



VITOR PINHEIRO SOMMER

**ANÁLISE SISMOESTRATIGRÁFICA DA SEÇÃO PRÉ-SAL APTIANA DO CAMPO
DE LULA, BACIA DE SANTOS - BRASIL**

Porto Alegre, 2019

VITOR PINHEIRO SOMMER

**ANÁLISE SISMOESTRATIGRÁFICA DA SEÇÃO PRÉ-SAL APTIANA DO CAMPO
DE LULA, BACIA DE SANTOS – BRASIL**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Juliano Kuchle

Supervisora: Msc. Francyne Bochi do Amarante

Porto Alegre, 2019

CIP - Catalogação na Publicação

Sommer, Vitor
Análise Sismoestratigráfica da Seção Pré-sal
Aptiana do Campo de Lula, Bacia de Santos - Brasil /
Vitor Sommer. -- 2019.
89 f.
Orientador: Juliano Kuchle.

Trabalho de conclusão de curso (Graduação) --
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto
de Geociências, Curso de Geologia, Porto Alegre,
BR-RS, 2019.

1. Pré-sal. 2. Aptiano. 3. Campo de Lula. 4. Bacia
de Santos. 5. Sismoestratigrafia. I. Kuchle, Juliano,
orient. II. Título.

Elaborada pelo Sistema de Geração Automática de Ficha Catalográfica da UFRGS com os
dados fornecidos pelo(a) autor(a).

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso **ANÁLISE SISMOESTRATIGRÁFICA DA SEÇÃO PRÉ-SAL APTIANA DO CAMPO DE LULA, BACIA DE SANTOS - BRASIL**, elaborado por VITOR PINHEIRO SOOMMER, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Dr. Georgios Pantopoulos

Dra. Rosália Barili

Dra. Renata Alvarenga Kuchle

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço aos meus pais, Carlos e Jussara, por todo amor, apoio incondicional e financeiro, não só durante a graduação, mas por todo o desenvolvimento na vida acadêmica. À minha irmã, Natália, pela companhia e apoio em Porto Alegre.

Agradeço ao meu professor orientador, Juliano, por todos os ensinamentos geológicos e técnicos, companheirismo e incentivo durante meus três anos como bolsista, sempre estando presente nos momentos cruciais.

Agradeço à minha supervisora e amiga, Francyne, por todo o cuidado no acompanhamento e revisão do trabalho, pelos grandes momentos de lazer e por ensinamentos que hoje me fazem uma pessoa melhor.

Agradeço aos meus amigos do curso de Geologia, principalmente os do grupo “miseráveis” pelos ótimos momentos compartilhados, deixando os trabalhos de campo mais leves e proveitosos. Também meus amigos do grupo “queremos a copinha” onde, durante os cinco anos de graduação, tornamo-nos assíduos dos jogos do Grêmio, compartilhando momentos únicos da nossa geração que foram os títulos da Copa do Brasil de 2016 e Libertadores de 2017. Não poderia esquecer o pessoal do “*IBA team*” devido aos intensos dois meses vividos tentando fazer um projeto de sistema petrolífero.

Agradeço à minha namorada, Jordana, por todo amor, carinho e paciência que teve, principalmente nos momentos finais do trabalho.

Agradeço ao pessoal do prédio da Estratigrafia, por todo o apoio oferecido para a realização deste trabalho, pelos amigos que realizei e pelos projetos de que participei.

Agradeço à ANP pelo fornecimento dos dados utilizados, dentro da política nacional de cessão de dados às universidades para desenvolvimento de pesquisas acadêmicas.

“Home is now behind you, the world is ahead!”

Gandalf, The Grey

RESUMO

A descoberta do Pré-sal ocorreu no Campo de Lula, na Bacia de Santos, e mudou o patamar do Brasil no setor energético, sendo um dos mais promissores produtores mundiais de petróleo. Atualmente o Campo de Lula é responsável por mais da metade da produção de petróleo do Pré-sal em todo o país. As grandes acumulações de óleo leve estão situadas no intervalo Aptiano da bacia, em reservatórios carbonáticos da Fm. Barra Velha. Apesar de a área possuir grande quantidade de dados levantados, ainda existem discussões sobre a evolução tectono-estratigráfica do Pré-sal, e não há um arcabouço geológico evolutivo publicado para este campo. Portanto, o objetivo deste trabalho é estabelecer um arcabouço sismoestratigráfico no intervalo Aptiano do Campo de Lula, baseado em 19 linhas sísmicas e um poço exploratório para amarração. Foram identificadas cinco unidades sísmicas (US1, US2, US3, US4 e US5) e duas sismofácies (SFA e SFB). A US1 apresenta uma deposição fortemente controlada por uma topografia antecedente, formando depocentros isolados em baixos topográficos. Da US2 a US4 o padrão deposicional é de expansão contínua do espaço de acomodação. A US5 é fortemente erodida em seu topo, dificultando interpretações acerca de seu padrão deposicional. Baseando-se nos escassos trabalhos publicados sobre o Pré-sal no Campo de Lula, a SFA é caracterizada por depósitos dominados por camadas carbonáticas esferulíticas e *schrubs* e sua ocorrência é dominante. Já a SFB é subordinada, sendo caracterizada por dominância de calcilutitos e possui um controle estratigráfico, ocorrendo em apenas uma ou duas unidades sísmicas. A discordância Pré-NeoAlagoas representa a base do intervalo de estudo. O topo é caracterizado por uma discordância regional que representa um hiato temporal entre a mais nova das unidades (US5) e o início dos depósitos evaporíticos da Fm. Ariri.

Palavras-Chave: Pré-sal; Aptiano; Bacia Sag; Sismoestratigrafia; Bacia de Santos; Campo de Lula.

ABSTRACT

The discovery of the Pre-salt occurred in the Lula field, in the Santos Basin, and has made Brazil escalate within the energy sector, in such way that Brazil has become one of the world's most promising oil producers. Currently Lula field is responsible for more than half of Pre-salt oil production over the country. The large accumulations of light oils are located in the Aptian interval of the basin, which comprises carbonate deposits of Barra Velha Formation. Although the area has a large amount of data collected, there are still discussions about Pre-salt tectono-stratigraphic evolution, and there is no published evolutionary geological framework for this field. Therefore, the aim of this work was establish a seismic-stratigraphic framework in the Aptian interval of Lula field, using 19 seismic lines and one exploratory well for connection. Five seismic units (US1, US2, US3, US4 and US5) and two seismofacies (SFA and SFB) were identified. The US1 presents a strongly controlled deposition by an ancient topography, forming isolated depocenters in low topography. From US2 to US4 the depositional pattern is continuous expansion of the accommodation space. The US5 is strongly eroded at its top, making interpretation of its depositional pattern difficult. Based on the scarce published works on the Pre-salt, the SFA is characterized by deposits dominated by spherulites and schrubs carbonate layers and its occurrence is dominant. The SFB is subordinate, and is characterized by the dominance of calcimudstones, presenting stratigraphic control, occurring in only one or two seismic units. The Pre-NeoAlagoas unconformity represents the base of the study interval. The top is characterized by a regional unconformity which represents temporal gap between the youngest of the units (US5) and the start of the evaporitic deposits of the Ariri Formation.

Keywords: Pre-salt; Aptian; Sag Basin; Seismic-stratigraphy; Santos Basin; Lula Field.

SUMARIO

1 INTRODUÇÃO	17
1.1 Localização e Contexto Geológico	19
1.2 Justificativa	22
1.3 Objetivos	23
2 ESTADO DA ARTE	24
2.1 Bacias Rifte	24
2.2 Bacias Sag	25
2.3 Evolução Tectono-Estratigráfica de Bacias Rifte	27
2.4 Sismoestratigrafia	33
3 METODOLOGIA	37
3.1 Controle de Dados	38
3.2 Mapeamento de Topo e Base	39
3.3 Linhas-Chave	39
3.4 Análise Sismoestratigráfica - Terminações de refletores, Unidades Sísmicas e Sismofácies	40
3.5 Mapeamento Sismoestratigráfico	41
3.6 Diagramas Cronoestratigráficos	42
4 RESULTADOS	43
4.1 Mapeamento do Topo e da Base	43
4.2 Padrão de Refletores e Terminações	47
4.3 Unidades Sismoestratigráficas	52
4.4 Sismofácies e Diagramas Cronoestratigráficos	57
5 DISCUSSÃO	64
5.1 Controle Deposicional	64
5.2 Caracterização Litológica das Sismofácies	78
6 CONCLUSÕES	83
REFERÊNCIAS	85

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1:** Seção-tipo interpretada do Pré-sal na Bacia de Santos. Linha vermelha mostra a localização do prospecto Tupi no Campo de Lula. Compreende o primeiro esforço exploratório com enfoque no Pré-sal em águas profundas, em 2006. Fonte: Petrobrás. 17
- Figura 2:** Dados da produção do mês de setembro na seção Pré-sal. (A) Os 20 campos mais produtores de petróleo, em Mbbl/d. (B) Os 20 campos mais produtores de Gás-Natural, em MMm³/d. Fonte: ANP/SDP/SIGEP, 2019. 18
- Figura 3:** Distribuição da produção de setembro por campo na seção Pré-sal. Observa-se o relevante protagonismo de Lula na atual produção de petróleo do Brasil. Fonte: ANP/SDP/SIGEP, 2019. 18
- Figura 4:** Mapa de localização da área de estudo. A) o Brasil e suas bacias costeiras, com detalhe para a Bacia de Santos. B) a posição da área de estudo e do campo de Lula na Bacia de Santos..... 20
- Figura 5:** Carta cronoestratigráfica da Bacia de Santos. Detalhe em vermelho mostra o intervalo de estudo nos carbonatos da Fm. Barra Velha de idade Aptiana. Modificado de Moreira, *et al.* 2007..... 22
- Figura 6:** Modelo ilustrativo dos diferentes modelos de rifte. Modificado de Bosence (1998)..... 24
- Figura 7:** Evolução de bacia sag interior ilustrada em três estágios: estágio 1) sagging em bloco continental acompanhado de sedimentação não-marinha; estágio 2) continuação de sagging simétrico com sedimentação marinha; estágio 3) soerguimento e erosão, comumente por um longo período, sem movimentação de grandes falhas. Exemplo da Bacia de Michigan, extraído de Kingston *et al.* (1983)..... 27
- Figura 8:** (A) Seção idealizada de uma seção sísmica de uma bacia rifte ideal, onde cada trato de sistemas tectônico pode ser identificado. (B) Seção vertical

idealizada do centro da bacia, interpretada conforme a expressão de mudanças do controle tectônico no sistema deposicional. Modificado de Prosser (1993).29

Figura 9: Modelo ilustrativo das superfícies e estratos da fase rifte. Modificado de Bosence (1998).....30

Figura 10: (A) Modelo estratigráfico idealizado de uma bacia rifte, incluindo os tratos de sistemas tectônicos, as tendências deposicionais e as superfícies limítrofes. (B) Expressão sísmica do modelo estratigráfico, acima idealizada, ilustrando as terminações estratais e as configurações de refletores. Retirado de Kuchle e Scherer (2010).32

Figura 11: Padrões de terminação de refletores de limite superior (truncamento erosivo, *toplap* e concordante) e inferior (*onlap*, *downlap* e concordante) de uma sequência sísmica/sequência deposicional. Modificado de Michum e Vail (1977).34

Figura 12: Tipos de geometria interna de sismofácies, dados em configurações paralela, caótica, transparente, divergente, progradante, hummocky, lenticular, segmentada e contorcida. Modificado de Mitchum e Vail (1977).36

Figura 13: Padrões de geometria externa de sismofácies (lençol, lençol ondulado, cunha, banco e lenticular), seus tipos de preenchimento (em canal, de bacia e de talude) e de montiformas (generalizada e leque). Modificado de Mitchum e Vail (1977).36

Figura 14: A disposição do poço e linhas sísmicas utilizadas, detalhe em azul para as linhas *DIP* 1659, *DIP* 0575, *DIP* 1691 e *STRIKE* 0900 que serviram para análise sismoestratigráfica.37

Figura 15: Fluxograma da metodologia de análise sismoestratigráfica utilizada, baseada em Mitchum e Vail (1977), onde os dados de entrada necessários para realização de cada etapa analítica estão à esquerda; o produto final da análise é o arcabouço estratigráfico, como apontado na direita.....40

Figura 16: Linha sísmica *DIP* 0575 com superfície de Topo (azul) que separa o intervalo de estudo do sinal caótico do sal. Superfície de base (vermelho) que

separa o padrão divergente do rifte do padrão sub-paralelo da fase *sag*. Todas as linhas-chave *DIP* 0575, *DIP* 1659 e *DIP* 1691, seguem o padrão de cores.....44

Figura 17: (A) Mapa da superfície de topo, mostrando que a deposição foi maior na zona central da área de estudo. (B) Mapa da superfície de base na área de estudo, mostrando depocentros nas regiões oeste e nordeste, e alto estrutural à sudeste, com orientação SW-NE.45

Figura 18: (A) Imagem 3D da superfície de topo, indicando uma tendência a peneplanização da área de estudo. (B) Imagem 3D da superfície de base, mostrando a diferença topográfica entre o alto estrutural à sudeste dos depocentros. E.V.: 7.5x.....46

Figura 19: (A) Linha sísmica *DIP* 0575 não interpretada. (B) Linha sísmica *DIP* 0575 com interpretação completa dos refletores e suas terminações (*downlap/onlap* em verde e *toplap/truncamento erosivo* em lilás).....49

Figura 20: (A) Linha sísmica *DIP* 1659 não interpretada. (B) Linha sísmica *DIP* 1659 com interpretação completa dos refletores e suas terminações (*downlap/onlap* em verde e *toplap/truncamento erosivo* em lilás).....50

Figura 21: (A) Linha sísmica *DIP* 1691 não interpretada. (B) Linha sísmica *DIP* 1691 com interpretação completa dos refletores e suas terminações da (*downlap/onlap* em verde e *toplap/truncamento erosivo* em lilás).....51

Figura 22: Arcabouço Estratigráfico do intervalo de estudo. A base está em vermelho, azul fraco separa as US1 e US2, verde separa as US2 e US3, amarelo separa as US3 e US4, laranja separa as US4 e US5, o topo do intervalo de estudo está em azul. Estas cores são as mesmas das superfícies estratigráficas identificadas nas linhas 0575, 1659,1691 e 0900.52

Figura 23: Seção *DIP* da linha 0575 com interpretação das unidades sismoestratigráficas, nomeadas de um a cinco e separadas pelas superfícies estratigráficas. Linha preta marca conexão com a seção *strike*.....55

- Figura 24:** Seção *DIP* da linha 1659 com interpretação das unidades sismoestratigráficas, nomeadas de um a cinco e separadas pelas superfícies estratigráficas. Linhas pretas marcam conexões com a seção 0575 e *strike*.55
- Figura 25:** Seção *DIP* da linha 1691 com interpretação das unidades sismoestratigráficas, nomeadas de um a cinco e separadas pelas superfícies estratigráficas.....56
- Figura 26:** Seção *STRIKE* da linha 0900 com interpretação das unidades sismoestratigráficas, nomeadas de um a cinco e separadas pelas superfícies estratigráficas. As conexões com as linhas-chave estão identificadas pelas linhas pretas.....56
- Figura 27:** (A) Seção sísmica da linha *DIP* 0575 com interpretação completa das sismofácies e sua relação com as unidades sísmicas e conexão com o Poço A. (B) Diagrama cronoestratigráfico para a linha sísmica 0575, mostrando o início da deposição da US1 até o final na US5. Também ocorre uma erosão que destruiu grande parte da US5 e o topo da US4.60
- Figura 28:** (A) Seção sísmica da linha *DIP* 1659 com interpretação completa das sismofácies e sua relação com as unidades. (B) Diagrama cronoestratigráfico para a linha sísmica 1659, mostrando o início da deposição da US1 até o final na US5. Também ocorre uma erosão que destruiu grande parte da US5 e o topo da US4.61
- Figura 29:** (A) Seção sísmica da linha *DIP* 1691 com interpretação completa das sismofácies e sua relação com as unidades. (B) Diagrama cronoestratigráfico para a linha sísmica 1691, mostrando o início da deposição da US2 até o final na US5. Também ocorre uma erosão que destruiu grande parte da US5, o topo da US4 e US3.62
- Figura 30:** (A) Seção sísmica da linha *STRIKE* 0900 com interpretação completa das sismofácies e sua relação com as unidades sísmicas e conexão com as linhas-chave. (B) Diagrama cronoestratigráfico para a linha sísmica 0575, mostrando o início da deposição da US2 até o final na US5. Também ocorre uma erosão que destruiu grande parte da US5, o topo da US4 e US3.....63

- Figura 31:** (A) Mapa da superfície de topo da US1, com as regiões mais profundas situadas a oeste e nordeste. (B) Imagem 3D da superfície de topo da US1, mostrando que a unidade ocorre de forma isolada na área de estudo. EV.: 7,5x. 67
- Figura 32:** Mapa da superfície de Topo da US2, com as regiões mais elevadas próximas ao alto estrutural à sudeste e as mais baixas nas regiões oeste e nordeste. (B) Imagem 3D da superfície de topo da US2, mostrando uma ocorrência por grande parte da área de estudo. EV.: 7,5x.....68
- Figura 33:** Mapa da superfície de Topo da US3, com as regiões mais elevadas na região central e próximas ao alto estrutural à sudeste, com as mais baixas na região oeste. (B) Imagem 3D da superfície de topo da US3, mostrando uma ocorrência por grande parte da área de estudo. EV.: 7,5x.....69
- Figura 34:** Mapa da superfície de Topo da US4, com as regiões mais elevadas próximas ao alto estrutural à sudeste e as mais baixas nas regiões oeste e nordeste. (B) Imagem 3D da superfície de topo da US2, mostrando uma ocorrência por grande parte da área de estudo sendo a primeira que ultrapassou o alto estrutural à sudeste. EV.: 7,5x.70
- Figura 35:** Mapa da superfície de Topo da US5, com a região nordeste menos elevada. (B) Imagem 3D da superfície de topo da US5, mostrando uma ocorrência limitada na área de estudo devido à erosão que destruiu a unidade nas regiões leste e oeste. EV.: 7,5x.71
- Figura 36:** Modelo deposicional conceitual do intervalo de estudo, mostrando a deposição gradual e contínua das unidades sísmicas preenchendo primeiros os baixos estruturais e depois o alto estrutural à sudeste. A seção rifte compreende à Fm. Itapema, enquanto a Fm. Barra Velha o intervalo de estudo e a Fm. Ariri os evaporitos que recobrem o intervalo de estudo.72
- Figura 37:** Mapa de isópaca da US1, mostrando valores que variam de 30 ms a 180 ms. O principal depocentro localiza-se na região centro-leste.....73
- Figura 38:** Mapa de isópaca da US2, mostrando valores que variam de 40 ms a 380 ms. O principal depocentro localiza-se na região central.....74

Figura 39: Mapa de isópaca da US3, com valores variando de 45 ms a 340, sem apresentar depocentros bem definidos.	75
Figura 40: Mapa de isópaca da US4, com valores variando de 30 ms a 320 ms em depocentros isolados na região nordeste.	76
Figura 41: Mapa de isópaca da US5, com valores variando de 30 ms a 300 ms em depocentro localizado na região nordeste.	77
Figura 42: (A) Seção sísmica da linha <i>DIP</i> 0575 com detalhe para a região do Poço A, mostrando a predominância de SFA. (B) Descrição das amostras de calha do Poço A no intervalo de estudo, com predomínio de carbonatos. (C) Descrição das sismofácies identificadas no trabalho. (D) Fácies descritas por Wright e Barnett (2015) para os carbonatos do intervalo de estudo e utilizados para conexão com as sismofácies.....	80
Figura 43: Exemplos de textura das sismofácies A e sismofácies B para o intervalo de estudo.	81

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Lista de linhas sísmicas utilizadas no trabalho. São 19 linhas, sendo 16 <i>DIP</i> e 3 <i>STRIKE</i> , além de 4 linhas-chave	38
Tabela 2: Tabela de descrição das sismofácies identificadas no intervalo de estudo.	57

LISTA DE ABREVIATURAS

ANP – Agência Nacional do Petróleo, Gás-Natural e Biocombustíveis

TWT – *Two way travel time*

ms – Milissegundos

Fm - Formação

SF – Sismofácies

US – Unidade Sísmica

km – Quilômetros

boe – Barril de óleo equivalente

Ma – Milhões de anos

EV – Exagero Vertical

1 INTRODUÇÃO

As reservas de hidrocarbonetos no Pré-sal brasileiro foram descobertas em 2006, após duas perfurações de poços exploratórios. Os primeiros prospectos comerciais com quantidade significativa de óleo foram perfurados no Campo de Lula (prospectos Tupi e Sapinhoá), e confirmaram a magnitude do sistema petrolífero do Pré-sal (Figura 1) (Petersohn, 2013). O volume recuperável – quantidade que se estima produzir pelos métodos disponíveis – é de 8.3 bilhões de barris de óleo equivalente (boe), volume muito acima dos 500 milhões de boe que classifica um campo petrolífero como gigante (Petrobrás, 2010).

Após mais de uma década de desenvolvimento no conhecimento tecnológico e científico, o Campo de Lula tornou-se o maior campo produtor da seção Pré-sal. De acordo com Agência Nacional do Petróleo, Gás-Natural e Biocombustíveis (ANP), no mês de setembro de 2019, Lula produziu quase um milhão de barris por dia de petróleo (Figura 2-A) e 40 milhões de metros cúbicos por dia de gás-natural (Figura 2-B), sendo responsável por mais da metade da produção do Pré-sal brasileiro (Figura 3).

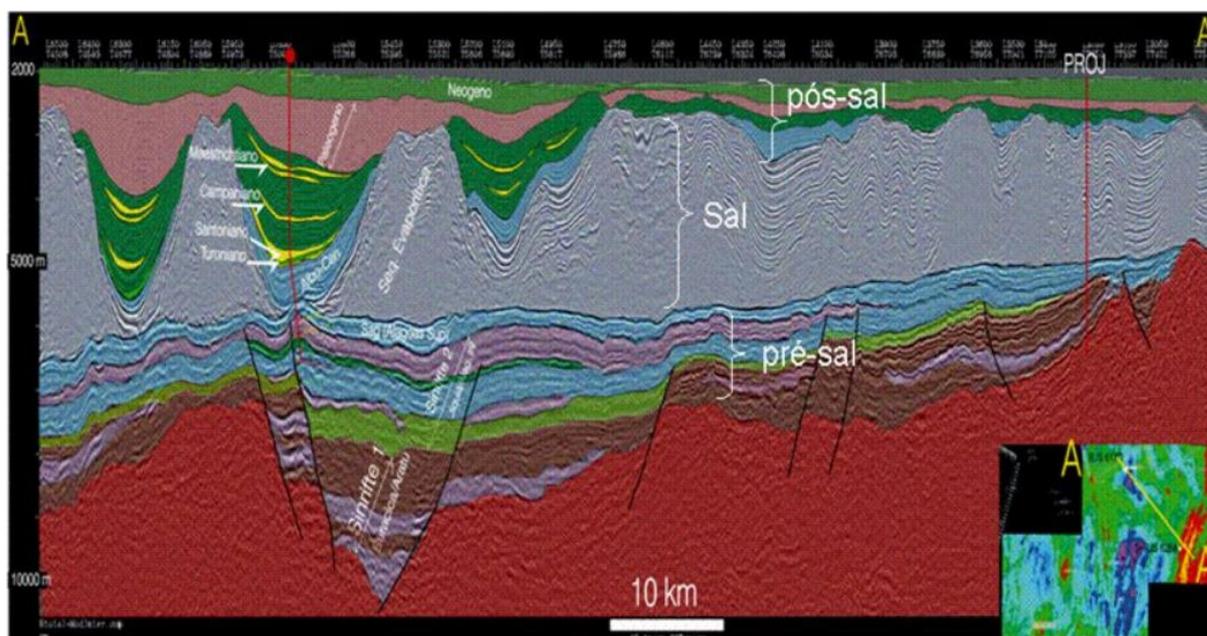


Figura 1: Seção-tipo interpretada do Pré-sal na Bacia de Santos. Linha vermelha mostra a localização do prospecto Tupi no Campo de Lula. Compreende o primeiro esforço exploratório com enfoque no Pré-sal em águas profundas, em 2006. Fonte: Petrobrás.

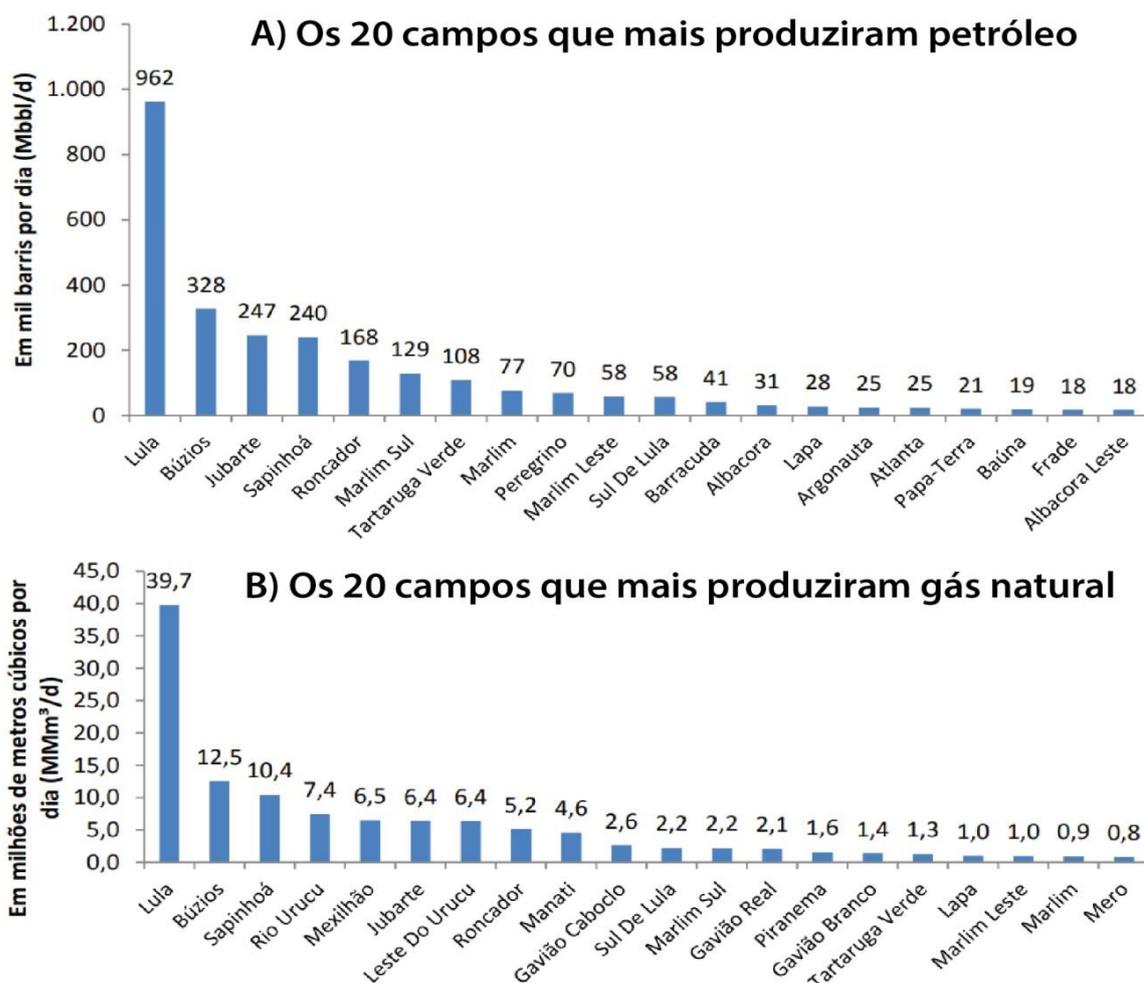


Figura 2: Dados da produção do mês de setembro na seção Pré-sal. (A) Os 20 campos mais produtores de petróleo, em Mbbbl/d. (B) Os 20 campos mais produtores de Gás-Natural, em MMm³/d. Fonte: ANP/SDP/SIGEP, 2019.

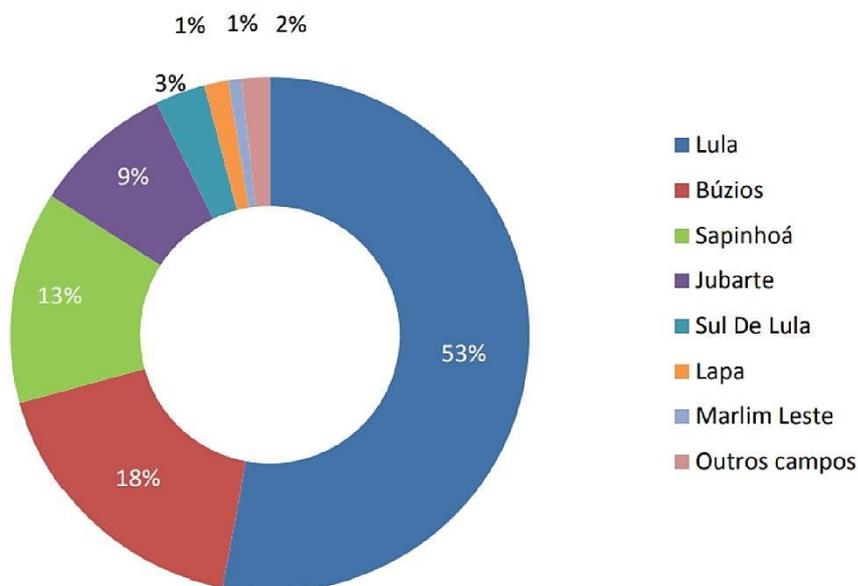


Figura 3: Distribuição da produção de setembro por campo na seção Pré-sal. Observa-se o relevante protagonismo de Lula na atual produção de petróleo do Brasil. Fonte: ANP/SDP/SIGEP, 2019.

Levando em conta a atual importância das descobertas de óleo no Pré-sal, o presente trabalho tem como alvo a sucessão do Cretáceo Inferior, Idade Aptiano (112-125 Ma) da Bacia de Santos, tendo em vista que esse intervalo representa um dos grandes depósitos das rochas reservatórios do Pré-sal e a posterior deposição do sal que atua como selante do sistema. A metodologia principal é a interpretação sismoestratigráfica, a partir de um conjunto de 19 linhas sísmicas 2D e um poço de exploração, localizados no Campo de Lula, Bacia de Santos (Figura 4).

Apesar de a área possuir uma grande quantidade de dados, tanto geológicos quanto sísmicos, não há um modelo de arcabouço sismoestratigráfico publicado na no Campo de Lula. Sendo assim, o trabalho tem grande interesse do setor para novos modelos geológicos relacionados ao intervalo produtor.

1.1 Localização e Contexto Geológico

O local de estudo situa-se na região central distal da Bacia de Santos, no centro do polígono do Pré-sal (Figura 4). O campo de Lula está a cerca de 230 km da costa do município do Rio de Janeiro, em lâmina d'água variando entre 2.100 e 2.200 metros de profundidade (ANP, 2018). Os reservatórios estão localizados entre 4.700 a 6.000 metros abaixo do nível do mar e muitas vezes encontram-se sotopostos por uma espessa sucessão de sal de até 2.000 metros (ANP, 2018).

Os campos de petróleo mais produtivos do Brasil estão situados no intervalo Pré-sal da Bacia de Santos (Petrobrás, 2018). Sua origem está relacionada à ruptura do Supercontinente Gondwana e posterior abertura do Oceano Atlântico. A Bacia de Santos possui pacotes sedimentares de até 10 km em seu depocentro (Chang *et al.*, 2008), em uma área de aproximadamente 350.000 km². Abrange os estados de Santa Catarina, Paraná, São Paulo e Rio de Janeiro, e é limitada ao norte com a Bacia de Campos pelo Alto de Cabo Frio (Mohriak, *et al.*, 1990) e ao sul com a Bacia de Pelotas pelo Alto de Florianópolis.

A abertura do Oceano Atlântico se desenvolveu a partir do rifteamento diácrono que se iniciou no sul – Triássico/Jurássico – e se propagou para o norte –

Jurássico/Cretáceo – (Stollhofen *et al.*, 1998; Meisling *et al.*, 2001; Mohriak *et al.*, 2002). O preenchimento da bacia ocorre de acordo com seu estágio tectônico, sendo dividido em megassequência sin-rifte, megassequência transicional e megassequência pós-rifte (Pereira e Macedo, 1990; Pereira e Feijó, 1994).

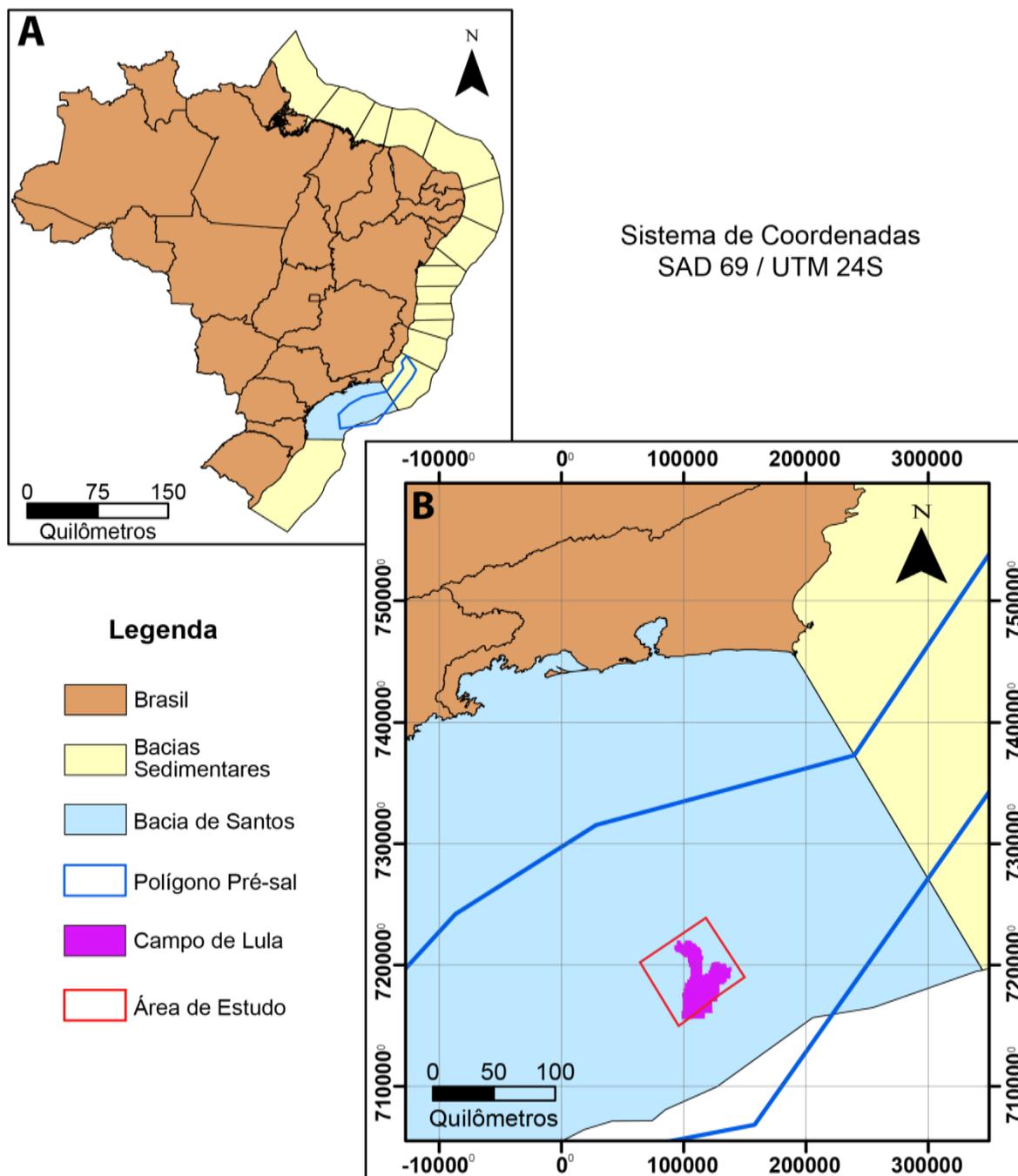


Figura 4: Mapa de localização da área de estudo. A) o Brasil e suas bacias costeiras, com detalhe para a Bacia de Santos. B) a posição da área de estudo e do campo de Lula na Bacia de Santos.

A megassequência sin-rifte é dividida em sin-rifte I e sin-rifte II (Chang *et al.*, 1992; Karner & Driscoll, 1999). A primeira fase apresenta como unidade basal a

Formação Camboriú, que é composta por rochas vulcânicas e representa o embasamento econômico da bacia. Ela ocorreu devido ao confinamento dos esforços na porção da crosta que sofreu afinamento, provocando falhas crustais (Chang *et al.*, 1992; Karner & Driscoll, 1999). A fase sin-rifte II foi gerada pelo processo de *strain softening*, responsável por diminuir a resistência ao cisalhamento, dando origem às Formações Piçarras e Itapema (Chang, *et al.*, 1992). Essas formações já são consideradas de ambiente fluvio-lacustre, os quais são os responsáveis pela deposição das rochas geradoras do óleo do Pré-sal, por possuírem grande quantidade de matéria orgânica (Chang *et al.*, 2008).

A megassequência transicional (Pereira e Feijó, 1994), também denominada sag (Quirk *et al.*, 2013) ou sin-rifte III (Chang *et al.*, 1992), representa uma evolução do processo de *strain softening*, cujo resultado final foi o rompimento litosférico. A megassequência transicional é considerada sag por constituir uma grande depressão contínua lateralmente, gerada por subsidência predominantemente termal, que reflete em sistemas de pequenas falhas rasas, com predominante deformação dúctil crustal mais profunda (Chang *et al.*, 1992). A transição do ambiente fluvio-lacustre para o marinho restrito indica uma variação dos depósitos químicos de argilas magnesianas e calcita da Fm. Barra Velha, para os evaporitos da Fm. Ariri (Pereira e Feijó, 1994). As taxas de evaporação eram altas em relação ao influxo de água, proporcionando a deposição de espessos pacotes de sal, com espessuras de 2000 a 2500 metros da Fm. Ariri (Chang *et al.*, 1990; Pereira e Macedo, 1990). Portanto, a Formação Barra Velha representa um dos reservatórios do Pré-sal, sendo constituída por carbonatos microbianos e estromatólitos, e a Formação Ariri, composta por halita e anidrita, atua como selante do reservatório.

A megassequência pós-rifte é composta por depósitos siliciclásticos da Formação Florianópolis, seguidos de carbonatos da Formação Guarujá de Idade eo/meso-Albiano, representando um ambiente marinho nerítico – hipersalino, com pouca circulação de água oceânica (Chang *et al.*, 2008). Posteriormente, a Formação Itanhaém recobriu transgressivamente com depósitos clástico/carbonáticos, o sistema durante o Neo-Albiano ao Eo-Cenomaniano (Pereira *et al.*, 1986). Essa sequência já é resposta à subsidência térmica da bacia.

enquanto o campo mais promissor, que ainda não está em fase de exploração, é o de Libra que apresenta reservatórios de até 400 metros de espessura, gerando uma grande expectativa da indústria e do país (Petrobrás, 2018).

Desta forma, o intervalo de estudo apresenta-se como uma das áreas mais importantes para a produção de petróleo no Brasil, e dada à estratégica e sensível confidencialidade dos dados e interpretações geradas nas empresas concessionárias, são poucas as publicações acadêmicas que apresentem modelos geológicos e evolutivos, principalmente com enfoque sismoestratigráfico.

1.3 Objetivos

Este trabalho tem o objetivo geral de estabelecer um arcabouço estratigráfico do intervalo Aptiano do Campo de Lula, a fim de compreender melhor a evolução do Pré-sal. Para tal, foram definidos os seguintes objetivos específicos:

- Realizar a análise sismoestratigráfica conforme os procedimentos de Mitchum & Vail, 1977 – análise de terminações de refletores.
- Identificar unidades sísmicas limitadas por superfícies estratigráficas a partir de sucessões de terminações de refletores.
- Reconhecer sismofácies e seu padrão litológico de preenchimento a partir de texturas sísmicas.
- Elaborar diagramas cronoestratigráficos - controle temporal relativo e a variabilidade geográfica para cada unidade sismoestratigráfica reconhecida.
- Gerar mapas de isópacas e de topo das unidades sísmicas.

2 ESTADO DA ARTE

2.1 Bacias Rifte

As bacias do tipo rifte são controladas por uma variedade de fatores tectônicos, climáticos, magmáticos e sedimentares, as quais possuem assinaturas distintas em sua preservação (Bosence *et al.*, 1998). Existem quatro modelos geotectônicos de evolução dessas bacias: cisalhamento puro, cisalhamento simples, deformação heterogênea, e rifte dominado por pluma mantélica (Figura 6). Os três primeiros modelos apresentam magmatismo como produto do estiramento crustal, sendo considerados riftes passivos, enquanto o último modelo apresenta o estiramento crustal como produto de uma pluma e magmatismo, sendo considerados riftes ativos.

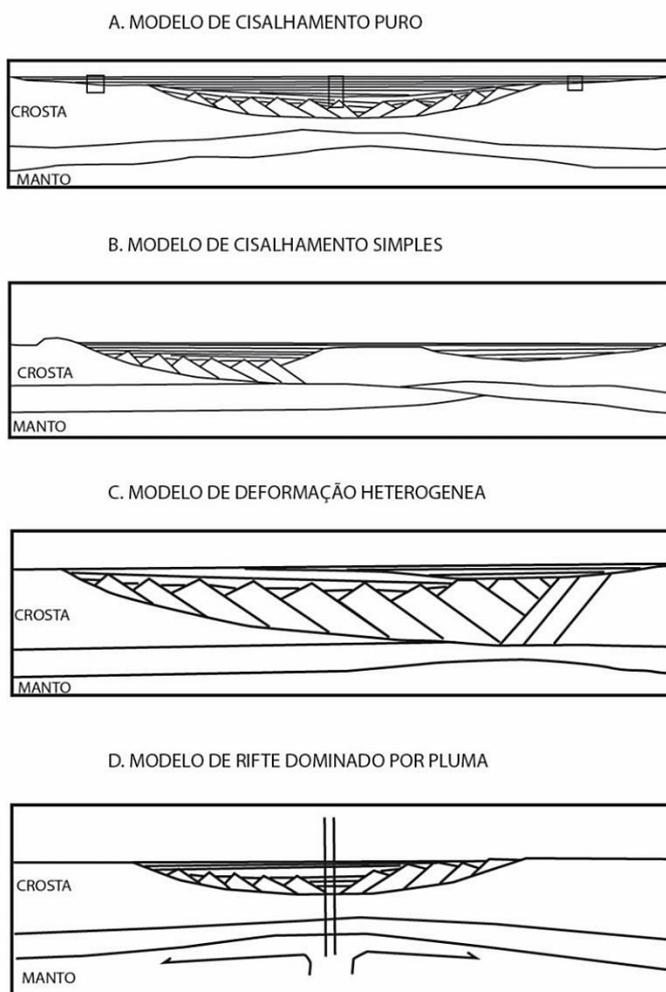


Figura 6: Modelo ilustrativo dos diferentes modelos de rifte. Modificado de Bosence (1998).

O modelo de cisalhamento puro (McKenzie, 1978) apresenta um estiramento uniforme da crosta em resposta ao cisalhamento puro homogêneo, formando uma bacia rifte simétrica. A simetria da bacia ocorre devido às duas falhas de borda que mergulham uma em direção a outra (Figura 6-A). O estágio inicial de evolução da bacia é baseado na resposta da extensão e afinamento da crosta, seguido por um longo período de subsidência termal.

O modelo de cisalhamento simples (Wernicke e Burchfiel, 1982; Wernicke, 1985) propõe a formação de uma estrutura de meio graben gerado por uma superfície de descolamento de baixo ângulo, com blocos da crosta ruptil rotacionados em resposta ao estiramento crustal. Neste modelo a bacia é dividida em proximal e distal, separadas por um alto do embasamento (Figura 6-B). Na região proximal ocorre a deposição desde o início do estiramento, enquanto a região distal é afetada pela expansão termal, resultando no surgimento e erosão. A subsidência termal representa a segunda fase da subsidência da bacia, após o resfriamento das camadas, afetando uma área mais ampla que a fase anterior (McKenzie, 1978).

O modelo de deformação heterogênea (Coward, 1986) envolve a rotação de blocos crustais que se propagam para longe do rifte em uma superfície de descolamento de baixo ângulo (Figura 6-C). Durante o processo ocorre um momento de surgimento e erosão, seguido de subsidência gerado pelo resfriamento termal da bacia.

O modelo de rifte dominado por pluma mantélica (Braun and Beamont, 1989) propõe que a anomalia térmica na região seja gerada por plumas astenosféricas, causando descompressão e a fusão crustal (Figura 6-D). A subsidência térmica neste caso não será tão predominante quanto nos modelos anteriores, devido aos efeitos residuais termais do magmatismo (Bosence, 1998).

2.2 Bacias Sag

Bacias sag são geradas em contexto de extensão litosférica. O mecanismo de subsidência pode ser simples, como movimento estrutural primário de geração de

subsidiência em bacias intracratônicas, ou compor um estágio evolutivo do processo de rifteamento (Kingston *et al.*, 1983). As bacias/estágios *sag* mais comuns são divididas em interior e marginal, enquanto a oceânica é rara e mais tardia na história de evolução da bacia.

De acordo com Allen & Allen (2005), nas bacias *sag* intracratônicas a subsidiência ocorre por contração termal da litosfera devido à interrupção da fonte de calor, enquanto nas bacias rifte a subsidiência mecânica é controlada pelas tensões trativas que excedem a força da rocha, causando falhamentos em arranjo extensional. Por outro lado, Nichols (2009) define bacias *sag* intracratônicas como depressões relacionadas à ampla subsidiência da crosta, tendendo a ser extensas em área e rasas em profundidade. O autor cita dois mecanismos para geração desse tipo de bacia: 1) subsidiência térmica causada por irregularidades na distribuição de temperatura do manto, normalmente associadas às porções crustais resfriadas, e 2) flambagem litosférica com grande comprimento de onda.

As bacias *sag* cratônicas estão localizadas inteiramente sobre crosta continental, mais comumente no interior do que na margem dos continentes, em regime de divergência de placas tectônicas (Kingston *et al.*, 1983). Elas geralmente se apresentam em forma circular ou oval, e normalmente não acumulam espessos pacotes de sedimentos. Outro fator importante é a falta de falhamentos normais durante a subsidiência, o que sugere uma rigidez elevada da litosfera (Watts *et al.*, 1982), ou seja, a litosfera está resfriando, processo que causa a subsidiência térmica. Conforme ilustrado na Figura 7, a evolução das bacias *sag* interiores podem ser simples, com apenas um ciclo de *sagging*, ou complexas, com sucessivos ciclos de *sagging*.

As bacias *sag* vinculadas a processos de rifteamento serão explicadas no próximo item, junto com a evolução tectono-estratigráfica de bacias rifte.

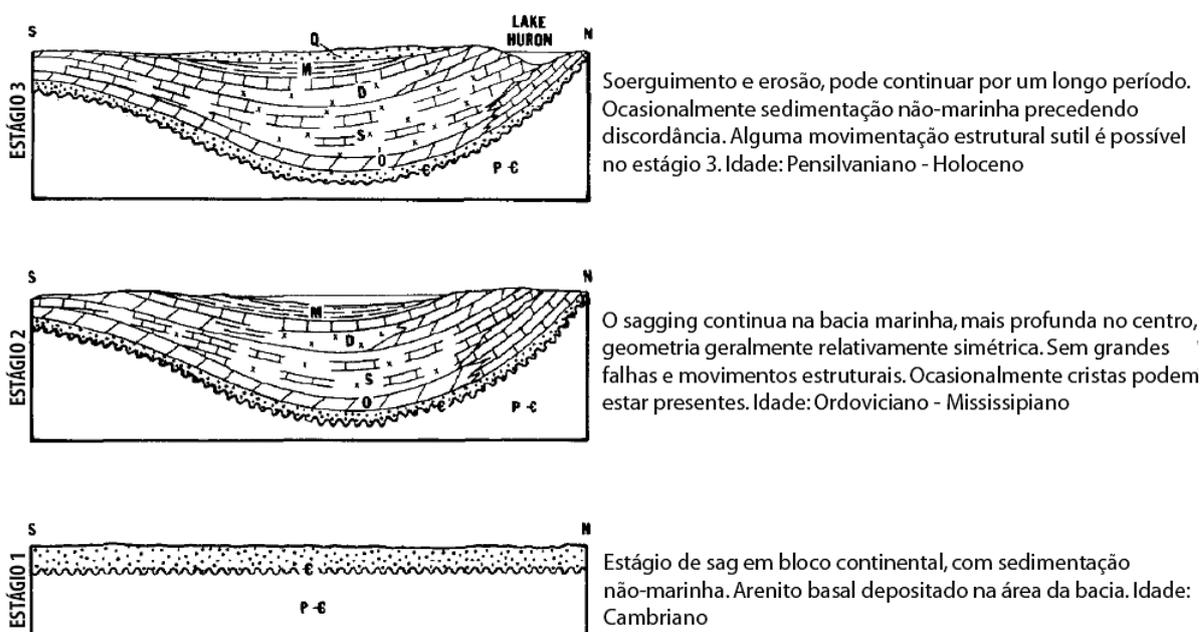


Figura 7: Evolução de bacia sag interior ilustrada em três estágios: estágio 1) sagging em bloco continental acompanhado de sedimentação não-marinha; estágio 2) continuação de sagging simétrico com sedimentação marinha; estágio 3) soerguimento e erosão, comumente por um longo período, sem movimentação de grandes falhas. Exemplo da Bacia de Michigan, extraído de Kingston *et al.* (1983).

2.3 Evolução Tectono-Estratigráfica de Bacias Rifte

Para entendermos melhor a evolução tectono-estratigráfica de bacias rifte e sua relação com o estágio *sag*, serão utilizados os modelos evolutivos de Prosser (1993), Bosence (1998) e Kuchle e Scherer (2010) para o trabalho.

Prosser (1993) utiliza tratos de sistemas tectônicos (TST) para definir os quatro estágios tectono-estratigráficos de bacias rifte (Figura 8), já que a tectônica é o principal controlador da sedimentação. Abaixo estão os quatro estágios brevemente caracterizados.

1. O TST de Início de Rifte é caracterizado pela geração de pequenas sub-bacias isoladas como resposta ao primeiro movimento de falha normal. Sua assinatura sísmica externa tem forma de cunha, com refletores internos descontínuos em padrão *hummocky*. Já os pacotes de refletores são agradacionais, mostrando que a taxa de sedimentação acompanha a de subsidência.

2. O TST de Clímax de Rifte apresenta a maior taxa de criação de espaço de acomodação, que ultrapassa o aporte sedimentar, mudando o padrão de empilhamento de agradacional para retrogradacional. Na sísmica observam-se refletores divergentes com geometria interna caótica, próximo à falha de borda.

3. O TST de Pós-Rifte Imediato é caracterizado pelo término do tectonismo ativo, onde a subsidência mecânica dá lugar à subsidência térmica por resfriamento litosférico. O padrão de empilhamento é agradacional com componente progradacional e raseamento do lado em direção ao topo. Na sísmica os refletores são paralelos (*onlap* com a falha de borda) e semi-contínuos.

4. Por fim, o TST de Pós-Rifte Tardio é marcado pela peneplanização gradual e lenta da topografia gerada por falhas, levando ao afinamento dos sedimentos em direção ao topo. Na sísmica os refletores são mais contínuos que na fase anterior.

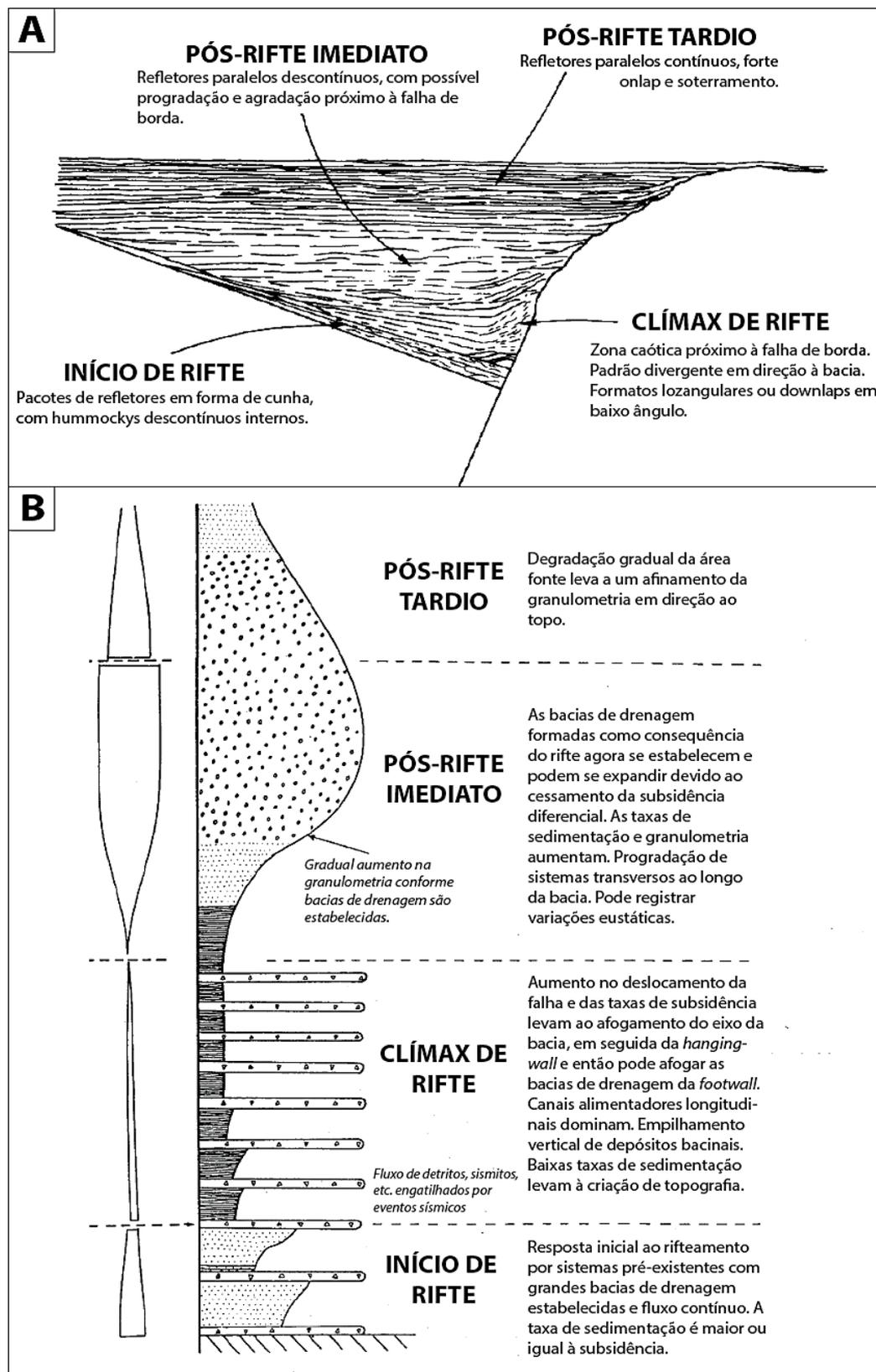


Figura 8: (A) Seção idealizada de uma seção sísmica de uma bacia rifte ideal, onde cada trato de sistemas tectônico pode ser identificado. (B) Seção vertical idealizada do centro da bacia, interpretada conforme a expressão de mudanças do controle tectônico no sistema deposicional. Modificado de Prosser (1993).

Bosence (1998) separa a seção rifte em pré-rifte, sin-rifte e pós-rifte, com base nos diferentes estágios tectônicos e as superfícies regionais que os delimitam. Segundo o autor, a fase rifte é restrita ao estágio sin-rifte, pois apresenta uma evolução completamente diferente das outras fases. O início da fase rifte é marcado pela discordância sin-rifte, e o final é marcado pela discordância pós-rifte (Figura 9).

O estágio sin-rifte apresenta uma subsidência mecânica regional no centro e soerguimento das cristas, resultando em um espaço de acomodação não totalmente preenchido, indicando que a taxa de subsidência ultrapassa a de suprimento sedimentar. Na sísmica os estratos apresentam padrão divergente, reflexo da intensa movimentação tectônica durante esse período. O estágio pós-rifte compreende os sedimentos depositados em regime de subsidência termal, controlada por resfriamento e aumento da densidade da litosfera. Neste tipo de subsidência, a área atingida é muito maior que àquela gerada pela subsidência mecânica. Na sísmica, os estratos são plano-paralelos e horizontais, refletindo um contexto deposicional de quiescência tectônica.

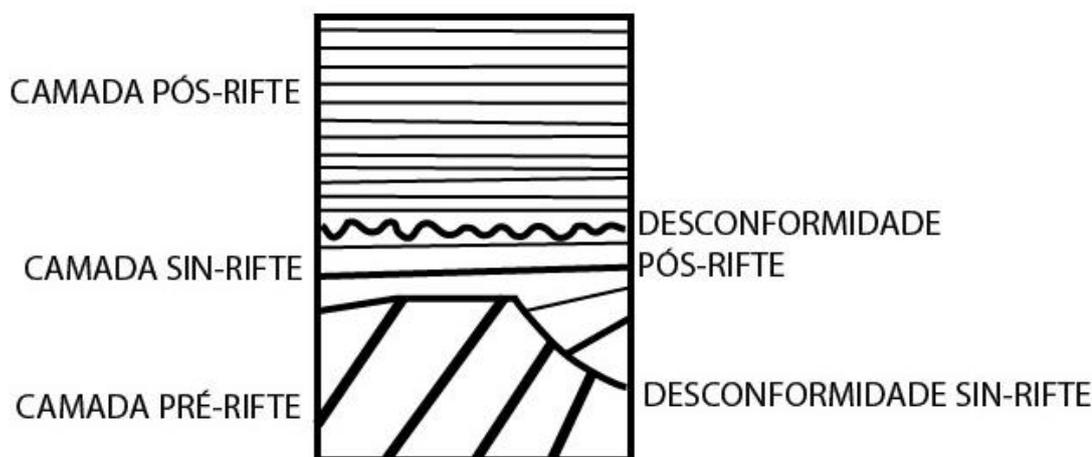


Figura 9: Modelo ilustrativo das superfícies e estratos da fase rifte. Modificado de Bosence (1998).

Kuchle e Scherer (2010) utilizam a interpretação sismoestratigráfica baseada nos conceitos da estratigrafia de sequências nas bacias rifte. Os autores utilizam os tratos de sistemas tectônicos definidos por Prosser (1993) para compartimentar a seção rifte limitada pela discordância sin-rifte na base e pela discordância pós-rifte no topo (Figura 10), compreendendo apenas o intervalo sin-rifte de Bosence (1998).

O TST de Início de Rifte é representado por uma ampla bacia rasa continental, formada em resposta ao início do estiramento crustal. Na base do pacote, encontra a discordância sin-rifte (DSR). Na sísmica, os refletores apresentam padrão plano-paralelo e continuidade baixa.

O TST de Desenvolvimento de Meio-Gráben é caracterizado pelo início da geração de meio-gráben. A base da unidade é a Superfície de Desenvolvimento de Meio-Gráben, correlata com uma discordância na borda da bacia. Na sísmica, a geometria externa é suavemente em cunha, com padrão interno plano-paralelo ou discretamente divergente, com refletores descontínuos.

O TST de Clímax do Rifte reflete o momento de máxima atividade tectônica na bacia, com máximo desenvolvimento da falha de borda, gerando alta taxa de criação de espaço de acomodação e baixo aporte sedimentar. Na sísmica, a geometria externa é em forma de cunha e diversos truncamentos internos. Refletores caóticos, descontínuos e com amplitude variável, são encontrados na falha de borda.

O TST de Final do Rifte marca a diminuição da atividade tectônica, recuo do sistema lacustre e diminuição no espaço de acomodação. As cristas são erodidas e servem de área-fonte para o meio-gráben.

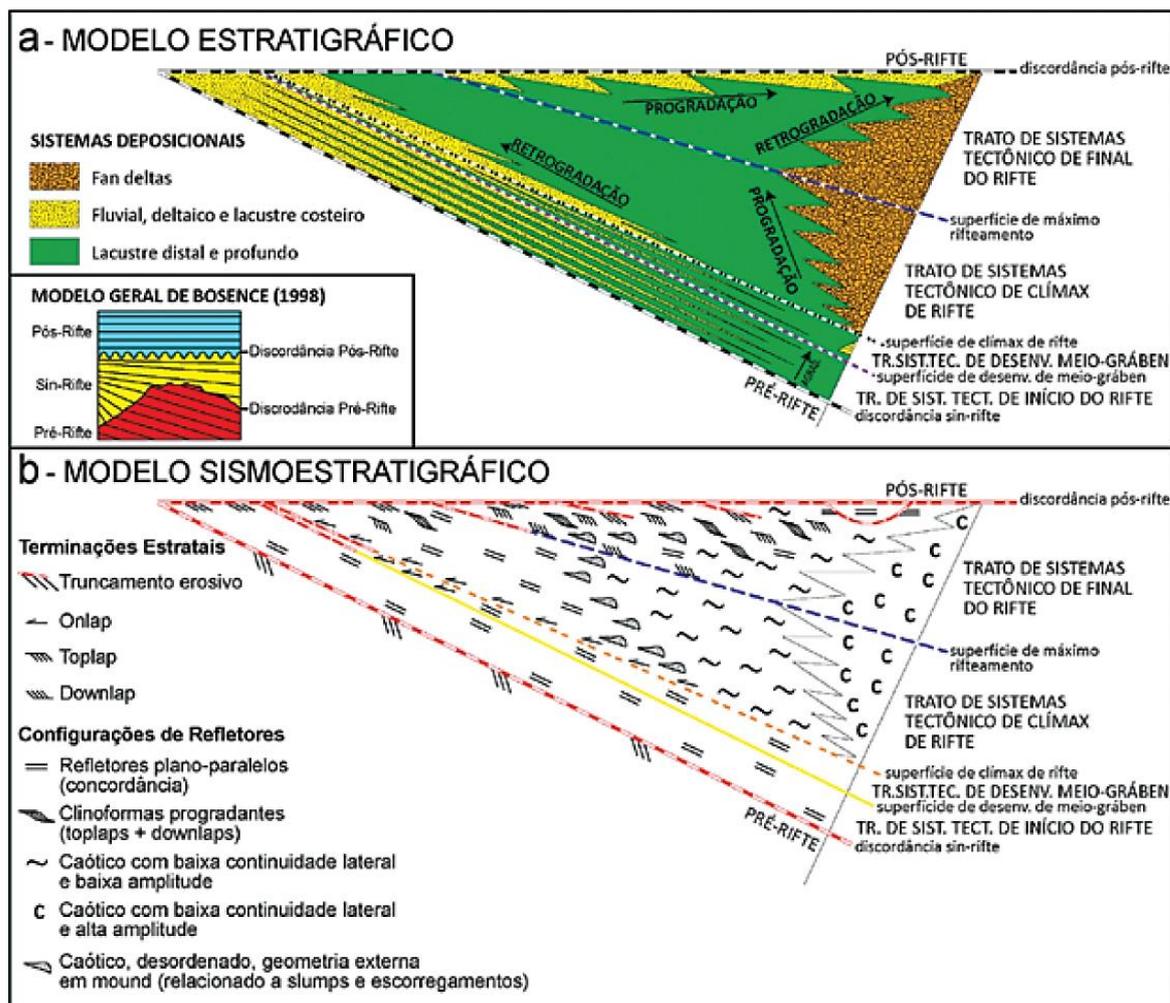


Figura 10: (A) Modelo estratigráfico idealizado de uma bacia rifte, incluindo os tratos de sistemas tectônicos, as tendências deposicionais e as superfícies limítrofes. (B) Expressão sísmica do modelo estratigráfico, acima idealizada, ilustrando as terminações estratais e as configurações de refletores. Retirado de Kuchle e Scherer (2010).

Conforme visto nos modelos evolutivos, o estágio evolutivo *sag* se encaixa melhor na fase pós-rifte das bacias vinculadas ao processo de rifteamento, visto que a característica do sedimento é se depositar numa ampla área em um contexto de subsidência termal da crosta.

De acordo com Gabrielsen *et al.* (2001), a configuração da bacia *sag* é influenciada pelas principais características estruturais herdadas do rifteamento, pois elas controlam a distribuição da sedimentação. Conforme o autor, a amalgamação das sub-bacias geradas na fase sin-rifte e a suavização do assoalho da bacia ocorrem no estágio inicial do desenvolvimento *sag*. Conforme a bacia evolui, o efeito da contração termal diminui, enquanto a carga sedimentar aumenta, mostrando um

contexto em que a taxa de criação do espaço de acomodação é menor que o influxo sedimentar. O estágio sag maduro é alcançado quando o equilíbrio termal é obtido, e a geometria da bacia for ampla em forma de pires e não mais influenciada pelas características herdadas do sin-rifte.

Entretanto, os modelos básicos aqui apresentados de Bosence (1998), Prosser (1993) e Kuchle & Scherer (2010) acabam por não abordar de forma clara e direta como uma bacia do tipo sag ocorre (e principalmente quando um rifte evolui para uma margem passiva) sobre um rifte. Novos trabalhos na evolução geodinâmica das rupturas continentais apresentam uma compreensão integrada da evolução conjunta de fases rifte e sag. Brune *et al.* (2014) mostra que o processo de rifteamento é contínuo, e que se reflete em uma fase mecânica, de alta subsidência – fase rifte clássica -, e que esta fase evolui para uma fase final, que antecede a ruptura crustal efetiva, com predominância de subsidência termal, caracterizada como fase sag na borda, enquanto a subsidência mecânica migra para a região central próxima do manto exposto. Esta fase sag é antecida por uma discordância regional e compreende uma área deposicional ampla e maior que as calhas rifte. Assim, o processo de rifteamento de um continente compreende também a fase sag, que acaba sendo a fase final e geneticamente ligada ao processo de ruptura (Brune, *et al.*, 2014).

2.4 Sismoestratigrafia

A sismoestratigrafia foi definida inicialmente por Mitchum e Vail (1977) e desenvolvida num contexto de margem continental passiva, contudo sua aplicação tem sido estendida para o mapeamento de sequências depositadas em vários contextos geológicos.

Um dos princípios da sismoestratigrafia consiste na interpretação das terminações e configuração das reflexões sísmicas no reconhecimento e correlação de sequências, ambientes deposicionais e fácies sedimentares (Mitchum Jr. *et al.*, 1977). As reflexões sísmicas são geradas por superfícies que separam estratos com diferentes propriedades acústicas (densidade, porosidade, composição, etc). Os

limites de sequências são delimitados por erosões ou hiatos, que podem ser relacionados regionalmente (Mitchum e Vail, 1977) e possuem grande significado cronoestratigráfico (Sloss, 1963).

Na sismoestratigrafia, a definição das sequências deposicionais é feita a partir da terminação de refletores (Figura 11), tanto de base quanto de topo e foram definidos em: *toplap*, *downlap*, *onlap*, truncamento erosivo e concordante (Mitchum e Vail, 1977).

Os limites de topo constituem em: truncamento erosivo, *toplap* e concordante. Os limites de base constituem em: *onlap*, *downlap* e concordante. Os *toplaps* e *onlaps* são interpretados como terminações de refletores que ocorrem, respectivamente, no topo e na base de sequências deposicionais. Os *downlaps* são refletores inicialmente inclinados que se terminam em refletores horizontais, com o significado de limite inferior de sequência. Já os truncamentos erosivos são interpretados como terminações laterais que ocorrem no topo de sequências deposicionais e que podem se estender por uma vasta área.

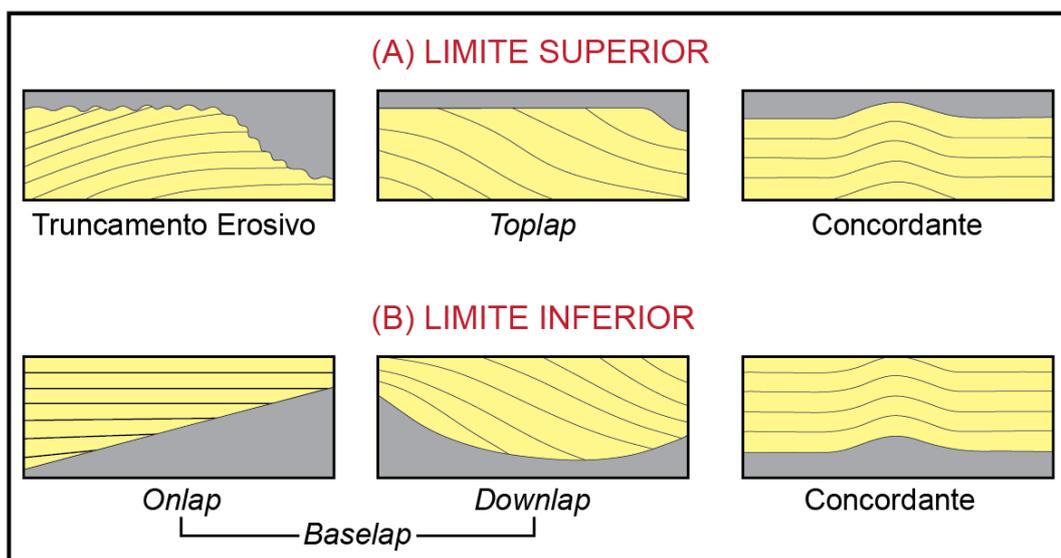


Figura 11: Padrões de terminação de refletores de limite superior (truncamento erosivo, *toplap* e concordante) e inferior (*onlap*, *downlap* e concordante) de uma sequência sísmica/sequência deposicional. Modificado de Mitchum e Vail (1977).

Os parâmetros internos e externos dos refletores definem as sismofácies (Brown Jr. & Fisher, 1980). A interpretação dos padrões internos de reflexão que as compõem, correlacionadas com dados de poços, é uma excelente ferramenta que

nos ajuda a inferir o tipo de litologia, os processos sedimentares e as feições deposicionais que compõem determinada unidade deposicional. Os principais tipos de padrões de reflexão dos refletores (Figura 12) serão discutidos abaixo de acordo com a concepção de Mitchum e Vail (1977), Ribeiro (2001) e Cruz (2008).

- Padrão paralelo/subparalelo: indicam taxa de deposição constante sobre uma superfície estável ou subsidência uniforme.
- Padrão divergente: indica uma variação lateral na taxa de deposição, inclinação progressiva do substrato (criação de espaço de acomodação próximo à falha) ou a combinação dos dois fatores.
- Configurações progradantes: estratos depositados sobre superfícies inclinadas, cuja superposição lateral gera clinofomas que podem ser oblíquas (paralelas e tangenciais), sigmoidais, complexo sigmoidal-oblíquas e *shingled*.
 - Oblíqua: grande aporte sedimentar, baixa ou nenhuma taxa de subsidência ou nível do mar estacionário e alta deposição sedimentar.
 - Sigmoidal: baixo aporte sedimentar, taxa de subsidência contínua ou relativa subida do nível do mar e baixa deposição sedimentar.
 - Complexo sigmoidal-oblíquo: situação intermediária entre os modelos acima.
 - *Shingled*: padrão progradante de pequena espessura, com refletores de mergulho suave, geralmente associado a águas rasas.
- Configuração caótica: são reflexões discordantes e descontínuas, podendo indicar um ambiente de alta energia e/ou deformações sin e pós-deposicionais.
- Configuração *hummocky*: pequenos refletores descontínuos, irregulares, subparalelos. Geralmente associado a fluxos gravitacionais em sistemas deltaicos ou leques submarinos.

As sequências deposicionais podem apresentar geometrias externas que estão diretamente relacionadas com o ambiente e os sistemas deposicionais sob o qual foram depositados (Cruz, 2008). As principais formas foram definidas por Mitchum e Vail (1977) são compostas por: lençol, lençol ondulado, cunha, banco, lente, preenchimento (canal, bacia ou talude) e montiformas (Figura 13).

A geometria em lençol, com sismofácies paralela, indica a deposição em planícies aluviais, plataforma ou planície abissal. Já com sismofácies ondulada sugere uma deposição de baixa energia (Ribeiro, 2001). Em clinofórmias progradantes é comum ter geometria externa em forma de lente, enquanto as montiformas são características de ambientes com topografia mais elevada, vulcânicos ou biogênicos (Mitchum e Vail, 1977). No geral, as geometrias de preenchimento são interpretadas como feições negativas no relevo, sendo erosivas ou não, tais como: canais, *canyons*, calhas, etc. (Ribeiro, 2001).

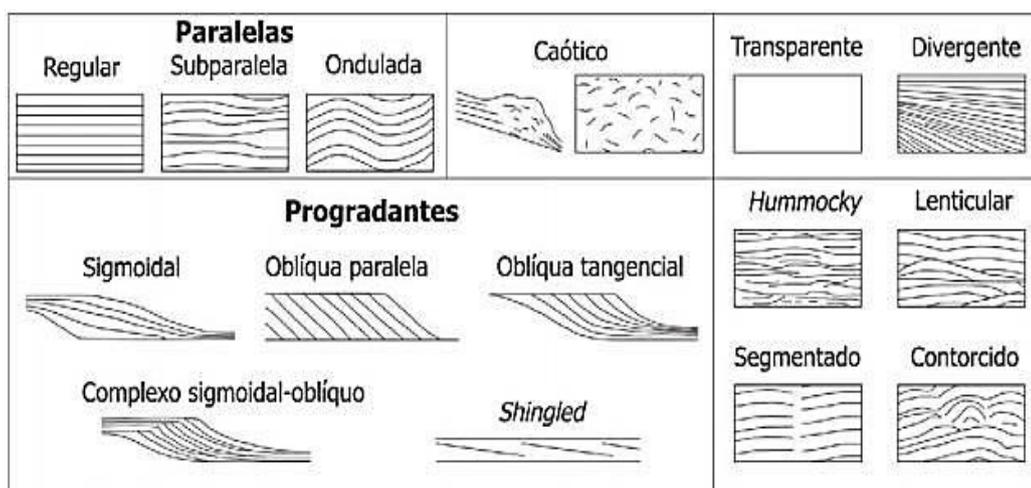


Figura 12: Tipos de geometria interna de sismofácies, dados em configurações paralela, caótica, transparente, divergente, progradante, hummocky, lenticular, segmentada e contorcida. Modificado de Mitchum e Vail (1977).

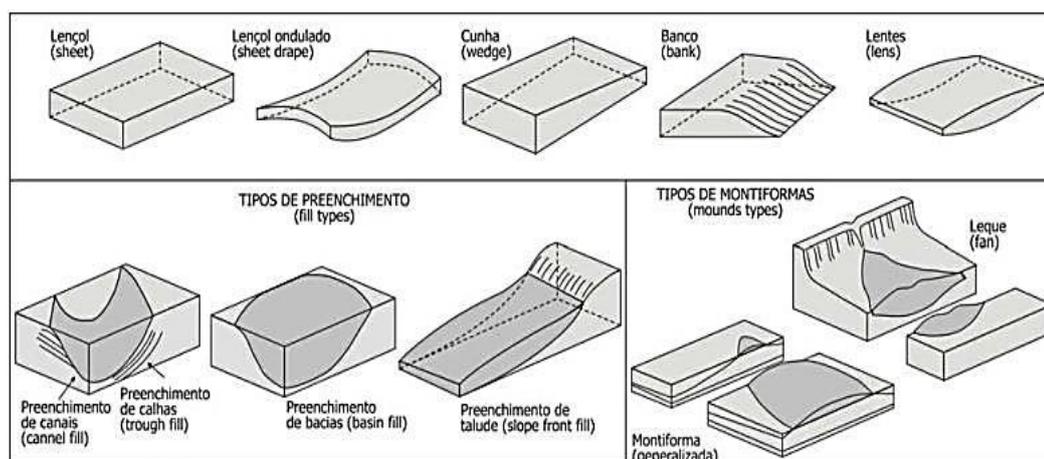


Figura 13: Padrões de geometria externa de sismofácies (lençol, lençol ondulado, cunha, banco e lenticular), seus tipos de preenchimento (em canal, de bacia e de talude) e de montiformas (generalizada e leque). Modificado de Mitchum e Vail (1977).

3 METODOLOGIA

A base de dados do presente projeto compreende um conjunto de 19 linhas sísmicas 2D, em tempo duplo (TWT), e o perfil de um poço exploratório (Figura 14), disponibilizados pela Agência Nacional do Petróleo conforme a política de sessão de dados públicos para as universidades no âmbito de desenvolvimento de pesquisa.

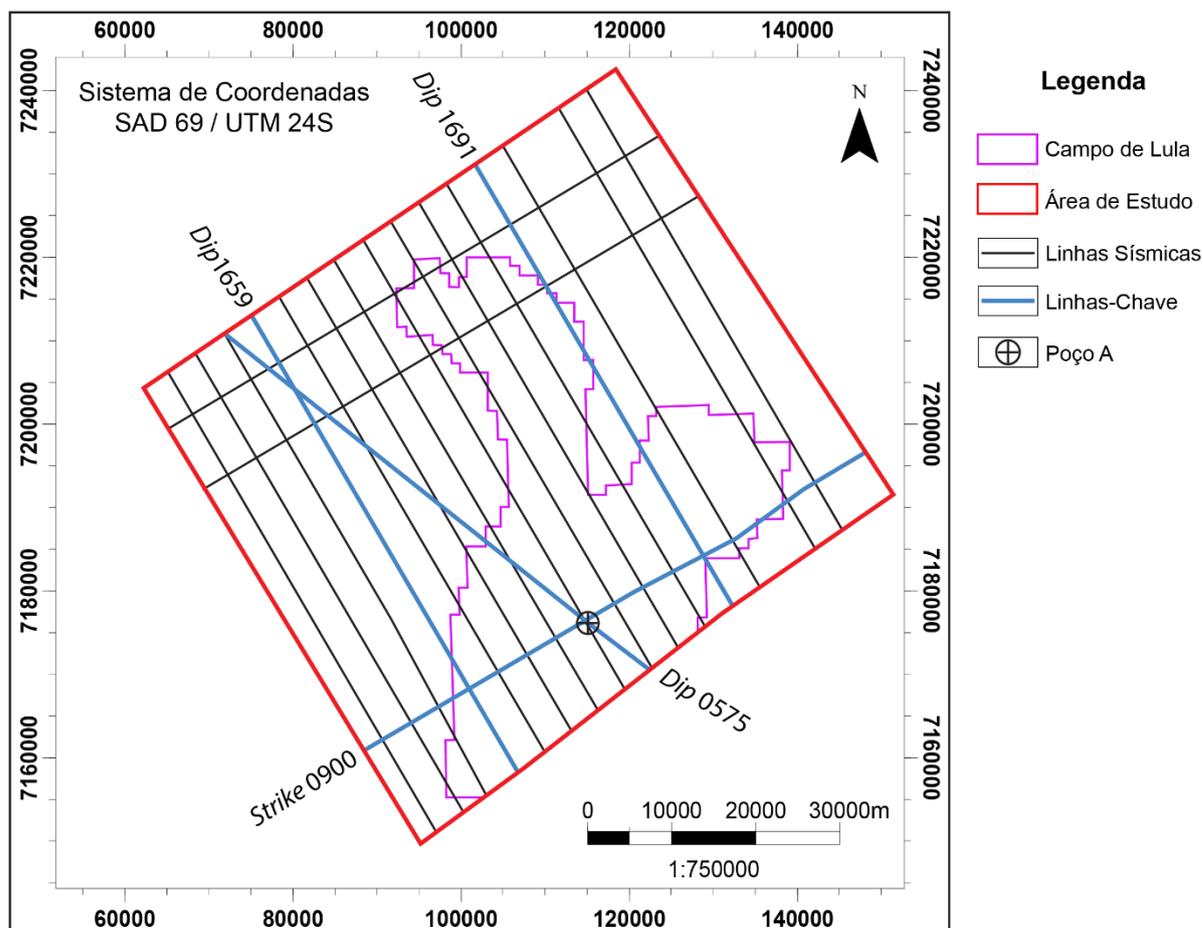


Figura 14: A disposição do poço e linhas sísmicas utilizadas, detalhe em azul para as linhas *DIP* 1659, *DIP* 0575, *DIP* 1691 e *STRIKE* 0900 que serviram para análise sismoestratigráfica.

Os dados sísmicos foram adquiridos em um sinal *zero-phase*, no qual o pico da curva do sinal sísmico ocorre no local em que há o maior contraste de impedância acústica. O poço disponibilizado compreendeu perfil litológico composto de calha, topos de formações, perfilagem de raios gama, potencial espontâneo, perfil sônico e dados de *checkshot* (amarração tempo/profundidade). A calibração do poço com a sísmica pode ser realizado de diferentes maneiras, visto que suas

unidades de medida do eixo vertical são diferentes: o poço é medido em metros ou pés, e a linha sísmica em *two way travel time* (TWT), ou tempo duplo, em milissegundos. O método empregado neste trabalho é o mais comum para correlacionar os dados: o *check-shot*, levantamento no qual o tempo de propagação de uma onda sonora desde a superfície é medido em diversos pontos do poço.

3.1 Controle de Dados

Os dados culturais (campos de produção/exploração, bacias sedimentares, polígono do Pré-sal) foram baixados do site da Agência Nacional de Petróleo e Gás Natural - ANP, em formato *shapefile*. A análise dos dados foi realizada no laboratório *SeisLab* (Laboratório de Sismoestratigrafia da UFRGS), localizado no prédio de pós-graduação em estratigrafia da UFRGS.

A sísmica foi carregada no *software Petrel* e passou por uma observação de qualidade (resolução, rastreabilidade, ruídos) para a triagem e seleção daquelas linhas de melhor qualidade para o trabalho. Foram selecionadas assim 19 linhas sísmicas que apresentaram boa qualidade para a realização do projeto (Tabela 1).

A área de estudo foi determinada a partir de critérios qualitativos durante a análise das seções sísmicas. As linhas selecionadas estão localizadas no campo de Lula e apresentam uma resolução sísmica boa para a observação da relação entre a sedimentação e os padrões estruturais no intervalo de estudo.

Tabela 1: Lista de linhas sísmicas utilizadas no trabalho. São 19 linhas, sendo 16 *DIP* e 3 *STRIKE*, além de 4 linhas-chave

Linhas-Chave	Linhas Sísmicas
<i>Dip</i> 0575	<i>Dip</i> 1647
<i>Dip</i> 1659	<i>Dip</i> 1651
<i>Dip</i> 1691	<i>Dip</i> 1655
<i>Strike</i> 0900	<i>Dip</i> 1663
	<i>Dip</i> 1667
	<i>Dip</i> 1671
	<i>Dip</i> 1675
	<i>Dip</i> 1679
	<i>Dip</i> 1683

<i>Dip 1687</i>
<i>Dip 1695</i>
<i>Dip 1703</i>
<i>Dip 1707</i>
<i>Strike 284</i>
<i>Strike 292</i>

3.2 Mapeamento de Topo e Base

Após a delimitação geográfica da área de estudo, foi realizada a delimitação da região de interesse na seção sísmica. O topo é representado pelo limite da Formação Barra Velha, de depósitos carbonáticos/siliciclásticos da fase *sag*, com os depósitos evaporíticos da Formação Ariri. Enquanto a base é delimitada pela discordância Pré-NeoAlagoas que separa os sedimentos rifte da fase *sag*.

Para o mapeamento foram definidos parâmetros sísmicos para a separação do topo e da base e foram utilizadas 19 linhas sísmicas 2D, sendo que 16 são *DIP* e três são *STRIKE*.

3.3 Linhas-Chave

A interpretação sismoestratigráfica completa dos refletores foi realizada em linhas-chave da área (Tabela 1). Esta interpretação consiste em traçar a continuidade e a terminação dos refletores, com o intuito de compreender a deposição dos pacotes das camadas e, assim, delimitar as unidades sismoestratigráficas, definir as sismofácies e elaborar diagramas cronoestratigráficos. A linha-chave *Strike 0900* não fez parte da interpretação completa de refletores e suas terminações, sendo utilizada apenas para amarração das unidades sísmicas e sismofácies.

3.4 Análise Sismoestratigráfica - Terminações de refletores, Unidades Sísmicas e Sismofácies

A análise sismoestratigráfica se desenvolveu na forma de etapas que se sucedem de acordo com o fluxograma abaixo (Figura 15), baseado na metodologia de Mitchum Jr. e Vail (1977). As reflexões sísmicas são geradas por superfícies que separam estratos com diferentes propriedades acústicas (densidade, porosidade, composição etc.), no qual o tempo duplo de reflexão das ondas sísmicas é medido. De acordo com Mitchum Jr. e Vail (1977), estas superfícies, além de seu significado geológico, representam tempo, portanto um refletor é uma superfície depositada ao mesmo tempo.

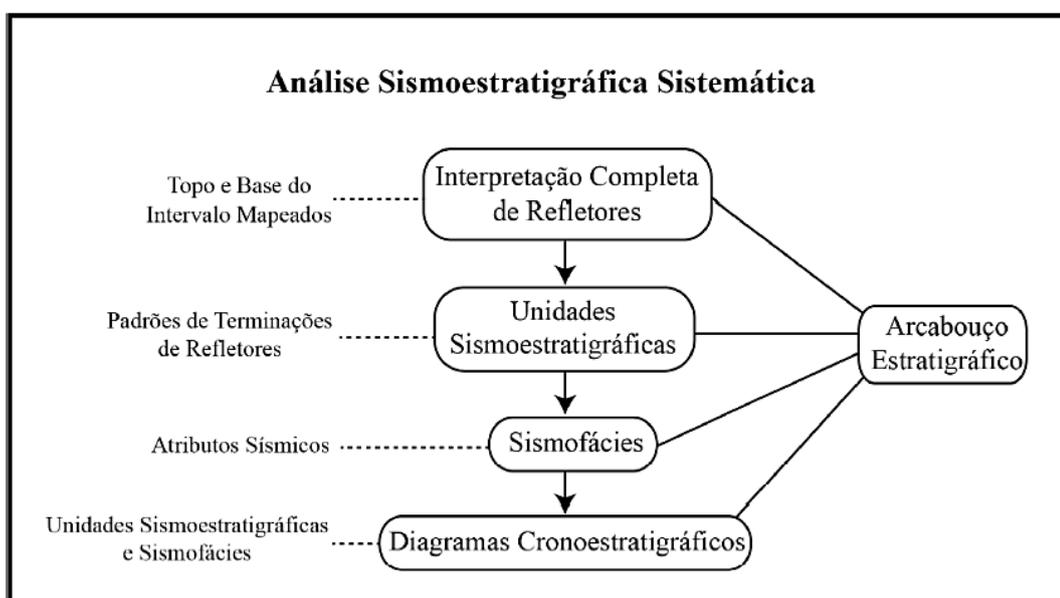


Figura 15: Fluxograma da metodologia de análise sismoestratigráfica utilizada, baseada em Mitchum e Vail (1977), onde os dados de entrada necessários para realização de cada etapa analítica estão à esquerda; o produto final da análise é o arcabouço estratigráfico, como apontado na direita.

Os refletores, conforme foi apresentado no capítulo 2.4, apresentam terminações de topo e base, classificadas em *toplap*, *downlap*, *onlap*, concordante e truncamento erosivo (Figura 11). A identificação destas terminações auxilia na identificação das superfícies com maior significado cronológico, as quais irão definir as unidades sismoestratigráficas (Mitchum Jr., 1977).

As unidades sísmicas são conjuntos de estratos cronoestratigraficamente relacionados, limitados no topo e na base por terminação de refletores. Estas

possuem grande significado no tempo, podendo representar mudança no padrão de empilhamento, uma alteração no ambiente de sedimentação ou um hiato.

As sismofácies foram definidas a partir da geometria externa e configuração interna dos refletores. De acordo com Mitchum Jr. *et al.* 1977, são unidades tridimensionalmente mapeáveis com características e parâmetros de reflexão semelhantes, porém diferente daqueles que as rodeiam. A geometria foi analisada principalmente quanto a continuidade, amplitude e frequência dos refletores (parâmetros internos), e não pela geometria externa, já que não responde de forma satisfatória devido ao ruído ou baixa resolução sísmica.

A metodologia de interpretação sísmica estabelecida por Mitchum e Vail (1977) foi desenvolvida com base em margem passivas, onde a variação do nível de base é controlada pela relação espaço de acomodação (controlada por mecanismos eustáticos e tectônicos de subsidência/soerguimento) e aporte sedimentar. Entretanto, o intervalo de estudo se desenvolveu num regime pré-ruptura continental, no qual o nível de base coincidia com o nível do lago (Vieira, 1998). Neste contexto, Nichols (2009) observou que a variação do nível eustático de lagos intracratônicos sem conexão com o mar era controlado pelas mudanças climáticas, tornando os ciclos de mudança do nível de base mais frequentes.

3.5 Mapeamento Sísmoestratigráfico

Nesta etapa foi realizado o mapeamento do topo e da base de cada unidade sísmica definida na interpretação das terminações dos refletores e identificação de superfícies estratigráficas.

Como resultado, foram elaborados mapas de isópacas e profundidade, ambos em tempo, que permitem visualizar a profundidade da primeira ocorrência e a espessura de cada unidade. O mapa de isópacas foi calculado a partir da subtração entre a superfície de base e de topo de cada unidade, facilitando o entendimento da evolução tectono-sedimentar da área.

3.6 Diagramas Cronoestratigráficos

A carta cronoestratigráfica é elaborada a partir da individualização das unidades sísmicas. A observação da geometria de cada unidade fornece o contexto paleogeomorfológico no qual ela foi depositada, a disposição espacial das unidades mostra o arranjo arquitetural dos sistemas deposicionais durante o preenchimento da bacia e, o empilhamento das unidades através do estabelecimento de sua idade relativa, permite desenvolver um controle temporal. Assim, o diagrama facilita a visualização da relação deposição, erosão e hiatos temporais.

4 RESULTADOS

A interpretação sismoestratigráfica foi realizada nas linhas *DIP* 0575, 1659 e 1691, chamadas de linhas-chave, e envolveu a identificação do topo e base, dos refletores e suas terminações, das unidades sísmicas e das sismofácies do intervalo de estudo. O subsequente mapeamento sistemático foi feito em 19 linhas sísmicas, de forma que as três linhas-chaves serviram como base para o mapeamento das unidades sísmicas e sismofácies nas demais 16 linhas que englobam a área de estudo (Figura 4).

4.1 Mapeamento do Topo e da Base

A superfície de topo do intervalo de estudo corresponde ao contato entre as Formações Barra Velha e Ariri. Esta superfície é facilmente identificada, pois é marcada por um refletor de alta amplitude positiva, gerado pela diferença de impedância acústica entre o espesso pacote de sal da Formação Ariri e os depósitos carbonáticos e siliciclásticos da Formação Barra Velha. As terminações contra o refletor de topo são predominantemente truncamentos erosivos, mas também ocorrem zonas de concordância com os refletores subjacentes. Acima da superfície de topo os evaporitos apresentam uma seção espessa e bem definida na sísmica por estruturas típicas de diápiros, caracterizados por refletores caóticos, relacionados a movimentos halocinéticos.

A superfície de base é caracterizada pela alta amplitude predominantemente positiva, sendo negativa em toda a extensão da linha *DIP* 1691 e ocasionalmente a NNW da área de estudos. Podem ocorrer truncamentos erosivos de topo a SSE, mas o predomínio é de concordância dos refletores (Figura 16). A superfície de base marca uma transição entre dois padrões estruturais bem distintos na bacia: uma seção rifte controlada pela atividade tectônica na base – Formação Itapema (idade Barremiana a Aptiana), caracterizada na sísmica por refletores com padrão divergente; e uma seção rifte controlada por tectônica incipiente e subsidência termal, relacionada aos reajustes finais da fase rifte no topo – a Formação Barra Velha, caracterizada na sísmica por refletores subparalelos (Figura 16). Esta

superfície caracteriza-se como uma discordância, denominada Discordância Pré-NeoAlagoas (Figura 5), associada ao período do processo de rifteamento onde se encerra na área a subsidência mecânica, e tem início do domínio de subsidência termal (Brune *et al.*, 2014).

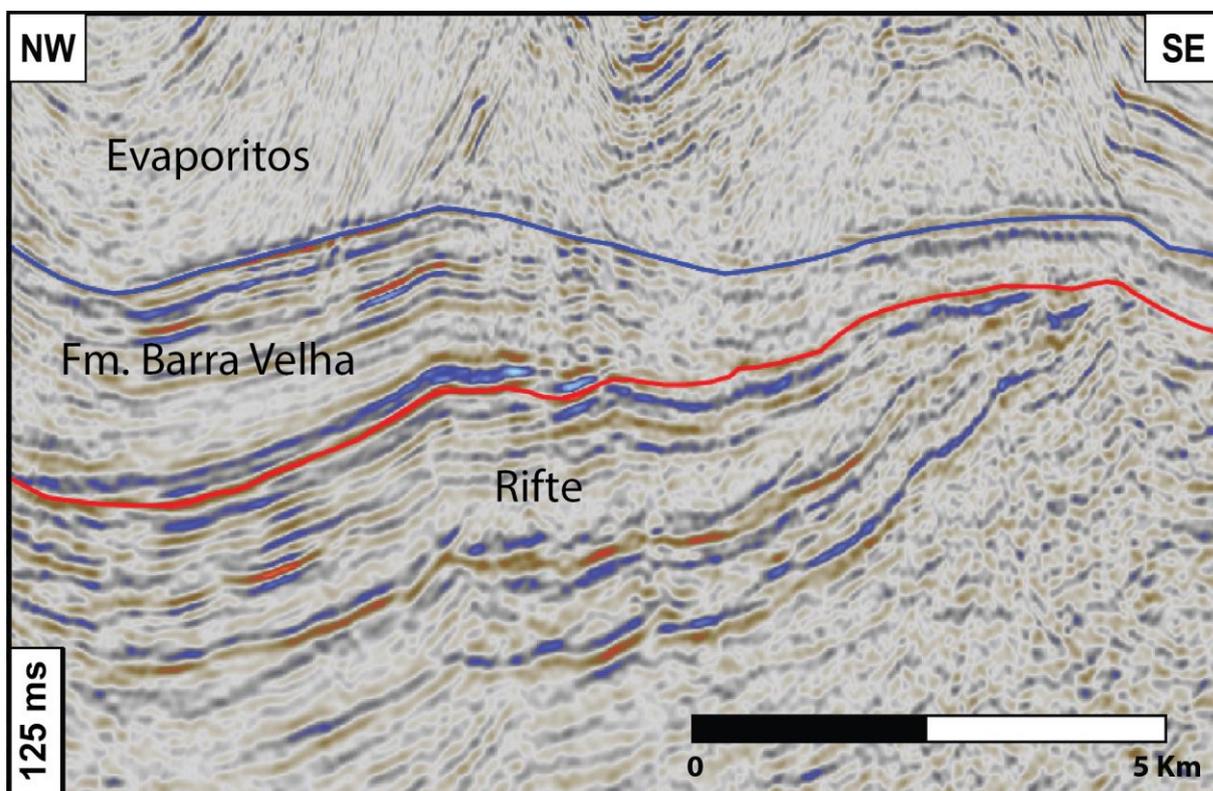


Figura 16: Linha sísmica *DIP* 0575 com superfície de Topo (azul) que separa o intervalo de estudo do sinal caótico do sal. Superfície de base (vermelho) que separa o padrão divergente do rifte do padrão sub-paralelo da fase sag. Todas as linhas-chave *DIP* 0575, *DIP* 1659 e *DIP* 1691, seguem o padrão de cores.

No mapa de isócronas da superfície basal, é possível identificar que as zonas mais profundas se encontram nas regiões oeste, norte e noroeste, em profundidades que chegam a -6000 ms, enquanto as regiões mais rasas estão situadas a sudeste, com profundidades de até -4200 ms (Figura 17-A). A superfície de topo apresenta uma similaridade no padrão de variação de profundidade com a superfície de base, contendo a região mais profunda chegando a -5700 na zona oeste e a região mais rasa a sudeste, com valores de até -4200 ms. A baixa variação na escala de cores entre as duas superfícies indica que a área tem baixa espessura, onde a maior parte da sedimentação ocorreu no centro da área de estudo. A região mais elevada apresenta uma estrutura alinhada de direção NE-SW (Figura 18-A).

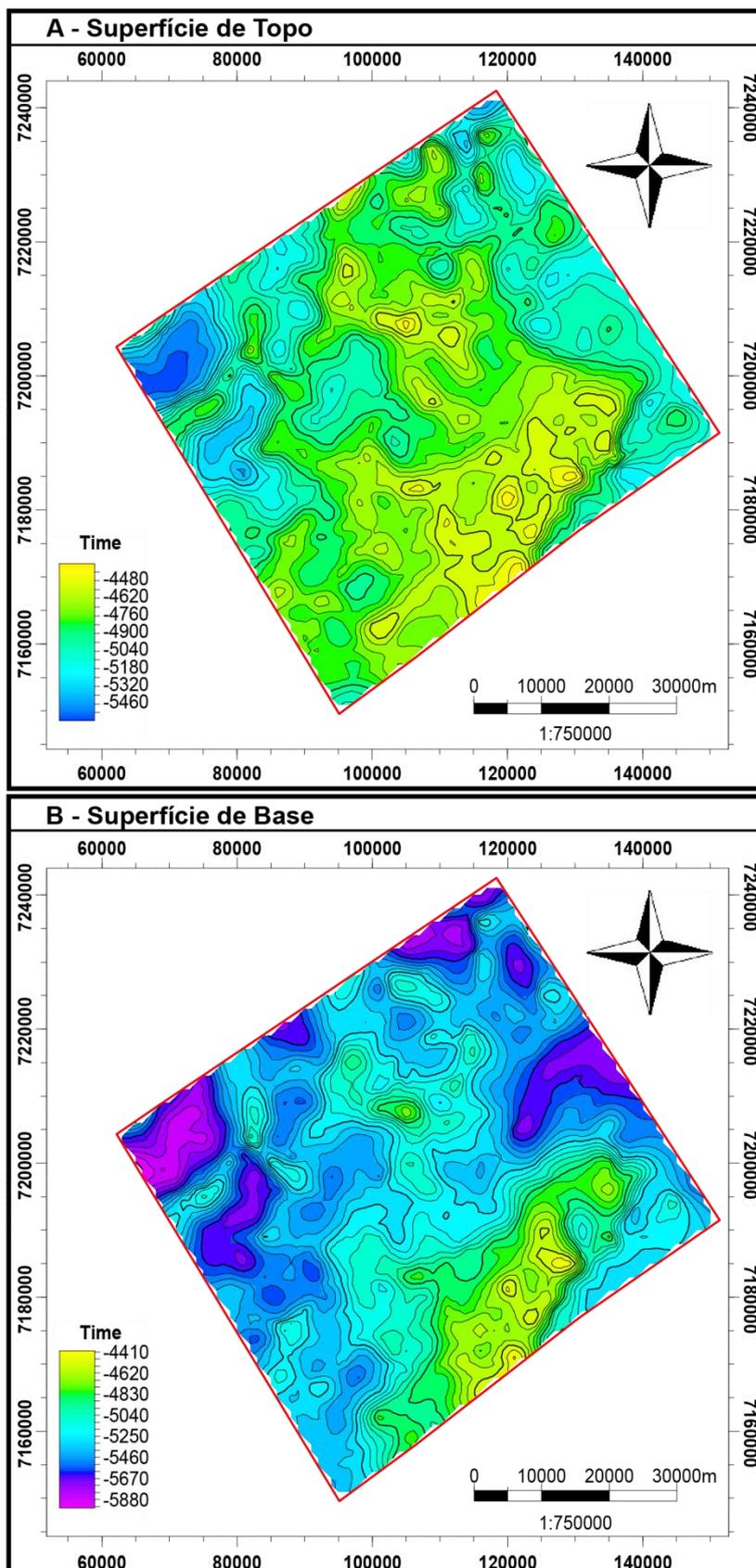


Figura 17: (A) Mapa da superfície de topo, mostrando que a deposição foi maior na zona central da área de estudo. (B) Mapa da superfície de base na área de estudo, mostrando depocentros nas regiões oeste e nordeste, e alto estrutural à sudeste, com orientação SW-NE.

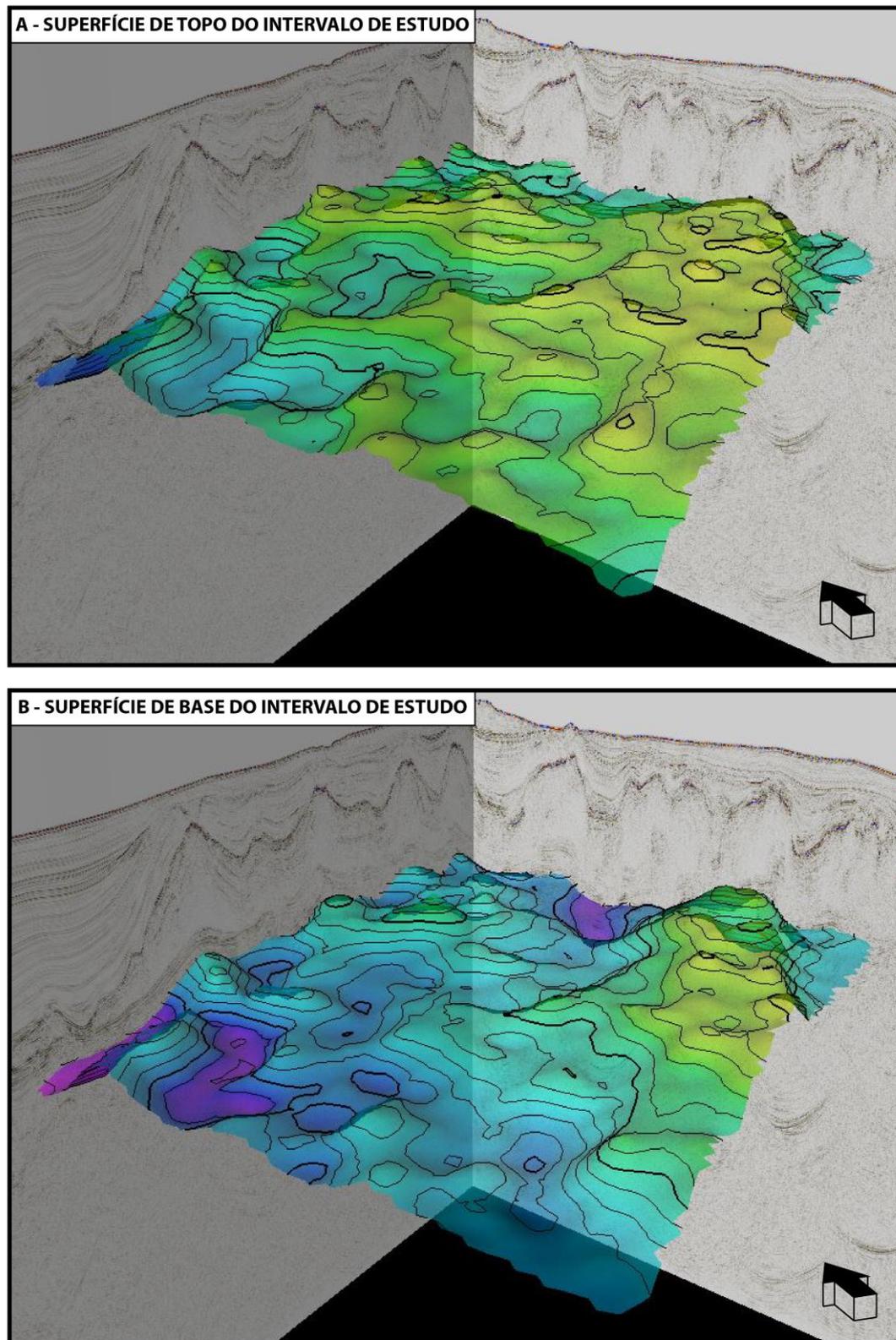


Figura 18: (A) Imagem 3D da superfície de topo, indicando uma tendência a peneplanização da área de estudo. (B) Imagem 3D da superfície de base, mostrando a diferença topográfica entre o alto estrutural à sudeste dos depocentros. E.V.: 7.5x.

4.2 Padrão de Refletores e Terminações

4.2.1 Linha *DIP* 0575

Nesta linha (Figura 19-A) os refletores apresentam boa rastreabilidade em todos os níveis de profundidade, apesar da continuidade lateral diminuir no sentido sudeste da área. As amplitudes são variáveis e os valores mais elevados concentrados na região central superior. O preenchimento concordante com as superfícies de topo e base indica deposição tabular do intervalo, embora visualmente pareça irregular devido à perturbação da resposta sísmica abaixo do espesso pacote evaporítico.

Conforme a Figura 19-B, as terminações de refletores principais são em *downlap*, *onlap* e *toplap*, ocorrendo em praticamente todos os níveis estratigráficos. Também existem truncamentos erosivos localizados principalmente na porção superior do intervalo e refletores com terminações duplas *toplap-downlap*. Na porção SE da linha, o intervalo de estudo sofre um afinamento, nos quais os refletores têm terminações basais predominantes em *onlap/downlap*.

4.2.2 Linha *DIP* 1659

Nesta linha (Figura 20-A) os refletores apresentam rastreabilidade variável, com zonas em que o sinal sísmico foi afetado pelos diápiros de sal sotopostos. Contudo, assim como na linha anterior, é possível observar a tabularidade do pacote através da concordância dos refletores internos com as superfícies de topo e base. A amplitude também é bastante variável, sendo que os sinais com os valores mais elevados se concentram na porção central superior da área de estudo.

Conforme a Figura 20-B, as terminações de refletores principais são em *downlap*, *onlap* e *toplap*, ocorrendo em praticamente todos os níveis de profundidade, sendo que é comum sequência de refletores com terminações duplas em *toplap-downlap*. Truncamentos erosivos também ocorrem, mas estão localizados principalmente no topo e subordinadamente na base do intervalo.

4.2.2 Linha *DIP* 1691

Nesta linha (Figura 21-A) os refletores são contínuos e com pouca variação lateral na continuidade e, por isso, são facilmente rastreáveis. A amplitude é bastante variável com o predomínio dos valores baixos em relação aos altos. A porção SSE apresenta refletores com pouca continuidade lateral, baixa rastreabilidade e localmente alta amplitude.

Conforme a Figura 21-B, as terminações de refletores principais são em *downlap*, *onlap* e *toplap*, com muitas sequências de terminações duplas *downlap-toplap* em todos os níveis de profundidade. Também ocorrem truncamentos erosivos localizados, concentrados no topo do intervalo.

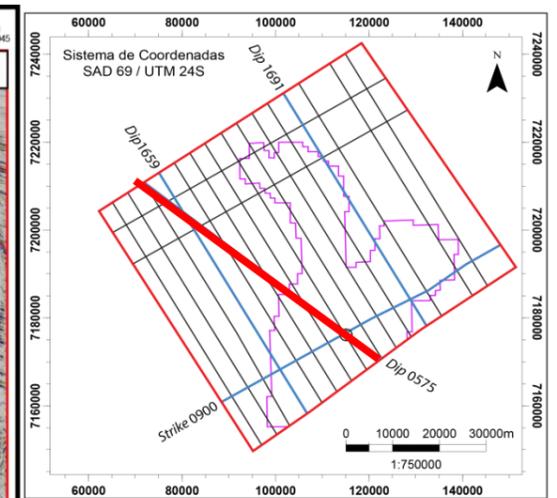
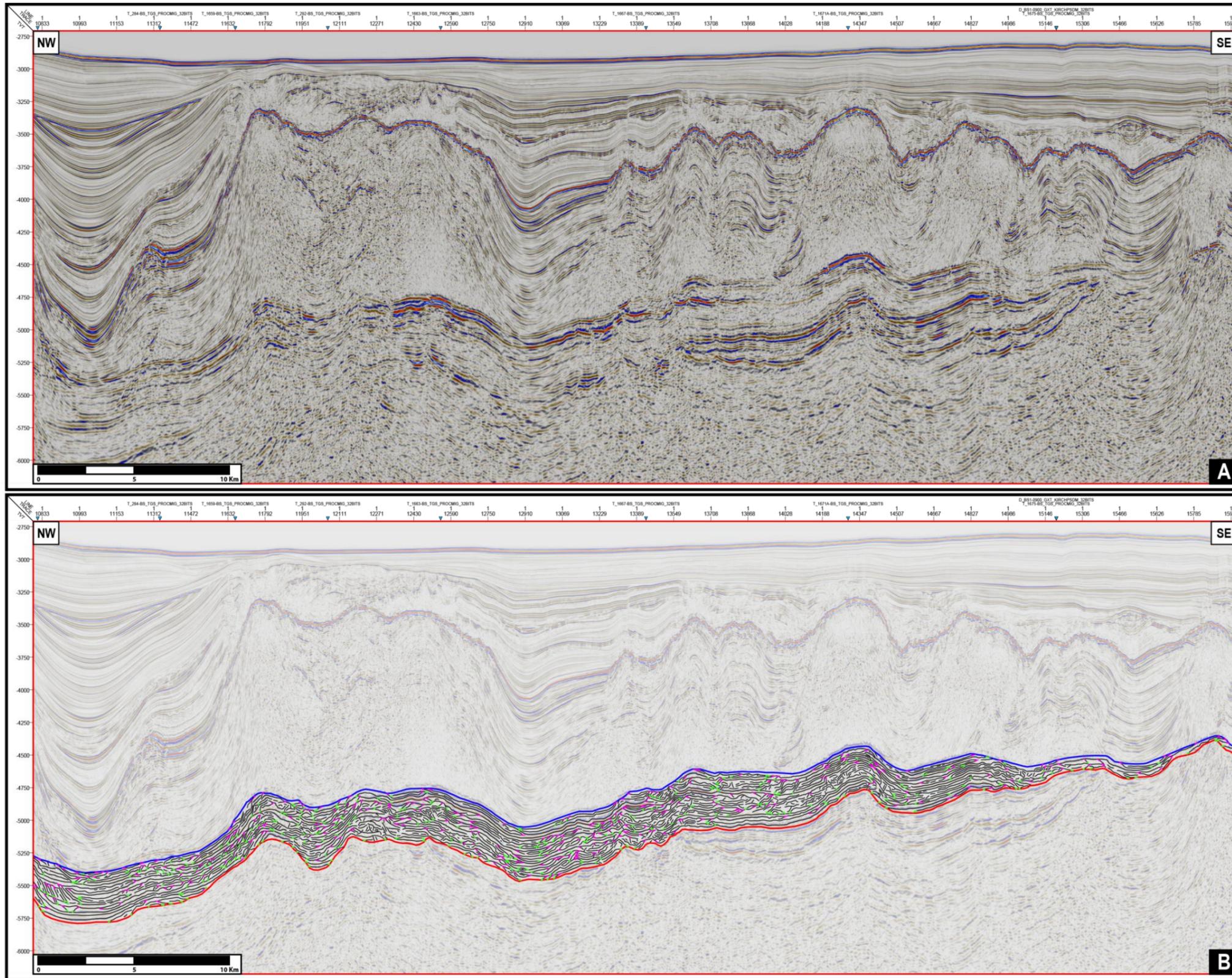


Figura 19: (A) Linha sísmica *DIP 0575* não interpretada. (B) Linha sísmica *DIP 0575* com interpretação completa dos refletores e suas terminações (*downlap/onlap* em verde e *toplap/truncamento erosivo* em lilás).

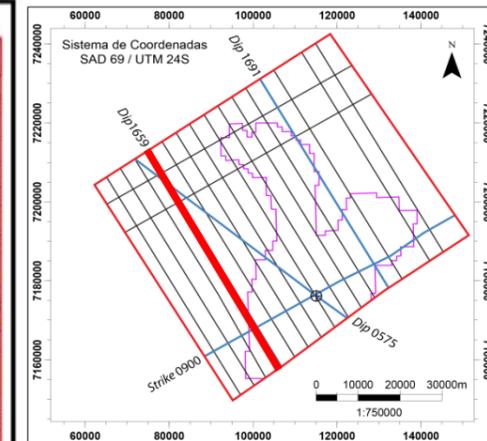
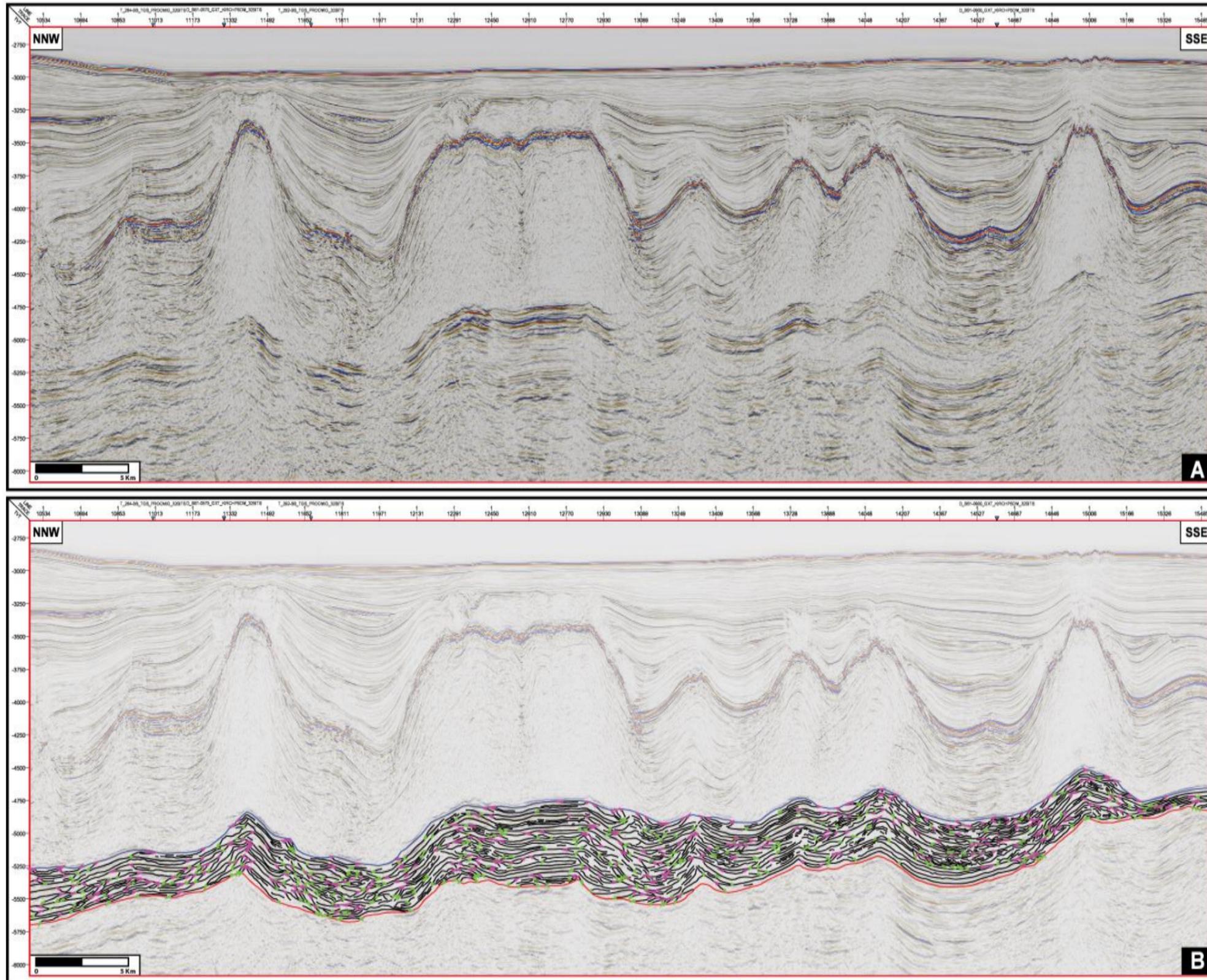


Figura 20: (A) Linha sísmica *DIP* 1659 não interpretada. (B) Linha sísmica *DIP* 1659 com interpretação completa dos refletores e suas terminações (*donlap/onlap* em verde e *toplap/truncamento erosivo* em lilás).

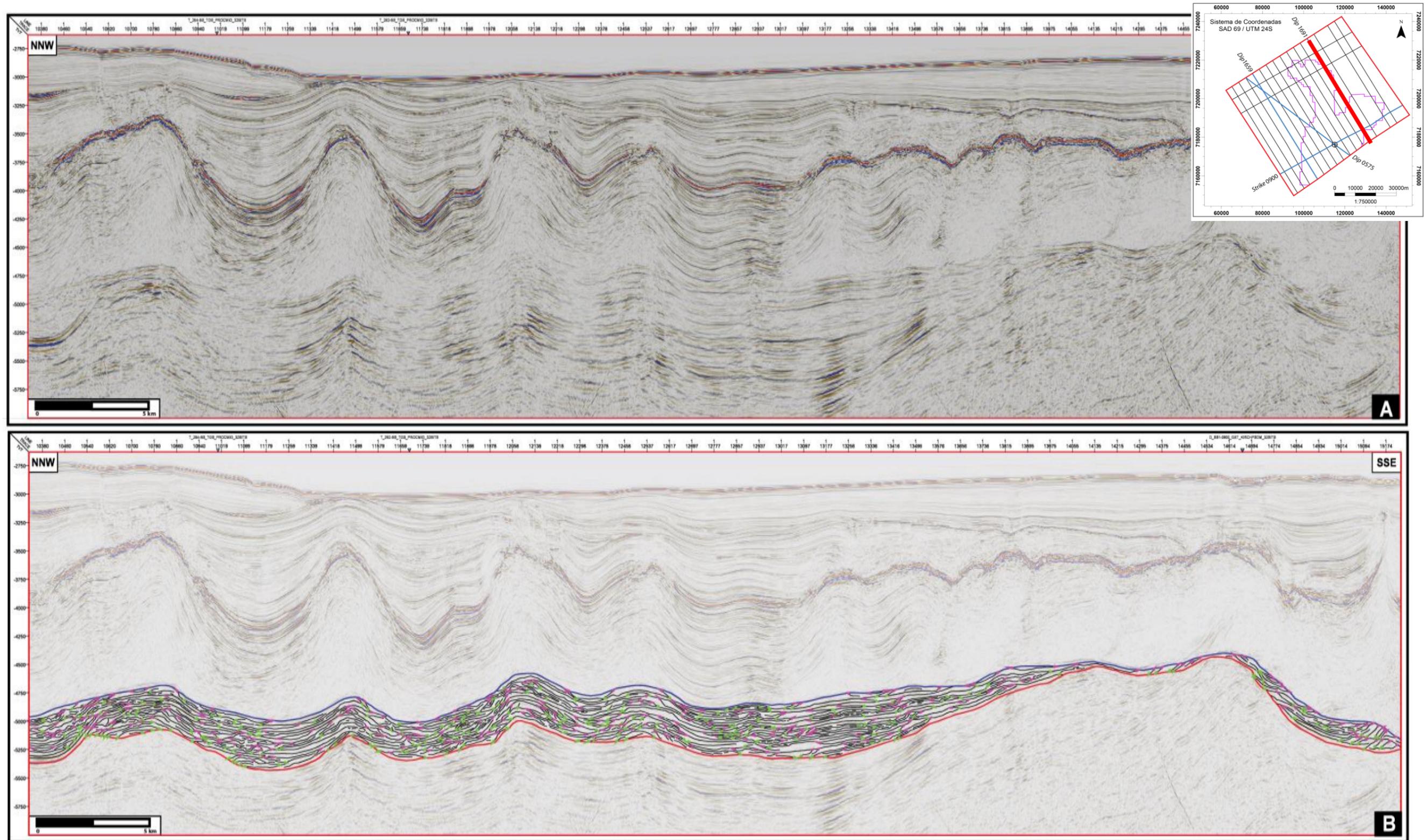


Figura 21(A) Linha sísmica *DIP* 1691 não interpretada. (B) Linha sísmica *DIP* 1691 com interpretação completa dos refletores e suas terminações da (*downlap/onlap* em verde e *toplap/truncamento erosivo* em lilás).

4.3 Unidades Sismoestratigráficas

Foram definidas cinco unidades sismoestratigráficas, nomeadas de um a cinco, sendo a unidade sísmica um (US1) a mais antiga e a unidade sísmica cinco (US5) a mais nova (Figura 22). Elas não ocorrem em todas as linhas, de forma que a US1 ocupa uma área isolada e restrita devido a controles estruturais basais, enquanto a US5 é afetada por processos erosivos posteriores que limitam seu registro geológico.

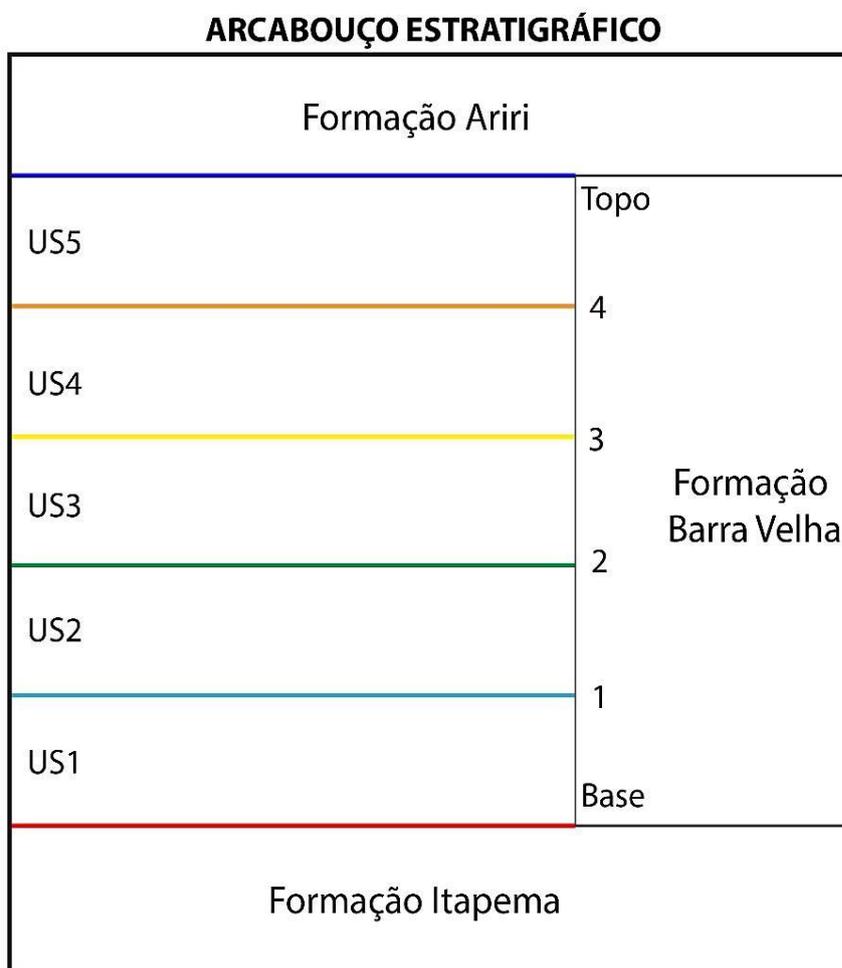


Figura 22: Arcabouço Estratigráfico do intervalo de estudo. A base está em vermelho, azul fraco separa as US1 e US2, verde separa as US2 e US3, amarelo separa as US3 e US4, laranja separa as US4 e US5, o topo do intervalo de estudo está em azul. Estas cores são as mesmas das superfícies estratigráficas identificadas nas linhas 0575, 1659, 1691 e 0900.

4.3.1 Linha *DIP* 0575

Na linha sísmica 0575 (Figura 23) a deposição da US1 ocorreu nas porções basais mais isoladas, principalmente na região noroeste. A US1 foi recoberta totalmente pela US2, que ocorre em grande parte da área, iniciando a NW e tendo seu limite na região SE. A US3 apresenta-se de forma muito semelhante US2, pois também recobre grande parte da área, com exceção da região sudeste. A US4 abrange toda a extensão, sendo a única unidade sísmica que ultrapassa a barreira da região sudeste, local em que está em contato basal erosivo com a US3. A unidade sismoestratigráfica mais recente, US5, ocorre apenas na região central/sudeste. Estima-se que a US5 tenha se depositado em toda a área sendo posteriormente erodida, devido às terminações erosivas mapeadas nas bordas, também presentes no topo da US4.

4.3.2 Linha *DIP* 1659

Na linha sísmica 1659 (Figura 24) a deposição do intervalo de estudos começa com a US1, a qual ocorre em zonas isoladas, predominantemente na região NNW. A US1 é recoberta pela US2 que abrange praticamente toda a área; apenas uma pequena porção à SSE não contém esta unidade. A US3 e a US4 são as unidades que cobrem toda a extensão, sendo que grande parte do topo da US4 é erosivo. Estima-se que a US5 tenha ocorrido em toda área, devido ao caráter erosivo das terminações de refletores nas bordas; a porção preservada está localizada a SSE da área.

4.3.3 Linha *DIP* 1691

Na linha sísmica *DIP* 1691 (Figura 25) a deposição começa com a US2, predominantemente no lado NNW, mas também numa região isolada a SSE. A US3 ocorre praticamente na mesma área da US2, também com uma deposição isolada na região SSE. A unidade que recobre a maior área é a US4, não ocorrendo em toda extensão devido à erosão na borda SSE. A US5 apresenta também apresenta

caráter erosivo na porção SSE, bem como na região central, que também afeta a parte superior da US4.

4.3.4 Conexão das Unidades Sismoestratigráficas

As unidades sismoestratigráficas reconhecidas a partir da interpretação completa de refletores nas linhas-chave *DIP* foram conectadas utilizando a linha *STRIKE* 0900 (Figura 26), possibilitando a identificação das cinco unidades sismoestratigráficas ao longo da área de estudos. Assim, foi possível estabelecer a idade relativa de todas as unidades, e definir a ausência de determinadas unidades em todas as linhas sísmicas.

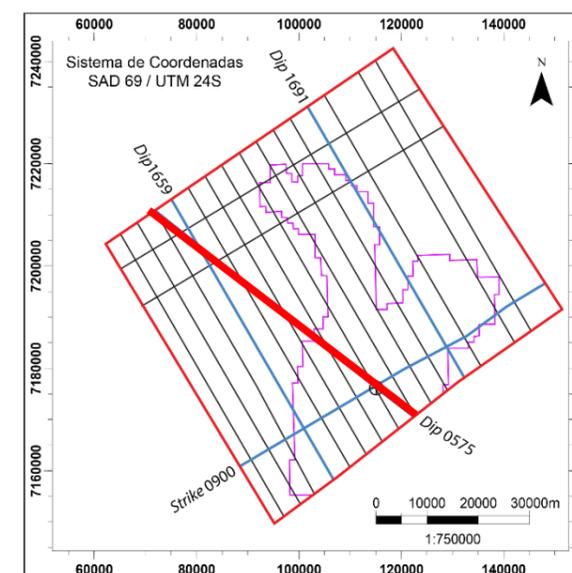
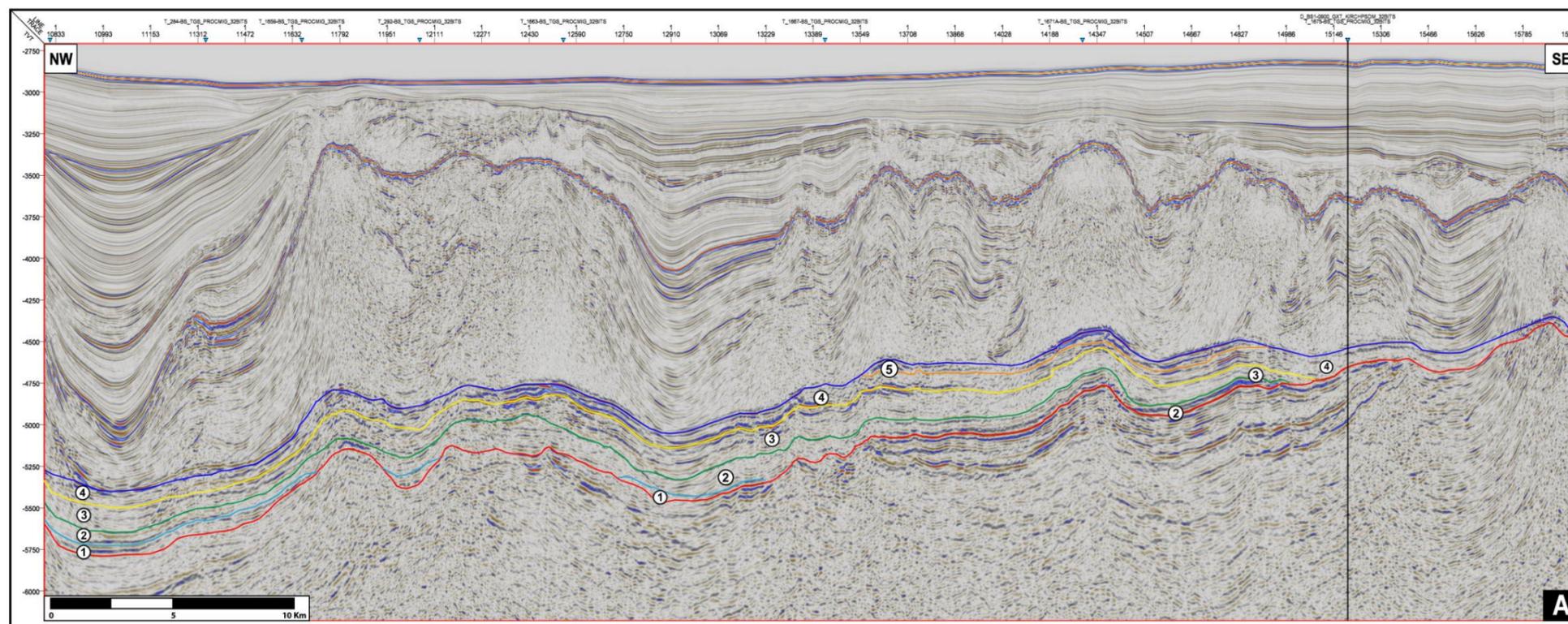


Figura 23: Seção *DIP* da linha 0575 com interpretação das unidades sismoestratigráficas, nomeadas de um a cinco e separadas pelas superfícies estratigráficas. Linha preta marca conexão com a seção *strike*.

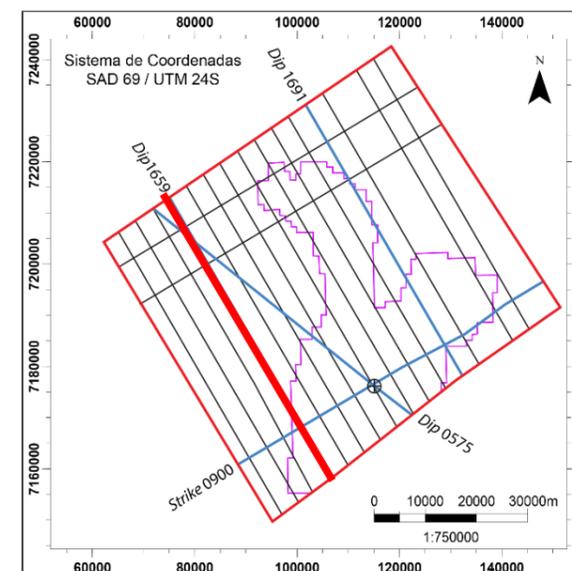
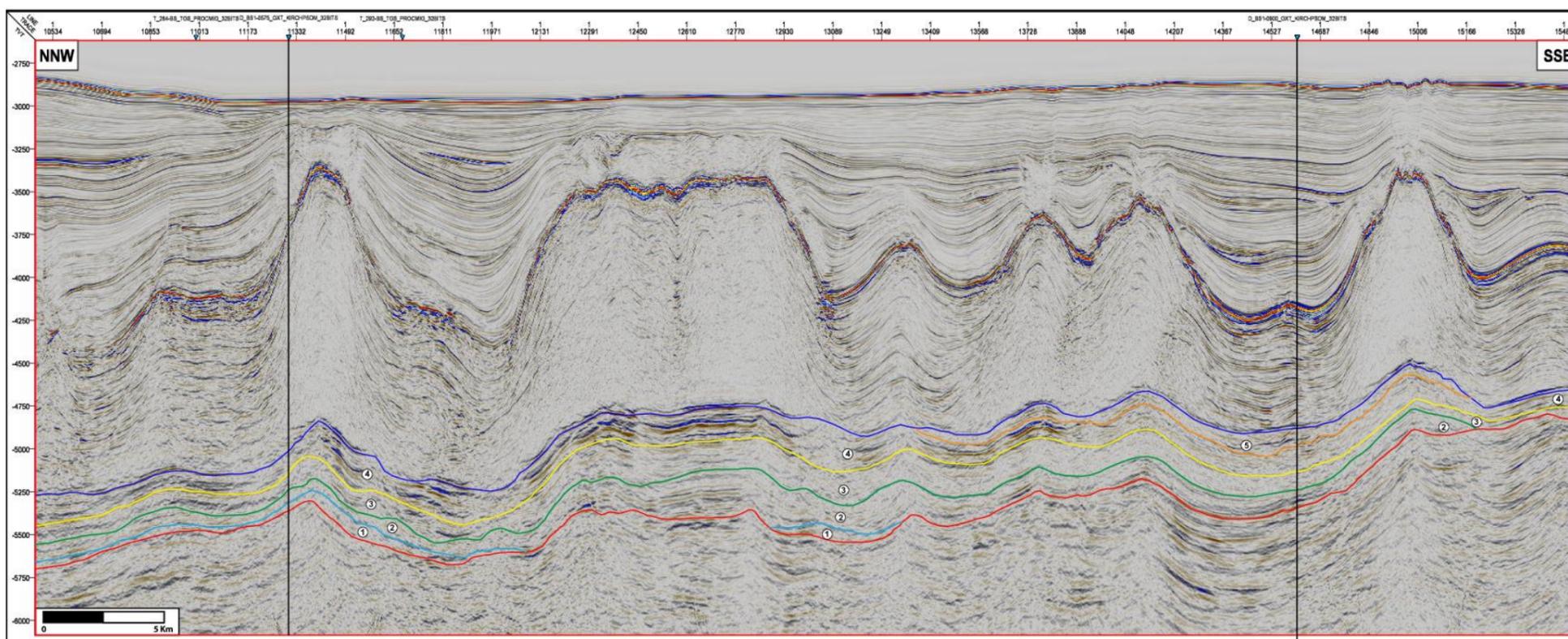


Figura 24: Seção *DIP* da linha 1659 com interpretação das unidades sismoestratigráficas, nomeadas de um a cinco e separadas pelas superfícies estratigráficas. Linhas pretas marcam conexões com a seção 0575 e *strike*.

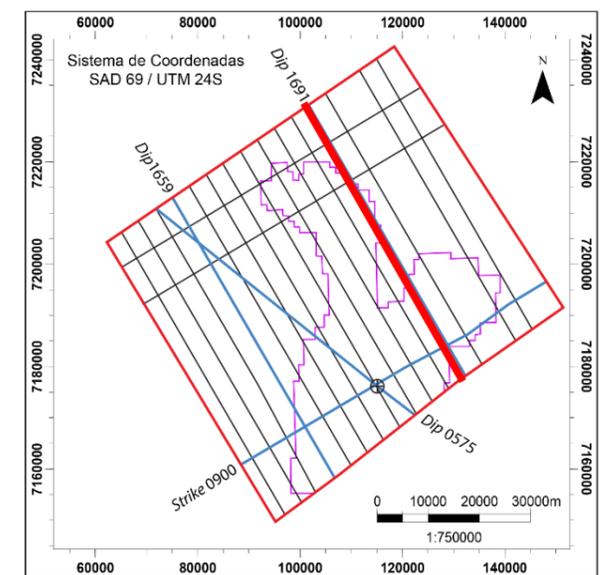
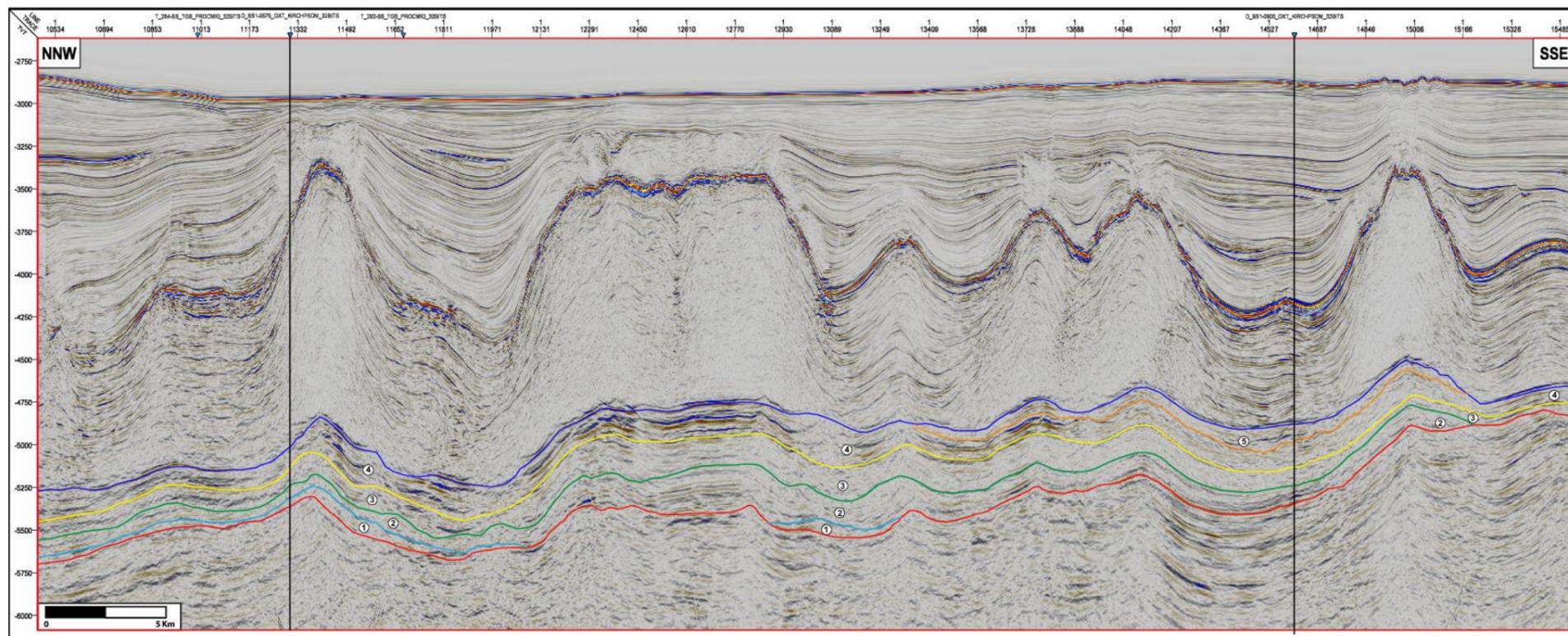


Figura 25: Seção *DIP* da linha 1691 com interpretação das unidades sismoestratigráficas, nomeadas de um a cinco e separadas pelas superfícies estratigráficas.

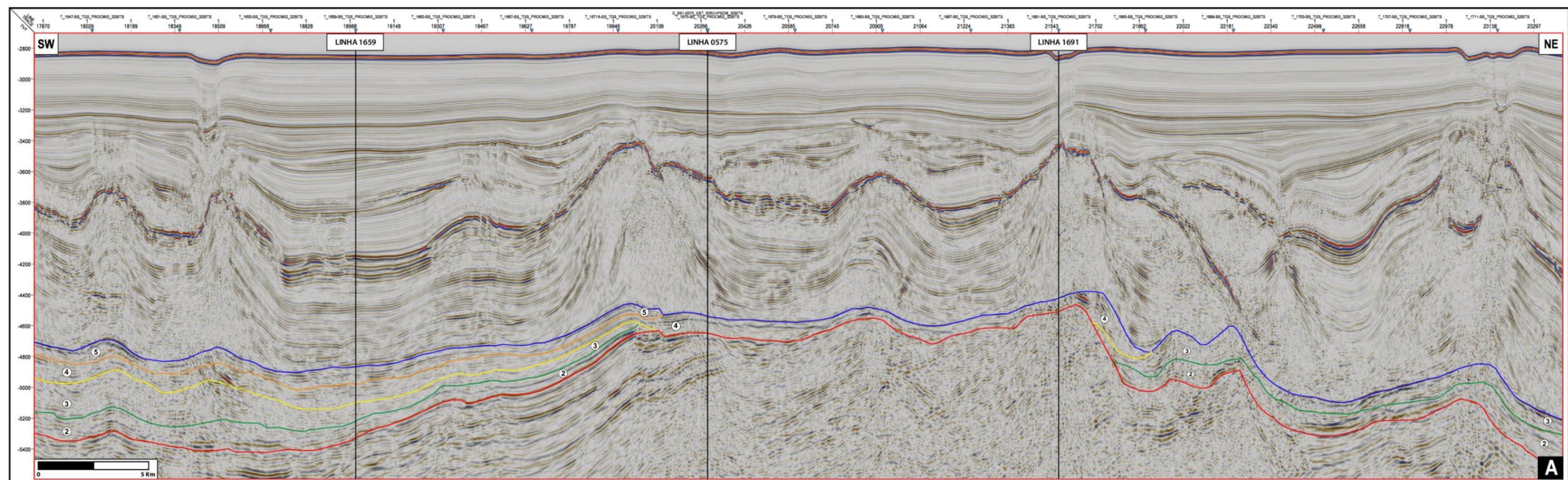


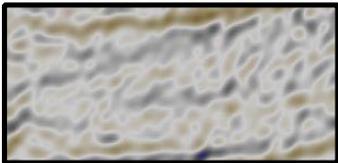
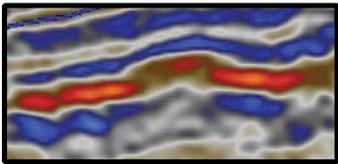
Figura 26: Seção *STRIKE* da linha 0900 com interpretação das unidades sismoestratigráficas, nomeadas de um a cinco e separadas pelas superfícies estratigráficas. As conexões com as linhas-chave estão identificadas pelas linhas pretas.

4.4 Sismofácies e Diagramas Cronoestratigráficos

Foram reconhecidas duas sismofácies a partir de parâmetros sísmicos (amplitude do sinal, continuidade e frequência dos refletores): sismofácies A (SFA) que é dominante e amplamente distribuída, e a sismofácies B (SFB) que ocorre de forma subordinada controlada por níveis estratigráficos.

A Tabela 2 abaixo mostra os parâmetros sísmicos característicos de cada sismofácies encontrada. Adicionalmente são apresentados os diagramas cronoestratigráficos compreendendo a contextualização temporal das unidades sísmicas e suas sismofácies em cada linha-chave da área de estudo.

Tabela 2: Tabela de descrição das sismofácies identificadas no intervalo de estudo.

SF	Exemplo	Descrição
A 		Padrão de refletores de baixa amplitude, descontínuos a semicontínuos de baixa a média frequência. Ocorre de forma dominante, disseminado por toda a extensão da área.
B 		Padrão de refletores de alta amplitude, semicontínuos a contínuos de média a alta frequência. Ocorre na forma de bolsões isolados, geralmente em até dois níveis estratigráficos, predominantemente nos níveis inferior e superior.

4.4.1 Linha *DIP* 0575

A ocorrência da SFA apresenta um leve predomínio sobre a SFB, ocorrendo de forma bem distribuída lateralmente nos diversos níveis sismoestratigráficos (Figura 27-A). A SFB aparece em bolsões isolados em todas as unidades sísmicas, os quais raramente se distribuem em mais de duas unidades. A SFB está localizada

predominantemente nas bordas das US1 e US2, nas áreas centrais das US3 e US4 e praticamente na totalidade da US5. A região do Poço A apresenta predominância de SFA.

Conforme observado nos diagramas cronoestratigráficos, a deposição da US1 ocorreu em depocentros isolados. A deposição da US2 ligou estes depocentros e se estendeu num padrão em *onlap* até o alto estrutural a sudeste (Figura 27-B). A US5 está preservada apenas na região central, devido a processos erosivos que erodiram grande parte da unidade, assim como o topo da US4.

4.4.2 Linha *DIP* 1659

A sismofácies dominante na linha sísmica *DIP* 1659 é a SFA, ocorrendo de forma bem distribuída lateralmente e em todos os níveis estratigráficos. A SFB ocorre na forma de bolsões isolados, com espessura deposicional atingindo no máximo dois níveis sismoestratigráficos (Figura 28-A). Esta sismofácies está localizada principalmente na US4, com algumas regiões também presentes na US3 e US5. Ela também ocorre na porção mais a SSE da área, presente nas US3 e US4.

O diagrama cronoestratigráfico demonstra que a US1 iniciou a deposição em três áreas baixas isoladas, na qual foram sendo preenchidas e duas foram recobertas. A US2 conectou toda área deposicional em padrão *onlap* até o alto estrutural a SSE (Figura 28-B). A US5 está preservada apenas na região central/SSE, devido a processos erosivos que erodiram grande parte da unidade, assim como o topo da US4.

4.4.3 Linha *DIP* 1691

Na linha *DIP* 1691 tem-se predomínio espaço-temporal da SFA. A SFB ocorre em bolsões isolados principalmente na US4 e US5, mas também aparece na porção SSE da US2 (Figura 29-A).

A deposição iniciou na US2 em duas áreas isoladas e se estendeu em padrão *onlap* até o alto estrutural a SSE (Figura 29-B). Este alto estrutural foi recoberto no final da US4. Processos erosivos atuaram na porção central/NNW removendo por completo a US5 e parte superior da US4, mas também atuaram na região SSE, erodindo toda a US5, o topo da US4 e da US3.

4.4.4 Linha *STRIKE* 0900

Nesta linha predomina a SFA. A SFB ocorre na forma de bolsões isolados, podendo aparecer em duas unidades sísmicas como em US2 e US3 na porção NE e US4 e US5 na porção SW, mas também com ocorrência restrita à apenas uma unidade (Figura 30-A)

A deposição começa na US2 em áreas isoladas que se estenderam em padrão *onlap* até o alto estrutural central (Figura 30-B). Este alto é recoberto pela US4. A US5 ocorre apenas na porção sudoeste, uma vez que na porção nordeste ela foi totalmente erodida por processos posteriores, assim como o topo da US4 e US3.

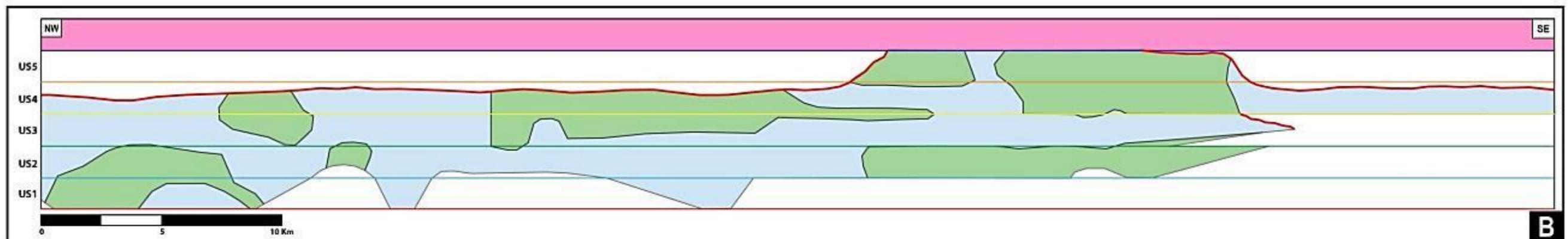
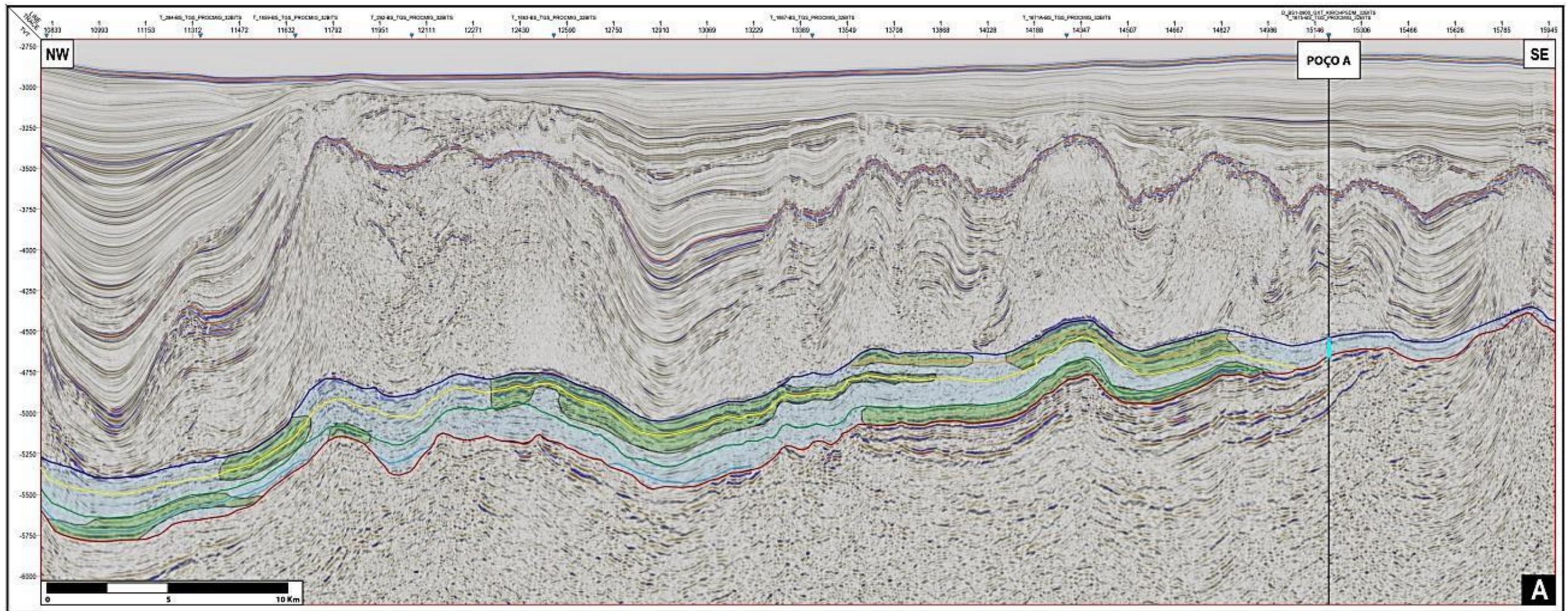


Figura 27: (A) Seção sísmica da linha *DIP* 0575 com interpretação completa das sismofácies e sua relação com as unidades sísmicas e conexão com o Poço A. (B) Diagrama cronoestratigráfico para a linha sísmica 0575, mostrando o início da deposição da US1 até o final na US5. Também ocorre uma erosão que destruiu grande parte da US5 e o topo da US4.

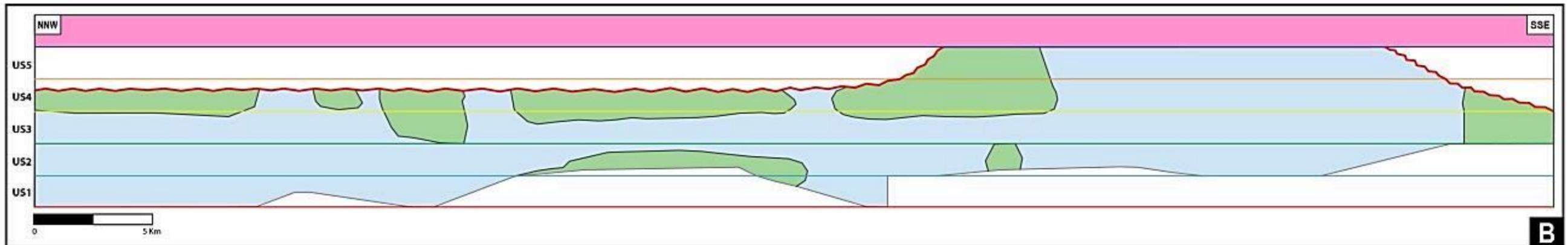
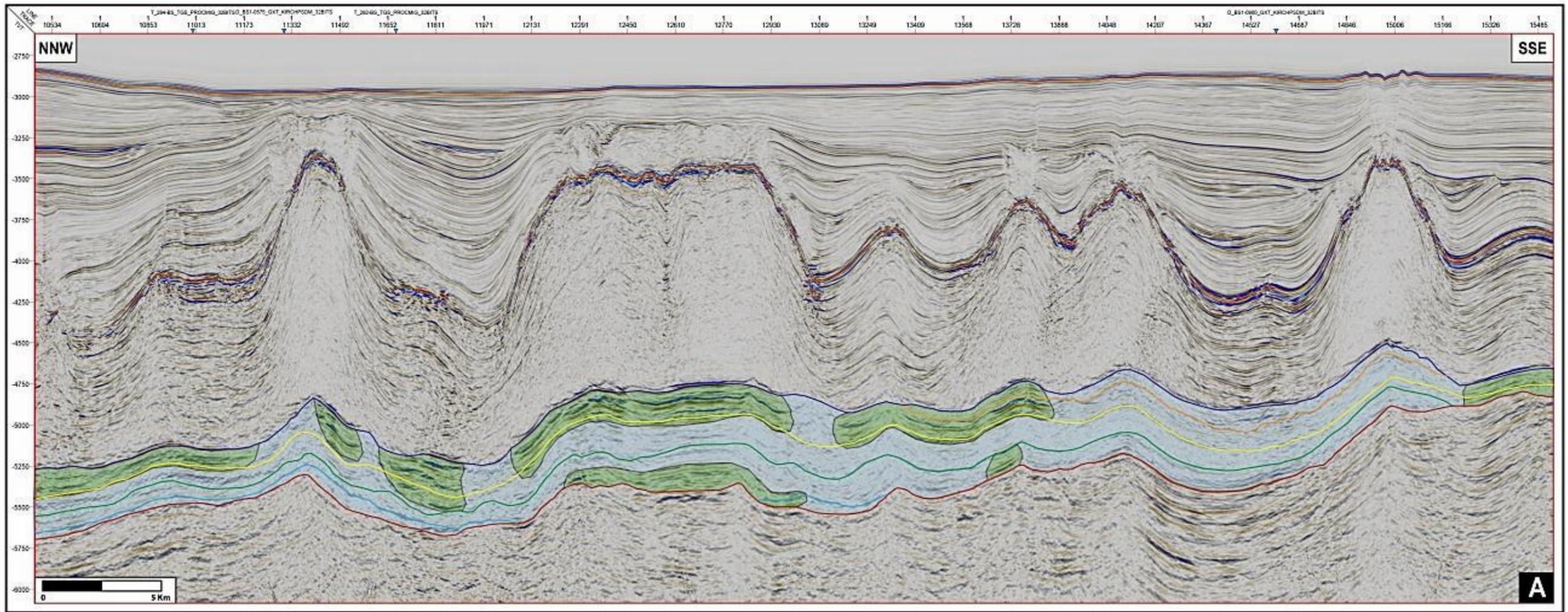


Figura 28: (A) Seção sísmica da linha *DIP* 1659 com interpretação completa das sísmofácies e sua relação com as unidades. (B) Diagrama cronoestratigráfico para a linha sísmica 1659, mostrando o início da deposição da US1 até o final na US5. Também ocorre uma erosão que destruiu grande parte da US5 e o topo da US4.

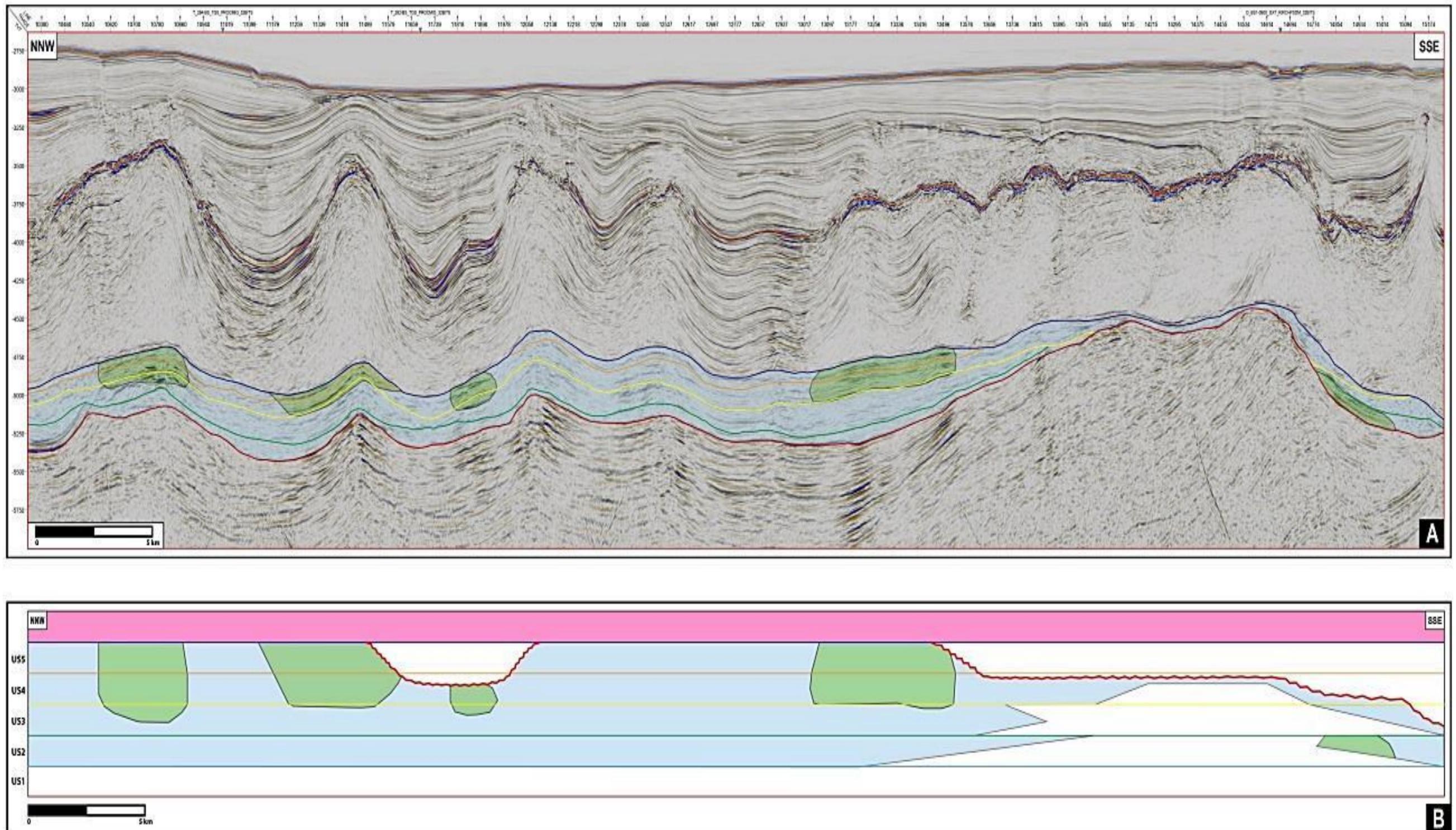


Figura 29: (A) Seção sísmica da linha *DIP* 1691 com interpretação completa das sismofácies e sua relação com as unidades. (B) Diagrama cronoestratigráfico para a linha sísmica 1691, mostrando o início da deposição da US2 até o final na US5. Também ocorre uma erosão que destruiu grande parte da US5, o topo da US4 e US3.

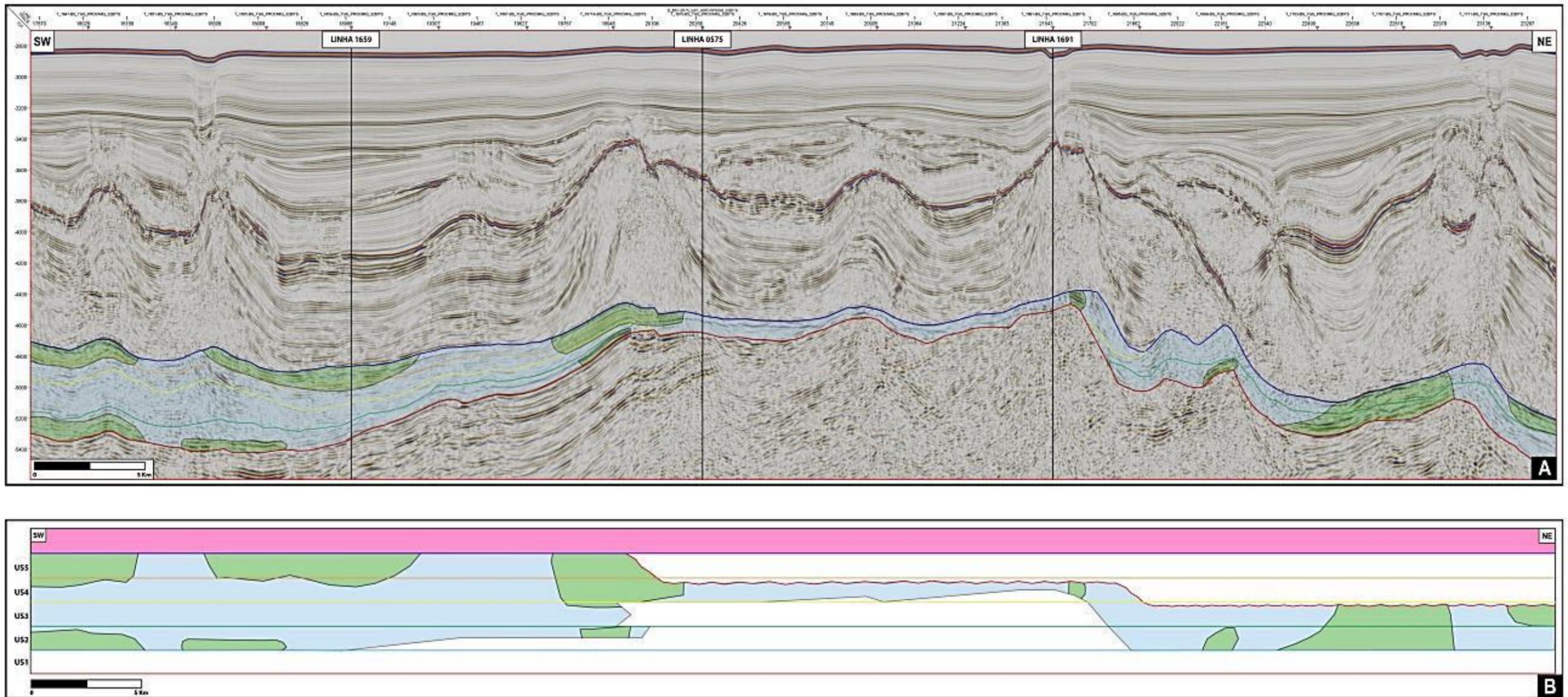


Figura 30: (A) Seção sísmica da linha *STRIKE* 0900 com interpretação completa das sismofácies e sua relação com as unidades sísmicas e conexão com as linhas-chave. (B) Diagrama cronoestratigráfico para a linha sísmica 0575, mostrando o início da deposição da US2 até o final na US5. Também ocorre uma erosão que destruiu grande parte da US5, o topo da US4 e US3.

5 DISCUSSÃO

As cinco unidades sísmoestratigráficas identificadas apresentam o mesmo controle deposicional: expansão do espaço de acomodação. Começando nas porções mais profundas com a US1, até atingir toda a área de estudo com as unidades US2, US3 e US4. Pelo padrão erosivo que afetou a US5 e o topo da US4 em diversas regiões, estima-se que a unidade sísmica US5 tenha se depositado em toda a área, em contexto de contínua expansão do espaço de acomodação.

Foi possível identificar apenas duas sísmofácies na área de estudo, devido a escassez de dados de rochas disponíveis para conexão com a sísmica. A única conexão das sísmofácies com litologia ocorreu no Poço A, limitando a interpretação dos ambientes deposicionais e da predição litológica de preenchimento da bacia.

A partir disso, os resultados do trabalho serão discutidos com dois enfoques distintos: a) o controle deposicional a partir das unidades sísmicas, de maior relevância devido a boa qualidade dos dados sísmicos, e b) a caracterização litológica das sísmofácies, de menor relevância, dada a limitação de dados de rocha disponíveis (apenas um poço), e escassos trabalhos publicados – apontando aqui o trabalho de Wright & Barnett, 2015, utilizado como base de conexão das sísmofácies com grupos litológicos.

5.1 Controle Depositional

A partir das linhas-chave interpretadas, foi realizado em todas as linhas sísmicas o mapeamento das superfícies de topo e base de cada unidade sísmoestratigráfica identificada, para a geração de mapas de abrangência de cada unidade na área de estudo. Embora estes mapas tenham sido gerados em tempo sísmico duplo (TWT, milissegundos), eles ainda assim podem fornecer importantes informações sobre altos, baixos e padrões estruturais de acordo com o tempo relativo. É importante frisar que tais dados são de grande importância para contribuir no entendimento da

evolução tectono-estratigráfica da Bacia de Santos, tendo em vista a escassez de trabalhos de detalhe através de sísmica de reflexão da porção distal da bacia.

A US1 está depositada sobre a discordância Pré-NeoAlagoas, que separa os depósitos sin-rifte controlados pela subsidência mecânica daqueles do sag controlados pela subsidência termal. Como bacias sag são formadas a partir do “*rebound*” litosférico (Brune *et.al*, 2014), a US1 é a unidade que marca a nova geração do espaço de acomodação da bacia. O preenchimento ocorreu nas regiões mais baixas, em áreas isoladas no oeste, norte e nordeste (Figura 31-A). Esta ocorrência restrita indica que houve uma paleotopografia herdada da fase rifte ou originada pela discordância Pré-NeoAlagoas que condicionou as áreas deposicionais iniciais do intervalo de estudo. O topo da US1 é marcado por um padrão *toplap* que marca a base da US2.

A US2 se desenvolveu predominantemente sobre a discordância Pré-neoAlagoas, mas também recobrimo a US1. A taxa de expansão do espaço de acomodação aumentou em relação à unidade anterior como indicado pelas terminações de refletores em *onlap* que atingem o alto estrutural na região sudeste (Figura 32-A). Há uma expansão da área deposicional da US2 quando comparada com a US1. Entretanto, o alto estrutural de sudeste continuou impedindo a deposição neste local. O topo da US2 é concordante com a base da US3.

A US3 recobre predominantemente a US2, com exceção das regiões do alto estrutural, onde seu contato basal é com a discordância Pré-neoAlagoas. É possível dizer que a taxa de expansão do espaço de acomodação se manteve praticamente constante, devido à similaridade dos mapas de topo da US3 com o de topo da US2 (Figura 33-A). O topo da US3 foi erodido nas porções próximas ao alto estrutural principalmente do lado leste. Nos locais onde a US3 não sofreu com processos erosivos, esta torna-se a base da US4.

A taxa de expansão do espaço de acomodação se manteve a ponto de depositar a US4 sobre a unidade anterior e sobre o alto estrutural a sudeste em contato com a discordância Pré-NeoAlagoas. O topo da US4 só está preservado onde a US5 está preservada (Figura 34-A), sendo a superfície basal desta unidade.

Em alguns locais a discordância que ocorre no topo da US5 (a ser discutida a seguir) atinge também o topo da US4.

A US5, conforme dito anteriormente, apresenta como superfície basal o topo da US4 e está preservada nas regiões norte, nordeste e sul, e completamente erodida nas regiões oeste e sudeste (Figura 35-A). A US5 se depositou com o aumento progressivo do espaço de acomodação que está agindo sobre a região, possivelmente abrangendo toda a área de estudo. Os refletores apresentam terminações em *toplap* no topo e truncamentos erosivos nas bordas da unidade.

Ocorrem diversos truncamentos erosivos em uma superfície rastreável regionalmente, indicando um evento erosivo considerável entre a US5 e os evaporitos da Fm. Ariri. Essa superfície erosiva é contínua desde a unidade US5, passando pelo topo da US4 e, por vezes, o topo da US3, caracterizando uma discordância regional.

Pode-se afirmar que, após o aumento progressivo no espaço de acomodação desde a unidade sísmica US1 até a US5, houve algum evento que destrói o espaço de acomodação, de idade pós-US5, anterior à deposição das unidades evaporíticas – Fm. Ariri.

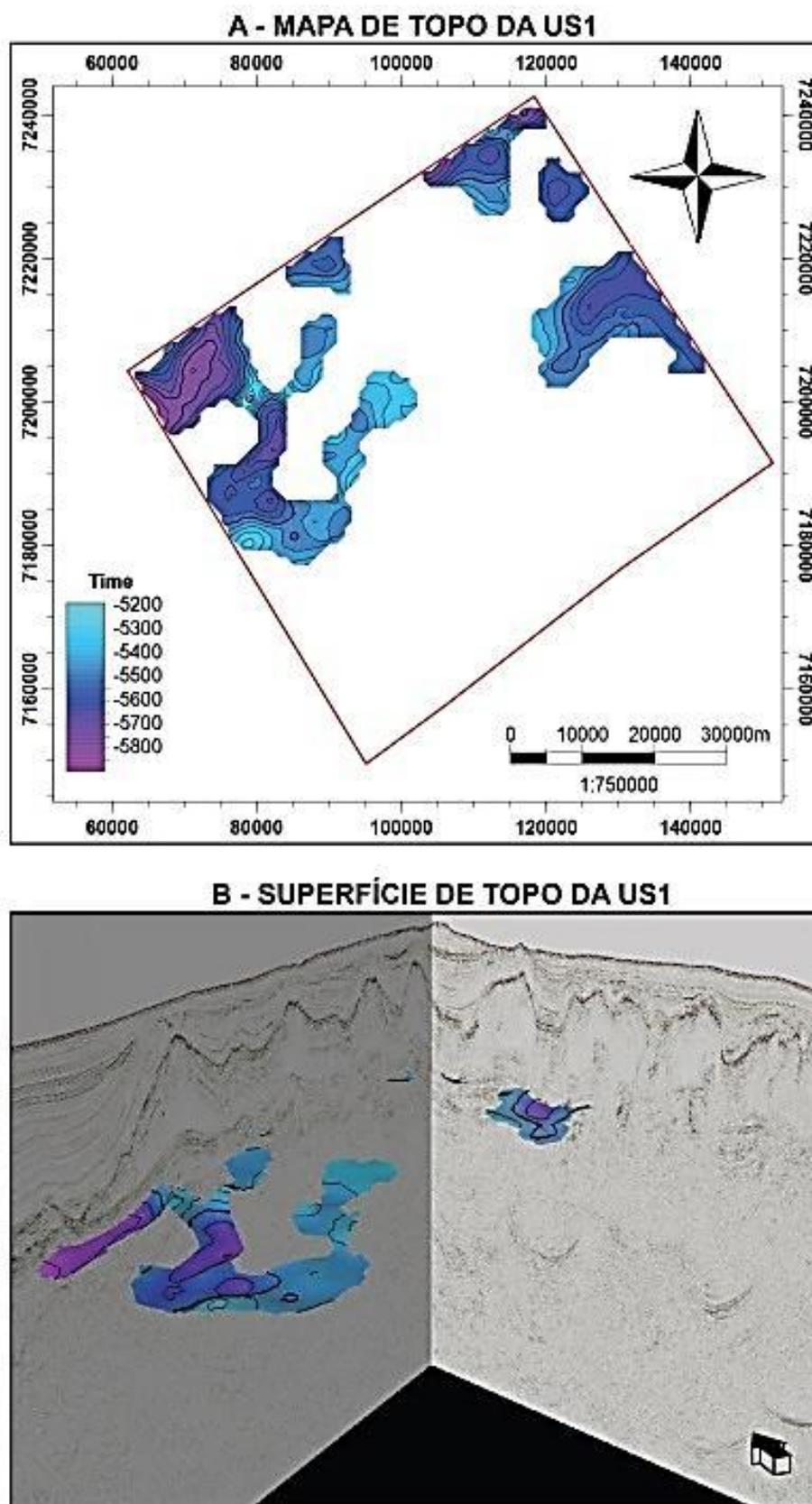


Figura 31: (A) Mapa da superfície de topo da US1, com as regiões mais profundas situadas a oeste e nordeste. (B) Imagem 3D da superfície de topo da US1, mostrando que a unidade ocorre de forma isolada na área de estudo. EV.: 7,5x.

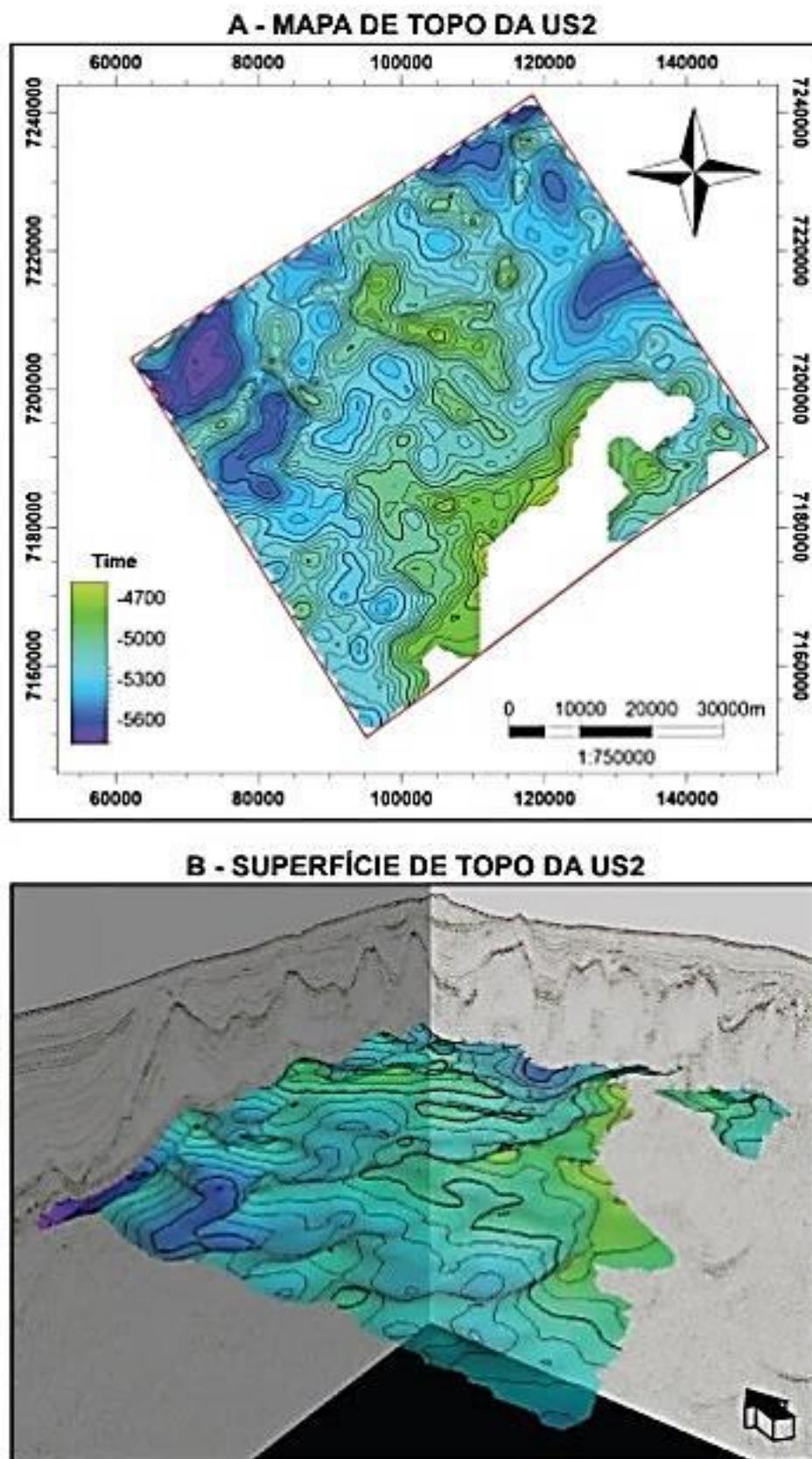


Figura 32: Mapa da superfície de Topo da US2, com as regiões mais elevadas próximas ao alto estrutural à sudeste e as mais baixas nas regiões oeste e nordeste. (B) Imagem 3D da superfície de topo da US2, mostrando uma ocorrência por grande parte da área de estudo. EV.: 7,5x.

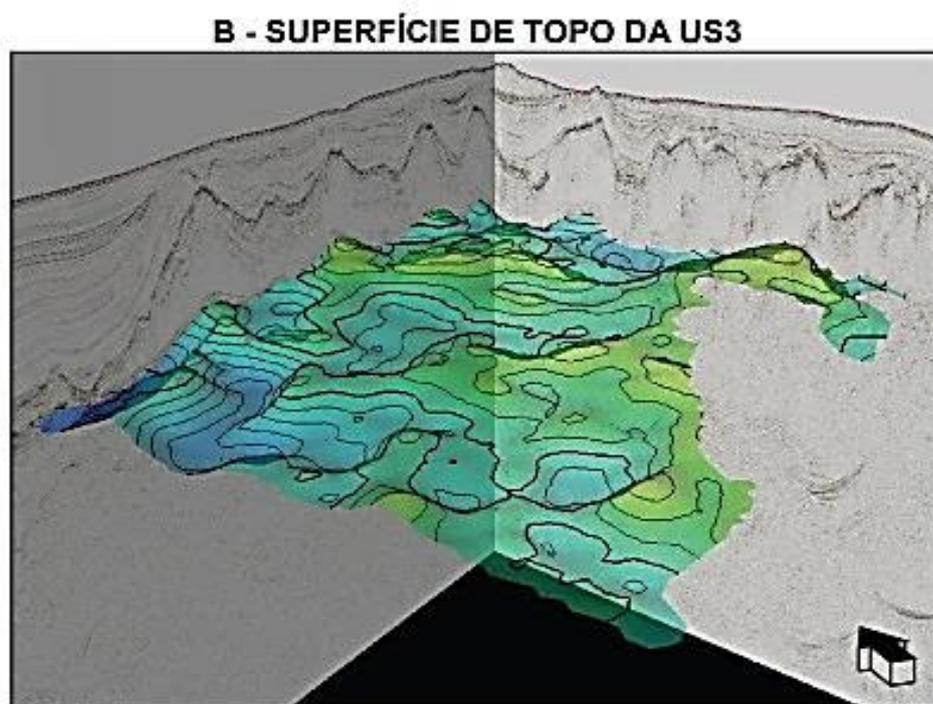
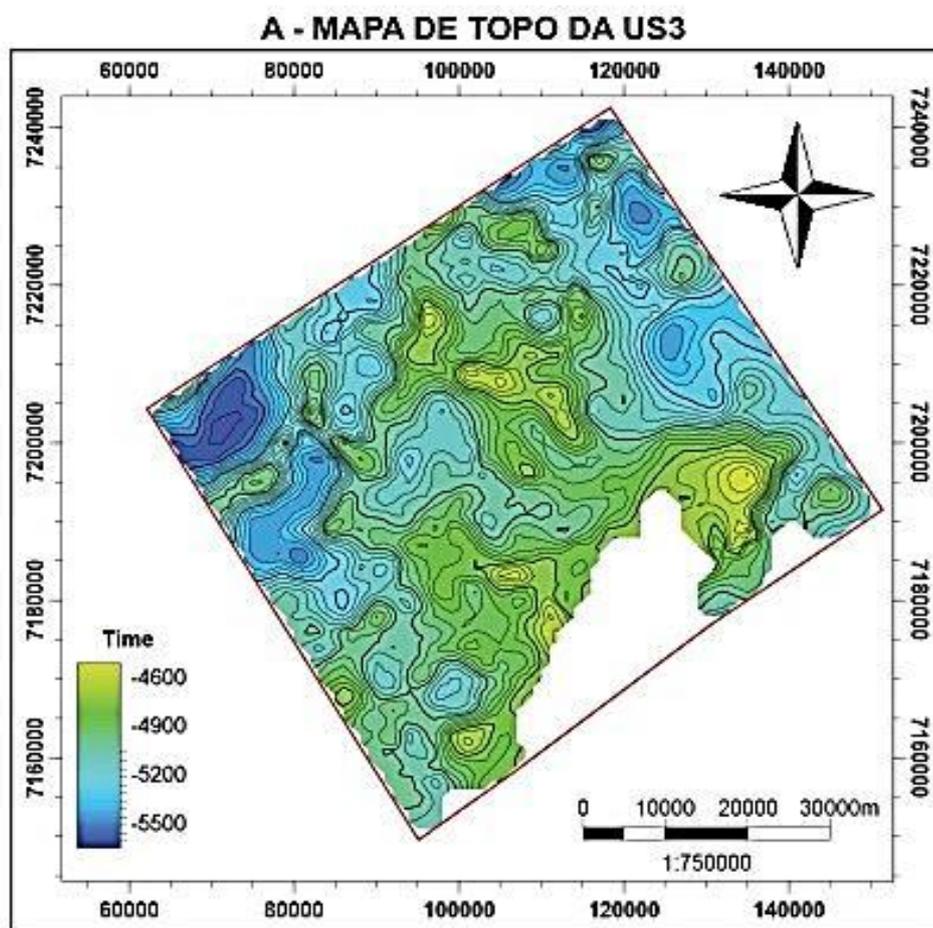
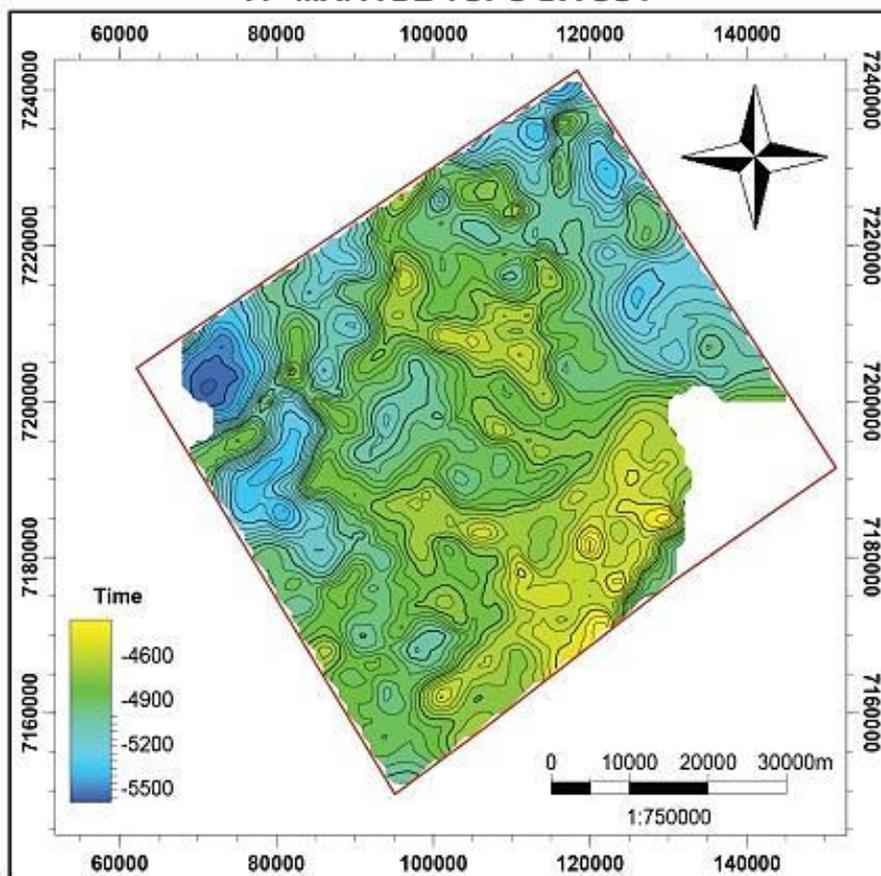


Figura 33: Mapa da superfície de Topo da US3, com as regiões mais elevadas na região central e próximas ao alto estrutural à sudeste, com as mais baixas na região oeste. (B) Imagem 3D da superfície de topo da US3, mostrando uma ocorrência por grande parte da área de estudo. EV.: 7,5x.

A - MAPA DE TOPO DA US4



B - SUPERFÍCIE DE TOPO DA US4

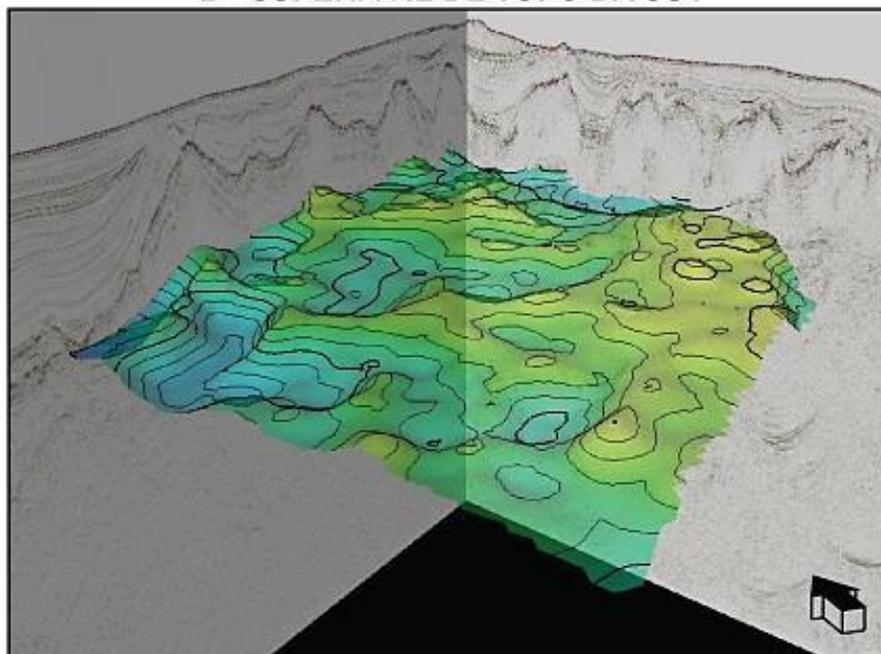


Figura 34: Mapa da superfície de Topo da US4, com as regiões mais elevadas próximas ao alto estrutural à sudeste e as mais baixas nas regiões oeste e nordeste. (B) Imagem 3D da superfície de topo da US2, mostrando uma ocorrência por grande parte da área de estudo sendo a primeira que ultrapassou o alto estrutural à sudeste. EV.: 7,5x.

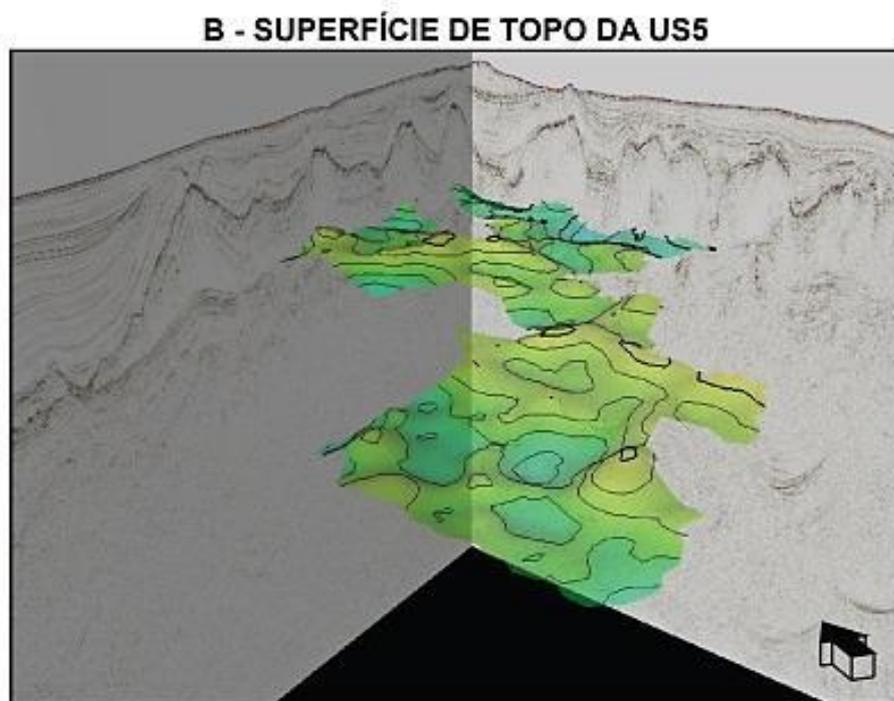
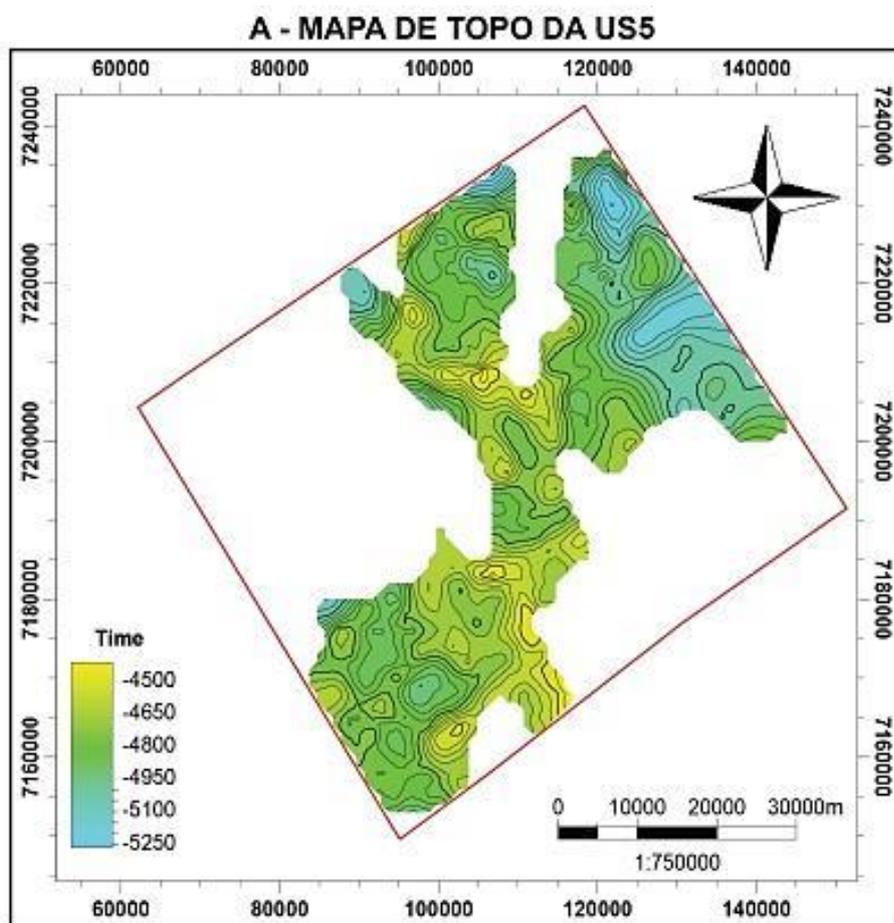


Figura 35: Mapa da superfície de Topo da US5, com a região nordeste menos elevada. (B) Imagem 3D da superfície de topo da US5, mostrando uma ocorrência limitada na área de estudo devido à erosão que destruiu a unidade nas regiões leste e oeste. EV.: 7,5x.

A partir da identificação e interpretação das unidades sísmicas em todas as linhas da área de mapeamento, pode-se criar o seguinte modelo conceitual deposicional para o intervalo de estudo no campo de Lula (Figura 36):

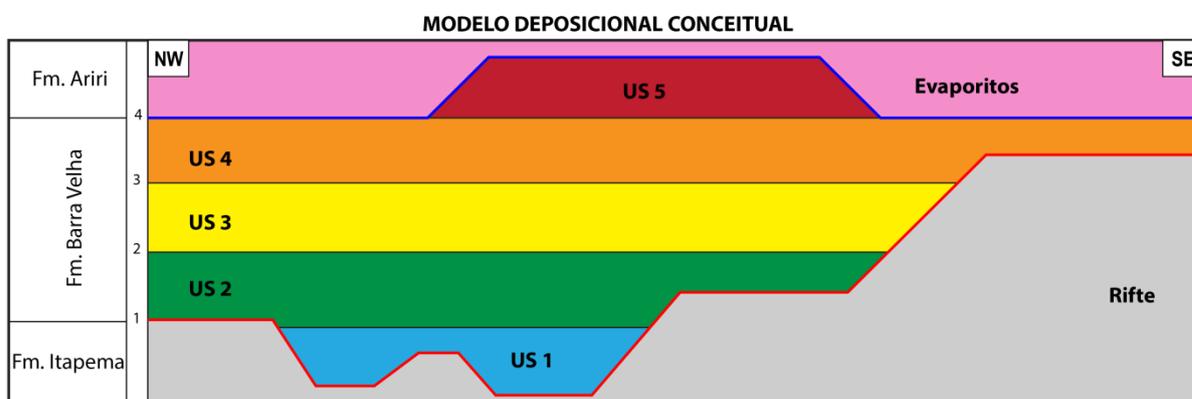


Figura 36: Modelo deposicional conceitual do intervalo de estudo, mostrando a deposição gradual e contínua das unidades sísmicas preenchendo primeiros os baixos estruturais e depois o alto estrutural à sudeste. A seção rifte compreende à Fm. Itapema, enquanto a Fm. Barra Velha o intervalo de estudo e a Fm. Ariri os evaporitos que recobrem o intervalo de estudo.

A Figura 36 destaca a tendência tabular dos estratos e que a deposição das unidades sísmicas ocorreu de forma constante com uma progressiva e constante criação de espaço de acomodação. A superfície de topo do intervalo de estudo é predominantemente uma discordância regional que separa os depósitos carbonáticos e siliciclásticos da Fm. Barra Velha dos depósitos evaporíticos da Formação Ariri. Apenas em uma região restrita no centro o topo da US5 tem contato concordante com camada de sal.

Os mapas de isópacas são criados para visualizar os locais de maior espessura das unidades sismoestratigráficas e, assim, identificar os melhores locais para acumulação de petróleo. Os mapas de espessura das unidades um a cinco, também ajudaram a interpretar a evolução tectono-estratigráfica da Bacia de Santos, demonstrando como a região se desenvolveu a partir das áreas deposicionais e preenchimento do espaço de acomodação. Embora os mapas de isópacas aqui apresentados sejam em tempo duplo sísmico (milissegundos), as variações de espessura em tempo sísmico são úteis para análises relativas de espessamentos e afinamentos de unidades. A situação ideal compreenderia a utilização de um volume sísmico 3D, convertido para profundidade, e assim um mapeamento e cálculo de espessuras em profundidade métrica, ou um poço com *checkshot*. Entretanto, para

um campo de petróleo de recente descoberta, com dados escassos e tal relevância em suas reservas de petróleo, a utilização de mapas de espessura sísmica em milissegundos é funcional e importante para o máximo de avanço na compreensão geológica de uma área de fronteira do conhecimento.

A US1 apresenta a menor espessura do intervalo de estudo, com valores em média variando de 30 ms a 60 ms, atingindo no máximo 180 ms na região centro-leste (Figura 37). A criação do espaço de acomodação após a discordância Pré-NeoAlagoas, geralmente é associada ao estabelecimento de lagos com a deposição inicial sendo restrita em cinco regiões mais baixas, isoladas entre si.

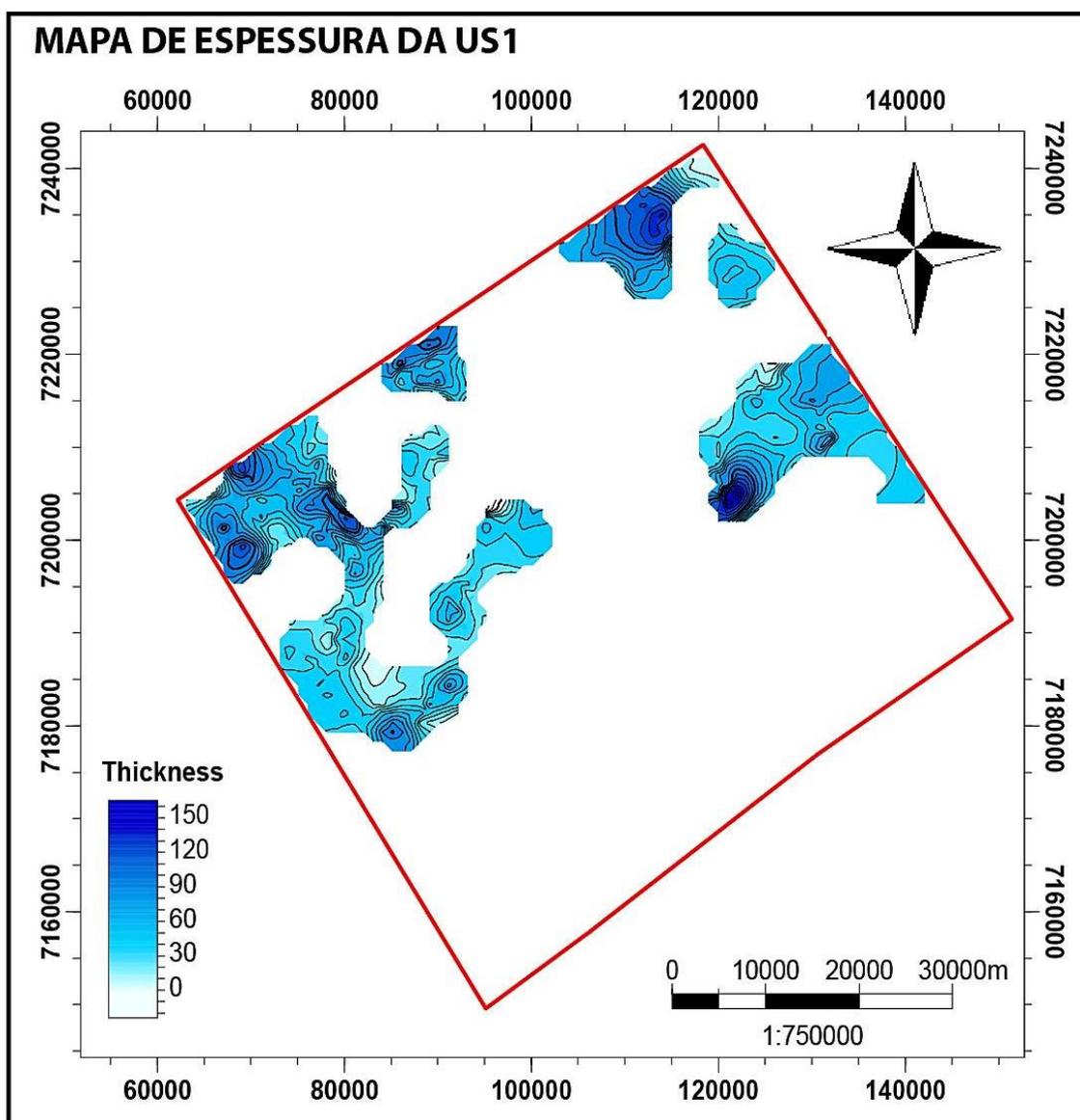


Figura 37: Mapa de isópaca da US1, mostrando valores que variam de 30 ms a 180 ms. O principal depocentro localiza-se na região centro-leste.

A US2 conecta as áreas baixas e isoladas que controlaram a deposição da US1 e se expande por grande parte da região, porém ainda não recobrindo o alto estrutural a sudeste, o qual atua como uma barreira da deposição. A US2 apresenta a maior espessura do intervalo de estudo, com valores variando entre 60 e 180 ms, podendo atingir 380 ms na região central (Figura 38). O espaço de acomodação aumentou consideravelmente em relação à US1. É interessante apontar que o principal depocentro da US2 (com espessuras maiores que 300ms) situa-se na zona central da área de estudo, a cerca de 3km à oeste do principal depocentro da US1. Este deslocamento lateral de depocentros sugere um controle estrutural sin-deposicional às US1 e 2.

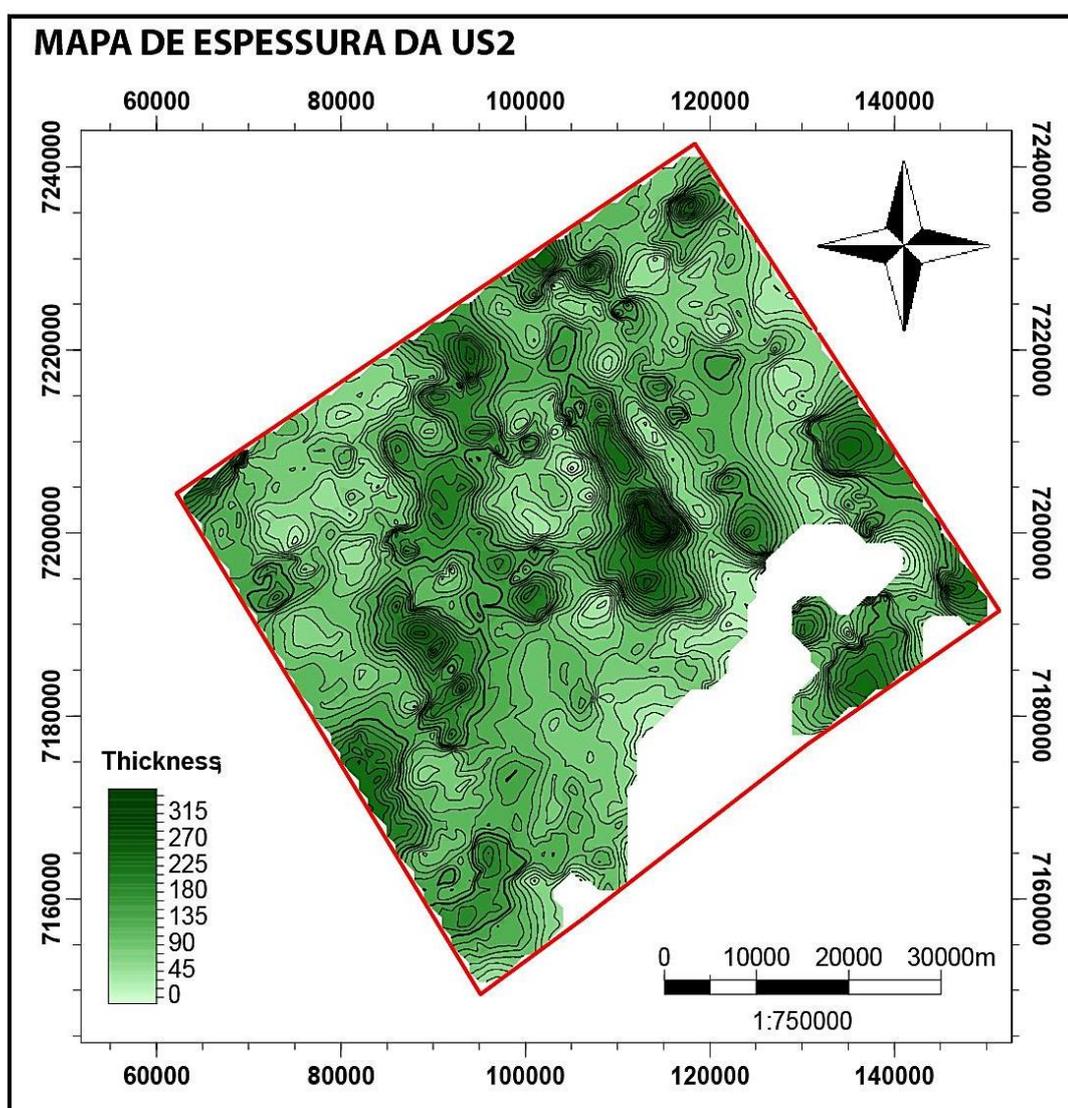


Figura 38: Mapa de isópaca da US2, mostrando valores que variam de 40 ms a 380 ms. O principal depocentro localiza-se na região central.

O mapa de espessura da US3 é muito semelhante ao da unidade anterior, com grande extensão na área de estudo, apenas limitado à sudeste pelo alto estrutural que continua atuando como barreira para deposição. Os locais centrais apresentam as maiores espessuras da unidade, com valores que chegam a 340 ms; a espessura média da unidade varia de 80 ms a 180 ms (Figura 39). O espaço de acomodação aumentou de forma constante em relação à US2, mas ao mesmo tempo não apresenta as concentrações em depocentros bem definidos (calhas), conforme ocorre na US2.

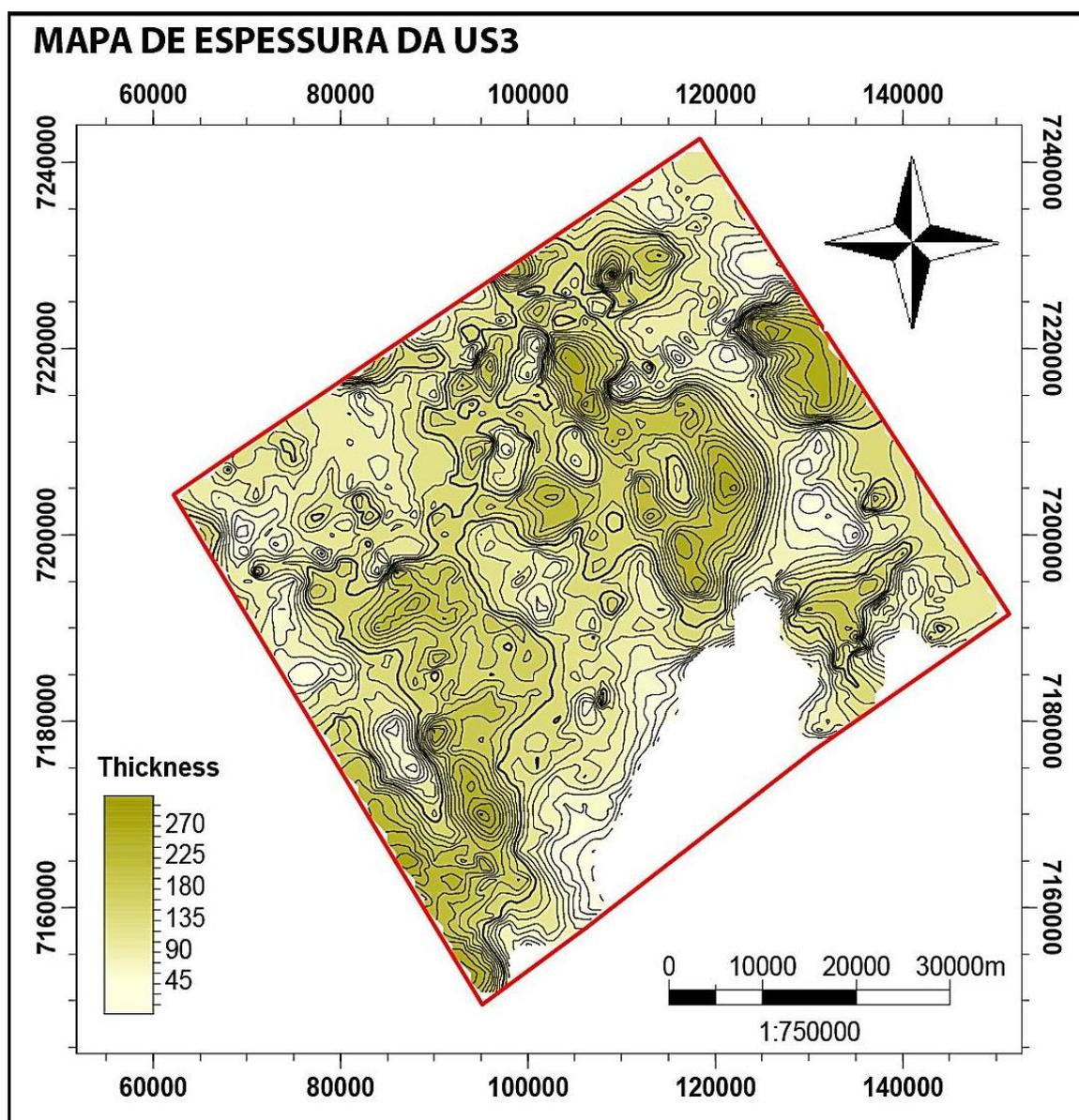


Figura 39: Mapa de isópaca da US3, com valores variando de 45 ms a 340, sem apresentar depocentros bem definidos.

A US4 foi a primeira que atravessou a barreira do alto estrutural a sudeste, o que foi possível devido ao aumento progressivo do espaço de acomodação que permitiu a deposição na região mais elevada do intervalo de estudo. A espessura média varia de 80 ms a 140 ms, com valores mais elevados chegando a 320 ms na região centro-leste e norte (Figura 40). Os locais onde não houve registro da US4, região leste e oeste, foram afetados pela discordância regional que atuou posteriormente. Ao contrário da US3, a US4 apresenta depocentros isolados em forma de calhas, principalmente a sudoeste e a nordeste, indicando um controle estrutural sin-deposicional.

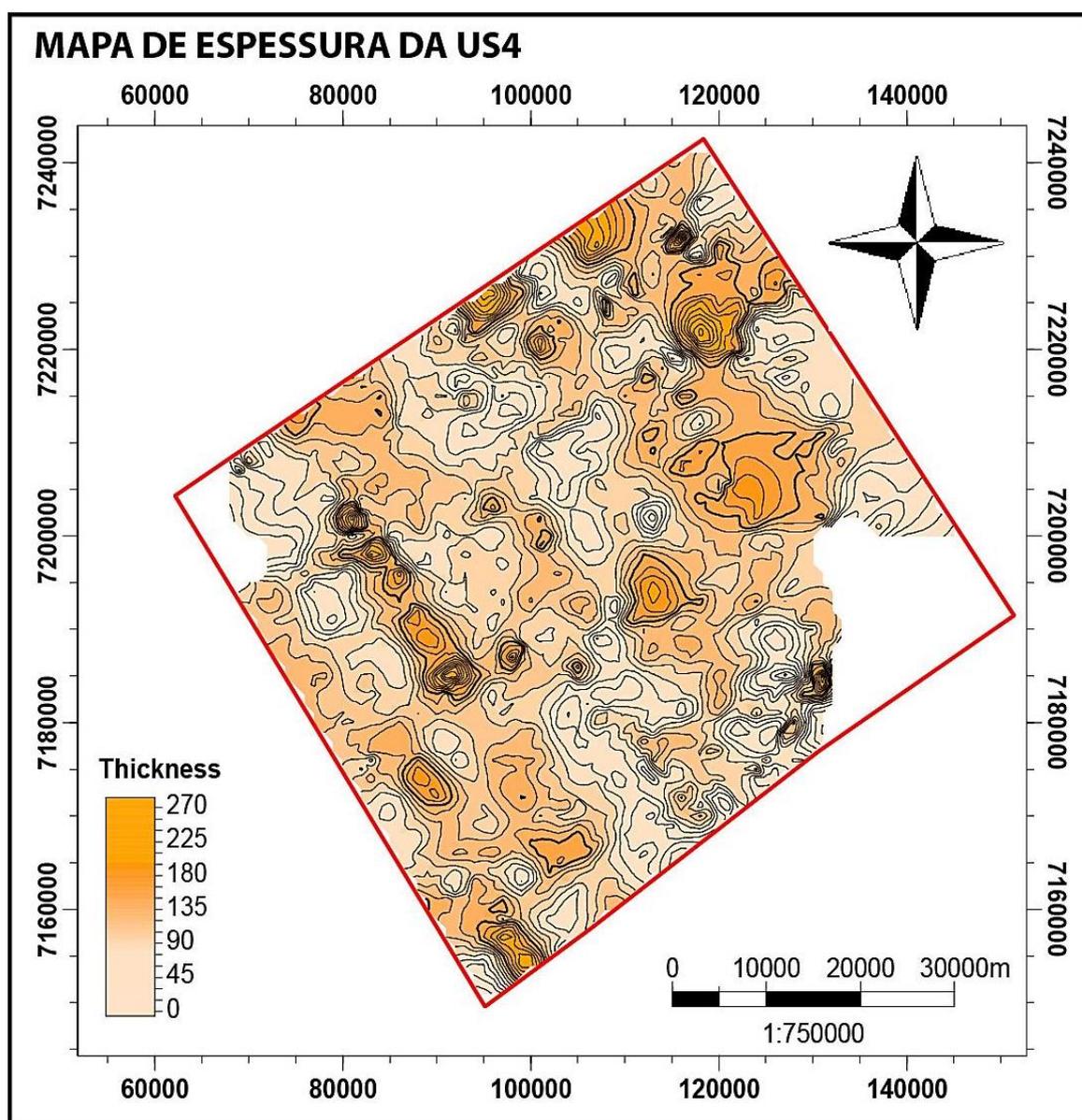


Figura 40: Mapa de isópaca da US4, com valores variando de 30 ms a 320 ms em depocentros isolados na região nordeste.

A US5 apresenta variações relativas de espessura semelhante às das unidades anteriores, com valores variando em média entre 40 ms e 100ms. A região centro-leste apresenta a maior espessura de deposição, com valores chegando a 300 ms (Figura 41). Em todos os locais de ocorrência da US5, o topo tem contato direto com a camada de sal da Formação Ariri que se depositou quimicamente, enquanto que as áreas em que a US5 não ocorre foram erodidas em processos anteriores à precipitação do pacote evaporítico. A US5 mapeada na região de estudos consiste na unidade residual após a erosão pós-US5; deste modo, é difícil estabelecer padrões e interpretar controles deposicionais com uma área preservada restrita.

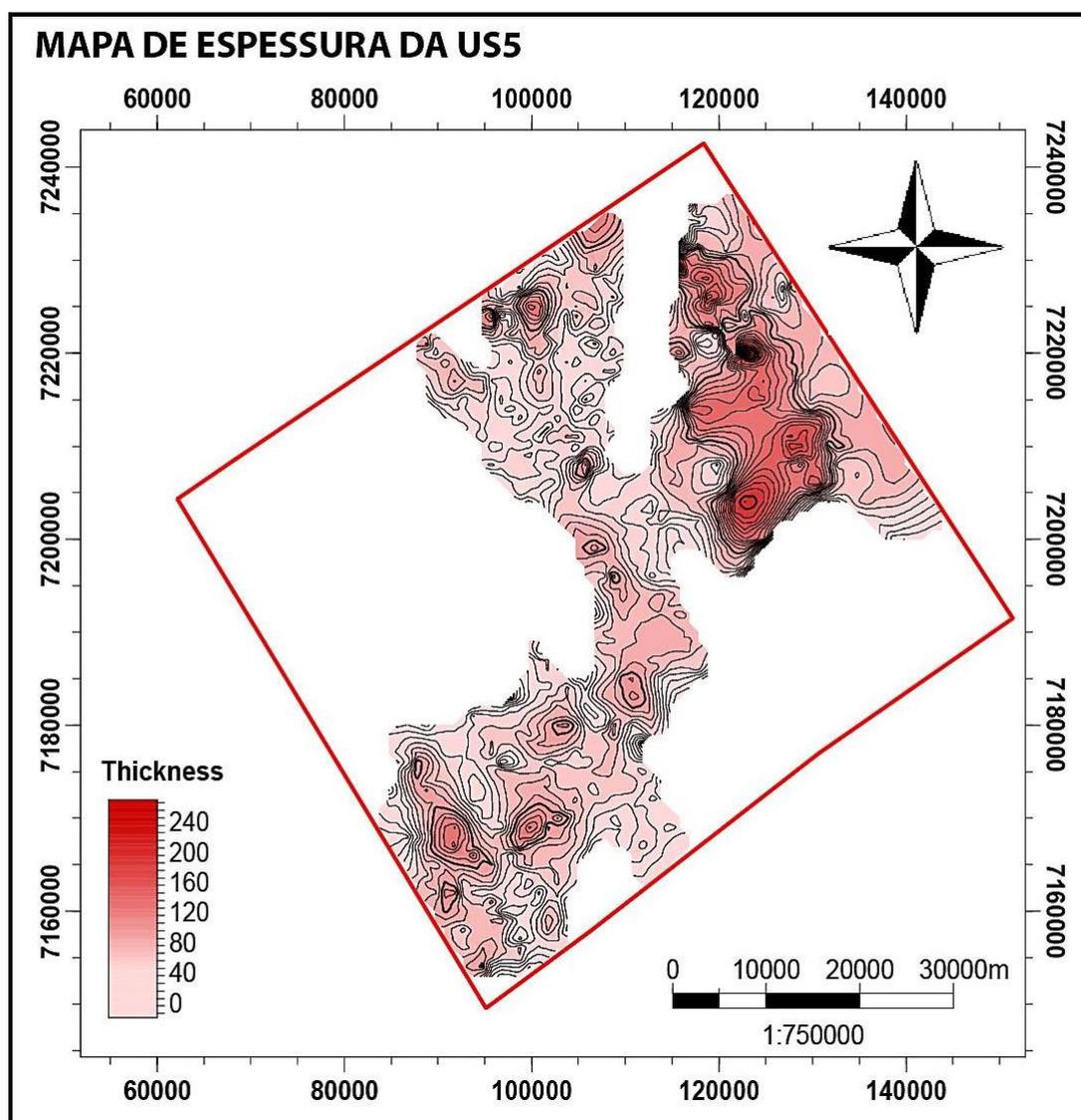


Figura 41: Mapa de isópaca da US5, com valores variando de 30 ms a 300 ms em depocentro localizado na região nordeste.

O intervalo sag do campo de Lula desenvolveu-se de forma contínua, com a deposição das unidades sismoestratigráficas controladas pela criação contínua e constante de espaço de acomodação, de US1 a US5, normalmente associado a lagos hiperalcalinos que se estabeleceram nesta fase de evolução da bacia, conforme publicados em diversos trabalhos (Paula Faria & Reis, 2017; Ceraldi & Green, 2016; Wright & Barnett, 2015). As superfícies que limitam cada unidade sísmica identificada possuem boa resolução sísmica e provavelmente se desenvolveram a partir de sucessivas criações de espaço de acomodação num grande evento transgressivo. Não foram identificadas superfícies internas ao intervalo de estudo que apresentem indício de erosão regional – na sísmica caracterizadas por sucessões de terminações de refletores em truncamentos erosivos. Assim, não foram reconhecidas discordâncias internas à Formação Barra Velha na área mapeada. Entretanto, entre a US5 e a Formação Ariri, foi reconhecida uma discordância regional, que erode principalmente e intensamente a US5, e também chega a erodir a US4 e US3 localmente. Sendo esta superfície uma discordância, pode-se interpretar que teve um rebaixamento do nível de base, possivelmente relacionado a um evento (climático/tectônico/outros?) que expôs a região e a submeteu a processos erosivos antes da precipitação evaporítica.

5.2 Caracterização Litológica das Sismofácies

A caracterização litológica das sismofácies ocorreu de forma subordinada no trabalho, pois apenas um poço exploratório estava disponível para correlação com a sísmica (Poço A). A linha sísmica que faz a amarração com o poço é a linha *DIP* 0575 (FIG 38-1), muito próxima com a linha *STRIKE* 0900, na região sudeste da área de estudo, sobre o alto estrutural.

O Poço A apresenta, nas descrições de amostras de calha do intervalo de estudo, uma predominância de calcilito com pequenos níveis dolomitizados e de margas, e subordinadamente na base aparecem coquinas. Wright & Barnett (2015) descrevem que o calcário é composto por níveis esferulíticos e schrubs (Figura 42-B).

Segundo Wright e Barnett (2017), existem dois modelos deposicionais para a deposição dos carbonatos da Formação Barra Velha: 1) plataforma microbial de lago profundo e 2) lago evaporítico raso. O modelo de lago profundo leva em consideração principalmente o relevo na base do sal e as clinofórmulas de estruturas progredientes associados a *buildups* carbonáticos; entretanto, os carbonatos da Fm. Barra Velha não possuem potencial para construir estas estruturas. O modelo de lago evaporítico raso explica que a maioria das feições sísmicas podem ser explicadas por falhas sin- e, principalmente, pós-deposicionais, incluindo inversão local, erosão, rotação de terminações em *onlap* e até mesmo origem vulcânica. Outro critério que corrobora este modelo são as análises químicas e isotópicas que sugerem lagos rasos, evaporíticos, sem presença de um corpo de água profundo nos arredores (Paula Faria & Reis, 2017; Ceraldi & Green, 2016; Wright & Barnett, 2015; Wright & Barnett, 2016).

Wright e Barnett (2015) definiram três fácies para os carbonatos da Formação Barra Velha: F1) cimentos de *shrub* calcítico, F2) *floatstones* de esferulitos calcíticos, e F3) calcilitos laminados com ostracodes e detritos de vertebrados (Figura 42-D). A ocorrência da fácies F1 está associada a redução do gel de precipitação que permite o rápido crescimento de estruturas de arbusto (*shrub framestones*) de cristais de calcita, por crescimento assimétrico de esferulitos em águas lacustres. A ocorrência de fácies F2 é controlada pela evaporação da água que provoca a precipitação do gel de silicato magnésiano. O pH alcalino favorece a depleção de Mg e a baixa razão Mg/Ca controla o crescimento de esferulitos nos géis em baixas densidades. A simofácies F3 é gerada por uma fase de afogamento que reduz a salinidade e alcalinidade, permitindo o influxo de ostracodes e vertebrados, e favorece a precipitação de sílica à medida que o pH cai (Wright & Barnett, 2015).

As duas sismofácies identificadas no intervalo de estudo mostram uma variação entre zonas contínuas de alta amplitude e zonas de baixa a média continuidade de baixa amplitude (Figura 42-C e Figura 43). Na região do poço A ocorre a SFA que, de acordo com as amostras de calha, representam estromatólitos/esferulitos microbiais (Figura 42-A). Como a escala sísmica não permite a separação entre os depósitos *shrub* e esferulíticos, foi considerado que a sismofácies A representa a soma das sismofácies F1 e F2 de Wright e Barnett

(2015). Assim, por exclusão, a sismofácies B é predominantemente laminada de alta amplitude e foi relacionada com a sismofácies F3 de Wright e Barnett (2015), representando a predominância de calcilitos. Na Figura 42, são apresentados exemplos locais com a textura sísmica característica de cada sismofácies.

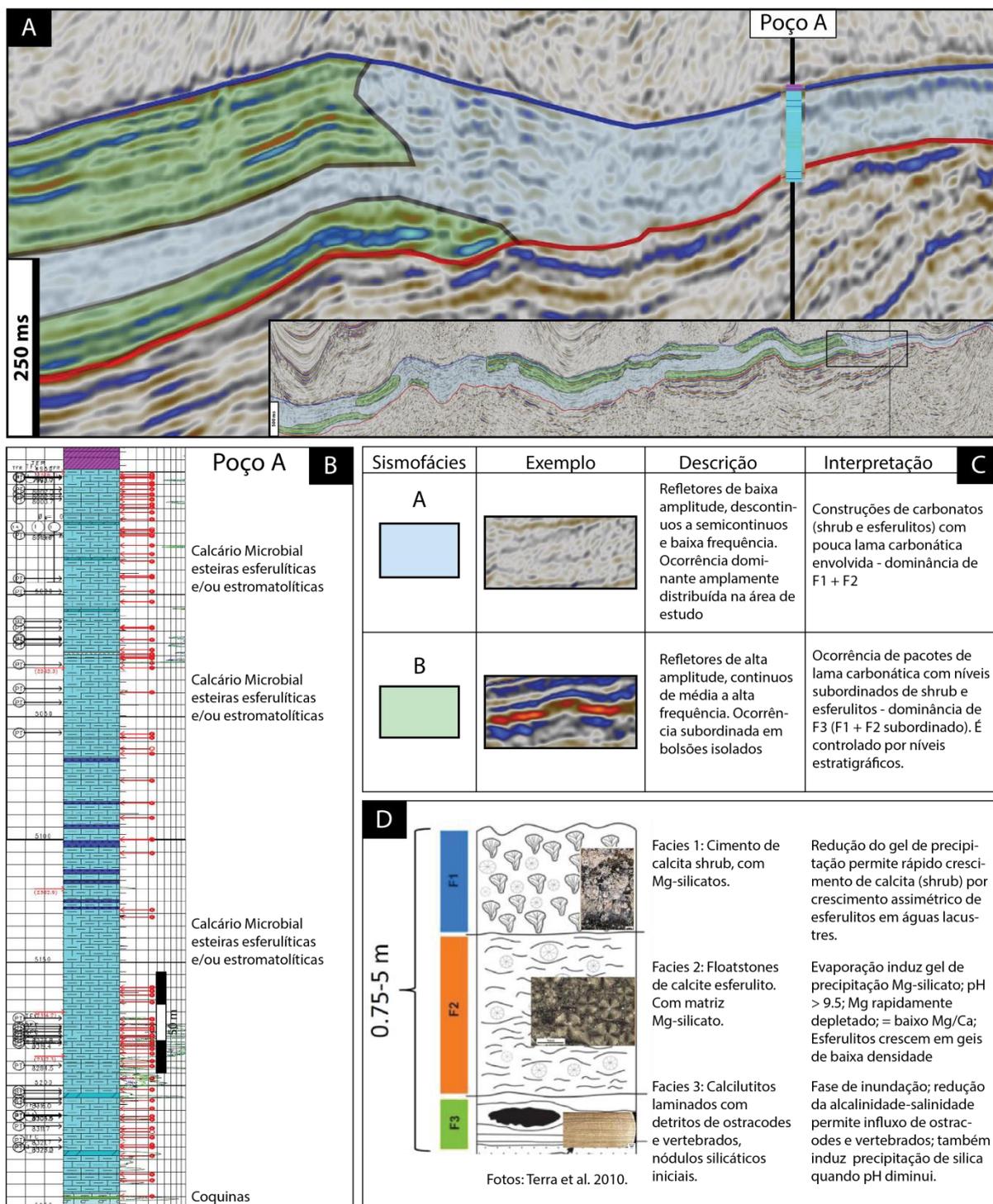


Figura 42: (A) Seção sísmica da linha *DIP* 0575 com detalhe para a região do Poço A, mostrando a predominância de SFA. (B) Descrição das amostras de calha do Poço A no intervalo de estudo, com

predomínio de carbonatos. (C) Descrição das sismofácies identificadas no trabalho. (D) Fácies descritas por Wright e Barnett (2015) para os carbonatos do intervalo de estudo e utilizados para conexão com as sismofácies.

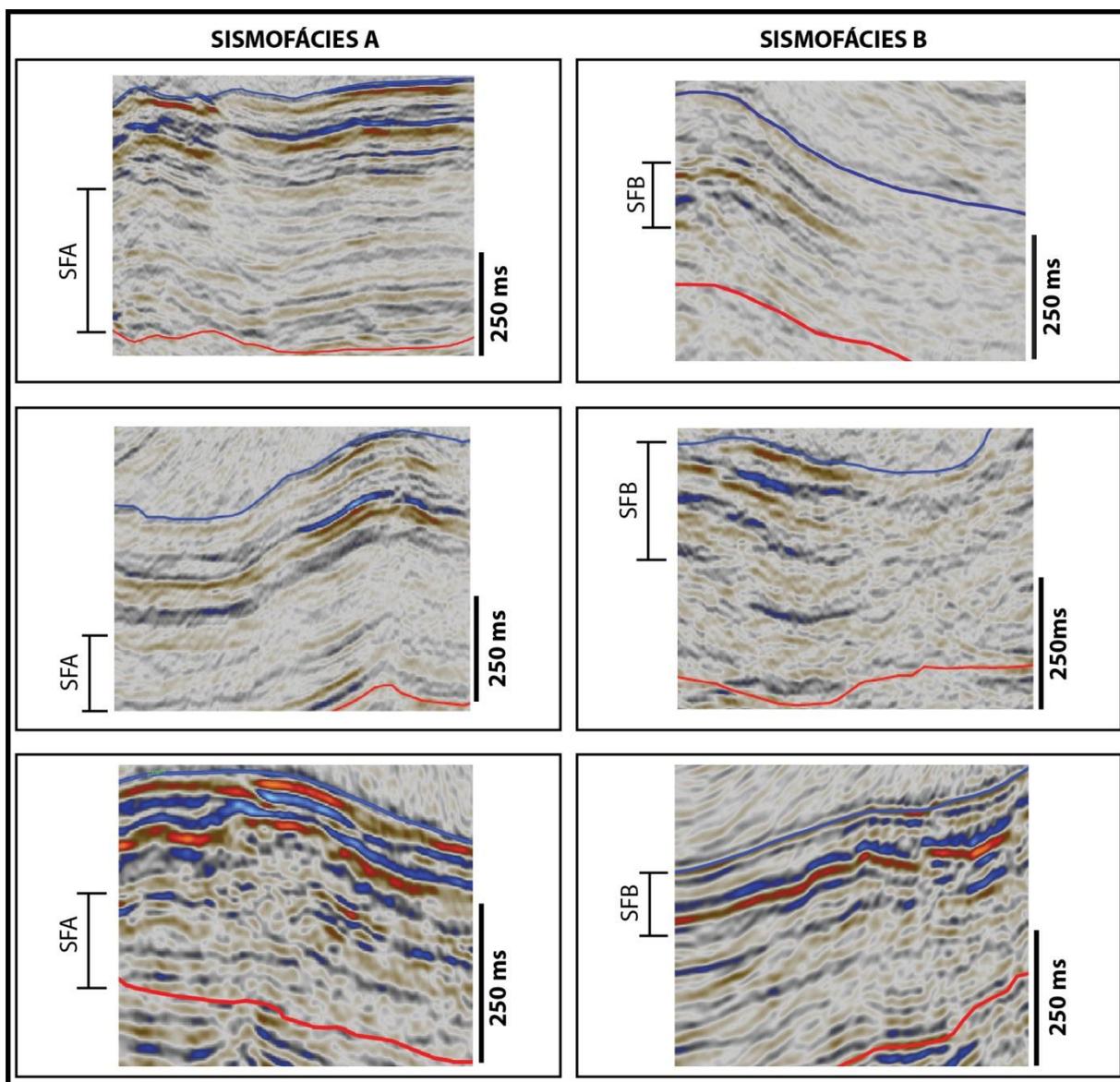


Figura 43: Exemplos de textura das sismofácies A e sismofácies B para o intervalo de estudo.

Portanto, relevando a resolução sísmica (cada refletor compreende cerca de 100 metros de espessura de rocha), o intervalo *sag* é predominantemente composto pela SFA, contendo depósitos principalmente de esferulitos e *shrubs* calcínicos, e subordinadamente composto pela SFB, que contém uma maior ocorrência de calcilitos laminados. É provável que ambas sismofácies e, portanto, todos carbonatos, ocorram de forma concomitante na região; entretanto, a sísmica reproduz o que há de dominante em cada área. Os locais em que ocorre a SFA,

significa que os depósitos de *shrubs* e esferulitos são dominantes em relação aos calcilitos, por outro lado, locais em que ocorre a SFB, significa que os depósitos de calcilitos laminados são dominantes em relação aos outros. A maior quantidade de lama produz um maior contraste de impedância acústica com os carbonatos, gerando as grandes amplitudes laminadas das linhas sísmicas que caracterizam a SFB.

As superfícies que separam as unidades sísmicas atuam como controladores deposicionais da sismofácies SFB, pois sua espessura raramente ultrapassa duas unidades. Como apontado por Wright & Barnett, 2015, a ocorrência dos níveis carbonáticos de *shrubs* e esferulitos estariam relacionados principalmente a precipitações químicas subaquosas, e muito raramente associados a eventos microbiais. A relação da ocorrência dos carbonatos *shrubs*/esferulitos com os calcilitos laminados não necessariamente aponta eventos de variação do nível do lago, mas também não exclui. Há de se relevar também variações bruscas e/ou intensas na química do lago (associada a vulcanismo ou *vents* hidrotermais?), que poderiam estar controlando estas litologias. Por outro lado, é conveniente determinar que as concentrações de calcilitos laminados representam zonas mais profundas da bacia em termos geográficos, ou eventos de subida do nível do lago em termos estratigráficos; porém, a ocorrência de precipitações químicas, e a pouca compreensão acerca deste processo impede também a determinação de eventos de variação do nível do lago ou determinações de locus mais profundos preferenciais.

6 CONCLUSÕES

- A partir da metodologia de análise sismoestratigráfica (Mitchum & Vail, 1977), foram definidas cinco unidades sismoestratigráficas, sendo a mais antiga US1 e a mais nova US5.
- As superfícies que limitam as unidades sísmicas apresentam terminações *onlap/downlap* na base, e *toplap/truncamentos* erosivos no topo.
- As unidades sismoestratigráficas reconhecidas representam eventos deposicionais temporalmente ordenados, compreendendo toda a Fm. Barra Velha, e de idade relativa determinada entre eles.
- A base do intervalo (US1) assenta-se sobre uma discordância regional, já reconhecida na bibliografia, denominada de discordância Pré-NeoAlagoas.
- O topo do intervalo de estudo é caracterizado por uma discordância regional. Esta discordância ocorre em praticamente toda a área de estudo, e representa um hiato temporal entre a mais nova das unidades (US5) e o início dos depósitos evaporíticos da Fm. Ariri.
- Internamente, não foram reconhecidos eventos erosivos regionais – discordâncias, baseadas em superfícies com sucessões de truncamentos erosivos. Assim, as unidades US1 a US5 apresentam um padrão deposicional contínuo.
- A US1 apresenta uma deposição fortemente controlada por uma topografia antecedente, formando depocentros isolados em baixos.
- Da US2 a US4 o padrão deposicional é de expansão contínua, mas somente na US4. O alto estrutural a sudeste é ultrapassado. Isto indica uma contínua criação de espaço de acomodação.
- A US5 é fortemente erodida pela discordância de topo, o que dificulta interpretações acerca de seu padrão deposicional.
- Os mapas de espessura mostram que a US1 é a menos espessa, preenchendo pequenas bacias isoladas, enquanto as outras unidades apresentam espessuras semelhantes. A US5 apresenta apenas espessuras residuais devido a sua erosão de topo. A zona central apresenta a maior

espessura de sedimento do intervalo de estudo. Existem alguns controles tectônicos localizados, mas a expansão contínua e predominantemente tabular é contígua a todas unidades.

- Foram definidas duas sismofácies: SFA e SFB, sendo a primeira dominante e caracterizada por depósitos dominados por camadas carbonáticas esferulíticas e shrebs, e a segunda, subordinada, caracterizada por dominância de calcilitos. Assim, o intervalo de estudo é predominantemente carbonático.
- A SFB possui um controle estratigráfico, ocorrendo predominantemente em apenas uma ou duas unidades sísmicas.
- Determinações acerca dos controles da sedimentação carbonática, e as ocorrências temporais e geográficas das sismofácies é de difícil estabelecimento. Como apontado por Wright & Barnett, 2015, a ocorrência dos carbonatos é predominantemente química. Assim, variações do nível do lago, controles tectônicos e/ou climáticos devem ter também computadas variações na química do lago ou outros fatores que impactam na precipitação destes carbonatos. Assim, com os dados existentes, não é possível determinar controles sobre a sedimentação do intervalo Aptiano Pré-sal do campo de Lula.

REFERÊNCIAS

- Allen, P. A. & Allen, J. R. 2005. Basin analysis: Principles and application. Blackwell Pub Malden, MA. 549p.
- ANP. Agência Nacional do Petróleo, Gás-Natural e Biocombustíveis. 2018a. *Anuário estatístico brasileiro do petróleo, gás natural e biocombustíveis*. Rio de Janeiro, ANP, p. 265.
- ANP. Agência Nacional do Petróleo, Gás-Natural e Biocombustíveis. 2018b. *Plano de desenvolvimento aprovado*. Rio de Janeiro, ANP, p. 3.
- ANP. Agência Nacional do Petróleo, Gás-Natural e Biocombustíveis. 2019. *Boletim da produção de petróleo e gás natural*. Rio de Janeiro, ANP, No 109, p. 39.
- Bosence, D.W.J. 1998 *Stratigraphic and sedimentological models of rift basins*. In: B.H. Purser and D.W.J. Bosence (Ed.). *Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden*. London, Chapman and Hall, pp. 9-26.
- Braun, J. & Beaumont, C. 1989. Dynamical models of the role of crustal shear zones in asymmetric continental extension. In: *Earth and Planetary Science Letters*, 93, 405-423.
- Brown, L. F. & Fisher, W. L. 1980. Seismic-stratigraphy interpretation of depositional systems: examples from Brazilian Rift and Pull-Apart Basins. In: Payton C.E. (Ed.) *Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Research*. AAPG, Memoirs 26, p. 213-248.
- Brune, S., Heine, C., Pérez-Gussinyé, M. & Sobolev, S.V. 2014. Rift migration explains continental margin asymmetry and crustal hyper-extension. *Nature Communications*.
- Ceraldi, T. & Green, D. 2016. Evolution of the South Atlantic lacustrine deposits in response to Early Cretaceous rifting, subsidence and lake hydrology. In: Ceraldi, T. et al., (Ed.). *Petroleum Geoscience of the West Africa Margin*. Geological Society of London, Special Publications, No 438, p. 77-98.
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O. & Figueiredo, A.M., 1990. Novos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias marginais do leste brasileiro. In: *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro, Petrobras, pp. 269e289.
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F. & Bender, A.A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. In: P.A. Ziegler (Ed.), *Geodynamics of Rifting, Volume II. Case History Studies on Rifts: North and South America and Africa*. Tectonophysics, 213: 97–138.

- Chang, H. K. 2008. Sistemas Petrolíferos e Modelos de Acumulação de Hidrocarbonetos na Bacia de Santos. *Revista Brasileira de Geociências*, volume 38.
- Coward, M.P. 1986. Heterogeneous stretching, simple shear and basin development. *Earth and Planetary Science Letters*, 80, 325-336.
- Cruz, L. R. 2008. *Caracterização tectono-estratigráfica da sequência transicional na sub-bacia de Sergipe*. 195 p. Tese (Doutorado em Geodinâmica; Geofísica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal.
- Gabrielsen, R. H., Kyrkjebø, R., Faleide, J. I., Fjeldskaar, W. & Kjennerud, T. 2001. The Cretaceous post-rift basin configuration of the northern North Sea. *Petroleum Geoscience*, 7, p. 137-154.
- Karner, G.D. & Driscoll, N.W. 1999. Tectonic and stratigraphic development of the west African and eastern Brazilian margins: Insights from quantitative basin modeling. In: Cameron, N.R., Bate, R.H., Clure, V.S. (Eds.). *The oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. Geological Society, Special Publication, Vol. 153, p. 11–40.
- Kingston, D. R., Dishroon, C. P. & Williams, P. A. 1983. Global Basin Classification System. *American Association of Petroleum Geologist. Bull.*, 67, 2157-2193.
- Kuchle, J. & Scherer, C, M, S. 2010. Sismoestratigrafia de bacias rifte: técnicas, métodos e sua aplicação na Bacia do Recôncavo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v.18, n.2, p.179.
- Mckenzie, D. P. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basin. *Earth and planetary Science. Letters*, 40, 25-52.
- Meisling, K., Cobbold, P.R. & Mount, V.S. 2001. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southern Brazil. *AAPG Bulletin* 85 (11), 1903 e 1924.
- Mitchum Jr, R.M., Vail, P.R., Sangree, J.B. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. In: Payton, C. E. (Ed.) *Seismic stratigraphy- applications to hydrocarbon exploration*. AAPG, Memoir 26, Tulsa, p. 117-133.
- Mohriak, W.U., Mello, M.R., Karner, G.D., Dewey, J.F. & Maxwell, J.R. 1990. Structural and stratigraphic evolution of the Campos Basin, offshore Brazil. In: Tankard, A.J., Balkwill, H.R. (Eds.). *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. AAPG Memoir vol. 46, 577 e 598.
- Mohriak, W.U., Rosendahl, B.R., Turner, J.P. & Valente, S.C., 2002. Crustal architecture of South Atlantic volcanic margins. In: Menzies, M.A., Klemperer, S.L., Ebinger, C.J., Baker, J. (Eds.). *Volcanic Rifted Margins*. Special Paper Geological Society of America vol. 362, 159 e 202.

- Moreira, J.L.P., Madeira, C.V., Gil, J.A. & Machado, A.P.M. 2007. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*. Rio de Janeiro 15 (2), 531 e 549.
- Nichols, G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*.
- Paula Faria, D.L., Reis, A.T. & Souza, O.G. 2017. Three dimensional stratigraphic sedimentological forward modeling of an Aptian carbonate reservoir deposited during the sag stage in the Santos basin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 88, pp. 676-695.
- Pereira, M.J., Barbosa, C.M., Agra, J., Gomes, J.B., Aranha, L.G.F., Saito, M., Ramos, M.A., Carvalho, M.D., Stamato, M., Bagni, O. 1986. Estratigrafia da Bacia de Santos: análise das sequencias, sistemas deposicionais e revisão litoestratigrafica. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 34, 1986, Goiania. SBG, Anais. Goiania v.1.
- Pereira, M.J. & Macedo, J.M., 1990. A Bacia de Santos: perspectivas de uma nova província petrolífera na plataforma continental sudeste brasileira. *Boletim de Geociências da Petrobras*. Rio de Janeiro 4, p.3-11.
- Pereira, M.J. & Feijó, F. 1994. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*. Rio de Janeiro 8 (1), p.219-234.
- Petersohn, E. 2013. Bacia de Santos: Sumário geológico e área em oferta. Agência Nacional do Petróleo, Gás-Natural e Bicomustíveis. ANP. Disponível em: <<https://contas.tcu.gov.br/etcu/ObterDocumentoSisdoc?seAbrirDocNoBrowser=true&codArqCatalogado=6667040&codPapelTramitavel=50605621>>. Acesso em: 25 out. 2019.
- Petersohn, E., Abelha, M. & Pedrosa, L. 2013. ANP Presentation: Libra – Avaliação Geológica e diretrizes Ambientais.
- Petrobrás. 2010. Declaração de comercialidade das áreas de Tupi e Iracema. Disponível em <<https://www.investidorpetrobras.com.br/ptb/6003/c-6003-ptb.html>>. Acesso em: 09 out. 2018.
- Petrobrás. 2018. Pré-Sal: Produção de Petróleo e Gás Natural. Disponível em <<http://www.petrobras.com.br/pt/nossas-atividades/areas-de-atuacao/exploracao-e-producao-de-petroleo-e-gas/pre-sal/>>. Acesso em: 09 out. 2018.
- Prosser, S. 1993. Rift-related linked depositional systems and their simic expression. *In: Williams G.D. & Dobb, A. (Eds.). Tectonics and Sismic Sequence Stratigraphy*. Geological Society of London Special Publication 71, pp. 35-66.
- Quirk, D. G., Hertle, M. Jeppesen, J. W., Raven, M., Mohriak, W. U., Kann, A. D. J., Norgaard, M., Howe, M. J., Hsu, D., Coffey, B. & Mendes, M. P. 2013. Rifting, subsidence and continental break-up above a mantle plume in the central South Atlantic. *Geological Society of London, Special Publications*, v. 369, p. 185-214.

- Ribeiro, H. J. P. S. 2001. *Estratigrafia de Sequências: Fundamentos e Aplicações*. São Leopoldo-RS, Ed. Unisinos, 481p.
- Sloss, L. L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geo. Soc. America Bull*, v. 74, p. 93-114.
- Stollhofen, H., Gerschütz, S., Stanistreet, I.G. & Lorenz, V., 1998. Tectonic and volcanic controls on Early Jurassic rift-valley lake deposits interleaved with Karoo flood basalts, southern Namibia. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology* 140, 185 e 215.
- Vieira, R. A. B. 1998. Análise estratigráfica e evolução paleogeográfica da seção Neoptiana na Porção Sul da Plataforma de São Mateus, Bacia do Espírito Santo, Brasil. 1998. 158 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Watts, A. B., Karner, G. D. & Steckler, M. S. 1982. Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins, *Phil. Tram. R.SOC. London A*, 305,246-281.
- Wernicke, B. & Burchfiel, B.C. 1982. Modes of extensional tectonics. *Journal of structural Geology*, v. 4, p. 105-115.
- Wernicke, B. 1985. Uniform sense, normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22, p. 108-125.
- Wright, V.P. & Barnett, A.J. 2015. An abiotic model for the development of textures in some South Atlantic Early Cretaceous lacustrine carbonates. *Geological Society of London*, Special Publications no.418, p. 209-219.
- Wright, V.P. & Tosca, N.J. 2016. A. Geochemical Model for the Formation of the Pre-Salt Reservoirs, Santos Basin, Brazil: Implications for Understanding Reservoir Distribution. *Search and Discovery Article #51304*.
- Wright, V.P. & Barnett, A.J. 2017. Critically Evaluating the Current Depositional Models for the Pre-Salt Barra Velha Formation, Offshore Brazil. *AAPG Search and Discovery*. Article no. 51439.