

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA



NATHALIA CAMPOS PERES

**INFLUÊNCIA DO FLUXO DE PROCESSAMENTO SÍSMICO NA
INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS DA ANÁLISE AVO, UM ESTUDO
DE CASO NO HIDRATO DE GÁS NA BACIA DE PELOTAS.**

MONOGRAFIA

CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

**Niterói
Dezembro/2022**

**Inserir a ficha catalografica gerada
pelo SDC/BIG da UFF**

NATHALIA CAMPOS PERES

**INFLUÊNCIA DO FLUXO DE PROCESSAMENTO SÍSMICO NA INTERPRETAÇÃO
DOS RESULTADOS DA ANÁLISE AVO, UM ESTUDO DE CASO NO HIDRATO DE
GÁS NA BACIA DE PELOTAS.**

Monografia apresentada à Universidade Federal Fluminense como requisito parcial do Curso de Graduação em Geofísica para a obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

Aprovada em 21/Dezembro/2022 pela banca examinadora abaixo:

Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos (Orientador)
UFF / DOT / GISIS

Marcos Fetter (Coorientador)
UFF/DOT/GISIS

Rogério de Araujo Santos
UFF/GGO/GISIS

Wagner Moreira Lupinacci
UFF/DOT/GIECAR

Niterói
Dezembro/2022

Eu gostaria de dedicar esse trabalho a minha avó Amelia Candida, que muito além de uma mãe, ela é para mim o maior presente que Deus poderia me dar. Por sempre ter me ensinado através de gestos sobre amor, honra, empatia, solidariedade, esperança. Guardo em meu coração todos os valores ensinados diariamente desde os 5 anos, quando me adotou. Sua luz e seu amor iluminaram meus passos, e não consigo imaginar benção maior que essa na minha vida.

Agradecimentos

Meu primeiro e maior agradecimento é dado a Deus, que me guiou e cuidou de mim até esta etapa da minha vida e a Quem eu entrego e dedico toda a minha vida. Gostaria de agradecer a minha avó, que desde sempre é a minha maior inspiração de amor e de força, sou imensamente grata por tudo que fez para que eu me tornasse a pessoa que sou hoje, com valores e princípios inegociáveis. A toda minha família por todo apoio nas minhas decisões, pelo cuidado e por todo amor.

Aos meu orientadores que me auxiliaram na condução deste estudo ao Dr. Marco Cetale e ao Dr. Marcos Fetter meus agradecimentos mais genuínos.

Gostaria de agradecer também aos membros do projeto Pelotas que está sendo desenvolvido pelo GISIS pelo Roberto Miyamoto, Guilherme Lenz, Ursula Belém, Victor Piccoli, Tais Zanato e ao Pedro Souza. Pessoas com as quais, por todo acolhimento, por toda orientação, vou levar cada aprendizado como sempre. Meus sinceros agradecimentos a toda equipe de pesquisa do GISIS Grupo de Inversão e Imageamento Sísmico (GISIS/DOT/UFF).

Meus agradecimentos a ANP por conceder os dados sísmicos ao grupo e também a Emerson Solutions pela licença do software EPOS Paradigm utilizado para o desenvolvimento deste trabalho. E ao incentivo com a bolsa científica fornecida pela Fundação Euclides da Cunha com o patrocínio da Petrobras.

Agradeço a Universidade Federal Fluminense (UFF) pela excelência acadêmica e acolhimento ao longo do curso de graduação. Não poderia deixar de mencionar o Departamento de Geologia e Geofísica (GGO) a quem agradeço pelo meu desenvolvimento. Meus agradecimentos em especial a três professores que foram cruciais no meu desenvolvimento acadêmico e até mesmo pessoal, ao Rogerio Santos e ao Adalberto da Silva e novamente, ao Marco Cetale. Seus incentivos e suas crenças na minha capacidade fizeram toda diferença na profissional que estarei me tornando.

***“Até que o sol não brilhe, acendamos
uma vela na escuridão.”
Confúcio***

Resumo

CAMPOS, Nathalia Peres. **Influência do fluxo de processamento sísmico na interpretação dos resultados da análise AVO, um estudo de caso no Hidrato de Gás na Bacia de Pelotas..** Monografia, Universidade Federal Fluminense. Niterói, p. 87. 2022.

A análise AVO (do inglês *Amplitude Variations with Offset*) estuda a variação do atributo sísmico, amplitude, com a distância entre a fonte e o receptor. Este presente trabalho teve como objetivo realizar uma investigação a respeito de como um fluxograma de processamento sísmico pode influenciar na interpretação quantitativa de análise AVO. Estudos realizados por Castagna e Swan (1997) e Rutherford e Williams (1989) serviram como fundamentação teórica para aplicação da técnica AVO, seja para criação dos Atributos AVO quanto para a Curva AVO, presentes neste trabalho. Para essa investigação foi realizados quatro fluxogramas de processamento sísmico, sendo o primeiro um fluxograma apenas com as etapas de atenuação de ruídos e os outros três tem o incremento de etapas de recuperação de ganho: Correção da Divergência Esférica, Controle Automático de Ganho e Compensação da Absorção. A partir da realização da análise AVO feitas para os quatro fluxos de processamento, foi possível investir por meio da comparação entre os resultados obtidos de cada um se concluiu que, além de existir uma influência direta no fluxo de processamento sísmico e a interpretação quantitativa de análise AVO também foi investigado os impactos da aplicação de uma etapa que modifica as amplitudes reais do dado sísmico.

Palavras-chave: Atributos AVO, Curva AVO, Correção da Divergência Esférica, Controle Automático de Ganho e Compensação da Absorção.

Abstract

CAMPOS, Nathalia Peres. **Full Title in English**. Monography, Fluminense Federal University. Niterói, p. 87. 2022.

The AVO analysis (*Amplitude Variations with Offset*) studies the variation of the seismic attribute, amplitude, with the offset. This present work has the main objective to an investigation about how a seismic processing flow can influence the quantitative interpretation of AVO analysis (Amplitude versus offset). Biographies like that of Castagna e Swan (1997) e Rutherford e Williams (1989) served as the theoretical foundation for the application of the AVO technique, for the creation of the AVO attributes and AVO curve, present in this work. For this investigation, four seismic processing flow, the first being a flowchart with only the noise attenuation steps and the other three have the increment of gain recovery steps: Spherical Divergence Correction, Automatic Gain Control and Absortion Compensation. Absorption. After performing the AVO analysis performed for the four seismic processing flow, it was possible to invest by comparing the results obtained from each one. And it was concluded that, in addition to having a direct influence on the seismic processing flow and the quantitative interpretation of the AVO analysis, the impacts of applying a step that modifies the real amplitudes of the seismic data were also investigated.

Keywords: AVO Attributes, AVO Curve, Spherical Divergence Correction, Automatic Gain Control and Absortion Compensation.

Sumário

	Sumário	8
1	INTRODUÇÃO	10
1.1	Contextualização e Motivações do Trabalho	10
1.2	Objetivos e Divisão do Trabalho	12
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	14
2.1	Propagação de ondas em meios elásticos	14
2.1.1	Propriedades elásticas das rochas	14
2.1.2	Lei de Hooke	15
2.1.3	Ondas de Corpo	16
2.2	Reflexão e Refração das Ondas Elásticas	17
2.2.1	Lei de Snell	17
2.2.2	Equações de Zoeppritz	18
2.2.3	Aproximação de Aki e Richards	19
2.2.4	Aproximação de Shuey	20
2.3	Aquisição Sísmica Marinha	21
2.4	Processamento Sísmico	22
2.4.1	Filtros de Frequências	22
2.4.2	Recuperação de Ganho	24
2.4.2.1	Compensação da Divergência Esférica	25
2.4.2.2	Correção da Absorção	26
2.4.2.3	AGC	28
2.4.3	Edição de Traço	29
2.4.4	Mute	30
2.4.5	Atenuação de Ruídos	31
2.4.5.1	Efeito Swell	31
2.4.5.2	Efeito de Bolha	32
2.4.5.3	Múltiplas	33
2.4.5.4	Efeito Fantasma	34
2.4.6	Análise de Velocidade	35
2.4.7	Migração em Tempo e em Profundidade	36
2.5	Análise AVO	38
2.5.1	Motivações	38
2.5.2	Teoria	38

2.5.3	Classificação das respostas AVO	41
2.5.4	Atributos AVO	42
3	ÁREA DE ESTUDO	44
3.1	Bacia de Pelotas	44
3.2	Evolução Tectono-Estratigráfica	44
3.3	Cone do Rio Grande	46
3.4	Hidrato de Gás	46
3.4.1	Geoquímica	46
3.4.2	Ocorrências	47
3.4.3	Impotância Econômica	47
4	METODOLOGIA	49
4.1	Aquisição do Dado Sísmico	49
4.2	Processamento Sísmico	50
4.3	Análise AVO	54
4.4	Comparações	55
5	RESULTADOS	58
5.1	Análise AVO	58
5.1.1	Fluxo de Processamento Sísmico 1	58
5.1.1.1	Atributos AVO	59
5.1.1.2	Curva AVO	61
5.1.2	Fluxo de Processamento Sísmico 2	63
5.1.2.1	Atributos AVO	64
5.1.2.2	Curva AVO	66
5.1.3	Fluxo de Processamento Sísmico 3	67
5.1.3.1	Atributos AVO	69
5.1.3.2	Curva AVO	72
5.1.4	Fluxo de Processamento Sísmico 4	72
5.1.4.1	Atributos AVO	73
5.1.4.2	Curva AVO	75
5.2	Comparações das Respostas de Análise AVO	78
6	CONCLUSÃO	83
	REFERÊNCIAS	85

1 Introdução

1.1 Contextualização e Motivações do Trabalho

Maximizar as descobertas de hidrocarbonetos é um dos principais objetivos das companhias de Exploração e Produção de Petróleo, cujo o trabalho tem o foco em descobrir e compreender os potenciais reservatórios em subsuperfície. O dado sísmico tem um papel crucial na exploração de jazidas e no entendimento das características petrofísicas dos reservatórios para o desenvolvimento e o monitoramento da produção, apoio à engenharia na perfuração de poços, e estudos geomecânicos entre outros. (DONDURUR, 2018)

Existem diversos casos na indústria de Óleo e Gás que ratificam a importância do processamento sísmico, mas o que se destaca no cenário recente são as descobertas no pré-sal brasileiro. Neste caso, os dados sísmicos ofereceram um imageamento das complexas estruturas do pré-sal propiciando importantes descobertas de reservas na Bacias de Campos e na Bacia de Santos. A evolução da tecnologia do método sísmico possibilitou no pré-sal um aumento da resolução das interpretações geológicas e da interpretações quantitativas dos dados sísmicos.

Essas descobertas fomentaram os avanços nas técnicas de processamento sísmico e possibilitam uma melhora no reprocessamento de dados antigos gerando novas descobertas. O reprocessamento em um dado sísmico antigo possibilita imagens cada vez mais claras das condições geológicas das áreas estudadas através das com novas técnicas de processamento sísmico (CORREA, 2007). Uma exemplificação recente são os estudos de Belem (2022) e Zanato (2022), que mostraram que a partir do reprocessamento de um dado sísmico antigo foi possível obter um imageamento sísmico que possibilitou novas perspectivas para a Bacia de Pelotas.

A qualidade do processamento sísmico exerce uma influência direta na caracterização de reservatórios, na qual a interpretação quantitativa exerce o papel principal possibilitando inversões sísmicas, e a quantificação de várias propriedades

utilizando as informações da sísmica e dos poços. A análise AVO (do inglês *Amplitude Variations with Offset*) tem desempenhado um papel importantíssimo na descobertas de hidrocarbonetos a partir da análise da amplitude com a variação nas respostas das anomalias de classe AVO para determinadas condições de hidrocarbonetos, como o caso do Hidrato de Gás. (CASTAGNA; SWAN, 1997)

Os hidratos de gás metano são compostos sólidos, formados por água e gás natural, em altas pressões e temperatura razoavelmente baixa. A presença das moléculas de gás leva à estabilidade da estrutura cristalina, permitindo que os hidratos existam em temperaturas muito mais altas que o gelo. Os hidratos de metano são um recurso natural que pode fornecer uma quantidade enorme de gás natural, um metro cúbico de hidrato produz 164 m³ de gás natural e mais de 800 litros de água (JR; KOH, 2007). Os hidratos de gás metano são conhecidos por possuir na sísmica a presença de um refletor chamado BSR (*Bottom Simulating Reflector*), um refletor sísmico paralelo ao do fundo mar bem delimitado que indica a base do hidrato de gás.

O Japão foi o primeiro país a anunciar a produção bem-sucedida de fluxo contínuo de gás metano a partir de uma camada sólida de hidrato de metano localizada sob o fundo do mar em águas ultraprofundas, estabelecendo a viabilidade técnica desse novo recurso natural e de sua nova tecnologia de extração. De acordo com as estimativas atuais, acredita-se que a quantidade de gás natural localizada nas reservas globais de hidratos de metano excede em muito o volume das reservas convencionais conhecidas de gás natural, tornando-o um potencial divisor de águas para países com esses recursos (CHONG et al., 2016).

A muito tempo se sabe do potencial energético da Bacia de Pelotas, desde o trabalho do Fontana (1989), em que descreve a presença de grandes reservas de Hidratos de Gás Metano. Diversos trabalhos posteriores corroboram com este fato, como o estudo feito pelo Sad, Silveira e Machado (1997) que estimaram uma área de 45.00 km² com a presença de hidrato de gás. Na Bacia de Pelotas os hidratos de gás são encontrados em reservatórios com profundidades bem inferiores aos reservatórios do pré-sal brasileiro e a análise AVO oferece resultados muito satisfatórios, mesmo utilizando dados sísmicos mais antigos. Como o hidrato de gás ocorre em porções mais rasas (com sinal sísmico de alta frequência) tem -se uma boa relação sinal-ruído, servindo como calibração da técnica AVO.

Ns últimos anos vem ocorrendo descobertas surpreendentes nas bacias, segundo a ANP análogas à bacia de Pelotas, do outro lado do rifte, na costa da Namíbia. A Total Energies anunciou em março de 2022, a detecção de óleo leve na área de Vênus na Bacia de Orange, e antes a Shell também já havia anunciado a descoberta de óleo leve também na área de Graff. Essas novas descobertas significativas modificam o olhar sobre a Bacia de Pelotas, demonstrando que pode haver um grande potencial energético além do Hidrato de Gás, tornando válida uma reanálise de suas condições estruturais, tornando importantíssimo um estudo científico da Bacia de Pelotas.

1.2 Objetivos e Divisão do Trabalho

Esse trabalho visa fazer uma análise de AVO em dado sísmico 2D relativamente antigo, realizando o estudo da influência do fluxo de processamento nos resultados da análise AVO e na detecção de suas anomalias. Foi realizado de maneira minuciosa uma interpretação de cada etapa do processamento sísmico, se atentando para um controle de qualidade eficiente de modo que, seja possível avaliar a influência do fluxo de processamento nos resultados dos Atributos AVO e da Curva AVO. O objetivo é avaliar se a análise AVO no CMP gather do dado migrado kirchhoff no domínio do tempo (PSTM) sofre ou não modificações em cada etapa do fluxo do processamento.

Essa monografia foi dividida em 6 capítulos. Após a Introdução, uma fundamentação teórica no 2º capítulo, que foi organizada com premissas obrigatórias do estudo de ondas em meios elásticos que servem como base para pesquisa de dados sísmicos. Também no capítulo 2º foram contextualizadas sobre as principais etapas de processamento sísmico. As etapas de atenuação de ruídos, transformação de fase e filtragens de frequências foram explicadas conceitualmente ao longo da terceira parte do capítulo. Ainda no 2º capítulo foi explicado a respeito da Análise AVO, detalhando a teoria, os Atributos AVO que são utilizados para a interpretação das Classes AVO.

A área de estudo deste trabalho descrita no capítulo 3, que discorre a respeito da Bacia de Pelotas, sua evolução tectonoestratigráfica e a principal feição deposicional da bacia. Também é apresentada uma explicação sobre o hidrato de gás e sua ocorrência na Bacia de Pelotas.

O capítulo 4 foi destinado a descrever a metodologia utilizada para atingir o objetivo de realizar uma interpretação do comportamento dos resultados da análise AVO a partir de mudanças no fluxo de processamento sísmico. Primeiro são descritos alguns fluxos de processamento distintos em um mesmo dado sísmico, depois um controle de qualidade em cada etapa desses fluxos, analisando as modificações no espectro de frequência e no espectro FK. Os gráficos de estatística da variação da amplitude também foram analisados.

No capítulo 5 deste trabalho são abordados os resultados obtidos a partir da metodologia explicitada anteriormente. Também são apresentados os resultados da comparação dos diferentes fluxos de processamento sísmico e sua influência na análise AVO. As discussões a respeito dos resultados da pesquisa realizada e as principais conclusões foram argumentadas no último capítulo nesse trabalho.

2 Fundamentação Teórica

2.1 Propagação de ondas em meios elásticos

2.1.1 Propriedades elásticas das rochas

As ondas sísmicas se propagam na forma esférica em expansão em um meio homogêneo após serem geradas por uma fonte explosiva (como o canhão de ar, por exemplo). Essa energia frontal é chamada de frente de onda, e a direção perpendicular a qualquer ponto na frente de onda é chamada de caminho do raio (DONDURUR, 2018). As ondas sísmicas são muitas vezes chamadas de ondas elásticas, que podem ser descritas como a energia causada por uma repentina perturbação das rochas, como através de terremotos, e explosões, como também por fontes sísmicas. Uma exemplificação da propagação de uma onda elástica é mostrado na Figura 1.

As ondas sísmicas induzem uma deformação elástica ao longo do meio de propagação em subsuperfície, sendo que em um corpo perfeitamente elástico há a recuperação total da sua forma original quando a tensão é liberada (YILMAZ, 2001). É importante ressaltar a relação entre os conceitos de tensão e deformação, para entendimento das forças aplicadas em um meio sólido elástico no qual se propagam as ondas de corpo.

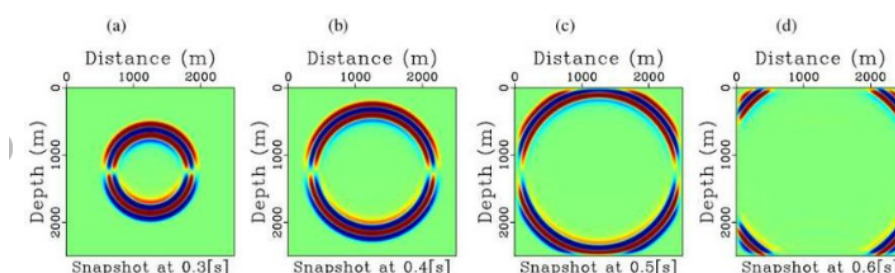


Figura 1 – Propagação de ondas elásticas através de um meio definido por $V_p = 3000$ (m/s), $V_s = 1730$ (m/s). $\rho = 2500$ (kg/m). a) $t = 0,3$ (s). b) $t = 0,4$ (s). c) $t = 0,5$ (s). d) $t = 0,6$ (s). (GALVIS et al., 2017)

A tensão é definida como força por unidade de área, quando uma força é aplicada sobre um corpo, a tensão é a razão entre a força e a área sobre a qual a força foi aplicada (SHERIFF; GELDART, 1995). Quando a força aplicada varia em uma superfície,

consequentemente a tensão irá variar. Já a deformação é definida como uma mudança relativa na dimensão ou na forma de um corpo submetido a um corpo de tensões.

2.1.2 Lei de Hooke

A Lei de Hooke expressa uma relação linear entre a tensão e a deformação, que afirma que para deformações relativamente pequenas, o deslocamento ou tamanho da deformação é diretamente proporcional à força aplicada. Matematicamente, a lei de Hooke afirma que a força aplicada F é igual a uma constante k vezes o deslocamento x . O valor da constante depende do tipo de material elástico considerado e também de sua forma.

$$F_s = kx \quad (2.1)$$

Quando a tensão aumenta além do limite elástico do corpo, a lei de Hooke não é aplicável. As deformações resultantes de tensões que ultrapassam este limite não desaparecem completamente quando a força não está mais sendo aplicada. Com maior esforço sendo aplicado, o corpo passa por uma fase de fluxo plástico e rompe (Figura 2). Alguns materiais também tem seu comportamento dependente do tempo que está submetido pela tensão (SHERIFF; GELDART, 1995). Em corpos sólidos em que a deformação não desaparece quando não estão mais submetidos a determinada tensão são deformações não elásticas.

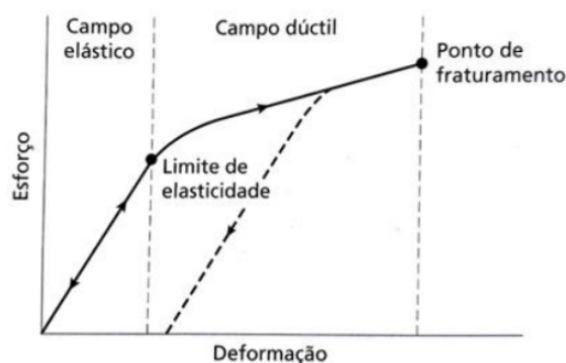


Figura 2 – Curva tensão-deformação típica para um corpo sólido. Adaptado (KEAREY, 2009)

2.1.3 Ondas de Corpo

Na sismica de reflexão as ondas de corpo são as mais utilizadas para imageamento sísmico e interpretação quantitativa. Elas são geradas através de fontes controladas para estudar a geologia de subsuperfície, sendo alvo de muitos estudos e pesquisas sobre o seu comportamento ao longo de diferentes litologias (YILMAZ, 2001). As ondas de corpo são divididas em dois tipos: ondas compressoriais (ou onda P) e ondas cisalhantes (ou onda S) (Figura 3).

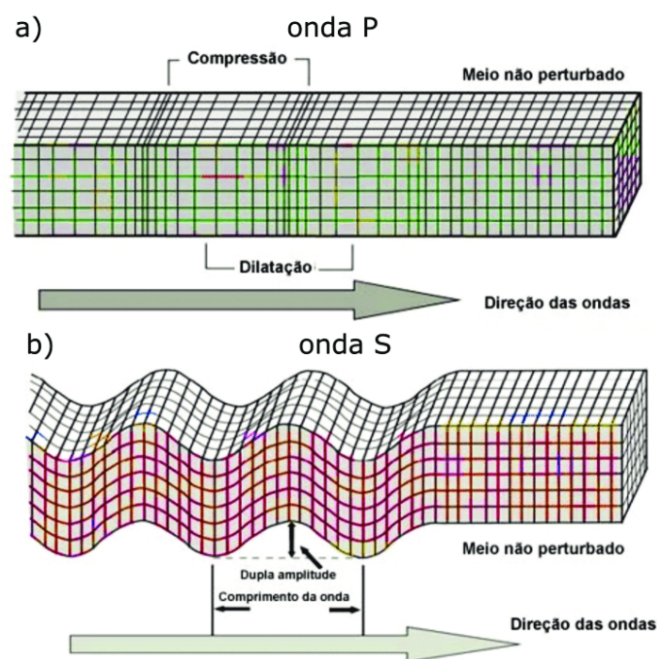


Figura 3 – Deformações elásticas e movimentos de partículas associadas à passagem de ondas de corpo: (a) Ondas P e (b) Ondas S. (BARTOLO, 2021)

As ondas P tem velocidade de propagação maior que as ondas S, por isso também são denominadas ondas primárias e ondas secundárias, respectivamente. As ondas compressoriais, ou ondas P, em meios sólidos homogêneos e isotrópicos, viajam em linhas retas longitudinais, sendo que as partículas no sólido vibram ao longo do eixo de propagação (a direção do movimento) da energia da onda. A velocidade das ondas P, é dada por

$$V_P = \sqrt{\frac{K + \frac{3}{4}\mu}{\rho}}, \quad (2.2)$$

Já as ondas S são ondas transversais, de modo que a direção do movimento das partículas de uma onda S é perpendicular à direção de propagação da onda, e a principal força restauradora vem da tensão cisalhante. Isto justifica o fato das ondas S

não se propagarem em meio líquido. A velocidade das ondas S é dada pela equação abaixo, sendo o módulo de rigidez e a densidade.

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho'}} \quad (2.3)$$

2.2 Reflexão e Refração das Ondas Elásticas

2.2.1 Lei de Snell

Quando uma onda atravessa uma superfície, entre meios com índices de refração distintos, uma parte desta onda é parcialmente refletida e outra transmitida. O estudo aprofundado deste comportamento físico das ondas é explicitado na Lei de reflexão e na Lei de Snell. A lei da reflexão diz que, um raio refletido pertence ao plano de incidência do mesmo, e o ângulo de reflexão é igual ao de incidência, mensurado em relação à normal (YILMAZ, 2001).

Quando uma onda atravessa uma interface entre dois meios isotrópicos, a onda muda de direção, conseqüentemente sua velocidade de propagação também é modificada. O estudo da refração foi inicialmente abordado por Snell, que explicitou que a razão do ângulo de incidência pela velocidade do meio incidente é igual a razão do ângulo de refração pela velocidade do segundo meio, tal que a relação da velocidade da onda S e onda P é dada pela equação:

$$\frac{\text{sen } i}{V_1} = \frac{\text{sen } \theta_{p1}}{V_{p1}} = \frac{\text{sen } \theta_{s1}}{V_{s1}} = \frac{\text{sen } \theta_{p2}}{V_{p2}} = \frac{\text{sen } \theta_{s2}}{V_{s2}} = p \quad (2.4)$$

A lei de Snell afirma que o ângulo em que um raio é refletido é igual ao ângulo de incidência. Tanto o ângulo de incidência quanto o ângulo de reflexão são medidas da normal ao limite entre duas camadas com diferentes velocidades sísmicas. A porção da energia incidente que é transmitida através da fronteira da segunda camada com direção de propagação alterada é chamada de raio refratado. A direção do raio refratado depende da razão das velocidades nas duas camadas. (GADALLAH; FISHER, 2008). A Figura 4 ilustra as condições de reflexão e refração.

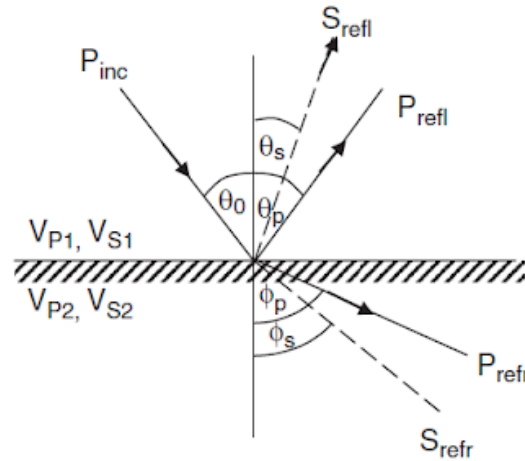


Figura 4 – Reflexão e Refração da Onda P incidente. (GADALLAH; FISHER, 2008)

2.2.2 Equações de Zoeppritz

A teoria das variações nas amplitudes de reflexão relacionados ao ângulos de incidência dos mesmos, a base para a análise AVO, foi introduzida por Zoeppritz (1919), quando ele obteve equações não lineares de amplitudes de ondas refletidas e transmitidas em uma interface com ângulo de incidência maior que zero. (DONDURUR, 2018) As Equações de Zoeppritz consiste em quatro equações com quatro incógnitas, com alto grau de complexidade. As equações relacionam o R_p e R_s que são as amplitudes da reflexões das ondas P e S, T_p e T_s que são as amplitudes de transmissões das ondas P e S, e também com os respectivos ângulos de incidência. (YILMAZ, 2001)

$$\begin{bmatrix} \sin \theta_i & \cos \phi_r & -\sin \theta_t & \cos \phi_r \\ -\cos \theta_i & \sin \phi_r & -\cos \theta_t & -\sin \phi_t \\ \sin 2\theta_i & \frac{\alpha_1}{\beta_1} \cos 2\phi_r & \frac{\rho_2 \beta_2^2 \alpha_1}{\rho_1 \beta_1^2 \alpha_2} \sin 2\theta_t & -\frac{\rho_2 \beta_2 \alpha_1}{\rho_1 \beta_1^2} \cos 2\phi_t \\ \cos 2\phi_r & -\frac{\beta_1}{\alpha_1} \sin 2\phi_r & -\frac{\rho_2 \alpha_2}{\rho_1 \alpha_1} \cos 2\phi_t & -\frac{\rho_2 \beta_2}{\rho_1 \alpha_1} \sin 2\phi_t \end{bmatrix} \begin{bmatrix} R_P \\ R_S \\ T_P \\ T_S \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin \theta_i \\ -\cos \theta_i \\ \sin 2\theta_i \\ -\cos 2\phi_r \end{bmatrix} \quad (2.5)$$

Estudar como ocorre a repartição da energia na interfaces é um dos pontos fundamentais para a exploração sísmica. As equações de Zoeppritz definem a partição da energia de onda sísmica em um limite entre duas interfaces, calculando como essa energia é dividida entre ondas refletidas e transmitidas em função do ângulo de incidência, reflexão e transmissão (SHERIFF; GELDART, 1995). Zoeppritz não foi o

primeiro a estudar a relação das amplitudes refletidas e refratadas em uma interface, Knott (1899) também havia estudado essa relação porém em termos potenciais.

As Equações de Zoeppritz podem ser simplificadas de tal forma que estão associadas com os coeficientes de reflexão e transmissão, respectivamente (DONDURUR; KARSLI, 2012). O coeficiente de reflexão de uma determinada interface é dado pela equação 2.6:

$$k_R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (2.6)$$

e o coeficiente de transmissão dado pela equação 2.7:

$$k_T = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (2.7)$$

Devido a complexidade para a resolução das equações de zoeppritz, a partir destas foram criadas aproximações para estudar os coeficientes de reflexão das ondas elásticas em função do ângulo de reflexão. Dentre essas aproximações duas se destacam: a realizada por Aki e Richards (2002), Shuey (1985), que serão aprofundadas a seguir.

2.2.3 Aproximação de Aki e Richards

A equação proposta por Aki e Richards (2002) é uma aproximação linear de três termos das equações de Zoeppritz reformulada de forma generalizada por (RUSSELL; GRAY; HAMPSON, 2011), expressa por:

$$R(\theta) = A + B \sin^2 \theta + C \sin^2 \theta \tan^2 \theta \quad (2.8)$$

onde

$$A = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_P}{V_P} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right)$$

$$B = \frac{\Delta V_P}{2V_P} - 4 \left(\frac{V_s}{V_P} \right)^2 \left(\frac{\Delta V_S}{V_S} \right) - 2 \left(\frac{V_S}{V_P} \right)^2 \left(\frac{\Delta \rho}{\rho} \right)$$

$$C = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_P},$$

$$V_p = \frac{V_{p1} + V_{p2}}{2}, V_s = \frac{V_{s1} + V_{s2}}{2}, \rho = \frac{\rho_1 + \rho_2}{2}, \quad (2.9)$$

O primeiro termo (A) da aproximação de Aki e Richards é o coeficiente de reflexão de ângulo zero relacionado ao contraste de impedância acústica, enquanto o segundo termo (B) introduz o efeito de velocidade de cisalhamento em ângulos diferentes de zero. Um terceiro termo (C) determina a curvatura da resposta de amplitude próximo ao ângulo crítico (SIMM; BACON; BACON, 2014). A aproximação de Aki e Richards é válida para ângulos de reflexão até cerca de 40°.

2.2.4 Aproximação de Shuey

A equação de Shuey é uma regressão linear simples com o objetivo de descrever a variação de amplitude sísmica para linearizar o cálculo da análise AVO (SIMM; BACON; BACON, 2014). A aproximação de dois termos de Shuey é válida para um ângulo de incidência até 30°.

$$R(\theta) \approx A + B \sin^2 \theta + C (\tan^2 \theta - \sin^2 \theta)$$

$$R(\theta) = NI + G^2 \sin^2 \theta \quad (2.10)$$

A equação de Shuey desempenhou um papel fundamental no desenvolvimento das técnicas de análise sísmica AVO na década de 1980 e 1990. A simplicidade da equação

significava que os coeficientes de regressão A e B (intercept e gradiente, explicado posteriormente) poderiam ser facilmente derivados para uma gama de atributos AVO.

A partir da aproximação de Shuey são feitas algumas suposições sobre como as propriedades da rocha afetam certas faixas de ângulo: (1) A refletividade em ângulos próximos (menor 15°) é influenciada principalmente por variações em V_p e densidade. (2) A refletividade nos ângulos médios (15 - 30°) é influenciada principalmente por variações na razão de Poisson (V_p/V_s). (3) A refletividade na resposta do ângulo distante (maior 30°) é influenciada por variações na velocidade da onda S (YILMAZ, 2001).

2.3 Aquisição Sísmica Marinha

Ter entendimento a respeito da aquisição de um dado sísmico é fundamental para a compreensão de um fluxo de processamento sísmico e posteriormente para a interpretação quantitativa. Os dados sísmicos são adquiridos com fontes acústicas e receptores. Existem diversos tipos de geometria de aquisição sísmica e dois ambientes de levantamento sísmico: terrestre e marinho (SIMM; BACON; BACON, 2014). No levantamento marinho é utilizado como fonte por exemplo um canhão de ar, e a cada tiro é gerada uma onda de energia sonora. Os receptores registram a energia que foi refletida nas interfaces geológicas como ilustrado na Figura 5.

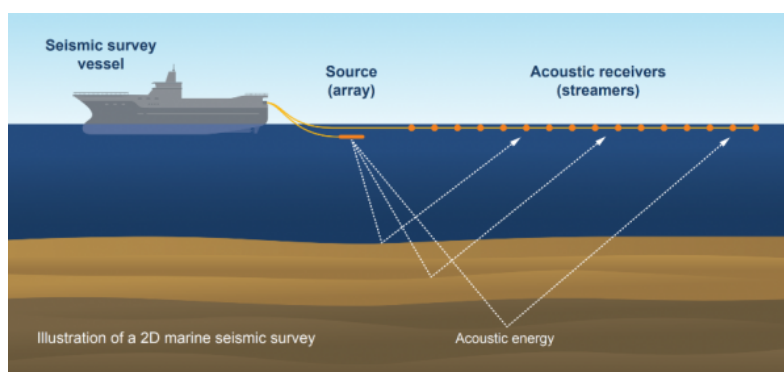


Figura 5 – Ilustração da Aquisição Marinha 2D e seus componentes. (Nospema Ltda, 2022)

Na aquisição sísmica marinha cada tiro é gravado em uma determinada quantidade de receptores, e a quantidade depende da profundidade e do ângulo de reflexão (SIMM; BACON; BACON, 2014). Com base nas informações da geometria do campo, cada traço individual pode ser atribuído ao ponto médio entre as localizações do disparo e do

receptor associado a esse traço. Durante o processamento, esses traços com a mesma localização do ponto médio são agrupados, formando um CMP - Common Mid Point Gather (YILMAZ, 2001). Este agrupamento é necessário, pois um dos pré-requisitos para a análise AVO é que o dado esteja ordenado em CMP gather já que o dado precisa ter informações do ângulo de incidência em afastamentos distintos.

2.4 Processamento Sísmico

O processamento sísmico é a alteração dos dados adquiridos através da aquisição sísmica que tem o intuito de atenuar ruídos, sejam eles aleatórios ou coerentes, melhorar a resolução do traço sísmico registrado e migrar o traço sísmico no tempo ou espaço (YILMAZ, 2001). Em um fluxo de processamento sísmico são incluídas etapas para correção da estática, mudança de fase, deconvolução, empilhamento e migração CMP/CDP, entre outras. O principal objetivo do processamento de dados sísmicos é a partir da atenuação de ruídos produzir uma seção sísmica mais próxima possível da imagem de subsuperfície da área prospectada. Nas seções a seguir deste trabalho serão pontuadas etapas fundamentais de processamento sísmico, de modo que a partir do entendimento dessas etapas se possa aplicar o processamento sísmico da melhor forma possível.

2.4.1 Filtros de Frequências

A filtragem no domínio da frequência é um processo que envolve a modificação do espectro de amplitude dos dados sísmicos através da multiplicação deste por um filtro operador (YILMAZ, 2001). Como os traços sísmicos são compostos pela soma de vários funções senoidais com diferentes fases, amplitudes e frequências características, sendo assim, pode-se decompor os traços em seus diferentes componentes senoidais de diferentes frequências usando a análise espectral, e então remover a amplitude indesejada da banda de frequência específica pela aplicação de um operador de filtro determinado pela teoria da transformada de Fourier (DONDURUR, 2018).

A banda de frequência que um filtro mantém é denominada banda passante, definida por valor de corte de frequência baixa (F1) e valor de corte de frequência alta (F2) (DONDURUR; KARSLI, 2012). Os filtros de frequência são normalmente classificados

de acordo com as características de suas regiões de banda passante (Figura 6), e a filtragem de frequência é realizada em vários estágios do processamento. Existem diversos tipos de filtros de frequência, porém serão abordados somente os que foram desenvolvidos neste trabalho:

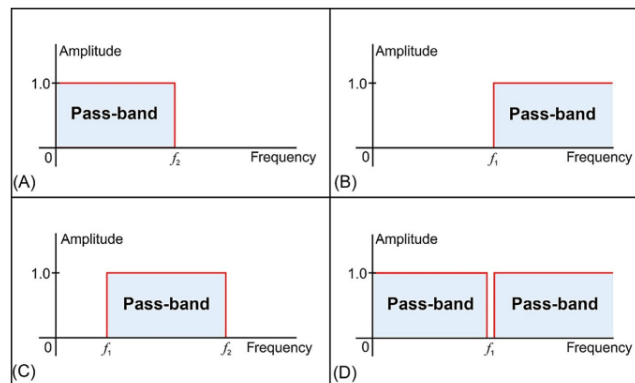


Figura 6 – A ilustração esquemática de bandas de passagem de diferentes designs de filtros no domínio da frequência. (A) Filtros passa-baixo, (B) passa-alto, (C) passa-faixa e (D) filtro de notch, onde f_1 e f_2 representam as frequências de corte. (DONDURUR, 2018)

(1) O filtro passa baixa remove as frequências altas com um corte específico de valor de frequência, a banda passante é definida por F_1 sendo zero. (2) O filtro passa alta remove as frequências baixas cortando a frequência em um valor baixo determinado, a banda passante é acima do valor de F_1 . (3) O filtro passa banda tem como banda passante os valores entre os F_1 e F_2 , respectivamente escolhidos.

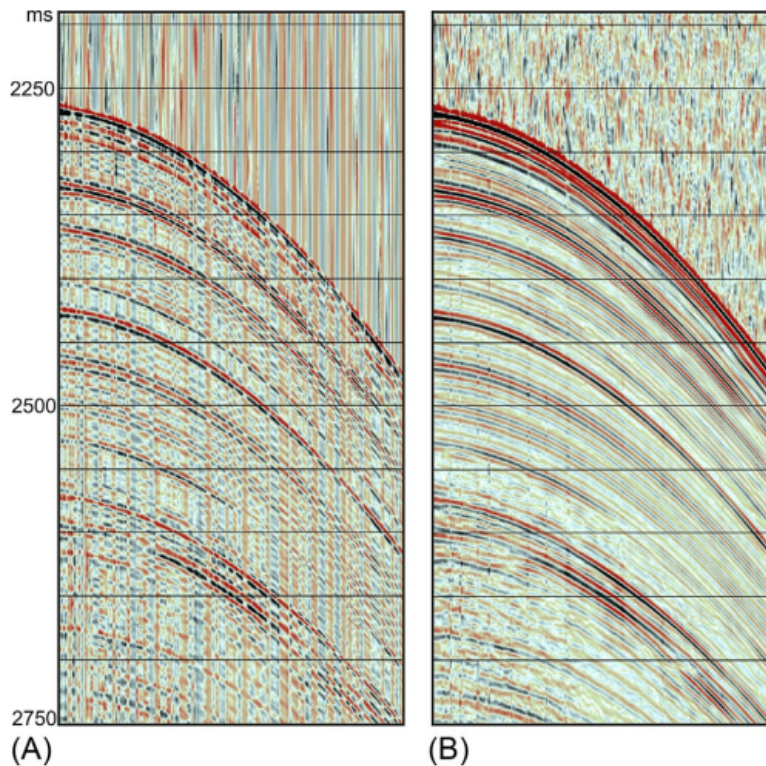


Figura 7 – (A) Dado sísmico em shot antes e (B) após aplicação do filtro passa-banda de 10–140 Hz. Adaptado (DON DURUR, 2018)

2.4.2 Recuperação de Ganho

A distribuição de amplitude ao longo do eixo do tempo de dados sísmicos brutos não são uniforme, uma vez que as chegadas de reflexões profundas têm amplitudes muito mais baixas, enquanto as amplitudes das chegadas antecipadas de refletores rasos são relativamente mais altas. A recuperação de ganho basicamente faz com que os dados tenham uma distribuição uniforme de amplitude em ambas as porções rasas e profundas, aumentando os valores de amplitude das chegadas tardias e diminuindo as amplitudes mais altas das reflexões rasas (SIMM; BACON; BACON, 2014).

Vários fatores afetam a amplitude do sinal sísmico gerado pela fonte sísmica, a maioria dos quais depende das características físicas do meio em que o sinal se propaga. Esses efeitos tendem a diminuir a amplitude do sinal sísmico à medida que se afasta da fonte de localização. A Figura 8 ilustra esquematicamente alguns desses fatores que afetam a amplitude do sinal. Embora a existência de irregularidades ao longo da interface reflexiva, reflexões múltiplas, partição de energia na interface e difrações possam também atenuar a amplitude, a divergência esférica e a absorção têm um efeito primário sobre a amplitude (SIMM; BACON; BACON, 2014).

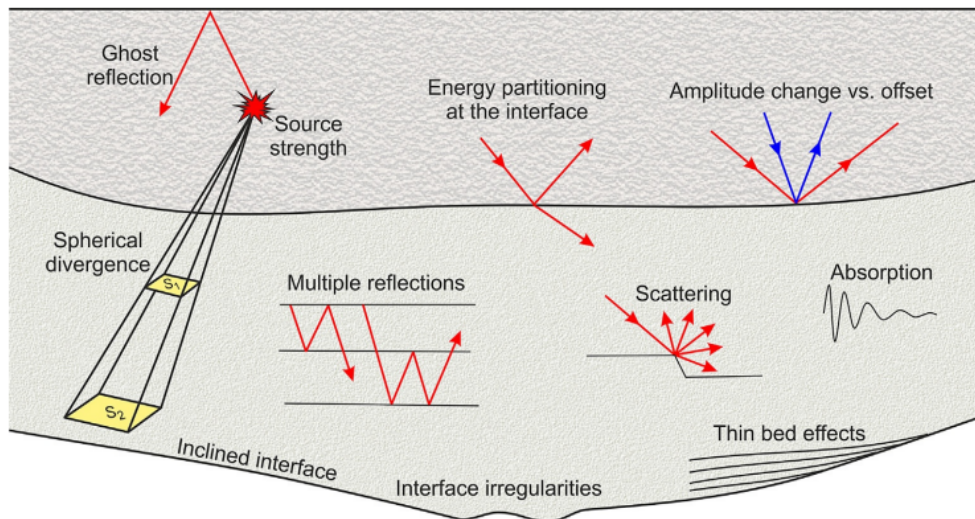


Figura 8 – Ilustração esquemática de vários fatores que afetam a amplitude do sinal sísmico durante sua propagação. Dentre estes, divergência esférica e absorção são de importância primordial. (DONDURUR, 2018)

2.4.2.1 Compensação da Divergência Esférica

Um dos primeiros processos aplicados a dados sísmicos, que é fundamental para o comportamento geral da amplitude com o deslocamento, é o passo que trata do fenômeno da Divergência Esférica. As ondas acústicas se propagam como ondas esféricas, e a energia total vai sendo atenuada de modo inversamente proporcional a área da frente da onda, que vai aumentando com a propagação, conforme indicado na Figura 8 (SIMM; BACON; BACON, 2014).

O decaimento da amplitude devido à divergência esférica é proporcional a $1/r$ e $1/(V2t)$ no caso de um meio homogêneo e de uma camada em subsuperfície, respectivamente. Aqui, V é a velocidade do meio, r é a distância da fonte até o ponto de reflexão e t é o tempo de trânsito da onda. Assim, o efeito de divergência esférica pode ser compensado em um meio homogêneo usando uma função de ganho de

$$g(t) = V \cdot t \quad (2.11)$$

e para uma subsuperfície em camadas, a função de ganho pode ser expressa como

$$g(t) = \left[\frac{V(t)}{V(0)} \right]^2 \left[\frac{t}{t(0)} \right] \quad (2.12)$$

onde $V(t)$ é a velocidade quadrática média (RMS), e $V(0)$ é a velocidade no tempo $t(0)$. De acordo com as equações (2.7) e (2.8), a correção de divergência esférica requer uma velocidade sísmica que é, no entanto, desconhecida no início do processamento. Portanto, a correção de divergência esférica é aplicada aos dados com velocidades aproximadas primeiro, e depois da análise de velocidade, a correção é removida e reaplicado com a distribuição de velocidade correta obtida a partir de uma análise de velocidade (DONDURUR, 2018).

A importância da correção da divergência esférica é que ela preserva as amplitudes relativas do dado sísmico. Portanto, esta correção é indicada para dados sísmicos destinados a exploração de óleo e gás onde as variações de amplitudes relativas são de grande importância, já que elas podem indicar acumulações de hidrocarbonetos (DONDURUR, 2018). Um exemplo de utilização de um dado sem e com correção da divergência esférica é dado na Figura 9.

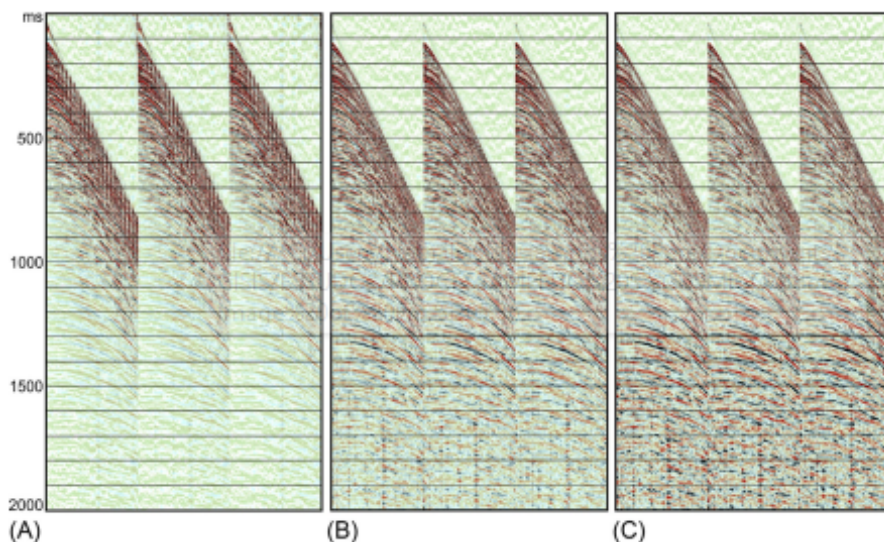


Figura 9 – (A) Dado sísmico no domínio do tiro sem correção e (B) com a correção de divergência esférica de forma homogênea, (C) variando ao longo do tempo. (DONDURUR, 2018)

2.4.2.2 Correção da Absorção

O efeito de absorção diferente da divergência esférica não reduz só a amplitude do sinal, mas também modifica o conteúdo de frequência do sinal, e a frequência

dominante decai à medida que o sinal se propaga (DONDURUR, 2018). O efeito da absorção pode ser expresso por

$$A(r) = A(0)e^{-\alpha r} \quad (2.13)$$

onde α é o coeficiente de absorção e é igual

$$\alpha = \frac{\pi f}{QV} \quad (2.14)$$

onde f é a frequência dominante do sinal, Q é a designação de qualidade da rocha (RQD), e V é a velocidade da onda do meio.

$$A(r) = A(0) \frac{e^{-\alpha r}}{r} \quad (2.15)$$

Essa equação sugere algumas características da atenuação de amplitudes durante a propagação de ondas: primeiro, componentes de frequência mais alta são absorvidos mais rapidamente em relação aos componentes de frequência mais baixa do sinal. Desta forma, amplitudes de frequências mais altas da propagação sinal irá diminuir rapidamente, o período (e, portanto, o comprimento de onda) do sinal aumenta e a frequência dominante diminui (Figura 10). Além disso, a absorção do sinal torna-se maior à medida que o coeficiente de absorção aumenta. Para uma constante velocidade subsuperficial, o coeficiente de absorção do meio é controlado principalmente pelo fator de qualidade da rocha Q , que tem um valor baixo para camadas intemperizadas e maior para rochas mais compactadas. Sendo assim, um modo para compensar esse efeito de absorção no processamento sísmico é definindo um filtro inverso considerando o valor do Q das camadas da rocha (DONDURUR, 2018).

Embora possamos compensar o efeito de divergência esférica nos traços sísmicos, o efeito absorção não pode ser completamente eliminado por técnicas de processamento convencionais, uma vez que não podemos modelar a distribuição de subsuperfície de valores Q em três dimensões ao longo de toda a área de levantamento. Atualmente, existem diversas abordagens na literatura para compensar os efeitos de absorção (WANG, 2002) (NUNES et al., 2011). Mas a maioria deles

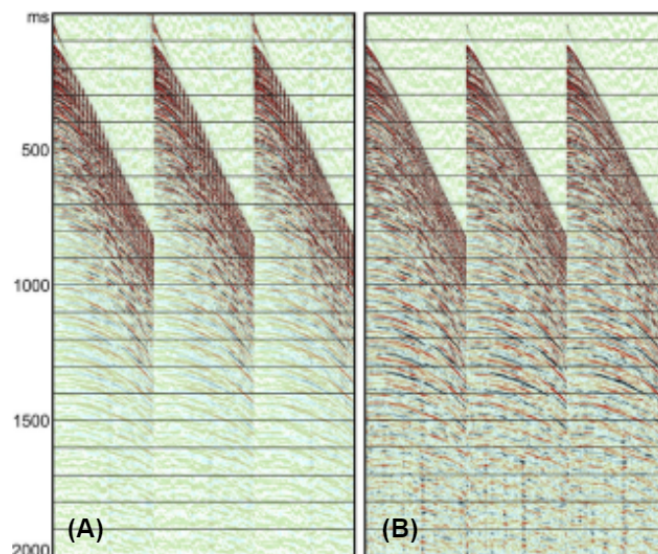


Figura 10 – Antes (A) e (B) Após a aplicação do filtro inverso Q para correção da absorção nos Shot Gathers. (DON DURUR, 2018)

considera um valor Q constante para toda a área do levantamento (SIMM; BACON; BACON, 2014).

2.4.2.3 AGC

O controle automático de ganho (AGC) é um dos métodos de recuperação de ganho mais comuns no processamento sísmico. O AGC é aplicado aos dados sísmicos traço por traço usando uma janela de tempo. (DON DURUR, 2018).

Para cada tempo, um fator de escala é calculado usando as amplitudes dentro da janela de tempo especificada. Este escalar pode ser igual ao inverso da média da raiz quadrática (RMS), valor de amplitude média ou mediana da janela de tempo. O comprimento do operador (começa com um pequeno valor no início e aumenta à medida que é movido para baixo ao longo do traço, até que o comprimento total da janela seja atingido, permanece constante neste comprimento total do operador até chegar ao final do traço, e então começa a diminuir progressivamente para menores comprimentos no final do traço (Figura 11). Dependendo do método de cálculo do escalar, o tipo AGC é chamado de média, RMS ou AGC mediana (DON DURUR, 2018).

Por mais que o AGC seja uma forma simples que não precisa de parâmetros de processamento complicados e com muita precisão, ele tem uma grande desvantagem pois seu método de aplicação altera as amplitudes reais do dado. Isso ocorre porque o

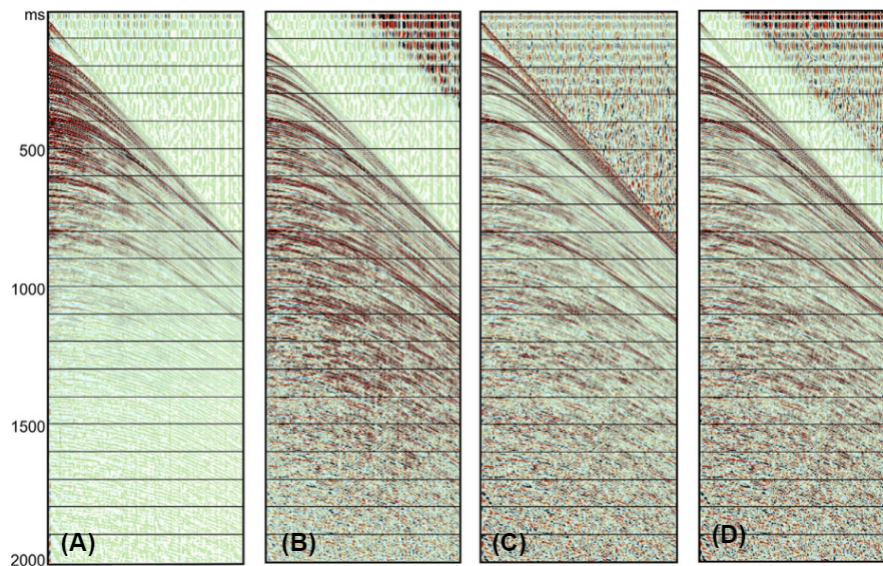


Figura 11 – Aplicação de ganho de AGC para aplicações do escalar em diferentes amostras em uma coleta de tiro marinho, (A) sem AGC e (B) aplicando o AGC usando comprimento de operador de 500 ms. (DONDURUR, 2018)

operador realiza alguma média para ajustar os traços, não respeitando as variações de amplitude traço a traço. As variações laterais de amplitude podem indicar mudança de litologia dentro do dado sísmico. Por esse motivo o AGC não pode ser aplicado ao fluxo de processamento sísmico que tem como objetivo fazer uma interpretação quantitativa de análise AVO.

2.4.3 Edição de Traço

A etapa de Edição de Traço no processamento sísmico é um dos primeiros métodos para atenuar o ruído dos dados. Aplicado quando um o nível de ruído em um traço específico, ou em um número de traços, é dramaticamente alto e não é possível removê-lo usando as técnicas de processamento disponíveis. Nestes casos, o traço eliminado tem suas amplitudes do traço são simplesmente zeradas (Figura12). Podemos aplicar a edição, denominada *trace kill*, quando os traços são completamente desarmônicos e não funcionais (DONDURUR, 2018).

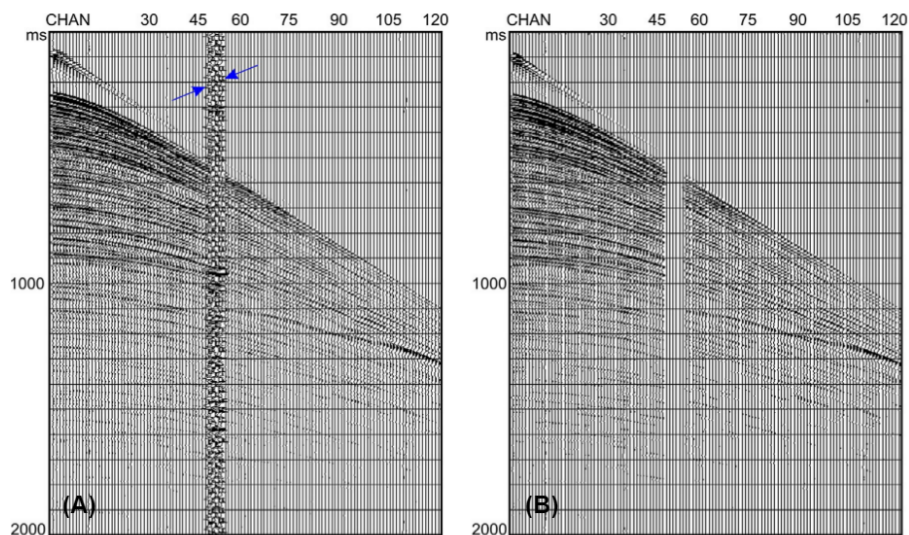


Figura 12 – Um *shot gather* com forte ruído harmônico entre os canais 48 a 52. (B) Mesmo *shot gather* eliminar os traços contendo a interferência (DON DURUR, 2018)

2.4.4 Mute

No processamento sísmico a etapa que remove as amplitudes de algumas áreas ruidosas nos dados sísmicos é chamada de Mute. A diferença da Edição de traço para o mute é que as zonas de muting podem não necessariamente abranger toda a amostra de um traço sísmico específico (Figura 13). Essas áreas específicas são as zonas de ruído coerente, como as amplitudes na coluna de água, ondas diretas, refrações ou as áreas com a relação sinal ruído anormalmente baixa. Ou seja, as amplitudes nessas áreas indesejadas são simplesmente multiplicadas por zero (DON DURUR, 2018).

O mute pode ser aplicado no dado sísmico de três formas: (1) Depois da correção NMO, podendo ser automático, e atenuando as amplitudes distorcidas nos CMP gather corrigidos, (2) para minimizar as distorções de amplitudes anômalas depois da migração pós empilhamento, (3) em uma área do dado depois da aplicação da filtragem no domínio do tiro ou CMP gathers (YILMAZ, 2001)

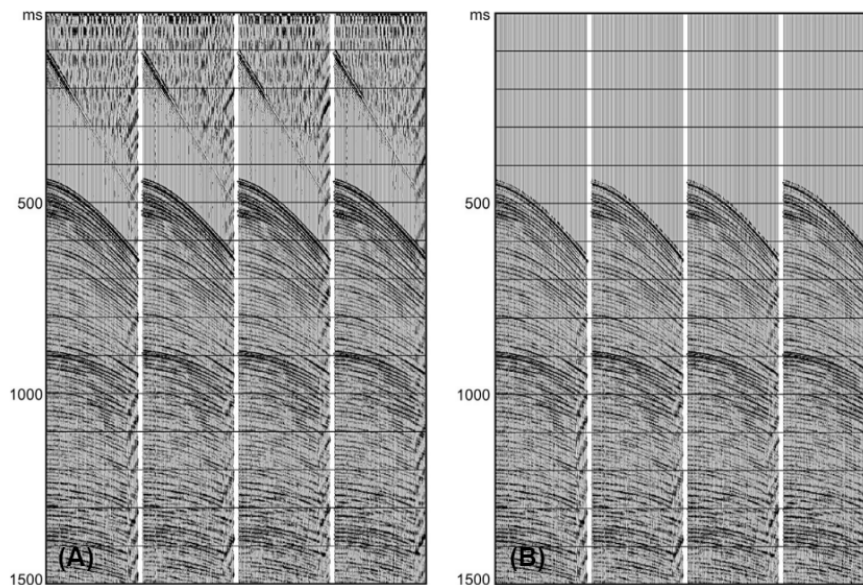


Figura 13 – Aplicação de mute. (A) *Shot gathers* filtrados e (B) após a aplicação do mute. (DON DURUR, 2018)

2.4.5 Atenuação de Ruídos

Segundo o Dondurur (2018) são denominados ruídos todos os eventos que aparecem nos dados sísmicos que não são reflexões genuínas. Os ruídos de um dado sísmico tem duas classificações; ruídos coerentes quando tem consistência traço a traço e podem ser rastreados ao longo de vários traços sísmicos, ou ruído aleatório, que não têm uma consistência sistemática de um traço a outro.

2.4.5.1 Efeito Swell

O ruído swell é um dos tipos mais comuns de ruído presentes na sísmica marítima. Suas principais características são a grande amplitude o conteúdo de baixa frequência. As vezes este tipo de ruído pode induzir atrasos ou suspensão temporária em pesquisas marinhas (DON DURUR; KARSLI, 2012).

Elboth, Geoteam e Hermansen (2009) mostraram que as causas mais prováveis da geração de ruído de baixa frequência são (1) flutuações de pressão hidrostática impulsionadas pelo vento e (2) variações de pressão dinâmica quando o streamer se curva na água, criando ruídos de baixa frequência. A banda de frequência das variações de pressão hidrostática relacionadas às ondas do oceano pode normalmente ser removida usando um filtro de corte baixas (Figura 14). A banda de frequência do

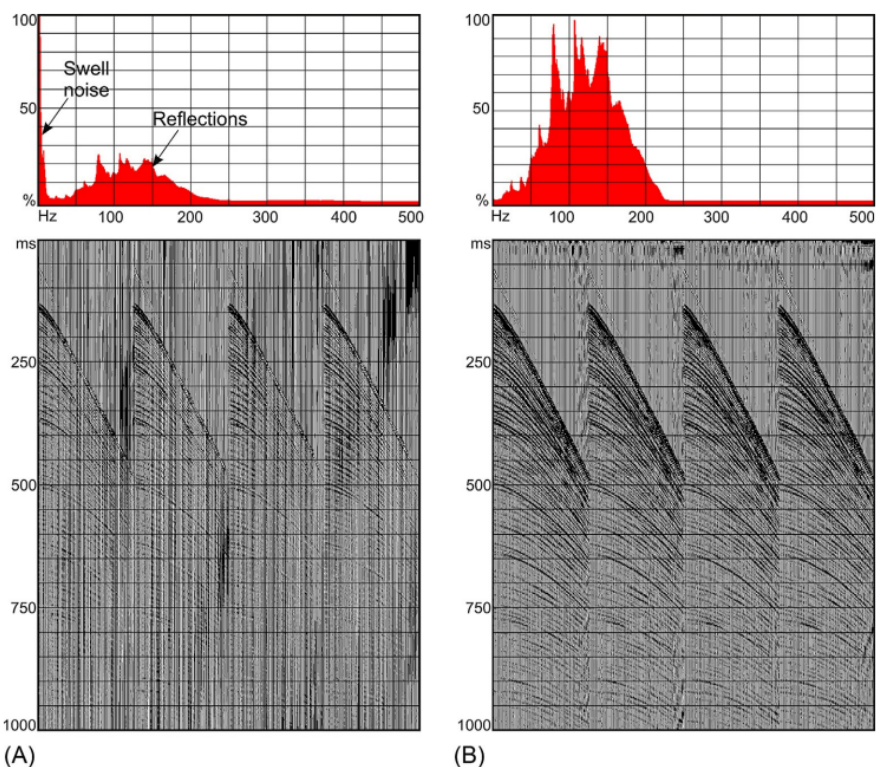


Figura 14 – (A) Shot Gathers e (B) suas versões filtradas de passagem de banda de 12–220 Hz. Seu correspondente espectros de amplitude média são dados nos painéis superiores. (DON DURUR, 2018)

ruído de swell aumenta à medida que as condições meteorológicas tornam-se difíceis (KARSLI; DON DURUR, 2018).

2.4.5.2 Efeito de Bolha

Quando um único canhão de ar é disparado a uma certa profundidade na coluna de água, descarrega alta pressão de sua câmara de ar para a água para gerar o sinal sísmico primário. Interações entre a pressão interna da bolha de ar gerada por esta súbita descarga de ar e a pressão ambiente resulta em expansão periódica e colapso da bolha de ar à medida que sobe em direção à superfície do mar. Cada expansão e colapso individual produz um novo sinal com polaridade oposta até atingir a superfície do mar, o que é denominado ruído de bolha (DON DURUR, 2018).

O efeito bolha ocorre como polaridade invertida de amplitudes recorrentes nos dados sísmicos. Este efeito aparece um certo tempo depois da reflexão do fundo do mar, com uma boa consistência traço a traço e geralmente intervém nas reflexões primárias (Figura 15). A primeira bolha com a maior amplitude pode ser vista nas

seções empilhadas quando não usado um arranjo de fontes sísmicas. Em alguns casos, a amplitude de a primeira bolha é tão forte que mesmo reverberações podem ser visíveis nos dados empilhados (DONDURUR, 2018).

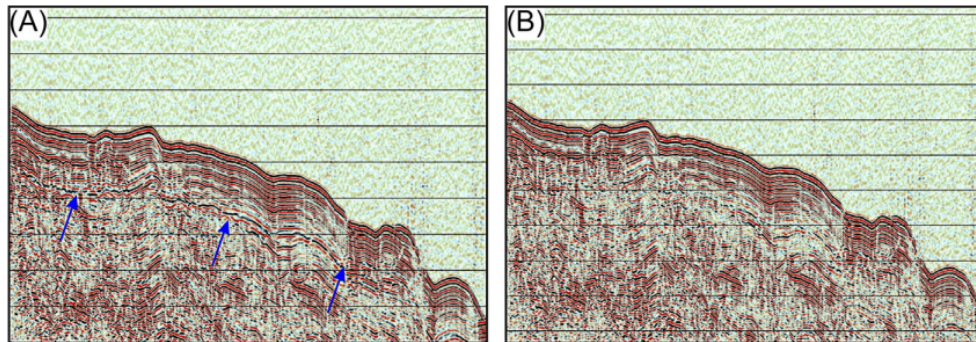


Figura 15 – Atenuação das amplitudes das bolhas (setas azuis) por um aplicativo de deconvolução preditiva. (A) Antes e (B) depois deconvolução para atenuar o efeito bolha. (DONDURUR, 2018)

2.4.5.3 Múltiplas

Reflexões múltiplas ocorrem quando o sinal sísmico viaja ao longo do mesmo caminho de raio mais do que uma vez, e eles produzem eventos que se repetem nos registros de tiro e em seções empilhadas. Esta reflexão irá atuar como uma fonte sísmica secundária, produzindo sua próprias reflexões do fundo do mar e sedimentos rasos do subsolo (Figura 16). Esse processo de reflexão pode repetir-se nos dados várias vezes dependendo na profundidade da água, força da fonte e comprimento de registro, e todas essas reflexões são detectadas pelos receptores e gravadas nos dados sísmicos. (DONDURUR, 2018).

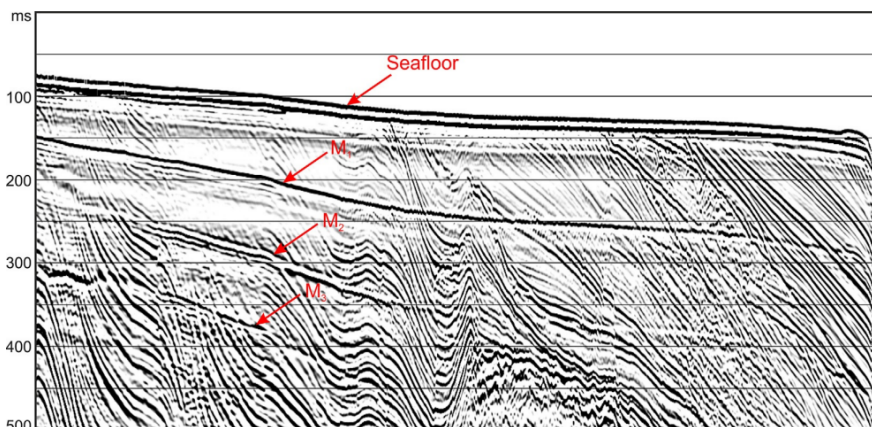


Figura 16 – As inclinações múltiplas de reflexões sucessivas (M1, M2 e M3) aumentam nas seções stacks em caso de mergulho no fundo do mar. (DONDURUR, 2018)

O tempo de trânsito da primeira reflexão múltipla do fundo do mar é exatamente o dobro do reflexão primária do fundo do mar, gerando uma interface fantasma que repete o refletor real (DONDURUR; KARSLI, 2012). Não é possível evitar a gravação durante a aquisição e, métodos de processamento específicos vão sendo desenvolvidos para remover as múltiplas, como eliminação múltipla relacionada à superfície, atenuação de múltipla através da equação de onda.

2.4.5.4 Efeito Fantasma

Na sismica marítima o coeficiente de reflexão da superfície do mar é aproximadamente 1.0, e o sinal de subida emitido por um canhão de ar abaixo da superfície do mar é quase completamente refletido de volta para a coluna de água em todos os ângulos de reflexão. Este sinal é chamado de reflexão fantasma e é uma versão atrasada do sinal sísmico primário com uma polaridade oposta. Como não podemos separar o sinal fantasma do sinal primário, ele é considerado uma parte da assinatura da fonte. Portanto, a assinatura de campo distante dos canhões de ar consiste na combinação de ambos os sinais.

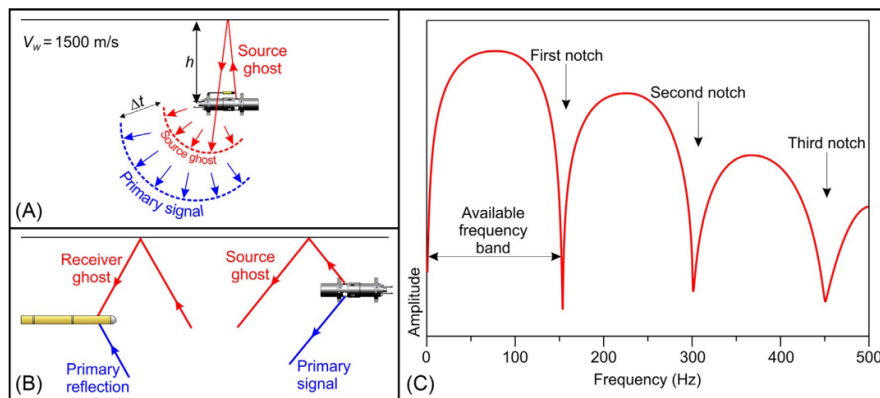


Figura 17 – (A) A reflexão fantasma é de polaridade oposta do sinal primário com um atraso de tempo. (B) Fantasma as reflexões ocorrem tanto no lado da fonte quanto no lado do receptor e ambos são incluídos na assinatura da fonte de campo distante. (C) A interferência fantasma causa notches periódicos no espectro de amplitude dos dados que aparecem em determinadas frequências. (DONDURUR, 2018)

O sinal fantasma ocorre tanto na fonte quanto no do receptor, que são respectivamente denominados fantasmas de fonte e receptor (Figura 17). A interferência do sinal fantasma restringe significativamente a banda de frequência dos dados sísmicos: resulta em notches periódicos no espectro. A atenuação da

interferência fantasma da assinatura de fonte amplia o espectro de amplitude dos dados.

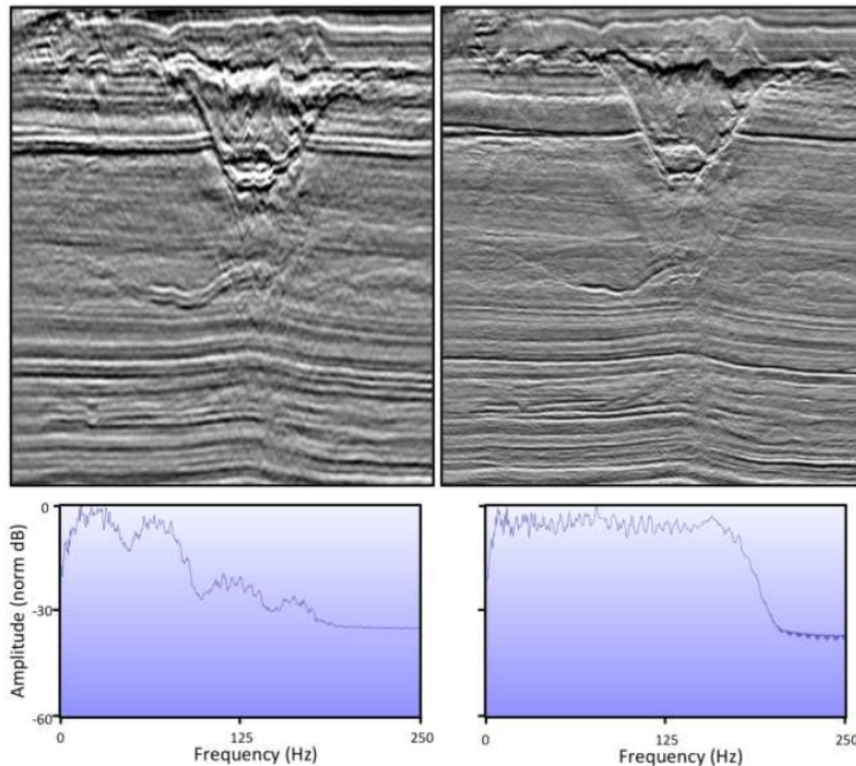


Figura 18 – As parcelas centrais mostram os dados sísmicos convencionais à esquerda e à direita os dados obtidos com o streamer de sensor duplo combinados com a fonte distribuída em tempo e profundidade, atenuando o efeito fastasma do dado. (PARKES; HEGNA, 2011)

2.4.6 Análise de Velocidade

A velocidade que pode ser derivada de forma confiável de dados sísmicos é a velocidade que produz o melhor empilhamento. (YILMAZ, 2001). Vários fatores influenciam na velocidade intervalar de um unidade rochosa com uma certa composição litológica: (a) Forma de poro, (b) Pressão de poros, (c) Saturação do fluido dos poros, (d) Pressão confinante, e (e) Temperatura. O fator mais importante que influencia a velocidade em um rocha de determinada litologia e porosidade provavelmente é a pressão de confinamento. Este tipo de pressão surge da sobrecarga e aumenta com a profundidade. Geralmente é verdade que a velocidade aumenta com a profundidade. No entanto, por causa de fatores como pressão de poros, pode haver inversão de velocidade nas sucessões rochosas em profundidade (YILMAZ, 2001).

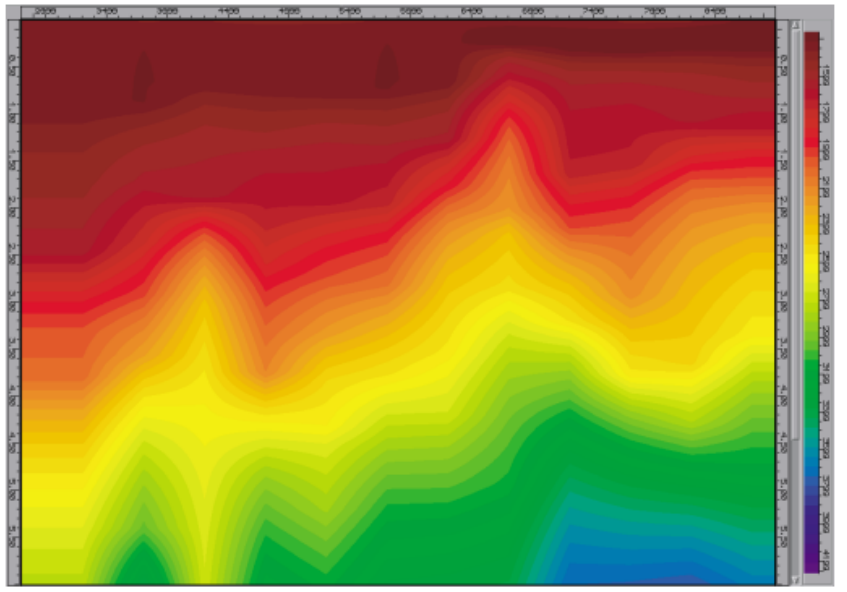


Figura 19 – Modelo de Velocidade calculado por uma função de interpolação de picks. (YILMAZ, 2001)

Para o entendimento das etapas anteriores à análise de AVO é necessário ter o entendimento do tempo Normal Moveout (NMO). Em um dado sísmico no domínio do *shot* ou *Common Depth Point* (CDP), os sinais de reflexão chegam mais cedo aos receptores próximos ao ponto de origem do que as reflexões registradas em locais distais. A diferença entre o tempo de chegada de uma reflexão em um deslocamento específico e o tempo de deslocamento zero dessa reflexão é definido como tempo *Normal Moveout* (NMO). A correção NMO remove os tempos normais de movimento de cada hipérbole de reflexão em cada CMP, usando as velocidades quadráticas médias aproximadas a partir da análise de velocidade (DONDURUR, 2018).

2.4.7 Migração em Tempo e em Profundidade

A migração sísmica é um processo que move os eventos de reflexão nos dados sísmicos para o seu verdadeiro local subsuperficial no espaço e no tempo. A migração, desta forma move as estruturas imageadas para suas posições corretas e suprime a energia difratada nas seções sísmicas com base nas diferentes abordagens para a solução de equações de onda (YILMAZ, 2001). O principal objetivo desta etapa no processamento sísmico é tornar a seção sísmica semelhante à seção geológica de modo que as posições laterais, profundidades e inclinações estruturais das camadas refletoras venham expressar uma informação real da geologia em subsuperfície.

Sendo a migração sísmica um processo para melhorar a resolução espacial dos dados sísmicos, é possível aplicar a migração antes (pré-empilhamento) ou após o empilhamento (pós-empilhamento). A qualidade e precisão da imagem migrada depende bastante do tipo de algoritmo de migração. Para migrar o dado sísmico, seja em tempo ou em profundidade, é necessário que se tenha conhecimento do campo de velocidade (DONDURUR, 2018).

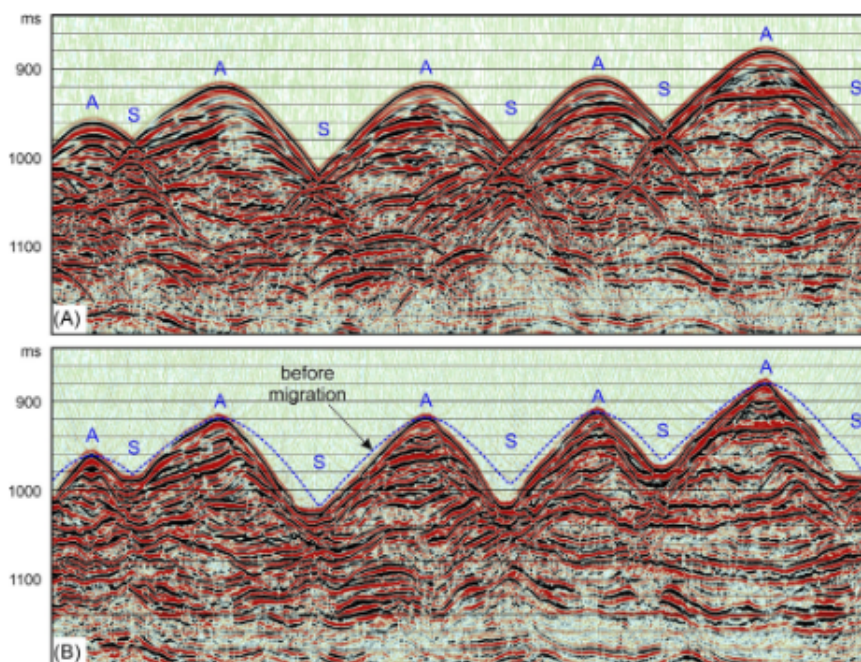


Figura 20 – Estruturas anticlinal e sinclinal sucessivas (A) antes e (B) após a migração. O fundo do mar antes da migração é indicado pela curva azul tracejada em (B). (DONDURUR, 2018)

A migração sísmica é um processo que reposiciona os eventos de reflexão para seus verdadeiros locais em subsuperfície na seção sísmica, e pode ser considerado como um processo de deconvolução espacial, que tenta melhorar a resolução lateral das imagens sísmicas (Figura 20). O aprofundamento matemático pode ser feito através das obras de Sheriff e Geldart (1995) e Yilmaz (2001).

Atualmente, existem diversos algoritmos de migração que podem ser agrupados em três categorias principais, cada uma resolvendo a equação da onda escalar usando diferentes abordagens: Métodos baseados nas soluções de diferenças finitas, métodos de soma integral, ou de difração e métodos de transformada de Fourier (DONDURUR, 2018). Schneider (1978) implementou o método de soma de Kirchhoff baseado na solução integral da equação de onda escalar, que é um dos algoritmos mais comuns usados pela indústria hoje, e que foi escolhido no desenvolvimento deste trabalho.

2.5 Análise AVO

2.5.1 Motivações

A análise de amplitudes características em determinadas reflexões no dado sísmico é uma forma de identificar potenciais acumulações de hidrocarboneto. Um famoso exemplo são os *bright spots* que resultaram na descoberta de muitos campos produtores no Golfo do México. Por mais que a interpretação estrutural e estudos da amplitude em dados pós-empilhados se mostram úteis, esses métodos não puderam impedir a perfuração de um número significativo de poços secos.

A busca indicadores diretos da presença de hidrocarbonetos nos dados sísmicos acabou levando à análise da sísmica pré-empilhada introduzida por Ostrander (1984). Esta técnica está baseada na hipótese de que as mudanças na litologia e, sobretudo, nas características dos fluidos presentes nos meios porosos podem afetar as amplitudes das reflexões em diferentes ângulos de incidência das ondas sísmicas em função do afastamento.

Desde então, a análise AVO tornou-se aceita como uma ferramenta de exploração viável e um grande número de publicações foi escrito sobre os muitos aspectos teóricos e práticos do método. Dois livros publicados pela *Society Of Exploration Geophysicists*: Allen e Peddy (1993) e Castagna e Swan (1997) fornecem uma boa descrição do desenvolvimento e avanços recentes na análise de AVO.

2.5.2 Teoria

A análise AVO (do inglês *Amplitude Variations with Offset*) estuda a variação da amplitude do sinal sísmico, com a distância entre a fonte e o receptor. Este tipo de análise tem como base a relação dependente entre o coeficiente de reflexão da onda P e o ângulo de incidência, estudada através das equações de Zoeppritz (CASTAGNA; SWAN, 1997). Os traços sísmicos são exibidos em função do deslocamento e a refletividade é investigada em função do ângulo de incidência.

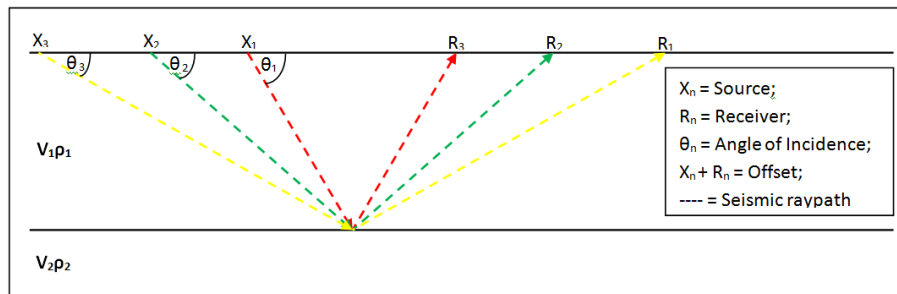


Figura 21 – Diagrama mostrando como a distribuição das fontes e dos receptores afeta o ângulo de incidência. (GLOSSARY, 2020)

O potencial indicativo de hidrocarbonetos através da interpretação quantitativa AVO ocorre através do estudo dessas mudanças das amplitudes de reflexão em função do ângulo de incidência que pode às vezes ser usada para detectar mudanças laterais nas propriedades elásticas das rochas reservatório, como mudança na razão de Poisson. Sendo estas indicadoras da variação da razão da velocidade da onda P e da velocidade da onda S, que por sua vez pode implicar uma mudança na saturação do fluido dentro das rochas do reservatório.

As equações de Zoeppritz determinam as amplitudes das ondas refletidas e refratadas em uma interface plana para uma onda P incidente em função do ângulo de incidência. Estas equações constituem a base para o desenvolvimento da análise AVO. Por não serem intuitivas a respeito da compreensão de como as amplitudes de reflexão variam com as propriedades da rocha, são utilizadas para a análise AVO duas aproximações definidas por Shuey e Aki e Richards, já explicadas anteriormente.

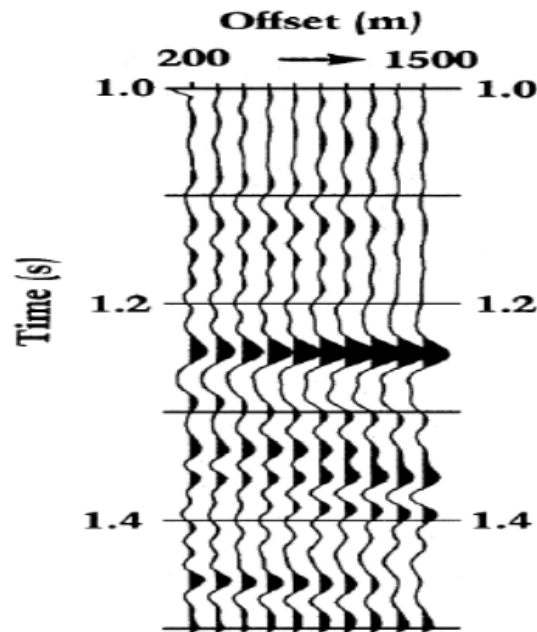


Figura 22 – Um *CMP gather* corrigido NMO com um evento de reflexão em 1,25 s que exhibe variações de amplitude com deslocamento. (Western Geophysical Lta)

Por meio da geometria de registro CMP, as amplitudes de reflexão não são medidas em função do ângulo; em vez disso, eles são medidos em função do deslocamento fonte-receptor. A análise de amplitude versus deslocamento, portanto, fornece as informações sobre amplitude versus ângulo. O padrão com o qual as amplitudes variam com o ângulo depende da combinação das propriedades da rocha reservatório e do fluido presente no meio poroso.

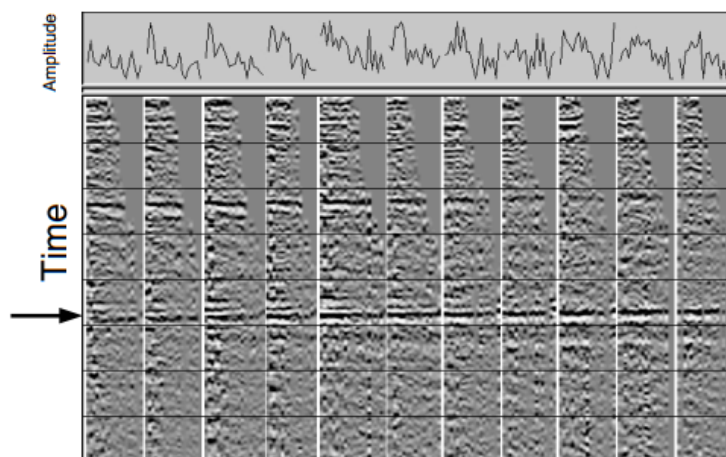


Figura 23 – Um *CMP gather* indicando um variação na amplitude do dado sísmico no tempo indicado pela seta. (YILMAZ, 2001)

Antes de detalhar sobre as classes AVO decorrentes das anomalias de amplitude em função do deslocamento no dado empilhado, é importante salientar que a análise

AVO é extremamente sensível aos procedimentos de processamento sísmico. As classes AVO a seguir explicadas são referentes a análise feita em dado pré-empilhado processado de forma coerente visando preservar a amplitude original do dado. Outros fatores podem gerar classificações errôneas da anomalia AVO, tais como: aquisição não uniforme (distâncias mínimas ou máximas inadequadas de deslocamento, linhas curvas ou saltos), estática residual, falha na migração de dados, dados fora do plano, além de outros fatores podem introduzir erros consideráveis.

2.5.3 Classificação das respostas AVO

Anomalias de AVO podem ser indicativas diretas da presença de hidrocarbonetos nos meios porosos em subsuperfície. A análise AVO visa detectar tais anomalias nas reflexões para uniformizar, usar sempre CMP *gathers* corrigidos por *normal-moveout* (NMO), como na Figura 22, e tenta entender as razões que causam estas anomalias, a fim de avaliar se estão diretamente relacionadas a um possível acúmulo de hidrocarbonetos ou não (DONDURUR, 2018).

Introduzida por Rutherford e Williams (1989) a classificação da resposta AVO, com três classes de anomalias AVO tem como base os contrastes de impedância acústica: Classes I, II e III. Castagna e Swan (1997) adicionaram uma nova classe a partir de estudos em areias com gás (Classe IV).

As anomalias de Classe I são caracterizadas por um contraste de impedância positiva. Estas anomalias se caracterizam por um juntamente com um gradiente AVO (2º termo da aproximação de Shuey) negativo, de modo que o coeficiente de reflexão no afastamento zero seja positivo e diminui com o ângulo.

As anomalias de Classe II tem coeficiente de reflexão baixos no afastamento zero, podendo ser positivo ou negativo. Seu contraste de impedância é positivo e o gradiente AVO negativo.

As respostas de AVO de Classe III têm grandes contrastes de impedância negativa e um gradiente AVO negativo, levando ao aumento da amplitude negativa com o ângulo. Parece não haver definição precisa na literatura de onde se situa a fronteira entre anomalias de Classes II e Classes III. Geralmente a divisão se dá pelo fato de se considerar que a Classe II tem coeficiente de reflexão próximo de zero no afastamento

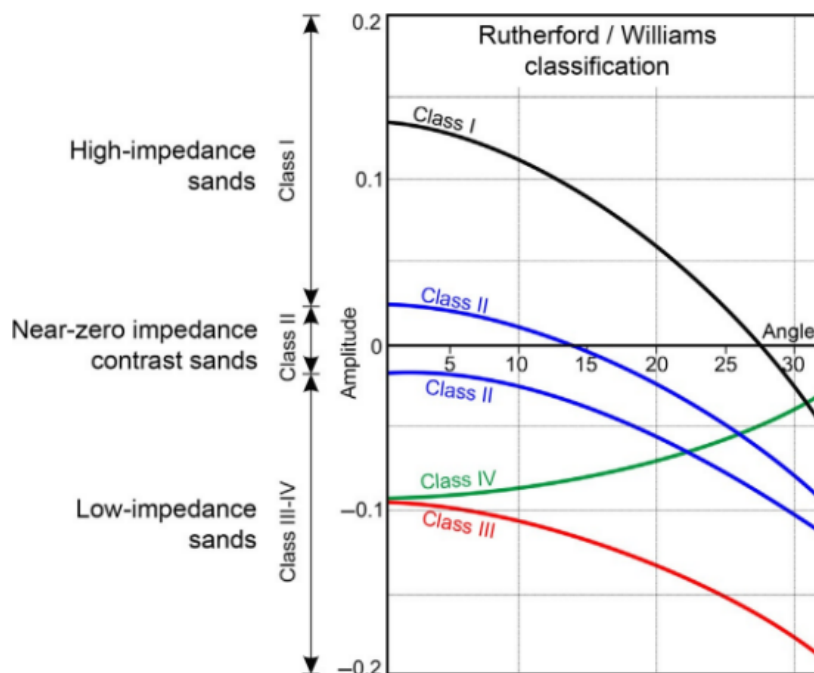


Figura 24 – Tabela de relação da variação da amplitude em função do ângulo seguindo a classificação de Rutherford e Williams. (RUTHERFORD; WILLIAMS, 1989) Adaptado.

zero.

As anomalias de Classe IV tem um valor do coeficiente de reflexão negativo no afastamento zero, da mesma forma que as anomalias de Classe III. O gradiente AVO, por outro lado, positiva para a Classe IV.

2.5.4 Atributos AVO

Uma das principais ferramentas da análise AVO são os atributos AVO. Os dois atributos fundamentais para essa análise são calculados a partir dos termos das aproximações de Aki e Richards (2002) e (SHUEY, 1985), onde $R(0)$ é a amplitude do sinal refletido (ou coeficiente de reflexão), para o ângulo de incidência zero, e o termo A representa o Intercept AVO e B o Gradient AVO (CASTAGNA; SWAN, 1997).

Conceitualmente, o atributo de Intercept está associado à refletividade de incidência normal com afastamento zero e o Gradient corresponde a uma reflexão com deslocamento ou ângulo de incidência (DONDURUR, 2018).

Para corroboração da técnica AVO é possível relacionar os resultados obtidos a partir da curva AVO nos gathers CMP com o resultado definido pelos atributos Intercept

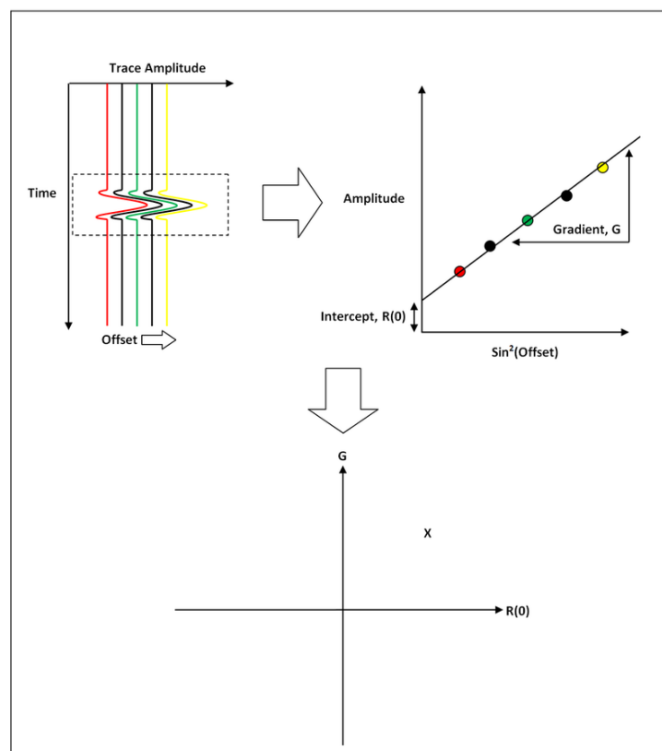


Figura 25 – Diagrama mostrando como construir um Crossplot AVO. (GLOSSARY, 2020)

e Gradiente, obtendo-se assim, uma melhor precisão a respeito da classificação da anomalia AVO. Esta validação nas anomalias de AVO permite reduzir a incerteza na predição de possíveis reservatórios de hidrocarbonetos.

Um dos trabalhos pioneiros de grande relevância no desenvolvimento da técnica AVO foi o de Castagna e Swan (1997). Estes autores conseguiram relacionar anomalias de Classe III em regiões com a presença de gás e óleo leve no Golfo do México. Um trabalho mais recente, desenvolvida por Elionardo (2011) relacionou anomalias AVO de Classe IV com a presença de hidrato de gás.

3 Área de Estudo

3.1 Bacia de Pelotas

A Bacia de Pelotas está localizada no extremo Sul da margem continental brasileira, envolvendo uma área de aproximadamente 346.000 km². A bacia faz limite geológico com a Bacia de Santos, ao Norte e ao Sul se limita com a Bacia de Punta del Este, localizada no Uruguai. Esta bacia tem mais de 9000 metros de espessura sedimentar, relacionado com a separação do continente Gondwana, sendo a primeira bacia da margem Sul brasileira, surgindo aproximadamente a 125 milhões de anos (LOBO, 2007).

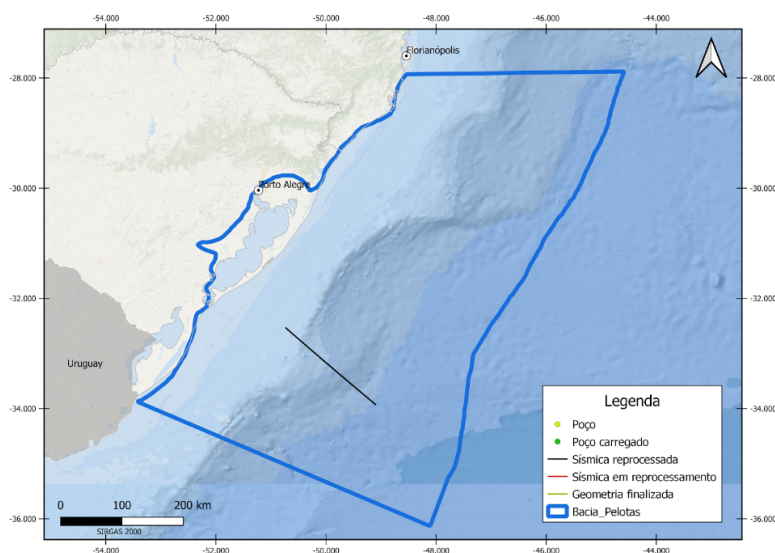


Figura 26 – Polígono em azul representando a Bacia de Pelotas, e a linha sísmica utilizada para esse estudo traçada. (ANP, Adaptada)

3.2 Evolução Tectono-Estratigráfica

De acordo com Fontana (1989), podemos dividir a evolução tectono-estratigráfica da Bacia de Pelotas em duas fases principais, a Fase Rífte e a Fase Pós-Rífte. A sequência Rífte é formada inicialmente por camadas vulcânicas básicas que pertencem à Formação Imbituba e posteriormente pela deposição de cunhas clásticas de conglomerados, diamictitos e siltitos da Formação Cassino. Essas cunhas foram

depositadas em um sistema deltaico dominado por rio, que geraram leques aluviais progradantes depósitos lacustres. A sequência Pós-Rifte começa com presença vulcânica na formação Curumim, e a rápida subsidência térmica após o momento do rifteamento. No intervalo entre o Albiano e o Turoniano, foi formada uma ampla plataforma na Bacia de Pelotas, com espaço deposicional para a Formação Curumim, Formação Porto Belo, Formação Atlântica e Formação Tramandaí.

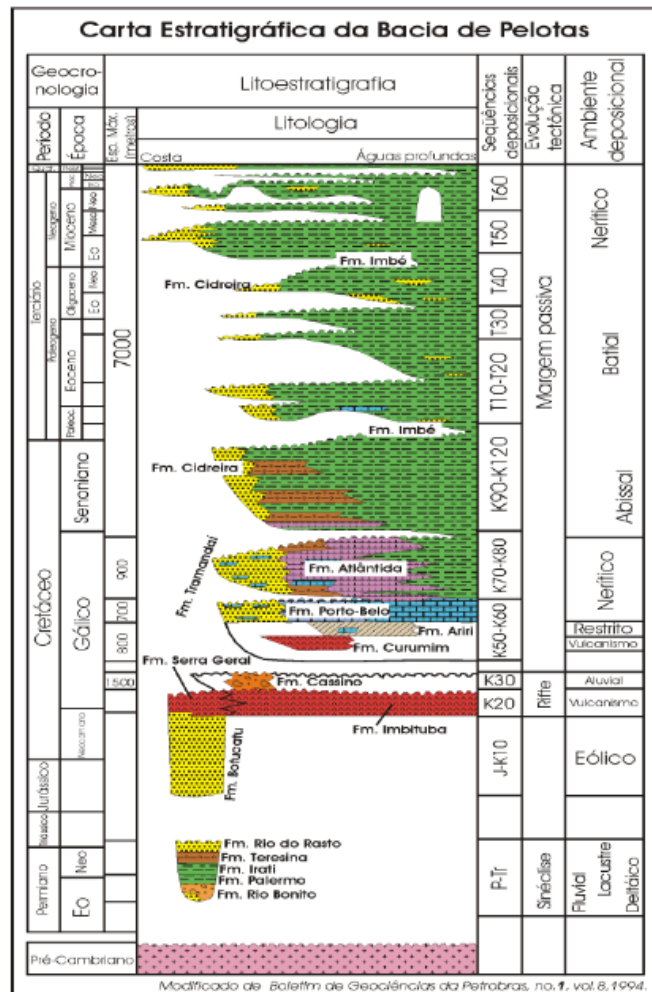


Figura 27 – Carta Estratigráfica da Bacia de Pelotas.

Segundo Rosa (1984), o tipo sedimentar da Bacia de Pelotas assim como de toda margem continental do Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Uruguai é predominantemente terrígena e do tipo areia-lama-areia na plataforma e de lama (hemipelágica) no talude. A sequência arenosa, a princípio de origem fluvial e posteriormente submetida às ações hidrodinâmicas das correntes marinhas, formam um cordão arenoso costeiro. A sequência lamosa, formada pelos sedimentos finos terrígenos oriundos da drenagem fluvial.

3.3 Cone do Rio Grande

O Cone do Rio Grande é uma feição construtiva da Bacia de Pelotas, constituído por folhelhos da idade do Mioceno até o recente, tudo sugere que são folhelhos de rápida deposição por causa das alta taxa sedimentação, formando grandes estruturas de escorregamento indicadas em seções sísmicas que abrangem o talude e a elevação continental (FONTANA, 1989).

Diversas literaturas mostram a presença notável de hidratos de gás, ao longo do Cone do Rio Grande, como o trabalho do Sad, Silveira e Machado (1997). Em que ele pontua a presença delimitada do BSR (*Bottom Simulating Reflector*), bem característicos em seções sísmicas. O BSR é uma indicação de um limite físico entre os sedimentos superiores contendo hidratos de gás e os sedimentos inferiores não contendo hidratos de gás. O BSR imita o fundo do oceano a uma profundidade na qual os hidratos mantêm a estabilidade. A profundidade de estabilidade depende da temperatura e da pressão (OJHA; SAIN, 2009).

3.4 Hidrato de Gás

3.4.1 Geoquímica

Os hidratos de gás são compostos sólidos, formados por água e gás natural (JR; KOH, 2007). Para sua formação é necessário que sejam satisfeitas condições como baixa temperatura, concentrações suficientes de moléculas de gás na água dos poros dos sedimentos e alta pressão. A presença das moléculas de gás leva à estabilidade da estrutura cristalina, permitindo que os hidratos existam em temperaturas mais altas que o gelo. Trata-se de minerais metaestáveis cuja formação, estabilidade e decomposição dependem da pressão, temperatura, composição e outras propriedades do gás e da água (HOU et al., 2019).

A fórmula molecular do hidrato de gás metano é representada por $(CH_4)_4(H_2O)_{23}$, contendo 13,4% em massa de metano, sendo que cada m^3 de hidrato de gás metano pode conter $160 m^3$ de metano nas CNTP após dissociação (CHONG et al., 2016).

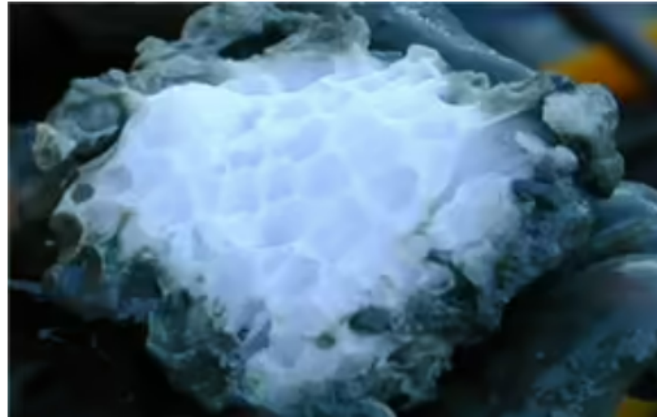


Figura 28 – Amostra de Hidrato de Gás.

3.4.2 Ocorrências

Existem dois ambientes principais que propiciam a ocorrência de hidrato de metano, por terem condições de pressão e temperatura favoráveis. O primeiro deles são associados com camadas de gelo perene existentes em algumas regiões do planeta (permafrost) e o segundo são em regiões no subsolo marinho, geralmente na margem continental, que se encontram sob grandes extensões de lâmina d'água com temperaturas favoráveis (CHONG et al., 2016).

O Brasil possui importantes ocorrências de hidratos de gás, na Bacia de Pelotas e no Foz do Amazonas (SAD; SILVEIRA; MACHADO, 1997).

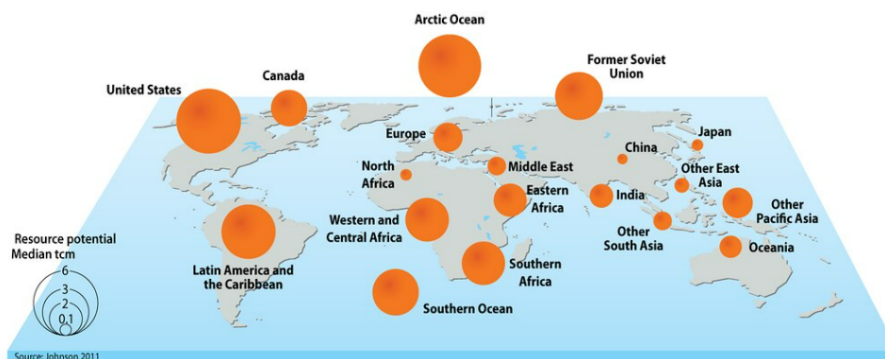


Figura 29 – Ilustração com a escala de ocorrência de Hidrato de Gás ao redor do mundo.

3.4.3 Impotência Econômica

As fortes evidências de uma tendência de aumento da demanda mundial de energia nas próximas décadas, a partir de pesquisas realizadas pelo IEA (Instituto

de Estudos Avançados-USP) indicam um aumento entre 2014 e 2040. Projeções estimam que mais de 74% do consumo energético continuará sendo proveniente dos combustíveis fósseis (gás natural, petróleo e carvão) . Mas dentre esses, o gás natural é o que tem a maior estimativa de crescimento (IEA, 2014), um dos motivos é a busca por uma exploração energética com menor emissão de CO₂. Há a previsão de que os recursos convencionais de gás que hoje atende aproximadamente 83% da demanda global atualmente de gás natural passará a 69 em 2040 (IEA, 2014), indicando um crescimento exploratório dos recursos não convencionais, entre eles, o hidrato de gás. Segundo a BBC News em 2019, o governo japonês espera iniciar projetos comerciais explorando hidrato de metano entre 2023 e 2027, de acordo com seu último Plano Estratégico de Energia.

Uma investigação exploratória foi realizado em 2017 no fundo do mar do Nankai Through, na costa leste da principal ilha do Japão, na qual foi usado o poço que funcionou por 24 dias sem problemas técnicos e conseguiram extrair o gás metano. O principal problema encontrado na exploração de hidrato de gás se dá pela dificuldade em lidar com as dinâmicas de altas pressões na zona de extração do hidrato de gás, sem que haja perda do poço por entupimento por sedimentos. Porém, à medida que as tecnologias vão avançando, tornando o custo operacional mais sustentável e diminuindo os incógnitas do balanceamento de pressão nos reservatórios de hidratos de gás, a exploração se torna cada vez mais viável.

4 Metodologia

4.1 Aquisição do Dado Sísmico

Os dados sísmicos em estudo neste trabalho foram adquiridos em um levantamento sísmico marinho 2D na Bacia de Pelotas, em 1989. Tendo como fonte da aquisição o Air-gun, com um intervalo de tiro em 40 metros, sendo o receptor um Streamer de 4000 metros com 100 canais. O *offset* mínimo é de 342 metros, e o dado sísmico tem uma taxa de amostragem de 2 ms e tamanho total de registro é de 10000 ms. A linha sísmica escolhida é a E-228-312 tem um comprimento de 81490 metros, que se inicia no talude continental e estendendo-se até o sopé da bacia, passando pela feição deposicional do Cone do Rio Grande 30. Os dados dessa linha foram cedidos pela Agência Nacional de Petróleo (ANP) disponibilizados pelo Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP) para o GISIS (Grupo de Inversão e Imageamento Sísmico) da Universidade Federal Fluminense.

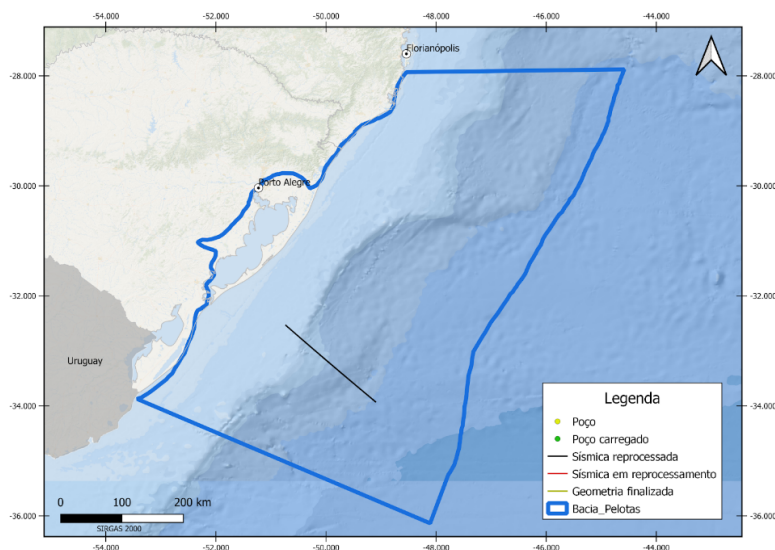


Figura 30 – Polígono representando a Bacia de Pelotas, e a linha sísmica utilizada para esse estudo traçada. (GISIS)

4.2 Processamento Sísmico

Para o desenvolvimento dos fluxogramas de reprocessamentos sísmicos foi adotado o software ECHOS-PARADIGM da empresa Aspen Technology. O fluxo de reprocessamento sísmico adotado como base foi desenvolvido a partir de diversos testes e seguindo um rigoroso critério de qualidade pelo GISIS. A Figura 31 representa a seção empilhada do dado de entrada da linha sísmica para o desenvolvimento do processamento sísmico.

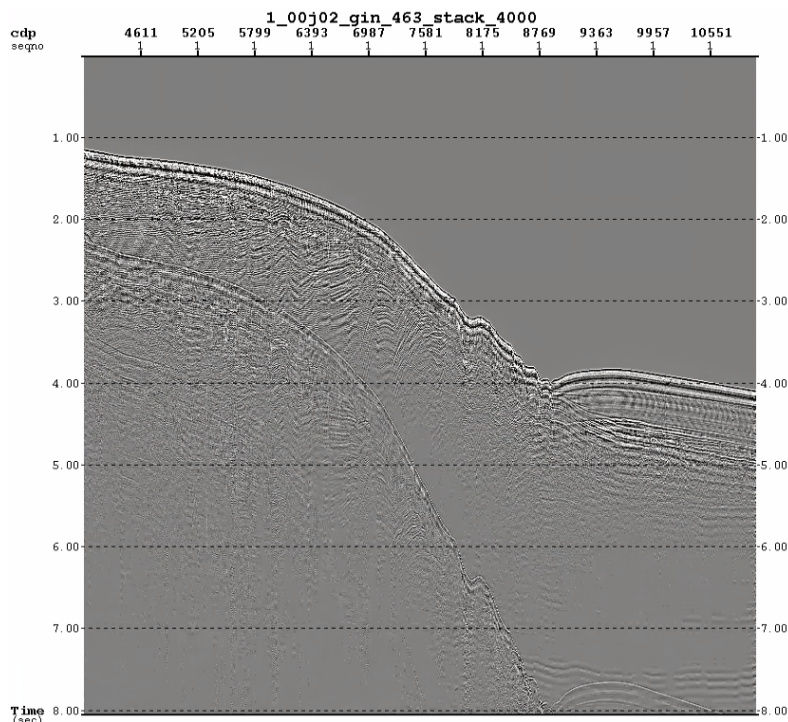


Figura 31 – Dado de entrada da linha sísmica E231-463.

Na linha sísmica estudada neste trabalho foi observado que os dados sísmicos fornecidos pela Agência Nacional de Petróleo (ANP) já havia um processamento sísmico. Observou-se que para o condicionamento das linhas sísmicas, já havia sido tratado o Efeito Fantasma (*Deghost*) e também atenuado o Efeito Bolha (*Debubble*) em todo o dado. Também se conhece que o traço sísmico já teria sido convertido para Fase Zero. Devido a essas atenuações e conversões já intrínsecas no dado sísmico estudado não foi necessário adotar nenhuma metodologia para o desenvolvimento destas etapas nos fluxogramas de reprocessamento sísmico.

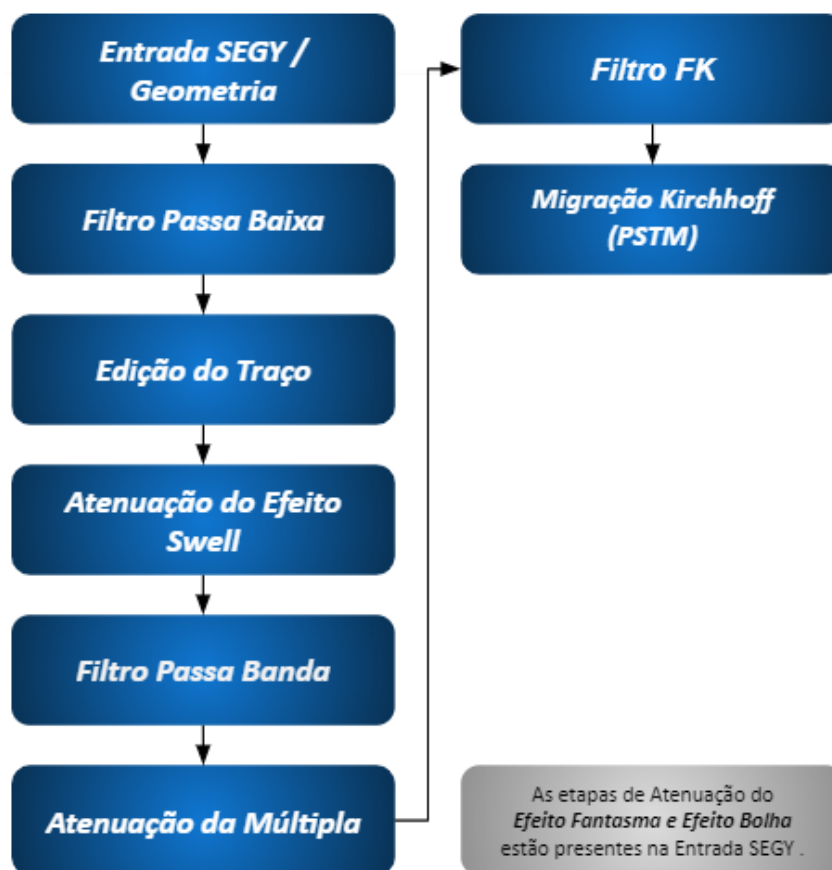


Figura 32 – Fluxograma de Processamento sísmico 1 (Fluxo 1).

O fluxograma de processamento sísmico 1 serviu como base para os próximos, que possuíram incremento de etapas de recuperação de ganho. Este fluxograma mostrado na Figura 32, teve como objetivo realizar um processamento sísmico que gerasse a melhor relação sinal-ruído a fim de que, fosse realizado uma análise AVO coerente e precisa.

Foi realizado um controle de qualidade visando obter o melhor resultado de cada uma das etapas. A etapa de pré-processamento sísmico iniciou-se com o carregamento do dado em formato SEG-Y. Em seguida foi definido a geometria de aquisição a partir das referências indicadas no Relatório do Observador da linha sísmica.

A seguir foi realizada uma pré-filtragem visando remover os ruídos de baixa frequências bem evidentes no dado sísmico (Figura 33). Após a aplicação do filtro corta baixa foi realizada a edição de traço, para remover traços ruidosos.

Posteriormente desenvolveu-se as etapas de atenuação de ruídos, visando a atenuação máxima dos ruídos aleatórios e coerentes. As 5 etapas aplicadas foram:

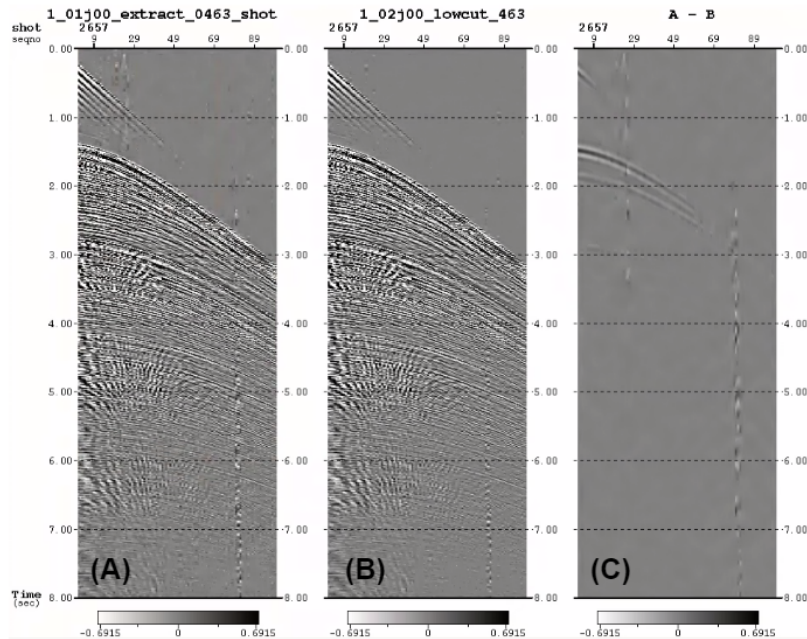


Figura 33 – (A) Shot Gather Antes e (B) Após a etapa Passa-alta para retirar ruídos de baixa frequência.

atenuação do Efeito Swell, filtragem Passa Banda, correção da Múltiplas, filtragem F-K.

O filtro Passa Banda foi realizado a fim de remover os ruídos de baixa e alta frequência presentes do dado sísmico (Figura 34). Alguns experimentos foram realizados e o que obteve melhor resposta foi o filtro com a banda variando de 6-80 Hz com inclinação de 18º Db. Essa escolha se deu também, a partir das especificações presentes no relatório do observador da aquisição.

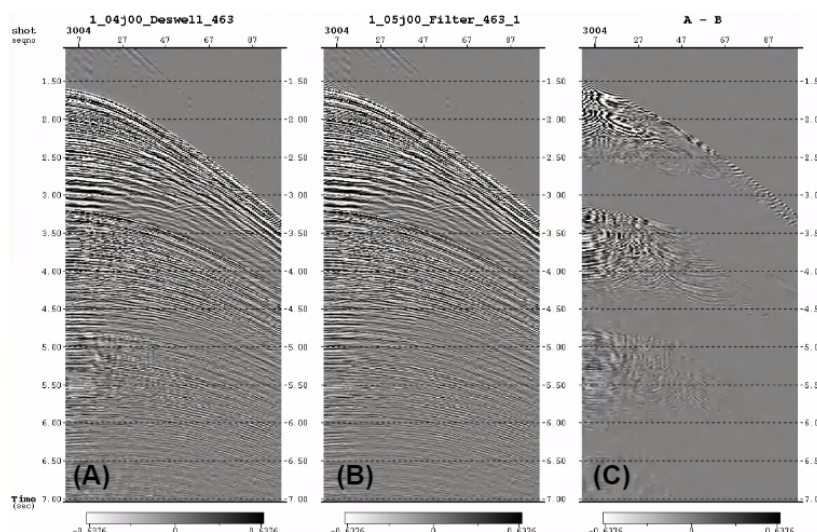


Figura 34 – (A) Dado de entrada, (B) Dado de saída após filtragem Passa Banda (C) A diferença entre a entrada e saída .

Um grande desafio deste processamento sísmico foi a atenuação da múltipla, foram utilizados dois modos conhecidos de deconvolução: O SRMA (*Surface-related multiple attenuation*) e o WEMA (*Wave Equation Multiple Attenuation*) (Figura 35).

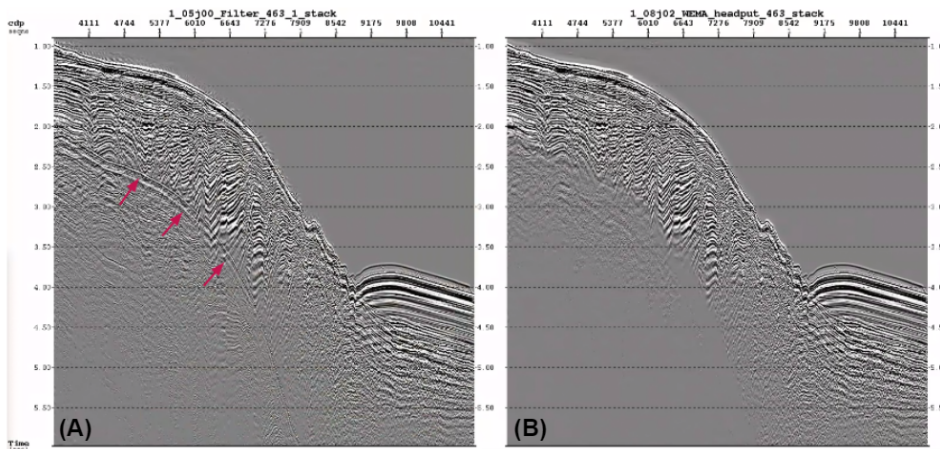


Figura 35 – Atenuação da Múltipla apontada na seta vermelha (A) e (B) após o WEMA e SRMA.

A filtragem no domínio FK é fundamental para a retirada de ruídos em alíás de reflexão no dado sísmico. Como pode-se observar na Figura 36 a característica do ruído retirado nesta etapa e a visualização no domínio de número de onda mostrado na Figura 37.

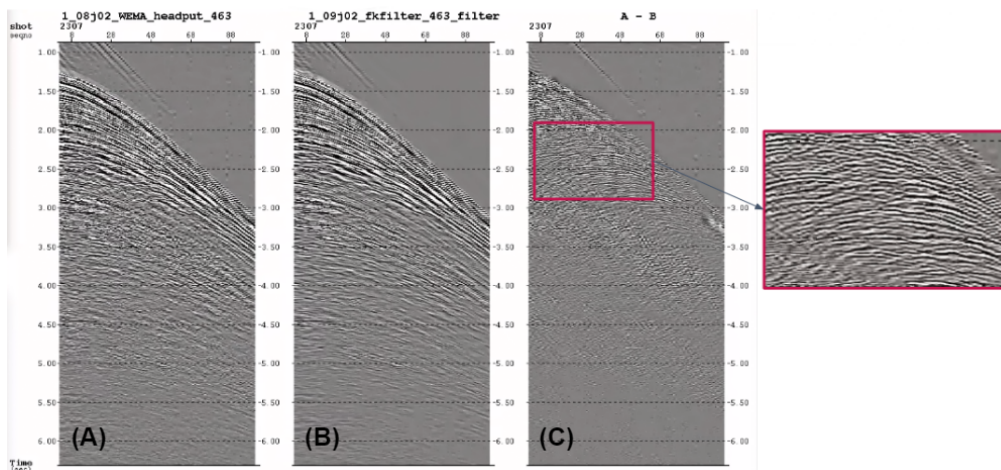


Figura 36 – (A) Antes, (B) Retirada de Alias espacial após a filtragem FK e (C) a diferença entre ambos.

A migração sísmica, como dito anteriormente, é uma etapa fundamental para melhorar a resolução espacial dos dados sísmicos e obter um melhor imageamento da linha sísmica. Neste trabalho que tem como principal objetivo realizar uma comparação entre as análises AVO de diferentes fluxos de processamento sísmico, foi realizada a Migração Kirchhoff para a análise AVO.

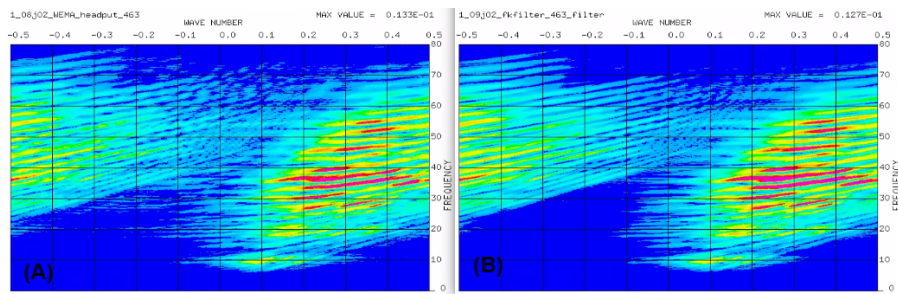


Figura 37 – Visualização do espectro de frequência por número de onda antes (A) e após (B) a filtragem FK.

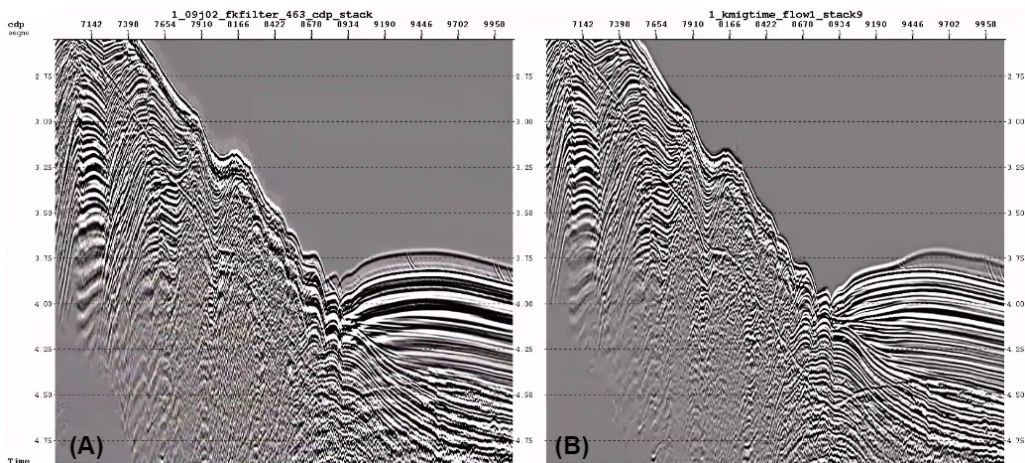


Figura 38 – (A) Dado antes e (B) após a Migração Kircchoff Pré-empilhamento em Tempo (PSTM).

4.3 Análise AVO

Para o desenvolvimento da interpretação quantitativa de análise AVO foi utilizado o aplicativo 2D Canvas do pacote da Paradigm. O fluxo de processamento sísmico procurou preservar ao máximo as amplitudes reais do dado sísmico, sendo este um pré-requisito fundamental para a realização de uma análise AVO coerente. Foram seguidas todas as condições prévia no manual utilizado para este trabalho de interpretação quantitativa.

Primeiro foi realizado um Pré-condicionamento dos *gathers* CMP do dado migrado em tempo pré empilhamento (PSTM) da linha E-228-312 em 2 etapas: (1) Correção NMO para deixá-lo mais plano possível e (2) conversão de afastamento para ângulo de incidência. Depois deste tratamento o dado sísmico está pronto para iniciar a interpretação quantitativa.

A análise AVO foi desenvolvida através de duas técnicas: (1) análise gráfica dos

atributos AVO e (2) classificação da Curva AVO. Os atributos AVO foram extraídos a partir da ferramenta Seismic Operations Utility do 2D Canvas, a partir da fundamentação matemática da aproximação de Shuey. Os atributos AVO são os mais utilizados nas pesquisas científicas dessa interpretação quantitativa, e possuem uma resposta característica para o Hidrato de Gás, por isso foram utilizados no desenvolvimento deste estudo.

A Curva AVO possui uma implementação direta no AVO 2D Canvas, na qual é realizado em um CMP (*Common Mid Point*) específico, no qual se analisa as anomalias de amplitude sísmica e se determina o tempo em que se tem interesse em realizar a Curva AVO. No tempo desta anomalia, para o CMPs escolhidos, feitos um gráfico da variação da amplitude em função do ângulo de incidência. Neste gráfico são plotadas também as curvas das aproximações de Aki Richards e Shuey da equação de Zoeppritz.

4.4 Comparações

Como o principal objetivo deste trabalho é analisar a influência do processamento sísmico na análise AVO, a metodologia escolhida para o desenvolvimento desta investigação foi realizar a comparação dos resultados da interpretação quantitativas nas linhas obtidas a partir de fluxos de processamento sísmico. Foram adotados três fluxogramas de processamentos. O primeiro corresponde ao fluxo de reprocessamento sísmico desenvolvido como padrão nesta survey pelo GISIS (Grupo de Inversão e Imageamento Sísmico). Este fluxo serviu como base para a criação de outros dois fluxogramas, que contém variações com incrementos de etapas a fim de analisar a influência destes no resultados das respostas da análise AVO, tanto dos atributos AVO quanto na curva AVO.

O fluxo de processamento sísmico denominado Fluxo 1 (Figura 32) corresponde ao fluxo que será a base para as duas comparações que foram desenvolvidas neste estudo. O Fluxo 2 (Figura 35) tem um acréscimo da etapa de correção da Divergência Esférica. O Fluxo 3 (Figura 36) ocorreu o acréscimo da etapa Ganho AGC (Automatic Gain Control). Já o fluxo 4 (Figura 37) tem o incremento do da etapa de compensação da absorção.

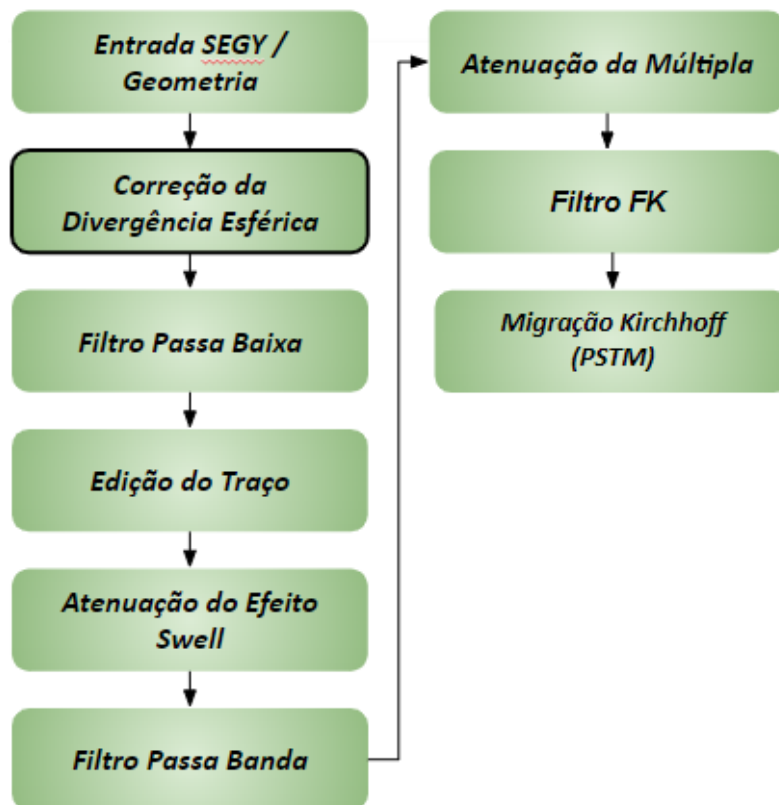


Figura 39 – Fluxo de Processamento sísmico 2 (Fluxo 2).

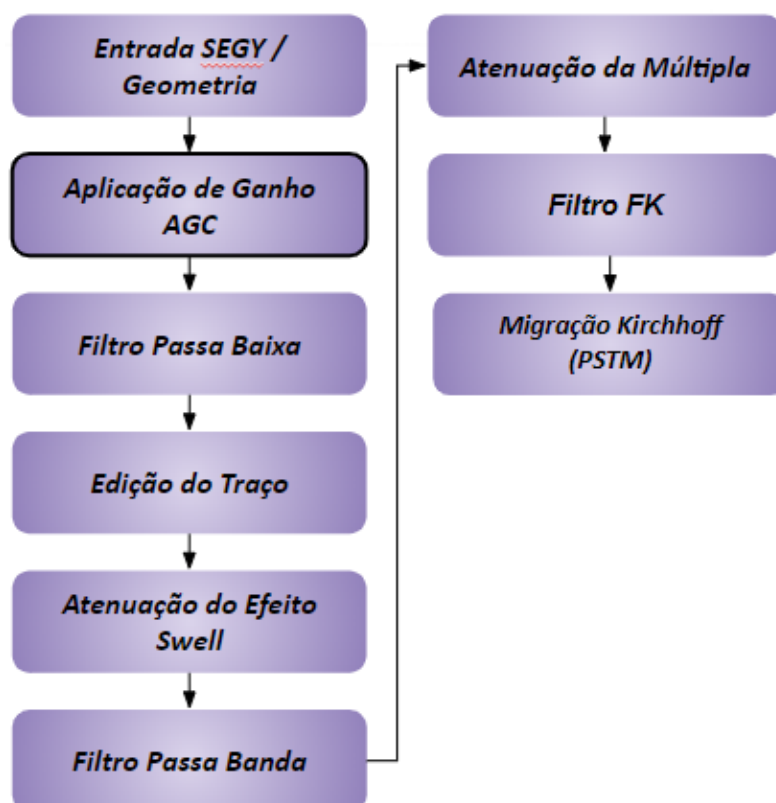


Figura 40 – Fluxo de Processamento sísmico 3 (Fluxo 3).

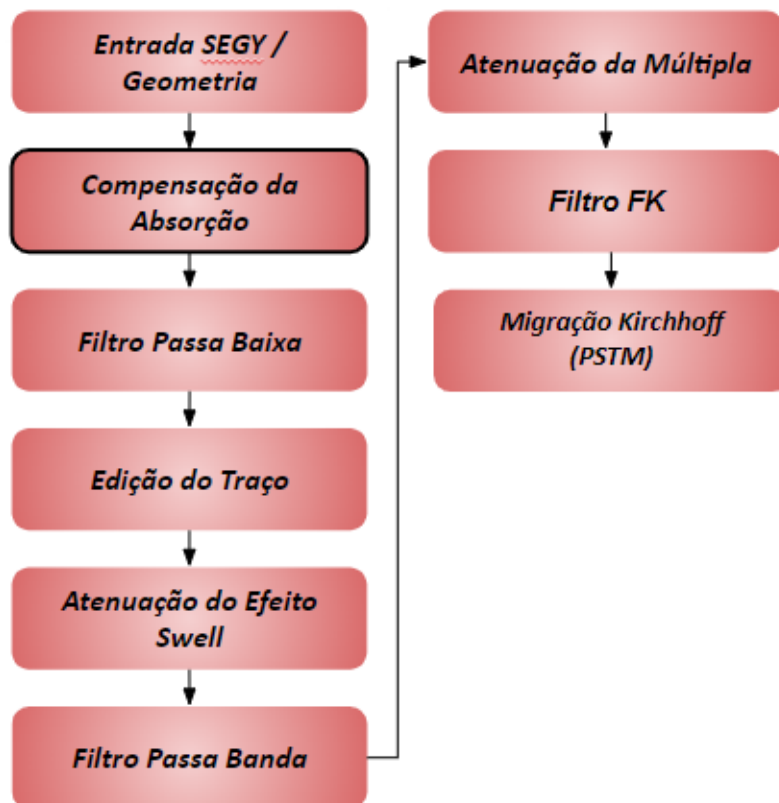


Figura 41 – Fluxo de Processamento sísmico 4 (Fluxo 4).

5 Resultados

5.1 Análise AVO

5.1.1 Fluxo de Processamento Sísmico 1

A partir do processamento sísmico ilustrado na Figura 32 obteve-se o primeiro dado sísmico migrado Kirchhoff pré-empilhado em tempo e os *gathers* CMPs Kirchhoff em tempo (Figura 42). No Fluxo 1 foram feitas apenas etapas de filtragem e de atenuação de ruídos coerentes e aleatórios, este fluxograma não possui nenhuma etapa de recuperação de ganho da amplitude do traço sísmico ao longo do fluxograma.

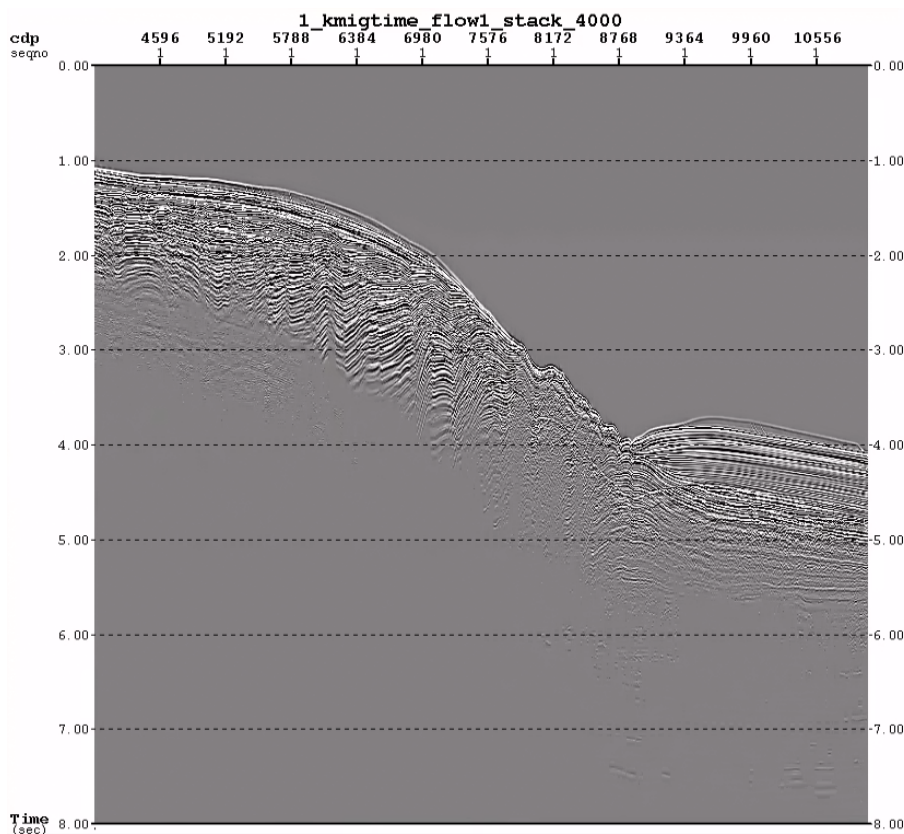


Figura 42 – Dado Migrado Kirchhoff em Tempo (PSTM) seguindo o Fluxo de processamento sísmico 1.

Ao longo de todo processamento sísmico foram realizados todos os controles de qualidade visando que a melhor relação sinal-ruído. A Figura 43 mostra duas análises importantes do dado sísmico (1) a análise espectral da relação entre a amplitude e a

frequência e (2) análise da relação entre tempo e frequência. Observando o espectro da variação da amplitude com a frequência é possível ver uma coerência em todo o espectro decorrente das etapas de atenuação de ruídos.

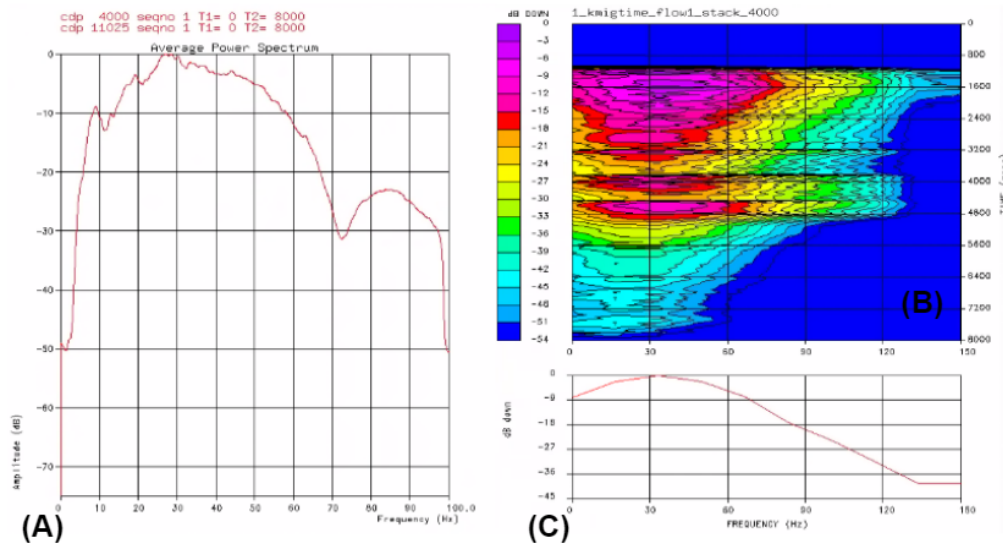


Figura 43 – (A) Análise Espectral da Amplitude X Freqüência, (B) e (C) Análise em Tempo X Freqüência, feitos no final do Fluxo de Processamento 1.

5.1.1.1 Atributos AVO

A Figura 44 representa o resultado da relação entre os dois Atributos AVO, sendo o eixo X o Intercepto e o eixo Y o Gradiente, esses atributos geofísicos foram retirados a partir do dado sísmico no Fluxo 1. Através de trabalhos anteriores como o do Elionardo (2011) entre outros, sabe-se que o Hidrato de Gás tem uma resposta de anomalia AVO de classe IV. Visando observar uma anomalia desta classe no dado foi delimitado em azul um polígono correspondente a região de classe IV.

A resposta obtida a partir da delimitação deste polígono que caracteriza a resposta de classe IV, gerou uma relação de ocorrência da anomalia no dado empilhado. Assim, podemos observar como na Figura 45 um empilhamento de um atributo AVO e ao lado o dado migrado pré empilhado em tempo. As respostas em azul destes pontos no polígono são vistas no dado sísmico na Figura 46, indicando a possível presença de Hidrato de Gás com esta determinada característica de espalhamento ao longo do horizonte de interesse (em rosa) usando uma janela de 160 ms.

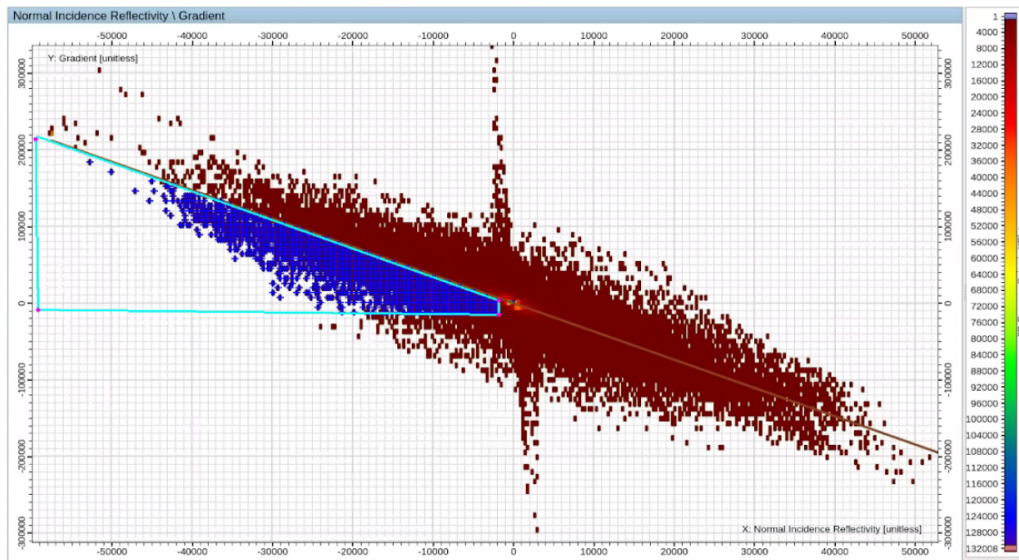


Figura 44 – Gráfico dos Atributos de Intercepto X Gradiente gerados a partir do Gathers CMPs do Fluxo 1 com o polígono característico de classe IV traçado.

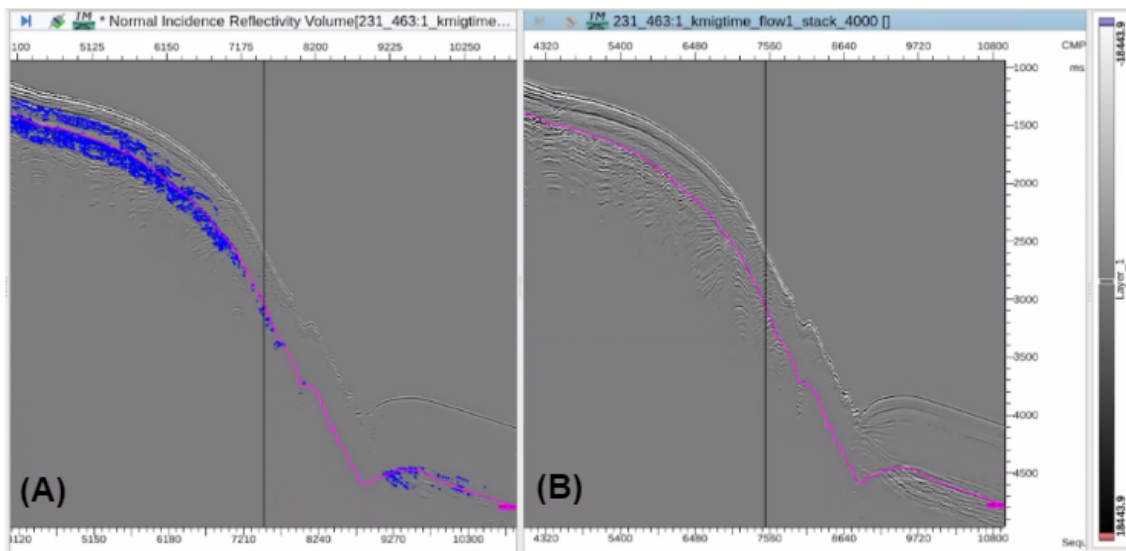


Figura 45 – A resposta em azul dos pontos no gráfico de atributos correspondente a anomalia de classe IV em (a) a ocorrência ao longo do horizonte traçado em rosa (b) Dado sísmico pré-empilhado com Fluxo 1.

Através da Figura 46 observa-se com maior detalhamento o comportamento da resposta da anomalia AVO de classe IV ao longo das famílias CMP. Dividiu-se a linha em três partes, mostrando uma concentração maior no início da linha do que na região mais distal. E também nota-se uma heterogeneidade da ocorrência desta anomalia se comparada a parte superior do horizonte traçado com a parte inferior.

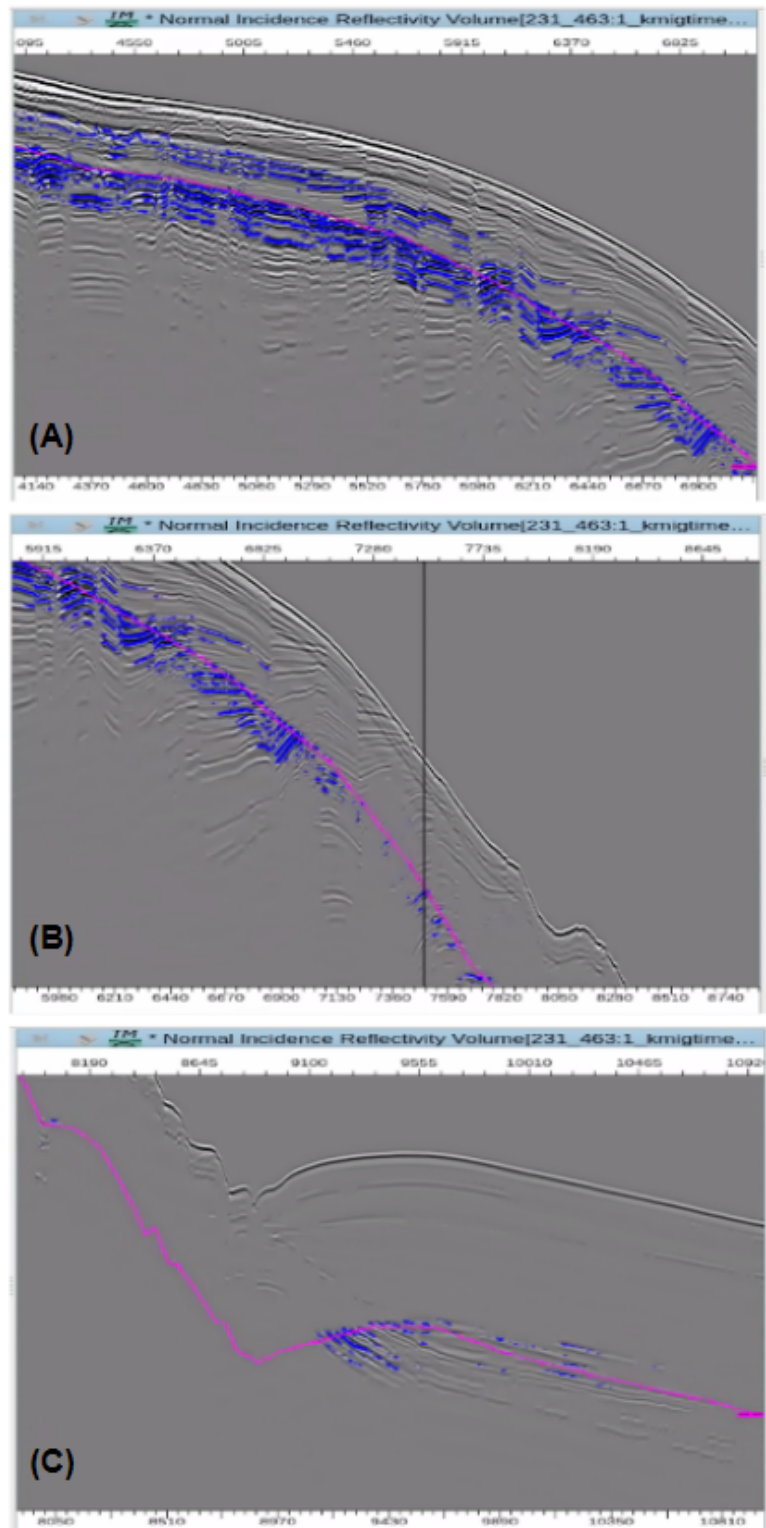


Figura 46 – Divisão da linha sísmica em três para visualização mais detalhada da resposta de ocorrência (em azul) de anomalia AVO de classe IV.

5.1.1.2 Curva AVO

A curva AVO é outra forma de interpretarmos de forma quantitativa o dado sísmico, no fluxo do processamento 1 foi analisado o dado migrado em tempo ordenado em

CMP. Foi analisada a base do Hidrato de Gás (BSR- Bottom simulation reflectors), que possui uma refletor característica devido a diminuição da impedância sísmica, evidente ao longo desta linha na Bacia de Pelotas.

Para geração da curva AVO foram utilizadas as aproximações de AKi e Richards e Shuey de dois termos da equação de Zoeppritz. Na Figura 47 foi analisado no tempo 3050 ms correspondente ao BSR e resposta que se obteve da análise da curva AVO é uma anomalia de classe IV.

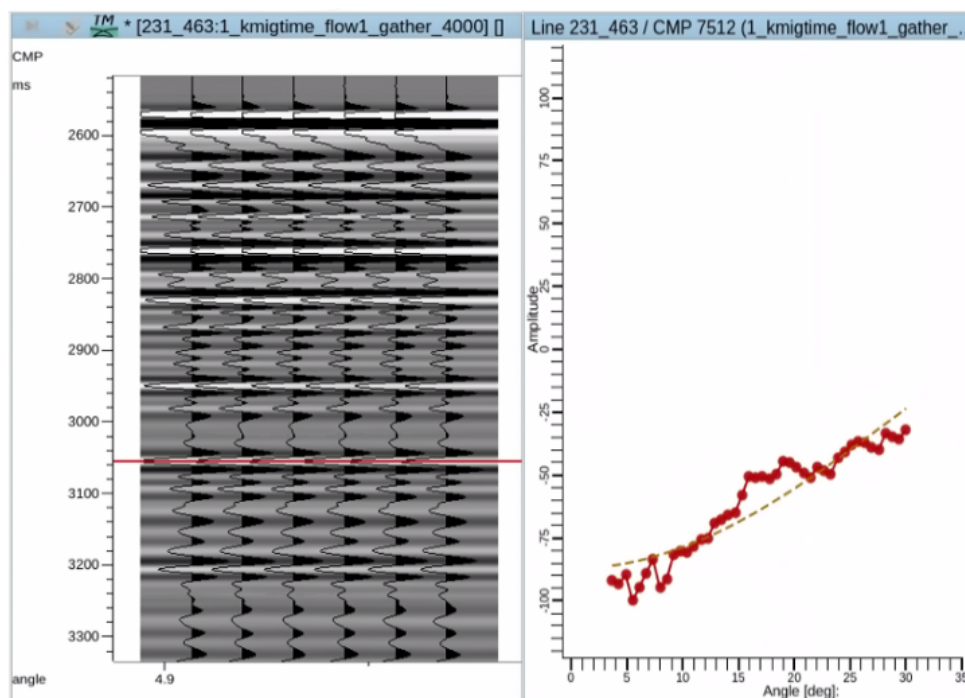


Figura 47 – Análise da Curva AVO no *gather* CMP 5712 do Fluxo de processamento 1 no tempo 3050 ms gerando uma curva de classe IV.

5.1.2 Fluxo de Processamento Sísmico 2

Tendo como base o fluxograma de processamento sísmico 1, neste e nos próximos fluxos foram acrescentadas etapas de recuperação de ganho da amplitude sísmica com o objetivo de analisar a influência destas na análise AVO. No fluxo de processamento 2 foi adicionada a etapa de Compensação da Divergência Esférica, sendo essa uma etapa que preserva as amplitudes relativas do dado sísmico pode ser utilizada na análise AVO.

Para realizar a Compensação da Divergência Esférica foi utilizado o módulo SPHDIV NO ECHOS-Paradigm, onde foi utilizado um modelo de velocidade da linha sísmica e parâmetros de correção. Posteriormente seguiu o fluxograma como representado na Figura 39 e foi gerado o dado migrado Kircchoff pré-empilhamentoem Tempo (Figura 48).

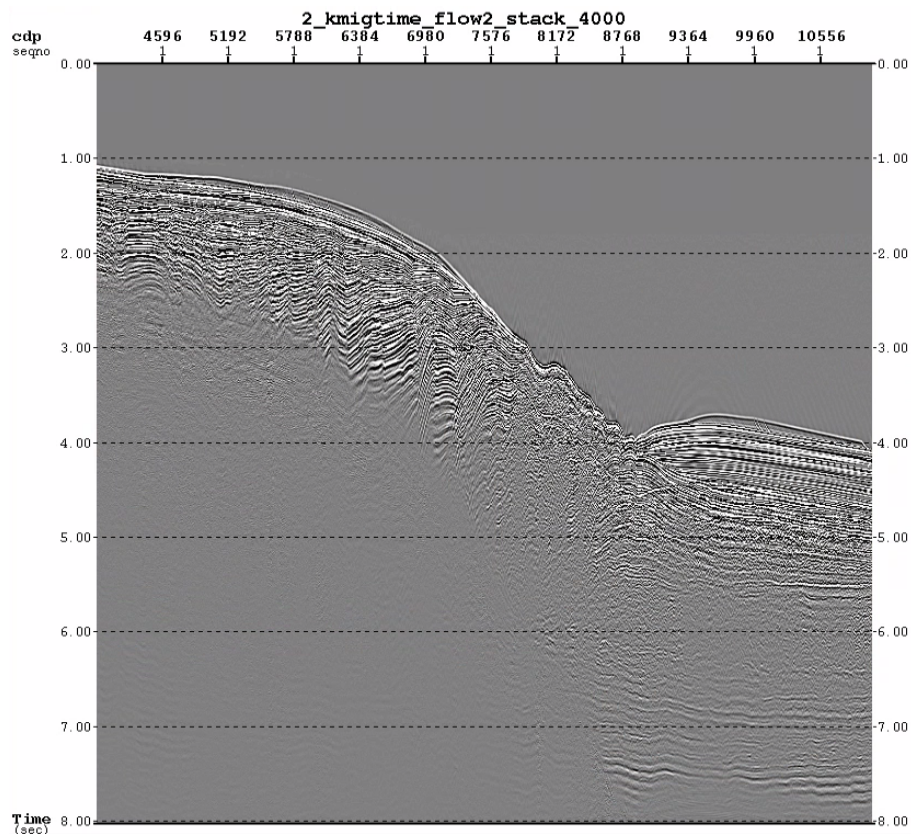


Figura 48 – Dado Migrado Kircchoff pré-empilhamentoem Tempo (PSTM) para o Fluxo 2.

Também neste fluxo foi realizado etapas de controle de qualidade ao longo do processamento, mostrado na Figura 49.

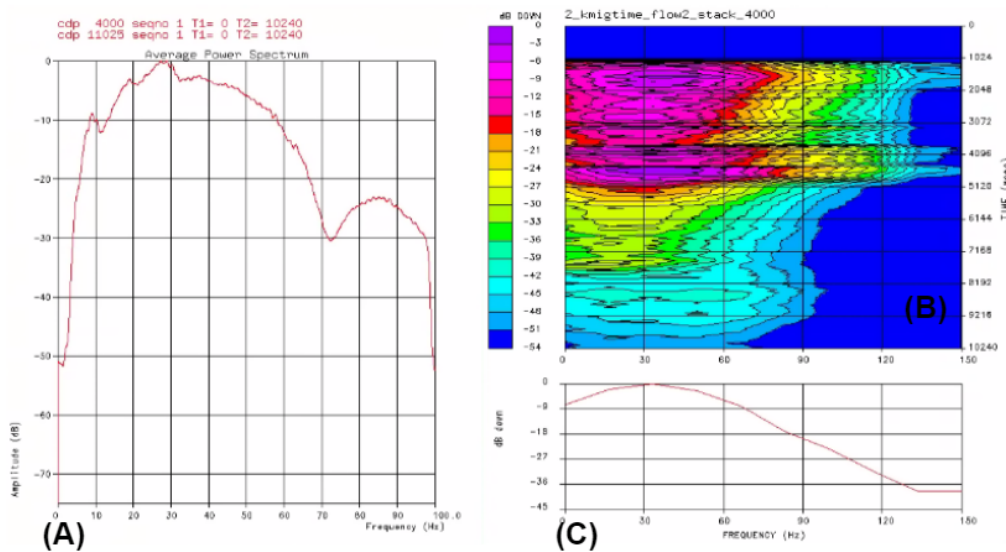


Figura 49 – (A) Análise Espectral da Amplitude X Frquência, (B) e (C) Análise em Tempo X Frequência, feitos no final do Fluxo de Processamento 2.

5.1.2.1 Atributos AVO

Neste caso foi delimitado um polígono de anomalia de classe IV na cor verde no gráfico dos atributos AVO, seguindo o padrão deste tipo de gráfico sendo o eixo X o Refletividade de Incidência Normal e o eixo Y o Gradiente.

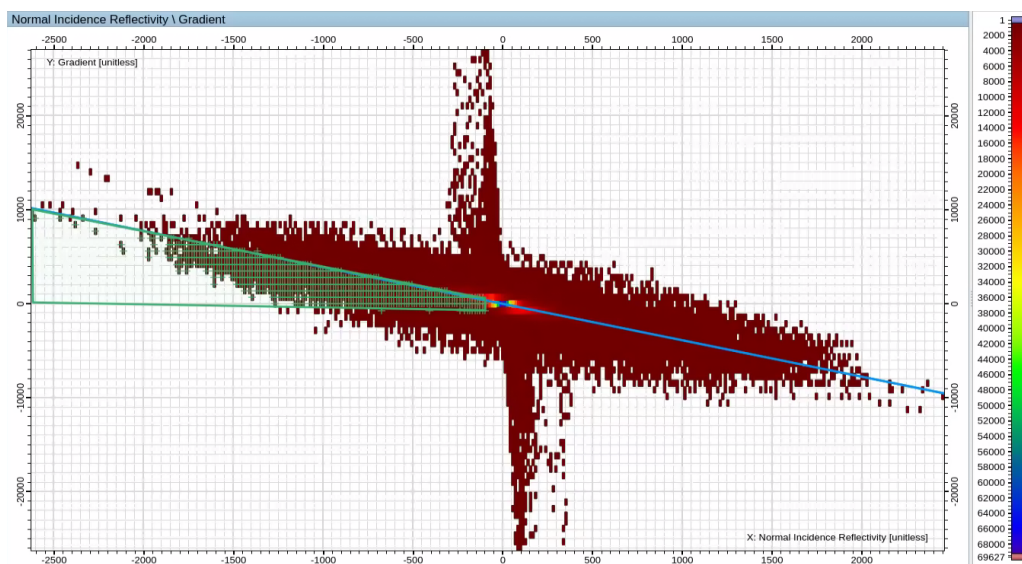


Figura 50 – Gráfico dos Atributos de Intercepto X Gradiente gerados a partir do Gather CMP do Fluxo 2 com o polígono característico de classe IV traçado.

Como resultado obtido da marcação deste polígono de anomalia de classe IV no gráfico é gerada a relação dos pontos onde ocorre esta anomalia no dado empilhado CMP. Na Figura 51 observa-se um empilhamento de um atributo AVO e ao lado o dado

migrado pré-empilhado kircchoff em tempo, e em verde a resposta destes pontos dentro do polígono traçado. Apontando a possibilidade de Hidrato de Gás com este arranjo espalhamento ao longo do horizonte de interesse (em verde) usando uma janela de 160 ms.

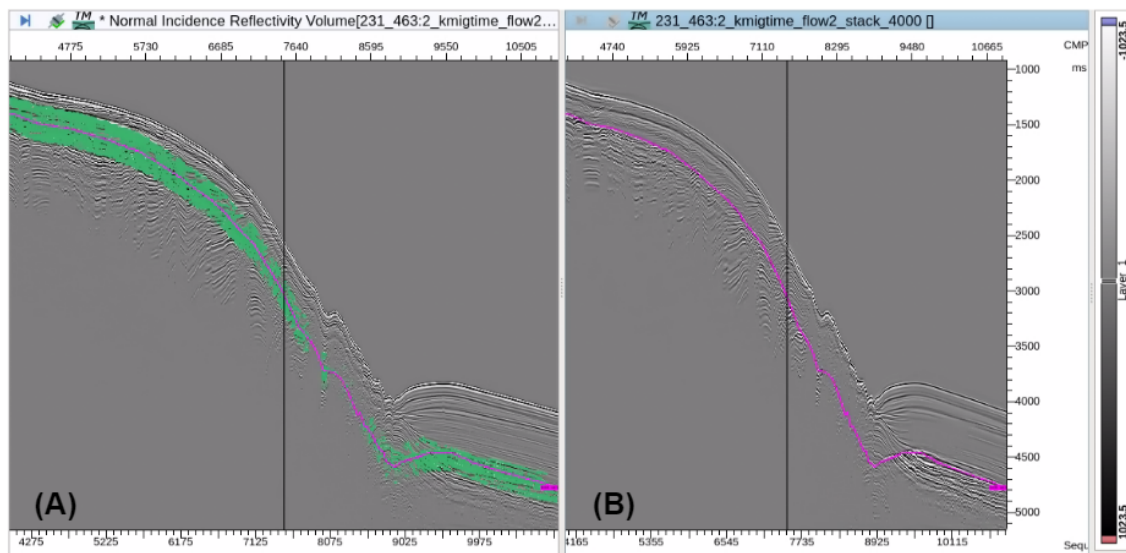


Figura 51 – A resposta em verde dos pontos no gráfico de atributos correspondente a anomalia de classe IV em (a) a ocorrência ao longo do horizonte traçado em rosa (b) Dado sísmico pré-empilhado com processamento 2.

Na Figura 52 podemos examinar o comportamento da resposta da anomalia de classe IV ao longo dos CMPs *gather*s. Assim como anteriormente, dividiu-se a linha em três partes iguais, na primeira parte da linha é mostrado na cor verde uma incidência quase homogênea acima e abaixo do horizonte traçado (rosa) e uma quase contínua ao longo do horizonte. E na parte inferior da linha sísmica uma ocorrência acentuada de anomalia de classe IV.

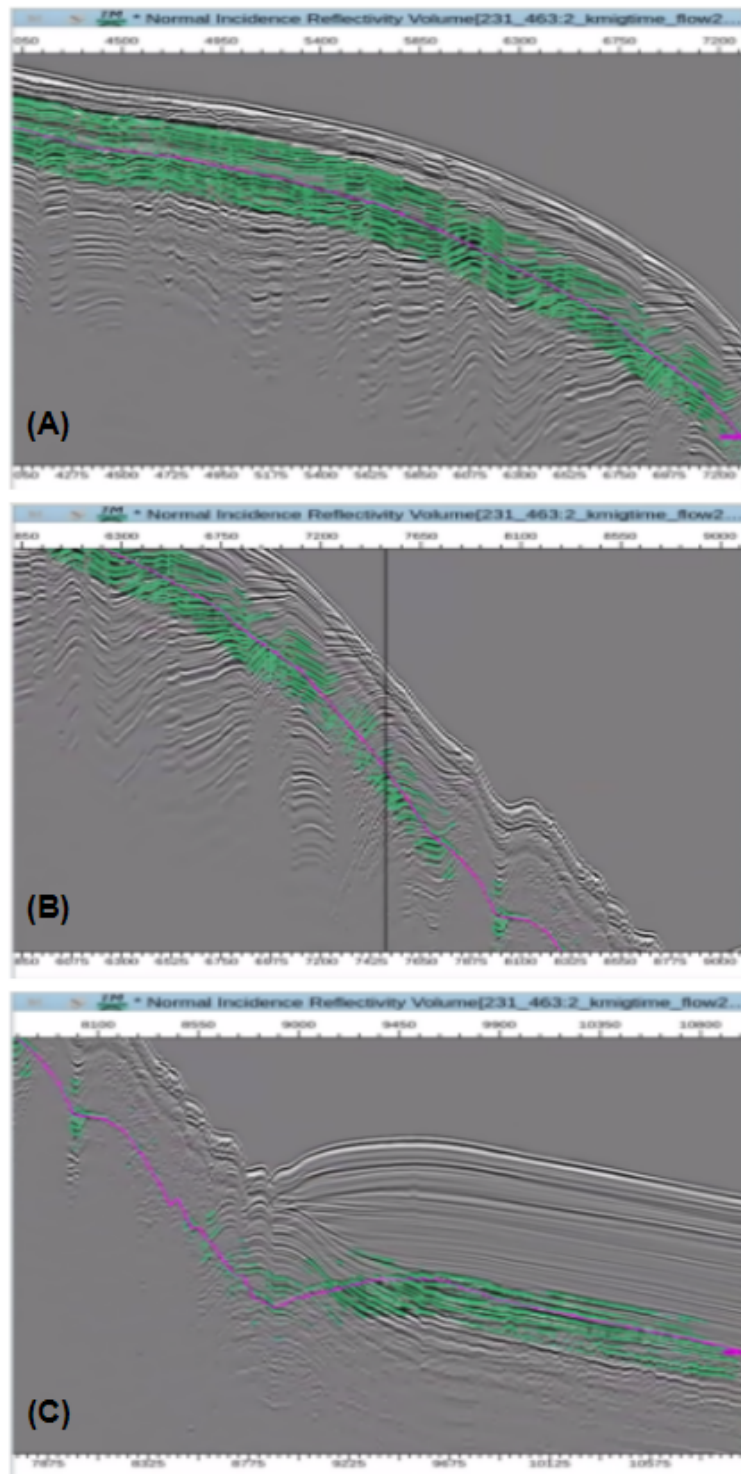


Figura 52 – Divisão da linha sísmica em três para visualização mais detalhada da resposta de ocorrência (em verde) de anomalia de classe IV.

5.1.2.2 Curva AVO

No fluxo 2 a curva AVO foi analisada no mesmo CMP e no mesmo tempo de 3050 ms correspondente a Base do Hidrato de Gás (Figura 53) e obteve-se também

a partir das aproximações de AKi e Richards e Shuey uma anomalia de classe IV, demonstrando conformidade entre os Atributos e a Curva AVO.

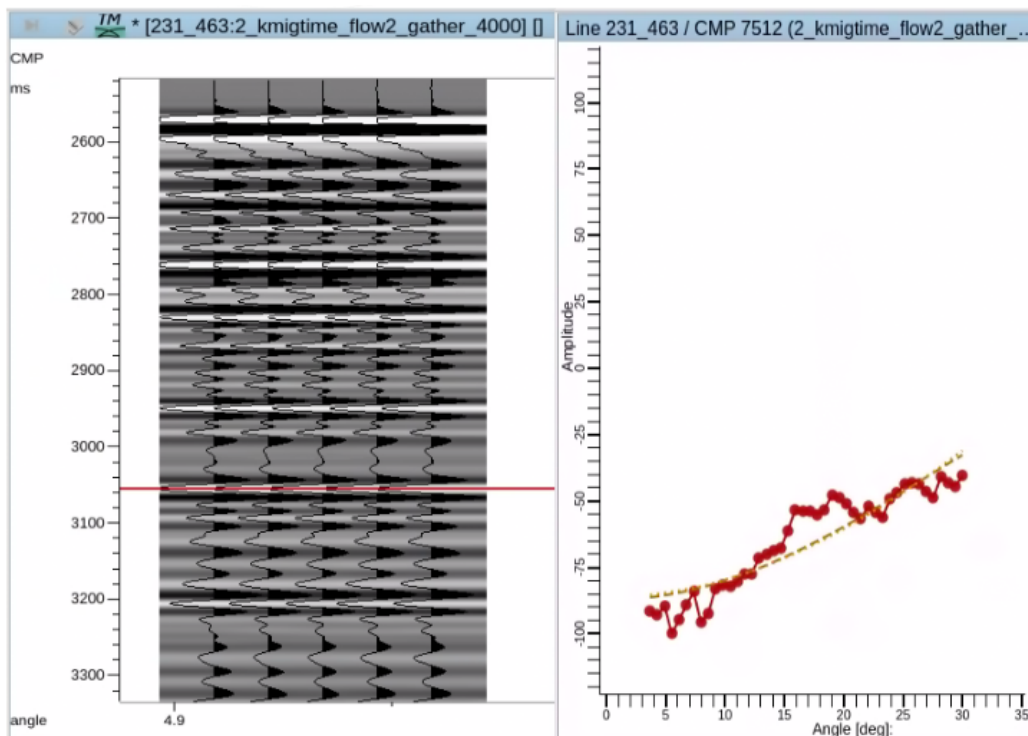


Figura 53 – Análise da Curva AVO no Gather CMP 5712 do Fluxo de processamento 2 no tempo 3050 ms gerando uma Curva de classe IV.

5.1.3 Fluxo de Processamento Sísmico 3

Este fluxo de processamento sísmico representado na Figura 40, tem o incremento de uma etapa de recuperação de ganho chamada Controle Automático de Ganho (AGC). Sim, se sabe que o AGC por mais que seja uma etapa comum no processamento sísmico esta etapa altera as amplitudes reais do dado. Mas o quanto influencia a análise AVO existem poucas bibliografias evidenciando, por isso a necessidade deste experimento.

Para realizar o AGC foi utilizado o módulo GAIN do ECHOS-PARADIGM, onde foram adicionados os parâmetros escolhidos, foi escolhido como comprimento da janela 1000 ms e para o fator de escala 1. A partir da análise de todo fluxograma foi gerado um dado migrado kirchhoff pré-empilhado em tempo (Figura 54).

Neste fluxo de processamento foi realizado etapas de controle de qualidade, e também como podemos observar na Figura 55. Posteriormente, detalharei a respeito

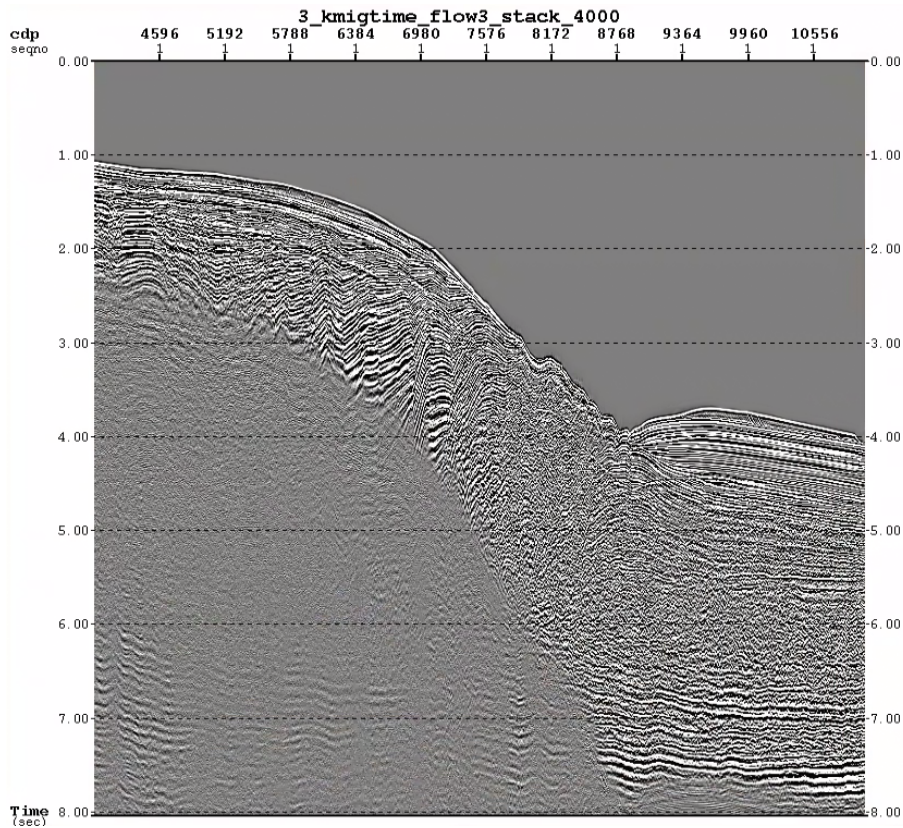


Figura 54 – Dado Migrado Kircchoff Pré-Empilhado em Tempo (PSTM) seguindo o fluxograma de processamento sísmico 3.

das distinções quando comparado com os outros fluxos de processamento sísmico.

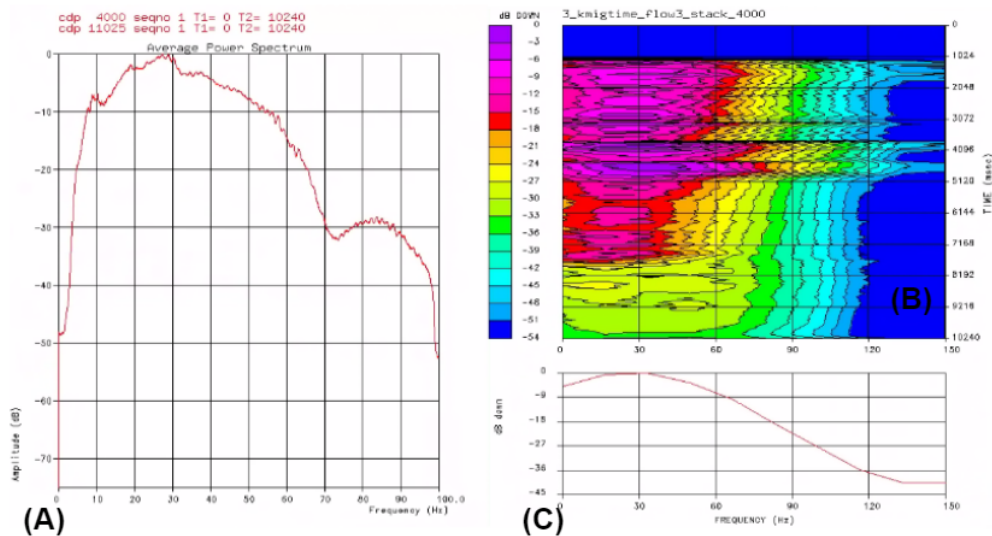


Figura 55 – (A) Análise Espectral da Amplitude X Frquência, (B) e (C) Análise em Tempo X Frequência, feitos no final do Fluxo de Processamento 3.

5.1.3.1 Atributos AVO

Assim, como feito anteriormente foram gerados os Atributos AVO, no eixo X representando a Refletividade de Incidência Normal e no eixo Y o Gradiente. Diferente dos outros gráficos, este não teve a forma elipsoidal esperada, dificultando traçar o polígono característico de classe IV. Porém, seguindo o mesmo padrão determinado por Castagna foi traçado o polígono acima a reta de tendência do elipsóide (Figura 56).

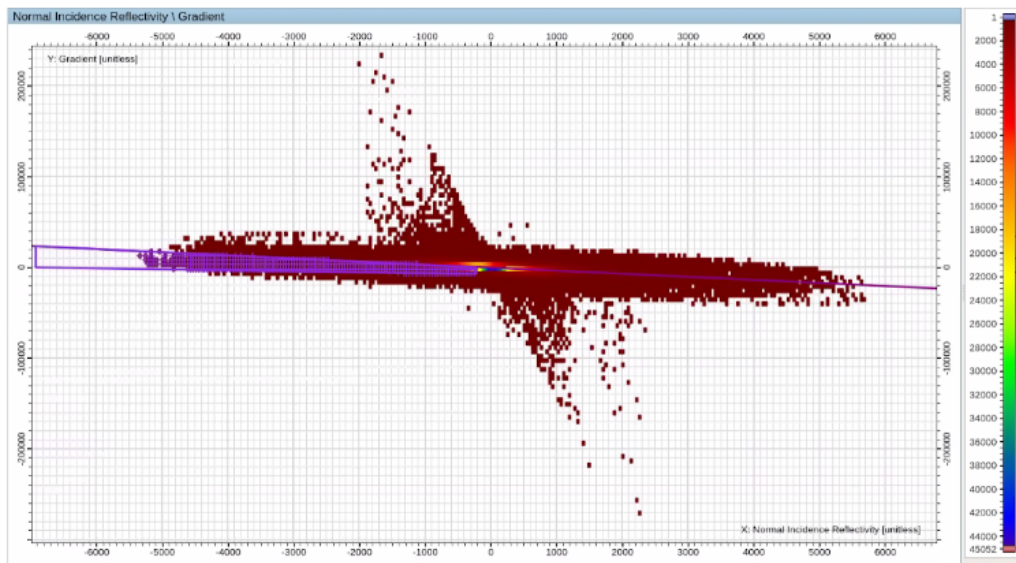


Figura 56 – Gráfico dos Atributos de Intercepto X Gradiente gerados a partir do *gather* CMP do Fluxo 3 com o polígono característico de classe IV traçado.

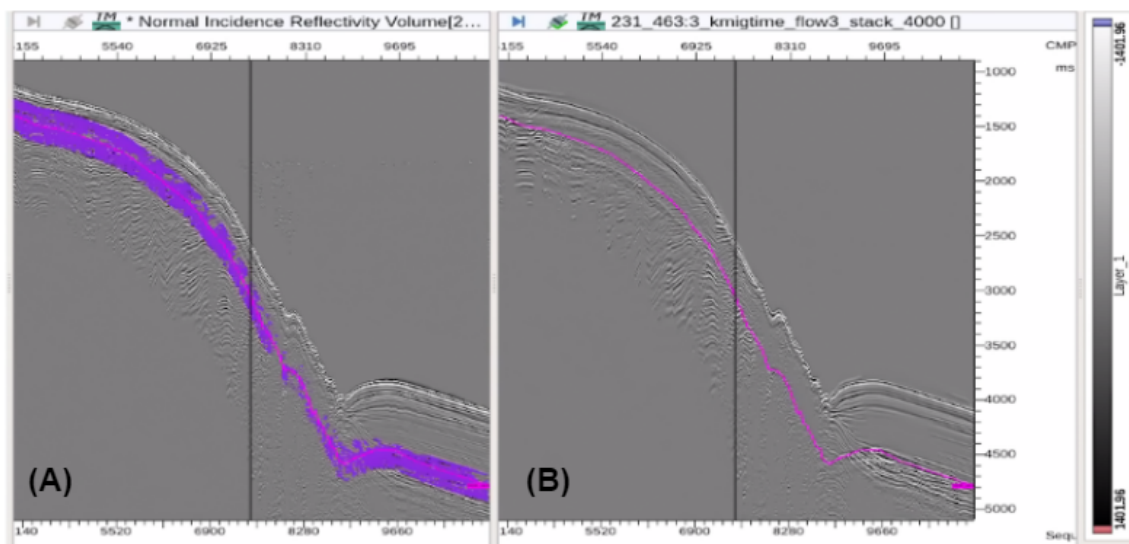


Figura 57 – A resposta em roxo dos pontos no gráfico de atributos correspondente a anomalia de classe IV em (a) a ocorrência ao longo do horizonte traçado em rosa (b) Dado sísmico pré-empilhado com processamento 3.

A resposta obtida a partir da delimitação do polígono de classe IV no dado

empilhado representado na Figura 57, seguindo a mesma abertura de 160 ms para cima e abaixo do horizonte traçado no BRS. Fica evidente que, não foi considerado a variação de amplitude real pois a resposta deste polígono considerou quase todas reflexões como classe IV.

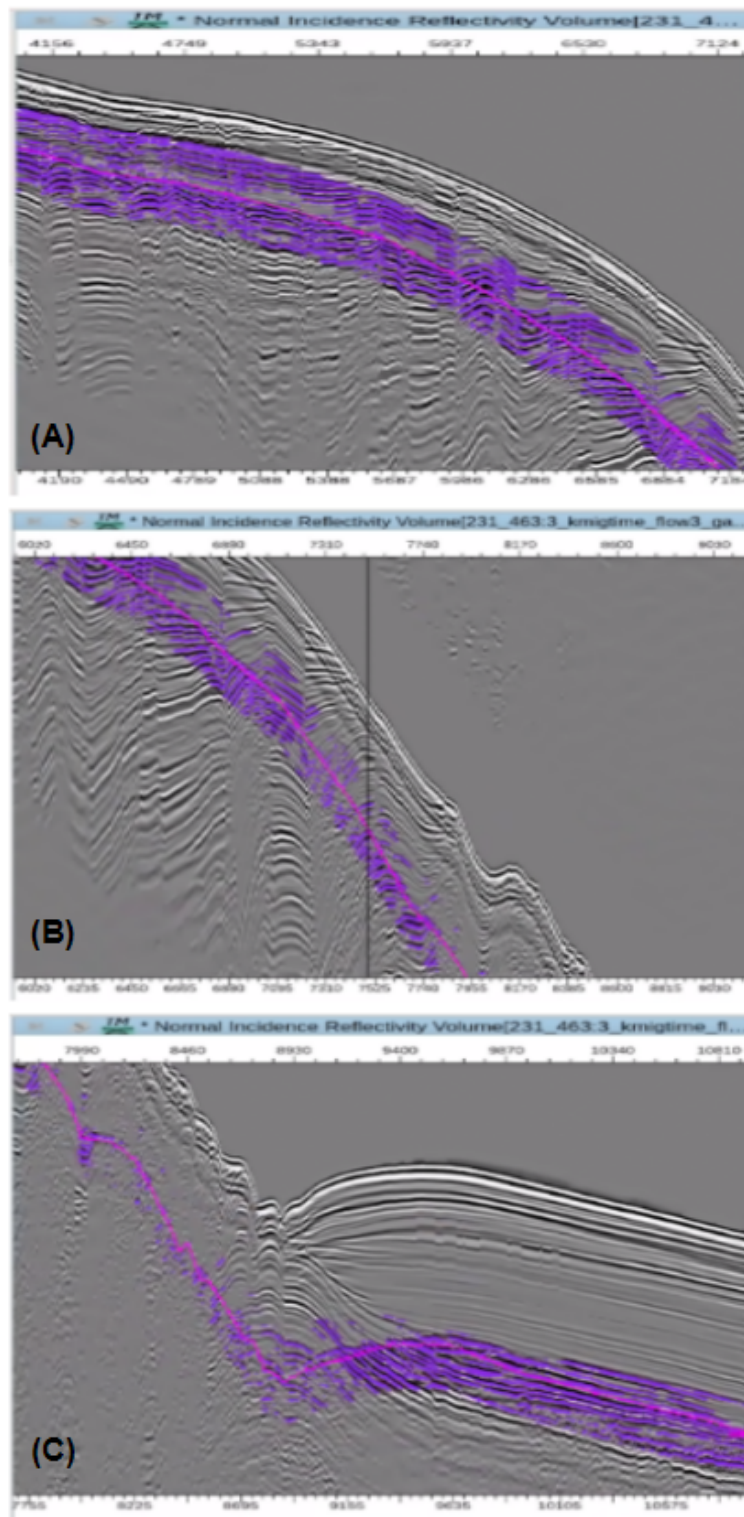


Figura 58 – Divisão da linha sísmica em três para visualização mais detalhada da resposta de ocorrência (em roxo) de anomalia de classe IV.

5.1.3.2 Curva AVO

Neste Fluxo de processamento com a aplicação do AGC também buscou analisar a coerência deste com os outros, foi feito no mesmo tempo de 3050 ms. Para geração da curva AVO também foram utilizadas as aproximações de AKi e Richards e Shuey. E a resposta obtida não foi uma anomalia de classe IV, a curva derivada não possui classificação AVO. Demonstrando a inapropriação da aplicação do AGC em um fluxo de processamento sísmico em que o intuito é realizar uma interpretação quantitativa AVO.

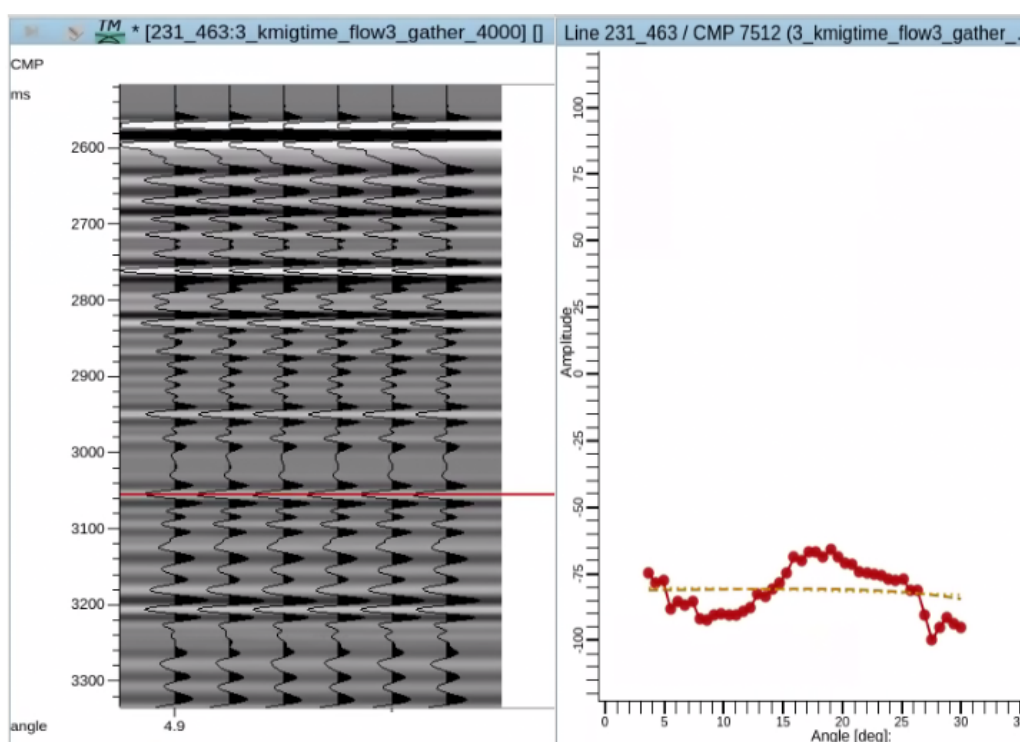


Figura 59 – Análise da Curva AVO no Gather CMP 5712 do Fluxo de processamento 3 no tempo 3050 ms gerando uma resposta que não corresponde a nenhuma classe de curva AVO.

5.1.4 Fluxo de Processamento Sísmico 4

Um experimento deste trabalho foi realizar uma análise AVO no fluxo de processamento sísmico representado na Figura 45, que possui o incremento da etapa de recuperação de Ganho denominada Correção da Absorção. Esta etapa visa recuperar a amplitude do sinal que foi absorvido ao longo da propagação e tratar o conteúdo de frequência do sinal. Assim como a etapa de divergência esférica não modifica a amplitude relativas do sinal.

Para produzir Correção da Absorção foi utilizado o módulo QAPP do ECHOS-PARADIGM, onde foi utilizado uma Função Q para estimar um valor de Q constante, a partir das escolhas dos parâmetros foi realizado a correção da atenuação inelástica na linha sísmica. A seguir às outras etapas do fluxograma, assim como nos outros processamentos e foi gerado um dado migrado kircchoff pré-empilhado em tempo.

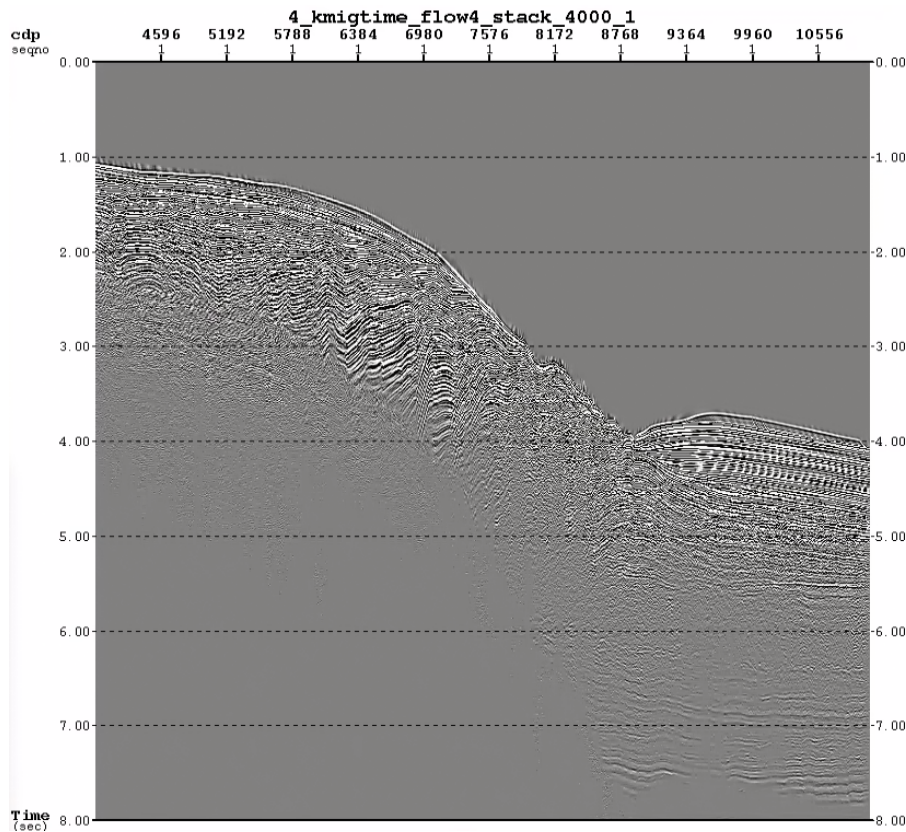


Figura 60 – Dado Migrado Kirchoff em Tempo (PSTM) seguindo o Fluxo de processamento sísmico 4.

5.1.4.1 Atributos AVO

Para a análise dos Atributos AVO, também foi gerado o gráfico destes representados no eixo X o Refletividade de Incidência Normal e no eixo Y o Gradiente. No qual foi delimitado um polígono correspondente à anomalia de classe IV na cor rosa seguindo os mesmos padrões das análises anteriores Figura 62.

A Figura 63 representa um empilhamento de um atributo AVO e ao lado o dado migrado pré-empilhado kirchhoff em tempo, e rosa a resposta do polígono traçado no gráfico de Refletividade de Incidência Normal versus Gradiente. As anomalias de

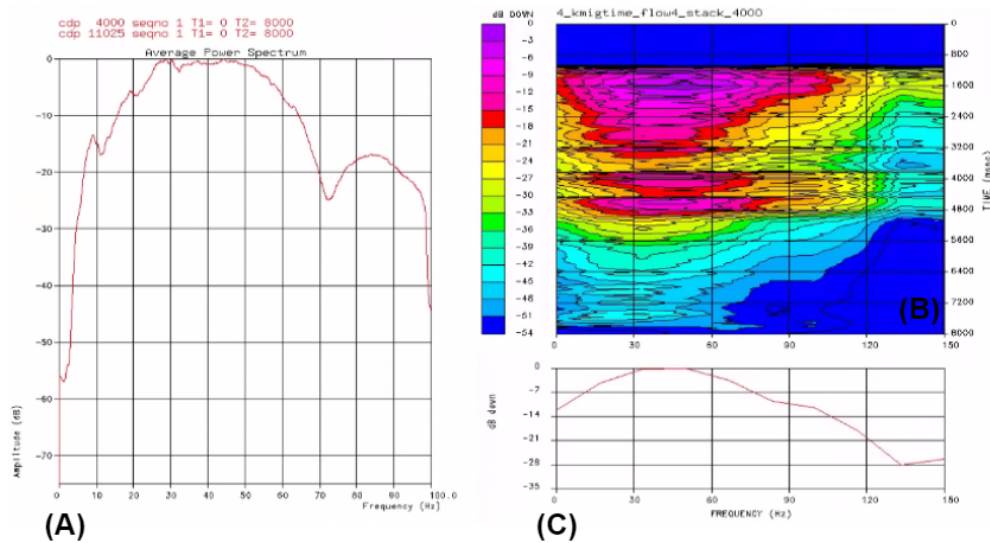


Figura 61 – (A) Análise Espectral da Amplitude X Frquência, (B) e (C) Análise em Tempo X Frequência, feitos no final do Fluxo de Processamento 4.

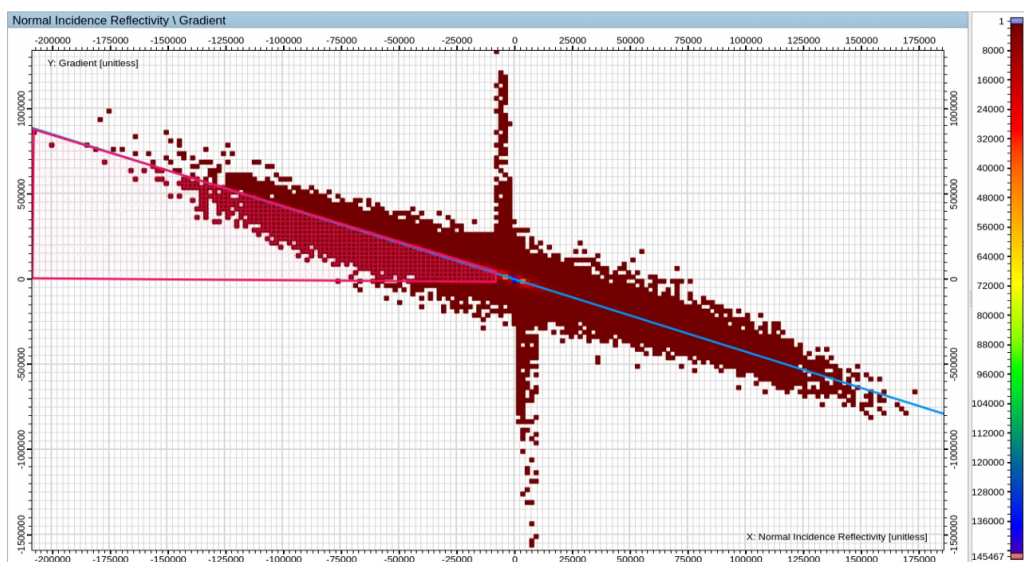


Figura 62 – Gráfico dos Atributos de Intercepto X Gradiente gerados a partir do Gather CMP do Fluxo 4 com o polígono característico de classe IV traçado.

classe IV e seu espalhamento ao longo do horizonte de interesse (em rosa) a partir da delimitação da janela de 160 ms.

O resultado apresentou coerência com o esperado e marcou determinados refletores como observamos na Figura 64, onde a linha sísmica foi dividida em 3 partes. A primeira parte caracteriza uma ocorrência maior de anomalias de classe IV, e uma diminuição gradual à medida em que a profundidade aumenta. Na região mais baixa da linha em 4000 ms se analisa a presença de anomalias de classe IV, ao longo de alguns refletores.

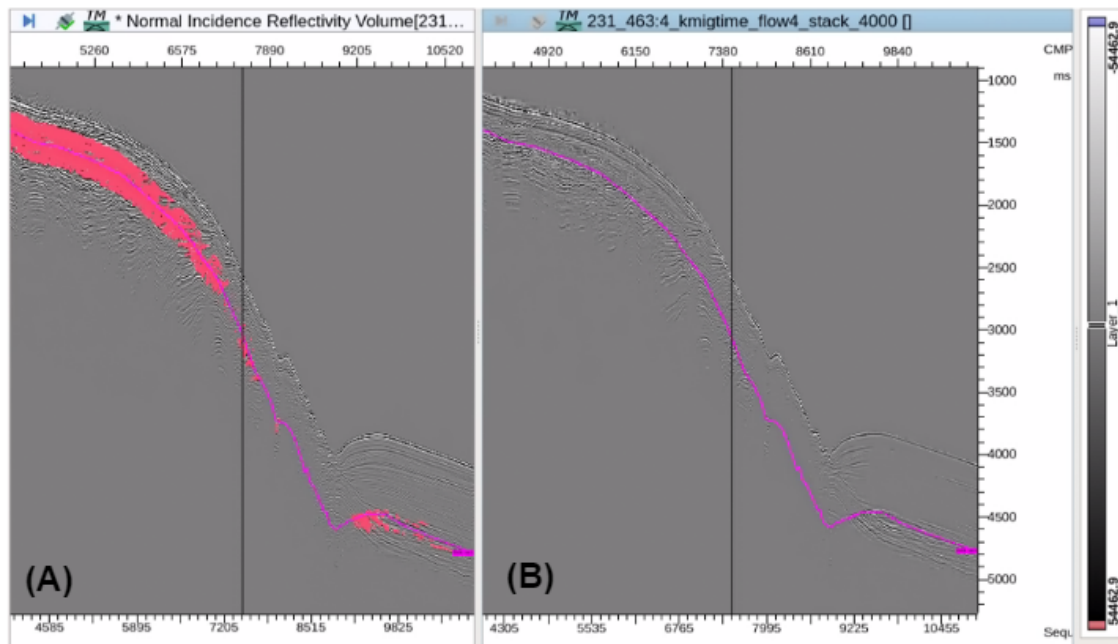


Figura 63 – A resposta em rosa dos pontos no gráfico de atributos correspondente a anomalia de classe IV em (a) a ocorrência ao longo do horizonte traçado em rosa (b) Dado sísmico pré-empilhado com processamento 4.

5.1.4.2 Curva AVO

Por fim a análise da curva AVO foi realizada para o fluxo de processamento 4, feito no mesmo horizonte correspondente a Base do Hidrato (BSR) como nos análises anteriores, por tanto foi selecionado o mesmo CMP e mesmo tempo de 3050 ms. Os parâmetros para a geração das curvas também foram as aproximações de AKi e Richards e Shuey. Foi computado uma curva de classe IV, representada na Figura 65.

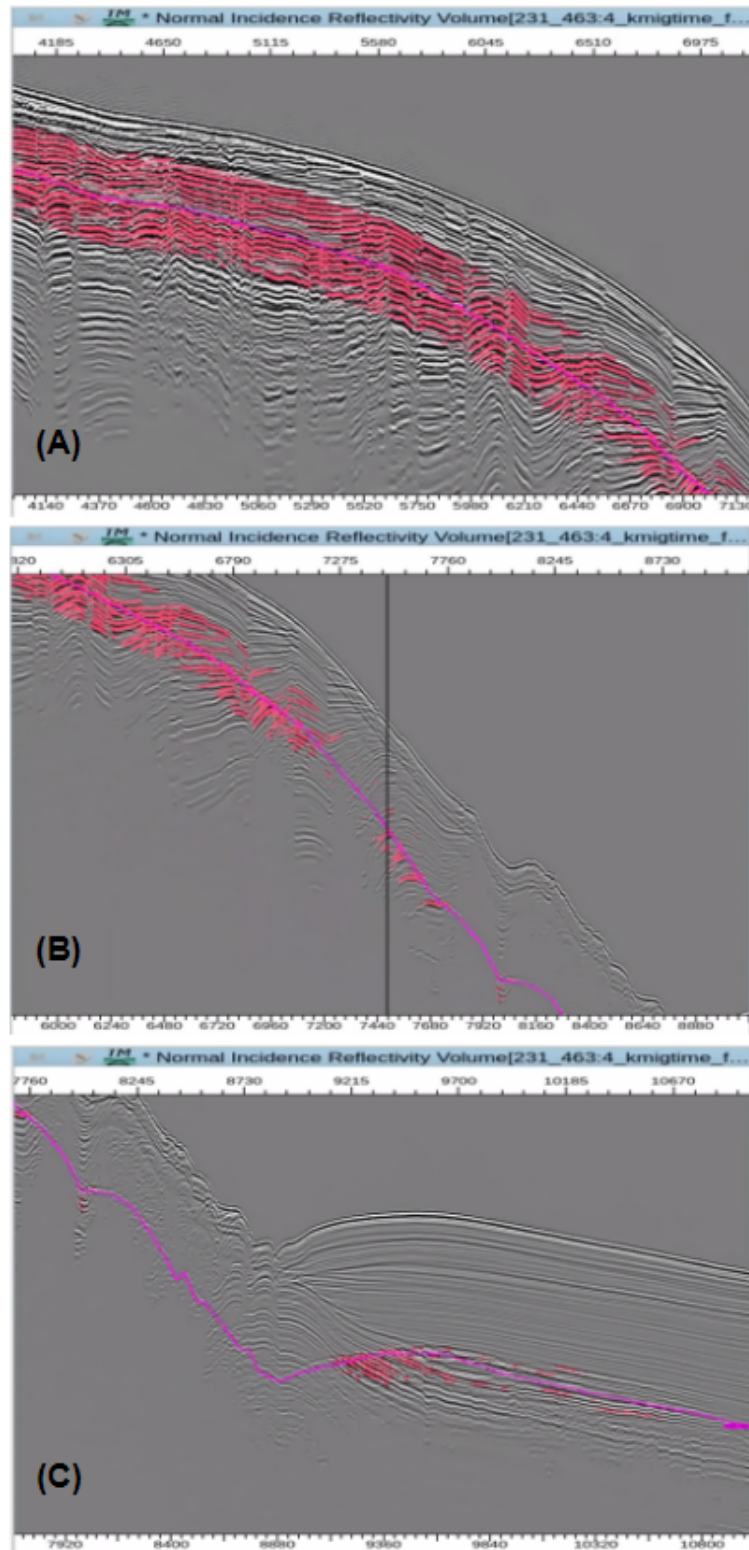


Figura 64 – Divisão da linha sísmica em três para visualização mais detalhada da resposta de ocorrência (em rosa) de anomalia de classe IV.

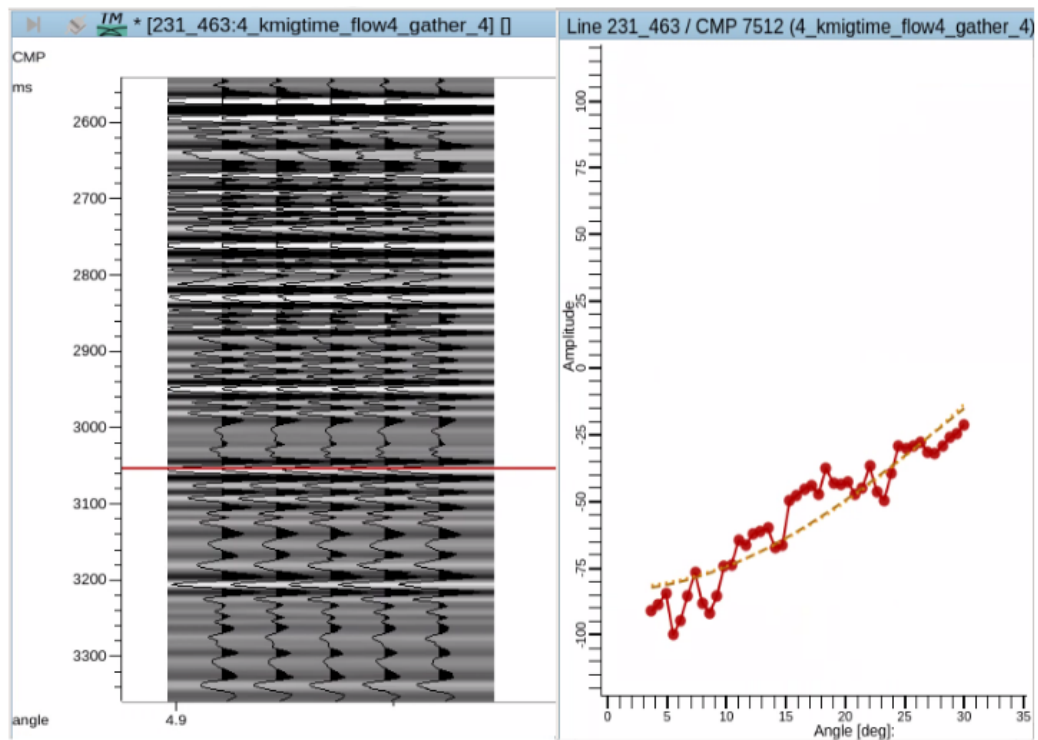


Figura 65 – Análise da Curva AVO no Gather CMP 5712 do Fluxo de processamento 4 no tempo 3050 ms gerando uma Curva de classe IV.

5.2 Comparações das Respostas de Análise AVO

Iniciaremos a comparação no CMP gathers migrado Kirchhoff em tempo de cada fluxo de processamento sísmico, nos quais foram desenvolvidos os Atributos e Curva AVO. Na figura 70 observamos os quatros dados CMP *gathers* migrado Kirchhoff em tempo, derivados dos Fluxos 1, 2, 3 e 4. Para a análise foi escolhido o tempo de 3050 ms e o CMP 5712, correspondente ao refletor sísmico da Base do Hidrato de Gás (BSR).

Quando comparamos, lado a lado, como ilustrado na Figura 66 visualizamos as distinções do mesmo refletor sísmico dos fluxos de processamento sísmico, se comparamos Fluxo 1 (a) e Fluxo 2 (b) vemos como este segundo, resulta em um contraste de impedância muito maior que o primeiro com uma variação de amplitude maior. Algo que não acontece, quando comparamos o Fluxo 1 (a) com o Fluxo 3 (b) onde há uma diminuição na variação da amplitude. Por fim, se observarmos Fluxo 4 (d) com o Fluxo 2 (b), não há uma distinção evidente, mas se observamos as amplitudes da wavelet vemos que são maiores do que as amplitudes Fluxo 1 (a).

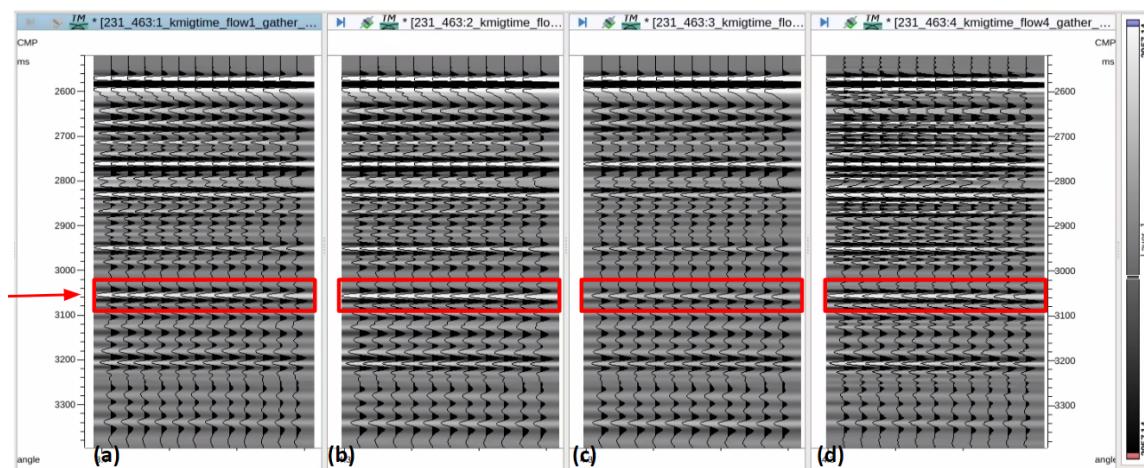


Figura 66 – Análise do CMP Gather 5712 para cada fluxo de processamento sísmico em 3050 ms sendo (a) Fluxo 1 , (b) Fluxo 2 , (c) Fluxo 3 e (d) Fluxo 4.

Investigaremos as quatro respostas de Curva AVO no tempo de 3050 ms do CMP 5712, o refletor sísmico correspondente ao BSR. Na figura 67 estão as respostas para os Fluxos 1, 2, 3 e 4. Como mencionado anteriormente, o hidrato de gás possui uma resposta característica de anomalia de classe IV, então essa é a resposta que buscamos encontrar quando analisamos a curva AVO. Sendo assim, podemos concluir que obteve-se o comportamento esperado exceto pelo Fluxo 3 (c) que não se obteve o

resultado de anomalia de classe IV. Este resultado, demonstra a importância da não fazer aplicação de nenhum tipo de ganho AGC ao longo do processamento sísmico quando o intuito é realizar uma interpretação quantitativa de análise AVO.

Observando a Figura 67 também podemos concluir que, mesmo apresentando a mesma classificação de anomalia de classe AVO, a sua inclinação pode variar de acordo com o fluxo de processamento adotado. Quando comparamos Fluxo 1 (a) e Fluxo 4 (d) há duas curvas com a mesma classificação porém diferentes entre si, a curva AVO do Fluxo 4 (d) apresenta maior variação de amplitude ao longo do ângulo de incidência maior do que quando compara o Fluxo 1 (a).

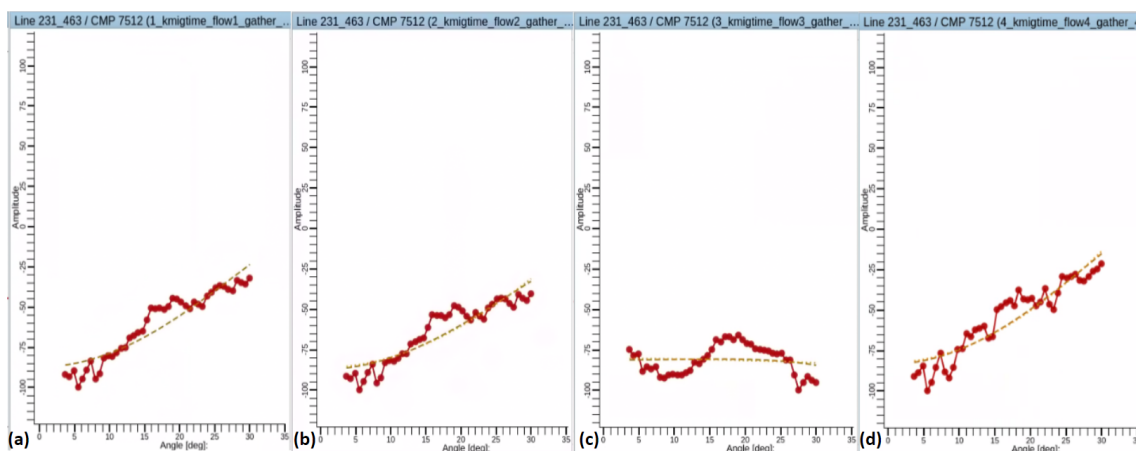


Figura 67 – Análise das resposta de curva AVO para cada fluxo de processamento sísmico sendo (a) Fluxo 1 , (b) Fluxo 2 , (c) Fluxo 3 e (d) Fluxo 4.

Para analisar as respostas dos Atributos AVO de Intercepto e Gradiente para os Fluxo 1,2,3 e 4 foram divididas essas respostas de anomalia de classe IV em três partes no o dado sísmico *stack* migrado Kirchhoff em tempo em tempo da linha 463, a primeira correspondendo a parte inicial mais próximo da plataforma , a segunda sendo à parte do meio da linha sísmica onde seria talude e a terceira a região mais funda da linha sísmica.

Começamos a análise da Figura 68, quando colocado lado a lado podemos visualizar como foi obtido diferentes respostas dos atributos AVO a partir dos distintos fluxograma de processamento sísmico. No Fluxo 1 as respostas marcadas em azul são bem menos aparentes que as respostas marcadas nos Fluxos 2, 3 e 4, demonstrando que a aplicação as etapas de recuperação de ganho no processamento sísmico interfere nas respostas dos atributos AVO.

E quando comparamos na Figura 68 o Fluxo 3 (c), derivado fluxograma com ganho

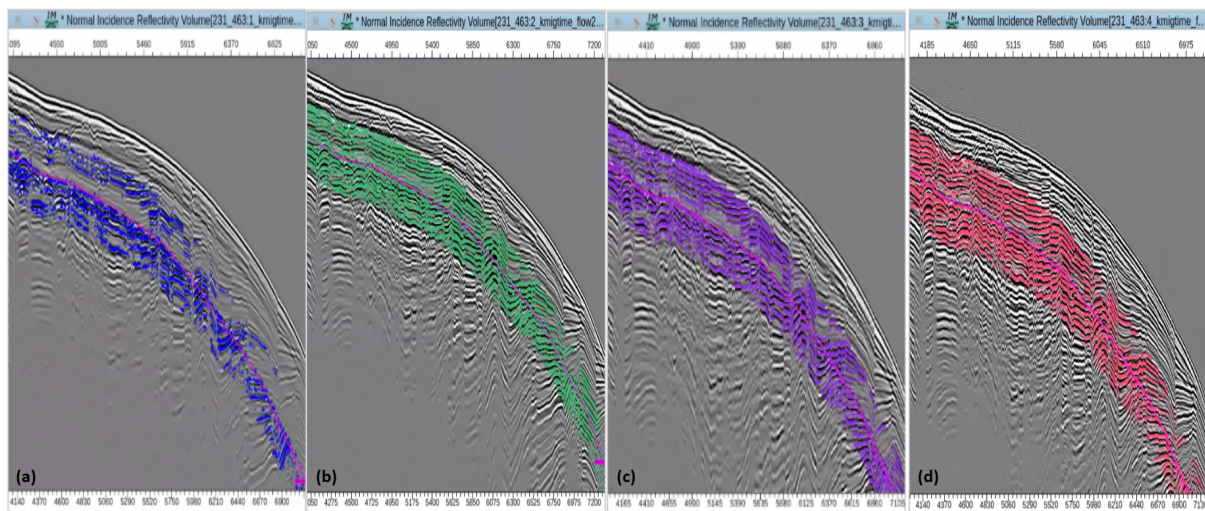


Figura 68 – Respostas dos Atributos AVO para a primeira parte da linha sísmica correspondente a anomalia de classe IV para cada fluxo de processamento sendo (a) Fluxo 1 , (b) Fluxo 2 , (c) Fluxo 3 e (d) Fluxo 4.

AGC com os outros resultados de resposta dos Atributos AVO, esse se distingue pelo fato de dois fatos: (1) A marcação das respostas nos refletores no dado empilhado não há uma limitação nos refletores sísmicos, por ter AGC as respostas não estão exatamente onde corresponde a anomalia de classe IV pois as amplitudes reais dos dados sísmico foram alteradas e (2) A classificação de anomalia de classe IV do Atributo AVO não corresponde ao resultado obtido com a curva AVO. Estas divergências de resultado ratificam o que já se conhece de biografias anteriores, que não se deve aplicar ganho AGC em um dado que pretende-se realizar interpretação quantitativa AVO.

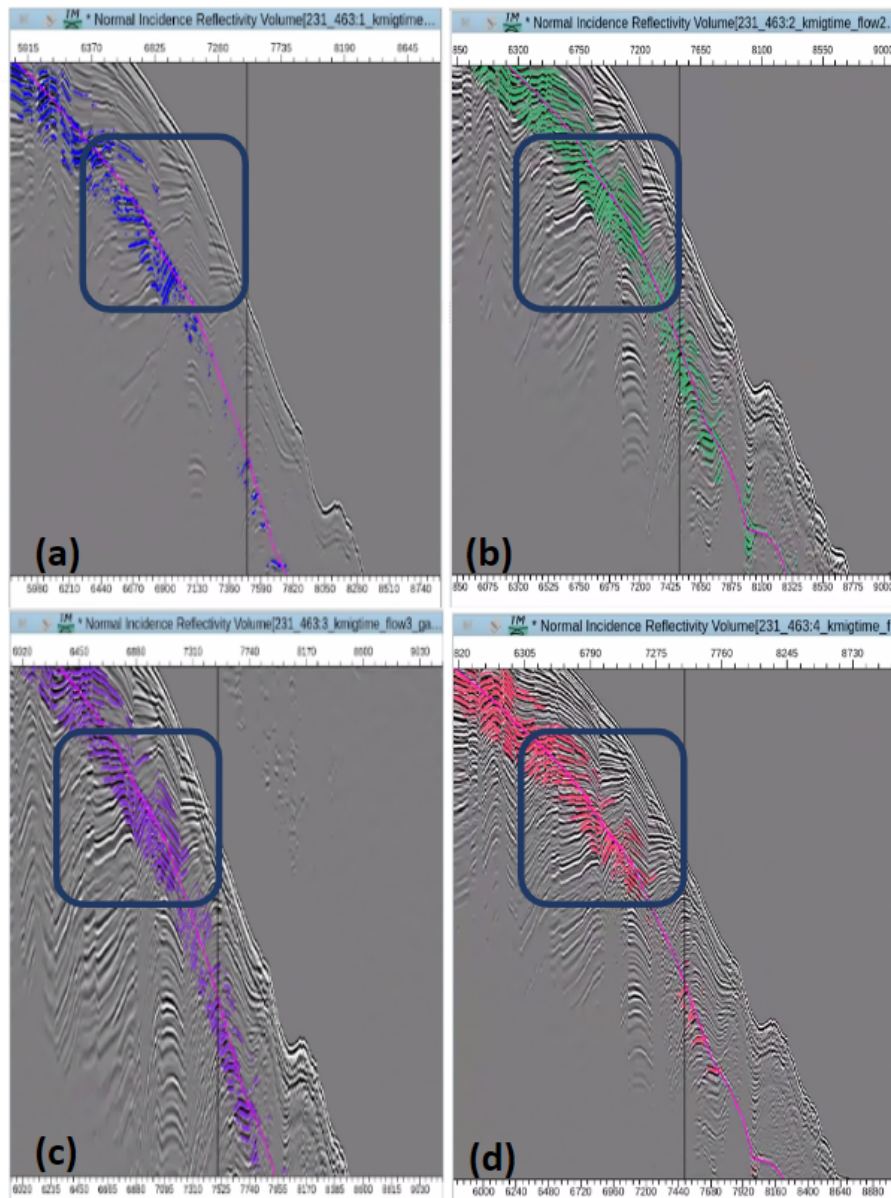


Figura 69 – Respostas dos Atributos AVO para a segunda parte da linha sísmica correspondente a anomalia de classe IV para cada fluxo de processamento sendo fluxo de processamento sendo (a) Fluxo 1 , (b) Fluxo 2 , (c) Fluxo 3 e (d) Fluxo 4.

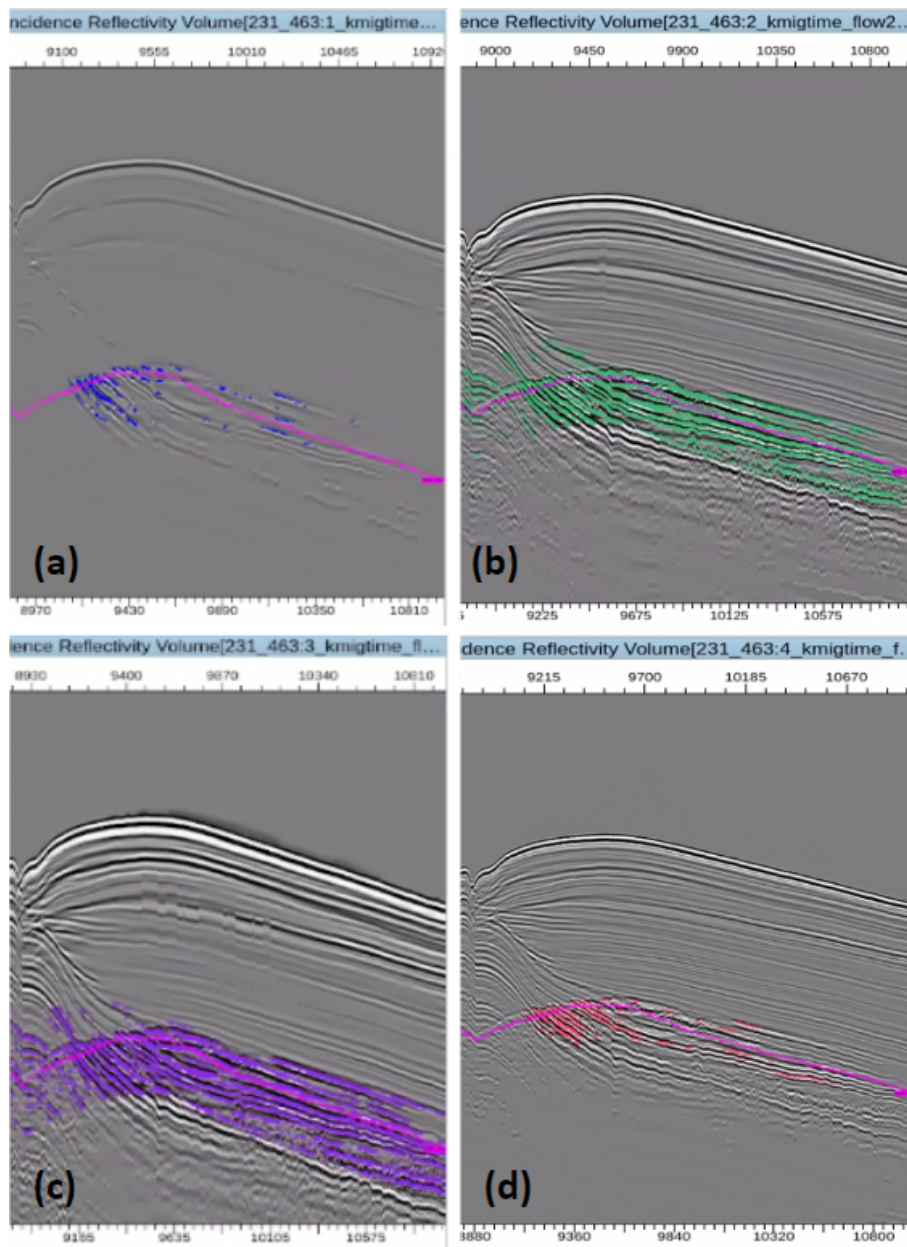


Figura 70 – Respostas dos Atributos AVO para a terceira parte da linha sísmica correspondente a anomalia de classe IV para cada fluxo de processamento sendo (a) Fluxo 1 , (b) Fluxo 2 , (c) Fluxo 3 e (d) Fluxo 4.

6 Conclusão

Ao longo do desenvolvimento deste trabalho, o principal objetivo foi realizar uma coerente análise AVO e identificar qual é a influência do processamento sísmico na interpretação quantitativa AVO. Para isso foi desenvolvido quatro fluxos de processamento sísmico, um primeiro fluxo de processamento com apenas etapas de atenuação de ruídos, e os três fluxos de processamento seguintes com o incremento de etapas de recuperação de ganho: compensação da divergência esférica, correção da absorção e aplicação do controle automático de ganho (AGC). A fim de investigar, como a Curva e os Atributos AVO se comportam para cada fluxo.

Realizando as comparações entre estes resultados, não só ficou evidente como o fluxo de processamento sísmico influencia nos resultados da análise AVO como também nas interpretações das suas respostas dos Atributos e da Curva AVO.

Tendo como primeiro passo desta investigação a realização para cada fluxograma de processamento sísmico uma análise AVO detalhada, iniciando pela obtenção dos resultados a partir dos Atributos AVO, sendo o Intercepto e Gradiente escolhidos para o desenvolvimento deste trabalho. Posteriormente, realizou-se a análise da curva AVO em um CMP *gather* na Base do Hidrato de Gás na Bacia de Pelotas.

Quando diz respeito aos Atributos AVO de Intercept e Gradiente, observamos como as respostas se distinguem para cada fluxos de processamento sísmico. Quando comparamos o fluxo 1 no qual há apenas etapas de atenuação de ruídos e os fluxos em que foi realizado as etapas de recuperação de ganho houve um aumento notório de incidência de anomalia de classe IV nos refletores sísmicos quando feito o incremento destas etapas.

Quando comparamos o fluxograma com ganho AGC com os outros resultados de resposta dos Atributos AVO, esse se distingue. Pois neste a marcação das respostas nos refletores no dado empilhado não há uma limitação nos refletores sísmicos, por (1) ter ganho AGC as respostas não estão exatamente onde corresponde a anomalia de classe IV pois as amplitudes reais dos dados sísmico foram alteradas e (2) a classificação de anomalia de classe IV do Atributo AVO não corresponde ao resultado

obtido com a curva AVO. Estas divergências de resultado evidenciam, mais uma vez neste estudo que, não se deve aplicar ganho AGC em um dado que pretende-se realizar interpretação quantitativa AVO.

Para a análise da Curva AVO podemos concluir que obteve-se um comportamento esperado de anomalia de classe IV para todos os fluxos de processamento sísmico exceto para o fluxo em que foi aplicado de ganho AGC em que não houve caracterização de nenhuma classificação de anomalia AVO.

Como continuidade deste estudo científico, a fim de encontrar mais evidências que corroboram estas afirmações sugere-se que novas ferramentas de exploração para interpretação quantitativa AVO como a geração de novos Atributos AVO. E também a investigação em linhas sísmicas próximas a esta na Bacia de Pelotas com o intuito de consolidar os resultados obtidos neste estudo.

Referências

- AKI, K.; RICHARDS, P. G. *Quantitative seismology*. [S.l.: s.n.], 2002.
- ALLEN, J. L.; PEDDY, C. P. An early avo success. In: *Amplitude Variation with Offset: Gulf Coast Case Studies*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 1993. p. 109–116.
- BARTOLO, L. D. Propagacao de ondas aplicadas ao mapeamento geologico: formulação acustica. *Revista Brasileira de Ensino de Física*, v. 43, 01 2021.
- BELEM, U. *As características particulares do processamento sísmico em ambiente marinho e terrestre*. 66 f. Monografia (Monography) — Universidade Federal Fluminense, Niteroi, 2022.
- CASTAGNA, J. P.; SWAN, H. W. Principles of avo crossplotting. *The leading edge*, Society of Exploration Geophysicists, v. 16, n. 4, p. 337–344, 1997.
- CHONG, Z. R. et al. Review of natural gas hydrates as an energy resource: Prospects and challenges. *Applied energy*, Elsevier, v. 162, p. 1633–1652, 2016.
- CORREA, J. C. O reprocessamento sísmico, com ênfase na sua contribuição para o conhecimento das bacias brasileiras. In: SOCIETY OF EXPLORATION GEOPHYSICISTS AND BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY. *10th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF 2007, Rio de Janeiro, Brazil, 19-23 November 2007*. [S.l.], 2007. p. 1466–1471.
- DONDURUR, D. *Acquisition and processing of marine seismic data*. [S.l.]: Elsevier, 2018.
- DONDURUR, D.; KARSLI, H. Swell noise suppression by wiener prediction filter. *Journal of Applied Geophysics*, Elsevier, v. 80, p. 91–100, 2012.
- ELBOTH, T.; GEOTEAM, F.; HERMANSEN, D. Attenuation of noise in marine seismic data. In: ONEPETRO. *2009 SEG Annual Meeting*. [S.l.], 2009.
- ELIONARDO, P. Analise de atributos avo e fisica de rochas aplicados na identificacao e caracterizacao de hidratos de gas na bacia de pelotas. *Trabalho de Conclusao de Curso em Geofisica*, 2011.
- FONTANA, R. L. Evidencias geofisicas da presenca de hidratos de gas na bacia de pelotas brasil. In: EUROPEAN ASSOCIATION OF GEOSCIENTISTS ENGINEERS. *1st International Congress of the Brazilian Geophysical Society*. [S.l.], 1989. p. cp–317.
- GADALLAH, M. R.; FISHER, R. *Exploration geophysics*. [S.l.]: Springer Science e Business Media, 2008.
- GALVIS, I. S. et al. Simulation of surface seismic waves propagation by 2d finite-difference elastic wave modeling in the presence of complex surface topography. In: . [S.l.: s.n.], 2017.

- GLOSSARY, S. O. Oilfield glossary. Obtenido de Oilfield Glossary, 2020.
- HOU, J. et al. Pressure-transient behavior in class iii hydrate reservoirs. *Energy*, Elsevier, v. 170, p. 391–402, 2019.
- JR, E. D. S.; KOH, C. A. Clathrate hydrates of natural gases. CRC press, 2007.
- KARSLI, H.; DONDURUR, D. A mean-based filter to remove power line harmonic noise from seismic reflection data. *Journal of applied geophysics*, Elsevier, v. 153, p. 90–99, 2018.
- KEAREY, P. *The Encyclopedia of the solid earth sciences*. [S.l.]: John Wiley e Sons, 2009.
- KNOTT, C. G. The new seismology. Taylor e Francis Group, 1899.
- LOBO, J. Petrogenese das rochas basálticas do eocretáceo das bacias de campos e pelotas e implicações na geodinâmica de rifteamento do gondwana ocidental. *Tese (doutorado)*, Society of Exploration Geophysicists, 2007.
- NUNES, B. I. de C. et al. Estimating quality factor from surface seismic data: A comparison of current approaches. *Journal of Applied Geophysics*, Elsevier, v. 75, n. 2, p. 161–170, 2011.
- OJHA, M.; SAIN, K. Seismic attributes for identifying gas-hydrates and free-gas zones: application to the makran accretionary prism. *Episodes Journal of International Geoscience*, International Union of Geological Sciences, v. 32, n. 4, p. 264–270, 2009.
- OSTRANDER. Plane-wave reflection coefficients for gas sands at normal angles of incidence. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 49, n. 10, p. 1637–1648, 1984.
- PARKES, G.; HEGNA, S. A marine seismic acquisition system that provides a full ghost free solution. In: ONEPETRO. *2011 SEG Annual Meeting*. [S.l.], 2011.
- ROSA, I. M. Modelo sedimentar do cone de rio grande. *Pesquisas em Geociências*, v. 16, n. 16, p. 91–189, 1984.
- RUSSELL, B. H.; GRAY, D.; HAMPSON, D. P. Linearized avo and poroelasticity. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 76, n. 3, p. C19–C29, 2011.
- RUTHERFORD, S. R.; WILLIAMS, R. H. Amplitude-versus-offset variations in gas sands. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 54, n. 6, p. 680–688, 1989.
- SAD, A. R. E.; SILVEIRA, D. P.; MACHADO, M. A. P. Hidratos de gas marinhos: A mega ocorrência da bacia de pelotas brasil. In: EUROPEAN ASSOCIATION OF GEOSCIENTISTS ENGINEERS. *5th International Congress of the Brazilian Geophysical Society*. [S.l.], 1997. p. cp–299.
- SCHNEIDER, W. A. Integral formulation for migration in two and three dimensions. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 43, n. 1, p. 49–76, 1978.
- SHERIFF, R. E.; GELDART, L. P. *Exploration seismology*. [S.l.]: Cambridge university press, 1995.

SHUEY, R. A simplification of the Zoeppritz equations. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 50, n. 4, p. 609–614, 1985.

SIMM, R.; BACON, M.; BACON, M. *Seismic amplitude: An interpreters handbook*. [S.l.]: Cambridge University Press, 2014.

WANG, Y. A stable and efficient approach of inverse q filtering. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 67, n. 2, p. 657–663, 2002.

YILMAZ, Ö. *Seismic data analysis*. [S.l.]: Society of exploration geophysicists Tulsa, 2001. v. 1.

ZOEPPRITZ, K. Vii reflexion und durchgang seismischer wellen durch unstetigkeitsfl. *Nachrichten von der Gesellschaft der Wissenschaften zu Gottingen, Mathematisch-Physikalische Klasse*, v. 1919, p. 66–84, 1919.