



Universidade de Aveiro Departamento de Geociências

2021

**Ferdinalda Osório
Nuvunga**

**Sismoestratigrafia do sector da Marinha das
Leitoas, Cale do Espinheiro, Ria de Aveiro**



**Ferdinalda Osório
Nuvunga**

Sismoestratigrafia do sector da Marinha das Leitoas, Cale do Espinheiro, Ria de Aveiro

Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Engenharia Geológica, realizada sob a orientação científica do Doutor Luís Menezes Pinheiro, Professor Associado do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro.

Dedico este trabalho à minha mãe pelo amor incondicional e ao meu pai (em memória).

O júri

Presidente

Prof. Doutora Carla Alexandra de Figueiredo Patinha
Professor Associado do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro

Arguente

Doutora Daniela Maria Silva Gonçalves
Técnica Superior, Geosurveys-Consultores em Geofísica, Lda

Orientador

Prof. Doutor Luís Filipe Fuentefria Menezes Pinheiro
Professora Auxiliar Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro

agradecimentos

Em primeiro lugar agradeço a Deus Todo Poderoso, pelo dom da vida e por ter me guardado até aqui.

Ao orientador, professor Luís Menezes Pinheiro que não poupou esforços para a realização deste trabalho, pelos ensinamentos e por me ter cativado para o campo de geofísica marinha. Um agradecimento especial pelas experiências enriquecedoras, não apenas a nível científico, mas também para a vida.

Um agradecimento especial ao co-orientador, Engenheiro Ricardo Correia, pelos conhecimentos que me transmitiu, pela disponibilidade constante e ajuda na aquisição e processamento dos dados sísmicos.

A todos os professores do Departamento de Geociências, o meu profundo agradecimento pelos ensinamentos e pela disponibilidade ímpar.

A minha mãe, irmão e avós, por todo apoio incondicional e incentivo que me tem dado ao longo de todo o percurso. Um obrigado não seria suficiente.

Ao Egas por apoiar-me sempre e encorajar-me. Aos meus colegas e amigos agradeço pela paciência e por acompanharem-me.

palavras-chave

Secção sísmica, alta resolução, Chirp Sonar, estratigrafia, gás, Ria de Aveiro

resumo

O presente trabalho tem como objetivo principal, conhecer a geologia da sub-superfície da área de estudo, através da interpretação de um conjunto de seções sísmicas adquiridas no sector da Marinha das Leitoas. Para a concretização, foram recolhidos dados sísmicos na área de estudo, utilizando um sistema combinado de Sonar de Varrimento Lateral e *Chirp Sonar* de alta resolução. Foram no total adquiridos 39 perfis de sísmica e gravados no formato SEG-Y (*Society of Exploration Geophysicists*), importados e processados utilizando o software *Radex Pro*. O processamento de dados consistiu em: análise do sinal e ruído, desconvolução, remoção do sinal da coluna de água, remoção dos múltiplos, correção da amplitude, migração, filtragem, correções estáticas e por fim, a correção da navegação. Após o processamento de dados procedeu-se a interpretação com o uso do software *Kingdom Suite* da *IHS Market*, na qual foram interpretadas 20 unidades sismostratigráficas principais. Por meio da Carta Geológica e de sondagens feitas na vizinhança foi possível considerar a sua litologia, que correspondem a sedimentos que depositaram-se no Quaternário sendo os mais recentes e no Cretácico. Nos perfis sísmicos, foi possível identificar 3 campos de gás, na qual as evidências de acumulação e escape incluem reflexões reforçadas e branqueamento acústico. O tipo de evidência mais frequente na área de estudo é o branqueamento acústico.

keywords

Seismic section, high resolution, Chirp Sonar, stratigraphy, gas, Ria de Aveiro

abstract

The current work has the main objective to know the geology of the sub-surface of the study area, through the interpretation of a set of seismic sections acquired in the sector of Marinha das Leitoas. For its concretization, seismic data were collected in the study area using a combined system of side scan sonar and high resolution Sonar Chirp. A total of 39 seismic profiles were acquired and saved in SEG-Y format (Society of Exploration Geophysicists), they were imported and processed using the Radex Pro software. The data processing consisted in: Signal analysis or noise, deconvolution, removal of the water column, multiple removal, amplitude correction, migration, filtering, statistic corrections and finally the navigation correction. After the data processing, followed the interpretation process using the Kingdom Software Suite of HIS Market, in which 20 main seism stratigraphic units were interpreted. Through the geological chart and surveys in the neighborhood, made possible to consider its lithology, which corresponds to sediments that were deposited in quaternary being the most recent in the cretaceous. In the seismic profiles, it was possible to identify 3 gas fields, in which the evidence of accumulation and escape includes enhanced reflections and acoustic blanking. The most frequent type of evidence in the study area is acoustic blanking.

Índice

Capítulo I. Introdução	1
I.1. Natureza e âmbito do trabalho	1
I.2. Objetivos	1
I.3. Localização da área de estudo.....	2
I.4. Dados Utilizados	3
I.5. Metodologia de Trabalho.....	4
I.6. Estrutura da Dissertação	4
Capítulo II. Enquadramento Geológico da Área de Estudo	6
II.1. Bacia Sedimentar de Aveiro.....	7
II.1.1. Geologia e Estratigrafia	8
II.1.2. Argilas de Aveiro	11
Capítulo III. Fundamentos do método Sísmico	13
III.1. Método de Reflexão Sísmica de Alta Resolução	13
III.2. Resolução Sísmica.....	15
III.3. Natureza dos Traços Sísmicos.....	18
III.4. Reflexões, Múltiplos e Difrações.....	19
III.5. Conceito de Sinal e Ruído.....	21
III.6. Sistema <i>Chirp</i> de Reflexão Sísmica de Alta Resolução em meio aquático	22
Capítulo IV. Aquisição e Processamento de dados Geofísicos	24
IV.1. Levantamento Geofísico da área de Estudo.....	24
IV.2. Processamento de Dados Sísmicos e Fluxo de Trabalho.....	26
IV.2.1. Importação de Dados e Controle de qualidade	27
IV.2.2. Desconvolução	29
IV.2.3. Identificação (<i>picking</i>) do Fundo Marinho	33
IV.2.4. Atenuação dos Múltiplos.....	35

IV.2.5. Correção de Amplitudes.....	37
IV.2.6. Migração.....	39
IV.2.7. Correções Estáticas	42
IV.2.8 Correção da Navegação.....	44
Capítulo V. Interpretação sismo-estratigráfica do Sector da Marinha das Leitoas, Cale do Espinheiro, Ria de Aveiro.....	46
V.1. Estratigrafia Sísmica.....	46
V.2. Análise das Sequências Sísmicas.....	46
V.3. Análise de fácies sísmicas.....	48
V.4. Interpretação sísmica da área de Estudo.....	49
V.5. Interpretação Geológica da área de Estudo	50
V.6. Caraterização dos Horizontes do fundo	52
V.7. Identificação de zonas de acumulação de gás na área de Estudo.....	69
Capítulo IV. Discussão	74
Capítulo VII. Conclusões	78
VII.1. Trabalho Futuro.....	78
Referências Bibliográficas	79
Anexos.....	82

Índice de Figuras

Figura 1: Localização Geográfica da área de estudo. Fonte: Duarte (2009).....	2
Figura 2. Área de estudo (linhas a verde) que corresponde aos perfis ao longo dos quais foram efetuados os levantamentos dos dados sísmicos.	3
Figura 3: Mapa esquemático que descreve a evolução da Ria de Aveiro: a) A reconstituição do litoral junto da foz de Vouga; b) Desenho da ria de Aveiro em mapas antigos (Final do século XIV); e c) Configuração atual da ria de Aveiro. Fonte: RND SJ (2002).	6
Figura 4. Formações litológicas na Ria de Aveiro Fonte: Carta Geológica de Portugal.	7
Figura 5: Representação esquemática do princípio do método de reflexão sísmica. Obtida em: https://www.researchgate.net/figure/Diagram-of-a-standard-offshore-multichannel-seismic-experiment-The-towed-seismic_fig10_284023694?hcb=1	13
Figura 6: Reflexão e refração das ondas numa interface entre dois meios com propriedades elásticas distintas. Onde v_i representa a velocidade de propagação das ondas e ρ_i a densidade das camadas. (Pinheiro <i>et al.</i> , 2011).	14
Figura 7: Modelo de uma resposta sísmica (a). Para uma unidade litológica (b), que foi capaz de ser detetada por um sistema e ser registada a sua reflexão do topo e da base, separados apenas se a distância entre eles for pelo menos de $\frac{1}{4}$ do comprimento de onda. Obtida em: https://wiki.seg.org/wiki/Seismic_Resolution:_Vertical_and_Horizontal	16
Figura 8: (a) 1ª Zona de Fresnel num refletor. (b) A largura da zona de Fresnel é uma função da profundidade do refletor e do comprimento de onda, que depende da frequência e da profundidade (em tempo de ida e volta). Quanto maior será a frequência e menor o comprimento maior será a resolução. Retirado em: https://www.researchgate.net/figure/Horizontal-resolution-as-determined-by-Fresnel-zone-width-a-Electromagnetic-waves_fig4_223007907	17
Figura 9: Traço sísmico resultado da convolução da fonte e a refletividade do meio. O traço sísmico contém a soma das reflexões individuais em suas corretas relações de tempo e percurso. Fonte: Kearey et al. (2002).	19
Figura 10: Formas de ocorrência de múltiplos. Este tipo de evento resulta de reflexões que ocorrem mais do que uma vez em zonas com significativas mudanças de impedância acústica e retornam à superfície, nomeadamente na interface entre camadas e na interface ar água. Modificado de Keary (2020).	19
Figura 11: Representação esquemática de fontes comuns de difração no terreno causada pelo truncamento de uma camada falhada. Adaptado de Keary (2002).	20

Figura 12: (a) Modelo estrutural da subsuperfície e (b) Os eventos de reflexão resultantes que seriam observados numa seção sísmica, que contém numerosos eventos de difração. Adaptado de Keary (2002).....	20
Figura 13: Representação dos vários tipos de filtros, que são utilizados em processamento para atenuar o ruído indesejado nas seções sísmicas. Obtido em: https://officinahf.jimdofree.com/filtri/	21
Figura 14: Modelo de Representação de vários sistemas de aquisição sísmica de águas pouco profundas.Obtidoem: https://www.ths.org.uk/documents/ths.org.uk/downloads/hydrofest_2012_(5)_site_surveys	22
Figura 15: Comparação entre a onda fonte produzida por (a) um sistema sísmico convencional e (b) um sistema Chirp. Adaptado de Shock &Leblanc citado por Pinheiro et al., (2011, p.131).	23
Figura 16: Área de estudo (linhas a verde) com representação dos perfis ao longo dos quais foram efetuados os levantamentos geofísicos.....	24
Figura 17: Sistema combinado de sonar varrimento lateral e Chirp Sonar, modelo Edgetech 512i do Laboratório de Geologia e Geofísica Marinha, do Laboratório Associado CESAM e do Departamento de Geociências, da Universidade de Aveiro.	25
Figura 18: Representação esquemática da geometria de aquisição dos dados geofísicos.	25
Figura 19: Fluxo de trabalho realizado no processamento dos dados sísmicos.	26
Figura 20: Ambiente de Trabalho do Software RadexPro.	27
Figura 21: Exemplo de um fluxo completo que permite visualizar os dados.....	28
Figura 22: Análise espectral realizada em duas regiões da linha LH-03. Ruído assinalada a verde e sinal (reflexões) com ruído, assinalado a laranja.	28
Figura 23: A figura representa o traço sísmico como resultado da convolução da onda fonte, pela sucessão da refletividade do terreno. Obtido em: https://ww.google.com/search?=&biult+with+wordpress+desconvolution	29
Figura 24: Função de autocorrelação dos traços (linha LH-03), para determinação do 1º e 2º zero da autocorrelação, no software RadexPro.	31
Figura 25: Parâmetros da desconvolução inseridos na rotina Predictive Deconvolution, do software RadexPro.....	31

Figura 26: Perfil Sísmico LH03 antes da desconvolução(a) e após a desconvolução (b). Nota-se uma melhoria significativa na resolução vertical da seção sísmica.	32
Figura 27: Perfil sísmico LH03 antes do <i>picking</i> do fundo (a). A linha a vermelho delimita a área onde foi feita a remoção do sinal na coluna de água. Perfil sísmico após o <i>picking</i> do fundo marinho (b). A zona da coluna de água aparece sem sinal.	34
Figura 28: Parametrização do modulo Zero-Offset DeMultiple no software RadexPro usado na atenuação dos múltiplos.	35
Figura 29: Perfil sísmico LH03 antes da atenuação de múltiplos (a) e após atenuação dos múltiplos (b). Nota-se que parte da reflexão múltipla foi totalmente removida.....	36
Figura 30: <i>Efeito da divergência esférica, a energia propaga-se ao longo da interface e ocupa uma área maior tendo a ser distribuída. Retirada em:</i> https://www.scielo.br/img/revistas/rbef/v39n1/1806-1117-rbef-39-01-e1503-gf03.jpg	37
Figura 31: Parametrização da correção de amplitudes na rotina Amplitude Correction, do software RadexPro.....	38
Figura 32: Seção sísmica LH03 antes da correção das amplitudes (esquerda) e após a correção das amplitudes (direita). Após a correção verifica-se que os refletores que se encontram a maiores profundidades, se tornam mais visíveis.	38
Figura 33: Representação simplificada do efeito da migração. (a) observam-se distorções estruturais na seção que inclui estreitamento do sinclinal. (b) após a aplicação da migração os refletores são reposicionados e as difrações colapsadas.	39
Figura 34: Parâmetros usados para se efetuar a migração F-K Stolt Migration no software RadexPro.....	40
Figura 35: Parâmetros usados para a aplicação do filtro Butterworth.....	40
Figura 36: Seção sísmica LH03 antes da migração e filtragem (a) e seção após a migração e filtragem (b). Pode-se notar nas zonas assinaladas a vermelho uma melhoria na apresentação das camadas, os refletores encontram-se reposicionados corretamente e verifica-se também uma maior clareza no sinal sísmico.	41
Figura 37: Seção sísmica LH03 antes da correção de estáticas (a) e seção sísmica após a correção de estáticas (b). Verifica-se neste caso uma diminuição da profundidade do perfil sísmico.	43
Figura 38: Parametrização da rotina Marine Geometry Input no software RadexPro.	44
Figura 39: Linha sísmica LH03 (a) Dados sísmicos originais. (b) Resultado obtido após o processamento dos dados sísmicos.	45

Figura 40: Tipos de terminação das reflexões e a respetiva interpretação geológica. Adaptado de Mitchum et al. (1977).	47
Figura 41: Configurações internas das reflexões e ambientes de deposição relacionados. Obtido de Mitchum et al. (1977).....	48
Figura 42: Mapa com as linhas sísmicas interpretadas no software Kingdom Suite.	49
Figura 43: Secção sísmica (Linha LH04), com a interpretação das unidades sismoestratigráficas, da área de estudo. Observa-se ainda um campo de gás no extremo SE da linha. Escala vertical em segundos (TWT).....	51
Figura 44: Linha sísmica LH06 que cruza o canal superficial. Observam-se também estruturas que provavelmente estejam relacionadas a evidências de escape gás nas camadas sedimentares. Escala vertical em segundos (TWT).....	52
Figura 45: Fundo da Ria exibido num mapa 2D (a) e em visualização 3D(b)	53
Figura 46: Linha sísmica LV15 com interpretação da unidade H9. Delimitada pelo fundo marinho e o topo da unidade H8. Escala vertical em segundos (TWT)	54
Figura 47: Horizonte HR25, correspondente ao topo da unidade H9. Exibido em um mapa 2D (a) e em uma visualização 3D (b).....	54
Figura 48: Linha sísmica LV15 com interpretação da unidade H8. Separada no topo pela unidade H9 e na base pelo horizonte HR15 (Rosa). Observa-se um campo de gás na base da unidade.....	55
Figura 49: Horizonte HR25, que corresponde ao topo da unidade H8. Exibido em um mapa 2D (a) e em uma visualização em 3D (b).....	56
Figura 50: Linha sísmica LV15 com interpretação da unidade H7, caracterizada por reflexões paralelas. Escala vertical em segundos (TWT).....	57
Figura 51: Horizonte H15, que corresponde ao topo da unidade H7, exibido em um mapa 2D (a) e em uma visualização 3D (b).....	57
Figura 52: Linha sísmica LV15 com interpretação da unidade H6. É caracterizada por refletores parcialmente fortes, com uma elevada continuidade lateral em geral e descontínua localmente.	58
Figura 53: Linha sísmica LV15 com interpretação da unidade H5. Caracterizada por reflexões paralelas e onduladas. Escala vertical em segundos (TWT).....	59
Figura 54: Linha sísmica LH01 com interpretação da unidade H4. Caracterizada por reflexões paralelas e onduladas. Escala vertical em segundos (TWT).....	60

Figura 55: Linha sísmica LH04, com interpretação da unidade H3. É classificada como tendo umas fácies caóticas, com fortes amplitudes. Escala vertical em segundos (TWT).	61
Figura 56: Linha sísmica LH12, com interpretação das unidades H2 e H1. Escala vertical em segundos (TWT). Observa-se um campo de gás na base da unidade H1.	62
Figura 57: Linha sísmica LV04, com interpretação da unidade H10 e da superfície Erosiva-2 (SE2) Escala vertical em segundos (TWT).....	63
Figura 58: Horizonte que corresponde ao topo da unidade H10. Exibido em mapa 2D (a) e em uma visualização 3D (b).	64
Figura 59: Linha sísmica LH12, com interpretação das unidades PP, C1,C2 e C3. Unidade vertical em segundos (TWT).....	65
Figura 60: Superfície Erosiva 1. Exibida em um mapa 2D (a) e em uma visualização 3D (b). É de notar que a orientação do canal principal nesta altura é aproximadamente NW-SE, ao contrário do atual canal que é praticamente N-S (Figura 45).....	66
Figura 61: Linha sísmica LH12, com interpretação das unidades do Cretácico. Unidade vertical em segundos (TWT).....	68
Figura 62: Horizonte HR9, que corresponde ao topo da camada C7. Exibida em um mapa 2D (a) e em uma visualização 3D (b).....	69
Figura 63: Evidência acústica de acumulação e escape de gás na Marinha das Leitoas, Cale do Espinheiro. Observam-se reflexões evidências caracterizadas por reflexões reforçadas e branqueamento acústico.....	71
Figura 64: Identificação e caracterização dos campos de gás na área de estudo.....	72
Figura 65: Visualização em 3D dos campos de gás na área de estudo. Nota-se que o campo de gás 1 é mais extenso e apresenta uma estrutura irregular.....	73
Figura 66: Linha sísmica LV14 intepritada. Horizonte HR19 (verde escuro), o caráter muda radicalmente quando atravessa este canal atual, oque torna difícil a correlação a SW.....	74
Figura 67: Linha sísmica LV07 intepritada. Observam-se camadas do Cretácico que apresentam dobramentos.	75
Figura 68: Linha sísmica LV03 intepritada. Acima da superfície erosiva 1 (SE1), considerou-se que as unidades representam sedimentos recentes do Holocénico. Escala vertical, em segundos (TWT).	76
Figura 69: Seções sísmicas intepritadas. Observam-se acumulações de gás nas secções, controlados por um sistema de falhas ao longo do canal. Escala vertical em segundos (TWT).	77

Índice de Tabelas

Tabela 1: Unidades litoestratigráficas Meso-Cenozóicas definidas na Bacia Sedimentar de Aveiro. Adaptado de Rocha (1993).	10
--	----

Capítulo I. Introdução

I.1. Natureza e âmbito do trabalho

O presente trabalho foi realizado no âmbito do Mestrado em Engenharia Geológica da Universidade de Aveiro, como requisito final para a obtenção do grau de Mestre na área de Recursos Geológicos. Foi desenvolvido sob a orientação do Professor Doutor Luís Menezes Pinheiro e co-orientação do Engenheiro Ricardo Correia.

Para a sua concretização, foi realizada uma campanha de aquisição de dados sísmicos de alta resolução, na Ria de Aveiro, mais especificamente no setor da Marinha das Leitoas, na Cale do Espinheiro, utilizando um sistema integrado de Sonar de Varrimento Lateral e *Chirp Sonar*. Os dados adquiridos foram processados e interpretados no âmbito desta tese, que foi realizada no laboratório de Geofísica Marinha, do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro.

I.2. Objetivos

O presente trabalho tem como principal objetivo conhecer a geologia da sub-superfície da área de estudo, através da interpretação de um conjunto de seções sísmicas adquiridas no sector da Marinha das Leitoas, Cale do Espinheiro, utilizando reflexão sísmica de alta resolução (Chirp Sonar).

Deste modo, para a concretização do objetivo geral, foram formulados os seguintes objetivos específicos:

- Descrever o processo de planeamento e aquisição dos dados sísmicos;
- Explicar detalhadamente as operações associadas a cada etapa de processamento de dados sísmicos;
- Interpretar as seções sísmicas processadas na área de estudo e caracterizar a geologia da subsuperfície;
- Identificar as evidências sísmicas de acumulação e escape de gás no sector da Marinha das Leitoas.

I.3. Localização da área de estudo

A Ria de Aveiro é um sistema laguna/barreira existente no distrito de Aveiro. Inclui uma laguna costeira de baixa profundidade e extensas zonas entre marés, situada a noroeste de Portugal (oeste da Península Ibérica) e estende-se entre os paralelos, de latitude $40^{\circ} 30'N$ e $40^{\circ} 53'N$, sendo delimitada a oeste pelo Oceano Atlântico e a este pelo meridiano, de longitude $8^{\circ} 26'W$, ao longo de 45 quilómetros de comprimento e com uma largura máxima de 11 quilómetros (Figura 1). A sua área percorre dois distritos (Aveiro e Coimbra) e as localidades de Aveiro, Estarreja, Ílhavo, Mira, Murtosa, Ovar e Vagos.

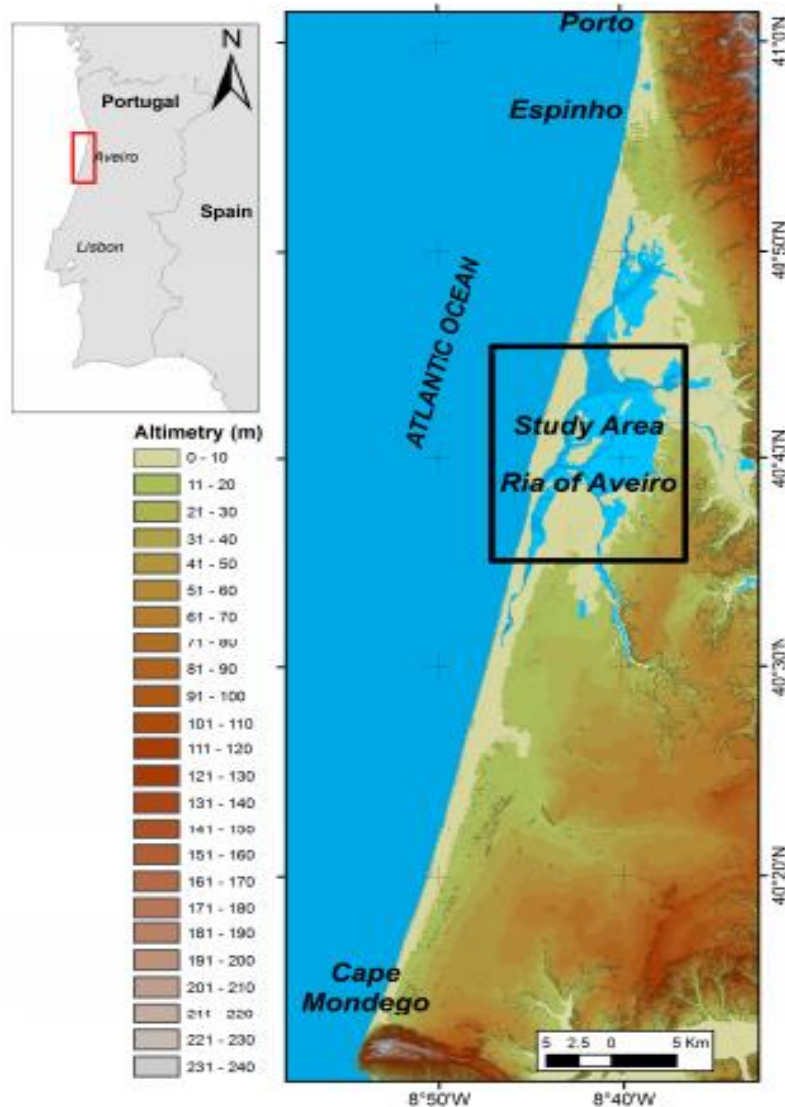


Figura 1: Localização Geográfica da área de estudo. Fonte: Duarte (2009).

I.4. Dados Utilizados

Para a execução deste trabalho foram utilizados 39 perfis de sismica monocanal de alta resolução, espaçados entre si de 20 metros (Figura 2). Os dados foram adquiridos pela equipa de Geofísica Marinha do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro, coordenada pelo Professor Dr Luís Menezes Pinheiro (investigador responsável pela campanha), com apoio do Engenheiro Ricardo Correia e envolveu um grupo de estudantes do Departamento de Geociências, entre as quais a autora deste trabalho. A aquisição dos dados ocorreu entre os dias 17 e 21 de Dezembro de 2020, usando um sistema combinado de reflexão sísmica de alta resolução, de sonar de varrimento lateral e Chirp Sonar.

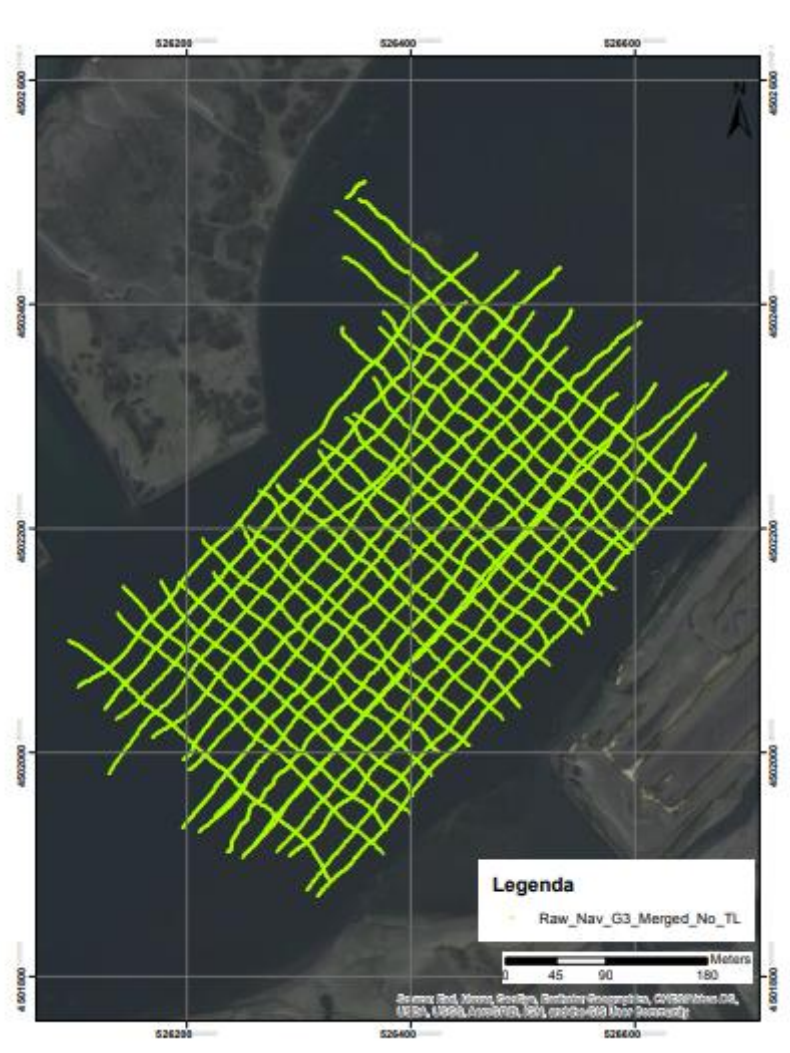


Figura 2. Área de estudo (linhas a verde) que corresponde aos perfis ao longo dos quais foram efetuados os levantamentos dos dados sísmicos.

I.5. Metodologia de Trabalho

De modo a cumprir os principais objetivos, os métodos utilizados na elaboração do trabalho foram:

- Para o planeamento do processo de aquisição de dados, as linhas que correspondem aos perfis sísmicos, foram planeadas e georreferenciadas utilizando o software ArcGis que foi utilizado para a navegação;
- De seguida procedeu-se ao levantamento dos dados sísmicos de alta resolução utilizando um do sistema integrado de Sonar varrimento Lateral e *Chirp Sonar*;
- Uma vez adquirido o conjunto de dados sísmicos, estes foram convertidos em formato SEG-Y (*Standard Society of Exploration Geophysicists*) e processados utilizando o software RadexPro versão 2018.14;
- Após o processamento das seções sísmicas, procedeu-se à interpretação das principais unidades estratigráficas do fundo marinho e à identificação das zonas de acumulação e escape de gás, utilizando o software Kingdom Suite.

I.6. Estrutura da Dissertação

A dissertação está estruturada nos seguintes capítulos:

Capítulo I- *Introdução*. Apresenta-se a natureza e âmbito do trabalho, os objetivos gerais e específicos, a localização geográfica da área de estudo e os métodos de investigação.

Capítulo II – *Enquadramento Geológico da Área de Estudo*. É feita uma breve descrição da geologia da área em estudo. Inclui referência às principais características litológicas e estratigráficas das diferentes unidades em que subdivide a bacia sedimentar de Aveiro.

Capítulo III – *Métodos de Reflexão Sísmica*. Neste capítulo faz-se uma breve introdução teórica ao princípio de funcionamento do método de reflexão sísmica e faz-se uma descrição do equipamento utilizado na aquisição de dados (*Chirp Sonar*).

Capítulo IV - *Processamento dos Dados Sísmicos*. Neste capítulo descrevem-se as etapas que foram efetuadas no processamento dos dados sísmicos de alta resolução.

Capítulo V- *Interpretação dos dados Sísmicos*. Descreve-se a interpretação das principais unidades sismo-estratigráficas nas seções sísmicas da área de estudo e a identificação de zonas de acumulação e escape de gás.

Capítulo VI- *Discussão*. É feita uma breve discussão dos resultados obtidos na interpretação das seções sísmicas.

Por último no capítulo VII- *Conclusões*. Apresentam-se as conclusões do trabalho e recomendações para trabalhos futuros.

Capítulo II. Enquadramento Geológico da Área de Estudo

A Ria de Aveiro é uma formação recente, em que aluviões foram se depositando numa baía extensa, que no século X se desenvolvia entre Espinho e o Cabo Mondego e na qual se abria um largo estuário onde desaguavam separadamente os rios Vouga, Águeda e Cértima. Segundo Ribeiro & Gamito (2011), a planície aluvionar onde se insere encontra-se ainda em evolução morfológica drenando um conjunto de linhas de água que abarcam uma área superior àquela que é drenada pelo próprio Rio Vouga em Angeja. Em preia-mar a ria ocupa cerca de 47 km² de água, reduzindo-se a 43 km² durante a baixa-mar. Numa maré morta de um metro de amplitude penetram na ria cerca de 25 hm³ de água salgada e em maré viva chega a ascender a 60 hm³.

De acordo com Duarte (2013), o desenvolvimento da Ria é um processo de evolução muito dinâmico desde o seu início. A figura 3, mostra as diferentes fases de evolução da Ria de Aveiro.

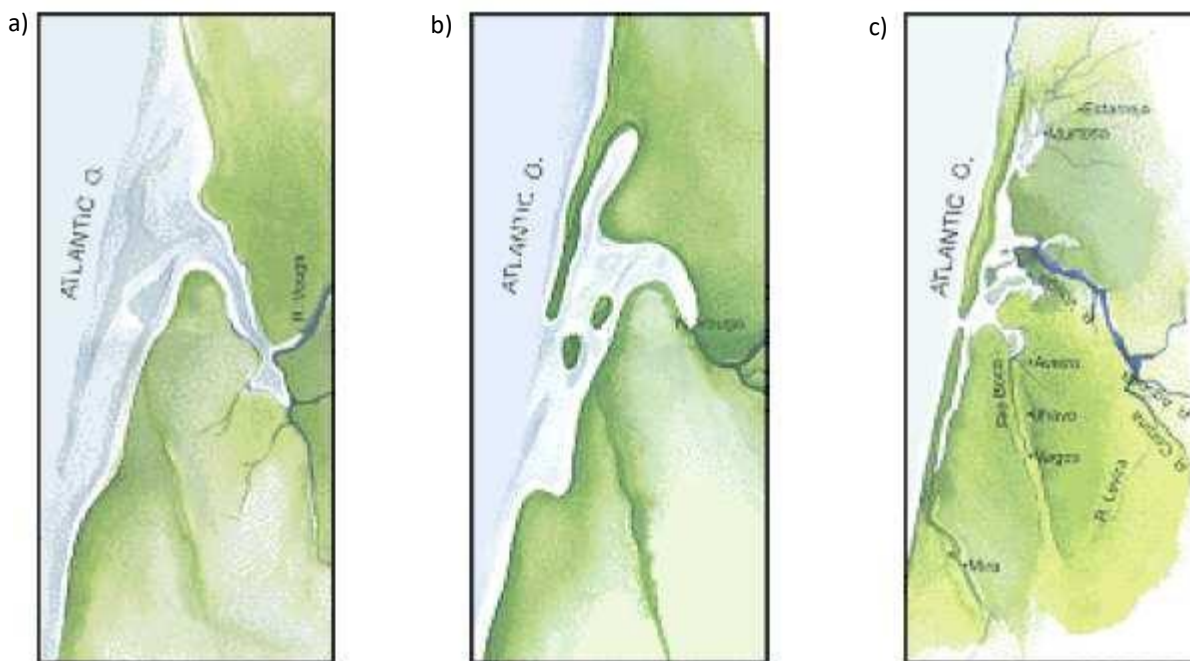


Figura 3: Mapa esquemático que descreve a evolução da Ria de Aveiro: a) A reconstituição do litoral junto da foz de Vouga; b) Desenho da ria de Aveiro em mapas antigos (Final do século XIV); e c) Configuração atual da ria de Aveiro. Fonte: RNDSJ (2002).

II.1. Bacia Sedimentar de Aveiro

A Bacia Sedimentar de Aveiro corresponde essencialmente à atual parte terminal da Bacia Hidrográfica do Rio Vouga, nela se inclui o sistema lagunar designado por “Ria de Aveiro”. A Ria de Aveiro, situa-se na parte setentrional da bacia Lusitânica, que se desenvolveu na Margem Ocidental Ibérica durante o Mesozóico.

A dinâmica da Bacia Lusitânica enquadra-se no contexto da fragmentação da Pangeia, mais especificamente da abertura do Atlântico Norte, e é caracterizada por uma bacia distensiva pertencente a uma margem continental do tipo atlântico de rift não-vulcânica (Dias *et al.*, 2013). A individualização da bacia Lusitânica ocorre durante os episódios do *pré-rifting* que levou a abertura do Atlântico e à instalação da Orla Meso Cenozóica Ocidental.

A bacia corresponde a uma depressão, tendo por eixo o alinhamento Vagos-Ílhavo-Aveiro, que se estende desde Mira até Ovar e desde o alinhamento estrutural Porto-Coimbra até ao Atlântico. É preenchida essencialmente, por sedimentos do Cretácico e do Quaternário, depositados em ambientes predominantemente lagunares, como ilustra a figura 4.

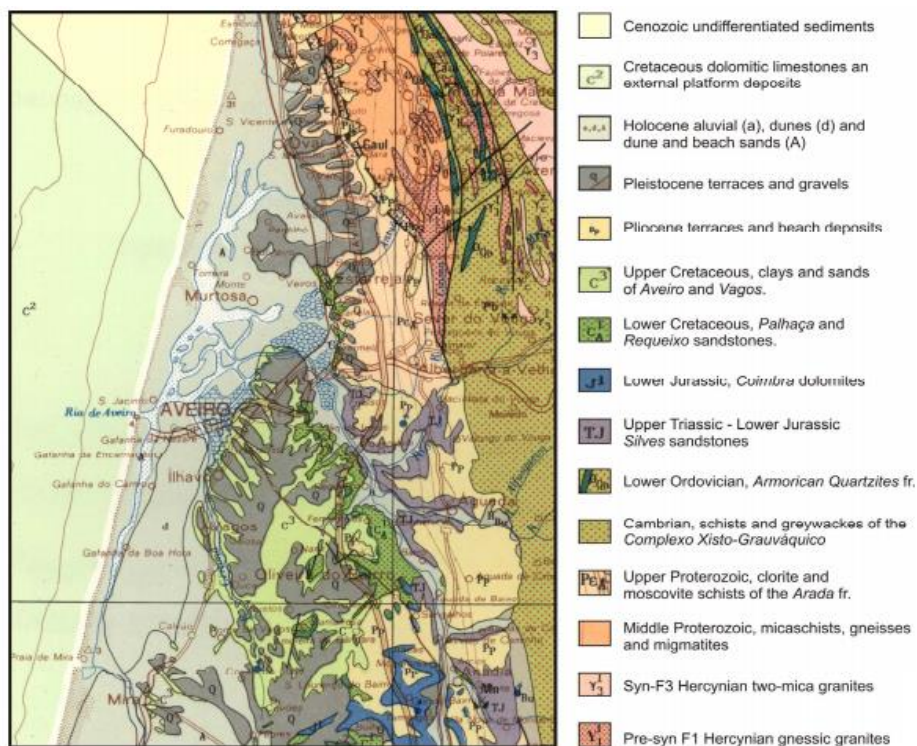


Figura 4. Formações litológicas na Ria de Aveiro Fonte: Carta Geológica de Portugal.

II.1.1. Geologia e Estratigrafia

O substrato da Bacia de Aveiro consiste em gnaisses e migmatitos (Proterozóico) assim como granitoides (Paleozóico) no extremo norte, e micaxistos e xistos (Proterozóico) nas demais zonas. Entretanto, o enchimento da Bacia Sedimentar de Aveiro em termos gerais ocorreu de SSE/SE para NNW/NW, mas com uma progressiva acentuação de uma segunda direção de alimentação, de NE/ENE para SW/WSE. Os dobramentos são muito poucos acentuados, com inclinações suaves nos flancos (Rocha, 1992).

De acordo com Teixeira & Zbyszewski (1976), na área em estudo, ocorrem cinco unidades litoestratigráficas, nomeadamente:

- Complexo xisto-grauváquico.
- Triásico superior;
- Cretácico;
- Plistocénico;
- Depósitos modernos.

Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Ordovícico

O complexo Xisto-Grauváquico, aflora na região de Aveiro e tem ocorrência mais profunda em direção ao Atlântico. Inclui xistos de Aradas, que se caracterizam como xistos argilosos sub-verticais e muito alterados.

Triásico Superior

Na região o Triásico tem apenas expressão local. Ocorrem arenitos em Eirol, que se caracterizam como arenitos e conglomerados bem consolidados, dispostos em bancadas que são facilmente identificáveis pelas suas tonalidades avermelhadas.

Jurássico Inferior (Liásico)

O Jurássico na bacia de Aveiro, compreende uma extensa mancha situada no canto SE, que é constituída por calcários, calcários margosos e margas. Segundo Rocha (1993), o Jurássico Inferior é subdividido em quatro unidades:

- Margas de Eiras (Carixiano – Domeriano);
- Camadas de S. Miguel (Lotaringiano Superior – Carixiano Inferior);
- Camadas de Coimbra (Sinemuriano-Lotaringiano Inferior);
- Margas de Dagorda (Hetangiano).

Neste contexto, observa-se uma formação de grés do Cretácico que assenta discordantemente sobre as margas e calcários liásicos, e também se verifica uma importante descontinuidade na sequência deposicional de sedimentos, que proporciona uma considerável lacuna estratigráfica. Por consequência, nota-se a ausência de sedimentos correspondentes ao Jurássico Médio e Superior e parte do Cretácico Inferior, isto é, há um lapso temporal de cerca de 55 Ma (Toarciano-Apciano), fato que sugere uma notável descida do nível do mar (Rocha, 1993).

Cretácico Médio (Aptiano-Albiano)

Os terrenos mais antigos cartografados na unidade Cretácica correspondem aos arenitos de Requeixo (Teixeira & Zbyszewski, 1976). Trata-se de arenitos margosos ou argilosos, esbranquiçados, acinzentados ou acastanhados que formam um complexo gresoso, com uma espessura que ultrapassa a centena de metros e que assenta sobre as camadas do Triásico ou sobre os xistos ante ordovícicos.

Cretácico Médio (Cenomaniano-Turoniano)

Esta formação é caracterizada por alternâncias de argilas negras, calcários margosos e margas cinzentas escuras e contêm abundante conteúdo fóssil.

Cretácico Médio a Cretácico Superior (Turoniano-Santoniano)

Esta formação é caracterizada por uma série de arenitos claros, aparentemente de origem continental, com intercalações de argila e leitos de conglomerados (Teixeira & Zbyszewski, 1976). Na região Mira-Vagos, Barbosa (1981), foram identificadas três unidades gresosas:

- C 3 – Grés de Furadouro (Turoniano);
- C 3-4 – Grés de Oiã (Turoniano-Coniaciano);
- C 4 – Grés de Verba (Coniaciano-Santoniano).

Cretácico Superior (Senoniano)

Segundo Teixeira & Zbyszewski (1976), por cima dos arenitos de Mamodeiro, encontram-se as Argilas de Aveiro, com materiais areníticos, siltíticos e argilíticos. Estes materiais correspondem sobretudo a argilas lagunares, com intercalações siltosas, depositadas numa depressão que se desloca para Norte, por migração da zona de subsidência, no decurso do Senoniano. Na tabela 1, apresenta-se uma síntese das unidades litostratigráficas mesozóicas correspondentes à bacia sedimentar de Aveiro, definidas por Rocha (1993).

Unidades litostratigráficas	Litologia	Idade
Dunas, areias eólicas, aluviões	Areias finas e médias	Quaternário (Holocénico)
Depósitos de praias antigas e terraços fluviais	Areias médias a grosseiras, com níveis argilosos	Quaternário (Plio-Pleistocénico)
Unidade IV	Areias finas e lodos com cochas	Holocénico
Unidade III	Areias finas argilosas micáceas c/conchas	Pleistocénico
Unidade II	Areias finas argilosas	Neogénico
Unidade I	Cálcarios margosos e margas com nível superior gresosos, grosseiros	Paleogénico
Argilas de Aveiro	Argilas e margas com níveis calcários	Campaniano-Mastrichtiano
Grés de Verba	Grés margosos e margas gresosas	Coniaciano-Santoniano
Grés de Oiã	Grés argilosos e argilas arenosas	Turoniano superior-Coniaciano Inferior
Grés Micáceo	Grés grosseiros a médios, micáceos, com níveis argilo-margosos	Cenomaniano superior-Turoniano
Formação Carbonatada	Calcários margosos, margas, grés finos margosos	Cenomaniano
Grés da Palhaça	Grés médios e grosseiros, sub-arcósicos	Apciano/Albiano-Cenomaniano Inferior
Margas de Eiras	Margas gressosas e grés margosos	Carixiano-Domeriano
Camadas de S.Miguel	Calcários margosos	Lotaringiano Superior-Carixiano Inferior
Camadas de Coimbra	Calcários margosos dolomíticos	Sinemuriano-Lotaringiano Inferior
Marga de Dagorda	Margas arenosas	Hetangiano
Grés de Eírol	Grés argilo_margosas vermelhos	Reciano

Tabela 1: Unidades litoestratigráficas Meso-Cenozóicas definidas na Bacia Sedimentar de Aveiro. Adaptado de Rocha (1993).

II.1.2. Argilas de Aveiro

A formação das chamadas Argilas de Aveiro é de particular interesse neste trabalho porque os sedimentos holocénicos da Ria de Aveiro ocorrem por cima desta formação e os perfis sísmicos permitem observar esta formação na área de estudo. São certamente os mais recentes sedimentos Cretácicos conhecidos nesta região setentrional da Bacia Lusitânica (Benta, 2006). Esta formação corresponde a um ambiente dominado por marés, protegido do mar aberto por uma ilha barreira. Desse modo, estende-se até a linha estrutural do anticlinal de Mogofores-Febres-Tocha, que atuaria como barreira paleogeográfica, separando o domínio continental de transição (Bernardes, 1987).

Corresponde a uma unidade constituída litologicamente por argilas cinzentas esverdeadas, por vezes arenosas, de tons castanhos avermelhados e margas acinzentadas com intercalações de calcários margosas em regra dolomíticos, que afloram em algumas zonas da região de Aveiro. A mineralogia da argila é homogénea, denominada por ilite que é o mineral predominante na composição da fração argilosa, acompanhado por esmectite cálcica que é mais abundante na base da unidade (Rocha, 1993).

A unidade é aproximadamente uniforme na região de Aveiro, com espessuras superiores a 150m perto da costa. De acordo com Bernardes (1987), na formação de Argilas de Aveiro definem-se quatro associações de fácies pertencentes a um complexo mareal.

Associação I- Corresponde a um ambiente submareal (zona abaixo da linha de água), representado por uma laguna protegida do mar aberto por uma ilha barreira, integra fácies de laguna central e marginal.

Associação II- Constituída por uma planície argilosa, submetida a oscilações do nível de água e períodos de exposição subaérea. Distinguem-se três zonas morfológicas: baixa, relacionada com a margem da laguna, intermédia, e alta colonizada por plantas halófitas.

Associação III- Corresponde a canais mareais de elevada sinuosidade. Dadas as suas características distinguem-se dois tipos de canais em distinta posição na planície mareal.

Associação IV- Pertence ao ambiente supramareal, no qual os processos fundamentais terão sido: colonização por vegetação e acumulação de matéria orgânica nos níveis inferior em transição com fortes oscilações do nível de água e prolongadas exposições subaéreas nos níveis superiores onde as condições evaporíticas são preponderantes.

Capítulo III. Fundamentos do método Sísmico

III.1. Método de Reflexão Sísmica de Alta Resolução

Essencialmente, os métodos sísmicos baseiam-se na medição, em vários pontos do espaço, dos tempos de percurso das ondas sísmicas induzidas artificialmente no subsolo, entre a fonte e os recetores. Existem fundamentalmente dois métodos principais de prospecção sísmica: um que faz uso das ondas refletidas (sísmica de reflexão) e outro das ondas refratadas (sísmica de refração). Neste trabalho abordaremos apenas o método de reflexão sísmica, que permite obter uma cartografia detalhada da geologia regional da subsuperfície, possibilita identificar a sequência das camadas sedimentares e caracterizar zonas de ocorrência e acumulação de hidrocarbonetos. No método de reflexão sísmica, as diferentes estruturas geológicas do subsolo são detetadas através das medições do tempo, que as ondas sísmicas emitidas na fonte levam a voltar à superfície, após a sua reflexão nas interfaces das diferentes camadas (Fig. 5). Verifica-se que se geram reflexões sempre que, estas camadas apresentam propriedades físicas distintas, das quais: a velocidade das ondas sísmicas no meio (V) e densidade (ρ) resultando na impedância acústica ($Z = \rho \cdot V$).

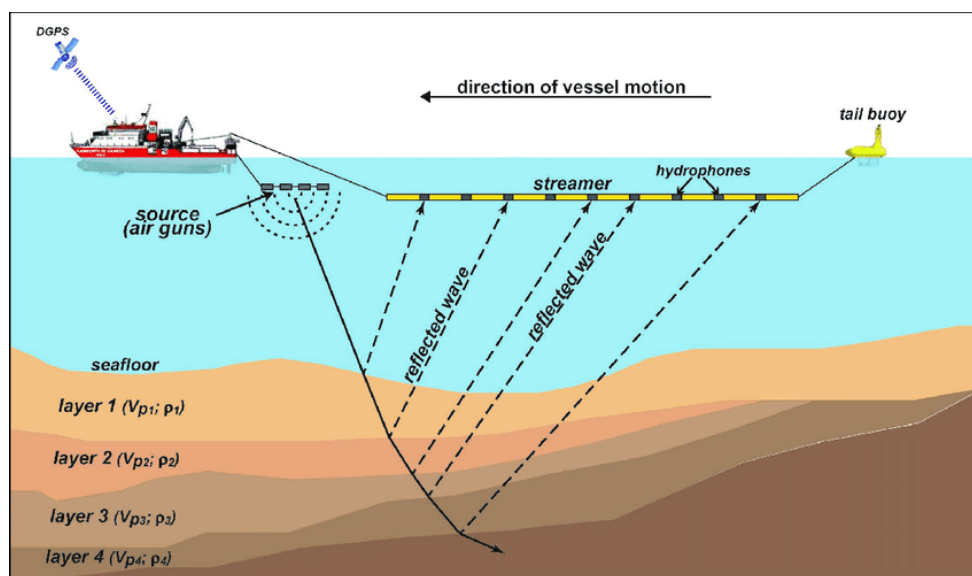


Figura 5: Representação esquemática do princípio do método de reflexão sísmica. Obtida em: https://www.researchgate.net/figure/Diagram-of-a-standard-offshore-multichannel-seismic-experiment-The-towed-seismic_fig10_284023694?hcb=1

Como mostra a figura 5, neste método utiliza-se uma fonte capaz de gerar um sinal sísmico, com energia suficiente para se propagar nas formações geológicas abaixo do fundo marinho. Após penetrar na subsuperfície, ao encontrar uma interface entre dois meios com velocidades de propagação e densidades diferentes, parte da energia é refratada e transmitida em profundidade e outra parte é refletida de acordo com a Lei de Snell, como ilustra a figura 6 (Pinheiro *et al.*, 2011).

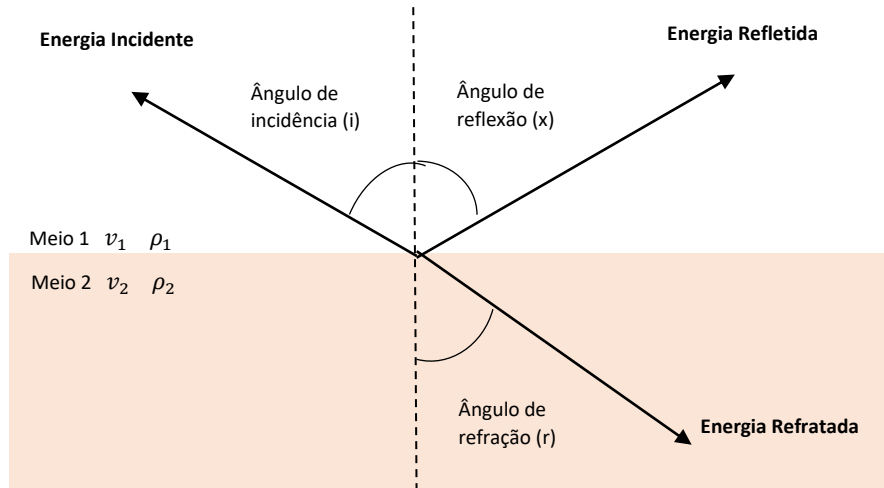


Figura 6: Reflexão e refração das ondas numa interface entre dois meios com propriedades elásticas distintas. Onde v_i representa a velocidade de propagação das ondas e ρ_i a densidade das camadas. (Pinheiro *et al.*, 2011).

De acordo com a Lei de Snell, o parâmetro do raio $p = \text{sen } i/v$, onde i é o ângulo de inclinação do raio em uma camada que se propaga a uma velocidade (v) (Eq. 1). De forma generalizada, segundo a Lei de Snell, ao longo de qualquer trajeto, o parâmetro do raio permanece constante (Keary, 2020). No entanto, quando uma onda atinge uma fronteira entre duas interfaces diferentes, uma parte da energia é refletida e a outra é refratada e continua a propagar-se em profundidade, mas com um ângulo diferente do inicial.

$$\frac{\sin\theta_i}{\sin\theta_r} = \frac{v_1}{v_2} \quad \text{Equação 1}$$

Assim, a partição entre a energia transmitida em profundidade (refratada) e refletida depende do ângulo de incidência. Em sistemas de sísmica de alta resolução pode-se assumir que se trata de incidência normal quando a fonte e o recetor coincidem ou se encontram separados a uma distância pequena, face à profundidade de investigação (Pinheiro *et al.*, 2011). O coeficiente de Reflexão (CR) determina a partição entre a intensidade do sinal transmitido e a do sinal refletido e pode ser calculado pela equação 2, sendo proporcional ao contraste de impedância acústica entre os dois meios separados pela interface.

$$RC = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad \text{Equação 2}$$

O tempo que as ondas refletidas levam a percorrer desde a fonte até aos recetores onde são registados, é usado para obter informação sobre a geologia do subsolo, bem como sobre as propriedades das rochas e a profundidade das camadas subjacentes. O tempo de ida e volta (TWT-*Two-way travel-time*) é o tempo que a onda leva no percurso desde que é gerada na fonte, encontra uma interface entre duas camadas com contraste de impedância acústica diferente, onde é refletida, viaja em direção à superfície, e é registada pelos recetores.

III.2. Resolução Sísmica

A capacidade de visualizar e diferenciar com métodos sísmicos, unidades geológicas distintas entre si (resolução sísmica) e a profundidade de investigação são aspetos essenciais no que respeita às características da onda sísmica, produzida por uma fonte de um determinado sistema de aquisição. Dependendo da potência utilizada e das frequências, a representação geológica poderá abranger profundidades e resoluções diferentes.

Por esta razão, sistemas de reflexão sísmica com frequências elevadas, permitem, para uma mesma potência, uma melhor resolução e capacidade de deteção de unidades geológicas com menor espessura e uma penetração menos elevada. Por outro lado, os sistemas de reflexão sísmica que produzem ondas sísmicas com

menor frequência, para uma mesma potência, permitem uma profundidade de investigação mais elevada, mas com um nível de resolução vertical e horizontal mais reduzido. Uma boa resolução consistiria em combinar as potencialidades destes dois tipos, como usam alguns sistemas, como sistemas de sonares *Chirp* e *Vibroseis*, que varrem uma larga gama de frequências (Pinheiro *et al.*, 2011).

O processamento subsequente em particular a desconvolução, pode melhorar a resolução da imagem, mas com algumas limitações. Portanto, a resolução sísmica é matéria de primeira importância na aquisição de dados sísmicos (Yilmaz, 2000).

É preciso ressaltar que, em sísmica se consideram essencialmente, a resolução vertical (temporal) e a resolução horizontal (espacial). Define-se como resolução vertical, a espessura mínima de uma unidade litológica que é capaz de ser detetada por um sistema e ser registada a reflexão do seu topo e da base, e são reconhecidos como eventos sísmicos separados apenas se a distância entre eles for pelo menos de $\frac{1}{4}$ do comprimento de onda da *wavelet*, como ilustra a figura 7 (McQuillin *et al.*, 1984).

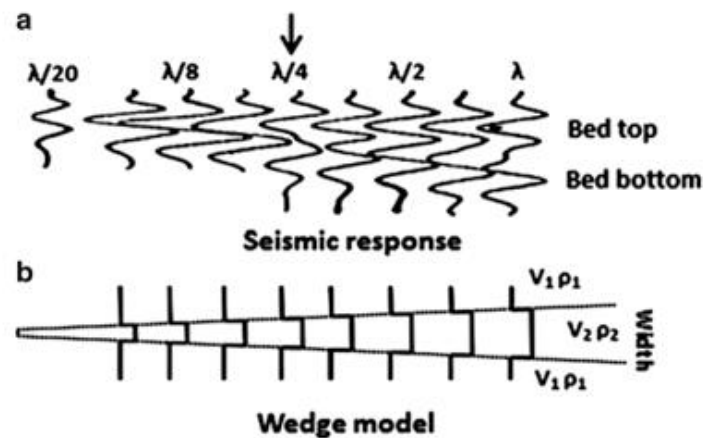


Figura 7: Modelo de uma resposta sísmica (a). Para uma unidade litológica (b), que foi capaz de ser detetada por um sistema e ser registada a sua reflexão do topo e da base, separados apenas se a distância entre eles for pelo menos de $\frac{1}{4}$ do comprimento de onda. Obtida em: https://wiki.seg.org/wiki/Seismic_Resolution:_Vertical_and_Horizontal

De uma forma geral, a resolução sísmica vertical depende da frequência da onda que se propaga num determinado meio com uma dada velocidade. Diminui com a

profundidade devido ao aumento da velocidade de propagação das ondas sísmicas (v) e pela atenuação das altas frequências (f) do sinal sísmico durante a propagação da onda (Eq. 3).

$$\lambda = \frac{v}{f} \quad \text{Equação 3}$$

Em relação à resolução horizontal, ela ocorre porque a reflexão registada por um recetor à superfície não provém de um ponto da superfície refletora, mas sim de uma área. Assim, é determinada pela 1ª Zona de Fresnel (Fig. 8), que define a área da interface responsável pela maior quantidade de energia refletida após ser atravessada pela frente de onda sísmica depois de um período de meio ciclo ($\frac{1}{4}$ de comprimento de onda).

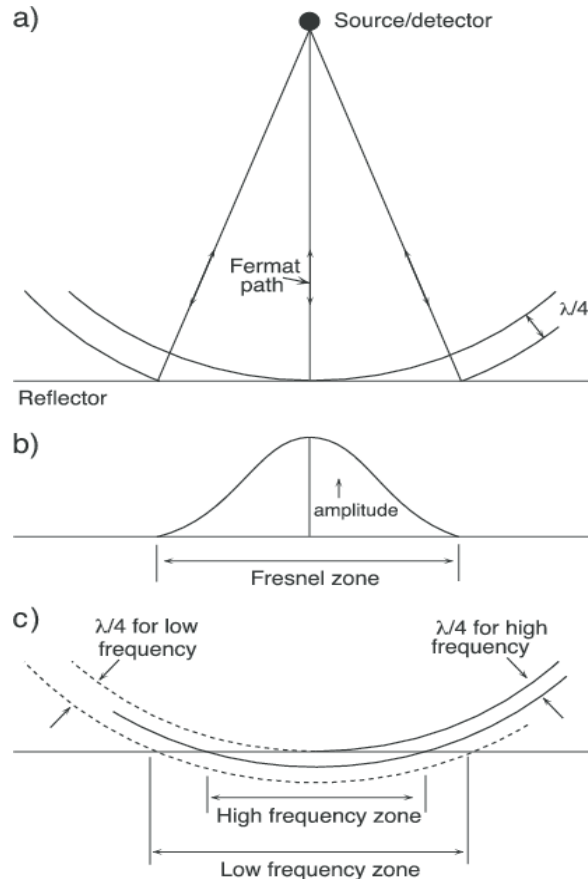


Figura 8: (a) 1ª Zona de Fresnel num refletor. (b) A largura da zona de Fresnel é uma função da profundidade do refletor e do comprimento de onda, que depende da frequência e da profundidade (em tempo de ida e volta). Quanto maior será a frequência e menor o comprimento maior será a resolução. Retirado em: https://www.researchgate.net/figure/Horizontal-resolution-as-determined-by-Fresnel-zone-width-a-Electromagnetic-waves_fig4_223007907

A resolução horizontal é determinada através do raio da 1ª Zona de Fresnel que estima a capacidade para distinguir objetos distintos, dispostos lateralmente (Eq. 4).

$$FR = \frac{v}{2} \sqrt{\frac{t}{f}} \quad \text{Equação 4}$$

R é o raio da 1ª Zona de Fresnel, que depende da velocidade de propagação da onda (V; em m/s), do tempo de ida e volta correspondente a reflexão (t; em TWT) e da frequência do sinal sísmico (f; em Hz) (Sheriff & Geldart, 1995). Dado que as altas frequências são rapidamente absorvidas durante a propagação das ondas sísmicas, a largura da zona de Fresnel aumenta com a profundidade na seção sísmica (Pinheiro *et al.*, 2011).

III.3. Natureza dos Traços Sísmicos

O traço sísmico corresponde à convolução da onda fonte pela sequência de refletividade gerada pelas interfaces entre as várias camadas geológicas. Cada reflexão tem uma amplitude relacionada com o coeficiente de reflexão, da interface na qual se reflete e um tempo de percurso equivalente ao tempo duplo de reflexão naquela interface.

A função refletividade representa a resposta do terreno. Quanto mais complexo for o pulso, mais complexa será a resposta gerada após a reflexão (Keary *et al.*, 2002). Por isso, procura-se gerar um pulso de energia simples no menor espaço de tempo. Os detetores recebem um conjunto de pulsos refletidos e são registados em tempos de ida e volta (TWT), tempos estes que dependem das profundidades a que se encontram as camadas e do percurso e a velocidade de propagação das ondas sísmicas. Na prática, o traço sísmico contém também informação indesejada, em particular múltiplos e ruídos.

A figura 9 representa esquematicamente um traço sísmico gerado com base na interação do sinal emitido, com várias interfaces com diferentes coeficientes de reflexão. Cada uma das interfaces emite uma imagem do sinal sísmico gerado.

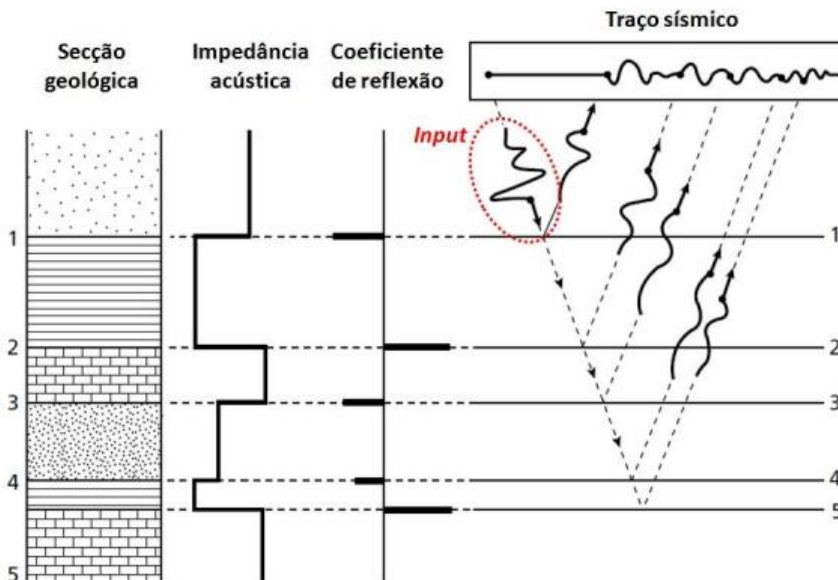


Figura 9: Traço sísmico resultado da convolução da fonte e a refletividade do meio. O traço sísmico contém a soma das reflexões individuais em suas corretas relações de tempo e percurso. Fonte: Kearey *et al.* (2002).

III.4. Reflexões, Múltiplos e Difrações

Além das reflexões primárias, há reflexões que podem retornar à superfície após uma reflexão múltipla nas várias interfaces (Fig.10). No que se refere à trajetória efetuada, os múltiplos podem ser agrupados em dois grupos principais: múltiplos de curta duração que somente sofrem uma pequena adição ao comprimento de trajetória e chegam rapidamente após o evento primário, e múltiplos de longa duração, nas quais a trajetória adicional é suficientemente longa para que a reflexão múltipla seja um evento separado e distinto no registro sísmico (Yilmaz, 2000).

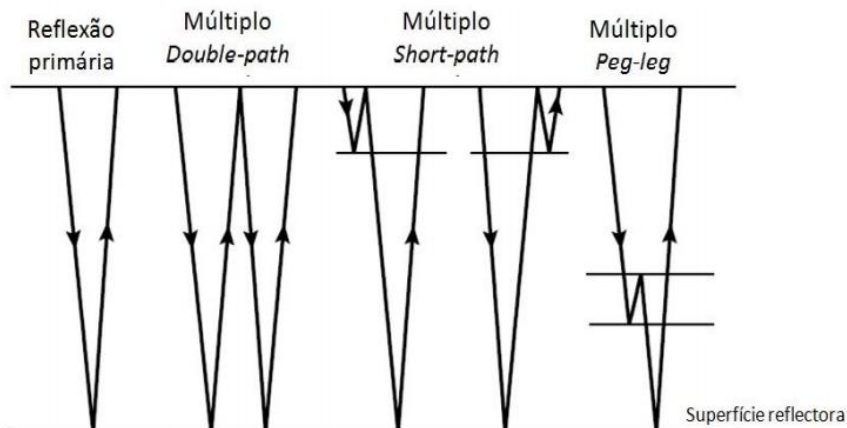


Figura 10: Formas de ocorrência de múltiplos. Este tipo de evento resulta de reflexões que ocorrem mais do que uma vez em zonas com significativas mudanças de impedância acústica e retornam à superfície, nomeadamente na interface entre camadas e na interface ar água. Modificado de Keary (2020).

A onda direta transporta energia que viaja diretamente da fonte ao recetor sem sofrer reflexão. Assim sendo, os tempos de chegada variam linearmente com o *offset*. Quando valores de *offset* se tornam maiores, as diferenças de tempos de chegada também aumentam, quer para as ondas diretas e ondas refletidas.

Outros artefactos que aparecem nas secções sísmicas são difrações. Na presença de descontinuidades abruptas em interfaces ou estruturas com raio de curvatura inferior ao comprimento de onda das ondas sísmicas incidentes, ocorre um evento sísmico designado difração, em que ocorre uma retrodispersão radial de energia após a interseção das ondas sísmicas com este tipo de transições (Fig. 11).

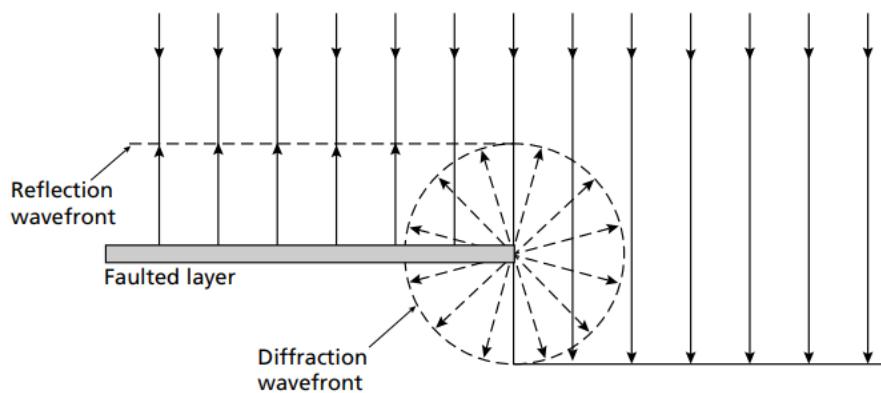


Figura 11: Representação esquemática de fontes comuns de difração no terreno causada pelo truncamento de uma camada falhada. Adaptado de Keary (2002).

A figura 12 ilustra um conjunto de estruturas geológicas e os respetivos eventos de reflexão onde se observam algumas fases difratadas nos registos sísmicos.

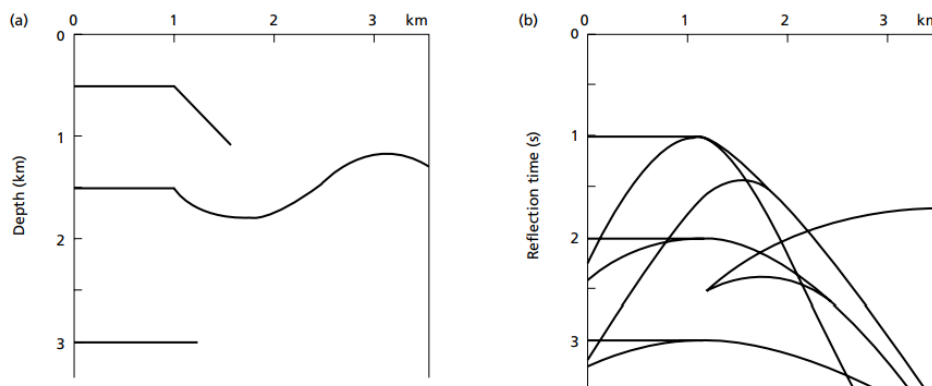


Figura 12: (a) Modelo estrutural da subsuperfície e (b) Os eventos de reflexão resultantes que seriam observados numa secção sísmica, que contém numerosos eventos de difração. Adaptado de Keary (2002).

III.5. Conceito de Sinal e Ruído

Segundo Keary *et al.* (2002), sinal é definido como o evento nos registos sísmicos a partir do qual se pretende obter informação, isto é, corresponde à função portadora de informação. Todos os restantes eventos constituem ruído, incluindo os de carácter coerente como por exemplo a onda direta, múltiplos e difrações e o de carácter incoerente geralmente presente no registo sísmico, que não mostra correlação direta entre os vários traços.

Para eliminar frequências indesejáveis, pode recorrer-se a filtros, que podem ser desenhados ou ajustados para atenuar as frequências pretendidas. Existem quatro configurações no que concerne ao desenho de filtros: o filtro passa-baixo que rejeita as altas frequências, o passa-alto que rejeita as baixas frequências, o passa banda, que rejeita todas as frequências que estejam fora da gama de valores e o filtro Notch desenhado para remover uns valores de frequência específico (Fig. 13).

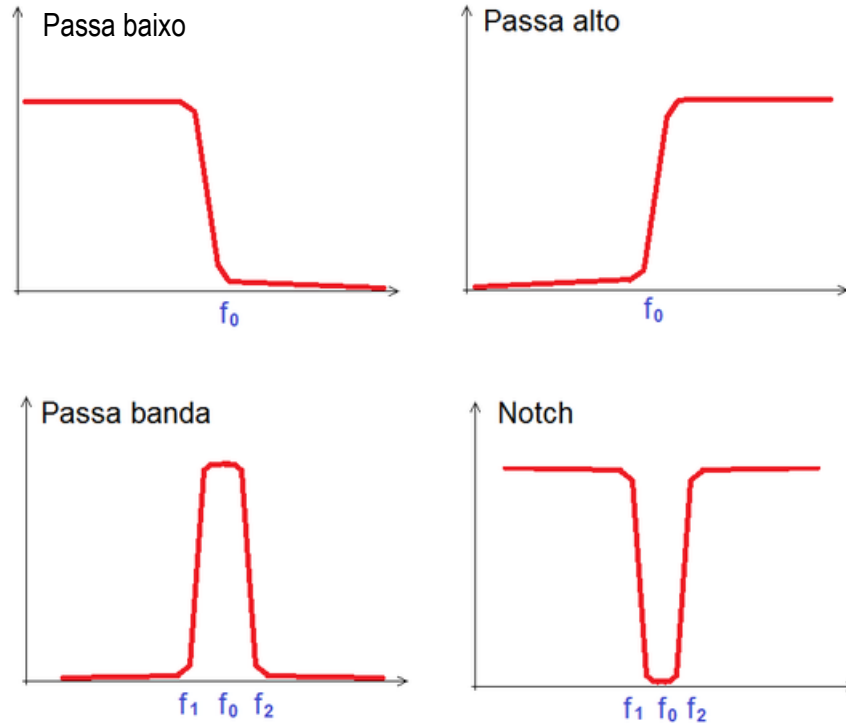


Figura 13: Representação dos vários tipos de filtros, que são utilizados em processamento para atenuar o ruído indesejado nas seções sísmicas. Obtido em: <https://officinahf.jimdofree.com/filtri/>

III.6. Sistema *Chirp* de Reflexão Sísmica de Alta Resolução em meio aquático

É importante ressaltar que, quando se pretende realizar uma campanha de sísmica com uma elevada resolução vertical é necessário recorrer a equipamentos específicos de reflexão sísmica de alta resolução. Os mais comuns em prospeção na plataforma continental são os Perfiladores de fundo (*Pingers*), *Boomers*, *Sparkers* e os sonares *Chirp*. A figura 14 representa os sistemas de alta resolução que apresentam uma boa conjugação entre uma ótima resolução e um bom alcance.

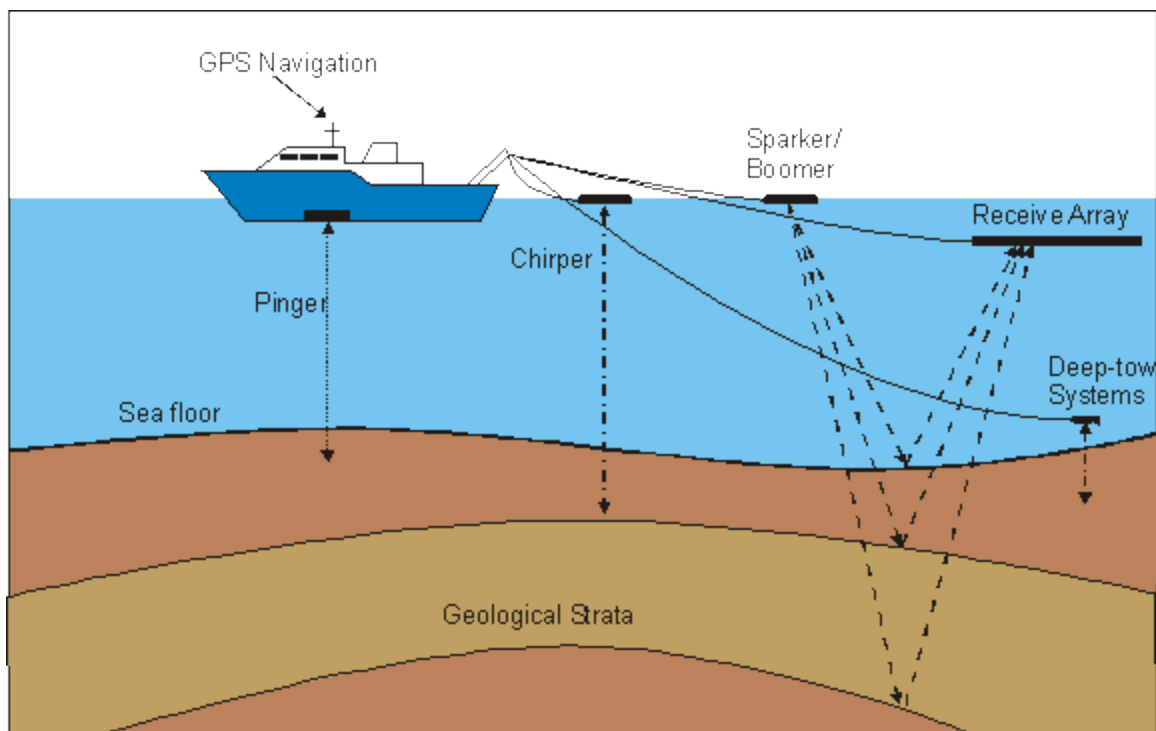


Figura 14: Modelo de Representação de vários sistemas de aquisição sísmica de águas pouco profundas. Obtido em: [https://www.ths.org.uk/documents/ths.org.uk/downloads/hydrofest_2012_\(5\)_site_surveys](https://www.ths.org.uk/documents/ths.org.uk/downloads/hydrofest_2012_(5)_site_surveys)

De entre os vários sistemas de alta resolução, iremos concentrar-nos no sistema *Chirp*, pois é o sistema utilizado neste trabalho. Os sonares *Chirp* (*Compressed High Intensity Radar Pulse*) são equipamentos de reflexão sísmica de alta resolução que otimizam um balanço entre uma alta resolução e uma penetração razoável. Utiliza-se como sinal sísmico um pulso de frequência modulada (*Chirp*), que de uma

forma geral, consiste numa banda de frequências entre os 0.5 e os 12 a 15 kHz (Pinheiro *et al.*, 2011).

A figura 15 mostra a comparação da onda fonte de um sonar Chirp e a onda fonte de um sistema convencional.

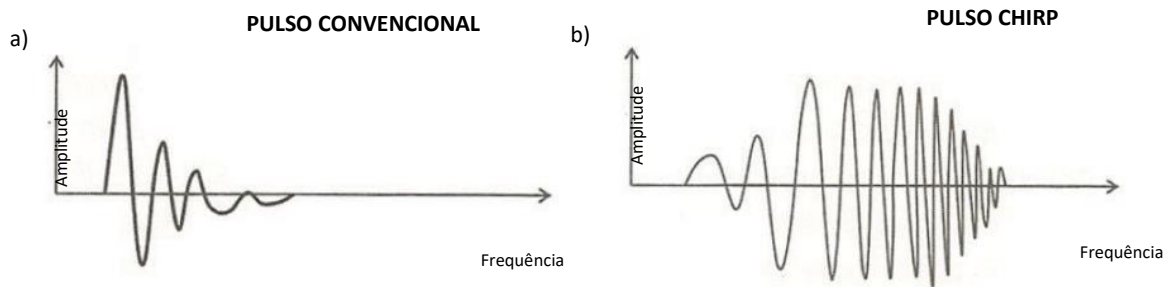


Figura 15: Comparação entre a onda fonte produzida por (a) um sistema sísmico convencional e (b) um sistema Chirp. Adaptado de Shock & Leblanc citado por Pinheiro *et al.*, (2011, p.131).

Este sistema usa uma fonte e recetor coincidentes e é rebocado por um navio ou embarcação, sendo que este transfere os dados adquiridos por um cabo de reboque para o computador que se encontra a bordo. Este sistema distingue-se dos outros sistemas de sísmica convencional devido à natureza de assinatura da fonte, que é bem determinada, regulável e repetível. A figura 20, do capítulo IV mostra o sistema usado neste trabalho.

Capítulo IV. Aquisição e Processamento de dados Geofísicos

IV.1. Levantamento Geofísico da área de Estudo

A campanha de prospeção geofísica realizada, consistiu na aquisição de uma malha de perfis de sísmica de alta resolução na Ria de Aveiro, mais concretamente na área da Marinha das Leitoas, na Cale do Espinheiro, com o objetivo de caracterizar a natureza dos sedimentos do fundo marinho, a geologia de subsuperfície e identificar as zonas de acumulação e escape de gás. Os levantamentos geofísicos (linhas a verde) foram realizados nos dias 17 e 21 de Dezembro de 2020 (Figura 16).

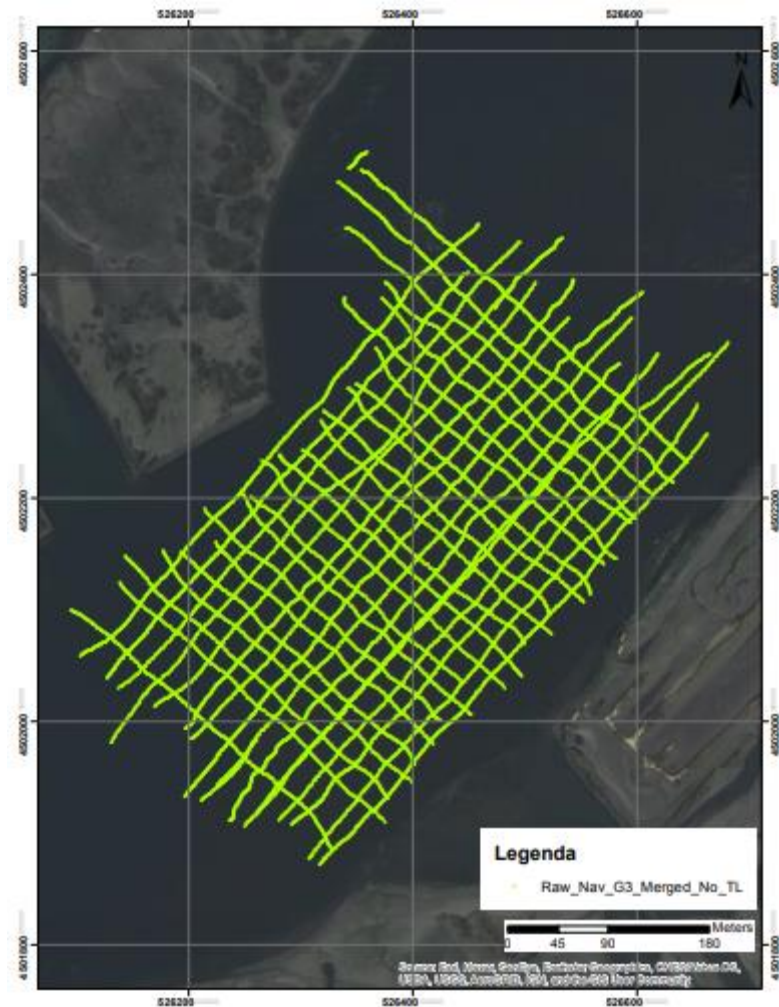


Figura 16: Área de estudo (linhas a verde) com representação dos perfis ao longo dos quais foram efetuados os levantamentos geofísicos.

O levantamento geofísico foi efetuado a bordo da embarcação Nereide da Universidade de Aveiro. O equipamento utilizado no levantamento foi um sistema combinado de sonar varrimento lateral e *Chirp* Sonar, modelo *Edgetech 512i* do Laboratório de Geologia e Geofísica Marinha, do Laboratório Associado CESAM e do Departamento de Geociências, da Universidade de Aveiro (Figura 17). O sonar de varrimento lateral foi operado em dupla frequência 100kHz e 400kHz e o *Chirp* foi operado na gama de frequências de 0.5-7kHz, o que representa um bom compromisso entre uma boa resolução nas camadas sedimentares e uma penetração adequada. Durante o processo de aquisição os dados geofísicos foram gravados em formato digital proprietário da *Edgetech* “JSF” e “XTF”.



Figura 17: Sistema combinado de sonar varrimento lateral e *Chirp* Sonar, modelo *Edgetech 512i* do Laboratório de Geologia e Geofísica Marinha, do Laboratório Associado CESAM e do Departamento de Geociências, da Universidade de Aveiro.

O equipamento foi rebocado a estibordo da embarcação, imerso a cerca de meio metro da superfície e suspenso por uma boia, aproximadamente a 3 metros a ré da embarcação (Figura 18). O posicionamento dos dados foi obtido por um GPS diferencial, com correções em tempo real para cada traço sísmico.

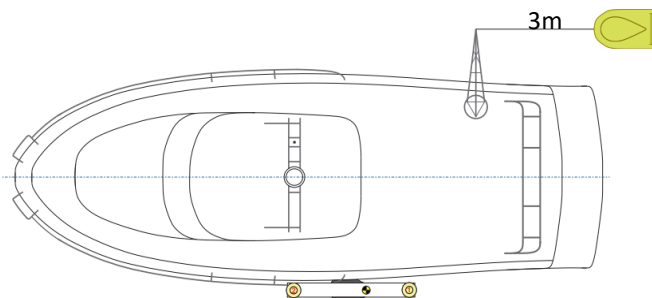


Figura 18: Representação esquemática da geometria de aquisição dos dados geofísicos.

IV.2. Processamento de Dados Sísmicos e Fluxo de Trabalho

O processamento de dados sísmicos consiste na aplicação de uma série de rotinas, de modo a obter uma imagem sísmica representativa da geologia do fundo marinho. O principal objetivo do processamento de dados visa melhorar a resolução vertical e horizontal, a razão sinal-ruído e colocar os eventos na posição correta.

O sucesso de um processamento depende não apenas da escolha de parâmetros pertinentes a esse processo, mas também da eficácia das etapas de processamento anteriores (Yilmaz, 2000). O processamento dos dados neste trabalho começou com um controle prévio de qualidade e de seguida procedeu-se com às etapas representadas na figura 19.

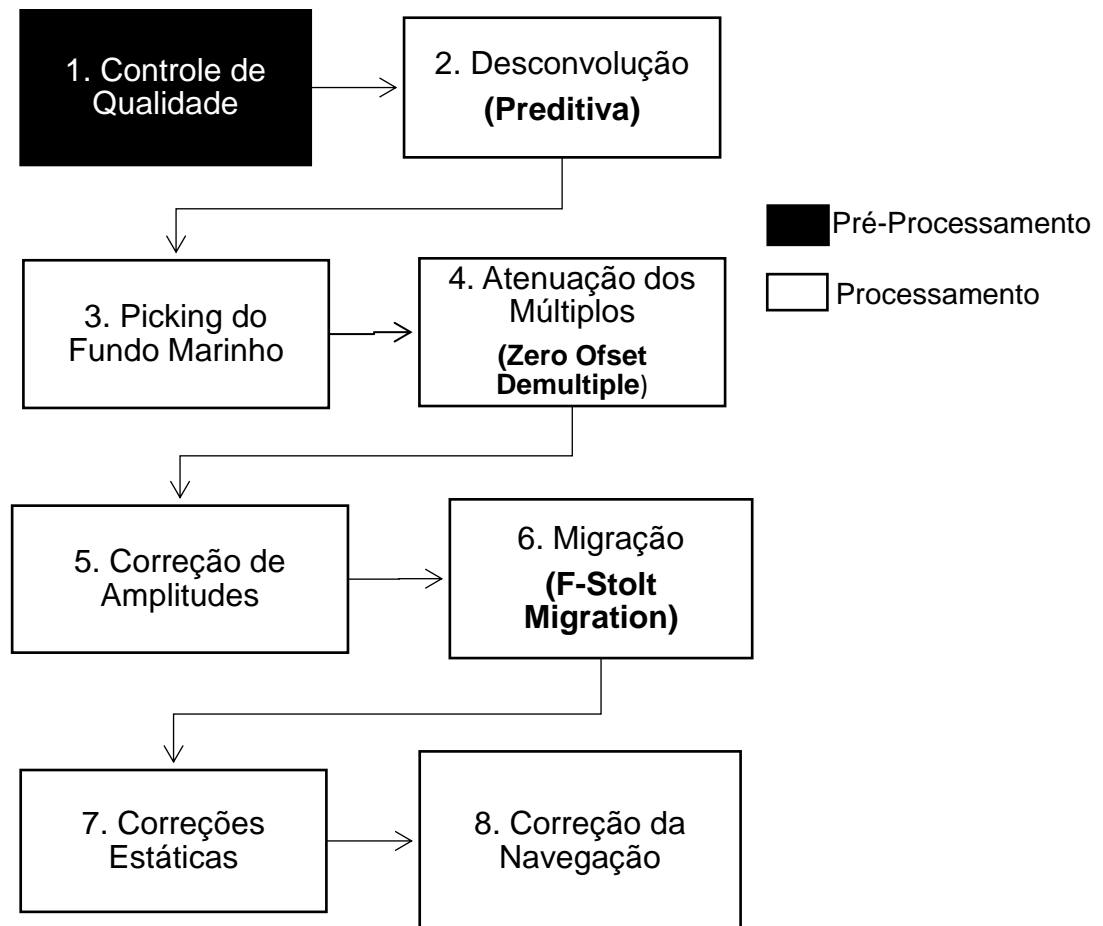


Figura 19: Fluxo de trabalho realizado no processamento dos dados sísmicos.

Os dados sísmicos foram processados com o software *RadexPro*, versão 2018.1. Este software possui várias ferramentas de processamento, que proporcionam uma boa flexibilidade no tratamento dos dados sísmicos. Na utilização do software o primeiro passo consistiu na criação de um projeto novo (Figura 20). Foi criada uma árvore de trabalho que contém a área, a linha e o fluxo de processamento (conjunto de etapas do processamento cujo o *Input* e o *Output* estão interligados).

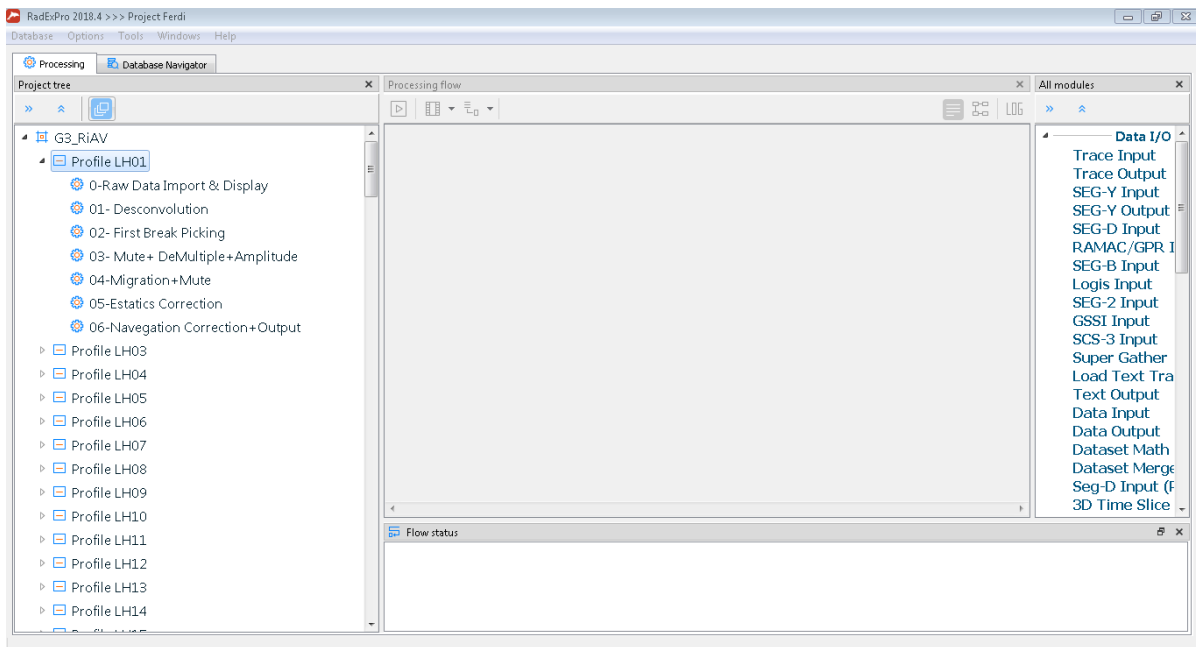


Figura 20: Ambiente de Trabalho do Software RadexPro.

IV.2.1. Importação de Dados e Controle de qualidade

Os dados sísmicos foram convertidos para o formato *SEG-Y* (*Society of Exploration Geophysicists*) e importados para o software de processamento *RadExPro*. O primeiro fluxo de processamento *Raw Data & Screen Display* que tem como objetivo a visualização dos dados em bruto. É composto normalmente pelo *Trace Input* que é usado para introduzir os dados a cada linha ao projeto e o *Screen Display* que permite visualizar os dados carregados. Por fim, insere-se o *Trace Output* com o objetivo de gravar a linha com os traços selecionados da linha original no formato interno do *RadExPro* (Figura 21).

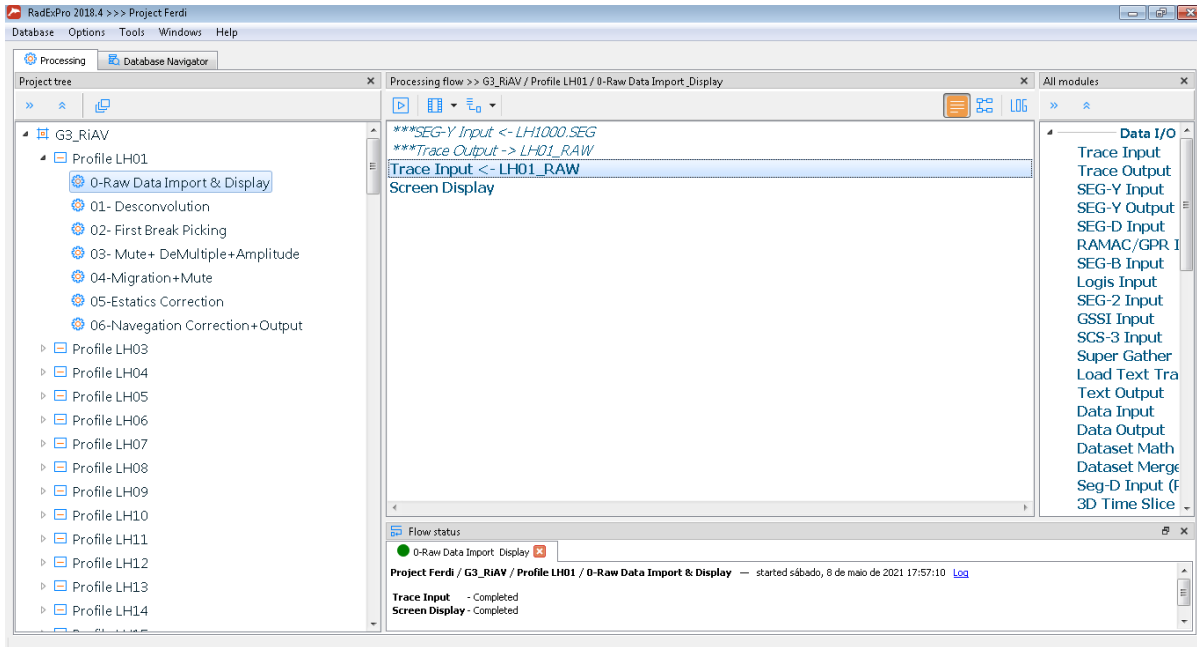


Figura 21: Exemplo de um fluxo completo que permite visualizar os dados.

Antes de se proceder ao processamento efetua-se o controle de qualidade dos dados para assegurar que os dados sejam processados com sucesso e garantir a qualidade máxima necessária para produzir o resultado final. O fluxo de trabalho do controle de qualidade consistiu em verificar os arquivos *SEG-Y* e efetuar a análise de ruído. Para isso foi feita uma análise espectral (Figura 22), na qual se pretendeu gerar espetros com o objetivo de identificar possíveis ruídos no domínio de frequências.

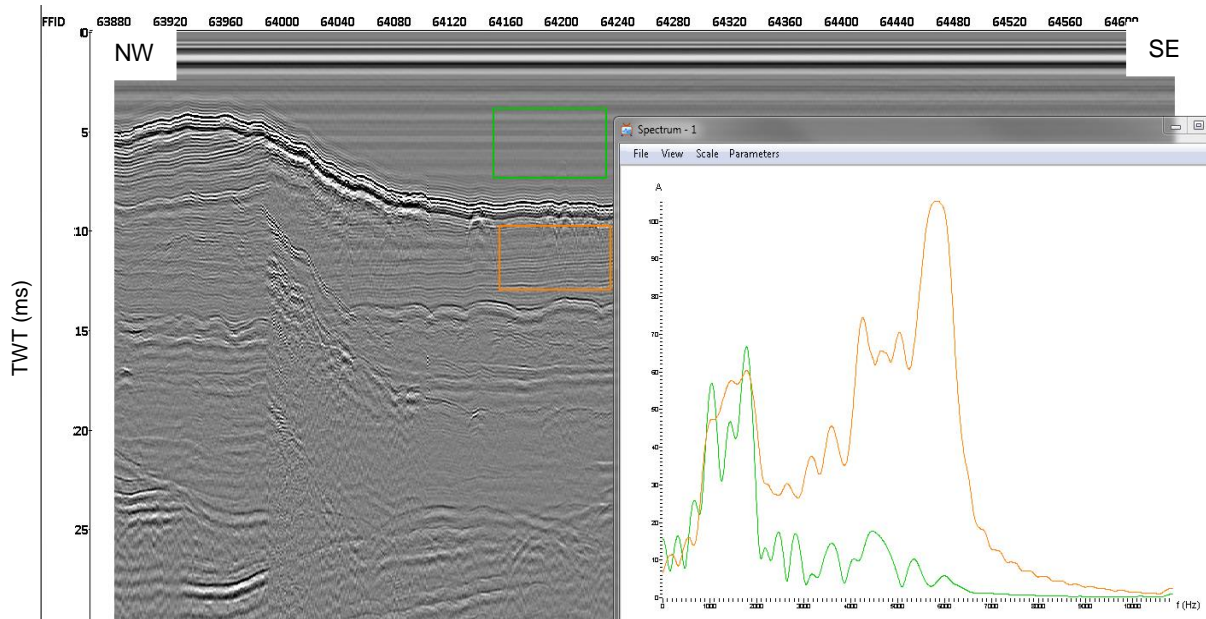


Figura 22: Análise espectral realizada em duas regiões da linha LH-03. Ruído assinalada a verde e sinal (reflexões) com ruído, assinalado a laranja.

A análise espectral, gera espectros de amplitudes, com o objetivo de identificar possíveis ruídos no domínio de frequências. Para tal, foram criados espectros na região da coluna de água e na região com o sinal. Após a definição das janelas pretendidas, foi possível gerar espectros de frequências.

O espectro representa os valores de amplitude para as várias frequências. Ao observar o espectro verificou-se a presença de amplitudes anómalas nas baixas frequências, nomeadamente abaixo de 1000Hz. Verifica-se também que as amplitudes encontradas na coluna de água se sobressaem às amplitudes encontradas nas reflexões de subsuperfície, o que explica a existência de algum ruído associado aos dados.

IV.2.2. Desconvolução

Um sismograma resulta da convolução da onda fonte, pela sucessão da refletividade inerente aos coeficientes de reflexão de cada interface. A desconvolução comprime a wavelet, atenua reverberações e múltiplos de curto período; portanto, aumenta a resolução temporal e produz uma representação da refletividade do terreno. A desconvolução é operação inversa da convolução (Yilmaz, 2000). Na figura 23, a sucessão dos coeficientes de reflexão $R(t)$ é convoluído pela *wavelet* sísmica $W(t)$ e obtêm-se o traço sísmico $S(t)$.

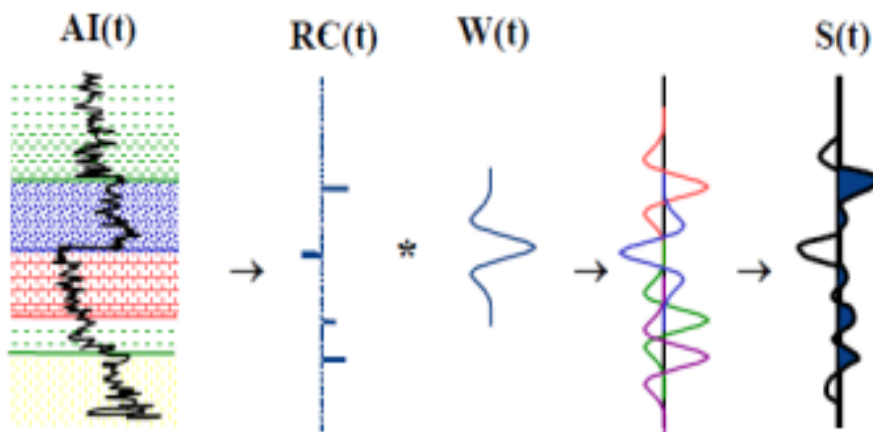


Figura 23: A figura representa o traço sísmico como resultado da convolução da onda fonte, pela sucessão da refletividade do terreno. Obtido em: <https://www.google.com/search?biult+with+wordpress+desconvolution>

O modelo convencional da convolução do traço sísmico pode ser representado matematicamente pela equação:

$$x(t) = w(t) * e(t) + n(t) \quad \text{Equação 5}$$

onde $x(t)$ é o traço sísmico, $w(t)$ é a *wavelet* sísmica, $e(t)$ é a resposta impulsional do terreno, $n(t)$ ruído aleatório e $*$ é o operador de convolução (Yilmaz, 2000). A desconvolução é essencial no processamento de dados sísmicos, sendo usada para melhorar os registos sísmicos, pela remoção de efeitos adversos de filtragem encontrados pelas ondas sísmicas durante sua passagem através do terreno (Keary *et al.*, 2002). No entanto, apenas o $x(t)$ é geralmente a variável conhecida, o que implica que $e(t)$ é obtida por aproximação.

A variável $w(t)$ normalmente desconhecida (embora possa ser registada), pode ser inferida através do pulso acústico gerado (assinatura da fonte); na ausência desta informação, a *wavelet* é estimada estatisticamente através da computação de espectros de amplitude e funções de autocorrelação.

Neste trabalho, foi utilizada a desconvolução preditiva, que se baseia no desenho das janelas temporais ao longo dos traços sísmicos, a partir da qual, as funções de autocorrelação são geradas. A desconvolução preditiva é aplicada com um atraso de previsão (comumente denominado *gap*) igual ao primeiro ou segundo zero da função de autocorrelação (Yilmaz, 2000). Este procedimento calcula um filtro de Wiener-Levinson, que constitui um operador de inversão, conhecido como um filtro preditivo, uma vez que reconhece ou prevê a informação da *wavelet* de cada traço sísmico e atenua os efeitos indesejados. As reflexões após a desconvolução são representadas com uma resolução vertical muito maior.

Neste processamento, determinou-se o 2º zero da autocorrelação que prediz o sismograma de entrada em um momento futuro definido pelo atraso de predição que é usado para atenuar os múltiplos de curta duração. Definiu-se neste caso o *prediction gap* de 0.18ms (Figura 24).

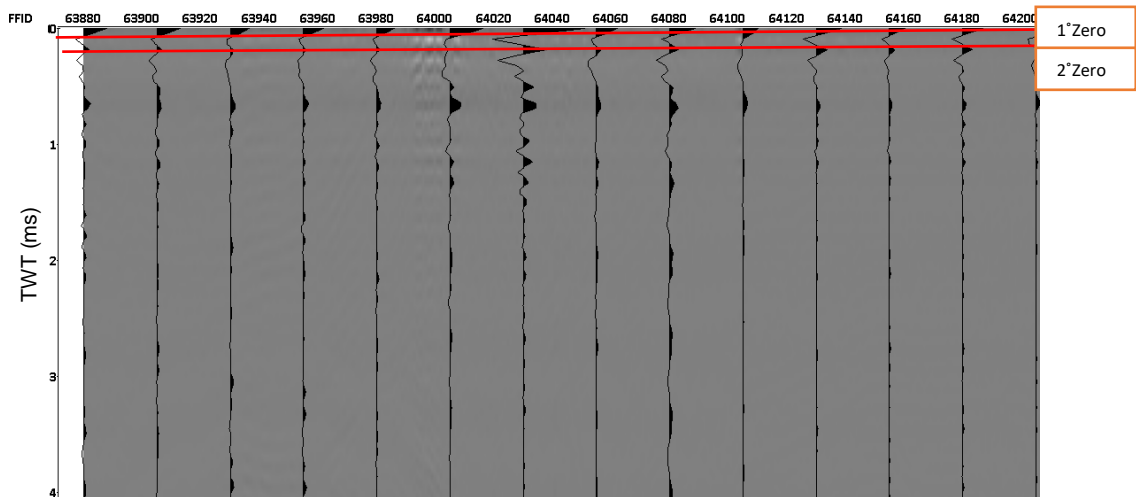


Figura 24: Função de autocorrelação dos traços (linha LH-03), para determinação do 1º e 2º zero da autocorrelação, no software RadexPro.

Após a análise do efeito nos perfis sísmicos, do ponto de vista interpretativo verificou-se que um *prediction gap* de 0.3ms dava os melhores resultados. De seguida, foi utilizada uma janela para determinação do filtro (*Time Window*) que começa em zero, se estende até incluir alguns dos primeiros refletos abaixo do fundo do mar; neste caso considerou-se 14ms. Assumiu-se um *Tapering length* de 0.1ms e o valor para o *White Noise level* (usado na inversão da matriz no cálculo do filtro de *Wiener*) foi de 0.01% (Figura 25).

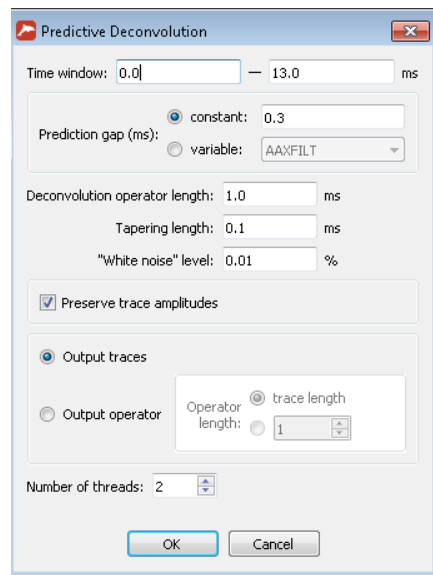


Figura 25: Parâmetros da desconvolução inseridos na rotina *Predictive Desconvolution*, do software RadexPro.

Após a aplicação dos parâmetros para a desconvolução preditiva no software, observa-se uma melhoria significativa na resolução vertical, derivada da compressão da wavelet e também se verifica que parte da energia múltipla é atenuada significativamente na seção (Figura 26).

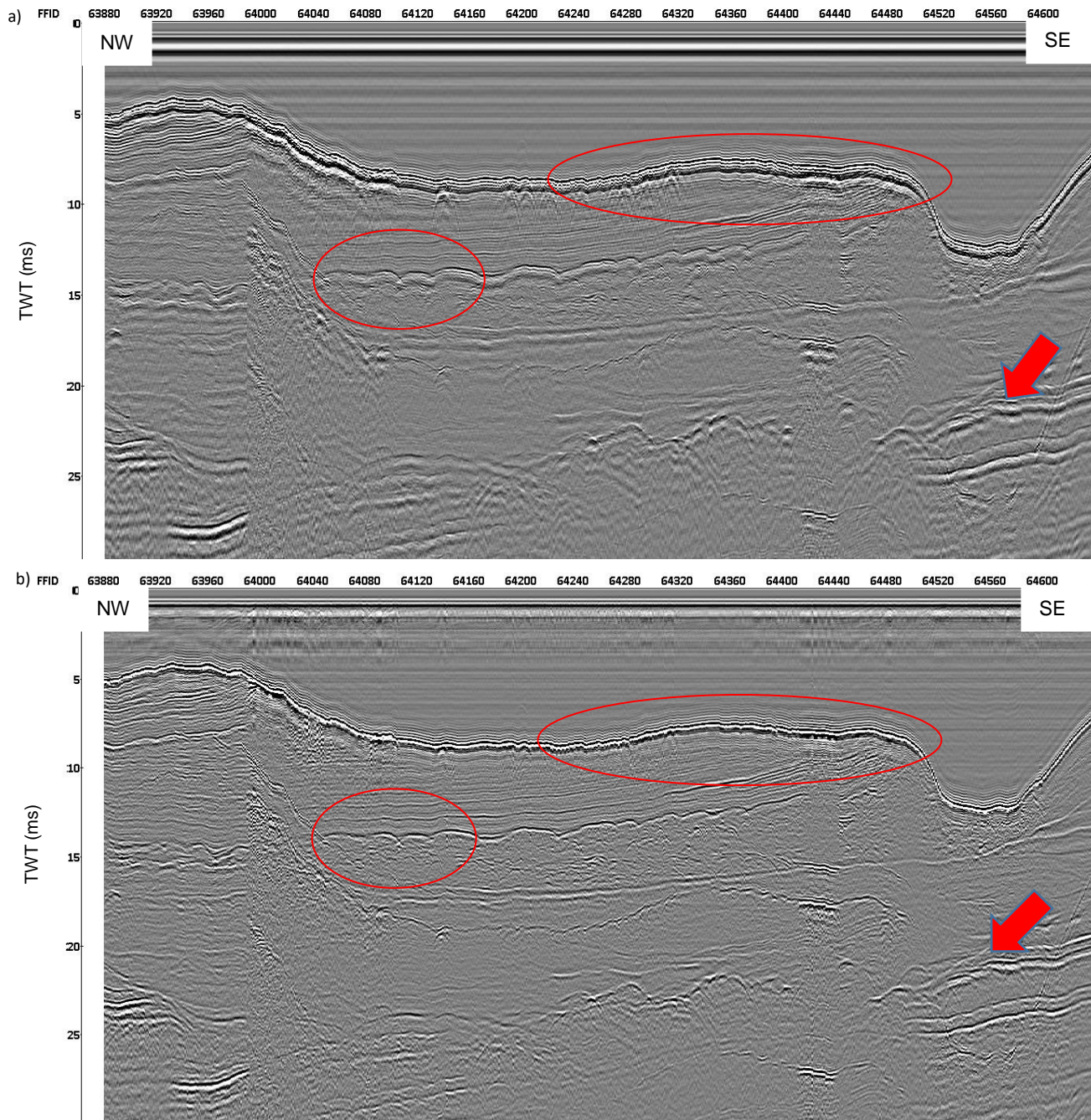


Figura 26: Perfil Sísmico LH03 antes da desconvolução(a) e após a desconvolução (b). Nota-se uma melhoria significativa na resolução vertical da seção sísmica.

IV.2.3. Identificação (*picking*) do Fundo Marinho

Neste fluxo de processamento, identifica-se o fundo marinho no perfil sísmico, para posteriormente ser utilizado como referência para remover todo o sinal existente na coluna de água. A etapa de *First Break Picking* é composta por quatro processos principais:

- *Trace Input*;
- *Trace Header Math*;
- *First Break Picking*;
- *Screen Display*.

O *Trace Header Math* é utilizado para definir o valor que corresponde à profundidade mínima a que o fundo do mar pode ser detetado; este valor é definido para cada linha a processar.

O *First Break Picking* permite-nos configurar os parâmetros para se efetuar o *picking* automático. Primeiramente configura-se o *First Break Time*, que guarda a informação referente ao tempo a que se encontra o fundo marinho na linha, e é definido por *FBPICK*; de seguida, define-se o *First Break Amplitude* que corresponde à amplitude prevista para a reflexão do fundo marinho.

No *horizon* refere-se a distância mínima em que se encontra o fundo marinho; no *window length* introduz-se a amplitude da janela onde se pretende realizar o *picking* automático. Por fim, em *Threshold* seleciona-se a opção *Max*; neste caso foi considerado o valor de 400ms, que corresponde à amplitude encontrada com mais frequência ao longo do fundo marinho. Após a parametrização do *flow* efetuou-se o *picking* automático, o qual necessita de ser ajustado manualmente na janela de visualização da linha. A figura 27, mostra o resultado antes e após o *picking* do fundo marinho, na qual se verifica na seção sísmica, que a região da coluna de água aparece sem sinal.

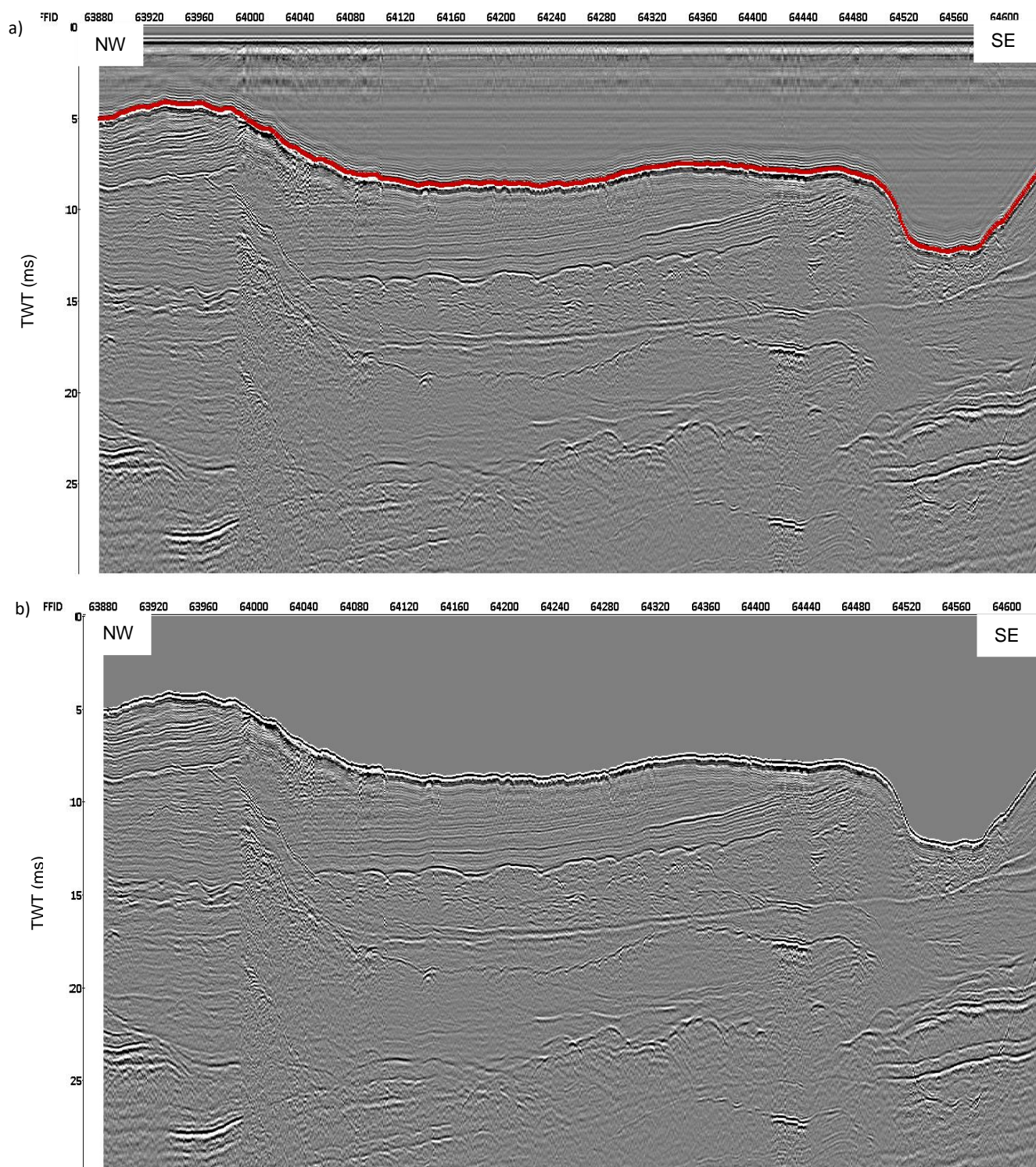


Figura 27: Perfil sísmico LH03 antes do *picking* do fundo (a). A linha a vermelho delimita a área onde foi feita a remoção do sinal na coluna de água. Perfil sísmico após o *picking* do fundo marinho (b). A zona da coluna de água aparece sem sinal.

IV.2.4. Atenuação dos Múltiplos

A energia sísmica que foi refletida mais de uma vez dentro de uma camada é considerada como múltiplo. O processo de atenuação dos múltiplos foi feito utilizando o módulo *Zero-Offset DeMultiple* do software RadexPro. A atenuação do múltiplo foi feita utilizando um comprimento de filtro de 5 amostras, um *white noise level* de 0.1% e uma janela para filtragem de 20 traços.

É necessário ajustar o picking do fundo marinho, no caso do múltiplo não estar ao dobro do tempo de ida e volta da reflexão do fundo. Neste caso, no *Trace Header Math*, considerou-se a profundidade do “peixe” de 1.4m, o que dá um tempo duplo à superfície de 1.9ms (Figura 28).

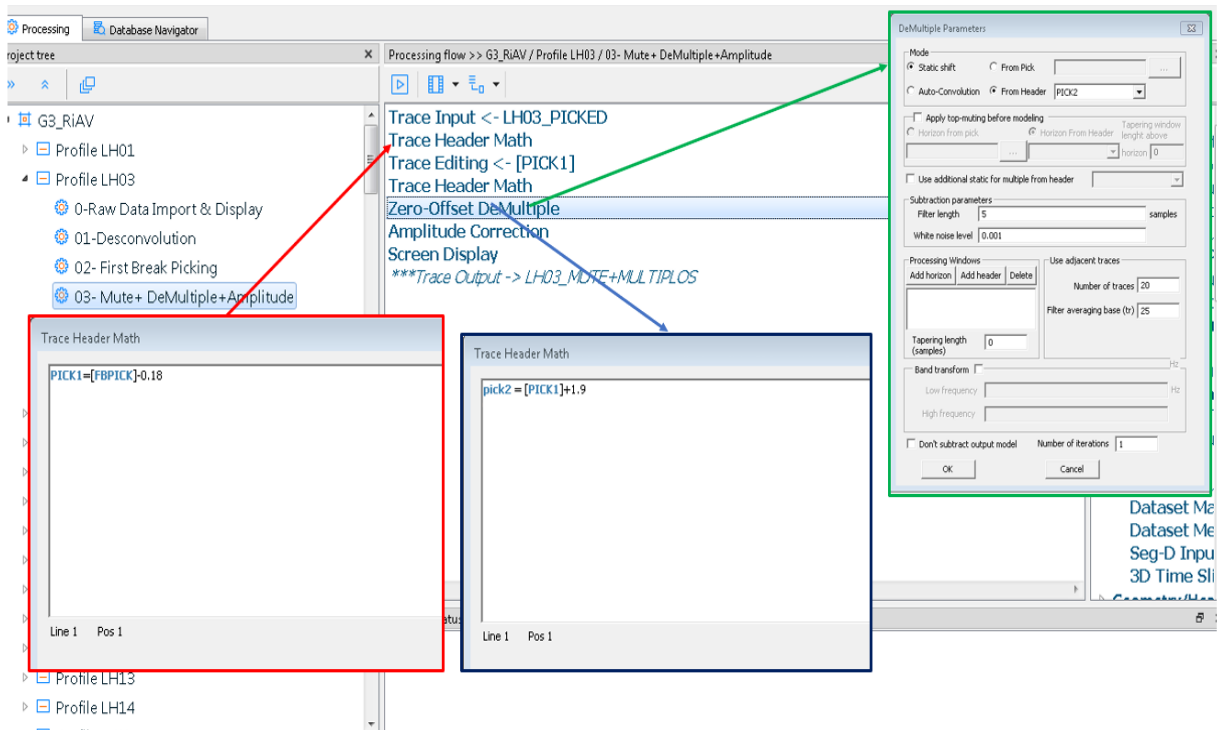


Figura 28: Parametrização do módulo *Zero-Offset DeMultiple* no software RadexPro usado na atenuação dos múltiplos.

Após a aplicação do módulo *Zero-Offset DeMultiple* nota-se que parte significativa da energia múltipla foi atenuada, tornando a seção mais coerente na área assinalada a vermelho (Figura 29).

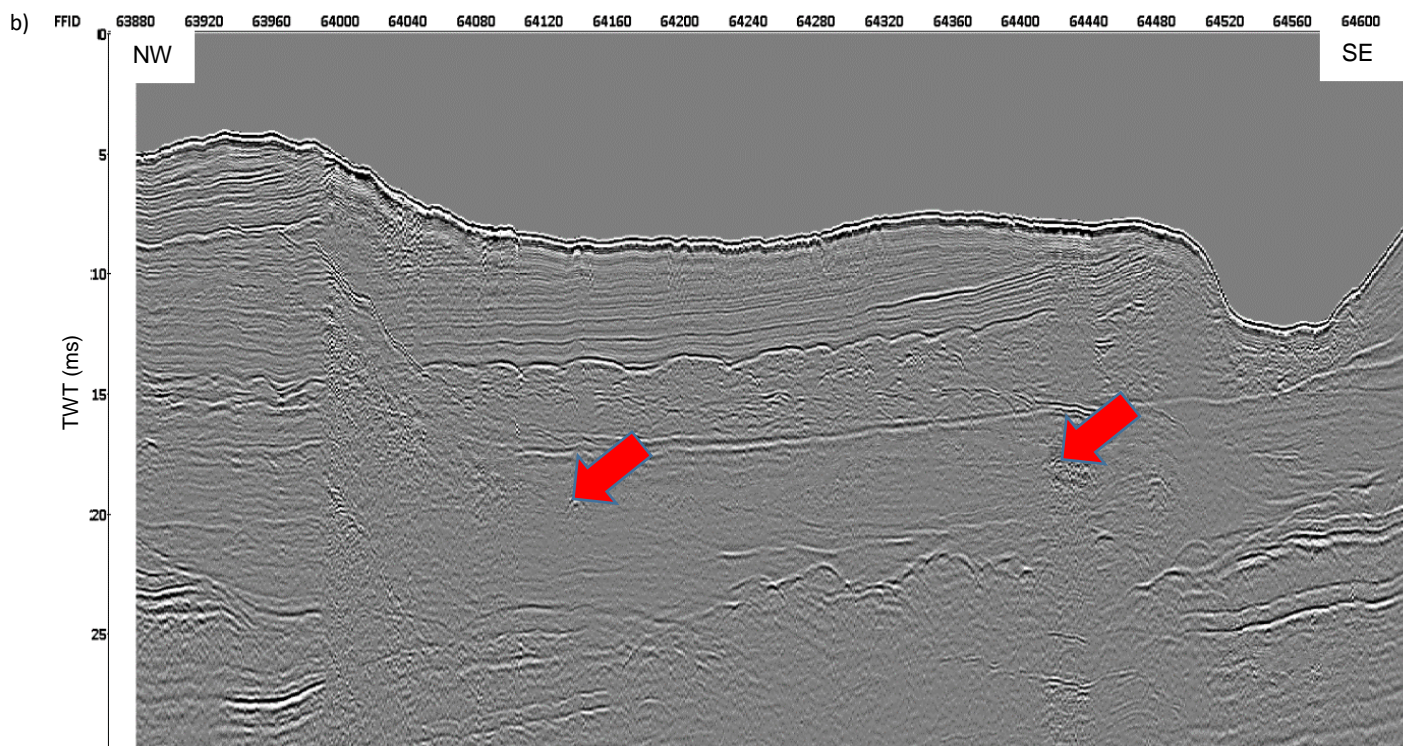
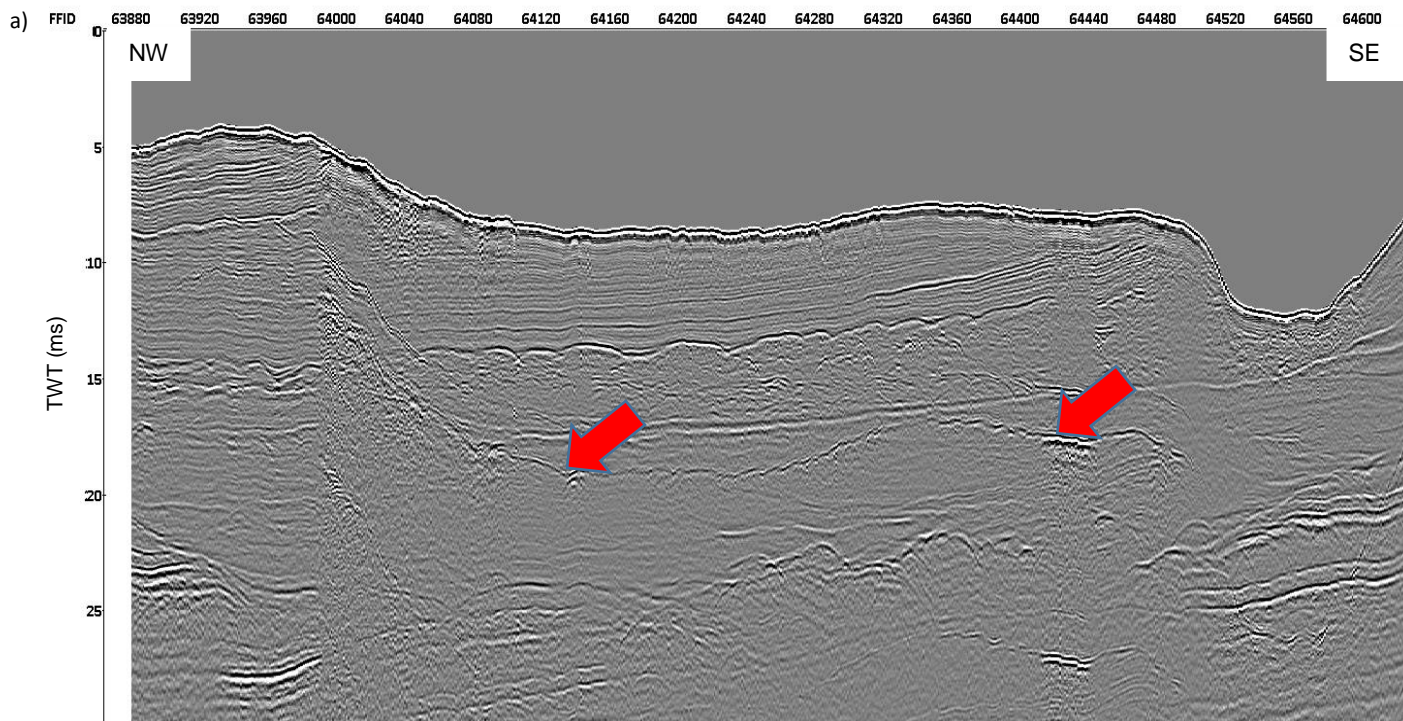


Figura 29: Perfil sísmico LH03 antes da atenuação de múltiplos (a) e após atenuação dos múltiplos (b). Nota-se que parte da reflexão múltipla foi totalmente removida.

IV.2.5. Correção de Amplitudes

Em seguida, efetuou-se a correção da amplitude que é aplicada com o intuito de compensar as perdas de energia das ondas sísmicas durante a propagação. Com o aumento da distância percorrida, esta perda de energia tem como consequência a diminuição da amplitude. As perdas de energia vão ocorrer por divergência esférica e por absorção. O fator de divergência esférica ocorre quando se dá a propagação de uma frente de onda esférica a partir do ponto inicial (fonte). Inevitavelmente, no decorrer do tempo, essa frente ocupará sucessivamente áreas maiores, tendo a energia de ser distribuída por essa área (Figura 30). A perda de energia por absorção consiste essencialmente no fato da energia ser convertida em calor ao atravessar um meio.

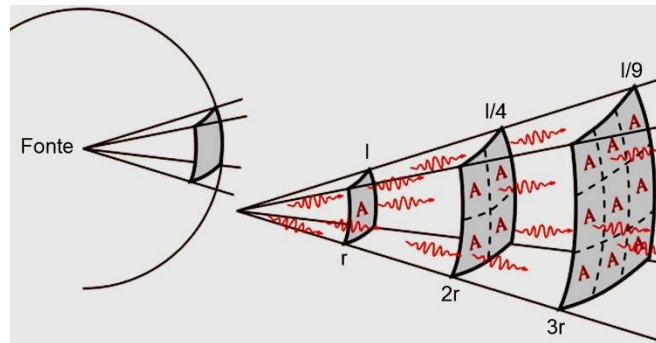


Figura 30: Efeito da divergência esférica, a energia propaga-se ao longo da interface e ocupa uma área maior tendo a ser distribuída. Retirada em: <https://www.scielo.br/img/revistas/rbef/v39n1/1806-1117-rbef-39-01-e1503-gf03.jpg>

No entanto, como a sísmica destes dados é de baixa profundidade, estes efeitos não são muito expressivos; por isso, aplica-se apenas uma pequena função de ganho para evidenciar os refletores mais profundos no perfil sísmico. No software *RadexPro* abre-se a rotina *Amplitude Correction* de seguida, seleciona-se a opção *Time variant scaling* onde se indicam os valores que compõem a função de ganho. É importante referir que este método deve ser aplicado de acordo com a profundidade do fundo e da geologia da subsuperfície, podendo variar entre os perfis. Neste caso (Linha LH03) foi aplicada uma função linear simples para aplicar ganhos até aos 50ms e indicou-se o valor de 8.14ms, que corresponde à profundidade média (em tempo de ida e volta) encontrada ao longo do fundo marinho (Figura 31).

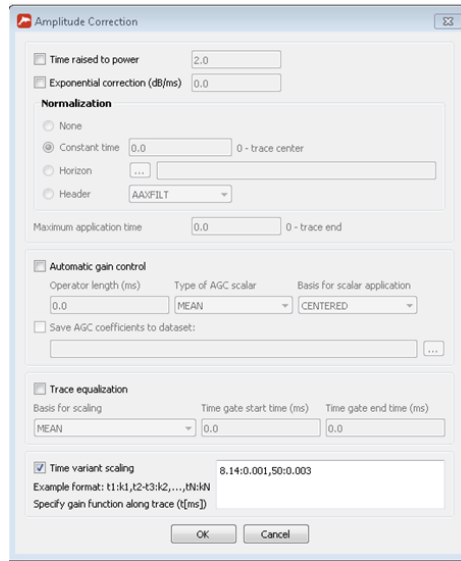


Figura 31: Parametrização da correção de amplitudes na rotina *Amplitude Correction*, do software RadexPro.

Após a aplicação da função de ganho, para corrigir as amplitudes no perfil sísmico, no resultado obtido, verifica-se que as amplitudes das reflexões se tornam mais evidentes, principalmente as reflexões que se encontram a maiores profundidades, como podemos ver na figura 32.

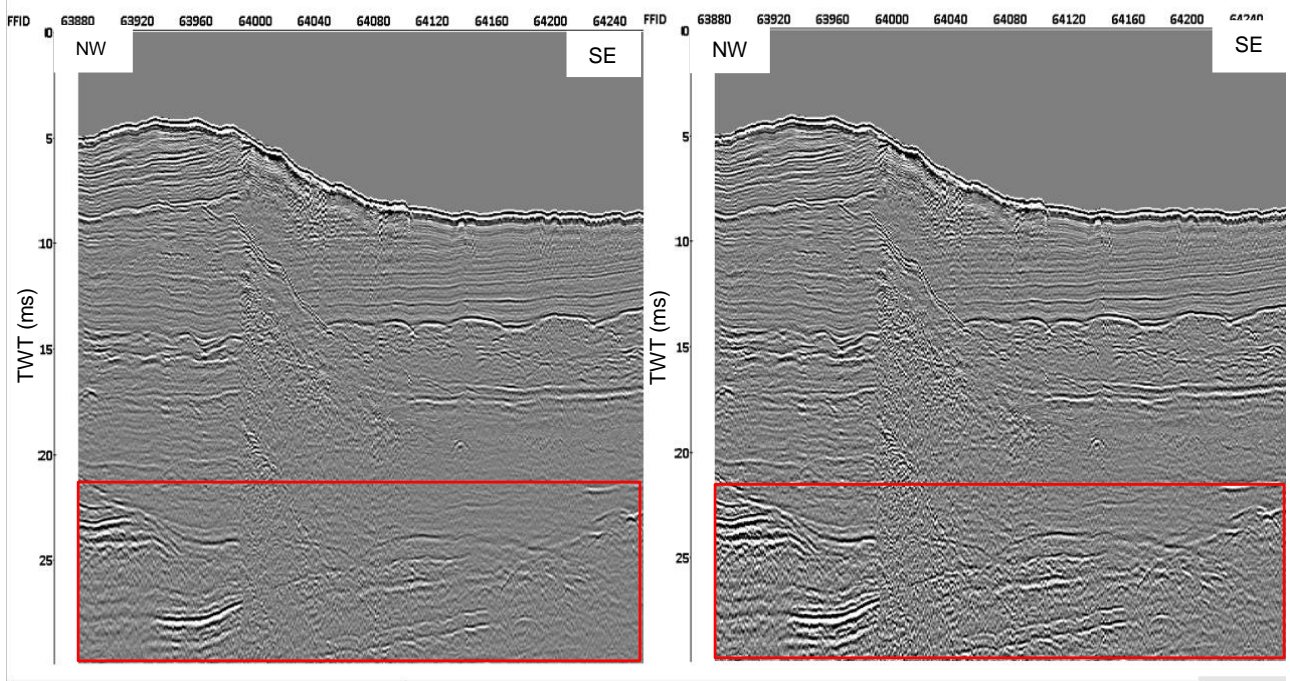


Figura 32: Seção sísmica LH03 antes da correção das amplitudes (esquerda) e após a correção das amplitudes (direita). Após a correção verifica-se que os refletores que se encontram a maiores profundidades, se tornam mais visíveis.

IV.2.6. Migração

A migração é uma etapa importante no processamento dos dados sísmicos, pois, move os refletores para as suas verdadeiras posições, assim como também colapsa as difrações (Figura 33). Contribui com o aumento da resolução horizontal do perfil sísmico e produz uma seção sísmica mais próxima da realidade geológica. O objetivo da migração é fazer com que a seção se pareça semelhante a seção transversal geológica em profundidade (Yilmaz, 2000).

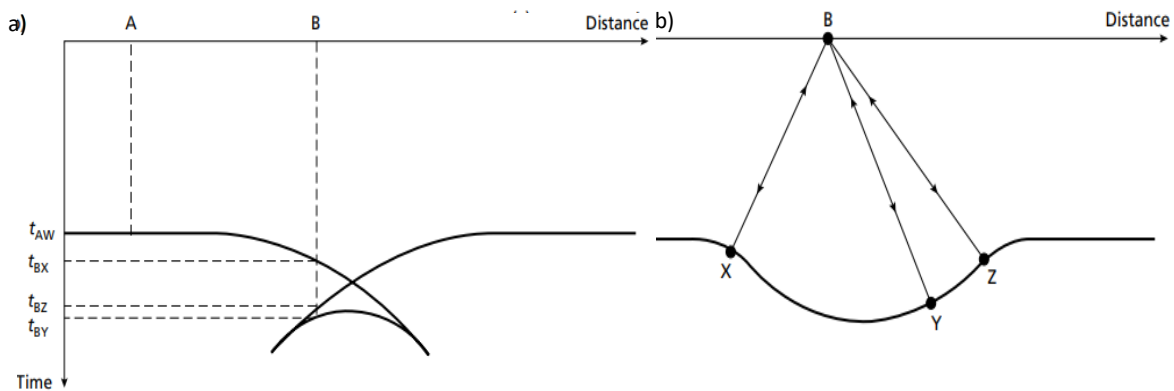


Figura 33: Representação simplificada do efeito da migração. (a) observam-se distorções estruturais na seção que inclui estreitamento do sinclinal. (b) após a aplicação da migração os refletores são reposicionados e as difrações colapsadas.

Existem vários algoritmos para se efetuar a migração. Neste trabalho foi utilizado o *Stolt F-K Migration*, método de migração simples no domínio $f-k$ (frequência e número de onda), que assume uma velocidade média constante (Stolt, 1978).

Deste modo, a migração foi feita utilizando um espaçamento entre os traços sísmicos de 0.3m, em relação ao parâmetro de velocidade; este parâmetro foi ajustado por tentativa de erro até se descobrir a velocidade que melhor atenuou as hipérbolas de difração. Por fim, considerou-se 1.5m/ms. A frequência máxima a migrar foi de 6500Hz e uma inclinação máxima de 45° (Figura 34).

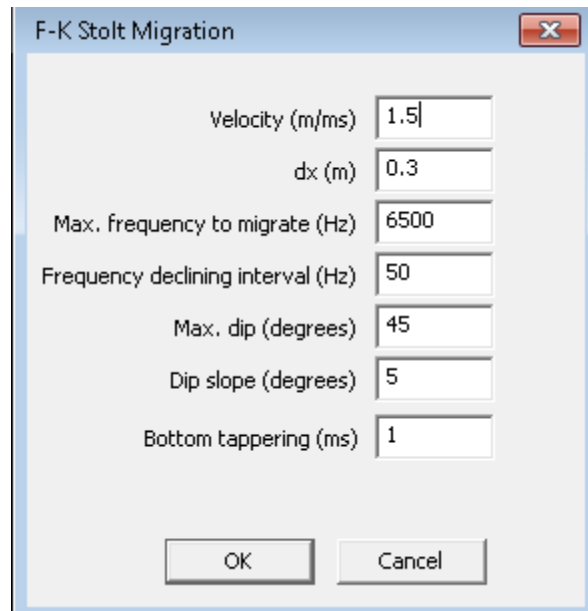


Figura 34: Parâmetros usados para se efetuar a migração F-K Stolt Migration no software RadexPro.

Após a parametrização da migração, efetuou-se uma filtragem, que tem como objetivo eliminar o máximo possível o ruído, sem alterar o sinal (Yilmaz, 2000). Para se verificar as frequências necessárias para eliminar o ruído, recorreu-se à análise espectral anteriormente feita, pelo que se aplicou um filtro de frequências passa banda, do tipo *Butterworth*. No software, o filtro é aplicado por meio da rotina *Butterworth Filtering*, utilizando na opção *Minimum-Phase Filter*, com um declive do filtro de 18dB/Oitava (filtro de 3ª ordem) e definiram-se as frequências de corte para as baixas frequências de 550Hz e para as altas de 6500Hz (Figura 35).

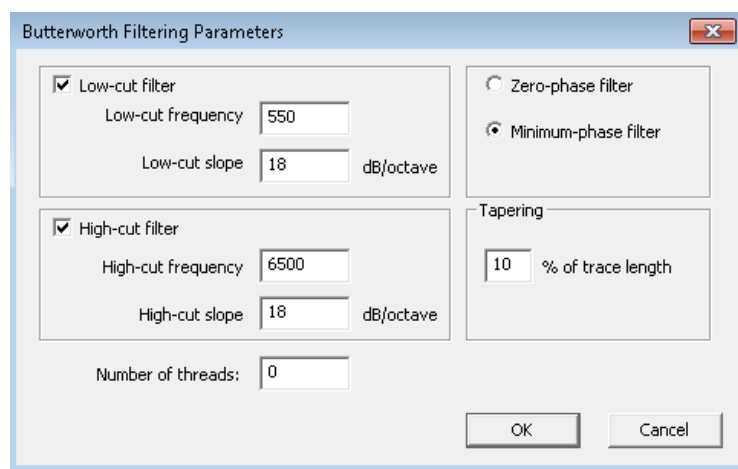


Figura 35: Parâmetros usados para a aplicação do filtro Butterworth.

Verificados os parâmetros usados na aplicação da migração e do filtro, observa-se uma melhoria na representação das camadas, com um colapso das difrações e com a aplicação do filtro verifica-se uma maior coerência nos eventos de reflexão (Figura 36).

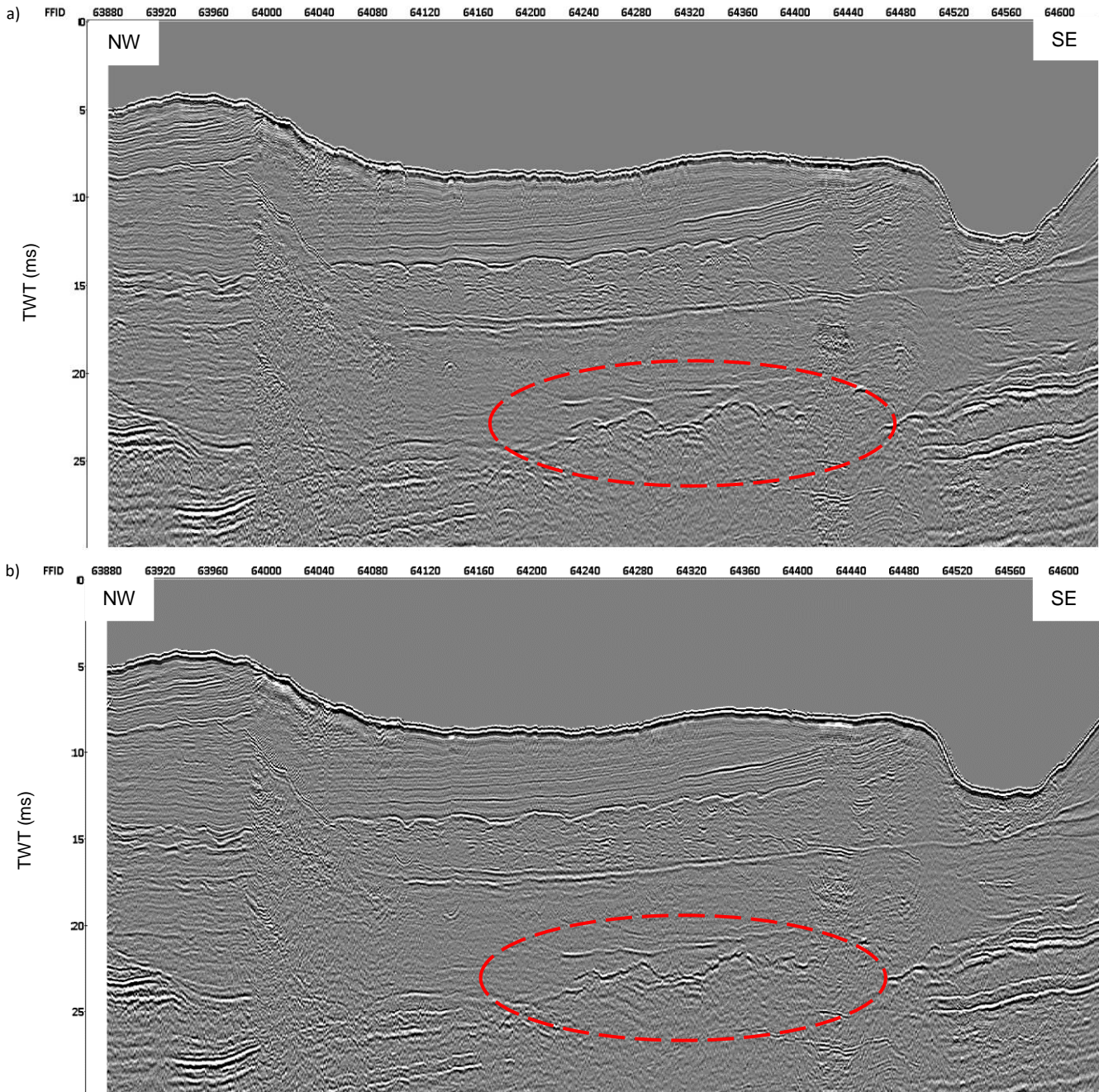


Figura 36: Seção sísmica LH03 antes da migração e filtragem (a) e seção após a migração e filtragem (b). Pode-se notar nas zonas assinaladas a vermelho uma melhoria na apresentação das camadas, os refletores encontram-se reposicionados corretamente e verifica-se também uma maior clareza no sinal sísmico.

IV.2.7. Correções Estáticas

As correções estáticas são aplicadas aos dados sísmicos para reposicionar os refletores para um nível de referência comum (*datum*). São também aplicadas para corrigir os desvios de tempos de chegada gerados pelas variações nas profundidades da fonte e do recetor, e para corrigir o efeito das marés. Nesta etapa de processamento, foram feitas correções relativas às profundidades do equipamento (*Chirp Sonar*), com o objetivo de gerar um novo perfil sísmico que retrate condições de aquisição ao nível da superfície da água. Para este efeito, criou-se um Excel com as profundidades do equipamento em (TWT) para cada perfil sísmico, em seguida, a informação foi incorporada no campo *Depth* do software RadexPro. Para se aplicar as profundidades ao perfil, configura-se a rotina *Apply Statics* e seleciona-se no *Header Word* o *Depth*.

Após feita a correção da profundidade, efetua-se a correção da maré, que é fundamental para apresentar os dados referenciados ao Zero Hidrográfico. A informação das marés é normalmente disponibilizada pelo Instituto Hidrográfico, disposta em tabelas com a data, a hora e respetiva altura (metros) para Preia-Mar e Baixa Mar. Desse modo, foi feita uma compensação aos tempos e a altura para Preia-Mar e Baixa Mar, o qual foi somado ao atraso uma hora. A soma do atraso é feita porque os dados disponibilizados pelo Instituto Hidrográfico, correspondem ao Marégrafo da Barra; por isso, é necessário a soma, porque a máre chega 1 hora mais tarde no ponto mais próximo da área de estudo, no Parranchil. Após a correção, os dados foram introduzidos num software de interpolação (Matlab) e criou-se um gráfico representativo da maré.

No processamento introduziu-se na rotina *Tide Import* a informação referente à maré. Para cada linha é introduzido o dia em que se realizou a aquisição dos dados. Em seguida, configura-se a rotina *Apply Statics*, e seleciona-se no *Header Word* o *STAT1* com o objetivo de aplicar as correções ao perfil sísmico. Após as correções estáticas verifica-se neste caso uma diminuição da profundidade ao longo de toda a secção sísmica (Figura 37).

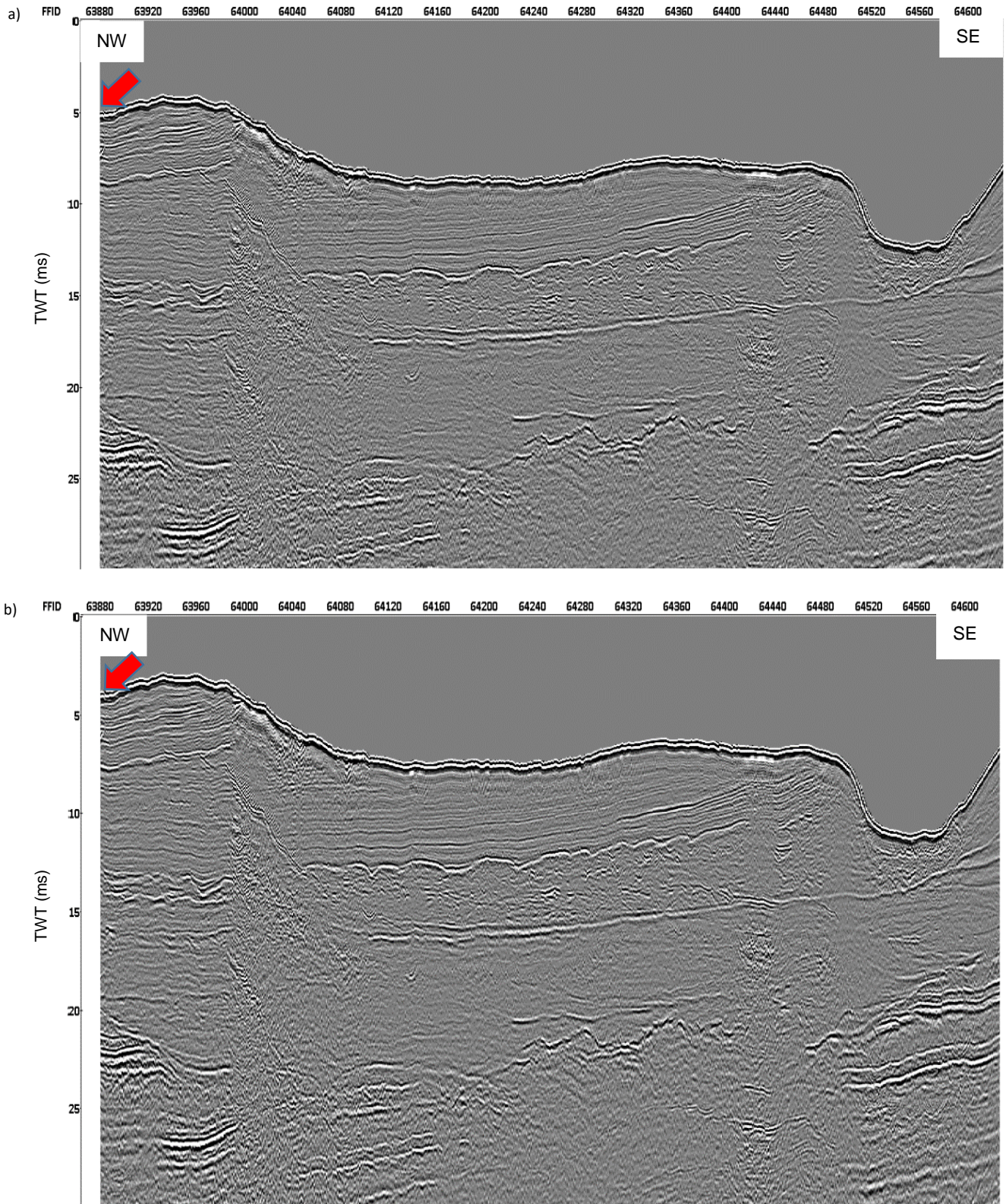


Figura 37: Seção sísmica LH03 antes da correção de estáticas (a) e seção sísmica após a correção de estáticas (b). Verifica-se neste caso uma diminuição da profundidade do perfil sísmico.

IV.2.8 Correção da Navegação

Esta etapa consiste em corrigir as coordenadas de cada traço sísmico, registadas pelo sistema de aquisição (Chirp Sonar) e o recetor GPS, medindo as distâncias entre elas, de modo a garantir um enquadramento geográfico rigoroso do perfil sísmico. No processamento, introduz-se a rotina *Marine Geometry Input*. No separador *Source/streamer geometry* foram indicadas as distâncias relativas à antena GPS. Estes valores são medidos a bordo e registados no livro de bordo, como ilustra a figura 38.

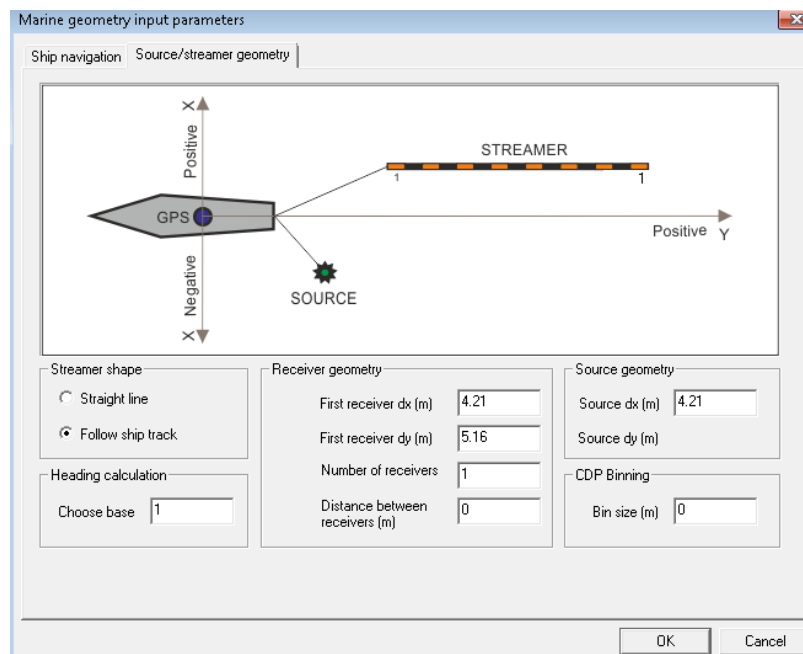


Figura 38: Parametrização da rotina Marine Geometry Input no software RadexPro.

Por fim, foi feita a exportação dos dados processados para o formato SEG-Y. Para tal recorreu-se a rotina SEG-Y Output, definiu-se o nome do novo ficheiro. Em seguida, definiram-se os restantes parâmetros no software. Na figura 39, faz-se uma comparação dos dados sísmicos originais com a secção sísmica final processada. No resultado obtido após o processamento do perfil sísmico, é possível verificar uma imagem coerente e representativa da geologia do fundo marinho. Nota-se que

os refletores se encontram reposicionados, as difrações colapsadas e parte da energia múltipla atenuada.

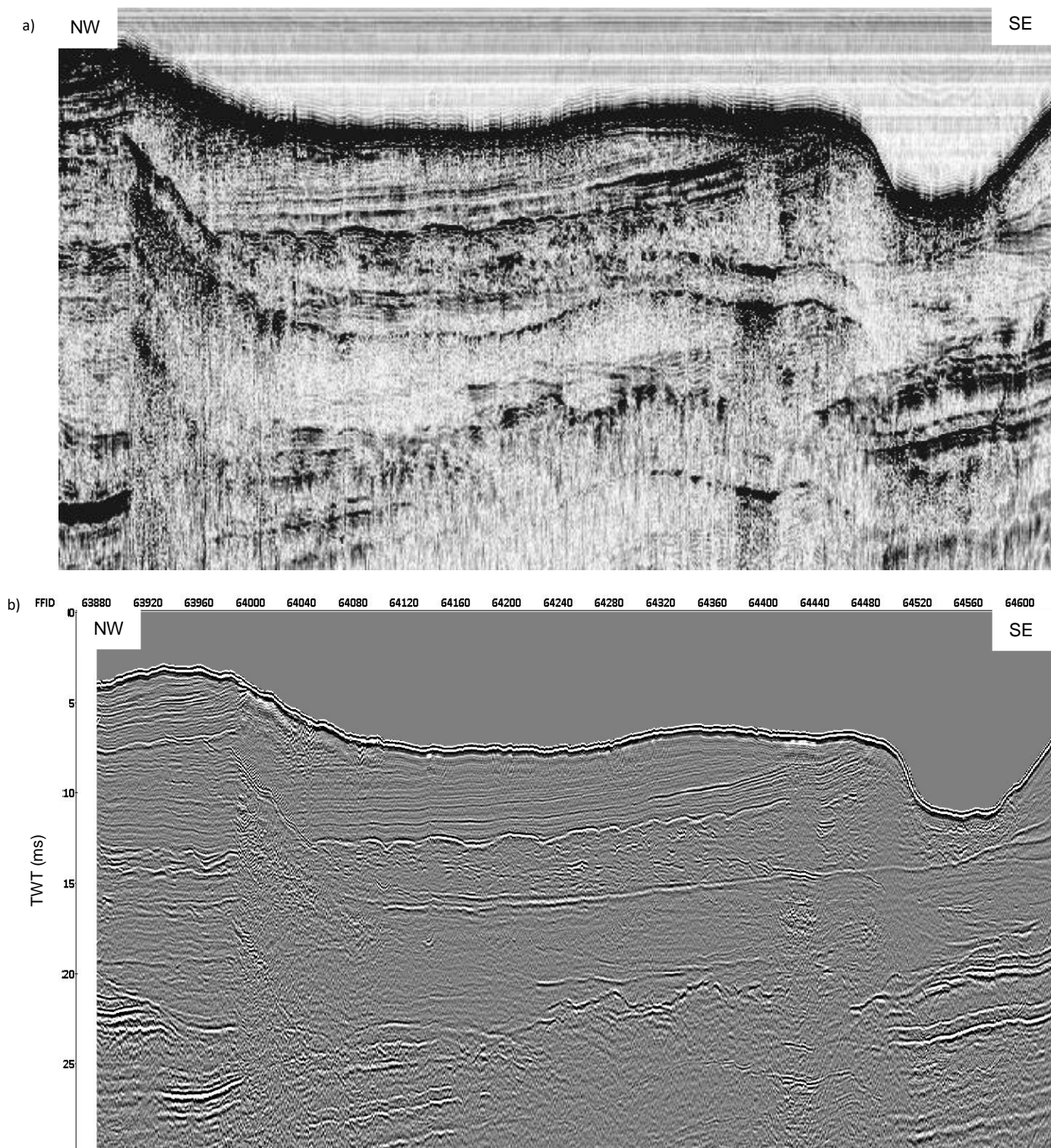


Figura 39: Linha sísmica LH03 (a) Dados sísmicos originais. (b) Resultado obtido após o processamento dos dados sísmicos.

Capítulo V. Interpretação sísmo-estratigráfica do Sector da Marinha das Leitoas, Cale do Espinheiro, Ria de Aveiro.

Neste capítulo apresentam-se os resultados da interpretação dos dados sísmicos da área de estudo, utilizando o software *Kingdom Suite*. Apresenta-se ainda uma breve introdução aos fundamentos e métodos de interpretação sísmica.

V.1. Estratigrafia Sísmica

O processo de interpretação sísmoestratigráfica, consiste em reconhecer, correlacionar e determinar a idade das sequências sísmicas, cartografar e interpretar as fácies sísmicas (Mitchum *et al.*, 1977).

A estratigrafia sísmica é uma ferramenta importante na interpretação sísmica, porque privilegia as relações geométricas entre superfícies, assentando na interpretação dessas relações, em particular no reconhecimento de conjuntos de estratos limitados por discordâncias. Roque (2007), descreve três principais fundamentos da estratigrafia sísmica que assentam nos seguintes pressupostos:

a) a sedimentação é um processo cíclico; b) as reflexões sísmicas primárias são produzidas nos locais onde se verifica um contraste abrupto de impedância acústica, correspondendo a superfícies de estratificação e a discordâncias; c) as reflexões têm significado cronostratigráfico.

A interpretação das linhas sísmicas é feita com base na identificação dos diferentes tipos de relações geométricas entre as reflexões, de modo a definir as sequências sísmicas e os seus limites. Mitchum *et al.* (1977), descrevem os principais critérios e procedimentos para a interpretação sísmo-estratigráfica com finalidade de analisar as sequências e fácies sísmicas.

V.2. Análise das Sequências Sísmicas

O aspeto importante na análise das sequências sísmicas é a separação das principais unidades deposicionais (sequencia deposicional) na seção. Define-se por

sequência deposicional, uma unidade estratigráfica constituída por uma sucessão contínua de estratos, geneticamente relacionados e limitada na base e no topo por discordâncias (superfícies de erosão ou não deposição, que separam estratos recentes de rochas mais antigas e representam uma lacuna temporal significativa) ou pelas suas conformidades correlativas (Mitchum *et al.*, 1977).

Numa sequência sísmica, é interpretada a geometria e terminações das reflexões que estão determinadas por superfícies de discontinuidades (Figura 40). É possível identificar cinco tipos de terminações de reflexões: *onlap*, *downlap*, *toplap*, truncatura e concordância, que são o principal critério para reconhecer os limites superior e inferior de uma sequência sísmica (Mitchum *et al.*, 1977)

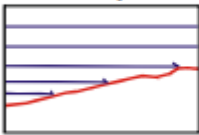
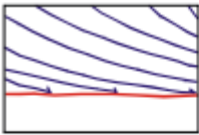
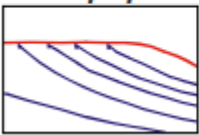
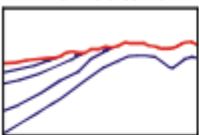
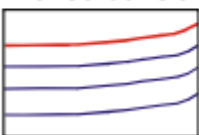
Terminação das reflexões	Definição	Interpretação geológica
<p>Onlap</p> 	Terminação lateral progressiva de reflexões inicialmente horizontais ou inclinadas contra uma superfície com inclinação superior.	É indicador de não deposição. Em alguns locais este padrão de terminação de reflexões é controlado pelas irregularidades do fundo. Constitui o indicador mais fiável para identificar o limite inferior de uma sequência sísmica.
<p>Downlap</p> 	Terminação lateral de uma reflexão inicialmente inclinada contra uma superfície de menor inclinação ou horizontal.	É frequentemente indicador de um hiato de não deposição.
<p>Toplap</p> 	Terminação tangencial de reflexões inclinadas contra uma superfície suprajacente com menor inclinação.	É considerado uma evidência de não deposição (<i>sedimentary bypassing</i>). Raramente resulta de erosão.
<p>Truncatura</p> 	Terminação lateral das reflexões contra uma superfície discordante de origem erosiva ou estrutural que limita superiormente uma sequência sísmica.	Indica a presença de uma superfície erosiva ou estrutural. Trata-se do critério mais fiável para identificar o limite superior de uma sequência sísmica.
<p>Concordância</p> 	As reflexões apresentam uma disposição sensivelmente paralela ao limite superior/inferior de uma sequência sísmica, estando ausente qualquer discontinuidade angular.	Manutenção das condições deposicionais.

Figura 40: Tipos de terminação das reflexões e a respetiva interpretação geológica. Adaptado de Mitchum *et al.* (1977).

V.3. Análise de fácies sísmicas

Na análise de fácies sísmicas, são considerados um conjunto de parâmetros sísmicos tais como a geometria e carácter das reflexões, configuração interna das reflexões e forma externa das unidades sísmicas, que permitem caracterizar uma unidade sísmica e individualizá-la das unidades adjacentes.

As características das reflexões dentro dos eventos sísmicos, podem ser classificadas em termos de sua continuidade, atitude dentro da unidade, amplitude, frequência. Estas características, estão relacionadas com elementos geológicos dentro das fácies litológicas. As unidades de fácies podem cruzar os limites da sequência deposicional.

O limite da sequência geralmente reflete a uma mudança repentina na distribuição de fácies, porque um hiato de tempo é capturado na superfície. O objetivo dos estudos estratigráficos sísmicos, é interpretar as unidades elementares de fácies sísmicas em termos de ambiente de deposição. Portanto, é importante reconhecer as várias configurações de reflexão interna (Figura 41), referidas por Mitchum *et al.* (1977), que incluem: configurações paralelas, sub-paralelas, onduladas, divergentes, cliniformas, *shingled* (baixo ângulo), *Hummocky* (algum grau de organização interna), caótico e livre de reflexão.

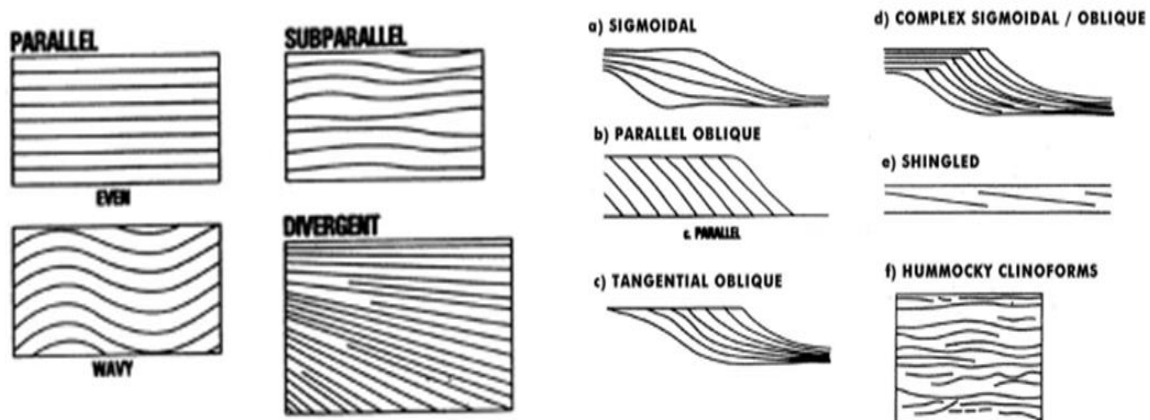


Figura 41: Configurações internas das reflexões e ambientes de deposição relacionados. Obtido de Mitchum *et al.* (1977).

V.4. Interpretação sísmica da área de Estudo

A fim de criar uma interpretação sísmo-estratigráfica para a área de estudo, os ficheiros SEG-Y processados foram importados no *software* de interpretação *Kingdom Suite* da *IHS Markit*. Antes de se iniciar a interpretação, é necessário verificar e corrigir a navegação, de maneira a garantir que os perfis sísmicos se encontrem na localização correcta. Após a correção da navegação, é feita uma análise cruzada da reflexão do fundo do mar, para identificar e corrigir os erros verticais locais existentes. Todos os perfis apresentados neste trabalho (Figura 42), estão representados em tempo (ida e volta; TWT-Two way Time).

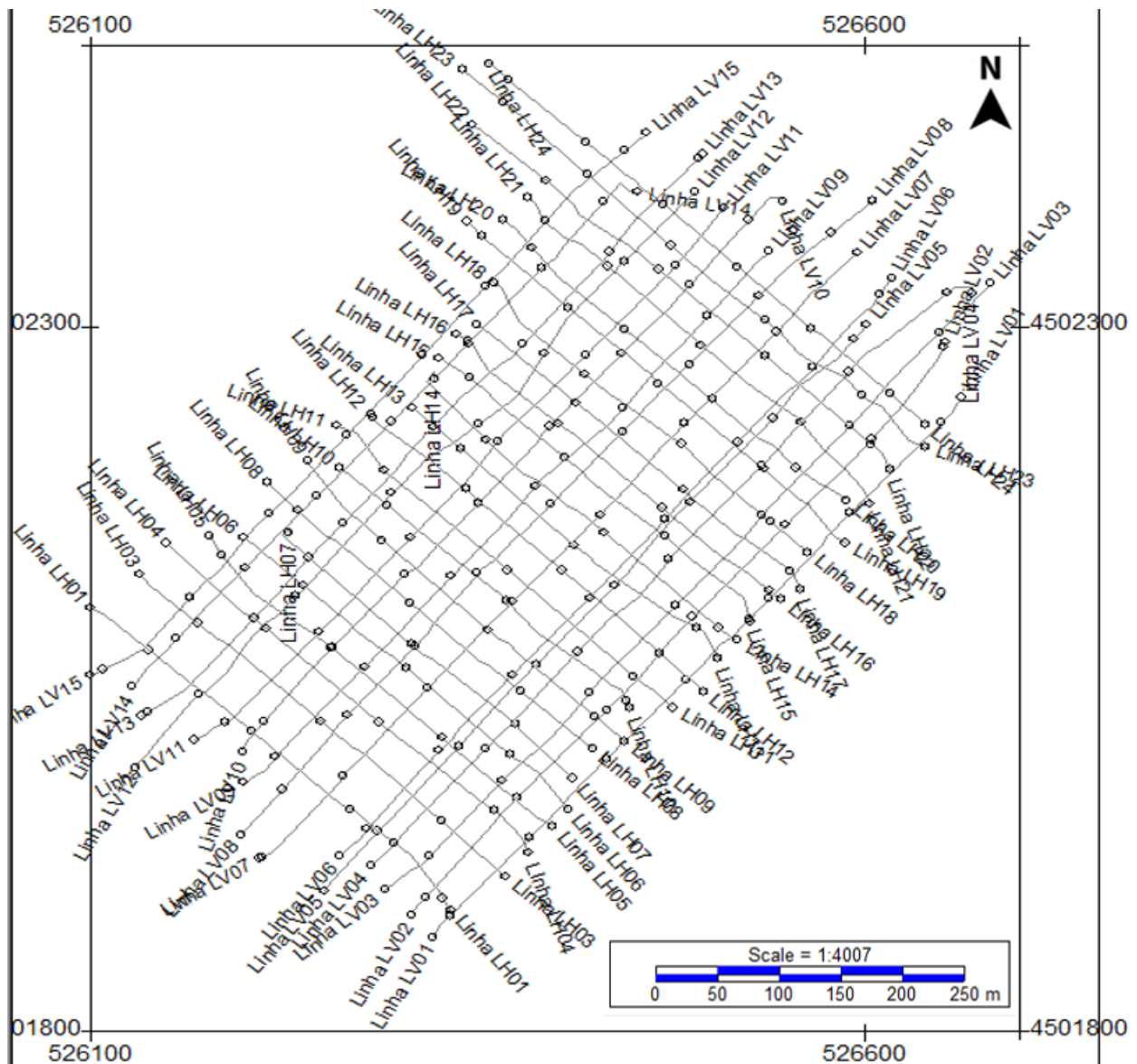


Figura 42: Mapa com as linhas sísmicas interpretadas no software Kingdom Suite.

V.5. Interpretação Geológica da área de Estudo

Foram identificadas 20 unidades sismo-estratigráficas principais que se distinguem, pelo carácter das suas reflexões internas e que se encontram separadas por discordâncias (Figura 43).

Não existem ainda sondagens na área concreta onde foram adquiridos os perfis sísmicos. Só após a execução de uma campanha de sondagens nesta área, se poderá definir detalhadamente a litologia. Na ausência desta informação, pode-se, no entanto, considerar a sua possível natureza com base na Carta Geológica 1:50000 da Região de Aveiro (ver Capítulo II) e dados de sondagens na vizinhança da área de trabalho. As unidades mais superficiais são sedimentos recentes que se formaram no Quaternário. São constituídas por lodos, areias finas a médias e por aluviões do Holoceno; estão identificadas como unidades H1 a H10 (Figura 43).

As unidades abaixo da superfície erosiva-1 (SE1, horizonte verde), formaram-se no Cretácico. São caracterizadas pela formação das Argilas de Aveiro, que corresponde a uma unidade constituída litologicamente por argilas cinzentas esverdeadas, por vezes arenosas, de tons castanhos avermelhados e margas acinzentadas com intercalações de calcários margosas em regra dolomíticos, que afloram na região de Aveiro. A formação de Argilas de Aveiro depositou-se no Campaniano-Maestrichtiano. Fazem também parte do Cretácico, as formações de Grés constituídas por grés margosos, argilosos e micáceos e a formação carbonatada, constituída por calcários margosos, margas e grés fino margosos (Rocha, 1993).

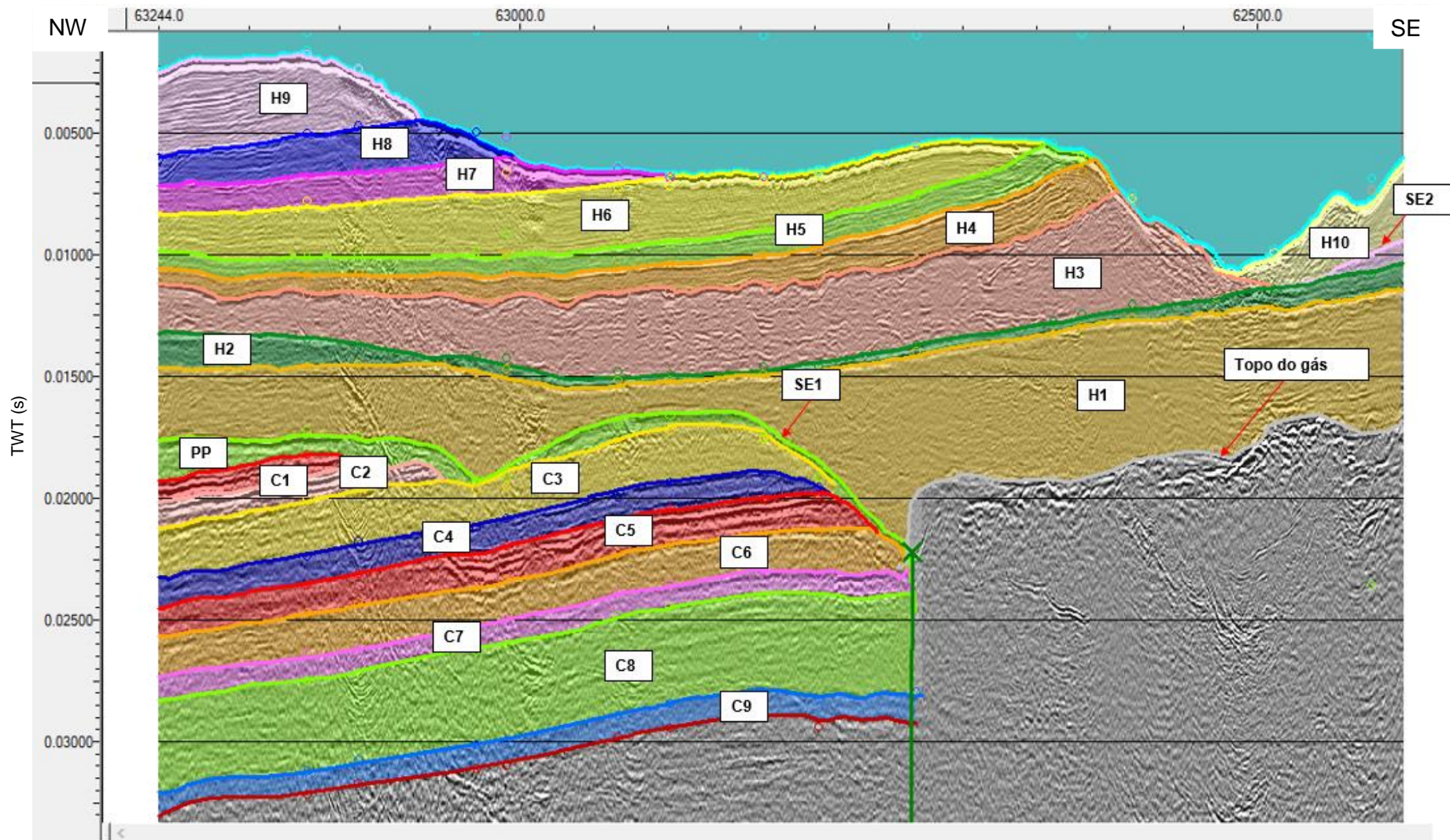


Figura 43: Secção sísmica (Linha LH04), com a interpretação das unidades sismoestratigráficas, da área de estudo. Observa-se ainda um campo de gás no extremo SE da linha. Escala vertical em segundos (TWT).

V.6. Caraterização dos Horizontes do fundo

V.6.1. Fundo Marinho

O fundo do mar foi interpretado em todas as secções sísmicas com o uso da ferramenta *2D Auto-Fill*. Em casos particulares foi usado o *picking* manual, do *Kingdom Suite*. O fundo revela várias estruturas com configurações variáveis. Foi possível identificar uma estrutura correspondente a um canal superficial, extenso com uma direcção aproximada N-S (Figura 44 e 45), claramente visível ao longo das linhas sísmicas adquiridas e é também visível estruturas que sejam provavelmente evidências de acumulação e escape de gás (Figura 45).

O fundo do mar apresenta uma estrutura pouco complexa que varia entre 2.8 e 12.86ms (TWT), que corresponde cerca de 2.1 e 9.65m. É mais profundo na parte onde se encontra o canal.

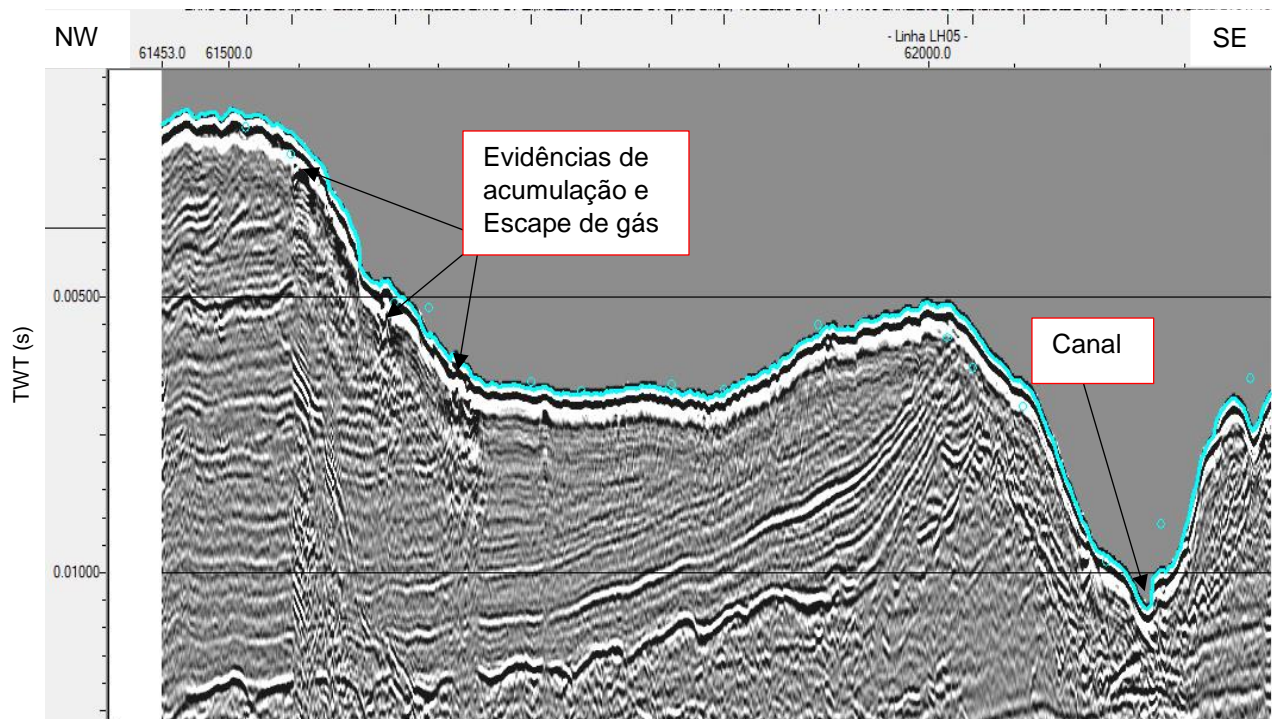


Figura 44: Linha sísmica LH06 que cruza o canal superficial. Observam-se também estruturas que provavelmente estejam relacionadas a evidências de escape gás nas camadas sedimentares. Escala vertical em segundos (TWT).

Após a identificação e caracterização do fundo marinho, efetuou-se uma interpolação do horizonte, de forma a permitir uma visualização integrada e de maior escala em 2D e 3D (Figura 45). Ferramenta importante na identificação e delimitamento das principais estruturas.

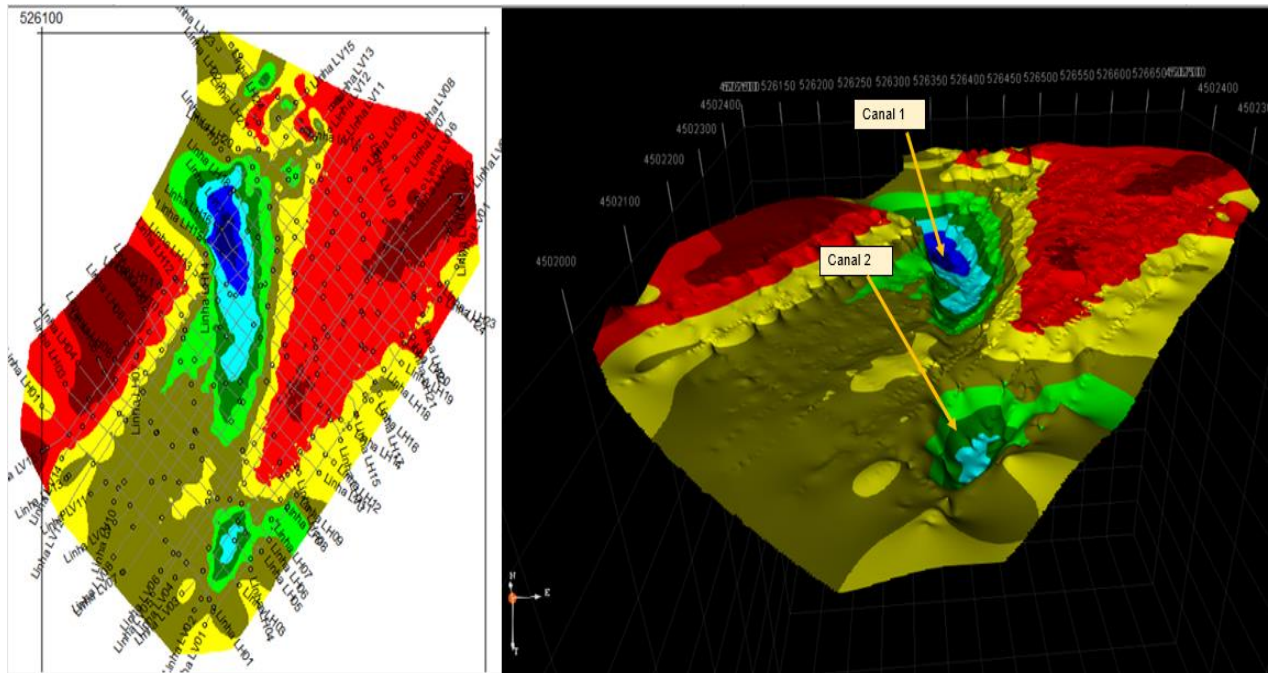


Figura 45: Fundo da Ria exibido num mapa 2D (a) e em visualização 3D(b) .

V.6.2. Unidade H9

A unidade sísmica H9, é separada no topo pelo fundo do mar e na base pelo topo da unidade H8 (Linha azul, figura 46). A espessura máxima desta camada na linha LV15, em tempo (TWT) é de 4,87ms. Assumindo uma velocidade de 1600m/s, a espessura em metros corresponde a 3.89m.

Esta unidade é caracterizada por refletores com boa continuidade e com elevada amplitude. Apresenta reflexões bem definidas com configurações transparentes mais à superfície, sub-paralelas à sigmoidais (Figura 46).

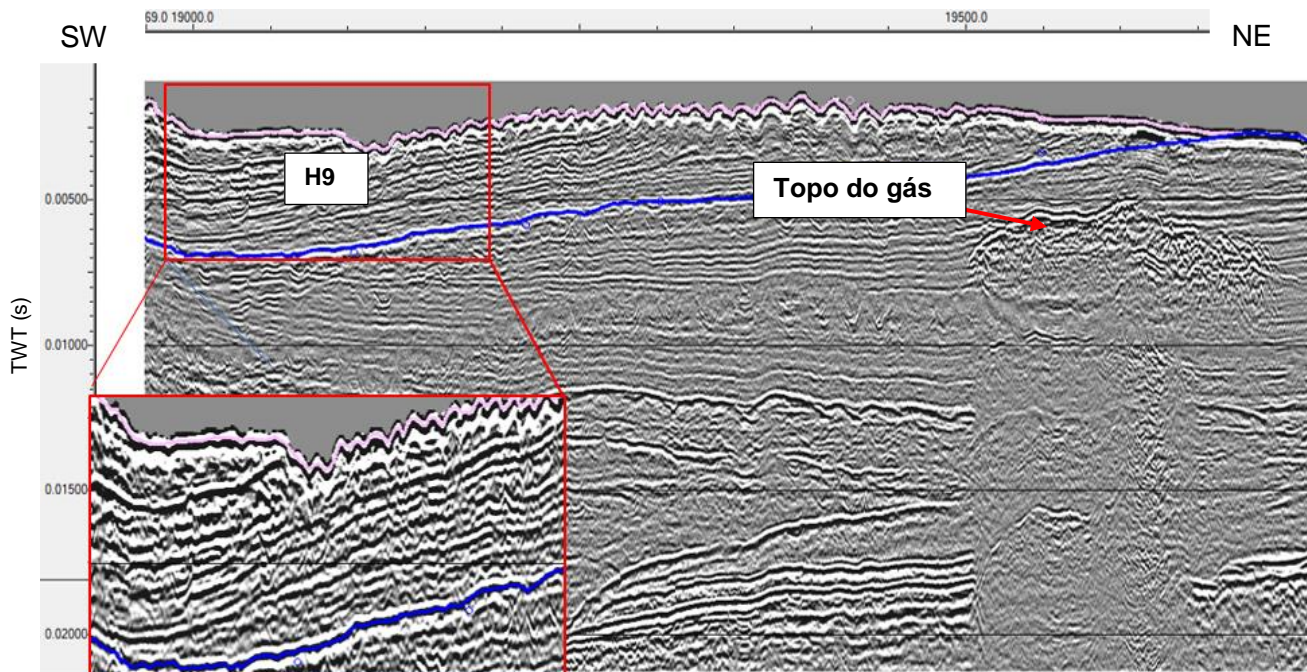


Figura 46: Linha sísmica LV15 com interpretação da unidade H9. Delimitada pelo fundo marinho e o topo da unidade H8. Escala vertical em segundos (TWT)

O topo da unidade H9 (Horizonte HR25), encontra-se a uma profundidade entre 1.25 e 6.5ms (TWT) abaixo da superfície da água e é observado apenas nas linhas longitudinais LV12, LV13, LV14 e LV15. (Figura 47).

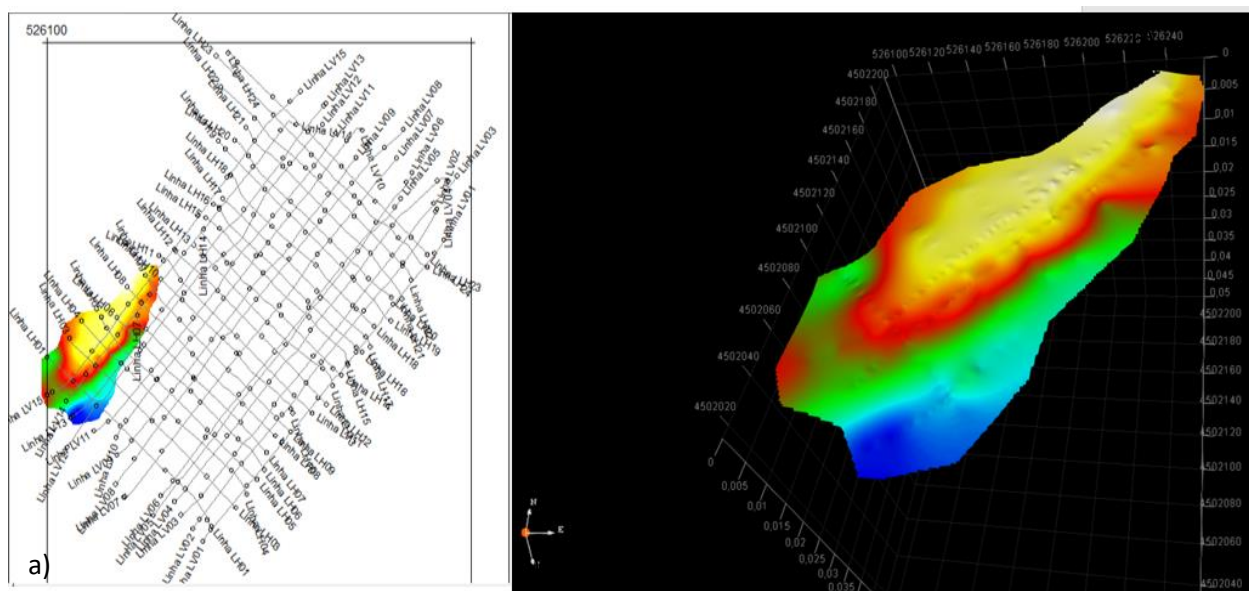


Figura 47: Horizonte HR25, correspondente ao topo da unidade H9. Exibido em um mapa 2D (a) e em uma visualização 3D (b).

V.6.3. Unidade H8

Unidade subjacente, separada no topo pela unidade H9 e na base pela unidade H7. Tem alguma continuidade lateral. Na linha sísmica LV15 a espessura desta camada varia entre 1.3 a 2.15ms (TWT). Assumindo uma velocidade de 1600m/s, corresponde a 1.04 a 1.72m.

É caracterizada por refletores fortes, bem definidos, semitransparentes em algumas áreas e contínuos. Apresenta reflexões com configurações paralelas e notam-se algumas reflexões internas que poderão ser artefactos (Figura 48).

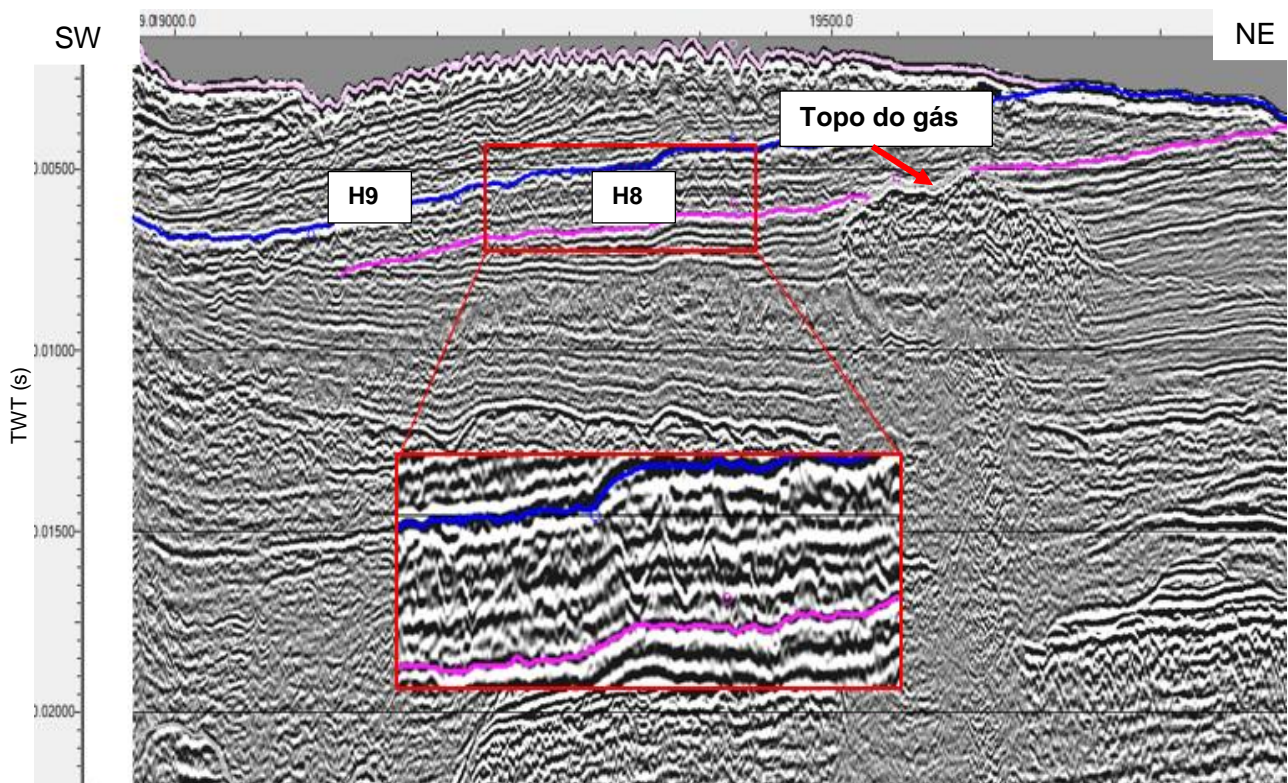
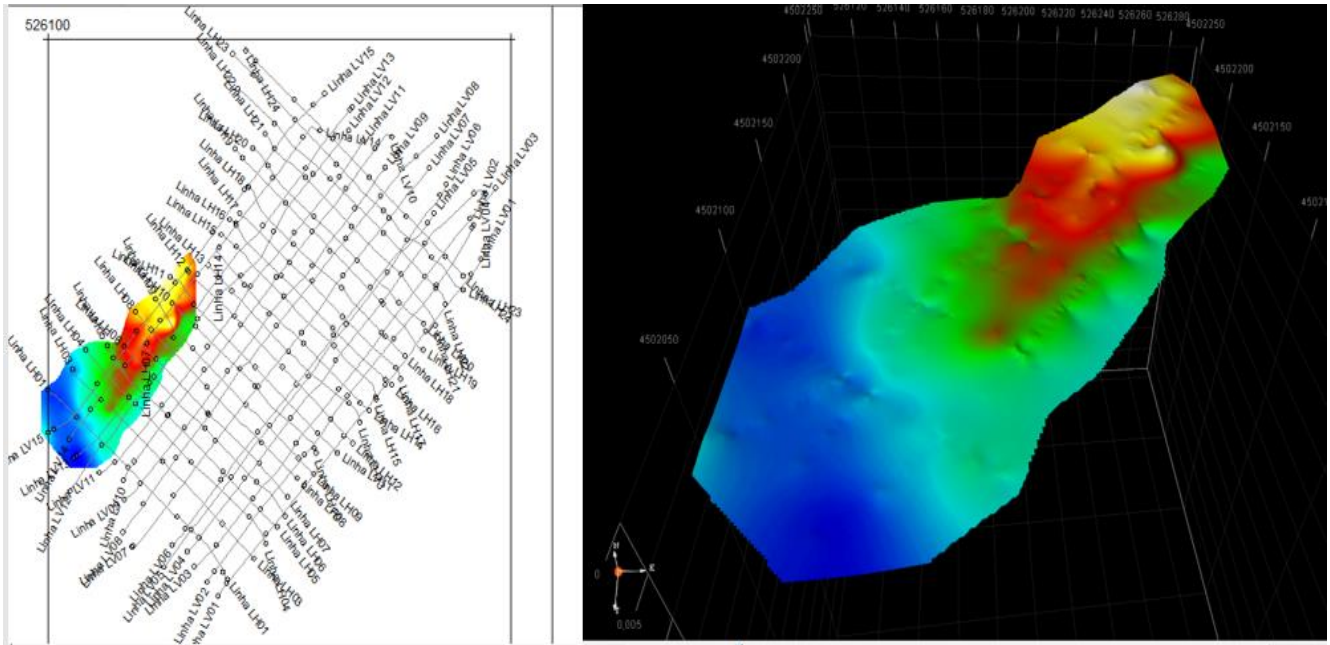


Figura 48: Linha sísmica LV15 com interpretação da unidade H8. Separada no topo pela unidade H9 e na base pelo horizonte HR15 (Rosa). Observa-se um campo de gás na base da unidade.

O horizonte HR14 que corresponde ao topo da unidade (em azul), encontra-se a uma profundidade entre 2.2 e 7.2ms (TWT) abaixo da superfície da água. É observada apenas nos perfis sísmicos LV12, LV13, LV14 e LV15, como podemos verificar no mapa 2D (Figuras 49).



a)

b)

Figura 49: Horizonte HR14, que corresponde ao topo da unidade H8. Exibido em um mapa 2D (a) e em uma visualização em 3D (b).

V.6.4. Unidade H7

Limitada no topo pela unidade H8 e na base pela unidade H6, e marcada por uma elevada continuidade lateral. A espessura desta camada na linha LV15 varia de 0-2.2ms (TWT). Assumindo uma velocidade de 1600m/s, corresponde a 0 -1.76m. É caracterizada por refletores fortes, bem definidos e concordantes, o que significa que a unidade mantém condições calmas de deposição. Apresenta reflexões com configurações paralelas e semi-paralelas (Figura 50).

O topo desta unidade encontra-se a uma profundidade entre 2.3 e 8.1ms (TWT) abaixo da superfície da água (Figura 51), e é possível identificar um campo de gás que se acumulou no seu topo.

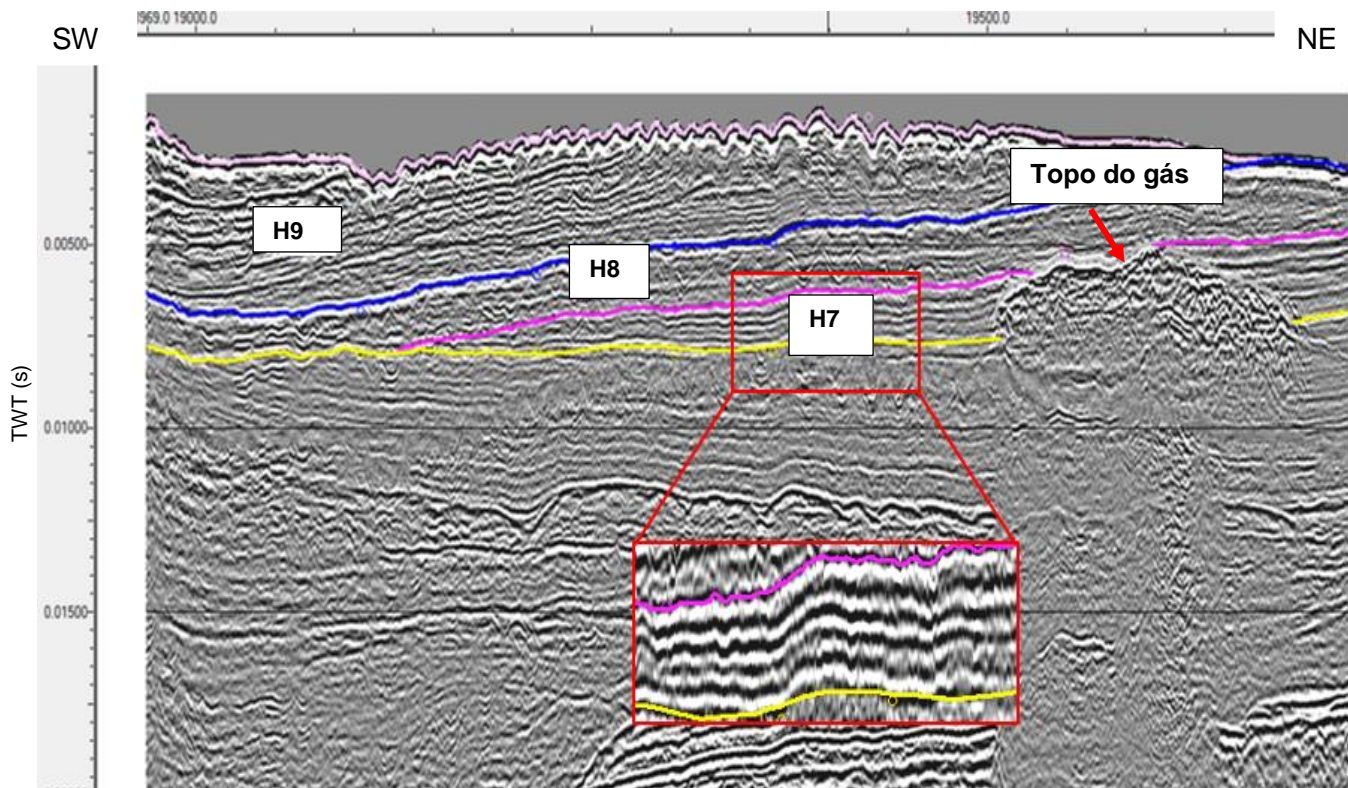


Figura 50: Linha sísmica LV15 com interpretação da unidade H7, caracterizada por reflexões paralelas. Escala vertical em segundos (TWT).

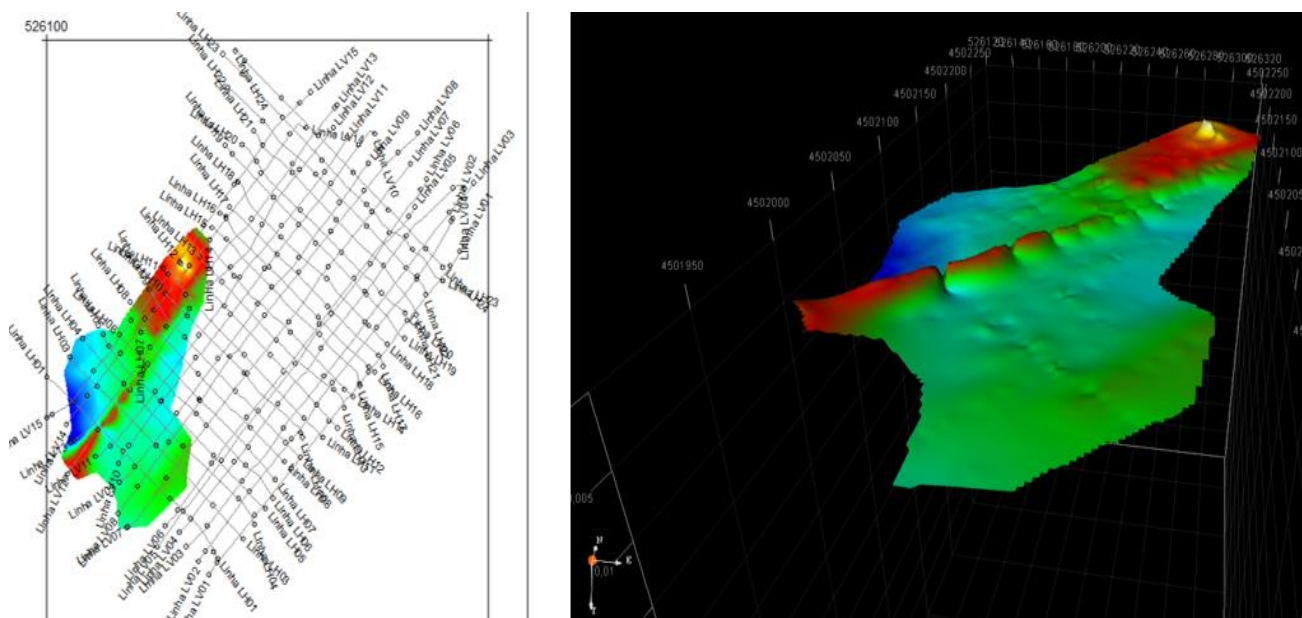


Figura 51: Horizonte H15, que corresponde ao topo da unidade H7, exibido em um mapa 2D (a) e em uma visualização 3D (b).

V.6.5. Unidade H6

A unidade sísmica H6 é separada no topo e na base por refletores bem definidos das unidades H7 e H5 respectivamente. É caracterizada por refletores parcialmente fortes, contínuos a localmente descontínuos. As configurações podem ser classificadas como paralelas e sub-paralelas (Figura 52). Nos perfis sísmicos, esta unidade tem um caráter relativamente transparente em algumas áreas, na qual, não se observam evidências de refletores. Sua espessura é variável até um máximo de 0.41 a 3.3ms (TWT) na linha LV15. Assumindo uma velocidade de 1600m/s, a espessura em metros corresponde a 0.33 a 2.64m.

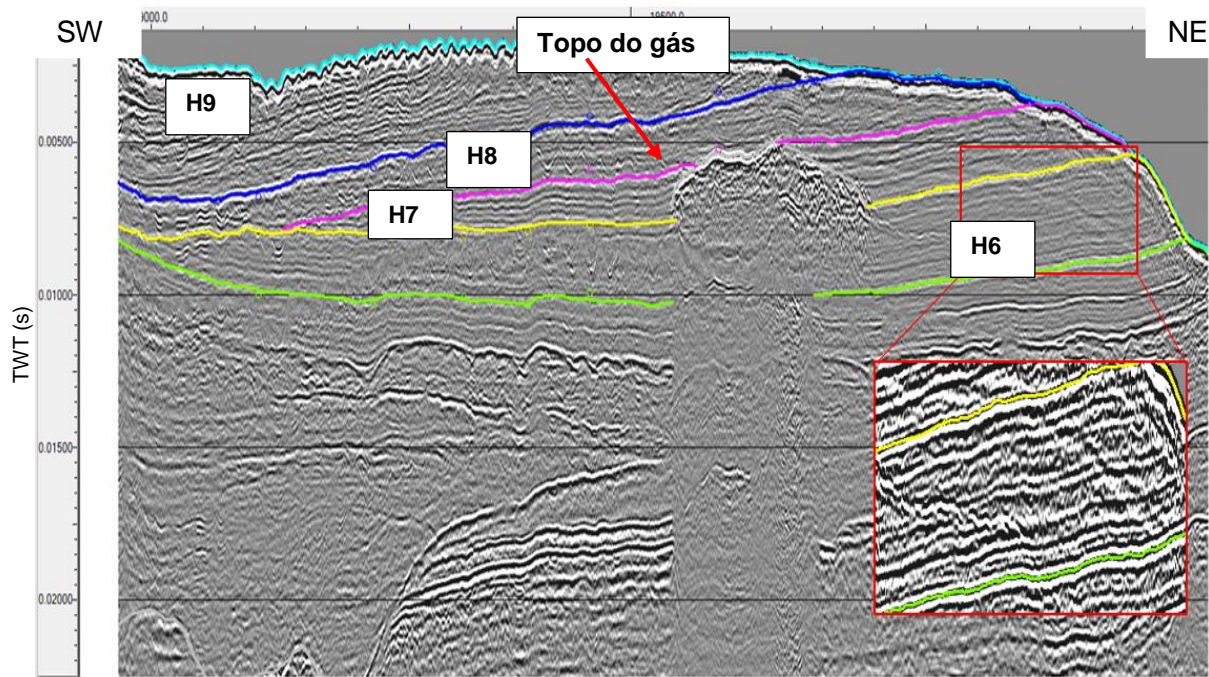


Figura 52: Linha sísmica LV15 com interpretação da unidade H6. É caracterizada por refletores parcialmente fortes, com uma elevada continuidade lateral em geral e descontínua localmente.

V.6.6. Unidade H5

É limitada no topo pela unidade H6 e na base pela unidade H4. Unidade marcada por refletores bem definidos, um pouco ondulados e que apresentam uma elevada continuidade lateral. É caracterizada por refletores fortes, apresenta configurações paralelas e onduladas, e em algumas áreas com um caráter semitransparente

(Figura 53). A espessura desta unidade na linha LV15 varia entre 0.53 a 1.16ms (TWT). Assumindo uma velocidade de 1600m/s, a espessura corresponde a 0.43 a 0.93m.

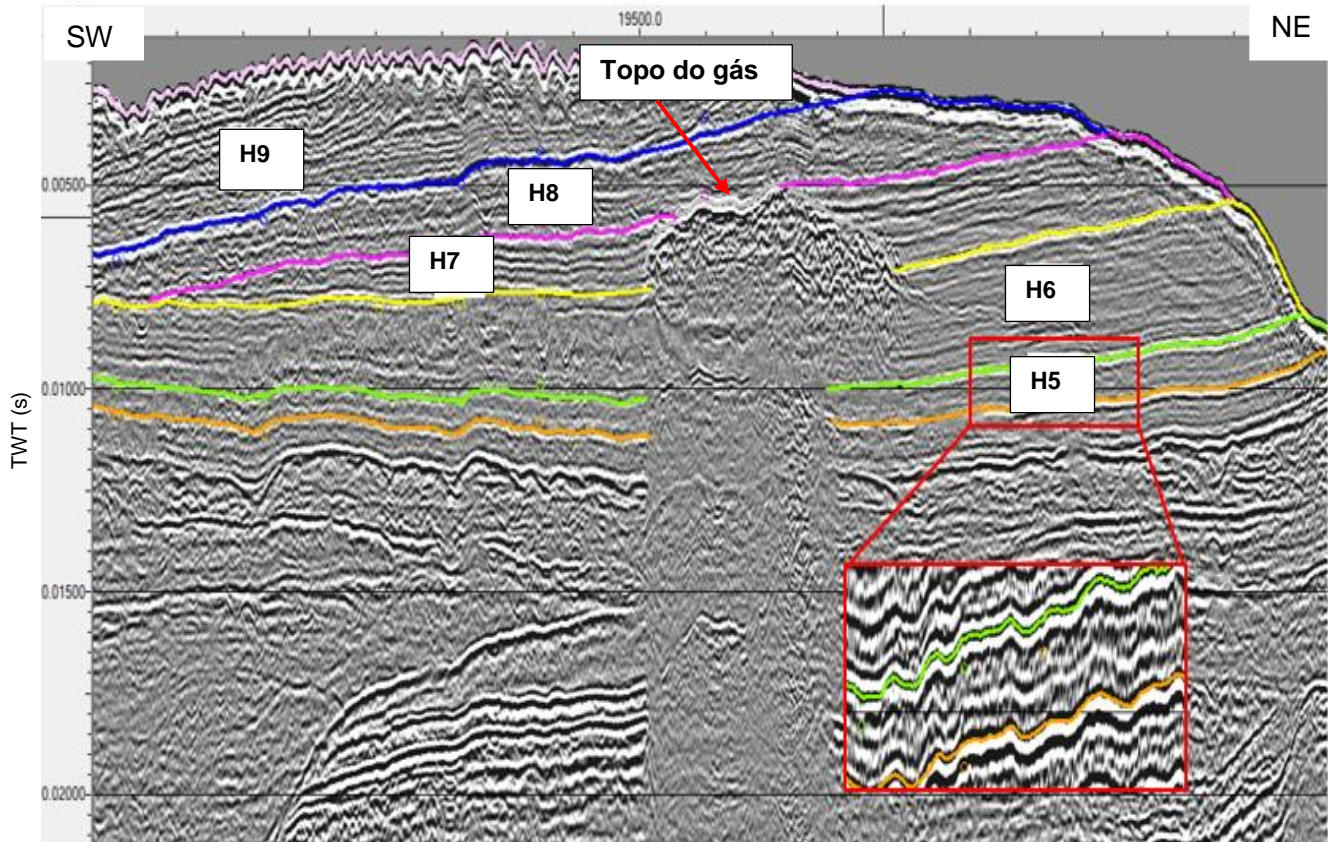


Figura 53: Linha sísmica LV15 com interpretação da unidade H5. Caracterizada por reflexões paralelas e onduladas. Escala vertical em segundos (TWT).

V.6.7. Unidade H4

Acusticamente, esta unidade sísmica é caracterizada por amplitudes altas, com alguns refletores de baixa frequência. É classificada como tendo refletores muito bem definidos, com configurações, paralelas e onduladas (Figura 54).

Esta unidade é limitada no topo pela unidade H5 e na base pela unidade H3. A espessura desta unidade sísmica na linha LH01 varia entre 0.45 a 2.53ms (TWT), sendo mais espessa a Sudeste. Assumindo uma velocidade de 1600m/s, a espessura corresponde a 0.36 a 2.02m.

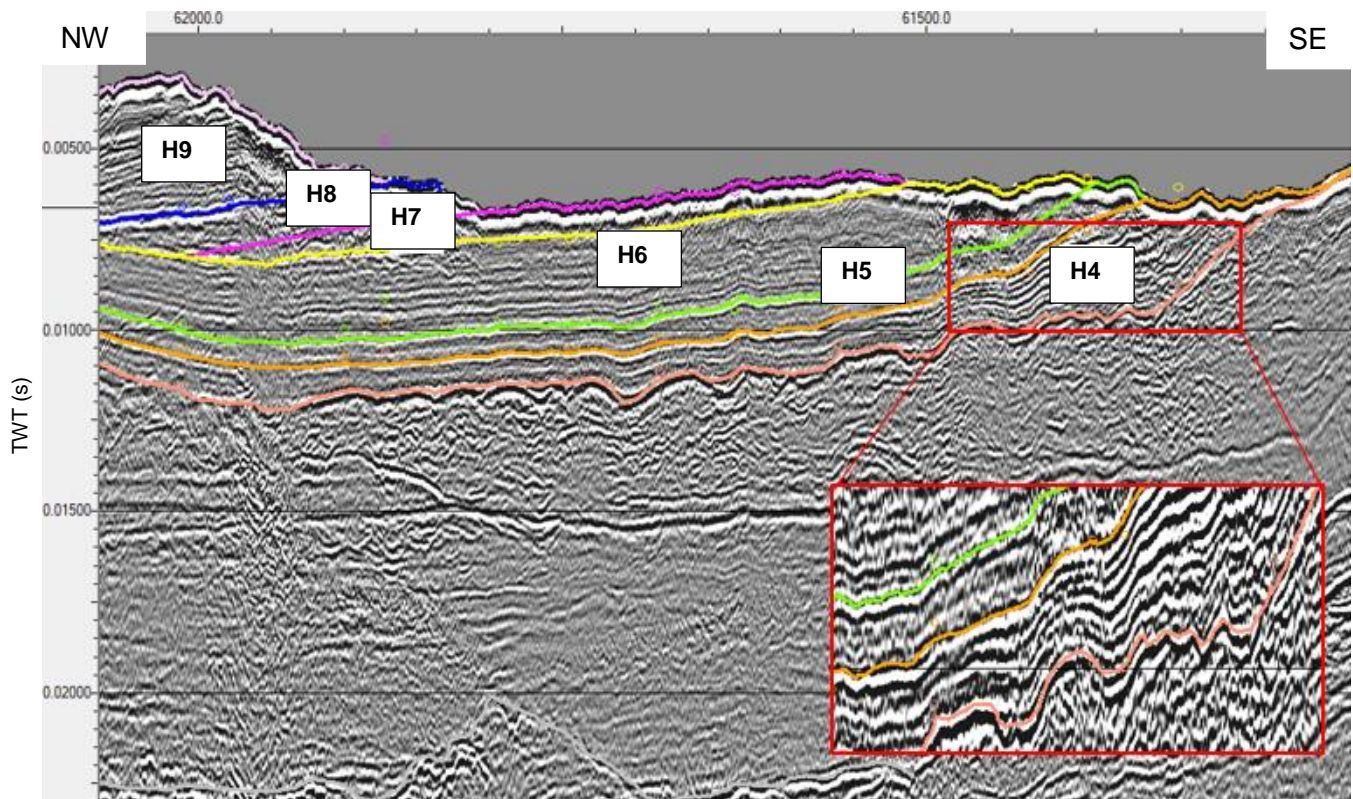


Figura 54: Linha sísmica LH01 com interpretação da unidade H4. Caracterizada por reflexões paralelas e onduladas. Escala vertical em segundos (TWT).

V.6.8. Unidade H3

Esta unidade sísmica é caracterizada por refletor localmente fortes, com configurações onduladas nas secções sísmicas e amplitudes variáveis.

É classificada como tendo fácies caóticas, sendo caracterizada por fortes amplitudes locais (Figura 55). A espessura desta unidade na linha LH04 varia até um máximo de 1.44 a 3.85ms (TWT). Assumindo uma velocidade de 1600m/s, a espessura em metros corresponde a 1.15 a 3.08m.

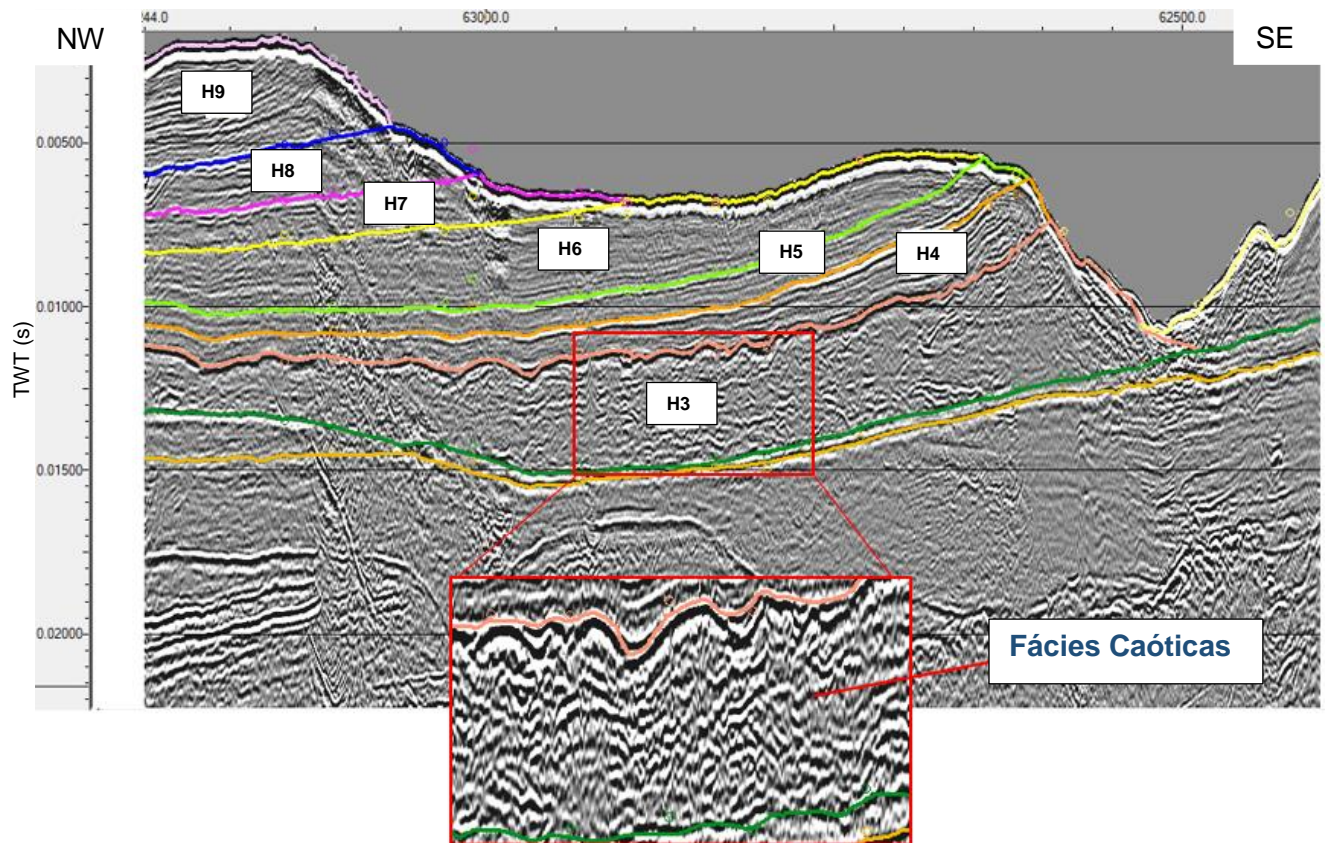


Figura 55: Linha sísmica LH04, com interpretação da unidade H3. É classificada como tendo umas fácies caóticas, com fortes amplitudes. Escala vertical em segundos (TWT).

V.6.9. Unidade H2

A unidade sísmica H2, é caracterizada por fácies semitransparentes, algumas contínuas. Localmente pode apresentar refletores fortes, com baixa continuidade lateral. As reflexões internas apresentam em geral amplitudes baixas. Na linha LH12 a espessura desta unidade varia até um máximo de 0.26 a 1.42ms (TWT). Assumindo uma velocidade de 1600m/s, a espessura em metros corresponde a 0.21 a 1.14m. Nos perfis sísmicos esta unidade é caracterizada por refletores bem definidos delimitada no topo pelas unidades H3 e H10 e na base pela unidade H1 (Figura 56).

V.6.10. Unidade H1

É separada no topo pela unidade H2 e na base pelas unidades do Cretácico. É caracterizada por refletores parcialmente fortes e descontínuos. As configurações podem ser classificadas como paralelas a sub-paralelas (Figura 59). Nos perfis sísmicos, esta unidade tem um carácter relativamente transparente em algumas áreas, na qual, não se observam evidências de refletores. Na linha LH12, a espessura desta unidade é variável, com um máximo de 7,76ms (TWT). Assumindo uma velocidade de 1600m/s, a espessura em metros corresponde a 6.3 m.

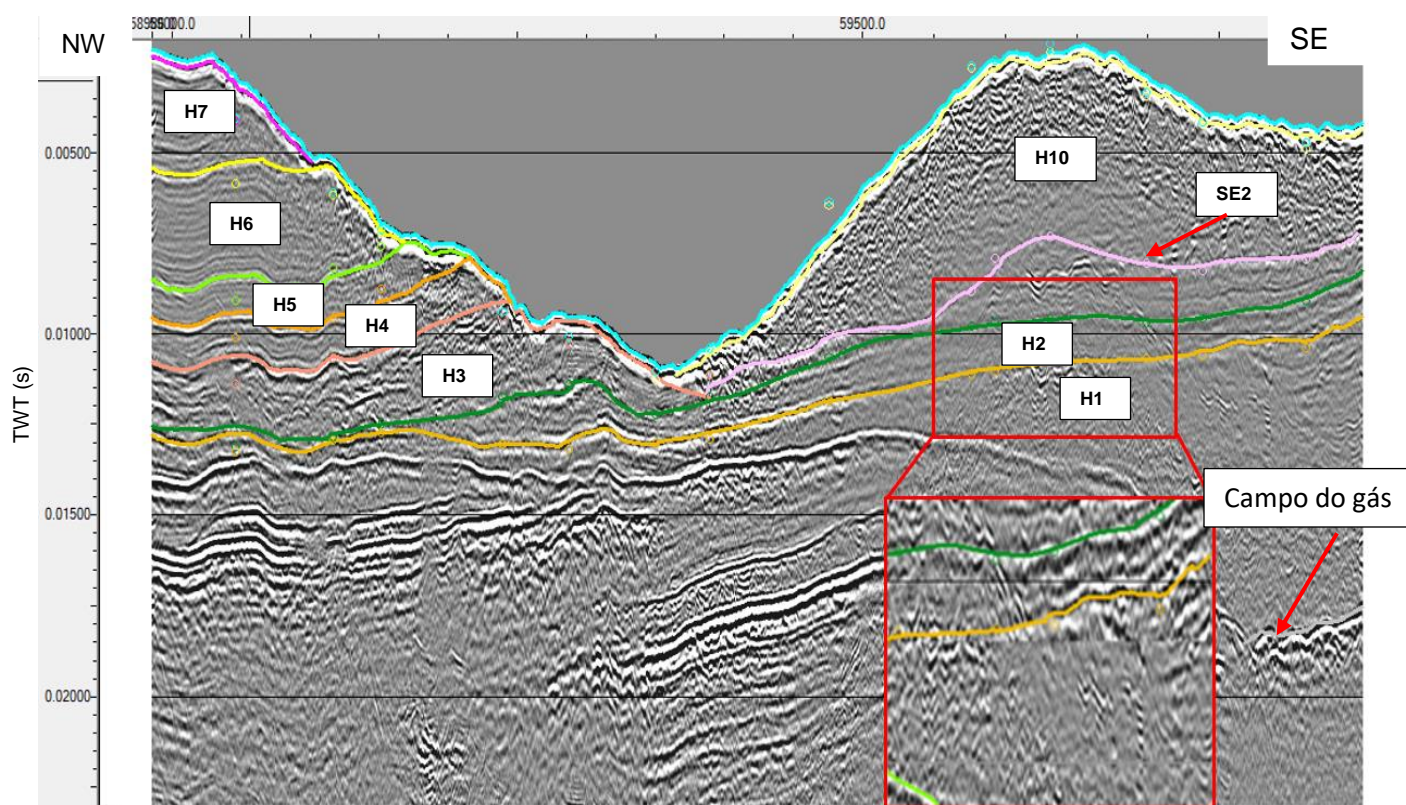


Figura 56: Linha sísmica LH12, com interpretação das unidades H2 e H1. Escala vertical em segundos (TWT). Observa-se um campo de gás na base da unidade H1.

V.6.11. Unidade H10

Unidade superficial, limitada no topo pelo fundo do mar e na base pela unidade H1. Marcada por refletores fortes à superfície, ondulados no topo que correspondem a ondas de areia e apresentam uma alta discontinuidade interna. Nas secções

sísmicas, esta unidade apresenta refletores internos caracterizados por fácies caóticas fortes, com amplitudes altas (Figura 57) e deve ser formada essencialmente por areias. Na linha LV04, a espessura desta camada varia entre 3.12 a 6.06ms (TWT). Supondo uma velocidade de 1600m/s, a espessura em metros corresponde a 2.5 a 4.8m. Esta unidade é interpretada como sedimentos de preenchimento do canal de maré, provavelmente depositados após a abertura artificial da entrada da maré (que causou o desenvolvimento de novos canais).

V.6.12. Superfície Erosiva-2 (SE2)

Segundo Duarte (2009), esta superfície é interpretada como sendo, sedimentos marinhos do canal de marés, depositados depois que o nível do mar atingiu uma profundidade perto do limite inferior (Figura 57).

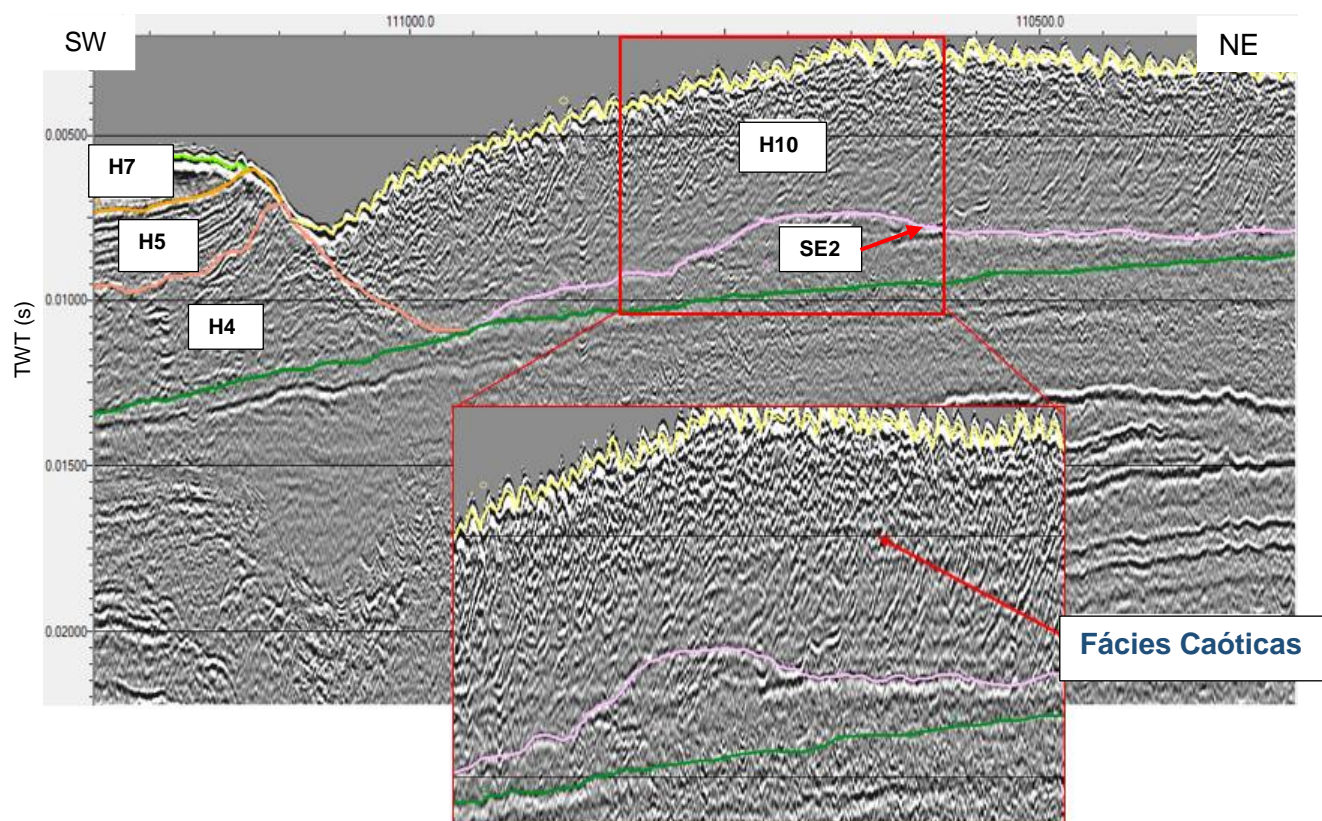
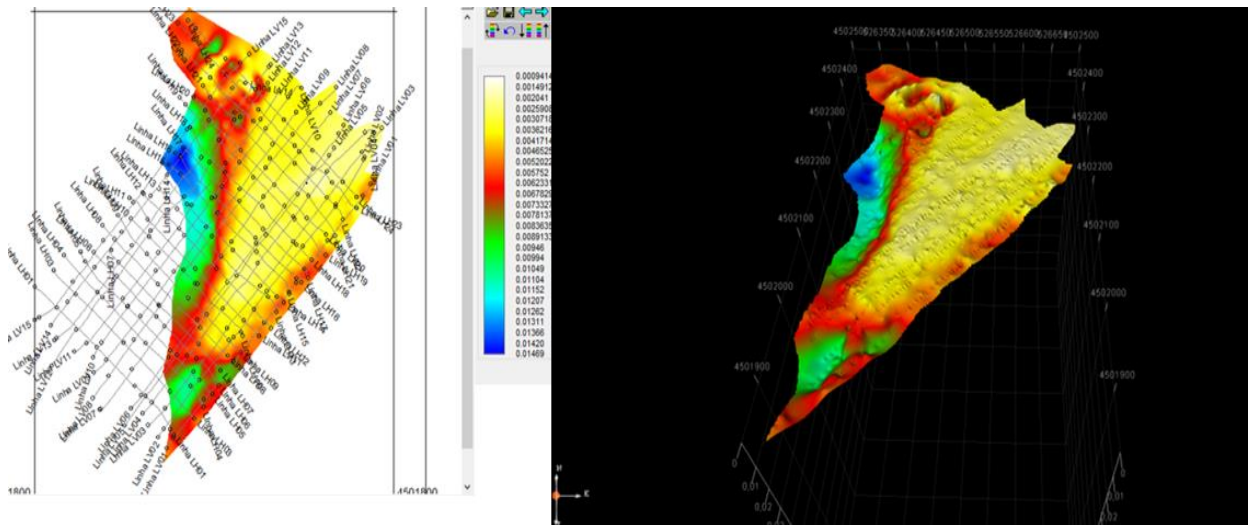


Figura 57: Linha sísmica LV04, com interpretação da unidade H10 e da superfície Erosiva-2 (SE2) Escala vertical em segundos (TWT).

O horizonte (em amarelo) que corresponde ao topo da unidade H10 coincide com o fundo da ria (Figura 58).



a) b)
Figura 58: Horizonte que corresponde ao topo da unidade H10. Exibido em mapa 2D (a) e em uma visualização 3D (b).

V.6.13. Unidade PP

Esta unidade sísmica separa as unidades do Cretácico das unidades do Holoceno. É caracterizada por refletores localmente fortes, limitada no topo pela unidade H1 e na base pela unidade C1. Nos perfis sísmicos, esta unidade tem um carácter transparente, na qual, não se observam evidências de refletores internos. A espessura desta unidade na linha LH12 varia até um máximo de 1.44 a 3.85ms (TWT). Assumindo uma velocidade de 1600m/s, a espessura em metros corresponde a 1.15 a 3.08m (Figura 59).

V.6.14. Unidade C1

A unidade C1, é separada no topo pela unidade H1 e na base pela unidade C2, por uma alta continuidade lateral (Fig. 59). Na linha LH 12, a camada tem uma espessura mais ou menos constante de 0.94ms (TWT). Supondo uma velocidade de 2000m/s, a espessura em metros corresponde a 0.94m. Esta unidade é caracterizada por refletores fortes, muito bem definidos, contínuos e com alta amplitude.

V.6.15. Unidade C2

É caracterizada por refletores fortes, muito bem definidos, com uma alta continuidade lateral e com alta amplitude. É separada no topo pela unidade C1 na base pela unidade C3. Na linha LH 12, a camada tem uma espessura mais ou menos constante de 1.09ms (TWT). Supondo uma velocidade de 2000m/s, a espessura em metros corresponde a 1.09m (Figura 59).

V.6.16. Unidade C3

A C3, é marcada por refletores fortes, separada no topo pela unidade C2 e na base pela unidade C4. Nas secções sísmicas, esta unidade apresenta refletores internos caracterizadas por fácies caóticas fortes com alta amplitude (Figura 59). Na linha LH12, a camada tem uma espessura mais ou menos constante de 1.41ms (TWT). Supondo uma velocidade de 2000m/s, a espessura em metros corresponde a 1.41m.

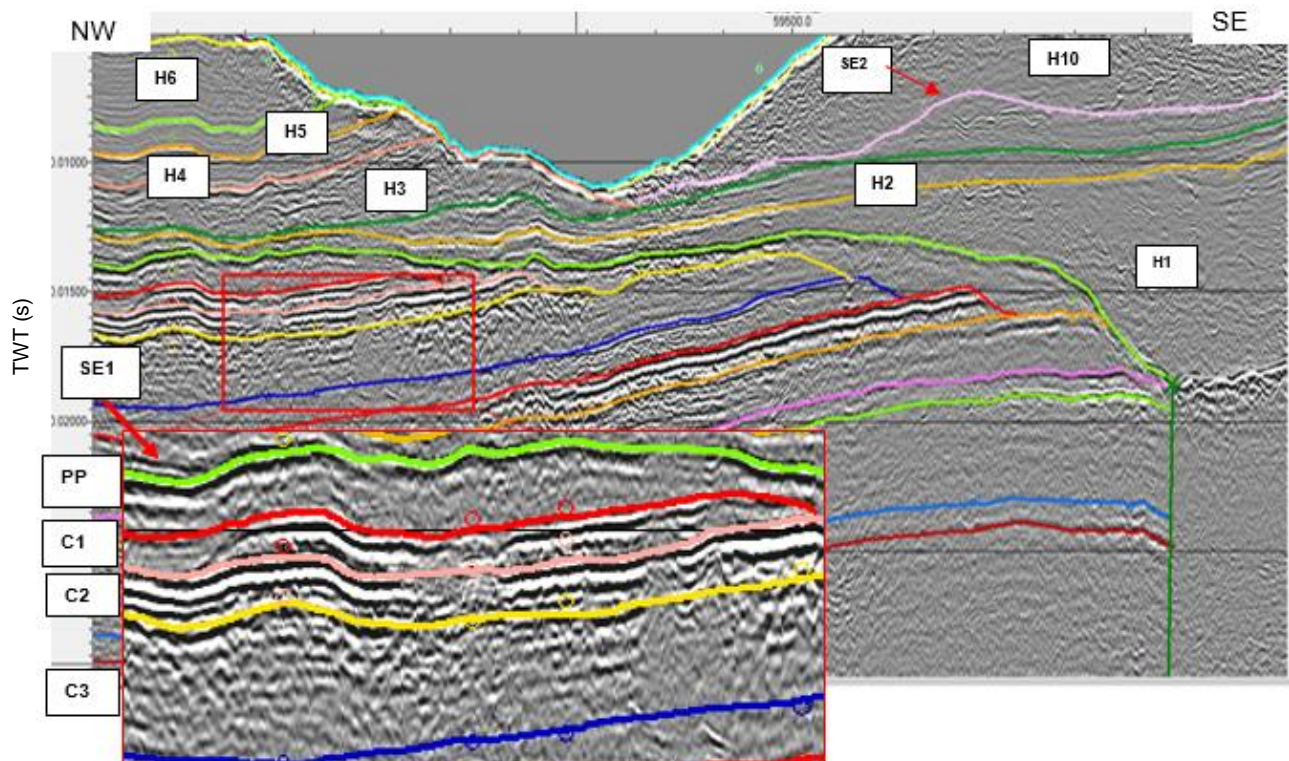
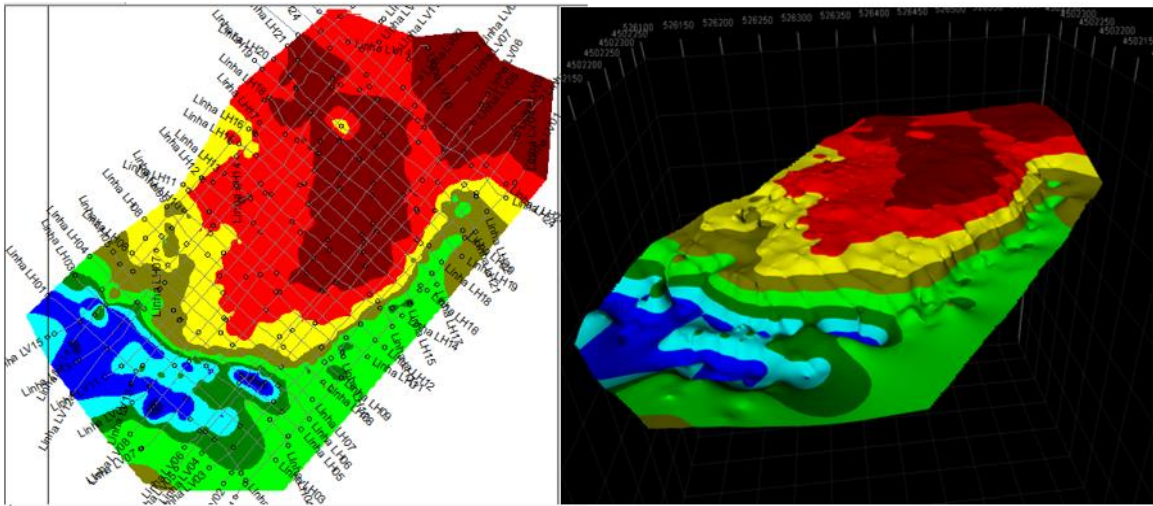


Figura 59: Linha sísmica LH12, com interpretação das unidades PP, C1,C2 e C3. Unidade vertical em segundos (TWT).

A figura 60, mostra a visualização em 2D e 3D do horizonte que corresponde à superfície erosiva-1.



a) b)
Figura 60: Superfície Erosiva 1. Exibida em um mapa 2D (a) e em uma visualização 3D (b). É de notar que a orientação do canal principal nesta altura é aproximadamente NW-SE, ao contrário do atual canal que é praticamente N-S (Figura 45).

V.6.17. Unidade C4

É caracterizada por refletores parcialmente fortes, com uma alta continuidade lateral. As configurações podem ser classificadas como paralelas e subparalelas. Nos perfis sísmicos, esta unidade tem um carácter relativamente transparente em algumas áreas. Na linha LH 12, a camada tem uma espessura mais ou menos constante de 0.87ms (TWT). Supondo uma velocidade de 2000m/s, a espessura em metros corresponde a 0.87m (Figura 61).

V.6.18. Unidade C5

É caracterizada por refletores fortes, muito bem definidos, com uma alta continuidade lateral e com alta amplitude. É limitada no topo e na base pelas unidades C4 e C6 respetivamente (Figura 61). Na linha LH 12, a camada tem uma espessura mais ou menos constante de 1.19ms (TWT). Supondo uma velocidade de 2000m/s, a espessura em metros corresponde a 1.19m.

V.6.19. Unidade C6

É marcada por refletores fortes, limitada no topo pela e na base pela C5 e C7. Nas secções sísmicas, esta unidade apresenta refletores internos caracterizadas por fáceis caóticas fortes, com alta amplitude. Esta unidade tem um carácter relativamente transparente em algumas áreas, na qual, não se observam evidências de refletores. Caracterizada por refletores bem definidos, pouco inclinados e coerentes. Na linha LH12, a camada tem uma espessura mais ou menos constante de 1.82ms (TWT). Supondo uma velocidade de 2000m/s, a espessura em metros corresponde a 1.82m (Figura 61).

V.6.20. Unidade C7

A unidade sísmica é limitada por refletores bem definidos, no topo pela unidade C6 e na base pela unidade C8. Apresenta configurações paralelas e onduladas nas secções sísmicas e em algumas áreas com um carácter transparente (Figura 61). Na linha LH 12, a camada tem uma espessura mais ou menos constante de 0.78ms (TWT). Supondo uma velocidade de 2000m/s, a espessura em metros corresponde a 0.78m.

V.6.21. Unidade C8

É caracterizada por refletores parcialmente fortes, com uma alta continuidade lateral. As configurações podem ser classificadas como paralelas e subparalelas. Nos perfis sísmicos, esta unidade tem um carácter relativamente transparente.

Na linha LH 12, a camada tem uma espessura mais ou menos constante de 3.54ms (TWT). Supondo uma velocidade de 2000m/s, a espessura em metros corresponde a 3.54m. Limitada no topo pela unidade C7 e na base pela unidade C9 (Figura 61).

V.6.22. Unidade C9

Marcada por refletores fortes mais à superfície, pouco ondulados no topo que poderão ser ondas de areia e apresentam uma alta continuidade lateral. Esta unidade é bastante transparente nos perfis sísmicos. . Na linha LH 12, a camada tem uma espessura mais ou menos constante de 0.94ms (TWT). Supondo uma velocidade de 2000m/s, a espessura em metros corresponde a 0.94m (Figura 61).

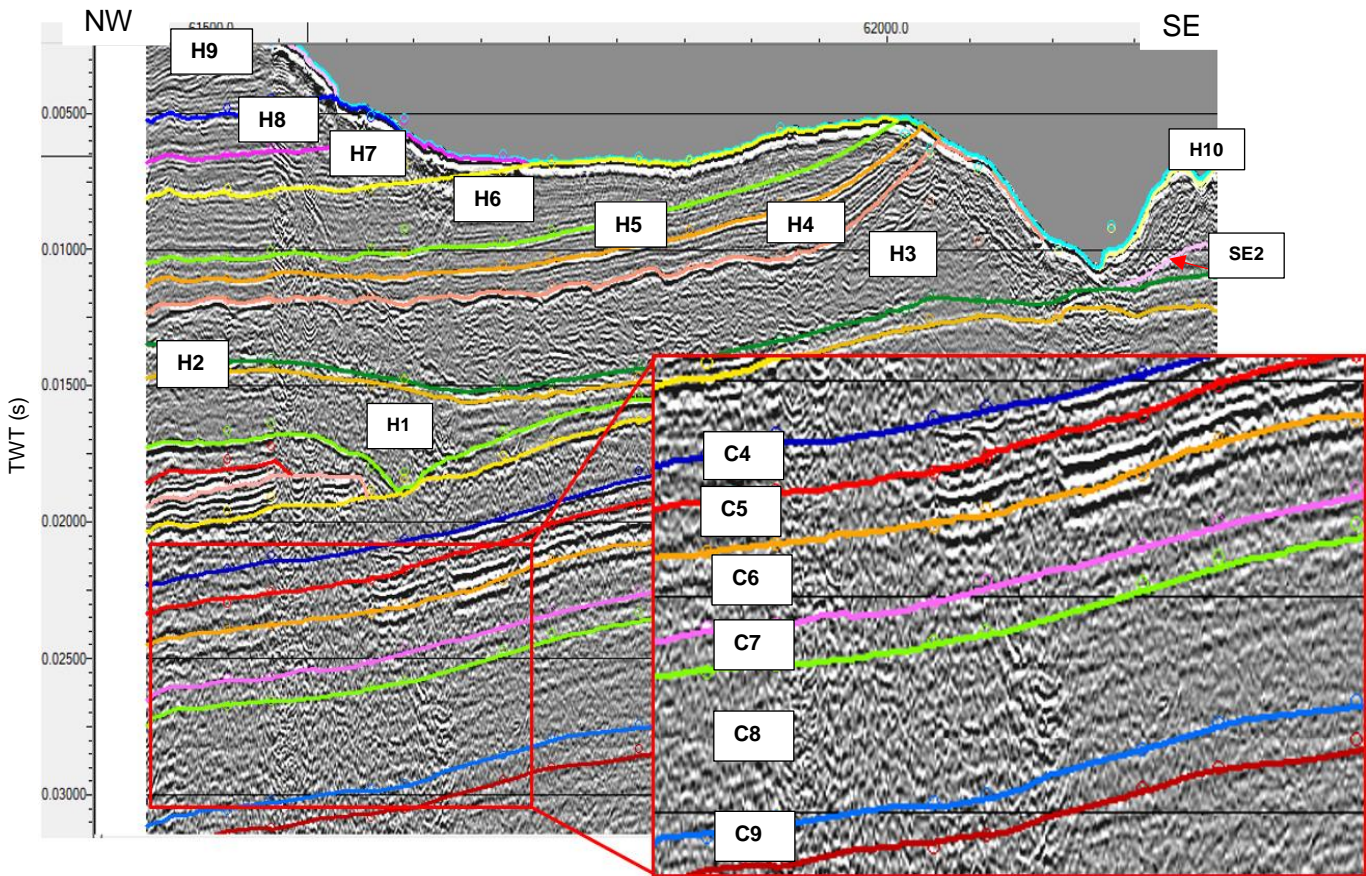
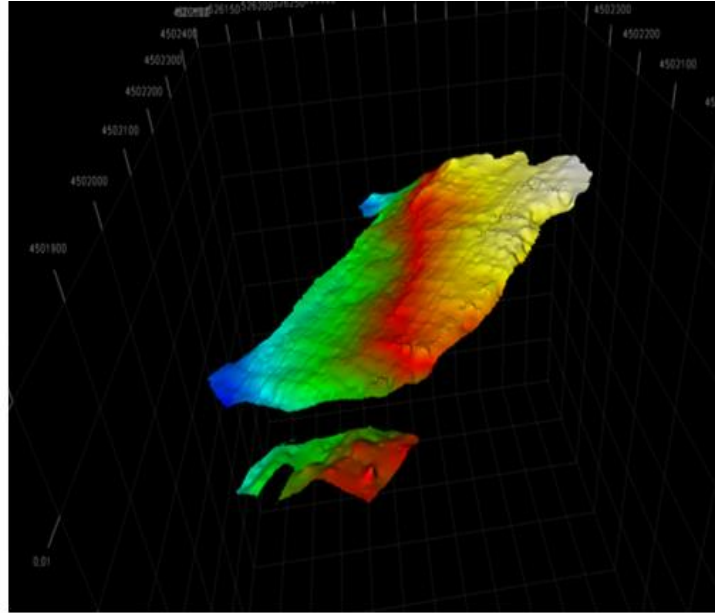
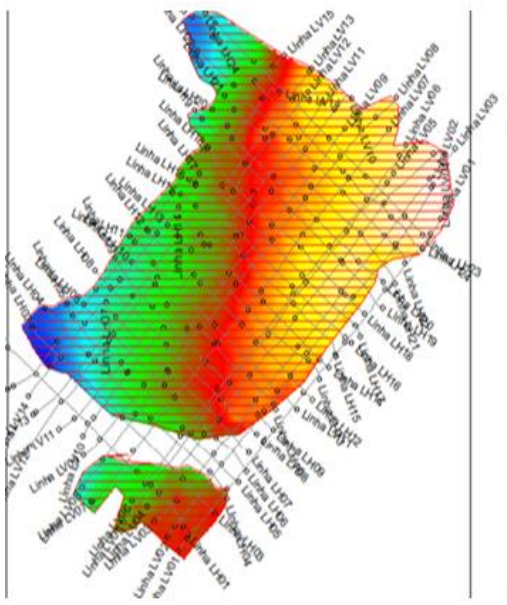


Figura 61: Linha sísmica LH12, com interpretação das unidades do Cretáceo. Unidade vertical em segundos (TWT).

A figura 62, mostra a visualização em 2D e 3D do horizonte HR9, que corresponde ao topo da unidade C7.



a)

b)

Figura 62: Horizonte HR9, que corresponde ao topo da camada C7. Exibida em um mapa 2D (a) e em uma visualização 3D (b).

V.7. Identificação de zonas de acumulação de gás na área de Estudo

A origem da acumulação de gás e a formação de lagunas ocorreram durante a fase de transgressão do Holocénico, nas quais quantidades significativas de matéria orgânica se acumularam. As evidências sísmicas de acumulação e escape de gás, na Ria de Aveiro são desencadeados pela descida da maré (Duarte, 2009).

Na interpretação das secções sísmicas é possível identificar várias zonas de acumulação de gás que em princípio é gás biogénico, mas que poderão eventualmente estar associadas a ocorrência de hidrocarbonetos em profundidade, dado que em outras áreas da Ria se observa gás no Cretácico (Duarte, 2009)

Na área de estudo, a evidência acústica de acumulação de gás, é geralmente observada nas unidades sísmicas superiores (Figura 63). Desse modo, as camadas de sedimentos que contêm bolhas de gás atuam como potentes dispersores de energia, impedindo a penetração acústica nos sedimentos abaixo do horizonte do gás, e dando origem a morfologias acústicas muito características como: Branqueamento acústico (BA), Turbidez acústica e Reflexões reforçadas (RR),

resultantes de um aumento local de impedância acústica no teto da acumulação de gás (Arenas, 2006; Duarte, 2009). Os tipos de evidências sísmicas na área de estudo, incluíram: branqueamento acústico e reflexões reforçadas.

Branqueamento acústico (BA), correspondem a zonas com ausência de reflexões devido a presença de gás. Podem ser causados pelo acúmulo de bolhas de gás abaixo de uma interface impermeável geralmente no topo de um leito de sedimentos (Hovland *at al.*, 1988). Nas sequências do Cretácico da Ria de Aveiro, marcam uma interrupção nos refletores fortes que as caracterizam.

As reflexões reforçadas (RR), são caracterizadas por um domínio transparente ou sem sinal na seção sísmica, são marcadas por uma reflexão forte no topo. A falta de sinal é interpretada como resultado da atenuação do sinal acústico causado pelo gás nos sedimentos (Duarte, 2009). O tipo de evidência mais frequente na área de estudo é o branqueamento acústico, que é reconhecida nos registos por apresentar um mascaramento total dos refletores subjacentes (Figura 63).

Nas linhas sísmicas interpretadas, várias evidências de possíveis acumulações foram identificadas. Estas evidências podem ser observadas nas unidades estratigráficas, como também, ao longo do canal. O campo de gás na área de estudo é encontrado na parte central da linha sísmica LV01. A medida que vai em direção a nordeste-sudoeste o campo torna-se mais estreito, reduzindo à sua extensão ao longo das linhas sísmicas. Na parte sul das linhas sísmicas LV06 e LV08 é possível identificar dois novos campos de gás. O primeiro verifica-se na superfície da seção interpretada e o segundo no topo das unidades do Cretácico, provavelmente nas formações das Argilas de Aveiro. Estes campos são apenas evidentes nas linhas LV06 a LV08 (Figura 64).

A profundidade do teto de acumulação de gás “horizonte de gás” do campo 1, encontra-se a 5 a 2ms (TWT) abaixo do fundo do mar. O topo de gás 2 encontra-se a profundidade de 5 a 2.4ms (TWT) e o campo 3 encontra-se a uma profundidade de 5 a 2.4ms (TWT).

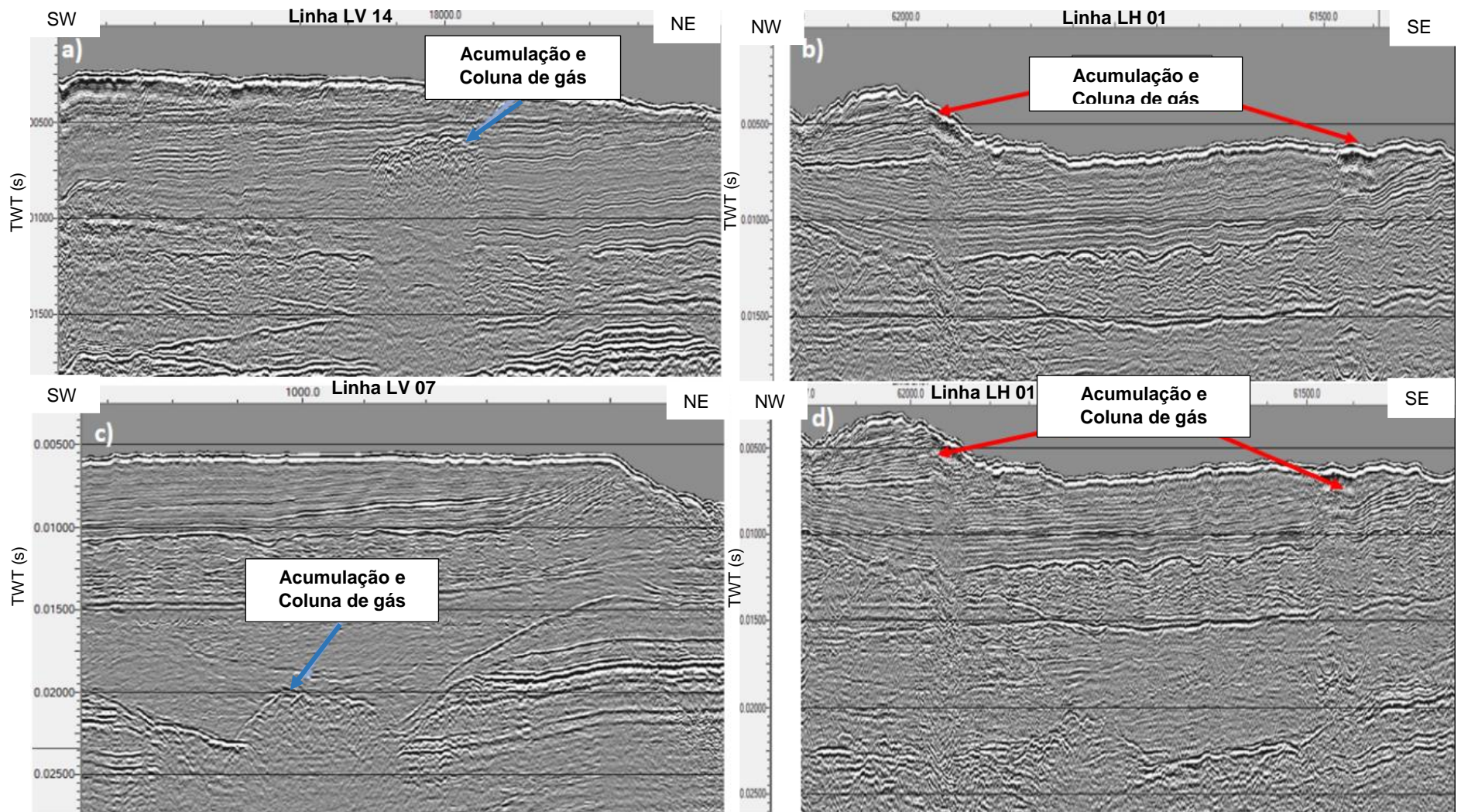


Figura 63: Evidência acústica de acumulação e escape de gás na Marinha das Leitoas, Cale do Espinheiro. Observam-se reflexões evidências caracterizadas por reflexões reforçadas e branqueamento acústico.

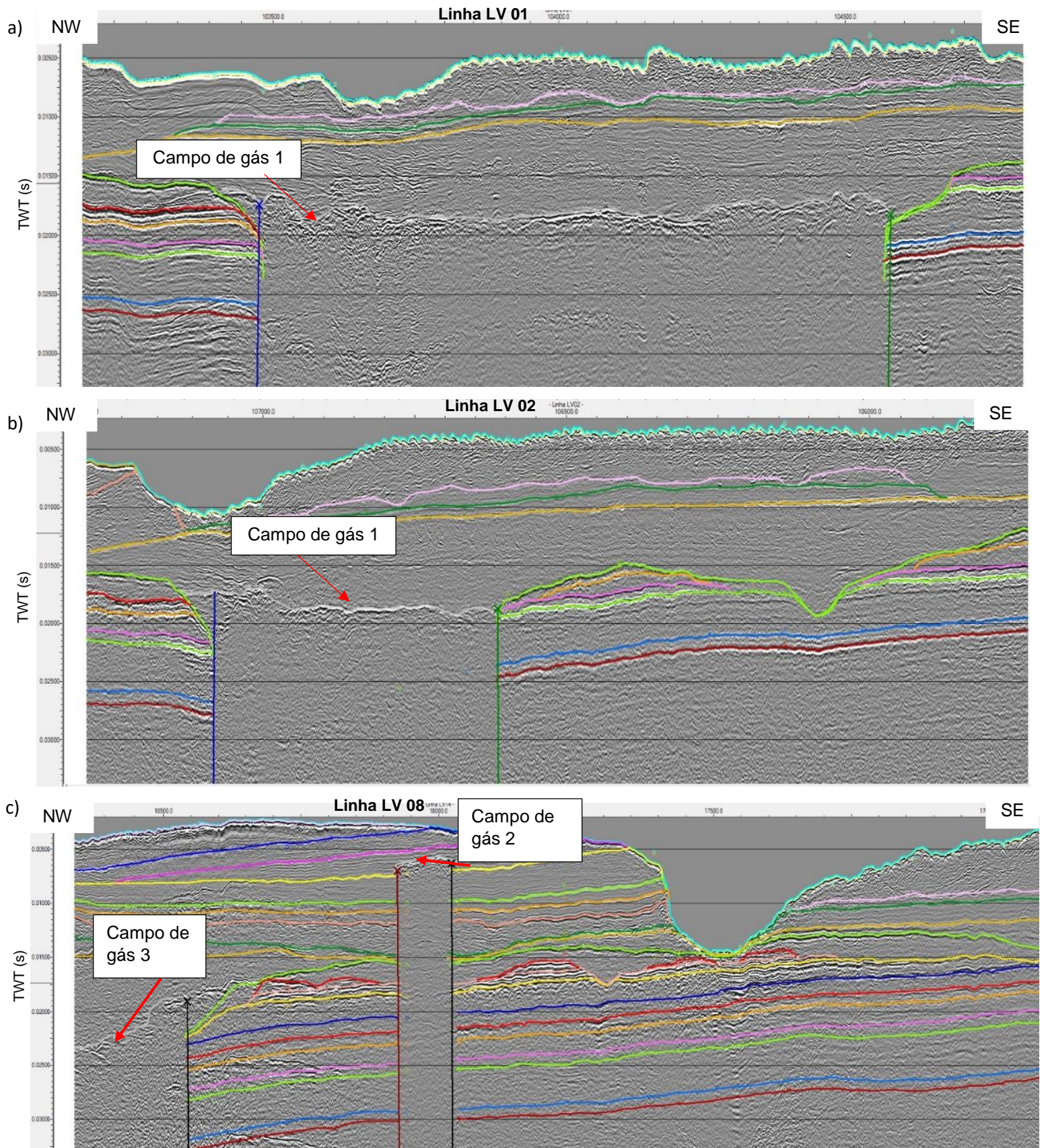


Figura 64: Identificação e caracterização dos campos de gás na área de estudo.

Após a identificação e caracterização dos campos de gás nas várias linhas, foi possível cartografar, numa visualização integrada e de maior escala em 3D (Figura 65).

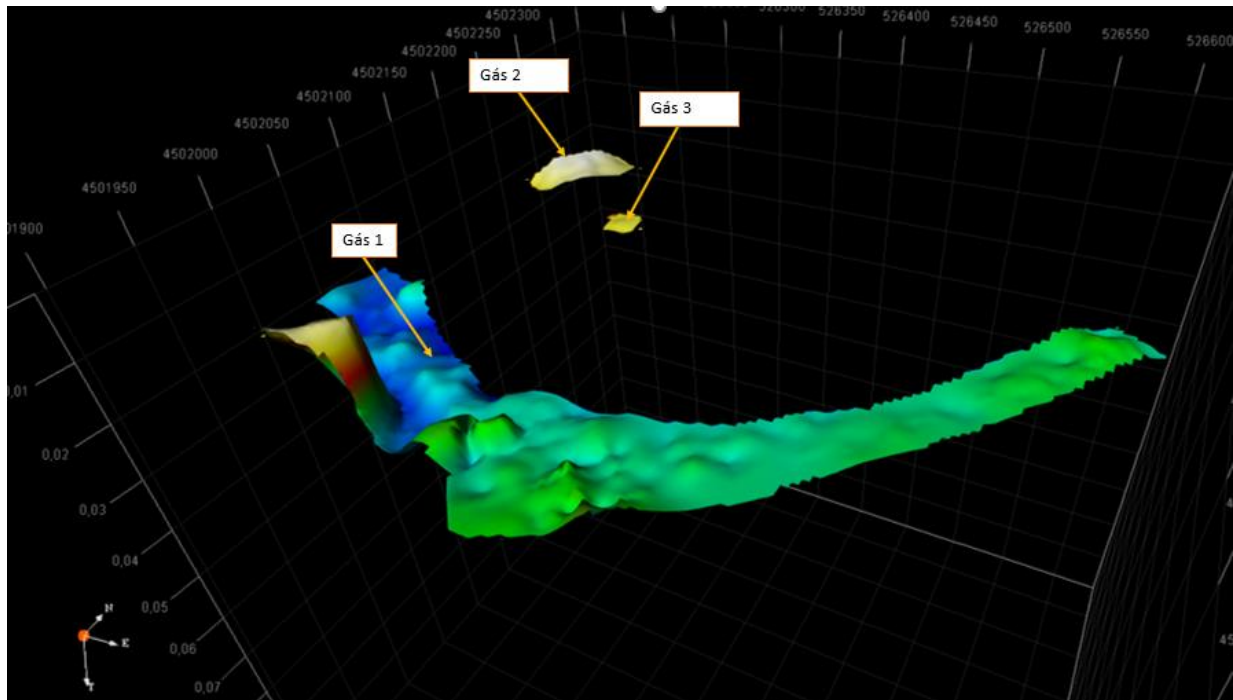


Figura 65: Visualização em 3D dos campos de gás na área de estudo. Nota-se que o campo de gás 1 é mais extenso e apresenta uma estrutura irregular.

Capítulo VI. Discussão

VI.1. Interpretação das unidades sismostratigráficas

Nas secções apresentadas, foram identificadas 20 unidades sismo-estratigráficas principais, que distinguem-se pelo carácter das suas reflexões internas a que se encontram separadas por discordâncias. As unidades foram interpretadas, por meio do reconhecimento das terminações dos vários tipos de reflexões e configurações de reflexão interna. Observando as secções sísmicas, é possível identificar numerosas estruturas de canais, várias das quais controladas por falhas, assim como evidências de acumulação e escape de gás, superfícies de erosão, que incrementam a complexidade da área de estudo. Uma das limitações na interpretação das unidades sismostratigráficas, foi a correlação de algumas unidades de um extremo ao outro da linha. Por não ser em alguns casos evidente a correlação entre as unidades mais recentes a SW e a NE do canal. A correlação das unidades profundas é evidente mas o carácter das unidades mais superficiais (acima do refletor verde escuro, Figura 66) muda radicalmente quando se atravessa este canal atual, que funciona como uma barreira aos sedimentos que provêm do NE.

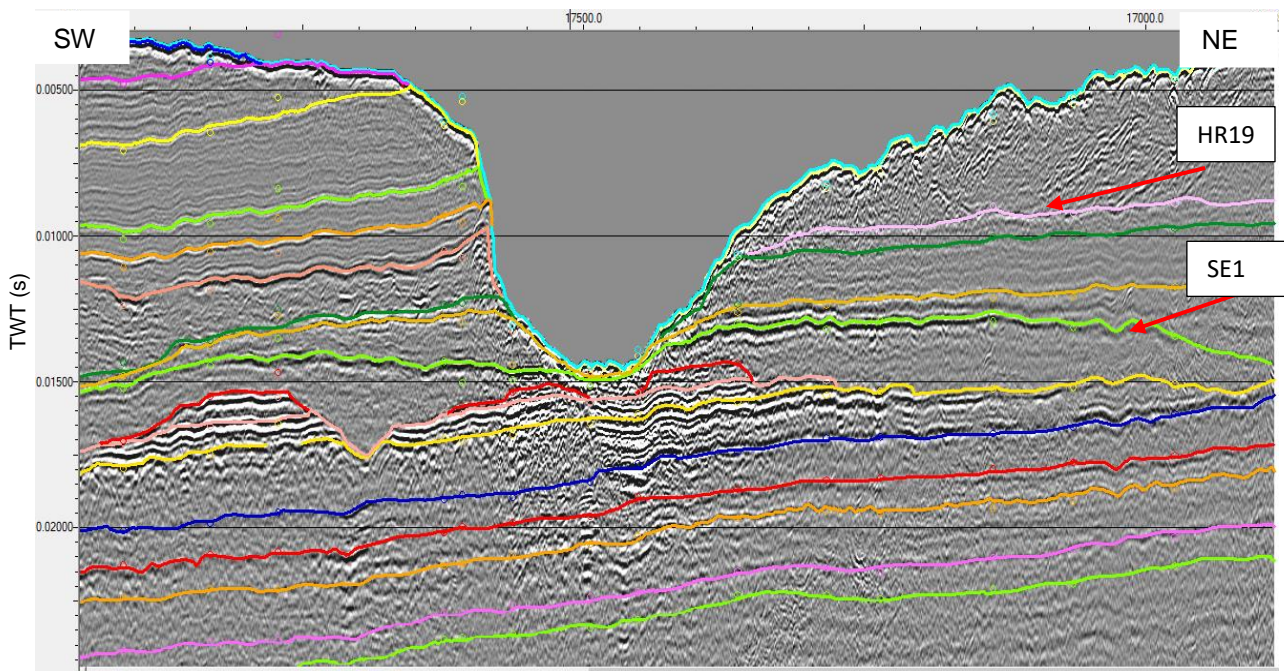


Figura 66: Linha sísmica LV14 interpretada. Horizonte HR19 (verde escuro), o carácter muda radicalmente quando atravessa este canal atual, o que torna difícil a correlação a SW.

VI.2 Evidências de efeitos da Compressão Cenozóica

Na área de estudo, observam-se camadas do Cretácico que apresentam dobramentos, como podemos observar na linha LV04 (Figura 67). Esta deformação deve estar relacionada com a compressão Cenozóica. A meados do Campaniano a distensão mesozoica foi substituída por uma compressão SE-NW que gerou amplos dobramentos que afectaram a Bacia Lusitânica.

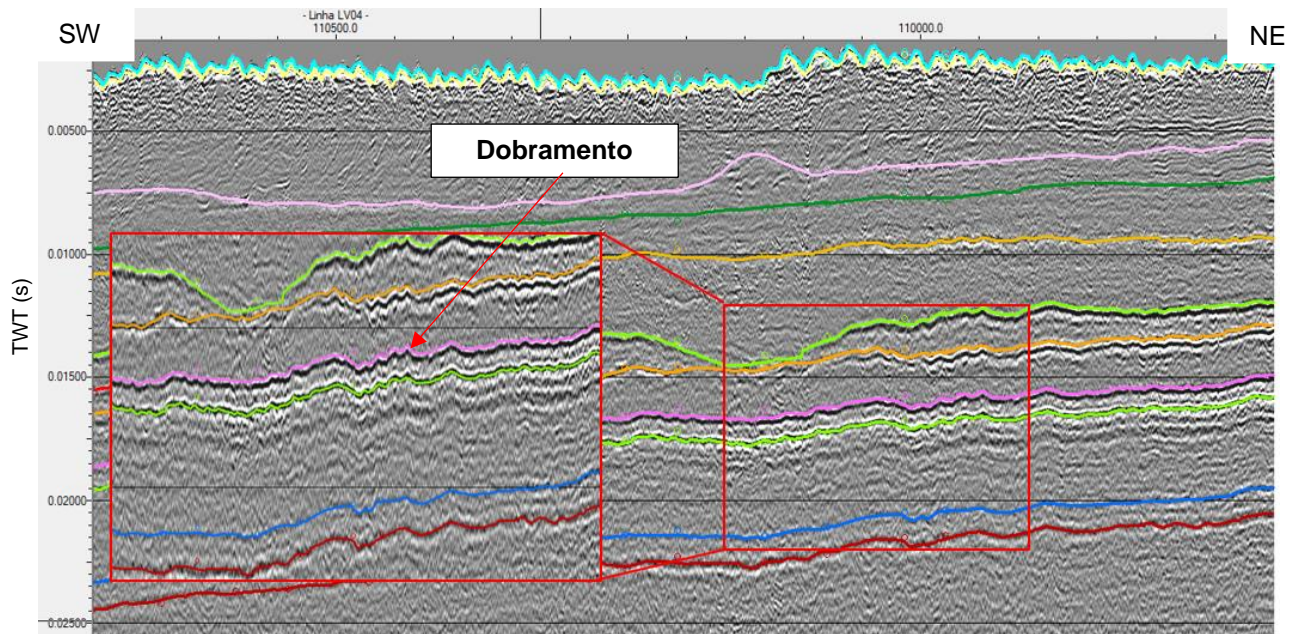


Figura 67: Linha sísmica LV04 interpretada. Observam-se camadas do Cretácico que apresentam dobramentos.

VI.3 Atribuição das idades das camadas

Para tentar atribuir idades às diferentes unidades, foi usada como referência uma superfície erosiva (SE1, na figura 68) que se interpreta como associada ao último máximo glacial entre cerca de 18000 e 11000 anos antes do presente (BP), igualmente foi possível identificar as camadas inclinadas das Argilas de Aveiro, pelo que tem idade Cretácica. A fase mais fria da última glaciação, correlaciona-se com um nível do mar baixo, dando lugar a um aumento na erosão dos sedimentos. Desse modo acima da superfície erosiva 1 (SE1), considerou-se que as unidades representam sedimentos recentes do Holocénico. Por não existirem ainda sondagens na área de estudo, não foi

possível definir detalhadamente a geologia da área, pelo que, a interpretação apresentada necessita de ser confirmada com dados de campo.

Assumi-se também a velocidade de propagação de sedimentos para a determinação da espessura das camadas. Para os sedimentos que correspondem ao Holocénico, assumiu-se uma velocidade de 1600m/s, e para os que correspondem as camadas do Cretácico de 2000m/s. No entanto, na falta de sondagens não é igualmente possível confirmar com clareza a espessura.

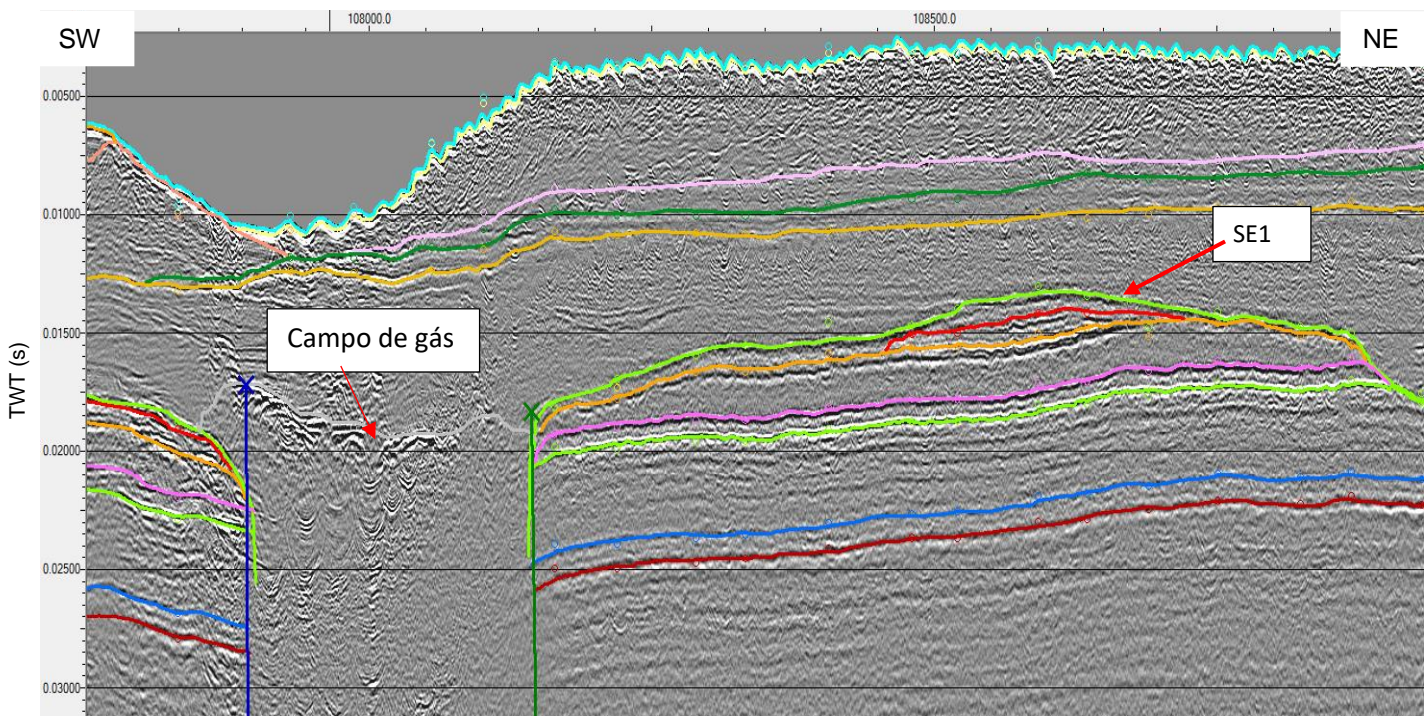


Figura 68: Linha sísmica LV03 interpretada. Acima da superfície erosiva 1 (SE1), considerou-se que as unidades representam sedimentos recentes do Holocénico. Escala vertical, em segundos (TWT).

VI.4 Campos de gás e Controle estrutural

Nas secções sísmicas, foram identificados 3 campos de gás principais, em que as evidências de acumulação e escape são observados nos sedimentos Holocénicos, que parecem estar controlados por um sistema de falhas com orientação NE-SW. O tipo de evidências, incluíram reflexões reforçadas e branqueamento acústico. Que permitiram a identificação de um canal extenso que parece exercer um controle estrutural sobre a distribuição e extensão de falhas. A acumulação de gás nos sedimentos afeta a

morfologia das camadas e canais. É possível verificar várias acumulações de gás nas secções. Como se pode ver na figura 69, as acumulações de gás coincidem geralmente com áreas de canais controladas por falhas. O topo das acumulações de gás é frequentemente irregular.

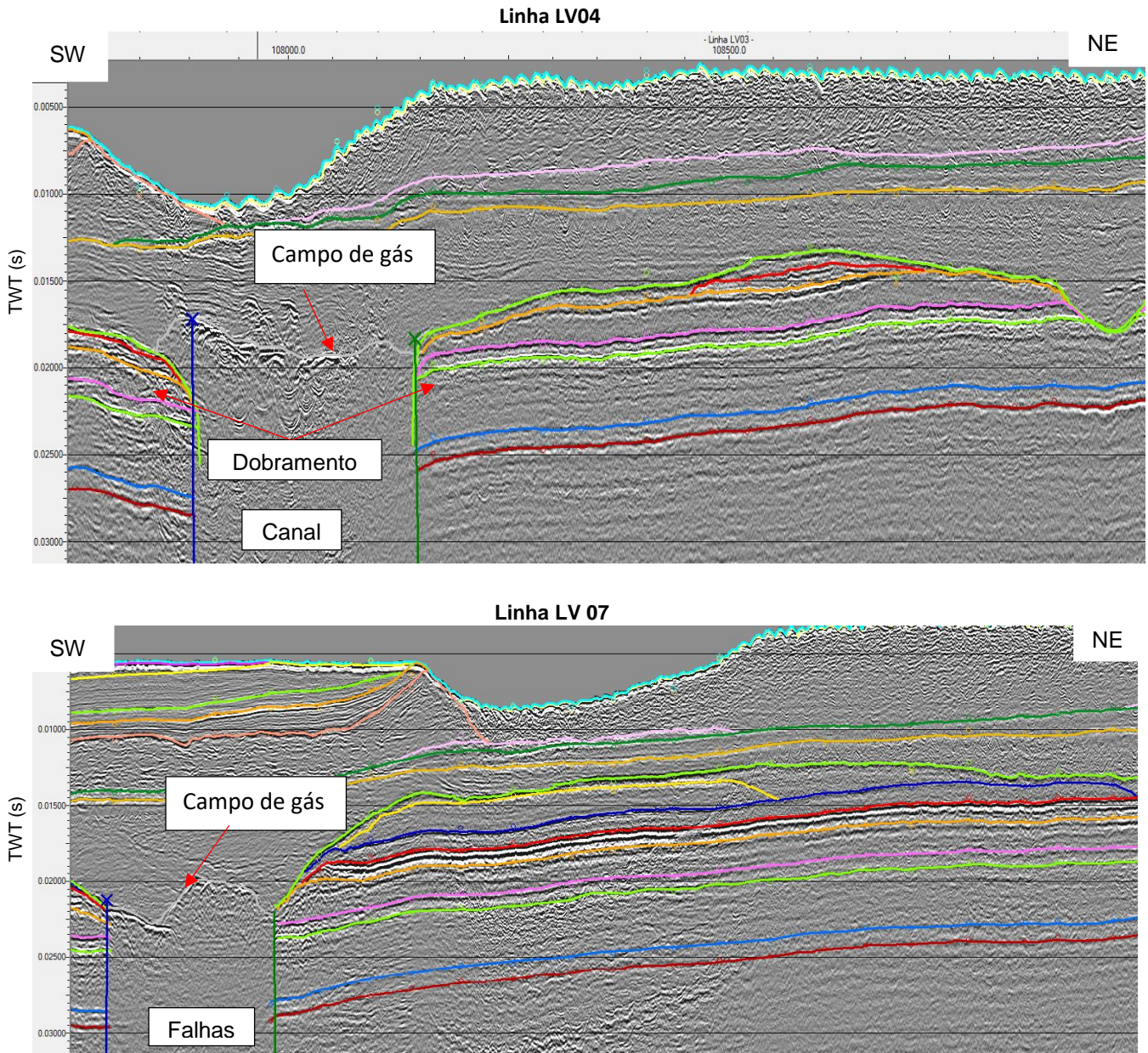


Figura 69: Seções sísmicas interpretadas. Observam-se acumulações de gás nas secções, controlados por um sistema de falhas ao longo do canal. Escala vertical em segundos (TWT).

Capítulo VII. Conclusões

Com a realização da tese, com o tema sismostratigrafia do sector da Marinha das Leitoas, Cale do Espinheiro, Ria de Aveiro, pode se concluir que os objetivos propostos de uma maneira geral foram atingidos, tendo sido igualmente possível adquirir conhecimento sobre as técnicas de processamento e interpretação tanto a nível teórico como prático.

No que concerne ao processamento dos dados sísmicos, os métodos usados, não só melhoraram apenas a relação sinal ruído, mas também a resolução vertical e horizontal, de particular importância a desconvolução preditiva que teve impacto significativo na resolução vertical e na remoção de múltiplos de curto período. A migração permitiu o colapso das difrações nos horizontes e o seu correto posicionamento, o que facilitou na interpretação das unidades sísmicas. No geral, foi possível obter seções sísmicas de elevada qualidade.

Foram identificadas as principais unidades sismostratigráficas, nas varias seções sísmicas, permitindo uma interpretação satisfatória da área de estudo. A identificação das unidades sismoestratigráficas permitiram uma caracterização padrões de sedimentação.

Foi realizada uma interpretação das possíveis evidências de acumulação e escape de gás, que incluem reflexões reforçadas e branqueamento acústico (mais frequente na área de estudo). Observaram-se três campos de gás principais, em sedimentos Holocénicos e nas camadas mais profundas que provavelmente correspondem a formação das argilas de Aveiro do Cretácico.

VII.1. Trabalho Futuro

De modo a melhorar esta investigação e obter uma interpretação completa da dinâmica sedimentar da área de estudo, propõe-se: A realização de sondagens na área de estudo, oque irá contriubuir para o melhor conhecimento da geologia da subsuperficie e determinação da espessura das formações geológicas neste sector da Ria de Aveiro.

Referências Bibliográficas

Arenas, R. D (2006). *Gas somero y Estratigrafía Sísmico-Secuencial del Registro Cuaternario Reciente de la Ría de Arousa (Noroeste de España)*. Universidade de Vigo, Espanha Ph.D.

Barbosa, B. (1981). *Notícia Explicativa da Folha 16-C da Carta Geologica de Portugal, 1:50.000*. Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal.

Bernardes, C. M. A. (1986). A Sedimentologia dos Depósitos do Cretácico Superior Entre Aveiro e Mira (Portugal). Provas de aptidão pedagógica e capacidade científica. Departamento de Geociências. Universidade de Aveiro. Aveiro.

Correia, A.R. & A. Benta. (2007). *Estudo da acumulação e escape de gás nos canais de maré da Ria de Aveiro com sísmica de reflexão de alta resolução*. Universidade de Aveiro, Portugal Ph.D.

Dias, R. & A. Araújo *et al.*, (2007). *Estudo da acumulação e escape de gás nos canais de maré da Ria de Aveiro com sísmica de reflexão de alta resolução*. Universidade de Aveiro, Portugal Ph.D.

Duarte, C. & H, Castro. (2007). *Estudo da acumulação e escape de gás nos canais de maré da Ria de Aveiro com sísmica de reflexão de alta resolução*. Universidade de Aveiro, Portugal Ph.D.

Duarte, J. F. (2013). *Planeamento, captação e gestão das águas subterrâneas da região de Aveiro*. Dissertação de Mestrado. Universidade de Aveiro

Hovland, M & G. Judd (1988). *Seabed Pockmarks and seepages. Impact on Geology, Biology and Marine Environment*. Londres, Graham e Trotman.

Katata, E. P. F. (2015). *Avaliação do impacto das condições de operação na qualidade do sinal - processamento de dados de reflexão sísmica multicanal*. Tese de Mestrado. Universidade de Aveiro, Aveiro.

Kearey, P., Brooks, M., (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Science, 2nd Edition

McQuillin, R., Bacon, M & Barclay, W., (1984). *An Introduction to Seismic Interpretation*. Graham & Trotman, 2nd Edition

Mitchum, R.M., Vail, P.R. & Thompson, S. (1977). *Seismic stratigraphy and global changes in sealevel, part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis*. In: Payton, (ed). *Seismic stratigraphy: application to hydrocarbon exploration*. AAPG-Memoir 26, AAPG, Tulsa

Pinheiro, L.M., Teixeira, F.C., Gonçalves, D.S., Azevedo, L. e Ribeiro, T., (2011). *Métodos geofísicos na planificação e monitorização de operações de dragagens e na prospecção de agregados na plataforma continental*. In Coelho, Silva, Pinheiro e Gonçalves (Eds.). *Dragagens – Fundamentos Técnicas e Impactos*. Edição Universidade de Aveiro, 119-150.

Pinto, A. S. F. (2015). *Caracterização Geológica e Geofísica da Área da Figueira de Foz*. Tese de Mestrado. Universidade de Aveiro, Aveiro.

Ribeiro, L.T. & T.M. Gamito (2012). *Plano de Gestão das Bacias Hidrográficas dos rios Vouga, Mondego e Lis Integrados na Região Hidrográfica 4*. ARH do Centro, I.P. – Administração da Região Hidrográfica do Centro, I.P.

Rocha, F. T. (1993). *Argilas aplicadas a estudos litoestratigráficos e paleoambientais na bacia sedimentar de Aveiro*, Universidade de Aveiro, Portugal. Ph.D.

Roque, C. (2007). *Tecnostratigrafia do Cenozóico das Margens Continentais Sul e Sudeste Portuguesas: um Modelo de Correlação Sismoestratigráfica*. Universidade de Lisboa, Portugal. Ph.D.

Sheriff, R, E., & Gerald, L.P. (1995). *Exploration Seismology*. Cambridge University Press

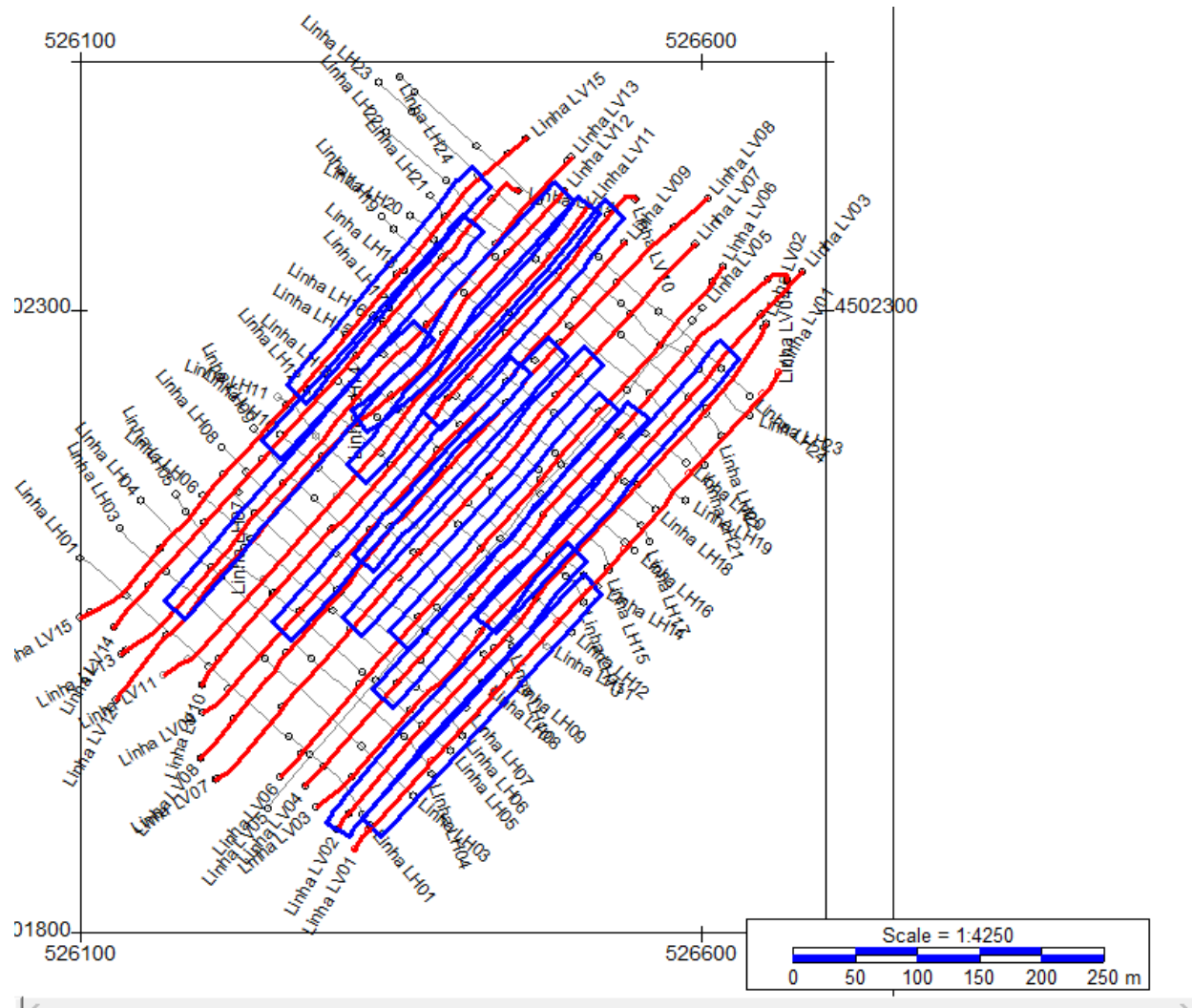
Stolt, R. H., 1978. *Migration by Fourier-Transform*. *Geophysics* 43(1): 23-48.

Teixeira, C. & G. Zbyszewski (1976). *Notícia explicativa da Folha 16-A, Aveiro. Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50.000*. Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal.

Yilmaz, O., (2001). *Seismic Data Analysis: Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data*. (Vol.1) .Tulsa, OK: Society of Exploration Geophysicists

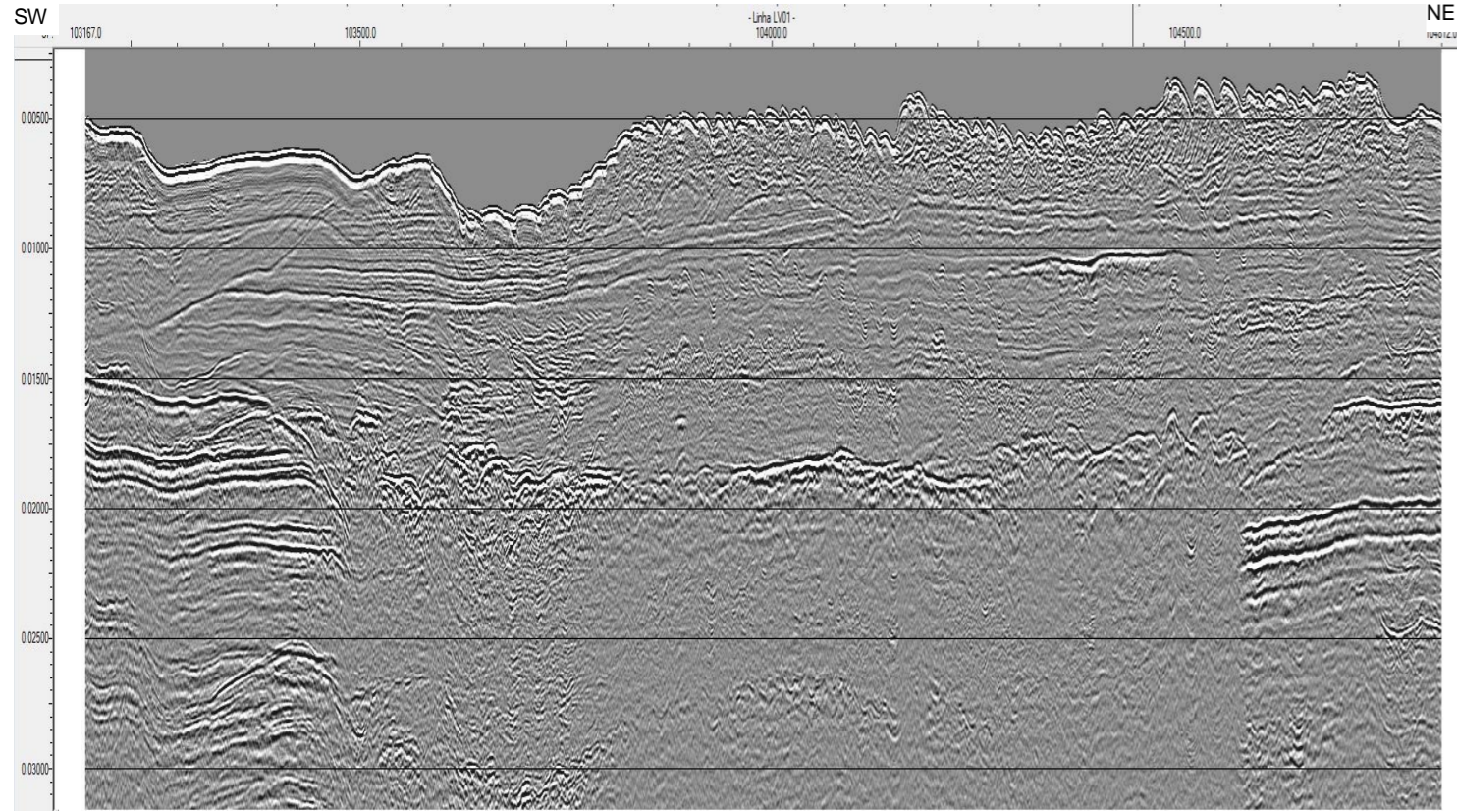
Anexos 1

Linhas sísmicas longitudinais (LV), com a interpretação das principais unidades estratigráficas da área de estudo.

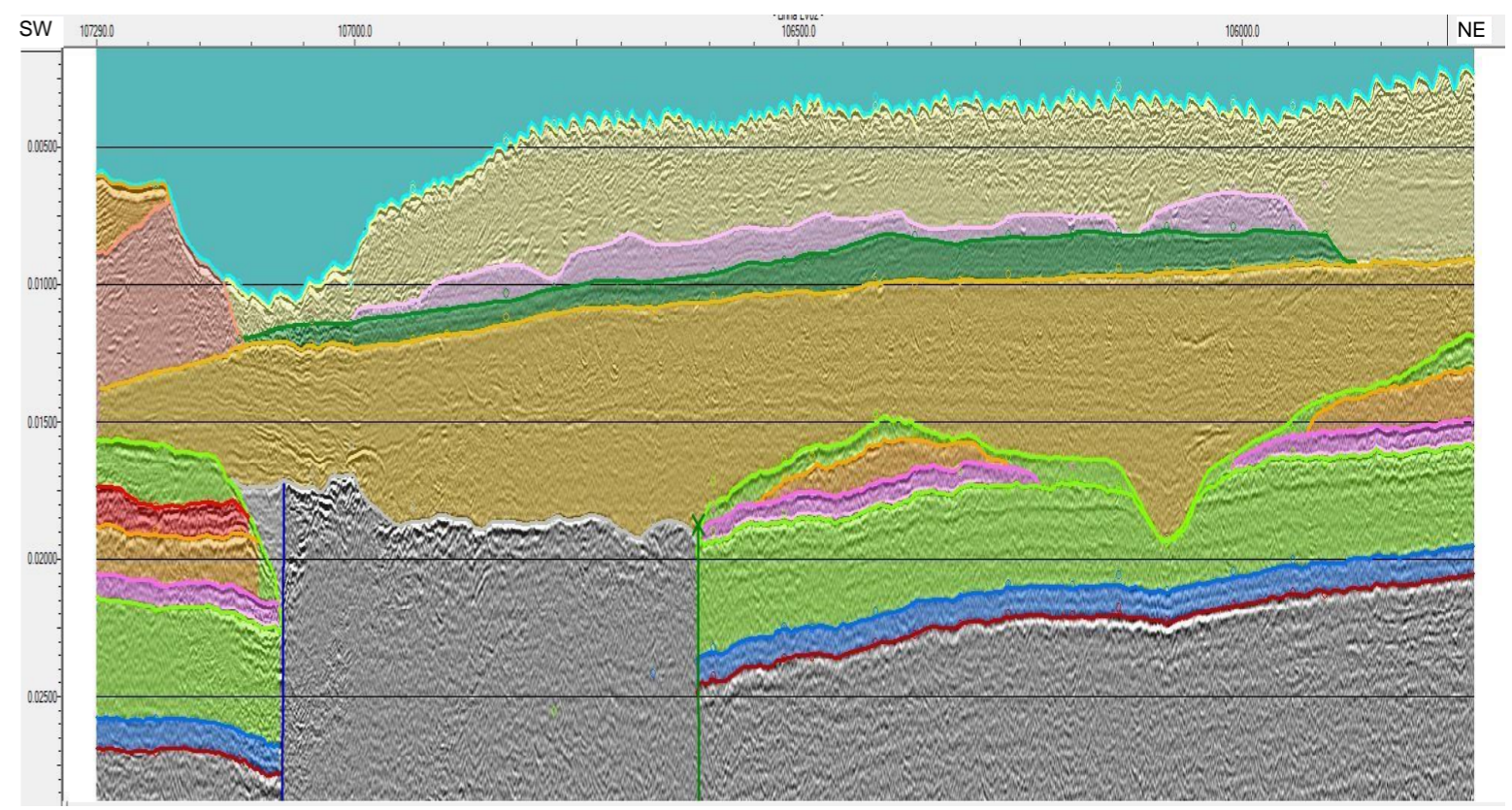
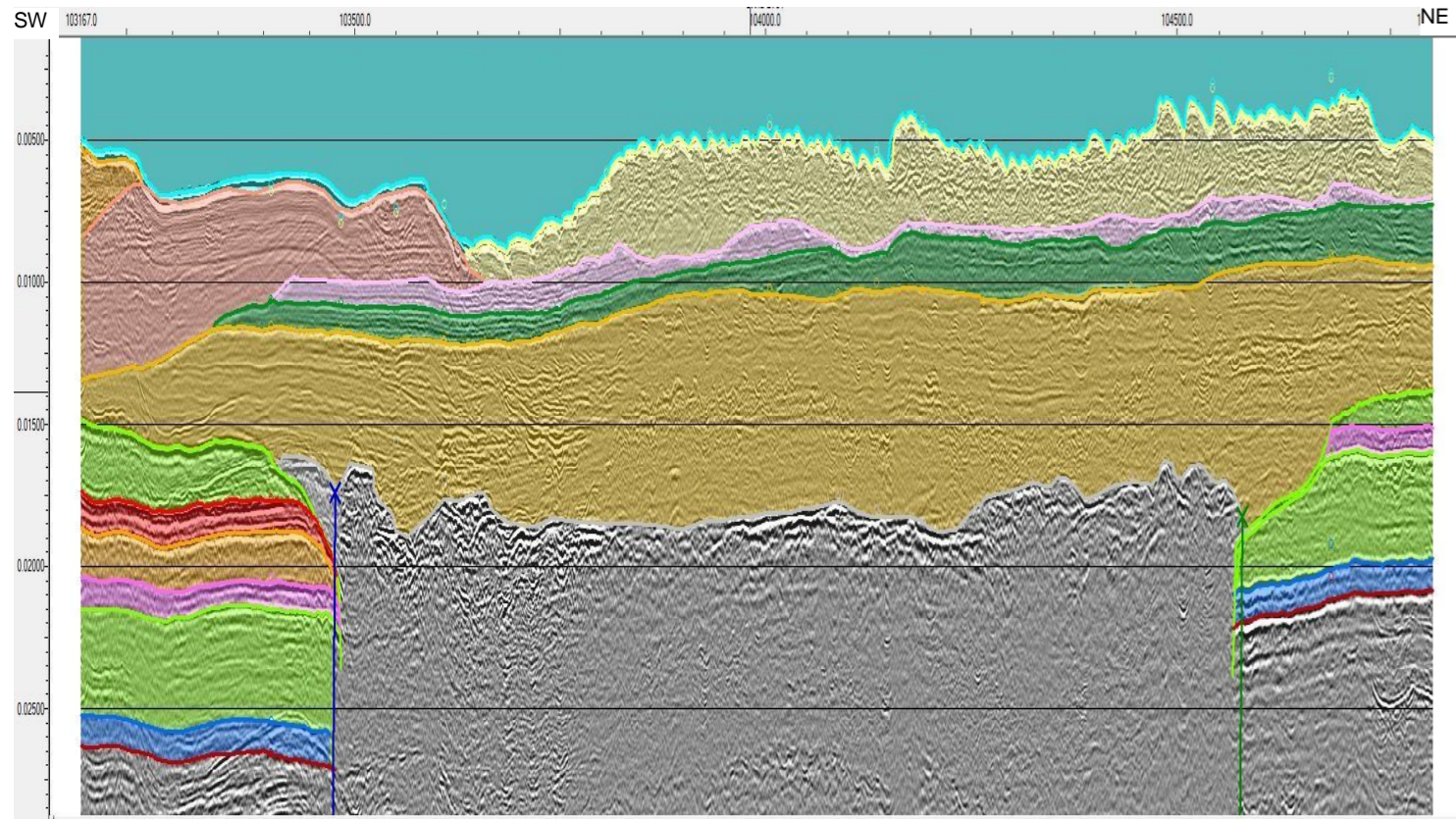
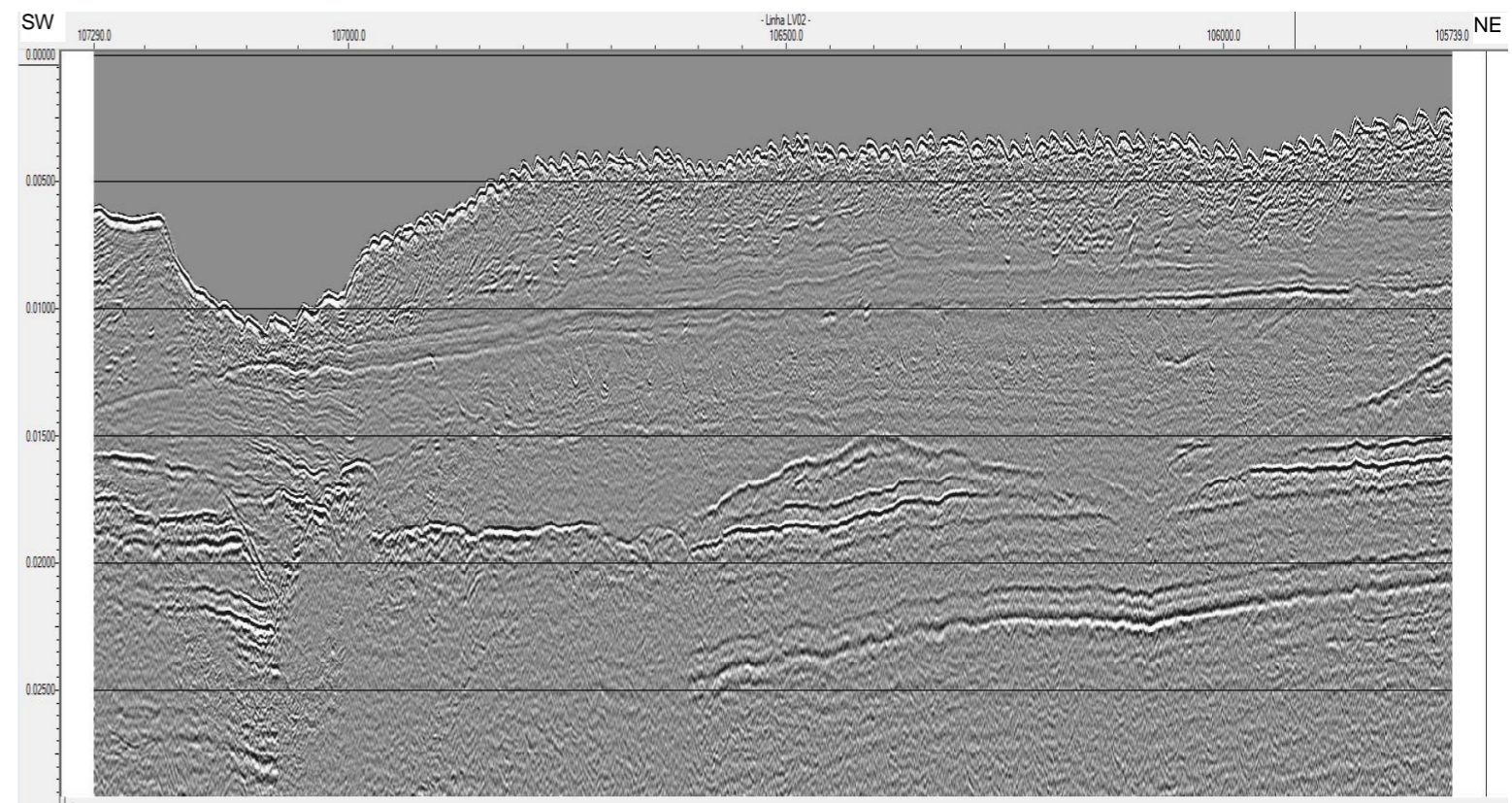


Mapa das linhas longitudinais (LV) interpretadas

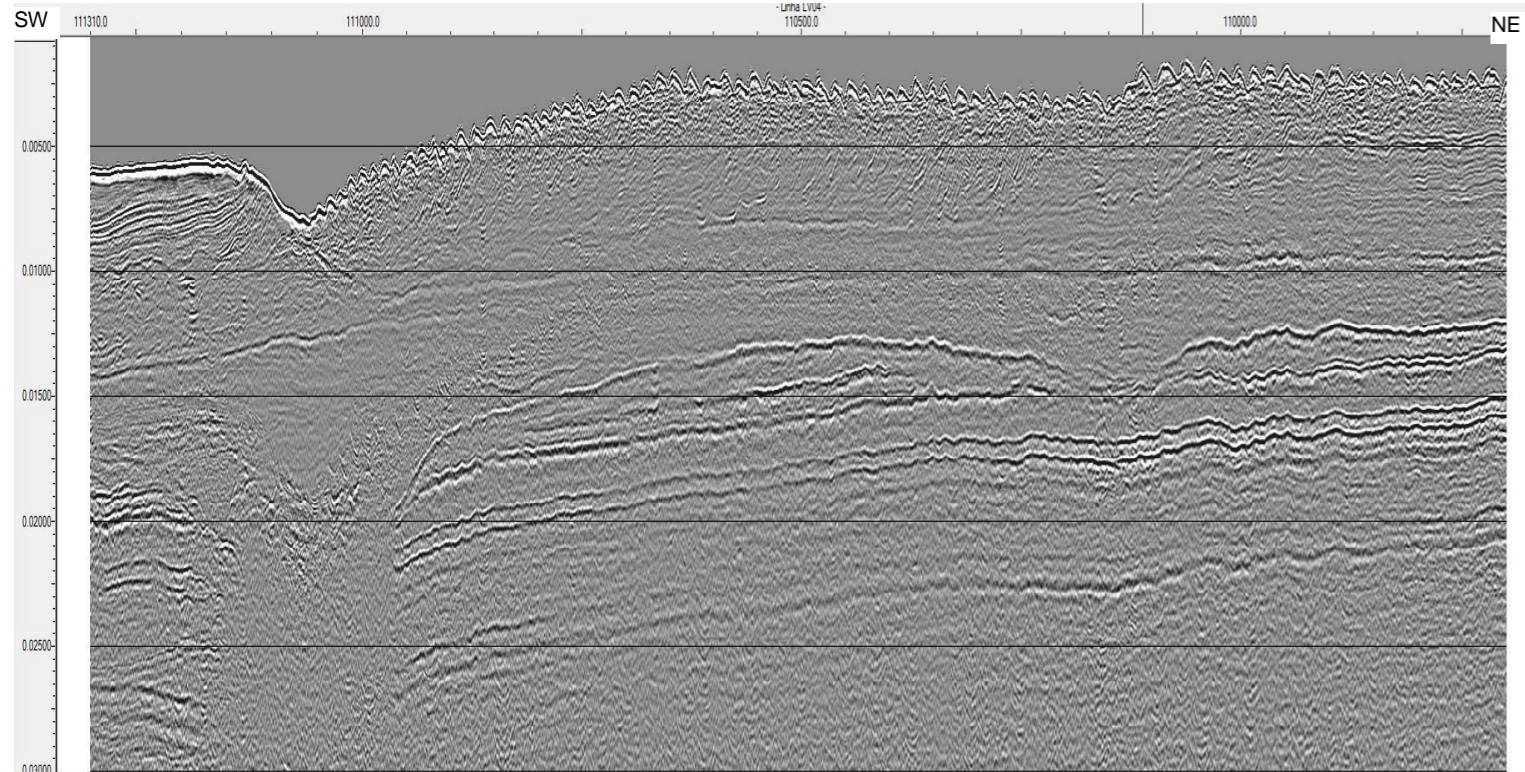
Linha LV01



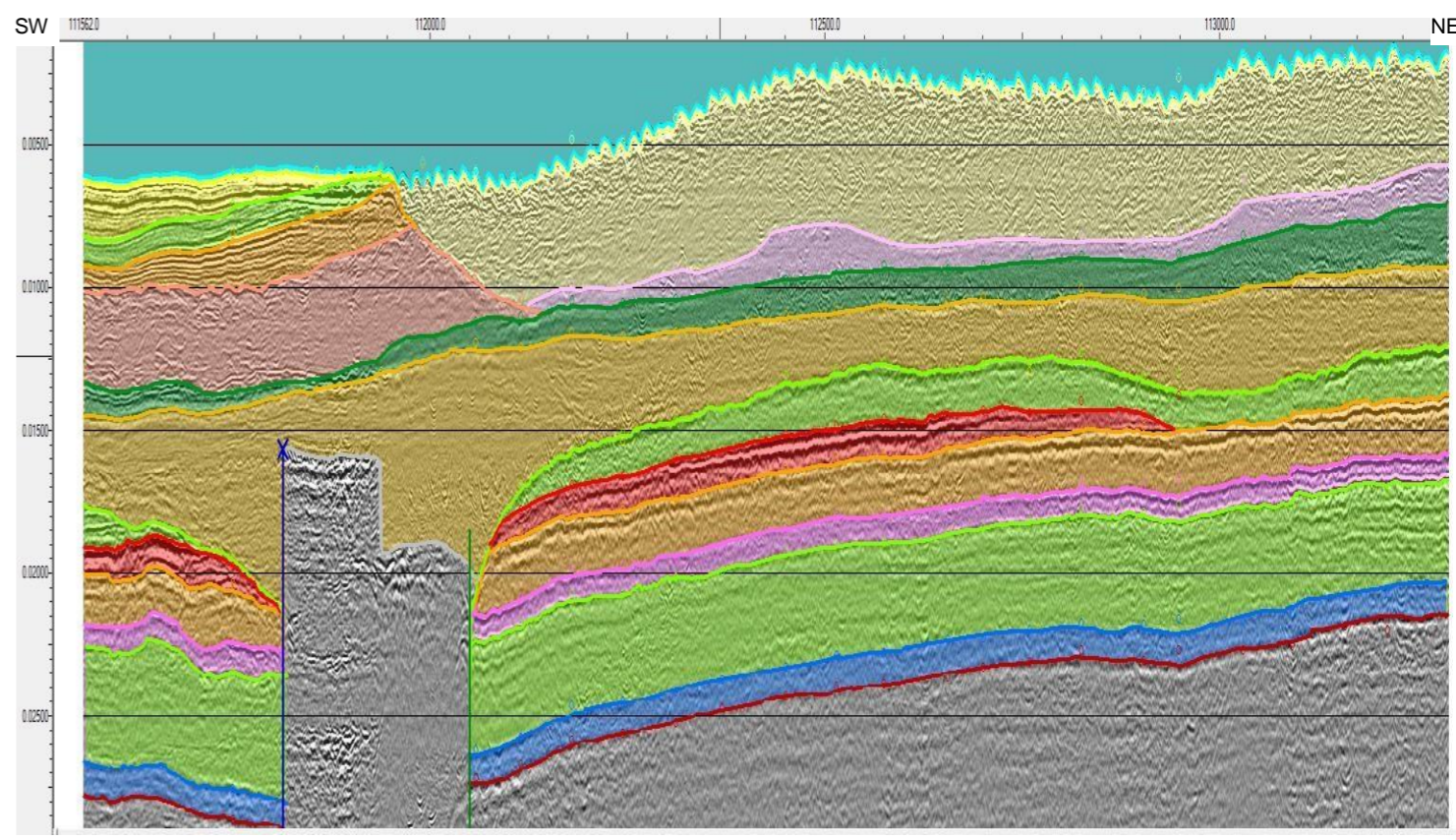
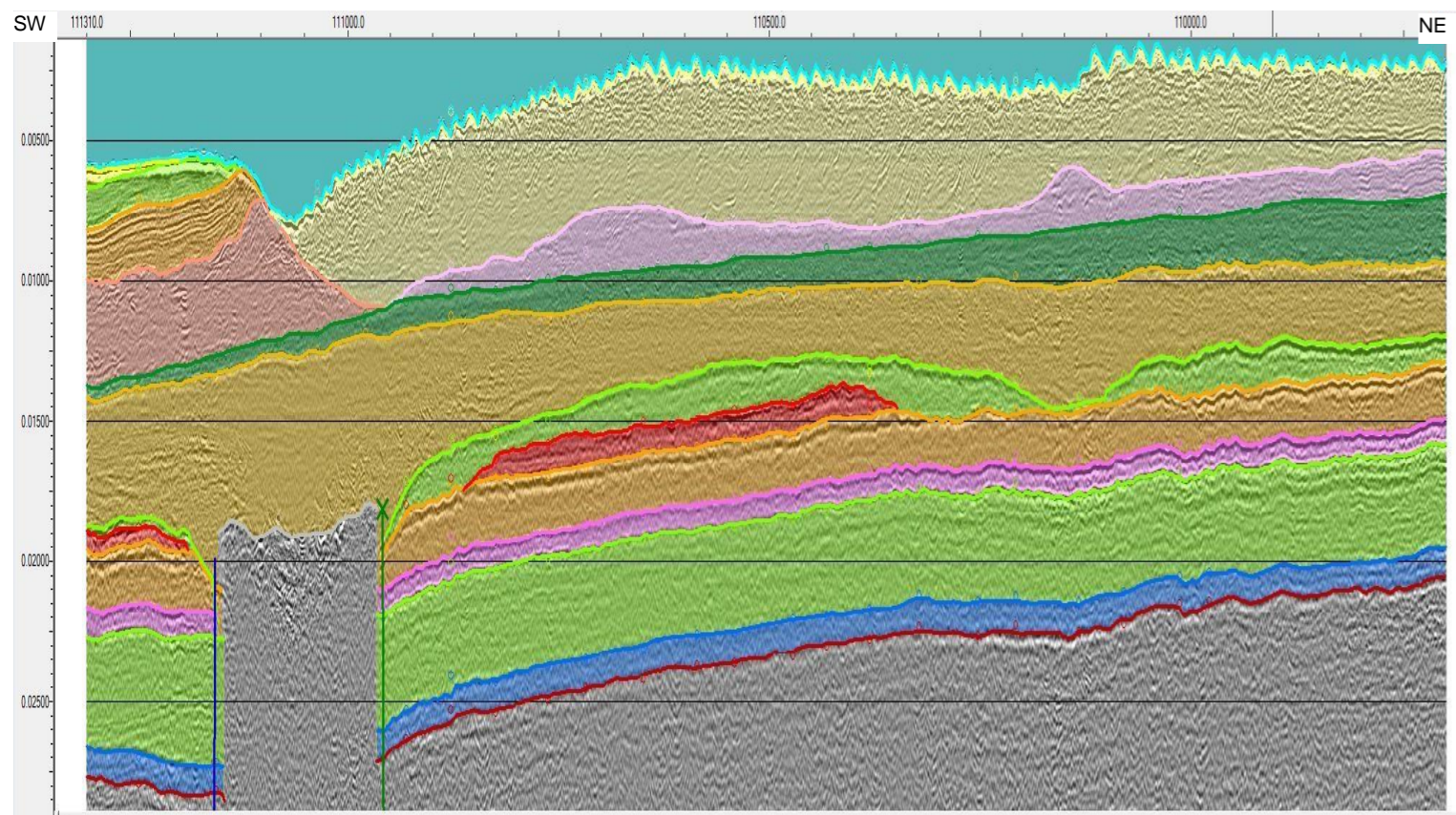
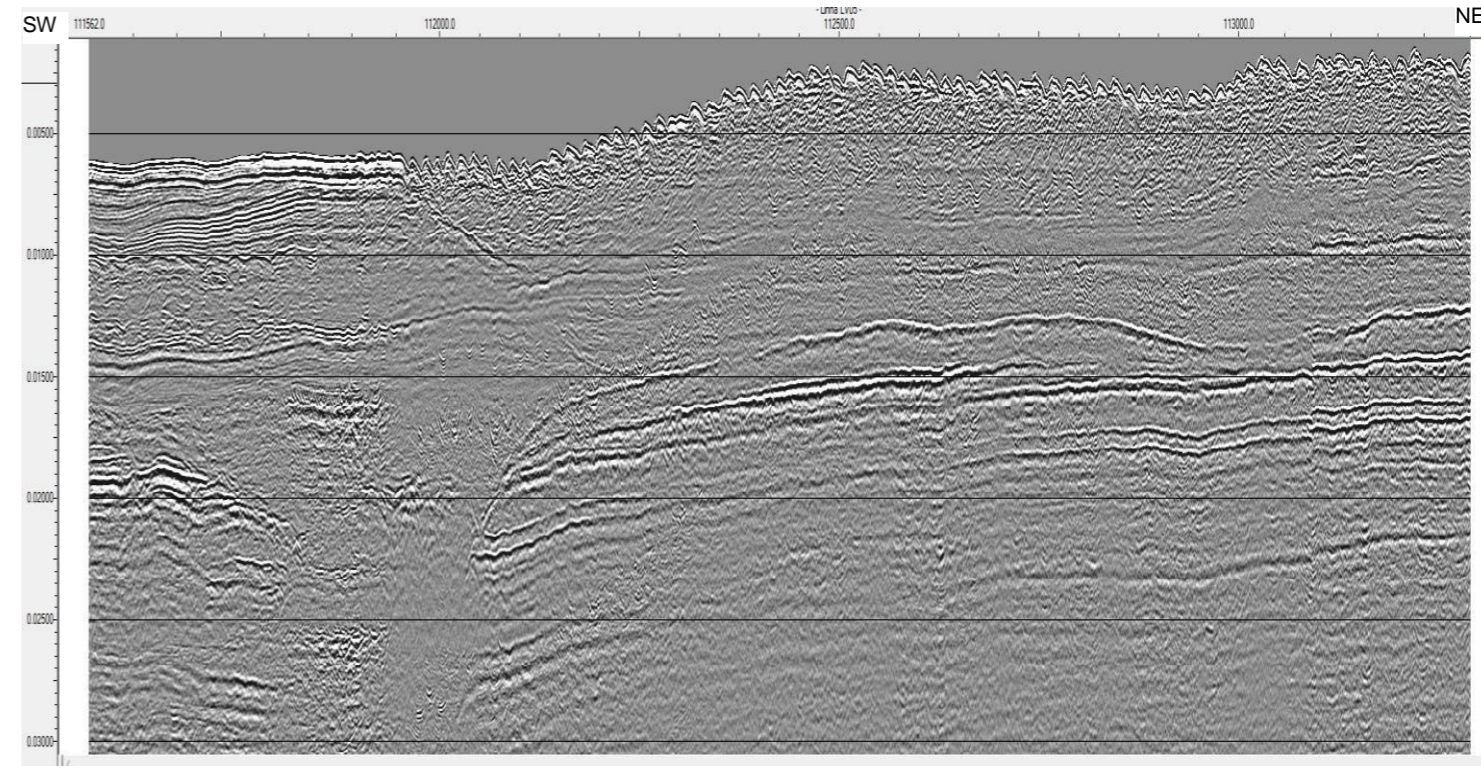
Linha LV02



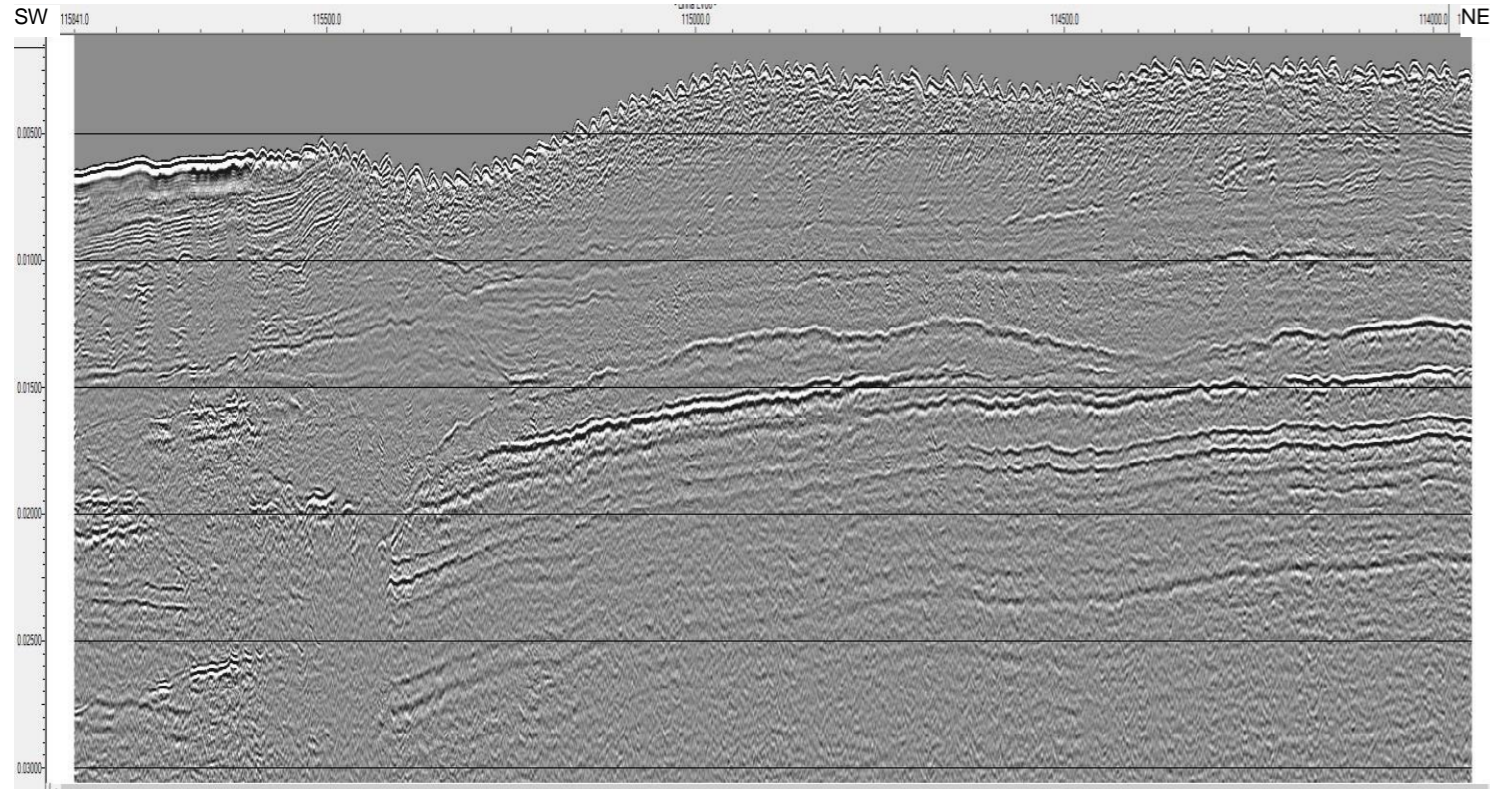
Linha LV03



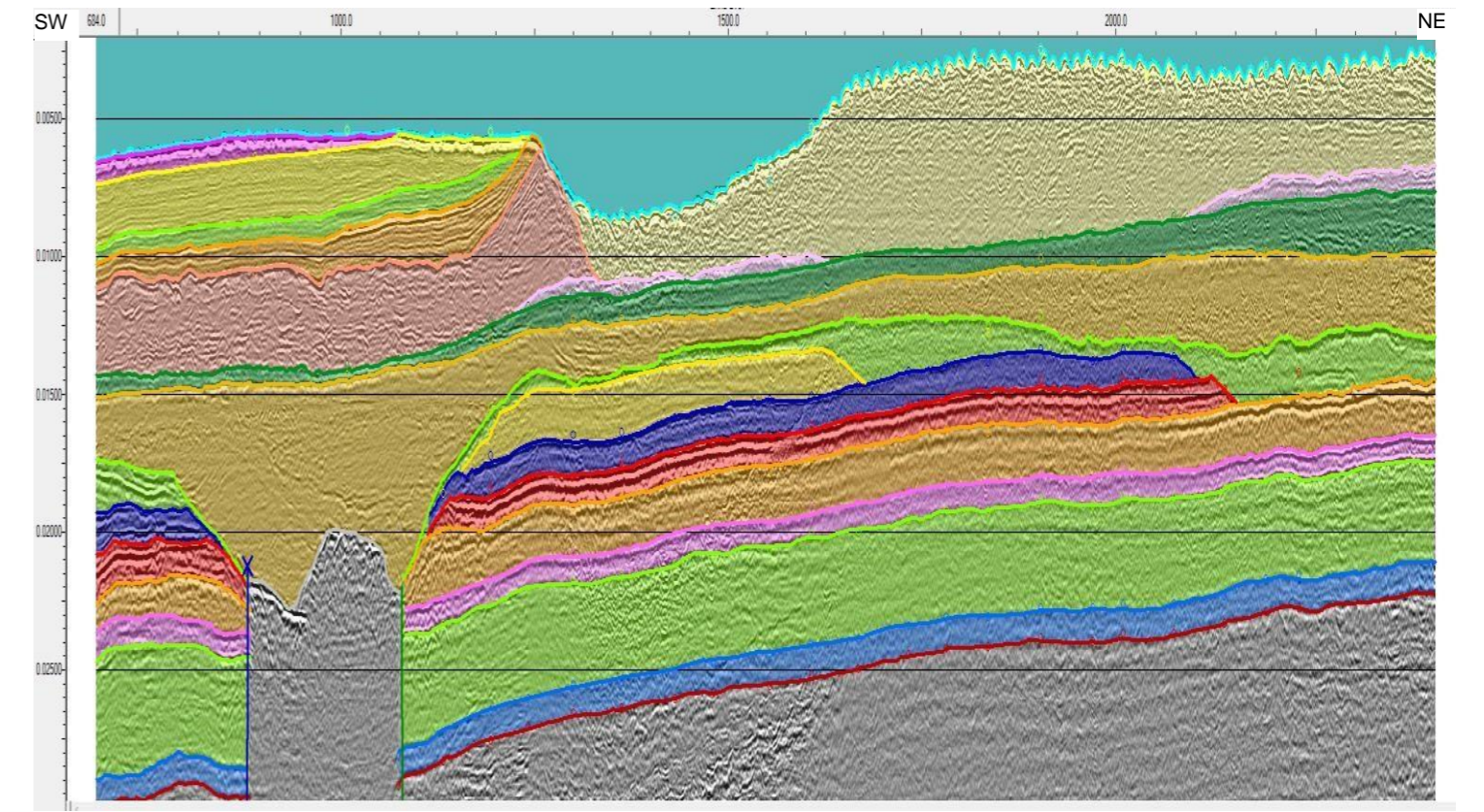
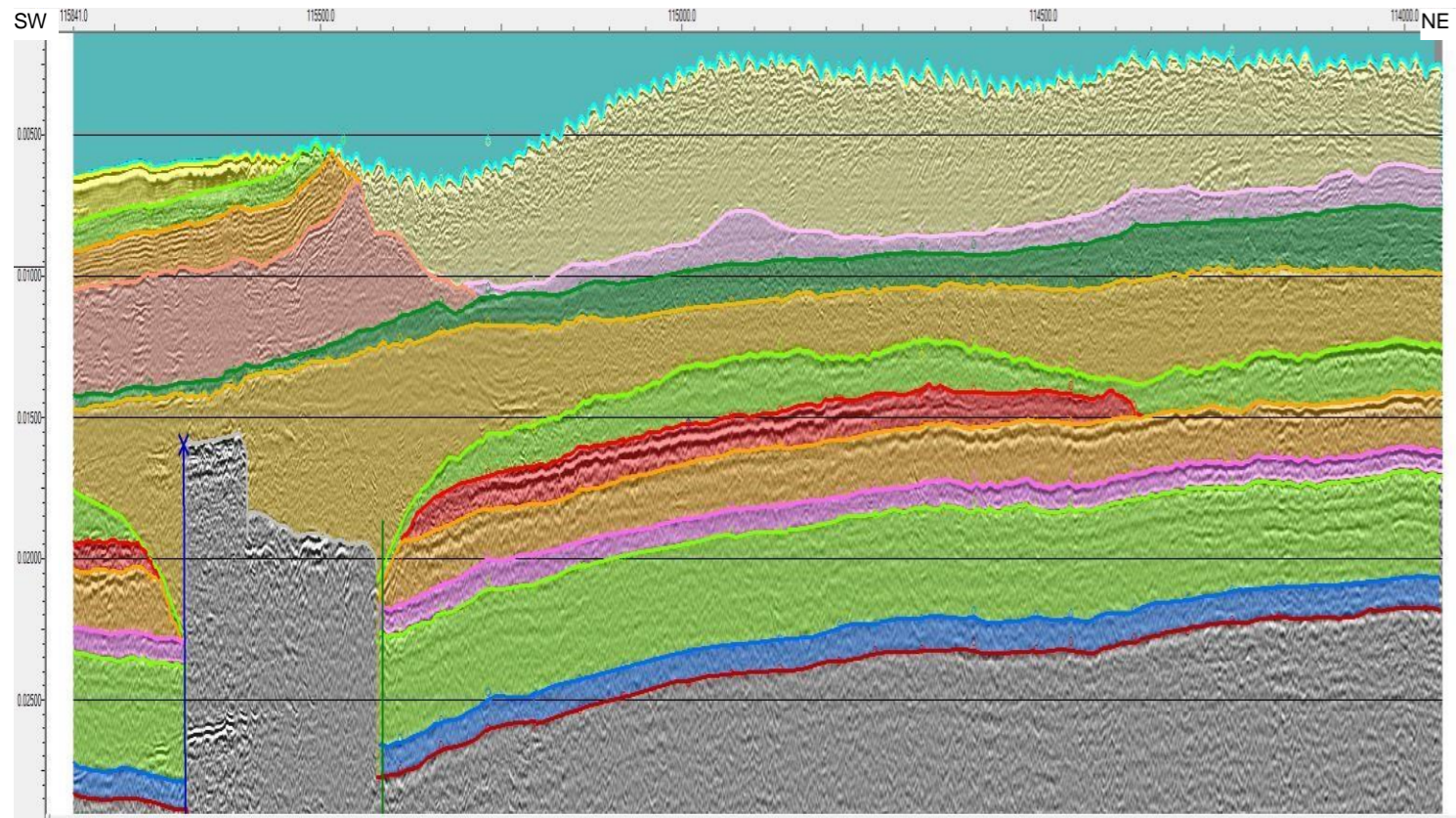
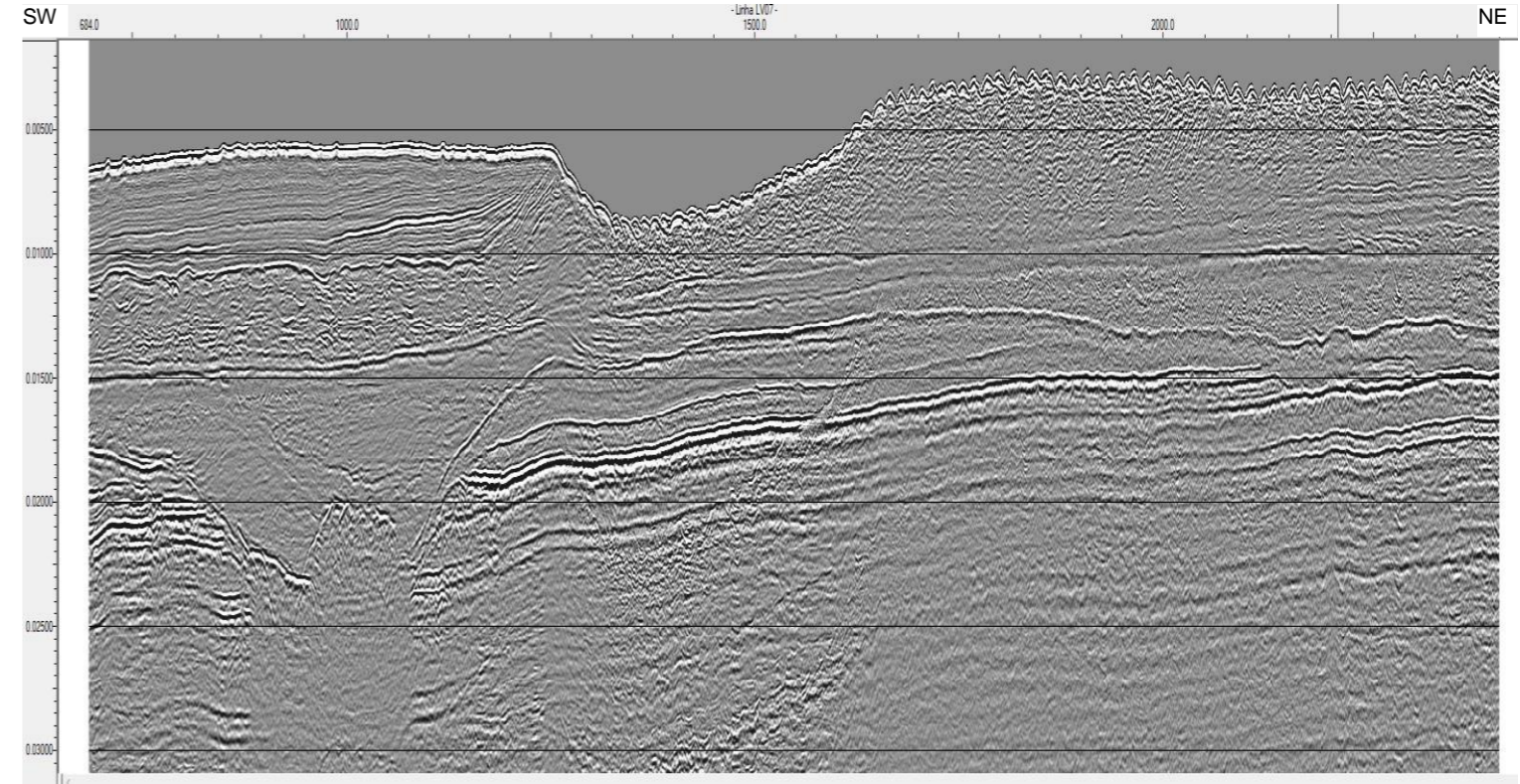
Linha LV04



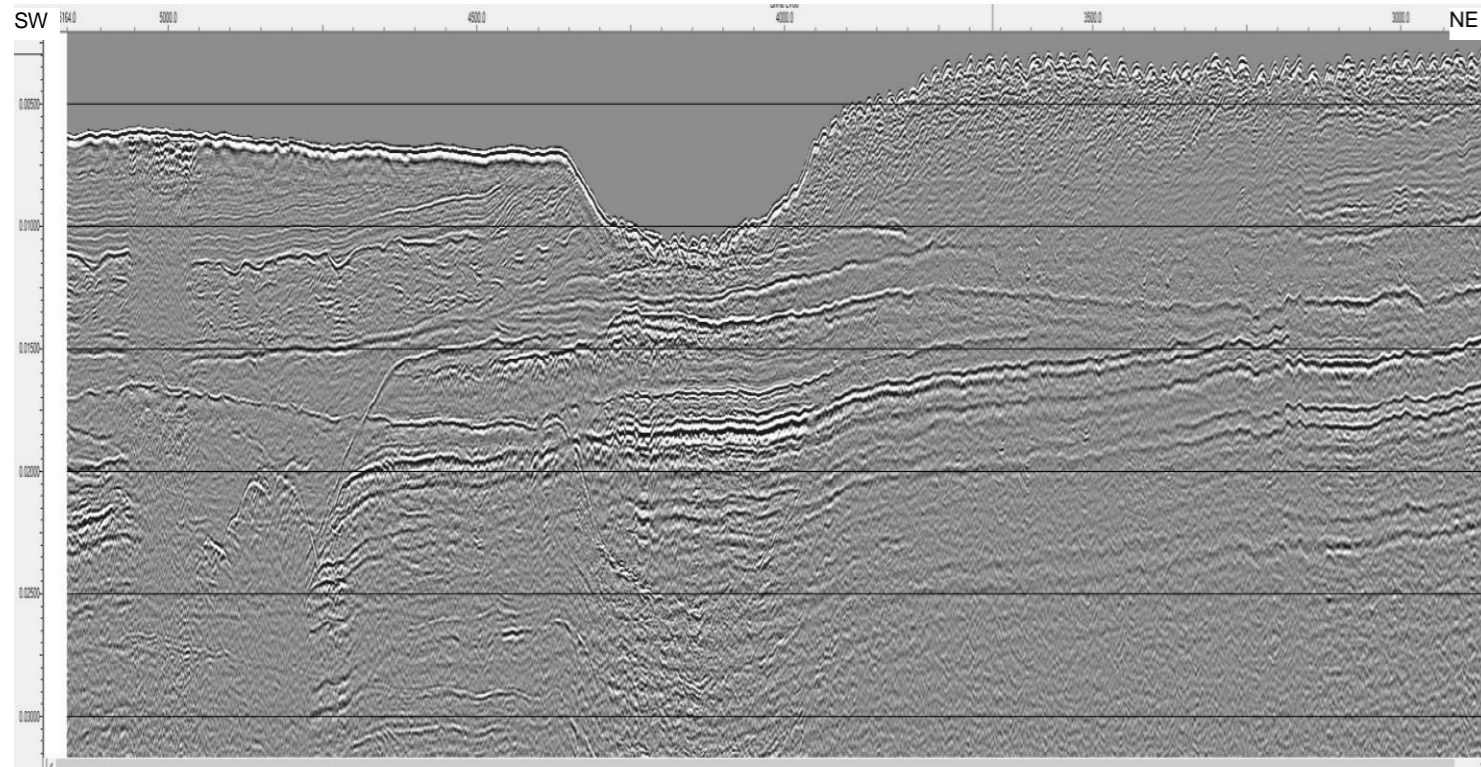
Linha V05



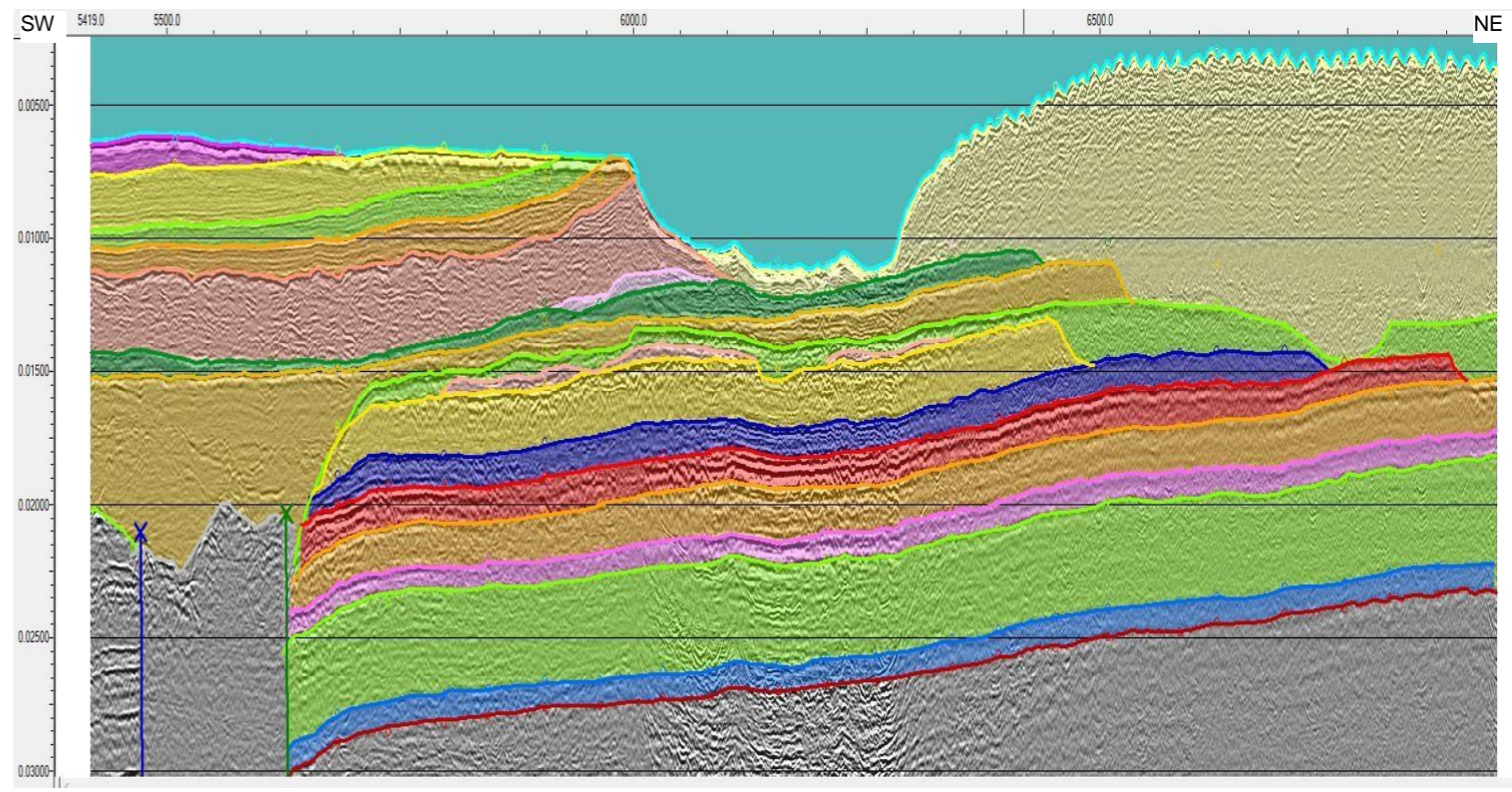
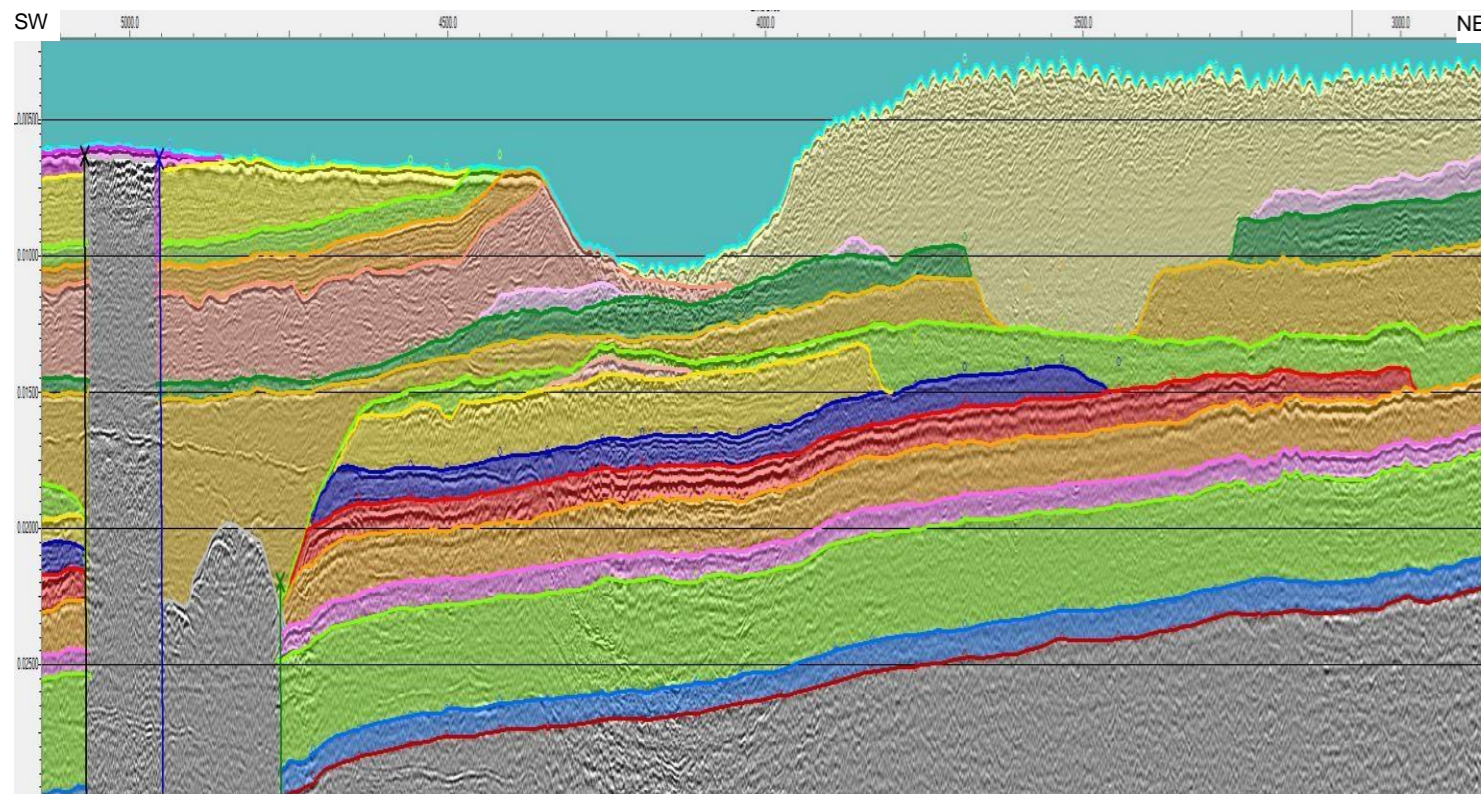
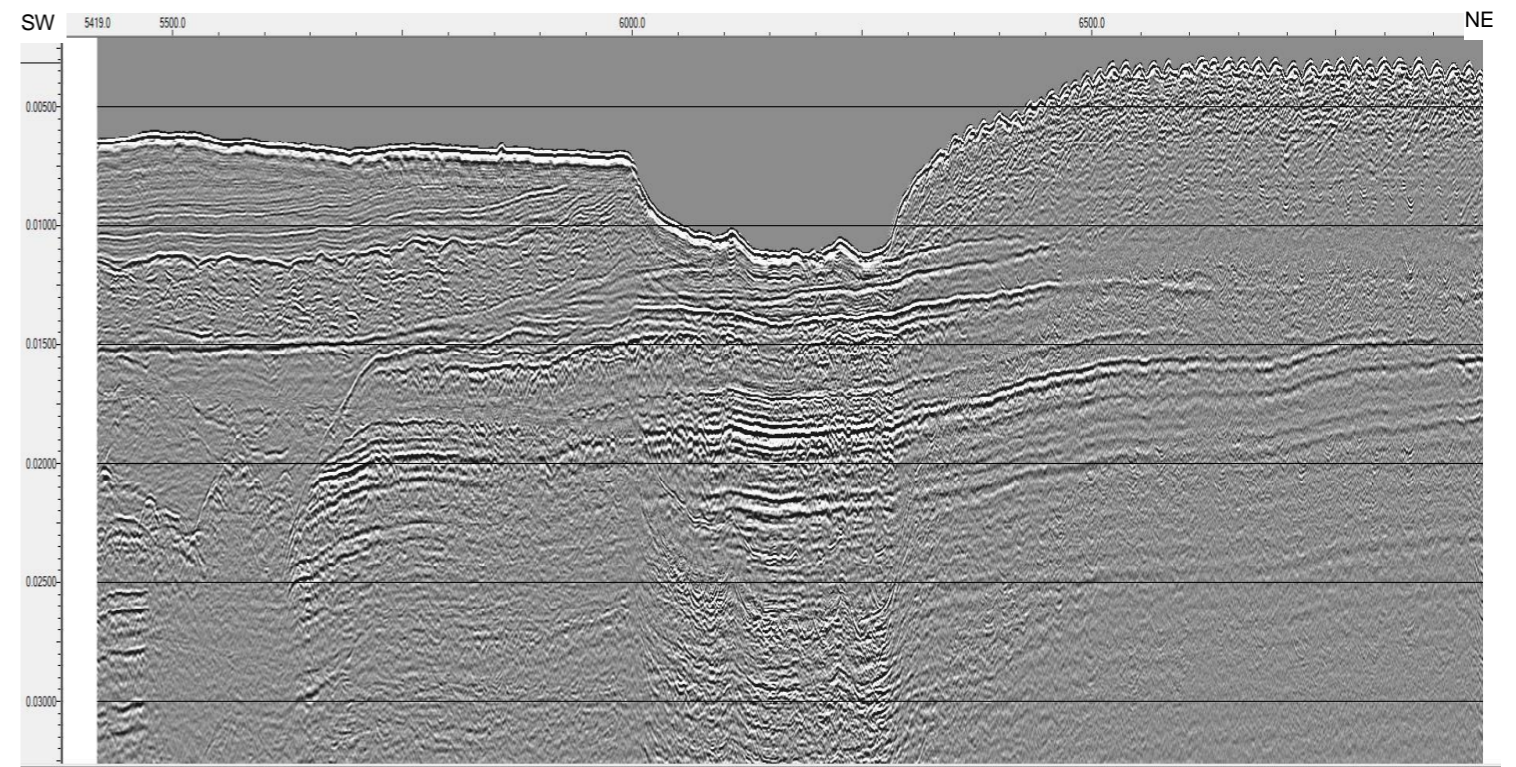
Linha LV06



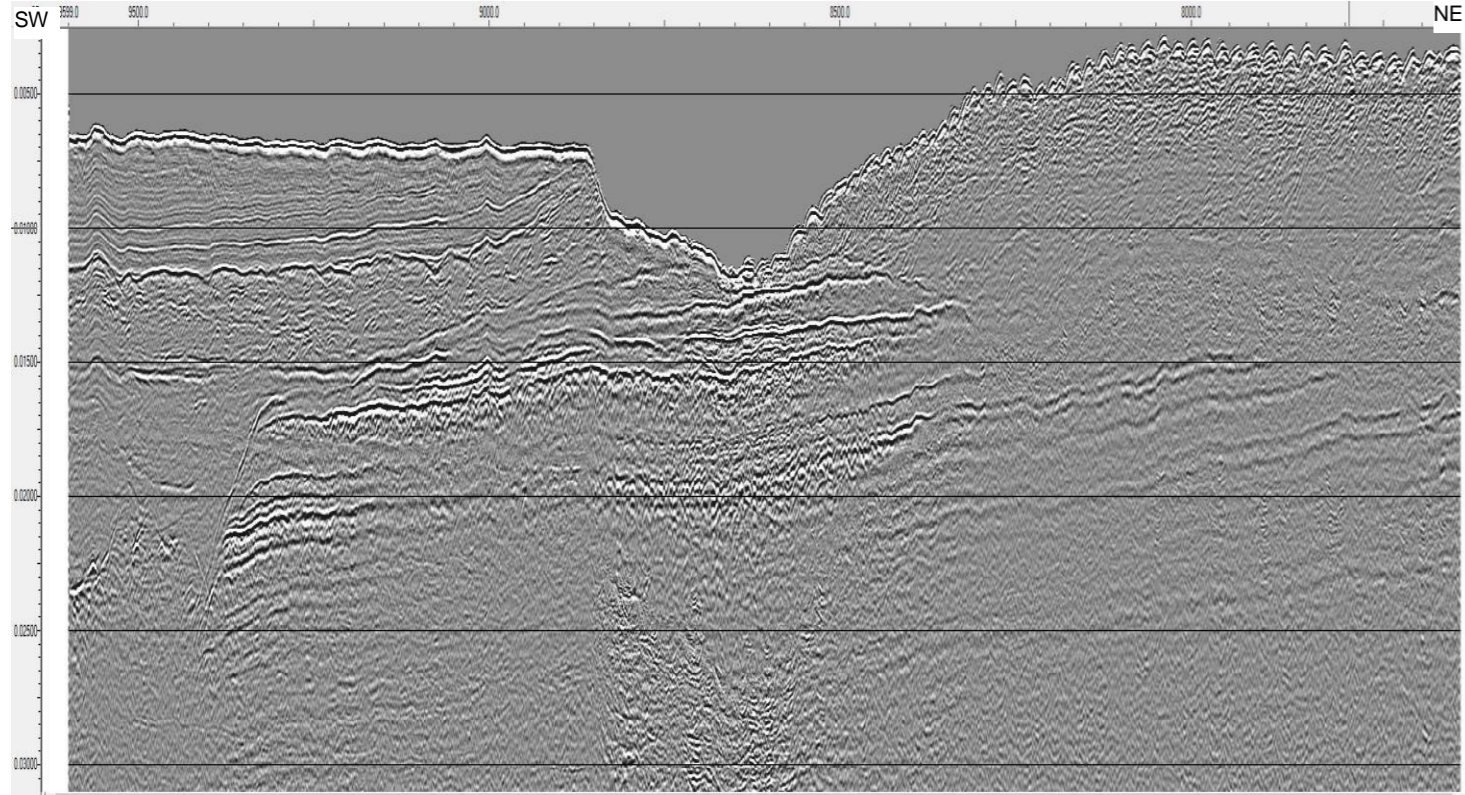
Linha LV07



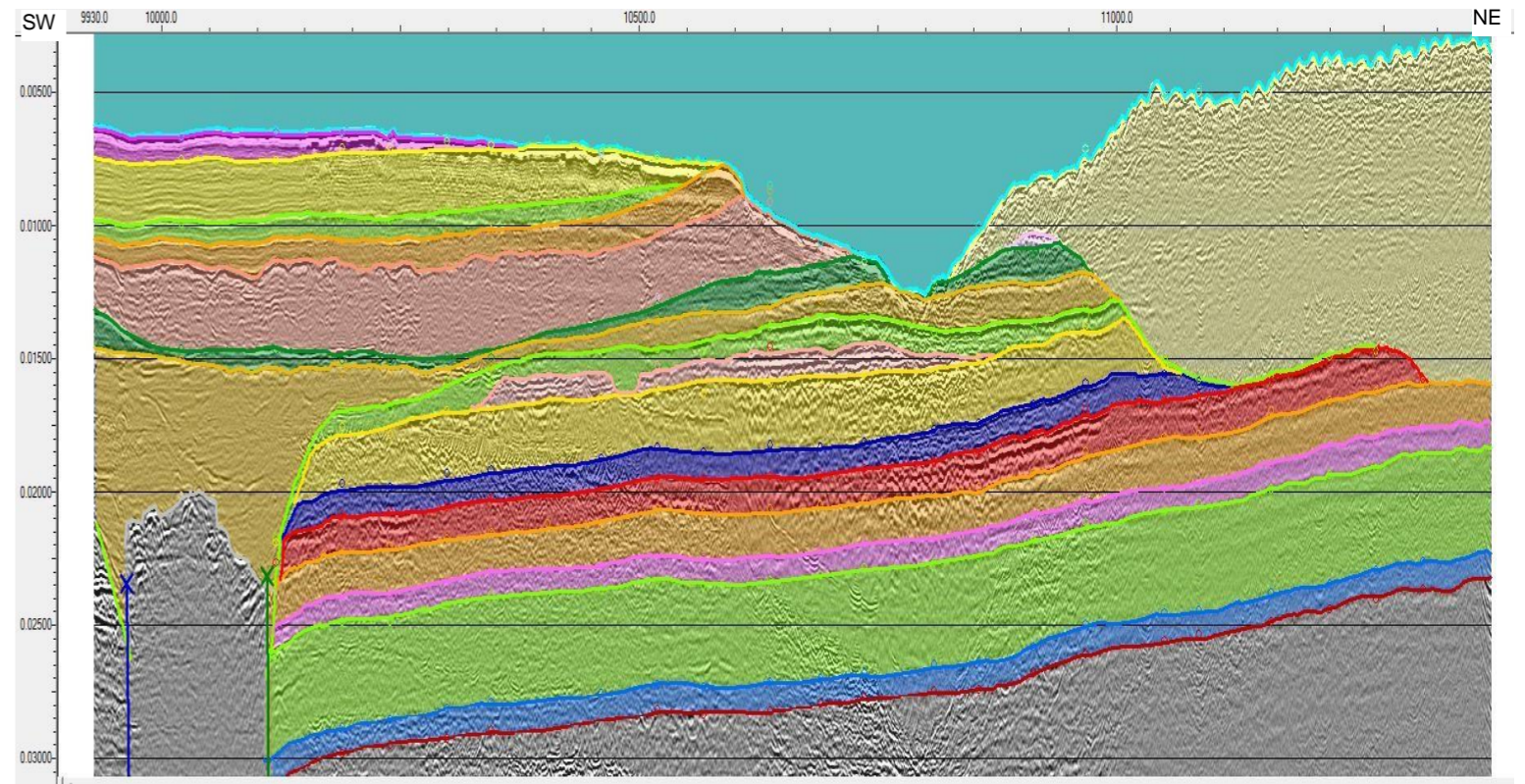
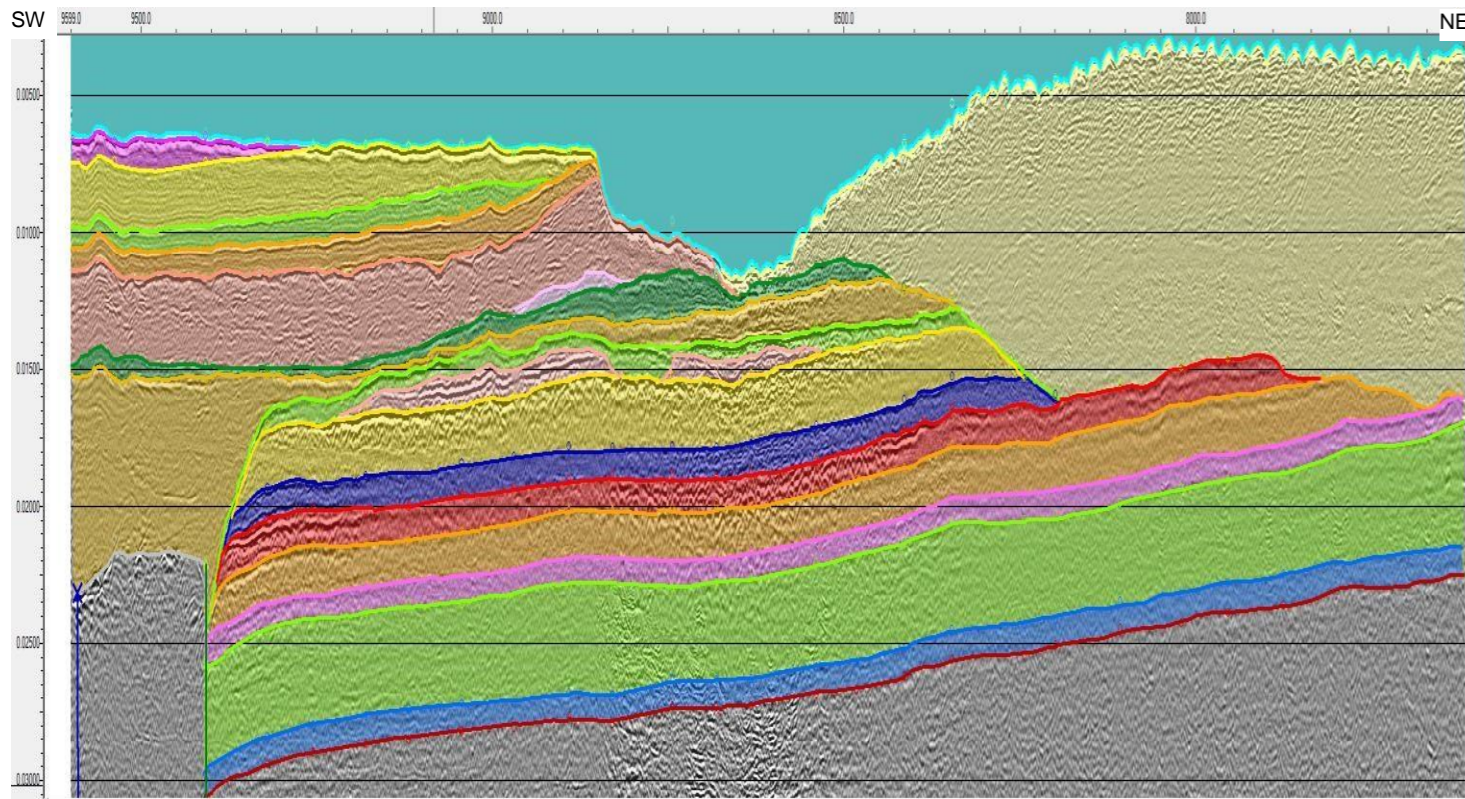
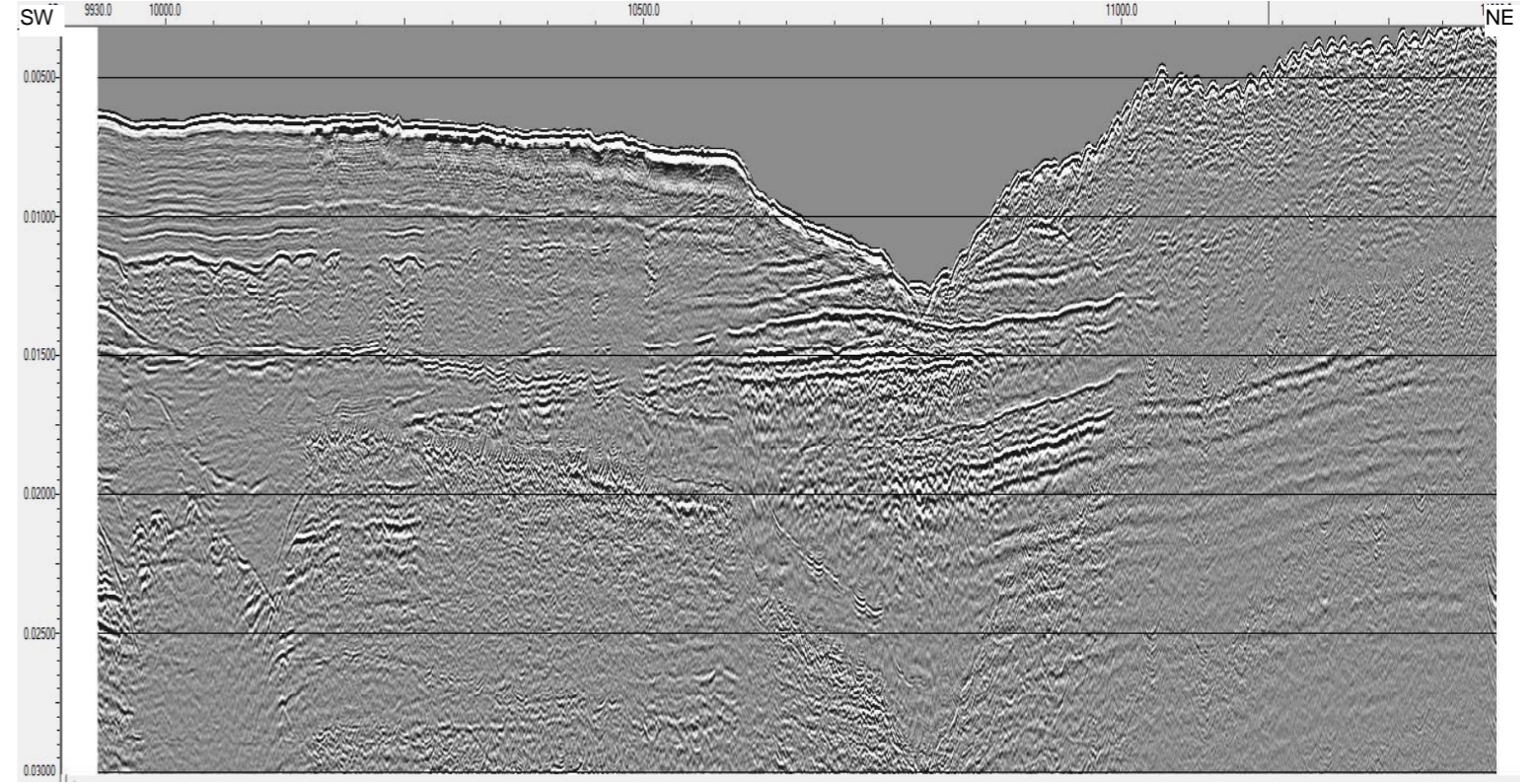
Linha LV08

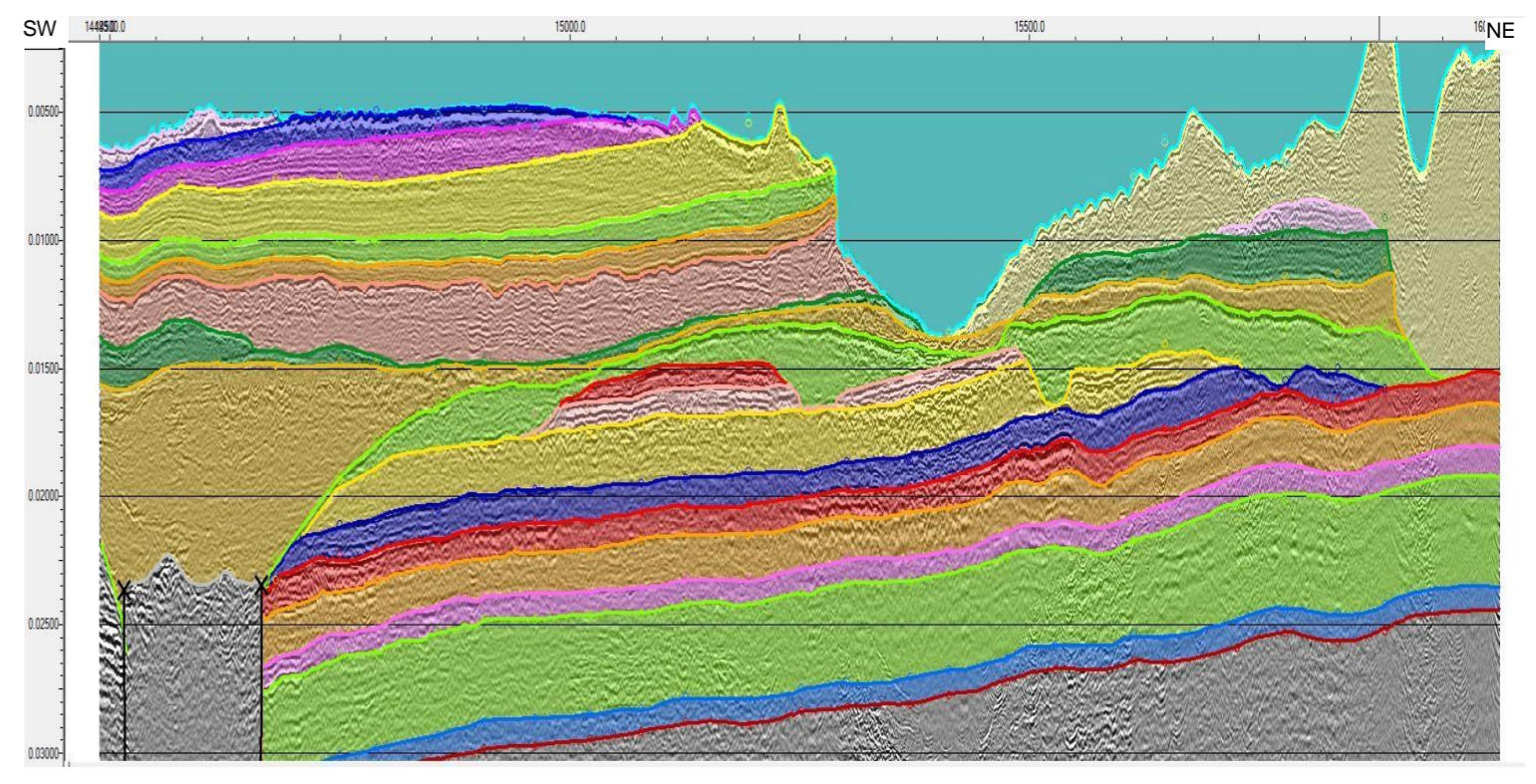
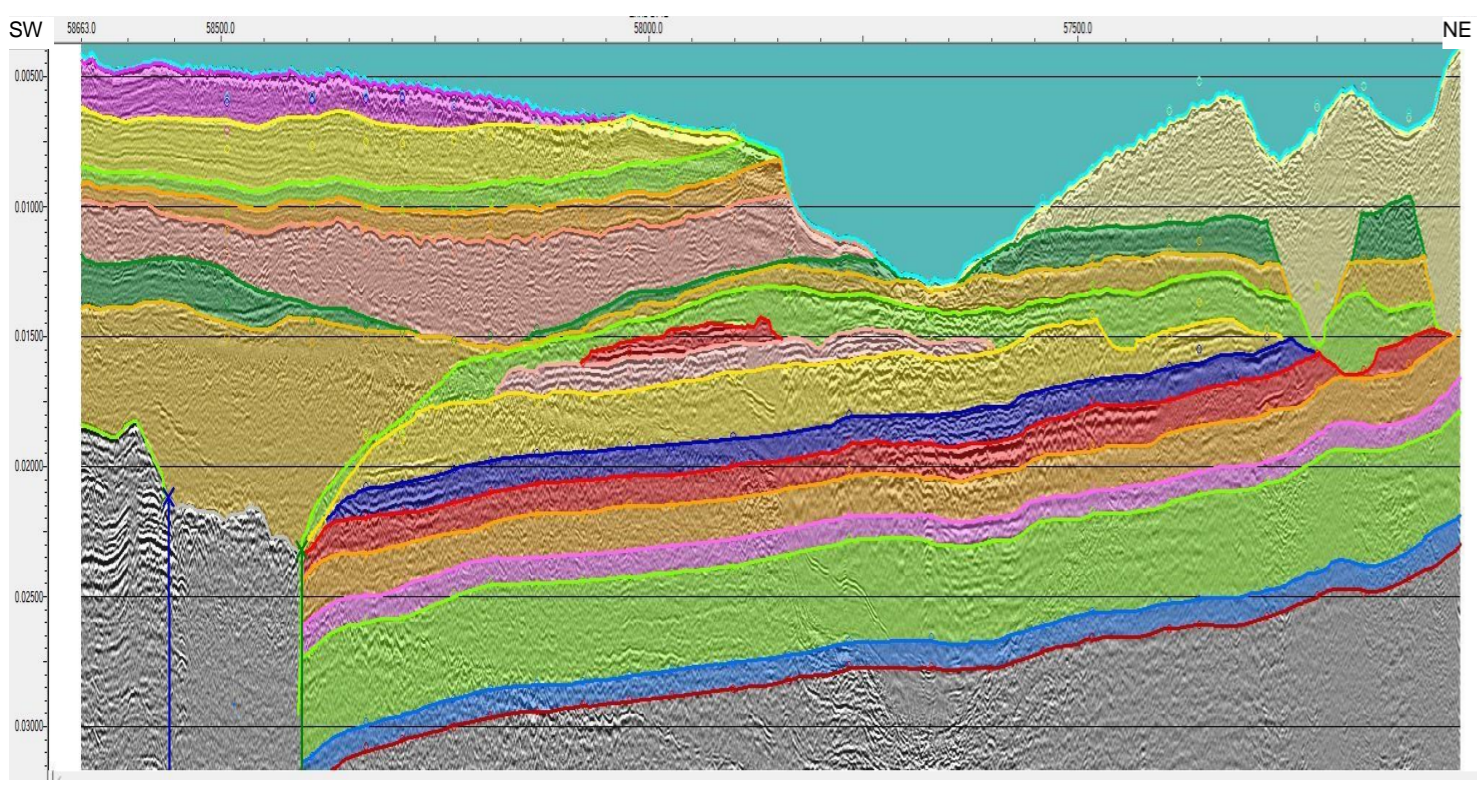
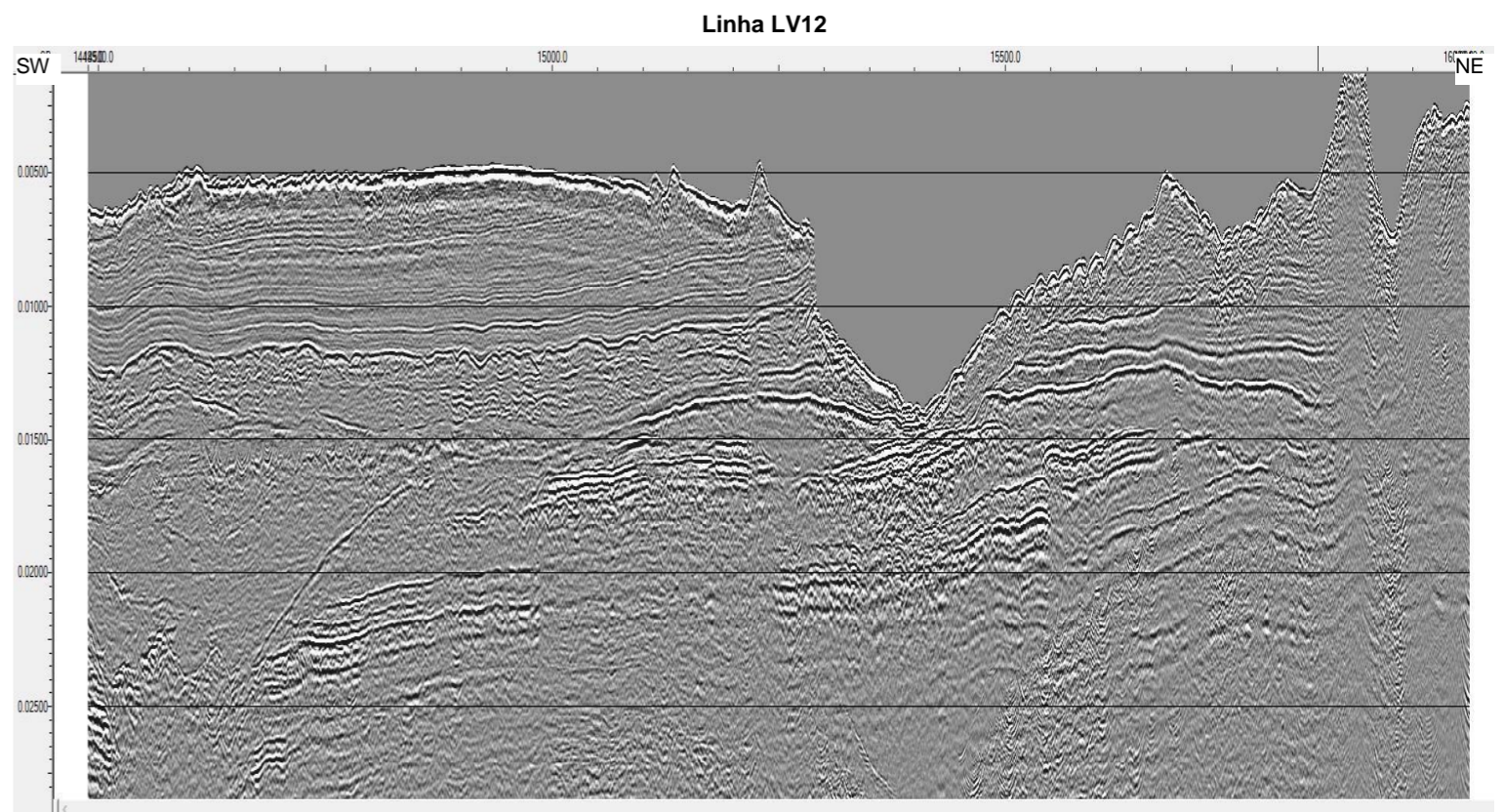
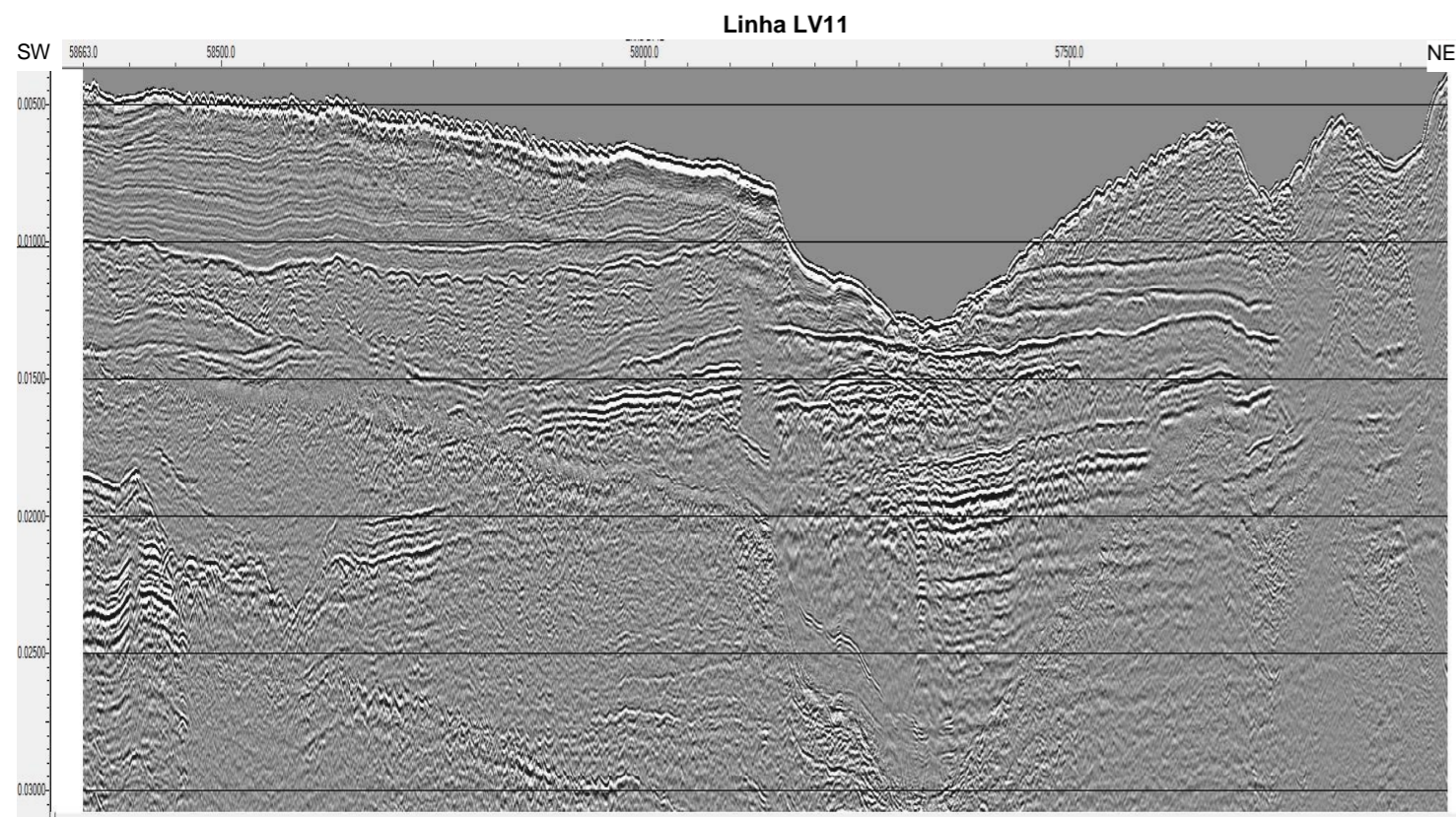


Linha LV09

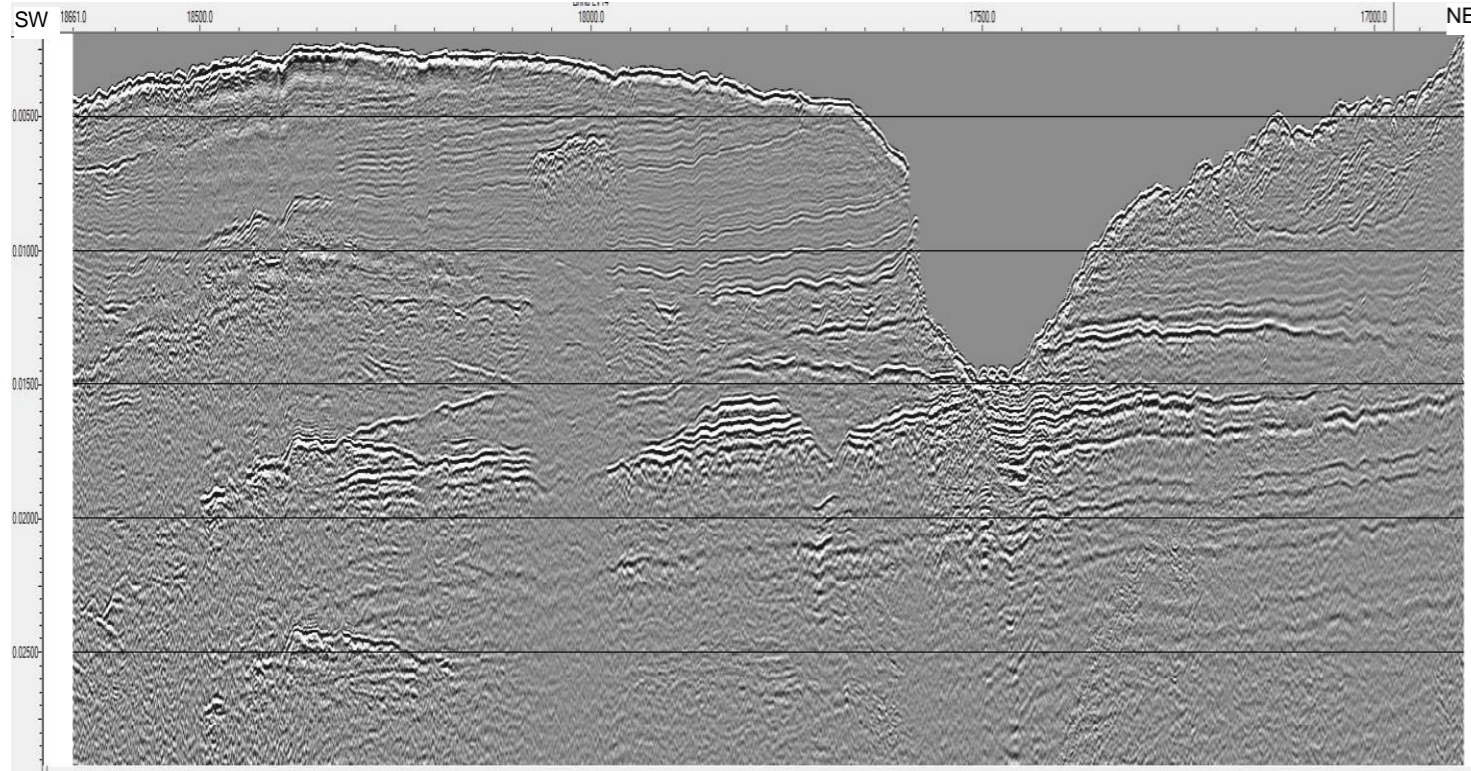


Linha LV10

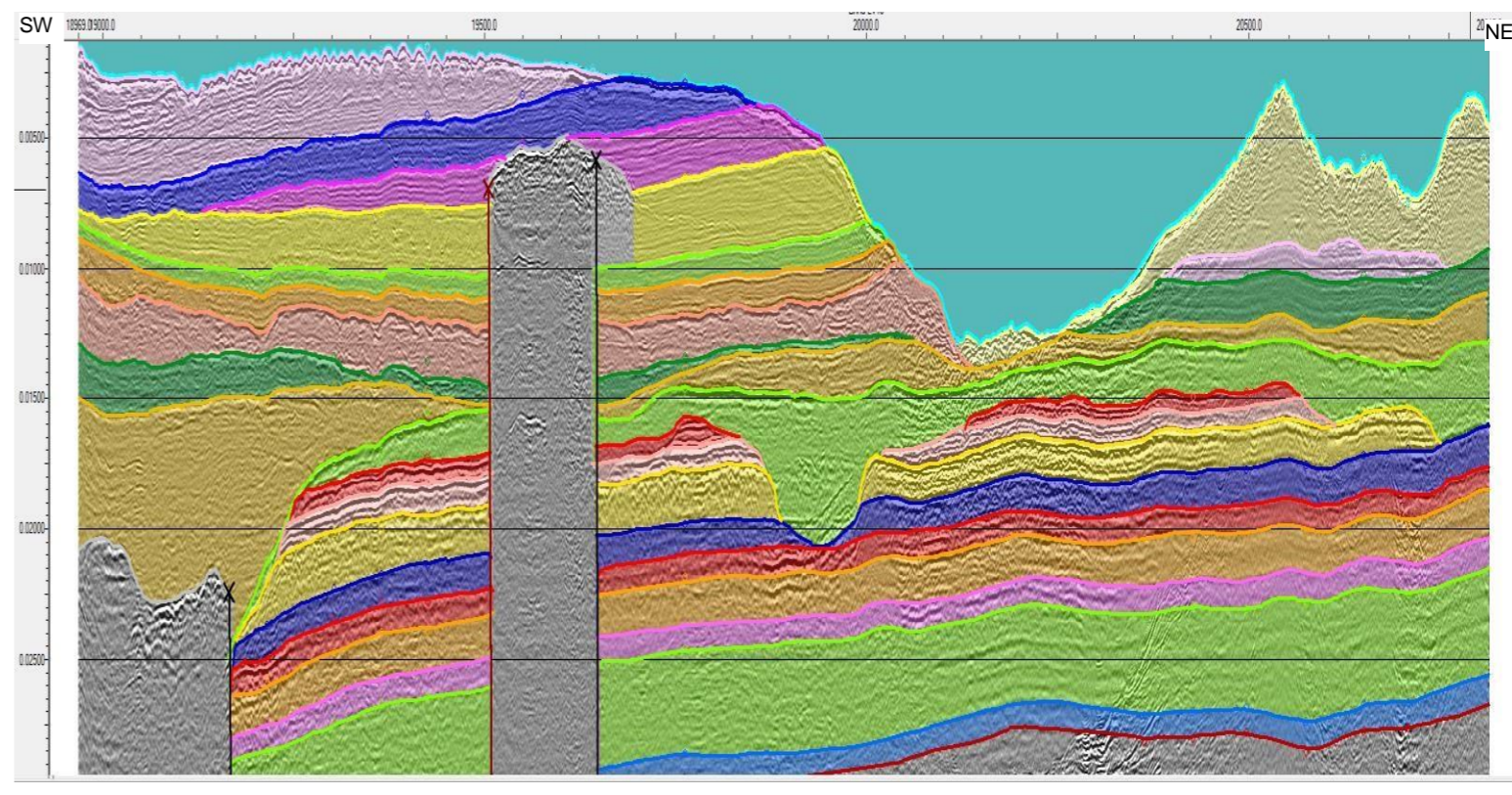
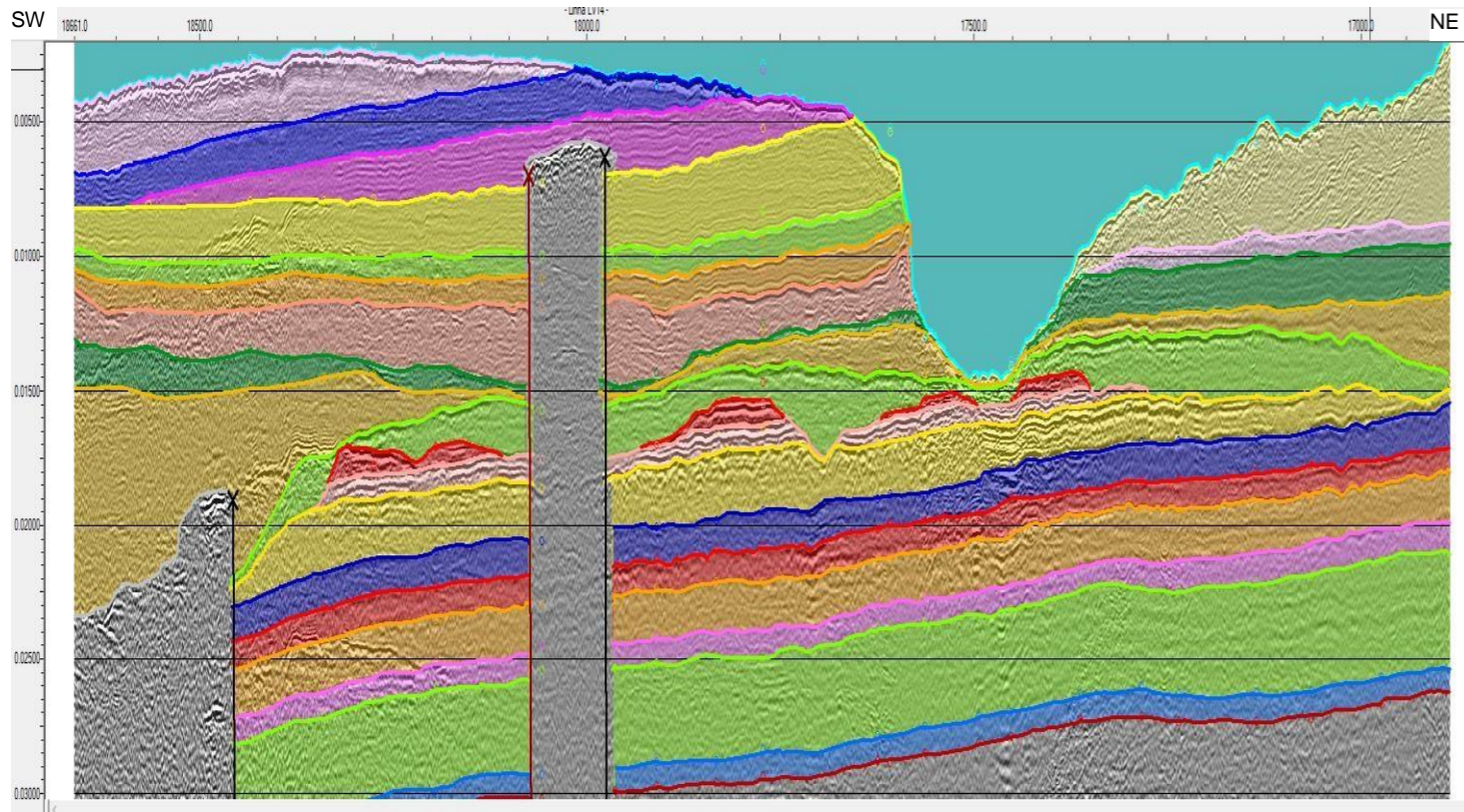
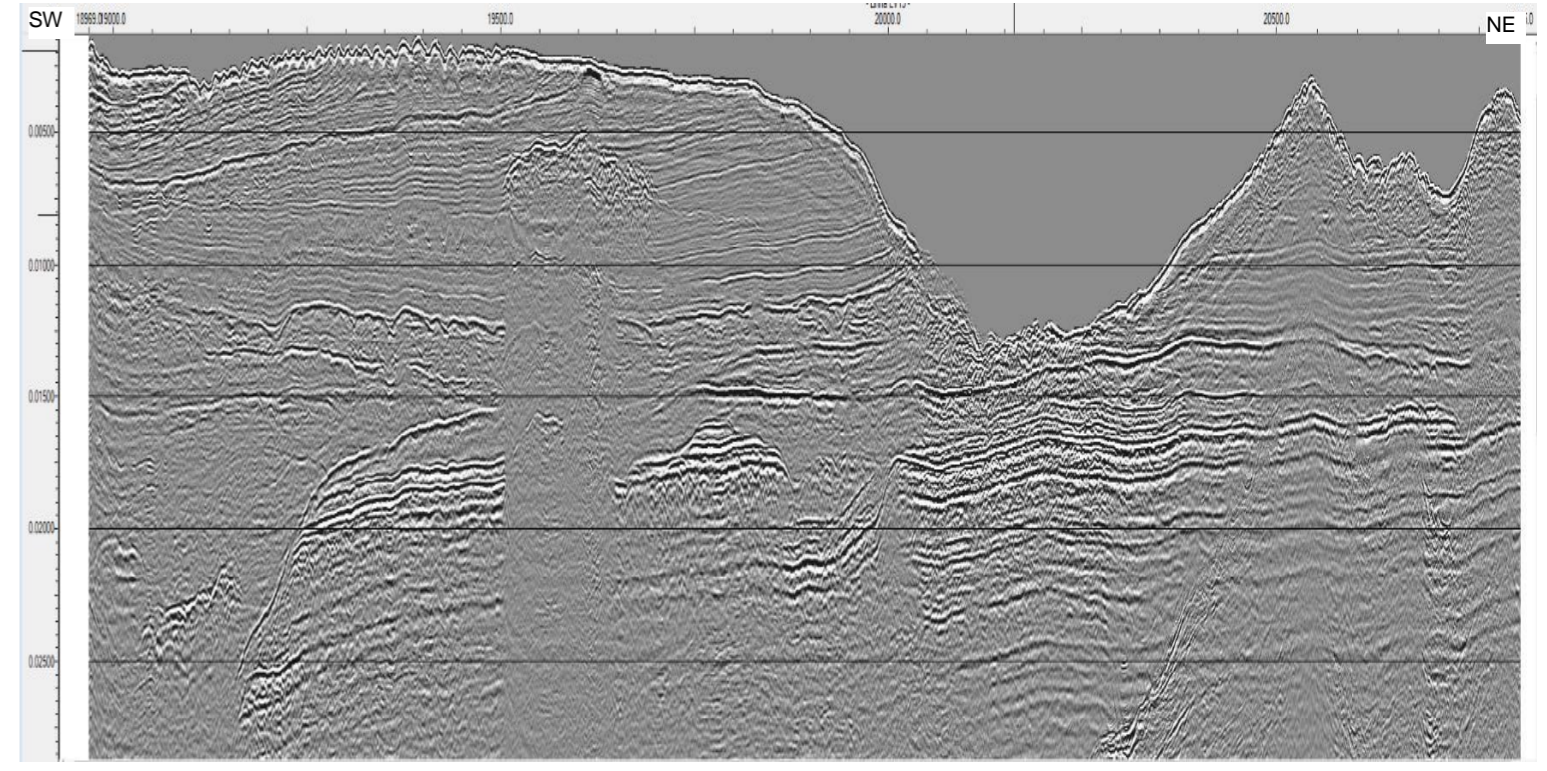




Linha V13

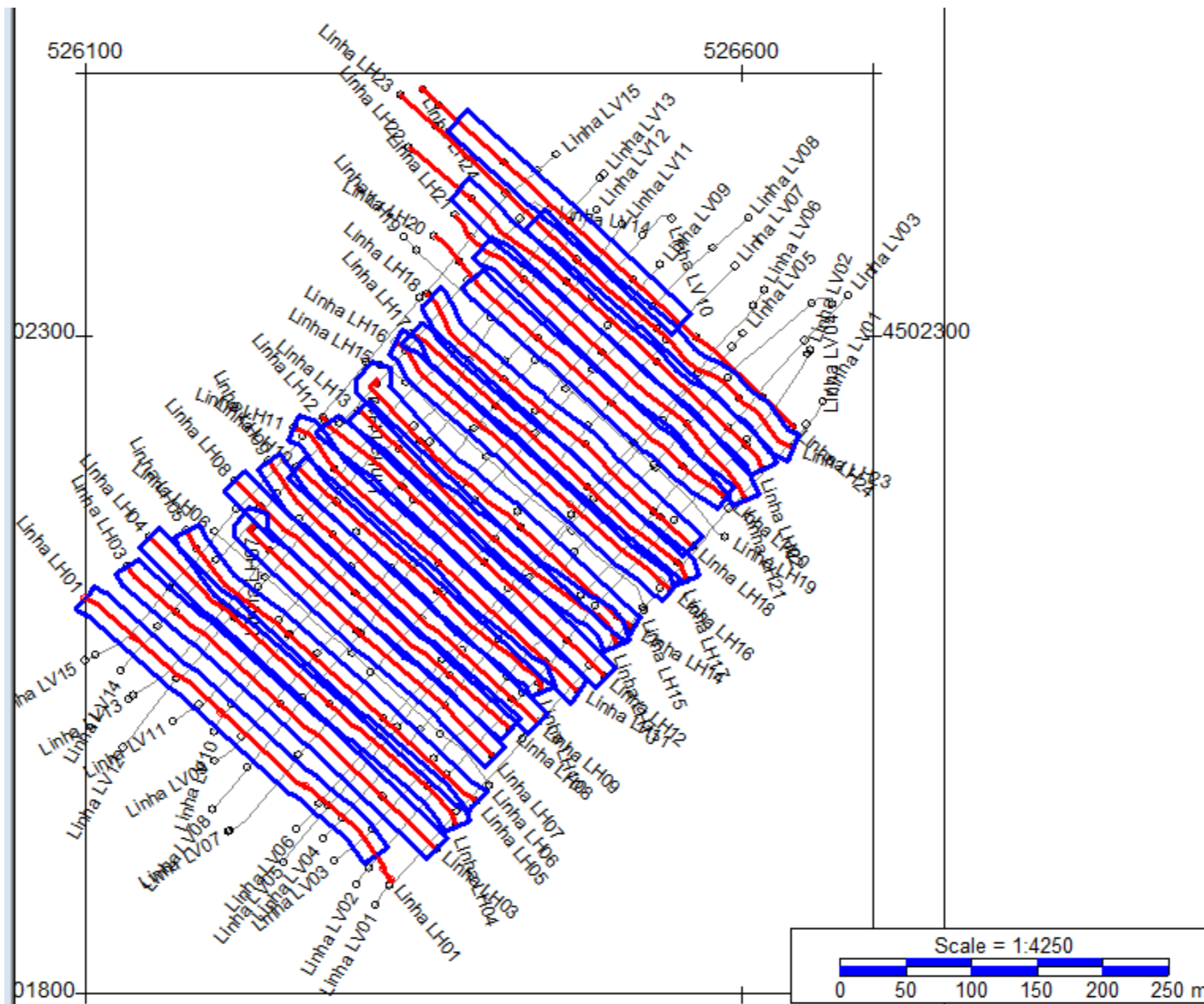


Linha LV14



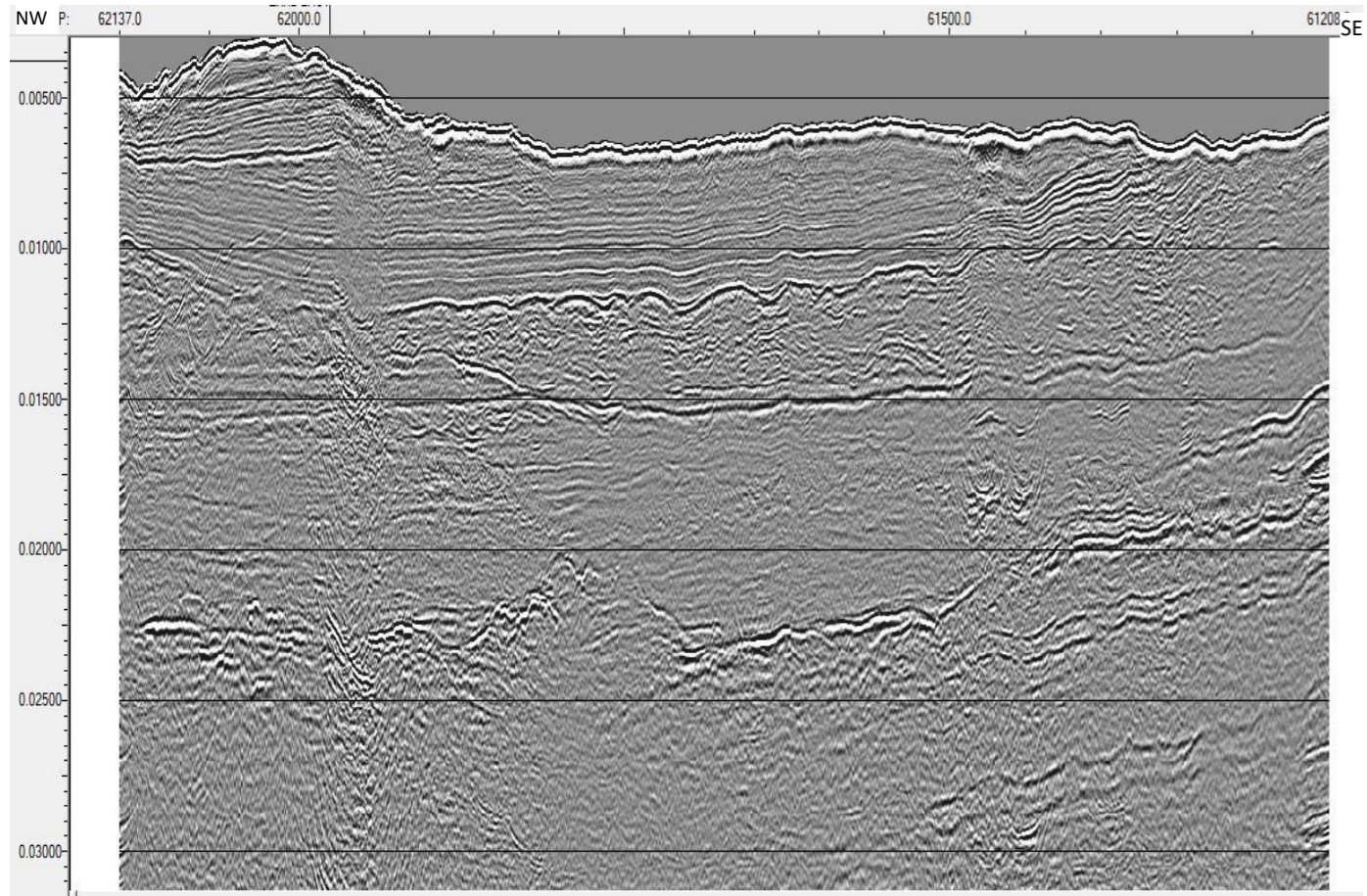
Anexos 2

Linhas sísmicas transversais (LH), com a interpretação das principais unidades estratigráficas da área de estudo.

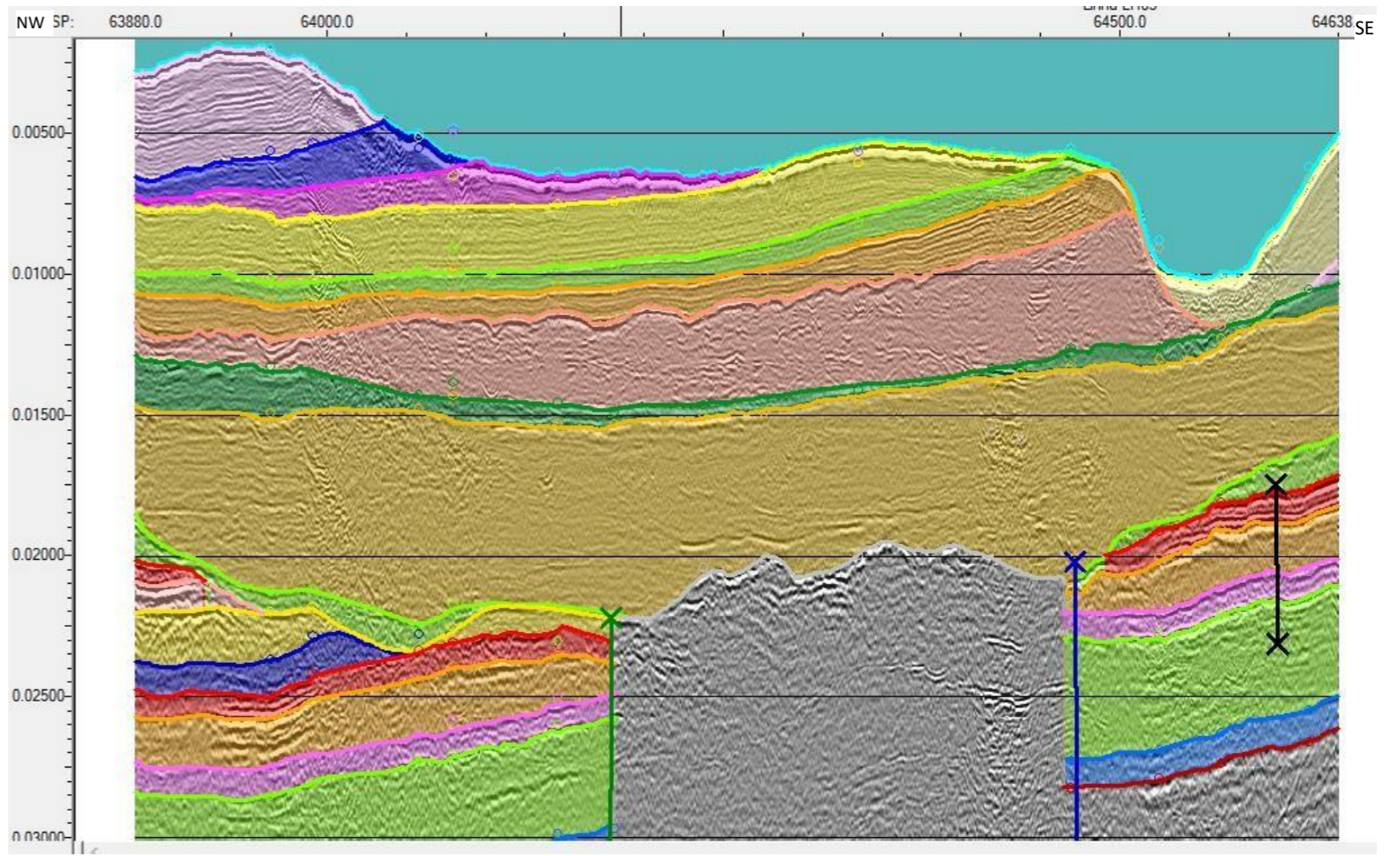
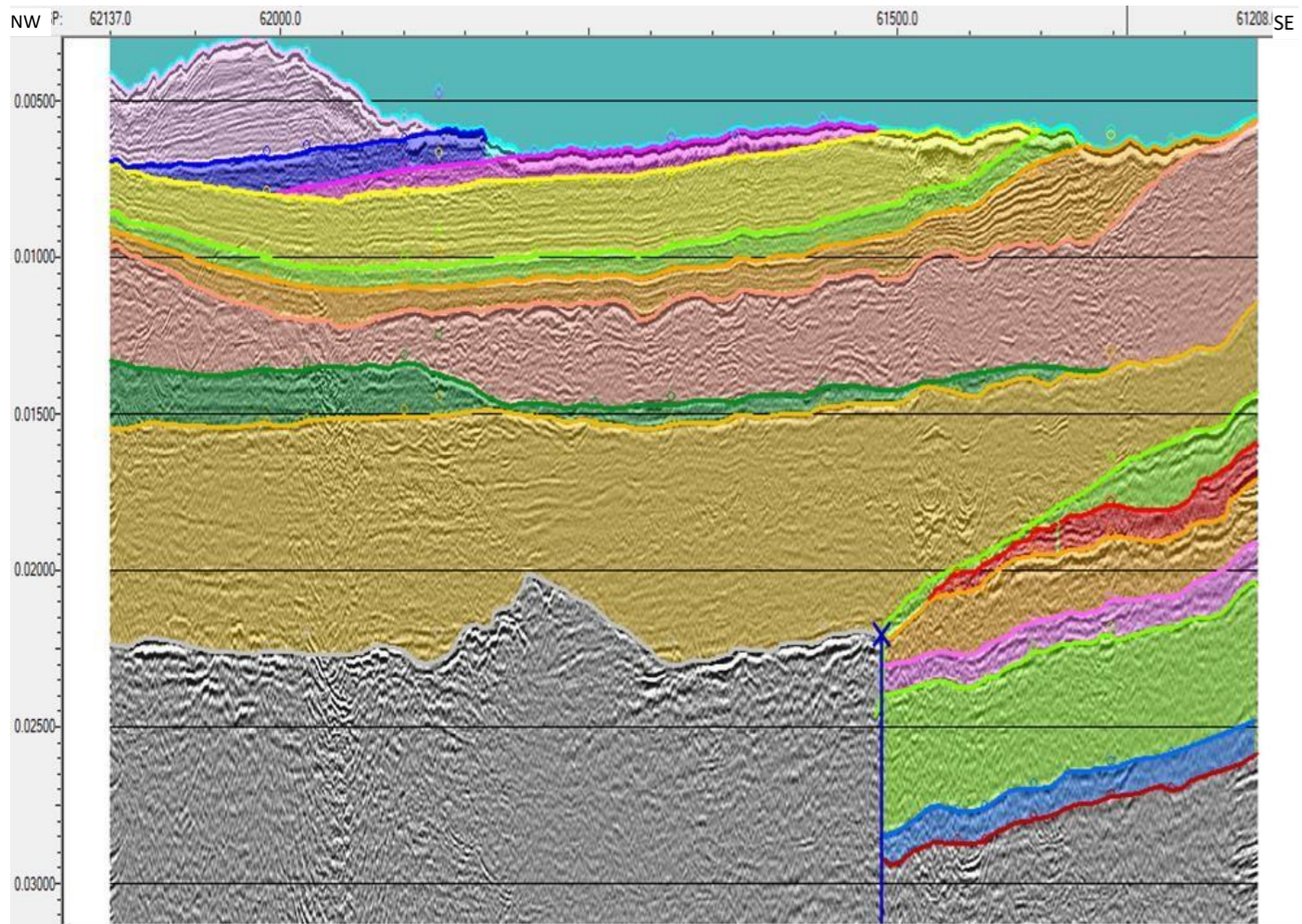
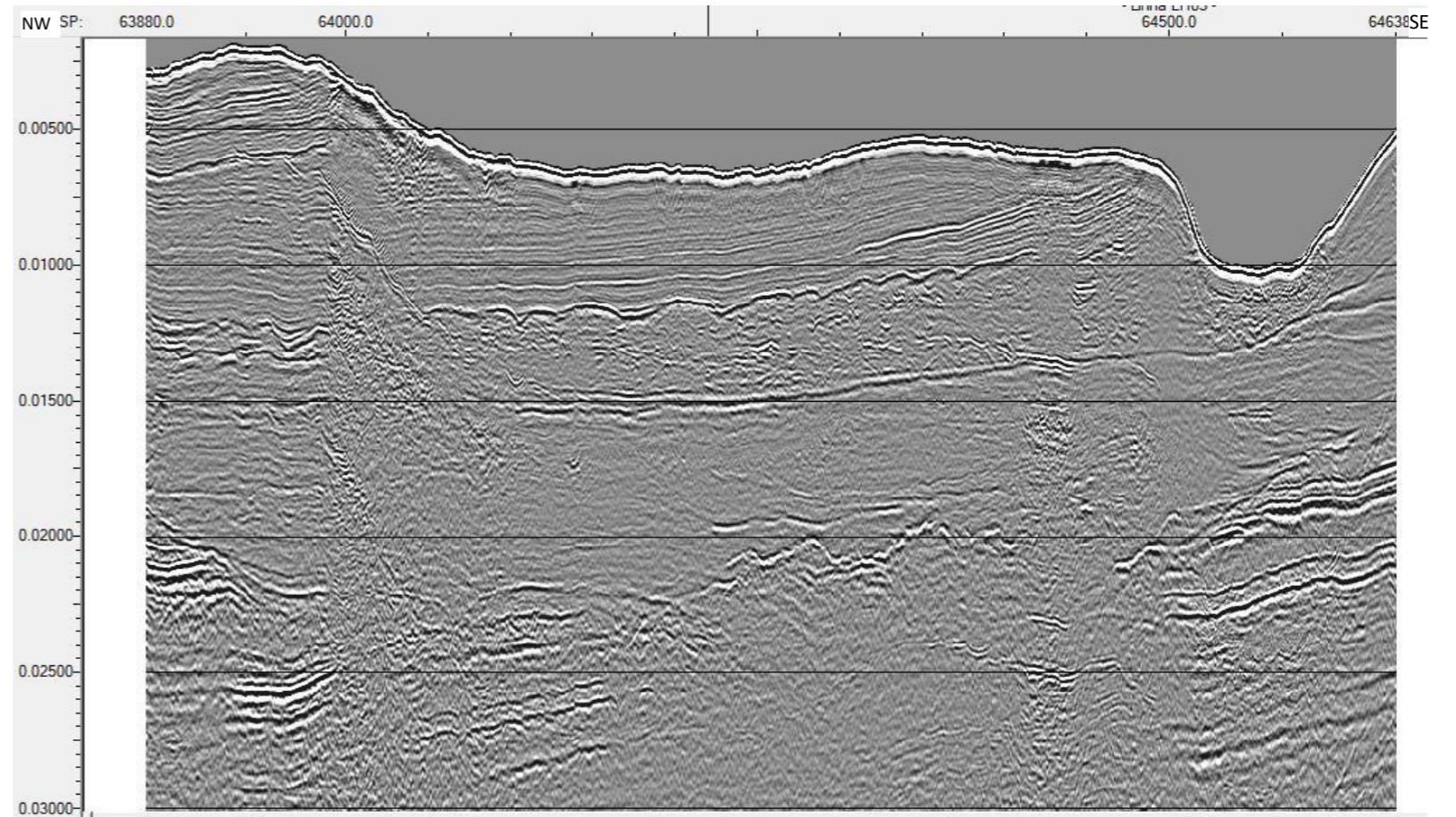


Mapa das linhas transversais (LH) interpretadas

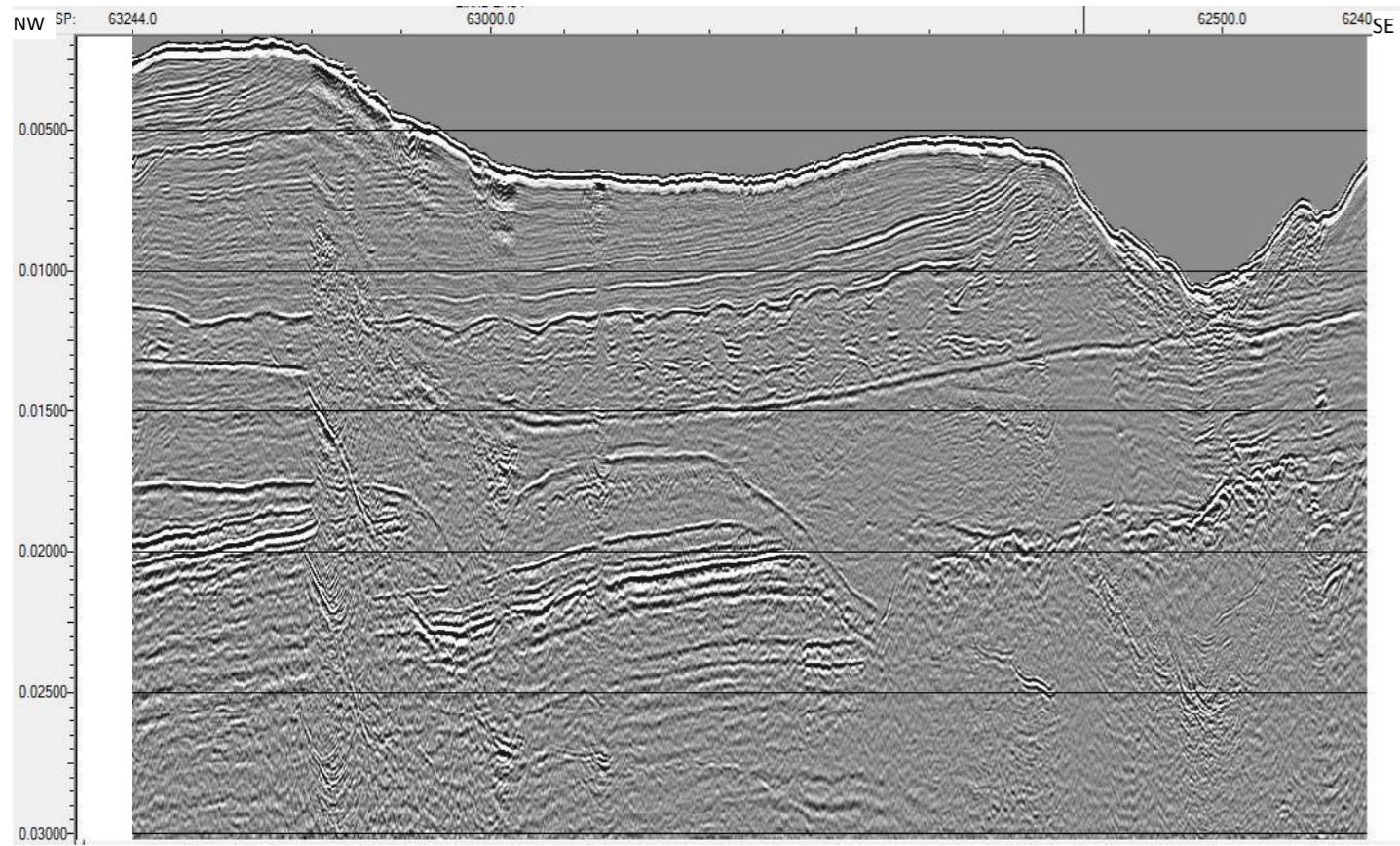
Linha LH01



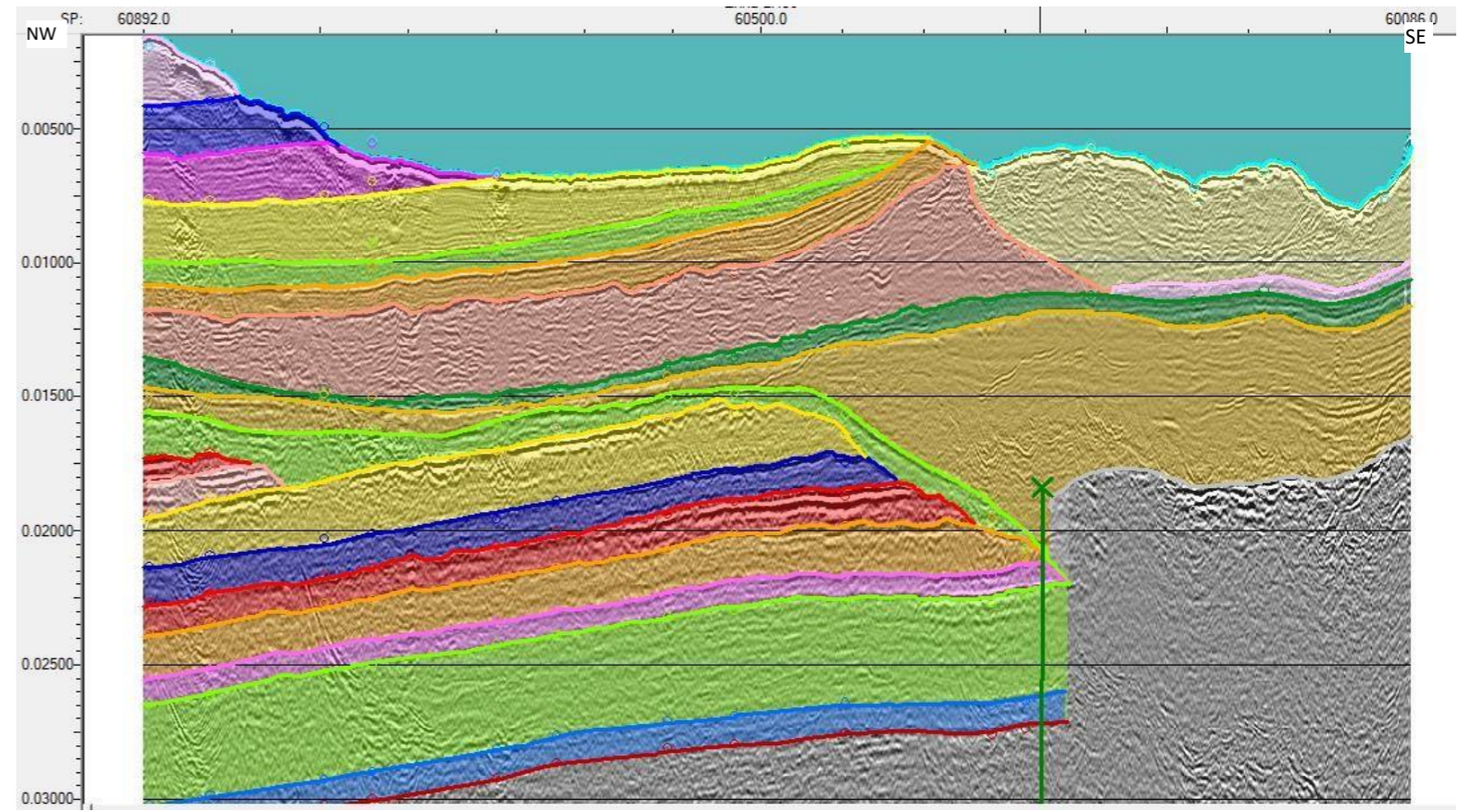
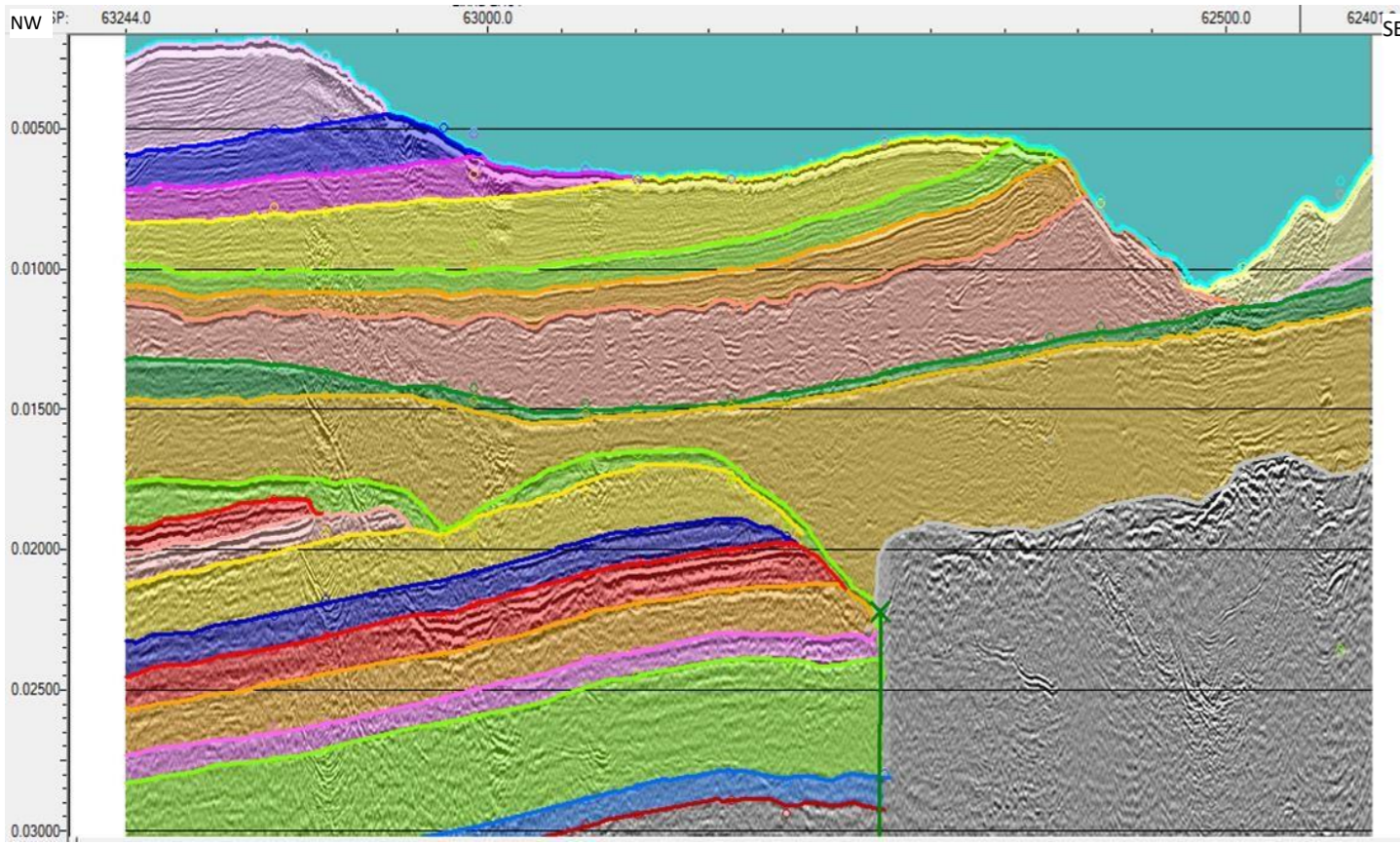
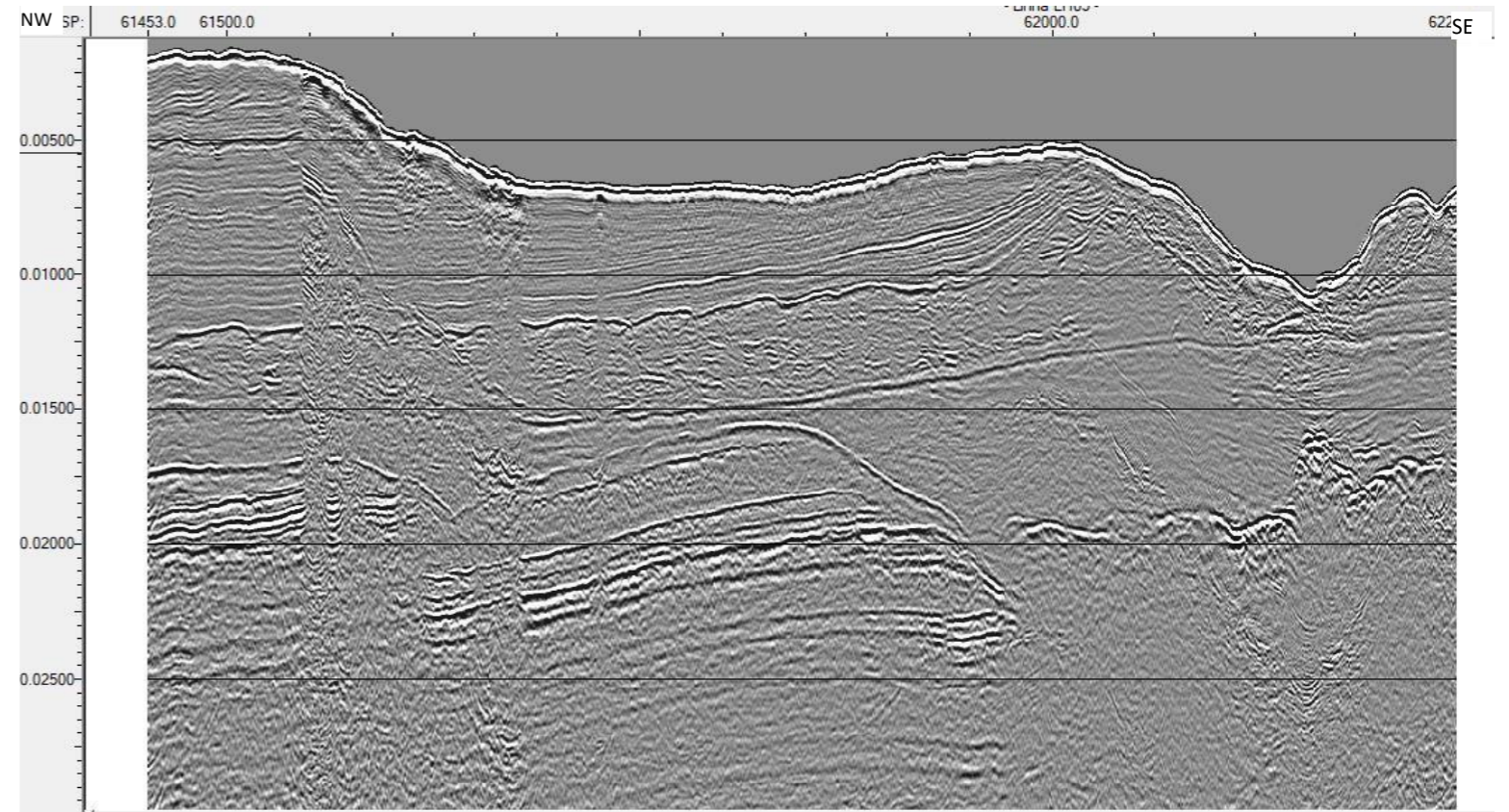
Linha LH03



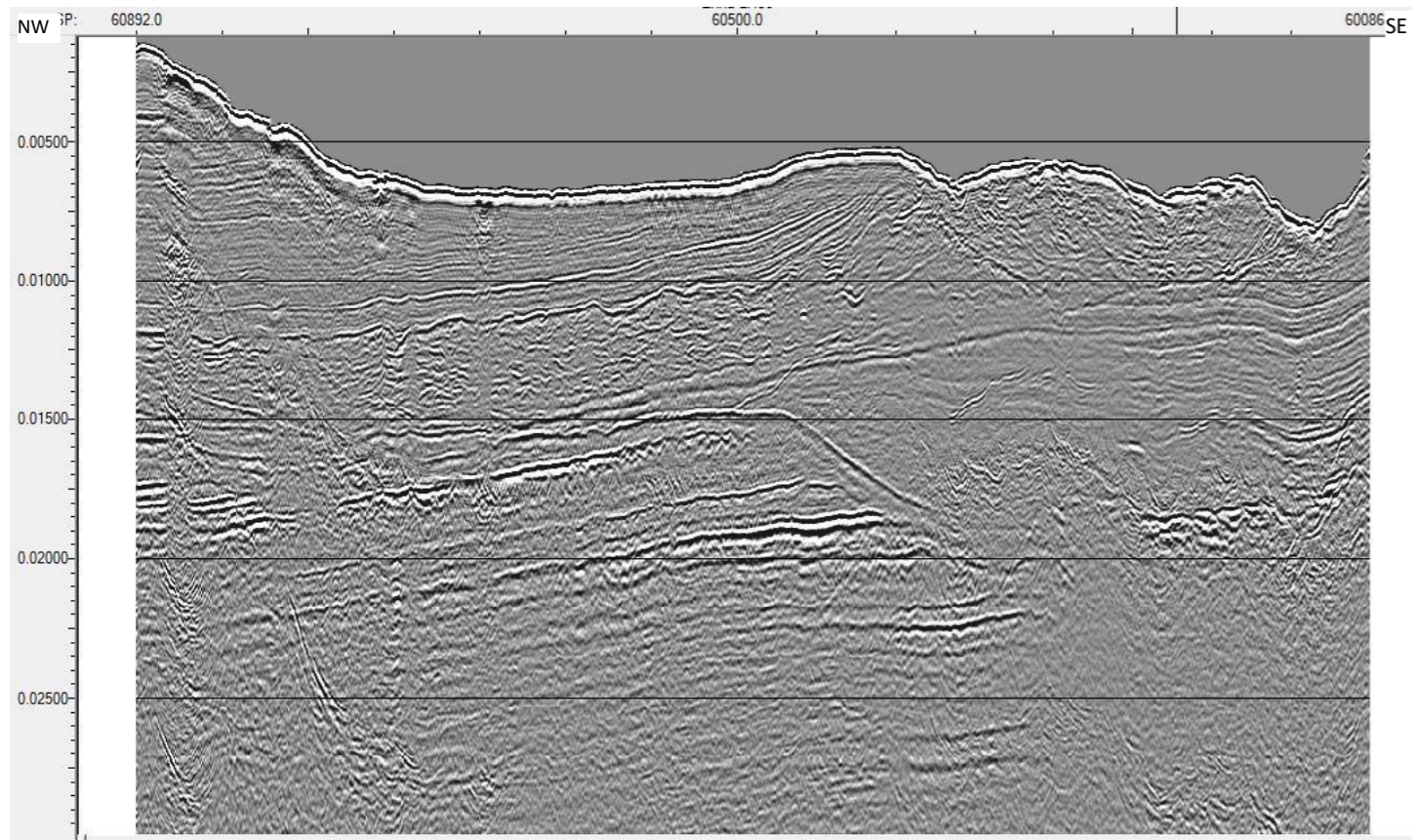
Linha LH04



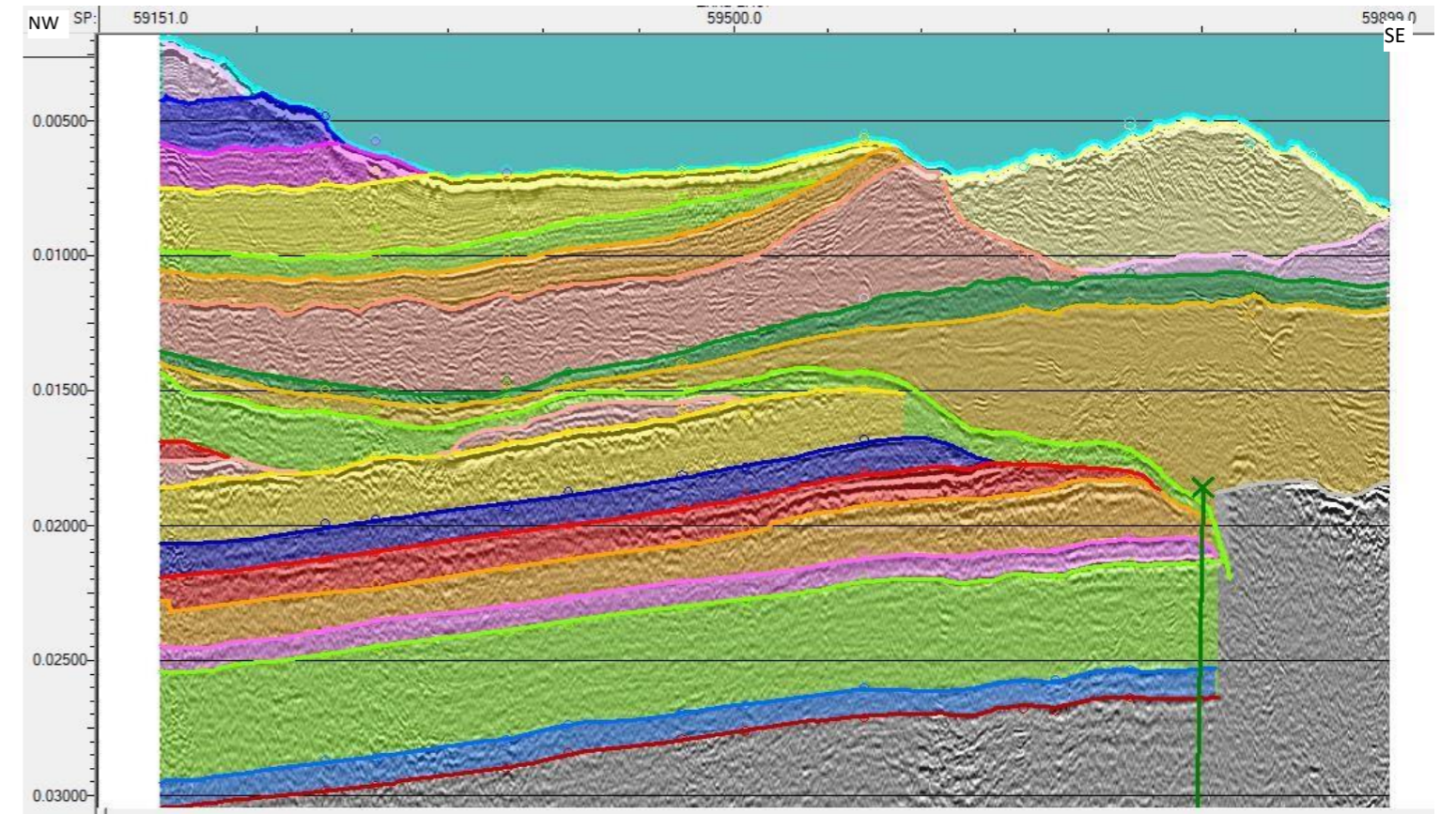
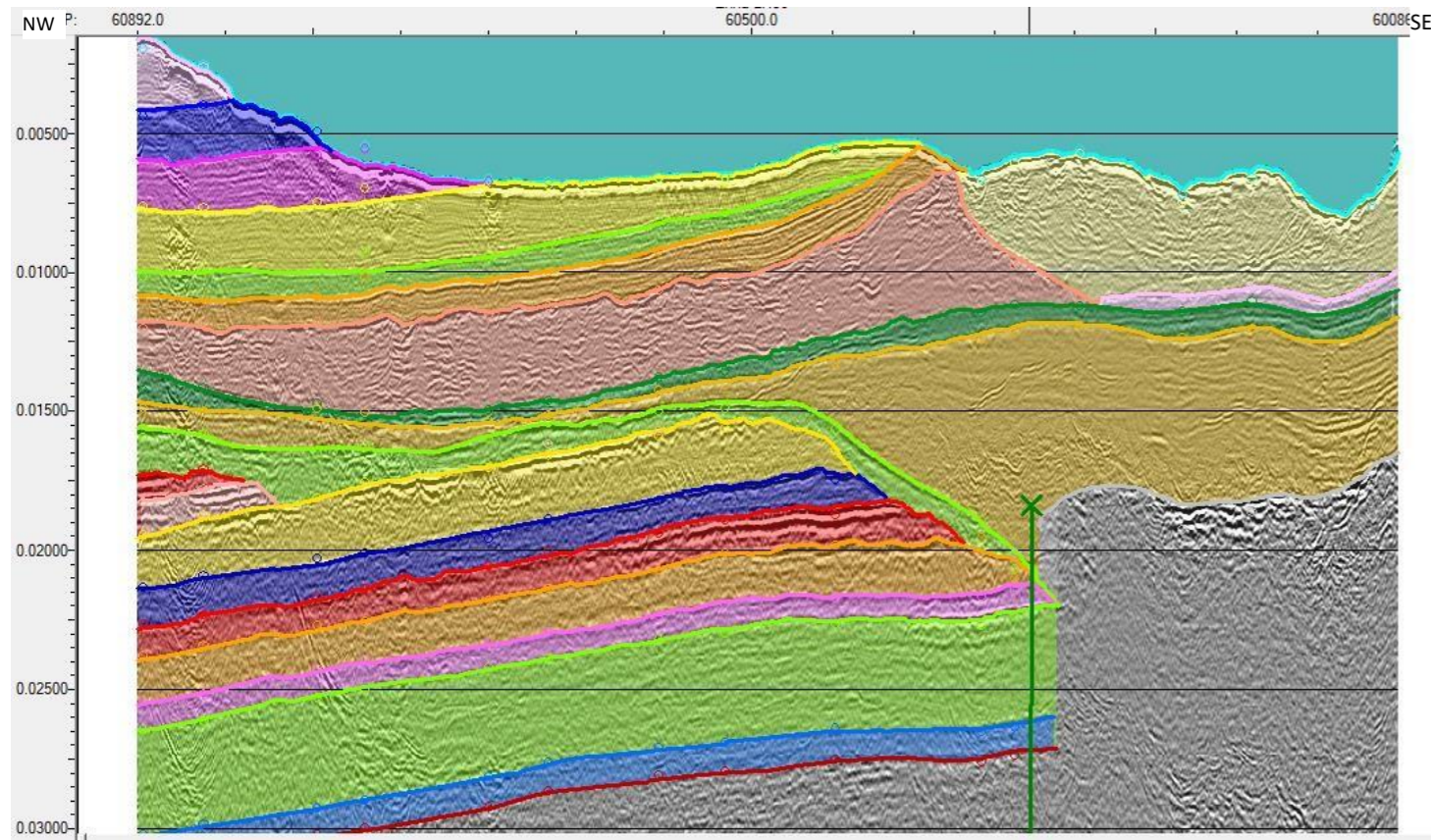
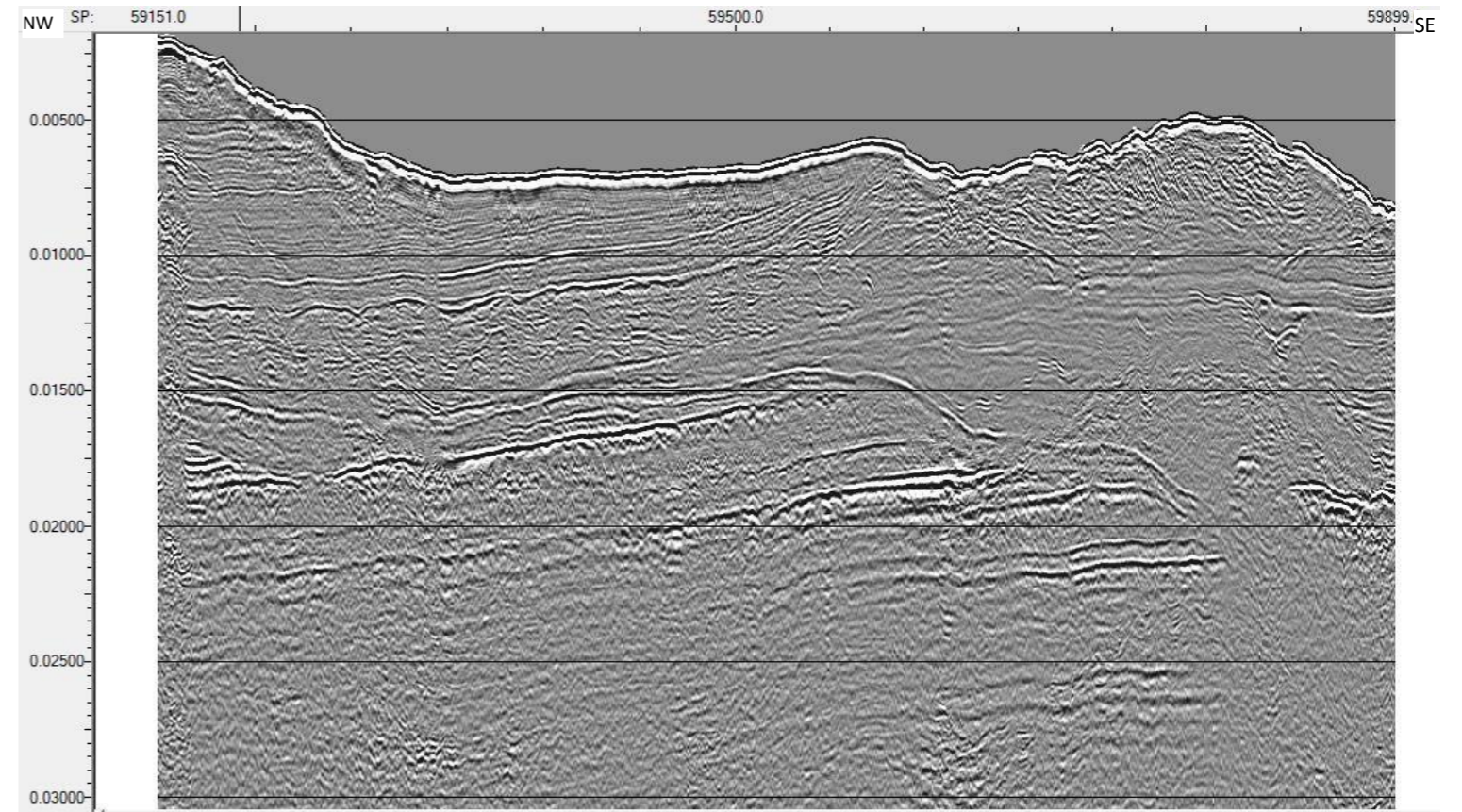
Linha LH05



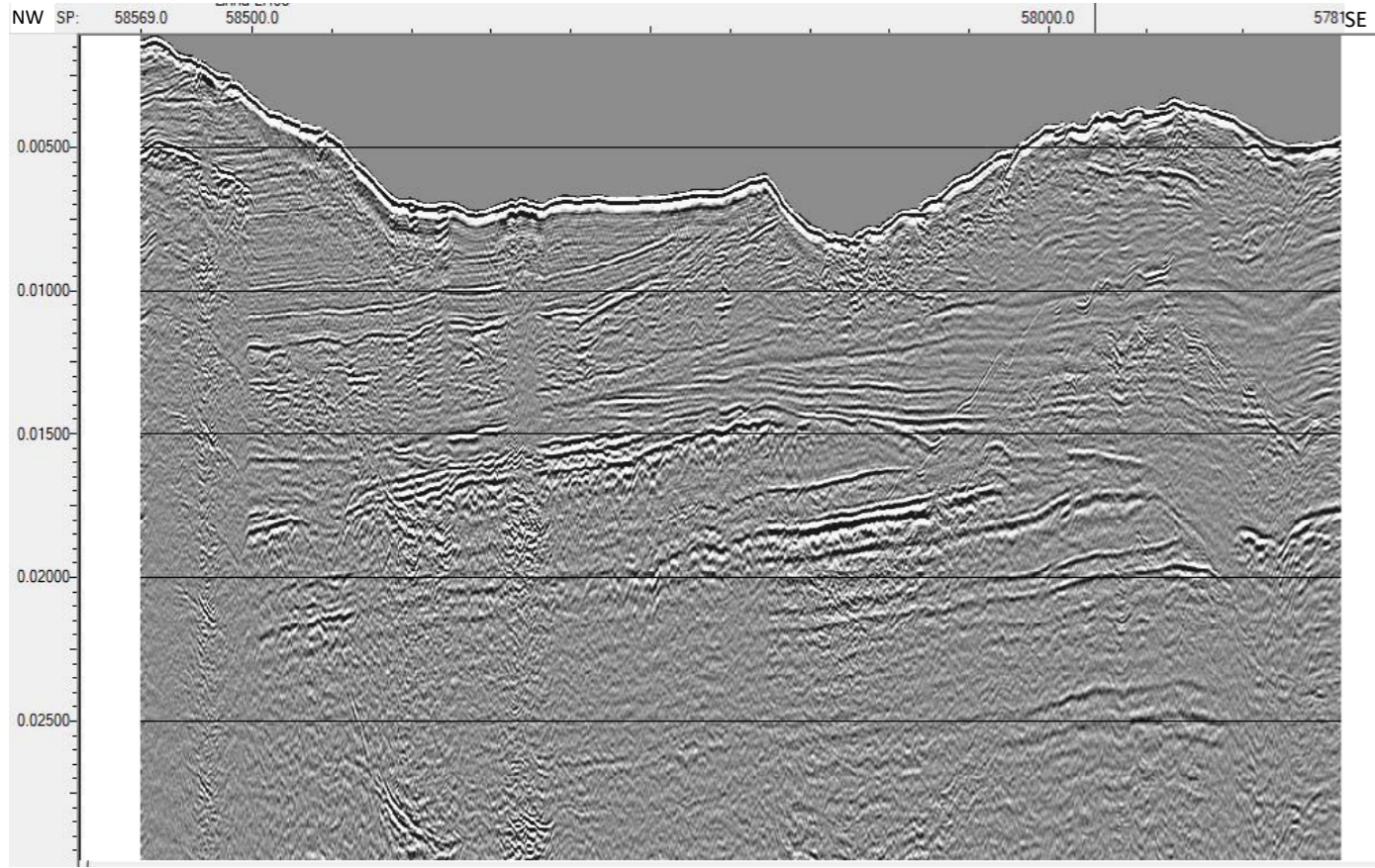
Linha LH06



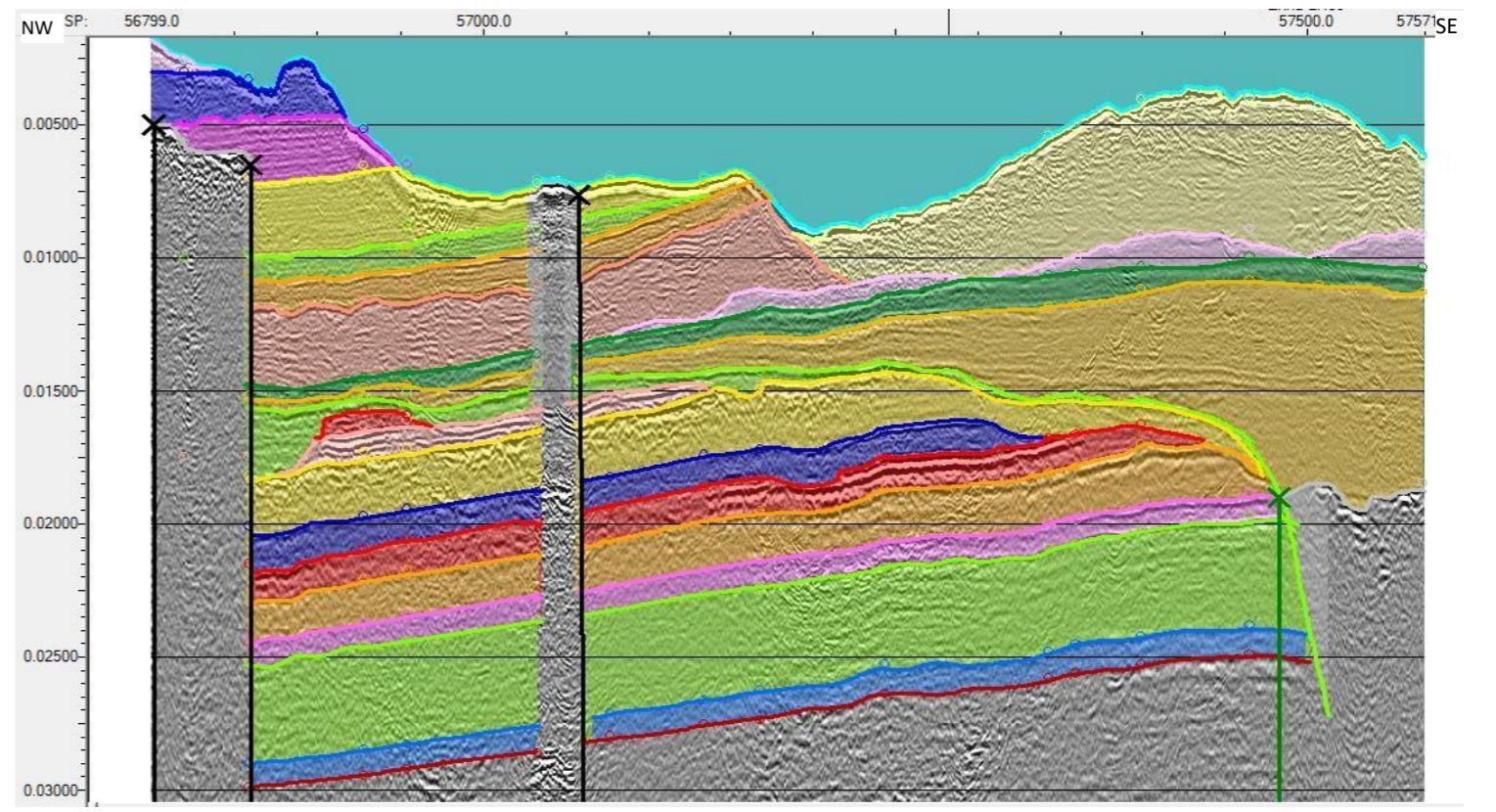
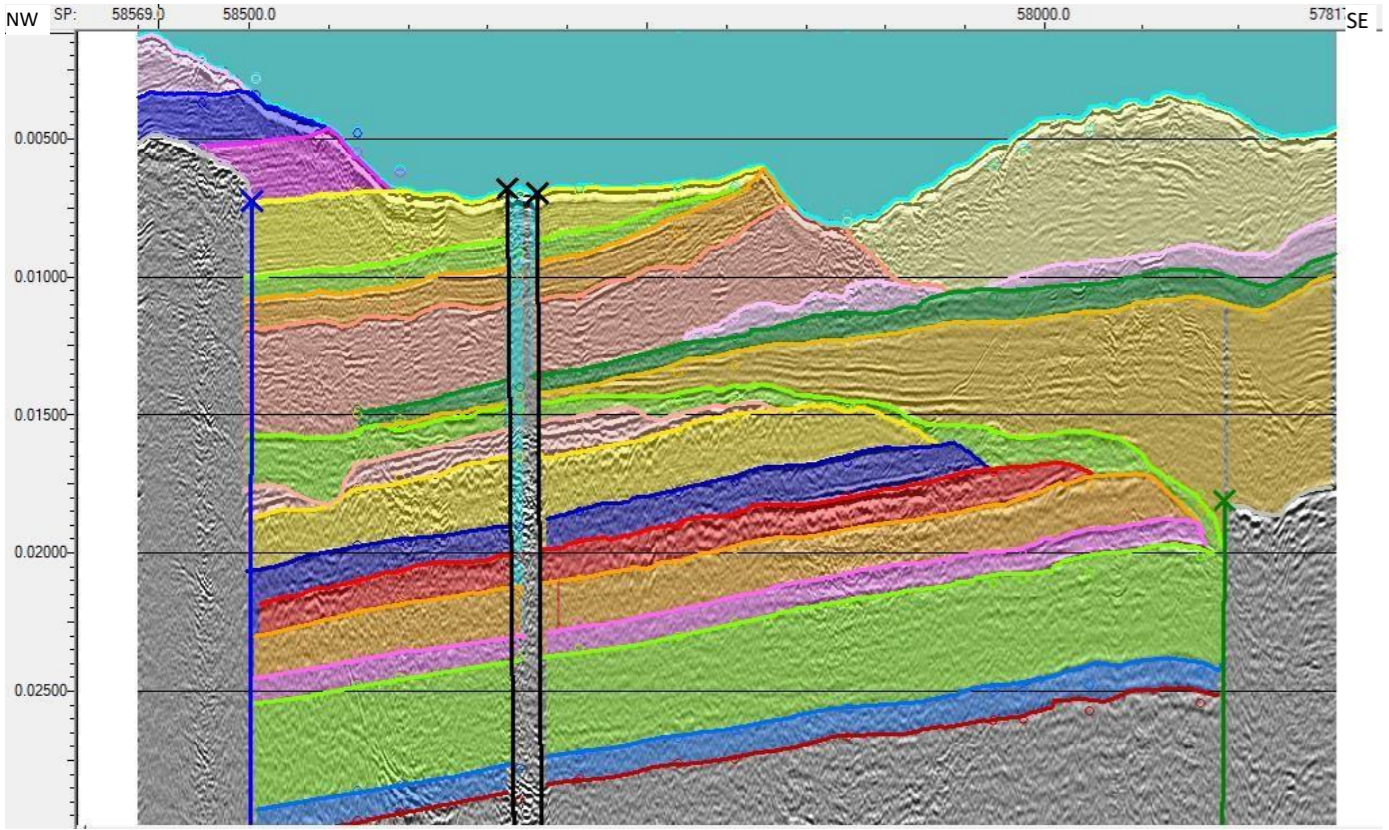
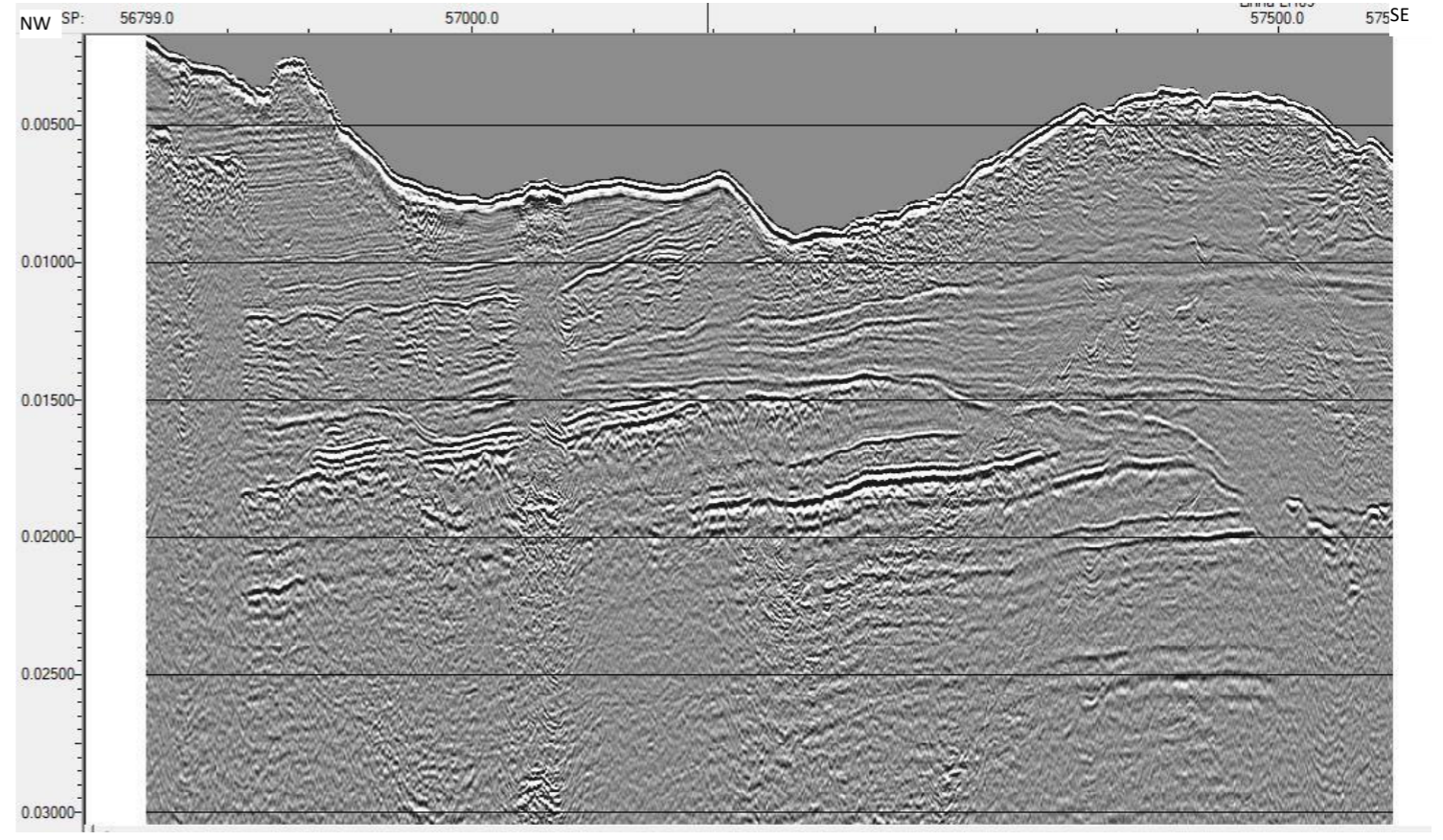
Linha LH07



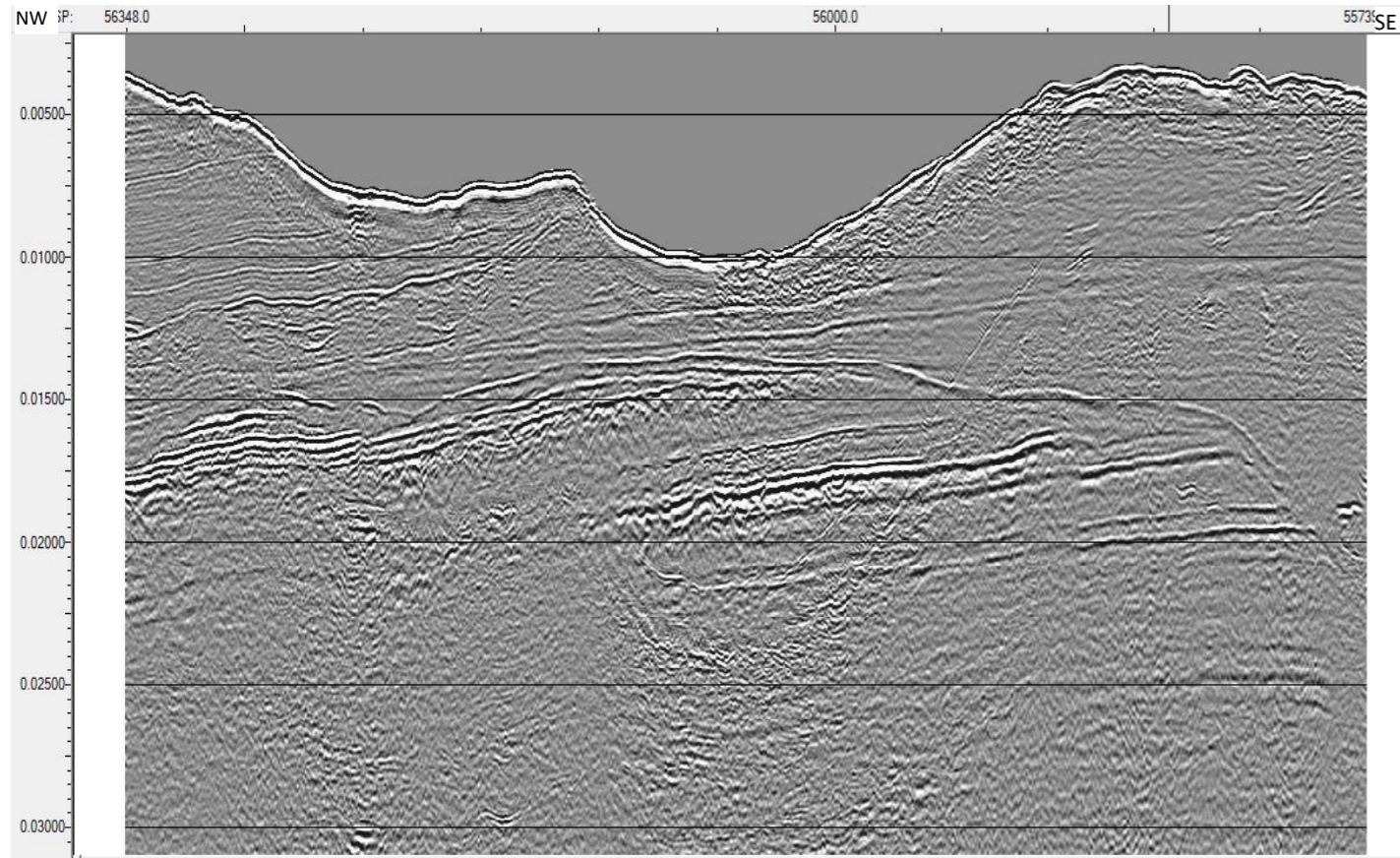
Linha LH08



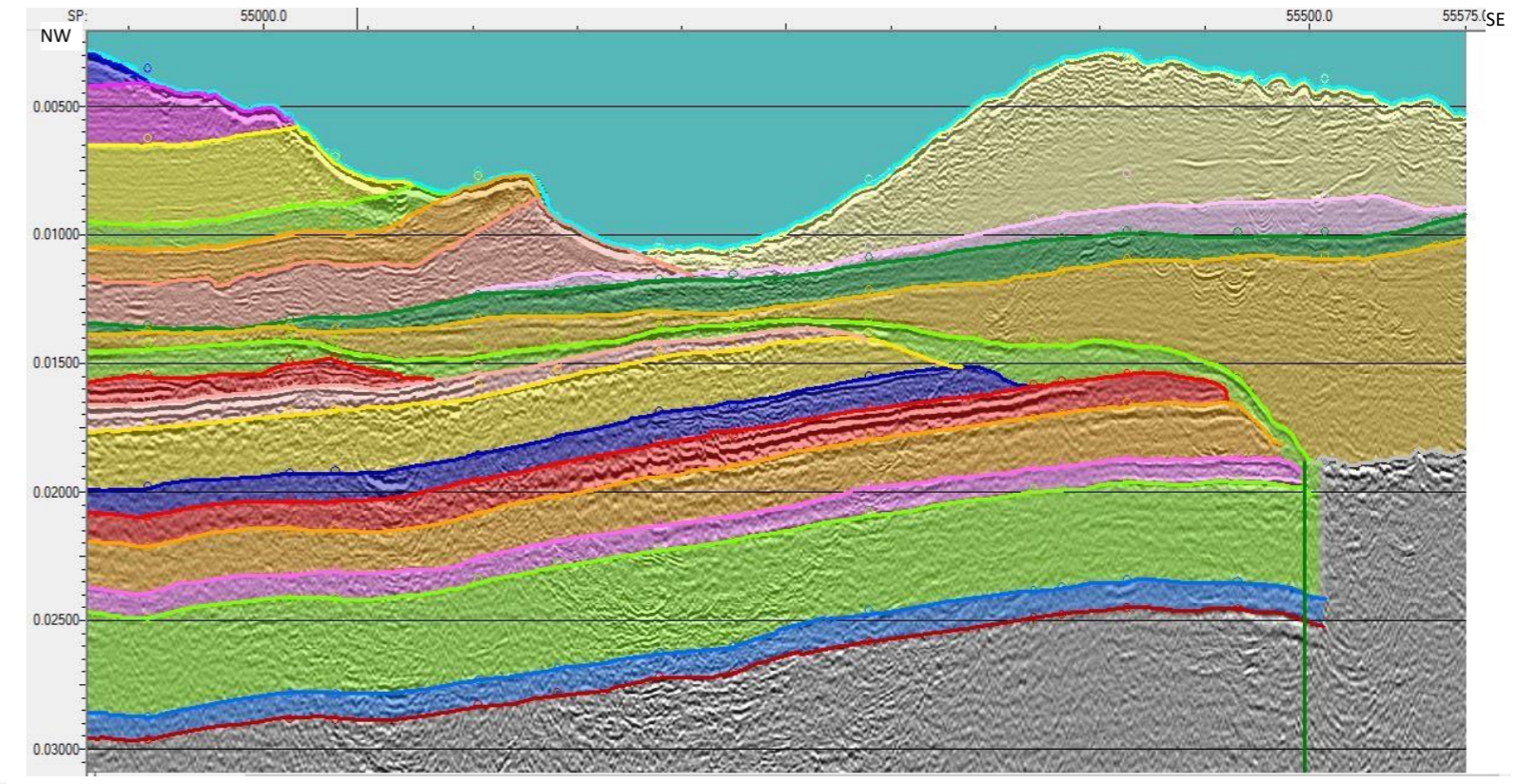
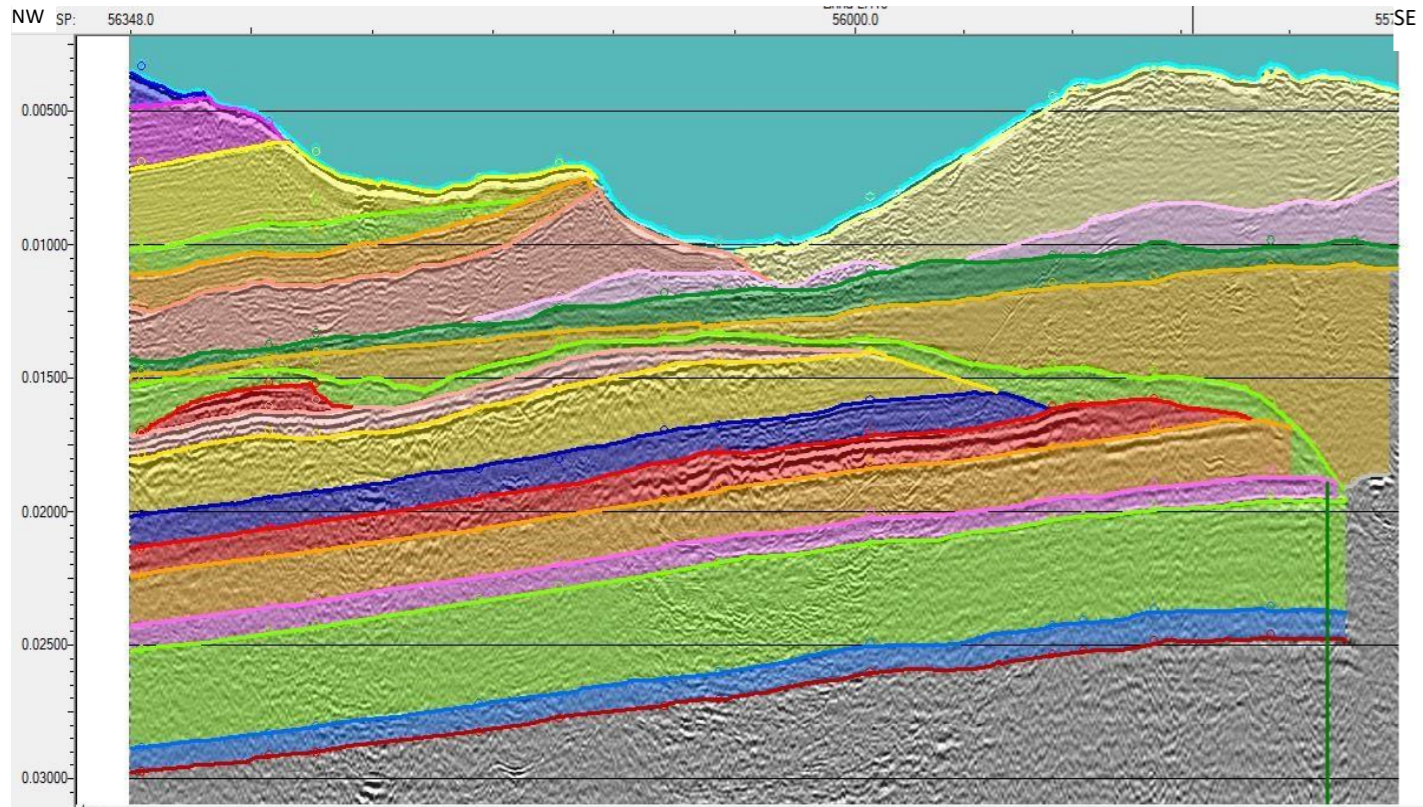
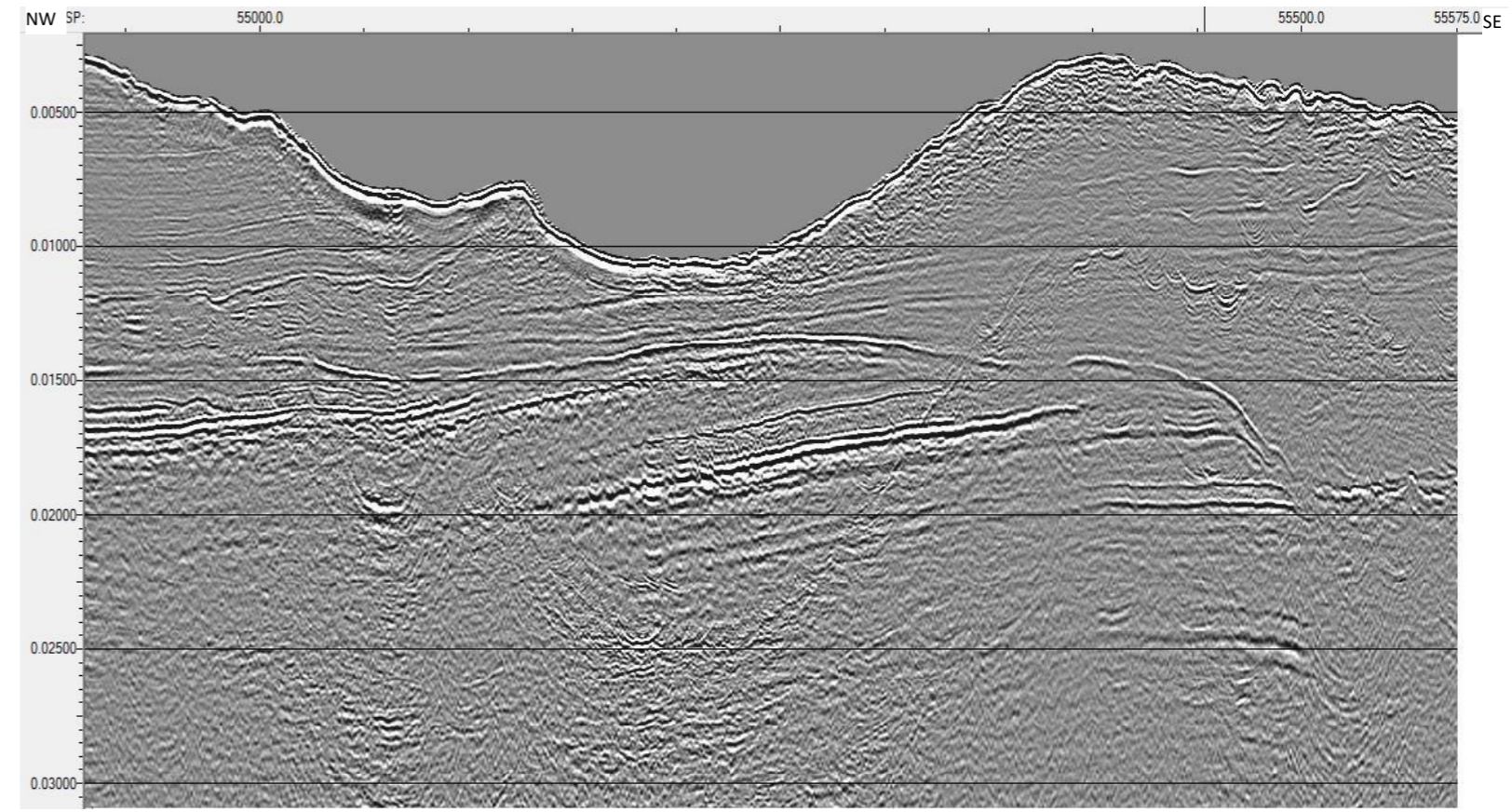
Linha LH09



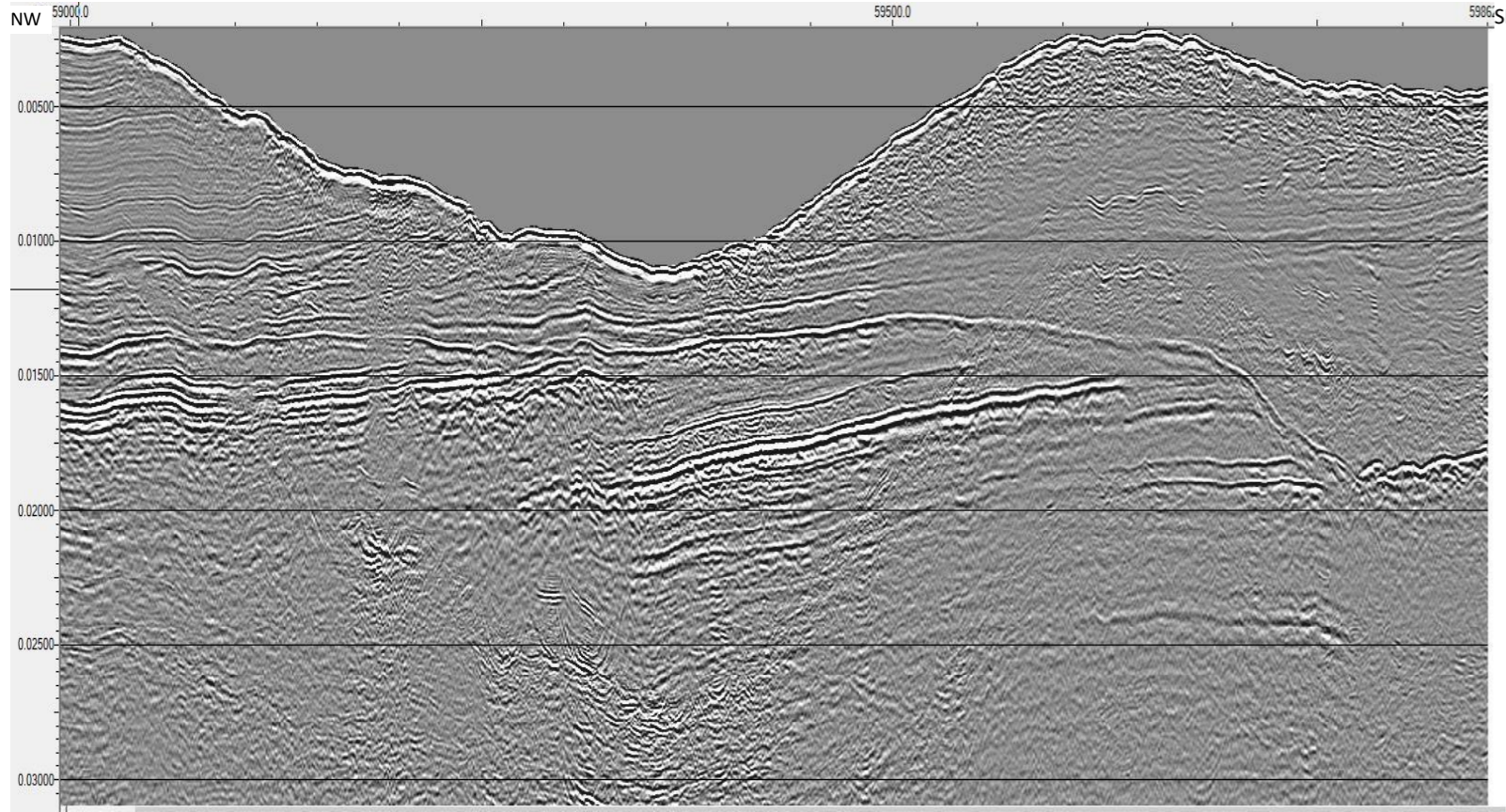
Linha LH10



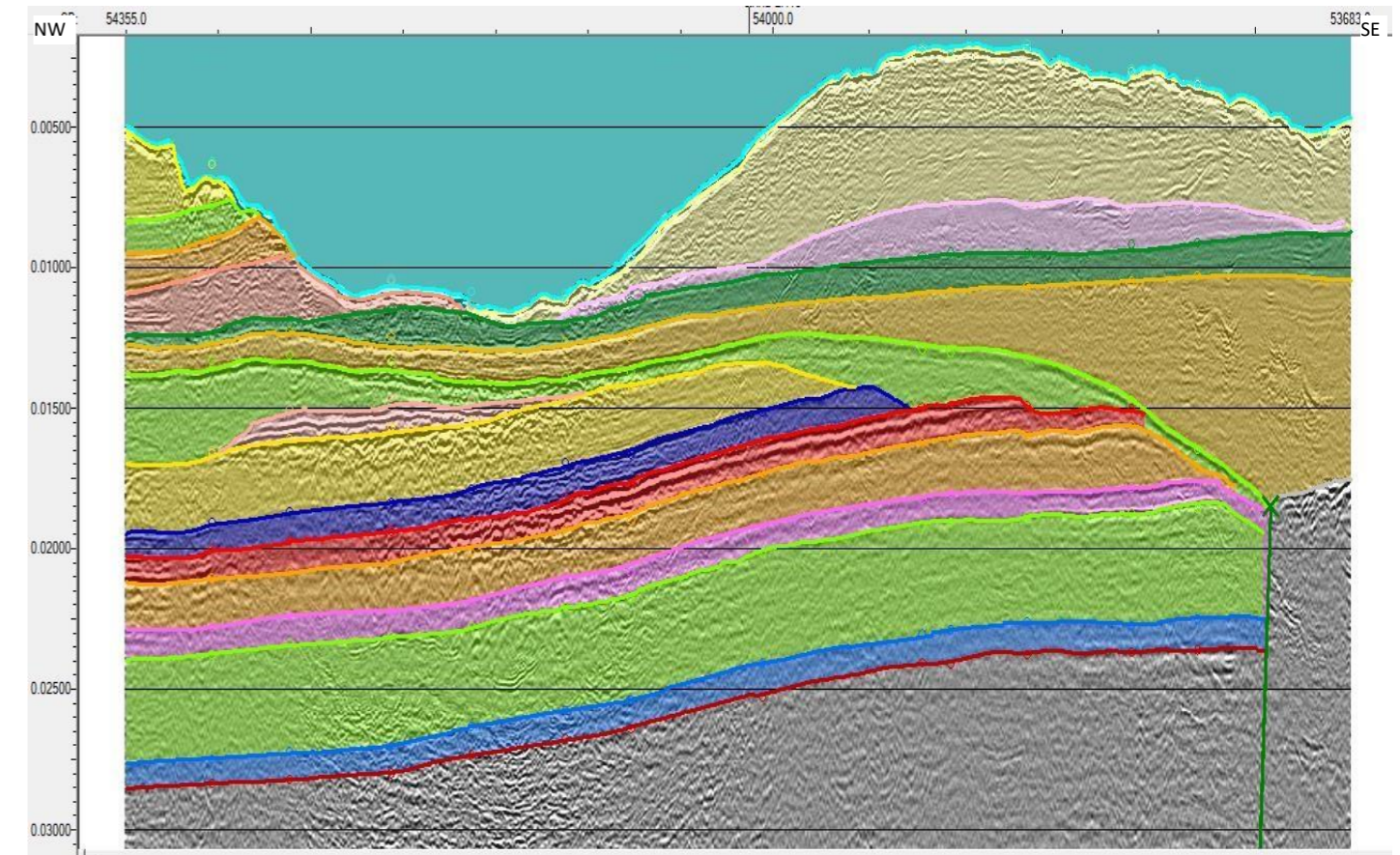
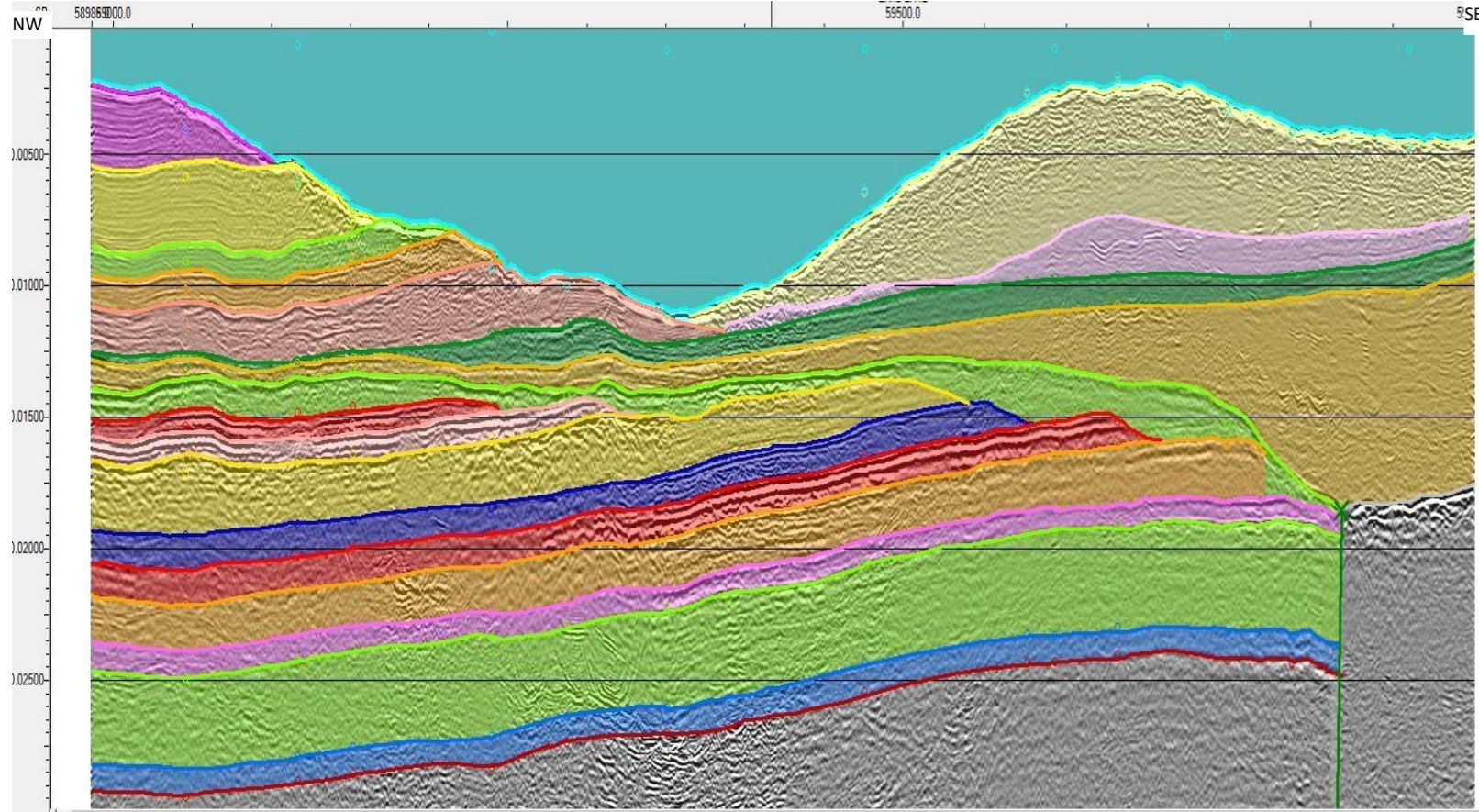
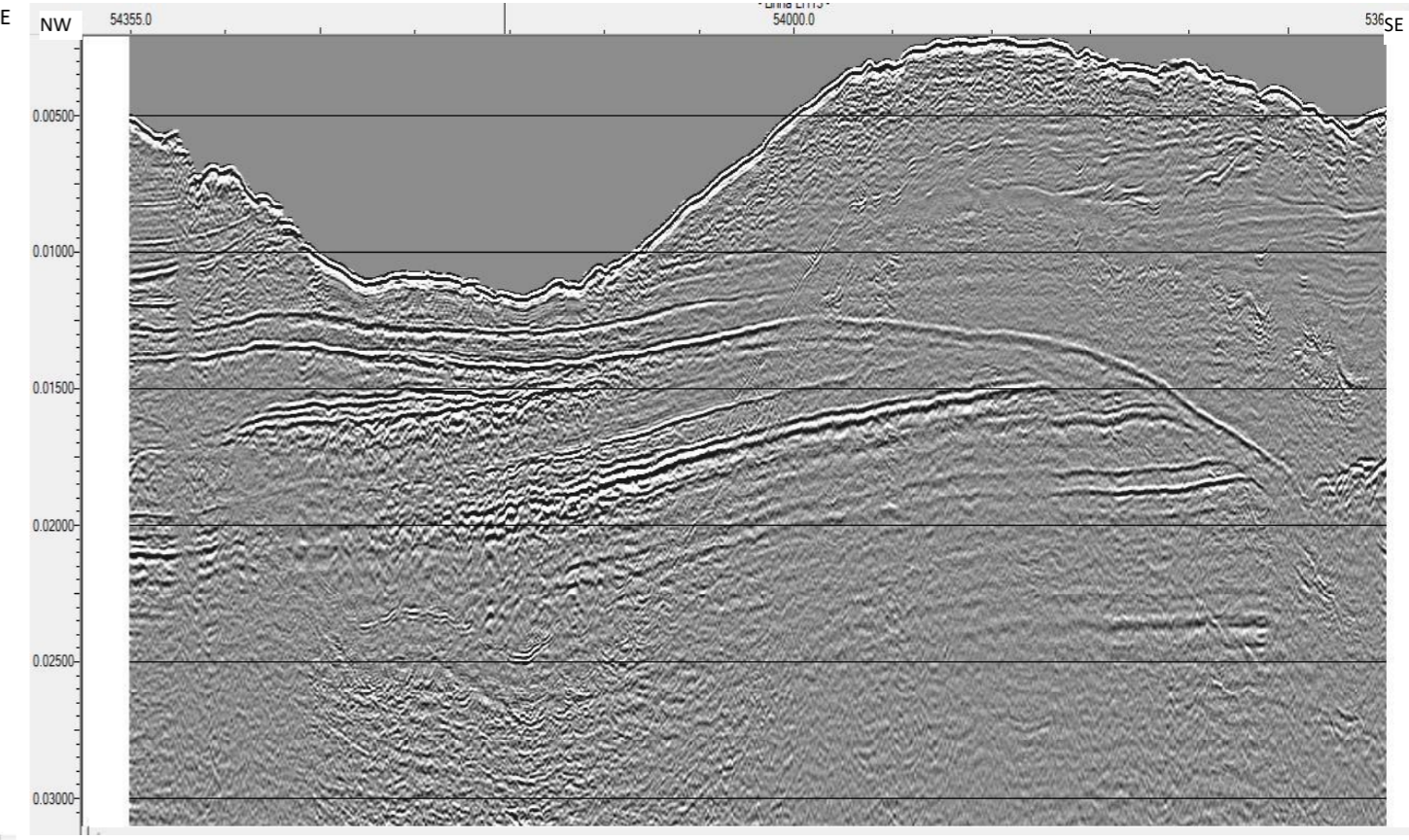
Linha LH11



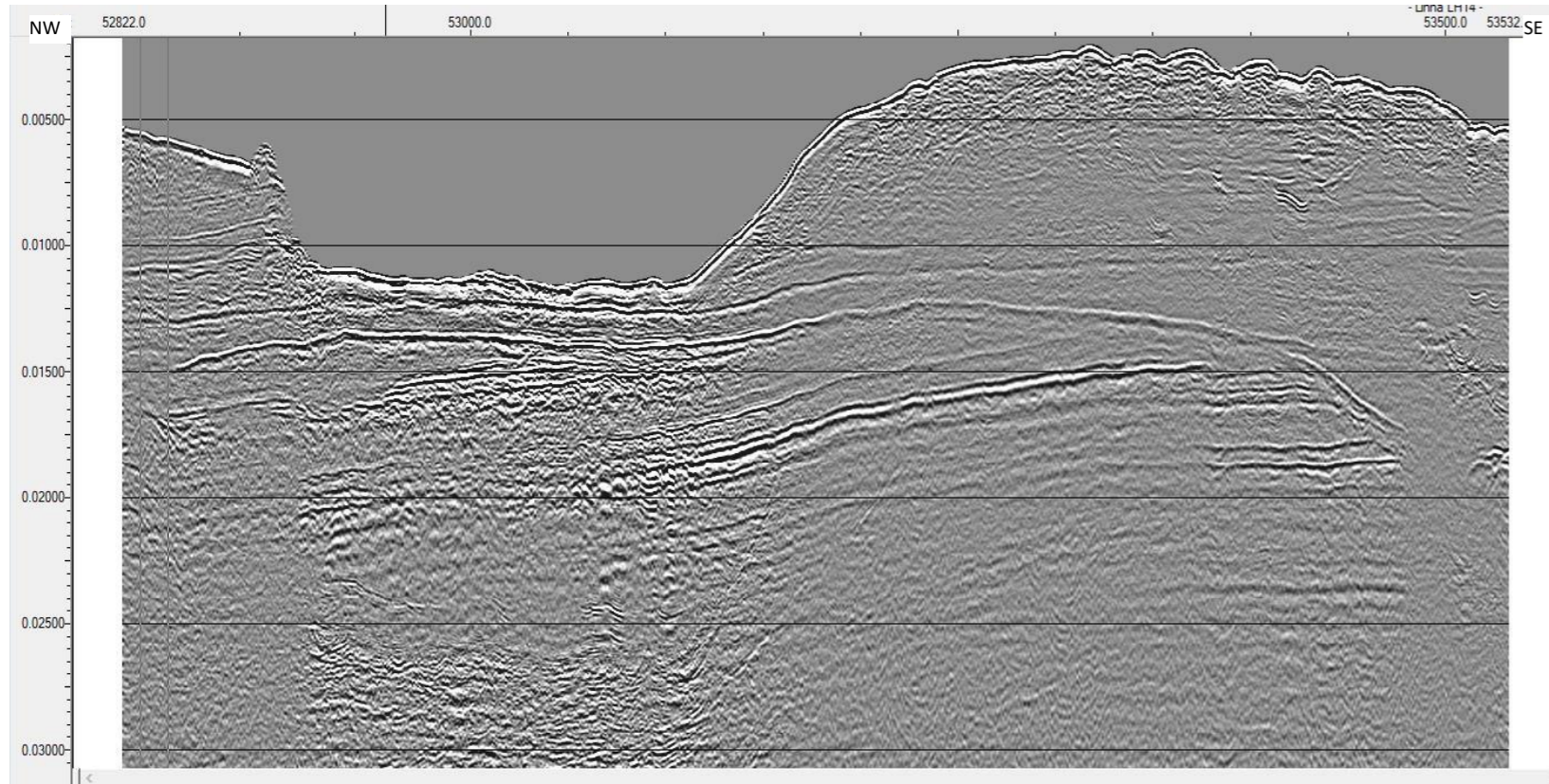
Linha LH12



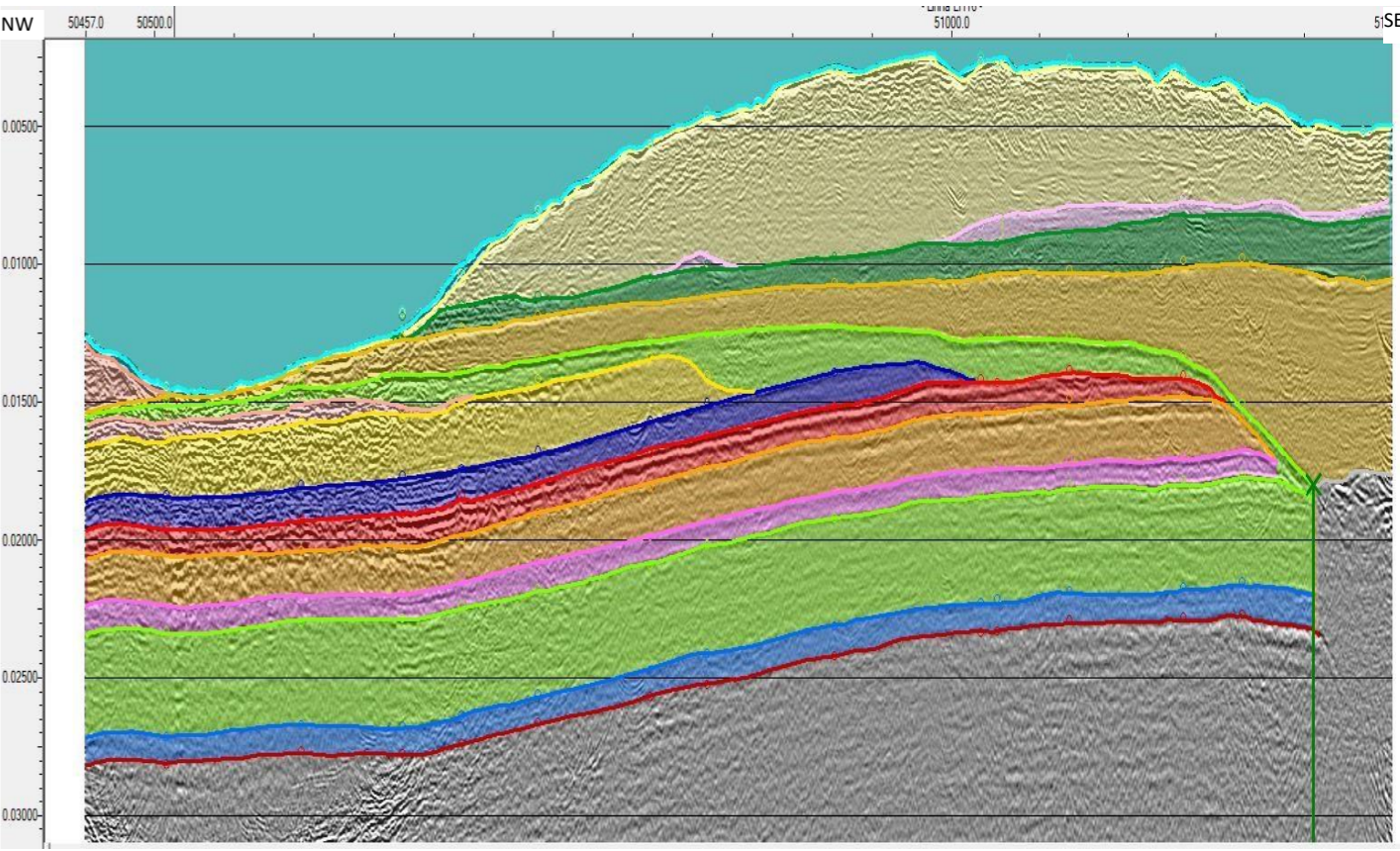
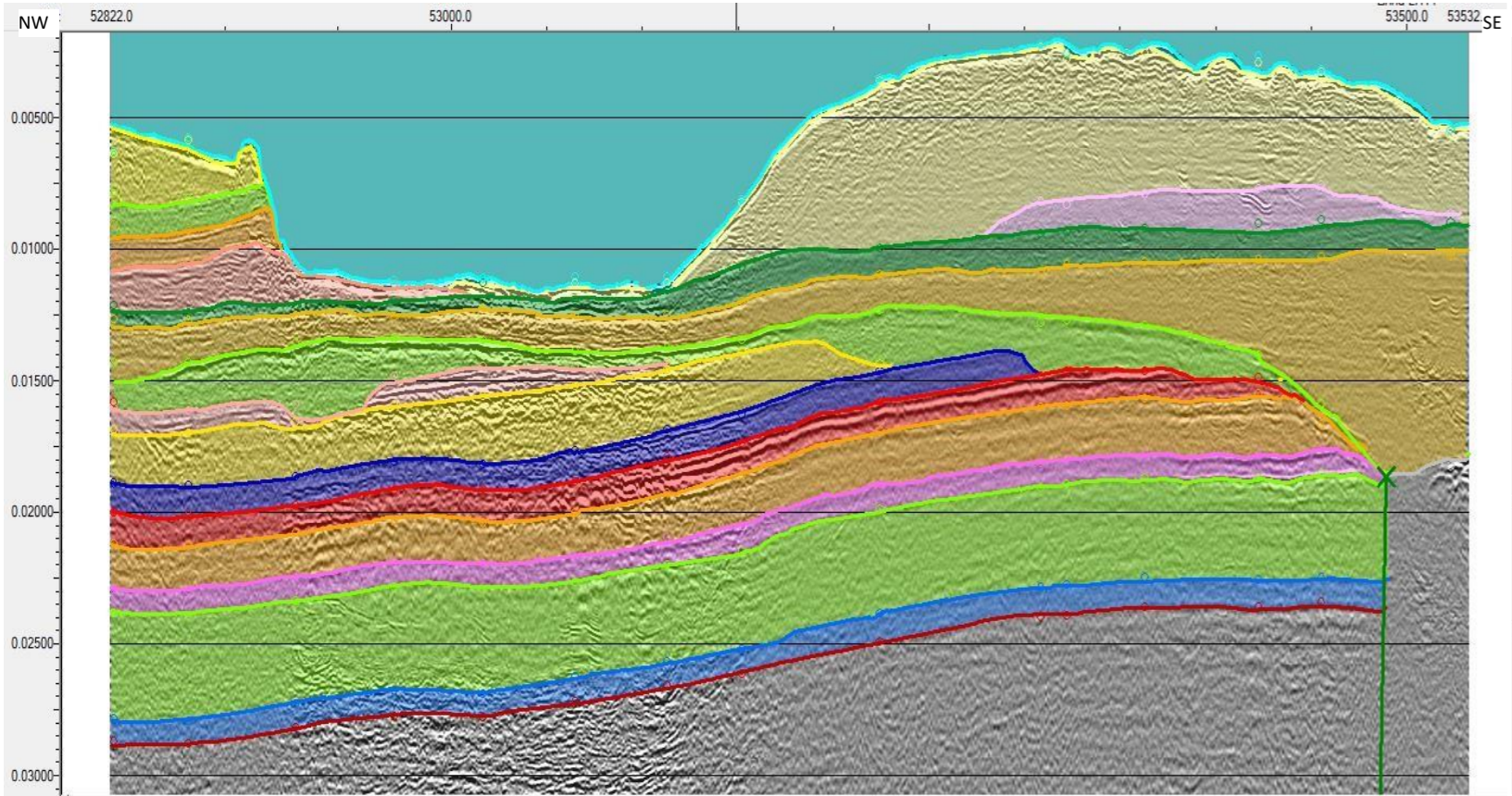
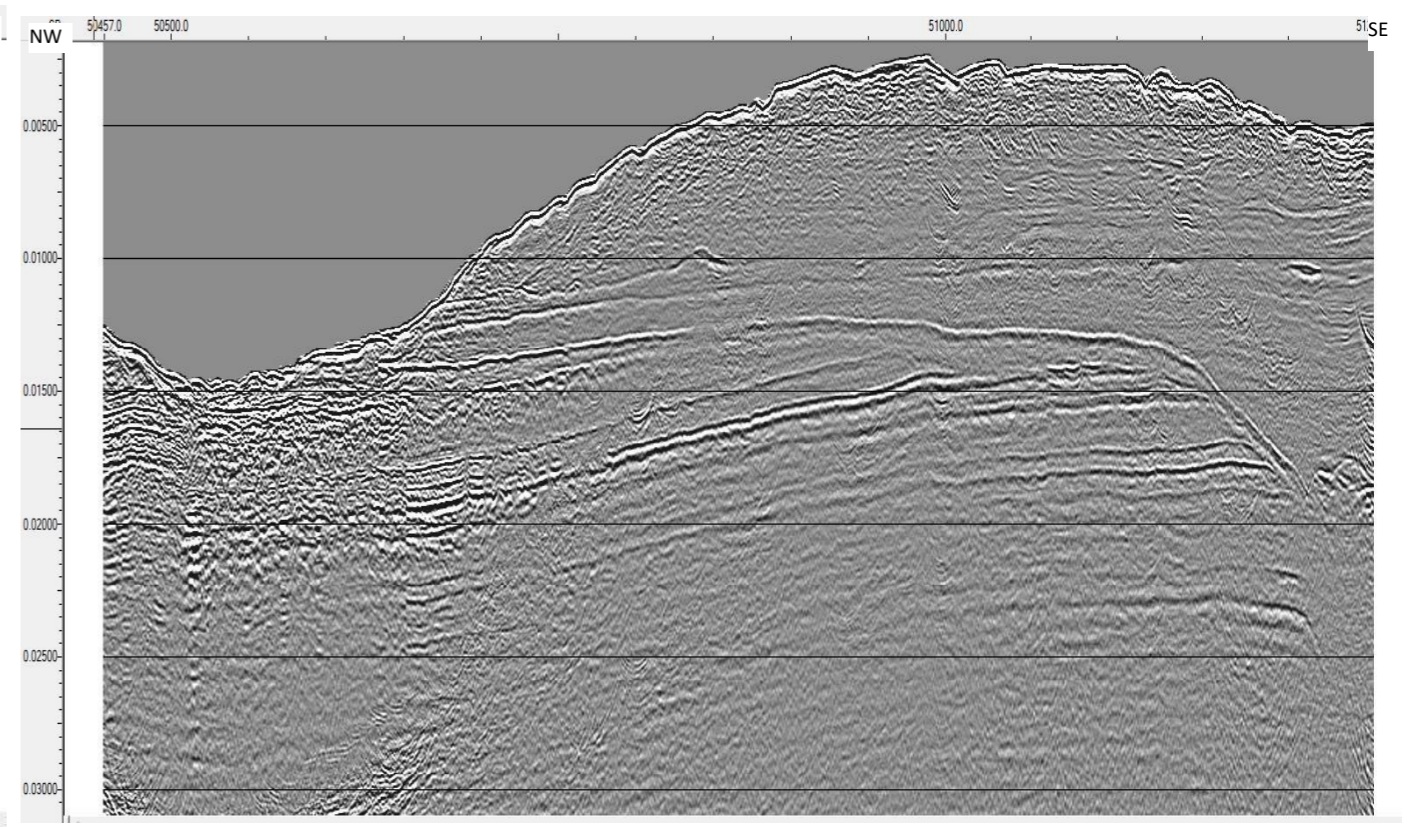
Linha LH13



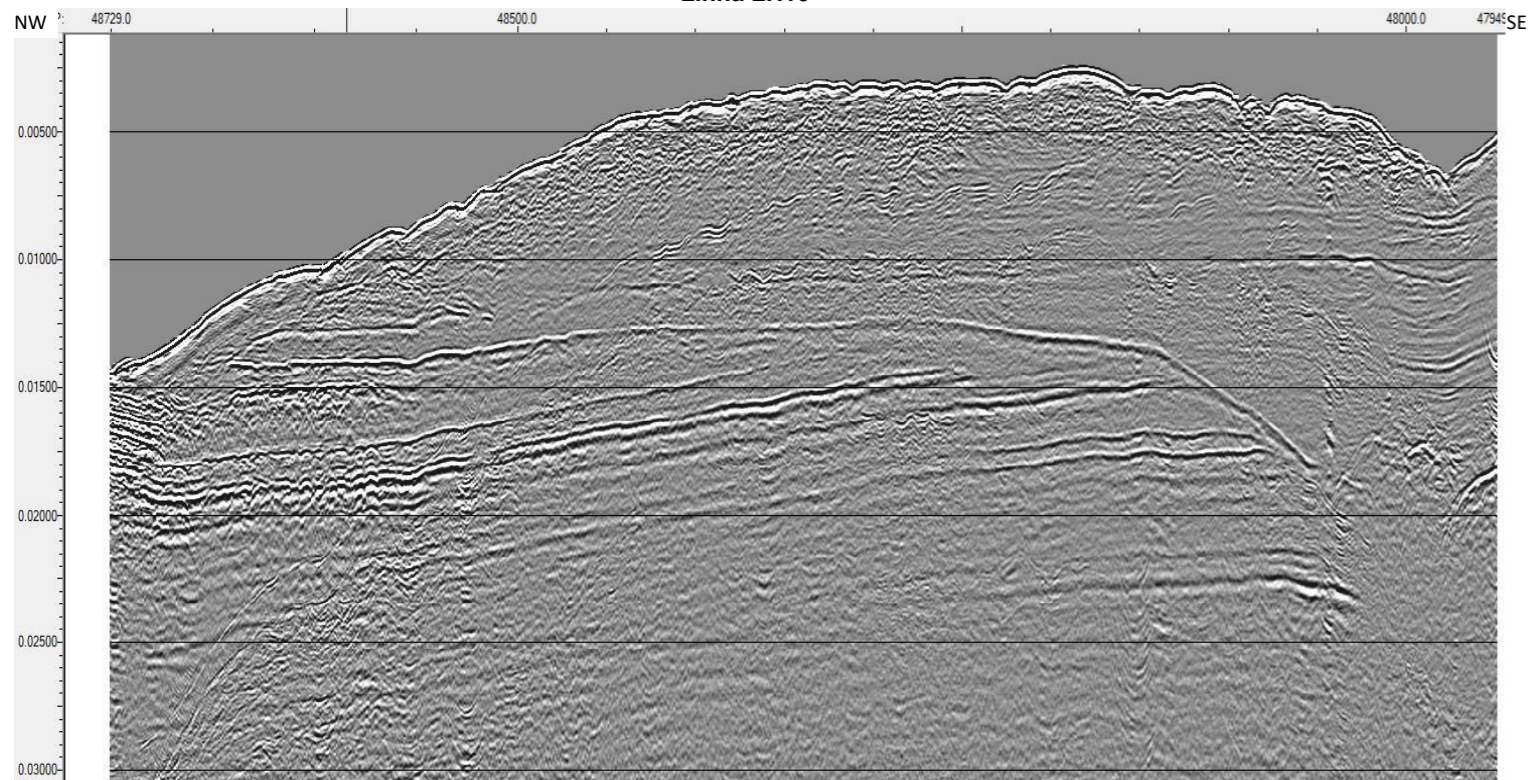
Linha LH14



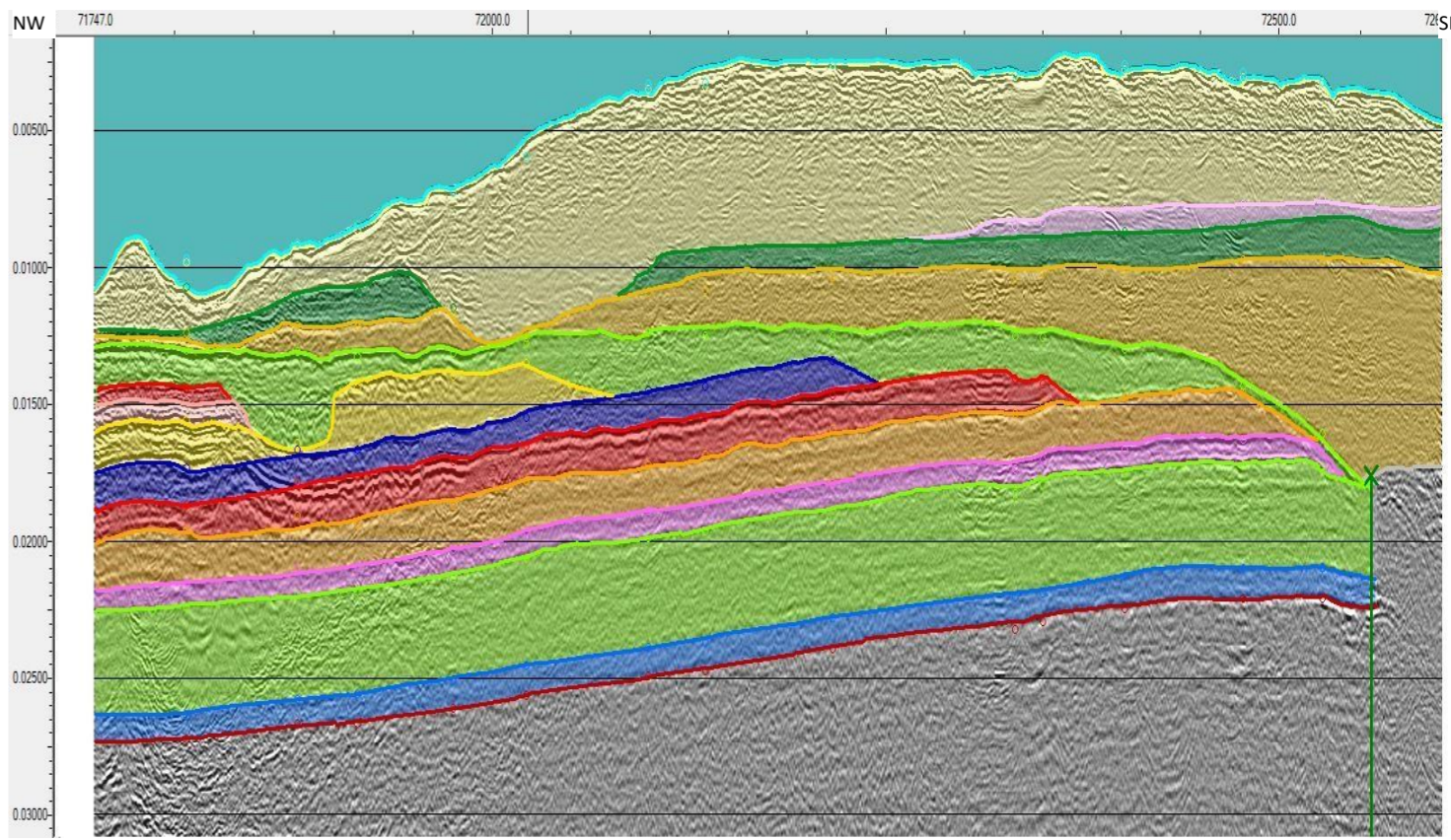
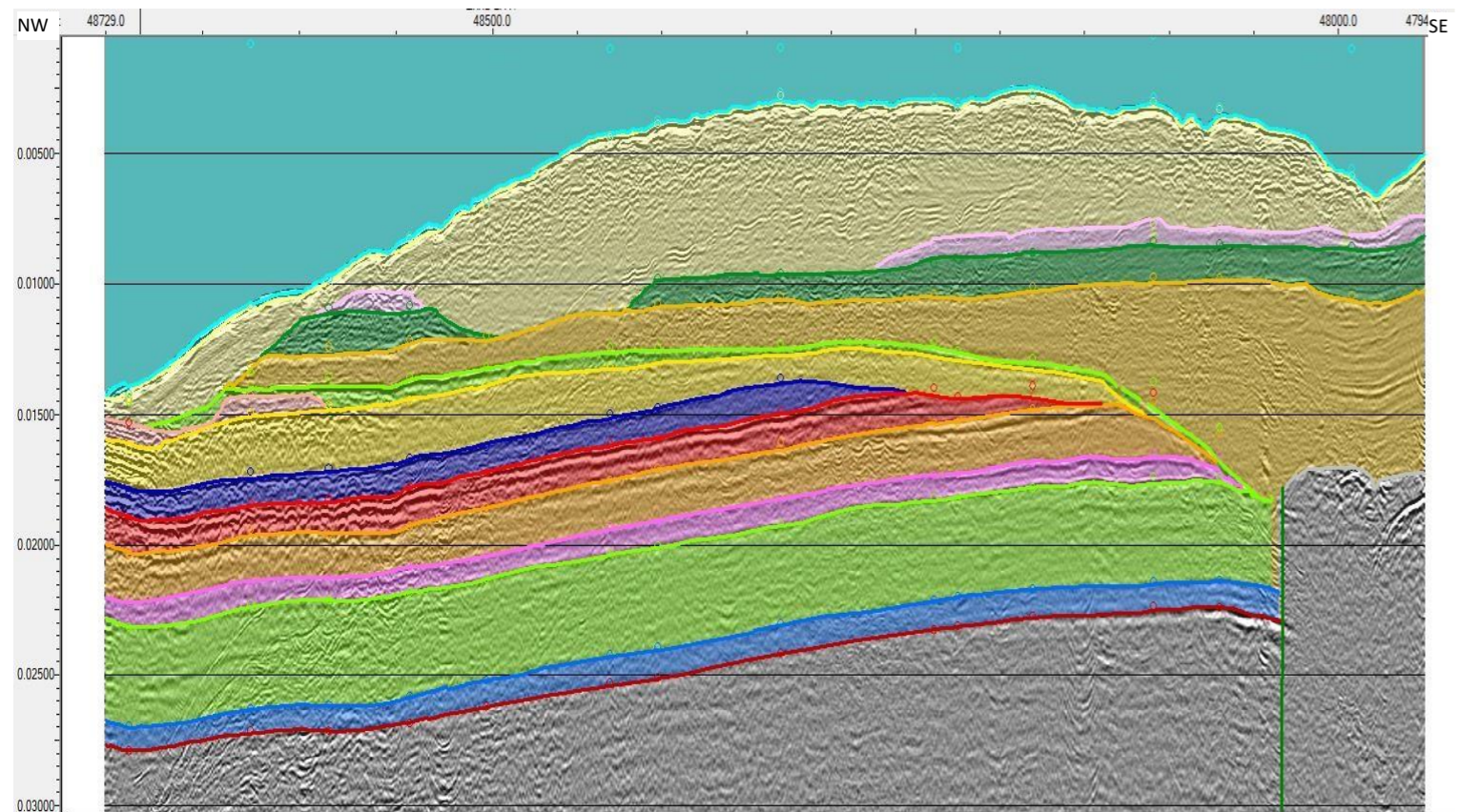
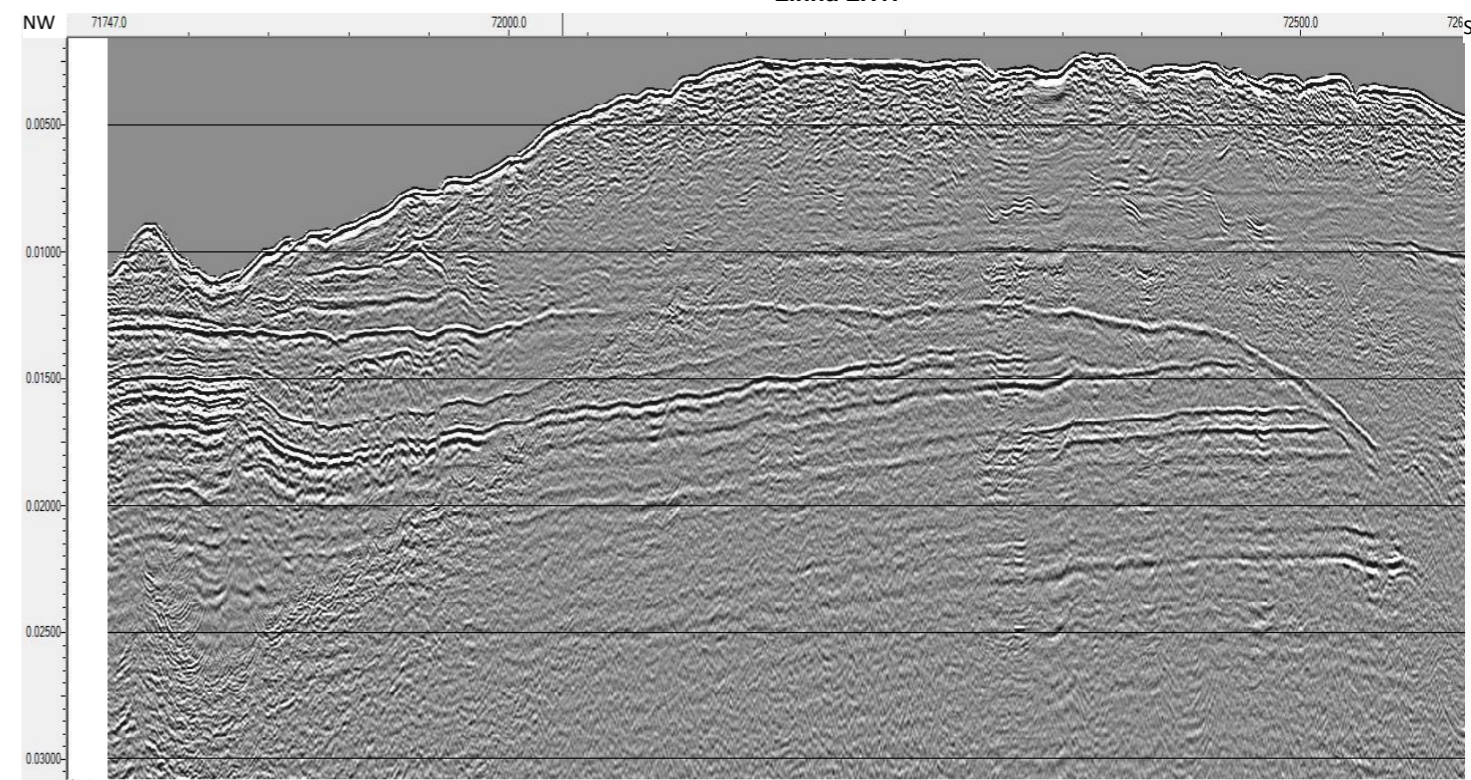
Linha LH15



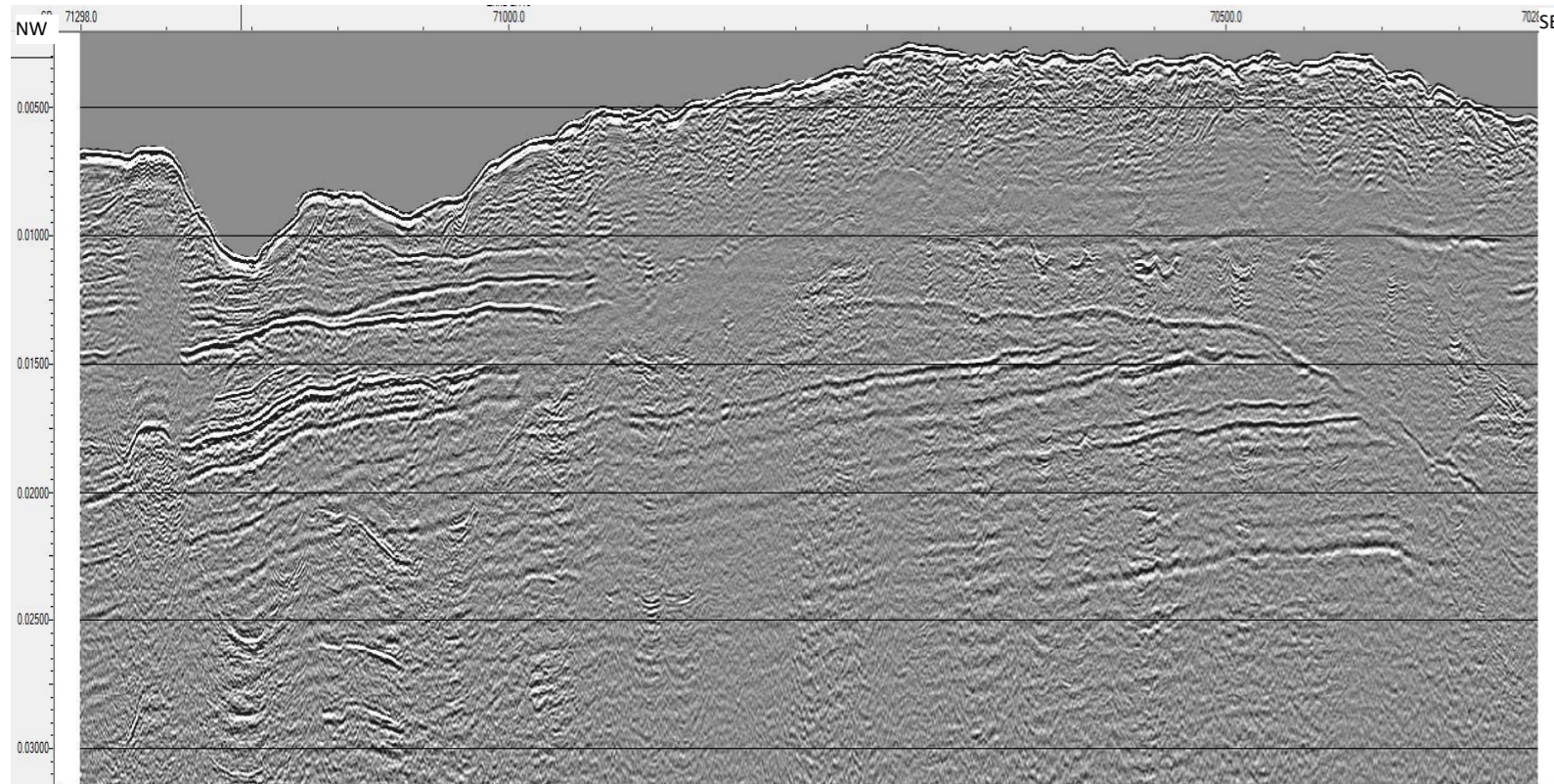
Linha LH16



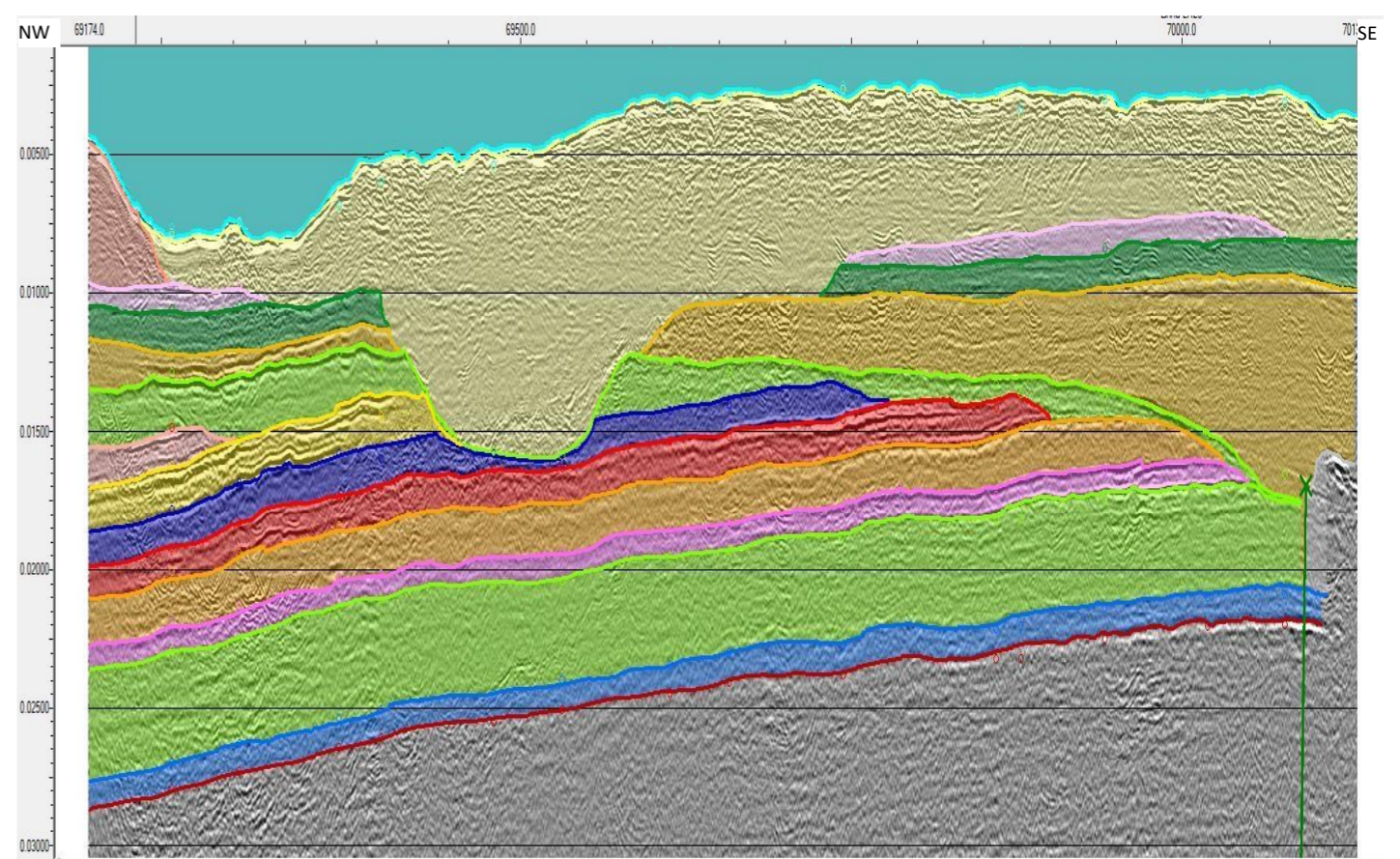
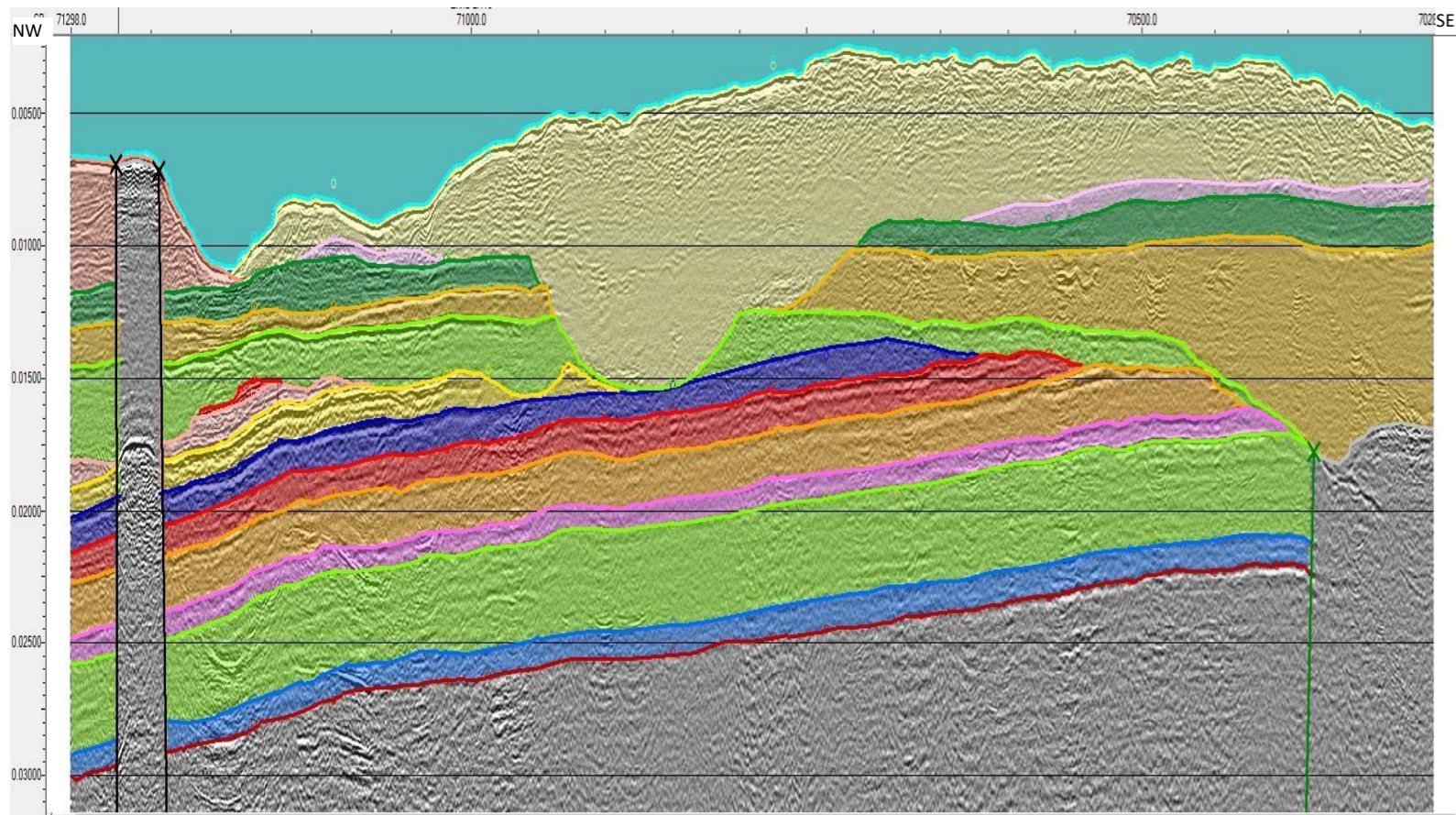
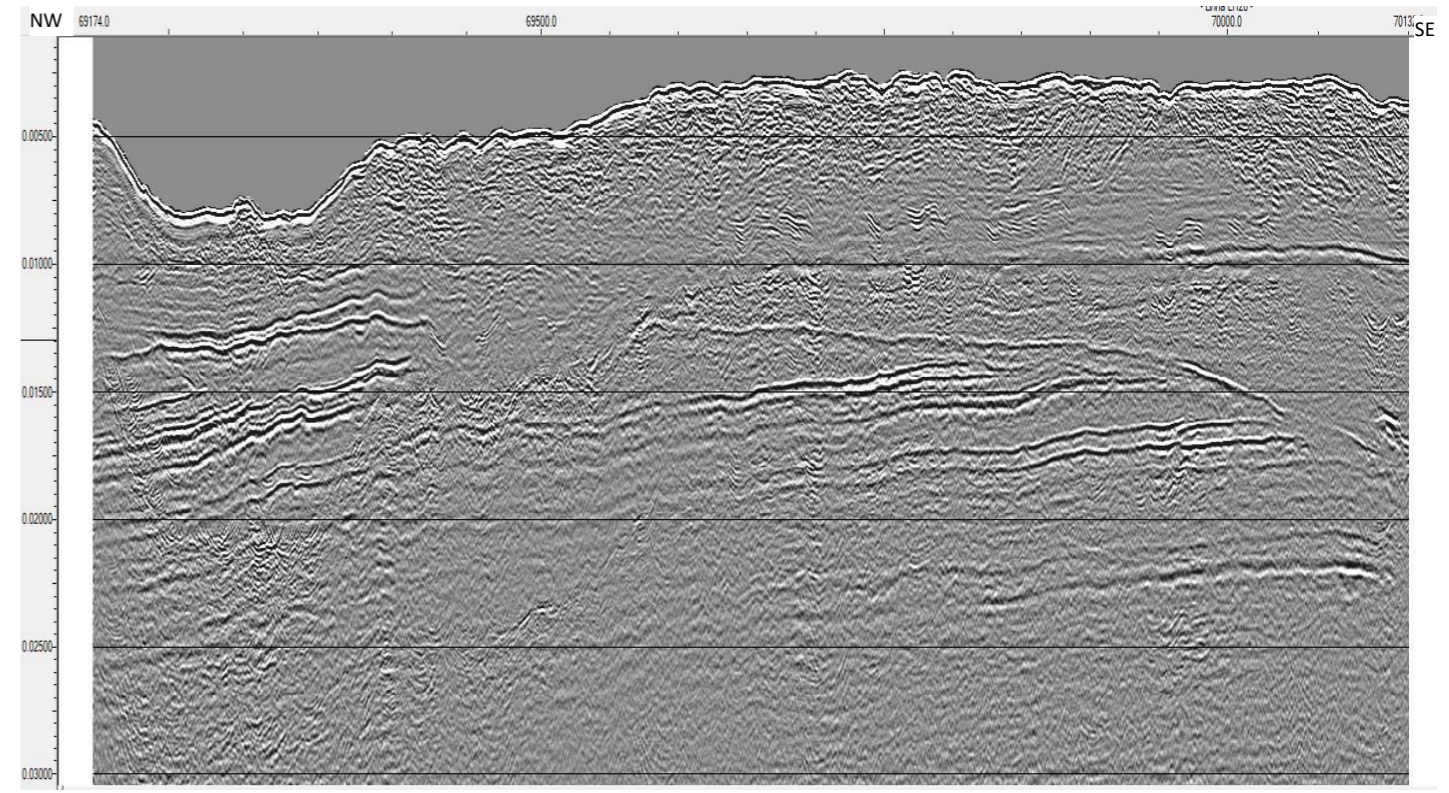
Linha LH17



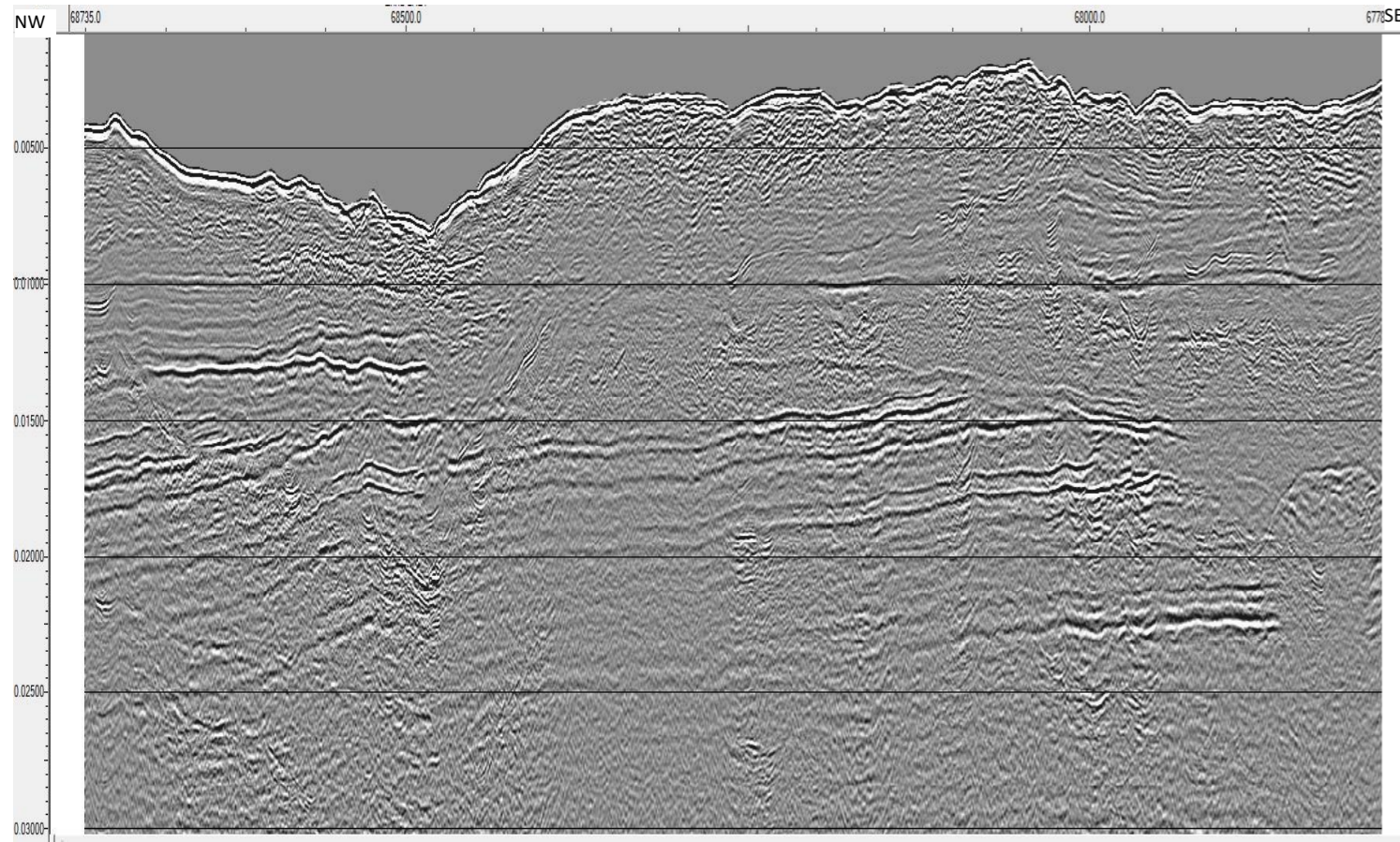
Linha LH18



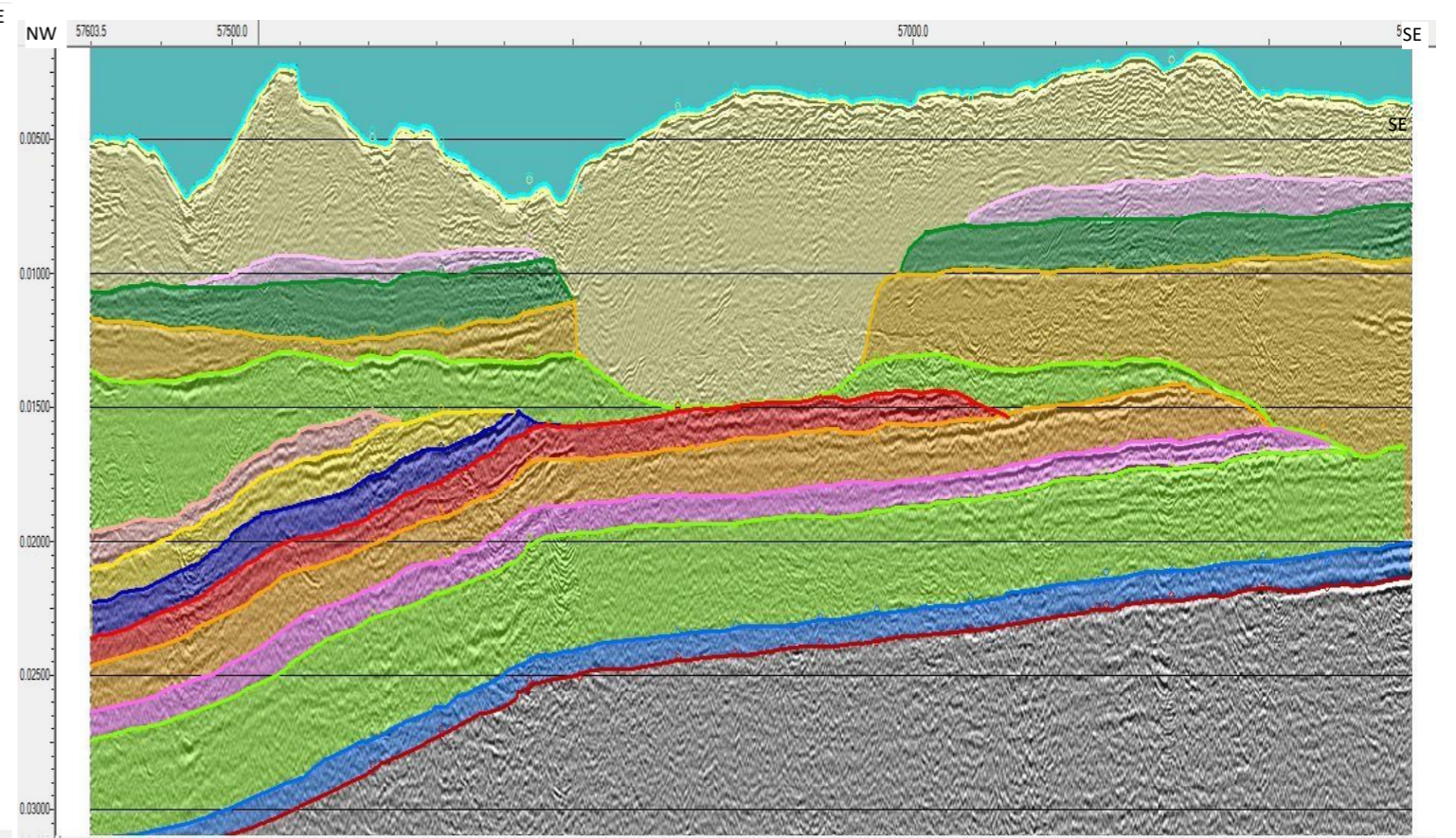
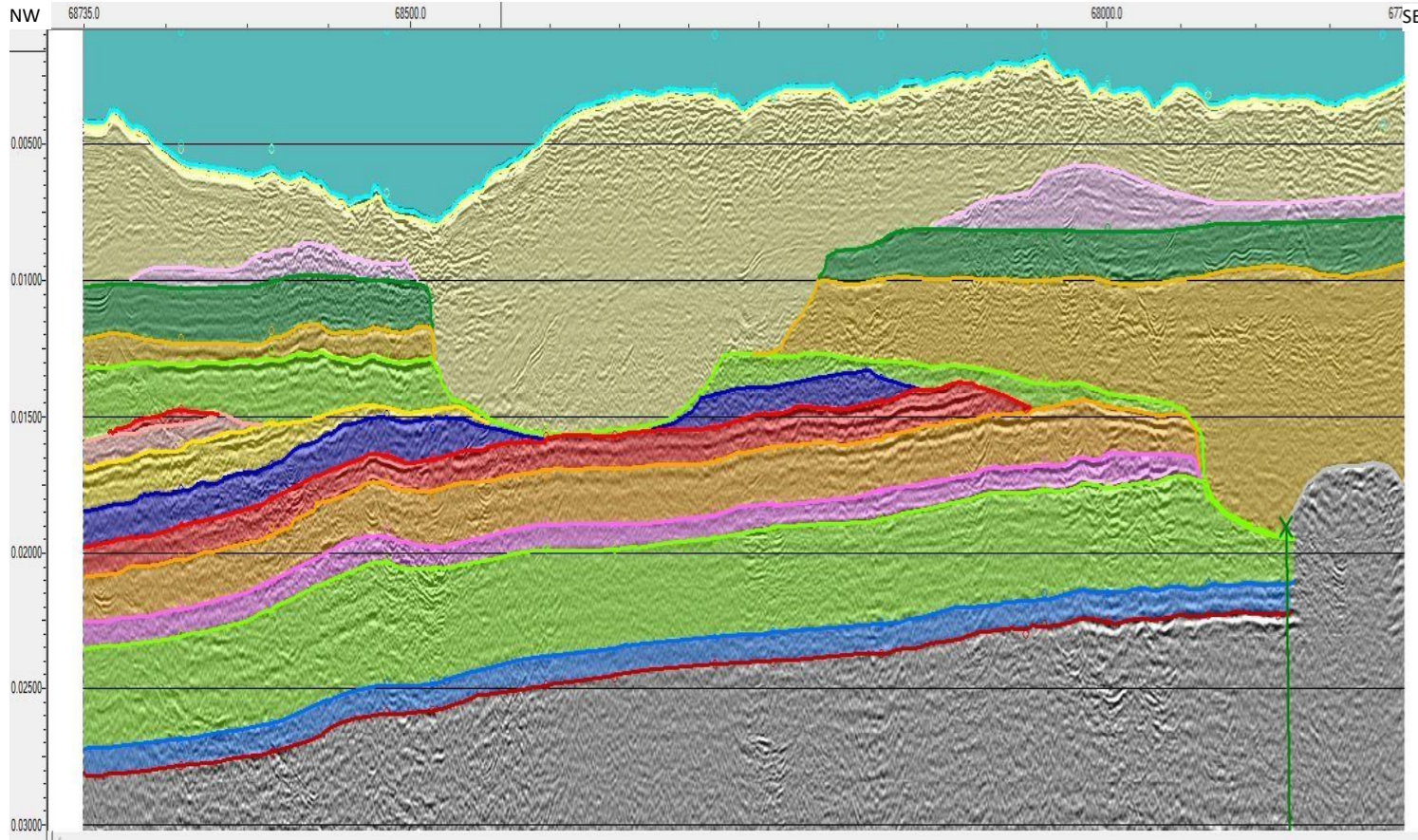
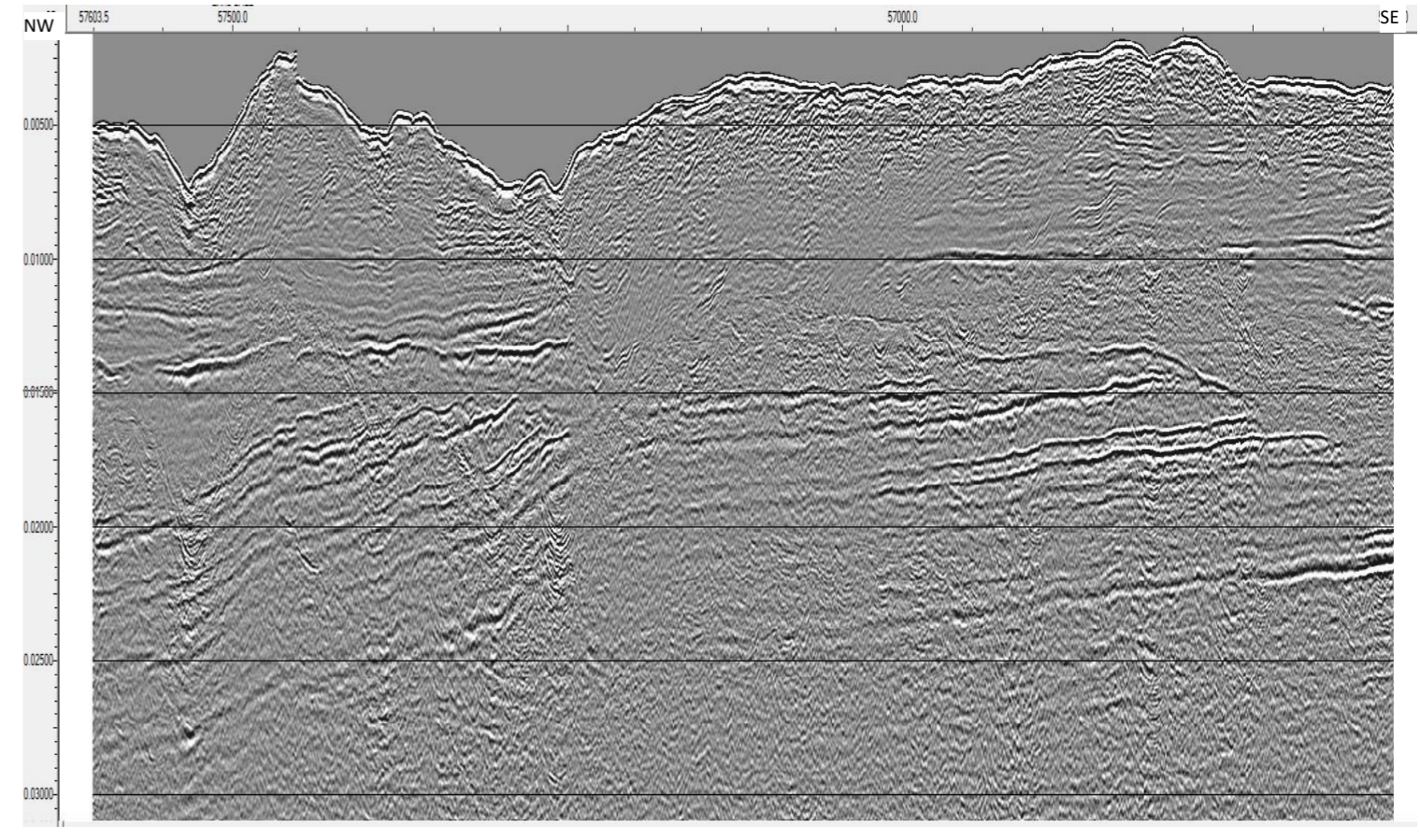
Linha LH19



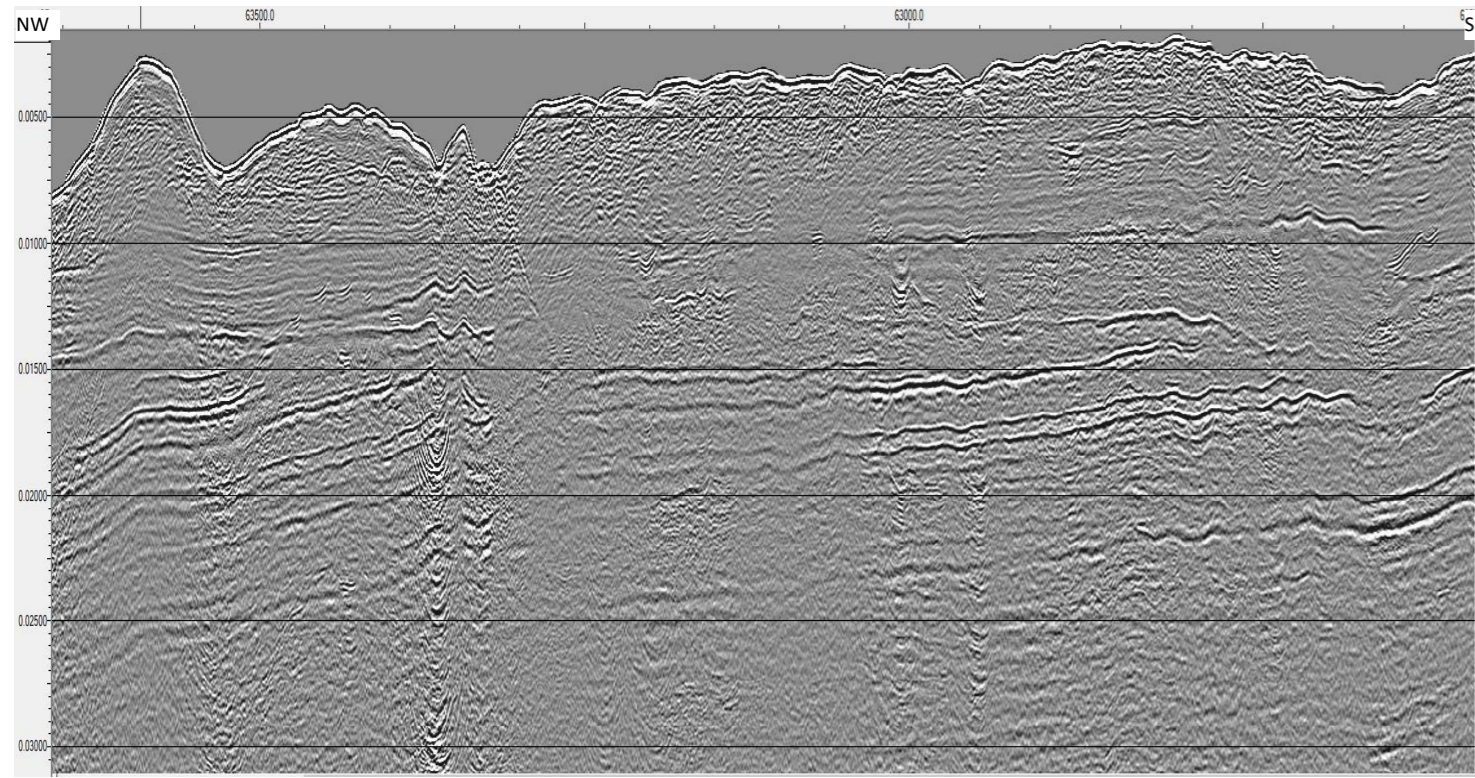
Linha LH20



Linha LH21



Linha LH22



Linha LH23

