

UNESP – UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“JÚLIO MESQUITA FILHO”
IGCE – INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS
Campus Rio Claro

Pós Graduação em Geociências
Área de Concentração em Geologia Regional

FALHAS DE TRANSFERÊNCIA DA PORÇÃO NORTE DA
BACIA DE SANTOS INTERPRETADAS A PARTIR DE
DADOS SÍSMICOS: SUA INFLUÊNCIA NA EVOLUÇÃO E
DEFORMAÇÃO DA BACIA

Iata Anderson de Souza

Orientador: Prof. Dr. Joel Carneiro de Castro

Tese de Doutorado elaborada junto ao
Curso de Pós-Graduação em Geociências
Área de Concentração em Geologia Regional,
para obtenção do Título de Doutor em Geociências

Rio Claro (SP)

2008

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Joel Carneiro de Castro – orientador

Dr. Gilmar Vital Bueno

Dr. Sergio Henrique Sousa Almeida

Prof. Dr. Yociteru Hasui

Dr. Adilson Viana Soares Jr.

- Iata Anderson de Souza

Rio Claro, _____ de _____ de _____.

Resultado: _____

551.8 Souza, Iata Anderson de
S729f Falhas de transferência da porção norte da Bacia de Santos interpretadas a partir de dados sísmicos: sua influência na evolução e deformação da bacia / Iata Anderson de Souza.
- Rio Claro - SP : [s.n.], 2008
182 f. : il., figs.

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Joel Carneiro de Castro

1. Geologia estrutural. 2. Tectônica. 3. Sensoriamento Remoto. 4. Geofísica. 5. Lineamentos. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

DEDICATÓRIA

Ao Amigo, Professor e Orientador,

Hans Dirk Ebert (*in memoriam*)

Fica a saudade, as boas lembranças
e a certeza de que estará em nossa memória

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Joel Carneiro de Castro pela responsabilidade de assumir a orientação, principalmente, no auxílio na interpretação do poço que foi essencial para o andamento do trabalho;

Aos colegas do Laboratório de Geomodelagem Gustavo Henrique Teixeira Silva, Thelma Cardozo, Carlos Felipe Benvenuti, Maíra G. Izeli, Mariana A. Fernandes pelo auxílio durante a realização deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Yociteru Hasui pelas correções e sugestão da finalização da tese.

A Dr. Engenheira Geofísica Maria Gabriela C. Vicentelli pela introdução aos métodos de interpretação sísmica e de poços.

Ao Programa de Formação de Recursos Humanos para Setor de Petróleo e Gás – PRH-05-ANP-MCT, principalmente o Coordenador Prof. Dr. Dimas Dias Brito pelo auxílio financeiro por meio de bolsa de estudo e pela implantação e todo suporte necessário do Laboratório de Interpretação Sísmica e Geológica (LISG). Ao Zé Maria pelo suporte prestado durante a realização do trabalho.

A Landmark Graphics que cedeu diversos módulos do programa Landmark e Geographix através de Grant Educacional.

A ANP/BDEP que forneceu os dados geofísicos para realização do trabalho, através da política de gratuidade para universidades.

Em especial, agradeço aos meus grandes amigos de turma da Geologia que continuaram no Campus: Daniel F. Godoy, Fábio B. Machado, Ana Olívia e César Moreira pela bela amizade e por sempre responderem às minhas necessidades extremamente gentis.

Agradeço aos grandes “parceiros de descontração”: Ives Haifig, Giovana Cestaro, Lucas Cestaro e Lilian Cestaro, Tatiane Pedro, que sempre estiveram presentes nos bons e maus momentos.

Ao novo amigo Adilson Viana Soares Jr. pela sugestão da tese.

Aos meus pais e irmãos, pelo carinho, apoio e educação oferecida durante todos os anos de minha vida.

E, finalmente, a Eliana Aparecida Paes de Carvalho pelo amor, companheirismo e paciência durante todos esses anos.

SUMÁRIO

ÍNDICE.....	i
ÍNDICE DE FIGURAS.....	iii
ÍNDICE DE ANEXOS.....	viii
RESUMO.....	xi
ABSTRACT.....	xiii
1 – INTRODUÇÃO.....	01
2 – ZONAS DE TRANSFERÊNCIA.....	10
3 – GEOLOGIA REGIONAL.....	13
4 – LINEAMENTOS TECTÔNICOS.....	32
5 – INTERPRETAÇÃO DOS DADOS DE POÇOS.....	62
6 – INTERPRETAÇÃO GEOFÍSICA.....	72
7 – INTEGRAÇÃO DOS DADOS E CONCLUSÕES.....	139
8 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	146
ANEXOS 1 a 25	

ÍNDICE

	Página
1 – INTRODUÇÃO.....	01
1.1 – Objetivos.....	02
1.2 – Localização da área.....	02
1.3 – Métodos, procedimentos e materiais.....	03
1.3.1. Levantamento bibliográfico e cartográfico.....	04
1.3.2. Processamento digital de imagens e extração de lineamentos do continente.....	04
1.3.3. Interpretações dos dados sísmicos.....	04
1.3.4. Interpretações dos dados de métodos potenciais.....	07
1.3.5. Integração dos dados em ambiente tridimensional.....	08
1.4 - Organização do Tese.....	08
2 – ZONAS DE TRANSFERÊNCIA.....	10
3 – GEOLOGIA REGIONAL.....	13
3.1 – Pré-Cambriano a Cambro-Ordoviciano.....	13
3.1.1 – Estruturas.....	17
3.1.2 – Evolução.....	20
3.2 – Mesozóico-Paleogeno e Neogeno-Quartenário.....	21
3.2.1 – Bacia de Santos.....	21
3.2.2 – Magmatismo do Cretáceo-Paleogeno.....	24
3.2.3 - Bacias Continentais Paleogênicas.....	25
3.2.4 – Neogeno-Cenozóico.....	26
3.2.5 – Estruturas Tectônicas Mesozóicas e Cenozóicas.....	27
3.2.6 – Evolução Tectônica.....	29
4 – LINEAMENTOS TECTÔNICOS.....	32
4.1 – Lineamentos interpretados na imagem SRTM 90 m.....	32
4.2 - Integração dos lineamentos com as isolinhas de anomalia Bouguer.....	42
4.3 – Sistemas de direções de lineamentos tectônicos.....	51
4.4 – Idades dos lineamentos tectônicos.....	53
4.5 – Interpretação dos lineamentos rúpteis que se projetam para a bacia.....	58

5 - INTERPRETAÇÃO DOS DADOS DE POÇOS.....	62
5.1 - Reorganização dos dados e construção dos perfis dos registros de poços.....	62
5.2 – Construção dos sismogramas sintéticos.....	63
5.3 – Correlação dos poços e definição dos intervalos estratigráficos.....	67
6– INTERPRETAÇÃO GEOFÍSICA.....	72
6.1 – Sísmica.....	72
6.1.1 – Tratamento sísmico e mapeamentos dos intervalos estratigráficos e estruturas.....	72
6.1.2 – Intervalos estratigráficos interpretados.....	74
6.1.3 – Mapas estruturais em tempo.....	80
6.1.4 – Principais feições estruturais.....	91
6.2 – Sísmica 3D.....	95
6.3 – Métodos Potenciais.....	118
6.3.1 – Gravimetria.....	118
6.3.2– Magnetometria.....	122
6.4 – Arcabouço estrutural e a identificação das falhas de transferência.....	125
7 – INTEGRAÇÃO DOS DADOS E CONCLUSÕES.....	139
8 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	146

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 – Mapa de localização da área de estudo.....	03
Figura 1.2 - <i>Home page</i> do BDEP, contendo informações de dados geofísicos públicos. As linhas em cinzas são as sísmicas 2D, os retângulos alaranjados representam as sísmicas 3D e os pontos alaranjados situam os poços.....	06
Figura 1.3 - Mapa de localização dos dados geofísicos solicitados ao BDEP.....	07
Figura 1.4- Mapa de localização dos mapas de métodos potenciais utilizados no estudo.....	08
Figura 2.1 – (a) Falha de transferência deslocando uma falha lítrica. (b) Duas falhas de transferência separando três zonas de diferentes estilos de deformação (Gibbs, 1984). 2 – Falha de transferência em bloco-diagrama (a) e em planta (b) (Gibbs, 1990).....	10
Figura 2.2 - (A) Bloco-diagrama ilustrando falha <i>relay ramp</i> , característica em zonas de transferência (Roberts & Yielding, 1994). (B) Esquema de classificação das zonas de transferência em planta e em bloco-diagrama, simplificado de Morley et al. (1990).....	11
Figura 3.1 - O Cinturão Ribeira. Fonte: Hasui (2008), modificado.....	14
Figura 3.2 - Domínios litológicos e lito-estratigráficos do Cinturão Ribeira. Fonte: Hasui (2008).....	17
Figura 3.3 - Os sistemas transcorrentes do Cinturão Ribeirão e da porção sul da Província Tocantins. Fonte: Hasui e Oliveira (1984) e Ebert e Hasui (1998), modificado.....	19
Figura 3.4 - As suturas indicadas pela gravimetria e cinturões granulíticos. Os triângulos indicam o sentido de inclinação da sutura, que é oposto ao da vergência. Fonte: Hasui (2008).....	19
Figura 3.5 - As bacias da margem passiva do Leste ao Sul do Brasil. Carta de relevo submarino de Mohriak (2004).....	21
Figura 3.6 - Carta estratigráfica da Bacia de Santos. Fonte: Pereira & Feijó (1994), modificado.....	23
Figura 3.7 - As intrusivas alcalinas, diques, bacias paleogênicas e depósitos Quaternários. Fonte: Bizzi et al. (2001).....	25
Figura 3.8 - Principais elementos estruturais do continente e na plataforma na região da Bacia de Santos.....	28
Figura 3.9 - Modelo de evolução desde o Jurássico ao longo de uma seção transversal à costa na altura do extremo leste de São Paulo. Ocorreram soerguimento, rifteamento e	

abertura do Atlântico. Além da Bacia de Santos, no interior do continente formaram-se intrusões de diques de diabásio (Cretáceo) e alcalinas (Cretáceo e Paleogeno), as serras da Mantiqueira e do Mar, bem como da Bacia de Taubaté. Notar a geometria irregular admitida para a célula de convecção para explicar o soerguimento paleogênico da área costeira. Fonte: Hasui (2008).....	30
Figura 4.1- Imagem SRTM 90m utilizada no trabalho, destacando as serras do Mar e da Mantiqueira e as bacias sedimentares.....	33
Figura 4.2- Exemplos de modelo de fotointerpretação de Amaral (1994) e Liu (1984), para a identificação dos principais elementos estruturais.....	34
Figura 4.3- Exemplo de aplicação da ferramenta <i>Edit Sun Angle</i> , tendo como função a variação dos ângulos de azimute e a elevação da iluminação simulada do sol sobre a superfície da imagem SRTM. (A) Azimute da iluminação na direção NE destaca as feições de direção NW-SE. (B) Azimute na direção SW destaca as feições de direção NE-SW.....	34
Figura 4.4 – Mapa de lineamentos tectônicos extraídos de imagens SRTM 90m e respectivas rosetas de comprimento e freqüência acumulados.....	35
Figura 4.5- Mapa de lineamento de direção NE-SW extraídos a partir da imagem SRTM 90m.....	36
Figura 4.6- Mapa de lineamento de direção NNE-SSW extraídos a partir da imagem SRTM 90m	37
Figura 4.7- Mapa de lineamento de direção NW-SE extraídos a partir da imagem SRTM 90m.....	38
Figura 4.8- Mapa de lineamento de direção NNW-SSE extraídos a partir da imagem SRTM 90m	39
Figura 4.9- Mapa de lineamento de direção N-S extraídos a partir da imagem SRTM 90m..	40
Figura 4.10- Mapa de lineamento de direção E-W extraídos a partir da imagem SRTM 90m.....	41
Figura 4.11- Sobreposição dos lineamentos extraídos de imagem do satélite Landsat 7ETM (Souza, 2004) ao mapa de isolinhas de anomalias Bouguer.....	43
Figura 4.12 – Mapa de lineamentos obtidos da integração das isolinhas de Anomalias Bouguer com os lineamentos extraídos de imagens de satélite. Os diagramas de rosetas representam os comprimentos e freqüências acumuladas.....	44
Figura 4.13- Mapa de lineamentos de direção NE-SW obtidos pela integração de anomalias Bouguer com os extraídos das imagens de satélite.....	45

Figura 4.14- Mapa de lineamentos de direção NNE-SSW obtidos pela integração de anomalias Bouguer com os extraídos das imagens de satélite	46
Anexo 4.15- Mapa de lineamentos de direção NW-SE obtidos pela integração de anomalias Bouguer com os extraídos das imagens de satélite.....	47
Figura 4.16- Mapa de lineamentos de direção NNW-SSE obtidos pela integração de anomalias Bouguer com os extraídos das imagens de satélite.....	48
Figura 4.17- Mapa de lineamentos de direção N-S obtidos pela integração de anomalias Bouguer com os extraídos das imagens de satélite.....	49
Figura 4.18- Mapa de lineamentos de direção E-W obtidos pela integração de anomalias Bouguer com os extraídos das imagens de satélite.....	50
Figura 4.19- Mapa integrado de lineamentos tectônicos de direções NE-NW e ENE-WSW com as estruturas continentais reconhecidas (CPRM, 2001).....	53
Figura 4.20- Sobreposição de idades TFA obtidas nos trabalhos publicados ao mapa de lineamentos extraídos de imagens de sensores remotos. O relevo está delineado em cinza e branco.....	54
Figura 4.21 - Histograma das idades TFA na região de estudo.....	56
Figura 4.22 - Histograma das idades TFA na região da Serra do Mar.....	57
Figura 4.22 - Histograma das idades TFA na região da Serra da Mantiqueira.....	57
Figura 4.24 - MDT com sobreposição dos lineamentos tectônicos, destacando as bacias cenozóicas e as serras do Mar (direita) e da Mantiqueira (esquerda).....	58
Figura 4.25 – Extração das principais discontinuidades transversais que se projetam para a bacia sobre o mapa de lineamentos direção NW-SE.....	59
Figura 4.26 - Principais discontinuidades transversais que se projetam para a bacia.....	60
Figura 4.27 - Principais lineamentos extraídos sobre o mapa de anomalia Bouguer.....	60
Figura 4.28 – Mapa de integração dos lineamentos extraídos por gravimetria (anomalia Bouguer) e satélite (imagem SRTM 90m	61
Figura 5.1- Exemplo de perfis de raios gama (em azul), sônico (preto) e densidade (vermelho) elaborados no programa <i>Prizm</i>	64
Figura 5.2- Exemplo de sismograma sintético construído partir de um dado de poço utilizando o programa <i>Syntool</i>	65
Figura 5.3 – Exemplos de sismogramas sintéticos retrabalhado no <i>Corel Draw</i>	66
Figura 5.4- Seção Estrutural da Bacia de Santos.....	70

Figura 5.5- Carta estratigráfica da Bacia de Santos (Pereira & Feijó, 1994) com os intervalos estratigráficos identificados.....	71
Figura 6.1- Exemplo de amarração dos intervalos estratigráficos a partir da integração do sismograma sintéticos com os refletores da sísmica.....	73
Figura 6.2- Exemplo de amarração dos intervalos estratigráficos a partir de interceptação de outras seções sísmicas interpretadas.....	74
Figura 6.3 – Seções sísmicas 0248_0010 (A) e 0222_0103 (B) interpretadas.....	78
Figura 6.4 – Seções sísmicas 0222_0092 (A) e 0231_1332 (B) interpretadas.....	79
Figura 6.5- Exemplo de formação de “mini-bacias” causada pela estrutura halocinética.....	80
Figura 6.6 - Mapa estrutural em tempo do Embasamento. A escala vertical está apresentada em tempo: segundo (s)	82
Figura 6.7 - Mapa estrutural em tempo do Topo do Rifte. A escala vertical está apresentada em tempo: segundo (s)	83
Figura 6.8 - Mapa estrutural em tempo da Formação Ariri. A escala vertical está apresentada em tempo: segundo (s)	84
Figura 6.9 - Mapa estrutural em tempo do Albiano. A escala vertical está apresentada em tempo: segundo (s)	85
Figura 6.10 - Mapa estrutural em tempo do Eosantoniano. A escala vertical está apresentada em tempo: segundo (s)	86
Figura 6.11 - Mapa estrutural em tempo do Eocampaniano. A escala vertical está apresentada em tempo: segundo (s)	87
Figura 6.12 - Mapa estrutural em tempo do Topo do Cretáceo. A escala vertical está apresentada em tempo: segundo (s)	88
Figura 6.13 - Mapa estrutural em tempo do Eooceno. A escala vertical está apresentada em tempo: segundo (s)	89
Figura 6.14 - Mapa estrutural em tempo do Mesomioceno. A escala vertical está apresentada em tempo: segundo (s)	90
Figura 6.15 – Exemplos de feições estruturais interpretadas nas seções sísmicas.....	91
Figura 6.16 – Exemplos de feições estruturais interpretadas na seções sísmicas.....	92
Figura 6.17 – Seções crossline de direção NNW-SSE interpretadas no cubo sísmico 1.....	100
Figura 6.18 – Seções inline de direção WSW-ENE interpretadas no cubo sísmico 1.....	101
Figura 6.19 – Seções crossline de direção NNW-SSE interpretadas no cubo sísmico 2.....	102
Figura 6.20 - Seções inline de direção WSW-ENE interpretadas no cubo sísmico 2.....	103

Figura 6.21 - Seções crossline de direção NNW-SSE interpretadas no cubo sísmico 3.....	104
Figura 6.22 - Seções inline de direção WSW-ENE interpretadas no cubo sísmico 3.....	105
Figura 6.23 - Seções crossline de direção NNW-SSE interpretadas no cubo sísmico 4.....	106
Figura 6.24 - Seções inline de direção WSW-ENE interpretadas no cubo sísmico 4.....	107
Figura 6.25- Mapas estruturais em tempo do Embasamento (A) e do Topo do Rifte (B) dos cubos 1, 2 e 3. A escala vertical está apresentada em tempo (s)	108
Figura 6.26 - Mapas estruturais em tempo da Formação Ariri (A) e Albiano (B) dos cubos 1, 2 e 3. A escala vertical está apresentada em tempo (s)	109
Figura 6.27- Mapas estruturais em tempo Eosantoniano (A) e do Eocampaniano (B) dos cubos 1, 2 e 3. A escala vertical está apresentada em tempo (s)	110
Figura 6.28 - Mapas estruturais em tempo do Topo Cretáceo (A) e Eoceno (B) dos cubos 1, 2 e 3. A escala vertical está apresentada em tempo (s)	111
Figura 6.29 - Mapa estrutural em tempo do intervalo Mesomioceno dos cubos 1, 2 e 3. A escala vertical está apresentada em tempo (s)	112
Figura 6.30- Mapa estrutural em tempo do intervalo Embasamento do cubo 4. A escala vertical está apresentada em tempo (s)	112
Figura 6.31- Mapas estruturais em tempo do Topo do Rifte (A) e Formação Ariri (B) do cubo 4. A escala vertical está apresentada em tempo (s)	113
Figura 6.32- Mapas estruturais em tempo do Albiano (A) e Eosantoniano (B) do cubo 4. A escala vertical está apresentada em tempo (s)	114
Figura 6.33 - Mapas estruturais em tempo do Eocampaniano (A) e Topo Cretáceo (B) do cubo 4. A escala vertical está apresentada em tempo (s)	115
Figura 6.34 - Mapas estruturais em tempo do Eoceno (A) e Mesomioceno (B) do cubo 4. A escala vertical está apresentada em tempo (s)	116
Figura 6.35- Mapa de integração das estruturas mapeadas dos cubos 1,2,3.....	117
Figura 6.36- Mapa de integração das estruturas mapeadas do cubo4.....	117
Figura: 6.37- Mapa de Anomalia Bouguer (levantamento Santos Reconhecimento - P0141) gerado a partir da interpolação Mínima Curvatura com malha de 5 X 5 Km.....	119
Figura 6.38 - Exemplo de gráfico logaritmo do espectro de potência por frequências espaciais dos dados de anomalia Free-Air utilizado durante a aplicação do filtro Passa Banda. Entre as duas linhas vermelhas no gráfico são os valores utilizados.....	120
Figura 6.39- Mapa de Anomalia Bouguer (levantamento Santos Reconhecimento - P0141) com Filtro Passa Banda.....	121

Figura 6.40 - Mapa de Anomalia <i>Free-Air</i> (levantamento Santos Reconhecimento - P0141) com Filtro Passa Banda.....	122
Figura: 6.41- Mapa de anomalias do campo magnético total (levantamento Plataforma Continental Sul – App040) gerado a partir da interpolação Mínima Curvatura com malha de 5 X 5 Km.....	123
Figura 6.42 - Exemplo de correção quando é aplicado o filtro de redução ao pólo (Blakely, 1995).....	124
Figura 6.43 - Mapa de anomalia do campo magnético total (levantamento Plataforma Continental Sul – App040) com Filtro de Redução ao Pólo.....	125
Figura 6.44 - Mapa estrutural em tempo da Formação Ariri destacando a Falha de Cabo Frio (Modica & Brush, 2004; Paula & Mohriak, 2005). A escala vertical está apresentada em tempo (s).....	127
Figura 6.44 - Mapa de Anomalia Bouguer destacando a Falha de Cabo Frio (Modica & Brush, 2004; Paula & Mohriak, 2005). A escala vertical está apresentada em tempo (s).....	127
Figura 6.45 - Mapa de anomalia do campo magnético total e as falhas de transferências (cinza) identificadas.....	131
Figura 6.47- Mapa de anomalia Bouguer e as falhas de transferências (cinza) identificadas.	132
Figura 6.48- Mapa de anomalia <i>Free-Air</i> e as falhas de transferências (cinza) identificadas.	132
Figura 6.49 - Mapa estrutural do Embasamento e as falhas de transferências (cinza) identificadas. A escala vertical está apresentada em tempo (s).....	133
Figura 6.50 - Mapa estrutural do Topo do Rifte e as falhas de transferências (cinza) identificadas. A escala vertical está apresentada em tempo (s).....	134
Figura 6.51- Mapa de isópaca do Rifte e as falhas de transferências (cinza) identificadas.....	135
Figura 6.52 - Parte das seções sísmicas strikes interpretadas destacando as falhas de transferências FT-1 e FT-2 (em cinza).....	136
Figura 6.53 - Parte das seções sísmicas strikes interpretadas destacando as falhas de transferências FT-3 e FT-4 (em cinza).....	137
Figura 6.54 - Parte das seções sísmicas strikes interpretadas destacando as falhas de transferências FT-5 e FT-6 (em cinza).....	138
Figura 7.1: Mapa de integração em ambiente SIG das principais discontinuidades do continente com as falhas de transferência identificadas.....	139

Figura 7.2: Integração em ambiente tridimensional das principais descontinuidades do continente com as falhas de transferência identificadas.....	140
Figura 7.3: Integração em ambiente tridimensional das principais descontinuidades do continente com as falhas de transferência identificadas.....	141
Figura 7.4: Mapa de anomalia Free-air extraída do trabalho de Almeida (2002, Modificada), destacando a Zona de Transferência do Funil deslocando a Zona de Sutura Abre-Campo (Haralyi et at., 1985).....	143

ÍNDICE DE ANEXOS

- ANEXO 01 - Seção sísmica 0248_0019
- ANEXO 02 - Seção sísmica 0248_0014
- ANEXO 03 - Seção sísmica 0248_0011
- ANEXO 04 - Seção sísmica 0248_0010
- ANEXO 05 - Seção sísmica 0222_0108
- ANEXO 06 - Seção sísmica 0222_0107
- ANEXO 07 - Seção sísmica 0222_0105
- ANEXO 08 - Seção sísmica 0222_0103
- ANEXO 09 - Seção sísmica 0222_0102
- ANEXO 10 - Seção sísmica 0239_0366
- ANEXO 11 - Seção sísmica 0228_3707
- ANEXO 12 - Seção sísmica 0222_0091
- ANEXO 13 - Seção sísmica 0222_0092
- ANEXO 14 - Seção sísmica 0222_0093
- ANEXO 15 - Seção sísmica 0222_0094
- ANEXO 16 - Seção sísmica 0231_1332
- ANEXO 17 - Seção sísmica 0247_0103
- ANEXO 18 - Seção sísmica 0228_3730
- ANEXO 19 - Seção sísmica 0247_0100
- ANEXO 20 - Seção sísmica 0250_1225
- ANEXO 21 - Seção sísmica 0248_0097
- ANEXO 22 - Seção sísmica 0248_0107
- ANEXO 23 - Seção sísmica 0248_0108
- ANEXO 24 - Seção sísmica 0248_0113
- ANEXO 25 - Seção sísmica 0248_0114

RESUMO

Na parte continental desenvolveu-se um estudo para o reconhecimento estrutural, tectônico e geomorfológico, por meio de sensoriamento remoto, com o intuito de identificar as feições lineares transversais que se projetam para a porção norte da Bacia de Santos. Para isso, utilizou-se imagem de satélite SRTM 90 para mapear os principais lineamentos tectônicos, onde foram extraídas aproximadamente 5600 feições lineares no continente. A imagem permitiu a identificação dos lineamentos tectônicos transversais (NW-SE e NNW-SSE) que interceptam as principais estruturas pré-cambrianas (NE-SW). Esses lineamentos transversais foram selecionados e classificados em 47 conjuntos principais de lineamentos e o critério para essa seleção foi verificar o padrão de segmentos contínuos das feições lineares. Esses conjuntos foram objeto de estudo para a interpretação de dados de subsuperfície (geofísicos). Na porção norte da Bacia de Santos foram interpretadas 25 seções sísmicas 2D, 12 dados de poços, assim como dados aeromagnetométricos e gravimétricos, fornecido BDEP-ANP. Por meio da análise nas seções sísmicas com a localização das feições transversais (NW-SE e NNW-SSW) observadas nos mapas estruturais e métodos potenciais, mostram que algumas falhas interpretadas apresentam estrutura-em-flor, ocorrência de inversão do rejeito com a profundidade, mudanças abruptas na espessura ou mesmo o desaparecimento dos refletores ao longo da seção sísmica, que são características de falhas de movimentação laterais. E provavelmente estão associados a falhas de transferência. A integração desses dados em ambiente SIG e tridimensional permitiu identificar seis conjuntos de falha de transferência que foram nomeados de FT-1, FT-2, FT-3, FT-4, FT-5 e FT-6. Esses resultados de subsuperfície foram integrados com aqueles obtidos nas interpretações do continente por sensoriamento remoto, em ambiente SIG e tridimensional. A integração permitiu observar que os lineamentos principais interpretadas no continente somente 6 deles (de direção NW) coincidem com as falhas de transferência identificadas na bacia. A descontinuidade FC1, localizada na porção sul da área, atravessa a Bacia de São Paulo até o litoral da região de Santos e coincide com a falha de transferência FT-1 da bacia de Santos. É representada por lineamentos de curto comprimento, com alguns deslocamentos da estruturação principal do continente (NE) e também coincidem com a feição identificada no mapa de anomalia Bouguer. Como a Bacia de São Paulo e seu preenchimento são do Paleogeno, essa descontinuidade está associada à reativação cenozóica, observada também nas seções sísmicas onde as falhas da FT-1 interceptam intervalos até o Eoceno. A descontinuidade FC2 tem continuidade com a FT-2 e passa pela região da Ilha de Sebastião e se prolonga para a borda

da Bacia de Taubaté. Essa borda é caracterizada por um alto estrutural. Esta descontinuidade sofreu reativações durante o Mesozóico Superior e Cenozóico, pois de acordo com a projeção para a Bacia de Santos, é possível observar que as falhas interceptam os intervalos do Eosantoniano e Eoceno. A descontinuidade FC3 corresponde FT-3 da Bacia de Santos. Passa pela região de Parati e alcança a porção nordeste da Bacia de Taubaté, onde coincide com o alto estrutural Alto Capela Nossa Senhora do Socorro, que separa as sub-bacias de Quirimim e Roseira. Os lineamentos identificados nas imagens que representam a descontinuidade FC3 interceptam algumas estruturas do pré-cambriano. A análise das seções sísmicas indica reativações durante o Cretáceo Superior e Eoceno. A descontinuidade FC4 passa pela região da Ilha Grande e no interior coincide com o alto estrutural referido como Soleira de Queluz, que separa as bacias de Taubaté e Resende. Esse alto foi controlado por sistemas de falhas NW. Em direção à Bacia de Santos a descontinuidade FC4 se projeta com a FT-4. Nas seções sísmicas é possível observar a presença de estrutura-em-flor negativa e indicação de que a descontinuidade sofreu reativação cenozóica. A descontinuidade FC5, com projeção a FT-5, está localizada na região de Sepetiba e segue para o interior com sentido à porção central da Bacia de Resende. Esta descontinuidade coincide com a Zona de Transferência de Funil, identificada pela interpretação de anomalia Bouguer, onde esta desloca a Sutura de Abre-Campo. Observou-se que o conjunto de lineamento NW passa pela região entre os maciços alcalinos Itatiaia e Morro Redondo, ambos do Paleogeno. Nas seções sísmicas que cruzam essa descontinuidade na Bacia de Santos mostram que as falhas interceptam camadas mais recentes (Holoceno), indicando reativação cenozóica. A descontinuidade FC6 tem sua projeção situada na borda nordeste das bacias de Resende e Volta Redonda até próximo a Baía de Guanabara, e se ajusta com a FT-6. Essa descontinuidade entre a região de Volta Redonda e Barra do Piraí coincide com a Zona de Transtensão de Volta Redonda representada por falhas transcorrentes dextrais que deslocam lateralmente as estruturas pré-cambrinas. Os maciços alcalinos Serra dos Tomazes e Mendanha do Paleogeno são interceptados por esta descontinuidade. A descontinuidade FC6 apresenta reativação cenozóica que pode ser evidenciado no limite da borda das Bacias de Resende e Volta Redonda e nas seções sísmicas onde as falhas interceptam o intervalo Mesomioceno. Em geral, as falhas de transferência interpretadas na porção norte da Bacia de Santos influenciaram na estruturação e evolução da bacia, uma vez que se originaram durante o evento distensivo, afetando o principal *trend* estrutural (direção NE-SW) da bacia.

ABSTRACT

In the continental area has developed a research for the structural, tectonic and geomorphological recognition, through remote sensing, intending to identify linear features transverse that has a projection for the northern portion of the Santos Basin.. For this, used image satellite SRTM 90m to map the main tectonic lineaments, which were extracted from approximately 5600 linear features on the continent. The image allowed the identification of transverse tectonic lineaments (NW-SE and NNW-SSE) that intersect the main structures of pre-cambrian (NE-SW). These lineaments transverse were selected and classified into 47 segments and criterion for this selection was check the pattern of continuous segments of the linear features. These sets have been object of studied for the interpretation of subsurface data (geophysical). In the northern portion of the Santos Basin were interpreted 25 seismic sections, 12 well data and potential methods data (aeromagnetometric and gravimetric), provided by BDEP-ANP. Through the seismic sections analysis with the location of the features transverse (NW-SE and NNE-SSW) observed in the structural maps and potential methods, demonstrate that some fault interpreted to show flower structures, displacement inversion in depth (inverse at the base and normal at the top), sudden changes of thickness or even disappearance of reflectors, that are characteristic of transcurrent faults. And probably are associated with transfer faults. The integration of these data in GIS and three-dimensional environment allowed identified 6 transfer faults (TF) that were named of TF-1, TF-2, TF-3, TF-4, TF-5 and TF-6. These results of subsurface were integrated with those obtained in the interpretations of the continent by remote sensing, in a GIS environment and three-dimensional. The integration allowed observe that the main lineaments interpreted on the continent only 6 of them (of NW direction) coincide with the transfer faults identified in the basin and are described below. The discontinuity FC1, located in the southern area, crosses the São Paulo basin even the coastal region of Santos and coincides with the TF-1 from Santos Basin. Is represented by lineaments of short length, with some shifts of the main structure of the continent (NE) and also coincide with the feature identified in the map of Bouguer anomaly. As the sediment of the São Paulo basin are of the Paleogene, the discontinuity is associated with reactivation cenozoic, also observed in seismic sections where the failures of the TF-1 intercept the intervals even the Eocene. The discontinuity FC2 has continuity with the TF-2 and passes through the region of the Island of São Sebastião and extends to the edge of Taubaté Basin. This discontinuity suffered reactivation during the Upper Mesozoic and Cenozoic, because according to the projection of the Santos Basin, is

possible observe that faults intersect the intervals Eosantonian and Eocene. The discontinuity FC3 corresponds the TF-3 in the Santos Basin. Passes through the region of Parati and reaches the northeastern portion of Taubaté Basin, which coincides with the structural high Alto Nossa Senhora do Socorro, that separating the sub-basins Quirimim and Roseira. The lineaments identified in the images that represent discontinuity FC3 some intercept main structures of the pre-Cambrian. The analysis of seismic sections indicates reactivation during the Upper Cretaceous and Eocene. The discontinuity FC4 passes through region of Ilha Grande and in the interior matches the structural high referred of as High of Queluz, that separates the basins of Taubaté and Resende. This high was controlled by fault systems NW. Towards the Santos Basin the discontinuity FC4 has the same projection of the TF-4. In the seismic sections is possible to observe the presence of negative flower structure and indication that the discontinuity suffered Cenozoic reactivation. The discontinuity FC5, with projected TF-5, is located in the region of Sepetiba and follows to the interior toward the central portion of the Basin Resende. Esta descontinuidade coincide com a Zona de Transferência de Funil, identified by interpretation of Bouguer anomaly, where this displaces the Suture of Abre-Campo. It was observed that the set of NW lineament passes through the region between the massive alkali Itatiaia and Morro Redondo, both of Paleogene. In seismic sections that cross the discontinuity in the Santos Basin show that the fault intercepts the layers of Holocene, indicating reactivation cenozoic. The discontinuity FC6 has its projection situated in the edge northeast of the basins of Resende and Volta Redonda up to next Guanabara Bay, and fits with the TF-6. This discontinuity between the region of Volta Redonda and Barra of Pirai coincides with the Zone of Transtension Volta Redonda represented by dextrals transcurrent faults that laterally displaces the structures precambrian. The massive of alkali Sierra Tomaz and Mendanha of the Paleogene are intercepted by this discontinuity. The discontinuity FC6 presents cenozoic reactivation which can be evidenced in the edge boundary of basins of Resende and Volta Redonda and in the seismic sections where the faults intersect the interval Mesomiocene. In general, the transfer faults interpreted in the northern portion of the Santos Basin influenced in the structuring and evolution of the basin, once that originated during the event distensive, affecting the main structural trend (NE-SW) of the basin.

1 – INTRODUÇÃO

O embasamento continental da região costeira do Brasil constitui importante alvo de investigações geológicas, pois registra os processos tectônicos Mesozóicos da fragmentação do Gondwana, que resultou na abertura do Atlântico e na separação da América do Sul e África.

Na porção da plataforma continental do Brasil que se estende do Nordeste ao Sul, esses processos de natureza distensiva foram responsáveis por falhamentos que geraram e compartimentaram bacias sedimentares e que, em parte, acompanharam manifestação magmática neocomiana durante a fase rifte. Uma dessas bacias é a de Santos, na região Sudeste e Sul.

Além das falhas normais sintéticas e antitéticas próprias do regime distensivo, o desenvolvimento das bacias normalmente envolve outras importantes falhas, de transferência e compartimentais, de movimentação lateral. Elas influenciam muito na configuração geométrica da bacia, erosão e acumulação sedimentar, geração de trapas estruturais e migração de hidrocarbonetos (Zalán, 1986a; Mohriak et al., 1995; Demercian & Szatmari, 1999; Novais et al., 2004; Mohriak, 2004).

Também, o desenvolvimento da Bacia de Santos foi acompanhado pelo soerguimento das serras do Mar e da Mantiqueira na área emersa, que se sujeitaram a intensos processos erosivos e aportaram materiais dissolvidos e em suspensão para a bacia durante o Neocretáceo e Paleogeno (Macedo, 1987; Almeida & Carneiro, 1998). Esse soerguimento teve dois pulsos, um relacionado com os processos de ruptura que levaram à separação América do Sul-África no Cretáceo e outro no Paleogeno, renovando as áreas-fonte de materiais que preencheram a bacia.

O entendimento de todos esses processos tem sido buscado com impulso da importância econômica para a investigação e exploração de petróleo e gás, que é agora potencializada pelas descobertas mais recentes na porção da fase rifte, que tem sido chamada pré-sal.

Um dos aspectos importantes é o papel das estruturas pré existentes na configuração das bacias da Margem Continental Sudeste como um todo e na de Santos em particular (Dias et al., 1987; Macedo, 1987; Macedo, 1989; Guardado et al., 1990; Chang et al., 1992; Karner & Driscoll, 1999; Cobbold et al., 2001; Meisling et al., 2001; Modica & Brush, 2004; Zalán & Oliveira, 2005).

As falhas reconhecidas na margem continental têm sido correlacionadas com lineamentos tectônicos presentes na faixa costeira da região Sudeste. Estes lineamentos são na maioria de direção NE-SW e relacionados com as estruturas pré existentes e também existem algumas transversais NW-SE e NNW-SSE que as cruzam e se projetam para dentro da bacia, podendo corresponder a possíveis falhas de transferência.

O estudo delas pode contribuir para o melhor entendimento da tectônica não só da bacia e seus depósitos de petróleo e gás, mas também das águas subterrâneas e microorganismos continentais, responsáveis pela biodegradação dos campos de petróleo.

É nesse contexto que se insere este estudo.

1.1 – Objetivo

O objetivo é a identificação e caracterização das estruturas transversais presentes no embasamento aflorante no continente, suas projeções para a margem continental associando-as com falhas de transferência e suas relações com a evolução e deformação da Bacia de Santos. O foco é a porção norte da Bacia de Santos

1.2 – Localização da área

A área de estudo compreende a região emersa que se estende pelo sul do Rio de Janeiro, sudeste de Minas Gerais e leste de São Paulo e a porção submersa do norte da Bacia de Santos, aproximadamente entre as latitudes 22°S e 26°S e longitudes 42°W e 47°W (figura 1.1).

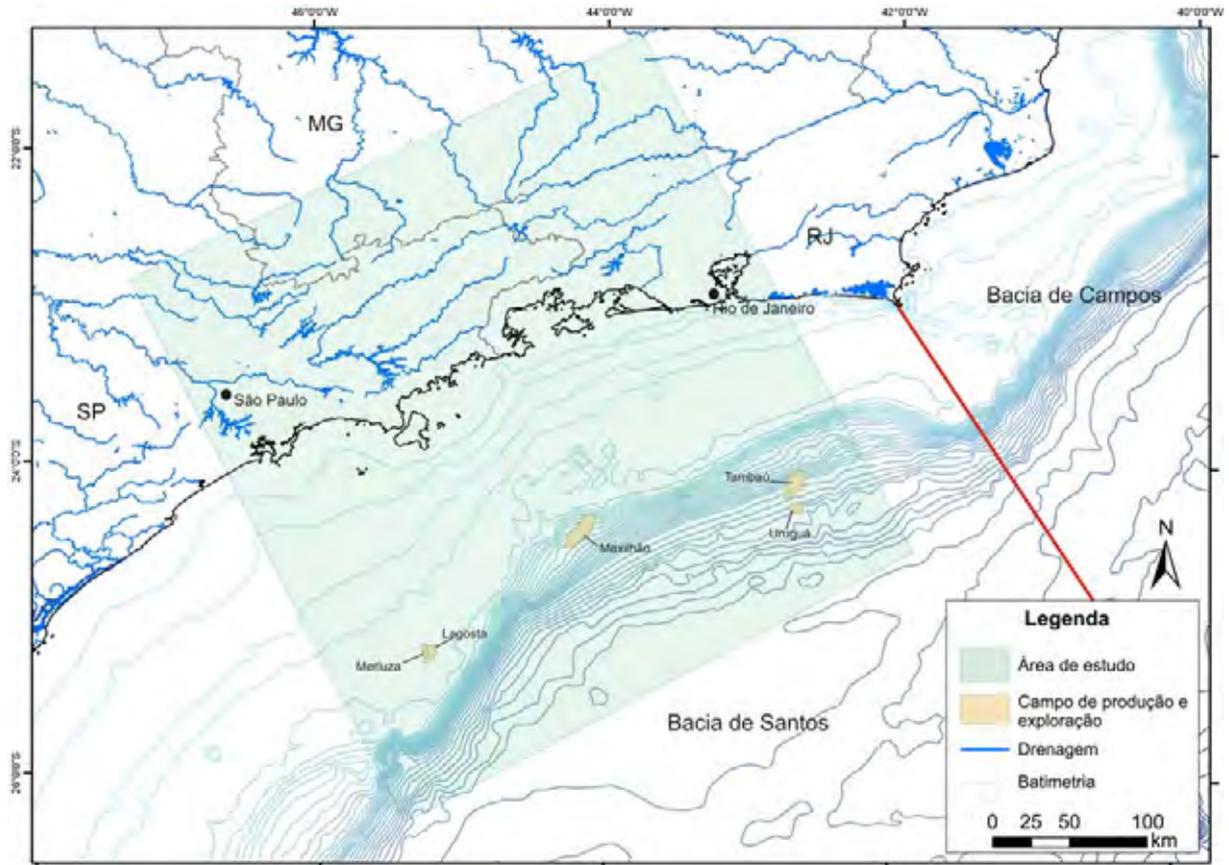


Figura 1.1: Mapa de localização da área de estudo.

1.3 – Métodos, procedimentos e materiais

Em essência, os lineamentos transversais constituem o objeto do estudo.

Eles são abordados em termos de:

- 1) caracterização geométrica mediante interpretação de imagens de satélite no continente e através de sísmica 2D e dados de métodos potenciais na porção submersa;
- 2) caracterização cinemática por meio da integração e correlação dos dados e relação com a formação, sedimentação e deformação da porção norte da Bacia de Santos;
- 3) caracterização dinâmica por inserção no quadro dos eventos tectônicos ocorridos durante o Mesozóico e Cenozóico.

Para isso, uma série de atividades multidisciplinares foram desenvolvidas.

1.3.1. Levantamento bibliográfico e cartográfico

Envolveu a pesquisa e compilação de dados sobre o embasamento da porção emersa, tais como, constituição litológica, estruturas tectônicas dúcteis e rúpteis, e feições geomorfológicas. Para a área submersa os dados pesquisados dizem respeito aos pacotes de rochas sedimentares, paleoambientes e evolução tectono-sedimentar. Foram coletados documentos básicos: cartográficos e geológicos para a área emersa, assim como geofísicos (gravimetria, magnetometria e sísmica), cartas e seções estratigráficas e registros de poços perfurados para a área submersa.

1.3.2. Processamento digital de imagens e extração de lineamentos do continente

Foram utilizadas imagens de satélite SRTM 90m para extrair as principais feições lineares, através dos programas Global Mapper v.6.01 e ER Mapper 6.4. Os dados foram comparados com os lineamentos extraídos do trabalho de Souza (2003) e integrados com interpretações sísmicas e métodos potenciais da bacia, com a finalidade de associar as estruturas transversais (NW-SE e NNW-SSE) com possíveis falhas de transferência.

1.3.3. - Interpretação de dados sísmicos

Foi selecionada, preliminarmente, uma série de dados mais adequados ao objetivo da pesquisa (figura 1.2) no *site* do Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP), administrado pela Agência Nacional do Petróleo (ANP). Tratam-se de dados de poços, contendo registros sônicos, densidade e raio gama, e seções sísmicas migradas que permitem uma visão mais próxima da geometria do subsolo. Os dados selecionados foram solicitadas ao BDEP (figura 1.3), dentro da política de gratuidade para universidades, 25 linhas sísmicas, dados de 12 poços, um contendo Arquivo Geral do Poço (AGP) e 4 cubos sísmicos abrangendo 80 km².

As seções seccionadas ou com espessuras locais influenciadas pelas zonas de fraturas ou falhas forneceram indicações sobre as idades de ativação, bem como seu caráter cinemático. Nos estudos tradicionais, conduzidos pela indústria do petróleo, o enfoque maior tem sido dado aos perfis transversais à linha de charneira da bacia, onde se busca identificar os principais depocentros e os altos estruturais (horstes e grábens). Aqui, além de se

contemplar os perfis transversais, procurou-se também e, principalmente, trabalhar em perfis paralelos à costa, para permitir a identificação e o melhor entendimento das estruturas transversais (falhas de transferência).

Tais dados foram interpretados no Laboratório de Interpretação de Dados Sísmicos e Geológicos (LISG), utilizando-se os programas da Geographix (SeisVision 2D e 3D e Prizm) e Landmark (SynTool), cedidos através da Grant Educacional, e também no Laboratório de Geomodelagem 3D, usando os programas Gocad, ArcView 9.1 e ErMapper 6.4. Os dois laboratórios são da UNESP/Campus de Rio Claro.

Para as interpretações geofísicas (dados sísmicos e de poços) foram utilizadas as propostas metodológicas de Vail (1987), adequada para trabalhos estratigráficos, e de Brown (1993), adequada a trabalhos de caráter estrutural. Seguindo essas propostas foram realizados:

- inspeção prévia dos dados no monitor e em filmes do volume;
- identificação dos horizontes nos dados de poços (avaliação da fase e da polaridade dos dados);
- reconhecimento das principais falhas em seções sísmicas;
- amarração das falhas utilizando as seções horizontais;
- controle inicial dos horizontes usando seções verticais e horizontais;
- verificação prévia de produtos para cada horizonte, a fim de determinar os procedimentos para validação do traçado;
- estruturas em tempo baseado na escala de cores;
- revisão dos horizontes e falhas;
- mapas estruturais finais em tempo e os *horizon slices*;
- mapas estruturais em tempo, isópacas e em profundidade.

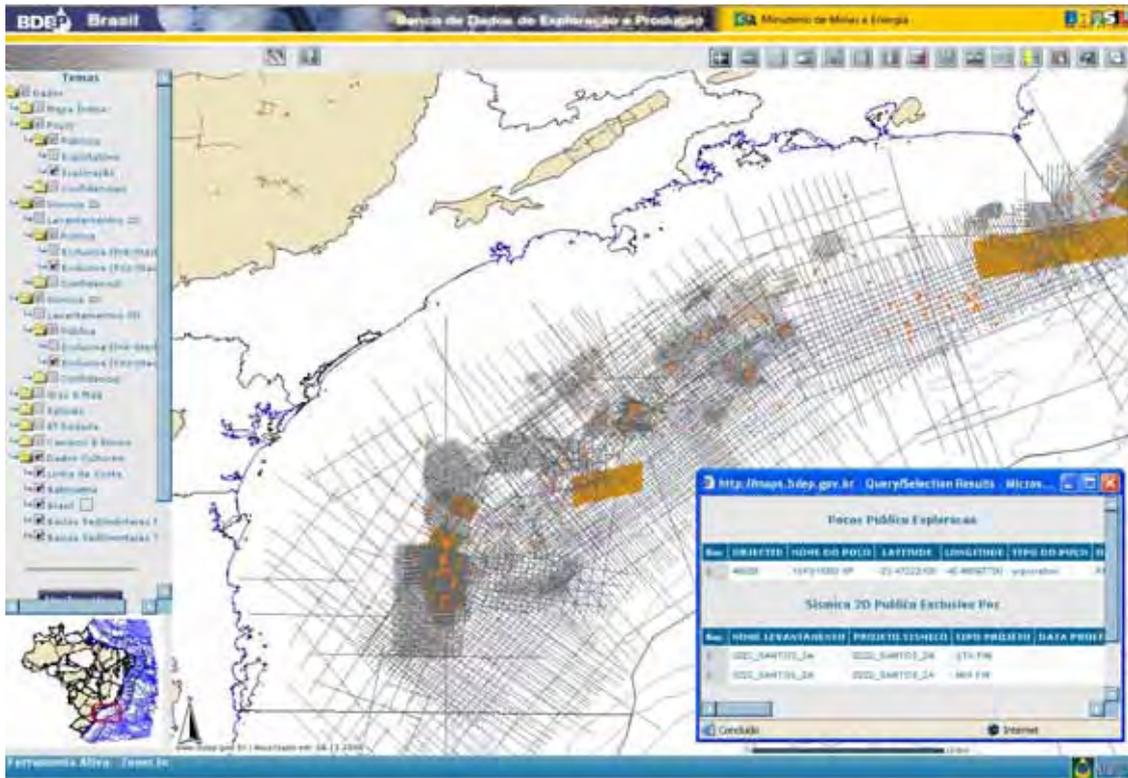


Figura 1.2: Home page do BDEP, contendo informações de dados geofísicos públicos. As linhas em cinzas são as sísmicas 2D, os retângulos alaranjados representam as sísmicas 3D e os pontos alaranjados situam os poços.

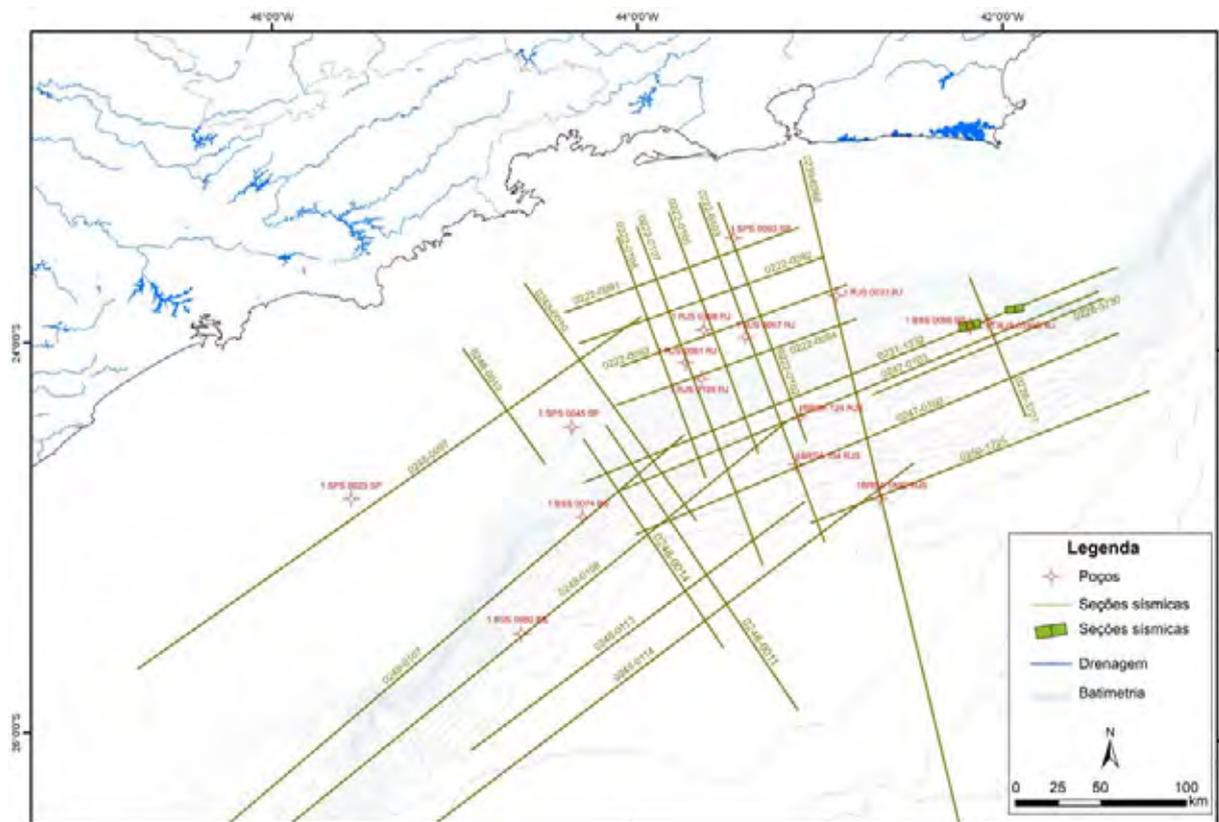


Figura 1.3: Mapa de localização dos dados geofísicos solicitados ao BDEP.

1.3.4. - Interpretações dos dados de métodos potenciais

Foram obtidos do BDEP dados aeromagnetométrico (levantamento Plataforma Continental Sul) e marítimo (levantamento Santos Reconhecimento p0141, contendo mapas de anomalias Bouguer e *Free-Air* e de magnetometria) (figuras 1.4 e 1.5). Esses dados foram processados e interpolados através do programa Oasis Montaj (Geosoft) e interpretados no programa Er Mapper 6.4 e ArcView 9.1, com agregação das interpretações sísmicas. Foram identificadas as principais estruturas da bacia, principalmente de descontinuidades que podem ser falhas de transferência.

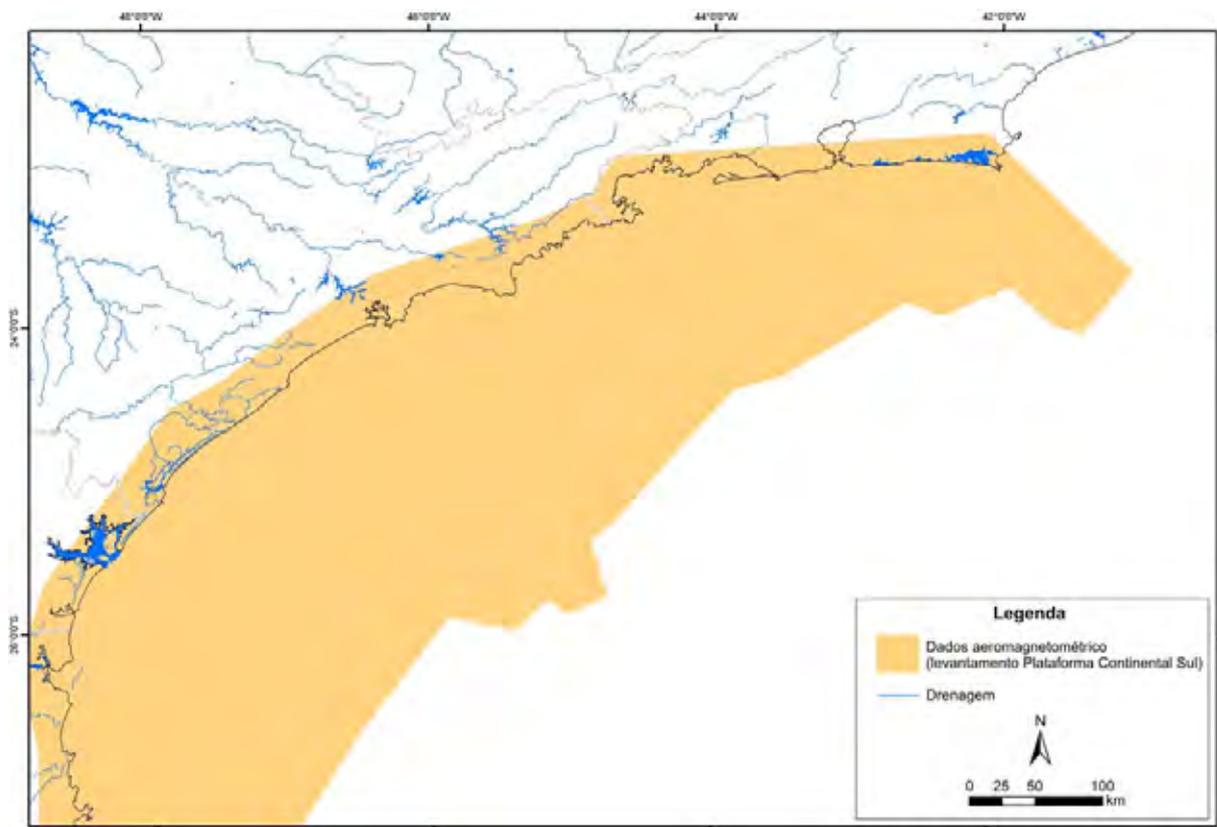


Figura 1.4: Mapa de localização dos dados aeromagnetométricos utilizados no estudo.

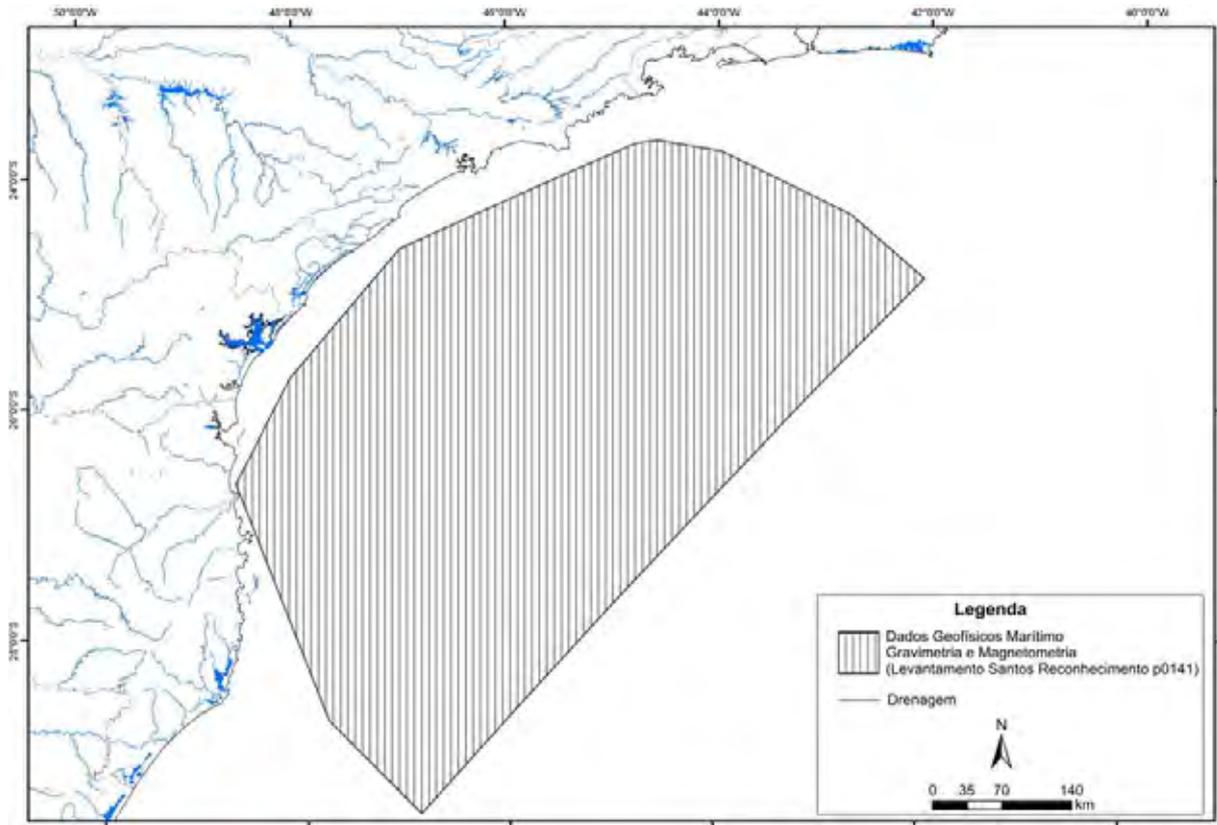


Figura 1.5: Mapa de localização dos dados marítimos (gravimetria e magnetometria) utilizados no estudo.

1.3.5 – Integração dos dados em ambiente tridimensional

Os dados de superfície e subsuperfície interpretados foram integrados em ambiente tridimensional, usando-se o programa Gocad, que permitiu observar as direções das falhas interpretadas e a geometria da bacia e do continente.

1.4 – Organização da Tese

É a seguinte a estruturação do texto seguinte:

- O capítulo 2 traz um apanhado de conceitos e estilos estruturais de zonas de transferência.

- O capítulo 3 expõe os aspectos geológicos, estruturais e tectônicos da região de estudo.
- O capítulo 4 apresenta os dados e resultados da investigação da área emersa.
- O capítulo 5 apresenta os dados da área submersa. Nesse capítulo, são descritas as técnicas aplicadas para a interpretação dos dados de poços e os resultados obtidos.
- O capítulo 6 descreve as técnicas utilizadas e os resultados obtidos na interpretação de dados sísmicos (2D) e métodos potenciais (gravimetria e magnetometria).
- O capítulo 7 consubstancia a integração dos dados e resultados obtidos.

2 - ZONAS DE TRANSFERÊNCIA

De acordo com os trabalhos de Gibbs (1984 e 1990) e Zalán (1986a e 1986b), as falhas de transferência são falhas transcorrentes, cujos *trends* são praticamente perpendiculares à direção geral da faixa tectônica em que se situam, deslocando segmentos de falhas normais ou inversas. Essas falhas deslocam blocos de um lado da bacia para outro e a movimentação principal pode ocorrer em ambiente tectônico puramente distensivo ou compressivo (figura 1.1).

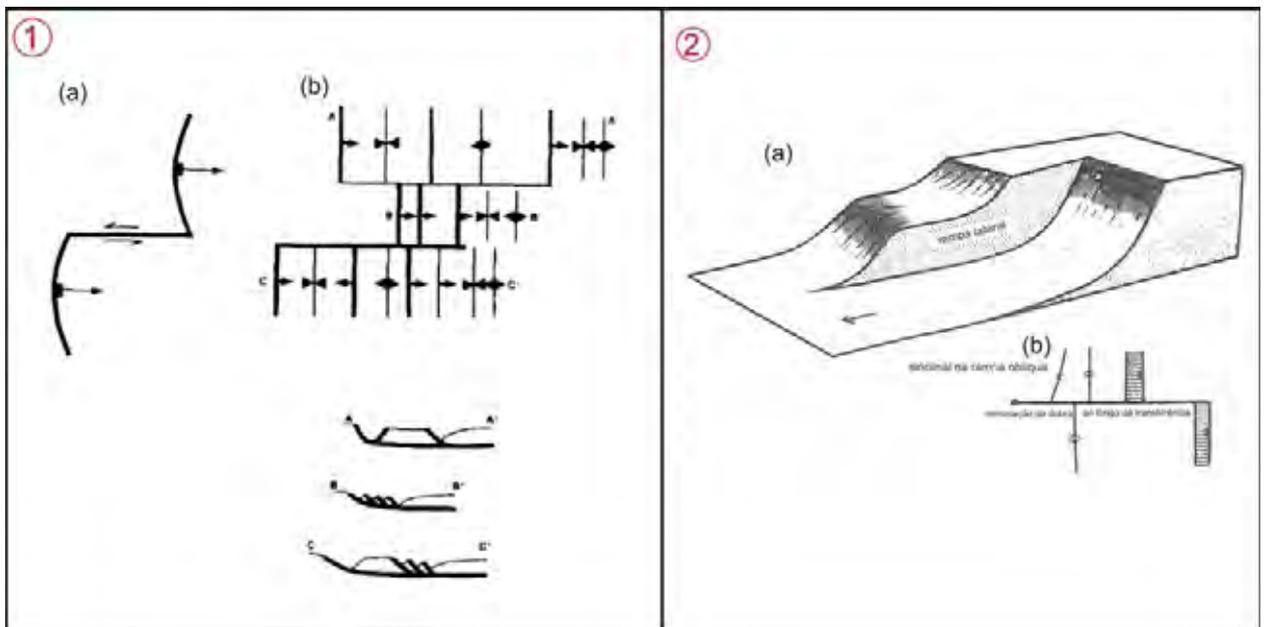


Figura 2.1: 1 - (a) Falha de transferência deslocando uma falha lítrica. (b) Duas falhas de transferência separando três zonas de diferentes estilos de deformação (Gibbs, 1984). 2 – Falha de transferência em bloco-diagrama (a) e em planta (b) (Gibbs, 1990).

Morley et al. (1990), Morley (1995) e Roberts & Yielding (1994) descreveram zonas de transferência quando os principais *trends* de falhas da bacia são interrompidos e separados por falhas *relay ramp* ou *bridge*, ou seja, afastada por uma espécie de rampa ou ponte (figura 2.2.A). Morley (1995) classificou essas zonas (figura 2.2.B) em sintética, onde as falhas têm a mesma direção de mergulho; e conjugadas (ou antitéticas), quando as falhas mergulham em

direções opostas, sendo subdivididas em convergentes e divergentes, de acordo com o sentido das falhas.

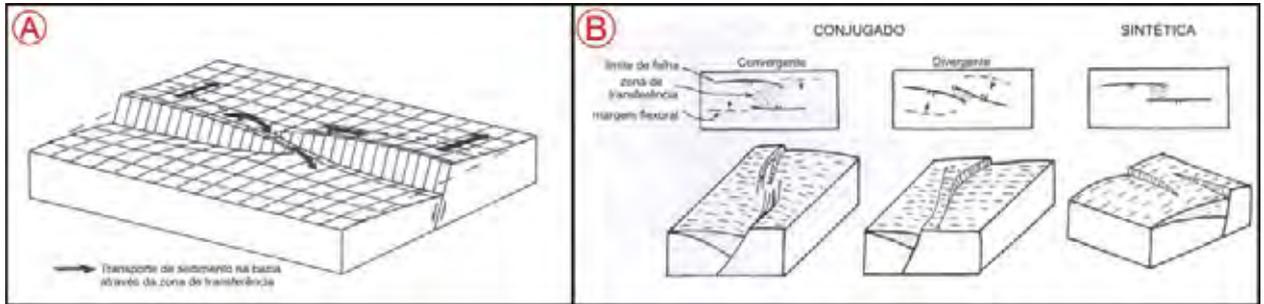


Figura 2.2: (A) Bloco-diagrama ilustrando falha *relay ramp*, característica em zonas de transferência (Roberts & Yielding, 1994). (B) Esquema de classificação das zonas de transferência em planta e em bloco-diagrama, simplificado de Morley et al. (1990).

Mohriak et al. (1995) observaram, através de análise de linhas sísmicas, que o Alto de Cabo Frio (limite entre a bacias de Santos e Campos) é caracterizado pela mudança no padrão estratigráfico e estrutural da Margem Sudeste Brasileira. Dentre as principais feições desse alto destaca-se uma zona de transferência expressa por falhas de alto ângulo ou estruturas em flor, mergulhando para o continente e descolando blocos da plataforma carbonática albiânica. Estes sistemas de falhas controlam feições mapeáveis, numa área de centenas de quilômetros de comprimento por dezenas de largura.

Nas bacias do Espírito Santo e porção norte de Campos as falhas transcorrentes, de direções NW-SE e EW, podem ter controlado a deposição de rochas-reservatório da seção pós-rifte dessas bacias e influenciado na migração de hidrocarbonetos e na percolação de águas meteóricas (Novais et al., 2004).

Ao longo da margem continental do Sudeste, abrangendo as bacias de Santos, Campos e porção sul da Bacia do Espírito Santo, foi interpretado um sistema de zonas de transferência, com base em dados sísmicos e gravimétricos (Meisling et al., 2001), que se desenvolveu durante a seqüência rifte no Cretáceo Inferior (Neocomiano, 135 a 120 Ma). Essas zonas de transferência de direção geral NW-SE associadas a rifteamento oblíquo, foram reativadas durante o Eoceno (54 a 33 Ma.) e Neógeno (23 Ma. ao Recente) (Cobbold et al., 2001).

Na região de Volta Redonda, no Estado do Rio de Janeiro, foram identificadas importantes zonas de falhas, de natureza transtensiva com direção NNW-SSE e NW-SE, que

são evidenciadas por brechas e zonas de silicificação e, principalmente, pelos deslocamentos laterais das estruturas pré-cambrianas. Estas zonas foram denominadas de Zona de Transtensão de Volta Redonda (Valeriano & Heilbron, 1993).

Almeida & Ebert (2002) identificaram, através de mapa de anomalia Bouguer, a Zona de Transferência do Funil, de direção NW-SE, na região da Serra da Bocaina que se dirige para a costa Atlântica. Essa feição coincide em superfície com os lineamentos estruturais NW-SE, que dissecam o relevo e geram colinas assimétricas e esporões alongados na mesma direção. Em direção à Bacia de Santos, esta zona parece conectar-se com uma das zonas de transferência NW-SE, identificada por Meisling et al. (2001) na fase rifte Neocomiana (135 a 120 Ma).

Na porção distal da Bacia de Santos foi identificado um lineamento de direção noroeste com movimentação em tesoura, denominado de Lineamento de Capricórnio (Bueno et al, 2004). Segundo os autores esse lineamento se originou durante a fase rifte, com a implantação de uma zona de acomodação de direção NW superimposta a uma zona de sutura Proterozóica, e no início da fase drifte a descontinuidade é reativada lateralmente atuando como uma zona de transcorrência.

3 - GEOLOGIA REGIONAL

Um apanhado da geologia da área continental adjacente à Bacia de Santos é importante para mostrar o quadro regional de fontes dos materiais que a preencheram e dos processos em que se insere seu desenvolvimento.

A geologia da área de estudo é registrada por rochas de idades variando do Arqueano até o Recente. Elas são reunidas em unidades correspondentes as etapas da evolução regional, compreendendo rochas pré-cambrianas a cambro-ordovicianas, mesozóicas-cenozóicas (incluindo intrusivas alcalinas e sedimentos das bacias de Santos e continentais cenozóicas), e cenozóicas. A etapa paleozóica também está representada. Essas unidades são apresentadas de modo resumido a seguir.

3.1 - Pré-Cambriano a Cambro-Ordoviciano

As unidades pré-cambrianas formam a área continental e podem ser os constituintes do embasamento da parte rasa e em partes mais profundas da Bacia de Santos (Macedo, 1989). Na região costeira elas constituem a Província Mantiqueira que se estende do extremo sudeste da Bahia até o Uruguai. Na porção adjacente à Bacia de Santos ela é representada pelo Cinturão Orogênico Ribeira.

O Cinturão Ribeira (figura 3.1) situa-se ao longo da região costeira da região sudeste e sul do Brasil. Limita-se ao sul do Cinturão Pelotas pela Falha de Itajaí-Perimbó e ao norte com o Cinturão Araçuaí, onde não está ainda bem definido seu limite. Em direção ao interior, a oeste deste cinturão, é limitado com as províncias São Francisco (Cráton São Francisco), Tocantins (Cinturão Brasília) e Paraná (Bacia do Paraná). Na faixa litorânea, a leste, confronta-se com a Província da Margem Continental.



Figura 3.1. O Cinturão Ribeira. Fonte: Hasui (2008), modificado.

As unidades litoestratigráficas e litológicas do Cinturão Ribeira são encontradas, na literatura, várias esquemas de divisão e numerosas designações (Tupinambá et al., 2007; Heilbron et al., 2004; Trouw et al., 2000), em geral é descrita em termos de vários segmentos separados por falhas transcorrentes ou de empurrão. O presente trabalho, baseou-se em Hasui (2008) (Figura 3.2), que elaborou a mais recente síntese de abrangência regional com base nos conhecimentos mais atuais, e que apresenta as seguintes descrições:

O Domínio Mantiqueira: representado pelo Complexo Mantiqueira, constituído por granito-gnaisses TTG, com enclaves metassedimentares e metavulcânicos diversos. Esse domínio foi metamorfozado em condições de médio grau, migmatizado, deformado e injetado por granitóides sincolisionais de idade 2,1-2,0 Ga (Paleoproterozóico). Todo esse conjunto é interpretado como parte de um sistema orogênico (Cinturão Orogrênico Mineiro), desenvolvido no Ciclo Transamazônico (Alkimim, 2004).

O Domínio Juiz de Fora: representado pelo complexo de mesmo nome, é formado por granulitos félsicos a máficos, gnaisses bandados, gnaisses kinzigitos, quartzitos, metabasitos e rochas cálcio-silicáticas, que representam um cinturão granulítico. Apresentam idades

Arqueanas (3,0 – 2,8 Ga) e PaleoProterozóicas (2,2 – 2,1 Ga), e o metamorfismo foi de alto grau com intrusão de granitóides colisionais durante o Evento Transamazônico (2,1 Ga), onde essa deformação tangencial foi intensa, segmentando lascas empurradas sobre o Complexo Mantiqueira.

O Domínio Paraíba do Sul: apresenta metamorfismo de médio grau acompanhado de migmatização. A deformação tangencial desmembrou as rochas em lascas empurradas para oeste sobre o domínio Juiz de Fora. Esse domínio apresenta idades entre 2,3 – 2,2 Ga (PaleoProterozóico) e é constituído pelo Complexo Quirino, formado por granito-gnaisses com enclaves de metamafitos, metaultramafitos e rochas cálcio-silicáticas; também supracrustais do Grupo Paraíba do Sul, composto por micaxistos, quartizitos, gnaisses bandados, gnaisses kinzigíticos, metacalcários, rochas cálcio-silicáticas, gonditos, metamafitos e metaultramafitos.

O Domínio Rio Doce: é constituído pelo grupo de mesmo nome, constituído por metagrauvas, micaxistos, gnaisses bandados, paragnaisses, quartizitos, rochas cálcio-silicáticas, gonditos, metafelsitos, metamafitos e metaultramafitos. Apresentam metamorfismo de médio grau (idade entre 590 e 560 Ma) e foi intrudido por corpos granitóides pré-colisionais a pós-colisionais (de idade 630-500 Ma) e de pegmatitos.

O Domínio Paragnáissico: está mais extensivamente representado no Cinturão Araçuaí e é formado por rochas paragnaisses e kinzigitos, com enclaves de quartzito, grafita gnaisse, rochas cálcio-silicáticas. Esse domínio é constituído pelo Complexo Jequitinhonha, com idades de 630-585 Ma, e Nova Venécia, idades 580-560 Ma, localizado no norte do Espírito Santo (Heilbron et al. 2004).

O Domínio Rio Negro: é formada pelo complexo de mesmo nome e três faixas de rochas metavulcano-sedimentares. O Complexo Rio Negro constituído por granito-gnaisses, são corpos pré-colisionais interpretados como arco continental que foi envolvido nos processos colisionais do Evento Brasileiro. A faixa metavulcano-sedimentar de oeste é formada pelas unidades São Fidélis e São Sebastião do Alto e a sua litologia é formada por gnaisses kinzigíticos, gnaisses bandados, rochas cálcio-silicáticas, gonditos, anfíbolitos e quartizitos. A de leste é constituída pela unidade Cambuci constituída por gnaisses, gnaisses bandados, metamafitos, gonditos, rochas cálcio-silicáticas e mármore dolomíticos. Essas duas faixas apresentam metamorfismo de médio a alto grau, migmatizadas e parcialmente

fundidas, deformadas tangencialmente e injetadas por intrusões granitóides pré-colisionais a pós-colisionais, incluindo charnockitos. A terceira faixa está embutida na porção leste e é representados pelo Grupo Italva formada por rochas mármore, paragnaisses, gnaisses bandados e anfibolitos, metamorfizado em médio grau, migmatizado e deformado tangencialmente.

O Domínio Cabo Frio: apresenta metamorfismo de médio a alto grau (em 530 Ma), com migmatização associada, bem como deformação tangencial, gerando falhas de empurrão para o oeste que carrearam as lascas sobre o Domínio Rio Negro, seguida de falhas transcorrentes em 500-490 Ma (Schmitt et al. 2004). Esse domínio é representado pelo Complexo Região de Lagos, formado por granito-gnaisses com enclaves de anfibolitos de idade 2,0 Ga; e o Complexo Búzio constituído por xistos, paragnaisses, quartzitos, rochas cálcio-silicáticas e anfibolitos de idade 600 Ma.

O Domínio São João Del Rei: é formado por rochas metassedimentares de ambientes rasos, lagunar e deltaico, representado por quartzitos, filitos, metarritimitos e metacalcários de idade Mesoproterozóica. O grupo apresenta o mesmo nome do domínio e o seu metamorfismo foi de médio a alto grau e a deformação foi imposta por processos de cavalgamento e transcorrência.

O Domínio Costeiro: é constituído basicamente por granito-gnaisses, gnaisses bandados e gnaisses kinsigíticos, com enclaves de xistos, quartzitos, anfibolitos e rochas cálcio-silicáticas, incluindo ortognaisses paleoproterozóicos de idade 2,1 Ga. Apresenta metamorfismo de médio a alto grau e a deformação foi imposta por processos de cavalgamento e transcorrência.

O Domínio Embu: apresenta metamorfismo variando de baixo a alto grau, deformação tangencial seguida de intensa movimentação de falhas transcorrentes e injeção de granitóides pré-colisionais, sincolisionais e pós-colisionais sofrida durante o Evento Brasileiro. Esse domínio é constituído pelo Complexo Rio Capivari composto por granito-gnaisses; e o Complexo Embu representado por micaxistos, quartzitos, paragnaisses, gnaisses bandados, rochas cálcio-silicáticas, kinzigitos, gonditos e anfibolitos.

O Domínio São Roque-Apiaí: é representado por dois grupos, na parte basal é o Grupo Serra do Itaberaba, com idade de 1,4 Ga, constituído por xistos, filitos, quartzitos, rochas cálcio-silicáticas, metabasitos e metandesitos, e o seu metamorfismo é de baixo a médio grau.

A parte superior é o Grupo São Roque que apresenta metamorfismo de baixo grau e é composto por filitos, metarritimitos e quartzitos, associados com metarcóseos, metaconglomerados, metacalcários, rochas cálcio-silicáticas, anfibolitos e metabasaltos.

O Domínio Curitiba: representado pelo Complexo Atuba, compõe-se de rochas granito-gnaisses e gnaisses bandados com quartzitos, micaxistos, metacalcários, rochas cálcio-silicáticas, anfibolitos e metaultramafitos. Apresenta metamorfismo de médio a alto grau, migmatizadas e fortemente deformadas no Evento Transamazônico (idade 2,1 – 2,0 Ga).

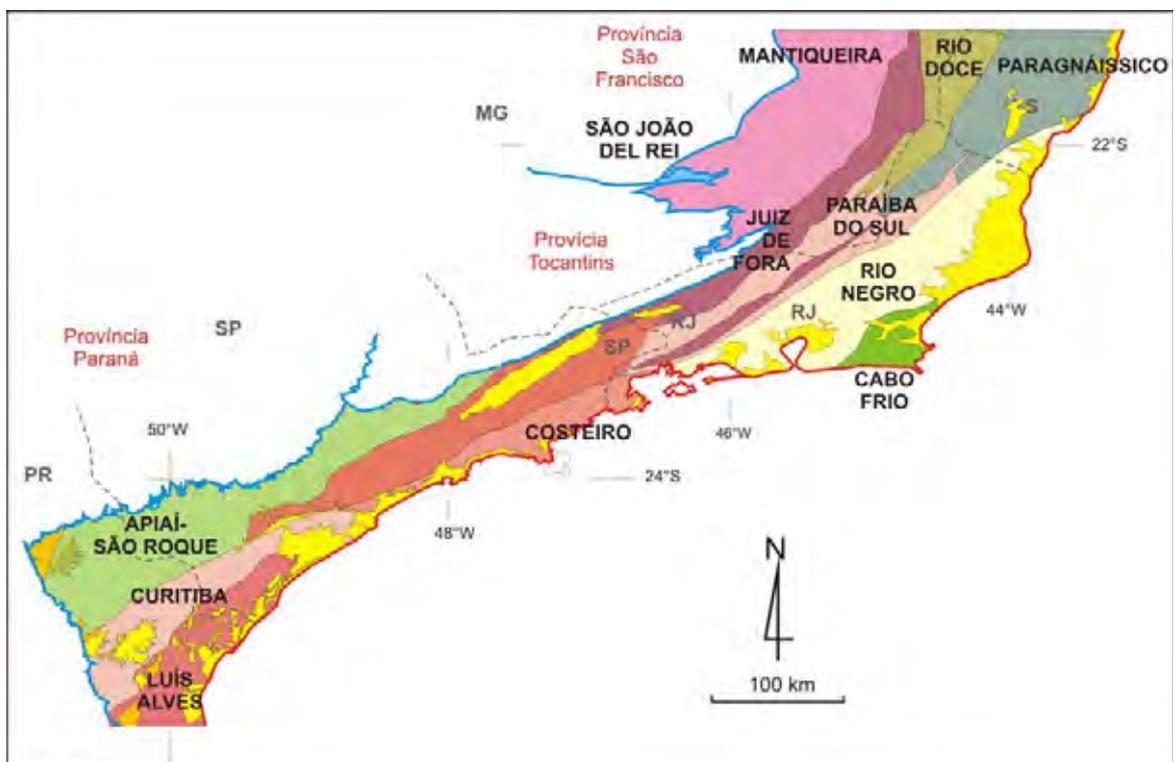


Figura 3.2. Domínios litológicos e lito-estratigráficos do Cinturão Ribeira. Fonte: Hasui (2008).

3.1.1 – Estruturas

As feições internas, tais como a xistosidade e o bandamento composicional, as principais anisotropias das rochas e zonas de fraqueza do Cinturão Ribeira são resultado do metamorfismo ocorrido durante os processos orogênicos brasileiros. Esse metamorfismo é acompanhado por forte deformação tangencial e também por transcorrência tardia.

No cinturão a deformação tangencial foi muito ativa, gerado dobras recumbentes e falhas de empurrão que formam sistemas de cavalgamento marcados por nappes empilhadas, complicando as reconstituições estratigráficas originais. No setor central, tais feições foram reconhecidas em várias porções com vergências para sudeste nos domínios Curitiba e parte oriental paranaense do domínio Apiaí-São Roque.

A sobreposição do domínio Paraíba do Sul sobre Juiz de Fora e deste sobre o domínio Mantiqueira, configura um sistema de cavalgamento, relacionado com Evento Transamazônico, em que os deslocamentos se deram de leste para oeste, onde é marcado pelas foliações de baixo mergulho, lineações de estiramento e indicadores de rotação. E uma estruturação similar a este sistema de cavalgamento mais antigo, envolvendo arcos continentais e colisões do Ciclo Brasileiro foram desenvolvidas nos domínios Rio Doce, Rio Negro e Cabo Frio.

No final do Ciclo Brasileiro o setor central do cinturão foi fortemente transfigurado pelas numerosas falhas que formam feixes e configuram sistemas transcorrentes (zonas de cisalhamentos) com deslocamentos alcançando até algumas centenas de quilômetros.

Estes sistemas transcorrentes têm direção NE-SW no Paraná, passam para ENE-WSW no leste de São Paulo e oeste do Rio de Janeiro e infletem para N-S no sudeste de Minas Gerais e norte do Rio de Janeiro. Essa inflexão está relacionada com os deslocamentos horários do Sistema Transcorrente Paraíba do Sul representado simplificadamente na figura 3.3 (Ebert e Hasui 1998). A sudoeste, o sistema transcorrente tem extensão até o Paraná onde se oculta sob a Bacia do Paraná. A leste, no Rio de Janeiro e sudeste de Minas Gerais, esse sistema passa para um sistema de cavalgamento num arranjo em rabo-de-cavalo que adentra no Cinturão Araçuaí. A porção norte desse sistema, no sudoeste mineiro, tem um feixe de falhas de direção ENE-WSW (Jacutinga, Ouro Fino, Monte Sião e outras) que afetou a porção sul da Província Tocantins.

As suturas são também importantes feições na região (figura 3.4) e a mais notável é a de Abre Campo que separa os domínios Juiz de Fora e Mantiqueira (Haralyi e Hasui, 1982), continuando para norte até a Bahia. Mais recentemente ela foi caracterizada com base em dados geoquímicos e relacionada com um cinturão orogênico do Ciclo Transamazônico (Heilbron et al 2004) e reativada no Ciclo Brasileiro.

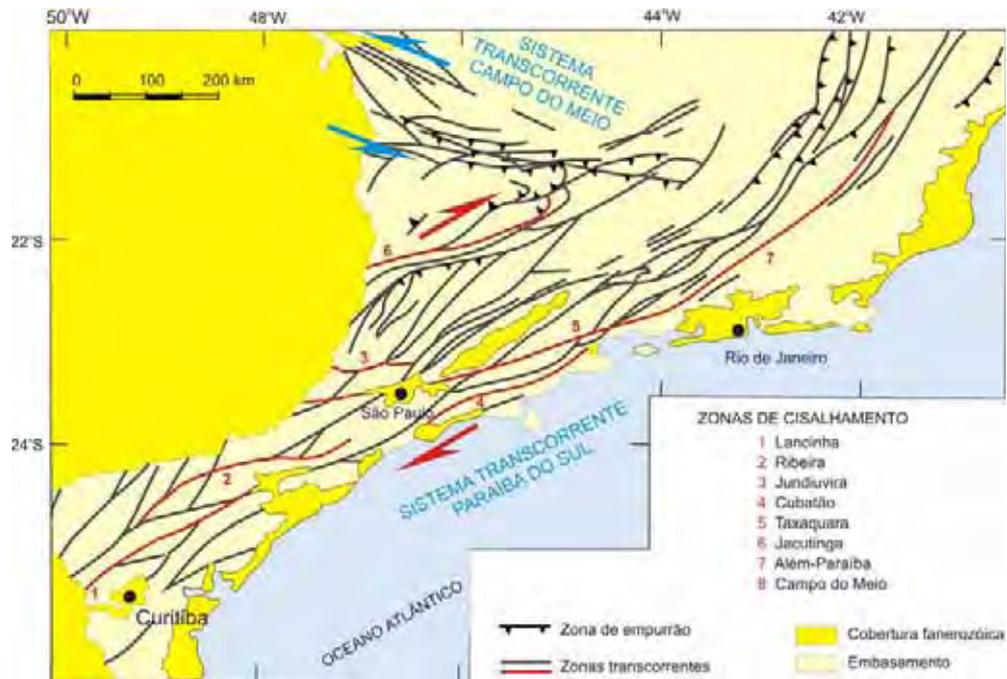


Figura 3.3. Os sistemas transcorrentes do Cinturão Ribeira e da porção sul da Província Tocantins. Fonte: Hasui e Oliveira (1984) e Ebert e Hasui (1998), modificado.



Figura 3.4. As suturas indicadas pela gravimetria e cinturões granulíticos. Os triângulos indicam o sentido de inclinação da sutura, que é oposto ao da vergência. Fonte: Hasui (2008).

3.1.2 - Evolução

O Cinturão Ribeira iniciou-se nos ciclos Jequié (2,7-2,6 Ga) e Transamazônico (2,2-2,0 Ga) e o seu embasamento fez parte de uma massa continental nomeado de Supercontinente Colúmbia. Esse supercontinente passou por um evento de distensão denominado de Tafrogênese Statheriana, após o Ciclo Transamazônico (Brito Neves et al. 1995). Fragmentando-se em continentes e abrindo oceanos, em seguida, com os movimentos de placas, esses oceanos se fecharam e houve incidência de processos orogênicos, resultando em reaglutinação desses continente e a formação do Supercontinente Rodínia por volta de 1,0 Ga.

Durante o Mesoproterozóico a área do Cinturão Ribeira situava-se no interior de um dos continentes e um novo evento de distensão (nomeado de Tafrogênese Toniana) criou riftes acumulando pacotes de rochas sedimentares e vulcano-sedimentares (Brito Neves et al., 1995). A partir no Neoproterozóico esses riftes evoluíram para ruptura continental, abertura do Oceano Adamastor, formação de margens passivas até com fundo oceânico, e acumulação de novos pacotes sedimentares e vulcano-sedimentares. Com a convergência das placas, esses pacotes foram atingidos por processos de acreção e orogênicos do Evento Brasileiro formando o Supercontinente Gondwana.

Os processos de colisão e orogenia do Evento Brasileiro ocorreram em três etapas no Brasil, designadas Brasileiro I, II e III e cada uma dessas tiveram fases sincolisional, tardicolisional e pós-colisional, com processos de metamorfismo de baixo a alto grau, migmatização e até anatexia em partes, e forte deformação. Intrusões granitóides e possíveis pacotes sedimentares de bacias intermontanas também foram afetados pelos processos térmicos e tectônicos. A deformação foi tangencial, gerando numerosas nappes, e tardiamente falhas transcorrente, estas formando alguns sistemas que respondem pela fisionomia do setor central.

No Ordoviciano Médio houve uma estabilidade e todo o território brasileiro se constituiu na Plataforma Sul-Americana, que fazia parte do Supercontinente Gondwana.

3.2. Mesozóico-Paleogeno e Neogeno-Quaternário

3.2.1 – Bacia de Santos

A Bacia de Santos situa-se na costa sudeste brasileira, entre os paralelos 23°S e 28°S, e ocupa cerca de 275.000 km² até a cota batimétrica de 2.000 m. Limita-se ao norte com a Bacia de Campos no Alto de Cabo Frio, e ao sul com a Bacia de Pelotas no Lineamento de Florianópolis (figuras 3.5).

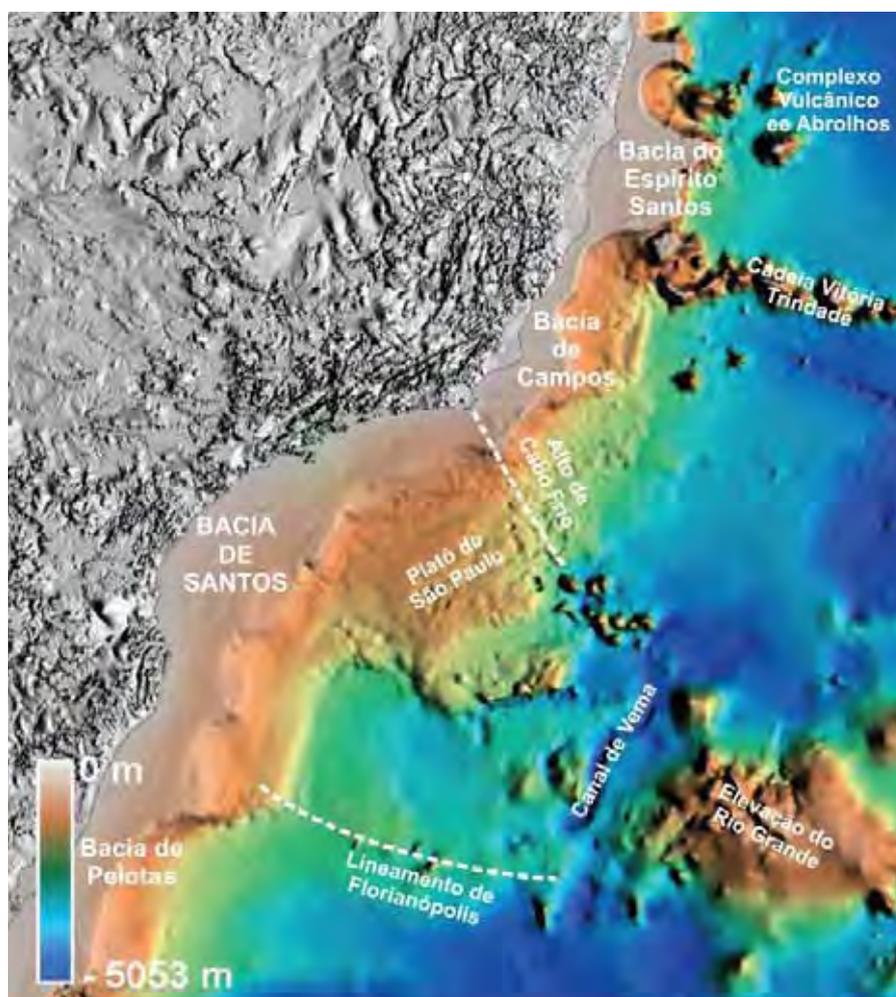


Figura 3.5. As bacias da margem passiva do Leste ao Sul do Brasil. Carta de relevo submarino de Mohriak (2004).

O preenchimento da Bacia de Santos durante as seqüências das fases rifte, de transição e de margem passiva está representado na carta estratigráfica da figura 3.6. São identificadas:

A Seqüência Rift na base praticamente ao longo de toda a bacia, a Formação Camboriú (Pereira & Feijó, 1994), que reúne os derrames basálticos eocretáceos. No topo, sobrepôs-se a Formação Guaratiba, que reúne conglomerados de matriz argilo-arenosa, arenitos médios a conglomeráticos imaturos e coquina branca, acumulados em ambiente continental, provavelmente sob a forma de leques aluviais progradantes sobre lagos rasos no Barremiano e Eoaptiano (Pereira & Feijó, 1994).

A Seqüência de Transição é representada pela Formação Ariri, constituída de espessos pacotes de halita, associada a anidrita, calcilutito, folhelhos e margas do Neoaptiano, depositados em ambiente marinho restrito, com a formação de planícies de sabkha.(Pereira & Feijó, 1994).

A Seqüência da Margem Passiva, do Albiano ao Quaternário, tem várias unidades.

No Albiano constituíram-se as formações Florianópolis, Guarujá e Itanhaém. A Formação Florianópolis tem arenitos finos a grossos, folhelhos e siltitos depositados por leques aluviais no Albiano (Pereira & Feijó, 1994). A Formação Guarujá é representada por calcarenitos oolíticos gradando lateralmente para calcilutitos acumulados no Eoalbiano em ambiente de planície de maré, lagunar raso, plataforma externa e mar aberto (Pereira et al., 1986). A Formação Itanhaém é constituída por folhelhos, siltitos, margas, calcilutitos e arenitos, depositados em ambiente nerítico interno a externo e raramente batial superior (Pereira & Feijó, 1994).

Seguiram-se as formações Santos, Juréia e Itajaí-Açu, do Cenomaniano ao Maastrichtiano. A Formação Santos é representada por conglomerado e arenito lítico, intercalado com folhelho e argila, acumulados em ambiente continental/transicional, na forma de leques aluviais, rios entrelaçados e deltas (Pereira et al., 1986). A Formação Juréia é constituída por folhelhos, siltitos, arenitos finos e muitos finos e calcilutitos depositados em plataforma marinha (Pereira, 1990). A Formação Itajaí-Açu se caracteriza por uma espessa seção de clásticos finos (folhelhos) depositados no talude e na bacia (Pereira & Feijó, 1994).

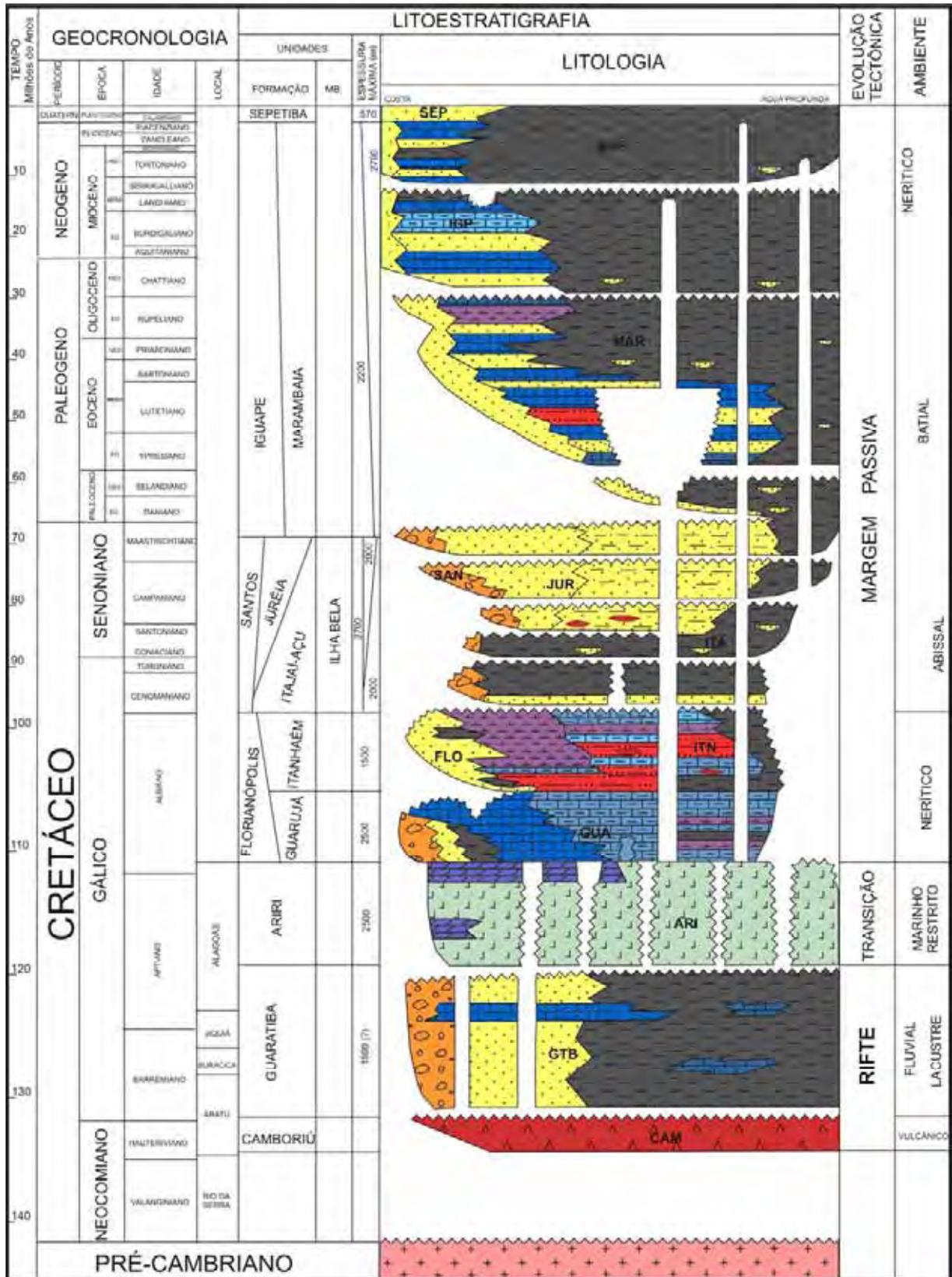


Figura 3.6. Carta estratigráfica da Bacia de Santos. Fonte: Pereira & Feijó (1994), modificado.

O pacote seguinte reúne as formações Iguape e Marambaia, do Maastrichtiano ao Plioceno. A Formação Iguape reúne calcarenitos e calcirruditos bioclásticos acumulados em plataforma carbonática, com influência de leques aluviais nas áreas mais proximais (Pereira et al., 1986). A Formação Marambaia é uma espessa seção de folhelhos e margas, com arenitos finos turbidíticos intercalados, gerada no talude e na bacia. Por fim, Formação Sepetiba, do Quaternário, é constituído de areia grossa a fina, quartzosa, feldspática, glauconítica, e coquina de moluscos, briozoários e foraminíferos depositados por leques costeiros (Pereira & Feijó, 1994).

3.2.2 – Magmatismo do Cretáceo-Paleogeno

O magmatismo do Cretáceo-Paleogeno foi de dois tipos: toleítico e alcalino.

O magmatismo toleítico incidiu em torno de 130 Ma, num intervalo de tempo muito curto, e gerou os derrames de basaltos e rochas mais ácidas da Bacia do Paraná (Formação Serra Geral), os basaltos do fundo da Bacia de Santos (Formação Camboriú) e enxames de diques de diabásio (figura 3.7) em toda extensão da região aqui focalizada. Os enxames mais destacados são os ligados ao Arco de Ponta Grossa e ao Lineamento de Guapiara e o do litoral norte de São Paulo.

As intrusões alcalinas distribuem-se na borda da Bacia do Paraná, entre os estados de Santa Catarina e Rio de Janeiro (figura 3.7). São reconhecidas desde aquelas de cerca de 110 Ma do Paraná até as paleogênicas de cerca de 40 Ma do Rio de Janeiro. São dezenas de corpos alcalinos isolados em forma de *stocks*, *plugs*, chaminés e diques; também rochas piroclásticas aparecem associadas a alguns deles (Silva & Cunha, 2001). A composição é predominantemente peralcalina, com predominância de rochas félsicas, tais como: nefelina sienitos, leucita sienitos, foiaítos, fonólitos, tinguaitos, traquitos, e em alguns casos granito alcalino.

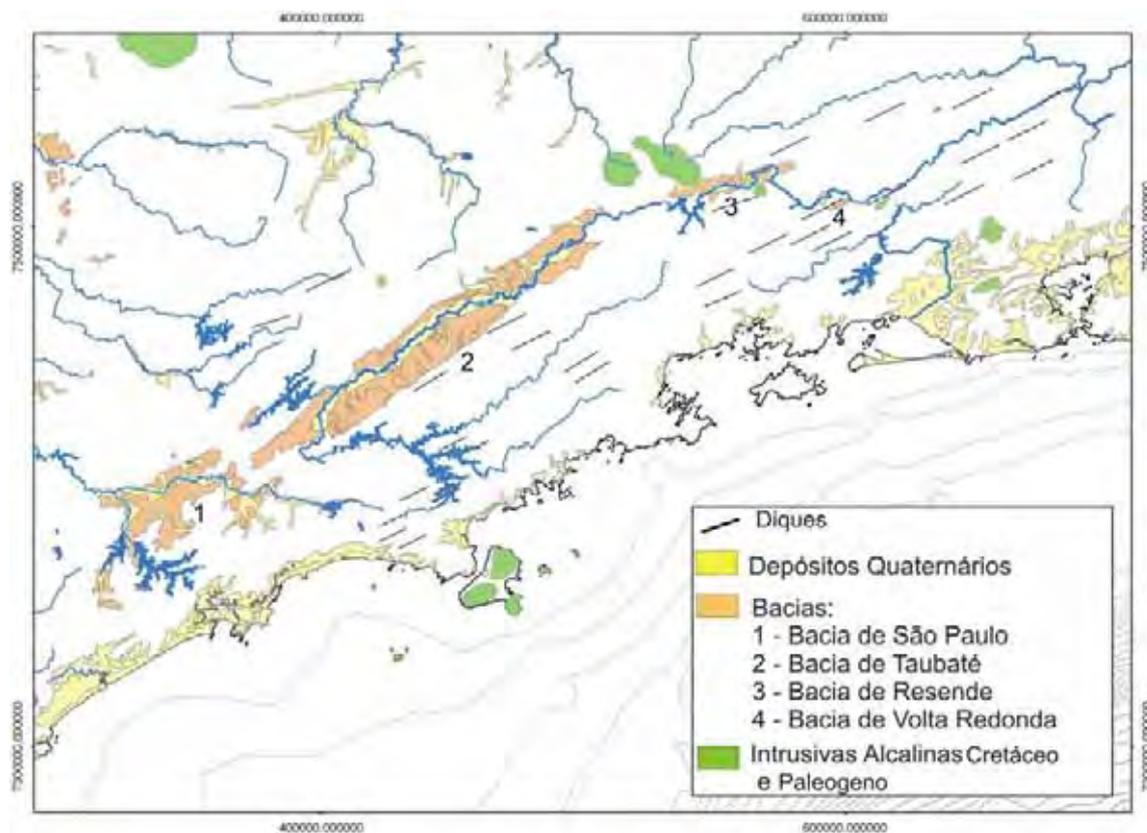


Figura 3.7. As intrusivas alcalinas, diques, bacias paleogênicas e depósitos Quaternários. Fonte: Bizzi et al. (2001).

3.2.3 - Bacias Continentais Paleogênicas

As bacias continentais paleogênicas, que abrangem a área de estudo, são as de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda. Estudos palinológicos situam-nas no Eoceno-Oligoceno.

A Bacia de São Paulo (figura 3.7) é delimitada por falhas normais que coincidem com grandes falhas pré-cambrianas (Taxaquara, do Rio Jaguari, Caucaia e Alto da Fatura, Hasui e Carneiro, 1980). Sobre ela se instalou a cidade de São Paulo. Seu preenchimento é constituído por fácies marginal na borda norte com conglomerados e arenitos, e fácies interior com camadas de argilitos siltosos com intercalações de bancos de arenitos argilosos e conglomerados, depositados em ambiente fluvial. A espessura do pacote chega a 290 m.

A Bacia de Taubaté se localiza na porção oriental do Estado de São Paulo, configurando o médio vale do Rio Paraíba do Sul (figura 3.7). Sua implantação foi controlada por falhas normais geradas por reativação de grandes falhas transcorrentes pré-cambrianas de direção ENE-WSW (Hasui e Ponçano, 1978; Fernandes, 1993). Seu preenchimento tem uma

fácies marginal na parte norte com conglomerados e arenitos e um conjunto interior com uma unidade inferior, a Formação Tremembé, de origem lacustrina, representada por sedimentos pelíticos, incluindo folhelhos pirobetuminosos e intercalações de areias finas, e uma unidade superior, a Formação Taubaté (ou Pindamonhangaba) com arenitos, arcóseos, conglomerados e argilitos. O pacote interior representa um sistema lacustrino na base, passando no topo para fluvial meandrante (Riccomini, 1989).

A Bacia de Resende (figura 3.7) situa-se no sul do estado de Rio de Janeiro, no vale do Rio Paraíba do Sul. É alongada na direção ENE-WSW, tendo cerca de 47x17 km e área de 240 km². A espessura estimada do pacote sedimentar pode alcançar cerca de 500m (Escobar, 1999). O preenchimento foi descrito por Ramos (1997), como constituído de três unidades. A Formação Quatis, na base, reúne conglomerados maciços a grosseiramente estratificados, com seixos de quartzo bem arredondados e arenitos grossos laminados. Sobrepe-se a Formação Resende que tem uma fácies marginal constituída por leques aluviais (lamitos arenosos, e fanglomerados) e uma axial constituída por depósitos fluviais (arenitos arcoseanos, siltitos, argilitos e conglomerados finos a médios) e lacustres. No topo aparece a Formação Itatiaia, com depósitos de leques aluviais (fanglomerados, grauvas e lamitos) aflorantes na porção sul, no sopé do maciço alcalino do Morro Redondo, e depósitos fluviais, com predominância de arenitos arcoseanos e arenitos líticos, associados aos leques aluviais do sopé do Itatiaia.

A Bacia de Volta Redonda está localizada próximo à Bacia de Resende e também inserida no vale do Rio Paraíba do Sul (figura 3.7). Está encaixada em falhas normais, com orientação similar às outras duas bacias. Segundo Riccomini (1989), a sedimentação se deu em ambiente continental, com registros de sedimentação rudácea associada a leques aluviais proximais. Estes gradam lateralmente para fácies distais mais finas e para ambientes fluviais anastomosados daí passando para uma sedimentação fina, de ambiente lacustre. Ela tem próximo da base derrame de basalto alcalino (ankaramito) datado em 40 Ma

3.2.4 - Neogeno-Cenozóico

No continente, o Quaternário é representado por depósitos aluvionares, colúvio-eluvionares, fluviais e lacustrinos relacionados com meandros abandonados e planície de inundação. Na orla litorânea aparecem também depósitos desses tipos, mas também os marinhos e de ambiente de transição (figura 3.7). Esses depósitos pelo menos em parte foram

relacionados com controle e barramentos de drenagem impostos por falhas neotectônicas (Hasui et al., 2000).

3.2.5 – Estruturas Tectônicas Mesozóicas e Cenozóicas

As principais estruturas fanerozóicas encontradas na parte continental da área de estudo são falhas mesozóicas e cenozóicas (figura 3.8). Elas são na maior parte resultantes de reativação ao longo de antigas zonas de cisalhamento e tiveram papel fundamental na geração das bacias paleogênicas acima citadas.

As falhas dispõem-se em planos, superfícies ou zonas de brechas, solitários ou conjugados, formando escadarias ou grábens e horstes. Por vezes, ao sistema sintético se associam falhas antitéticas e falhas de transferência. Os movimentos são normais ou normais oblíquos e, raramente, com forte componente horizontal, com alguns casos aparentando inversões, geralmente atribuídas a rotações de blocos em falhas antitéticas (Riccomini, 1989). As falhas que afetam as bacias paleogênicas, gerando arrastos e perturbações locais, devem-se a movimentações neotectônicas (Riccomini; Salvador, 1994).

Em termos de arcabouço estrutural na Bacia de Santos (figura 3.8), as falhas normais mais abundantes e importantes têm direção geral NE-SW, formadas por reativação de feições do embasamento. Elas foram caracterizadas pelos métodos potenciais e interpretações de perfis sísmicos (Chang et al., 1992; Mohriak, 2004). Em geral, apresentam-se escalonadas, com planos de falhas mergulhando em direção ao oceano (sintéticas) e ao continente (antitéticas), ocorrendo alternância de blocos altos (horstes) e baixos (grábens). A linha de charneira, paralela à linha de costa e às direções estruturais das rochas pré-cambrianas expostas no continente emerso, constitui uma feição estrutural marcante na Bacia de Santos, separando a cunha sedimentar delgada em direção ao continente de uma seção sedimentar espessa em direção ao oceano.

Outras feições estruturais encontradas na Bacia de Santos são aquelas relacionadas à tectônica de sal (halocinese), responsáveis pela grande deformação da bacia. A halocinese é caracterizada por vários compartimentos extensionais com almofadas de sal, o compartimento com diápiros de sal e a região de muralhas de sal com grandes empurrões e dobramentos

(Demercian, 1996; Mohriak, 2004). Em porções mais distais da bacia, essas deformações geram mini-bacias e grábens de evacuação de sal (Zalán, 2001).

Zonas de transferência também estão presente na bacia. Têm direções NW e NNW, formaram-se durante a fase rifte e algumas delas foram reativadas durante a formação de fraturas oceânicas (Macedo, 1989; Meisling et al., 2001; Mohriak, 2004). As zonas de transferência de Ilha Grande, Merluza e Tubarão (Demercian & Szatmari, 1999) tiveram importância no controle da tectônica do sal e na divisão da bacia em províncias.

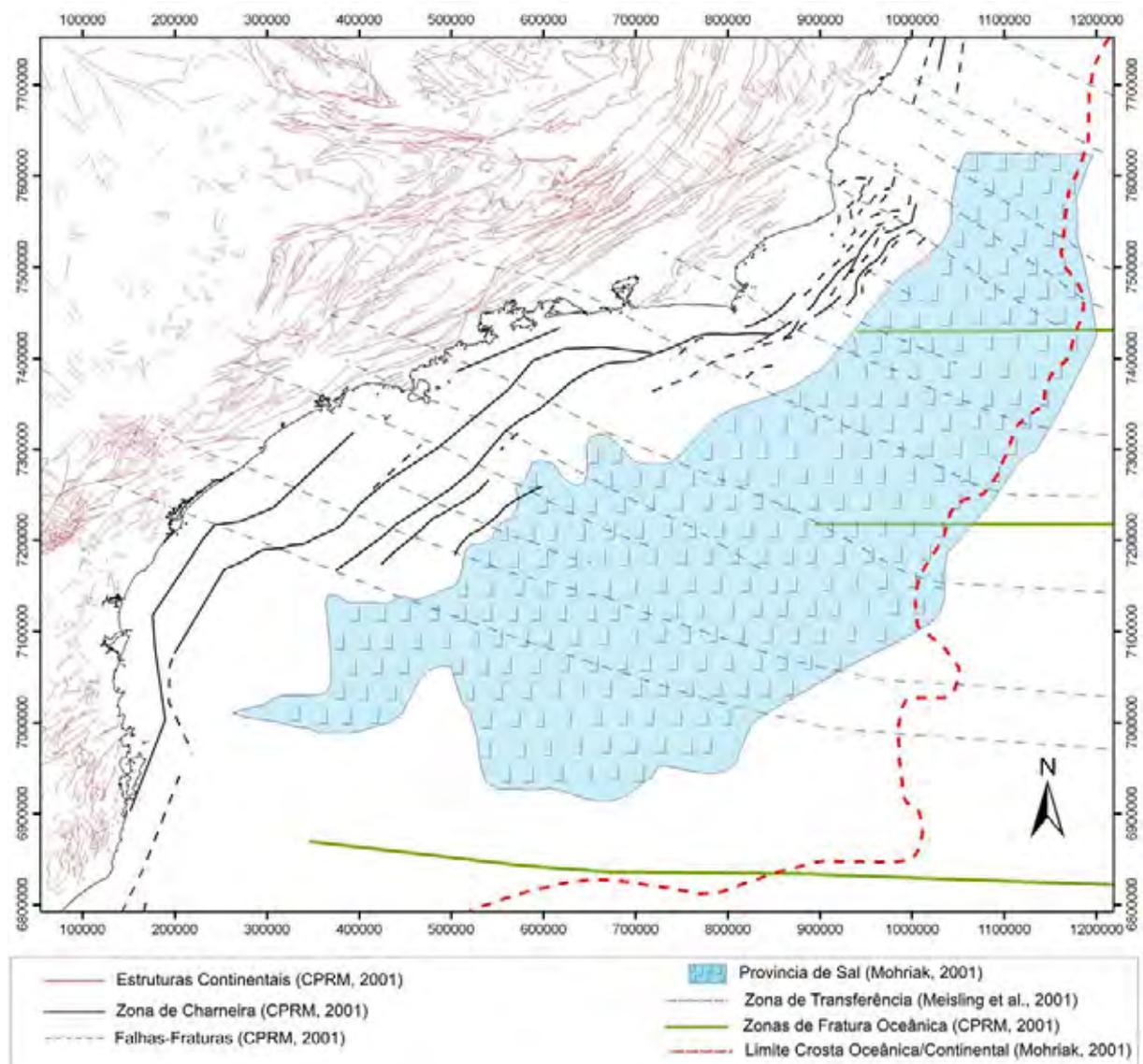


Figura 3.8. Principais elementos estruturais do continente e na plataforma na região da Bacia de Santos.

3.2.6 – Evolução Tectônica

O evento tectônico distensivo, denominado Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967) ou Sul-Atlantiana (Schobbenhaus & Campos, 1984) atuou na região sudeste do Brasil durante o Mesozóico até o fim do Paleogeno e foi responsável pelo grande soerguimento crustal, seguido de rifteamento e separação América do Sul-África e a abertura do Atlântico Sul.

Os processos geraram soerguimento das serra do Mar e Mantiqueira, rifteamentos no interior do continente (Bacias de Taubaté, São Paulo, Resende, Guanabara, Curitiba, Sete Barras), formação de um rifte na margem passiva que evoluiu para ampla bacia de margem passiva, a Bacia de Santos, e ativo magmatismo toleítico e alcalino. As discontinuidades geradas são de sistemas distensivos, com falhas normais sintéticas e antitéticas, falhas de transferência (transcorrentes) e localmente inversas, principalmente facilitadas por discontinuidades (falhas e juntas) e planos de anisotropia antigos (foliação).

A Figura 3.9 mostra o modelo de evolução regional desde o soerguimento até a abertura do Atlântico, numa seção esquemática transversal à costa na altura do extremo leste do Estado de São Paulo, indicando as feições geológicas principais.

Cainelli & Mohriak (1998) e Mohriak (2004) interpretam a evolução tectônica das bacias da margem sudeste, dividindo a Bacia de Santos em quatro megasequências:

- Pré-Rifte: representa a fase intracratônica no Pangea, precedendo o rifte do Atlântico Sul. Marca o início dos processos extensionais, admitindo um pequeno soerguimento e afinamento astenosférico, com falhas incipientes na crosta superior controlando os depocentros locais associados a uma deposição sedimentar de águas rasas, ampla e pouca espessa.
- Sin-Rifte: marcada por um aumento do estiramento litosférico e pela extrusão magmática, sendo seguida por grandes falhas, afetando a crosta continental e resultando na formação de hemigrábens, preenchidos por sedimentos continentais lacustres (idades Neocomiano-Barremiano). O final dessa fase está associado à reativação de grandes falhas e erosão de blocos de rifte por uma discordância que arrasa a topografia anterior, separando ambientes de deposição continental –lacustre e fluvial – de ambientes transicionais e marinhos.

- Transicional: representa as primeiras ingressões marinhas, com deposição de espessas camadas de sal (halita e anidrita) em função do clima árido e da evaporação cíclica de salmouras, cobrindo os sedimentos continentais depositados durante a fase sin-rifte

- Marinha: iniciado pelo surgimento da crosta oceânica e por sedimentação predominantemente carbonática, indicando que o período Albiano é dominado por plataformas de águas rasas. Seguiu-se expansão do fundo oceânico, aumento da batimetria e deposição de sedimentos de águas profundas. No Cretáceo Superior houve uma reativação de antigas falhas do embasamento, causando o soerguimento da serra do Mar e da Mantiqueira, ocasionando uma notável erosão e progradação siliciclástica de cunhas clásticas para dentro da bacia (Macedo, 1987 e 1989; Almeida & Carneiro, 1998). Esta megasequência é marcada também pela tectônica halocinética.

Falhamento de sedimentos paleogênicos e formação de bacias neogênicas-quadernárias permitem afirmar que a região esteve sujeita à atividade neotectônica (Riccomini, 1989; Melo et al., 1985; Salvador, 1994, Hasui et al., 2000). O Quadernário define-se por uma epirogênese generalizada, o que propiciou o entalhamento da rede de drenagem e o reafeiçoamento da paisagem atual (Gontijo, 1999).

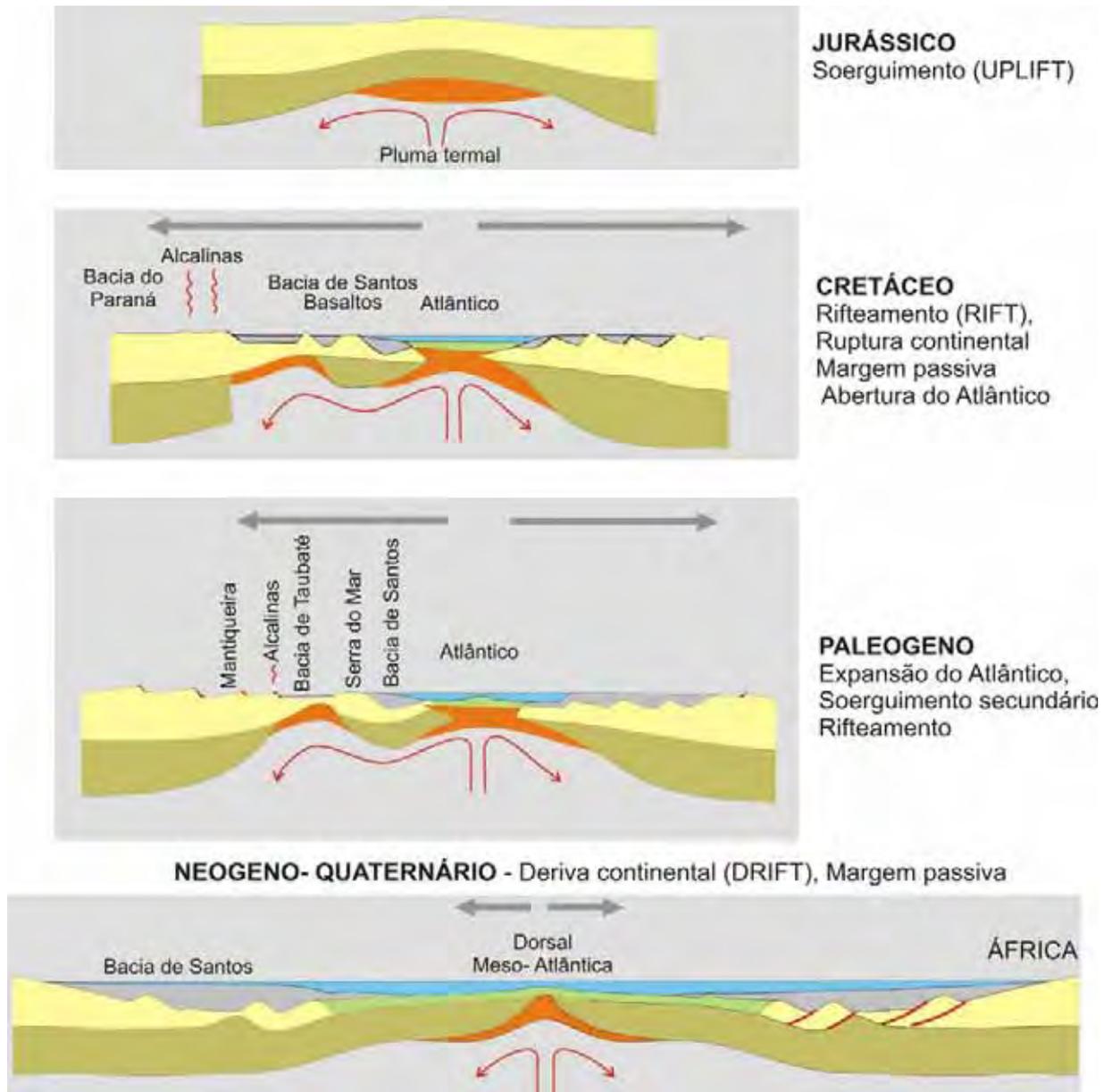


Figura 3.9. Modelo de evolução desde o Jurássico ao longo de uma seção transversal à costa na altura do extremo leste de São Paulo. Ocorreram soergimento, rifteamento e abertura do Atlântico. Além da Bacia de Santos, no interior do continente formaram-se intrusões de diques de diabásio (Cretáceo) e alcalinas (Cretáceo e Paleógeno), as serras da Mantiqueira e do Mar, bem como da Bacia de Taubaté. Notar a geometria irregular admitida para a célula de convecção para explicar o soergimento paleogênico da área costeira. Fonte: Hasui (2008).

4 – LINEAMENTOS TECTÔNICOS

A interpretação de imagens de sensores remotos constitui importante ferramenta para estudos tectônicos e geomorfológicos, em especial para a identificação de feições lineares tais como fraturas, falhas, traços de foliação, bandamento, contatos litológicos e zonas de cisalhamentos, bem como de feições circulares e de áreas de bacias sedimentares.

Neste contexto, desenvolveu-se um estudo para o reconhecimento estrutural, tectônico e geomorfológico no continente, com o intuito de identificar principalmente as feições lineares transversais que se projetam para dentro da porção norte da Bacia de Santos, o que se fez através do processamento de imagens digitais.

4.1 – Lineamentos interpretados na imagem SRTM 90 m.

A imagem SRTM 90m (*Shuttle Radar Topography Mission*) é um tipo de produto de sensoriamento remoto que permite gerar um modelo topográfico tridimensional da superfície, e vem sendo aplicado para estudos geológicos, em especial para a identificação de feições geomorfológicas (vales lineares, linhas de cristas, facetas triangulares etc.), condicionadas pelas principais estruturas tectônicas (zonas de cisalhamento dúctil e rúptil, estruturas vulcânicas, grandes fraturas e outras) e também para destacar as bacias sedimentares.

Com base nessas informações, foram utilizadas imagens de SRTM 90m obtidas na *webpage* do *U.S. Geological Survey* (USGS) cobrindo a parte continental da área de estudo. Através da integração e comparação dos resultados com os obtidos a partir da imagem de Landsat 7ETM (Souza, 2003) e com outras informações, este trabalho pretende contribuir para a melhor caracterização geológica, estrutural e geomorfológica das falhas.

Primeiramente, as imagens SRTM 90m foram agrupadas no programa *Global Mapper v.6.01* com a finalidade de converter os arquivos de extensão “.hgt” em um único arquivo “.xyz” reconhecido pelo programa *ER Mapper 6.4* (figura 4.1), o qual foi utilizado para georreferenciar no Datum SAD69 e nas coordenadas UTM/Zona 23 sul e para a extração dos lineamentos.

Aplicou-se o modelo de fotointerpretação de Amaral (1994) e Liu (1984) para a identificação dos principais elementos estruturais, dentro das seguintes categorias: linhas de cristas, vales estruturais, linhas de drenagem, escarpas e depressões. Esses elementos, exemplificados na figura 4.2, indicam feições estruturais significativas para a análise de zonas de cisalhamento, falhas e fraturas. Para uma melhor visualização, o programa permitiu variar os ângulos de azimute e de elevação da iluminação simulada do sol sobre a superfície da imagem (ferramenta *Edit Sun Angle*), realçando as direções perpendiculares ao azimute do sol. Cita-se, como exemplo, que o azimute do sol na direção NE destaca as feições NW-SE ou vice-versa (figura 4.3).

A partir da interpretação da imagem foram extraídas aproximadamente 5.600 feições lineares no continente adjacente à Bacia de Santos, tendo sido também elaborado um mapa de lineamentos tectônicos (figura 4.4). A análise de roseta de frequência e comprimento acumulados em intervalo 10° revelou, em ordem decrescente, as seguintes direções principais: N50-60E, N60-70E, N20-30W, N40-50W e N70-80W (figura 4.4). Essas direções são referidas simples e respectivamente como NE-SW, ENE-WSW, NNW-SSE, NW-SE e WNW-ESW. Cabe acrescentar que uma outra direção está presente e que não se salienta na figura 4.4, mas aparece quando é tratada discriminadamente: é a direção N-S. As figuras 4.5 a 4.10 mostram essas direções preferenciais.

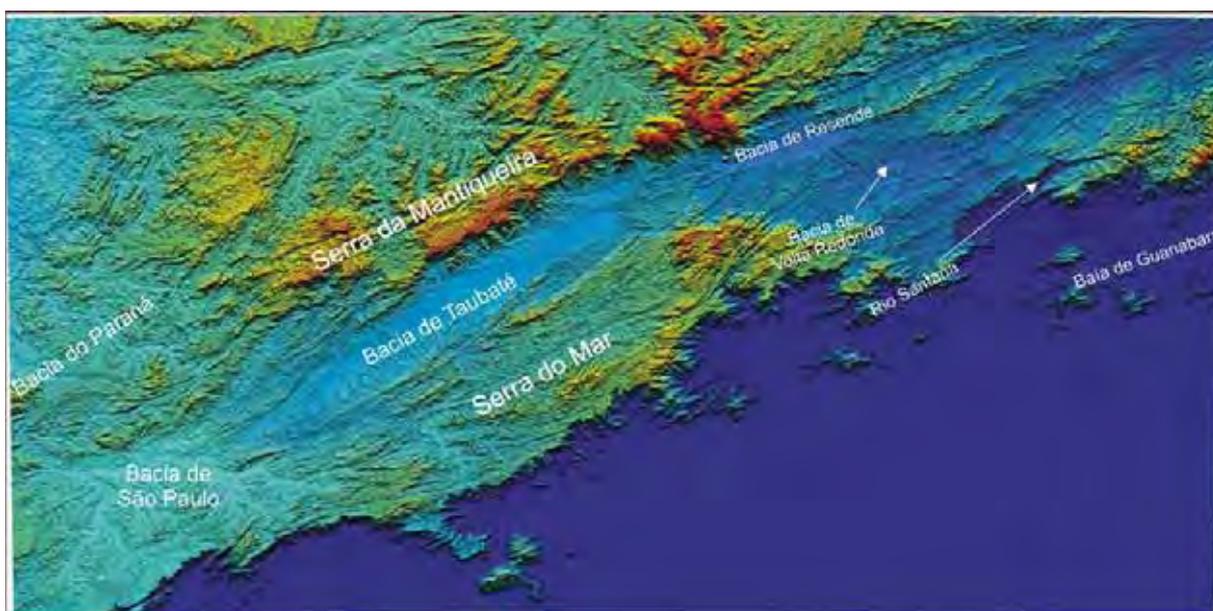


Figura 4.1: Imagem SRTM 90m utilizada no trabalho, destacando as serras do Mar e da Mantiqueira e as bacias sedimentares.

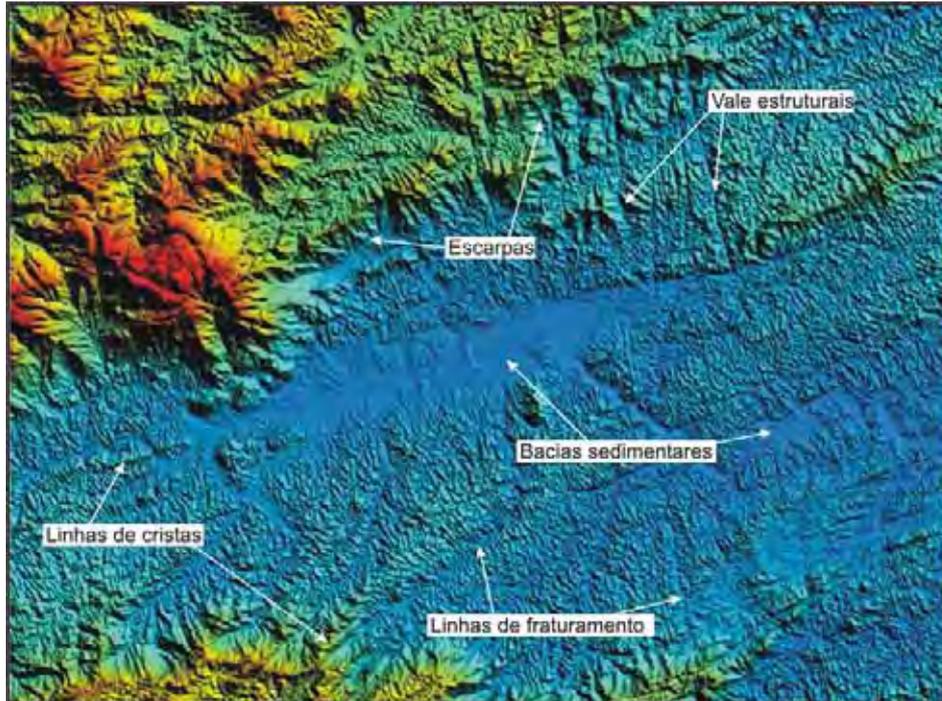


Figura 4.2: Exemplos de modelo de fotointerpretação de Amaral (1994) e Liu (1984), para a identificação dos principais elementos estruturais.

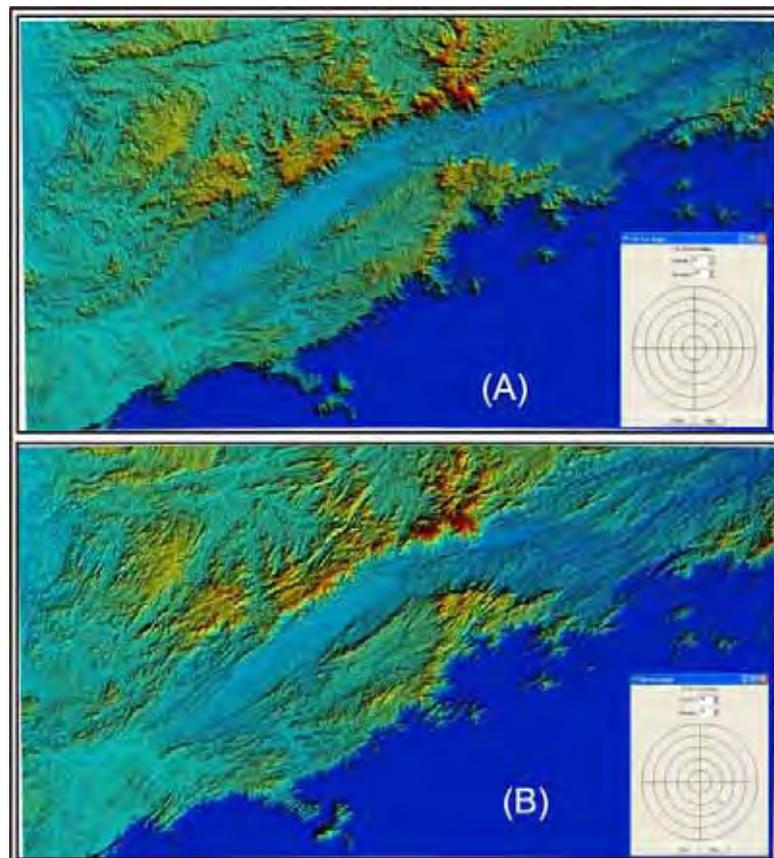


Figura 4.3: Exemplo de aplicação da ferramenta *Edit Sun Angle*, tendo como função a variação dos ângulos de azimute e a elevação da iluminação simulada do sol sobre a superfície da imagem SRTM. (A) Azimute da iluminação na direção NE destaca as feições de direção NW-SE. (B) Azimute na direção SW destaca as feições de direção NE-SW.

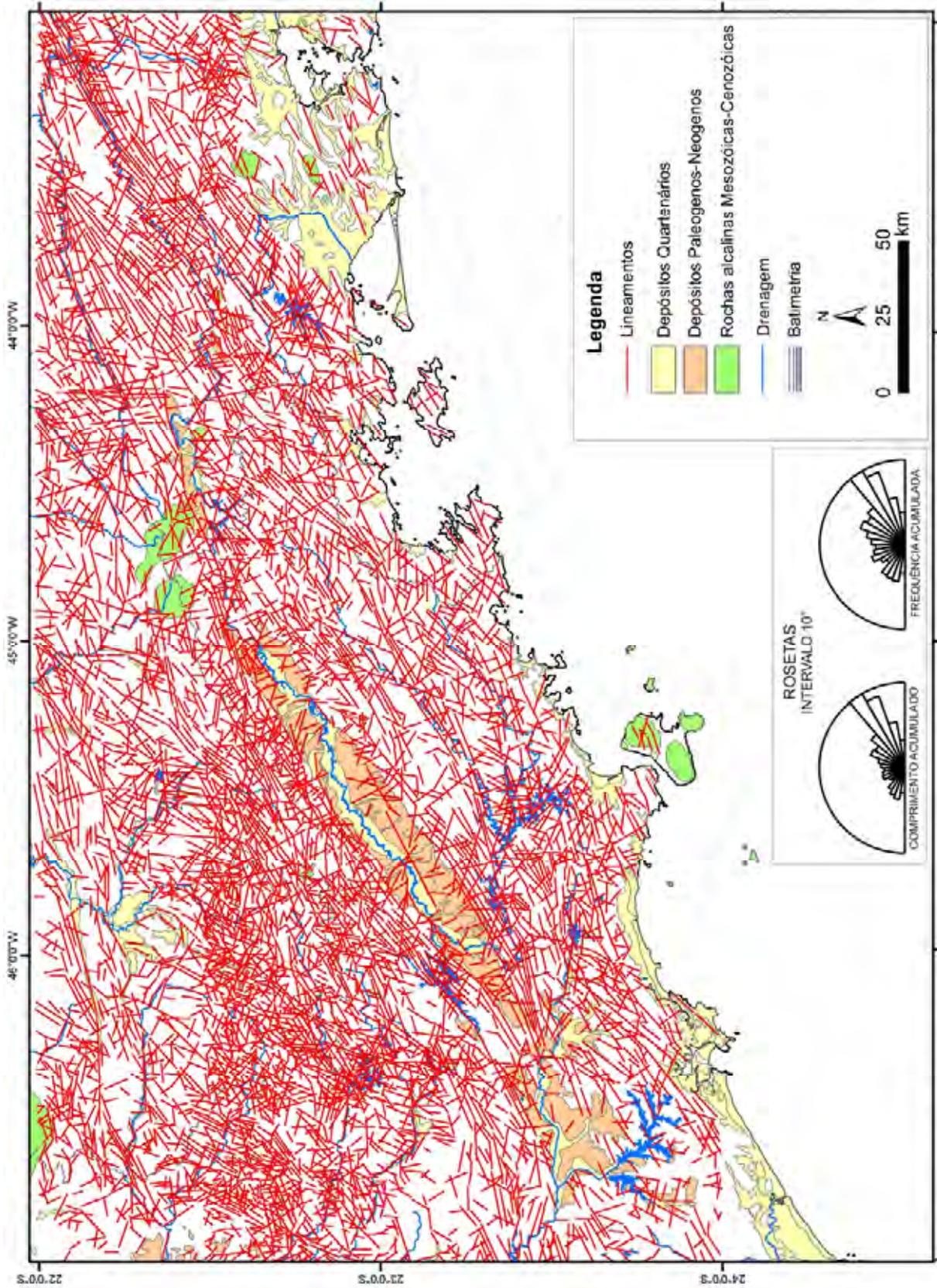


Figura 4.4: Mapa de lineamentos tectônicos extraídos de imagens SRTM 90m e respectivas rosetas de comprimento e frequência acumulados.

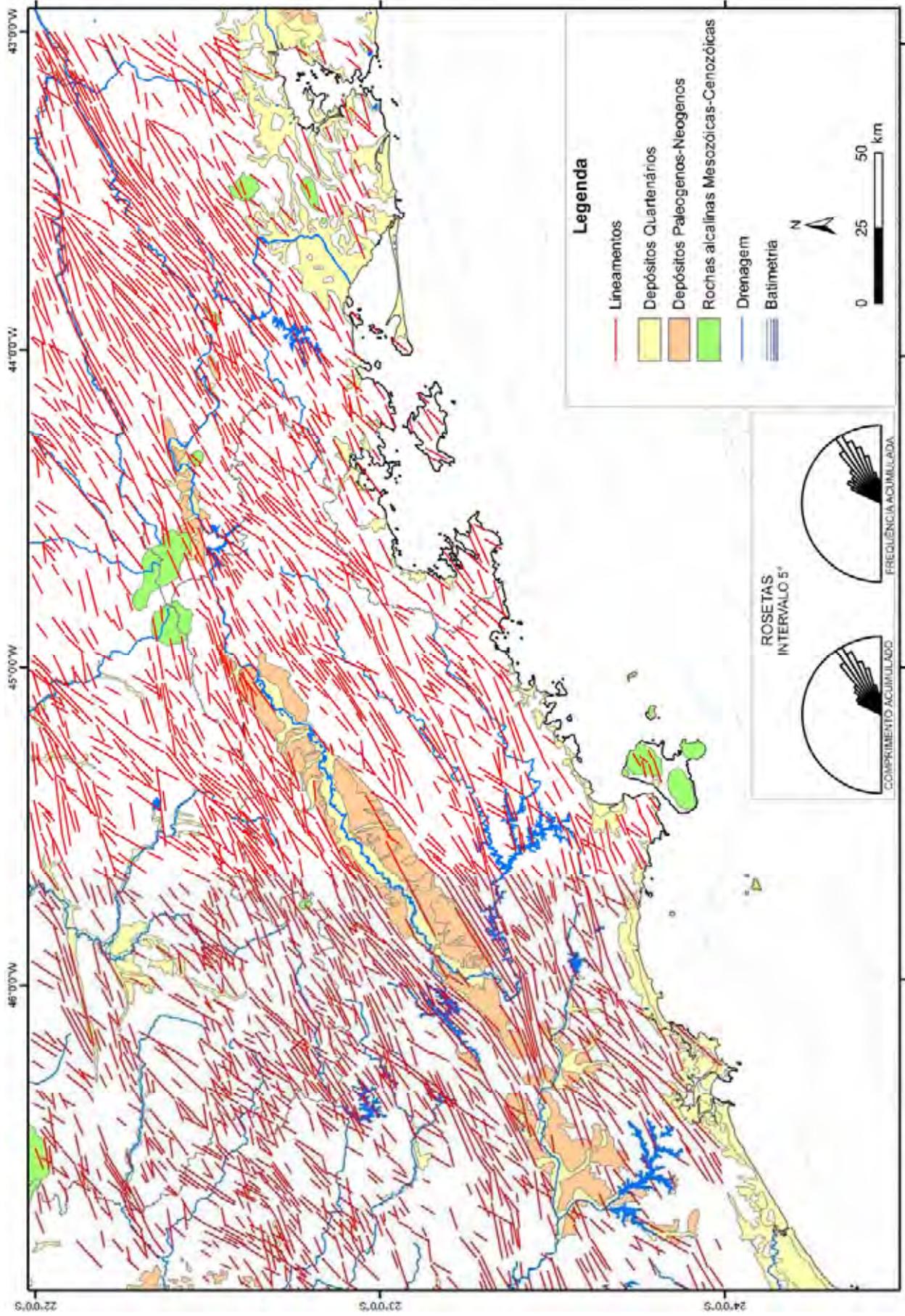


Figura 4.5: Mapa de lineamento de direção NE-SW extraídos a partir de imagem SRTM 90

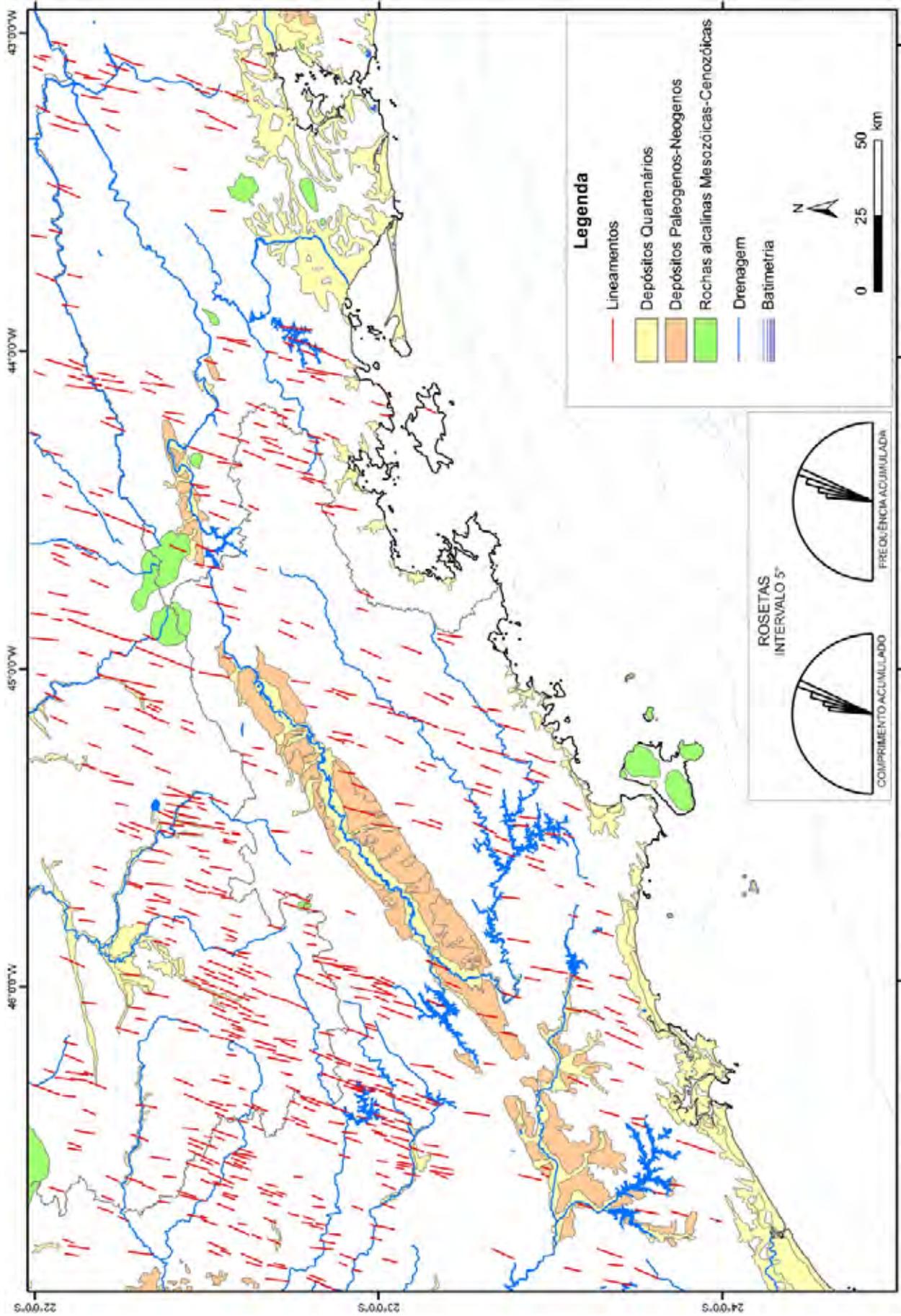


Figura 4.6: Mapa de lineamento de direção NNE-SSW extraídos a partir de imagem SRTM 90

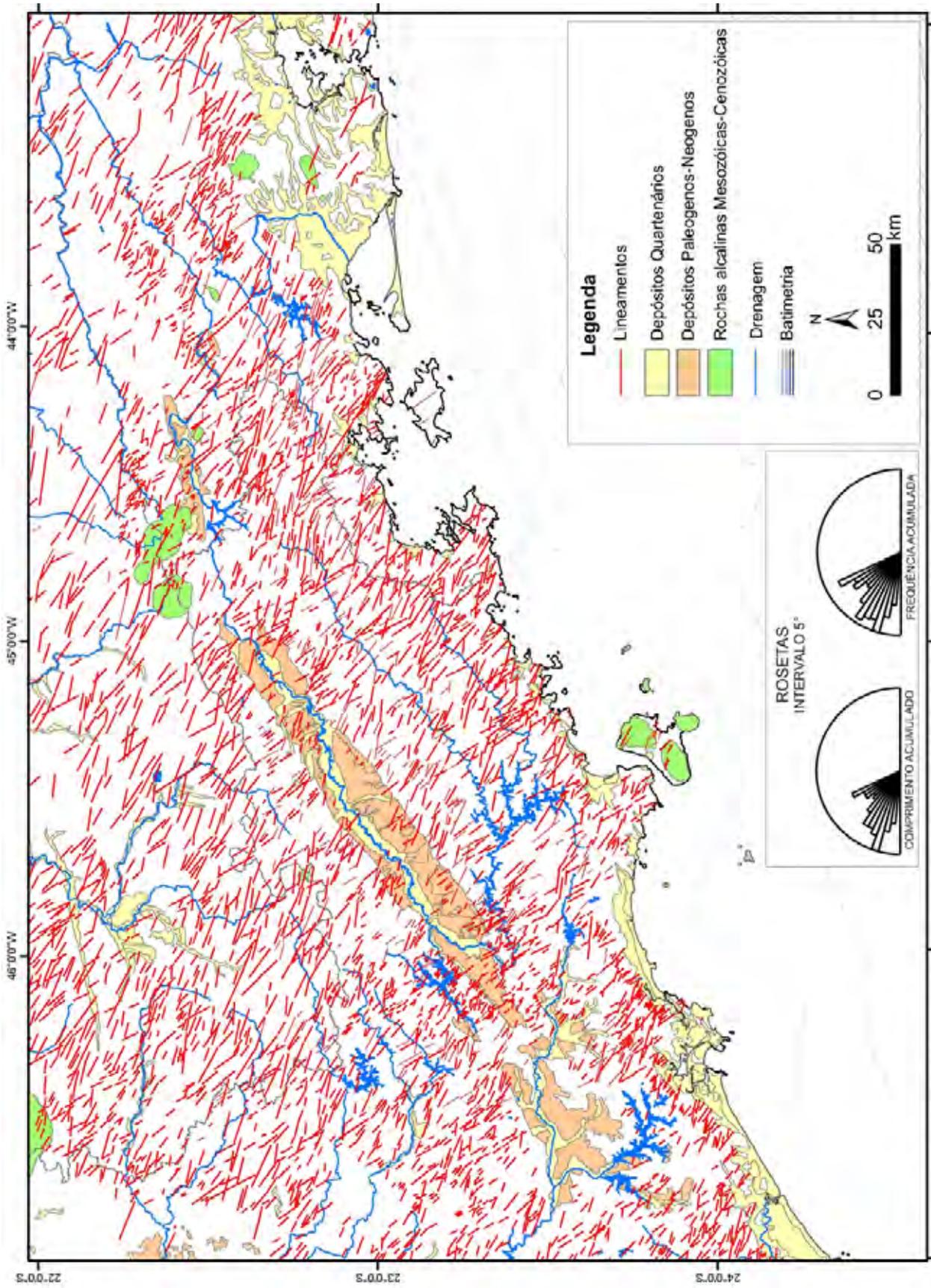


Figura 4.7: Mapa de lineamento de direção NW-SE extraídos a partir de imagem SRTM 90

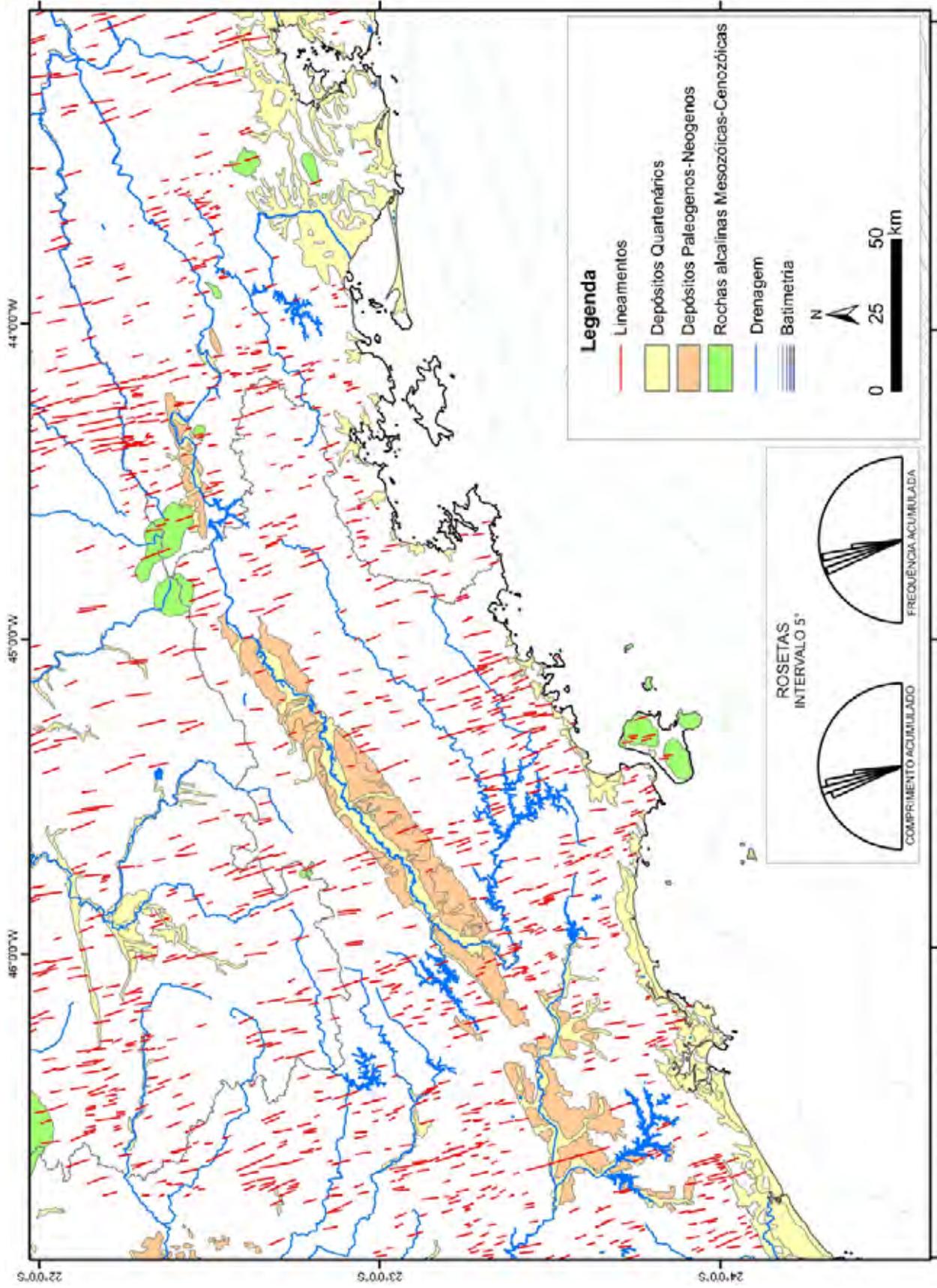


Figura 4.8: Mapa de lineamento de direção NNW-SSE extraídos a partir de imagem SRTM 90

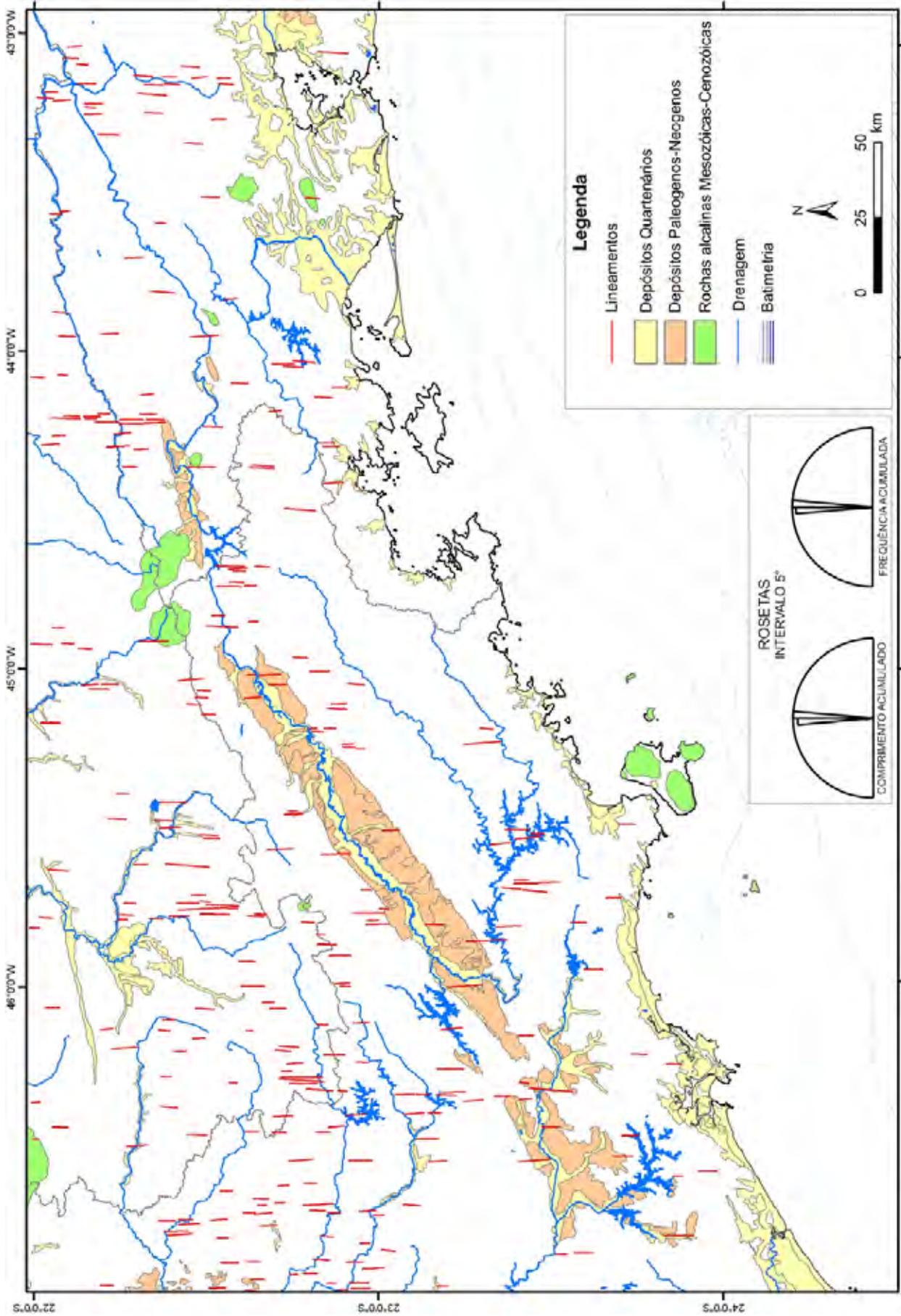


Figura 4.9: Mapa de lineamento de direção N-S extraídos a partir de imagem SRTM 90

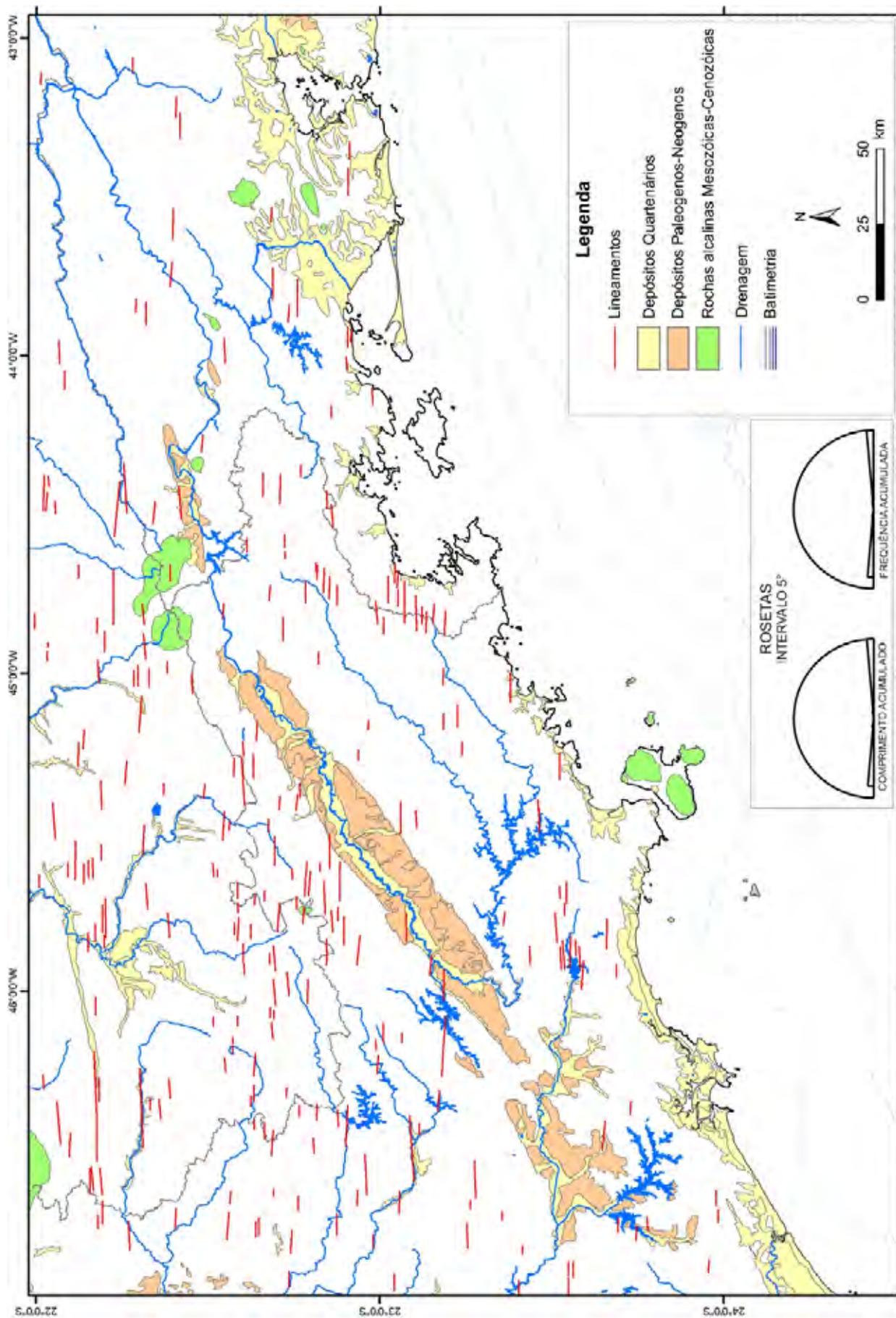


Figura 4.10: Mapa de lineamento de direção E-W extraídos a partir de imagem SRTM 90

4.2. Integração dos lineamentos com as isolinhas de anomalia Bouguer

Dos estudos realizados por Souza (2003), foram compilados os lineamentos tectônicos área continental de estudo (aproximadamente 10.600 feições lineares) obtidos de imagens de satélite Landsat 7 ETM (bandas 7R, 4G e 3B) (figura 4.11).

Para melhorar a interpretação e o significado estrutural, essas feições lineares foram integradas com as isolinhas de anomalia Bouguer da região (figura 4.11). Utilizou-se o programa Er Mapper 6.4 para extrair as principais feições lineares coincidentes com as faixas retilíneas com elevado gradiente gravimétrico, reconhecidas pelo adensamento das curvas isogálicas e também pelas mudanças bruscas de direção daquelas curvas. Essas faixas de alto gradiente gravimétrico, segundo a modelagem em termos de litosfera, correspondem a descontinuidades crustais profundas, certamente relacionadas com arcabouço dúctil pré-cambriano, que foram reativadas e afetadas por falhas no Fanerozóico.

Essa integração permitiu selecionar, aproximadamente, 4.200 feições lineares (figura 4.9). A análise da roseta de frequência e comprimento em intervalos de 10° (figura 4.12) revelou para toda área, em ordem decrescente, as seguintes direções principais: N60-70E, N50-60E, N70-80E, N40-50E, N80-90E e N10-20E. Essas direções são referidas simplesmente como NE-SW, ENE-WSW, NE-SW, ENE-SWSW, E-W e NNE-WSW (Figuras 4.13 a 4.18).

Em termos de comparação das feições lineares extraídas na imagens dos dois sensores remotos utilizados neste trabalho, verificou-se que a quantidade de lineamentos extraídos na imagem SRTM 90m (aproximadamente 5.600 feições lineares) é menor do que as da imagem Landsat 7 ETM (aproximadamente 10.600 feições lineares) do trabalho de Souza (2003). Os dois sensores cobriram a mesma área e essas diferenças se devem a dois fatores:

- O primeiro diz respeito à resolução espacial dos dois tipos de imagens: as do Landsat apresentam resolução de 30 metros, ou seja, a escala é aproximadamente três vezes maior do que as SRTM, cuja resolução é de 90 metros.

- O segundo diz respeito à qualidade e à amostragem que cada uma das imagens ressalta, pois o SRTM 90m fica à fisiografia, onde, entre outros elementos, aparecem cristas, vales, drenagens, escarpas, ao passo que o Landsat 7 ETM tende a mostrar, além da fisiografia, os padrões de drenagens, contatos de zonas com diferentes texturas (que podem representar contatos litológicos), feições geológicas, estruturais, e outros.

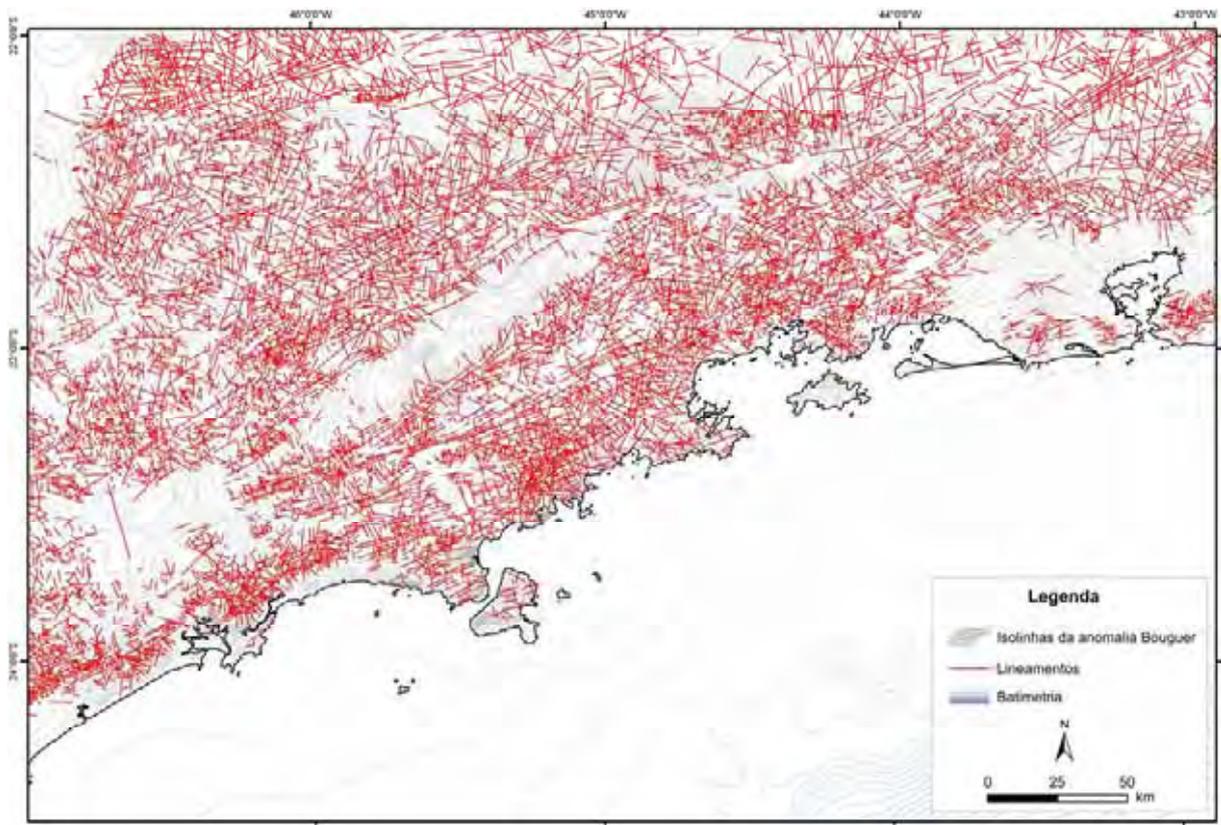


Figura 4.11: Sobreposição dos lineamentos extraídos de imagem do satélite Landsat 7ETM (Souza, 2004) ao mapa de isolinhas de anomalias Bouguer.

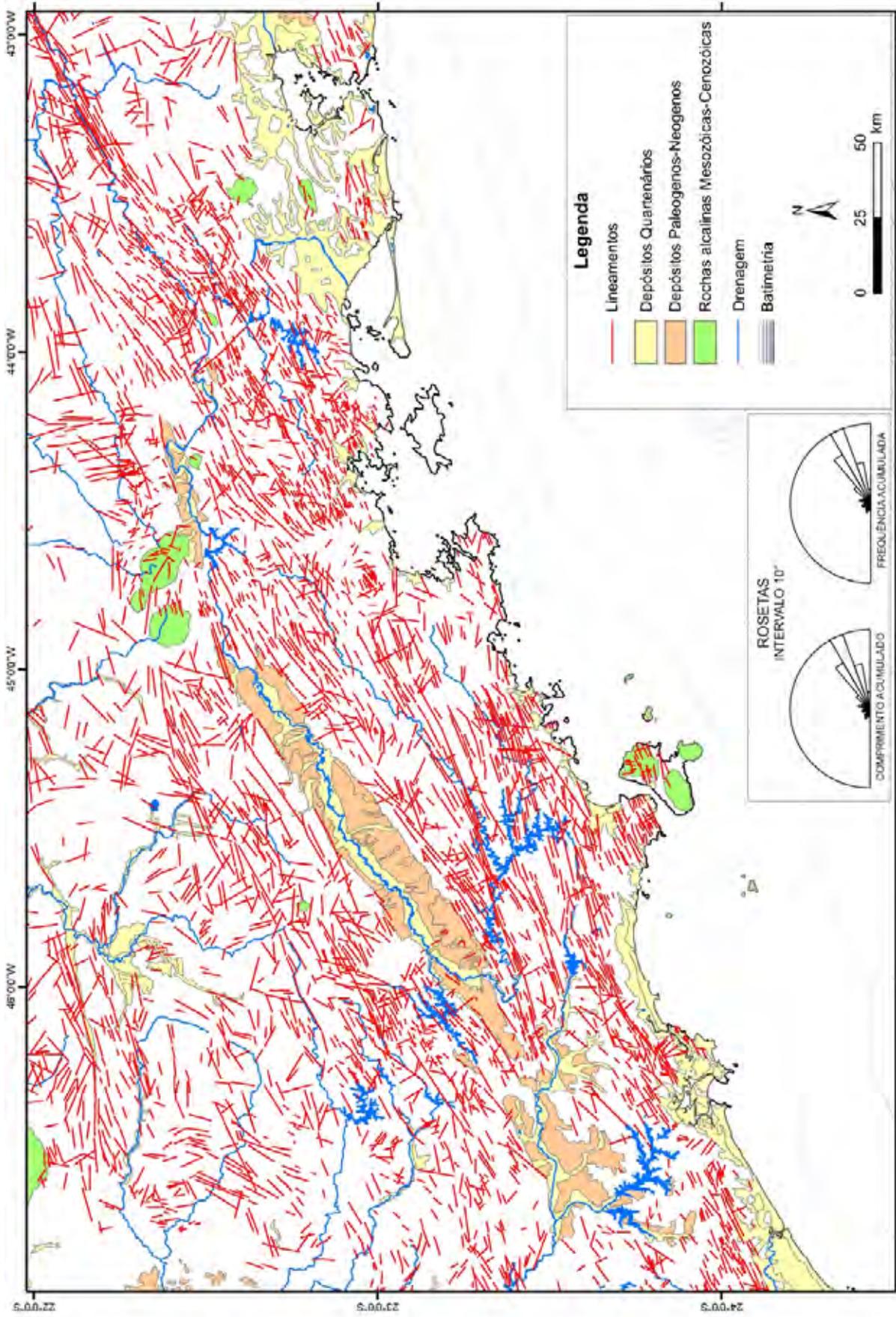


Figura 4.12: Mapa de lineamentos extraídos a partir da integração da anomalia Bouguer com os lineamentos extraídos de imagens de satélite Landsat 7 ETM. Os diagramas de rosetas representam os comprimentos e frequências acumuladas.

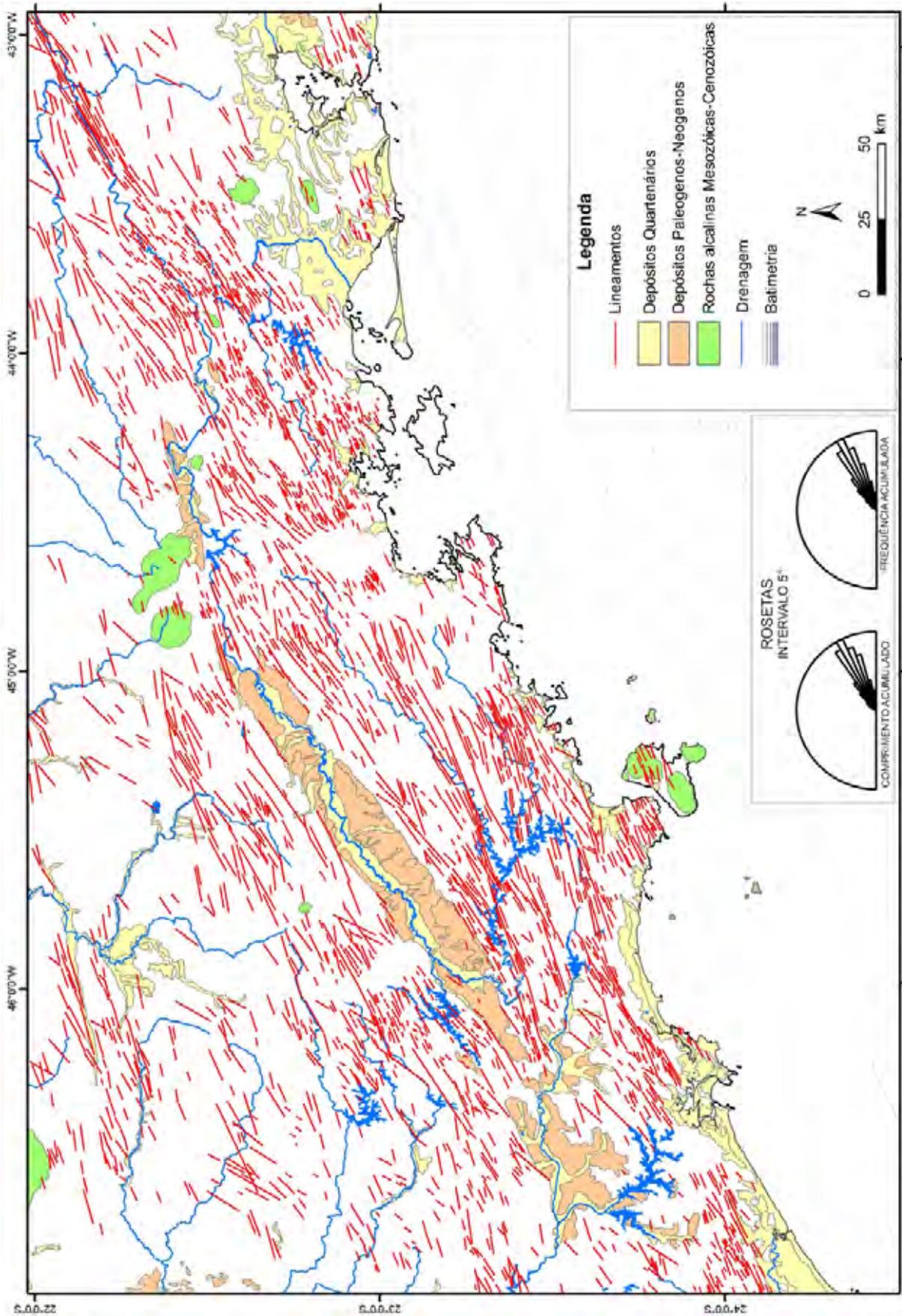


Figura 4.13: Mapa de lineamentos de direção NE-SW obtidos pela integração de anomalias Bouguer com os extraídos das imagens de satélite.

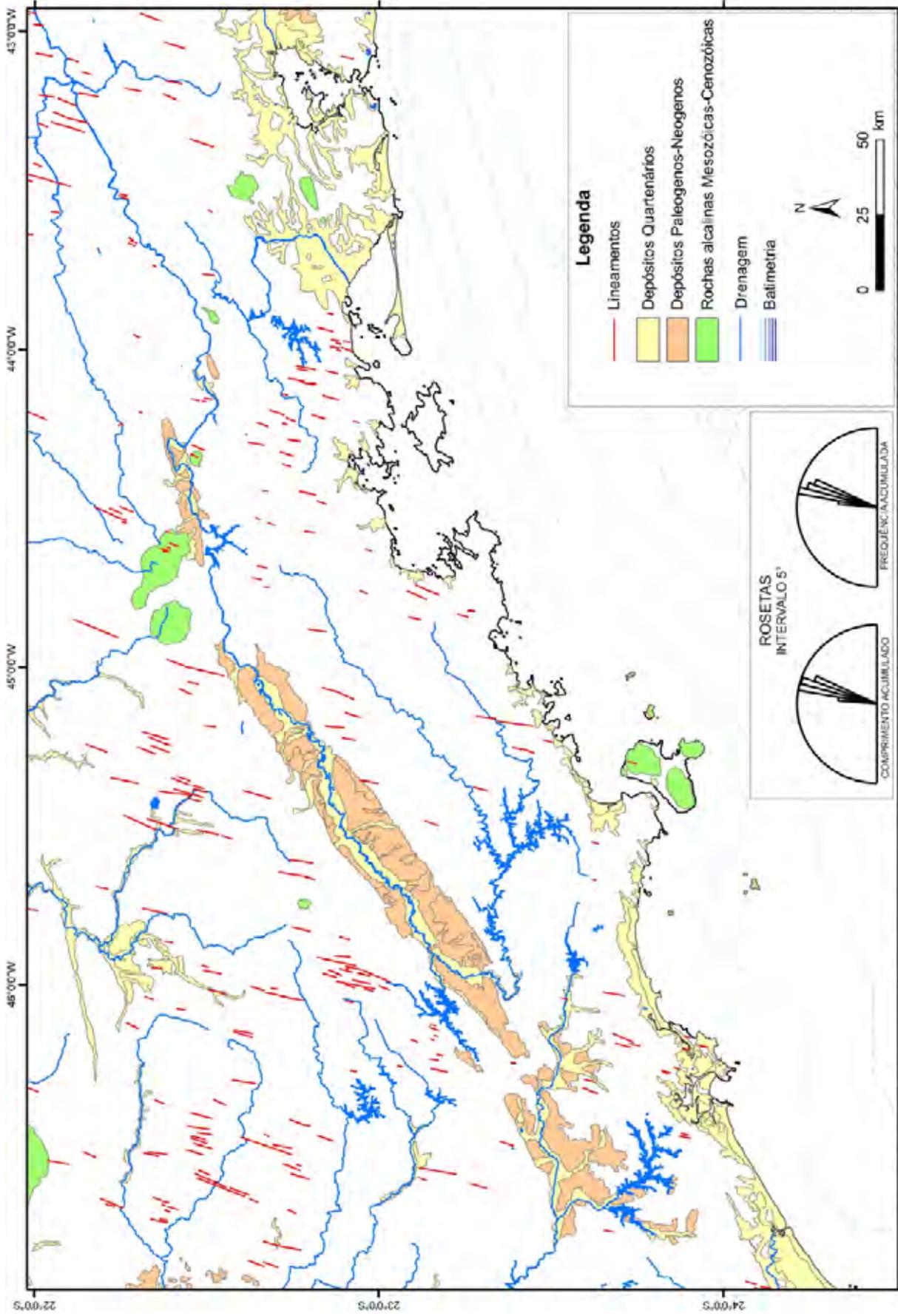


Figura 4.14: Mapa de lineamentos de direção NNE-SSW obtidos pela integração de anomalias Bouguer com os extraídos das imagens de satélite.

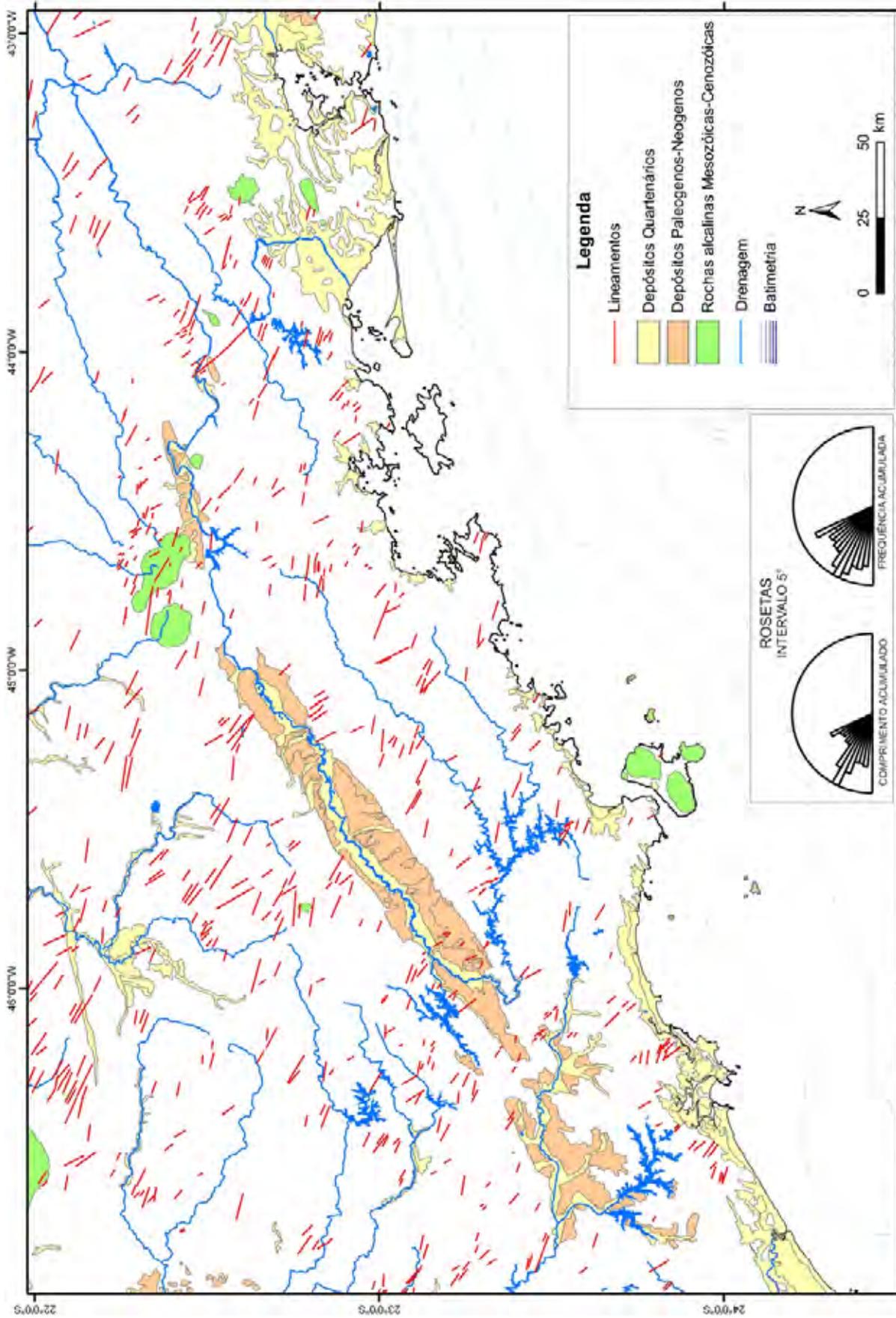


Figura 4.15: Mapa de lineamentos de direção NW-SE obtidos pela integração de anomalias Bouguer com os extraídos das imagens de satélite.

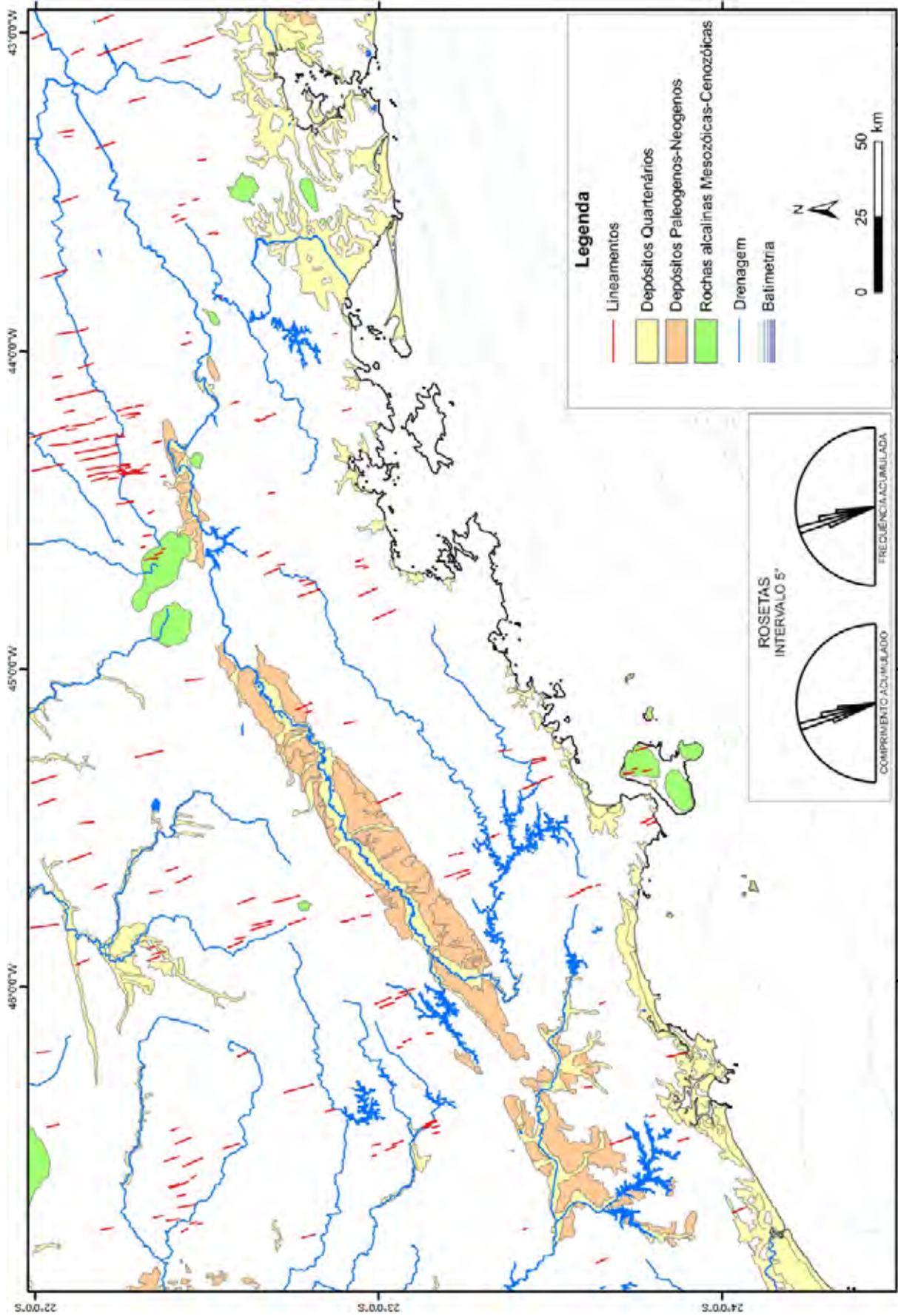


Figura 4.16: Mapa de lineamentos de direção NNW-SSE obtidos pela integração de anomalias Bouguer com os extraídos das imagens de satélite.

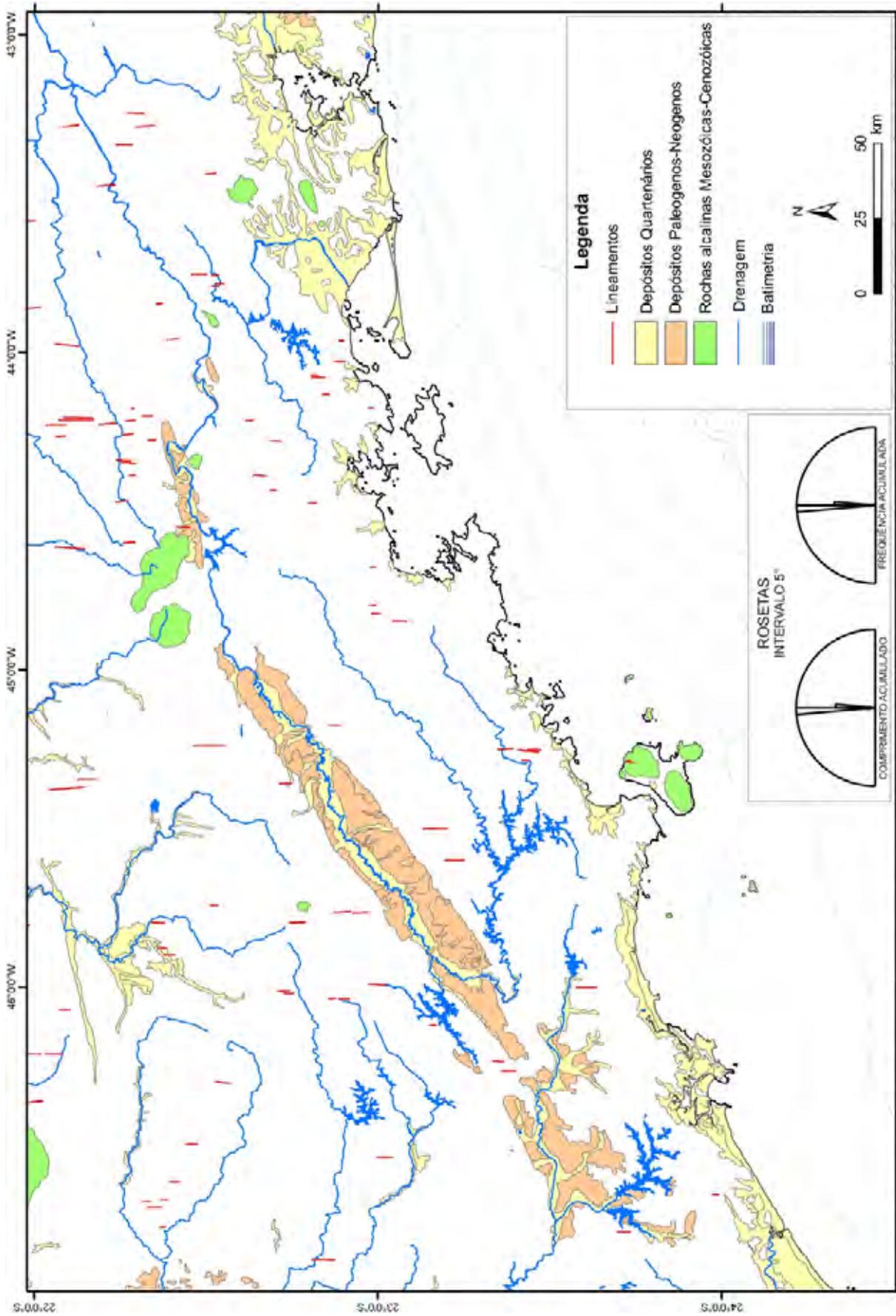


Figura 4.17: Mapa de lineamentos de direção N-S obtidos pela integração de anomalias Bouguer com os extraídos das imagens de satélite.

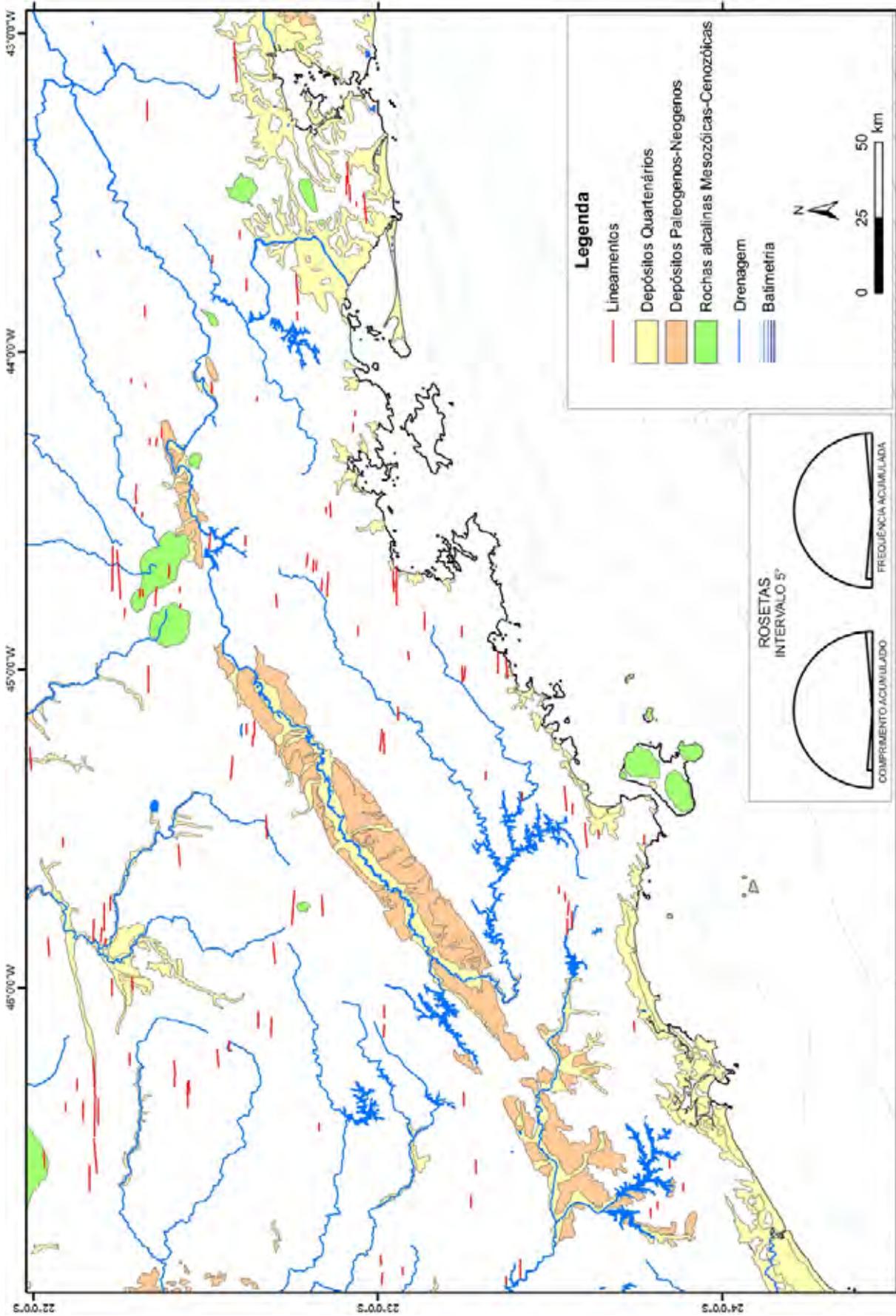


Figura 4.18: Mapa de lineamentos de direção E-W obtidos pela integração de anomalias Bouguer com os extraídos das imagens de satélite.

4.3 – Sistemas de direções de lineamentos tectônicos

Para a caracterização geológica, tectônica e geomorfológica, os lineamentos identificados foram integrados aos diversos mapas temáticos extraídos da Bizzi *et al.* (2001) em ambiente SIG (Sistema de Informações Geográficas) utilizando o programa ArcView 9.0. Foram considerados dados como estruturas, drenagem e bacias sedimentares. Os sistemas dos lineamentos estão descritos abaixo:

- NE-SW, de direção N26-84E. A roseta de frequência mostra direção preferencial N55-60E na imagem SRTM (Figura 4.5) e N60-65E na integração das anomalias Bouguer (figura 4.13). Os lineamentos são não-retilíneos e extensos, às vezes curtos e retilíneos. Coincidem com as principais estruturas dúcteis (figura 4.19), tais como as zonas de cisalhamento dúctil, contatos litológicos e foliação metamórfica do embasamento. A esse sistema se acham adaptadas as bacias Cenozóicas (figura 4.19), o Rio Paraíba do Sul e seus principais afluentes. Essas estruturas foram reativadas em falhas, que efetivamente exercem o controle das orientações dessas feições.

- NNE-SSW, de direção N6-25E. A roseta de frequência mostra direção preferencial N20-25E na imagem SRTM (figura 4.6) e N10-15E na integração das anomalias Bouguer (figura 4.14). Os lineamentos são de curto comprimento e retilíneos, com alguns quilômetros de extensão. Em algumas áreas, essa direção intercepta as principais estruturas do sistema anterior.

- NW-SE, de direção N26-84W. A roseta de frequência mostra direção preferencial N70-75W na imagem SRTM (figura 4.7) e N60-65W na integração das anomalias Bouguer (figura 4.15). Os lineamentos são de curto comprimento e retilíneos. Eles coincidem com as direções de juntas e falhas observadas na região. As falhas deslocam lineamentos NE-SW, bem como feições geológicas, estruturais e drenagens ao longo do Rio Paraíba do Sul e seus afluentes. Na região de Volta Redonda, no Estado do Rio de Janeiro, essa direção coincide com a Zona de Transtensão de Volta Redonda (Valeriano & Heilbron, 1993). Entre a Serra da

Bocaina e a costa Atlântica, a Zona de Transferência do Funil, identificada através de mapa de Anomalias Bouguer (Almeida & Ebert, 2002), coincide em superfície com estes lineamentos.

- NNW-SSE, de direção entre N6-25W. A roseta de frequência mostra direção preferencial N15-20W na imagem SRTM (figura 4.8) e N15-20W na integração das anomalias Bouguer (figura 4.16). Ocorre principalmente na região norte de Resende (RJ), aparecendo como lineamentos extensos e retilíneos. Geomorfologicamente coincidem com vales estruturais que alojam rios rejuvenescidos adaptados a linhas de fraturas e falhas. Esta direção também ocorre como lineamentos de curto comprimento e retilíneos e interceptam algumas estruturas NE.

- N-S, de direção entre N0-5E e N0-5W. Os lineamentos são os menos expressivas na região e aparecem como traços curtos e retilíneos (figuras 4.9 e 4.17).

- E-W, de direção entre N85-90E e N85-90W. Os lineamentos são curtos e retilíneos (figuras 4.10 e 4.18). Algumas direções acompanham as inflexões das zonas de cisalhamento e, em termos morfológicos, condicionam algumas escarpas de falhas menores na Serra do Mar.

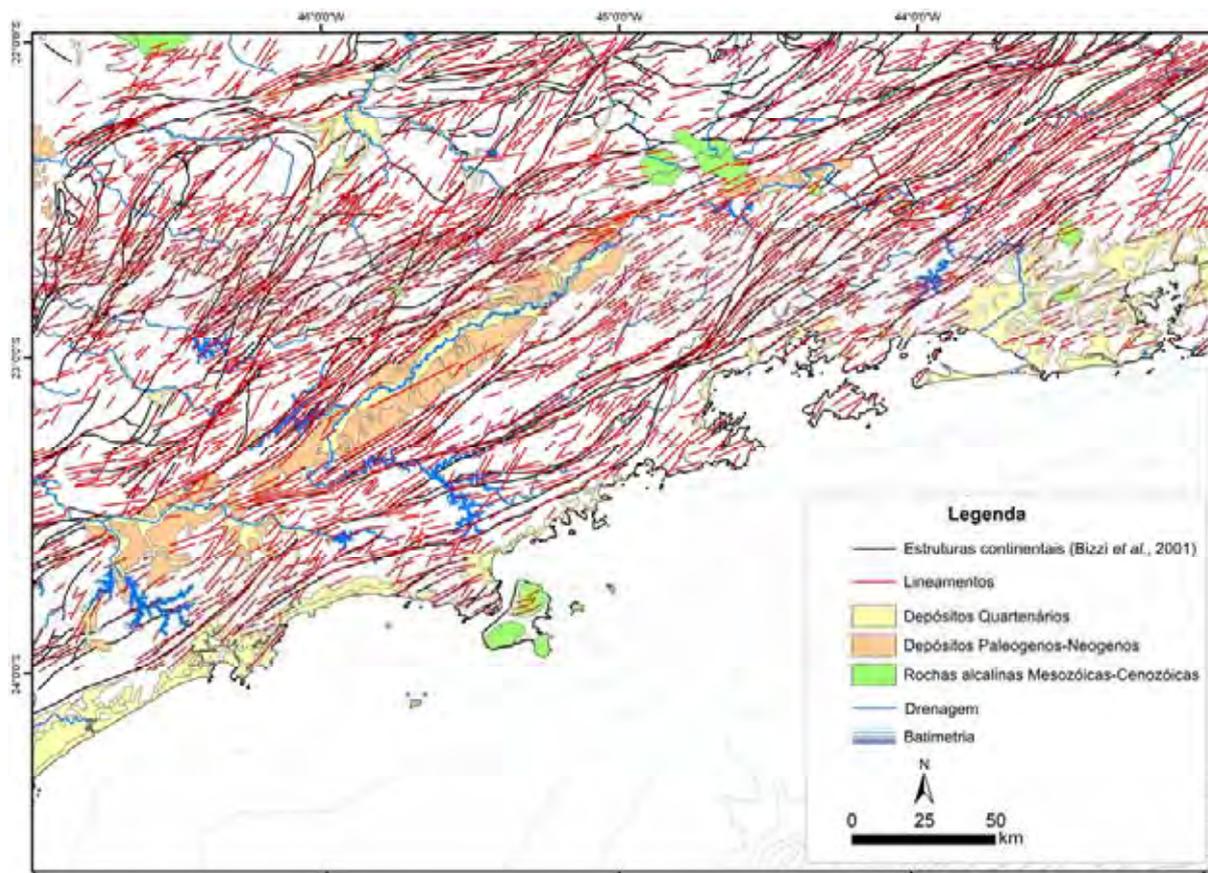


Figura 4.19: Mapa integrado de lineamentos tectônicos de direções NE-NW e ENE-WSW com as estruturas continentais reconhecidas (Bizzi *et al.*, 2001).

4.4 – Idades dos lineamentos tectônicos

A datação de traços de fissão em apatitas (TFA) é um método utilizado para obter as histórias térmicas, datar eventos de resfriamento, estimar as taxas de soergimento e de erosão, e processos orogênicos (Godoy, 2003; Hackspacher *et al.*, 2004).

As idades TFA em trabalhos publicados, como os de Gallagher *et al.* (1994), Genaro (2005), Hackspacher *et al.* (2004), Ribeiro (2003) e Tello Saenz *et al.* (2003), foram relacionadas com os lineamentos tectônicos extraídos de imagem de satélite (figura 4.20), a fim de determinar, junto com a informação geológica e geomorfológica, as idades de reativações dessas feições lineares pré-cambrianas.

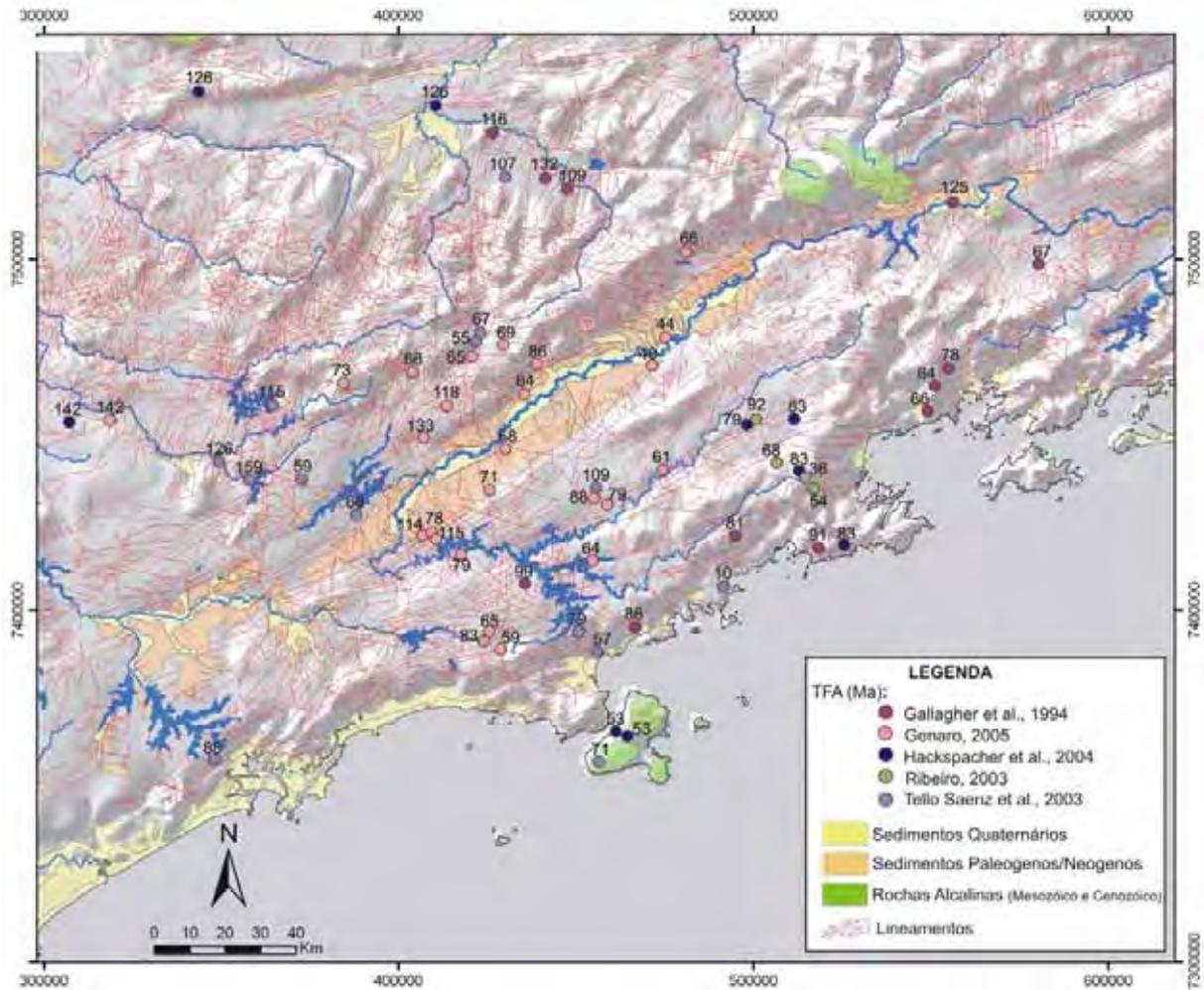


Figura 4.20: Sobreposição de idades TFA obtidas nos trabalhos publicados ao mapa de lineamentos extraídos de imagens de sensores remotos. O relevo está delineado em cinza e branco.

Para uma melhor análise, foram construídos histogramas das idades de TFA em toda a região (figura 4.21), e nas regiões da Serra do Mar (figura 4.22) e da Mantiqueira (figura 4.23). Analisando em conjunto o mapa de sobreposição de idades ao mapa de lineamentos (figura 4.20), foram constatados quatro eventos que influenciaram a estruturação, a geomorfologia e a evolução da área de estudo:

- Cretáceo Inferior (145 a 99 Ma) – relacionado a um primeiro pulso da tectônica distensiva que levou à ruptura do Pangea, formação de riftes e incidência dos primeiros pulsos magmáticos. Esse evento, além de se refletir no histograma, pode ser observado através dos lineamentos interpretados, pois estes apresentam a mesma direção das feições lineares da fase

rifte da bacia, indicando que aquela estruturação foi controlada pelas discontinuidades pré-cambrianas (Chang et al., 1992). Na figura 4.17, os histogramas indicam que esse evento tectônico afetou mais a região da Serra da Mantiqueira e a ele se associa uma proto-Serra do Mar (Macedo, 1989), em decorrência do primeiro soerguimento regional.

- Cretáceo Superior (99 a 65 Ma) – relaciona-se com um segundo pulso da tectônica distensiva, que desenvolveu a Serra do Mar, envolvendo deslocamentos de blocos por falhas normais formadas ao longo das principais estruturas do embasamento Pré-Cambriano (NE-SW). O soerguimento e erosão geraram os sedimentos terrígenos carreados para a bacia (Pereira, 1990). Na região da Serra da Mantiqueira, o histograma indica uma reativação marcante no limite K/T (figura 4.23), diferentemente da Serra do Mar (figura 4.22), onde foram reativadas durante todo esse período, principalmente no intervalo entre 75 a 85 Ma (Santoniano-Campaniano).

- Paleogeno (65 a 54 Ma.) – associado a um segundo soerguimento mais para o interior. A ele se relacionam os últimos registros do magmatismo alcalino e o soerguimento final das serras do Mar e da Mantiqueira. Os histogramas (figura 4.21 a 4.23) mostram reativação marcante entre o intervalo K/T até o Paleoceno (de 65 a 50 Ma), estando relacionada a intrusões alcalinas e início da estruturação das bacias do Sistema Rifte Continental (Riccomini, 1989), que se encontram alinhadas e encaixadas ao longo das zonas de cisalhamento dúctil reativadas (figura 4.24). Essa reativação também influenciou a compartimentação geomorfológica da Serra do Mar e a evolução da Bacia de Santos, que durante essa fase foi responsável pelo rearranjo da rede de drenagem e, conseqüentemente, desviou o aporte de sedimentos clásticos da Bacia de Santos para de Campos (Karner & Driscoll, 1999). Na região da Serra da Mantiqueira, o histograma registra reativação até o Eoceno (± 50 Ma), enquanto na Serra do Mar tal reativação chegou até o Neoceno/Eo-Oligoceno (± 35 Ma).

- Outro evento tectônico aconteceu durante o Mioceno-Quaternário (24 Ma ao Recente), onde há somente um registro de TFA na região da Serra do Mar, mas seus dados foram analisados através das interpretações de imagens dos sensores remotos, onde se

observou a existência de lineamentos seccionando as bacias terciárias e quaternárias (figuras 4.19 e 4.24). As feições lineares nas bacias Cenozóicas obtidas pela integração das anomalias Bouguer, apresentam, na ordem de frequência, direções NW, NNW e NE. Isto evidencia atividade tectônica mais jovem que os respectivos sedimentos, que representa a neotectônica. Nesta são reconhecidas falhas E-W como as mais importantes, entre as quais foram ativas falhas NE-SW e NW-SE em compartimentos transtensivos e transpressivos, respectivamente (Hasui et al., 2000).

Essas diferenças entre as direções de lineamento do embasamento e das bacias indicam que os campos de tensão atuantes sofreram modificações ao longo da história geológica da área, podendo estar associados a reativações ou ao estabelecimento de novos planos de fraqueza.

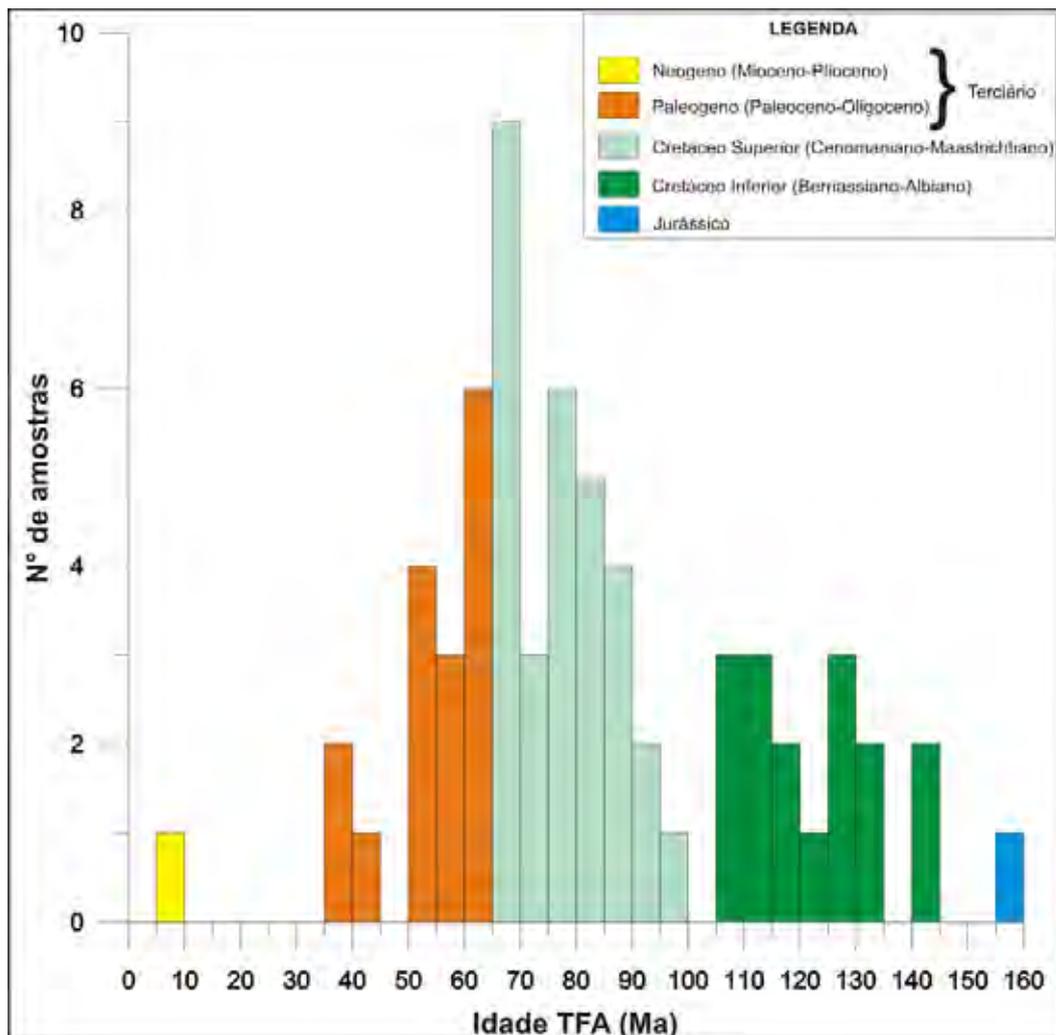


Figura 4.21: Histograma das idades TFA na região de estudo.

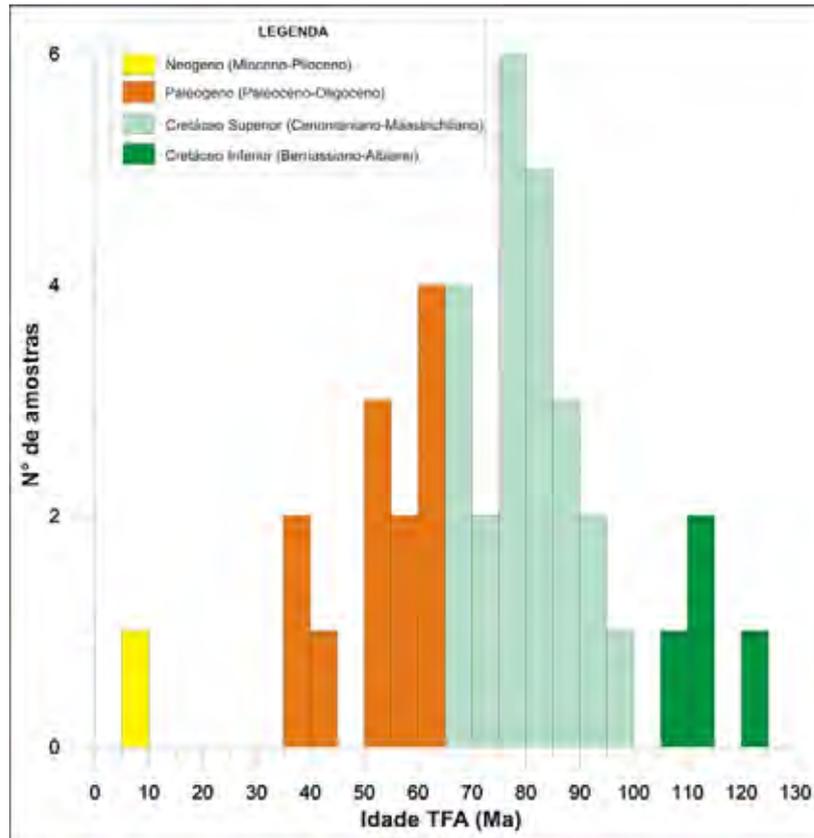


Figura 4.22: Histograma das idades TFA na região da Serra do Mar

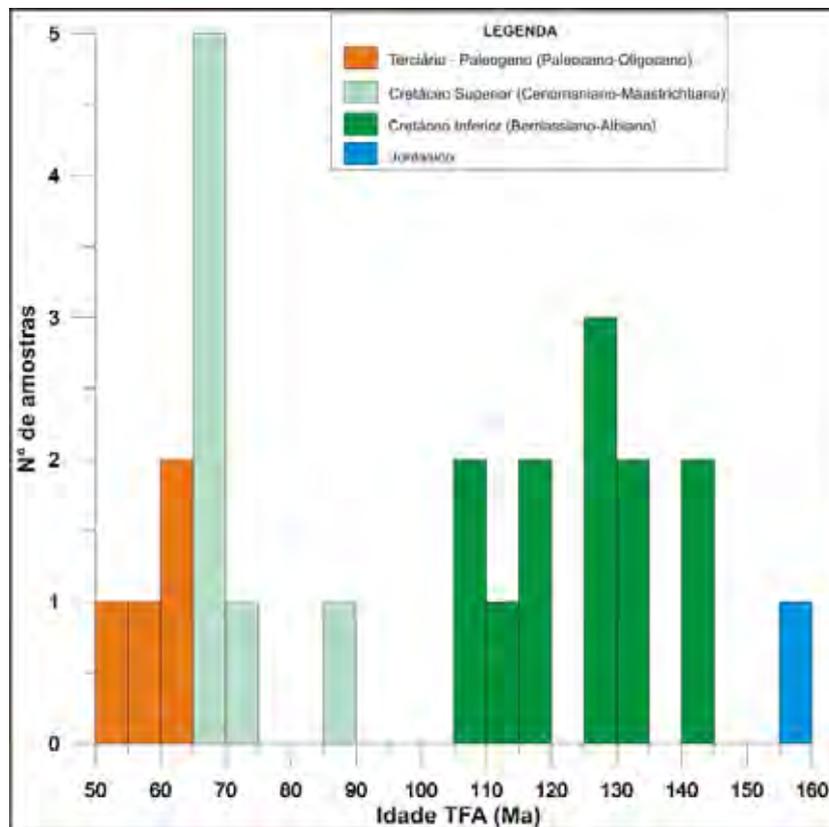


Figura 4.23: Histograma das idades TFA na região da Serra da Mantiqueira.

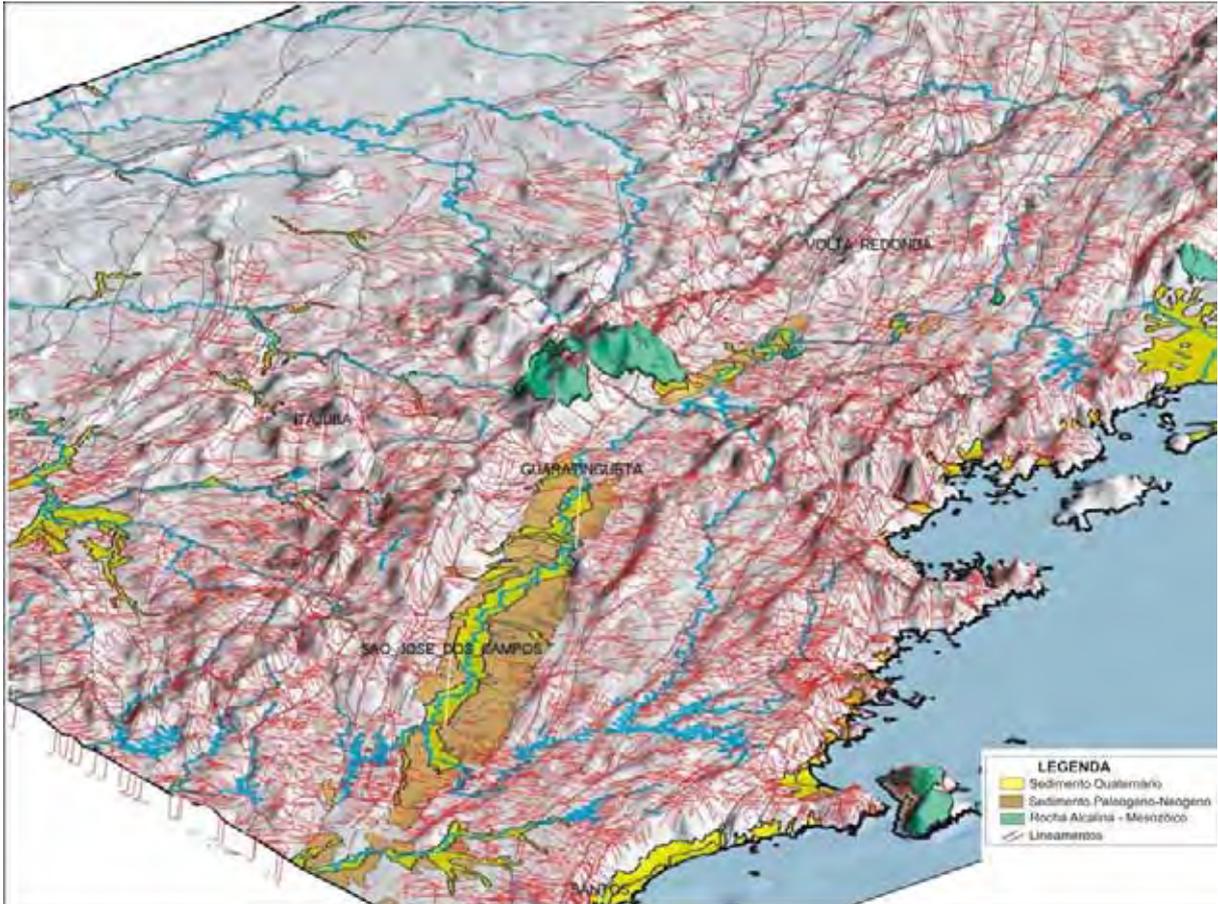


Figura 4.24: MDT com sobreposição dos lineamentos tectônicos, destacando as bacias cenozóicas e as serras do Mar (direita) e da Mantiqueira (esquerda).

4.5 – Interpretação dos lineamentos que se projetam para a bacia.

Para identificar as principais discontinuidades transversais do continente que se projetam para a bacia, primeiramente, foram traçados grandes lineamentos sobre o mapa de feições lineares de direção NW extraídos da imagem SRTM 90m e da integração com as isolinhas da anomalia bouguer (Figura 4.25) e o principal critério para essa interpretação foi verificar o padrão de segmentos contínuos e contíguos desses lineamentos. Essa análise permitiu definir 47 segmentos transversais (Figura 4.26).

Como a integração dos lineamentos extraídos na imagem sobre as isolinhas da anomalia Bouguer não permitiu identificar grandes feições, foram extraídos os principais lineamentos sobre o mapa de anomalia Bouguer (Figura 4.27), baseando-se nas mudanças bruscas de direção das curvas isogálicas, permitindo identificar 12 segmentos.

Por fim, esses dados interpretados foram integrados (Figura 4.28) e serão objetos de estudo para a interpretação dos dados de subsuperfície (sísmica e métodos potenciais) da porção norte da bacia de Santos.

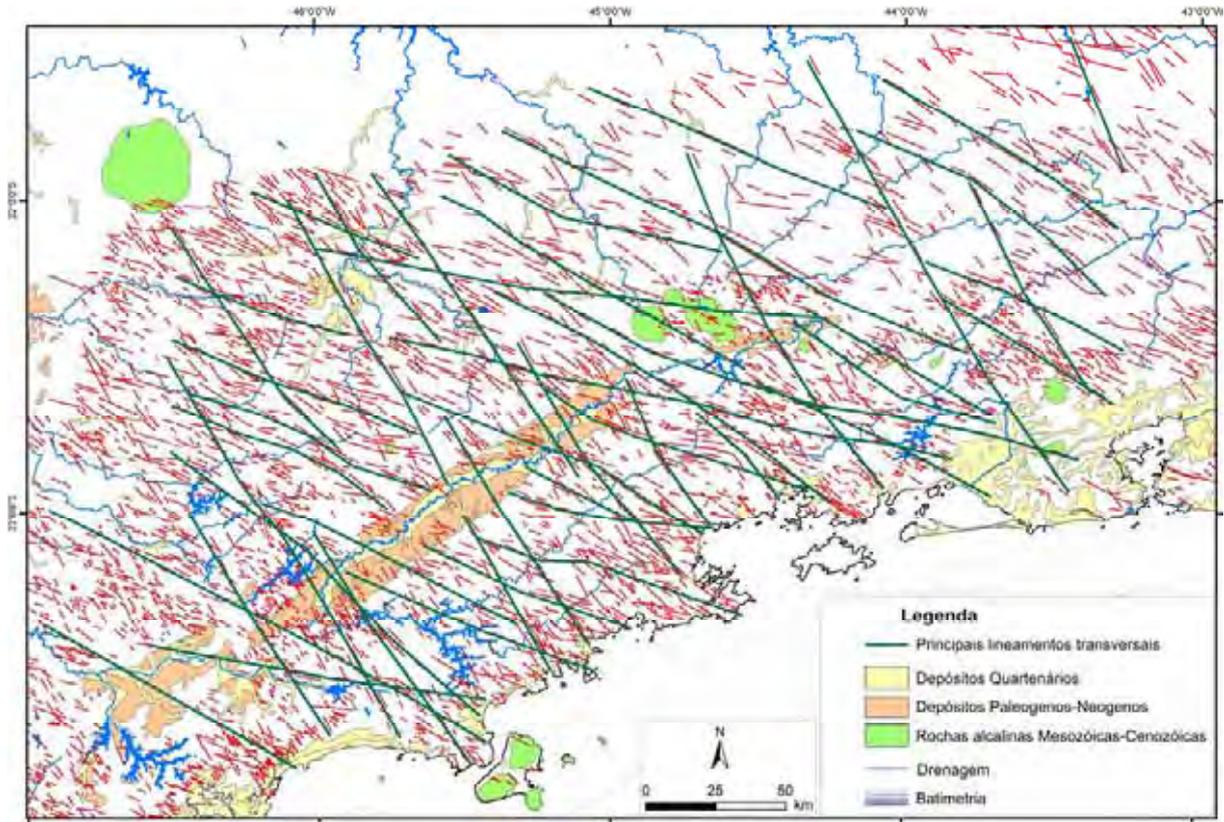


Figura 4.25: Extração das principais discontinuidades transversais que se projetam para bacia sobre o mapa de lineamentos direção NW-SE.

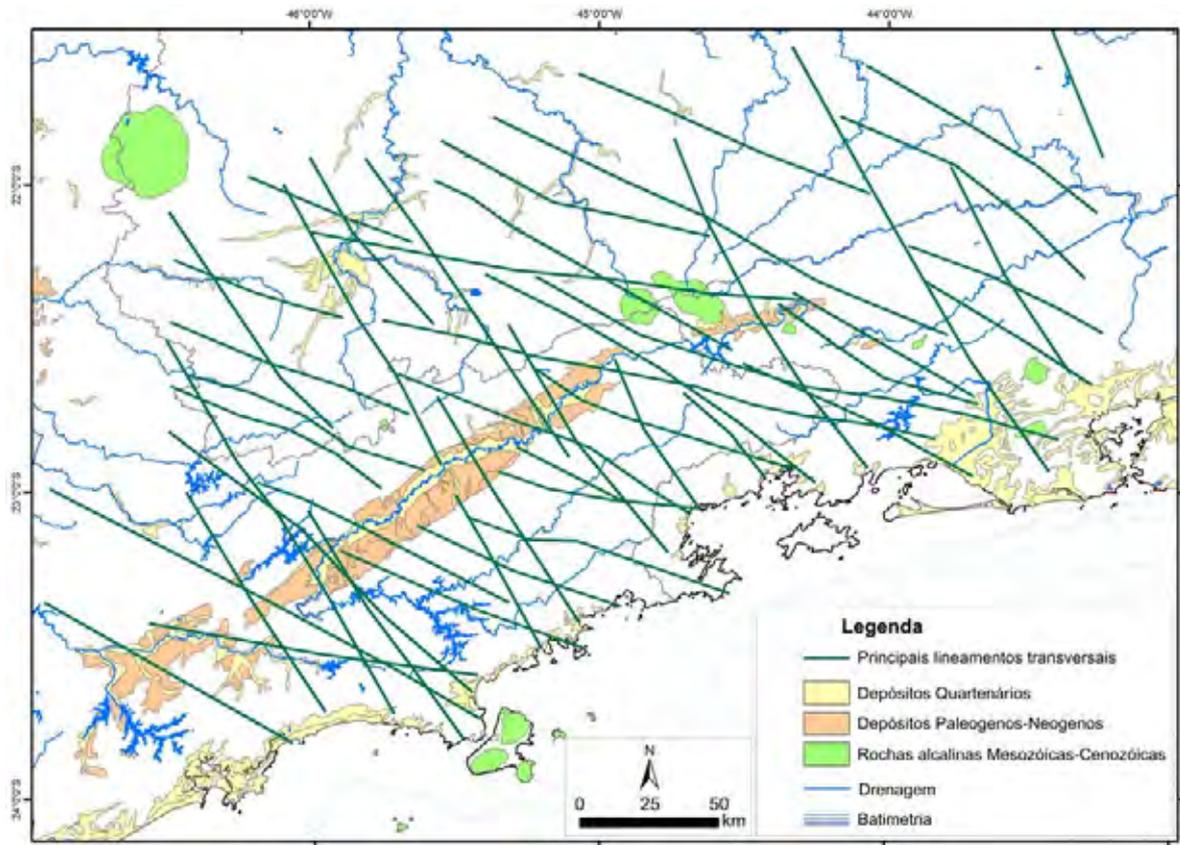


Figura 4.26: Principais descontinuidades transversais que se projetam para bacia.

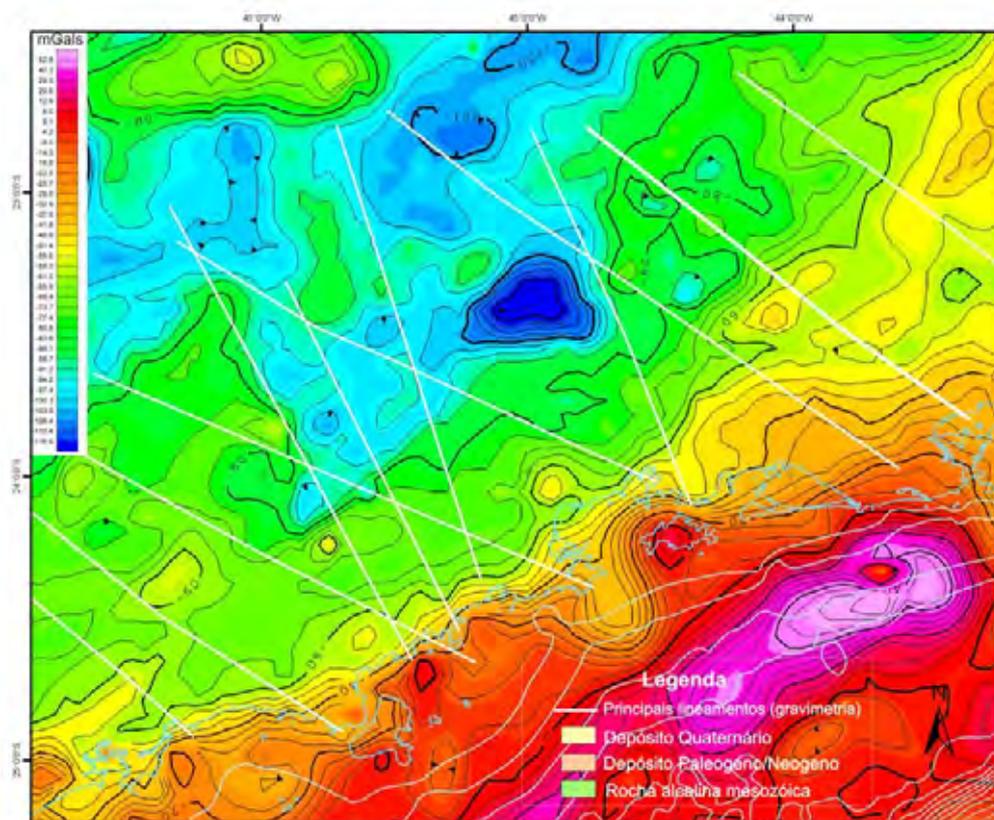


Figura 4.27: Principais lineamentos extraídos sobre o mapa de anomalia Bouguer.

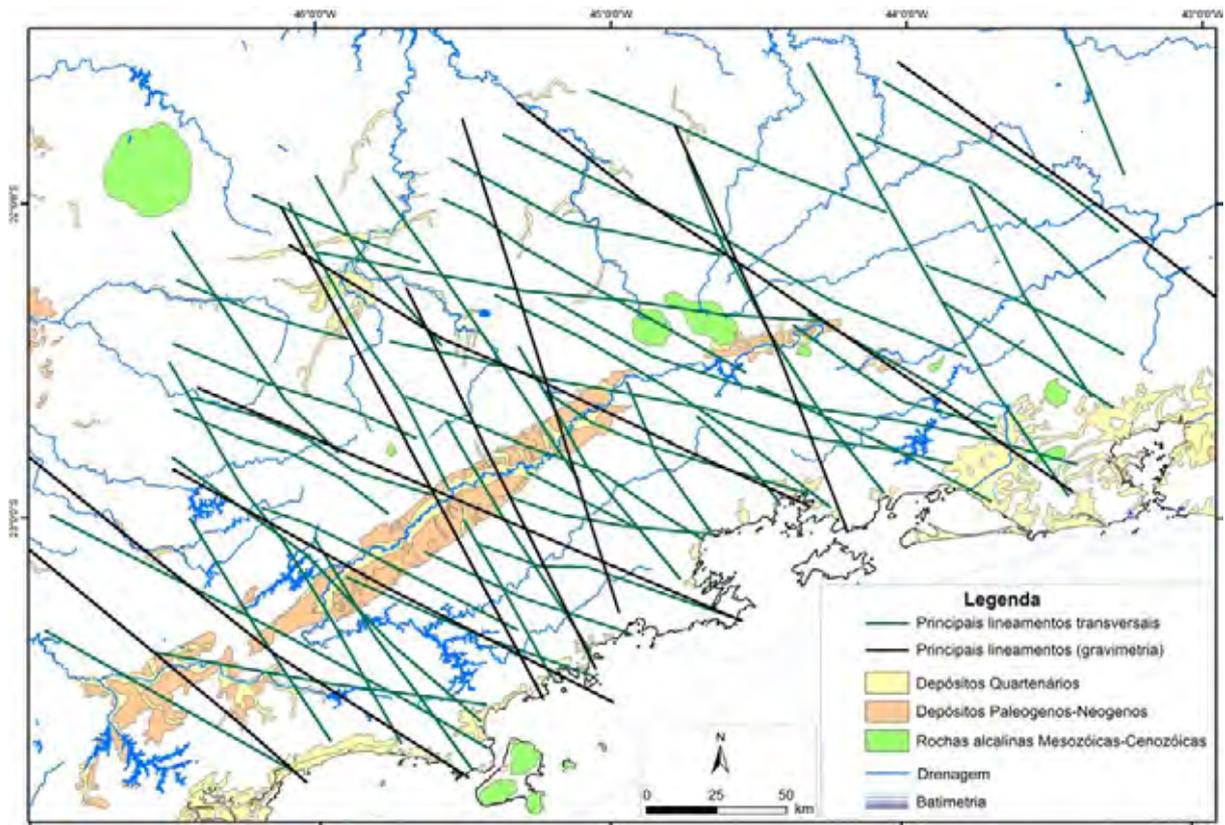


Figura 4.28: Mapa de integração dos lineamentos extraídos por gravimetria (anomalia Bouguer) e satélite (imagem SRTM 90m).

5 - INTERPRETAÇÕES DE DADOS DE POÇOS

Após a interpretação dos lineamentos rúpteis do continente, extraídos de imagens de sensores remotos, foi realizado o estudo em subsuperfície da porção norte da Bacia de Santos, que consistiu de interpretações de dados de poços, sísmicos e métodos potenciais, com a finalidade de verificar a projeção de lineamentos para dentro da bacia.

A primeira etapa para a interpretação de subsuperfície foi realizada com os dados de poços, os quais permitiram identificar os intervalos estratigráficos e a construção de sismogramas sintéticos que têm grande importância neste trabalho, pois subsidiam os estudos nas seções sísmicas. As interpretações dos dados de poços são apresentadas a seguir.

5.1 - Reorganização dos dados e construção dos perfis dos registros de poços

Os registros de poços (raios gama, sônico e densidade) foram fornecidos pelo BDEP/ANP em vários arquivos segmentados com extensão “.las”, nos quais um dado de poço possui até cinco arquivos com todos os registros dispersos. Para que os registros sejam reconhecidos no programa, os dados de cada poço foram agrupados e reestruturados em um único arquivo.

Após essa reorganização, foram construídos perfis de raios gama, sônico e densidade para cada poço utilizando o módulo Prizm do programa Geographix (figura 5.1). Esses perfis são utilizados para identificação e definição dos intervalos estratigráficos, correlação entre os poços e construção de sismogramas sintéticos.

Os perfis utilizados apresentam as características descritas abaixo, de acordo com Rider (1986):

- Raios Gama (GR): permitem quantificar a radioatividade natural das rochas gerada pela desintegração dos átomos de urânio, tório e potássio nelas contidos. A unidade de medida

é expressa em padrão API (American Petroleum Institute). Este perfil é aplicado, principalmente, para identificação litológica, correlação geológica, análise sedimentológica e identificação de discordâncias estratigráficas.

- Sônico (DT): diz respeito ao tempo que uma onda sonora compressiva necessita para percorrer a formação, denominado tempo de trânsito. A unidade de medida é microssegundos por pé ($\mu\text{s}/\text{ft}$). O perfil é bastante utilizado para determinação da porosidade da rocha investigada, checagem da seção sísmica (sismograma sintético), correlação com outros poços e identificação de fraturas, associados a outros perfis.

- Densidade (RHOB): é o registro contínuo das variações de densidade das rochas. Na densidade total está incluída a matriz sólida e o fluido nos poros da rocha. A unidade de medida é grama por centímetro cúbico (g/cm^3), sendo aplicado, principalmente, para determinação da porosidade; interpretações de litologias complexas, correlação, identificação de zonas de gás em conjunto com o perfil nêutron e construção de sismograma sintético (integrado com o perfil sônico).

5.2 - Construção dos sismogramas sintéticos

O sismograma sintético é um traço sísmico teórico calculado a partir de valores dos perfis sônicos e de densidade no poço, sendo utilizado para identificar as feições geológicas nas seções sísmicas (tais como intervalo estratigráfico) e converter a profundidade em tempo. Neste trabalho, foram construídos dez sismogramas, a partir dos dados usados da correlação dos poços, utilizando o módulo SynTool do programa Landmark. Durante o processamento, aplicou-se o filtro (ou *wavelet*) de Ricker com frequência entre 15 a 30 Hz, que permitiu ajustar e suavizar os traços sísmicos do sismograma (figura 5.2).

Estes sismogramas foram retrabalhados em ambiente Corel Draw (figura 5.3), o que permitiu o ajuste da escala vertical, correlacionando-a com as respectivas seções sísmicas e, depois, impressos em folha transparente, possibilitando a sobreposição das seções para amarração dos intervalos com seus respectivos refletores sísmicos.

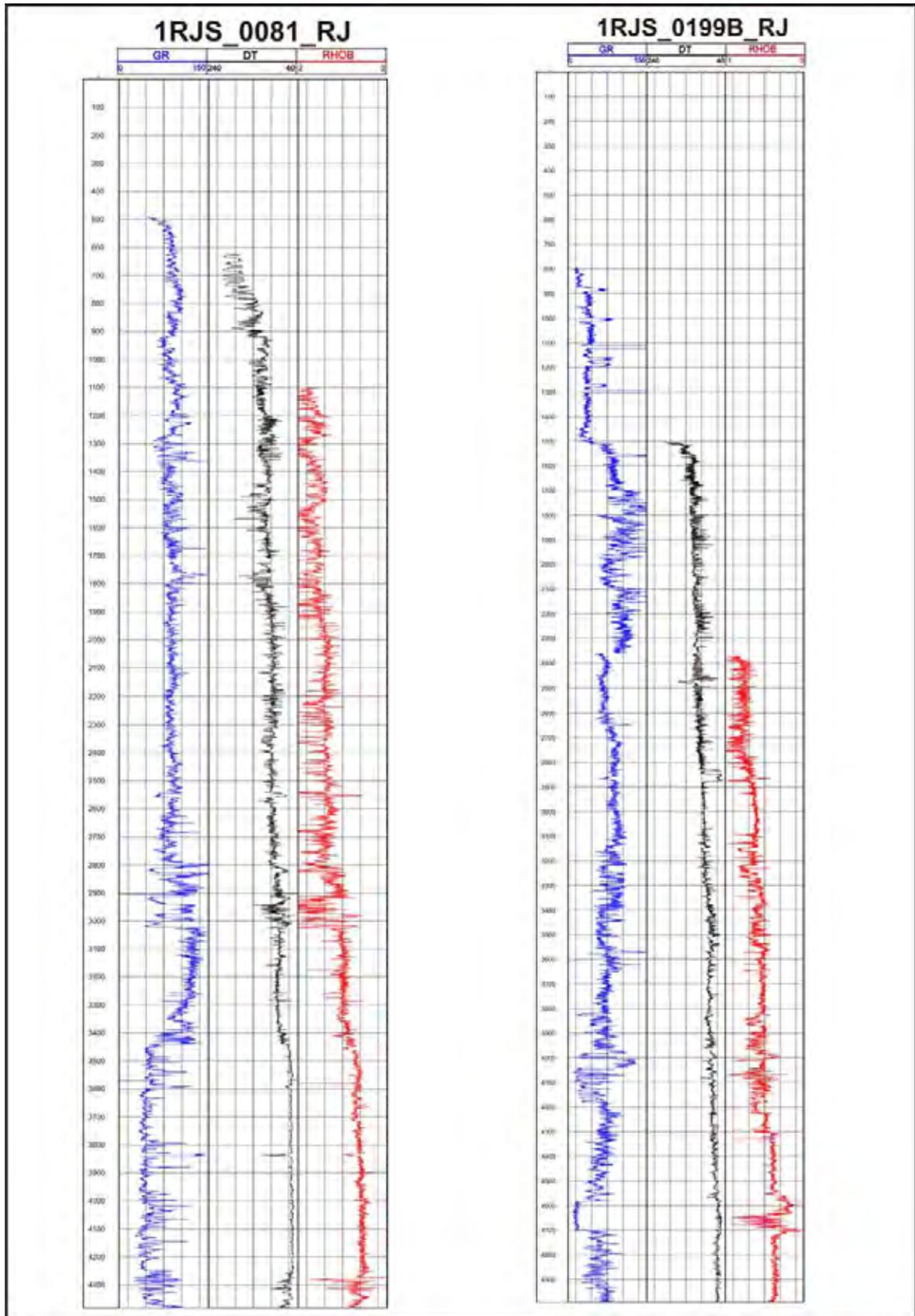


Figura 5.1: Exemplo de perfis de raios gama (em azul), sônico (preto) e densidade (vermelho) elaborados no programa *Prizm*.

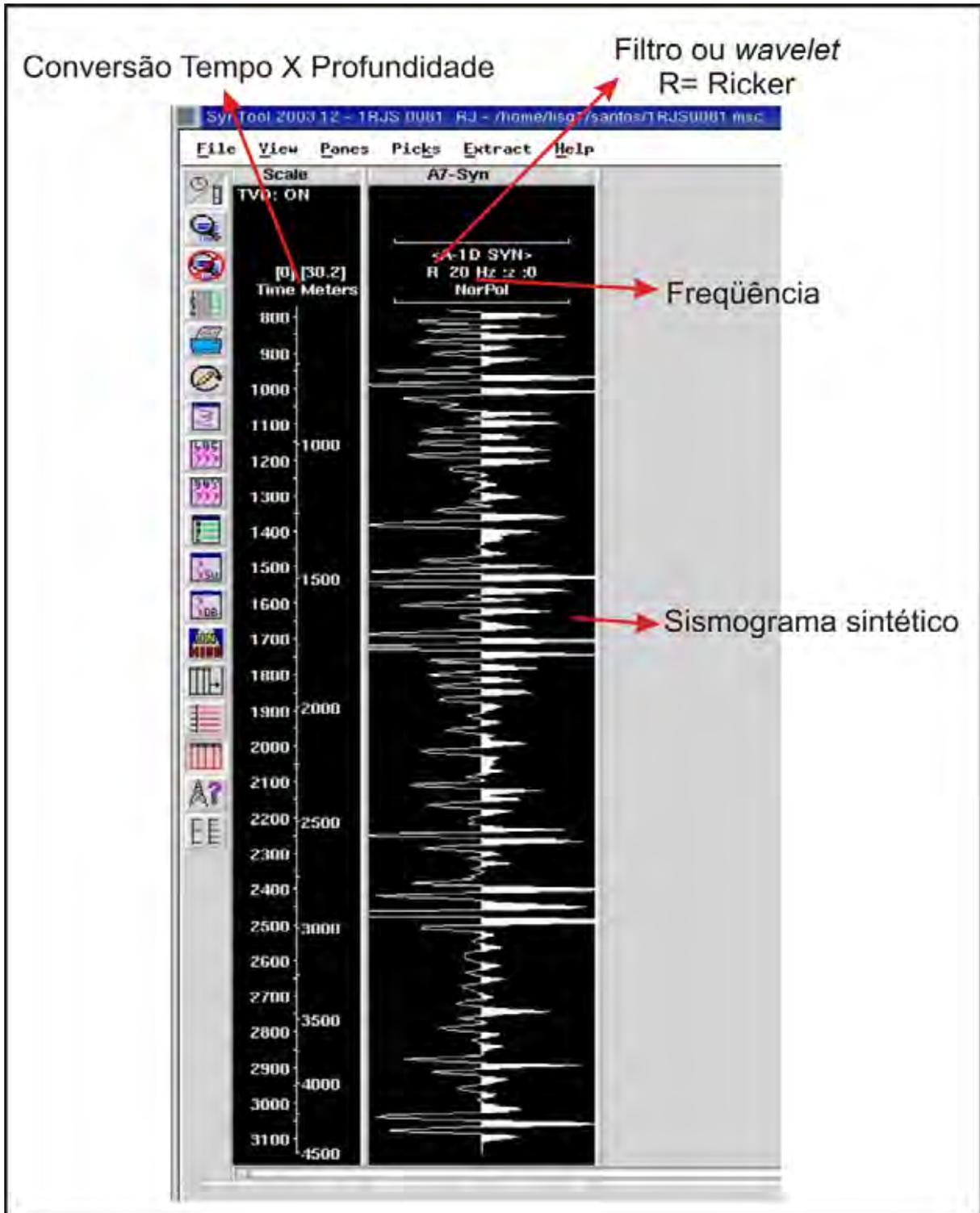


Figura 5.2: Exemplo de sismograma sintético construído partir de um dado de poço utilizando o programa Syntool.

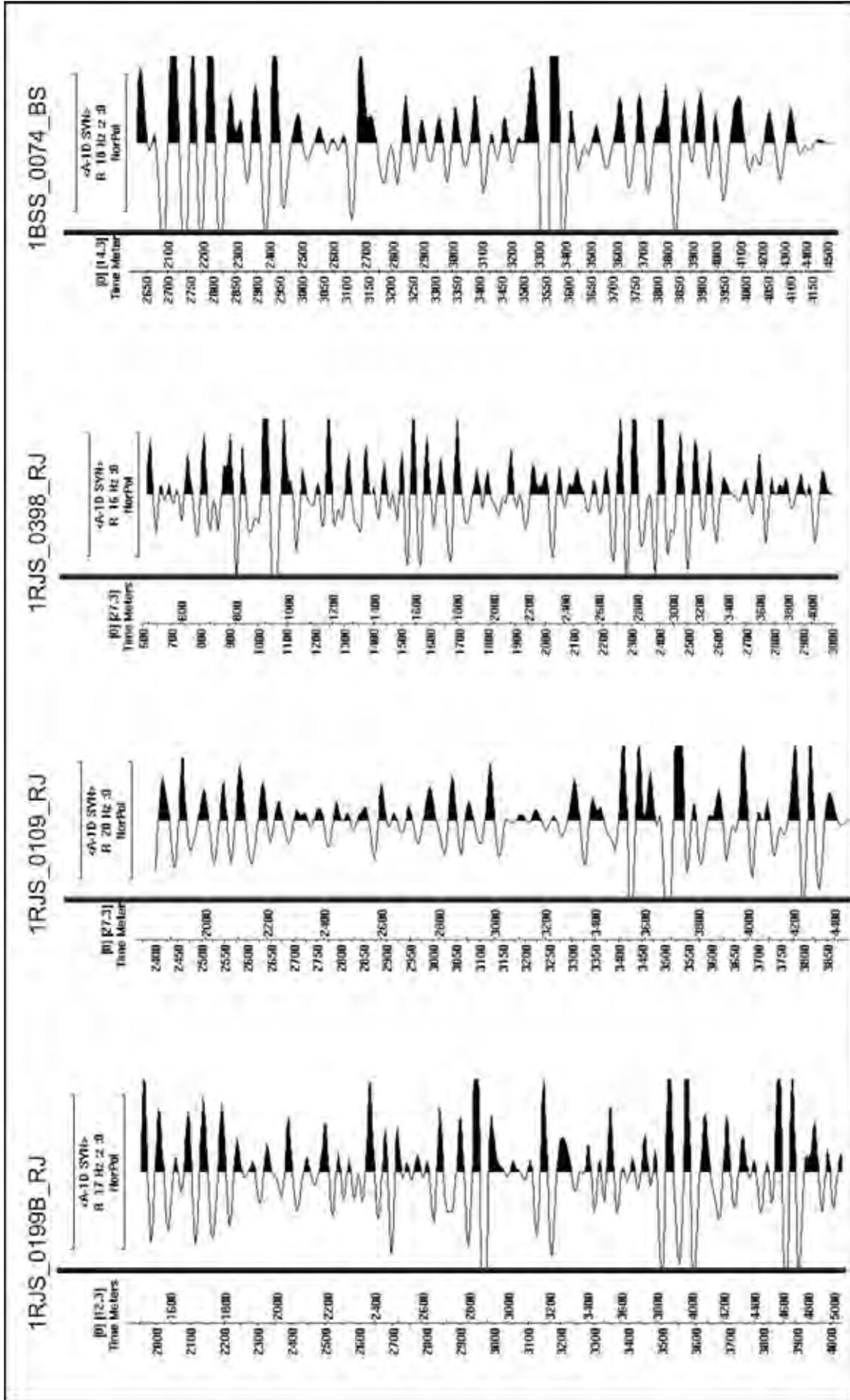


Figura 5.3: Exemplos de sismogramas sintéticos retrabalhados no Corel Draw

5.3 – Correlação dos poços e definição dos intervalos estratigráficos.

Dos doze dados de poços fornecidos pelo BDEP/ANP, poucos tinham o Arquivo Geral de Poços (AGP). Esse AGP é uma base de dados digital em que constam as coordenadas, litoestratigrafia e cronoestratigrafia, cabeçalhos de perfis, tabelas tempo/profundidade, resultados de testes de formação e as rochas interpretadas para cada profundidade amostrada no poço.

Para a melhor definição dos intervalos estratigráficos a serem interpretados na sísmica, além de utilizar os dados cronoestratigráfico do AGP, foi necessário usar informações de poços interpretados com datações bioestratigráficas de trabalhos publicados por Pereira (1990, 1994), Pereira & Feijó (1994), Carvalho (1990), Hashimoto (1995), Van Der Ven (1983), Vivers (1985, 1986), Vivers & Azevedo (1988) e Mohriak & Magalhães (1993), pois alguns desses trabalhos coincidem com os poços solicitados utilizados nesse estudo.

Em seguida foi construída a seção estrutural a partir da correlação dos registros de poços, com direções *strike* e *dip* (figura 5.4). Essa correlação permitiu delimitar e rastrear os intervalos ao longo da seção. O critério de correlação utilizado foi baseado na semelhança das características de cada intervalo nos registros, em todos os poços. Os perfis (raios gama e sônico) foram integrados com as seções sísmicas para o reconhecimento litoestratigráfico nos refletores mais significantes e, ao mesmo tempo, serviu como ajuste para a correlação do poço.

O estudo da correlação dos poços (figura 5.4) permitiu selecionar nove intervalos estratigráficos que serão apresentadas a seguir e a figura 5.5 mostra estes intervalos incorporados na carta estratigráfica da Bacia de Santos.

O Intervalo Embasamento não está representado nos poços, mas foi interpretado nas seções sísmicas, levando em conta informações bibliográficas do intervalo corresponde às rochas vulcânicas da Formação Camboriú (idade aproximadamente 135 Ma.) e rochas cristalinas pré-cambrianas.

O Intervalo Topo Rifte está associado à Formação Guaratiba, de idade Barremiano-MesoAptino (130-120 Ma), está representado somente em um poço e apresenta um refletor sísmico marcante logo abaixo da camada de sal da Formação Ariri. É composto por conglomerados, com seixos de basaltos, arenitos grosso a médio, e coquinas, conforme os dados de poço e da literatura.

O Intervalo Topo Formação Ariri não se encontra em todos os poços, mas foi selecionado por apresentar um refletor sísmico marcante, Está associado a depósitos evaporíticos (halita e anidrita) de idade Aptiano (120-112 Ma).

O Intervalo Albiano está presente em quase todos os poços, representado por duas formações. A Formação Guarujá, composta por calcários oolíticos e oncolítico plataformais do Albiano Inferior-Médio (112-105 Ma), é o reservatório nos *trends* dos campos de produção Tubarão-Caravela Sul. A Formação Itanhaém, composta por calcituito, margas e folhelhos pelágicos depositados durante o ciclo de aprofundamento das bacias marginais, é equivalente à “bota” da Bacia, de idade Albiano Médio-Superior (118-98 Ma).

O Intervalo Eosantoniano observado em todos os poços é representado por duas formações. A Formação Itajaí-Açu, de idade Neoalbiano-Eosantoniano (98-85 Ma) é constituída por folhelhos e arenitos de uma seqüência deltaica-talude-turbidito (Pereira, 1990). Esse turbidito, denominado de Membro Ilhabela, é o reservatório de hidrocarbonetos no campo de produção de Merluza. A outra unidade é a base da Formação Santos, que é marcante e permite uma boa correlação entre os poços. Representa um importante evento vulcânico que ocorreu principalmente nesta parte da bacia e está presente basicamente em todos os poços na seção estrutural (figura 5.4); somente no poço 1BSS 0074 BS não foi possível observá-lo.

Os intervalos Eocampaniano, Topo do Cretáceo e o Eoceno estão presentes em todos os poços e correspondem à unidade arenosa e conglomerado da Formação Santos com idade Neocretáceo (Santoniano-Maastrichtiano); na margem oeste da bacia essa formação termina com idade Eocênica. Os seus equivalentes distais são os folhelhos marinhos da Formação Juréia e espessos turbiditos (sem nome formal), litofácies correspondente ao reservatório de hidrocarboneto do campo de Mexilhão.

O Intervalo Mesomioceno, com idade aproximada de 15 Ma, aparece em todos os poços. Corresponde às formações Iguape e Marambaia e são constituídos por calcarenitos,

calcirruditos, folhelhos, margas e arenitos finos turbidíticos intercalados, representando uma seqüência plataforma-talude-bacia.

Em relação à seção estrutural (figura 5.4), destacam-se:

- o alto estrutural no poço 1RJS_0081 RJ causado pelo diápiro da Formação Ariri e ocorrência da Formação Guarujá desse poço até o poço 1RJS_0199B_RJ a nordeste da área;

- a Formação Itanhaém no alto estrutural do poço 1RJS_0081 RJ e ao longo da porção nordeste da área de modo semelhante à Formação Guarujá, e a ocorrência de rochas vulcânicas dentro desta formação no poço 1RJS_0199B_RJ;

- a não ocorrência da Formação Itajaí-Açu apenas nos poços 1RJS_0081_RJ e 1BSS_0074_BS, uma grande espessura no poço 1RJS_0398_RJ e adelgaçamento para o poço mais distal a nordeste da área (poço 1RJS_0199B_RJ);

- a ausência de turbiditos/depósitos profundos das formações Santos/Juréia nos poços analisados. Enquanto a Formação Santos representa uma deposição plataformal, a Formação Juréia indica uma sedimentação de plataforma externa de talude.

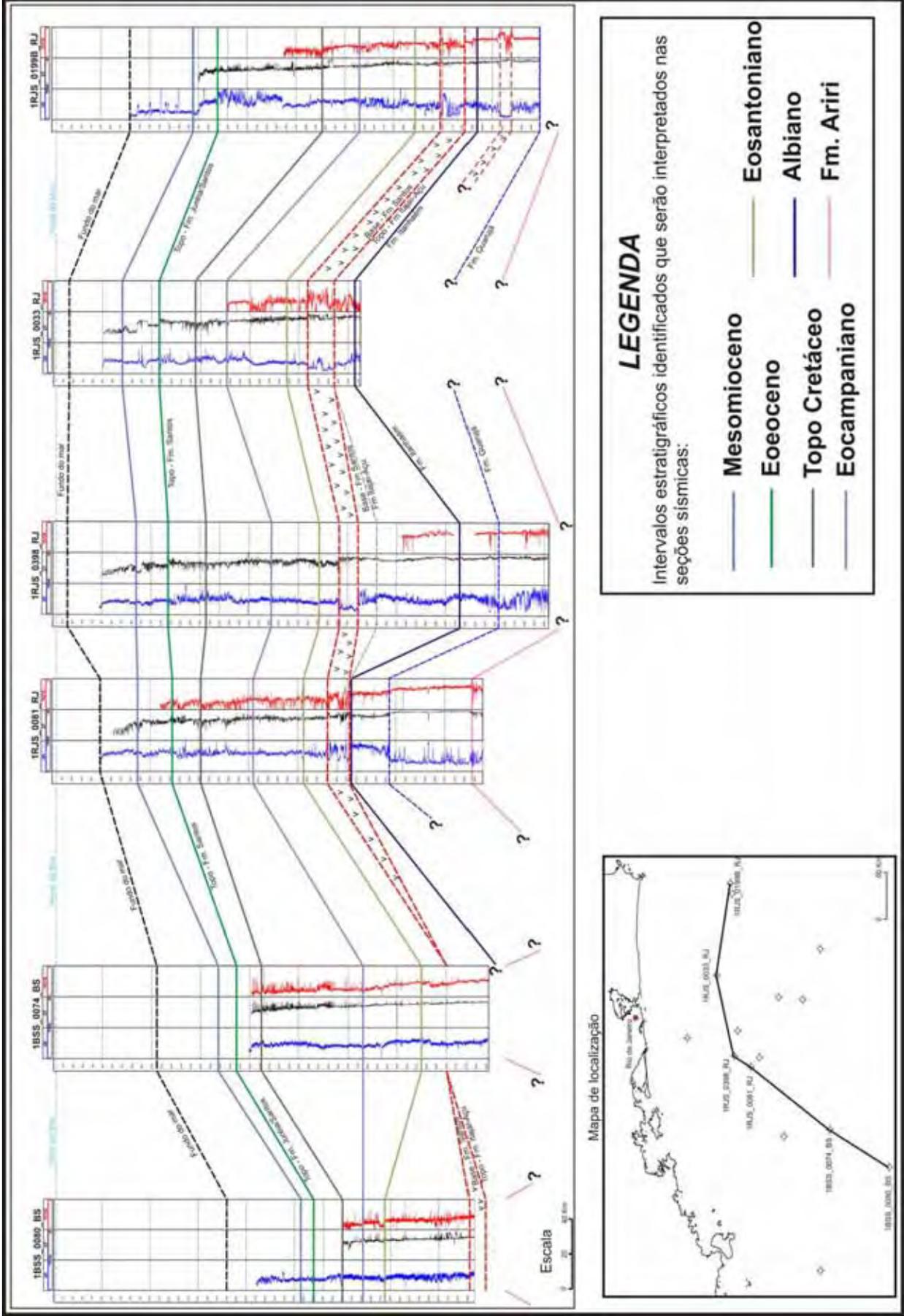


Figura 5.4: Seção Estrutural da Bacia de Santos.

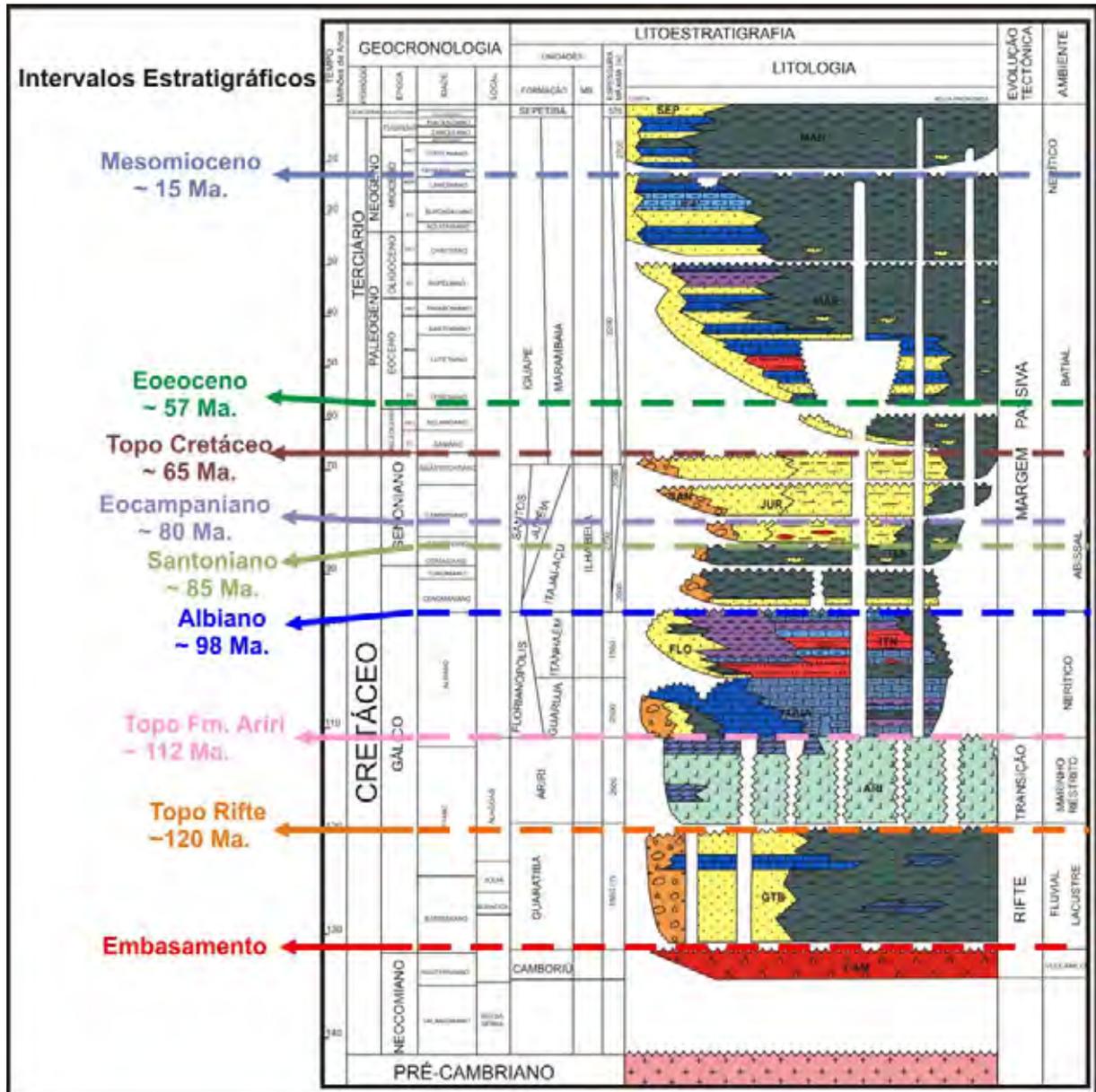


Figura 5.5: Carta estratigráfica da Bacia de Santos (Pereira & Feijó, 1994) com os intervalos estratigráficos identificados.

6 – INTERPRETAÇÃO GEOFÍSICA

Dados sísmicos e de métodos potenciais foram analisados e interpretados na segunda etapa. Os resultados serão integrados aos dados obtidos no continente, a fim de associar os lineamentos transversais às possíveis falhas de transferência.

6.1 – Sísmica

6.1.1 – Tratamento sísmico e mapeamento dos intervalos estratigráficos e estruturas.

As 25 linhas sísmicas foram carregadas no módulo SeisVision do programa Geographix e realizados os ajustes em escala horizontal (em metros) e vertical (em tempo), na escala de amplitude dos refletores e no gráfico de cores. Em seguida, as linhas sísmicas foram impressas em papel na escala horizontal de 1:3.000 m e vertical de 5 cm/s. A importância das folhas impressas se reflete na possibilidade da visualização mais abrangente, com melhor controle na interpretação, além de poderem ser apreciadas em ângulos sem a distorção do brilho provocado pelo monitor do computador.

Para amarrar as interpretações dos intervalos estratigráficos identificados nos dados de poços, os sismogramas sintéticos foram integrados com a sísmica, obedecendo à posição exata dos poços e ajustando a escala vertical em tempo para que ficassem com os valores correlatos (figura 6.1). Em seguida, os intervalos foram marcados nos locais em que os traços do sismograma coincidiram com os refletores sísmicos (figura 6.1).

Como algumas seções sísmicas utilizadas no trabalho não passam pelos poços, impossibilitando usar o sismograma sintético, a outra forma de amarração dos intervalos foi o cruzamento entre as linhas sísmicas, o que significa marcar os intervalos de uma linha sísmica onde há interceptação de outra seção já interpretada (figura 6.2).

Após a amarração, os nove intervalos estratigráficos e as falhas foram rastreados e mapeados, em uma interpretação prévia, nas seções sísmicas impressas em papel. Logo esses

foram transferidos para o módulo SeisVision, que permitiu retrabalhar, refinar e detalhar os intervalos e as falhas interpretadas nas 25 seções sísmicas, conforme os anexos 01 a 25.

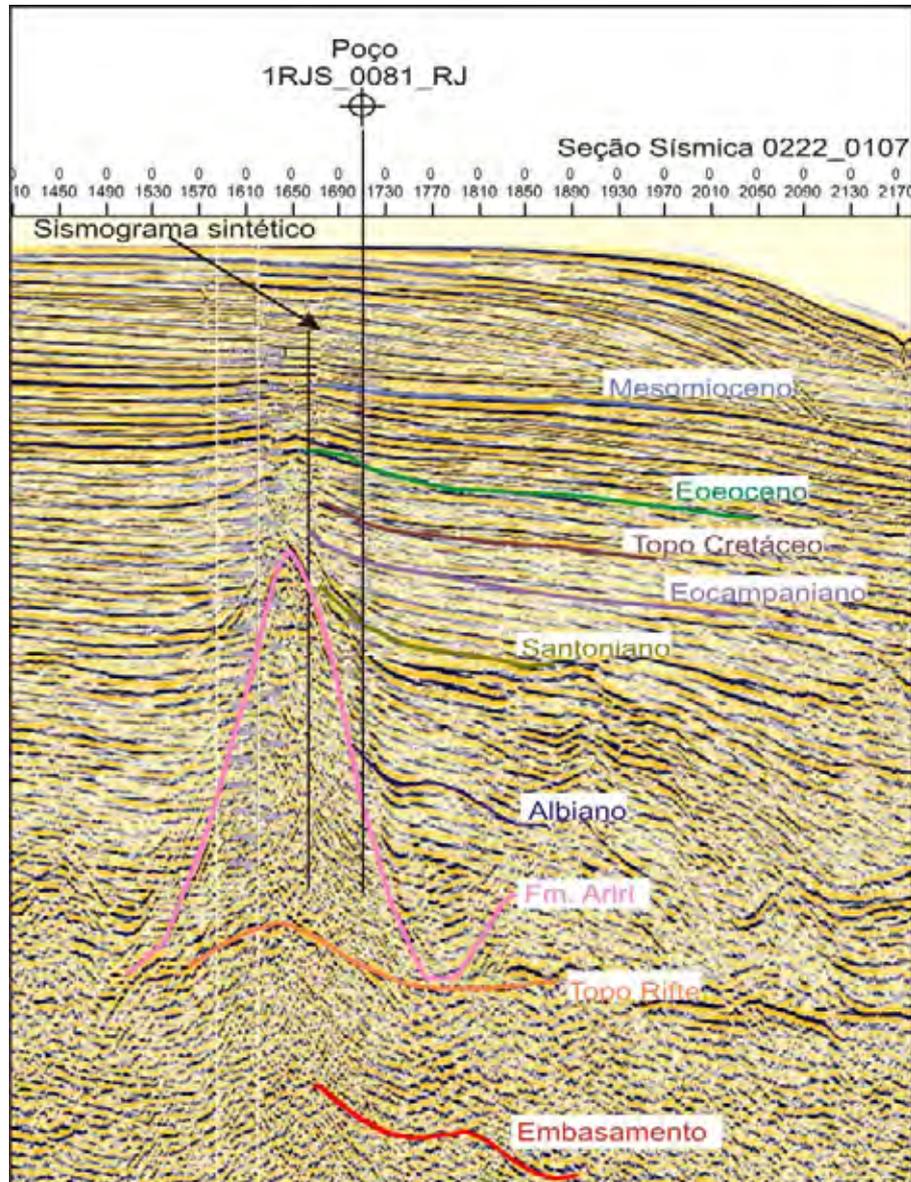


Figura 6.1: Exemplo de amarração dos intervalos estratigráficos a partir da integração do sismograma sintético com os refletores da sísmica.

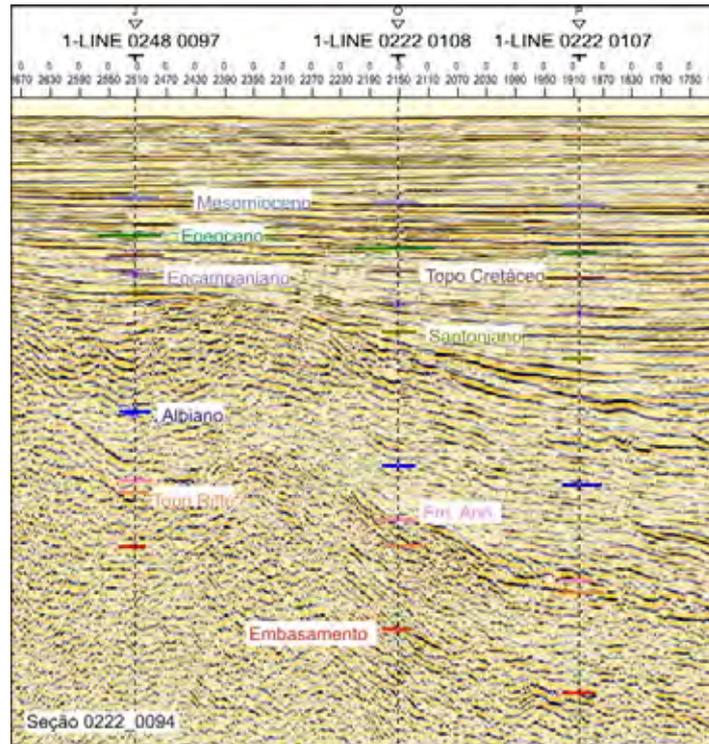


Figura 6.2: Exemplo de amarração dos intervalos estratigráficos a partir de interceptação de outras seções sísmicas interpretadas.

6.1.2 - Intervalos estratigráficos interpretados

A seguir é apresentado o contexto das características sísmicas e de alguns conceitos estratigráficos dos intervalos interpretados e dos mapas estruturais em tempo, que serão abordados no próximo item. Eles fornecerão informações relacionadas à estruturação da bacia, tais como sua idade de ativação, reativação, continuação lateral, entre outros.

- Embasamento: o seu refletor sísmico apresenta boa qualidade nas porções mais proximais da área e próximas à Linha de Charneira de Santos (figuras 6.3 e 6.4, anexos 01 a 25). Nas regiões mais distais, os refletores aparecem perturbados e com ruídos, acarretando maior dificuldade para seu rastreamento e mapeamento (anexos 01 a 25). O intervalo, de acordo com a literatura, é constituído por rochas vulcânicas e rochas do embasamento cristalino (Macedo, 1989), sendo bastante estruturados, com presença de horstes e grábens

originados no início do processo de rifteamento. O mapa estrutural em tempo (figura 6.6) mostra que esse intervalo está alinhado na direção NE-SW, coincidindo com a orientação do embasamento na parte continental. Na parte distal, observa-se uma ampla depressão com presença de alguns altos, que também podem ser vistas nas seções sísmicas *dip* (figuras 6.3).

- Topo do Rifte: um dos refletores que apresenta boa qualidade em toda a área é rastreado e mapeado a partir da Linha de Charneira de Santos (anexos 01 a 25). Esse intervalo apresenta a mesma orientação do embasamento (figura 6.7) e tem grande importância, pois toda sedimentação da fase rifte está depositada nesse pacote, sendo também o limite que separa a megasequência Rifte da Transicional da bacia. Observa-se nas seções sísmicas e no mapa de isópaca (figura 6.51) que os pacotes sedimentares deste intervalo são mais espessos na parte central da área, ao passo que na porção próxima da linha de charneira e no Alto de Cabo Frio observa-se um adelgaçamento do intervalo. No mapa (figura 6.7) sua morfologia é semelhante à do embasamento.

- Formação Ariri: corresponde aos depósitos de evaporitos, estando associada à megasequência transicional, cuja base e o topo são marcados por discordância regional. Os seus refletores apresentam interferência ao longo do intervalo, pois esse tipo de rocha causa absorção e dispersão do sinal sísmico durante a aquisição dos dados, prejudicando a identificação e o mapeamento desse intervalo ao longo da seção (anexos 01 a 25). Na porção proximal, esse intervalo está adelgado (figuras 6.3 e 6.4) com algumas ocorrências de diápiros, pois atua neste caso como um nível de descolamento com fuga do material para regiões mais distais, causado pelo grande aporte sedimentar das camadas sobrepostas (Macedo, 1989; Pereira, 1990). Na área *offshore* o material é bastante espesso e deformado, com grandes diápiros e muralhas de sal no mesmo alinhamento do embasamento e topo do rifte (direção NE-SW), visível no mapa estrutural em tempo (figura 6.8) e nas seções sísmicas (anexos 01 a 25). Essas deformações causaram problemas durante a interpretação de outros intervalos de um lado e outro da estrutura, pois tornam complexa a correlação entre os refletores sísmicos.

- Albiano: apresenta um bom refletor sísmico e representa o início da megasseqüência Marinha. Verificou-se ao longo da seção, que o intervalo acompanha as deformações da Formação Ariri por estar sobreposto a ela, evidenciando os primeiros níveis de descolamentos evaporíticos. Nas seções sísmicas (figuras 6.3 e 6.4) e no mapa estrutural em tempo (figura 6.9) observa-se que o intervalo do Albiano se restringe à porção proximal, tendo seu início na linha de charneira e seu término antes das grandes muralhas de sal. Uma das hipóteses dessa restrição deve-se ao fato de que os sedimentos do Albiano são de águas rasas e a paleoprofundidade era na ordem de 200 a 300 metros (Vivers, 1986).

- Eosantoniano: o seu refletor sísmico tem boa resolução, com algumas variáveis ao longo da seção. Representa o primeiro evento progradante da bacia (anexos 01 a 25), devido à subida da Serra do Mar (Macedo, 1989). O intervalo Santoniano é restrito, mas com paleoprofundidade bastante profunda segundo Vivers (1986); seu término situa-se antes das grandes muralhas de sal e no Alto de Cabo Frio, representado pelas cunhas clásticas progradantes observadas nas seções sísmicas (figuras 6.3 e 6.4) e no adensamento das isolinhas do mapa estrutural em tempo (figura 6.10), onde apresenta direção NE e mergulho para SE. Este aporte sedimentar progradante também foi responsável pelos primeiros escapes de sal para porção distal da bacia, de acordo com Pereira (1990).

- Eocampaniano: evento progradacional foi causado pelo soerguimento da Serra do Mar (Macedo, 1989; Pereira, 1990) e pode ser observado nas cunhas clásticas nas seções sísmicas interpretadas (figuras 6.3 e 6.4) e no adensamento das isolinhas do mapa estrutural em tempo, apresentando a mesma direção e mergulho do intervalo do Santoniano (figura 6.11). Apresenta um fraco contraste nos refletores sísmicos, mas é facilmente rastreado e mapeado (anexos 01 a 25). O intervalo também é restrito até as muralhas de sal e no Alto de Cabo Frio, sendo também responsável pelos escapes de sal.

- Topo do Cretáceo: os seus refletores sísmicos apresentam contrastes bastante variáveis, sendo esse intervalo, diferente dos anteriores e mapeado em todas as seções sísmicas (anexos 01 a 25). Associa-se também ao evento progradacional (Macedo, 1989;

Pereira, 1990), em que as cunhas clásticas terminam no início das muralhas de sal (figuras 6.3 e 6.4) e, no mapa estrutural em tempo, é representada pelo adensamento das isolinhas, na parte central. Nota-se também um alinhamento na direção NE-SW com mergulho para SE (figura 6.12) desse aporte sedimentar. O intervalo foi bastante deformado pela halocinese, o que o torna às vezes difícil de ser rastreado e mapeado. Pode-se observar que algumas dessas camadas estão depositadas nas “minibacias” formadas pelos grandes diápiros de sal (figura 6.5), que estão representadas por um baixo estrutural abrupto nas porções mais distais no mapa estrutural em tempo (figura 6.12).

- Eoceno: seus refletores sísmicos têm boa resolução em todas as seções, correspondendo ao final da deposição das cunhas clásticas progradantes, cujo topo representa uma discordância, observando-se acima delas os eventos de transgressão (Pereira, 1990). A geometria é semelhante à do Topo do Cretáceo, onde o intervalo é observado em todas as seções (anexos 01 a 25). Os sedimentos clásticos terminam no limite do sal e no mapa estrutural em tempo observa-se o adensamento das isolinhas, alinhado na direção NE-SW com mergulho para SE (figura 6.13), seguido de grande deformação causada pela halocinese.

- Mesomioceno: representa o intervalo mais recente, corresponde aos eventos transgressivos da bacia. Trata-se de um excelente refletor sísmico, sendo bem rastreado e mapeado até o limite das muralhas de sal; a partir desse limite, em direção à parte mais distal da bacia, as estruturas de sal deformaram bruscamente o intervalo, tornando-se mais difícil correlacionar os refletores durante a sua interpretação (anexos 01 a 25). Do mesmo modo, observa-se que algumas dessas camadas também estão depositadas nas “minibacias” formadas pelos grandes diápiros de sal, semelhantes aos intervalos do Topo do Cretáceo e Eoceno (figura 6.5), representadas por um baixo estrutural na porção distal do mapa estrutural em tempo (figura 6.14).

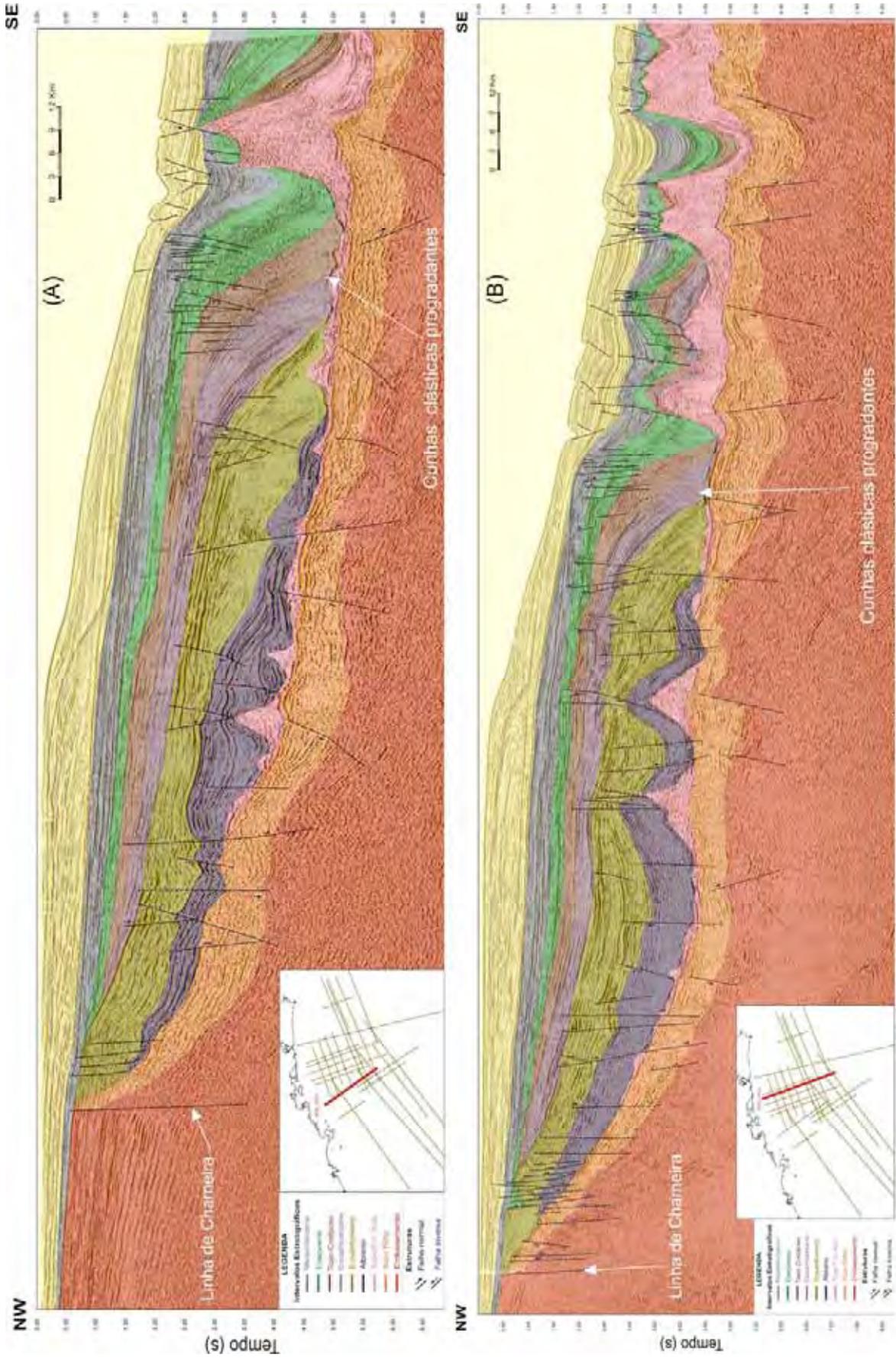


Figura 6.3: Seções sísmicas 0248_0010 (A) e 0222_0103 (B) interpretadas.

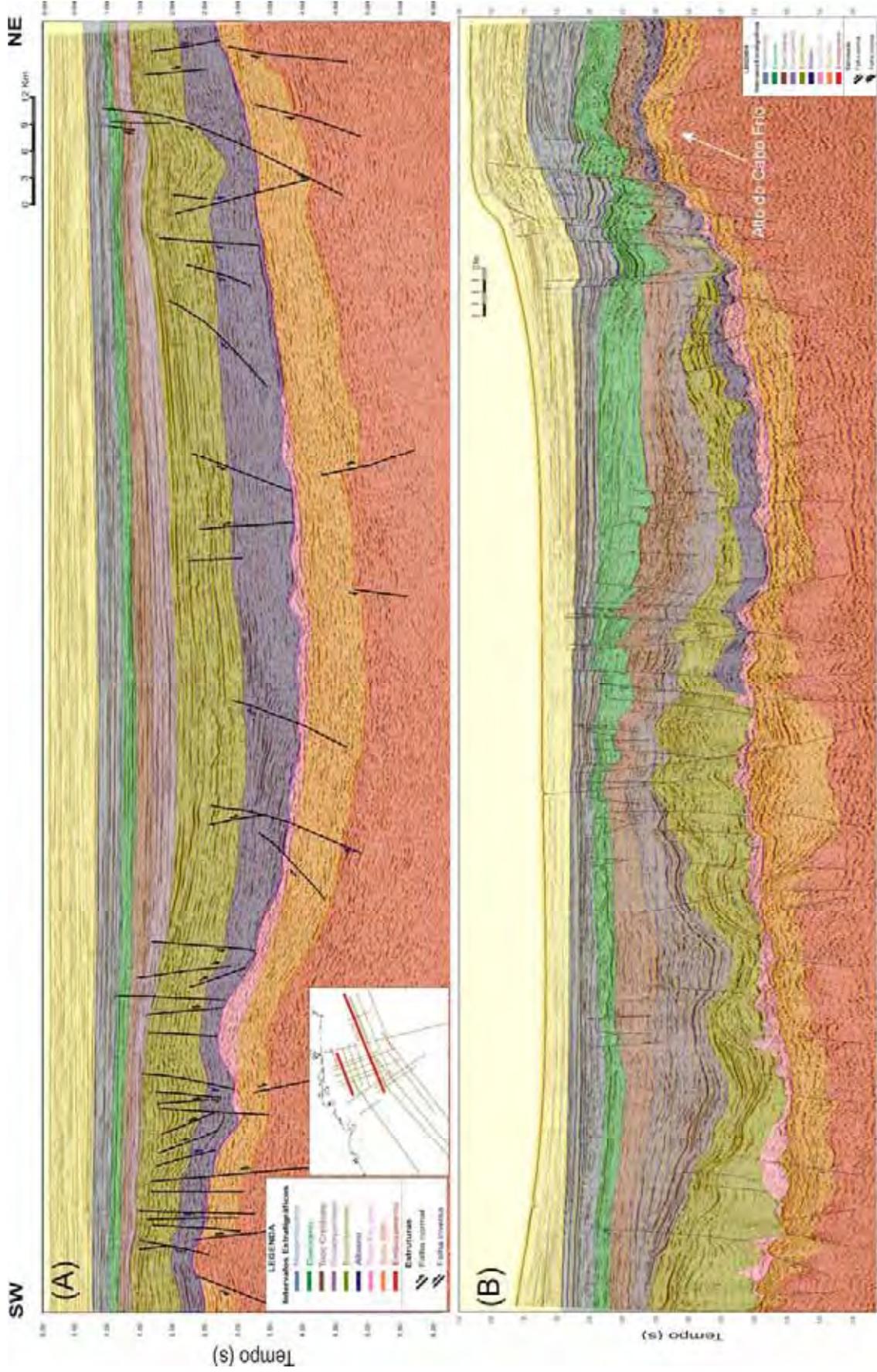


Figura 6.4: Seções sísmicas 0222_0092 (A) e 0231_1332 (B) interpretadas

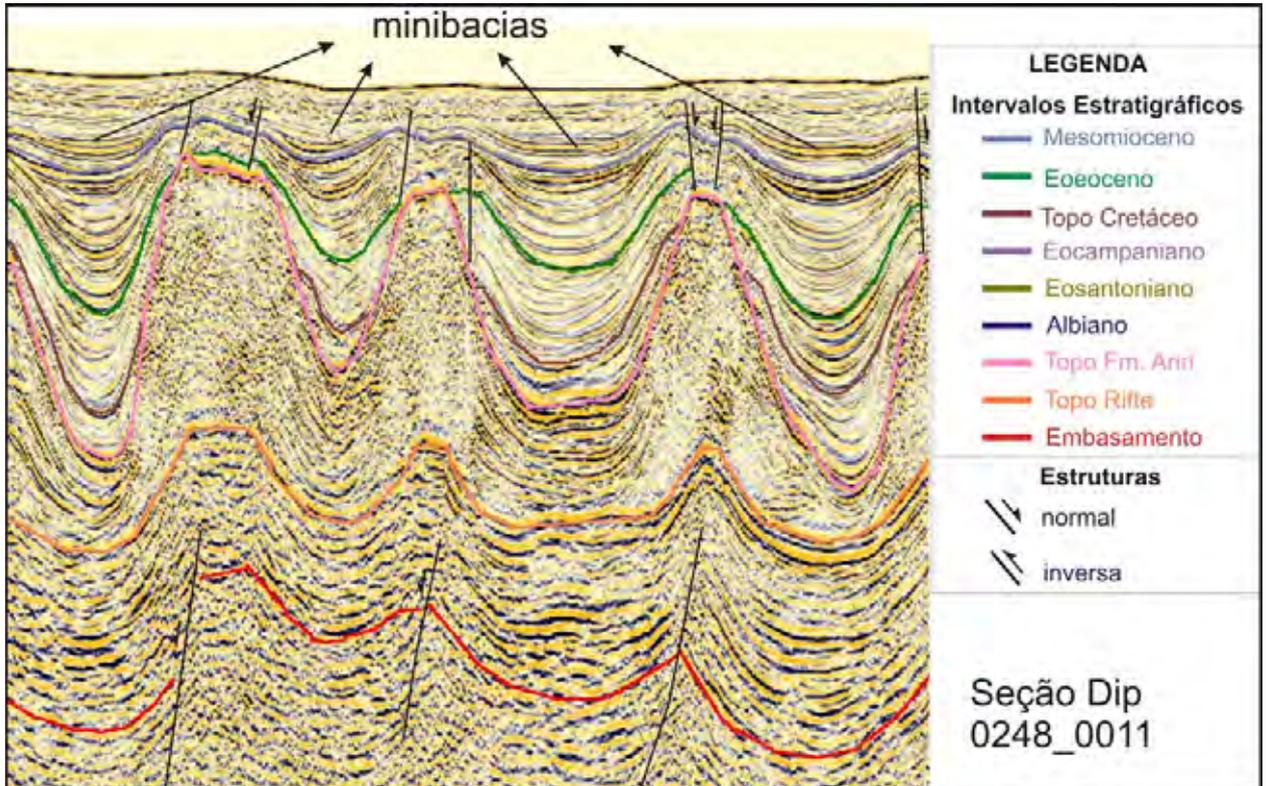


Figura 6.5: Exemplo de “minibasias” geradas pela halocinese.

6.1.3 - Mapas estruturais em tempo

Para um melhor entendimento do arcabouço estrutural da área investigada foram elaborados mapas estruturais em tempo no módulo SeisVision, a partir da interpolação dos intervalos estratigráficos interpretados nas seções sísmicas. A malha do *grid* para geração dos mapas baseou-se na delimitação da área onde houve o maior adensamento de linhas *dip* e *strike*, pois a interpolação desses dados, pela sua proximidade, tem mais confiabilidade e é contíguo ao modelo real das superfícies de tais intervalos.

Os mapas estruturais permitiram um melhor controle das estruturas em planta, principalmente das direções identificadas nas seções sísmicas, verificando-se a continuidade dos lineamentos transversais encontrados no continente para dentro da bacia (figuras 6.6 a 6.14). Esses lineamentos foram traçados sobre faixas retilíneas com elevado gradiente,

reconhecidas pelo adensamento das curvas de isovalores e também pela mudança brusca de direção das curvas.

Esses mapas foram integrados, utilizando-se o programa ArcView 9.1 ao lado das informações geológicas e estruturais obtidas, tais como: zona de charneira, falhas e fraturas (CPRM, 2001) e lineamento tectônicos interpretados nos sensores remotos.

Os mapas mostram que os intervalos estão estruturados e alongados na direção NE-SW e, em geral, mergulhando para o lado sudeste. Os intervalos do Albiano, Eosantoniano e Eocampaniano (figura 6.9, 6.10 e 6.11) estendem-se apenas até as grandes muralhas de sal, enquanto que os demais intervalos aparecem em toda a área. Nas porções distais dos mapas estruturais do embasamento e do topo do rifte observa-se influência de estruturas NW, as quais deslocam a estruturação principal da bacia (direção NE).

As cunhas clásticas progradantes do Santoniano até o Topo Cretáceo presentes nas seções sísmicas podem ser observadas também nos respectivos mapas, onde estão representadas pelo adensamento das isolinhas, na parte central (figuras 6.10, 6.11 e 6.12), antes das muralhas de sal.

Observa-se no mapa do intervalo da Formação Ariri a presença de altos estruturais, representados pelos diápiros e almofadas de sal na porção distal (figura 6.7A). Nessa porção pode-se notar que os intervalos sobrepostos à Formação Ariri acompanham a deformação evaporítica, e os grandes baixos estruturais isolados nos mapas do Topo do Cretáceo ao Mesomioceno (figuras 6.12, 6.13 e 6.14) representam as “minibacias” geradas por essa deformação.

Na parte sudoeste dos mapas estruturais em tempo (figuras 6.6 a 6.140) observa-se que a estruturação do embasamento e topo do rifte influenciou o arcabouço dos demais intervalos estratigráficos, principalmente as deformações halocinéticas do intervalo da Formação Ariri.

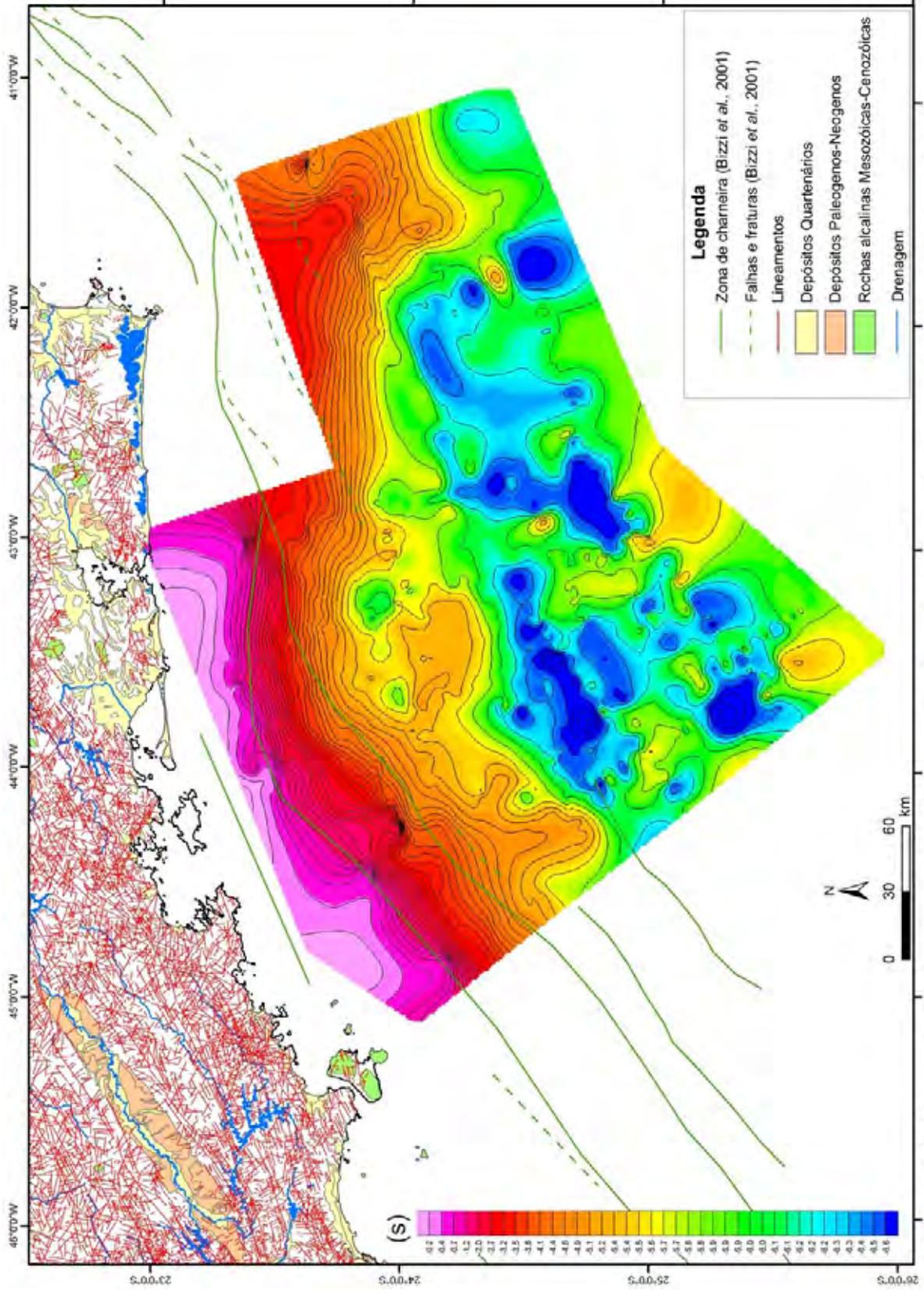


Figura 6.6: Mapa estrutural em tempo do Embasamento. A escala vertical está apresentada em tempo: segundo (s).

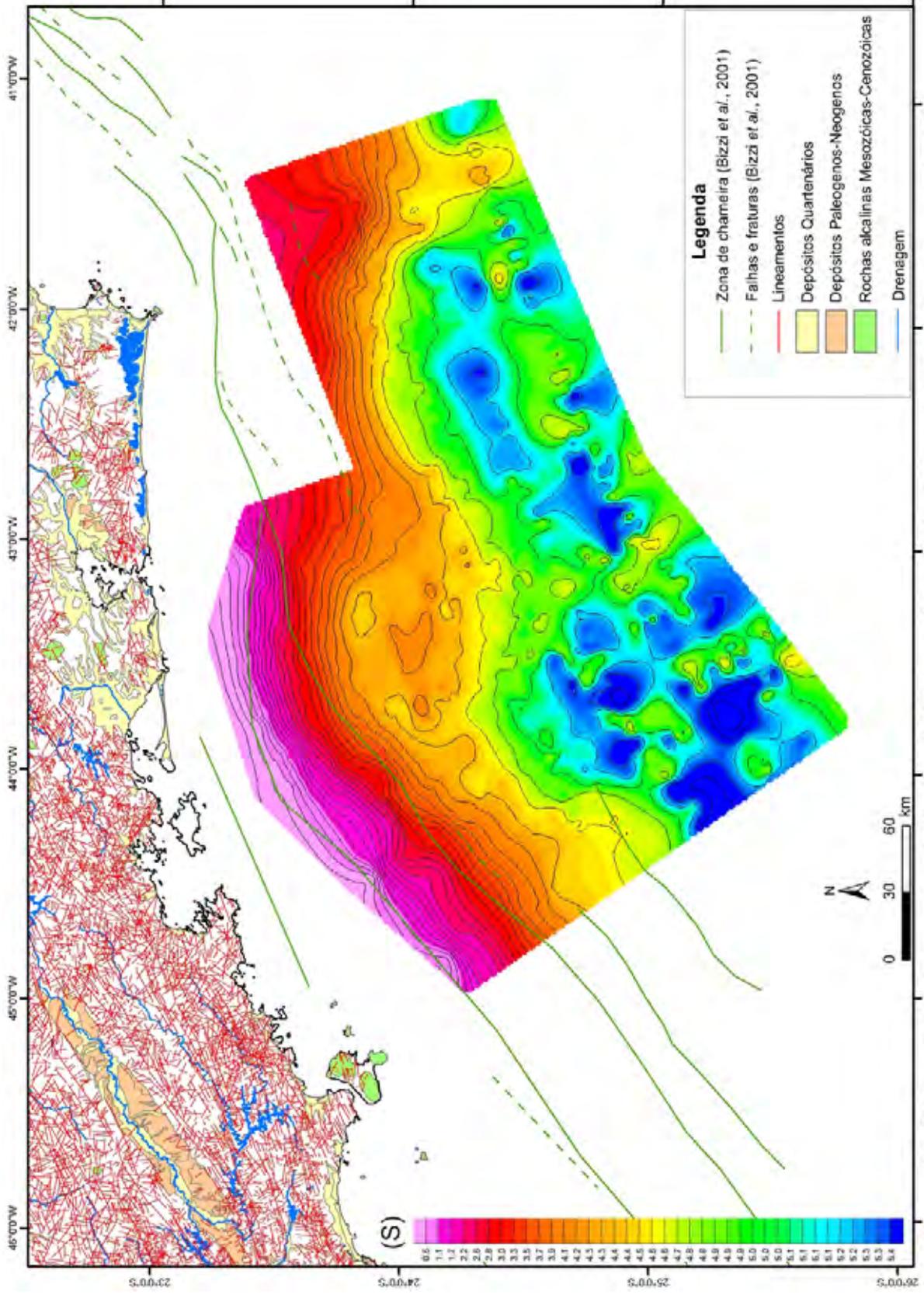


Figura 6.7: Mapa estrutural em tempo do Topo do Rifle. A escala vertical está apresentada em tempo: segundo (s).

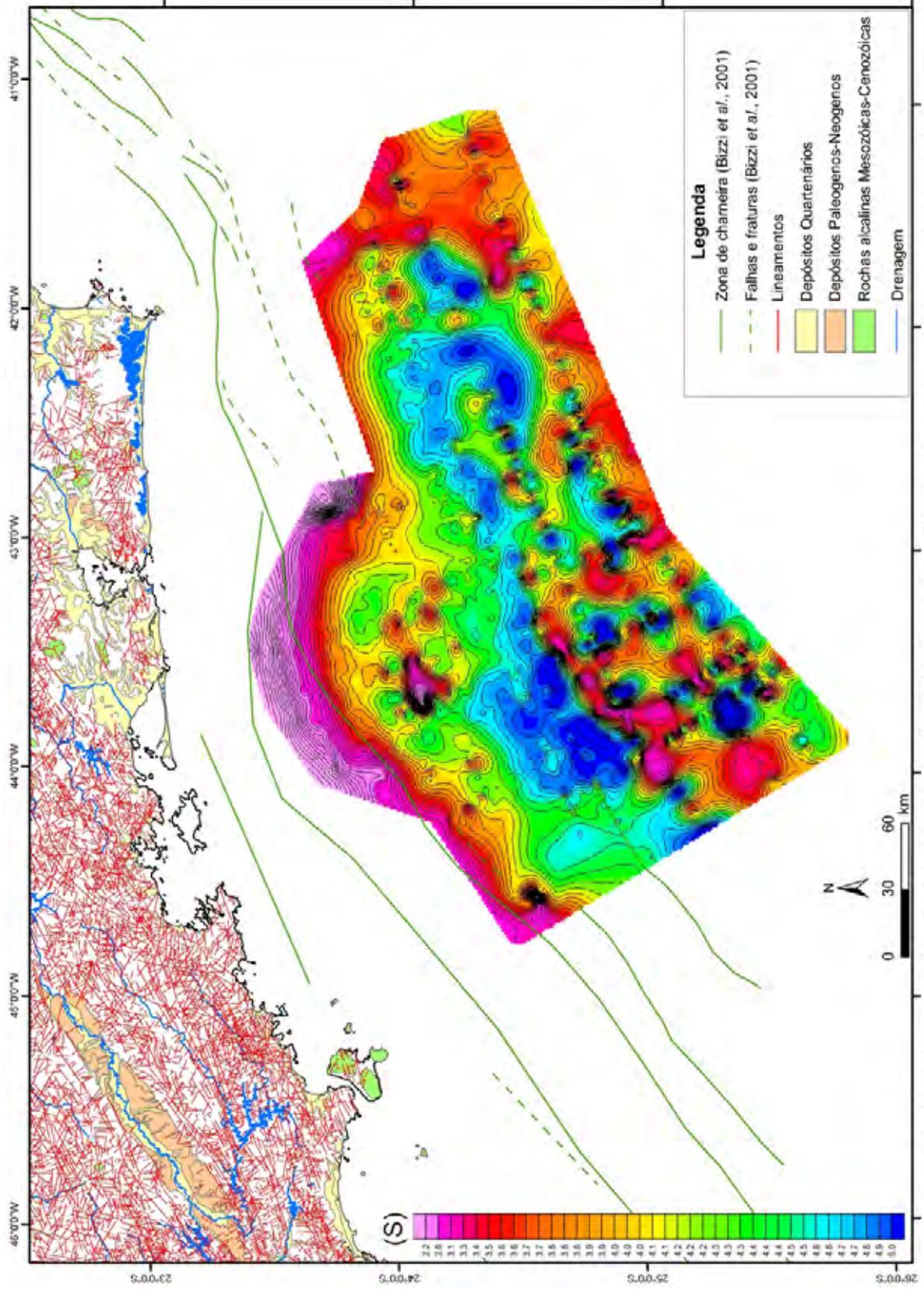


Figura 6.8: Mapa estrutural em tempo da Formação Ariri. A escala vertical está apresentada em tempo: segundo (s).

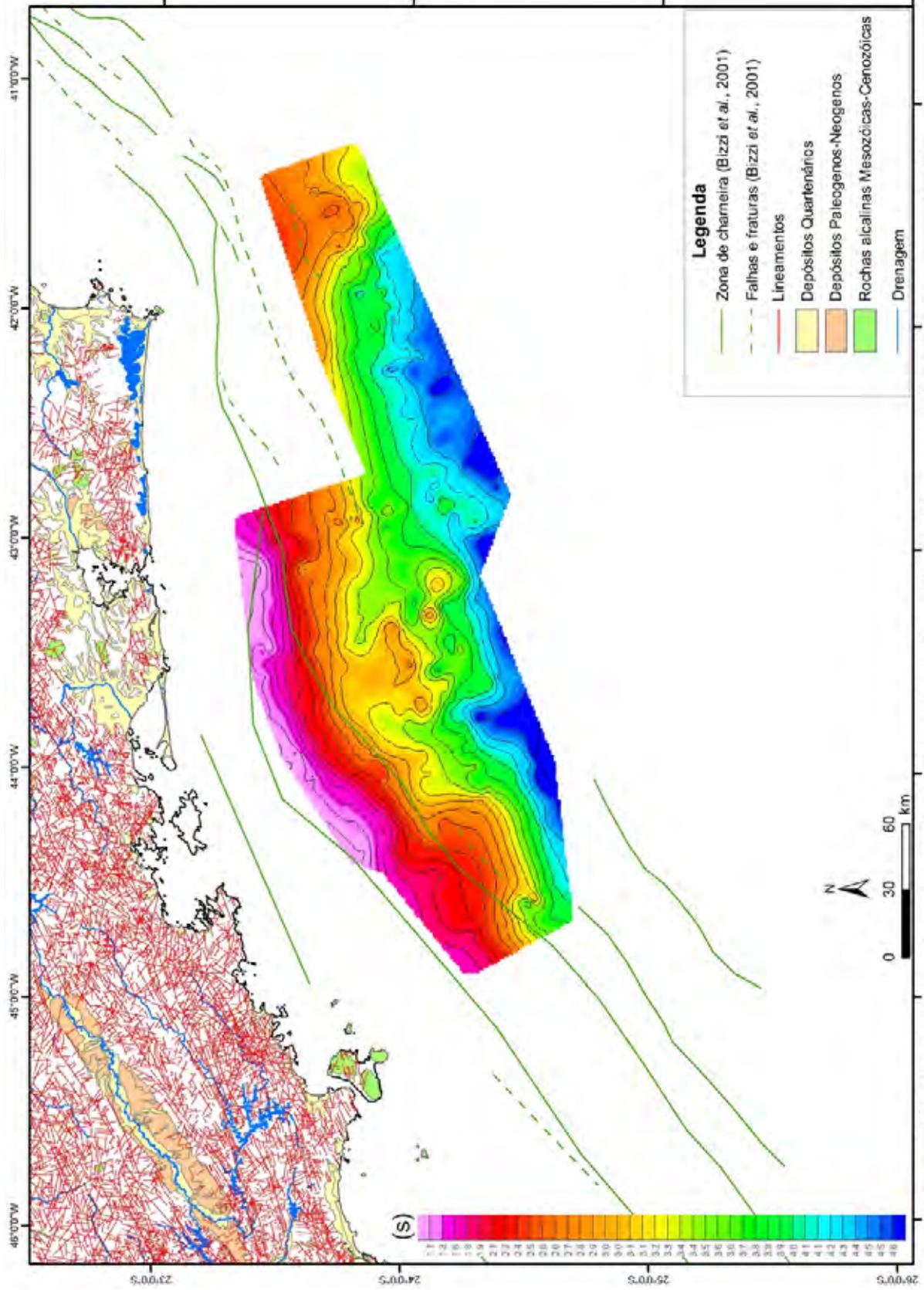


Figura 6.9: Mapa estrutural em tempo do Albiano. A escala vertical está apresentada em tempo: segundo (s).

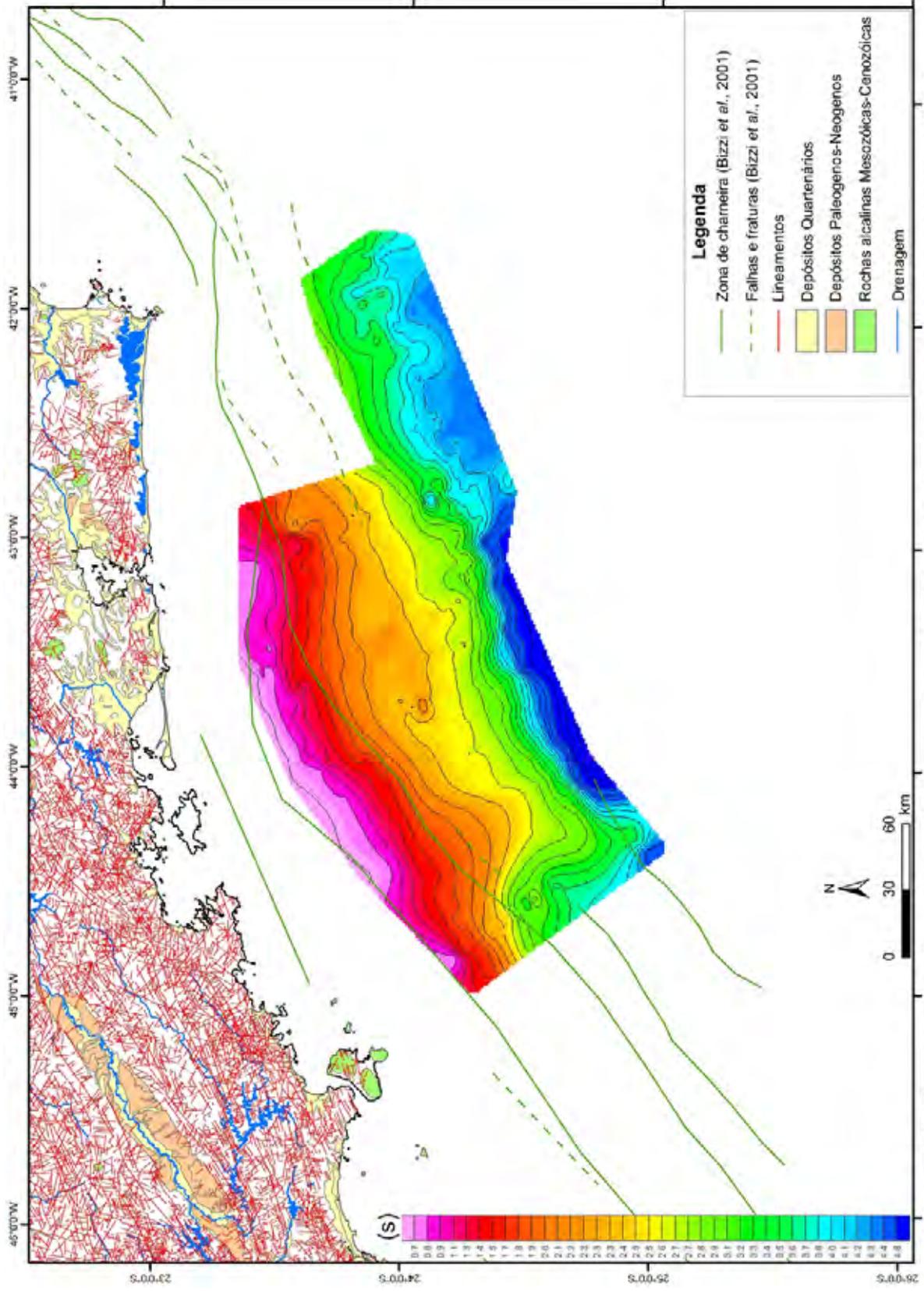


Figura 6.10: Mapas estruturais em tempo do Eosantoniano . A escala vertical está apresentada em tempo: segundo (s).

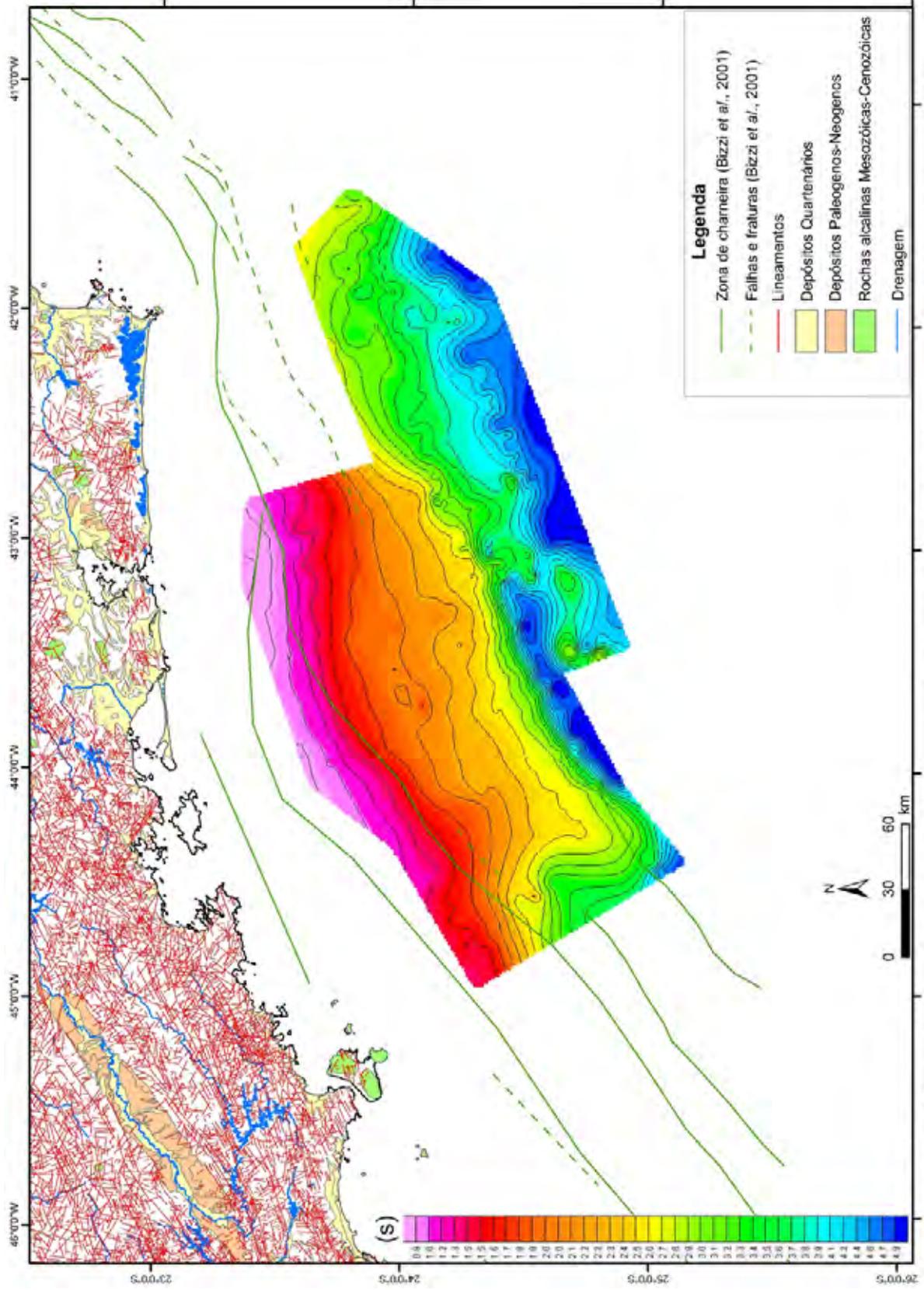


Figura 6.11: Mapas estruturais em tempo do Eocampaniano. A escala vertical está apresentada em tempo: segundo (s).

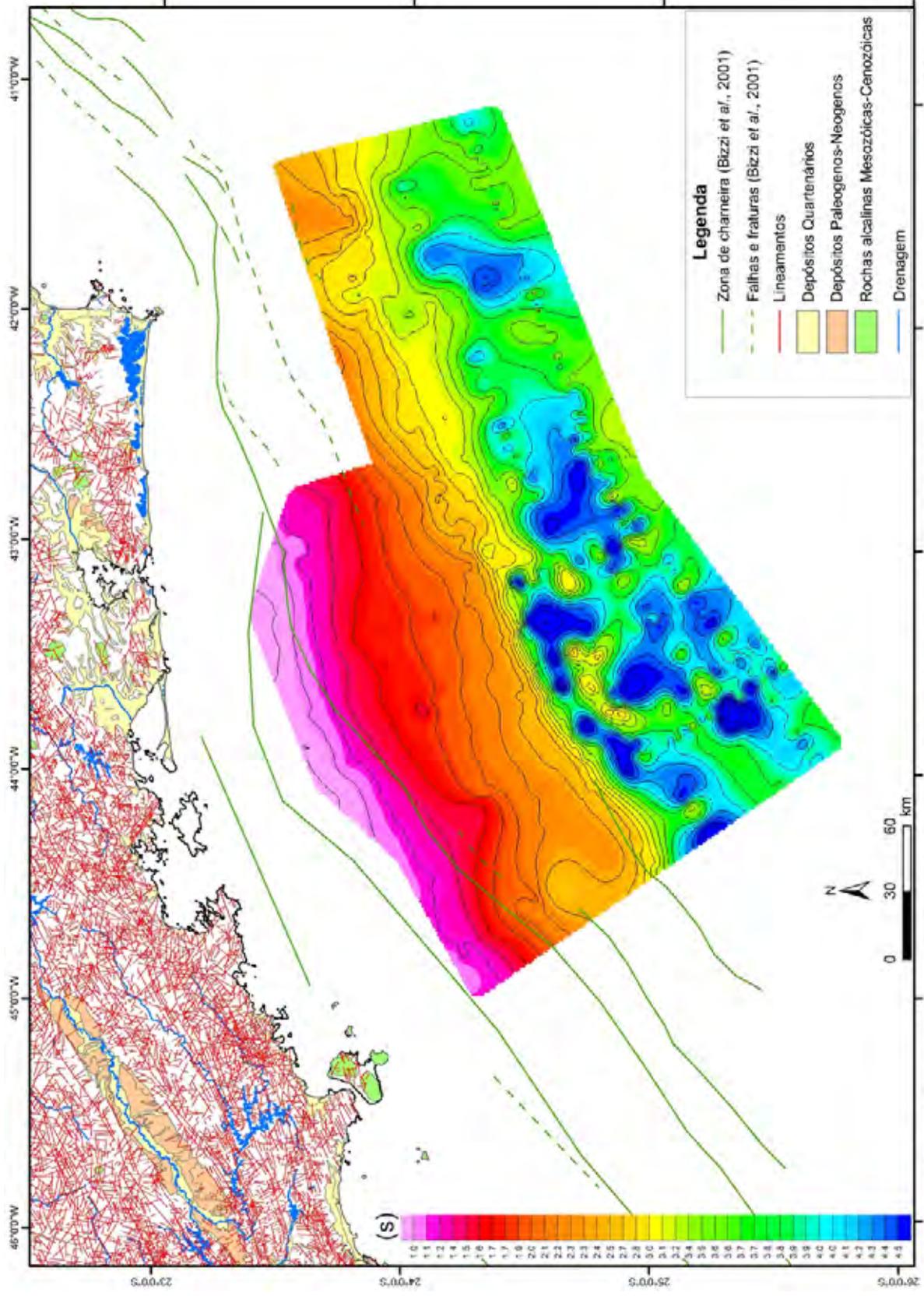


Figura 6.12: Mapa estrutural em tempo do Topo do Cretáceo. A escala vertical está apresentada em tempo: segundo (s).

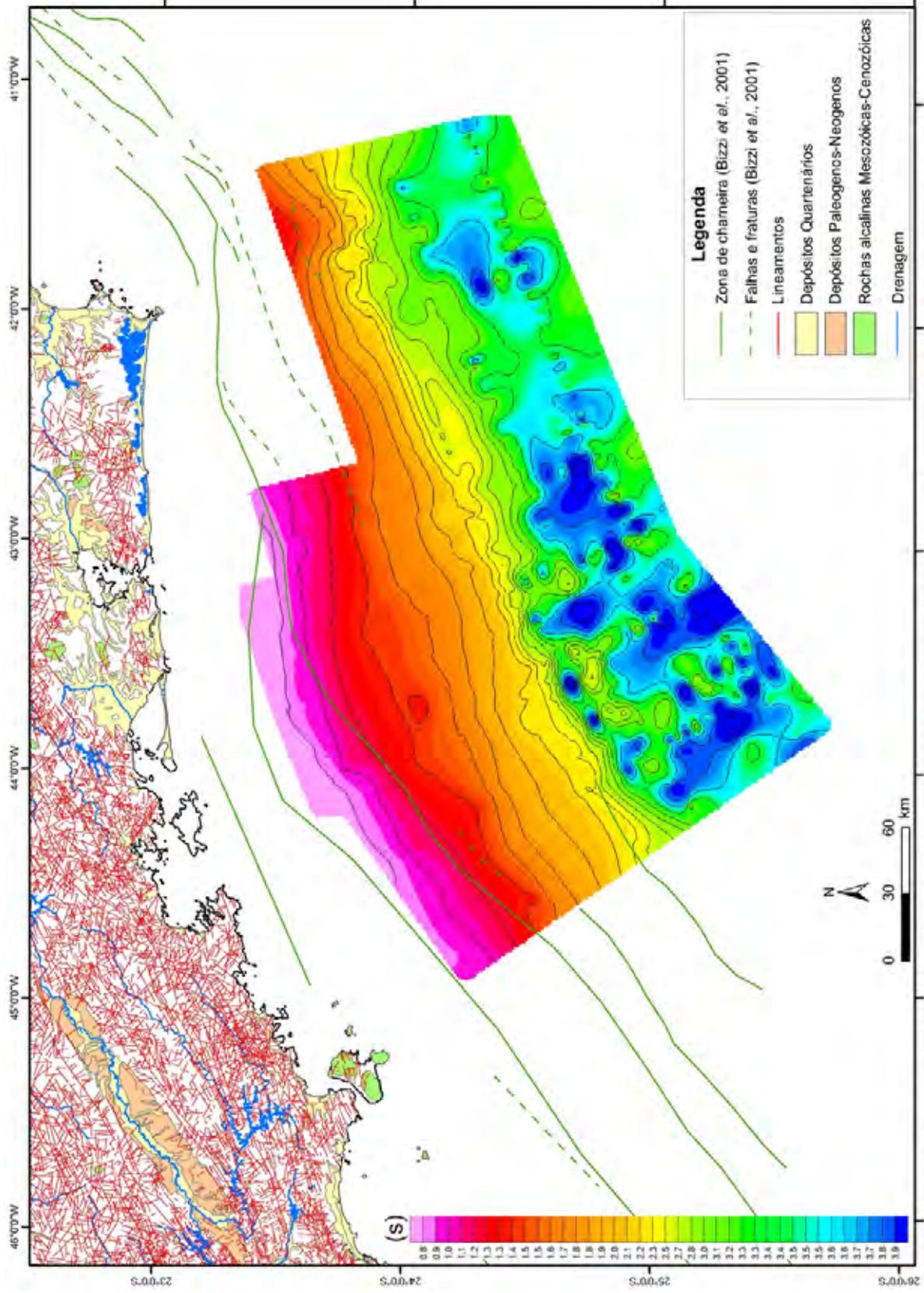


Figura 6.13: Mapa estrutural em tempo do Eoceno. A escala vertical está apresentada em tempo: segundo (s).

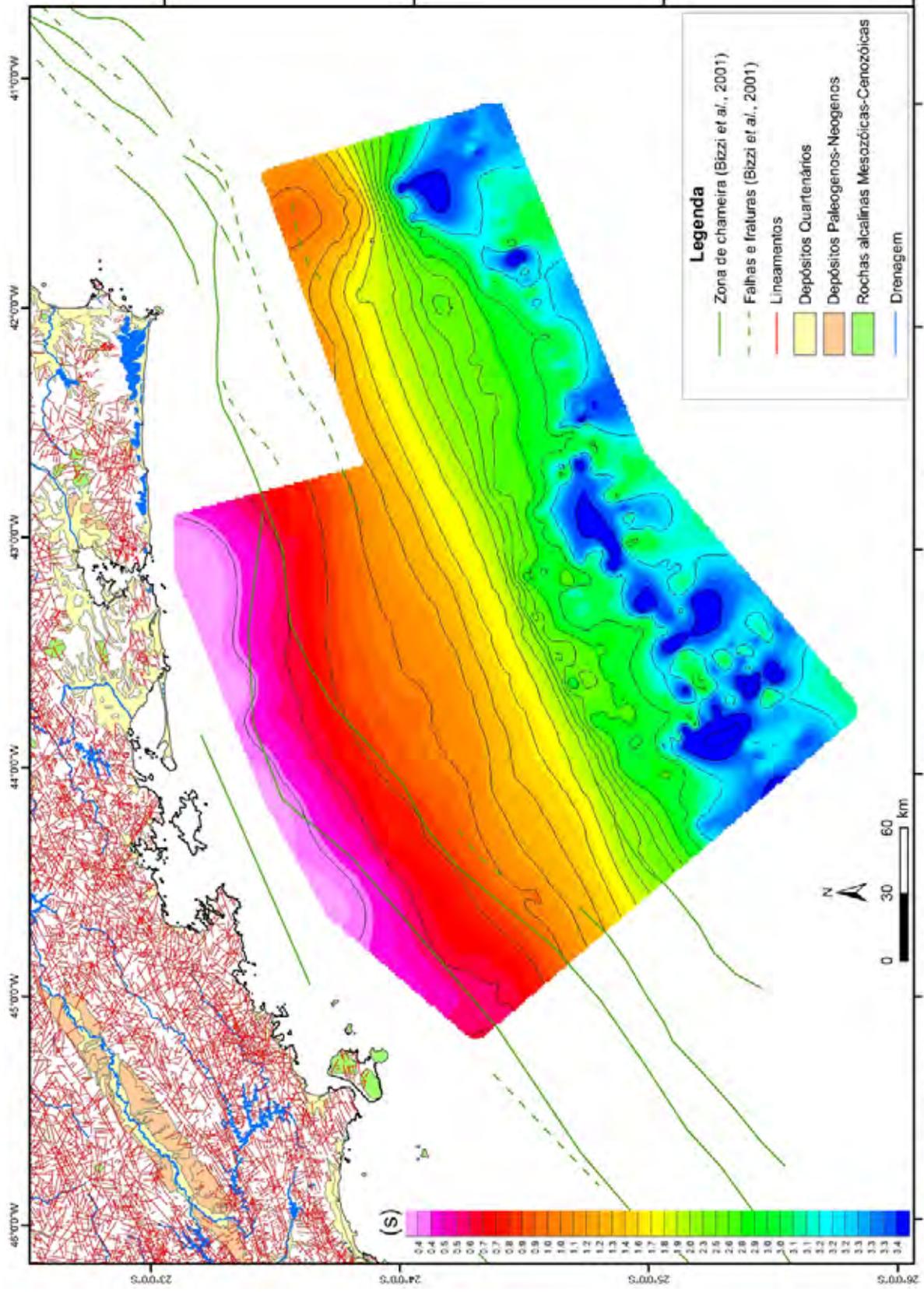


Figura 6. 14: Mapa estrutural em tempo do Mesomioceno. A escala vertical está apresentada em tempo: segundo (s).

6.1.4 – Principais feições estruturais

Na porção norte da Bacia de Santos foram interpretadas em seções sísmicas as feições estruturais típicas das bacias marginais, as quais serão discutidas em termos de geometria e evolução. Os critérios para identificação dessas estruturas nas seções sísmicas foram baseados nos trabalhos de Harding & Lowell (1979), Ojeda (1982), Bally (1983) e Zalán (1986, 2001).

As falhas sintéticas são feições assimétricas, limitadas por falhas normais com estratos e planos de falhas inclinados para o interior bacia, seguindo o mergulho deposicional dos sedimentos, sendo observadas em todas as seções *dip* (anexo 01 a 11). Já as falhas antitéticas são estruturas cujos estratos mergulham no rumo oposto, ou seja, para o lado do continente, podendo ser observadas nas seções *dip* (anexo 01 a 11). Essas duas estruturas estão associadas a esforços regionais resultantes de movimentos subcrustais durante a fase de rifteamento.

Estruturas do tipo horste e gráben observadas nas seções sísmicas (figuras 6.15A, 6.15B, 6.15C, 6.15F, 6.15I) formaram-se no início do processo de rifteamento, afetando os intervalos do embasamento e do topo do rifte.

Uma feição notável nas seções *dip* é a linha de charneira (figura 6.15D, 6.15E), que é o limite entre uma região estável e uma região submetida a movimentos subsidentes, sendo considerada uma feição regional relacionada com ruptura definitiva do continente Gondwana, conforme Mohriak (2004). A partir desse limite têm início todas as sedimentações do intervalo do topo do rifte até o Eoceno.

Falhamentos lítricos normais foram observados nas seções (figuras 6.15E, 6.15F), sendo associados ao descolamento das camadas evaporíticas (intervalo da Formação Ariri). Algumas dessas estruturas afetam desde o intervalo do Albiano até o Mesomioceno, evidenciando tais movimentos como mais recentes.

Foram interpretadas nas seções algumas estruturas *roll-over* (figuras 6.15G, 6.15H), associadas a falhas de crescimento. A falha é curva, quase vertical nos níveis superficiais e com mergulhos menores em profundidade, e os estratos mostram uma inflexão (dobra) junto

ao plano de falha. Essas estruturas estão associadas com a remobilização do sal e algumas seccionam até o intervalo do Mesomioceno.

A tectônica halocinética associada ao intervalo da Formação Ariri propiciou a ocorrência de uma ampla variedade de estruturas, que foram observadas em todas as seções, principalmente na porção mais distal da bacia, onde as camadas têm maiores espessuras (anexos 01 a 25). As estruturas encontradas apresentam duas formas: diápiros, onde esses domos perfuram todos os intervalos acima, chegando alguns deles até o intervalo do Mioceno (figura 6.15B, 6.15J); e estrutura em almofadas, que estão sobrepostas pelos intervalos do topo do Cretáceo, Eoceno e Mesomioceno (figura 6.15C) e mostram que o desenvolvimento da estrutura e sedimentação ocorreu ao mesmo tempo. Estas estruturas halocinéticas também geram falhas no seu topo, de caráter normal, inverso e, às vezes, em estruturas-em-flor (figura 6.15K). Observa-se na porção distal a formação de “minibacias”, causada pela movimentação do sal (figuras 6.15C, 6.15I, 6.15J).

Falhas de caráter transcorrente também foram identificadas e as principais características encontradas são estruturas-em-flor, planos de falhas verticais e subverticais, ocorrência de inversão do rejeito com a profundidade (caráter inverso na base e normal no topo), e mudanças abruptas na espessura dos refletores ao longo da seção sísmica (figuras 6.16A a 6.16 H). Essas falhas podem evidenciar a existência de falhas de transferência, objetos de interesse a este estudo e serão discutidas na parte de integração dos dados.

Falhas inversas também foram observadas e encontradas em todos os intervalos estratigráficos interpretados, demonstrando que essas estruturas podem ter sido originadas pela halocinese, ou pela mudança de regime tectônico, passando de extensional para compressional.

Por fim, também foram encontrados eventos neotectônicos nas seções sísmicas, onde as falhas normais e inversas deslocam os intervalos do Mesomioceno (figuras 6.16J, 6.16K). Em algumas seções, essas estruturas deslocam todos os intervalos estratigráficos interpretados, às vezes até os depósitos recentes (figura 6. 16J).

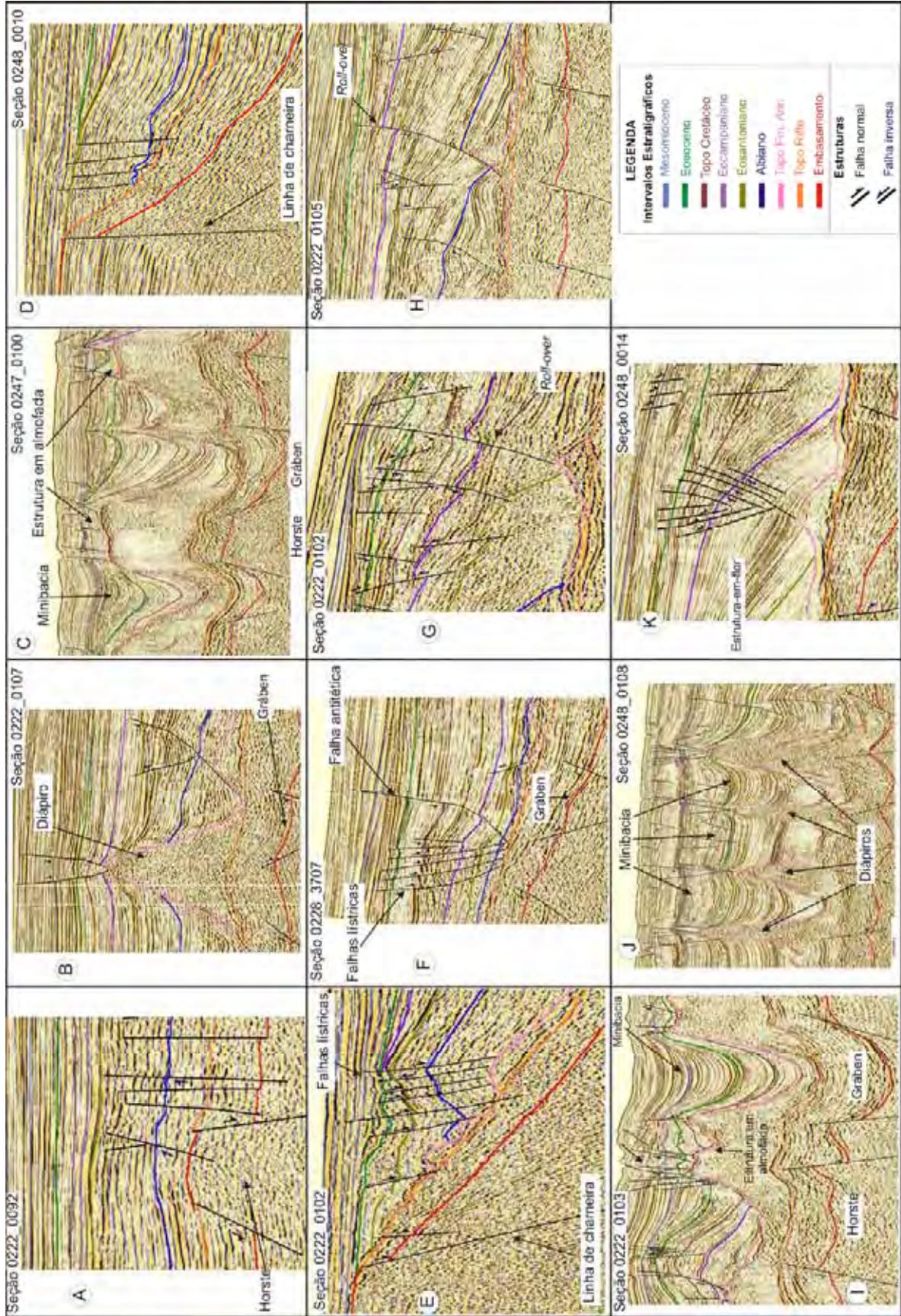


Figura 6.15: Exemplos de feições estruturais interpretadas nas seções sísmicas

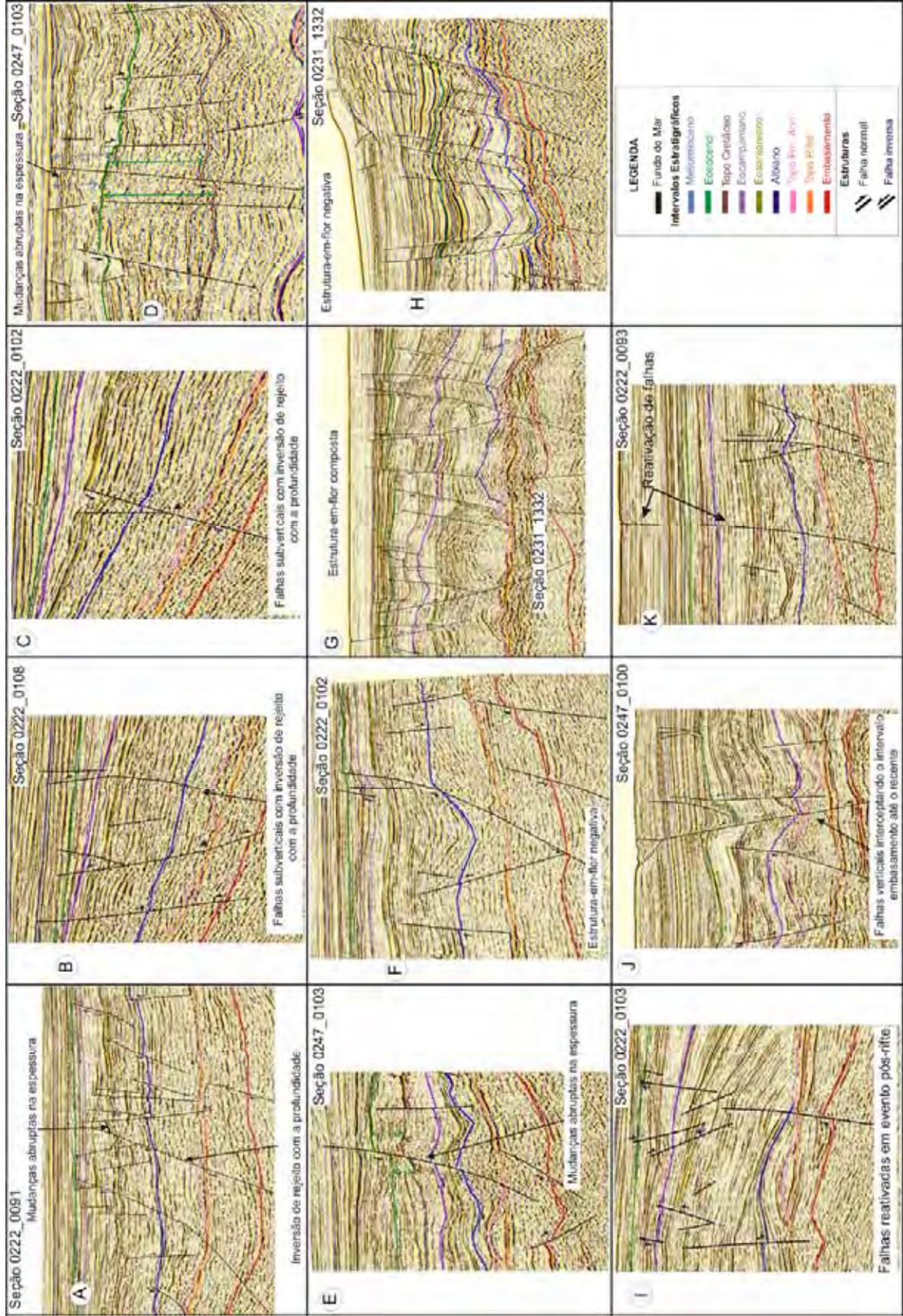


Figura 6.16: Exemplos de feições estruturais interpretadas nas seções sísmicas

6.2 – Sísmica 3D

Foram interpretados 80 km² de cubos sísmicos divididos em quatro volumes, cada um de 20 km². As técnicas utilizadas para a interpretação foram às mesmas aplicadas para a sísmica 2D, utilizando o módulo Seisvision do programa Geographix, que permitiu rastrear e mapear os nove intervalos estratigráficos e as feições estruturais e, ainda, gerar mapas estruturais em tempo para cada intervalo.

Apesar de o cubo possuir uma área menor em relação às das seções sísmicas 2D, impossibilitando reconhecer e interpretar as grandes estruturas tectônicas em escala regional, ele serviu para uma interpretação mais local, mapeando estruturas menores não identificadas nas sísmicas 2D.

A interpretação sobre o cubo permitiu um maior controle no mapeamento dos intervalos e, principalmente, das estruturas (figura 6.17 a 6.24). As falhas identificadas foram inseridas nos mapas estruturais em tempo (figuras 6.25 a 6.34), o que possibilitou observar as direções, os mergulhos e a cinemática. Essas interpretações são descritas a seguir:

Cubos 1, 2 e 3

Por serem adjacentes, os cubos foram interpretados em conjunto. Os intervalos estratigráficos apresentaram a seguinte estruturação:

- Embasamento: apresenta mergulho para oeste; no leste observam-se dois altos separados por um baixo. No leste, ocorre falha normal com direção N-S e mergulho para E, e inversa de direção N-S e mergulho para W. No centro do mapa é observada uma falha normal de direção E-W e mergulho para N, que inflete para NNE-SSW com mergulho para NW, e retoma a direção E-W. No oeste, também ocorre uma falha normal com direção NNE-SSW e

mergulho para NNW, que possui inflexões para E-W e grande rejeito, como pode ser observado pelo adensamento das linhas isogálicas ao longo de sua direção (figura 6.25A).

- Topo do Rifte: mergulha de NE para SW. Há ocorrência de uma falha inversa no nordeste da área com direção NNW-SSE e mergulho para NNE (figura 6.25B).

- Formação Ariri: corresponde aos depósitos de evaporitos, podendo-se observar uma estruturação em almofada no leste (figura 6.26A), onde está localizado um baixo no intervalo do Topo do rifte (figura 6.25B).

- Albiano: mergulha para noroeste. Na porção nordeste, ocorre falha normal com direção ENE-WSW e mergulho para N e inversa de direção NNW-SSE e mergulho para NNE. Na parte central, observam-se falhas inversas com direção NW-SE e mergulho para SW, e E-W com mergulho para S, e também uma falha normal de direção NW-SE e mergulho para NE. No sudoeste, ocorre falha E-W mergulhando para S (figura 6.26B).

- Santoniano: apresenta-se deformado, por estar acompanhando a camada de sal, que é bem evidenciada no leste do mapa, onde ocorre um alto causado pela estruturação em almofada do sal. Na porção oeste, observam-se falhas inversas com direção N-S e mergulho para W e uma ENE-WSW mergulhando para N, junto às falhas normais com direção ENE-WSW e mergulho para N. Na parte central, ocorrem falhas normais e inversas com direção NE-SW mergulhando para NW. No oeste, nota-se falha normal de direção E-W e mergulho para S e falha inversa com direção NNE-SSW e mergulho para SSE (figura 6.27A).

- Eocampaniano: mergulha para sudeste, com falhas normais e inversas de direção ENE-WSW e mergulho predominante para N e poucas falhas de direção N-S e mergulho para NW (figura 6.27B).

- Topo do Cretáceo: mergulha para sudeste e está pouco estruturado, ocorrendo uma falha inversa de direção NE-SW e mergulho para NW no noroeste da área. A partir desse intervalo não é mais observada a interferência da tectônica halocinética (figura 6.28A).

- Eoceno: mergulha para sudeste, apresentando falhas verticais de direção ENE-WSW com bloco alto para norte e baixo para o sul (figura 6.28B).

- Mesomioceno: mergulha para o sul e há falhas verticais com direção ENE-WSW e bloco alto para norte e baixo para o sul (figura 6.29).

Integrando as interpretações das estruturas mapeadas nos mapas estruturais em tempo (figura 6.35), pôde-se observar que as direções predominantes das falhas deste cubo são as NE-SW e ENE-WSW, com ocorrência menos expressivas de direções NNW-SSE e N-S.

Cubo 4

O cubo apresentou a seguinte estruturação:

- Embasamento: mergulha para sudoeste, ocorrendo uma falha normal de direção N-S e mergulho para W (figura 6.30).

- Topo do Rifte: apresenta um baixo em sua parte oeste e um alto na parte nordeste, com uma falha normal de direção NE-SW e mergulho para NW (figura 6.311A).

- Formação Ariri: representa a camada de sal e observa-se uma forte declividade para norte (figura 6.31B), devido à existência de um diápiro ao sul que pode ser visto nas seções sísmicas (figura 6.23, 6.24).

- Albiano: mergulha para sudoeste. O mapa estrutural fica restrito à porção norte do cubo devido à intrusão do diápiro de sal no sul (figura 6.32A).

- Santoniano: mergulha para o sul e também está restrita à porção norte do cubo devido à posição do diápiro de sal. Observa-se um alto na parte nordeste, ocorrendo uma falha inversa de direção E-W e mergulho para o norte, e uma falha normal E-W com inflexão para N-S (figura 6.32B).

- Eocampaniano: a camada apresenta um alto na porção nordeste e um baixo na porção sudoeste e a região sul é seccionada pelo diápiro de sal. Predominantemente, ocorrem falhas normais e inversas de direção E-W e mergulho para o norte, subordinadamente falhas normais e inversas de direção N-S (figura 6.33A).

- Topo Cretáceo: mergulha para sudoeste, formando um baixo nesta região que é rompido pelo diápiro de sal na porção sul. Ocorrem falhas normais na porção nordeste de direção E-W e mergulho para N, e falha inversa N-S com mergulho para W no noroeste do mapa (figura 6.33B).

- Eoeoceno: mergulha para sudoeste, ocorrendo falhas normais na parte norte do mapa de direção E-W e mergulho para N; ao sul, ocorre outra falha normal com a mesma direção, mas com mergulho para S, causada pelo domo de sal (figura 6.34A).

- Mesomioceno: mergulha de nordeste para sudoeste, com falhas normais de direção E-W e mergulhos para o S e N. Aquelas que mergulham para o sul são causadas pela intrusão do diápiro de sal (figura 6.34B).

A integração das estruturas expressas nos mapas estruturais em tempo (figura 6.36) permitiu observar que as direções das falhas predominantes nesse cubo são NE-SW e ENE-WSW, enquanto as menos expressivas são as N-S e NNE-SSW.

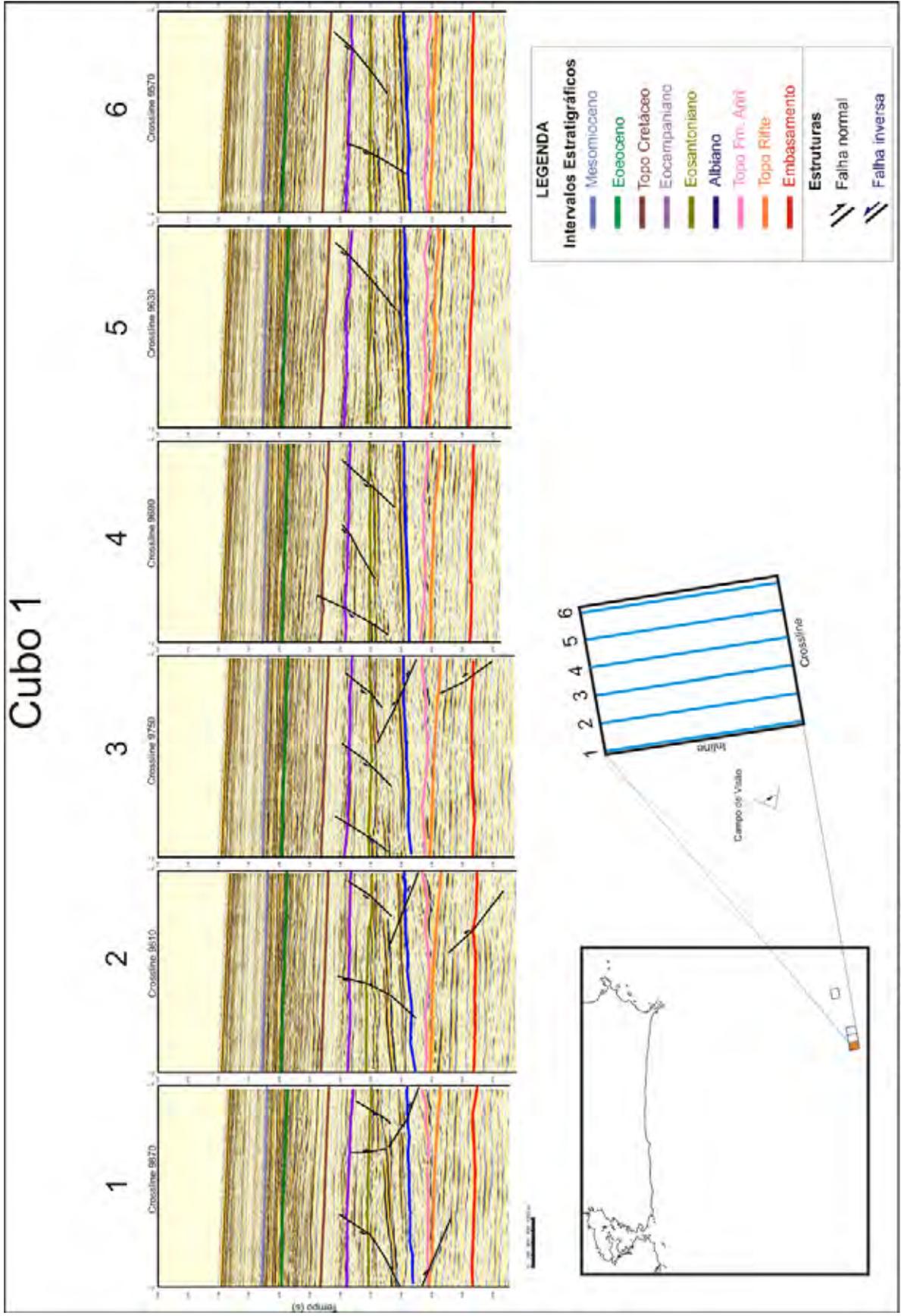


Figura 6.17: Seções *crossline* de direção NNW-SSE interpretadas no cubo sísmico 1.

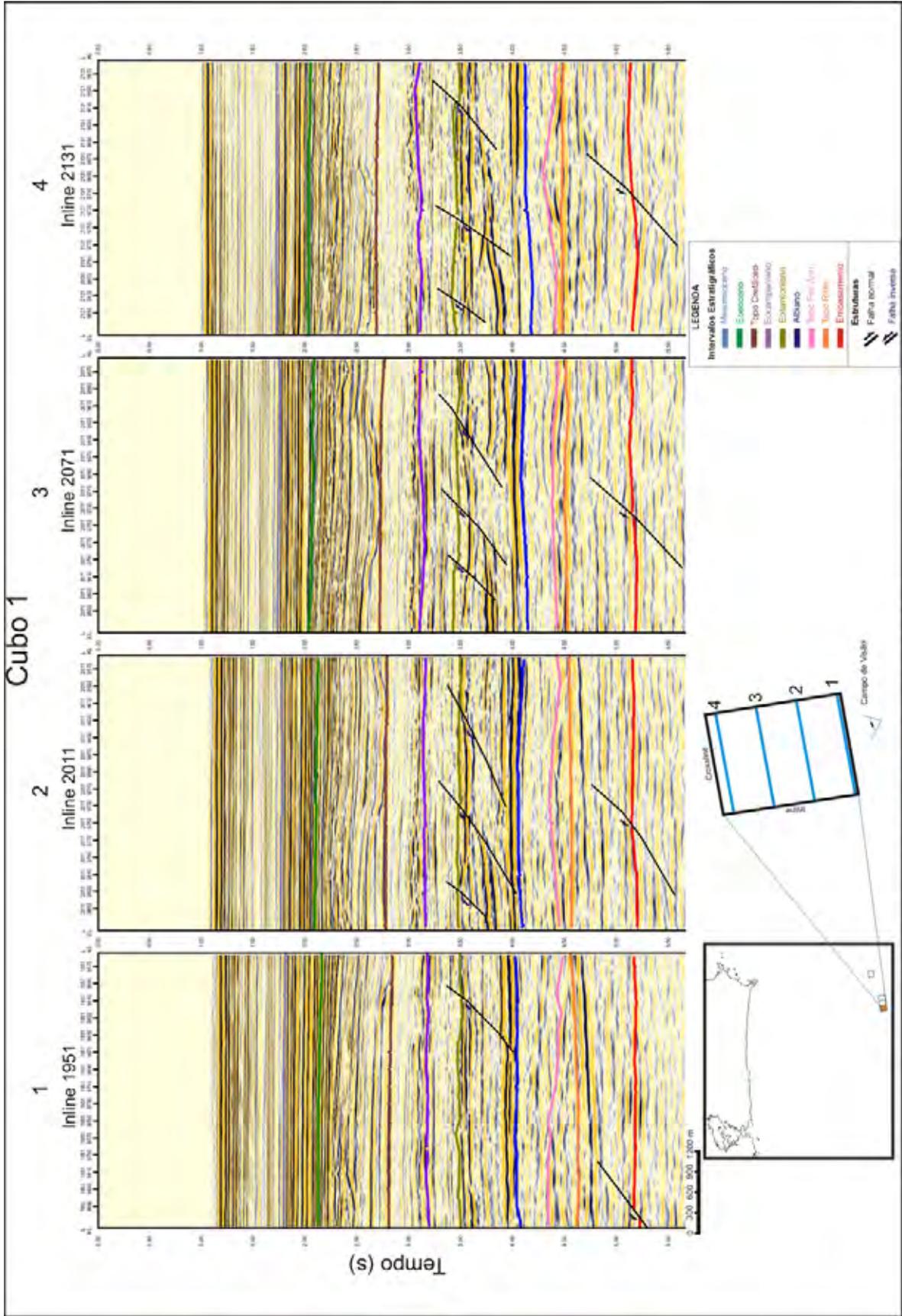


Figura 6.18: Seções inline de direção WSW-ENE interpretadas no cubo sísmico 1.

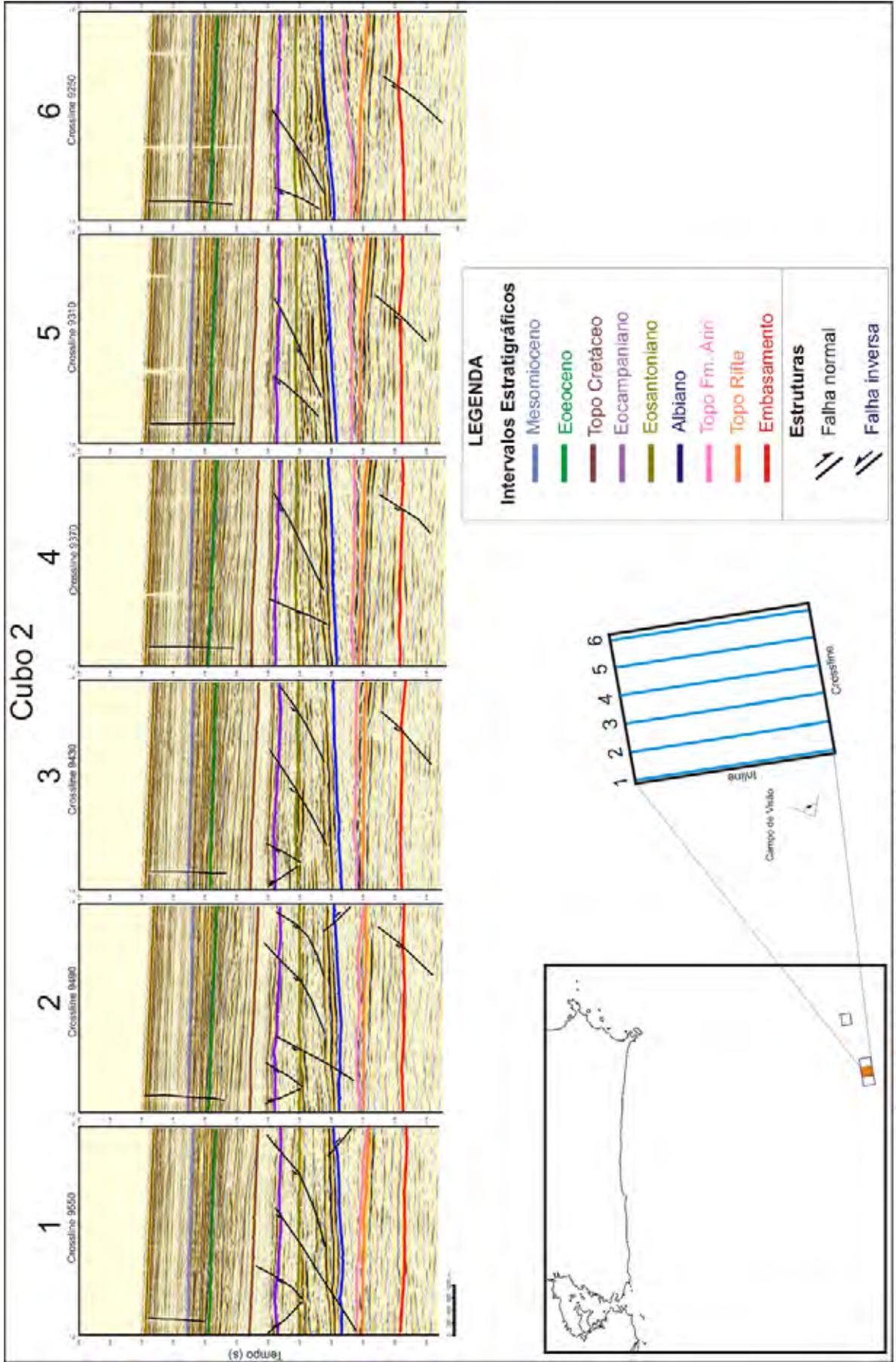


Figura 6.19: Seções *crossline* de direção NNW-SSE interpretadas no cubo sísmico 2.

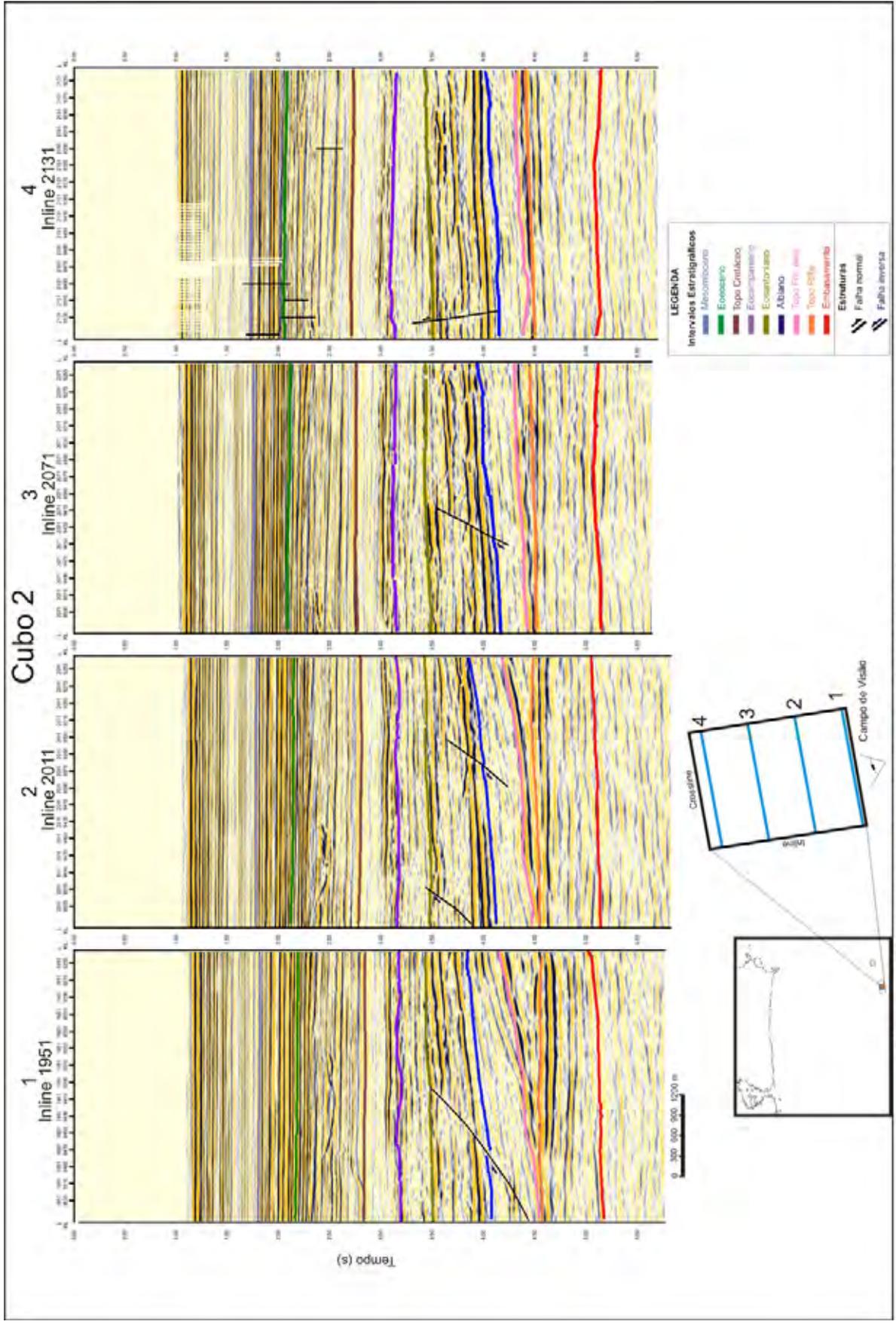


Figura 6.20: Seções inline de direção WSW-ENE interpretadas no cubo sísmico 2.

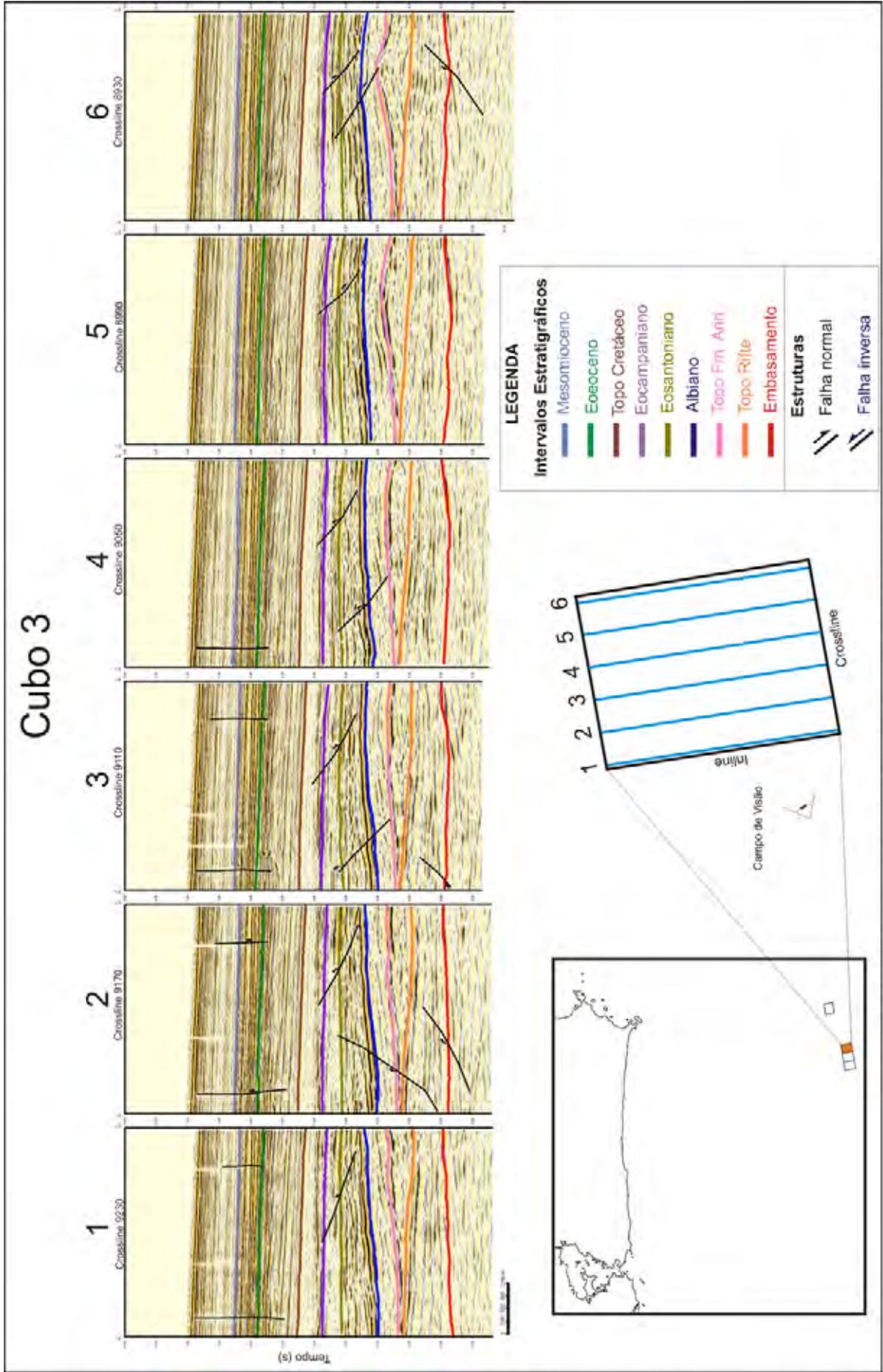


Figura 6.21: Seções *crossline* de direção NNW-SSE interpretadas no cubo sísmico 3.

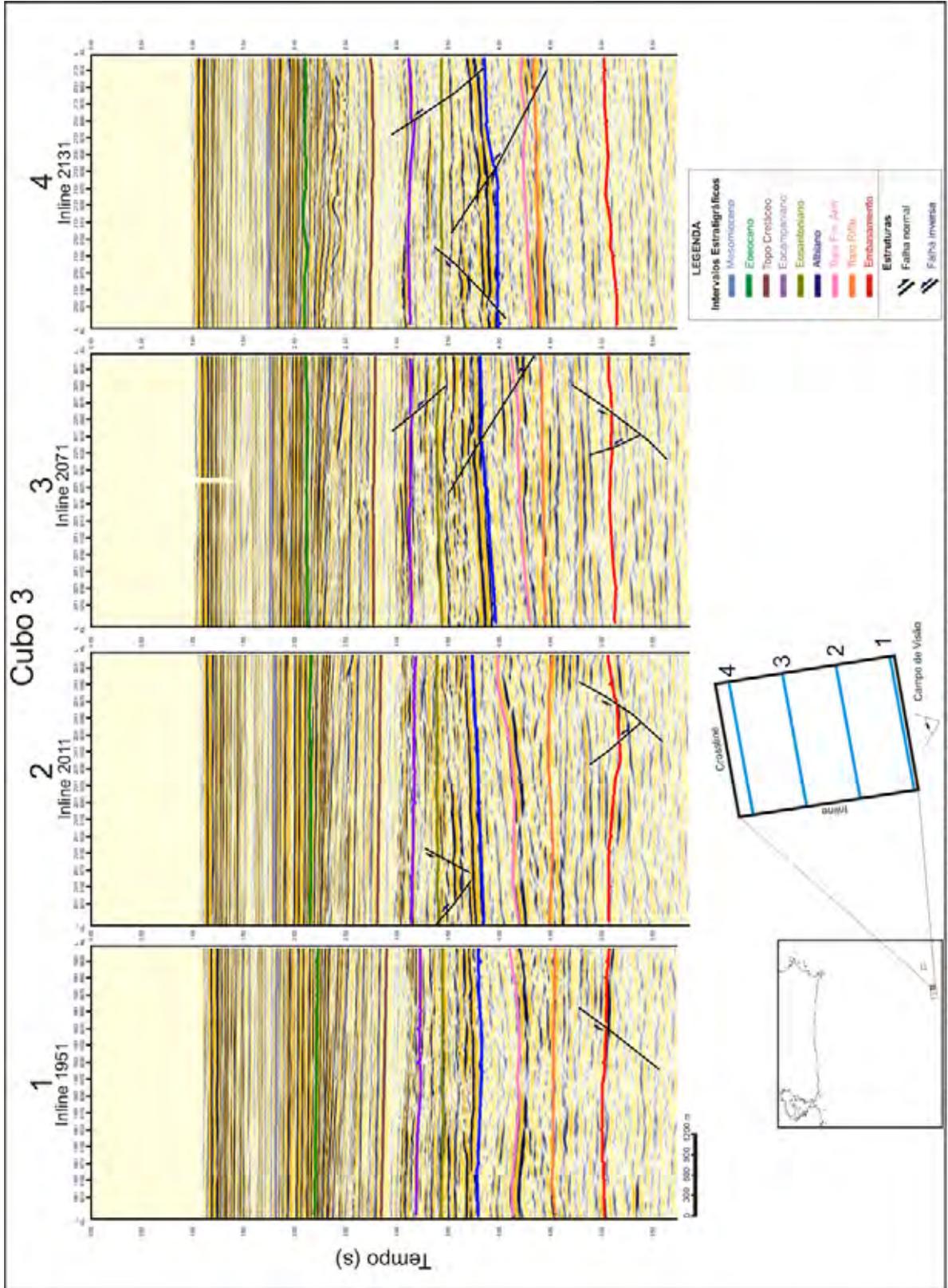


Figura 6.22: Seções *inline* de direção WSW-ENE interpretadas no cubo sísmico 3.

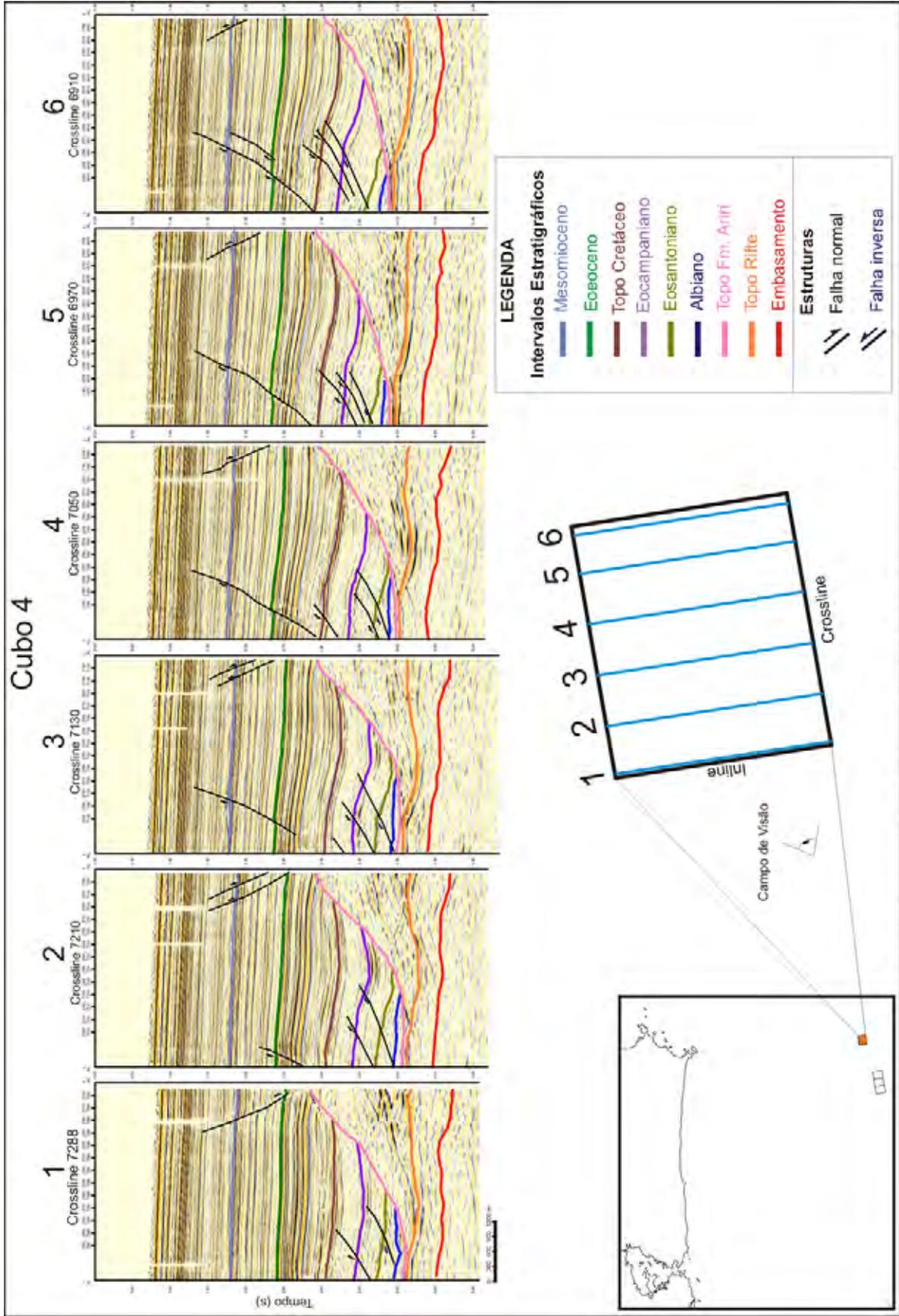


Figura 6.23: Seções *crossline* de direção NNW-SSE interpretadas no cubo sísmico 4.

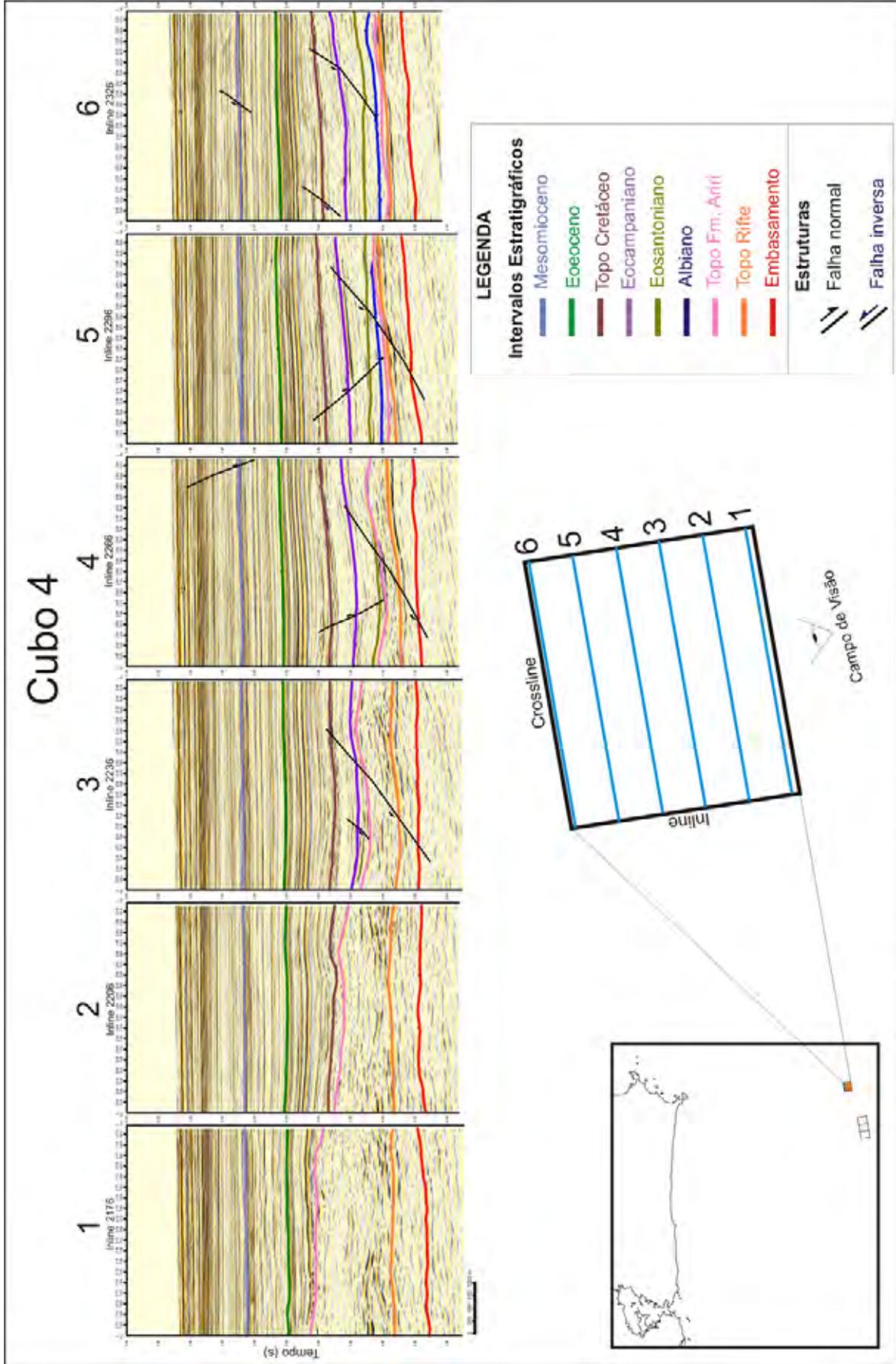


Figura 6.24: Seções *inline* de direção WSW-ENE interpretadas no cubo sísmico 4.

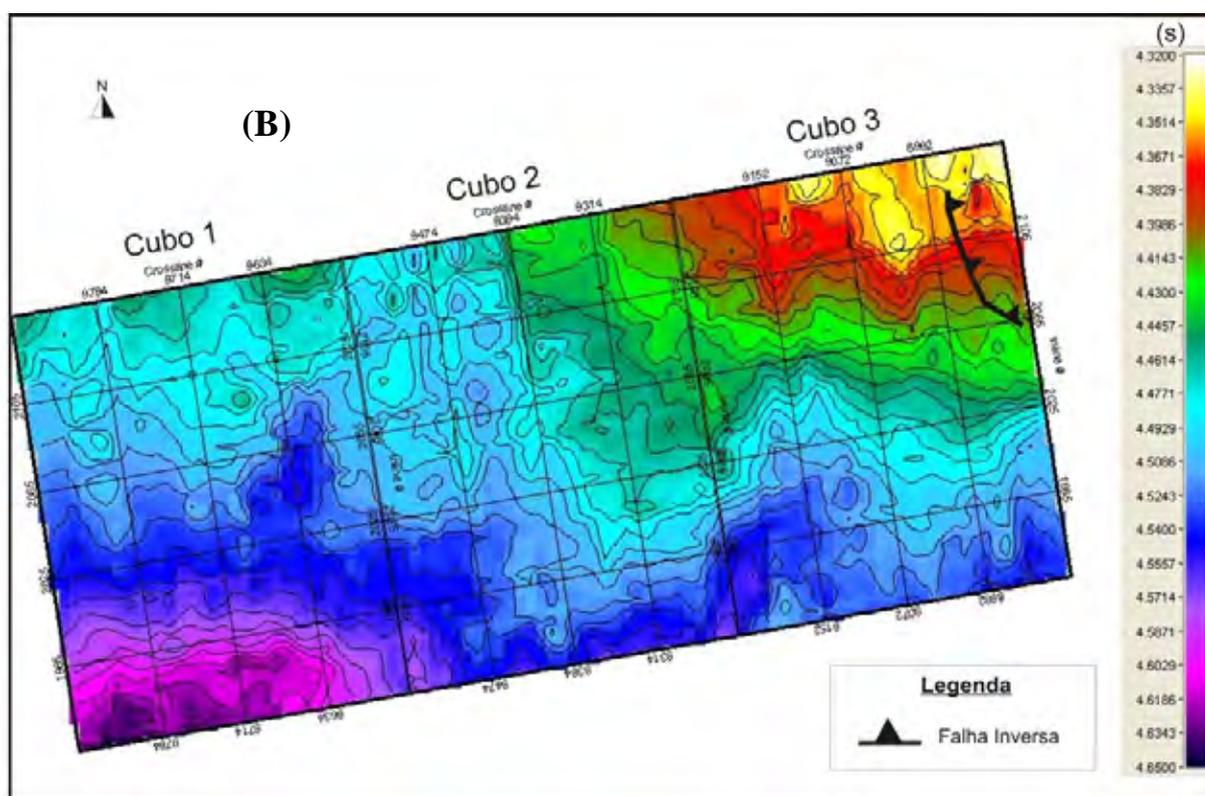
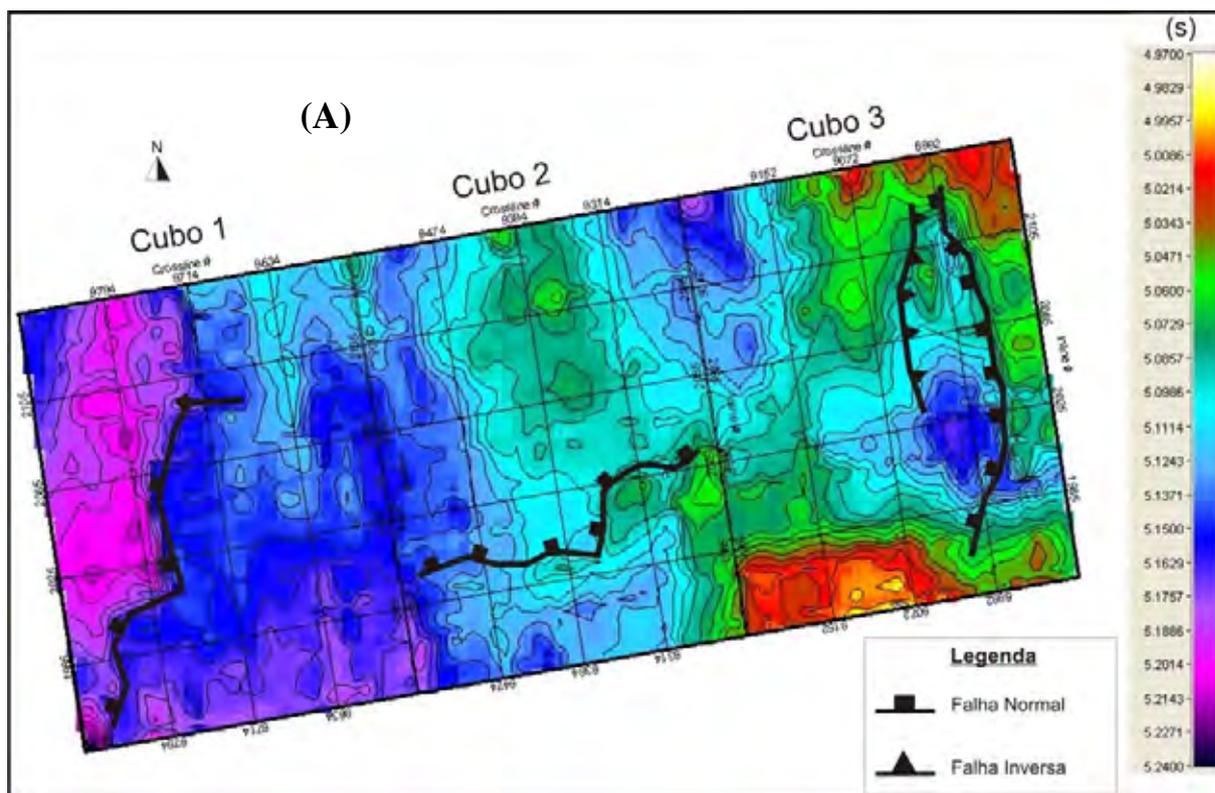


Figura 6.25: Mapas estruturais em tempo do Embasamento (A) e do Topo do Rife (B) dos cubos 1, 2 e 3. A escala vertical está apresentada em tempo (s).

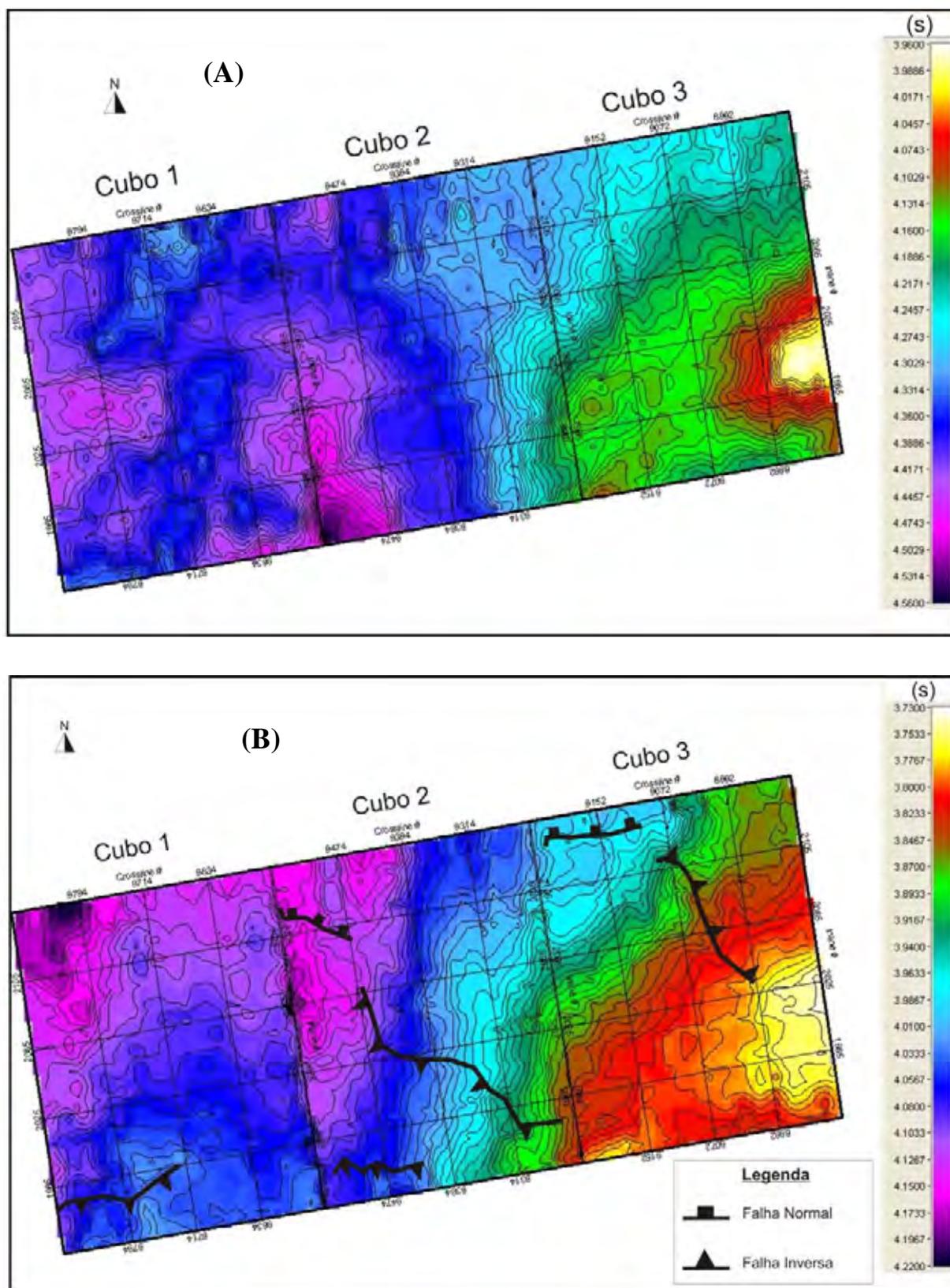


Figura 6.26: Mapas estruturais em tempo da Formação Ariri (A) e Albiano (B) dos cubos 1, 2 e 3. A escala vertical está apresentada em tempo (s).

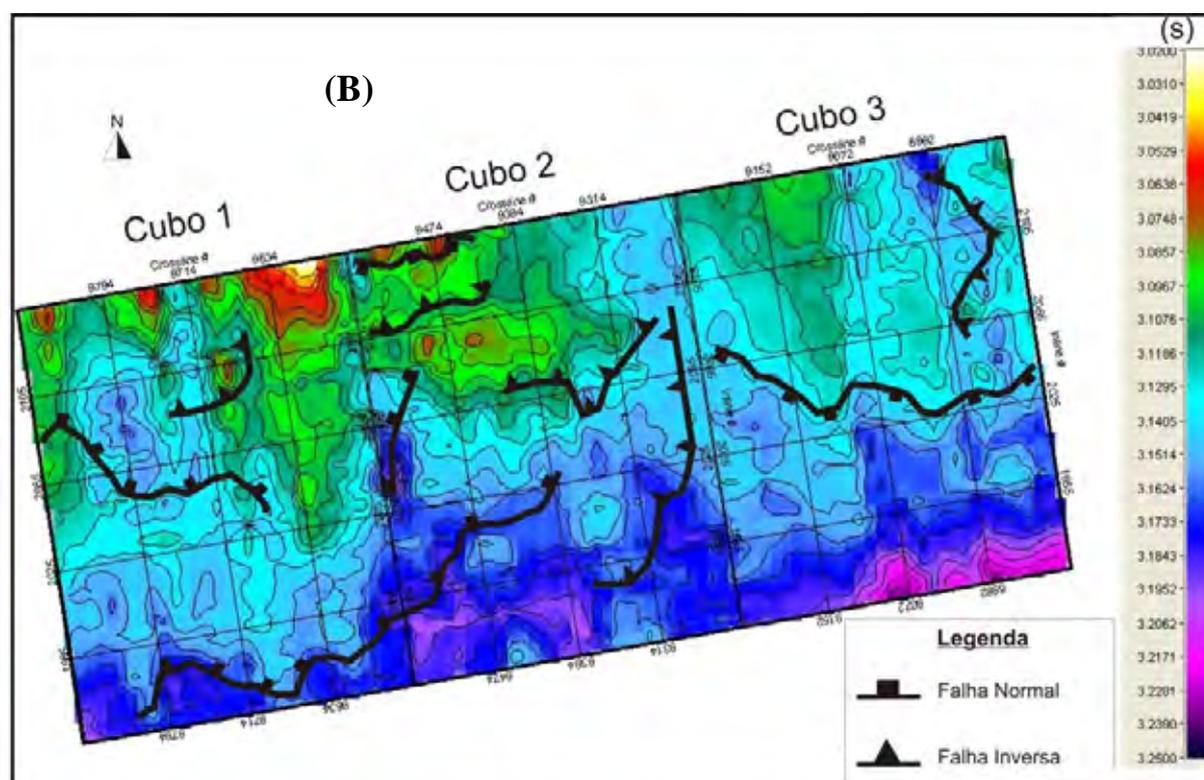
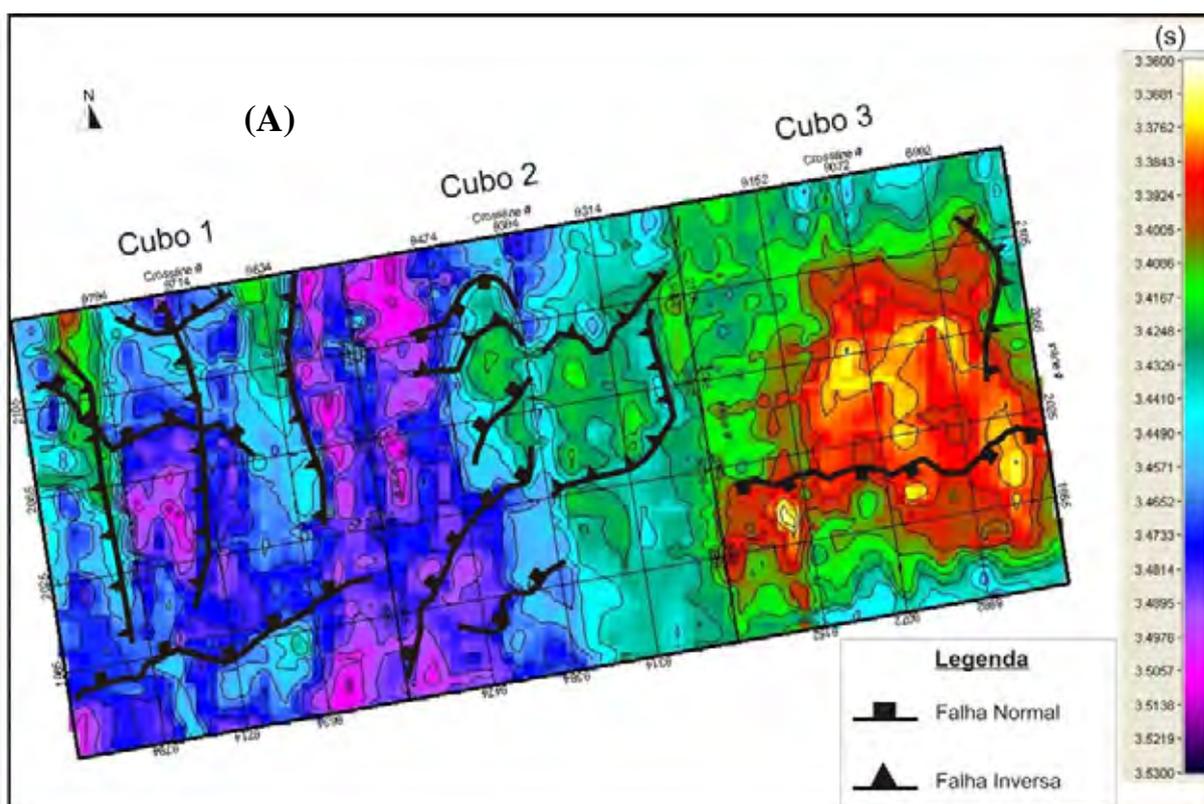


Figura 6.27: Mapas estruturais em tempo Eosantoniano (A) e do Eocampaniano (B) dos cubos 1, 2 e 3. A escala vertical está apresentada em tempo (s).

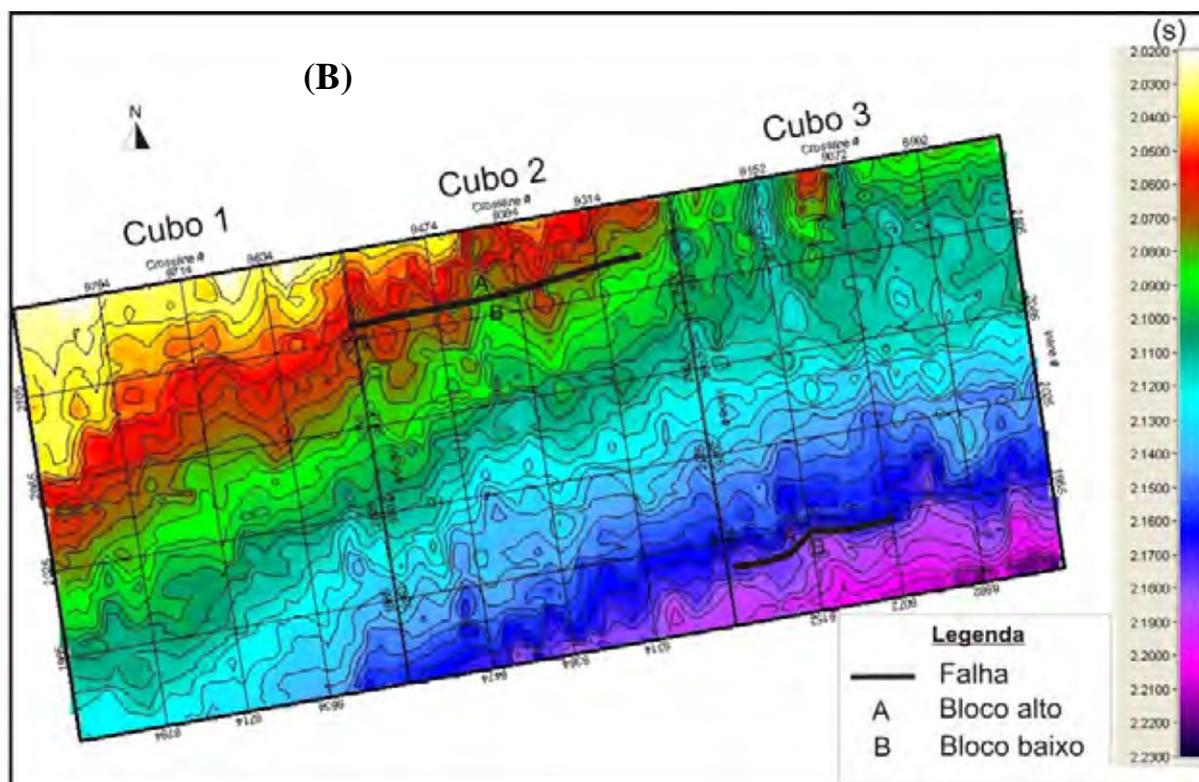
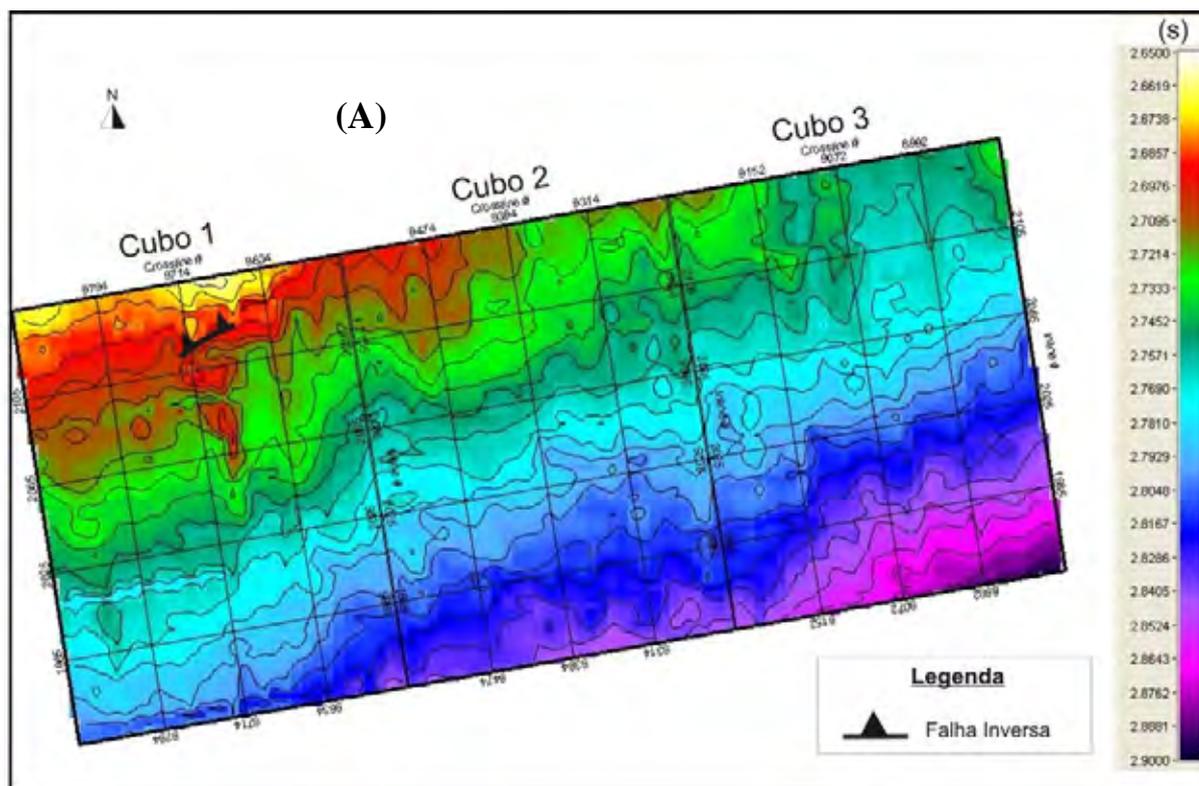


Figura 6.28: Mapas estruturais em tempo do Topo Cretáceo (A) e Eoceno (B) dos cubos 1, 2 e 3. A escala vertical está apresentada em tempo (s)

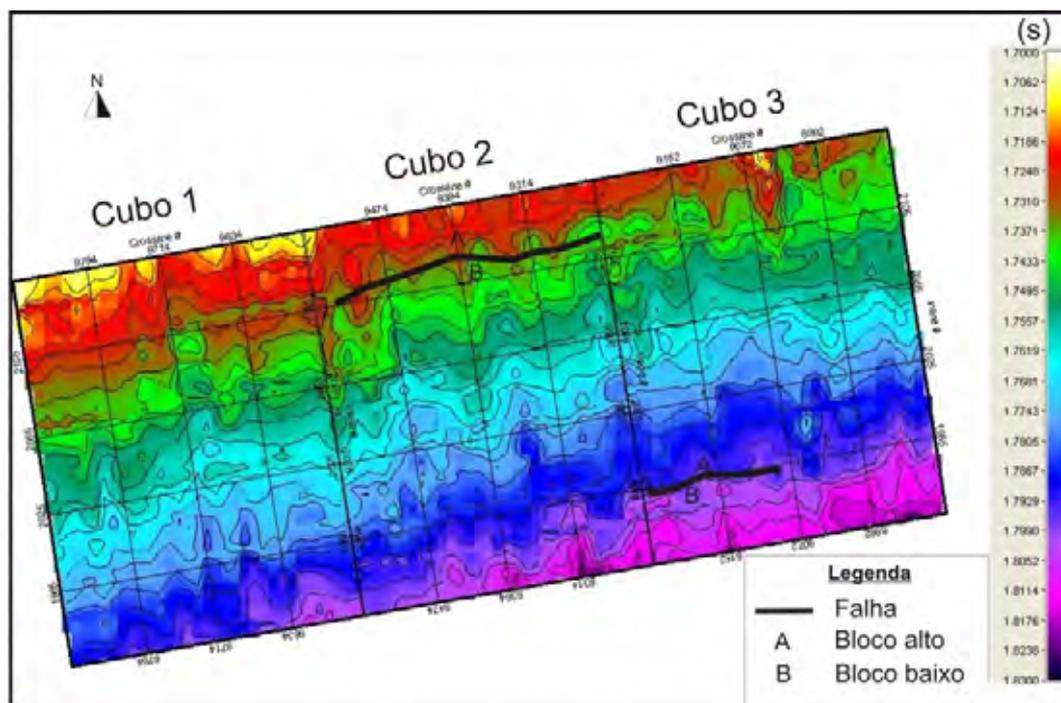


Figura 6.29: Mapa estrutural em tempo do intervalo Mesomioceno dos cubos 1, 2 e 3. A escala vertical está apresentada em tempo (s)

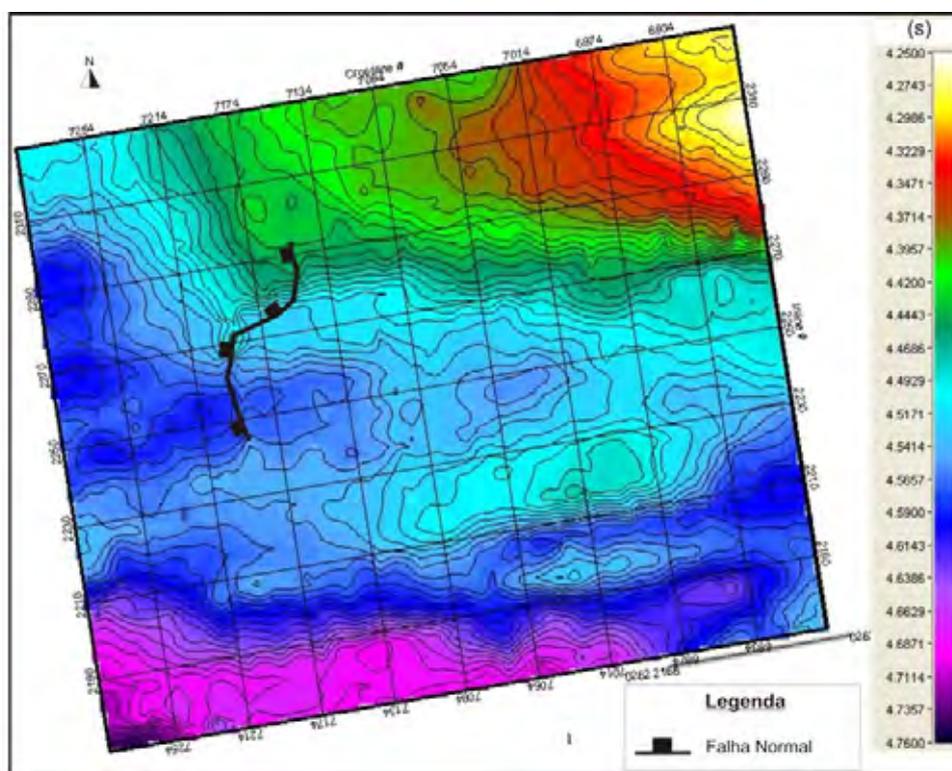


Figura 6.30: Mapa estrutural em tempo do intervalo Embasamento do cubo 4. A escala vertical está apresentada em tempo (s)

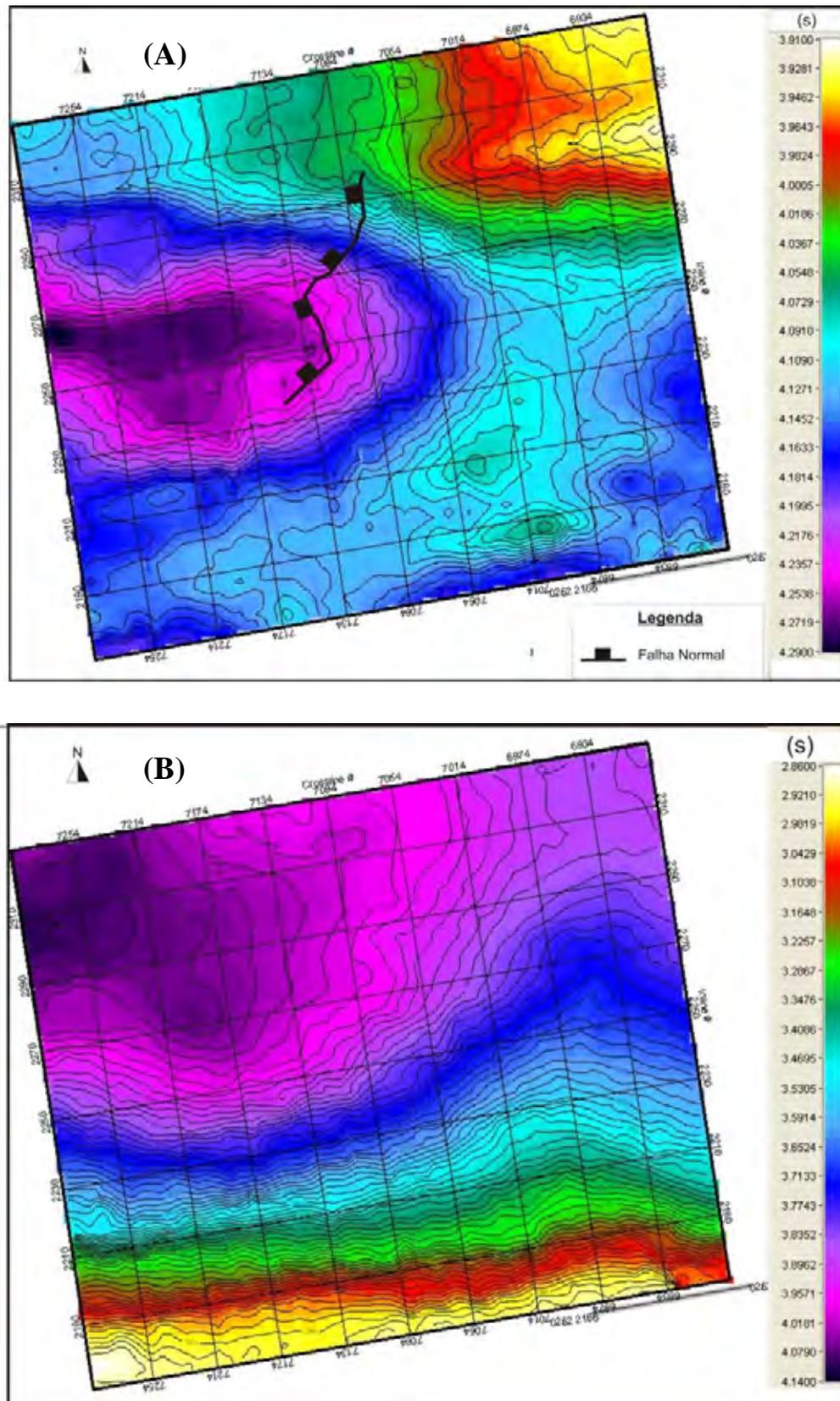


Figura 6.31: Mapas estruturais em tempo do Topo do Rifte (A) e Formação Ariri (B) do cubo 4. A escala vertical está apresentada em tempo (s)

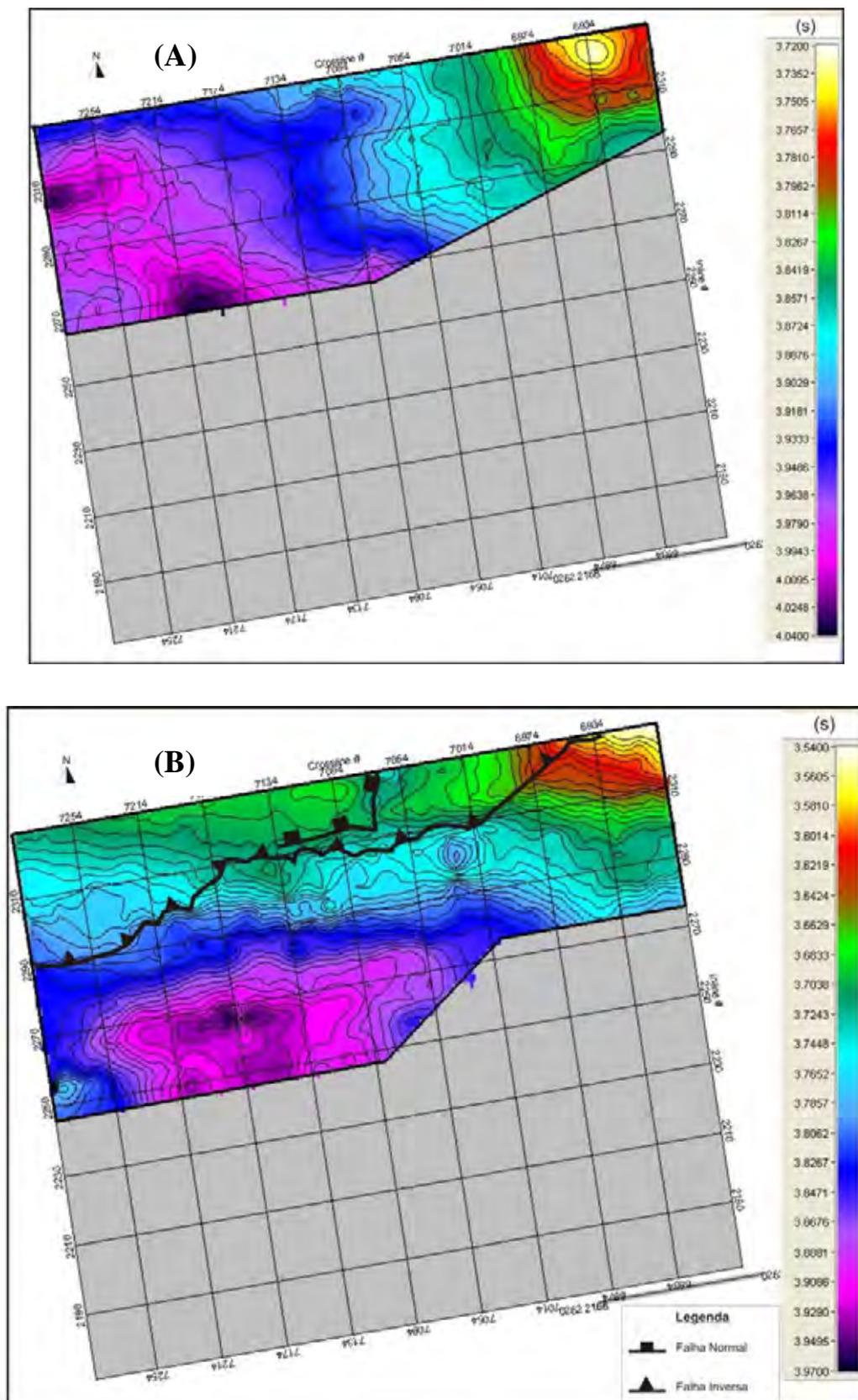


Figura 6.32: Mapas estruturais em tempo do Albiano (A) e Eosantoniano (B) do cubo 4. A escala vertical está apresentada em tempo (s)

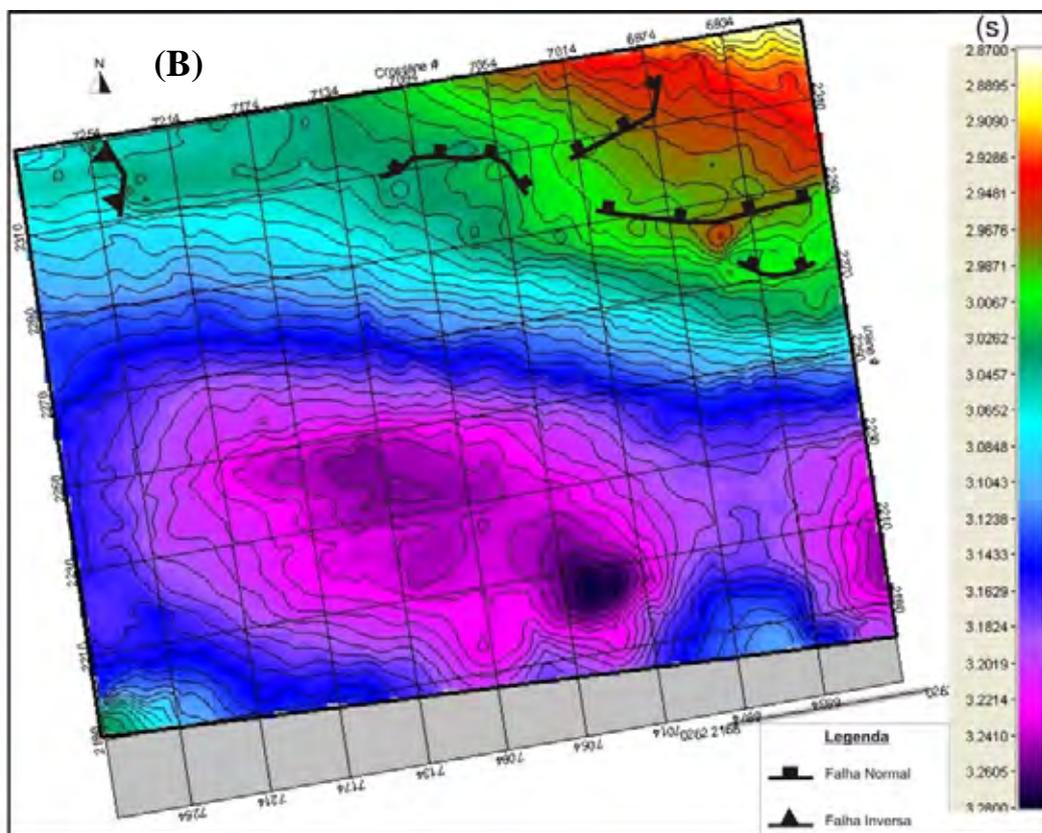
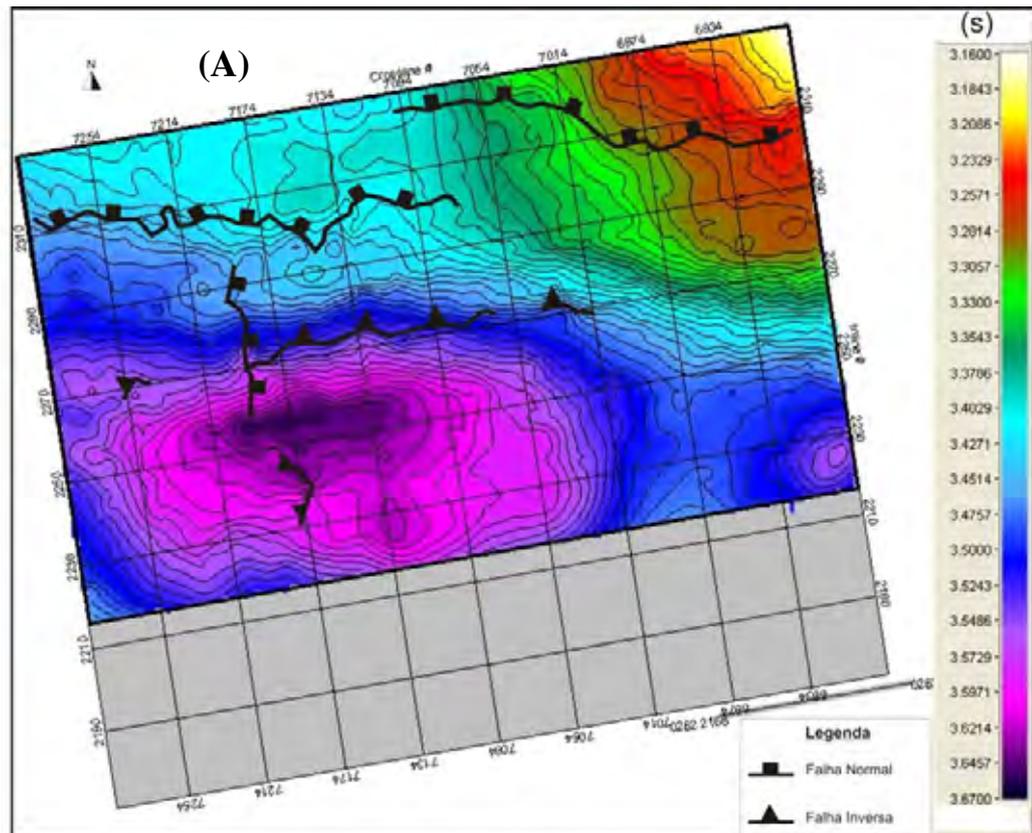


Figura 6.33: Mapas estruturais em tempo do Eocampaniano (A) e Topo Cretáceo (B) do cubo 4. A escala vertical está apresentada em tempo (s)

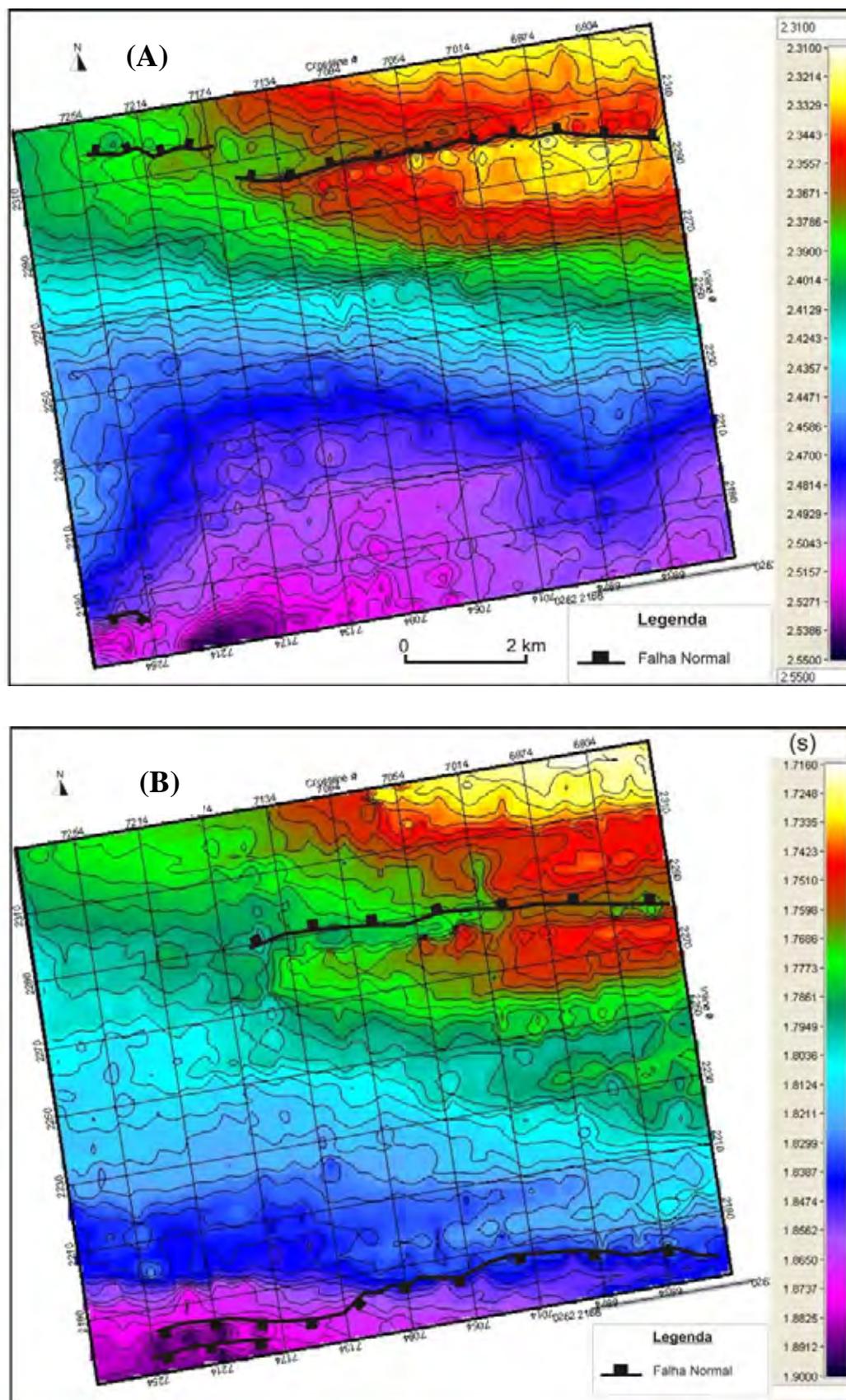


Figura 6.34: Mapas estruturais em tempo do Eooceno (A) e Mesomioceno (B) do cubo 4. A escala vertical está apresentada em tempo (s)

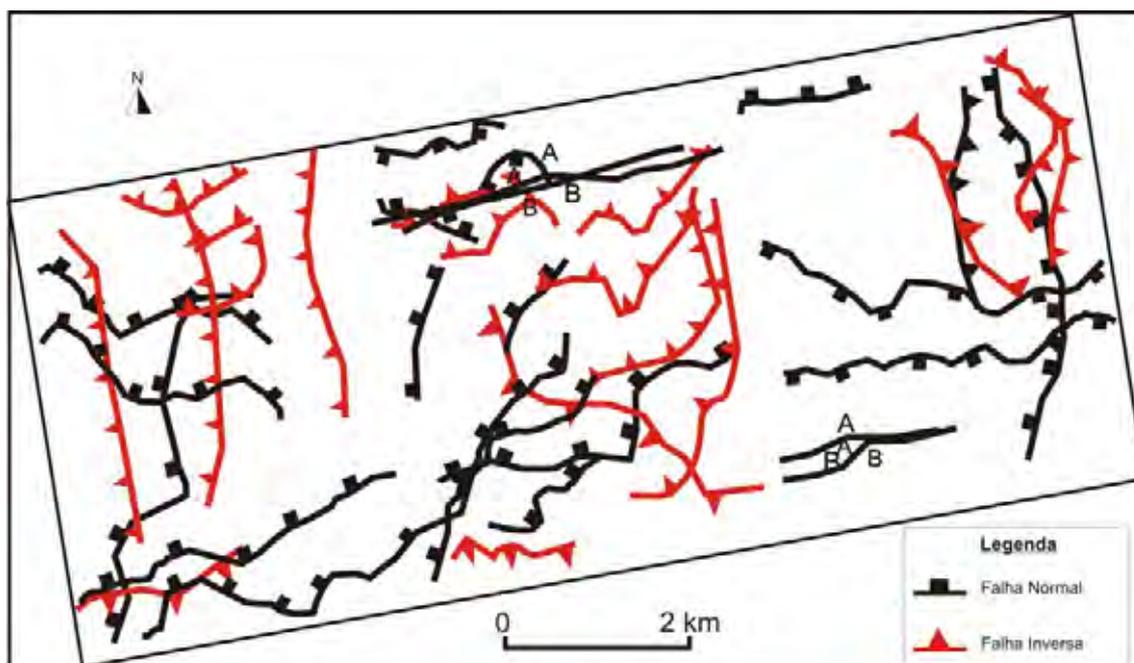


Figura 6.35: Mapa de integração das estruturas mapeadas dos cubos 1,2,3.

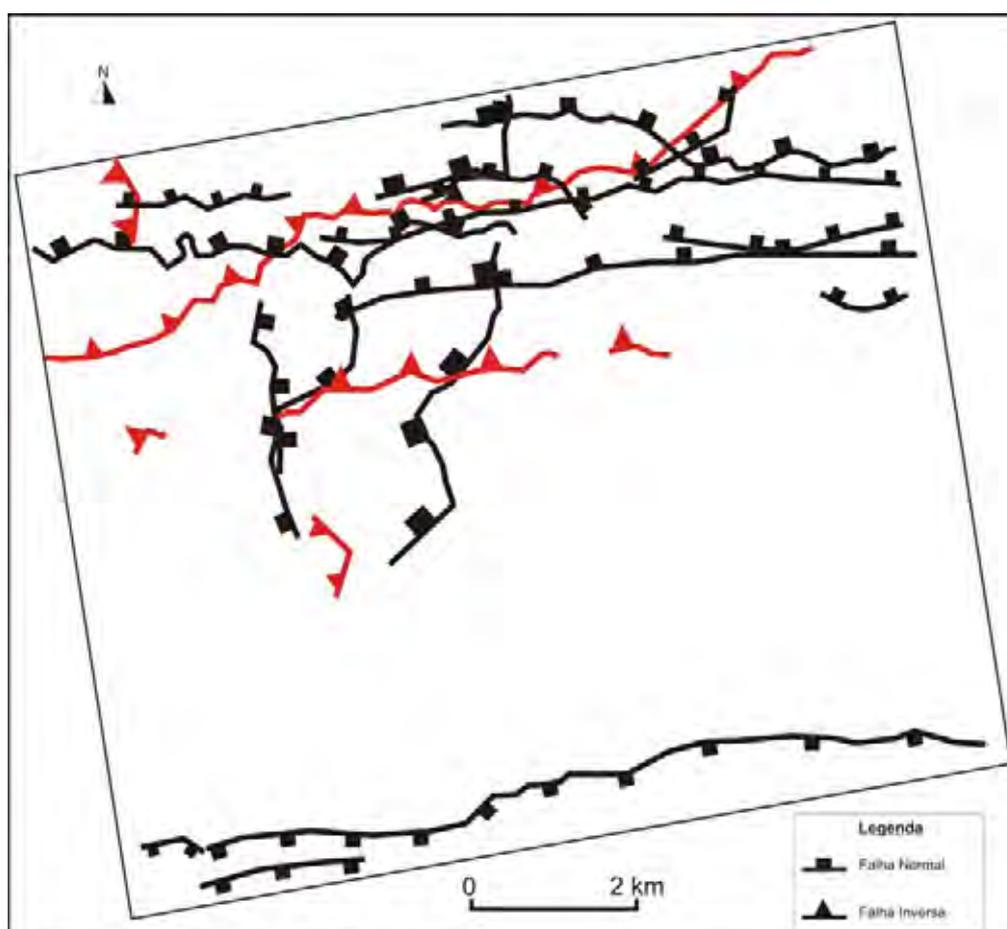


Figura 6.36: Mapa de integração das estruturas mapeadas do cubo 4.

6.3 - Métodos Potenciais

Os métodos potenciais, especificamente a gravimetria e aeromagnetometria, têm uma variedade muito grande de aplicações. Por cobrirem grandes extensões são muito usados para trabalhos de cunho econômico, principalmente na exploração de petróleo e minérios. Esses métodos podem ser usados para estabelecer os limites de uma bacia sedimentar, intrusões ígneas, lineamentos, falhas, fraturas, etc. (Luiz & Silva, 1995).

Como o uso da sísmica pode revelar mais informações sobre a estrutura interna de uma bacia, os dados de métodos potenciais, em conjunto com este, são indispensáveis, principalmente quando há ruídos ou baixa resolução nos refletores sísmicos, uma vez que a gravimetria e a aeromagnetometria podem subsidiar as interpretações sugeridas pelas seções sísmicas e geológicas.

Para auxiliar e dar sustentação à interpretação do arcabouço geológico e estrutural da porção norte da Bacia de Santos foram processados e interpretados dados de gravimetria e aeromagnetometria, obtidos por levantamentos marinho e aéreo. Esses dados estão em formato digitais, em arquivos “.XYZ” e “.GDB”, extensão reconhecida no programa Oasis Montaj.

Cabe ressaltar que a abrangência dos dados disponíveis é restrita, não cobrindo totalmente a área de estudo. Os dados marítimos situam-se na porção sudoeste-sul deste projeto, enquanto que os dados aéreos abrangem a parte costeira, aproximadamente 100 km da linha de costa para *offshore*.

6.3.1 Gravimetria

Segundo Luiz & Silva (1995), a aplicação do método gravimétrico ao estudo da subsuperfície terrestre baseia-se em que diferentes distribuições de densidade abaixo da superfície provocam distorções no campo gravitacional normal que envolve a Terra. Esta

aplicação envolve diretamente a atração de massas e nos levantamentos mede-se a atração que as massas da subsuperfície exercem sobre uma massa localizada no instrumento medidor.

Os dados gravimétricos marítimos (levantamento Santos Reconhecimento - P0141) utilizados neste trabalho já apresentam os cálculos das anomalias gravimétricas e as seguintes correções:

- Correção Bouguer: elimina o efeito gravitacional da porção crustal existente entre o ponto de medida e o nível do mar.

- Correção *Free-Air*: elimina o efeito causado pela diferença de altitude entre o ponto medido e o nível do mar no valor da gravidade.

Esses dados foram carregados no programa Oasis Montaj (Geosoft) onde se realizou um pré-processamento com objetivo de avaliar a existência de possíveis erros e posterior remoção dos mesmos. O método de interpolação aplicado foi o da mínima curvatura, o qual gerou uma superfície suavizada com os valores mais próximos possíveis dos dados originais, em malha de 5 X 5 km (Figura 6.37).

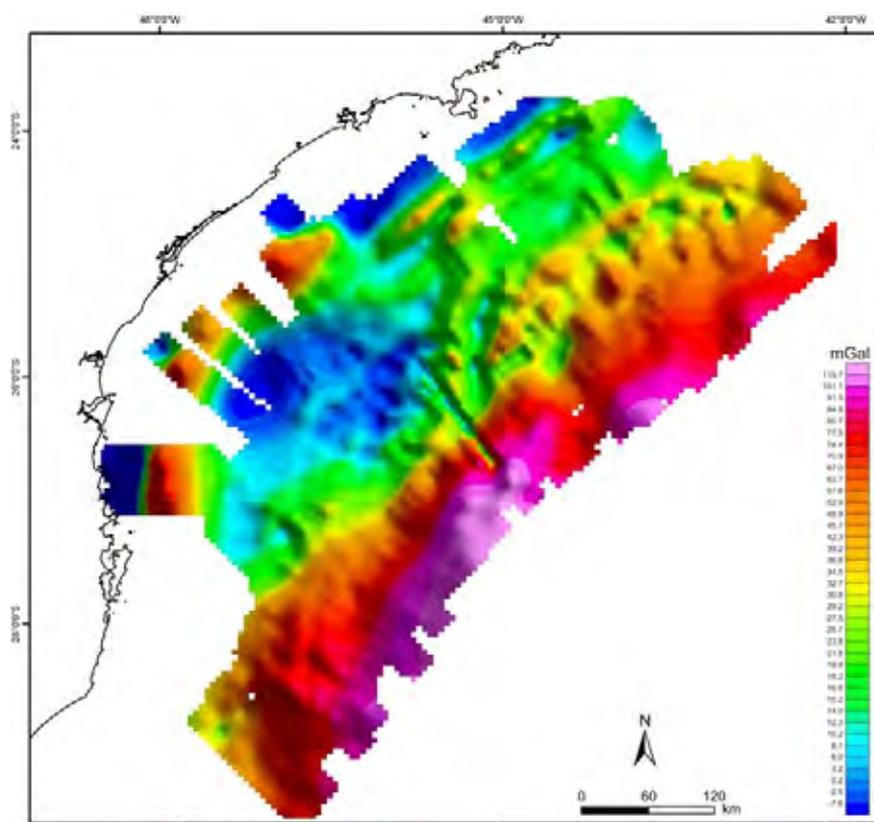


Figura: 6.37: Mapa de Anomalia Bouguer (levantamento Santos Reconhecimento - P0141) gerado a partir da interpolação Mínima Curvatura com malha de 5 X 5 km.

Em seguida realizou-se, no programa, o tratamento do Filtro Passa-Banda, que consiste em rejeitar uma faixa de frequência e mantendo todas as outras desejadas, com a finalidade de eliminar possíveis ruídos causados durante o levantamento dos dados e de fontes regionais através da análise dos espectros radiais de potência obtida com a aplicação da transformada rápida de Fourier.

Nessa técnica os valores de frequências espaciais rejeitados foram abaixo de 0,016 e acima de 0,0718 para dados de Anomalia Bouguer; e abaixo de 0,0168 e acima de 0,0765 para dados de Anomalia *Free-Air* (Figura 6.38). Em seguida, com os novos valores, foram elaborados mapas das anomalias (Figuras 6.39 e 6.40), que foram interpretados e integrados junto com outros obtidos por outros métodos utilizados neste trabalho.

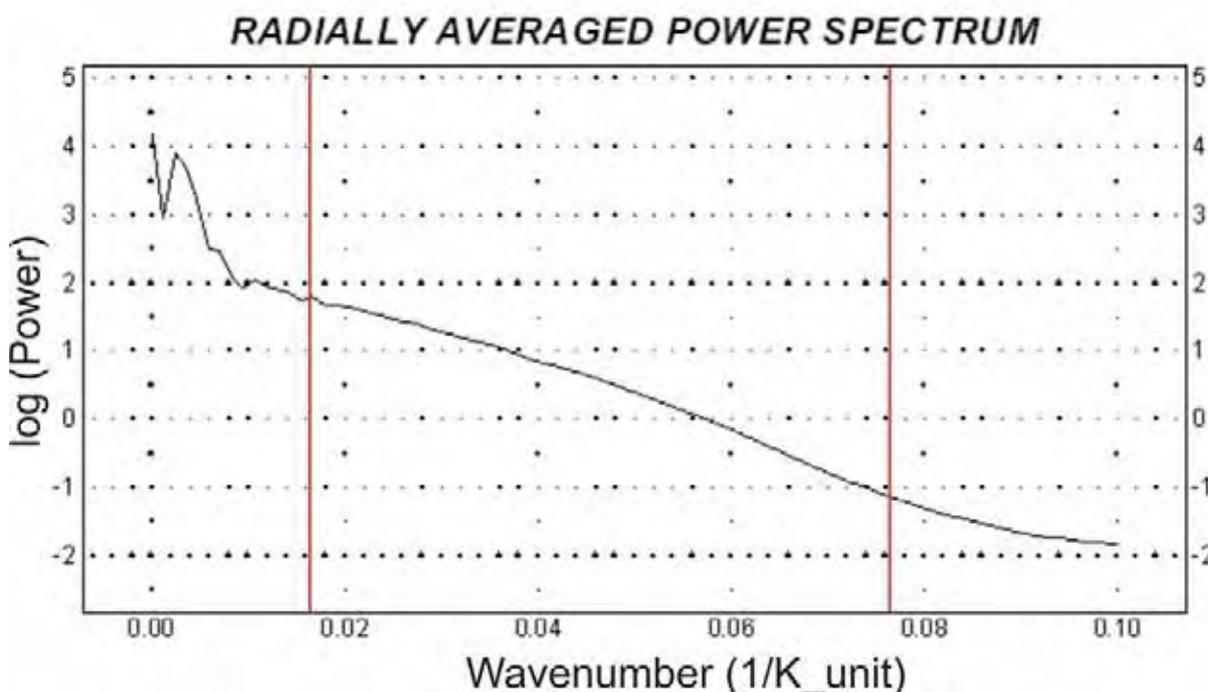


Figura 6.38: Exemplo de gráfico logarítmico do espectro de potência por frequências espaciais dos dados de anomalia *Free-Air* utilizado durante a aplicação do filtro Passa Banda. Entre as duas linhas vermelhas no gráfico estão os valores utilizados.

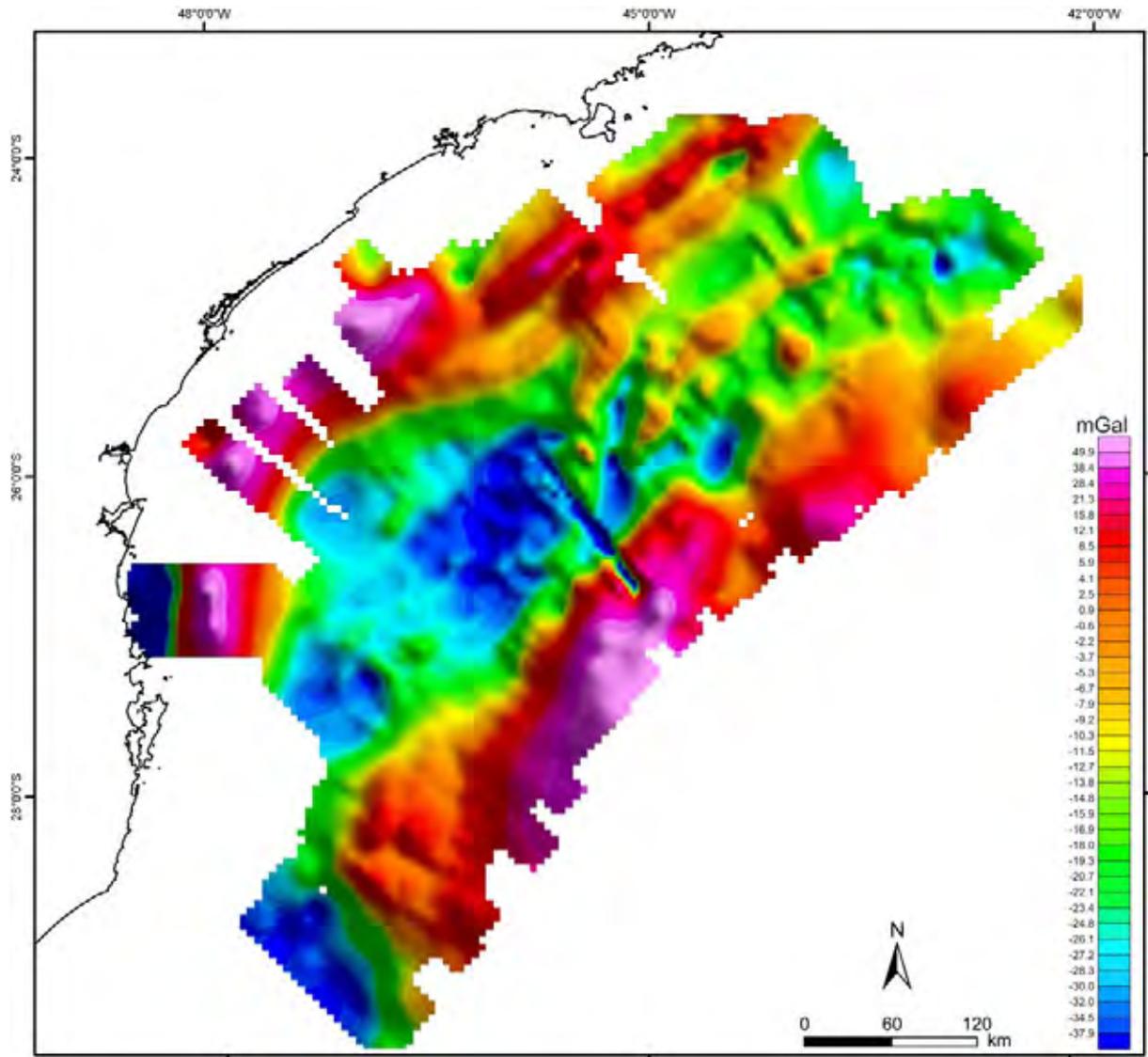


Figura 6.39: Mapa de Anomalia Bouguer (levantamento Santos Reconhecimento - P0141) com Filtro Passa Banda.

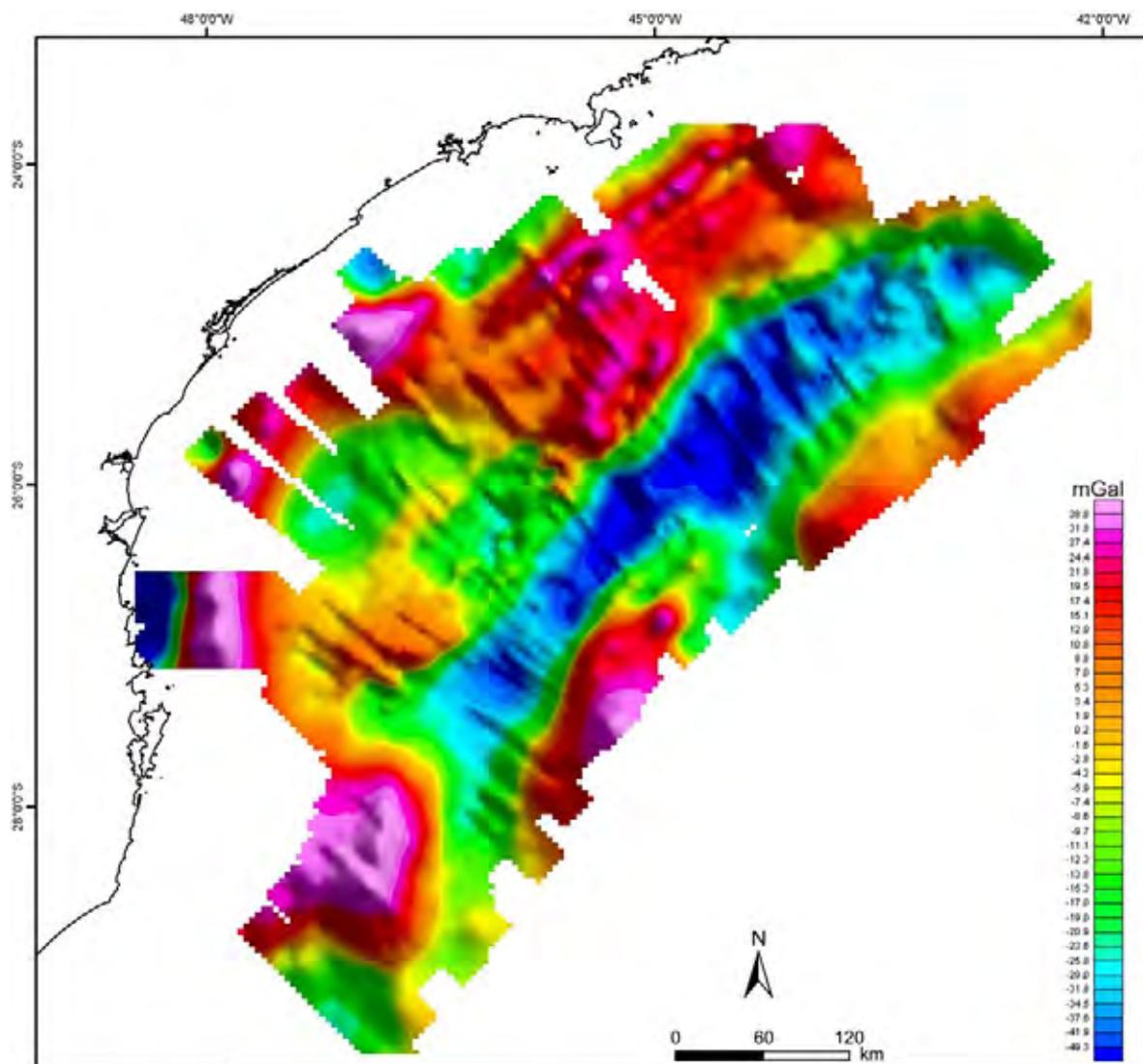


Figura 6.40: Mapa de Anomalia *Free-Air* (levantamento Santos Reconhecimento - P0141) com Filtro Passa Banda.

6.3.2 - Aeromagnetometria

O uso de medidas magnéticas na prospecção baseia-se em que concentrações de minerais magnéticos nas rochas da crosta produzem distorções locais nos elementos do campo magnético da Terra (intensidade, declinação e inclinação). Cada rocha magnetiza-se de acordo com a sua susceptibilidade magnética, que depende da quantidade e do modo de distribuição dos minerais magnéticos presentes. A concentração de minerais magnéticos produz distorções locais no campo magnético terrestre, que podem ser detectadas e fornecem informações sobre a subsuperfície auxiliando no mapeamento de estruturas geológicas (Luiz & Silva, 1995).

Foram utilizados no trabalho os dados do levantamento aeromagnetométrico Plataforma Continental Sul – App040. Eles foram carregados no programa Geosoft Oasis Montaj, onde se selecionou na tabela os valores com correção IGRF (International Geomagnetic Reference Field). Esta correção é usada para calcular o campo regional magnético total durante o período do levantamento, e para se obter os valores leva-se em consideração a variação anual dos componentes de declinação (D), inclinação (I) (e intensidade total) em função das coordenadas médias do local, altura de vôo e a época média (dia, mês e não) do levantamento realizado.

A partir do dado selecionado realizou-se um processo de interpolação em malha regularmente espaçada com 5 X 5 km e a técnica foi a de Mínima Curvatura (semelhante ao processo dos dados gravimétricos), gerando um mapa de campo regional magnético total (Figura 6.37).

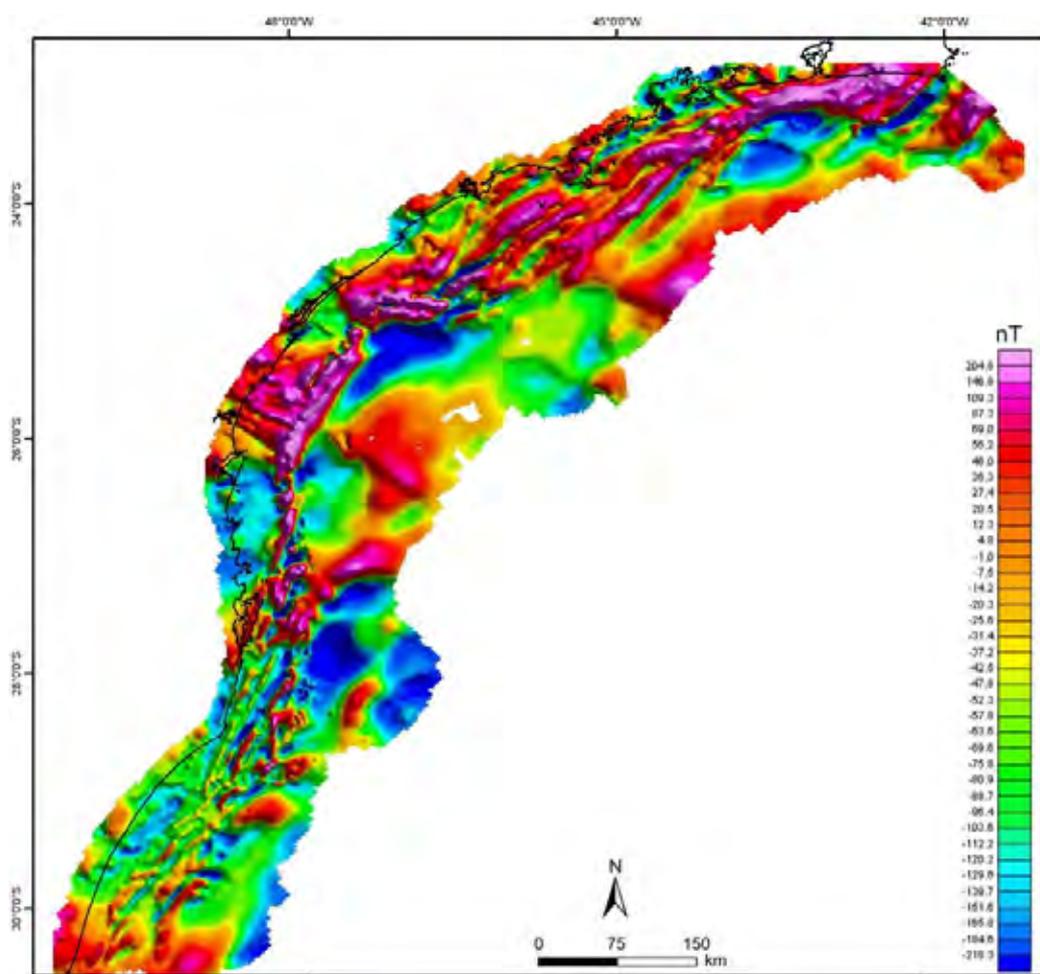


Figura: 6.41: Mapa de anomalias do campo magnético total (levantamento Plataforma Continental Sul – App040) gerado pela interpolação de Mínima Curvatura com malha de 5 X 5 km.

Em seguida, aplicou-se o filtro de redução ao pólo, que consiste em corrigir a distorção causada pela inclinação do campo e magnetização, reposicionando a anomalia magnética diretamente sobre a fonte (Figura 6.42) e reduzindo a complexidade da interpretação. Para que possa ser realizado este procedimento da transferência da anomalia, é necessário obter alguns dados físicos, considerando-se os seguintes parâmetros:

- Inclinação do campo magnético: $-35,89^\circ$
- Declinação do campo magnético: $-20,72^\circ$
- Intensidade do campo magnético: 23142

Realizada a redução, gerou-se o mapa da anomalia magnética reduzida ao pólo, que foi interpretado e integrado aos dados obtidos por outros métodos utilizados no trabalho. É importante observar que na aplicação desse filtro há inversão da polaridade dos sinais da anomalia (Figura 643).

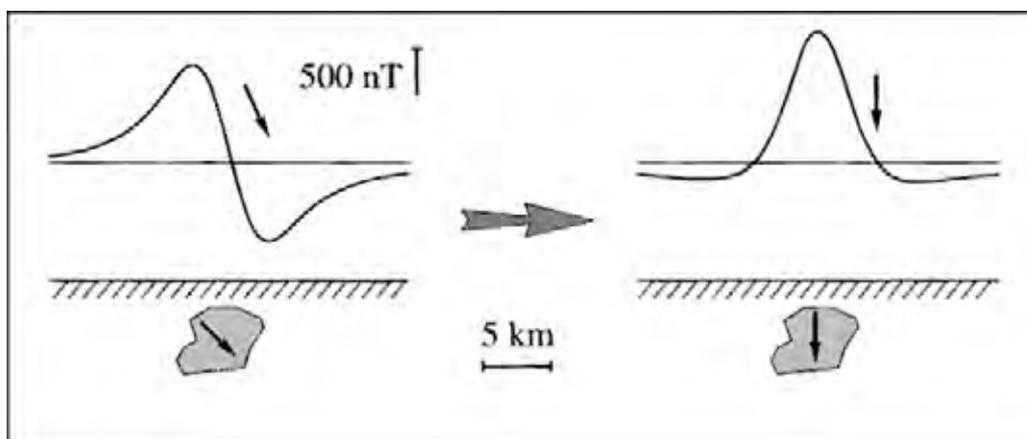


Figura 6.42: Exemplo de correção quando é aplicado o filtro de redução ao pólo (Blakely, 1995).

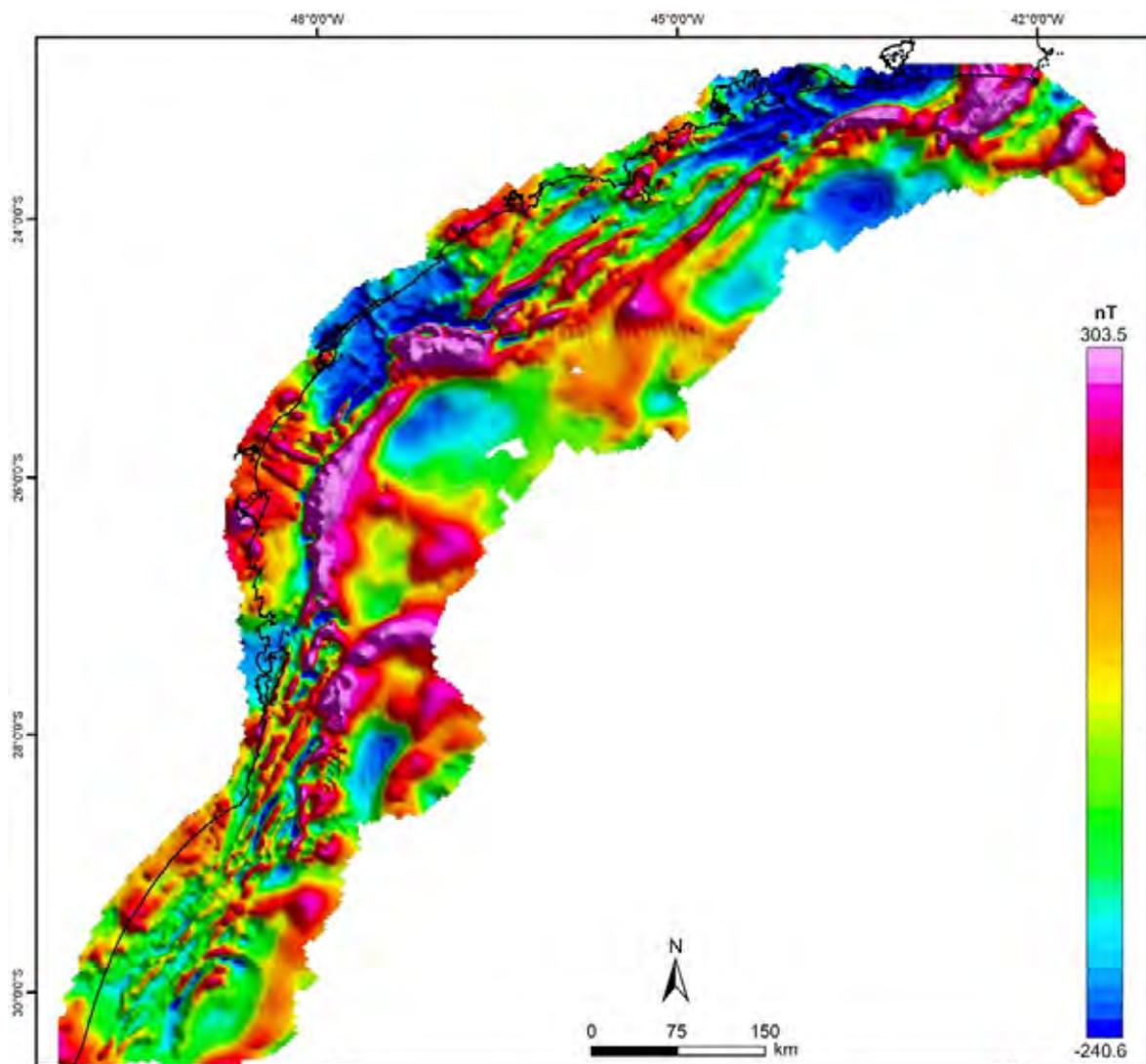


Figura 6.43: Mapa de anomalia do campo magnético total (levantamento Plataforma Continental Sul – App040) com Filtro de Redução ao Pólo.

6.4 - Arcabouço estrutural e identificação das falhas de transferência

A análise integrada dos mapas estruturais em tempo (figuras 6.6 a 6.14), cubos sísmicos, seções sísmicas e mapas de métodos potenciais (anomalias do campo magnético total, anomalia Bouguer marítimo e *Free-Air* marítimo) (figuras 6.46 a 6.48) indica, em geral, que a porção norte da Bacia de Santos apresenta um alongamento de direção NE-SW, coincidente com a direção da estruturação pré-cambriana no embasamento do continente. Isso se deve ao fato de que o Cinturão Orogênico Ribeira foi afetado por esforços distensivos

durante fragmentação do Gondwana, ocasionando um estiramento crustal e reativando as principais discontinuidades pré-cambrianas (direção NE-SW), e os sedimentos da bacia foram depositados nas novas estruturas formadas (Chang et al. 1992, Macedo, et al. 1989). Esses esforços distensivos geraram grábens, semigrábens e horstes, que podem ser observados nas seções sísmicas (anexo 01 a 25) entre os intervalos estratigráficos do Embasamento e Topo do Rifte, onde os falhamentos são predominantemente sintéticos e, às vezes, antitéticos.

Nos mapas gravimétricos e magnetométricos as respostas das anomalias são parecidas. Observa-se que a linha de charneira cretácea e a quebra atual da plataforma (*trend* estrutural na direção NE-SW) são bem definidas nos mapas. Na porção central nos mapas *Free-Air* e Bouguer há presença de valores muitos baixos das anomalias com presença de alguns altos, e estas anomalias coincidem com os depocentros (ou baixos estruturais) do mapa estrutural do embasamento, nas seções sísmicas *dip* (anexos 01 a10) e, também, com a zona das grandes muralhas de diápiros de sal.

A Falha de Cabo Frio (Modica & Brush, 2004; Paula & Mohriak, 2005) é outra feição estrutural que pode ser observada na parte central nos mapas estruturais em tempo, no intervalo entre a Formação Ariri até o Eoceno (figura 6.44), nas seções sísmicas e no mapa gravimétrico (figura 6.45). Essa falha apresenta direção NE-SW com deslocamento antitético. Ela se desenvolveu durante o grande aporte sedimentar a partir do Santoniano, quando essa cunha clástica progradante deslocou os depósitos de sal (intervalo Formação Ariri) para a porção mais distal da bacia. Essa falha fez com que alguns intervalos estratigráficos sobrepostos à camada evaporítica entrassem em contato direto com os substratos pré-sal (Topo do Rifte e base do intervalo da Formação Ariri) da bacia (Modica & Brush, 2004; Paula & Mohriak, 2005).

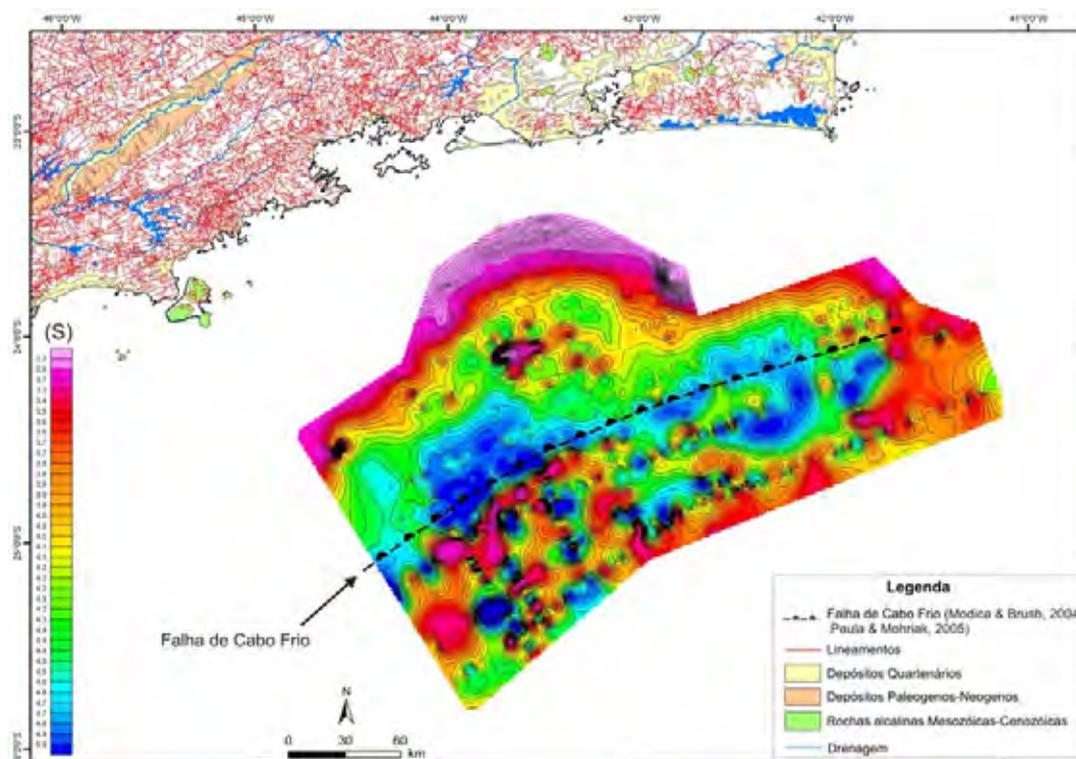


Figura 6.44: Mapa estrutural em tempo da Formação Ariri destacando a Falha de Cabo Frio (Modica & Brush, 2004; Paula & Mohriak, 2005). A escala vertical está apresentada em tempo (s).

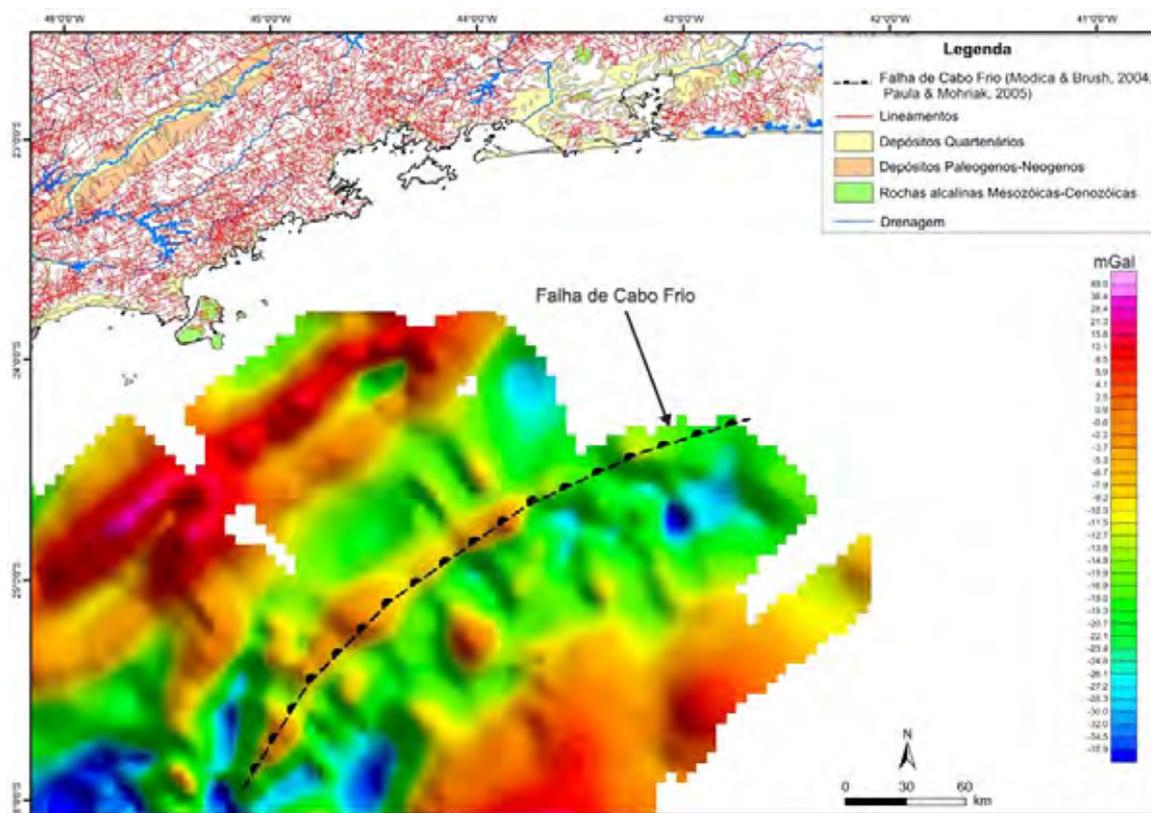


Figura 6.45: Mapa de Anomalia Bouguer destacando a Falha de Cabo Frio (Modica & Brush, 2004; Paula & Mohriak, 2005). A escala vertical está apresentada em tempo (s).

Os sistemas de direção estruturais NW-SE foram observados nos mapas estruturais em tempo (figuras 6.6 a 6.14), seções sísmicas *strike* (Anexo 11 a 25), mapas de métodos potenciais (figuras 6.46 a 6.48) e cubos sísmicos. Eles provavelmente estão associados a falhas de transferência. A integração desses dados em ambiente tridimensional, utilizando o programa GOCAD, permitiu identificar seis conjuntos de falha de transferência que foram nomeados de FT-1, FT-2, FT-3, FT-4, FT-5 e FT-6, e estão descritas a seguir:

- FT-1: Esta falha de transferência está localizada na porção sudoeste da área. No cruzamento das seções sísmicas *strike* (figura 6.53) observa-se que a falha está situada entre um gráben (na parte sudoeste) e um alto (na parte nordeste) e nos mapas estruturais do embasamento e do topo do rifte (figuras 6.49 e 6.50) verificou-se que há um controle desses altos e baixos estruturais nessa direção da falha (NW). No mapa de anomalia do campo magnético total (figura 6.46) nota-se ao longo de FT-1 que há inflexões deslocando o *trend* principal (direção NE), principalmente os altos valores de anomalia (em vermelho). Na parte proximal na seção sísmica (figura 6.52, seções 0248_0097 e 0248_0107) observa-se que as falhas interceptam a camada mais recente (Eoceno), indicando reativações cenozóicas. Na parte distal há um controle dessa falha na tectônica halocinética, principalmente na formação das minibacias (figura 6.52, seções 0248_0108, 0248_0113 e 0248_0114).

- FT-2: situada na porção sudoeste da área. Observa-se, na porção distal no mapa de isópacas do rifte (figura 6.52) que essa falha de transferência controlou a deposição desse intervalo ou deslocou-o durante uma fase posterior. No mapa estrutural do embasamento (figura 6.45A) verificou que o depocentro é alongado na direção da falha (NW). No mapa de anomalia do campo magnético total (figura 6.46) e anomalia Bouguer (figura 6.47) a falha subdivide e desloca as anomalias de altos valores na parte proximal da área. Nas seções sísmicas *strike* (figura 6.52) observa-se que na parte basal a falha se encontra em um baixo estrutural entre dois horstes, e na parte proximal observa-se reativação cenozóica, onde a falhas interceptam camadas mais jovens (seções 0248_0097 e 0248_0107 da figura 6.52).

- FT-3: esta falha está localizada na porção central da área. Nas interpretações das seções sísmicas (figura 6.53) verificou-se que nessa porção da falha observam-se características de transcorrência, com presença de inversão de rejeito e mudança abrupta de camadas. Essa falha apresentou-se ativa ou foi reativada durante a evolução da bacia, pois intercepta camadas de idades Santoniano até o Mesomioceno. No mapa estrutural do embasamento e do topo do rifte (figuras 6.49 e 6.50) observa-se que a FT-3 controlou a inflexão NW do alto estrutural na porção proximal da área, enquanto que na parte distal a falha desloca os seus depocentros. No mapa de isópacas do rifte (figura 6.51) constata-se que a FT-3 controlou a deposição dessa camada na porção proximal, onde as maiores espessuras estão à nordeste da falha, e na porção distal há deslocamento da camada. No mapa de anomalia do campo magnético total (figura 6.46) observam-se pequenas inflexões dos altos valores da anomalia do *trend* principal.

- FT-4: esta falha está situada na porção centro-nordeste da área. No mapa de anomalia do campo magnético total (figura 6.46) os valores das anomalias apresentam forte gradiente horizontal na área proximal e distal, e no centro há inflexão e deslocamentos do *trend* principal indicado pelos altos valores da anomalia (em vermelho). Nas seções sísmicas *strike* (figura 6.53) observa-se a presença de falhas típicas de transcorrência com presença de estruturas-em-flor negativa e falhas verticais com inversão de rejeito; estas apresentam reativações cenozóicas onde a falha intercepta as camadas do intervalo Mesomioceno. Nos mapas estruturais do embasamento e do topo do rifte (figuras 6.49 e 6.50) a FT-4 desloca os depocentros na porção distal da área.

- FT-5: está localizada a nordeste da área. O mapa estrutural do Topo do Rifte (figura 50) mostra que este sistema de falha desloca e controla a superfície da camada na parte distal, e nesta parte o mapa estrutural do embasamento (figura 6.49) indica um depocentro alongado nessa direção com maior profundidade no lado a nordeste da falha. A FT-5 limita na porção central da área a maior espessura dos depósitos do rifte, o que pode ser visto no mapa de isópaca (figura 6.51). No mapa de anomalia do campo magnético total (figura 6.46) os valores das anomalias apresentam forte gradiente horizontal na direção NW na área distal. Nas seções sísmicas (figura 6.54) observa-se mudança abrupta das camadas, principalmente na seção

0247_0100, onde as camadas do rifte são menos espessas em relação às outras vistas e se observa que as falhas atingem as camadas superiores principalmente as recentes, indicando reativação.

- FT-6: esta falha está localizada na porção nordeste da área próximo ao Alto de Cabo Frio, onde foi identificada uma zona de transferência por Mohriak et al. (1995). No mapa de anomalia do campo magnético total (figura 6.46) os valores das anomalias apresentam forte gradiente horizontal de direção NW, inflexão e deslocamentos da orientação principal indicados pelos altos valores da anomalia (em vermelho). Na porção distal dos mapas estruturais do embasamento e do topo do rifte (figura 6.49 e 6.50) a falha limita os blocos altos e baixos. Nas seções sísmicas *strike* (figura 6.54) FT-6 está no limite entre os blocos, na parte central (entre a seção 0228_3730 e 0247_0100) ela controla a formação das estruturas halocinéticas (diápiros e muralha de sal). Observa-se também que há evidências de reativações onde as falhas interceptam as camadas mais recentes.

Essas falhas de transferências interpretadas por métodos geofísicos serão integradas com as principais discontinuidades (principais conjuntos de lineamentos tectônicos) em ambiente tridimensional, e os resultados serão apresentados no próximo capítulo.

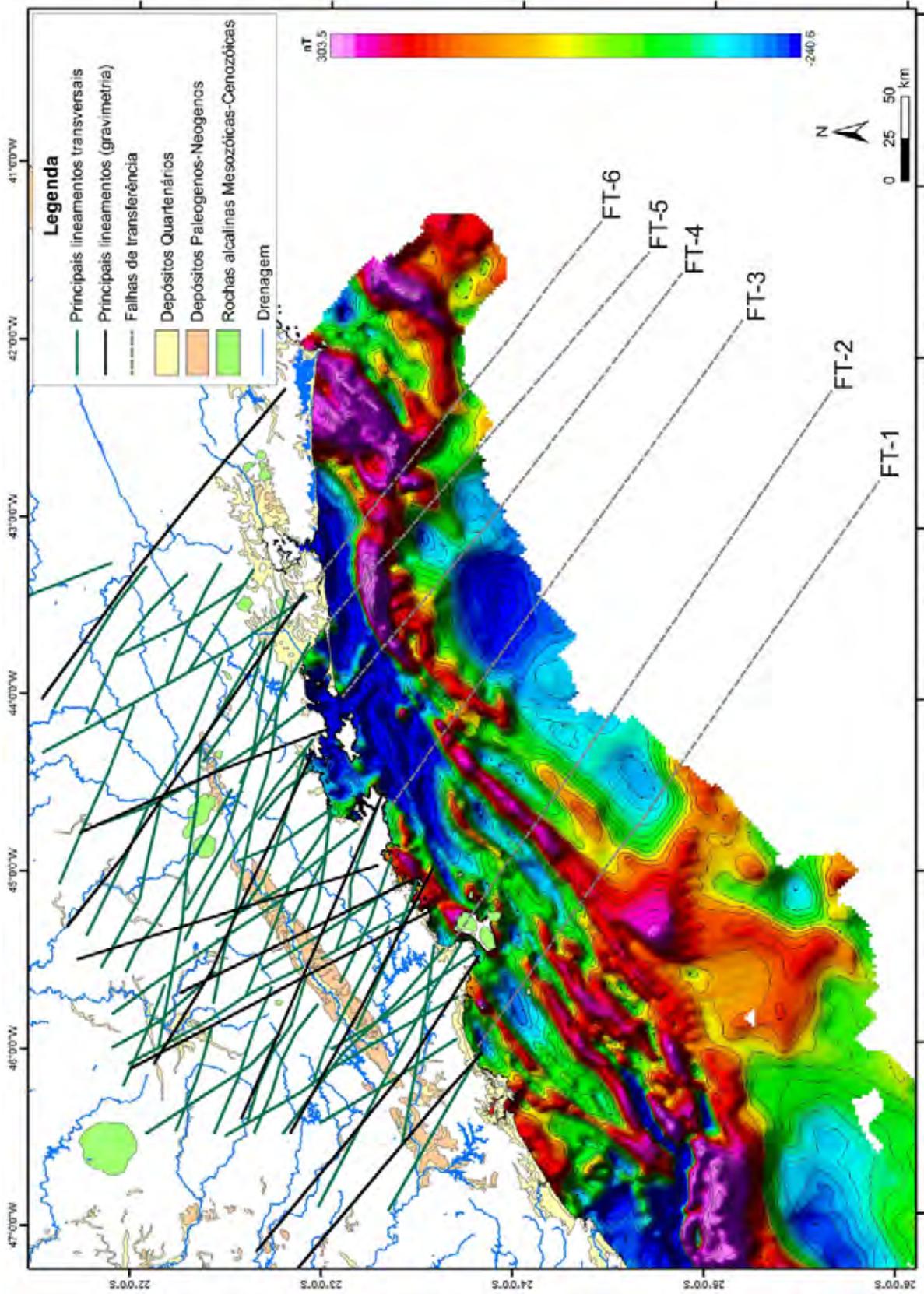


Figura 6.46: Mapa de anomalia do campo magnético total e as falhas de transferência (cinza) identificadas

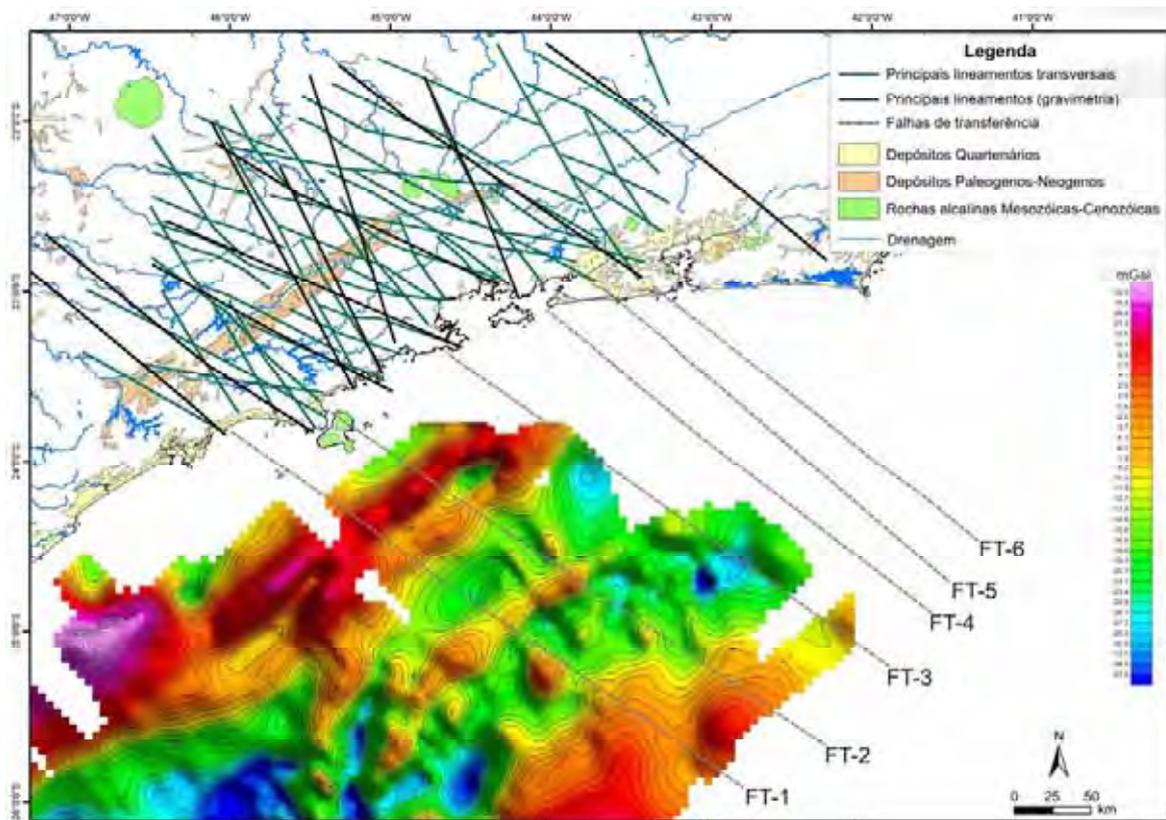


Figura 6.47: Mapa de anomalia Bouguer e as falhas de transferência (cinza) identificadas

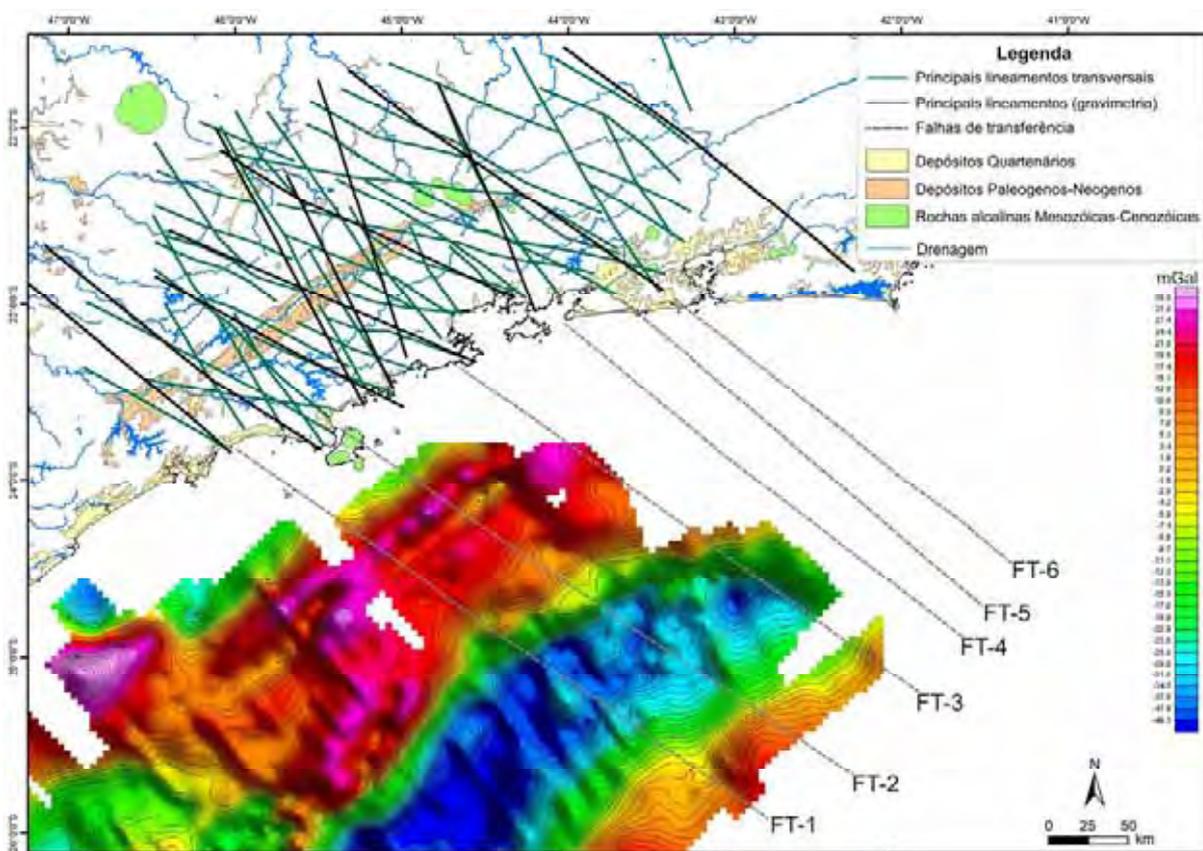


Figura 6.48: Mapa de anomalia *Free-Air* e as falhas de transferência (cinza) identificadas.

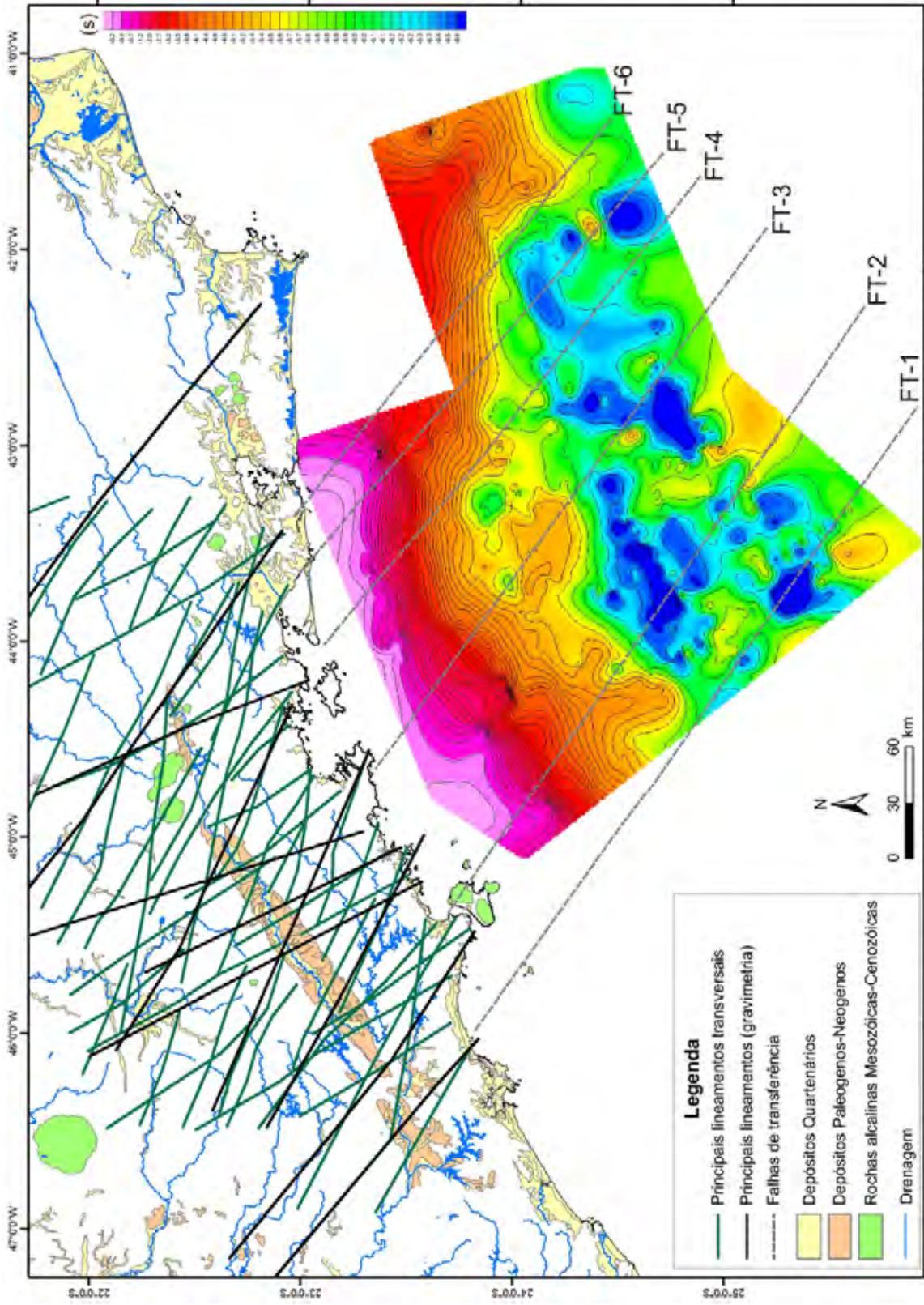


Figura 6.49: Mapa estrutural do Embasamento e as falhas de transferência (cinza) identificadas. A escala vertical está apresentada em tempo (s).

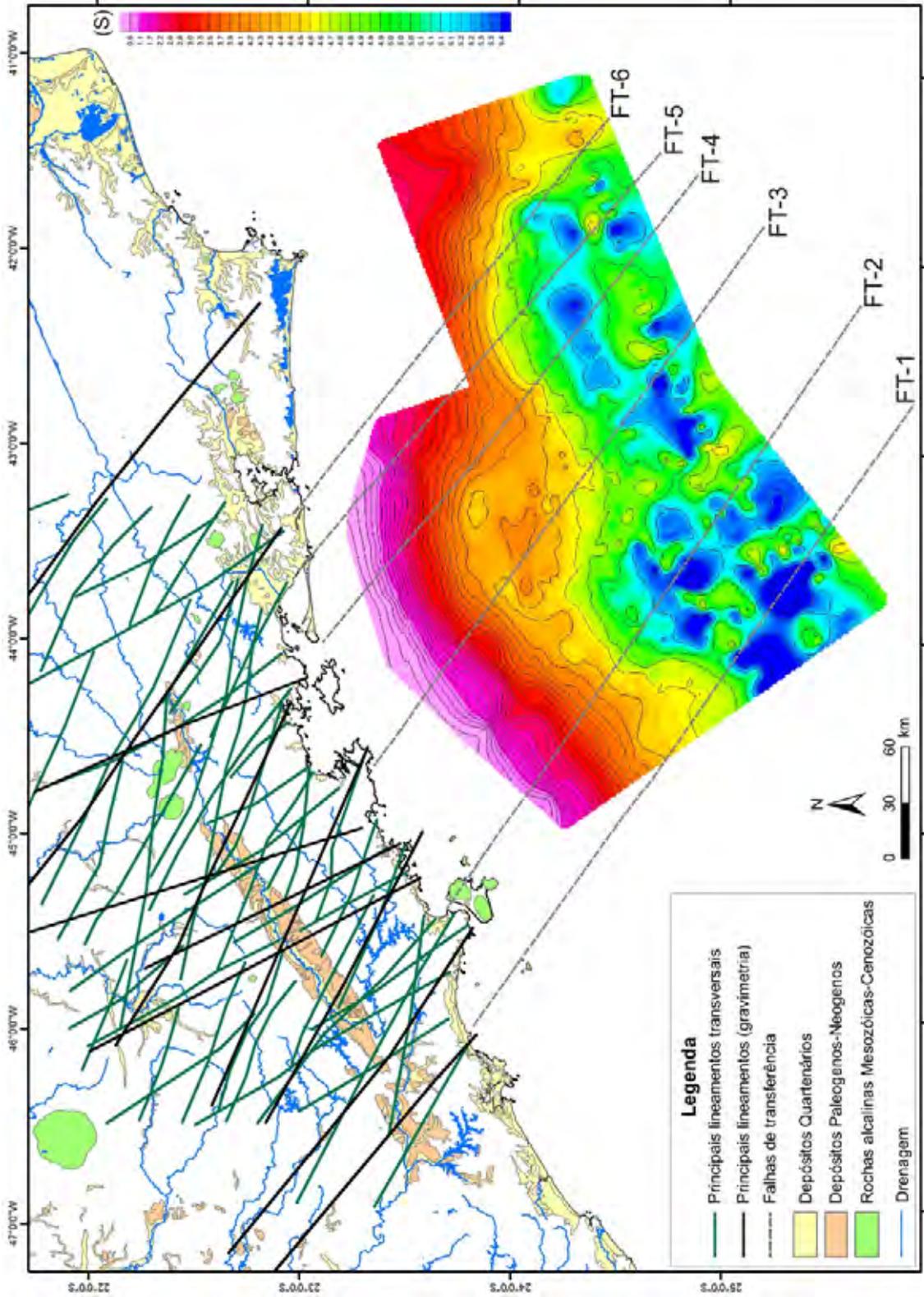


Figura 6.50: Mapa estrutural do Topo do Rife e as falhas de transferência (cinza) identificadas. A escala vertical está apresentada em tempo (s).

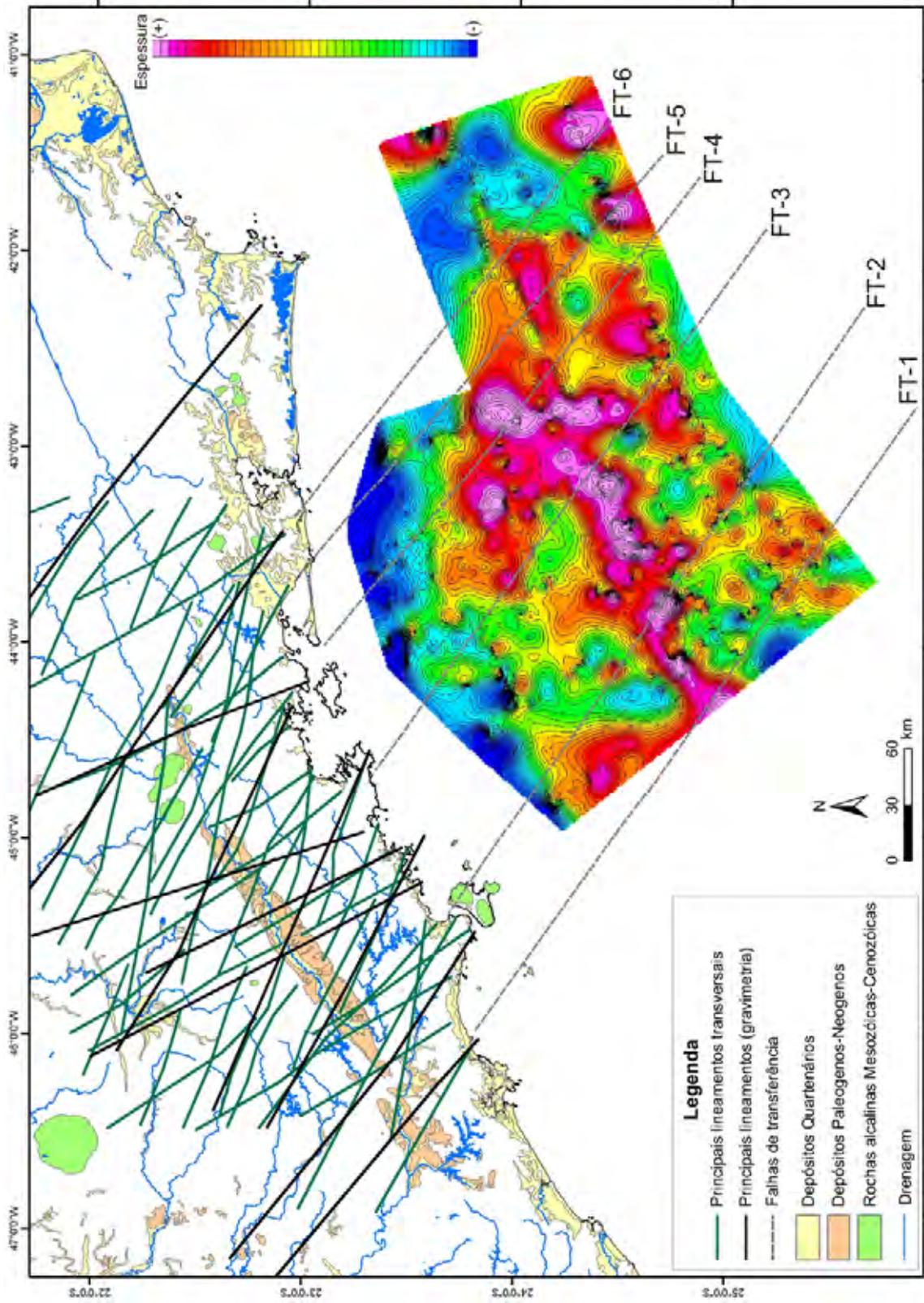


Figura 6.51: Mapa de isopáca do Rife e as falhas de transferência (cinza) identificadas.

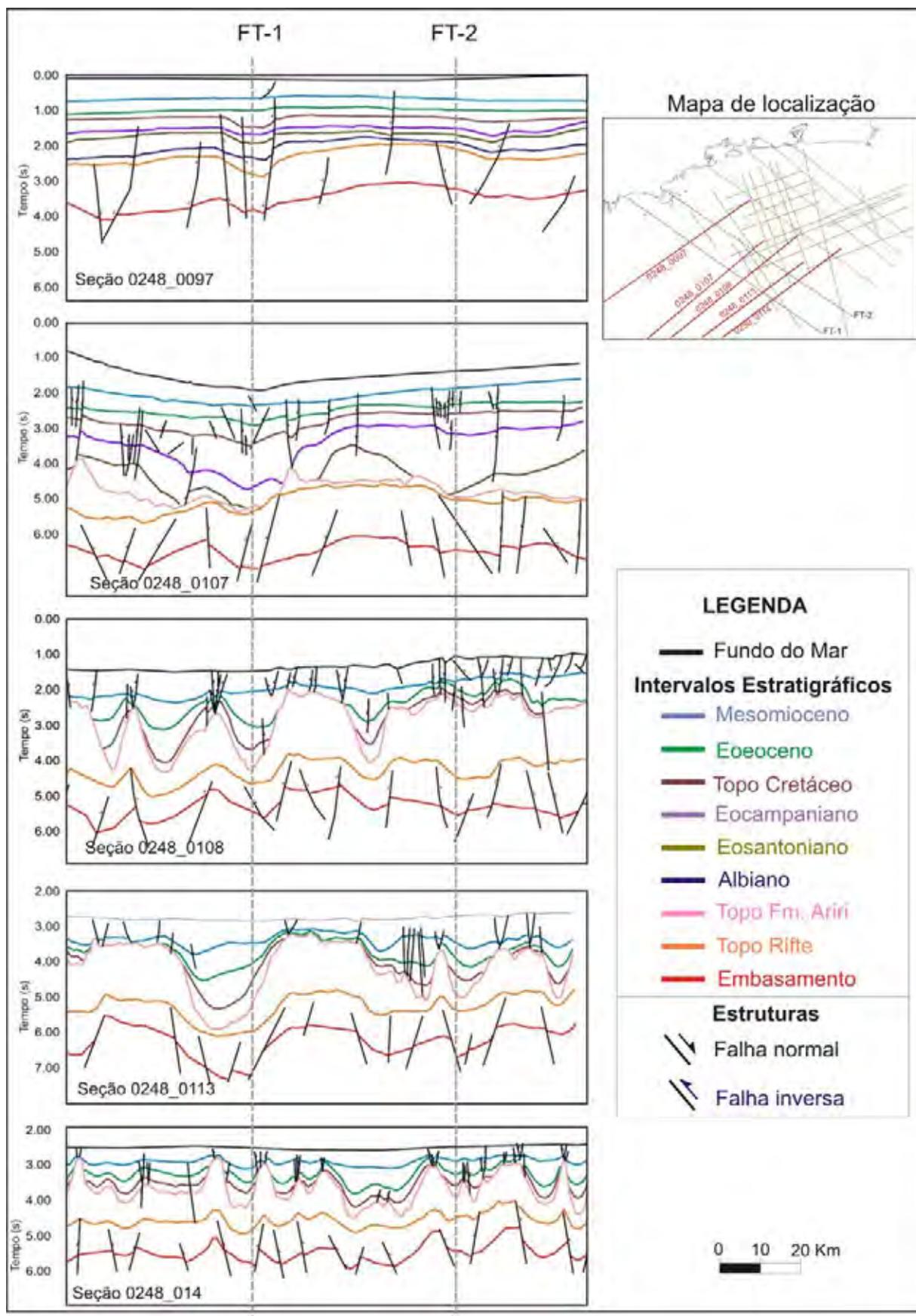


Figura 6.52: Parte das seções sísmicas *strike* interpretadas destacando as falhas de transferência FT-1 e FT-2 (em cinza).

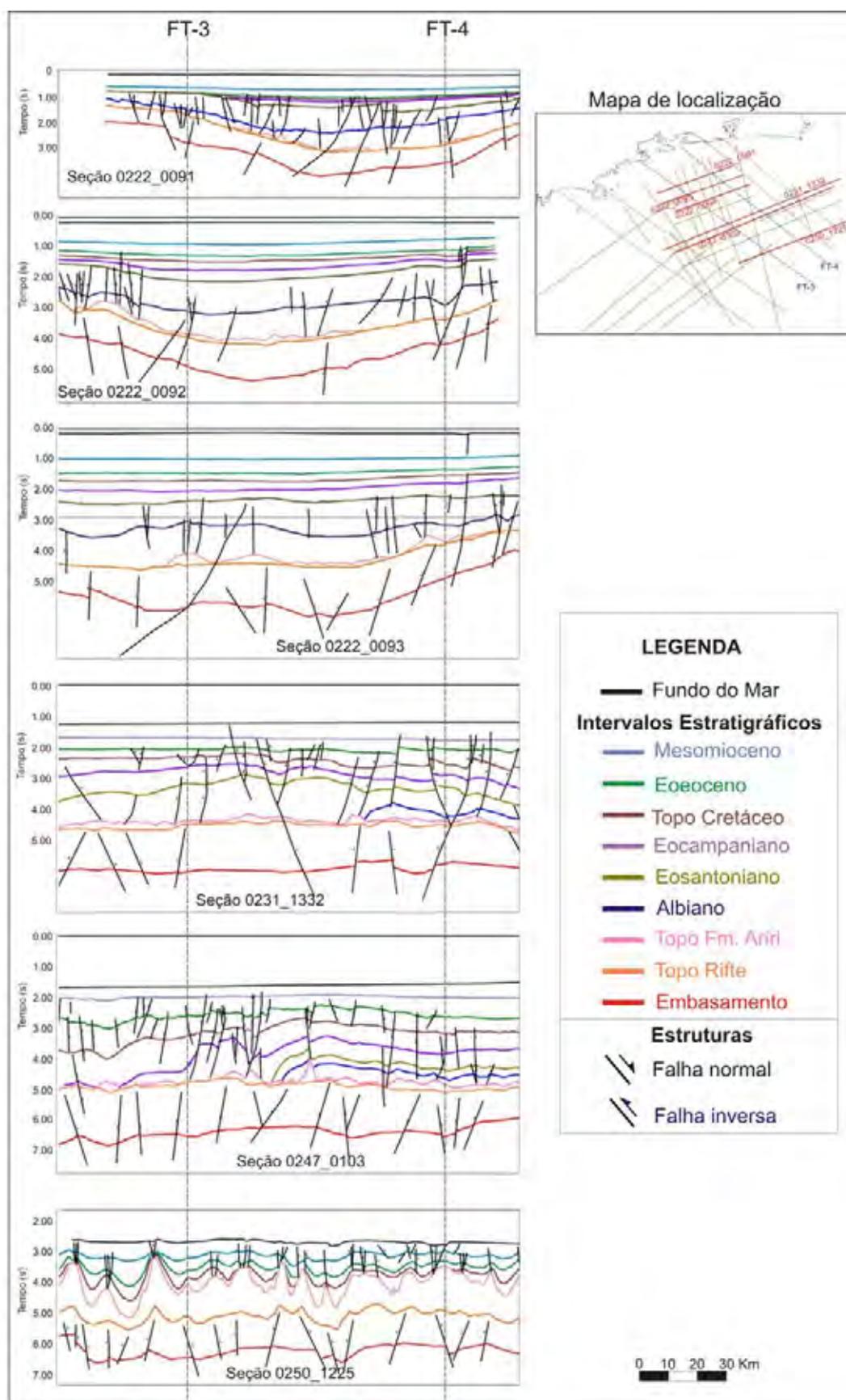


Figura 6.53: Parte das seções sísmicas *strike* interpretadas destacando as falhas de transferência FT-3 e FT-4 (em cinza).

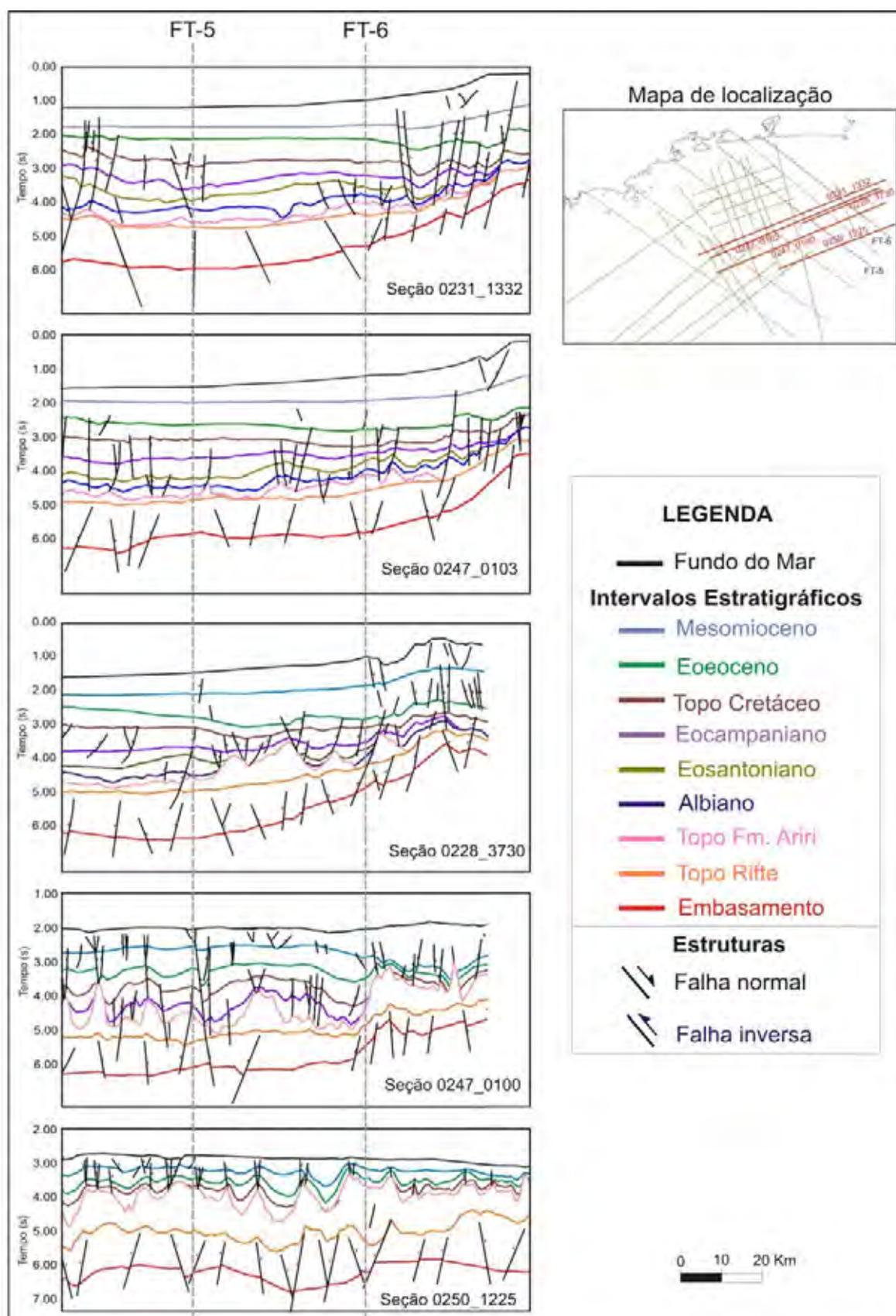


Figura 6.54: Parte das seções sísmicas *strike* interpretadas destacando as falhas de transferência FT-5 e FT-6 (em cinza).

7 – INTEGRAÇÃO DOS DADOS E CONCLUSÕES

A utilização dos métodos indiretos aplicados para o estudo das grandes feições estruturais de superfície (sensoriamento remoto) e subsuperfície (sísmica e métodos potenciais) têm se mostrado bastante eficiente. Esses métodos quando são tratados como ferramentas adequadas proporcionam maior confiabilidade nos resultados.

As interpretações das seções sísmicas, mapas estruturais dos intervalos e métodos potenciais permitiram associar as feições estruturais transversais de direção NW-SE como falhas de transferência. Esses resultados de subsuperfície foram integrados com aqueles obtidos nas interpretações do continente por sensoriamento remoto, em ambiente SIG (através do software ArcView) (figura 7.1) e tridimensional utilizando o programa GOCAD (figura 7.2 e 7.3). A integração permitiu observar que os lineamentos principais interpretadas no continente somente 6 deles (de direção NW) coincidem com as falhas de transferência identificadas na bacia (figuras 6.46 a 6.54) e são descritas a seguir:

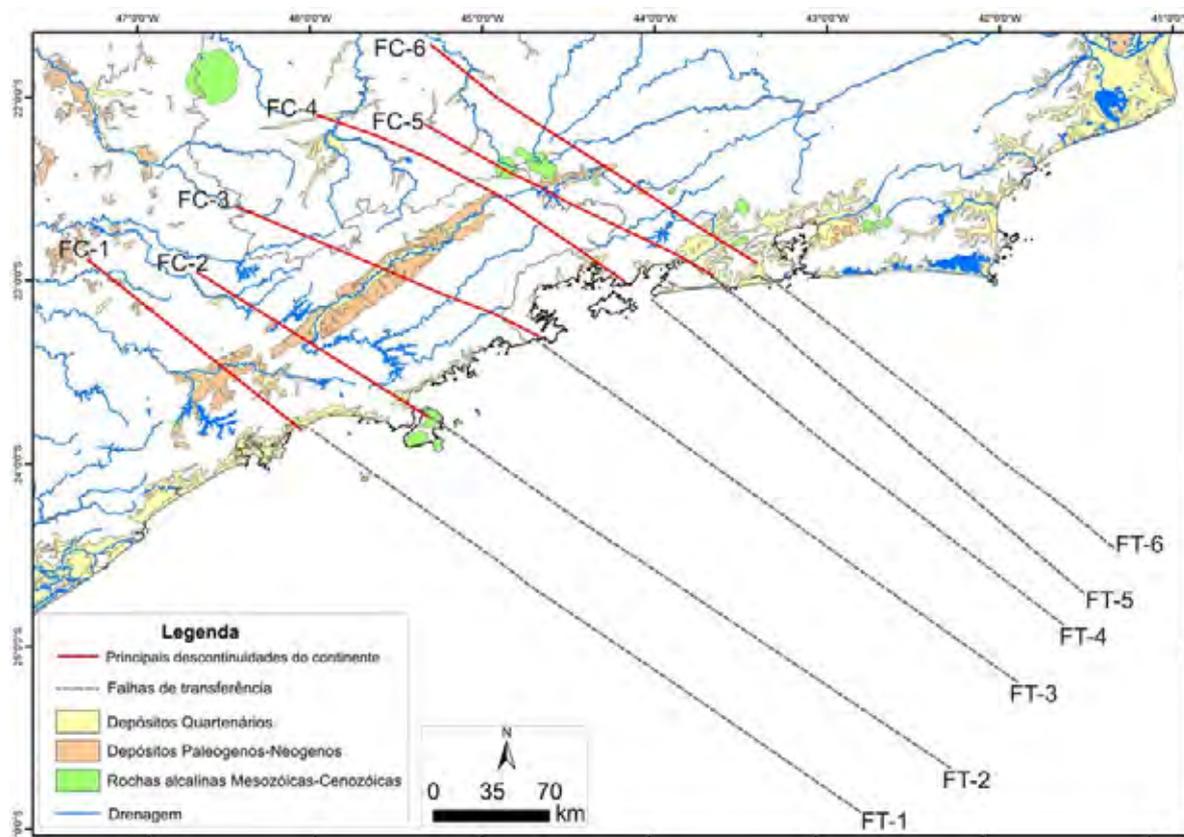


Figura 7.1: Mapa de integração em ambiente SIG das principais descontinuidades do continente com as falhas de transferência identificadas.

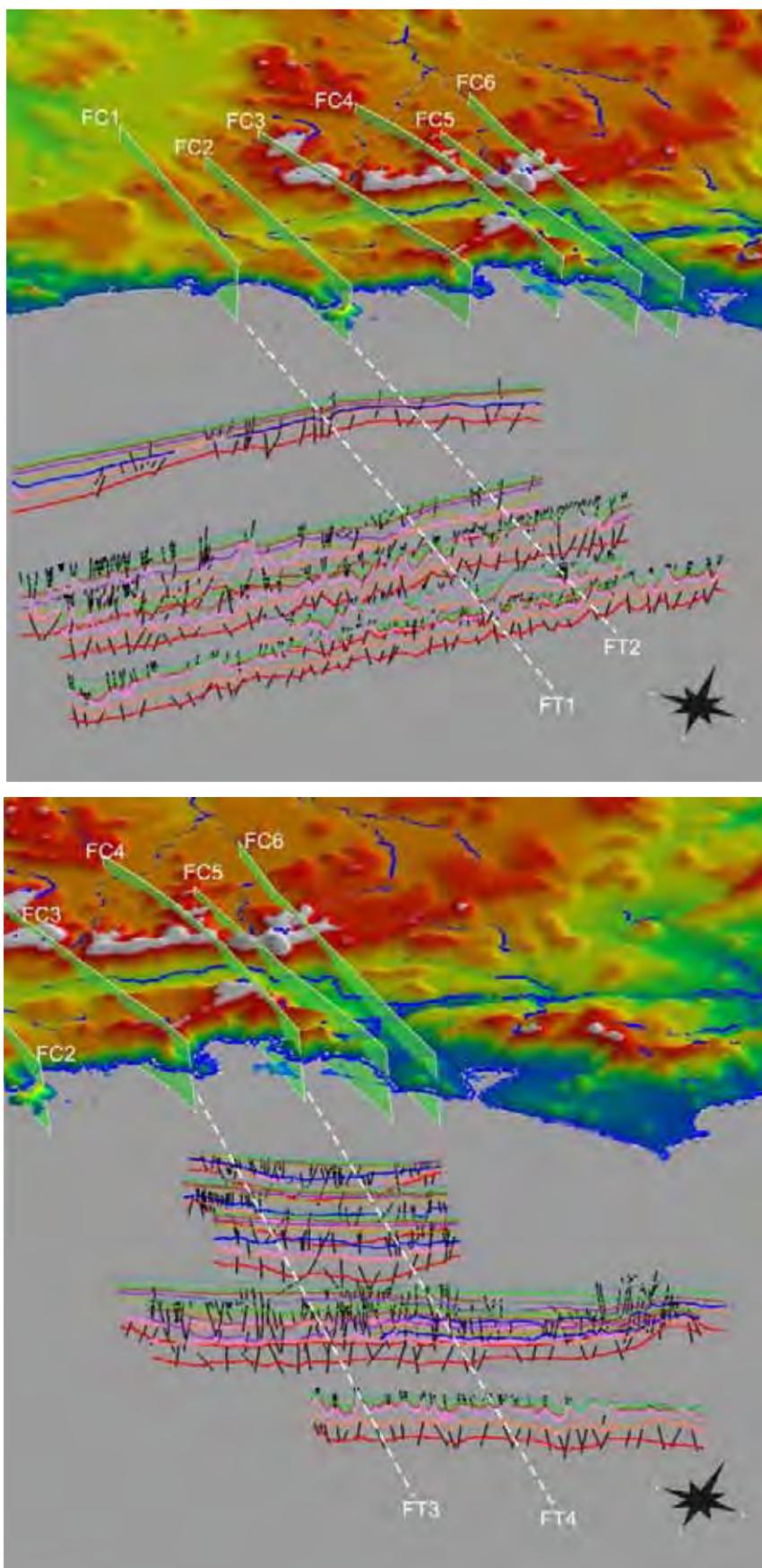


Figura 7.2: Integração em ambiente tridimensional das principais descontinuidades do continente com as falhas de transferência identificadas.

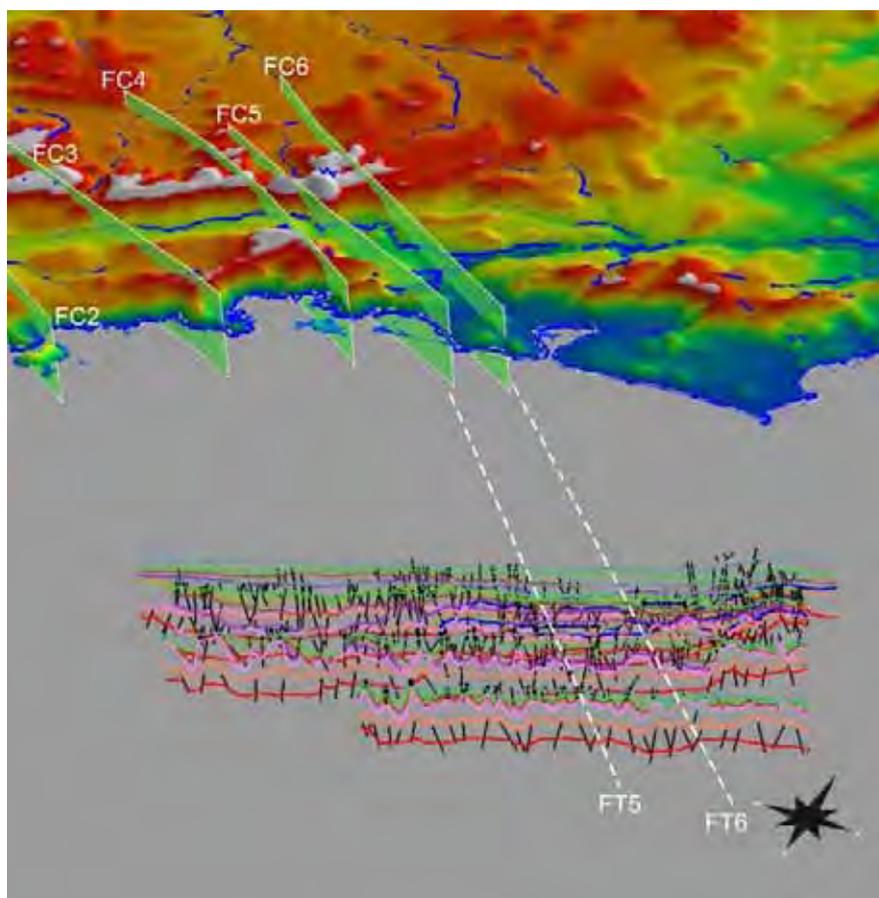


Figura 7.3: Integração em ambiente tridimensional das principais descontinuidades do continente com as falhas de transferência identificadas.

A descontinuidade FC1, localizada na porção sul da área, atravessa a Bacia de São Paulo até o litoral da região de Santos e coincide com a falha de transferência FT-1 da bacia de Santos (figuras 7.1 a 7.3). É representada por lineamentos de curto comprimento, com alguns deslocamentos da estruturação principal do continente (NE) e também coincidem com a feição identificada no mapa de anomalia Bouguer. Como a Bacia de São Paulo e seu preenchimento são do Paleogeno, essa descontinuidade está associada à reativação cenozóica observada na falha de transferência FT-1 nas seções sísmicas onde as falhas interceptam intervalos até o Eoceno (figura 6.52).

A descontinuidade FC2 tem continuidade na falha de transferência FT-2 e passa pela região da Ilha de Sebastião e se prolonga para a Bacia de Taubaté (figuras 7.1 a 7.3). Essa borda, de acordo com os dados gravimétricos do trabalho de Fernandes & Chang (2003), é caracterizada por um alto estrutural. A datação TFA indica que a descontinuidade sofreu

reativações durante o Mesozóico Superior (a partir de 115 Ma) e Cenozóico (53 Ma) e, de acordo com a projeção para a Bacia de Santos, é possível observar que as falhas interceptam os intervalos do Eosantoniano e Eoceno (figura 6.52).

A descontinuidade FC3 corresponde à falha de transferência FT-3 da Bacia de Santos. Passa pela região de Parati e alcança a porção nordeste da Bacia de Taubaté (figuras 7.1 a 7.3), onde coincide com o alto estrutural Alto Capela Nossa Senhora do Socorro, que separa as sub-bacias de Quirimim e Roseira (Marques, 1990). Os lineamentos tectônicos identificados nas imagens que representam a descontinuidade FC3 interceptam algumas estruturas principais do pré-cambriano (direção NE). A análise conjunta das seções sísmicas com as idades plotadas TFA indica reativações durante o Cretáceo Superior e Eoceno (figura 6.53).

A descontinuidade FC4 passa pela região da Ilha Grande e no interior coincide com o alto estrutural referido como Soleira de Queluz, que separa as bacias de Taubaté e Resende. Esse alto foi controlado por sistemas de falhas NW (Riccomini, 1989). Em direção à Bacia de Santos a descontinuidade FC4 se projeta na falha de transferência FT-4 (figuras 7.1 a 7.3). Nas seções sísmicas é possível observar a presença de estrutura-em-flor negativa e indicação de que a descontinuidade sofreu reativação cenozóica (figura 6.53).

A descontinuidade FC5, com projeção para a falha de transferência FT-5 (figuras 7.1 a 7.3), está localizada na região de Sepetiba e segue para o interior com sentido à porção central da Bacia de Resende. Esta descontinuidade coincide com a Zona de Transferência de Funil, identificada pela interpretação dos mapas gravimétricos por Almeida (2002), onde esta desloca a Sutura de Abre-Campo (Haralyi et al, 1985) (figura 7.4). Observou-se que o conjunto de lineamento NW passa pela região entre os maciços alcalinos Itatiaia e Morro Redondo, ambos do Paleogeno. A seções sísmicas que cruzam essa descontinuidade na Bacia de Santos interceptam camadas mais recentes (Holoceno), indicando reativação cenozóica (figura 6.54).

A descontinuidade FC6 tem sua projeção situada na borda nordeste das bacias de Resende e Volta Redonda até próximo a Baía de Guanabara, e se ajusta com a falha de transferência FT-6 (figuras 7.1 a 7.3). Essa descontinuidade entre a região de Volta Redonda e Barra do Piraí coincide com a Zona de Transtensão de Volta Redonda (Valeriano & Heibron, 1993) representada por falhas transcorrentes dextrais que deslocam lateralmente as estruturas

pré-cambrianas de direção NE. Os maciços alcalinos Serra dos Tomazes e Mendanha do Paleogeno são interceptados por esta descontinuidade. Nas seções sísmicas a projeção da FC6 está associada com as falhas de transferência identificada por Mohriak *et. al.* (1995) na região do Alto de Cabo Frio. A descontinuidade FC6 apresenta reativação cenozóica que pode ser evidenciado no limite da borda das Bacias de Resende e Volta Redonda e nas seções sísmicas onde as falhas interceptam o intervalo Mesomioceno (Figura 6.54).

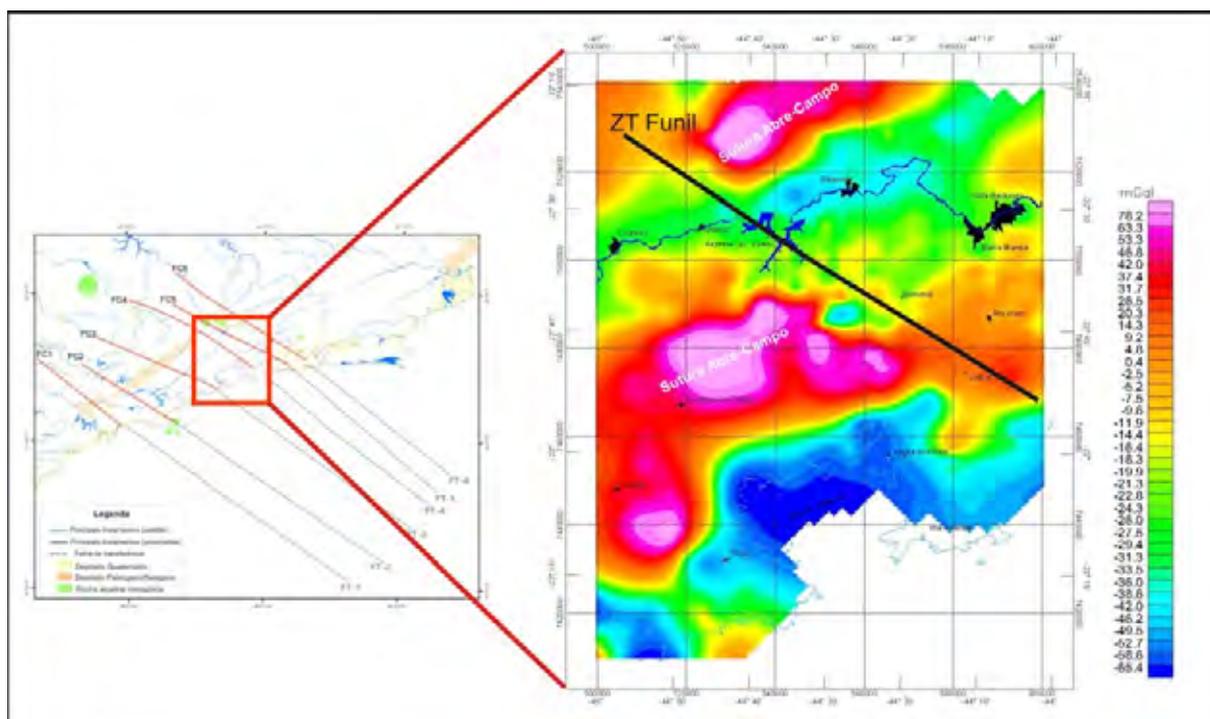


Figura 7.4: Mapa de anomalia Free-air extraída do trabalho de Almeida (2002, Modificado), destacando a Zona de Transferência do Funil deslocando a Zona de Sutura Abre-Campo (Haralyi et al., 1985).

Em geral, as falhas de transferência interpretadas na porção norte da Bacia de Santos influenciaram na estruturação e evolução da bacia, uma vez que se originaram durante o evento distensivo, afetando o principal *trend* estrutural (direção NE-SW) da bacia (Mohriak, 2004; Modica & Brush, 2004). Também, em alguns locais controlaram a tectônica do sal, observáveis nos mapas estruturais. É notável constatar sua reativação em algumas seções sísmicas, quando interceptam horizontes desde o embasamento até as camadas mais recentes.

A integração dos dados também permitiu identificar alguns eventos tectônicos. O primeiro, durante a fase rifte, está associado a processos extensionais que reativaram as grandes estruturas do embasamento (zonas de cisalhamento) de direção NE-SW, como falhas

normais gerando horstes e grábens preenchidos por sedimentos continentais (Chang et al. 1992; Macedo, 1987; Mohriak, 2004). Essa fase também foi responsável pela formação das falhas de transferência de direções NW-SE e NNW-SSE observadas nas seções sísmicas e mapas estruturais nos intervalos entre o Embasamento e Topo do Rifte.

O segundo evento tectônico ocorreu após a fase rifte. Foram observadas feições estruturais (nos mapas estruturais e seções sísmicas) interceptando os intervalos desde o Albiano até o Eoceno, caracterizadas por falhamentos normais e inversos. No continente, essa fase está associada ao primeiro evento de soergimento da Serra do Mar (Senoniano), responsável pelo grande aporte sedimentar progradante para a bacia (Macedo, 1987, 1989), e reconhecida nas seções sísmicas *dip* na forma de cunhas clásticas nos intervalos do Santoniano (Fm. Juréia) ao Topo do Cretáceo. Em algumas seções sísmicas as falhas geradas durante a fase rifte foram reativadas como normais, sendo que algumas delas revertem para inversa.

A terceira fase se deve à tectônica halocinética, originada a partir dos primeiros aportes sedimentares progradantes (Santoniano), resultando no deslocamento do sal e formando intrusões diapíricas, muralhas e falhas devidas à acomodação do sal. A halocinese deforma os intervalos sobrepostos à Formação Ariri e em porções mais distais, as camadas de sal interceptam outras camadas mais recentes.

O quarto evento ocorreu a partir do Paleoceno, evidenciado nos histograma de idade TFA, e está associado à segunda fase de soergimento da Serra do Mar, reativando as grandes zonas de cisalhamento do continente, dando origem às bacias do Sistema Rifte Continental (Riccomini, 1989). Nas seções sísmicas da Bacia de Santos observam-se algumas falhas normais, inversas e de transferências, seccionando o intervalo do Eoceno. Essa fase modificou o quadro evolutivo da bacia e a geomorfologia do continente, onde o soergimento da serra foi responsável pelo rearranjo da rede de drenagem.

A última fase é associada a eventos neotectônicos, em que falhas truncam o intervalo do Mesomioceno, algumas delas cortando tanto o intervalo da fase rifte quanto às camadas mais jovens da Bacia de Santos. Na parte continental, foram separados os lineamentos que interceptam os sedimentos das bacias cenozóicas, cujas feições lineares apresentam direção preferencial NW-SE. Em análise posterior, será realizada uma correlação entre as estruturas neotectônicas da bacia com as do continente.

As falhas de transferência identificadas podem desenvolver um papel importante para as áreas exploratórias nessa porção norte da Bacia de Santos. Observa-se em algumas seções sísmicas que as falhas de transferência podem gerar trapas estruturais (estruturas capazes de armazenar hidrocarbonetos), cuja geometria é de anticlinais, e nos mapas estruturais em tempo é notável a presença dessas trapas como altos estruturais. Essas falhas também podem influenciar na migração de hidrocarbonetos, pois algumas dessas estruturas seccionam o intervalo do Topo do Rifte (geradoras e reservatórios pré-sal) até os reservatórios carbonáticas da Formação Guarujá (intervalo do Albiano), turbidito do Membro Ilhabela (intervalo Eosantoniano) e turbiditos da Formação Juréia (Intervalos Eocampaniano até Eoceno)

Embora as falhas de transferência não possam ser consideradas como únicas feições estruturais capazes de gerar armadilhas, quando presentes podem configurar tectonicamente a região formando possíveis *trends* de armadilhas com potencial de ocorrência de hidrocarbonetos.

8 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIM, F.F., 2004. O que faz de um cráton um cráton? O cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (ed.) **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, p. 17-34, São Paulo, Beca, 647p.,il.

ALMEIDA, F.F.M. Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. **DNPM/DGM**, Rio de Janeiro, Boletim 241, p. 1-36, 1967.

ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. A origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, Brasília, v.28, n.2, p.135-150, 1998.

ALMEIDA, S.H.S.; EBERT, H.D. Arcabouço crustal e gravimetria do Cinturão Ribeira na Margem Continental na Região Limítrofe entre os Estados de São Paulo e Rio de Janeiro, In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41, 2002, João Pessoa. **Anais...João Pessoa: SBG**, 2002, p.289.

AMARAL, G. Métodos para a obtenção de informação estrutural em produtos de sensoriamento remoto. **Cadernos-IG/UNICAMP**, Campinas, v.4, n. 1, p. 98-111, 1994.

BALLY, A.W. Seismic expression of structural styles. **AAPG Studies in Geology Series 15**, v. 2, 1983

BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J.H.; BAARS, F.J.; DELGADO, I.M.; ABRAM, M.B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G.M.M.; SANTOS, J.O.S. (coords.) 2001. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas. Escala 1:2.500.000**. Brasília, CPRM, 4 CD-ROM.

BLAKELY, R.J., 1995. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press, London, 441 pp.

BRITO NEVES, B.B.; SÁ, J.M., NILSON, A.A.; BOTELHO, N.F. 1995. A Tafrogênese Estateriana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e os processos subsequentes. *Geonomos*, 3:1-121.

BROWN, A. R. Interpretation of 3-D Seismic Data. **AAPG Memoir**, 42, 3th edition, 341p., 1993.

BUENO, G. V.; MACHADO JR., D. L.; OLIVEIRA, J. A. B.; MARQUES, E. J. J. A influência do Lineamento Capricórnio na evolução tectono-sedimentar da Bacia de Santos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 52, 2004, Araxá. **Anais**, Araxá: Sociedade Brasileira de Geologia, 2004. Simpósio 28 – Petróleo: geologia e exploração, T 773.

CAINELLI, C.; MOHRIAK, W.U. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the eastern Brazilian continental margin. **Episodes**, v.22, n.3, p. 206-216.

CARVALHO, M.D. **Microfácies, modelo deposicional e evolução da plataforma carbonática do Eo/Mesoalbio da Bacia de Santos**. 1990, 95 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociência, Universidade Federal de Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1990.

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**, n.213, p.97-138, 1992.

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

CPRM, Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas – SIG e mapas na escala 1:2.500.000. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J.H.; BAARS, F.J.; DELGADO, I.M., ABRAM, M.B., LEÃO NETO, R., MATOS, G.M.M., SANTOS, J.O.S. Brasília: CPRM, 2001. 4 CD-ROM.

DEMERCIAN, L.S. 1996. **A halocinese na evolução do Sul da Bacia de Santos do Aptiano ao Cretáceo Superior**. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado, 201 p.

DEMERCIAN, L.S.; SZATMARI, P. Thin-skinned gravitacional Transfer Zone in the Southern Part of Santos Basin. In: International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 6, Rio de Janeiro. **Expanded Abstracts**...Rio de Janeiro: SBGf, 1999, CD-ROM.

DIAS, J.L.; GUAZELLI, W.; CATTO, A.J. Integração do arcabouço estrutural da Bacia de Campos com o embasamento pré-cambriano adjacente, In: Simpósio de Geologia RJ-ES, 1, 1987, Rio de Janeiro. **Anais**...Rio de Janeiro: SBG, 1987, p. 189-197.

EBERT, H.D.& HASUI, Y. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of southeast Brazil. In: HOLDSWORTH, R.E., STRACHAN, R.A. & DEWEY, J.F. (eds.) 1998. **Continental Transpressional and Transtensional Tectonic**. Geological Society, London, Special Publications, 1998, n.135, p. 231-252.

ESCOBAR, I.P. Estudo Regional da Bacia do Resende, com base no Método Gravimétrico. **Relatório Final, Projeto MODESTHI**. CPRM, Rio de Janeiro, 26p., 1999.

FERNANDES, F.L., **Arcabouço Estrutural e Evolução da Bacia do Taubaté – SP**, 1993, 147f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1993.

FERNANDES, F. L. & CHANG. H. K. Arcabouço estrutural da Bacia de Taubaté. *In*: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 9, 2003, Búzios. Boletim de Resumos...Búzios: Sociedade Brasileira de Geologia, 2003, p. 367-370.

GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n.B9, p. 18117-18145, 1994.

GENARO, D.T. **Soerguimento, exumação e denudação, a partir do Mesozóico, na região do Vale do Paraíba do Sul**. 2005. 62p. Trabalho de conclusão (graduado em Geologia) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2005.

GIBBS, A.D. Structural evolution of extensional basin margins. **Journal of the Geological Society**, v.141, n. 4, p. 609-620, 1984.

GIBBS, A.D. Linked fault families in basin formation. **Journal of Structural Geology**, v.12, n.5/6, p. 795-803, 1990.

GODOY, D.F. **História térmica e denudação do Maciço Alcalino de Poços de Caldas e circunvizinhanças: área norte**. Rio Claro, 2003. 74p. Monografia (Trabalho de Formatura) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

GONTIJO, A.H.F. **Morfotectônica do médio vale do Rio Paraíba do Sul: região da Serra da Bocaina, Estados de São Paulo e Rio de Janeiro**. 1999. 259f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999.

GUARDADO, L.R., GAMBOA, L.A.P., LUCCHESI, C.F. Petroleum Geology of the Campos Basin, Brazil, a model for a producing Atlantic type Basin. **AAPG Memoir**, 48, Tulsa, p. 3-80, 1990.

HACKSPACHER P.C.; RIBEIRO, L.F.B; FETTER, A.H.; HADLER, J.C.; TELLO, C.S. Consolidation and break-up of the South American platform in southeast Brazil: tectonothermal and denudation histories. **Gondwana Research**, v.7, n.1, p. 91-101, 2004.

HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. Compartimentação geotectônica do Brasil Oriental com base na informação geofísica. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32, 1982, Salvador. **Anais...**Salvador: SBG, 1982, v. 1, p. 374-385.

HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y.; MIOTO, J.A.; HAMZA, V.M.; RODRIGUES, C.R.V. Ensaio sobre a estruturação crustal do Estado de Minas Gerais com base na informação geofísica e geológica. **Contribuições à Geologia e à Petrologia**, SBG/CBMM. Núcleo Minas Gerais, Bol. Esp., 1985, p. 71-93.

HARDING, T.P. & LOWELL, J.D. Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon trap in petroleum provinces. **AAPG Bulletin**, v.63, n.7, p.1016-1058, 1979.

HASHIMOTO, A.T. **Contribuição ao estudo do relacionamento da palinologia e estratigrafia de seqüências. Análise da seção Cretáceo Médio/Superior da Bacia de Santos, Brasil**. 1995. 130f. Dissertação (Mestre em Geociências) - Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1995.

HASUI, Y.; PONÇANO, W.L. Organização estrutural e evolução da Bacia de Taubaté. In: 30 Congresso Brasileiro de Geologia, 1978, Recife. **Anais...Recife: SBG**, 1978, v. 1, p. 368 – 381.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R. Estrutura e tectônica da Bacia de São Paulo. In: Mesa Redonda sobre aspectos geológicos-geotécnicos da Bacia de São Paulo, 1980, São Paulo. **Anais...São Paulo: SBG e ABGE**, 1980, p. 5-13.

HASUI, Y., OLIVEIRA, M.A.F. Província Mantiqueira. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. (Coordenadores), **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo: Editora Edgard Blücher, 1984, p.303-344.

HASUI, Y.; BORGES, M.S.; MORALES,N.; COSTA, J. B.S.; BEMERGUY, R. L.; JIMENEZ RUEDA, J.R. Intraplate neotectonics in South-East Brazil. In: 31st International Geological Congress, 2000, Rio de Janeiro, **Abstract Volume**, Rio de Janeiro: IUGS, 2000.

HASUI, Y. 2008. Província Mantiqueira. In: C.D.R. Carneiro, Y. Hasui, A. Barterelli (Coords.), **Geologia do Brasil**. Oficina de Textos. (A sair).

HASUI, Y. 2008. Estágio de transição. In: C.D.R. Carneiro, Y. Hasui, A. Barterelli (Coords.), **Geologia do Brasil**. Oficina de Textos. (A sair).

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS-NETO, M.; SILVA, L.C.; TROUW, R.; JANASI, V. 2004. A Província Mantiqueira. *In*: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. (eds). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Beca Produções Culturais Ltda, São Paulo, p. 203-235.

KARNER, G.D.; DRISCOLL, N.W. Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian Margins: insights from quantitative basin modeling. *In*: CAMERON, N.R.; BATE, R.H.; CURE, V.S. (eds), **The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic**. London: Geological Society Special Publication, 1999, n° 153, p.11-40.

LIU, C. C. **Análise estrutural de lineamentos em imagens de sensoriamento remoto: aplicações ao Estado do Rio de Janeiro**. 1984. 243f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1984.

LUIZ, J. G.; SILVA, L. M. C. **Geofísica de Prospecção**, ed. 1, Brochura, editora UFPA, 311 páginas, 1995.

MACEDO, J.M., **Evolução estrutural da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes**. 1987. 173f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1987.

MACEDO, J.M. Evolução Tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. **Revista Geociências da Petrobrás**. Rio de Janeiro, v.3, n.3, p.159-173, 1989.

MARQUES, A. 1990. Evolução tectono-sedimentar e perspectivas exploratórias da Bacia de Taubaté, São Paulo, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, 4 (3): 253-262.

MEISLING, K.E.; COBBOLD; P.R, MOUNT; V.S. Segmentation of na obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. **AAPG Bulletin**, v. 85, n. 11, p.1903-1024, 2001.

MELO, M.S.; RICCOMINI, C.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M.; COIMBRA, M.C. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, Brasília, v. 15, n.3, p. 193-201.

MODICA, C.J. & BRUSH, E.R. Postrift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil. **AAPG Bulletin**, v. 88, n. 7, p.923-946, 2004.

MOHRIAK, W.U.; MAGALHÃES, J.M. Estratigrafia e evolução estrutural da área norte da Bacia de Santos. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 3, 1993, Rio de Janeiro. **Atas...**Rio de Janeiro: SBG, 1993, p.19-26.

MOHRIAK, W.U.; MACEDO, J.M.; CASTELLANI, R.T.; RANGEL, H.D.; BARROS, A.Z.N.; LATGÉ, M.A.L.; RICCI, J.A.; MIZUSAKI, A.M.P; SZATMARI, P.; DEMERCIAN, L.S.; RIZZO, J.G.; AIRES J.R. Salt tectonics and structural styles in the deep-water Province of the Cabo Frio Region, Rio de Janeiro, Brazil. In: JACKSON, M.P.A.; ROBERTS, D.G.; SNELSON, S. (eds). **Salt tectonics: a global perspective**. AAPG Memoir 65, p. 273-304, 1995.

MOHRIAK, W.U. Recursos energéticos associados à ativação tectônica Mesozóico-Cenozóico da América do Sul. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. (eds), **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo, editora Beca, 2004, p. 293-318.

MORLEY, C.K.; NELSON, R.A.; PATTON, T.L.; MUNN, S.G. Transfer Zones in the East African Rift System and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. **AAPG Bulletin**, v.74, n° 8, p. 1234-1253, 1990.

MORLEY, C.K. Developments in the structural geology of rifts over the last decade and their impact on hydrocarbon exploration. In: LAMBIASE, J.J. (ed), **Hydrocarbon Habitat in Rifts Basis**. London: Geological Society Special Publication, 1995, n° 80, p.1-32.

NOVAIS, L.C.C.; TEIXEIRA, L.B.; NEVES, M.T.; RODARTE, J.B.M.; ALMEIDA, J.C.H., VALERIANO, C.M. Novas ocorrências de diques de diabásio na faixa Colatina – ES: estruturas rúpteis associadas e implicações tectônicas para as bacias de Campos e do Espírito Santo. **Boletim de Geociências da Petrobrás**. Rio de Janeiro, v.12, n.1, p.191-194, nov.2003/mai.2004.

OJEDA, H.A.O. Structural framework, stratigraphy and evolution of Brazilian marginal basins. **AAPG Bulletin**, v.66, n° 6, p.732-749, 1982.

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

PEREIRA, M.J.; BARBOSA, C.M.; AGRA, J.; GOMES, J.B.; ARANHA, L.G.F.; SAITO, M.; RAMOS, M.A.; CARVALHO, M.D.; STAMATO, M.; BAGNI, O. 1986. Estratigrafia da Bacia de Santos: análise das seqüências, sistemas deposicionais e revisão litoestratigráfica. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, 1986, Goiânia. **Anais...**Goiânia: SBG, 1986, v. 1.

PEREIRA, M.J. **Análise estratigráfica e deposicional das formações Itajaí Superior e Juréia Inferior (Mesoturoniano / Eo-Santoniano), Bacia de Santos**, Brasil. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Janeiro, 1990.

PEREIRA, M.J.; FEIJÓ, F.J. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v.8, n.1, p. 219 – 234, 1994.

PEREIRA, M.J. **Seqüências deposicionais de 2ª e 3ª ordens (50 a 2,0 m.a.) e tectono-estratigrafia no Cretáceo de cinco bacias marginais do Brasil: comparações com outras áreas do globo e implicações geodinâmicas**. 1994. 2v. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1994.

RAMOS, R.R.C. **Estratigrafia da Sucessão Sedimentar Terciária da Bacia de Resende, entre Resende e Quatis (RJ), com Ênfase na Caracterização das Litofácies, Ciclicidade e**

Paleocorrentes. 1997. 209p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1997.

RIBEIRO, M.C.S. **História tectônica e exumação das serras da Bocaina e Mantiqueira, SP/RJ.** 2003. 124p. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, São Paulo, 2003.

RICCOMINI, C. **O rifte continental do sudeste do Brasil.** 1989. 256p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.

RIDER, M.H.; 1996. **The Geological Interpretation of Well Logs.** Second Edition. Whittles Publishing, p.208-215.

ROBERTS, A. & YIELDING, G. Continental extensional tectonics. In: HANCOCK, P.L. (ed.); **Continental Deformation.** Ed. Pergamon Press, 1994, p. 223-250.

SALVADOR, E.D. **Análise Neotectônica do Vale do Paraíba do Sul compreendida entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ).** 1994, 129p., Dissertação (Mestrado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.

SCHMITT R.S.; TROUW R.A.J.; VAN SCHMUS W.R.; PIMENTEL, M.M. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collision orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil). **Precambrian Resourch**, 133, p. 29-61, 2004.

SCHOBENHAUS FILHO, C.; CAMPOS, D. A. A evolução da plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. **Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:250.000.** Brasília: DNPM1984. cap. 1, p. 9-49.

SILVA, L.C.; CUNHA, H.C.S. **Geologia do Estado do Rio de Janeiro: texto explicativo do mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro.** CPRM/DRM-RJ, Brasília, 88p., 2001.

SOUZA, I.A. **Lineamentos tectônicos do embasamento adjacente às Bacias de Espírito Santo, Campos e Santos interpretados a partir de imagens Landsat 7 ETM.** 2003. 68p. Trabalho de conclusão (Graduado em Geologia) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.

TELLO SAENZ, C. A.; HACKSPACHER, P. C.; HADLER NETO, J. C.; IUNES, P. J.; GUEDES, S. ; RIBEIRO, L. F. B.; PAULO, S. R. Recognition of Cretaceous, Paleocene, and Neogene tectonic reactivation through apatite fission-track analysis in Precambrian areas of southeast Brazil: association with the opening of the south Atlantic Ocean. **Journal of South American Earth Sciences**, v.15, n.7, 2003, p. 765-774.

TROUW, R.A.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.; VALERIANO, C. M.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M.; ANDREIS, R.R. The central segment of the Ribeira Belt. In: CORDANI, U.G, MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Eds.): **Tectonic evolution of South America**, Rio de Janeiro, 31st International Geological, p. 287-310, 2000.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M., DUARTE, B.P.; NOGUEIRA, J.R.; VALLADARES, C.S.; ALMEIDA, J.C.H.; EIRADO, L.G.; MEDEIROS, S.R.; ALMEIDA, C.G.; MIRANDA, A.W.A.; RAGATKY, C.D. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da arte e conexões com a Faixa Araçuáí. **Geonomos**, v.15, p. 67-79, 2007.

VAIL, P.R. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part 1: seismic stratigraphy interpretation procedure. In: Bally, W.A. (ed.) **Atlas of Seismic Stratigraphy**, v. 1, **AAPG Studies in Geology**, n.27 p.1-10. 1987.

VAN DER VEN, P.H. **Seismic stratigraphy and depositional systems of northeastern Santos Basin, offshore southeastern Brazil.** 1983, 150p. Thesis (Master of Arts), The University of Texas, Austin, 1983.

VALERIANO, C.M.; HEILBRON, M. A Zona de Transtensão de Volta Redonda e sua importância na junção entre os riftes do Vale do Paraíba e o da Guanabara: dados preliminares. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 3., 1993, Rio de Janeiro. **Atas...**Rio de Janeiro: SBG, 1993, p. 9-16.

VIVIERS, M.C. Foraminíferos plantônicos no Cretáceo Médio, Bacia de Santos, Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 9, 1985, Fortaleza. **Resumo...**Fortaleza: SBP, 1985, p. 104.

VIVIERS, M.C. Bioestratigrafia e evolução paleoambiental do Meso-Neocretáceo da Bacia de Santos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, 1986, Goiânia. **Anais...**Goiânia: SBG, 1986, p. 50-64.

VIVIERS, M.C. & AZEVEDO, R.L. The southeastern area of Brazilian continental margin: its evolution during the Middle and Late Cretaceous, as indicated by paleoecological data. **Revista Brasileira de Geociências**, v.18, n.3, p. 291-298, 1988.

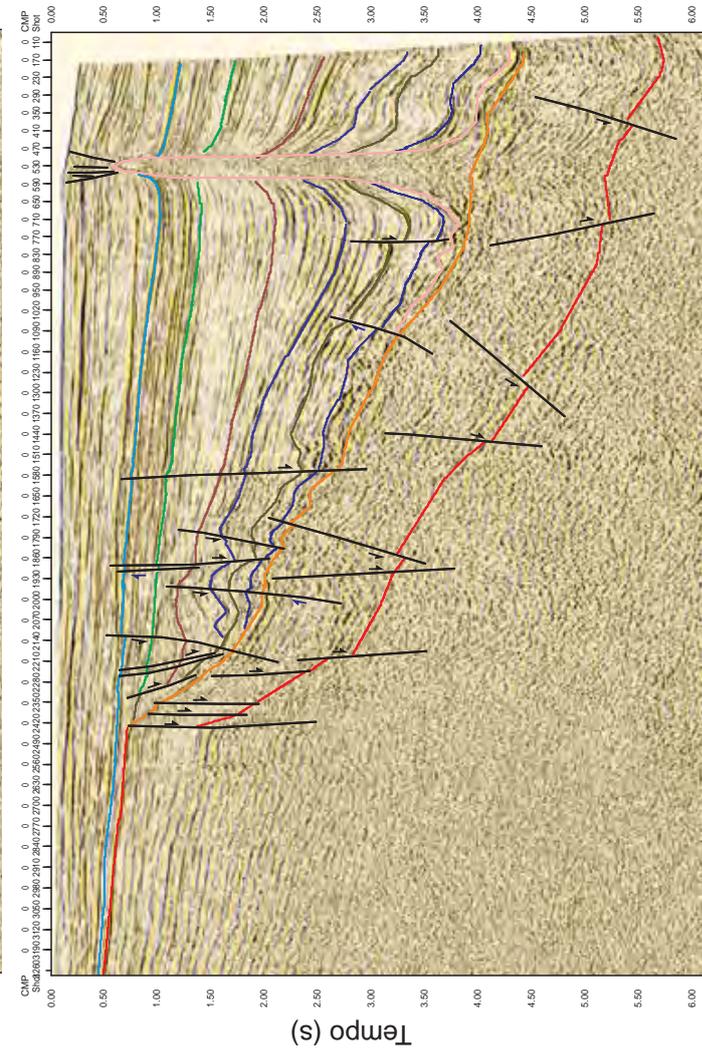
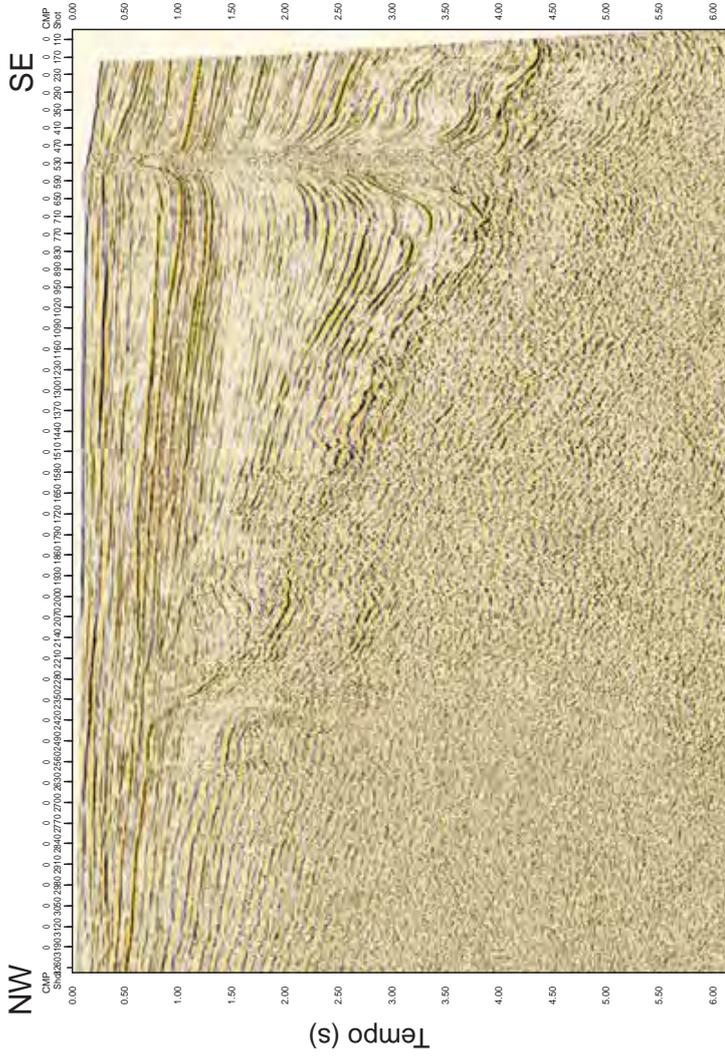
ZALÁN, P.V. A tectônica transcorrente na exploração de petróleo: uma revisão. **Revista Brasileira de Geociências**, v.16, n.3, p. 245-257, 1986a.

ZALÁN, P.V. Identificação de falhas transcorrentes em seções sísmicas. **Revista Brasileira de Geociências**, v.16, n.3, p. 258-265, 1986b.

ZALÁN, P.V. Tectonic styles in sedimentary basins. In: International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 7, 2001, Salvador. **Short-courses notes...**Salvador: SBGf, 2001, 28p.

ZALÁN, P.V.; OLIVEIRA, J.A.B. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Revista Geociências da Petrobrás**. Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p.269-298, 2005.

ANEXOS



LEGENDA

Intervalos Estratigráficos

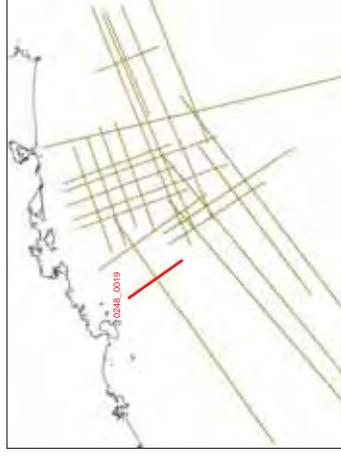
Mesomioceno
Eoceno
Topo Cretáceo
Eocampaniano
Eosantoniano
Albiano
Topo Frn. Ariri
Topo Riffe
Embasamento

Estruturas

Falha normal
Falha inversa



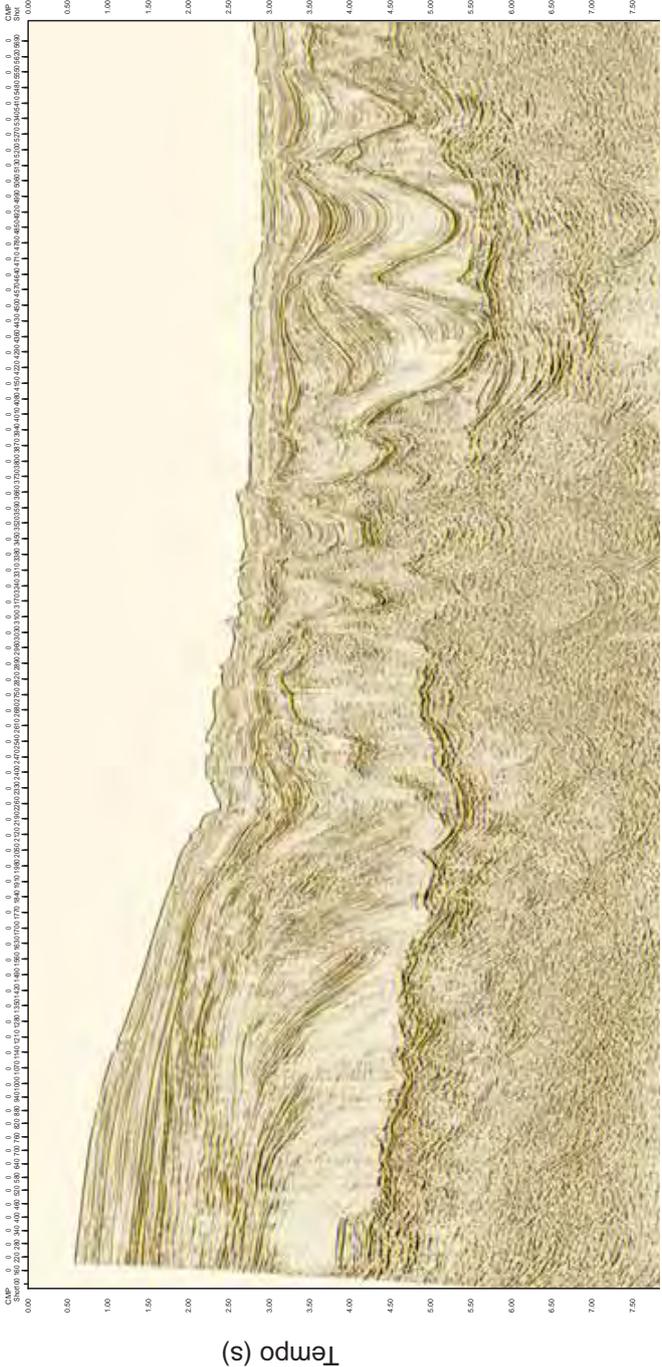
Anexo 1 - Seção sísmica 0248_0019



Anexo 2 - Seção sísmica 0248_0014

SE

NW



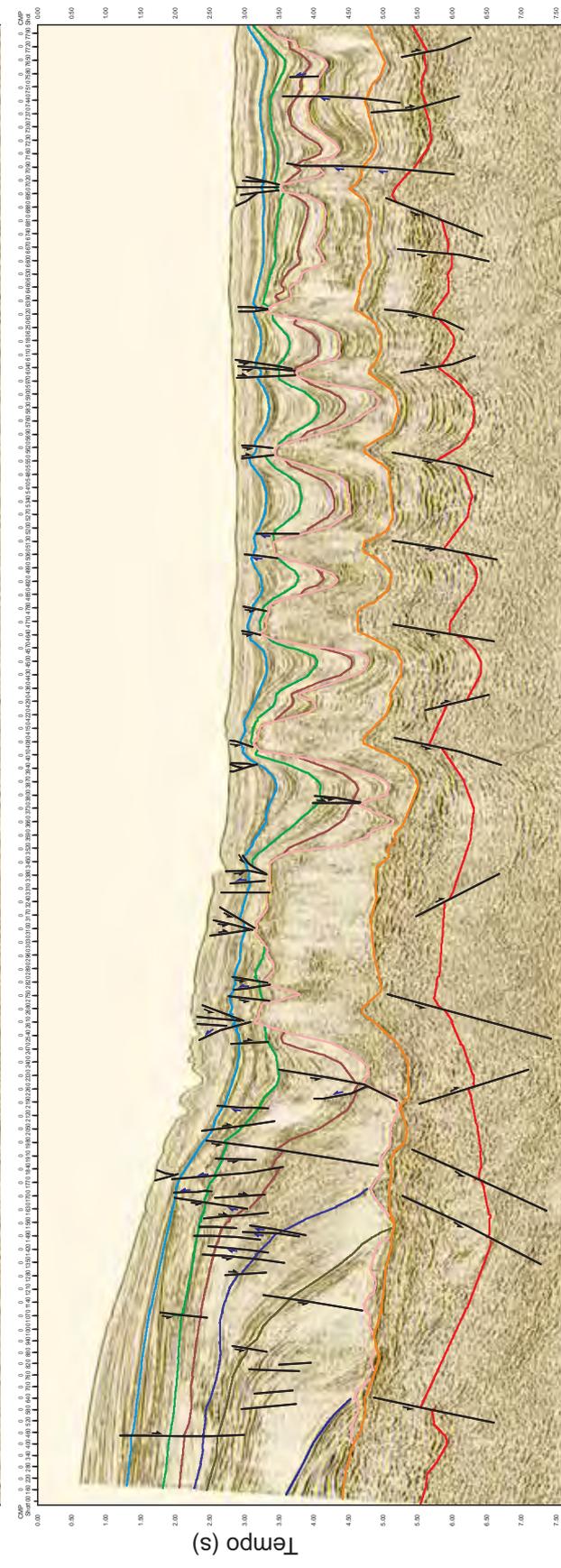
LEGENDA	
Intervalos Estratigráficos	
—	Mesomioceno
—	Eoceno
—	Topo Cretáceo
—	Eocampaniano
—	Eosantoniano
—	Albiano
—	Topo Fm. Aitri
—	Topo Riffe
—	Embasamento
Estruturas	
	Falha normal
	Falha inversa



Anexo 3 - Seção sísmica 0248_0011

NW

SE



LEGENDA

Intervalos Estratigráficos

- Mesomioceno
- Eoceno
- Topo Cretáceo
- Eocampaniano
- Eosantoniano
- Albiano
- Topo Fm. Ariri
- Topo Rilfe
- Embasamento

Estruturas

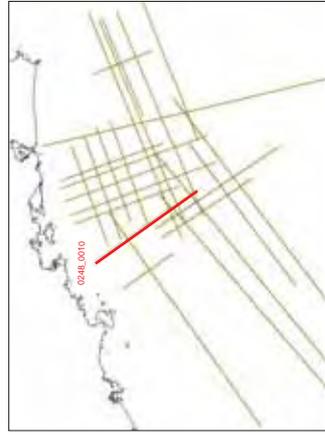
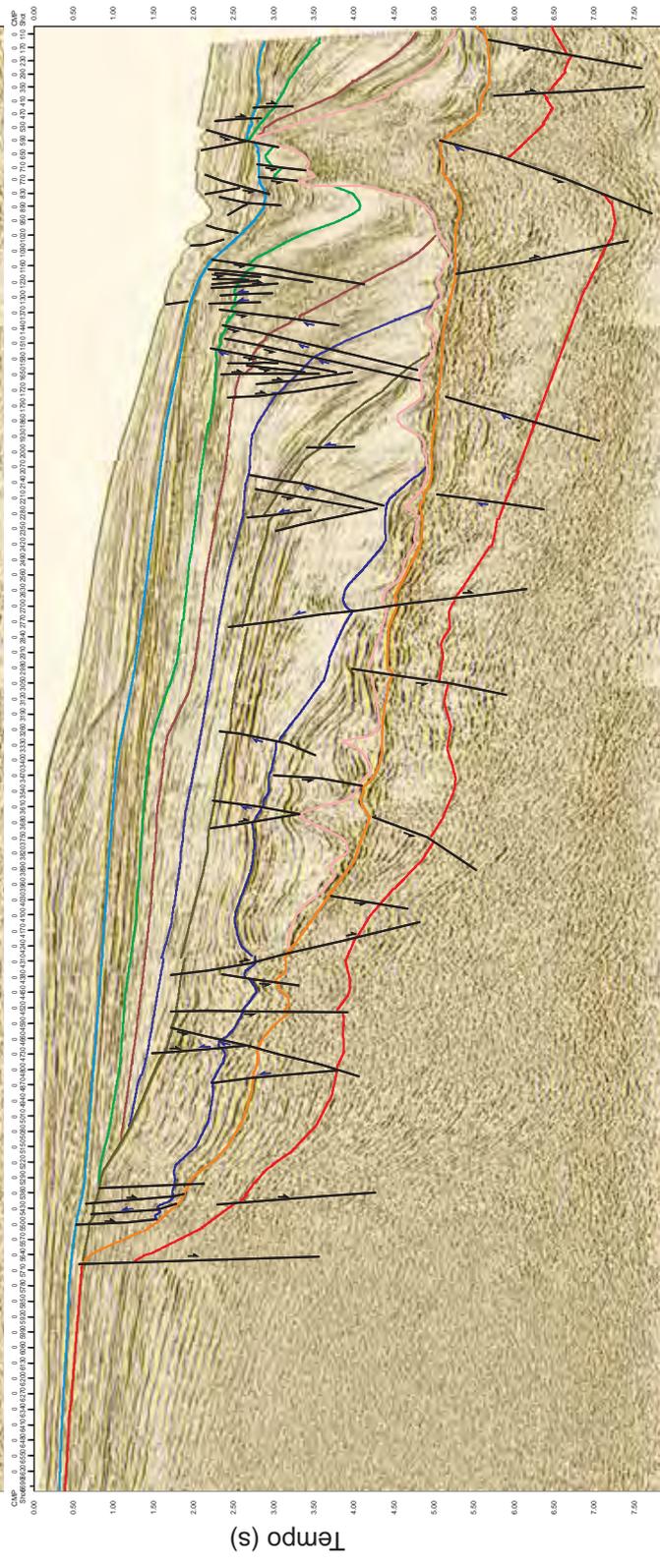
- Falha normal
- Falha inversa



Anexo 4 - Seção sísmica 0248_0010

SE

NW



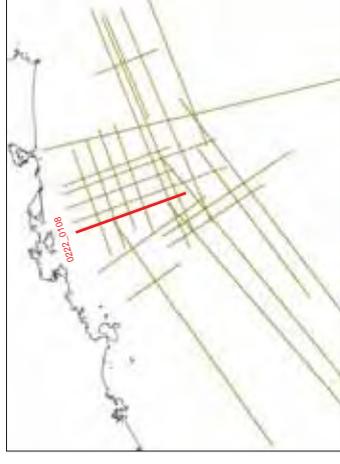
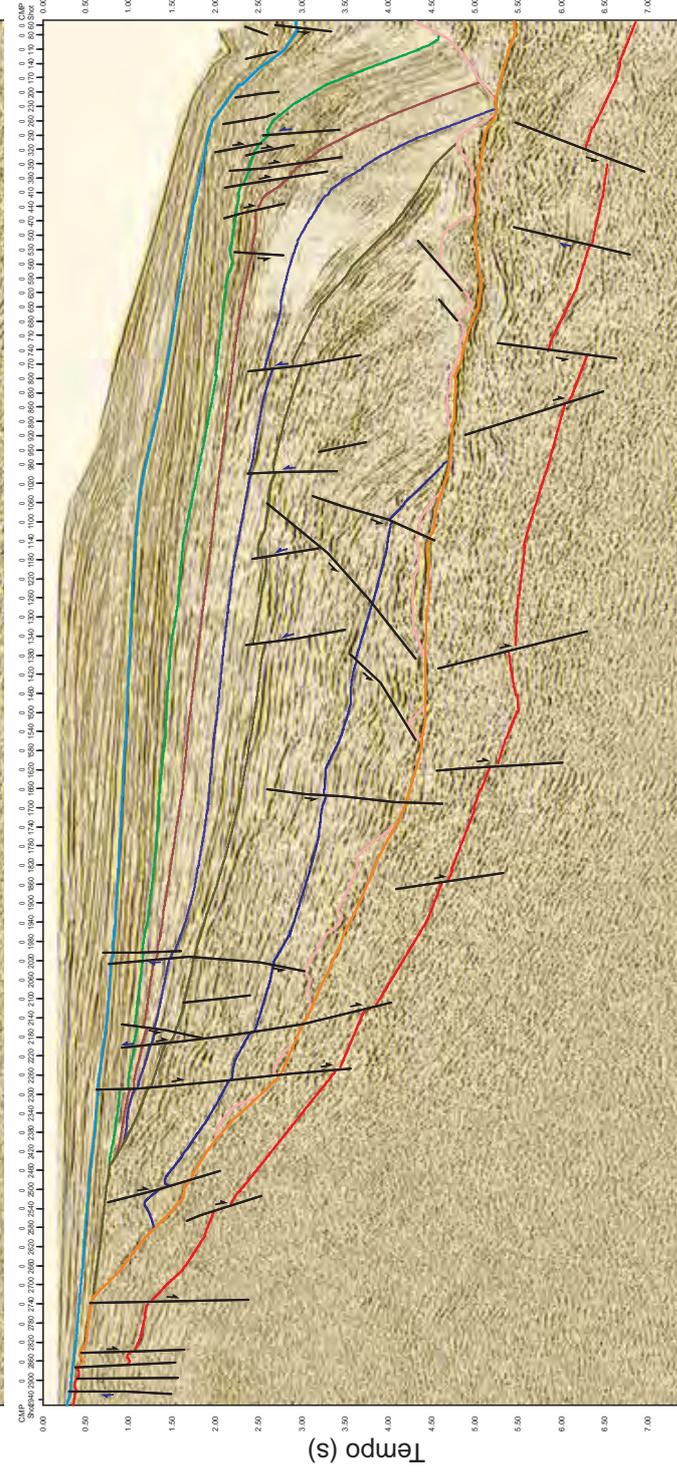
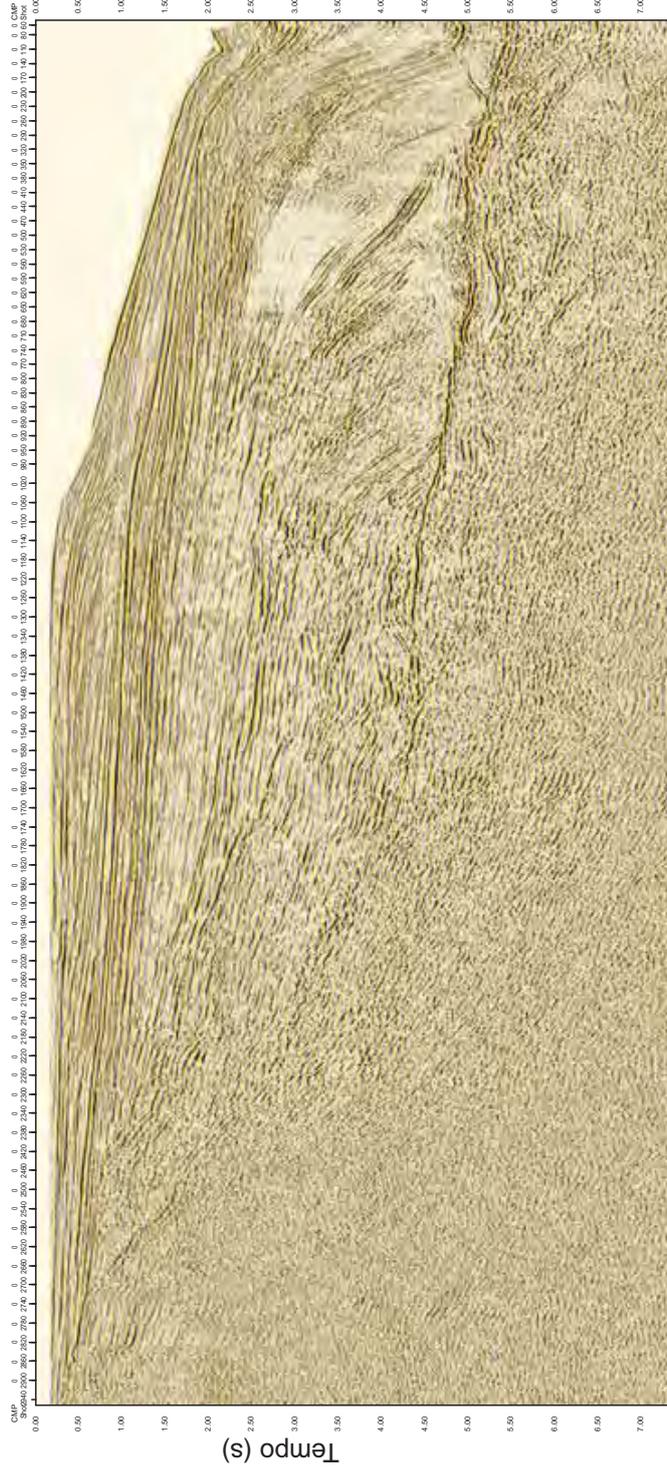
LEGENDA	
Intervalos Estratigráficos	
—	Mesomioceno
—	Eooceno
—	Topo Cretáceo
—	Eocampaniano
—	Eosantoniano
—	Albiano
—	Topo Fm. Aitri
—	Topo Ritte
—	Embasamento
Estruturas	
	Falha normal
	Falha inversa



Anexo 5 - Seção sísmica 0222_0108

NNW

SSE



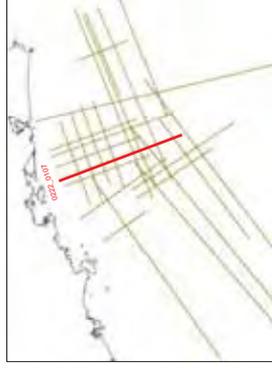
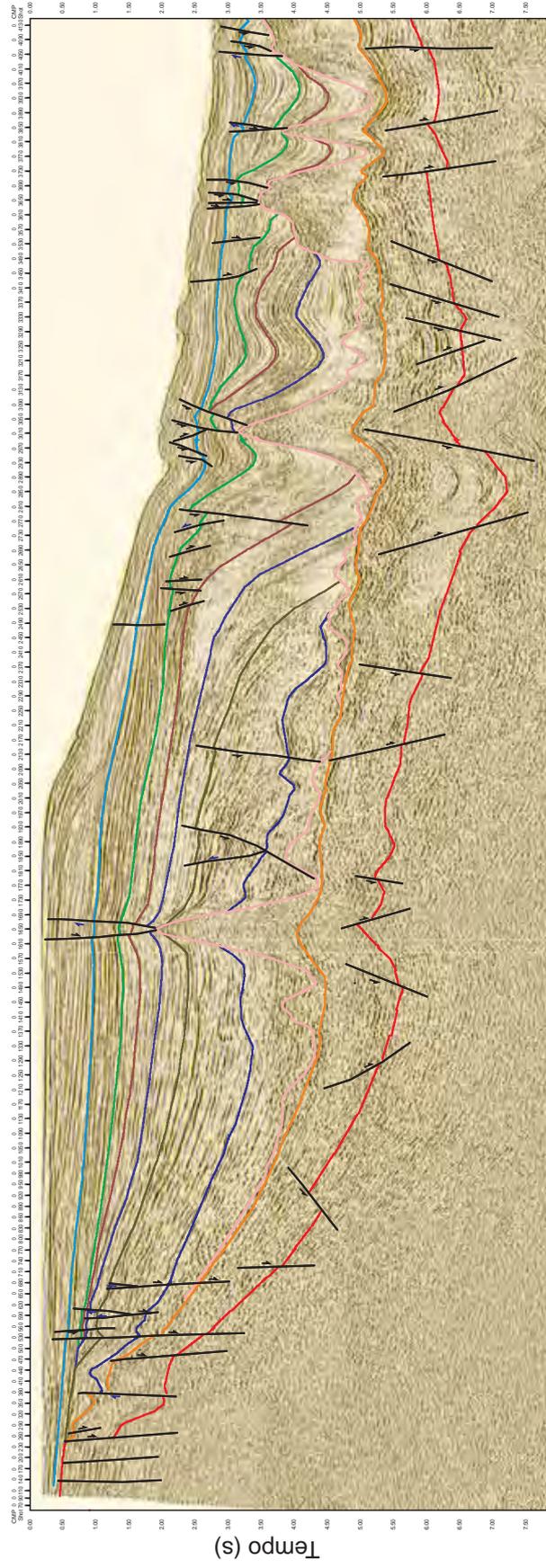
LEGENDA	
Intervalos Estratigráficos	
—	Mesomioceno
—	Eoceno
—	Topo Cretáceo
—	Eocampaniano
—	Escantoniano
—	Albiano
—	Topo Fm. Ariri
—	Topo Rife
—	Embasamento
Estruturas	
↘	Falha normal
↙	Falha inversa



Anexo 6 - Seção sísmica 0222_0107

NNW

SSE



LEGENDA

Intervalos Estratigráficos

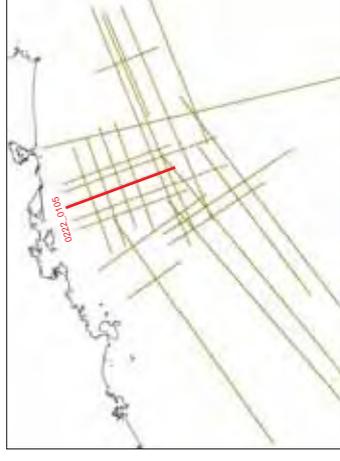
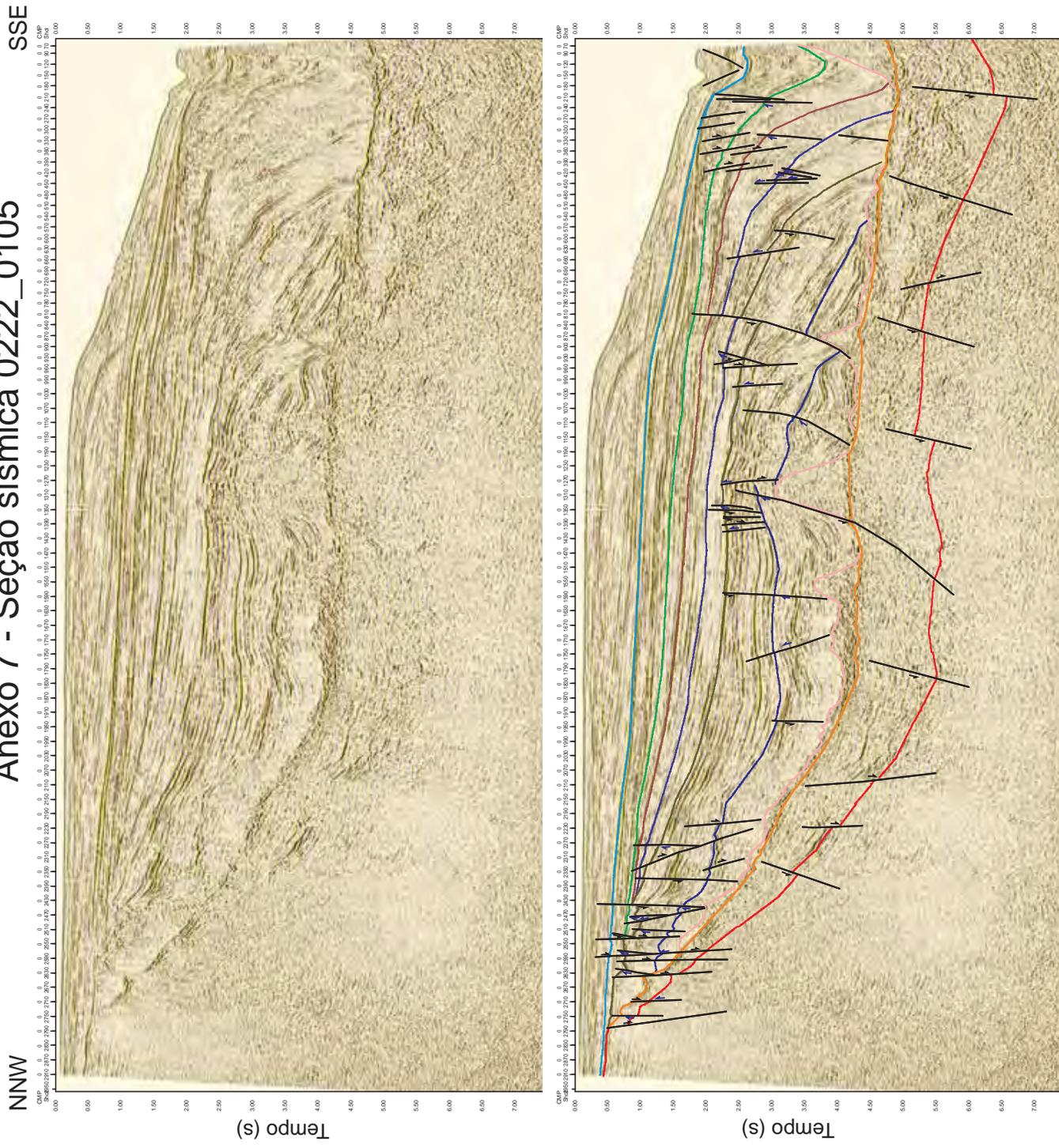
- Mesomioceno
- Eoceno
- Topo Cretáceo
- Eocampaniano
- Eosantoniano
- Albiano
- Topo Fm. Ariri
- Topo Rífite
- Embasamento

Estruturas

- Falha normal
- Falha inversa



Anexo 7 - Seção sísmica 0222_0105



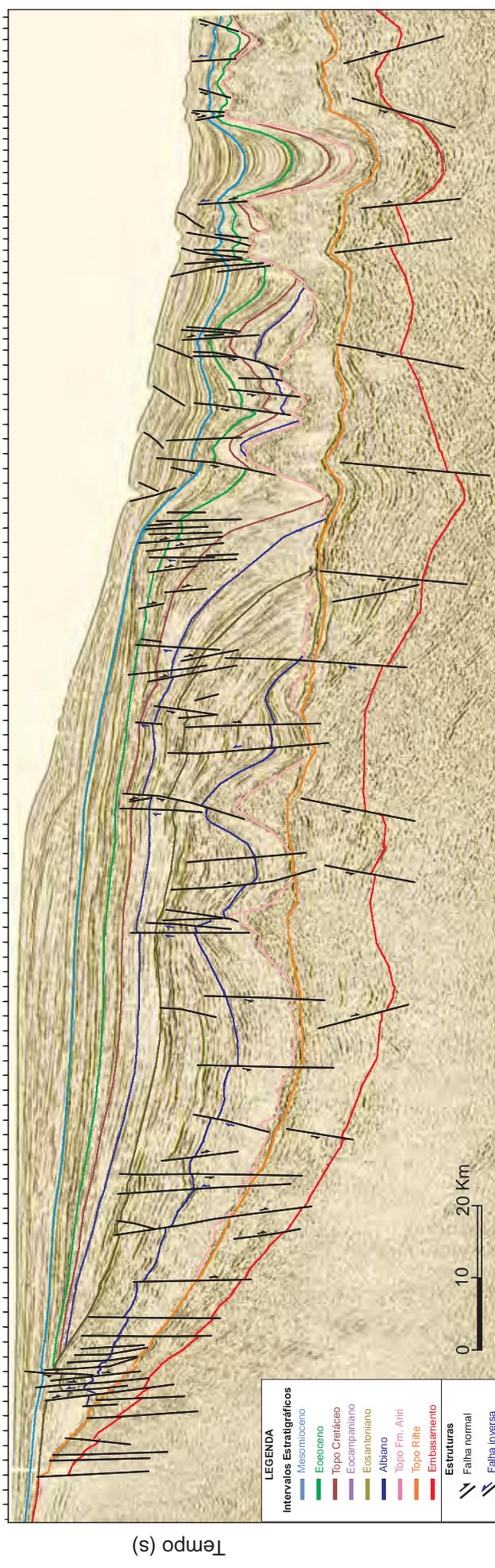
LEGENDA	
Intervalos Estratigráficos	
—	Mesomioceno
—	Eoceno
—	Topo Cretáceo
—	Eocampaniano
—	Eosantoniano
—	Albiano
—	Topo Fm. Acri
—	Topo Rife
—	Embasamento
Estruturas	
	Falha normal
	Falha inversa



Anexo 8 - Seção sísmica 0222_0103

NNW

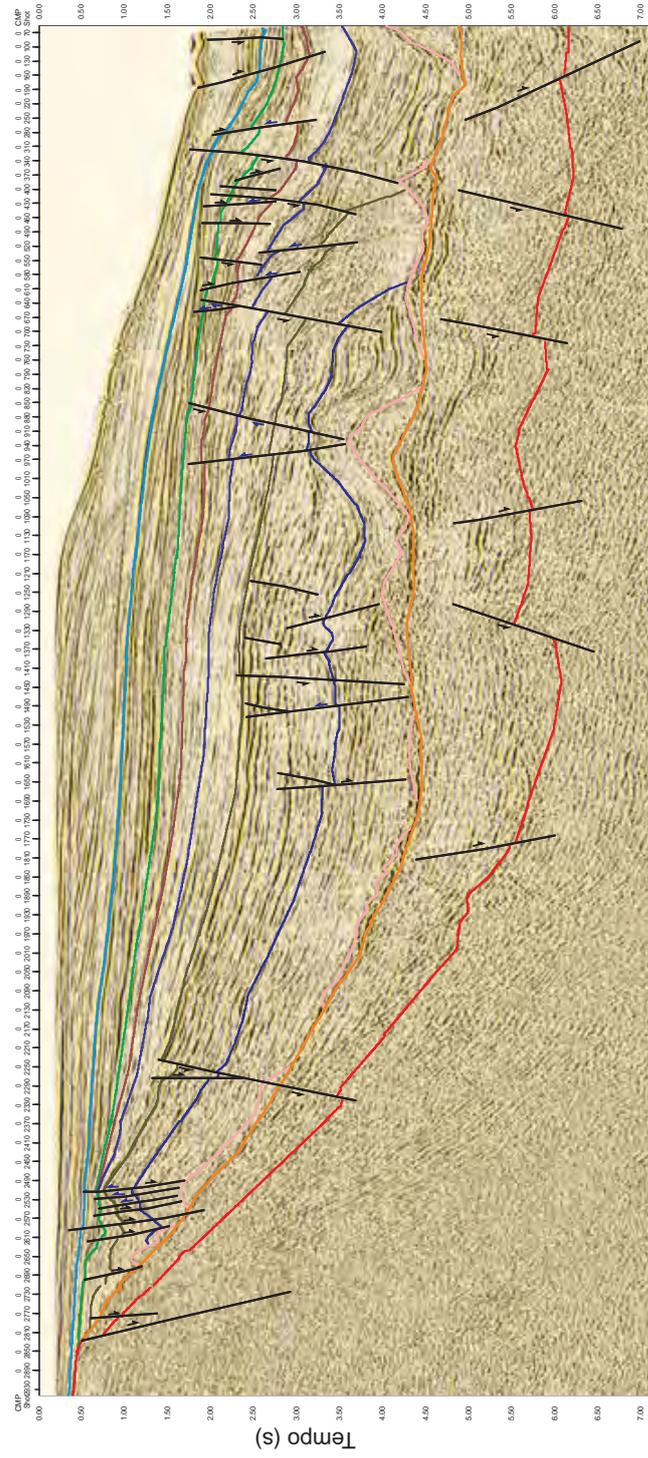
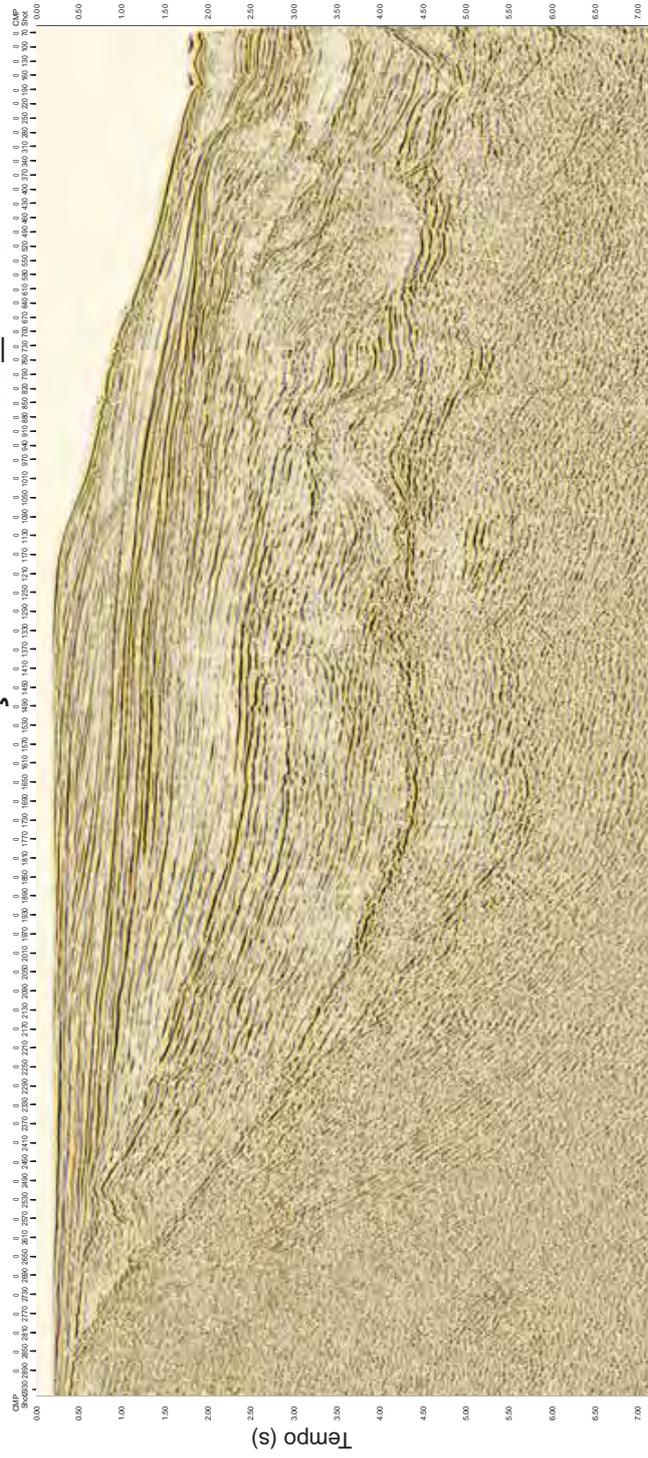
SSE



Anexo 9 - Seção sísmica 0222_0102

SSE

NNW



LEGENDA

Intervalos Estratigráficos

- Mesomioceno
- Eoceno
- Topo Cretáceo
- Eocampaniano
- Eosantoniano
- Albiano
- Topo Fm. Ariri
- Topo Rift
- Embasamento

Estruturas

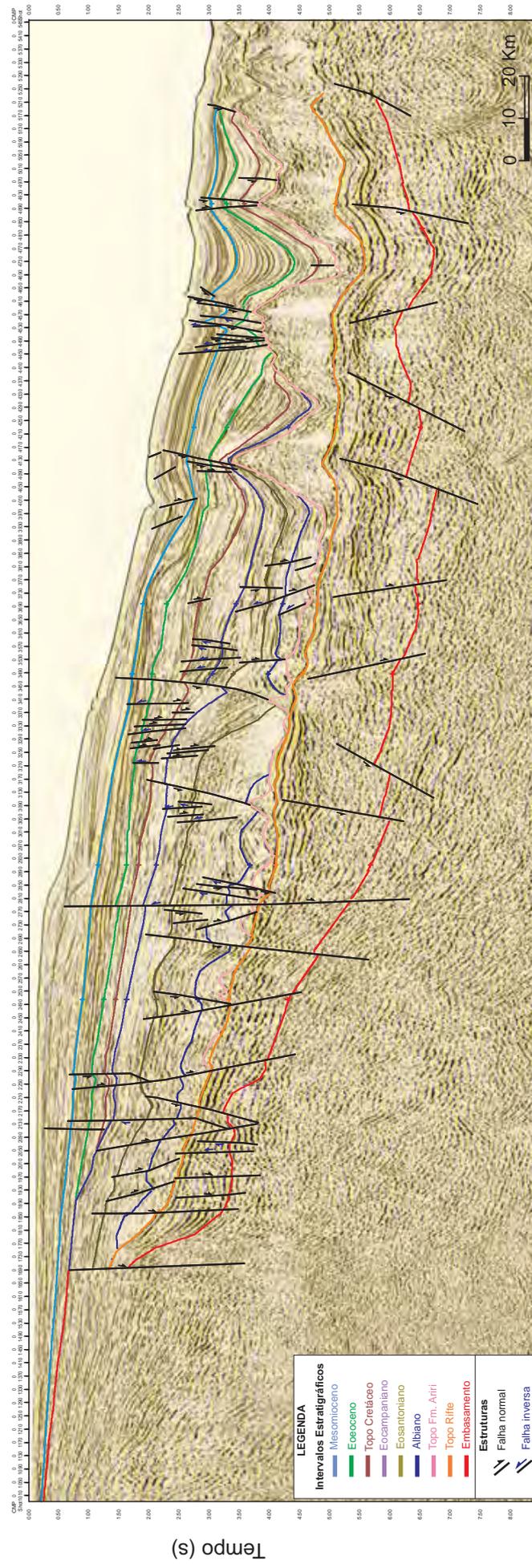
- Falha normal
- Falha inversa



Anexo 10 - Seção sísmica 0239_0366

SSE

NNW

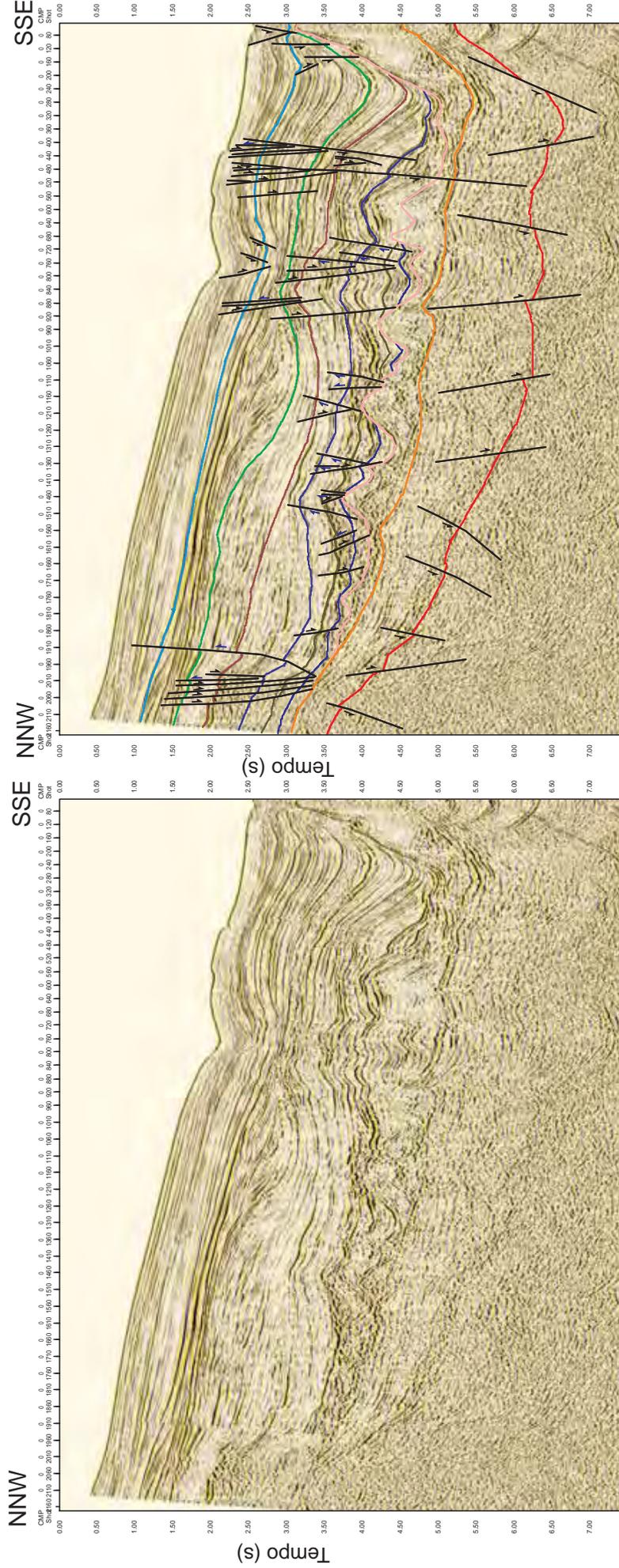


LEGENDA

Intervalos Estratigráficos	
█	Mesomioceno
█	Eoceno
█	Topo Cretáceo
█	Eocampaniano
█	Eosantoniano
█	Albiano
█	Topo Fm. Ahri
█	Topo Rife
█	Embasamento
█	Estruturas
//	Falha normal
//	Falha Inversa



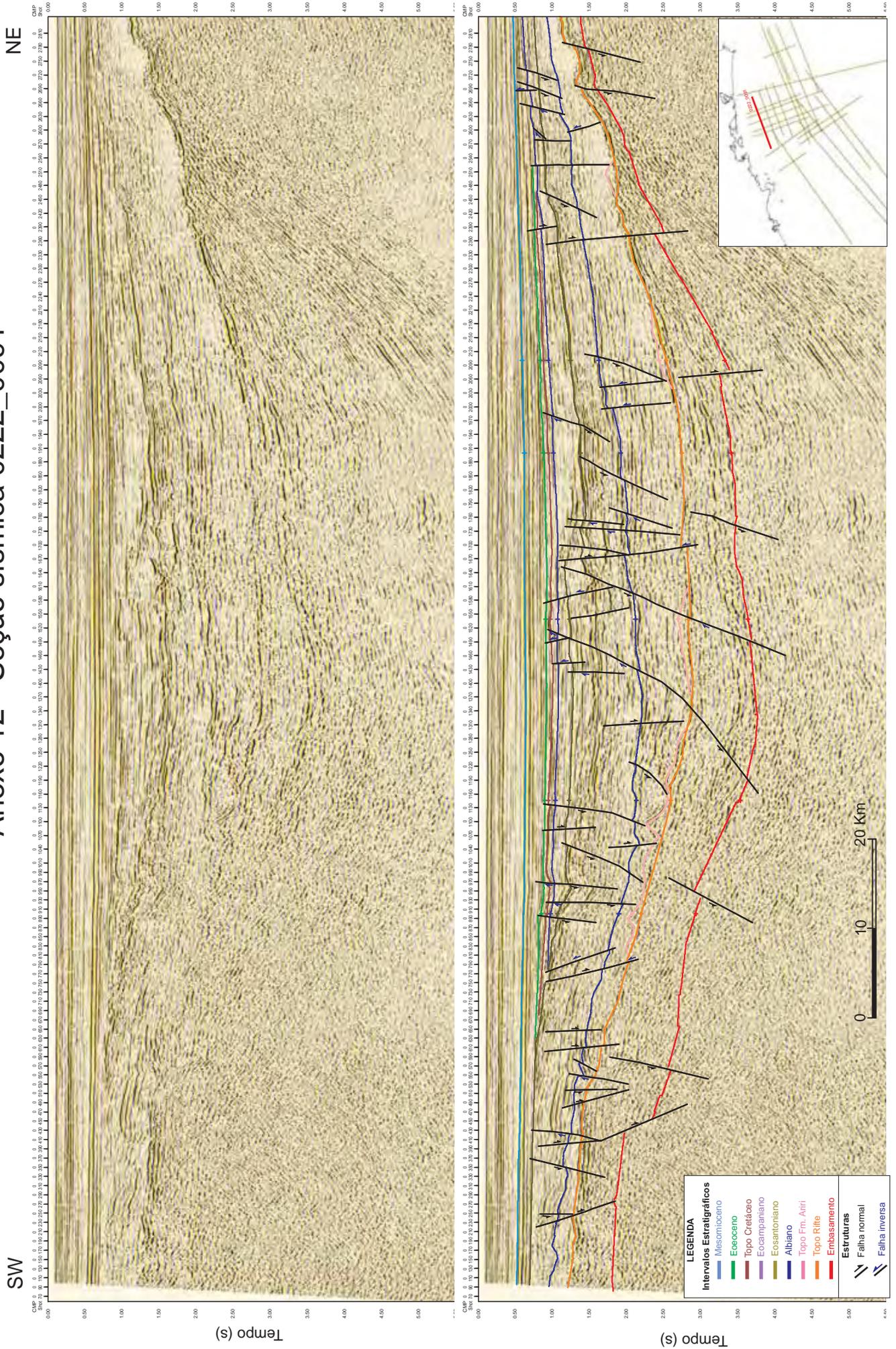
Anexo 11 - Seção sísmica 0228_3707



LEGENDA	
Intervalos Estratigráficos	
—	Mesomioceno
—	Eoceno
—	Topo Cretáceo
—	Eocampaniano
—	Eosantoniano
—	Albiano
—	Topo Fm. Atriri
—	Topo Riffe
—	Embasamento
Estruturas	
	Falha normal
	Falha inversa



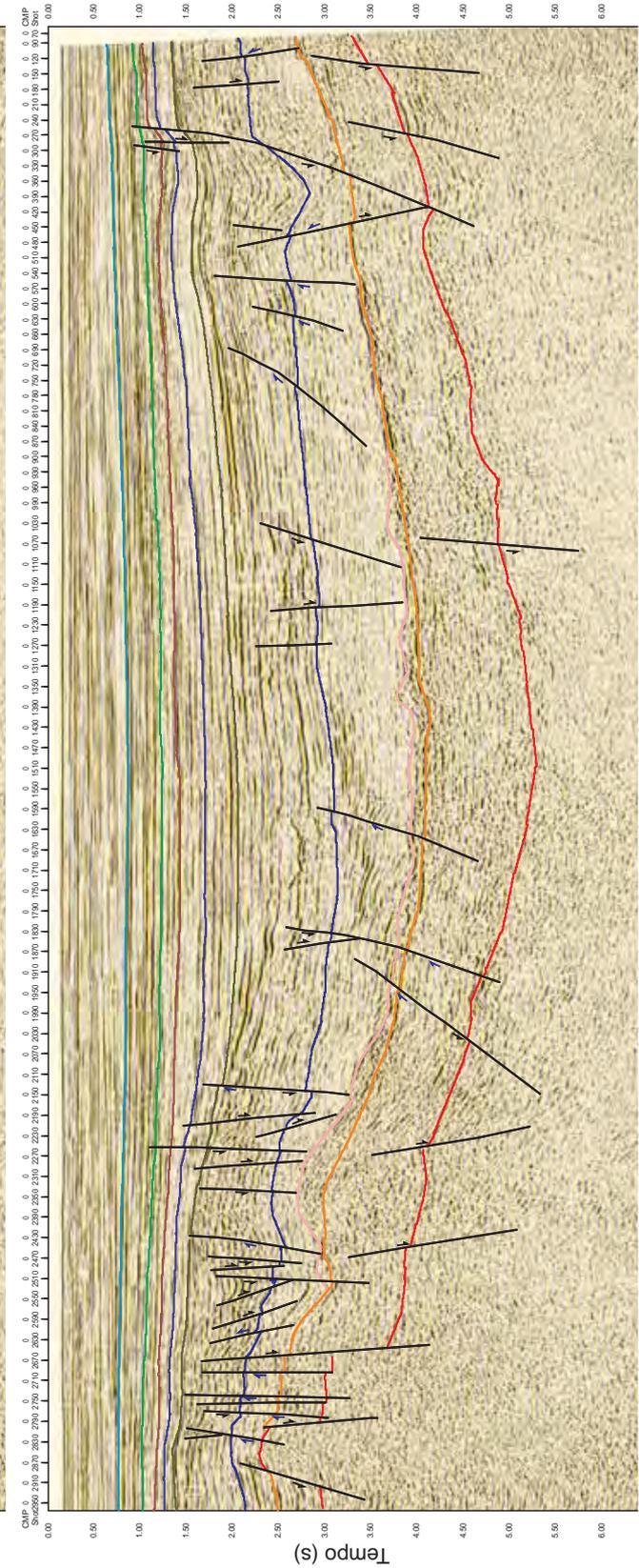
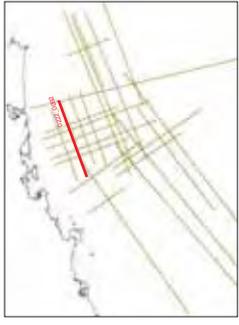
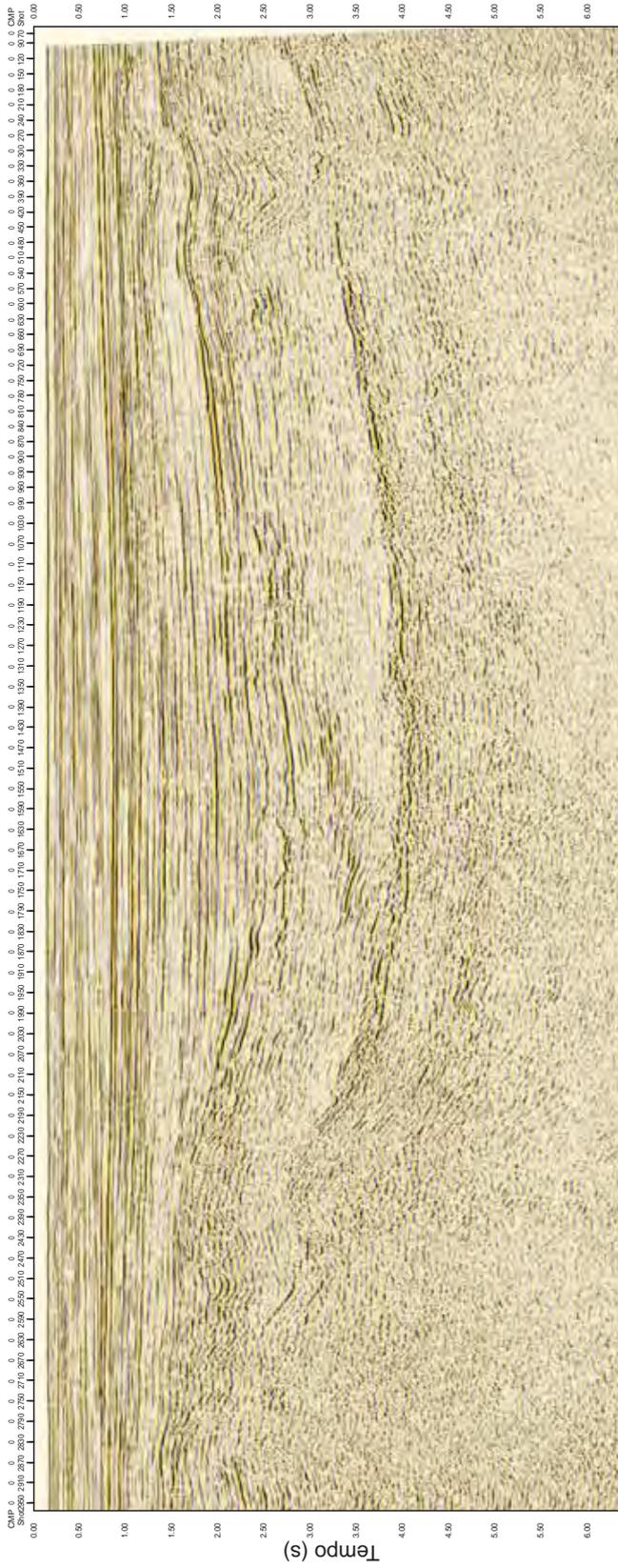
Anexo 12 - Seção sísmica 0222_0091



Anexo 13 - Seção sísmica 0222_0092

NE

SW



LEGENDA

Intervalos Estratigráficos

- Mesomioceno
- Eoceno
- Topo Cretáceo
- Eocampaniano
- Eosantoniano
- Albiano
- Topo Fm. Atrii
- Topo Rife
- Embasamento

Estruturas

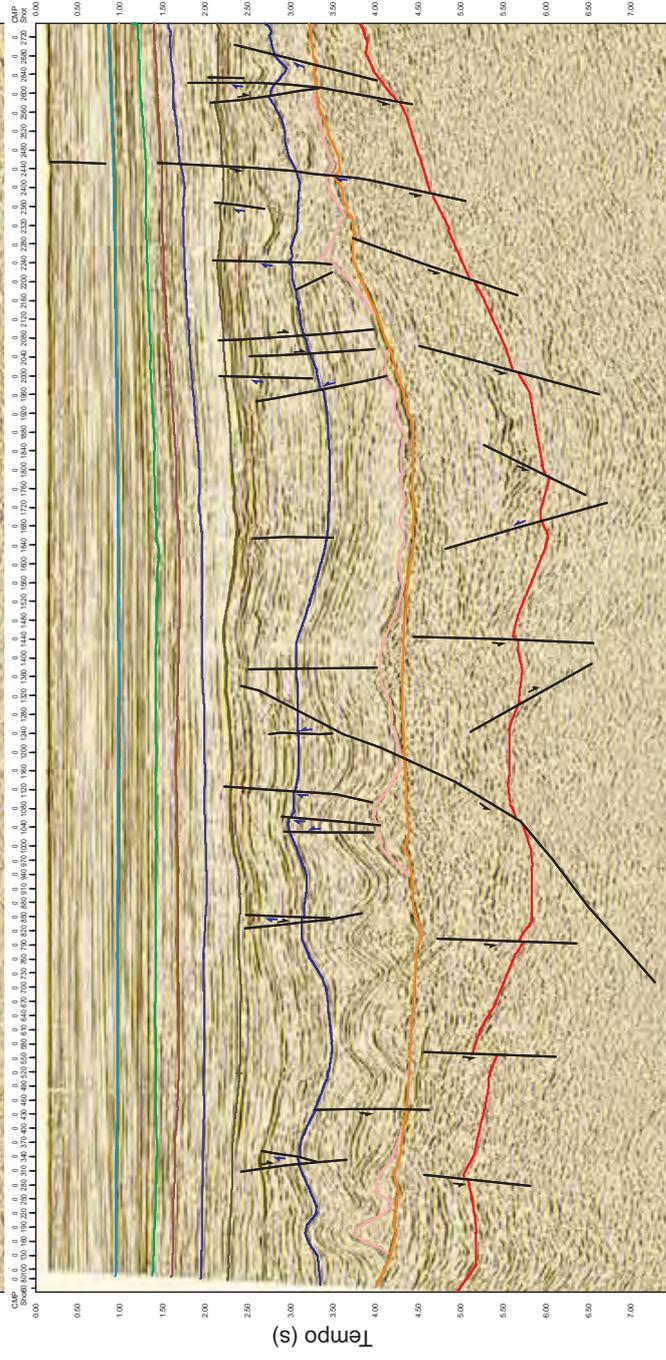
- Falha normal
- Falha inversa



Anexo 14 - Seção sísmica 0222_0093

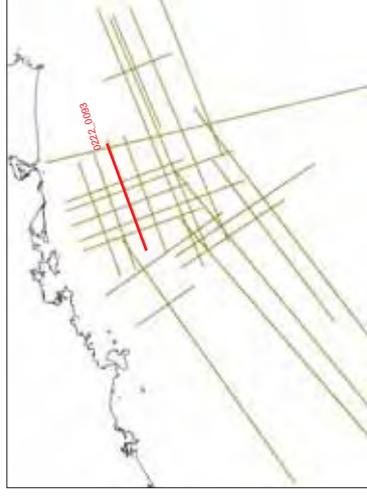
SW

NE

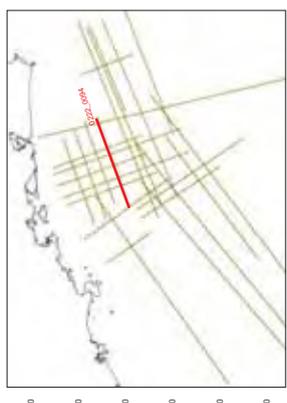


LEGENDA

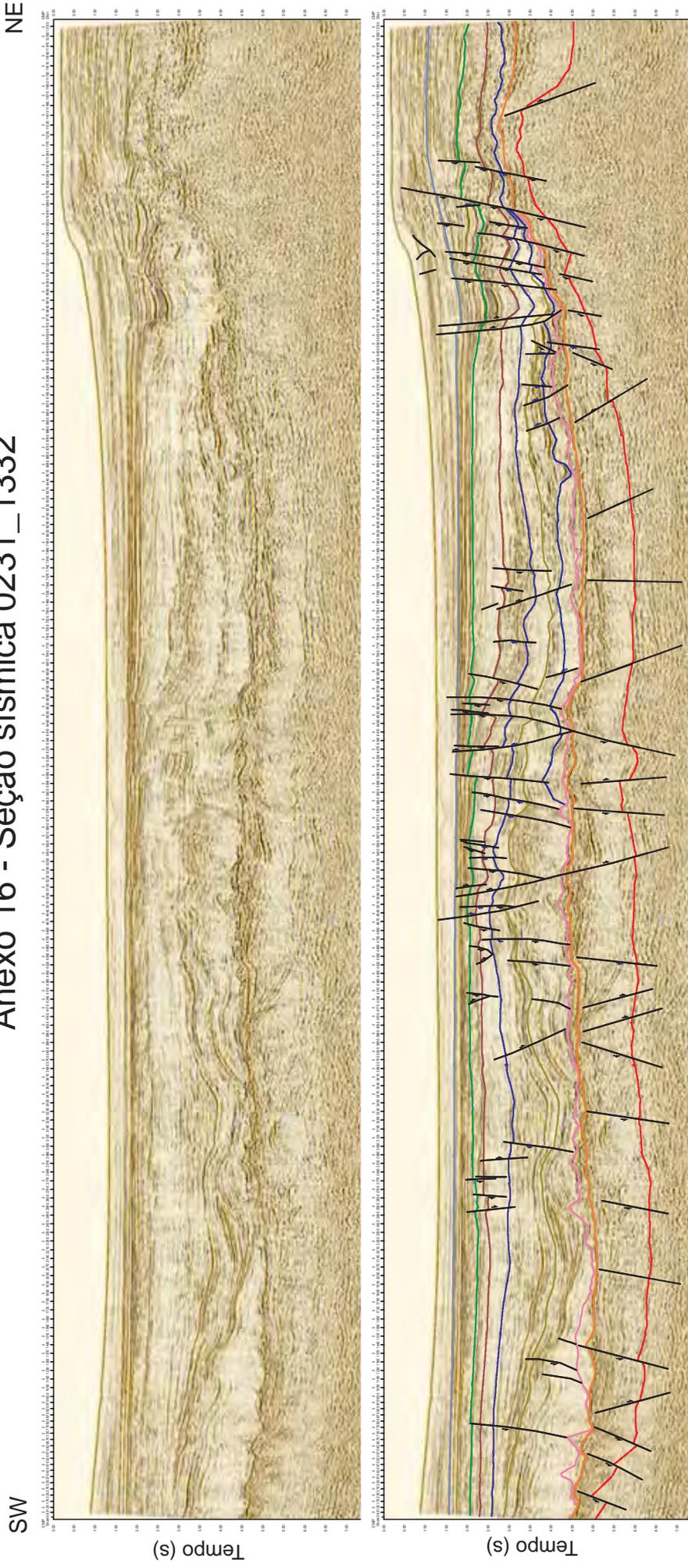
Intervalos Estratigráficos	
—	Mesomioceno
—	Eoceno
—	Topo Cretáceo
—	Eocampaniano
—	Eosantoniano
—	Albiano
—	Topo Fm. Afriti
—	Topo Rífte
—	Embascamento
Estruturas	
↘	Falha normal
↙	Falha inversa



Anexo 15 - Seção sísmica 0222_0094



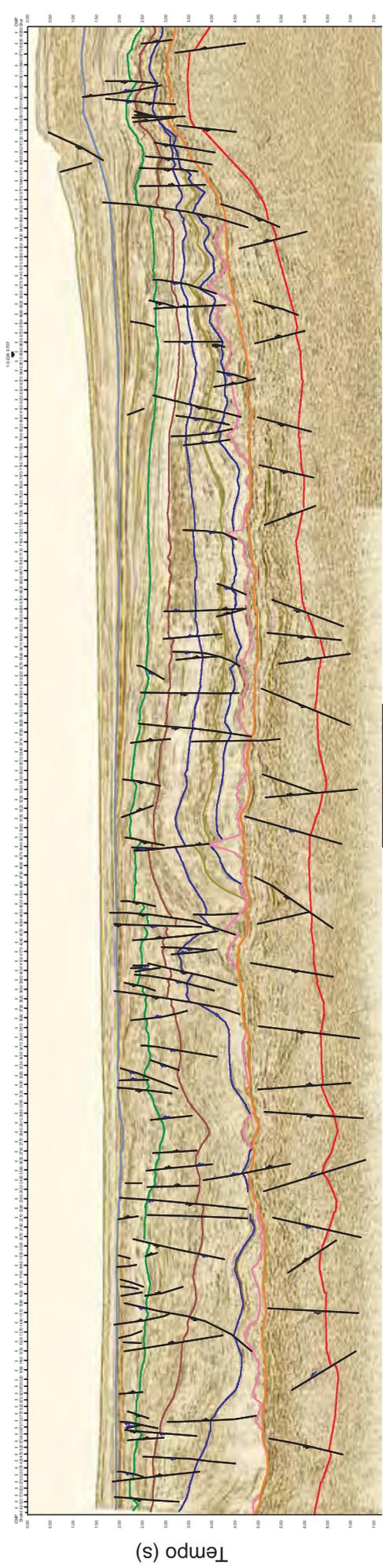
Anexo 16 - Seção sísmica 0231_1332



Anexo 17 - Seção sísmica 0247_0103

SW

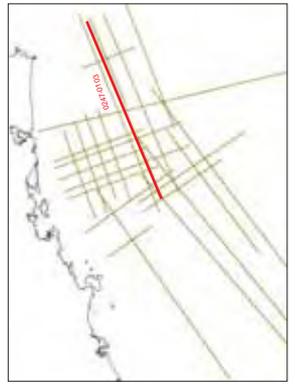
NE



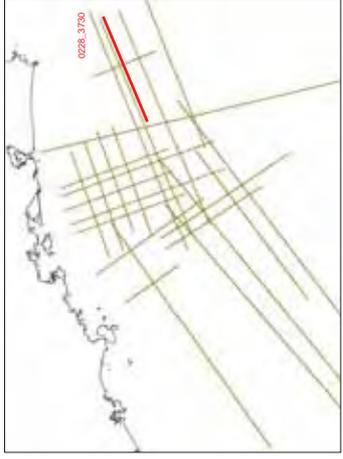
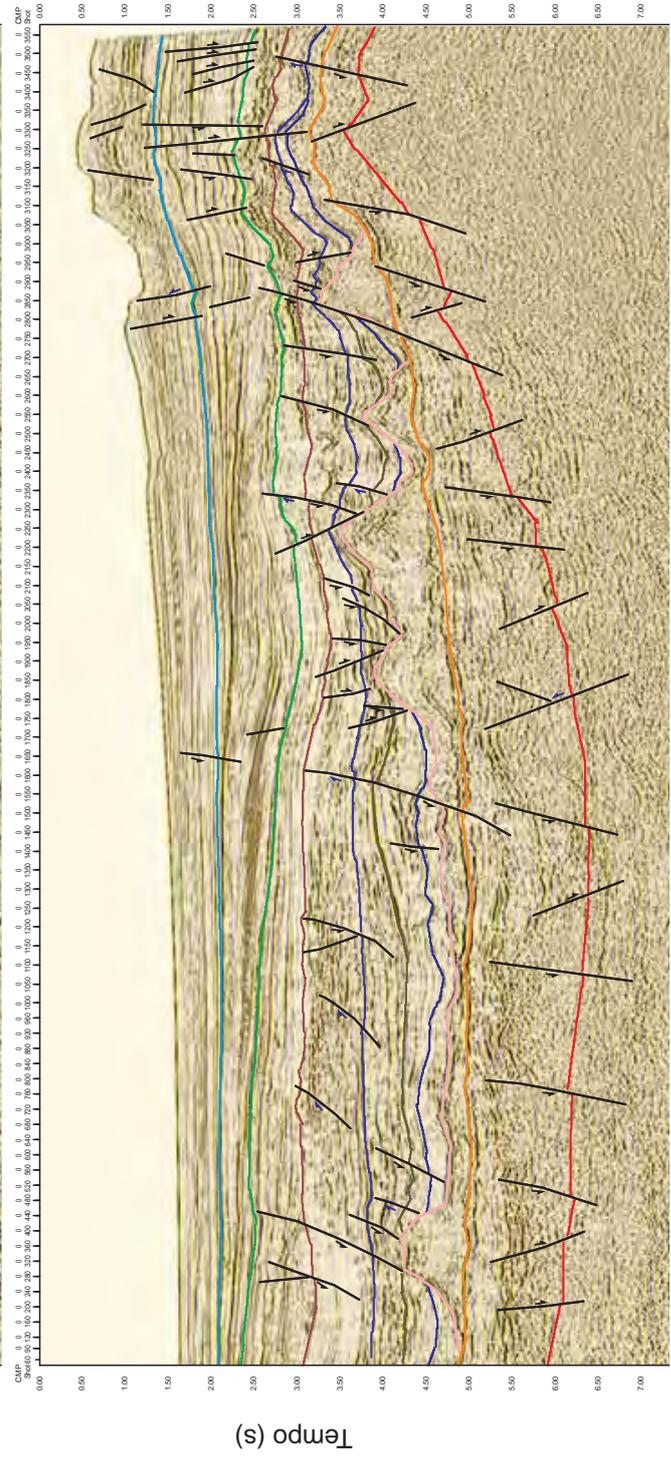
LEGENDA

Intervalos Estratigráficos	
Blue line	Mesomioceno
Green line	Eoceno
Red line	Topo Cretáceo
Purple line	Eocampariiano
Yellow line	Eosantoniano
Pink line	Albiano
Pink line	Topo Fm. Añifi
Red line	Topo Rife
Red line	Embasamento

Estruturas	
Black line with arrow pointing down	Falha normal
Black line with arrow pointing up	Falha inversa



Anexo 18 - Seção sísmica 0228_3730



LEGENDA

Intervalos Estratigráficos

- Mesomioceno
- Eoceno
- Topo Cretáceo
- Eocampaniano
- Eosantoniano
- Albiano
- Topo Fm. Aniri
- Topo Rife
- Embasamento

Estruturas

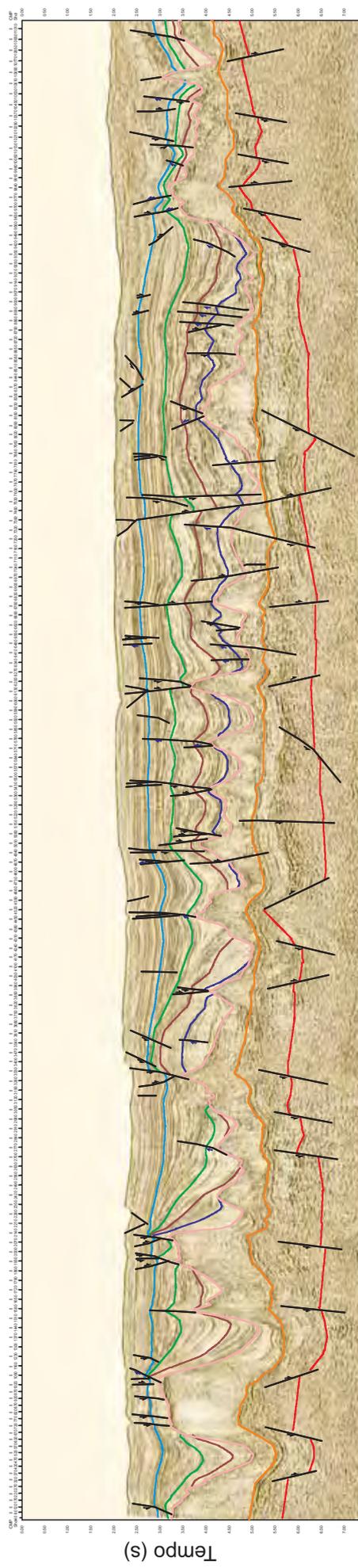
- Falha normal
- Falha inversa



Anexo 19 - Seção sísmica 0247_0100

SW

NE



LEGENDA

Intervalos Estratigráficos

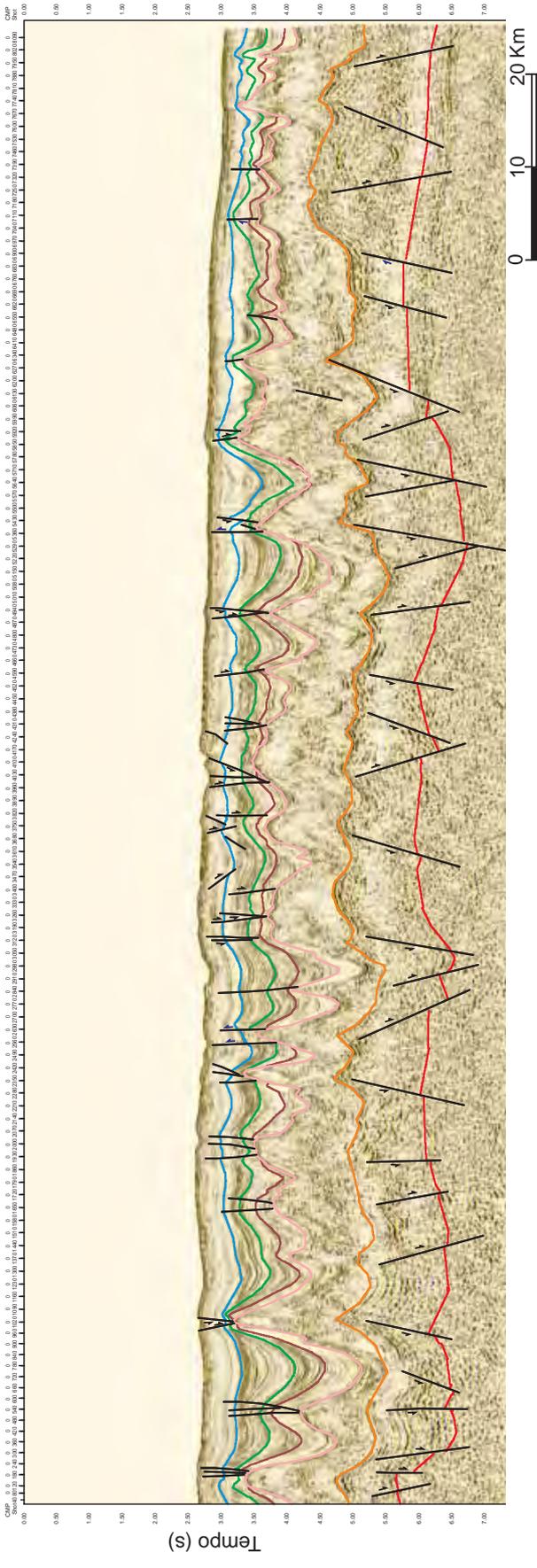
- Mesocóceo
- Eocóceo
- Topo Cretáceo
- Eocampaniano
- Eocampaniano
- Albiano
- Topo Fm. Atri
- Topo Rife
- Embasamento

Estruturas

- Falha normal
- Falha inversa



Anexo 20 - Seção sísmica 0250_1225



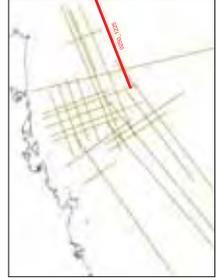
LEGENDA

Intervalos Estratigráficos

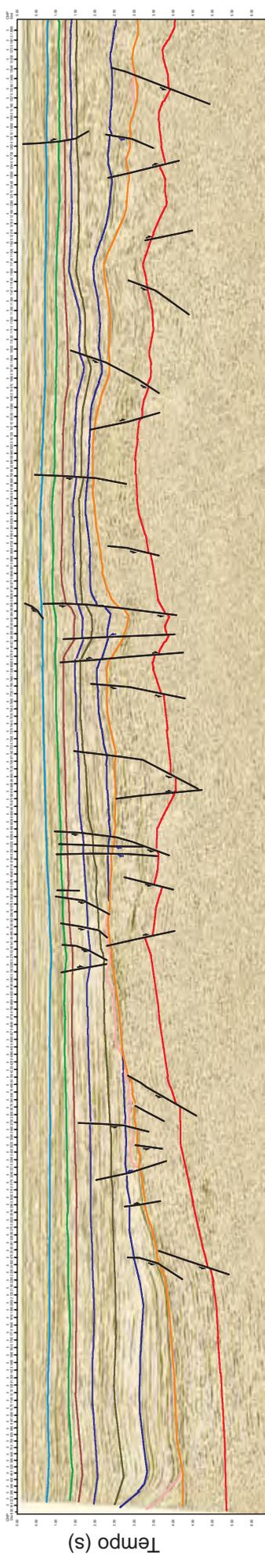
- Mesomioceno
- Eoceno
- Topo Cretáceo
- Eocampaniano
- Eosantoniano
- Albiano
- Topo Fm. Atriri
- Topo Rift
- Embasamento

Estruturas

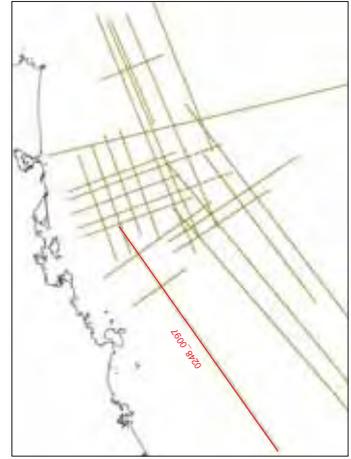
- Falha normal
- Falha inversa



Anexo 21 - Seção sísmica 0248_0097



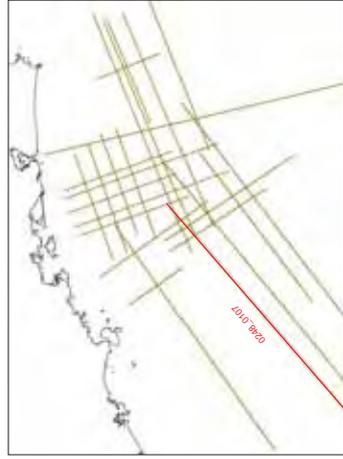
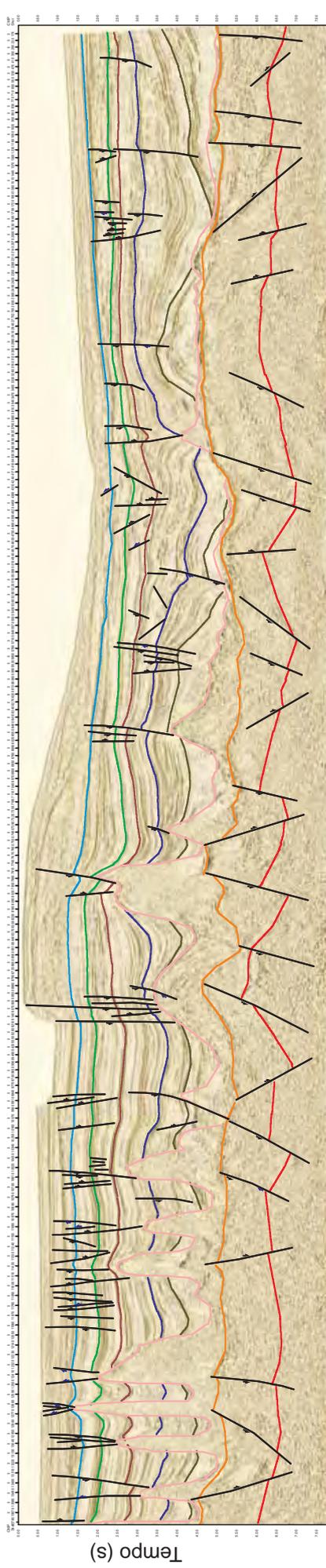
LEGENDA	
Intervalos Estratigráficos	
—	Mesomioceno
—	Eoceno
—	Topo Cretáceo
—	Eocampaniano
—	Eosantoniano
—	Albiano
—	Topo Fm. Ariri
—	Topo Rifte
—	Embasamento
Estruturas	
	Falha normal
	Falha inversa



Anexo 22 - Seção sísmica 0248_0107

SW

NE



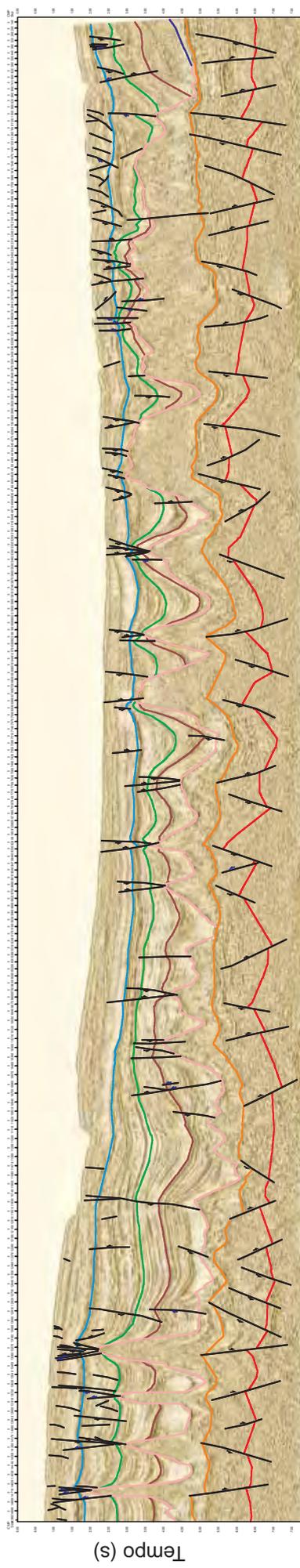
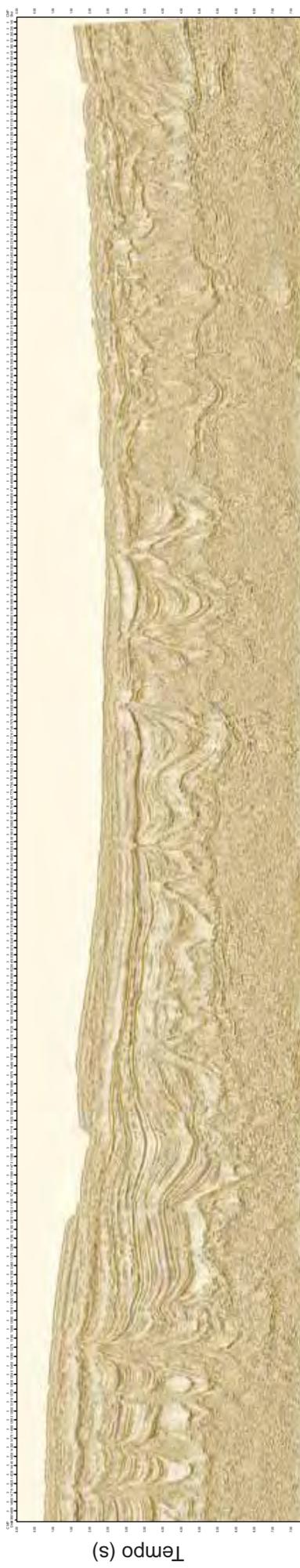
LEGENDA	
Intervalos Estratigráficos	
	Mesomioceno
	Eoceno
	Topo Cretáceo
	Eocampaniano
	Eosantoniano
	Albiano
	Topo Fm. Aitiri
	Topo Rife
	Embasamento
Estruturas	
	Falha normal
	Falha inversa



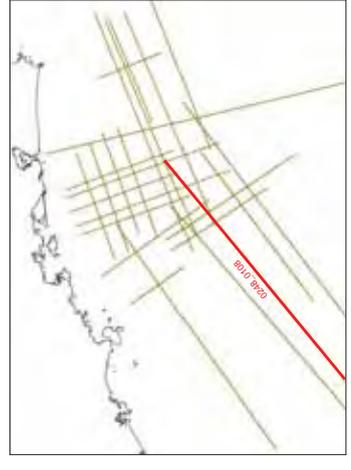
Anexo 23 - Seção sísmica 0248_0108

SW

NE



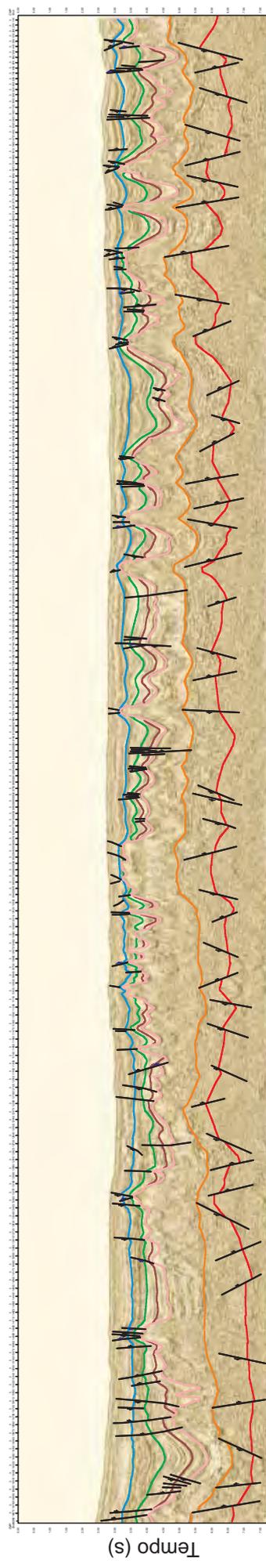
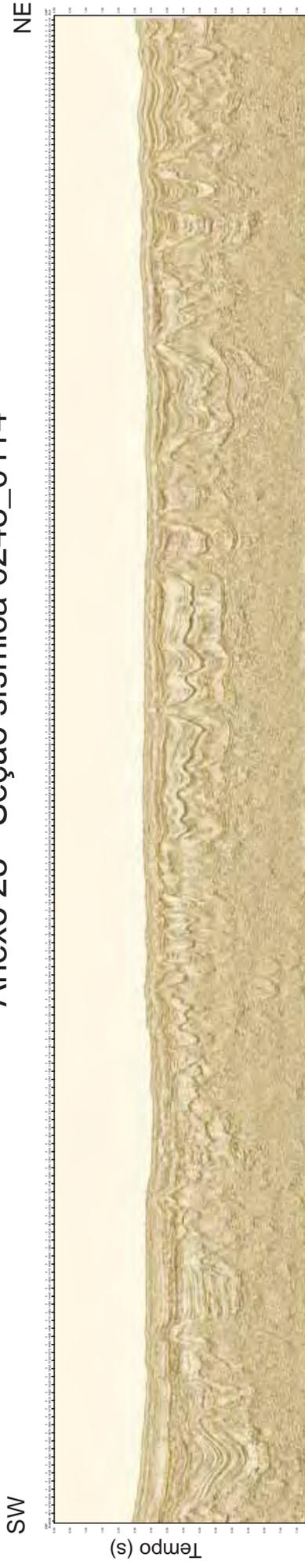
LEGENDA	
Intervalos Estratigráficos	
—	Mesomioceno
—	Eoceno
—	Topo Cretáceo
—	Eocampaniano
—	Eosantoniano
—	Albiano
—	Topo Fm. Aitri
—	Topo Rife
—	Embasamento
Estruturas	
	Falha normal
	Falha inversa



Anexo 24 - Seção sísmica 0248_0113



Anexo 25 - Seção sísmica 0248_0114



LEGENDA	
Intervalos Estratigráficos	
—	Mesomioceno
—	Eoceno
—	Topo Cretáceo
—	Eocampaniano
—	Eosantoniano
—	Albiano
—	Topo Fm. Ariti
—	Topo Riffe
—	Embasamento
Estruturas	
	Falha normal
	Falha inversa

