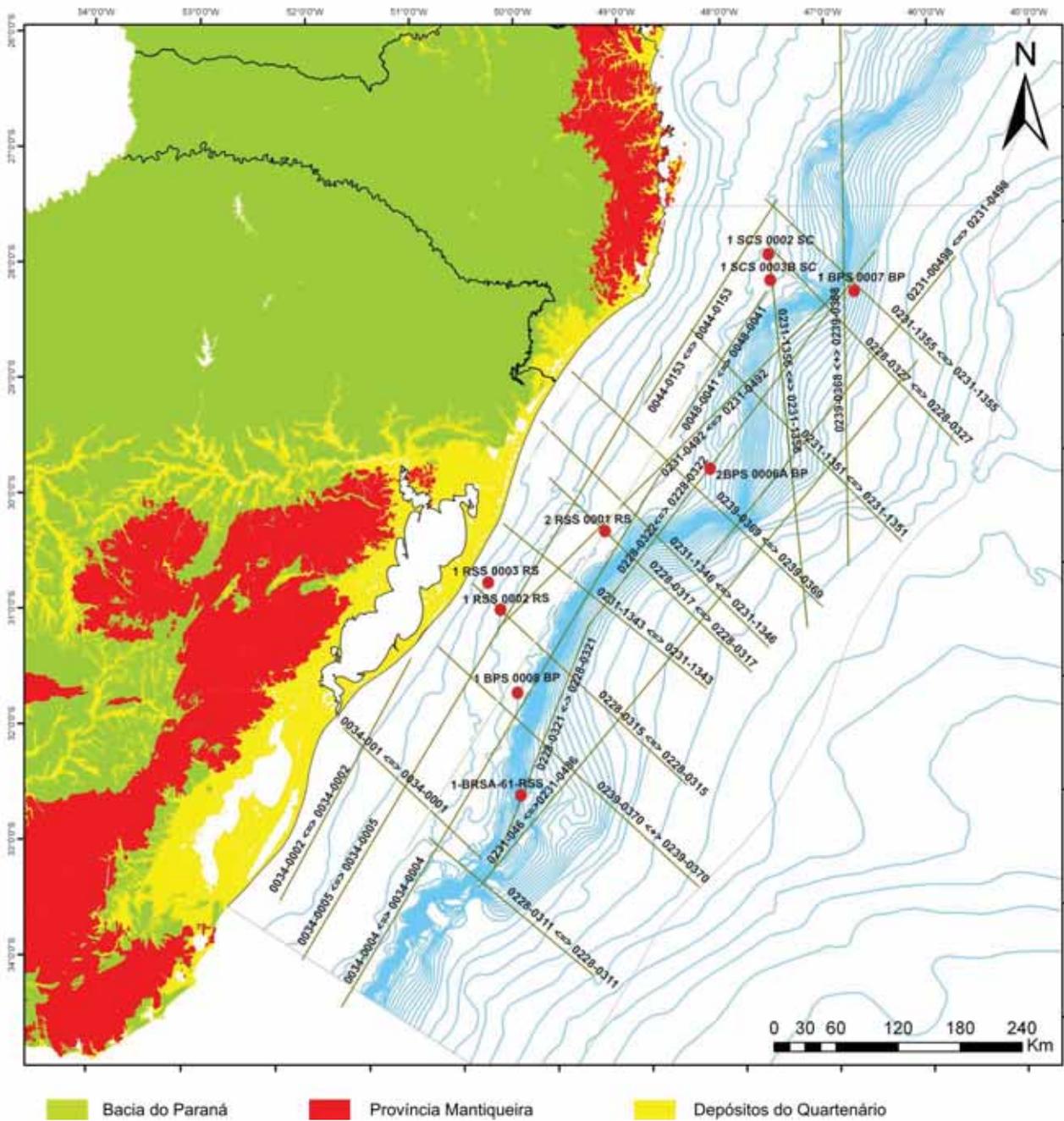


Figura 35 – Localização dos dados interpretados.

### Seções sísmicas de direção dip (Anexos 01 a 05)

As seções *dip* possuem direção NW-SE, ou seja, são perpendiculares à linha de costa. Nessas seções podemos observar a quebra da plataforma, o mergulho das camadas e o aporte sedimentar da bacia (cunhas de sedimentação).

Sendo as seções *dips* perpendiculares à linha de costa, é possível de se observar as linhas de charneiras resultantes da quebra dos continentes durante a separação entre o Brasil e a África. Essas linhas de charneira podem ser visualizadas nas seções que não estão próximas ao Baixo de Mostardas, pois nessa região os componentes estruturais da bacia sofrem inflexão em direção à linha de costa (figura 36).

A Zona de Falha do Rio Grande corresponde à área de ocorrência das linhas de charneira na Bacia de Pelotas. Nesta zona as falhas normais principais ocorrem inclinadas para o oceano, mas predominam falhas normais antitéticas (figura 36).

Algumas seções sísmicas que interceptam a Zona de Fratura de Porto Alegre (ex: figura 36 e Anexo 01 – seção 0231-1351) apresentam maior ocorrência de falhas atingindo horizontes mais novos (ex: Mioceno), fato este que pode estar relacionado à neotectônica. O horizonte do Rifte também é afetado por um maior número de falhas demonstrando a importância dessa zona de fratura na evolução da bacia.

No geral, as falhas de maior extensão afetam o horizonte do Rifte ou no máximo o horizonte do Albiano.

Nas seções sísmicas próximas à Plataforma de Florianópolis há a ocorrência de SDR's (*seaward dipping reflectors*) e de algumas feições vulcânicas afetando os horizontes do Rifte e do Albiano (ex : figura 37 e Anexo 02 – seção 0228-0327).

Em algumas seções podemos observar como se deu o aporte sedimentar na região da Plataforma de Florianópolis (figura 37 e Anexo 02 – seções 0231-1355 e 0228-0327) e do Cone do Rio Grande (Anexo 03 – seção 0239-0370).

Em seções que interceptam o Cone do Rio Grande, o horizonte do Mioceno se encontra perturbado e intensamente afetado por falhas. Podemos observar os refletores “dobrados” formando diápiros de folhelhos. O horizonte do Rifte também possui um maior número de falhas, podendo este fato estar relacionado com a proximidade da região com a Zona de Fratura do Chuí.

De um modo geral, as falhas que afetam os horizontes não possuem grande rejeito e as principais estruturas interpretadas correspondem a horstes e grábens. As falhas, em sua maioria, são normais.

Os refletores se apresentam contínuos sem grandes perturbações, com exceção ao horizonte do Mioceno na região do Cone do Rio Grande.

Não são observadas muitas reativações das falhas mais antigas, pois a maioria delas ocorre afetando somente o horizonte do topo do Rifte.

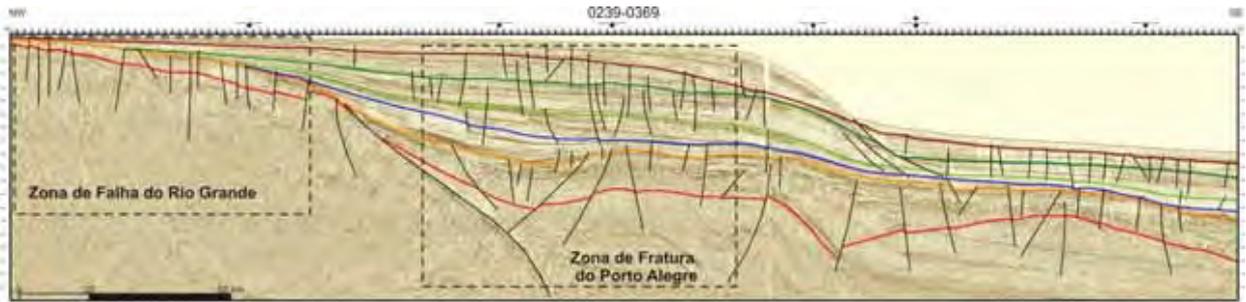


Figura 36 – Ilustração da Zona de Falha do Rio Grande e da Zona de Fratura de Porto Alegre.

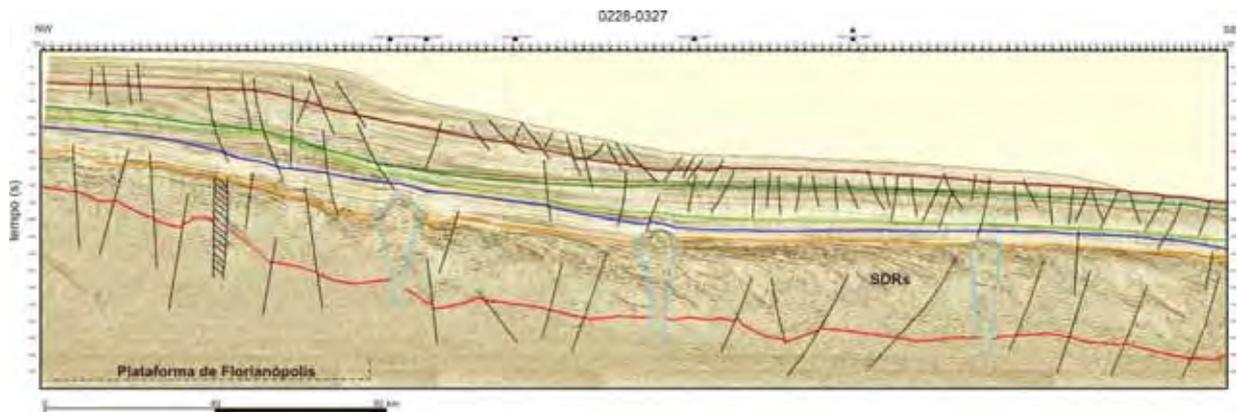


Figura 37 – Ilustração da Plataforma de Florianópolis e da ocorrência de SDR's.

#### Seções sísmicas de direção strike (Anexos 06 a 14)

As seções *strike* possuem direção SW-NE, sendo subparalelas à linha de costa. Nessas seções encontram-se bem destacadas feições da porção *offshore* da bacia, como o Cone do Rio Grande e os altos e baixos estruturais do embasamento (Baixo de Mostardas, Arco de Torres, Alto de Polônio etc.) (figuras 38 e 39).

As zonas de fratura do Rio Grande e do Chuí e o lineamento de Porto Alegre apresentam direção E-W, podendo ser mapeadas nas seções *strikes*. Essas feições se encontram associadas a altos estruturais (ex: Anexo 06 – seção 0034-0005) como pode ser observado através da interpretação do horizonte do topo do embasamento (figuras 38 e 39).

Nas seções *strikes* é possível de se observar maior reativação das falhas quando comparadas às seções *dip*, conforme descrito a seguir.

Seções localizadas na região do Cone do Rio Grande (figura 38 e Anexo 07 – seção 0228-0321 e Anexo 08 – seção 0231-0486) nos mostram que os horizontes acima do Eoceno se apresentam perturbados, havendo a formação de diápiros de folhelhos, sendo estes resultantes da rápida deposição de sedimentos e da sobrecarga sedimentar. Também há o espessamento no horizonte do Mioceno e grande incidência de falhas afetando seus horizontes.

Seções que interceptam o Baixo de Mostardas (ex: figura 39 e Anexo 06 - seção 0034-0005) nos mostram que essa feição se apresenta controlada por falhas normais. Através da interpretação de falhas afetando horizontes acima do Mioceno, é possível sugerir que esta região esteve ativa até o Recente (ex: Anexo 06 - seção 0034-0004).

A Zona de Fratura do Chuí (figura 39 e Anexo 06 – seções 0034-0005 e 0034-0004) apresenta alguns possíveis altos estruturais onde há maior incidência de falhas afetando os seus horizontes.

Algumas seções sísmicas que interceptam a Zona de Fratura de Porto Alegre apresentam para essa região um alto estrutural, de direção NW-SE, que corresponde ao Arco de Torres (ex: figuras 38 e 39 e Anexo 08 – seção 0231-0486) e outras, uma maior incidência de falhas afetando horizontes mais novos, como o Mioceno (ex: Anexo 09 – seção 0231-0492), que corresponderia à atividade neotectônica.

Em algumas seções, feições vulcânicas podem ser visualizadas em regiões próximas à Plataforma de Florianópolis (ex: Anexo 08 – seção 0231-0498). Essas feições afetam o horizonte do Rifte, do Albiano e, em alguns casos, perturbam também o horizonte do Cretáceo Superior. Estão relacionadas com a Formação Curumim que ocorre na porção norte da bacia.

Nas seções *strike* os refletores são menos contínuos quando comparados com os das seções *dip*. Isto se deve ao fato daquelas interceptarem baixos e altos estruturais, zonas de fraturas e a região do Cone do Rio Grande.

Bem como nas seções *dip*, as falhas de maior extensão ocorrem afetando os basaltos da fase rifte, sendo predominante normais e originando como estruturas horstes e grabens.

A interpretação de seções sísmica na região da Zona de Fratura de Porto Alegre nos leva a concluir, juntamente com a bibliografia consultada, que o prolongamento do Sinclinal de Torres para dentro da bacia corresponderia a um alto estrutural, já que na literatura o Arco de Torres é citado como um alto do embasamento. Além do traçado do topo do Embasamento, pode-se confirmar a presença deste alto estrutural através dos refletores localizados abaixo dos horizontes do Embasamento e do Rifte, pois esses acompanham o relevo do fundo oceânico formando um arco.

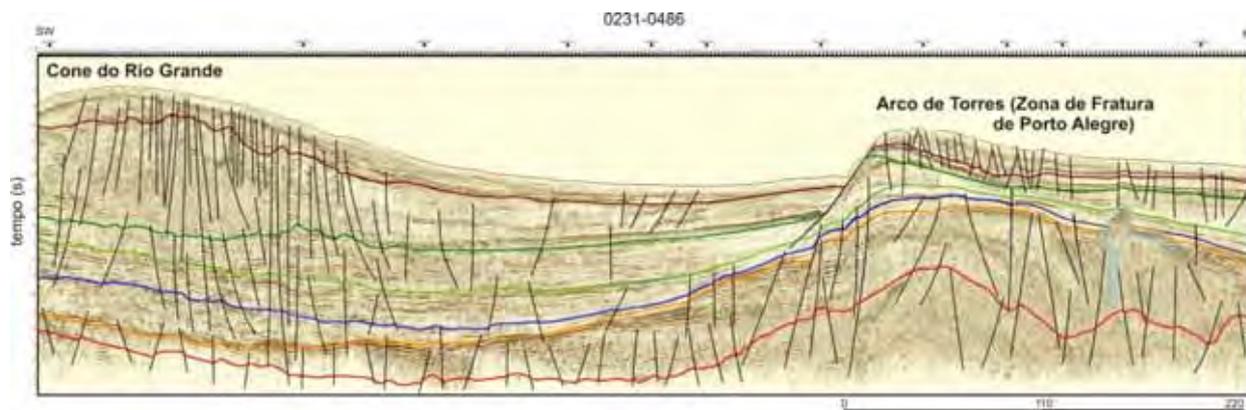


Figura 38 – Ilustração da região do Cone do Rio Grande e da Zona de Fratura de Porto Alegre.

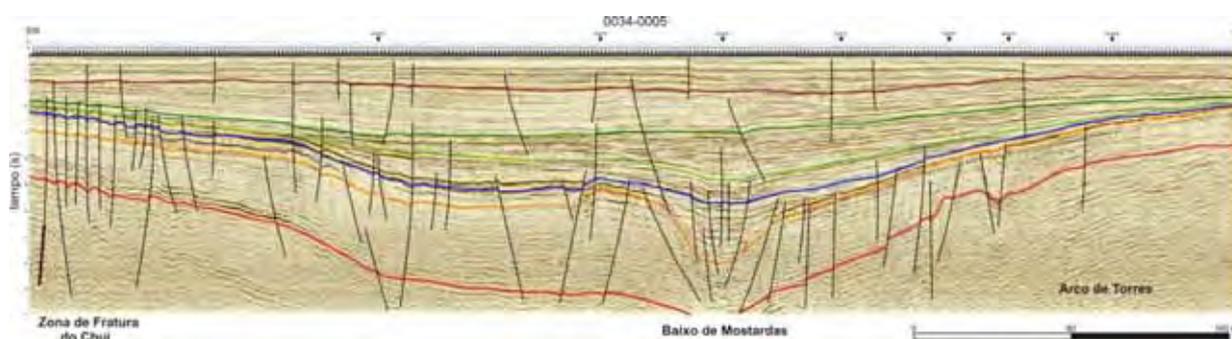


Figura 39 – Ilustração da região da Zona de Fratura do Chuí, Baixo de Mostardas e Arco de Torres (Zona de Fratura de Porto Alegre).

### 7.3 – Gravimetria

Esse método é baseado no fato de que diferentes distribuições de densidade abaixo da superfície provocam distorções no campo gravitacional normal que envolve a Terra. Consiste em obter a atração que o material da subsuperfície exerce sobre uma massa de prova localizada no instrumento de medidas. Esta atração é registrada em termos da aceleração com que a massa de prova é atraída. As distorções dos valores normais (anomalias) são interpretadas como o resultado de variações laterais na densidade dos materiais da subsuperfície, podendo ser provocadas por estruturas geológicas ou depósitos de minérios (LUIZ & SILVA, 1995).

Na geologia de petróleo este método pode ser utilizado para delimitar corpos salinos, cuja anomalia é caracterizada por um baixo gravimétrico algumas vezes superior a 20mGal; anticlinais, que normalmente produzem anomalias gravimétricas altas; falhas, as quais possuem anomalias de forte gradiente horizontal sendo caracterizado nos mapas por uma maior densidade de contornos; e a espessura dos sedimentos da bacia.

### 7.3.1 – Interpretação do Mapa Gravimétrico

Primeiramente, os dados adquiridos foram carregados no programa Oasis Montaj (Geosoft) para a realização de um pré-processamento, cujo objetivo é avaliar a existência de possíveis erros e fazer a remoção dos mesmos. A técnica utilizada na interpolação foi a da mínima curvatura com cada célula do *grid* possuindo 4 km.

Nesse método não foi utilizado nenhum tipo de tratamento, somente a correção Bouguer que elimina o efeito gravitacional da porção crustal existente entre o ponto de medida e o nível do mar em áreas continentais. O resultado foi a geração do mapa de anomalia Bouguer sombreado. Foi escolhido o mapa sombreado, pois esse facilita a visualização das estruturas presentes.

O mapa gravimétrico interpretado abrange desde o sul do Estado de São Paulo até a parte norte do Uruguai. A interpretação das estruturas em uma área maior do que a área de estudo do trabalho teve como intuito visualizar a continuidade e influências destas para dentro da área em questão (figura 40).

O mapa gravimétrico foi interpretado no programa ArcMap para o reconhecimento de estruturas. As estruturas foram traçadas sobre faixas retilíneas com elevado gradiente, sendo reconhecidas pelo adensamento das curvas de isovalores, ou por mudanças bruscas de direção, os quais podem corresponder às falhas em profundidade (figura 41).

Através da interpretação do mapa gravimétrico, podemos observar direções N-S, NE-SW, E-W e NW-SE. Com exceção das estruturas N-S, as demais estruturas estariam relacionadas à herança tectônica do embasamento.

A região do Sinclinal de Torres possui lineamentos de direções NW-SE e NE-SW.

Com base na interpretação do mapa pode-se notar a correspondência de alguns lineamentos interpretados com algumas zonas de cisalhamento e lineamentos da área de estudo (figura 17). Os lineamentos presentes na área que foram encontrados no mapa gravimétrico correspondem ao Lineamento Jacuí - Porto Alegre (ou Lineamento Bento Gonçalves, Zálán et al. 1990), de direção E-W, o Lineamento Tibagi, de direção NW-SE, e o Lineamento Garopaba-Imbituba, de direção NNE-SSW. A Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, de direção geral NE-SW, também se apresenta bem marcada, o que possibilitou a interpretação da mesma (figura 41).

A descontinuidade gravimétrica de direção geral N-S, que se estende para o sul até o Uruguai e para norte sob os sedimentos da Bacia do Paraná, corresponde a Sutura de São Gabriel e se encontra bem proeminente no mapa gravimétrico interpretado.

A partir do mapa foi possível visualizar o prolongamento da Zona de Fratura de Porto Alegre (*offshore*) para dentro do continente, correspondendo esse prolongamento ao Lineamento Jacuí – Porto Alegre (figura 41) (ou Lineamento Bento Gonçalves, Zálan et al., 1990).

No extremo sul da área de estudo se encontra a Anomalia Lagoa Mirim representada por um alto gravimétrico de direção NE-SW (figura 41).

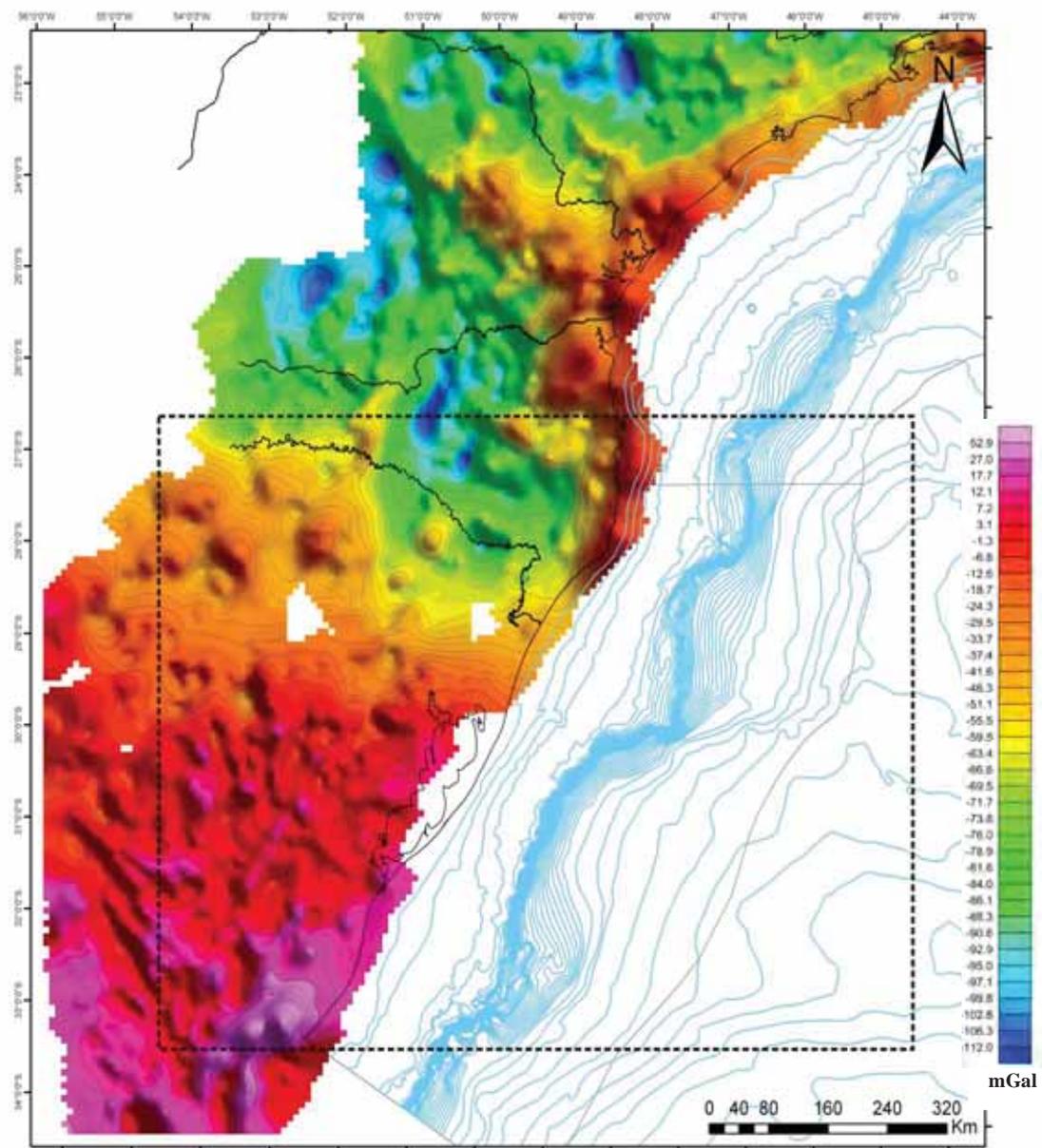


Figura 40 – Área do mapa de anomalia Bouguer interpretado. Em destaque se encontra a área de estudo do trabalho.

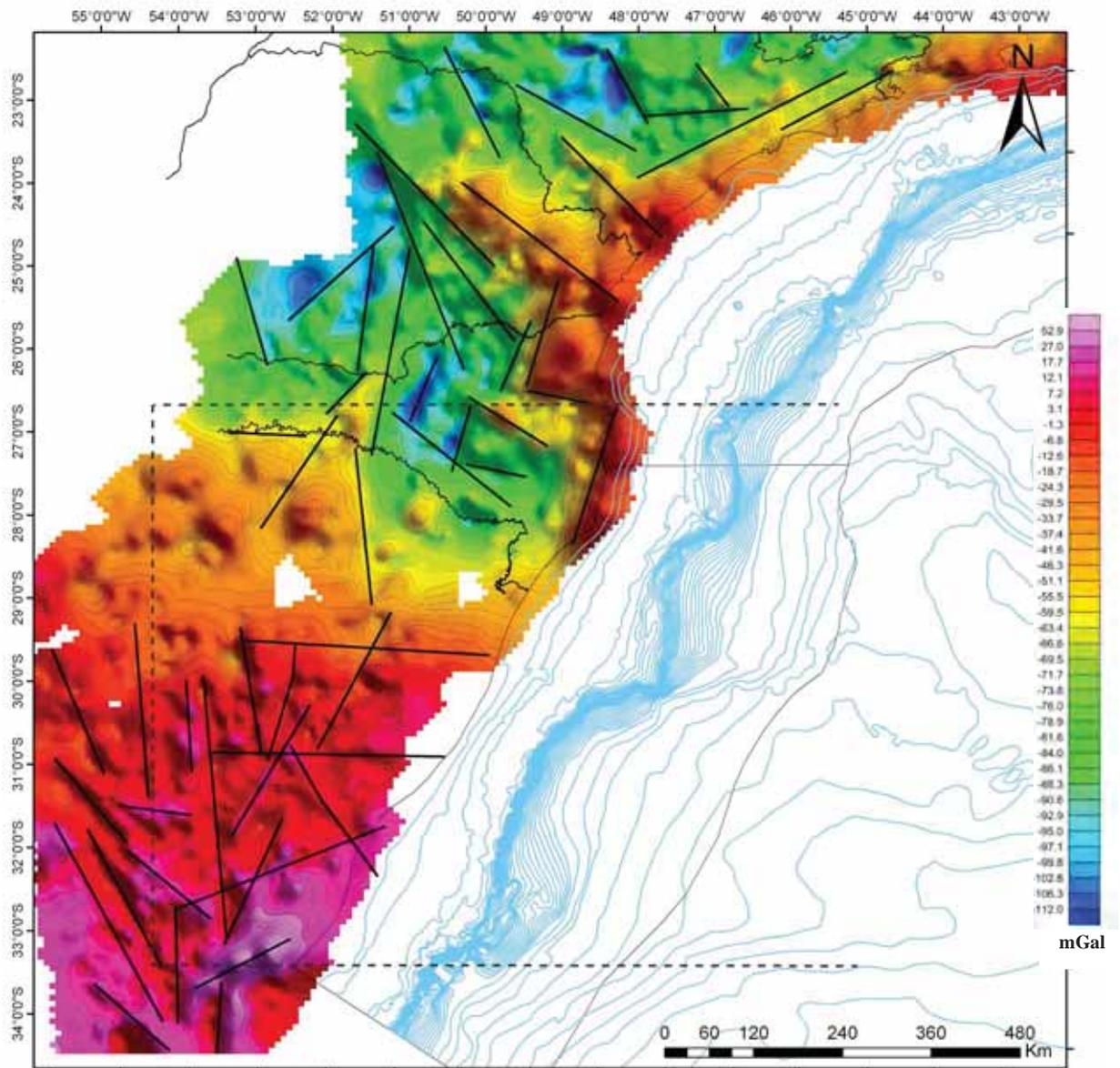


Figura 41 – Mapa gravimétrico com os lineamentos interpretados. A área de estudo está destacada em tracejado.

#### 7.4 – Aeromagnetometria

Esse método baseia-se no fato de que concentrações de minerais magnéticos nas rochas da crosta produzem distorções locais nos elementos do campo magnético da Terra (intensidade, declinação e inclinação). Essas distorções podem ser detectadas fornecendo informações sobre a subsuperfície.

As medidas magnéticas podem fornecer informações sobre alinhamentos estruturais, contatos geológicos, limites de bacias sedimentares ou intrusões ígneas e parâmetros de um

corpo mineralizado (susceptibilidade, profundidade, dimensões e mergulho). Os lineamentos observados nos mapas magnéticos são comumente paralelos às direções estruturais de uma área, podendo estar relacionados a zonas de cisalhamento, falhas, fraturas e dobramentos (LUIZ & SILVA, 1995).

Na área de geologia de petróleo, a magnetometria está quase sempre dirigida para a determinação de intrusivas básicas e da topografia do embasamento de rochas ígneas e metamórficas, recobertos por rochas sedimentares (LUIZ & SILVA, 1995).

Qualquer anomalia magnética em uma bacia sedimentar deve estar associada às rochas do embasamento, já que rochas sedimentares possuem um fraco efeito magnético.

Na magnetometria são reconhecidos dois tipos de anomalias: intra-embasamento e supra-embasamento (figura 42). A anomalia intra-embasamento está relacionada às concentrações locais de minerais magnéticos no embasamento ( $> 100\text{nT}$ ); já a anomalia supra-embasamento está associada aos desníveis na superfície do embasamento que resultam em anomalias mais suaves ( $\sim 20\text{nT}$ ). Essa última anomalia é considerada a mais importante, pois elevações na superfície do embasamento podem afetar os sedimentos subjacentes causando arqueamento das camadas, o que propicia o armazenamento de petróleo.

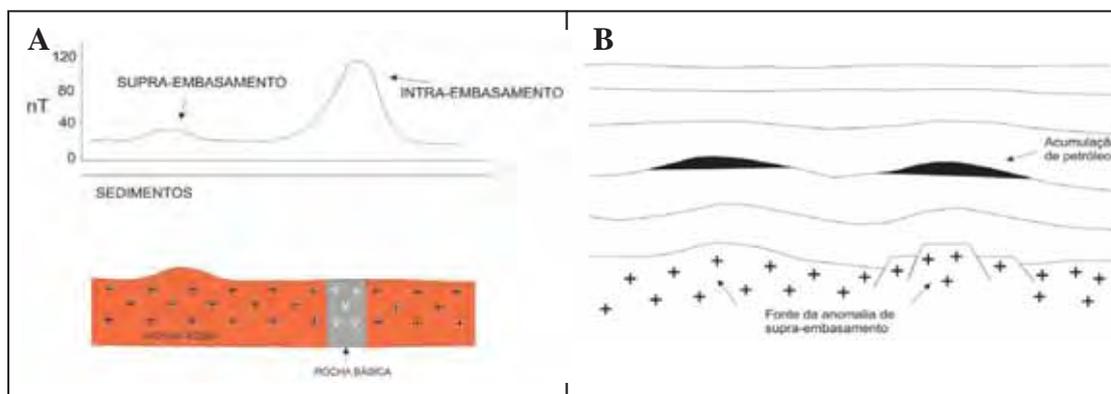


Figura 42 – A) Ilustração das fontes de anomalia intra e supra-embasamento; B) Seção geológica esquemática mostrando o armazenamento de petróleo no arqueamento dos sedimentos. (LUIZ & SILVA, 1995).

#### 7.4.1 – Interpretação do Mapa Aeromagnetométrico

Os dados aeromagnetométricos foram carregados e processados no *software* Oasis Montaj. A interpolação dos dados foi realizada em malha regularmente espaçada com 3 X 3 km e a técnica utilizada foi a de Mínima Curvatura. Essa técnica (mínima curvatura) é a mais

utilizada por apresentar rapidez no processamento e ser capaz de gerar uma superfície suavizada com os valores o mais próximo possível dos dados originais. Após a interpolação houve a geração de mapa de campo magnético total (figura 43 a).

A anomalia de campo total é a diferença entre as amplitudes dos campos com e sem a presença do campo anômalo.

Os dados não sofreram nenhum tipo de correção ou filtragem para a geração do mapa magnético.

O mapa aeromagnetométrico foi interpretado no programa ArcMap para a identificação das principais estruturas na área de estudo. Os lineamentos foram traçados com base nas seguintes feições: terminação de altos e baixos, variação de gradiente, padrão linear de contornos e alinhamento de altos e/ou baixos. De acordo com Luiz & Silva (1995), estas feições definem a maioria dos lineamentos em mapas magnéticos.

Os lineamentos encontrados possuem direções NE-SW, NNE-SSW, NW-SE, N-S e E-W. Na porção *offshore* os lineamentos apresentam direção preferencial NE-SW, podendo estar relacionado com a Zona de Falha do Rio Grande e/ou linhas de charneira (figura 43 b).

O Lineamento Garopaba-Imbituba encontra-se bem marcado no mapa, correspondendo este a um alto magnético de direção NNE-SSW (figura 43 b).

No continente os lineamentos também apresentam direção preferencial NE-SW podendo estar associados a falhas, zonas de cisalhamento e/ou contatos geológicos da área (figura 43 b).

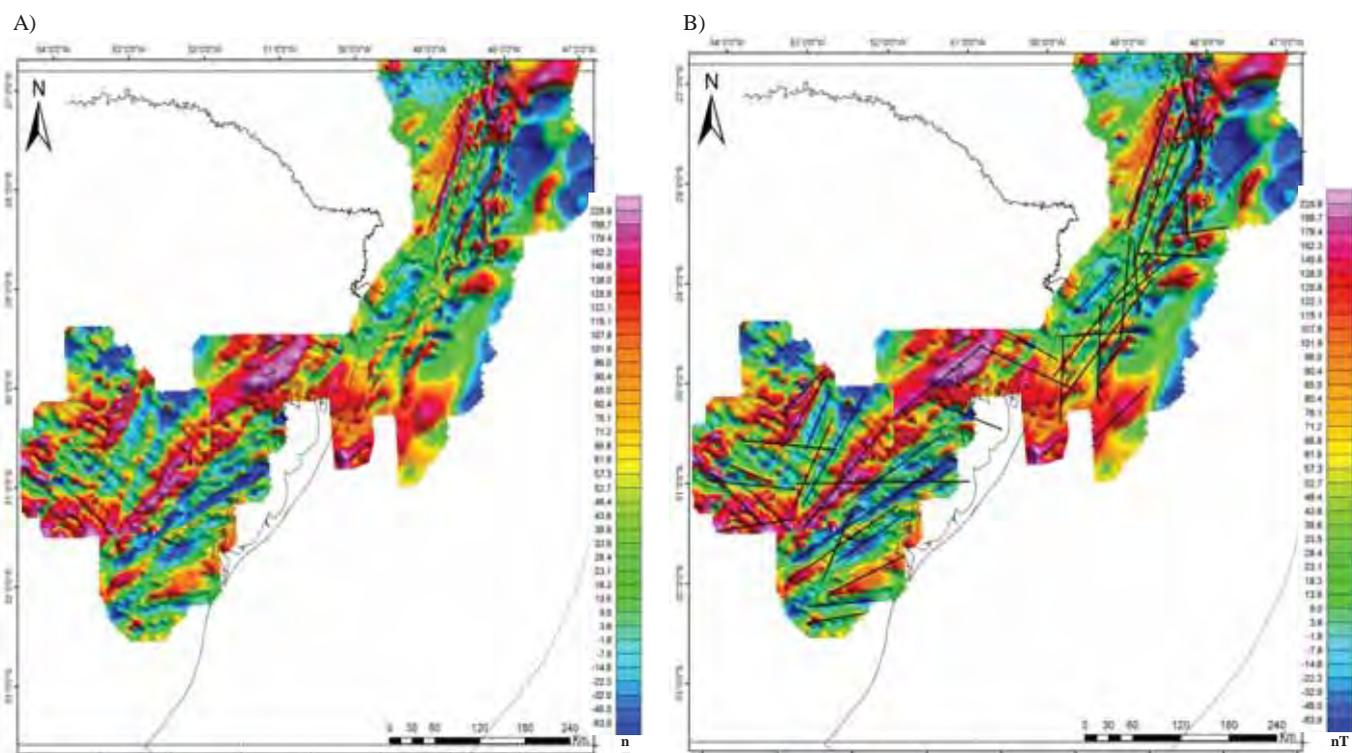


Figura 43 – A) Mapa aeromagnetométrico de campo magnético total; B) Mapa aeromagnetométrico com os lineamentos interpretados.

## 7.5 – Mapas de Contorno Estrutural

Para o melhor reconhecimento da influência dos lineamentos continentais para dentro da bacia foram gerados mapas de contorno estrutural dos seis horizontes interpretados (figuras 44 a 47).

A partir dos mapas gerados pode-se observar que os horizontes estão alongados na direção NE-SW, mergulhando para SE.

Com base na interpretação dos mapas pode-se observar a notável influência da Zona de Fratura de Porto Alegre na bacia, já que nessa área há o alinhamento das curvas de isovalores na direção E-W. Já a Zona de Fratura do Rio Grande mostra uma maior influência no mapa do Topo do Mioceno (figura 47), onde se observa perturbação nas curvas de isovalores, e no mapa do topo do Albiano onde ocorre a inflexão da curva de isovalores de N-S para NE (figura 45b).

A Zona de Fratura do Chuí causa uma pequena mudança de direção na curva de isovalores para os mapas estruturais gerados.

Assim como descrito na literatura, para a região do Cone do Rio Grande foi constatada o espessamento do horizonte do Mioceno.

A região do Baixo de Mostardas pode ser melhor visualizada nos mapas do topo do Rifte e do topo do Embasamento, nos quais é observado uma pequena inflexão das curvas de isovalores em direção ao continente.

A Zona de Fratura de Porto Alegre, de direção E-W, é responsável pela segmentação da bacia, cuja espessura máxima é alcançada no segmento sul, na região do Baixo de Mostardas e do Cone do Rio Grande.

Pode-se notar a importância e influência da direção NE-SW na bacia através da alongação principal e da associação e definição das linhas de charneira nessa direção, modificadas pela atuação de falhas de acomodação NW-SE.

De acordo com os mapas estruturais gerados, o prolongamento do Sinclinal de Torres para a porção *offshore* da bacia coincide com o Arco de Torres, sendo este um alto estrutural de direção NW-SE. Esta feição pode ser visualizada em todos os mapas estruturais gerados.

Entre a Zona de Fratura de Porto Alegre e a Plataforma de Florianópolis se pode notar a influência da direção N-S na bacia devido ao alinhamento das curvas de isovalores nessa direção.

Em toda a bacia se observa a importante influência da direção NE-SW na estruturação da bacia, mas este fato se torna bem mais evidente entre a Zona de Fratura do

Chuí e a Zona de Fratura de Porto Alegre, onde as curvas de isovalores apresentam um bom alinhamento nessa direção.

Outra direção que aparentemente também controla a disposição dos depocentros na bacia é a NW-SE. Além desse provável controle, essa direção está ligada ao Baixo de Mostardas e ao Arco de Torres, já que estas duas feições encontram-se alinhadas nessa direção e representam o prolongamento de estruturas continentais para dentro da bacia.

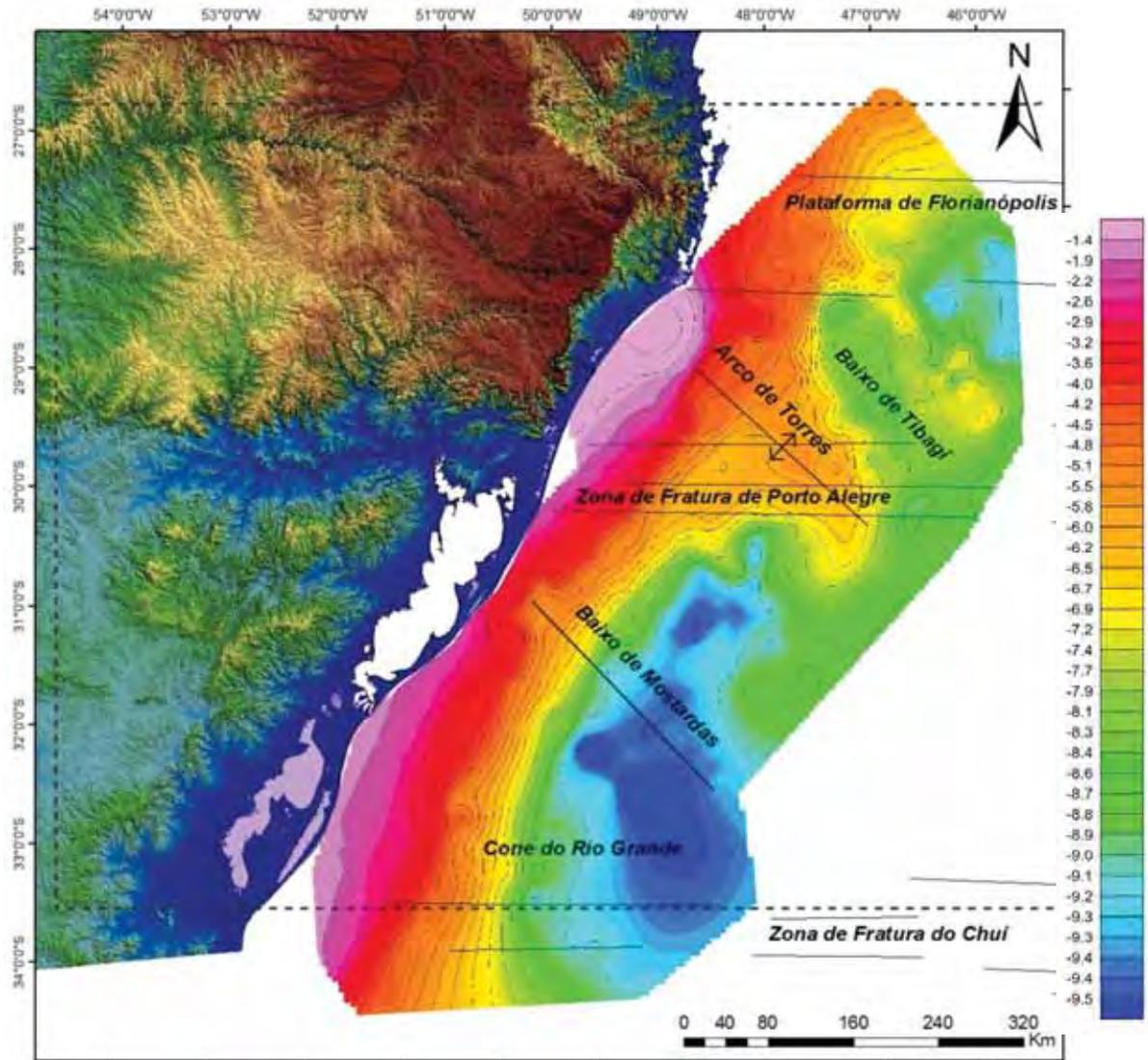


Figura 44 – Mapa estrutural do horizonte do topo do embasamento.

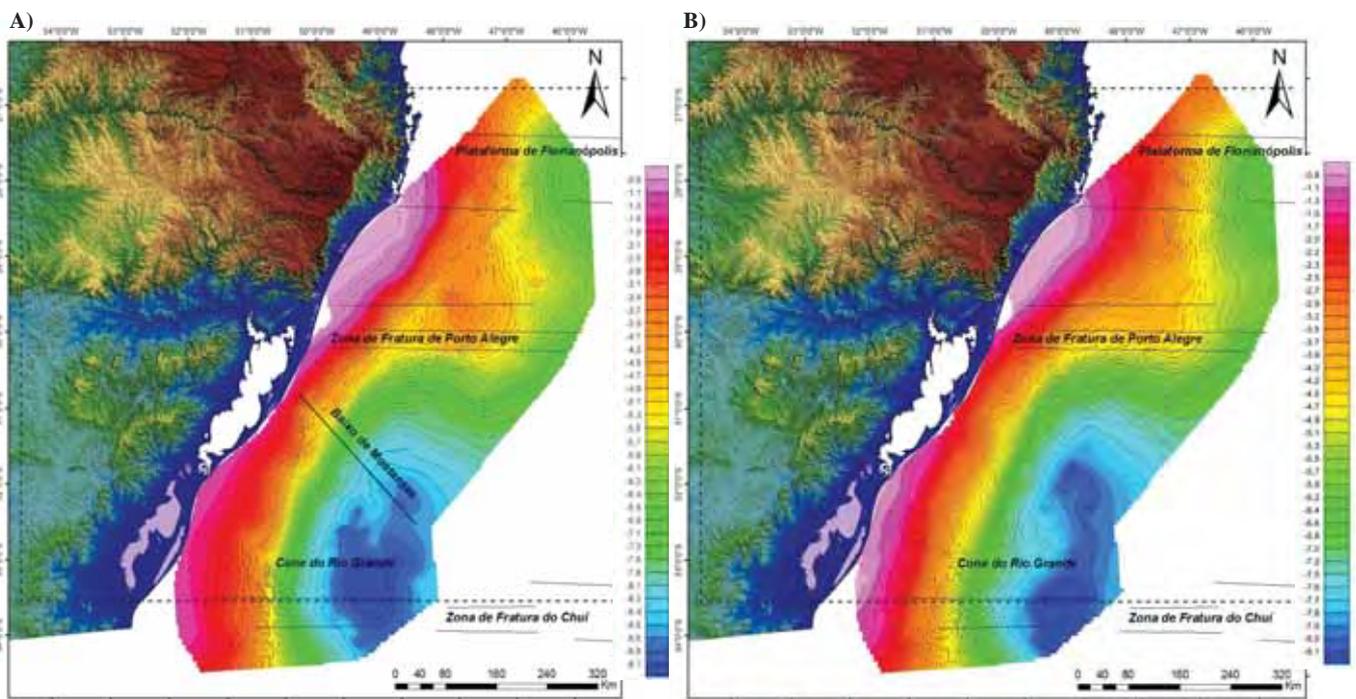


Figura 45 – A) Mapa estrutural do horizonte do topo do Rife; B) Mapa estrutural do horizonte do topo do Albiano.

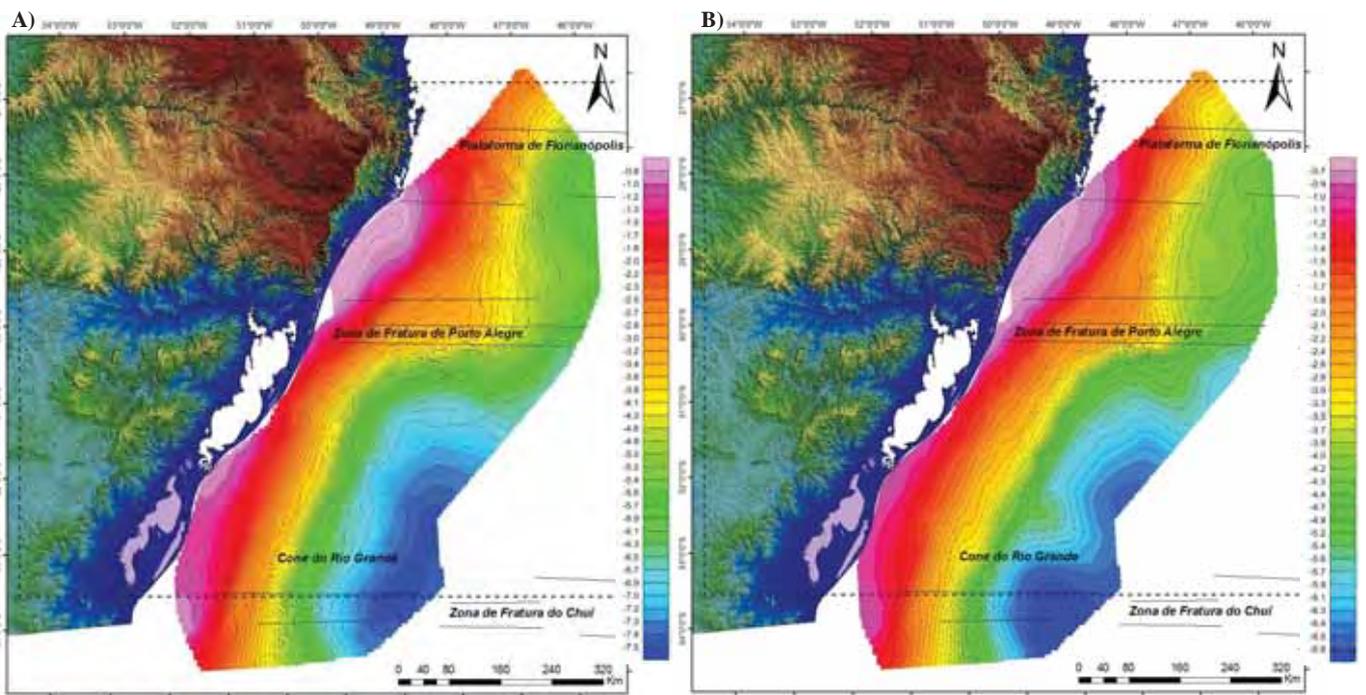


Figura 46 – A) Mapa estrutural do horizonte do topo do Cretáceo Superior; B) Mapa estrutural do horizonte do topo do Eoceno.

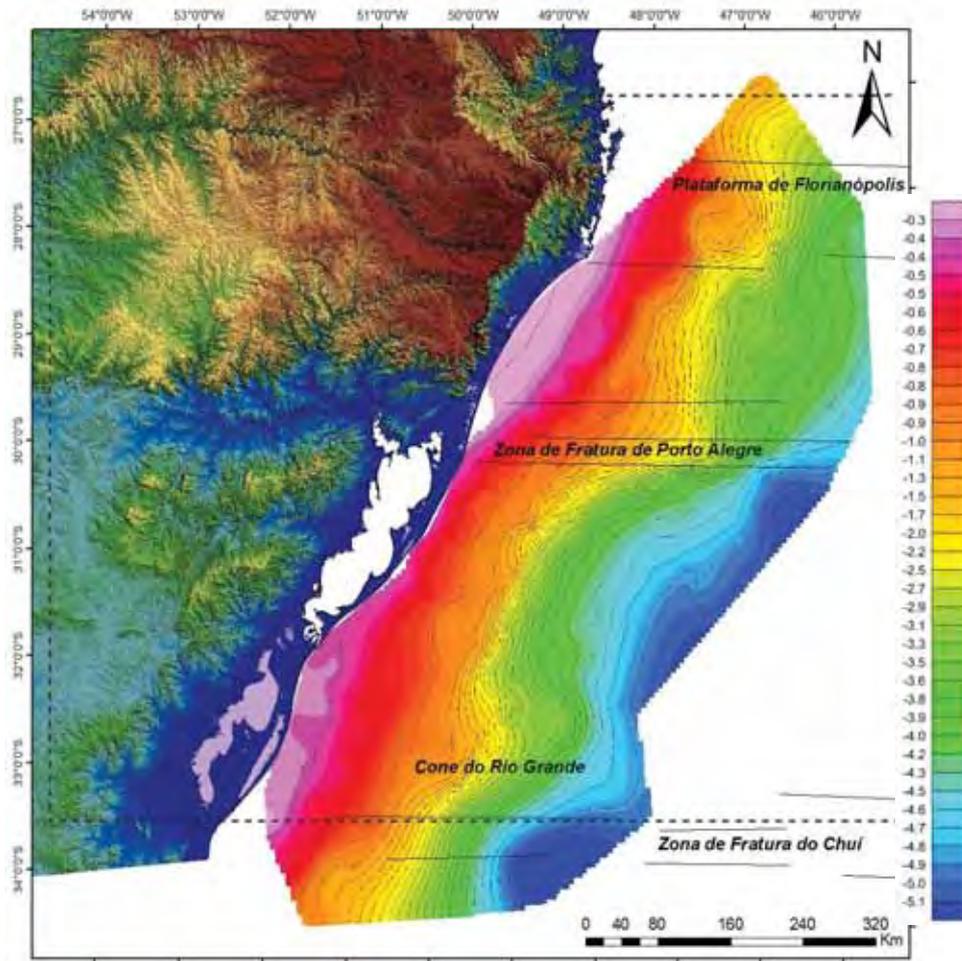


Figura 47 – Mapa estrutural do horizonte do topo do Mioceno.

## 8 – INTEGRAÇÃO DOS LINEAMENTOS CONTINENTAIS INTEPRETADOS

Nesta etapa, a partir dos lineamentos interpretados na imagem SRTM, foram traçados grandes lineamentos de direções E-W e NW-SE que aparentemente se prolongam para dentro da bacia (figuras 48 e 49 a). Foram escolhidas essas direções, pois elas contêm as principais estruturas continentais cujo prolongamento para a porção *offshore* pode ter influenciado na evolução da bacia. Exemplos dessas estruturas são: o Lineamento Jacuí – Porto Alegre (E-W); Lineamento Tibagi (NW-SE), Lineamento Torres – Posadas (NW-SE), etc.

Após a geração do mapa de lineamentos NW-SE e E-W integrados (figura 49 b), foram extraídos dos mapas de métodos potenciais os lineamentos que também se prolongam para dentro da bacia (figura 50). Posteriormente, todos os lineamentos dessa etapa foram integrados em um só mapa para correlação destes com os dados sísmicos da porção *offshore* da bacia.

Foram encontrados seis lineamentos que se prolongam para dentro da bacia no mapa gravimétrico, e sete lineamentos no mapa aeromagnetométrico (figura 50).

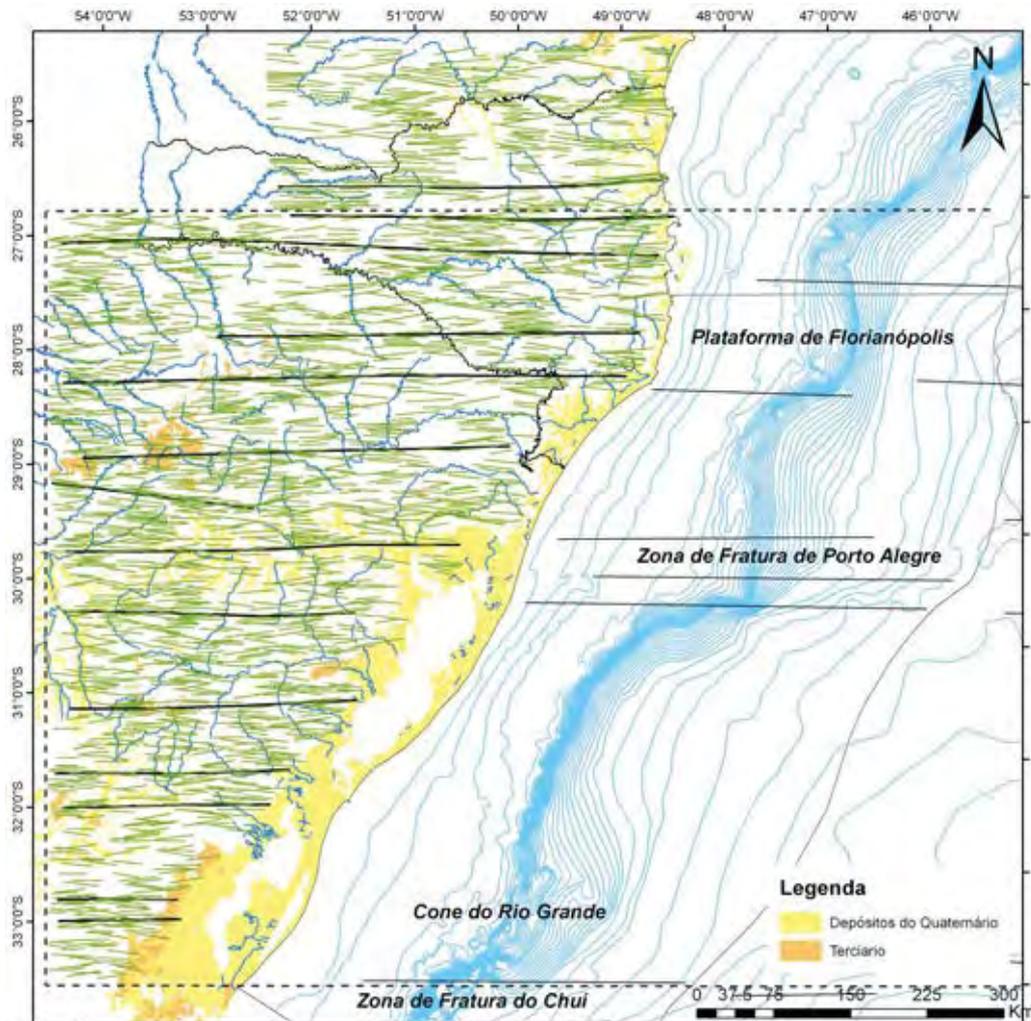


Figura 48 –  
Principais  
lineamentos E-W  
que aparentemente  
se prolongam para  
dentro da bacia.

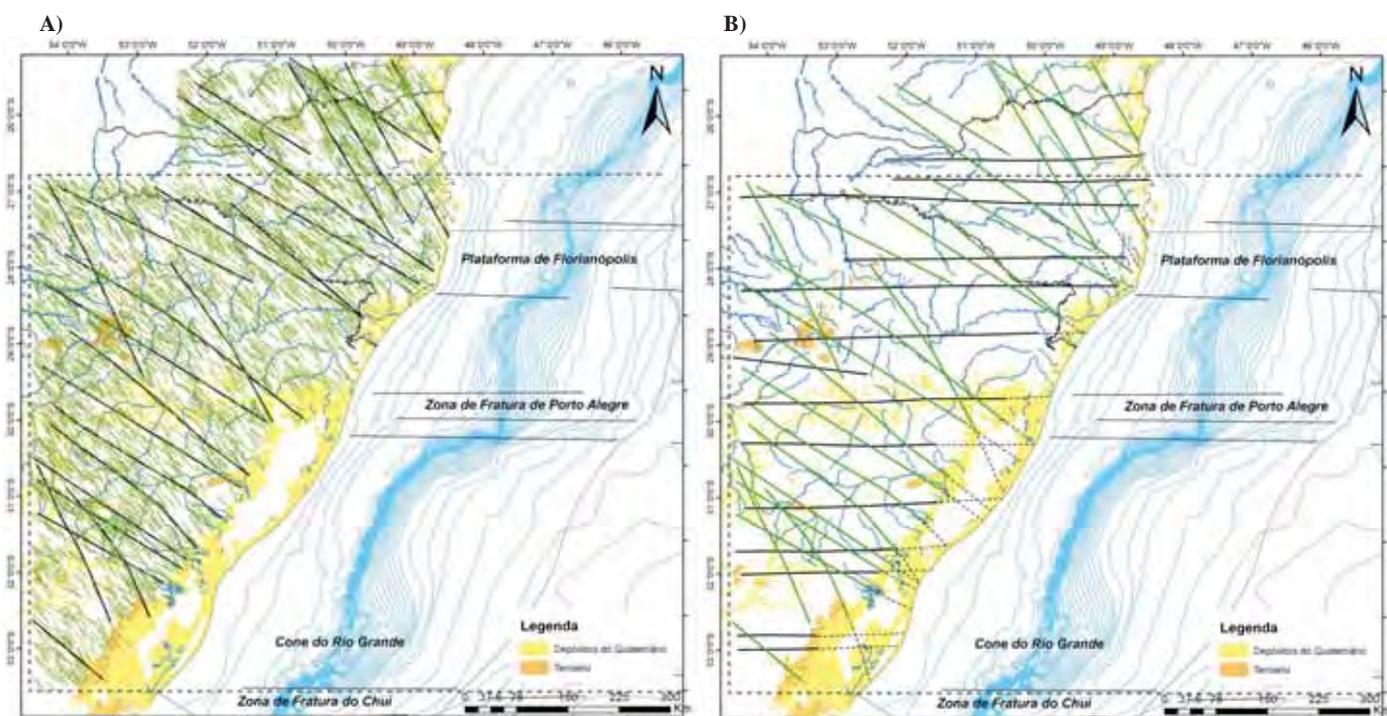


Figura 49 – A) Principais lineamentos NW-SE que aparentemente se prolongam para dentro da bacia; B) Integração dos lineamentos E-W e NW-SE. Em preto estão representados os lineamentos E-W e, em verde, os lineamentos NW-SE.

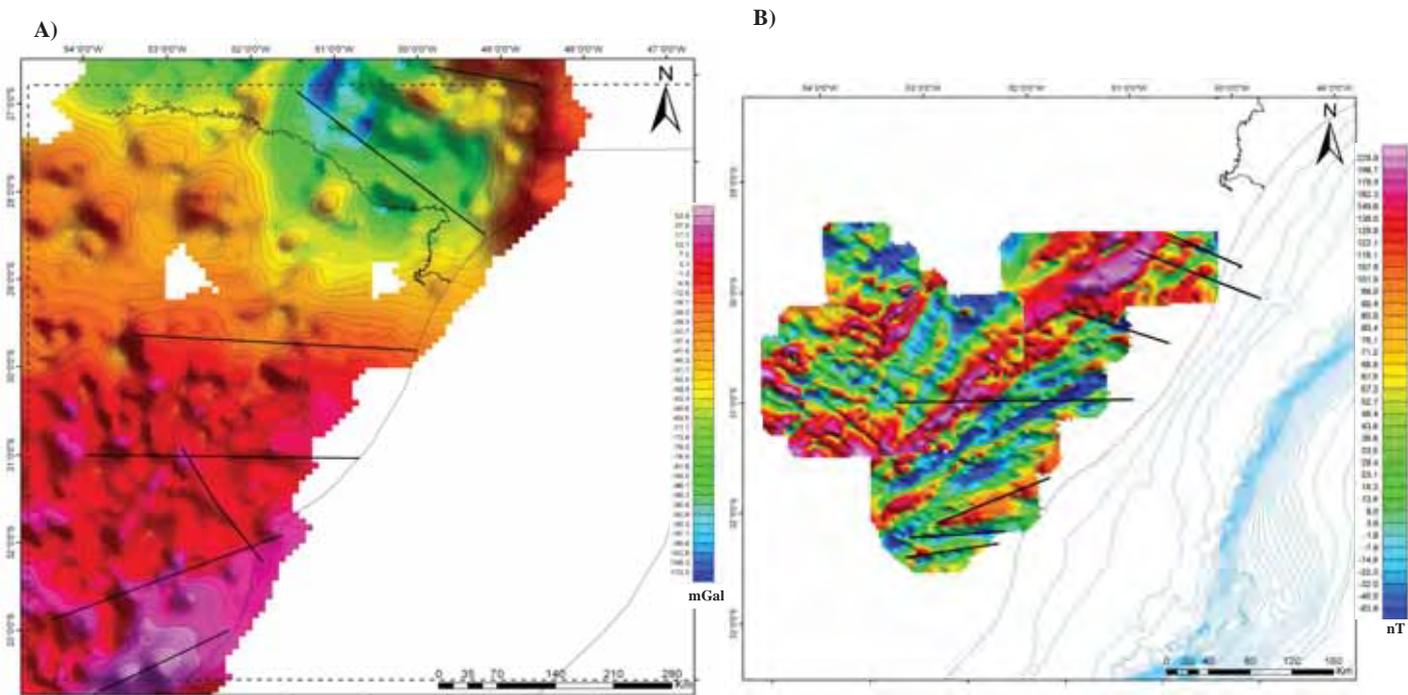


Figura 50 – A) Principais lineamentos gravimétricos que aparentemente se prolongam para dentro da bacia; B) Principais lineamentos aeromagnetométricos que aparentemente se prolongam para dentro da bacia.

A integração destes lineamentos é apresentada na figura 51, mostrando os principais traços reconhecidos com a utilização das técnicas acima. São reconhecidos vários traços que cruzam entre si, com orientações NW-SE a WNW-ESSE e E-W, com destaque principal para o primeiro conjunto. A discussão e interpretação destes lineamentos são apresentadas a seguir.

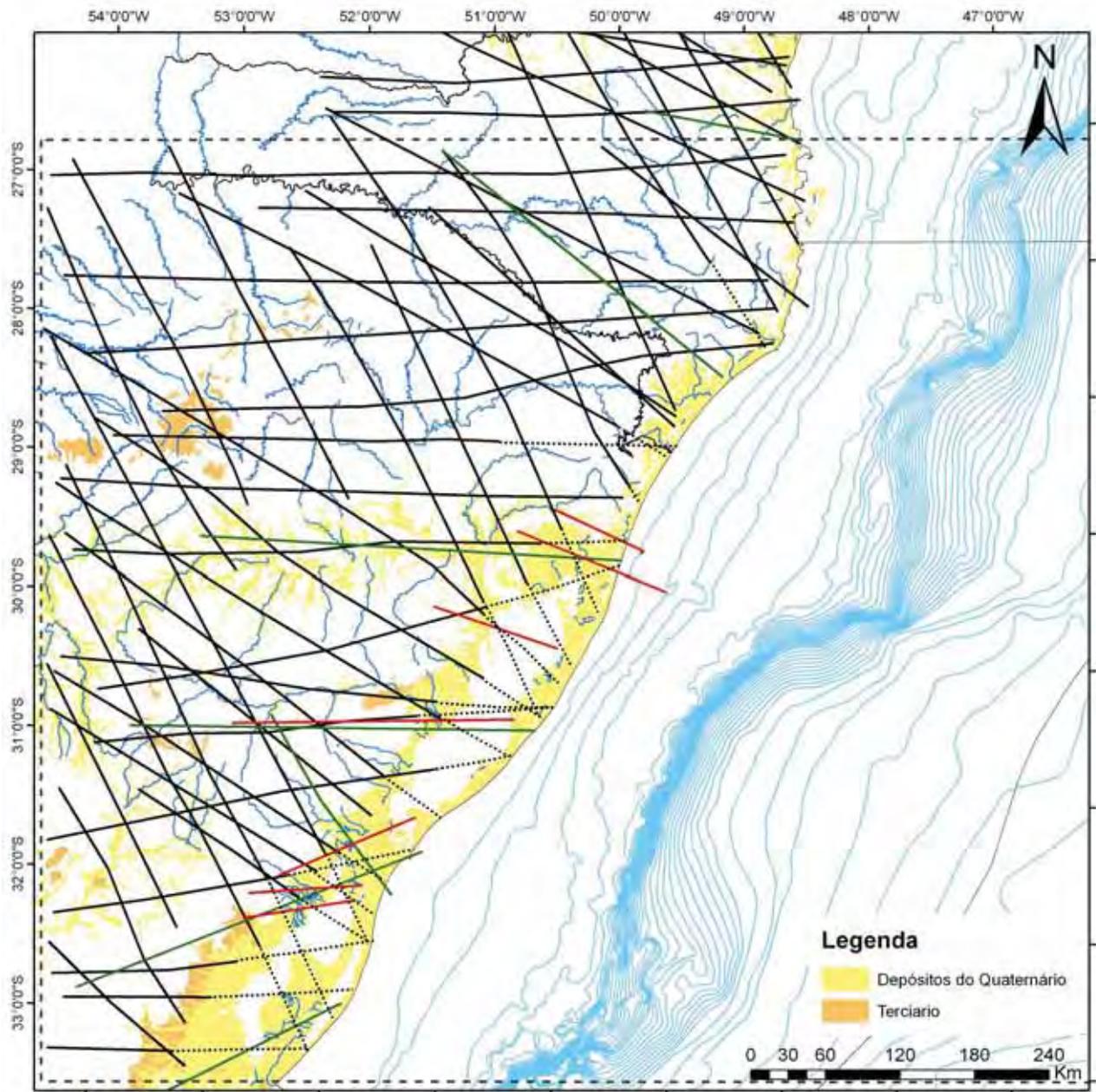


Figura 51 – Integração dos lineamentos extraídos da Imagem SRTM e dos mapas potenciais. Em preto estão os lineamentos da Imagem SRTM; em vermelho, os lineamentos aeromagnetométricos e, em verde, os lineamentos gravimétricos.

## 9 . INTEGRAÇÃO DOS DADOS INTERPRETADOS

Através da integração dos lineamentos continentais foi possível a correlação dos mesmos com os dados extraídos das interpretações sísmicas.

Dos 54 lineamentos continentais interpretados como tendo possível continuidade para dentro da bacia, em apenas cinco deles este fato foi confirmado.

A figura abaixo (figura 52) ilustra os cinco lineamentos continentais que puderam ser observados em algumas seções sísmicas. Os lineamentos continentais foram caracterizados por números começando do norte da área em direção ao sul, ou seja, L1 seria o lineamento situado mais ao norte.

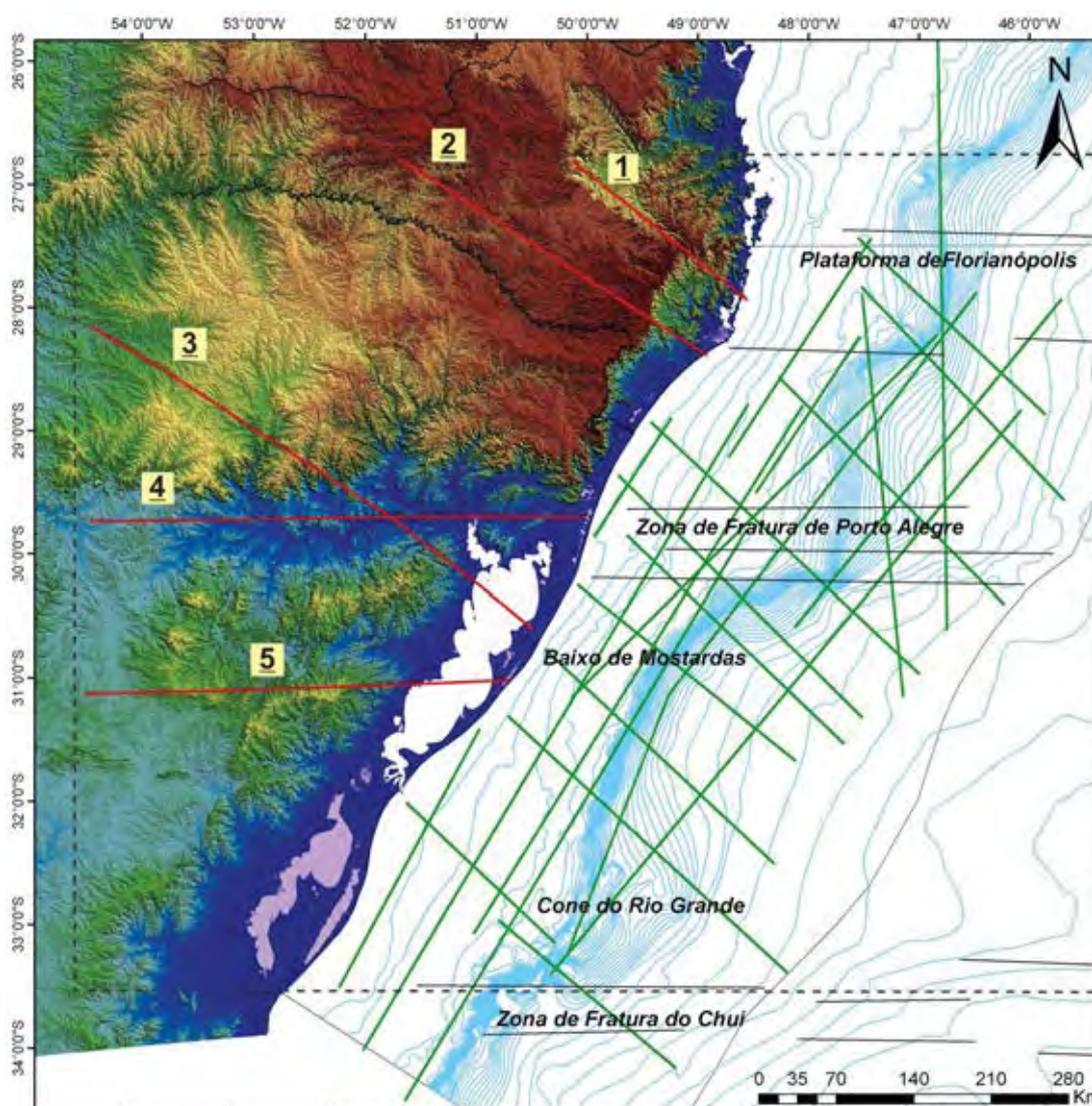


Figura 52 – Ilustração dos lineamentos continentais que se prolongam para dentro da bacia. As linhas em verde representam as seções sísmicas interpretadas.

Dois dos lineamentos encontrados possuem correspondência com os já descritos na literatura. É o caso do lineamento L1 que coincide com o Lineamento Tibagi, de direção NW-SE, e o lineamento L4 que corresponde ao Lineamento Jacuí – Porto Alegre, de direção E-W.

Aqui o prolongamento do Lineamento Tibagi para a porção *offshore* foi inferido através da interpretação sísmica como estando relacionado a um baixo estrutural (figura 53). Nas seções sísmicas *strike* que interceptam a região onde se localiza o prolongamento desse lineamento podemos visualizar o “aprofundamento” dos refletores abaixo dos horizontes do topo do Embasamento e do Rifte, o que nos sugere a existência de um baixo estrutural. Também se pode observar o relevo do fundo oceânico acompanhando o que seria o baixo estrutural (anexo 15).

O lineamento L2, de direção NW-SE, foi visualizado nas seções sísmicas afetando os horizontes do topo do Embasamento e do Rifte. É caracterizado por um conjunto de falhas normais que origina um graben (figura 54).

O lineamento L3, de direção NW-SE, corresponde ao prolongamento do Baixo de Mostardas em direção ao continente (anexos 06 e 15). Como já descrito anteriormente, esse baixo é afetado por falhas normais que atingem principalmente os horizontes do topo do Embasamento, do Rifte e do Albiano.

O lineamento L4, de direção E-W, corresponde ao Lineamento Jacuí – Porto Alegre. Nas seções sísmicas foi possível de correlacionar este lineamento com a Zona de Fratura de Porto Alegre em direção à bacia. Como descrito anteriormente, nesta zona os horizontes se apresentam intensamente falhados, principalmente os horizontes do topo do Embasamento, do Rifte e do topo do Mioceno. É reportada a existência de um alto estrutural na região denominado Arco de Torres (figura 55 e anexos 01, 08, 09, 10, 11, 12 e 15).

O lineamento L5, de direção E-W, foi observado tanto nos lineamentos extraídos da imagem SRTM quanto nos extraídos dos mapas de métodos potenciais. A sua correspondência com a sísmica necessita de maiores estudos para confirmar o seu prolongamento para dentro da bacia. Como o seu prolongamento para dentro da bacia coincide com a região do Baixo de Mostardas, a correspondência entre os dados do continente com os *offshore* se torna mais difícil. O seu prolongamento foi sugerido com base na feição que ocorre na seção sísmica 0034-0004 (anexo 06). Essa feição pode tanto estar associada à atividade neotectônica na região do Baixo de Mostardas quanto ao prolongamento deste lineamento. Na seção 0034-0004 o horizonte do topo do Mioceno está afetado por falhas normais que originam um graben. Esta feição se reflete no relevo do fundo oceânico.

Outros lineamentos podem possuir prolongamento para dentro da bacia, mas na região das zonas de fraturas comprovar a correspondência entre os dados continentais como os *offshore* se torna difícil, pois nessa região os horizontes se apresentam intensamente falhados. Esse intenso falhamento dificulta a visualização de estruturas que poderiam levar a correlação dos dados do continente e com os *offshore*.

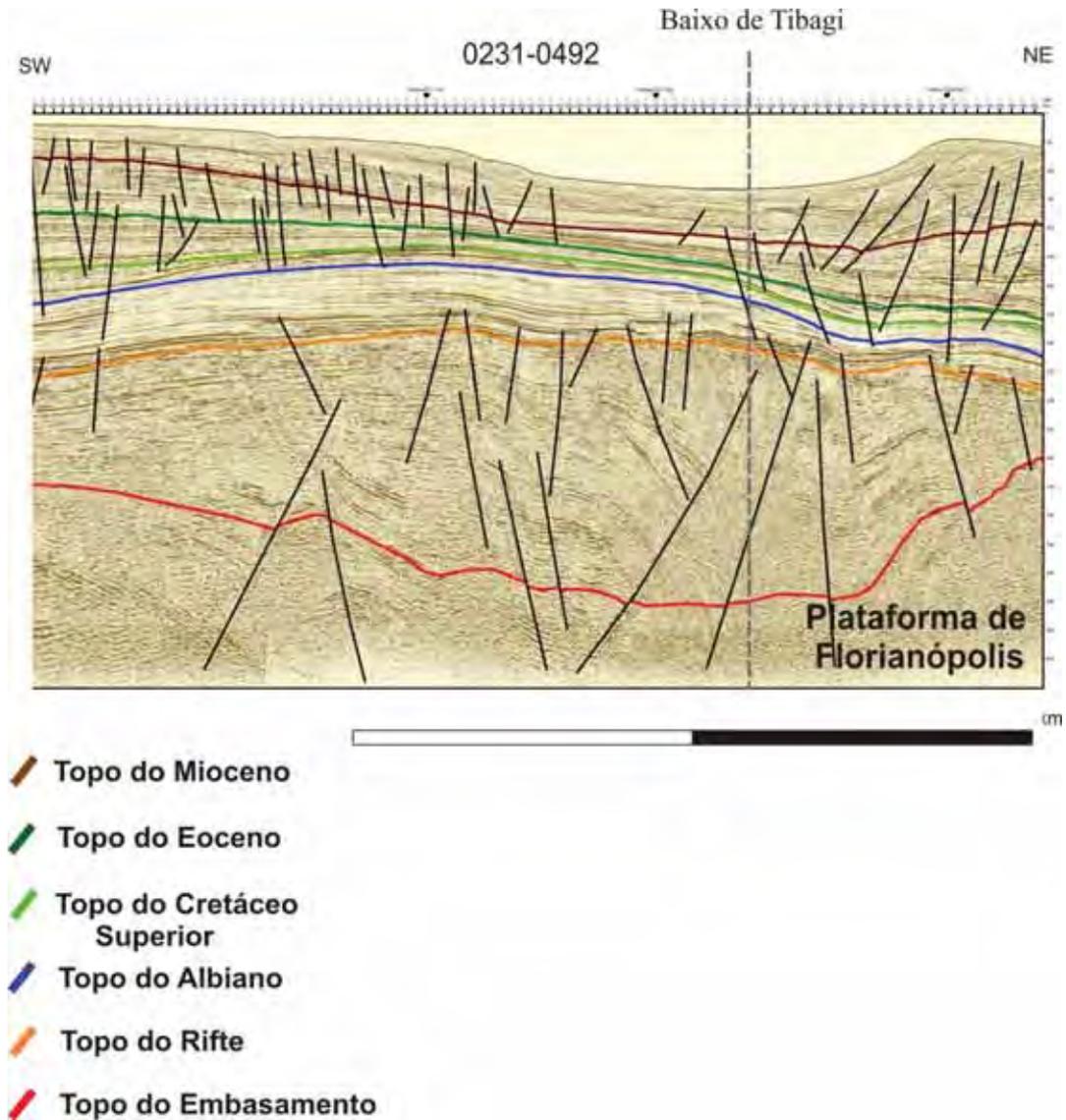


Figura 53 – Detalhe de parte da seção 0231-0492 onde se sugere a ocorrência do Baixo de Tibagi. O tracejado em preto ilustra do comportamento dos refletores abaixo do horizonte do Rifte.

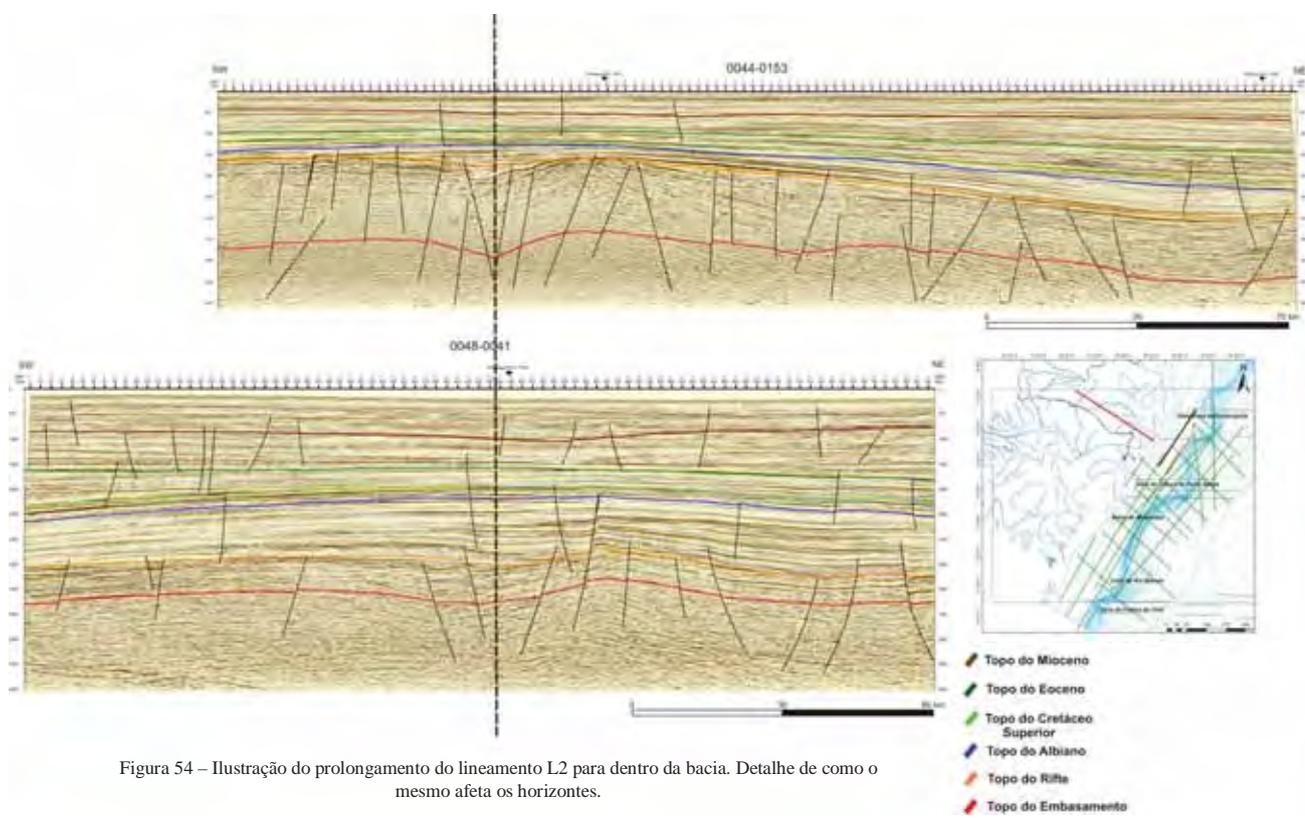
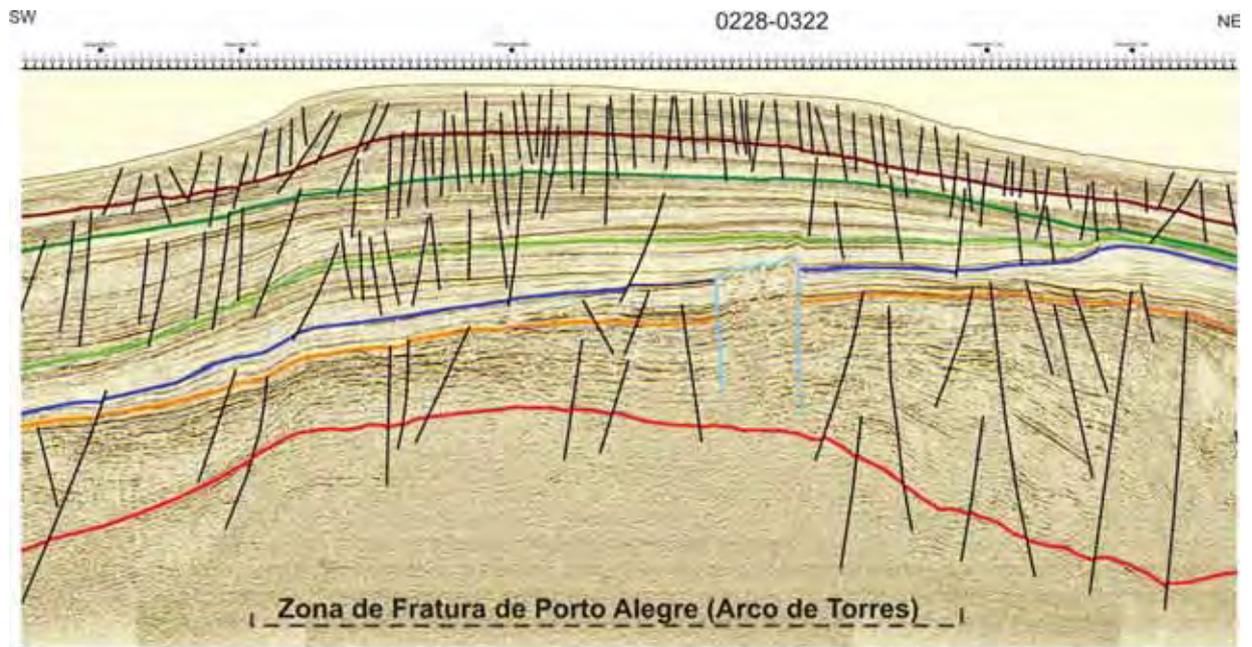


Figura 54 – Ilustração do prolongamento do lineamento L2 para dentro da bacia. Detalhe de como o mesmo afeta os horizontes.



-  Topo do Mioceno
-  Topo do Eoceno
-  Topo do Cretáceo Superior
-  Topo do Albiano
-  Topo do Rifte
-  Topo do Embasamento

Figura 55 - Detalhe de parte da seção 0228-0322 ilustrando o intenso fraturamento que ocorre na região da Zona de Fratura de Porto Alegre.

## 10 . CONCLUSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os métodos aqui utilizados se mostraram satisfatórios no alcance dos objetivos propostos no trabalho, mostrando a importância da utilização de ferramentas e técnicas de investigação em mapeamento geológico básico (interpretação de sensores remotos, métodos geofísicos de investigação indireta – métodos potenciais) para a caracterização da compartimentação e estruturação regional, integrados com as técnicas de investigação *offshore*.

A interpretação de imagens SRTM e Landsat mostrou boa correlação com os dados já descritos na literatura, resultado este também alcançado na interpretação dos mapas de métodos potenciais.

A interpretação das seções sísmicas revelou, na porção *offshore* da área de estudo, estruturas típicas de bacias de margem passiva. Suas falhas são, em sua maioria, normais havendo maior incidência de falhas antitéticas. Na região da plataforma é possível observar as zonas de charneira resultantes da separação dos continentes e da abertura do Oceânico Atlântico. Estas integram a conhecida Zona de Falha do Rio Grande.

Foi confirmada a quebra da monotomia da bacia na região do Cone do Rio Grande. Nesta região há o espessamento e uma maior incidência de falhas inversas afetando o horizonte do Mioceno. As falhas encontradas foram formadas devido ao grande aporte sedimentar ocorrido num curto espaço de tempo. Pode-se observar diápiros de folhelhos provocando o dobramento das sequências sobrejacentes.

Embora em algumas publicações não haja relatos de estruturas associadas à Zona de Fratura do Chuí, através da interpretação de seções sísmicas foi possível sugerir a existência de altos estruturais na região com base no traçado do topo do Embasamento e observando-se o comportamento dos refletores abaixo do horizonte do topo do Rifte.

Com a ajuda da interpretação da imagem SRTM chegou-se ao resultado de que, na porção continental da área de estudo, há o predomínio de estruturas com direção N-S, seguidas pela direção E-W. Este fato pode ser confirmado ao se analisar as rosetas de comprimento acumulado e de frequência acumulada. Também são bastante frequentes as direções NE-SW e NW-SE. Apesar de comprovada essa predominância de estruturas N-S, neste trabalho não foi possível de se chegar a uma conclusão a respeito de sua origem. Há diversas hipóteses para a sua origem, estando uma delas associada à flexura da Placa Sul-americana.

Na porção continental pode-se averiguar, tanto pela interpretação de imagem SRTM quanto pelos mapas de métodos potenciais, que as estruturas NE-SW coincidem com as zonas de cisalhamento, suturas, falhas, contatos geológicos, etc., presentes no Escudo Sul-riograndense. Para a Bacia do Paraná, essas estruturas são interpretadas como falhas ou zonas de falhas onde predominam movimentações do tipo transcorrente. Já na porção *offshore* da área de estudo, as estruturas de direção NE-SW, herdadas do embasamento pré-cambriano, possuem forte influência em sua estruturação, pois controlaram a implantação das falhas principais, caracterizando as linhas de charneira na bacia. Este controle foi constatado através das interpretações dos mapas estruturais gerados e do mapa aeromagnetométrico.

As estruturas NW-SE, presentes no continente, são citadas como falhas ou zonas de falhas herdadas do embasamento que sofreram forte reativação durante a abertura do Atlântico Sul. Geralmente há a presença de diques associados a essa direção. Na porção *offshore*, essa direção é responsável pelo controle dos altos e baixos estruturais da bacia (Baixo de Mostardas e Arco de Torres) e do depocentro da mesma. As estruturas do continente e da parte *offshore* podem ser facilmente correlacionados entre si com a ajuda dos mapas estruturais gerados através da sísmica 2D e dos lineamentos extraídos da imagem SRTM.

O Baixo de Mostardas é intensamente controlado por falhas normais que afetam principalmente os horizontes do topo do Embasamento e do Rifte. Este baixo pode ser correlacionado com o lineamento L4, assim denominado neste trabalho, que ocorre no continente e apresenta direção NW-SE. É sugerido a ocorrência de atividade neotectônica na região, pois horizontes mais novos, como o do Mioceno, são afetados por falhas.

As estruturas E-W possuem paralelismo com as zonas de fraturas oceânicas o que sugere a sua possível ligação com a abertura do Atlântico Sul.

Uma das evidências da influência das estruturas E-W no continente ocorre ao longo do paralelo 30°S, onde a Bacia do Paraná encontra-se interrompida. Nessa região ocorre a regressão da escarpa Meridional da Serra Gaúcha e o encaixamento do curso do Rio Jacuí. Essas feições são relacionadas ao Lineamento Jacuí – Porto Alegre no continente, e Zona de Fratura de Porto Alegre na porção *offshore* da bacia.

Analisando a imagem SRTM da área e o mapa de drenagem, foi observado que outros rios também são influenciados por essa direção, como por exemplo, os rios Uruguai e Camaquã.

O prolongamento do Lineamento Jacuí – Porto Alegre para a porção *offshore* corresponde a Zona de Fratura de Porto Alegre, ambas de direção E-W. Esta zona atua na bacia causando a inflexão das curvas de isovalores nos mapas estruturais; segmentando a bacia e restringindo a ocorrência de seu depocentro ao sul; ocasionando intenso falhamento nos horizontes interpretados, principalmente nas sequências superiores e; servindo de local de intrusão de material vulcânico na bacia, o que deu origem ao Arco de Torres. Também é observada para a região a ocorrência de falhas profundas atingindo os horizontes do topo do Embasamento e do Rifte.

Na região da Zona de Fratura de Porto Alegre se nota a influência da neotectônica, pois horizontes mais novos se encontram intensamente falhados levando a conclusão de que a região estava ativa pelo menos até o Mioceno, com indicação de movimentação até mesmo mais recente, em função do forte controle estrutural na região continental.

Através da interpretação do horizonte do topo do Embasamento juntamente com a observação do comportamento dos refletores abaixo do horizonte do topo do Rifte, foi sugerida a existência de um baixo estrutural ocorrendo entre as zonas de fratura de Porto Alegre e do Rio Grande, sendo este baixo uma possível continuidade do lineamento continental Tibagi. Ambas as feições possuem direção NW-SE.

Através da interpretação das seções sísmicas e dos mapas estruturais foi concluído que a continuidade do Sinclinal de Torres para dentro da bacia corresponde ao Arco de Torres. Esse alto possui direção NW-SE e se apresenta intensamente falhado.

Foi constatada que a ocorrência de feições vulcânicas encontra-se restrita à porção norte da bacia, próxima à Plataforma de Florianópolis. Essas feições ocorrem afetando os horizontes do Rifte, Albiano e, às vezes do Cretáceo Superior. De acordo com a bibliografia e com as interpretações realizadas, essas feições vulcânicas correspondem à Formação Curumim.

Por fim, com base nos resultados alcançados neste trabalho, pode-se afirmar que a interpretação do horizonte do topo do Embasamento foi de extrema importância para uma melhor caracterização estrutural da bacia definindo altos e baixos estruturais e para uma melhor correlação dos lineamentos continentais com os *offshore*.

## 11 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M. DE; CARNEIRO, C.D.R. & MIZUSAKI, A.M.P. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 26, n.3, p. 125-138, 1996.

AMARAL, G.; CORDANI, V.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brasil. **Geoch. Cosmoch. Acta**, n. 31, p. 117-142, 1967.

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

ANP (Agência Nacional do Petróleo). 2005. Mapa da 5ª Rodada de Licitações, mostrando os blocos da Bacia de Pelotas; [http://www.brasilrounds.gov.br/geral/ATIV\\_secoes\\_e\\_cartas\\_r8.asp](http://www.brasilrounds.gov.br/geral/ATIV_secoes_e_cartas_r8.asp)

ASMUS, H.E. E PAIM, P.S.G. Condicionamento geológico na evolução da planície costeira sul-rio-grandense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia, **Anais...** Goiânia: Sociedade Brasileira de Geologia, 1986. v.1.

BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C. & AYUP-ZOUAIN R.N. Cronoestratigrafia da Bacia de Pelotas: uma revisão das seqüências deposicionais. **Gravel**, Porto Alegre, v.6, n.1, p. 125-138, 2008.

BASEI, M.A.S. **O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina**. 1985. 162p. Tese de Doutorado em Geologia Geral e de Aplicação - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

BASSETO, M., ALKIMIN, F.F., SZATIMARI, P., AND MOHRIAK W. 2000. The ocean segment of the southern brazilian margin: morpho-structural domains and their tectonic

significance. In: Mohriak, W. and Talwani, M., eds. **Atlantic Rifts and Continental Margins**. Geophysical Monograph 115. America Geophysical Union.

BORBA, A.W. de. **Evolução Geológica da “Bacia do Camaquã” (Neoproterozóico e Paleozóico Inferior do Escudo Sul-rio-grandense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica**. 2006. 121p. Tese de Doutorado em Geociências – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul/UFRGS, Porto Alegre.

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

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

CHEMALE Jr., F. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: In: HOLZ, M.; DE ROS, L.F. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Ed. Da Universidade/UFRGS. p.13-52. Porto Alegre. 2000.

CORRÊA, T.B.S. **Evolução espaço-temporal dos principais depocentros da seqüência sedimentar marinha da Bacia de Pelotas**. 2004. 45p. Monografia de Bacharel em Oceanografia – Instituto de Geociências, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 20/12/04.

D'ELBOUX, C.V.; TAVARES, J.R.P.; PAIVA, I.B. Proposição de modelo mineralizador básico alcalino para pesquisa mineral na região meridional do Escudo Pré-Cambriano Brasileiro. In: CONGR. BRAS. GEOL., 32, 1982, Salvador, **Anais...** Salvador: SBG, 1982, v. 3, p.1061-1072.

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

DOURADO, J.C. **Sísmica de Reflexão 3 – A Seção Sísmica**, aula 8, p. 1 a 8, revisão 2001. Disponível em: <[http://www.geologia.ufpr.br/graduacao/geofisica2007/reflexao3\\_aula8.pdf](http://www.geologia.ufpr.br/graduacao/geofisica2007/reflexao3_aula8.pdf)>. Acesso em: 2 fev. 2009.

FERNANDES, L.A.D.; MENEGAT, R.; COSTA, A.F.U.; KOESTER, E.; PORCHER, C.C.; TOMMASI, A.; KRAEMER, G.; RAMGRAB, G. & COMAZATTO, E. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte I – uma contribuição a partir do registro geológico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 4, p. 375-384, 1995.

FLORISBAL, L.M., BITENCOURT, M. DE F., NARDI, L.V.S., CONCEIÇÃO, R.V. Early post-collisional granitic and coeval mafic magmatism of medium – to high-K tholeiitic affinity within the Neoproterozoic Southern Brazilian Shear Belt. **Precambrian Research**, 175, p. 135-148, 2009.

FONSECA, V. P. da. **Estudos Morfotectônicos Aplicados à Planície Costeira do Rio Grande do Sul e Adjacências**. 2006. 309p. Tese de doutorado em Geologia Marinha – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, janeiro/2006.

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

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

FRAGOSO CESAR, A.R.S.; FIGUEIREDO, M.C.H.; SOLIANI JUNIOR, E.; FACCINI, U.F. O Batólito de Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia, **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1986, v.3, p. 1322-1343.

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

GONÇALVES, H.M.S. & DEHNHARDT, B. A. Interpretação do testemunho T-101, (32°05'S; 47°35'W) com base em nanofósseis calcários – Cone do Rio Grande, Rio Grande do Sul, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.29, n. 4, p. 527-532, 1999.

GROSS, A.O.M.S; PORCHER, C.C.; FERNANDES, L.A.D.; KOESTER, E. Neoproterozoic low-pressure/high-temperature collisional metamorphic evolution in the Varzea do Capivarita Metamorphic Suite, SE Brazil: Thermobarometric and Sm/Nd evidence. **Precambrian Research**, 147, p. 41-64, 2006.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; JANASI, V.C. 2004. A Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, A. BARTORELLI, C.D.R. CARNEIRO, B.B. BRITO NEVES (Eds.). *O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Ed. Beca, cap. XIII, p. 203-234.

KOWSMANN, R.O.; FRANCISCONI, O.; LEYDEN, R. Refração sísmica marinha nas Bacias de Pelotas, Santos sul e na Plataforma de Torres. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974. **Anais...** Porto Alegre: SBG, v. 3, p. 283-295.

LUIZ, J.G. & COSTA E SILVA, L.M.,1995. **Geofísica de Prospecção**. Ed. Univ. UFPA, Belém, 311 p.

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

MILANI, E.J. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.R., Brito Neves, B.B. (Orgs.). **Geologia do**

**Continente Sul-Americano - Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** São Paulo, Beca, p 265 – 279. 2004.

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

MIRANDA, L.O.S. 1970. Geologia das bacias na Plataforma Sul-Brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24, 1970, **Anais...** Brasília: SBG, p.129-140.

MUTTER, J.C. Seaward dipping reflectors and the continental-ocean boundary at passive continental margins. **Tectonophysics**, **114**, p. 117-131, 1985.

OREIRO, S.G. Consideração sobre os *seaward dipping reflectors* da Bacia de Pelotas. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 4, 2008, Foz do Iguaçu, Paraná.

PHILIPP, R.P. **A evolução geológica e tectônica do Batólito de Pelotas no Rio Grande do Sul.** 1998. 255p. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

PHILIPP, R.P.; NARDI, L.V.S.; BITENCOURT, M.F. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: HOLZ, M.; DE ROS, L.F. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul.** Ed. Da Universidade/UFRGS. p. 133-160. Porto Alegre. 2000.

ROSA, A. R. **Interpretação sísmo-estratigráfica da porção da Bacia de Pelotas que engloba o Cone do Rio Grande e a avaliação do seu potencial petrolífero.** 2007. 283p. Tese de Doutorado em Engenharia de reservatório e de Exploração de Petróleo - Universidade Estadual do Norte Fluminense, Macaé, RJ.

ROSA, M. L. C. DA C. **Análise gravimétrica e magnetométrica da região sul da Província Costeira do Rio Grande do Sul, setor sudoeste da Bacia de Pelotas.** 2009. 79p.

Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, PortoAlegre, RS.

ROSSELLO, E.A.; SANTA ANA, H. & VEROSLAVSKY, G. El Lineamento Santa Lucía-Aiguá-Merín (Uruguay): un rifting transtensivo mesozóico abortado durante la apertura atlántica? In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5, 1999, Campos de Rio Claro, São Paulo. **Boletim de Resumos...** p. 443-448.

SCHEIBE, L.F.; KAWASHITA, K.; GOMES, C. DE B. Contribuição à geocronologia do Complexo Alcalino de Lajes, SC. In: SIMP. SUL-BRAS. GEOL., 2, 1985, Florianópolis, **Anais...** Florianópolis: SBG/NRS-CS-PR. p. 299-308.

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A; DERZE; ASMUS, H.E. 1984. **Geologia do Brasil – Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e de área adjacente, incluindo depósitos minerais – Escala 1:25.000**. Brasil. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral.

STEWART, K.; TURNER, S. KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; KIRSTEIN, L. & MANTOVANI, M. 3-D.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Geochronology in the Paraná continental flood basalt province. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, n. 43, p. 95-109, 1996.

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

TOMAZELLI , L.J.; VILLWOCK, J.A. Mapeamento Geológico de Planícies Costeiras: o exemplo da costa do Rio Grande do Sul. **Gravel**, Porto Alegre, n. 3, p. 109-115, Nov./2005.

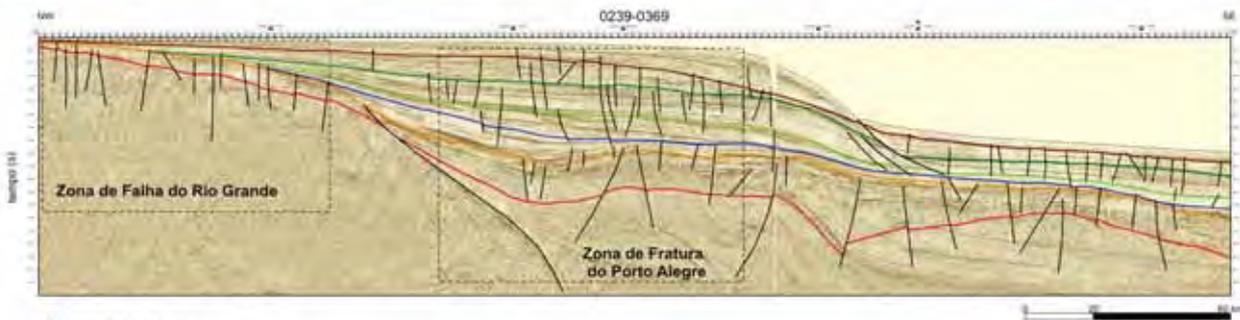
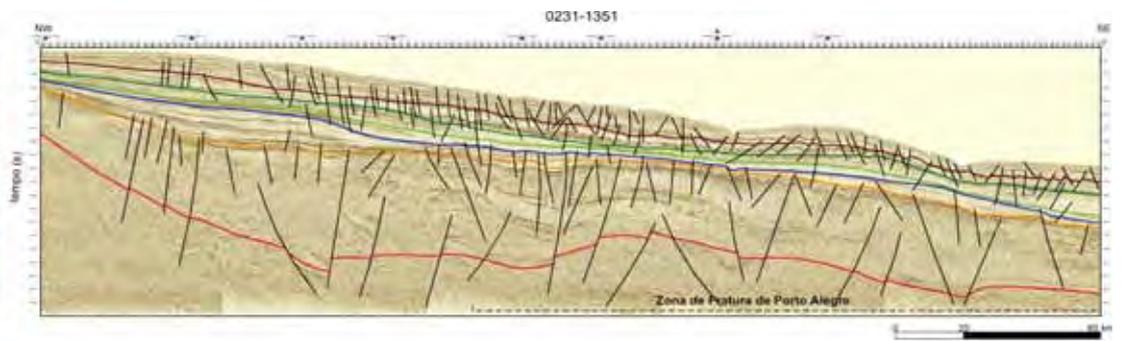
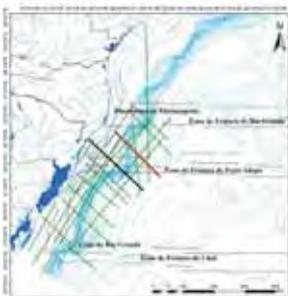
TURNER, S.P.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision Ar-Ar geochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, n.121, p. 333-348, 1994.

ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C. DE J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A. Bacia do Paraná. In: GABAGLIA, G.P.R.; MILANI E.J. (Ed.). **Origem e evolução de Bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1990, p. 135 – 166.

ZEMBRUSCKI S., BARRETO H.T., PALMA J.C., MILLIMAN J.D. Estudo preliminar das províncias geomorfológicas da margem continental brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, 1972, São Paulo, **Anais...** SBG, v.2, p. 187-209.

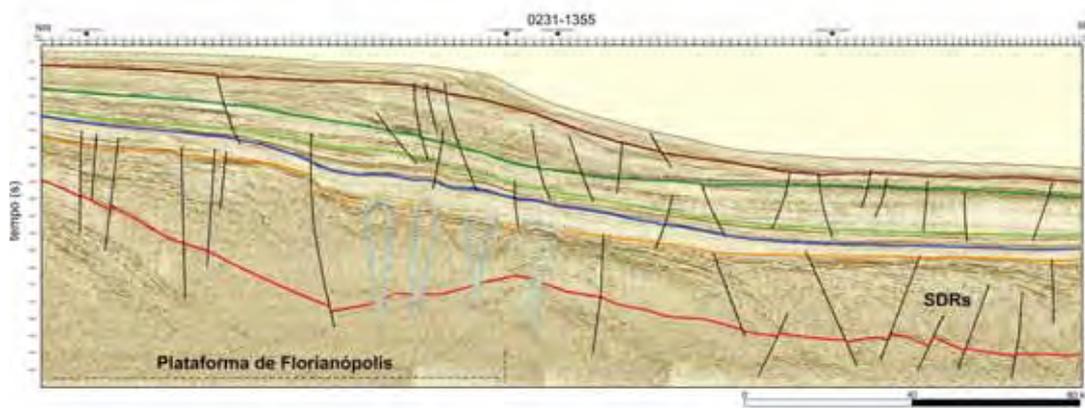
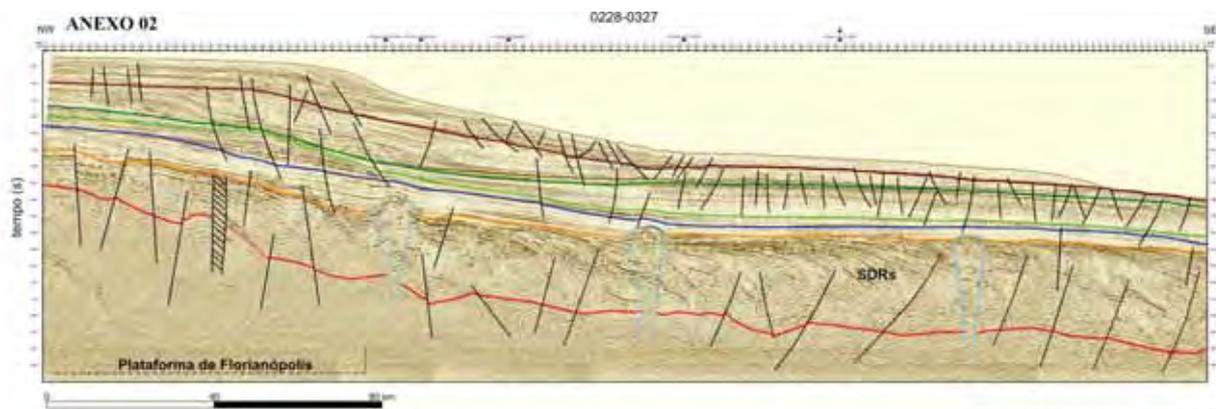
# **ANEXOS**

**ANEXO 01**



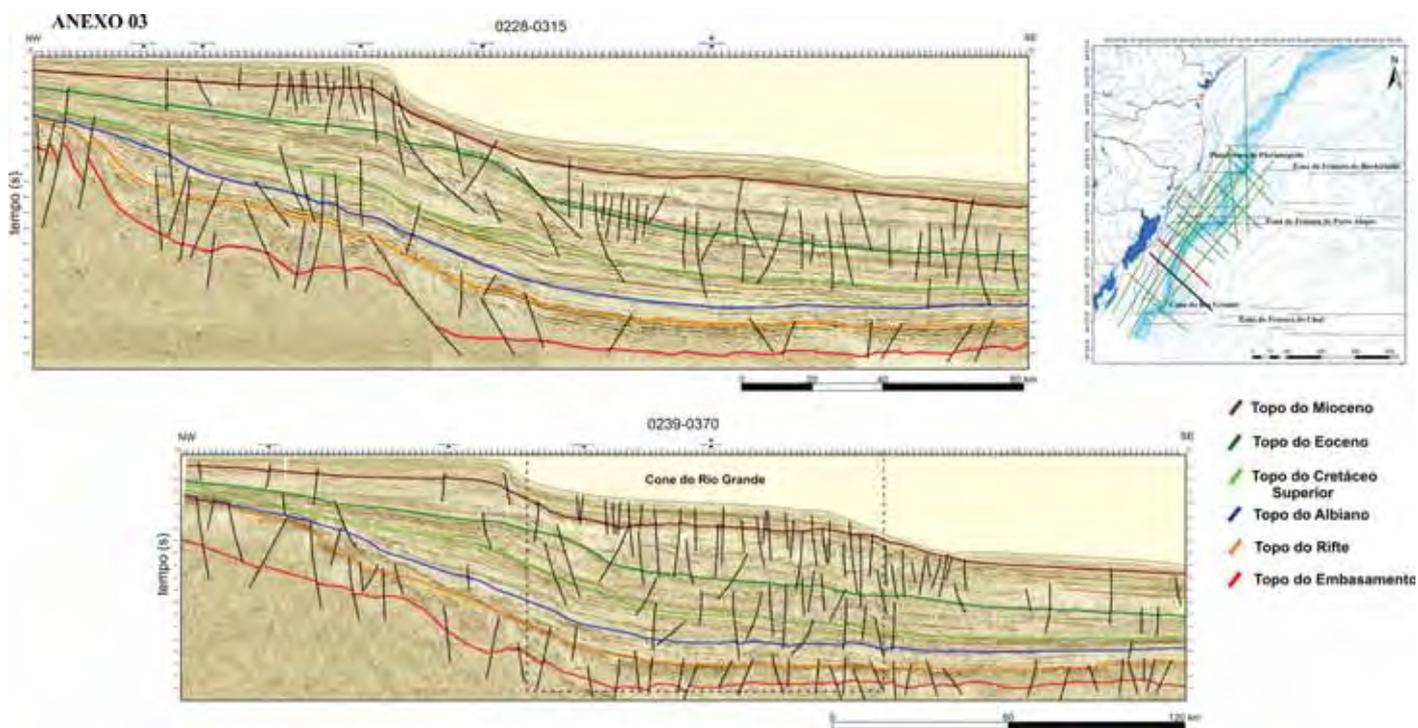
- Topo do Mioceno
- Topo do Eoceno
- Topo do Cretáceo Superior
- Topo do Albiano
- Topo do Rifting
- Topo do Embasamento

No mapa de localização a seção 0231-1351 se encontra destacada em vermelho e, a seção 0239-0369 está em preto.

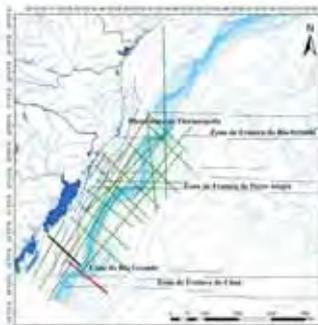
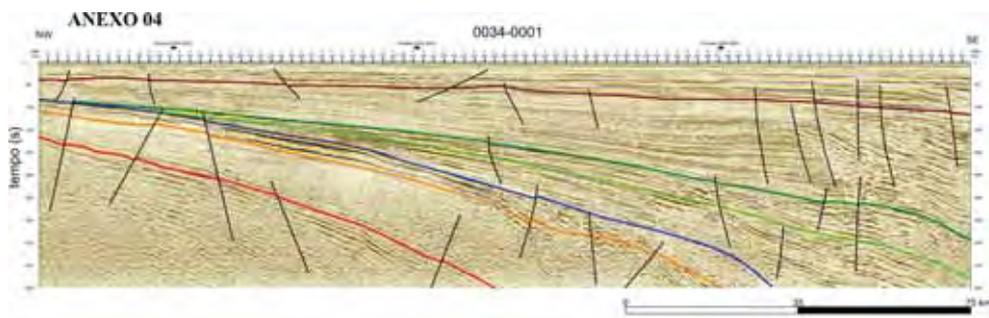


- Topo do Mioceno
- Topo do Eoceno
- Topo do Cretáceo Superior
- Topo do Albiano
- Topo do Rifte
- Topo do Embasamento

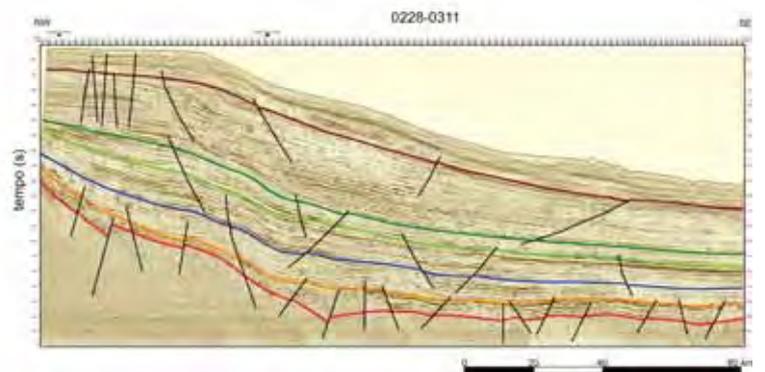
No mapa de localização a seção 0228-0327 se encontra destacada em preto e, a seção 0231-1355 está em vermelho.



No mapa de localização a seção 0228-0315 se encontra destacada em vermelho e, a seção 0239-0370 está em preto.

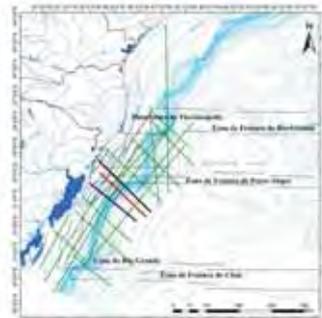
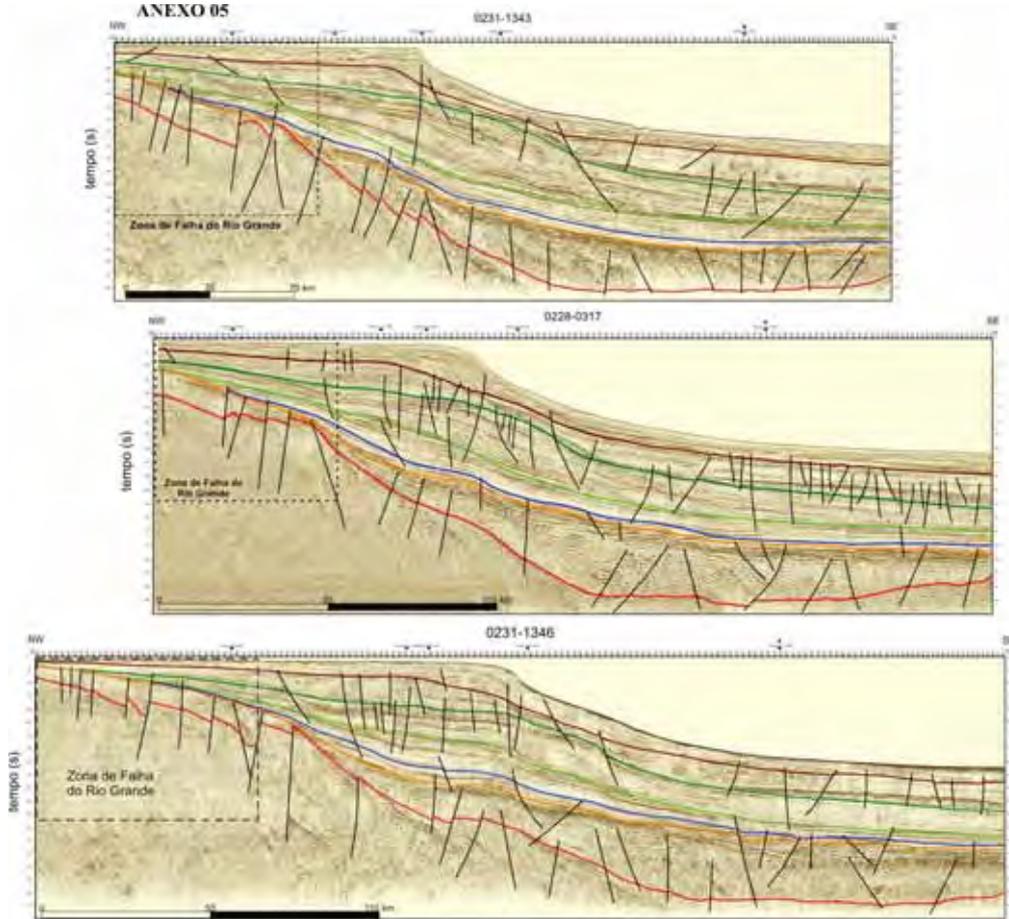


- Topo do Mioceno
- Topo do Eoceno
- Topo do Cretáceo Superior
- Topo do Albiano
- Topo do Rife
- Topo do Embasamento



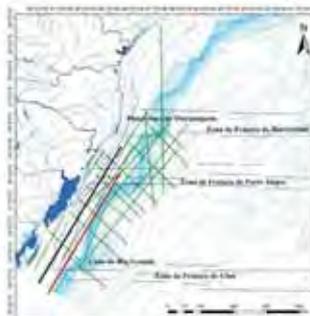
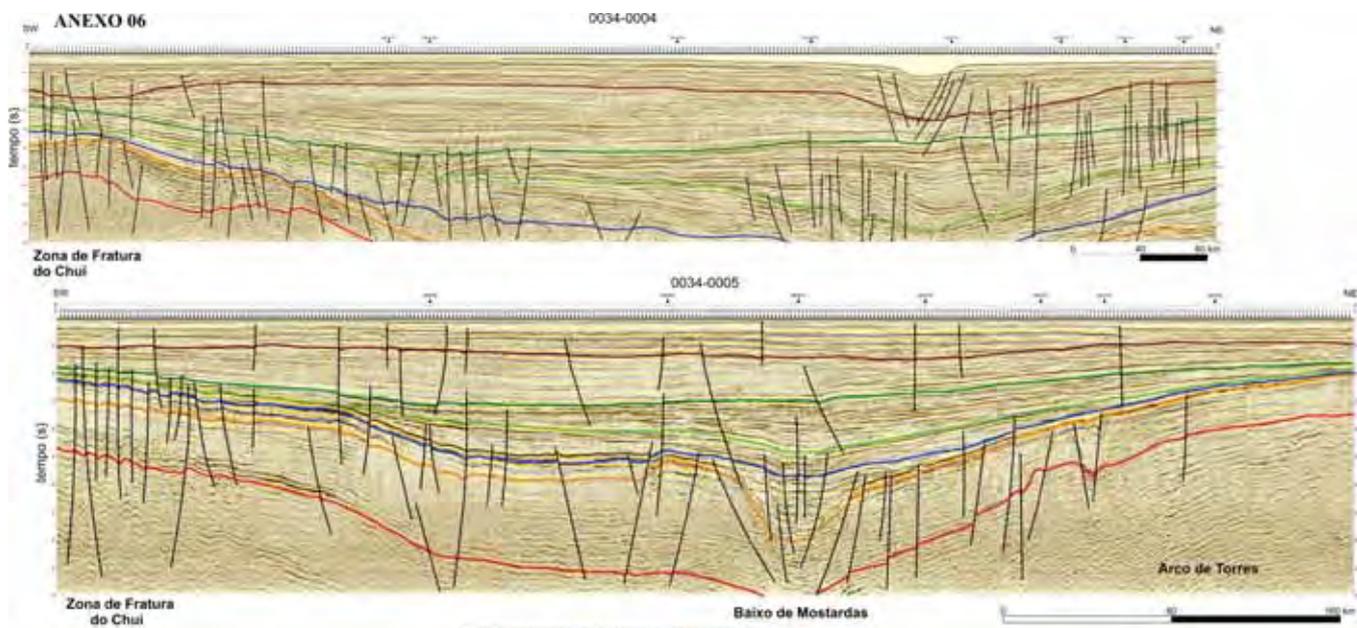
No mapa de localização a seção 0034-0001 se encontra destacada em preto e, a seção 0228-0311 está em vermelho.

**ANEXO 05**



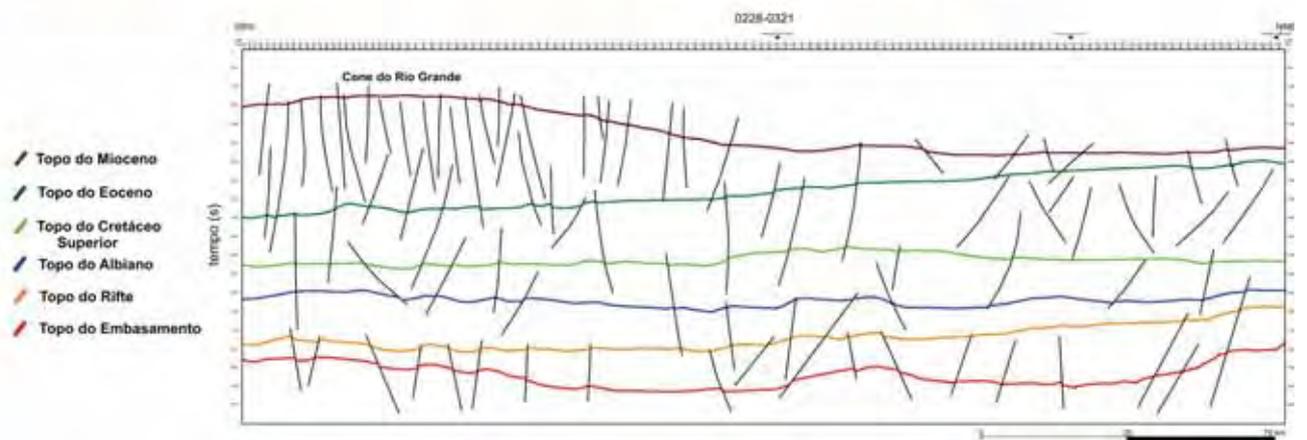
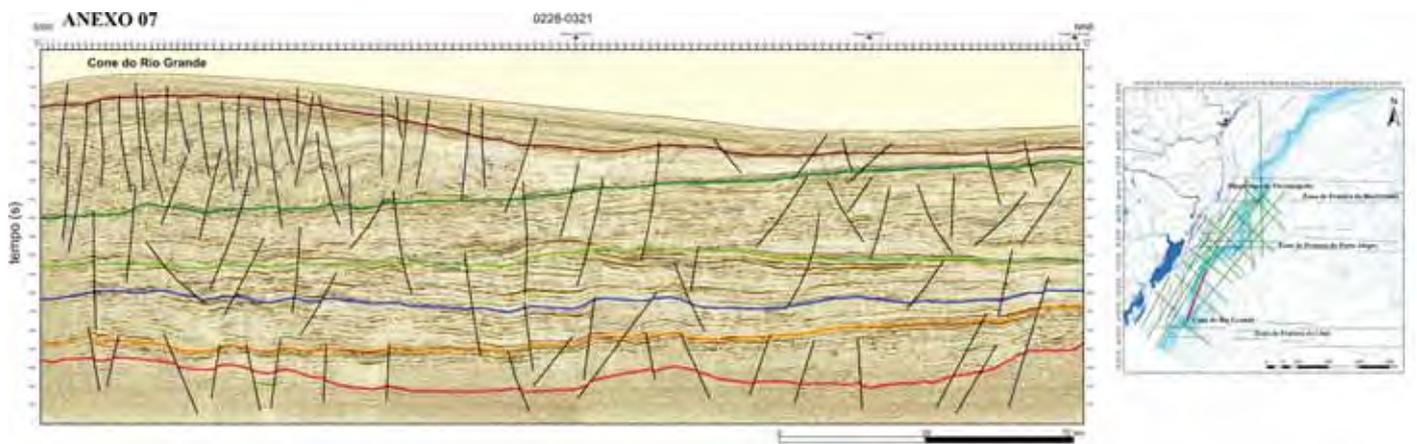
-  Topo do Mioceno
-  Topo do Eoceno
-  Topo do Cretáceo Superior
-  Topo do Albiano
-  Topo do Rifte
-  Topo do Embasamento

No mapa de localização a seção 0231-1343 se encontra destacada em preto (a primeira de baixo para cima), a seção 0228-0317 está em vermelho e a seção 0231-1346 está em azul (a primeira de cima pra baixo).



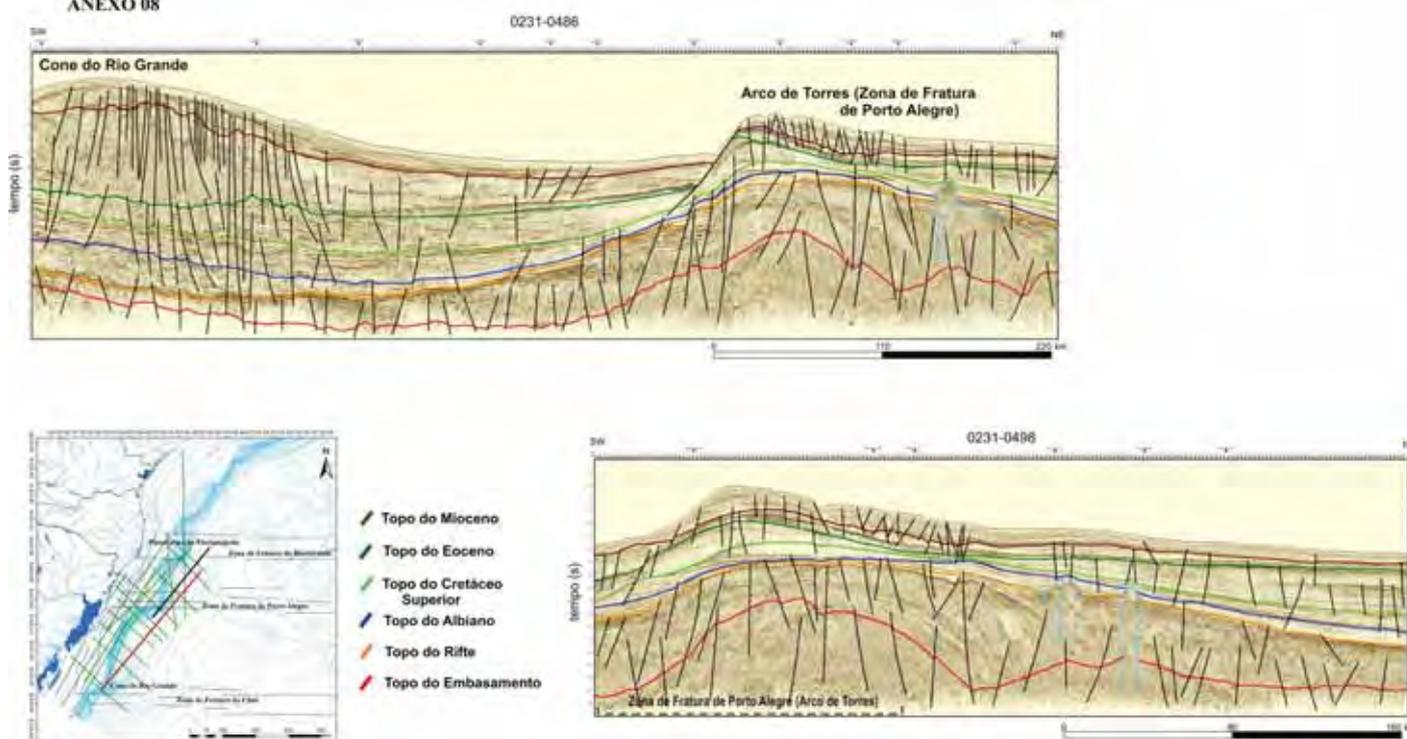
- Topo do Mioceno
- Topo do Eoceno
- Topo do Cretáceo Superior
- Topo do Albiano
- Topo do Rife
- Topo do Embasamento

No mapa de localização a seção 0034-0004 se encontra destacada em vermelho e, a seção 0034-0005 está em preto.

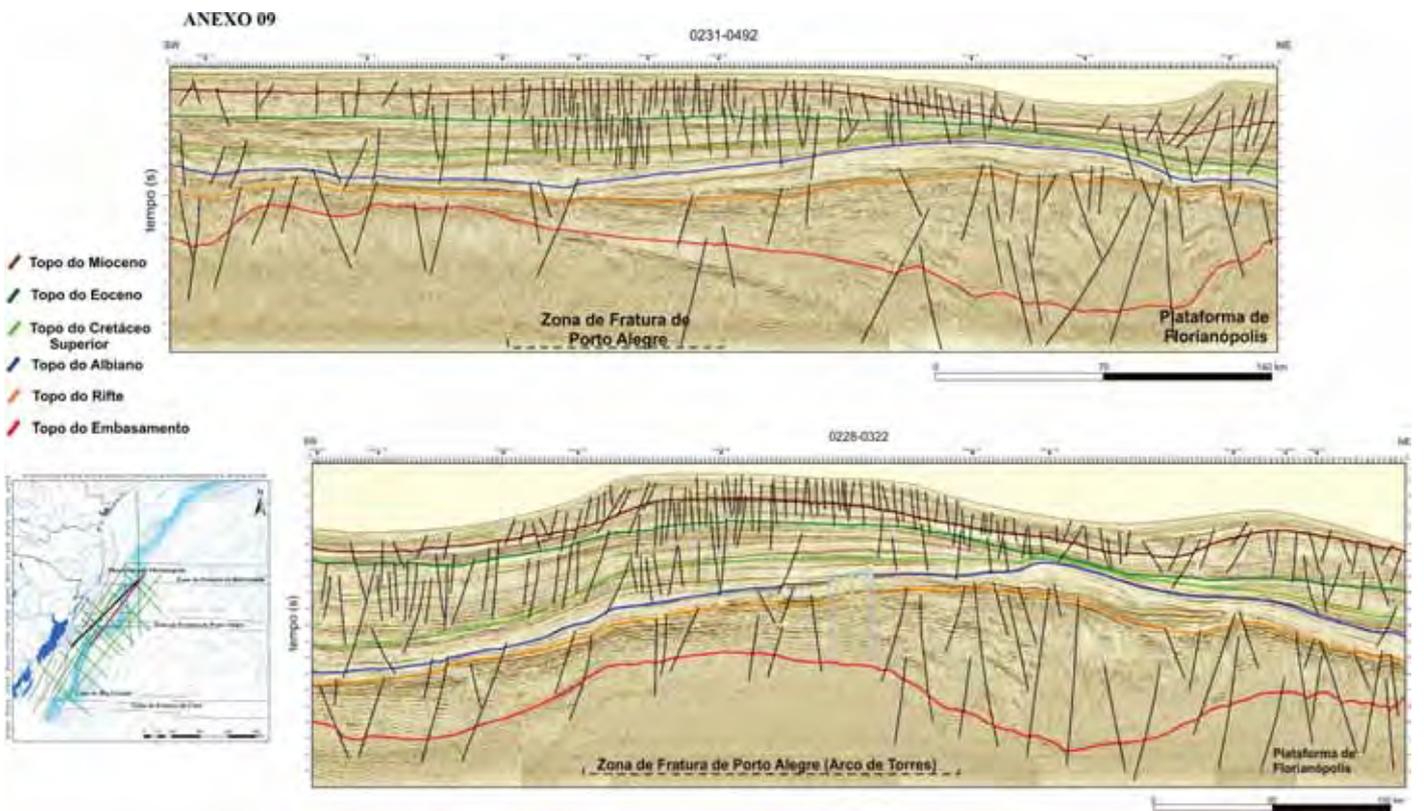


No mapa de localização a seção 0228-0321 se encontra destacada em vermelho.

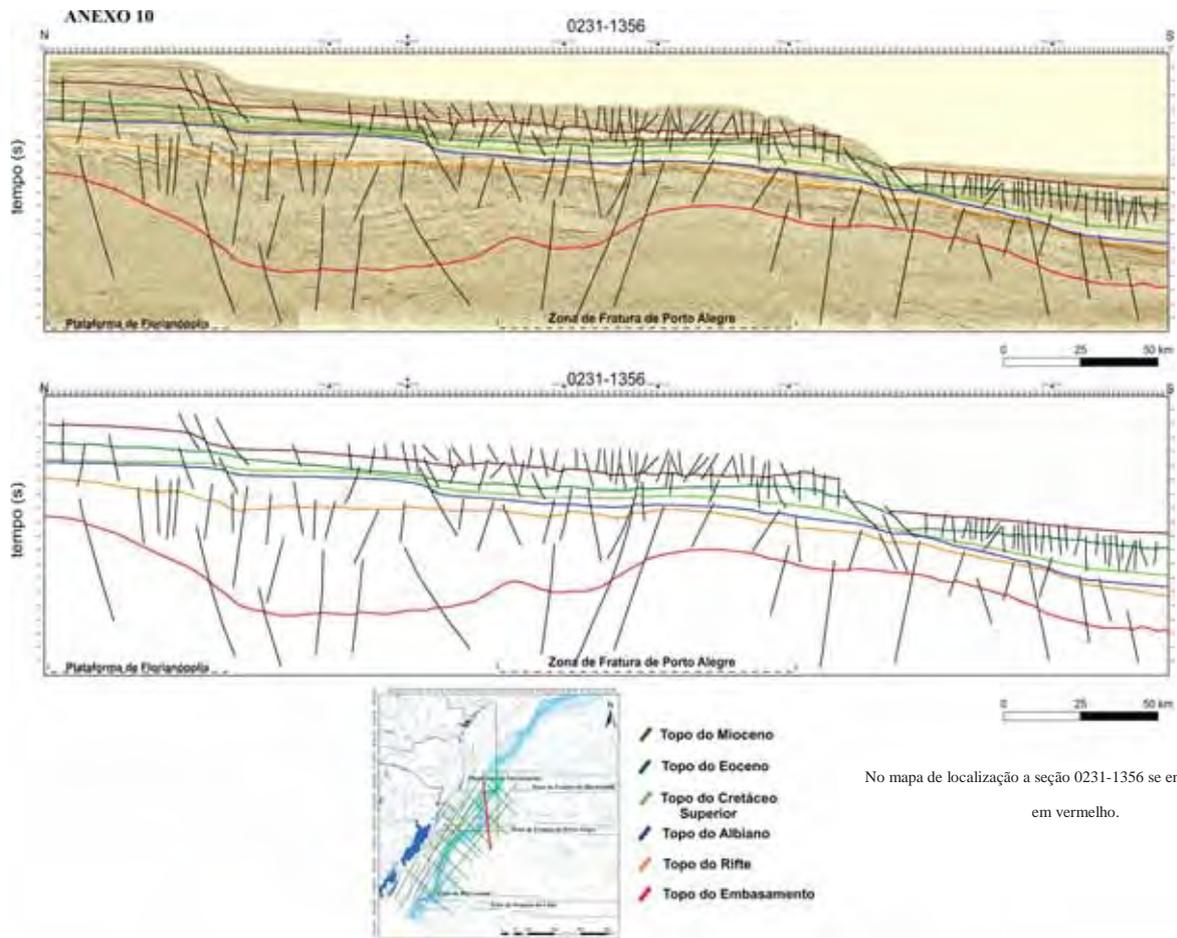
ANEXO 08



No mapa de localização a seção 0231-0486 se encontra destacada em vermelho e, a seção 0231-0498 está em preto.



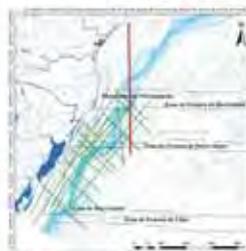
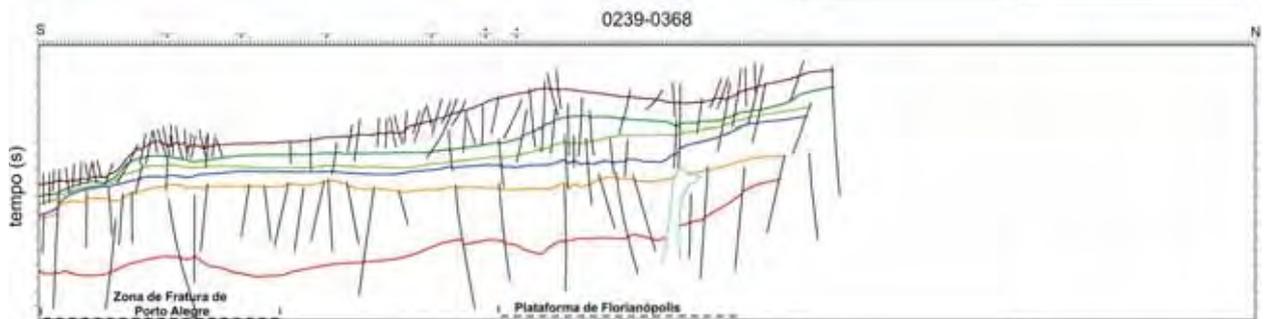
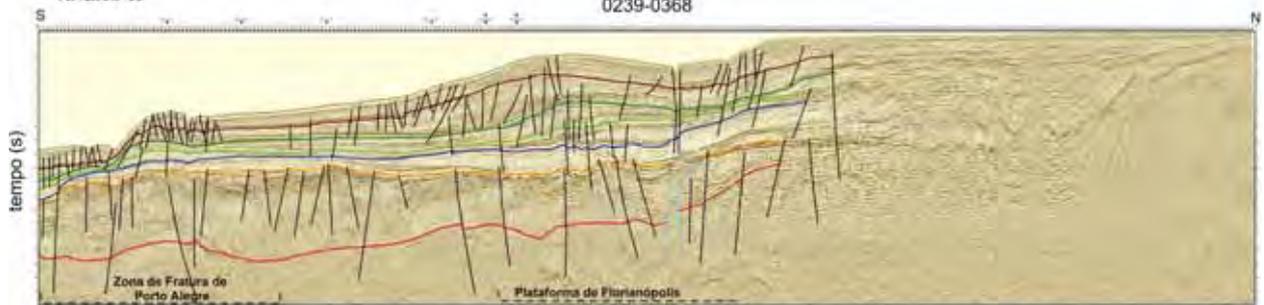
No mapa de localização a seção 0231-0492 se encontra destacada em preto e, a seção 0228-0322 está em vermelho.



No mapa de localização a seção 0231-1356 se encontra destacada em vermelho.

ANEXO II

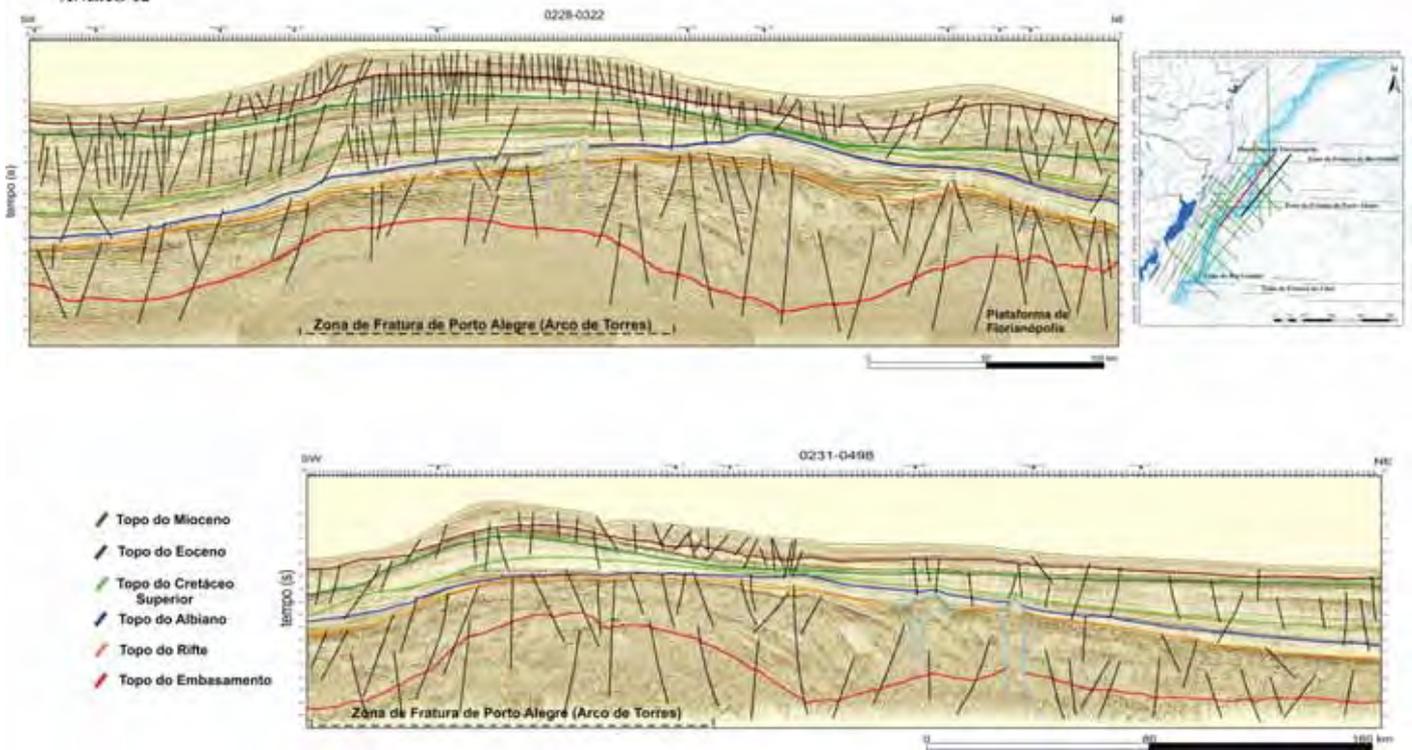
0239-0368



- Topo do Mioceno
- Topo do Eoceno
- Topo do Cretáceo Superior
- Topo do Albiano
- Topo do Rife
- Topo do Embasamento

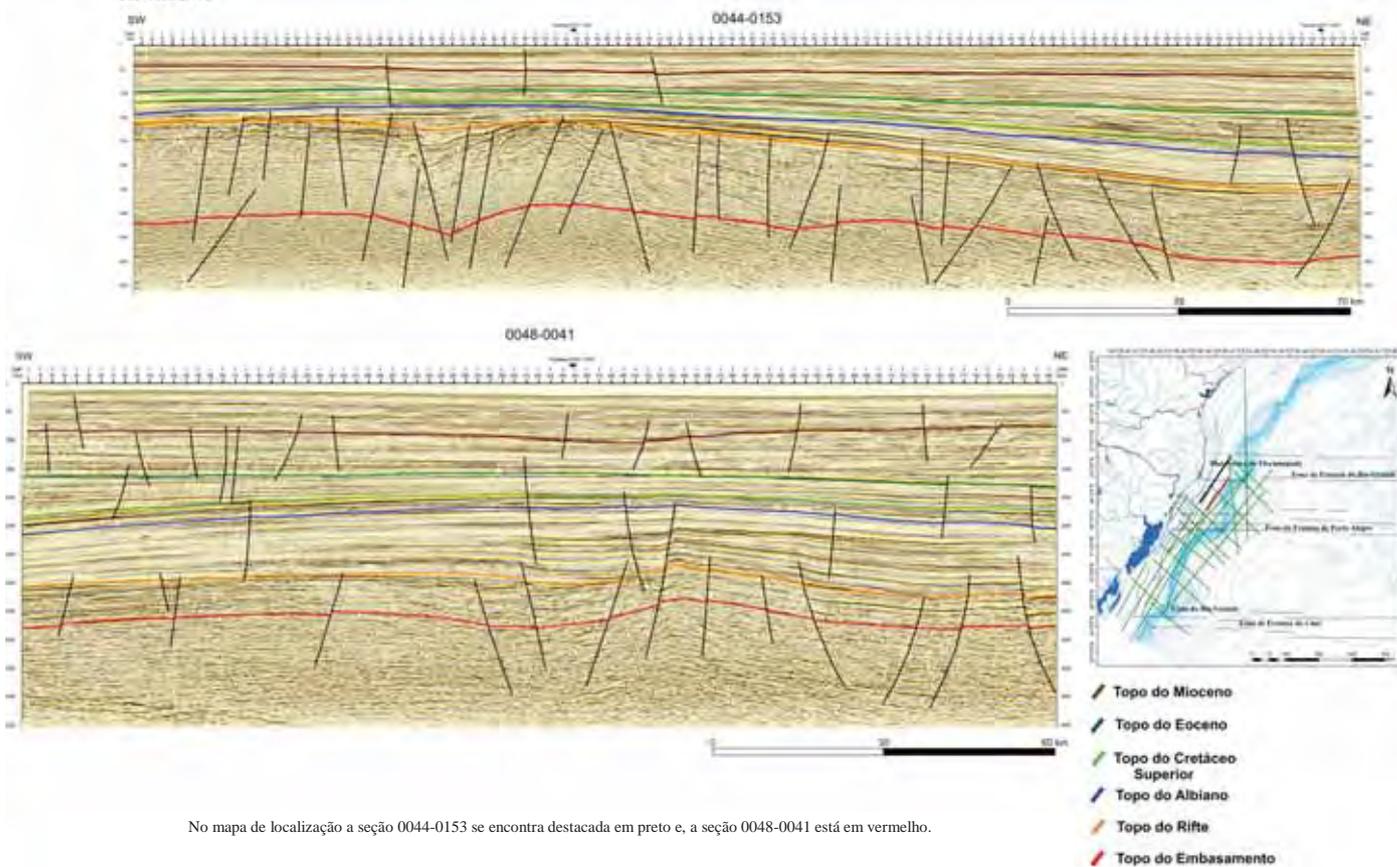
No mapa de localização a seção 0239-0368 se encontra destacada em vermelho.

ANEXO 12



No mapa de localização a seção 0228-0322 se encontra destacada em vermelho e, a seção 0231-0498 está em preto.

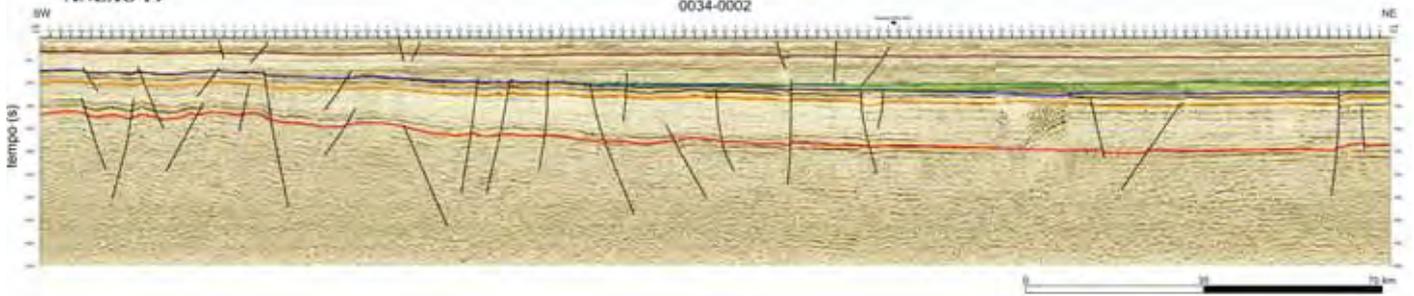
**ANEXO 13**



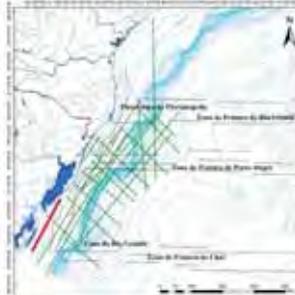
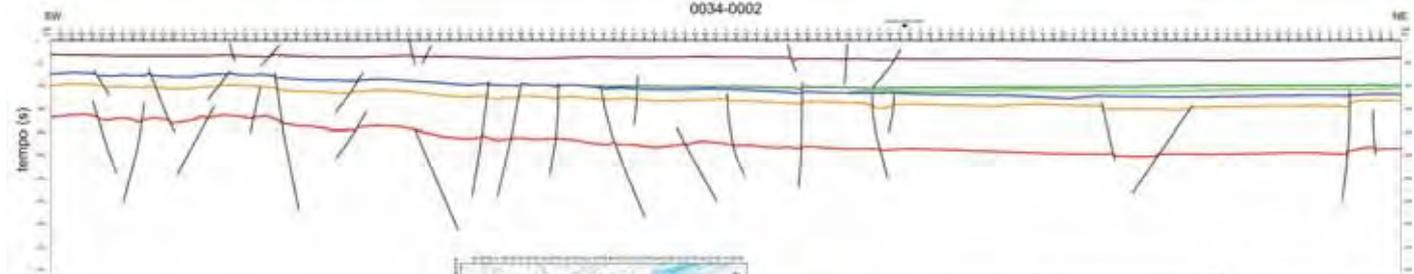
No mapa de localização a seção 0044-0153 se encontra destacada em preto e, a seção 0048-0041 está em vermelho.

**ANEXO 14**

0034-0002



0034-0002



- Topo do Mioceno
- Topo do Eoceno
- Topo do Cretáceo Superior
- Topo do Albiano
- Topo do Rifte
- Topo do Embasamento

No mapa de localização a seção 0034-0002 se encontra destacada em vermelho.

**ANEXO 15**

