



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

RAPHAEL DI CARLO SILVA DOS SANTOS

**SEPARAÇÃO E REGULARIZAÇÃO DE DADOS SÍSMICOS DE ONDAS P-P
E P-S UTILIZANDO O MÉTODO DE EMPILHAMENTO DA SUPERFÍCIE DE
REFLEXÃO COMUM PARA OFFSET FINITO**

(RELATÓRIO DE QUALIFICAÇÃO DE TESE DE DOUTORADO)

Belém - 2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

RAPHAEL DI CARLO SILVA DOS SANTOS

**SEPARAÇÃO E REGULARIZAÇÃO DE DADOS SÍSMICOS DE ONDAS P-
P E P-S UTILIZANDO O MÉTODO DE EMPILHAMENTO DA SUPERFÍCIE
DE REFLEXÃO COMUM PARA OFFSET FINITO**

(RELATÓRIO DE QUALIFICAÇÃO DE TESE DE DOUTORADO)

Relatório apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica da Universidade Federal do Pará (UFPA) em cumprimento às exigências para a obtenção do grau de doutor em geofísica.

Área de concentração: Métodos Sísmicos

Orientador: Prof. Dr. João Carlos Ribeiro Cruz

Belém - 2016

RAPHAEL DI CARLO SILVA DOS SANTOS

SEPARAÇÃO E REGULARIZAÇÃO DE DADOS SÍSMICOS DE ONDAS P-P E P-S UTILIZANDO O MÉTODO DE EMPILHAMENTO DA SUPERFÍCIE DE REFLEXÃO COMUM PARA OFFSET FINITO

(RELATÓRIO DE QUALIFICAÇÃO DE TESE DE DOUTORADO)

Relatório apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica da Universidade Federal do Pará (UFPA) em cumprimento às exigências para a obtenção do grau de doutor em geofísica.

Data de aprovação:
Banca examinadora

Prof.Dr. João Carlos Ribeiro Cruz - Orientador
Universidade Federal do Pará

Dr. Paulo Eduardo Miranda Cunha - Membro
Petróleo Brasileiro S.A.

Prof. Dr. German Garabito Callapino - Membro
Universidade Federal do Rio Grande do Norte

Prof. Dr. Pedro Andrés Chira Oliva - Membro
Universidade Federal do Pará

Prof. Dr. Manuel de Jesus dos Santos Costa - Membro
Universidade Federal do Pará

RESUMO

Para gerar uma imagem da subsuperfície que ilumine bem as estruturas geológicas e forneça parâmetros físicos do comportamento do reservatório é necessário que os dados sísmicos sejam o mais regulares possíveis e que contenham informações de ondas cisalhantes. A interpolação propicia uma ferramenta eficaz para superar o problema da irregularidade dos dados, da mesma forma que o uso de métodos de separação distinguem ondas compressionais e cisalhantes em uma mesma seção. Neste trabalho apresentamos os fundamentos teóricos que dão base à uma nova estratégia de separação e interpolação de traços sísmicos de ondas P-P e P-S. A estratégia de separação de ondas P-P e P-S leva em consideração dois métodos: um utilizando o ajuste de tempo de trânsito e empilhamento CRS de tal forma que os parâmetros CRS possam ser estimados pelo algoritmo de otimização global *Very Fast Simulated Annealing*; e outro utilizando transformada τ - p dos traços junto com parâmetros petrofísicos *a priori* dos refletores. Logo que as reflexões sejam separadas utilizamos o método de interpolação orientado ao operador CRS que leva em consideração somente o ajuste do operador CRS nos traços vizinhos ao traço a ser interpolado.

Palavras-chave: Interpolação, empilhamento CRS, τ - p , operador CRS, ondas P-P, ondas P-S, *Very Fast Simulated Annealing*.

ABSTRACT

In order to generate an image of the subsurface which illuminates the geological structures and provides physical parameters of the reservoir behavior, it is necessary that the seismic data be as regular as possible and contain information of shear waves. The interpolation provides an effective tool to overcome the problem of irregularities in the traces offsets, in the same way that the creation of separation methods distinguish compressional and shear waves in the same section. We present the theoretical foundations that underlie a new strategy of interpolation of seismic traces and separation of P-P and P-S waves. The separation strategy of P-P and P-S waves takes into account two methods :one using the traveltime fitting and CRS stack such that CRS parameters can be estimated by the global optimization algorithm Very Fast Simulated Annealing ; and another using the $\tau - p$ domain and petrophysical parameters a priori of the reflectors. As soon as the reflections are separated we use the CRS interpolation operator-oriented method that takes into account only the fitting of the CRS operator of the neighbors traces to the trace to be interpolated.

Keywords: Interpolation, CRS stacking, τ - p , CRS operator, P-P waves, P-S waves, Very Fast Simulated Annealing.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
2	MÉTODO SÍSMICO	4
2.1	AQUISIÇÃO SÍSMICA	4
2.2	PROCESSAMENTO SÍSMICO	10
2.2.1	O Traço Sísmico	10
2.2.2	Etapas do Processamento	11
2	EMPILHAMENTO CRS (COMMON REFLECTION SURFACE)	16
2.1	EMPILHAMENTO CRS PARA O CASO ZERO OFFSET	17
2.2	EMPILHAMENTO CRS PARA O CASO OFFSET FINITO	19
2.2.1	Caso Tiro Comum	21
2.2.2	Caso Ponto Médio Comum	21
2.2.3	Caso Offset Comum	23
3	ESTIMATIVA DOS PARÂMETROS CRS PARA OFFSET FINITO ATRAVÉS DO <i>VERY FAST SIMULATED ANNEALING</i>	25
3.1	ESTIMATIVA DOS PARÂMETROS CRS PARA TIRO COMUM	28
4	SEPARAÇÃO DE ONDAS P E S	31
4.1	MÉTODO UTILIZANDO OPERADOR CRS	31
4.2	MÉTODO UTILIZANDO A TRANSFORMADA τ - p	35
5	REGULARIZAÇÃO DE DADOS SÍSMICOS	43
6	PERSPECTIVAS	52
7	REFERÊNCIAS	54

1 INTRODUÇÃO

O imageamento da subsuperfície e do arcabouço estrutural de bacias sedimentares é de extrema importância para o mapeamento de feições propícias para o acúmulo de hidrocarbonetos. Dentre os métodos geofísicos, a sísmica é o método mais completo para a caracterização de trapas de petróleo. Através da sísmica é possível imagear a subsuperfície e assim ter como produto uma imagem estrutural (seção sísmica) da zona de interesse, mapeando o arcabouço estratigráfico e abstraindo parâmetros que venham a caracterizar estruturas dominantes sem que haja algum tipo de estudo direto da subsuperfície.

Para a criação de uma seção sísmica que caracterize as estruturas do alvo exploratório um processamento eficaz deve ser realizado nos dados. Nas subseqüentes etapas que compõem o processamento sísmico, um empilhamento dos dados que gera uma imagem com alta qualidade serve como uma boa entrada para o processo de migração. Por conseguinte, a imagem final de uma seção sísmica sempre requer a criação de métodos otimizados para promoverem uma interpretação estrutural mais adequada à complexidade do alvo exploratório. Sendo assim, vários algoritmos de empilhamento têm sido otimizados para o contínuo melhoramento da razão sinal-ruído nos dados, dentre os quais destacamos dois grupos: os que necessitam de um macro-modelo de velocidade a priori e os que não necessitam desse macro-modelo.

No grupo que necessita de um macro-modelo de velocidade a priori destacamos o método de empilhamento baseado na correção Normal Moveout/Dip Moveout (NMO/DMO) (HUBRAL, KREY;1980) que utilizando uma análise de velocidade interativa estima-se qual curva de tempo de trânsito ajusta os dados através da maximização de uma medida de coerência. Já no grupo que não necessita de um modelo de velocidade destacam-se o método Polystack (de BAZELAIRE, 1988; THORE et al., 1994), o Multifoco (GELCHINSKY et al., 1997; BERKOVITCH et al.,1998) e a Superfície de Reflexão Comum (Common Reflection Surface – CRS) (ZHANG et al., 2001; JÄGER et al., 2001). O método CRS trabalha com uma superfície de tempos de trânsito que ajusta os dados através de uma medida de máxima coerência (e.g. Semblance, NEIDELL & TANNER, 1971), essa superfície ajusta os dados através da estimativa de vários parâmetros que dependem da configuração de aquisição, por exemplo o tempo de trânsito CRS necessitada de cinco parâmetros para ser estimado em

offset comum e três parâmetros para ser estimado em zero offset (GARABITO et al., 2011).

Além de um processamento eficaz dos dados, os métodos sísmicos necessitam de uma logística dispendiosa e a aquisição pode demandar problemas de caráter operacional, seja no mau funcionamento dos receptores ou na impossibilidade de adquirir dados em uma coordenada devido a problemas ambientais. Para contornar este problema, vários métodos de regularização de dados sísmicos foram criados para fornecer informação onde não foi possível adquiri-la. Alguns autores utilizam a equação da onda para interpolação de traços, como Ronen (1987), que interpola dados 2D através do empilhamento CMP e Jäger et al. (2002) que aplica a equação da onda em dados migrados através da migração Kirchhoff. Outros autores aplicam a interpolação em vários domínios fora do convencional tempo-espço: Gülünay (2003), regulariza traços através de um operador no domínio F-K; ; Naghizadeh e Sachi (2009,) utilizam filtros de predição no domínio F-X; Yu et al. (2007), regulariza traços através de uma filtragem dealiasing no domínio Radon; e Wang et al. (2010) interpola traços através do algoritmo de inversão do gradiente conjugado. Outros autores como Hoecht et al. (2009) utiliza interpolação de traços sísmicos de onda P através da expressão do tempo de trânsito CRS utilizando uma técnica denominada “orientada ao alvo” e Trad (2009) trabalha em mais dimensões aplicando interpolação em dados 5D.

Acompanhando ainda a evolução dos métodos sísmicos ao longo de um século de exploração, muitas aquisições utilizam receptores que além de receberem informação de ondas P, também recebem informações de ondas S. A aquisição de ondas S na indústria é importante devido à capacidade de proverem parâmetros petrofísicos diretos sobre o reservatório como impedância compressional, impedância cisalhante, densidade das rochas, comportamento compressional da porosidade e saturação de CO₂, além de também ajudar na modelagem de reservatório e no imageamento de camadas basálticas (e.g. MAHMOUDIAN & MARGAVE, 2007; OHJA & SAIN, 2007, HANSEN et al., 2003; IVANOVA et al., 2013). Para utilizar a informação das ondas S deve-se primeiro filtrá-las uma vez que elas estão misturadas com as informações de ondas P na mesma seção. Muitos métodos têm sido publicados que fornecem filtros de separação de ondas P e S como o Wang e Singh (2003) que desenvolveram um método de filtragem no domínio τ -p, Donati (1996) que utiliza o algoritmo slant stack e um filtro no domínio f-k para realizar a separação, Liu et al. (2012) que utiliza um filtro baseado na diferença

de polarização entre as ondas compressionais e cisalhantes através da transformada τ - p e de filtragem passa-banda nos dados brutos e Bergler (2002) que também utiliza a informação da diferença da polarização entre as ondas em seções de componente vertical e horizontal.

Neste trabalho propomos uma estratégia para a separação e regularização de dados sísmicos de ondas P-P e P-S utilizando dois métodos de separação: (a) o primeiro método de separação utiliza a inversão dos parâmetros da Superfície de Reflexão Comum para Offset Finito (Finite Offset Common Reflection Surface - FO-CRS) através do algoritmo de busca global Very Fast Simulated Annealing (SEN & STOFFA, 2013). Ao estimarmos os parâmetros do tempo de trânsito do FO-CRS, utilizaremos como entrada no método desenvolvido por Bergler (op.cit.) e separaremos as reflexões referentes a ondas P-P e P-S. (b) O segundo método de separação, desenvolvido por Wang e Singh (2003), utiliza a transformada τ - p dos dados sísmicos no domínio do tempo-espço e expressões analíticas fechadas para estimar a amplitude das ondas P e S separadas. Essas expressões analíticas necessitam de parâmetros *a priori* que podem ser retirados diretamente das seções. Uma vez separadas as reflexões por ambos os métodos, utilizaremos o método de Hoecht et al. (op. cit.) para regularizar todas as seções. Ao final da separação e da regularização, iremos comparar a eficácia dos métodos de separação para as seções regularizadas.

2 MÉTODO SÍSMICO

Entre as muitas técnicas geofísicas de exploração, a sísmica de reflexão é amplamente usada e bem conhecida. Os dados sísmicos podem ser utilizados para produzir informações da subsuperfície desde dezena de metros até quilômetros. A técnica básica da sísmica de reflexão consiste em medir o tempo de trânsito dado pela trajetória de uma onda elástica que é criada numa fonte na superfície, reflete na subsuperfície, volta à essa mesma superfície e é registrada por um conjunto de receptores geralmente dispostos ao longo de uma linha na direção da fonte. As ondas de superfície também são registradas e constituem uma importante fonte de ruído, pois interferem nos sinais refletidos. O tempo de trânsito das ondas refletidas depende das propriedades elásticas da subsuperfície assim como da posição, orientação, e curvatura dos refletores.

Para que ocorra a produção de informação das estruturas geológicas em subsuperfície é necessário que os dados brutos de tempo de trânsito se submetam a um conjunto de processos para que se retire ruído e informações desnecessárias da seção sísmica. De acordo com Yilmaz (2001), há uma sequência bem estabelecida para o processamento padrão de dados sísmicos. Os principais processos são: deconvolução, empilhamento e migração. Essas etapas configuram o fundamento da rotina de processamento sísmico.

2.1 AQUISIÇÃO SÍSMICA

Na aquisição de dados sísmicos de reflexão vários procedimentos são comumente usados. Eles são diferenciados por suas configurações relativas ao posicionamento dos receptores em relação à fonte. O tipo de configuração mais usado é o de Tiro Comum (Common Shot - CS), em que um conjunto de receptores são dispostos em uma linha cuja extremidade se encontra o ponto de tiro. A aquisição é, assim, efetuada movimentando o conjunto de receptores e fonte discretamente até o fim da linha de aquisição. A configuração CS pode ser realizada de duas maneiras: através do formato *split spread*, onde a fonte se localiza do meio da linha de tiro separando equitativamente os receptores em dois conjuntos (Fig. 1a) e através do formato *end-on*, cuja fonte se localiza na extremidade da linha de tira e os receptores ficam dispostos

alinhados (Fig. 2a). As figuras 1b e 2b mostram como as seções sísmicas se comportam para os dois casos de aquisição CS em *split spread* e *end-on*, respectivamente.

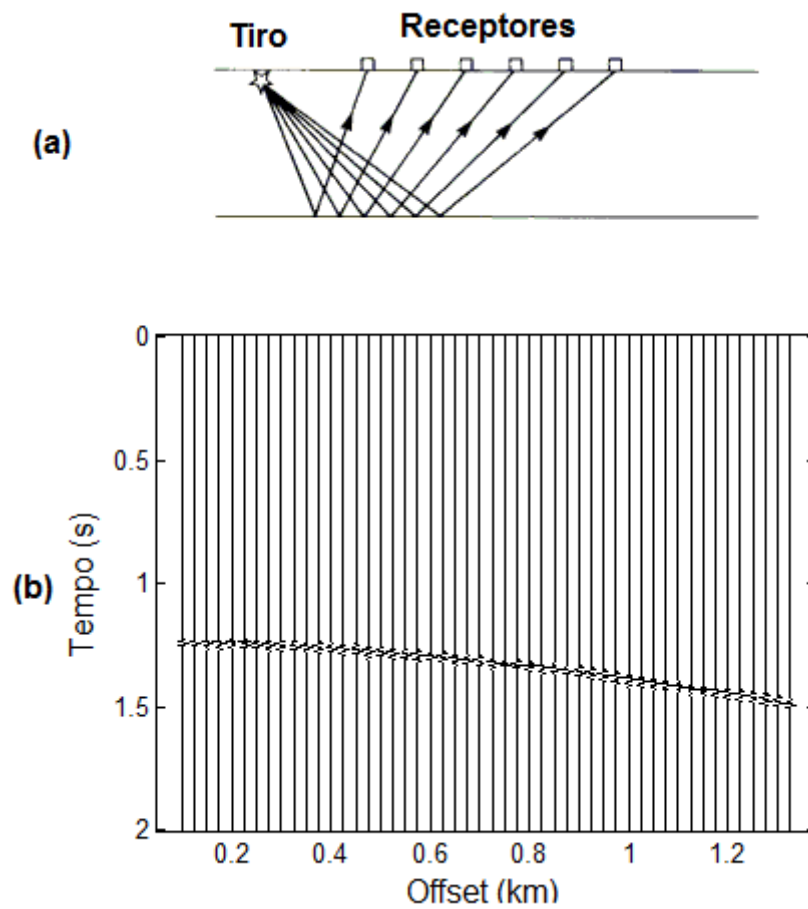


Figura 1 - (a) Seção esquemática do arranjo *end on*. (b) Seção sísmica do mesmo arranjo.

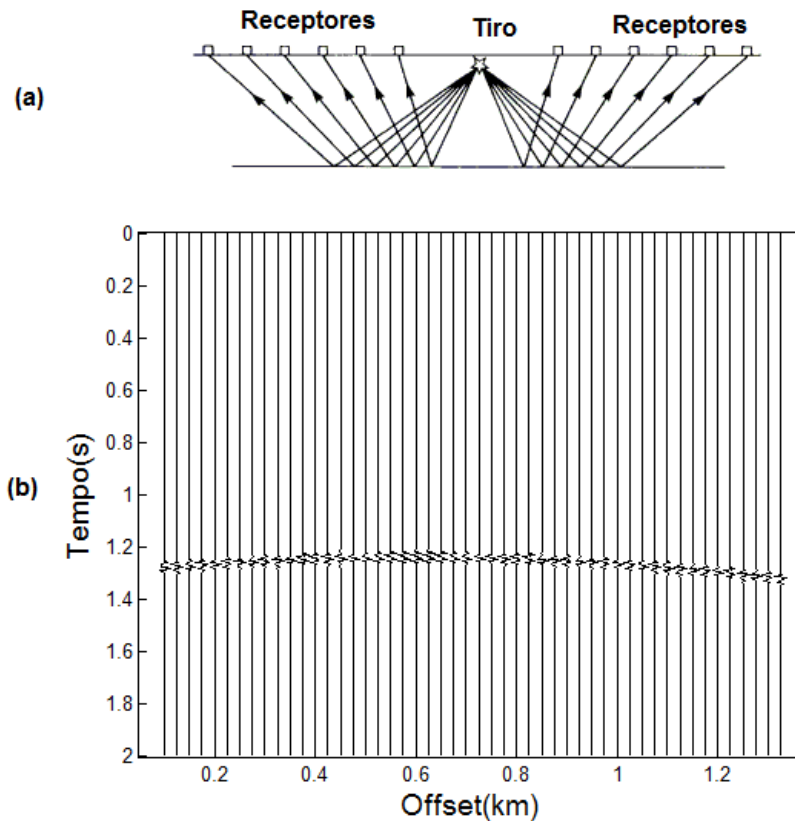


Figura 2 - (a) Seção esquemática do arranjo *split spread*. (b) Seção sísmica do mesmo arranjo.

Outros tipos de rearranjo de aquisição podem ser mais convenientes para o processamento sísmico por causa do aumento da razão sinal-ruído. Uma das formas é a reorganização em Afastamento Comum (Common Offset - CO), Ponto Médio Comum (Common Middle Point - CMP) ou Zero Offset (ZO). A aquisição CO reorganiza a seção CS levando em consideração a distância individual entre a fonte e cada receptor como mostrado na figura 3a. Já a aquisição em CMP reorganiza os conjuntos de fonte e receptores com base num mesmo ponto em comum à trajetória de todos os raios (fig. 4a). Caso o refletor seja plano-paralelo, a seção CMP coincide com a seção de CDP (Common Depth Point - Ponto Comum em Profundidade) em que a trajetória de todos os raios referentes aos pares fonte-receptor coincidem num mesmo ponto em profundidade, caso o refletor seja não-plano não existe um ponto, mas uma área/segmento de espalhamento da reflexão em subsuperfície. A aquisição ZO leva em consideração em que a fonte e o receptor estejam na mesma coordenada (fig. 6a), é uma aquisição hipotética uma vez que é impossível fisicamente esta configuração. As figuras 3b, 4b e 5b mostram a seção gerada pelas configurações, CO, CMP e ZO, respectivamente.

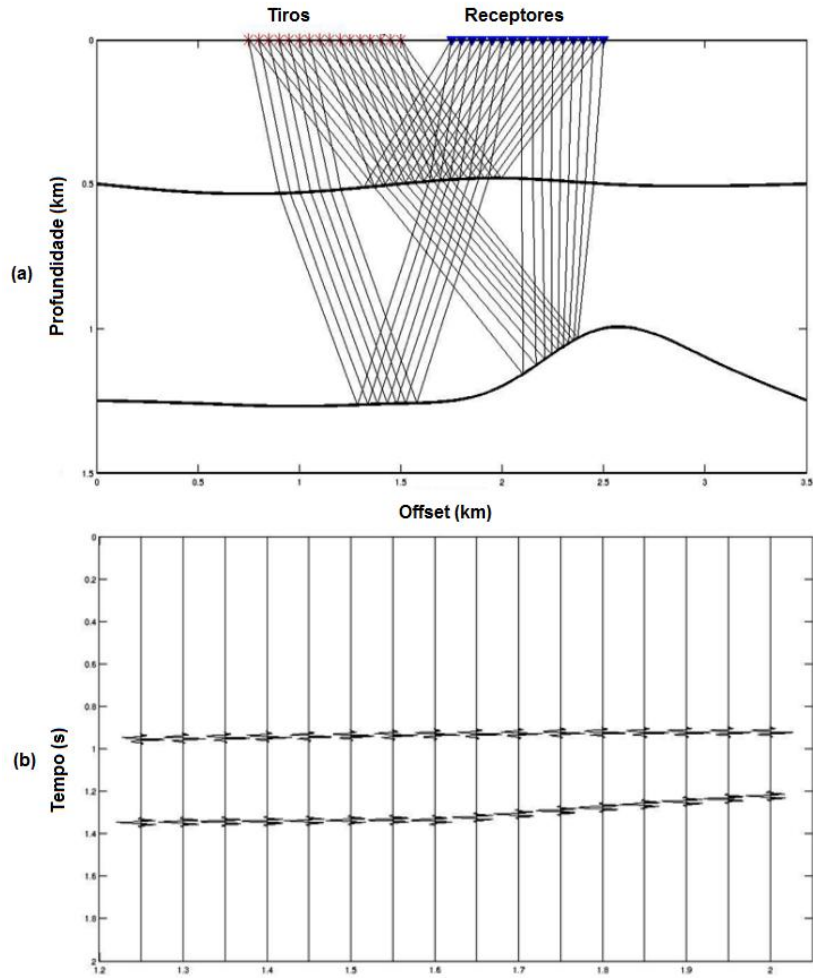


Figura 3 - (a) Seção esquemática da configuração Afastamento Comum. Os asteriscos em vermelho correspondem aos tiros e os pontos em azul correspondem aos receptores. (b) Seção sísmica da mesma configuração. Fonte: Adaptado de Fernandes (2014)

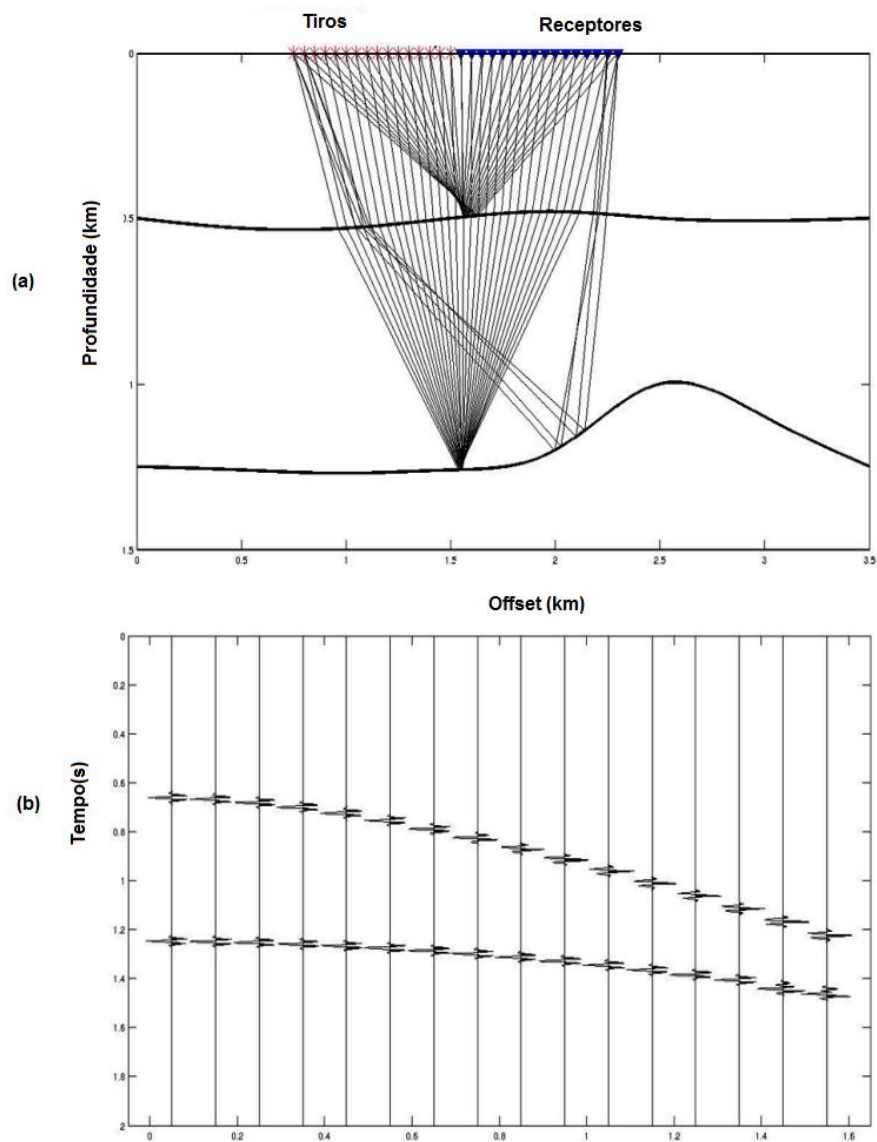


Figura 4 - (a) Seção esquemática da configuração Ponto Médio Comum. Os asteriscos em vermelho correspondem aos tiros e os pontos em azul correspondem aos receptores. (b) Seção sísmica da mesma configuração. Fonte: Adaptado de Fernandes (2014).

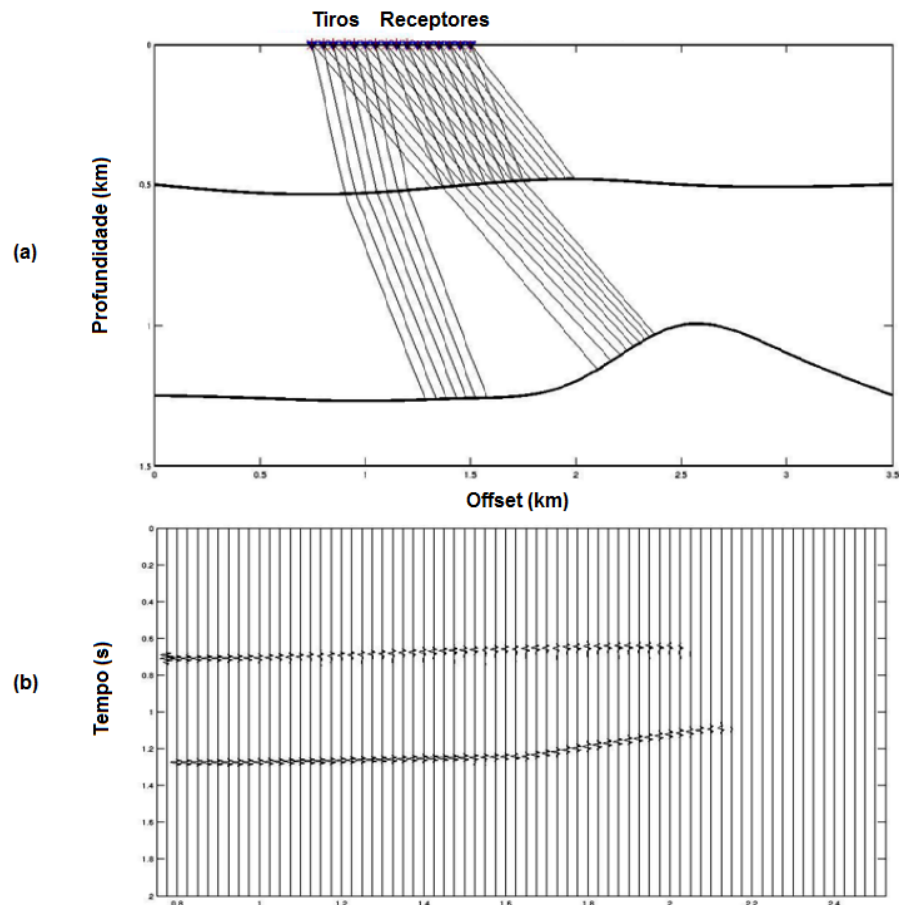


Figura 5 - (a) Seção esquemática da configuração Zero Offset. Os asteriscos em vermelho correspondem aos tiros e os pontos em azul correspondem aos receptores. (b) Seção sísmica da mesma configuração. Fonte: Adaptado de Fernandes (2014).

2.2 PROCESSAMENTO SÍSMICO

2.2.1 O Traço Sísmico

Seja um modelo geológico estratificado, a onda sísmica que parte da superfície, reflete e retorna possui uma trajetória que é descrita em função dos coeficientes de reflexão e impedância acústica dos refletores, já os pulsos gerados chegam em tempos determinados pelas velocidades de propagação entre as interfaces e pelas profundidades delas (KEAREY et al., 2009). Sendo a forma do pulso inalterada durante a trajetória da onda, o traço sísmico é definido como a convolução entre o pulso de entrada e uma série temporal denominada de função refletividade, composta por *spikes* (deltas de Dirac ou funções impulso). Cada *spike* tem amplitude relacionada ao coeficiente de reflexão nas interfaces e ao tempo da trajetória da onda que saiu e retornou à superfície, ou seja, ao tempo duplo. Essa série temporal da resposta das interfaces aos *spikes* denomina-se refletividade. A figura 6 mostra a formação do modelo convolucional.

Como o pulso tem um comprimento finito, as reflexões individuais a partir de interfaces pouco espaçadas aparecem, no sismograma resultante, sobrepostas no tempo. Na prática, o pulso se alonga durante sua propagação devido a perda progressiva, por absorção, de seus componentes de frequências mais altas. Em seções de dados reais além da seção sísmica ser gerada pelo traço sísmico definido como a convolução entre o pulso variável com o tempo e a refletividade, também é formado por reflexões múltiplas, ondas refratadas, ondas de superfície, *ground roll* e ruídos aleatórios, em geral, gerando um sinal mais complexo.

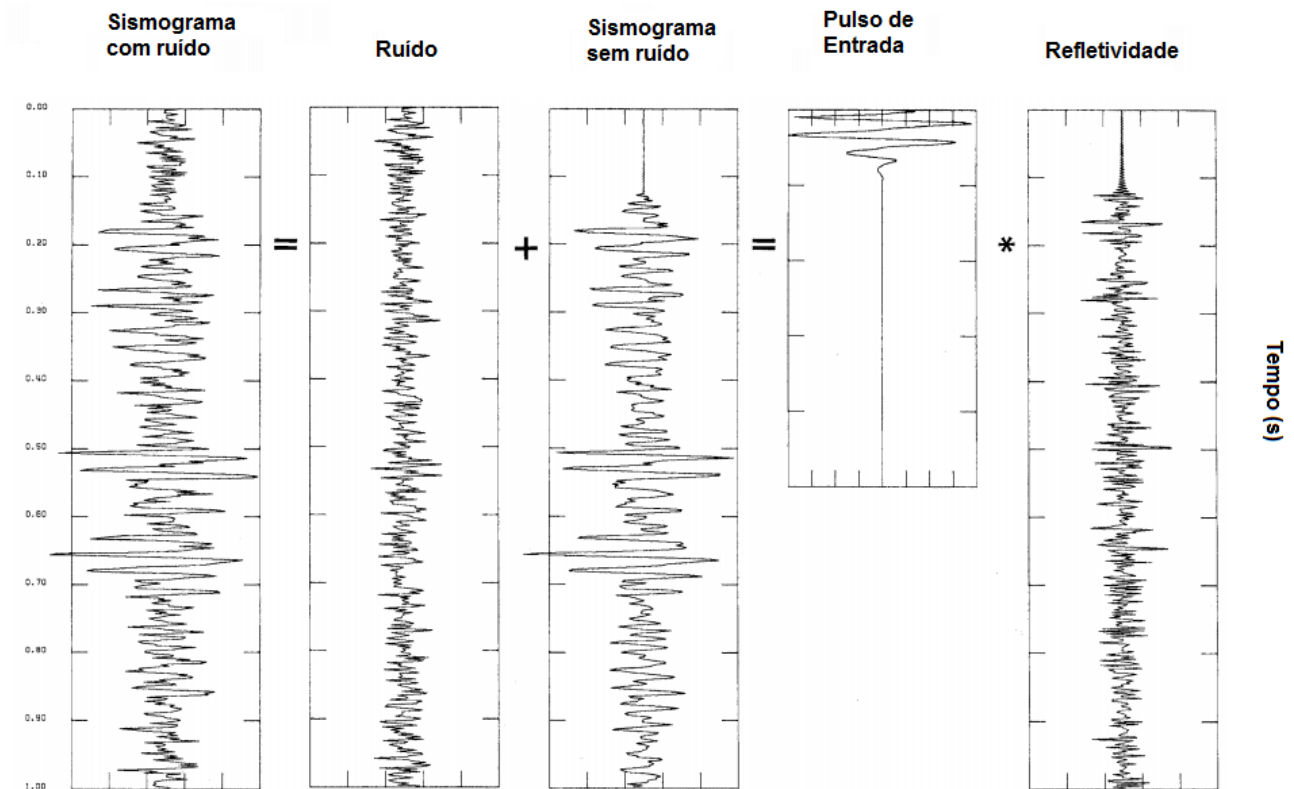


Figura 6 - Modelo convolucional relacionando a função refletividade, o pulso de entrada e a existência de ruído aleatório formando o sismograma final. O asterisco denota convolução. Fonte: Adaptado de Yilmaz (2001).

2.2.2 Etapas do Processamento

A seção sísmica é o produto final do processamento dos dados de sísmica de reflexão cujo objetivo é gerar uma imagem das estruturas geológicas em subsuperfície. Como o sinal sísmico contém muito ruído, os traços têm aparência complexa e as reflexões dos alvos geológicos não são reconhecidas tão facilmente. Para gerarmos as imagens dos alvos devemos então determinar o pulso de entrada, remover o sinal devido a outras fontes como múltiplas, ondas diretas, refratadas, *ground roll* etc e remover ruídos aleatórios para, enfim, determinarmos a refletividade das interfaces. Portanto para gerarmos a seção final devemos cumprir as etapas do processamento convencional como edição, deconvolução, organização em famílias CMP, análise de velocidade, correção de sobretempo normal (*normal moveout* - NMO), empilhamento e migração (fig. 7).

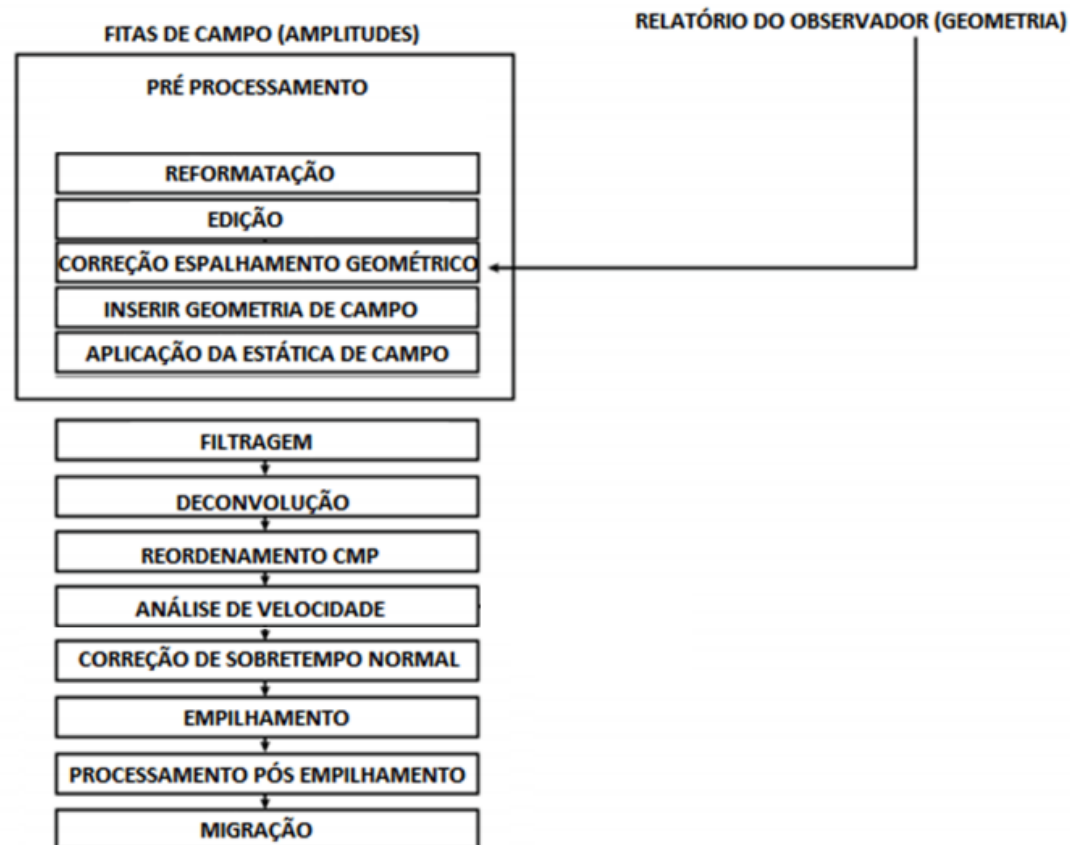


Figura 7 - Diagrama de um processamento sísmico convencional. Adaptado de Mousa e Al-Shulail (2009)

A edição de traços e geometria corresponde a primeira parte do processamento e tem como objetivo inspecionar visualmente a existência de traços ruidosos e eliminá-los. Na aquisição marinha a edição também elimina o sinal referente à lâmina d'água. Também nesta etapa podemos aplicar ganho para realçar sinais atenuados, aplicar a correção estática para eliminar o efeito da topografia no tempo de trânsito e aplicar filtros de atenuação linear para retirar efeitos de *ground roll*.

Uma vez editados os dados, partimos para a etapa de deconvolução. A deconvolução tem como objetivo aumentar a resolução temporal comprimindo o pulso inicial de entrada em um *spike* (delta de Dirac) e suprimir trens de ondas (*wavetrains*), ou seja, ela tem como objetivo recuperar a função refletividade de tal forma que a seção sísmica contenha somente a informação da reflexão nas interfaces (Yilmaz, 2001).

Ao deconvolvermos todas as seções, é necessário que as reorganizemos no arranjo Ponto Médio Comum (*Common Middle Point - CMP*). O arranjo CMP tem a vantagem de suprimir ruídos aleatórios e coerentes durante o empilhamento.

Após essa reorganização partimos para a análise de velocidade. Ela tem um papel fundamental no processamento sísmico, pois é através dessa etapa que iremos escolher a velocidade adequada para transformar toda a seção num único traço e, assim,

criarmos o sismograma final. Logo que organizamos os traços em famílias CMP as hipérboles de reflexão devem ser corrigidas em relação ao tempo t_0 (valor de tempo de reflexão no primeiro traço), ou seja, as posições das reflexões em relação a t_0 existentes nos traços mais afastados precisam ser corrigidas a fim de que cada reflexão encontre coerência traço a traço. Isto só é possível quando a função velocidade, inerente ao grupo de traços CMP, é conhecida. O procedimento adotado para a correção das reflexões para um tempo t_0 se baseia na equação do tempo de reflexão (LOWRIE, 2007)

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{V_{NMO}^2}, \quad (1.1)$$

em que x é o offset do traço, V é a velocidade da onda na interface e t_0 é o valor de tempo de reflexão no primeiro traço. A análise de velocidade então utiliza várias tentativas de velocidade de empilhamento V_{NMO} na eq. (1.1). Para escolhermos a velocidade ótima, utilizamos uma medida de coerência entre os dados como o *semblance* (NEIDELL & TANER, 1972), logo o valor de V_{NMO} que gera o maior *semblance* é a velocidade ótima que ajusta a curva da eq. (1.1) às hipérboles de reflexão. Uma vez ajustada a curva subtraímos cada valor t de t_0 em cada traço e assim obtemos uma seção horizontalizada, esse procedimento chamamos de correção de sobretempo normal ou *normal moveout* (NMO) (fig.8). Caso V_{NMO} seja maior que o valor ótimo, teremos uma seção subcorrigida e caso V_{NMO} menor do que o valor ótimo, teremos uma seção sobrecorrigida (fig. 8).

Tendo em vista que a seção foi horizontalizada, partimos para a etapa de empilhamento, em que somamos todas as amplitudes referentes a todos os traços gerando um único traço. Assim um único traço é gerado para cada CMP empregado. O empilhamento reforça amplitude de eventos que possuem coerência nos traços laterais e atenua eventos incoerentes devido através de interferência destrutiva. Em geral empilhar N traços de em uma seção CMP aumenta a razão sinal-ruído desta seção em \sqrt{N} .

Por fim as reflexões geradas após o empilhamento precisam ser realocadas nas suas posições originais em subsuperfície, assim o procedimento que corrige os efeitos das feições geológicas no posicionamento das reflexões mapeadas na seção sísmica não-migrada se chama migração. Em síntese, a migração visa o colapso das difrações em um ponto (ápice da hipérbole de difração) que, teoricamente, pertence a um dado refletor. O processo requer o prévio conhecimento da distribuição das velocidades na

subsuperfície. A figura 10 mostra o sismograma final migrado em tempo com as estruturas geológicas alocadas nas coordenadas corretas.

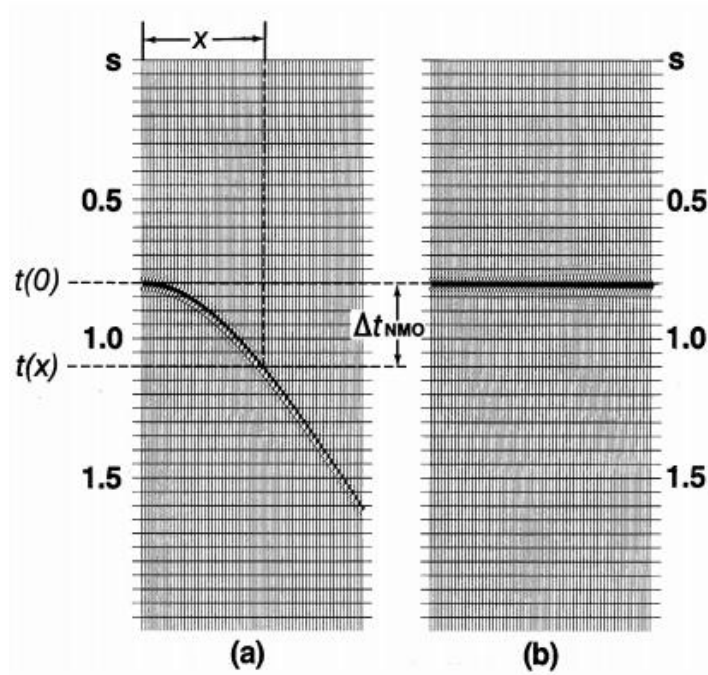


Figura 8 - Correção NMO. Δt_{NMO} corresponde a diferença entre o tempo no offset x e t_0 . (a) Hipérbole de reflexão antes da correção (b) Reflexão horizontalizada depois da correção. Fonte: Yilmaz (2001).

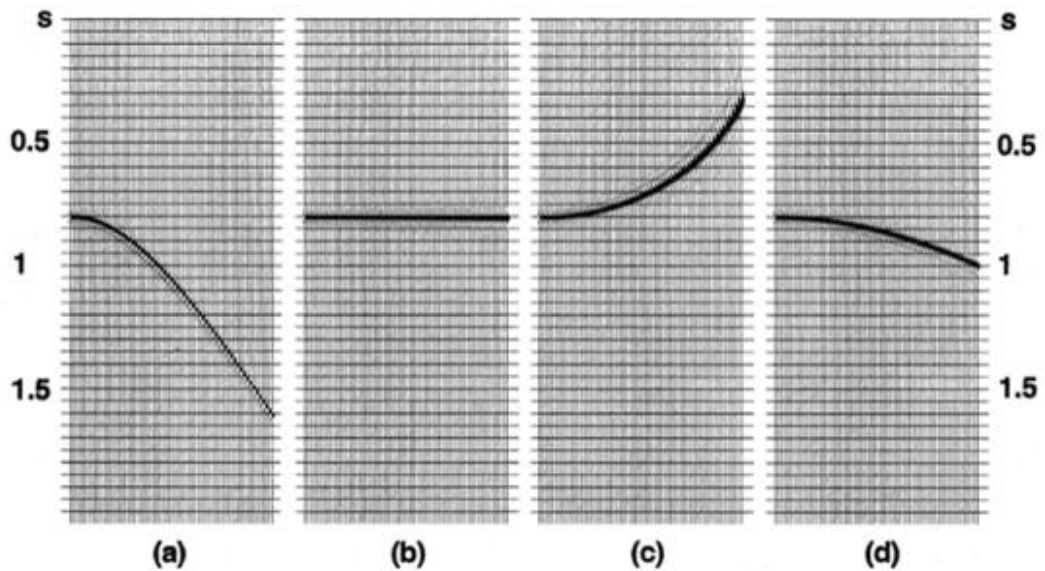


Figura 9 - (a) Seção CMP com $V_{NMO} = 2224$ m/s. (b) Seção corrigida com o V_{NMO} correto. (c) Sobrecorreção com $V_{NMO} = 2000$ m/s. (d) Subcorreção com $V_{NMO} = 2500$ m/s. Fonte: Yilmaz (2001).

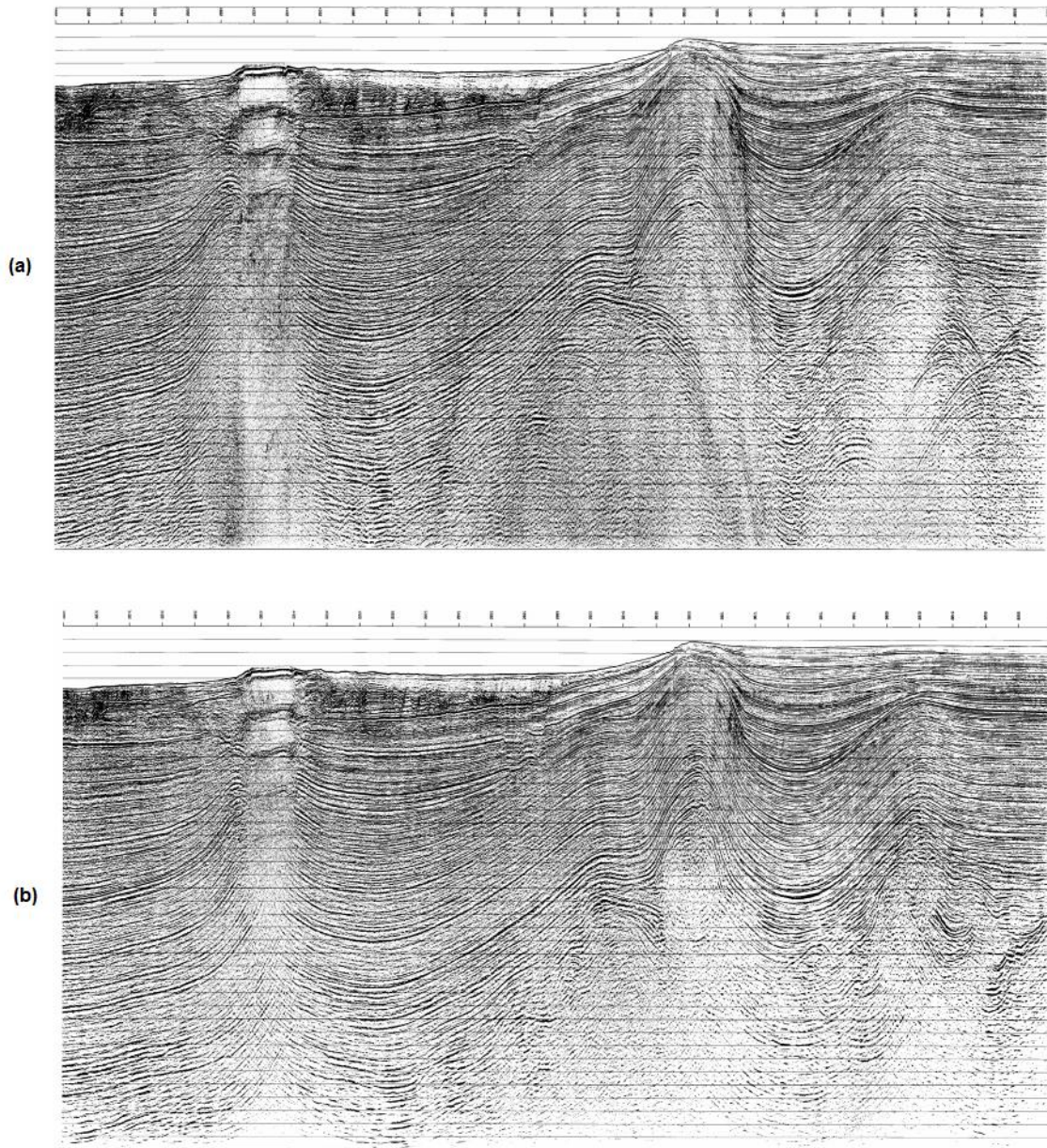


Figura 10 - (a) Seção organizada em famílias CMP, empilhada e não migrada. (b) Seção migrada em tempo. Fonte: Yilmaz (2001).

2 EMPILHAMENTO CRS (COMMON REFLECTION SURFACE)

O empilhamento CRS está fundamentado sobre os mesmos princípios que o empilhamento CMP (GARABITO et al., 2001; JÄGER, 1999). A diferença básica é que o empilhamento CRS utiliza uma quantidade maior de traços sísmicos do que aquela já encontrada numa família CMP. Por esta razão, o CRS costuma gerar seções sísmicas empilhadas com a relação sinal ruído mais elevadas que a seção sísmica obtida pelo empilhamento CMP. O ponto de partida do CRS admite a possibilidade de encontrar informações pertinentes à reflexão registrada em um determinado CMP, fora desta família. Essa ideia é viabilizada pela não singularidade pontual de iluminação por um CMP, em um meio com refletor não plano. Desta forma, a família CMP passa a iluminar um pequeno segmento do refletor, que será parcialmente reiluminado pelas famílias CMPs posteriores. Outro fator que merece destaque na metodologia do empilhamento CRS é a não dependência do macro modelo de velocidade. Só o conhecimento da velocidade próxima à superfície terrestre e os parâmetros CRS são requeridos para simular a seção de afastamento nulo.

Encontrar continuidade no evento de reflexão não só dentro da família CMP, mas também fora dela, demanda um substancial incremento no custo computacional, além de algumas dificuldades para lidar corretamente com situações de mergulhos conflitantes. Sendo importante elencar que em situações de mergulhos conflitantes o operador CRS tende a realizar a supressão de eventos, ou seja, ele irá optar por apenas um evento. A metodologia de empilhamento CRS trata de forma diferenciada as correções NMO e DMO, abordadas como etapas necessárias antes do empilhamento convencional para um refletor de geometria não plana. Na metodologia do CRS tais correções não são realizadas, porque o operador CRS já contém parâmetros que estão vinculados aos efeitos da inclinação do refletor, assim como da curvatura do mesmo. A relação matemática que vem proporcionar o empilhamento CRS dos dados sísmicos multicobertura é denominada de operador CRS, que possui tanto uma formatação bidimensional quanto tridimensional.

2.1 EMPILHAMENTO CRS PARA O CASO ZERO OFFSET

O operador CRS para o caso zero offset (*Zero Offset Common Reflection Surface* - ZO-CRS) utiliza a aproximação paraxial do tempo de trânsito hiperbólico na vizinhança de um raio central zero-offset com o objetivo de simular seções sísmicas ZO. A aproximação hiperbólica do ZO-CRS é dada por (SHAHSAVANI et al., 2012)

$$t^2(x_m, h) = \left[t_0 + \frac{2 \sin \beta_0}{v_0} (x_m - x_0) \right]^2 + \frac{2 t_0 \cos^2 \beta_0}{v_0} \left[\frac{(x_m - x_0)^2}{R_N} + \frac{h^2}{R_{NIP}} \right], \quad (2.1)$$

em que x_m e h são as coordenadas do ponto médio e meio-offset, v_0 é a velocidade da onda abaixo da superfície, t_0 é o tempo de trânsito fixado na seção sísmica no offset x_0 , β_0 é o ângulo de emergência do raio central, e R_N e R_{NIP} são os raios locais das frentes de onda hipotética criada por um refletor explosivo no ponto de reflexão do raio central e no ponto de incidência normal, respectivamente. Os três parâmetros R_N , R_{NIP} e β_0 são mostrados na figura 11.

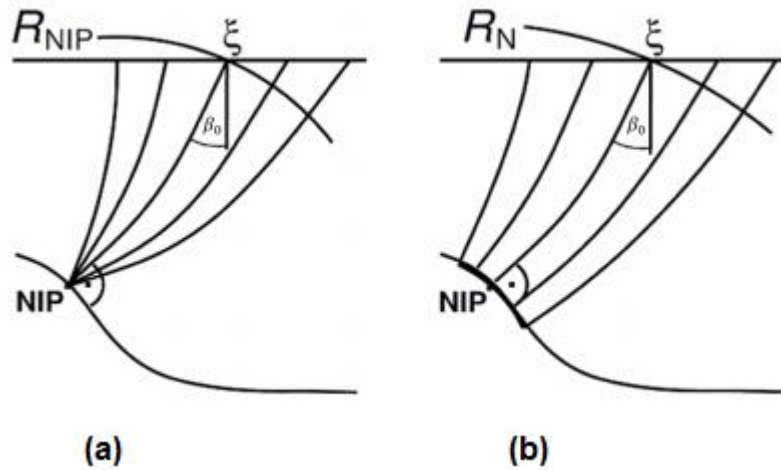


Figura 11 - Reflexões de ondas R_N e R_{NIP} . O ponto de incidência normal especifica o local onde o raio central zero offset intersecta o refletor com ângulo normal. (a) Na onda NIP a frente de onda emergente, que é gerada no refletor, tem raio R_{NIP} no ponto ξ de emergência e ângulo de emergência β_0 . (b) Na onda N a frente de onda emergente, gerada no refletor, tem raio R_N no ponto ξ de emergência e ângulo de emergência β_0 . Fonte: Shasavani et al. (2012).

Para o caso em que $R_N = R_{NIP}$ o refletor colapsa em um ponto difrator e nenhuma informação sobre a forma do refletor é obtida. Assim a eq. (2.1) se torna

$$t^2(x_m, h) = \left[t_0 + \frac{2\sin\beta_0}{v_0} (x_m - x_0) \right]^2 + \frac{2t_0\cos^2\beta_0}{v_0 R_N} [(x_m - x_0) + h^2], \quad (2.2)$$

e o operador CRS depende apenas dos dois parâmetros: β_0 e R_N .

A figura 12b mostra a modelagem de uma seção ZO do modelo de velocidade da figura 12a para 150 tiros com 500 receptores espaçados a cada 1500m.

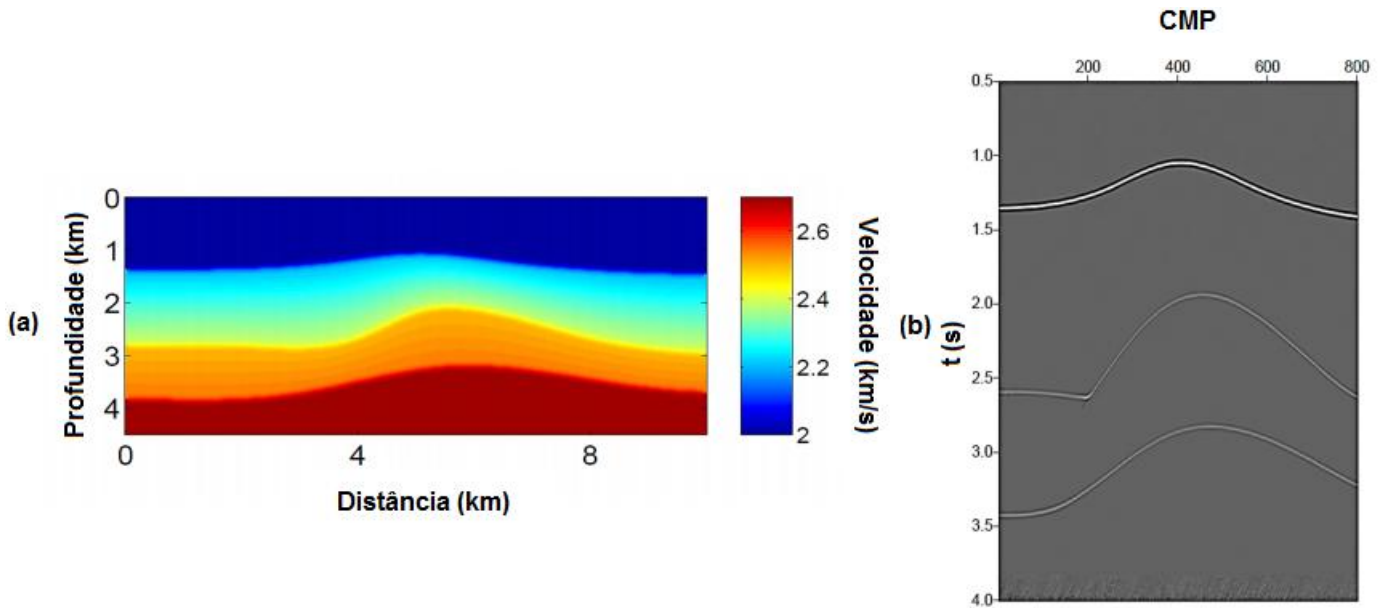


Figura 12 - Modelagem ZO-CRS . (a) Modelo de velocidade. (b) Seção modelada através do operador ZO-CRS. Fonte: Adaptado de Grosfeld et al. (2001).

2.2 EMPILHAMENTO CRS PARA O CASO OFFSET FINITO

Seguindo Bortfeld (1989), Zhang et al.(2001) desenvolveu uma aproximação hiperbólica de tempo de trânsito para raios paraxiais na vizinhança de um raio central que considera um offset finito entre fonte e receptores. Para um raio central que começa em S, reflete em R na subsuperfície, e emerge em G (fig.13), o tempo de trânsito do raio paraxial de offset finito é - também denominado de tempo de trânsito FO-CRS (*Finite Offset Common Reflection Surface*) - expresso por

$$t^2(\Delta x_m, \Delta h) = \left[t_0 + \left(\frac{\sin \beta_G}{v_G} + \frac{\sin \beta_S}{v_S} \right) \Delta x_m + \left(\frac{\sin \beta_G}{v_G} - \frac{\sin \beta_S}{v_S} \right) \Delta h \right]^2 + t_0 \left[(4K_1 - 3K_3) \frac{\cos^2 \beta_G}{v_G} - K_2 \frac{\cos^2 \beta_S}{v_S} \right] \Delta x_m^2 + t_0 \left[K_3 \frac{\cos^2 \beta_G}{v_G} - K_2 \frac{\cos^2 \beta_S}{v_S} \right] \Delta h + 2t_0 \left[K_3 \frac{\cos^2 \beta_G}{v_G} + K_2 \frac{\cos^2 \beta_S}{v_S} \right] \Delta h \Delta x_m, \quad (2.3)$$

onde t_0 é o tempo de trânsito ao longo do raio central, β_S e β_G são os ângulos iniciais e de emergência, respectivamente, do raio central na posição S da fonte de coordenada x_S e G do receptor de coordenada x_G . Os deslocamentos $\Delta x_m = x_m - x_0$ e $\Delta h = h - h_0$ correspondem ao meio-ponto e ao meio-offset, respectivamente, em que $x_0 = (x_G + x_S)/2$ é o meio-ponto e $h_0 = (x_G - x_S)/2$ é o meio offset do raio central. O meio-ponto x_m e o meio-offset h são coordenadas de um raio paraxial arbitrário de offset finito. A velocidade da onda na fonte e no receptor são denotadas por v_S e v_G , respectivamente e admitimos como iguais $V_S = V_G = V_0$. Os parâmetros K_1 , K_2 e K_3 são as curvaturas da frente de onda associadas ao raio central computadas nos seus pontos de emergência. A figura 13a mostra, numa configuração em tiro comum, o ponto G em que a curvatura K_1 é medida a partir de um ponto de reflexão em R. Já a figura 13b mostra, numa configuração em CMP, o ponto G e S em que as respectivas curvaturas K_2 e K_3 são medidas a partir de um ponto de reflexão em R.

O tempo de trânsito definido pela eq.(2.3) serve para simular seções de offset comum de dados multicobertura pré-empilhados. A figura 14 ilustra a eq. (2.3): para cada ponto de amostragem $P_0 (x_0, t_0, h_0)$, na seção CO a ser simulada, existe uma superfície de empilhamento definida pelos cinco parâmetros ($\beta_S, \beta_G, K_1, K_2, K_3$) de tal forma que os eventos sísmicos contidos nessa superfície são empilhados e alocados no ponto P_0 . O modelo de velocidade é dado por $v_1 = 2600$ m/s, $v_2 = 3700$ m/s e $v_S = v_G = v_0 = 1500$ m/s.

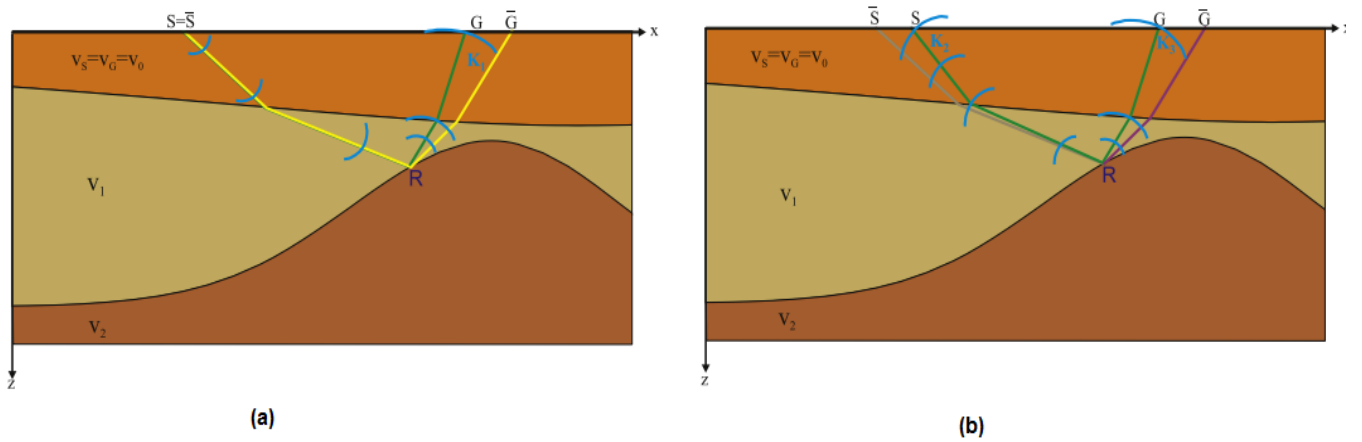


Figura 13 - (a) Propagação de uma frente de onda K_1 incidindo em R e emergindo em G numa configuração de tiro comum. A coordenada da fonte do raio central coincide com o raio paraxial $S = \bar{S}$. (b) Propagação das frente de ondas K_1 e K_2 incidindo em R e emergindo em G e S, respectivamente, numa configuração CMP. As coordenadas da fonte S e do receptor G do raio central não coincidem com as coordenadas da fonte \bar{S} e receptor \bar{G} do raio paraxial. Fonte: Adaptado de Garabito et al. (2011).

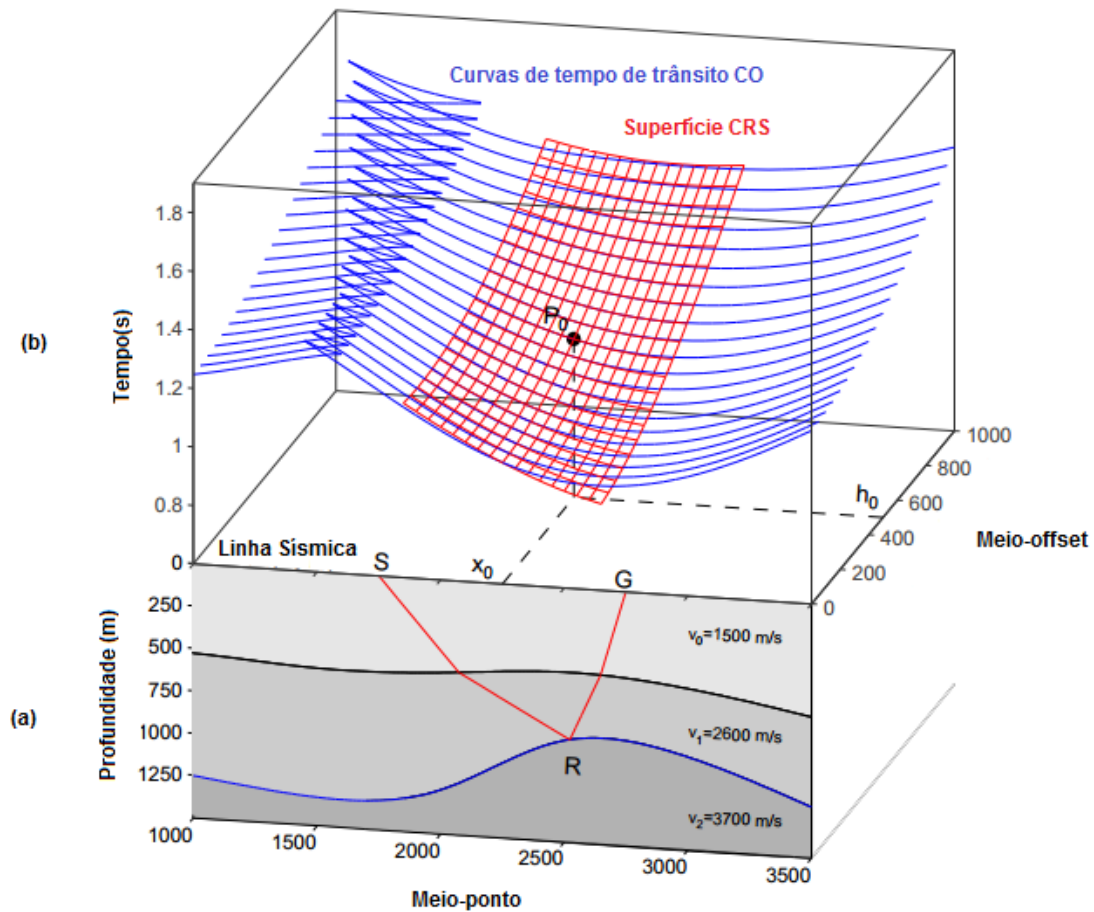


Figura 14 - (a) Modelo geológico suave com velocidades constantes cujo raio central SG é refletido na segunda camada. (b) Curvas de tempo de trânsito CO associadas à superfície CRS do ponto P_0 . Fonte: Adaptado de Garabito et al. (2011).

A eq. (2.3) é a equação geral para o tempo de trânsito em qualquer coordenada ponto médio - meio offset (x_m, h) do traço, contudo podemos particularizá-la para cada tipo de configuração fonte-receptor utilizada na aquisição sísmica. Essas particularizações são importantes devido a algumas aplicações como na separação de ondas P-P e P-S ou no melhoramento da iluminação de alvos quando métodos que utilizam simulações em ZO são ineficazes (GARABITO et al., 2011).

2.2.1 Caso Tiro Comum

Para o caso do Tiro Comum as fontes dos raios central e paraxial coincidem, assim substituindo a condição $\Delta x_m = \Delta h$ na eq. (2.3) temos

$$t^2(\Delta h) = \left[t_0 + 2 \frac{\sin \beta_G}{v_G} \Delta h \right]^2 + 4t_0 \left[K_1 \frac{\cos^2 \beta_G}{v_G} \right] \Delta h^2, \quad (2.4)$$

ou seja, o operador CRS dependerá somente de dois parâmetros: K_1 e β_G .

Através do traçamento de raios geramos um modelo com 10 km de extensão com 2 km de profundidade com um único refletor. A velocidade da onda primária na primeira camada é de 1600 m/s e a na segunda camada de 2000 m/s. A posição da fonte está na origem e utilizamos 50 geofones separados por 25 m. A figura 15b mostra a seção sísmica e o ajuste da eq. (2.4) em vermelho, já a figura 15a mostra o modelo de velocidade que gerou a seção.

2.2.2 Caso Ponto Médio Comum

Para o caso Ponto Médio Comum (CMP) a fonte \bar{S} e o receptor \bar{G} paraxial são localizados simetricamente em relação aos pontos S e G do raio central. Considerando que o ponto médio é comum aos raios central e paraxial, implica na condição $\Delta x_m = 0$, assim a eq. (2.3) se torna

$$t^2(\Delta h) = \left[t_0 + \left(\frac{\sin \beta_G}{v_G} - \frac{\sin \beta_S}{v_S} \right) \Delta h \right]^2 + t_0 \left[K_3 \frac{\cos^2 \beta_G}{v_G} - K_2 \frac{\cos^2 \beta_S}{v_S} \right] \Delta h^2 \quad (2.5)$$

O operador CRS dependerá, então, de quatro parâmetros: $K_2, K_3, \beta_G, \beta_S$.

A figura 16 mostra a seção sísmica para o CMP 2250m do modelo de velocidade da figura 14a e o ajuste da eq. (2.5) em vermelho.

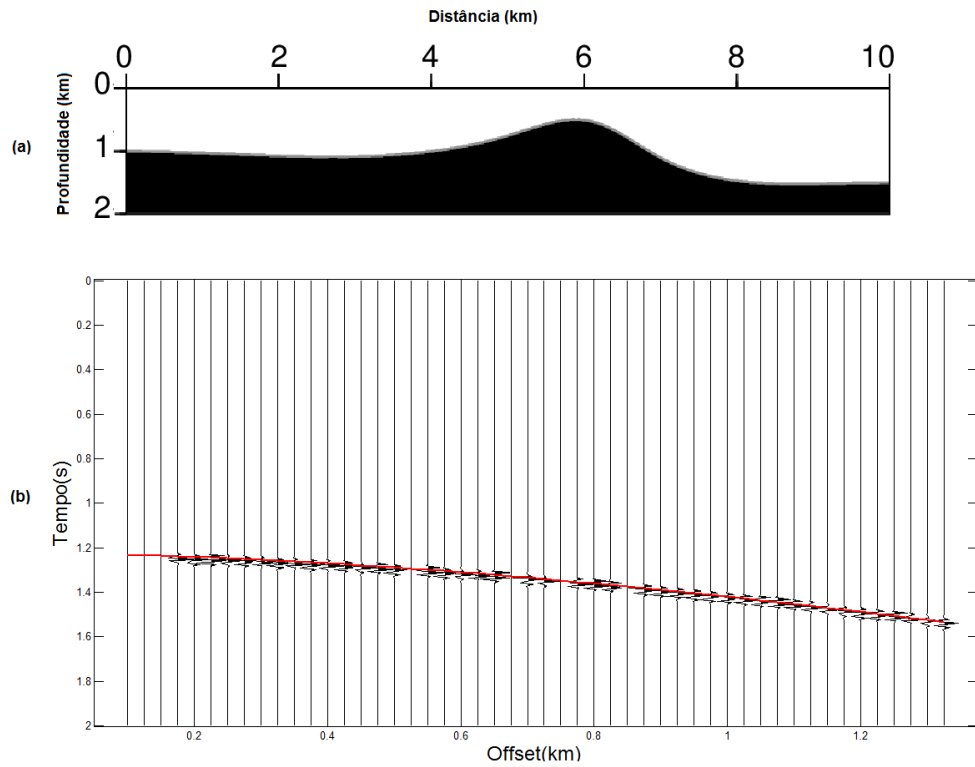


Figura 15 - (a) Modelo de velocidade com um refletor. (b) Seção sísmica em Tiro Comum ajustada pelo operador CRS. A linha vermelha indica o operador.

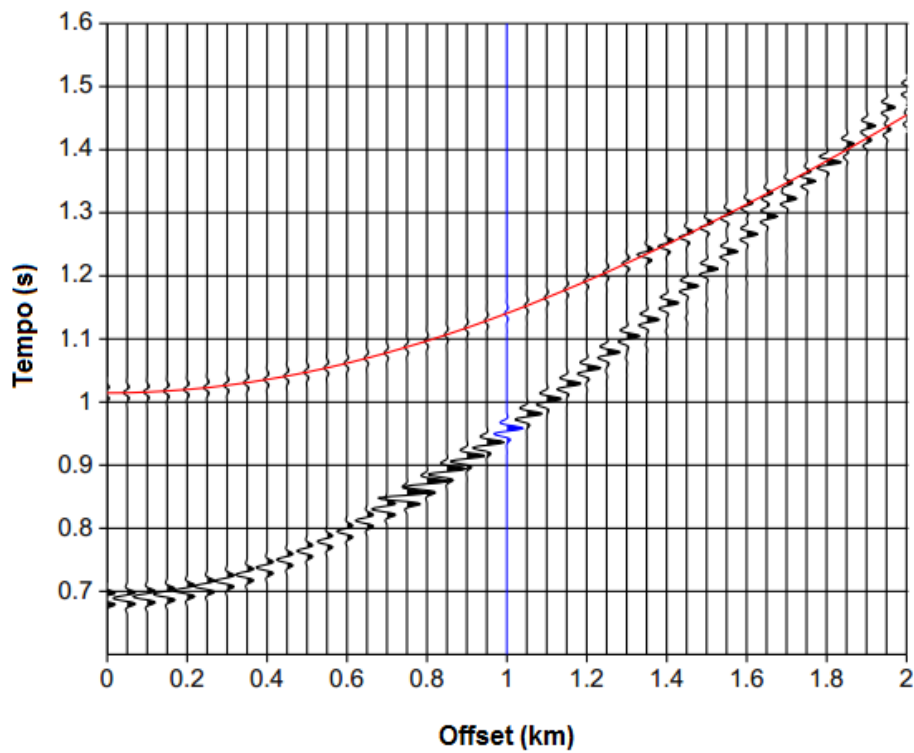


Figura 16 - Seção sísmica em Tiro Comum ajustada pelo operador CRS para o CMP 2250m. A linha vermelha indica o operador. Fonte: Garabito et al. (2011).

2.2.3 Caso Offset Comum

Para o caso Offset Comum a fonte \bar{S} e o receptor \bar{G} paraxial são deslocados na mesma proporção e direção em relação aos pontos S e G do raio central. Considerando que os pares fonte-receptor dos raios central e paraxial têm o mesmo meio-offset, então temos a condição $\Delta h = 0$. Substituindo essa condição em (2.3) temos

$$t^2(\Delta h) = \left[t_0 + \left(\frac{\sin \beta_G}{v_G} + \frac{\sin \beta_S}{v_S} \right) \Delta x_m \right]^2 + t_0 \left[(4K_1 - 3K_3) \frac{\cos^2 \beta_G}{v_G} - K_2 \frac{\cos^2 \beta_S}{v_S} \right] \Delta x_m^2. \quad (2.6)$$

Neste caso o operador CRS dependerá de todos os cinco parâmetros: $K_1, K_2, K_3, \beta_G, \beta_S$.

Através do traçamento de raios geramos um modelo com 10 km de extensão com 2 km de profundidade com um único refletor. A velocidade da onda primária na primeira camada é de 1600 m/s e a na segunda camada de 2000 m/s. A posição da fonte está na origem e realizamos 50 tiros espaçados a 25m com 50 geofones separados por 25 m. A figura 17b mostra a seção sísmica para o offset 25m e o ajuste da eq. (2.5) em vermelho, já a figura 17a mostra o modelo de velocidade que gerou a seção.

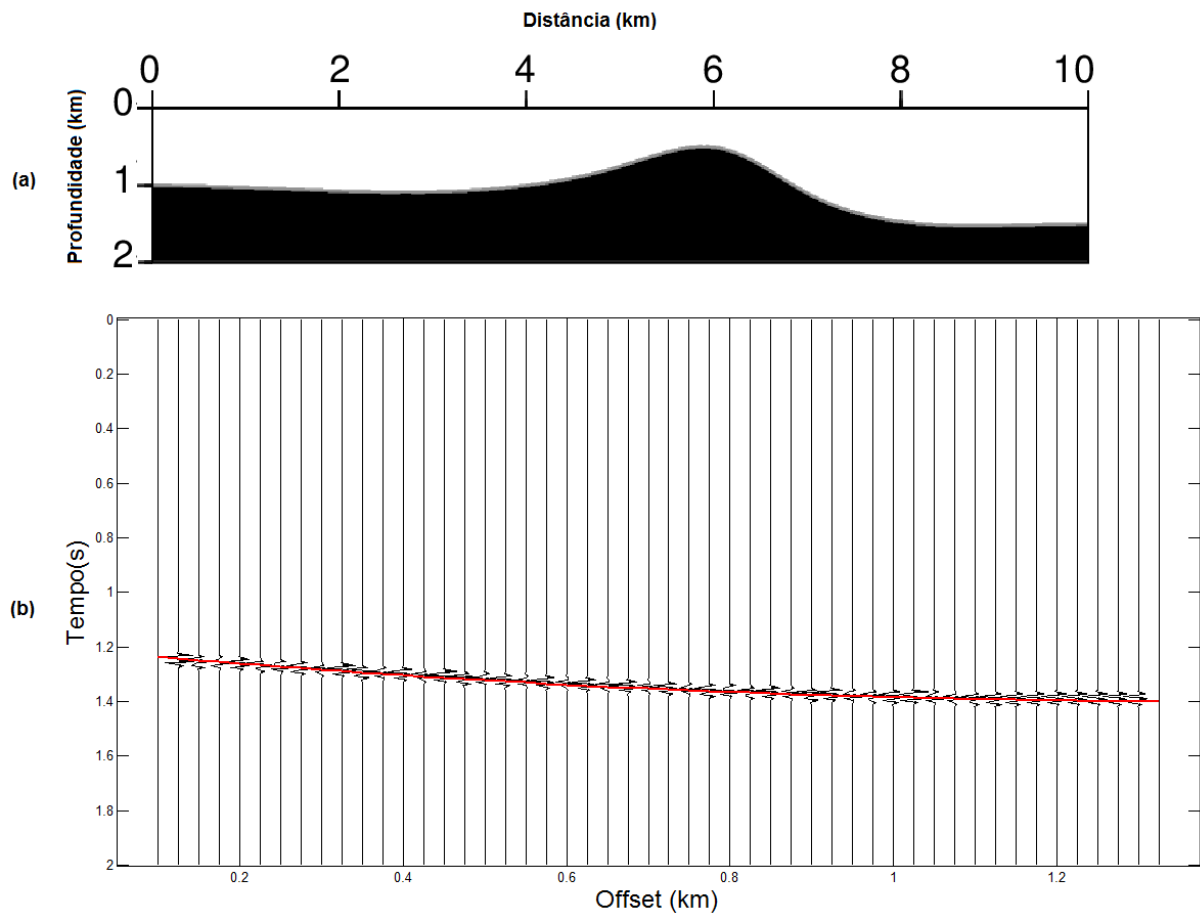


Figura 17 - (a) Modelo de velocidade com um refletor. (b) Seção sísmica em Offset Comum ajustada pelo operador CRS. A linha vermelha indica o operador.

3 ESTIMATIVA DOS PARÂMETROS CRS PARA OFFSET FINITO ATRAVÉS DO *VERY FAST SIMULATED ANNEALING*

O *Very Fast Simulated Annealing* (VFSA) é um método de otimização global derivado dos métodos de *Simulated Annealing* (SA) (SEN & STOFFA, 2013). O princípio básico do SA é a estimativa de um conjunto de parâmetros \mathbf{m} que produzam o mínimo global em um função $E(\mathbf{m})$, denominada de função-objeto. Diversos métodos de otimização, como o de Monte Carlo e o de Monte Carlo híbrido, geram picos de máximos e mínimos locais que podem gerar falsos valores do mínimo global de $E(\mathbf{m})$, já o SA é um método que evita esses altos e baixos de mínimos locais, convergindo $E(\mathbf{m})$ para o mínimo global.

O SA se baseia no princípio da mecânica estatística que envolve a análise das propriedades de um grande número de átomos em uma amostra de líquidos ou sólidos, ele cria uma analogia entre a otimização de parâmetros \mathbf{m} de um modelo e partículas em um modelo físico ideal. O processo de *annealing* (tratamento térmico, em tradução livre) físico começa através do aquecimento de um sólido, em seguida reduz-se a temperatura desse sólido até uma temperatura em que as partículas atinjam um determinado grau de baixa energia de tal forma que começam a se cristalizar. O processo de otimização envolve a simulação do sistema físico enquanto ele esfria até o estado de mínima energia. A cada temperatura o sólido atinge uma temperatura de equilíbrio cuja função de probabilidade é dada pela expressão

$$P(E_i) = \frac{\exp\left(-\frac{E_i}{KT}\right)}{\sum_{j \in S} \exp\left(-\frac{E_j}{KT}\right)} = \frac{1}{Z(T)} e^{\left(-\frac{E_i}{KT}\right)} \quad (3.1)$$

Em que S são todas as possíveis configurações, K é a constante de Boltzmann, T é a temperatura e $Z(T)$ é dado por

$$Z(T) = \sum_{j \in S} e^{\left(-\frac{E_j}{KT}\right)} \quad (3.2)$$

A temperatura é reduzida gradualmente até o equilíbrio termal quanto $T \rightarrow 0$. Se o resfriamento for muito rápido, o material congelará num mínimo E formando um sólido, contudo se a redução da temperatura for gradual, o material resfriará até formar

um cristal. Assim em termos geofísicos devemos encontrar um conjunto de parâmetros \mathbf{m} que forneçam um estado de energia mínimo $E'(\mathbf{m})$, que se aproxime do estado de energia E que forma um cristal, de tal forma que a diferença $E'(\mathbf{m}) - E$ seja mínima.

O VFSA foi proposto por Ingber (1989) como uma modificação do SA que inclui uma nova distribuição de probabilidade de tal forma que o resfriamento lento não é mais necessário. Admitindo um valor de parâmetro m_i^k na k -ésima iteração de tal forma que

$$m_i^{min} \leq m_i^k \leq m_i^{max}, \quad (3.3)$$

onde m_i^{min} e m_i^{max} são os valores mínimos e máximos do vetor de parâmetro \mathbf{m} . Assim o próximo m_i^{k+1} é definido como

$$m_i^{k+1} = m_i^k + y_i(m_i^{max} - m_i^{min}) \quad (3.4)$$

em que $y_i \in [-1,1]$ e $m_i^{min} \leq m_i^{k+1} \leq m_i^{max}$.

O parâmetro y_i é gerado através da distribuição

$$y_i = \text{sgn}\left(u_i - \frac{1}{2}\right) T_i \left[\left(1 + \frac{1}{T_i}\right)^{|2u_i-1|} - 1 \right] \quad (3.5)$$

em que $u_i \in U[0,1]$. Ingber (op. cit.) mostrou que o mínimo global pode ser alcançado através do seguinte processo de resfriamento

$$T_i(k) = T_{0i} \exp\left(-c_i k^{\frac{1}{NM}}\right), \quad (3.6)$$

em que T_{0i} é a temperatura inicial para o parâmetro m_i , c_i é o parâmetro a ser usado para regular a temperatura e NM é a dimensão do vetor de parâmetros. Adaptando o algoritmo para o caso do operador FO-CRS, fazemos:

$$\mathbf{m} = [K_1, K_2, K_3, \beta_G, \beta_S], \quad NM = 5 \quad (3.7)$$

e

$$E(\mathbf{m}) = \frac{1}{n} \frac{\sum_t (\sum_i A_{i,t})^2}{\sum_t \sum_i (A_{i,t})^2}, \quad (3.8)$$

é a função de coerência *semblance* (NEIDELL & TANER, 1971) em que $A_{i,t}$ é a amplitude do i-ésimo traço sísmico na t-ésima janela de tempo ajustada pelo operador (2.3).

O VFSA segue então os seguintes passos:

1 – Comece com um conjunto de parâmetros aleatórios \mathbf{m}_0 em que $E(\mathbf{m}_0)$;

Laço 1 sobre temperatura T

Laço 2 sobre iterações k

Laço 3 sobre parâmetros $i = 1, 2, \dots, NM$

$$u_i \in U[0,1]$$

$$y_i = \text{sgn}\left(u_i - \frac{1}{2}\right) T_i \left[\left(1 + \frac{1}{T_i}\right)^{|2u_i - 1|} - 1 \right]$$

$$m_i^{k+1} = m_i^k + y_i (m_i^{\max} - m_i^{\min})$$

$$m_i^{\min} \leq m_i^{k+1} \leq m_i^{\max}$$

Fim_Laço 1

Agora temos um novo modelo \mathbf{m}^k

$$\Delta E = E(\mathbf{m}^k) - E(\mathbf{m}_0)$$

$$P = \exp\left(-\frac{\Delta E}{T}\right)$$

Se $\Delta E \leq 0$ então

$$\mathbf{m}^0 = \mathbf{m}^k$$

$$E(\mathbf{m}_0) = E(\mathbf{m}^k)$$

Senão Se $\Delta E > 0$

Escolha um número aleatório $r = U[0,1]$

Se $P > r$

$$\mathbf{m}^0 = \mathbf{m}^k$$

$$E(\mathbf{m}_0) = E(\mathbf{m}^k)$$

Fim_Se

Fim_Laço 2

Fim_Laço 1.

3.1 ESTIMATIVA DOS PARÂMETROS CRS PARA TIRO COMUM

Para o caso Tiro Comum, utilizamos o tempo de trânsito dado pela expressão (2.4) que é função somente de dois parâmetros: K_1 e β_G . Assim o VFSA utiliza o vetor $\mathbf{m} = [K_1, \beta_G]$, $NM=2$ e $E(\mathbf{m})$ definido pela eq. (3.8). Utilizamos um modelo de velocidades de ondas P-P de $V_P = 1600\text{m/s}$ e de ondas P-S de $V_S = 920\text{m/s}$ na primeira camada e de $V_P = 2000\text{m/s}$ e $V_S = 1395\text{m/s}$ na segunda camada (fig. 18a). As variáveis VFSA utilizados para o ajuste da reflexão P-P foram $T_0=1,2$ e $c_0=0,1$ com velocidade $V_0 = 1600\text{m/s}$ e $t_0 = 1,3343\text{s}$, já os parâmetros VFSA utilizados para o ajuste da reflexão P-S foram $T_0=1,2$ e $c_0=0,1$ com velocidade $V_0 = 920\text{m/s}$ e $t_0 = 1,85\text{s}$. A figura 18b mostra a comparação entre o ajuste da curva modelada e estimada, as curvas vermelha e verde mostram o ajuste modelado para as reflexões de onda P-P e P-S, respectivamente, e as curvas pontilhadas azul e magenta mostram o ajuste estimado pelo VFSA para as reflexões de onda P-P e P-S, respectivamente.

Adicionamos ruído à mesma seção da figura 19b e estimamos os parâmetros CRS com as mesmas variáveis VFSA iniciais. A Tabela 3.1 relaciona os parâmetros reais modelados e estimados com e sem ruído e a figura 19 mostra a convergência do *semblance* para as duas curvas estimadas pelo VFSA com e sem ruído.

O percentual de erro para o parâmetro K_1 da onda P-P foi de 3,5% para a estimativa sem ruído e de 5% para a estimativa com ruído, já para o parâmetro β_G foi de 3% para a estimativa sem ruído e 5% para a estimativa com ruído. Por conseguinte o percentual de erro para o parâmetro K_1 da onda P-S foi de 8% para a estimativa sem ruído e de 10% para a estimativa com ruído, já para o parâmetro β_G foi de 0,5% para a estimativa sem ruído e 14% para a estimativa com ruído.

Parâmetros P-P	Real	Estimado sem ruído	Estimado com ruído
K_1	0,46838	0,4524	0,4462
β_G	0,414723	0,4055	0,4037
<i>Semblance</i>	0,834	0,7042	0,665
Parâmetros P-S	Real	Estimado sem ruído	Estimado com ruído
K_1	0,33	0,303	0,30
β_G	0,30	0,2987	0,2493
<i>Semblance</i>	0,789	0,6761	0,5477

Tabela 3.1 - Relação entre os parâmetros reais e estimados pelo VFSA com e sem ruído.

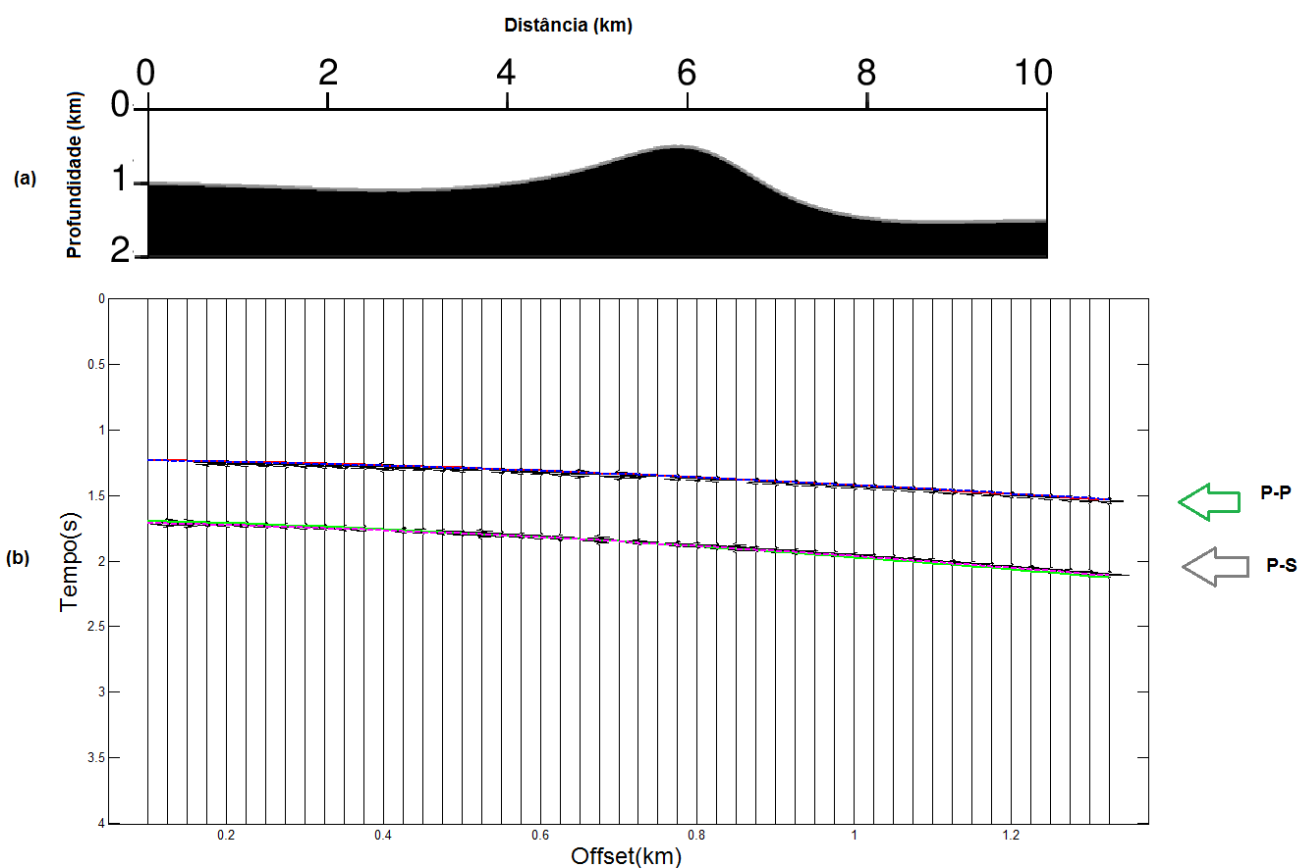


Figura 18 - (a) Modelo de velocidade com um refletor. (b) Seção contendo reflexões de onda P-P (seta verde) e onda P-S (seta cinza). Linha vermelha indica o ajuste do tempo CRS modelado e linha pontilhada azul indica o ajuste do tempo CRS estimado pelo VFSA para a reflexão de onda P-P. Linha verde indica o ajuste do tempo CRS modelado e linha pontilhada magenta indica o ajuste do tempo CRS estimado pelo VFSA para a reflexão de onda P-S.

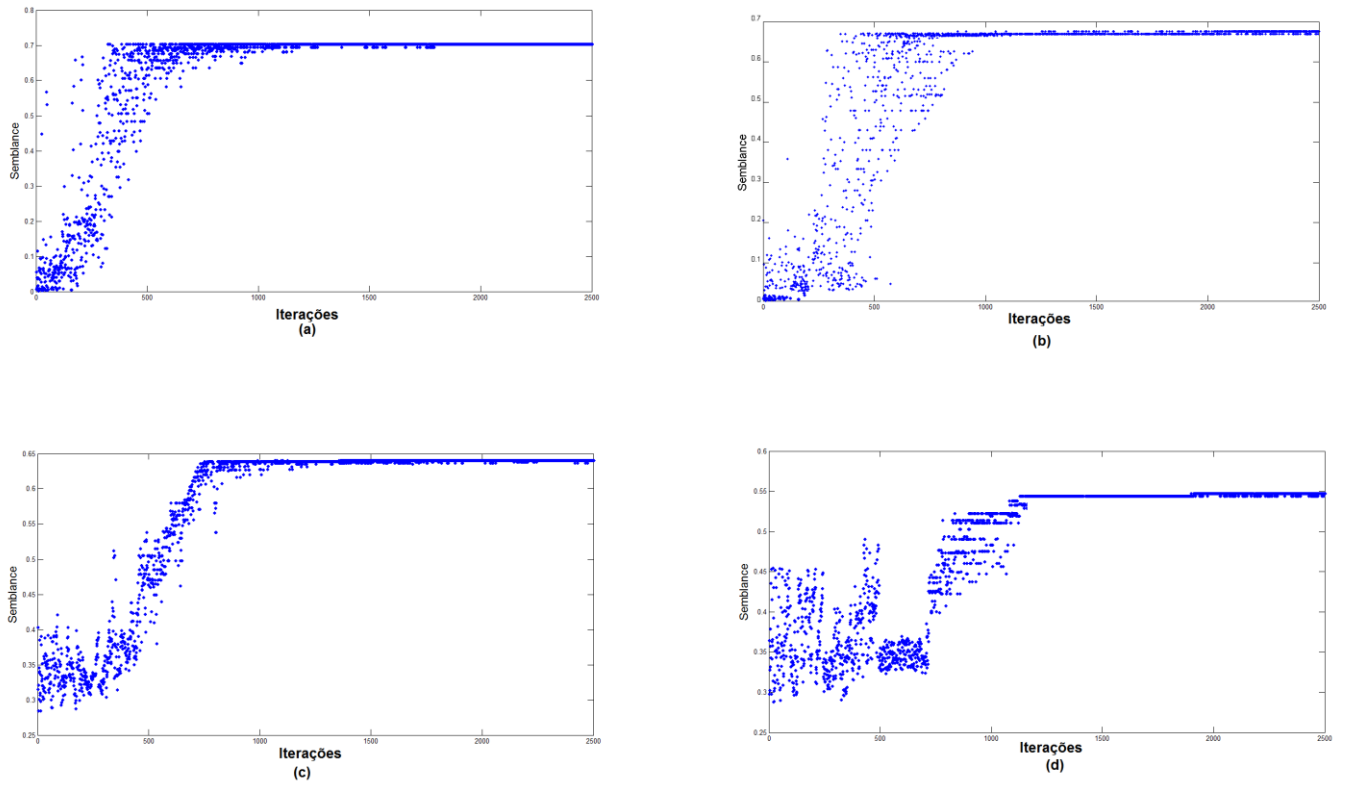


Figura 19 - Convergência do *semblance* para reflexão de (a) onda P-P sem ruído, (b) onda P-P com ruído, (c) onda P-S sem ruído e (d) onda P-S com ruído.

4 SEPARAÇÃO DE ONDAS P E S

4.1 MÉTODO UTILIZANDO OPERADOR CRS

O primeiro método de separação de ondas P-P e P-S leva em consideração a aproximação de tempo de trânsito CRS para Offset Comum (CO-CRS) dada pela eq. (2.6). Seja, então, uma seção sísmica com reflexões de ondas P-P e P-S desejamos extrair isoladamente cada informação dessas reflexões através do ajuste do CO-CRS. Em princípio, o método de separação entre ondas P e S não leva em consideração a existência de múltiplas, ondas refratadas, *ground roll* e ondas diretas, necessitando de antemão um bom processamento para eliminar estas informações. Já a extração de cada componente da seção leva em consideração a estimativa dos cinco parâmetros β_G , β_S , K_1 , K_2 , e K_3 através do VFSA. A figura 20 mostra o conjunto de reflexões organizadas no arranjo Offset Comum (*Common Offset* - CO) no domínio ponto médio-meio offset (x_m, h). Percebe-se que para cada conjunto CO de reflexão existe uma superfície CRS ajustada por dois conjuntos de cinco parâmetros diferentes.

O método de separação de ondas P-P e P-S, desenvolvido por Bergler et al. (2002), requer pelo menos o conhecimento de β_G para cada t_0 do conjunto total de seções CO pois ele fornece o ângulo de emergência do raio referente a onda P ou S. Assumindo um ângulo de chegada β_g do raio central, a direção do raio no receptor define a direção de polarização da onda P viajando ao longo do raio nessa mesma posição. Se um dado evento se ramifica de uma onda P emergente, a polarização calculada diretamente das componentes vertical e horizontal e a polarização definida pelo raio de emergência devem coincidir, enquanto que para uma onda S emergente eles devem ser diferentes. Assim, denotamos o ângulo entre a polarização medida e a polarização definida pela direção do raio de emergência como γ , servindo como um critério para distinguir ondas P e S. Bergler et al. (2002) sugeriu que aplicássemos um filtro da forma $w(\gamma) = \cos^{2n+1}\gamma$, $n > 1$. Assim para que possamos atenuar as amplitudes de onda S aplicamos o filtro na seção sísmica de componente vertical, enquanto que para acentuá-las aplicamos o filtro na seção sísmica de componente horizontal.

Para calcularmos o ângulo γ precisamos saber o comportamento do deslocamento da partícula no tempo t_0 . Seja a equação do deslocamento de uma partícula sob influência de uma onda num ponto qualquer R no tempo t (CERVENÝ, 2001)

$$\vec{u}(R, t) = Re\{\vec{U}(R)F(t - T(R))\}, \quad (4.1)$$

em que $F(t-T(R))$ é o sinal analítico de alta frequência $F(t - T(R)) = x(t - T(R)) + ig(t - T(R))$ e que $x(t-T(R))$ e $g(t-T(R))$ formam o par de transformada de Hilbert. Por conseguinte expressamos o sinal analítico como

$$F(t - T(R)) = a(t - T(R))e^{-i\phi(t-T(R))} \quad (4.2)$$

em que $a(t-T(R))$ é o envelope de $x(t-T(R))$ e $g(t-T(R))$ e ϕ é o fasograma dados por

$$a(t - T(R)) = [x(t - T(R))^2 + g(t - T(R))^2]^{\frac{1}{2}},$$

$$\phi(t - T(R)) = -arctg\left(\frac{F(t - T(R))}{g(t - T(R))}\right). \quad (4.3)$$

Das equações acima deduzimos as equações de polarização para o plano cartesiano 2D (CERVENÝ, op.cit.)

$$u_1 = a(t - T(R))B\cos[\phi(t - T(R)) - \beta], \quad (4.4)$$

$$u_2 = a(t - T(R))C\cos(\phi(t - T(R)) - \varphi),$$

em que u_1 é o deslocamento na vertical e u_2 é o deslocamento na horizontal, os valores B e C são constantes e β e φ são os ângulos de polarização dos deslocamentos u_1 e u_2 , respectivamente.

No método inverso temos as constantes B e C extraídas diretamente da parte real da transformada de Fourier de cada amplitude dos sismogramas da componente vertical e horizontal, respectivamente. Da mesma forma temos β e φ extraídas diretamente da parte imaginária da transformada de Fourier de cada amplitude dos sismogramas da componente vertical e horizontal, respectivamente. Já as constantes $a(t - T(R))$ e $\phi(t - T(R))$ são informações a priori do pulso inicial. Uma vez estimados u_1 e u_2 calculamos o ângulo entre eles dado por

$$\alpha = arctan\left(\frac{u_2}{u_1}\right). \quad (4.5)$$

Finalmente para cada valor α subtraímos pelo valor β_g estimado para cada amostra através do algoritmo VFSA e teremos o valor de γ

$$\gamma = \alpha - \beta_g. \quad (4.6)$$

Foram geradas seções do modelo da figura 20 para meio-offsets de 0 a 0,625km com incremento de 0,025km e para pontos médios de 0,2km a 2,5km com incremento

de 0,025km utilizando uma relação de velocidade para ondas S de $\frac{v_p}{v_s} = \sqrt{3}$, uma taxa de amostragem de 4ms e um pulso Ricker inicial de 30Hz de frequência-pico. Em todas as seções foi adicionado ruído aleatório. A figura 21a mostra a seção de meio-offset 0,5km para a componente vertical e a figura 21b mostra a seção de meio-offset 0,5km para a componente horizontal.

O filtro utilizado para separar as reflexões foi dado por $w(\gamma) = \cos^5 \gamma$. As figuras 22a e 22b mostram o resultado da filtragem para as componentes vertical e horizontal das figuras 21a e 21b, respectivamente. Percebe-se que a componente vertical preservou reflexões referentes às ondas P-P e atenuou as reflexões referentes às ondas P-S, da mesma forma a componente horizontal preservou as ondas P-S e atenuou as ondas P-P.

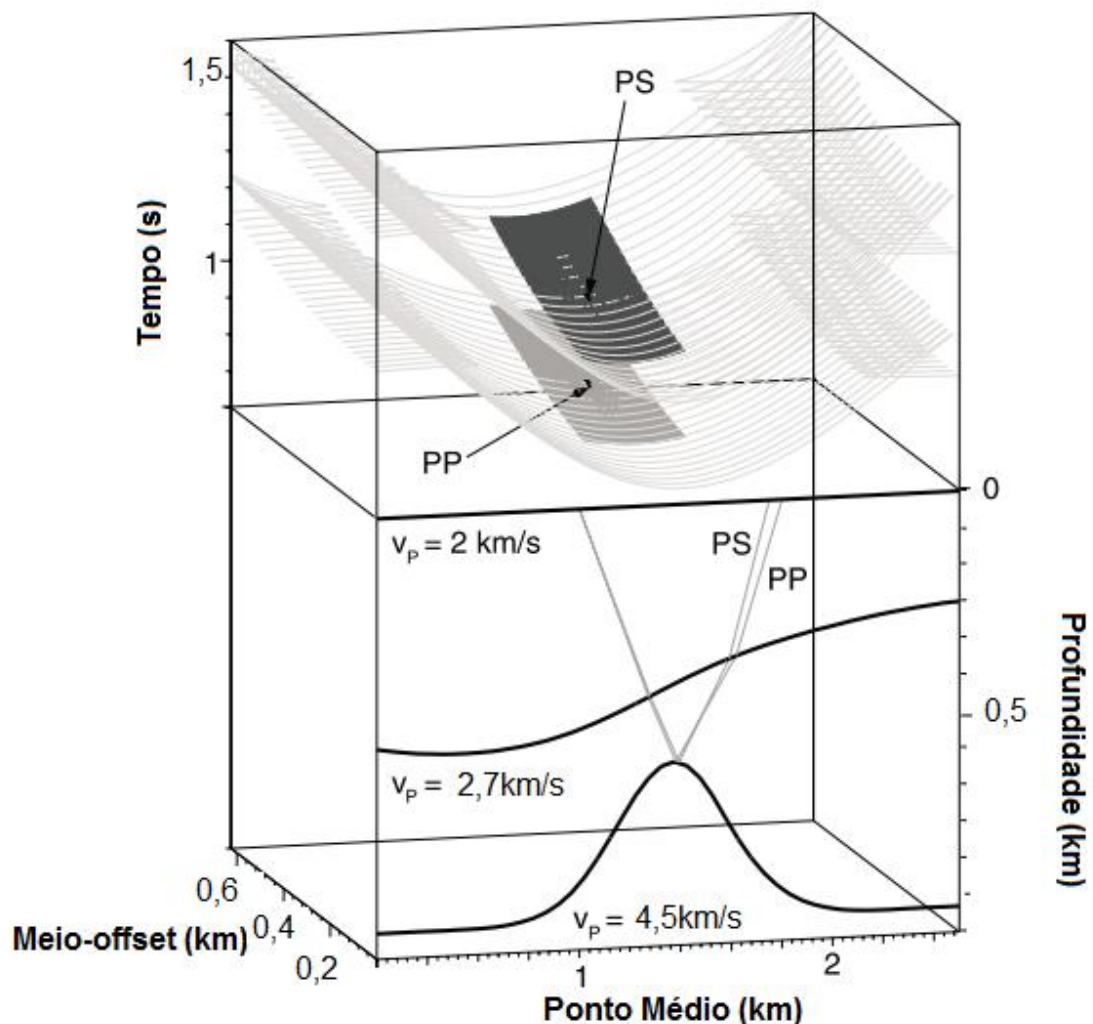


Figura 20 - (a) Organização das seções sísmicas em CO no domínio ponto médio-meio offset (x_m, h) com as superfícies CO-CRS ajustando as reflexões referentes às ondas P-P e P-S. (b) Modelo de domo com os dois raios associados às superfícies CO-CRS. Fonte: Adaptado de Bergler et al. (2002).

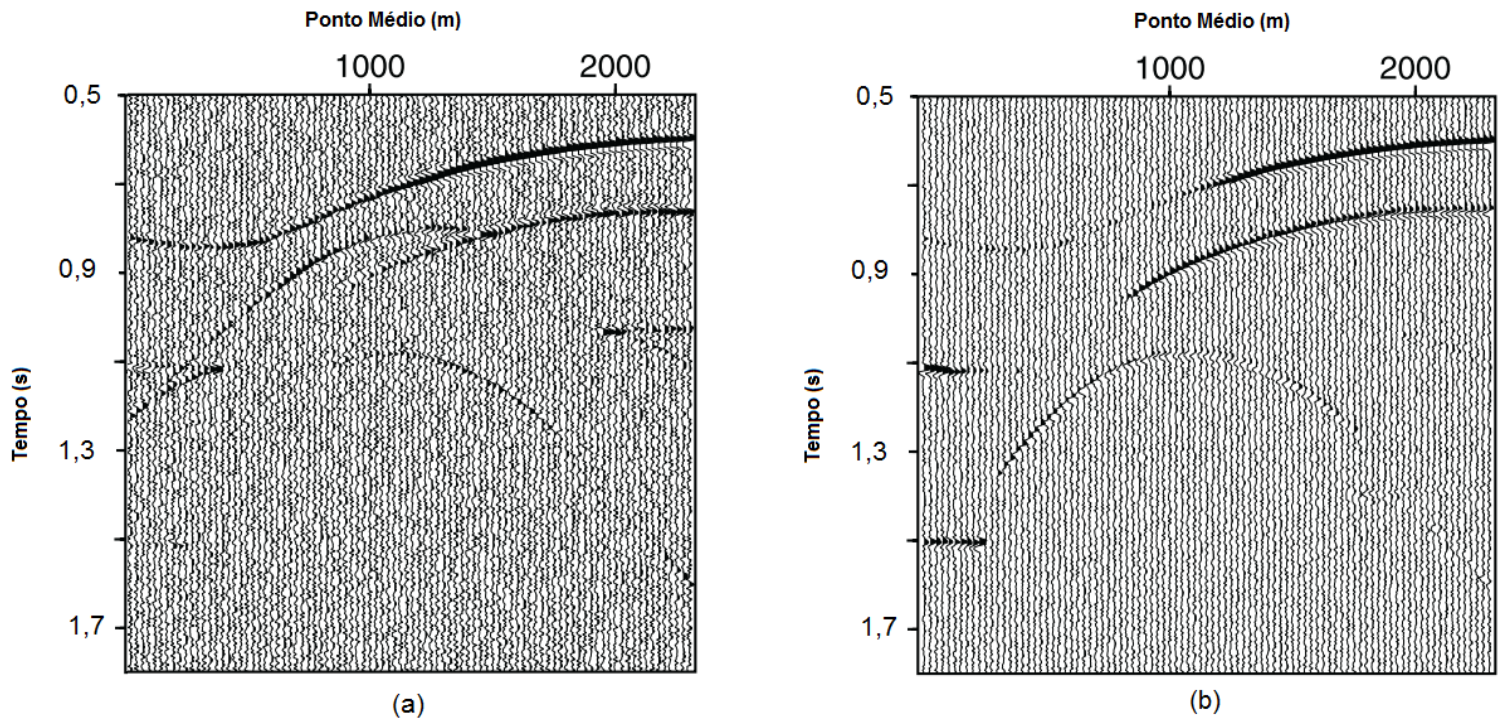


Figura 21 - (a) Componente vertical da seção CO com meio-offset 0,5km. (b) Componente horizontal da seção CO com meio-offset 0,5km. Fonte: Adaptado de Bergler et al. (2002).

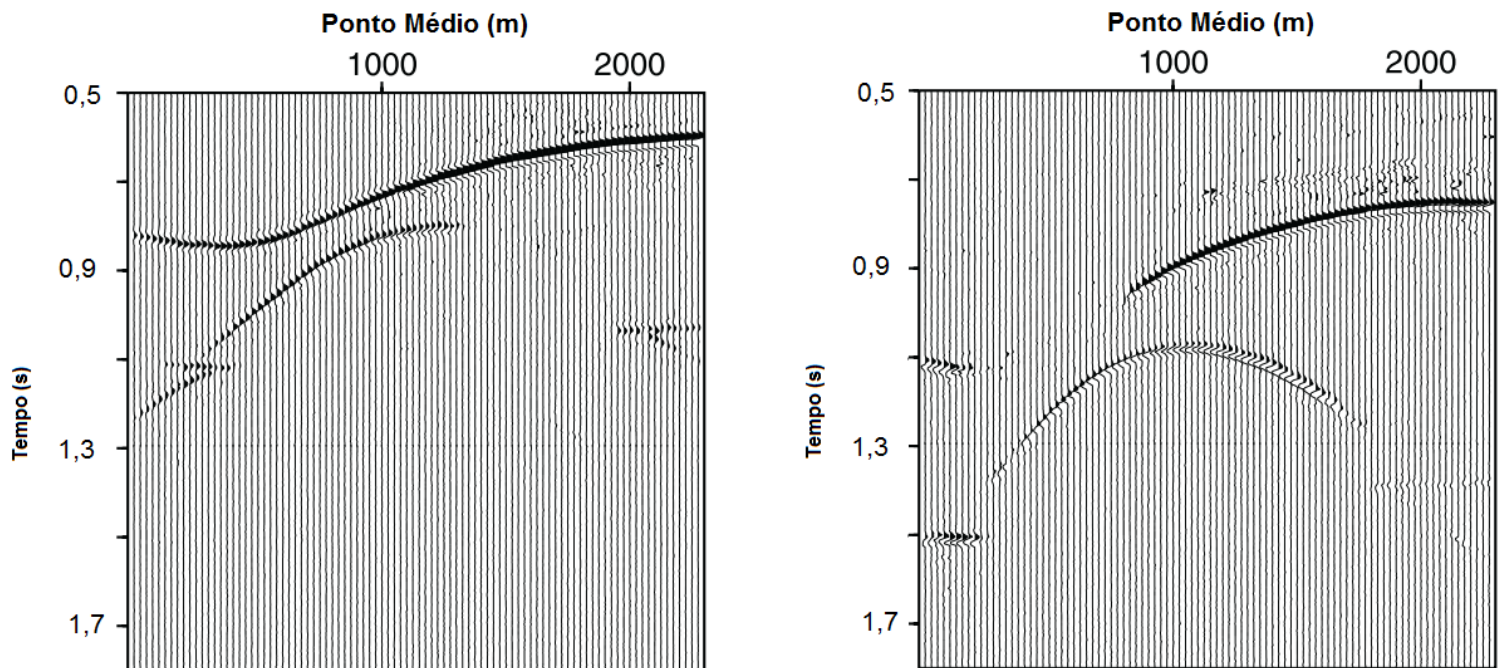


Figura 22 - (a) Componente vertical filtrada preservando ondas P-P. (b) Componente horizontal filtrada preservando ondas P-S. Fonte: Adaptado de Bergler et al. (2002)

4.2 MÉTODO UTILIZANDO A TRANSFORMADA τ -p

O segundo método de separação de ondas P-P e P-S leva em consideração a transformação das seções no domínio de tempo de trânsito-vagarosidade τ -p. Esse método foi proposto por Wang e Singh (2003) e requer a inversão das vagarosidades e das velocidades das ondas P e S para que ocorra extração isolada de cada tipo de reflexão.

Considere um meio elástico e isotrópico cujo movimento das partículas são definidas no receptor como $u_x(t, x)$ e $u_z(t, x)$ nas coordenadas horizontal e vertical, respectivamente com t denotando tempo e x denotando o offset. Quando as ondas P e S chegam simultaneamente no receptor com ângulos de incidência θ_p e θ_s , as respostas são definidas por u_x e u_z . Definindo a oscilação observada imediatamente na camada abaixo do receptor como u_r para ondas P e u_t para ondas S, a relação entre u_x , u_z , u_r e u_t pode ser definida com base na figura 23 como

$$\begin{bmatrix} u_x \\ u_z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sin\theta_p' & \cos\theta_s' \\ -\cos\theta_p' & \sin\theta_s' \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u_r \\ u_t \end{bmatrix}, \quad (4.7)$$

onde θ_p' e θ_s' são os ângulos de pseudo-polarização das ondas P e S.

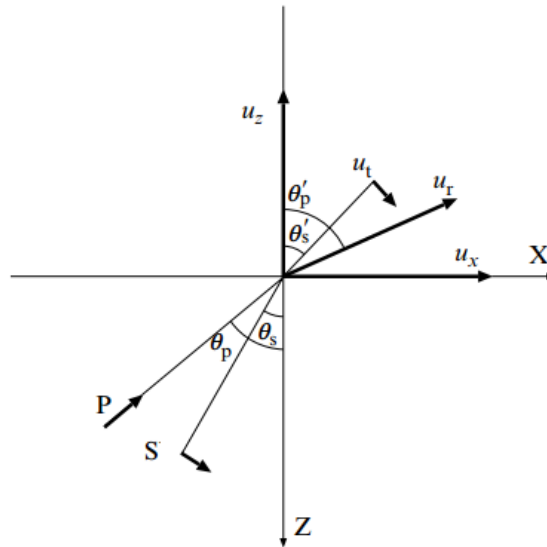


Figura 23 - Plano de incidência das ondas P e S no receptor com ângulos de incidência θ_p e θ_s . A resposta total u_r da onda P e u_t da onda S são gravadas nas componentes horizontal (u_x) e vertical (u_z). Os ângulos de pseudo-polarização θ_p' e θ_s' podem ser estimados de u_x e u_z . Fonte: Wang e Singh (2003).

A eq. (4.7) pode ser desmembrada em

$$u_r = \frac{u_x \sin \theta_s' - u_z \cos \theta_s'}{\sin \theta_p' \sin \theta_s' + \cos \theta_s' \cos \theta_p'} \quad (4.8)$$

$$u_t = \frac{u_x \cos \theta_p' + u_z \sin \theta_p'}{\sin \theta_p' \sin \theta_s' + \cos \theta_s' \cos \theta_p'}$$

No domínio τ - p , u_r e u_t podem ser obtidos de u_x e u_z através de (4.8) e consequentemente podemos separar os dois tipos de reflexão, desde que os ângulos de pseudo-polarização θ_p' seja o mesmo para todas as ondas P e θ_s' seja o mesmo para todas as ondas S em uma vagarosidade p fixa. Depois da separação as amplitudes de ondas P e S são dadas, respectivamente, por u_r e u_t .

Para que a eq. (4.8) possa separar as reflexões é necessário o conhecimento dos pseudo-polarizações. Para calculá-las partimos da expressão de u_x e u_z em função do coeficiente de reflexão para uma onda P incidente (fig. 24a) (WANG & SANGH, 2003)

$$u_x = u_p(p\alpha + R_{\dot{p}\dot{p}}p\alpha + R_{\dot{p}\dot{s}}q\beta), \quad (4.9)$$

$$u_z = -u_p(q\alpha - R_{\dot{p}\dot{p}}q\alpha + R_{\dot{p}\dot{s}}p\beta),$$

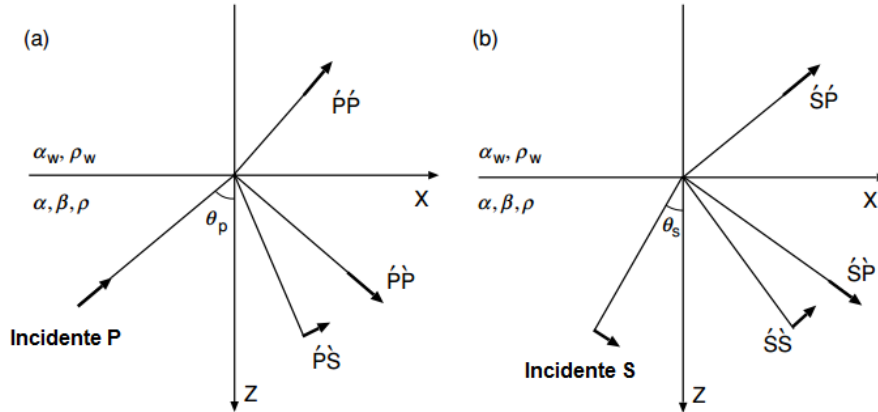


Figura 24 - Partição de energia numa interface para uma (a) onda P incidente e (b) onda S incidente. Adaptado de Wang e Singh (2003).

em que u_p denota a amplitude a onda incidente, p denota a vagarosidade horizontal e α e β denotam as velocidades das ondas P e S abaixo do receptor. A vagarosidade vertical das ondas P e S são dadas, respectivamente por

$$\begin{aligned} q_\alpha &= \sqrt{\alpha^{-2} - p^2}, \\ q_\beta &= \sqrt{\beta^{-2} - p^2}, \end{aligned} \quad (4.10)$$

onde $R_{\hat{p}\hat{p}}$ e $R_{\hat{p}\hat{s}}$ são o coeficiente de reflexão das ondas incidente P-P e P-S, respectivamente, da interface entre o receptor e a camada logo abaixo dele, já no subscrito o símbolo " ' " denota incidência e " ` " denota reflexão. Por conseguinte o ângulo θ_p' se relaciona com u_x e u_z por

$$\tan \theta_p' = -\frac{u_x}{u_z}, \quad (4.11)$$

substituindo (4.9) em (4.11) e definindo $R_{\hat{p}\hat{p}}$ e $R_{\hat{p}\hat{s}}$ como

$$\begin{aligned} R_{\hat{p}\hat{p}} &= \frac{-(1-2p^2\beta^2)^2\rho q_w + 4p^2\beta^4\rho q_\alpha q_\beta q_w + \rho_w q_\alpha}{(1-2p^2\beta^2)^2\rho q_w + 4p^2\beta^4\rho q_\alpha q_\beta q_w + \rho_w q_\alpha}, \\ R_{\hat{p}\hat{s}} &= \frac{4\alpha\beta p\rho q_\alpha q_w(1-2p^2\beta^2)}{(1-2p^2\beta^2)^2\rho q_w + 4p^2\beta^4\rho q_\alpha q_\beta q_w + \rho_w q_\alpha}, \end{aligned} \quad (4.12)$$

temos

$$\tan \theta_p' = \frac{p(\rho_w + 2\rho\beta^2 q_\beta q_w)}{\rho q_w(1-2p^2\beta^2)}, \quad (4.13)$$

em que β e ρ são as respectivas velocidade da onda S e densidade na camada abaixo do receptor, ρ_w denota a densidade da água e q_β e q_w denotam as respectivas vagarosidade vertical da onda S refletida e onda P transmitida.

Para uma onda S incidente, como na figura 24b, temos u_x e u_z

$$\begin{aligned} u_x &= u_s(q_\beta\beta + R_{\hat{s}\hat{s}}q_\beta\beta + R_{\hat{s}\hat{p}}p\alpha), \\ u_z &= u_s(p\beta - R_{\hat{s}\hat{s}}p\beta + R_{\hat{s}\hat{p}}q_\alpha\alpha), \end{aligned} \quad (4.14)$$

em que u_s denota a amplitude da onda incidente, $R_{\dot{s}s}$ e $R_{\dot{s}p}$ são o coeficiente de reflexão da interface entre o receptor e a camada logo abaixo dele. Da mesma forma que a eq. (4.11) temos que o ângulo θ_s' se relaciona com u_x e u_z por

$$\tan \theta_s' = \frac{u_z}{u_x}, \quad (4.15)$$

substituindo (4.14) em (4.15) e admitindo os coeficientes $R_{\dot{s}s}$ e $R_{\dot{s}p}$ como

$$R_{\dot{s}s} = \frac{(1-2p^2\beta^2)^2 \rho q_w - 4p^2\beta^4 \rho q_\alpha q_\beta q_w + \rho_w q_\alpha}{(1-2p^2\beta^2)^2 \rho q_w + 4p^2\beta^4 \rho q_\alpha q_\beta q_w + \rho_w q_\alpha},$$

$$R_{\dot{s}p} = \frac{4\alpha^{-1}\beta^3 p \rho q_\beta q_w (1-2p^2\beta^2)}{(1-2p^2\beta^2)^2 \rho q_w + 4p^2\beta^4 \rho q_\alpha q_\beta q_w + \rho_w q_\alpha}, \quad (4.16)$$

temos

$$\tan \theta_s' = \frac{2\rho\beta^2 p q_\alpha q_w}{\rho_w q_\alpha + \rho q_w (1-2p^2\beta^2)}. \quad (4.17)$$

As eq. (4.13) e (4.17) mostram que ambas são funções de α , β e ρ , contudo esses parâmetros necessitam ser conhecidos a priori para o cálculo de θ_p' e θ_s' . Para a estimativa dos ângulos os seguintes passos são adotados: (a) Calcular θ_p' direto do sismograma no domínio τ - p e assim estimar β e ρ , (b) uma vez estimado β e ρ , estimar α e calcular θ_s' . Para o passo (a) ser realizado, basta isolar a primeira reflexão da seção sísmica no domínio τ - p , que é sempre uma reflexão de onda P, e definir uma janela para isolar os traços tanto na seção horizontal u_x quanto vertical u_z . Após janelar os traços, o ângulo θ_p' é calculado através de

$$\tan 2\theta_p' = \frac{2X \cdot Z}{X \cdot X - Z \cdot Z} \quad (4.18)$$

em que X é a matriz da amplitude de todos os traços janelados na seção horizontal $X = u_{xi}, i = 1, 2, \dots, N$ e Z é a matriz da amplitude de todos os traços janelados na seção vertical $Z = u_{zi}, i = 1, 2, \dots, N$. Uma vez estimado o valor de θ_p' para cada p , utilizamos o método de inversão não linear de Gauss-Newton para ajustar o erro decorrente da estimativa dada por (4.13) em relação a estimativa dada por (4.18) e assim estimarmos o par de parâmetros (β, ρ) ótimo que gere o menor erro residual possível. A velocidade da onda P, α , na camada abaixo do receptor pode ser estimada através de

refrações observadas nas seções no domínio tempo-espço. Desde que consideremos que seções sísmicas sejam adquiridas em longos offsets, refrações do primeiro refletor ficam visíveis e geram uma estimativa realística de α .

Sejam as componentes vertical u_{rz} e horizontal u_{rx} da componente de resposta u_r da onda P

$$\begin{aligned} u_{rx} &= u_r \sin \theta_p', \\ u_{rz} &= -u_r \cos \theta_p', \end{aligned} \quad (4.19)$$

isolando u_p do conjunto de equações (4.9) temos as equações

$$\begin{aligned} u_p &= \frac{u_{rx}}{(p\alpha + R_{\hat{p}\hat{p}}p\alpha + R_{\hat{p}\hat{s}}q\beta)}, \\ u_p &= \frac{u_{rz}}{(-q_\alpha\alpha + R_{\hat{p}\hat{p}}q_\alpha\alpha - R_{\hat{p}\hat{s}}p\beta)} \end{aligned} \quad (4.20)$$

substituindo (4.13), (4.19) e os coeficientes de reflexão (4.12) na expressão (4.20) temos para as duas equações acima a mesma forma

$$u_p = u_r \frac{(1 - 2p^2\beta^2)^2 \rho q_w + 4p^2\beta^4 \rho q_\alpha q_\beta q_w + q_\alpha \rho_w}{2\alpha q_\alpha \sqrt{(1 - 2p^2\beta^2)^2 \rho^2 q_w^2 + p^2(\rho_w + 2\rho\beta^2 q_\beta q_w)^2}}. \quad (4.21)$$

Analogamente para a onda S temos as componentes vertical u_{tz} e horizontal u_{tx} da componente de resposta u_t

$$\begin{aligned} u_{tx} &= u_t \cos \theta_s', \\ u_{tz} &= u_t \sin \theta_s', \end{aligned} \quad (4.22)$$

isolando u_s do conjunto de equações (4.14) temos as equações

$$\begin{aligned} u_s &= \frac{u_{tx}}{(q_\beta\beta + R_{\hat{s}\hat{s}}q_\beta\beta + R_{\hat{s}\hat{p}}p\alpha)}, \\ u_s &= \frac{u_{tz}}{(p\beta - R_{\hat{s}\hat{s}}p\beta + R_{\hat{s}\hat{p}}q_\alpha\alpha)}. \end{aligned} \quad (4.23)$$

Substituindo as equações (4.17), (4.23) e os coeficientes de reflexão (4.16) na expressão em (4.23) temos

$$u_s = u_t \frac{(1-2p^2\beta^2)^2 \rho q_w + 4p^2\beta^4 \rho q_\alpha q_\beta q_w + q_\alpha \rho_w}{2\beta q_\beta \sqrt{[(1-2p^2\beta^2)\rho q_w + \rho_w q_\alpha]^2 + 4\rho^2\beta^4 p^2 q_\alpha^2 q_w^2}}. \quad (4.24)$$

As equações (4.21) e (4.24) são amplitudes dos campos refletidos das ondas P-P e P-S cujos valores são funções dos parâmetros da camada abaixo dos receptores e da vagarosidade.

A figura 25a mostra sismogramas sintéticos para u_x e u_z de uma aquisição OBC (*Ocean Bottom Cable*) formado por um modelo de duas camadas cujos parâmetros são: (a) para a primeira camada: $\alpha = 2\text{km/s}$, $\beta = 1,2\text{km/s}$, $\rho = 2\text{g/cm}^3$ e espessura de $1,5\text{km}$; (b) para a segunda camada: : $\alpha = 2,5\text{km/s}$, $\beta = 1,6\text{km/s}$, $\rho = 2,1\text{g/cm}^3$ e espessura de 1km ; e (c) para a lâmina d'água: $\alpha = 1,48\text{km/s}$, $\beta = 0\text{ km/s}$, $\rho = 1\text{g/cm}^3$ e espessura de $0,5\text{km}$. A figura 25b mostra as seções transformadas no domínio τ - p . A figura 26a mostra os valores u_t e u_r referente às ondas P e S, respectivamente, e a figura 26b mostra a seção já com ondas P-P e P-S separadas.

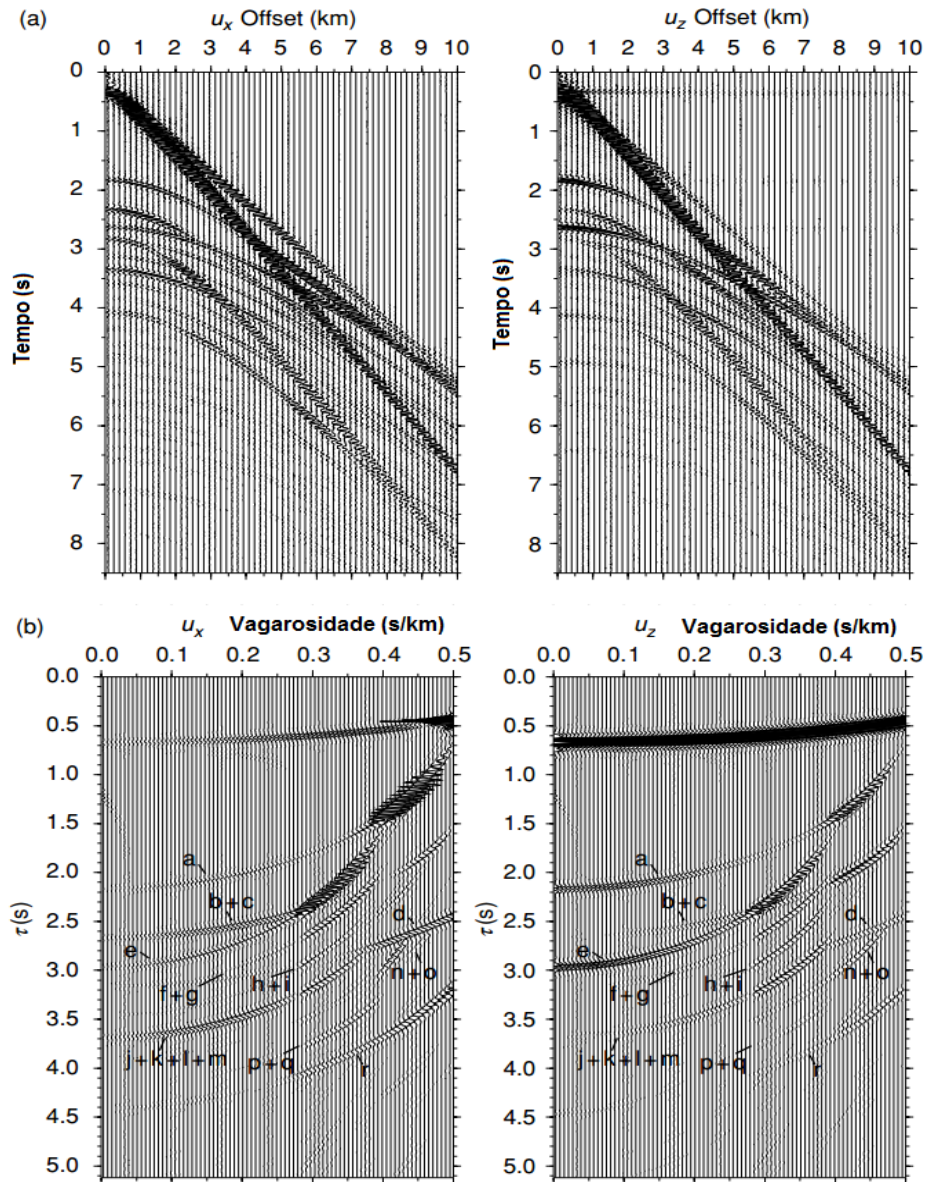


Figura 25 - (a) As componentes u_x e u_z de seções sintéticas no domínio do tempo-espaco. (b) As componentes u_x e u_z de seções sintéticas no domínio τ - p . As reflexões marcadas são: a - $\hat{P}\hat{P}\hat{P}$, b- $\hat{P}\hat{S}\hat{P}$, c - $\hat{P}\hat{P}\hat{S}$, d - $\hat{P}\hat{S}\hat{S}$, e- $\hat{P}\hat{P}\hat{P}\hat{P}$, f - $\hat{P}\hat{P}\hat{S}\hat{P}$, g- $\hat{P}\hat{P}\hat{S}\hat{P}$, h- $\hat{P}\hat{S}\hat{P}\hat{P}$, i- $\hat{P}\hat{P}\hat{P}\hat{S}$, j- $\hat{P}\hat{S}\hat{S}\hat{P}$, k- $\hat{P}\hat{S}\hat{S}\hat{P}$, l- $\hat{P}\hat{P}\hat{S}\hat{S}$, m- $\hat{P}\hat{S}\hat{S}\hat{P}$, n- $\hat{P}\hat{S}\hat{S}\hat{S}$, o- $\hat{P}\hat{P}\hat{S}\hat{S}$, p- $\hat{P}\hat{S}\hat{P}\hat{S}$, q- $\hat{P}\hat{S}\hat{S}\hat{P}$, r- $\hat{P}\hat{S}\hat{S}\hat{S}$. Fonte: Adaptado de Wang e Sangh (2003).

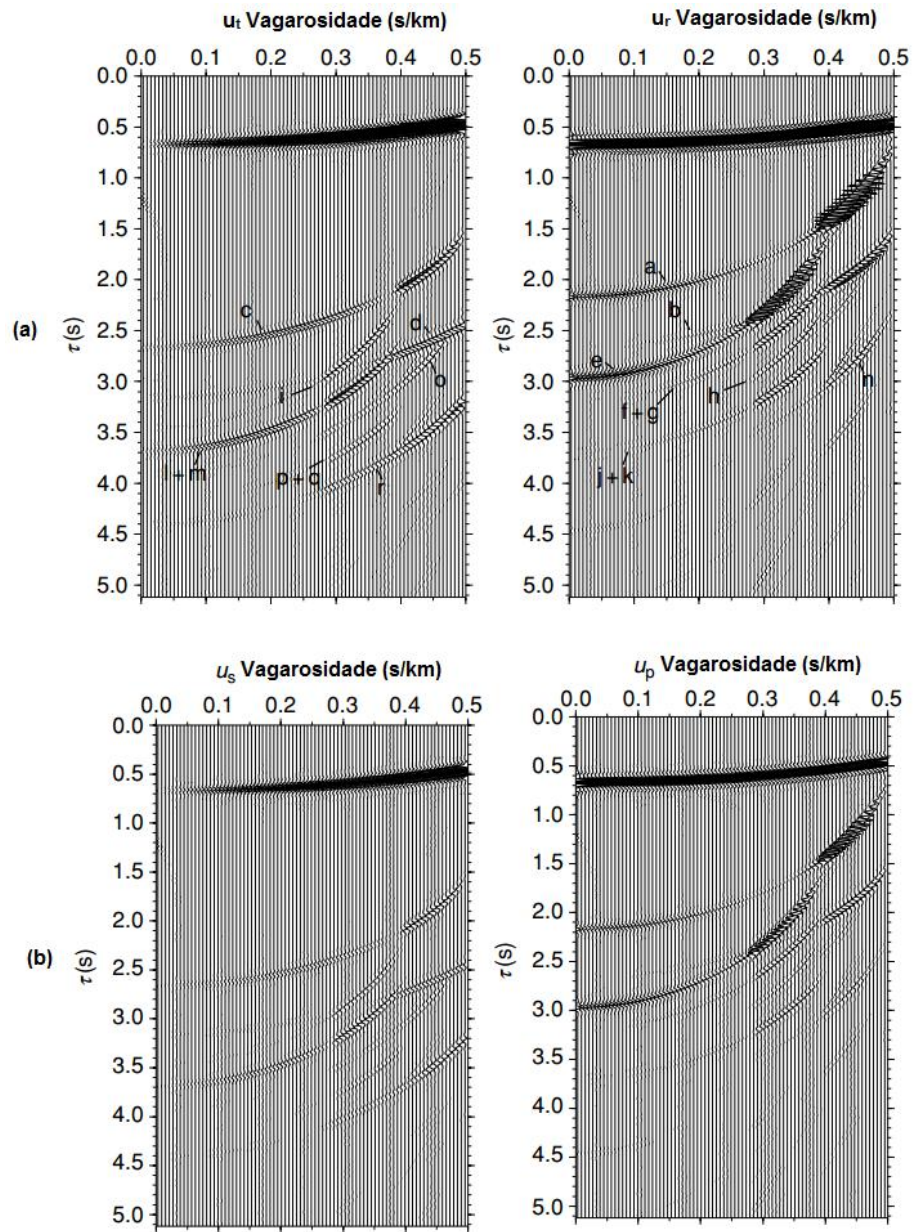


Figura 26 - (a) Campo u_r referente à onda P à direita, e campo u_t referente à onda S à esquerda. (b) Campo u_p referente à onda P à direita, e campo u_s referente à onda S à esquerda.

5 REGULARIZAÇÃO DE DADOS SÍSMICOS

Na análise numérica interpolação é o método de construção de novos dados através de um conjunto de dados previamente conhecidos. Em uma seção sísmica dispõe-se habitualmente de dados sísmicos pontuais que representam a oscilação da amplitude com o tempo obtidos a partir de uma amostragem, contudo devido a problemas operacionais pode existir uma disposição irregular de traços sísmicos. Para resolver este problema e garantir uma seção sísmica regular, criamos traços através da interpolação utilizando o operador CRS. Hoecht et al. (2009) enquadraram os métodos de interpolação através do CRS em dois tipos: métodos orientados ao alvo e o orientado ao operador.

Os métodos orientados ao alvo são métodos de interpolação que se utilizam do ajuste do operador CRS num evento e a amostra a ser interpolada depende das amplitudes dos traços vizinhos ajustadas a esse operador. A interpolação de uma amostra pode ser feita de duas maneiras: uma vez estimados os parâmetros CRS para cada amostra de cada traço vizinho, aplica-se uma operação nesses parâmetros CRS - que é ponderada de acordo com a distância dos traços (média aritmética ponderada, geométrica, harmônica ou mesmo simples) - e cria-se na amostra a ser interpolada um operador CRS novo. A figura 26a mostra o procedimento da interpolação orientada ao alvo em que dois traços ajustados por dois operadores CRS (linhas pontilhadas cinzas claras) em amostras diferentes (pontos cinzas claros) criam um operador novo (linha cinza escura) numa nova amostra (ponto cinza escuro). A outra maneira é estimar diretamente um operador CRS na amostra a ser interpolada, como mostrado na figura 26b.

Por outro lado o método orientado ao operador não precisa de ponderação dos operadores CRS de traços vizinhos para gerar o operador na amostra a ser interpolada. O procedimento de interpolação se baseia no deslocamento do operador CRS do traço vizinho até o ponto da amostra a ser interpolada, ou seja, primeiro computamos o valor do operador na intersecção do traço a ser interpolado e deslocamos no tempo este operador até o ponto de intersecção. A figura 27 mostra como funciona o procedimento: o operador do traço vizinho (linha pontilhada) corta o traço a ser interpolado (em cinza claro), assim que ocorre a intersecção deslocamos o operador (linha cinza escura) para o local da amostra a ser interpolada (ponto cinza claro). Esse procedimento é mais

vantajoso pois evita a ambiguidade criada pelo método orientado ao alvo ao interpolar informações de refletores inclinados (figura 28).

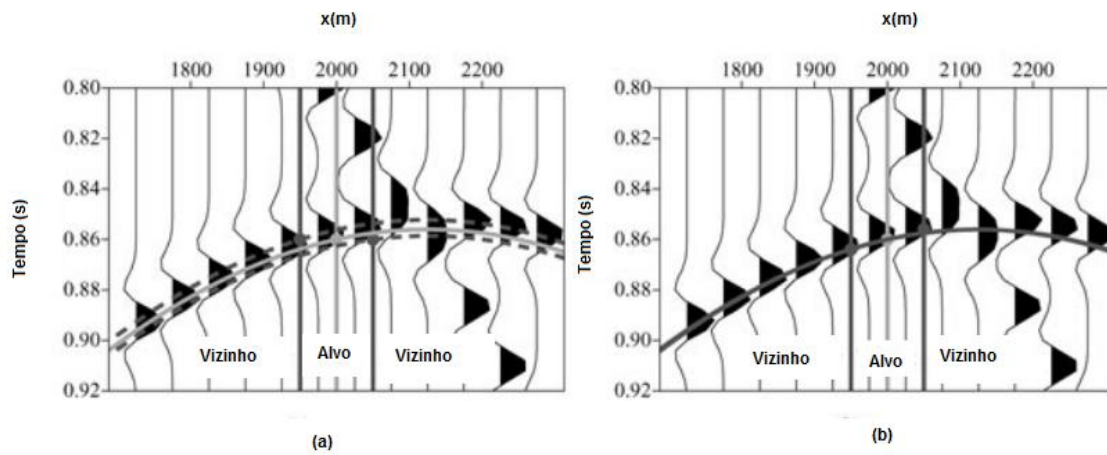


Figura 26 - Interpolação pelo método orientado ao alvo. (a) Interpolação utilizando a ponderação de operadores CRS vizinhos. (b) Interpolação utilizando um único operador CRS. Adaptado de Hoecht et al. (2009).

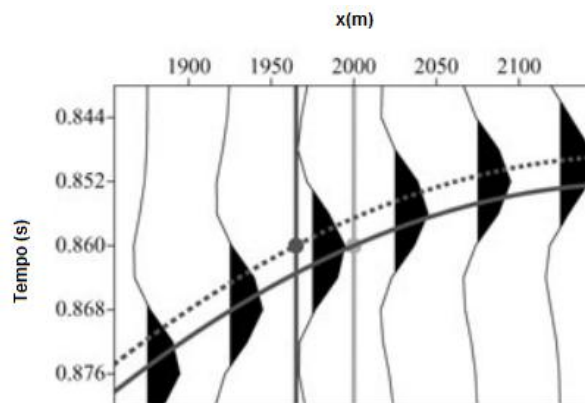


Figura 27 - Interpolação orientada ao operador. O operador CRS (linhas pontilhadas) de uma amostra (ponto cinza escuro) é deslocado no tempo para a construção do operador CRS da amostra a ser interpolada. Adaptado de Hoecht et al (2009).

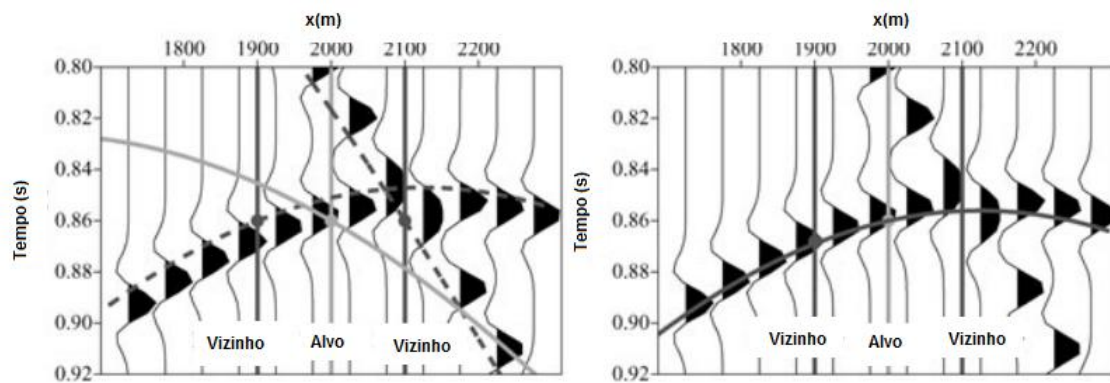


Figura 28 - Um evento interferente pode provocar interpolação inconsistente no traço alvo para o método orientado ao alvo (esquerda). Já o método orientado ao operador produz o operador correto no traço alvo (direita). Adaptado de Hoecth et al. (2009).

Santos et al. (2016) aplica o método de interpolação orientado ao alvo para reflexões de ondas P-P e P-S para o caso Tiro Comum em três modelos geológicos sintéticos. Em todos os modelos a seção sísmica foi gerada pelo traçamento de raios contendo 30 geofones espaçados a 500m cada e a coordenada da fonte na origem do sistema de coordenadas.

O primeiro modelo é dado na figura 29a formado por 1 refletor plano. Este modelo possui 3km de extensão por 1km de profundidade cuja coordenada do refletor está a 0,5km. A primeira camada possui valor de velocidade de onda P de 1,85km/s e de onda S de 1,10 km/s, já a segunda camada possui um valor de velocidade de onda P de 2,4km/s e de onda S de 1,5km/s (figura 29b). O segundo modelo é dado na figura 30a formado por dois refletores plano. Este modelo possui 3km de extensão por 3km de profundidade cuja coordenadas dos refletores estão a 1km e 2km. A primeira camada possui um valor de velocidade de onda P de 2,3km/s e de onda S de 2,09 km/s, já a segunda camada possui um valor de velocidade de onda P de 2,6km/s e de onda S de 2,16km/s e a terceira camada possui um valor de velocidade de onda P de 2,7km/s e de onda S de 2,25km/s (figura 30b). Por último o terceiro modelo é dado na figura 31a formado por um refletor plano e um refletor inclinado. Este modelo possui 3km de extensão por 2km de profundidade cuja coordenada do primeiro refletor está a 0,5km e a do segundo refletor começa em 800m e termina em 600m. A primeira camada possui um valor de velocidade de onda P de 2km/s e de onda S de 1,15 km/s, já a segunda camada possui um valor de velocidade de onda P de 2,2km/s e de onda S de 1,27km/s e

a terceira camada possui um valor de velocidade de onda P de 2,5km/s e de onda S de 1,6km/s (figura 31b).

Na figura 32a temos a seção sísmica em Tiro Comum para o modelo 1 ajustada na curva CRS, que corresponde às reflexões das ondas P-P e P-S. O traço laranja é o traço a ser interpolado e as curvas vermelhas são os operadores CRS. A figura 32b mostra a comparação entre o traço original e o interpolado e a figura 29c mostra a mesma comparação com ruído. Da mesma forma temos na figura 33a e 34a a seção sísmica em Tiro Comum para os respectivos modelos 2 e modelo 3 ajustadas na curva CRS, que corresponde às reflexões das ondas P-P e P-S. Nas figuras 33a e 34a os traços laranjas são os traços a serem interpolados, as curvas vermelha e verde são os operadores CRS referentes às respectivas reflexões P-P na primeira e segunda camada e as curvas azul e amarela são os operadores CRS referentes às respectivas reflexões P-S na primeira e segunda camada. As figura 33b e 34b mostram a comparação entre o traço original e o interpolado e as figuras 33c e 34c mostram a mesma comparação com ruído.

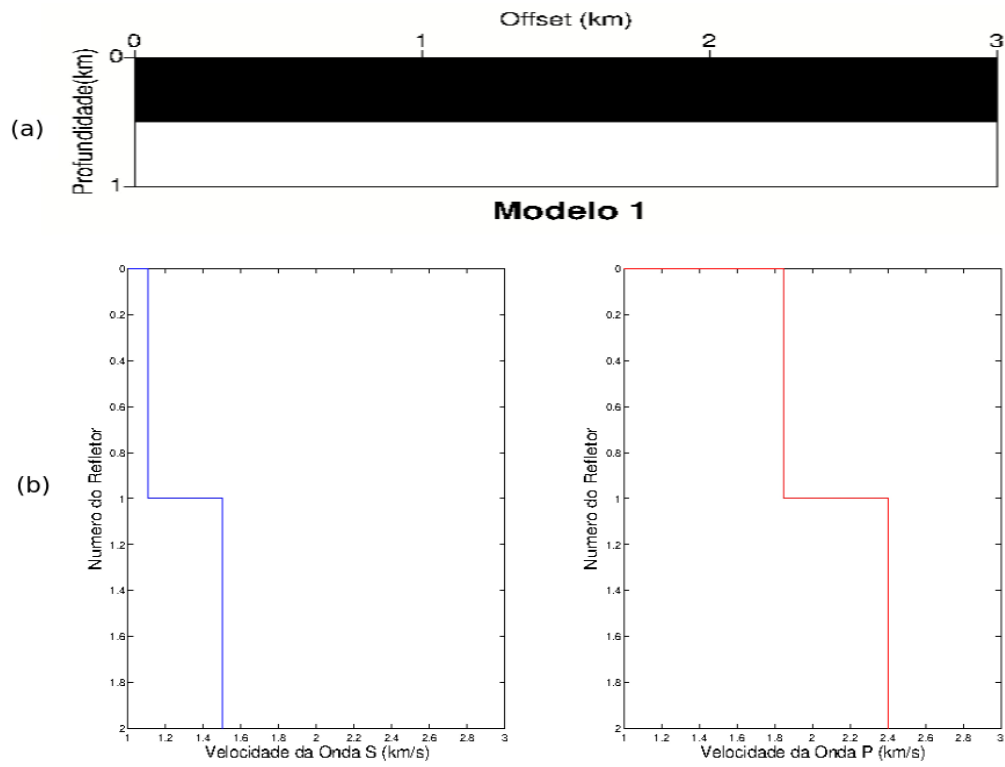


Figura 29 - (a) Modelo de velocidade 1. (b) Perfil de velocidade. Fonte: Santos et al. (2016).

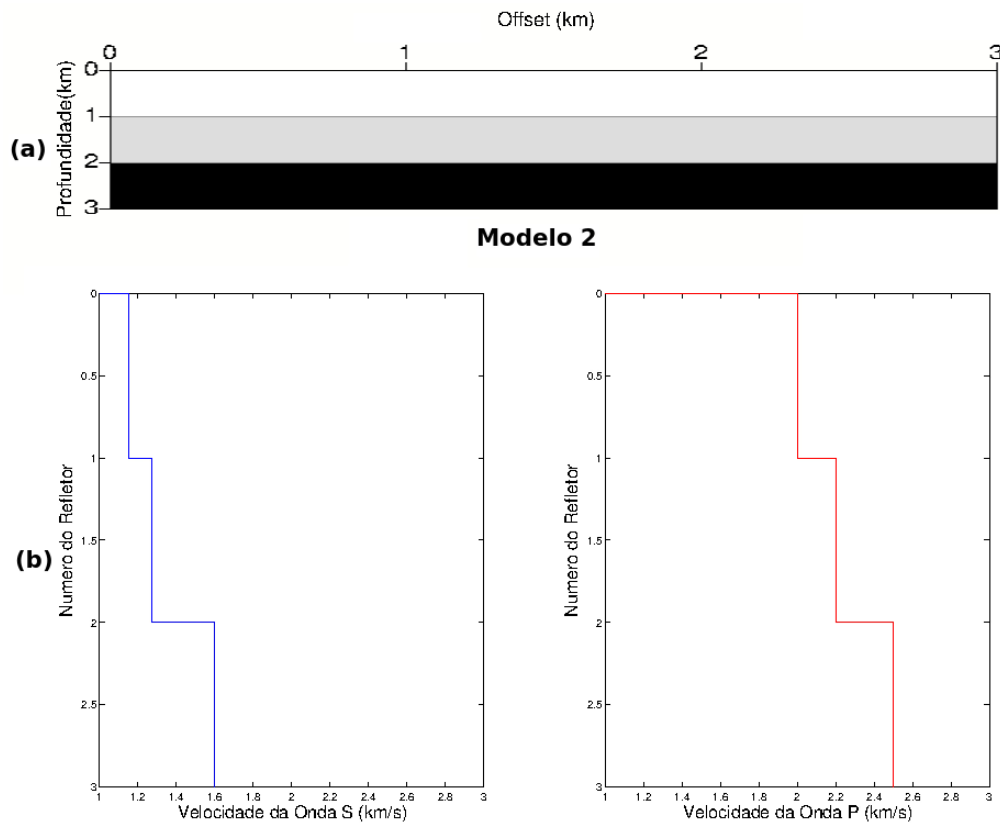


Figura 30 - (a) Modelo de velocidade 2. (b) Perfil de velocidade. Fonte: Santos et al. (2016)

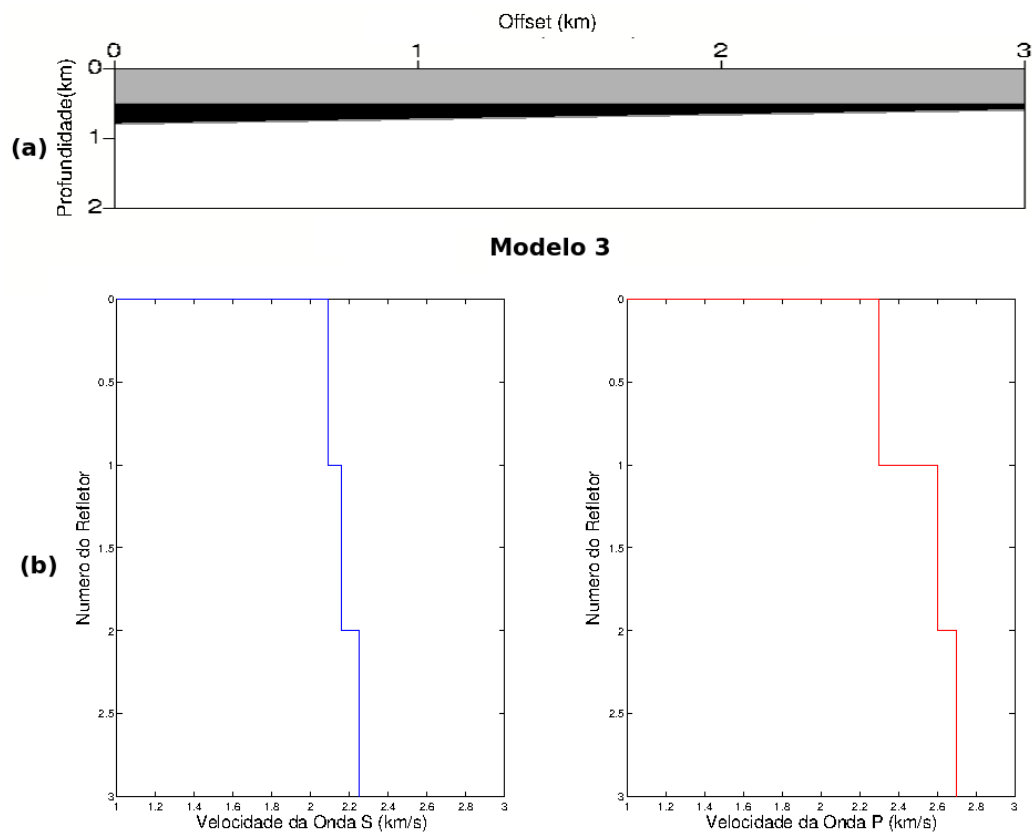
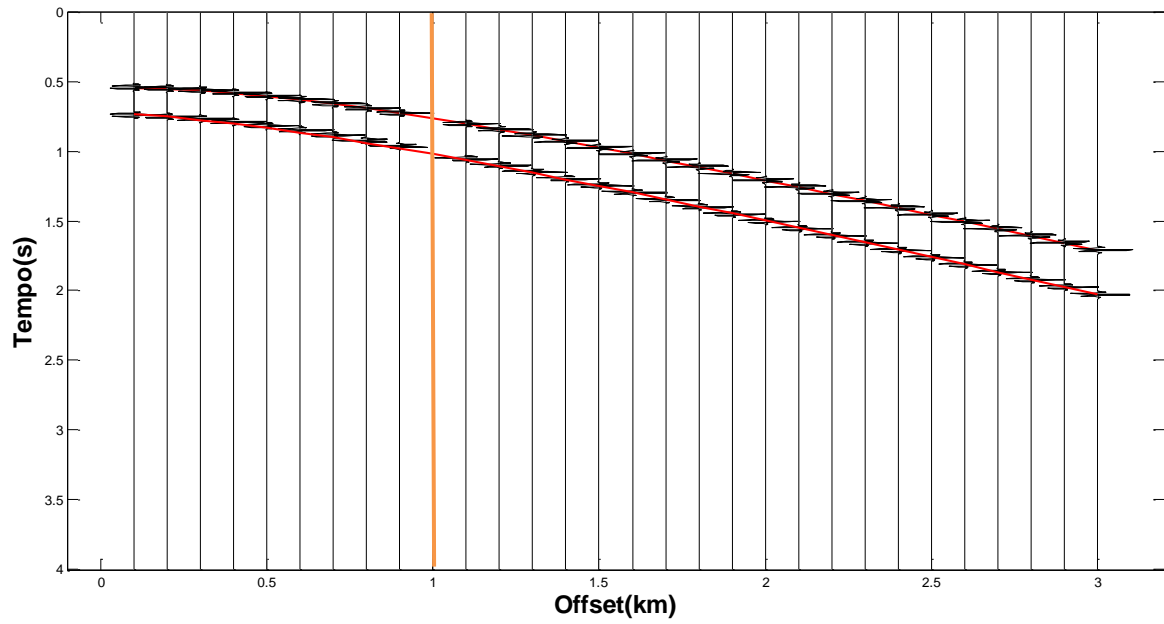
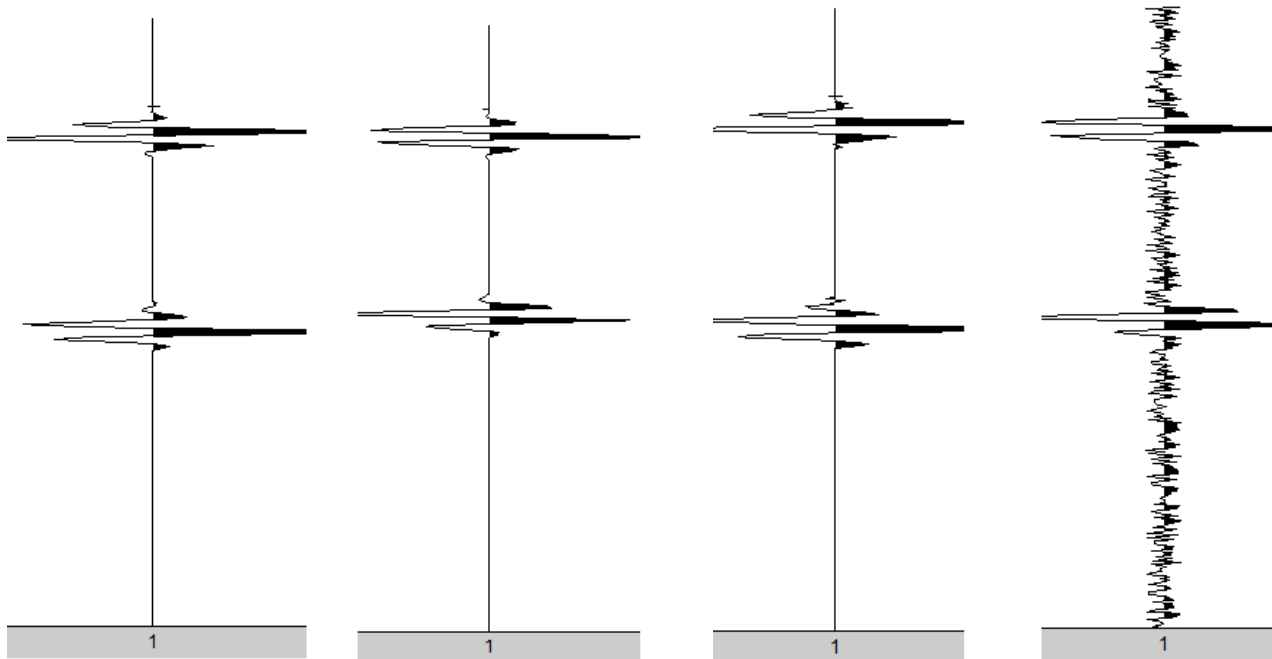


Figura 31 - (a) Modelo de velocidade 3. (b) Perfil de velocidade. Fonte: Santos et al. (2016).



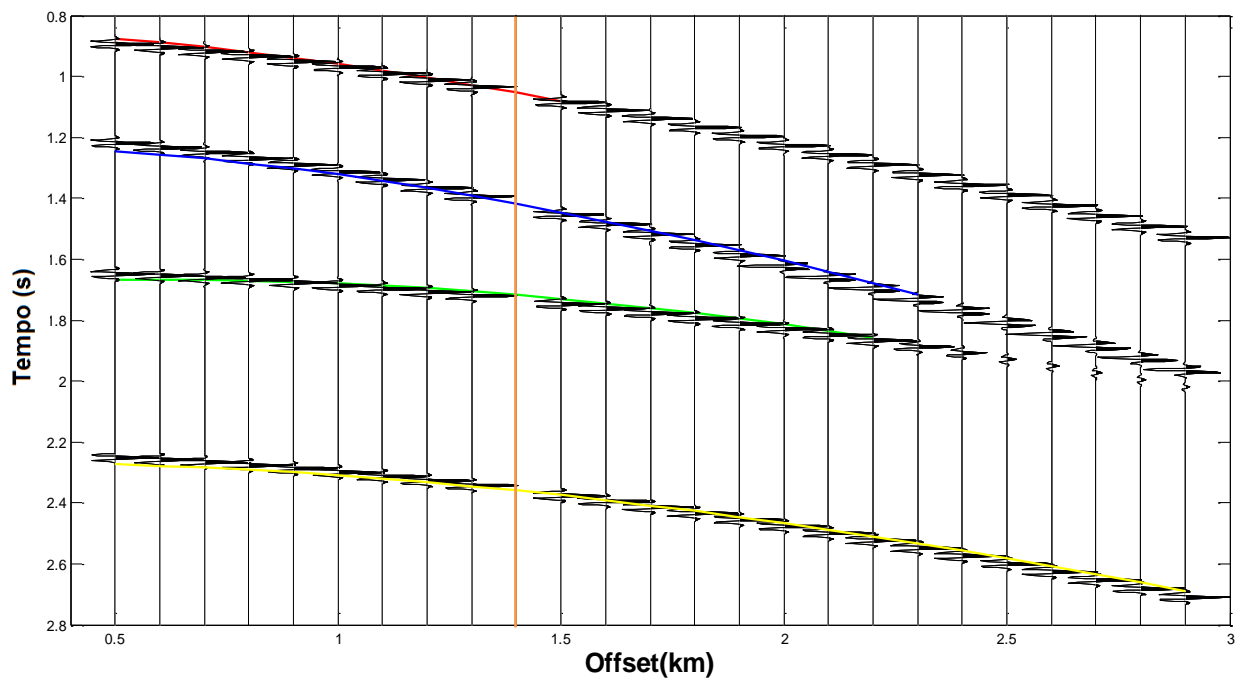
(a)



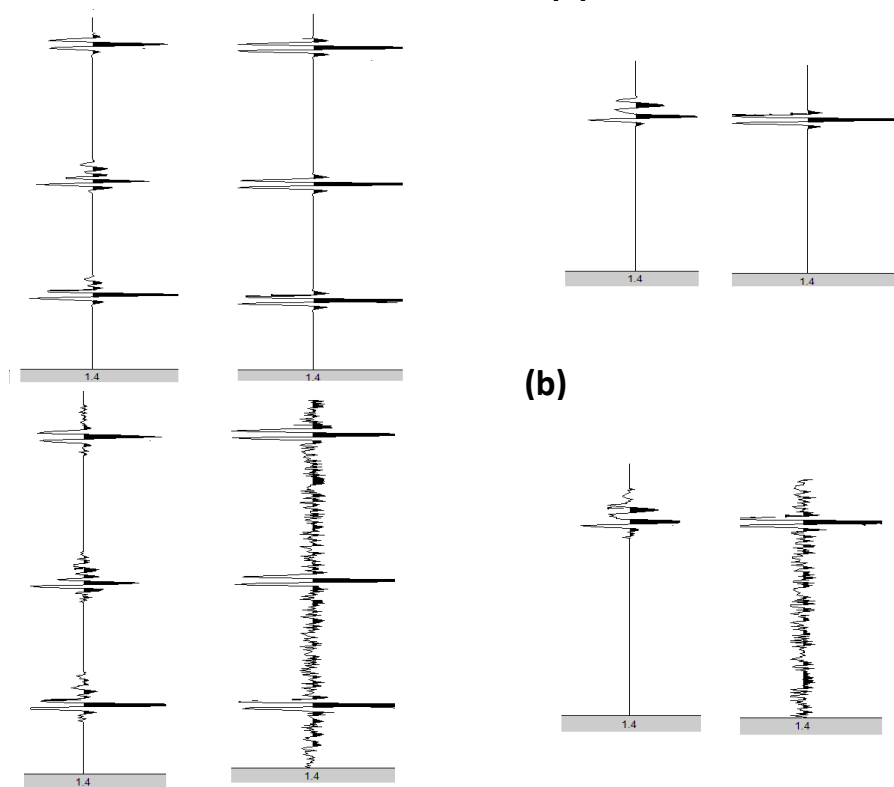
(b)

(c)

Figura 32 - (a) Ajuste das curvas CRS do modelo 1 na seção sísmica. Traço em laranja será o traço a ser interpolado. (b) Comparação entre os sinais gerados pela interpolação e pelo traçamento de raios no traço laranja do modelo 1 sem ruído. Traço à esquerda é o interpolado, à direita é o modelado pelo traçamento de raios. (c) Comparação entre os sinais gerados pela interpolação e pelo traçamento de raios no traço laranja do modelo 1. com ruído. Traço à esquerda é o interpolado, à direita é o modelado pelo traçamento de raios. Fonte: Santos et al. (2016).



(a)



(b)

(c)

Figura 33 - (a) Ajuste das curvas CRS do modelo 2 na seção sísmica. Traço em laranja será o traço a ser interpolado. (b) Comparação entre os sinais gerados pela interpolação e pelo traçamento de raios no traço laranja do modelo 2 sem ruído. Traço à esquerda é o interpolado, à direita é o modelado pelo traçamento de raios. (c) Comparação entre os sinais gerados pela interpolação e pelo traçamento de raios no traço laranja do modelo 2 com ruído. Traço à esquerda é o interpolado, à direita é o modelado pelo traçamento de raios. Fonte: Santos et al. (2016).

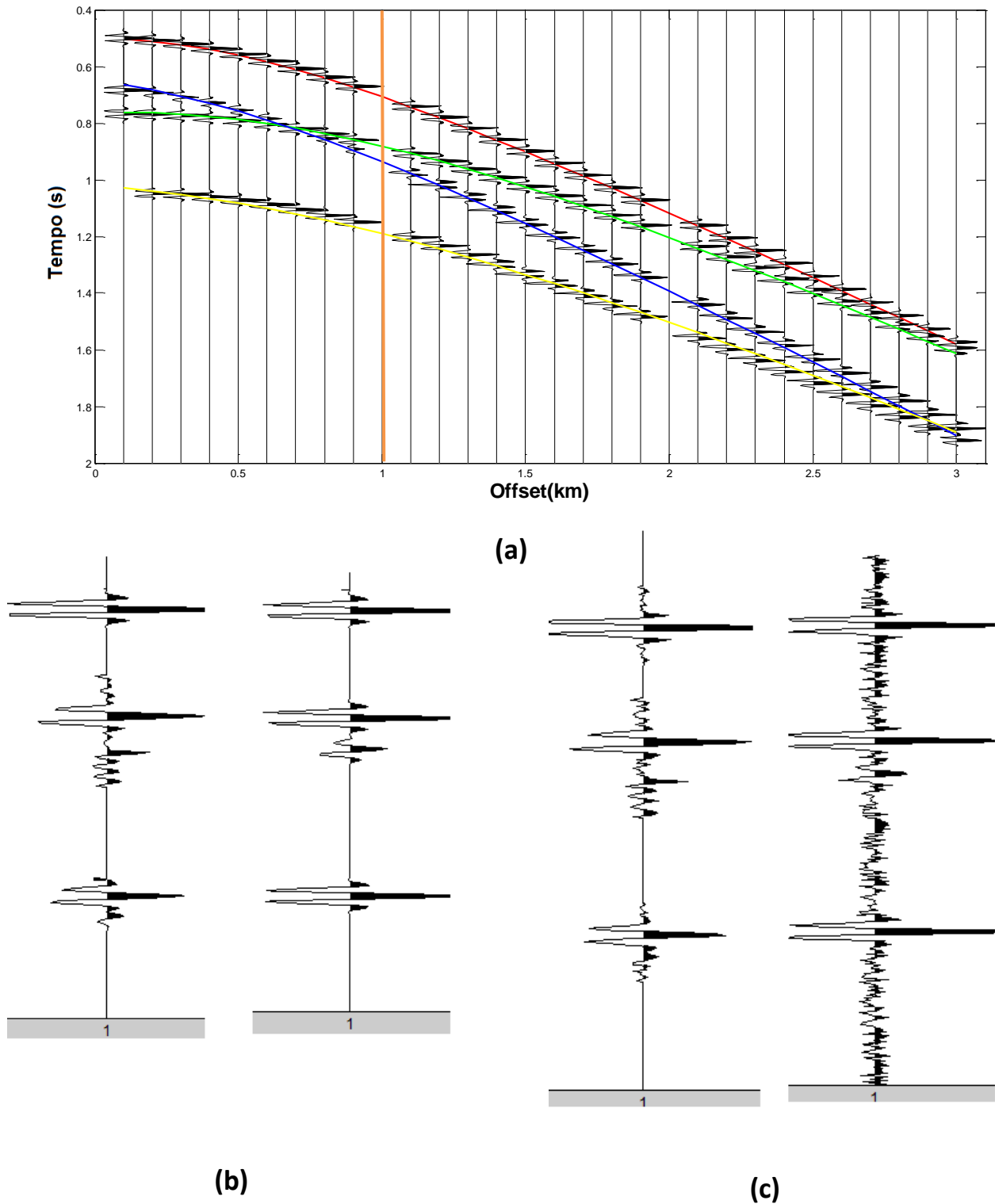


Figura 34 - (a) Ajuste das curvas CRS do modelo 3 na seção sísmica. Traço em laranja será o traço a ser interpolado. (b) Comparação entre os sinais gerados pela interpolação e pelo traçamento de raios no traço laranja do modelo 3 sem ruído. Traço à esquerda é o interpolado, à direita é o modelado pelo traçamento de raios. (c) Comparação entre os sinais gerados pela interpolação e pelo traçamento de raios no traço laranja do modelo 3 com ruído. Traço à esquerda é o interpolado, à direita é o modelado pelo traçamento de raios. Fonte: Santos et al. (2016).

6 PERSPECTIVAS

O presente trabalho tem como finalidade (a) separar reflexões de ondas P-P e P-S através do método de Bergler et al. (2002) e de Wang et al. (2003) e (b) após a separação regularizar as seções através do método de Hoeckh et al. (2012). A separação de ondas P-P e P-S através do método de Bergler et al. (op.cit.) será feita através da inversão dos parâmetros CRS da equação (2.3) utilizando o algoritmo de otimização global *Very Fast Simulated Annealing* em cada amostra num conjunto de seções sísmicas. Assim modificamos o fluxo de processamento convencional da figura 7 e introduzimos os passos mostrados na figura 35. As caixas em vermelho indicam as etapas do trabalho em andamento, no momento o algoritmo VFSA já foi programado para resolver os parâmetros no caso da aquisição em Tiro Comum.

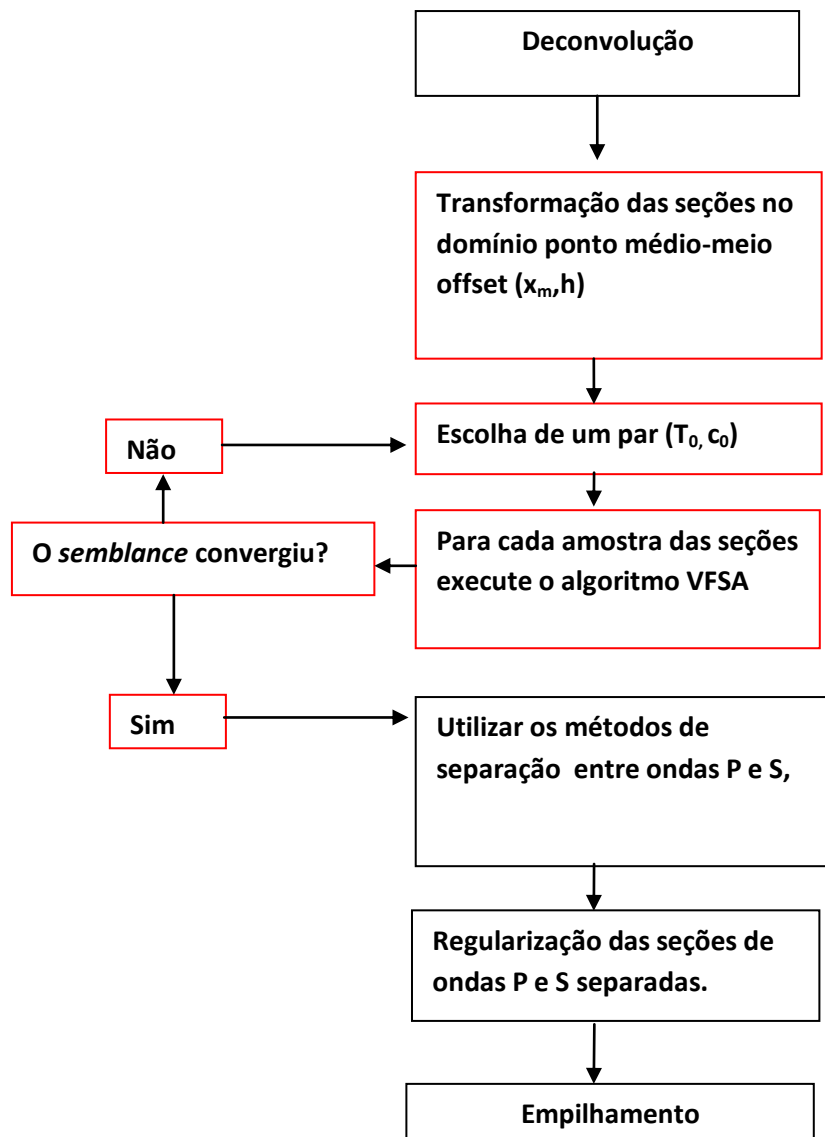


Figura 35 - Fluxograma dos passos do trabalho. As caixas vermelhas indicam a etapa do trabalho em andamento.

A Tabela 6.1 mostra o cronograma do trabalho até o prazo final de defesa da tese.

	Segundo semestre de 2016	Primeiro Semestre de 2017	Segundo Semestre de 2017
Terminar o algoritmo VFSA para 5 parâmetros	X		
Implementação computacional dos métodos de separação de ondas P e S	X	X	
Submissão de parte do trabalho		X	
Programação do método de regularização		X	X
Publicação dos resultados			X
Redação e defesa da tese			X

Data da apresentação para o Comitê de Avaliação de Tese: 20 de Novembro de 2017.

Data da apresentação para a Banca Avaliadora: A data dependerá das sugestões do Comitê de Avaliação de Tese. Previsão para defesa entre os meses de Dezembro de 2017 e Janeiro de 2018.

7 REFERÊNCIAS

- Bergler, S.; Duveneck, E.; Hoecth, G.; Zhang, Y.; Hubral, P. Common-Reflection-Surface stack for converted waves. **Studia Geophysica et Geodaetica**, n.46, p.165-175, 2002.
- Bortfeld, R. Geometrical ray theory: rays and traveltimes in seismic systems (second order approximations of the traveltimes). **Geophysics**, n.3, vol. 54, p.342-349, 1989.
- De Bazelaire, E. Kinematic normal moveout revisited- Inhomogeneous media and curved interfaces. **Geophysics**, vol.53, p.143-157. 1988.
- Donati, M.S. **P- and S-wave separation using three-component modal filters**. 1996. 222f. Tese (Doutorado em Geofísica) University of Calgary. Calgary, 1996.
- Cerveny, V. **Seismic Ray Theory**. Cambridge University Press, 713p. 2001.
- Fernandes, A.S. **Interpolação de traços sísmicos em dados pré-empilhamento usando aproximação de tempo de trânsito SRC-AF**. 2014. 73f. Dissertação de Mestrado (Universidade Federal do Pará). Belém. 2014.
- Garabito Callapino, G. **Empilhamento sísmico por superfície de reflexão comum: um novo algoritmo usando otimização global e local**. 2001. 65f. Tese (Doutorado em Geofísica) Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 2001.
- Garabito, G.; Oliva, P.C.; Cruz, J.C.R. Numerical Analysis of the finite-offset common reflection surface traveltime approximations. **Journal of Applied Geophysics**, n.1 vol. 74, p.89-99, 2011.
- Grosfeld, V.; Biloti, R.; Portugal, R. CRS seismic processing: a quick tutorial. **VII Congresso Internacional da SBGf**, Salvador, 2001.
- Gelchinsky, B.; Berkovitch, A.; Keydar, S. 1997. **Multifocusing homeomorphic imaging**: Parts 1 and 2, Presented at the Special Course on Homeomorphic Imaging. Seeheim, Germany.
- Gülünay, N. Seismic trace interpolation in the Fourier transform domain. **Geophysics**, n. 68, p.355–369, 2003.
- Hansen, P.; Ziolkowski, A.; Li, X.Y. A quantitative study on the use of converted waves for sub-basalt imaging. **Geophysical Prospecting**, n.51, p.183-193, 2003.
- Hoecth, G.; Ricarte, P.; Bergler, S.; Landa, E. Operator-oriented CRS interpolation. **Geophysical Prospecting**, 57, p.957–979, 2009.
- Hubral, P.; Krey, T. **Interval velocities from seismic reflection time measurements**. (Monograph), Houston: SEG Publishing. 1980.

Ivanova, A; Bergmann, P.; Kummerow, J.; Yang, C.; Lüth, S.; Juhlin C. Seismic modeling of the AVO/AVA response to CO₂ injection at the Ketzin site, Germany. **Energy Procedia**, n.40, p.490-498, 2013.

Jäeger, C.; Hertweck, T.; Hubral, P., The Unified Approach and its applications: waveequation based trace interpolation, **SEG**, 72nd Mtg., Ext. Abstr. 2002.

Keary, P.; Brooks, M.; HILL, I. **Geofísica de Exploração** (Título original: An Introduction to geophysical Exploration) - Tradução: Maria Cristina Moreira Coelho. Oficina de Textos, 2009.

Liu, J.; Zeng, X.; Xia, J. Mao, M. The separation of P- and S-wave components from three-component crosswell seismic data. **Journal of Applied Geophysics**. n. 82, p.163-170, 2012.

Lowrie, W. **Fundamentals of Geophysics**. Cambridge University Press: Cambridge. 2007.

Mahmoudian, F.; Margrave, G.F. P-wave impedance, S-wave impedance and density from linear AVO inversion: Application to VSP data from Alberta. **CREWES Research Report**, 18, p.1-30, 2006.

Mousa, W. A.; Al-Shouhail, A. A. **Processing of Seismic Reflection Data Using MATLABTM**. Morgan & Claypoll publisher, 2009.

Naghizade, M.; Sacchi, M. f-x adaptive seismic-trace interpolation. **Geophysics**, n.1, vol.74, p.V9-V16, 2009.

Neidell, N.; Taner, M. Semblance and other coherency measures for multichannel data. **Geophysics**, vol.36, p. 468-497. 1971.

Ohja, M; Sain, K. Seismic amplitude versus angle modeling of a bottom-simulated reflector. **Geohorizons**, p.22-26, 2007.

Ronen, J. Wave-equation trace interpolation. **Geophysics**, n.7, vol.52, p. 973-984, 1987.

Santos, R.D.C.S.; Cruz, J.C.R.; Fernandes, A.S. Regularization of P-P and P-S pre-stacked reflected waves data through FO-CRS travelttime approximation. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOFÍSICA, 7, 2016, Ouro Preto. **Anais**. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, 2016.

Sen, K. M.; Stoffa, P.L. **Global Optimization Methods in Geophysical Inversion**. Cambridge University Press, 289p. 2013

Trad,D. Five-dimensional interpolation: Recovering from acquisition constraints. **Geophysics**, n.6, vol.74, p.V123-V132, 2009.

Thore, P. D.; et al. Three parameter equation: An efficient tool to enhance the stack. **Geophysics**, n.2, vol.59, p. 297-308. 1994.

Wang, Y.; Singh, C. Separation of P- and S-wavefields from wide-angle multicomponent OBC data for a basalt model. **Geophysical Prospecting**, n.51, p.233-245, 2003.

Wang, Y.; Luo, Y.; Schuster, G. Interferometric interpolation of missing seismic data. **Geophysics**, n.3, vol.74, p. SI37-SI45, 2009.

Wang, Y.; Singh, S. Separation of P- and S-wavefields from wide-angle multicomponent OBC data for a basalt model. **Geophysical Prospecting**, n.51, p.233-245, 2003.

Yilmaz, Öz. **Seismic Data Analysis: Processing, Inversion and Interpretation of Seismic Data**. Society of Exploration Geophysicist. Tulsa. 2001.

Yu, Z.; Ferguson, J.; McMechan, G.; Anno, P. Wavelet-Radon domain dealiasing and interpolation of seismic data. **Geophysics**, n.2, vol.72, p. V41-V49, 2007.

Zhang, Y.; Bergler, S.; Hubral, P. Common-reflection-surface (CRS) stack for common offset. **Geophysical Prospecting**, 49, p.709-718, 2001.