



**UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA  
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA**

**Controle de Qualidade do AVO Durante Etapas do Processamento Sísmico**

**Diego de Castro Rodrigues**

**Niterói – RJ**

**2017**

DIEGO DE CASTRO RODRIGUES

Controle de Qualidade do AVO Durante Etapas do Processamento Sísmico

Trabalho de Conclusão de Curso  
submetido ao Curso de Graduação em  
Geofísica da Universidade Federal  
Fluminense, como requisito final para  
obtenção do título de Bacharel em  
Geofísica.

ORIENTADOR: Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos

Niterói – RJ

2017

DIEGO DE CASTRO RODRIGUES

Controle de Qualidade do AVO Durante Etapas do Processamento Sísmico

BANCA EXAMINADORA

---

Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos (LAGEMAR/UFF)

---

Prof. Dr. Antonio Fernando M. Freire (LAGEMAR/UFF)

---

Prof. Dr. Luiz Alberto Santos (LAGEMAR/UFF)

Niterói – RJ

2017

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço aos professores da Universidade Federal Fluminense, que durante toda a graduação foram bastante atenciosos, sempre me proporcionando as melhores condições de aprendizado.

Aos meus familiares que fizeram o possível e o impossível para que eu pudesse chegar até aqui. Em especial ao meu filho Nicolas, fonte de força e motivação para vencer qualquer obstáculo da vida a cada dia, e aos meus pais e a Carla Luz, mãe do meu filho, que sempre me apoiaram em qualquer escolha que fiz para minha vida.

Aos meus amigos que me acompanharam durante esses cinco anos e que, sem dúvida alguma, tornaram os dias muito mais prazerosos. Prefiro não citar nomes, porque assim, não cometo a injustiça de esquecer alguém.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos, que sempre me acompanhou em diversas etapas da minha graduação, lecionando, orientando e oferecendo novas oportunidades de aprendizado acadêmico e profissional. Assim como a todos os demais professores do Departamento de Geologia e Geofísica da UFF, que também foram imprescindíveis para minha formação.

A todos os integrantes do Grupo de Imageamento Sísmico e Inversão Sísmica (GISIS), que me transmitiram experiências e aprendizados que ajudaram na evolução do meu conhecimento.

Aos demais profissionais e funcionários do Departamento de Geologia e Geofísica da UFF, assim como do próprio Instituto de Geociências, que de alguma forma, desde a mais simples possível, possam ter me ajudado e/ou

influenciado para que eu pudesse concluir essa etapa da minha trajetória profissional.

Agradeço também a empresa CGG RIO, pela solicitude e todo suporte, tanto técnico quanto material e profissional, sem o qual não teria concluído este trabalho com tanto apreço, resultados e aprendizado. Em particular ao Supervisor Geofísico, Anderson Cavalcante, aos demais superiores da CGG RIO e a equipe do RH, pela oportunidade do ingresso e participação do período de estágio na empresa, o qual foi muito frutífero para o meu desenvolvimento profissional e pessoal.

Aos meus superiores diretos: Fabien Marpeau, da equipe de Interpretação Sísmica; e Diego Carotti, Gregory Culianez e Walter Marques, da Equipe de Processamento, pelo zelo e transmissão de conhecimento da parte de todos. Assim como aos demais membros de ambas as equipes: Adriano Martinez, Artur Grover, Denis Ferreira, Guilherme Welter, Julie Verbeke, Marlon Cabrera, Rafaela Lima, Vanessa Souza e Victor Gorevoy, por suas amizades e troca de experiências profissionais. Em especial, mas sem demérito dos anteriormente citados, a Ariane Souza, Igor Morgado e Luiz Cypriano, pelo imenso zelo, paciência, atenção e por suas ativas contribuições para esse trabalho, assim como para com minhas atividades do estágio.

E aos demais profissionais e funcionários da CGG, por ter sido tão bem recebido e por todo carinho, experiências e amizades, que espero levar para minha vida.

## **RESUMO**

O local de estudo deste trabalho compõe um bloco *Offshore* da Bacia Brasileira de Campos e apresenta uma geologia um tanto interessante quanto complexa, incluindo uma espessa estrutura de "casco de tartaruga" (*"turtle-back"*) com flancos íngremes, carbonatos diretamente interligados à camada de sal e intrusões vulcânicas. A metodologia consistiu na execução de um fluxo de processamento pós-migração e na realização de um Controle de Qualidade AVO a cada etapa do mesmo através da extração de um Modelo AVO a partir da Sísmica e das medidas da correlação entre esta e o modelo sintético. Dois horizontes com características AVO distintas foram selecionados para o estudo, no intuito de avaliar qualquer peculiaridade no comportamento AVO de cada um à um mesmo *step* do processamento. A análise do gráfico da *Amplitude Versus Offset* mostrou o efeito direto de cada etapa do processamento nas características da curva AVO. E pelas estatísticas foi possível quantificar a melhora ou degradação do AVO e outros indicadores de qualidade à medida que o processamento foi avançando. Os processos de *RMO* e *Demultiple* apresentaram melhoras estatísticas consideráveis desde a saída da Migração e a Compensação Q mostrou-se bastante incisiva e/ou contrastante com os demais processos do fluxo de tratamento do dado.

## *AVO Quality Control During Seismic Processing Steps*

### **ABSTRACT**

The study site of this work comprises an Offshore block of the Campos Basin and presents a rather interesting and complex geology, including a thick "turtle-back" structure with steep flanks, carbonates directly interconnected to the salt layer and volcanic intrusions. The methodology consisted of the execution of a post-migration processing flow and the accomplishment of an AVO Quality Control at each stage of the process through the extraction of an AVO Model from Seismic and the measures of the correlation between this and the synthetic model. Two horizons with distinct AVO characteristics were selected for the study, in order to evaluate any peculiarities in the AVO behavior of each one to the same processing step. Analysis of the Amplitude Versus Offset graph showed the direct effect of each processing step on the characteristics of the AVO curve. And by statistics it was possible to quantify the improvement or degradation of the AVO and other quality indicators as the processing progressed. The RMO and Demultiple processes presented significant statistical improvements since the migration, and the Q Compensation proved to be quite incisive and/or contrasting with the other processes of the treatment flow of the data.

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b>	9
1.1 CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA .....	10
1.2 OBJETIVOS .....	12
1.3 ÁREA DE ESTUDO .....	13
<b>2 BASES TEÓRICAS</b>	16
2.1 ELEMENTOS DA PROPAGAÇÃO DE ONDAS .....	16
2.1.1 Tensão e Deformação .....	17
2.1.2 Ondas de Corpo .....	20
2.1.3 Física das Rochas .....	22
2.2 ANÁLISE DA VARIAÇÃO DE AMPLITUDE COM OFFSET (AVO) .....	25
2.2.1 Reflexão e Refração de Raios Oblíquos (Lei de Snell) .....	25
2.2.2 Equação da Técnica AVO (Coeficiente de Reflexão) .....	27
2.2.3 O Padrão AVO .....	29
2.2.4. Classificação AVO & <i>Cross Plotting</i> .....	30
2.2.5 Possíveis Efeitos do Processamento no Padrão AVO .....	33
<b>3 METODOLOGIA</b>	38

3.1 O DADO SÍSMICO E O MODELO DE VELOCIDADE .....	39
3.2 ETAPAS DO PROCESSAMENTO .....	43
3.2.1 Computação do Tempo de Trânsito e Migração .....	43
3.2.2 <i>Residual Moveout</i> (RMO) .....	46
3.2.3 <i>Demultiple</i> (Radon) .....	47
3.2.4 Compensação Q .....	49
3.3 CONTROLE DE QUALIDADE AVO .....	51
3.3.1 Ajuste AVO e Extração do Modelo AVO a partir da Sísmica .....	52
3.3.2 Medidas da Correlação entre o Modelo e o Dado Sísmico .....	53
<b>4 RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	<b>57</b>
4.1.1 Resultados das Etapas do Processamento .....	57
4.1.2 Resultados do AVO QC .....	65
4.1.2.1 AVO .....	66
4.1.2.2 AVA .....	74
4.1.2.3 Estatísticas .....	79
4.1.2.4 <i>Plot Cruzado do Intercept vs Gradiente</i> .....	109
<b>5 CONCLUSÕES</b> .....	<b>112</b>
<b>6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	<b>114</b>

## LISTA DE FIGURAS

1	Uma linha sísmica processada por seis empreiteiros diferentes demonstrado como as diferenças implementacionais nos algoritmos de processamento e nas habilidades de análise do processador podem influenciar os resultados do processamento. Fonte: Yilmaz, 1987.....	12
2	Diagrama estratigráfico da Bacia de Campos. Fonte: Winter et al., 2007, apud Bastos, 2015 .....	15
3	Componentes de tensão que atuam sobre um volume infinitesimalmente pequeno que circunda um ponto dentro de um sólido elástico. Fonte: Yilmaz, 1987.....	17
4	Curva tensão-deformação para um corpo sólido. Fonte: Kearey, 2009.	18
5	Módulo de Young. Fonte: Kearey, 2009.....	18
6	Módulo de bulk. Fonte: Kearey, 2009.....	19
7	Módulo de rigidez. Fonte: Kearey, 2009.....	19
8	Módulo axial. Fonte: Kearey, 2009.....	20

9	Deformação elástica e movimento de partículas do terreno associados à passagem de ondas P. Fonte: Kearey, 2009.....	21
10	Deformação elástica e movimento de partículas do terreno associados à passagem de ondas S. Fonte: Kearey, 2009.....	21
11	Variações na velocidade de onda-P com vários tipos de rocha com diferentes densidades. Fonte: Gardner et al., 1974 .....	23
12	Varição da relação de velocidade em relação ao (a) conteúdo de folhelho e (b) conteúdo de argila. Fonte: Miller e Stewart, 1999 .....	24
13	Reflexões e transmissões em uma única interface entre dois meios elásticos para uma onda P incidente, PP (i). Haverá tanto uma onda P refletida, PP (r), e uma onda P transmitida, PP (t). Também existem conversões de onda em ângulos de incidência diferentes de zero; e assim será produzida uma onda S refletida, PS (r) e uma onda S transmitida, PS (t). Fonte: Avseth et al, 2005 .....	26
14	Um <i>CMP gather</i> corrigido para <i>normal moveout</i> (NMO) com um evento de reflexão a 1,25 s que exhibe variações de amplitude com offset. Fonte: Yilmaz, 1987.....	29
15	(a) Coeficientes de reflexão da onda P de Zoeppritz para uma interface de folhelho e areia com gás para uma gama de R0 valores. Fonte: Rutherford and Williams, 1989. (b) Superposição de um exemplo de uma areia com gás de Classe IV sobre a figura a. Fonte: Castagna e Backus, 1997.....	31
16	Relação entre o <i>intercept</i> (A) e o <i>gradiente</i> (B) para rochas clásticas saturadas de salmoura em um intervalo de profundidade limitado em uma localidade particular. Fonte: Castagna e Backus, 1997.....	32

17	<i>Cross-plot</i> de AVO dos arenitos com hidrocarbonetos cobertos pelo xisto classificados de acordo com sua localização no plano A-B. Fonte: Castagna and Swan, 1997.....	32
18	<i>Offset Gather</i> criada por uma migração <i>common offset</i> . A linha vermelha marca a localização da resposta AVO apresentada na Figura 19. Fonte: Canning & Malkin, 2008 .....	34
19	Assinatura AVO para a calha vermelha marcada em a. O AVO medido tem um falso decaimento acentuado com deslocamento causado pelo alongamento. Fonte: Canning & Malkin, 2008 .....	34
20	Efeitos do ruído aleatório na extração de AVO para reflexões P e S. O ruído tem pouco efeito sobre a reflectividade em P, mas os efeitos são evidentes na reflectividade de S no nível do reservatório. Fonte: Yongyi Li et al., 2007.....	34
21	Efeito da anisotropia na resposta AVO. Fonte: Downton et al., 2000 .....	35
22	(a) Near offset stack obtido por processamento anisotrópico de um modelo sintético de 3 camadas com 10% de anisotropia na parte central da segunda camada. (b) Near offset stack para o mesmo modelo, porém obtido por processamento sem anisotropia. Fonte: Chen & Castagna, 2000 .....	36
23	O efeito da filtragem Q inversa. (a) Um CMP gather sintético com três reflexões. (b) Valores do fator Q extraídos. Duas camadas estimadas. (c) Resultado da compensação de absorção. Fonte: Zhang and Ulrych, 2002 .....	37
24	Fluxograma simplificado das etapas do processamento pós-migração..	38
25	Área de pesquisa na Bacia de Campos, offshore Brasil. Fonte: Alteradado de < <a href="http://www.petrobras.com.br/fatos-e-dados/">http://www.petrobras.com.br/fatos-e-dados/</a> >, 2015.....	40

26	<i>Crossline</i> da sísmica pós-migração mostrando toda a complexidade geológica do dado com falhas, carbonatos e a estrutura de “casco de tartaruga” (no centro).....	40
27	(a) <i>Crossline</i> do Modelo de Velocidade Isotrópico. (b) Modelo de Velocidade Isotrópico sobreposto a Sísmica.....	41
28	Mesma <i>crossline</i> da figura 28 com os horizontes sobrepostos.....	42
29	Princípios de migração: o segmento de reflexão C'D' na seção de tempo como em (a), quando migrado, é movido para cima do mergulho, acentuado, encurtado e mapeado em sua verdadeira localização CD subterrânea como em (b). Fonte: Adaptado de Yilmaz, 1987.....	43
30	Um <i>CMP stack</i> (a) antes e (b) após a migração. A migração desata os laços de “gravata borboleta” na seção empilhada e os transforma em sinclinais. Fonte: Yilmaz, 1987.....	44
31	Exemplo ilustrativo dos contornos do tempo de viagem derivados do rastreamento de raios através do modelo de velocidade-profundidade especificado. Fonte: Yilmaz, 1987.....	45
32	Um conjunto de eventos de reflexão numa família <i>CMP</i> é corrigido para o NMO, usando-se um intervalo de valores de velocidade. A velocidade de empilhamento é aquela que produz um pico no espectro cruzado dos eventos empilhados, ou seja, a velocidade que melhor remove o NMO. Fonte: Kearey et al., 2009 .....	46
33	(a) Um conjunto de imagens associado à seção de migração de profundidade; (b) espectro de movimento residual calculado a partir de (a); (c) a imagem em (a) após a correção de <i>residual moveout</i> (RMO). Fonte: Yilmaz, 1987.....	47

34	Tipos de reflexão múltipla. Fonte: Kearey et al., 2009 .....	48
35	A periodicidade das múltiplas ao longo do traçado radial OG. E a chegada refratada (R), o ruído linear (G), as primárias (P1 e P2) e múltiplas (M1 e M2) mapeados nos empilhamento de inclinação (centro) e velocidade (direita). Podemos usar a periodicidade para prever e atenuar múltiplas no domínio da transformada (triângulos vermelhos). Fonte: Adaptado de Yilmaz, 1987.....	48
36	Alteração progressiva da forma de um pulso curto original durante sua propagação através do solo, devido aos efeitos de absorção. Fonte: Kearey, 2009 .....	49
37	Uma seção sísmica empilhada antes (esquerda) e depois (direita) da filtragem Q inversa. Fonte: Adaptado de Chen et all, 2013 .....	51
38	(a) Resposta AVO num <i>offset gather</i> . (b) A transformação de (a) na resposta AVA (amplitude <i>versus</i> ângulo) para um <i>angle gather</i> equivalente. Fonte: Russell e Hampson, 2004 .....	51
39	Exemplo de amplitudes sísmicas sendo colhidas dos conjuntos prestack e então ajustadas ao modelo de dados pela aproximação de 2 termos de Aki e Richardde das equações de Zoeppritz Zoeppritz usando uma abordagem de mínimos quadrados. Fonte: Adaptado de Russell, 2010.	52
40	Exemplo de graficos de correlação procurando mostrar como uma variável se comporta em um cenário onde outra está variando. Fonte: <abgconsultoria.com.br>, consultado em novembro de 2017.....	54
41	O Coeficiente de Correlação e a Raiz Quadrática Media Normalizada correlacionados e comparados. Fonte: Adaptado de Coléou et all., 2017.....	55

42	Indicadores de Qualidade e Anomalia avaliados em um <i>crossplot</i> entre o Coeficiente de Correlação e a Raiz Quadrática Media Normalizada. Fonte: Adaptado de Coléou et al., 2017.....	55
43	Mapas de correlação cruzada entre o modelo sísmico e AVO para as quatro pilhas de ângulo, calculadas em uma janela de tempo em torno de um horizonte: (a) após a migração e (b) no final do pós-processamento. Fonte: Rivet et al., 2016 .....	56
44	CDP Gathers após a saída da migração.....	58
45	Mesmos CDP Gathers da saída da migração mas agora corrigidos para o RMO.....	58
46	Mesmos CDP Gathers da saída do RMO agora pela passagem do <i>Demultiple</i> .....	59
47	Mesmos CDP Gathers da saída do Radon agora com a aplicação do <i>Q-filter</i> .....	59
48	<i>Stack</i> após a saída da migração.....	60
49	<i>Stack</i> corrigido para o RMO.....	60
50	<i>Stack</i> agora pela passagem do <i>Demultiple</i> .....	61
51	<i>Stack</i> agora com a aplicação do <i>Q-filter</i> .....	62
52	<i>Stack</i> corrigido para o RMO.....	62
53	<i>Stack</i> agora pela passagem do <i>Demultiple</i> mais brando.....	63
54	<i>Stack</i> do <i>Demultiple</i> mais agressivo.....	63

55	Stack agora com a aplicação do <i>Q-filter</i> .....	64
56	Stack com a aplicação do <i>Q-filter</i> mostrando o espectro de amplitude antes e depois da aplicação da compensação Q de amplitude.....	64
57	Stack mostrando os horizontes escolhidos para o AVO QC.....	65
58	Curva de <i>Amplitude versus Offset</i> da saída da migração para o horizonte Marco Azul.....	67
59	Curva AVO da saída do RMO (laranja) para o horizonte Marco Azul.....	68
60	Curva AVO da saída do <i>Demultiple</i> mais brando (cinza) para o horizonte Marco Azul.....	68
61	Comparação entre as curvas AVO da saída dos <i>Demultiples</i> mais brando (cinza) e mais agressivo (verde) para o horizonte Marco Azul.....	69
62	(a) Curva AVO da saída da Compensação Q (amarelo) para o horizonte Marco Azul.....	69
	(b): Curva AVO da saída da Compensação Q (amarelo) normalizada para o horizonte Marco Azul.....	70
63	Curva AVO da saída da Migração para a Base do Santoniano.....	71
64	Curva AVO da saída do RMO (laranja) para a Base do Santoniano.....	71
65	Curva AVO da saída do <i>Demultiple</i> mais brando (cinza) para a Base do Santoniano.....	72
66	Comparação entre as curvas AVO da saída dos <i>Demultiples</i> mais brando (cinza) e mais agressivo (verde) para o horizonte Santoniano.....	72

67	(a) Curva AVO da saída da Compensação Q (amarelo) para a Base do Santoniano. (b) Curva AVO da saída da Compensação Q (amarelo) normalizada para a Base do Santoniano.....	73
68	Exemplo de <i>Angle Gathers</i> do dado sísmico (esquerda) e <i>Angle Gathers</i> sintéticos (direita) modelados pela equação de Shuey. Desses são gerados os gráficos de <i>Amplitude Vs Offset</i> e também as estatísticas de cross-correlação e NRMS.....	74
69	Curvas de Amplitude <i>versus</i> Ângulo do dado sísmico para o horizonte Marco Azul das diferentes etapas do processamento.....	75
70	Curvas de Amplitude <i>versus</i> Ângulo do dado sísmico para o horizonte da Base do Santoniano das diferentes etapas do processamento.....	75
71	Angle Gathers das saídas da Migração, do RMO e da Compensação Q, sub-sequentemente. Pode-se notar que o efeito do moveout residual não é tão marcante ou evidente como acontece nos <i>offset gathers</i> . Assim como a sua correção. Apenas a compensação Q se mostra mais marcante.....	76
72	Curvas de Amplitude <i>versus</i> Ângulo para o horizonte Marco Azul das diferentes etapas do processamento do dado modelado.....	77
73	Curvas de Amplitude <i>versus</i> Ângulo para o horizonte da Base do Santoniano das diferentes etapas do processamento do dado modelado.....	78
74	Curvas AVA para os horizontes Marco Azul e Base do Santoniano comparando o Demultiple mais brando com o mais agressivo tanto para a sísmica (direita), quanto para o dado modelado (esquerda).....	79

75	Mapas de Correlação entre a sísmica e o modelo AVO para o horizonte Marco Azul. Neste caso estão sendo analisados os <i>Near Angle Stacks</i> (de 0° à 6°) para cada etapa do processamento.....	93
76	Mapas de NRMS entre a sísmica e o modelo AVO para o horizonte Marco Azul. Neste caso estão sendo analisados os <i>Near Angle Stacks</i> (de 0° à 6°) para cada etapa do processamento.....	93
77	Gráficos de NRMS <i>versus</i> Cross-Correlação dos <i>Near Angle Stacks</i> (de 0° à 6°) do horizonte Marco Azul para cada etapa do processamento....	94
78	Gráficos de Anomalia <i>versus</i> Qualidade dos <i>Near Angle Stacks</i> (de 0° à 6°) do horizonte Marco Azul para cada etapa do processamento.....	94
79	Mapas de Correlação entre a sísmica e o modelo AVO para o horizonte Marco Azul. Neste caso estão sendo analisados os <i>Mid Angle Stacks</i> (de 6° à 12°) para cada etapa do processamento.....	95
80	Mapas de NRMS entre a sísmica e o modelo AVO para o horizonte Marco Azul. Neste caso estão sendo analisados os <i>Mid Angle Stacks</i> (de 6° à 12°) para cada etapa do processamento.....	95
81	Gráficos de NRMS <i>versus</i> Correlação dos <i>Mid Angle Stacks</i> (de 6° à 12°) do horizonte Marco Azul para cada etapa do processamento.....	96
82	Gráficos de Anomalia <i>versus</i> Qualidade dos <i>Mid Angle Stacks</i> (de 6° à 12°) do horizonte Marco Azul para cada etapa do processamento.....	96
83	Mapas de Correlação entre a sísmica e o modelo AVO para o horizonte Marco Azul. Neste caso estão sendo analisados os <i>Far Angle Stacks</i> (de 12° à 18°) para cada etapa do processamento.....	97

84	Mapas de NRMS entre a sísmica e o modelo AVO para o horizonte Marco Azul. Neste caso estão sendo analisados os <i>Far Angle Stacks</i> (de 12° à 18°) para cada etapa do processamento.....	97
85	Gráficos de NRMS <i>versus</i> Correlação dos <i>Far Angle Stacks</i> (de 12° à 18°) do horizonte Marco Azul para cada etapa do processamento.....	98
86	Gráficos de Anomalia <i>versus</i> Qualidade dos <i>Far Angle Stacks</i> (de 12° à 18°) do horizonte Marco Azul para cada etapa do processamento.....	98
87	Mapas de Correlação entre a sísmica e o modelo AVO para o horizonte Base do Santoniano. Neste caso estão sendo analisados os <i>Near Angle Stacks</i> (de 0° à 6°) para cada etapa do processamento.....	99
88	Mapas de NRMS entre a sísmica e o modelo AVO para o horizonte Base do Santoniano. Neste caso estão sendo analisados os <i>Near Angle Stacks</i> (de 0° à 6°) para cada etapa do processamento.....	99
89	Gráficos de NRMS <i>versus</i> Correlação dos <i>Near Angle Stacks</i> (de 0° à 6°) do horizonte Base do Santoniano para cada etapa do processamento.....	100
90	Gráficos de Anomalia <i>versus</i> Qualidade dos <i>Near Angle Stacks</i> (de 0° à 6°) do horizonte Base do Santoniano para cada etapa do processamento.....	100
91	Mapas de Correlação entre a sísmica e o modelo AVO para o horizonte Base do Santoniano. Neste caso estão sendo analisados os <i>Mid Angle Stacks</i> (de 6° à 12°) para cada etapa do processamento.....	101
92	Mapas de NRMS entre a sísmica e o modelo AVO para o horizonte Base do Santoniano. Neste caso estão sendo analisados os <i>Mid Angle Stacks</i> (de 6° à 12°) para cada etapa do processamento.....	101

93	Gráficos de NRMS <i>versus</i> Correlação dos <i>Mid Angle Stacks</i> (de 6° à 12°) do horizonte Base do Santoniano para cada etapa do processamento.....	102
94	Gráficos de Anomalia <i>versus</i> Qualidade dos <i>Mid Angle Stacks</i> (de 6° à 12°) do horizonte Base do Santoniano para cada etapa do processamento.....	102
95	Mapas de Correlação entre a sísmica e o modelo AVO para o horizonte Base do Santoniano. Neste caso estão sendo analisados os <i>Far Angle Stacks</i> (de 12° à 18°) para cada etapa do processamento.....	103
96	Mapas de NRMS entre a sísmica e o modelo AVO para o horizonte Base do Santoniano. Neste caso estão sendo analisados os <i>Far Angle Stacks</i> (de 12° à 18°) para cada etapa do processamento.....	103
97	Gráficos de NRMS <i>versus</i> Correlação dos <i>Far Angle Stacks</i> (de 12° à 18°) do horizonte Base do Santoniano para cada etapa do processamento.....	104
98	Gráficos de Anomalia <i>versus</i> Qualidade dos <i>Far Angle Stacks</i> (de 12° à 18°) do horizonte Base do Santoniano para cada etapa do processamento.....	104
99	(a) Histograma relativo ao horizonte Marco Azul com a Média dos valores de CC de todos os angle stacks (near, mid e far) para cada etapa do processamento mostrando a evolução estatística do AVO QC a medida que o fluxo avança. (b) Histograma relativo ao horizonte Base do Santoniano com a Média dos valores de CC de todos os angle stacks (near, mid e far) para cada etapa do processamento mostrando a evolução estatística do AVO QC a medida que o fluxo avança.....	107

100	(a) Histograma relativo ao horizonte Marco Azul com a Média dos valores de NRMS de todos os angle stacks (near, mid e far) para cada etapa do processamento mostrando a evolução estatística do AVO QC a medida que o fluxo avança. (b) Histograma relativo ao horizonte Base do Santoniano com a Média dos valores de NRMS de todos os angle stacks (near, mid e far) para cada etapa do processamento mostrando a evolução estatística do AVO QC a medida que o fluxo avança.....	108
101	Cross-plots do Intercept versus Gradiente a cada etapa do processamento para o horizonte Marco Azul.....	110
102	Cross-plots do Intercept versus Gradiente a cada etapa do processamento para o horizonte Base do Santoniano.....	111

## 1. INTRODUÇÃO

A técnica AVO (*Amplitude Versus Offset*) consiste na avaliação das amplitudes de reflexão sísmica com mudanças na distância entre pontos de disparo e receptores, i.e., o afastamento. A análise AVO permite que os geofísicos avaliem melhor as propriedades das interfaces entre diferentes tipos de rocha e procura, dentre alguns dos seus principais objetivos, determinar a densidade, velocidade da onda P e velocidade da onda S da Terra (a razão de Poisson pode ser derivada da onda P e da velocidade da onda S) e então inferir a litologia e o conteúdo de fluido desses parâmetros (Hampson e Russell, 2004).

Por volta de 1900, Knott e Zoeppritz apresentaram o trabalho teórico necessário para a teoria AVO (Knott, 1899; Zoeppritz, 1919) e desenvolveram equações para amplitudes de reflexão de onda plana como uma função do ângulo incidente dadas as velocidades da onda P e S junto com as densidades de dois meios limitantes. Aki e Richards (1980), dentre outros, simplificaram a equação de Zoeppritz, tornando mais fácil entender como as amplitudes de reflexão dependem do ângulo do incidente e dos parâmetros físicos. Shuey (1985) desenvolveu um trabalho inovador relacionado à previsão de litologia da AVO inspirado na equação Zoeppritz. E Ostrander (1982), por sua vez, ilustrou os benefícios de interpretação da AVO com dados de campo, acelerando a segunda era de interpretação de amplitude.

Hoje, a análise AVO é amplamente utilizada na detecção de hidrocarbonetos, na identificação de litologia e na análise de parâmetros de fluidos, seguindo a premissa de que as amplitudes sísmicas nos limites entre camadas são afetadas pelas variações das propriedades físicas logo acima e logo abaixo desses limites (Zhang e Brown, 2001). Nos últimos anos, um número

crescente de teorias e técnicas de aquisição, processamento e interpretação de dados sísmicos têm sido desenvolvidos, atualizados e empregados (Feng e Bancroft, 2006). A análise AVO em teoria e prática está se tornando cada vez mais atraente.

Contudo, o sucesso da técnica AVO depende não apenas do algoritmo, mas também da preservação da amplitude ao longo da sequência de processamento, premissa a qual pode não ser tão fácil de se conseguir. Muitas vezes, uma aproximação linearizada da equação de Zoeppritz é usada como modelo para prever os parâmetros elásticos dos dados sísmicos. Isso impõe certos pressupostos restritivos. Para atender a esses pressupostos, os dados sísmicos devem ser devidamente processados; e a falta de fazê-los resultará em anomalias AVO não relacionadas à geologia e cria uma série de armadilhas (Downton, 2000). Em certos casos, quando as anomalias sísmicas são extremamente grandes, os efeitos de AVO podem se destacar, e o viés em termos dos algoritmos de processamento pode não ser detectado. Por outro lado, as pequenas anomalias de amplitude associadas à presença de hidrocarbonetos líquidos, apresentam geralmente pequenas expressões, que podem ser completamente perdidas ou destruídas pelo pré-condicionamento insatisfatório de dados (Feng and Bancroft, 2006).

### 1.1. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA

Segundo Feng e Bancroft (2006), o objetivo do processamento de amplitude verdadeira é obter dados confiáveis para análise AVO. Ramos (1999) apontou que o sucesso da técnica AVO depende consideravelmente da sequência de processamento empregada, especialmente na presença de fortes múltiplas e reverberações. Seu estudo também demonstrou que o AVO deve ser usado com cautela como ferramenta de exploração, mas pode ser usado com maior segurança em áreas onde o processamento de calibração é possível.

No entanto, o maior problema no processamento AVO é combinar algoritmos e parâmetros de processamento de forma equilibrada, criando a quantidade mínima de viés de amplitude (Feng and Bancroft, 2006). Mesmo quando realizado com o mesmo dado bruto de entrada, o resultado do

processamento de uma companhia pode parecer diferente do de outra (Figura 1). Normalmente observa-se significativas diferenças em conteúdo de frequência, relação Sinal/Ruído e no grau de continuidade estrutural de uma seção para outra. Essas discordâncias geralmente decorrem de diferenças na escolha de parâmetros e os aspectos detalhados da implementação dos algoritmos de processamento.

Outro aspecto do processamento de dados sísmicos é a geração de artefatos ao tentar aumentar o sinal. O programa de análise dos dados sísmicos muitas vezes, não só executa a tarefa para a qual está escrito, mas também gera artefatos numéricos mínimos. O processamento pode ser perigoso se artefatos subjugarem a ação pretendida do programa.

A capacidade de análise dos dados sísmicos por parte do processador é invariavelmente tão importante quanto a eficácia dos algoritmos na determinação da qualidade do produto final do processamento de dados. Em alguns casos, bons processamentos podem vir de softwares não tão avançados, assim como processamentos mal feitos podem ser adquiridos mesmo usando-se um bom software (Yilmaz, 1987).

Além disso, o processo de análise AVO amarrado a poço é comumente executado em um software interativo (HRS, Tornado, Jason ...) e praticamente ao fim de todo o fluxo de processamento – pós migração final, podendo ser demorado e fonte de erros. Então surgem alguns questionamentos sobre a confiabilidade desta análise, como por exemplo: um único conjunto de *gather* é representativo da pesquisa? O que acontece longe do controle do poço? E se não houver nenhum poço, ou muitos poços estiverem envolvidos? O que acontece se o controle de qualidade amarrado ao poço for executado em vários passos do processamento? Ou numa pior conjuntura, e se o processamento não for “AVO-friendly”, então como haverá a certeza de qual etapa alterou a característica AVO? Neste caso deverá ser feito o reprocessamento de todo o dado sísmico para melhorar a resposta AVO em uma configuração de exploração, acarretando mais custos ao projeto.

## 1.2. OBJETIVO

A proposta deste trabalho é monitorar a resposta AVO a cada etapa do processamento refinando à medida que o mesmo avança; e quantificar a melhora ou degradação do AVO e outros indicadores de qualidade, de forma a ajudar na tomada de decisões para a revisão ou o aceite do resultado.

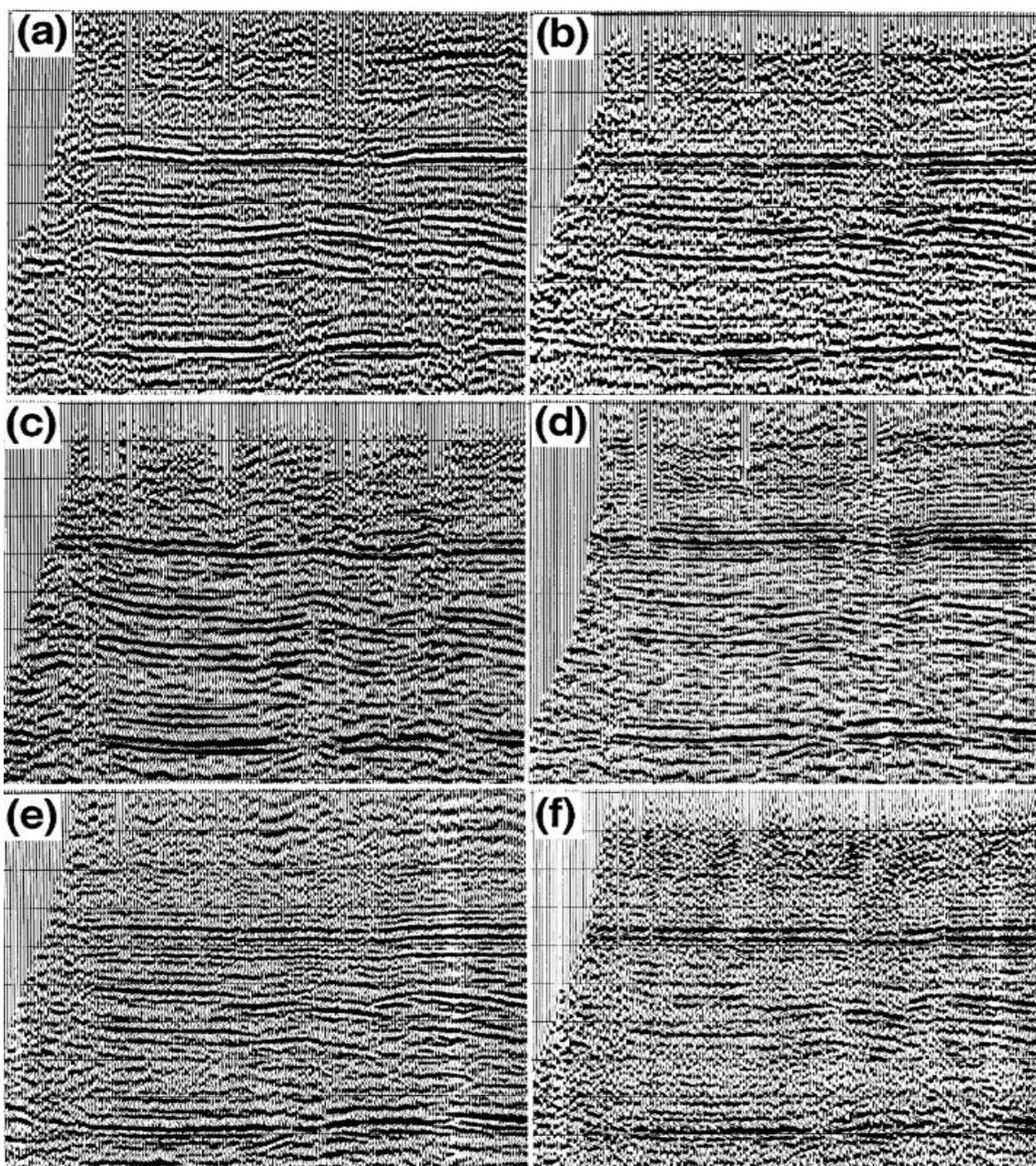


Figura 1: Uma linha sísmica processada por seis empreiteiros diferentes demonstrando como as diferenças implementacionais nos algoritmos de processamento e nas habilidades de análise do processador podem influenciar os resultados do processamento. Fonte: Yilmaz, 1987.

### 1.3. ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo em questão compõe um bloco *Offshore* que integra a Bacia de Campos, a qual localiza-se na região sudeste, ocupando o litoral norte do estado do Rio de Janeiro e sul do Espírito Santo. Os limites da bacia dão-se ao Norte com a Bacia do Espírito Santo, pelo alto de Vitória e ao Sul, com a Bacia de Santos pelo Alto de Cabo Frio.

A bacia de Campos é uma bacia de margem passiva e sua gênese está relacionada ao rifteamento do paleocontinente Gondwana e à subsequente abertura do Oceano Atlântico. De acordo com uma das diversas interpretações propostas para a abertura do Atlântico Sul, a atividade térmica no *hot-spot* de Tristão da Cunha e Santa Helena levou à formação de uma taxa mais larga de afinamento crustal acompanhado de soerguimento, com atuação do fenômeno de *underplating*, o que provavelmente condicionou a deposição da seção pré-rifte (Neto et al., 2007 e Silva et al., 2007, *apud* Bastos, 2015).

O afinamento da crosta levou à ruptura do rifte em zonas de fraqueza e gerou a deposição da seção rifte em zona regionalmente soerguida com contribuição expressiva de rochas vulcânicas no fundo da bacia semelhantes às da Província Serra Geral. Posteriormente, ocorreu uma fase de subsidência termal associada ao resfriamento da anomalia térmica da astenosfera.

A principal rocha geradora da bacia são folhelhos do Aptiano do Grupo Lagoa Feia, depositados durante a fase rifte. O tipo de migração mais importante para a bacia são as janelas de sal, locais sem a presença de evaporitos da Formação Retiro onde falhamentos lístricos levam o óleo da fase rifte até os diferentes reservatórios da fase drifte. A migração também pode ocorrer por contato direto, no caso de reservatórios intercalados ou em contato com a rocha geradora, além do contato lateral por falha, como, por exemplo, os basaltos vesiculares da Formação Cabiúnas, em contato lateral com os folhelhos do Jiquiá.

Uma grande variedade de rochas reservatório é verificada na bacia de Campos em diferentes níveis estratigráficos. Na fase rifte ocorrem basaltos fraturados e vesiculares do Neocomiano da Formação Cabiúnas e coquinas do

Aptiano da Formação Coqueiros. Na fase *sag* ocorrem os reservatórios carbonáticos microbiais do Aptiano, dito pré-sal. Na fase *drifte* ocorrem os calcarenitos de alta energia do Albiano da Formação Quissamã, Grupo Macaé, e carbonatos de idade Cenomaniano da Formação Imbetiba, além dos carbonatos de alta energia em estruturas do tipo "casco de tartaruga" em águas profundas, como serão vistos no dado utilizado para este trabalho. Intercalados aos carbonatos do Grupo Macaé, ocorrem turbiditos, litoestratigraficamente denominados de Formação Namorado.

Ainda na fase *drifte*, os turbiditos do Cretáceo Superior e Paleógeno são os responsáveis pela maior parte do óleo produzido na bacia. Ocorrem arenitos turbidíticos de idade Turoniano ao Maastrichtiano, aqueles de idade Paleoceno-Eoceno, e os de idade Oligo-Miocênico. Pode-se citar também como reservatório os carbonatos depositados durante o Oligoceno superior do Membro Siri.

Os principais selos para a Bacia de Campos são os folhelhos da Formação Coqueiros (Jiquiá/Aptiano), o sal da Formação Retiro (Aptiano), os carbonatos de baixa energia das Formações Outeiro e Imbetiba (Albo-Cenomaniano) e os folhelhos de baixa energia da Formação Ubatuba (Turoniano-Recente) (Figura 2).

As trapas esperadas são do tipo estrutural, estratigráfica e mista, relacionadas à tectônica distensiva e à halocinese.

Na fase *rift*, altos de embasamento são importantes tanto para o contato lateral dos folhelhos geradores com os basaltos fraturados como para o desenvolvimento de coquinas propiciando melhores condições de reservatório, além da focalização da migração de hidrocarbonetos.

Na fase *drifte*, para os carbonatos do Grupo Macaé, esperam-se principalmente trapas estruturais do tipo tectônica dominó em águas rasas, falhas lítricas com *roll-over* e blocos isolados em águas mais profundas que sofreram escorregamento de regiões mais rasas. Para os arenitos turbidíticos, espera-se falhas lítricas com *roll-over*, estruturas quaquaversais formadas pela movimentação de diápiros de sal, truncamentos contra o flanco de diápiros de sal e *pinch-out* estratigráfico, compartimentadas ou não por falhas (Bastos, 2015).



Figura 2: Diagrama estratigráfico da Bacia de Campos. Fonte: Winter et al., 2007, *apud* Bastos, 2015.

## 2.BASES TEÓRICAS

### 2.1 ELEMENTOS DA PROPAGAÇÃO DE ONDAS

A Geofísica aplica os princípios da física ao estudo da Terra. A investigação geofísica do interior da Terra envolve a realização de medidas que são influenciadas pela distribuição interna das propriedades físicas da Terra; e as análises dessas medidas podem revelar como tais propriedades variam vertical e lateralmente.

Num levantamento sísmico, ondas sísmicas são criadas por uma fonte controlada e se propagam em subsuperfície. Algumas destas ondas voltam à superfície após terem sofrido refração ou reflexão nas interfaces geológicas em profundidade e receptores ao longo da superfície detectam o movimento do terreno causado por elas e medem os tempos de chegada a diferentes afastamentos em relação à fonte. Esses tempos de percurso podem ser convertidos em valores de profundidade e, a partir daí, a distribuição de interfaces geológicas pode ser sistematicamente mapeada (Kearey *et al*, 2009).

Nesta seção serão dados alguns dos principais fundamentos físicos em que se baseiam os métodos sísmicos, dentre eles alguns conceitos elementares de tensão e deformação, que ajudam a compreender os diferentes tipos de ondas sísmicas que se propagam na terra a partir de uma fonte sísmica. Assim como uma breve discussão acerca da natureza das ondas sísmicas e passando para as considerações sobre seu modo de propagação através do terreno, especialmente no que se refere à reflexão e refração nas interfaces entre diferentes tipos de rochas.

### 2.1.1. TENSÃO E DEFORMAÇÃO

As ondas sísmicas induzem deformação elástica ao longo do percurso de propagação na subsuperfície. A equação de propagação de onda em sólidos elásticos é derivada usando a lei de Hooke e a segunda lei de Newton do movimento (Yilmaz, 1987).

Corpos sólidos, como rochas, são capazes de propagar forças que agem sobre eles. Quando forças externas são aplicadas a um corpo, estabelecem-se forças internas em equilíbrio dentro desse corpo. O estresse (tensão) é definido como força por unidade de área. A tensão pode ser decomposta em uma componente normal (perpendicular à superfície) e uma componente de cisalhamento (tangencial ao plano da superfície). Em qualquer ponto desse corpo submetido a tensões podem ser definidos três planos ortogonais sobre os quais as componentes de tensão são totalmente normais, ou seja, nenhuma tensão cisalhante age ao longo deles. Esses planos definem três eixos de tensões principais (Figura 3). A tensão é denominada compressiva se as forças são aplicadas no sentido uma da outra, e tensiva se elas têm sentidos opostos.

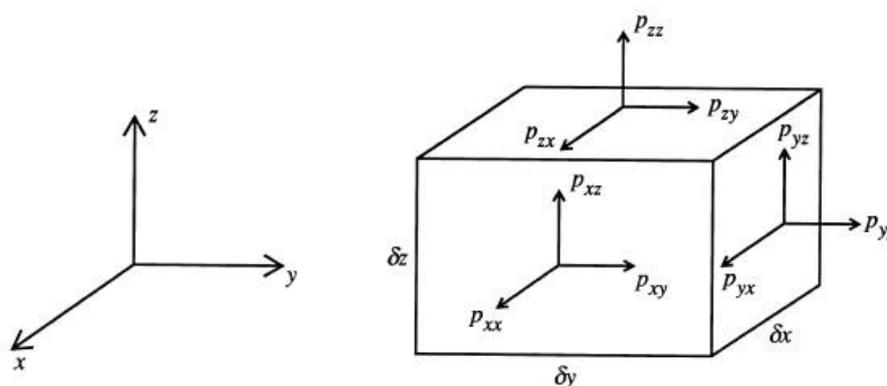


Figura 3: Componentes de tensão que atuam sobre um volume infinitesimalmente pequeno que circunda um ponto dentro de um sólido elástico. Fonte: Yilmaz, 1987.

Se as tensões principais são todas de igual magnitude dentro de um corpo, a condição de tensão é chamada hidrostática, e não haverá tensões de cisalhamento (pois um fluido opõe resistência zero ao cisalhamento). Se as tensões principais forem desiguais, haverá tensões de cisalhamento ao longo de todas as superfícies dentro do corpo submetido a tensão, exceto nos três planos ortogonais cuja intersecção são eixos principais (Kearey *et al*, 2009).

Não obstante, um corpo submetido a tensão sofre uma mudança de forma e/ou de volume, conhecida como deformação. A Lei de Hooke atesta que para muitos materiais elásticos, a deformação é linear e diretamente proporcional ao esforço. Essa deformação é reversível quando o esforço aplicado está no limite elástico. Quando o limite elástico é ultrapassado, a deformação torna-se não linear e irreversível em partes (deformação plástica ou dúctil), rompendo permanentemente ao chegar em seu limite de ruptura ou ponto de fraturamento (Figura 4).

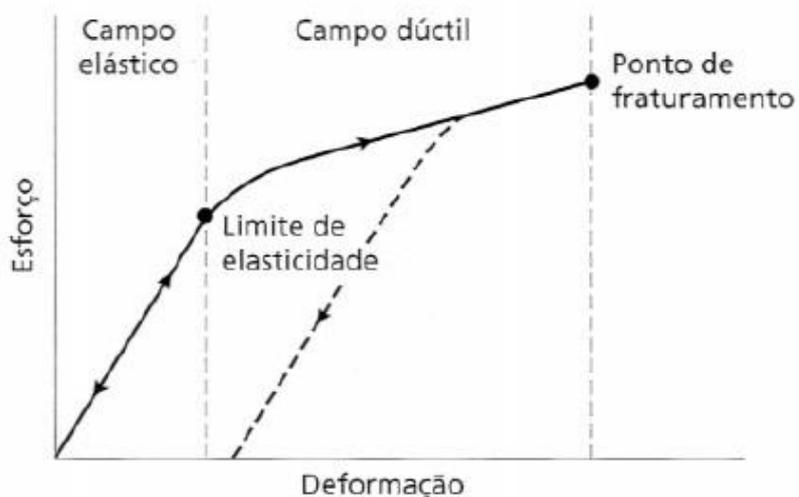


Figura 4: Curva tensão-deformação para um corpo sólido. Fonte: Kearey, 2009

Para qualquer material, a relação linear entre tensão e deformação no campo elástico é definida pelos seus vários módulos elásticos, cada um dos quais expressa a razão entre um tipo particular de tensão e a deformação resultante:

#### *Módulo de Young (E)*

Este módulo elástico descreve quando uma força distensiva  $F$  é aplicada nas extremidades de um cilindro de comprimento  $L$  e seção com área  $A$  e esse cilindro é estirado gerando um incremento  $\Delta L$ ;

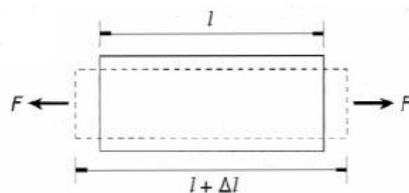


Figura 5: Módulo de Young

e é definido por

$$E = \frac{\text{tensão longitudinal } F/A}{\text{deformação longitudinal } \Delta l/l} \quad (2.1)$$

Neste caso a extensão do cilindro é acompanhada por uma redução no seu diâmetro, ou seja, o cilindro sofre deformação tanto transversal quanto longitudinal. A razão da deformação transversal pela longitudinal é conhecida como *razão de Poisson* ( $\sigma$ ) (Kearey *et al.*, 2009).

#### *Incompressibilidade ou módulo de bulk (K)*

O módulo de *bulk* expressa a razão entre tensão hidrostática  $P$  aplicada a deformação  $\Delta V$  sofrida por um elemento cúbico de volume  $V$  (Kearey *et al.*, 2009):

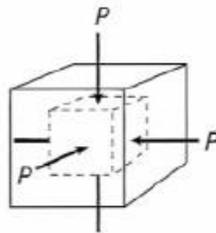


Figura 6: Módulo de *bulk*

$$K = \frac{\text{tensão volumétrica } P}{\text{deformação volumétrica } \Delta v/v} \quad (2.2)$$

#### *Módulo de rigidez ( $\mu$ )*

Este módulo é definido como a razão entre a tensão de cisalhamento ' $T$ ' e a deformação tangencial ( $\tan\theta$ ) resultante (Kearey *et al.*, 2009):

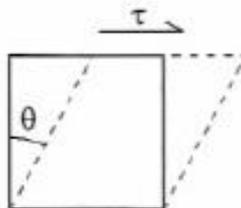


Figura 7: Módulo de rigidez

$$\mu = \frac{\text{tensão de cisalhamento } \tau}{\text{deformação de cisalhamento } \tan\theta} \quad (2.3)$$

### Módulo axial

O módulo axial é pertinente quando o material apenas se deforma uniaxialmente, ou seja, no caso em que não há deformação lateral. É definido pela razão entre tensão longitudinal e deformação longitudinal (Kearey *et al.*, 2009):

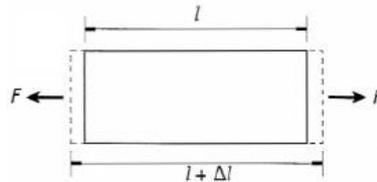


Figura 8: Módulo axial

$$\psi = \frac{\text{tensão longitudinal } F/A}{\text{deformação longitudinal (uniaxial)} \Delta l/l} \quad (2.4)$$

#### 2.1.2. ONDAS DE CORPO

As ondas sísmicas se caracterizam por pacotes de energia de deformação elástica que se propagam radialmente a partir de uma fonte sísmica, a qual gera trens de onda de curta duração, conhecidos como pulsos, que contêm uma ampla gama de frequências. Exceto nas proximidades imediatas da fonte, admite-se que as deformações associadas à passagem de um pulso sísmico são elásticas; e sob essa premissa, as velocidades de propagação de pulsos sísmicos são determinadas pelos módulos elásticos e densidades dos materiais através dos quais eles se propagam (Kearey *et al.*, 2009)

As ondas de corpo propagam-se através do volume de um sólido elástico e podem ser divididas em ondas compressoriais (ou também conhecidas como as ondas longitudinais, primárias ou *ondas P*), que se propagam por deformação uniaxial na direção de propagação da onda (Figura 9),

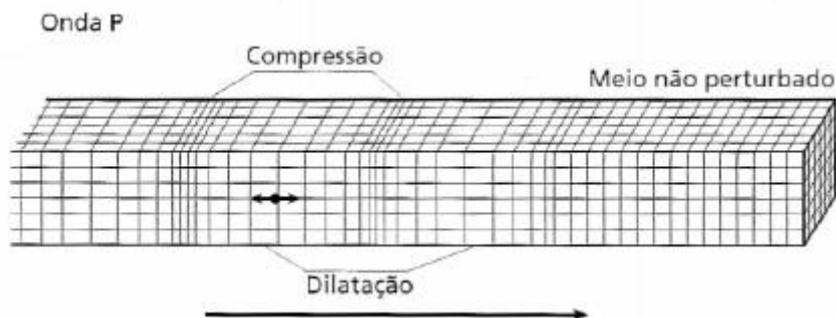


Figura 9: Deformação elástica e movimento de partículas do terreno associados à passagem de ondas P. Fonte: Kearey, 2009.

e as ondas de cisalhamento (ou também conhecidas como onda transversal, secundária ou *ondas S*), as quais propagam-se por meio de um cisalhamento puro numa direção perpendicular à direção de propagação da onda (Figura 10).

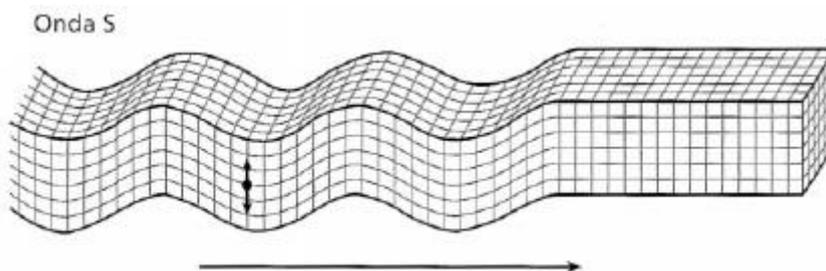


Figura 10: Deformação elástica e movimento de partículas do terreno associados à passagem de ondas S. Fonte: Kearey, 2009.

De forma geral, a velocidade de propagação de uma dada onda de corpo num material homogêneo, isotrópico, pode ser dada por (Kearey, 2009)

$$v = \left[ \frac{\text{módulo elástico apropriado do material}}{\text{densidade do material } \rho} \right]^{1/2} \quad (2.5)$$

Dessa forma, considerando-se a velocidade  $v_p$  de uma onda de corpo compressional, que envolve uma deformação compressional uniaxial, tem-se

$$v_p = \left[ \frac{\psi}{\rho} \right]^{1/2} \quad (2.6)$$

ou levando-se em conta que  $\psi = K + 4/3 \mu$ , assim fica

$$v_p = \left[ \frac{k + \frac{4}{3} \mu}{\rho} \right]^{1/2} \quad (2.7)$$

E de forma semelhante, a velocidade  $v_s$  de uma onda de corpo de cisalhamento, que envolve cisalhamento puro, será dada por

$$v_s = \left[ \frac{\mu}{\rho} \right]^{1/2} \quad (2.8)$$

Observando-se as equações acima pode-se inferir que as ondas compressoriais sempre se propagam com maior velocidade que as ondas de cisalhamento num mesmo meio. Tirando a razão  $v_p/v_s$  para qualquer material tem-se que esta será determinada apenas pelo valor da razão de Poisson ( $\sigma$ ) para aquele material

$$v_p/v_s = \left[ \frac{2(1 - \sigma)}{1 - 2\sigma} \right]^{1/2} \quad (2.9)$$

É interessante notar que estas relações fundamentais entre a velocidade de propagação da onda e as propriedades físicas dos materiais através dos quais as ondas passam são independentes da frequência das ondas; e desta forma, todos os componentes de frequência num trem de onda ou pulso irão viajar através de um dado material à mesma velocidade determinada somente pelo módulo elástico e pela densidade do material (Kearey *et al*, 2009).

### 2.1.3. FÍSICA DAS ROCHAS

Como visto na seção anterior, as ondas do corpo e as ondas de superfície são formas diferentes de ondas elásticas, cada uma associada a um tipo específico de movimento de partículas; na direção da propagação de onda - no caso de ondas de compressão - e na direção perpendicular da mesma - no caso das ondas de cisalhamento. O estresse de compressão causa mudança na dimensão ou volume da partícula, ao contrário do esforço de cisalhamento, o qual, por sua vez, muda a forma das partículas. Quanto mais a rocha resiste ao estresse compressional, maior a velocidade da onda compressional; quanto

mais a rocha resiste ao esforço de cisalhamento, maior a velocidade da onda de cisalhamento. Sob o pressuposto de que ambos os tipos de onda são elásticos, qualquer que seja a mudança induzida pelo movimento da onda - deformação elástica na forma, dimensão ou volume da partícula, ela desaparece uma vez que o movimento da onda na partícula desaparece e se propaga para a partícula vizinha.

A partir das definições das velocidades das ondas P e S na equações 2.7 e 2.8, podemos notar que ambas são inversamente proporcionais à densidade  $\rho$ . A primeira vista, pensaríamos que quanto menor a densidade da rocha, maior a velocidade da onda, como ocorre, por exemplo, com a halita. No entanto, com base em medidas de campo e laboratoriais, Gardner *et al.* (1974) estabeleceu uma relação empírica entre a densidade e a velocidade da onda, mostrando que na maioria dos casos, com exceção dos anidritos, quanto maior a densidade, maior a velocidade (Figura 11). Isto ocorre porque um aumento na densidade geralmente é acompanhado por um aumento na capacidade da rocha para resistir a tensões de compressão e cisalhamento - ou seja, um aumento no módulo de massa e módulo de rigidez.

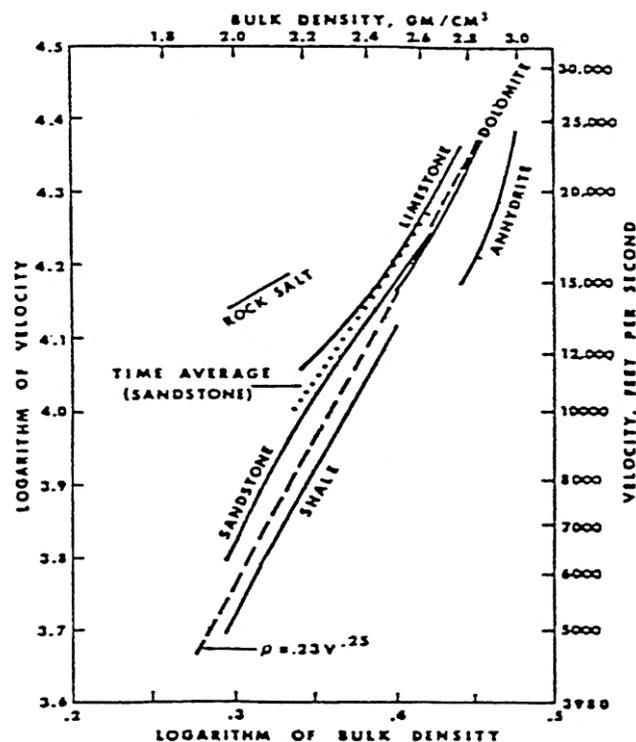


Figura 11: Variações na velocidade de onda-P com vários tipos de rocha com diferentes densidades. Fonte: Gardner et al., 1974.

Para uma determinada composição litológica, as velocidades sísmicas nas rochas são influenciadas pela porosidade, forma dos poros, pressão dos poros, saturação do fluido dos poros, pressão de confinamento e temperatura. É geralmente aceito que a pressão de confinamento e, portanto, a profundidade de soterramento, tem o efeito mais profundo sobre as velocidades sísmicas. (Yilmaz, 1987).

Devido às grandes variações nas velocidades de ondas P causadas por todos esses fatores, ela sozinha não é adequada para inferir a litologia sem ambiguidade, o que pode ser resolvido, até certo ponto, se tivermos o conhecimento adicional das velocidades da onda S. Como visto na equação 2.9, a proporção da velocidade da onda S para a velocidade da onda P só depende da razão de Poisson  $\sigma$ . Quanto maior a razão de Poisson, maior a razão de velocidade. E quanto menos rígida a rocha, maior a razão de Poisson. Os sedimentos não consolidados ou as rochas de reservatório saturado de fluido apresentam baixa rigidez, portanto, alta relação de Poisson e alta razão de velocidade. Este é o primeiro encontro com um indicador direto de hidrocarbonetos, e Ostrander (1984) foi o primeiro a publicar o link entre uma mudança na razão de Poisson e a mudança na amplitude da reflexão como função do deslocamento.

Outro fator importante na identificação litológica é o efeito do teor de xisto e argila na razão de velocidade. Segundo Miller and Stewart (1999), dados de campo e laboratório indicam que a razão de velocidade aumenta com o aumento do teor de folhelho e argila como resultado de uma diminuição da velocidade da onda S (Figura 12).

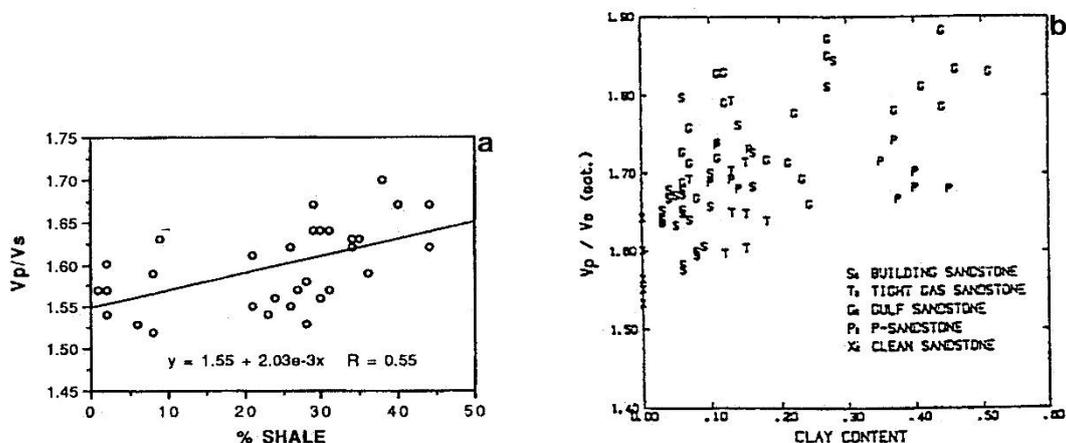


Figura 12: Variação da relação de velocidade em relação ao (a) conteúdo de folhelho e (b) conteúdo de argila. Fonte: Miller e Stewart, 1999.

Já o efeito da porosidade na razão de velocidade é geralmente ditado pela forma do poro. Para os calcários com seus poros sob a forma de microfissuras, a taxa de velocidade aumenta à medida que aumenta a porcentagem de porosidade (Eastwood e Castagna, 1983). Para os arenitos com seus poros arredondados, a razão de velocidade não aumenta tanto com a porosidade crescente (Miller e Stewart, 1999). A diferença entre os poros arredondados e as microfissuras reside no fato de que é mais fácil colapsar uma rocha com microfissuras, portanto, menor módulo de rigidez (Yilmaz, 1987).

## 2.2. ANÁLISE DA VARIAÇÃO DE AMPLITUDE COM OFFSET (AVO)

Em 1984 Ostrander mostrou que a presença de gás em areia coberta por folhelho causaria uma variação de amplitude com desvio em dados sísmicos pré-empilhados. Ele também descobriu que esta mudança estava relacionada à redução da razão de Poisson causada pela presença de gás. No ano seguinte, através de aproximações das equações de Zoeppritz, Shuey (1985) confirmou matematicamente que a relação de Poisson era a constante elástica mais diretamente relacionado à reflexividade dependente do *offset* (deslocamento) para ângulos de incidência de até 30°. Assim nasceu a tecnologia AVO, que tornou-se muito popular na indústria de petróleo, por onde se poderia explicar fisicamente as amplitudes sísmicas em termos de propriedades de rocha (Avseth *et al*, 2005).

### 2.2.1. REFLEXÃO E REFRAÇÃO DE RAIOS OBLIQUOS (LEI DE SNELL)

A Lei de Snell-Descartes descreve a relação entre os ângulos de incidência e refração quando uma onda passa através de uma fronteira (*interface*) entre dois meios com propriedades diferentes. No que interessa a prospecção sísmica, a crosta superior da Terra é composta de camadas de rocha com diferentes módulos elásticos; e quando as ondas sísmicas viajam para baixo na Terra e encontram limites de camadas com contraste de velocidade e densidade, a energia da onda incidente é dividida em cada limite. Parte da

energia incidente associada a uma fonte de compressão é convertida para uma onda de cisalhamento; então, tanto a energia da onda de compressão quanto a onda de cisalhamento são parcialmente refletidas e transmitidas por meio de cada um desses limites de camada (Figura 12).

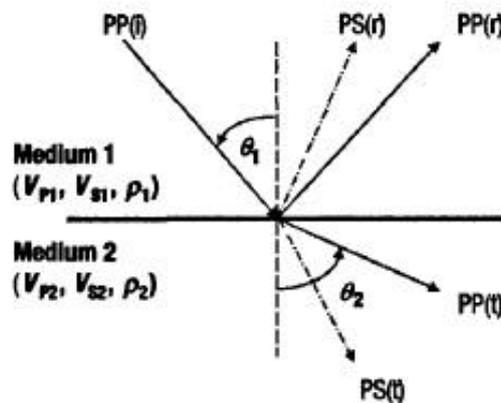


Figura 13: Reflexões e transmissões em uma única interface entre dois meios elásticos para uma onda P incidente, PP (i). Haverá tanto uma onda P refletida, PP (r), e uma onda P transmitida, PP (t). Também existem conversões de onda em ângulos de incidência diferentes de zero; e assim será produzida uma onda S refletida, PS (r) e uma onda S transmitida, PS (t).  
Fonte: Avseth *et al*, 2005.

Como mostrado na Figura, quando a onda sísmica incide na interface de duas camadas planas, isotrópicas e homogêneas, a fração da energia que irá refletir e será transmitida depende do ângulo de incidência, de acordo com a Lei de Snell:

$$p = \frac{\text{sen}(\theta_1)}{V_{p1}} = \frac{\text{sen}(\theta_2)}{V_{p2}} = \frac{\text{sen}(\phi_1)}{V_{s1}} = \frac{\text{sen}(\phi_2)}{V_{s2}}, \quad (2.10)$$

onde,

$V_{p1}$  = velocidade da onda P no meio 1 ,

$V_{p2}$  = velocidade da onda P no meio 2 ,

$V_{s1}$  = velocidade da onda S no meio 1 ,

$V_{s2}$  = velocidade da onda S no meio 2 ,

$\theta_1$  = Ângulo da onda compressional incidente ,

$\theta_2$  = Ângulo da onda compressional transmitida ,

$\phi_1$  = Ângulo da onda cisalhante refletida ,

$\phi_2$  = Ângulo da onda cisalhante transmitida e

$p$  = Parâmetro do raio.

### 2.2.2. EQUAÇÃO DA TÉCNICA AVO (COEFICIENTE DE REFLEXÃO)

A análise de AVO procura extrair parâmetros de rocha analisando a amplitude sísmica como uma função de deslocamento (*offset*), ou mais corretamente como uma função do ângulo de reflexão (Avseth *et al*, 2005).

Destaca-se neste tópico que não se pretende demonstrar a dedução das complexas equações de Zoeppritz (Zoeppritz, 1919) e suas derivações, mas sim apresentar, através de suas principais aproximações, como ela descreve o coeficiente de reflexão para ondas elásticas planas como função do ângulo de reflexão em uma única interface.

Segundo Avseth *et al* (2005), para análise das reflexões das ondas P, uma aproximação bem conhecida, assumindo um fraco contraste de camadas, é dada por Aki e Richards (1980):

$$R(\theta_1) \approx \frac{1}{2} (1 - 4p^2 V_s^2) \frac{\Delta\rho}{\rho} + \frac{1}{2\cos^2\theta} \frac{\Delta V_p}{V_p} - 4p^2 V_s^2 \frac{\Delta V_s}{V_s} \quad (2.11)$$

Onde:

$$\begin{aligned} p &= \frac{\text{sen}\theta_1}{V_{P1}} & \theta &= (\theta_1 + \theta_2)/2 \approx \theta_1 \\ \Delta\rho &= \rho_2 - \rho_1 & \rho &= (\rho_2 + \rho_1)/2 \\ \Delta V_p &= V_{P2} - V_{P1} & V_p &= (V_{P2} + V_{P1})/2 \\ \Delta V_s &= V_{S2} - V_{S1} & V_s &= (V_{S2} + V_{S1})/2 \end{aligned} \quad (2.12)$$

Nas fórmulas acima,  $p$  é o parâmetro de raio,  $\theta_1$  é o ângulo de incidência, e  $\theta_2$  é o ângulo de transmissão;  $V_{P1}$  e  $V_{P2}$  são as velocidades da onda P acima e abaixo de uma dada interface, respectivamente. Similarmente,  $V_{S1}$  e  $V_{S2}$  são as velocidades da onda S, enquanto  $\rho_1$  e  $\rho_2$  são densidades acima e abaixo desta interface.

A aproximação dada por Aki e Richards pode ser mais aproximada (Shuey, 1985):

$$R(\theta) \approx R(0) + G \text{sen}^2\theta + F(\text{tan}^2\theta - \text{sen}^2\theta), \quad (2.13)$$

onde,

$$\begin{aligned}
R(0) &= \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta V_P}{V_P} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) \\
G &= \frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{V_P} - 2 \frac{V_S^2}{V_P^2} \left( \frac{\Delta \rho}{\rho} + 2 \frac{\Delta V_S}{V_S} \right) \\
&= R(0) - \frac{\Delta \rho}{\rho} \left( \frac{1}{2} + \frac{2V_S^2}{V_P^2} \right) - \frac{4V_S^2}{V_P^2} \frac{\Delta V_S}{V_S}
\end{aligned} \tag{2.14}$$

e

$$F = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{V_P} \tag{2.15}$$

Esta forma pode ser interpretada em termos de diferentes faixas angulares, onde  $R(0)$  é o coeficiente de reflexão de incidência normal,  $G$  descreve a variação em um *offset* intermediário e é muitas vezes referido como o gradiente AVO, enquanto  $F$  domina os *offsets* distantes, próximos ao ângulo crítico. Segundo Shuey (1985), a gama de ângulos disponíveis para a análise AVO normalmente é inferior a 30-40°; e assim sendo, considerando apenas os dois primeiros termos válidos para ângulos menores que 30°, tem-se:

$$R(\theta) \approx R(0) + G \text{sen}^2\theta \tag{2.16}$$

A refletividade de deslocamento zero,  $R(0)$ , é controlada pelo contraste na impedância acústica através de uma interface. O gradiente  $G$  é mais complexo em termos de propriedades da rocha, mas a partir da expressão dada acima nota-se que  $V_S$  também o afeta, e não apenas os contrastes em  $V_P$  e densidade. A análise das amplitudes de reflexão em função do ângulo de incidência pode ser utilizada para detectar alterações laterais nas propriedades elásticas das rochas reservatórios, como a alteração da razão de Poisson. Isto pode então sugerir uma alteração na relação entre a velocidade da onda P e a velocidade da onda S, que por sua vez pode implicar uma alteração na saturação do fluido dentro da rocha reservatório (Yilmaz, 1987), como já havia sido indicado por Koefoed (1955, *apud* Avseth *et al*, 2005). Ostrader (1984), por sua vez, mostrou que uma formação cheia de gás teria uma proporção de Poisson muito baixa em comparação com as razões de Poisson nas formações não-gaseificadas no solo. Isto causaria um aumento significativo na amplitude positiva em relação ao

ângulo no fundo da camada de gás e um aumento significativo na amplitude negativa em relação ao ângulo no topo da camada de gás (Avseth *et al*, 2005).

### 2.2.3. O PADRÃO AVO

É interessante destacar que as relações descritas na seção anterior descrevem a amplitude sísmica como uma função do ângulo de reflexão. Não obstante, por meio da geometria de gravação de conjuntos (*gather*) CMP (“common midpoint”), ou de Ponto Médio Comum, as amplitudes de reflexão não são medidas em função do ângulo e sim como uma função do deslocamento (*offset*) entre fonte-receptor. No entanto, uma gama de ângulos de incidência é abrangida por uma gama de deslocamentos. A análise de amplitude-versus-*offset* (AVO), portanto, fornece as informações sobre amplitude-versus-ângulo (AVA).

Para um conjunto CMP corrigido para *normal moveout* (NMO) com uma forte evento de reflexão pode-se observar as variações de amplitude com o afastamento (Figura 14 – neste caso, amplitude aumentando com o *offset*). Escolhendo as amplitudes de pico e traçando-as contra o deslocamento pode-se obter uma curva de variação de amplitude com *offset* (AVO) para um horizonte alvo em cada posição de CMP. Assim sendo, um padrão AVO pode emergir, que poderá então ser usado para inferir parâmetros do reservatório.

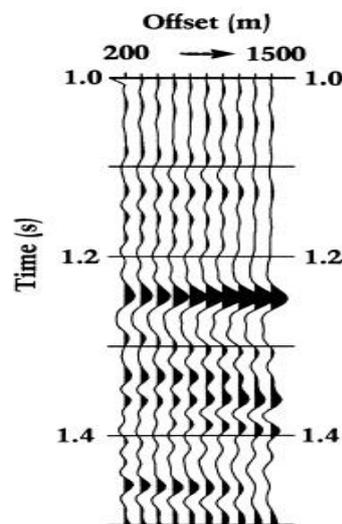


Figura 14: Um CMP *gather* corrigido para *normal moveout* (NMO) com um evento de reflexão a 1,25 s que exibe variações de amplitude com *offset*. Fonte: Yilmaz, 1987.

O padrão com o qual as amplitudes variam com o deslocamento depende da combinação da rocha do reservatório e das propriedades do fluido. A detecção de um padrão é ditada principalmente pela relação sinal-ruído e o intervalo de ângulo de incidência que é medido pelo intervalo de deslocamento do CMP *gather* para um horizonte alvo. Quanto menos profundo o refletor, maior o alcance do ângulo de incidência; portanto, os indicadores AVO são melhor determinados para alvos rasos (Yilmaz, 1987).

É importante salientar que a discussão precedente sobre reflexão e refração de ondas sísmicas e análise AVO foi baseada em limites de camada plana. As amplitudes de reflexão também dependem do mergulho do refletor e da sua curvatura. Pode-se remover os efeitos de inclinação e curvatura executando uma migração de tempo *prestack* (pré-empilhamento). Os conjuntos de CMP resultantes estão associados com refletores nas suas posições migradas e as amplitudes de reflexão podem então ser associadas a um modelo de terra localmente plano.

#### 2.2.4. CLASSIFICAÇÃO AVO & CROSS PLOTTING

Em 1989, Rutherford e Williams definiram três classes distintas de anomalias AVO de arenitos com gás: a Classe I, que ocorre quando o coeficiente de reflexão da onda P de incidência normal é fortemente positivo e mostra uma forte diminuição de amplitude com deslocamento e uma possível mudança de fase em deslocamento distante; a Classe II mostra uma alteração percentual muito grande no AVO para pequenos coeficientes de reflexão da onda P. Nessa situação, se o coeficiente de reflexão de incidência normal for ligeiramente positivo, ocorrerá uma mudança de fase em deslocamentos próximos ou moderados. E as anomalias da Classe 3, que têm um coeficiente de reflexão de incidência normal negativa e que se torna mais negativo à medida que o offset aumenta, os chamados *bright spots* clássicos (Figura 15).

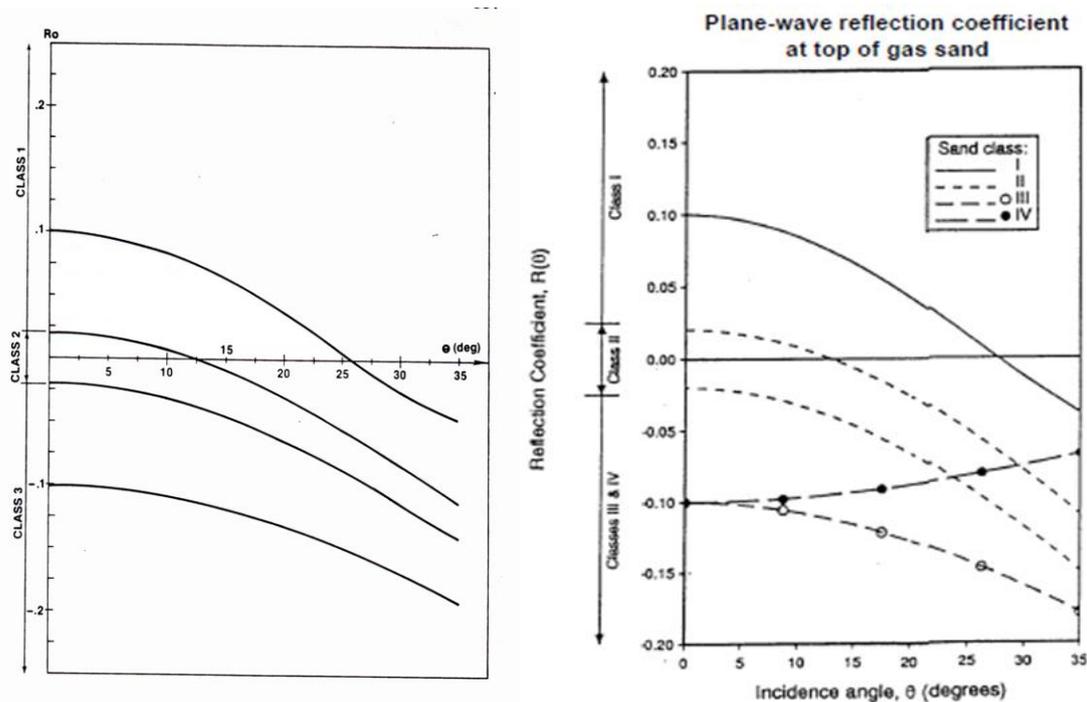


Figura 15: (a - esquerda) Coeficientes de reflexão da onda P de Zoeppritz para uma interface de folhelho e areia com gás para uma gama de  $R_0$  valores. Fonte: Rutherford and Williams, 1989. (b – direita) Superposição de um exemplo de uma areia com gás de Classe IV sobre a figura a. Fonte: Castagna e Backus, 1997.

Castagna e Swan (1997) por sua vez, no que se refere aos princípios de cross-plot de AVO, sugerem que os arenitos com hidrocarbonetos cobertos pelo xisto devem ser classificados de acordo com sua localização no plano A-B, ao invés de seu coeficiente de reflexão de incidência normal sozinho. A interpretação AVO pode ser facilitada pelo cross-plot entre o intercept (A) e o gradiente (B). Sob uma variedade de circunstâncias geológicas razoáveis, "As" e "Bs" para arenitos saturados de salmoura e xistos seguem uma tendência bem definida de fundo ("*background trend*") (Figura 16). As "anomalias AVO" são devidamente vistas como desvios desse cenário e podem estar relacionados a hidrocarbonetos ou fatores litológicos (Castagna e Backus, 1997). Segundo Castagna e Swan (1997), as areias de Classe I são de maior impedância do que a unidade subjacente e ocorrem no quadrante IV do plano A-B. O coeficiente de reflexão de incidência normal é positivo enquanto o gradiente AVO é negativo; e o coeficiente de reflexão diminui com o aumento do deslocamento. Já as areias de Classe II têm aproximadamente a mesma impedância que a unidade subjacente e apresentam comportamento AVO altamente variável, podendo

ocorrer nos quadrantes II, III ou IV do plano A-B. Por fim, as areias de Classe III são de menor impedância do que a unidade subjacente e são freqüentemente brilhantes. (Figura 17).

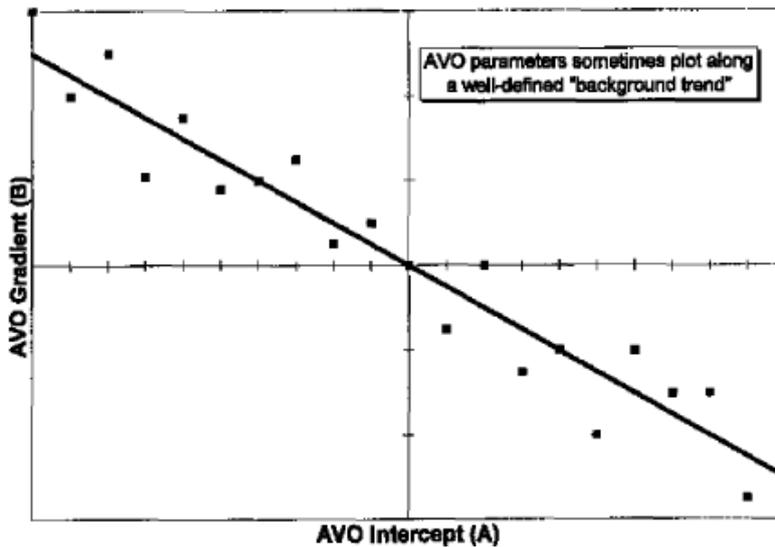
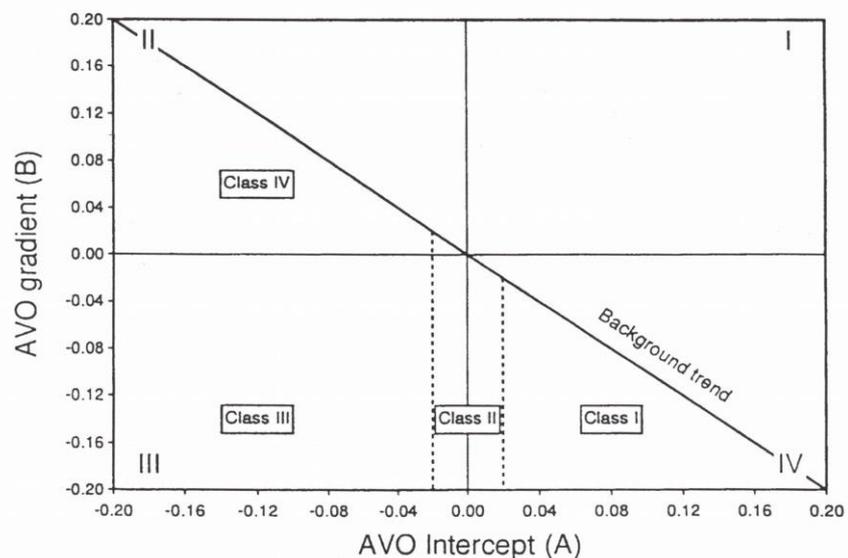


Figura 16: Relação entre o *intercept* (A) e o gradiente (B) para rochas clásticas saturadas de salmoura em um intervalo de profundidade limitado em uma localidade particular. Fonte: Castagna e Backus, 1997.

Figura 17: *Cross-plot* de AVO dos arenitos com hidrocarbonetos cobertos pelo xisto classificados de acordo com sua localização no plano A-B. Fonte: Castagna and Swan, 1997.



Esta classificação não difere muito da de Rutherford e Williams (1989) para as areias de classe I (contraste de alta impedância) e classe II (contraste de baixa impedância). No entanto, difere na Classe III (contraste de baixa impedância), que é subdividida em duas classes, III e IV. As areias da Classe IV exibem comportamento AVO contrário às regras estabelecidas (Figura 15b) – são areias com gás de baixa impedância para as quais os coeficientes de reflexão diminuem com o aumento do deslocamento (Castagna e Backus, 1997).

### 2.2.5. POSSÍVEIS EFEITOS DO PROCESSAMENTO NO PADRÃO AVO

Segundo Castagna e Backus (1993), ao tentar selecionar um esquema de processamento de dados apropriado para a análise AVO, o operador deve equilibrar cuidadosamente dois objetivos concorrentes: a supressão de ruído e isolamento da refletividade do evento de interesse; e a não polarização ou outra forma de corrupção da variação da refletividade com o offset. Este balanço geralmente requer a seleção de um esquema de processamento confiável, assim como um controle de qualidade adequado do mesmo.

Para Feadgold (1990), mesmo que os aspectos conceituais e teóricos do fenômeno AVO sejam bastante simples, a implementação prática da metodologia é bastante difícil. E por isso, três questões básicas, que segundo ele, desempenham um papel crítico no processo AVO, devem ser levadas em consideração: o processamento robusto dos dados pré-stack para que a amplitude relativa possa ser preservada; a parametrização adequada das propriedades petrofísicas para discriminar a litologia e o conteúdo de fluido de forma exclusiva; e a extração de parâmetros adequados a partir dos dados sísmicos e estabelecimento da ligação entre os melhores parâmetros sísmicos e os discriminadores petrofísicos mais exclusivos. Sem uma compreensão adequada desses três processos básicos, o AVO permanece simplesmente outro atributo derivado dos dados sísmicos cuja interpretação sempre será um problema.

Não obstante, Feadgold (1990) aponta que o processamento adequado dos dados pré-stack provavelmente seja o problema mais importante no processo AVO. Sem isso, todos os parâmetros derivados dos dados sísmicos perdem sua significância. Embora esta não seja uma tarefa tão fácil.

Por isso este trabalho propõe um controle adequado de cada etapa do processamento do dado sísmico de forma que tenhamos certeza de que o fluxo de processamento seja *AVO-friendly*. Assim sendo, para melhor elucidar essa ideia, nesta sessão seguem alguns exemplos de efeitos ou armadilhas que determinado método de processamento possa projetar no padrão AVO.

O NMO *stretch*, por exemplo, pode provocar distorções na wavelet como uma função de deslocamento, o que então cria um erro significativo na medição

de gradientes AVO e distorce significativamente a inversão de amplitude e os procedimentos de caracterização do reservatório sísmico (Figuras 18 e 19 - Canning & Malkin, 2008)

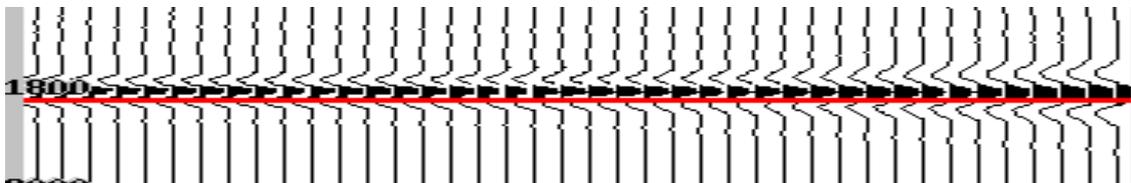


Figura 18: *Offset Gather* criada por uma migração *common offset*. A linha vermelha marca a localização da resposta AVO apresentada na Figura 19. Fonte: Canning & Malkin, 2008.

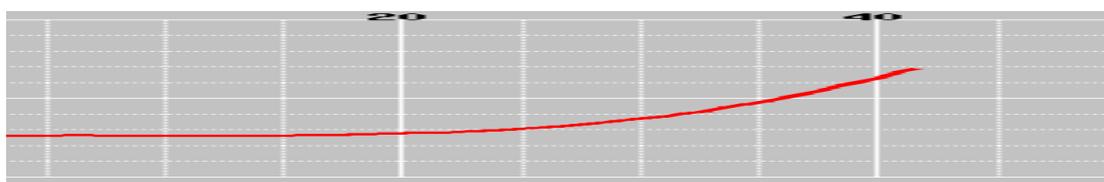


Figura 19: Assinatura AVO para a calha vermelha marcada na Figura 18. O AVO medido tem um falso decaimento acentuado com deslocamento causado pelo alongamento. Fonte: Canning & Malkin, 2008.

A relação sinal-ruído, assim como o alcance de um offset, podem afetar os resultados de uma análise AVO. Segundo Yongyi Li *et al.* (2007), os atributos dependentes do deslocamento, como a refletividade S e o gradiente, são mais influenciados por esses fatores (Figura 20).

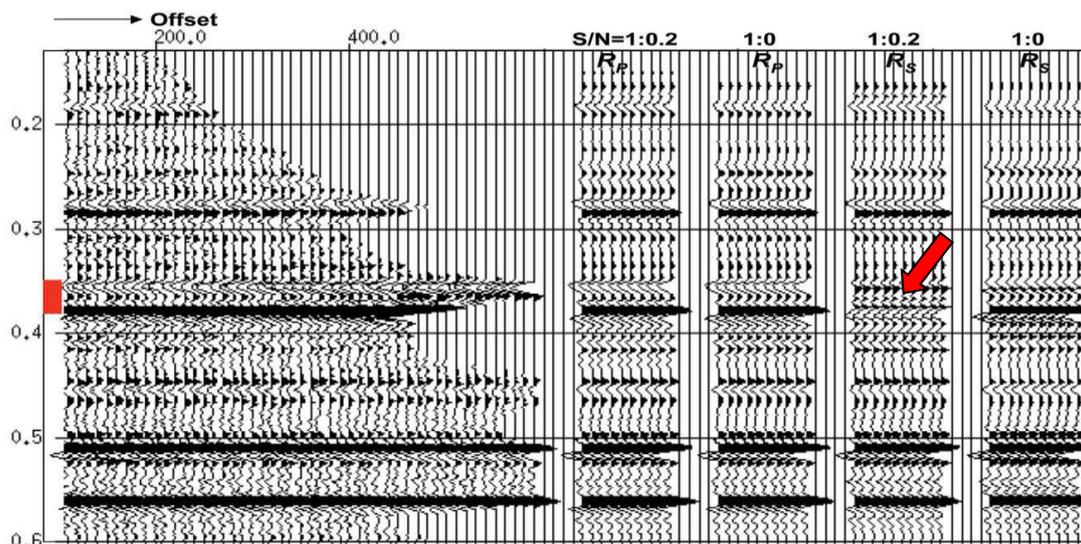


Figura 20. Efeitos do ruído aleatório na extração de AVO para reflexões P e S. O ruído tem pouco efeito sobre a reflectividade em P, mas os efeitos são evidentes na reflectividade de S no nível do reservatório. Fonte: Yongyi Li *et al.*, 2007.

O efeito da anisotropia sobre CDP gathers, por sua vez, se mostra importante pois distorce a curva moveout e afeta diretamente o espectro de velocidade estimado do stack (Tsvankin, 1996 *apud* Chen e Castagna, 2000). As equações de Zoeppritz são derivadas, assumindo-se uma onda plana incidente, para uma única interface separando dois materiais isotrópicos. Cada um desses pressupostos é potencialmente problemático caso uma das camadas seja anisotrópica, podendo levar a conclusões errôneas (Figura 21). Segundo Downton *et al.* (2000), há evidências fortes de que o xisto possa ser anisotrópico, o que se mostra de extrema importância uma vez que os selantes para areias com gás são muitas vezes xisto. Se o selo de xisto é anisotrópico, e usamos um modelo isotrópico, as conclusões que alcançamos sobre os parâmetros elásticos e as propriedades da rocha serão influenciadas pelo uso do modelo errado, levando provavelmente a conclusões e previsões incorretas. Além disso, os eventos dos dados sísmicos totalmente e parcialmente stackeados sem correção hiperbólica de moveout podem produzir estruturas e respostas aparentes, como falhas, *flat spots*, dobras, anomalias de amplitude, assim como artefatos AVO (Figura 22a e 22b – Chen e Castagna, 2000).

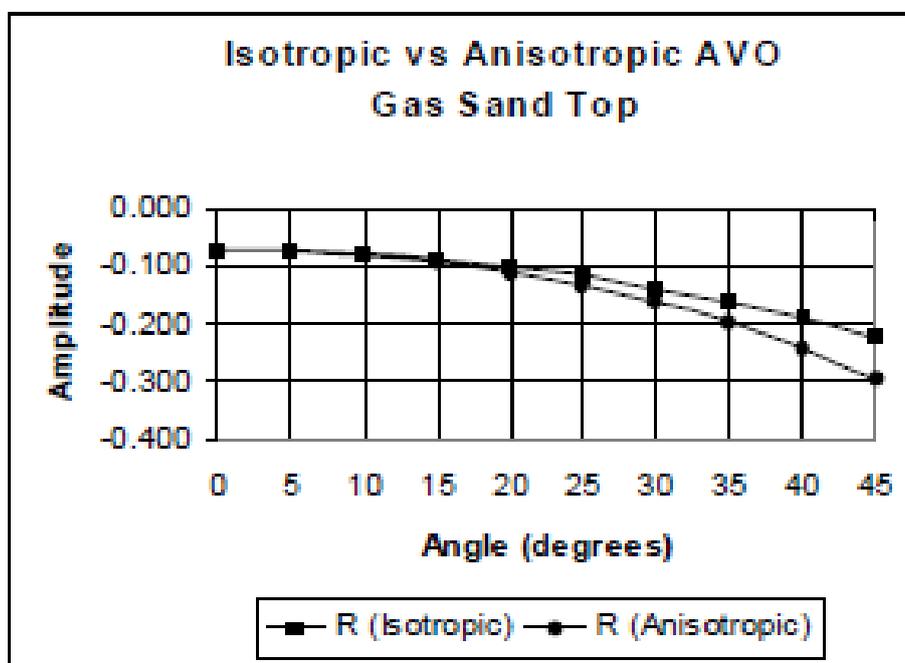


Figura 21: Efeito da anisotropia na resposta AVO. Fonte: Downton et al., 2000.

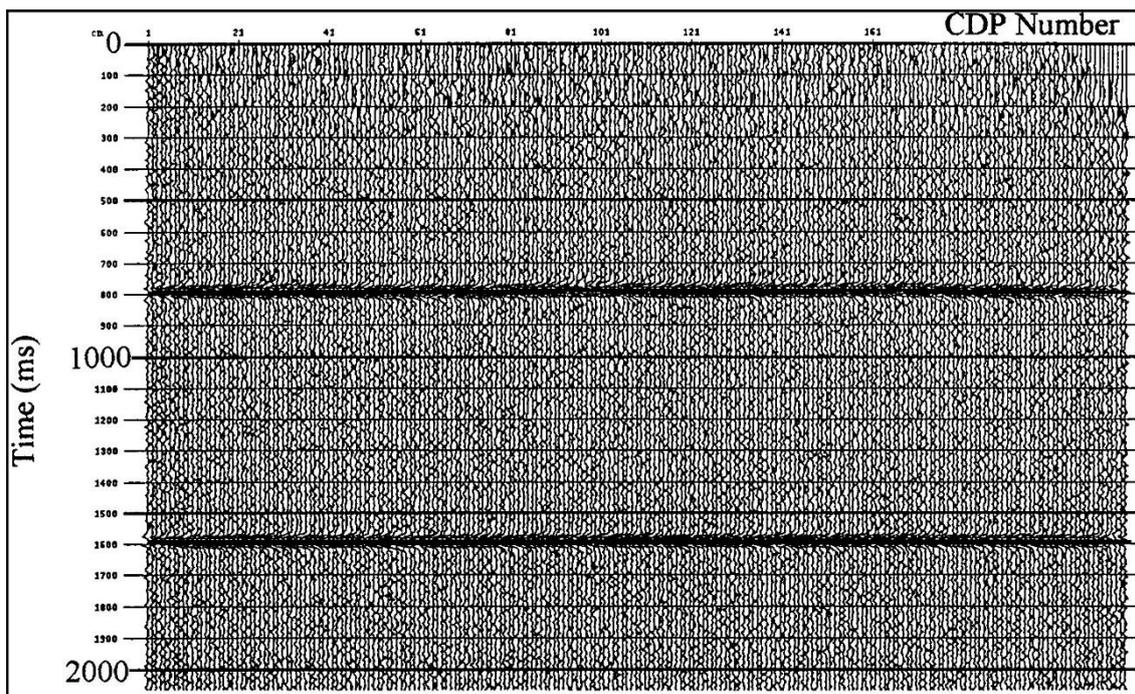


Figura 22a: Near offset stack obtido por processamento anisotrópico de um modelo sintético de 3 camadas com 10% de anisotropia na parte central da segunda camada. Fonte: Chen & Castagna, 2000.

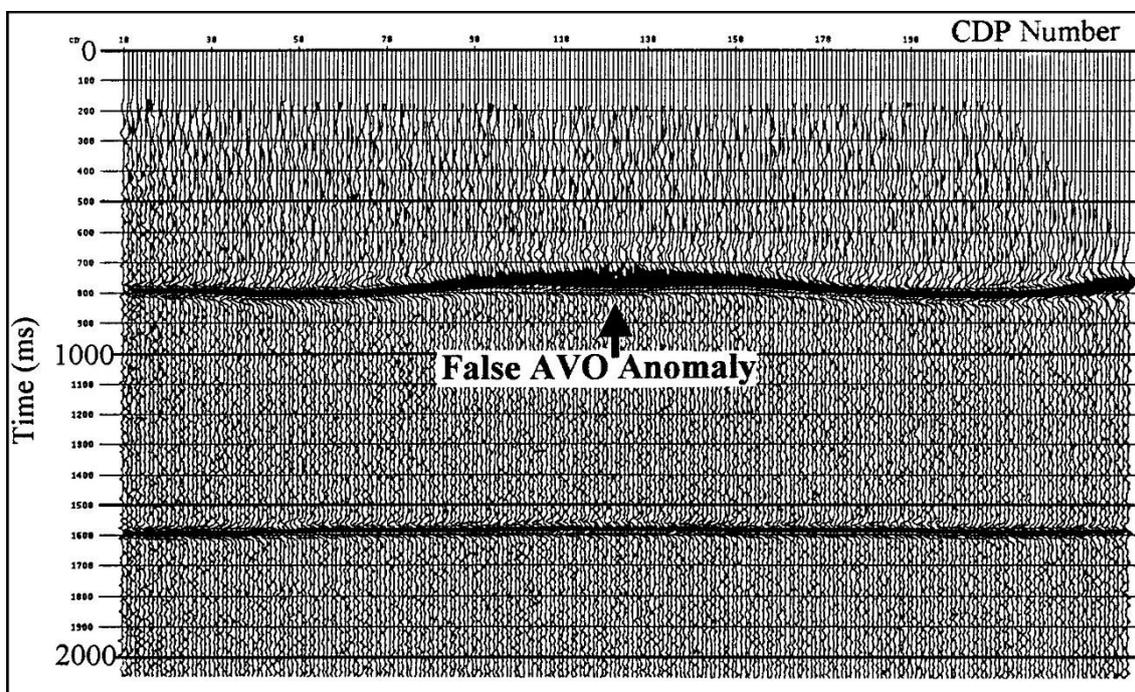


Figura 22b: Near offset stack para o mesmo modelo, porém obtido por processamento sem anisotropia. Fonte: Chen & Castagna, 2000.

Quando imaginamos estruturas geológicas sobrepostas por cargas “viscoelásticas”, é sempre importante considerar o “ofuscamento” da amplitude, a perda de frequência e a distorção de fase (Traynin, 2008). Os efeitos da absorção em função do deslocamento podem ser interpretados erroneamente como fenômenos AVO. Sem a compensação do fator Q, as amplitudes de reflexão podem aparentar diminuir com o deslocamento. A compensação pela absorção nos dados sísmicos pode melhorar a resolução dos mesmos e ser importante para análise AVO (Figura 23 - Zhang and Ulrych, 2002).

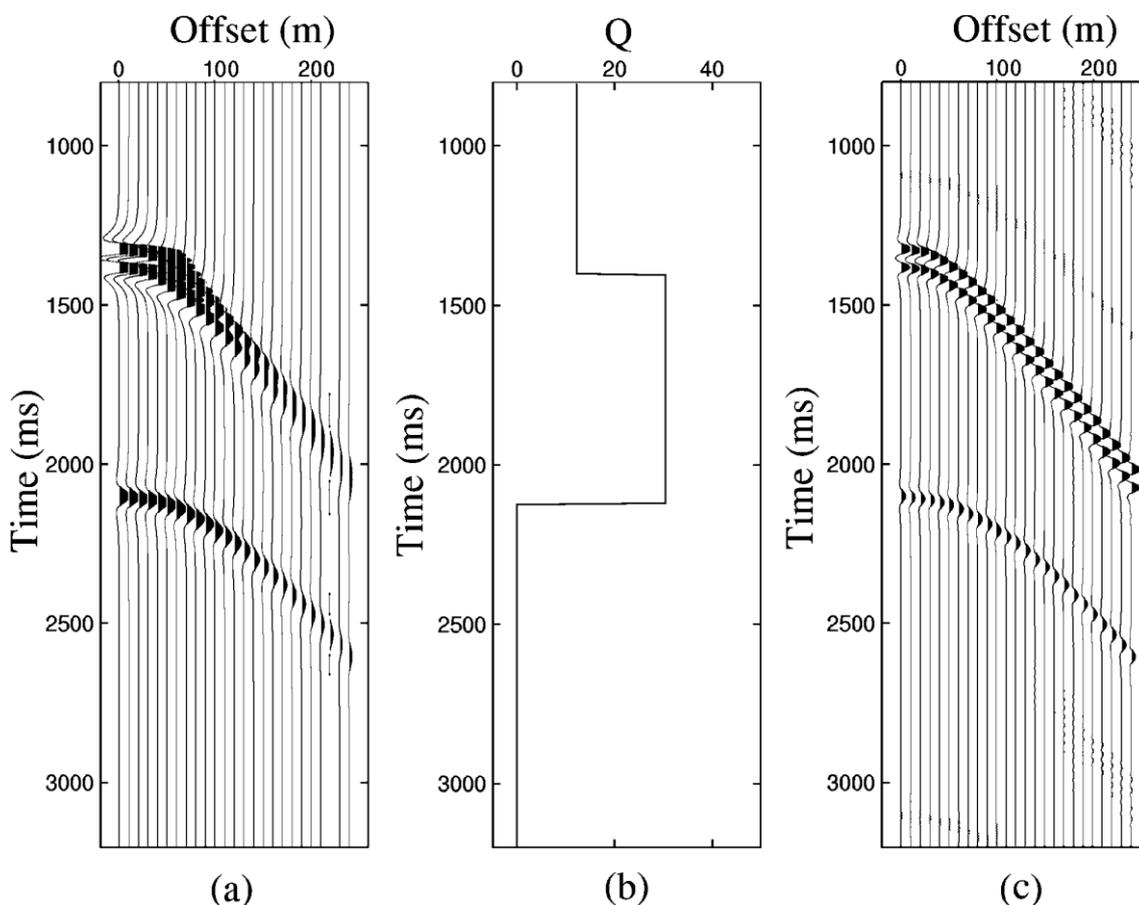


Figura 23: O efeito da filtragem Q inversa. (a) Um CMP gather sintético com três reflexões. (b) Valores do fator Q extraídos. Duas camadas estimadas. (c) Resultado da compensação de absorção. Fonte: Zhang and Ulrych, 2002.

### 3. METODOLOGIA

A ideia inicial deste trabalho era efetuar o Controle de Qualidade (QC) direcionado a preservação do AVO em etapas chaves do processamento desde a entrada do dado bruto até a migração final. Porém, devido a questões de acesso e/ou disponibilidade de informação, o dado de entrada utilizado para este projeto foi um dado público da bacia brasileira de Campos pré-processado pela empresa CGG RIO. Neste caso, todas as etapas de processamento empregadas durante a pesquisa foram pós-migração e focadas na remoção e/ou atenuação de ruídos, artefatos e múltiplas residuais; o que em outras circunstâncias poderia ser visto como um pré-condicionamento dos dados para o AVO, mas que aqui consideraremos como um processo similar ao AVO QC pré-processamento. Nesta situação, de processos pré-migrados, seria necessário incluir a migração no fluxo de QC para cada umas das etapas associadas.

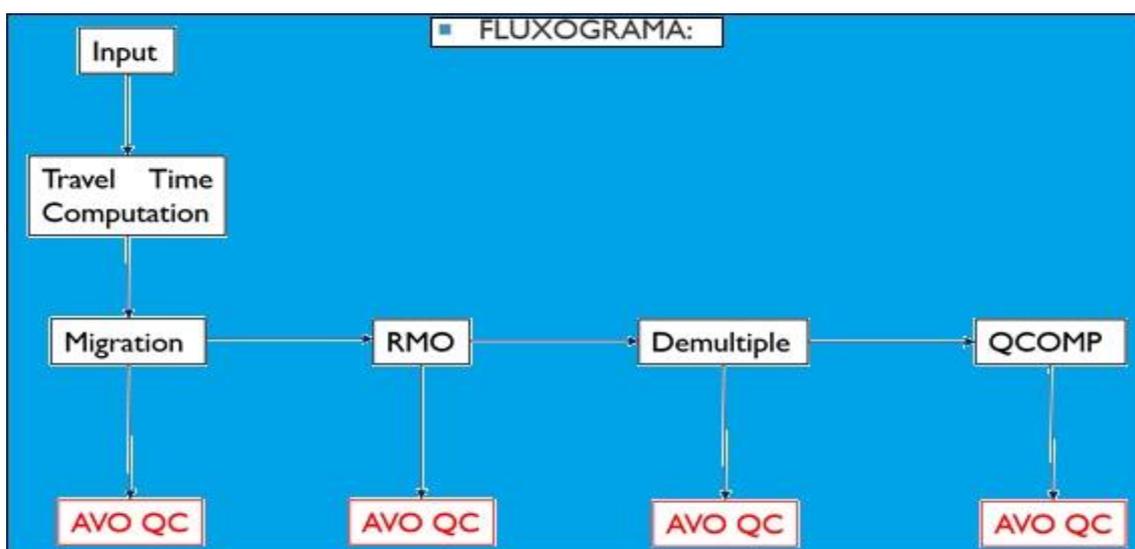


Figura 24: Fluxograma simplificado das etapas do processamento pós-migração.

O fluxo de trabalho do AVO QC, por sua vez, consiste, basicamente, do emprego de algumas sequências aplicáveis em angle stacks após a migração, como: traçar as amplitudes sísmicas versus o  $\text{sen}^2(\theta)$ ; executar o ajuste linear da curva; derivar o modelo AVO: *Intercept* (A) e *Gradiente* (B); gerar sísmicas sintéticas a partir do modelo AVO:  $R(\theta) = A + B \text{sen}^2(\theta)$ . Medir a correlação entre o modelo e os traços sísmicos; e verificar se a correlação entre o modelo AVO e o dado sísmico está aumentando durante a sequência de processamento ou se este está prejudicando o AVO.

Nesta seção, iremos tratar de forma resumida as diferentes etapas do processamento e do controle de qualidade aplicados nos dados durante o trabalho para melhor elucidar suas aplicações e então poderemos avaliar e interpretar os resultados obtidos do mesmo.

### 3.1 O DADO SÍSMICO E O MODELO DE VELOCIDADE

O dado sísmico disponibilizado pela empresa CGG RIO para a realização deste trabalho compõe um bloco Offshore da Bacia Brasileira de Campos (Figura 25), o qual apresenta uma geologia complexa, incluindo uma espessa estrutura de "casco de tartaruga" ("turtle-back"), caracterizada por flancos íngremes de 35° a 40°, carbonatos que se encontram diretamente na camada de sal e intrusões vulcânicas que tornam um projeto de processamento em tempo e profundidade bastante desafiador (Figura 26).

O modelo de velocidade utilizado para a migração foi isotrópico e adaptado de um outro modelo também concedido pela CGG RIO. Segundo relatórios da empresa, tal modelo foi alcançado através de extensivos testes em cada etapa do fluxo de trabalho de tomografia, buscando assegurar o máximo possível a complexidade das estruturas do casco de tartaruga e dos *canyons*, as altas velocidades da camada do topo de Quissamã e a varredura da velocidade do sal, ao mesmo tempo que procurava-se manter a velocidade o mais suave e detalhada possível (Figura 27a e 27b). Além disso, também foram fornecidos diferentes horizontes, incluindo-se a interpretação bem acurada do topo e da base do sal (Figura 28).



Figura 25: Área de pesquisa na Bacia de Campos, offshore Brasil. Fonte: Alteradado de <<http://www.petrobras.com.br/fatos-e-dados/>>, 2015.

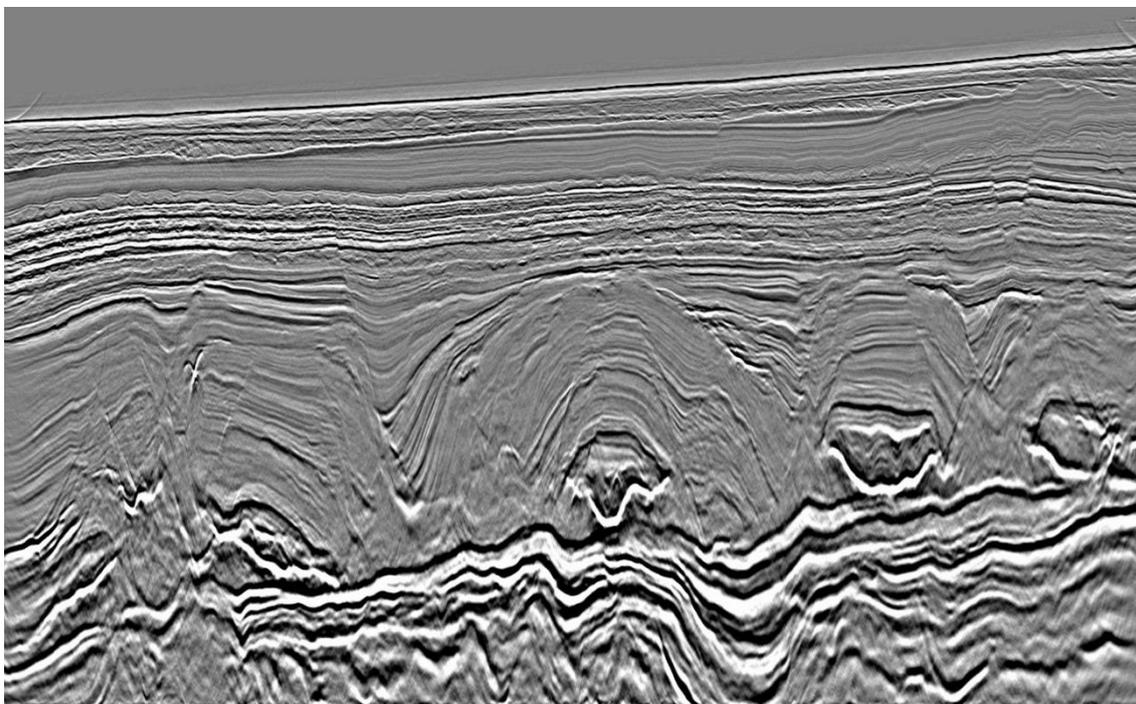


Figura 26: *Crossline* da sísmica pós-migração mostrando toda a complexidade geológica do dado com falhas, carbonatos e a estrutura de “casco de tartaruga” (no centro).

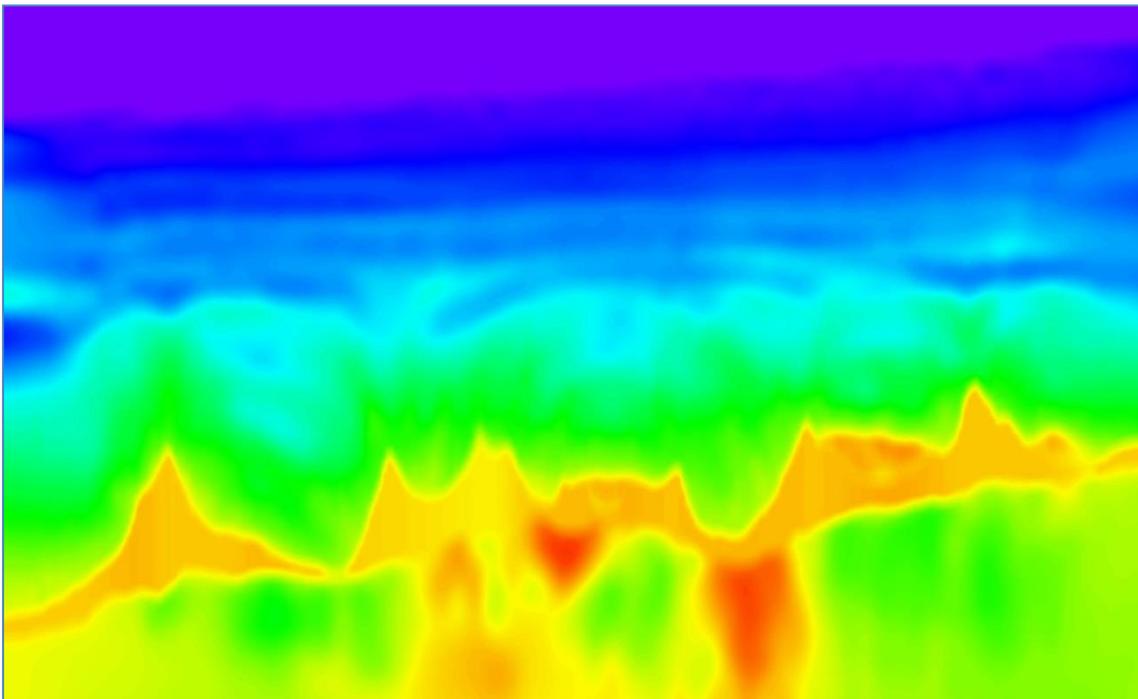


Figura 27a: *Crossline* do Modelo de Velocidade Isotrópico.

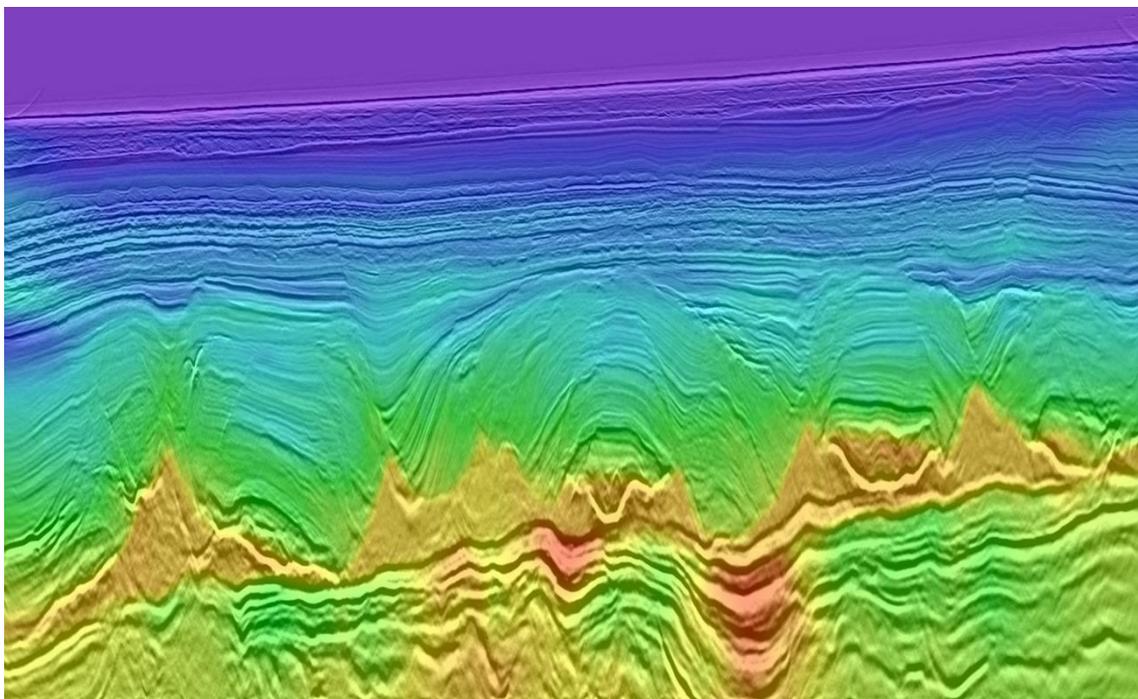


Figura 27b: Modelo de Velocidade Isotrópico sobreposto a Sísmica.

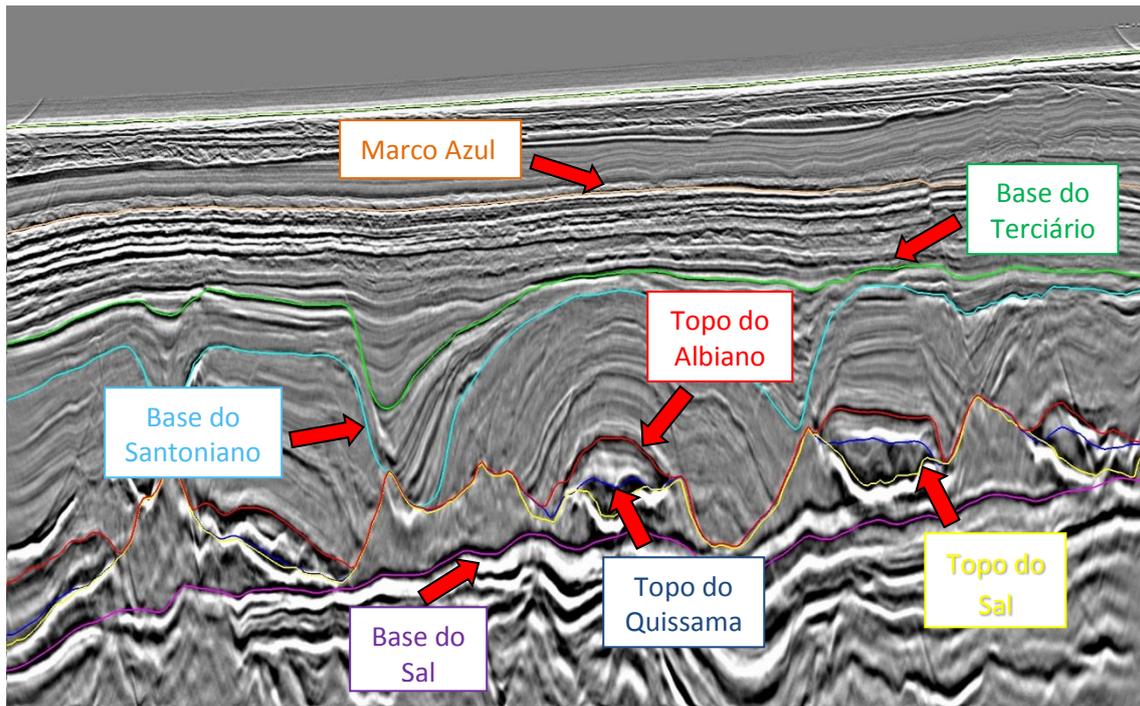


Figura 28: Mesma *crossline* da figura 26 e 27b com os horizontes.

Como já mencionado, o dado utilizado neste trabalho constitui-se de uma entrada para a migração pois o mesmo fora devidamente pré-processado pela empresa CGG RIO. Dentre as diversas etapas da sequência de processamento realizadas pela companhia podemos citar algumas, como:

- Conversão SEG-Y para o formato padrão CGG.
- *Resample*.
- Correção estática de fonte e cabo.
- Atenuação de ruído *Swell*.
- Atenuação de interferência sísmica.
- Análise de velocidade.
- *De-signature* e *de-bubble*.
- SRME 3D.
- Radon *de-multiple*.
- *De-noise* residual
- Correção de amplitude de fonte e receptor.
- Divergência esférica.
- Filtro Q (*phase*).
- Regularização e edição de redundância de dados.

## 3.2 ETAPAS DO PROCESSAMENTO

### 3.2.1 COMPUTAÇÃO DO TEMPO DE TRÂNSITO E MIGRAÇÃO

A migração move reflexões inclinadas para as suas verdadeiras posições subterrâneas e colapsa as difrações, aumentando assim a resolução espacial e produzindo uma imagem sísmica da subsuperfície (Figura 29a e 29b). O objetivo da migração é fazer com que a seção empilhada pareça semelhante à seção transversal geológica em profundidade ao longo da sísmica (Figura 30a e 30b).

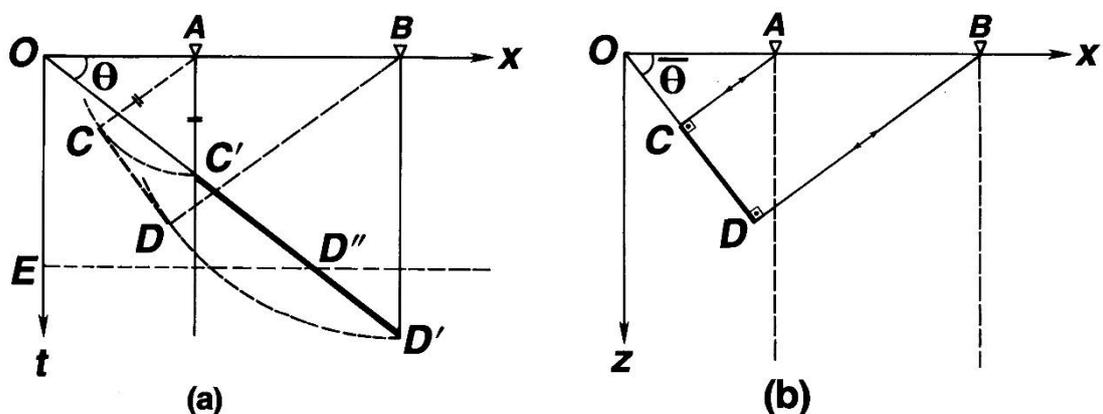
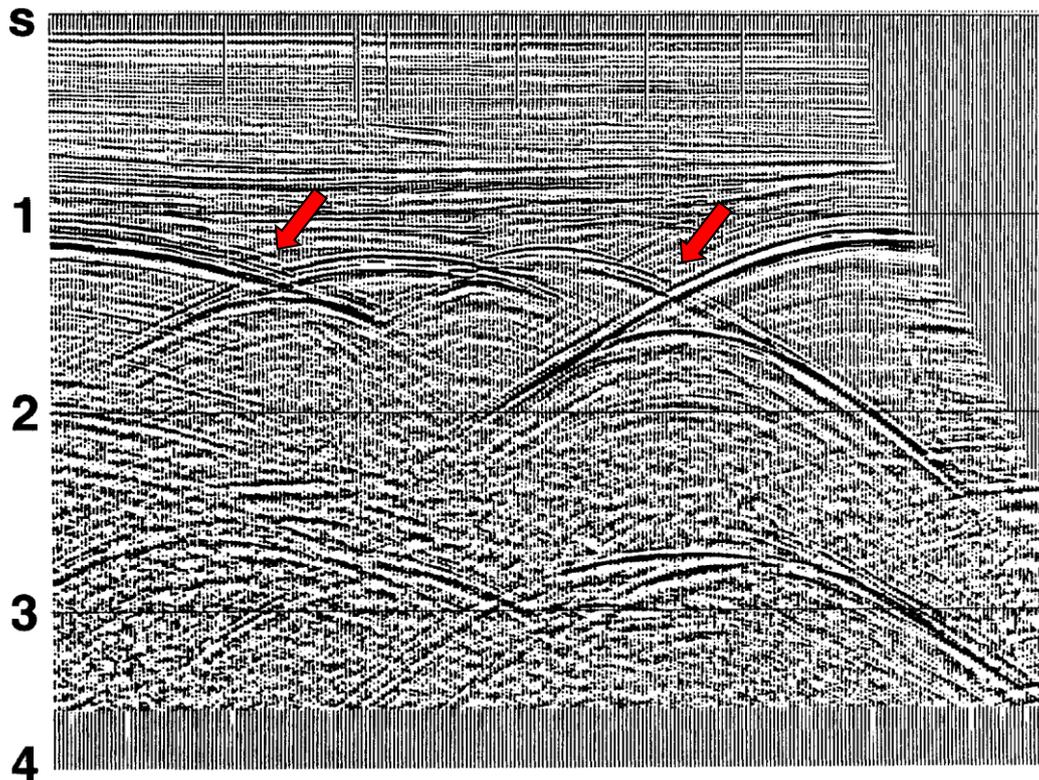


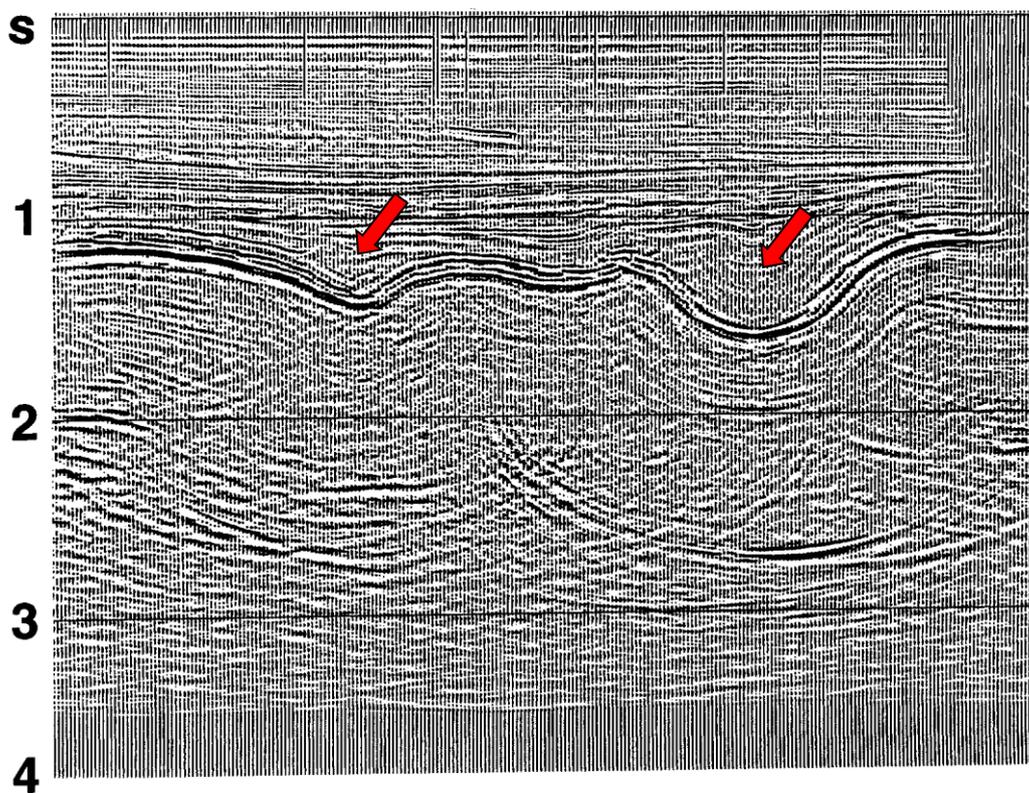
Figura 29: Princípios de migração: o segmento de reflexão  $C'D'$  na seção de tempo como em (a), quando migrado, é movido para cima do mergulho, acentuado, encurtado e mapeado em sua verdadeira localização  $CD$  subterrânea como em (b). Fonte: Adaptado de Yilmaz, 1987.

Na prática, a migração de dados sísmicos requer um algoritmo de migração compatível com os princípios físicos da propagação da onda, parâmetros apropriados para o algoritmo, questões relativas aos dados de entrada e a velocidade de migração.

O método utilizado para este trabalho foi a Migração Kirchhoff. A solução integral de Kirchhoff para a equação da onda escalar nos dá a pressão  $P$  de um campo de ondas se propagando em um meio com determinada velocidade  $V$  em um certo local  $X, Y$  e instante do tempo  $t$ . Como tal, a solução de Kirchhoff é uma afirmação matemática do princípio de Huygen que diz que a perturbação da pressão no tempo  $t + \Delta t$  é a superposição das ondas esféricas geradas por fontes pontuais no tempo  $t$  (Officer, 1958 *apud* Yilmaz, 1987).



(a)



(b)

Figura 30: Um CMP *stack* (a) antes e (b) após a migração. A migração desata os laços de “gravata borboleta” na seção empilhada e os transforma em sinclinais. Fonte: Yilmaz, 1987.

A implementação prática da migração de Kirchhoff é dada pela forma discreta de sua solução integral e requer a computação dos tempos de viagem dos não zero-offsets através de um meio de velocidade 3-D espacialmente variável, além da escala e a soma das amplitudes ao longo da trajetória do tempo de viagem calculada com base na solução de Kirchhoff para a equação da onda escalar. A ampliação das amplitudes antes da soma total inclui a aplicação do fator de obliquidade, o fator de divergência esférico e as correções de amplitude e fase.

Um método direto para calcular os tempos de viagem é o rastreamento de raios através do modelo de velocidade-profundidade especificado. Um raio que emerge de uma localização de origem na superfície pode ser espalhado para baixo na terra e rastreado através da subsuperfície enquanto se calcula a inclinação do raio causada por mudanças no gradiente de velocidade e refração nos limites da camada com contraste de velocidade. O tempo de viagem a partir da localização da fonte e do receptor na superfície e um ponto de reflexão é então calculado integrando os elementos de distância ao longo da trajetória do raio dividido pela velocidade associada a esse elemento. Para um determinado par de receptor e fonte na superfície e um ponto de reflexão, o tempo de viagem total é calculado adicionando o tempo de viagem da fonte ao ponto de reflexão para o tempo de viagem do ponto de reflexão para o receptor (Figuras 31 – Yilmaz, 1987).

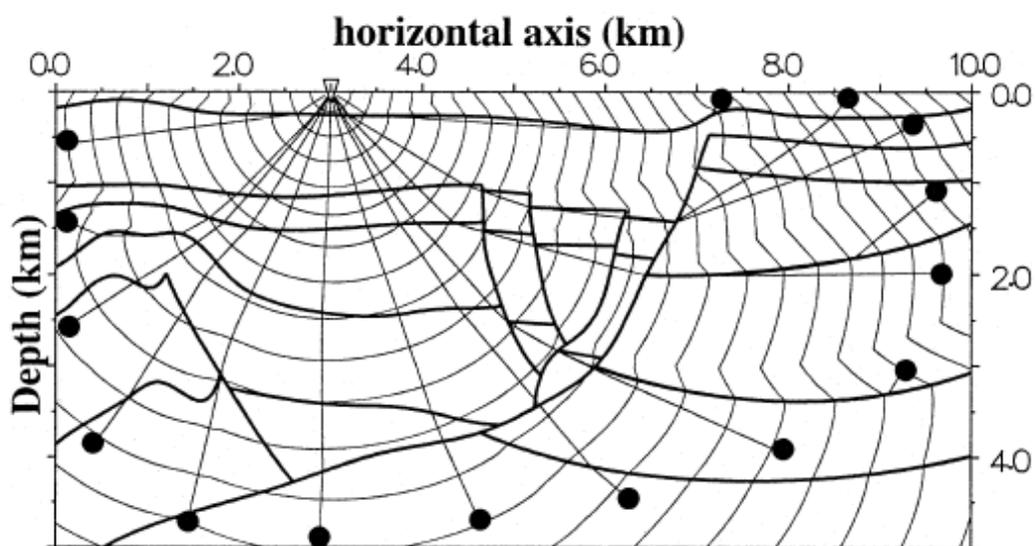


Figura 31: Exemplo ilustrativo dos contornos do tempo de viagem derivados do rastreamento de raios através do modelo de velocidade-profundidade especificado. Fonte: Yilmaz, 1987.

### 3.2.2 RESIDUAL MOVEOUT (RMO)

Analogamente à análise de velocidade de empilhamento convencional, se o modelo de velocidade-profundidade inicial tiver sido estimado com precisão suficiente, então a imagem adquirida derivada da migração de profundidade *prestack* usando este modelo deve exibir eventos planos associados aos limites da camada incluídos no modelo. Qualquer erro nas velocidades das camadas e/ou geometrias dos refletores, por outro lado, deve dar origem ao deslocamento residual ao longo dos eventos sísmicos nos *gathers* de imagem (Yilmaz, 1987). Em princípio, essa mudança residual pode ser determinada e usada para atualização do modelo. Supondo que a mudança residual seja parabólica, computa-se o espectro de velocidade, o qual é usado para determinar a velocidade de empilhamento como função do tempo de reflexão. A função de espectro cruzado (*semblance*) é calculada sobre um grande número de janelas estreitas de tempo ao longo de todo o traço sísmico e para um intervalo de velocidades possíveis para cada janela de tempo. Os picos nos valores de semblance correspondem às velocidades apropriadas para aquele tempo de trânsito em que ocorre uma fase de reflexão na família CMP (Figura 32 – Kearey *et al.*, 2009). Esta função pode então ser usada para corrigir a mudança residual (Figura 33).

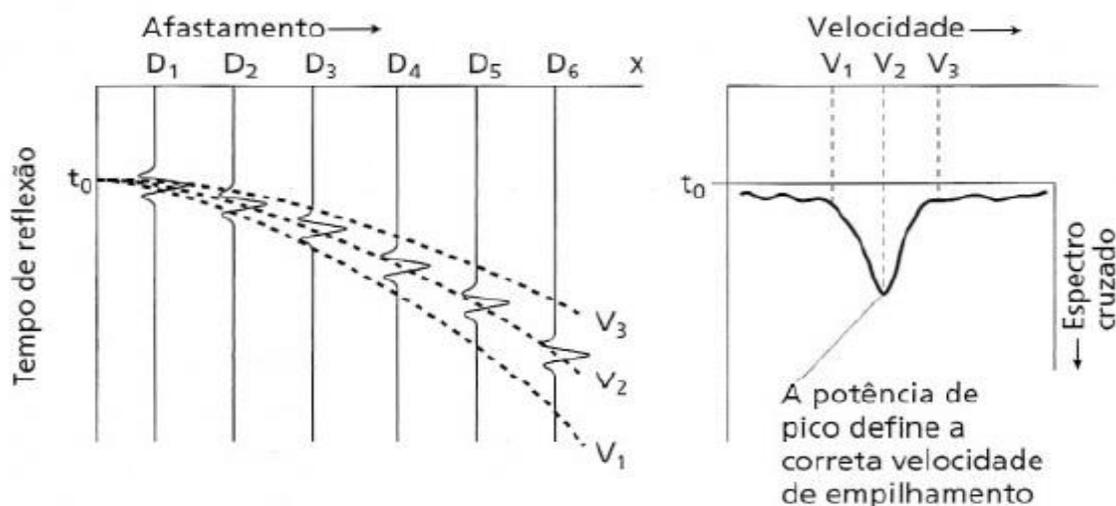


Figura 32: Um conjunto de eventos de reflexão numa família CMP é corrigido para o NMO, usando-se um intervalo de valores de velocidade. A velocidade de empilhamento é aquela que produz um pico no espectro cruzado dos eventos empilhados, ou seja, a velocidade que melhor remove o NMO. Fonte: Kearey *et al.*, 2009.

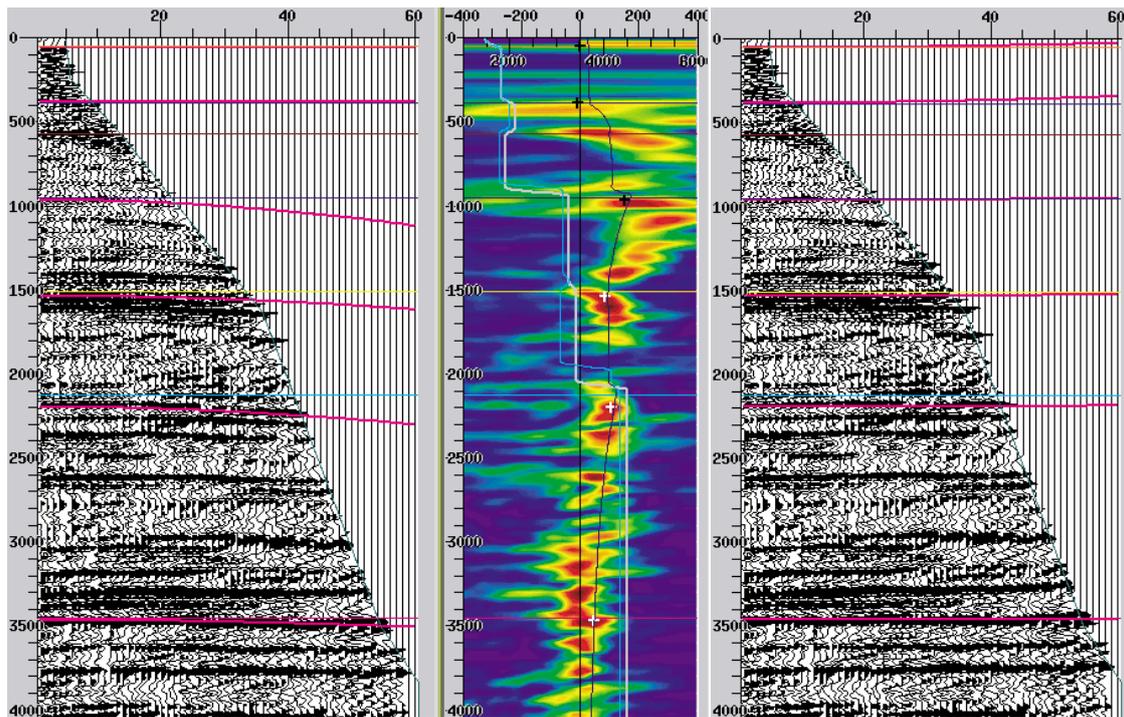


Figura 33: (a) Um conjunto de imagens associado à seção de migração de profundidade; (b) espectro de movimento residual calculado a partir de (a); (c) a imagem em (a) após a correção de *residual moveout* (RMO). Fonte: Yilmaz, 1987.

### 3.2.3 DEMULTIPLE (RADON)

Primárias são reflexões diretas vindas das camadas em subsuperfície. Múltiplas, por outro lado, são “ecos” repetidos subsequentemente que muitas vezes interferem destrutivamente com as reflexões primárias de interesse e precisam ser removidas. Existem numerosas configurações de caminhos de raios associados a múltiplas reflexões encontradas em dados gravados (Figura 34). Independentemente do tipo de múltipla, todas elas têm duas propriedades comuns que podem ser exploradas para atenuá-las com diferentes graus de sucesso – a periodicidade e o *moveout*, os quais são diferente das primárias.

Diferentes técnicas bastante conhecidas podem ser utilizadas para a supressão de múltiplas. Porém, para este trabalho iremos utilizar apenas a transformada Radon. Basicamente a transformada generalizada de Radon integra (empilha) os dados ao longo de superfícies curvas. Na prática, a técnica é aplicada de forma semelhante a transformação de Fourier e o “empilhamento

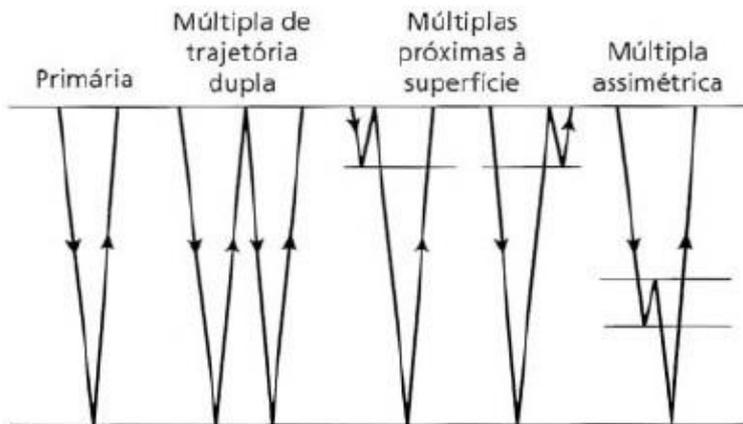


Figura 34: Tipos de reflexão múltipla. Fonte: Kearey et al., 2009.

de inclinação ou velocidade” no domínio da transformada é usado como um filtro para ruídos coerentes com deslocamento linear (Foster e Mosher, 1992).

Um evento linear no domínio de *offset*, como uma chegada refratada (R) ou um ruído linear (G), idealmente mapeia um ponto no domínio Radon. Um evento hiperbólico como uma primária ( $P_1$  e  $P_2$ ) ou uma múltipla ( $M_1$  e  $M_2$ ) é mapeado como uma elipse nesse mesmo domínio (Figura 35).

As múltiplas não são periódicos no domínio de *offset*, mesmo para um modelo de Terra com camadas horizontais; mas são periódicos no domínio Radon. Assim, podemos usar a periodicidade para prever e atenuar múltiplas no domínio da transformada (Figura 35 – Yilmaz, 1987).

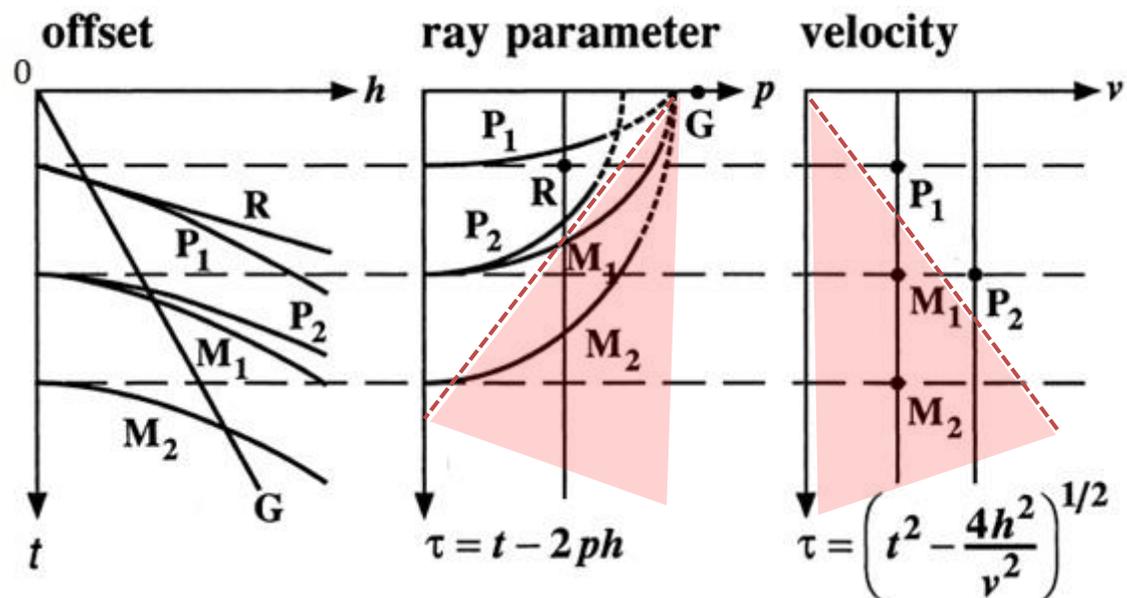


Figura 35: A periodicidade das múltiplas ao longo do traçado radial  $0G$ . E a chegada refratada (R), o ruído linear (G), as primárias ( $P_1$  e  $P_2$ ) e múltiplas ( $M_1$  e  $M_2$ ) mapeados nos empilhamento de inclinação (centro) e velocidade (direita). Podemos usar a periodicidade para prever e atenuar múltiplas no domínio da transformada (triângulos vermelhos). Fonte: Adaptado de Yilmaz, 1987.

### 3.2.4 COMPENSAÇÃO Q

Uma onda ao percorrer a Terra experimenta diversos mecanismos que causam perda progressiva de energia, dentre eles pode-se citar fatores como a dispersão. Uma outra causa da perda de energia ao longo da trajetória de um raio deve-se ao fato de que, mesmo com as baixas tensões envolvidas, o terreno é imperfeitamente elástico em sua resposta à passagem das ondas sísmicas. A energia elástica é gradualmente absorvida pelo meio, em razão das perdas friccionais internas, levando, finalmente, ao desaparecimento total da perturbação sísmica (Kearey et al, 2009). A atenuação provoca a perda de altas frequências com o aumento do tempo de viagem (Figura 36). Isso dá origem a um comportamento não estacionário na forma das ondas associadas a eventos de reflexão em momentos diferentes.

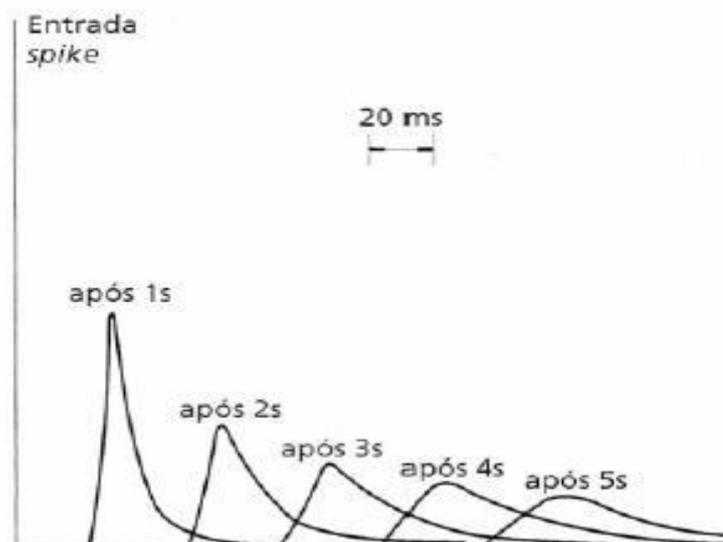


Figura 36: Alteração progressiva da forma de um pulso curto original durante sua propagação através do solo, devido aos efeitos de absorção. Fonte: Kearey, 2009.

A atenuação da onda geralmente é descrita por um fator  $Q$  sem dimensões, que é um fator de qualidade usado para quantificar a atenuação da amplitude intrínseca e a dispersão da velocidade em meios inelásticos.

Uma alternativa determinista para compensar a atenuação dependente da frequência é fornecida pela filtragem  $Q$  inversa, um procedimento de

“propagação reversa” da onda que compensa a absorção de energia e corrige a distorção de onda em termos de forma e tempo. A filtragem Q inversa é composta por uma componente espectral de Amplitude e Fase. Pode-se aplicar o filtro apenas para uma das componentes em separado ou para as duas em conjunto. Normalmente a filtragem Q inversa de Fase é aplicada dentre os primeiros *steps* do processamento antes da migração, como fora realizado no dado utilizado neste trabalho. Por isto, nesta etapa em específico do projeto, pós migração, foi aplicada a filtragem Q inversa de Amplitude com um Q contante.

Quanto menor for o fator Q, menor a velocidade e maior a frequência, e menor a profundidade em que a amplitude da onda descai para uma fração da amplitude da onda em  $z = 0$ . Para valores Q muito grandes, isto é, para pequena atenuação, a redução de amplitude para o valor especificado não ocorre até que a onda alcance profundidades muito maiores além dos objetivos da exploração (Yilmaz, 1987).

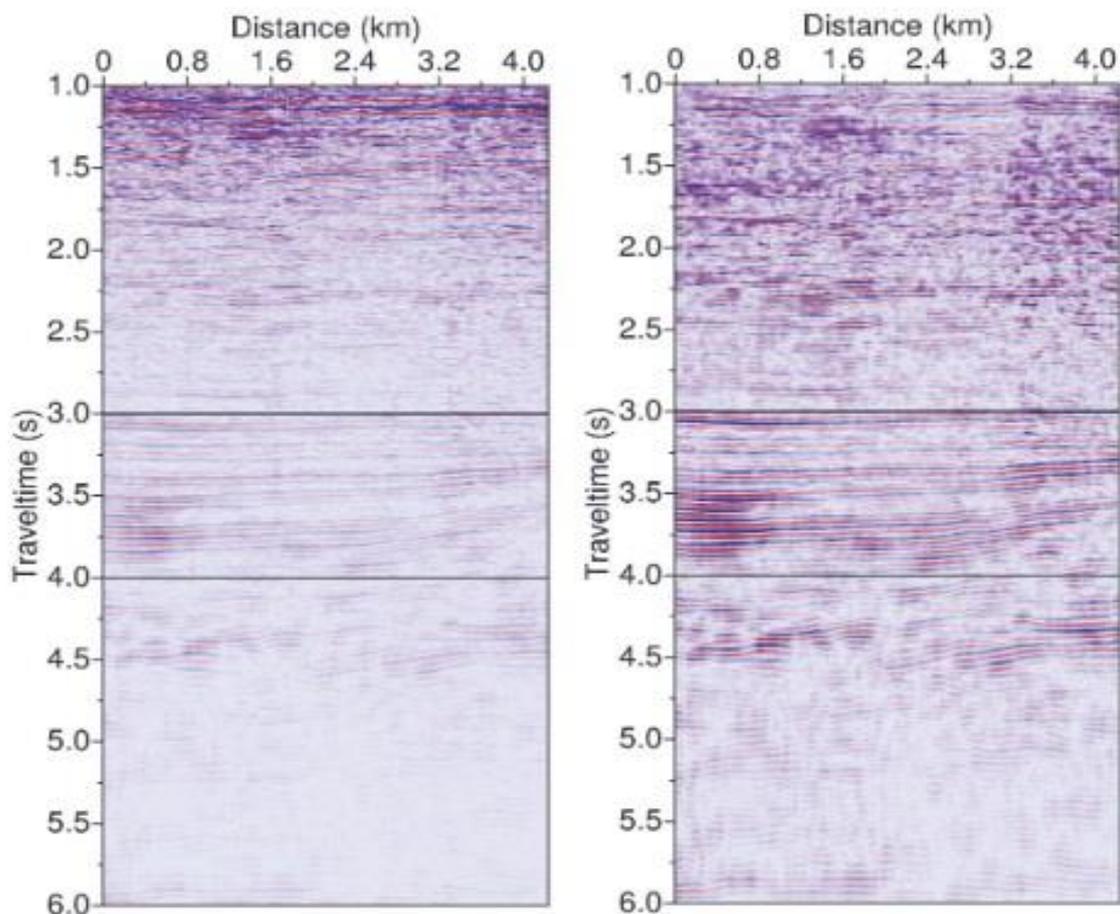


Figura 37 :Uma seção sísmica empilhada antes (esquerda) e depois (direita) da filtragem Q inversa. Fonte: Adaptado de Chen *et all*, 2013.

### 3.3 CONTROLE DE QUALIDADE AVO

Como visto nos tópicos anteriores, os dados sísmicos são organizados em conjuntos de CMPs e os *prestack gathers* são condicionadas para a técnica de AVO. Esses *gathers* passam por um controle de qualidade para detectar ruídos potenciais ou múltiplas que afetem as amplitudes e então são devidamente processados para a filtragem dos mesmos. Em seguida, os conjuntos *prestack* podem ser empilhados em *angle gathers*.

Como fora discutido, as equações de Zoeppritz e a equação de Shuey (que é uma aproximação da equação de Zoeppritz) dependem do ângulo de incidência em que o raio sísmico atinge o horizonte de interesse.

No entanto, os dados sísmicos são registrados como uma função do deslocamento. Embora o deslocamento e o ângulo sejam aproximadamente semelhantes, existe uma relação não-linear entre eles, que deve ser contabilizada em esquemas de processamento e análise que exijam que esse ângulo seja usado em vez do deslocamento. Chamamos esse tipo de análise AVA (*Amplitude Versus Angle*) em vez de AVO (Figura 38 – Russell e Hampson, 2004).

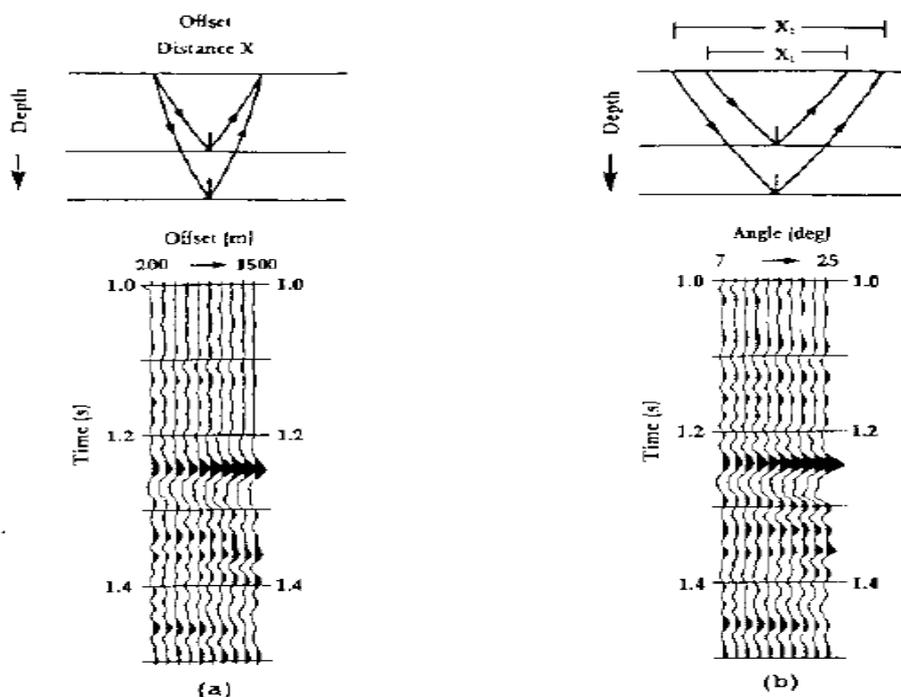


Figura 38: (a) Resposta AVO num *offset gather*. (b) A transformação de (a) na resposta AVA (*Amplitude Versus Angle*) para um *angle gather* equivalente. Fonte: Russell e Hampson, 2004.

Na figura 38, na parte superior de cada conjunto, é mostrado um esquema da geometria de trajetória de raio (*raypath*) assumida para os eventos refletidos em um traço particular de cada *gather*. Observe que o ângulo de incidência para um traço de deslocamento constante diminui com a profundidade, enquanto o ângulo permanece constante com a profundidade para um traço de ângulo constante.

### 3.3.1 AJUSTE AVO E EXTRAÇÃO DO MODELO AVO A PARTIR DA SÍSMICA

Para implementar os esquemas matemáticos apresentados pelas aproximações de Aki e Richards e Shuey das equações de Zoeppritz, deve-se escolher valores sísmicos no domínio *prestack*, (como exemplificado na Figura 39) e ajustar os parâmetros de refletividade usando métodos de mínimos quadrados. Os resultados podem ser exibidos para análise posterior, como um cruzamento dos valores de intercepção versus gradiente, por exemplo.

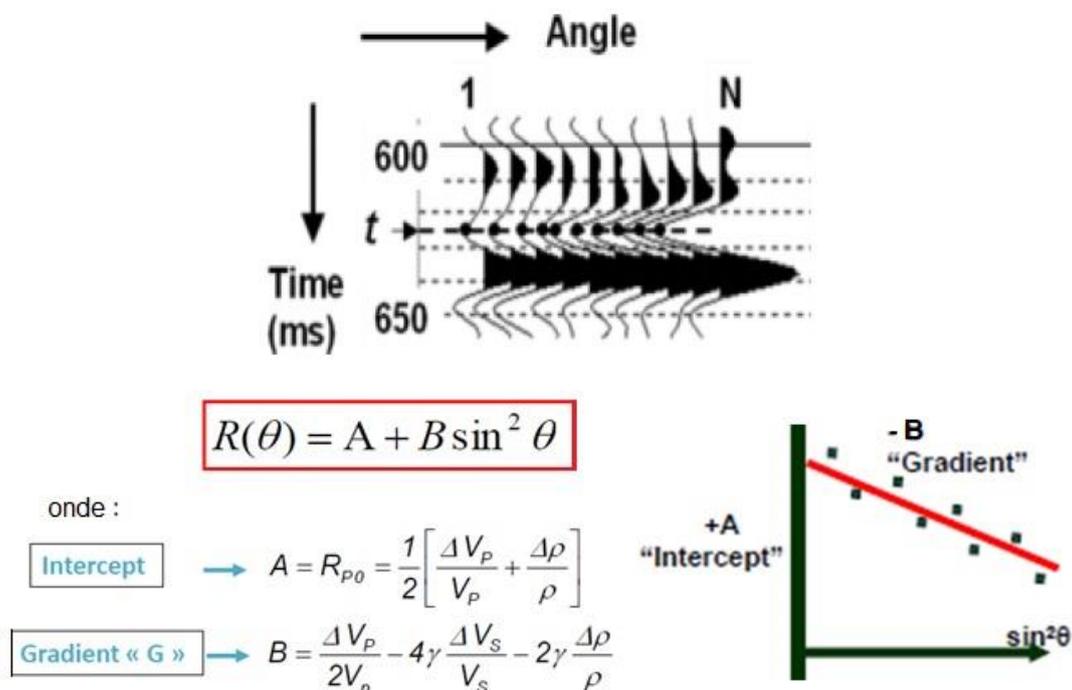


Figura 39: Exemplo de amplitudes sísmicas sendo colhidas dos conjuntos *prestack* e então ajustadas ao modelo do dado pela aproximação de 2 termos de Aki e Richardde das equações de Zoeppritz usando uma abordagem de mínimos quadrados. Fonte: Adaptado de Russell, 2010.

### 3.3.2 MEDIDAS DA CORRELAÇÃO ENTRE O MODELO E O DADO SÍSMICO

A técnica AVO geralmente é limitada a dois termos devido ao intervalo limitado de ângulos sob os quais os refletores estão iluminados. No entanto, estes dois termos ainda devem ser adequadamente escolhidos para melhorar a robustez da análise AVO em relação a ruídos, os quais, como visto nas seções anteriores, se referem a qualquer desvio dos dados do modelo AVO: eventos de interferência (múltiplas, ruídos dispersos, ruído aleatório), incorreto equilíbrio de amplitude (divergência esférica, alterações consistentes na superfície, absorção), variação da *wavelet* com *offset* (NMO *stretch*, efeitos de ajuste dependentes do deslocamento), padrões de diretividade fonte e receptor, descrição cinemática imprecisa da reflexão e muito mais. Segundo Herrmann e Camboi (2001), muitos estudos teóricos e numéricos demonstraram que apenas um conjunto limitado de parâmetros AVO são realmente recuperáveis do seu efeito dominante nas amplitudes sísmicas. Também citam o trabalho de Cambois (1998 *apud* Herrmann e Camboi, 2001), o qual reconheceu os ruídos como a origem de fortes tendências de correlação estatística na correlação litológica, o que pode levar a uma grande armadilha para o intérprete, e que pode ser evitada, não obstante por outras técnicas, mas pelo devido processamento dos dados.

Um controle de qualidade quantitativo da compatibilidade AVO dos dados sísmicos é possível usando-se medidas de repetibilidade através da comparação entre o AVO sintético e sísmico, como o Coeficiente de Correlação (*Correlation Coefficient* – CC) e a Raiz Quadrática Media Normalizada (*Normalized root mean square* – NRMS), e a avaliação dos indicadores de Qualidade e Anomalia.

O objetivo da análise exploratória de dados é examinar a estrutura subjacente dos dados e aprender sobre os relacionamentos sistemáticos entre muitas variáveis. A análise exploratória de dados inclui um conjunto de ferramentas gráficas e descritivas, para explorar os dados, como pré-requisito para uma análise de dados mais formal (Predição, Previsão, Estimação, Classificação e Testes de Hipóteses), e como parte integral formal da construção de modelos (Alvares, 2017) .

Em probabilidade, a covariância de duas variáveis X e Y é uma medida da variabilidade conjunta destas variáveis aleatórias. Se as variáveis tem

covariância positiva ou negativa tendem a mostrar, respectivamente, um comportamento semelhante ou oposto. Desta maneira, a covariância nos permite ver se os valores da variável X correspondem aos da variável Y, assim como o seu sinal nos mostra a tendência na relação linear entre as variáveis.

Os coeficientes de correlação são métodos estatísticos para se medir as relações entre variáveis e o que elas representam. A correlação procura entender como uma variável se comporta em um cenário onde outra está variando, visando identificar se existe alguma relação entre a variabilidade de ambas (Figura 40). Embora não implique em causalidade, o coeficiente de correlação exprime em números essa relação, ou seja, quantifica a relação entre as variáveis. A correlação pode ser calculada a partir da covariância e do desvio padrão das variáveis em questão:

Coeficiente de Correlação:

$$CC(X, Y) = \frac{\text{Cov}(X, Y)}{\sigma(X)\sigma(Y)} \quad (3.17)$$

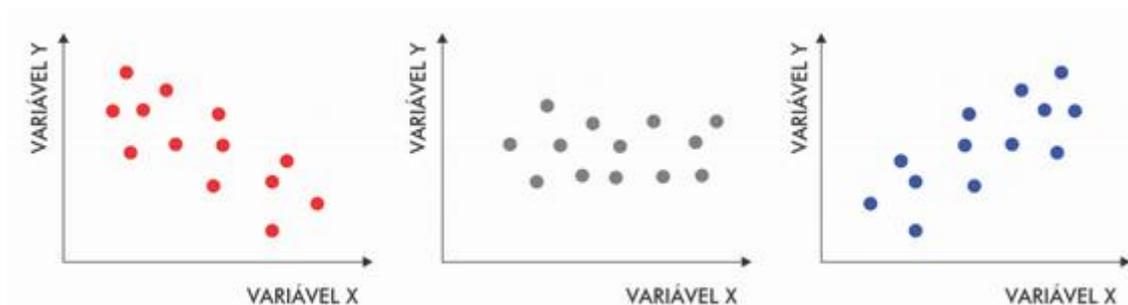


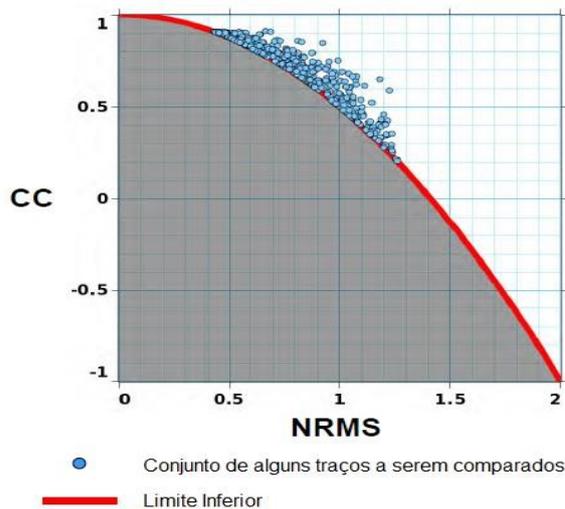
Figura 40: Exemplo de graficos de correlação procurando mostrar como uma variável se comporta em um cenário onde outra está variando. Fonte: <abgconsultoria.com.br>, consultado em novembro de 2017.

A média quadrática entre duas variáveis é definida como a raiz quadrada da média aritmética dos quadrados dos dois termos. É uma medida frequentemente usada da diferença entre os valores previstos por um modelo e os valores realmente observados a partir do ambiente que está sendo modelado. E o propósito da normalização é minimizar os problemas oriundos do uso de unidades e dispersões distintas entre as variáveis e ajustar as escalas de valores dos atributos para o mesmo intervalo (Alvares, 2017). A Raiz Quadrática Media Normalizada pode ser dada por:

Normalized Root Mean Square:

$$NRMS(X, Y) = \frac{2RMS(X - Y)}{RMS(X) + RMS(Y)} \quad (3.2)$$

O Coeficiente de Correlação e a Raiz Quadrática Media Normalizada podem ser correlacionados (equação 3.3) e comparados (Figura 41), servindo como uma medida de repetibilidade e controle de qualidade da compatibilidade AVO dos dados sísmicos a cada *step* do fluxo de processamento.



$$CC = 1 - \frac{NRMS^2}{2} \quad (3.3)$$

Figura 41: O Coeficiente de Correlação e a Raiz Quadrática Media Normalizada correlacionados e comparados. Fonte: Adaptado de Coléou *et al.*, 2013.

Outras medidas de repetibilidade para AVO QC relacionadas com o CC e o NRMS são os indicadores de Qualidade e Anomalia (Figura 42):

Indicador de Qualidade:

$$Quality = \frac{3 + CC - \frac{NRMS^2}{2}}{4} \quad (3.4)$$

Indicador de Anomalia:

$$Anomaly = \frac{CC - 1 + \frac{NRMS^2}{2}}{2} \quad (3.5)$$

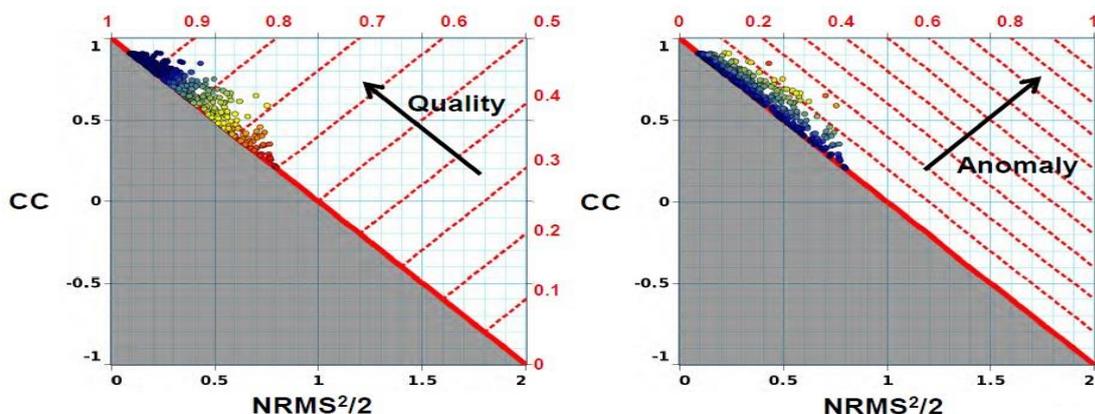


Figura 42: Indicadores de Qualidade e Anomalia avaliados em um *crossplot* entre o Coeficiente de Correlação e a Raiz Quadrática Media Normalizada. Fonte: Adaptado de Coléou *et al.*, 2013.

Caso o processamento esteja sendo realizado adequadamente em relação a característica AVO, espera-se que a cada *step* do mesmo a cross-correlação entre a sísmica e o modelo AVO sintético aumente, assim como o indicador de qualidade também aumente e, concomitantemente, o NRMS e o indicador de anomalia diminuam.

Se a correlação cruzada diminuir para todos ou alguns *angle stacks*, especialmente para *angle stacks* distantes, o processamento deve ser revisado. Se aumentar para todos os *angle stacks*, então devemos realizar controles de qualidade extras para ter certeza. Um exemplo de QC extra é a geração de mapas de CC e RMS por *angle stacks* para verificar a homogeneidade em toda a área avaliada (Figura 43).

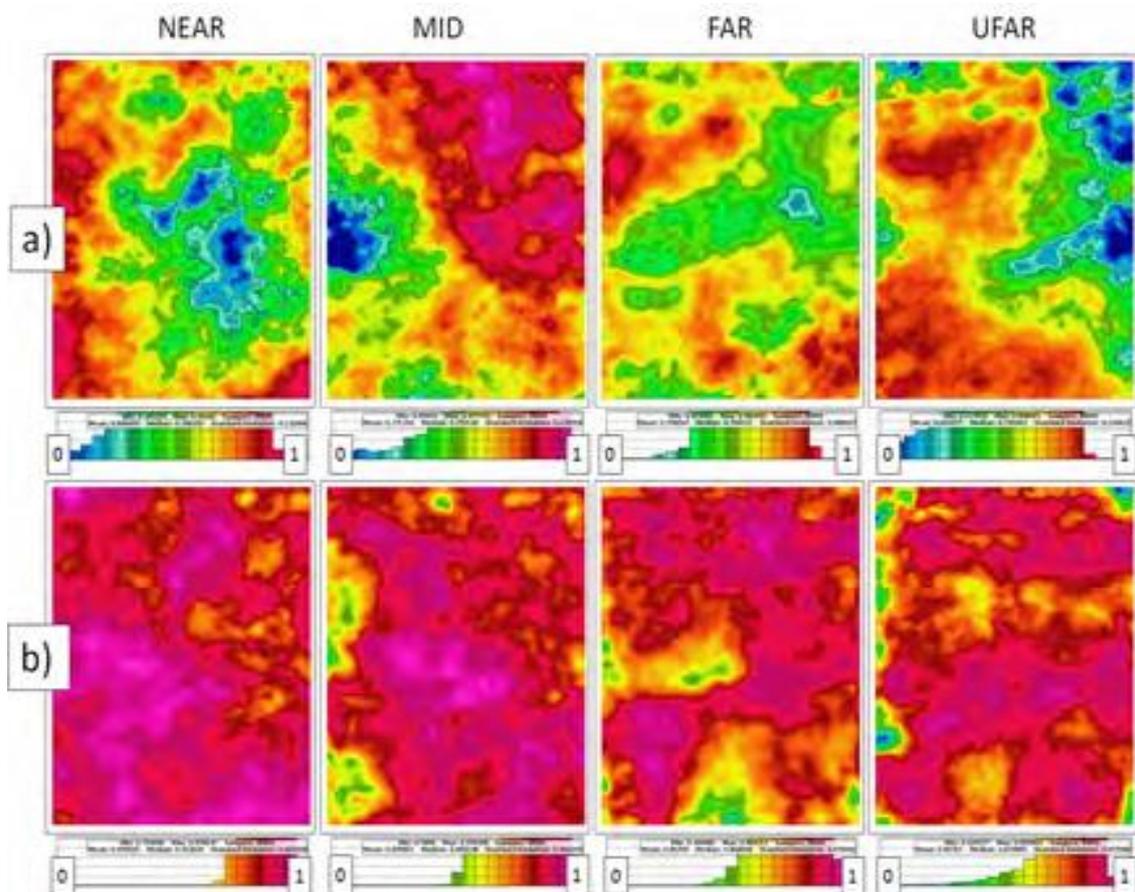


Figura 43: Mapas de correlação cruzada entre o modelo sísmico e AVO para as quatro pilhas de ângulo, calculadas em uma janela de tempo em torno de um horizonte: (a) após a migração e (b) no final do pós-processamento. Fonte: Rivet et al., 2016

Se todos os QC anteriores forem validados, a etapa de processamento será considerada *AVO-friendly*.

## 4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1.1 RESULTADOS DAS ETAPAS DO PROCESSAMENTO

Nesta seção serão mostrados os resultados das etapas do processamento e seus respectivos efeitos no dado sísmico. É importante relatar que foram aplicados dois *demultiples* com diferentes parâmetros de janela para a transformada Radon – uma mais branda e uma um pouco mais agressiva, para podermos compará-las entre si.

A partir das Figuras 45 pode-se observar que os eventos ficam muito mais alinhados após a aplicação da correção do *Moveout* Residual, o qual é bem evidente nos far offsets dos CDPs *gathers* na saída da Migração (Figura 44).

Observando as Figura 46 à 49 pode-se reparar os efeitos dos *Demultiplos* no dado. Não obstante a diferença entre os dois, é notável que ambos diminuem bastante o ruído do dado, o que pode ser evidenciado pela subtração das sísmicas pré e pós-*demultiples* (Figuras 48 e 49); No entanto, algumas múltiplas remanescentes ainda podem ser vistas no dado além de possível informação de refletores filtrada junto aos ruído.

Ao se comparar os *Demultiples* mais brando com o mais agressivo realmente nota-se a maior retirada de múltiplas deste frente aquele, embora o mesmo efeito indesejado da filtragem de informação dos refletores junto ao ruído também possa ter se intensificado com este processo.

Na Figura 50, por sua vez, pode-se observar o efeito da Compensação Q e reparar como a amplitude é redistribuída ao longo de todo o dado sísmico, o que proporciona uma melhor resolução da imagem.

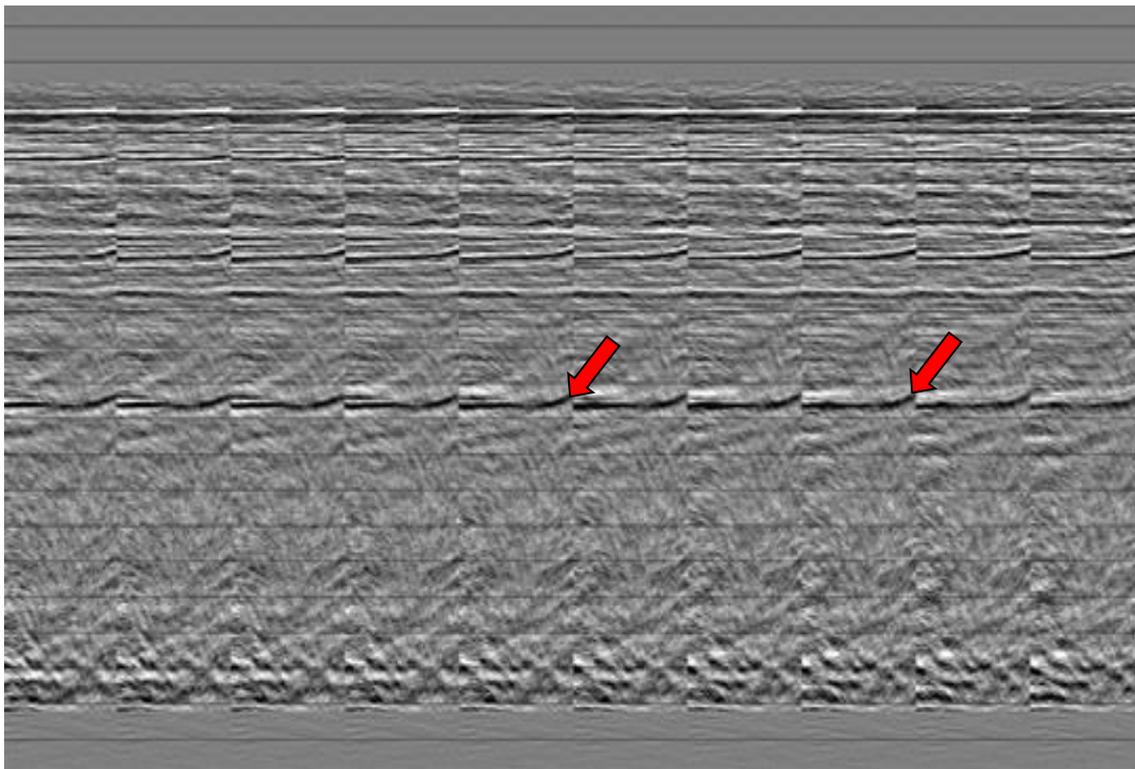


Figura 44: CDP *gathers* após a saída da migração.

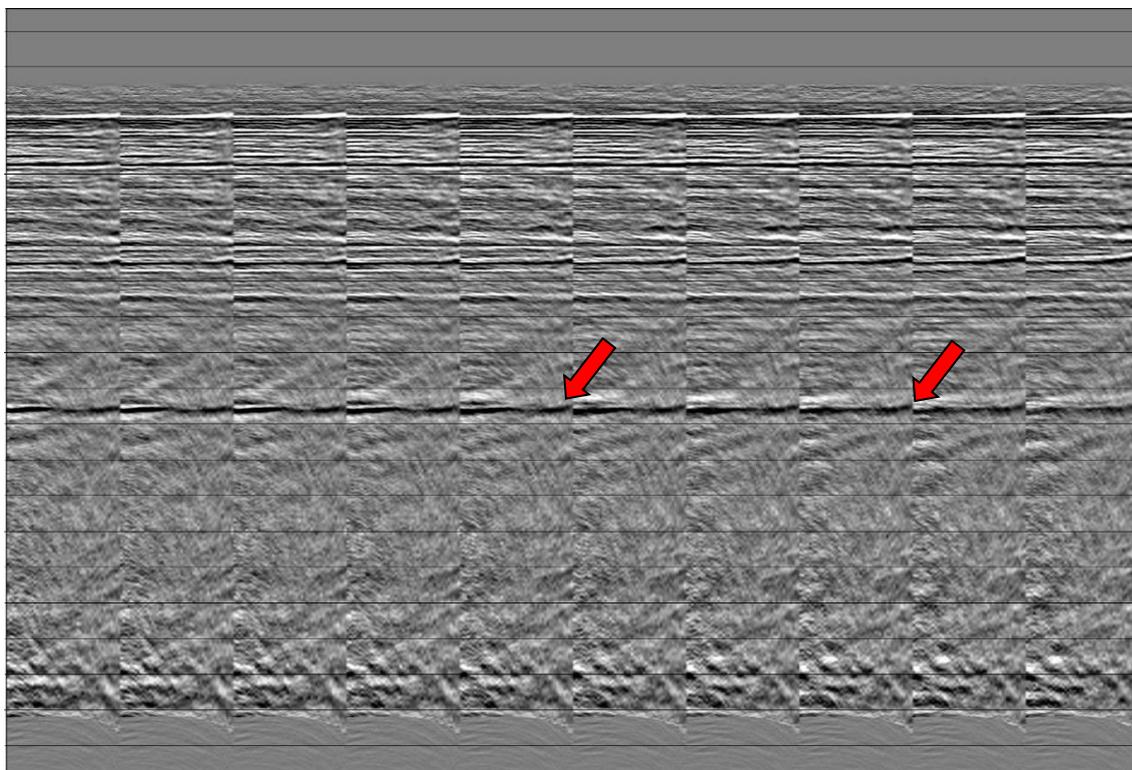


Figura 45: Mesmos CDP *gathers* da saída da migração mas agora corrigidos para o RMO.

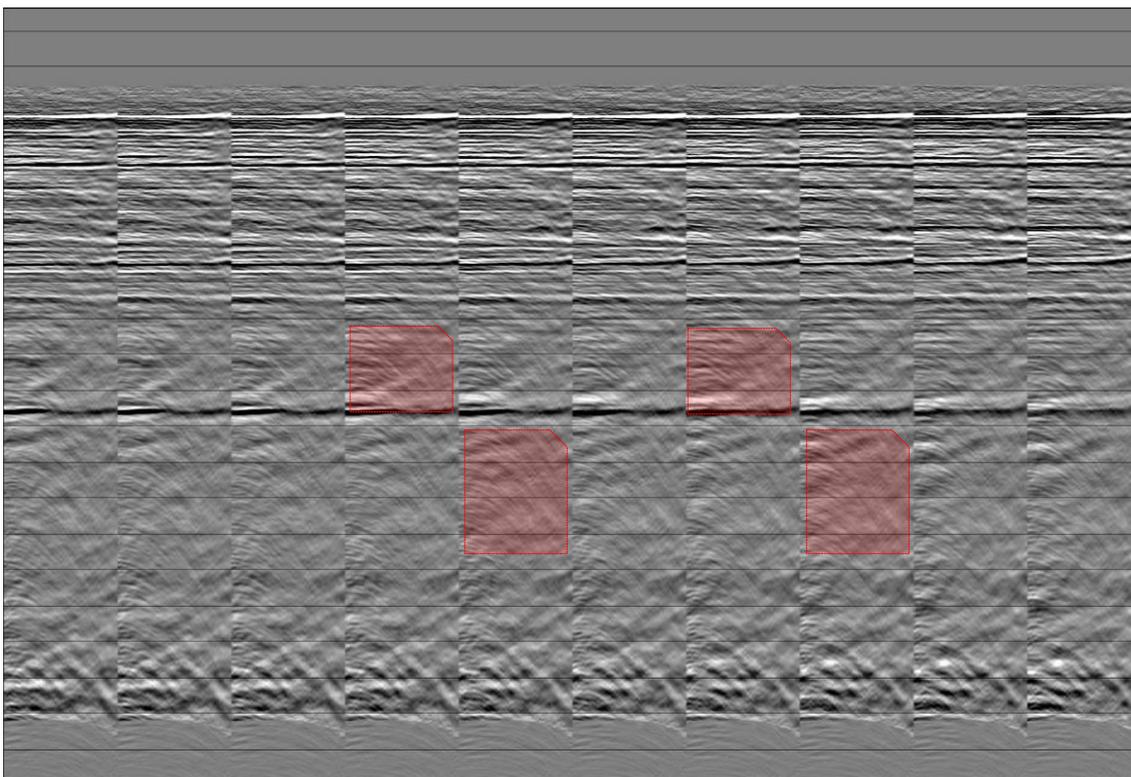


Figura 46: Mesmos CDP *gathers* da saída do RMO agora pela passagem do *Demultiple* mais brando.

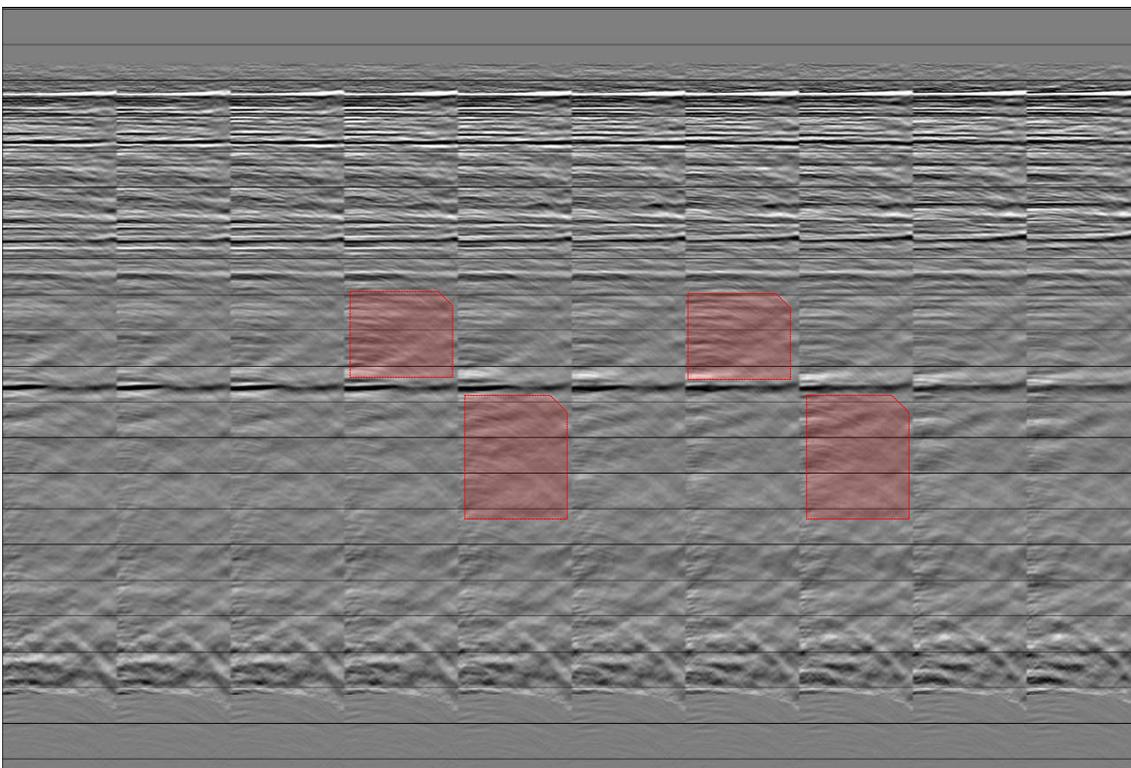


Figura 47: Mesmos CDP *gathers* da saída do RMO agora pela passagem do *Demultiple* mais agressivo.

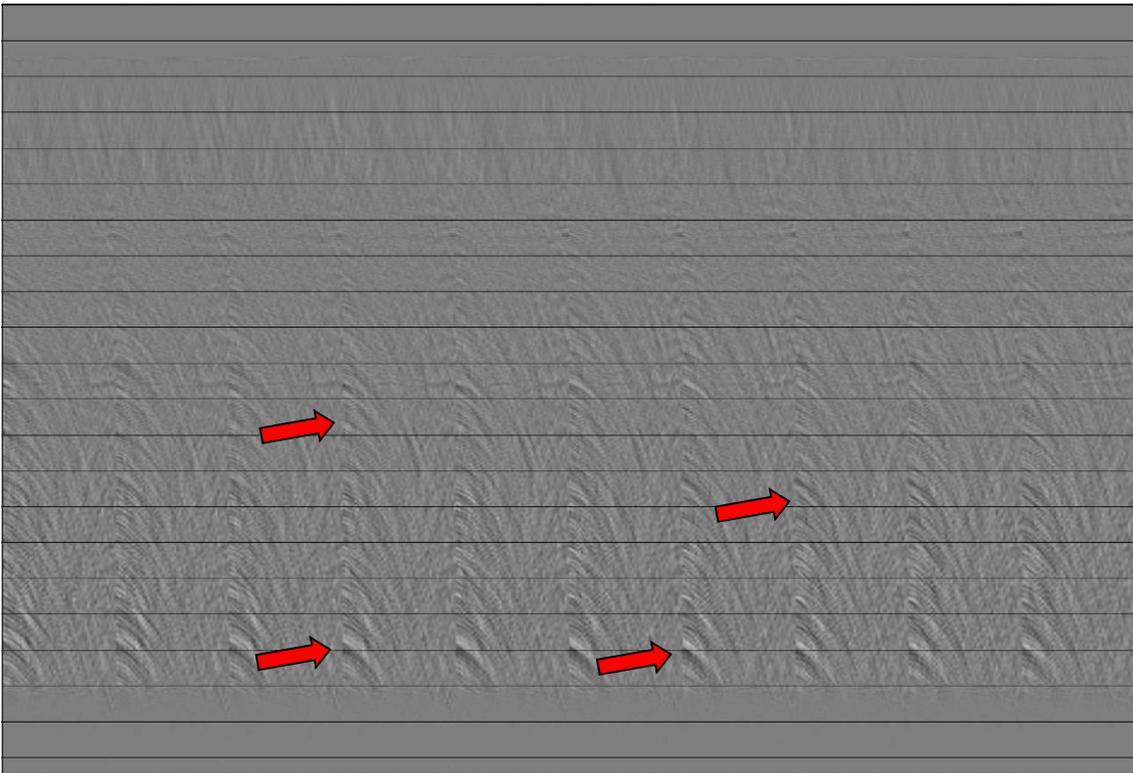


Figura 48: Diferença entre os CDP *gathers* da saída do RMO e da saída do *Demultiple* mais brando.

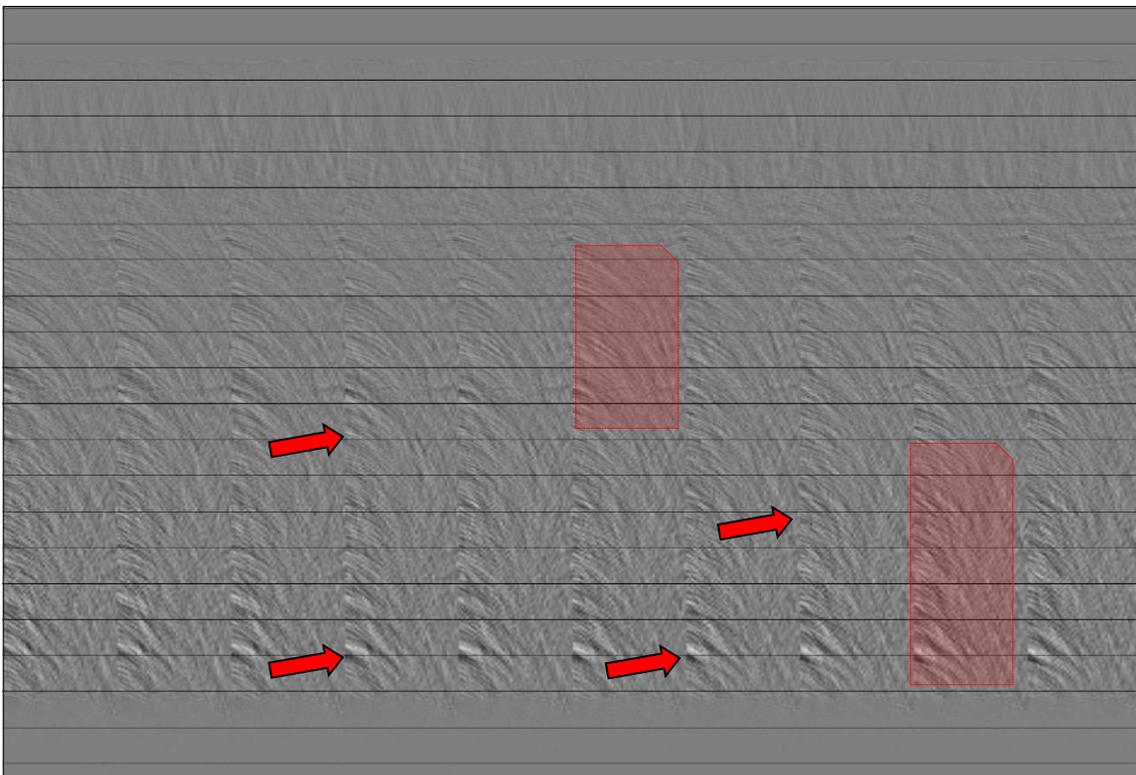


Figura 49: Diferença entre os CDP *gathers* da saída do RMO e da saída do *Demultiple* mais agressivo.

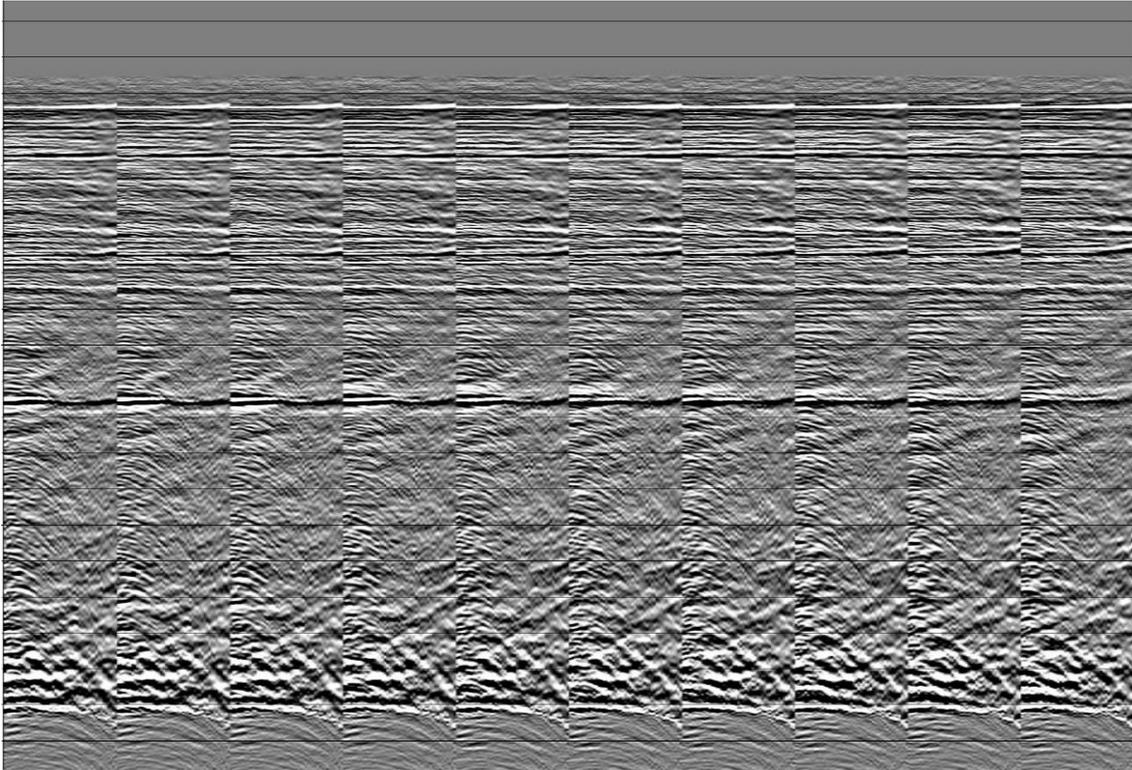


Figura 50: Mesmos CDP *gathers* da saída do Radon agora com a aplicação do *Q-filter*.

Para o dado empilhado (*Stack*) percebe-se que os eventos ficaram muito mais fortes ou evidentes devido ao melhor ajuste dos mesmos após o alinhamento pelo RMO (Figuras 52) se comparado com a saída da Migração (Figura 51).

O efeito dos *Demultiples* fica menos evidente no dado empilhado (Figuras 53 e 53) em comparação com a análise dos *gathers*, mas para ambas as filtragens Radon, tanto a mais branda quanto pra a mais agressiva, pode-se notar uma sutil clareza e melhora na imagem quando comparado com a saída do RMO. Todavia, se comparados entre si, pouco se distingue entre o dado empilhado do *Demultiple* mais brando e o mais agressivo.

Já no caso da imagem empilhada para a saída da Compensação Q (Figura 55), como acontece nos *gathers*, pode-se reparar na amplitude melhor redistribuída ao longo de todo o dado sísmico, o que nos proporciona uma melhor resolução da imagem e pode ser evidenciado na Figura 56, que mostra o grande “levante” nos valores da amplitude através dos espectros de frequências antes e depois da aplicação do *Q-Filter*.

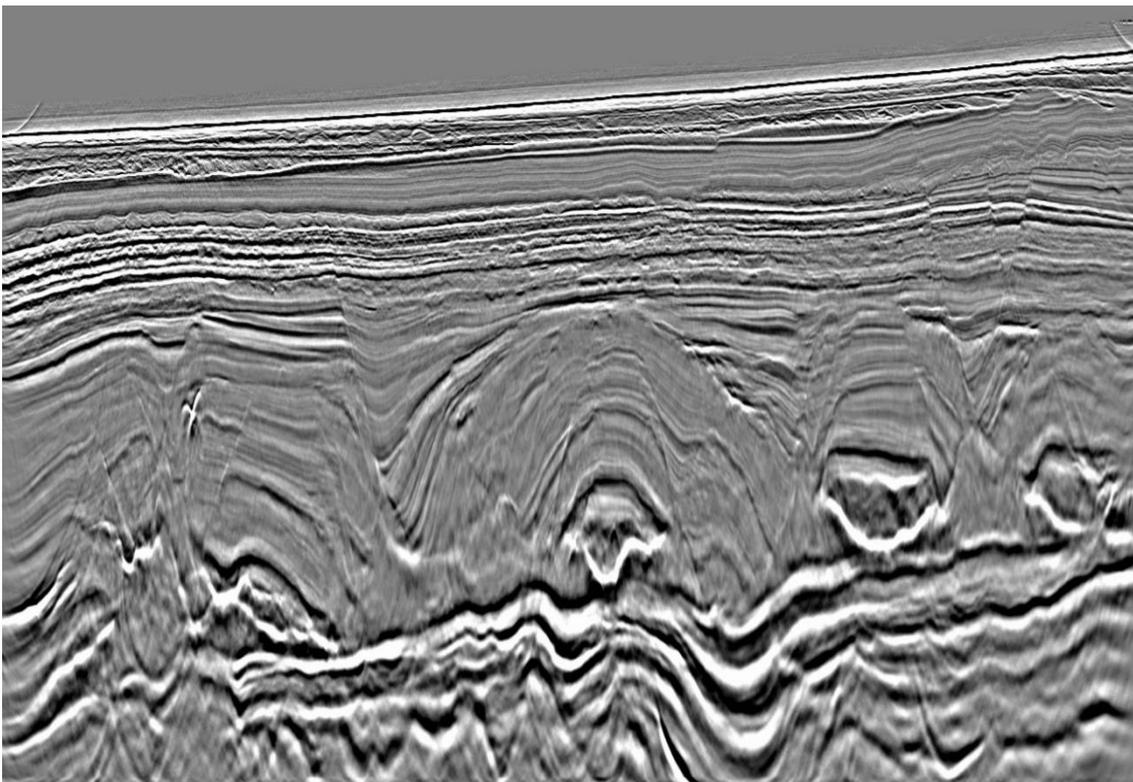


Figura 51: *Stack* após a saída da migração.

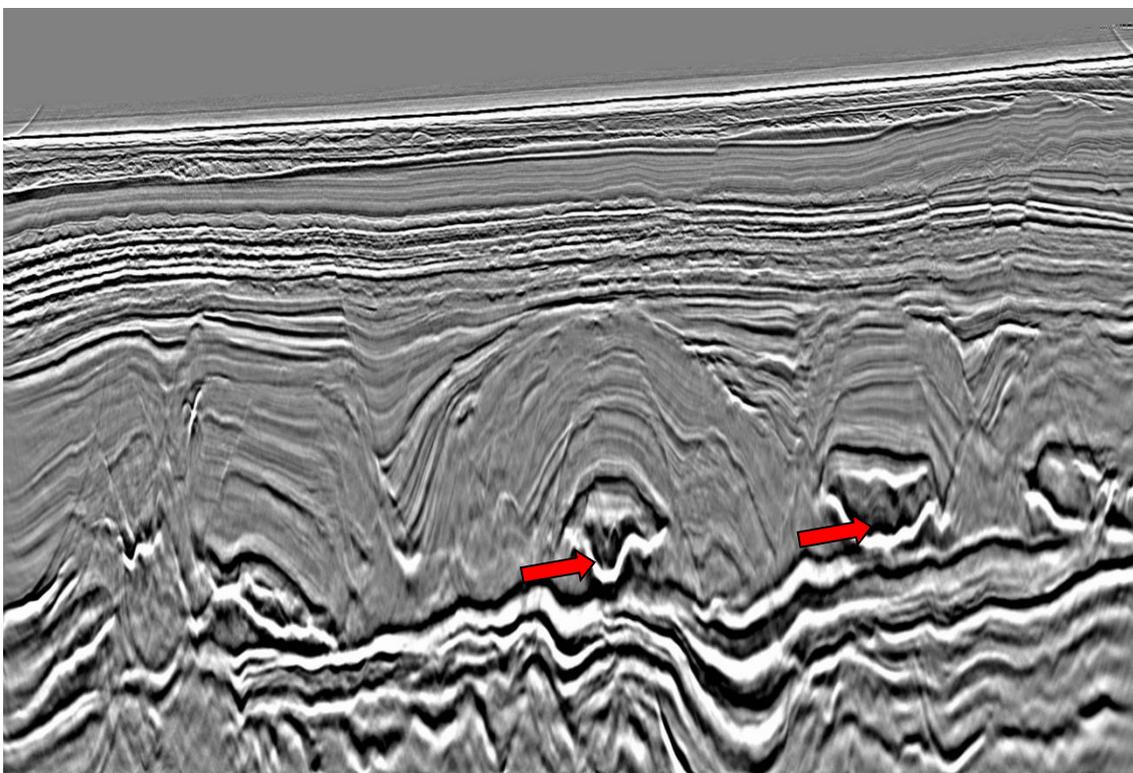


Figura 52: *Stack* corrigido para o RMO.

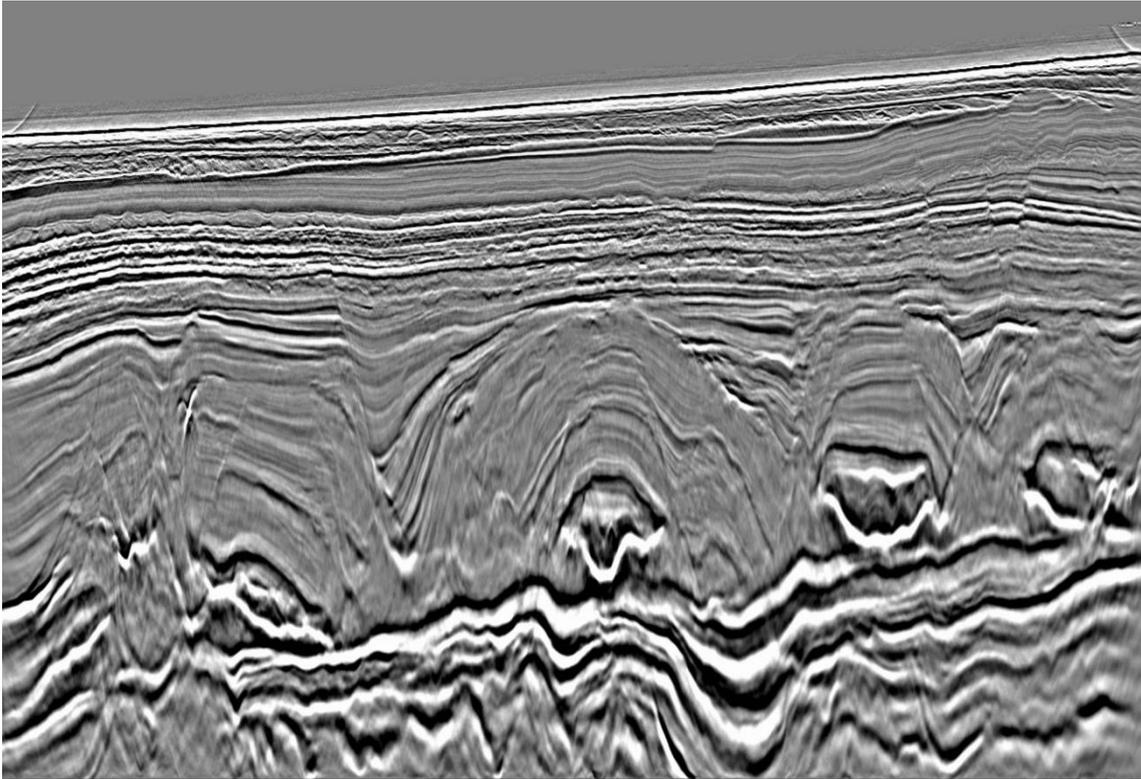


Figura 53: *Stack* agora pela passagem do *Demultiple* mais brando.

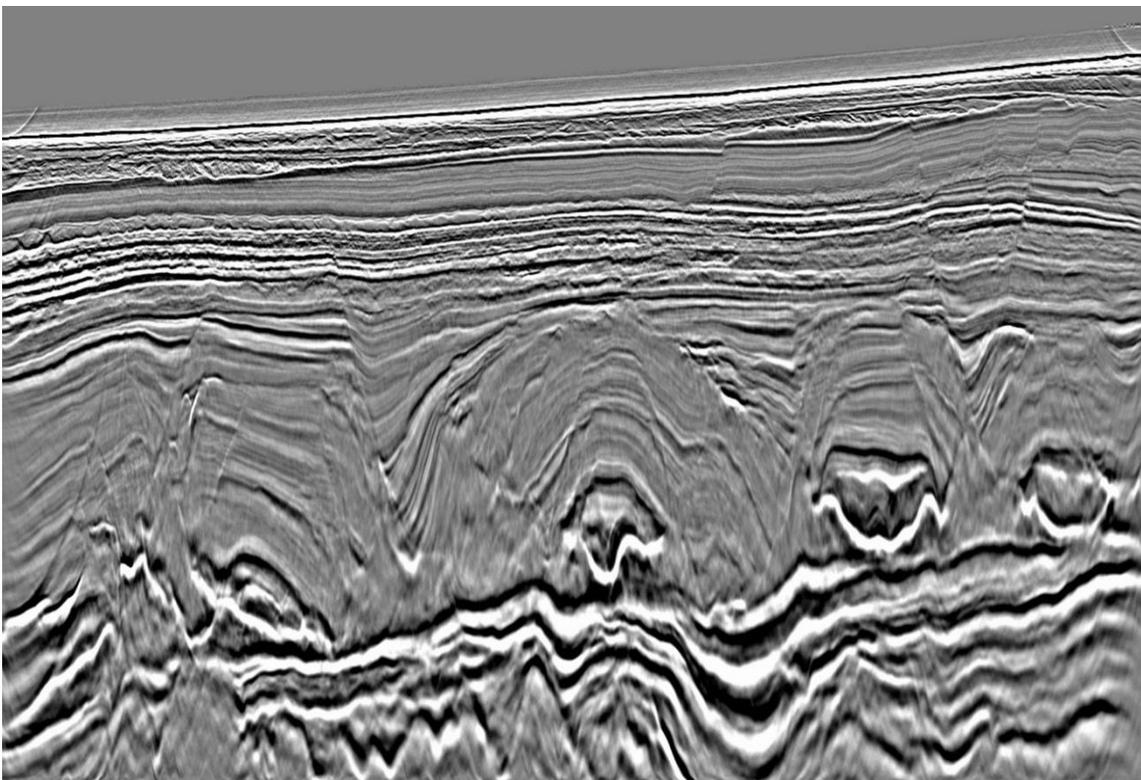


Figura 54: *Stack* do *Demultiple* mais agressivo.

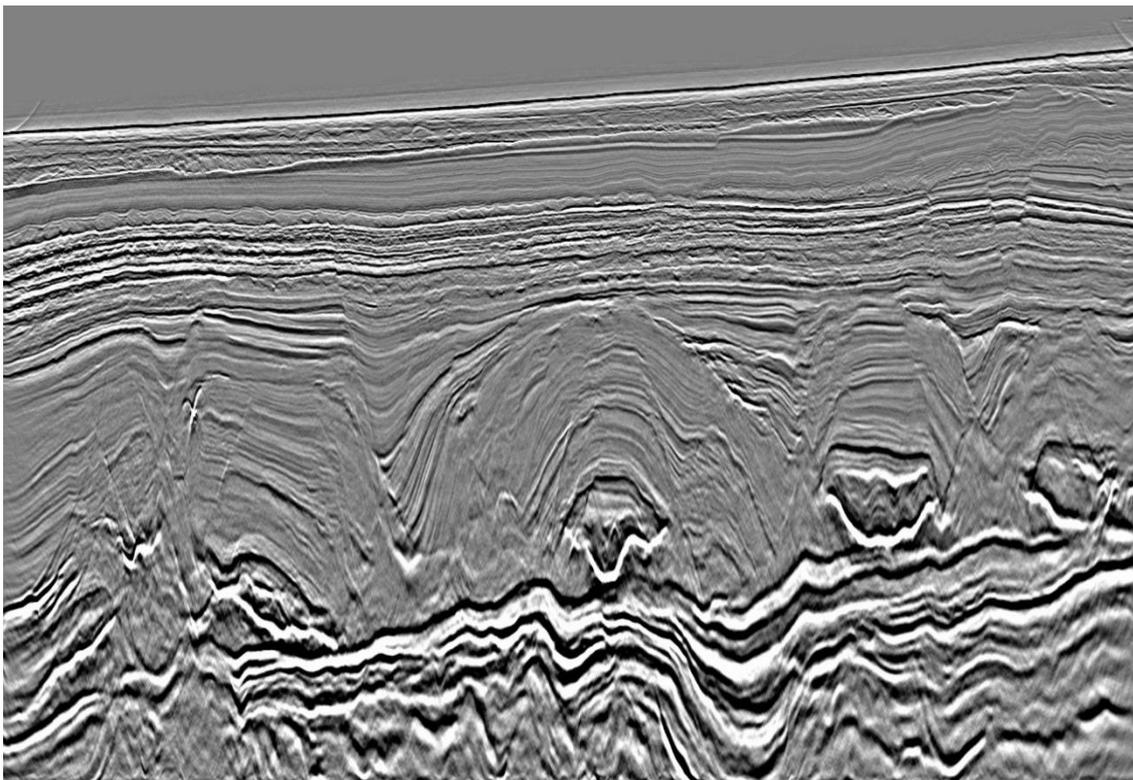


Figura 55: *Stack* agora com a aplicação do *Q-filter*.

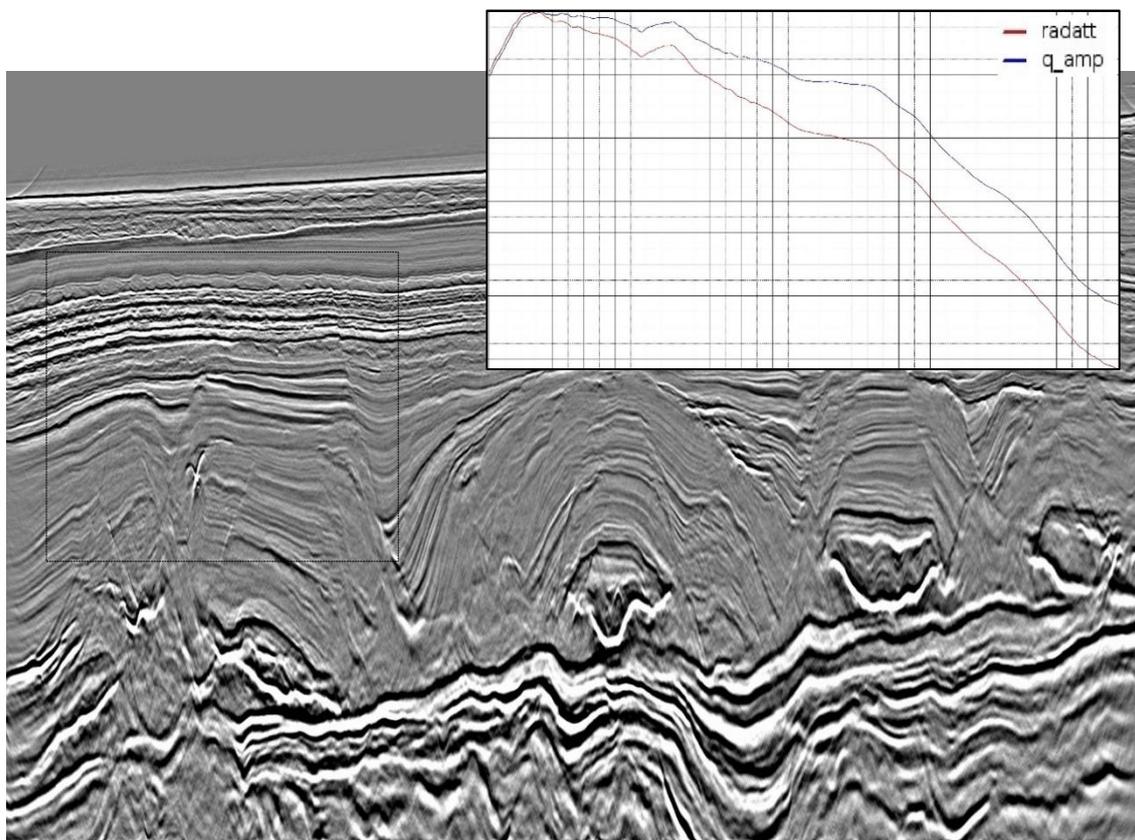


Figura 56: *Stack* com a aplicação do *Q-filter* mostrando o Espectro de Amplitude antes e depois da aplicação da compensação Q de amplitude.

#### 4.1.2 RESULTADOS DO AVO QC

Nesta seção serão mostrados os resultados do controle de qualidade AVO realizado entre as diferentes etapas do processamento.

Para efeitos de controle/comparação foram escolhidos 2 horizontes relativos a refletores com diferentes características associadas a camadas geológicas com propriedades peculiares. Essa escolha foi baseada em testes e análises feitas em todos os horizontes durante este trabalho, além de um estudo básico sobre a geologia da região.

Tais horizontes são apontados na figura 55 a seguir. O primeiro deles é o Marco Azul, escolhido como “caso controle”, já que o mesmo se caracteriza por um “típico” refletor sedimentar com impedância positivo entre as camadas geológicas e fora de zonas de reservatório, do qual esperasse uma resposta AVO também “típica”, com a amplitude diminuindo com o afastamento (offset).

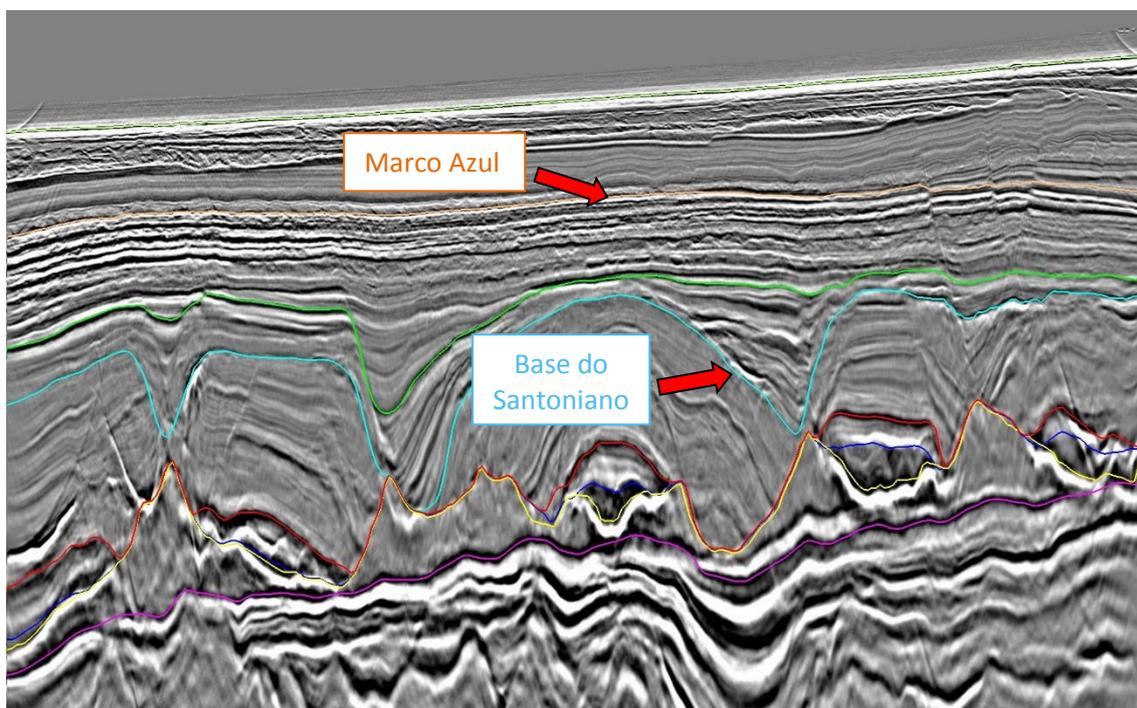


Figura 57: Stack mostrando os horizontes escolhidos para o AVO QC.

O segundo horizonte escolhido foi a Base do Santoniano, do qual observou-se uma resposta AVO completamente contrária ao dos demais, com uma característica que se assemelha a classe IV – que será mostrada mais a

frente, embora não possamos afirmar nada sobre o motivo da mesma, já que não possuímos dados de poço e pelo foco deste trabalho ser o AVO QC, e não a interpretação de classe e/ou anomalias AVO.

A princípio, a Base do Sal seria o horizonte alvo chave, pois normalmente se caracteriza como um bom candidato para o AVO QC. Mas devido a tal particularidade observada no Santoniano esse fora escolhido como alvo principal de estudo. Além disso, algumas análises foram feitas nos demais horizontes para avalia-los antes de “excluí-los” do estudo. Todavia, viu-se que todos, com exceção do Santoniano, apresentavam características AVO/AVA semelhantes, o que tornou os resultados um tanto repetitivos. Assim sendo, apenas os resultados do Marco Azul e a Base do Santoniano serão mostrados aqui.

#### 4.1.2.1 AVO

Analisando a Figura 58 pode-se ver que o *Moveout* Residual faz com que a curva AVO da saída da Migração para o horizonte Marco Azul tenha uma inclinação bem acentuada devido ao *picking* das amplitudes negativas dos *far offsets* não alinhados dos *CDPs Gathers*. Quando se compara a mesma curva com o ajuste linear para os *Gathers* após a correção do RMO (Figura 59) vê-se que a nova curva adquire uma inclinação muito mais suave devido a correta computação das amplitudes para os *far offsets* agora alinhados com o horizonte.

Na Figura 60 é plotada a curva AVO da saída do *Demultiple* mais brando. Embora a curva não se altere muito, observa-se uma leve mudança na interseção e na inclinação em comparação ao RMO, provavelmente devido a retirada de algumas múltiplas residuais. Já a Figura 61 compara as curvas do *Demultiplo* mais brando com a do mais agressivo. A partir dela observa-se que as curvas pouco se diferenciam entre si, com exceção da localização de alguns pontos que alteram muito sutilmente a inclinação entre ambas, provavelmente devido a maior retirada de múltiplas e sinal por parte do *Demultiplo* mais agressivo.

No caso da saída da Compensação Q, a curva AVO desloca-se consideravelmente para cima em relação aos processos anteriores (Figura 62a).

Esse “efeito” já era esperado tendo em vista que a Compensação Q age diretamente nos valores de amplitude elevando não apenas o sinal do dado mas também artefatos adjacentes. Para tanto, neste caso, aplicou-se uma normalização através da divisão do valor do *Intercept* antes da Compensação Q pelo valor pós compensação e multiplicação deste resultado pelas amplitudes de toda a curva, de forma a trazê-la para o mesmo nível das anteriores (Figura 62b).

Não obstante a tais diferenças mais marcantes ou mais sutís entre as curvas AVO de cada etapa do processamento, tenham elas melhor ou pior se ajustado aos dados observados, o mais interessante e importante de se notar, ou o principal objetivo que se procura alcançar no processamento e se acompanhar com o QC, é que a classe ou característica AVO esperada aparentemente se mantenha a mesma, justamente o que pode ser avaliado através dos gráficos citados nesta seção.

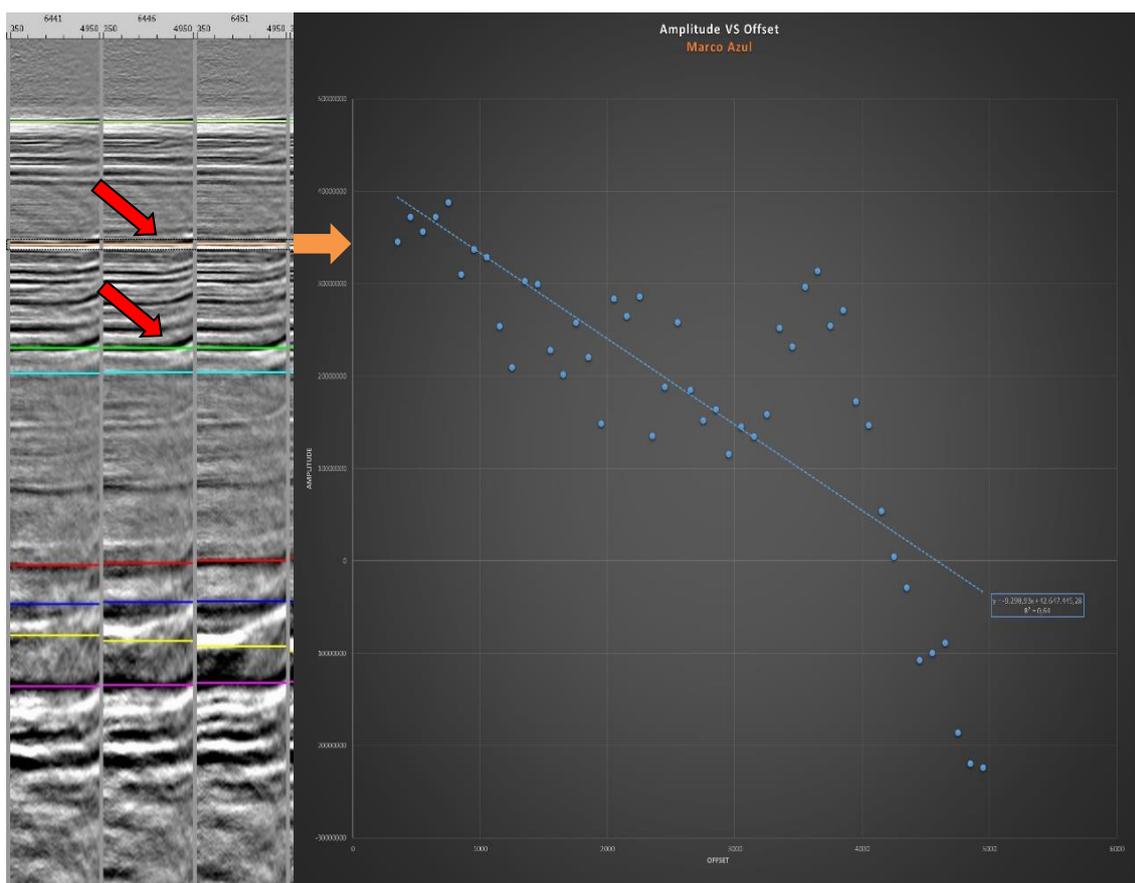


Figura 58: Curva de *Amplitude versus Offset* da saída da migração para o horizonte Marco Azul.

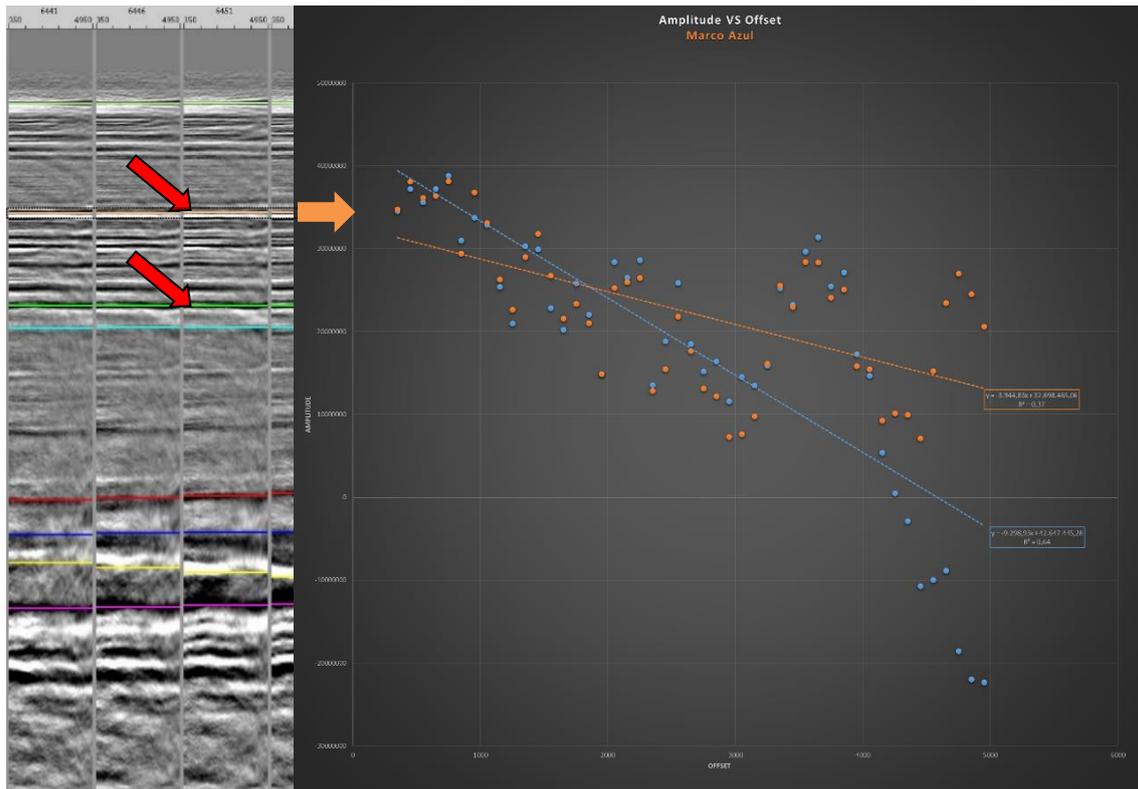


Figura 59: Curva AVO da saída do RMO (laranja) para o horizonte Marco Azul.

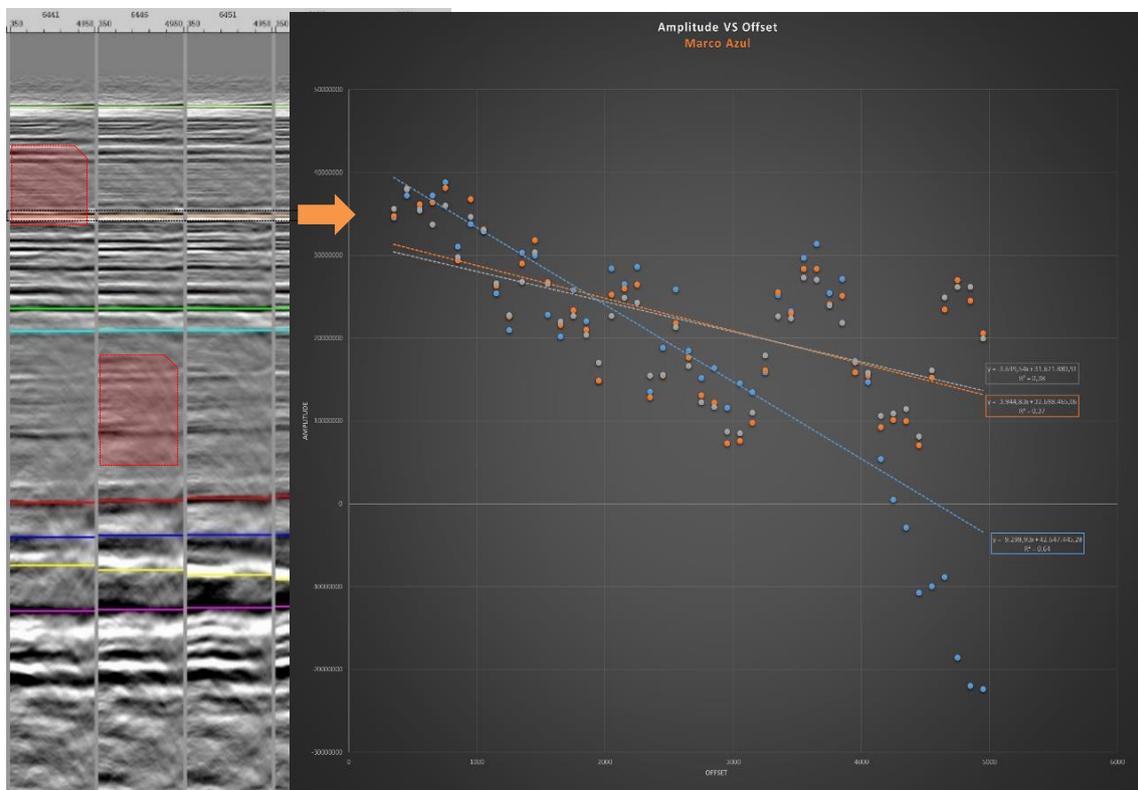


Figura 60: Curva AVO da saída do *Demultiple* mais brando (cinza) para o horizonte Marco Azul.

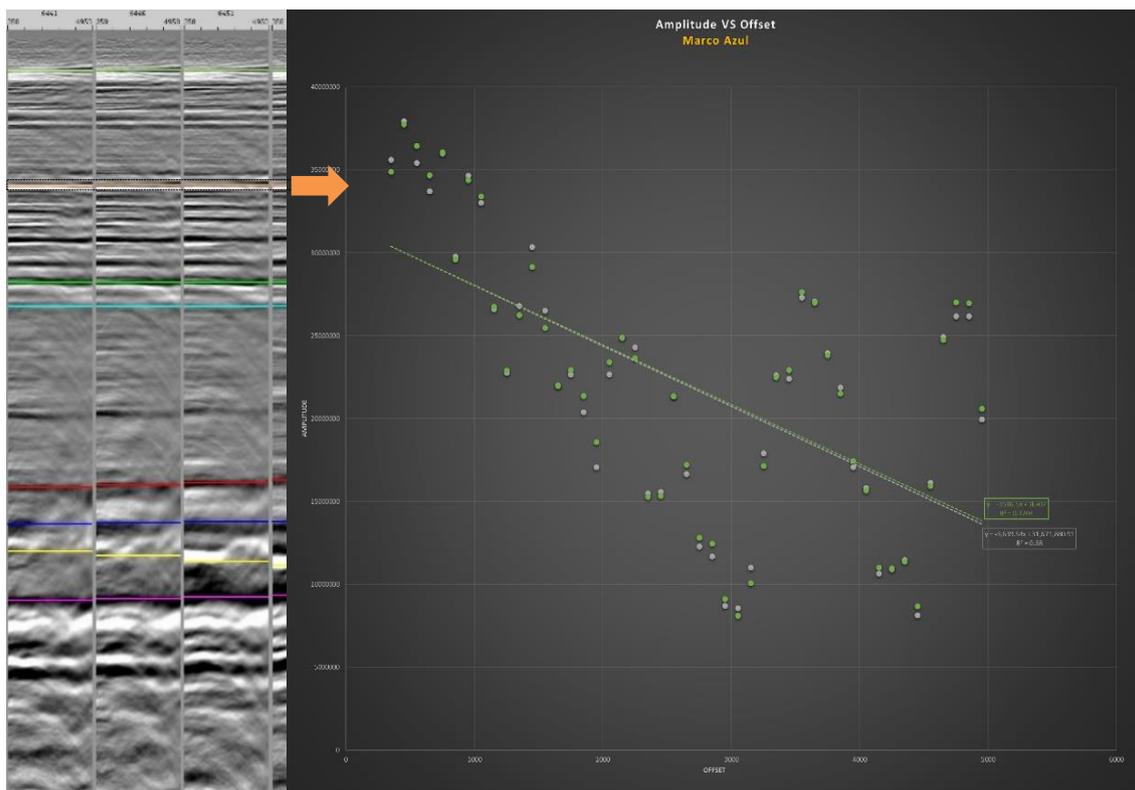


Figura 61: Comparação entre as curvas AVO da saída dos *Demultiples* mais brando (cinza) e mais agressivo (verde) para o horizonte Marco Azul.

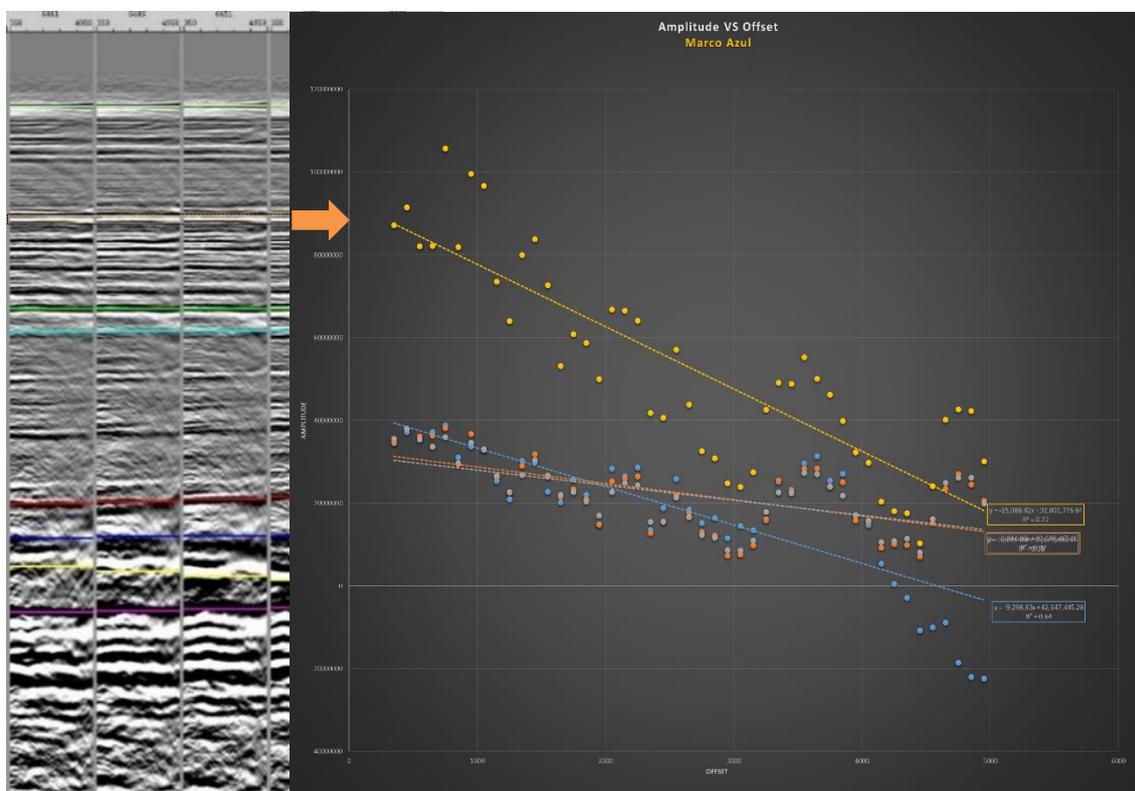


Figura 62(a): Curva AVO da saída da Compensação Q (amarelo) para o horizonte Marco Azul.

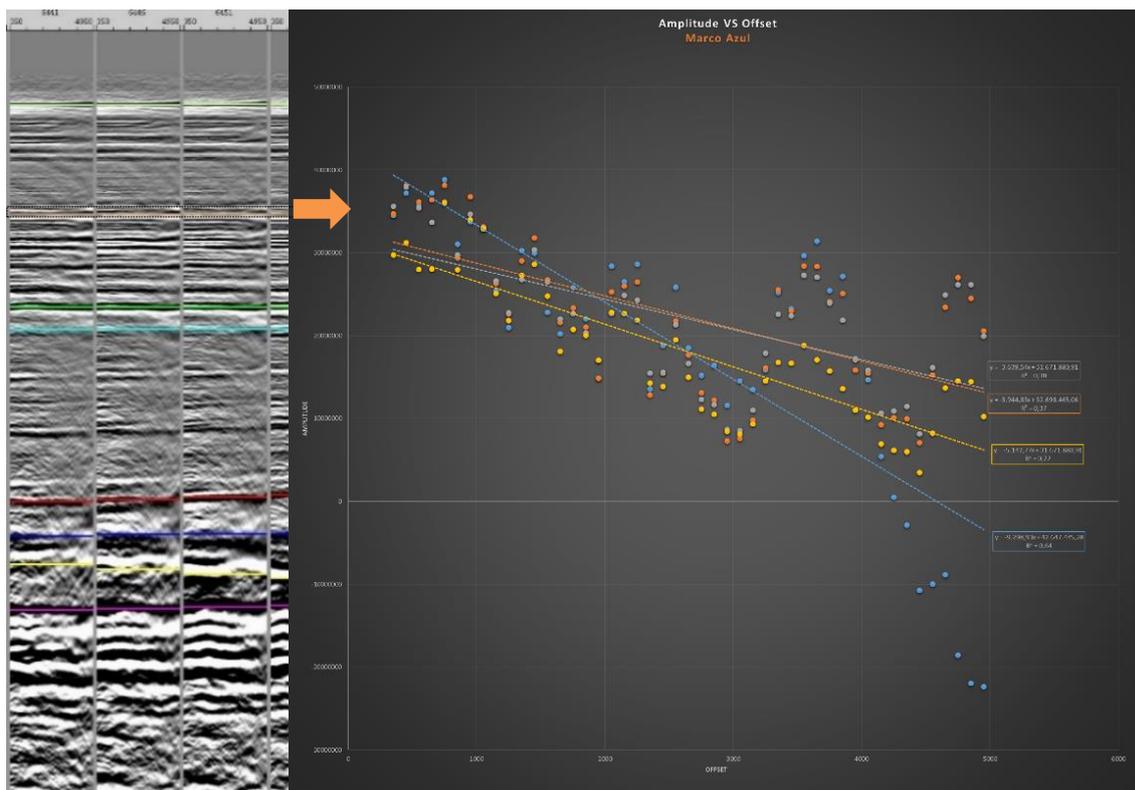


Figura 62(b): Curva AVO da saída da Compensação Q (amarelo) normalizada para o horizonte Marco Azul.

Para o caso da Base do Santoniano, como comentado anteriormente, a curva apresenta uma característica completamente diferente do Marco Azul, mostrando talvez o que poderia se classificar como um AVO Classe IV. Todavia, todas as observações feitas para as curvas AVO do horizonte Marco Azul para cada etapa do processamento se aplicam igualmente para os gráficos da Base do Santoniano a seguir.

Através das figuras 63 e 64 observa-se a mesma diferença na inclinação entre a saída da Migração e o RMO, embora a distinção com relação ao Marco Azul seja que, neste caso, a curva tenha acividade invertida.

Nas Figuras 65 e 66 vemos o *plot* e a comparação, respectivamente, dos *Demultiples* mais brando e mais agressivo. E por meio das Figuras 67a e 67b verificamos o efeito da Compensação Q nas amplitudes assim como a aplicação da normalização para sua curva AVO.

E novamente precebe-se que, apesar das alterações mais marcantes ou sutís na curva AVO, sua classe esperada se mantém a mesma dentre cada etapa do processamento, evidenciando que todo o processo possivelmente esteja sendo *AVO-friendly* como seria desejado num fluxo convencional.

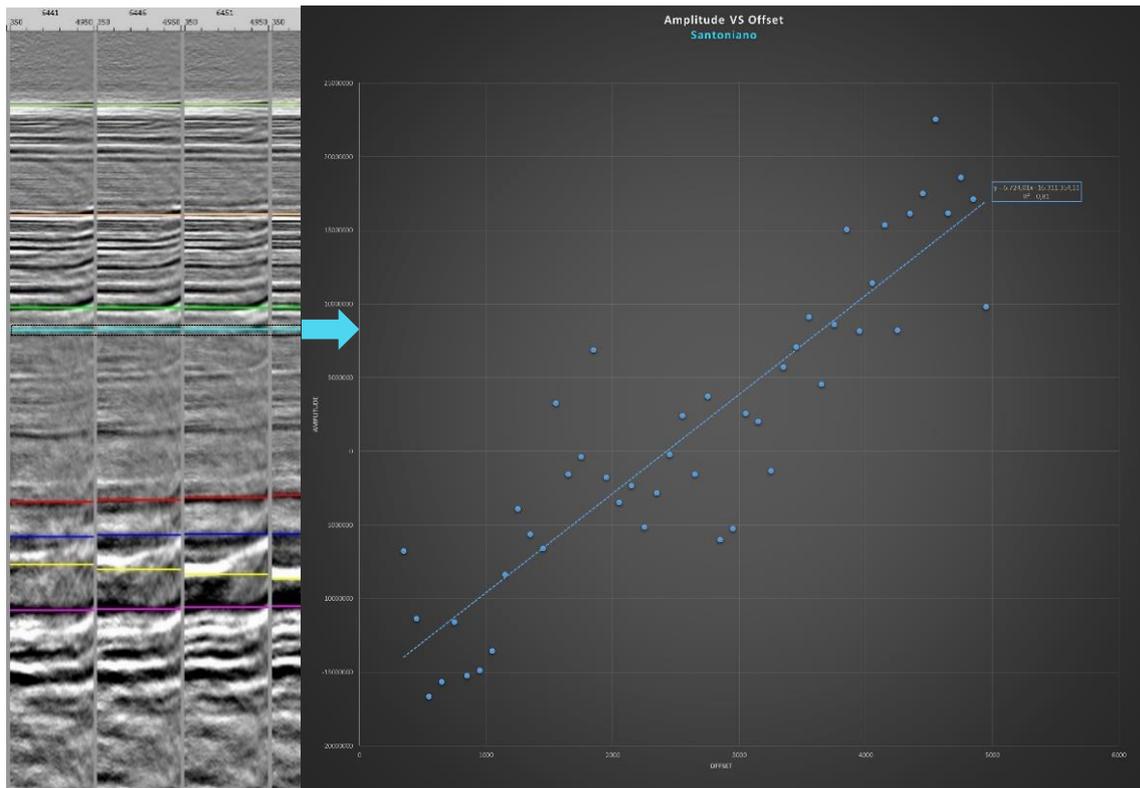


Figura 63: Curva AVO da saída da Migração para a Base do Santoniano.

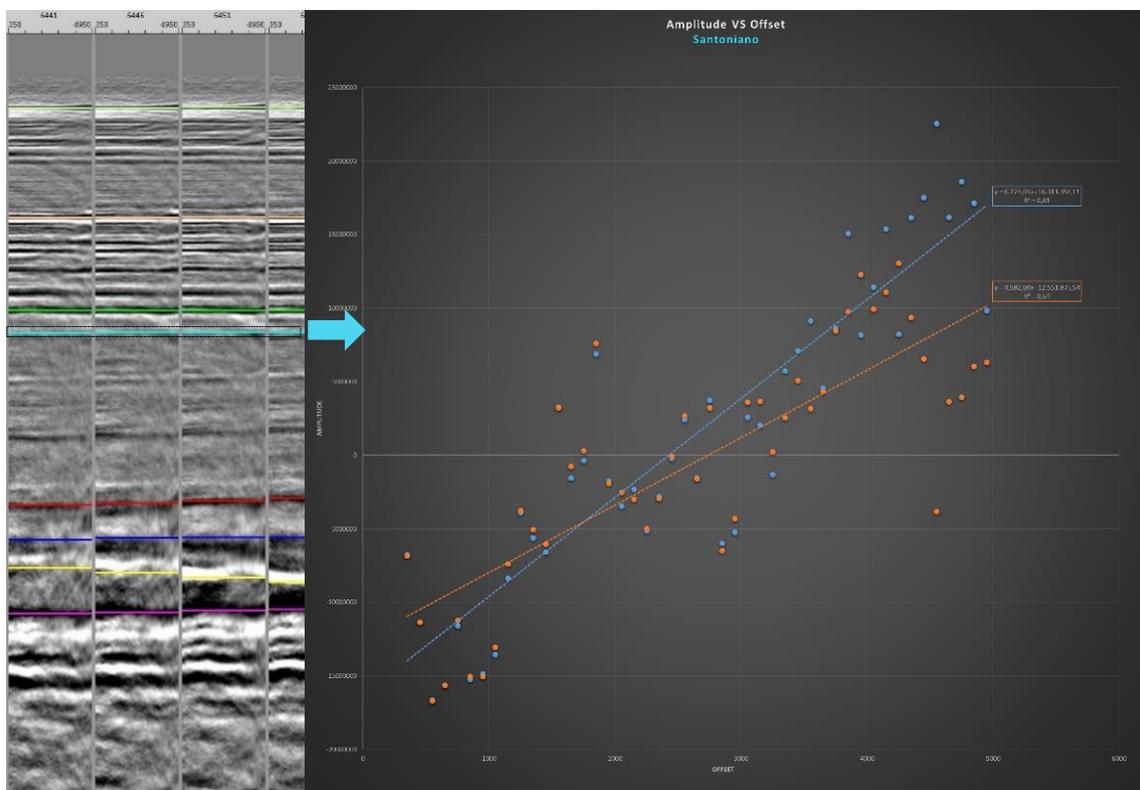


Figura 64: Curva AVO da saída do RMO (laranja) para a Base do Santoniano.

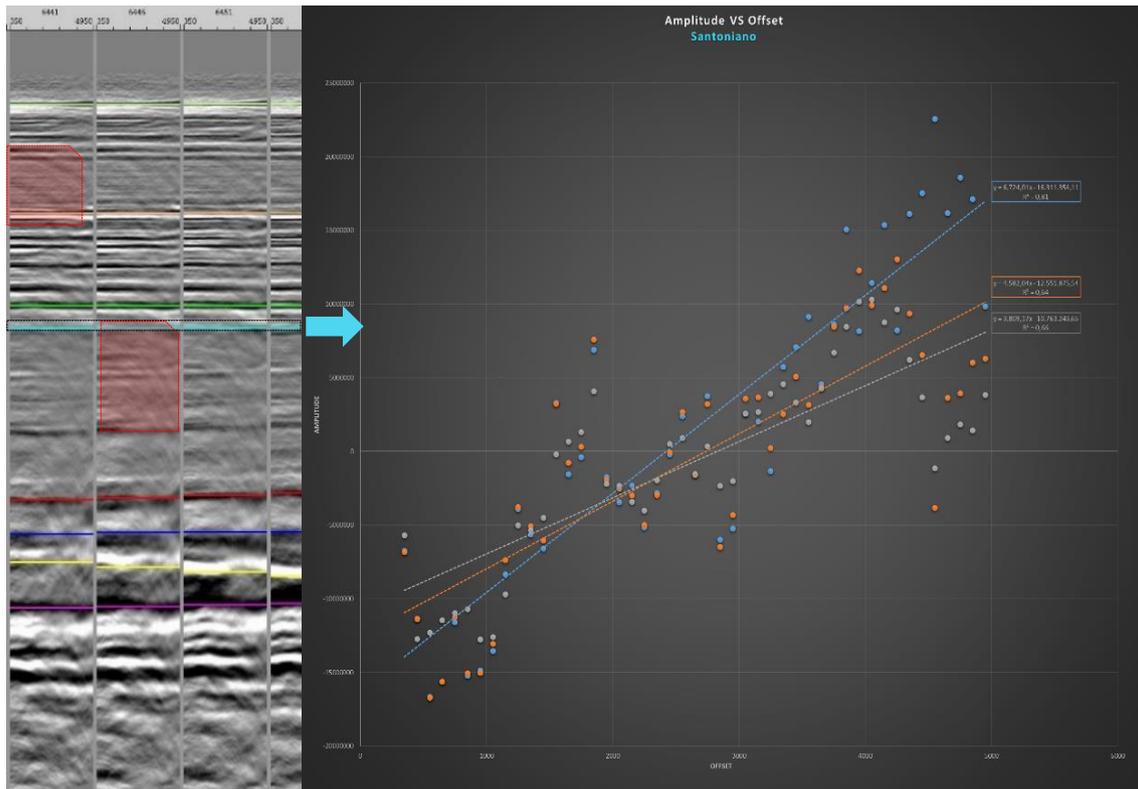


Figura 65: Curva AVO da saída do *Demultiple* mais brando (cinza) para a Base do Santoniano.

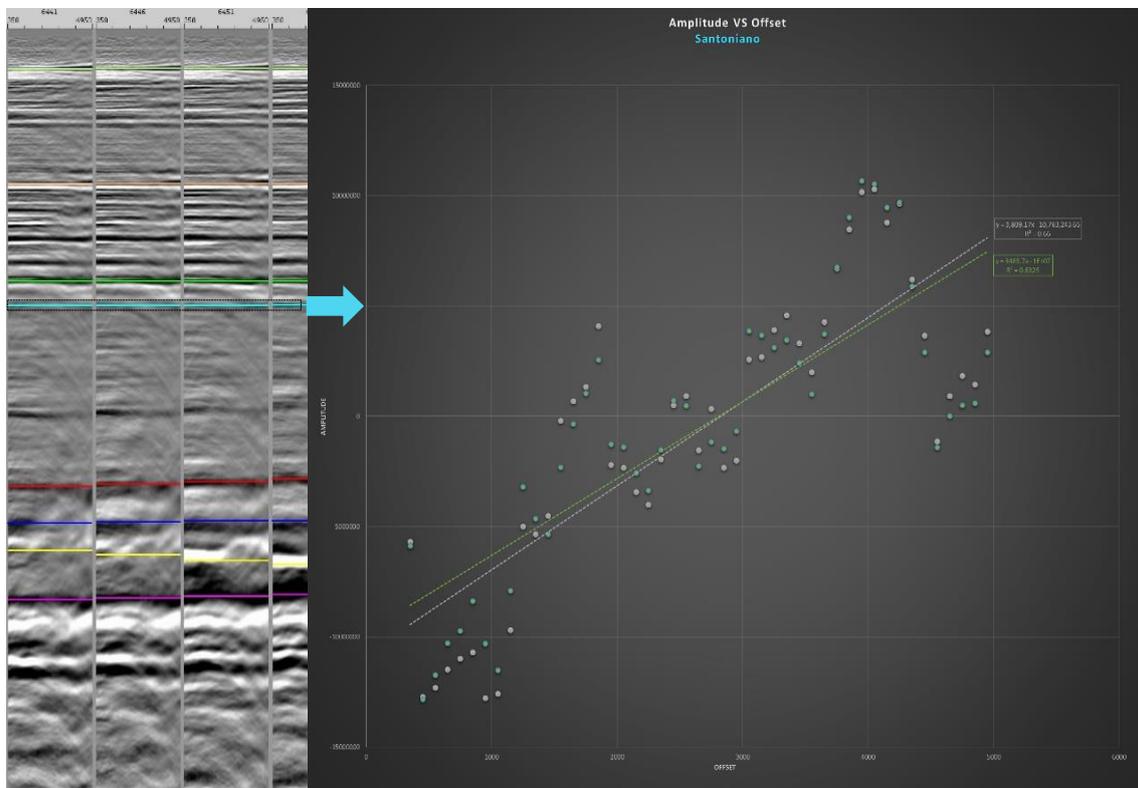


Figura 66: Comparação entre as curvas AVO da saída dos *Demultiples* mais brando (cinza) e mais agressivo (verde) para o horizonte Marco Azul.

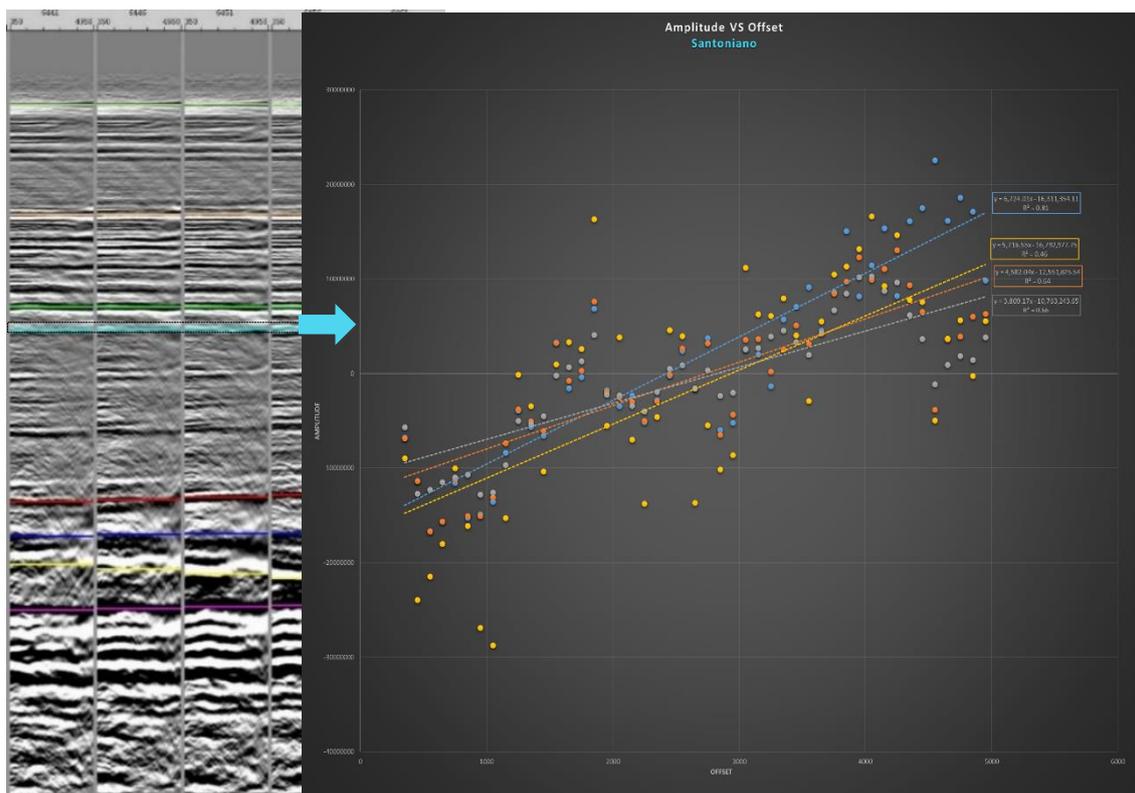


Figura 67(a): Curva AVO da saída da Compensação Q (amarelo) para a Base do Santoniano.

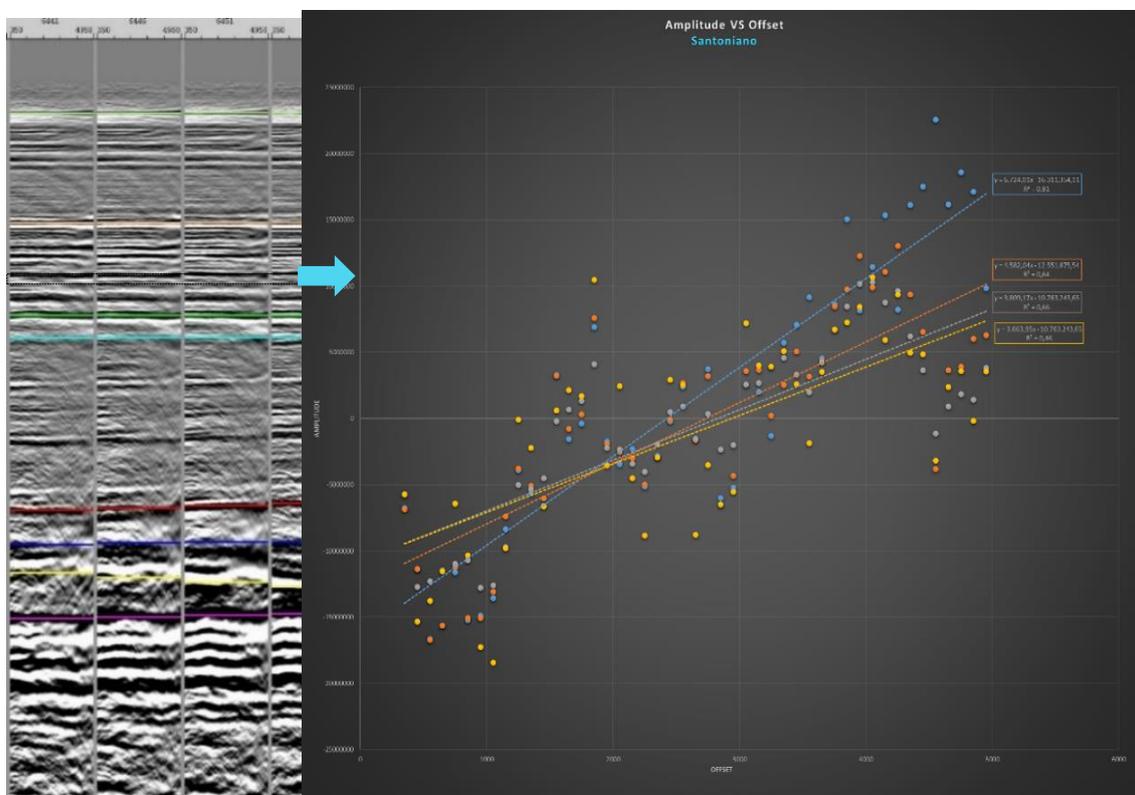


Figura 67b: Curva AVO da saída da Compensação Q (amarelo) normalizada para a Base do Santoniano.

#### 4.1.2.2 AVA

Aqui realizou-se o emprego das sequências aplicáveis nos *angle stacks* após a migração tais como o traçado das amplitudes sísmicas versus o  $\text{sen}^2(\theta)$  e execução do ajuste linear da curva para a derivação do modelo AVO e geração da sísmica sintética (Figura 68).

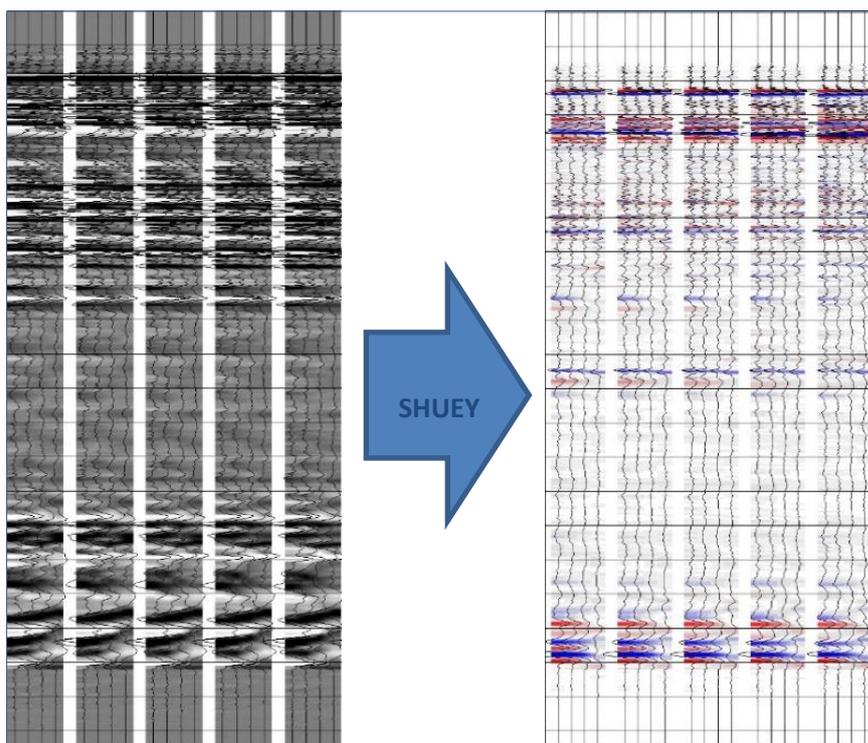


Figura 68: Exemplo de *Angle Gathers* do dado sísmico (esquerda) e *Angle Gathers* sintéticos (direita) modelados pela equação de Shuey. Desses são gerados os gráficos de Amplitude Vs Offset e também as estatísticas de cross-correlação e NRMS.

Pela figura 69 e 70 pode-se ver que as curvas AVA do dado sísmico mantêm suas características semelhantes as avaliadas nas curvas AVO, embora os efeitos das etapas do processamento não sejam tão notáveis quanto o dos que ocorrem na AVO, tendo em vista que, neste caso, escolhe-se apenas um valor sísmico para cada *angle gather* associado ao seu ângulo dominante (*near, mid, far e ultra far*) para o ajuste linear. Além disso, tais efeitos também não são tão evidentes nos *angles gathers* quanto nos *offset gathers*, com exceção da compensação Q (Figura 71), pois o ângulo de incidência para um traço de deslocamento constante diminui com a profundidade, enquanto o ângulo permanece constante com a profundidade para um traço de ângulo constante.

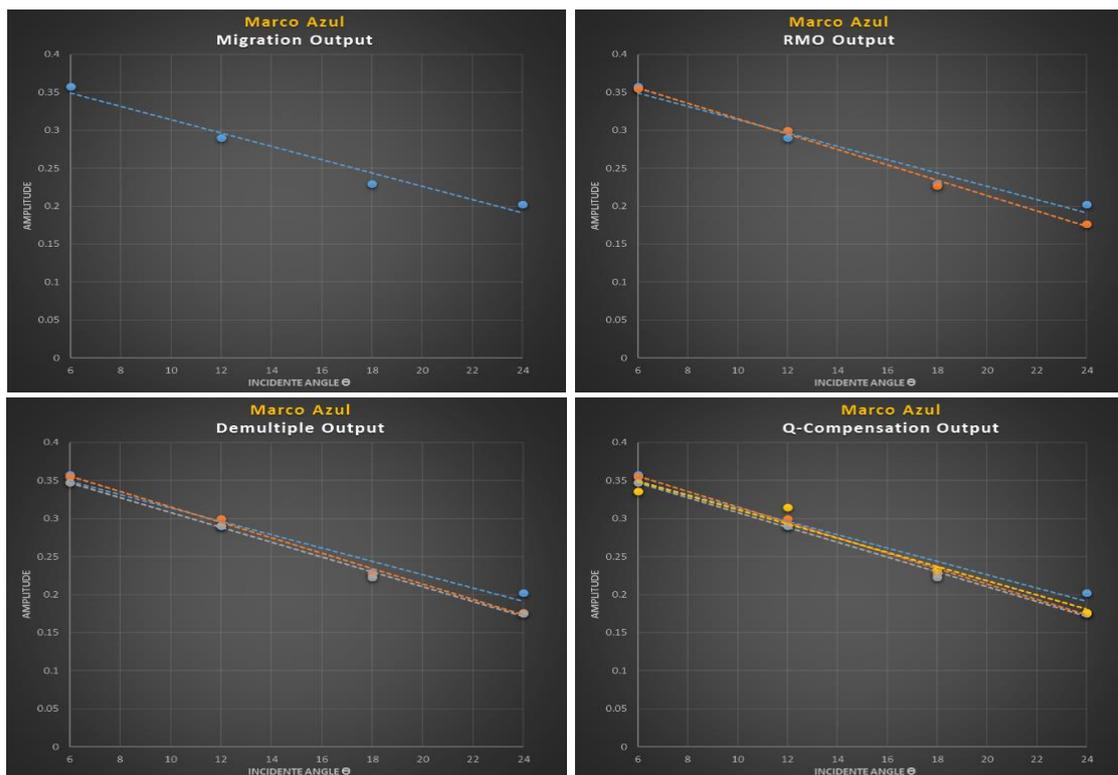


Figura 69: Curvas de Amplitude versus Ângulo do dado sísmico para o horizonte Marco Azul das diferentes etapas do processamento.

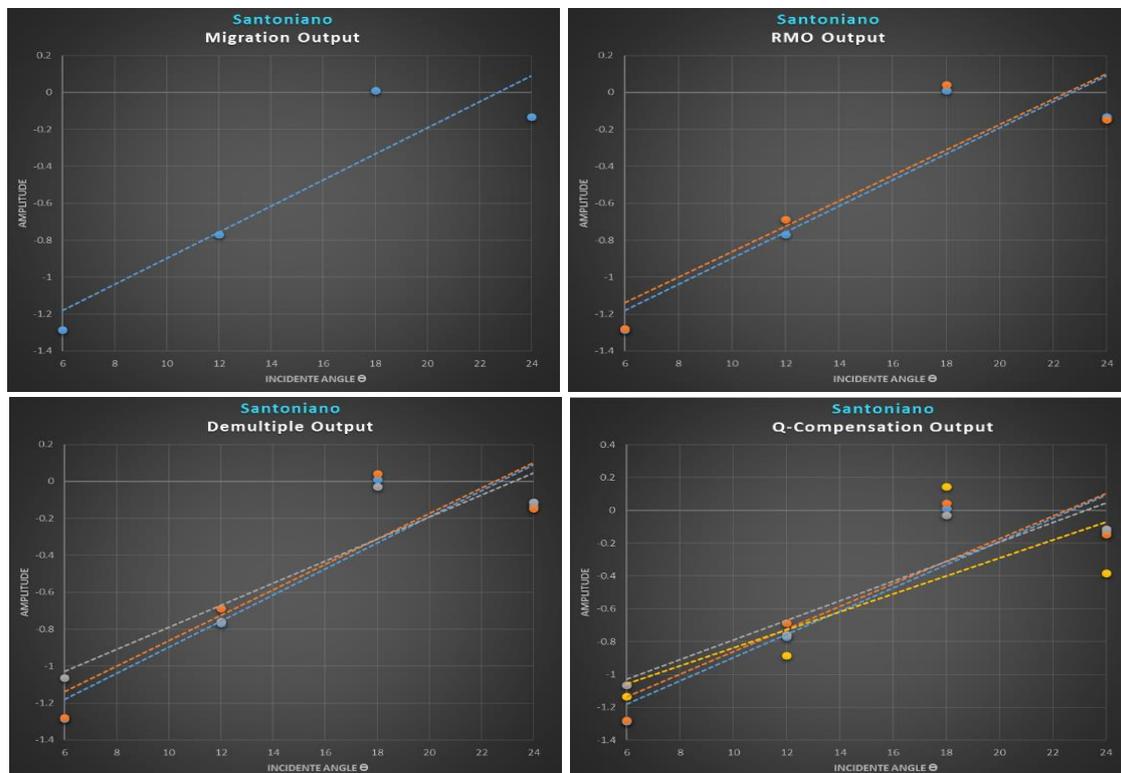


Figura 70: Curvas de Amplitude versus Ângulo do dado sísmico para o horizonte da Base do Santoniano das diferentes etapas do processamento.

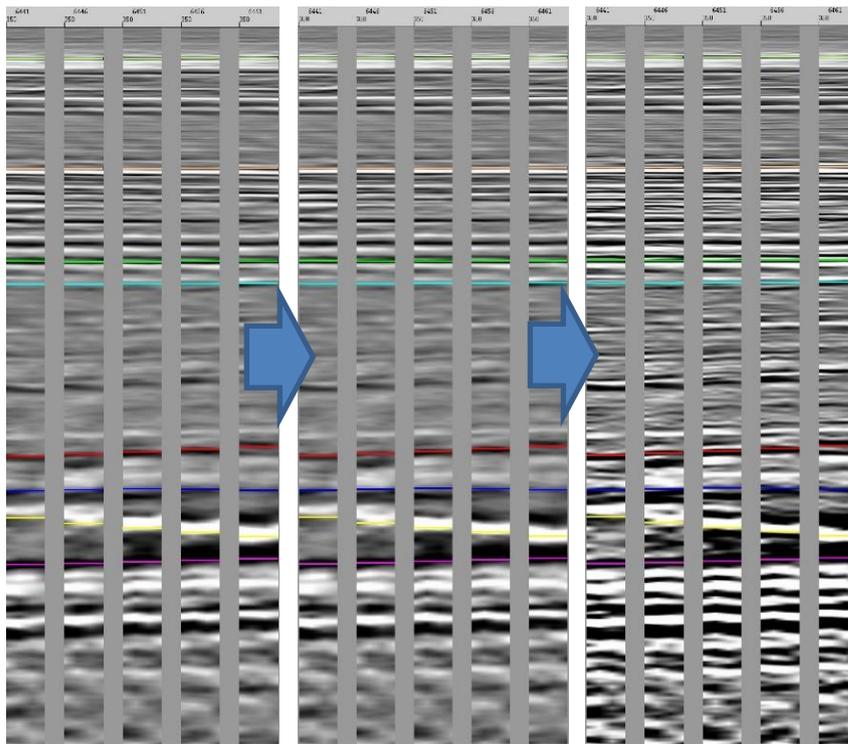


Figura 71: *Angle Gathers* das saídas da Migração, do RMO e da Compensação Q, sub-sequentemente. Pode-se notar que o efeito do *moveout* residual não é tão marcante ou evidente como acontece nos *offset gathers*. Assim como a sua correção. Apenas a compensação Q se mostra mais marcante.

Pode-se ver pela figura 72 e 73 que os dados se ajustam bem ao polinômio da equação de 2 termos de Shuey. Como era de se esperar, o horizonte Marco Azul apresenta uma resposta AVO, provavelmente, de Classe I, de maior impedância do que a unidade subjacente e com uma amplitude positiva diminuindo com o afastamento (offset). Já que o mesmo se caracteriza por um refletor sedimentar com contraste “positivo” entre as camadas geológicas, isto é, o coeficiente de reflexão de incidência normal é positivo enquanto o gradiente AVO é negativo; e o coeficiente de reflexão diminui com o aumento do deslocamento. Já o horizonte da Base do Santoniano apresenta uma resposta AVO, provavelmente, de Classe IV. Como fora comentado, as areias da Classe IV exibem comportamento AVO contrário às regras estabelecidas – são estruturas de baixa impedância para as quais os coeficientes de reflexão diminuem com o aumento do deslocamento. No nosso caso, poderiam ocorrer, por exemplo, pela presença de uma estrutura com gás e xisto subjacente, ou pela presença de um calcário do Albino, etc. Todavia, nada se pode afirmar neste caso sem maiores informações e/ou dados de poço, além de não ser o objetivo deste trabalho a interpretação e/ou classificação AVO.

É interessante salientar que o mesmo processo de normalização para a curva da Compensação Q foi realizado pra os gráficos Amplitude versus Ângulo.

Quando se compara as curvas AVO dos gráficos do Marco Azul com os da Base do Santoniano, as curvas deste, aparentemente, mostram-se um pouco mais “sensíveis” ao processamento em relação ao primeiro. Pouco pode-se afirmar sobre tal aspecto, mas talvez isto possa ocorrer devido ao fato do segundo horizonte ser mais profundo que o primeiro ou quem sabe por uma suposta presença de calcários ou gás na Base do Santoniano.

A Figura 74, por sua vez, apresenta as curvas AVA para os horizontes Marco Azul e da Base do Santoniano comparando o *Demultiple* mais brando com o mais agressivo tanto para a sísmica, quanto para o dado modelado.

Novamente, aqui atenta-se que, embora as diferenças mais evidentes e/ou mais sutís entre as curvas AVA, tanto para uma etapa específica quanto entre as demais etapas do processamento, o que se mostra como um fator importante durante o QC é o fato de não ser observada uma mudança abrupta ou qualquer descaracterização da classe AVO/AVA, de modo a inferir-se que as etapas do processamento provavelmente estejam sendo *AVO-friendly*.

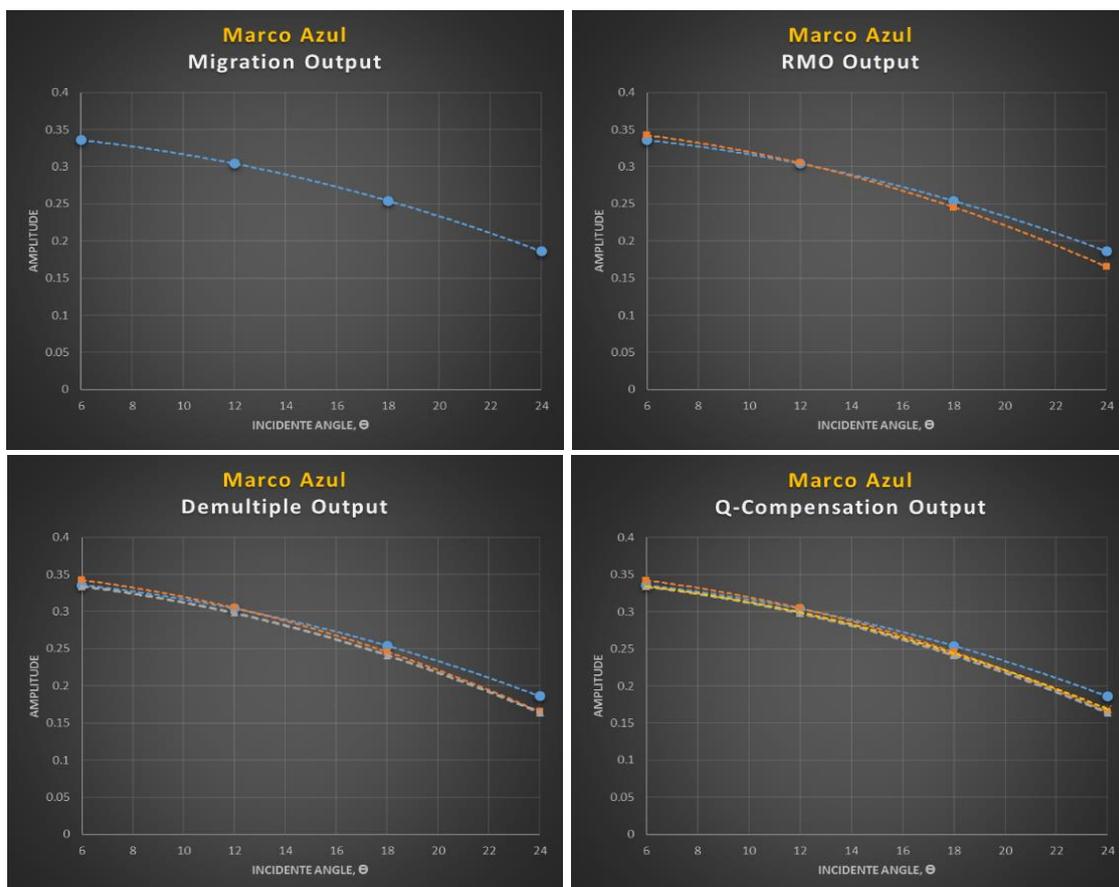


Figura 72: Curvas de Amplitude *versus* Ângulo para o horizonte Marco Azul das diferentes etapas do processamento do dado modelado.

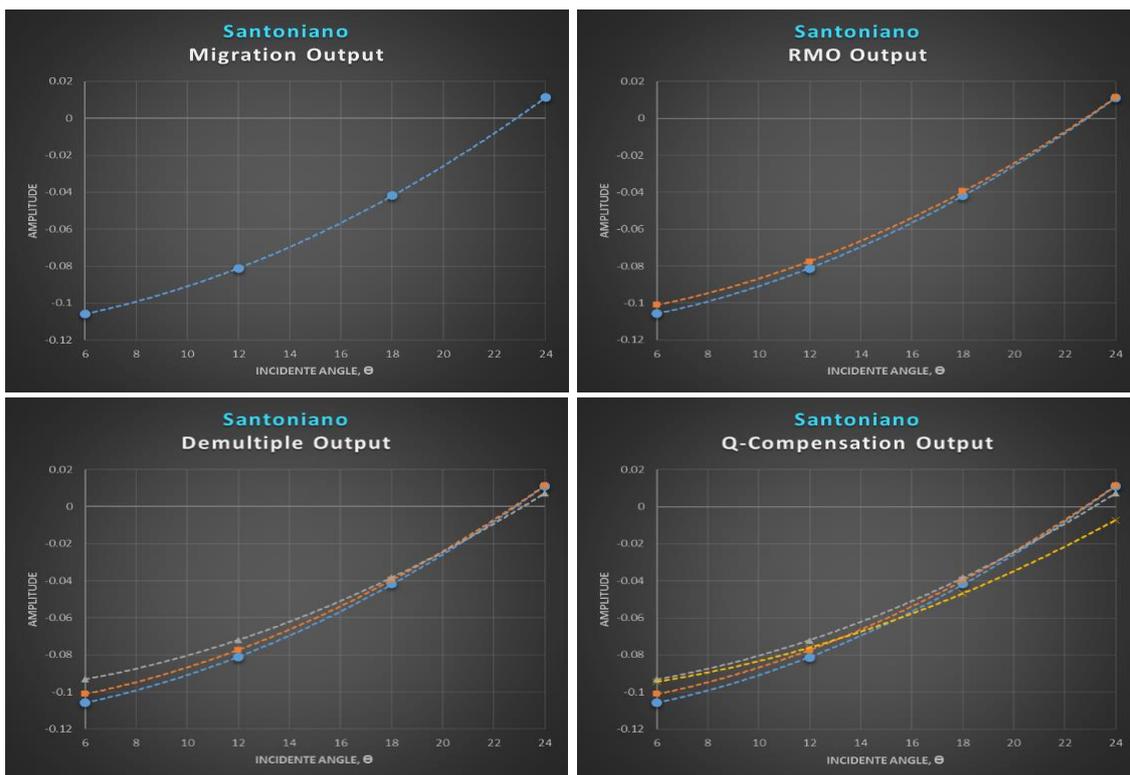


Figura 73: Curvas de Amplitude versus Ângulo para o horizonte da Base do Santoniano das diferentes etapas do processamento do dado modelado.

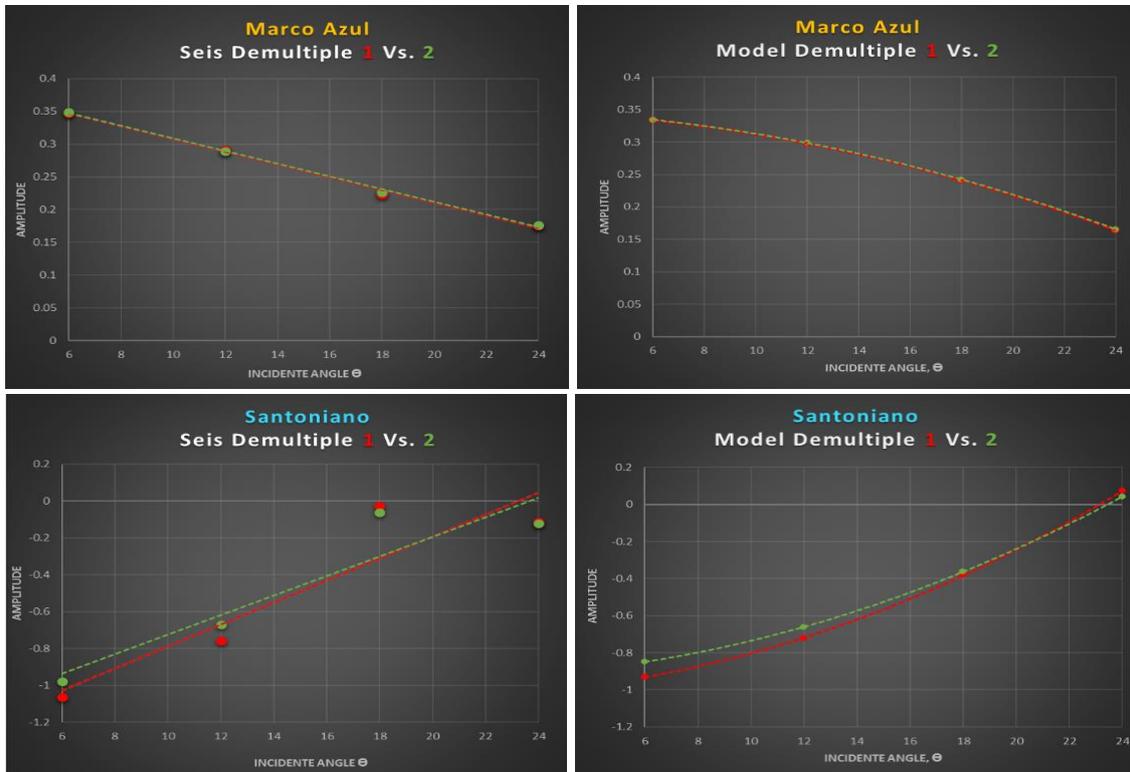


Figura 74: Curvas AVA para os horizontes Marco Azul e Base do Santoniano comparando o *Demultiple* mais brando com o mais agressivo tanto para a sísmica (direita), quanto para o dado modelado (esquerda).

#### 4.1.2.3 ESTATÍSTICAS

O algoritmo para a obtenção das estatísticas implementa QCs de vários volumes e comparações com base em atributos de correlação cruzada, amplitude e repetibilidade. As entradas são *angles gathers stacks* modelados *versus* gathers reais para AVO QC em várias etapas de processamento.

Tal algoritmo calcula atributos de QC entre pares de conjuntos de dados de entrada e os QCs podem ser exibidos como mapas de atributos. Todas as comparações são feitas contra o conjunto de dados designado como referência.

Os volumes de entrada devem ter geometrias idênticas, com o mesmo comprimento de traços e taxa de amostragem. E os mapas gerados representam o valor da Cross-Correlação e o NRMS para cada par de traços (real e modelado) naquela superfície especificada – neste caso os horizontes Marco Azul e Base do Santoniano, e para cada angle stacks near, mid e far.

Os gráficos de NRMS *versus* Correlação Cruzada e Anomalia *versus* Qualidade são *plots* dos respectivos valores extraídos dos mapas comentados acima.

Como pode ser visto nas Figuras 41 e 42, a Correlação Cruzada possui valores entre 0.0 (zero) e 1.0 (um) e o NRMS valores entre 0.0 (zero) e 2.0 (dois). Porém, devido a questões relacionadas a melhor visualização e/ou ao melhor entendimento dos mapas, especificamente falando, é importante deixar informado que representamos as barras de cores entre valores mais estreitos do que estes. No caso dos mapas de CC e NRMS para o horizonte Marco Azul, as escalas de cores ficaram entre 0.95 à 1.0 e 0.05 à 0.25, respectivamente. E para o horizonte Base do Santoniano, as escalas ficaram entre 0.8 à 1, no caso da CC, e 0.05 à 0.5 para o mapa de NRMS.

E também como já havia sido mencionado anteriormente, espera-se que a cada etapa do processamento a Correlação Cruzada entre a sísmica e o modelo AVO sintético, assim como o indicador de qualidade, aumentem, e que, concomitantemente, o NRMS e o indicador de anomalia diminuam. Isso pode ser observado neste dado para todos os *angle stacks* nas Figuras e Gráficos a seguir, tanto para o horizonte Marco Azul quanto para a Base do Santoniano, independente de suas distintas respostas AVO/AVA, o que nos indica que o fluxo

de processamento deste estudo fora realizado adequadamente com respeito as características AVO constatadas.

É interessante observar que as estatísticas aparentam uma certa piora quando analisamos indo dos *near angle stacks* (ou *offsets* mais próximos) para as pilhas mais distantes (ou com maiores ângulos), como se podem reparar pela maior dispersão dos dados, tanto nos histogramas associados aos mapas de CC e NRMS quanto nos gráficos (áreas circuladas em vermelho) de NMRS *versus* CC e Anomalia *versus* Qualidade, a cada *angle stack* (*near*, *mid* e *far*) para ambos os horizontes, embora essa dispersão seja ainda mais significativa e evidente para a Base do Santoniano se comparado com o Marco Azul. Isso já era de se esperar devido aos maiores efeitos de espalhamento, dispersão e atenuação sofridos pela onda durante o maior percurso e/ou tempo de trânsito até os receptores mais afastados, e ainda mais para um refletor mais profundo (como a Base do Santoniano). Todavia, o importante a ser avaliado é que, as mesmas estatísticas, quando comparadas à cada etapa do processamento, seja para os *angle stacks* mais próximos, seja para os mais distantes, estão melhorando, o que se configura o objetivo de um processamento *AVO-friendly*.

Para resumir as estatísticas num contexto mais generalizado, aqui será discutida a diferença percentual entre as médias das subseqüentes etapas do processamento para os *near*, *mid* e *far angle stacks*, tanto para a CC e o NRMS de ambos os horizontes. Isto é, tirou-se a média dos valores médios de CC (Figuras 99a e 99b) e NRMS (Figuras 100a e 100b) de cada mapa *near*, *mid* e *far angle stacks* para cada etapa e transformamos em percentagem. Depois tirou-se a diferença entre de tais valores a cada etapa subseqüente do processamento para averiguar o percentual de melhora ou piora a medida que o fluxo fora avançando. Ao lado dos mapas há uma tabela apresentando a média e o desvio padrão de cada etapa do processamento para cada respectivo *angle stacks* referenciado nas figuras.

No caso do horizonte Marco Azul (Figuras 75, 79 e 83), a média percentual de melhora da Correlação Cruzada entre a saída da Migração e o RMO foi de 0.03%; não tão significativo quanto esperado pela grande variação observada nas curvas AVO das Figuras 59 e 64. Mas quando avalia-se o percentual do RMO para o *Demultiple* mais brando vê-se uma melhora de 0.31%, bem mais expressiva. E quando comparado com o *Demultiple* mais agressivo vê-se uma

sutil redução nessa percentagem, com uma melhora de 0.28% para com a saída do RMO, o que já se configura um certo indicativo de avaliação entre um *Demultiplo* e outro.

Já para a Compensação Q, vê-se uma piora ou decréscimo de 0.85% da Cross-Correlação em relação a etapa anterior. Além de um aumento bem considerável do desvio padrão, indo das reduções de 0.0015% da saída da migração para o RMO, 0.23% para o *Demultiplo* 1, 0.22% para o *Demultiple* 2 e chegando a um aumento de 0.73% para a Compensação Q. Algo já discutido e esperado devido ao efeito direto que da Compensação Q nos valores de amplitude do dado.

Em se tratando da Base do Santoniano (Figuras 87, 91 e 95) vê-se uma melhora da Correlação Cruzada de 0.08%; também não tão significativo quanto esperado, mas um pouco melhor se comparado com o Marco Azul. E para as demais etapas vê-se uma melhora de 1.11% para o *Demultiple* 1, 1.97% para o *Demultiple* 2 e um decréscimo de 3.72% para a Compensação Q.

No caso do NRMS, a característica da melhora da média percentual entre as etapas do processamento se assemelha a da Correlação Cruzada. Para o Marco Azul (Figuras 76, 80 e 84) observa-se 0.13% de melhora da saída da Migração para o RMO, 1.69% para o *Demultiple* 1, 1.65% para o *Demultiple* 2 e uma piora de 4.50% para a Compensação Q. E para a Base do Santoniano (Figuras 88, 92, 96) vê-se uma melhoria de 0.37% da Migração para o RMO, 3.23% para o *Demultiple* 1, 5.80% para o *Demultiple* 2 e um grande pioramento de 10.92% para a Compensação Q.

Essa resposta não tão expressiva do RMO para as estatísticas quanto ao que era esperado provavelmente se deve ao *Stretch* dos *far offsets*, o qual interfere nas amplitudes (como já fora mencionado no tópico 2.2.5) e na resposta AVO mesmo com o alinhamento dos *Gathers* ao horizonte e o melhor ajuste da sua curva AVO. E esse efeito é mais notado no Marco Azul (apenas 0.03% de melhora) do que na Base do Santoniano (0.31% de melhora) pois a distorção de frequência causada pelo NMO *Stretch* aumenta em tempos mais rasos e velocidades mais baixas (Yilmaz, 1987).

Já o maior percentual de melhora nas estatísticas para a Base do Santoniano em relação ao Marco Azul se justifica não pelas etapas do processamento terem sido menos efetivas neste do que naquele, mas sim

porque tanto a Correlação Cruzada quanto o NRMS já se apresentaram com valores muito bons para o Marco Azul desde a saída da Migração até a última etapa do processamento (Figuras 75 à 86), o que aparenta melhoras menos sensíveis ou perceptíveis a cada etapa. Isso provavelmente se deve ao fato do primeiro horizonte ser mais raso e sofrer menos efeitos de espalhamento, dispersão e atenuação do que o segundo, os quais afetam notavelmente as amplitudes e, concomitantemente, a dispersão dos dados para o horizonte mais profundo – o que pode ser visto se compararmos as Figuras 77, 78, 81, 82, 85 e 86, referentes ao Marco Azul, com as Figuras 89, 90, 93, 94, 97 98, da Base do Santoniano. Tais efeitos também são bem visíveis para a Compensação Q, principalmente nos Mapas de Correlação Cruzada e NRMS da Base do Santoniano, pois o Filtro Q inverso tende a “contrabalançar” essa perda maior de amplitude para o horizonte mais profundo.

Por se tratar de um dado pré-processado, não observa-se essa diferença tão marcante ou notável, tanto nos valores estatísticos quanto nos mapas e gráficos, quanto poderia-se esperar entre etapas do processamento de um dado bruto. Contudo, é interessante destacar que o importante do AVO QC, e/ou deste estudo em sí, é garantir que determinado processo não esteja piorando o dado, ou melhor dizendo, descaracterizando ou alterando a resposta AVO esperada. Como já mencionado, se algo desta natureza ocorrer entre um processo e outro, significa que deve-se rever determinada etapa e repará-la ou contorná-la antes de dar-se procedimento ao fluxo de processamento; de forma a se evitar de ter de refazer-lo por completo caso a resposta AVO final esperada tenha sido comprometida e não se saiba qual etapa assim o fez.

A comparação entre uma mesma etapa do processamento, porém com parâmetros diferentes, a exemplo do *Demultiple* 1 e 2, se configura como um adendo para tomadas de decisões caso haja alguma dúvida sobre quais parâmetros, medidas ou “caminhos” devam ser escolhidos durante o processo. Neste caso, o *Demultiplo* mais agressivo apresentou uma sutil desvantagem na média em relação ao mais brando para o Marco Azul (Figuras 99a e 100a) – possivelmente por características inerentes ao algoritmo que acaba sendo muito mais agressivo para horizontes mais rasos; enquanto que para o Santoniano o segundo se mostra estatisticamente bem melhor que o primeiro (Figuras 99b e 100b).

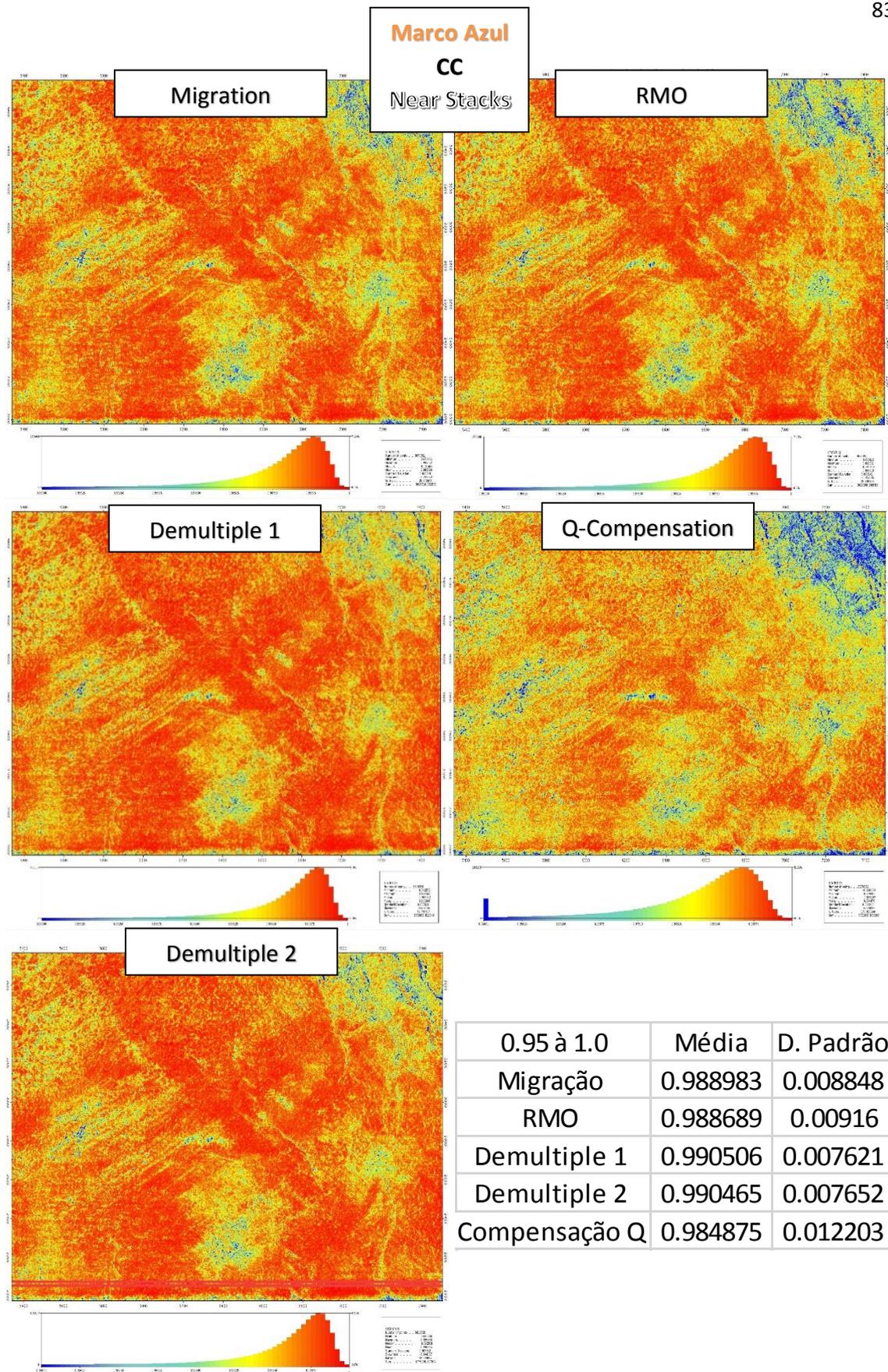


Figura 75: Mapas de Correlação entre a sísmica e o modelo AVO para o horizonte Marco Azul. Neste caso estão sendo analisados os *Near Angle Stacks* (de 0° à 6°) para cada etapa do processamento.

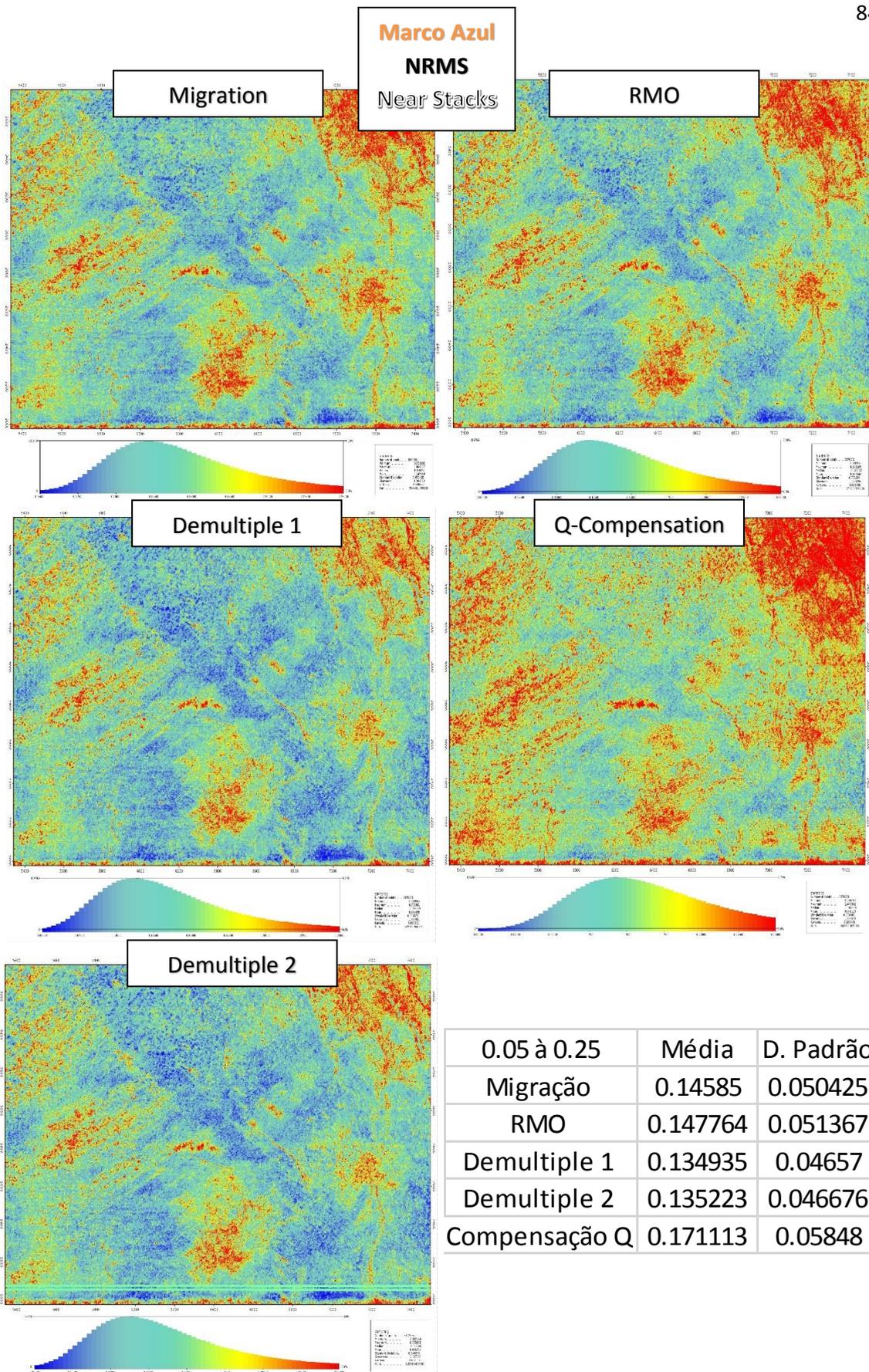


Figura 76: Mapas de NRMS entre a sísmica e o modelo AVO para o horizonte Marco Azul. Neste caso estão analisados os *Near Angle Stacks* (de 0° à 6°) para cada etapa do processamento.

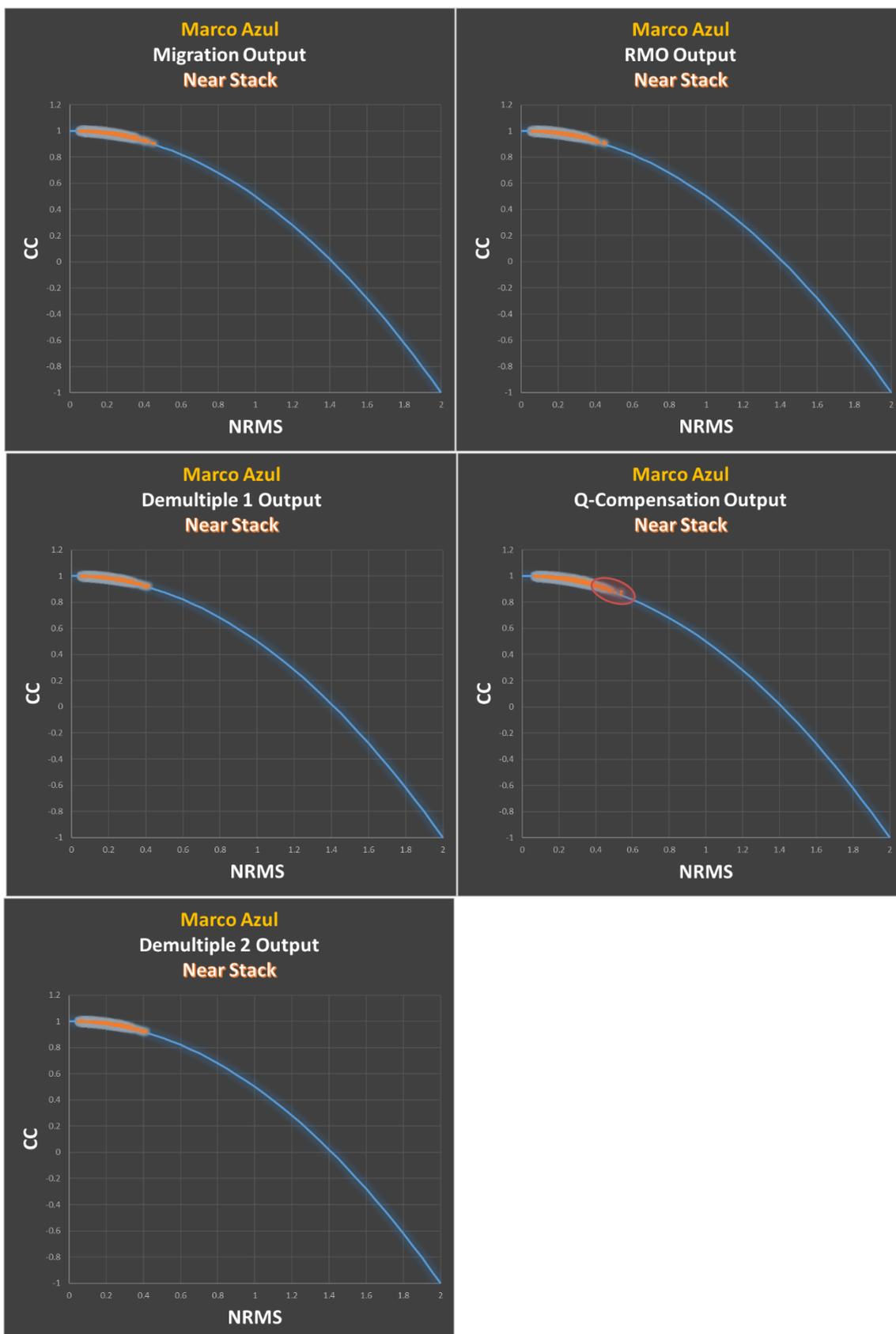


Figura 77: Gráficos de NRMS versus Cross-Correlação dos *Near Angle Stacks* (de 0° à 6°) do horizonte Marco Azul para cada etapa do processamento.

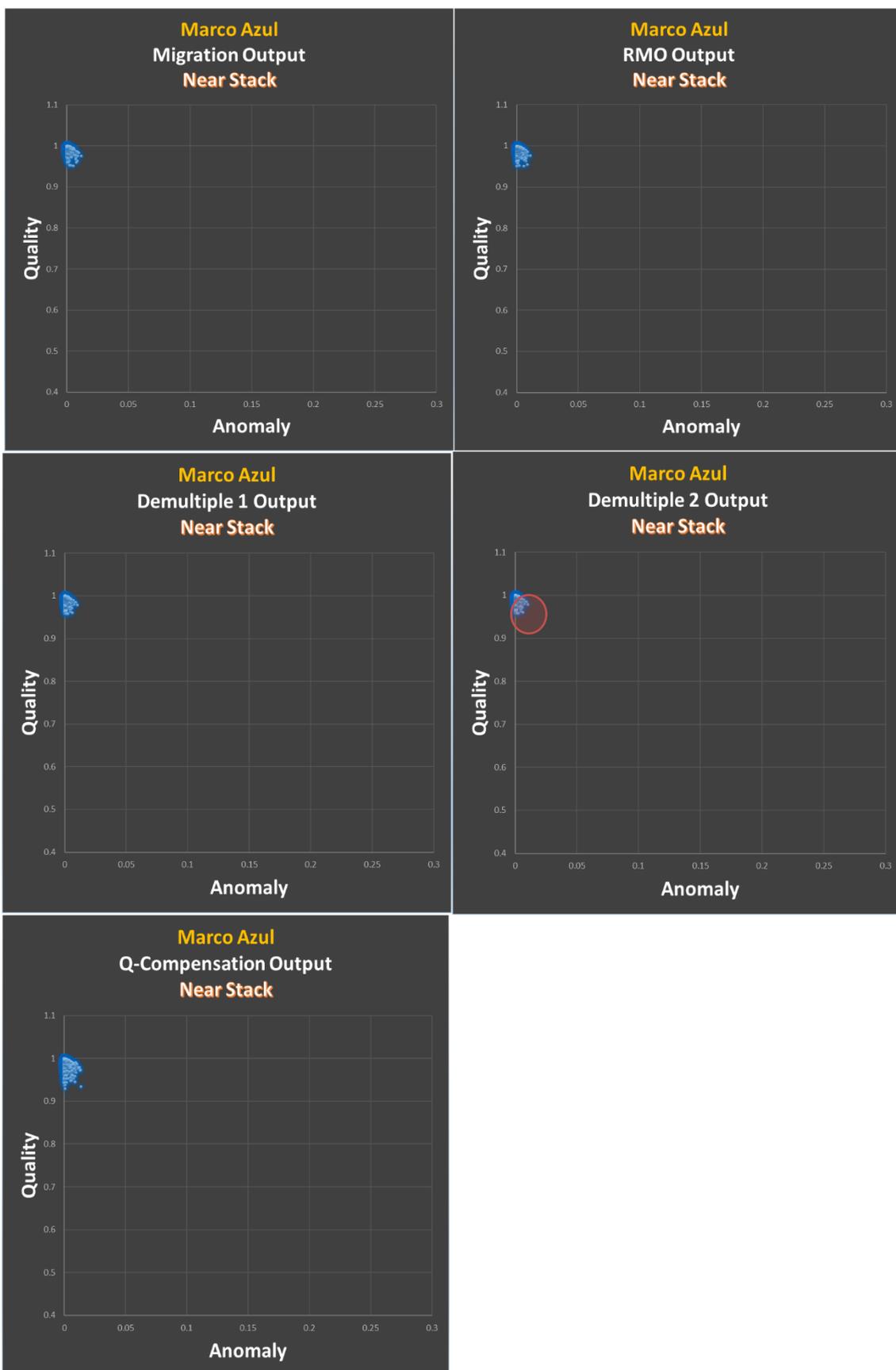


Figura 78: Gráficos de Anomalia versus Qualidade dos *Near Angle Stacks* (de 0° à 6°) do horizonte Marco Azul para cada etapa do processamento.

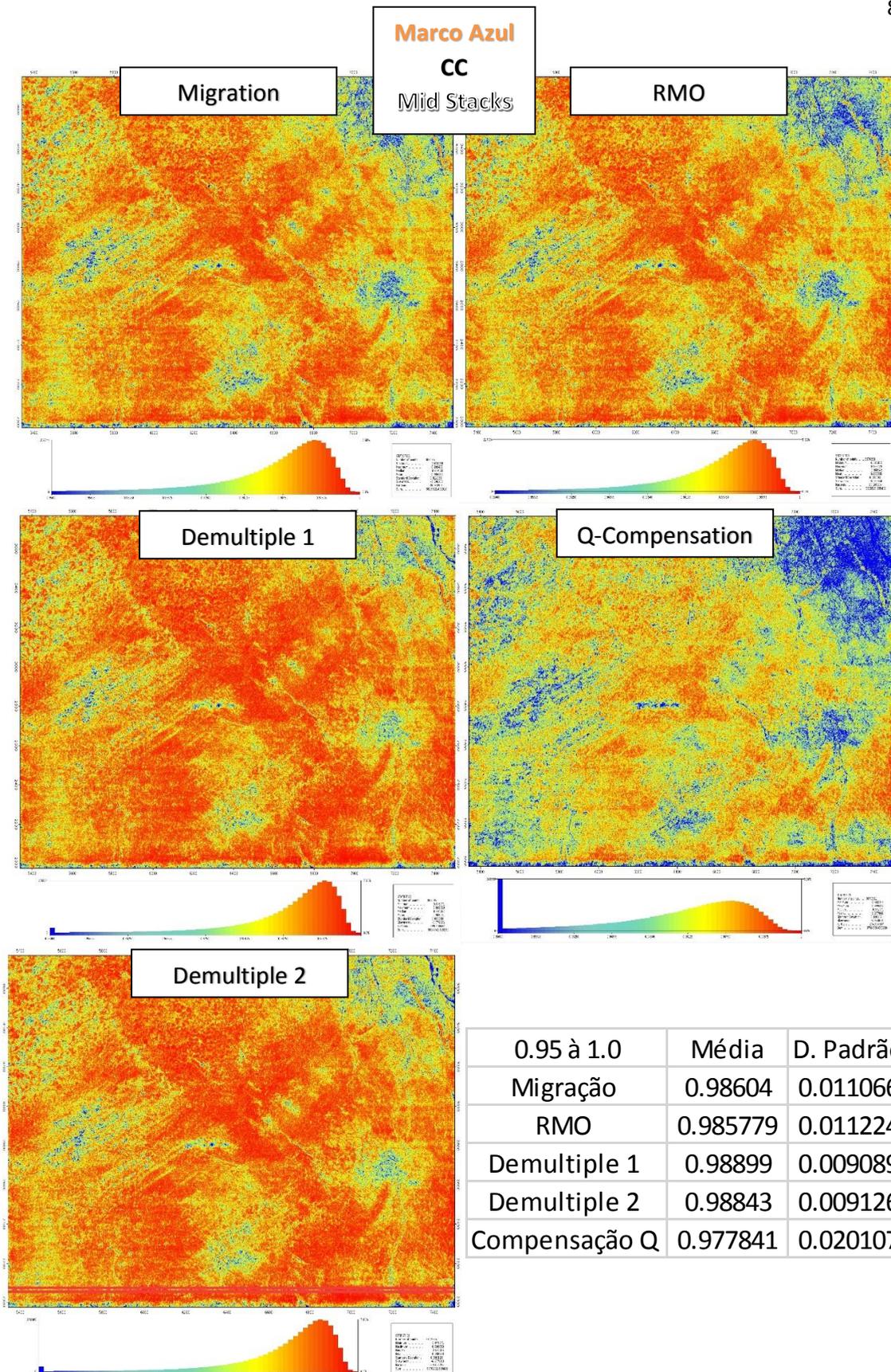


Figura 79: Mapas de Correlação entre a sísmica e o modelo AVO para o horizonte Marco Azul. Neste caso estão sendo analisados os *Mid Angle Stacks* (de 6° à 12°) para cada etapa do processamento.

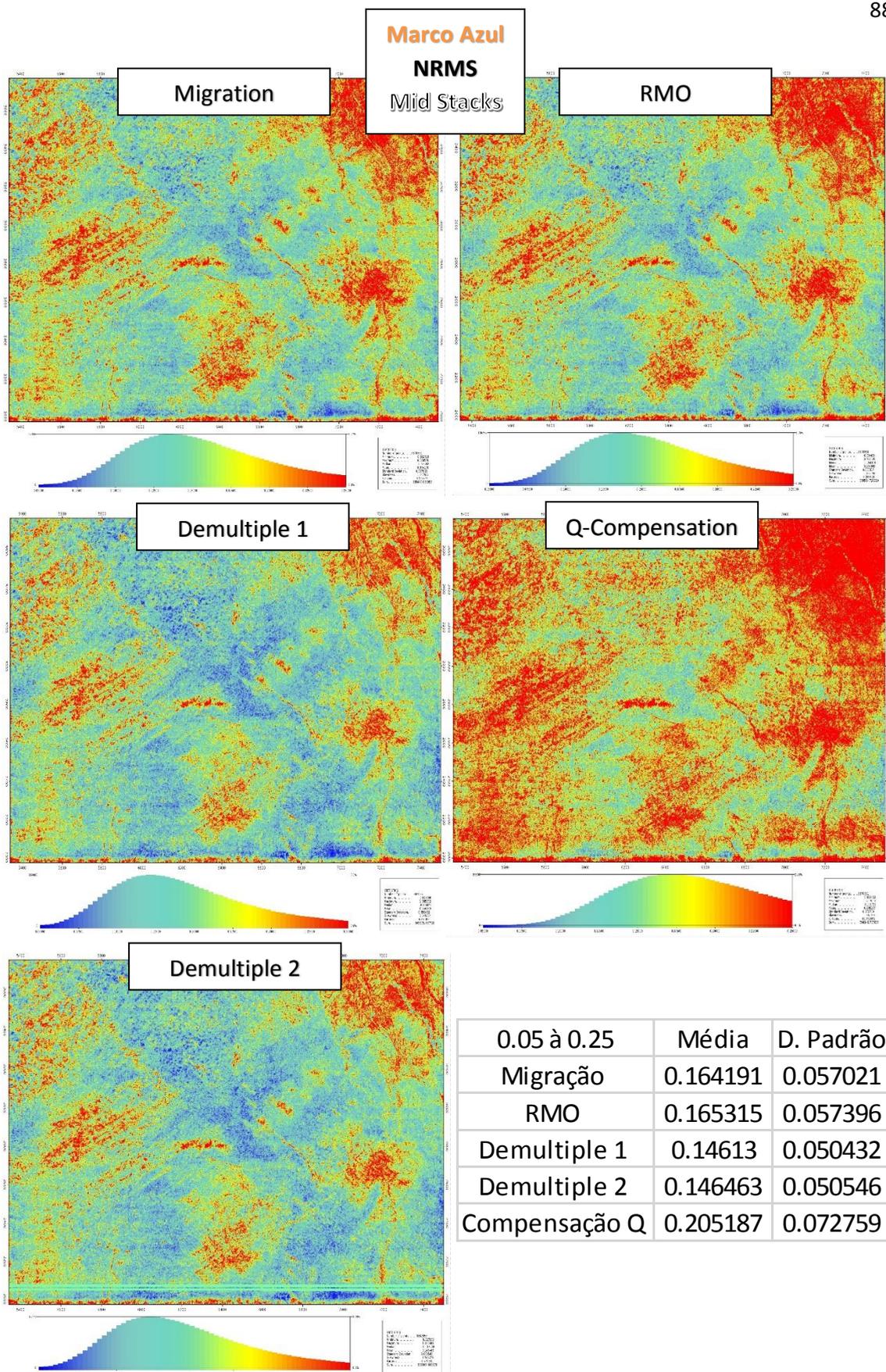


Figura 80: Mapas de NRMS entre a sísmica e o modelo AVO para o horizonte Marco Azul. Neste caso estão sendo analisados os *Mid Angle Stacks* (de 6° à 12°) para cada etapa do processamento.

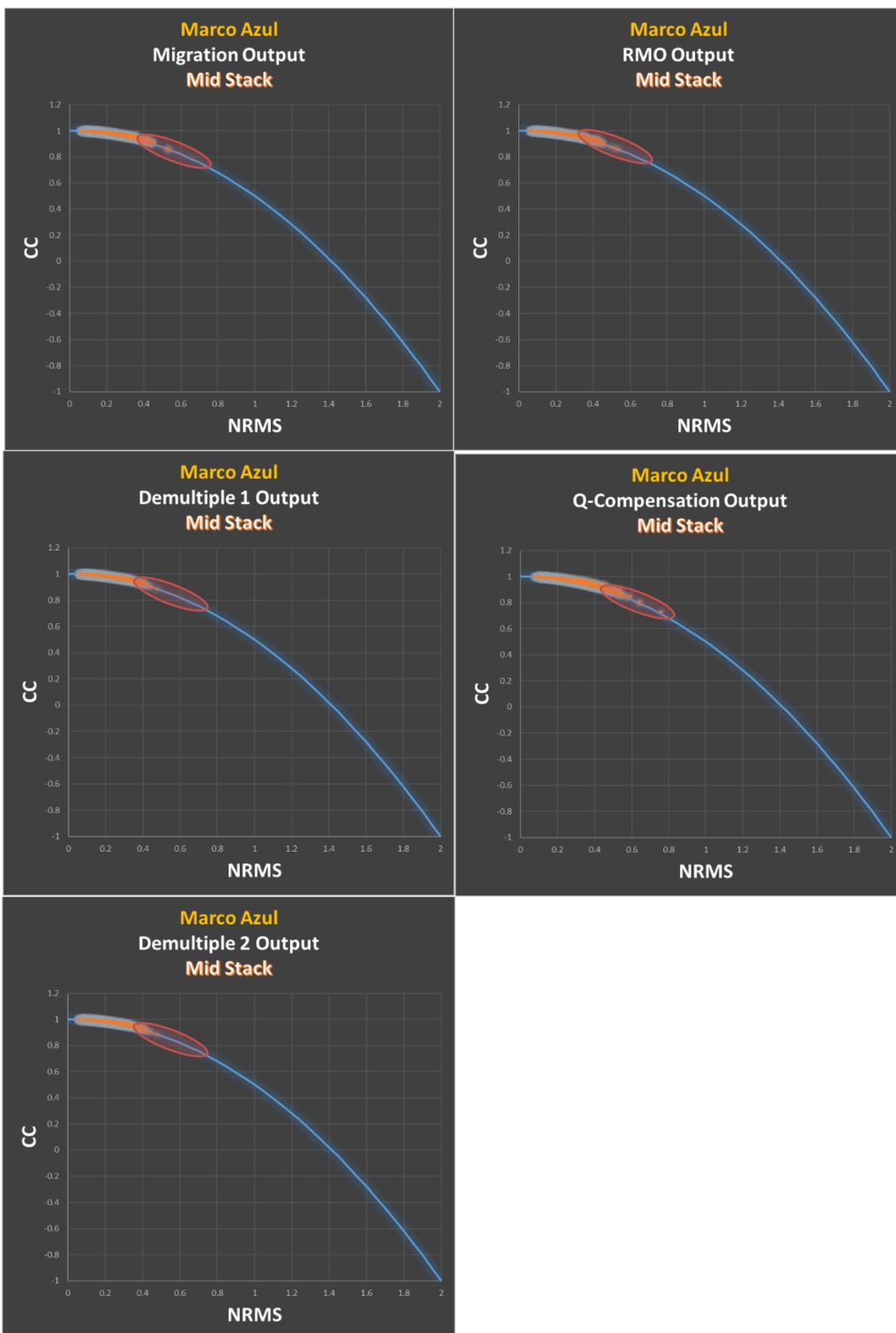


Figura 81: Gráficos de NRMS versus Correlação dos *Mid Angle Stacks* (de 6° à 12°) do horizonte Marco Azul para cada etapa do processamento.

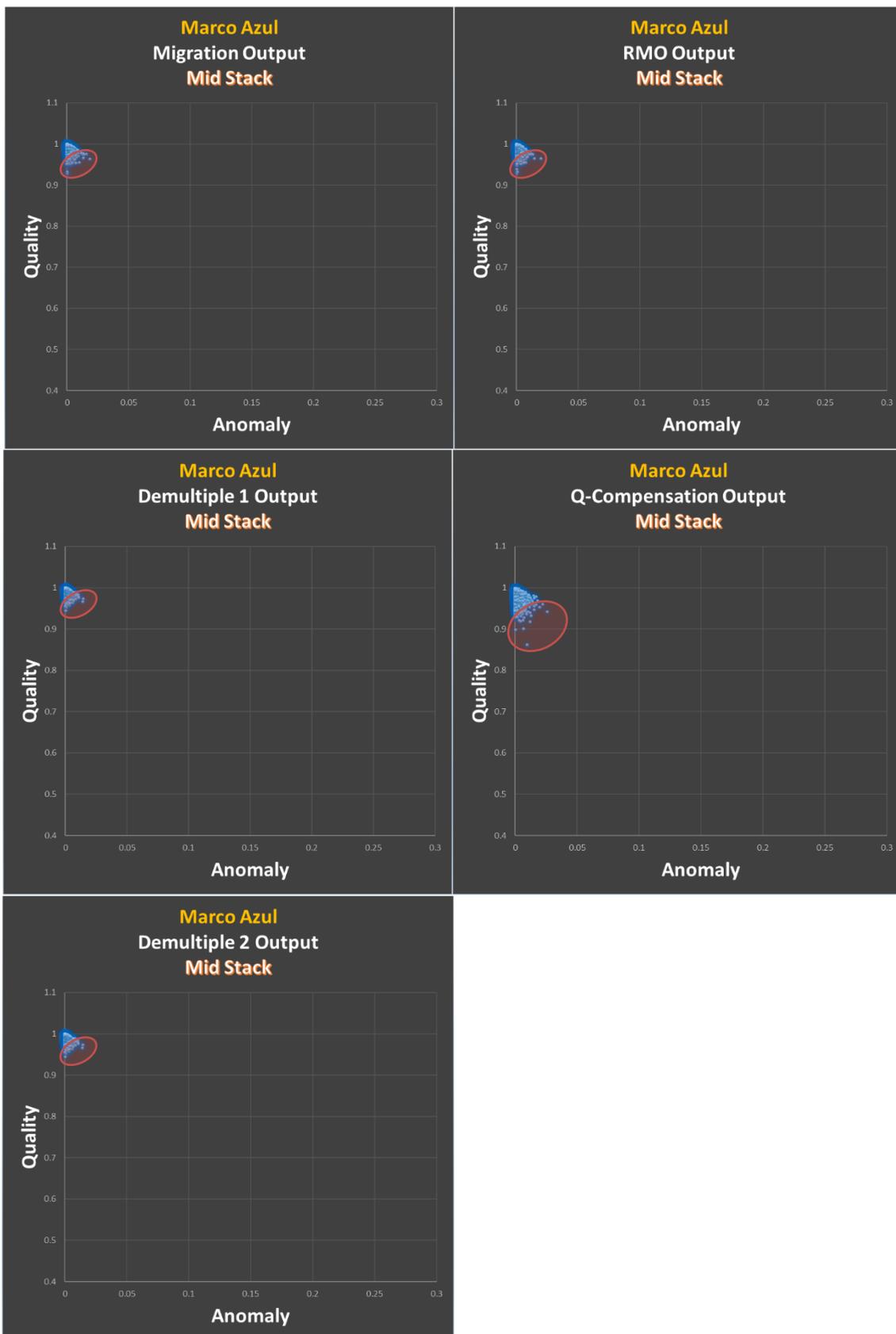


Figura 82: Gráficos de Anomalia versus Qualidade dos *Mid Angle Stacks* (de 6° à 12°) do horizonte Marco Azul para cada etapa do processamento.

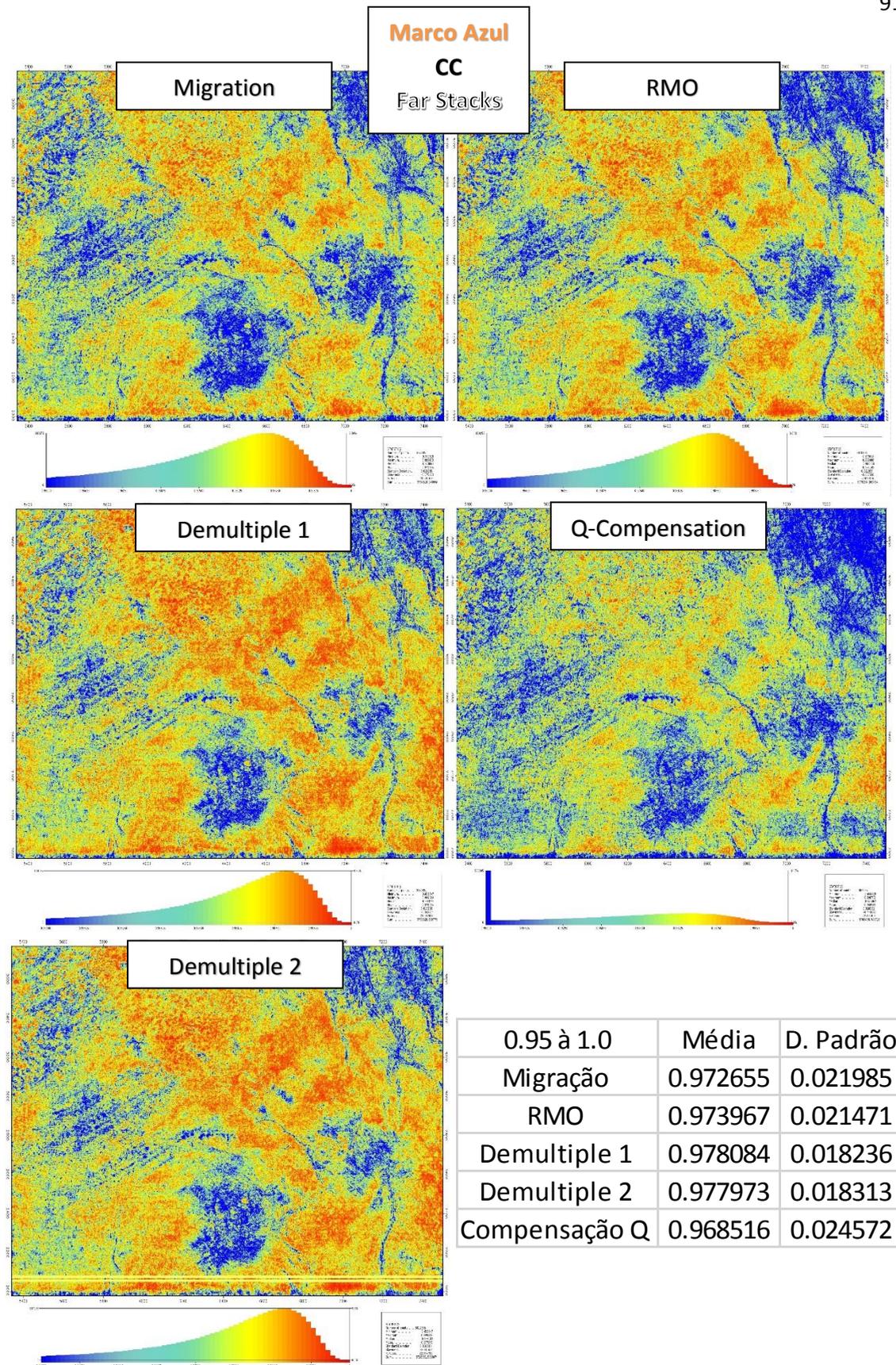


Figura 83: Mapas de Correlação entre a sísmica e o modelo AVO para o horizonte Marco Azul. Neste caso estão sendo analisados os *Far Angle Stacks* (de 12° à 18°) para cada etapa do processamento.

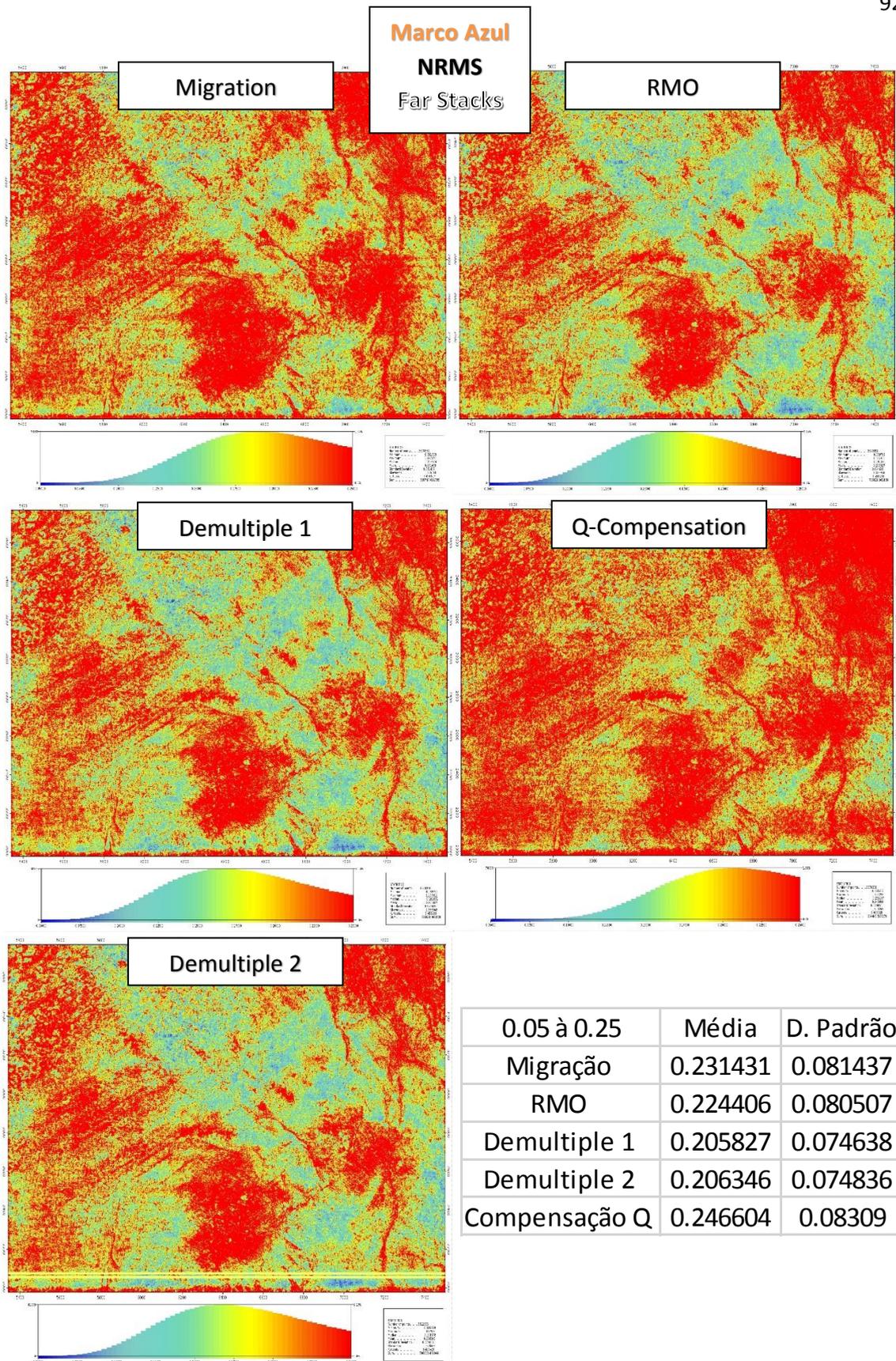


Figura 84: Mapas de NRMS entre a sísmica e o modelo AVO para o horizonte Marco Azul. Neste caso estão sendo analisados os *Far Angle Stacks* (de 12° à 18°) para cada etapa do processamento.

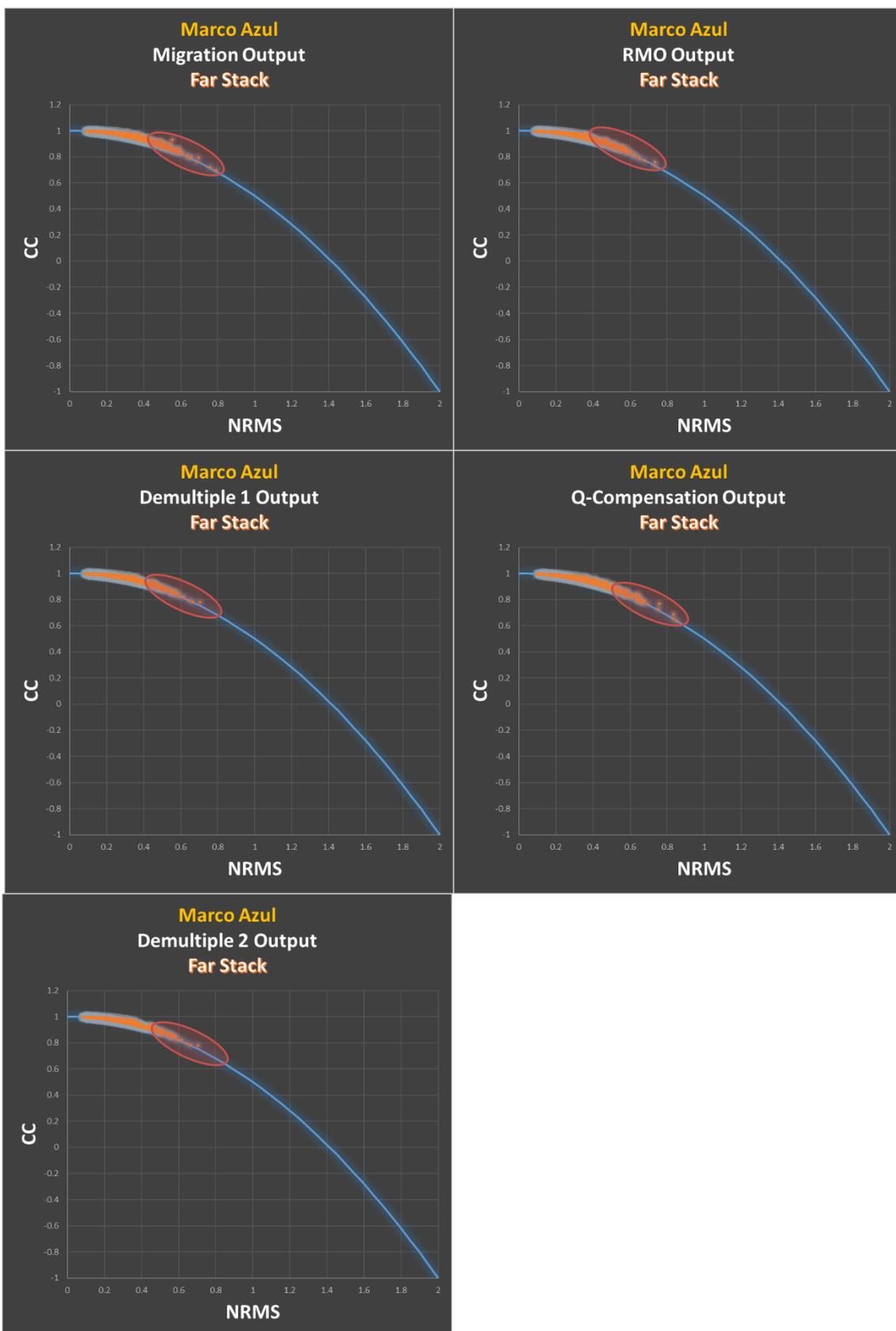


Figura 85: Gráficos de NRMS versus Correlação dos *Far Angle Stacks* (de 12° à 18°) do horizonte Marco Azul para cada etapa do processamento.

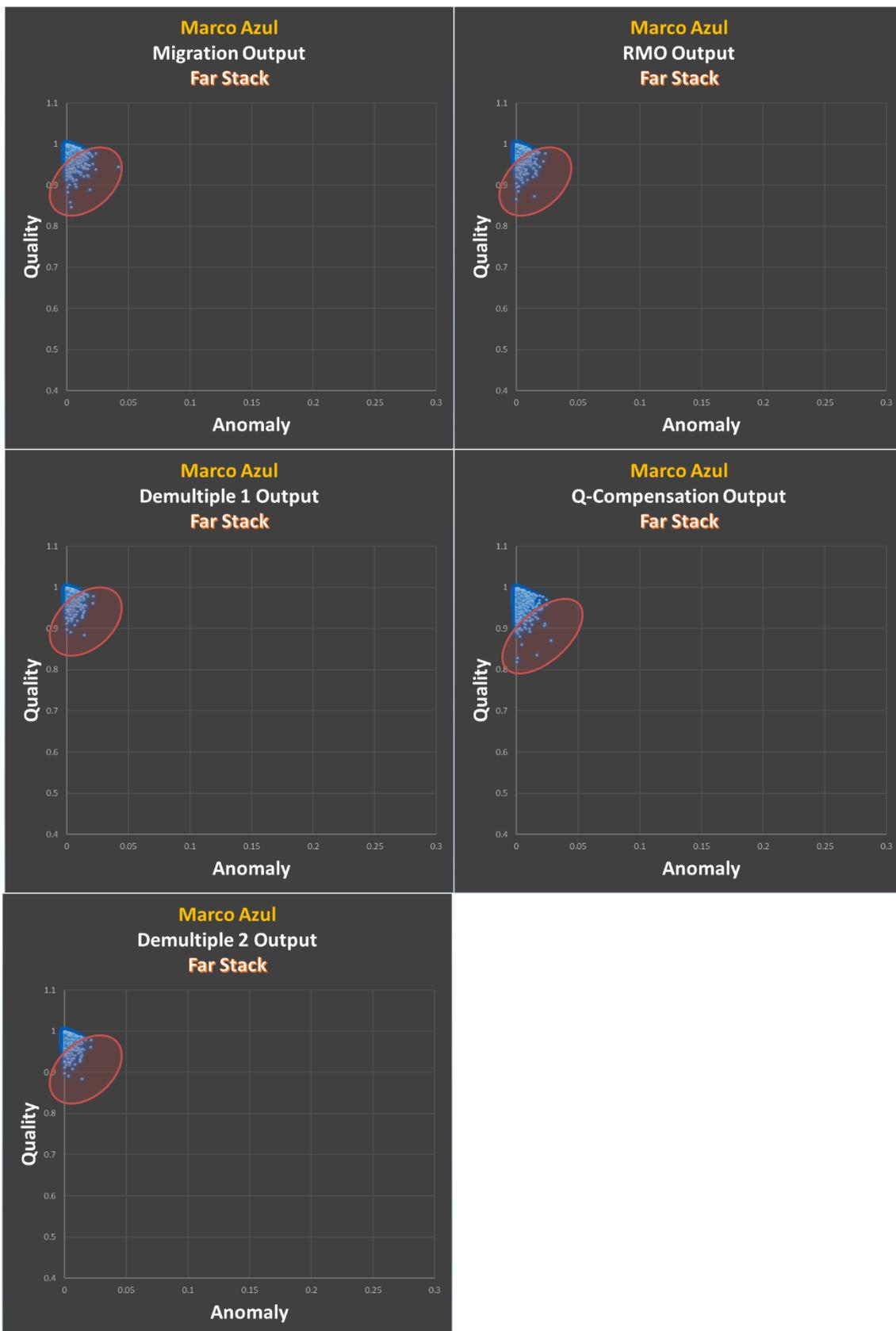


Figura 86: Gráficos de Anomalia versus Qualidade dos *Far Angle Stacks* (de 12° à 18°) do horizonte Marco Azul para cada etapa do processamento.

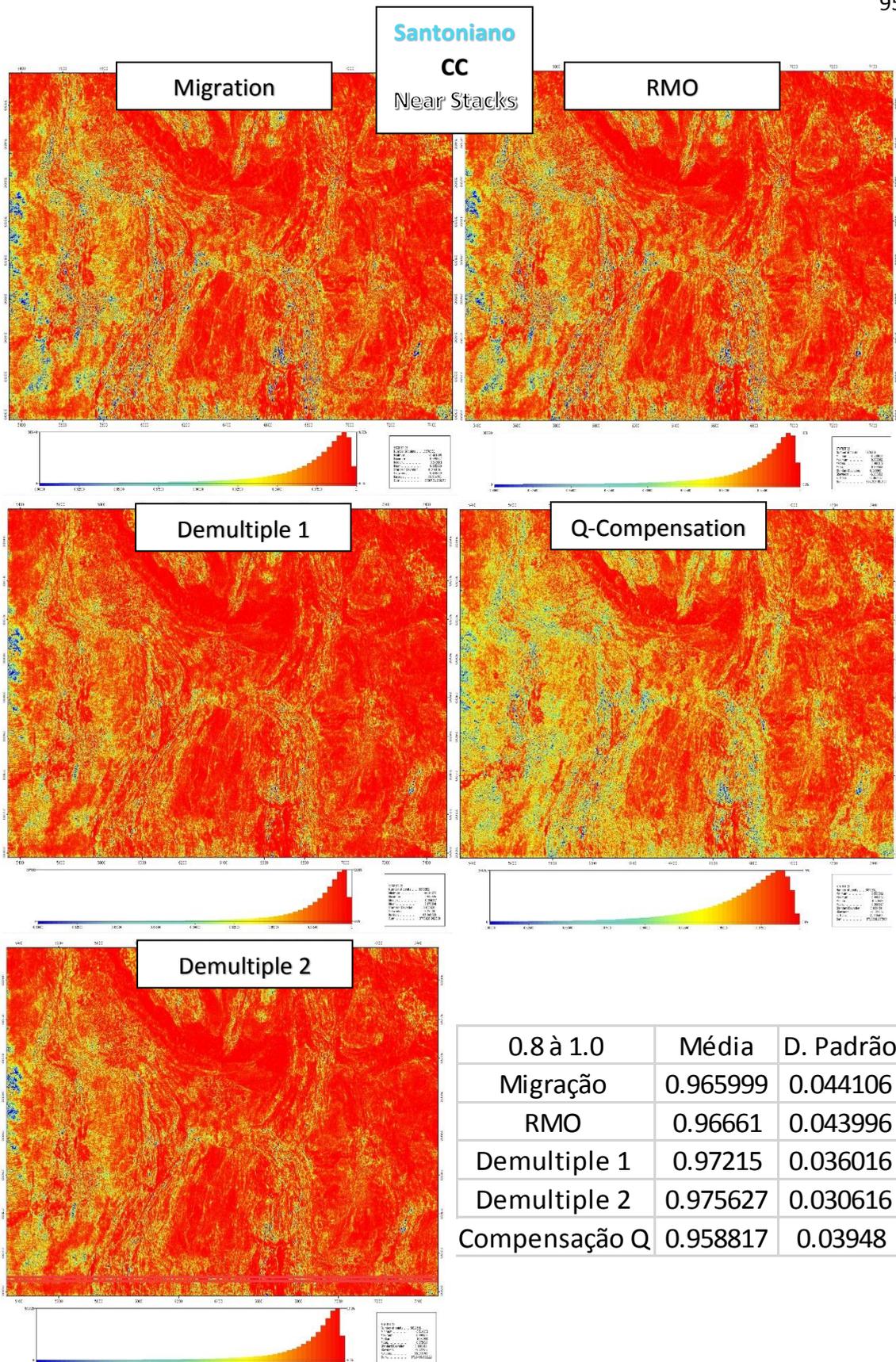


Figura 87: Mapas de Correlação entre a sísmica e o modelo AVO para o horizonte Base do Santoniano. Neste caso estão sendo analisados os *Near Angle Stacks* (de 0° à 6°) para cada etapa do processamento.

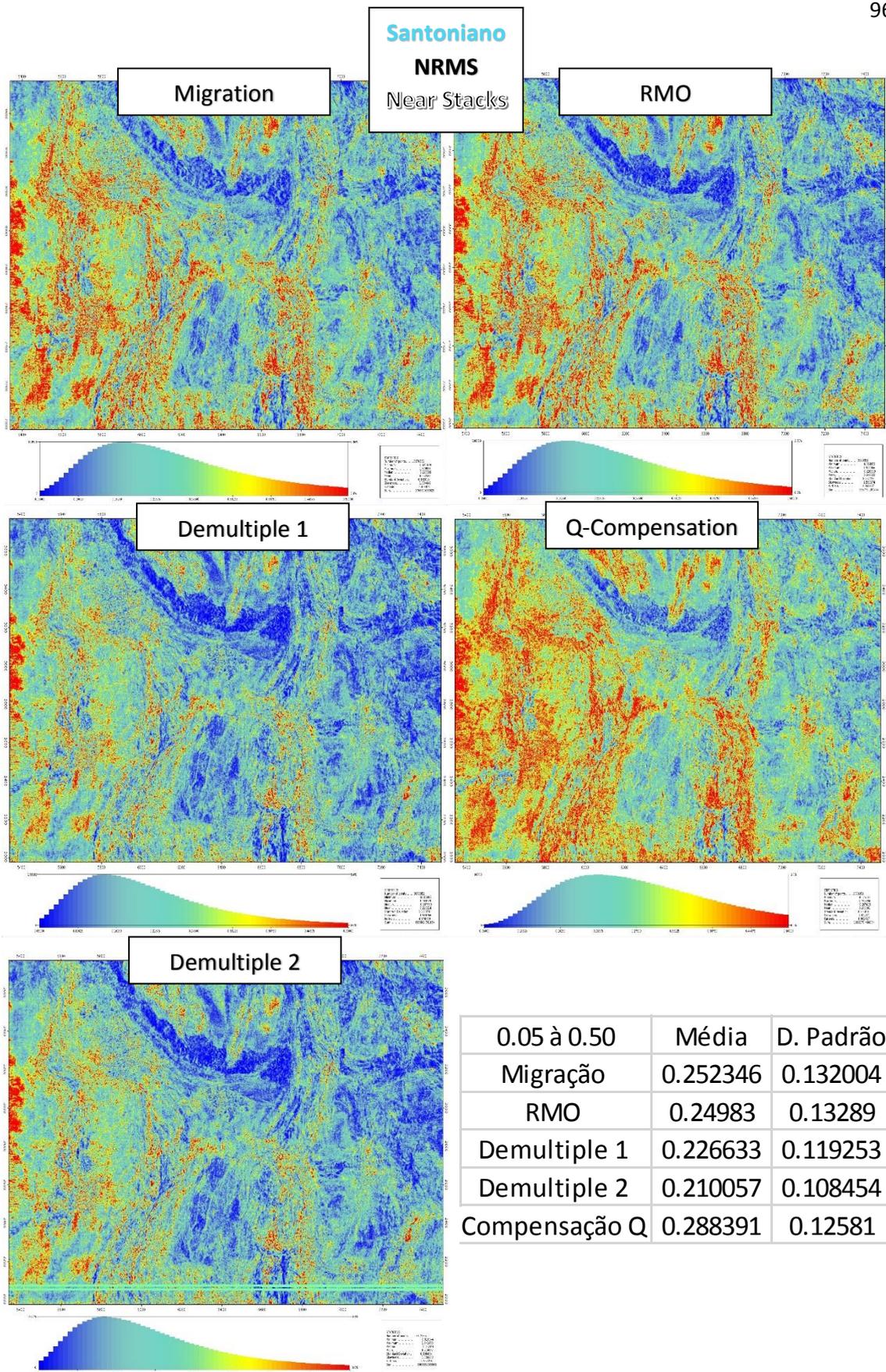


Figura 88: Mapas de NRMS entre a sísmica e o modelo AVO para o horizonte Base do Santoniano. Neste caso estão sendo analisados os *Near Angle Stacks* (de 0° à 6°) para cada etapa do processamento.

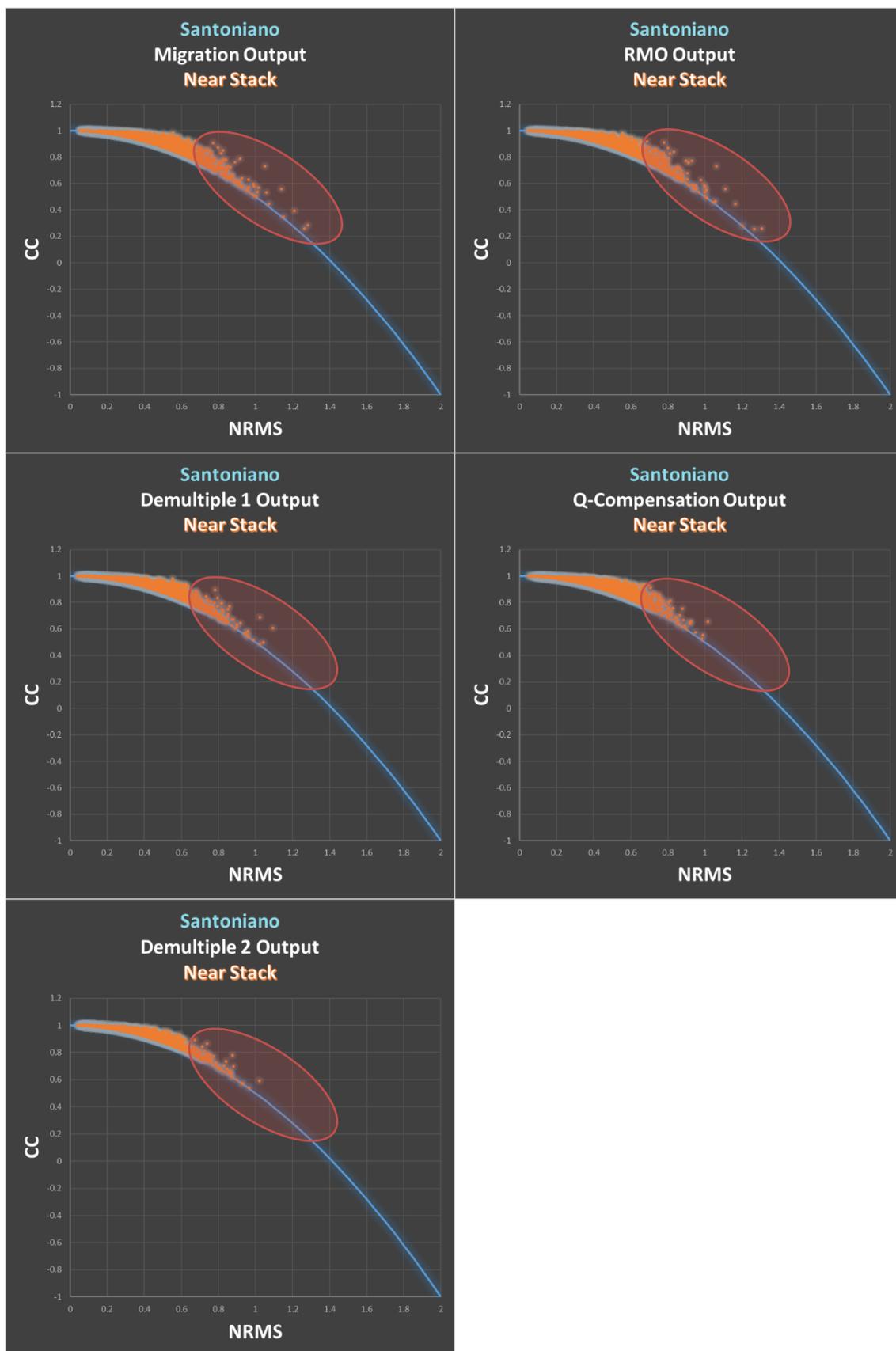


Figura 89: Gráficos de NRMS versus Correlação dos *Near Angle Stacks* (de 0° à 6°) do horizonte Base do Santoniano para cada etapa do processamento.

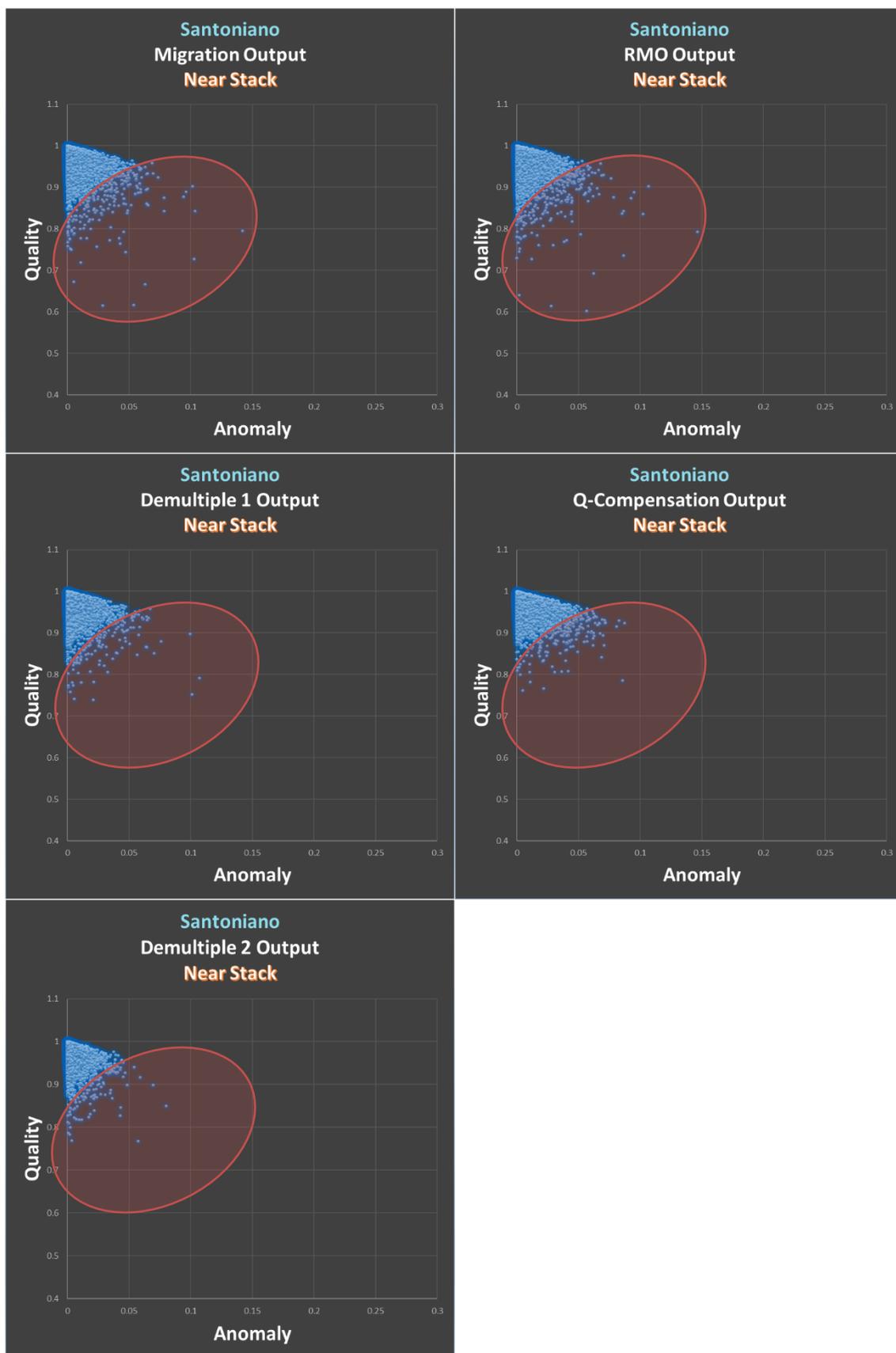


Figura 90: Gráficos de Anomalia versus Qualidade dos *Near Angle Stacks* (de 0° à 6°) do horizonte Base do Santoniano para cada etapa do processamento.

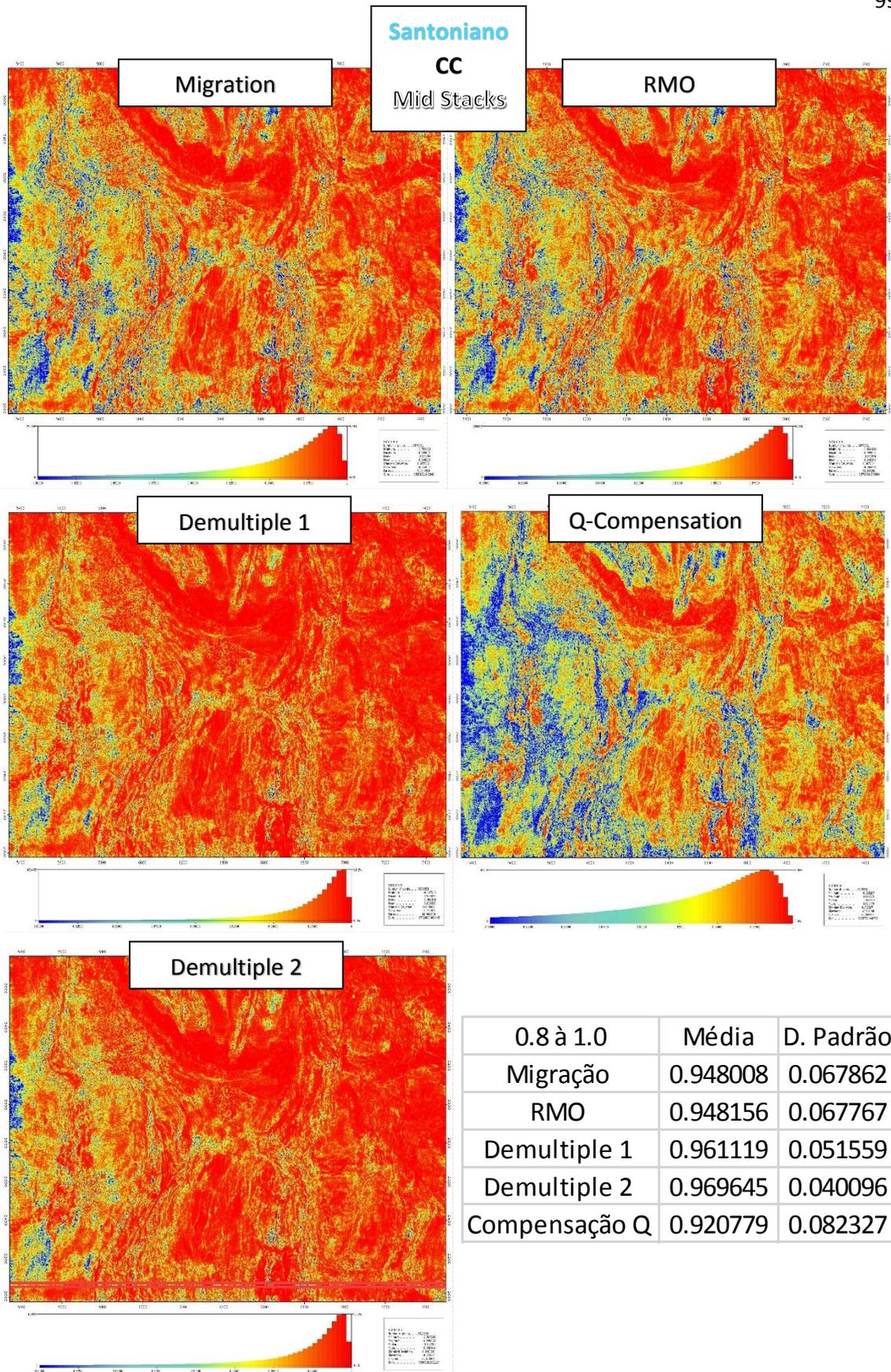


Figura 91: Mapas de Correlação entre a sísmica e o modelo AVO para o horizonte Base do Santoniano. Neste caso estão sendo analisados os *Mid Angle Stacks* (de 6° à 12°) para cada etapa do processamento.

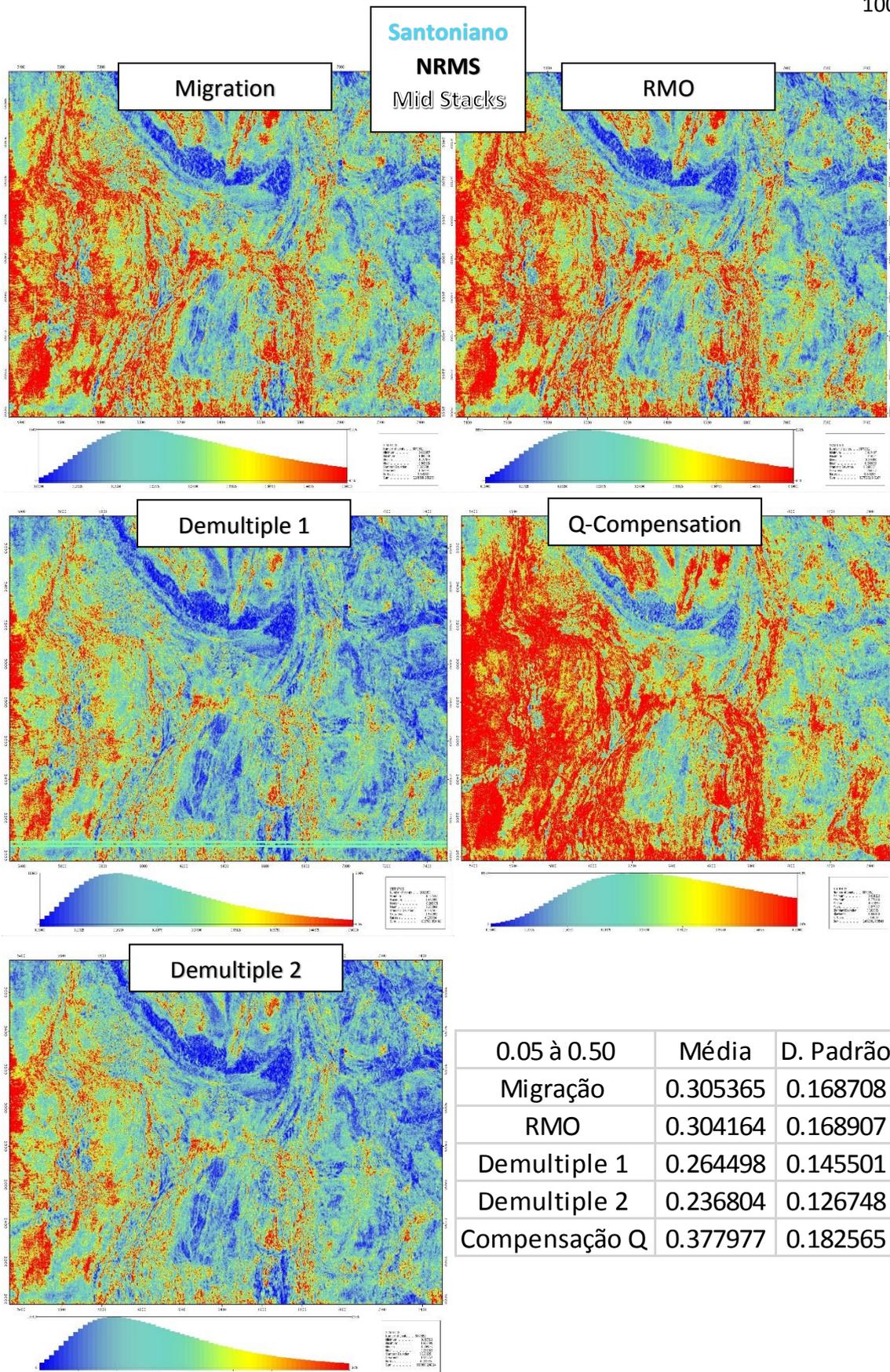


Figura 92: Mapas de NRMS entre a sísmica e o modelo AVO para o horizonte Base do Santoniano. Neste caso estão sendo analisados os *Mid Angle Stacks* (de 6° à 12°) para cada etapa do processamento.

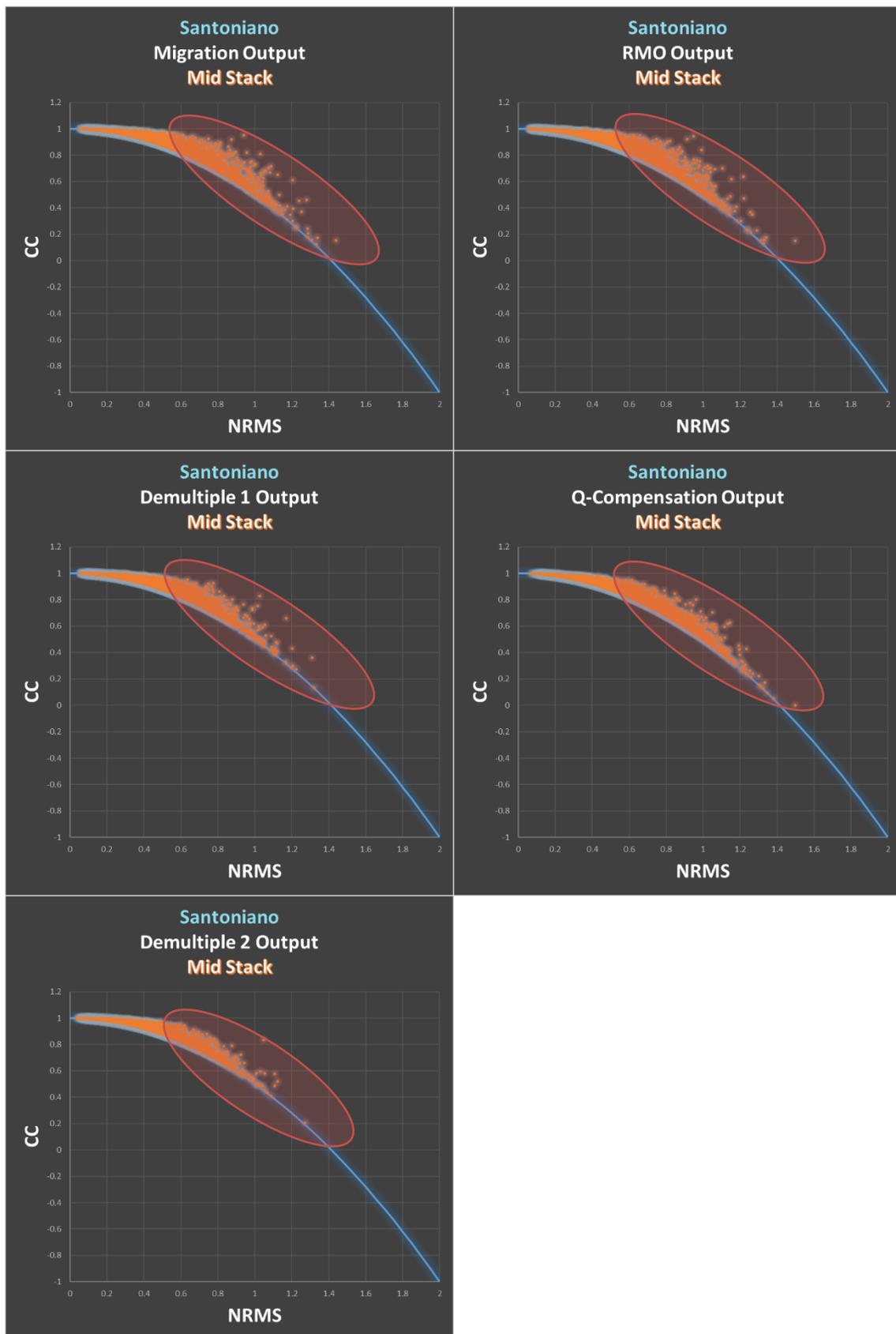


Figura 93: Gráficos de NRMS versus Correlação dos *Mid Angle Stacks* (de 6° à 12°) do horizonte Base do Santoniano para cada etapa do processamento.

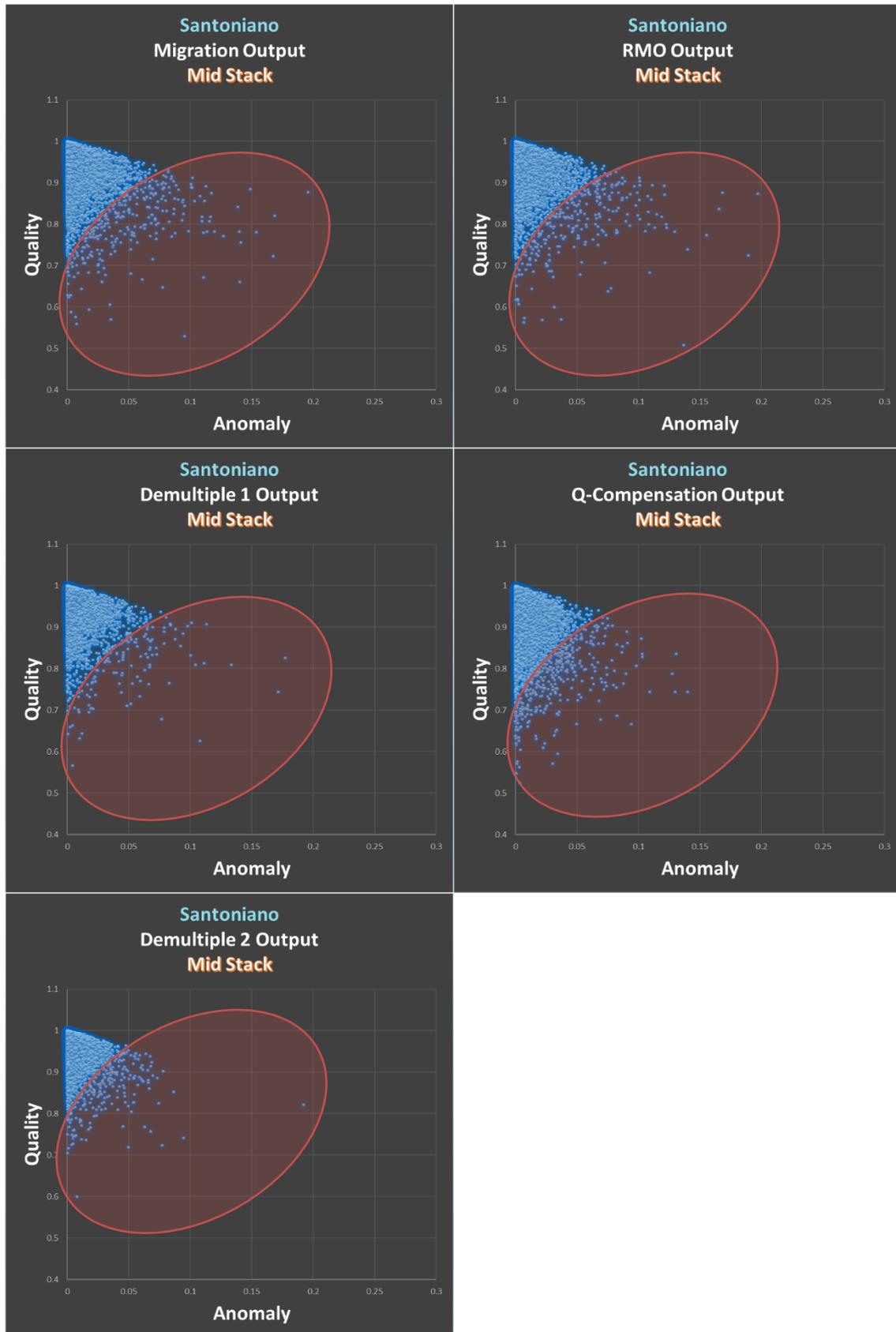


Figura 94: Gráficos de Anomalia versus Qualidade dos *Mid Angle Stacks* (de 6° à 12°) do horizonte Base do Santoniano para cada etapa do processamento.

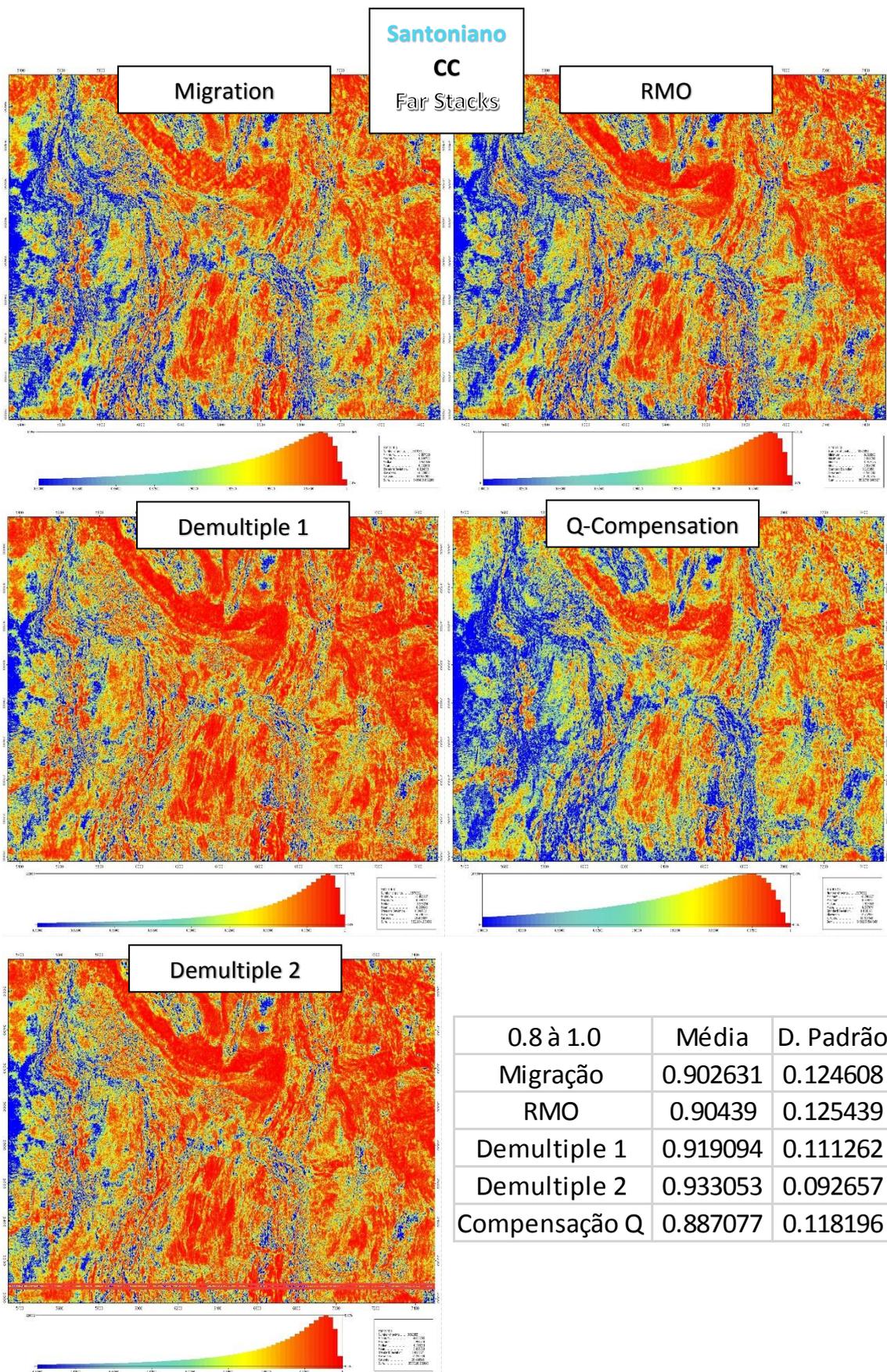


Figura 95: Mapas de Correlação entre a sísmica e o modelo AVO para o horizonte Base do Santoniano. Neste caso estão sendo analisados os *Far Angle Stacks* (de 12° à 18°) para cada etapa do processamento.

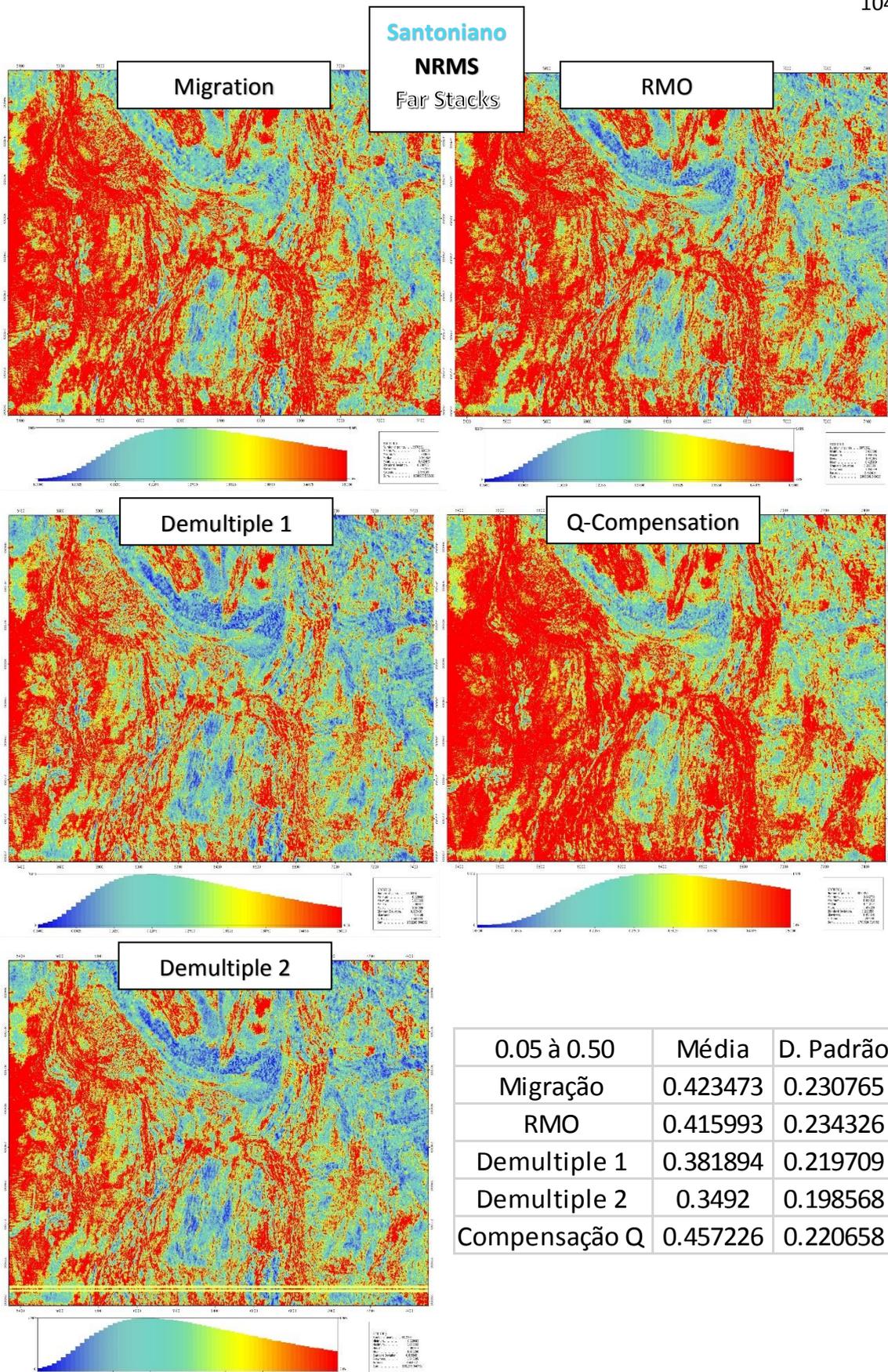


Figura 96: Mapas de NRMS entre a sísmica e o modelo AVO para o horizonte Base do Santoniano. Neste caso estão sendo analisados os *Far Angle Stacks* (de 12° à 18°) para cada etapa do processamento.

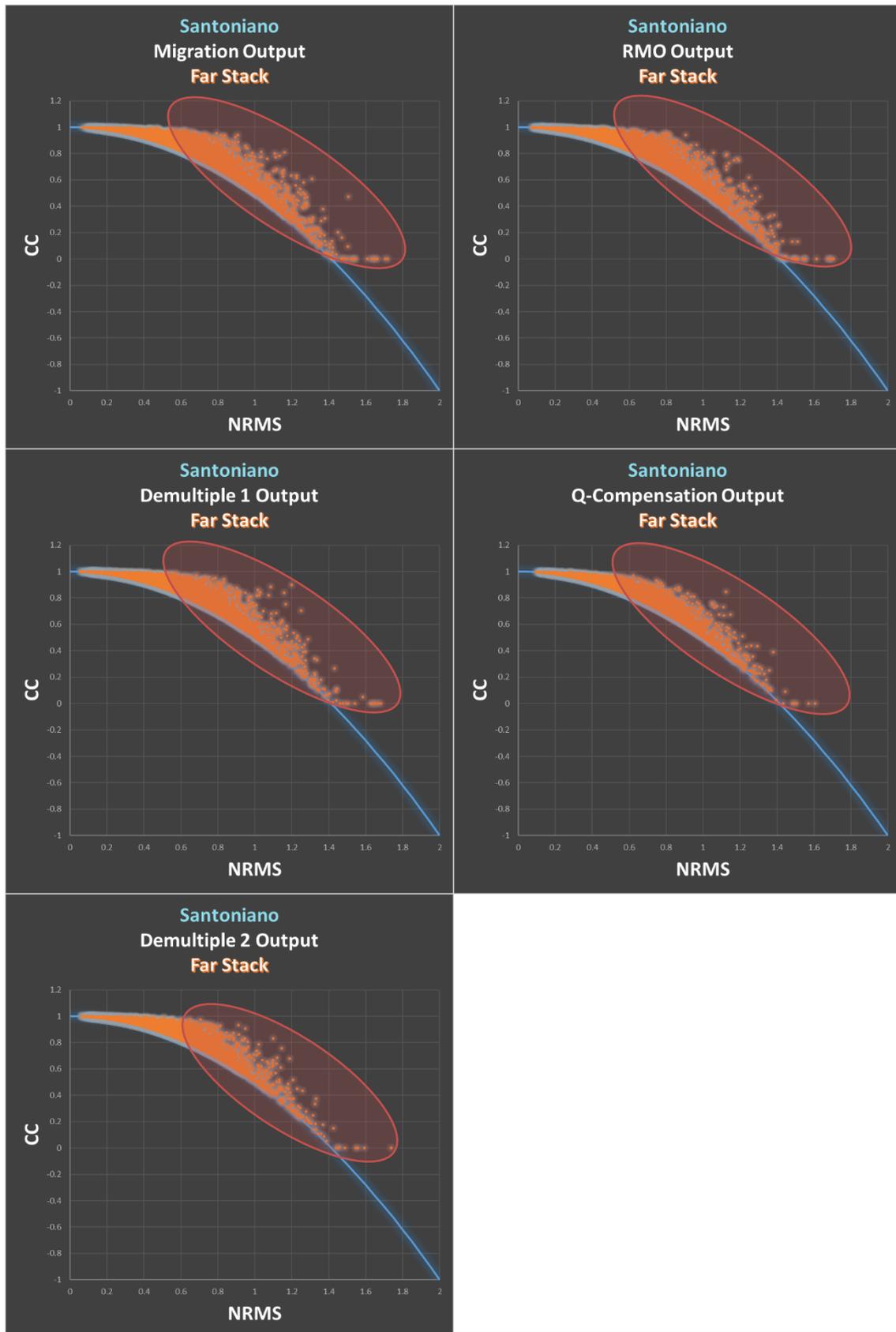


Figura 97: Gráficos de NRMS versus Correlação dos *Far Angle Stacks* (de 12° à 18°) do horizonte Base do Santoniano para cada etapa do processamento.

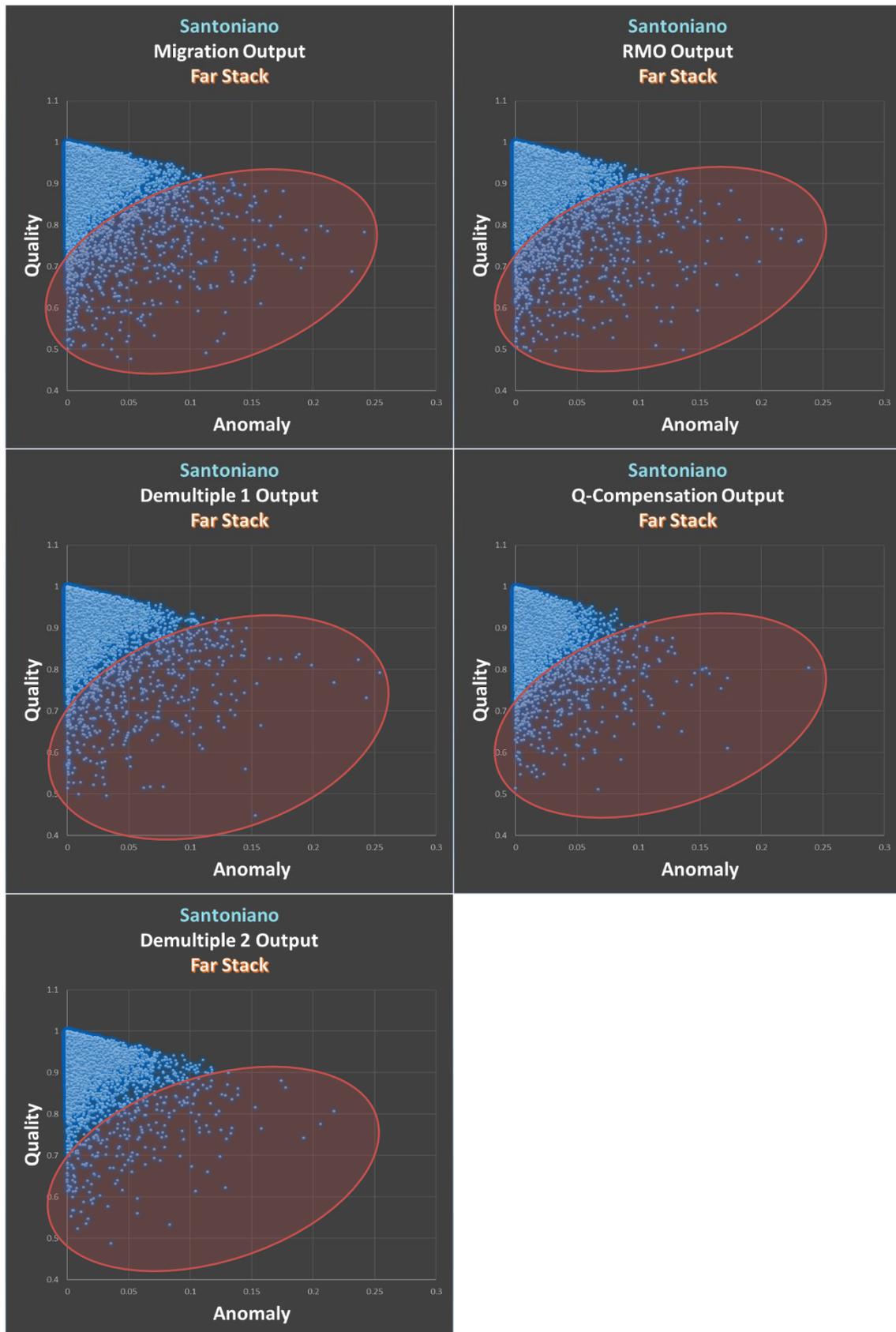


Figura 98: Gráficos de Anomalia versus Qualidade dos *Far Angle Stacks* (de 12° à 18°) do horizonte Base do Santoniano para cada etapa do processamento.

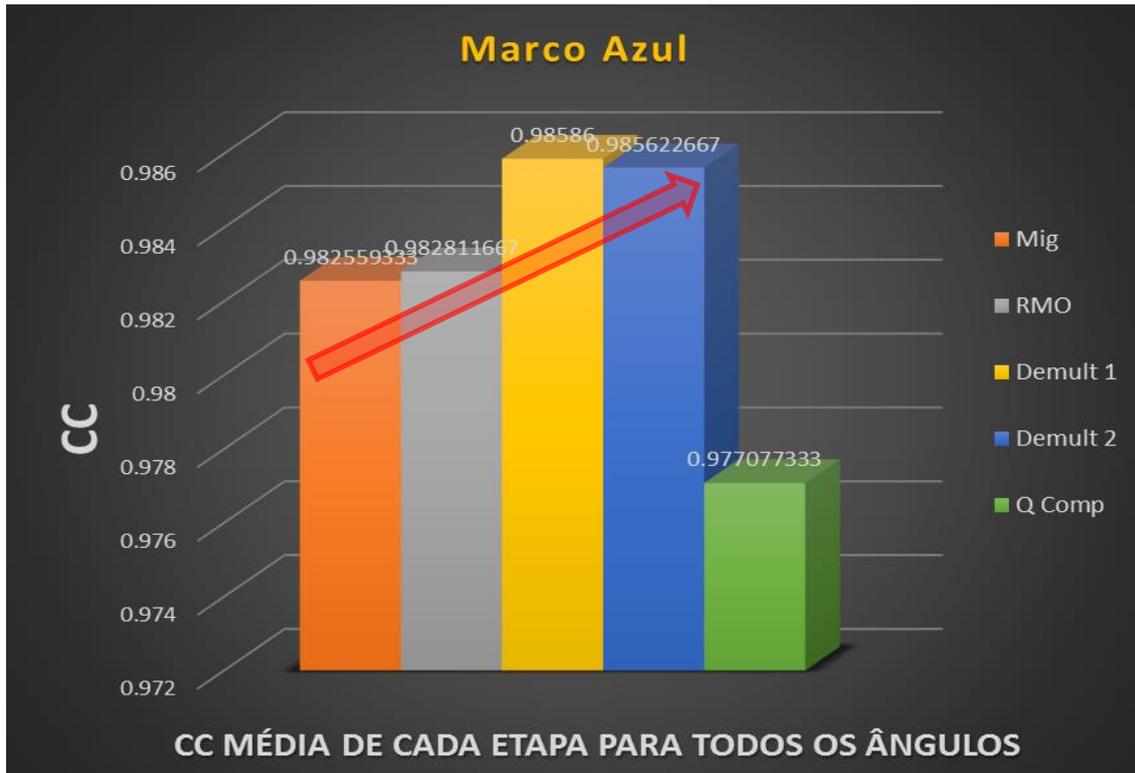


Figura 99a: Histograma relativo ao horizonte Marco Azul com a Média dos valores de CC de todos os *angle stacks* (*near*, *mid* e *far*) para cada etapa do processamento mostrando a evolução estatística do AVO QC a medida que o fluxo avança.

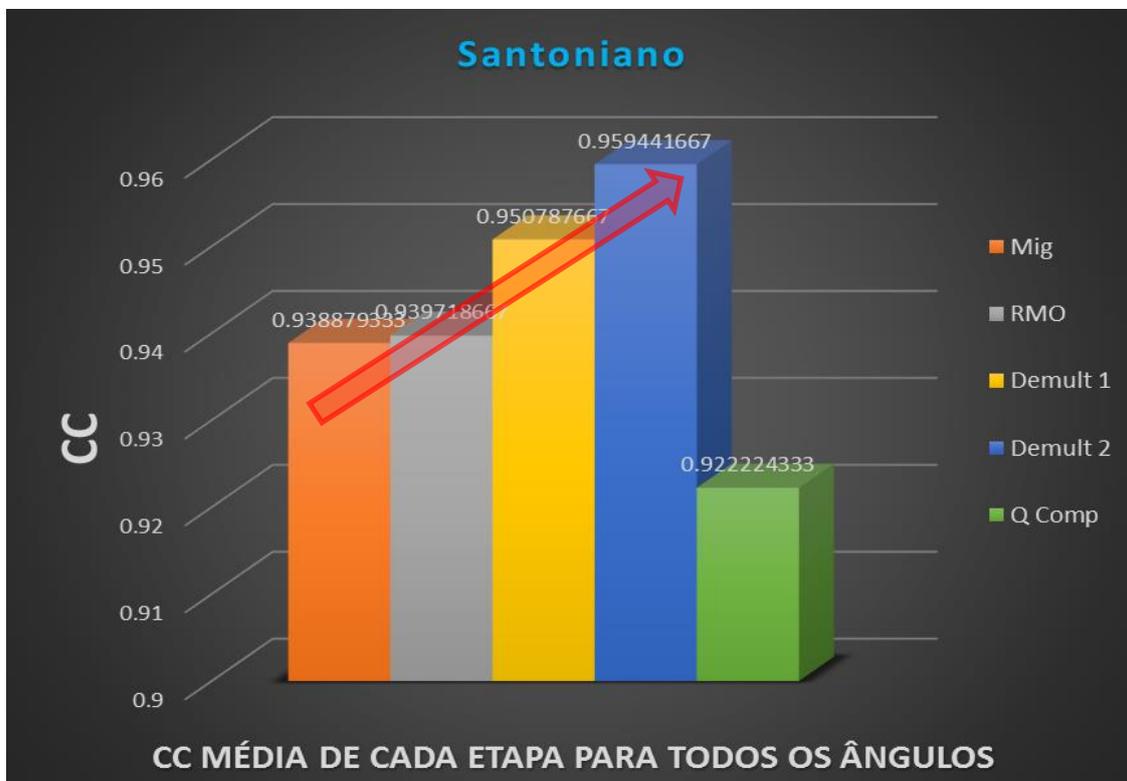


Figura 99b: Histograma relativo ao horizonte Base do Santoniano com a Média dos valores de CC de todos os *angle stacks* (*near*, *mid* e *far*) para cada etapa do processamento mostrando a evolução estatística do AVO QC a medida que o fluxo avança.

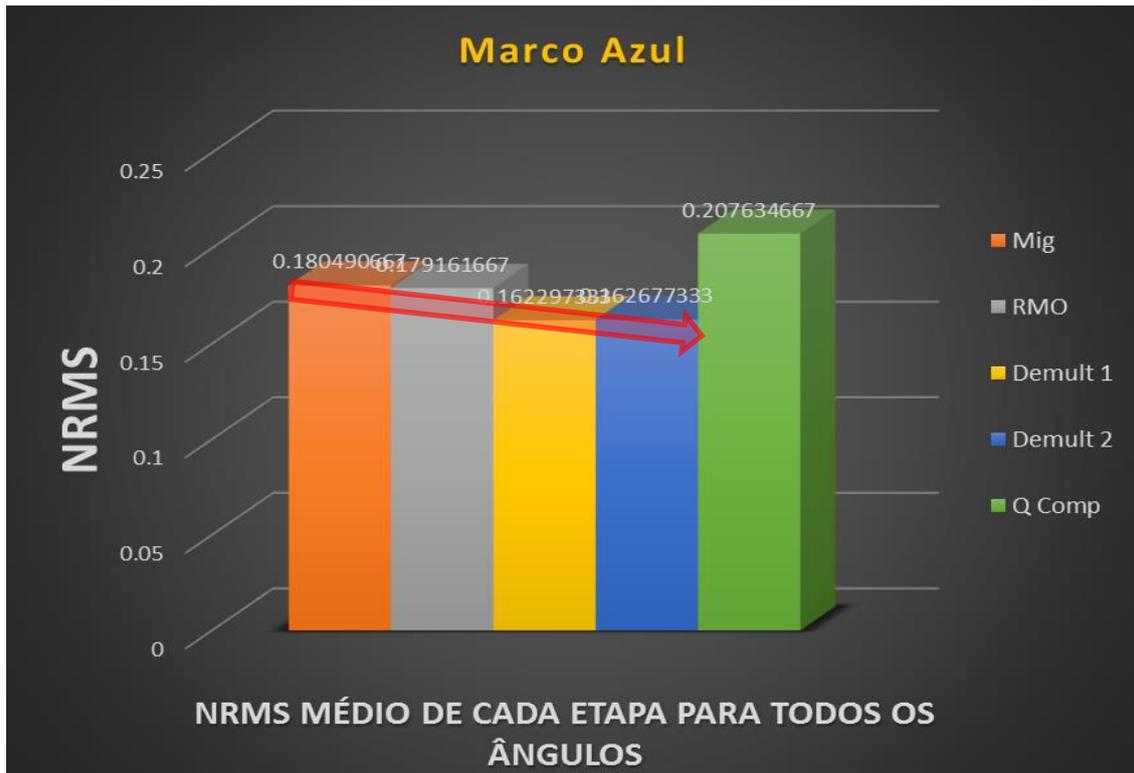


Figura 100a: Histograma relativo ao horizonte Marco Azul com a Média dos valores de NRMS de todos os *angle stacks* (*near*, *mid* e *far*) para cada etapa do processamento mostrando a evolução estatística do AVO QC a medida que o fluxo avança.

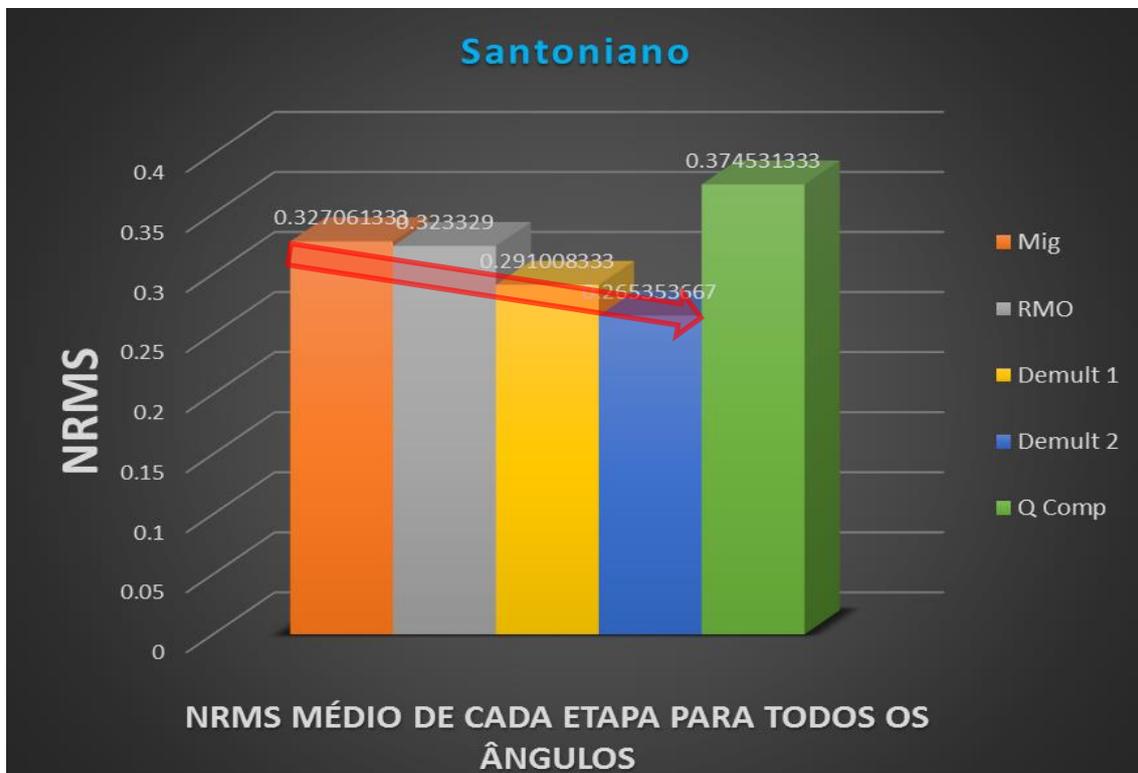


Figura 100b: Histograma relativo ao horizonte Base do Santoniano com a Média dos valores de NRMS de todos os *angle stacks* (*near*, *mid* e *far*) para cada etapa do processamento mostrando a evolução estatística do AVO QC a medida que o fluxo avança.

#### 4.1.2.4 PLOT CRUZADO DO INTERCEPT VS GRADIENTE

Neste tópico não há interesse em fazer qualquer tipo de interpretação ou classificação AVO, pois, além de não ser a proposta do projeto, também não há qualquer informação de poço para tal. Mas simplesmente um QC adicional do AVO entre as etapas do processamento através do *plot* cruzado entre o *intercept* e *gradiente*.

Nesse tipo de *plot* cruzado, em áreas sem classes AVO de interesse, normalmente espera-se que os dados se agrupem em torno da tendência de fundo (linha vermelha). Já as classes AVO de interesse ou "anomalias", por sua vez, costumam cair fora da tendência de fundo e se agrupar em quadrantes específicos. Assim sendo, é esperado que um bom processamento foque a tendência de fundo e preserve as anomalias.

Pelas Figuras 101 e 102 pode-se observar que esse objetivo é alcançado, principalmente na passagem da saída da Migração para o RMO no horizonte Marco Azul, no qual os dados se agrupam bem melhor em torno da tendência de fundo.

Além disso, o mesmo *cdp gather* e/ou *angle gather* escolhido para o ajuste e análise das curvas AVO e AVA nos tópicos 4.1.2.1 e 4.1.2.2 foi destacado (losango vermelho) nos *plots* buscando certificar-se que eles se encontram nos quadrantes esperados de acordo com suas características e supostas classes (I e IV), assim como não se desloquem para localizações anómalas entre uma etapa do processamento e outra. E como pode ser visto, esse comportamento acontece tanto para o *gather* do Marco Azul (suposta Classe I) quanto para o da Base do Santoniano (suposta Classe IV).

Novamente é importante destacar que, por se tratar de um dado pré-processado, não observa-se essa diferença tão marcante ou notável no *plot* cruzado quanto poderia-se esperar entre etapas do processamento do dado bruto. Não obstante, o importante do AVO QC é garantir que determinado processo não esteja descaracterizando a resposta AVO de forma a evitar-se de ter de refazer todo o fluxo de processamento caso essa resposta esperada venha a ser comprometida e não se saiba qual etapa assim o fez.

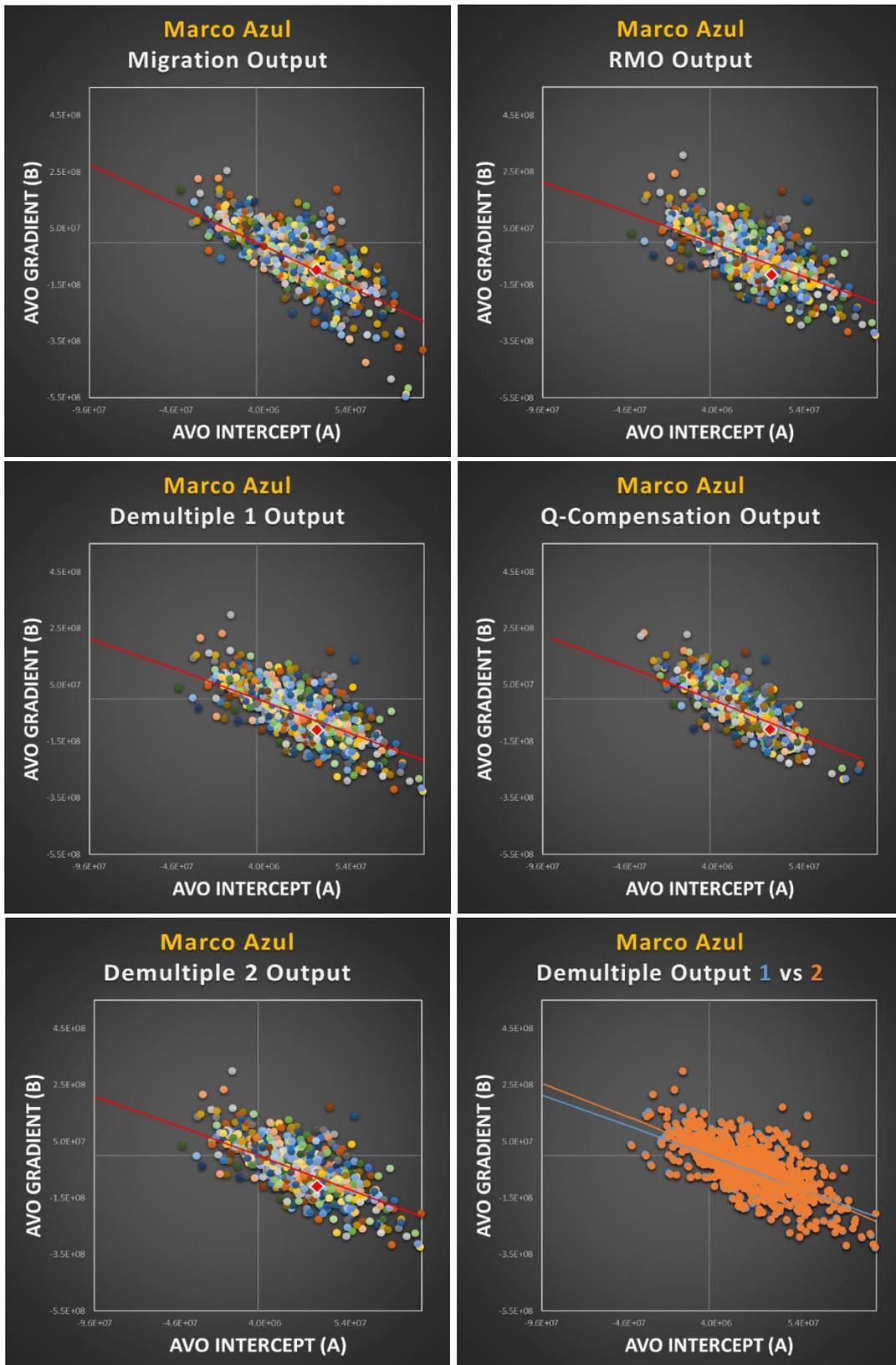


Figura 101: *Cross-plots* do Intercept versus Gradiente a cada etapa do processamento para o horizonte Marco Azul.

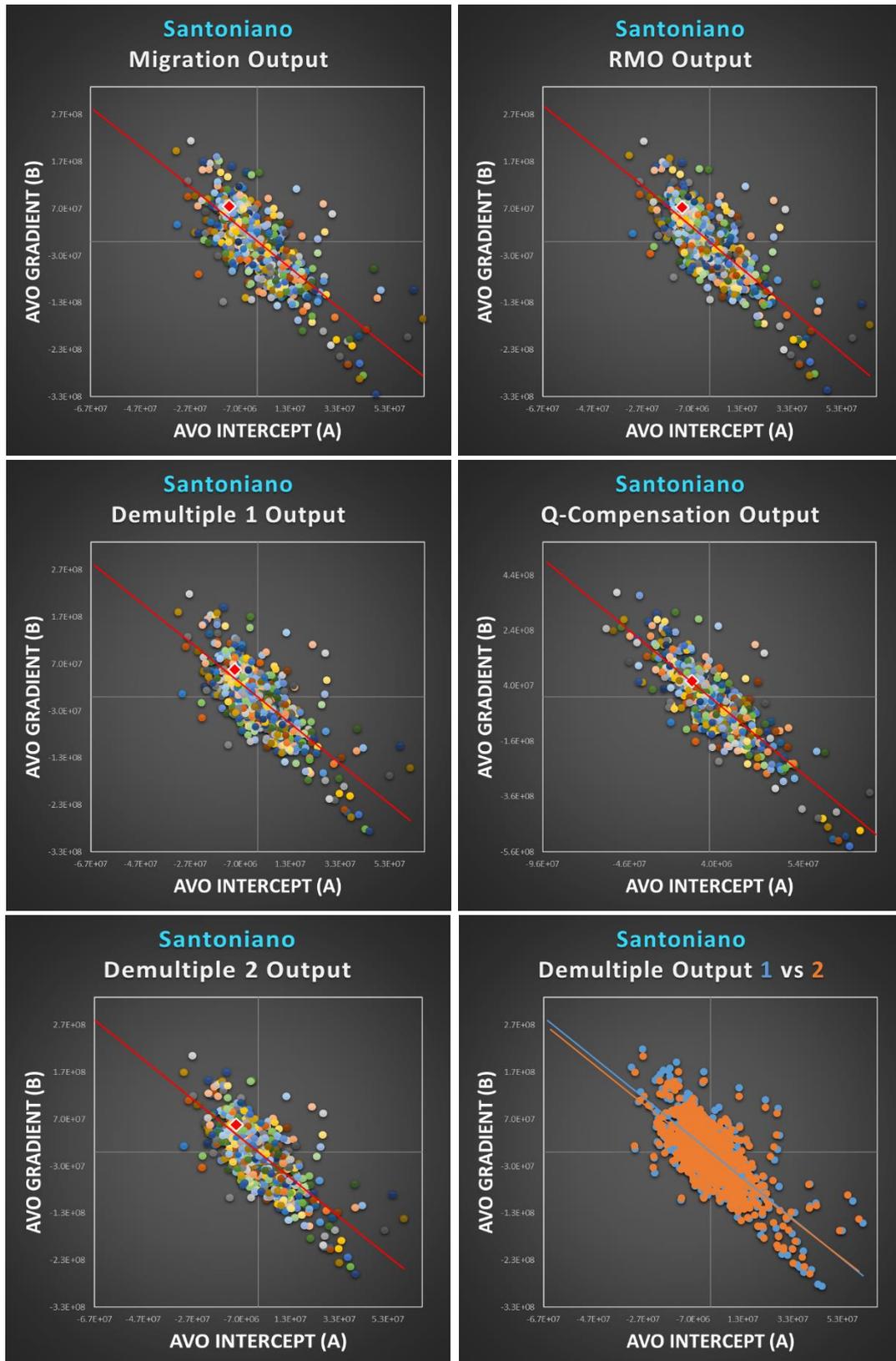


Figura 102: *Cross-plots* do Intercept versus Gradiente a cada etapa do processamento para o horizonte Base do Santoniano.

## 5 CONCLUSÕES

No presente trabalho, foi possível utilizar um dado sísmico da Bacia de Campos, o qual fora condicionado para a realização da análise AVO em diferentes etapas do processamento e a observação dos seus efeitos na técnica AVO, algo ainda não firmemente estabelecido no processamento convencional ou ainda pouco explorado no mercado atualmente; embora cada vez mais venha crescendo a atenção para sua importância. Além disso, foram escolhidos dois diferentes horizontes – um mais raso e outro mais profundo – para poder ser analisadas suas respectivas respostas AVO para cada etapa do processamento e avaliar possíveis distinções entre as mesmas.

Durante a pesquisa, pode-se perceber que, por se tratar de um dado pré-processado, não observou-se diferenças tão notáveis na análise AVO entre as diferentes etapas do processamento (pós-migração) quanto se poderia esperar no caso dum processamento de um dado bruto. Contudo, isso foi deveras considerável para poder salientar sobre a grande importância do AVO QC, que vai além de resultados estatísticos marcantes, mas sim garantir que determinado processo não esteja piorando o dado, ou melhor dizendo, descaracterizando a resposta AVO. Como já mencionado, se algo desta natureza ocorrer entre um processo e outro, significa que deve-se rever determinada etapa e repará-la ou contorná-la antes de se dar procedimento ao fluxo de processamento; de forma a se evitar de ter de refazer-lo por completo caso a resposta AVO final esperada tenha sido comprometida e não se saiba qual etapa assim o fez.

Apenas pelo *plot* da curva AVO já pode ser observado o grande efeito da correção RMO, o qual alinha muito melhor os eventos, modificando bastante a característica da curva. E pelas estatísticas, pode-se notar um provável efeito da

anisotropia e do estiramento (*Stretch*) no dado, os quais afetam principalmente o horizonte mais raso.

Ao mesmo tempo foi possível verificar a grande influência e melhora da retirada das múltiplas na resposta AVO e ainda pode-se demonstrar dois exemplos da aplicação de um processo com diferentes parâmetrizações e resultados e como isso se torna um adendo para tomadas de decisões caso haja alguma dúvida sobre quais medidas ou “caminhos” devam ser escolhidos durante o processamento.

Para a Compensação Q, percebeu-se que, embora ela equilibre melhor as amplitudes do *Stack* Estrutural, especialmente nas partes mais profundidas, ela também interfere bastante nas estatísticas da análise AVO devido ao aumento concomitante do sinal incoerente junto ao sinal sísmico. Isso, em certo lado, justifica a não escolha de alguns clientes do ramo do óleo e gás pela aplicação da Compensação Q por seus contratados.

Além disso, através do *plot* cruzado, observou-se o maior agrupamento dos dados em torno da tendência de fundo e a preservação das anomalias., indicando que o processamento em questão provavelmente fora *AVO-friendly*.

Como trabalhos futuros são sugeridos:

- A realização do AVO QC em etapas do processamento pré-migração, ou seja, desde o dado bruto até a migração final;
- A utilização de um modelo de velocidade anisotrópico, para poder se comparar e excluir os efeitos da anisotropia tanto no processamento quanto na análise AVO;
- Escolher um horizonte com uma conhecida anomalia AVO para se observar possíveis alterações da mesma em resposta à alguma etapa do processamento;
- Realizar, de forma controlada, processos, propositalmente errôneos, para se observar possíveis alterações da característica AVO em resposta aos mesmos.

## 6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

A Global-scale AVO-based Pre-stack QC Workflow - An Ultra-dense Dataset in Tunisia. 78th EAGE Conference & Exhibition 2016. Vienna, Austria, 30 May – 2 June 2016.

AKI, K.; RICHARDS, P. Quantitative Seismology. [S.I.]: University Science Books, 1980.

ALVARES, L. O.. Mineração de Dados: Análise Exploratória de Dados. <[www.inf.ufsc.br](http://www.inf.ufsc.br)>. Acessado em novembro de 2017.

AVSETH, P.; MUKERJI, T.; MAVKO, G. Quantitative Seismic Interpretation. [S.I.]: Cambridge University Press, 2005.

BASTOS, G.. Bacia de Campos: Sumário Geológico e Setores em Ofertas. Superintendência de Definição de Blocos. Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis. 13ª Rodada de Licitações – Brasil, 2015.

BIOT, M.A. Theory of propagation of elastic waves in a fluid saturated porous solid. I. Low frequency range and II. Higher-frequency range. J. acoust. Soc. Am., 1956.

CANNING, A. and MALKIN, A.. Removing NMO/Migration Stretch Effects for Improved AVO Analysis. 7ª International Conference & Exposition on Petroleum Geophysics, 2008.

CASTAGNA, J.P. and BACKUS, M.M. AVO analysis-tutorial and review, in CASTAGNA, J.P. and BACKUS, M.M. Offset-dependent reflectivity – Theory and practice of AVO analysis: Soc. Expl. Geophys., 1993.

CASTAGNA, J.P. and BACKUS, M.M. Principles of AVO crossplotting. THE LEADING EDGE, April 1997.

CHAPMAN, M.; LIU, E.; LI, X. The influence of fluid-sensitive dispersion and attenuation on AVO analysis. Geophysical Journal International, 2006.

CHEN, H. and CASTAGNA, J. P.. Anisotropic effects on full and partial stacks. GEOPHYSICS, VOL. 65, NO. 4 (JULY-AUGUST 2000); P. 1028 – 1031.

CHEN, Z. Chen, CHEN, X., WANG, Y. and LI, J.. Estimation of Q factors from reflection seismic data for a band-limited and stabilized inverse Q filter driven by an average-Q model. Journal of Applied Geophysics 101 (2014) 86–94.

COLÉOU, T., COULON, J.-P., CAROTTI, D., DÉPRÉ, P., ROBINSON, G. R. and HUDGERNS, E.. AVO QC during processing. EAGE, We 14 04, June 12th, 2013.

CONNOLLY, P. Elastic impedance: The Leading Edge, 1999.

DOWNTON, J. E., RUSSELL, B. H. and LAURENCE, R. Lines. AVO for managers: pitfalls and solutions. CREWES Research Report – Volume 12, 2000.

FENG, H. and BANCROFT, J. C.. AVO principles, processing and inversion. CREWES Research Report — Volume 18, 2006.

FOSTER, D. J. and MOSHER, C. C.. Suppression of multiple reflections using the Radon transform. GEOPHYSICS, VOL. 57, NO.3 (MARCH 1992); P. 386—395.

GEOPHYSICS, VOL. 65, NO. 4 (JULY-AUGUST 2000); P. 1028–1031.

HAMPSON, D.P, RUSSELL B.H., and BANKHEAD, B. Simultaneous inversion of pre- stack seismic data SEG. Expanded Abstracts, 2005.

HAMPSON-RUSSELL SOFTWARE SERVICES LTD. 2004. AVO Theory. Extraído de: <http://www.ipt.ntnu.no/pyrex/stash/>. Acessado em: 03/11/2016.

HERRMANN, P. and CAMBOIS G.. Statistically uncorrelated AVO attributes. 63rd EAGE Conference & Exhibition. 11 June 2001.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. Geofísica de Exploração. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

KJARTANSSON, E. Constant q-wave propagation and attenuation. Journal of Geophysical Research, 1979.

KNOTT, C. G.. Reflexion and Refraction of Elastic Waves, with Seismological Applications. D.Sc. F.R.S.E., 1899.

LUPINACCI, W. M.; OLIVEIRA, S. A. M. Q factor estimation from the amplitude spectrum of the time–frequency transform of stacked reflection seismic data. Journal of Applied Geophysics, 2015.

OSTRANDER, W. J. Plane-wave reflection coefficients for gas sands at nonnormal angles of incidence. Geophysics, 1984.

RAMOS, A. C. B., OLIVEIRA, A. S. and TYGEL, M.. The impact of true amplitude DMO on amplitude versus offset: 69th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 832-835. 1999.

RIVET, A., SOUVANNAVONG, V., LACOMBE, C., COLEOU, T. and MARIN, D.. RUSSEL, B. and HAMPSON, D. A comparison of poststack seismic inversion methods: Annual Meeting Abstracts, Society Of Exploration Geophysicists, 1991.

RUSSEL, B. and HAMPSON. AVO Theory. Hampson-Russell Software Services Ltd. September 2004.

RUSSELL, B. AVO and pre-stack inversion. 8<sup>a</sup> Biennial International Conference & Exposition on Petroleum Geophysics. Hyderabad, 2010.

RUTHERFORD, S. R. and WILLIAMS, R. H.. Amplitude-versus-offset variations in gas sands: *Geophysics*, 54, 680-688. 1989.

SHUEY, R. T. A simplification of the Zoeppritz equations. *Geophysics*, 1985.

TRAYNIN, P., LIU, J. and REILLY J M. Amplitude and Bandwidth Recovery Beneath Gas Zones Using Kirchhoff Prestack Depth Q-migration SEG Las Vegas 2008 Annual Meeting.

WHITCOMBE, D.N., CONNOLLY, P.A., REAGAN, R.L. and REDSHAW, T.C. Extended elastic impedance for fluid and lithology prediction: *Geophysics*, 2002.

YILMAZ, O. Seismic Data Processing. Society of Exploration Geophysicists - SEG, Tulsa, 1987.

YONGYI, L., DOWNTON, J. and XU, Y.. Practical aspects of AVO modeling. THE LEADING EDGE – SEG. March 2007.

ZHANG, C. and ULRYCH, T. J. U.. Estimation of quality factors from CMP records. *GEOPHYSICS*, VOL. 67, NO. 5 (SEPTEMBER-OCTOBER 2002); P. 1542–1547.

ZHANG, H. and BROWN, R., J. A review of AVO analysis. CREWES Research Report, 2001.

ZOEPPRITZ, K. On the reflection and penetration of seismic waves through unstable layers. *Göttinger Nachrichten*, I., 1919.