



SISMOESTRATIGRAFIA E
ESTRUTURAÇÃO DA REGIÃO
CENTRAL DA BACIA DE
TUCANO (CRETÁCEO, BRASIL)

PRISCILLA ALVAREZ ARAÚJO

SALVADOR – BAHIA
FEVEREIRO – 2020

Sismoestratigrafia e estruturação da região central da Bacia de Tucano (Cretáceo, Brasil)

por

PRISCILLA ALVAREZ ARAÚJO

Geofísica (Universidade Federal da Bahia – 2018)

Orientador: Michael Holz

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de

MESTRE EM CIÊNCIAS

EM

GEOFÍSICA

ao

Conselho Acadêmico de Ensino

da

Universidade Federal da Bahia

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Michael Holz

Prof. Dr. Joelson da Conceição Batista

Dr. Emanuel da Costa

Aprovada em 11 de fevereiro de 2020

A presente pesquisa foi desenvolvida no Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia da UFBA, com recursos próprios, da FAPESB, da CAPES, CTPETRO, ANP, PETROBRAS.

Alvarez Araújo, Priscilla,
Sismoestratigrafia e estruturação da região central da Bacia de Tucano (Cretáceo, Brasil) / Priscilla Alvarez Araújo. — Salvador, 2020.

99 f.: il

Orientador: Michael Holz

Dissertação (Mestrado) - Pós-Graduação em Geofísica. Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia, 2020.

1. Sismoestratigrafia. 2. Estratigrafia de Sequências. 3. Gravimetria. 4. Modelagens Gravimétricas. 5. Amarração Sísmica-Poço. I. Holz, Michael. II. Título.

Resumo

A região central da Bacia de Tucano, uma bacia rifte continental do Cretáceo, foi investigada por suas características estruturais e estratigráficas, usando dados de sísmica 2-D pós-stack, dados de poços e dados potenciais. A metodologia foi guiada pelos princípios de estratigrafia de seqüências aplicada à bacias rifte, auxiliada pela análise de atributos sísmicos e de fácies sísmicas, almejando a identificação de terminações estratais, mapeamento de feições estruturais, como falhas e topo do embasamento, e discordâncias. A literatura na Bacia de Tucano Central tradicionalmente reconhece apenas duas seqüências deposicionais que formam o preenchimento sedimentar da seção rifte, entretanto, a presente análise estratigráfica reconheceu um arcabouço de sete discordâncias intra-rifte, formando oito seqüências de terceira ordem. Mapas de espessura sísmica foram gerados com o objetivo de inferir a localização dos depocentros durante a deposição das seqüências e o sentido dos fluxos de sedimentação. Com o objetivo de estudar a profundidade anormal do depocentro da bacia, dados gravimétricos foram processados gerando mapas de anomalia Bouguer residual, e uma análise espectral foi realizada, que localizou o depocentro da bacia a aproximadamente 16 km, uma profundidade rara entre bacias rifte. Modelagens gravimétricas integradas a dados sísmicos foram realizadas com o objetivo de verificar as características estruturais e estratigráficas interpretadas anteriormente e de verificar a profundidade do depocentro da bacia encontrada pela análise espectral. Por fim, este trabalho propõe uma carta estratigráfica atualizada para a porção central da Bacia de Tucano e discute o papel da tectônica neste específico arcabouço estratigráfico.

Abstract

The central portion of the Tucano Basin, a Cretaceous continental rift basin in northeastern Brazil, was investigated for its structural and stratigraphic characteristics, using post-stack 2-D seismic data, well data and potential data. Methodology was steered by the principles of rift basin sequence stratigraphy, aided by seismic facies and seismic attribute analysis, targeting at an adequate identification of stratal terminations and on the mapping of structural features, such as top of the basement and faults, and unconformities. The literature on the Central Tucano basin traditionally recognizes only two depositional sequences forming the rift sedimentary infill, but the present stratigraphic analysis resulted in a framework of seven intra-rift unconformities, forming eight third-order rift sequences. Seismic thickness maps were created with the purpose to illustrate the location of the depocenters during the sequences' deposition and the direction of the sedimentation flow. In order to study the abnormal depth of the basin's depocenter, gravity data were processed creating residual Bouguer anomaly maps, and a spectral analysis was performed, which located the depocenter at approximately 16 km, a rare depth among rift basins. Gravity models integrated with seismic data were created in order to verify the structural and stratigraphic characteristics previously interpreted and the depth of the depocenter found by the spectral analysis. This work closes with the proposal of an updated stratigraphic chart for the deep central portion of the Tucano basin and discusses the role of tectonics on that particular stratigraphic framework.

Índice

Resumo	3
Abstract	4
Índice	5
Índice de Tabelas	7
Índice de Figuras	8
Introdução	13
1 Geologia da Área de Estudo	15
1.1 Bacia de Tucano	15
1.2 Bacia de Tucano Central	15
1.2.1 Sequências Estratigráficas	17
2 Fundamentação Teórica	22
2.1 Estratigrafia de Sequências em Bacias Rifte	22
2.1.1 Tratos de Sistemas Tectônicos	25
2.2 Sismoestratigrafia	26
2.3 Correlação Sísmica-Poço	29
2.4 Método Gravimétrico	32
2.4.1 Processamento de Dados Gravimétricos	34
2.4.2 Separação Regional-Residual	34
2.4.3 Modelagem Gravimétrica	36
3 Resultados	38
3.1 Interpretação Estrutural	38
3.2 Interpretação Sismoestratigráfica	44
3.2.1 Embasamento e Pré-Rifte	46
3.2.2 Sequências Rifte 1 e 2	51

3.2.3	Sequência Rifte 3 e 4	55
3.2.4	Sequências Rifte 5 e 6	58
3.2.5	Sequências Rifte 7 e 8	62
3.2.6	Sequência Pós-Rifte	65
3.3	Correlação Sísmica-Gravimetria	69
3.4	Discussões	81
4	Conclusões	84
	Agradecimentos	86
	Referências Bibliográficas	87
	Apêndice A Seções sísmicas interpretadas	90
	Anexo I Programa de Análise Espectral	95

Índice de Tabelas

3.1	Tabela de profundidades do topo do embasamento Z_t para cada polígono, com seus respectivos erros E_t	41
3.2	Tabela de densidades para cada sequência retirada de perfis de densidade dos poços.	71

Índice de Figuras

1.1	Mapa geológico simplificado das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá, indicando a localização das sub-bacias de Tucano no mapa do Brasil. O quadrado indica a área de estudo deste trabalho. Modificado de (Magnavita et al., 2003).	16
1.2	Arcabouço estrutural da Bacia de Tucano, onde é possível identificar a falha de Ajustina (falha de borda) e o baixo estrutural de Cícero Dantas. Modificado de Aragão e Peraro (1994).	17
1.3	Carta estratigráfica das sub-bacias de Tucano Sul e Tucano Central (Costa et al., 2007).	21
2.1	Evolução estrutural de um sistema rifte. A) Fase de início do rifte, onde estão instaladas pequenas falhas que formarão bacias localizadas. B) Fase de rifteamento intenso, onde as falhas são conectadas para formar a falha de borda principal. C) Estabelecimento do arcabouço estrutural da bacia rifte. Modificado de Gawthorpe e Leeder (2000).	23
2.2	Sistema de meio-grabens de uma bacia rifte. As setas indicam o sentido geral de aporte sedimentar pelos diferentes processos deposicionais (Holz, 2012).	23
2.3	Mecanismo de criação do espaço de acomodação em uma bacia rifte. A) Fase inicial do rifteamento, com criação de espaço de acomodação sedimentar e criação inicial do relevo típico de rifte. B) Novo espaço é criado concomitantemente com soerguimento. C) A erosão do relevo soerguido leva à formação de uma discordância correlata à zona de maior criação de espaço. Modificado de Holz (2012).	24
2.4	Sistemas deposicionais em um sistema de meio-gráben de bacia rifte sem influência marinha (Holz, 2012).	25
2.5	Modelo sismoestratigráfico aplicado à uma bacia rifte, ilustrando os tratos de sistemas tectônicos e suas superfícies limítrofes (Troccoli, 2015).	26
2.6	Principais terminações estratais observadas em dados sísmicos (Catuneanu, 2006).	27

2.7	Principais tipos de configurações internas e externas de fácies sísmicas. Modificado de Mitchum et al. (1977).	28
2.8	Obtenção de tempo de trânsito através da técnica CDP. Modificado de Thomas (2010).	30
2.9	Modelo simplificado da geração de um sismograma sintético. Os contrastes de litologia geram o modelo refletividade que ao ser convolvido com uma <i>wavelet</i> , gera o traço sísmico (Souza, 2017).	31
2.10	Atração gravitacional entre duas partículas no espaço. Modificado de Blakely (1996)	32
2.11	Aproximação de um corpo bidimensional por um polígono de n lados. (a) Representação de estrutura geológica considerada como modelo bidimensional. (b) Representação da seção transversal dS, mostrada em (a). (c) Polígono de n lados representando uma aproximação da seção dS (dos Santos Silva, 2012).	37
3.1	Mapa de Anomalia Bouguer Total do rifte RTJ, onde é possível notar a abrangência do baixo gravimétrico que se mostra presente desde a bacia de Tucano Central até Tucano Sul. O quadrado indica a área de estudo.	39
3.2	Mapa de Anomalia de Campo Magnético Total do rifte RTJ, onde não é possível detectar fontes magnéticas significativas na região central da Bacia de Tucano.	40
3.3	Espectros de potência para os polígonos de: a) 25 km^2 , b) 50 km^2 , c) 75 km^2 , d) 100 km^2 e e) 125 km^2 . O limite do espectro com a cor magenta representa as fontes profundas, a cor verde representa as fontes intermediárias e rasas e a cor azul representa o ruído do espectro.	41
3.4	Mapa de Anomalia Bouguer Residual do rifte RTJ, onde é possível notar um baixo estrutural limitado na bacia de Tucano Central, e outro baixo limitado na bacia de Tucano Sul.	42
3.5	Linhas sísmicas e poços sobrepostos pelo Mapa de Anomalia Bouguer Residual, onde é possível notar a posição das linhas em relação a profundidade da bacia.	43
3.6	Linhas sísmicas e poços sobrepostos pelo mapa estrutural da Bacia de Tucano onde pode-se observar a posição das linhas em relação às falhas e estruturas da região. O quadrado vermelho indica a localização da estrutura em flor negativa mapeada.	43

3.7	Estrutura em flor negativa observada nas seções A1) 0021 não-interpretada, A2) 0021 interpretada com atributo TecVA; B1) 1798 não-interpretada, B2) 1798 interpretada com atributo TecVA; C1) 1796 não-interpretada, C2) 1796 interpretada com atributo TecVA.	44
3.8	Exemplo de sismograma sintético do poço 2BH-0001-BA mostrando a boa correlação entre o modelo sintético e os traços sísmicos.	45
3.9	Porção da seção sísmica 0021 na direção dip a) não-interpretada e b) interpretada com TecVA, indicando a superfície de embasamento em vermelho.	46
3.10	Porção da seção sísmica 1796 na direção strike a) não-interpretada e b) interpretação de truncamentos em vermelho.	47
3.11	Poço 2-MIST-0001-BA com interpretação de discordâncias e foco no pré-rifte.	47
3.12	Seção sísmica 0021 na direção dip a) não-interpretada e b) interpretada.	49
3.13	Seção sísmica 1796 na direção strike a) não-interpretada e b) interpretada.	50
3.14	Mapa de Isópacas para a sequência pré-rifte da Bacia de Tucano Central, mostrando-a se mantendo com espessura aproximadamente constante em quase toda a bacia. Os picos de espessura que ocorrem no mapa são erros de interpolação devido a ausência de dados.	51
3.15	Poço 1-SR-0001-BA com interpretação de discordâncias e sequências rifte, com foco nos rifte 1 e 2.	52
3.16	Seção sísmica 1805 de direção strike, a) não-interpretada e b) interpretada.	53
3.17	Seção sísmica 1832 de direção strike, a) não-interpretada e b) interpretada.	54
3.18	Mapa de Isópacas para as sequências rifte 1 e 2, indicando o aumento de espessura das sequências em direção aos depocentros das bacias de Tucano Central e Sul.	55
3.19	Poço 2-RAJ-0001-BA com interpretação de discordâncias, com foco nos riftes 3 e 4.	56
3.20	Seção sísmica 1833 de direção strike, a) não-interpretada e b) interpretada.	57
3.21	Mapa de Isópacas para as sequências rifte 3 e 4, indicando o aumento de espessura das sequências em direção aos depocentros das bacias de Tucano Central e Sul.	58
3.22	Poço 2-RPST-0001-BA com interpretação de discordâncias, com foco nos riftes 5 e 6.	59
3.23	Seção sísmica 1074 de direção dip, a) não-interpretada e b) interpretada.	60
3.24	Seção sísmica 1813 de direção strike, a) não-interpretada e b) interpretada.	61
3.25	Mapa de Isópacas para as sequências rifte 5 e 6, indicando o aumento de espessura das sequências em direção aos depocentros das bacias de Tucano Central e Sul	62

3.26	Poço 2-BH-0001-BA com interpretação de discordâncias, com foco nos riftes 7 e 8.	63
3.27	Seção sísmica 1075 de direção dip, a) não-interpretada e b) interpretada. . .	64
3.28	Mapa de Isópacas para as sequências rifte 7 e 8, indicando o aumento de espessura das sequências em direção aos depocentros das bacias de Tucano Central e Sul.	65
3.29	Poço 2-BH-0001-BA com interpretação de discordâncias, com foco na sequência pós-rifte.	66
3.30	Seção sísmica 1799 de direção dip, a) não-interpretada e b) interpretada. . .	67
3.31	Composição das seções sísmicas 1799 e 1805 de direção dip e strike, respectivamente.	68
3.32	Composição das seções sísmicas 1799 e 1832 de direção dip e strike, respectivamente.	69
3.33	Mapa de Anomalia Bouguer Residual do rifte RTJ, com localização do perfil gravimétrico retirado sobre a linha sísmica 1799.	70
3.34	Modelo gravimétrico correlacionado com a seção sísmica 1799.	72
3.35	Mapa de Anomalia Bouguer Residual do rifte RTJ, com localização do perfil gravimétrico retirado sobre a composição das linha sísmicas 1799 e 1805. . .	73
3.36	Mapa de Anomalia Bouguer Residual do rifte RTJ, com localização do perfil gravimétrico retirado sobre a composição das linha sísmicas 1799 e 1832. . .	73
3.37	Modelo gravimétrico correlacionado com a composição das seções sísmicas 1799 e 1805.	74
3.38	Modelo gravimétrico correlacionado com a composição das seções sísmicas 1799 e 1832.	75
3.39	Mapa de Anomalia Bouguer Residual do rifte RTJ removido de 20 km, com localização dos perfis gravimétrico retirados sobre depocentro da bacia. . . .	76
3.40	Modelo gravimétrico D1 para o depocentro da Bacia de Tucano Central. . .	78
3.41	Modelo gravimétrico D2 para o depocentro da Bacia de Tucano Central. . .	79
3.42	Modelo gravimétrico D3 para o depocentro da Bacia de Tucano Central. . .	80
3.43	Carta estratigráfica proposta para ilustração das sete sequências sin-rifte interpretadas.	83
A.1	Seção sísmica 1798 de direção dip, a) não-interpretada e b) interpretada, mostrando a presença da estrutura em flor negativa.	91
A.2	Seção sísmica 0015 de direção dip, a) não-interpretada e b) interpretada, mostrando a presença da estrutura em flor negativa.	92

A.3	Seção sísmica 1794 de direção strike, a) não-interpretada e b) interpretada, mostrando a ausência das discordâncias DR-7 e DR-8 na margem flexural da bacia.	93
A.4	Composição das seções sísmicas 1805 e 0021 de direção strike e dip, respectivamente; a) não-interpretada e b) interpretada.	94

Introdução

A Bacia de Tucano está localizada no nordeste do estado da Bahia e é uma das bacias constituintes do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ), um rifte intracontinental que evoluiu como um ramo abortado relacionado à fragmentação do Gondwana, que promoveu a separação dos continentes América do Sul e África, e a abertura do oceano Atlântico Sul (Santos et al., 2010). Zonas de falha e de acomodação dividem a Bacia de Tucano em três sub-bacias: Tucano Sul, Tucano Central e Tucano Norte, sendo a sub-bacia Tucano Central o objeto de estudo deste trabalho. O rifte RTJ evoluiu em três fases tectônicas: pré-rifte, sin-rifte e pós-rifte.

A estratigrafia de seqüências é uma ciência que estuda a gênese e a sucessão espacial e temporal das unidades chamadas seqüências deposicionais, que são delimitadas por discordâncias ou superfícies correlativas (Holz, 2012). É uma ferramenta que tem sido útil na interpretação sísmica de bacias sedimentares e para ser aplicada em bacias do tipo rifte, necessitou passar por diversas adaptações, sendo a primeira realizada por Prosser (1993) e readaptada por Holz et al. (2017). Outra ferramenta que tem se mostrado útil na interpretação sísmica é a correlação de dados de poços com linhas sísmicas e a aplicação de atributos sísmicos, que podem ajudar na identificação de superfícies estratigráficas e feições estruturais, como falhas e topo do embasamento.

O objetivo deste trabalho é realizar uma interpretação da sucessão sedimentar da seqüência rifte, onde será aplicada a metodologia da estratigrafia de seqüências em bacias rifte, que permitirá estudar a bacia do ponto de vista de seqüências deposicionais, identificando padrões de empilhamento, terminações estratigráficas e discordâncias.

Neste trabalho, também será realizada uma análise de dados potenciais com o objetivo de verificar o comportamento estrutural da bacia, visto que esta possui um depocentro com profundidades consideradas anômalas para bacias do tipo rifte. A análise de dados gravimétricos e a realização de modelagens gravimétricas serão úteis para mapear a profundidade deste depocentro, assim como a análise espectral, que pode fornecer um valor aproximado sobre quão profundo a Bacia de Tucano pode chegar. A integração dos dados gravimétricos

com dados sísmicos será útil para verificar a coerência da interpretação sismoestratigráfica e fornecer informações a priori, que serão utilizadas nas modelagens gravimétricas.

Desta forma, no capítulo um deste trabalho serão descritas as características geológicas da área de estudo, com foco no arcabouço estrutural e estratigráfico da região central da Bacia de Tucano. No capítulo dois, será descrita a fundamentação teórica das metodologias utilizadas, como a estratigrafia de sequências aplicada à bacias rifte, a amarração sísmica-poço e o método gravimétrico. No capítulo três, serão apresentados os resultados encontrados pela interpretação estrutural e sismoestratigráfica da bacia através de dados sísmicos e de poços, juntamente com os resultados das modelagens gravimétricas, da análise espectral e da correlação entre sísmica e gravimetria.

1

Geologia da Área de Estudo

1.1 Bacia de Tucano

A Bacia de Tucano está localizada no nordeste do estado da Bahia e ocupa uma área de aproximadamente 30.500 km^2 . É uma das bacias que fazem parte do rifte intracontinental Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ), que evoluiu como um ramo abortado da ruptura continental que deu origem ao oceano Atlântico Sul. O rifte RTJ cobre parte dos estados da Bahia, Sergipe e Pernambuco, ocupando uma área de aproximadamente 45.000 km^2 (Ferronato, 2013).

Como todo o resto do rifte RTJ, a bacia de Tucano possui uma geometria de semi-gráben, cuja assimetria é gerada por uma falha de borda principal. A oeste, a margem é limitada por falhas de pequeno rejeito ou posicionada discordantemente sobre o embasamento. A bacia de Tucano é subdividida em três sub-bacias: Tucano Sul, Tucano Central e Tucano Norte (Figura 1.1), separadas por feições transversais orientadas na direção NW-SE, que constituem zonas de acomodação que podem não somente deslocar as falhas de borda, mas também alternar a polaridade das mesmas, como ocorre entre as sub-bacias de Tucano Central e Norte (Magnavita et al., 2003).

1.2 Bacia de Tucano Central

A sub-bacia de Tucano Central possui área de 14.700 km^2 , constituindo a maior sub-bacia da região. Seu limite com a sub-bacia de Tucano Sul é definido pela Zona de Acomodação do Rio Itapicuru e seu limite com Tucano Norte é definido pela Zona de Acomodação de Vaza-

Barris (Costa et al., 2007). Sua borda falhada é determinada pela falha de Ajustina, que é separada pela plataforma de Umburana, a oeste, e a plataforma de Quilombo, a leste. Sua arquitetura estrutural, cujo mapa é representado na Figura 1.2, é caracterizada por falhas de direção N-S que mergulham para oeste, resultando em um estilo dominó, sendo que uma grande falha antitética que mergulha para o leste, define o Baixo de Cícero Dantas, que é o maior baixo estrutural de todo o rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (Magnavita et al., 2003). Há controvérsias referente a que profundidade o Baixo de Cícero Dantas de fato está localizado. De acordo com (Santos et al., 2010), a profundidade do embasamento alcança mais de 9.000 metros, de acordo com (Magnavita et al., 2003), alcança mais de 10.000 metros e segundo (Costa et al., 2007), a profundidade estimada para o depocentro da bacia de Tucano Central é de aproximadamente 16.800 metros. Desta forma, o mapeamento do depocentro da bacia de Tucano será um dos principais objetivos deste trabalho.

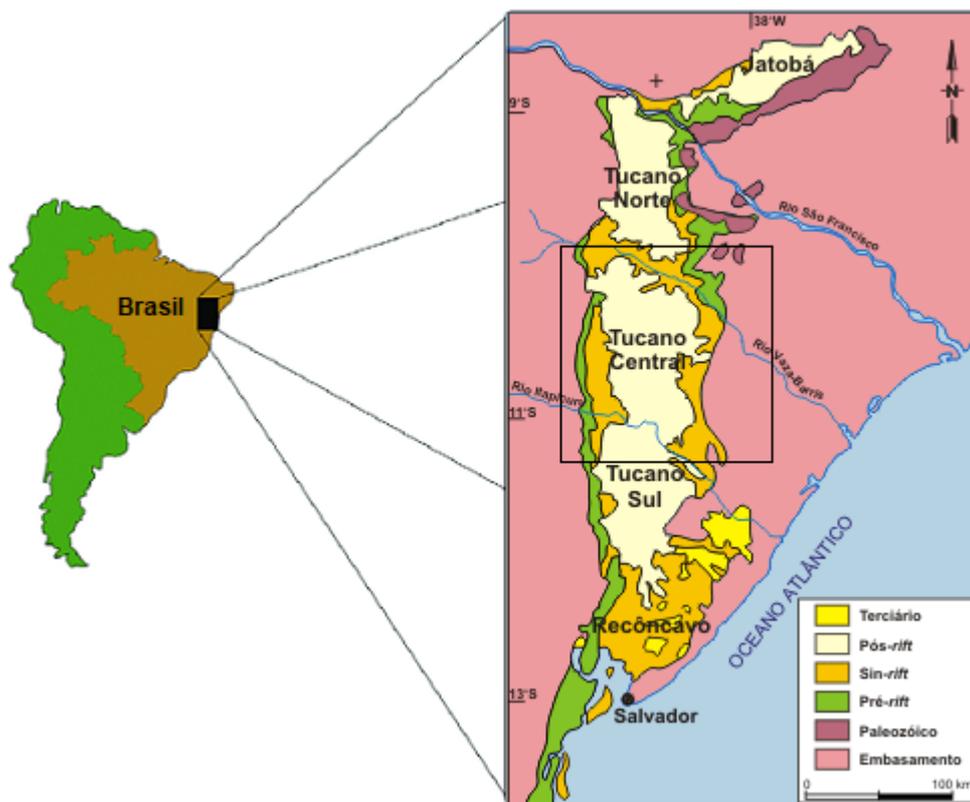


Figura 1.1: Mapa geológico simplificado das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá, indicando a localização das sub-bacias de Tucano no mapa do Brasil. O quadrado indica a área de estudo deste trabalho. Modificado de (Magnavita et al., 2003).

No limite entre as bacias de Tucano Central e Tucano Norte, ocorrem as falhas de transferência de Caritá e de Jeremoabo, que juntamente com o Alto de Vaza-Barris, formam uma zona de acomodação que determina a inversão da assimetria dos semi-grábens, ou

seja, a inversão do sentido do mergulho ao longo do strike (Magnavita et al., 2003). Já no limite entre as sub-bacias de Tucano Central e Tucano Sul, a Zona de Acomodação do Rio Itapicuru transfere a deformação relacionada aos esforços extensionais, promovendo o deslocamento relativo de suas falhas de borda (Inhambupe e Adustina), mas nesta região, não chega a ocorrer a inversão da assimetria do rifte (Costa et al., 2007).

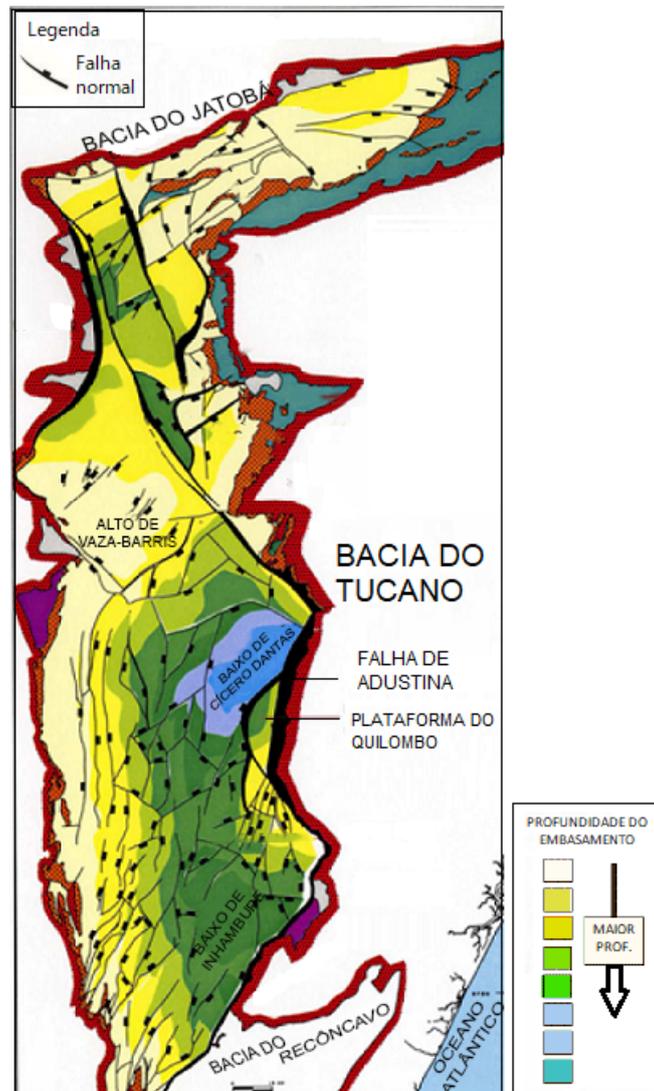


Figura 1.2: Arcabouço estrutural da Bacia de Tucano, onde é possível identificar a falha de Adustina (falha de borda) e o baixo estrutural de Cícero Dantas. Modificado de Aragão e Peraro (1994).

1.2.1 Sequências Estratigráficas

As sub-bacias de Tucano Sul e Central se instalam sobre a borda nordeste do Cráton do São Francisco, de acordo com (Costa et al., 2007), o embasamento desta região é composto de ortognaisses migmatíticos, a oeste-sudoeste e sudeste e de rochas metavulcano-sedimentares

do greenstone belt do Rio Itapicuru, a oeste. Conforme Bizzi et al. (2003), os ortognaisses migmatíticos possuem idade mesoarqueana a neo-arqueana (3.200-2.900 Ma), intrudidos por granitos e sienitos paleoproterozóicos (2.100-1.900 Ma).

Caixeta et al. (1994) descreveram a coluna estratigráfica (Figura 1.3) da Bacia de Tucano Central juntamente com a de Tucano Sul, dividindo-a em seqüências deposicionais de terceira ordem: Siluro-devoniana, Permo-carbonífera e Juro-eocretácea. Recentemente, Costa et al. (2007) revisaram os limites das seqüências deposicionais de terceira ordem, e agruparam-nas em seqüências de segunda ordem, chamando-as de superseqüências (Santos et al., 2010), descritas a seguir:

Superseqüência Paleozóica

Compreende apenas a Formação Afligidos (Aguiar e Mato, 1990), atribuída ao Permiano. Não aflora na sub-bacia, existindo poucos registros da mesma também em subsuperfície.

Superseqüência Pré-Rifte

Compreende as Sequências J-20 e K-05, que englobam o Grupo Brotas (Formações Aliança e Sergi) e a parte inferior do Grupo Santo Amaro (Formações Itaparica e Água Grande). Está relacionada ao período de extensão e ao adelgaçamento da crosta que antecede a implantação dos meio-grábens. A sucessão estratigráfica é marcada pela recorrência de ciclos flúvio-eólicos, relacionáveis ao Membro Boipeba e às formações Sergi e Água Grande, e às transgressões lacustres de caráter regional representadas pelo Membro Capianga e pela Formação Itaparica (Costa et al., 2007). Os depósitos aluviais que caracterizam as Formações Aliança e Sergi ocorrem ao longo de toda a bacia de Tucano Central aflorando em sua borda flexural. Os ciclos flúvio-eólicos adelgaçam-se para norte, sentido no qual são progressivamente maiores as espessuras dos pelitos e lamitos lacustres (Membro Capianga) (Costa et al., 2007).

Superseqüência Rifte

Costa et al. (2007) consideram que a transgressão do sistema eólico (arenitos eólicos da Formação Água Grande) por sistema lacustre (folhelhos lacustres do Membro Tauá, Formação Candeias) caracteriza um contexto inicial de subsidência da bacia. A Superseqüência Rifte compreende duas Sequências: K-10 e K-20, abrangendo as Formações Candeias, Marfim e as partes inferiores dos grupos Ilhas e Massacará; e K-30-K-40, que englobam as formações Pojuca/Taquipe e São Sebastião.

A coluna estratigráfica da Bacia de Tucano Central reproduz o empilhamento proposto por Lambiase (1990) para riftes continentais. Segundo este autor o sistema lacustre implantado na fase inicial da bacia é progressivamente assoreado, mostrando uma tendência geral para o raseamento, determinada pelo progressivo assoreamento do sistema lacustre implantado na fase inicial de estruturação das bacias, sob elevadas taxas de subsidência tectônica. Nas sub-bacias de Tucano Sul e Central, este assoreamento ocorreu mais rapidamente, refletindo o preenchimento axial do Sistema Rife Recôncavo-Tucano-Jatobá (Costa et al., 2007).

Enquanto associações de fácies deltáicas eram descritas na margem flexural de Tucano Central durante o Mesorrio da Serra, na Bacia do Recôncavo ainda prevaleciam ambientes de água profunda, com deposição de folhelhos e turbiditos lacustres do Membro Gomo. Ao início do Neo-Aratu, os sistemas fluviais já recobriam toda a Bacia de Tucano, enquanto que a maior parte da Bacia do Recôncavo ainda era palco de uma extensa sedimentação deltaica, com preservação de ambientes lacustres a sul.

- **Sequência K-10-K-20:** É representada por uma seção pelítica lacustre que sobrepõem diretamente à Formação Sergi. A evolução do estágio lacustre retrata uma intensificação da atividade tectônica, conjugada a uma progressiva umidificação climática. Durante o Eorrio da Serra, a sedimentação apresentou um caráter agradacional, refletindo taxas ainda reduzidas de acumulação e de subsidência. A efetiva estruturação da bacia deu-se no início do Mesorrio da Serra (Eo/Neoberriasiano), quando se acentuaram os mergulhos regionais e se consolidou a geometria de meio-gráben. O depocentro passou a se configurar com elevadas taxas de subsidência, com área plataformais relativamente estáveis e amplas na borda flexural. O sistema lacustre aprofundou-se e as taxas de subsidência superaram amplamente as de sedimentação, definindo um contexto de bacia faminta, na qual depositaram-se, sobretudo, pelitos (Formação Candeias). Em resposta às oscilações periódicas do nível de base, houveram deslocamento dos sistemas da margem flexural em direção ao depocentro da bacia (Costa et al., 2007).

No Mesorrio da Serra, as taxas de subsidência começaram a reduzir, permitindo que os sistemas deltáicos se estabelecessem nas margens flexurais, dando início ao assoreamento da bacia. O contexto tectono-climático da Bacia de Tucano Central registra um relativo ressecamento do clima e uma redução da atividade tectônica. Depósitos relacionados a fluxos gravitacionais não são registrados na Bacia de Tucano.

- **Sequência K-30-K-40:** Esta sequência representa um estágio já avançado de assoreamento da Bacia de Tucano. A esta época, a bacia esteve sujeita a um segundo evento distensional, que promoveu a reativação de falhas, com ampliação de depocentros e espessa-

mento da seção sedimentar. Sob paleoclima predominantemente seco e taxas de sedimentação que equilibravam as taxas de subsidência tectônica, sistemas fluvio-deltaicos prograderam ao longo da bacia, encerrando a deposição lacustre no segmento meridional do Rife Tucano-Jatobá Costa et al. (2007).

Na fase final da sequência K-30-K-40, a bacia de Tucano Central esteve sujeita a um terceiro ciclo distensional, que registrou as maiores taxas de extensão da fase rife nas bacias de Tucano e Jatobá, tendo sido responsável pela criação e reativação de falhamentos, pela rotação de blocos e por grandes espessamentos da seção sedimentar (Santos et al., 2010). A presença de conglomerados sintectônicos pertencentes à Formação Salvador registraram a atividade tectônica ao longo da falha de borda da bacia.

Desta forma, de acordo com Santos et al. (2010) e Costa et al. (2007), ocorreram três ciclos distensionais na bacia de Tucano Central, resultando em duas sequências sin-rife. Neste trabalho, iremos demonstrar que mesmo nesta configuração tectônica, foi possível detectar a ocorrência de outras sequências deposicionais de terceira ordem, como iremos mostrar no próximo capítulo.

Supersequência Pós-Rife

A Sequência K-50, que representa o estágio de subsidência térmica pós-rife, corresponde aos arenitos e conglomerados da Formação Marizal. Esta formação ocupa toda a parte central da bacia, depositada em discordância angular sobre as formações pertencentes à Supersequência Rife. A discordância basal da Formação Marizal constitui um evento regional, ocorrendo também nas bacias da margem continental oriental do Brasil (Santos et al., 2010).

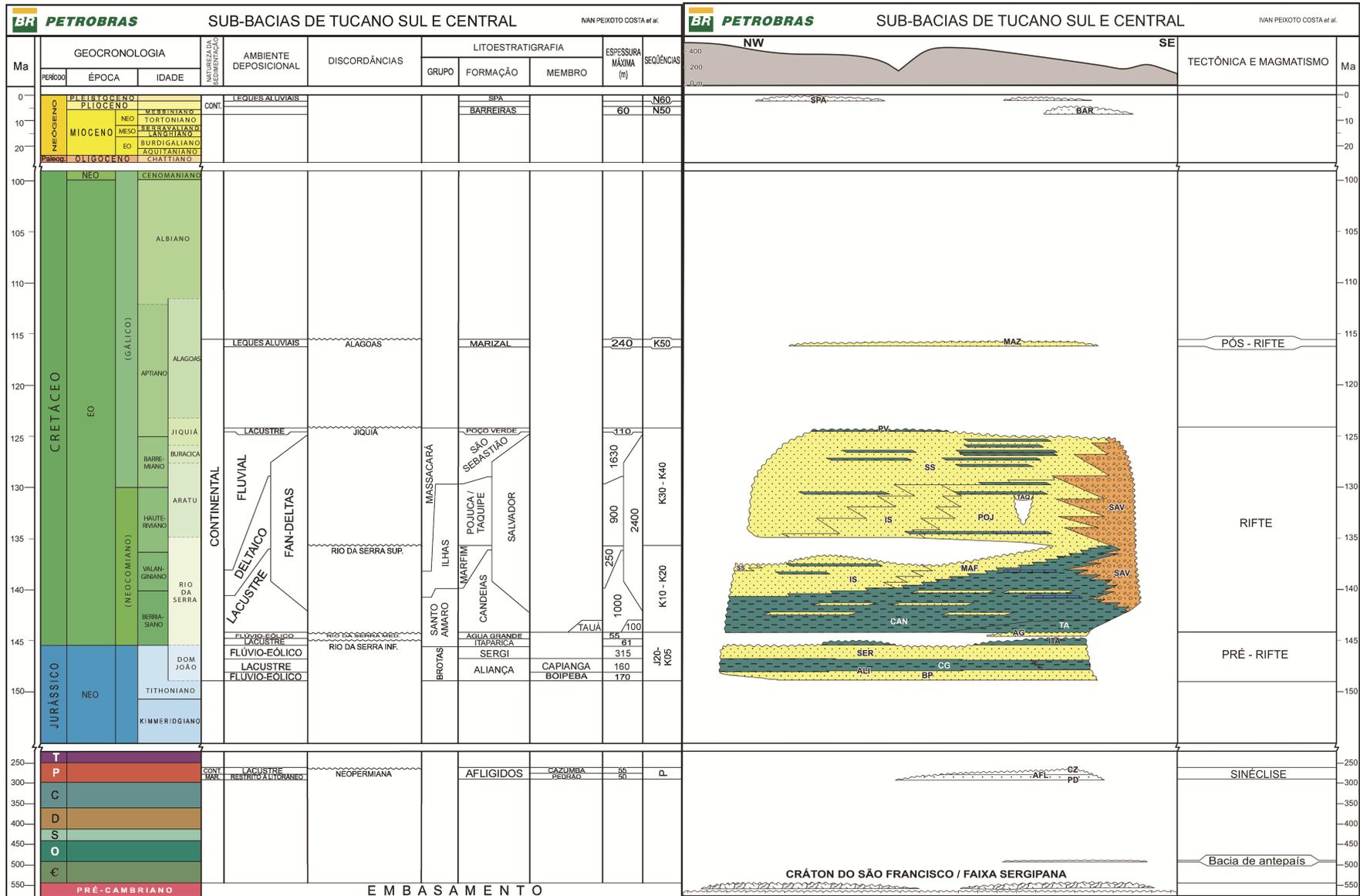


Figura 1.3: Carta estratigráfica das sub-bacias de Tucano Sul e Tucano Central (Costa et al., 2007).

2

Fundamentação Teórica

2.1 Estratigrafia de Sequências em Bacias Rifte

A estratigrafia de sequências é uma ciência que foca na análise da mudança de fácies e do caráter geométrico dos estratos, e na identificação de superfícies chaves para determinar a ordem cronológica do preenchimento da bacia e de eventos erosionais. Padrões de empilhamento estratigráficos respondem às mudanças nas taxas de sedimentação e nos níveis de base, e refletem nas combinações de tendências deposicionais que incluem progradação, retrogradação e agração, onde cada padrão de empilhamento define o tipo de deposição, como transgressivo, regressão normal e regressão forçada (Catuneanu et al., 2009).

Na estratigrafia de sequências clássica, os seus princípios eram aplicados em contextos de bacias de margem passiva, onde a subsidência tectônica varia ao longo de uma escala de tempo muito maior do que as mudanças eustáticas do nível de mar (Vail, 1977); (Posamentier et al., 1988). Neste contexto, o principal fator controlador da sedimentação é a eustasia, seguido pela tectônica. Entretanto, este modelo clássico foi sendo adaptado ao longo das décadas como forma de descrever melhor outros estilos tectônicos (como o de bacias rifte), onde o modelo inicialmente proposto por Prosser (1993), leva em consideração os tratos de sistemas onde a tectônica foi o fator dominante controlador da sedimentação, sendo esses sistemas assim chamados de Tratos de Sistemas Tectônicos.

Desta forma, a estratigrafia de sequências aplicada em bacias rifte propõe identificar padrões de empilhamento e sistemas deposicionais relacionados às fases tectônicas da evolução do rifte. Este tipo de bacia é formada em contexto tectônico de extensão da crosta continental, onde esta se estira e afina, até romper. Durante o processo de estiramento da crosta, são

formadas depressões assimétricas que resultam em uma série de vales estruturados por falhas extensionais (Holz, 2012). Gawthorpe e Leeder (2000) apresentaram um modelo estrutural que mostra a evolução de sistemas rifte (Figura 2.1):

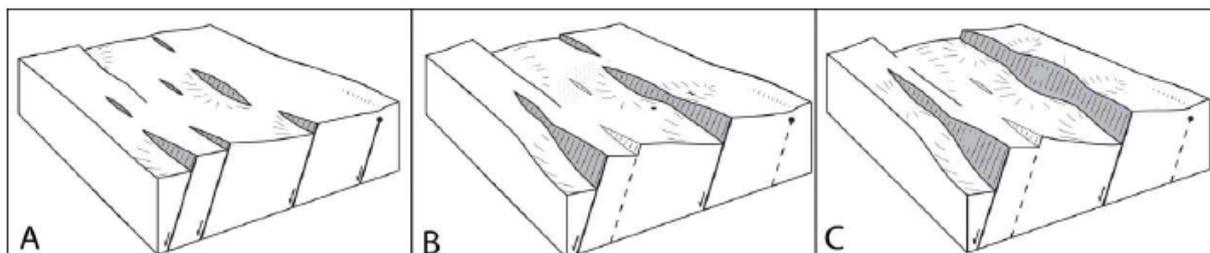


Figura 2.1: Evolução estrutural de um sistema rifte. A) Fase de início do rifte, onde estão instaladas pequenas falhas que formarão bacias localizadas. B) Fase de rifteamento intenso, onde as falhas são conectadas para formar a falha de borda principal. C) Estabelecimento do arcabouço estrutural da bacia rifte. Modificado de Gawthorpe e Leeder (2000).

As bacias rifte se desenvolvem através de sistemas de *horsts*, *grábens* e *meio-grábens*, sendo os meio-grábens as estruturas mais típicas encontradas neste tipo de bacia. Devido ao estiramento da crosta, os meio-grábens do sistema de riftes se movimentam ao longo das falhas extensionais que estruturam os vales, produzindo bacias cada vez mais profundas devido à subsidência. Esses vales são separados estruturalmente em dois blocos: o que se situa acima do plano de falha é a capa ou *hangingwall* e o que se situa abaixo é a lapa ou *footwall* (Figura 2.2).

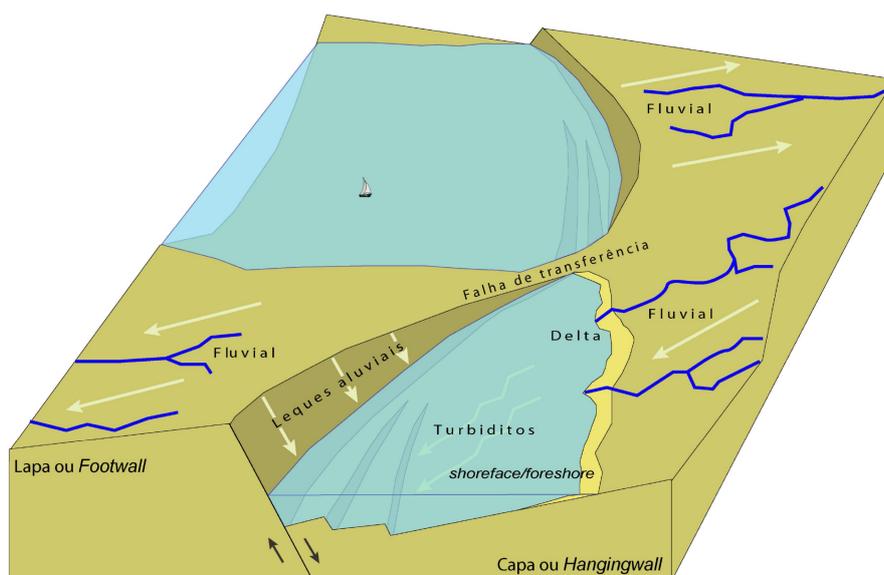


Figura 2.2: Sistema de meio-grabens de uma bacia rifte. As setas indicam o sentido geral de aporte sedimentar pelos diferentes processos deposicionais (Holz, 2012).

As falhas de borda dos meio-grábens apresentam mergulhos alternados, ou seja, ora mergulham para um sentido e ora para outro, sendo separadas por uma falha de transferência. No *hangingwall*, desenvolvem-se sistemas fluviais que podem gradar para sistemas de deltas na parte mais distal; no *footwall*, que ocorre junto à falha controladora do sistema de meio-gráben, desenvolvem-se leques aluviais (Holz, 2012).

O regime de movimentação da tectônica, ou seja, o movimento das falhas, é responsável pelo mecanismo de criação do espaço de acomodação em uma bacia rifte, que podem causar soerguimento e subsidência do sistema de meio-grabens. Entretanto, nas áreas de rifteamento, o movimento de subsidência do *hangingwall* é acompanhado por um soerguimento no *footwall*, ou seja, existem movimentos síncronos de subsidência e soerguimento no meio-graben, fazendo com que a destruição de espaço seja síncrona à criação de espaço (Holz, 2012). Desta forma, a subida e a queda do nível de base ocorrem praticamente ao mesmo tempo e é a tectônica, e não o nível do mar, que controla a criação e destruição de espaço na bacia (Figura 2.3).

Assim, nos momentos de menor atividade tectônica, há uma baixa criação de espaço, fazendo com que os sedimentos progradem à medida que a bacia se torne mais rasa, até que a atividade tectônica aumente novamente, havendo criação de espaço e inundando a bacia.

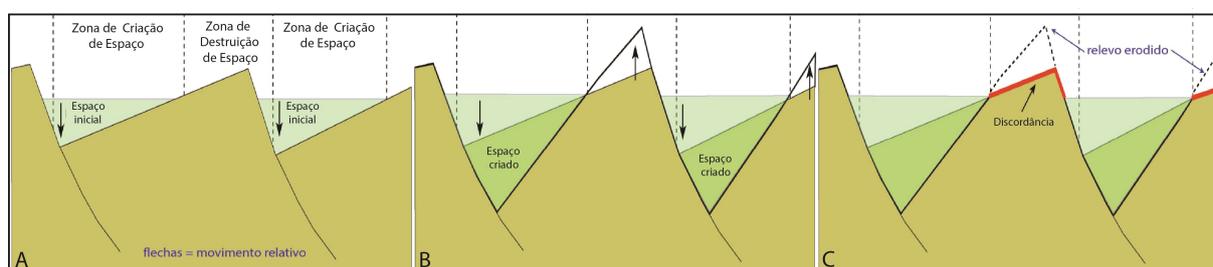


Figura 2.3: Mecanismo de criação do espaço de acomodação em uma bacia rifte. A) Fase inicial do rifteamento, com criação de espaço de acomodação sedimentar e criação inicial do relevo típico de rifte. B) Novo espaço é criado concomitantemente com soerguimento. C) A erosão do relevo soerguido leva à formação de uma discordância correlata à zona de maior criação de espaço. Modificado de Holz (2012).

A bacia de Tucano, que é o foco de estudo deste trabalho, é considerada como um rifte abortado, ou seja, permaneceu no estágio continental e nunca esteve sob domínio marinho, mantendo uma sedimentação lacustrina e fluvial até o final do ciclo tectônico, não registrando fácies marinhas em nenhuma época. Desta forma, os sistemas deposicionais no sistema de meio-gráben da bacia de Tucano ocorreu sem influência marinha, como pode ser demonstrado pela Figura 2.4.

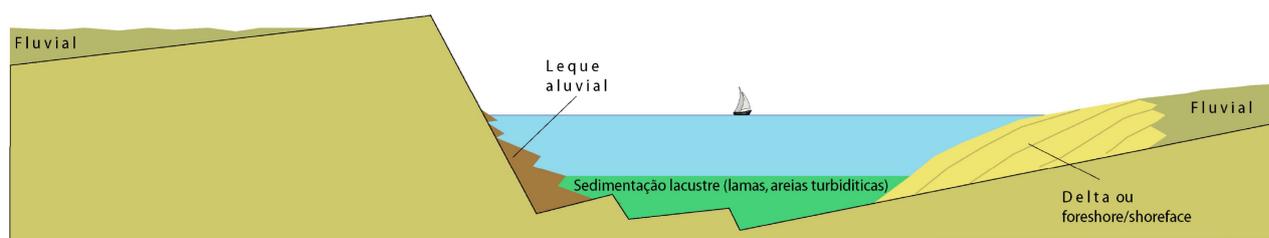


Figura 2.4: Sistemas deposicionais em um sistema de meio-gráben de bacia rifte sem influência marinha (Holz, 2012).

2.1.1 Tratos de Sistemas Tectônicos

De acordo com Holz et al. (2017), existem três principais fases tectonoestratigráficas de uma bacia do tipo rifte:

- **Trato de Sistemas Tectônico de Início de Rifte (TTIR):** No início do rifteamento, falhas isoladas e restritas começam a se instalar, criando meio-grábens incipientes, que são caracterizados pela baixa taxa de criação de espaço, onde o espaço resultante é preenchido pelo aporte sedimentar, criando um regime de sedimentação progradante. A sedimentação é predominantemente fluvial e deltaica, e devido ao baixo relevo topográfico, ainda não há deposição de leques aluviais. A superfície que delimita a base desse trato é a Discordância Sin-Rifte (DSR).

- **Trato de Sistemas Tectônico de Desenvolvimento de Rifte (TTDR):** É considerada a fase principal do rifte, caracterizada por uma maior atividade tectônica, onde as falhas tendem a se conectar formando áreas deposicionais mais largas e profundas devido à alta taxa de subsidência, onde há a instalação de lagos rifte. Com a subsidência, a criação de espaço supera o aporte sedimentar e a sedimentação passa a ser retrogradacional no *hangingwall*, com características fluvio-deltáicas, enquanto no *footwall* ocorre a aggradação de leques aluviais e formação de turbiditos. O final dessa fase é marcada pela máxima expansão do lago, onde é formada a Superfície de Máximo Rifteamento (SMR) no final do trato, caracterizada por sedimentação lamosa. A superfície que delimita este trato é a Superfície de Início de Desenvolvimento de Rifte (SIDR), caracterizada pela mudança do padrão progradacional para o retrogradacional.

- **Trato de Sistemas Tectônico de Final de Rifte (TTFR):** Esta fase marca o final da movimentação tectonicamente ativa do rifte e a taxa de criação de espaço começa a reduzir, assumindo novamente uma sedimentação de geometria progradacional. Devido ao rebaixamento do relevo, os leques aluviais cessam a sua formação. A superfície que separa os estratos de final de rifte do TTFR dos estratos pós-rifte é a Discordância Pós-Rifte (DPR).

Com o término da fase de rifteamento ativo, a atividade tectônica se torna baixa a ponto do movimento das falhas cessarem totalmente. Desta forma, não há mais criação de espaço devido à subsidência mecânica, e sim apenas à subsidência térmica. Com a estabilidade do relevo, a rede de drenagem se estabelece de forma mais eficaz e começa a erodir o relevo da fase rifte, depositando sucessões cada vez mais arenosas até a topografia residual se tornar plana. A ilustração dos tratos de sistemas tectônicos e suas respectivas superfícies estratigráficas pode ser encontrada na figura 2.5.

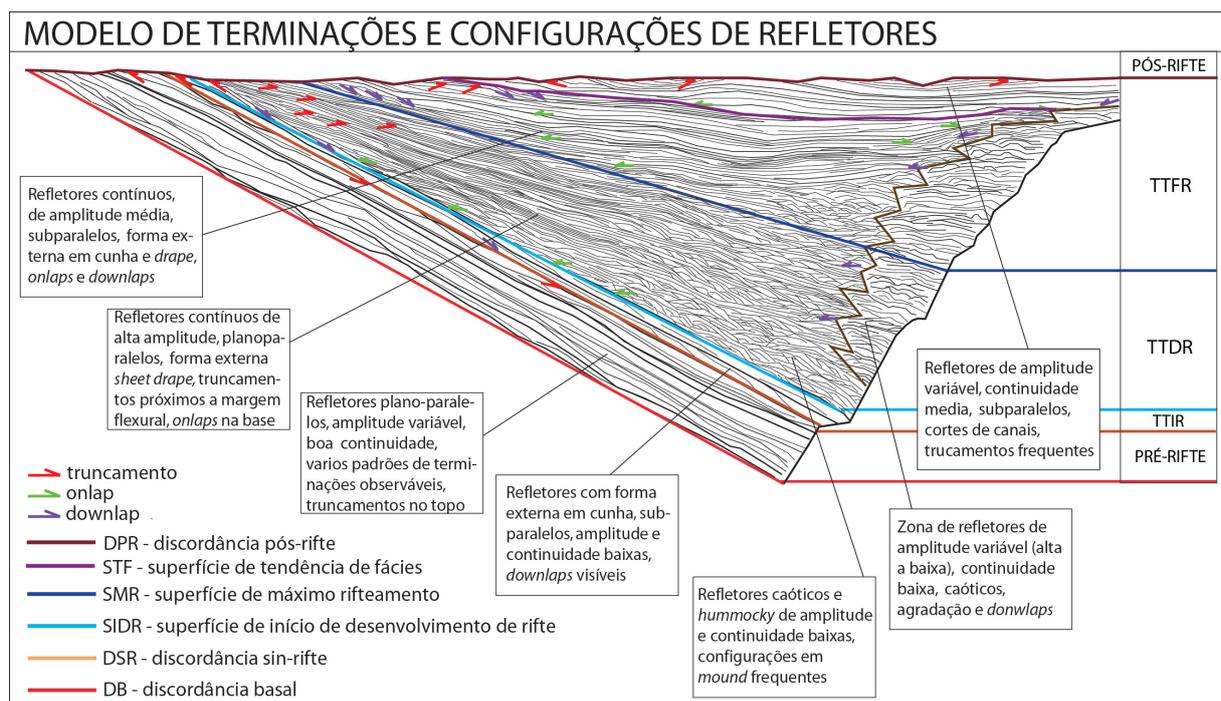


Figura 2.5: Modelo sismoestratigráfico aplicado à uma bacia rifte, ilustrando os tratos de sistemas tectônicos e suas superfícies limitrofes (Troccoli, 2015).

2.2 Sismoestratigrafia

De acordo com Cross e Lessenger (1988), a sismoestratigrafia é a ciência que interpreta a estratigrafia, as fácies sedimentares e a história geológica a partir de dados sísmicos. Os dados sísmicos são obtidos a partir de reflexões sísmicas que dão origem aos chamados refletores, gerados devido ao contraste de impedância acústica entre os estratos de rochas, ou seja, os refletores representam um contraste litológico caracterizado por uma época de deposição, e desta forma, possuem caráter cronoestratigráfico.

Estes refletores podem terminar um contra o outro, sendo os pontos onde entram em contato chamados de *terminações estratigráficas*, que traduzem a geometria deposicional dos estratos.

Desta forma, as terminações estratais e suas configurações são utilizadas para interpretar os padrões e ambientes de deposição, as unidades sedimentares e correlacionar as sequências deposicionais.

Os principais tipos de terminação de refletores observados em uma seção sísmica são (Figura 2.6):

- *Onlap*: Terminação de estratos inicialmente horizontais que terminam contra uma superfície inclinada, ou estratos inicialmente inclinados que terminam contra uma superfície de maior inclinação. Normalmente associada à sedimentação desenvolvida durante a subida do nível de base, evidenciando um hiato entre as rochas acima e abaixo da superfície em questão.

- *Downlap*: Terminação de estratos inclinados contra uma superfície horizontal ou de menor inclinação, normalmente associada a progradações sedimentares.

- *Toplap*: Terminação de estratos inclinados contra uma superfície sobreposta, em direção à bacia, resultantes de um *bypass* sedimentar (hiato não-deposicional), com pouca ou nenhuma erosão. Normalmente associado a progradações em águas rasas.

- *Truncamento erosional*: Terminação de estratos inclinados contra uma superfície erosiva sobreposta, caracterizada pela presença de relevos irregulares ao longo do refletor. Pode indicar limites de sequências (discordâncias).

- *Offlap*: Terminação de estratos inclinados em formato de degraus em direção à bacia, normalmente desenvolvida quando há uma alta queda do nível de base, associada a uma regressão forçada.

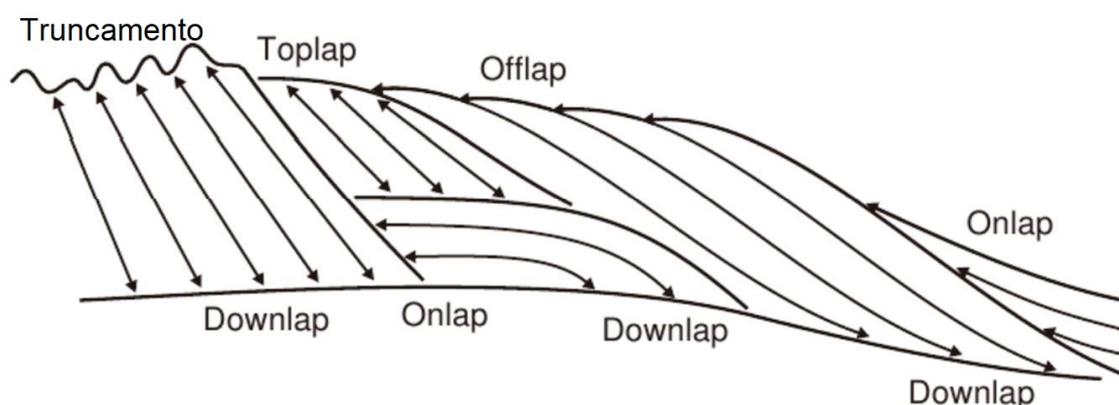


Figura 2.6: Principais terminações estratais observadas em dados sísmicos (Caturanu, 2006).

Desta forma, as terminações estratais são marcadas com o objetivo de definir as superfícies que estão sendo mapeadas, para poder então delimitar os tratos de sistemas que

formarão seqüências sedimentares limitadas por discordâncias.

Nos dados sísmicos, os refletores são dispostos de forma a gerar padrões de configuração, resultantes da resposta sísmica das rochas e dos processos sedimentares. Os padrões de disposição dos refletores são chamados de fácies sísmicas (ou sismofácies), cuja análise é realizada a partir da interpretação da amplitude, continuidade e frequência dos refletores e em suas configurações internas e externas.

A intensidade da amplitude dos refletores está associada ao contraste de impedância acústica entre as camadas, podendo depender também do espaçamento entre os estratos e da quantidade de fluídos presentes na rocha. A continuidade do refletor dependerá da espessura dos estratos. As configurações internas e externas estão relacionadas aos padrões de estratificação e processos deposicionais, que serão úteis para determinar o ambiente deposicional, a paleotopografia e outras características dos estratos da local. Os principais tipos de configurações observados podem ser encontrados na Figura 2.7:

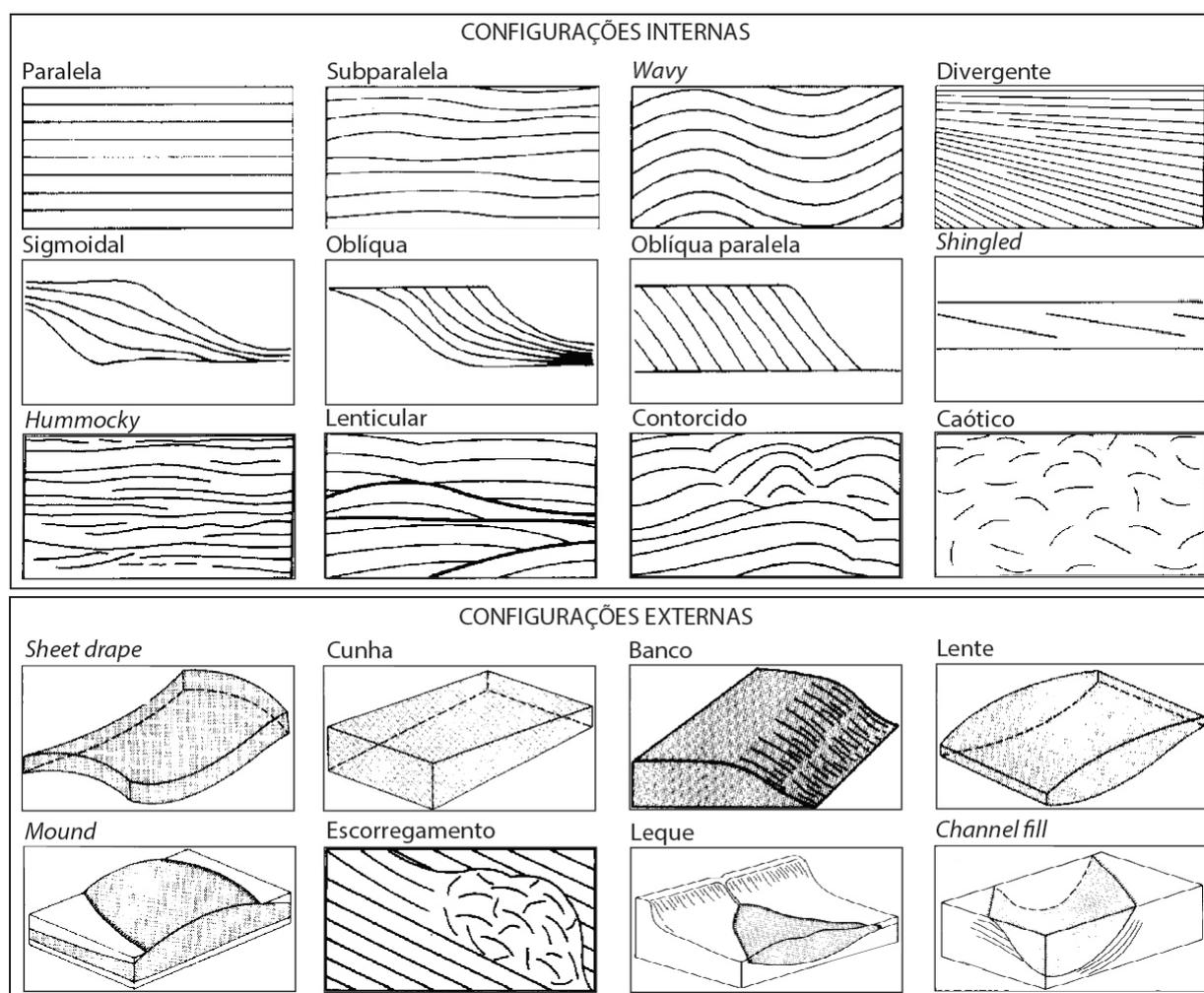


Figura 2.7: Principais tipos de configurações internas e externas de fácies sísmicas. Modificado de Mitchum et al. (1977).

Outra técnica utilizada neste trabalho para análise das configurações das sequências sedimentares foi a geração de Mapas de Espessura Sísmica, também chamados de Mapas de Isópacas, que são obtidos a partir do mapeamento das superfícies estratigráficas, e consequentemente, da subtração entre as discordâncias que delimitam as sequências. Estes mapas permitem inferir a localização dos depocentros da bacia durante a deposição das sequências e o sentido dos principais fluxos de sedimentação.

Neste trabalho, foram aplicados também alguns atributos sísmicos, como o atributo TecVA (Técnica de Volume de Amplitudes ou *Pseudorelief*), que se baseia no Princípio da Sismocamada Elementar (SCE) e tem como objetivo conferir um efeito de "relevo" ao dado sísmico. O atributo TecVA foi útil para a identificação de falhas e do relevo do topo do embasamento.

2.3 Correlação Sísmica-Poço

Os perfis geofísicos de poços são dados que fornecem importantes informações em subsuperfície que permitem mensurar as propriedades físicas das rochas de um determinado local, como densidade, resistividade, potencial espontâneo e argilosidade, além de fornecer informações mais diretas sobre a profundidade e a litologia dessas rochas. Os tipos de perfis geofísicos de poços mais utilizados são: raios gama, potencial espontâneo, sônico, densidade, resistividade, neutrônico e cáliper.

As informações desses poços podem ser correlacionadas com a sísmica como forma de obter resultados geológicos de interesse para o intérprete, permitindo aumentar a confiabilidade da interpretação. A partir dos perfis de poços, é possível também caracterizar superfícies estratigráficas, como a discordância sin-rifte (DSR), superfície de início de desenvolvimento de rifte (SIDR) e a superfície de máximo rifteamento (SMR), que permitem identificar os tratos tectônicos das sequências deposicionais.

Desta forma, correlacionar os dados sísmicos com dados de poços pode ser uma ferramenta útil e importante na interpretação sismoestratigráfica. Entretanto, os dados sísmicos e os dados de poços apresentam unidades diferentes. O dado sísmico fornece informações do tempo duplo de trânsito (ida e volta) da onda sísmica, cuja fórmula é dada na equação 2.1:

$$t_x^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{V^2} = \frac{4h^2 + x^2}{V^2} \quad (2.1)$$

onde T_x é tempo duplo de trânsito para qualquer afastamento x , t_0 é tempo de trânsito para afastamento zero (fonte e receptor na mesma posição), e V e h são a velocidade e profundidade da camada, respectivamente. A figura 2.8 ilustra a obtenção do tempo de

trânsito através da técnica CDP (ponto comum em profundidade), que representa reflexões referentes a um mesmo ponto em profundidade.

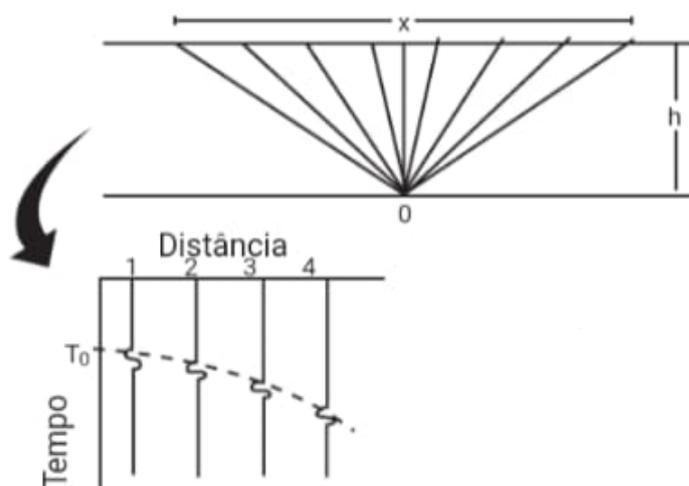


Figura 2.8: Obtenção de tempo de trânsito através da técnica CDP. Modificado de Thomas (2010).

Como o dado sísmico é apresentado em tempo (segundos) e os dados de poços são apresentados em profundidade (metros), isto dificulta a correlação direta desses dados. Para resolver este problema, é necessário transformar os dados de poços em dados sísmicos através da geração de um sismograma sintético, que é representado por um traço sísmico que reflete as propriedades das rochas presentes no perfil e são gerados utilizando informações de densidade e velocidade medidas no poço. O sismograma sintético é construído através do modelo convolucional do traço sísmico, que diz que o traço $x(t)$ é basicamente a resposta da convolução de uma wavelet ou pulso sísmico $p(t)$, que depende das características da fonte que é usada na aquisição, e da série de coeficientes de reflexão (função refletividade) $r(t)$ das interfaces (Santana, 2013), conforme a equação 2.2 :

$$x(t) = p(t) * r(t) \quad (2.2)$$

No método sísmico, um pulso artificial (wavelet) é gerado na superfície, atravessa as diferentes litologias em subsuperfície e parte de sua energia é refletida nas interfaces onde há contraste de impedância acústica (Z), que é o produto entre velocidade (v) e densidade (ρ) do meio. A fração da amplitude que será refletida em cada superfície, dependerá da magnitude do contraste de impedância entre as camadas, sendo dada pela função refletividade, descrita pela equação 2.3. A figura 2.9 mostra de forma simplificada a geração de um sismograma sintético.

$$r(t) = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (2.3)$$

onde os índices 1 e 2 se referem às camadas superior e inferior, respectivamente. Como a impedância acústica Z é dada por:

$$Z = \rho V \quad (2.4)$$

a equação 2.3 pode ser reescrita da forma:

$$r(t) = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} \quad (2.5)$$

Desta forma, para gerar o sismograma sintético, são utilizados os perfis sônico e de densidade, onde as medidas do sônico são convertidas em velocidade, e a velocidade obtida é multiplicada pela densidade, obtendo assim a curva de impedância. Com a impedância gerada para cada camada em profundidade, pode-se obter os coeficientes de reflexão e utilizando algoritmos de deconvolução do pulso sísmico, pode se obter o traço modelado.

É possível realizar uma comparação do dado sintético com o dado sísmico através do coeficiente de correlação cruzada, onde se mede a semelhança entre o traço sintético e o traço real. Quanto maior for o valor do coeficiente de correlação, melhor é o ajuste entre os dados. Assim, pode-se obter a resposta sísmica na região do poço, e a sísmica será devidamente correlacionada com o perfil geofísico.

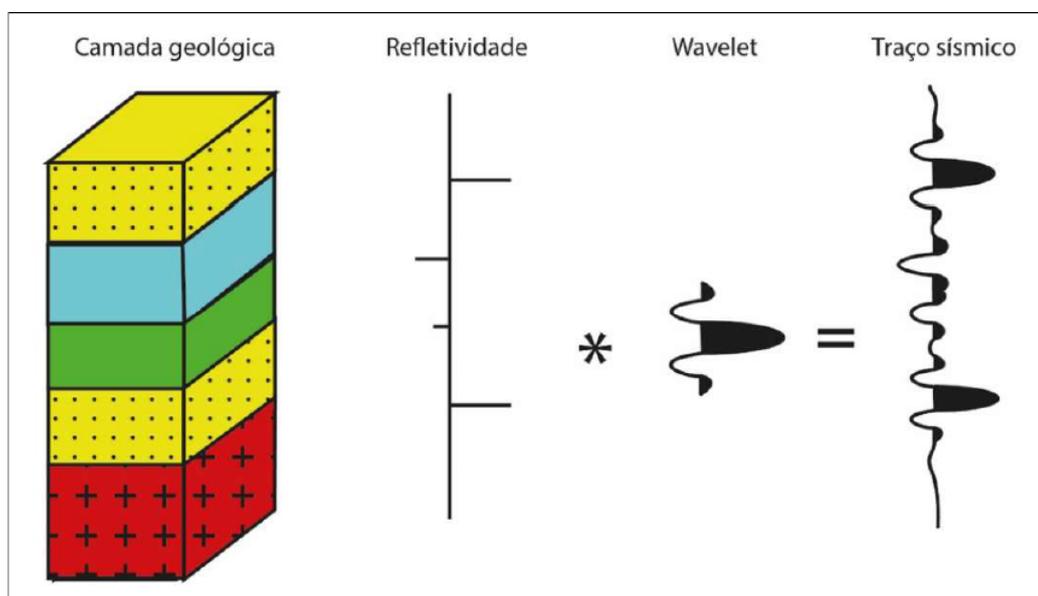


Figura 2.9: Modelo simplificado da geração de um sismograma sintético. Os contrastes de litologia geram o modelo refletividade que ao ser convolvido com uma *wavelet*, gera o traço sísmico (Souza, 2017).

2.4 Método Gravimétrico

A gravimetria é um método geofísico que realiza o estudo das medidas de variação do campo gravitacional da Terra devido a ocorrência de distribuições de massas de diferentes densidades em subsuperfície. Estas distribuições causam perturbações nos valores da aceleração gravitacional da Terra, denominadas anomalias gravimétricas. Este método irá auxiliar na interpretação da geologia regional da bacia de Tucano Central, fornecendo informações sobre a bacia e o relevo e profundidade do embasamento.

Este método é baseado na Lei da Gravitação Universal de Newton, onde a força de atração gravitacional é dada pela força entre duas partículas de massa M (localizada em um ponto P) e m (localizada em um ponto Q) (Figura 2.10), é diretamente proporcional ao produto de suas massas e inversamente proporcional ao quadrado da distância entre seus centros de massa (Blakely, 1996). Sua expressão é dada pela equação 2.6:

$$\mathbf{F}(P) = \gamma \frac{Mm}{r^2} \hat{\mathbf{r}}, \quad (2.6)$$

onde $\hat{\mathbf{r}}$ é o vetor unitário direcionado de m a M , r é a distância entre M e m e γ é a constante de gravitação universal.

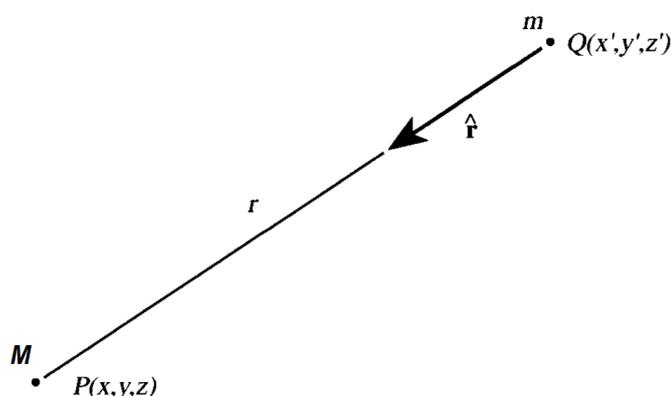


Figura 2.10: Atração gravitacional entre duas partículas no espaço. Modificado de Blakely (1996)

Quando a força gravitacional é dividida por uma massa M , obtêm-se a aceleração gravitacional produzido pela massa m no ponto P, dada pela equação 2.7:

$$\mathbf{g}(P) = -\gamma \frac{m}{r^2} \hat{\mathbf{r}}. \quad (2.7)$$

Como a aceleração gravitacional é dada por uma potência inversa da distância, temos que o seu rotacional será zero, logo, de acordo com a equação 2.8, o campo de atração gravitacional é irrotacional (Blakely, 1996), ou seja:

$$\nabla \times \mathbf{g} = 0. \quad (2.8)$$

A partir do Teorema de Helmholtz, temos que \mathbf{g} é um campo conservativo, possui um potencial escalar U e pode ser representado pelo gradiente desse potencial, dado pela equação 2.9:

$$U(P) = \gamma \frac{m}{r}, \quad (2.9)$$

onde a função U é chamada de potencial gravitacional.

Em uma região R limitada por uma superfície S , de acordo com o Teorema de Gauss (também conhecido como *Teorema da Divergência*), teremos que a massa total em uma região é proporcional ao componente normal da atração gravitacional integrado sobre o limite fechado da região (Blakely, 1996), que pode ser dado pela equação 2.10:

$$\int_S \mathbf{g} \cdot \hat{\mathbf{n}} \, dS = \int_R \nabla \cdot \mathbf{g} \, dv. \quad (2.10)$$

Não havendo nenhuma massa com atração dentro do volume, as integrais serão zero e conseqüentemente, o divergente da atração gravitacional também é zero. Assim, sabendo que a aceleração gravitacional é dada pelo gradiente do potencial escalar U , obtemos a equação 2.11:

$$\nabla \cdot \mathbf{g} = \nabla \cdot \nabla U = \nabla^2 U = 0. \quad (2.11)$$

Desta forma, temos que o potencial em um espaço livre satisfaz a equação de Laplace (Telford et al., 1990), e o potencial gravitacional é harmônico em todos os pontos fora da massa. Por outro lado, se considerarmos uma partícula com massa no centro de uma esfera de raio r , obteremos a equação 2.12:

$$\int_S \mathbf{g} \cdot \hat{\mathbf{n}} \, dS = -\left(\gamma \frac{m}{r^2}\right)(4\pi r^2) = -4\pi\gamma m. \quad (2.12)$$

Aplicando o Teorema de Gauss e considerando que a superfície inclui várias massas resultando em uma massa total M , obtemos a equação 2.13, :

$$\int_S \mathbf{g} \cdot \hat{\mathbf{n}} \, dS = \int_R \nabla \cdot \mathbf{g} \, dv = -4\pi\gamma M, \quad (2.13)$$

Se considerarmos o volume V bem pequeno, incluindo apenas um ponto, de forma que $M = \rho$, podemos excluir a integral da equação anterior e obter a equação 2.14 (Telford et al., 1990):

$$\nabla \cdot \mathbf{g} = -4\pi\gamma\rho, \quad (2.14)$$

onde ρ é a densidade no ponto. Assim, a partir da equação 2.11, obtemos a equação 2.15:

$$\nabla^2 U = -4\pi\gamma\rho. \quad (2.15)$$

A equação 2.15 é conhecida como *Equação de Poisson*, que descreve o potencial em todos os pontos, incluindo os de dentro da distribuição de massa. Assim, temos que a equação de

Laplace ($\nabla^2 U = 0$) é um caso especial da equação de Poisson, válida para regiões do espaço não ocupadas por massa (Blakely, 1996).

2.4.1 Processamento de Dados Gravimétricos

O processamento dos dados potenciais foi realizado no software *Oasis Montaj*, da *Geosoft* com o objetivo de realçar feições que não podem ser observadas no dado original. Os mapas obtidos com o processamento são necessários para fornecer informações estruturais da bacia, como a profundidade e localização dos depocentros. A partir dos mapas gerados, foram extraídos perfis que foram utilizados para realizar a modelagem gravimétrica. O processamento que foi realizado neste trabalho será descrito a seguir.

2.4.2 Separação Regional-Residual

Um mapa de anomalia Bouguer total contém informações que são referentes às influências de todas as fontes existentes desde a superfície até a base da crosta terrestre. Para obter informações específicas de fontes rasas ou profundas, é necessário realizar um procedimento denominado separação regional-residual, que separa as informações de fontes profundas, com largo comprimento de onda e baixa frequência, das fontes rasas, com curto comprimento de onda e alta frequência. Este método é fundamental, pois permite o enfoque específico no tipo de trabalho e estudo em questão.

A separação regional-residual é realizada a partir de uma estimativa da profundidade (ou frequência) das fontes mais profundas, que geram o campo gravimétrico regional. Este campo regional é subtraído do mapa de campo total, resultando em um mapa que conterá apenas informações de fontes relativamente mais rasas (mapa de campo residual). Este procedimento pode ser realizado a partir três formas: i) ajuste polinomial por mínimos quadrados; ii) ajuste por polinômio robusto; iii) por continuação para cima.

Neste trabalho, o método escolhido para separação regional-residual foi o de continuação para cima, onde a partir de um método denominado análise espectral, pode-se obter os valores de profundidade do topo do embasamento (campo regional) e remover estas informações do campo gravimétrico total, obtendo-se o campo residual que será aquele utilizado em estudo. A equação 2.16 descreve o método de separação regional-residual:

$$\text{Campo Residual} = \text{Campo Total} - \text{Campo Regional.} \quad (2.16)$$

Devemos ressaltar que os conceitos de campo regional e residual são relativos. O objetivo deste trabalho é realizar uma caracterização da bacia sedimentar e do relevo e profundidade

do embasamento, logo, tudo abaixo do topo do embasamento é considerado como campo regional, e o campo residual conterá apenas informações sobre a bacia.

Análise Espectral

A análise espectral de dados de campo potencial pode ser utilizada para obter a profundidade de corpos geológicos, dando ideia do limite entre fontes rasas e fontes profundas, como o embasamento. Spector e Grant (1970) afirmam que o fator profundidade é o que domina o formato da curva da média radial do espectro de potência.

A média radial do espectro de potência do campo em um plano de observação 2-D diminui com o aumento da profundidade z da fonte por um fator $e^{-2z|k|}$, onde k é o número de onda. Assim, se o fator profundidade domina o formato do espectro de potência, o logaritmo do espectro de potência deve ser proporcional a $-2z/k$, e a profundidade da fonte pode ser derivada diretamente pela inclinação do log da média radial do espectro de potência (Maus e Dimri, 1996).

Sabendo que f é a frequência e que é inversamente proporcional ao comprimento de onda λ , dado em ciclos/unidade, que corresponde ao número de onda $k = 2\pi f = 2\pi/\lambda$, em radiano/unidade, e considerando C uma constante que inclui parâmetros do campo, temos que o espectro de potência (PS) é dado pela equação 2.17:

$$PS(k) = Ce^{-4\pi zf} = Ce^{-2zk}. \quad (2.17)$$

Aplicando o logaritmo natural dos dois lados da equação 2.17, obtemos a equação 2.18:

$$\ln[PS(k)] = \ln[C] - 4\pi zf = \ln[C] - 2zk, \quad (2.18)$$

onde $4\pi z$ ou $2z$ é a inclinação (s) da reta de $\ln[PS]$ versus f ou k , respectivamente (Hinze et al., 2013). Assim, de acordo com a equação 2.19 podemos calcular a profundidade das fontes a partir da inclinação (s) da reta:

$$z(f) = \frac{s}{4\pi}, \quad (2.19)$$

ou

$$z(k) = \frac{s}{2}. \quad (2.20)$$

Durante a análise de dados, devemos levar em consideração um fator denominado a *Frequência de Nyquist*, que representa a frequência mais alta do sinal. Quaisquer valores de frequência mais altas que a frequência de Nyquist devem ser consideradas como ruído,

visto que não é possível detectar comprimentos de onda menores que duas vezes os valores de intervalo de amostragem do dado. A frequência em questão é dada pela equação 2.21:

$$f_n = \frac{1}{2\Delta x}, \quad (2.21)$$

onde f_n é a frequência de Nyquist e Δx é o intervalo de amostragem.

Continuação para Cima

O método denominado continuação para cima transforma o campo potencial medido em uma superfície em um campo que seria medido em uma outra superfície mais afastada das fontes (Blakely, 1996). Este método simula um levantamento de dados que seria realizado em uma superfície mais distante em relação à fonte, atenuando anomalias em relação ao seu comprimento de onda. Fontes mais rasas possuem comprimentos de onda curtos (altas frequências), enquanto que fontes mais profundas possuem comprimentos de onda mais longos (baixas frequências).

Assim, ao realizar esta transformação, são obtidas informações sobre fontes mais profundas, como o embasamento, atenuando a contribuição de anomalias de curto comprimento de onda (fontes rasas) e acentuando anomalias de longo comprimento de onda (fontes profundas). Quanto menor o comprimento, maior será a atenuação.

Visto que o comprimento de onda é inversamente proporcional ao número de onda, a fórmula para a continuação para cima é dada pela equação 2.22:

$$L(k) = e^{-zk}, z > 0, \quad (2.22)$$

onde z é a distância da continuação acima do plano de observação e k é o número de onda.

Desta forma, obtemos o campo regional, que removido do dado original, dará origem ao campo residual, que contém apenas as informações de interesse deste trabalho.

2.4.3 Modelagem Gravimétrica

Uma das metodologias mais importantes deste trabalho foi a modelagem gravimétrica, que é uma técnica baseada no cálculo direto do campo gravitacional produzido por uma forma geométrica, onde um modelo inicial para o corpo fonte é construído com base em informações geológicas e geofísicas disponíveis, de forma que a anomalia gerada por esse modelo se ajuste à anomalia gravimétrica observada. Este processo de ajuste de parâmetros é realizado até que as anomalias calculadas e observadas estejam o mais semelhantes possível (Blakely, 1996).

O método para modelagem utilizado neste trabalho é baseado no Método de Modelagem Bidimensional desenvolvido por Talwani et al. (1959), onde as estruturas litológicas são desenhadas em forma de polígonos e são representados por perfis ortogonais à direção da anomalia. O volume do corpo é obtido a partir do cálculo da atração gravitacional causada por cada vértice do polígono modelado (Figura 2.11). Desta forma, quanto mais vértices o polígono tiver, melhor é a precisão do ajuste (dos Santos Silva, 2012). A anomalia calculada dependerá também do contraste de densidade utilizado entre os corpos do modelo, sendo a densidade constante para cada corpo.

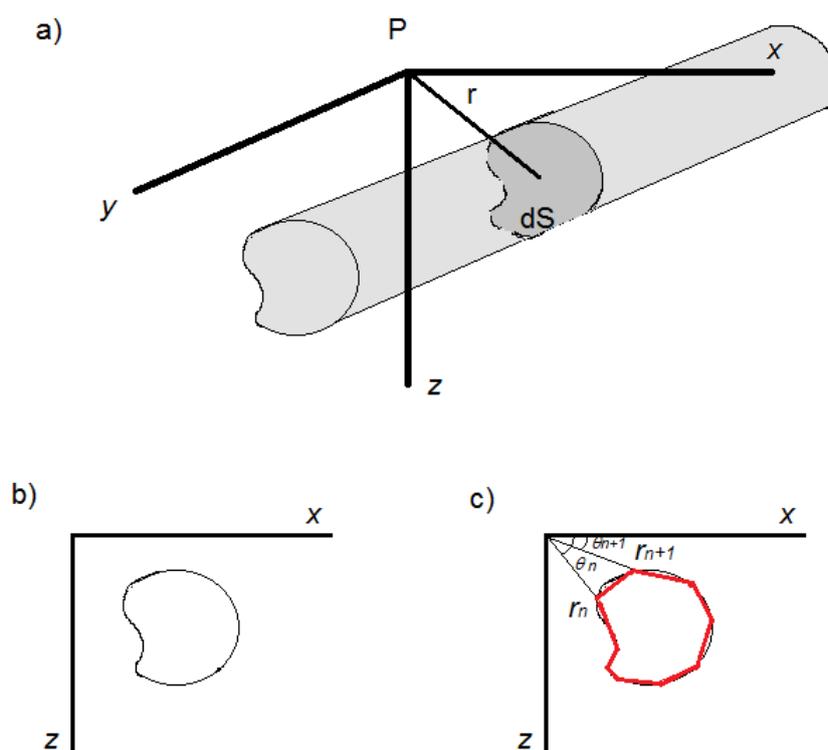


Figura 2.11: Aproximação de um corpo bidimensional por um polígono de n lados. (a) Representação de estrutura geológica considerada como modelo bidimensional. (b) Representação da seção transversal dS , mostrada em (a). (c) Polígono de n lados representando uma aproximação da seção dS (dos Santos Silva, 2012).

3

Resultados

3.1 Interpretação Estrutural

Para realizar a interpretação estrutural, o primeiro passo foi verificar a disposição do depocentro na bacia através de mapas de campos potenciais. Desta forma, foram gerados o Mapa de Anomalia Bouguer Total (Figura 3.1) e Mapa de Anomalia de Campo Magnético Total (Figura 3.2) através do método de gridagem, conhecido como Mínima Curvatura, que interpola o dado através de um processo iterativo para produzir o grid. Os dados gravimétricos e magnéticos foram concedidos pela ANP (Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis), que forneceu o tamanho de célula para gridagem (*grid cell size*) de 1000 m para o mapa gravimétrico e de 400 m para o mapa magnético. Para o dado magnético, a direção de linha de voo foi N-S, espaçamento de 2000m e altura de 800m. O dado gravimétrico foi realizado em aquisição terrestre, mas informações da aquisição não constam no relatório da ANP. Todo o processamento de dados potenciais foi realizado no software *Oasis Montaj*, da Geosoft.

No Mapa de Anomalia Bouguer Total, podemos verificar a presença de um baixo gravimétrico que está presente em quase toda a região central da Bacia de Tucano, alcançando até a bacia de Tucano Sul, se destacando entre todo o rifte RTJ. Entretanto, este baixo gravimétrico se comporta como um único baixo entre as Bacias de Tucano Central e Tucano Sul devido ao fato do mapa gravimétrico ser de campo total, ou seja, acumula informações gravimétricas não só da bacia sedimentar, mas também do embasamento. Como o foco deste trabalho é fazer uma análise da bacia sedimentar, precisamos remover estas informações que não são úteis (como partes profundas do embasamento) através de um método denominado Separação Regional-Residual, onde iremos remover informações sobre tudo que está além do

topo do embasamento, preservando apenas as informações da bacia.

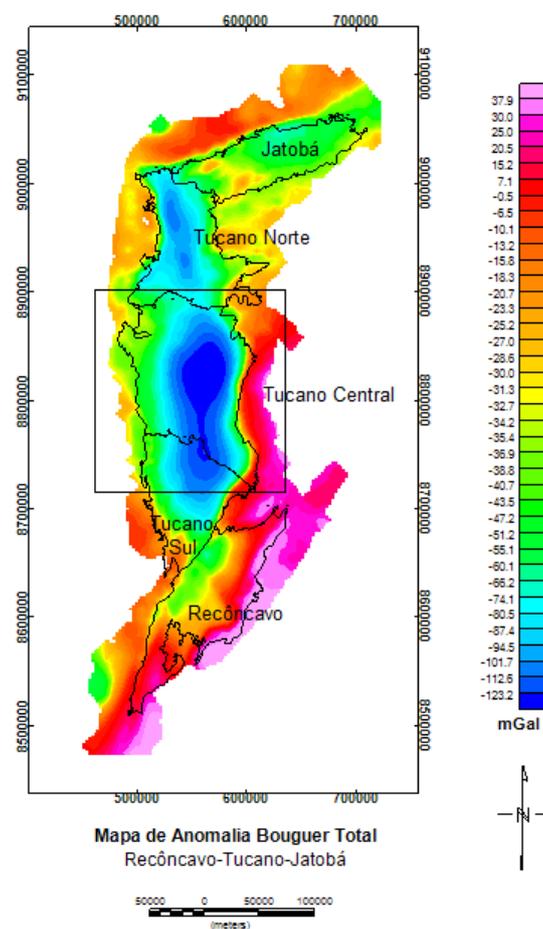


Figura 3.1: Mapa de Anomalia Bouguer Total do rifte RTJ, onde é possível notar a abrangência do baixo gravimétrico que se mostra presente desde a bacia de Tucano Central até Tucano Sul. O quadrado indica a área de estudo.

O Mapa de Anomalia de Campo Magnético Total não forneceu informações significativas de magnetização da bacia devido a grande quantidade de sedimentos da região. Como acredita-se que o depocentro de Tucano Central está acima de 10 km de profundidade e não há ocorrências de intrusões magmáticas na bacia, não há contrastes de susceptibilidade magnética significativos que pudessem ser úteis para este trabalho, desta forma, os dados magnéticos não foram utilizados para outros propósitos.

Para realizar a separação regional-residual do Mapa de Anomalia Bouguer, é necessário primeiramente gerar um mapa de campo regional que possa ser removido do mapa de campo total, dando origem ao Mapa de Anomalia Bouguer Residual, contendo apenas as informações de interesse para este trabalho. Como queremos mapear a bacia, precisamos determinar a profundidade de seu depocentro para que possamos remover todas as informações além desta profundidade, já que há controvérsias em relação a quão profunda é a bacia. Para

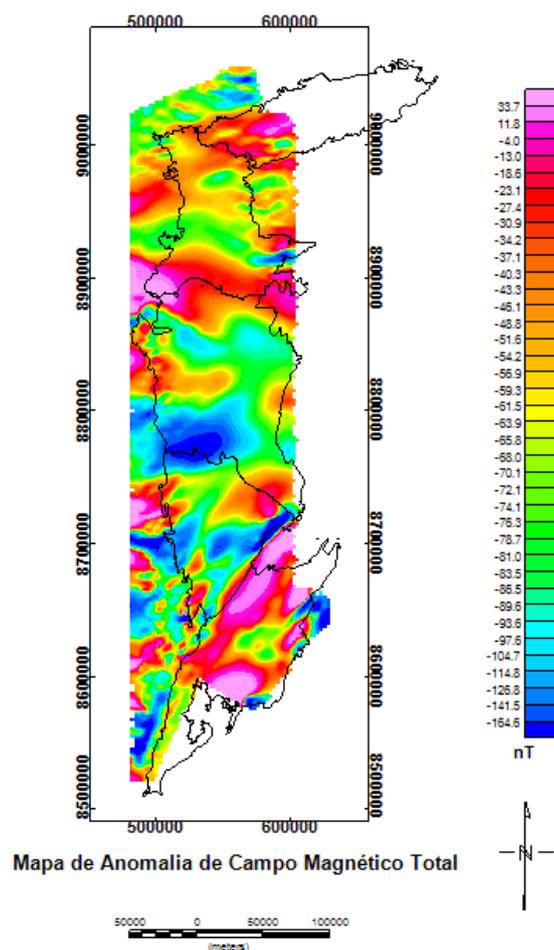


Figura 3.2: Mapa de Anomalia de Campo Magnético Total do rifte RTJ, onde não é possível detectar fontes magnéticas significativas na região central da Bacia de Tucano.

isso, realizaremos uma análise da média radial do espectro de potências, cuja metodologia foi descrita no capítulo anterior, para determinar o valor que utilizaremos para fazer esta remoção.

A análise espectral foi realizada em diversos polígonos retirados do Mapa de Anomalia Bouguer Total com áreas diferentes, com o objetivo de obter informações mais precisas da profundidade de cada região. A análise foi realizada em um programa escrito em código Matlab, que pode ser encontrado no Anexo deste trabalho. Assim, foram obtidos valores de profundidade para o topo do embasamento (Tabela 3.1) para polígonos de 25 km^2 , 50 km^2 , 75 km^2 , 100 km^2 e 125 km^2 , cujas curvas podem ser observadas na Figura 3.3.

Como de acordo com Costa et al. (2007), a profundidade do depocentro da bacia de Tucano Central alcança 16.800 metros e este valor aparece de forma aproximada duas vezes (para 25 km^2 e 75 km^2) na Tabela 3.1 da análise espectral, utilizaremos o valor de 16.500

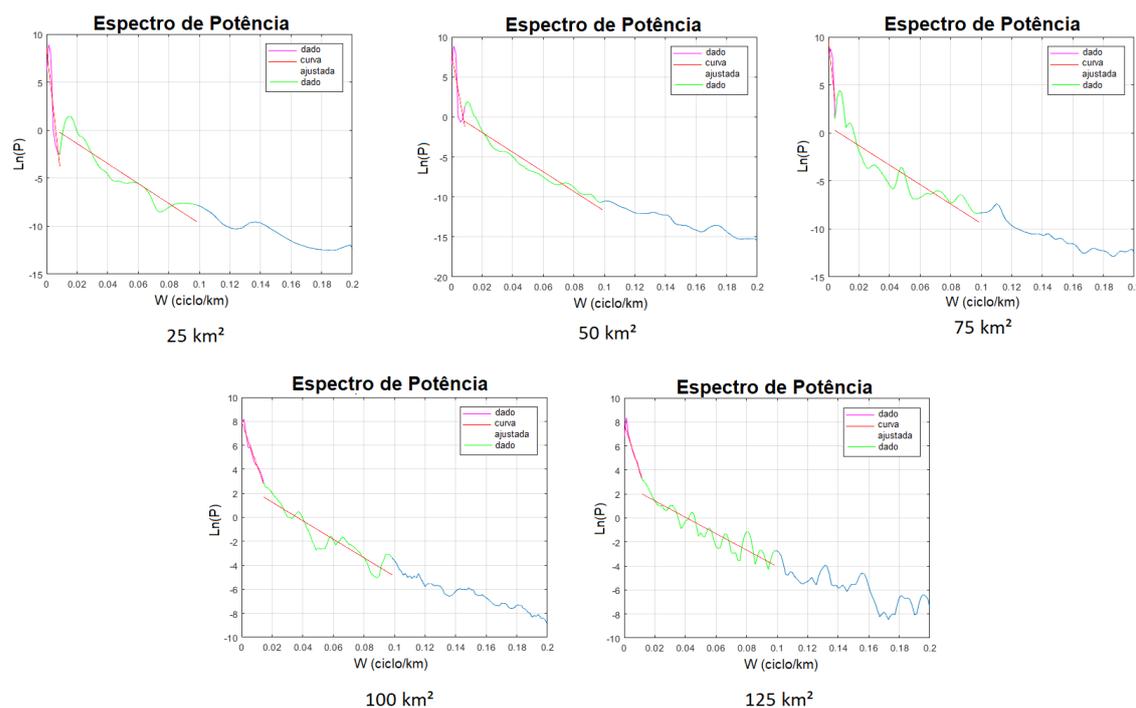


Figura 3.3: Espectros de potência para os polígonos de: a) 25 km^2 , b) 50 km^2 , c) 75 km^2 , d) 100 km^2 e e) 125 km^2 . O limite do espectro com a cor magenta representa as fontes profundas, a cor verde representa as fontes intermediárias e rasas e a cor azul representa o ruído do espectro.

Tabela 3.1: Tabela de profundidades do topo do embasamento Z_t para cada polígono, com seus respectivos erros E_t .

Polígonos	Z_t (m)	E_t (%)
25 km^2	-16.531	9.53
50 km^2	-19.526	7.86
75 km^2	-16.138	11.41
100 km^2	-12.265	7.99
125 km^2	-10.872	6.77

metros para a separação regional-residual. Desta forma, obtemos o Mapa de Anomalia Bouguer Residual (Figura 3.4), onde agora podemos observar um depocentro limitado na bacia de Tucano Central, onde se encontra o baixo de Cícero Dantas, e um depocentro na região norte-nordeste da bacia de Tucano Sul.

O Mapa de Anomalia Bouguer Residual será útil na análise das seções sísmicas, pois poderemos saber como os dados estão localizados em relação aos depocentros, como podemos ver na Figura 3.5. Os dados sísmicos, também fornecidos pela ANP, consistem em 19 linhas sísmicas (sendo 8 linhas dip e 11 linhas strike) e 13 poços, sendo que destes, apenas 7 puderam ser amarrados devido ao fato de estarem faltando dados no formato *.las* (essenciais para a amarração) nos outros 6 poços.

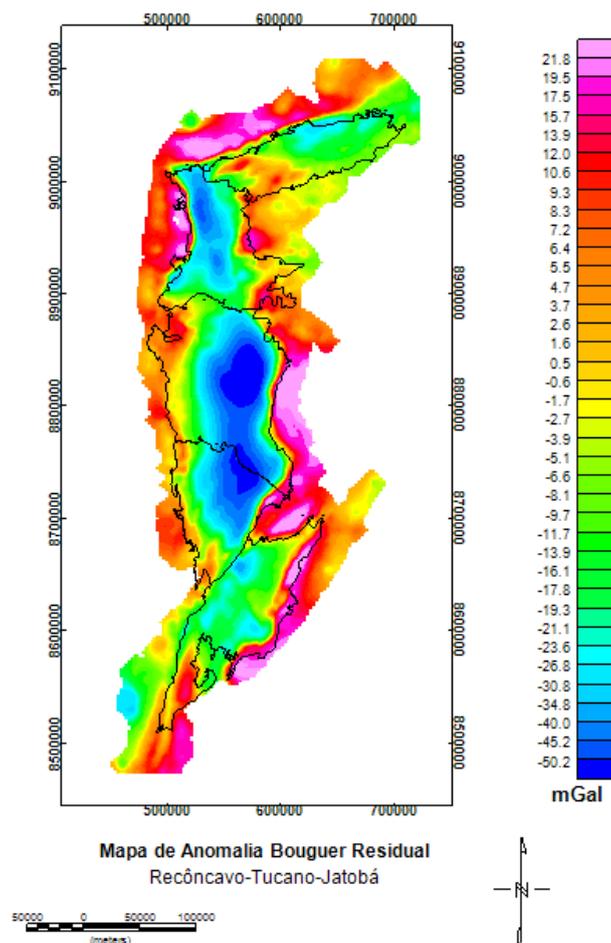


Figura 3.4: Mapa de Anomalia Bouguer Residual do rifte RTJ, onde é possível notar um baixo estrutural limitado na bacia de Tucano Central, e outro baixo limitado na bacia de Tucano Sul.

Para realizar a interpretação estrutural, foi de extrema importância a projeção do mapa estrutural sob as linhas sísmicas, pois desta forma, pudemos verificar a posição destas em relação à localização das principais falhas e estruturas da região, como podemos identificar na Figura 3.6.

Outra metodologia importante para a interpretação estrutural da bacia foi a análise de atributos sísmicos, como o TecVA (ou *Pseudorelief*). Como este atributo tem como objetivo conferir um efeito de "relevo" ao dado sísmico, esta característica permite realçar algumas feições estruturais, facilitando a interpretação de falhas e superfícies estratigráficas. Assim, foi possível o mapeamento das principais falhas, do topo do embasamento e de uma estrutura em flor negativa (Figura 3.7), que pode ser notada em todas as seções sísmicas que passam por essa região. Falhas em estrutura de flor negativa indicam a ocorrência de zonas de transcorrência, gerando estruturas transtracionais, originadas de movimento direcional somado ao movimento normal. Esta estrutura pôde ser notada também em outras seções

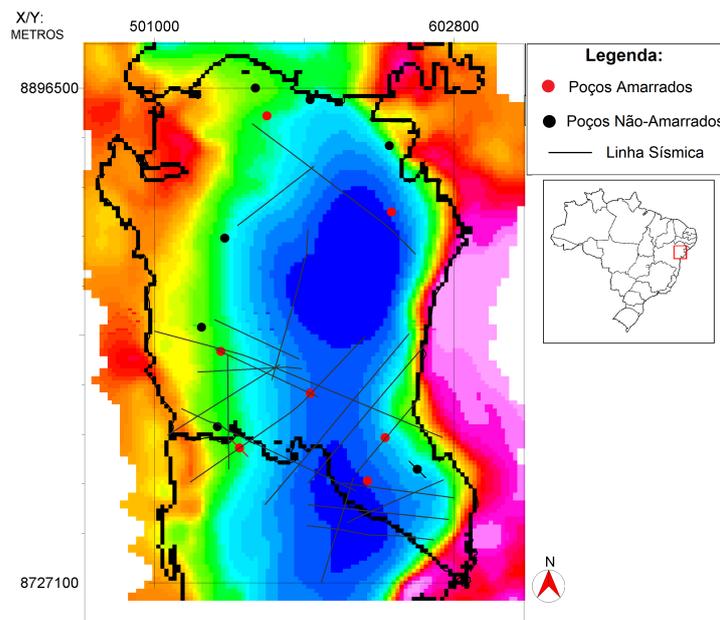


Figura 3.5: Linhas sísmicas e poços sobrepostos pelo Mapa de Anomalia Bouguer Residual, onde é possível notar a posição das linhas em relação a profundidade da bacia.

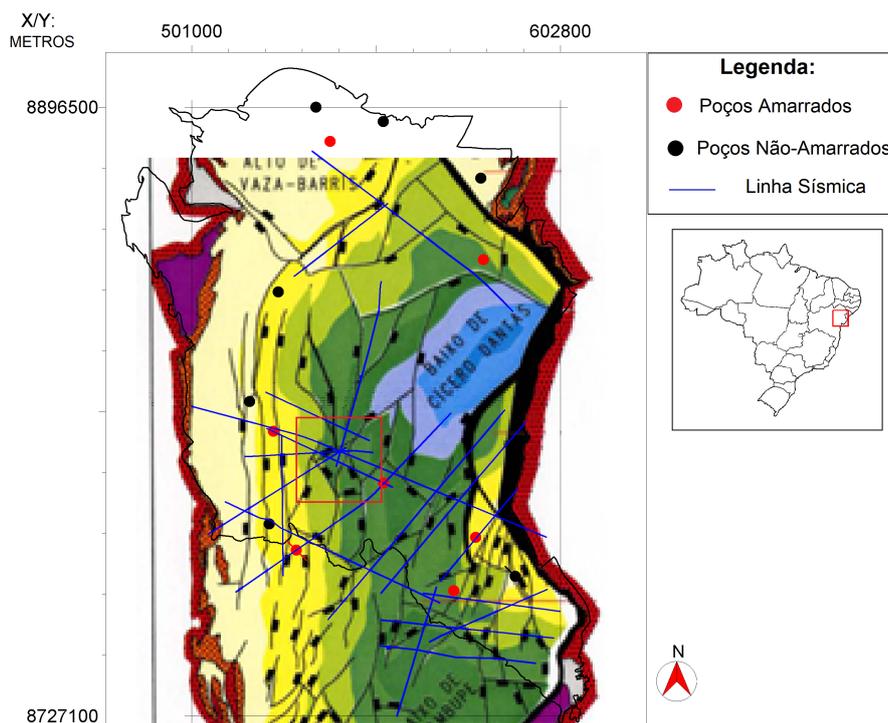


Figura 3.6: Linhas sísmicas e poços sobrepostos pelo mapa estrutural da Bacia de Tucano onde pode-se observar a posição das linhas em relação às falhas e estruturas da região. O quadrado vermelho indica a localização da estrutura em flor negativa mapeada.

sísmicas, que se encontram interpretadas nas Figuras A.1 e A.2 do Apêndice A.

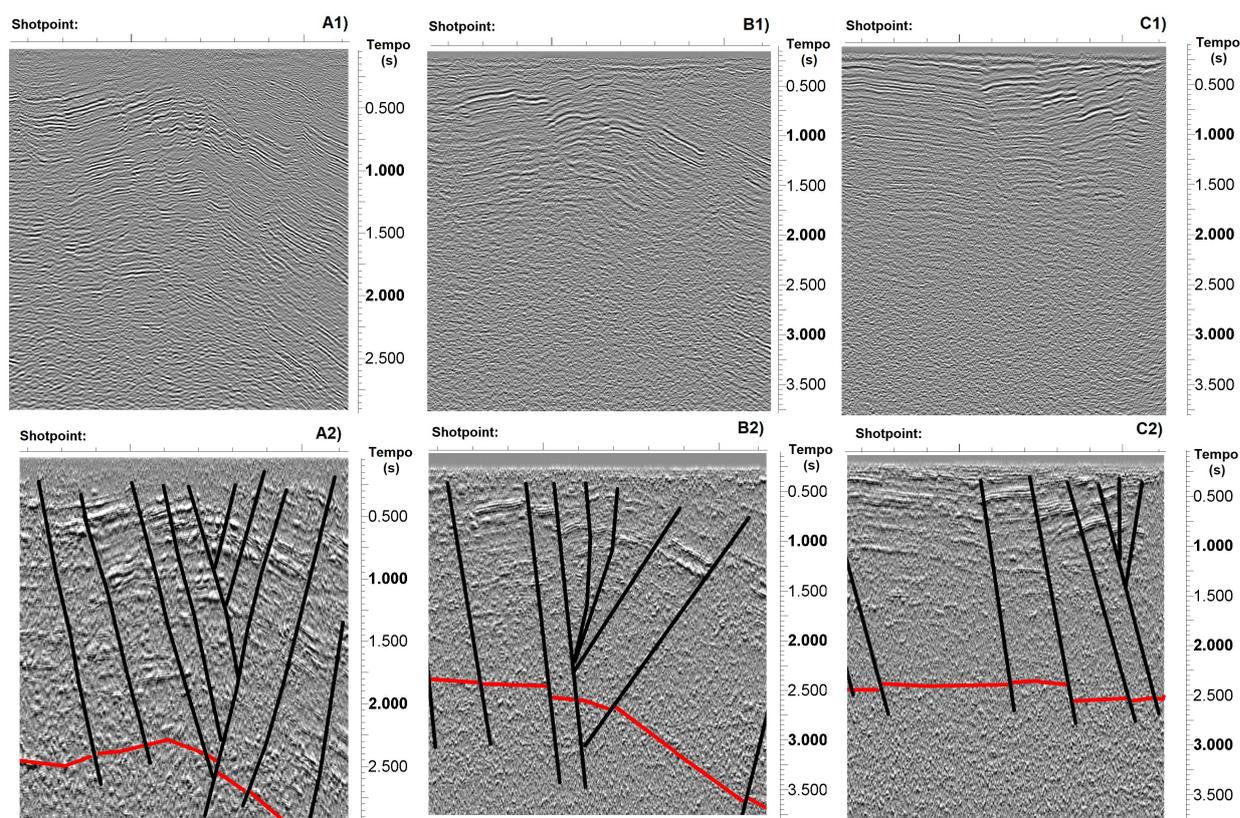


Figura 3.7: Estrutura em flor negativa observada nas seções A1) 0021 não-interpretada, A2) 0021 interpretada com atributo TecVA; B1) 1798 não-interpretada, B2) 1798 interpretada com atributo TecVA; C1) 1796 não-interpretada, C2) 1796 interpretada com atributo TecVA.

3.2 Interpretação Sismoestratigráfica

A partir da análise de dados sísmicos e de poços, foi possível realizar uma interpretação sísmica com base nos conceitos de estratigrafia de sequências aplicada à bacias do tipo rifte, onde a partir da identificação de terminações de refletores, foram possíveis mapear algumas superfícies estratigráficas, como discordâncias na região central da Bacia de Tucano. A geração de sismogramas sintéticos (Figura 3.8) foi de grande importância para amarrar os poços disponíveis à sísmica. Entretanto, além da Bacia de Tucano Central contar com um baixo número de poços, a maioria destes vieram faltando perfis cruciais que servem de auxílio para demarcação destas superfícies, como o perfil de Raios Gama (GR), que foi encontrado em apenas dois poços da bacia. Apesar da maioria contar com perfis de Potencial Espontâneo (SP), que em determinadas configurações podem ter um comportamento semelhante ao do

perfil de GR, isto pode não ocorrer na Bacia de Tucano Central devido aos grandes aquíferos encontrados na região, que podem alterar o comportamento do SP, fazendo-o se diferenciar do perfil de Raios Gama. Desta forma, a falta de poços e o baixo número de curvas disponíveis, dificultou o processo de interpretação estratigráfica, fazendo com que esta fosse baseada quase que exclusivamente na ocorrência de terminações de refletores.

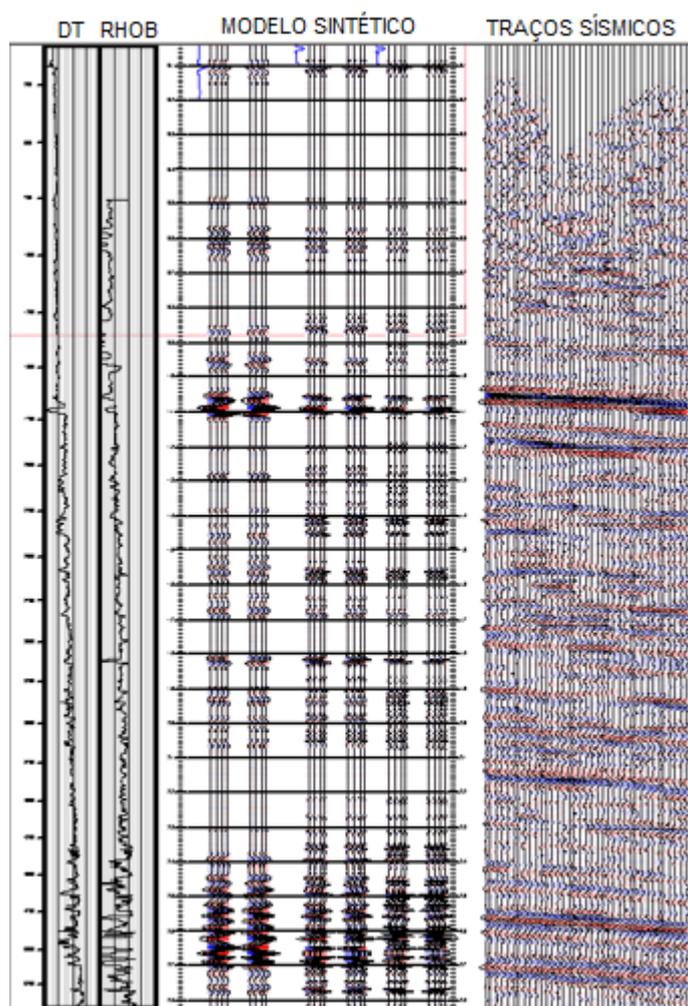


Figura 3.8: Exemplo de sismograma sintético do poço 2BH-0001-BA mostrando a boa correlação entre o modelo sintético e os traços sísmicos.

Desta forma, foram identificadas sete discordâncias internas à seção rifte, além da superfície de embasamento e das discordâncias sin e pós-rifte, configurando oito sequências rifte no total, que irão ser descritas a seguir. Para analisar o comportamento de cada sequência sedimentar, foram gerados também Mapas de Espessura Sísmica (ou Mapas de Isópacas), que ilustraram a disposição dessas sequências ao longo da área de estudo.

3.2.1 Embasamento e Pré-Rifte

A primeira superfície a ser identificada é a superfície de embasamento, onde as rochas ígneas são separadas dos sedimentos da sequência pré-rifte através da discordância basal, conhecida como DSB. Comumente, a DSB se apresenta como um refletor de alta amplitude devido ao alto contraste de impedância acústica entre as rochas ígneas do embasamento cristalino e as rochas sedimentares do pré-rifte. Entretanto, na Bacia de Tucano Central, a DSB não apresentou estas características na maior parte da bacia, sendo assim mapeada a partir da análise de mudanças de sismofácies da região, que juntamente com o auxílio do atributo sísmico TecVA, foi delimitada onde as sismofácies de configuração caótica (característica do embasamento) se encerravam.

A seção sísmica 0021 (Figura 3.9) foi a única que apresentou um refletor com uma amplitude mais alta delimitando as fácies caóticas do embasamento. Nos dados de poços, só foi possível mapear o embasamento cristalino em um único poço, o 2-RAJ-0001-BA, que poderá ser encontrado na Figura 3.19 mais adiante.

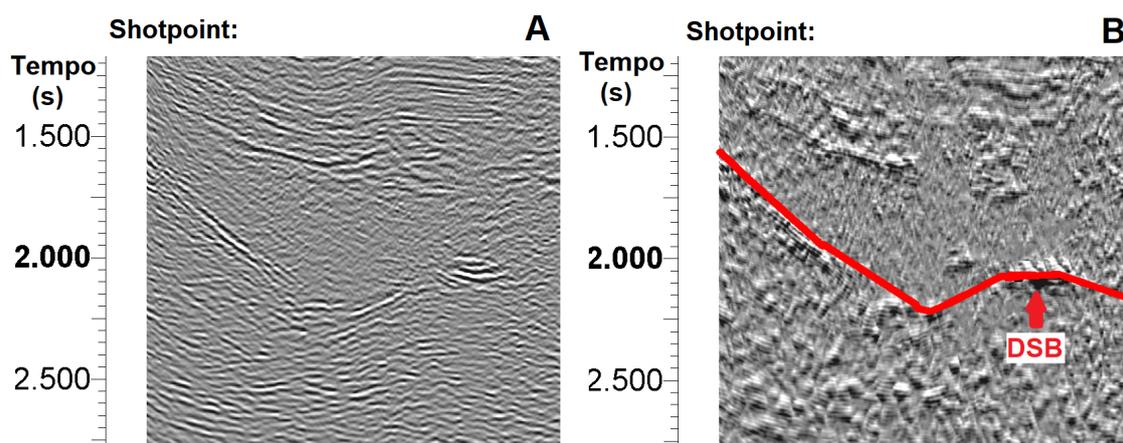


Figura 3.9: Porção da seção sísmica 0021 na direção dip a) não-interpretada e b) interpretada com TecVA, indicando a superfície de embasamento em vermelho.

Diante de todas as metodologias até então apresentadas para identificação de discordância, a interpretação de terminação de refletores se mostrou a mais importante neste trabalho. Como discordâncias são caracterizadas pela presença de truncamentos erosivos, a identificação deste tipo de terminação foi essencial para a delimitação de sequências sedimentares. A Figura 3.10 mostra um exemplo deste tipo de terminação interpretada nas seções sísmicas que serão apresentadas a diante.

A Discordância Sin-Rifte (DSR), que separa os estratos do pré-rifte dos da fase rifte, foi uma superfície de destaque em diversas linhas sísmicas por se apresentar como um refletor de

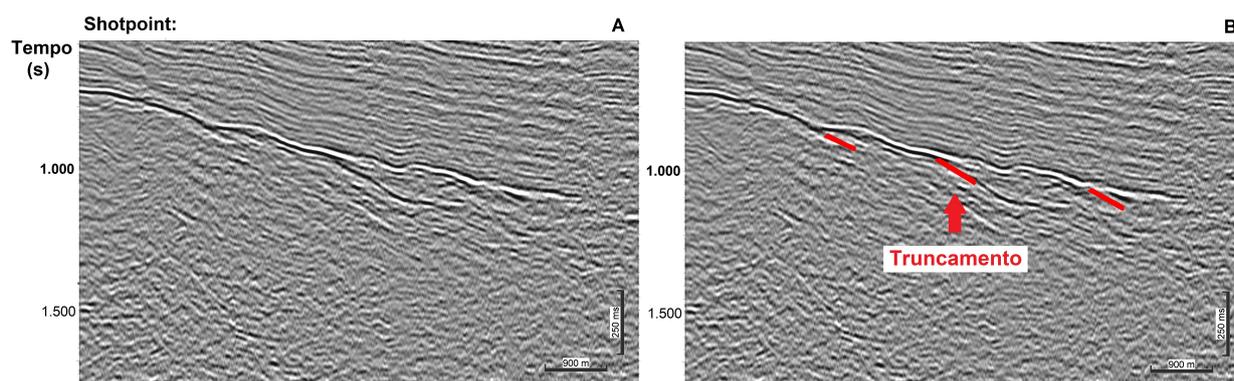


Figura 3.10: Porção da seção sísmica 1796 na direção strike a) não-interpretada e b) interpretação de truncamentos em vermelho.

alta amplitude e alta continuidade, e apresentar truncamentos marcantes em todas as seções da região proximal da bacia (Figura 3.12). No poço da Figura 3.11, a DSR foi marcada onde o perfil composto identificava o topo da Formação Sergi, que segundo a carta estratigráfica apresentada anteriormente, é a formação que delimita o pré-rifte.

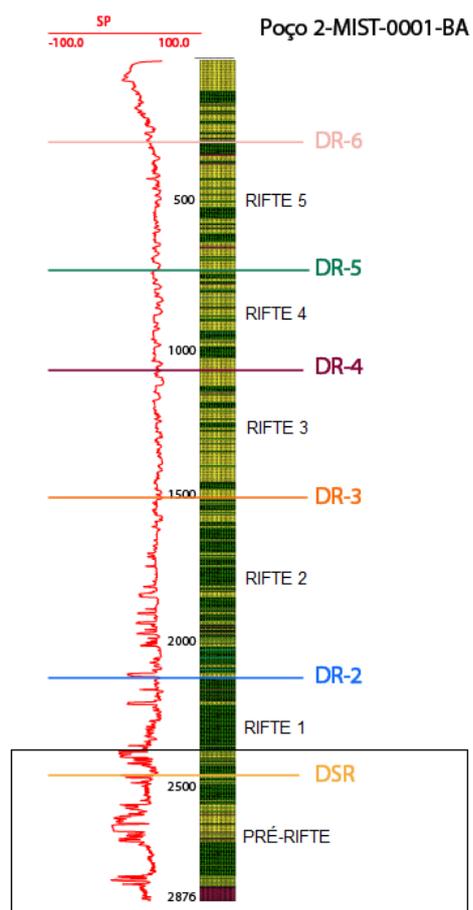


Figura 3.11: Poço 2-MIST-0001-BA com interpretação de discordâncias e foco no pré-rifte.

Como discutido no capítulo 1, essa formação e a Formação Aliança, afloram na borda flexural, característica que podemos ver na Figura 3.13.

Diferente da Bacia do Recôncavo, os refletores internos à sequência pré-rifte da Bacia de Tucano Central não se apresentam com alta amplitude e boa continuidade, devido ao fato de que os sistemas flúvio-eólicos das formações Aliança e Sergi diminuem de espessura em direção ao norte, enquanto que os lamitos e pelitos lacustres do Membro Capianga e da Formação Aliança aumentam de espessura, o que justifica o fato do pré-rifte apresentar fácies sísmicas com cada vez amplitudes e continuidades mais baixas em direção ao norte.

No Mapa de Isópacas gerado para a sequência pré-rifte, podemos ver na Figura 3.14 a disposição desta em relação à bacia.

Como a espessura do pré-rifte se mantém aproximadamente constante, em 480 ms, não houveram mudanças bruscas de espessura no mapa. Os picos de anomalia que aparecem na região mais central do mapa foram ocasionados por erros de interpolação devido a falta de dados nessa região. Por este motivo, para tentar diminuir a ocorrência desses erros, o mapa foi gerado apenas do centro para o sul da bacia, já que a quantidade de dados sísmicos para o norte era mais escassa.

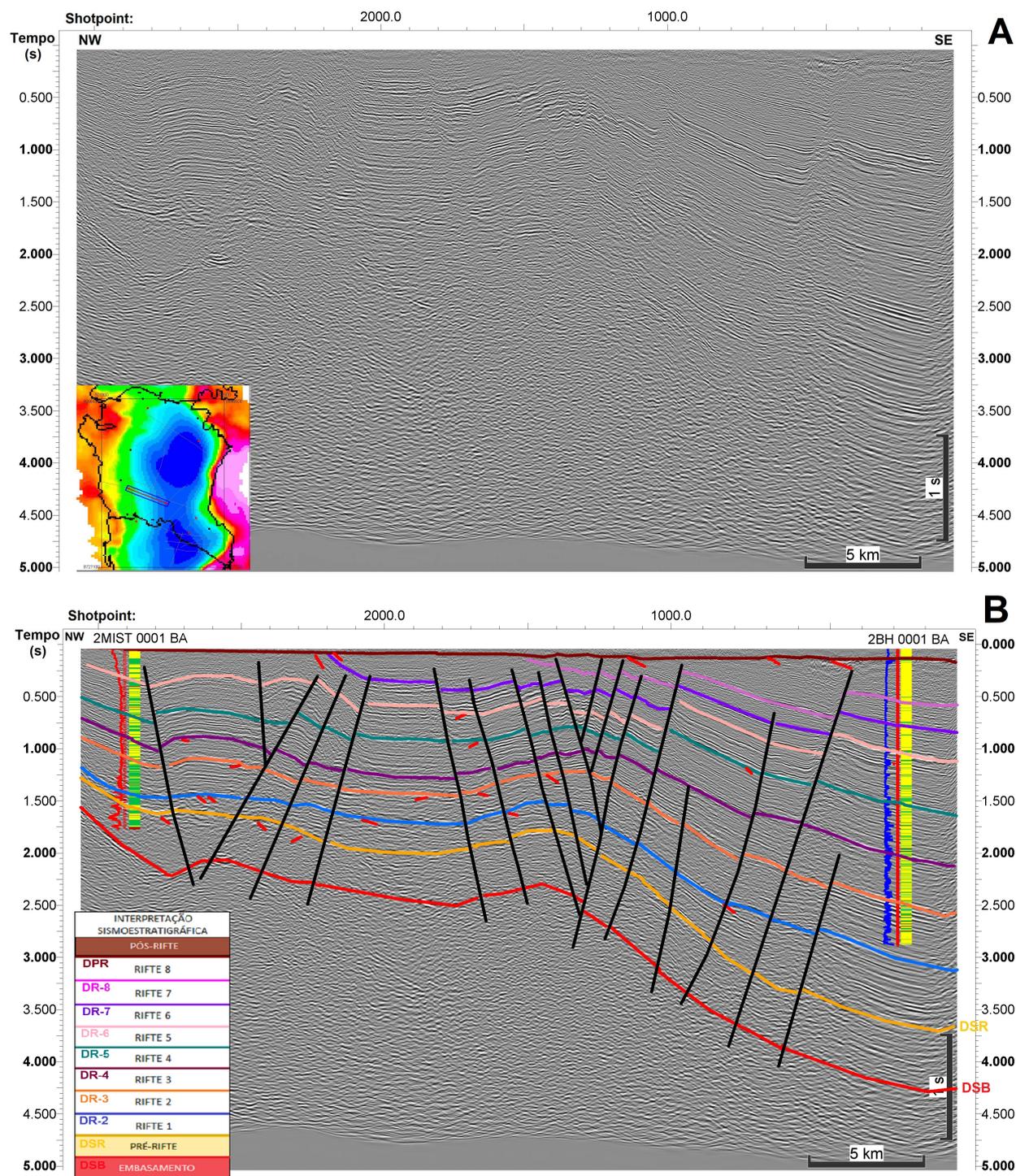


Figura 3.12: Seção sísmica 0021 na direção dip a) não-interpretada e b) interpretada.

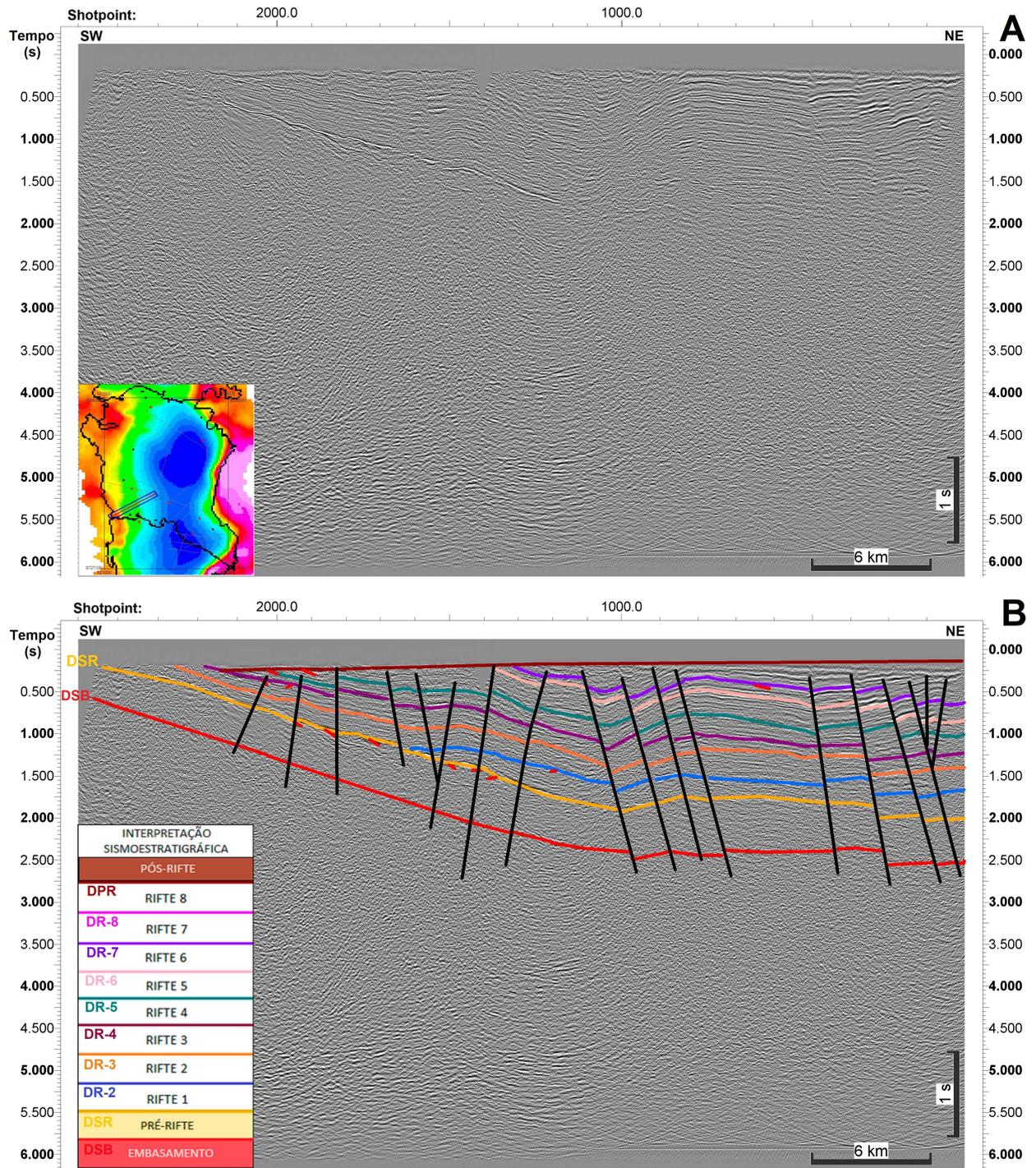


Figura 3.13: Seção sísmica 1796 na direção strike a) não-interpretada e b) interpretada.

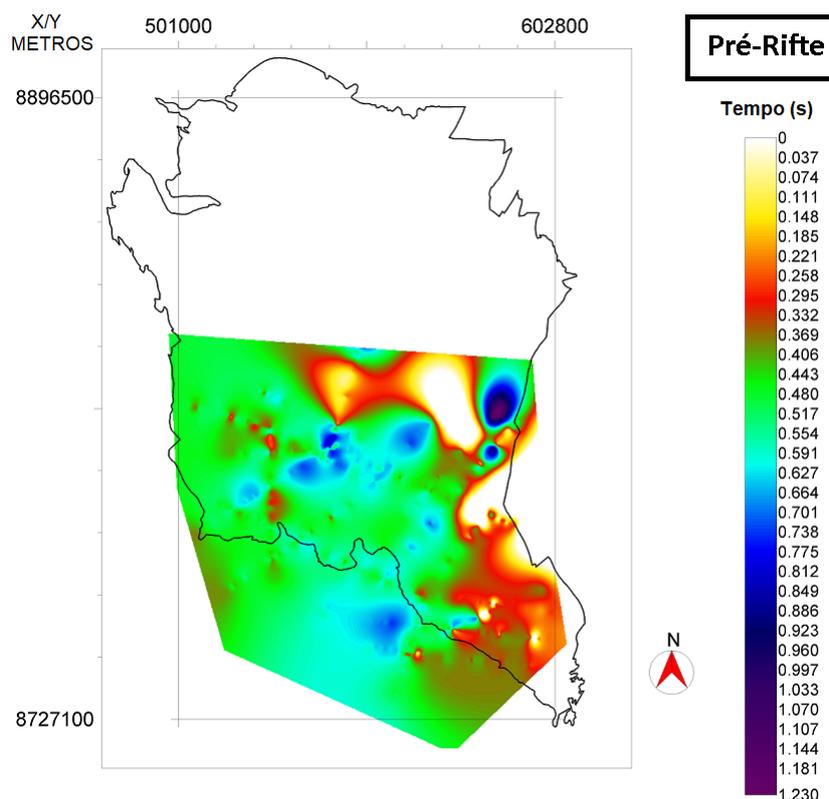


Figura 3.14: Mapa de Isópacas para a sequência pré-rifte da Bacia de Tucano Central, mostrando-a se mantendo com espessura aproximadamente constante em quase toda a bacia. Os picos de espessura que ocorrem no mapa são erros de interpolação devido a ausência de dados.

3.2.2 Sequências Rifte 1 e 2

A sequência rifte 1 é delimitada na base pela DSR (ou DR-1) e no topo pela DR-2, e a sequência rifte 2 é delimitada na base pela DR-2 e no topo pela DR-3. Como mencionado anteriormente, a escassez de poços, e principalmente, de curvas de GR, não permitiu que uma interpretação de progradações e retrogradações pudesse ser realizada, assim, as discordâncias foram marcadas devido a presença de truncamentos em diversas localidades da bacia. Mesmo não tendo curvas suficientes para uma interpretação estratigráfica mais precisa, algumas mudanças nos comportamentos das curvas que estavam disponíveis puderam ser notadas. Para os riftes 1 e 2, essas mudanças de comportamento, que podem ser analisadas na Figura 3.15, foram identificadas em profundidades onde os truncamentos puderam ser observados nas seções sísmicas, corroborando assim, para a existência das discordâncias dessa região.

Uma das principais características das sequências rifte 1 e rifte 2 é o aumento de espessura destas em direção aos depocentros das bacias do Tucano Central e Sul, como podemos ver na Figura 3.16.

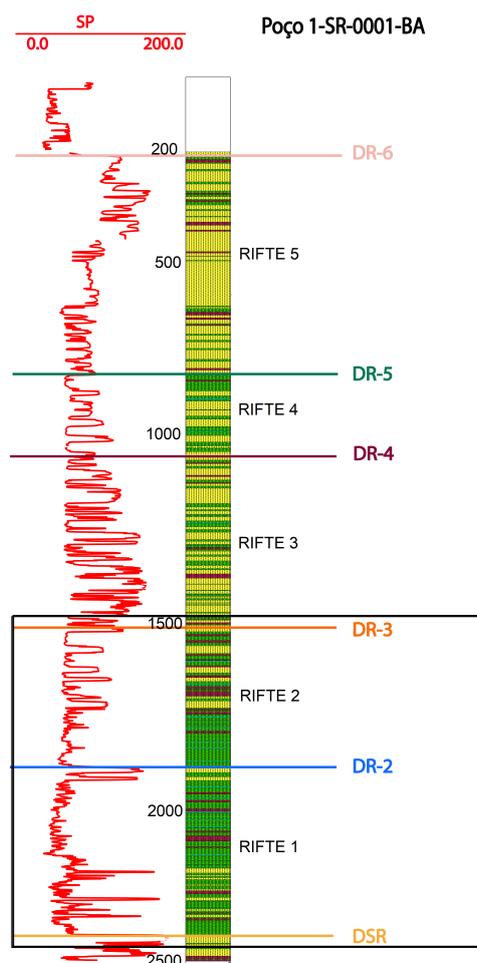


Figura 3.15: Poço 1-SR-0001-BA com interpretação de discordâncias e sequências rifte, com foco nos rifte 1 e 2.

Em termos de sismofácies, na região proximal, podemos observar um padrão de refletos mais caótico, com refletos de baixa amplitude e continuidade e frequência média, que são padrões de fácies sísmica característicos de lamitos do sistema lacustre. Seguindo em direção ao depocentro, podemos notar que os refletos passam a apresentar amplitudes, continuidades e frequências mais altas, com uma configuração plano-paralela, características de folheos e siltitos lacustres com intercalações de areais distais.

Na Figura 3.17, podemos notar que há um alto estrutural na região mais distal da bacia, que ocasionou um soerguimento do embasamento, da sequência pré-rifte e da sequência rifte 1. Este soerguimento fez com que a discordância DR-3 erodisse parte da DR-2, fazendo com que a primeira truncasse a segunda.

Esta linha sísmica foi a única onde pôde ser observado a presença de leques aluviais em contato com a falha de borda da Bacia de Tucano Central, conhecida como Falha de Adustina (destacada em vermelho).

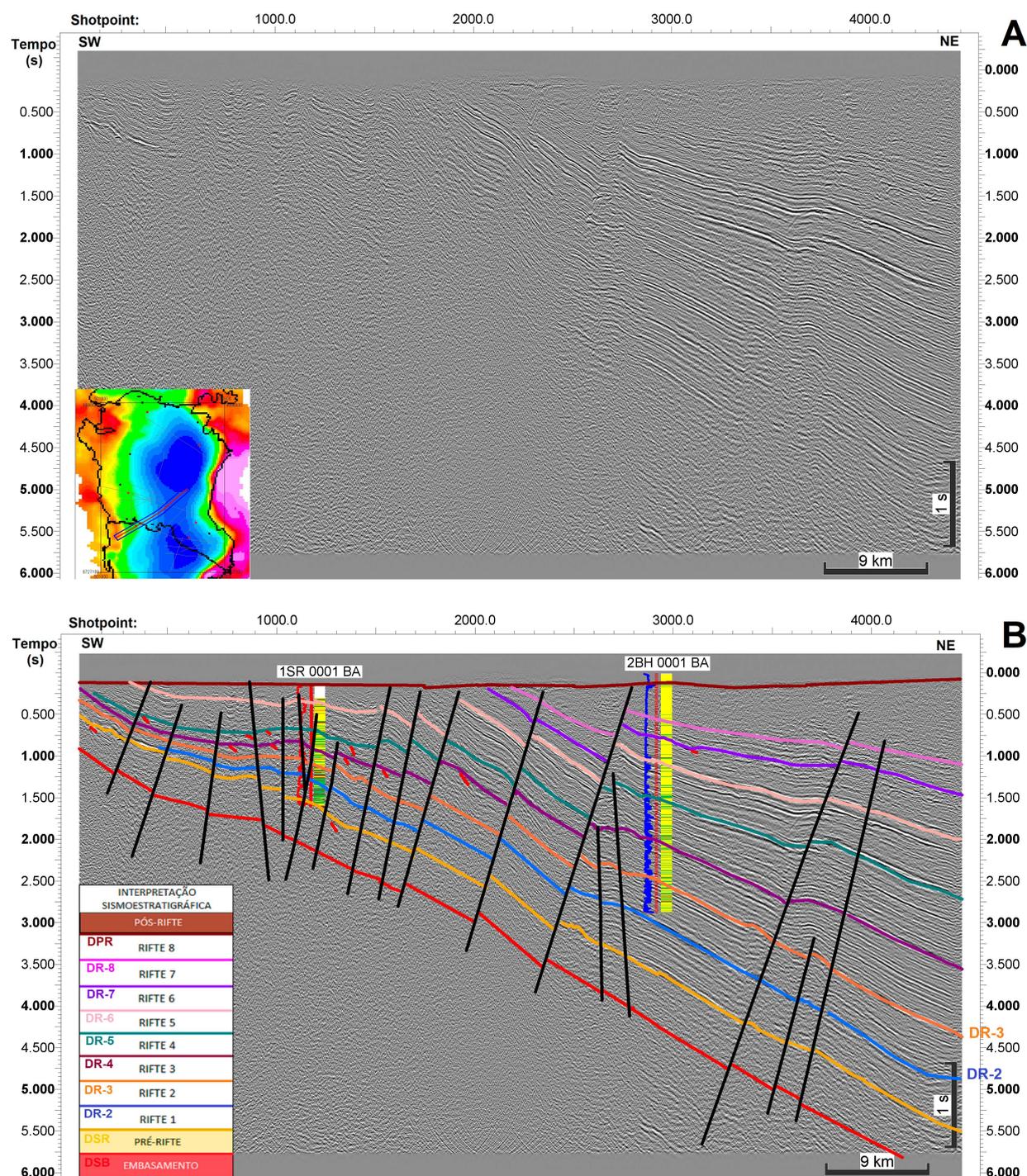


Figura 3.16: Seção sísmica 1805 de direção strike, a) não-interpretada e b) interpretada.

No Mapa de Isópacas da Figura 3.18, podemos notar o aumento de espessura dessas sequências em direção ao depocentros da bacia, onde na borda flexural apresenta espessuras de 46 ms para o rifte 1 e 36 ms para o rifte 2, enquanto que nos depocentros alcançam 729 ms e 464 ms para os rifte 1 e 2, respectivamente, fazendo com que os mapas de isópacas se

assemelhem aos mapas de Anomalia Bouguer Residual.

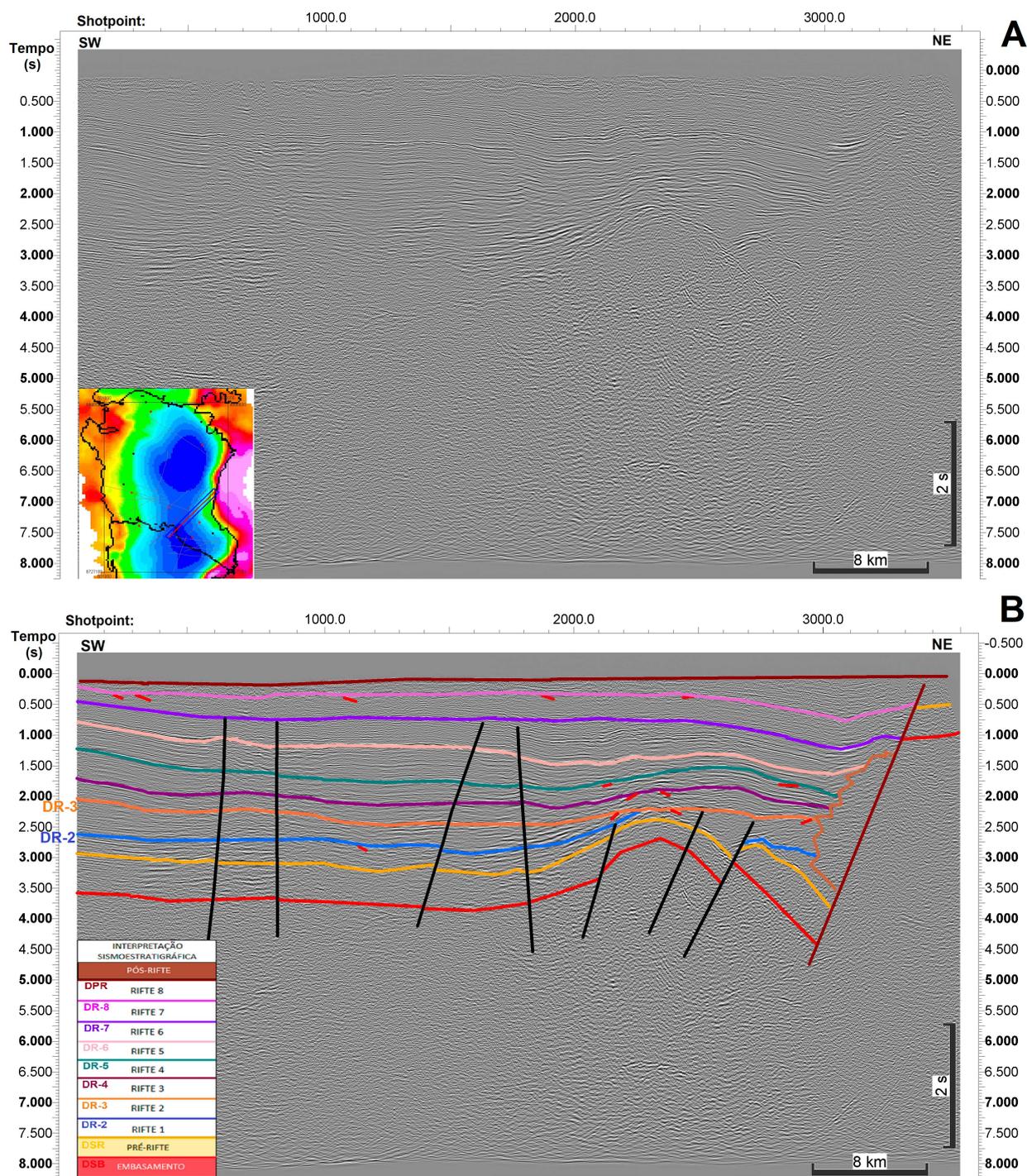


Figura 3.17: Seção sísmica 1832 de direção strike, a) não-interpretada e b) interpretada.

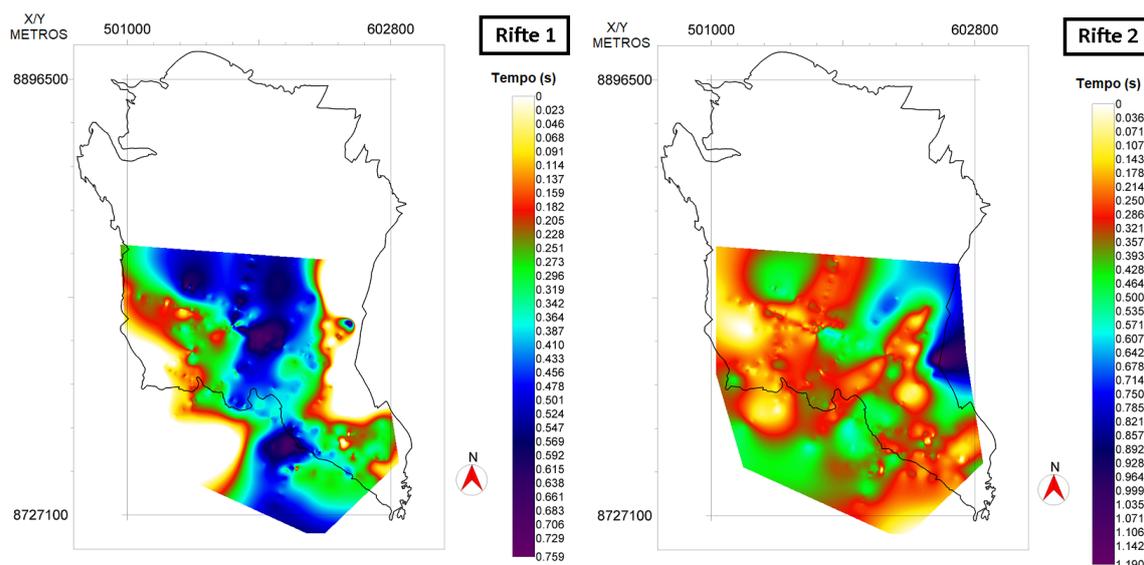


Figura 3.18: Mapa de Isópacas para as sequências rifte 1 e 2, indicando o aumento de espessura das sequências em direção aos depocentros das bacias de Tucano Central e Sul.

3.2.3 Sequência Rifte 3 e 4

A sequência rifte 3 é delimitada em sua base pela DR-3 e no topo pela DR-4. De acordo com uma análise de espessura das sequências indicadas pela carta estratigráfica de Costa et al. (2007), a DR-4 seria a discordância que separa as sequências K10-K20 das sequências K30-K40, que é uma discordância de caráter regional reconhecida em todo o rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá e até mesmo em bacias da margem continental, como as bacias do Espírito Santos e Sergipe-Alagoas. De acordo com Costa et al. (2007), a abrangência da DR-4 identifica um evento tectônico que Bueno (2004) relacionou ao diacronismo que caracteriza a propagação para norte do sistema de riftes da margem leste.

O poço 2-RAJ-0001-BA, encontrado na Figura 3.19, é um dos dois poços que contaram com a presença do perfil de Raios Gama, além do perfil SP. Todavia, os dois poços que possuíam GR apresentavam curvas com frequências altas, o que novamente dificultou a interpretação estratigráfica.

A discordância DR-4 não se apresenta como um refletor de alta amplitude devido ao fato de seu contato ser entre arenitos, como descrito na carta estratigráfica, não criando assim, um contraste de impedância acústica significativo ou mudanças relativas no padrão das curvas de Raio Gama e SP, característica notável na Figura 3.19. Na sequência rifte 3, também é possível notar um padrão caótico, com refletores de baixa amplitude e continuidade na margem proximal, e refletores com alta amplitude e continuidade com configuração plano-paralela em direção ao depocentro da Bacia de Tucano Central. Entretanto, podemos

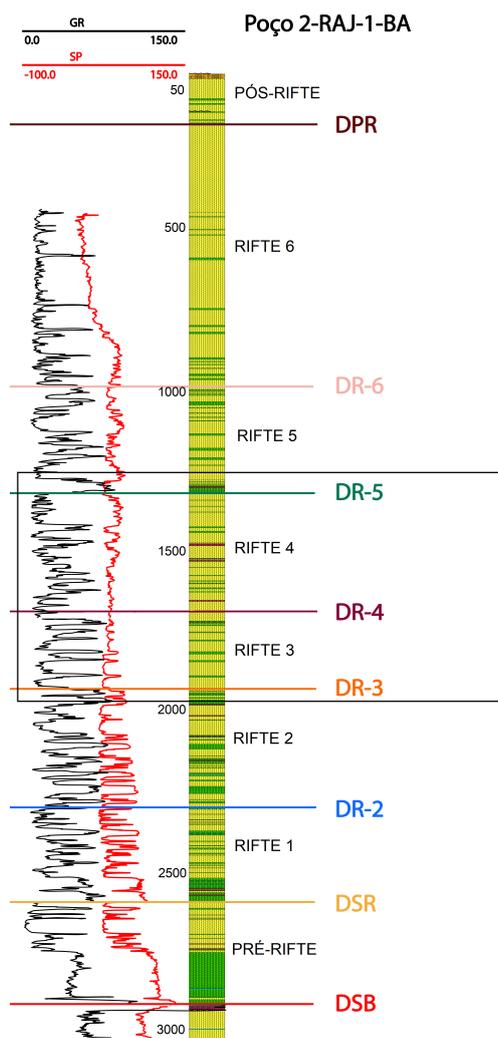


Figura 3.19: Poço 2-RAJ-0001-BA com interpretação de discordâncias, com foco nos riftes 3 e 4.

observar na Figura 3.20 que o contrário ocorre em direção ao depocentro da Bacia de Tucano Sul, os refletores se apresentam com configuração plano-paralela, mas com amplitude e frequências baixas e continuidade média.

O rifte 4 é limitado em sua base pela discordância DR-4 e em seu topo pela discordância DR-5. No poço 2-RAJ-0001-BA, da Figura 3.19, podemos notar uma mudança no padrão mais evidente no perfil de Raios Gama do que no perfil SP. O comportamento das fácies sísmicas do rifte 4 é semelhante ao padrão do rifte 3, como podemos notar na figura 3.20.

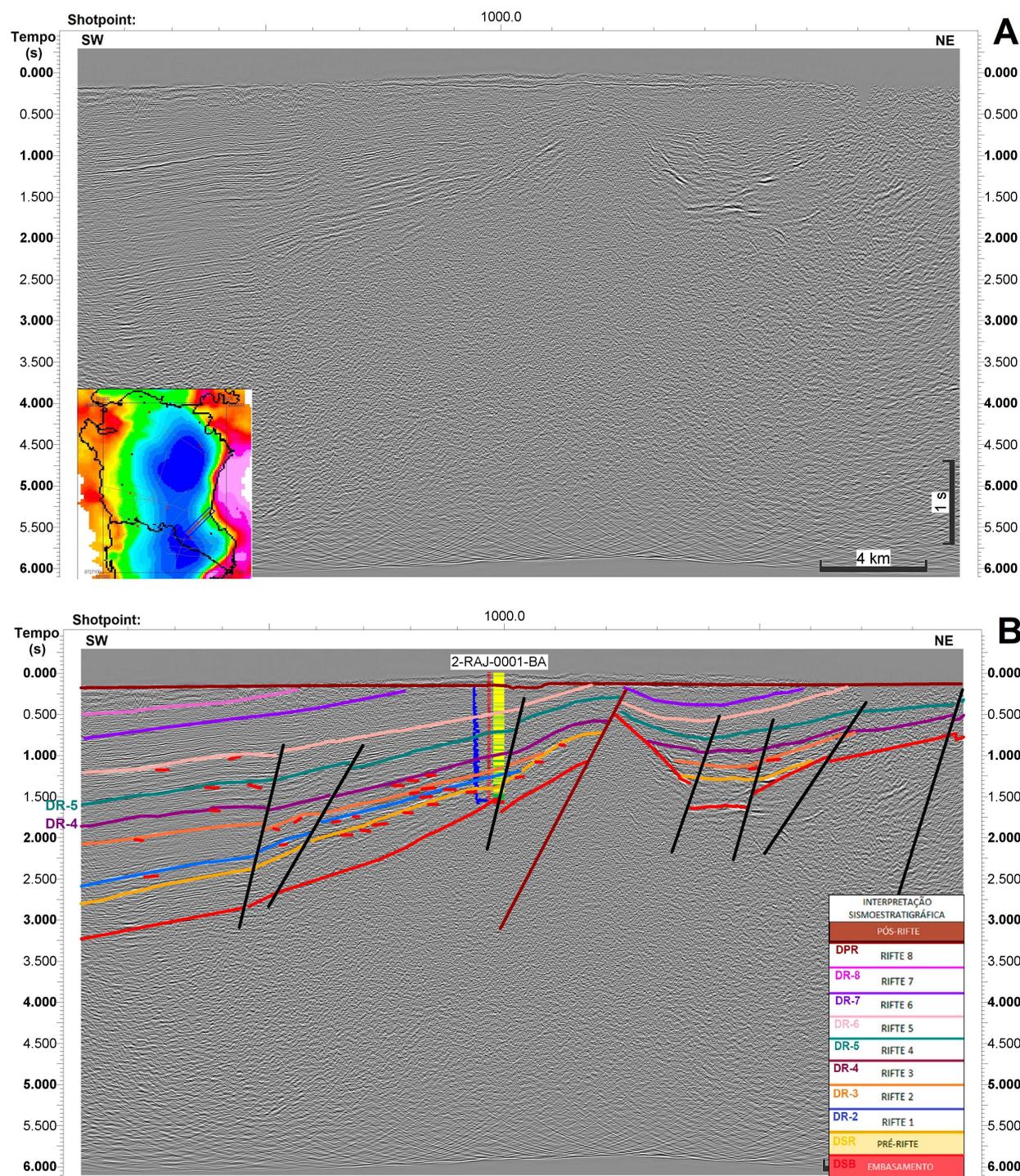


Figura 3.20: Seção sísmica 1833 de direção strike, a) não-interpretada e b) interpretada.

No Mapa de Isópacas dos rifte 3 e 4, também podemos notar o aumento de espessura das sequências em direção aos depocentros das bacias de Tucano Central e Sul, se assemelhando novamente ao Mapa de Anomalia Bouguer Residual (Figura 3.21).

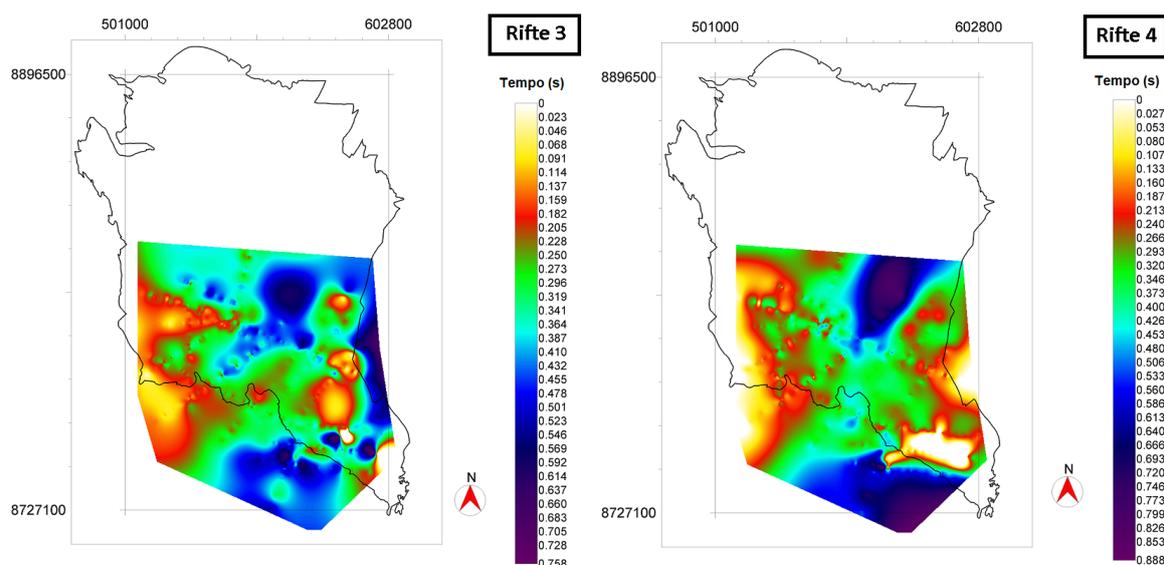


Figura 3.21: Mapa de Isópacas para as sequências rifte 3 e 4, indicando o aumento de espessura das sequências em direção aos depocentros das bacias de Tucano Central e Sul.

3.2.4 Sequências Rifte 5 e 6

O rifte 5 é limitado em sua base pela discordância DR-5 e em seu topo pela DR-6. A discordância DR-6 é o refletor que se apresenta com maior amplitude e frequência de todo o dado, se destacando do restante dos refletores em todas as seções sísmicas. No poço 2-RPST-0001-BA (Figura 3.22), a DR-6 demarca uma mudança notável no padrão do perfil de SP, na profundidade onde é possível notar truncamentos erosivos na seção sísmica da Figura 3.23.

A sequência rifte 5 mantém a característica de fácies sísmicas com refletores de amplitude alta e continuidade e frequências médias desde a margem flexural até o depocentro da Bacia de Tucano Central, diminuindo apenas em direção ao depocentro da Bacia de Tucano Sul e na região mais distal da bacia.

A sequência rifte 6 é limitada na base pela DR-6 e no topo pela DR-7. A discordância DR-7 apresenta-se como um refletor de alta amplitude e continuidade apenas na região mais distal da bacia, próximo à falha de borda, onde há presença de truncamentos erosivos. Esta discordância que limita o rifte 6 trunca a DPR (discordância pós-rifte) na região central da bacia, não aparecendo na margem flexural. Desta forma, ela só pode ser identificada da região central ao sul da Bacia de Tucano Central. Na Figura 3.24, podemos notar a alta amplitude dos refletores que demarcam as discordâncias DR-6 e DR-7.

As fácies sísmicas da sequência rifte 6 apresentam refletores com baixa amplitude e continuidade devido a alta presença de areia da região. Na região mais central da bacia,

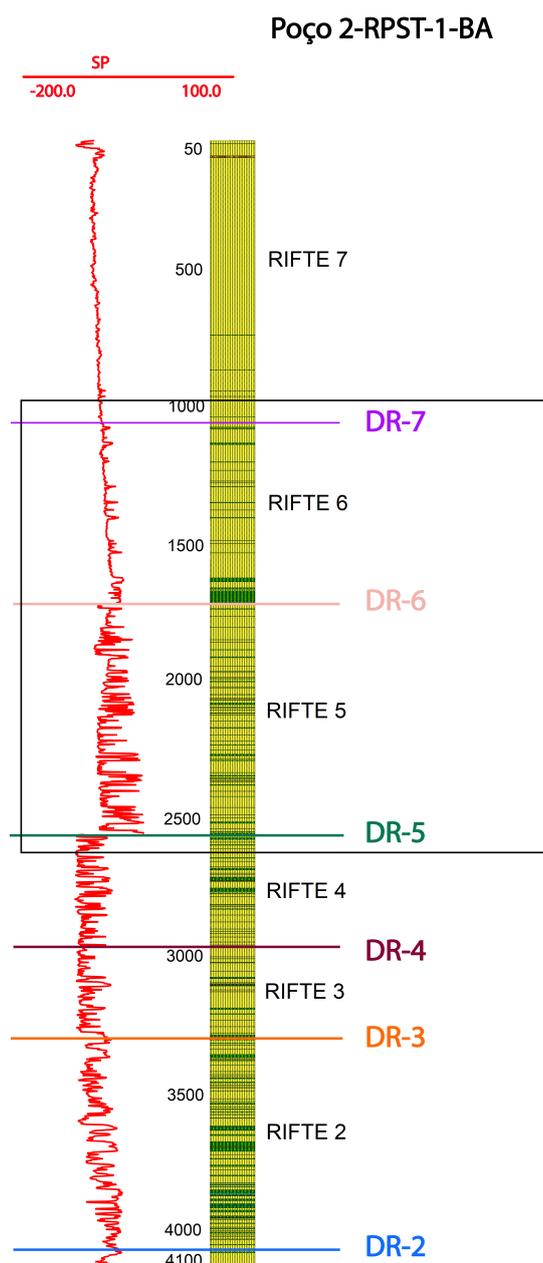


Figura 3.22: Poço 2-RPST-0001-BA com interpretação de discordâncias, com foco nos riftes 5 e 6.

é possível notar algumas regiões com refletos de amplitude média a alta e continuidade média devido a entradas de folhelhos do sistema fluvial de final de rifte.

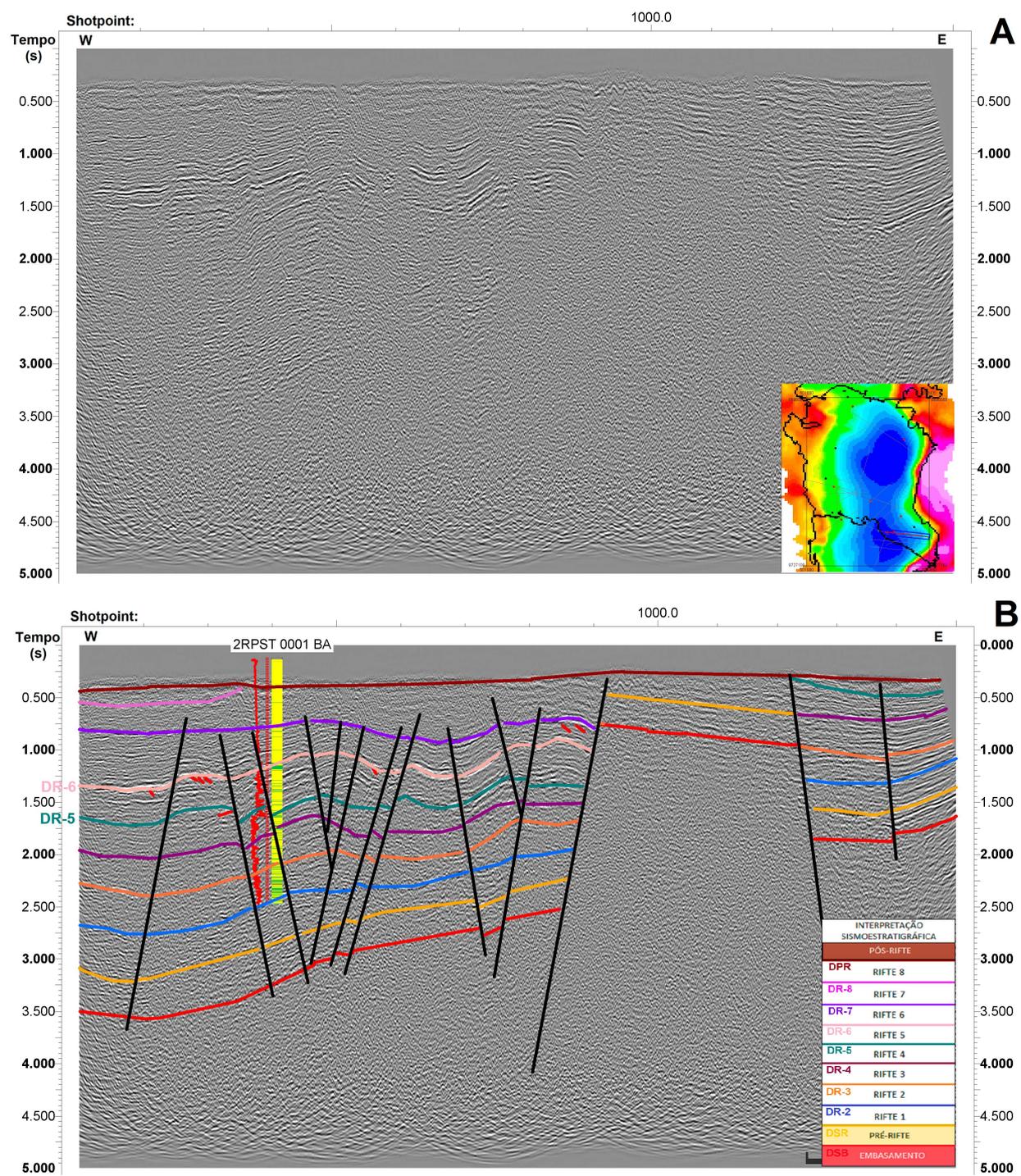


Figura 3.23: Seção sísmica 1074 de direção dip, a) não-interpretada e b) interpretada.

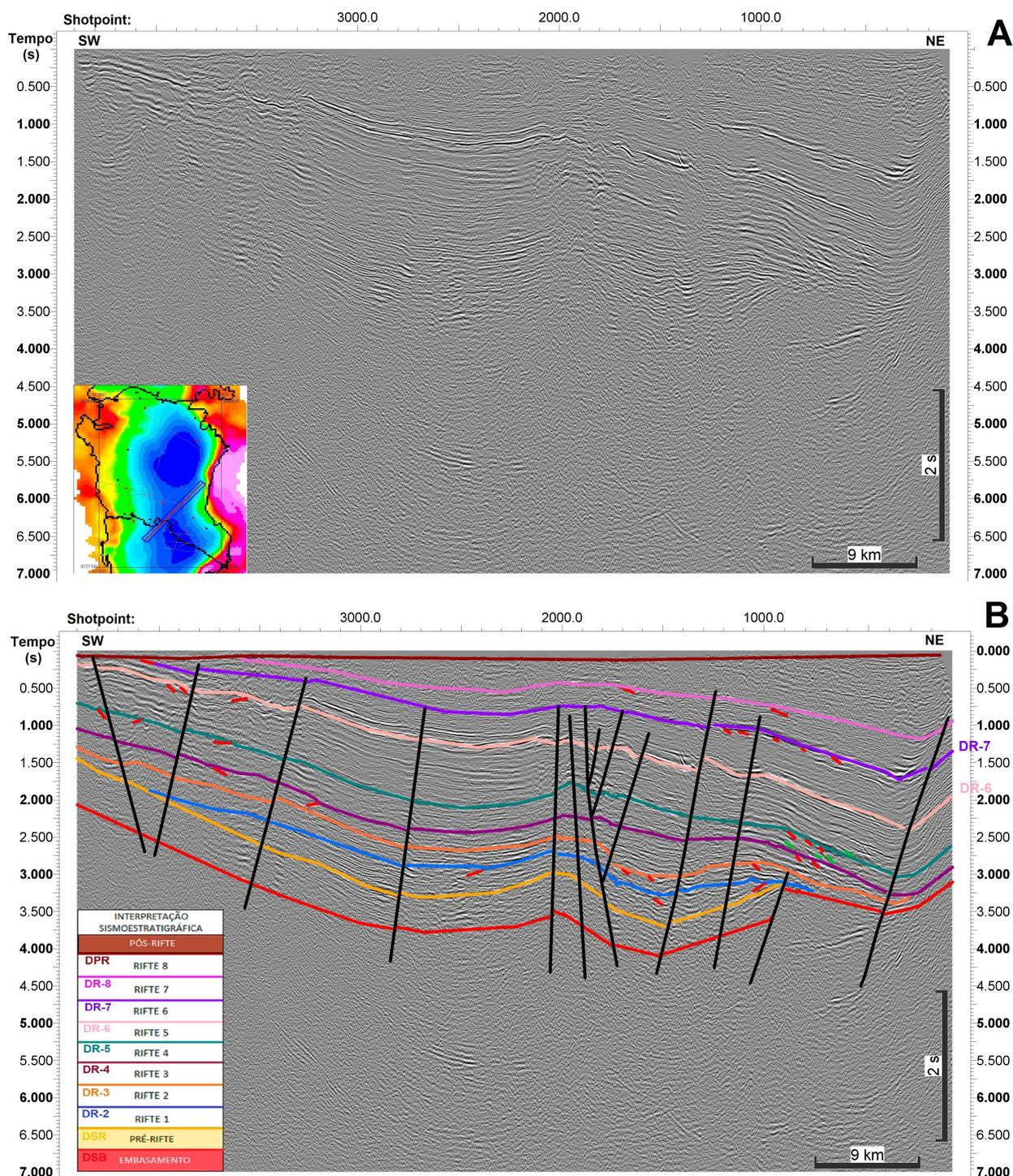


Figura 3.24: Seção sísmica 1813 de direção strike, a) não-interpretada e b) interpretada.

No mapa de isópacas das seqüências rifte 5 e 6 (Figura 3.25) podemos novamente notar o aumento de espessura das seqüências em direção aos depocentros da bacia, com o rifte 5 apresentando espessuras de 89 ms próximo a margem flexural e de 801 ms próximo ao depocentro. O mapa de isópacas do rifte 6 é limitado da região central ao sul da bacia

do Tucano, apresentando espessuras de 144 ms na região central e de 743 ms próximo ao depocentro.

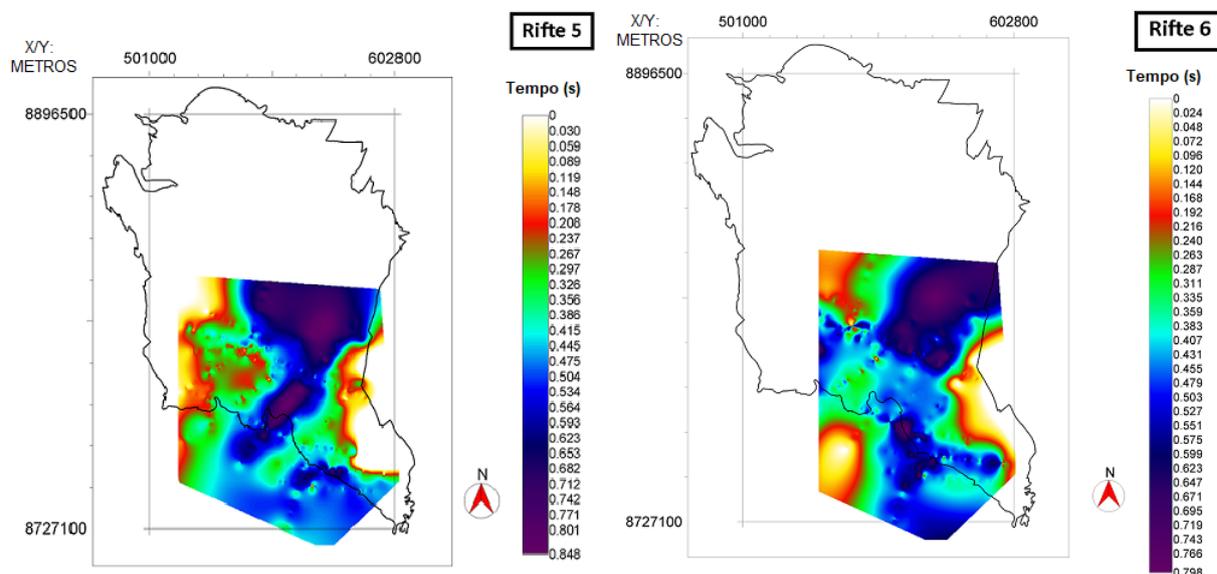


Figura 3.25: Mapa de Isópacas para as sequências rifte 5 e 6, indicando o aumento de espessura das sequências em direção aos depocentros das bacias de Tucano Central e Sul

3.2.5 Sequências Rifte 7 e 8

A sequência rifte 7 é limitada na base pela DR-7 e em seu topo pela DR-8, e a sequência rifte 8 é delimitada na base pela DR-8 e no topo pela DPR (discordância pós-rifte). A discordância DR-8 não se apresenta como um refletor de alta amplitude em nenhuma região da bacia. O único poço em que é possível demarcá-la é no 2-BH-0001-BA, que podemos encontrar na Figura 3.26, entretanto, mesmo este possuindo um perfil de Raios Gama, não é possível observar uma mudança notável no padrão do GR.

Desta forma, a DR-8 foi identificada como uma discordância devido a mudança de fácies sísmicas e pela presença de truncamentos sutis. Na Figura 3.27, é possível notar que os refletores do rifte 7 apresentam-se inclinados e acima do rifte 7, há a presença de refletores horizontais antes da discordância pós-rifte na região sul da Bacia de Tucano Central. Assim, os refletores do rifte 7 truncam a superfície marcada como DR-8, indicando que mesmo não se apresentando como um refletor de alta amplitude, ela se configura como uma discordância.

As sismofácies do rifte 7 se apresentam como refletores de amplitude de alta a média, continuidade e frequência média, com configuração sub-paralela, característica de arenitos e lamitos do sistema fluvial do final do rifte. As sismofácies do rifte 8 se apresentam como

refletores de amplitude média a baixa, e continuidade e frequência baixas, com configuração de sub-paralelo a caótico, devido a grande quantidade de areia presente nessa região.

Assim como o rifte 6, os riftes 7 e 8 também são encontrados apenas da região central a sul de Tucano Central, não aparecendo na margem flexural da bacia, fato que pode ser notado na seção interpretada da Figura A.3 do Apêndice A.

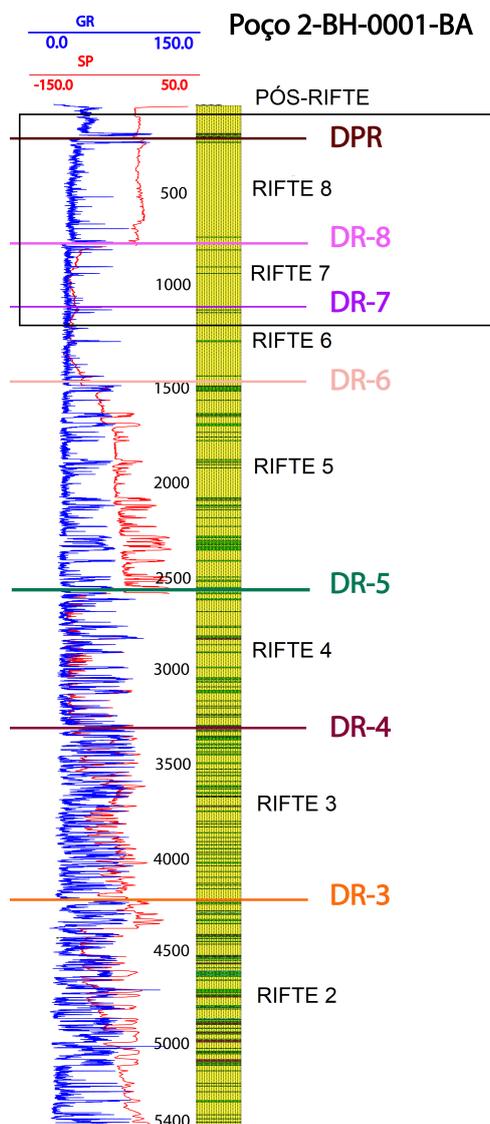


Figura 3.26: Poço 2-BH-0001-BA com interpretação de discordâncias, com foco nos riftes 7 e 8.

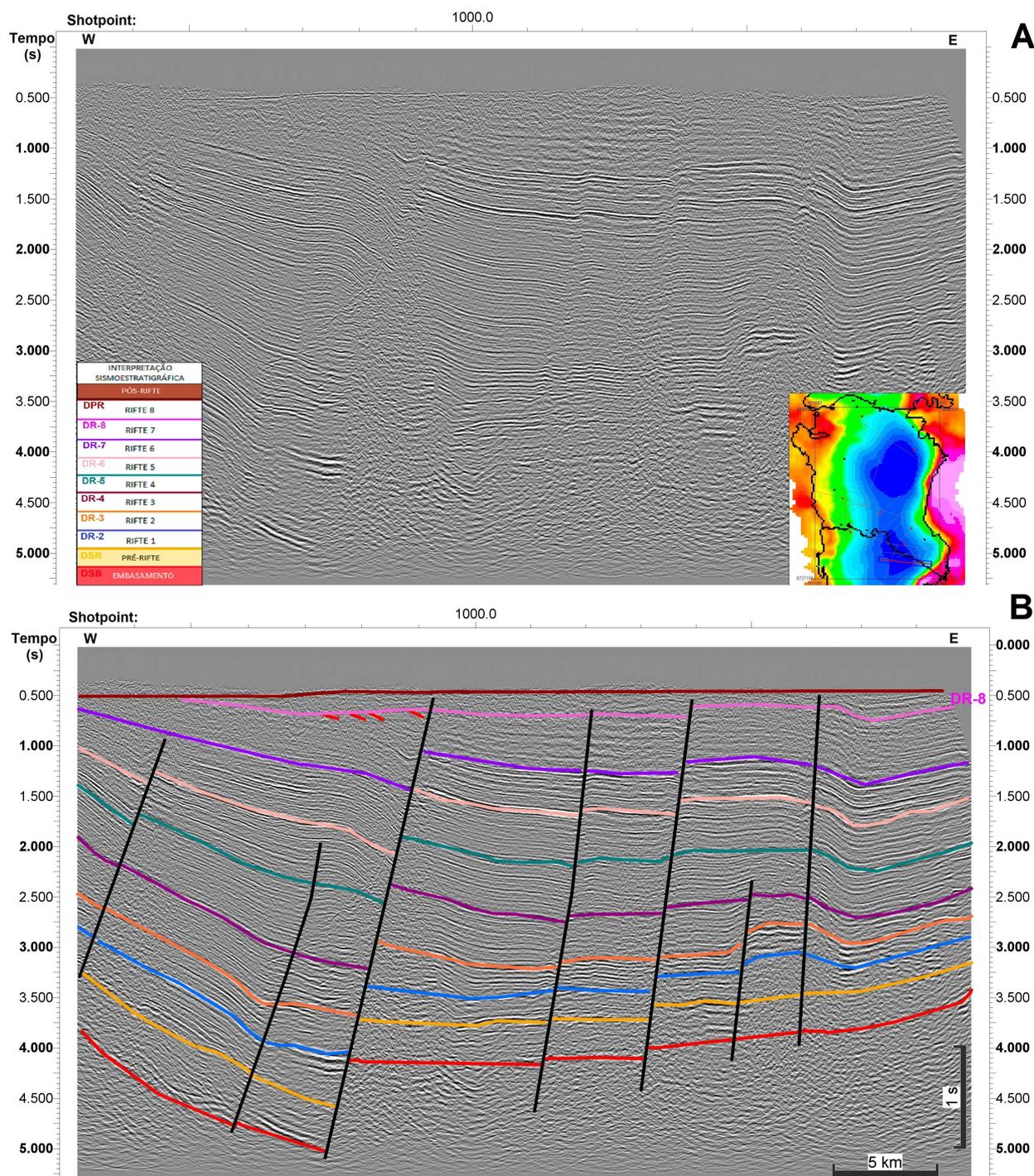


Figura 3.27: Seção sísmica 1075 de direção dip, a) não-interpretada e b) interpretada.

O mapa de isópacas dessas seqüências mostra o mesmo comportamento das seqüências anteriores, com um aumento de espessura de 23 ms para 489 ms em direção aos depocentros das bacias de Tucano Central e Sul (figura 3.28).

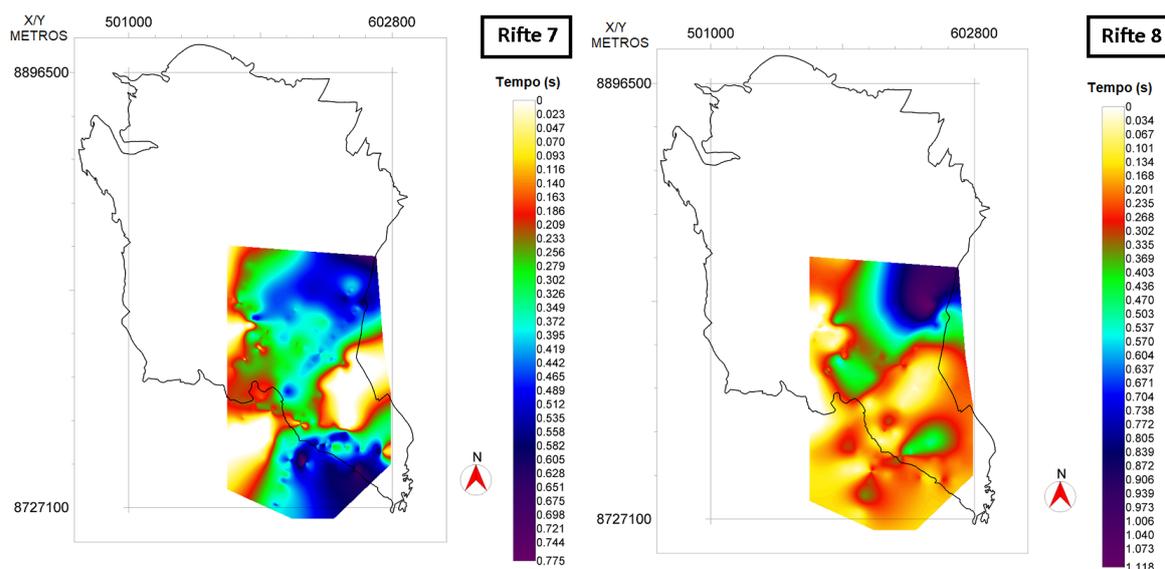


Figura 3.28: Mapa de Isópacas para as sequências rifte 7 e 8, indicando o aumento de espessura das sequências em direção aos depocentros das bacias de Tucano Central e Sul.

3.2.6 Sequência Pós-Rifte

A discordância pós-rifte (DPR) se apresenta como uma extensa discordância angular observada ao longo de toda a bacia, que separa os depósitos da fase sin-rifte dos da pós-rifte. É uma superfície que pode ser identificada com facilidade nos poços com GR devido a um alto pico na curva na região que delimita a Formação São Sebastião, como podemos ver no poço 2-BH-0001-BA (Figura 3.29).

A DPR é truncada pelas discordâncias DR-4, DR-5, DR-6, DR-7 e DR-8 e suas respectivas sequências, como podemos ver na Figura 3.30 e ao longo das diversas linhas sísmicas apresentadas neste trabalho. Ela se apresenta como um refletor de alta amplitude e continuidade na maioria das seções, sendo de fácil reconhecimento na sísmica. A maior parte da sequência pós-rifte foi erodida na bacia de Tucano Central, configurando espessuras de aproximadamente 200 a 300 metros. Nas seções em que é possível observar uma porção dos refletores da sequência pós-rifte, estes se apresentam com amplitudes e continuidade média, com configuração plano-paralela.

A seção sísmica 1799, apresentada na Figura 3.30, é a linha de maior extensão da bacia de Tucano Central, abrangendo desde a margem flexural até além da falha de borda da bacia, a Falha de Ajustina, mostrando a configuração estrutural e estratigráfica em toda a direção W-E. Entretanto, não foi possível identificar a presença de leques aluviais próximo a falha de borda nesta seção.

Com o objetivo de verificar a correlação da seção rifte e a acuracidade da interpretação

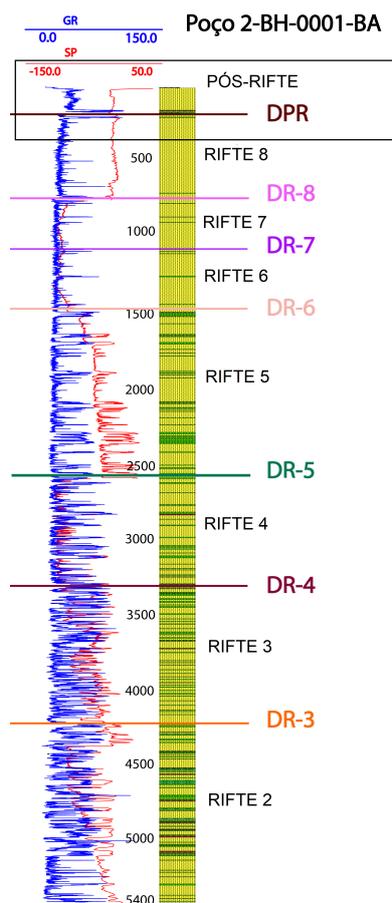


Figura 3.29: Poço 2-BH-0001-BA com interpretação de discordâncias, com foco na sequência pós-rifte.

sismoestratigráfica, foram geradas seções compostas que permitem a visualização de todo o arcabouço estrutural e estratigráfico da bacia, como podemos verificar a seguir. A composição entre as seções 1799 e 1805 (Figura 3.31) foi realizada devido ao fato de agregar os três poços mais importantes da região, onde é possível notar o aumento de espessura das sequências em direção às regiões mais profundas da bacia.

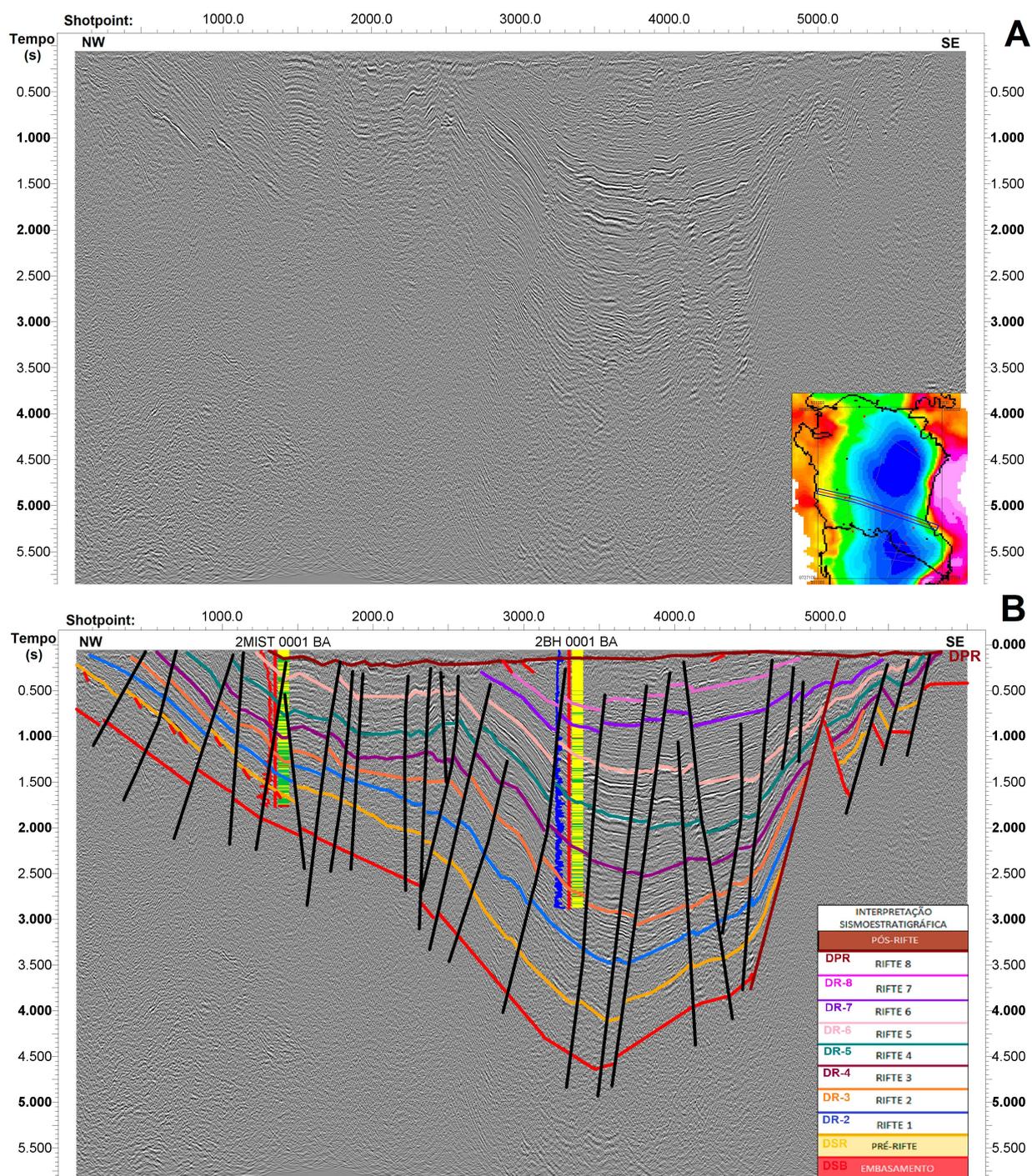


Figura 3.30: Seção sísmica 1799 de direção dip, a) não-interpretada e b) interpretada.

A composição entre as seções 1799 e 1832 (Figura 3.32) foi realizada devido ao fato de abranger a bacia desde a margem flexural até a falha de borda, contendo a seção onde foi possível notar a presença do leque aluvial e a ocorrência dos rifte 7 e 8 apenas da região central à parte mais distal da bacia.

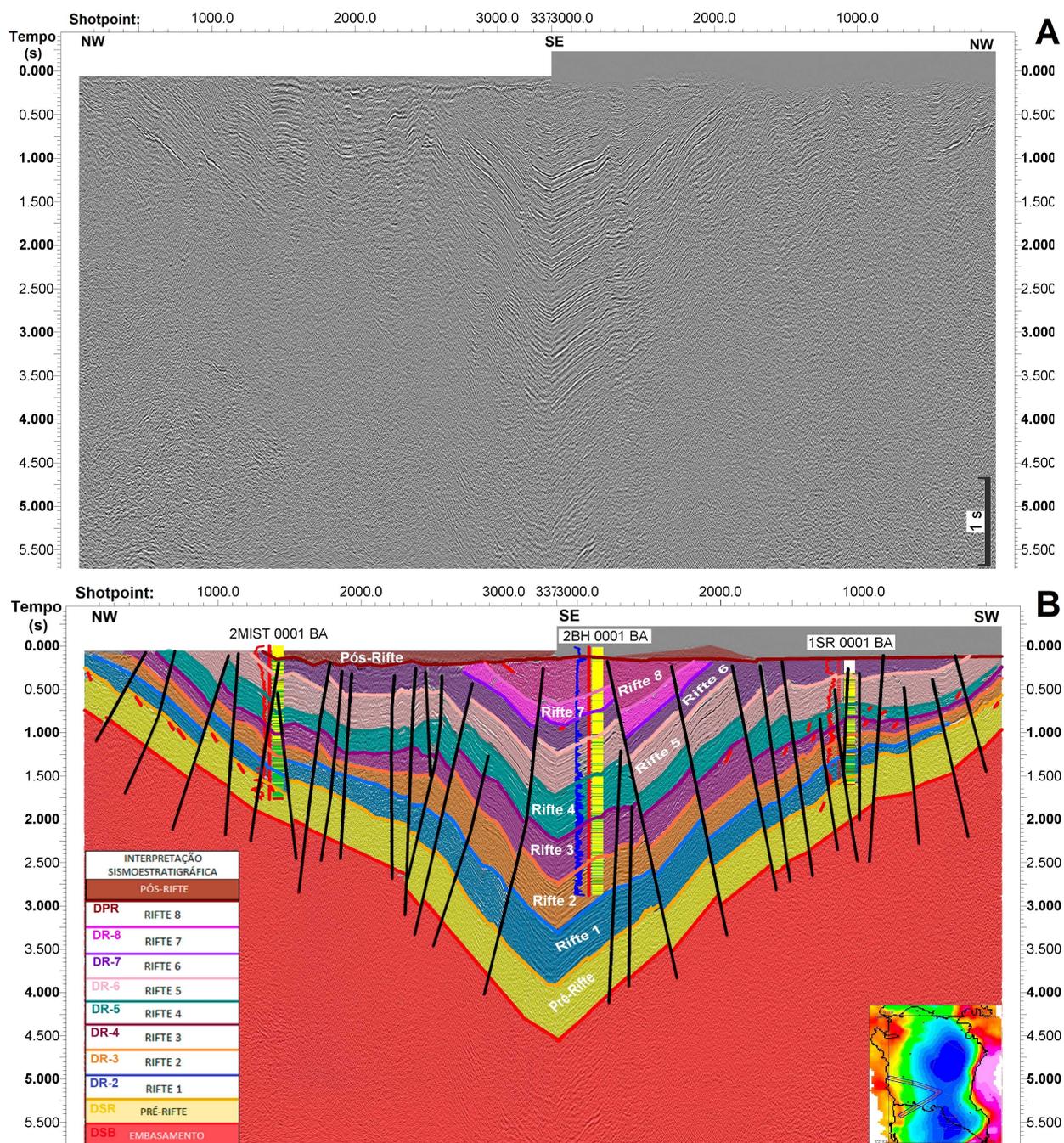


Figura 3.31: Composição das seções sísmicas 1799 e 1805 de direção dip e strike, respectivamente.

A Figura 3.32 ilustra na prática a configuração do modelo estratigráfico aplicado à bacias rifte utilizado neste trabalho.

Outras seções compostas podem ser encontradas no Apêndice A.

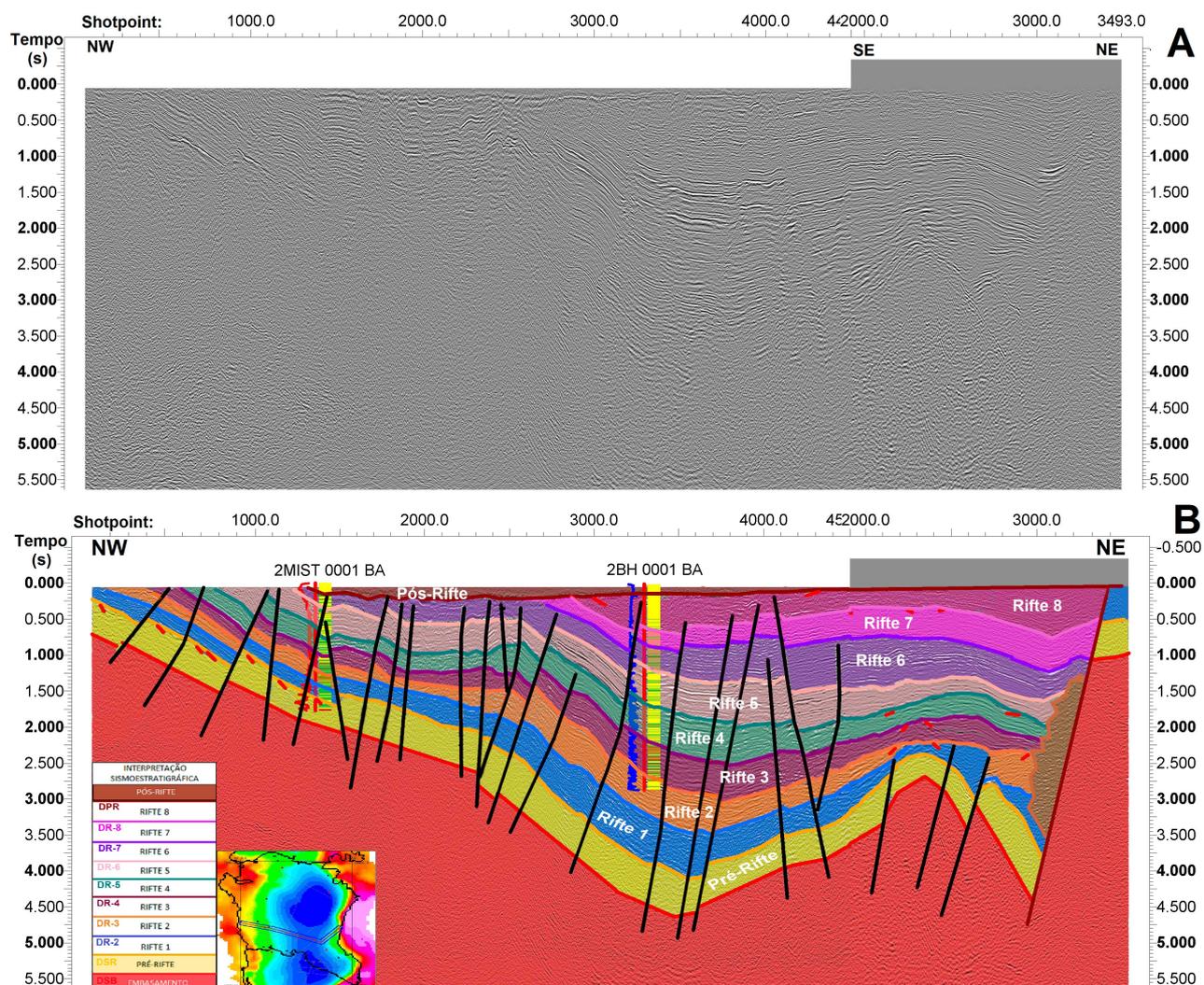


Figura 3.32: Composição das seções sísmicas 1799 e 1832 de direção dip e strike, respectivamente.

3.3 Correlação Sísmica-Gravimetria

Na seção sísmica 1799 da Figura 3.30, é possível notar que o embasamento alcança um tempo sísmico de aproximadamente 4.5 segundos, o que convertendo para profundidade, resulta em aproximadamente 10 km de sedimentos. De acordo com o Mapa de Anomalia Bouguer Residual, esta linha passa pela região do mapa que se encontra relativamente mais rasa do que o depocentro de Tucano Central, o que nos leva a supor, que de fato, o depocentro alcança profundidades maiores que 10 km.

Para determinar a que profundidade o depocentro da Bacia de Tucano Central alcança, serão gerados modelos gravimétricos da região para obter informações sobre o relevo e a profundidade do embasamento, entretanto, foi necessária a obtenção de informações a priori

para a construção dos modelos, já que pouco se sabe sobre o depocentro da bacia.

Como as linhas sísmicas na região mais ao norte da bacia são escassas, e as poucas que existem não possuem resolução sísmica suficiente para imagear uma superfície de embasamento que estaria além de 10 km de profundidade, foram realizados modelos gravimétricos com base nas informações das seções sísmicas que haviam sido interpretadas mais ao sul da bacia, com o objetivo de obter mais informações para que a modelagem pudesse ser projetada para o depocentro.

Assim, a primeira linha sísmica escolhida para construção do modelo gravimétrico foi a linha 1799 da Figura 3.30, que além de ser a linha de maior extensão da região, é a única que abrange a bacia da margem flexural à falha de borda. Esta linha foi projetada no Mapa de Anomalia Bouguer Residual e sobre esta, foi retirado um perfil gravimétrico que será modelado passando exatamente pela localização da linha 1799, como podemos verificar na Figura 3.33. Os modelos foram construídos no software *GM-SYS* da Geosoft.

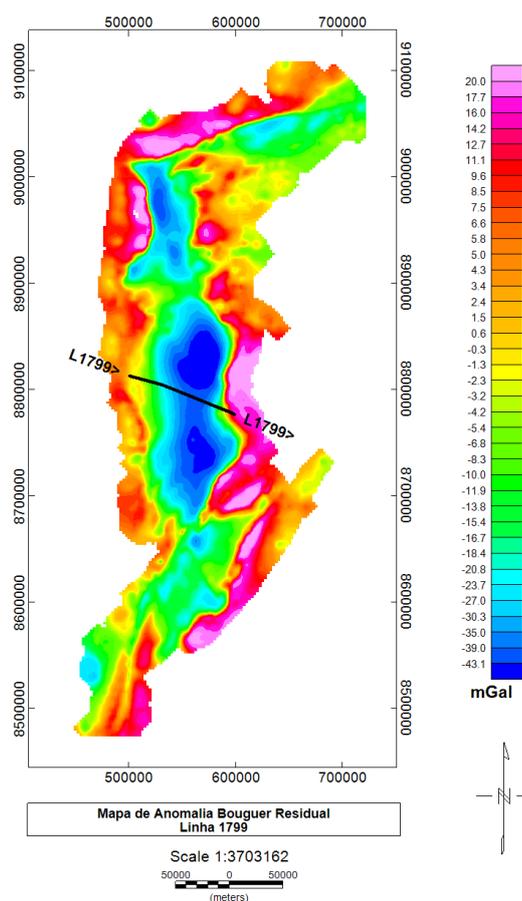


Figura 3.33: Mapa de Anomalia Bouguer Residual do rifte RTJ, com localização do perfil gravimétrico retirado sobre a linha sísmica 1799.

As densidades utilizadas nos modelos gravimétricos foram obtidas a partir dos perfis de

densidade (RHOB) encontrados nos poços da região, cujos valores podemos encontrar na Tabela 3.2 para cada sequência rifte.

Tabela 3.2: Tabela de densidades para cada sequência retirada de perfis de densidade dos poços.

Sequência	Densidade (g/cm ³)
Pós-Rifte	2.15
Rifte 8	2.25
Rifte 7	2.3
Rifte 6	2.35
Rifte 5	2.35
Rifte 4	2.4
Rifte 3	2.4
Rifte 2	2.45
Rifte 1	2.45
Pré-Rifte	2.45
Embasamento	2.65

Para a construção do modelo gravimétrico, foram desenhados polígonos que contornavam cada sequência rifte, pós-rifte e o topo do embasamento e aplicadas as densidades retiradas do perfil RHOB. Como a seção sísmica é dada em tempo e o modelo gravimétrico é construído com base na profundidade, foi necessário converter os valores de tempo sísmico para que a seção fosse ajustada na profundidade correta. Como o tempo final da seção sísmica 1799 alcançava 6 segundos, de acordo com a equação do tempo duplo, a base da seção estaria alcançando aproximadamente 12 km, de forma que a região mais profunda do topo do embasamento estaria a aproximadamente 10 km de profundidade, como calculado anteriormente.

Assim, com as densidades aplicadas a cada sequência rifte, obtivemos o modelo gravimétrico da figura 3.34. Como o dado calculado foi bem ajustado ao dado observado, o baixo erro de 5.12% indica que a interpretação estratigráfica possui uma boa confiabilidade.

O mesmo procedimento foi realizado para as seções compostas das Figuras 3.31 e 3.32, cujas linhas sísmicas foram projetadas no Mapa de Anomalia Bouguer Residual, encontrados nas Figuras 3.35 e 3.36. Os modelos gravimétricos das seções compostas também resultaram em bons ajustes entre dado calculado e dado observado, com erros de 3.31% e 4.88%, respectivamente, como podemos observar nas Figuras 3.37 e 3.38, mais uma vez conferindo uma boa confiabilidade para a interpretação sismoestratigráfica realizada.

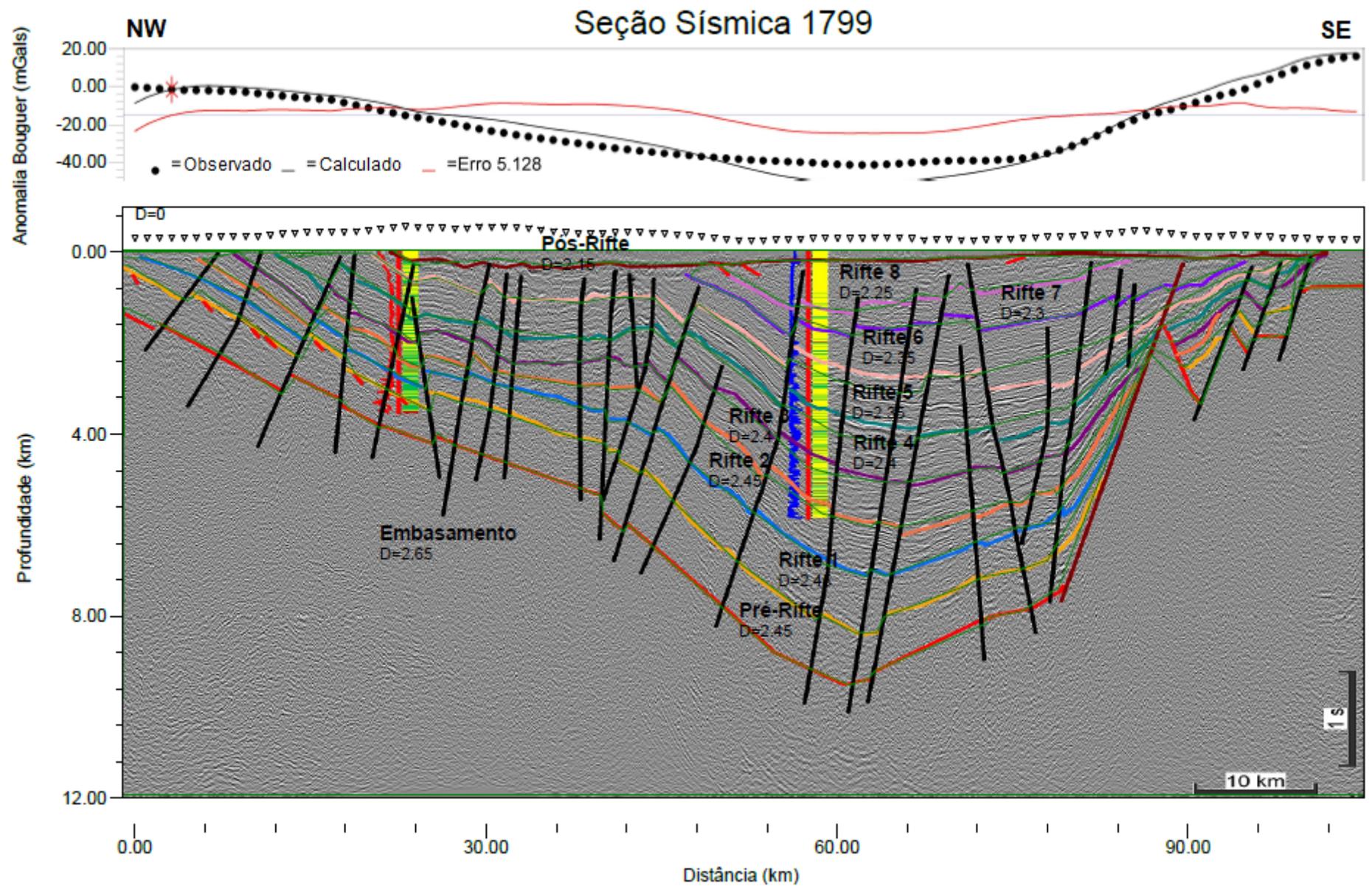


Figura 3.34: Modelo gravimétrico correlacionado com a seção sísmica 1799.

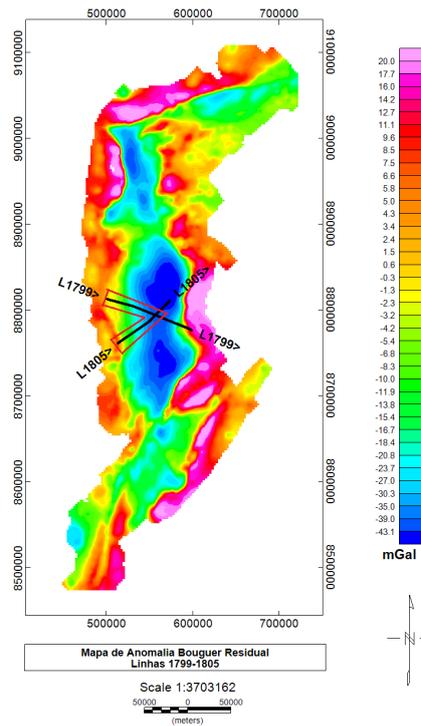


Figura 3.35: Mapa de Anomalia Bouguer Residual do rifte RTJ, com localização do perfil gravimétrico retirado sobre a composição das linha sísmicas 1799 e 1805.

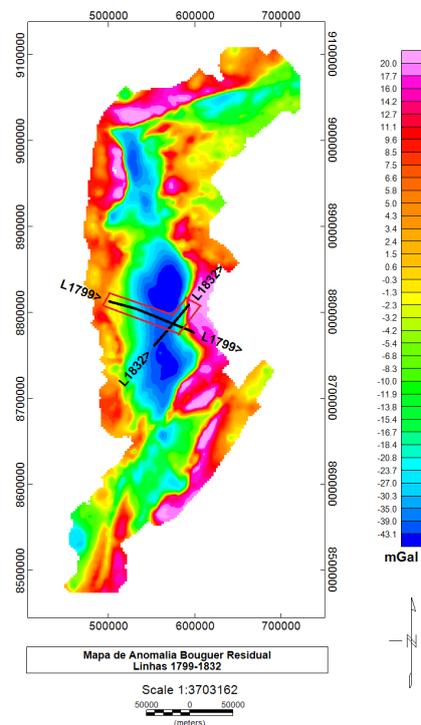


Figura 3.36: Mapa de Anomalia Bouguer Residual do rifte RTJ, com localização do perfil gravimétrico retirado sobre a composição das linha sísmicas 1799 e 1832.

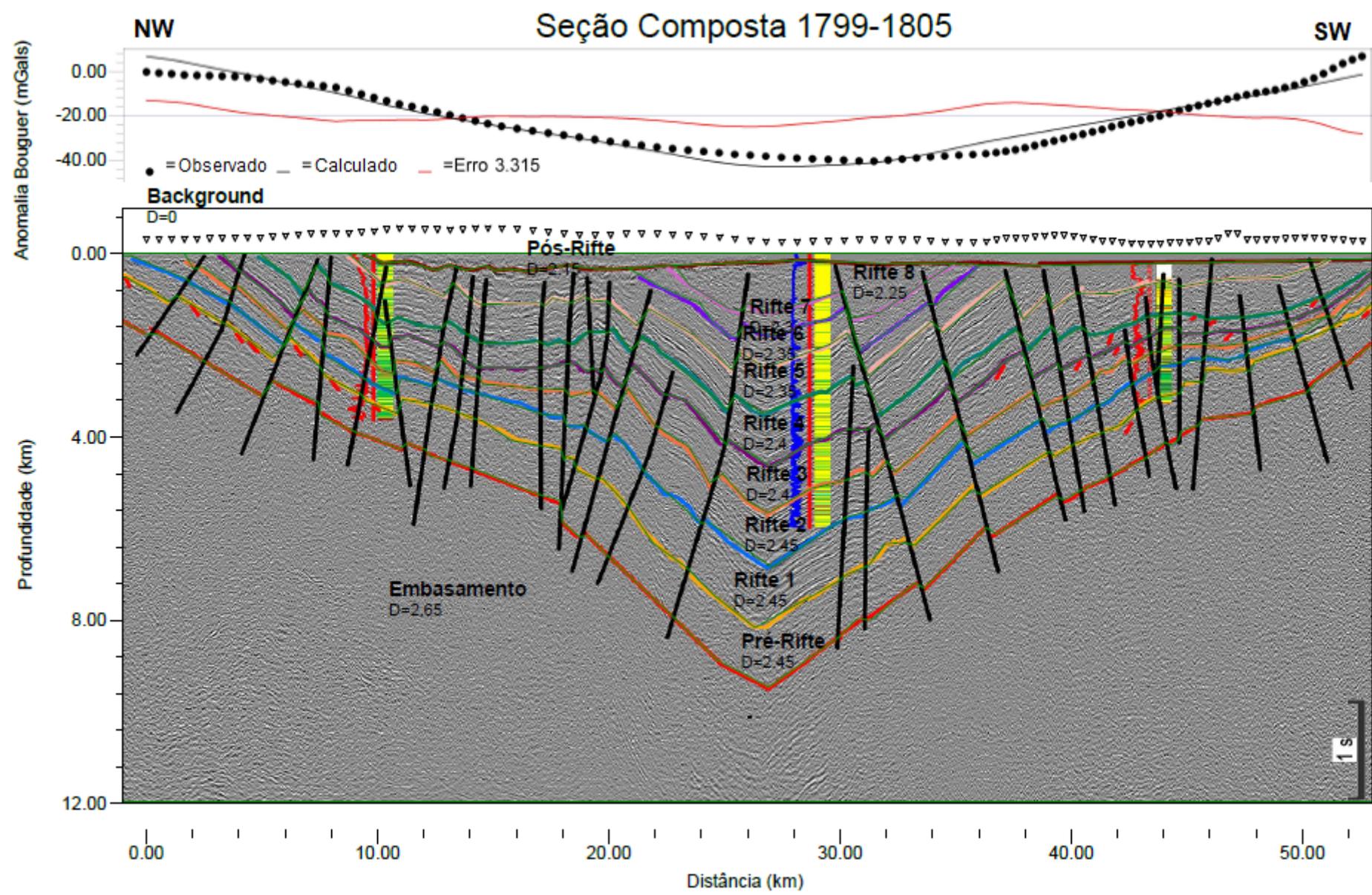


Figura 3.37: Modelo gravimétrico correlacionado com a composição das seções sísmicas 1799 e 1805.

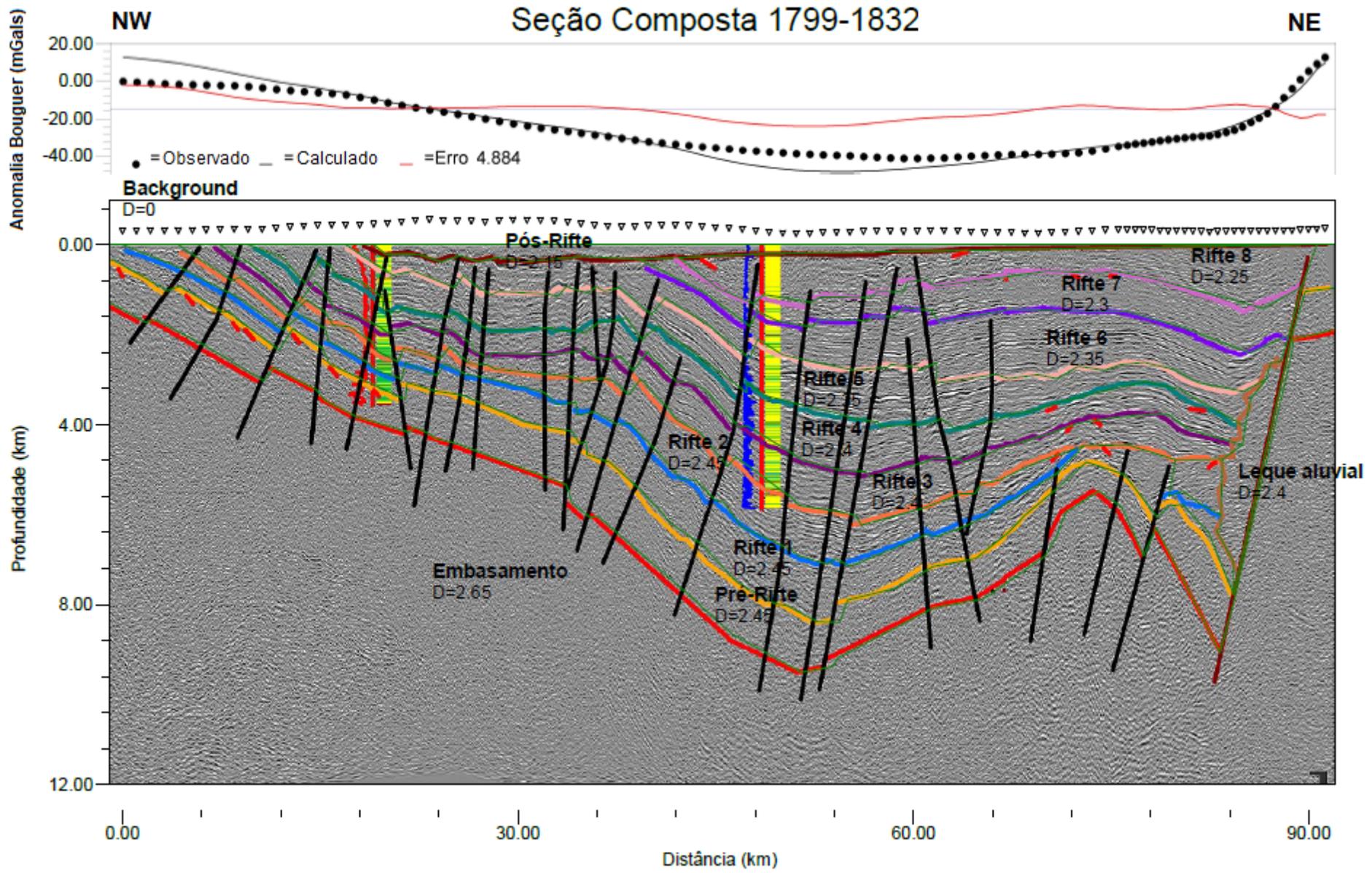


Figura 3.38: Modelo gravimétrico correlacionado com a composição das seções sísmicas 1799 e 1832.

Os modelos gravimétricos correlacionados com a sísmica forneceram informações que podem ser aplicadas na construção dos modelos para o depocentro da Bacia de Tucano Central. Desta forma, foram extraídos três perfis gravimétricos de direção NW-SE sobre o baixo estrutural da bacia, cujos modelos foram criados utilizando as densidades da Tabela 3.2. Como acredita-se que a profundidade do depocentro alcance mais do que 10 km, um novo Mapa de Anomalia Bouguer Residual (Figura 3.39) foi gerado com uma remoção regional-residual de 20 km, para que uma porção do embasamento da bacia pudesse ser modelada.

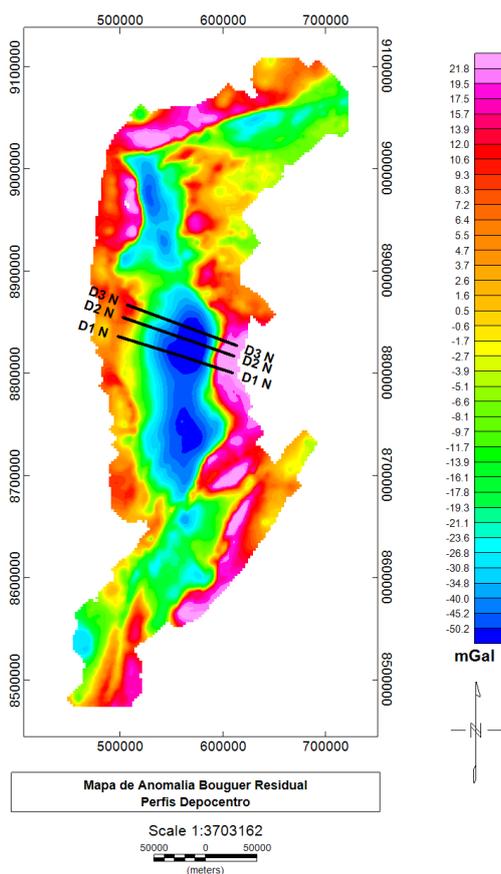


Figura 3.39: Mapa de Anomalia Bouguer Residual do rifte RTJ removido de 20 km, com localização dos perfis gravimétrico retirados sobre depocentro da bacia.

Assim, o modelo D1 (Figura 3.40) para o depocentro foi gerado, como os perfis foram traçados desde a borda flexural até a porção mais distal da bacia, a falha de borda, juntamente com o leque aluvial puderam ser modelados. É possível notar que a porção mais profunda do topo do embasamento está localizada em aproximadamente 16 km, profundidade encontrada pela análise espectral no início deste capítulo. O baixo erro de 1.035% e o excelente ajuste do dado calculado ao dado observado fornecem uma boa confiabilidade para o modelo obtido e a profundidade encontrada para o depocentro da bacia.

As litologias utilizadas no modelo foram baseadas nos perfis de poços e na carta estra-

tigráfica, onde os riftes 1 e 2 são basicamente formados por folhelhos lacustres e os riftes restantes são compostos por arenitos com pequenas intercalações de folhelho. Como não é possível inserir intercalações de litologia no software utilizado para realizar a modelagem, as litologias dos riftes restantes foram caracterizadas apenas como arenito.

Os modelos D2 (Figura 3.41) e D3 (Figura 3.42) também apresentaram um excelente ajuste do dado calculado ao dado observado, com erros de 1.38% e 1.44%, respectivamente. É possível notar no modelo D2 a semelhança estrutural com a seção composta das linhas 1799 e 1832 da figura 3.32. Os dois modelos também localizaram o depocentro em aproximadamente 16 km, o que aumenta a confiabilidade dos resultados obtidos e de que a bacia, de fato, alcança esta profundidade.

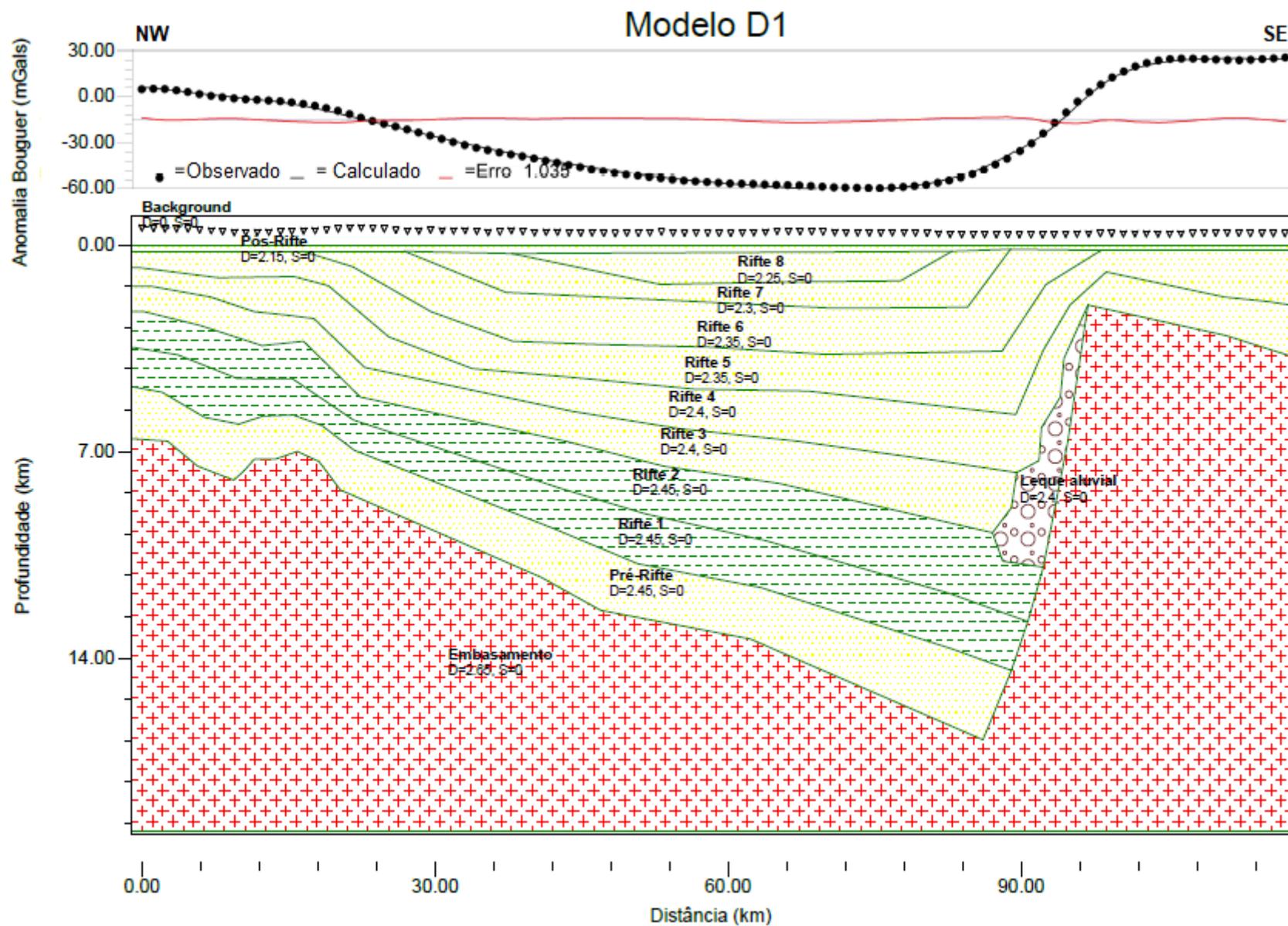


Figura 3.40: Modelo gravimétrico D1 para o depocentro da Bacia de Tucano Central.

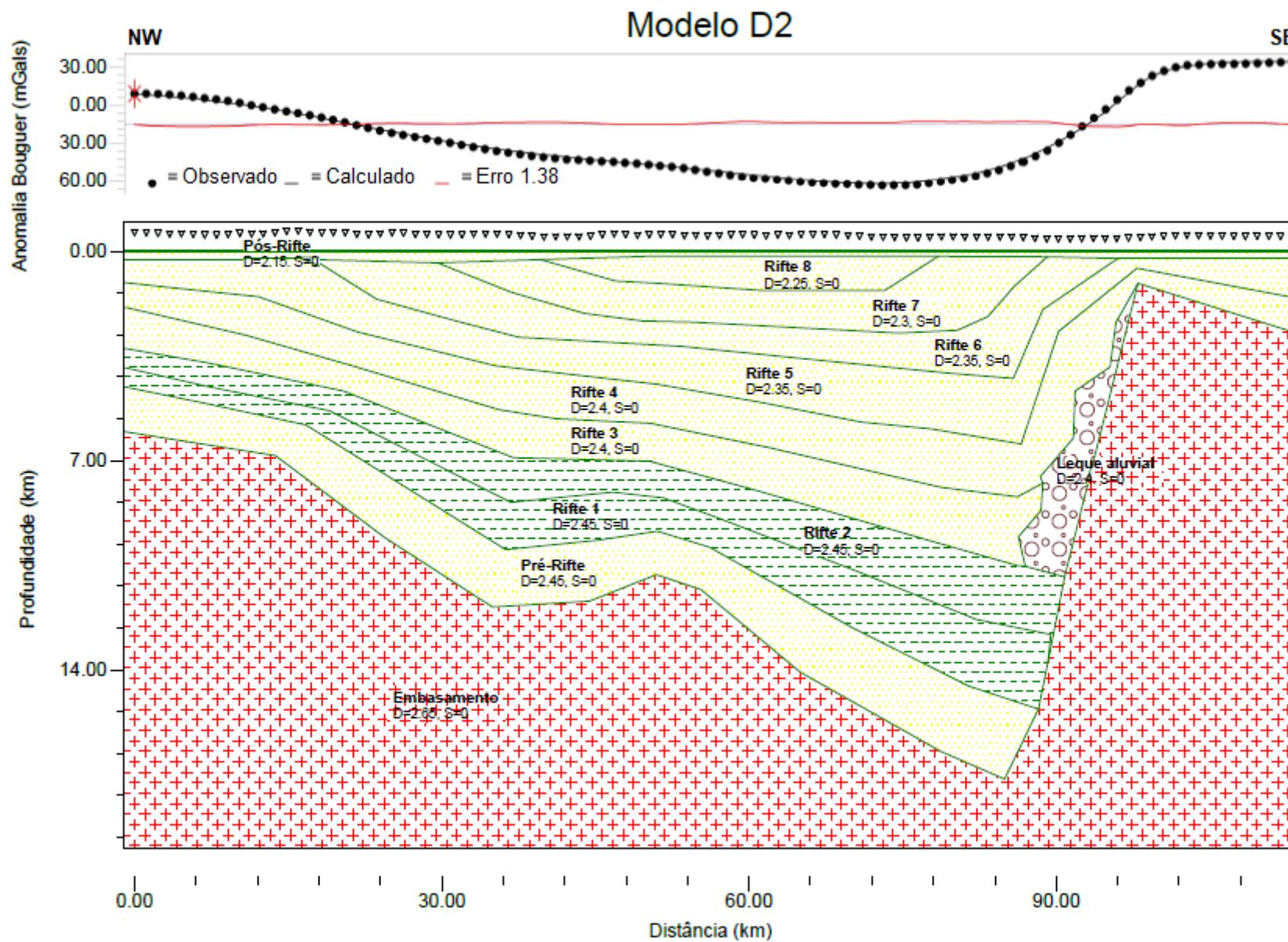


Figura 3.41: Modelo gravimétrico D2 para o depocentro da Bacia de Tucano Central.

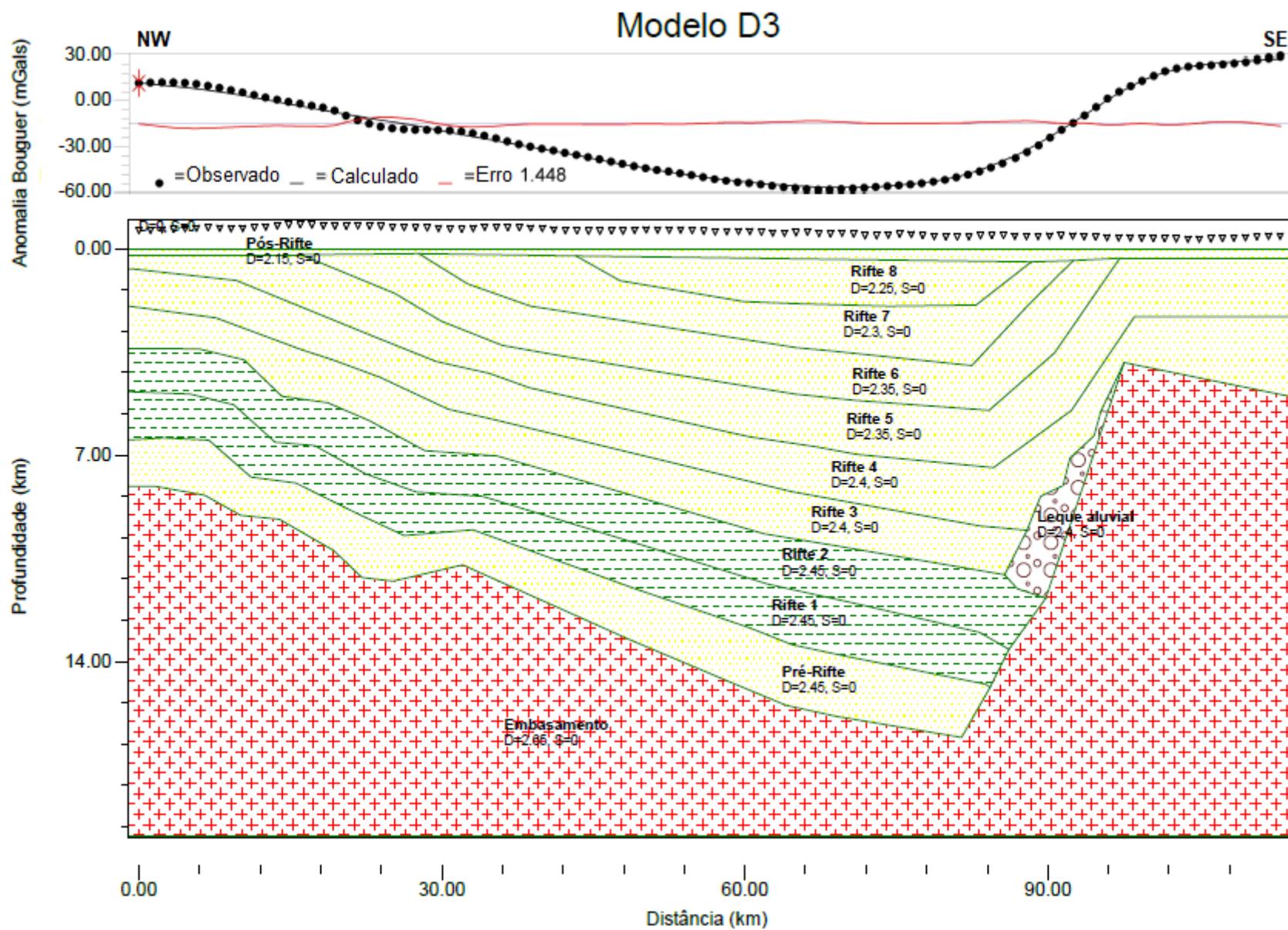


Figura 3.42: Modelo gravimétrico D3 para o depocentro da Bacia de Tucano Central.

3.4 Discussões

O objetivo deste trabalho é realizar uma interpretação sismoestratigráfica da região central da Bacia de Tucano. A carta estratigráfica proposta por Costa et al. (2007) propõe a existência de apenas uma discordância sin-rifte, dividindo a fase rifte em duas sequências sedimentares K10-K20 e K-30-K-40. Entretanto, discordâncias são caracterizadas como eventos erosivos que separam duas sequências, indicando que a deposição de sedimentos não foi contínua e a bacia vivenciou um maior número de períodos de tectonismo, com constantes reativações da falha de borda durante o período de rifteamento. De acordo com os resultados obtidos neste trabalho, o depocentro da Bacia de Tucano Central alcança uma profundidade de aproximadamente 16.000 metros, o que nos leva a crer que no tempo de deposição de 16.000 metros de sedimento, dificilmente houve a ocorrência de apenas um evento erosivo representado pela discordância demarcada na carta apresentada.

Como discordâncias são identificadas pela presença de truncamentos erosivos resultantes da progradação de sedimentos em direção ao nível de base, a grande quantidade de truncamentos identificados nas seções sísmicas deste trabalho, indica a presença de mais de uma discordância, resultando em oito seções sin-rifte de terceira ordem, diferente do apresentado pela literatura.

Desta forma, uma carta atualizada (Figura 3.43) foi proposta com o objetivo de ilustrar a disposição desses eventos cronoestratigraficamente. O objetivo desta proposta não é ilustrar com precisão a ocorrência e localização dessas discordâncias, visto que há poucas informações de dados de poço, e não há informações sobre bioestratigrafia ou sobre o intervalo de tempo de não-deposição dos sedimentos, e sim, apenas ilustrar como essas discordâncias poderiam estar dispostas em uma carta estratigráfica.

Os Tratos de Sistemas Tectônicos de cada sequência e suas superfícies limítrofes não puderam ser mapeados visto que não haviam dados de poços suficientes para realizar o mapeamento destas.

Os resultados obtidos com a análise espectral, correlação entre sísmica e gravimetria e modelagens gravimétricas corroboraram com a profundidade de 16.800 metros registrada por Costa et al. (2007) para o depocentro da bacia de Tucano Central. Entretanto, como o método gravimétrico é um método ambíguo, devemos estar cientes de que este pode não corresponder ao valor exato da profundidade do depocentro.

Visto que não foi possível utilizar o método magnetométrico devido a grande quantidade de sedimentos da bacia, o fato de duas metodologias diferentes (análise espectral e método gravimétrico) terem encontrado valores aproximados para o depocentro, fornece uma maior

confiabilidade ao resultado encontrado.

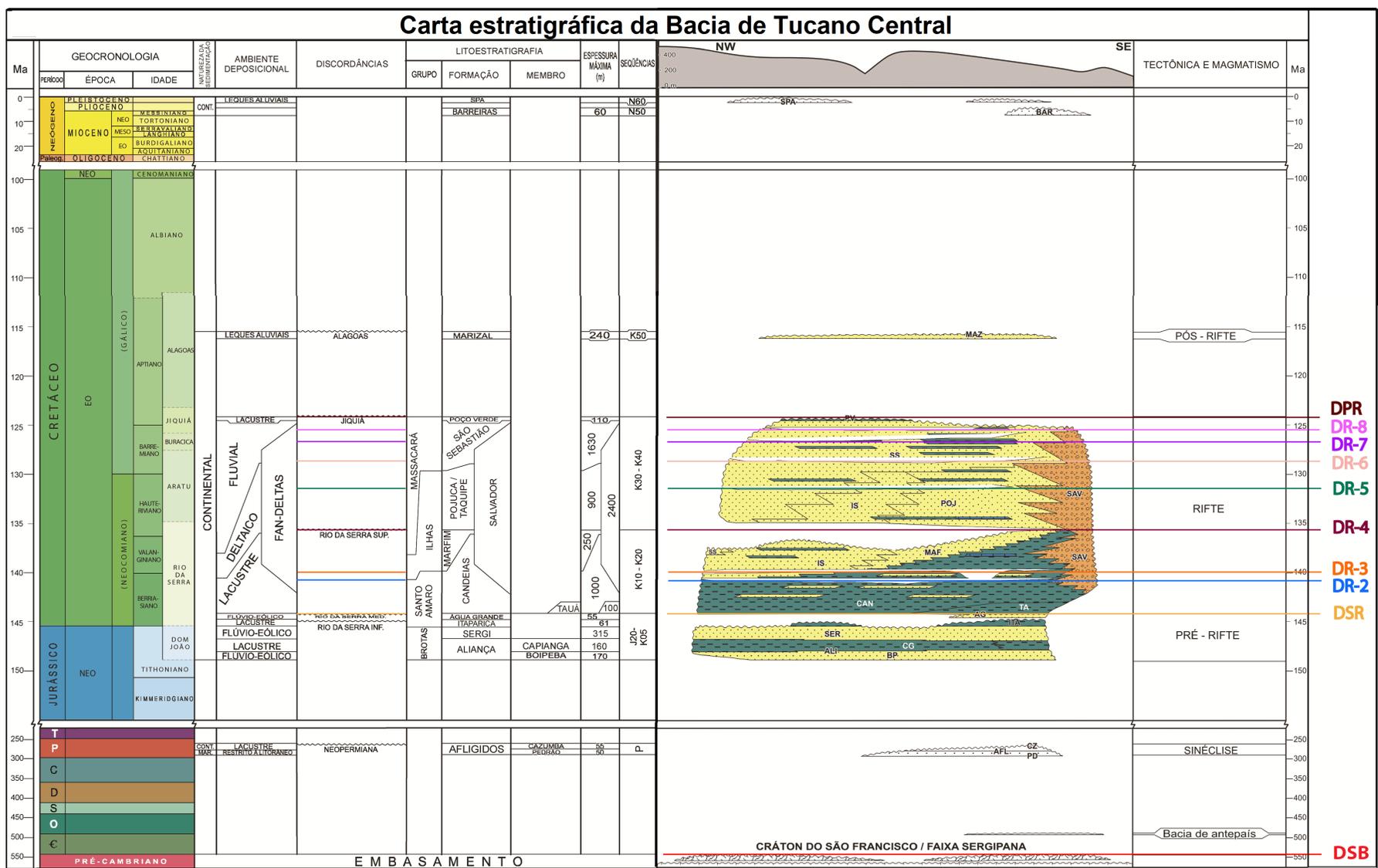


Figura 3.43: Carta estratigráfica proposta para ilustração das sete sequências sin-rifte interpretadas.

4

Conclusões

A geração de mapas de campo potenciais e a análise do atributo sísmico TecVA foi fundamental para a interpretação estrutural da Bacia de Tucano Central. Os Mapas de Anomalia Bouguer foram úteis para compreensão e visualização da disposição do embasamento em relação à bacia, localizando os depocentros da Bacia de Tucano Central e Sul, e a análise do atributo TecVA permitiu um melhor mapeamento do topo do embasamento e das principais falhas nas seções sísmicas, identificando, inclusive, a presença de uma estrutura em flor negativa, que indica a ocorrência de zonas de cisalhamento na região.

A análise sismoestratigráfica permitiu a identificação de sete discordâncias internas à seção rifte, resultando em oito sequências sedimentares de terceira ordem, onde a carta estratigráfica indicava apenas uma discordância e duas seções rifte, além da DSR e da DPR. Estes resultados demonstram que a bacia vivenciou maiores períodos de tectonismo, com constantes reativações da falha de borda durante o período de rifteamento. O mapeamento de truncamentos foi a ferramenta de maior importância na identificação e interpretação dessas superfícies, que permitiu a delimitação das sequências sedimentares apresentadas.

O baixo número de poços na região não permitiu com que os Tratos de Sistemas Tectônicos e suas superfícies estratigráficas pudessem ser mapeados com precisão, identificando apenas discordâncias na região.

Os mapas de espessura sísmica permitiram identificar o comportamento e o espessamento das sequências sedimentares em direção aos depocentros das bacias de Tucano Central e Sul, com exceção do pré-rifte, que se manteve com espessura constante ao longo de toda a bacia.

Os baixos erros das correlações sísmica-gravimetria forneceram uma maior confiança em relação a interpretação sismoestratigráfica realizada e forneceu as informações necessá-

rias para realizar as modelagens gravimétricas do depocentro da bacia, que assim como a análise espectral, identificaram que este se encontra a aproximadamente 16.000 metros de profundidade, corroborando com a profundidade registrada por Costa et al. (2007).

Por fim, a interpretação sismoestratigráfica, corroborada pela integração entre sísmica e gravimetria, permitiu a construção de uma carta cronoestratigráfica atualizada, que melhor descreveu e ilustrou a disposição das discordâncias e sequências rifte interpretadas neste trabalho.

Agradecimentos

Mais uma etapa foi concluída e eu não poderia deixar de agradecer a todos que contribuíram para que isso fosse possível.

Antes de tudo, agradeço a meu orientador Michael Holz pela oportunidade de me permitir fazer parte deste grupo incrível que é o GETA, por todos os auxílios e pelo enorme conhecimento transmitido ao longo desses 2 anos.

Agradeço a todos os meus colegas do GETA pelo companheirismo e por fazerem o ambiente ser tão agradável e divertido. Agradeço especialmente a Paulo Augusto, Edric Troccoli, Vinícius Carneiro, Alex Cerqueira e Wellington José, que me ajudaram inúmeras vezes em todos os empecilhos que enfrentei neste trabalho (que não foram poucos). Sem a ajuda de vocês, com certeza eu não teria conseguido!

E obviamente, agradeço às GETA GIRLS (Ana, Cora, Lore e Mari), por todos os risos e fofocas, que deixaram esses 2 anos imensamente mais leves.

Não poderia deixar de agradecer aos meus pais, Américo e Tânia, que sempre se esforçaram para que eu pudesse ter tudo o que eu precisava para chegar aonde cheguei. Ao meu irmão Miguel, por compartilhar tantas coisas iguais comigo, até mesmo essa jornada geocientífica. À minha tia Olinda, que sempre esteve presente como um anjo em minha vida.

Agradeço ao meu namorado, Leandro, por me apoiar e acreditar em mim mais do que eu mesmo acredito. Sem ele, eu também não teria conseguido.

Agradeço à FAPESB pela bolsa de mestrado, à ANP pelos dados concedidos e à CAPES e CPGG-UFBA pelos recursos e instalações utilizadas.

Aos meus amigos (Luisa, Maia, Tainã, Paloma) e a todos, que de alguma forma estiveram presentes e me apoiaram durante esse momento, o meu muito obrigado!

Referências Bibliográficas

- Aguiar, G. e Mato, L. (1990) Definição e relações estratigráficas da formação afligidos nas bacias do recôncavo, tucano sul e camamu, bahia, brasil, In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, vol. 36, pp. 157–170.
- Aragão, M. e Peraro, A. (1994) Elementos estruturais do rifte tucano/jatobá, Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, **3**:161–165.
- Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; VIDOTTI, R. M. e GONÇALVES, J. H. (2003) Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG, CPRM.
- Blakely, R. J. (1996) Potential theory in gravity and magnetic applications, Cambridge University Press.
- Bueno, G. V. (2004) Diacronismo de eventos no rifte sul-atlântico, Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, **12**(2):203–229.
- Caixeta, J. M.; Bueno, G. V.; Magnavita, L. P.; Feijó, F. et al. (1994) Bacias do recôncavo, tucano e jatobá, Boletim de Geociências da PETROBRAS, **8**(1):163–172.
- Catuneanu, O. (2006) Principles of sequence stratigraphy, Elsevier.
- Catuneanu, O.; Abreu, V.; Bhattacharya, J.; Blum, M.; Dalrymple, R.; Eriksson, P.; Fielding, C. R.; Fisher, W.; Galloway, W.; Gibling, M. et al. (2009) Towards the standardization of sequence stratigraphy, Earth-Science Reviews, **92**(1-2):1–33.
- Costa, I.; Milhomem, P.; Bueno, G.; Silva, H. e Kosin, M. (2007) Sub-bacias de tucano sul e central, Boletim de Geociências da PETROBRAS, **15**(2):433–443.
- Cross, T. A. e Lessenger, M. A. (1988) Seismic stratigraphy, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, **16**(1):319–354.
- Ferronato, J. P. F. (2013) Arquitetura de fácies e evolução estratigráfica dos sistemas deltaicos do grupo ilhas na bacia do tucano central–ba.
- Gawthorpe, R. e Leeder, M. (2000) Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins, Basin Research, **12**(3-4):195–218.

- Hinze, W. J.; Von Frese, R. R. e Saad, A. H. (2013) Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications, Cambridge University Press.
- Holz, M. (2012) Estratigrafia de seqüências-histórico, princípios e aplicações, Rio de Janeiro, editora Interciência.
- Holz, M.; Vilas-Boas, D. B.; Troccoli, E. B.; Santana, V. C. e Vidigal-Souza, P. A. (2017) Conceptual models for sequence stratigraphy of continental rift successions, In: *Stratigraphy & Timescales*, vol. 2, pp. 119–186, Elsevier.
- Lambiase, J. J. (1990) A model for tectonic control of lacustrine stratigraphic sequences in continental rift basins: Chapter 16.
- Magnavita, L.; Destro, N.; Carvalho, M.; Milhomen, P. e Souza-Lima, W. (2003) Bacia de tucano, Fundação paleontológica PHOENIX. Ano, **5**:n52.
- Maus, S. e Dimri, V. (1996) Depth estimation from the scaling power spectrum of potential fields, *Geophysical Journal International*, **124**(1):113–120.
- Mitchum, R. M.; Vail, P. R. e Sangree, J. B. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 6. stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences: Section 2. application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation.
- Posamentier, H.; Jervy, M. e Vail, P. (1988) Eustatic controls on clastic deposition i?conceptual framework.
- Prosser, S. (1993) Rift-related linked depositional systems and their seismic expression, Geological Society, London, Special Publications, **71**(1):35–66.
- Santana, V. C. (2013) Interpretação sísmica (estratigrafia e geologia estrutural) na área sul da bacia do são francisco baseada em estratigrafia de seqüências e atributos sísmicos.
- Santos, C. C.; Reis, C. e Pedreira, A. J. (2010) Projeto Bacia do Tucano Central: Estados da Bahia e Sergipe, CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Ministério de Minas e Energia.
- dos Santos Silva, A. M. (2012) Aplicação de técnicas de modelagem direta e inversa para a caracterização gravimétrica da bacia de santos.
- Souza, P. A. V. D. (2017) Sismoestratigrafia da fase rifte da porção sul Bacia da Camamu, Dissert. de Mestrado, Universidade Federal da Bahia.
- Spector, A. e Grant, F. (1970) Statistical models for interpreting aeromagnetic data, *Geophysics*, **35**(2):293–302.
- Talwani, M.; Worzel, J. L. e Landisman, M. (1959) Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the mendocino submarine fracture zone, *Journal of geophysical research*, **64**(1):49–59.

- Telford, W. M.; Geldart, L. e Sheriff, R. E. (1990) *Applied geophysics*, Cambridge University Press.
- Thomas, J. E. (2010) *Fundamentos de Geologia e Geofísica do Petróleo*, Programa Alta Competência, Universidade Petrobras.
- Troccoli, E. B. (2015) *Sismoestratigrafia em bacias rifte e análise de atributos sísmicos e filtros na interpretação de dados 2D e 3D na Bacia do Recôncavo*, Dissert. de Mestrado, Universidade Federal da Bahia.
- Vail, P. R. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level., *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem.*, **26**:49–212.

Apêndice **A**

Seções sísmicas interpretadas

Este apêndice contém seções sísmicas não-interpretadas e interpretadas mencionadas nas seções 3.2.1 e 3.2.5 deste trabalho. As Figura A.1 e A.2 ilustram a presença da estrutura em flor negativa identificada anteriormente. A Figura A.3 ilustra uma seção sísmica localizada na margem flexural da Bacia de Tucano Central, onde podemos notar a ausência das discordâncias DR-7 e DR-8 nesta região. A Figura A.4 apresenta uma seção composta entre as linhas 1805 e 0021 que contém três importantes poços da bacia, onde é possível observar a correlação entre as superfícies estratigráficas mapeadas.

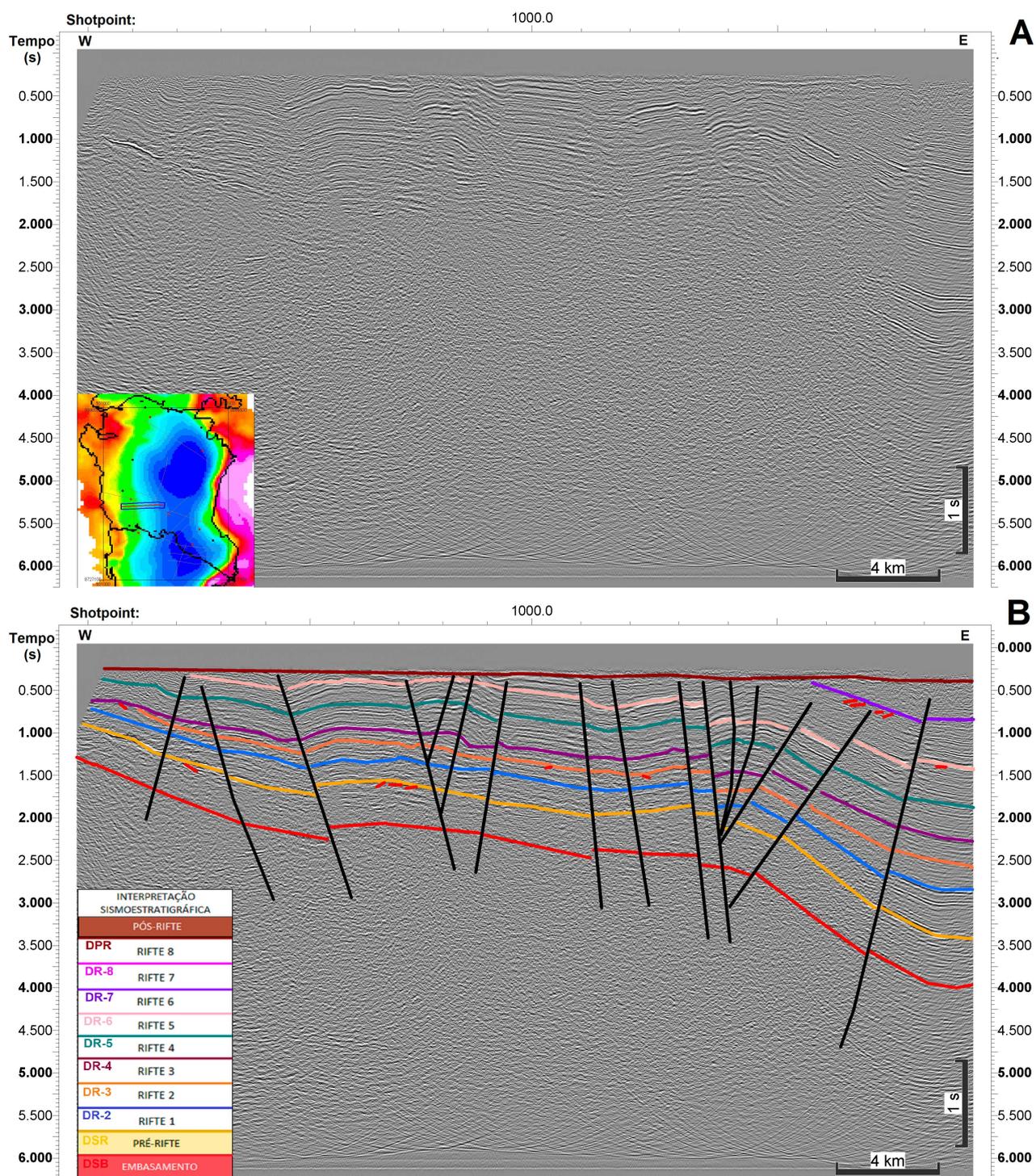


Figura A.1: Seção sísmica 1798 de direção dip, a) não-interpretada e b) interpretada, mostrando a presença da estrutura em flor negativa.

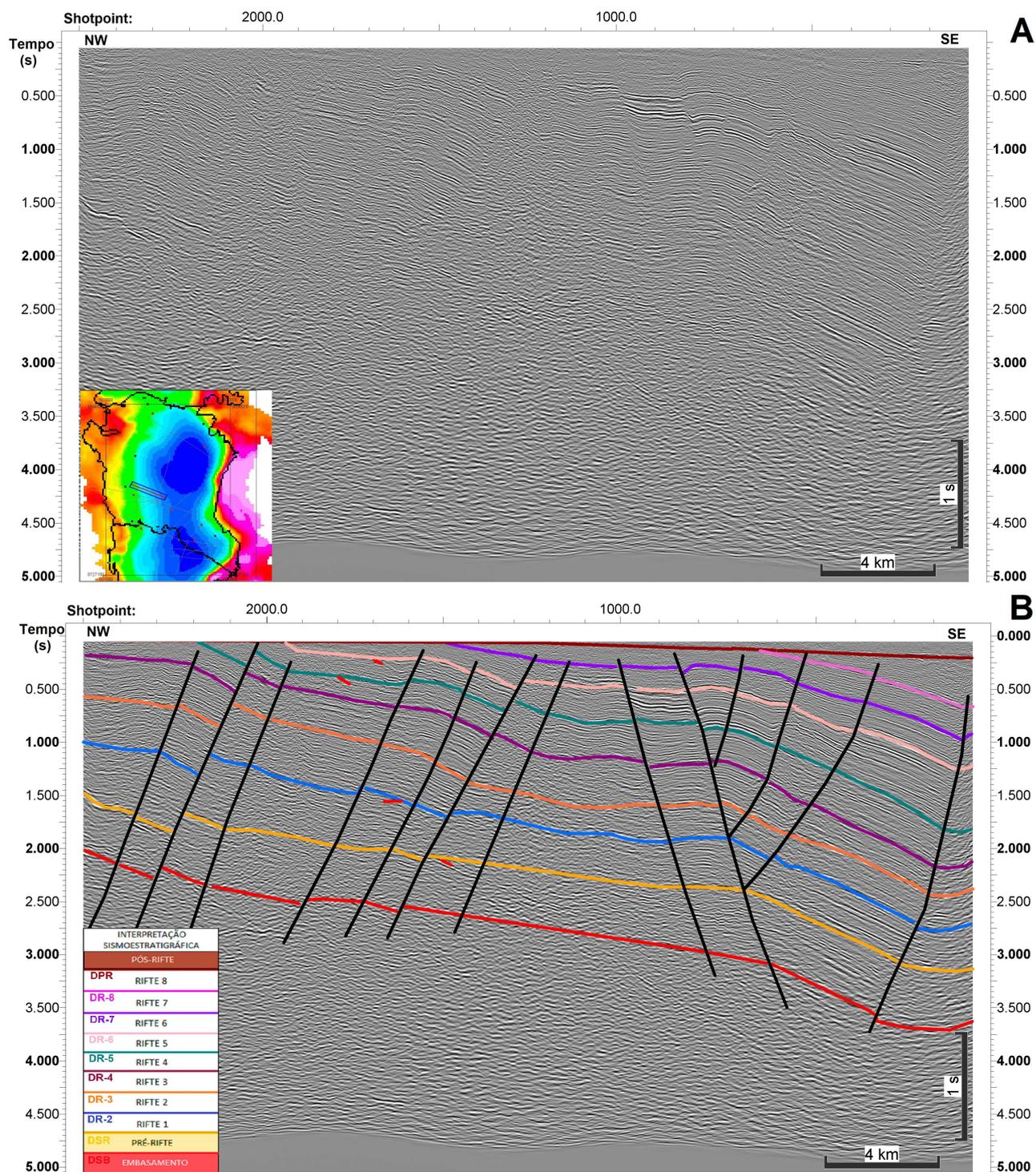


Figura A.2: Seção sísmica 0015 de direção dip, a) não-interpretada e b) interpretada, mostrando a presença da estrutura em flor negativa.

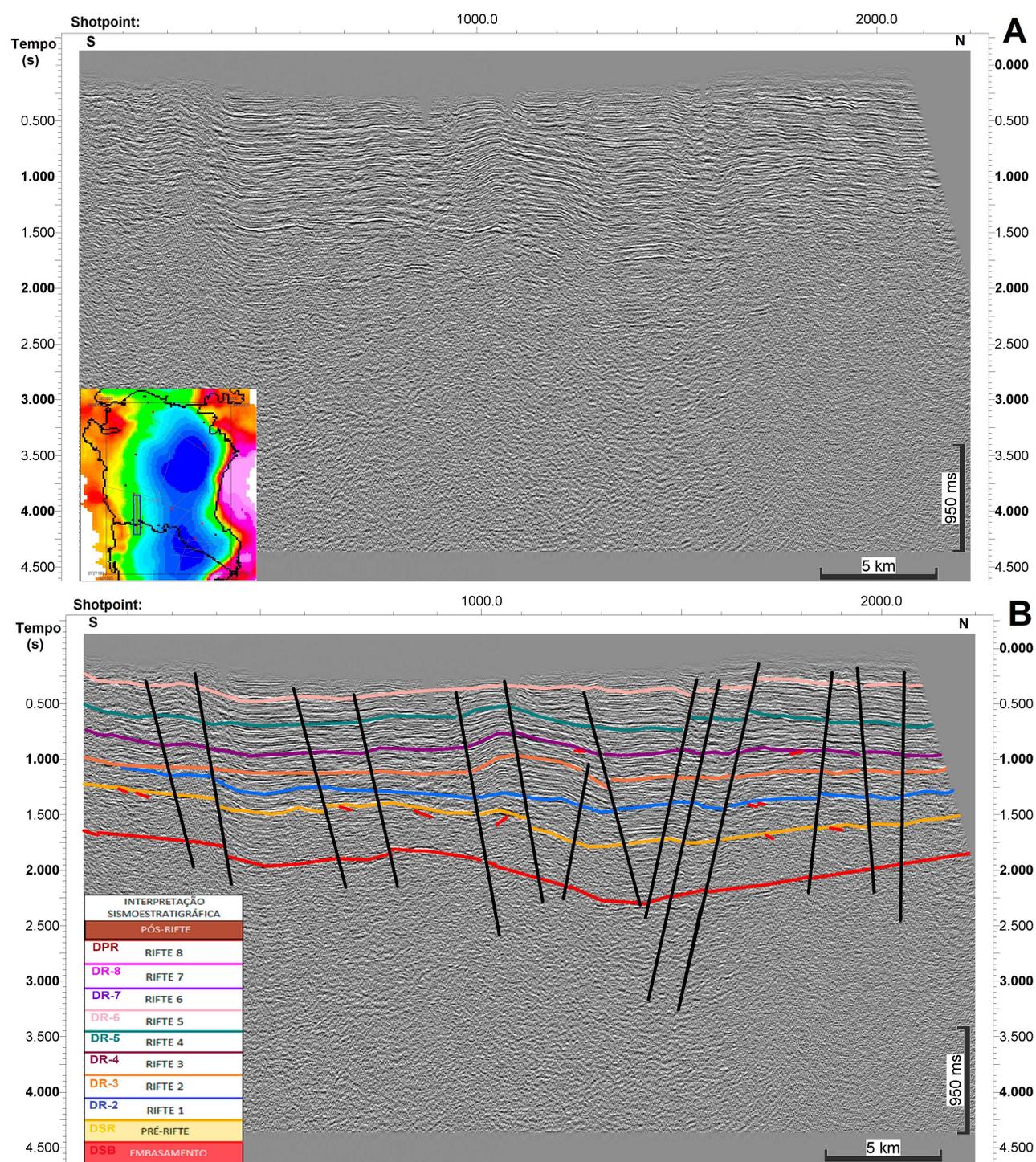


Figura A.3: Seção sísmica 1794 de direção strike, a) não-interpretada e b) interpretada, mostrando a ausência das discordâncias DR-7 e DR-8 na margem flexural da bacia.

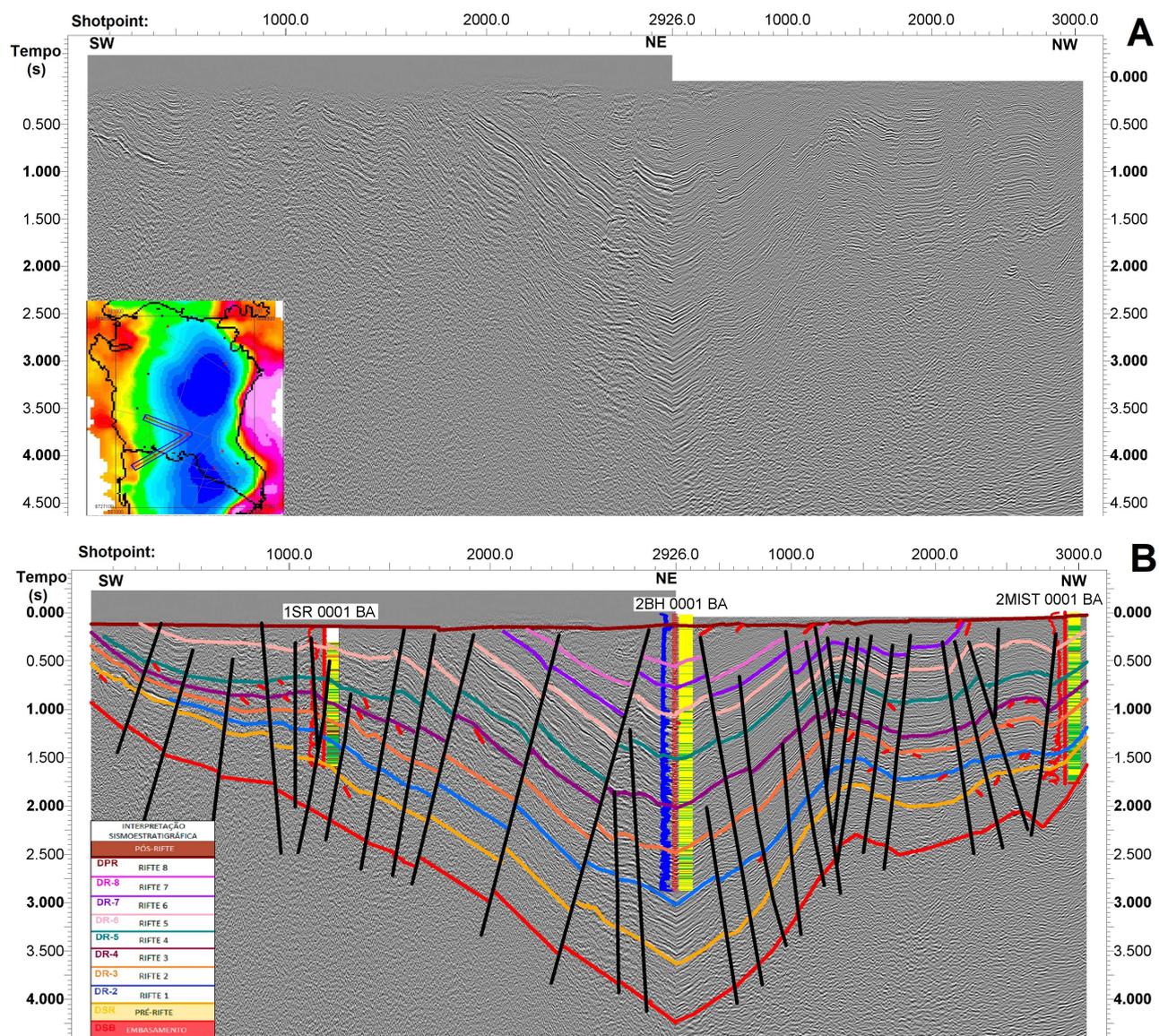


Figura A.4: Composição das seções sísmicas 1805 e 0021 de direção strike e dip, respectivamente; a) não-interpretada e b) interpretada.

Anexo



Programa de Análise Espectral

```
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
% Projeto Borborema -
%Ponto de Curie - Análise espectral
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
DADOS1=load('espectro_grav75km.txt'); %

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%% Fit A %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
k=1:25;
n=25:1025;

W = DADOS1(:,1);
P = DADOS1(:,3);
W1 = DADOS1(k,1);
W2 = DADOS1(n,1);
P1 = DADOS1(k,3); % espectro radial de potencia
P2 = DADOS1(n,3); % espectro radial de potencia

L1 = LinearModel.fit(W1,P1);
beta1=L1.Coefficients;
L2 = LinearModel.fit(W2,P2);
beta2=L2.Coefficients;

[F1, G1, O1] = fit(W1, P1,'poly1');
[F2, G2, O2] = fit(W2, P2,'poly1');

for i=1:2;
S(i,1)=beta1(i,1);% slope ZO
S(i,2)=beta2(i,1);% slope Zt
S(i,3)=beta1(i,2);% sigma ZO
S(i,4)=beta2(i,2);% sigma Zt
S
end;

COEF=load('coef.dat');

for i=1:2;
ZO=COEF(2,1)/(2*pi); % profundidade inicial
Zt=COEF(2,2)/(2*pi); % profundidade do topo
```

```

Zb=2*Z0-Zt; % ponto de Curie

sigma1=COEF(1,4);
sigma2=COEF(2,4);
dif1=(max(W1)- min(W1))*2*pi;
dif2=(max(W2)- min(W2))*2*pi;

e0=sigma1/(dif1);
et=sigma2/(dif2);
eb=sqrt(e0^2 + et^2);

gradT=580/Zb;
eT=gradT*sqrt((eb/Zb)^2);

lambda=2.5; % W . m^-1 . C^-1
q=lambda*gradT;
eq=q*sqrt((eT/gradT)^2);

%Desvio Relativo:

se0=(e0/Z0)*100;
set=(et/Zt)*100;
seb=(eb/Zb)*100;
sT=(eT/gradT)*100;
seq=(eq/q)*100;

end

Z = [Z0 Zt Zb gradT q e0 et eb eT eq se0 set seb sT seq]
save pCurie.dat Z -Ascii;

% [F0, G] = fit(X, Y, ...) returns appropriate goodness-of-fit measures, for
% the given inputs, in the structure G. G includes the fields:
% -- SSE sum of squares due to error
% -- R2 coefficient of determination or R^2
% -- adjustedR2 degree of freedom adjusted R^2
% -- stdError fit standard error or root mean square error
%

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%% Figura 1 %%%%%%%%%
figure
subplot(1,1,1)
plot(W,P)
hold on
plot(F1,W1,P1,'m')
hold on
plot(F2,W2,P2,'g')
hold off
title('Espectro de Potencia')
xlabel('W (ciclo/km)')
ylabel('Ln(P)')
grid

```