



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

ELIANE SANTOS CARDOSO

**ESTUDO DO EFEITO DA ANISOTROPIA EM MEIOS VTI
NA ANÁLISE DE VELOCIDADES NO EMPILHAMENTO
SÍSMICO**

Belém
2017

ELIANE SANTOS CARDOSO

**ESTUDO DO EFEITO DA ANISOTROPIA EM MEIOS VTI
NA ANÁLISE DE VELOCIDADES NO EMPILHAMENTO
SÍSMICO**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará - UFPA, em cumprimento às exigências para obtenção de Bacharel em Geofísica.

Área de Concentração: Métodos Sísmicos

Orientador: Prof. Dr. João Carlos Ribeiro Cruz

Belém
2017

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

Cardoso, Eliane Santos, 1996 -

Estudo do efeito da anisotropia em meios VTI na análise de velocidades no empilhamento sísmico / Eliane Santos Cardoso. – 2017.

76 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: João Carlos Ribeiro Cruz

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geofísica, Belém, 2017.

1. Prospecção sísmica. 2. Anisotropia. 3. Geofísica. I. Título.

CDD 22. ed.: 622.1592

ELIANE SANTOS CARDOSO

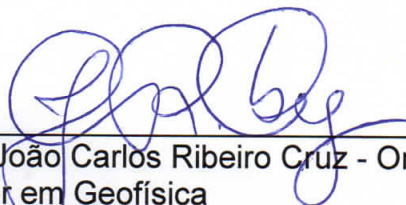
ESTUDO DO EFEITO DA ANISOTROPIA EM MEIO VTI NA ANÁLISE DE
VELOCIDADES NO EMPILHAMENTO SÍSMICO

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado à Faculdade de Geofísica do
Instituto de Geociências da Universidade
Federal do Pará, como requisito parcial à
obtenção de grau de Bacharel em
Geofísica.


Data da defesa: 22 de março de 2017.

Conceito: EXC (9,5)

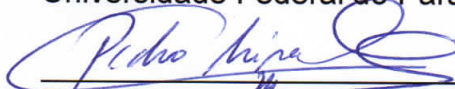
Banca Examinadora:



Prof. João Carlos Ribeiro Cruz - Orientador
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará



Prof. Manuel de Jesus dos Santos Costa - Membro
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará



Prof. Pedro Andrés Chira Oliva - Membro
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará

Agradeço a minha mãe Elaine Santos.

AGRADECIMENTOS

Com a realização deste trabalho mais uma etapa da minha vida acadêmica é superada. Em um momento tão importante como este, não poderia deixar de agradecer a todos que sempre estiveram comigo, nos bons e maus momentos.

Agradeço a Deus por ter me dado não só o dom da vida, mas também discernimento e sabedoria.

Agradeço a minha mãe, Elaine, por ter sido desde sempre não só uma mãe ou um pai, mas sim ambos, e apesar das dificuldades da vida, sempre fez de tudo para para que eu tivesse não só o melhor, mas me tornasse o melhor que eu poderia ser.

Agradeço a minha avó, Gracimar, por ter sido aquela avó na melhor definição que a palavra tem para mim, que é a de mãe duas vezes.

Agradeço a todos os meus tios, em especial ao Paulo Sérgio, Rui Fernando, Lilian e Marilene, além do meu avô Daniel, pelos ensinamentos que me ajudaram a ser o que eu sou hoje.

Agradeço ao meu amigo e namorado Akira por todo carinho e dedicação nos momentos difíceis.

Agradeço a todos os professores e orientadores, em especial ao professor João Carlos, pela paciência e dedicação que permitiram que eu obtivesse o conhecimento necessário para chegar até aqui, além dos professores Pedro e Manuel presentes na banca avaliadora que acrescentaram com conhecimentos necessários para a conclusão deste trabalho.

Agradeço a Ierinete, Alyne e Mário que cuidam de mim com muito amor na ausência da minha mãe.

Agradeço aos meus amigos Bruna, Alexandre e René, que apesar da distância sempre torceram por mim com sinceridade.

E por último, mas não menos importante, agradeço a Maria e Diana, amigas fiés e dedicadas que me permitem entender o significado da verdadeira amizade.

"Porque Deus amou o mundo de tal maneira que deu o seu Filho Unigênito, para que todo aquele que nele crê não pereça, mas tenha a vida eterna."

João 3:16

RESUMO

O presente trabalho estudou o efeito da anisotropia na etapa de análise de velocidades do processamento de dados sísmicos para meios VTI. Realizou-se uma análise comparativa entre as equações de correção do sobretempo normal isotrópico e anisotrópico utilizando um dado sintético anisotrópico. Utilizou-se o pacote livre *seismic unix* para a realização da etapa de análise de velocidades, em seguida, foram confeccionados gráficos descrevendo o comportamento da anisotropia em função do afastamento fonte-receptor, o que permitiu concluir que para pequenos afastamentos fonte-receptor não observou-se a influência da anisotropia na correção do dado, já para afastamentos fonte-receptor maiores, é necessária a incorporação da anisotropia. Dessa forma, o trabalho apresentou uma forma de quantificar o sobretempo residual.

Palavras-chaves: Análise de velocidades. Correção NMO. Anisotropia VTI. Coerência.

ABSTRACT

The current work studied the effect of the anisotropy in the step of analysis of seismic data processing speed for VTI media. A comparative analysis was performed between equations of correction isotropic and anisotropic normal moveout using an anisotropic synthetic data. The unix seismic free package was used for the realization of the speeds analysis step, then made up graphs that describe anisotropy behavior as a function of the source-receiver distance. That allowed concluded that small distance from source-receiver there was no influence of anisotropy in the retification of data. However for big distance from source-receiver is necessary the incorporation of anisotropy. In this way, this work is a form of quantification the residual moveout.

Keywords: Speed analysis. NMO correction. Anisotropy VTI. Coherency.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

2.1 – Etapas do processamento de dados sísmicos.	15
2.2 – Configuração Fonte(F)-Receptor(R) para uma camada horizontal.	17
2.3 – Família de traços CMP sintético. A curva do tempo de trânsito é uma hipérbole.	17
2.4 – Correção NMO Δt_{nmo}	18
2.5 – Família de traços CMP (a). Correção NMO adequada ao utilizar velocidade NMO correta (b). Sobrecorreção devido utilizar velocidade muito baixa na equação (2.3) (c). Subcorreção devido utilizar velocidade muito alta na equação (2.3) (d).	19
2.6 – O arranjo CMP quando o refletor possui um ângulo de inclinação α inclinação.	19
2.7 – Modelo de N refletores horizontais estratificados.	20
2.8 – Curvas de velocidades no plano afastamento <i>versus</i> tempo de trânsito.	22
2.9 – Transformação de uma família CMP no domínio do Afastamento (Km) para o domínio da velocidade (Km/s).	24
3.1 – Onda plana em meio anisotrópico homogêneo. O vetor velocidade de grupo(ray) na direção fonte-recetor(ângulo ψ). O vetor velocidade de fase (wave) é ortogonal à frente de onda(ângulo θ).	28
3.2 – Estrutura geológica com sequências sequimentares horizontais heterogêneas de pequena escala com relação ao comprimento de onda, situação geológica que produz anisotropia.	29
3.3 – Modelo VTI com eixo de simetria rotacional na vertical e camadas horizontais isotrópicas sobrepostas.	30
4.1 – Visualização do dado através do programa <i>suxwigb</i>	36
4.2 – Esquerda: Dado Original. Meio: Dado com razão sinal/ruído= $sn=50$. Direita: Dado com razão sinal/ruído= $sn=15$	37
4.3 – Semblance para o dado com $s/r=15$; Os ponto em vermelho indicam os maiores valores de coerência para V_{nmo} e t_0	38
4.4 – esquerda: Família CMP com $s/r=15$. Direira: correção NMO para o dado com $s/r=15$	39
4.5 – Semblance de coerência para o dado com $s/r=50$; Os ponto em vermelho indicam os maiores valores de coerência para V_{nmo} e t_0	40
4.6 – esquerda: Família CMP com $s/r=50$. Direira: correção NMO para o dado com $s/r=50$	41

5.1 – Fator de anisotropia para o dado $r/n=15$ calculado através da equação (4.1) para diferentes afastamentos Fonte-Receptor.	45
5.2 – Comportamento das equações de correção de sobretempo isotrópico (2.3) e anisotrópico (3.35) para o dado $s/r=15$	46
5.3 – Parte Real do Resíduo da diferença entre a equação da correção de sobretempo isotrópico (2.3) e anisotrópico (3.35) para o dado $r/n=15$	47
5.4 – Parte Imaginária do Resíduo da diferença entre a equação da correção de sobretempo isotrópico (2.3) e anisotrópico (3.35) para o dado $r/n=15$	48

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	12
2	O MÉTODO SÍSMICO	14
2.1	Conceitos iniciais	14
2.2	Processamento de dados sísmicos	15
2.3	Aproximações de sobretempo	16
2.3.1	NMO para um refletor horizontal	16
2.3.2	Correção DMO	19
2.3.3	NMO para modelo horizontal estratificado	19
2.4	Velocidade NMO x Velocidade de empilhamento	21
2.5	Análise de Velocidade	22
2.5.1	Espectro de Velocidade	24
2.5.2	Cálculo da coerência ou semblance	25
3	FUNDAMENTOS DA ANISOTROPIA	26
3.1	Propriedades das ondas planas em meio anisotrópico	26
3.1.1	Equação de Christoffel	27
3.1.2	Velocidade de Grupo(Raio)	28
3.1.3	Meio transversalmente isotrópico VTI	29
3.1.4	Soluções da equação de Christoffel para o meio VTI	31
3.1.5	Parâmetros de Thomsen	33
3.1.6	Aproximação de tempo de trânsito não-hiperbólico e anisotropia	33
4	ESTUDO DA ANÁLISE DE VELOCIDADE	36
4.1	Dado utilizado	36
4.2	Adicionando ruído ao dado	37
4.3	Análise de Velocidades por semblance no su	37
4.4	Análise das equações de sobretempo hiperbólica e não hiperbólica para a onda P em função do afastamento Fonte-Receptor	42
5	RESULTADOS	44
6	CONCLUSÃO	49
	REFERÊNCIAS	51
	APÊNDICES	52
A –	MANUAL DE PROCESSAMENTO SEISMIC UNIX	53

1 INTRODUÇÃO

O processamento de dados sísmicos tem apresentado a necessidade de reformular seus critérios físicos, matemáticos e geológicos devido erros obtidos, por exemplo, no estudo da velocidade de propagação em amostras de folhelhos, rocha presente na grande maioria de reservatórios de hidrocarbonetos, além de distorções na imagem sísmica obtida, referente à estimativa da profundidade das estruturas geológicas.

Dessa forma, fez-se necessário caracterizar com maior precisão os reservatórios de hidrocarbonetos em levantamentos com grandes afastamentos entre fonte e receptor. O que levou o processamento de dados a considerar a chamada *Anisotropia Sísmica*, dependência da velocidade sísmica com o ângulo Thomsen (2014). Trata-se da presença de velocidades distintas de acordo com a direção de propagação da onda.

Essa propriedade é encontrada em sequências sedimentares segundo alguns fatores principais Thomsen (1986):

- Orientação preferencial de grãos minerais ou a forma de minerais isotrópicos (*anisotropia intrínseca*);
- Camadas(horizontais ou inclinadas) isotrópicas finas com relação ao comprimento de onda (Figura 3.2);
- Fraturas(verticalis ou com mergulho) ou microfissuras.

Dessa forma, ignorar a anisotropia significa desconsiderar uma série de distinções de velocidades no meio estudado. No processamento, o primeiro procedimento no qual se pode considerar a anisotropia é a correção de sobretempo normal, ou correção de normal moveout (NMO), quando não considerada, utiliza-se a correção de sobretempo sem o termo de quarta ordem que está diretamente ligado à grandes afastamentos(a partir de 2 Km). Tais desconsiderações são fontes de erros que prejudicam a interpretação dos dados, e a consequente obtenção das informações geológicas.

A combinação dos fatores que produzem a anisotropia, leva à formação de diferentes simetrias anisotrópicas como VTI (*vertical transversal isotropy*), HTI (*horizontal transversal isotropy*), Ortorrômbica e Monoclínica, as quais apresentam diferentes formas de propagação da onda em subsuperfície. Porém, a simetria que representa um modelo mais preciso para a propagação de ondas em folhelho é a VTI, ou isotropia transversal com eixo de simetria vertical. Dessa forma, este estudo atém-se somente ao meio VTI devido sua expressividade na natureza.

É proposto neste trabalho um estudo da influência da anisotropia na etapa de análise de velocidades para meios VTI, no qual é comparado o comportamento da corre-

ção NMO em um dado anisotrópico utilizando, inicialmente, a equação de sobretempo isotrópica e, posteriormente, substituindo a velocidade escolhida na aproximação de sobretempo anisotrópica formulada por Alkhalifah & Tsvankin (1995). Assim, este trabalho tem por objetivo quantificar a partir de que afastamento, o sobretempo anisotrópico distoa do sobretempo isotrópico quando o dado sintético anisotrópico é processado com abordagem isotrópica.

Assim, o trabalho é dividido em cinco capítulos, sendo o primeiro esta introdução. O segundo trata de uma revisão dos vários aspectos teóricos necessários para o entendimento da anisotropia, da teoria de propagação de ondas em meios anisotrópicos aos parâmetros de Thomsen para meio VTI. O terceiro capítulo apresenta a teoria necessária para compreender como o Método Sísmico é realizado, das etapas do processamento com foco na análise de velocidade e correção NMO, seguido da formulação do sobretempo da onda P para meio VTI, necessário para realização do trabalho.

No Capítulo 4 é desenvolvida a análise de velocidades convencional do dado anisotrópico com diferentes ruídos, esta etapa foi realizada no software *Seismic Unix*, através do qual é apresentado o mapa de coerência para a escolha do par (V_{nmo}, t_0) em função do maior valor de semblance, seguida das correções NMO resultantes desta escolha. Também foram confeccionados três gráficos a partir da V_{nmo} escolhida, referentes ao comportamento do *Fator de anisotropia*, *Sobretempo isotrópico e anisotrópico* e o *Resíduo da diferença entre as correções isotrópica e anisotrópica*, todos em função do afastamento.

O trabalho é finalizado com o capítulo 5 que apresenta a conclusão do estudo feito sobre o comportamento da anisotropia na etapa de análise de velocidade. É feito um breve resumo do que foi proposto e dos resultados obtidos, seguido de propostas para um estudo mais abrangente da anisotropia nesta etapa.

2 O MÉTODO SÍSMICO

Este capítulo apresentará de maneira breve as etapas associadas ao imageamento da subsuperfície utilizando o método sísmico, desde a aquisição até o processamento de dados necessário para a interpretação correta das estruturas geológicas. O objeto de estudo deste trabalho são as etapas de análise de velocidades seguida da correção NMO, associadas ao processamento sísmico, assim, o capítulo irá se deter aos conceitos necessários para o entendimento destas etapas. Este capítulo tem por base (YILMAZ, 2001; PEREIRA, 2015).

2.1 Conceitos iniciais

Os métodos sísmicos se baseiam no uso de ondas acústicas ou elásticas, denominadas ondas sísmicas, produzidas artificialmente com a finalidade de detectar estruturas geológicas em subsuperfície. O método envolve três etapas essenciais: i) aquisição; ii) processamento; e iii) interpretação sísmica. Na aquisição sísmica são geradas ondas acústicas ou elásticas por meio de fontes de energia artificiais que se propagam em subsuperfície, sendo refletidas nas interfaces das camadas e registradas em receptores posicionados na superfície. Soares & Maciel (2011)

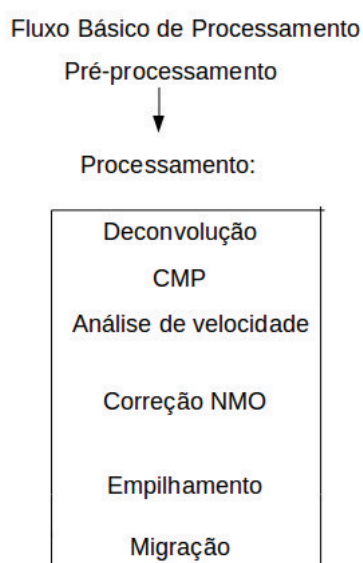
A propagação das ondas sísmicas pode ocorrer em quatro modos: ondas transmitidas, ondas refletidas, ondas refratadas e ondas difratadas. O objeto de estudo deste trabalho é a Sísmica de reflexão produzidas pela existência da impedância do meio, parâmetro utilizado para analisar o comportamento das ondas e assim, definir o tipo de geologia presente na subsuperfície.

Os dados obtidos na etapa de aquisição passam por vários tratamentos na etapa de processamento, o objetivo é gerar imagens mais próximas da realidade na subsuperfície para que, na etapa de interpretação, seja possível correlacionar as imagens fornecidas pelo processamento com as propriedades físicas e geológicas obtidas pelos dados de poços.

2.2 Processamento de dados sísmicos

O processamento não apresenta uma única solução, pois depende de uma série de fatores como: a pessoa que realiza o processamento, o *software* utilizado, a qualidade dos dados coletados, entre outros. De forma geral, o procedimento apresenta as etapas da Figura 2.1, não necessariamente nessa ordem, em que cada etapa é responsável por uma função específica no tratamento do dado sísmico com o objetivo de se obter a melhor imagem da subsuperfície.

Figura 2.1 – Etapas do processamento de dados sísmicos.



Fonte: Autor.

1. Pré-Processamento: Converte o dado obtido na aquisição para um formato conveniente de leitura, este formato dependerá do software utilizado para o processamento. Além disso, esta etapa também envolve a edição de traços, no qual: traços com ruídos, falhas transientes ou sinais de monofrequência são removidos.
2. Deconvolução: Visa melhorar a resolução temporal por compressão da “*wavelet*” fonte contida no no traço sísmico;
3. sorteamento em CMP: Reagrupar os dados em grupos de dados com o mesmo ponto de reflexão (agrupamentos em CMP, CRS, etc.);
4. Análise de Velocidade: Utilizar aproximações da formulação de tempo de transito para conseguir uma estimativa da velocidade no meio a partir apenas dos dados disponíveis;

5. Correção NMO: Retirar o efeito do sobretempo normal da curva do tempo de trânsito da família CMP;
6. Empilhamento: Somar os dados que representam o mesmo ponto de reflexão em subsuperfície para aumentar a relação sinal ruído;
7. Migração: Reposicionar eventos com inclinação para sua posição correta e colapsar difrações.

2.3 Aproximações de sobretempo

O processamento e interpretação convencional de dados sísmico apresenta como um dos pontos fundamentais a aproximação hiperbólica para a curva de sobretempo de reflexão de ondas em camadas homogêneas. Porém, este modelo tem se desviado para a não hiperbolicidade da curva de sobretempo. Dentre as possíveis razões destes desvios estão: heterogeneidade vertical ou lateral, anisotropia e curvatura do refletor. Para este trabalho o foco é a anisotropia como razão de desvio, dessa forma, esta seção é apresentado um resumo da obtenção de aproximações de sobretempo para meios isotrópicos e VTI homogêneo.

2.3.1 NMO para um refletor horizontal

O cálculo do tempo de trânsito, ou tempo de chegada da onda no receptor horizontal (R) a partir da fonte (F), passando pelo ponto médio (O), em meio isotrópico e homogêneo, pode ser obtida pela expressão Yilmaz (2001):

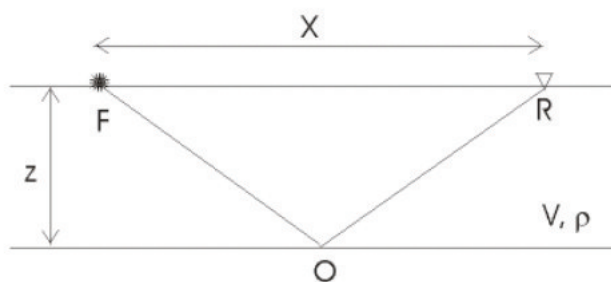
$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{V^2}, \quad (2.1)$$

Onde x é o afastamento fonte-receptor; t_0 é o duplo tempo de trânsito quando a distância fonte-receptor é zero; V é a velocidade do meio acima da interface refletora como mostrado na Figura 2.2.

A figura 2.2 mostra um único ponto O no refletor em subsuperfície que será iluminado n vezes por n pares Fonte(F)-Receptor(R), configurando a chamada família de traços para o ponto médio comum CMP (*common mid-point*), ou família de traços do ponto comum em profundidade CDP(*common depth-point*).

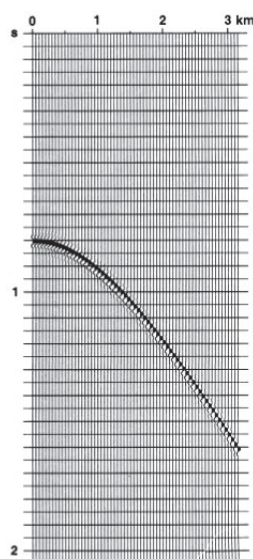
Assim, Família CMP equivale aos vários registros de reflexão do mesmo ponto no refletor para tempos diferentes devido o afastamento fonte-receptor, como é mostrado na Figura 2.3.

Figura 2.2 – Configuração Fonte(F)-Receptor(R) para uma camada horizontal.



Fonte: Adaptado de da Fontoura (2005).

Figura 2.3 – Família de traços CMP sintético. A curva do tempo de trânsito é uma hipérbole.

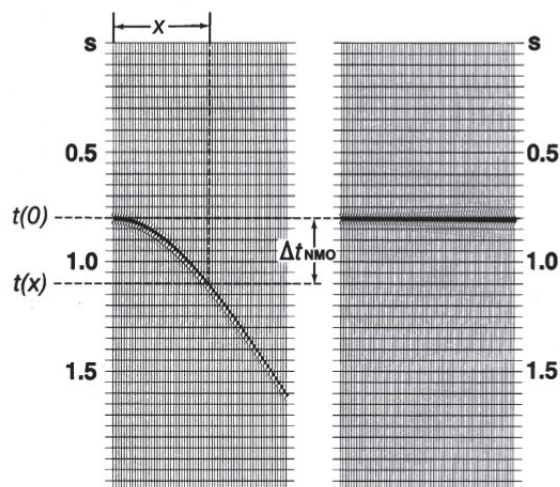


Fonte: Adaptado de Yilmaz (2001)

A Figura 2.3 mostra que a equação (2.1) tem a forma de uma hipérbole no plano (*Tempo de trânsito versus Afastamento*) para um meio isotrópico. Não é conveniente trabalhar com o dado apresentando defasagem de tempo entre os traços, pois o objetivo é conhecer a posição exata do CMP (O). Para isso, a equação (2.1) mostra que conhecendo x , t e t_0 pode-se estimar a velocidade NMO para aplicar a correção NMO em cada traço através da expressão:

$$\Delta t_{NMO} = t_x - t_o \quad (2.2)$$

A equação (2.2) representa a correção de sobretempo normal aplicada em cada traço da Figura 2.4, em que t_x é o tempo de trânsito para um traço qualquer na seção,

Figura 2.4 – Correção NMO Δt_{nmo} 

Fonte: Adaptado de Yilmaz (2001).

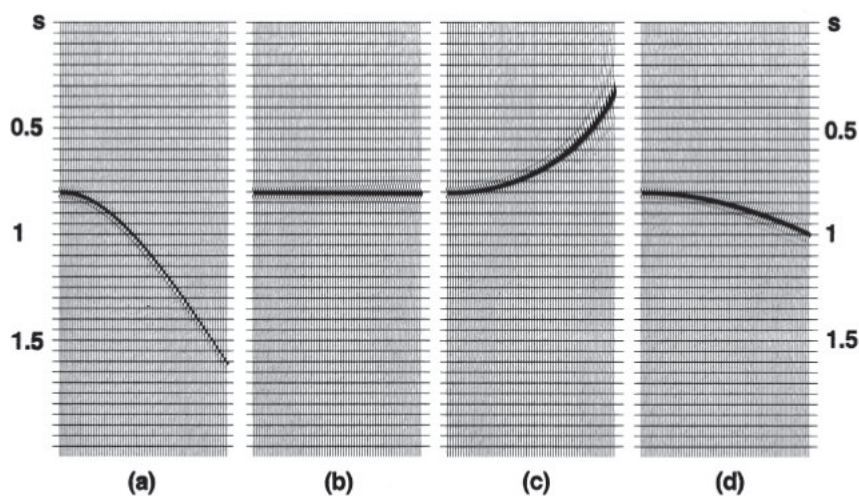
ao fazer essa correção em todos os traços da família CMP, o evento é horizontalizado e assim pode ser somado, gerando o *traço empilhado* correspondente à posição exata do CMP.

Substituindo a equação (2.1) na equação (2.2), obtém-se a expressão para correção de sobretempo normal para o meio isotrópico:

$$\Delta t_i = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{V^2}} - t_0, \quad (2.3)$$

Dessa forma, para a reflexão hiperbólica ser horizontalizada corretamente, deve-se utilizar a velocidade correspondente à estimada acima do refletor, pois no meio isotrópico, $V_{nmo} = V$. Escolhas erradas de velocidade para a correção NMO podem causar os efeitos de *subcorreção* e *sobrecorreção* como é mostrado na Figura 2.5.

Figura 2.5 – Família de traços CMP (a). Correção NMO adequada ao utilizar velocidade NMO correta (b). Sobrecorreção devido utilizar velocidade muito baixa na equação (2.3) (c). Subcorreção devido utilizar velocidade muito alta na equação (2.3) (d).

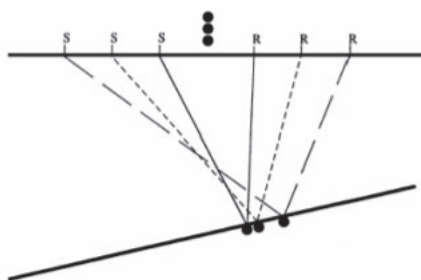


Fonte: Adaptado de Yilmaz (2001)

2.3.2 Correção DMO

Além da correção NMO, existe a correção DMO (*dip moveout*) que está associada à situação em que o refletor possui uma inclinação. Assim, a equação (2.1) do tempo de trânsito ainda é válida, porém a velocidade deve ser substituída por: $V = V/\cos\alpha$, em que α é o ângulo de inclinação do refletor e V é a velocidade da camada, sem o efeito da inclinação. A correção DMO é feita após a NMO e as duas juntas corrigem o dado do efeito do afastamento e da inclinação.

Figura 2.6 – O arranjo CMP quando o refletor possui um ângulo de inclinação α inclinação.



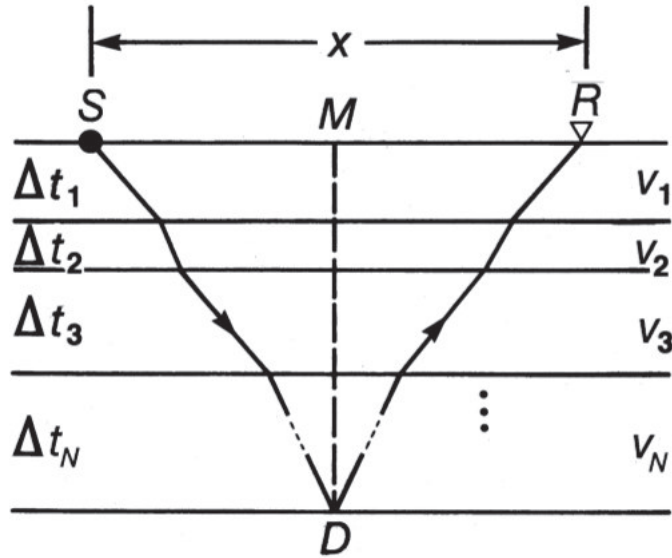
Fonte: Adaptado de Yilmaz (2001).

2.3.3 NMO para modelo horizontal estratificado

Considerando um meio composto de N camadas horizontais isotrópicas, com espessuras que podem ser determinadas por t_0 e velocidades intervalares ($v_1, v_2 \dots v_n$), considerando a trajetória do raio que sai da fonte S , propaga-se até o ponto D em profundidade e reflete para o receptor R , associado ao afastamento x , como mostra a

figura:

Figura 2.7 – Modelo de N refletores horizontais estratificados.



Fonte: Adaptado de Yilmaz (2001).

Obtém-se a equação do tempo de trânsito: Taner (1969)

$$t^2 = C_0 + C_1 x^2 + C_2 x^4 + C_3 x^6 + \dots, \quad (2.4)$$

Onde $C_0 = t_0^2$, $C_1 = 1/V_{rms}^2$, e C_2 , C_3 são funções complicadas que dependem da espessura da camada e das velocidades intervalares.

A velocidade V_{rms} até o refletor em que se situa o ponto M, é definida como:

$$V_{rms}^2 = \frac{1}{t_0} \sum_{i=1}^N v_i^2 \Delta\tau_i, \quad (2.5)$$

Onde $\Delta\tau_i$ é o duplo caminho de tempo vertical na i -camada e $t_0 = \sum_{i=1}^N \Delta\tau_i$. Fazendo a aproximação de pequenas extensões (deslocamento pequeno em relação à profundidade), a equação pode ser reescrita:

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{V_{rms}^2} \quad (2.6)$$

Comparando a equação (2.1) com a equação (2.6), observa-se que a velocidade V_{rms} é a equivalente V_{nmo} para um meio horizontal estratificado. Ao incluir os termos até a quarta ordem na equação (2.6), obtém-se a equação do sobretempo normal de quarta ordem:

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{V_{rms}^2} + C_2 x^4 \quad (2.7)$$

Assumindo que existe um fator de quarta ordem capaz de horizontalizar moveouts de ordens superiores, para calcular o espectro de velocidades, este trabalho utilizará os paraâmetros de Thomsen para varrer o comportamento da V_{rms} e o coeficiente C_2 em função do afastamento Fonte-Receptor.

2.4 Velocidade NMO x Velocidade de empilhamento

Na prática, a diferença entre a velocidade de correção do sobretempo normal(NMO) V_{nmo} e a velocidade de empilhamento do dado V_{emp} normalmente é ignorada. Porém, para entender com clareza a etapa de análise de velocidades, deve-se definir essa diferença:

- V_{nmo} : Velocidade baseada no tempo de trânsito hiperbólico de pequena extensão.

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{V_{nmo}^2} \quad (2.8)$$

- V_{emp} : Velocidade baseada na hipérbole que melhor se ajusta aos dados ao longo de todo comprimento da propagação.

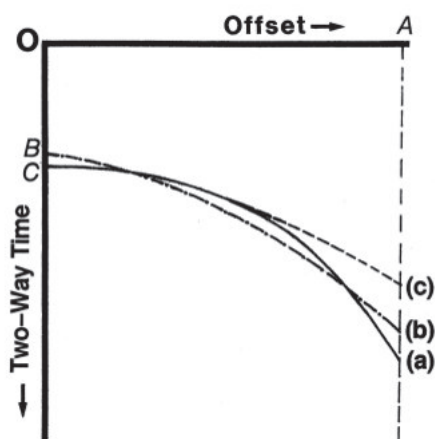
$$t_{emp}(x)^2 = t_{emp}(0)^2 + \frac{x^2}{V_{emp}^2} \quad (2.9)$$

A equação (2.8) é obtida para aproximações de extensão de propagação e mergulhos pequenos, na qual V_{nmo} corresponde à velocidade de um movimento hiperbólico de pequeno comprimento. Enquanto que a (2.9) é usada para obter-se o melhor caminho de empilhamento, ou seja V_{emp} corresponde à melhor velocidade da hipérbole de empilhamento ótima.

A partir da figura, nota-se que:

- O tempo de duplo caminho de afastamento zero $OC = t_0$ da equação (2.8) pode ser diferente do tempo de duplo caminho de afastamento zero $OB = t_{emp}(0)$ da equação (2.9). Essa diferença pode refletir a presença de uma heterogeneidade nas camadas acima do refletor considerado.
- A diferença entre as velocidades V_{nmo} e V_{emp} é chamada *bias spread lenght*. Assim, Quanto menor o comprimento de espalhamento, mais próxima a hipérbole de empilhamento ótima é da hipérbole de pequena extensão, portanto menor a diferença entre V_{nmo} e V_{emp} .

Figura 2.8 – Curvas de velocidades no plano afastamento *versus* tempo de trânsito.



Fonte: Adaptado de Yilmaz (2001).

2.5 Análise de Velocidade

Um registro sônico representa a medida direta da velocidade com que as ondas sísmicas viajam na terra em função da profundidade. Os dados sísmicos, por outro lado, fornecem uma medida indireta da velocidade. Com base nestes dois tipos de informação, o sismólogo de exploração deriva um grande número de diferentes tipos de velocidade: intervalar, aparente, média, média-quadrática (rms), instantânea, fase, grupo, movimento normal (NMO), empilhamento e velocidades de migração. Porém, a velocidade que pode ser derivada de forma confiável a partir de dados sísmicos é a velocidade que produz o melhor empilhamento (2.9).

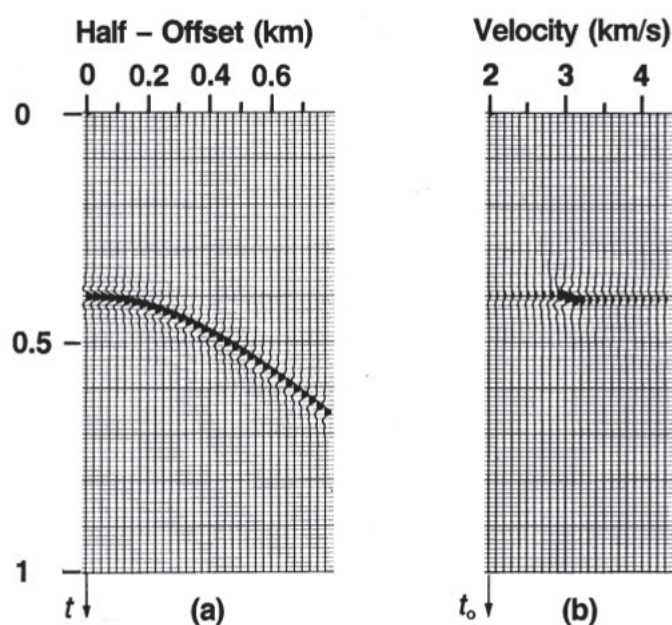
Considerando um meio acamadado, em que busca-se determinar a velocidade de empilhamento, é necessário considerar uma série de condições litológicas que influenciam as velocidades intervalares, ou velocidade média entre dois refletores, pois os diferentes tipos de velocidades sísmicas estão correlacionadas entre si, assim, uma deriva da outra. Dessa forma, os fatores que influenciam a litologia da rocha, e indiretamente a velocidade de empilhamento, são:

- Forma de poro;
- Pressão de poros;
- Saturação do fluido do poro;
- Pressão de confinamento;
- Temperatura.

Dessa forma, a etapa de análise de velocidades tem por objetivo estimar uma velocidade a partir dos dados sísmicos. O sobretempo normal é a base para determinar essas velocidades, que após calculadas, podem ser usadas para corrigir o efeito NMO de modo que as reflexões sejam alinhadas no traços de uma família CMP antes do empilhamento. Existem várias formas de realizar essa etapa do processamento, porém, este trabalho utilizou-se o *cálculo do espectro de velocidades* que será o método apresentado a seguir.

2.5.1 Espectro de Velocidade

Figura 2.9 – Transformação de uma família CMP no domínio do Afastamento (Km) para o domínio da velocidade (Km/s).



Fonte: Adaptado de Yilmaz (2001).

Suponha que a família CMP da Figura 2.5.1 esteja corrigida do efeito NMO e empilhada, repetidamente, usando uma faixa de velocidades constantes de 2000 a 4300, por exemplo. A figura Exibe os traços empilhados resultantes para cada velocidade lado a lado em um plano de velocidade versus tempo duplo de deslocamento zero. Isso é chamado de espectro de velocidade. (Taner (1969))

Dessa forma, houve uma transformação de domínio dos dados, saindo do domínio(a) Afastamento (Km) versus duplo tempo de trânsito (s) para o domínio(b) da velocidade de empilhamento (Km/s) versus tempo duplo de deslocamento zero (s). A figura indica que a maior amplitude empilhada ocorre com uma velocidade de 3000 m/s. Esta é a velocidade que deve ser usada para empilhar o evento na família CMP de entrada. A faixa horizontal de baixa amplitude no espectro de velocidade resulta da contribuição de pequenos deslocamentos, enquanto que a região de grande amplitude no espectro é devida à contribuição de toda a gama de deslocamentos.

Além disso, a razão sinal/ruído também influencia na análise do espectro de velocidade, em que baixas razões s/r geram menor quantidade de exibição de amplitude empilhada. O objetivo na análise de velocidade é obter *picks* (pontos) que correspondem à melhor coerência do sinal ao longo de uma trajetória hiperbólica ao longo de todo o comprimento de propagação da família CMP.

2.5.2 Cálculo da coerência ou semblance

O cálculo da coerência ou *semblance* é feita através de um mapa bidimensional que mostra o intervalo espectral de maior correlação para cada ponto V_{nmo}, t_0 , em que V_{nmo} é a velocidade que será utilizada no empilhamento do evento e t_0 é o tempo correspondente ao *picking* da família CMP. O semblance é calculado através da equação de Taner (1969):

$$S(t_0, v) = \frac{\sum_{\tau=t_0-\frac{T}{2}}^{t_0+\frac{T}{2}} [\sum_x D(\tau, x)]^2}{N \sum_{\tau=t_0-\frac{T}{2}}^{t_0+\frac{T}{2}} \sum_x D^2(\tau, x)} \quad (2.10)$$

Em que N é o número total de traços sísmicos em uma família CMP, τ é o tempo de trânsito duplo vertical em uma janela temporal T centrado em t_0 e $D(\tau, x)$ o dado amostrado corrigido por uma curva de sobretempo $t(\tau, v_n)$. $S(t_0, v)$ é normalizado no intervalo de 0 a 1, em que o semblance tende à zero para valores de baixa repetitividade e para valores de alta repetitividade, se aproxima de 1.

O semblance tradicional, apresenta algumas limitações de estimativas. Por apresentar a curva de sobretempo como uma hipébole, a precisão dos calculos é limitada ao valor de afastamento/profundidade de máximo igual a 1 ($x/z \leq 1$). Outra limitação está associada à dificuldade de estimar parâmetros na presença de forte variação de amplitude com o afastamento e/ou polaridade reversa.

3 FUNDAMENTOS DA ANISOTROPIA

Neste capítulo é apresentado os fundamentos do comportamento das ondas planas em um meio anisotrópico com foco na simetria VTI. Inicialmente é apresentada a formulação da onda anisotrópica, seguido do cálculo das velocidades de fase e de grupo, e finalizando com a formulação dos parâmetros de Thomsen. Este capítulo tem por base o livro Tsvankin (2012).

3.1 Propriedades das ondas planas em meio anisotrópico

A partir da segunda lei de Newton, considerando um volume ΔV dentro de um contínuo submetido a uma força de contato (*tração*) que gera um campo de tensão representado pelo tensor τ_{ij} , é possível chegar na equação geral da onda anisotrópica heterogênea:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} - \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} = f_i, \quad (3.1)$$

Em que ρ é a densidade; $\mathbf{u}=(u_1, u_2, u_3)$ é o vetor deslocamento; $\mathbf{f}=(f_1, f_2, f_3)$ é a força externa por unidade de volume; t é o tempo; x_j é a coordenada cartesiana; Os índices i e j equivalem a $1, 2, 3$.

Na equação(3.1) há duas incógnitas a serem definidas, \mathbf{u} e o tensor τ_{ij} . Assim, utiliza-se a relação tensão-deformação, ou *lei de Hooke* :

$$\tau_{ij} = c_{ijkl} e_{kl}, \quad (3.2)$$

onde c_{ijkl} é o tensor de Rigidez elástica de quarta ordem, artifício matemático responsável pelas propriedades do material analisado. e_{kl} é o tensor deformação que pode ser definido pela expressão:

$$e_{kl} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_k}{\partial x_l} + \frac{\partial u_l}{\partial x_k} \right). \quad (3.3)$$

Ao substituir as equações (3.2) e (3.3) na equação da onda (3.1), considerando c_{ijkl} constante no espaço, encontra-se a equação da onda para meio anisotrópico homogêneo:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} - c_{ijkl} \frac{\partial^2 u_k}{\partial x_j \partial x_l} = f_i. \quad (3.4)$$

3.1.1 Equação de Christoffel

A partir da equação da onda plana :

$$u_k = u_k e^{i\omega(n_j x_j / V - t)}, \quad (3.5)$$

Onde u_k é a componente de polarização do vetor \mathbf{u} ; ω é a frequência angular; V é a velocidade de propagação perpendicular à frente de onda (*velocidade de fase*); \mathbf{n} é o vetor unitário ortogonal ao plano da frente de onda. Obtém-se a equação de Christoffel ao substituir a equação (3.5) na (3.4) :

$$\begin{pmatrix} G_{11} - \rho V^2 & G_{12} & G_{13} \\ G_{21} & G_{22} - \rho V^2 & G_{23} \\ G_{31} & G_{32} & G_{33} - \rho V^2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} U_1 \\ U_2 \\ U_3 \end{pmatrix} = 0 \quad (3.6)$$

Onde G_{ik} é a matriz de Christoffel e depende das propriedades do meio (*Rigidez*). Pode ser escrita na forma:

$$G_{ik} = c_{ijkl} n_j n_l \quad (3.7)$$

A equação de Christoffel fornece uma descrição analítica da propagação de ondas em meio anisotrópico. Introduzindo a entidade matemática delta de Kronecker δ_{ik} ($\delta_{ik} \equiv 1$ para $i = k$ e $\delta_{ik} \equiv 0$ para $i \neq k$), Pode ser reescrita em termos de ρ , V e vetor deslocamento \mathbf{u} :

$$[G_{ik} - \rho V^2 \delta_{ik}] u_k = 0, \quad (3.8)$$

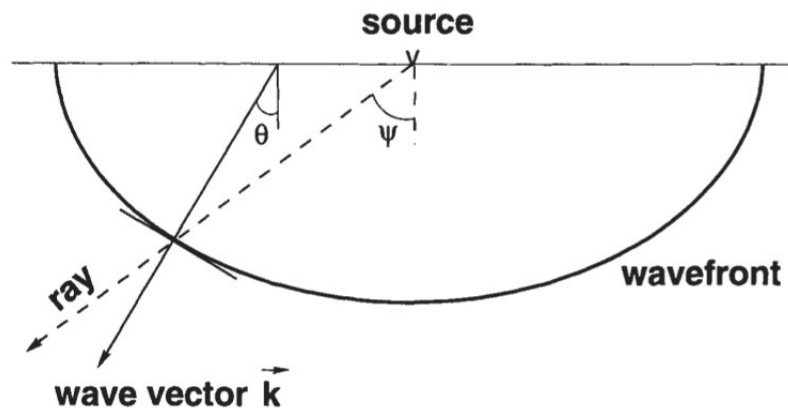
A equação (3.8) descreve a matriz 3x3 simétrica, positiva e definida de Christoffel que possui três soluções possíveis obtidas através da expressão:

$$\det[G_{ik} - \rho V^2 \delta_{ik}] = 0, \quad (3.9)$$

3.1.2 Velocidade de Grupo(Raio)

A velocidade de Grupo determina a direção e a rapidez da energia de propagação Tsvankin (2012). A Figura 3.1 mostra a propagação de uma onda plana em meio anisotrópico, no qual é possível verificar a diferença entre a velocidade de fase e de grupo:

Figura 3.1 – Onda plana em meio anisotrópico homogêneo. O vetor velocidade de grupo(ray) na direção fonte-receptor(ângulo ψ). O vetor velocidade de fase (wave) é ortogonal à frente de onda(angulo θ).



Fonte: Adaptado de Yilmaz (2001).

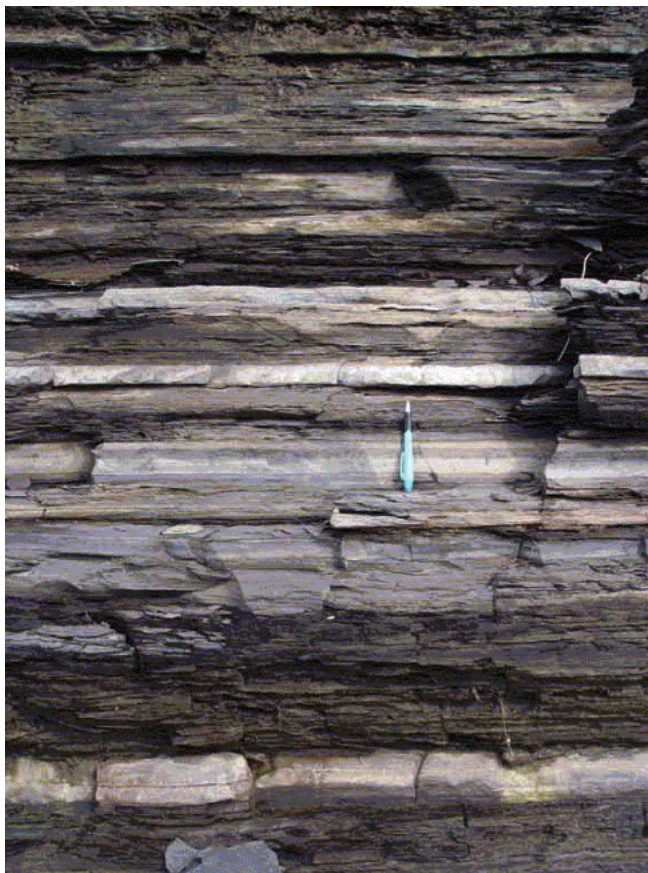
A diferença entre velocidade de fase e de grupo pode estar associada à dispersão(frequência) ou à anisotropia(ângulo). A distância percorrida ao longo da linha fonte-receptor em um intervalo de tempo conhecido está associado à velocidade de grupo e pode ser obtida a partir da velocidade de fase(V) através da equação geral:

$$V^G = \text{grad}^{(k)}(kV) = \frac{\partial(kV)}{\partial k_1} i_1 + \frac{\partial(kV)}{\partial k_2} i_2 + \frac{\partial(kV)}{\partial k_3} i_3 \quad (3.10)$$

Onde i_1 , i_2 e i_3 são os vetores de coordenadas unitárias; $k = (k_x, k_y, k_z)$ é o vetor onda e possui magnitude $k = \omega/V$, sendo ω a frequência angular. Outra forma de encontrar a velocidade de grupo é em termos da polarização da onda plana :

$$V_j^G = \frac{1}{\rho V} c_{ijrs} U_i U_r n_s. \quad (3.11)$$

Figura 3.2 – Estrutura geológica com sequências sequimentares horizontais heterogêneas de pequena escala com relação ao comprimento de onda, situação geológica que produz anisotropia.

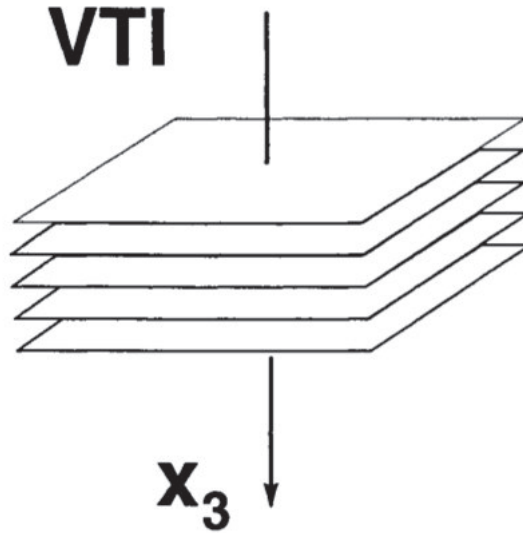


Fonte: Boyer et al. (2011)

3.1.3 Meio transversalmente isotrópico VTI

Simetria associada à material fino acamadado, ou seja, camadas horizontais pouco espessas Backus (1962), e/ou estruturas onde partículas individuais são alinhadas em uma direção preferencial como é mostrado na Figura 3.2. Esse meio apresenta o eixo de simetria na vertical, em que o plano perpendicular isotrópico ao eixo mostra invariância das velocidades de fase como é mostrado na Figura 3.3.

Figura 3.3 – Modelo VTI com eixo de simetria rotacional na vertical e camadas horizontais isotrópicas sobrepostas.



Fonte: Adaptado de Yilmaz (2001).

O meio VTI é descrito por cinco constantes elásticas independentes presentes na matriz de rigidez elástica :

$$c^{vti} = \begin{pmatrix} c_{11} & c_{11} - 2c_{66} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{11} - 2c_{66} & c_{11} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{13} & c_{13} & c_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & c_{55} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & c_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & c_{66} \end{pmatrix}.$$

Além do tensor de rigidez elástica do meio, pode-se utilizar o seu inverso, o tensor de complacência s_{pqrs} :

$$s_{ijkl}c_{klpq} = \Delta_{ijpq}, \quad (3.12)$$

Onde

$$\Delta_{ijpq} = \frac{1}{2}(\delta_{iq}\delta_{jp} + \delta_{ip}\delta_{jq}). \quad (3.13)$$

3.1.4 Soluções da equação de Christoffel para o meio VTI

Para calcular as diferentes velocidade de fase em função da direção de propagação da onda, deve-se substituir os termos da matriz de rigidez elástica do meio VTI na matriz de Christoffel, através da relação $G_{ik} = c_{ijkl}n_jn_l$:

$$G_{11} = c_{11}n_1^2 + c_{66}n_2^2 + c_{55}n_3^2 \quad (3.14)$$

$$G_{22} = c_{66}n_1^2 + c_{11}n_2^2 + c_{55}n_3^2 \quad (3.15)$$

$$G_{33} = c_{55}(n_1^2 + n_2^2) + c_{33}n_3^2 \quad (3.16)$$

$$G_{12} = (c_{11} - c_{66})n_1n_2 \quad (3.17)$$

$$G_{13} = (c_{13} - c_{55})n_1n_3 \quad (3.18)$$

$$G_{23} = (c_{13} - c_{55})n_2n_3, \quad (3.19)$$

Após a substituição, as velocidades são encontradas através da equação (3.9) que no meio VTI possui três soluções associadas às velocidades das ondas P, S_h e S_v . Assim, encontram-se diferentes velocidades em função de θ , ângulo entre o eixo de simetria e a direção de propagação, como é mostrado a seguir:

1. Onda P:

$$V_p(0^\circ) = \sqrt{\frac{c_{33}}{\rho}} \quad (3.20)$$

$$V_p(90^\circ) = \sqrt{\frac{c_{11}}{\rho}} \quad (3.21)$$

2. Onda S_h é diferente para 0° e 90° Tsvankin (2012):

$$VS_h(\theta) = \sqrt{\frac{c_{66} \sin^2 \theta + c_{55} \cos^2 \theta}{\rho}} \quad (3.22)$$

$$VS_h(90^\circ) = \sqrt{\frac{c_{66}}{\rho}} \quad (3.23)$$

$$VS_h(0^\circ) = \sqrt{\frac{c_{55}}{\rho}} \quad (3.24)$$

3. Onda S_v é igual a S_h para 0° :

$$VS_v(0^\circ) = VS_h(0^\circ) = \sqrt{\frac{c_{55}}{\rho}} \quad (3.25)$$

3.1.5 Parâmetros de Thomsen

Thomsen (1986) propôs uma forma de quantificar a anisotropia em função dos coeficientes de rigidez já conhecidos, assim, é possível compreender a influência da anisotropia na propagação e sobretempo de reflexão da onda. Ele sugeriu que em vez das cinco constantes elásticas que descrevem o meio VTI, seja feita uma separação entre influência da anisotropia e as “*quantidades isotrópicas*” referentes à propagação das ondas P e S ao longo do eixo de simetria (0°). Dessa forma, o meio é descrito pelas duas velocidades verticais (V_{p0} e V_{s0}) das equações (3.20) e (3.25), e por parâmetros anisotrópicos adimensionais ϵ , δ e γ Tsvankin (2012):

$$\epsilon = \frac{c_{11} - c_{33}}{2c_{33}} \quad (3.26)$$

$$\delta = \frac{(c_{13} + c_{44})^2 - (c_{33} - c_{44})^2}{2c_{33}(c_{33} - c_{44})} \quad (3.27)$$

$$\gamma = \frac{c_{66} - c_{44}}{2c_{44}}. \quad (3.28)$$

O parâmetro ϵ caracteriza a anisotropia da onda P através do cálculo da diferença fracional entre a velocidade da onda P horizontal e vertical, assim como o parâmetro γ para a onda S_h . Enquanto que o Parâmetros δ representa a dependência angular da velocidade da onda P próximo à direção vertical. No meio isotrópico, esses parâmetros tendem à zero, o que comprova a função de quantificar a anisotropia.

(THOMSEN, 1986) analisou algumas situações de aproximações dos parâmetros anisotrópicos, são as chamadas condições de anisotropia fraca ($\delta \ll 1$, $\epsilon \ll 1$ e $\gamma \ll 1$), em que todas as equação são quadráticas são aproximadas para equações lineares mais simples, de modo a valor muito pequeno de cada parâmetro. E a chamada anisotropia elíptica, em que ($\delta = \epsilon$) que não é comum na natureza, mas é conveniente matematicamente.

3.1.6 Aproximação de tempo de trânsito não-hiperbólico e anisotropia

Em meios anisotrópicos, mesmo para uma única camada, a velocidade V_{nmo} difere da velocidade vertical V_z ou, no caso de camadas, da velocidade V_{rms} de velocidades vertical intervalares. Além disso, outra característica marcante desse meio é que a curva de sobretempo deixa de ser hiperbólica. A partir dessas considerações, alguns

autores desenvolveram aproximações não-hiperbólicas para sobretempo de reflexões de ondas P, S_v e S_h em camadas homogêneas plana horizontais VTT com coeficientes até a quarta ordem através da expansão da série de Taylor.

Porém, devido a expansão desviar-se da curva de tempo exata para valores da razão afastamento-profundidade x/z moderada ($x/z > 1, 5$), Tsvankin (1994), apresentaram uma aproximação não hiperbólica mais precisa em afastamentos maiores (x/z até 2,0) como função dos parâmetros de Thomsen, válida para meios com camada simples ou multicamada:

$$t^2(x) = t_z^2 + \frac{x^2}{V^2} + \frac{A_4 x^4}{1 + Ax^2}, \quad (3.29)$$

Sendo que para o caso de camadas simples, o termo A_4 para as ondas P, S_h e S_v , são dados em função dos parâmetros de thomsen:

$$A_{4,P} = \frac{-2(\epsilon - \delta)(1 + 2\delta/f)}{t^2 p_z V^4 p_z (1 + 2\delta)} \quad (3.30)$$

$$A_{4,SV} = \frac{2\sigma(1 + 2\delta/f)}{t^2 s v_z V s v_z^4 (1 + 2\sigma)^4} \quad (3.31)$$

$$A_{4,SH} = 0 \quad (3.32)$$

com $f \equiv 1 - \frac{V_{SVz}^2}{V_{Pz}^2} = 1 - \frac{c_{55}}{c_{33}}$ e $A = \frac{A_4 Q}{\frac{1}{V_x^2} - \frac{1}{V_n^2}}$.

Visando o processamento sísmico em meios VTI, Alkhalifah e Tsvankin (1995) mostraram que a cinemática de propagação da onda P no domínio do tempo pode ser totalmente descrita pela velocidade V_{nmo} e pelo parâmetro η . Dessa forma, o fator de quarta ordem da equação (3.29) referente à onda P foi reescrita como:

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{V^2} - \frac{2\eta}{V_{nmo}^2 [t_0^2 V_{nmo}^2 + (1 + 2\eta)x^2]}, \quad (3.33)$$

$$\eta = \frac{\epsilon - \delta}{1 + 2\delta} \quad (3.34)$$

em que ϵ e δ são os Parâmetros de Thomsen já apresentados no capítulo 1.

A equação (3.33) mostra que para pequenos afastamentos ($x \ll z$), a influência do parâmetro η é desprezível, fazendo com que a curva do tempo de trânsito seja aproximadamente hiperbólica, comportando-se como um meio isotrópico. Enquanto que para grandes afastamentos ($x \gg z$) o parâmetro η influencia a curva, tornando-a não hiperbólica.

Substituindo a equação (3.33) na equação (2.2), obtém-se a correção de sobre-tempo NMO para o meio anisotrópico em função dos parâmetros de Thomsen:

$$\Delta t_a = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{V^2} - \frac{2\eta}{V_{nmo}^2 [t_0^2 V_{nmo}^2 + (1 + 2\eta)x^2]}} - t_0, \quad (3.35)$$

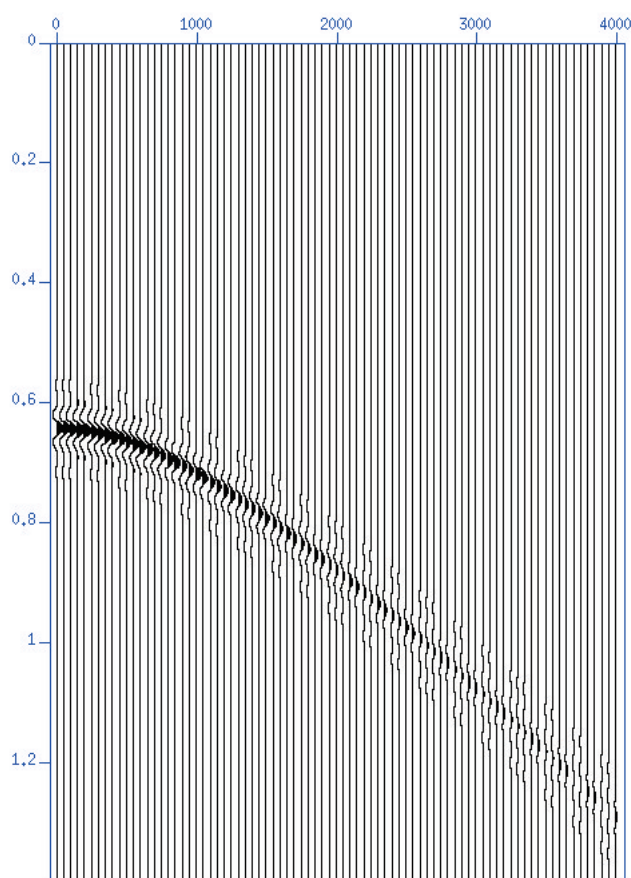
4 ESTUDO DA ANÁLISE DE VELOCIDADE

Neste capítulo é apresentado o estudo da etapa de análise de velocidades utilizando o software *Seismic Unix* e posteriormente, na confecção dos gráficos, utilizando *Matlab*.

4.1 Dado utilizado

O dado anisotrópico utilizado neste trabalho é um dado sintético desenvolvido por traçamento de raio através do software ANRAY Gajewski (1987) referente ao modelo composto de uma camada VTI, Greenhorn shale Jones (1981). O dado apresenta $V_{p0} = 3.094$ Km/s, $V_{s0} = 1.510$ Km/s, $V_{nmo} = 2.934$ Km/s, $V_{hor} = 3.805$ Km/s e $t_0 = 0.64$ s; cujos parâmetros de Thomsen são: $\epsilon = 0.256$; $\delta = -0.0505$ e $\eta = 0,341$. O tempo de transito foi amostrado à $\Delta t = 2$ ms e a assinatura da fonte usada foi um pulso *ricker* com frequência dominante $f = 20$ Hz. Além disso, o dado foi definido com o afastamento Fonte-Receptor variando de 0 a 4000 metros como é mostrado na figura:

Figura 4.1 – Visualização do dado através do programa *suxwigb*.

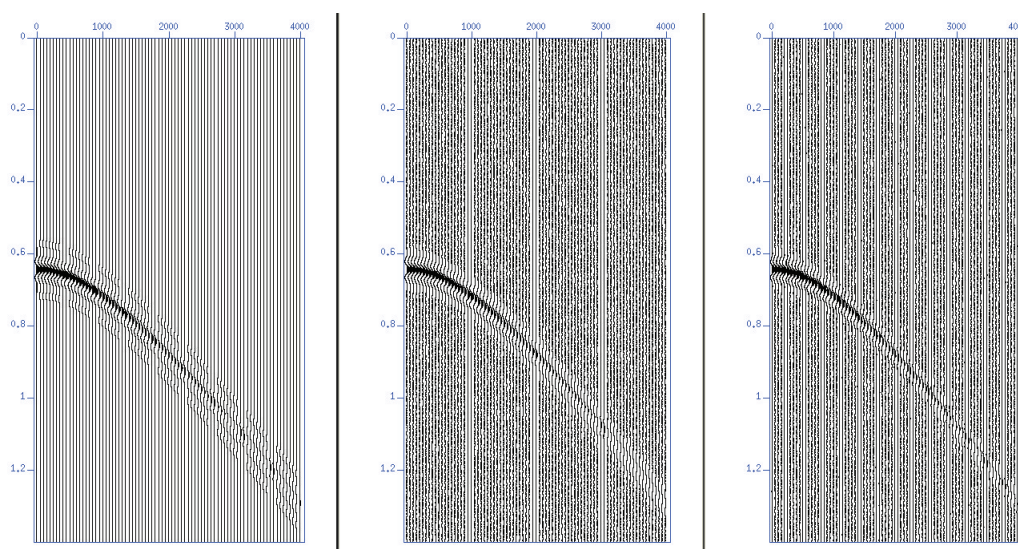


Fonte: Autor.

4.2 Adicionando ruído ao dado

Adicionar ruído ao dado significa retratar a condições em subsuperfície mais próximas da realidade, o que gera uma melhor análise de velocidade por *semblance*. O pacote SU possui o programa *addnoise* que adiciona ruído aos traços através do parâmetro *sn*, que significa a razão *Sinal/Ruído*. Neste trabalho, *sn* foi definido inicialmente como 15 e posteriormente como 50 para analisar a influência do ruído na etapa de análise de velocidade.

Figura 4.2 – Esquerda: Dado Original. Meio: Dado com razão sinal/ruído= $sn=50$. Direita: Dado com razão sinal/ruído= $sn=15$.



Fonte: Autor.

4.3 Análise de Velocidades por semblance no su

A análise de velocidade no su ocorre em uma tela bidimensional para valores ideais do tempo de trânsito bidirecional vertical e velocidade de empilhamento. Para isso, utiliza-se o programa *suvelan* que calcula a velocidade de empilhamento por semblance para família CDP. O *semblance* foi gerado a partir do script *iva.sh* extraído do livro Forel e Benz (2005) que desenvolve a etapa de análise de velocidade de forma interativa.

A função tempo de trânsito no *suvelan* é calculada pela equação proposta por Alkhalifah e Tsvankin (1995), na qual os termos A_4 e A da equação são definidos iguais a zero no su.

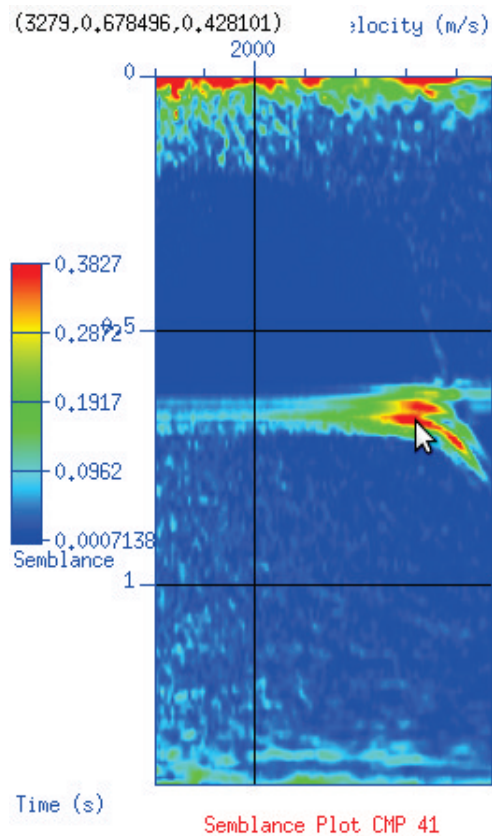
Assim, o estudo da etapa de análise de velocidades vai se deter em verificar para quais valores de afastamentos Fonte-Receptor a equação hiperbólica do tempo de trânsito é capaz de horizontalizar o dado anisotrópico para a razão $s/r=15$ e $s/n=50$. O critério de escolha do Picking foi o de maior valor de *semblance* verificado na tela, ou

seja, são os pontos de (V_{nmo}, t_0) de maior coerência que são indicados pelas regiões em vermelho nas Figuras 4.3 e 4.5.

- Semblance para o dado $s/r=15$:

Neste caso, os valores escolhidos foram: $V_{nmo} = 3279,0$ m/s e $t_0 = 0.678496$ s, correspondentes ao valor de *semblance* igual a 0.428101, como pode ser visto no canto superior esquerdo da figura 4.3. Nota-se que há mais de uma região em vermelho na tela, isso ocorre devido a ambiguidade do *semblance*, em que diferentes valores de (V_{nmo}, t_0) estão associados à altos valores de coerência, mas que não necessariamente correspondem ao valor da velocidade real do meio.

Figura 4.3 – Semblance para o dado com $s/r=15$; Os ponto em vermelho indicam os maiores valores de coerência para V_{nmo} e t_0 .

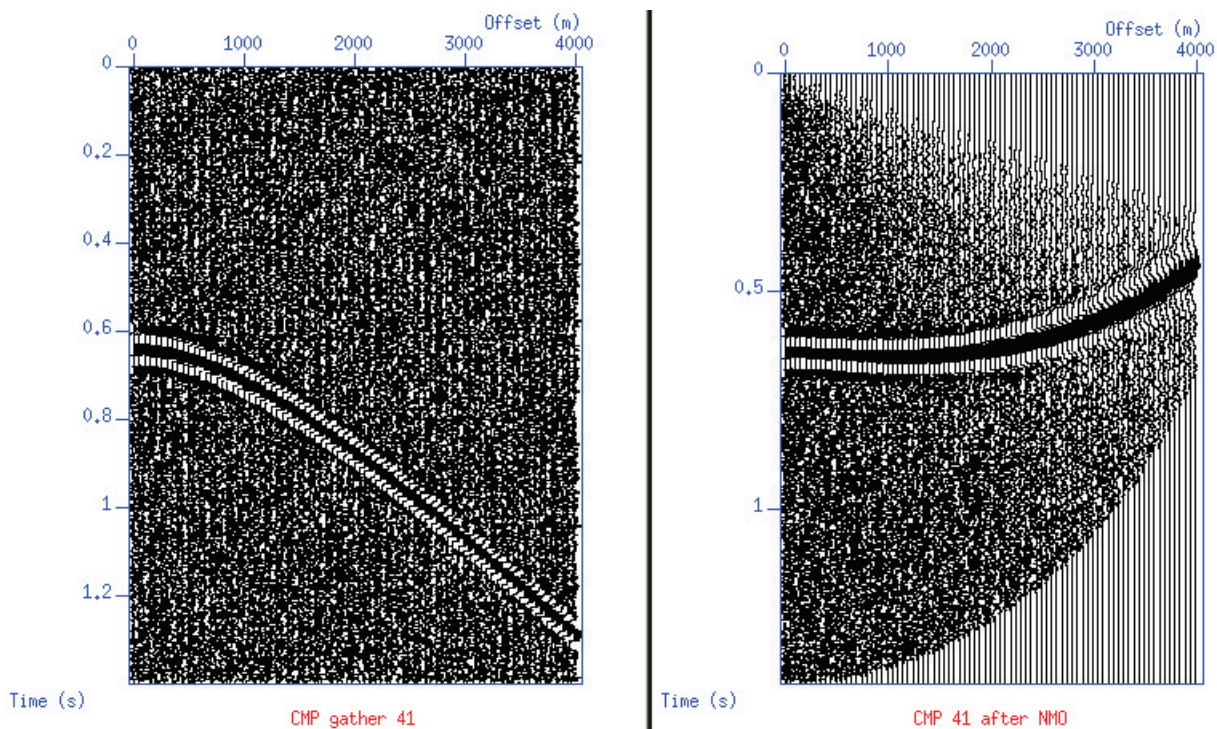


Fonte: Autor.

- Correção NMO para o dado $s/r=15$:

O refletor após a correção NMO (lado direito) mostra que a velocidade escolhida no *semblance* só foi capaz de horizontalizar o dado até o afastamento Fonte-Receptor em torno de 1500 m, o que reflete a limitação para pequenos offsets da equação (2.3).

Figura 4.4 – esquerda: Família CMP com $s/r=15$. Direita: correção NMO para o dado com $s/r=15$.

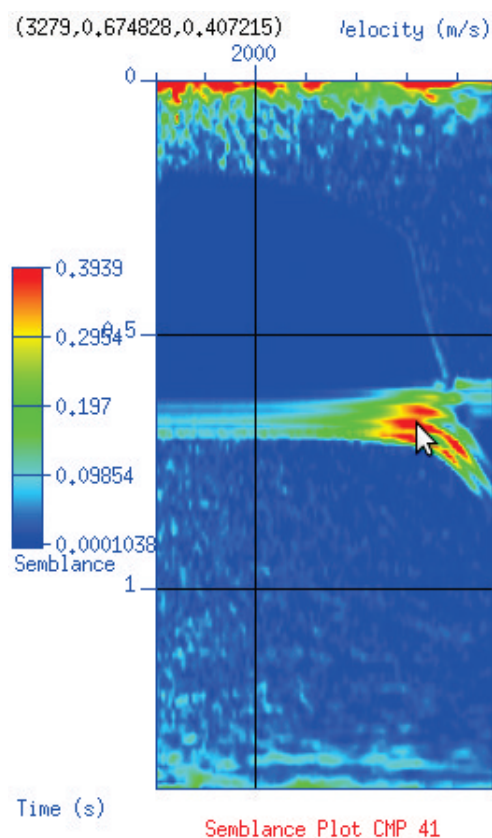


Fonte: Autor.

- Semblance para o dado $s/n=50$:

Neste caso, os valores escolhidos foram: $V_{nmo} = 3279,0$ m/s e $t_0 = 0.674828$ s, correspondentes ao valor de *semblance* igual a 0.407215, como pode ser visto no canto superior esquerdo da Figura 4.5. Comparando o *semblance* do dado $s/r=15$ com o *semblance* do dado $s/n=50$, nota-se que o valor máximo de *semblance* é aproximadamente igual entre eles, indicando que o ruído não influencia na quantificação da coerência. Porém, a maior quantidade de ruído no dado facilita a escolha da velocidade de empilhamento, pois diminui as possibilidades de escolha errada de velocidade. Ou seja, ao aumentar ruído, diminue-se a ambiguidade no *semblance*.

Figura 4.5 – Semblance de coerência para o dado com $s/r=50$; Os ponto em vermelho indicam os maiores valores de coerência para V_{nmo} e t_0 .

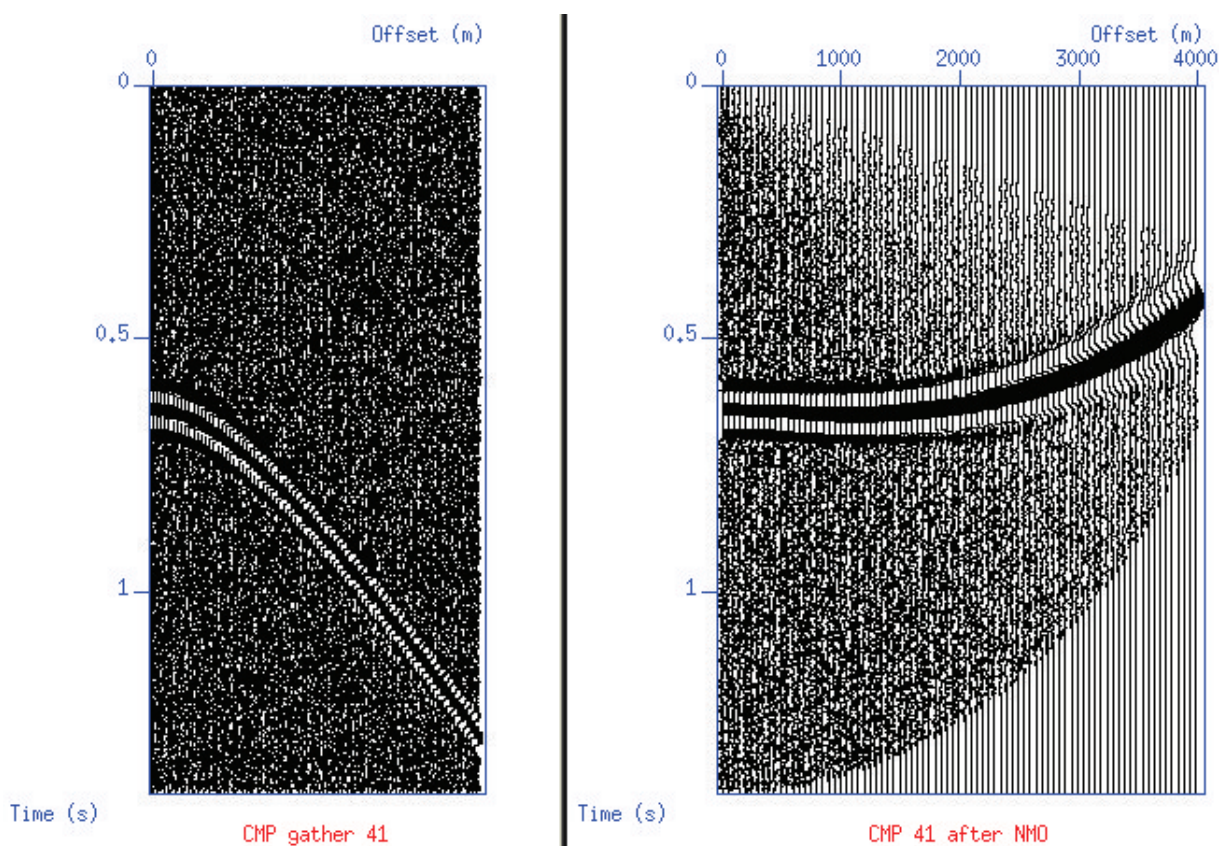


Fonte: Autor.

- Correção NMO para o dado $s/r=50$:

A correção NMO para o dado $s/r=50$ se mostrou equivalente à correção do dado $s/r=15$, ou seja, a equação (2.3) não foi capaz de horizontalizar o dado para afastamentos fonte-receptor maiores que 1500 m. Dessa forma, o comportamento equivalente na correção NMO para dados com diferentes valores da razão sinal/ruído, mostra que a correção de sobretempo não é influenciada pelo ruído incoerente presente no dado.

Figura 4.6 – esquerda: Família CMP com $s/r=50$. Direira: correção NMO para o dado com $s/r=50$.



Fonte: Autor.

4.4 Análise das equações de sobretempo hiperbólica e não hiperbólica para a onda P em função do afastamento Fonte-Receptor

Nesta seção desenvolveu-se o cálculo do resíduo da diferença entre a correção NMO isotrópica (2.3) e anisotrópica (3.35). Para isso, o fator de quarta ordem da equação do tempo de trânsito da onda P em meios anisotrópicos (3.33) foi isolado e definido como Fator de anisotropia F_a , o qual reflete o desvio da curva de sobretempo hiperbólico, como é mostrado na equação:

$$F_a = \frac{2\eta}{V_{nmo}^2 [t_0^2 V_{nmo}^2 + (1 + 2\eta)x^2]} \quad (4.1)$$

Onde η é o parâmetro anisotrópico definido na equação (3.34). O resíduo da diferença das correções NMO isotrópica e anisotrópica foi calculado através da equação:

$$\Delta t_a - \Delta t_i = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{V_{nmo}^2} - F_a x^4} - t_0 - \left[\sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{V_{nmo}^2}} - t_0 \right] \quad (4.2)$$

Definindo $(\Delta t_a - \Delta t_i) = (\Delta t_{res})$ e elevando os dois lado ao quadrado e desenvolvendo o quadrado da diferença no lado direito:

$$(\Delta t_a - \Delta t_i)^2 = (\Delta t_{res})^2 = 2\left(t_0^2 + \frac{x^2}{V_{nmo}^2}\right) - 2\sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{V_{nmo}^2} - F_a x^4} \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{V_{NMO}^2} - F_a x^4} \quad (4.3)$$

Definindo os termos correspondentes a t_i e t_a :

$$t_i = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{V_{nmo}^2}}, \quad (4.4)$$

$$t_a = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{V_{nmo}^2} - F_a x^4}, \quad (4.5)$$

Colocando em evidência o fator $2t_i^2$ no lado direito:

$$(\Delta t_{res})^2 = 2t_i^2 \left[1 - \frac{t_a}{t_i} \right] - F_a x^4 \quad (4.6)$$

Passando a raiz para o lado direito, obtém-se a equação do **Resíduo da diferença entre a correção NMO isotrópica e anisotrópica** :

$$(\Delta t_{res}) = \sqrt{2t_i^2 \left[1 - \frac{t_a}{t_i} \right] - F_a x^4}. \quad (4.7)$$

Se $t_i \neq t_a$, a equação apresentará um valor de resíduo, se forem pequenos valores de x e η , esse valor será mínimo. Para $t_i = t_a$, o meio não tem influencia da anisotropia, logo η é igual à zero, o que gera um resíduo entre as correções também igual à zero $\Delta t_{res} = 0$.

5 RESULTADOS

Os valores de V_{nmo} escolhidos no *semblance* para os dados $s/r=15$ e $s/r=50$ e o tempo t_0 verificado no dado, foram substituídos nas equações referentes ao Fator de anisotropia do meio (4.1), correções NMO isotrópica (2.3) e anisotrópica (3.35) e o resíduo resultante (4.7), obtendo-se assim, a quantificação da influência da anisotropia na etapa de análise de velocidade verificada nas correções NMO das figuras 4.4 e 4.6.

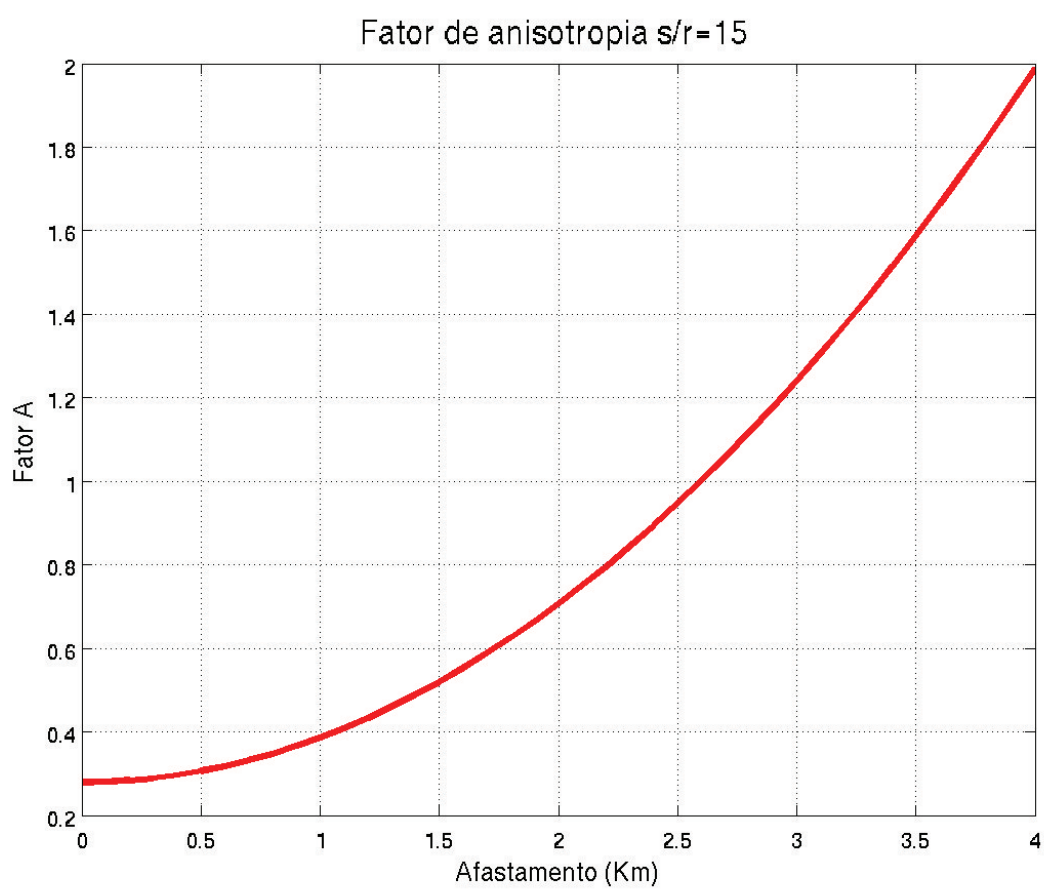
O fator de anisotropia, os tempos de trânsito e o Resíduo d_t para o dado $s/r=15$ se comportaram igualmente ao verificado no dado $s/r=50$, dessa forma, só serão apresentados os resultados para o dado $s/r=15$.

A figura 5.1 mostra que o fator de anisotropia F_a calculado através da equação (4.1), apresenta-se como uma função de segunda ordem crescente com o aumento do afastamento Fonte-Receptor, como já previsto na equação (3.33). além disso, nota-se que o F_a só apresenta valores significativos para afastamentos acima de 2 Km, o que comprova que a anisotropia influencia o mal ajuste do sobretempo para afastamentos maiores na figura 4.4.

A figura 5.2 mostra que a partir do afastamento Fonte-Receptor 0.6 Km, a equação da correção de sobretempo anisotrópico (3.35) se desvia da equação da correção de sobretempo isotrópico (2.3), tal desvio causado pela consideração do fator de quarta ordem associado à η na equação (3.35).

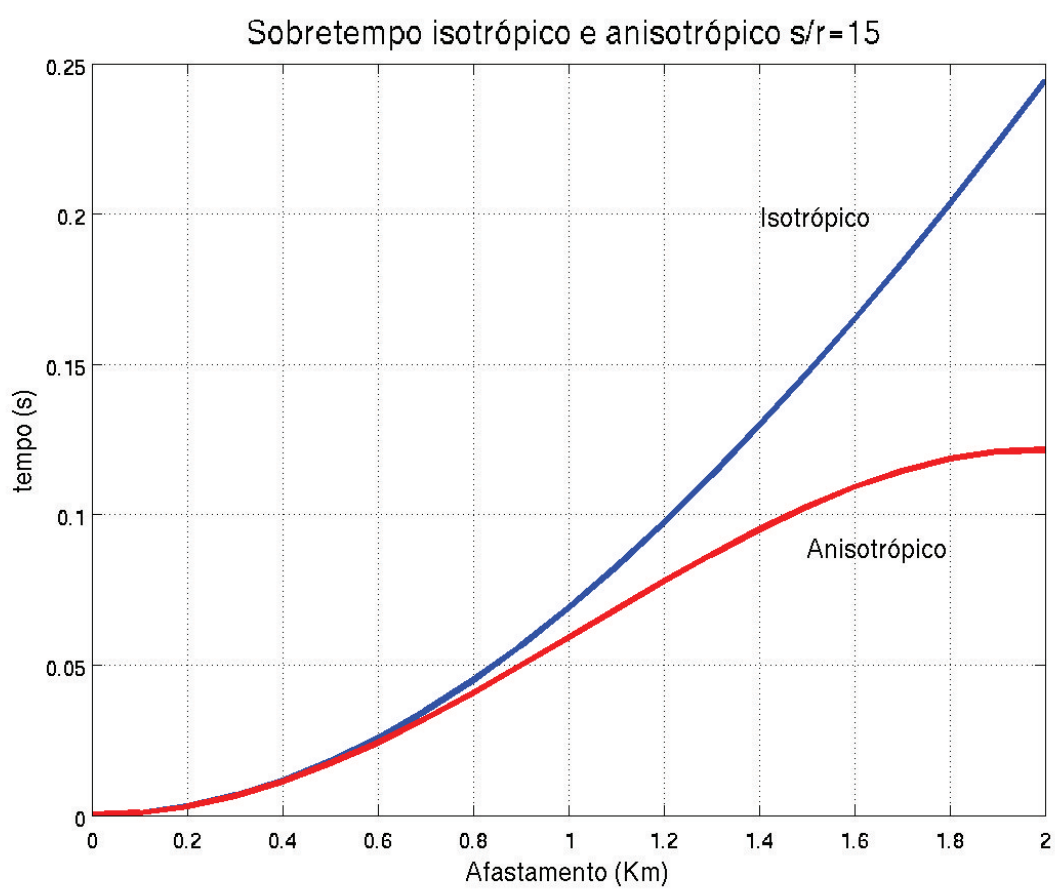
As Figuras 5.3 e 5.4 mostram o valor de d_t corresponde à diferença entre as correções NMO isotrópica (2.3) e anisotrópica (3.35), as quais se diferenciam pela consideração do fator de anisotropia associado à η . Essa diferença entre as correções apresenta um termo complexo que supõe-se estar associado à inversão de polaridade do sinal no meio anisotrópico. Dessa forma, ao realizar a correção isotrópica no limite de afastamentos até 0.4 Km as duas correções se comportam igualmente, ou seja, a anisotropia não tem influência. Para afastamentos no intervalo de $0.4 \text{ Km} < x < 1 \text{ Km}$, as duas correções se comportam como funções reais, pois a influência da anisotropia com relação a inversão de fase do dado só começa a ser enxergada a partir de 1 Km.

Figura 5.1 – Fator de anisotropia para o dado $r/n=15$ calculado através da equação (4.1) para diferentes afastamentos Fonte-Receptor.



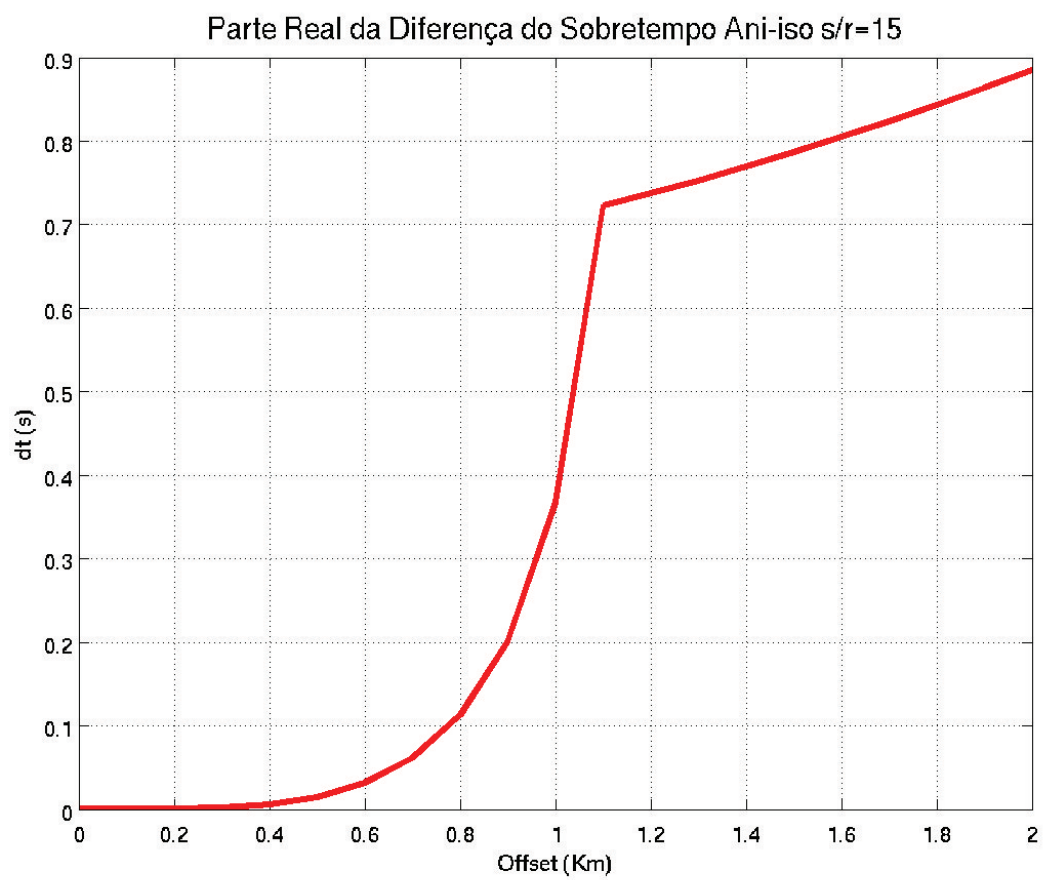
Fonte: Autor.

Figura 5.2 – Comportamento das equações de correção de sobretempo isotrópico (2.3) e anisotrópico (3.35) para o dado $s/r=15$.



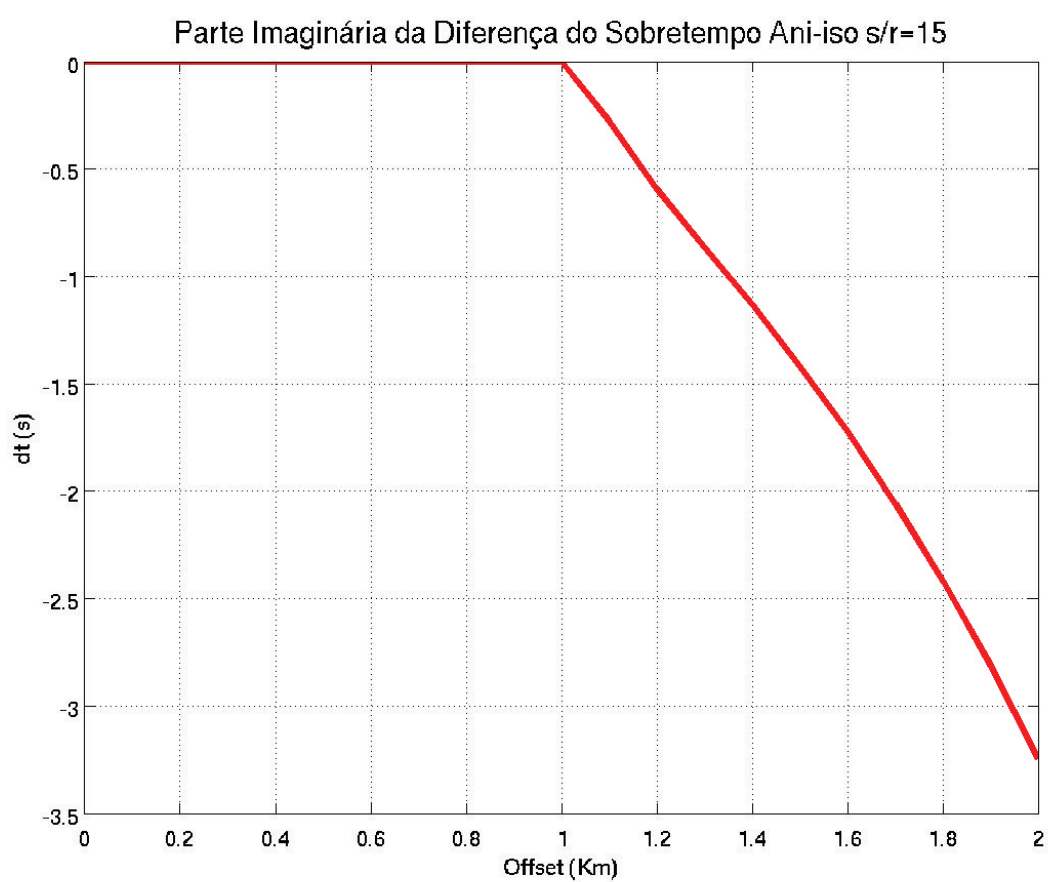
Fonte: Autor.

Figura 5.3 – Parte Real do Resíduo da diferença entre a equação da correção de sobretempo isotrópico (2.3) e anisotrópico (3.35) para o dado $r/n=15$.



Fonte: Autor.

Figura 5.4 – Parte Imaginária do Resíduo da diferença entre a equação da correção de sobretempo isotrópico (2.3) e anisotrópico (3.35) para o dado $r/n=15$.



Fonte: Autor.

6 CONCLUSÃO

Apresentou-se neste trabalho um estudo com foco na influência da anisotropia na etapa de análise de velocidades do processamento sísmico, que teve como base teórica a propagação de ondas sísmicas em meios anisotrópicos com simetria VTI. A etapa de análise de velocidades é baseada na equação do duplo tempo de trânsito da onda, que para meios isotrópicos, se comporta como uma hipérbole. Enquanto que para meios anisotrópicos é acrescentado um fator de quarta ordem, em função dos parâmetros de Thomsen, que torna a curva não-hiperbólica. Sendo assim, o trabalho apresentou a análise da influencia do fator de quarta anisotrópico no empilhamento sísmico.

Foi proposto quantificar a partir de que afastamento Fonte-Receptor, o sobretempo anisotrópico distoa do sobretempo isotrópico quando o dado sintético anisotrópico é processado com abordagem isotrópica. Para isso, inicialmente, realizou-se a etapa de análise de velocidades com a equação de sobretempo isotrópica e, posteriormente, substituindo a velocidade escolhida por semblance, na aproximação de sobretempo anisotrópica, verificou-se através de gráficos que o processamento de um dado anisotrópico com abordagem isotrópica, só é viável para pequenos afastamentos ($\approx 1500\text{m}$), pois nesse limite, as curvas de sobretempo isotrópica e anisotrópica são iguais.

A partir de um comportamento complexo no cálculo do resíduo resultante entre as correções do sobretempo isotrópica e anisotrópica, observou-se que a correção do sobretempo anisotrópico leva em consideração a inversão de fase do sinal na presença da anisotropia. Dessa forma, para realizar a correção de sobretempo de um dado anisotrópico de forma correta, deve-se considerar, além do deslocamento no tempo, a inversão da polarização do dado.

Além disso, observou-se que o ruído do tipo incoerente não tem influência no fator de quarta ordem anisotrópico, pois foram submetidos ao processo de análise dois dados com razão sinal/ruído (s/r) iguais a 50 e 15, os quais apresentaram o mesmo comportamento com relação à anisotropia. Porém, observou-se que o dado com maior ruído $s/n=15$ apresentou menos pontos de ambiguidade no semblance, o que favorece a escolha da velocidade correta para o empilhamento.

É possível aprofundar o estudo anisotrópico da etapa de análise de velocidades no SU. Para considerar o fator de quarta ordem no programa *suvelan*, é necessário gerar uma malha 3D: repetindo a tela bidimensional convencional e variando o termo de quarta ordem da equação. Dessa forma, seria possível comparar duas Análises de velocidades, uma utilizando equação de sobretempo hiperbólica e a outra utilizando a equação de sobretempo não-hiperbólica.

Como conclusão deste trabalho, entende-se que a influência da anisotropia na análise de velocidade é um problema de difícil resposta que deve ser cada vez mais analisado, pois não é um parâmetro teórico, mas está efetivamente presente na realidade geológica.

REFERÊNCIAS

- ALKHALIFAH, T.; TSVANKIN, D. *Velocity analysis for transversely isotropic media*. *Geophysics*, v. 60, n. 5, p. 1550-1566, 1995.
- BACKUS, G.E. *Long-wave elastic anisotropy produced by horizontal layering*. *Journal of Geophysical Research*, v. 67, n.11, p. 4427-4440, 1962.
- BOYER, C. e CLARK, B.; JOCHEN, V.; LEWIS, R.; MILLER, C. *Shale gas: A global resource*. *Oilfield review*, v.23, n. 3, p.28-39, 2011.
- FONTOURA, S. A. B. da. *Influência da anisotropia VTI na correção de sobretempo normal em dados sísmicos e análise de velocidade por gradiente descendente*. 2005. 00f. PhD (Thesis) - PUC-Rio, 2005.
- GAJEWSKI, D.; PSENCÍK, I. *Computation of high-frequency seismic wavefields in 3-d laterally inhomogeneous anisotropic media*. *Geophysical Journal International*, v.91, n.2, p. 383-411. 1987.
- JONES, L. EA.; WANG, H.F. *Ultrasonic velocities in cretaceous shales from the williston basin*. *Geophysics*, v. 46 n.3, p. 288-297, 1981.
- FOREL, D.; BENZ, T.; PENNINGTON, W. D. *Seismic data processing with seismic unix: a 2D seismic data processing primer*. Houghton,,: Society of Exploration Geophysicists, 2005.
- SOARES, A.G.O.; MACIEL, R.C. *Modelamento e processamento de dados sísmicos usando o software livre seismic unix*. UFRN: centro de ciências exatas e da terra, departamento de geofísica, curso de graduação em geofísica, 2011.
- TANER, M. T.; KOEHLER, F. *Velocity spectra—digital computer derivation applications of velocity functions*. *Geophysics*, v. 34, n.6, p. 859-881, 1969.
- THOMSEN, L. *Weak elastic anisotropy*. *Geophysics*, v. 51, n.10, p.1954-1966, 1986.
- THOMSEN, L. *Understanding seismic anisotropy in exploration and exploitation*. Houston, Society of Exploration Geophysicists, 2014.
- TSVANKIN, I. *Seismic signatures and analysis of reflection data in anisotropic media*. *Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines, Golden, Colorado, 80401 USA*. Society of Exploration Geophysicists, v. 29, 2012.
- TSVANKIN, I. ; THOMSEN, L. *Nonhyperbolic reflection moveout in anisotropic media*. *Geophysics*, v.59 n.8, p. 1290-1304, 1994.
- YILMAZ, O. *Seismic data analysis: processing, inversion, and interpretation of seismic data*. Kemerburgaz, Istanbul: Society of exploration geophysicists, 2001.

APÊNDICES

A – MANUAL DE PROCESSAMENTO SEISMIC UNIX



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

ELIANE SANTOS CARDOSO

Manual de processamento Seismic Unix

Belém
2017

1 INTRODUÇÃO

1.1 objetivo

Este trabalho tem por objetivo apresentar de modo simples, a instalação e utilização do software Seismic Unix -SU, restringindo-se às etapas de processamento de dados sísmicos para se familiarizar com a utilização de scripts para a realização de cada etapa no ambiente Unix.

1.2 Seismic Unix

Trata-se um pacote de software livre para processamento de dados sísmicos, é mantido e atualizado pelo Center of wave Phenomena (CWP) no Colorado School of Mines (CSM) a página do SU no (CWP) é: <http://www.cwp.mines.edu/cwpcodes/>. A utilização do SU não requer um conhecimento extensivo de programação, é necessário apenas conhecer comandos básicos do Unix como gerenciamento de arquivos, pipes e redirecionamento de shell. A melhor maneira de utilizar o SU é através de scripts de shell, pois nos permite combinar vários programas de processamento em um arquivo.

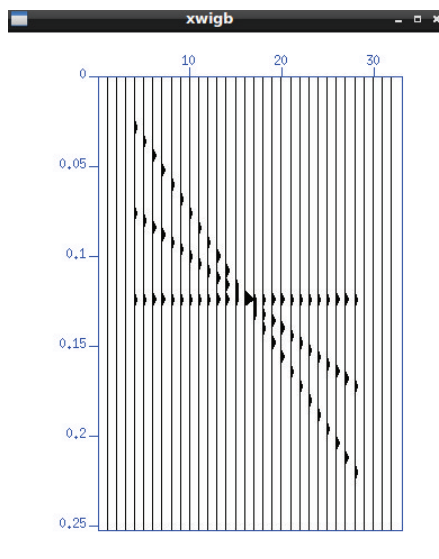
1.3 Instalação

Para instalar o pacote SU, é necessário abrir a janela do Terminal pressionando simultaneamente as teclas: **ctrl alt t** e digitar o seguinte código na sequência indicada:

1. **wget http://download.gebrproject.com/pub/scripts/gebr-su-install.sh** *(para fazer o download do script de instalação.);*
2. **chmod +x gebr-su-install.sh** *(para tornar o script gebr-su-install.sh executável);*
3. **./gebr-su-install.sh** *(para executar o script de instalação);*

Após a instalação, é importante verificar se o pacote SU foi instalado adequadamente executando um único programa de teste no terminal: `suplane | suxwigb &` que deve ter como resultado a figura 1.1:

Figura 1.1 – Dado sísmico sintético.



1.4 Noções Básicas

1.4.1 Mudando Diretórios

Para verificar em qual diretório você está trabalhando: Digitar **pwd**;
 Para listar os arquivos e subrotinas presentes neste diretório: Digitar **ls**;
 Para entrar em um subdiretório(ex.:Documentos): Digitar **cd Documentos**;
 Para voar para o diretório anterior: Digitar **cd ..**;
 Para não ir a lugar nenhum: Digitar **cd .**;
 Essa sequencia de comandos básicos é demonstrada na Figura1.2:

Figura 1.2 – Comandos básicos no terminal.

```

eliane@eliane-PC:~/Documentos/dados$ pwd
/home/eliane/Documentos/dados
eliane@eliane-PC:~/Documentos/dados$ ls
addnoise.sh      cmphornshale2.su      iva.sh      sort2cmp.sh
cmpdomma2.su    cmphornshale3.su    panel.80    tmp6
cmpdomma_cte_mute.su cmphornshale4.su    par.1      vpick.txt
cmpdomma.su     cmphornshale.su     par.cmp
cmphornshale2ms_cte cmptsvankin_cte_mute.su par.uni.1
cmphornshale2ms.su dados JC.docx        picks.80
eliane@eliane-PC:~/Documentos/dados$ cd ..
eliane@eliane-PC:~/Documentos$ cd .
eliane@eliane-PC:~/Documentos$ █

```

1.4.2 tipos de arquivos

- .sh script shell;
- .scr script shell que envia um script.sh shell;
- .su dado sísmico binário;
- .dat dado binário;
- .eps arquivo de imagem formatado como Encapsulated Postscript (EPS);
- .txt arquivo de dado ASCII.

O arquivo sísmico SU baseia-se, mas não é idêntico, ao formato SEG-Y (*definido pela Sociedade de Geofísicos de Exploração SEG*) que se tornou o formato padrão da indústria. Os arquivos .sh, .crs, .txt podem ser impressos diretamente na tela pelo comando *cat*, entre outros.

1.4.3 Permissões rwxrwxrwx

Todos os arquivos em um sistema Unix estão associados a direitos de permissão que são: **ler(r)**, **escrever(w)** e **executar(x)**. Para verificar as Permissões de um arquivo, digitar no terminal **ls -lF**. As permissões podem ser mudadas através do comando **chmod** (*mudar o modo de permissão do arquivo*) e para tornar o arquivo executável, digitar no terminal: **chmod +x nome do arquivo**. Por exemplo:

```
chmod +x semblance.sh
```

1.4.4 Estruturando o Script

Para começar a processar dados utilizando scripts, é fundamental ter conhecimentos de alguns comandos básicos Unix que serão apresentados a seguir:

1. Invocando a Shell: `#!/bin/sh` deve ser a primeira linha de qualquer script.
2. Comentário : Tudo escrito após `#` não será visto pelo shell. É utilizado para instruir o usuário sobre o dado S script.
3. Pipe: `|` tem a função de conectar uma função à outra simultaneamente, um exemplo é a figura 1.1 que foi gerada a partir de dois comandos simultâneos: *suplane* `|` *suxwigb*.

4. redirecionamento: pegar um dado de entrada e direcionar em qual programa ele deve ser carregado através dos símbolos <, >. Por exemplo:

suwind < seismic.su

Para entender a combinação dos comandos segue o exemplo:

suwind < seismic.su > seismic2.su

b < a > c

O arquivo *a* é direcionado como entrada no programa *b*, o produto de saída de *a* é gravado em um novo arquivo em *c*.

5. Definindo variáveis: Para definir uma variável no script, deve-se utilizar o símbolo =.

Após ter definido o valor da variável no início do script, é prático utilizar o \$ na frente do nome da variável para não ser necessário definir um valor novamente. Por exemplo: Offset=2000, nas operações seguintes só preciso utilizar \$Offset

6. Marca de continuação \: Para organizar um comando no script coloca-se \ que não permite inserir nenhum caracter no lado direito e indica que o comando continuará na linha seguinte. Por exemplo:

suximage <shot.su perc=95 \
title= "Imageamento "

7. Inserindo Número

Inteiro: Expressões de inteiros podem ser inseridas no script utilizando aspas simples. Por exemplo:

var='expr var1 * var2'

Em torno do = não há espaço, espaços são aceitáveis somente dentro das aspas.

Decimal: É possível inserir numeros decimais no script utilizando o calculador Unix *bc*. Por exemplo:

src='bc -l << -END (*src é a variável*)
\$i * 0.05 (*computando o valor da variável*)
END'

8. Operação de Depuração: Após inicializar o shell, o primeiro comando do script deve ser *set -x* que imprime na tela os comandos do script.
9. Opção *case*: Trata-se de uma correspondência de padrão, em que cada padrão tem uma variável correspondente de entrada que está atrelada a uma lista de

comandos que serão executados. Ou seja, os comandos que serão executados dependem da variável de entrada. Por exemplo:

```
case [var] in
[padrão1]) [lista1];;
[padrão2]) [lista2];;
... ;;
esac
```

10. Loops:

for [var] Para a variável x
do [list] Executar a lista
done. Feito.

do-while:

```
while [condition] Enquanto a condição x permanece
do [list] Execute a lista
done. Feito.
```

if-blocks: if [condition] Se aplicar a condição

```
then [list1] Então executar a lista1
else [list2] Se não, executar a lista2
fi. Fim.
```

11. Finalizar o script: Após escrever todos os comandos, deve-se digitar *exit* para finalizar o Shell. Comandos após o *exit* não serão considerados. A Figura 1.3 é um exemplo de script Shell.

Figura 1.3 – Exemplo Script Shell.

```

1 #! /bin/sh
2 # Arquivo: myplot.sh
3 #Plotar teste "case".
4 ##set -x
5 # Definir variável
6 signaltonoise=10
7 # Criar dado sísmico.
8 # 32 traços com sinais de três refletores.
9 suplane | suaddnoise sn=$signaltonoise > myplot.su
10 # Pegar arquivo myplot.su para usar o programa de imagem selecionado.
11 # Ou fazer arquivo postscript.
12 case $1 in
13 wiggle)
14 suxwigg < myplot.su title="Wiggle plot"
15 ;;
16 image)
17 suximage < myplot.su title="Bitmap plot"
18 ;;
19 pswiggle)
20 supswigg < myplot.su > myplot1.eps title="Postscript Wiggle"
21 echo " "
22 echo " Arquivo wiggle myplot1.eps criado."
23 echo " "
24 ;;
25
26 psimage)
27 supsimage < myplot.su > myplot2.eps title="Postscript Bitmap"|
28 echo " "
29 echo " Arquivo Bitmap myplot2.eps criado."
30 echo " "
31 ;;
32 *)
33
34 echo " "
35 echo " Use: myplot.sh [wiggle, image, pswiggle, psimage]"
36 echo " "
37 ;;
38 esac

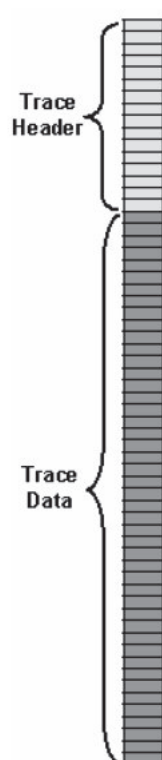
```

2 VIZUALIZANDO OS DADOS

2.1 Headers

ter uma visão geral do dado que se está trabalhando, deve-se acessar o *Trace headers* que é a forma que o SU armazena as informações dos traços sísmicos, para um melhor entendimento segue a Figura 2.1 :

Figura 2.1 – Headers.



Fonte: Autor.

Ou seja, trata-se de um *cabeçalho* (chamado de *key no su*) presente em cada traço sísmico. Dessa forma, Para obter as informações gravadas no do dado sísmico, deve-se digitar no terminal:

surange<dado.su

Utilizando um *dado.su* qualquer , a Figura 2.2 mostra as informações fornecidas pelo programa *surange*:

Em que cada *Key* me dá as informações mostradas na Tabela 2.1

2.2 Programa *suxwigb*

Após baixar um *dado* do site <http://www.cwp.mines.edu/>, por exemplo, utiliza-se o programa *suxwigb* para visualiza-lo indicando o valor da opção *perc* que significa

Figura 2.2 – Informações do dado.

```

eliane@eliane-PC:~/Documentos/dados$ surange<cmphornshale2ms.su
81 traces:
tracl  1 81 (1 - 81)
tracr  1 81 (1 - 81)
fldr   1 81 (1 - 81)
tracf  1 81 (1 - 81)
trid   1
offset 0 4000 (0 - 4000)
sx     -2000 0 (0 - -2000)
ex     0 2000 (0 - 2000)
ns     700
dt     2000
dl     0.002000

Shot coordinate limits:
North(0,0) South(0,0) East(0,0) West(-2000,0)

Receiver coordinate limits:
North(0,0) South(0,0) East(2000,0) West(0,0)

```

Fonte: Autor.

Tabela 2.1 – Informações do Headers.

Key	Definição
dt	Intervalo de amostragem em microsegundos.
ns	Número de amostras nesse traço.
nrt	Numero de traços.
offset	Offset.
tracf	Número de traço dentro do registro de campo(Gather).
tracl	Número da sequencia de traços dentro da linha.
tracr	Número da sequênci de traços dentro do conjunto de dados inteiro.
delrt	Tempo de atraso de gravação em milissegundos.

“Percentual para determinar clip ”.

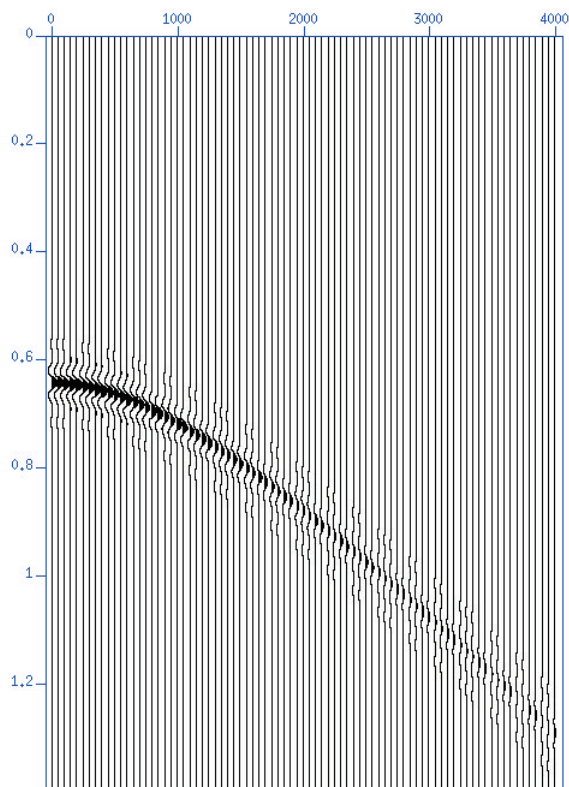
$$suxwign < dado.su perc=95$$

2.3 Famílias de Tiro

É importante ter a visualização do dado extraindo as Famílias de Tiro, como é feito no script da Figura 2.4.

Digitando no terminal: **showshot.sh 4 45** diz para o computador rodar o script da Figura *showshot.sh* para ler o arquivo *seis4.su* e extrair o tiro 45 e criar o arquivo *shot445.eps* que é o arquivo *.eps* de saída do script, definido pelo número número do modelo 4 e do tiro 45, como mostrado na Figura2.5.

Figura 2.3 – Vizualização de dado através do programa *suxwigb*.



2.4 Janelando o Dado

Quando tenho um dado em mãos, posso criar n novos dados a partir do original utilizando o programa ***suwind*** que janelo o dado a partir da opção de Key escolhida, como por exemplo, ao janelar o dado *hornshale.su* utilizando a key *TracI*, mostrado na Figura2.6:

```
suwind < hornshale.su key=tracI min=60 max=60 > hornshaletr60.su
```

Pode-se ir além, janelando o dado criado utilizando a Key *tmin* e *tmax*, ou seja, cria-se um arquivo correspondente a um intervalo de tempo de um único traço. Utilizando como exemplo os tempos 1 e 1.08 de mínimo e máximo, respectivamente, tem-se como resultado o que é mostrado na Figura2.7 :

Figura 2.4 – Script Família de Tiro.

```

1 #! /bin/sh
2 #showshot.sh: Mostra uma janela de registro do arquivo seis#.su, onde # repres
3 #outputs= Imagem wiggle da família de tiro.(arquivo .eps)
4 set -x
5
6 #uma janela de registro do arquivo para um arquivo temporario
7 suwind< seis$1.su key=fldr min=$2 max=$2 > temp$1$2.su
8
9 #fazer o plot wiggle
10 suxwigg < temp$1$2.su title="SP # $2 [$1]" key=offset \
11     label1="Time (s)" label2="Offset (m)" \
12     x2beg=-1500 x2end=1500 perc=99 &
13
14 #criar imagem .eps da familia de tiro
15 supswigg < temp$1$2.su title="SP # $2 [$1]" key=offset \
16     label1="Time (s)" label2="Offset (m)" \
17     x2beg=-1500 x2end=1500 perc=99 > shot$1$2.eps &
18
19 #remove arquivos temporarios
20 rm -f temp$1$2.su
21
22 exit

```

Figura 2.5 – Arquivo de saída .eps

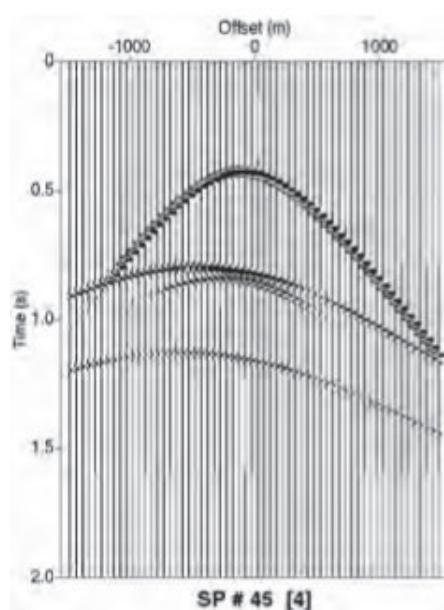


Figura 2.6 – Lado esquerdo: Dado Original Hornshale. Lado direito: Dado com único traço 60 gerado a partir do programa suwind.

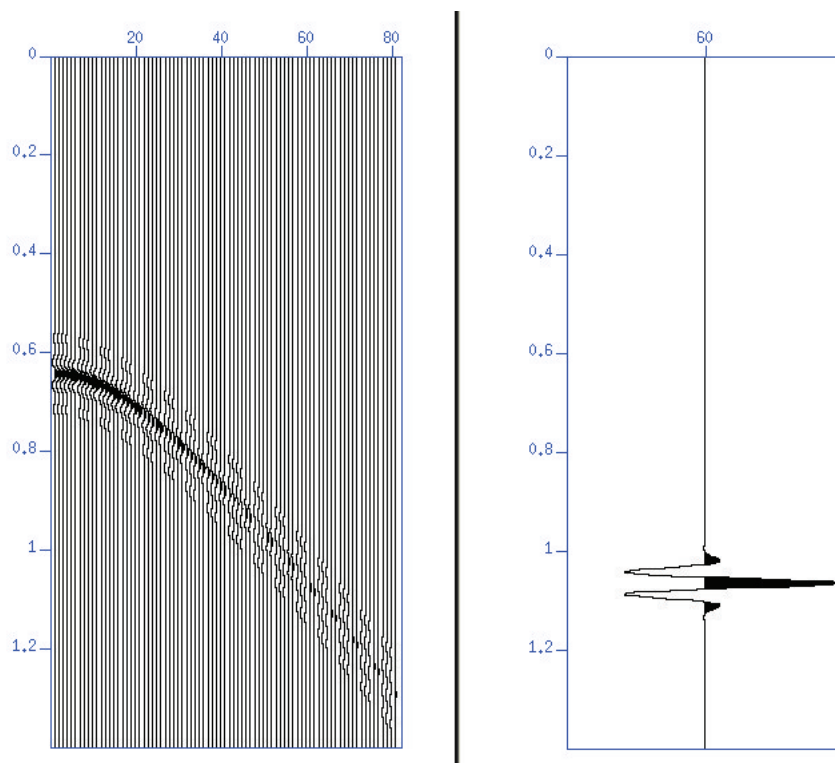
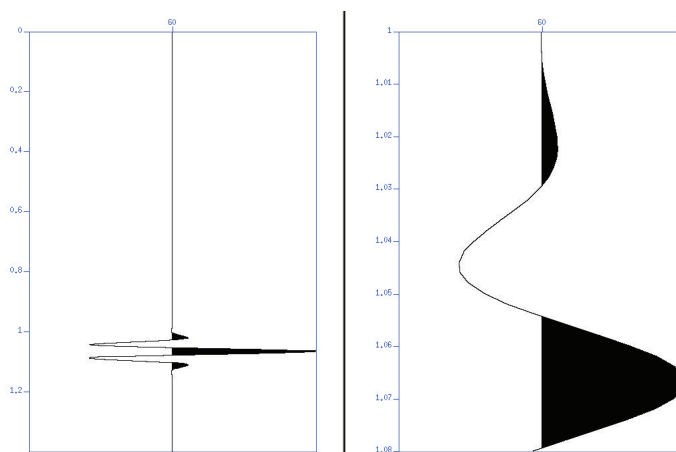


Figura 2.7 – Lado esquerdo: Dado de um único traço. Lado direito: Dado com intervalo de t_{min} e t_{max} a partir do traço 60.

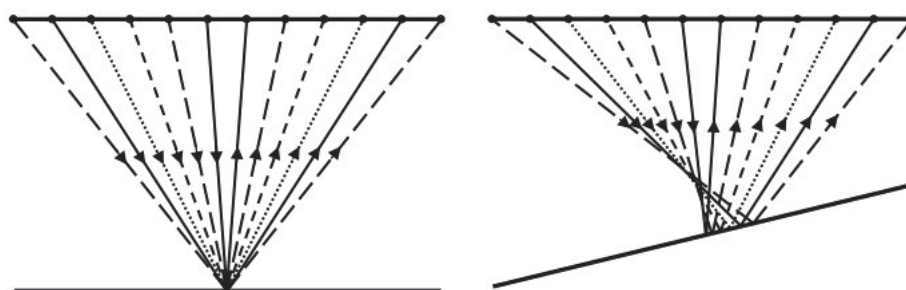


3 FAMÍLIAS CMP

3.1 CDP/CMP

Trata-se de reorganizar os dados que estão em Famílias de Tiro e passar para Famílias de Ponto Médio Comum (CMP). Porém, o pacote SU utiliza a chave *CDP* que corresponde à Famílias de Profundida Comum, que vai ser igual à CMP para refletores sem ângulos de mergulho. Dessa forma, o termo *CDP* será utilizado a partir de agora. A Figura 3.1 demonstra a situação.

Figura 3.1 – Esquerda: CDP e CMP são iguais pois o refletor é plano. Direita: CDP e CMP são diferentes devido o mergulho do refletor.



3.2 Organizando em Famílias CDP

Inicialmente, é necessário criar uma chave *CDP* através do programa **suchw** definindo valores para a equação:

$$\text{Key1} = (a + b \cdot \text{Key2} + c \cdot \text{Key3}) / d$$

Em que $\text{Key1} = \text{CDP}$, $\text{Key2} = gx$ e $\text{Key3} = sx$. Os escalares a , b , c , d devem ser determinados pela geometria de aquisição do dado. Também é utilizado o programa **susort** para organizar os traços a partir da Chave primária (*CDP*) e secundária (*Offset*). Segue o Script para organizar em famílias CDP na Figura 3.2.

Figura 3.2 – Script para organizar em família CDP. Em que: *gx* é a posição do geofone. *sx* é a posição da fonte. *a* é o valor do maior offset positivo (*no exemplo é 2000*) mais 50. *d* é utilizado para normalizar os valores escolhidos no numerador.

```
1 #! /bin/sh
2 # sort2cmp.sh
3
4 # calculando o CMP no header
5 suchw < cmphornshale2ms.su key1=cdp key2=gx key3=sx \
6     a=2050 b=1 c=1 d=50 > temp.su
7
8
9
10 # Organizando o dado em Famílias de CMP.
11 #     file      1  2
12 susort < temp.su > cmphornshale.su cdp offset
13
14 rm temp.su|
15
16 # Finalizando shell
17 exit 0
18
```

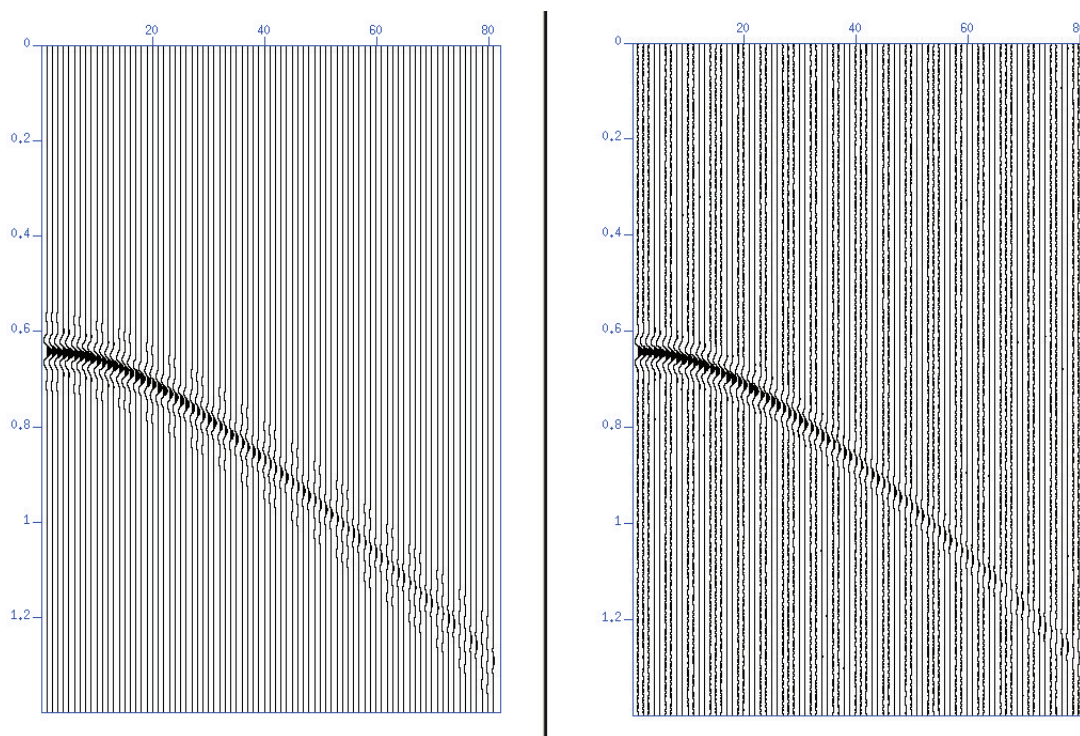
4 SUGAIN

Com o dado sintético em mãos e organizado em famílias CDP, é importante adicionar ruído para retratar a condição em subsuperfície mais próxima da realidade, o que gera uma melhor análise de velocidade por *semblance*. O pacote SU possui o programa *addnoise* que adiciona ruído aos traços através do parâmetro *sn*, que significa a razão *Sinal/Ruído*. Dessa forma, *sn* é uma variável no script que foi definida como 25 no exemplo da Figura 4.1 :

Figura 4.1 – Script para adicionar Ruído. Em que: *noise=gauss* é a forma de distribuição do ruído.

```
1 #! /bin/sh
2 #adicionar ruído
3
4 #dado de entrada
5 indata=cmphornshale.su
6 sn=25
7 noise=gauss
8 seed=from_clock
9
10 suaddnoise< $indata sn=$sn noise=$noise seed=$seed > cmphornshale_noise.su
11
12 #finalizando shell
13 exit|
```

Figura 4.2 – Esquerda: Dado Original. Direita: Dado gerado pelo programa suaddnoise com a adição de ruído igual a $sn=25$.



5 ANÁLISE DE VELOCIDADE POR SEMBLANCE

A análise de velocidade ocorre em uma tela bidimensional para valores ideais do tempo de trânsito bidirecional vertical e velocidade de empilhamento. O pacote SU fornece o programa *suvelan* que calcula a velocidade de empilhamento por semblance para família CDP, por isso a necessidade de o dado estar inicialmente organizado em CDP.

5.1 Script IVA

O script utilizado na Análise de velocidade é Interativo, ou seja, o programa facilita a escolha do par (tempo, velocidade) para empilhar o dado através do *picking*, gerando a imagem do CDP corrigido e perguntando se o usuário está satisfeito ou não com a escolha. Dessa forma, para um melhor entendimento do processo, o script *iva.sh* vai ser apresentado em diferentes figuras neste manual.

Figura 5.1 – scrip da análise de velocidade Interativa

```

1 #! /bin/sh
2 # File: iva.sh
3 #      Run script iva.scr to start this script
4
5 # Set messages on
6 ##set -x
7
8 #=====
9 # USER AREA -- SUPPLY VALUES|
10 #-----
11 # CMP usada para a análise
12
13 cmp1=41
14
15 numCMPs=1
16
17 #-----
18 # File names
19
20 indata=hornshale_noise5_offset1.su # dado de entrada em formato su
21 outpicks=vpick.txt # arquivo ASCII
22
23 #-----
24 # opções de exibição
25
26 myperc=98 # valor da perc para plotar
27 plotype=0 # 0 = plotar wiggle, 1 = plotar imagem
28
29 #-----
30 # Variáveis de Processamento
31
32 # Variáveis do Semblance
33 nvs=100 # Numero de velocidades
34 dvs=25 # Intervalo de Velocidades
35 fvs=1200 # primeira velocidade

```

```

38 # CVS variables
39 fc=1200 # primeira velocidade CVS
40 lc=3900 # ultima velocidade CVS
41 nc=10   # numero de velocidades CVS
42 XX=11   # numero ODD de CMPs para empilhar no CVS
43
44 #=====
45
46 # como o semblance é calculado (VELAN)
47
48 # ultima Vel = fvs + (( nvs-1 ) * dvs ) = lvs
49 #     5000 = 500 + (( 99-1 ) * 45 )
50 #     3900 = 1200 + (( 100-1 ) * 27 )
51
52 # Compute last semblance (velan) velocity
53 lvs=`bc -l << -END
54 $fvs + (( $nvs - 1 ) * $dvs )
55 END`
56
57 #-----
58
59 # como as velocidades CVS são calculadas
60
61 # dc = incremento velocidade CVS
62 # dc = ( ultima vel CVS - primeira vel CVS ) / ( # CVS - 1 )
63 # m = espaçamento do plot do traço CVS (m = d2, unidade vel )
64 # m = ( ultima vel CVS - primeira vel CVS ) / ( ( # CVS - 1 ) * XX )
65
66 # j=1
67 # while [ j le nc ]
68 # do
69 #   vel = fc + { [( lc - fc ) / ( nc-1 )] * ( j-1 ) }
70 #   j = j + 1
71 # done
72 # EXEMPLO:
73 #   vel = 1200 + ( (( 3900 - 1200 ) / ( 10-1 )) * ( 1-1 ) )
74 #   vel = 1200 + ( (( 3900 - 1200 ) / ( 10-1 )) * ( 2-1 ) )

```

```

82 # descrição de arquivos
83
84 # tmp0 = arquivo binario temp para input CVS gathers
85 # tmp1 = arquivo binario temp para traços CVS de saída
86 # tmp2 = ASCII arquivo temporário para picks
87 # tmp3 = arquivo binario temporario para traços empilhados
88 # tmp4 = ASCII arquivo temporario para "wc" resultado (velan)
89 # tmp5 = ASCII arquivo temporario para de capagem do nome do arquivo do tmp4 (velan)
90 # tmp6 = ASCII Arquivo temporário para evitar a exibição de tela de "zap"
91 # tmp7 = ASCII arquivo temporario para picks
92 # tmp8 = Arquivo temporário binário para a seção NMO (achatada)
93 # panel.$picknow = picks da Atual CMP organizadas como "t1 v1"
94 # picks.$picknow = picks da Atual CMP organizadas como "t1 v1"
95 #                                     "t2 v2"
96 #                                     etc.
97 # par.# (# É um número de índice seqüencial; 1, 2, etc.)
98 #     = CMP Atual escolhido como
99 #     "tnmo=t1,t2,t3,...
100 #     "vnmo=v1,v2,v3,...
101 # par.uni.# (# É um número de índice seqüencial; 1, 2, etc.)
102 #     = CMP Atual escolhido como
103 #     "xin=t1,t2,t3,...
104 #     "yin=v1,v2,v3,...
105 #     Para entrada para xgraph para exibir perfil de velocidade
106 # par.cmp = Arquivo de número CMP e número de índice seqüencial;
107 #           por exemplo: "40 1"
108 #           "60 2"
109 #           etc.
110 # par.0 = arquivo "par.cmp" re-organizado como
111 #         "cdp=#,#,#,etc." NOTE: # nesta linha é feito o pick da CMP
112 #         "#=1,2,3,etc."   NOTE: # nesta linha"#
113 # saída do pick = concatenização do par.0 e todos arquivos par.# .
114
115 #=====

```

```

---
117 echo " "
118 echo " *** Análise de Velocidade Interativa ***"
119 echo " "
120
121 #-----
122 # Remove arquivos velhos. abre novos arquivos
123 rm -f panel.* picks.* par.* tmp*
124
125 > $outpicks # escreve os picks finais no arquivo vazio
126 > par.cmp # Write empty file for recording CMP values
127
128 #-----
129 # pega ns, dt, primeiro tempo do arquivo sísmico
130 nt=`sugethw ns < $indata | sed 1q | sed 's/.*ns=/'`
131 dt=`sugethw dt < $indata | sed 1q | sed 's/.*dt=/'`
132 ft=`sugethw delrt < $indata | sed 1q | sed 's/.*delrt=/'`
133
134 # Converte o valor dt do header em microssegundos
135 # para segundos para o plot do perfil de velocidade
136 dt=`bc -l << -END
137 scale=6
138 $dt / 1000000
139 END`
140
141 # se "delrt", use isto; se não, use zero
142 if [ $ft -ne 0 ] ; then
143 tstart=`bc -l << -END
144 scale=6
145 $ft / 1000
146 END`
147 else
148 tstart=0.0
149 fi
150

```

```

153 # initialize "repick" -- para plotar os picks anteriores
154 repick=1 # 1=verdadeiro, 0=falso
155
156 #-----
157 # iniciando loop IVA
158 #-----
159
160 i=1
161 while [ $i -le $numCMPs ]
162 do
163
164 # set variable $picknow to current CMP
165 eval picknow=\$cmp$i
166
167 if [ $repick -eq 1 ] ; then
168     echo " "
169     echo "Preparing CMP $i of $numCMPs for Picking "
170     echo "Location is CMP $picknow "
171 fi
172
173 #-----
174 # Plot CMP (direita)
175 #-----
176
177 suwind < $indata \
178     key=cdp min=$picknow max=$picknow > panel.$picknow
179
180
181 if [ $repick -eq 1 ] ; then
182     if [ $plottype -eq 0 ] ; then
183         suwigb < panel.$picknow xbox=634 ybox=10 wbox=300 hbox=450 \
184             title="CMP gather $picknow" \
185             label1=" Time (s)" label2="Offset (m)" key=offset \
186             perc=$myperc verbose=0 &
187     else
188         suximage < panel.$picknow xbox=634 ybox=10 wbox=300 hbox=450 \
189             title="CMP gather $picknow" \

```

```

174 # Plot CMP (direita)
175 #-----
176
177 suwind < $indata \
178     key=cdp min=$picknow max=$picknow > panel.$picknow
179
180
181 if [ $repick -eq 1 ] ; then
182     if [ $plotype -eq 0 ] ; then
183         suwigb < panel.$picknow xbox=634 ybox=10 wbox=300 hbox=450 \
184             title="CMP gather $picknow" \
185             label1=" Time (s)" label2="Offset (m)" key=offset \
186             perc=$myperc verbose=0 &
187     else
188         suximage < panel.$picknow xbox=634 ybox=10 wbox=300 hbox=450 \
189             title="CMP gather $picknow" \
190             label1=" Time (s)" \
191             perc=$myperc verbose=0 &
192     fi
193 else
194     if [ $plotype -eq 0 ] ; then
195         suwigb < panel.$picknow xbox=946 ybox=10 wbox=300 hbox=450 \
196             title="CMP gather $picknow" \
197             label1=" Time (s)" label2="Offset (m)" key=offset \
198             perc=$myperc verbose=0 &
199     else
200         suximage < panel.$picknow xbox=946 ybox=10 wbox=300 hbox=450 \
201             title="CMP gather $picknow" \
202             label1=" Time (s)" \
203             perc=$myperc verbose=0 &
204     fi
205 fi
206

```

```

207 #-----
208 # Pilhas de Velocidade Constante (CVS) (meio-esquerda)
209 # Faça CVS plot para o primeiro esforço de picareta.
210 # Se re-picking t-v valores, não faça essa plotagem.
211 #-----
212
213 # repick: 1=false, 0=true
214 if [ $repick -eq 1 ] ; then
215
216 # number of CMPs - 1; for windowing
217   X=`expr $XX - 1`
218
219 # Window CMPs around central CMP (+/- X/2). Write to tmp0
220   k1=`expr $picknow - $X / 2` # Window from CMP to CMP - X/2
221   k2=`expr $picknow + $X / 2` # Window from CMP to CMP + X/2
222   suwind < $indata key=cdp min=$k1 max=$k2 > tmp0
223
224 # calcula o incremento das velocidades CVS
225 # dc = ( last CVS vel - first CVS vel ) / ( # CVS - 1 )
226   dc=`bc -l << -END
227     ( $lc - $fc ) / ( $nc - 1 )
228   END`
229
230 # Calcular o espaçamento de rastreamento para o gráfico CVS (m = d2, vel units)
231 # m = ( last CVS vel - first CVS vel ) / ( ( # CVS - 1 ) * XX )
232   m=`bc -l << -END
233     ( $lc - $fc ) / ( ( $nc - 1 ) * $XX )
234   END`
235
236 #loop das velocidades CVS
237   j=1
238   while [ $j -le $nc ]
239   do
240
241     vel=`bc -l << -END
242       $fc + $dc * ( $j - 1 )
243     END`
244

```