



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
FACULDADE DE GEOFÍSICA

MATHEUS SANTIAGO LOPES

**CONVERSÃO TEMPO-PROFUNDIDADE DE LINHAS SÍSMICAS MIGRADAS NO  
TEMPO DA BACIA DO PARNAIBA**

**Belém - Pará**

**2013**

MATHEUS SANTIAGO LOPES

**CONVERSÃO TEMPO-PROFUNDIDADE DE LINHAS SÍSMICAS MIGRADAS NO  
TEMPO DA BACIA DO PARNAIBA.**

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.

Orientador: Prof. Dr. João Carlos Ribeiro  
Cruz

**Belém – Pará**

**2013**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)  
Sistema de Bibliotecas da UFPA

---

Lopes, Matheus Santiago

Conversão tempo-profundidade de linhas sísmicas migradas no tempo da Bacia do Parnaíba/ Matheus Santiago Lopes; Orientador: João Carlos Ribeiro Cruz – 2013

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geofísica) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geofísica, Belém, 2013.

1.Métodos de reflexão sísmica. 2. Agencia Nacional de Petróleo-ANP. 3. Bacia do Parnaíba.I.Cruz, João Carlos Ribeiro, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22<sup>a</sup> ed.: 622.159

---

MATHEUS SANTIAGO LOPES

**CONVERSÃO TEMPO-PROFUNDIDADE DE LINHAS SÍSMICAS MIGRADAS NO  
TEMPO DA BACIA DO PARNAIBA.**

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.

Data de Aprovação: \_\_\_ / \_\_\_ / \_\_\_

Conceito:

Banca Examinadora

---

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

---

Prof.Dr.Pedro Andrés Chira Oliva– Membro  
Doutor em Geofísica  
Universidade Federal do Oeste do Pará

---

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

*A Deus por seu Eterno amor, para meus pais Itamar Lopes e Luciedna Santiago.*

## AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, sem dúvida, à YHWH (Deus), pelo dom da vida e pela paz interior. Por ter me resgatado de um mundo de tristeza e me colocado sobre uma rocha firme, Jesus.

Aos meus pais, que em todos esses anos, me apoiaram em tudo que necessitei e que também sem os quais, nada disso teria sentido.

À Universidade Federal do Pará por me proporcionar um ambiente propício à busca do conhecimento.

À Faculdade de Geofísica pela oportunidade de concretizar essa etapa tão significativa da minha vida.

Aos colegas da turma 2009 em que nos momentos críticos somaram seus intelectos para uma compreensão melhor do estudado, aqui foi válido o ditado “A união faz a força” e em especial aos amigos: Léo, Thelson, Isadora, Augusto, Fernando, Letícia e Thiago, parceiros incansáveis nas resoluções das listas.

Ao Orientador Prof. Dr. João Carlos Cruz por sua paciência em auxiliar com seus conhecimentos.

A Agência Nacional do Petróleo (ANP) por ter cedido os dados acerca da bacia do Parnaíba

A Laís da Silva Raiol, por ter me incentivado com seu amor e ter sido um recanto de paz nas horas em que mais precisei.

A Jéssica Lia, pelo auxílio na parte final de formatação do trabalho.

## RESUMO

O método sísmico consiste na medição do sinal sísmico que se propaga em subsuperfície. É o método mais utilizado na exploração de petróleo. Para que os poços de prospecção de hidrocarbonetos sejam perfurados nos locais corretos, exige-se uma elevada precisão nos métodos de exploração. Para uma melhor compreensão da área de trabalho é feita uma combinação de informações a partir de métodos geofísicos e geológicos. As imagens geradas por métodos sísmicos têm seu eixo vertical, geralmente, em tempo (milissegundos). Para se ter uma ideia da posição em profundidade das camadas é necessário fazer uma conversão do eixo vertical de tempo para profundidade, chamada de conversão tempo-profundidade. Existem várias técnicas para a obtenção de uma imagem em profundidade. Este trabalho irá apresentar 10 situações onde se pode implementar uma técnica chamada de conversão tempo-profundidade vertical, com base em pesquisa bibliográfica. Também vamos mostrar o resultado da conversão tempo-profundidade das linhas sísmicas: 295\_004, 295\_005, 295\_006, 295\_008, por serem paralelas a linha 295\_007, da Bacia do Parnaíba fornecido pela Agencia Nacional de Petróleo (ANP), utilizando o software @ Promax Land Mark Corporation, a partir de uma velocidade intervalar em tempo estimada na linha 295\_007, já que esta Bacia é considerada uma fronteira exploratória e uma das mais desconhecidas a julgar por sua extensão territorial.

Palavras-chave: Método de reflexão sísmica. Agencia Nacional de Petróleo (ANP). Bacia do Parnaíba.

## ABSTRACT

The seismic method consists in measurement of seismic signal that traveling in subsurface. Is the most used of petroleum prospection. To a better understanding of the area of interest and in order to hydrocarbons exploration wells to be drilled at the correct location, it is necessary high precision methods of exploration as well as gather of information from various Geologic and Geophysical methods. The images generated by the Seismic method generally have their vertical axes represented in time (mili-seconds). In order to have an idea of the position in depth of the subsurface layers it is necessary to make a conversion of these vertical axes called time-depth conversion. There exist plenty of technics to acquire an in depth images. This work will show ten situations in which it is possible to implement the technic called vertical time-depth conversion, based in bibliographic research. This work also shows the result of time-depth conversion of the seismic lines 295\_004, 295\_005, 295\_006, 295\_008, due be parallels to the line 295\_007, from Parnaíba basin ceded by National Agency of Petroleum (ANP) and using the software ProMAX@ from Land Mark Corporation. The interspaced velocity was estimates from the line 295\_007, since this basin is considered an exploratory border and one of the most unknown area concerning its territorial width.

Keywords: Seismic refletion method. National Agency of Petroleum (ANP). Parnaíba Basin.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Propagação de ondas sísmicas .....	15
Figura 2 – Comportamento de ondas em uma interface com diferentes impedâncias acústicas .....	16
Figura 3 – Domínio de aquisição dos dados sísmicos. ....	17
Figura 4 – Representação de ondas refletidas, refratadas e diretas, no sismograma. ....	18
Figura 4 – Representação matemática de uma reflexão sísmica em uma camada. ....	18
Figura 5 – Moveout hiperbólico. ....	20
Figura 6 – Representação da reflexão em uma camada com mergulho. ....	21
Figura 7 – Hipérbole deslocada. ....	21
Figura 8 – Comportamentos na propagação de ondas P e S. ....	23
Figura 9 – Velocidade da onda P em diferentes rochas. ....	24
Figura 10 – Diferentes resoluções verticais devido à frequência do pulso sísmico. ....	25
Figura 11 – Fluxograma básico de processamento sísmico .....	26
Figura 12 – Ponto médio comum para vários pares de fonte-receptor. ....	27
Figura 13 – Correções estáticas.(A) sismograma antes da correção. (B) sismograma corrigido. ....	28
Figura 14 – Mapa de Semblance com pick de velocidade. ....	29
Figura 15 – Horizontalização das reflexões nas famílias CMP. ....	30
Figura 17 – Efeito “gravata borboleta” em uma seção não migrada. ....	31
Figura 18 – Posicionamento correto dos refletores com mergulho na seção migrada. ....	31
Figura 19 – Imageamento sísmico. ....	33
Figura 20 – Amarração sísmica-poço. ....	35
Figura 21- Metodologia para calibração sísmica-poço. ....	36
Figura 22- Calibração sísmica-poço. ....	37
Figura 23 – Estimação da função $T=f(z)$ , velocidade intervalar e média através do perfil sônico calibrado por checkshots. ....	39

Figura 24 – (a) Modelo sintético de 4 camadas. (b) Velocidade instantânea medida no poço A. ....	40
Figura 25 – (a) Regressão polinomial da curva T(z) digitalizada. (b) profundidade da camada 4 estimada pela função $T = f(Z)$ . ....	40
Figura 26 – Esquema de conversão para poços em diferentes profundidades totais.....	42
Figura 27 – Resultado da conversão utilizando o poço A, poço B e os dois poços juntos.....	44
Figura 28 – Esquema prático para computação da conversão. ....	47
Figura 29 – Esquema prático pra conversão no caso 7.....	51
Figura 30 – Esquema de conversão no caso 8. ....	53
Figura 31 – Esquema de conversão no caso 9. ....	55
Figura 32 – Localização geográfica da malha sísmica de aquisição de dados. ....	58
Figura 33 – Seção geológica da Bacia do Parnaíba. ....	59
Figura 34 – Carta Estratigráfica da Bacia do Parnaíba. ....	60
Figura 35 – Linha 04 migrada em tempo. ....	62
Figura 36 – Linha 05 migrada em tempo. ....	62
Figura 37 – Linha 06 migrada em tempo. ....	63
Figura 38 – Linha 07 migrada em tempo. ....	63
Figura 39 – Linha 08 migrada em tempo. ....	64
Figura 40 – Modelo de velocidade intervalar em tempo. ....	64
Figura 41 – Modelo de velocidade intervalar convertido em profundidade. ....	65
Figura 42 – Linha 04 convertida em profundidade. ....	66
Figura 43 – Linha 05 convertida em profundidade. ....	66
Figura 44 – Linha 06 convertida em profundidade. ....	67
Figura 45 – Linha 07 convertida em profundidade. ....	67
Figura 46 – Linha 08 convertida em profundidade. ....	68
Figura 47 – Linha 04 migrada no tempo. ....	69
Figura 48 – Linha 04 convertida em profundidade. ....	69

Figura 49 – Linha 05 migrada no tempo. ....	70
Figura 50 – Linha 05 convertida em profundidade. ....	70
Figura 51 – Linha 06 migrada em tempo. ....	71
Figura 52 – Linha 06 convertida em profundidade. ....	71
Figura 53 – Linha 07 migrada em tempo. ....	72
Figura 54 – Linha 07 convertida em profundidade. ....	72
Figura 55 – Modelo de velocidade sobreposto a linha 07 em profundidade. ....	73
Figura 56 – Linha 08 migrada em tempo. ....	73
Figura 57 – Linha 08 convertida em profundidade. ....	74

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>13</b>
<b>2 FUNDAMENTOS TEÓRICOS.....</b>	<b>15</b>
2.1 SÍSMICA DE REFLEXÃO.....	15
<b>2.1.1 Aquisição sísmica.....</b>	<b>16</b>
<b>2.1.2 A hiperbole de reflexão e seus parâmetros.....</b>	<b>18</b>
<b>2.1.3 Determinação da espessura da camada .....</b>	<b>20</b>
<b>2.1.4 Ondas em um meio isotrópico e homogêneo .....</b>	<b>22</b>
<b>2.1.5 Resolução sísmica vertical.....</b>	<b>24</b>
<b>3 PROCESSAMENTO SÍSMICO .....</b>	<b>26</b>
3.1 EDIÇÃO DE TRAÇOS .....	26
3.2 ORDENAÇÃO EM FAMÍLIAS CMP.....	27
3.3 CORREÇÃO ESTÁTICA .....	27
3.4 ANÁLISE DE VELOCIDADE E CORREÇÃO NMO .....	28
3.5 EMPILHAMENTO .....	30
3.6 MIGRAÇÃO EM TEMPO .....	30
3.7 IMAGEAMENTO SÍSMICO.....	32
<b>4 CONVERSÃO TEMPO-PROFUNDIDADE .....</b>	<b>34</b>
4.1 CONVERSÃO TEMPO-PROFUNDIDADE VERTICAL.....	34
4.2 AMARRAÇÃO SÍSMICA-POÇO .....	36
4.3 MÉTODOS DE CONVERSÃO GLOBAL.....	39
<b>4.3.1 Caso 1- Utilizando um poço e uma função analítica <math>T = f(Z)</math>.....</b>	<b>39</b>
<b>4.3.2 Case 2- Utilizando vários poços e mapas de velocidades médias .....</b>	<b>42</b>
<b>4.3.3 Caso 3- Utilizando vários poços e tempos sísmicos como guia para interpolação.....</b>	<b>44</b>
<b>4.3.4 Caso 4 – Utilizando vários poços e velocidades de empilhamento como guia para interpolação .....</b>	<b>45</b>
<b>4.3.5 Caso 5 – Utilizando vários poços e velocidades sísmicas de empilhamento residuais (de-trended) .....</b>	<b>46</b>
4.4 MÉTODOS DE CONVERSÃO LAYER-CAKE OU MULTICAMADAS.....	48
<b>4.4.1 Caso 6 – Utilizando apenas poços e velocidades sísmicas intervalares.....</b>	<b>48</b>
<b>4.4.2 Caso 7- Utilizando velocidades de empilhamento como guia para interpolação... </b>	<b>49</b>
<b>4.4.3 Caso 8 – Utilizando apenas dados de poço e interpolação via <math>V_{int} = f(Z_{mid})</math>.....</b>	<b>52</b>
<b>4.4.4 Caso 9- Layer-cake com gradiente vertical de velocidade <math>(V_0 + k.T)</math> .....</b>	<b>53</b>

<b>4.4.5 Caso 10 – Conversão por modelo multicamadas e velocidades normalizadas.....</b>	<b>56</b>
<b>5 CONVERSÃO TEMPO-PROFUNDIDADE DE LINHAS SÍSMICAS DA BACIA DO PARNAIBA .....</b>	<b>58</b>
5.1 GENERALIDADES DA BACIA DO PARNAIBA .....	59
5.2 ESTRATIGRAFIA .....	60
5.3 CONVERSÃO TEMPO-PROFUNDIDADE DOS DADOS SÍSMICOS .....	61
<b>6 COMPARAÇÃO DOS RESULTADOS .....</b>	<b>69</b>
<b>7 CONCLUSÕES.....</b>	<b>75</b>
<b>8 RECOMENDAÇÕES.....</b>	<b>76</b>
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>77</b>

## 1INTRODUÇÃO

A indústria do petróleo no Brasil cresce a cada ano com perspectivas bastante atraentes do ponto de vista exploratório. A recente descoberta da camada pré-sal é, sem dúvida, um marco na prospecção geofísica. O método sísmico é utilizado na maioria dos estudos de prospecção em hidrocarbonetos com o auxílio de outros métodos como o gravimétrico e os perfis de poços, este último é de fundamental importância para se fazer uma boa correlação entre as imagens sísmicas e a profundidade real dos refletores. Dentro do método sísmico, existem várias maneiras de se chegar a uma imagem sísmica em profundidade (traçamento de raio imagem ou de raio normal), entretanto, a maioria delas requer um custo computacional alto (YILMAZ, 1987).

Existe, no entanto, uma maneira mais clássica e menos custosa para se obter uma imagem em profundidade, que é o tema central desse trabalho: a conversão tempo-profundidade vertical. A forma de se obter boas informações sobre a subsuperfície é a amarração entre dados sísmicos e dados de poços (ROBEIN, 2003). As ferramentas estatísticas como média, regressão e krigagem, principalmente esta última, desempenham um papel fundamental no mapeamento de atributos físicos em uma área de estudo, tanto que é indispensável em todos os casos de conversão tempo profundidade (ROBEIN, 2003).

A indústria brasileira tem concentrado seus esforços principalmente nas bacias marginais em detrimento das bacias intracratônicas, alegando uma carência de informações consistentes para uma exploração de sucesso. A Bacia do Parnaíba é um exemplo de bacia intracratônica paleozoica originada a partir de um sistema tectônico lento e uma extensa subsidência sobre a crosta continental. Bacias como esta são classificadas como sinéclise intracratônicas (PETROBRAS, 2007). No caso específico da Bacia do Parnaíba, pode-se dizer que ela é tectonicamente instável. Outra característica da Bacia do Parnaíba é a presença de estruturas formadas por esforços direcionais somados a esforços compressivos e distensivos, classificados como esforços transtensivos e transpressivos. Nas décadas de 60 e 70, foi dada uma maior atenção com esforços exploratórios nessa Bacia, porém não tiveram bons resultados. Dos 33 poços exploratórios perfurados em sua extensão, apenas 3 obtiveram vestígios de petróleo ou gás.

Neste trabalho foram feitas conversões tempo profundidade de quatro linhas sísmicas migradas no tempo cedidas pela ANP, usando o software ProMAX, com o intuito de entender um pouco mais sobre esta bacia tão incompreendida. O presente trabalho apresenta os fundamentos teóricos do método sísmico, dez maneiras de realizar a conversão tempo-

profundidade vertical, descrição geológica da Bacia do Parnaíba e finalmente o resultado das conversões, frisando os pontos positivos da metodologia de conversão com software ProMAX.

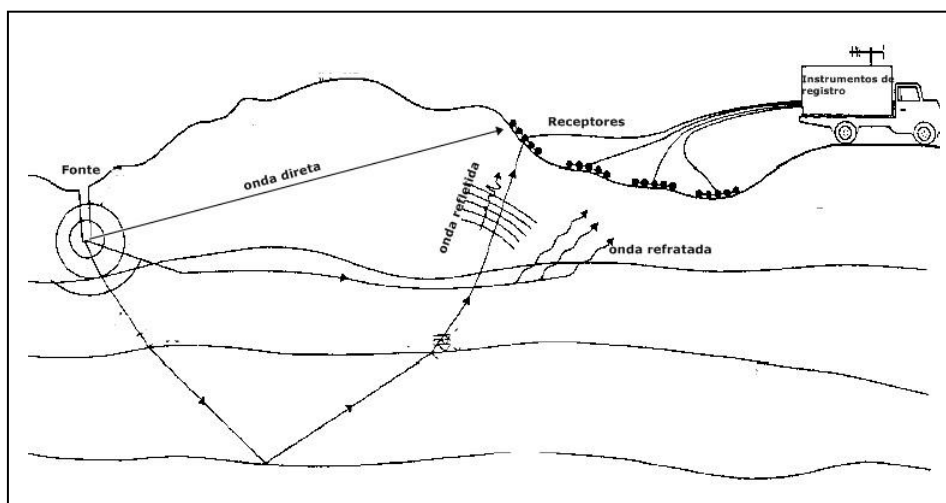
## 2 FUNDAMENTOS TEÓRICOS

Este capítulo tem por finalidade explicar os conceitos teóricos do método sísmico de reflexão, bem como os fundamentos para se obter uma imagem da subsuperfície, abordando o fluxograma básico de processamento sísmico de reflexão, descrito por (YILMAZ, 1987).

### 2.1 SÍSMICA DE REFLEXÃO

O método sísmico é baseado na medição em superfície ou em poço, do sinal sísmico de ondas elásticas que são produzidas artificialmente por fontes controladas que podem ser de vários tipos como: dinamites, airguns, vibroseis, dentre outras. O método sísmico se divide em dois submétodos: sísmica de refração (que se interessa pelas ondas refratadas) e a sísmica de reflexão (onde o objeto de estudo são as ondas refletidas). No presente trabalho, iremos nos deter em analisar especificamente a sísmica de reflexão. A velocidade de propagação das ondas sísmicas em subsuperfície é determinada pelas propriedades elásticas das diferentes rochas no substrato. As ondas elásticas são refletidas e transmitidas nas camadas da subsuperfície devido às mudanças das propriedades elásticas, seguindo o princípio da Lei de Snell. A reflexão é um fenômeno de um campo de ondas associado com a fração da energia incidente que retornou ao encontrar uma interface com diferentes módulos elásticos (YILMAZ, 1987). As ondas refletidas voltarão à superfície onde será registrado seu sinal sísmico nos receptores espalhados na área de estudo, chamados de geofones (ou se for levantamento marinho, hidrofones). Temos, portanto, a seguinte situação exemplificada na Figura 1.

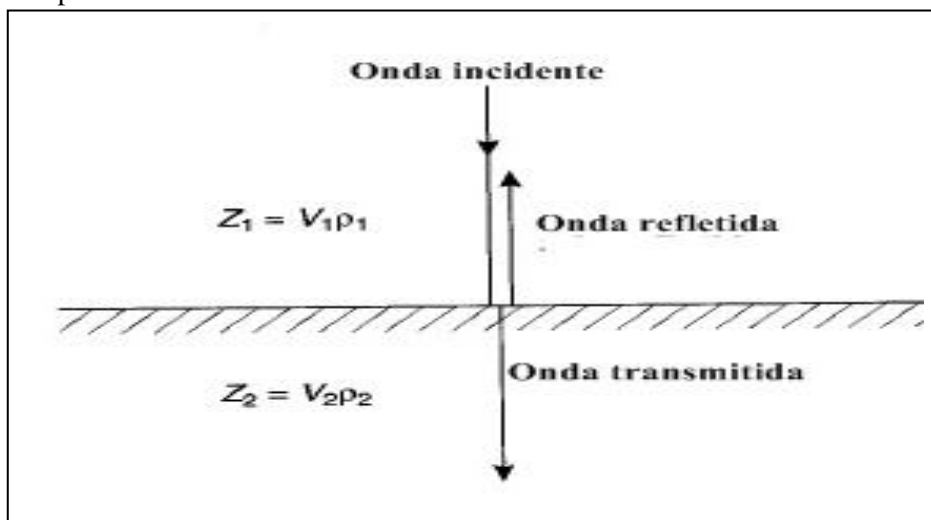
Figura 1 – Propagação de ondas sísmicas



Fonte: Modificado de Dourado (2007).

Como parte do problema inverso, é possível também determinar as velocidades das ondas sísmicas em subsuperfície tendo em posse os tempos de transito em diferentes posições na superfície. As diferentes camadas na subsuperfície são distinguidas, também, por suas respectivas impedâncias acústicas, que são definidas pelo produto da densidade da camada pela velocidade de propagação da onda na mesma camada.

Figura 2 – Comportamento de ondas em uma interface com diferentes impedâncias acústicas

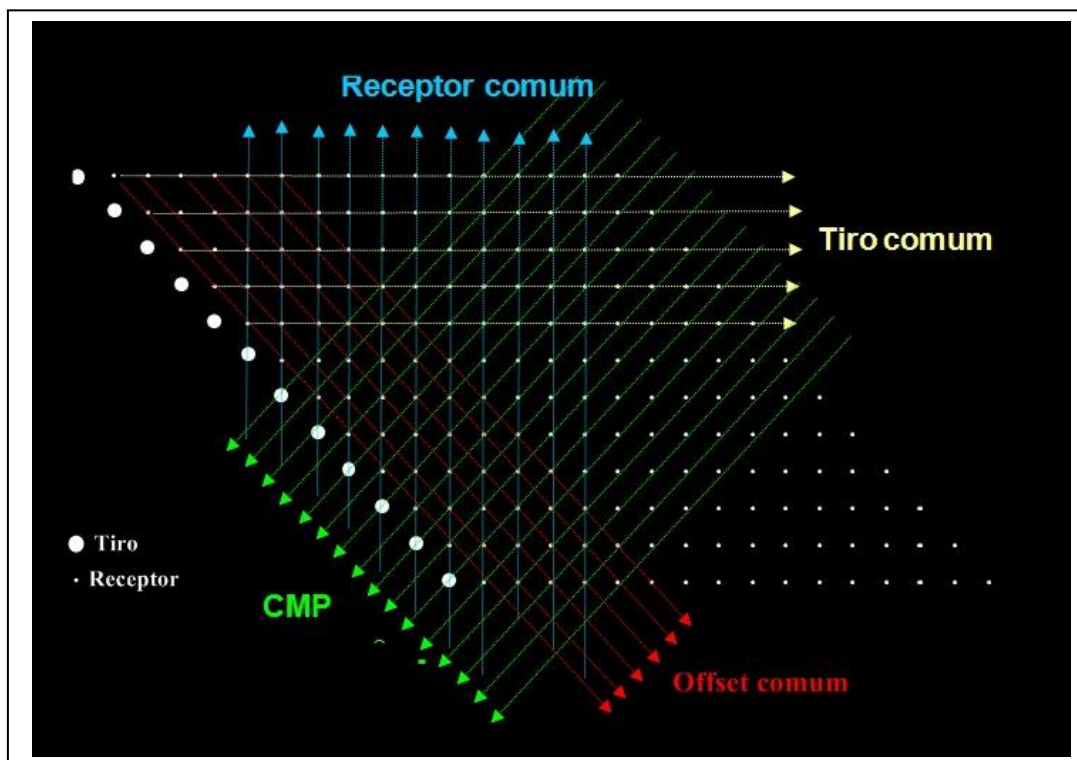


Fonte: Modificado de Dourado (2007).

### 2.1.1 Aquisição sísmica

Após ter se dado o levantamento sísmico em uma área de estudo, os tempos de transito são arquivados em famílias de tiro comum, ou seja, para uma dada fonte de onda, mede-se a resposta em um conjunto de receptores espalhados na superfície, dando origem a uma gama de informações que, posteriormente, são organizadas de maneira a gerar um sismograma.

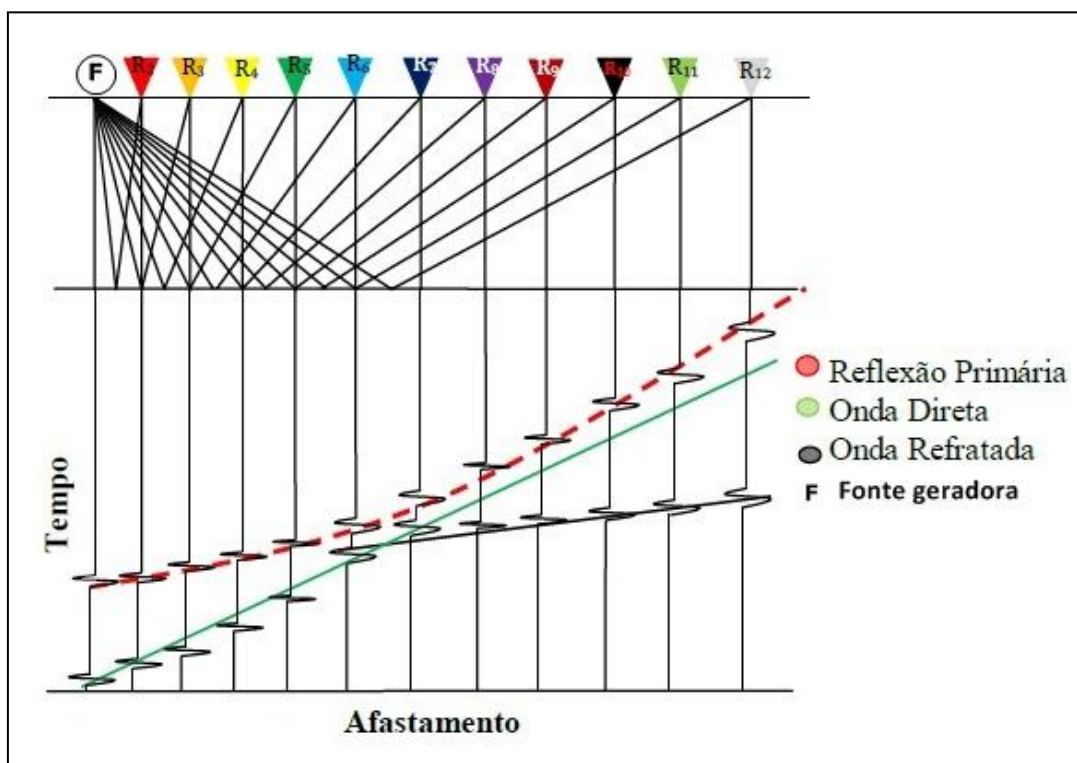
Figura 3 – Domínio de aquisição dos dados sísmicos.



Fonte: Modificado de Gomes (2011).

Basicamente, existem 3 tipos de ondas encontradas no sismograma: onda direta (que viaja da fonte para o receptor em linha reta), onda refletida (que sofre reflexão nas diferentes camadas da subsuperfície) e onda refratada (que atravessa por uma camada de velocidade mais alta e volta à superfície). Essas três ondas podem ser distinguidas facilmente no sismograma devido o comportamento peculiar de cada uma delas na Figura 4.

Figura 4 – Representação de ondas refletidas, refratadas e diretas, no sismograma.



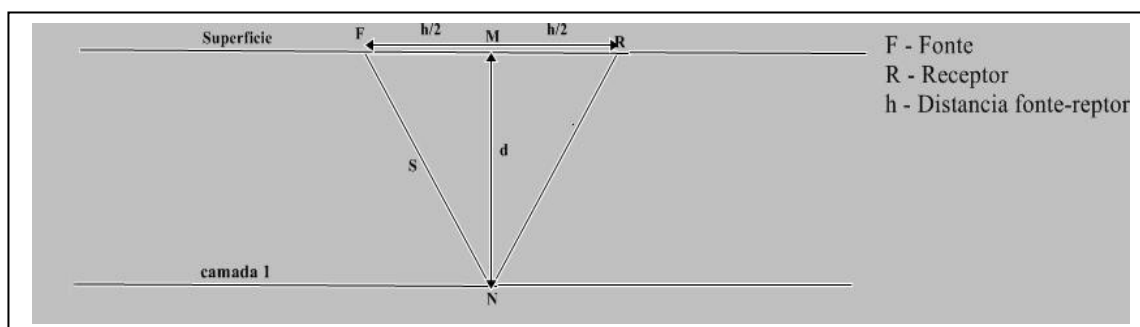
Fonte: Modificado de Cunha (2012)

Tendo em vista de que o sinal que nos interessa são as ondas refletidas, todos outros tipos de ondas são tidos como ruído, portanto serão descartadas na etapa de processamento dos dados.

### 2.1.2 A hipérbole de reflexão e seus parâmetros

No sismograma, organizado em famílias de fonte comum ou em CMP, a curva que representa uma onda refletida em uma camada plana e horizontal é a hipérbole (moveout hiperbólico). Baseado em (YILMAZ, 1987), temos a seguinte dedução matemática:

Figura 4 – Representação esquemática de uma reflexão sísmica em uma camada.



Fonte: Autor.

Primeiramente tem-se a seguinte relação:

$$s = vt_1 \quad 1)$$

Conforme o triângulo retângulo FMN na Figura 4,  $t_1$  é o tempo de percurso da onda do ponto F até o ponto N através do raio  $s$ . Pelo teorema de Pitágoras no triângulo de hipotenusa igual a  $s$ , temos que:

$$s = \sqrt{d^2 + \left(\frac{h}{2}\right)^2} \quad 2)$$

Logo:

$$t_1 = \frac{s}{v} = \frac{\sqrt{d^2 + \left(\frac{h}{2}\right)^2}}{v} \quad (3)$$

$$t_1^2 = \left(\frac{d}{v}\right)^2 + \left(\frac{h}{2v}\right)^2 \quad (4)$$

Sendo o tempo total de percurso de F até R:

$$t = 2t_1 \quad (5)$$

Assim, tem-se:

$$t^2 = \left(\frac{2d}{v}\right)^2 + \left(\frac{h}{v}\right)^2 \quad (6)$$

Fazendo a seguinte notação:

$$t_o = \frac{2d}{v} \quad (7)$$

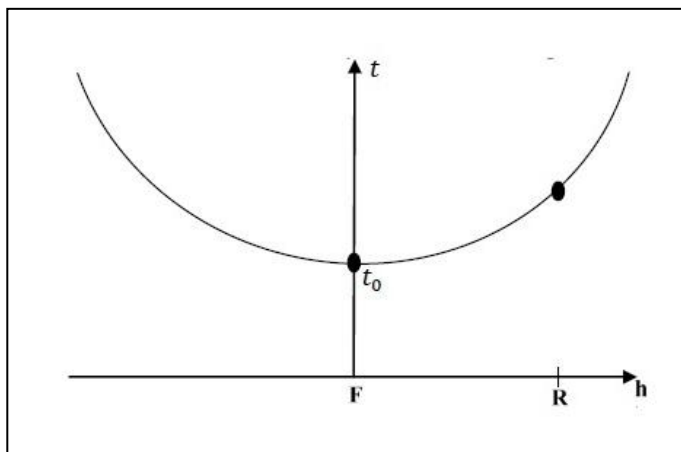
Onde  $t_o$  é o tempo de afastamento nulo ou tempo zero offset.

Finalmente temos que:

$$t^2 = t_o^2 + \frac{h^2}{v^2} \quad (8)$$

A equação (8) define o moveout hiperbólico das reflexões sísmicas na interface plana e horizontal. O gráfico  $h \times t$  fica então desta forma:

Figura 5 – Moveout hiperbólico.



Fonte de Modificado Cunha (2012).

### 2.1.3 Determinação da espessura da camada

A espessura da camada é um parâmetro fundamental na sismica de reflexão, pois a partir dela são determinadas as profundidades dos refletores. A equação que determina a espessura, no nosso modelo simples, é mostrada abaixo, (YILMAZ, 1987):

$$d = \frac{v \cdot t_0}{2} \quad (9)$$

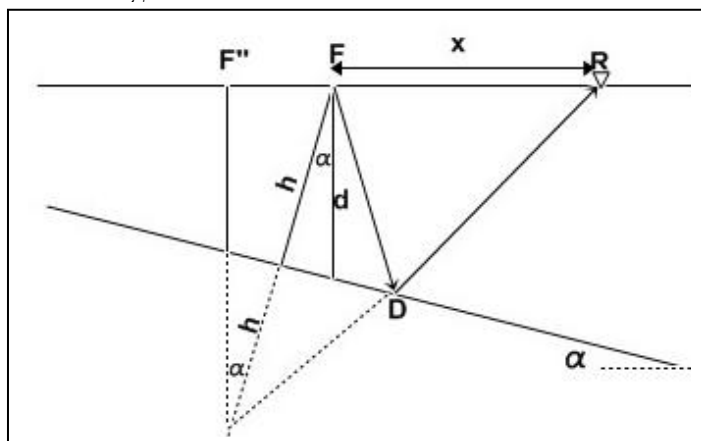
Onde a velocidade da camada pode ser calculada a partir da leitura do gráfico  $h \times t$  para camadas plano-horizontais ou pela seguinte equação:

$$v = \sqrt{\frac{(h_2^2 - h_1^2)}{(t_2^2 - t_1^2)}} \quad (10)$$

Onde  $h_2, h_1, t_2, t_1$  são respectivamente coordenadas da fonte e tempos de chegada nos receptores.

Vale citar que fatores da geologia em subsuperfície podem afetar a forma simétrica da hipérbole da reflexão, como por exemplo: a presença de falhas, mergulho de camadas e anisotropia. O mais comum desses fatores, é a inclinação das camadas, para tal situação temos a seguinte representação matemática:

Figura 6 – Representação da reflexão em uma camada com mergulho.



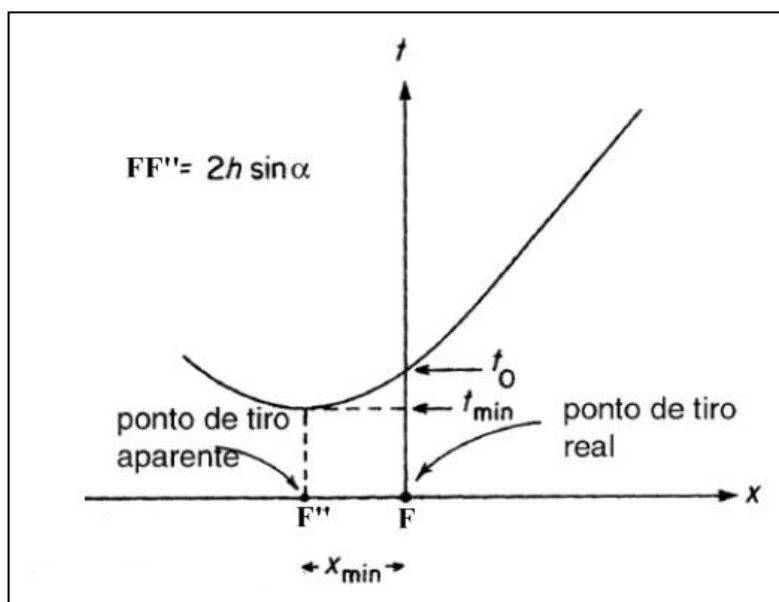
Fonte: Autor.

Para a situação da Figura 6, uma nova equação é obtida para determinar o tempo de transito da uma onda refletida, expressada por (Levin, 1971):

$$t = \sqrt{\left(\frac{2h \sin \alpha + x}{v}\right)^2 + \left(\frac{2h \cos \alpha}{v}\right)^2} \quad (11)$$

Esta equação ainda mapeia uma hipérbole no gráfico  $X \times T$ , porém esta estará descolada no espaço. A profundidade da camada e o ângulo de inclinação serão referenciados com o vértice da hipérbole deslocada. Na Figura 7 ilustra-se a seguinte hipérbole:

Figura 7 – Hipérbole deslocada.



Fonte: Modificado de Cunha (2012)

Os vértices são calculados pelas seguintes equações:

$$t_{min} = \frac{2h \cos \alpha}{v} \quad (12)$$

$$x_{min} = \frac{2h \sin \alpha}{v} \quad (13)$$

E a inclinação é dada pela relação:

$$\alpha = \arccos \frac{t_{min}}{t_0} \quad (14)$$

E finalmente a profundidade do refletor:

$$d = h \frac{t_0}{t_{min}} \quad (15)$$

#### 2.1.4 Ondas em um meio isotrópico e homogêneo

O meio isotrópico e homogêneo é caracterizado pela não há variação das propriedades físicas, no nosso caso, propriedades elásticas, tanto na translação quanto na rotação da direção de propagação das ondas. Basicamente, temos a propagação de duas ondas distintas neste meio, ondas P e ondas S. As ondas P, também chamadas de longitudinais, onde as partículas vibram no mesmo sentido de propagação da onda, são ondas com maior velocidade sendo regida pela seguinte relação:

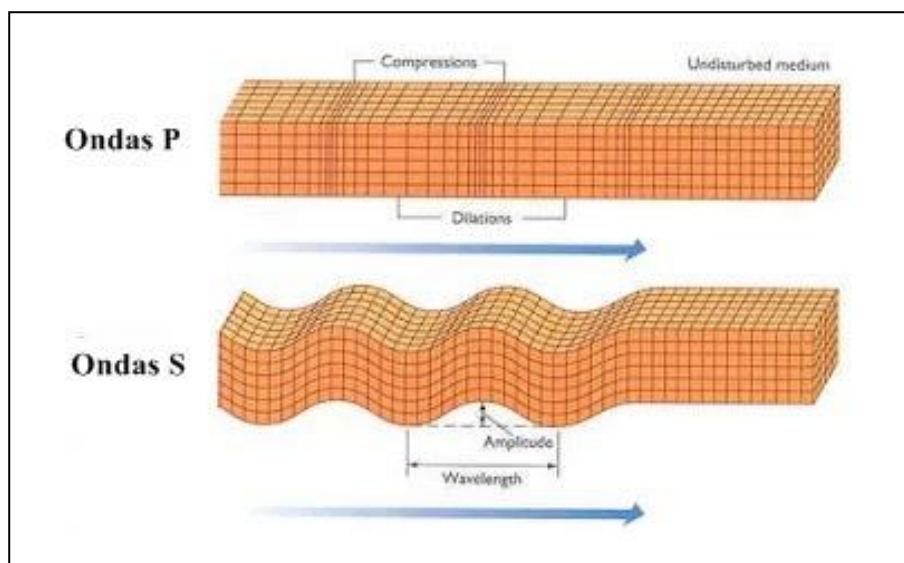
$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (16)$$

Onde  $\lambda$  é a constante de Lamé,  $\mu$  é o modulo de cisalhamento e  $\rho$  a densidade do meio onde a onda se propaga. As ondas S, por sua vez, também chamada de ondas transversais, devido à vibração das partículas serem perpendicular a direção de propagação da onda, tem sua velocidade menor que as ondas P e a peculiaridade de não se propagar em meios fluidos. A velocidade da onda S é regida pela equação.

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (17)$$

A Figura 8 ilustra a propagação destas ondas.

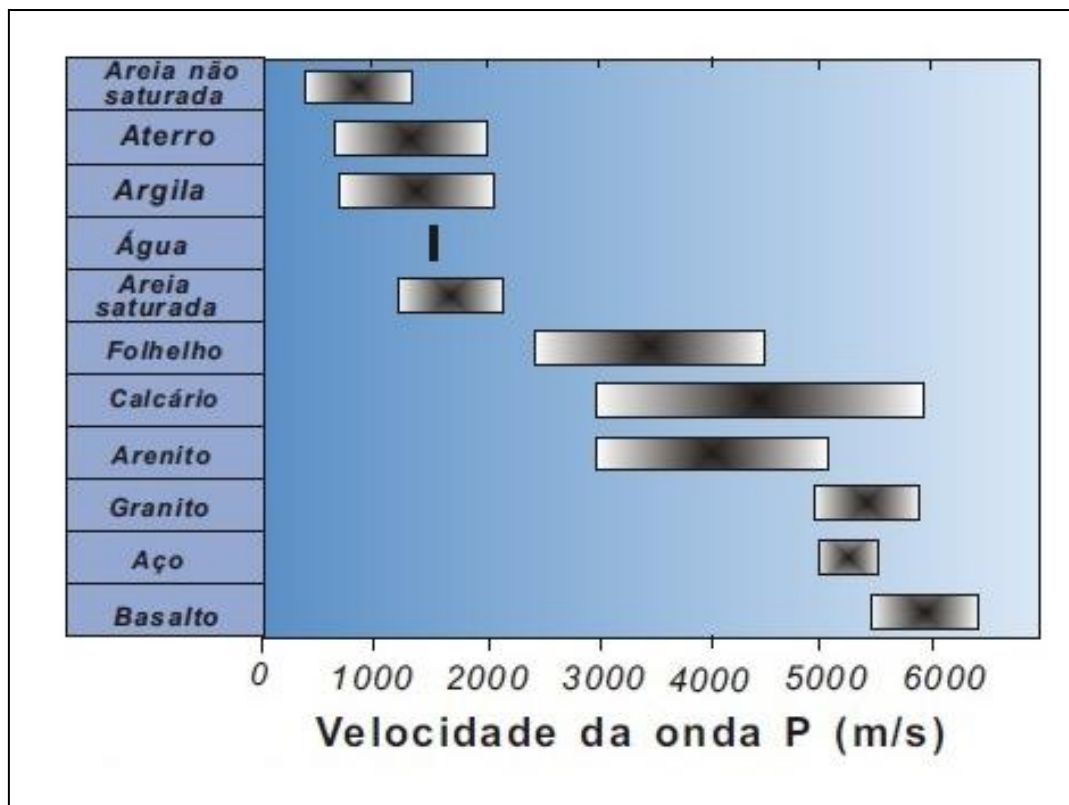
Figura 8 – Comportamentos na propagação de ondas P e S.



Fonte: Modificado de Yilmaz (2003).

Ao analisar as equações que regem as velocidades das ondas P e S, percebe-se que estas dependem da densidade e de propriedades elásticas do meio onde se propagam. Trazendo essas informações para propagação nas rochas em subsuperfície, vemos que estes fatores são influenciados geologicamente pela compactação das rochas, pela porosidade, pela saturação em fluido, grãos minerais componentes das rochas e outros. Em termos práticos, as ondas P são mais importantes, representando a grande maioria dos dados sísmicos (ROMANELLI, 2010). Portanto conhecendo-se a velocidade pode-se, com as devidas limitações, estimar estes fatores da geologia, que são de fundamental interesse para petrofísica, área de estudo das propriedades física relacionadas com a presença de hidrocarbonetos. A Figura 9 ilustra a ampla variação de velocidade em diferentes meios de propagação.

Figura 9 – Velocidade da onda P em diferentes rochas



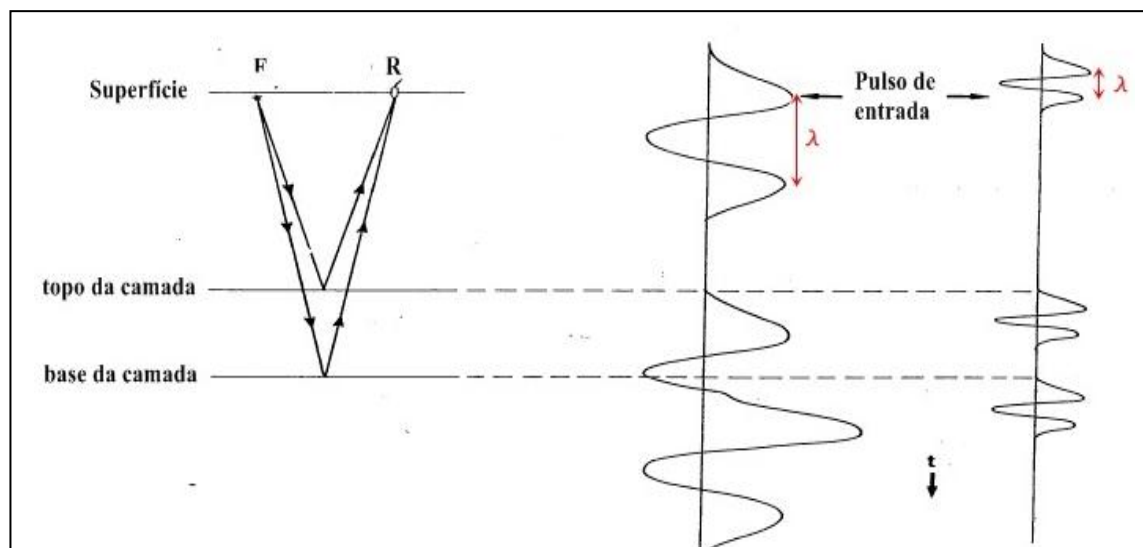
Fonte: Modificado de Teixeira (2000)

### 2.1.5 Resolução sísmica vertical

Fala-se em resolução sísmica vertical quando o interesse é o de identificar, na dimensão vertical, feições estratigráficas (camadas) delgadas na seção sísmica (RIBEIRO, 2001). A resolução vertical é uma medida da capacidade para reconhecer refletores individuais, pouco espaçados, e é determinada pelo comprimento do pulso na seção sísmica registrada (KEAREY; BROOKS, 2002). Portanto a resolução sísmica vertical é função do comprimento de onda da wavelet (pulso de entrada) e a máxima resolução situa-se entre um quarto e um oitavo do comprimento de onda.

É necessário que seja definido os objetos de estudo e suas respectivas espessuras para que se faça um planejamento prévio do comprimento de onda da wavelet que será empregada no estudo, visto que ao se propagar uma onda em subsuperfície, existe uma grande perda de frequências altas, devido à absorção, diminuindo assim a resolução vertical com a profundidade de investigação. A Figura 10 exemplifica uma situação onde um refletor pode passar despercebido devido à frequência da wavelet.

Figura 10 – Diferentes resoluções verticais devido à frequência do pulso sísmico.



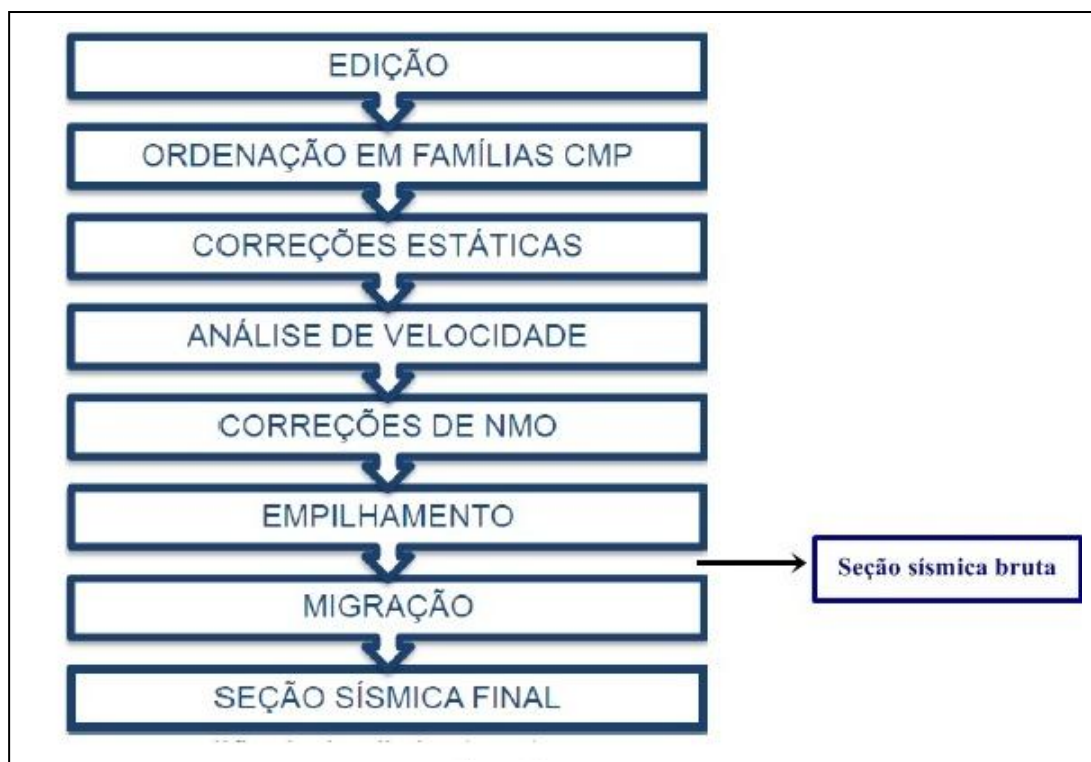
Fonte: Modificado de Dourado (2007).

### 3 PROCESSAMENTO SÍSMICO

Depois de feito o levantamento sísmico e os dados arquivados, é necessário dar um tratamento especial nos dados de campo, chamado processamento sísmico, com o intuito de melhorar a qualidade. O aparecimento de ruídos é inerente ao próprio sistema de aquisição, mas este é apenas um dentre muitos outros tipos de ruído que necessitam ser atenuados ou silenciados, para que finalmente possa se obter uma imagem de boa qualidade da subsuperfície.

Dentre as etapas do fluxograma de processamento estão: edição de traços, ordenação em família CMP, correções estáticas, análise de velocidade, correção NMO, empilhamento e migração, com o seguinte fluxograma:

Figura 11 – Fluxograma básico de processamento sísmico



Fonte: Modificado Ribeiro (2001)

#### 3.1 EDIÇÃO DE TRAÇOS

Nesta etapa é feita uma análise minuciosa traço a traço, para eliminar traços que estão desconformes com os demais, com amplitudes anômalas, seja porque o receptor apresentou defeito ou não registrou. Após isto, os dados são gravados para então ser

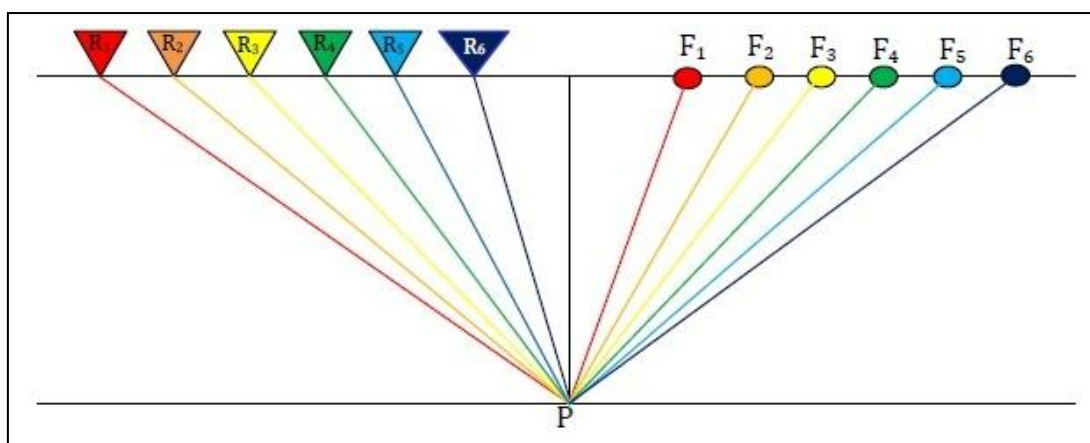
carregada a geometria no cabeçalho dos traços (headers). O carregamento correto da geometria de aquisição é um passo simples, porém fundamental para o sucesso das outras etapas.

### 3.2 ORDENAÇÃO EM FAMÍLIAS CMP

A sigla CMP significa “comommid point”, ou seja, ponto médio comum. O objetivo desta etapa é organizar os dados de maneira que o mesmo ponto (ponto médio) em subsuperfície possa ser iluminado por vários pares de fonte-receptor, dando assim um maior número de informação sobre o mesmo ponto. Todas as outras etapas são realizadas baseadas neste tipo de arranjo. O fato de ter várias informações sobre um único ponto leva a uma melhora na relação sinal/ruído.

A organização em família CMP está no centro do processamento sísmico convencional, devido às equações que regem a propagação de ondas sísmicas se tornarem mais simples para esse tipo de arranjo, visto que esta técnica parte do princípio que as ondas propagam-se por camadas plano-horizontais e uniformes. O princípio do ponto médio comum falha na presença de mergulho porque o ponto comum em profundidade não mais se encontra diretamente sob o ponto médio entre fonte e receptor, e o ponto de reflexão difere para raios que chegam em diferentes afastamentos (KEAREY; BROOKS, 2002).

Figura 12 – Ponto médio comum para vários pares de fonte-receptor.



Fonte: Cunha (2012).

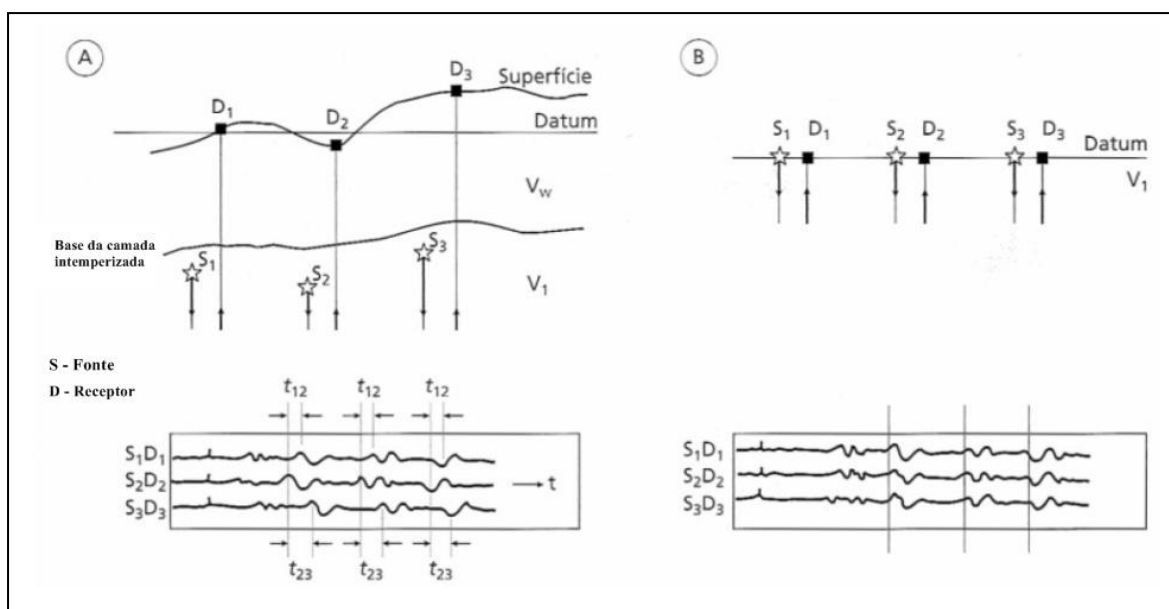
### 3.3 CORREÇÃO ESTÁTICA

Nesta etapa, as diferentes elevações de fonte e receptor, devido a variações no terreno, principalmente pelos diferentes graus de intemperismo, são trazidas para um mesmo

datum, ou seja, são niveladas. Isso é extremamente necessário, visto que os tempos das reflexões são deslocados, gerando assim um atraso ou adiantamento na chegada das ondas à superfície. Portanto os tempos das reflexões devem ser corrigidos para as diferenças de tempo introduzidas por essas irregularidades próximas à superfície (KEAREY;BROOKS, 2002).

Zonas próximas à superfície são em geral muito heterogêneas devido à inconsolidação dos sedimentos. Estas zonas são chamadas de zona de baixa velocidade (LVZ). Um típico ruído devido à presença destas zonas é o chamado ground-roll, que é um ruído de baixa frequência, alta amplitude e baixa velocidade com moveout linear. Então essa zona de intemperismo é tratada como se não existisse, transladando os dados para uma nova superfície, chamada datum de referência.

Figura 13 – Correções estáticas. (A) sismograma antes da correção. (B) sismograma corrigido.



Fonte: Modificado de Kearey e Brooks, 2002.

### 3.4 ANÁLISE DE VELOCIDADE E CORREÇÃO NMO

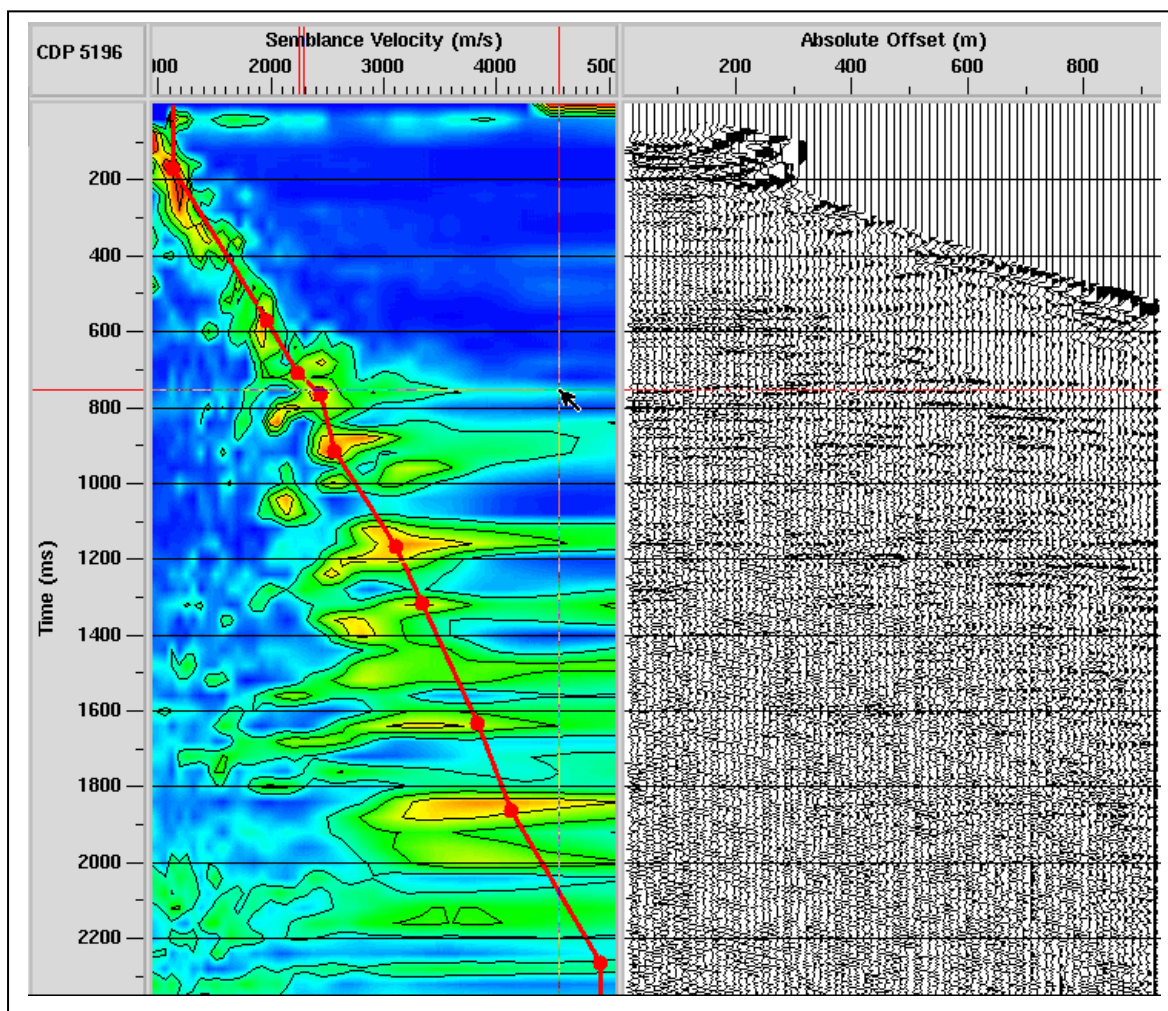
Os traços sísmicos que compõem uma família CMP representam, na verdade, informações acerca de um ponto ao longo de um mesmo refletor, com o objetivo de gerar um único traço sísmico a partir desses dados (PINHEIRO, 2011). Por isso é necessário corrigir as hipérbolas de reflexão em relação ao tempo  $t_0$  (zero-offset), para que cada reflexão encontre coerência traço-a-traço. Para se processar essa correção é de fundamental importância o conhecimento da função de velocidade da camada onde as ondas se propagam

e é justamente a finalidade da análise de velocidade: estimar a função velocidade que corrige o NMO e posteriormente será usada para empilhar os dados ( $v_{stack}$ ).

Para camadas plano-horizontais e offsets pequenos em relação à profundidade de investigação, a velocidade NMO  $v_{stack}$  pode ser aproximada por uma velocidade média quadrática conhecida como velocidade RMS  $v_{rms}$ . Para estimar a velocidade RMS, faz-se uso de painéis de velocidades chamados Semblances (Fig.14), que é uma função de coerência. Essa função produz o espectro de velocidade e é utilizada para determinar a velocidade que mais adéqua a hipérbole teórica com a hipérbole real de reflexão. Geralmente o painel semblance é colocado ao lado das famílias CMP associada. Assim, onde estiverem os picos de valores contornados de semblance, serão os valores de velocidades mais apropriados para o devido tempo de transito relacionado na família CMP.

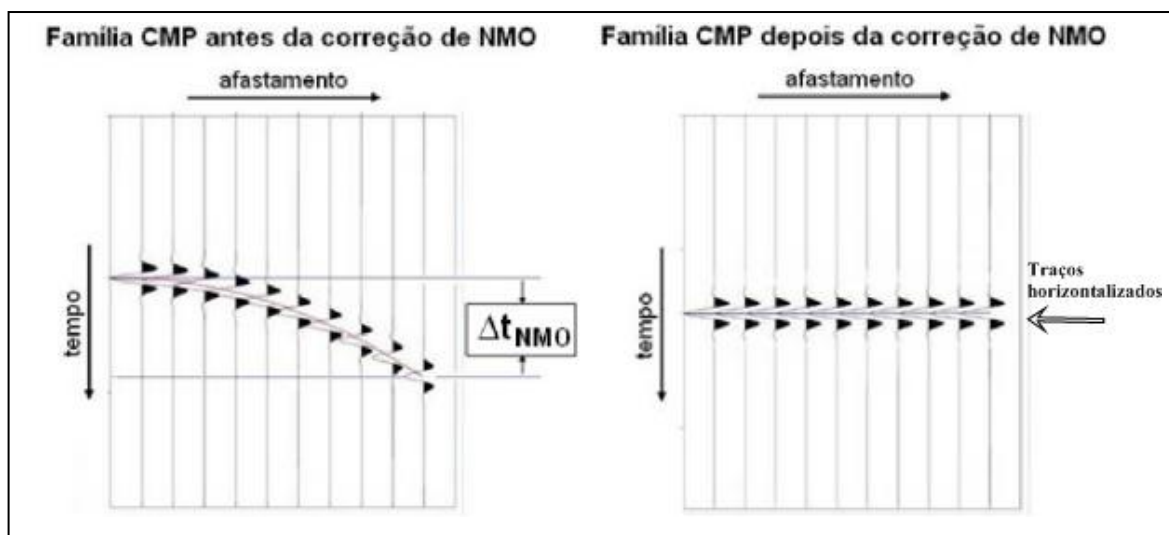
Portanto quando a função de velocidade for estimada corretamente, os eventos de reflexão na família CMP irão estar horizontalizados (Fig.15) e corrigidos do efeito NMO.

Figura 14 – Mapa de Semblance com pick de velocidade.



Fonte: Lorenzo (1998).

Figura 15 – Horizontalização das reflexões nas famílias CMP.



Fonte: Modificado de Yilmaz (1987).

### 3.5 EMPILHAMENTO

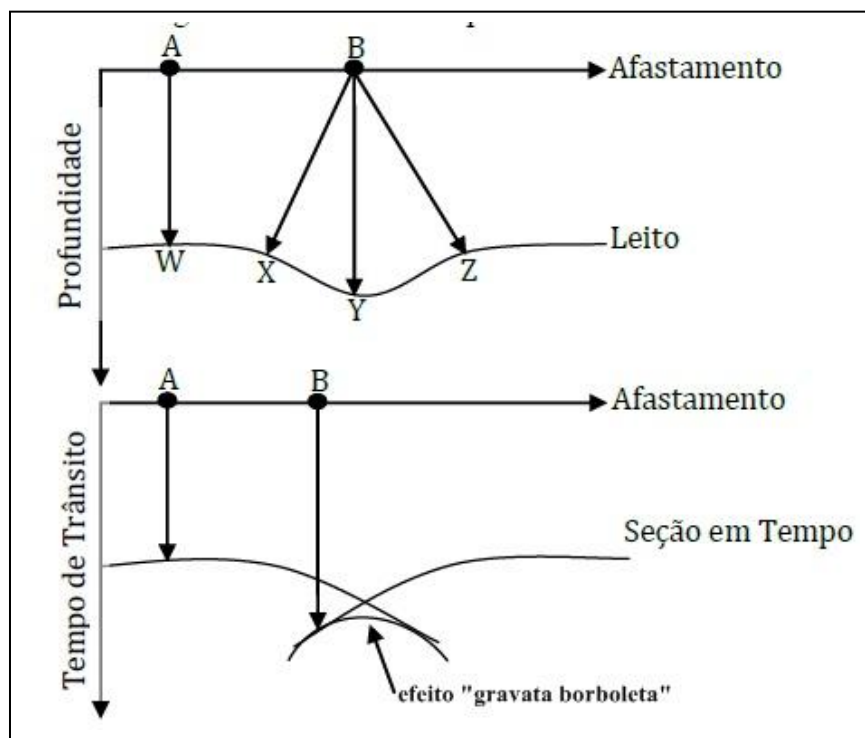
Nessa etapa, as famílias CMP que já estão horizontalizadas são finalmente somadas, para obtenção de um único traço, chamado também de traço afastamento-nulo (zero-offset). Ao realizar esta soma, a razão sinal ruído aumenta, devido à soma dos ruídos não coerentes. Outro ponto positivo do empilhamento é que os eventos que possuem coerência lateral têm suas amplitudes realçadas. O conjunto de traços afastamento-nulo das famílias CMP constitui uma seção sísmica, obviamente que ainda não podemos tirar conclusões com esta imagem sísmica, pois caso haja refletores inclinados, estes irão estar mal posicionados nesta seção sísmica.

### 3.6 MIGRAÇÃO EM TEMPO

Em uma seção sísmica empilhada, cada evento de reflexão é colocado diretamente abaixo do ponto médio da família CMP apropriada. Porém, isto só ocorrerá se os refletores forem plano-horizontais, o que na maioria dos casos não acontece, por isso a posição dos refletores não representa a verdadeira posição em subsuperfície. Refletores com mergulhos serão descolado no sentido oposto ao do mergulho, se ocorrer mergulho cruzado (cross-dip), o ponto de reflexão estará deslocado para fora do plano da seção (KEAREY; BROOKS, 2002). Sinclinais terão deformações, na seção empilhada, chamadas de efeito “gravata borboleta” ver Figura 17. A migração é um processo de reconstrução da seção sísmica para

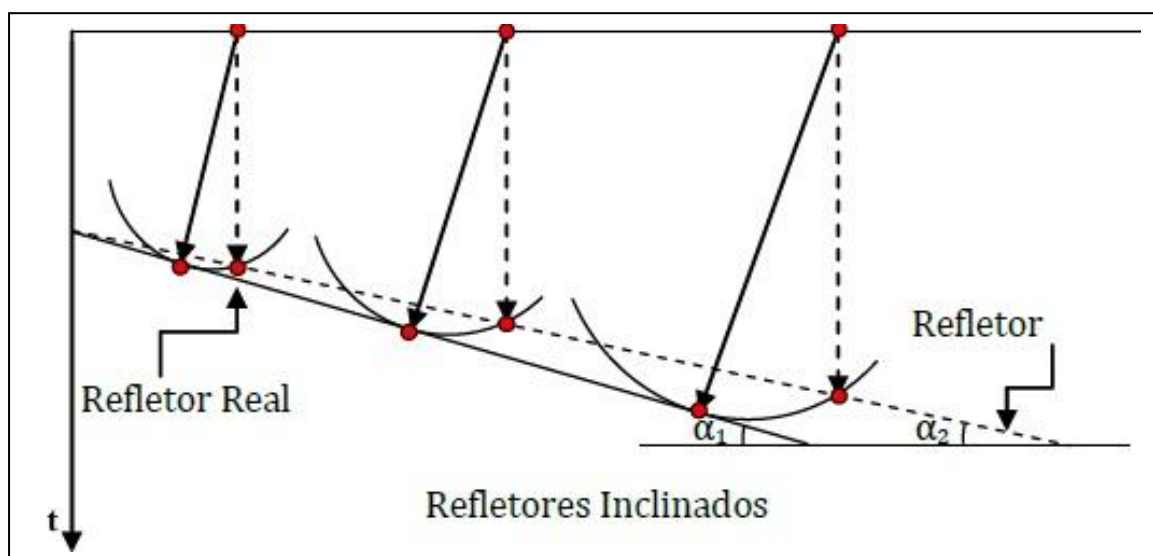
recolocar os refletores nos seus devidos lugares e colapsar efeitos de pontos difratores, em borda de falhas, que geram ruídos indesejáveis.

Figura 17 – Efeito “gravata borboleta” em uma seção não migrada.



Fonte: Modificado de Yilmaz (1987).

Figura 18 – Posicionamento correto dos refletores com mergulho na seção migrada.



Fonte: Modificado de Romanelli (2001).

A migração do tipo Kirchhoff, que é a mais comum, além de reposicionar os refletores corretamente, tem por finalidade promover o colapso de difrações mapeando um ponto apenas, que é colocado no ápice da hipérbole de difração. Esta migração também retira eventos que não tem conexão alguma com a geologia, estes eventos são chamados de artefatos e são uma armadilha para qualquer interprete.

Para se realizar a migração em tempo, é necessário o conhecimento da função de velocidade do meio geológico da área de estudo, entretanto, para lugares que ainda não foram explorados isso se torna um problema. A presença de estruturas geológicas complexas como domos salinos, intrusões ígneas, duplex estrutural, também contribuem para uma problemática de lugares inexplorados. Para tanto, em alguns casos faz-se a opção pela migração pré-empilhamento, apesar de seu custo computacional ser bem maior, é a melhor saída para situações como esta.

Existem vários métodos de migração em tempo. O mais clássico utilizado é a soma de amplitudes ao longo de uma hipérbole de difração (YILMAZ, 1987) e mapeando este ponto, na seção sísmica, no tempo correspondente ao tempo do ápice da hipérbole. Este procedimento é conhecido como MIGRAÇÃO KIRCHHOFF, visto que se baseia na solução integral da equação da onda escalar.

Portanto, o processo de migração tempo por objetivo final a determinação das coordenadas dos pontos em subsuperfície ( $x, t$ ), através das reflexões das ondas sísmicas nos determinados pontos.

### 3.7 IMAGEAMENTO SÍSMICO

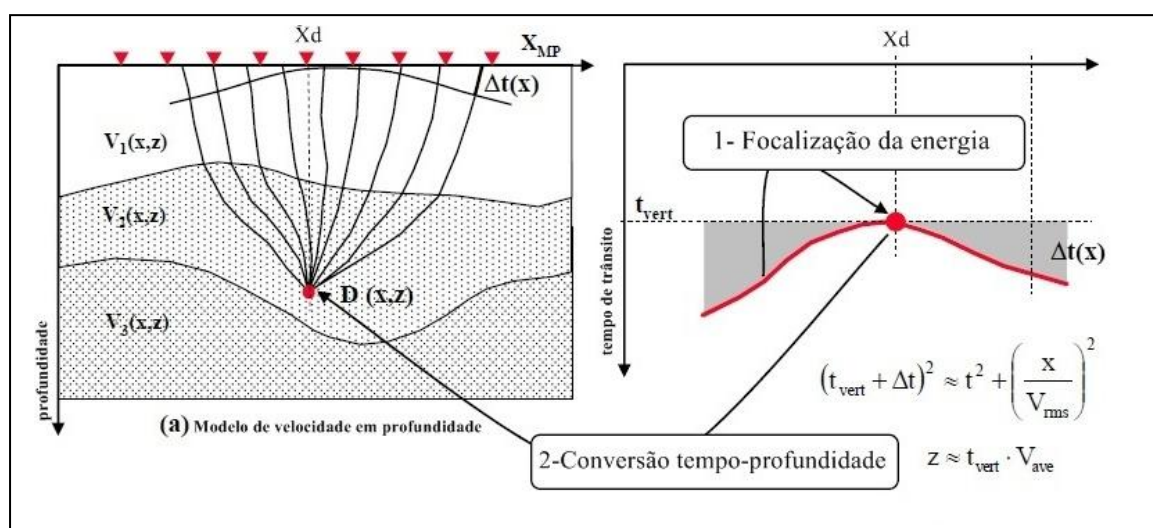
O processo de imageamento sísmico pode ser dividido em 2 etapas:

- a) Focalizando a energia de propagação sobre a superfície de difração.
- b) Transformação de tempo sub-vertical para profundidade.

O processo de focalização é realizado na migração em tempo. Enquanto na migração em profundidade são feitas as duas etapas. Quando o campo de velocidade é complexo, faz-se a escolha da migração em profundidade, pré ou pós-empilhamento. Em relação ao modelo de velocidade, este deve ser escolhido de maneira que ele gere curvas de tempo de transito mais próximo possível das curvas reais. A escolha do modelo de velocidade é uma etapa crucial do imageamento sísmico, pois esta definirá se a imagem será de boa ou má qualidade, ou seja, se a imagem se assemelha com a realidade em subsuperfície ou não. Erros na velocidade de migração ou no modelo em profundidade reduz a precisão da

focalização, distorce a posição dos refletores, tanto em tempo como em profundidade, entretanto, em áreas onde a geologia em subsuperfície é relativamente simples, há pouco impacto na focalização para aproximar as curvas de tempos de transito, por isso diz-se que a migração em tempo é pouco sensível a erros no modelo de velocidade, ao contrario da migração em profundidade que é extremamente sensível a erros de velocidade. Quando há erros no modelo de velocidade na migração em profundidade, surgem marcadores que deformam as imagens, deformações que não tem explicação geológica plausível, chamadas de “pullup” e “pulldown”.

Figura 19 – Imageamento sísmico.



Fonte: Modificado de Robein (2003).

## 4 CONVERSÃO TEMPO-PROFUNDIDADE

Nesta etapa, os tempos de trânsito obtidos, editados e migrados, serão transformados em valores de profundidades, para assim se obter uma imagem com o eixo vertical em profundidade e saber a localização dos refletores e estruturas em metros, não em segundos, para localizar onde serão feitas as perfurações nos locais adequados. O produto final desta etapa poderá ser um dentre dois tipos de aproximações:

- Mapas de profundidade calibrados em cada poço, que é o mais comum.
- Imagem sísmica diretamente em profundidade, também devidamente amarrada aos poços.

Existem três técnicas para converter mapas de tempo para mapas em profundidade, a saber:

- Conversão tempo-profundidade vertical (a mais clássica utilizada)
- Migração por raio imagem
- Demigração seguida de remigração por raio normal.

No presente trabalho, serão discutidos, exclusivamente, os casos onde se aplica e como se implementa o **método de conversão tempo-profundidade vertical**. Vale ressaltar que na ausência de dados de poços ou de ferramenta computacional que aceite o uso de dados de poços, faz-se o rebatimento do tempo pra profundidade, via formula de Dix, metodologia empregada na conversão dos dados reais da Bacia do Parnaíba.

### 4.1 CONVERSÃO TEMPO-PROFUNDIDADE VERTICAL

Este método tem por objetivo transformar verticalmente tempos  $T_{vert}$  em profundidade  $Z$ . Para ilustrar matematicamente, duas relações iniciais são convenientes (ROBEIN, 2003):

$$V_{ave} = \frac{Z}{T_{vert}(Z)} \quad (20)$$

$$T(z) = \int_0^z \frac{d\xi}{V_{inst}(\xi)} \quad (21)$$

Deve-se assumir que as seções sísmicas em tempo estão livres de artefatos e que os tempos de transito são tempos verticais. Assim como a definição do modelo de velocidade

na migração, a escolha do método de conversão está mais para uma “arte“ do que uma série de passo-a-passos a serem seguidos, pois esta escolha depende de uma variedade de fatores, dentre eles alguns serão citados abaixo:

- Disponibilidade dos dados
- O grau de precisão desejado
- O conhecimento geológico da área
- O tempo de resposta e o orçamento
- Preferências individuais
- As ferramentas computacionais disponíveis durante o projeto

Ferramentas estatísticas (krigagem, regressão, médias, extrapolação de dados) são de extrema importância neste método, independente se são utilizadas velocidades de empilhamento ou não.

Dentre os parâmetros que influenciam para que seja realizada uma boa conversão tempo-profundidade podemos citar: a qualidade e confiabilidade dos dados, a precisão e densidade de picks em velocidades de empilhamento, a razão sinal/ruído, a presença de múltiplas, os passos do processamento feitos cuidadosamente sob análise de velocidade.

Dentro da conversão tempo-profundidade vertical, podemos subdividir ainda em:

- Métodos globais versus Método layer-cake (multicamadas)
- Utilizando apenas dados de poços versus dados sísmicos adicionados a poços

Vale ressaltar que nos métodos onde as informações de velocidade advêm apenas de poços, o grande problema é a escassez de dados, forçando assim a interpolação/extrapolação entre os poços. Os poços são geralmente perfurados até o topo de estruturas, logo não há informação sobre os flancos ou sobre a velocidade nos sedimentos na bacia. Para melhorar estas informações, técnicas de interpolação são largamente utilizadas nesses métodos. Existem basicamente duas formas de interpolação/extrapolação dos dados:

1º)As velocidades de empilhamento e os tempos de transito podem ser usados como guias no processo de interpolação. Particularmente, as velocidades de empilhamento têm uma boa cobertura, que ajuda no processo de interpolação. De qualquer forma, elas têm suas limitações.

2º) Usando as variações geológicas laterais para estimar corretamente através de técnicas de multicamadas. São chamadas de métodos “layer-cake”.

Interpolação entre dados, conhecido como mapeamento ou gridding, é frequentemente um elemento crucial na conversão tempo-profundidade. Veremos que o

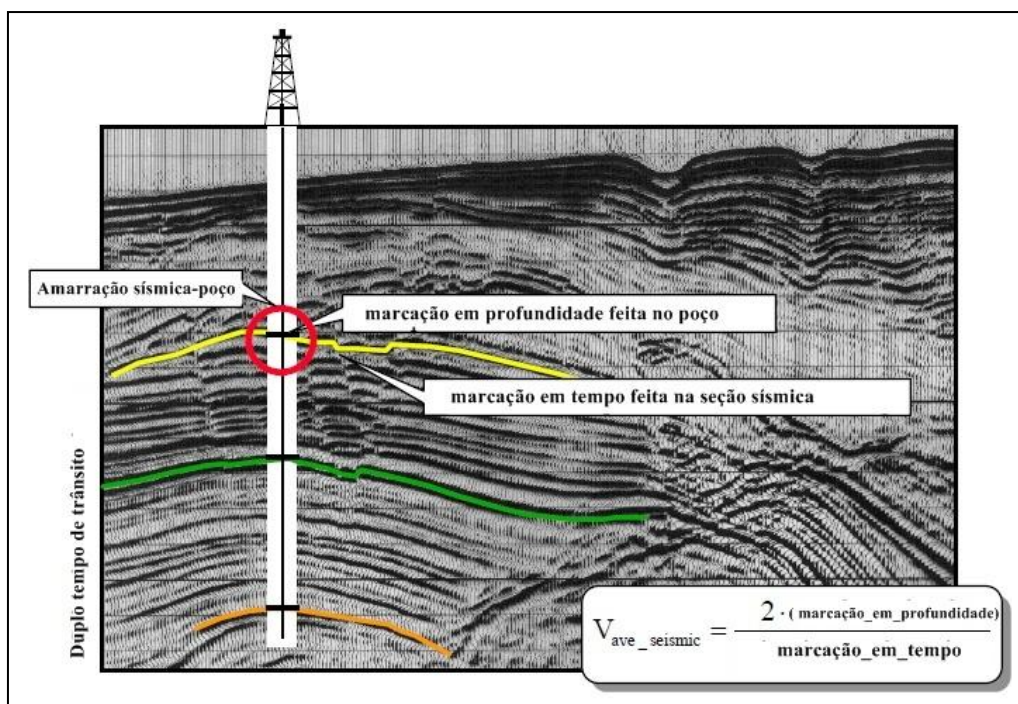
método preferencial para interpolação é o kriging ou krigagem, que consiste em uma média ponderada de valores conhecidos em determinadas posições espaciais, para estimar um valor desconhecido em uma determinada posição. Quanto mais próximo, especialmente, os valores estiverem do ponto desconhecido, maior peso eles terão na soma.

Nos métodos discutidos a seguir, quando falarmos em velocidade de empilhamento, faremos a aproximação grosseira que  $V_{rms} = V_{stack}$ , onde  $V_{stack}$  é o campo de velocidade de empilhamento estimado durante o imageamento sísmico e  $V_{rms}$  é assumido como a velocidade média quadrática medida **verticalmente**. Sabe-se que a correta relação entre o tempo vertical e a profundidade, não é tirada da  $V_{rms}$  e sim da  $V_{ave}$  que pode ser bem diferente e em alguns casos até menor que a  $V_{rms}$ .

## 4.2 AMARRAÇÃO SÍSMICA-POÇO

Esta etapa consiste em estabelecer, com segurança, a relação entre as reflexões sísmicas e as interfaces geológicas que se procura mapear (ROMANELLI, 2010). Pode-se fazer esta amarração utilizando o perfil sônico, obtido em um poço perfurado próximo a área de levantamento sísmico, para se medir o tempo duplo entre a superfície e a camada de interesse, e identificar na seção sísmica, a correspondente reflexão, como visto na Figura 20.

Figura 20 – Amarração sísmica-poço



Fonte: Modificado de Robein (2003).

Pode-se também fazer a amarração sísmica-poço através da confecção do sismograma sintético, que consiste em estimar a impedância acústica através do perfil de densidade e perfil sônico, para gerar a função refletividade e assim fazer a convolução com o sinal sísmico de entrada, chamado wavelet, gerando assim o sismograma. A Figura 21 mostra passo-a-passo a calibração sísmica-poço.

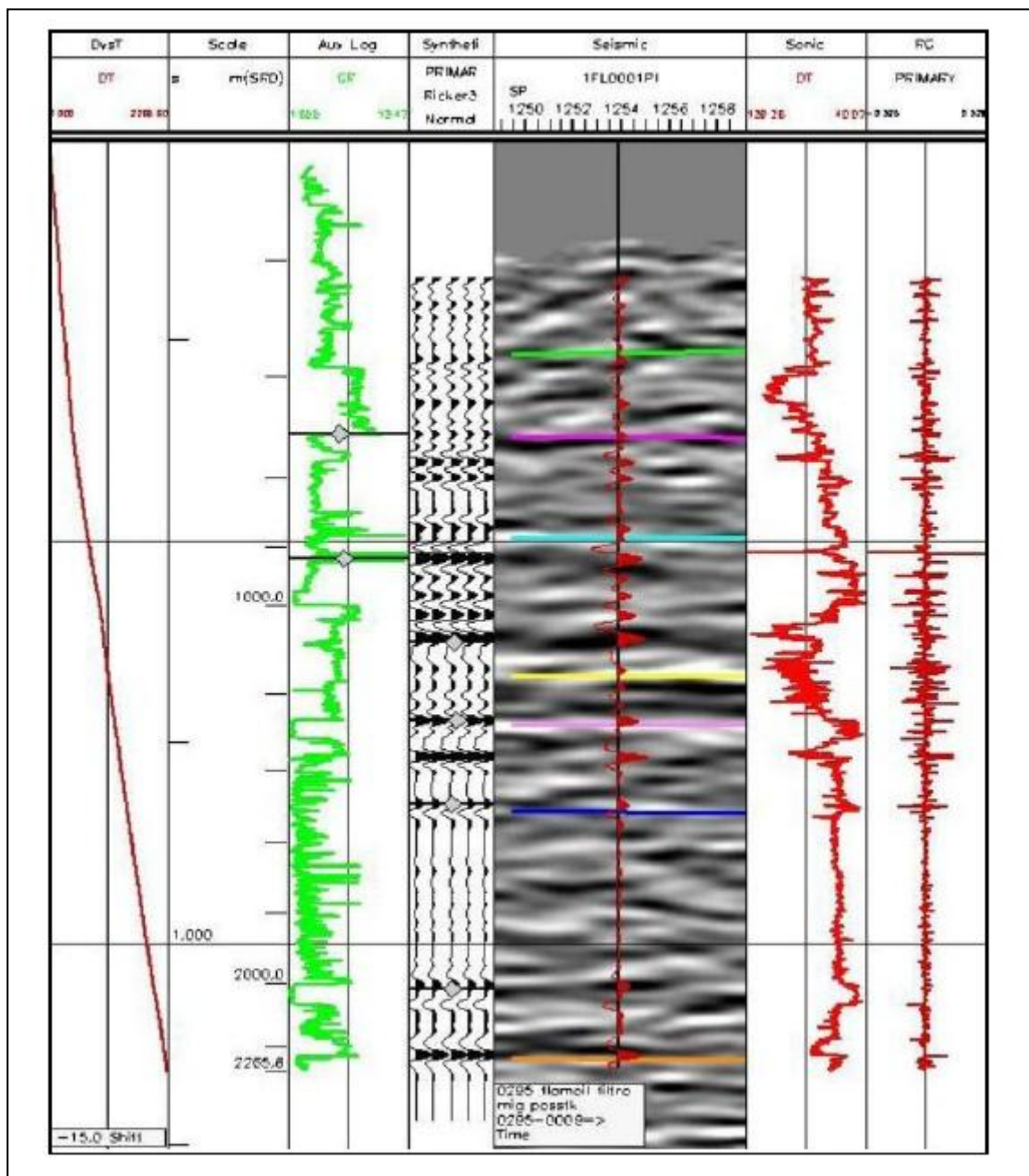
Figura 21- Metodologia para calibração sísmica-poço

Metodologia para efetuar calibração Sísmica-Poço	
1°	Correção do perfil sônico usando <i>checkshot</i> , que são pontos do poço com profundidade e tempo conhecidos.
2°	A ponte entre os dados dos poços (em profundidade) e a sísmica (em tempo) é a conversão tempo/profundidade usando: o perfil sônico corrigido, os <i>checkshots</i> , profundidade dos poços e tempo duplo de trânsito (TWT). A ordem pode ser alterada.
3°	A impedância acústica sintética é calculada usando o perfil sônico e/ou o perfil de densidade, podendo também usar a velocidade modelo. Ela é calculada multiplicando-se a densidade pela velocidade.
4°	Através do perfil de impedância acústica sintética são calculados os coeficientes de reflexão reais. O coeficiente de reflexão é uma diferencial da impedância acústica que define a porcentagem de reflexão dos vários limites geológicos.
5°	É a criação do sismograma sintético o que é feito a partir da função de refletividade com a <i>wavelet</i> definida. O perfil sônico é utilizado em conjunto com o perfil densidade.
6°	A calibração entre os registros do levantamento sísmico e os registros dos perfis de poços. Nesta etapa, é realizado um ajuste dos marcadores geológicos entre o sismograma sintético e a seção sísmica.

Fonte: Pinheiro (2012).

A Figura 22 mostra a integração de vários perfis como: raio gama (verde), coeficiente de reflexão (vermelho escuro), sônico (vermelho claro), sismograma sintético (traço sísmico), para correlacionar às interfaces sísmicas com as registradas em poço.

Figura 22- Calibração sísmica-poço.



Fonte: Teixeira (2010).

A chave para uma boa conversão tempo-profundidade esta em se fazer uma boa amarração dos dados sísmicos com os perfis de poços, pois esta correlaciona os horizontes sísmicos com as camadas em profundidade vista nos perfis de poços (ROBEIN, 2003).

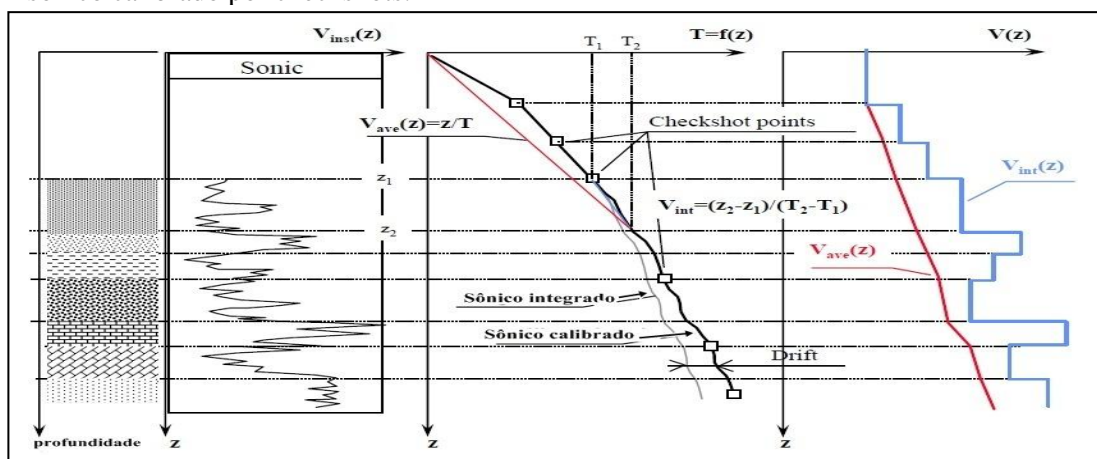
### 4.3 MÉTODOS DE CONVERSÃO GLOBAL

Método de conversão global: trata as várias camadas em subsuperfície como se fosse um único meio efetivo. Os casos discutidos abaixo de 1 a 5 são tratados com este método.

#### 4.3.1 Caso 1- Utilizando um poço e uma função analítica $T = f(Z)$

Primeiramente, deve-se estabelecer em poço a função  $T = f(Z)$ , para isso pode usar dados VSP, levantamentos checkshot ou perfil sônico. Essa função é então digitalizada e em cada ponto no grid do mapa de tempo, essa função é usada pra encontrar a profundidade que corresponde ao tempo vertical (one-way).

Figura 23 – Estimação da função  $T=f(z)$ , velocidade intervalar e média através do perfil sônico calibrado por checkshots.



Fonte: Modificado de Robein (2003).

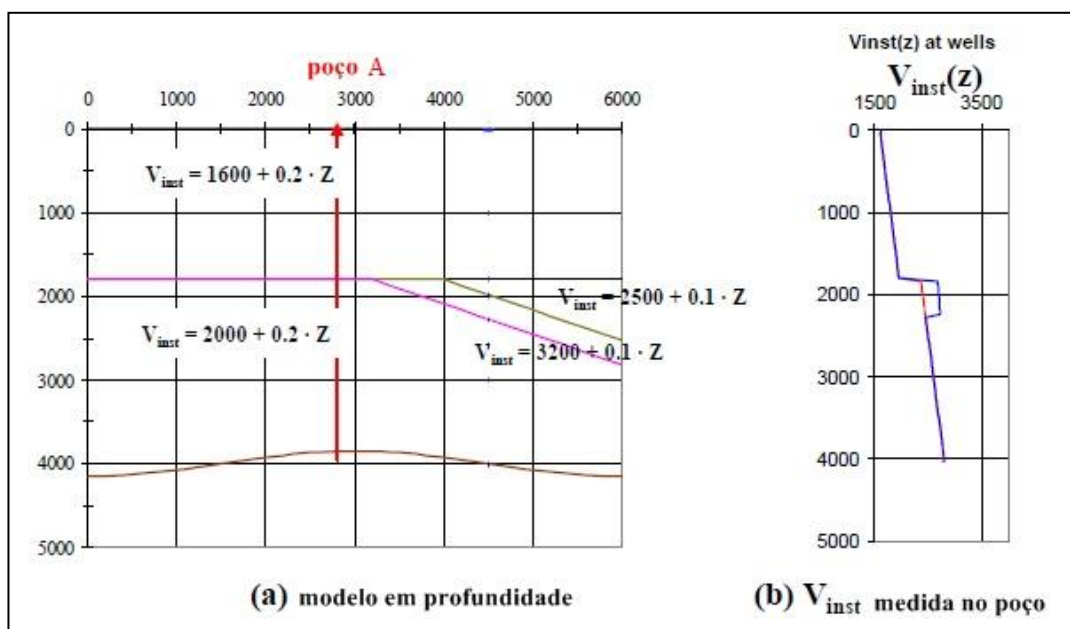
As 3 possibilidades que são largamente utilizadas para realizar a tarefa acima são:

- Digitalizar a curva  $T = f(Z)$  e usando-a como uma tabela de referência. Isto exige uma interpolação vertical simples.
- Fazendo uma técnica de regressão para aproximar a curva  $T = f(Z)$  por uma função analítica. Uma função polinomial de segunda ordem é bastante popular neste caso de transformação tempo-profundidade, como por exemplo:  $Z(T) = \frac{1}{2a} (\sqrt{U^2 + 4a \cdot T} - U)$ .
- Fazer uma regressão direta de  $Z$  como uma função do tempo, novamente usando uma função polinomial ou uma exponencial do tipo  $Z(T) = a \cdot (e^{b \cdot T} - 1)$ .

O primeiro método é mais preciso quando se tem apenas um poço. O segundo e terceiro método permite fazer uma média de funções  $T=f(Z)$  (quando se tem mais de um poço) para estimar uma única função válida para toda a área de interesse.

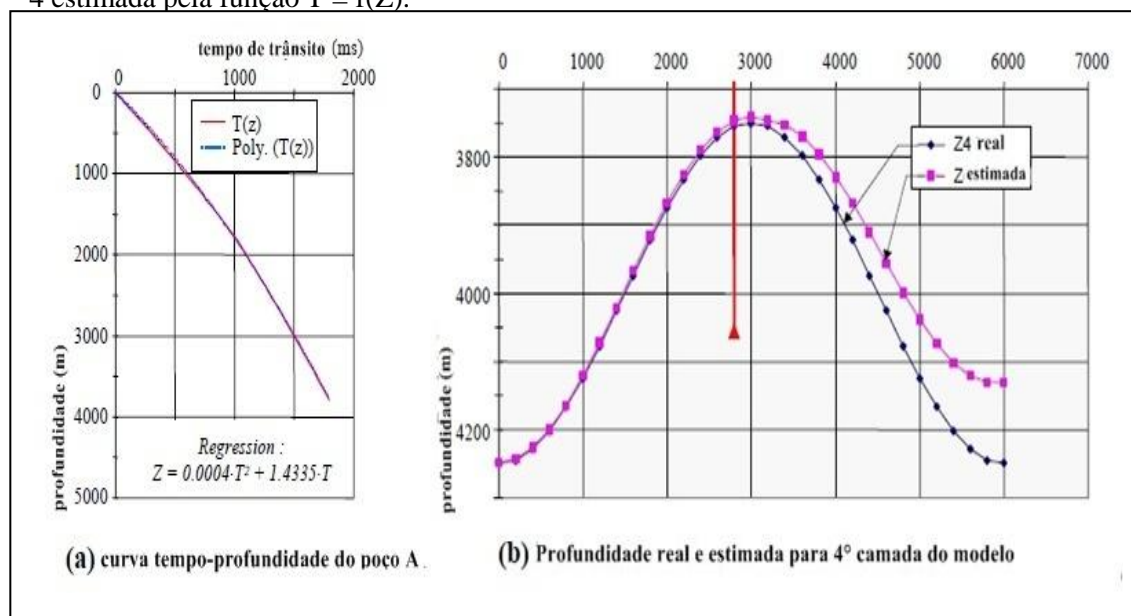
A profundidade da camada  $Z_4$  do modelo da Figura 24 foi calculada usando o terceiro método descrito acima e o resultado é mostrado na Figura 25 junto da regressão polinomial da curva digitalizada.

Figura 24 – (a) Modelo sintético de 4 camadas. (b) Velocidade instantânea medida no poço A.



Fonte: Modificado de Robein (2003)

Figura 25 – (a) Regressão polinomial da curva  $T(z)$  digitalizada. (b) profundidade da camada 4 estimada pela função  $T = f(Z)$ .



Fonte: Modificado de Robein (2003)

Note que a conversão se mostrou perfeita até a posição 3200, justamente onde começa a ter um mergulho da camada, gerando uma variação lateral de profundidade, o que não é aceito neste tipo de conversão.

Em áreas onde se tem uma geologia simples, alguns poços disponíveis e seja dispensável uma precisão muito detalhada, este método é válido e utilizado geralmente para estudos de bacias.

Um exemplo importante para o caso de regressão é quando se tem vários poços avaliados em uma área de interesse, porém cada poço foi perfurado a certa profundidade de lamina d'água, portanto possuem diferentes profundidades totais (PTs). Isto é extremamente corriqueiro nas pesquisas offshore. Assumindo que cada função  $T = f(Z)$  foi estimada com precisão em cada poço. Sobrepondo as diferentes funções, estas não irão apresentar nenhuma correlação evidente apesar de terem sido tomadas numa mesma região, portanto sobre a mesma geologia regional. A suspeita evidente é de que estas discrepâncias ocorram devido as diferentes profundidades das camadas d'água. Assim, as funções  $T = f(Z)$  deverão ser deslocadas no tempo para um fundo do mar de referencia em  $Z_{sf}$ . Então se tem que:

$$T_{sf} \cong \frac{Z_{sf}}{1500} \quad (22)$$

Uma regressão polinomial para a profundidade de referência deve ser feita. Portanto tem-se que: (ROBEIN, 2003).

$$Z(T) = Z_{sf} + V_{sf} \cdot (T - T_{sf}) + a \cdot (T - T_{sf})^2 \quad (23)$$

ou

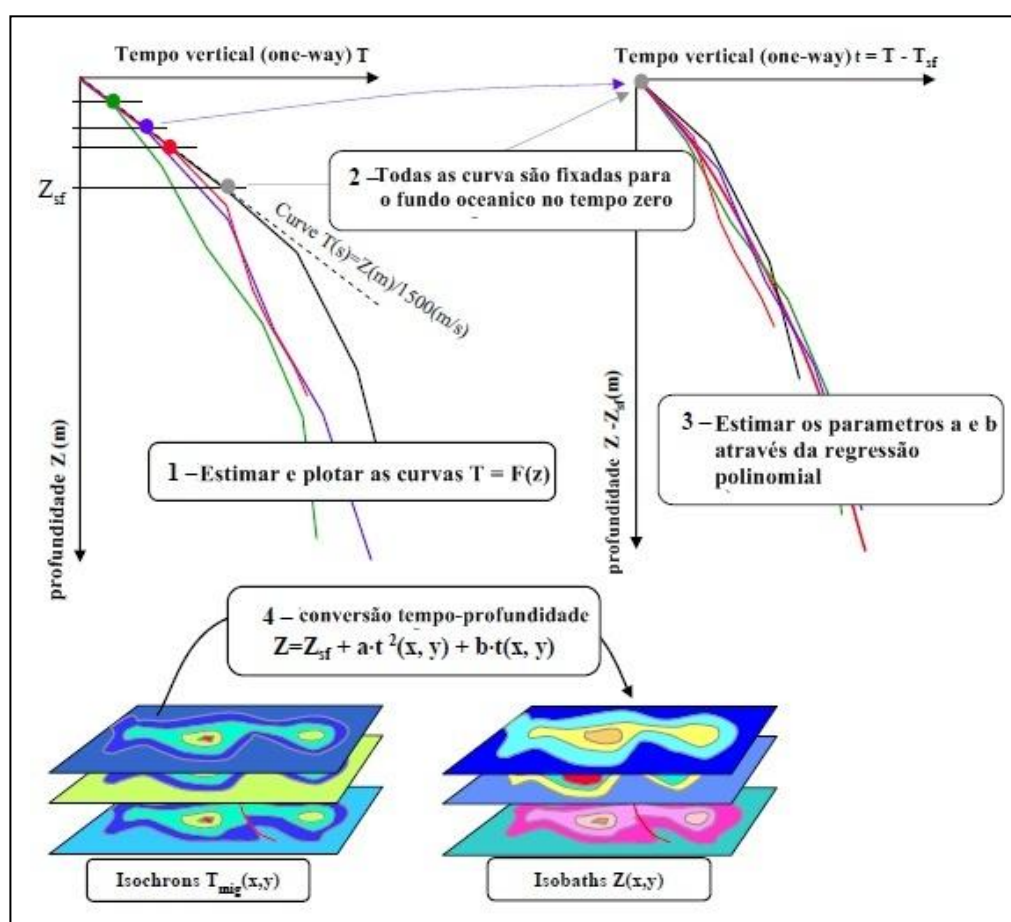
$$z(t) = V_{sf} \cdot t + a \cdot t^2 \quad (24)$$

Onde  $z = Z - Z_{sf}$  e  $t = T - T_{sf}$ . Estas equações produzem os parâmetros médios de  $V_{sf}$  e  $a$ , que definem a aproximação polinomial para a profundidade de referencia. O parâmetro  $V_{sf}$  representa a velocidade instantânea dos sedimentos na profundidade do fundo do mar. Uma vez que a função polinomial foi aceita como confiável, os mapas de profundidades podem ser construídos imediatamente utilizando a seguinte relação:

$$Z(x, y) = Z_{sf}(x, y) + V_{sf} \cdot \left( \frac{T_{seis}(x, y)}{2} - T_{sf}(x, y) \right) + a \cdot \left( \frac{T_{seis}(x, y)}{2} - T_{sf}(x, y) \right)^2 \quad (25)$$

Onde  $x$  e  $y$  são coordenadas espaciais da malha de aquisição sísmica.

Figura 26 – Esquema de conversão para poços em diferentes profundidades totais.



Fonte: Modificado de Robein (2003).

#### 4.3.2 Case 2- Utilizando vários poços e mapas de velocidades médias

Tirando uma média das funções  $T(z)$  obtidas em cada poço (através de dados vsp, checkshots, etc..) e usando uma única função é uma forma insuficiente de se levar em consideração as variações geológicas laterais.

As variações laterais em geral são causadas por variações na própria litologia em subsuperfície ou também pela variação geométrica das camadas, como por exemplo, uma dobra ou uma falha. A interpolação e a extrapolação entre os poços é uma maneira mais razoável de se introduzir o problema da variação lateral no modelo de velocidade.

O método da velocidade média (average) exige uma boa amarração entre dados sísmicos e dados de poços, avaliando as amarrações para todos os poços. Este método nos fornece o tempo sísmico vertical (one-way) correspondente à profundidade do horizonte de interesse localizado no poço. A velocidade média pode ser calculada pela simples razão abaixo.

$$V_{ave\_seis} = \frac{\text{profundidade da marcação em poço}}{\text{tempo sísmico pickado (one-way)}} \quad (26)$$

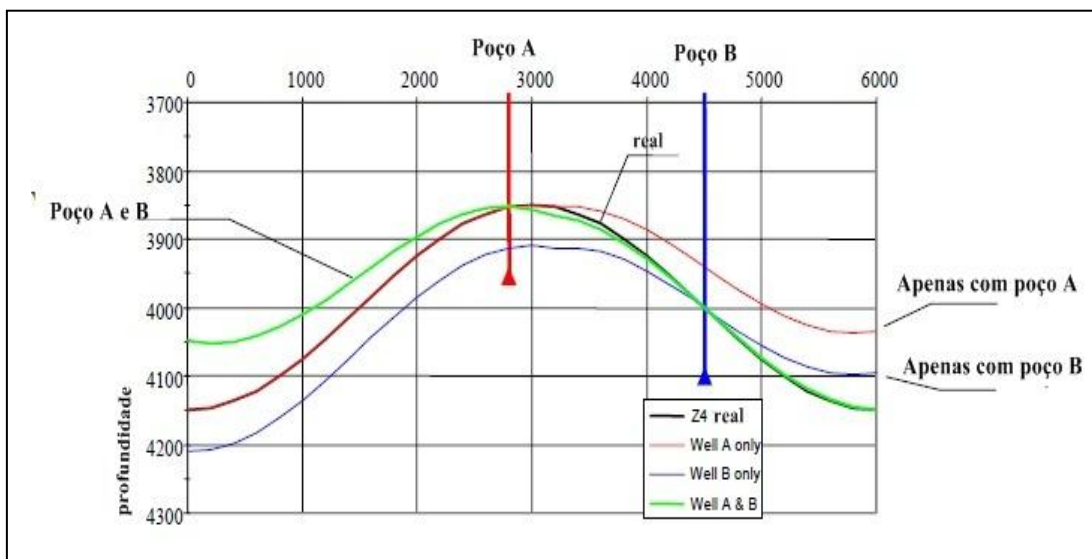
Os passos para este método de conversão são listados abaixo:

- Primeiramente, estime  $V_{ave\_seis\_A}, V_{ave\_seis\_B}, V_{ave\_seis\_C}, \dots$ , etc. Nos horizontes de interesse, onde A, B e C são diferentes poços.
- Desses valores use uma ferramenta de gridagem criando uma malha para mapear essas velocidades em toda a área de interesse. Isso produz o mapa de velocidade average (média)  $V_{ave\_seis}(x, y)$  ao longo do horizonte de interesse.
- É claro que esta aproximação é insuficiente e este mapa deve ter sua qualidade controlada e testada após qualquer interpretação: perceber se as variações de velocidade confirmam com as mudanças geológicas em subsuperfícies já conhecidas.
- Uma edição manual deste mapa pode ser feita nesta etapa, se grandes problemas forem percebidos.
- Finalmente, calcule o mapa da profundidade dos horizontes com a relação matemática que utiliza duplos tempos de transito: (ROBEIN, 2003).

$$Z(x, y) = V_{ave\_seis}(x, y) \cdot T_{seis}(x, y)/2 \quad (27)$$

A Figura 27 mostra os resultados com este método.

Figura 27 – Resultado da conversão utilizando o poço A, poço B e os dois poços juntos.



Fonte: Modificado de Robein (2003).

#### 4.3.3 Caso 3- Utilizando vários poços e tempos sísmicos como guia para interpolação

Tomando em consideração os tempos de transito para utilizar no processo de conversão como discutido, por exemplo, no método de Hwang and McCorkindale (1994). Este método é uma maneira implícita de usar uma correlação entre velocidade e profundidade.

Mapeamentos adaptados e ferramentas geoestatísticas são usados neste caso para otimizar o processo de conversão. Os autores Hwang and McCorkindale (1994) indicaram o mais popular dos métodos de interpolação: A krigagem com drift externo e uma simulação condicional. Nesse caso específico, eles propuseram que os tempos de transito (Time picks) fossem usados como o drift externo permitindo um mapeamento melhor da velocidade média. De fato, os tempos sísmicos carregam informações sobre características estruturais, e esse “dado consistente interpolado” é geologicamente mais próximo da realidade. Uma atenção particular deve ser dada no caso de falhas geológicas na hora de processar o mapeamento, cada bloco de falha deve ser processado independentemente, especialmente aquelas alcançadas pelos poços.

Outra vantagem importante do método geoestatístico é a avaliação das incertezas de profundidades, que resultam da aproximação da simulação condicional.

### **Limitações do método devido às suposições:**

-A amarração da sísmica ao poço é crucial. Qualquer erro irá ser extrapolado para fora dos poços. Este problema existe para todos os métodos de conversão que utilizam poços.

-Este método assume uma única e simples relação entre tempo e velocidades sísmicas médias (average). Essa aproximação implicitamente faz uso do modelo compacto da forma  $V_{ave}(t) = V_0 + a.T$ . Um cross-plot dos 2 parâmetros para todos os poços é recomendado pra avaliar as suposições feitas.

Em outras palavras este é um método global que faz o uso de  $V_{ave}$  definida através da perfilagem e interpolada/extrapolada com picks de tempos feitos nas seções sísmicas e aplicados em caso de complexidade limitada. Trabalhando com alguns poços. Importante checar os tempos versus  $V_{ave}$  em um crossplot e os parâmetros da krigagem.

#### **4.3.4 Caso 4 – Utilizando vários poços e velocidades de empilhamento como guia para interpolação**

Os casos acima são relevantes quando os poços utilizados estejam geograficamente aceitáveis para cobrir a área de estudo. De fato, os dados de poços fornecem medidas confiáveis e precisas, porém a realidade é que na maioria dos casos os poços são distribuídos geograficamente de uma maneira pobre e bastante espaçados. Em geral, os poços são distribuídos ao longo de topos de estruturas. Interpolou ou extrapolar dados em poços nessas condições espaciais tornam-se um grande problema. Por isso, as velocidades de empilhamentos depois dos processos de DMO ou PreSTM, são utilizadas como fontes de informação para interpolar os dados.

Os mapas de velocidades de empilhamentos (MVE) são extraídos dos campos de velocidades de empilhamentos baseados nos vários horizontes de tempo migrado  $T_{seis}(x, y)$  para serem convertidos. Neste caso, os mapas de velocidades de empilhamento  $V_{stack}(x, y)$  são chamados de velocidades RMS dos horizontes  $V_{rms}(x, y)$ . Segue-se abaixo os passos para a conversão tempo-profundidade deste caso:

- Extrair o MVE através do campo de velocidade de empilhamento baseado nos vários horizontes de tempo migrado  $T_{seis}(x, y)$ .

- Fazer uma edição rigorosa e suavizar o MVE nos horizontes de interesse, com o objetivo de eliminar artefatos locais introduzidos pela  $V_{stack}$  e obter um razoável mapa  $V_{rms}(x, y)$  correspondente ao nível dos horizontes sísmicos.

- Multiplicar os dois mapas para obter um primeiro mapa em profundidade. Este mapa é, com certeza, apenas uma aproximação. Os mapas em profundidade derivados deste método são chamados de profundidades sísmicas (depths seismics)  $Z_{seis}(x, y)$ .

- Checar em cada poço A, B, C. A diferença entre a profundidade sísmica e a profundidade real em poço. Isto nos fornece um fator de correção local  $\gamma$  para cada profundidade que pode ser multiplicado pela profundidade sísmica como equacionado abaixo:

$$Z_A = Z_{seis\_A} \times \gamma_A; Z_B = Z_{seis\_B} \times \gamma_B; Z_C = Z_{seis\_C} \times \gamma_C \quad (28)$$

- Utiliza-se a krigagem para mapear o fator  $\gamma$  para toda área de estudo  $\gamma(x, y)$ .
- Finalmente o mapa final em profundidade é dado pela equação abaixo:

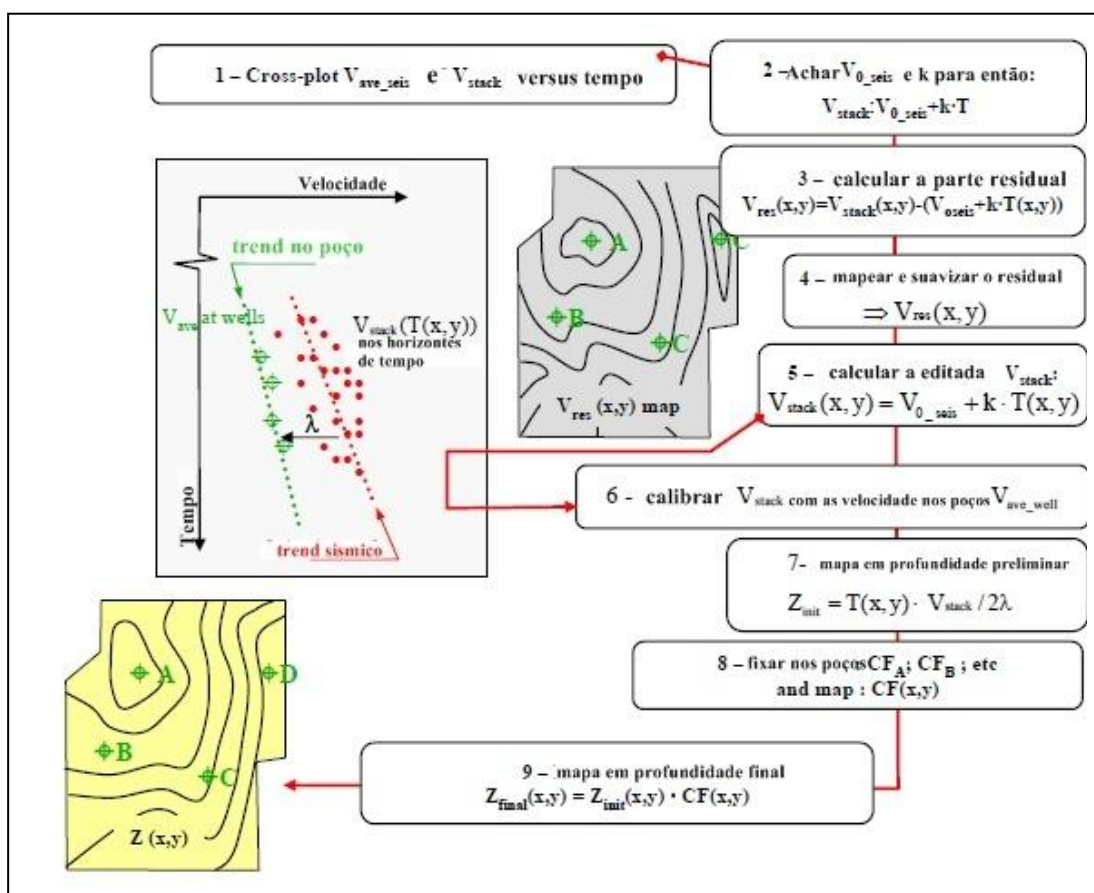
$$Z(x, y) = V_{rms}(x, y) \cdot T_{seis}(x, y) \cdot \gamma(x, y) \cdot 0,5 \quad (29)$$

Em outras palavras, a complexidade da área é limitada pela amostragem nos poços. Existe uma grande importância de uma boa amarração de poços. Outro fator de importância é a confiabilidade, edição, suavização das velocidades de empilhamento, não esquecendo de checar os parâmetros da krigagem.

#### 4.3.5 Caso 5 – Utilizando vários poços e velocidades sísmicas de empilhamento residuais (de-trended)

No caso 4, foi mostrado como se utiliza as velocidades de empilhamento para interpolar e como o fator de correção  $\gamma$  é aplicado. Estes fatores de correção são variáveis locais e são fortemente dependentes da maneira de como as velocidades de empilhamento são editadas, assim esses fatores têm um valor estatístico limitado. Isto pode ser melhorado dividindo os vários efeitos. A correção é realizada da seguinte forma:

Figura 28– Esquema prático para computação da conversão.



Fonte: Modificado de Robein (2003)

- Fazer um cross-plot das velocidades de empilhamento pickadas nos horizontes sísmicos de interesse versus o tempo horizontal ( $V_{stack} \times T_{seis} \times x$ ). Neste cross-plot deve estar o trend de velocidade estimada no poço ( $V_{ave}$ ) e o trend sísmico de velocidade

- Cria-se uma relação simples entre velocidade e tempo, como por exemplo, uma aproximação linear. Os dois parâmetros do trend,  $V_{0\_seis}$  e  $k$ , são obtidos pela regressão linear:

$$V_{seis\_trend}(T) = V_{0\_seis} + k \cdot T \quad (30)$$

- Agora se calcula a velocidade de empilhamento residual, processo chamado de “de-trending de velocidades”: (ROBEIN, 2003)

$$V_{res}(x,y) = V_{stack}(x,y) - (V_{0\_seis} + k \cdot T(x,y)) \quad (31)$$

- O campo de velocidade residual deve ser suavizado ou filtrado para eliminar as variações de alta frequência, que por sua vez são consideradas como ruídos. Os resultados são: um mapa de velocidade de empilhamento residual suave e um mapa de velocidade de empilhamento mais “limpo”: (ROBEIN, 2003).

$$\tilde{V}_{stack}(x, y) = V_{0\_seis} + k.T(x, y) + \tilde{V}_{res}(x, y) \quad (32)$$

- É necessário fazer uma calibragem dessas velocidades de empilhamento usando os dados de poços, tendo consideração com os efeitos de mergulho das camadas. Assim nessa etapa estimaremos novamente um fator de correção  $\gamma$  para calibragem da velocidade de empilhamento.

$$\tilde{V}_{stack} \sim \gamma . V_{ave\_well} \quad (33)$$

- Um mapa em profundidade pode ser calculado agora: (ROBEIN, 2003)

$$Z(x, y) = T(x, y) . \tilde{V}_{stack}(x, y) / 2\gamma \quad (34)$$

Este método tem uma vantagem porque leva em consideração explicitamente a progressão da velocidade com a profundidade e compensa este efeito utilizando-se da suavização e edição das velocidades de empilhamento. É uma maneira diferente, mas com o mesmo objetivo da krigagem com o tempo como drift externo do caso 3. A escolha entre as duas formas depende de quão bom esta os tempos na seção sísmica versus as velocidades de empilhamento.

#### 4.4 MÉTODOS DE CONVERSÃO LAYER-CAKE OU MULTICAMADAS.

##### 4.4.1 Caso 6 – Utilizando apenas poços e velocidades sísmicas intervalares

Neste método, varias camadas são introduzidas no modelo para dar uma maior flexibilidade de introduzir mais informações geológicas, heterogeneidades tanto vertical como horizontalmente, com o intuito de que o empilhamento de camadas irá representar a subsuperfície de maneira mais realista. Nesta abordagem, cada camada em subsuperfície é tratada separadamente. O principio por trás do calculo da espessura das camadas é simples. A velocidade intervalar média, frequentemente chamada de “velocidade da camada” multiplicada pelo tempo de transito (não o duplo) dentro da camada, produz o valor de espessura. A dificuldade pratica desta abordagem reside em construir para cada camada,

uma velocidade intervalar confiável que represente as variações geológicas laterais, bem como os efeitos de mergulho das camadas.

O caminho mais simples pra alcançar essa interpolação/extrapolação dos dados de poço é descrito abaixo:

- Em cada poço, marque a profundidade do topo e da base das camadas de interesse e os tempos de transito correspondentes usando as respectivas funções tempo-profundidade  $T(z) = F(z)$ . Então estime as velocidades intervalares, bem como as relações entre tempo na camada e espessura da camada.

- Gridar (interpolar/extrapolar) “espalhando” os valores de  $V_{int}$  para fora dos poços criando um mapa  $V_{int}(x, y)$ . A krigagem é a melhor maneira pra fazer esse processo de mapeamento de interpolação/extrapolação, mas levando em conta a presença de falhas nas camadas.

- computar o mapa de tempo de espessura fazendo a diferença entre os mapas de tempo onde foi feito o pick no topo e na base das camadas.

- multiplicando o mapa de tempo de espessura da camada pelo mapa de velocidade intervalar para obter a espessura da camada: (ROBEIN, 2003).

$$\Delta Z(x, y) = [T_b(x, y) - T_t(x, y)] \cdot V_{int}(x, y) \quad (35)$$

- repete para todas as camadas.

- adiciona a espessura de todas as camadas para obter o mapa em profundidade do horizonte alvo.

#### 4.4.2 Caso 7- Utilizando velocidades de empilhamento como guia para interpolação

Esta é uma abordagem semelhante ao caso 3 só que com um modelo de varias camadas.

Os mapas de velocidades de empilhamento  $V_{stack\_topo}(x, y)$  e  $V_{stack\_base}$  são extraídas dos topos e das bases das camadas que estão sendo processadas. A formula inversa de (DIX, 1955) é usada para calcular as velocidades sísmicas intervalares  $V_{int\_seis}$

$$V_{int}(x, y) = \sqrt{\frac{V_{stack\_base}^2(x, y) \cdot T_{base}(x, y) - V_{stack\_topo}^2(x, y) \cdot T_{topo}(x, y)}{T_{base}(x, y) - T_{topo}(x, y)}} \quad (36)$$

Tendo em mente que essa velocidade intervalar é do tipo RMS e não média, uma boa calibragem será necessária.

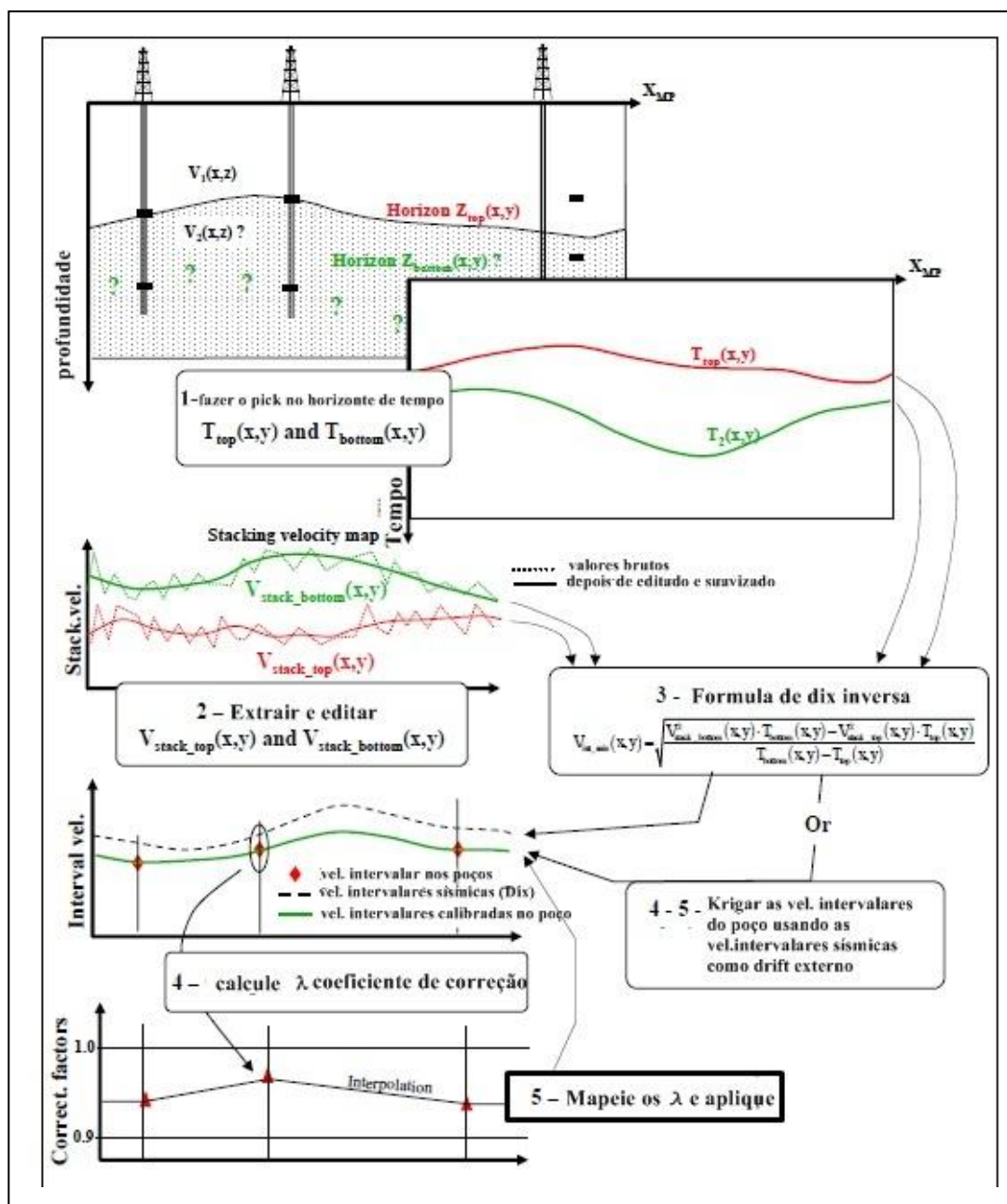
A amarração ao poço pode ser feita de forma similar a aproximação global do caso 3:

- suavizar (se necessário) o mapa de velocidade intervalar.
- comparar as velocidades intervalares RMS obtidas das seções sísmicas com as velocidades intervalares (média) obtidas através da perfilagem de poço e faça uma análise entre as discrepâncias.
- calcule o coeficiente de correção  $\gamma$  nas localidades do poço e mapeie quando for necessário.
- multiplique o mapa sísmico pelo mapa de coeficiente de correção para obter o mapa de velocidade intervalar exigido.
- multiplique-o mapa de tempo de espessura ( $T_{base} - T_{topo}$ ) e o mapa de velocidades intervalares corrigidas para obter o mapa de espessura das camadas.
- adicione uma espessura para o mapa de  $Z_{topo}$  para obter o mapa de  $Z_{base}$ .

Calcule recursivamente os mapas de profundidade, camada por camada, a partir dos mapas de tempo  $T_{topo}(x, y)$  e  $T_{base}(x, y)$  pickados.

A Figura 29 esquematiza o processo.

Figura 29– Esquema prático pra conversão no caso 7.



Fonte: Modificado de Robein (2003)

#### 4.4.3 Caso 8 – Utilizando apenas dados de poço e interpolação via $V_{int} = f(Z_{mid})$ .

Para se introduzir explicitamente os efeitos de enterro de camada, utiliza-se este tipo equação:  $V_{int} = V_o + k \cdot Z_{mid}$ , onde o subscrito “mid” significa meio, pois neste modelo a velocidade intervalar é tomada na metade de uma camada. Os passos para conversão com este modelo seguem-se abaixo:

- As velocidades intervalares média e os meios das camadas são estimados para cada poço locado na área de interesse, utilizando a função  $V_{int} = f(Z_{mid})$  disponível.

- Os valores estimados, por sua vez, são plotados e para se fazer uma regressão linear com o objetivo de se obter os valores de  $V_{o\_int}$  e  $k_{int}$  para o devido modelo da camada de enterro. Estes parâmetros definem a tendência linear regional para as variações das velocidades intervalares em meia camada.

- os valores de  $Z_{base}$ ,  $Z_{topo}$ ,  $T_{base}$ ,  $T_{topo}$  são as profundidades na base e no topo e os tempos verticais (não o duplo) na base e no topo. Os valores destes parâmetros são calculados com processo recursivo, ou seja, para se calcular a camada  $i+1$ , necessitasse de informação da camada  $i$ , portanto para calcular o valor da profundidade da base da camada, precisa saber o valor da profundidade do topo e o mesmo ocorre em relação aos tempos, bem como os parâmetros regredidos  $V_{o\_int}$  e  $k_{int}$ . Por definição, a relação entre os parâmetros citados acima fica expressa dessa maneira:

$$V_{int} = V_{o\_int} + k_{int} \cdot \frac{Z_{topo} + Z_{base}}{2} \quad e \quad V_{int} = \frac{Z_{base} - Z_{topo}}{T_{base} - T_{topo}} \quad (37)$$

A partir dessas relações, o valor de  $Z_{base}$  necessário é deduzido dos parâmetros já estabelecidos: (ROBEIN, 2003).

$$Z_{base} = Z_{topo} \left( \frac{2 + k_{int}(T_{base} - T_{topo})}{2 - k_{int}(T_{base} - T_{topo})} \right) + \frac{2V_{o\_int}(T_{base} - T_{topo})}{2 - k_{int}(T_{base} - T_{topo})} \quad (38)$$

Essa relação nos permite calcular os valores do mapa de isópacos  $Z_{base}(x, y)$ , ponto por ponto, a partir do mapa de isócronas  $T_{base}(x, y)$  e  $T_{topo}(x, y)$ , bem como o mapa isópacos de  $Z_{topo}(x, y)$ .

Esse método é simples e prático, porém existem riscos assumidos implicitamente nesse modelo, são estes:

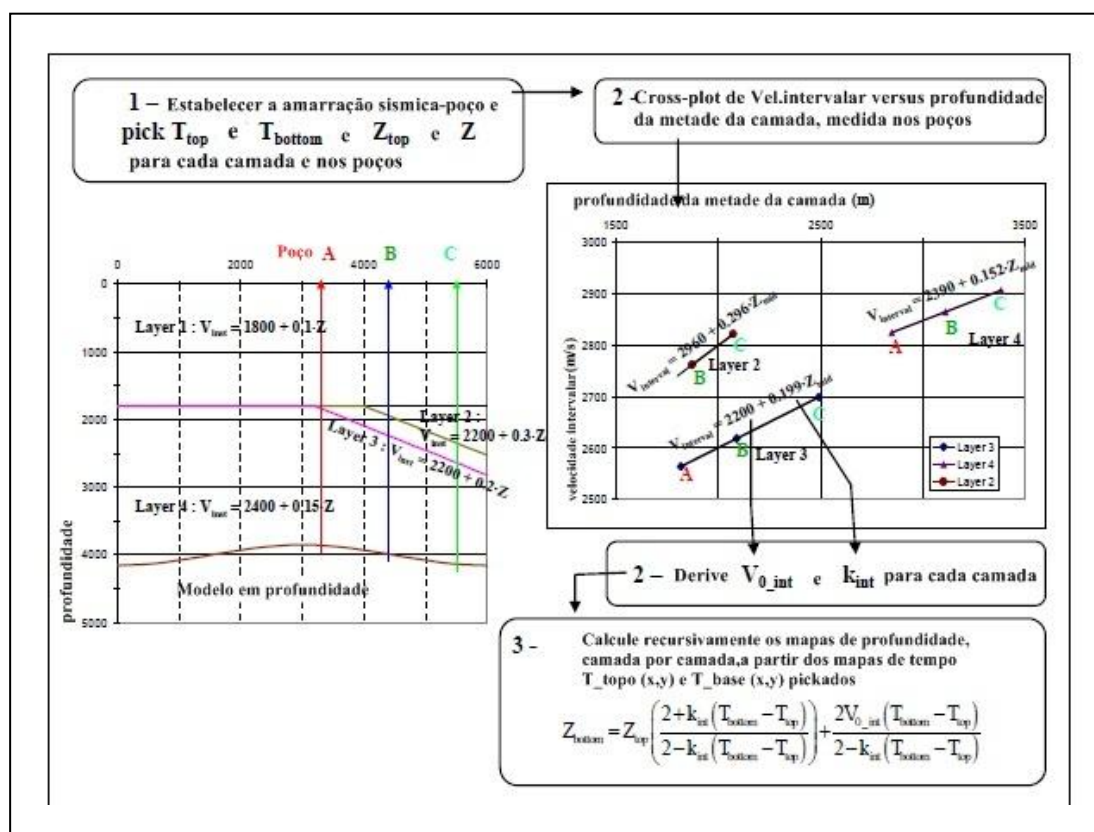
- que a regressão linear das velocidades intervalares, é suficientemente precisa.

-este método apenas pode ser aplicado se a camada cobrir uma área suficiente onde alcance as profundidades

- que a compactação ocorre normalmente, e através de camadas de espessuras relativamente uniformes. Esta é uma hipótese questionável, já que ocorre normalmente a inversão estrutural de camadas.

Fazendo uma análise da validade deste método, é possível observar que ele necessita de um considerável volume de informações e amostras de poços. Portanto este método é mais cabível para uma bacia que já foi amplamente explorada. Este método também perde sua precisão se as camadas têm ampla variação de espessura. A Figura 30 esquematiza os passos descritos acima.

Figura 30– Esquema de conversão no caso 8.



Fonte: Modificado de Robein (2003)

#### 4.4.4 Caso 9- Layer-cake com gradiente vertical de velocidade( $V_0 + k.T$ )

No caso anterior, onde foi usado um modelo matemática para se levar em consideração os possíveis entornos de camadas. A suposição de que existe um gradientelinear de velocidade não foi, em princípio, exigida. É possível aprimorar a

conversão tempo-profundidade, não apenas considerando um modelo estratificado com respectivas velocidades intervalares, mas em vez disso, estimando as velocidades instantâneas baseadas no fator de compactação  $k_{compact}$  para cada camada, e até mesmo o efeito de enterro  $k_{burial}$ .

O método  $v_0 + k.T$  inicia-se, com uma análise estatística do dado de poço. Em primeiro lugar, checamos se o comportamento da velocidade na camada de interesse condiz com nosso modelo  $v_0 + k.T$ , se estiver de conformidade, derivamos  $v_0$  e  $k$ . Todos os perfis sônicos sobre a mesma formação ou conjunto de formações com relativa similaridade geológica são exibidos em um único diagrama. Seções de vários checkshot-calibrados perfis sônicos correspondentes às mesmas formações geológicas, são extraídas do banco de dados. Uma simples inspeção visual ou uma regressão automática verifica se estes diferentes perfis irão, mesmo que aproximadamente, se alinhar em uma tendência (trend). Caso isso ocorra, então os dois parâmetros  $v_0$  e  $k$  considerados representativos das formações dentro da zona de interesse podem ser extraídos. Uma vez que os valores  $v_0$  e  $k$  são obtidos, o processo de conversão inicia a partir do topo da camada  $Z_{topo}$  usando a equação do modelo  $v_0 + k.T$ . Abaixo:

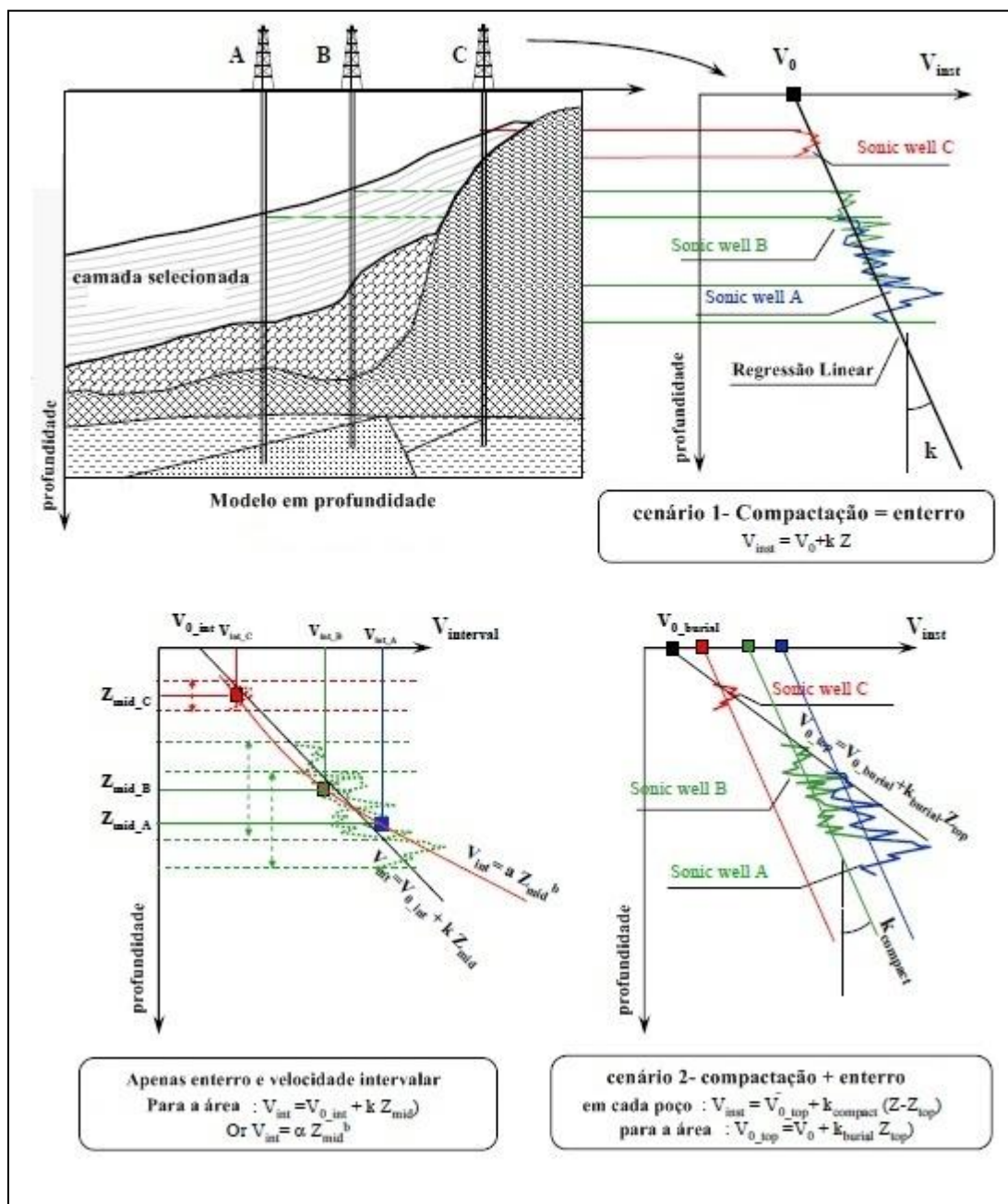
$$\Delta T = T_{base} - T_{topo} = 1/k \cdot \ln\left(\frac{v_0 + k.Z_{base}}{v_0 + k.Z_{topo}}\right) \quad (k \neq 0) \quad (39)$$

O mapa  $Z_{base}(x, y)$  para a base da camada é facilmente derivado do mapa de topo de camada  $Z_{topo}(x, y)$  e os mapas de tempo de base e topo da camada,  $T_{base}(x, y)$  e  $T_{topo}(x, y)$  como se segue abaixo:

$$Z_{base} = \frac{v_0}{k} \left[ \left( 1 + \frac{v_0}{k} \cdot Z_{topo} \right) \cdot e^{k \cdot (T_{base} - T_{topo})} - 1 \right] \quad (40)$$

É claro que, a dispersão dos perfis sônicos ao longo da regressão linear pode ser extremamente grande ou o alcance das profundidades pode ser muito curto, para uma boa e confiável regressão. Nesse caso, a formação pode ser dividida em outros grandes subgrupos, ou alternativamente, pode ser melhor se muitas formações diferentes sejam agrupadas. Na pior das hipóteses, este método pode ser simplesmente abandonado. De qualquer forma, o padrão de desvio da curva de perfil sônico em relação à regressão linear, mostrará se o método será efetivamente preciso e confiável. Este método é bastante similar ao caso 8, porém este é usado quando se tem variação de espessura.

Figura 31– Esquema de conversão no caso 9.



Fonte: Modificado de Robein (2003)

#### 4.4.5 Caso 10 – Conversão por modelo multicamadas e velocidades normalizadas

No caso 7, um modelo linear de velocidade foi usado para as variações nas velocidades intervalares com a profundidade da camada. Existe uma série de equações para modelar os diferentes campos de velocidade. Uma destas equações, em particular, será utilizada neste caso e é chamada de Lei de Faust:

$$V_{int} = \alpha \cdot Z_{mid-depth}^b \quad (41)$$

Essa função foi estabelecida como uma velocidade intervalar em função da metade da profundidade da camada, mesmo ela sendo utilizada na maioria das vezes como uma função de velocidade instantânea. Tal função foi extraída de uma ampla base estatística e poderia ser utilizada para vários conjuntos de sedimentos clásticos dentro de uma bacia. Portanto pode-se fazer uma regressão dos valores de  $\alpha$  e  $b$  da formação a partir da Lei de Faust, pois este modelo é mais sensível do que uma simples relação linear. Carter (1993) propôs uma aproximação alternativa, preservando explicitamente o estágio de mapeamento, porém contribuindo com algumas vantagens. Este método está embasado no conceito de velocidade normalizada, aplicada a Lei de Faust (Acheson, 1963), onde a dependência da profundidade é removida ao dividir a velocidade intervalar pela profundidade  $Z_{mid-depth}^b$ , onde  $b$  tem sido. A velocidade intervalar normalizada é associada com uma profundidade de referencia  $Z_{norm}$  de maneira que mantenha a dimensão da velocidade.

$$V_{norm} = \frac{V_{int}}{Z_{mid-depth}^b} \cdot Z_{norm}^b \quad (42)$$

Se o modelo esta correto e  $b$  é precisamente estimado, a velocidade normalizada não mais depende explicitamente da profundidade real. Esse efeito de “profundidade residual” é muito parecido em objetivos com os casos 5 e 8.  $V_{norm}$  fornece informações sobre outros fatores que influenciam na velocidade, em particular a litologia. Por exemplo, ela pode fornecer indicações sobre argilosidade de uma série clástica, bem como pressão de poro e pressão de confinamento.

Para uma pressão efetiva constante, a variação lateral da velocidade normalizada em uma formação argilo-arenosa pode indicar uma variação lateral no conteúdo de argila. Esta informação por sua vez, pode ser verificada através dos perfis nos poços. Uma razoável correlação pode confirmar ao interprete a validade desta hipótese, bem como os valores da

regressão estimados para os parâmetros  $\alpha$  e  $b$  calculados usando os poços; uma correlação ruim poderá indicar possíveis mudanças de pressão, podendo assim ser superestimada ou subestimada, gerando assim uma série de dúvidas sobre os valores de  $\alpha$  e  $b$  escolhidos. Este método, portanto, nos permite ter informações geológicas quantitativas dentro do próprio processo de conversão tempo-profundidade.

A conversão tempo-profundidade é realizada camada por camada, através de quatro passos, para cada camada sob estudo e abaixo a última camada é processada (método recursivo):

- Análise dos poços e determinação dos parâmetros  $\alpha$  e  $b$  usando uma regressão linear em um domínio bi-logaritmo  $\text{Log}(V_{int}) / \text{Log}(Z_{mid})$ . O parâmetro  $b$  será válido apenas para a camada estudada

- As velocidades normalizadas são calculadas para cada poço usando as medidas de  $V_{int}$  e  $Z_{mid-depth}$  da formação, o valor estimado de  $b$ , e a escolhida  $Z_{norm}$  (a escolha de  $Z_{norm}$  não é crucial), com um controle opcional fornecido pela correção entre velocidades normalizadas e conteúdo de argila usando perfis de poços ou outros dados suplementares.

- Mapeamento (usando krigagem ou outro método) da velocidade normalizada, esse mapa  $V_{norm}(x, y)$  pode ser transformado em argilosidade ou mapas de pressão, usando calibração em poços.

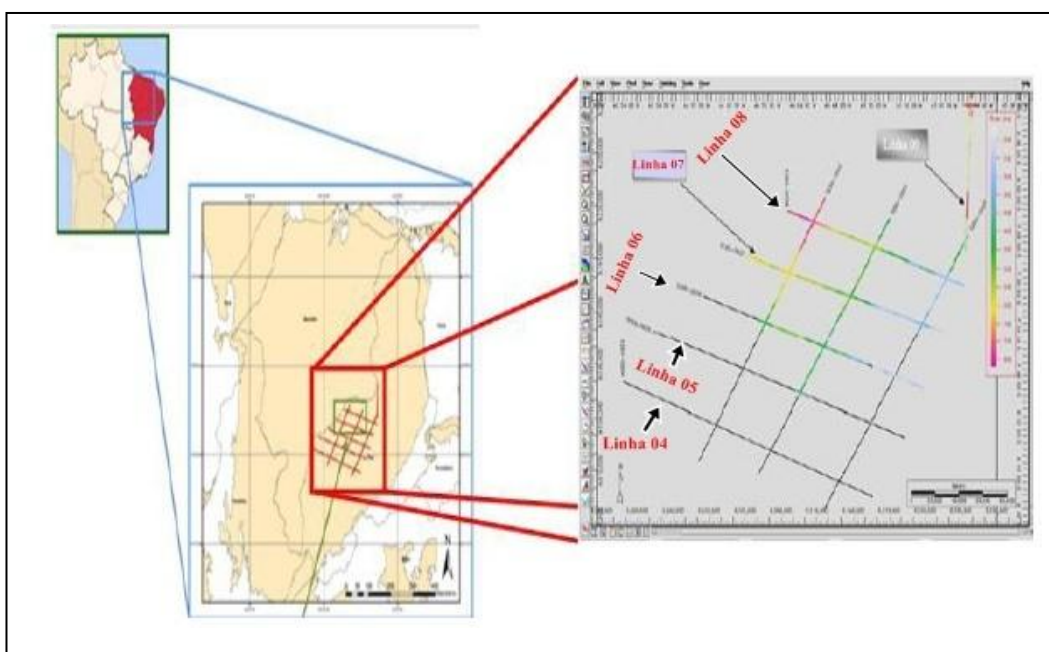
- Um cálculo ponto a ponto do mapa  $Z_{base}(x, y)$  para a base da camada é derivado usando o mapa de profundidade de topo de camada  $Z_{topo}(x, y)$  e o  $T_{topo}(x, y)$  e  $T_{base}(x, y)$  mapas de tempo migrado, fazendo-se uso da seguinte relação matemática: (ROBEIN, 2003).

$$\frac{Z_{base} - Z_{topo}}{T_{base} - T_{topo}} = V_{norm} \left( \frac{Z_{base} + Z_{topo}}{2 \cdot Z_{norm}} \right) \quad (43)$$

## 5 CONVERSÃO TEMPO-PROFUNDIDADE DE LINHAS SÍSMICAS DA BACIA DO PARNAÍBA

Neste capítulo iremos tratar dos dados que foram fornecidos pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Bio combustíveis (ANP) acerca das linhas 295\_004, 295\_005, 295\_006, 295\_007, 295\_008, bem como uma objetiva descrição geológica da área onde foi feita a coleta de dados. Essas linhas fazem parte de um conjunto de nove linhas sísmicas de um projeto da ANP chamado de 0295\_ANP\_2D\_PARNAIBA, com 1600 km de extensão linear. Essa malha foi traçada por geólogos e geofísicos da ANP, a partir de mapas gravimétricos pertencentes à área, acompanhando a trajetória *dipstrikedo* lineamento estrutural Transbrasiliano, com o objetivo de avaliar o potencial petrolífero da Bacia do Parnaíba. Trata-se de dados migrados no tempo. Foi também disponibilizado pela ANP um modelo de velocidade da linha 295\_007, que foi utilizado para converter em profundidade às outras linhas que são paralelas a linha 295\_007, considerando a hipótese de que não existe variação da propriedade física na direção perpendicular a linha 295\_007. Foi utilizado o Software ProMAX® da Land Mark Corporation para tratamento e conversão dos dados.

Figura 32 – Localização geográfica da malha sísmica de aquisição de dados.



Fonte: Modificado de Andrade (2012).

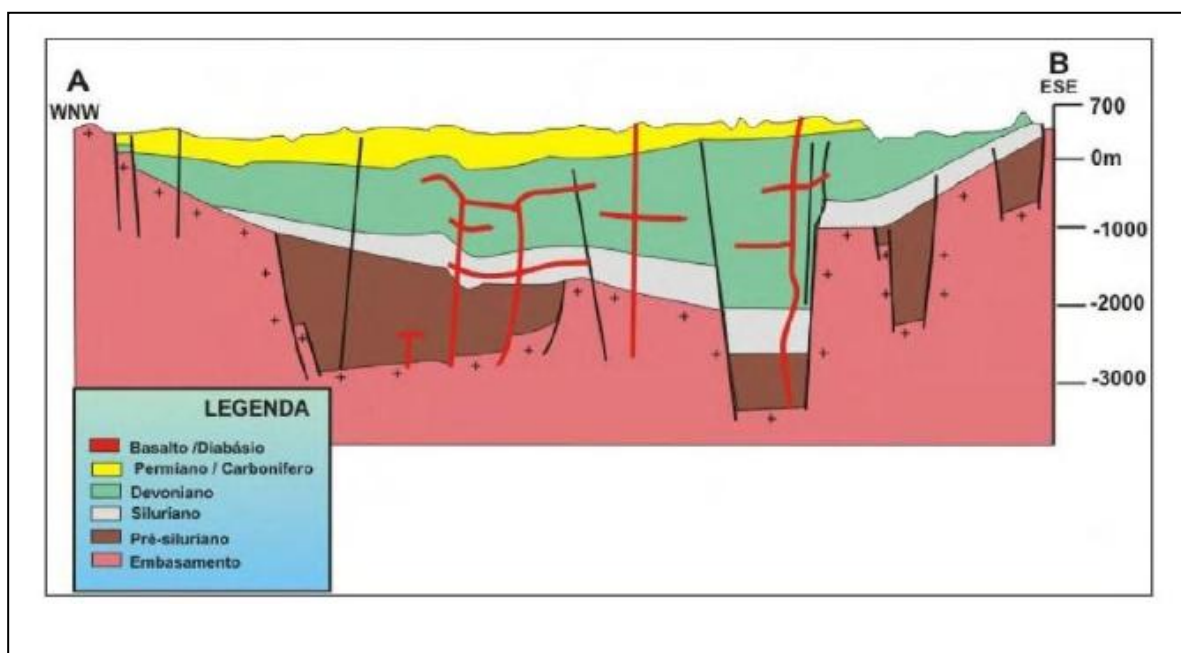
## 5.1 GENERALIDADES DA BACIA DO PARNAÍBA

A Bacia do Parnaíba, que se encontra no nordeste do Brasil, ocupa uma área de aproximadamente 600.000 km<sup>2</sup>, passando pelos estados do Pará, Piauí, Tocantins, Bahia e Ceará. Uma bacia do tipo sinéclise com um pacote sedimentar de 3400m, espessura máxima dos seus sedimentos (PETROBRAS, 2007). O diâmetro longitudinal desta Bacia mede aproximadamente 1000 km e o diâmetro perpendicular aproximadamente 800 km. Classificada por Asmus e Porto (1972) como cratônica tipo I, por Brito Neves (1986) como intracratônica.

A origem ou a primeira subsidência da Bacia do Parnaíba provavelmente esta relacionada às deformações e eventos térmicos fini- e pós-orogênico do ciclo Brasileiro ou ao estágio de Transição da Plataforma (ALMEIDA; CARNEIRO, 2004).

A ideia mais plausível para explicar a bacia propõe uma contração térmica e adensamento litosférico ocorrido no final da orogênese Brasileira, provocando fragmentação de um supercontinente no Neoproterozóico. A possível quebra deste supercontinente tem sido discutida por diversos estudiosos (ABREU, 2002).

Figura 33 – Seção geológica da Bacia do Parnaíba.

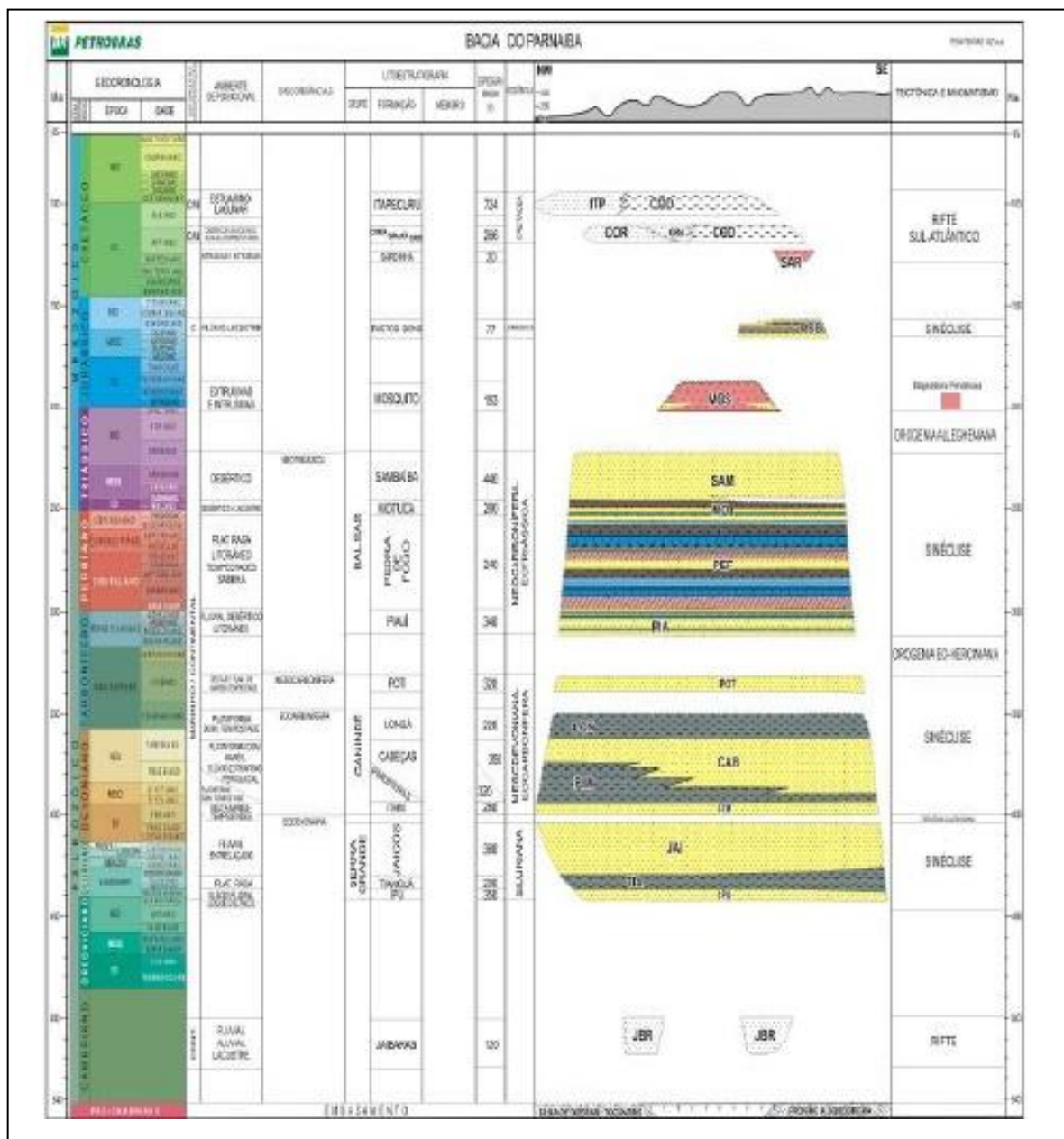


Fonte: Modificado de Góes et al. (1994).

## 5.2 ESTRATIGRAFIA

A sucessão estratigráfica da Bacia do Parnaíba é dividida em cinco supersequências: Siluriana, Mesodevoniana-Eocarbonífera, Neocarbonífera-Eotriássica, Jurássica e Cretácea, delimitadas por discordâncias que abrangem regiões externas. Figura 34.

Figura 34 – Carta Estratigráfica da Bacia do Parnaíba.



Fonte: Modificado de Petrobras (2007).

No contexto da Plataforma Sul-Americana, as três primeiras sequências, situam-se no estágio de estabilização e suas discordâncias são originadas devido às variações dos

níveis eustáticos dos mares epicontinentais do Eopaleozóico (PETROBRAS, 2007). Eventos como as ascensões epirogênicas foram de grande importância nas regressões e discordâncias erosivas, em resposta às orogêneses ocorridas na borda ativa do Gondwana. A subsidência causada por estiramento litosférico, à sobrecarga representada pelos depósitos acumulados e outros processos da dinâmica continental influenciaram na configuração do registro sedimentar da bacia. Desta forma, as ascensões eustáticas respondem, em parte, aos sucessivos ciclos transgressivos durante o Fanerozóico (ALMEIDA; CARNEIRO, 2004).

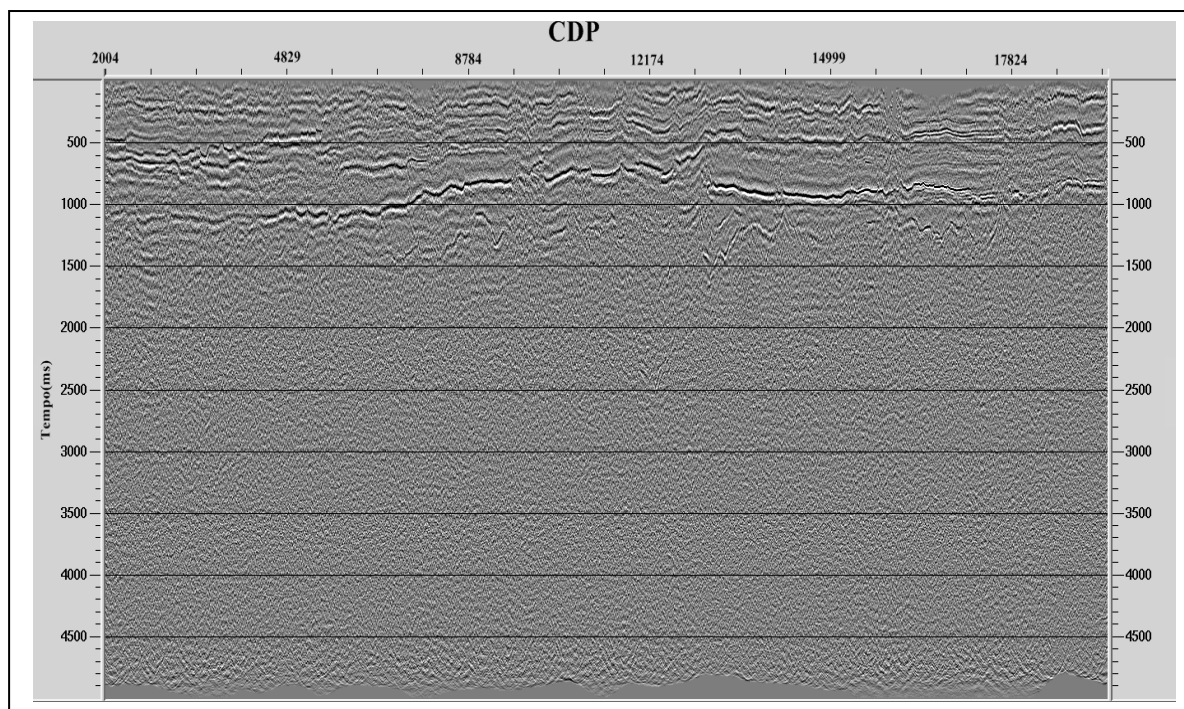
Os principais eventos orogênicos mundiais como, por exemplo, a Orogênese Eoherciniana, atuou no sul da Europa, leste dos Estados Unidos e norte-nordeste da África, contribuiu grandemente sobre os efeitos das flutuações do nível do mar em se comparando com as taxas de subsidência ou de movimentos ascendentes verificados no substrato desta sinéclise. A eustasia foi o fator primordial no controle dos ciclos transgressivo-regressivos e, conseqüentemente, das discordâncias que definem as interfaces entre as seqüências da Bacia do Parnaíba (DELLA FÁVERA, 1990).

### 5.3 CONVERSÃO TEMPO-PROFUNDIDADE DOS DADOS SÍSMICOS

Foi utilizado o pacote comercial de processamento de dados sísmicos ProMAX da Landmark Graphics Corporation, empresa da Halliburton Ltda. Para se realizar as conversões foi necessário utilizar a tabela de velocidade intervalar em tempo da linha 295\_007e os dados referentes às seções migradas em tempo das linhas 295\_004,295\_005, 295\_006,295\_007, 295\_008. Vale ressaltar que os dados cedidos pela ANP, já estavam no estágio de migração, portanto não foram feitas etapas de processamento sísmico nesses dados, partimos da premissa de que os dados foram tratados da melhor maneira possível pela ANP.

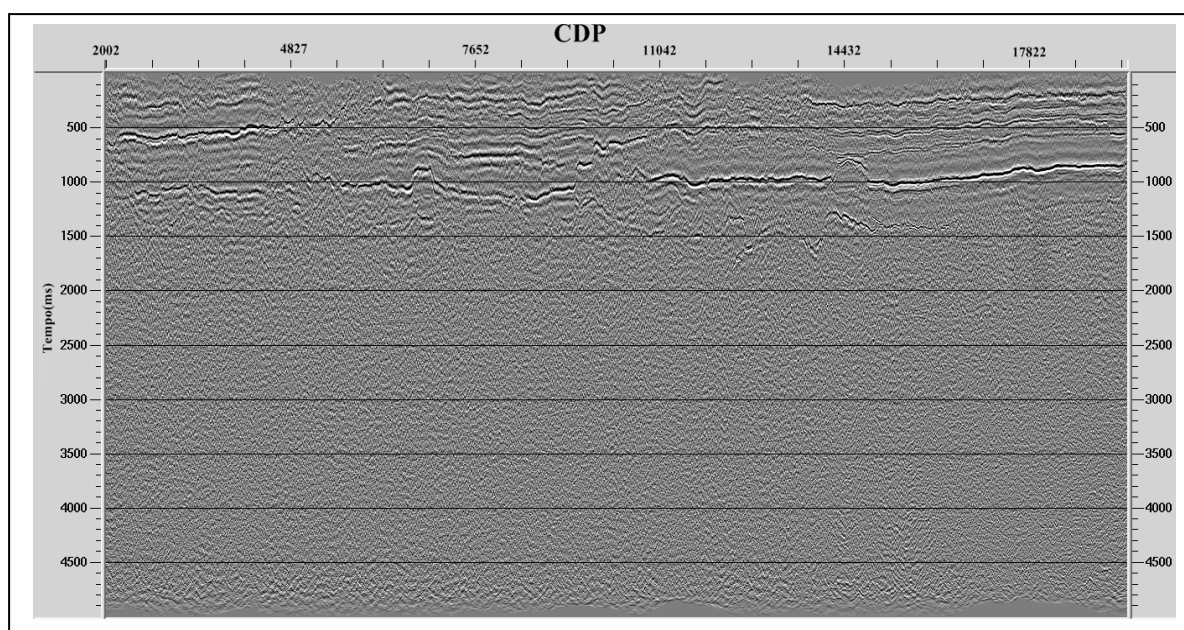
Primeiramente, foram convertidos os dados que estavam no formato SEG-Y para o formato do ProMAX, para que pudesse visualizar as seções migradas em tempo nas Figuras 36, 37, 38, 39 e 40.

Figura 35 – Linha 04 migrada em tempo.



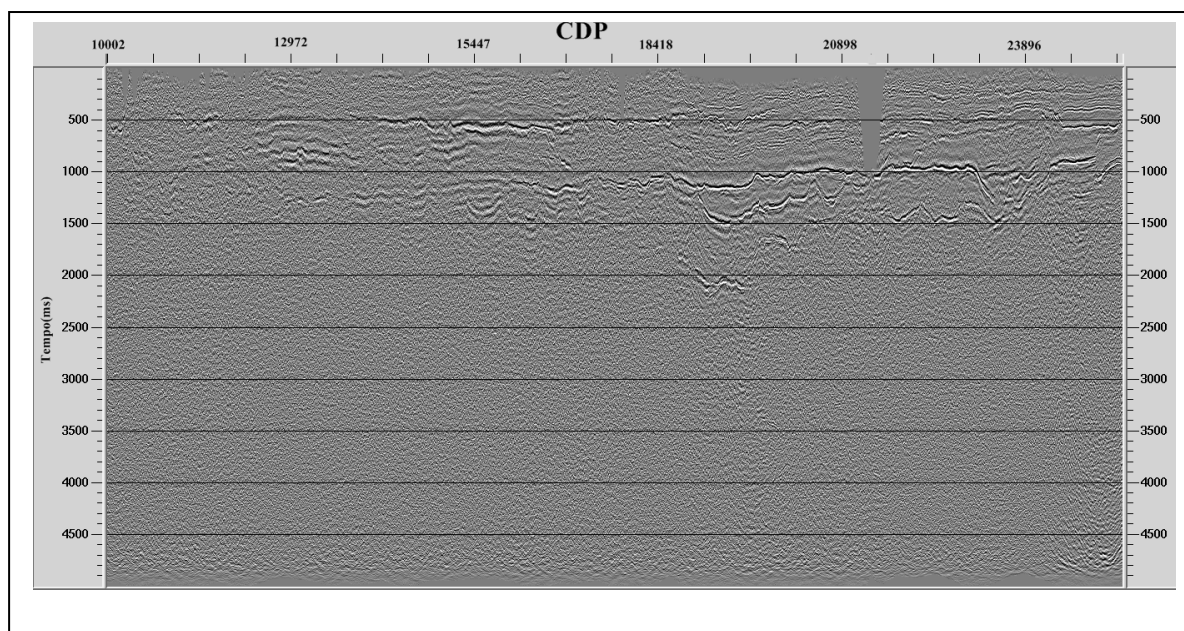
Fonte: Autor.

Figura 36– Linha 05 migrada em tempo.



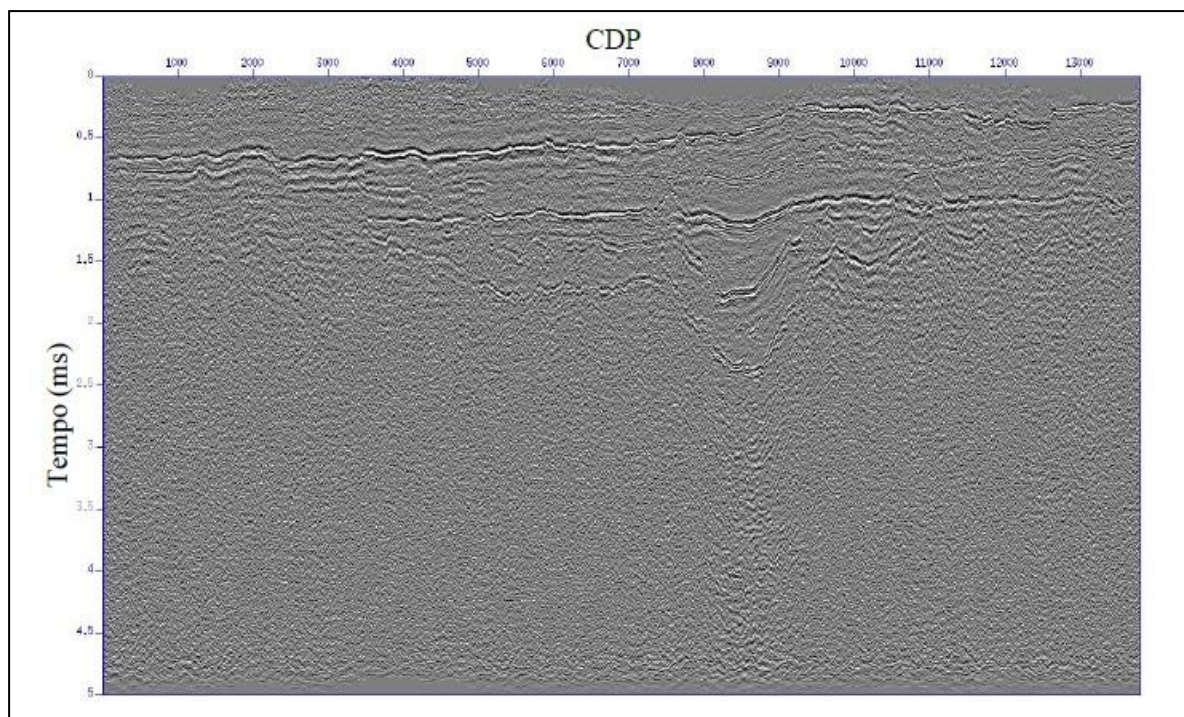
Fonte: Autor.

Figura 37– Linha 06 migrada em tempo.



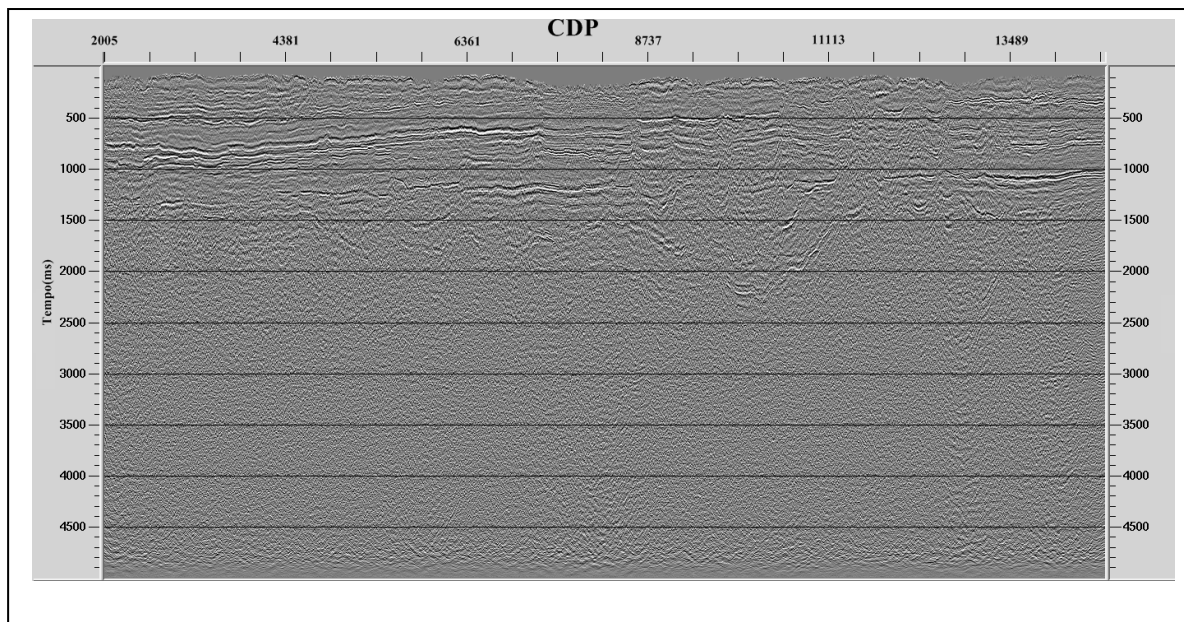
Fonte: Autor.

Figura 38 – Linha 07 migrada em tempo.



Fonte: Cunha (2012).

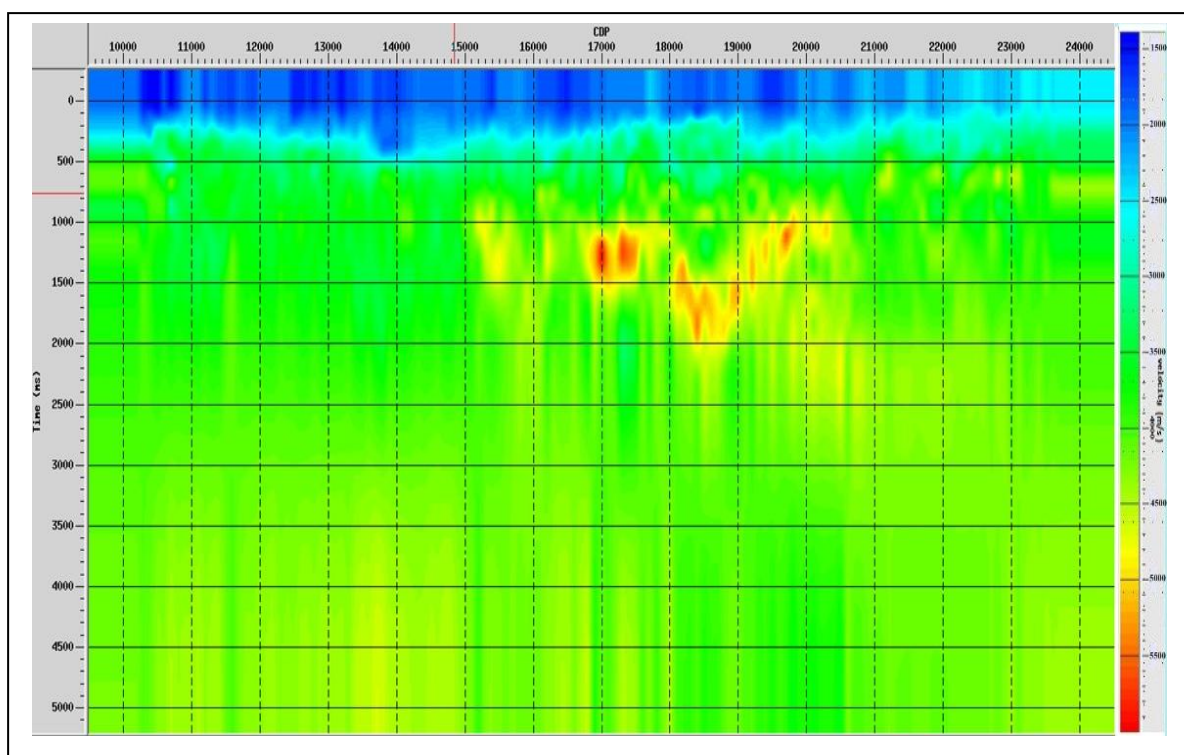
Figura 39– Linha 08 migrada em tempo.



Fonte: Autor.

A visualização da seção sísmica nos dá uma noção da disposição geométrica dos refletores em subsuperfície, delineados pelos horizontes de reflexão primária. A partir da tabela de velocidade intervalar em tempo, constrói-se o modelo de velocidade utilizado para migração, mostrado na Figura 41.

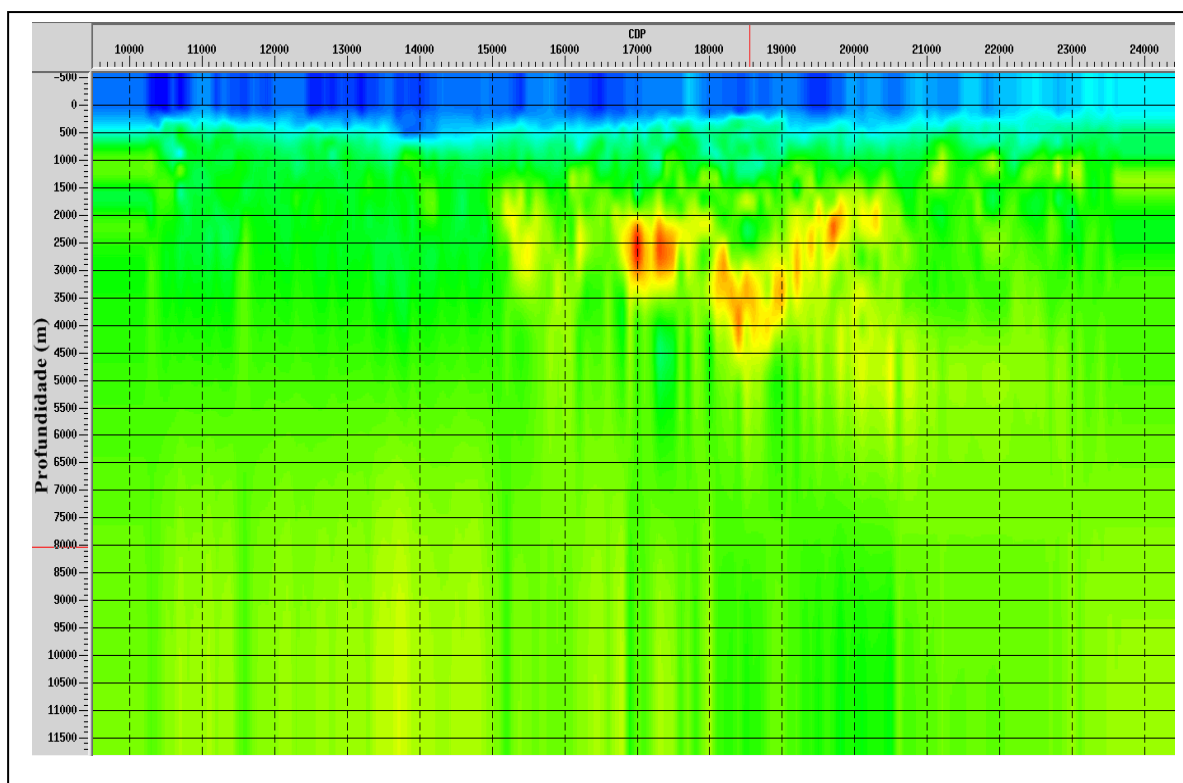
Figura 40 – Modelo de velocidade intervalar em tempo.



Fonte: Autor

Para convertermos dados sísmicos em tempo para profundidade, devemos ter a função de velocidade do meio. Como neste caso, não se utilizou dados de poços, a conversão será feita via fórmula de (DIX, 1955) por inversão de dados. A partir da tabela de velocidade intervalar em tempo pode-se obter uma tabela dessas velocidades em profundidade usando a equação de Dix. Feita a conversão via ProMAX, podemos visualizar o modelo de velocidade em profundidade na Figura 41.

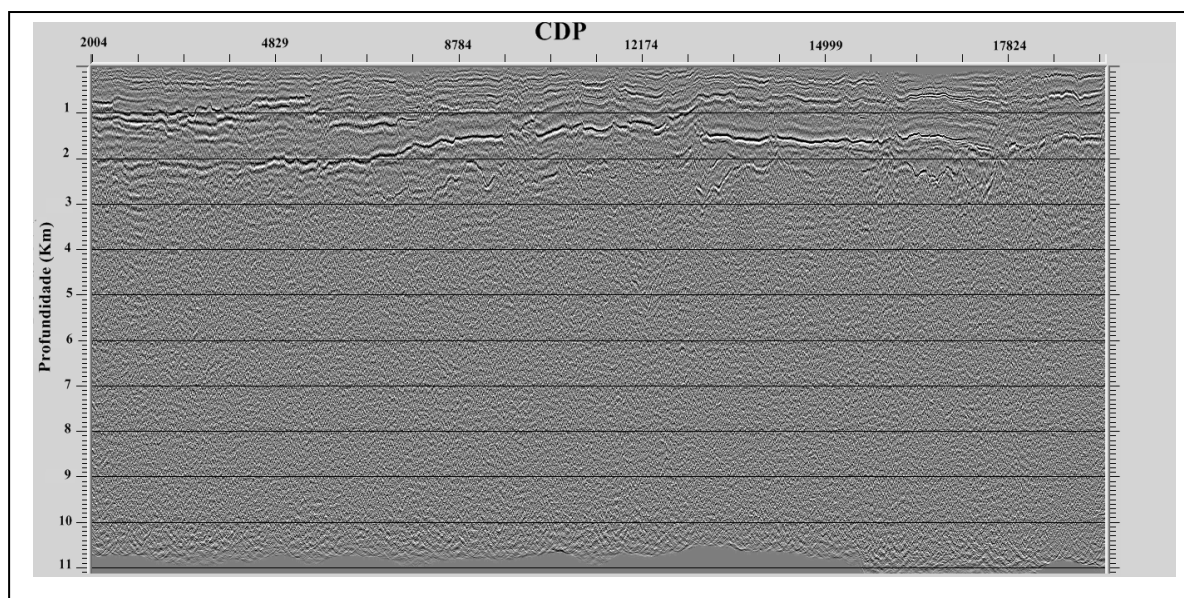
Figura 41 – Modelo de velocidade intervalar convertido em profundidade.



Fonte: Autor

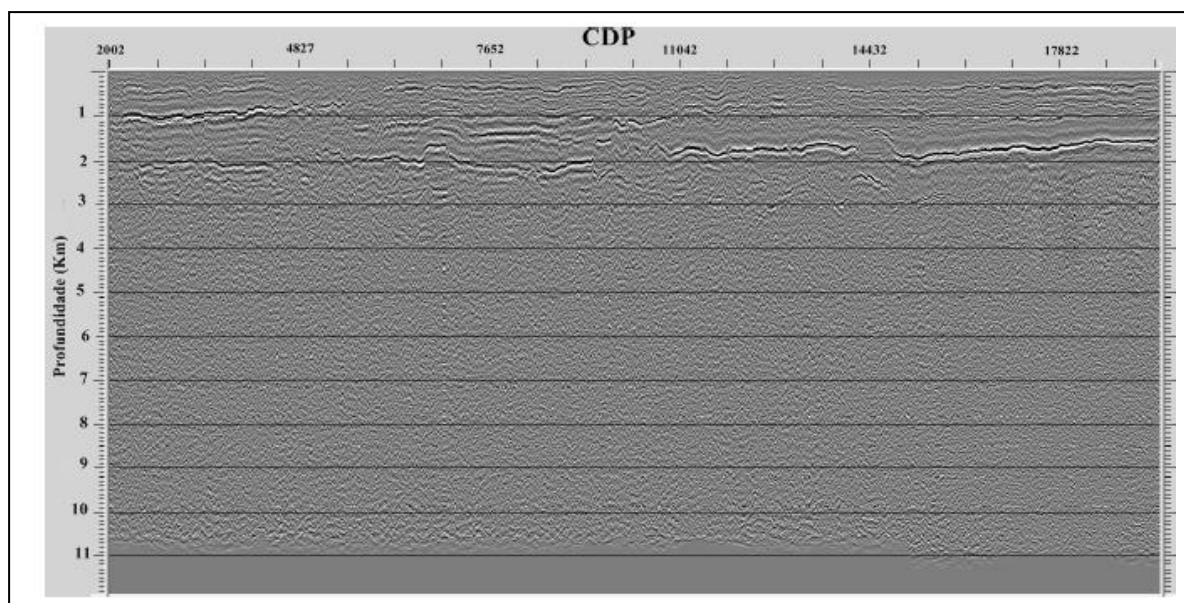
Unindo o modelo de velocidade em profundidade com os dados das seções sísmicas migradas no tempo, o ProMAX calcula a profundidade dos refletores, gerando assim uma imagem com o eixo vertical em profundidade (metros), como vemos nas Figuras 43 a 47.

Figura 42– Linha 04 convertida em profundidade.



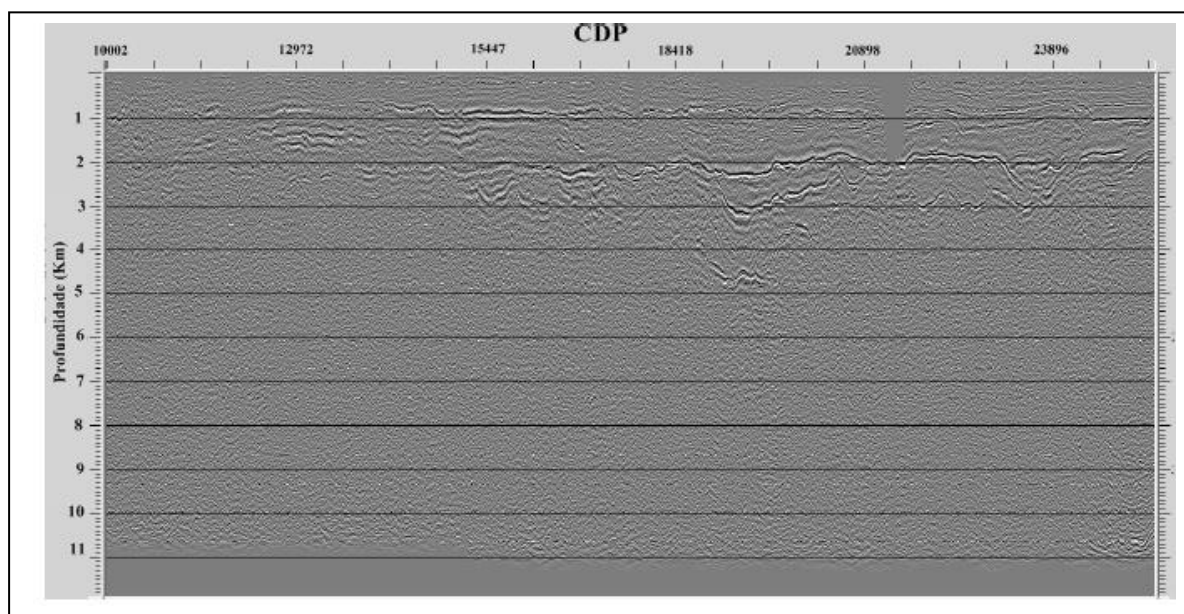
Fonte: Autor.

Figura 43 – Linha 05 convertida em profundidade.



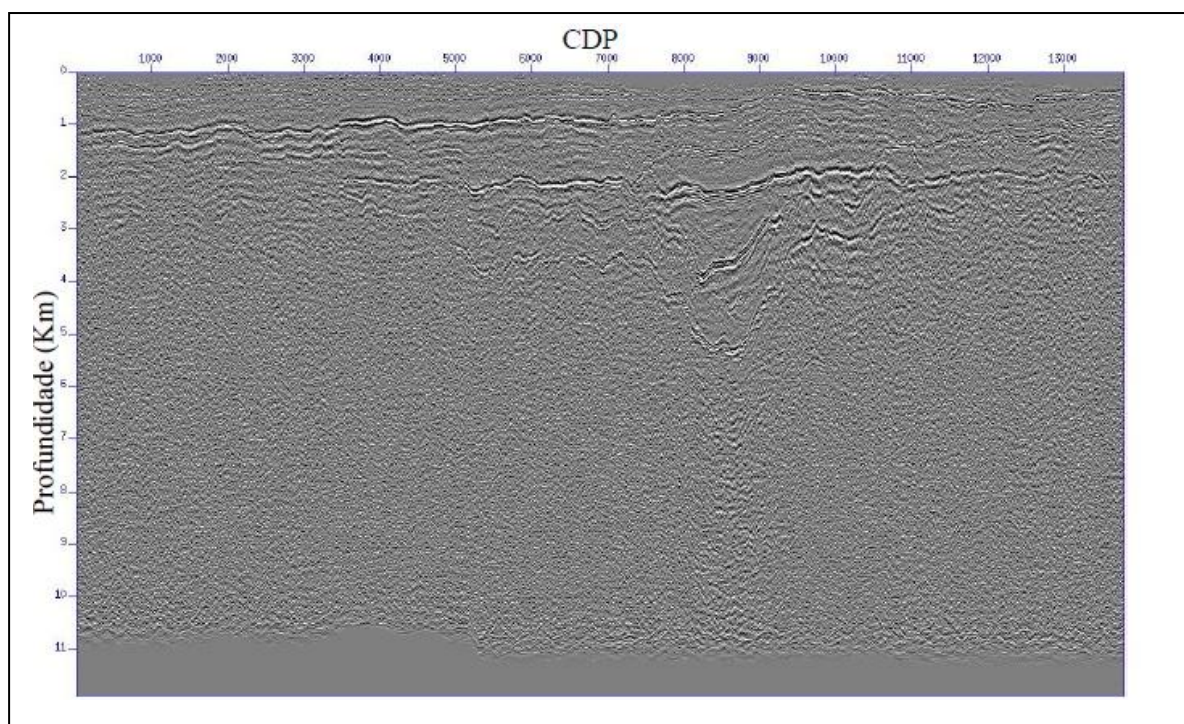
Fonte: Autor.

Figura 44– Linha 06 convertida em profundidade.



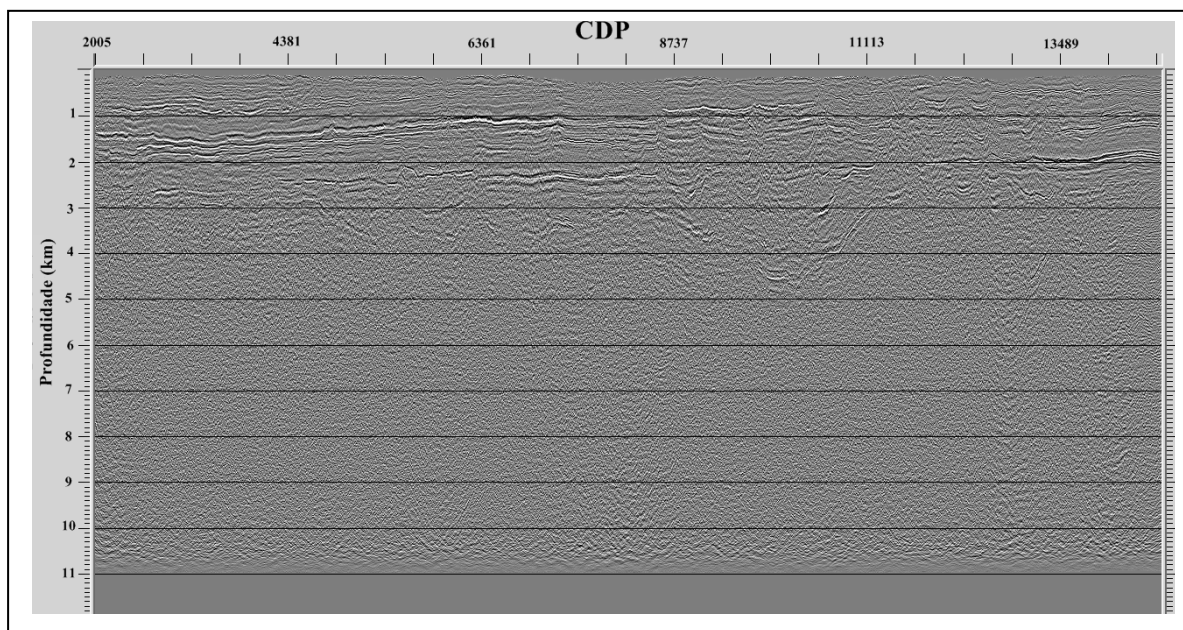
Fonte: Autor.

Figura 45 – Linha 07 convertida em profundidade.



Fonte: Cunha (2012).

Figura 46– Linha 08 convertida em profundidade.

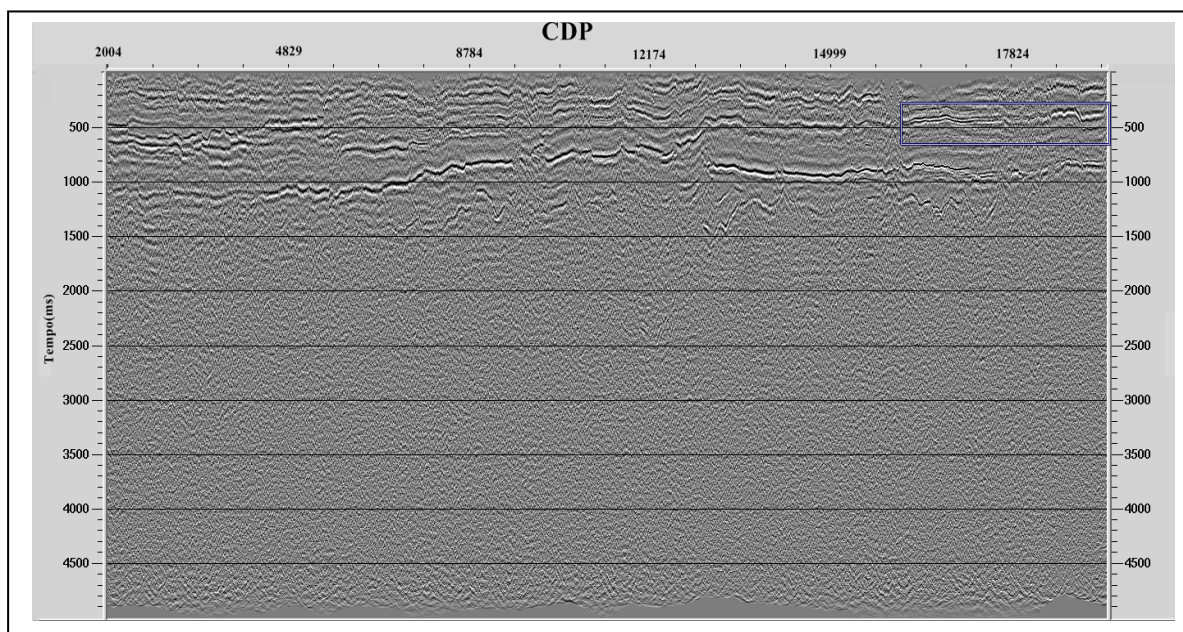


Fonte: Autor.

## 6 COMPARAÇÃO DOS RESULTADOS

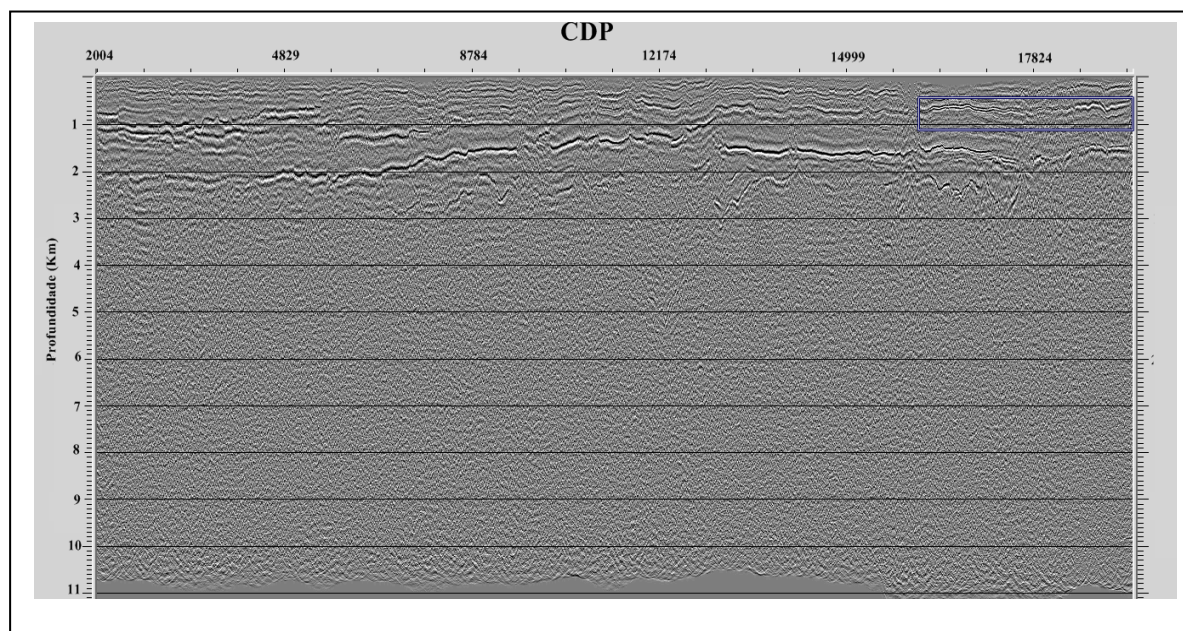
Vamos agora comparar as imagens migradas em tempo com as imagens convertidas em profundidade, com a adição da linha 295\_007 que foi feita por (CUNHA, 2012), para uma análise da eficácia da metodologia empregada. Iremos evidenciar regiões que mais foram alteradas, através de marcadores nas imagens.

Figura 47– Linha 04 migrada no tempo.



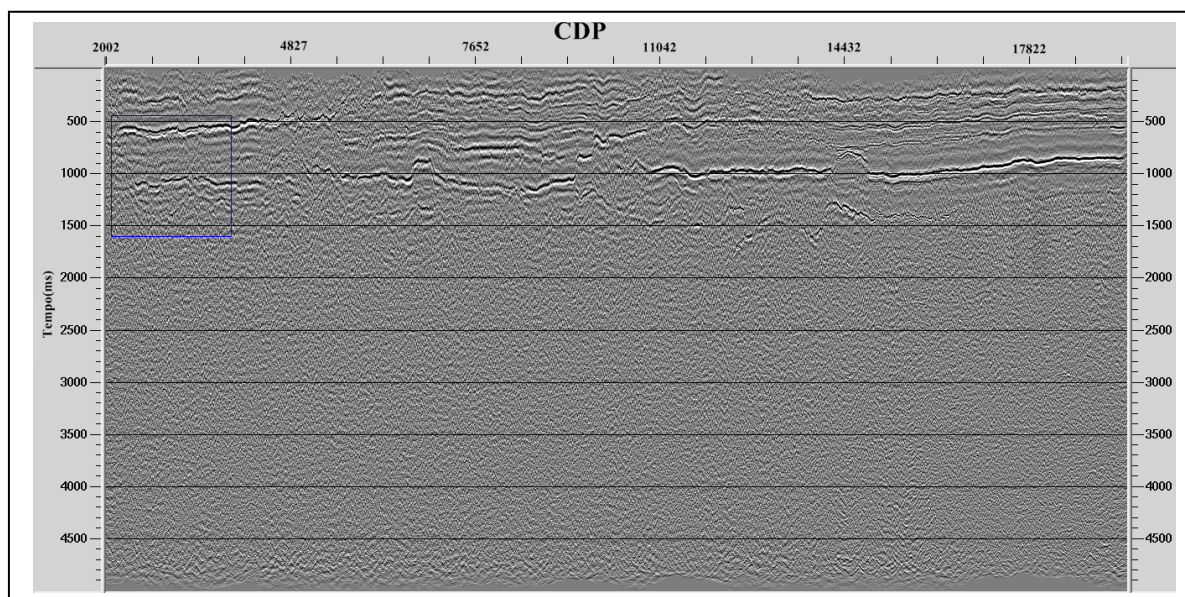
Fonte: Autor.

Figura 48– Linha 04 convertida em profundidade.



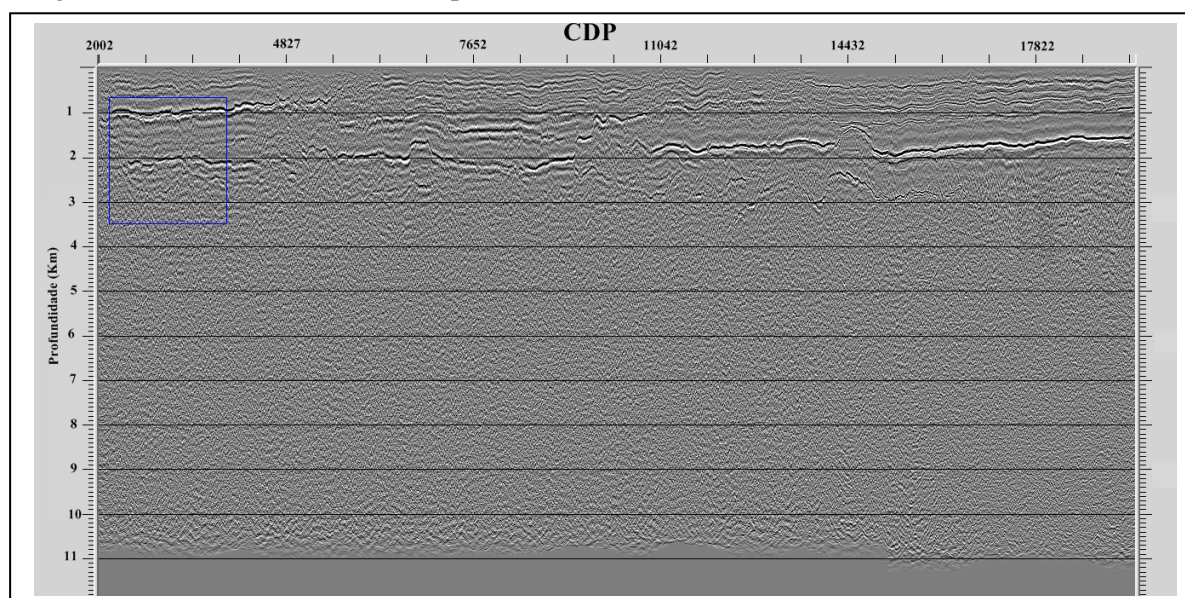
Fonte: Autor.

Figura 49– Linha 05 migrada no tempo.



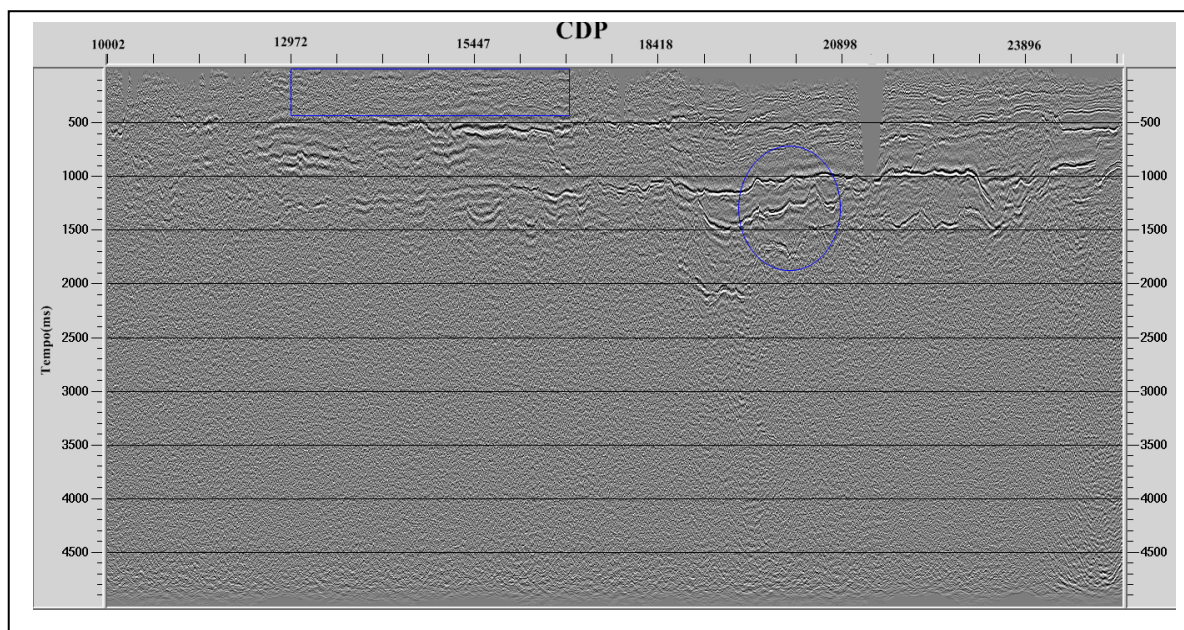
Fonte: Autor.

Figura 50– Linha 05 convertida em profundidade.



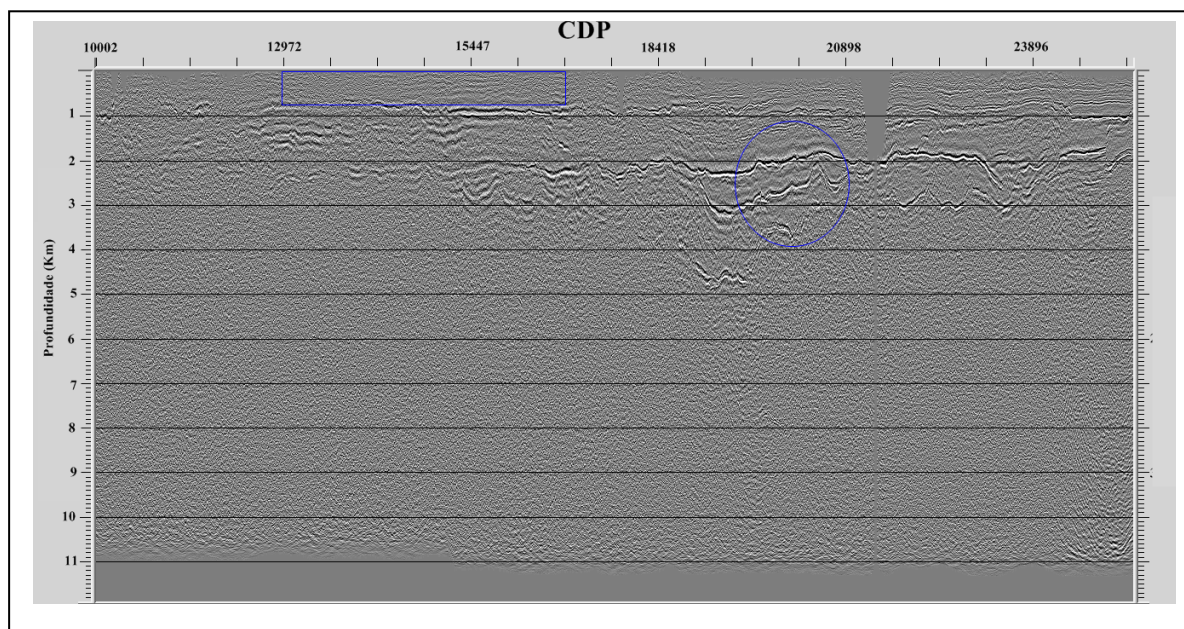
Fonte: Autor.

Figura 51– Linha 06 migrada em tempo.



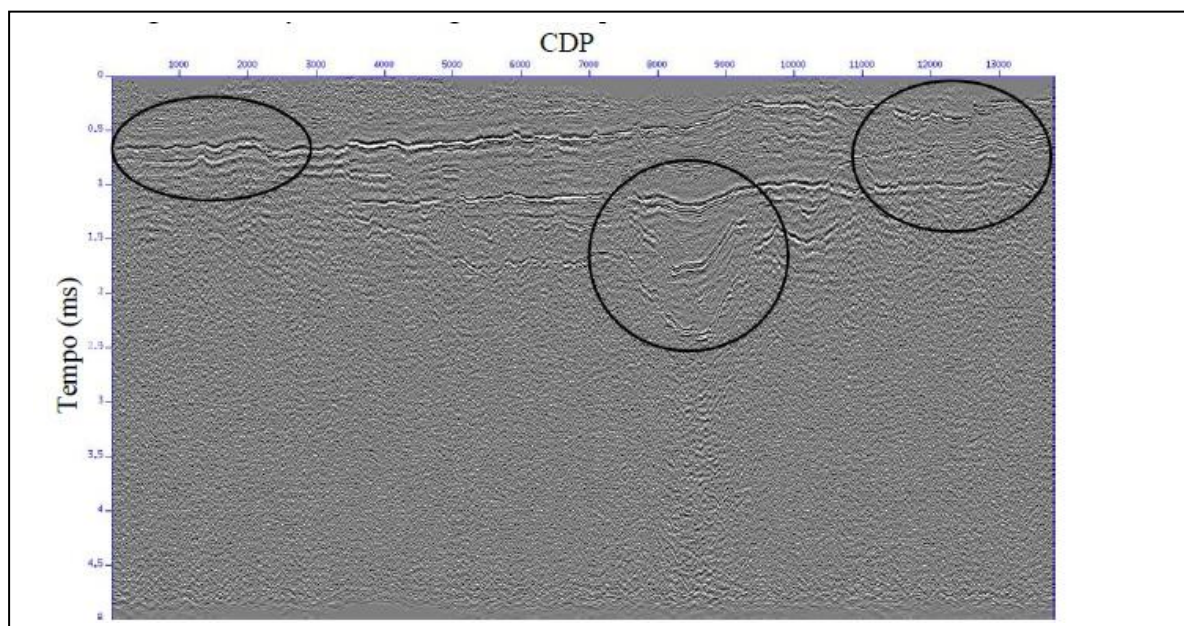
Fonte: Autor.

Figura 52– Linha 06 convertida em profundidade.



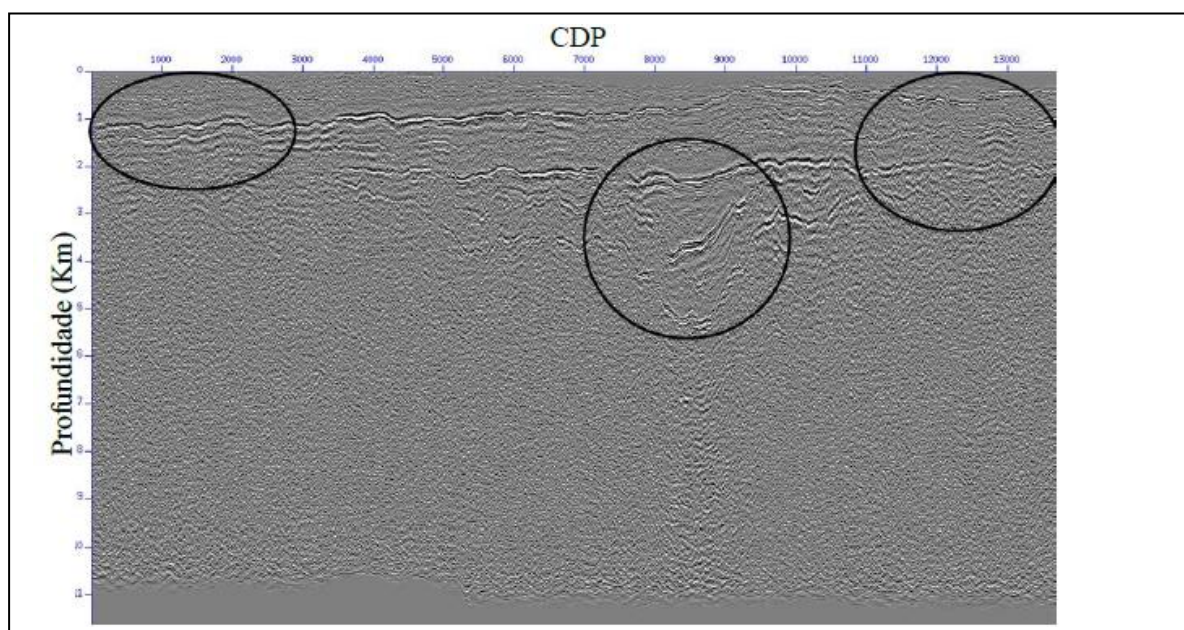
Fonte: Autor.

Figura 53– Linha 07 migrada em tempo.



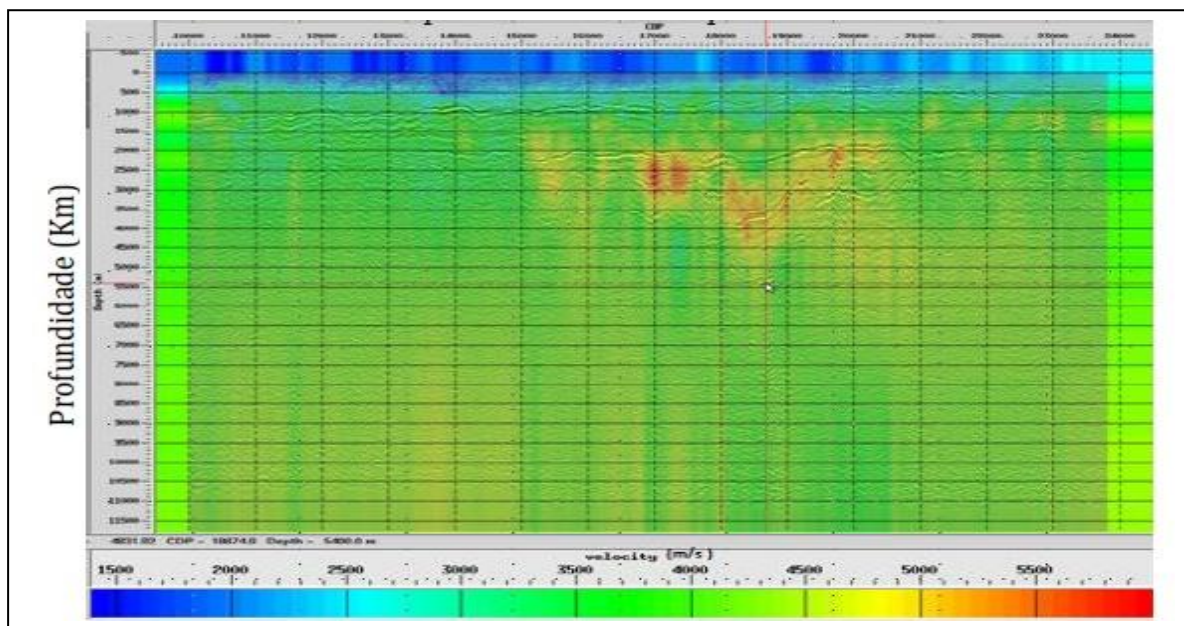
Fonte: Cunha (2012).

Figura 54– Linha 07 convertida em profundidade.



Fonte: Cunha (2012).

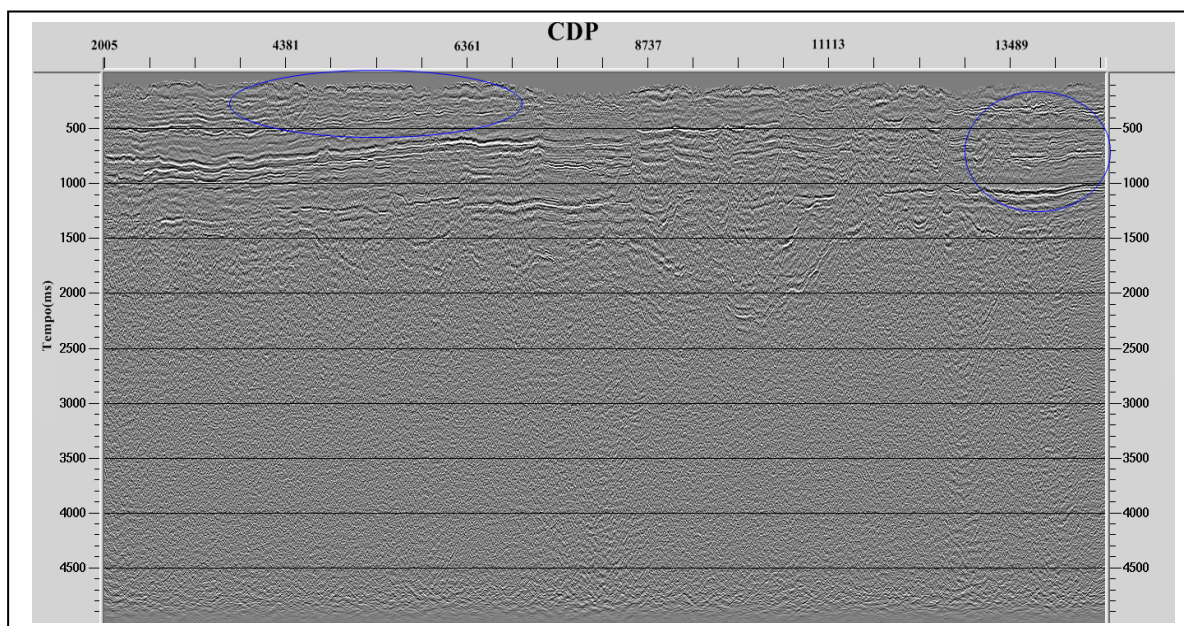
Figura 55– Modelo de velocidade sobreposto à linha 07 em profundidade.



Fonte: Cunha (2012).

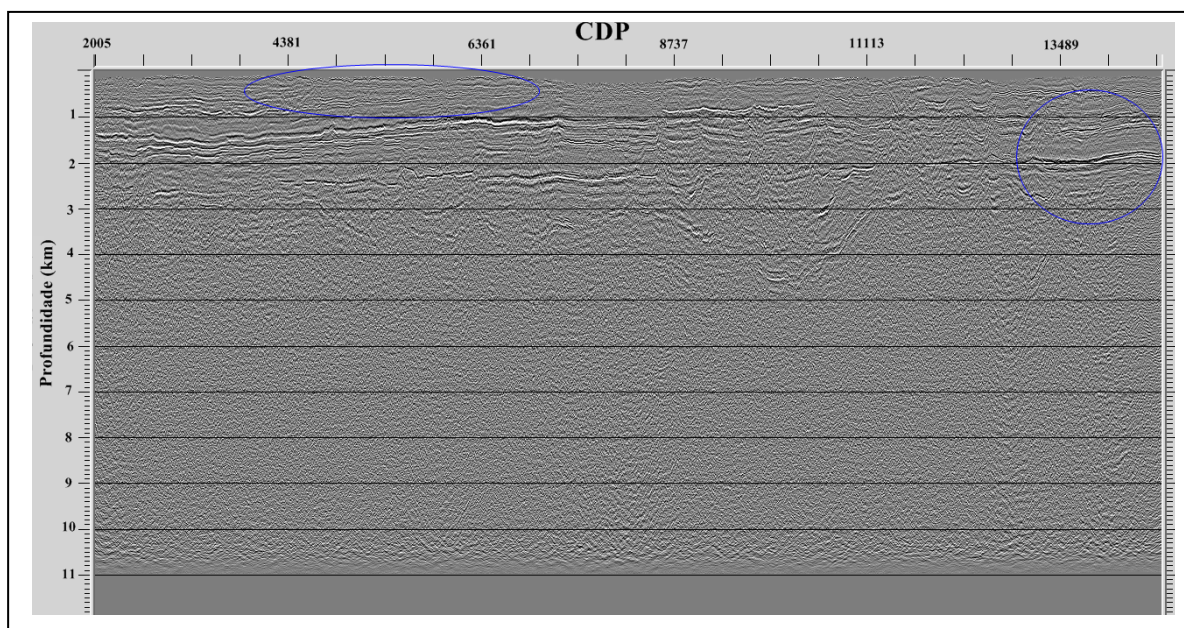
A Figura 56 mostra a coerência entre o modelo de velocidade e a imagem em profundidade onde os picos de velocidade relacionados às intrusões ígneas de basalto e diabásio estão sobrepostos às regiões fallhadas vista na imagem sísmica.

Figura 56– Linha 08 migrada em tempo.



Fonte: Autor.

Figura 57– Linha 08 convertida em profundidade.



Fonte: Autor.

## 7. CONCLUSÕES

A conversão em profundidade das linhas sísmicas, mesmo utilizando um modelo de velocidade de uma linha paralela às linhas convertidas, mostrou-se razoável, visto que é notória a melhoria da qualidade dos dados na relação sinal/ruído. Esse aumento na nitidez da imagem se deve, provavelmente, ao aumento no conteúdo de frequência do sinal, visto que a resolução horizontal esta intimamente ligada com a zona de Fresnel e esta por sua vez é proporcional à frequência. Vale ressaltar que a melhoria na relação sinal/ruído deve-se também ao fato de que a conversão em profundidade é, teoricamente, equivalente a uma migração em profundidade, portanto. Ao mostrarmos o modelo de velocidade da linha 07 sobreposto a seção sísmica convertida em profundidade, verifica-se o grau de coerência entre ambos, o que nos leva a comprovar a confiabilidade da análise de velocidade feita nesta linha. As linhas 295\_006 e 295\_008 obtiveram melhores resultados na conversão, devido ao fato de que estas linhas são mais próximas à linha 295\_007, cujo modelo de velocidade foi estimado. Na parte superior de todas as seções convertidas, entre as profundidades de 0 a 1000 m, houve uma suavização do sinal sísmico, provavelmente devido à baixa variação lateral de velocidade nestas camadas tornando-as compatíveis com o modelo de velocidade estimado na linha 07.

## 8 RECOMENDAÇÕES

Recomenda-se que os horizontes sísmicos sejam interpretados com base nas imagens obtidas no presente trabalho e na carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Para uma boa conversão em profundidade, é fundamental que a amarração sísmica-poço exista, porém o software utilizado não dispõe de tal ferramenta, portanto a utilização de um software que disponibilize esta etapa, como o GoCad, seria recomendável, apesar de a ANP disponibilizar os perfis de apenas um poço, quando o preferível seria no mínimo três poços para um mapeamento razoável das propriedades físicas da área. As linhas transversais 295\_001, 295\_002, 295\_003, nas regiões entre as linhas 295\_006 e 295\_008, poderiam ser convertidas em profundidade com o mesmo modelo de velocidade, para se ter uma idéia da geometria dos refletores cross-line. Pode-se também fazer o reprocessamento das linhas sísmicas, para se estimar o modelo velocidade exato de cada linha, para uma conversão mais próxima da realidade. Para tanto, seria necessário que a ANP forneça os dados brutos das linhas sísmicas.

## REFERÊNCIAS

- ABREU, P. M. **Estudos geofísicos magnetotélúrico e eletromagnético transiente da Porção Leste da Bacia do Parnaíba**: contribuição ao conhecimento hidrogeológico. 2002. 130 f. Dissertação (mestrado) – Observatório Nacional, Rio de Janeiro, 2002.
- AGENCIA NACIONAL DO PETROLEO (ANP) 2010. Bancos de dados.
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p.43-58.
- BOHLING, G. **Kriging**. [S.l.]: C & PE, Kansas Geological Survey, 2005.
- CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004.
- CAMERON, M.; FOMET, S.; SETHIAN, J. Time-to-depth conversion and seismic velocity estimation using time-migration velocity, **Geophysics**, 73, n. 5, . 2008.
- CUNHA, F. M. B. da. **Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico**. 1986.107 f. Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, 1986.
- CUNHA, A. R. A. **Conversão em profundidade de dados migrados em tempo da Bacia do Parnaíba**. 2012. 100 f. Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geofísica) – UFPA, Faculdade de Geofísica, Belém, 2012.
- DELLA FÁVERA, J. C. **Tempestitos na Bacia do Parnaíba**. 1990. 560 f. Tese (doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.
- DIX, C. H. Seismic velocities from surface measurements. **Geophysics**, v. 20, p.1662-1672.1955.
- DOURADO, J. C. **Sísmica de reflexão**. Salvador:UFBA; Instituto de Geociências, 2007. (Notas de Aula).
- GÓES, A. M. O; SOUZA, J. M. P.; TEIXEIRA, L. B. Estágio explorativo perspectivas petrolíferas da bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.4, n. 1, p. 55-64. 1990.
- GOMES, E. N. **Processamento sísmico**. Belém: UFPA; Instituto de Geociências, 2011. (Notas de Aula).
- KEAREY, P.; BROOKS, M., **An introduction of geophysical exploration**. [S.l.: s.n], 2002

LEVIN, F. K. Apparent velocity from dipping interface reflections, **Geophysics**, 36, 510-516. 1971.

LORENZO, J.M. **Semblance**. 1998. Disponível em: <<http://www.geol.lsu.edu/jlorenzo/gravseis/Lectures98.html>>. Acesso em fevereiro de 2013.

PINHEIRO, A. G. **Interpretação sísmica 2D e modelagem geológica 2,5D da Bacia do Parnaíba**. 2011. 87 f. Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geofísica) – UFPA, Faculdade de Geofísica, Belém, 2011.

PORTUGAL, R. S., **Migração e imageamento sísmico**. São Paulo: Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP) 2006. (Notas de aula).

ROBEIN, E. **Velocities, time-imaging and depth-imaging in reflection seismic principles and methods**, 2003.464 f. EAGE Publications, 2003.

RIBEIRO, H. J. P. S. **Estratigrafia de seqüências**: fundamentos e aplicações. São Leopoldo: Editora Unisinos, 2001. 428p.

ROMANELLI, A. L. R. **Análise do sinal sísmico**, [S.l.:s.n], 2010.

TEIXEIRA, F. S. **Análise estrutural e estratigráfica de feições geológicas através da interpretação de seções sísmicas e de mapas gravimétricos, na porção leste da Bacia do Parnaíba**, PI. 2010. 92 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010.

YILMAZ, O. **Seismic data processing**. Tulsa, Oklahoma, USA: Society of Exploration - SEG, 1987. 526 f.