



ANDRÉ BASSO SCHILLING

**ANÁLISE SISMOESTRATIGRÁFICA DO VOLUME
SÍSMICO 3D FAZENDA ALEGRE, MEMBRO MUCURI, REGIÃO
CENTRAL ONSHORE DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO.**

PORTO ALEGRE

2018

ANDRÉ BASSO SCHILLING

**ANÁLISE SISMOESTRATIGRÁFICA DO VOLUME
SÍSMICO 3D FAZENDA ALEGRE, MEMBRO MUCURI, REGIÃO
CENTRAL ONSHORE DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO.**

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

PORTO ALEGRE

2018

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitora: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Schilling, André Basso

Análise sismoestratigráfica do volume sísmico 3D Fazenda Aleare, Membro Mucuri, região central onshore da Bacia do Espírito Santo. / André Basso Schilling. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2018.

[132 f.]

Trabalho de Conclusão de Curso (Monografia). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2018.

Orientador: Juliano kuchle

1. Mucuri. 2. Sismoestratigrafia 3. Estratigrafia de Sequência. 4. Aptiano. 5. Bacia do Espírito Santo. I. Título.

CDU 551.7

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Sônia Teresinha Duarte de Oliveira CRB 10/2310

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre - RS - Brasil

CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.

Fone: +55 51 3308-6569

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

Agradecimentos

Este trabalho apenas foi possível, em conta da contribuição e ajuda de diversas pessoas. Eu gostaria de agradecer, primeiramente, ao projeto Mucuri e à Shell-Brasil, em conta do financiamento do projeto, ao meu orientador Juliano e ao colaborador externo David pelas orientações e ensinamentos e ao instituto de Geociências pela infraestrutura do curso. Além disso, eu gostaria de agradecer aos amigos e colegas da estratigrafia pelas enriquecedoras discussões e por contribuírem de diversas formas e em inúmeras ocasiões para a realização deste trabalho. À minha família e à minha namorada Júlia, só posso manifestar gratidão pela convivência e pelo apoio incondicional que sempre me foi dado.

“Never put off till tomorrow the fun you can have today.”
Aldous Huxley, Brave New World.

RESUMO

A Bacia do Espírito Santo é uma bacia marginal, que possui uma fase rifte de idade Cretáceo Inferior e uma fase drifte desde o Cretáceo Superior até hoje. Além de ser uma importante produtora de petróleo, essa bacia possui continuidade genética e física com as adjacentes, o que torna seu estudo uma importante ferramenta para compreensão das mais importantes produtoras de óleo no Brasil, as bacias de Campos e Santos. O presente estudo foi realizado no intervalo Aptiano da bacia (Membro Mucuri), no volume sísmico 3D *onshore* Fazenda Alegre, localizado no centro da bacia do Espírito Santo. Este trabalho contou com 3 poços e 1 testemunho descrito. O testemunho 1CP-0001-ES, localizado no noroeste da área, e os poços 1NO-0002-ES, 1NO-0001-ES, 1SP-0001-ES, localizados no centro e sudeste da área, respectivamente. Para o mapeamento e para a interpretação do intervalo de estudo, foi feita a correlação das linhas sísmicas com os poços e foi realizado o mapeamento em um intervalo de 10 linhas para as dip e 20 linhas para as strike, totalizando 22 dip e 40 strike. A interpretação de refletores, de unidades sísmicas, de sismofácies e a elaboração de diagramas cronoestratigráficos foram realizados em quatro linhas mestras dip e três linhas mestras strike. Dessa forma, na região, foram encontradas três sismofácies, cada uma representando um espectro arbitrário dos sistemas deposicionais predominantes na área de estudo: *offshore* (S1), fluvial (S2), costeiro e deltaico (S3), cada uma representando a predominância de um sistema. As sismofácies mostraram predominância de sismofácies S1 no Leste, de S2 no Oeste, sendo elas muitas vezes divididas por S3. Além disso, houve um aumento de S1 em direção ao topo do Mb. Mucuri, o que denota um evento transgressivo. Os diagramas cronoestratigráficos indicaram erosões internas no Mucuri e uma discordância que divide o topo do intervalo com os evaporitos do Membro Itaúnas, possivelmente associada aos processos halocinético. Além disso, foram encontradas e mapeadas na área, três unidades sísmicas (US1, US2, US3). As unidades US1 e US2 tem a deposição restrita pela paleotopografia, a US1 e US2 com a deposição afetada pela tectônica, pela reativação de falhas e movimento de blocos e a US3 depositada após o término do tectonismo. Dessa forma, embora o Membro Mucuri não possua uma definição clara em relação à fase tectônica, com autores o definindo como transicionais, como pertencente ao SAG ou ao drifte da bacia, o presente estudo indica que este Membro apresentou uma forte influência do tectonismo na estratigrafia do período, em especial na US1 e na US2, com a deposição sendo fortemente influenciada por movimentos tectônicos na base. No topo, movimentos halocinéticos e erosões posteriores acarretaram destruição de registro da US3.

Palavras-Chave: MUCURI, SISMOESTRATIGRAFIA, ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIA, APTIANO, BACIA DO ESPIRITO SANTO.

ABSTRACT

The Espírito Santo Basin is a marginal basin, which has a rift phase of lower Cretaceous age and a drift phase since the Late Cretaceous until today. Besides being an important oil producer, this basin has genetic and physical continuity with the adjacent ones, which makes its study an important tool for understanding the most important oil producers in Brazil, the Campos and Santos basins. The present study was performed in the Aptian Stage of the basin (Mucuri Member), in the onshore 3D seismic volume Fazenda Alegre, located in the center of the Espírito Santo basin. This work was based on 3 wells and 1 core. The 1CP-0001-ES, located in the northwest of the area, and the wells 1NO-0002-ES, 1NO-0001-ES, 1SP-0001-ES, located in the center and southeast of the area, respectively. For the mapping and interpretation of the study interval, the seismic lines were correlated with the wells and the mapping was performed in a range of 10 lines for the dip and 20 lines for the strike, totaling 22 dip and 40 strike. The interpretation of reflectors, seismic units, sismofacies and the elaboration of chronostratigraphic diagrams were performed in four dip master lines and three master strike lines. Thus, in the region, three sismofacies were found, each representing an arbitrary spectrum of the predominant depositional systems in the study area: offshore (S1), fluvial (S2), coastal and deltaic (S3), each representing a predominance of one system. The sismofacies analysis showed predominance of sismofacies S1 in the East, of S2 in the West, and they are often divided by S3. In addition, there was an increase of S1 toward the top of Mucuri Member, which denotes a transgressive event. The chronostratigraphic diagrams indicated internal erosions in the Mucuri and a unconformity that divide the top of the interval with the evaporites of the Itaúnas Member, possibly associated to the halokinetic processes. In addition, three seismic units (US1, US2, US3) were found and mapped in the area. The units US1 and US2 have the deposition restricted by paleotopography, US1 and US2 with deposition affected by tectonics, reactivation of faults and movement of blocks and US3 deposited after the termination of tectonism. Thus, although the Mucuri Member does not have a clear definition regarding the tectonic phase, with authors defining it as transitional, as belonging to the SAG or to the drift phase of the basin, the present study indicates that this Member showed a strong influence of tectonics in the stratigraphy of the period, especially in US1 and US2, with deposition being strongly influenced by tectonic movements at the base. At the top, halokinetic movements and subsequent erosions resulted in destruction of US3 registration.

Keywords: MUCURI, SEISMIC STRATIGRAPHY, SEQUENCE STRATIGRAPHY, APTIAN, ESPIRITO SANTO BASIN.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização da área trabalhada. Base de dados BDEP/ANP.	21
Figura 2: Carta cronoestratigráfica da bacia do Espírito Santo com destaque no Membro Mucurí, retirado de França (2007).....	24
Figura 3. Poços em produção na Bacia do Espírito Santo, conforme base BDEP/ANP.....	26
Figura 4: Modelo ilustrativo dos diferentes modelos de rifte. Modificado de Bosence (1998).....	29
Figura 5: Modelo ilustrativo das superfícies e estratos da fase rifte. Modificado de Bosence (1998)	30
Figura 6. Tratos de sistemas tectônicos de um rifte em meio-gráben. Retirado de Prosser (1993).....	34
Figura 7. Perfil esquemático de tratos de sistemas tectônicos de rifte. Retirado de Prosser (1993).....	35
Figura 8. Modelo estratigráfico, modelo sismoestratigráfico e modelo de diagrama cronoestratigráfico de uma bacia rifte. Retirado de Kuchle e Scherer 2009.	36
Figura 9: Ilustração de inconformidades em sequências sísmicas. Retirado de Mitchum e Vail (1977).	37
Figura 10: Ilustração de inconformidades em sequências sísmicas e seu significado cronoestratigráfico. Retirado de Mitchum e Vail (1977).....	37
Figura 11: Ilustração dos limites inferiores e superiores de refletores. Retirado de Mitchum e Vail (1977).....	38
Figura 12: Ilustração dos limites inferiores e superiores de refletores. Retirado de Mitchum e Vail (1977).....	38

Figura 13: Geometria de refletores. Modificado de Mitchum e Vail (1977).	40
Figura 14: Geometria externa de refletores. Modificado de Mitchum e Vail (1977).	40
Figura 15: Área de trabalho com as linhas mestras interpretadas e com os poços disponíveis. Linhas sísmicas 51, 111, 171 e 211 de Sul para Norte; 621, 381 e 181 de Leste para Oeste.....	42
Figura 16: Malha de interpretação do topo (vermelho) e da base (amarelo) do Mb. Mucuri.....	44
Figura 17: Critério de separação da base do sal com o topo do Membro Mucuri com o sinal processado para um sinal sísmico <i>zero-phase</i> . Nesta passagem, como há uma grande variação de impedância, de uma maior para uma menor, há um sinal sísmico negativo de grande amplitude. Além disso, o topo do sal, que é um refletor de grande amplitude de sinal sísmico, facilita na identificação do Mb. Mucuri.	49
Figura 18: Critério de separação da base do Membro Mucuri para o embasamento, com o sinal processado para um sinal sísmico <i>zero-phase</i> . Nesta passagem, como há uma grande variação de impedância, de uma menor para uma maior, há um sinal sísmico positivo de grande amplitude...50	50
Figura 19: Modelo geológico conceitual estratigráfico da área analisada. Ênfase para a relação do Membro Mucuri com o embasamento, com a Formação Cricaré, com o Membro Itaúnas e com a Formação Urucutuca. Figura fora de escala.....	51
Figura 20: Arcabouço sismoestratigráfico esquemático do Mb. Mucuri na área de estudo. Representação das unidades e sua relação com as superfícies. Em marrom, as unidades internas do Mb. Mucuri. Em roxo, os evaporitos do Mb. Itaúnas. Figura fora de escala.	52
Figura 21. Variação do nível dos lagos do rifte africano. Retirado de Talbot e Allen (1996).....	54

Figura 22: Quadro com as descrições das três sismofácies identificadas, suas descrições e interpretações.....55

Figura 23: Correlação do poço NO-0002-ES com a sísmica. Sismofácies S1 com uma maior proporção de lama em relação aos sedimentos arenosos. Sismofácies S2 com uma relação maior de areia para lama. Azul-S1, amarelo-S2, marrom-S3. Linha dip141.....56

Figura 24: Correlação do poço SP-0001-ES com a sísmica. Perfil demonstra intercalação de lama com areia com uma proporção semelhante. Este poço, conforme a Figura 15 demonstra, é o que se localiza mais a leste na área de estudo, e intercepta a sísmica apenas na S1. Azul-S1, amarelo-S2, marrom-S3. Linha dip7156

Figura 25: Correlação do poço NO-0001-ES com a sísmica. Perfil demonstra intercalação de lama com areia com uma grande quantidade de lama. Este poço, se localiza a Oeste do soerguimento do embasamento na parte central (discutido posteriormente neste trabalho) e este intercepta a sísmica apenas na S1. Azul-S1, amarelo-S2, marrom-S3. Linha dip 11157

Figura 26: Testemunhos descritos no Projeto Mucuri. 3RI-0008-ES, demonstrando a sismofácies 1, com uma grande quantidade de sedimentos offshore, neste caso, com anidrita. 1CP-0001-ES é o único testemunho descrito dentro da área de estudo e este trecho evidencia uma associação de fácies fluvial, interpretada como sismofácies 2. O testemunho 4COG-0003-ES mostra uma variação de associação de fácies de offshore a fluvial, que é a interpretação da representação dos deltas nesse contexto em que estes são retrabalhados por ondas.....58

Figura 27: Correlação do poço CP-0001-ES com a sísmica. Conforme este perfil, esta área, que é a mais a Oeste na área de estudo (Figura 15), possui uma grande quantidade de sedimentos arenosos, o que embasa a interpretação de S2. Azul-S1, amarelo-S2, marrom-S3. Linha dip 22160

Figura 28: Figura demonstrando cortes verticais Leste-Oeste e Norte-Sul, e um corte horizontal com profundidade sísmica de 870 ms de um

mound. As linhas *dip* mostram uma tendência progradante, com refletores da porção superior em *downlap* na base, além de estruturas internas complexas com pequenos *downlaps*. Os cortes no sentido *strike* e no *time-slice* demonstram uma maior concentração de deposição no centro do *mound*, com maior espessura e maior alcance de deposição em sentido ao depocentro da bacia respectivamente.60

Figura 29: Cortes verticais Leste-Oeste e Norte-Sul, e um corte horizontal com profundidade sísmica de 850 ms de um *mound*. As linhas *dip* mostram uma tendência progradante, mas com menos intensidade que na com os *downlap* não alcançando o refletor da base. Este *mound* apresenta estrutura interna semelhante à . Os cortes no sentido *strike* e no *time-slice* maior espessura e maior alcance de deposição em sentido ao depocentro da bacia no centro da estrutura apresentada.61

Figura 30: Sismofácies clinoformas Hummocky, interpretada por Mitchum como pequenos corpos deltaicos depositando em um prodelta. Configuração de refletores semelhante com a S3, com refletores curvos sobrepostos em *downlap* nos refletores subjacentes. Modificado de Mitchum e Vail (1977).61

Figura 31. Linha mestra DIP51 não interpretada.64

Figura 32. Linha mestra DIP51 com interpretação de refletores e terminações.65

Figura 33. Linha mestra DIP51 com interpretação de terminação de refletores e unidades sísmicas.66

Figura 34. Linha sísmica DIP51 com sismofácies e diagrama cronoestratigráfico. Azul-S1, amarelo-S2, marrom-S3 (Figura 22).67

Figura 35. Linha mestra DIP111 não interpretada.70

Figura 36. Linha mestra DIP111 com interpretação de refletores e terminações.71

Figura 37. Linha mestra DIP111 com interpretação de terminação de refletores e unidades sísmicas.	72
Figura 38. Linha sísmica DIP111 com sismofácies e diagrama cronoestratigráfico. Azul-S1, amarelo-S2, marrom-S3 (Figura 22).	73
Figura 39. Linha mestra DIP171 não interpretada, trecho Leste removido (anterior ao carregamento) devido à baixa qualidade do dado.	75
Figura 40. Linha mestra DIP171 com interpretação de refletores e terminações.	76
Figura 41. Linha mestra DIP171 com interpretação de terminação de refletores e unidades sísmicas.	77
Figura 42. Linha sísmica DIP171 com sismofácies e diagrama cronoestratigráfico. Azul-S1, amarelo-S2, marrom-S3 (Figura 22).	78
Figura 43: Linha mestra DIP211 não interpretada, trecho Leste removido (anterior ao carregamento) devido à baixa qualidade do dado.	80
Figura 44. Linha mestra DIP211 com interpretação de refletores e terminações.	81
Figura 45. Linha mestra DIP211 com interpretação de terminação de refletores e unidades sísmicas.	82
Figura 46. Linha sísmica DIP211 com sismofácies e diagrama cronoestratigráfico. Azul-S1, amarelo-S2, marrom-S3 (Figura 22).	83
Figura 47. Linha mestra STRIKE181 não interpretada.	85
Figura 48. Linha mestra STRIKE181 com interpretação de refletores e terminações.	86
Figura 49. Linha mestra STRIKE181 com interpretação de terminação de refletores e unidades sísmicas.	87
Figura 50. Linha sísmica STRIKE181 com sismofácies e diagrama cronoestratigráfico. Azul-S1, amarelo-S2, marrom-S3 (Figura 22).	88

Figura 51. Linha mestra STRIKE381 não interpretada.	90
Figura 52. Linha mestra STRIKE381 com interpretação de refletores e terminações.	91
Figura 53. Linha mestra STRIKE381 com interpretação de terminação de refletores e unidades sísmicas.....	92
Figura 54. Linha sísmica STRIKE381 com sismofácies e diagrama cronoestratigráfico. Azul-S1, amarelo-S2, marrom-S3 (Figura 22).	93
Figura 55. Linha mestra STRIKE621 não interpretada, trecho Norte removido (anterior ao carregamento) devido à baixa qualidade do dado.	95
Figura 56. Linha mestra STRIKE621 com interpretação de refletores e terminações.	96
Figura 57. Linha mestra STRIKE621 com interpretação de terminação de refletores e unidades sísmicas.....	97
Figura 58. Linha sísmica STRIKE621 com sismofácies e diagrama cronoestratigráfico. Azul-S1, amarelo-S2, marrom-S3 (Figura 22).	98
Figura 59. Mapa de isópacas com espessura em tempo sísmico duplo (TWT), em milissegundos.	101
Figura 60. Superfície da base do Membro Mucuri. Irregularidades bem visíveis, com seção elevada na parte central e proximal bem demarcadas.	102
Figura 61. Superfície X delimita a US1 e a US2, possui uma topografia semelhante à base, no entanto com elevações menos proeminentes.....	102
Figura 62. Figura no Oeste da seção da linha sísmica DIP 171. Local ressaltado demonstrando estrutura “A” e a restrição completa da US1 no Noroeste da área de estudo. Além disso, nesse local, a US2 demonstra adelgaçamento.	103
Figura 63. Figura no centro da linha sísmica DIP 101. “X” demonstrando a estrutura “A” no mapa de isopacas acima e o espessamento da US1 no Noroeste da área de estudo. Além disso, na área destacada “Y”	

pode ser observado um adelgaçamento da US1 e da US2 (C na Figura 59 e na Figura 64). 103

Figura 64. Mapa de isópacas com espessura em tempo sísmico duplo (TWT), em milissegundos. 105

Figura 65. Superfície Y delimita a US2 e a US3, e é a superfície que possui maior continuidade. Há uma pequena elevação na parte central, sobre o embasamento soerguido e um aumento de profundidade no Sul da área (em verde). 106

Figura 66. Figura no Sul da linha sísmica STRIKE 181. Local ressaltado demonstrando o espessamento da US2 por compensação fisiográfica deposicional. Downlaps na base desta unidade predominam no soerguimento do embasamento no Sul na figura acima. Área destacada é um corte Norte-sul de “A” na Figura 64..... 106

Figura 67. Figura no Oeste da linha sísmica DIP 61. Local ressaltado demonstrando o espessamento da US2 e *downlaps* na base desta mesma unidade. Área destacada é um corte Leste-Oeste de “B” no mapa de isopacas da US2 (Figura 64). 107

Figura 68. Figura ao Sul da linha sísmica STRIKE 641. Corte Norte-Sul da estrutura “D” no mapa de isópacas da US2. Área ressaltada demonstra um pequeno espessamento, com espessura inferior que um refletor (espessura na ordem de 30 metros). Corte de cliniformas costeiras ortogonal ao sentido de deposição. 107

Figura 69. Mapa de isópacas com espessura em tempo sísmico duplo (TWT), em milissegundos. 109

Figura 70. Superfície do topo do Membro Mucuri com boa continuidade, à exceção da escavação sofrida na área rebaixada na imagem acima. Escavação com tendência de Sul para Norte..... 110

Figura 71. Figura no Oeste da linha sísmica DIP 81. Corte Leste-Oeste da estrutura “A” no mapa de isópacas da US3. A área ressaltada demonstra

truncamentos erosivos da US3 no topo do Membro Mucuri. Truncamentos causados pela erosão da Formação Urucutuca sobre os sedimentos do Aptiano.....110

Figura 72. Figura no Leste da linha sísmica DIP 51. Corte Leste-Oeste da estrutura “B” no mapa de isópacas da US3. A área ressaltada demonstra truncamentos erosivos Leste-Oeste e deformações que bascularam as camadas superiores da US3 no topo do Membro Mucuri. Ambas estruturas causadas pelo escape do sal das camadas sobrepostas.....111

Figura 73. Base do Mb. Mucuri. Áreas destacadas demonstrando soerguimento do embasamento.....112

Figura 74. Modelo de movimento da base do alto do embasamento ao Oeste.113

Figura 75. Modelo de movimento da base do alto do embasamento no centro.....115

Figura 76. Imagens do software Google Earth do lago Kivu. A- imagem de todo o lago. B-imagem da margem Leste. Modificado do Google Earth.116

Figura 77. Imagens do software Google Earth do lago Tanganyka. A- imagem de todo o lago. B/C- imagens da margem Oeste com deltas pouco formados, em um ambiente com relativa umidade. Modificado do Google Earth118

Figura 78. Imagens do software Google Earth do lago Turkana. A- imagem de todo o lago. B- imagens da margem Leste com delta pouco formados, em um ambiente com árido. C- margem Oeste com diversos fluviais efêmeros em poucos quilômetros de costa. Modificado do Google Earth.119

Figura 79. Imagens do Google Earth do lago Turkana. Fotos de satélite com diferença de três anos mostrando uma grande variação de linha de costa. 440 metros em uma área com menor inclinação do terreno e 100 metros em um terreno com maior inclinação. Modificado do Google Earth.120

Figura 80. Superfície do topo do Mucuri na área de estudo. Área demarcada rebaixada devido à escavação da Fm. Urucutuca.122

Figura 81. Superfície da escavação da Fm.Urucutuca no Canion Fazenda Cedro. Áreas demarcadas mostrando um paleo-canal de direção Norte-Sul. Area de estudo em amarelo ao Norte. Superfície elaborada a partir de interpretação anterior no Projeto Mucuri.123

Figura 82. Linha sísmica 2D dentro do Cãnion Fazenda Cedro. Linha branca mostrando a base da Fm. Urucutuca; rosa a base do sal; azul a base do Membro Mucuri.124

Figura 83. Escape do sal deformando o sal remanescente, além do topo do Membro Mucuri e o topo do Mucuri. Linha *dip* 51125

Figura 84. Escape do sal deformando o topo do Mucuri e causando ruptura de continuidade do sal do Membro Itaúnas. Linha *dip* 61125

Figura 85. Escape do sal deformando o topo do Mucuri e causando ruptura de continuidade do sal do Membro Itaúnas. Linha *dip* 161126

Figura 86. Escape do sal deformando o topo do Mucuri e causando ruptura de continuidade do sal do Membro Itaúnas. Linha *dip* 171126

LISTA DE ABREVIATÖES

ANP - Agência Nacional de Petróleo, Gás e Biocombustíveis

Fm - Formação

Mb - Membro

S - Sismofácies

TWT - Two-way traveltíme

US - Unidade Sísmica

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	20
1.1. GEOLOGIA REGIONAL.....	21
2. OBJETIVOS.....	25
2.1. OBJETIVO GERAL.....	25
2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	25
3. JUSTIFICATIVA.....	26
4. ESTADO DA ARTE / REFERENCIAL TEÓRICO	27
4.1. BACIAS RIFTE.....	27
4.1.1. MODELOS GEOTECTÔNICOS DA FORMAÇÃO DE BACIAS RIFTE	27
4.1.2. MODELOS DE EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA EM BACIAS RIFTE	30
4.1.3. SEDIMENTOLOGIA DO RIFTE.....	32
4.2. SISMOESTRATIGRAFIA	36
5. METODOLOGIA E ESTRATÉGIAS DE AÇÃO	41
5.2. ESCOLHA DA ÁREA	43
5.3. MAPEAMENTO DO TOPO E DA BASE.	43
5.4. INTERPRETAÇÃO EM LINHAS MESTRAS.	45
5.4.1. REFLETORES E UNIDADES SÍSMICAS.....	45
5.4.2. SISMOFÁCIES E CORRELAÇÃO COM OS POÇOS E TESTEMUNHOS	45
5.5. ELABORAÇÃO DOS DIAGRAMAS CRONOESTRATIGRÁFICOS.....	46
5.6. MAPEAMENTO SÍSMICO	46
6. RESULTADOS.....	48
6.1. ENVELOPE DO MUCURI E ARCABOUÇO NA ÁREA DE ESTUDO	48
6.2. UNIDADES SISMOESTRATIGRÁFICAS.....	52
6.3. SISMOFÁCIES E DIAGRAMAS CRONOESTRATIGRÁFICOS.....	53
DESCRIÇÕES DAS LINHAS MESTRAS.....	62
6.4.....	62
6.4.1. LINHA <i>DIP</i> 51.....	62
6.4.2. LINHA <i>DIP</i> 111.....	68
6.4.3. LINHA <i>DIP</i> 171.....	74
6.4.4. LINHA <i>DIP</i> 211	79
6.4.5. LINHA <i>STRIKE</i> 181	84

6.4.6.	LINHA <i>STRIKE</i> 381	89
6.4.7.	LINHA <i>STRIKE</i> 621	94
6.5.	MAPAMENTO SÍSMICO E MAPAS DE ISÓPACAS.....	99
7.	DISCUSSÕES	112
7.1.	CONTROLE ESTRUTURAL E RELAÇÃO COM A ESTRATIGRAFIA	112
7.2.	ANÁLOGOS ATUAIS.....	115
7.3.	ESCAVAÇÃO E HALOCINESE	121
8.	CONCLUSÕES.....	127
9.	REFERÊNCIAS	129

1. INTRODUÇÃO

A Bacia do Espírito Santo é uma bacia marginal brasileira que possui uma fase rifte durante o Cretáceo inferior e uma fase drifte desde o Cretáceo superior. Ela é delimitada pela Bacia de Campos ao Sul e pela Bacia do Mucuri ao norte. Além de ser uma importante produtora de petróleo, a Bacia do Espírito Santo, dividida em uma parte *offshore* e uma parte *onshore*, possui continuidade genética e física com as bacias adjacentes (VIEIRA 1998), o que torna o estudo desta bacia uma importante ferramenta para a compreensão das mais importantes bacias produtoras de óleo no Brasil, as bacias de Campos e Santos.

Bacias do tipo rifte incluem importantes geradores e reservatórios de óleo em diversas partes do mundo e em variados períodos geológicos. Por este motivo, é essencial a compreensão da evolução tectono-estratigráfica deste tipo de bacia, que inclui as fases pré, sin e pós-rifte (BOSENCE, 1998). Os fatores controladores atuantes ao longo da evolução do rifte são diferentes daqueles que atuam em bacias de margem passiva, entre esses, podemos destacar a tectônica, que é muito atuante na fase inicial da Bacia do Espírito Santo.

A Formação Mariricu é formada pelo Membro Mucuri e pelo Membro Itaúnas (FRANÇA 2007). O Membro Mucuri, o objeto deste estudo, está inserido dentro do contexto geotectônico de uma bacia rifte e, portanto, sua evolução é controlada pela tectônica da bacia. Seu contato inferior é discordante com sedimentos do rifte e com o embasamento, e ocorre anteriormente à incursão marinha na bacia. Esse, no entanto, não possui uma definição clara em relação a seu posicionamento tectono-estratigráfico na literatura. Segundo Vieira (1998), a Formação Mariricu não se enquadra na fase rifte nem na fase drifte. O autor classifica esses membros como elementos transicionais, devido à relativa estabilidade tectônica do período. Por outro lado, França (2007) classifica esses membros como pós-rifte.

Através do uso da sismoestratigrafia e de poços correlacionados com linhas sísmicas, este estudo analisou o Membro Mucuri em um volume

sísmico na porção *onshore* do norte da Bacia do Espírito Santo (Figura 1) a fim de reconhecer os padrões de preenchimento estratigráficos e os padrões estruturais desta área. Além disso, com o intuito de melhor compreender a influência da tectônica e da fase rifte na formação deste Membro, suas unidades estratigráficas e superfícies limítrofes foram analisadas.

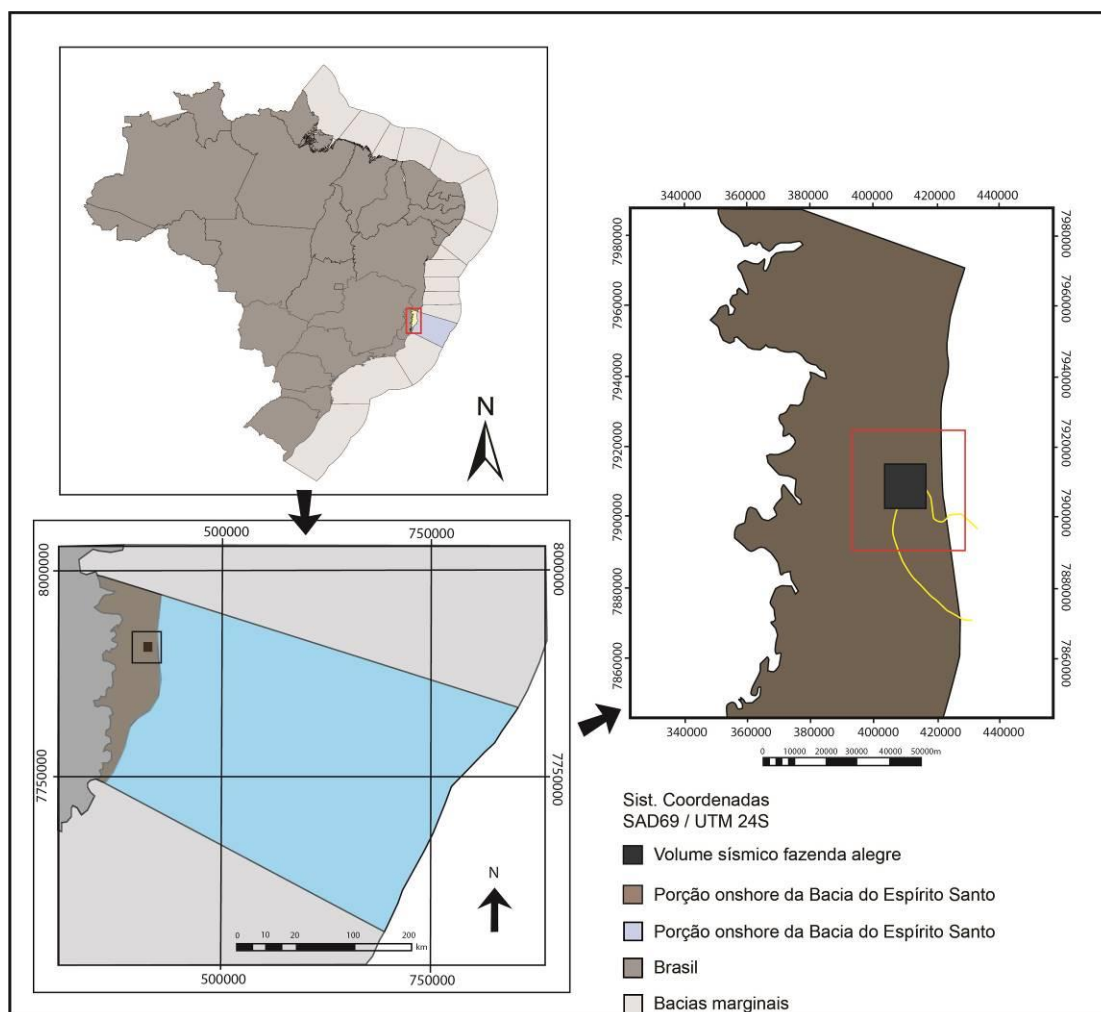


Figura 1: Localização da área trabalhada. Base de dados BDEP/ANP.

1.1. GEOLOGIA REGIONAL

A Bacia do Espírito Santo (Figura 2) é constituída por uma fase rifte do Valanginiano ao Aptiano e uma fase drifte desde o Albiano até o presente. O início de sedimentação da bacia é representado pelo Grupo Nativos, composto pela Formação Cricaré e pela Formação Mariricu. Neste momento

os sedimentos do Cretáceo inferior se depositavam sobre o embasamento Pré-Cambriano. E, segundo Vieira (1998) essas formações representam a fase rifte e a fase transicional da Bacia.

Na fase rifte da bacia, o ambiente era lacustre com influência fluvial. Possuía, também, sedimentos aluviais próximos às falhas de borda, como conglomerados de borda, que podem ser associados com pulsos tectônicos (FRANÇA, 2007). A Formação Cricaré é a formação depositada durante a fase rifte. Para Vieira *et al* (1992), extensos falhamentos de direção ESE-WNW de grande rejeito vertical criaram um expressivo espaço de acomodação. Ainda segundo os autores, esse período pode ser caracterizado como predominantemente lacustre, com influência fluvial e aluvial, derivados do embasamento raso soerguido, intercalados ao vulcanismo da Formação Cabiúnas, relacionado a extensos derrames basálticos.

A Formação Cricaré, pode ser dividida entre um membro com sedimentos predominantemente clásticos, o Membro Jaguaré, associado a sedimentos aluviais e fluviais, e um membro posterior associado a sedimentos finos e carbonáticos lacustres, o Membro Sernambi. A mudança do ambiente deposicional entre os dois membros pode ser explicado por falhamentos de grande rejeito vertical, que segundo Asmus e Porto (1972) permitiram a formação de lagos profundos e a deposição de sedimentos de mais baixa energia.

A Formação Mariricu, foi definida por Vieira (1998) como uma plataforma rasa que começou a receber sedimentação clástica e evaporítica, representando um amplo sistema transgressivo. A Formação Mariricu, é dividida entre os membros Mucuri e Itaúnas.

O Membro Mucuri possui sua base controlada pela movimentação de falhas remanescentes do rifte, enquanto seu limite de topo é um contato discordante com os evaporitos do Itaúnas. O Membro Mucuri é composto por sedimentos grossos aluviais, intercalados com camadas de folhelhos e com finas camadas de evaporitos (FRANÇA, 2007). Já o Membro Itaúnas é

formado por extensas camadas de evaporitos, que foram posteriormente remobilizadas e movimentadas em direção ao centro da bacia.

O Membro Mucuri é dividido em três grandes ciclos deposicionais. O primeiro, quando houve o afogamento do proto-oceano na porção distal, enquanto os altos estruturais se mantinham descobertos e sujeitos à erosão, caracterizado por uma geração de espaço de acomodação foi maior que o aporte sedimentar. O segundo e o terceiro, em que, segundo Vieira (1998): “os altos estruturais foram progressivamente cobertos, indicando uma elevação do nível de base e a suplantação da taxa de geração de espaço pelo aporte sedimentar”. Dessa forma, a sedimentação do Mb. Mucuri pode ser resumido da seguinte forma: primeiramente, leques aluviais se depositavam na porção proximal, com sedimentos de proveniência externa da bacia por montanhas a Oeste e de proveniência interna da bacia gerada por altos do embasamento, enquanto na parte distal ocorria sedimentação de sedimentos fluviais. A ocorrência de sedimentos clásticos de granulometria grossa é devido a um forte tectonismo do final da fase rifte. Após isso, ocorreu um afogamento do leque pela diminuição da atividade tectônica, até que, enfim, houve o total afogamento da bacia, resultando em sistemas deposicionais costeiros de um sistema laguna-barreira. Já o Membro Itaúnas é formado por extensas e espessas camadas de evaporitos, que foram posteriormente remobilizadas e movimentadas em direção ao centro da bacia.

A classificação do Membro Mucuri relativa à sua fase tectono-estratigráfica não é unânime. Enquanto Vieira (1998) identifica este Membro como transicional, França (2007) o coloca como pertencente à fase pós-rifte, e Dias (2004) o considera um drifte segmentado. É notável que todos os autores reconhecem a importância da componente tectônica desse período, pois não classificam o Membro Mucuri simplesmente como drifte (período de quiescência tectônica). No entanto, as classificações não posicionam este membro cronoestratigraficamente de maneira precisa, se ele ocorre antes da finalização da subsidência mecânica ou depois, já em estágio de subsidência termal.

2. OBJETIVOS

2.1. OBJETIVO GERAL

- Compreender e propor um modelo dos padrões de preenchimento estratigráfico e do controle estrutural da área analisada do Mucuri.

2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Reconhecer unidades sismoestratigráficas limitadas por superfícies limítrofe de refletores.
- Estabelecer um arcabouço estratigráfico para o Membro Mucuri na área de estudo (volume sísmico).
- Identificar um padrão litológico, baseado em poços e em testemunhos descritos, para sismofácies identificadas no volume sísmico.
- Definir padrões de variação dos sistemas deposicionais baseado em sismofácies para cada unidade do arcabouço estratigráfico.
- Estabelecer um controle temporal relativo e a variabilidade geográfica para cada unidade sismoestratigráfica reconhecida – carta cronoestratigráfica.
- Reconhecer padrões estruturais que afetam a deposição (sin-deposicionais) e que deformam a seção do Mb. Mucuri (pós-deposicionais).
- Estabelecer uma relação positiva ou negativa da tectônica com a sedimentação.
- Propor um modelo evolutivo para o Mb. Mucuri na área de estudo.

4. ESTADO DA ARTE / REFERENCIAL TEÓRICO

4.1. BACIAS RIFTE

Para melhor compreender a geometria externa e os mecanismos de geração envolvidos no desenvolvimento de bacias do tipo rifte, faz-se necessária uma revisão dos modelos geotectônicos propostos por Mckenzie (1978), Wernicke (1985), Coward (1986), Braun e Beaumont (1989) para a formação deste tipo de bacia. Em seguida, é feita a análise de modelos evolutivos tectono-estratigráfico de bacias rifte. Foram selecionados os três trabalhos considerados mais relevantes para o propósito deste trabalho por Bosence (1998), por Prosser (1993) e Kuchle e Scherer (2009).

4.1.1. MODELOS GEOTECTÔNICOS DA FORMAÇÃO DE BACIAS RIFTE

Existem quatro modelos que representam a evolução geotectônica de bacias rifte: o modelo de cisalhamento puro, de cisalhamento simples, de deformação heterogênea e o modelo de rifte dominado por pluma, conforme apresentado na Figura 4. Entre estes, há os riftes ativos e passivos (modelos de cisalhamento puro, de cisalhamento simples e de deformação heterogênea). Nos passivos, o magmatismo é um produto do estiramento; nos ativos, o estiramento é produto de uma pluma e do magmatismo (modelo de rifte dominado por pluma).

O modelo do cisalhamento puro (MCKENZIE, 1978) reconhece que em um rifte há dois estágios (Figura 4A). Primeiro há o afinamento da crosta em resposta ao estiramento, seguido pela subsidência, gerando as falhas normais. Segundo, tem-se um período de rebaixamento termal de longa duração.

O modelo de cisalhamento simples (WERNICKE, 1985) propõe que o estiramento ocorre em uma superfície de descolamento de baixo ângulo, fazendo com que os blocos da crosta rúptil rotacionem sobre esta estrutura, em direção à parte proximal da bacia (Figura 4B). Neste modelo, a bacia é dividida em uma parte proximal e em uma parte distal. A área distal e a área proximal são separadas por um alto do embasamento. A primeira sofre

deposição desde o início do estiramento, e a segunda sofre deposição apenas na segunda etapa da subsidência da bacia. É importante ressaltar que anteriormente à segunda fase de sedimentação, a bacia sofrerá soerguimento devido à expansão termal (MCKENZIE, 1978). Apenas após isto que o resfriamento das camadas irá ocasionar a segunda fase de subsidência da bacia: a subsidência termal. Essa afeta uma área mais ampla que a subsidência por falhas.

O modelo de deformação heterogênea de Coward (1986) pressupõe blocos rotando, se afastando lateralmente do centro de zona de rifte através de uma estrutura de descolamento litosférico de baixo ângulo (Figura 4C). Para o autor, um momento de soerguimento e de erosão irá antever a subsidência por resfriamento termal.

O modelo de pluma, desenvolvido por Braun e Beaumont (1989) (Figura 4D) apresenta uma evolução distinta dos modelos discutidos anteriormente. Este modelo possui uma evolução muito distinta dos riftes passivos. Após o magmatismo e o rifte, o resfriamento leva à subsidência. No entanto, devido aos efeitos termais do magmatismo, a subsidência poderá não ocorrer de forma tão significativa como em riftes dominados apenas por estiramento (BOSENCE, 1998).

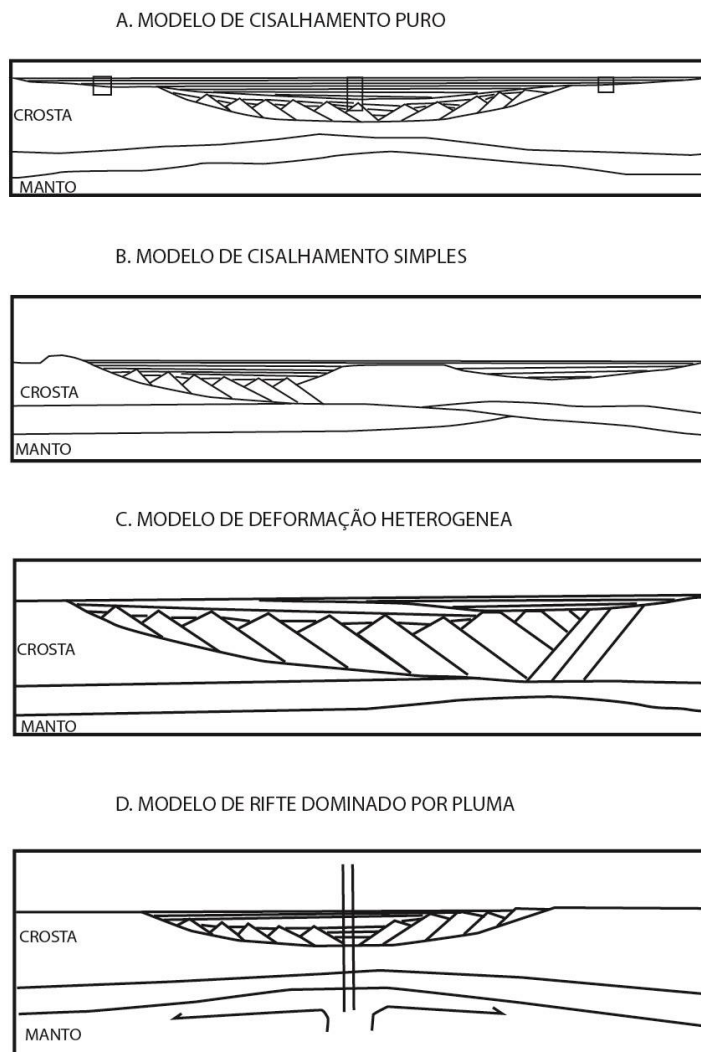


Figura 4: Modelo ilustrativo dos diferentes modelos de rifte. Modificado de Bosence (1998)

Rosendhal (1986) demonstrou em um estudo em um rifte, no Lago Tanganyika, África, que 80% das unidades do rifte se enquadravam no modelo de meio gráben, e apenas a parcela restante pode ser enquadrada como deformação heterogênea (MCKENZIE, 1978; Figura 4C). Segundo este autor, isso pode ser explicado pelo fato de esse ser o modo que mais conserva energia. Desta forma, neste trabalho, o meio gráben foi considerado a unidade fundamental de um rifte, se enquadrando no modelo proposto por Wernicke (1985).

Os modelos de evolução tectono-estratigráfica de Prosser (1993) e Kuchle e Scherer (2009) citados a seguir baseiam-se nesse mesmo fundamento: que

a geometria que geralmente se desenvolve em riftes é uma falha de borda com uma margem flexural.

4.1.2. MODELOS DE EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA EM BACIAS RIFTE

Nas bacias rifte, as superfícies regionais principais são ocasionadas por diferentes fases tectônicas. Dessa maneira, devemos interpretá-las como resposta às diferentes fases do rifte. As duas superfícies estudadas por Bosence (1998) são a discordância sin-rifte e a discordância pós-rifte, conforme a Figura 5.

A discordância sin-rifte, segundo esse autor, é formada pela rotação dos blocos pré-rifte e pelo *onlap* da superfície depositada simultaneamente com o rifteamento. Essa pode ser espalhada por toda a bacia, ou pode ser definida apenas por truncamentos erosivos locais. Enquanto isso, a inconformidade pós-rifte é considerada toda a superfície erosiva que marca o início da subsidência termal ou o abortamento do rifte (Figura 5). No entanto, no caso de o rifte evoluir para uma margem passiva, a subsidência será constante. Dessa forma, como não há momento de soerguimento neste caso, essa superfície não será marcada por uma erosão, mas sim por *downlaps* no centro da bacia (PROSSER,1993).

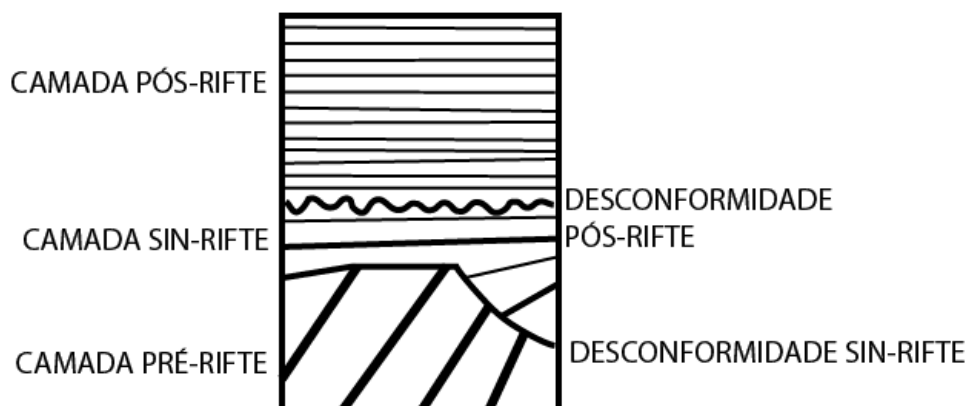


Figura 5: Modelo ilustrativo das superfícies e estratos da fase rifte. Modificado de Bosence (1998)

Bosence (1998) separou os estratos que compõem um rifte em três diferentes estratos: o estrato pré-rifte, sin-rifte e pós-rifte. O estágio pré-rifte é anterior ao rifte, e será rotacionado na fase sin-rifte. O estrato sin-rifte ocorre durante a fase de estiramento. Ele é depositado em leque, e possui variação de fácies conforme a sua proximidade com a falha. Como a tectônica de uma bacia pode não ocorrer de forma simultânea em toda sua área, é muito difícil de ser interpretada. O estágio pós-rifte ocorre quando cessa o estiramento da bacia. Nesta fase, a subsidência é controlada pelo resfriamento termal e pelo aumento da densidade da litosfera e da astenosfera, assim, ela ocorre numa área mais vasta que a fase do estiramento, no entanto, de forma mais lenta. Além disso, esta fase é marcada por espessos *onlaps* e *offlaps*, e suas seções podem ser do tipo serra dentada no caso da topografia sin-rifte não ter sido completamente preenchida.

Dentro do modelo estabelecido por Bosence (1998), é importante destacar que a fase rifte se restringe ao sin-rifte, enquanto a fase pré-rifte e pós-rifte representam diferentes fases de evoluções de bacia. Como no exemplo da bacia do Espírito Santo, a fase pós-rifte representa uma bacia *sag*. No entanto, essa é denominada dessa forma apenas quando analisada sob a ótica de um rifte.

Além destas superfícies, que delimitam o rifte, superfícies que separam as diferentes fases do rifte são de grande importância para compreender a taxa de criação de espaço de acomodação da bacia com relação ao suprimento sedimentar. Tais superfícies internas ao sin-rifte, que delimitam as unidades estratigráficas da bacia, devem ser separadas por algum critério. Os tratos de sistema tradicionais estabelecidos utilizam as variações cíclicas da curva do nível do mar para diferenciar uma sequência de outra, com a premissa de um aporte sedimentar constante. No entanto, é conhecido que o principal fator controlador de uma bacia rifte é a tectônica, com essa afetando diretamente a geração de espaço de acomodação, as áreas fonte de sedimento e o aporte sedimentar. Isso tudo, além de mascarar as variações do nível do mar, altera o aporte sedimentar e não permite que

haja erosões regionais que possam ser correlacionadas em escala de bacia, de modo que dificulta a identificação dos tratos de sistema tradicionais.

Devido a essa dificuldade, uma alternativa proposta por Prosser (1993) para os tratos de sistema, durante a fase rifte da bacia (sin-rifte) e durante a fase após o rifte (pós-rifte), é relacioná-los com o controle estrutural da bacia, para possibilitar datar com mais facilidade os movimentos tectônicos e, através da análise da geometria, o suprimento sedimentar. Esse método foi complementado e melhor adaptado para a análise sísmica por Kuchle e Scherer (2009), e testado na bacia do recôncavo.

4.1.3. SEDIMENTOLOGIA DO RIFTE

Durante a fase do rifte, a topografia é controlada por falhas. Dessa forma, essas irão controlar as zonas de sedimento clástico e alterar os padrões de sedimentação e de drenagem. Deve-se ressaltar que drenagens serão intimamente relacionadas com as estruturas formadas pelo rifte. Prosser (1993) estudou a evolução do rifte e dividiu o rifte em 2 tratos de sistema (além do pós-rifte) o trato de sistema de início de rifte e o trato de sistema de clímax do rifte (Figura 6 e Figura 7). Além desses tratos, ainda na fase sin-rifte, Kuchle e Scherer (2009) acrescentaram o trato de sistema de formação do meio gráben e o trato de sistema tectônico de final de rifte (Figura 8).

Dentro dessas diferentes fases de evolução do rifte, ambos os autores consideram a evolução do rifte muito semelhante, embora haja divergências. Para Prosser (1993) a topografia inicial é gerada por falhas menores, que acarretam uma deposição pontual. Enquanto para Kuchle e Scherer (2009) um rebaixamento regional gera uma deposição em uma área maior que o rifte. Para os dois autores, no final dessa fase a falha de borda começa a se desenvolver com o rebaixamento do *hangingwall* e o soerguimento do *footwall*. Durante o segundo estágio para Prosser (1993) e terceiro para Kuchle e Scherer (2009), na fase de maior atividade tectônica do rifte, com grande movimentação da falha de borda, as drenagens desenvolvidas no *hangingwall* ainda estão desorganizadas, e não erodem sua área fonte. Dessa forma, apenas sedimentos finos trazidos de áreas mais distais são depositados, o que ocasiona um registro com afinamento do tamanho de

grão para o topo. Por fim, com a diminuição da atividade tectônica, durante a fase final do rifte, que segundo Kuchle e Scherer (2009) faz parte do sin-rifte, mas para Prosser (1993) é pós-rifte, as drenagens desenvolvidas já se organizam e levam o sedimento mais grosso e imaturo a se depositar no *hangingwall*, gerando um evento regressivo (PROSSER, 1993 e KUCHLE E SCHERER, 2009).

Segundo Prosser (1993) e Kuchle e Scherer (2009) a reação das drenagens é atrasada em relação à tectônica, devido à demora destas para se rearranjarem. No entanto, esses mesmos autores demonstram que a reação dos sedimentos clásticos ocasionados pela erosão do *footwall* ocorrem de maneira simultânea ao movimento do rifte, com a intensidade da deposição proporcional à intensidade da tectônica. Dessa forma, pode haver um evento progradante e um retrogradante simultaneamente na bacia.

A taxa de expansão do rifte também tem um papel fundamental em seu desenvolvimento. Em bacias com a taxa de estiramento muito alta em relação à taxa de erosão, a topografia não fica completamente preenchida (BOSENCE, 1998). Por outro lado, se as taxas de erosão e de sedimentação forem maiores do que o movimento das falhas, as drenagens poderão sair do caminho preferencial, que são as estruturas formadas pelo rifte, e seguirão livremente em direção ao centro da bacia (NICHOLAS e DALEY, 1989, *apud* BOSENCE, 1998).

Com a continuação do rifte, em um estágio próximo do pós-rifte, a atividade do tectonismo diminuirá, o que ocasionará menor suprimento de sedimentos clásticos derivados do *footwall*, pois ocorrerá menor soerguimento dos blocos, e uma diminuição do espaço de acomodação. Além disso, um processo muito importante que pode ocorrer em qualquer estágio do rifte é a inundação oceânica, que, dependendo do paleoclima da área, poderá iniciar a sedimentação de carbonatos, e desenvolverá uma complexa relação de sedimentação siliciclástica e carbonática. (BOSENCE, 1998)

Na fase pós-rifte, inconformidades tendem a aparecer nas ombreiras dos riftes, pois nesse estágio a subsidência deixa de ser devido à extensão e se torna essencialmente termal. Para Prosser (1993) a deposição divergente, resultado de criação de espaço diferencial, cessa nesse momento. A topografia gerada pelas falhas começa a se planificar gradualmente, servindo de área fonte de sedimento, e seus refletores paralelos ficam gradualmente mais contínuos. O padrão de empilhamento nesse estágio é agradacional e progradacional.

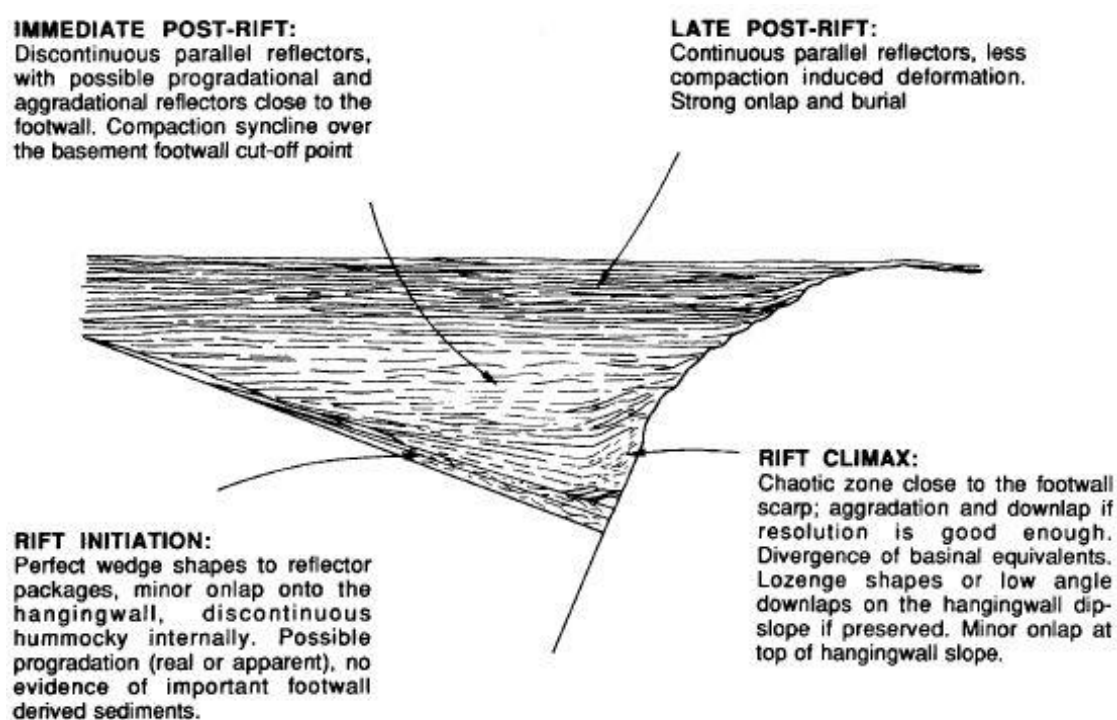


Figura 6. Tratos de sistemas tectônicos de um rift em meio-gráben. Retirado de Prosser (1993).

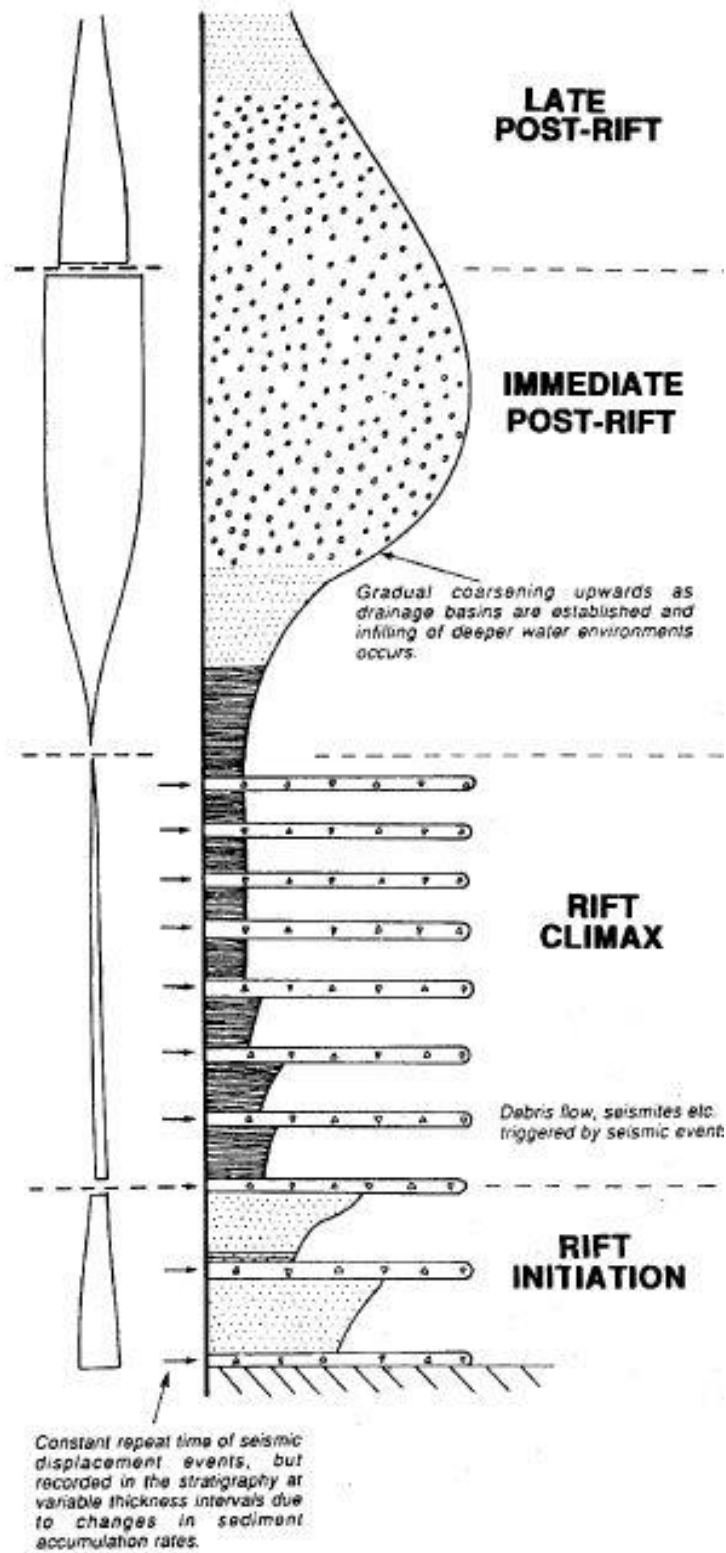


Figura 7. Perfil esquemático de tratos de sistemas tectônicos de rifte. Retirado de Prosser (1993).

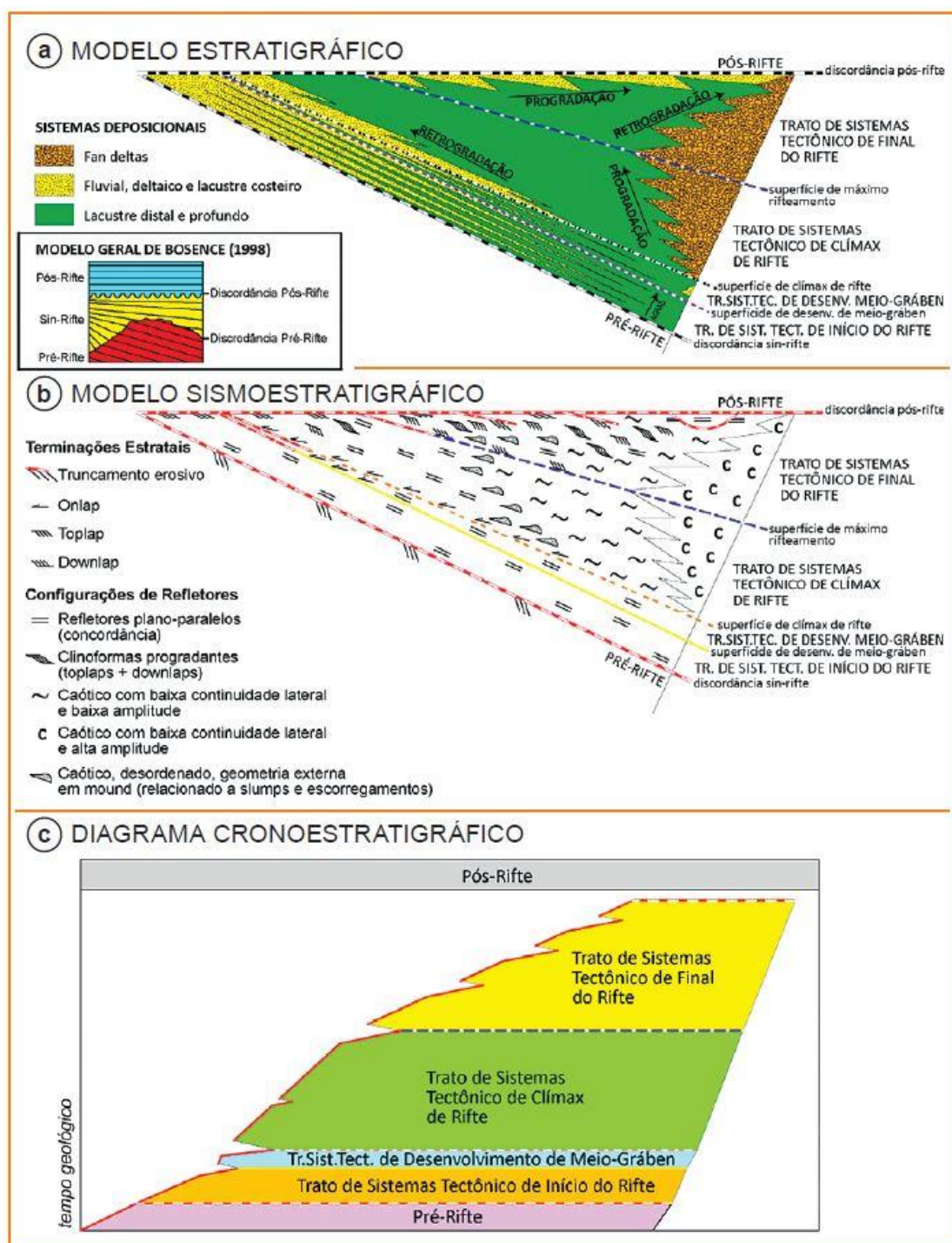


Figura 8. Modelo estratigráfico, modelo sismoestratigráfico e modelo de diagrama cronoestratigráfico de uma bacia rifte. Retirado de Kuchle e Scherer 2009.

4.2. SISMOESTRATIGRAFIA

Este projeto analisou a estratigrafia do Membro Mucuri, principalmente, através da sismoestratigrafia. Essa é uma ferramenta muito eficaz no estudo da estratigrafia de seqüências, por observar de forma ampla e contínua uma extensa seção, e teve seu início no Memoir AAPG 26 de 1977.

Sequências sísmicas são sequências deposicionais que podem ser observadas através de dados sísmicos. Essas sequências são delimitadas por erosões ou hiatos, registrados como grandes inconformidades e suas conformidades correlatas (Figura 9 e Figura 10), que podem ser correlacionadas regionalmente (MITCHUM e VAIL, 1977). Além disso, segundo Sloss (1963) essas são pertencentes de grande significado cronoestratigráfico.

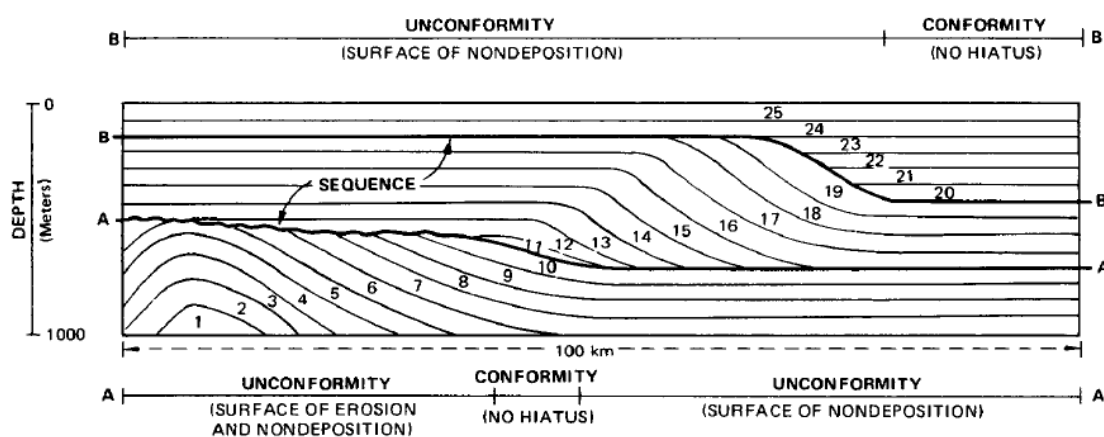


Figura 9: Ilustração de inconformidades em sequências sísmicas. Retirado de Mitchum e Vail (1977).

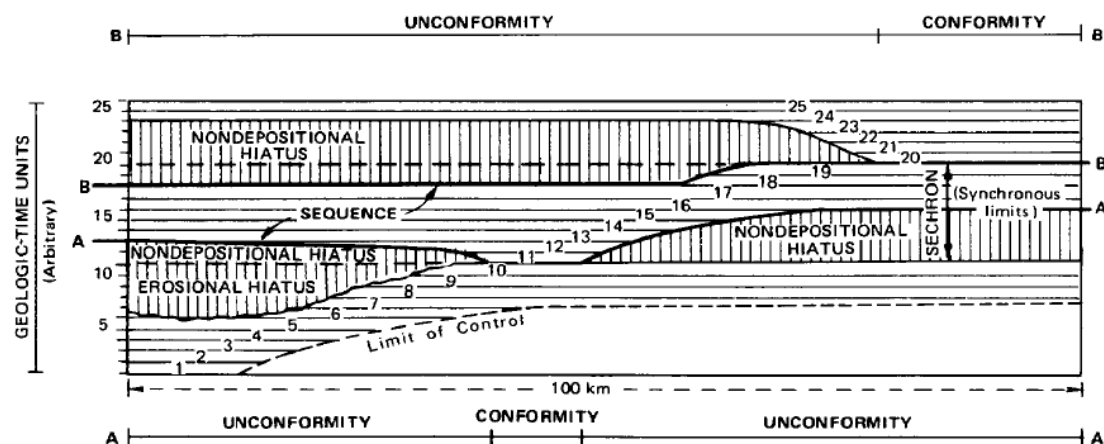


Figura 10: Ilustração de inconformidades em sequências sísmicas e seu significado cronoestratigráfico. Retirado de Mitchum e Vail (1977).

A forma mais utilizada para definir as desconformidades, que delimitam os limites de sequência, é através das terminações de refletores. De acordo com Mitchum e Vail (1977), as terminações dos refletores podem ser definidas como terminações de topo e de base de sucessões sísmicas e são demonstradas na Figura 11 e na Figura 12.

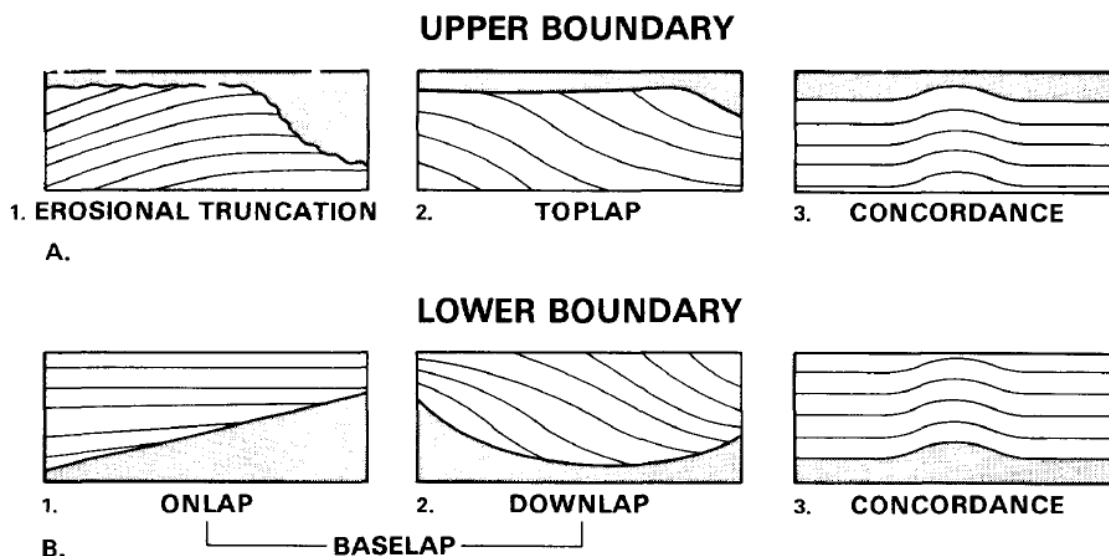


Figura 11: Ilustração dos limites inferiores e superiores de refletos. Retirado de Mitchum e Vail (1977).

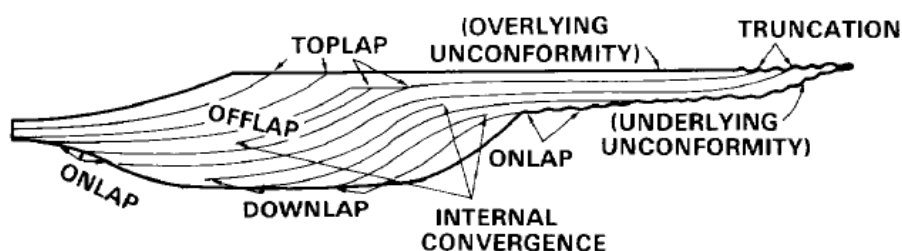


Figura 12: Ilustração dos limites inferiores e superiores de refletos. Retirado de Mitchum e Vail (1977).

Os limites de topo definidos por Mitchum e Vail (1977) são: truncamentos erosivos, *toplap* e refletos concordantes. As terminações, por sua vez, são apenas a truncamentos erosivos e o *toplap*. Dessa forma, os autores definem truncamentos erosivos como terminações laterais, que ocorrem no topo de seqüências deposicionais e que podem se estender por uma vasta área. Já os *toplaps* são terminações de refletos que ocorrem no topo de seqüências deposicionais. Estes podem ser característicos tanto de *foresets* como de clinofomas.

Os limites de base foram definidos por Mitchum e Vail (1977) como *onlaps*, *downlaps* ou refletos concordantes. As terminações de refletos são apenas os *onlaps* e os *downlaps*. Nesse contexto, *onlaps* são limites de base de seqüência, em que refletos horizontais terminam em refletos

inclinados. Enquanto isso, *downlaps* são refletores inicialmente inclinados, que terminam em refletores horizontais, com o significado de limite inferior de sequência.

As sismofácies são definidas pelos parâmetros internos e externos dos refletores. Assim, como os refletores são apenas o modo como as ondas sísmicas são refletidas pelos estratos, o comportamento de um refletor pode ser interpretado como a litologia depositada, e como a forma em que foi depositada. Dessa forma, embora não seja possível definir o tipo de rocha apenas pelas sismofácies, elas são muito importantes para definir os processos deposicionais (MITCHUM e VAIL, 1977) e, quando correlacionadas com um poço, podem ser relativamente bem-sucedidas em prever litologias.

Os parâmetros internos a serem analisados segundo Mitchum e Vail (1977), são a configuração, a continuidade, a frequência, a amplitude e o intervalo de velocidade. Segundo esses mesmos autores, a continuidade do refletor tem relação com a continuidade da deposição; a amplitude tem relação com a velocidade, com a diferença de densidade entre uma camada e outra e com espaçamento entre elas. Por outro lado, a frequência tem mais relação com a natureza do pulso, embora ainda contenha informações geológicas.

Essas informações podem revelar as características do ambiente deposicional, da fonte do sedimento e de outros parâmetros geológicos (MITCHUM e VAIL, 1977).

Outro parâmetro que contém informações geológicas de grande importância é a geometria do refletor (Figura 13 e Figura 14). Segundo Mitchum e Vail (1977), a geometria e a fácies sísmica dependem da forma externa e da configuração interna do refletor, assim, estes parâmetros devem ser entendidos antes da interpretação da geometria. Os refletores podem ser paralelos, subparalelos ou divergentes, e carregam importantes informações sobre a energia de deposição do ambiente.

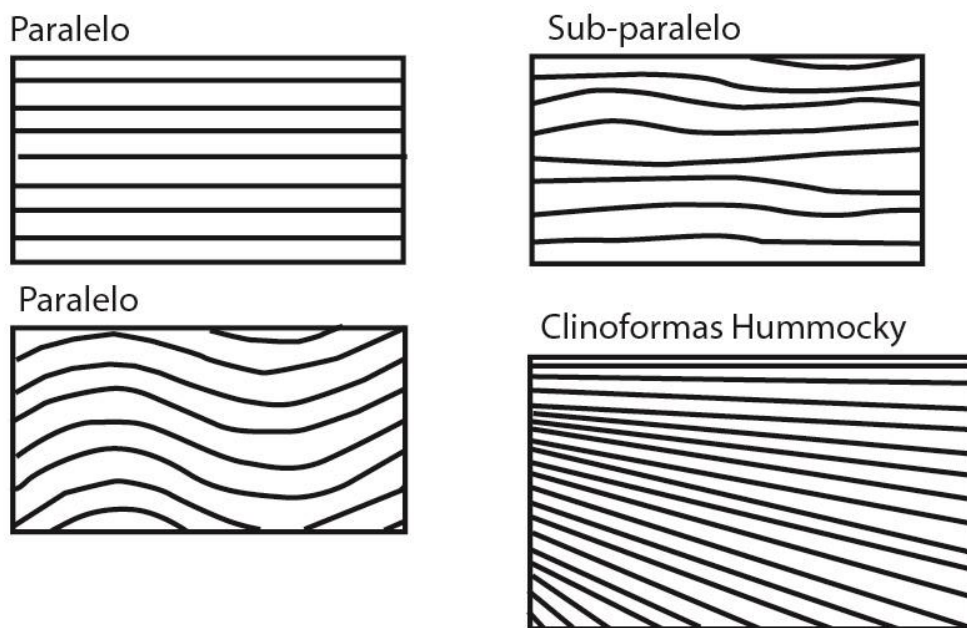


Figura 13: Geometria de refletores. Modificado de Mitchum e Vail (1977).

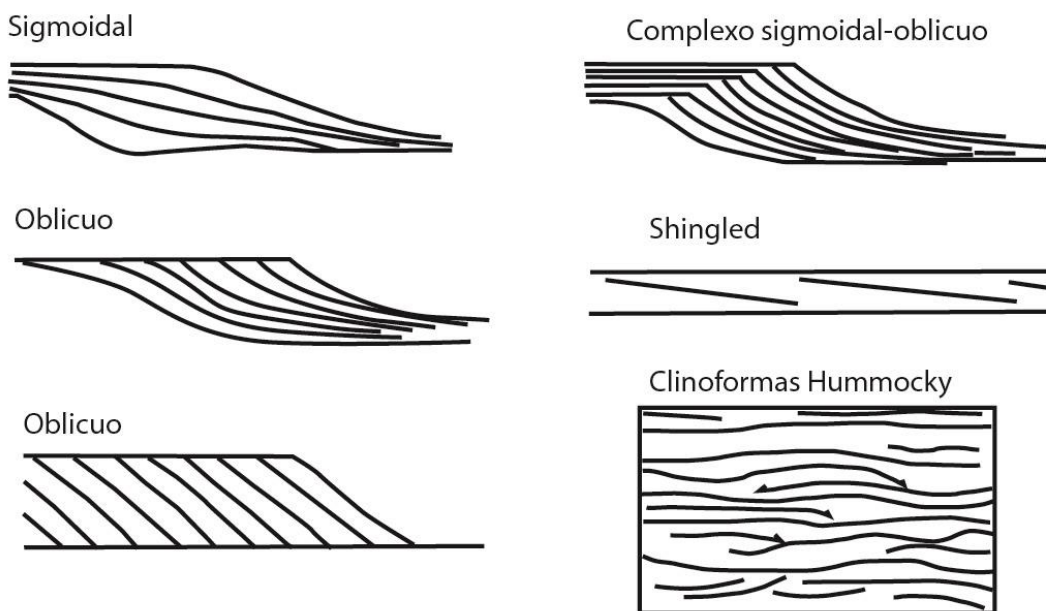


Figura 14: Geometria externa de refletores. Modificado de Mitchum e Vail (1977).

5. METODOLOGIA E ESTRATÉGIAS DE AÇÃO

Neste projeto, os dados consistem em sísmica e poços, adquiridos pelo Projeto Mucuri no convênio UFRGS e Shell do Brasil. A sísmica analisada consiste no volume 3D Fazenda Alegre, com aquisição *onshore*, os poços incluem um testemunho e quatro poços com amostra de calha. O sinal sísmico é processado para um sinal *zero-phase*, em que o pico da curva do sinal sísmico ocorre no local em que há o maior contraste de impedância. Os poços e o testemunho estão localizados na região NO da área (1CP-0001-ES) na região central (1NO-0002-ES) (1NO-0001-ES) e na região sudeste (1SP-0001-ES) (Figura 15).

O processamento dos dados foi feito em laboratório e em *softwares* específicos para interpretação sísmica, no laboratório Seislab (localizado no prédio de pós-graduação em estratigrafia da UFRGS). A sísmica e os poços da área foram carregados em software específico de interpretação sísmica, onde foi feita a interpretação do topo e da base do intervalo de interesse e o mapeamento sísmico. As linhas mestras foram carregadas no *software* Adobe Illustrator, onde foi feita a interpretação completa destas. Os critérios de definição dessas linhas foi a distribuição dessas na área de estudo, a representatividade dessas para a área em que foram definidas, pouco ruído e proximidade com poços e testemunhos para que facilitasse a correlação das sismofácies com as litologias. Dessa forma, foram definidas quatro linhas *dip* (51, 111, 171, 211) e três linhas *strike* (621, 381, 181). As linhas *dip* iniciam de Sul na linha 51 a norte da área na linha 211, enquanto as linhas *strike* iniciam de Oeste com a 181 a Leste com a 621 (Figura 15).

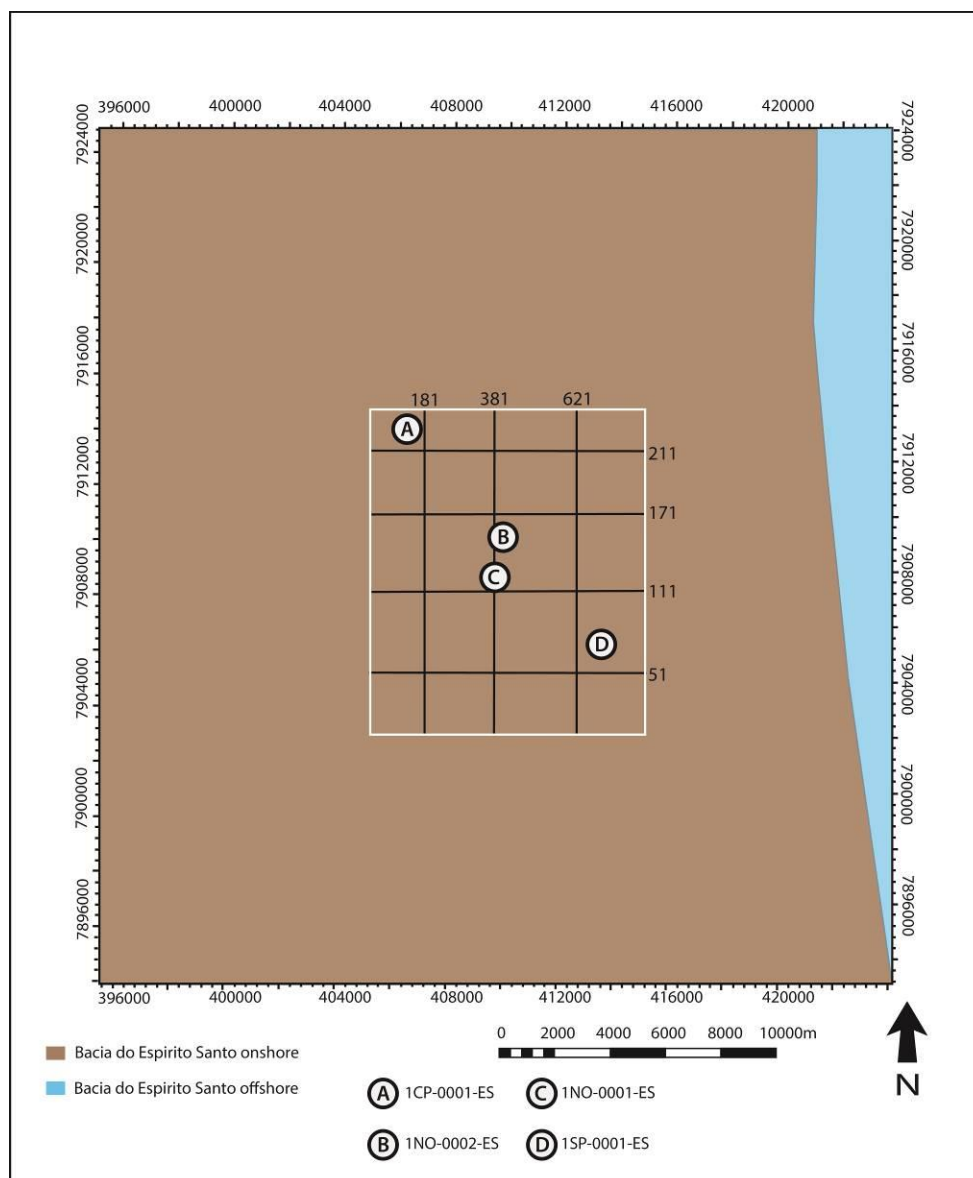


Figura 15: Área de trabalho com as linhas mestras interpretadas e com os poços disponíveis. Linhas sísmicas 51, 111, 171 e 211 de Sul para Norte; 621, 381 e 181 de Leste para Oeste.

5.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Esta etapa, essencial para qualquer projeto, foi feita durante toda a realização da monografia. Primeiramente, a revisão iniciou com os autores que definiram a sismoestratigrafia, como Mitchum Jr e Vail (1977). Após isso, a revisão passou para autores que estudaram bacias rifte e estudos de caso destas bacias com sísmica. Durante o projeto, diversos autores com temas que se aproximam do projeto foram estudados.

5.2. ESCOLHA DA ÁREA

Para a escolha da área, determinados critérios foram definidos como mais ou menos importantes. Como esse projeto tem como intuito reconhecer e contribuir para a compreensão da tectônica da área, dados que ajudem a reconhecer a relação da sedimentação com os padrões estruturais foram definidos como as características mais importantes. Além disso, outro parâmetro analisado foi o volume de dados e a qualidade destes disponíveis na área. O volume sísmico definido, o Fazenda Alegre, possui uma relação complexa entre o embasamento, a Formação Cricaré e o Membro Mucuri (Figura 16). Além disso, possui poços e um testemunho descrito, e é integralmente coberto por sísmicas 3D.

5.3. MAPEAMENTO DO TOPO E DA BASE.

Depois de delimitada a área de estudo, o topo e a base foram mapeados. O limite de base do Membro Mucuri é com a Formação Cricaré, que são os sedimentos do rifte, ou com o embasamento. Enquanto isso, o limite de topo é com os sedimentos evaporíticos do Membro Itaúnas ou com a Formação Urucutuca, que é uma formação do Cretáceo superior que erode os sedimentos do Aptiano.

Para o mapeamento do intervalo de estudo, foram definidos parâmetros sísmicos para a separação do topo e da base juntamente com a correlação das linhas sísmicas com poços e com o testemunho descrito. A partir dos poços, fez-se o mapeamento com um intervalo de 10 linhas para as *dip* e 20 para as *strike*, totalizando 22 linhas *dip* e 40 linhas *strike* na área de estudo (Figura 16). Esses intervalos de mapeamento das linhas sísmicas foram definidos com o intuito de abranger o máximo de informações dentro do tempo esperado para esta etapa. Este espaçamento compreende um intervalo médio de 550 metros no sentido *dip*, e 250 metros no sentido *strike*.

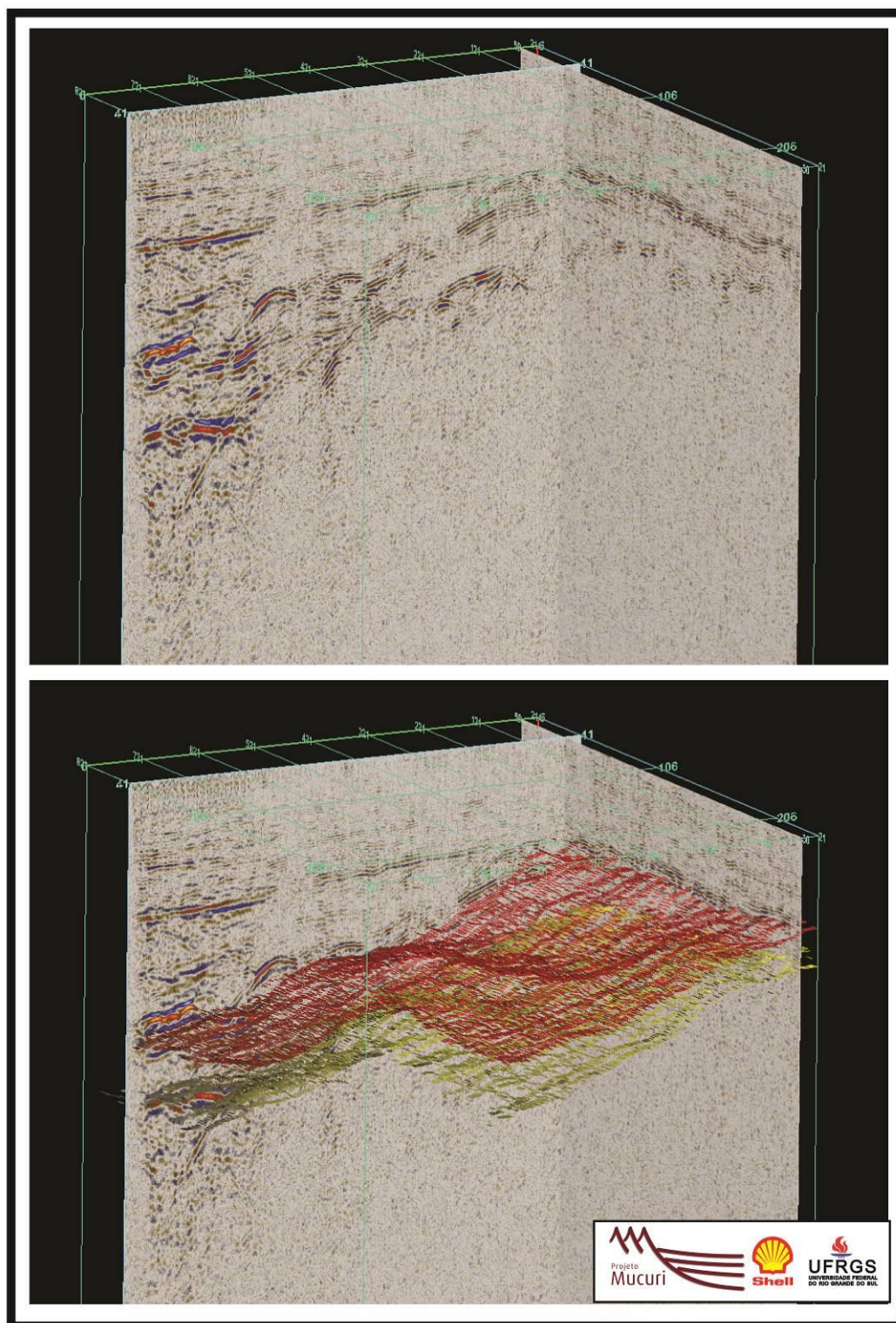


Figura 16: Malha de interpretação do topo (vermelho) e da base (amarelo) do Mb. Mucuri.

5.4. INTERPRETAÇÃO EM LINHAS MESTRAS.

A interpretação completa dos refletores foi feita nas linhas mestras da área no *software* Illustrator. A interpretação completa dos refletores consiste em traçar a continuidade e as terminações desses, com o intuito de compreender a deposição dos pacotes e das camadas e, assim, delimitar as unidades sismoestratigráficas, definir as sismofácies e elaborar os diagramas cronoestratigráficos.

5.4.1. REFLETORES E UNIDADES SÍSMICAS

Uma reflexão sísmica é o tempo duplo de reflexão de uma camada de ondas sonoras emitidas por uma fonte na superfície e captado por geofones. A reflexão sísmica, segundo Mitchum Jr e Vail (1977) contém um grande significado cronoestratigráfico, pois, além de ser uma superfície geológica, é uma superfície que representa tempo. Assim, quando se interpreta um refletor, se interpreta uma superfície depositada simultaneamente.

Para definir as terminações das reflexões sísmicas, identificam-se os diferentes tipos de terminações, Mitchum Jr e Vail (1977) separaram estes em *onlap*, *downlap*, *toplap* e truncamento erosivo. Essa interpretação ajuda a compreender e a definir as relações com maior significado geológico e cronoestratigráfico, como as unidades sismoestratigráficas e as sequências sísmicas.

A partir das superfícies de refletores com maior significado cronológico e geológico, como superfícies onde ocorre uma grande quantidade de terminações de refletores, traçam-se as delimitações das unidades sísmicas. Essas possuem grande significado no tempo, podendo representar mudança no padrão de empilhamento, uma alteração no ambiente de sedimentação ou um hiato.

5.4.2. SISMOFÁCIES E CORRELAÇÃO COM OS POÇOS E TESTEMUNHOS

As sismofácies são unidades mapeáveis tridimensionalmente, com características e parâmetros de reflexão semelhantes, que diferem das unidades que as rodeiam, (MITCHUM e VAIL, 1977). Dessa forma, a

definição das sismofácies foi feita a partir da geometria externa e interna dos refletores.

A continuidade, a amplitude e a frequência dos refletores, que são parâmetros internos, foram analisadas primeiramente. Quando esses não responderam de forma satisfatória, seja por ruído ou por baixa resolução da sísmica, a geometria externa dos refletores foi analisada. A interpretação da litologia a partir das sismofácies foi feita principalmente em locais onde poços e testemunhos cruzem as linhas sísmicas.

Para auxiliar a interpretação das sismofácies, com a visualização de feições deposicionais em *time-slice* (corte no eixo z) foi gerado volume aplainado no *software* Geoteric. O volume sísmico aplainado é gerado após uma superfície ser interpretada, planificando esta e partindo do pressuposto que a superfície interpretada represente um mesmo tempo deposicional. Dessa forma, o corte permite visualizar a fatia de um mesmo tempo de deposição, o que possibilita distinguir linhas de costa, canais fluviais, ou mesmo outras feições deposicionais.

5.5. ELABORAÇÃO DOS DIAGRAMAS CRONOESTRATIGRÁFICOS.

Os diagramas cronoestratigráficos foram elaborados a partir das unidades sísmicas e da textura sísmica. O arcabouço estratigráfico, definido a partir das terminações dos refletores, foi relacionado com as sismofácies, para cada uma das linhas *dip* e *strike* interpretadas. Como as sismofácies foram correlacionadas com as litologias e com os ambientes deposicionais, o diagrama permite ver a relação que cada ambiente e cada unidade sísmica tem com o tempo; permite, também, uma melhor visualização dos hiatos e das discordâncias.

5.6. MAPEAMENTO SÍSMICO

O mapeamento sísmico foi feito para o topo e para a base de cada unidade sísmica definida na etapa anterior em conjunto com a interpretação das terminações dos refletores. O mapeamento foi realizado de forma sistemática, para cada 10 linhas *dip* e 20 linhas *strike*. Isso gerou uma malha

com densidade de interpretação que permitiu para o software mapear, através do *auto-tracking*, as linhas sísmicas não mapeadas, usando como base o tipo de refletor mapeado (pico ou calha).

Dessa forma, foram elaborados mapas de profundidade e de isópacas, ambas em tempo, que permitiram 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. Esses mapas auxiliaram na interpretação das primeiras ocorrências de cada unidade, além disso, facilitaram o entendimento de como a movimentação do embasamento e seus altos influenciaram na sedimentação e na deposição em cada momento.

6. RESULTADOS

6.1. ENVELOPE DO MUCURI E ARCABOUÇO NA ÁREA DE ESTUDO

A calibração de um poço com a sísmica pode ser feita de diversas formas. Como a unidade de medida no eixo vertical de um poço e de uma linha sísmica são diferentes, o primeiro é em pés ou metros e o segundo é em *TWT*, ou *two way travel time* (tempo duplo, geralmente em milissegundos), para correlacionar esses dois dados, é necessário algum método que os torne equivalentes na representação. Para isso, o método mais comum é o de *checkshot*, em que o tempo de propagação de uma onda sonora desde a superfície é medido em diversos pontos do poço. Nesse volume sísmico não há poços calibrados com *checkshot* e, por conta disso, nessa área, o topo e a base do Membro Mucuri foram mapeados através dos atributos e dos parâmetros sísmicos, o que torna envelope do Membro Mucuri sujeito a uma componente interpretativa. Ou seja, não há uma correlação direta entre os poços e a sísmica, e as correlações realizadas são de conexão do poço com horizontes mapeados na sísmica – a conexão depende da interpretação sísmica. Isso se deve ao fato do volume de dados aqui utilizados ser antigo (anos 90), e o baixo grau de investimento na obtenção de dados com alta qualidade. Entretanto, esses problemas não invalidam o procedimento, apenas devem ser apontados como eventuais limitantes na confiabilidade das interpretações integradas.

A amplitude de sinal é a relação da diferença de impedância acústica de duas camadas. Esta é, por sua vez, um produto da densidade da camada e da velocidade sísmica. Levanto em conta tais conceitos, foi estabelecido para o mapeamento do topo e da base utilizar a diferença das características físicas das rochas sobrepostas e subjacentes ao Mucuri. O topo, em locais em que a litologia sobreposta é pertencente ao Membro Itaúnas, foi definido através da alta impedância acústica dos evaporitos e dos carbonatos deste Membro. Para essa situação, o topo do Mucuri foi definido como o refletor com um grande pico negativo que ocorre abaixo dos refletores com alta amplitude e sinal positivo (marcando a passagem do sal para sedimentos

siliciclasticos), como pode ser observado na Figura 17. Outra possibilidade ocorre quando o topo é marcado pela escavação da Formação Urucutuca, onde o limite superior é facilmente reconhecível, já que os refletores do Membro Mucuri fazem nítidos truncamentos erosivos no topo.

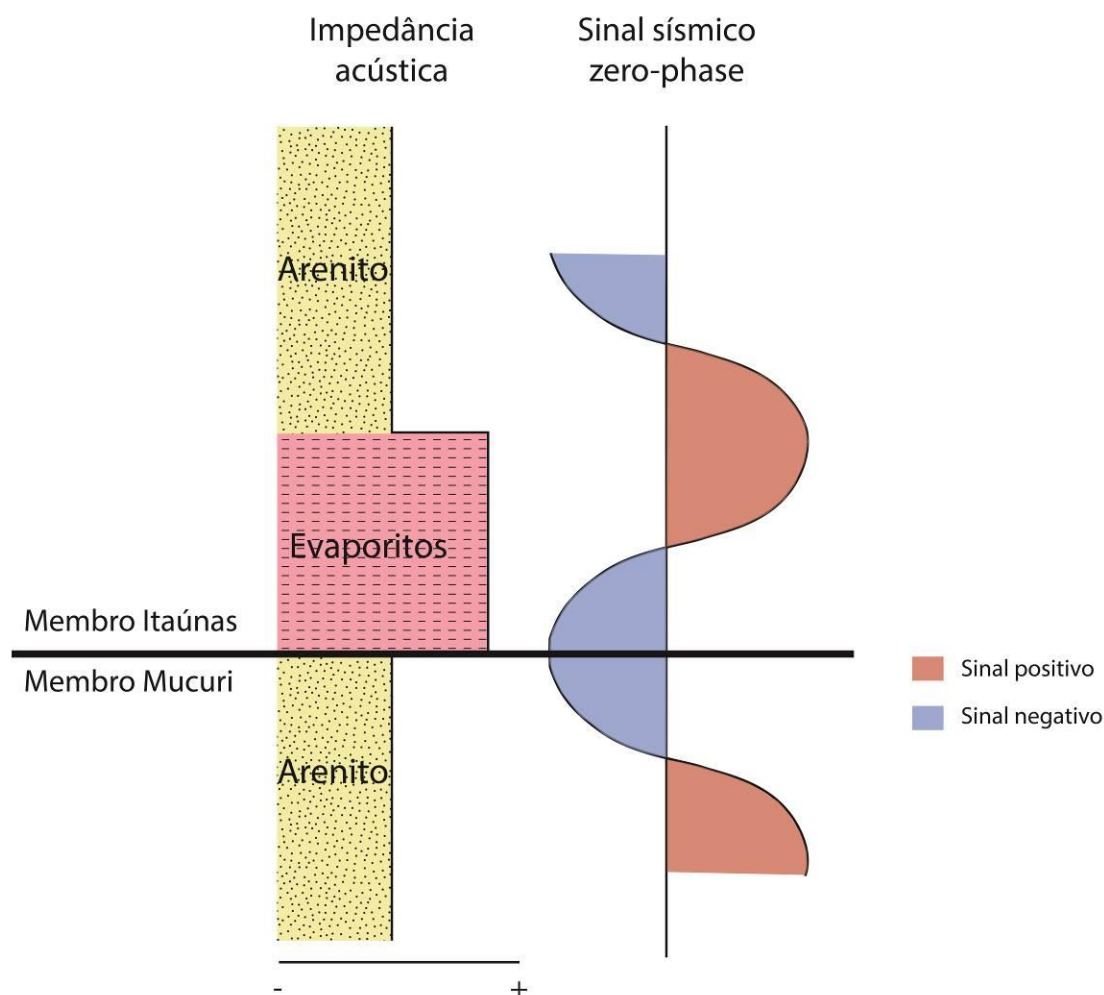


Figura 17: Critério de separação da base do sal com o topo do Membro Mucuri com o sinal processado para um sinal sísmico *zero-phase*. Nesta passagem, como há uma grande variação de impedância, de uma maior para uma menor, há um sinal sísmico negativo de grande amplitude. Além disso, o topo do sal, que é um refletor de grande amplitude de sinal sísmico, facilita na identificação do Mb. Mucuri.

Na base do Mb. Mucuri, continuamente no mesmo refletor, há artefatos sísmicos, que não representam a geologia local, mas um problema no sinal. Esse ruído é comum quando há grande variação de impedância e o acamamento das rochas sotopostas é diferente das sobrepostas, o que, neste caso, foi interpretado como a mudança dos sedimentos para rochas de maior densidade. Dessa forma, esse refletor foi definido como a base do

Membro Mucuri e o topo do embasamento, o que é demonstrado na Figura 18. Além disso, os parâmetros adotados para a separação na sísmica entre o Membro Mucuri e a Formação Cricaré foram a deposição divergente, que ocorre nessa Formação e os refletores localizados, com alta reflexão e amplitude. O primeiro ocorre devido à taxa de criação de espaço não uniforme do rifte, e o segundo em conta do vulcanismo Fm. Cabiúnas, que está intercalado com os sedimentos do rifte.

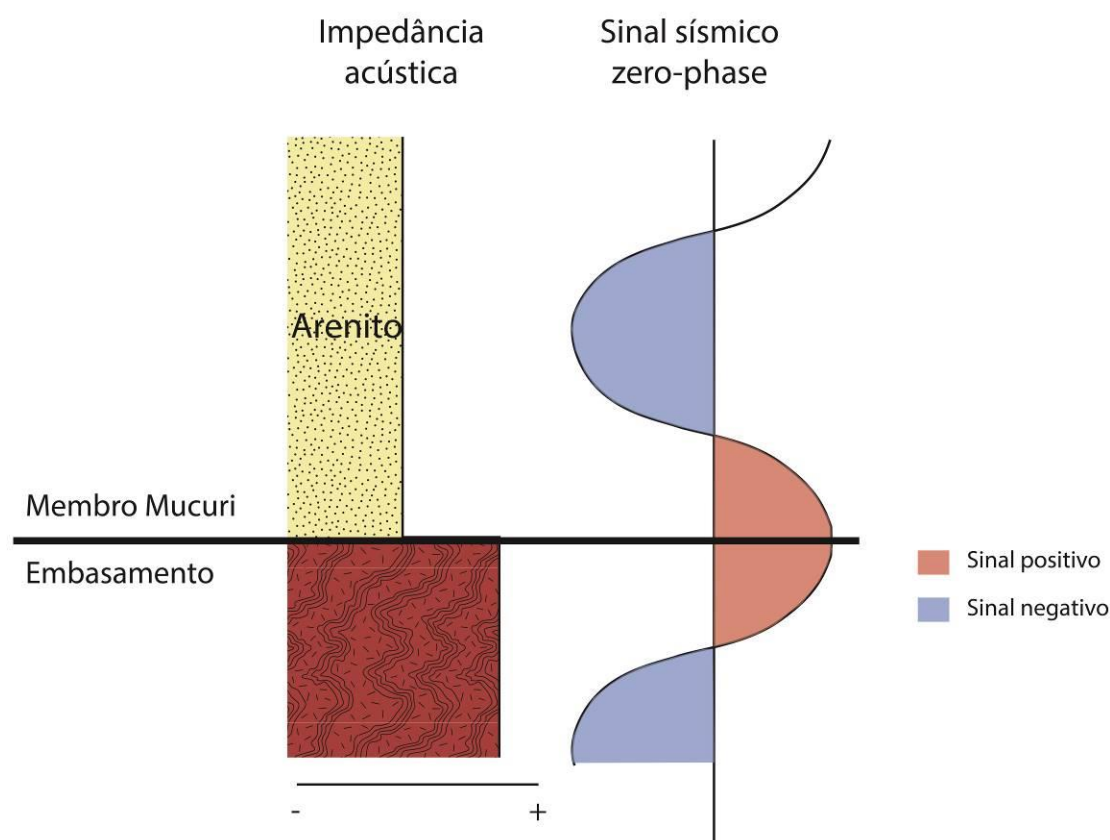


Figura 18: Critério de separação da base do Membro Mucuri para o embasamento, com o sinal processado para um sinal sísmico *zero-phase*. Nesta passagem, como há uma grande variação de impedância, de uma menor para uma maior, há um sinal sísmico positivo de grande amplitude.

O arcabouço estratigráfico da área trabalhada na área de estudo é demonstrado na Figura 19. A deposição inicia com a Formação Cricaré, com os sedimentos depositados simultaneamente ao rifte juntamente com o vulcanismo Cabiúnas. A deposição do Membro Mucuri ocorre após, sem nenhuma discordância visível na escala da sísmica. Como pode ser observada, a deposição neste membro não só recobre a paleo-topografia,

mas também é deformada pelo movimento do embasamento simultâneo à deposição, mostrando a importância do tectonismo neste período. Dentro do objeto de estudo foram identificadas três unidades sísmicas: US1, US2, US3; além disso, duas superfícies que delimitam essas unidades, a superfície X e Y (Figura 20). Após isso, há a deposição de evaporitos e carbonatos do Membro Itaúnas, os quais, devido a movimentos de halocinese deformam o topo do Membro Mucuri. Além disso, o topo do Membro estudado sofre escavação da Formação Urucutuca, que erode os sedimentos do Aptiano.

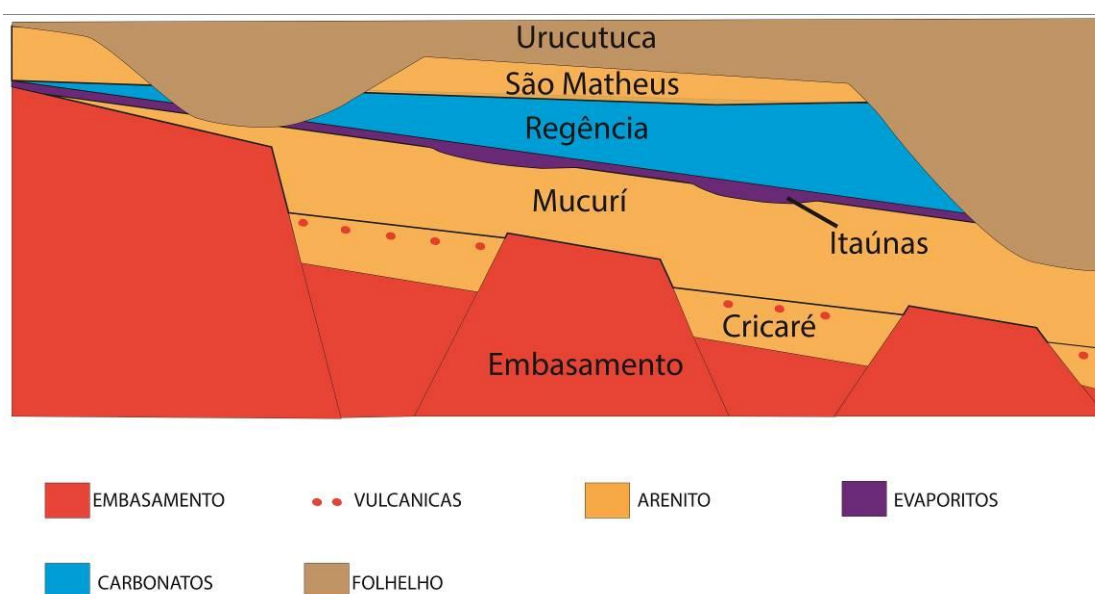


Figura 19: Modelo geológico conceitual estratigráfico da área analisada. Ênfase para a relação do Membro Mucuri com o embasamento, com a Formação Cricaré, com o Membro Itaúnas e com a Formação Urucutuca. Figura fora de escala.

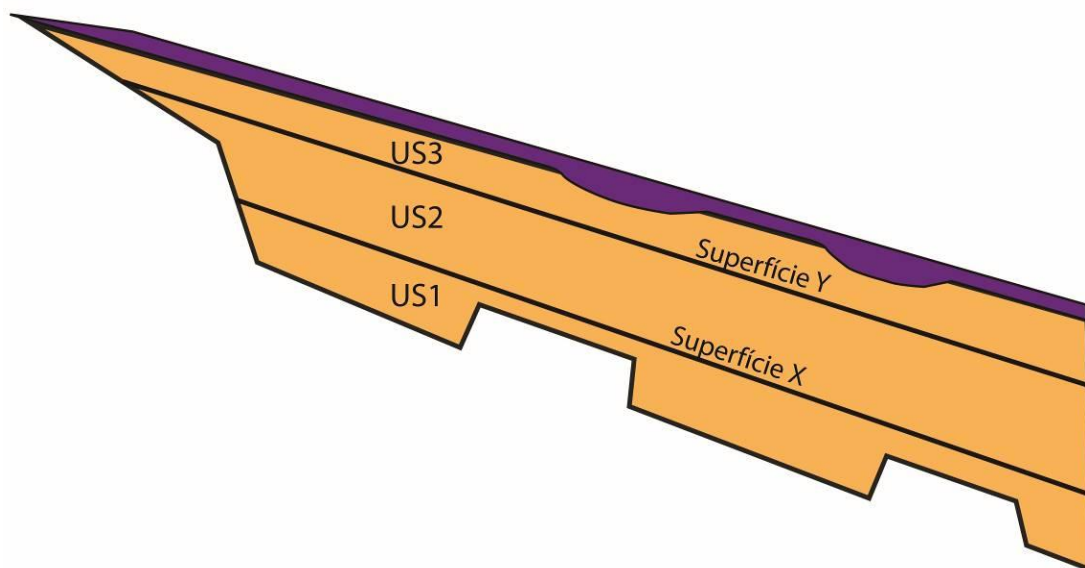


Figura 20: Arcabouço sismoestratigráfico esquemático do Mb. Mucuri na área de estudo. Representação das unidades e sua relação com as superfícies. Em marrom, as unidades internas do Mb. Mucuri. Em roxo, os evaporitos do Mb. Itaúnas. Figura fora de escala.

6.2. UNIDADES SISMOESTRATIGRÁFICAS

Nas linhas mestras selecionadas, foram interpretadas as terminações dos refletores, com *onlaps*, *downlaps*, *toplaps* e truncamentos erosivos. A partir disso, foram reconhecidas 3 unidades sísmicas: a US1 (a mais basal), a US2 (a intermediária), e a US3 (a do topo). Delimitando as unidades, estão as superfícies X e Y, respectivamente.

Nas linhas, pode ser observada uma tendência de *onlaps* na base, com alguns *downlaps* na profundidade intermediária sobre a superfície X e sobre a superfície Y. Além disso, embora todas as unidades sísmicas reconhecidas ocorram em todas as linhas mestras, elas ocorrem de forma mais restrita em algumas linhas. A US1 é a unidade com a deposição mais restrita, a US3 é a que mais possui erosões, devido à discordância no topo, enquanto a US2 é a que possui o registro mais completo.

Pode ser destacado que no topo, em todas as linhas interpretadas, há truncamentos erosivos causados por erosão pela Fm. Urucutuca ou pelos precipitados do Membro Itaúnas, provavelmente por movimentos de halocinese. Em algumas seções onde não há evaporitos, ou onde os

mesmos apresentam uma grande deformação pós deposicional, há truncamentos erosivos das camadas subjacentes, por movimentação das camadas.

6.3. SISMOFÁCIES E DIAGRAMAS CRONOESTRATIGRÁFICOS

Como neste volume sísmico os poços não foram amarrados com a sísmica, e a correlação entre os dois dados foi feita com critérios interpretativos, baseados na alta impedância acústica dos evaporitos do Membro Itaúnas A utilização desta correlação como auxílio na interpretação dos dados deve ser feita de forma limitada e especulativa. Entretanto, isso não invalida qualquer levantamento de interpretações integradas desta forma. Além disso, como a sísmica é antiga e foi adquirida em ambiente *onshore*, próximo de cidades e estradas, que são grandes emissores de ruído, a amplitude do sinal tem grande variação lateral que não pode ser explicado apenas por fenômenos geológicos. Assim, para as sismofácies, os poços e a amplitude do sinal foram considerados de maneira secundária.

A interpretação sísmica de Mitchum e Vail 1977 foi desenvolvida como uma solução para margens passivas, onde a variação do nível de base é controlada pela variação do nível eustático global, pela subsidência e pelo aporte sedimentar. No entanto, o presente estudo foi desenvolvido em uma bacia formada em um contexto de quebra continental, em um momento em que o nível de base era controlado pelo nível de um lago (Vieira 1998). Neste contexto, há outros componentes com grande importância, como Nichols 2009 observou, o nível eustático de lagos intracratônicos sem conexão com o mar é muito suscetível a mudanças climáticas, o que faz com que o nível de base se torne muito mais instável e varie em ciclos muito frequentes. Estudos nos lagos do rifte africano, no lago Kivu, Tanganyka e Turkana (HABERYAN, HECKY 1987; TALBOT, ALLEN 1996; WOOD, *et. al.* 2017) demonstram que há expressivas variações de coluna da água associados a variações climáticas na ordem de centena de metros (Figura 21). No lago Kivu, por exemplo, ocorreu uma rápida transgressão de 400m no EoHoloceno (WOOD, *et. al.* 2017). Isso reflete uma variação vertical muito além da resolução sísmica. Em conta disso, neste estudo, as sismofácies foram interpretadas,

não como uma litologia ou um contexto deposicional, mas sim como uma faixa definida de forma arbitrária de tipos de sedimentos que variam entre offshore, fluviais e deltaicos. Cada uma representando a maior ocorrência de cada sistema.

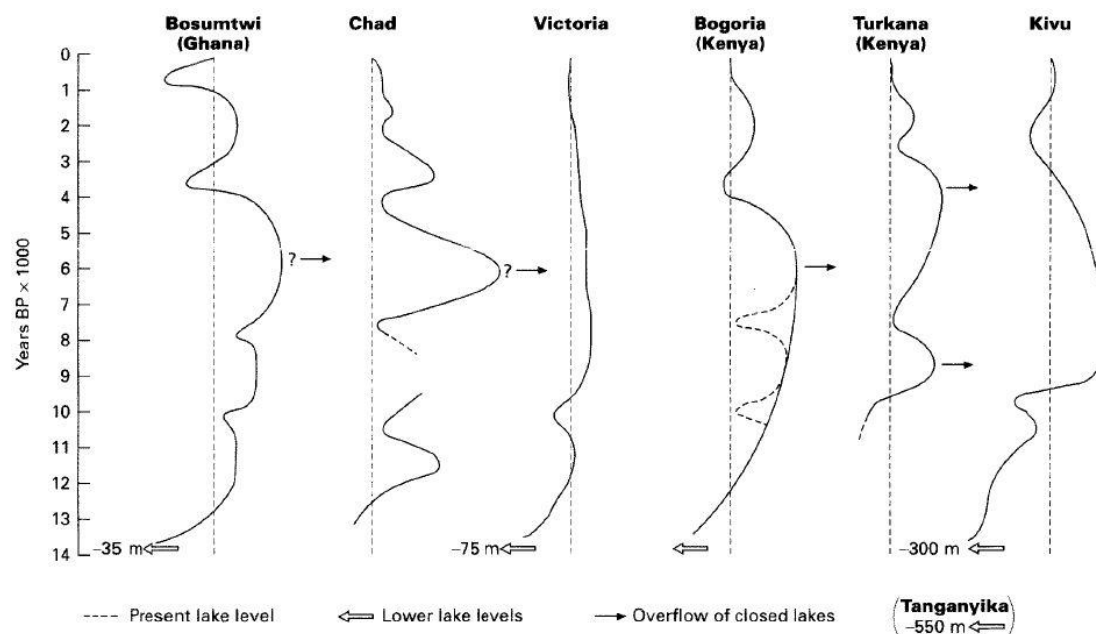


Figura 21. Variação do nível dos lagos do rifte africano. Retirado de Talbot e Allen (1996).

Foram definidas três sismofácies. A S1, com os refletores mais contínuos e com maior amplitude de sinal que as outras definidas, a S2, que possui os refletores mais descontínuos e menos paralelos, e com menor amplitude de sinal, e a S3, que possui geometria externa em forma de *mounds* (Figura 22). A última sismofácies foi considerada apenas em *mounds* com dimensões de aproximadamente 500 metros na direção *dip*, 1500 na direção *strike* e que possuem geometria interna complexa.

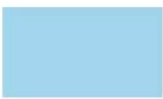
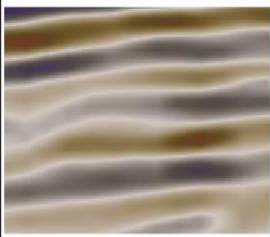

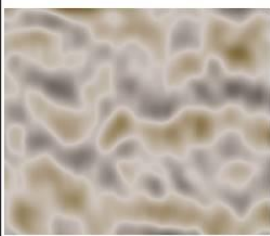

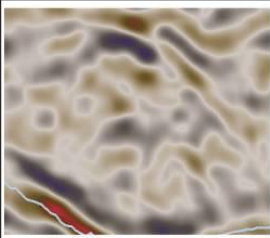
Sismofácies	Sismofácies	Descrição	Interpretação
Sismofácies 1 (azul) 		Refletores contínuos a semi-contínuos, com amplitude moderada a alta.	Alternância de sedimentos fluviais e costeiros com sedimentos finos do offshore. Maior quantidade de sedimentos finos que a sismofácies 2.
Sismofácies 2 (amarelo) 		Refletores caóticos a semi-contínuos, com amplitude moderada a baixa.	Alternância de sedimentos fluviais e costeiros com sedimentos finos do offshore. Maior quantidade de sedimentos grossos que a sismofácies 1.
Sismofácies 3 (marrom) 		Mounds com estrutura interna com dimensão maior na direção strike que na dip. Estrutura interna complexa com refletores em downlap.	empilhamento de clinoformas deltaicas em linha de costa estagnada, com sedimentos retrabalhados por ondas.

Figura 22: Quadro com as descrições das três sismofácies identificadas, suas descrições e interpretações.

A S1 é a que possui mais sedimentos finos e foi interpretada como a que possui mais sedimentos *offshore*. Essa é a que possui refletores com maior continuidade, pois sedimentos depositados por decantação refletem uma continuidade maior que os fluviais, já que os sedimentos se depositam apenas associados a processos de baixa energia sobre um fundo plano. Além disso, sua amplitude também é elevada por dois motivos: uma maior quantidade de lama dentro de sedimentos arenosos gera maior contraste de impedância e os sedimentos *offshore* do Mb. Mucuri possuem finas camadas de evaporitos (Figura 23, Figura 24, Figura 25, Figura 26A).

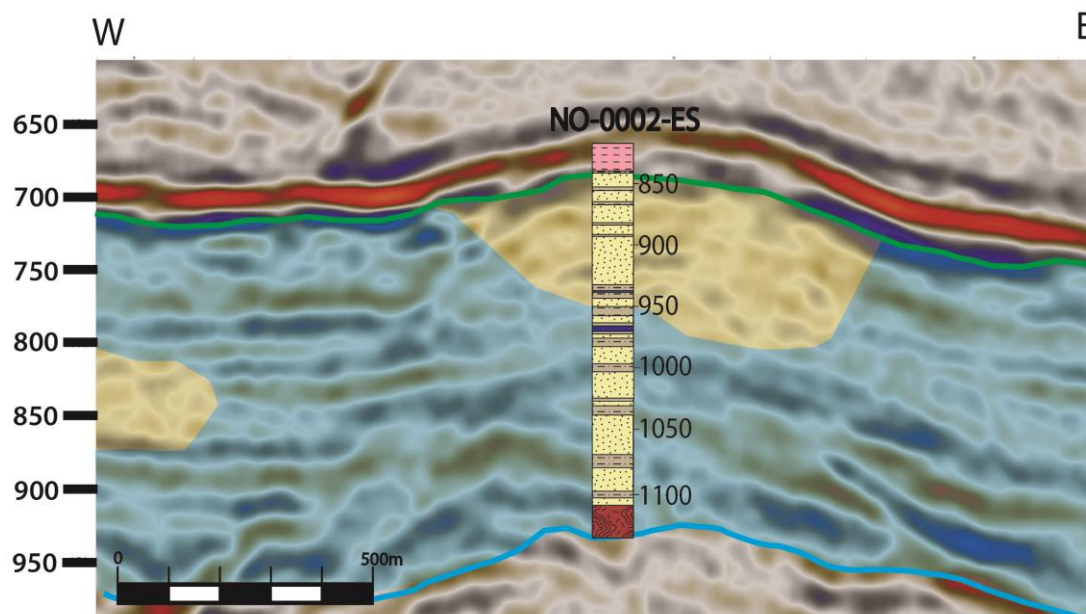


Figura 23: Correlação do poço NO-0002-ES com a sísmica. Sismofácies S1 com uma maior proporção de lama em relação aos sedimentos arenosos. Sismofácies S2 com uma relação maior de areia para lama. Azul-S1, amarelo-S2, marrom-S3. Linha dip141

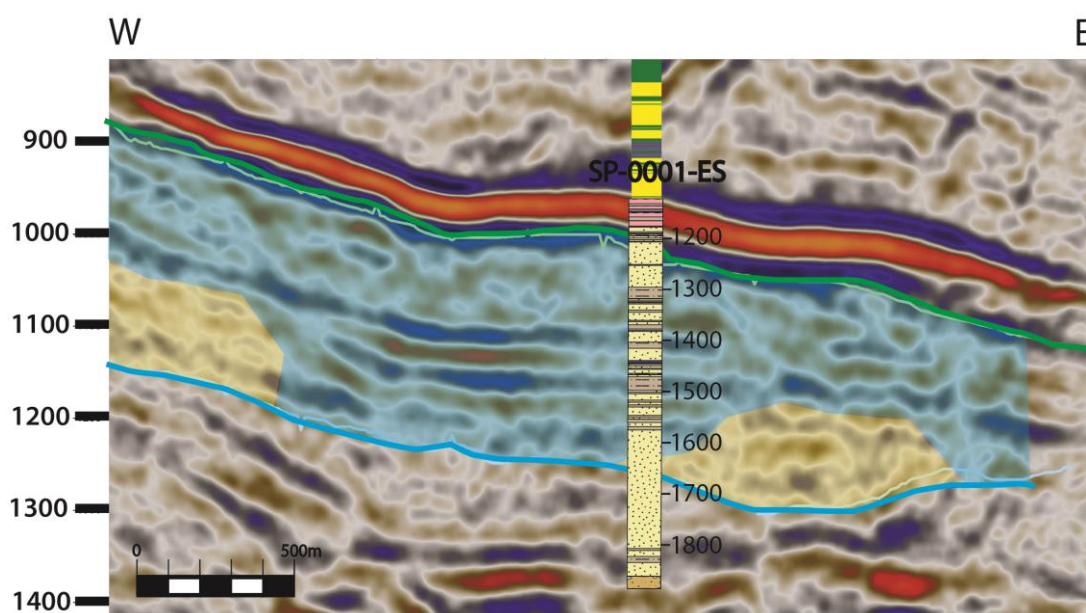


Figura 24: Correlação do poço SP-0001-ES com a sísmica. Perfil demonstra intercalação de lama com areia com uma proporção semelhante. Este poço, conforme a Figura 15 demonstra, é o que se localiza mais a leste na área de estudo, e intercepta a sísmica apenas na S1. Azul-S1, amarelo-S2, marrom-S3. Linha dip71

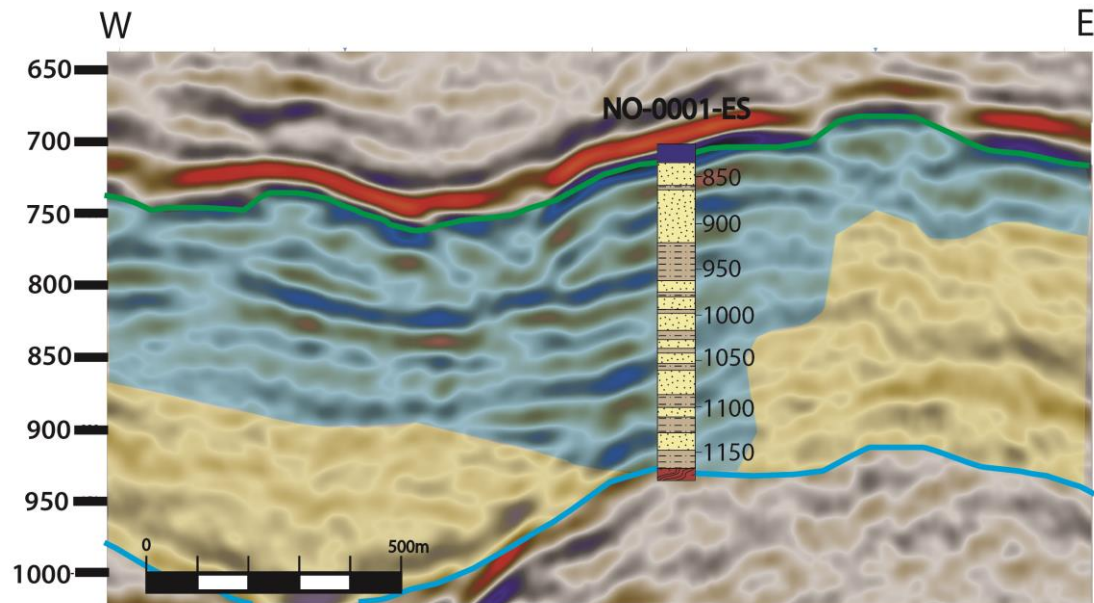


Figura 25: Correlação do poço NO-0001-ES com a sísmica. Perfil demonstra intercalação de lama com areia com uma grande quantidade de lama. Este poço, se localiza a Oeste do soerguimento do embasamento na parte central (discutido posteriormente neste trabalho) e este intercepta a sísmica apenas na S1. Azul-S1, amarelo-S2, marrom-S3. Linha dip 111

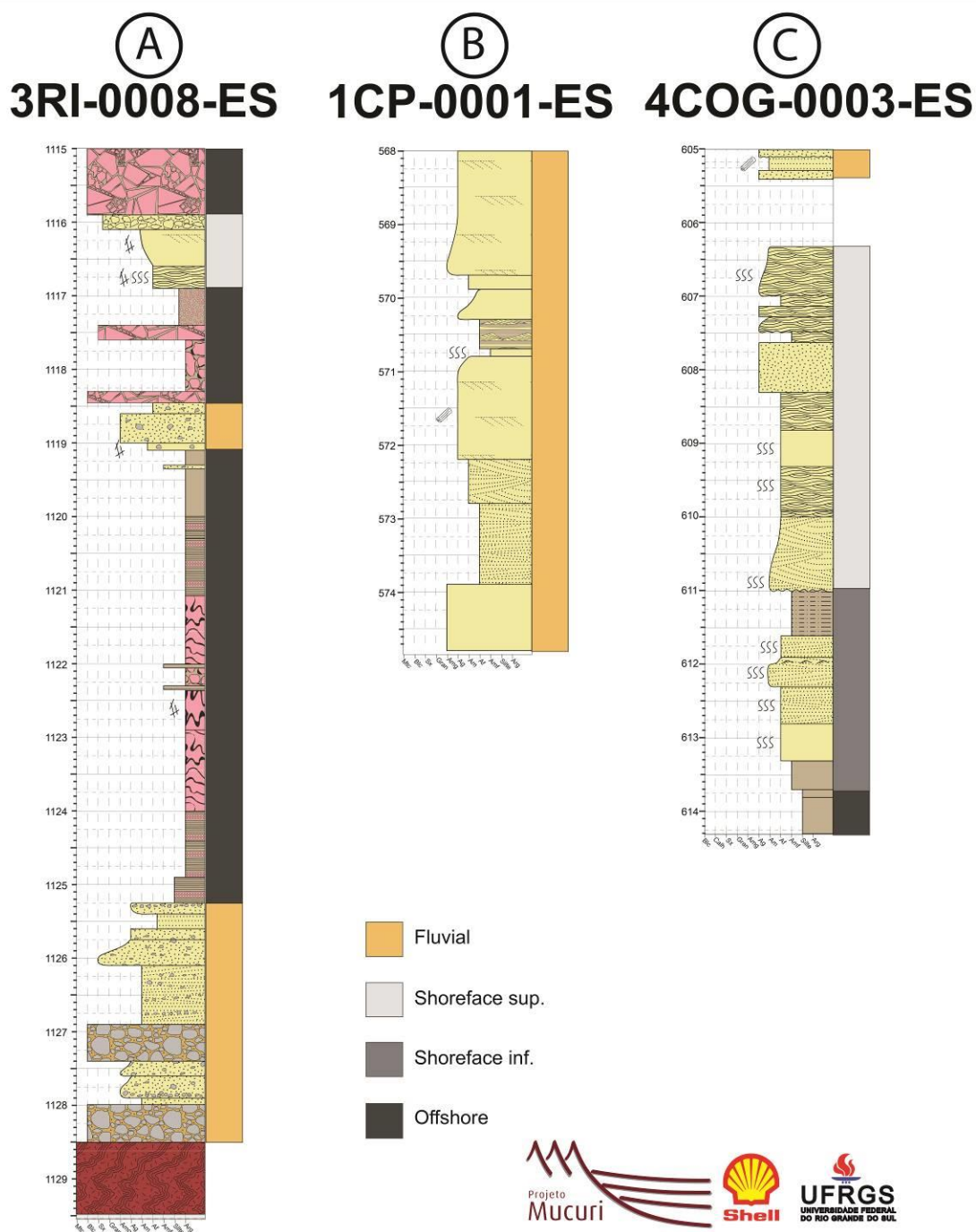


Figura 26: Testemunhos descritos no Projeto Mucuri. 3RI-0008-ES, demonstrando a sismofácies 1, com uma grande quantidade de sedimentos offshore, neste caso, com anidrita. 1CP-0001-ES é o único testemunho descrito dentro da área de estudo e este trecho evidencia uma associação de fácies fluvial, interpretada como sismofácies 2. O testemunho 4COG-0003-ES mostra uma variação de associação de fácies de offshore a fluvial, que é a interpretação da representação dos deltas nesse contexto em que estes são retrabalhados por ondas.

A S2 é interpretada como a que possui predominância de sedimentos fluviais em relação às demais sismofácies (Figura 27). Essa é a única em que um testemunho descrito intercepta o volume sísmico, o qual mostra uma grande quantidade de sedimentos fluviais se alternando, em escala métrica, com fácies de *shoreface* e *offshore* (trecho fluvial na Figura 26B). Dados preliminares do Projeto Mucuri interpretaram os rios deste Membro como fluviais com alta variabilidade de descarga, sem elementos arquiteturais de canais. Ademais, não foi possível reconhecer canais fluviais no volume aplainado da sísmica. Esses dados em conjunto levam a interpretação que esses fluviais são efêmeros e com fraca canalização.

A S3 foi interpretada como pequenos deltas formados por descargas fluviais em um corpo lacustre (Figura 28 e Figura 29), já que a configuração dos refletores da S3 se assemelham com a sismofácies *hummocky cliniform* descrita por Mitchum e Vail (1977) como “descontinuidade irregular de reflexão sub-paralela formando um padrão *hummocky* quase que aleatório com divisões não sistemáticas de refletores” e interpretada como pequenos lobos deltaicos entrando em água rasa em um prodelta (Figura 30). Além disso, a sua morfologia e a sua dimensão são compatíveis com os modelos análogos discutidos a seguir. Os modelos também demonstram a frequência desses deltas, podendo conter até uma dezena destes em poucos quilômetros de linha de costa. A Figura 26C ilustra o empilhamento de camadas desses deltas, já que os testemunhos descritos pelo Projeto Mucuri demonstraram apenas deltas dominados por onda e fluviais fracamente canalizados.

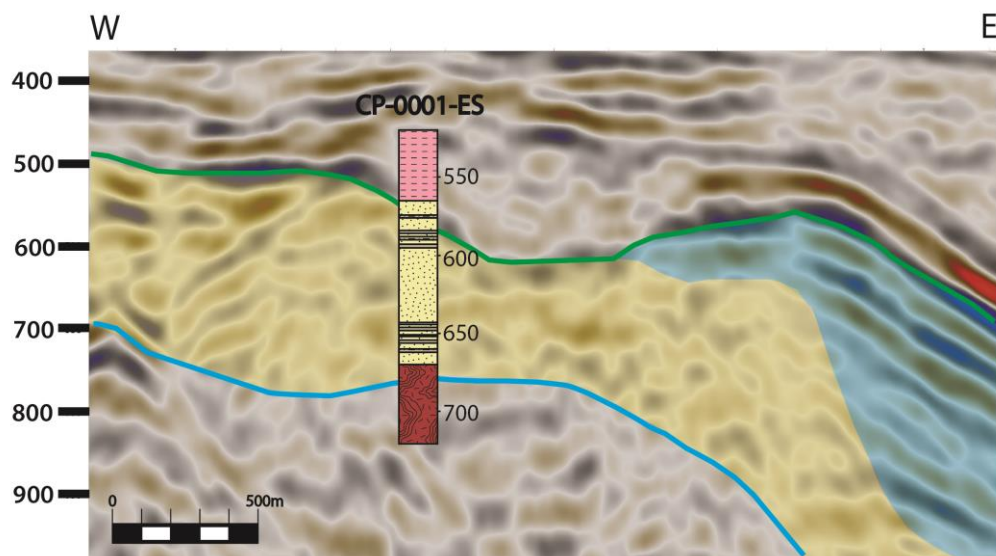


Figura 27: Correlação do poço CP-0001-ES com a sísmica. Conforme este perfil, esta área, que é a mais a Oeste na área de estudo (Figura 15), possui uma grande quantidade de sedimentos arenosos, o que embasa a interpretação de S2. Azul-S1, amarelo-S2, marrom-S3. Linha dip 221

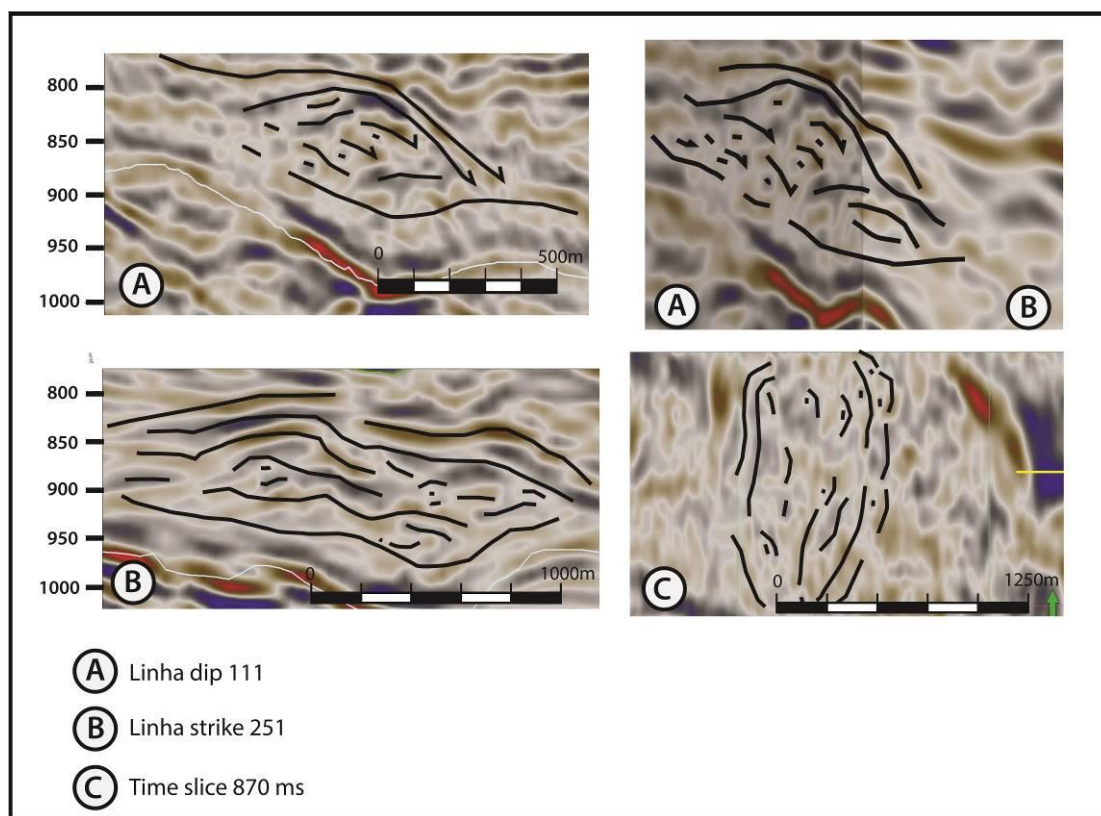


Figura 28: Figura demonstrando cortes verticais Leste-Oeste e Norte-Sul, e um corte horizontal com profundidade sísmica de 870 ms de um *mound*. As linhas *dip* mostram uma tendência progradante, com refletores da porção superior em *downlap* na base, além de estruturas internas complexas com pequenos *downlaps*. Os cortes no sentido *strike* e no *time-slice* demonstram uma maior concentração de deposição no centro do *mound*, com maior espessura e maior alcance de deposição em sentido ao depocentro da bacia respectivamente.

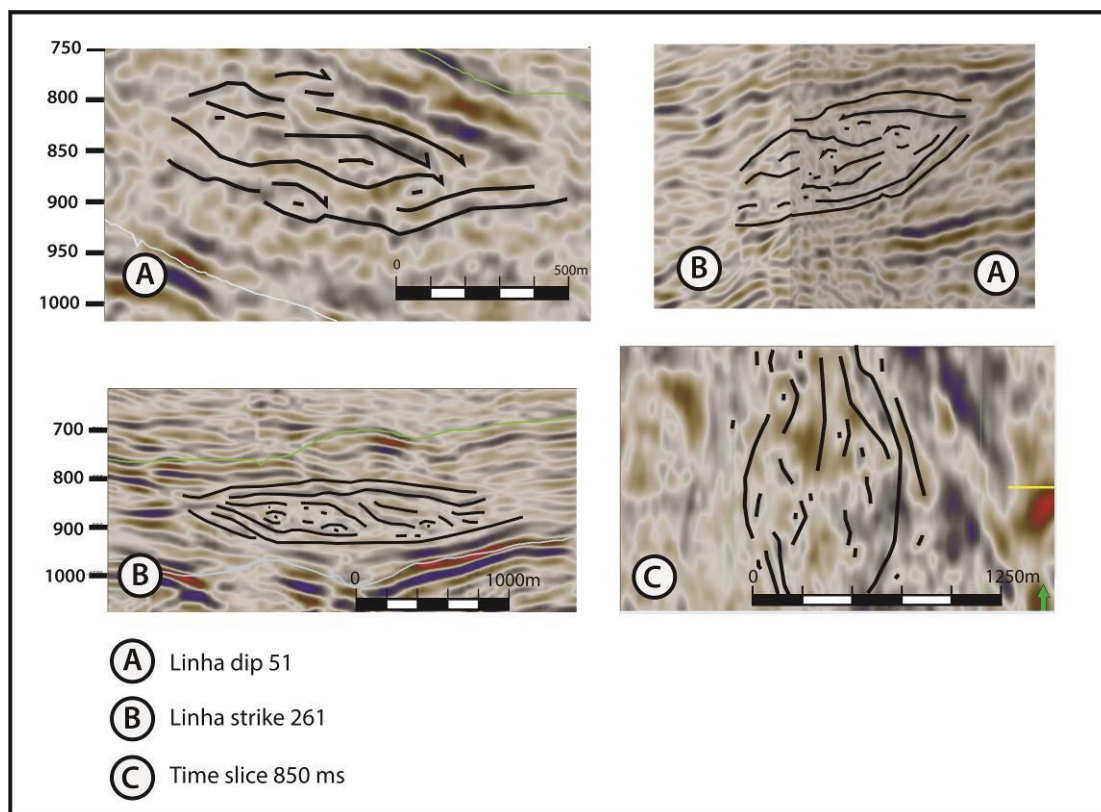


Figura 29: Cortes verticais Leste-Oeste e Norte-Sul, e um corte horizontal com profundidade sísmica de 850 ms de um *mound*. As linhas *dip* mostram uma tendência progradante, mas com menos intensidade que na com os *downlap* não alcançando o refletor da base. Este *mound* apresenta estrutura interna semelhante à . Os cortes no sentido *strike* e no *time-slice* maior espessura e maior alcance de deposição em sentido ao depocentro da bacia no centro da estrutura apresentada.

Clinoformas Hummocky

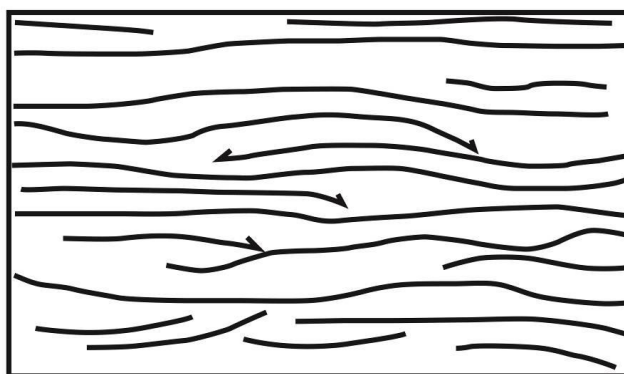


Figura 30: Sismofácies clinoformas Hummocky, interpretada por Mitchum como pequenos corpos deltaicos depositando em um prodelta. Configuração de refletores semelhante com a S3, com refletores curvos sobrepostos em *downlap* nos refletores subjacentes. Modificado de Mitchum e Vail (1977).

6.4. DESCRIÇÕES DAS LINHAS MESTRAS

6.4.1. LINHA *DIP* 51

Esta linha é a mais ao Sul da área de estudo (Figura 15). A sua deposição inicia na US1 com uma clara tendência transgressiva, com muitos *onlaps* na base, principalmente sobre o embasamento, demonstrando um aumento no espaço de acomodação (Figura 31, Figura 32 e Figura 33). Essa unidade é concordante com a Formação Cricaré, que ocorre no Leste preenchendo as calhas do rifte, a qual, por sua vez, é diferenciada do embasamento, devido à diferença na trama de seus refletores (embasamento apresenta os refletores caóticos). Os refletores são bem contínuos no Leste e descontínuos no Oeste, com um *mound* (clinoforma deltaica de pequeno porte discutido a seguir) na transição. O topo da US1, a superfície X, faz um truncamento erosivo com os refletores da mesma no centro-Leste da linha. O início da deposição da unidade US2 é representado por refletores em *downlap* com a superfície X no centro. A US2 possui refletores bem contínuos e paralelos do Leste até o centro da linha, onde os refletores têm a configuração externa de um *mound* de grande proporção em relação aos outros do volume sísmico. Após esse *mound*, os refletores ficam com menor continuidade e com a amplitude baixa. A deposição desta unidade ocorre em toda a linha, e seu topo é delimitado pela superfície Y, contra a qual os refletores terminam em *toplaps* próximos ao centro da linha. A unidade US3 inicia como refletores em *downlap* contra a superfície Y no Leste. A US3 possui refletores contínuos em toda a sua extensão. Como mencionado anteriormente, esta é a linha sísmica mais ao sul da área de estudo, é também a mais próxima ao paleocânion Fazenda Cedro, que é marcado pelas erosões do Cretáceo superior sobre os sedimentos mais antigos. Dessa forma, essa linha sísmica é marcada por uma grande quantidade de truncamentos erosivos no seu topo.

A deposição inicia na US1 com predominância das sismofácies 1 (S1) desde o Leste até o centro, também há um grande volume da S2 no Oeste da linha (Figura 34). A gradação ocorre com a S3, que ocorre em menor volume nessa unidade. Na US2, a distribuição das sismofácies ocorre de forma bem semelhante que na primeira unidade. No entanto, a S1 continua um pouco

mais para Oeste e a há S3 de maneira mais representativa. No topo da linha, na US3, à exceção de pequenos pontos onde as outras sismofácies transpõem a US2, ocorre apenas a S1. Nessa linha, podemos observar um caráter transgressivo em todas as unidades. Internamente às unidades US1 e US2 o movimento transgressivo é pequeno, com a S1 entrando poucos metros em direção à parte mais proximal. No entanto, na US3 há uma grande transgressão com a sismofácies mais distal dominando a área de estudo.

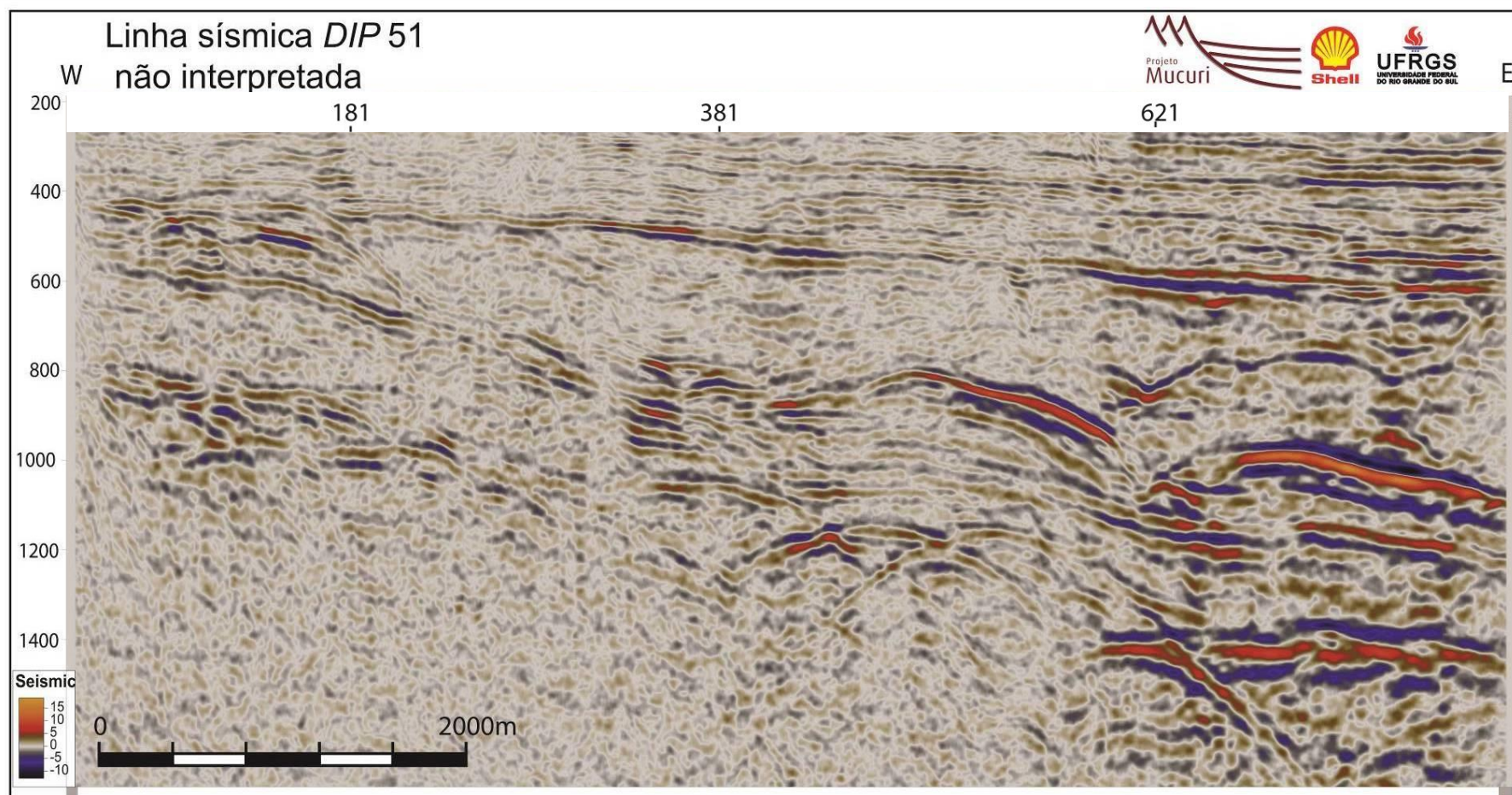


Figura 31. Linha mestra DIP51 não interpretada.

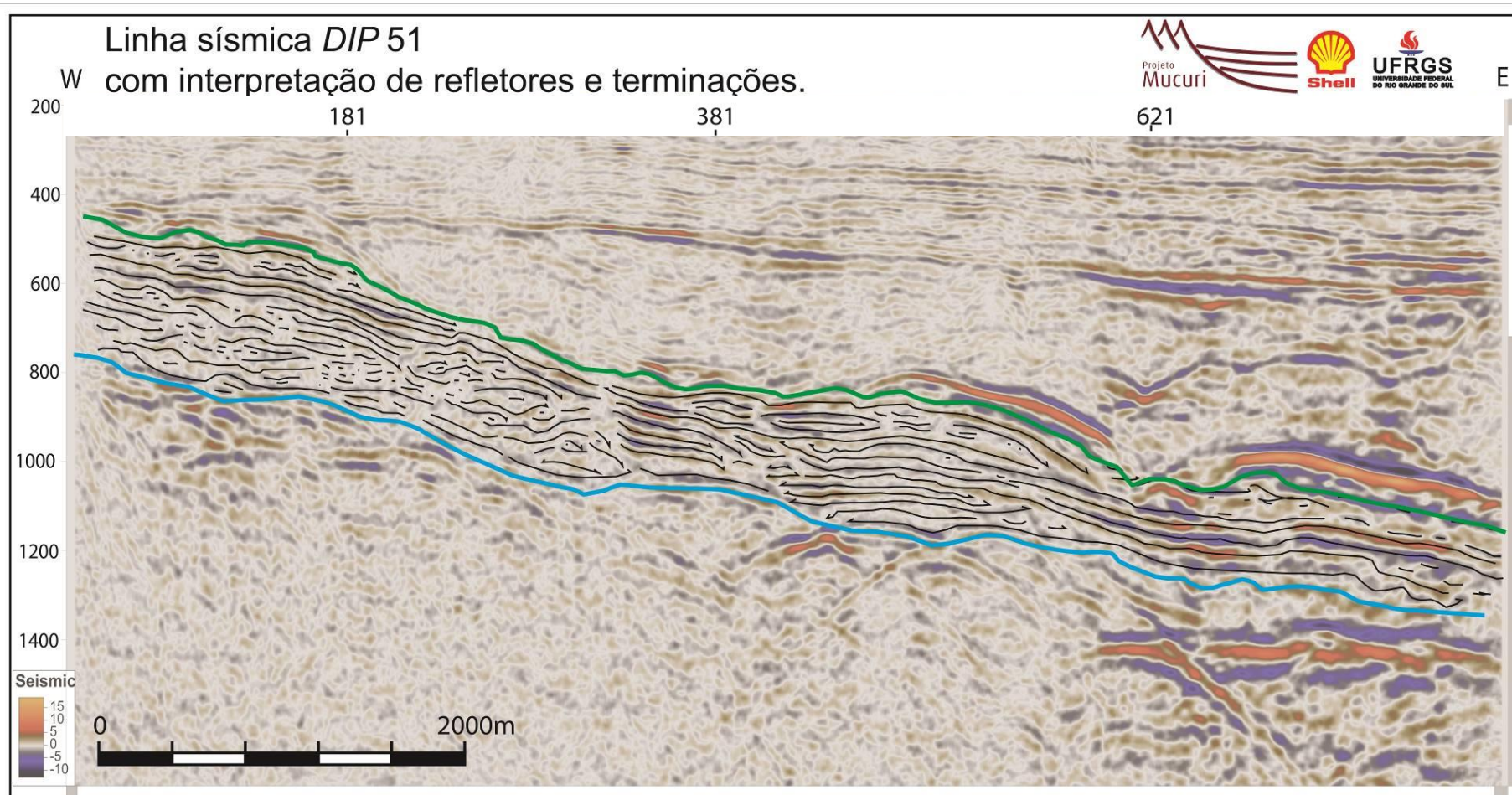


Figura 32. Linha mestra DIP51 com interpretação de refletores e terminações.

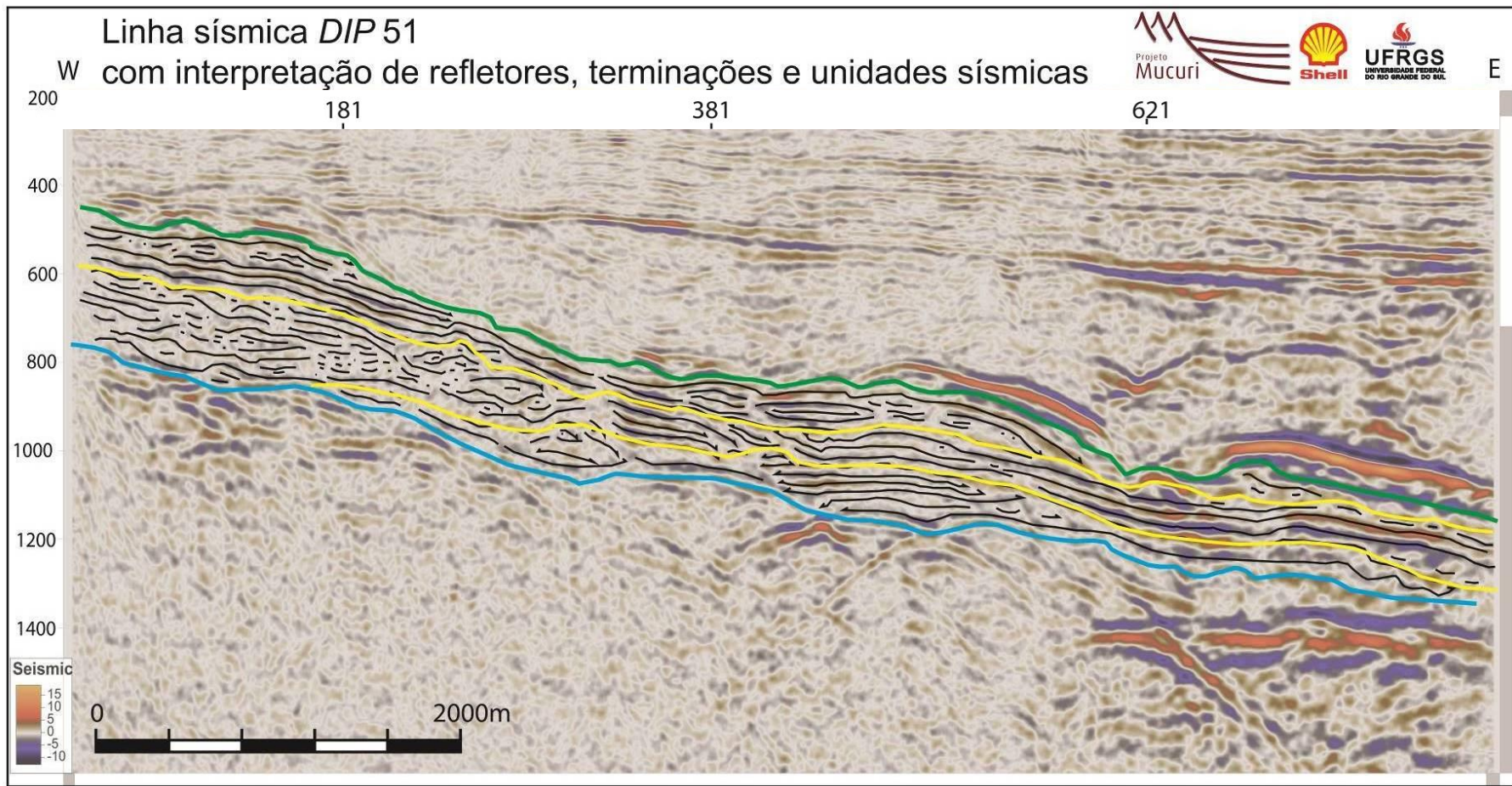


Figura 33. Linha mestra DIP51 com interpretação de terminação de refletores e unidades sísmicas.

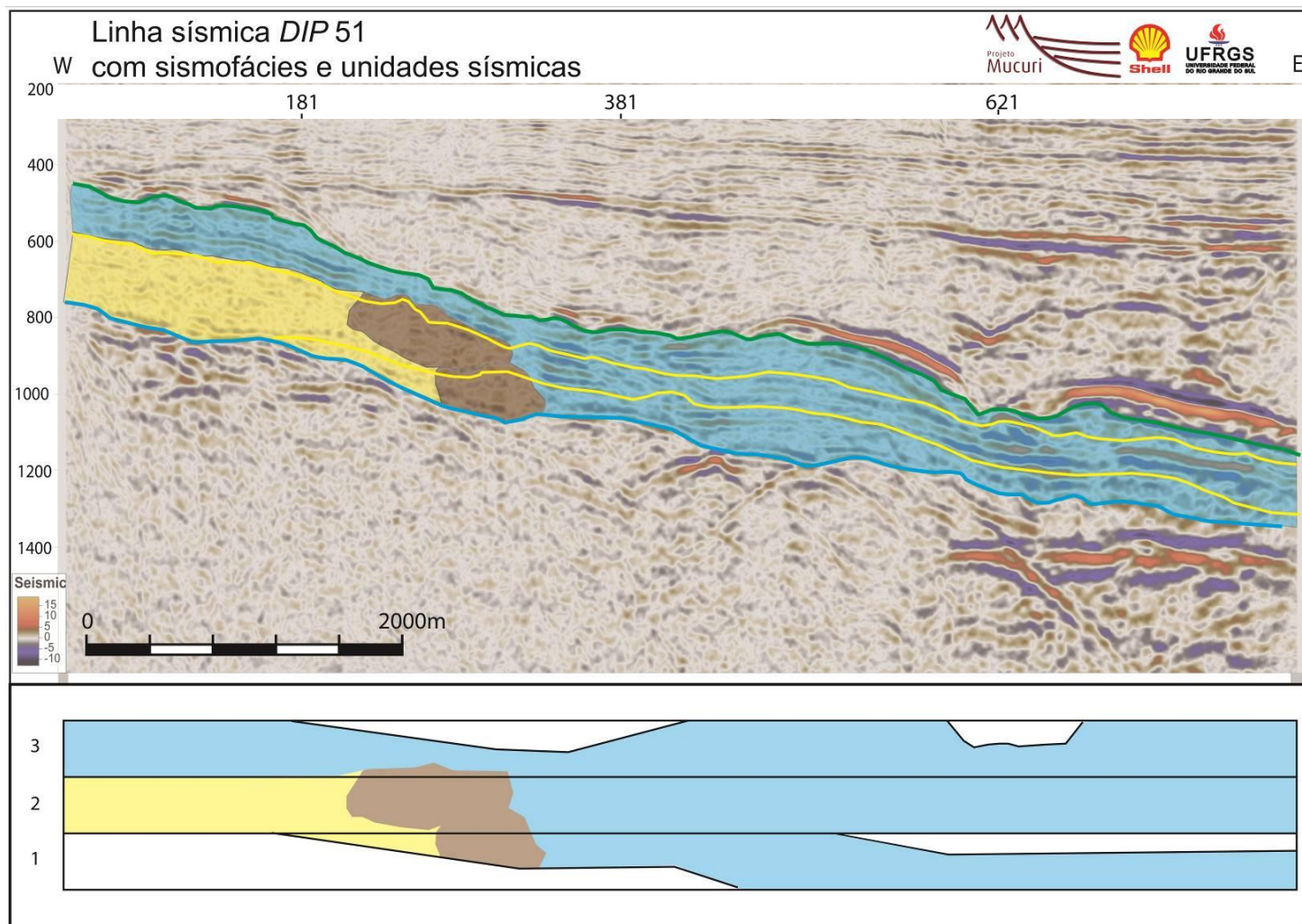


Figura 34. Linha sísmica DIP51 com sismofácies e diagrama cronoestratigráfico. Azul-S1, amarelo-S2, marrom-S3 (Figura 22).

6.4.2. LINHA *DIP* 111

A deposição nessa linha inicia com alguns *onlaps* na base, principalmente onde ela está sobre o embasamento, mas se mostra concordante com a Formação Cricaré, que ocorre no Leste da linha (Figura 35, Figura 36 e Figura 37). No centro há um alto do embasamento que altera a espessura da US1, o que leva à interpretação deste alto ter ocorrido antes da deposição desta unidade. Nessa, os refletores contínuos ocorrem principalmente ao Leste, no restante são predominantemente descontínuos, sendo que há *downlaps* e um *mound* no Oeste da linha. No topo dessa, na superfície X, que divide as unidades US1 e US2, há terminações de base, que não puderam ser identificados como *onlaps* ou *downlaps* devido à deformação ocasionada pela movimentação do embasamento. Os refletores na US2 se alternam entre contínuos e semi-contínuos a caóticos. Pode-se observar uma tendência a uma menor continuidade no Oeste da linha, e onde houve soerguimento, na parte central. A espessura dessa unidade sísmica varia, sendo que ela é reduzida sobre a porção soerguida, com quebra da continuidade dos refletores inferiores. Isso leva ao entendimento de que o movimento ocorreu entre a deposição da US1 e da US2, ou durante o primeiro estágio da formação da US2. O topo dessa unidade (superfície Y) é demarcado pelos *downlaps* da US3 que ocorrem no Oeste e próximo à parte central. Esta unidade possui os refletores contínuos em toda a linha, à exceção do Oeste, onde ocorre um *mound* de pequena dimensão. No topo dessa unidade há truncamento erosivo no Oeste ocasionado pela Formação Urucutuca.

Essa linha possui uma relação mais complexa entre as unidades e as sismofácies (Figura 38). Na US1 a S1 predomina no Leste enquanto a S2 predomina no Oeste, além disso, há um núcleo de S3 que é registrada nessa unidade e na próxima. Na US2 as sismofácies S1 e S2 se intercalam, com a S1 predominando no Leste e com um grande volume a Oeste. A S2 ocorre apenas sobre o embasamento soerguido, principalmente na metade superior da unidade, na metade inferior, a frente do núcleo com S3 e predomina nos quilômetros finais a Oeste. Na US3 a ocorre de forma dominante. A S3 aparece no Oeste, na porção inferior, e a S2 ocorre em um pequeno trecho

sobre o embasamento soerguido. Nessa linha, há uma tendência transgressiva para o topo, além disso, a S2 depositada acima do embasamento soerguido mostra que este deve ter ficado acima do nível de base. Na US2 há uma sismofácies mais distal sobre uma mais proximal, isso pode ser explicado ou por uma linha de costa altamente irregular, ou pela ocorrência de transgressões que formem pequenos lagos atrás da linha de costa. Na US3, há apenas a sismofácies que possui mais sedimentos offshore, o que demonstra uma grande tendência transgressiva nessa última unidade.

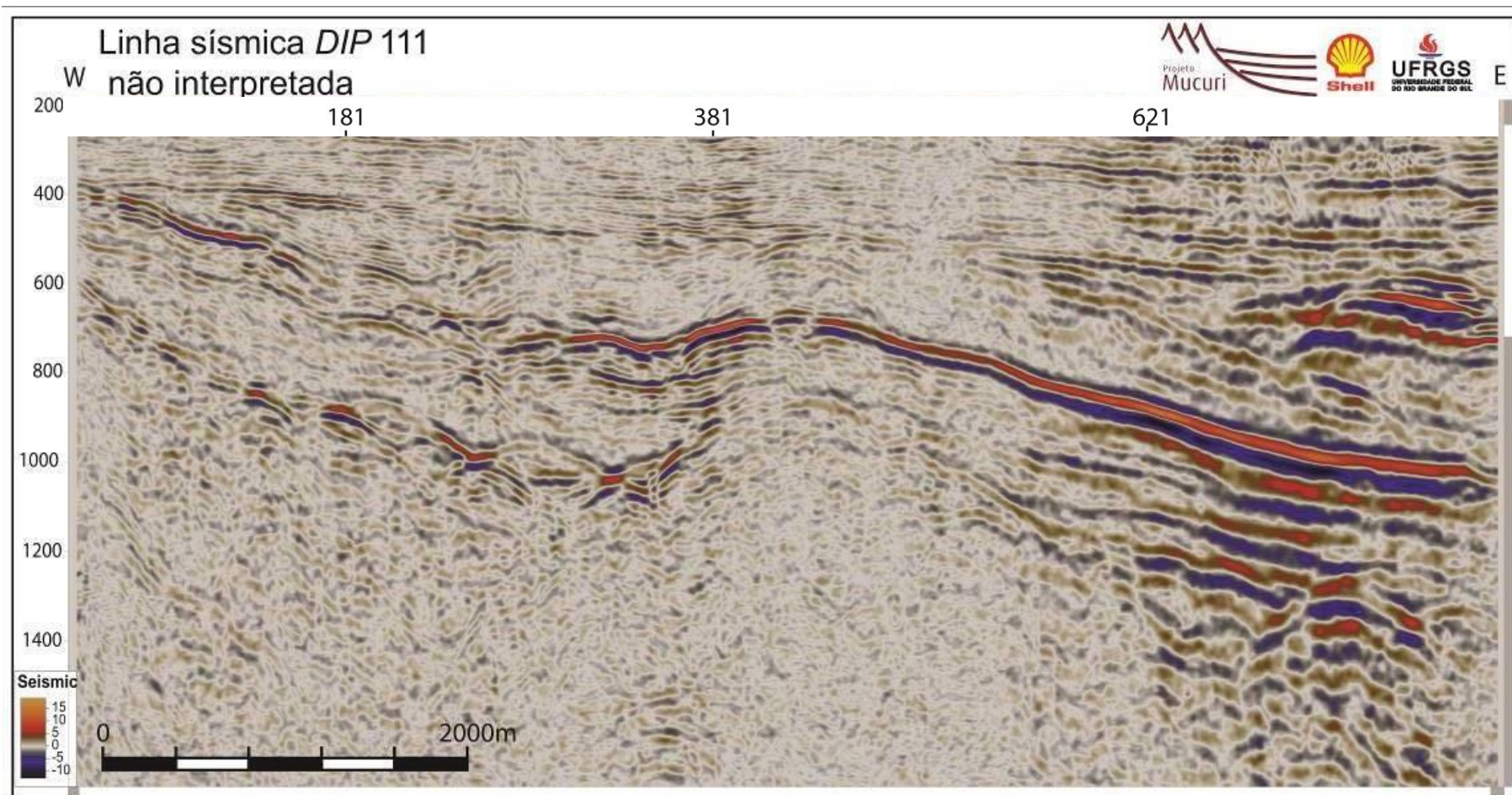


Figura 35. Linha mestra DIP111 não interpretada.

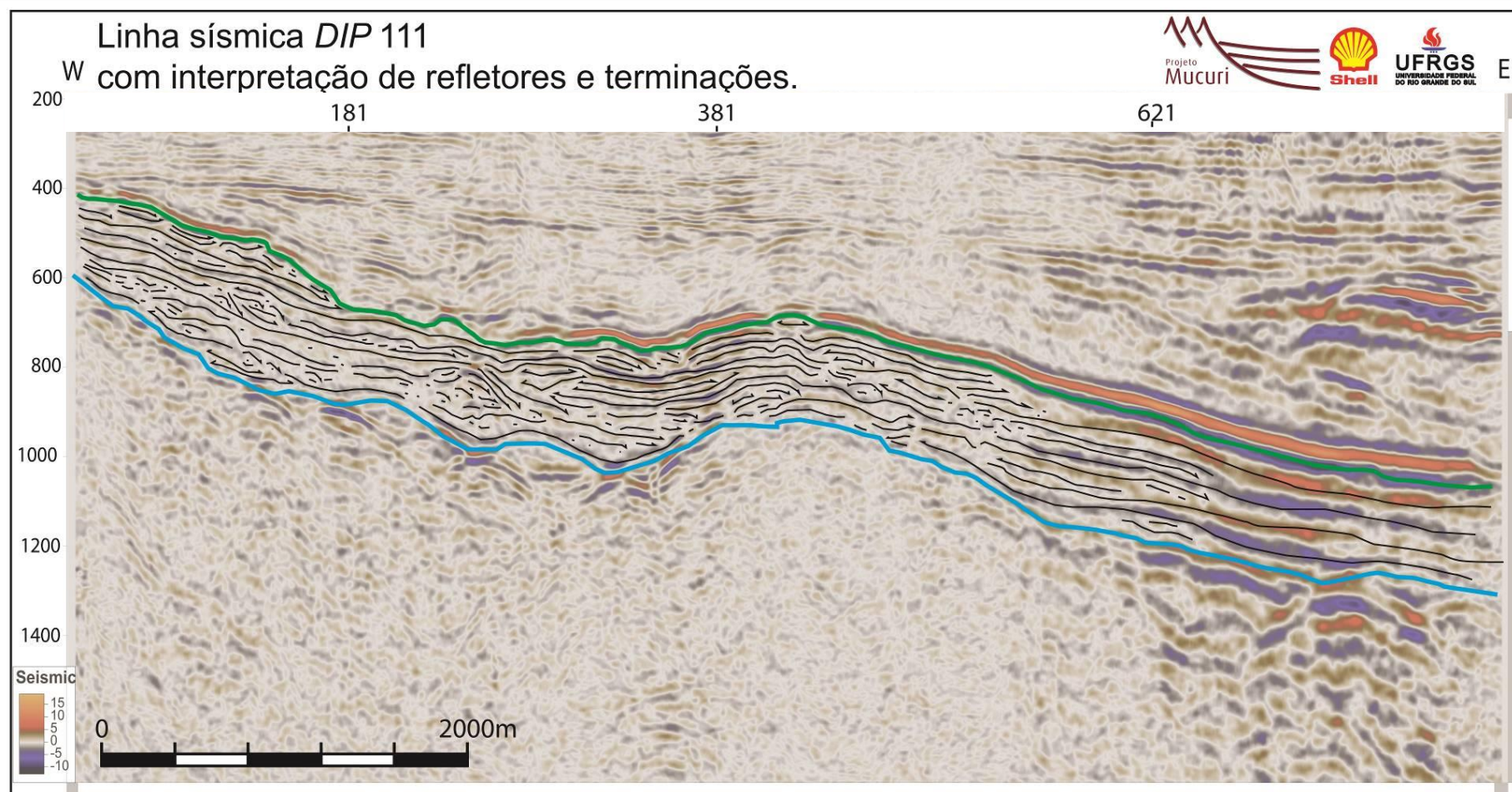


Figura 36. Linha mestra DIP111 com interpretação de refletores e terminações.

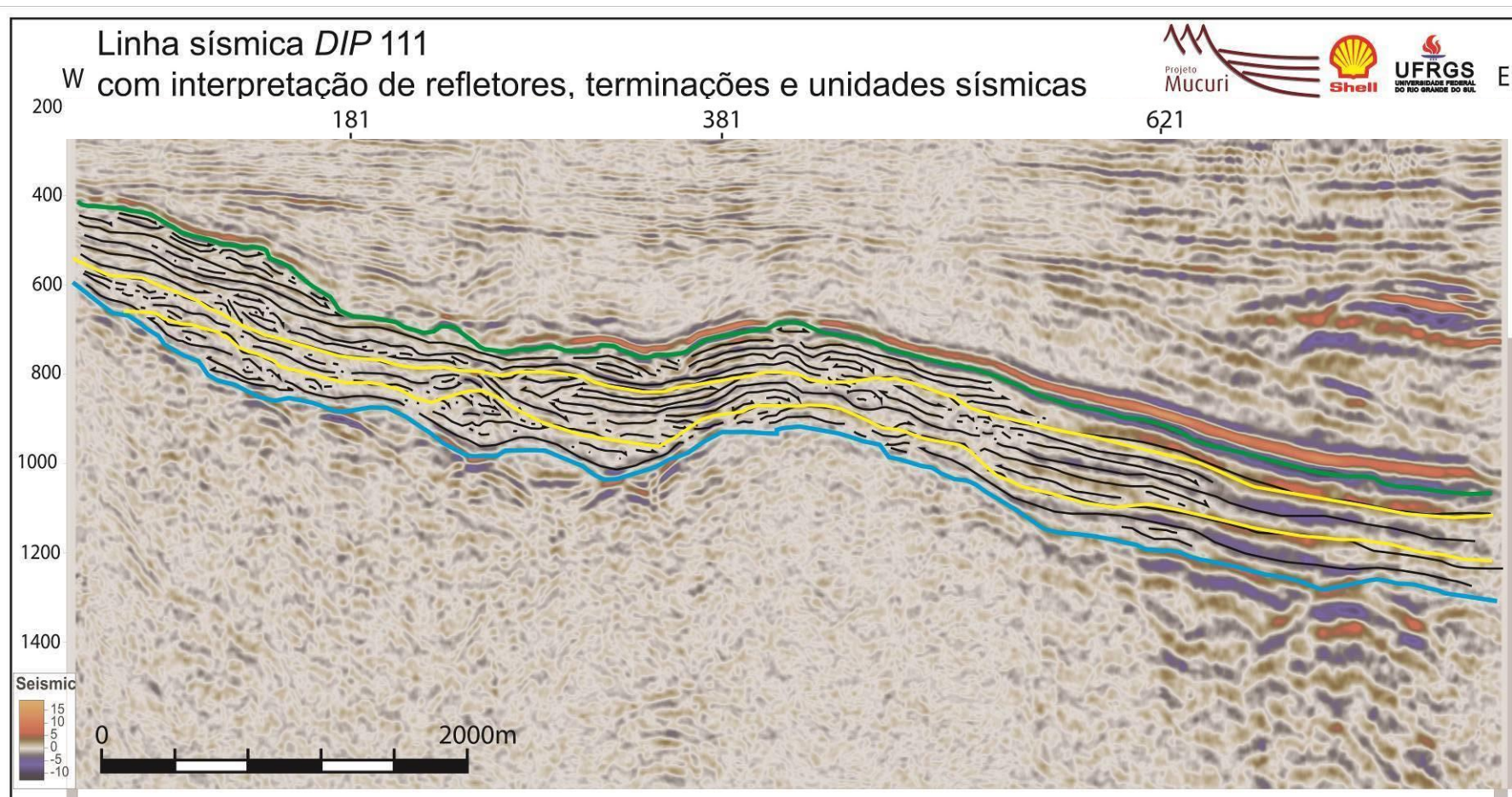


Figura 37. Linha mestra DIP111 com interpretação de terminação de refletos e unidades sísmicas.

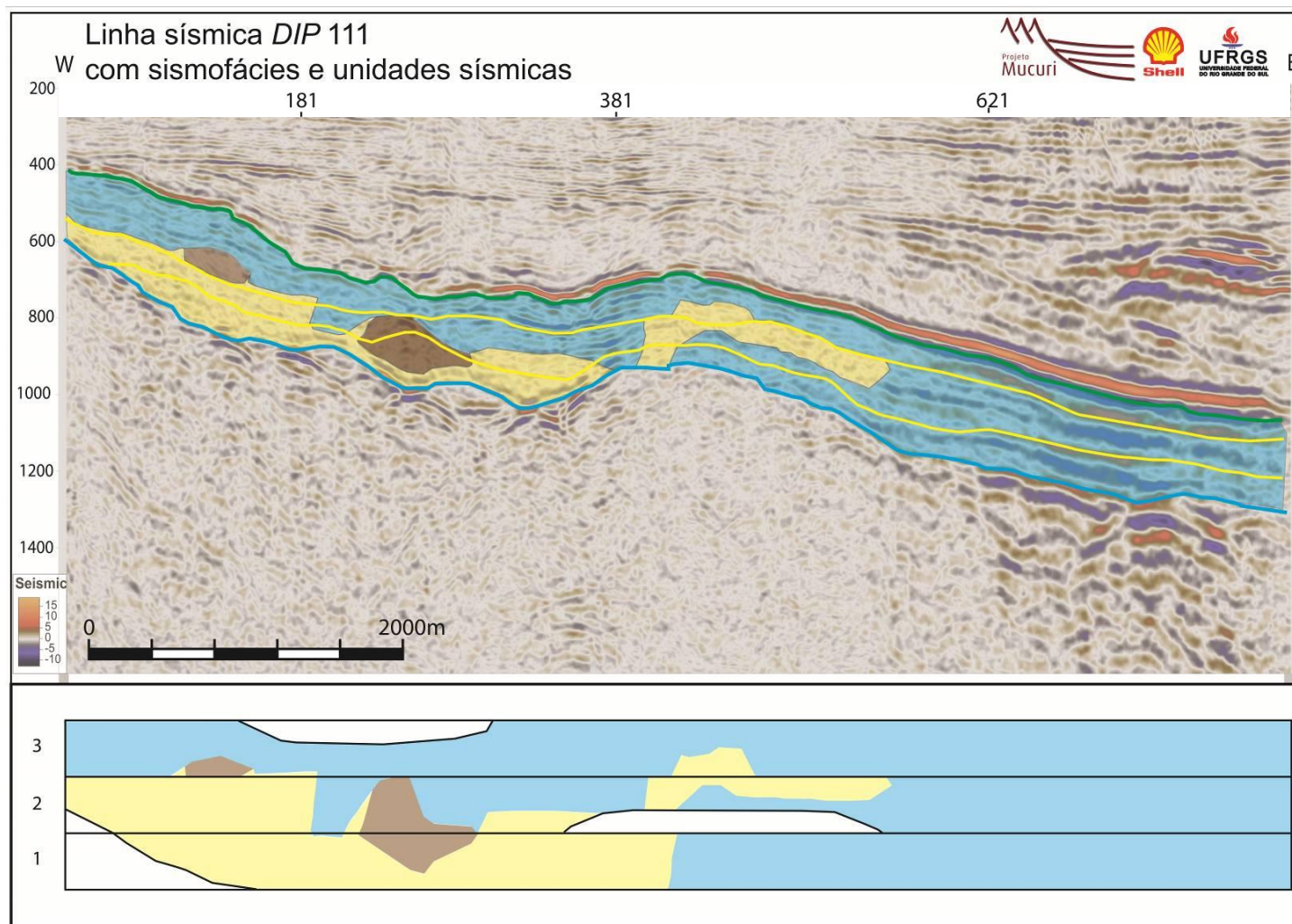


Figura 38. Linha sísmica DIP111 com sismofácies e diagrama cronoestratigráfico. Azul-S1, amarelo-S2, marrom-S3 (Figura 22).

6.4.3. LINHA *DIP* 171

Esta linha sísmica não possui dados no Leste da área. A sua deposição se inicia sobre um embasamento irregular em que há uma grande quantidade de *downlaps* (Figura 39, Figura 40 e Figura 41). A US1 é restrita nessa linha, não havendo deposição no Oeste. Seus refletores são majoritariamente contínuos, com um pequeno trecho caótico no Oeste, próximo ao embasamento. Essa unidade tem o fim marcado por um truncamento erosivo com a US2 (superfície X). A US2 é a mais delgada nessa linha, e possui a maior continuidade de refletores no Leste. No Oeste, esta unidade se deposita diretamente sobre o embasamento, na forma de *onlaps*, demonstrando um aumento no espaço de acomodação. Além disso, como não há deformação da seção sobre o embasamento o qual restringiu a deposição das primeiras unidades, pode-se afirmar que o mesmo teve sua movimentação anterior à deposição do Mucuri. A US1 e a US2, nessa linha, são concordantes. A próxima unidade sísmica, a US3, tem a maior parte de seus refletores contínuos, a exceção do Oeste, onde há um núcleo de refletores descontínuos. O topo da US3 é marcado por truncamentos erosivos do Membro Itaúnas sobre o Mucuri.

As sismofácies nessa linha se restringem à S1 e S2 (Figura 42). Na US1, que não é depositada no Oeste da linha, no Leste há a deposição apenas de sismofácies 1 (S1), enquanto no Oeste há uma intercalação entre duas sismofácies, sendo que a S2 pode ter sido proveniente do alto do embasamento a Oeste. Na US2, há um domínio de S1 em toda a metade leste da linha, havendo apenas um núcleo S2, nesse local. No Oeste da seção, nessa unidade, há apenas a S2, que está depositada sobre o embasamento. A última unidade, US3, possui uma grande quantidade da S1. Essa sismofácies é depositada em toda a unidade, à exceção do local sobre o embasamento soerguido. Além disso, na unidade superior tem uma maior influência da S1 (sismofácies mais distal) na parte proximal, o que demonstra uma tendência transgressiva na linha.

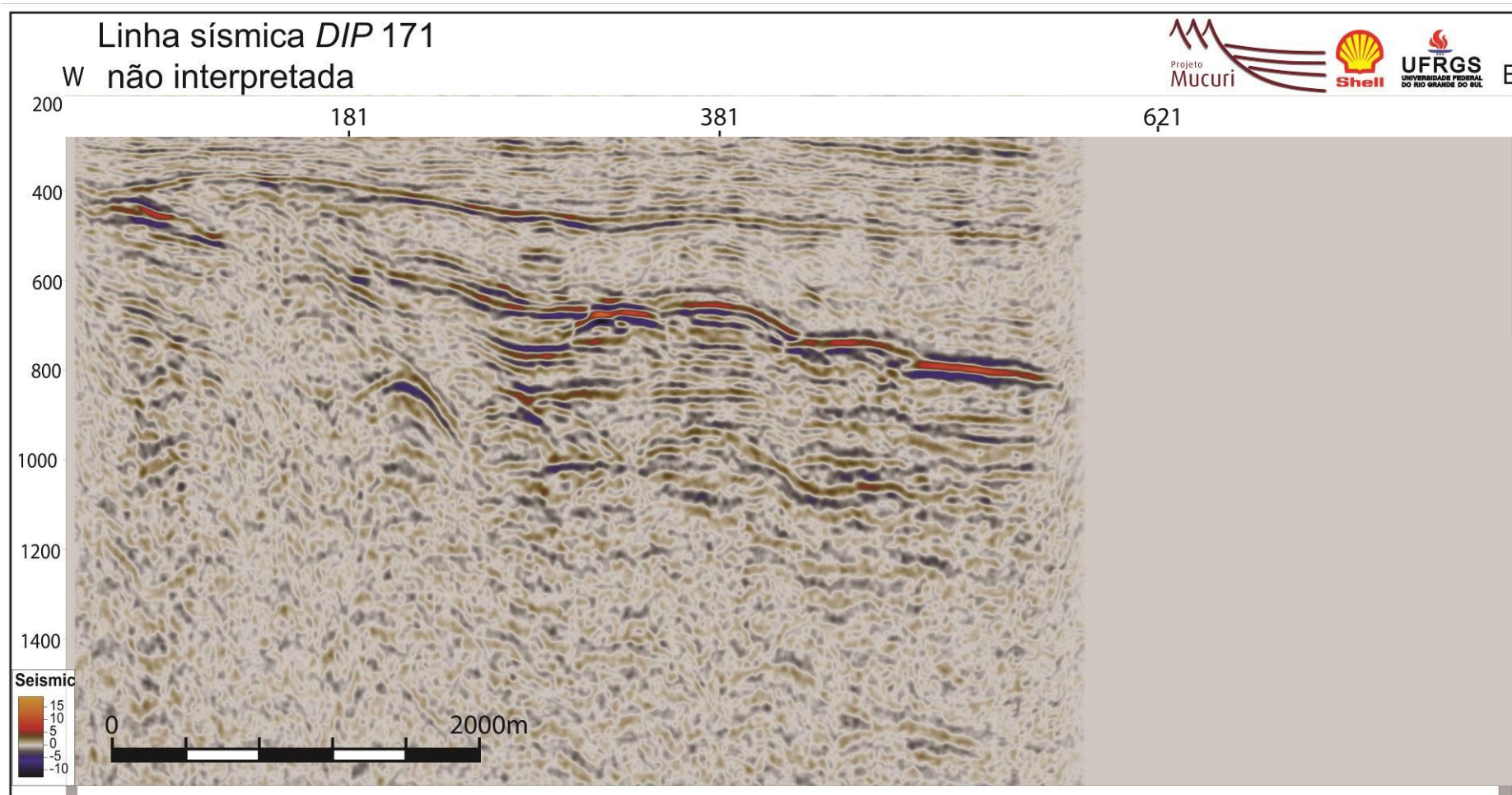


Figura 39. Linha mestra DIP171 não interpretada, trecho Leste removido (anterior ao carregamento) devido à baixa qualidade do dado.

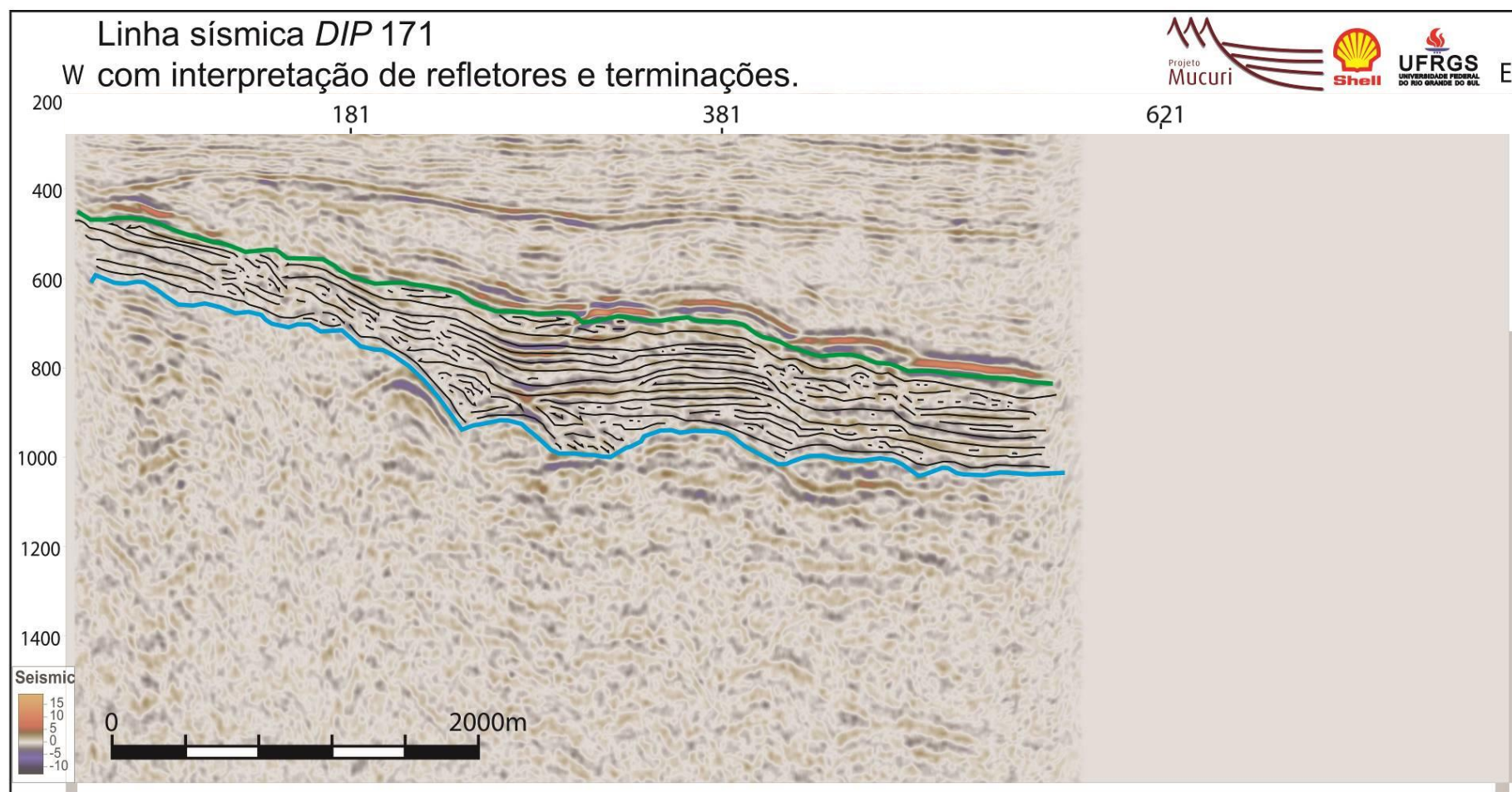


Figura 40. Linha mestra DIP171 com interpretação de refletores e terminações.

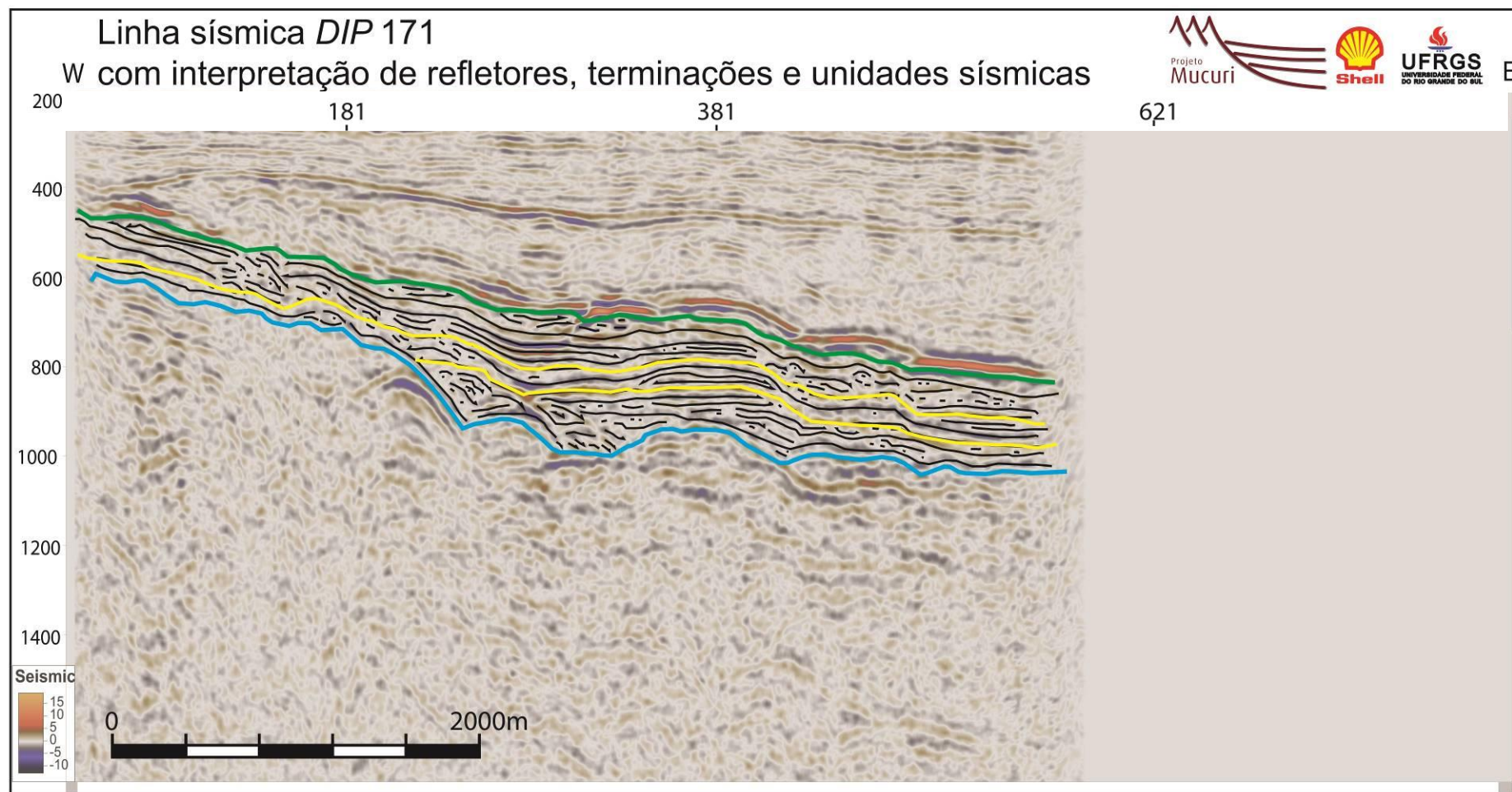


Figura 41. Linha mestra DIP171 com interpretação de terminação de refletores e unidades sísmicas.

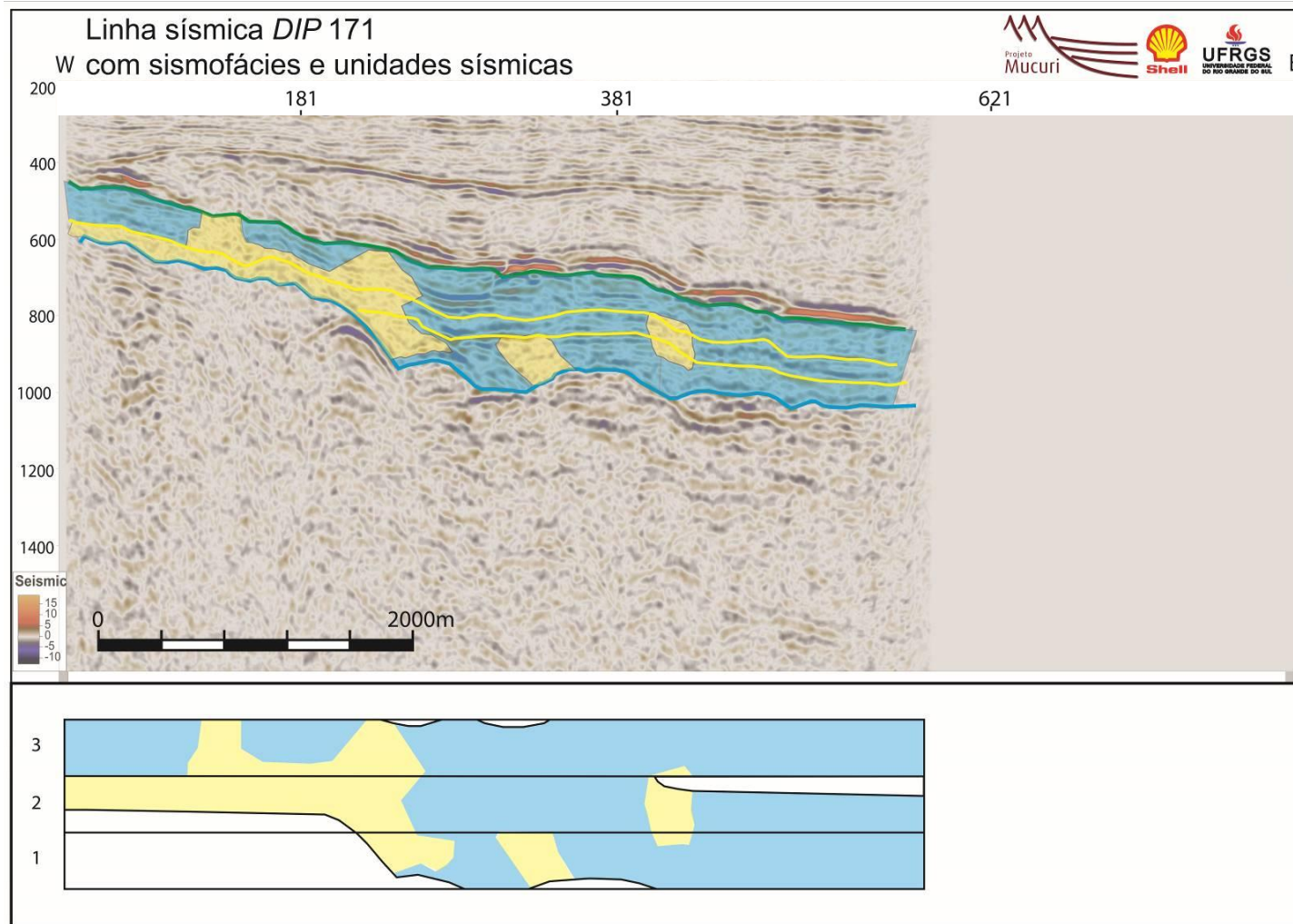


Figura 42. Linha sísmica DIP171 com sismofácies e diagrama cronoestratigráfico. Azul-S1, amarelo-S2, marrom-S3 (Figura 22).

6.4.4. LINHA *DIP 211*

Esta linha sísmica é a mais ao Norte da linha (Figura 15), e não possui dados no Leste da área de estudo. Nesta, a deposição inicia com a US1, com a deposição restrita ao centro e ao leste da linha (Figura 43, Figura 44 e Figura 45). Além disso, há uma grande quantidade de terminações de base, com *onlaps* no Oeste e *downlaps* no centro. Os refletores são contínuos no Leste e no centro, enquanto para o Oeste ficam descontínuos. A superfície X, que marca o topo desta unidade, faz um truncamento erosivo na US1 e é sobreposta por *downlaps* da US2. Internamente à US2, há uma grande quantidade de *onlaps*, que evidenciam uma falta de deposição do centro ao Oeste da linha neste período. Nessa unidade, os refletores não seguem a tendência geral do resto da área interpretada, e os refletores são menos contínuos no Leste. Podemos observar que essa unidade não é deformada sobre o embasamento, mas restringida por este, o que demonstra que a elevação deste ocorreu anteriormente à deposição. O topo desta unidade é concordante com a US3, à exceção de pequenos *downlaps* no Leste. O topo desta unidade possui truncamentos erosivos de menor importância.

Esta linha sísmica inicia com a US1, composta quase que totalmente pela S1 (Figura 46). Há apenas um núcleo de refletores com baixa continuidade da S3. Na US2 e na US3, há uma grande predominância da S1. No Leste há apenas um núcleo com S2. Onde há alto do embasamento, há um *mound* representado pela S3 passando para a S2 para Oeste. No Oeste da linha, onde as unidades estão em uma profundidade levemente maior, a S1 retorna. Os grandes *onlaps* no topo da US2 demonstram o hiato deposicional do período. Nesse local há um grande domínio da S1, à exceção acima do embasamento onde há as duas sismofácies mais proximais, o que demonstra que esse alto teve uma maior tendência de se manter acima do nível de base que o demais da seção.

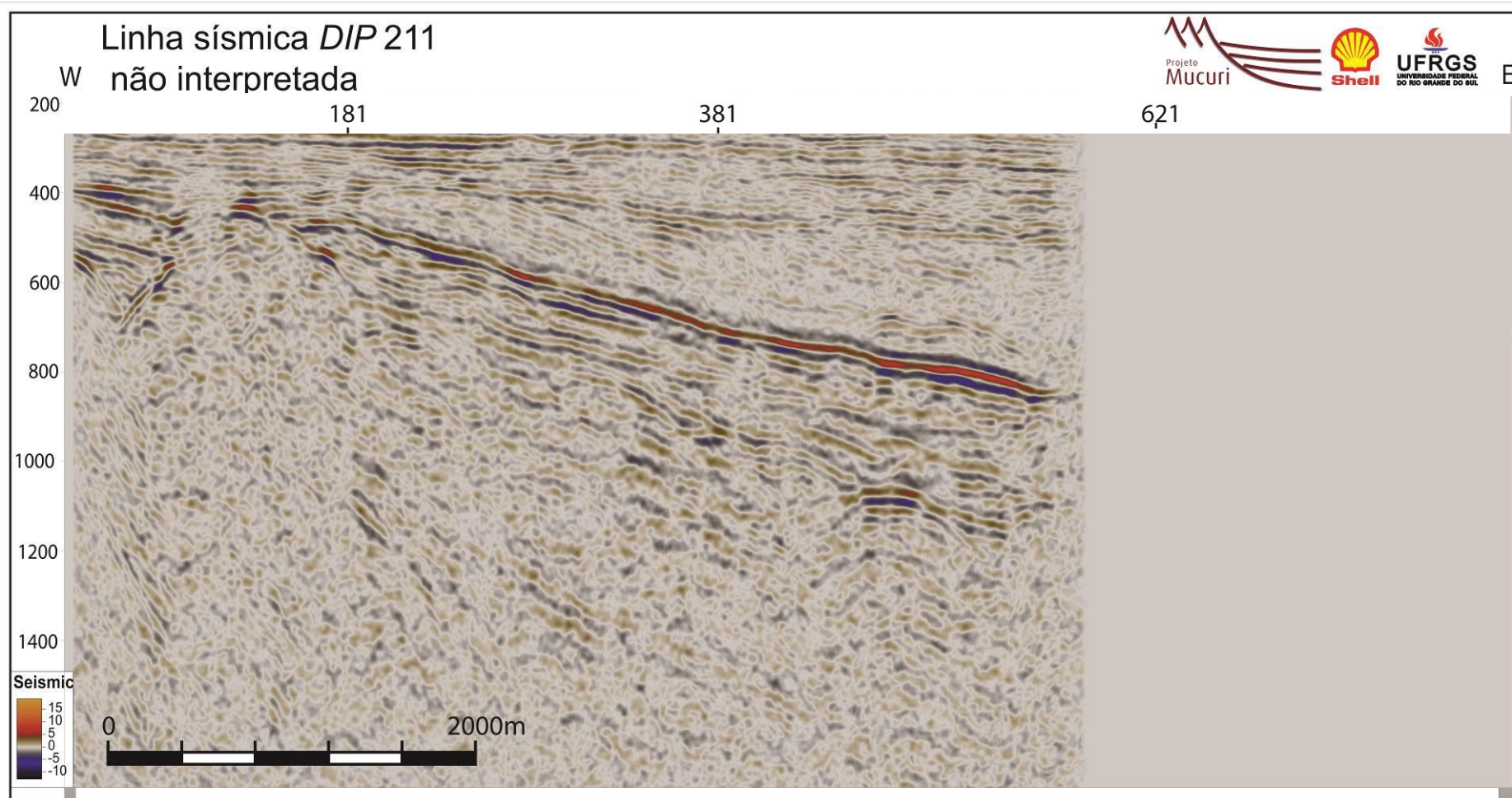


Figura 43: Linha mestra DIP211 não interpretada, trecho Leste removido (anterior ao carregamento) devido à baixa qualidade do dado.

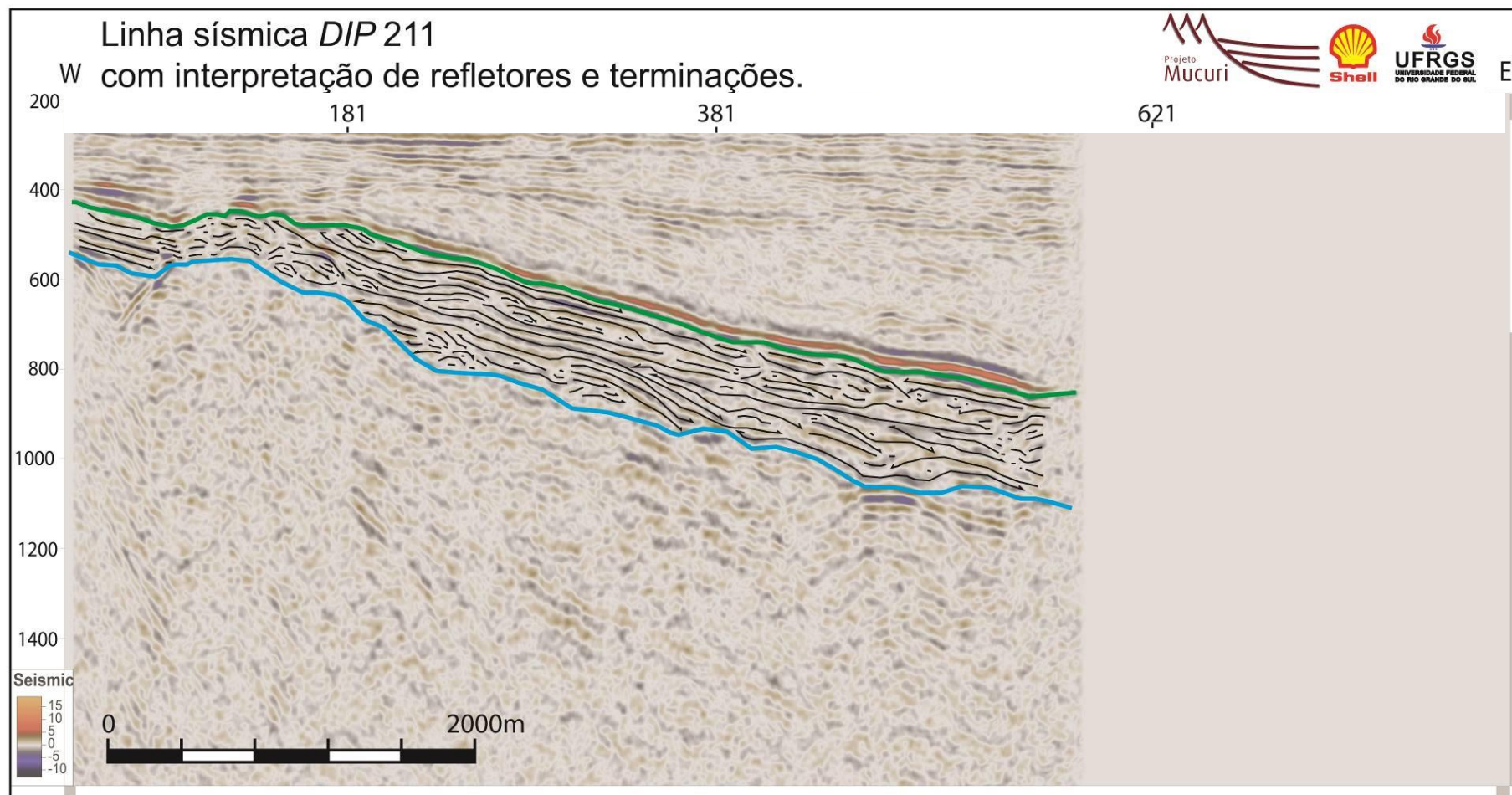


Figura 44. Linha mestra DIP211 com interpretação de refletores e terminações.

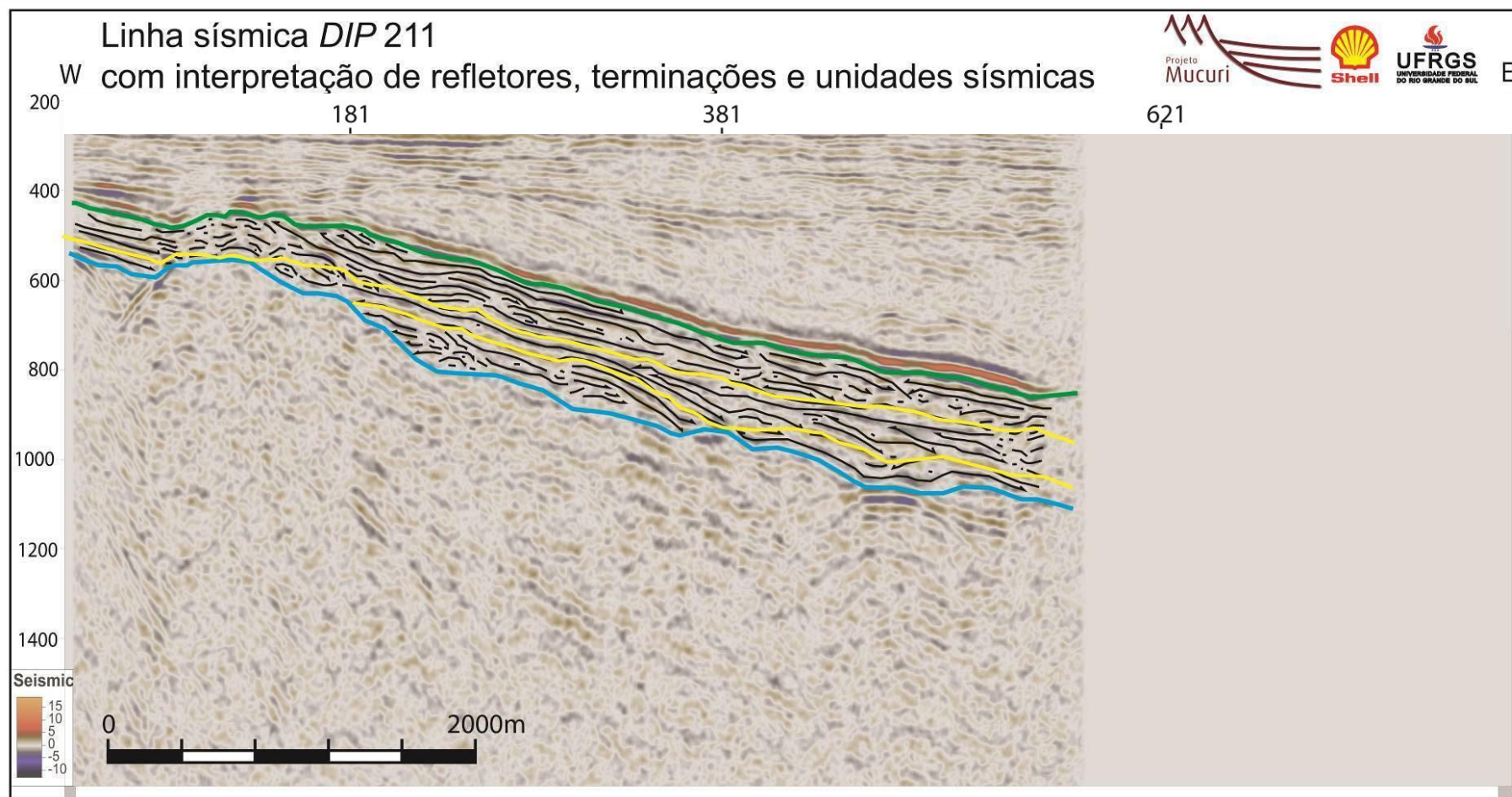


Figura 45. Linha mestra DIP211 com interpretação de terminação de refletores e unidades sísmicas.

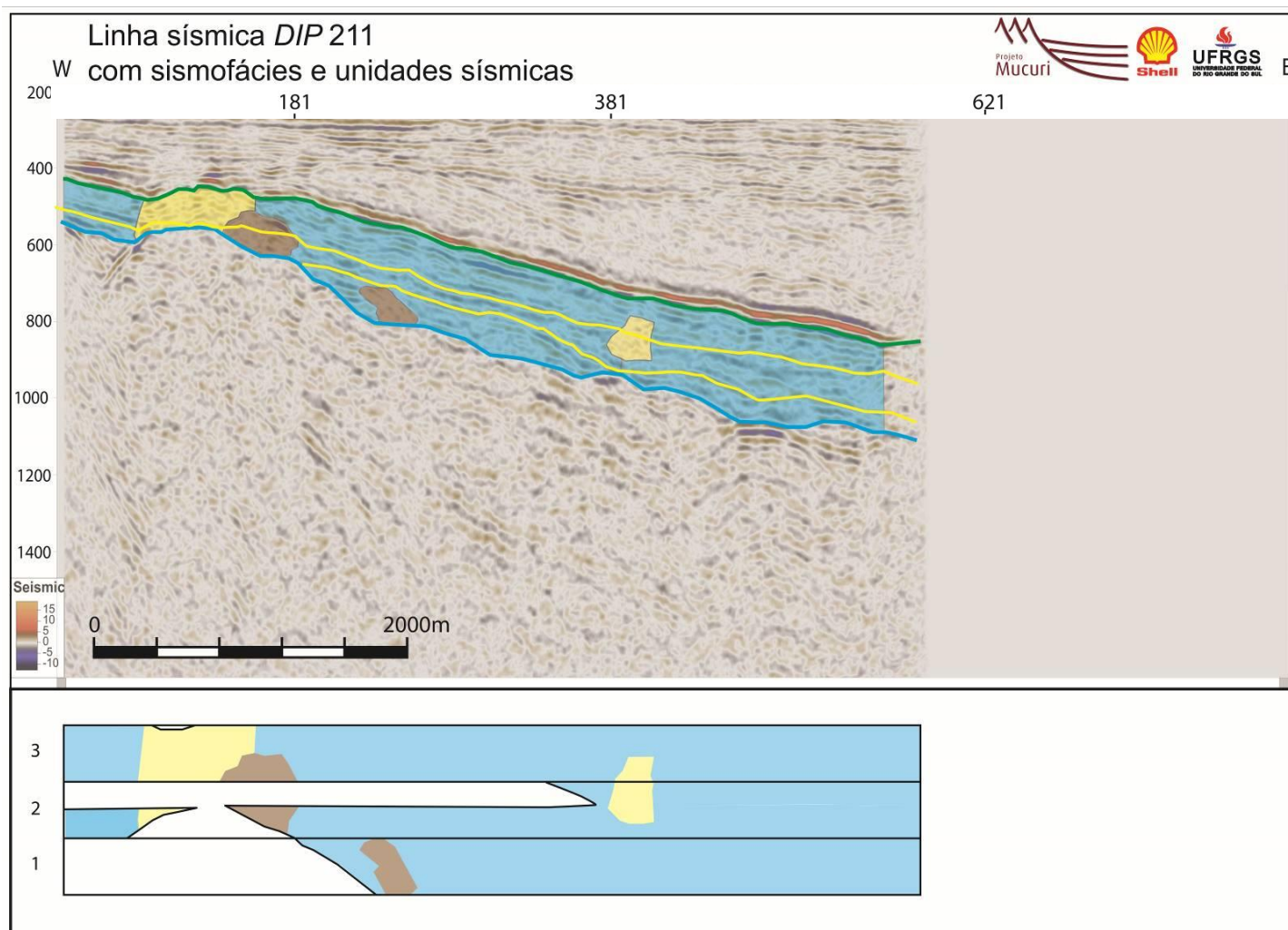


Figura 46. Linha sísmica DIP211 com sismofácies e diagrama cronoestratigráfico. Azul-S1, amarelo-S2, marrom-S3 (Figura 22).

6.4.5. LINHA STRIKE 181

A deposição nessa linha inicia na US1, de forma muito restrita, com seus refletores fazendo *onlaps* no embasamento (Figura 47, Figura 48 e Figura 49). Essa unidade é muito delgada nessa linha e, além disso, seus refletores são descontínuos em toda extensão. A superfície X é marcada por alguns *toplaps* da US1 e alguns *downlaps* da US2. A US2 é a que inicia a deposição no norte da linha, sobre o embasamento, e é a que possui a maior variação lateral de refletores. Nessa unidade há um *mound* na parte central, e seus refletores tendem ser mais descontínuos na base que no topo. Nessa linha, a superfície Y é marcada por poucos *downlaps* da unidade superior. A US3 é a mais espessa e contínua da linha. Os refletores desta são contínuos ao sul e mais caóticos ao norte, além disso, há um *mound* ao norte. No topo do Mucuri, nessa linha, pode ser observado um grande número de truncamentos erosivos e escavações da Formação Urucutuca.

Essa linha é a que ocorre mais ao Oeste da área (Figura 15). Sua deposição inicia com a US1, onde apenas é depositada a sismofácies 2 (S2) (Figura 50). Após isso, na US2, há predominância da S2, havendo dois núcleos de S1, no topo da unidade, no Sul, e próximo ao centro. Há também um núcleo de S3, dividido com uma porção na US2 e outra na US3. Na unidade superior na linha, a S1 predomina. No Sul e no centro há apenas uma pequena área de S2 e S3 no início dessa unidade; no Norte há uma maior quantidade de S2 e de S3. Nessa linha podemos observar que há uma maior proporção da sismofácies distais nas unidades superiores, o que demonstra uma tendência retrogradacional.

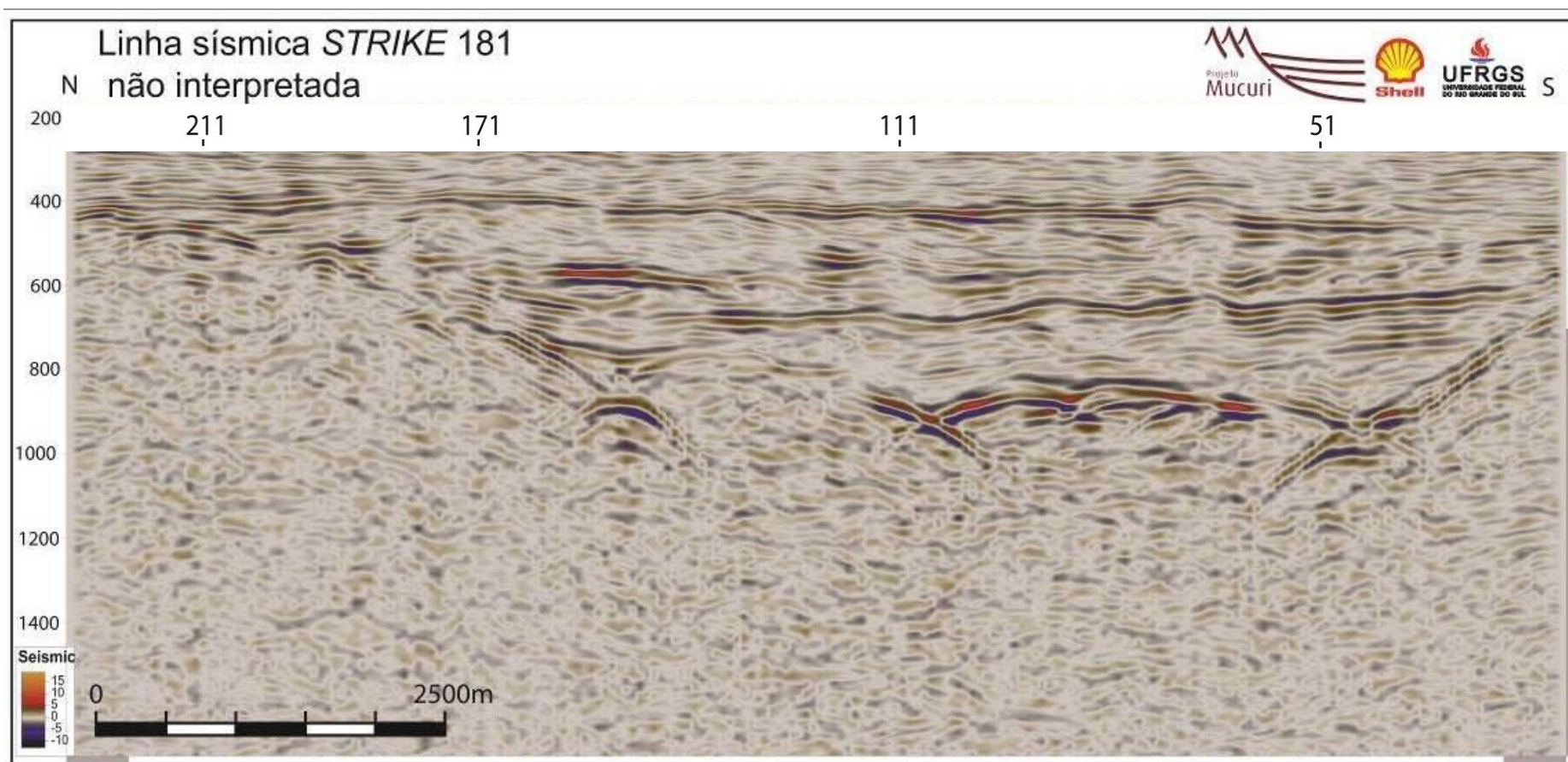


Figura 47. Linha mestra STRIKE181 não interpretada.

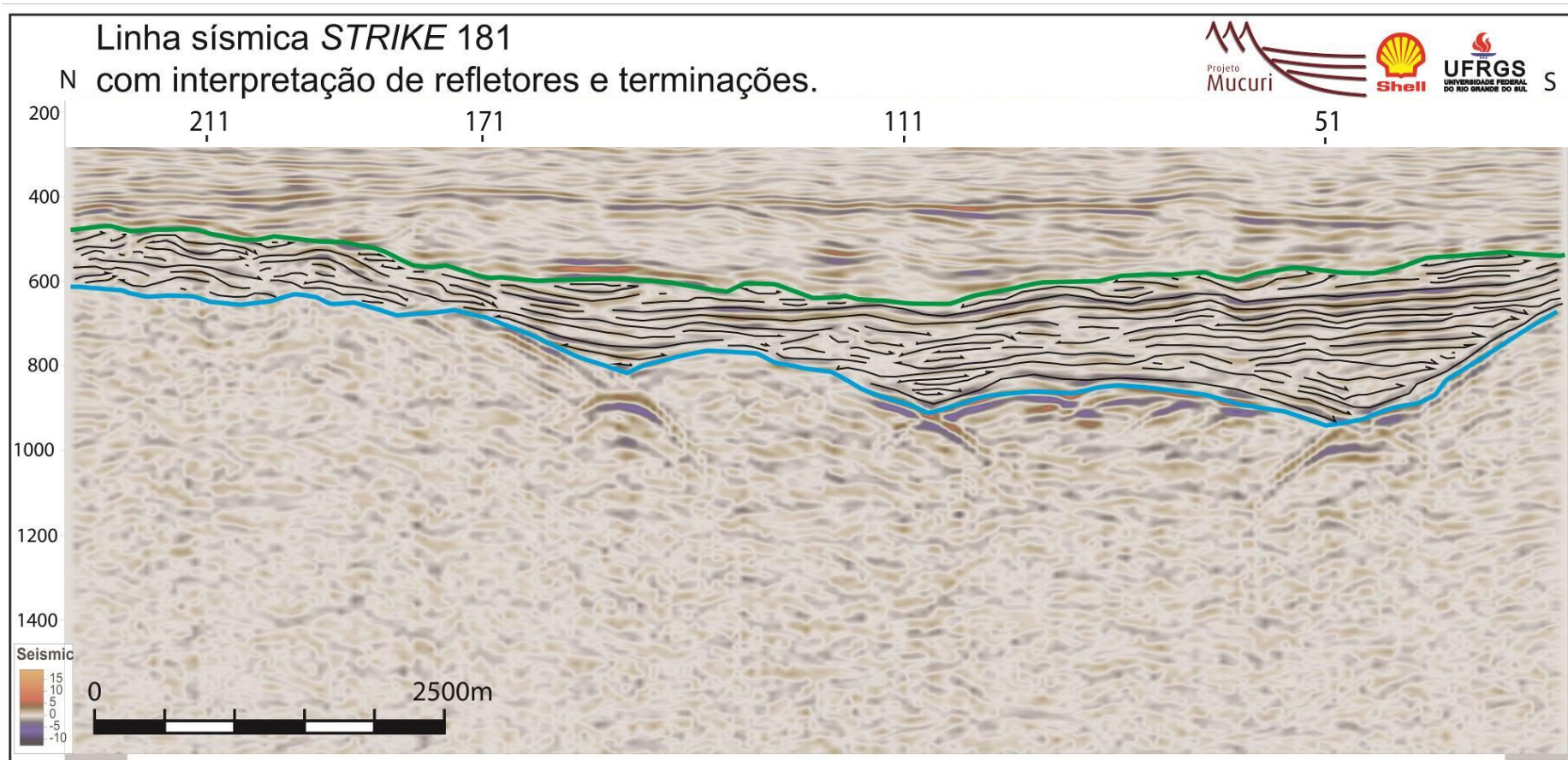


Figura 48. Linha mestra STRIKE181 com interpretação de refletos e terminações.

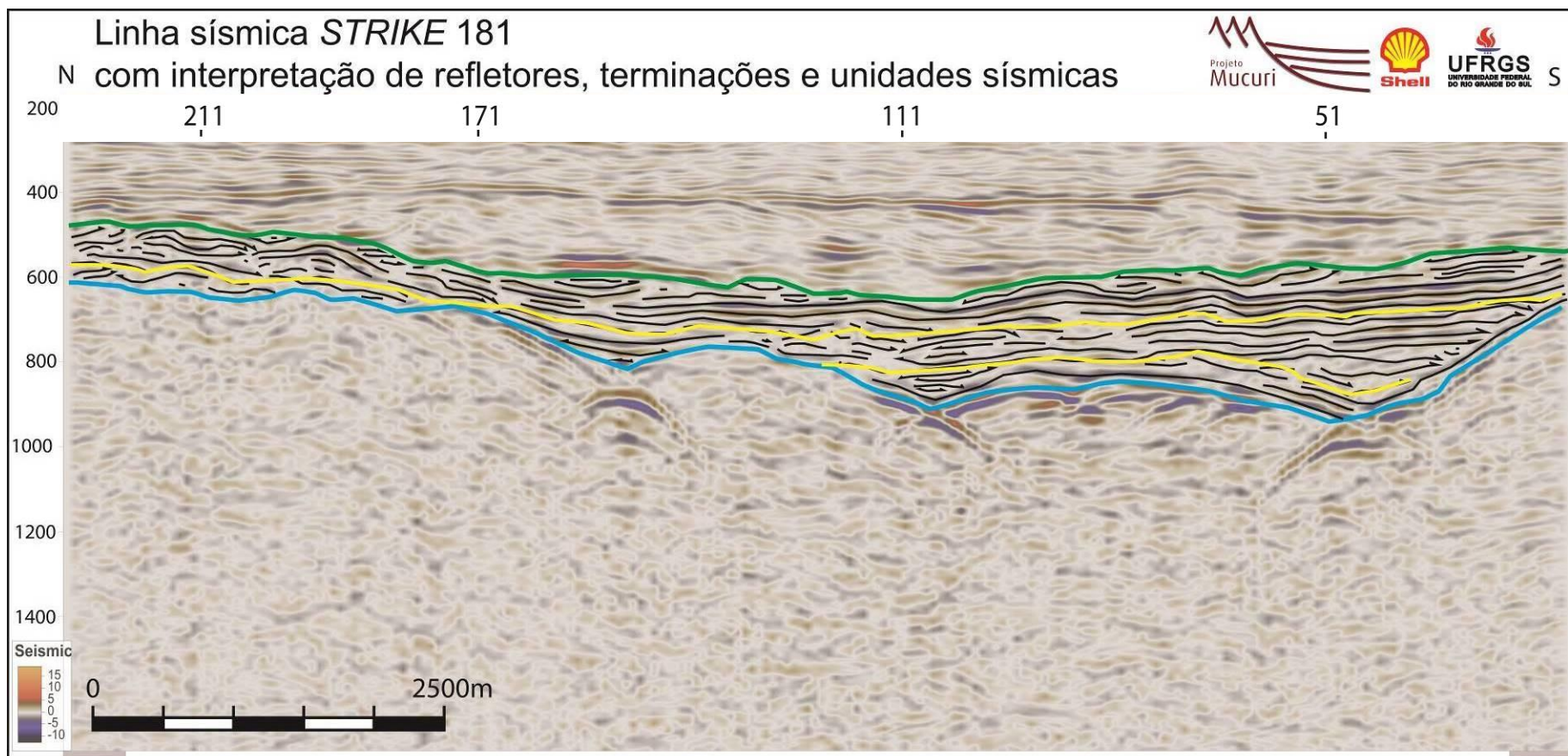


Figura 49. Linha mestra STRIKE181 com interpretação de terminação de refletos e unidades sísmicas.

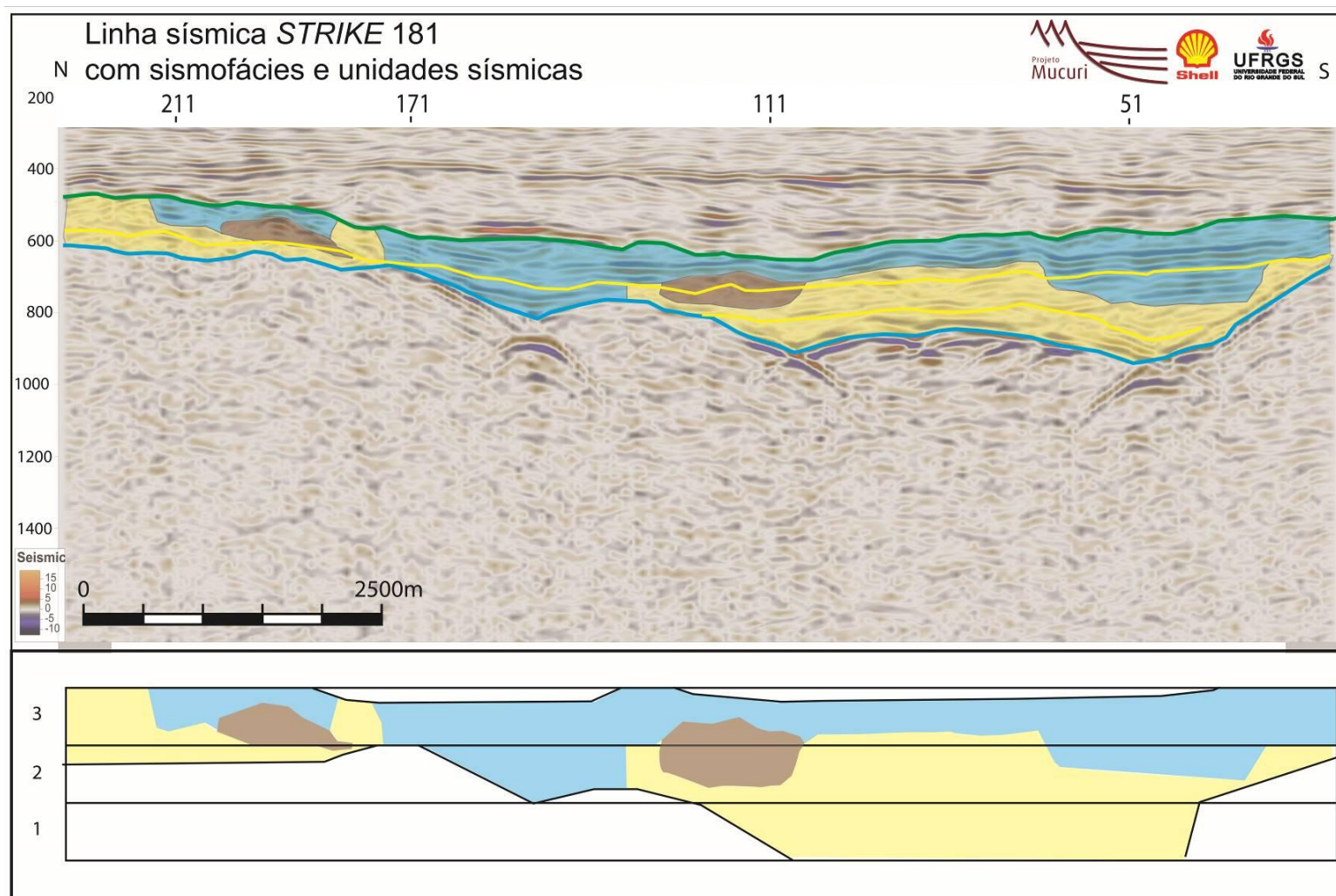


Figura 50. Linha sísmica STRIKE181 com sismofácies e diagrama cronoestratigráfico. Azul-S1, amarelo-S2, marrom-S3 (Figura 22).

6.4.6. LINHA STRIKE 381

Nesta linha, a deposição inicia com a US1, no Norte mais espessa e com muitos *downlaps* na base e no Sul mais delgada (Figura 51, Figura 52 e Figura 53). Nessa unidade os refletores são descontínuos. O topo da unidade é marcado por alguns *toplaps* e muitos *onlaps*. A US2 iniciou a deposição no Sul, com muitos *onlaps* sobre a superfície X preenchendo uma área rebaixada. Neste local, os refletores se mantêm caóticos, enquanto no Norte, estes estão mais contínuos. A superfície Y possui uma grande quantidade de *downlaps* da US3. Esta, por sua vez, é a mais espessa da linha, e possui seus refletores bem contínuos, com poucas terminações internas à unidade. O contato superior do Membro Mucuri nessa área é com o Membro Itaúnas, o qual registra truncamentos erosivos pouco expressivos, e com a Formação Urucutuca para o sul, com a qual faz um número maior de terminações de topo, devido ao caráter erosivo desta Formação.

Nessa linha sísmica, há uma predominância da S1, especialmente no topo (Figura 54). Na US1 há uma grande quantidade de S2, intercalando com a S1. Na US2, a S2 ainda aparece, mas em quantidade muito menor, apenas próximo ao sul. Após isso, a S1 domina o restante da US2 e toda a US3. Isso demonstra um padrão retrogradacional, que embasa a história transgressiva demonstrada pelas linhas *dip*.

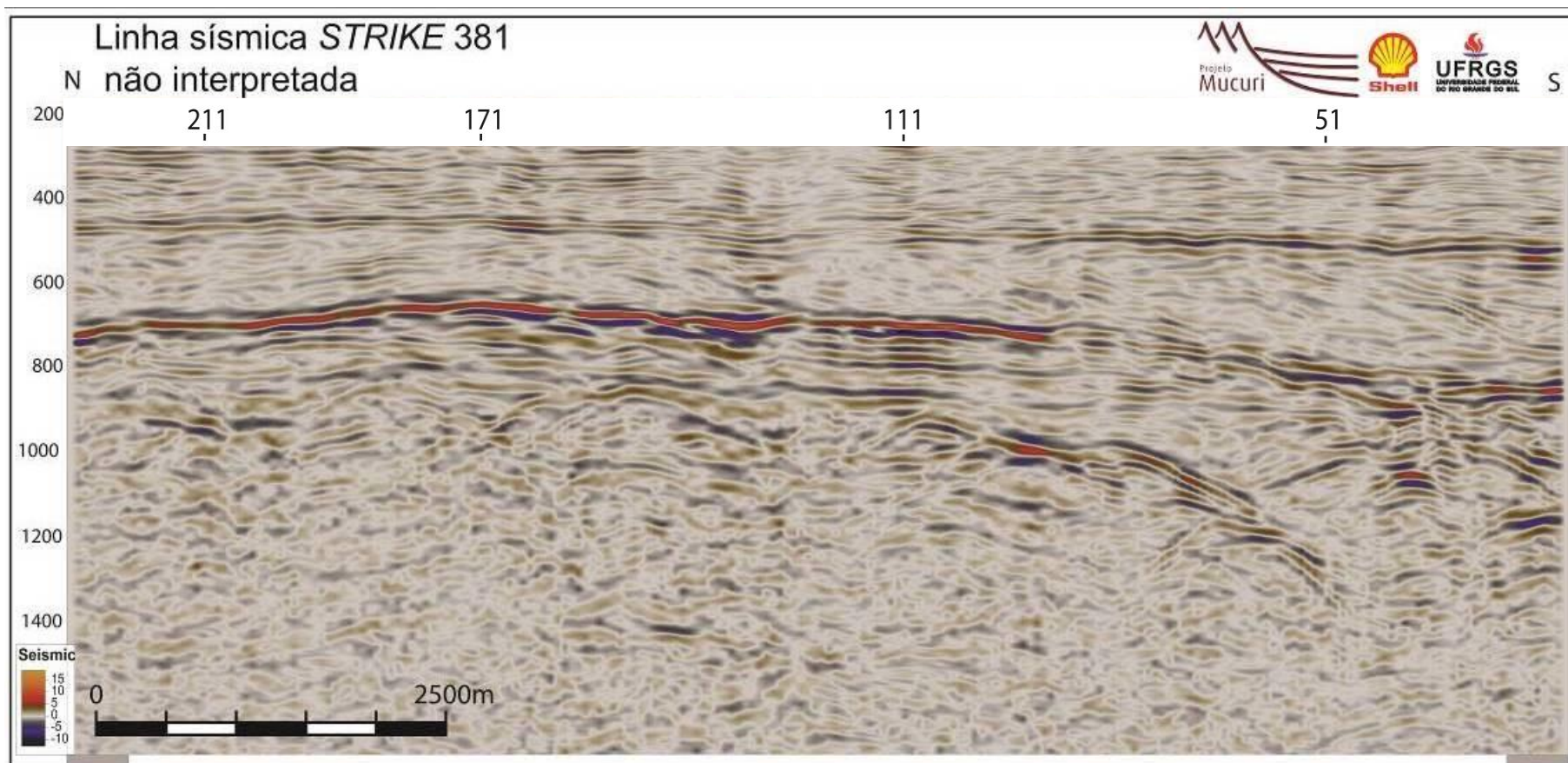


Figura 51. Linha mestra STRIKE381 não interpretada.

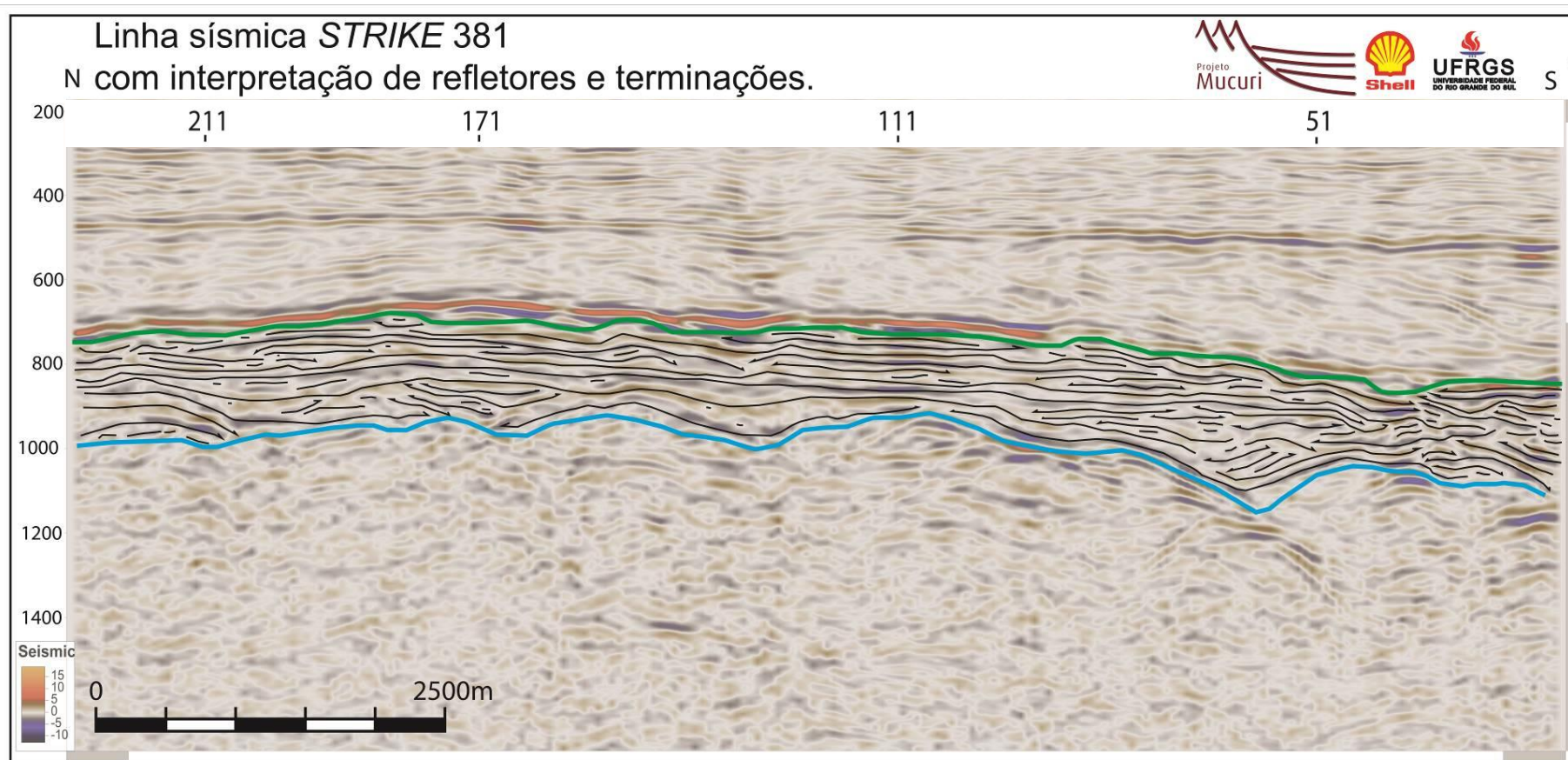


Figura 52. Linha mestra STRIKE381 com interpretação de refletos e terminações.

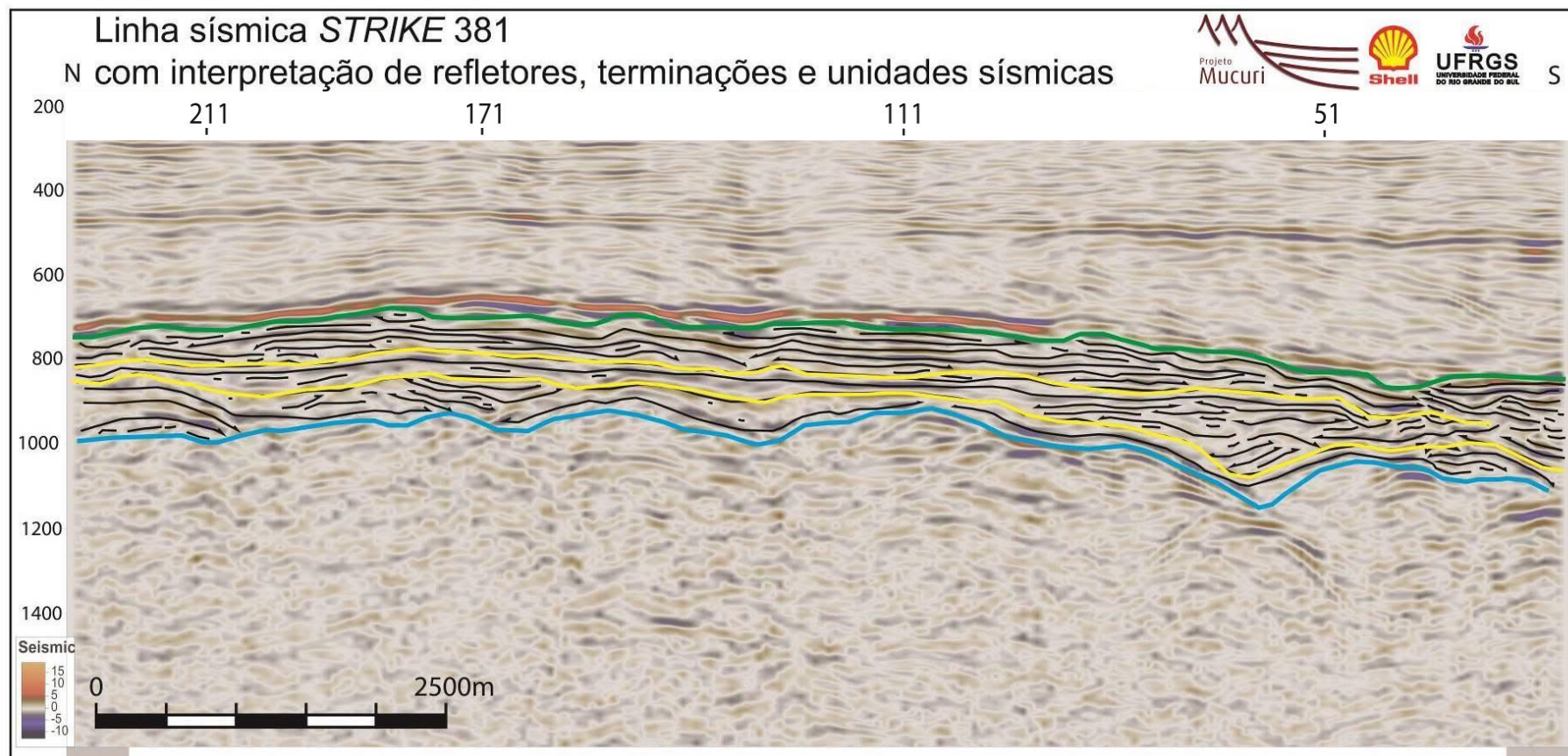


Figura 53. Linha mestra STRIKE381 com interpretação de terminação de refletores e unidades sísmicas.

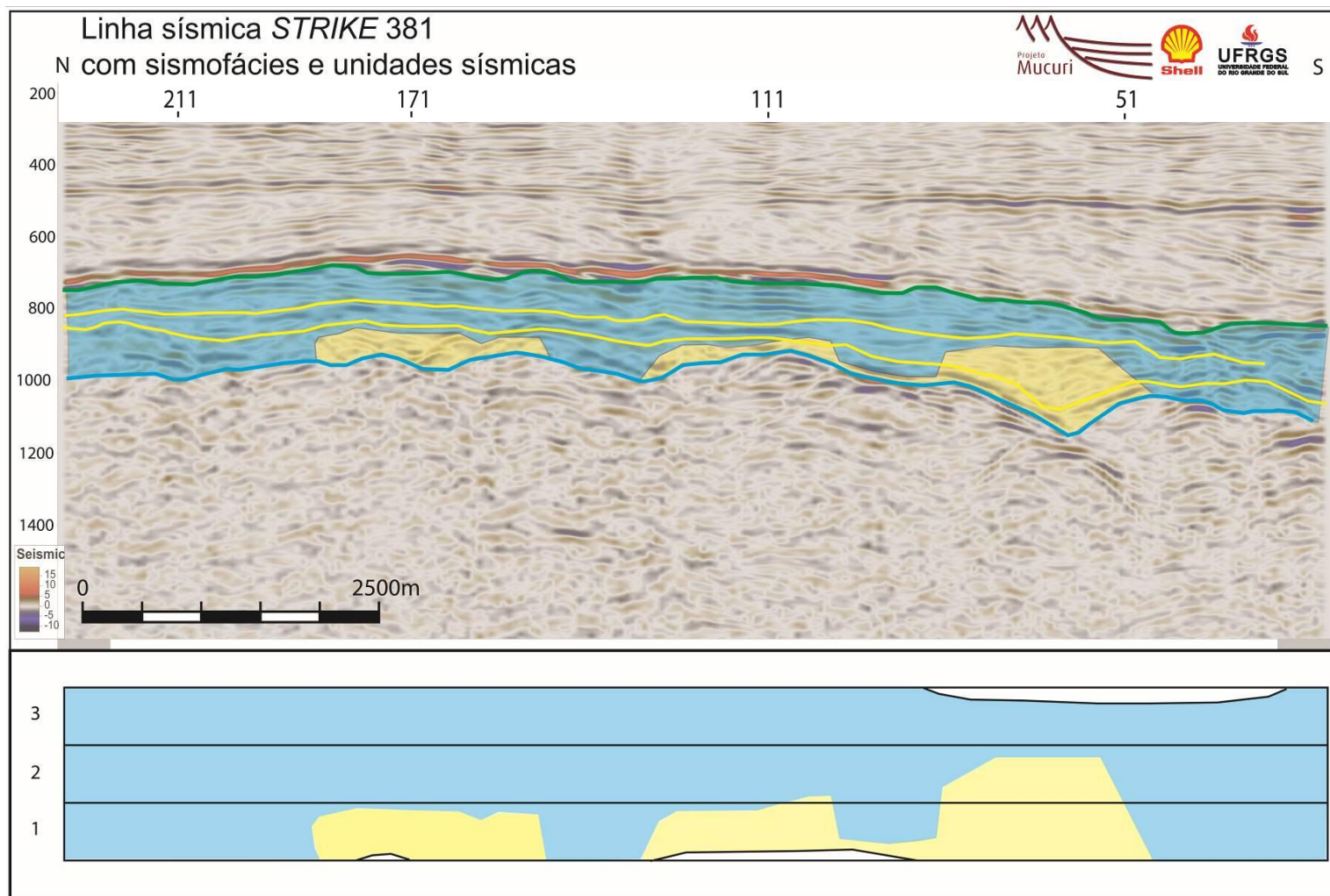


Figura 54. Linha sísmica STRIKE381 com sismofácies e diagrama cronoestratigráfico. Azul-S1, amarelo-S2, marrom-S3 (Figura 22).

6.4.7. LINHA *STRIKE* 621

Essa linha sísmica não possui dados no Norte a partir da linha *dip* 130, no Norte da área de estudo (Figura 15), e tem como limite de base a Formação Cricaré (Figura 55, Figura 56 e Figura 57) Além disso, podemos observar a alta continuidade dos refletores em todas as unidades sísmicas. A deposição inicia com a US1, que é concordante com a base. O topo dessa unidade é concordante com a US2, à exceção de um refletor em *onlap* da última com a superfície X. A superfície Y é marcada apenas por um pequeno *downlap* da US3 próximo ao norte da linha, no entanto o restante do topo dessa unidade é concordante com a US3. Esta, por sua vez, é concordante com o Membro Itaúnas, que é marcado pelos refletores de alta amplitude e continuidade. No sul da linha a Formação Urucutuca erode a unidade superior, o que pode ser visto pelos truncamentos erosivos presentes no sul da linha.

Esta é a linha mestra mais a Leste na área de estudo (Figura 15), e em todas suas unidades são depositadas a S1 (Figura 58). Isso ocorre na seção mais distal na bacia do volume sísmico.

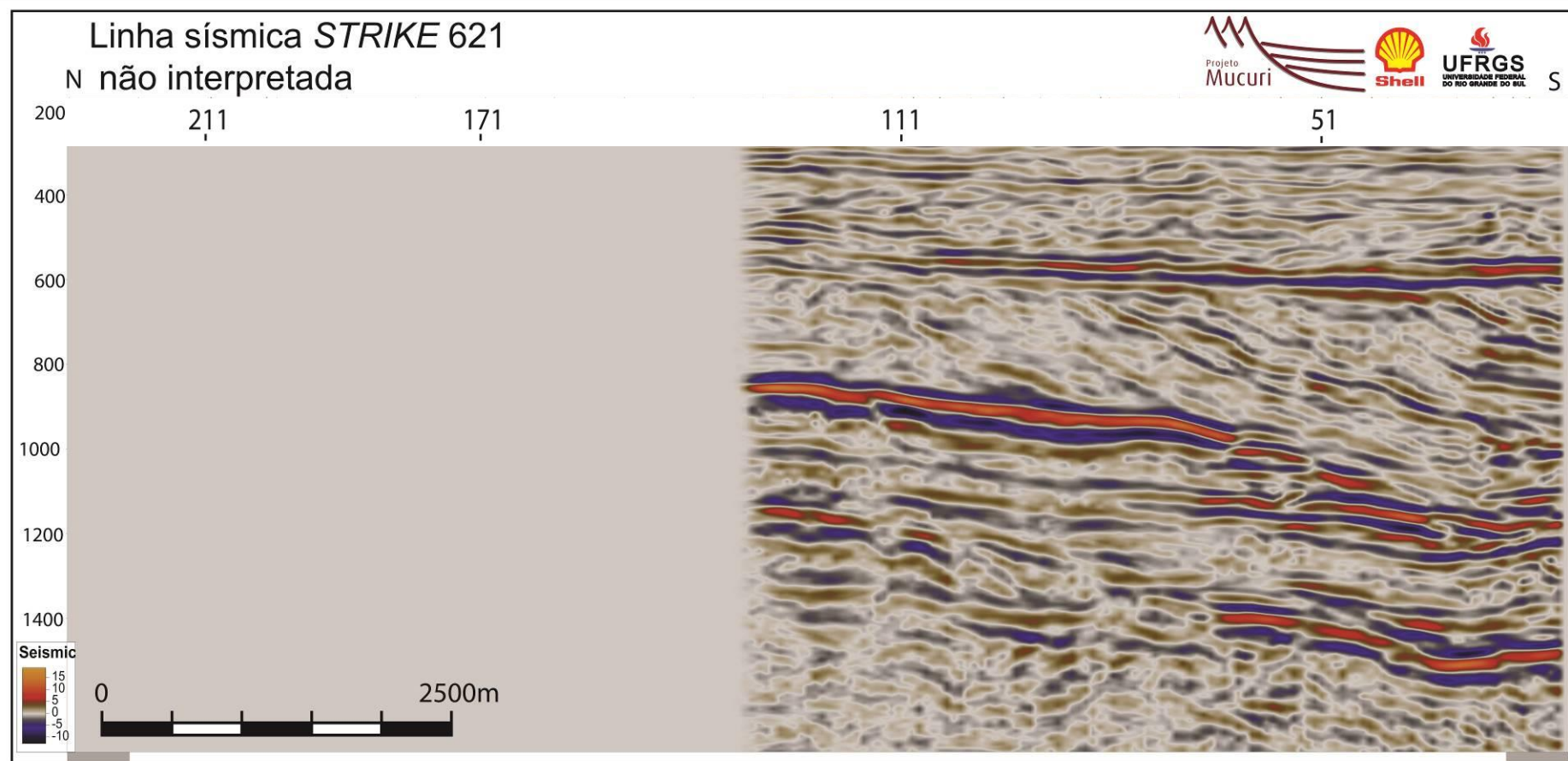


Figura 55. Linha mestra STRIKE621 não interpretada, trecho Norte removido (anterior ao carregamento) devido à baixa qualidade do dado.

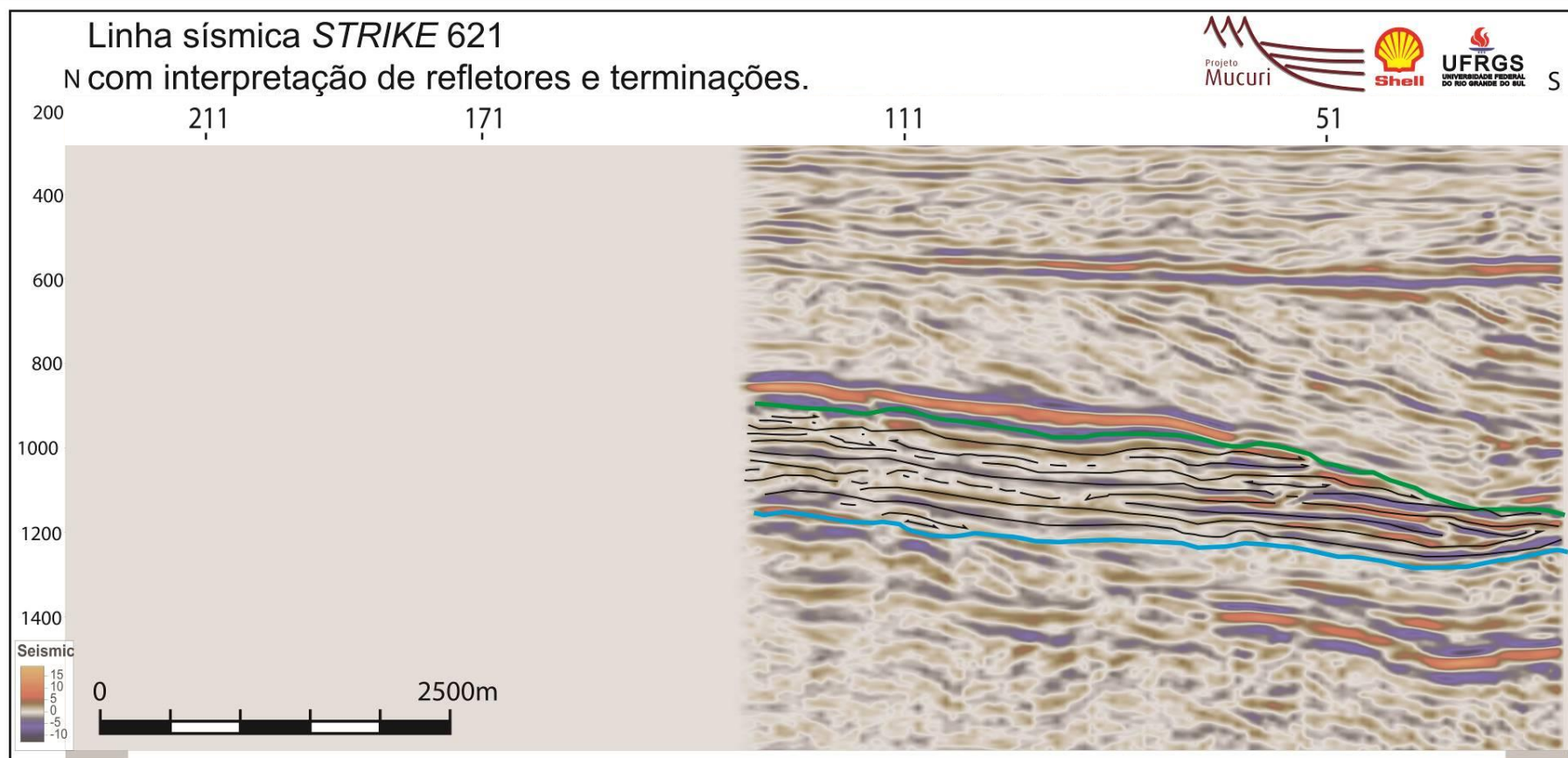


Figura 56. Linha mestra STRIKE621 com interpretação de refletores e terminações.

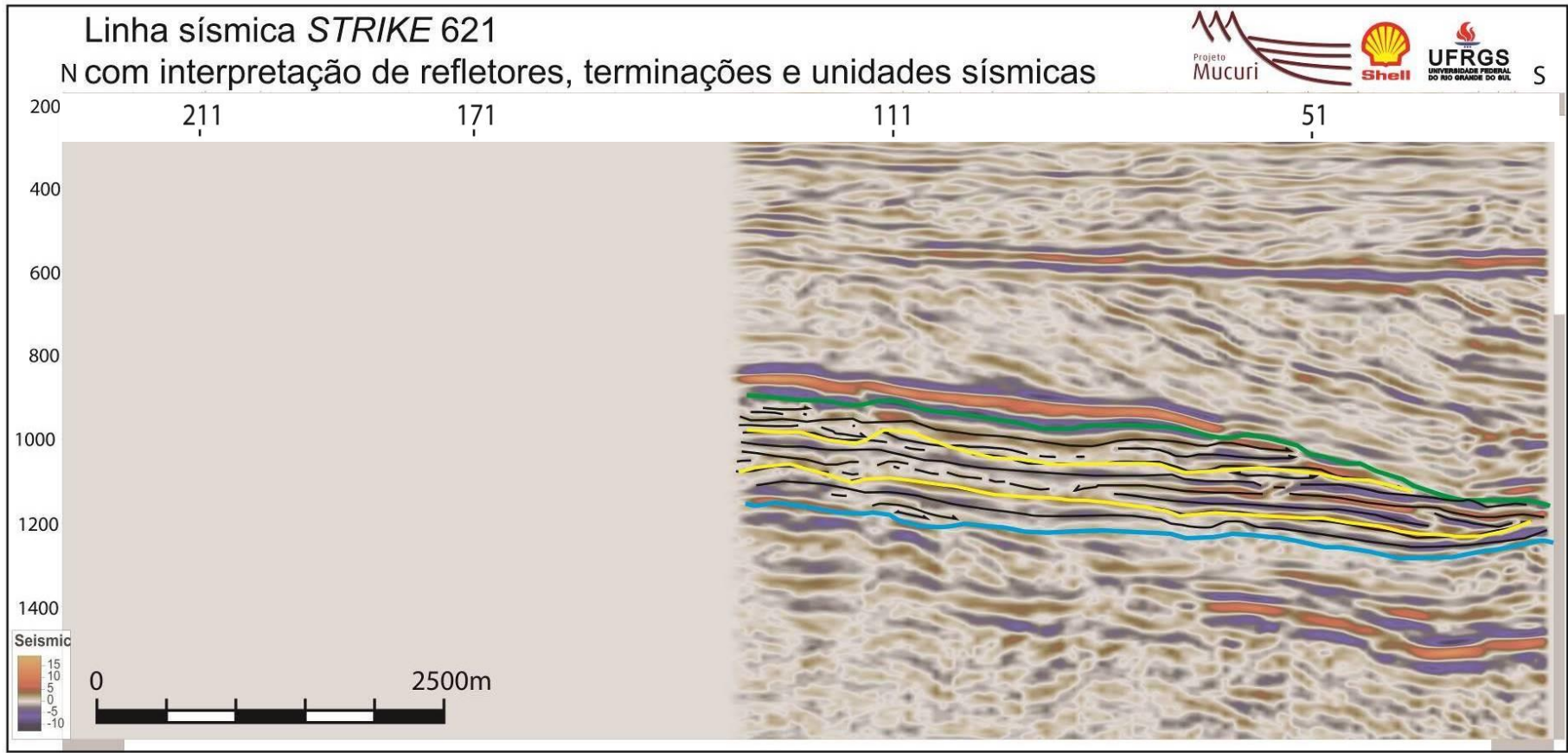


Figura 57. Linha mestra STRIKE621 com interpretação de terminação de refletores e unidades sísmicas.

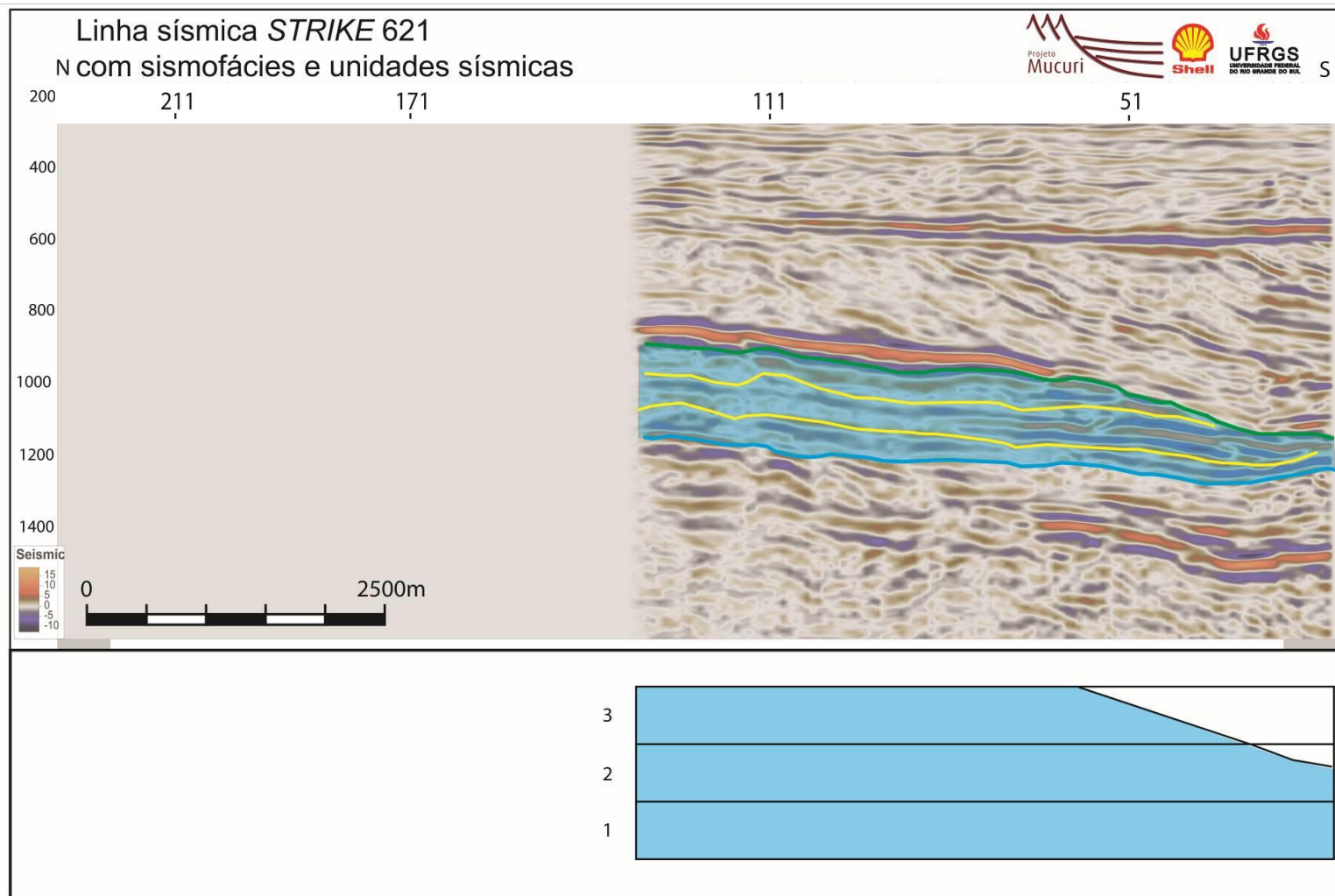


Figura 58. Linha sísmica STRIKE621 com sismofácies e diagrama cronoestratigráfico. Azul-S1, amarelo-S2, marrom-S3 (Figura 22).

6.5. MAPAMENTO SÍSMICO E MAPAS DE ISÓPACAS.

Como foi discutido anteriormente, refletores são representações de tempo no eixo vertical, ou seja, no eixo z está representado o tempo necessário para uma onda sonora percorrer o caminho da superfície até a camada refletida e o caminho de retorno até o geofone. Dessa forma, as superfícies interpretadas são também uma representação do tempo duplo de viagem da onda sísmica, ou *two way travel time (twt)*. Portanto, como os mapas de espessura sísmica são a subtração de duas superfícies interpretadas, os mapas representam isópacas do tempo demandado para as ondas sonoras atravessarem de uma superfície a outra.

Neste estudo, foram elaborados 3 mapas de isópacas, o da US1 é uma subtração da superfície da base do Mucuri pela superfície X; o da US2 é a subtração da superfície X pela Y; o da US3 é uma subtração do topo do Mucuri pela superfície Y. Em conta disso, as feições presentes no mapa são consequências das feições das superfícies, interpretadas no mapeamento sistemático das unidades.

Como podem ser observadas a seguir, as estruturas são predominantemente orientadas na direção Norte-Sul, e são controladas por diversos fatores, de tectônicos a sedimentológicos. Essas foram demarcadas e interpretadas em um mapa com as curvas de níveis suavizadas para facilitar a visualização. As estruturas principais foram destacadas em linhas sísmicas que as cortam.

US1

Neste mapa, a acumulação de sedimento tem uma variação de 0ms até 180ms; e as estruturas, demarcadas pela variação de espessura sísmica, são principalmente de orientação Norte-Sul (Figura 59A). Nesta unidade sísmica foram identificadas três estruturas principais. A estrutura "A"(Figura 59B) é a mais a Oeste no volume de estudo, e mostra como na parte mais distal da bacia a deposição ocorre de forma mais restrita devido à movimentação da base. Ao Norte, o embasamento impossibilitou a deposição dessa unidade, enquanto a Sul, essa ocorreu com menos espessura (Figura 60 e Figura 61). Além disso, podemos observar nessa figura que, além de não haver deposição a Oeste na linha sísmica 171, o embasamento não deforma a seção superior, o que demonstra que não houve movimentação significativa durante ou após a sua deposição (Figura 62). A estrutura "B"(demarcado na Figura 59B) mostra uma grande acumulação de sedimento, chegando ao pico da US1. Esse local, que tem uma morfologia alongada paralela ao sentido direcional da bacia (N-S), foi interpretado como uma linha de costa que ocorreu de forma estagnada. Essa estrutura pode ser demonstrada na Figura 63.X que corta essa estrutura na linha *dip* 101. A estrutura "C", por sua vez, demonstra de forma nítida como o soerguimento do embasamento, que pode ser visto na Figura 60 e na Figura 63.Y, afetando a deposição da primeira unidade e restringindo a próximo de zero a espessura sísmica em alguns trechos.

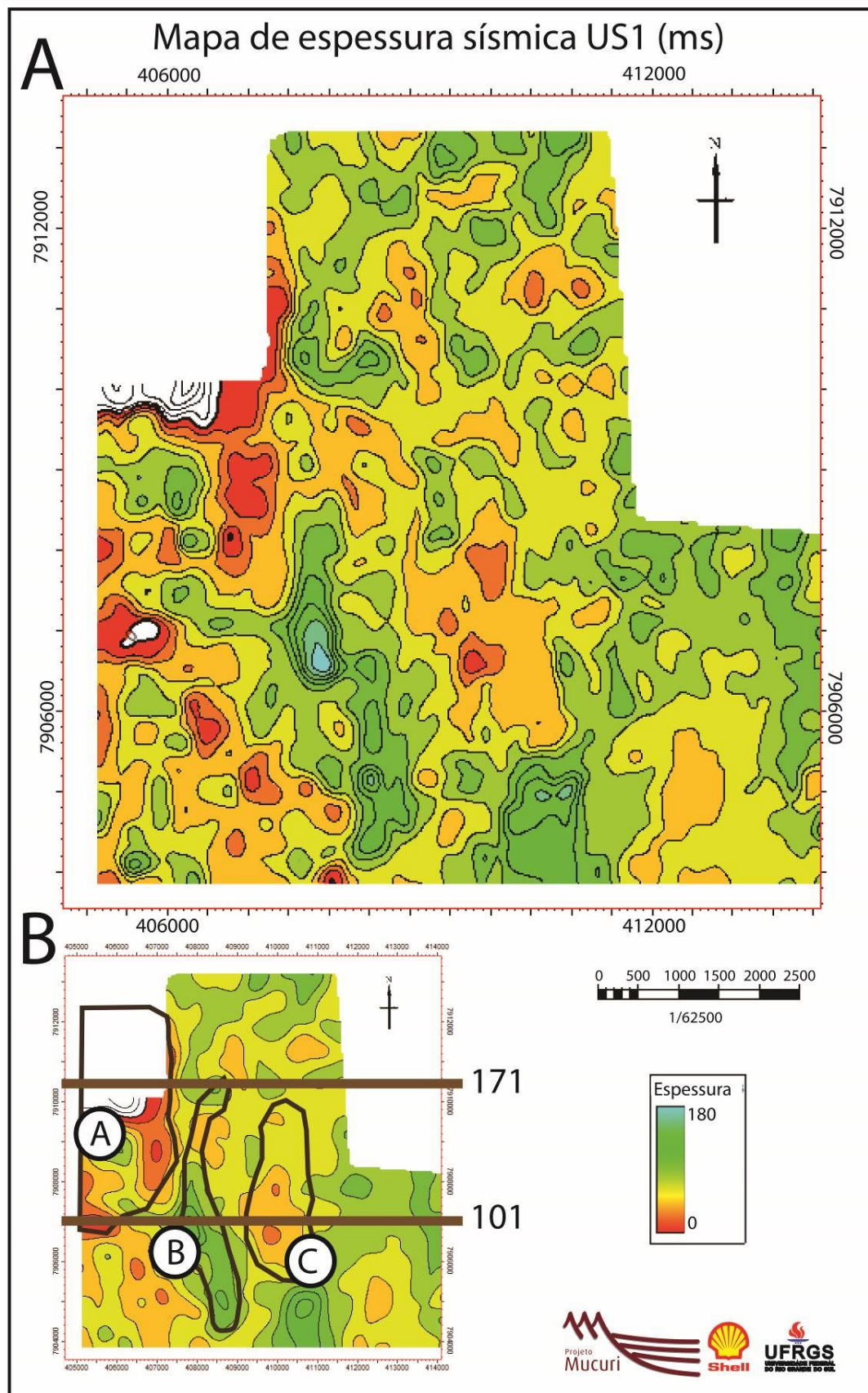


Figura 59. Mapa de isópacas com espessura em tempo sísmico duplo (TWT), em milissegundos.

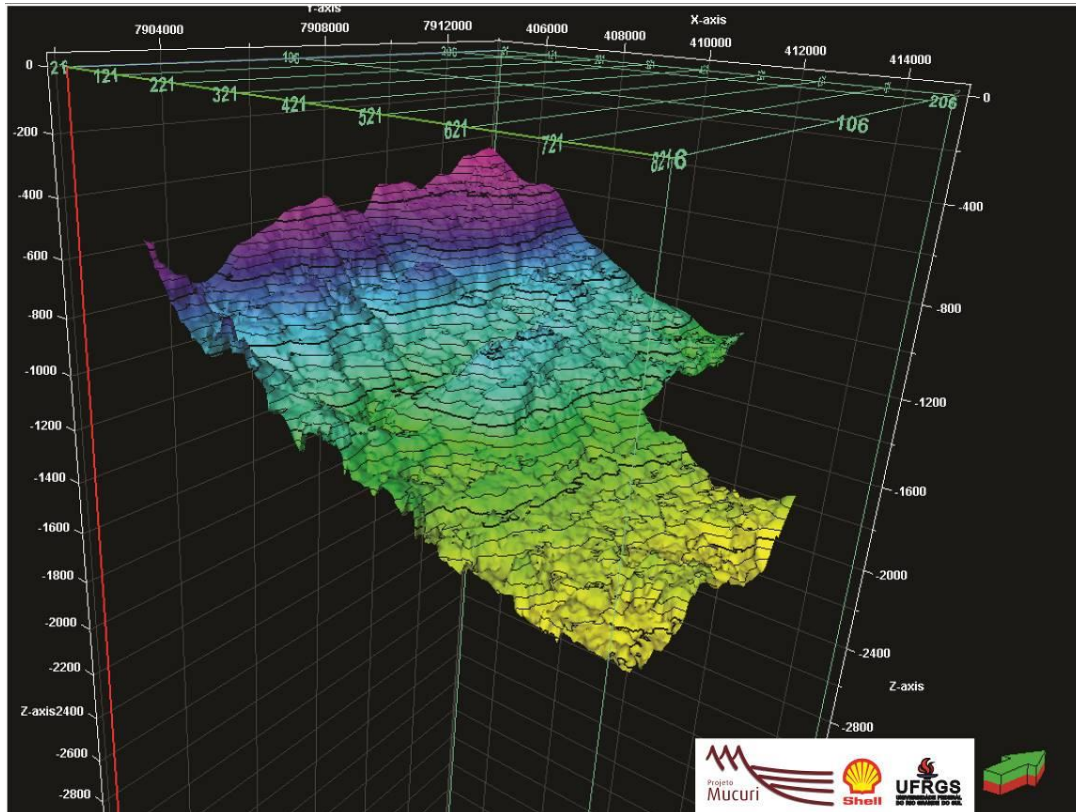


Figura 60. Superfície da base do Membro Mucuri. Irregularidades bem visíveis, com seção elevada na parte central e proximal bem demarcadas.

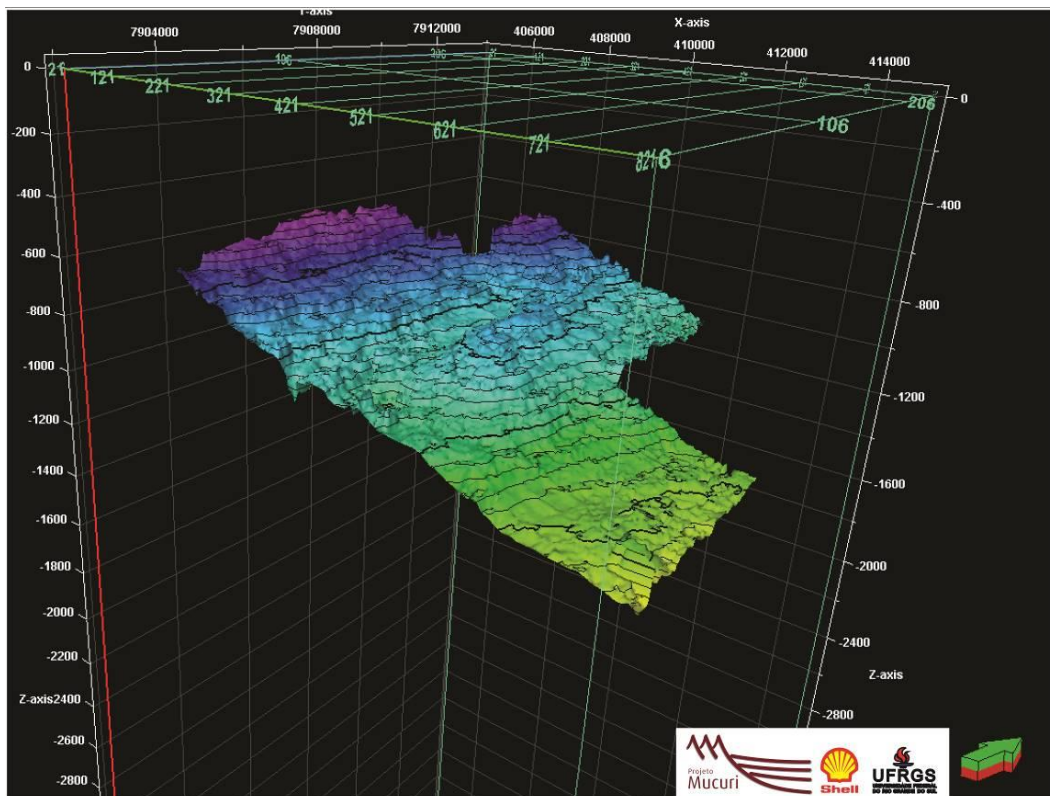


Figura 61. Superfície X delimita a US1 e a US2, possui uma topografia semelhante à base, no entanto com elevações menos proeminentes.

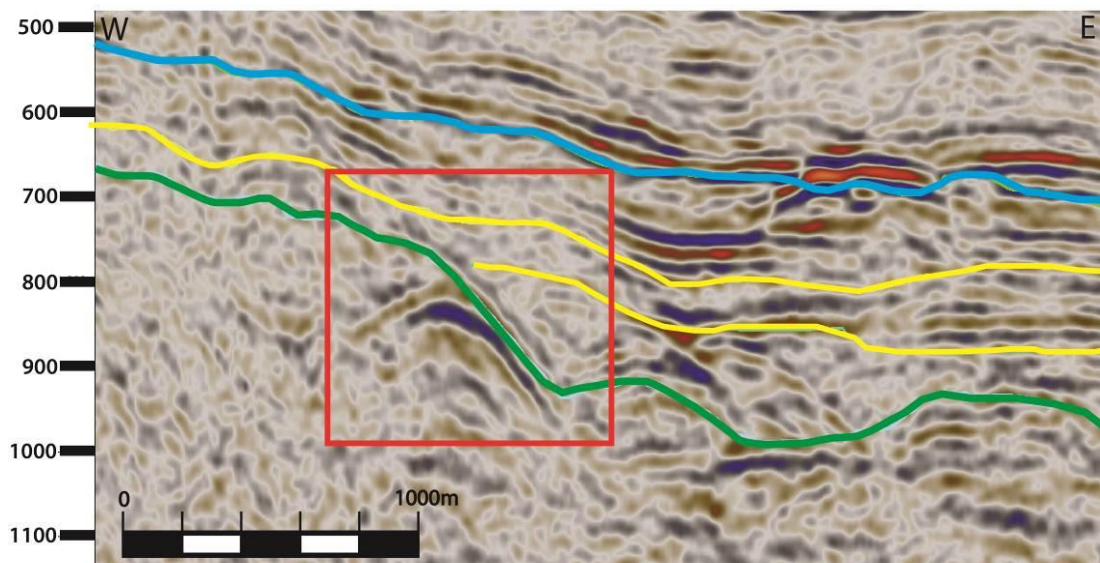


Figura 62. Figura no Oeste da seção da linha sísmica DIP 171. Local ressaltado demonstrando estrutura “A” e a restrição completa da US1 no Noroeste da área de estudo. Além disso, nesse local, a US2 demonstra adelgaçamento.

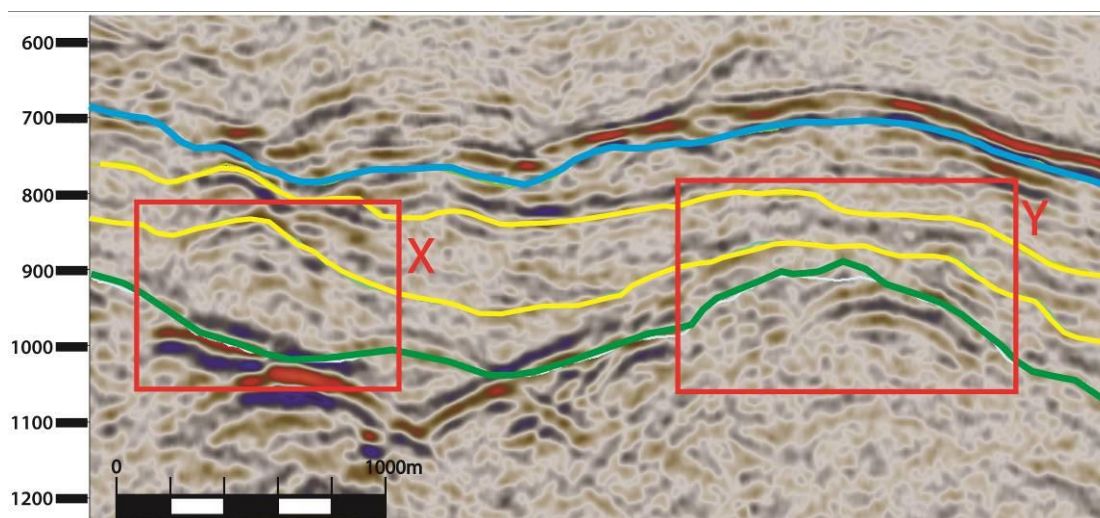


Figura 63. Figura no centro da linha sísmica DIP 101. “X” demonstrando a estrutura “A” no mapa de isopacas acima e o espessamento da US1 no Noroeste da área de estudo. Além disso, na área destacada “Y” pode ser observado um adelgaçamento da US1 e da US2 (C na Figura 59 e na Figura 64).

US2

Nesta unidade sísmica, a deposição varia de 20ms a 180ms, com as maiores espessuras sendo alcançadas no Sul da área de estudo. No mapa de isópacas (Figura 64A) pode ser observada uma grande variedade de estruturas, desde as mais proximais às mais distais. Na porção mais a Sudoeste na área de estudo, na estrutura "A" (Figura 64B), há uma área com grande acumulação de sedimento, devido a um movimento do embasamento que ocorreu após a deposição da primeira unidade, sobre a superfície Y (Figura 65), e pode ser visto na Figura 66, na linha strike 181. Na estrutura "B", há outra acumulação de sedimento, esta, no entanto, relacionada a uma movimentação da linha de costa em direção ao depocentro da bacia (Figura 67). A linha sísmica 101 na Figura 63.X ("C" no mapa de isópacas da US2) demonstra que, embora a movimentação da base ainda ocorra na deposição dessa unidade, ela restringiu com menor intensidade a deposição. Na parte mais distal dessa unidade, a Leste da área de estudo, e do embasamento soerguido, há um espessamento em forma de leque, de Oeste para Leste, que foi interpretado como cliniformas ou leques costeiros (estrutura D). Este pode ser visto na Figura 68, na linha *strike* 641, como um pequeno espessamento com poucas dezenas de metros do refletor azul, que representa o sinal sísmico negativo.

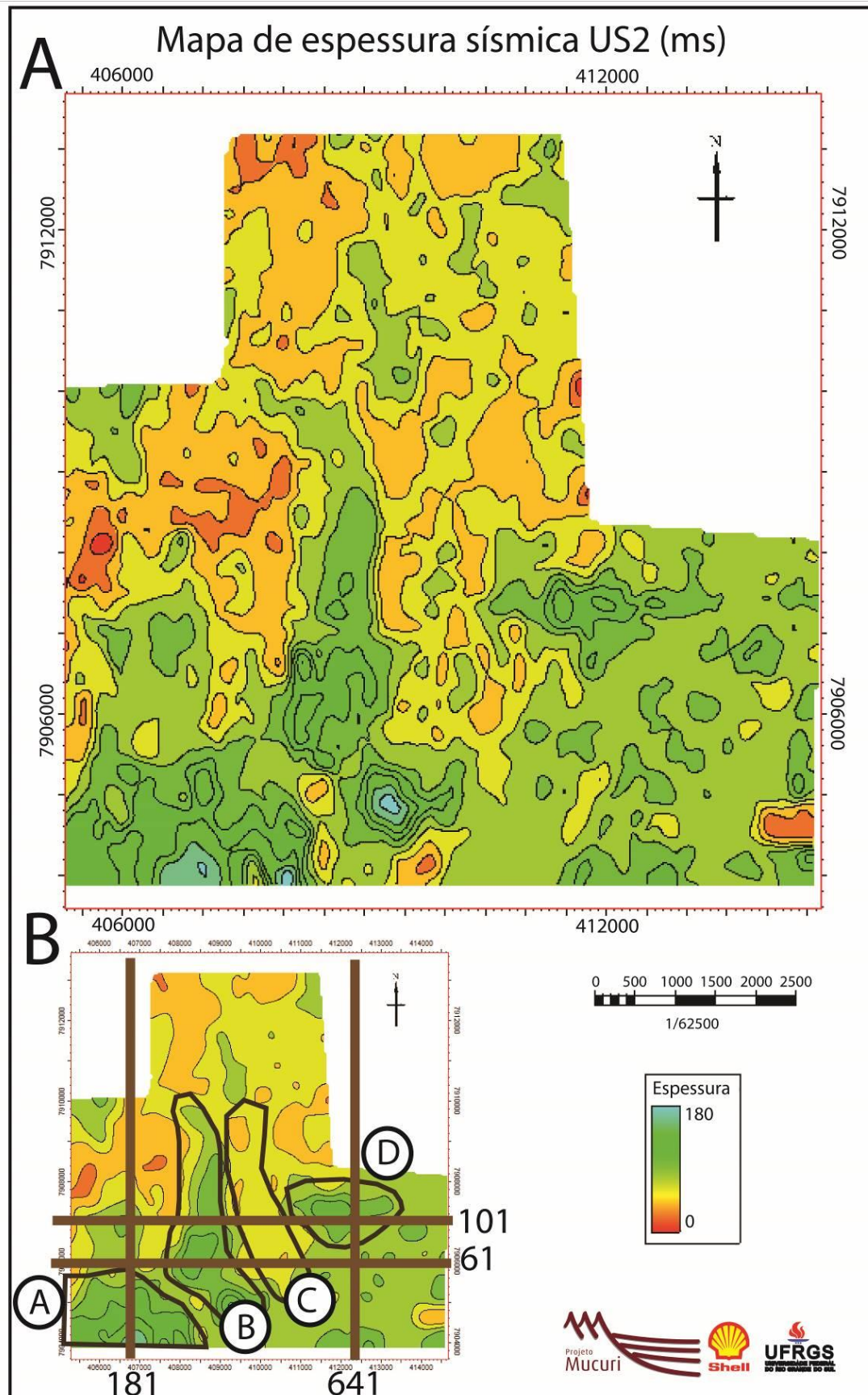


Figura 64. Mapa de isópacas com espessura em tempo sísmico duplo (TWT), em milissegundos.

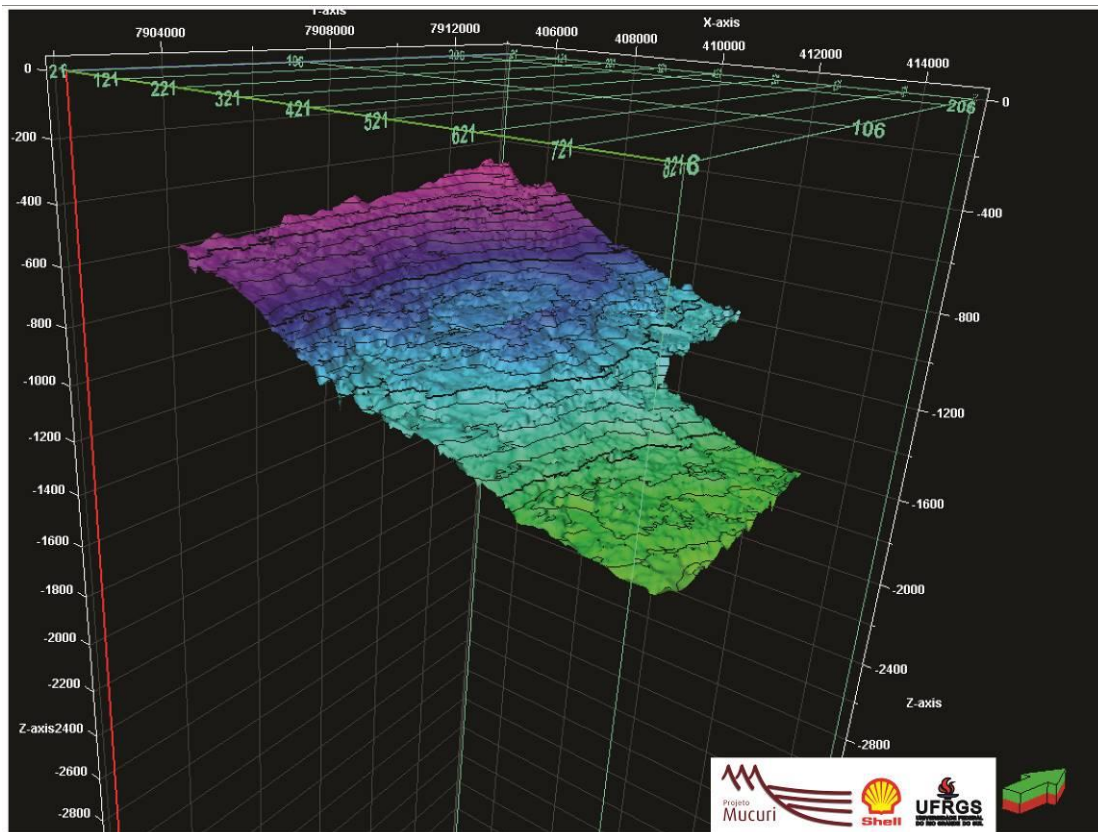


Figura 65. Superfície Y delimita a US2 e a US3, e é a superfície que possui maior continuidade. Há uma pequena elevação na parte central, sobre o embasamento soerguido e um aumento de profundidade no Sul da área (em verde).

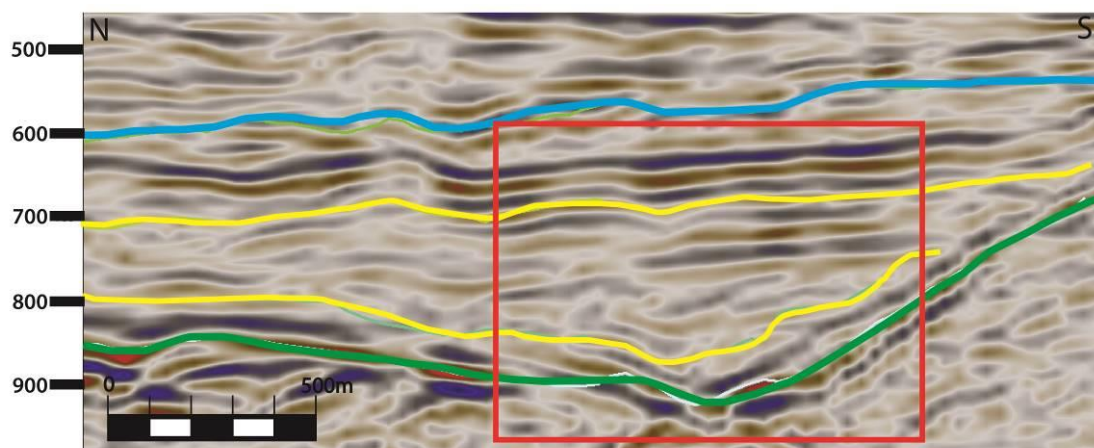


Figura 66. Figura no Sul da linha sísmica STRIKE 181. Local ressaltado demonstrando o espessamento da US2 por compensação fisiográfica deposicional. Downlaps na base desta unidade predominam no soerguimento do embasamento no Sul na figura acima. Área destacada é um corte Norte-sul de "A" na Figura 64.

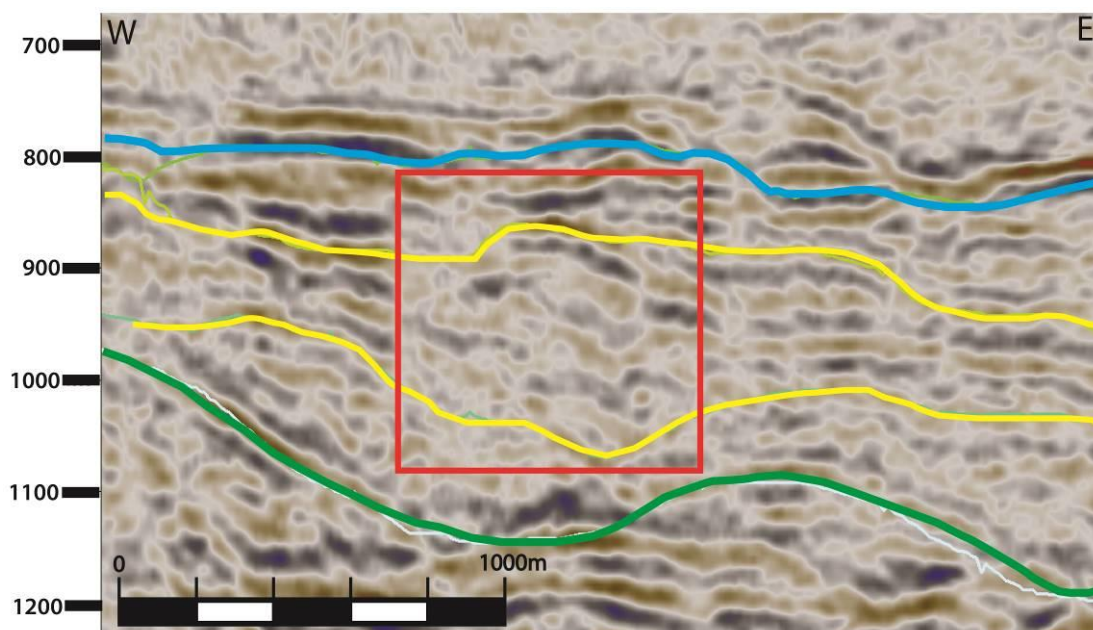


Figura 67. Figura no Oeste da linha sísmica DIP 61. Local ressaltado demonstrando o espessamento da US2 e *downlaps* na base desta mesma unidade. Área destacada é um corte Leste-Oeste de “B” no mapa de isopacas da US2 (Figura 64).

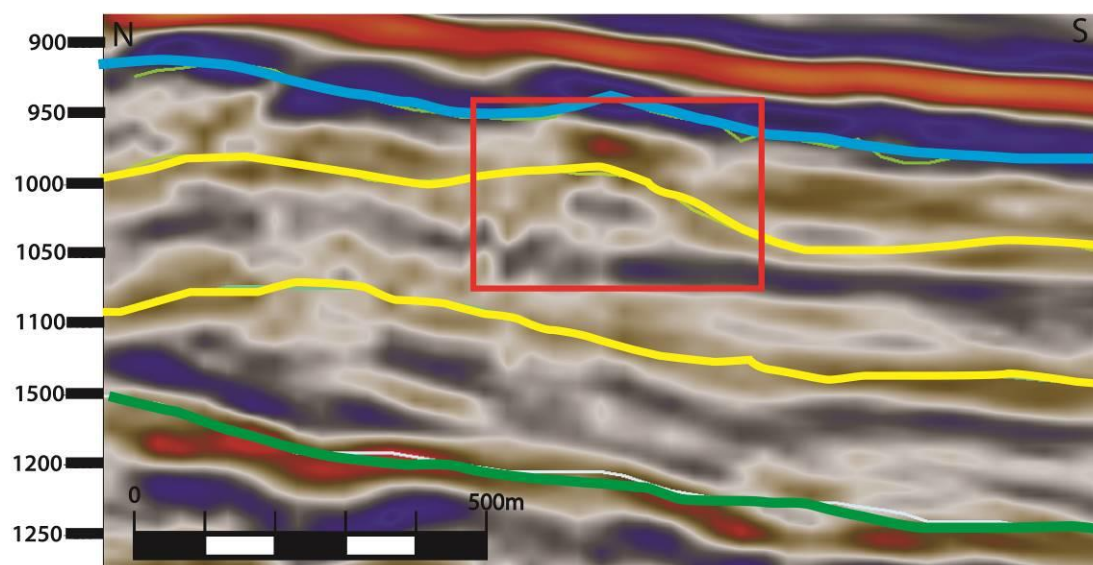


Figura 68. Figura ao Sul da linha sísmica STRIKE 641. Corte Norte-Sul da estrutura “D” no mapa de isopacas da US2. Área ressaltada demonstra um pequeno espessamento, com espessura inferior que um refletor (espessura na ordem de 30 metros). Corte de cliniformas costeiras orthogonal ao sentido de deposição.

US3

Este mapa de isópacas, da US3 demonstra uma deposição de mesma espessura em toda a área de estudo (Figura 69). A espessura é constante, entre 100ms e 140ms, principalmente devido à sua base plana (Figura 65), à exceção dos locais onde há erosão, em que estes se reduzem a próximo de 0ms, o que pode ser observado como uma escavação na Figura 70. A estrutura "A" (Figura 64B) a US3 registra a erosão causada pela Formação Urucutuca, como pode ser visto na Figura 71, em que os refletores do Mucuri fazem um truncamento erosivo no topo. Na estrutura "B", a erosão é em conta do movimento halocinético do sal que foi depositado posteriormente (Figura 72).

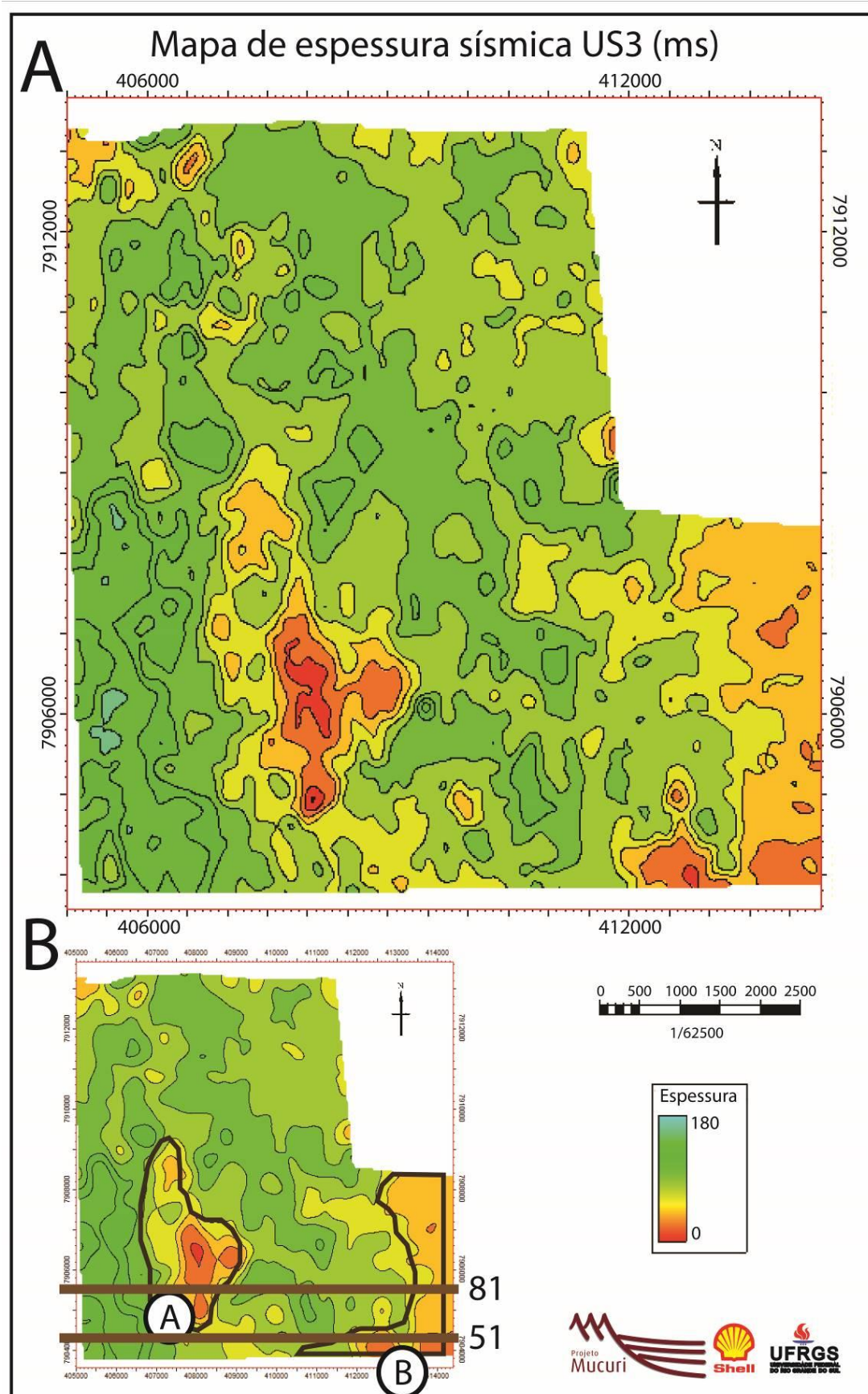


Figura 69. Mapa de isópacas com espessura em tempo sísmico duplo (TWT), em milissegundos.

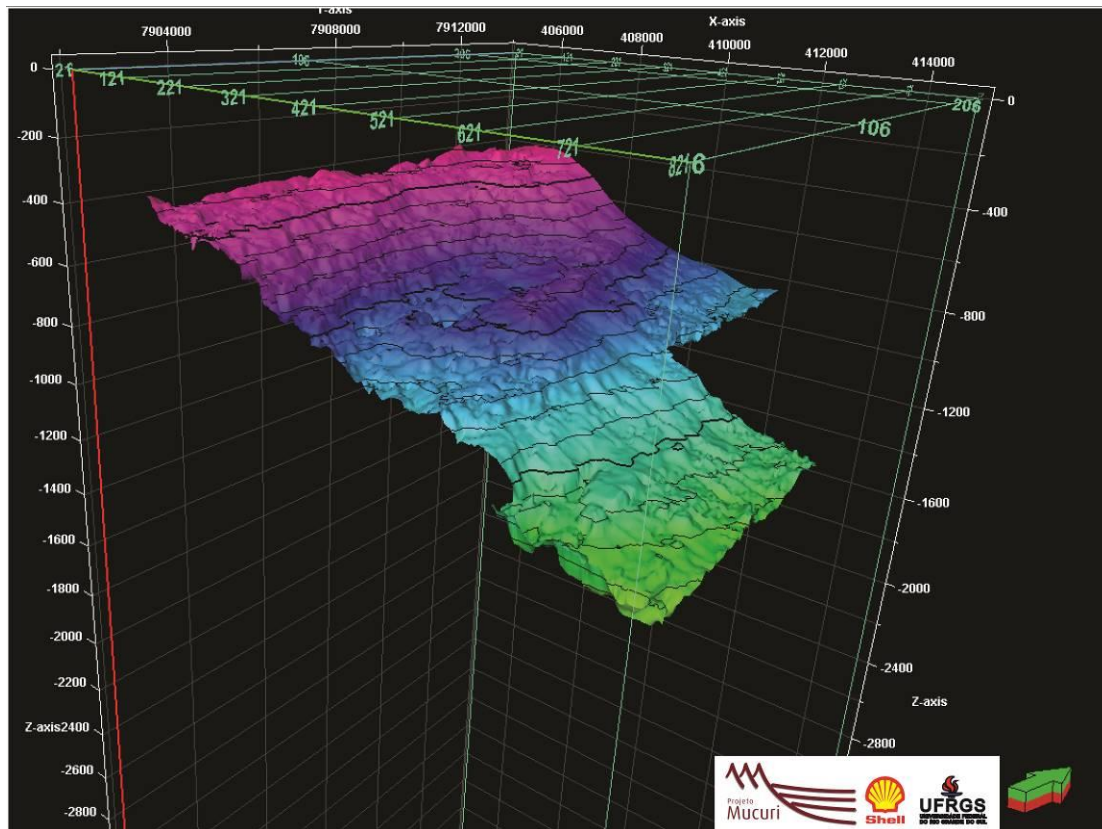


Figura 70. Superfície do topo do Membro Mucuri com boa continuidade, à exceção da escavação sofrida na área rebaixada na imagem acima. Escavação com tendência de Sul para Norte.

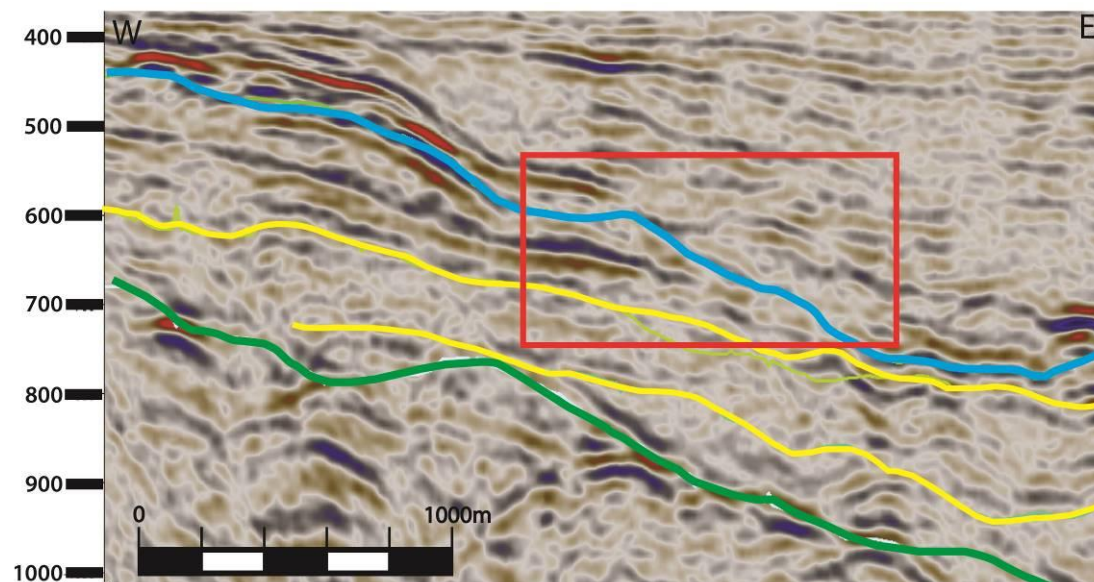


Figura 71. Figura no Oeste da linha sísmica DIP 81. Corte Leste-Oeste da estrutura "A" no mapa de isópacas da US3. A área ressaltada demonstra truncamentos erosivos da US3 no topo do Membro Mucuri. Truncamentos causados pela erosão da Formação Urucutuca sobre os sedimentos do Aptiano.

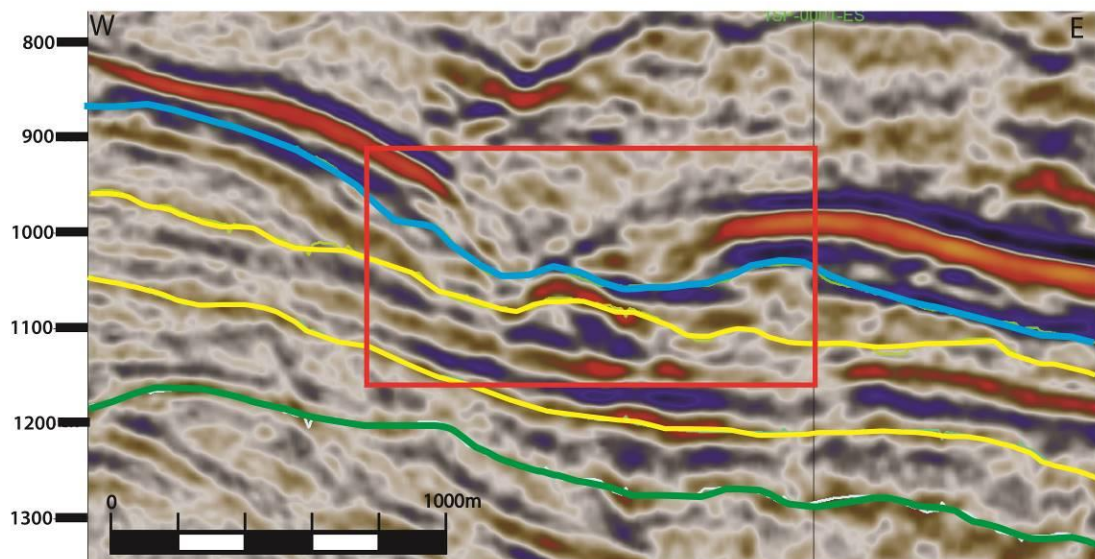


Figura 72. Figura no Leste da linha sísmica DIP 51. Corte Leste-Oeste da estrutura “B” no mapa de isópacas da US3. A área ressaltada demonstra truncamentos erosivos Leste-Oeste e deformações que bascularam as camadas superiores da US3 no topo do Membro Mucuri. Ambas estruturas causadas pelo escape do sal das camadas sobrepostas.

7. DISCUSSÕES

7.1. CONTROLE ESTRUTURAL E RELAÇÃO COM A ESTRATIGRAFIA

Neste volume sísmico, há de se destacar as feições que contribuem para o entendimento tectono-estrutural do período. Essa compreensão é de extrema importância, já que a movimentação do embasamento influencia diretamente no padrão deposicional da área de estudo. Além disso, é um controlador dos reservatórios da região, visto que, na Bacia do Espírito Santo, grande parte dos reservatórios de hidrocarbonetos encontra-se em blocos falhados e rotados (NEVES *et. al.* 2016). Neste contexto, há dois locais com o embasamento significativamente soerguido, um no Noroeste da área de estudo e outro na parte central (Figura 73).

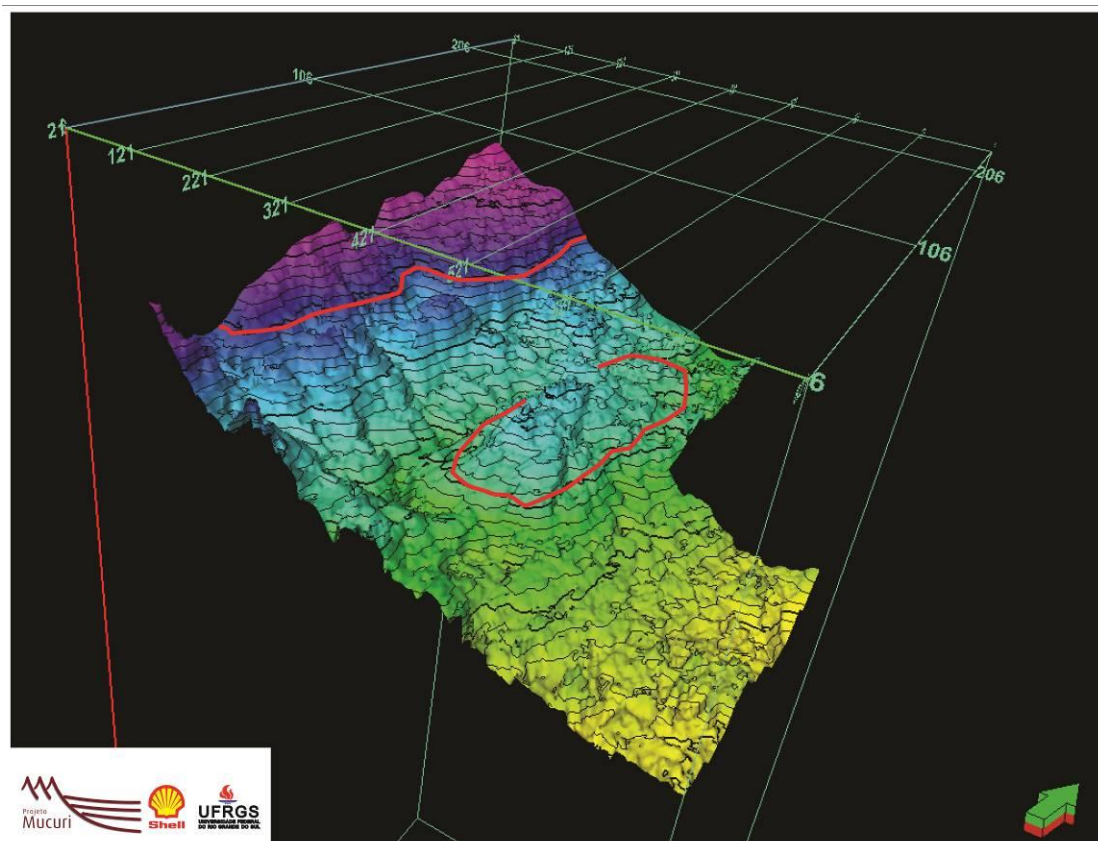


Figura 73. Base do Mb. Mucuri. Áreas destacadas demonstrando soerguimento do embasamento.

O primeiro, no Oeste, restringiu a deposição em certos locais (o que foi evidenciado por *onlaps* dos refletores no embasamento), sendo que não

deformou, ou deformou com pouca intensidade as camadas sobrepostas. Isso demonstra que o embasamento já estava acima do nível de base no início da deposição (Figura 74). Após isso, este se manteve inerte e sofreu erosão, como pode ser observado na Figura 62. Este alto foi encoberto após a deposição da US2, o que demonstra um período curto acima do nível de base. Além disso, mostra uma clara tendência da deposição próxima desse alto topográfico ser de sedimentos com o tamanho de grão maior e com a deposição mais descontínua, o que leva a interpretação de que essa área elevada influenciou no padrão deposicional local, sendo fonte de sedimento para regiões próximas.

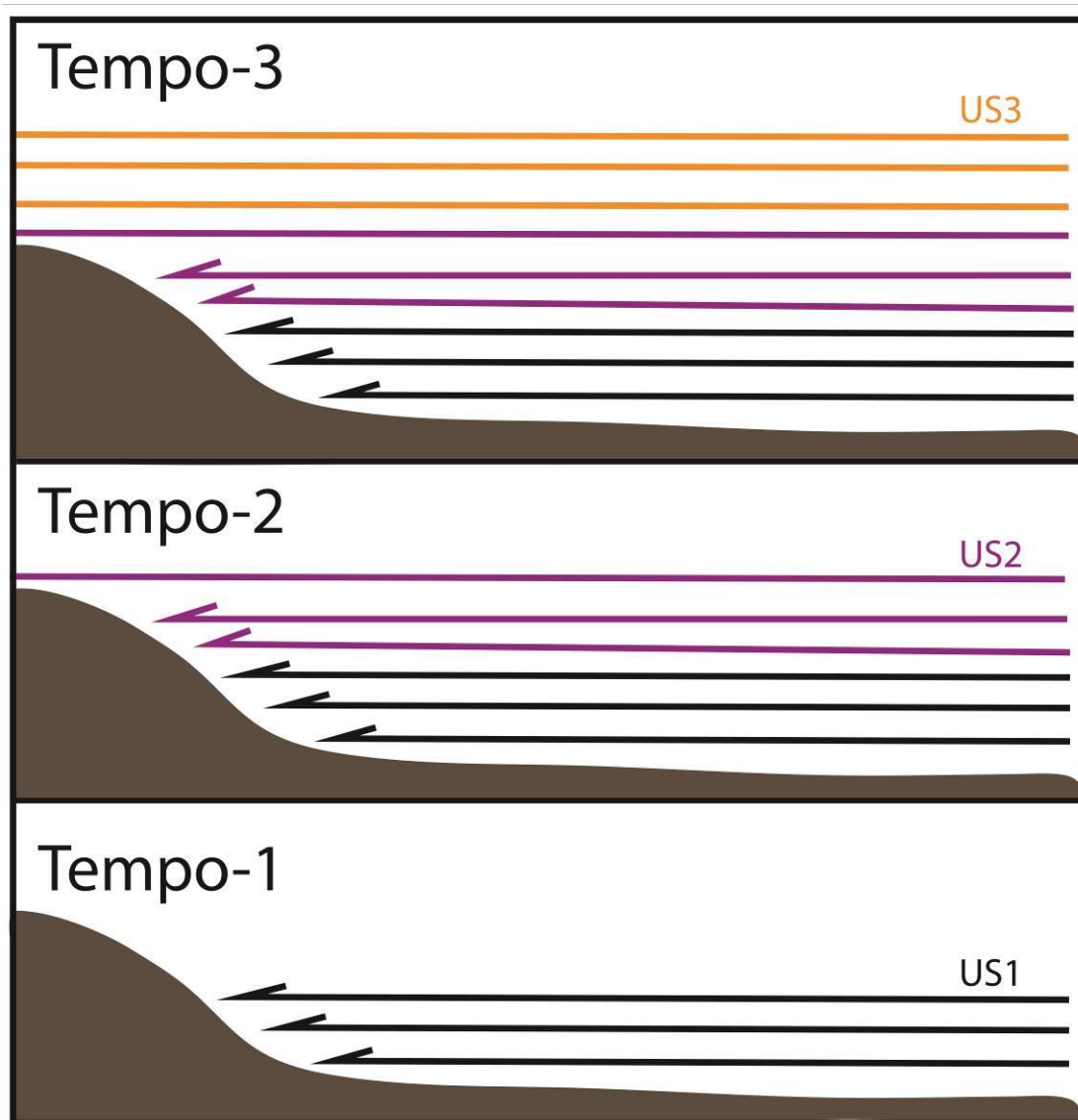


Figura 74. Modelo de movimento da base do alto do embasamento ao Oeste.

No segundo local destacado, a interação com o ambiente e com os sedimentos deu-se de forma diferente. No início da deposição, a US1 ocorreu com menor espessura sobre esta seção deformada, o que leva ao entendimento que nesse local, em algum momento durante a deposição da US1, o embasamento estava sobre o nível de base, levando à erosão ou a não deposição de sedimentos. Após isso, na US2, pode ser observado que a espessura dessa unidade é menor, e que todas as camadas depositadas anteriormente a esse momento estão deformadas, além disso, há um grande número de terminações de base nessa unidade, nesse local (Figura 75, Figura 63). Isso leva a interpretação que, entre o fim da US1 e durante a deposição da US2, houve uma reativação que movimentou essa falha e soergueu novamente o embasamento sobre o nível de base. Deve-se destacar que essa falha não produziu grande rejeito vertical. Este soerguimento levou a uma mudança no padrão sedimentológico, com mais influência da S2 em direção à parte distal, e também com a deposição de S1 adjacente de sedimentos arenosos em direção à porção proximal. O primeiro ocorreu pelo soerguimento ter sido fonte de sedimento para áreas próximas e o segundo pode ter sido causado por uma restrição de água em uma porção mais proximal que esse soerguimento. Também é notável clinofórmias costeiras depositadas em direção ao centro da bacia, como pode ser observado na Figura 64, estrutura "D". No momento em que ficou abaixo do nível de base, durante a US2, esse alto topográfico provavelmente esteve algum período abaixo do *shoreface* superior, para depositar a S1. Durante a deposição da última unidade a movimentação deste cessou e permitiu o recobrimento da topografia.

Como as sismofácies demonstraram nesse estudo, houve um grande aumento de sismofácies mais distais em direção ao leste da bacia e, além disso, notou-se um aumento dessas em direção à última unidade. Isso mostra que, dentro do Mucuri, ocorreu uma transgressão em direção ao topo, que pode ser relacionada com a grande transgressão que levou à deposição dos evaporitos do Membro Itaúnas.

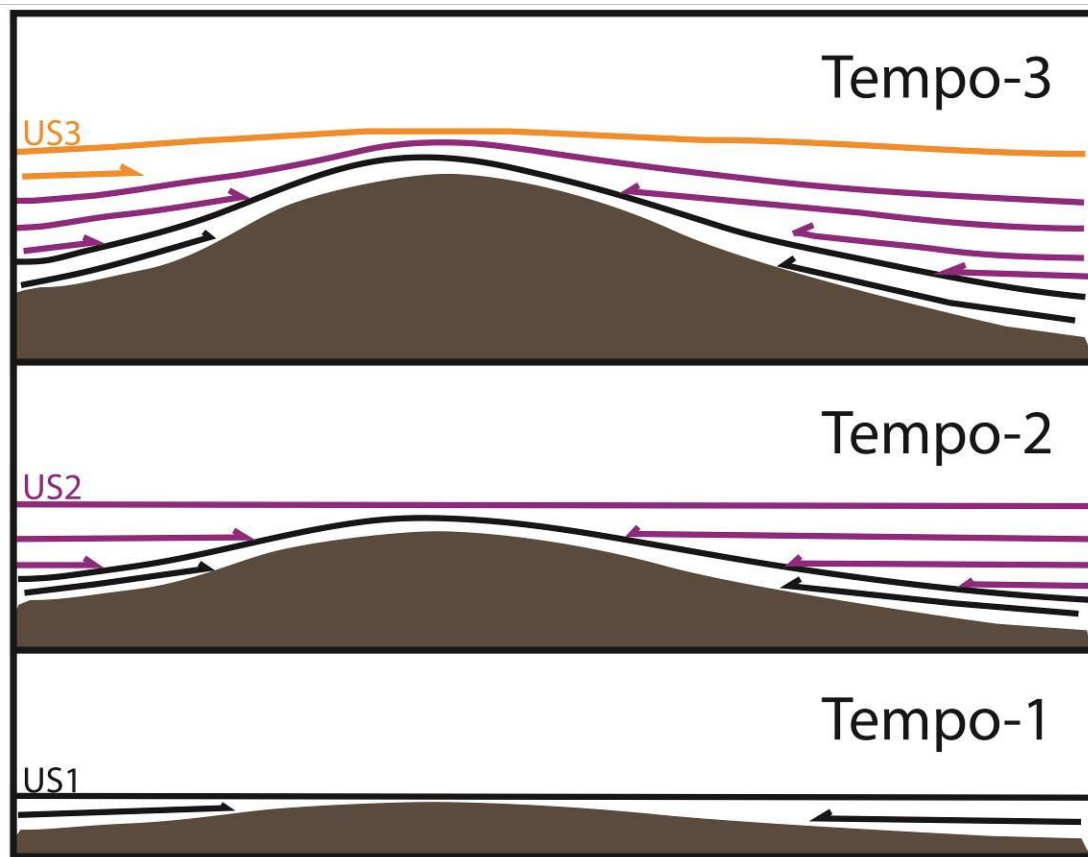


Figura 75. Modelo de movimento da base do alto do embasamento no centro.

7.2. ANALOGOS ATUAIS

Entre o topo e base do Mucuri há uma diferença de 5 Ma aproximadamente. Dessa maneira, grandes variações climáticas devem ter ocorrido durante esse período, além de ser notável a grande variação do nível do lago em que ocorria a deposição nesse período e a presença de atividades tectônicas que influenciaram, inclusive, no aporte sedimentar. Tais fatos tornam modelos análogos, que representem a sedimentação, fiéis apenas em curtos períodos dessa deposição. Dessa forma, para retratar e tentar compreender de forma mais próxima da realidade os processos, que ocorrem em diferentes ocasiões climáticas, de variação do nível do lago e de atividade tectônica, foram escolhidos diversos lagos do rifte africano, que possuem nítidas diferenças climáticas, assim como devem estar em diferentes fases de evolução tectônica. Os modelos análogos atuais apresentados abaixo são defendidos como compatíveis baseando-se nos controles deposicionais das margens, seus arranjos locais de sistemas deposicionais, declividades marginais e situações de detalhe e pontuais. Não

servem como análogos para inferências climáticas gerais, controle estrutural, variáveis controladoras do nível de base ou padrões evolutivos, bem como análises de espectro regional.

O primeiro é o Lago Kivu, um lago da porção Oeste do rifte africano (Figura 76.A), com a evolução pautada por tectônica, sedimentação e magmatismo, em um clima majoritariamente úmido (WOOD, *et. al.*, 2017). Segundo o mesmo autor, esse lago tem a subsidência controlada por uma falha de borda de direção N-S, em uma configuração de meio-gráben. Sua sedimentação iniciou no médio Plestoceno, sendo que sua sedimentação se limita a 500m. (HABERYAN, HECKY 1987; WOOD *et. al.*, 2017) Há 13.000 anos, devido a um clima mais seco, este lago era um lago fechado (HECKY, R. E.); no entanto, no início do Holoceno ocorreu uma grande transgressão pelo aumento de umidade na região, o que levou à conexão desse com o lago Tanganyka. (HABERYAN, HECKY 1987; WOOD. *et. al.* 2017).

Nesse exemplo, podem-se observar feições transgressivas, com uma linha de costa muito restrita ou ausente. Há poucos canais fluviais, o que faz o aporte sedimentar não formar deltas, ou mesmo uma linha de costa (Figura 76.B). Nesse contexto, porções são soerguidas, e poderiam servir como fonte de sedimento, permitindo a deposição de sedimentos proximais em regiões mais distais, ou mesmo, a deposição de sedimentos finos em locais mais proximais.

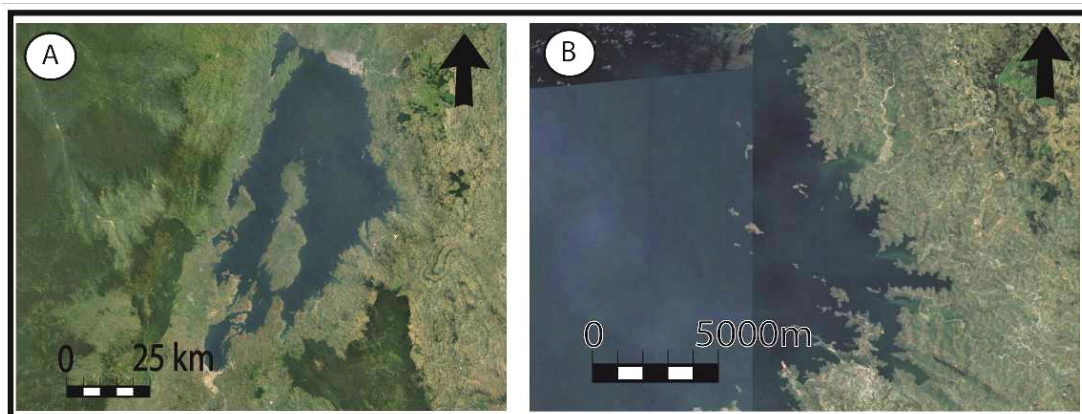


Figura 76. Imagens do software Google Earth do lago Kivu. A- imagem de todo o lago. B- imagem da margem Leste. Modificado do Google Earth

O segundo é o Lago Tanganyka (Figura 77.A), o maior lago da porção Oeste do rifte africano, que possui sedimentação desde o Mioceno e uma coluna de aproximadamente 3 km de sedimentos (HABERYAN, HECKY 1987; WOOD *et. al.*, 2017). Da mesma forma que no lago Kivu, este era confinado há cerca de 13.000 anos. No Holoceno os Lagos Kivu e Tangnika se conectaram, o que fez o segundo ser afetado pelos eventos vulcânicos que ocorriam no primeiro (STOFFERS, HECKY 2009; WOOD *et. al.*, 2017). Segundo Rosendhal (1986), esse lago possui uma formação de espaço de acomodação essencialmente de meio-gráben, com mais de 80% das falhas com essa configuração.

O lago registra uma sedimentação progradacional, em um ambiente com relativa umidade, em que o embasamento estava próximo, provavelmente semelhante a uma fase inicial do Membro Mucuri. Os deltas não são muito bem formados, por um provável retrabalhamento por ondas e possuem um tamanho semelhante aos *mounds* descritos (Figura 77.B.C). Nesse contexto, os deltas não são muito abundantes, devido a uma maior canalização dos rios.



Figura 77. Imagens do software Google Earth do lago Tanganyka. A- imagem de todo o lago. B/C- imagens da margem Oeste com deltas pouco formados, em um ambiente com relativa umidade. Modificado do Google Earth

O Membro Mucuri é considerado por França (2007) um depósito fluviodeltaico gradando para um ambiente lacustre e, em sua parte proximal, segundo França e Mohriak (2008), é uma sequência aluvial-fluvial. Segundo resultados preliminares integrados do Projeto Mucuri (no qual este trabalho foi desenvolvido), os seus fluviais eram efêmeros e fracamente canalizados, e quando depositados no lago, sofriam retrabalhamento por ondas formando deltas pouco desenvolvidos. Além disso, este período era caracterizado por muita aridez, como observado por Vieira (1998), o que também é demonstrado pelo sistema evaporítico do tipo *sabkha* identificados por Negreiros e Del Rey (1994) (*apud* FRANÇA e MOHRIAK 2008). Desta forma, o análogo atual que melhor retrata a maioria dos depósitos descritos do Membro Mucuri é o Lago Turkana (na questão do arranjo deposicional marginal, não compreendendo estilo estrutural e controles regionais) (Figura 78.A). Esse lago é o maior da porção Leste do rifte africano e hoje é um lago confinado. (COHEN, S.A. 1989). Segundo esse mesmo autor, o clima na

região é quente e semiárido e quase todo seu fluxo de água provém do Rio Omo.

Como pode ser observado nas imagens, os canais fluviais passam por grande parte dos períodos do ano sem água e formam um grande número de deltas de diversas dimensões (Figura 78.B.C). Além disso, mostram como a fraca canalização leva a uma grande quantidade de deltas de pequena dimensão (Figura 78.C). Da mesma forma, o presente trabalho identificou uma grande quantidade de *mounds*, em uma dimensão semelhante à Figura B e C, e no processamento sísmico em que o *time slice* da sísmica foi analisado no volume aplainado, não foi identificada feições de canais.

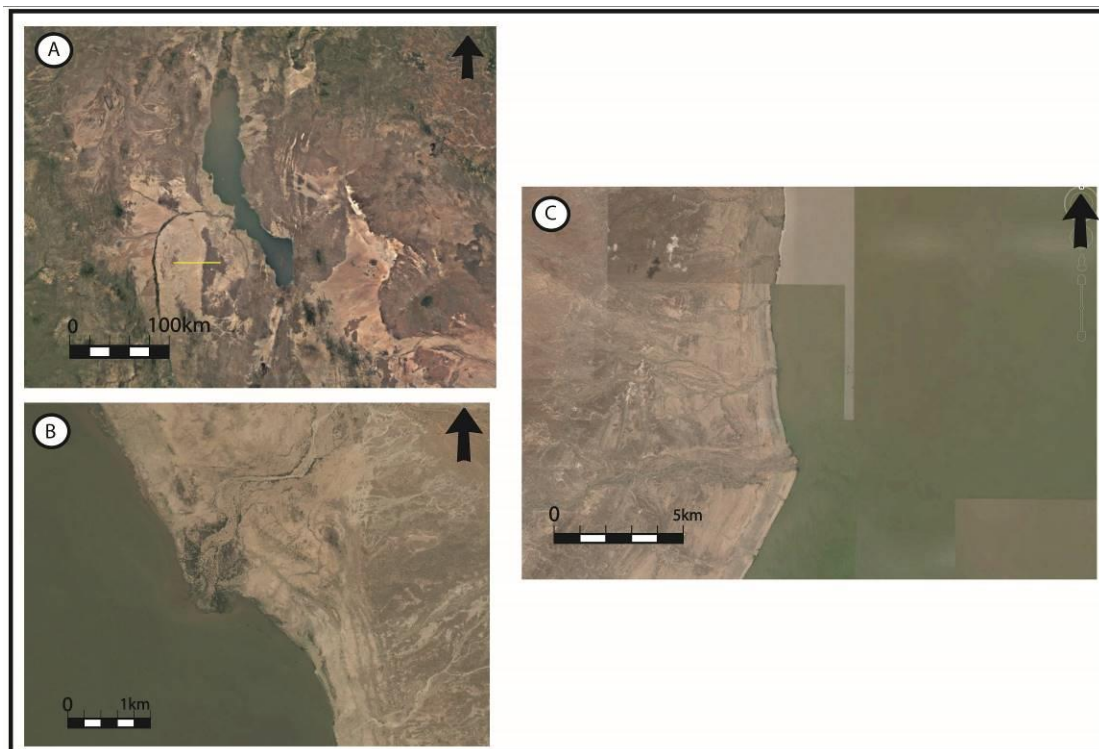


Figura 78. Imagens do software Google Earth do lago Turkana. A- imagem de todo o lago. B- imagens da margem Leste com delta pouco formados, em um ambiente com árido. C- margem Oeste com diversos fluviais efêmeros em poucos quilômetros de costa. Modificado do Google Earth.

A Figura 79 demonstra a grande variação do nível da água no Lago Turkana, produto de rifteamento. Em um local com a costa mais plana, a variação da linha de costa chegou a mais de 400 metros no sentido *dip*.

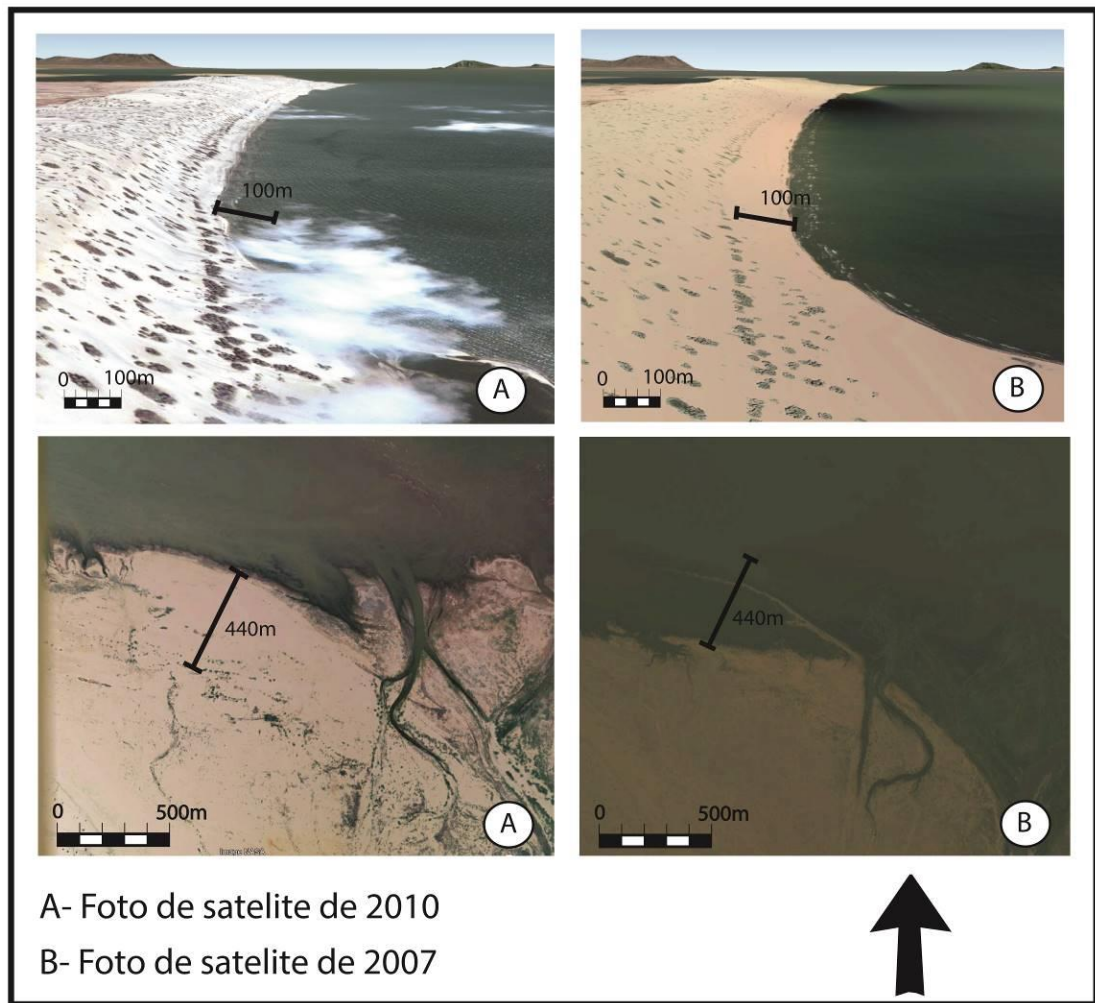


Figura 79. Imagens do Google Earth do lago Turkana. Fotos de satélite com diferença de três anos mostrando uma grande variação de linha de costa. 440 metros em uma área com menor inclinação do terreno e 100 metros em um terreno com maior inclinação. Modificado do Google Earth.

7.3. ESCAVAÇÃO E HALOCINESE

Dentro da área de estudo, os principais processos responsáveis pela erosão do registro estão associados à escavação da Formação Urucutuca e aos movimentos halocinéticos na bacia. A erosão ocorreu principalmente na US3 e deu-se de forma significativa devido ao volume sísmico estar próximo ao paleocânion Fazenda Cedro.

A escavação da Fm. Urucutuca ocorre devido a um evento regressivo do Albiano que marca o fim da sedimentação carbonática e inicia a sedimentação em ambiente de margem passiva na Bacia. Ela se deposita sobre a discordância pré-Urucutuca de idade Albo-cenomaniana, e, no paleo-canyon Fazenda Cedro, as escavações utilizaram-se de paleo-depressões ocasionadas pelo embasamento (SILVA, E. Z, ET. AL. 2008). Dentro dos paleocânions, a Fm. Urucutuca possui importantes reservatórios em rochas arenosas com até centenas de metros de espessura, intercalados com folhelhos e interpretados como turbiditos depositados em ambiente de água profunda (NEVES ET. AL. 2016). A acumulação nesses reservatórios ocorre devido a trapas estratigráficas pelo isolamento das camadas de arenito por camadas de folhelho, ou por feições de truncamento nas paredes dos paleocânions (NEVES ET. AL. 2016). No volume sísmico, os truncamentos estão presentes em uma erosão com estrutura em forma de canal perpendicular ao sentido direcional da bacia (Figura 80). Isso é coerente com um estudo interno do Projeto Mucuri, no qual foram mapeadas, dentro do paleocânion Fazenda Cedro, duas estruturas erosivas de direção N-S e NW-SE (Figura 81 e Figura 82).

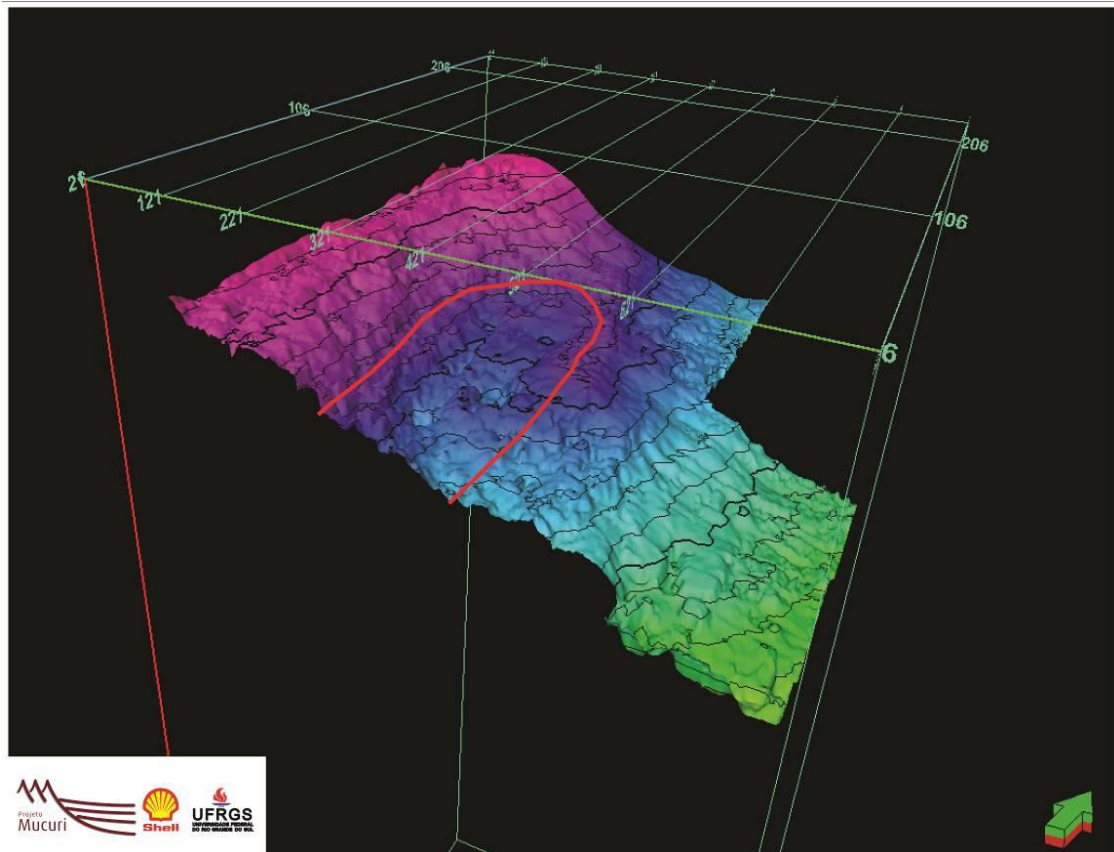


Figura 80. Superfície do topo do Mucuri na área de estudo. Área demarcada rebaixada devido à escavação da Fm. Urucutuca.

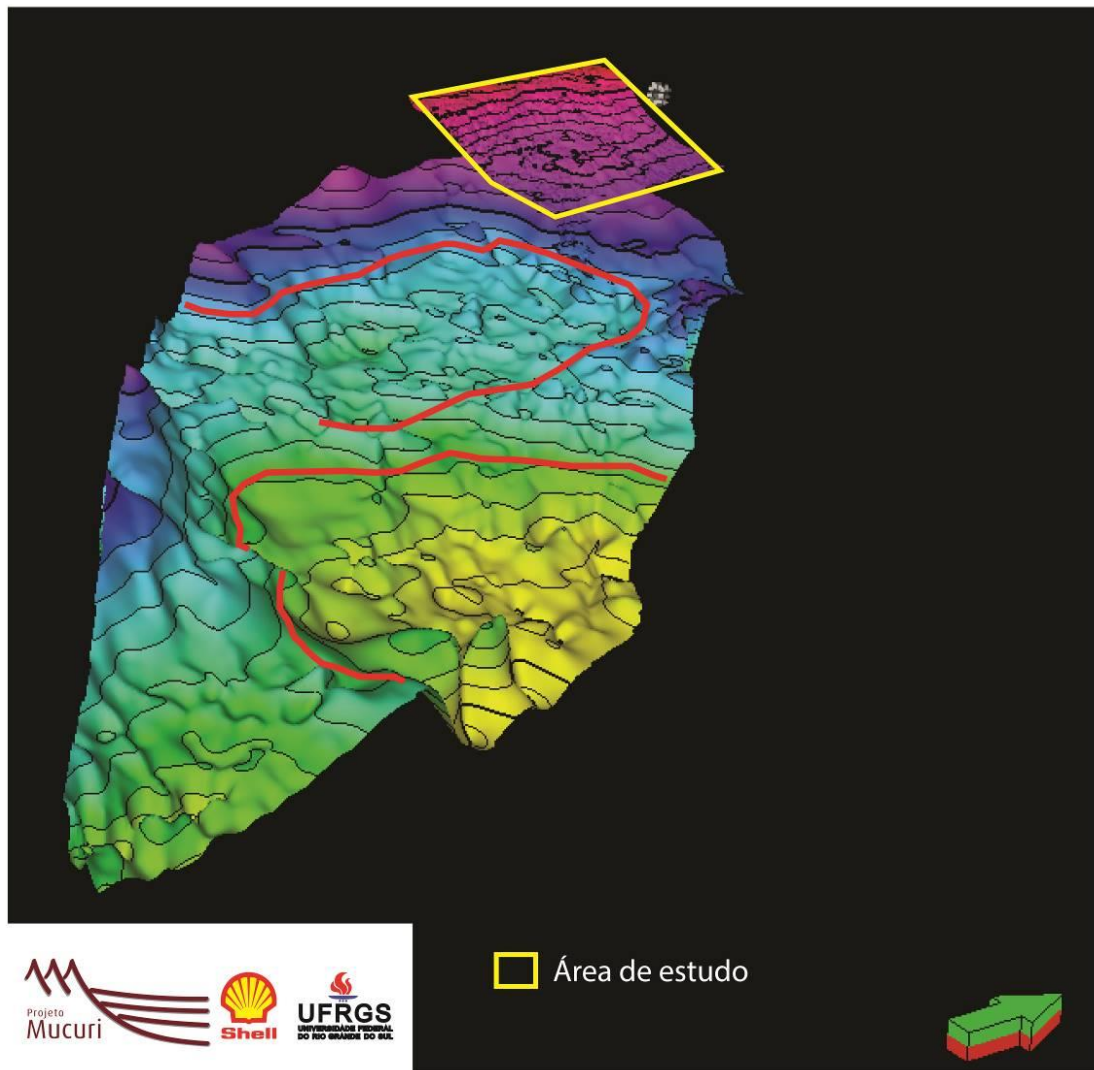


Figura 81. Superfície da escavação da Fm.Urucutuca no Canion Fazenda Cedro. Áreas demarcadas mostrando um paleo-canal de direção Norte-Sul. Area de estudo em amarelo ao Norte. Superfície elaborada a partir de interpretação anterior no Projeto Mucuri.

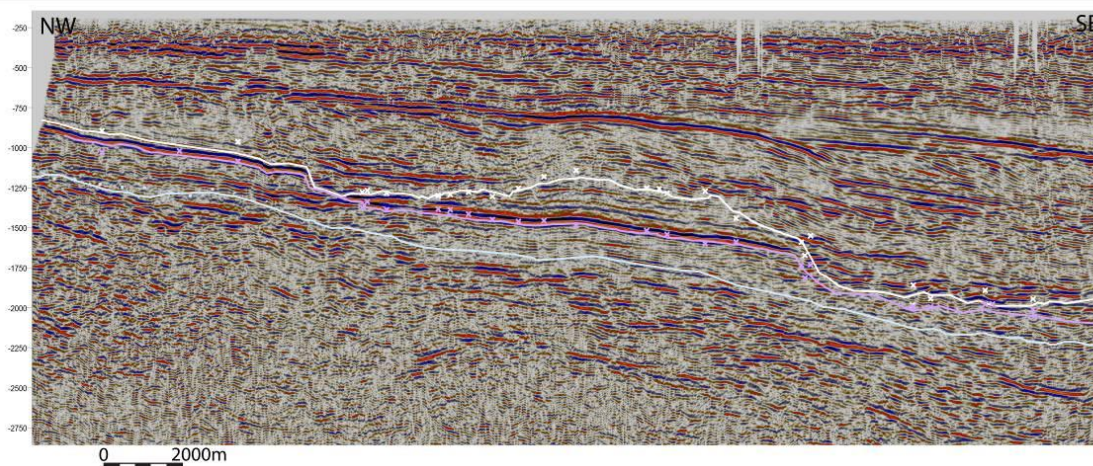


Figura 82. Linha sísmica 2D dentro do Cânion Fazenda Cedro. Linha branca mostrando a base da Fm. Urucutuca; rosa a base do sal; azul a base do Membro Mucuri.

A halocinese é o outro processo responsável pela destruição de registro na US3 na área de estudo, resultado de basculamento e deformação dessas camadas. Os movimentos halocinéticos podem ser explicados devido à variação morfológica da bacia, que fez com que grande quantidade de evaporitos com mais plasticidade, como a halita, que foram depositadas em regiões mais proximais, sofressem escorregamento em direção à parte mais profunda da bacia (FRANÇA E MOHRIAK 2008). Ainda segundo esses autores, a halita foi depositada junto com as fácies mais proximais, que são o calcário e a anidrita (identificados nos poços e no testemunho da área). A halita é um sal móvel – sujeita à halocinese, enquanto que os carbonatos e as anidritas não são móveis. Por isso, usualmente são denominados de sais residuais, pois retratam material remanescente após atividade halocinética. Desta forma, as camadas totais de sais residuais marcam apenas a espessura mínima preservada após o escape de grandes proporções de material evaporítico. Os evaporitos remanescentes foram deformados juntos com o topo das camadas siliciclásticas (na forma de dobras, microfalhas e brechamentos). Esse processo é de grande importância, pois pode ser responsável pelo trapeamento de hidrocarbonetos de importância econômica. Nesse volume sísmico, a deformação de camadas devido à halocinese ficou concentrada no SE da área de estudo (Figura 83 e Figura 84), mas a deformação dos evaporitos remanescentes também ocorreu na linha 171 e 161 (Figura 85 e Figura 86).

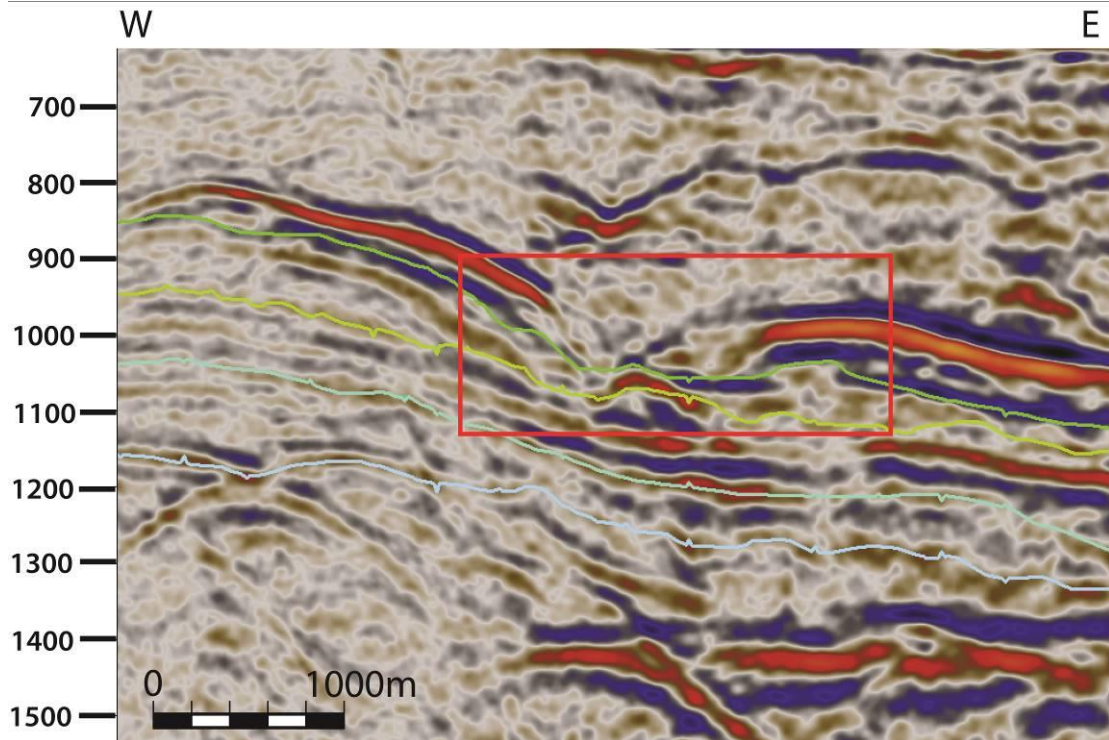


Figura 83. Escape do sal deformando o sal remanescente, além do topo do Membro Mucuri e o topo do Mucuri. Linha *dip* 51

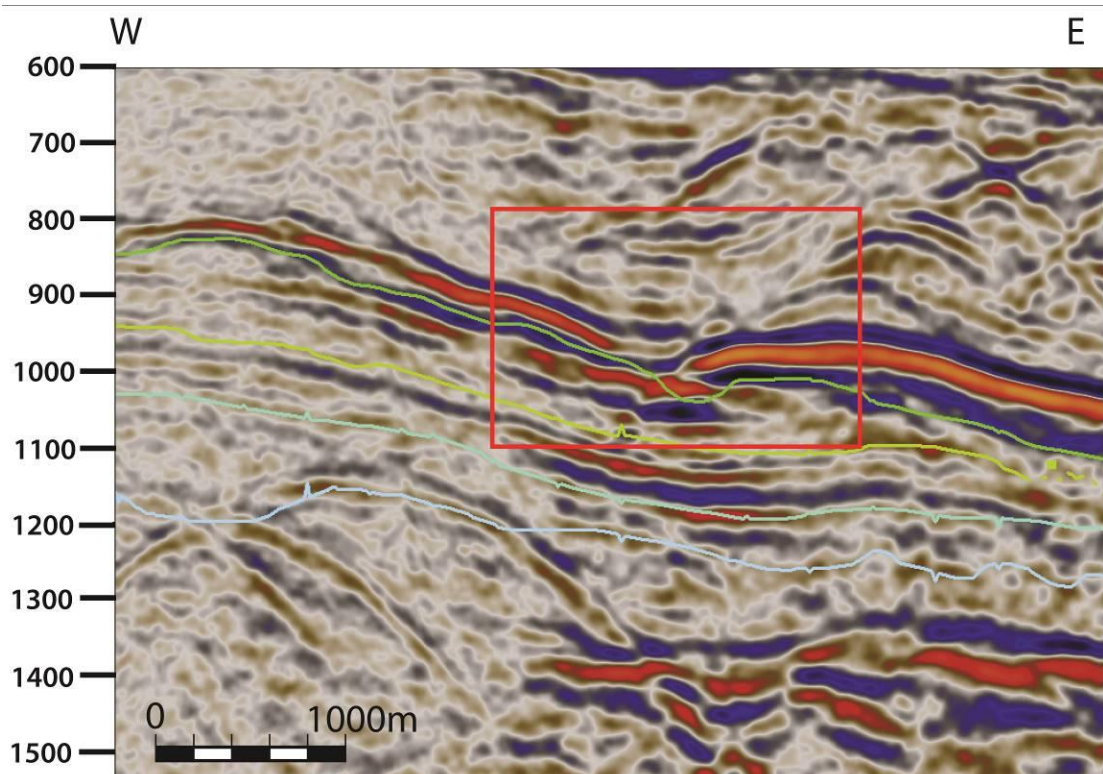


Figura 84. Escape do sal deformando o topo do Mucuri e causando ruptura de continuidade do sal do Membro Itaúnas. Linha *dip* 61

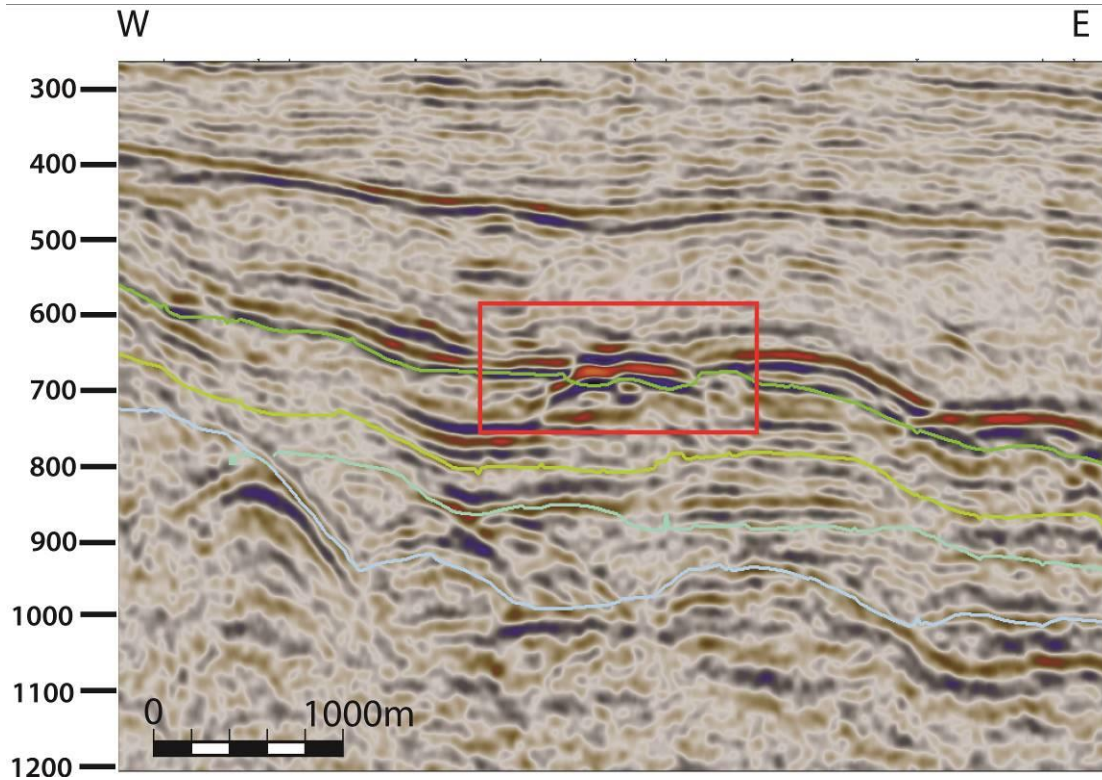


Figura 85. Escape do sal deformando o topo do Mucuri e causando ruptura de continuidade do sal do Membro Itaúnas. Linha *dip* 161

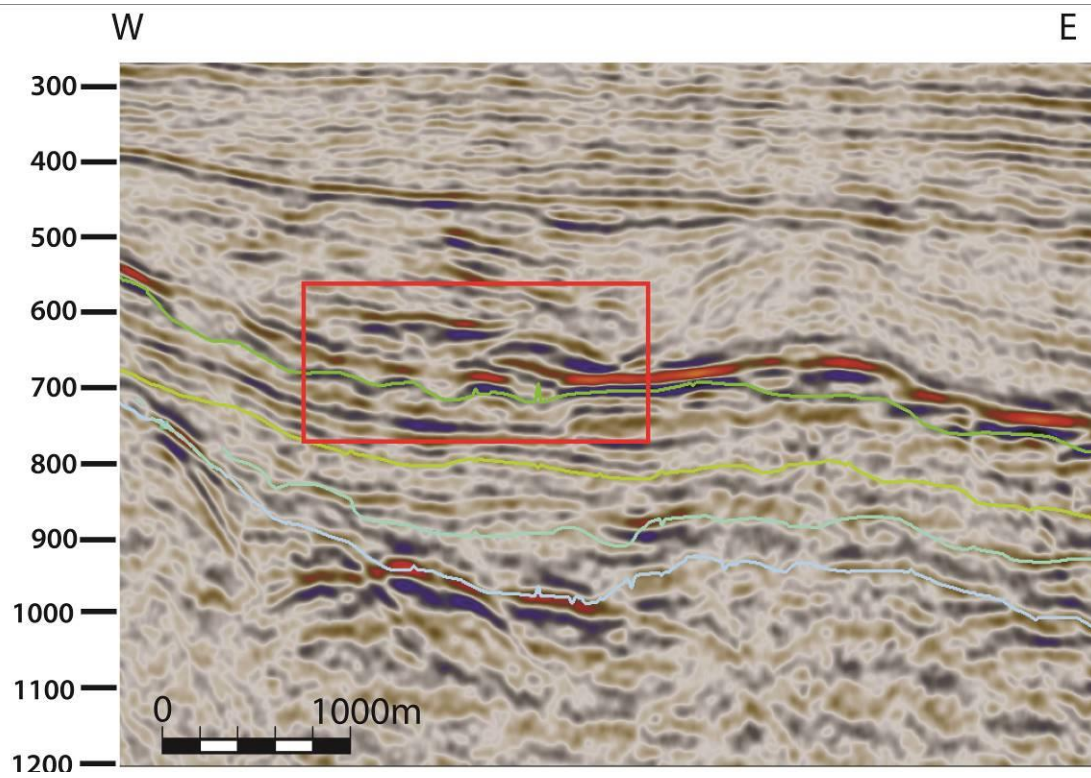


Figura 86. Escape do sal deformando o topo do Mucuri e causando ruptura de continuidade do sal do Membro Itaúnas. Linha *dip* 171

8. CONCLUSÕES

- Foram identificadas 3 unidades sísmicas: US1, US2 e US3. Delimitadas pela superfície X e Y, respectivamente. Nas linhas, pode ser observada uma tendência de *onlaps* na base, com alguns *downlaps* na profundidade intermediária sobre a superfície X e sobre a superfície Y. No topo há truncamentos erosivos.
- Foram definidas 3 sismofácies: S1, S2 e S3. A S1 com sedimentos mais distais, com predominância de sedimentos *offshore*, a S2 com sedimentos mais proximais, com predominância de sedimentos fluviais, e a S3 com predominância de sedimentos costeiros e deltaicos.
- Ao Oeste há predominância de S2 e a Leste de S1, muitas vezes essas são separadas por S3, que ocorre em menor quantidade. Além disso, a S1 aumenta o volume de influência na US3, evidenciando uma tendência transgressiva para o topo.
- Os mapas de espessura sísmica demonstraram uma grande influência do embasamento na espessura da unidade US1 e da US2, sendo que influenciaram na deposição nessas mesmas unidades. Na US3, as variações na espessura ocorreram devido à erosão da Formação Urucutuca e devido a movimentos de halocinese.
- Os altos do embasamento mudaram o padrão sedimentológico da região, e se movimentaram de maneira distinta. O alto a Oeste se manteve estagnado, enquanto o soerguimento na parte central teve reativações durante a US-1 e a US-2.
- Três lagos do rifte africano foram definidos como modelos análogos para diferentes situações deposicionais do Membro Mucuri. O Lago Kivu, o Lago Tanganyka e o Lago Turkana. O primeiro em uma situação transgressiva e os outros como modelos para deltas dominados por ondas.

- Na área de estudo, dois processos foram responsáveis pela maior parte das erosões. Os movimentos halocinéticos e a escavação da Formação Urucutuca. O primeiro erodiu e deformou a US-3 e Os evaporitos do Mb. Itaúnas, enquanto o segundo erodiu em canal de Orientação Norte-Sul.

9. REFERÊNCIAS

Anuario estatístico brasileiro do petróleo, gás natural e biocombustíveis: 2018/ Agência Nacional do Petróleo, Gas natural e Biocombustíveis- Rio de Janeiro: ANP, 2008.

ASMUS, H.E.; PORTO, R. Classificação das bacias brasileiras segundo a Tectônica de Placas. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**, 31., Camboriú, 1980. Anais. Camboriú: SBG., v.1, p225-239, 1972.

BOSENCE, D.W.J. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins, in Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden (eds B.H. Purser and D.W.J. Bosence), Chapman and Hall, London, pp. 9-26, 1998.

BRAUN, J.; BEAUMONT, C. Styles of continental rifting: results from dynamics models of lithospheric extension, in Sedimentary basins and basin-forming mechanisms, (eds C. Beaumont and A.J. Tankard) **Canadian Society of Petroleum Geologists, memoir 12**, 241-258, 1989.

COWARD, M.P. Heterogeneous stretching, simple shear and basin development. **Earth and Planetary Science Letters**, 80, 325-336, 1986.

COHEN, A. S. Facies Relationships and Sedimentation in Large Rift Lakes and Implications for Hydrocarbon Exploration: Examples From Lakes Turkana and Tanganyika. **Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology**, 70: 65-80, 1989.

DIAS, J.F.; Tectônica, estratigrafia e sedimentação no andar aptiano da margem leste brasileira. **B. Geoci. Petrobras**, Rio de Janeiro v.13, n.1, p.7-25, 2004.

DOLSON, J.; EL-GENDI, O.; CHARMY, H.; FATHALLA, M.; GAFFAR, I. Gulf of Suez rift basin sequence models. Part A. Miocene sequence stratigraphy and exploration significance in the Great October Field area, northern gulf of Suez. **Proceedings 16th E.G.C.P Conference, Cairo** pp. 1-8, 1996.

FRANÇA, R.L.; DEL REY A.C.; TAGLIARI, C.V.; BRANDÃO J.R.; FONTANELLI, P.R. Bacia do Espírito Santo. **B. Geoci. Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 501-509, 2007

FRANÇA, R.; MOHRIAK, W. Tectônica do sal das bacias do Espírito Santo e Mucuri. In: MOHRIAK, W. et.al. **Sal: Geologia e Tectônica**, Exemplos nas Bacias Brasileiras p.284-299, 2008.

HABERYAN, K. A. HECKY, R. E. The late Pleistocene and Holocene stratigraphy and paleolimnology of Lakes Kivu and Tanganyika Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 61: 169-197,169 **Elsevier Science Publishers B.V.**, Amsterdam, 1987.

KUCHLE, J.; SCHERER, C, M, S., Sismoestratigrafia de bacias rifte: técnicas, métodos e sua aplicação na Bacia do Recôncavo. **B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro**, v.18, n.2, p.179, 2010.

MCKENZIE, D. P. Some remarks on the development of sedimentary basin. **Earth and planetary Science letters**, 40, 25-52, 1978.

MITCHUM, R.M.; VAIL JR, P.R.; SANGREE, J.B. 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**

NEVES, I. A., FRANCOLIN, J., LUPINACCI, W. Um novo modelo geológico conceitual do Leste do Campo de Inhambu da Bacia do Espírito Santo. VII **Simpósio Brasileiro de Geofísica.2016**

NICHOLS, G. **Sedimentology and Stratigraphy**. 2009.

NICHOLS, G.J.; DALY, M.C; sedimentation in an intracratonic extensional basin, Madagascar. **Geological Magazine**, 126, 339-354, 1989.

PROSSER, S. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression., in *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy* (eds G.D. Williams and A. Dobb.), **Geological Society of London Special Publication** 71., pp. 35-66, 1993.

RAMZY, M.; STEER, B.; ABU SHADI, F.; SCHLORHOLTZ, M.; MILKA, J. et al. Gulf of Suez rift basins sequence models. Part B. Miocene sequence stratigraphy and exploration significance in the central and Southern Gulf of Suez. **Proceedings 16th EGPC conference**, Cairo, pp. 1-7, 1996.

ROSENDAHL, B.R.; REYNOLDS, D.J.; LORBER, P.M.; BURGESS, C.F.; MCGILL, J.; SCOOT, D.; LAMBIASE, J.J.; DERKSEN, S.J. structural expressions of rifting: lessons from Lake Tanganyika, Africa. *Sedimentation in the African Rifts*, **Geological Society, Oxford**, P. 29-43. (Special Publication, 25), 1986.

SILVA, E. Z., FERNANDES, F. L., LOBATO, G., FERREIRA N., WALTER D., & PETERSOHN, E. **Tectonic-stratigraphic evolution of Espirito Santo Basin - Brazil; Evolucao tectono-estratigrafica da Bacia do Espirito Santo**. Brazil. 2008. Web.

SLOSS, L. L. Sequences in the cratonic interior of North America: **Geol. Soc. America Bull.**, v. 74, p. 93-114, 1963.

STOFFERS, P.; HECKY R. E. Late Pleistocene-Holocene Evolution of the Kivu-Tanganyika Basin. *Modern and Ancient Lake Sediments*. **The International Association of Sedimentologists** spec publ int ass sediment 2, 43-55, 2009.

TALBOT, M.R.; ALLEN, P.A. Lakes. In: READING, H.G. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. p. 83-124, 1998.

VIEIRA, R.A.B.; COSTA, L.A.R.; ALVES, R.G. Bacias do Espirito Santo e Mucuri: Estudo Geológico e Análise Exploratória das Porções Onshore e Nearshore. **PETROBRAS/DEXES (Relatório Interno)**. São Mateus-ES, 1992.

WERNICKE, B. Uniform sense, normal simple shear of the continental lithosphere. **Canadian Journal of Earth Sciences**, 22, 108-125, 1985.

WOOD, D. A.; ZAL, H. J.; SCHOLZ, C. A.; EBINGER, C. J.; NIZERE, I. evolution of the kivu rift, east africa: interplay among tectonics, sedimentation and magmatism . **Basin Research Suppl.**, 175–188, 2017.