

**RODRIGO BRUNETTA**

**O PROCESSAMENTO DA SÍSMICA DE REFLEXÃO RASA – DESAFIOS  
ENCONTRADOS NO ESTUDO DE MODELOS ANÁLOGOS A RESERVATÓRIOS  
FRATURADOS**

Dissertação apresentada ao curso de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra da Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre.  
Área de Concentração: Geologia Exploratória.

Orientador:  
Prof. Dr. Augustinho Rigoti

Co-orientadores:  
Prof. Dr. Sidnei Pires Rostirolla  
Dr. Ciro Jorge Appi

**CURITIBA**  
2005

Brunetta, Rodrigo

B894 O processamento da sísmica de reflexão rasa – desafios encontrados no estudo de modelos análogos a reservatórios fraturados / Rodrigo Brunetta. - Curitiba, 2005.  
vi, 85 f. : il., tabs, grafs..

Orientador: Augustinho Rigoti  
Co-orientador: Sidnei Pires Rostirolla  
Ciro Jorge Appi

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Curso de Pós-Graduação em Geologia  
Inclui Bibliografia.

1. Método sísmico de reflexão. 2. Prospeção sísmica. 3. Geofísica aplicada. 4. Sísmica de alta resolução. I. Rigoti, Augustinho. II. Título. III. Universidade Federal do Paraná.

CDD 550.285

*“O único lugar onde sucesso vem  
antes do trabalho é no dicionário”*

*Albert Einstein*

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço primeiramente ao meu orientador e amigo Prof. Dr. Augustinho Rigoti, que desde os tempos da graduação sempre me apoiou e incentivou, acreditando no meu potencial para a Geofísica.

Ao idealizador do projeto Modres, Prof. Dr. Sidnei Pires Rostirolla, pela oportunidade de trabalho em processamento sísmico e também instigar-me a melhorar cada vez mais os dados sísmicos adquiridos.

A Petrobras, pelo apoio financeiro e por acreditar na potencialidade da equipe que constituiu o projeto Modres, e a UFPR e Capes pela concessão de bolsa pesquisa.

A toda equipe do projeto Modres, pela amizade, paciência e trabalho árduo nos levantamentos sísmicos. Agradeço também por me aturarem nos meus momentos de “garoto enxaqueca” e por me ouvirem quando falava “sismologuês”.

Aos amigos Adriano Largura, Fernanda Lima Toneloto e Manoella Dalledone, por sempre estarem ao meu lado nos momentos difíceis e por me trazerem de volta a realidade, quando necessário.

A minha família, em especial aos meus pais, Telvino Brunetta e Meire V. Brunetta, por todo o apoio, carinho e compreensão das minhas escolhas que muitas vezes pareciam complexas.

Por fim, agradeço às pessoas que de alguma forma colaboraram na realização deste trabalho e que não foram citadas aqui.



## SUMÁRIO

<b>LISTA DE FIGURAS.....</b>	<b>i</b>
<b>LISTA DE TABLEAS.....</b>	<b>iv</b>
<b>RESUMO.....</b>	<b>v</b>
<b>ABSTRACT.....</b>	<b>vi</b>
<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
1.1 Localização e Aspectos Fisiográficos.....	2
<b>2. OBJETIVOS.....</b>	<b>4</b>
<b>3. METODOLOGIA EMPREGADA.....</b>	<b>5</b>
3.1 Aquisição sísmica.....	5
3.2 Levantamento Topográfico.....	8
3.3 Processamento sísmico.....	9
<b>4. ASPECTOS GEOLÓGICOS.....</b>	<b>11</b>
4.1 Bacia do Paraná .....	11
4.2 Estratigrafia da Área.....	14
4.2.1 Grupo Itararé.....	15
4.3 Geologia Estrutural da Área.....	18
<b>5. TEORIA SÍSMICA.....</b>	<b>20</b>
5.1 Teoria da elasticidade.....	20
5.1.1 Lei de Hooke.....	22
5.1.2 Constantes elásticas.....	23
5.2 Equação da onda.....	24
5.2.1 Solução para onda plana.....	25
5.2.2 Solução para onda esférica.....	26
5.2.3 Ondas harmônicas.....	28
5.3 Ondas sísmicas.....	28
5.3.1 Ondas de corpo.....	29
5.3.2 Ondas de superfície.....	31
5.4 Movimentação da onda.....	32
5.4.1 Reflexão e refração.....	33
5.4.2 Difração.....	34
5.5 O particionamento da energia em uma interface.....	35
5.6 Velocidades sísmicas.....	39
5.6.1 Zona de alteração.....	42
5.7 Anisotropia Sísmica.....	43
<b>6. PROCESSAMENTO.....</b>	<b>46</b>
6.1 Geometria e reamostragem.....	47
6.2 Correções estáticas.....	49
6.2.1 Correção estática por elevação.....	49
6.2.2 Correção estática pela refração.....	50
6.3 Filtro passa-banda.....	51
6.4 Remoção do <i>Ground Roll</i> e onda aérea.....	54
6.5 Deconvolução Preditiva.....	56

<b>6.6 Análise de velocidade e correção NMO.....</b>	<b>62</b>
6.6.1 Reflexão em uma camada de velocidade constante.....	63
6.6.2 Reflexão para duas camadas.....	65
6.6.3 Camadas inclinadas.....	66
6.6.4 Aplicação.....	67
<b>6.7 Empilhamento e tratamento Pós-stack.....</b>	<b>72</b>
<b>7. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....</b>	<b>73</b>
<b>8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....</b>	<b>81</b>
<b>9. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>83</b>

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 01:</b> Localização da área de estudo em relação a América do Sul e a Bacia do Paraná no canto superior esquerdo. No centro localização da área em relação ao Brasil.....	2
<b>Figura 02:</b> Localização da área de estudo no estado do Paraná.....	3
<b>Figura 03:</b> Esquema da amostragem na técnica CMP que mostra como cada ponto, ao longo do refletor, foi amostrado mais de uma vez. O exemplo, realçado por linhas mais espessas, mostra o refletor na posição – a. Este foi amostrado pelo geofone 3 quando a fonte se encontrava na posição A e pelo geofone 1 quando a fonte estava em B (mod. MARTINS 2001).....	5
<b>Figura 04:</b> Seção final com gráfico de cobertura de traços.....	7
<b>Figura 05:</b> Linhas executadas na área de estudo. Linhas vermelhas registradas com 48 canais ativos e tiros a cada estação. Linhas amarelas registradas com 96 canais ativos e tiros a cada 2 estações. Na cor preta, linhas não executadas ou não completadas.....	8
<b>Figura 06:</b> Fluxogramas de processamento: a) primeiro fluxograma; b) fluxograma atualmente empregado.....	10
<b>Figura 07:</b> Mapa de localização da Bacia do Paraná na América do Sul (Zalán <i>et al.</i> , 1987).....	12
<b>Figura 08:</b> Carta estratigráfica da Bacia do Paraná (modificado de Milani & Thomaz Filho, 2000).....	13
<b>Figura 09:</b> Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná (Paulipetro, 1981).....	14
<b>Figura 10:</b> Coluna estratigráfica do Grupo Itararé segundo França & Potter, 1988.....	15
<b>Figura 11:</b> Mapa geológico de detalhe da área estudada, mostrando a distribuição das unidades mapeadas. O retângulo azul indica os limites da área. (modificado de Rostirolla <i>et al.</i> , 2000).....	18
<b>Figura 12:</b> Componentes de tensão atuantes em um pequeno cubo.....	20
<b>Figura 13:</b> Análise de deformação em duas dimensões.....	21
<b>Figura 14:</b> Ilustração da velocidade de uma onda.....	26
<b>Figura 15:</b> Relação entre onda esférica e onda plana.....	27
<b>Figura 16:</b> Tipos de ondas sísmicas. a) e b): ondas de corpo; c) e d): ondas superficiais	29
<b>Figura 17:</b> Deslocamentos para onda <i>P</i> esférica.....	30
<b>Figura 18:</b> Movimentação durante a passagem da onda <i>S</i> .....	31
<b>Figura 19:</b> Movimentação durante a passagem da onda <i>Rayleigh</i> .....	32
<b>Figura 20:</b> Princípio de <i>Huygen</i> para localização de novas frentes de onda.....	33
<b>Figura 21:</b> Reflexão e refração para uma onda plana.....	34
<b>Figura 22:</b> Fenômeno de difração. A onda ao atingir o ponto A (ponto difrator) irá radiar novas frentes de ondas em diversas direções (DOBRIN, 1988).....	35

<b>Figura 23:</b> Continuidade de tensões normais.....	35
<b>Figura 24:</b> Ondas geradas em uma superfície pela incidência de uma onda <i>P</i> .....	36
<b>Figura 25:</b> Medidas de velocidades em diferentes tipos de rochas (Sheriff and Geldart, 1983).....	39
<b>Figura 26:</b> Relação entre velocidade e profundidade de poços selecionados (Sheriff e Geldart, 1983).....	41
<b>Figura 27:</b> Relações entre densidade e velocidade da onda <i>P</i> para diferentes litologias. A linha tracejada representa a regra de <i>Gardner</i> ( $\rho = aV^{1/4}$ ). Observar escala logarítmica. ....	42
<b>Figura 28:</b> (a) Aplicação do princípio de Huygens em um meio anisotrópico. Em (b), ângulo de incidência inclinado em um meio anisotrópico para uma situação de zero <i>offset</i> e em (c), formas de frentes de onda em um meio anisotrópico (SHERIFF, 2002)....	44
<b>Figura 29:</b> Fluxograma básico atualmente utilizado, apresentando a seqüência do processamento dos dados da sísmica de reflexão.....	47
<b>Figura 30:</b> Tabelas de informação para montagem de geometria: a) tabela de observações de campo; b) tabela de posicionamento dos geofones; c) tabela de posicionamento dos tiros.....	48
<b>Figura 31:</b> Espectro geral de freqüência obtido em campo. Note que a escala vai até 400 Hz por motivo de visualização.....	49
<b>Figura 32:</b> Aplicação da correção estática pela refração: a) dado bruto sem correção; b) dado após a correção.....	50
<b>Figura 33:</b> Aspecto do filtro passa-banda.....	51
<b>Figura 34:</b> Análise parcial de freqüências para eventos identificados: a) espectro de freqüência para análise da refração; b) espectro de freqüência para análise de <i>ground roll</i> .....	52
<b>Figura 35:</b> Aplicação de várias faixas de freqüência passa-banda em comparação ao dado bruto.....	53
<b>Figura 36:</b> Comparação do dado antes da aplicação do filtro passa-banda (a) e depois (b). Faixa de freqüências entre 60Hz e 300Hz, com rampa de atenuação de 18dB/oitava. ....	54
<b>Figura 37:</b> Exemplos de aplicação de silenciamento de: a) <i>ground roll</i> ; b) onda aérea....	56
<b>Figura 38:</b> Exemplo de transformação do espectro de amplitude (em dB) ao se utilizar a deconvolução <i>spiking</i> . (a) espectro de amplitude do dado não deconvolvido; (b) espectro de amplitude do dado após a deconvolução <i>spiking</i> .....	58
<b>Figura 39:</b> Testes para determinação do comprimento do operador. Note pequena variação dos picos de amplitude quando aplicado um comprimento de operador de 20ms (a) e 40ms (b). Em ambos, janela de atuação de 10-150 ms.....	59

<b>Figura 40:</b> Testes para determinação da janela de atuação do filtro. (a) espectro de amplitude não deconvolvido; (b) espectro de amplitude com janela entre 100ms e 150ms; (c) espectro de amplitude com janela entre 200ms e 250ms; (d) espectro de amplitude com janela entre 70ms e 150ms.....	60
<b>Figura 41:</b> Autocorrelograma para a determinação do <i>gap</i> . (a) melhor valor estimado para o <i>gap</i> ; (b) segundo pico do autocorrelograma.....	61
<b>Figura 42:</b> Aplicação da deconvolução preditiva ao dado, onde em (a) é o dado não deconvolvido e em (b) é o dado após a deconvolução preditiva.....	62
<b>Figura 43:</b> Geometria e curva de trajetória para um refletor horizontal.....	63
<b>Figura 44:</b> (a) modelo sintético composto por duas camadas homogêneas, planas e horizontais. (b) gráfico esquemático $X^2 - T^2$ para a reflexão na base da segunda camada.	66
<b>Figura 45:</b> Geometria e curva de tempo para refletor com mergulho.....	67
<b>Figura 46:</b> Exemplo de painel CVS para a determinação de velocidades. A linha azul indica a função velocidade para ser aplicada na correção NMO.....	69
<b>Figura 47:</b> Exemplo de aplicação da correção NMO. Note a parte superior do registro a distorção de amplitudes e frequências da refração (domínio do tiro).....	71
<b>Figura 48:</b> Seção sísmica com campo de velocidades (colorido). Em (a) seção sísmica sem correção residual e em (b) com correção residual. Note no quadro vermelho em destaque uma melhora significativa do refletor.....	72
<b>Figura 49:</b> Localização das linhas sísmicas discutidas neste trabalho.....	73
<b>Figura 50:</b> Seção sísmica da linha LD6. O comprimento total é de 400 metros.....	74
<b>Figura 51:</b> Seção sísmica da linha L10. O comprimento total é de 300 metros.....	74
<b>Figura 52:</b> Seção sísmica da linha L13. O comprimento total é de 300 metros.....	75
<b>Figura 53:</b> Seção sísmica da linha L14. O comprimento total é de 280 metros.....	75
<b>Figura 54:</b> Interpretação da zona de falha (plano azul) em foto aérea e sua correlação com as seções sísmicas. Note a coincidência do plano de falha com as zonas perturbadas da linha sísmica LD6.....	77
<b>Figura 55:</b> Interpretação das linhas sísmicas. Em (a) interpretação da linha L14 e em (b) interpretação da linha LD6. Traços de mesma cor correspondem a mesma feição geológica.....	78
<b>Figura 56:</b> Linhas sísmicas em um ambiente tridimensional. A seta indica a direção do norte geográfico.....	79
<b>Figura 57:</b> Linhas sísmicas em um ambiente tridimensional sem interpretação (a). Em (b), interpretações geradas individualmente em cada linha e em (c) com a geração de horizontes.....	80

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 01:</b> Relações entre as constantes elásticas para meios isotrópicos, velocidades e densidade (SHERIFF, 2002).....	24
<b>Tabela 02:</b> Energia refletida na interface entre dois meios.....	38

## RESUMO

A sísmica de reflexão de alta resolução visa detectar com precisão feições geológicas pequenas e de pouca profundidade. Com isso, áreas como engenharia e meio ambiente, principalmente nos países desenvolvidos, investem neste método. Para a prospecção de petróleo, o uso da sísmica de reflexão é tão comum que é conhecida como sísmica convencional. Porém este método apresenta dificuldades resolver problemas relacionados a fraturas e geometria detalhada de reservatórios. Este é um desafio que o projeto Modelagem de Potenciais Reservatórios Fraturados em Superfície para Auxílio Exploratório em Subsuperfície (MODRES) decidiu enfrentar. Dentro do contexto deste projeto, este trabalho tem como objetivo principal processar as linhas sísmicas adquiridas e fornecer seções sísmicas para a interpretação e modelagem, auxiliando o mapeamento geológico-estrutural na determinação da geometria da situação análoga, para fornecer subsídios à exploração de alvos profundos. A área de estudo envolveu a Fazenda Rivadávia, formada por rochas da Formação Campo Mourão, Grupo Itararé, sendo representadas por uma porção sedimentar arenosa chamada informalmente de “Arenitos Lapa-Vila Velha”. As etapas de processamento aqui apresentadas buscaram de forma prática, desenvolver um fluxograma capaz de resultar uma seção sísmica que represente a geologia da área em estudo. Foram utilizados apenas os recursos do software empregado, sem o desenvolvimento e a implementação de algoritmos específicos para solucionar problemas. A aplicação de processos como a deconvolução preditiva, permitiu eliminar a reverberação de onda direta e refração, presentes em todas as linhas sísmicas. O fluxograma de processamento empregado visa eliminar ruídos coerentes nos domínios do tiro e CMP. Embora grande parte destes ruídos tenham sido eliminados com sucesso, as seções empilhadas ainda apresentam perturbação do sinal relativa à difração gerada pelas zonas de falhas da área. Estas zonas de perturbação permitiram mapear zonas de falhas nas seções sísmicas que corroboram com as zonas de falhas mapeadas em campo.

## **ABSTRACT**

High resolution reflection seismic aims to detect small shallow depth geologic features with precision, so that engineering and environmental areas, particularly in developed countries, are investing in this method. For petroleum exploration, reflection seismic is in common use for such a long time that it is called conventional seismic. However, it cannot resolve problems related to fractures and detailed geometry of reservoirs. This is a challenge that the MODRES project have decided to face. In the context of the project, the main objective of the present study is to process the seismic lines in order to supply seismic sections for interpretation and modeling, assisting the geologic-structural mapping in the determination of the geometry of an analogous situation, to supply subsidies to the exploration of deep targets. The study area involves Fazenda Rivadávia, whose sedimentary rocks belong to the Campo Mourão Formation, Itararé Group, represented by sandy sedimentary portion informally called "Arenitos Lapa-Vila Velha". The processing stages intended to develop, in a practical way, a flow chart capable to stack a seismic section which represents the geology of the study area. Only the resources available in the light common software were used. No new algorithm has been developed or implemented. Predictive deconvolution allowed to eliminate the reverberation of the guided wave and refraction, present in all seismic lines. The final processing flowchart performed well in eliminating coherent noise in shot and CMP domains. Although this noise has been successfully eliminated, the stacked sections still present disturbances relative to the diffraction generated by the fault zones. The disturbance zones allow to identify fault zones in seismic section which corroborate with fault zones mapped in the field.



## 1. INTRODUÇÃO

A presente dissertação de mestrado foi desenvolvida no âmbito do Projeto MODRES - *Modelagem de Potenciais Reservatórios Fraturados em Superfície para auxílio exploratório em subsuperfície*, financiado pela Finep/Petrobras, que visa a modelagem da anisotropia e unidades de fluxo em reservatórios fraturados, enfocando a análise petrofísica e o imageamento geofísico de reservatórios rasos.

O estudo detalhado das respostas geofísicas para um meio fraturado, em termos de parâmetros elásticos e velocidade de propagação das ondas sísmicas, é uma importante ferramenta na modelagem geométrica de reservatórios fraturados. Além de estudos relacionados ao petróleo, os métodos sísmicos vêm sendo aplicados com frequência crescente na engenharia, mineração e água subterrânea (MILLER, 1986), mas ainda preferencialmente em caráter de pesquisa no meio acadêmico.

Para que uma linha seja bem processada, é necessário que a aquisição seja bem efetuada, com escolha de parâmetros adequados para imagear o alvo de interesse. Mesmo com a aquisição bem planejada, nem sempre é possível obter um resultado excelente, simplesmente pelo fato da geologia não responder bem sísmicamente. Muitas vezes este fato é negligenciado porque se acredita que o processamento irá resolver o problema. Entretanto, o processo computacional não faz um dado ruim transformar-se em um dado bom (KNAPP, 1986).

A área onde foram realizados os trabalhos, região do Parque Estadual de Vila Velha, foi selecionada em função de encontrar-se na faixa onde afloram rochas da borda leste da Bacia do Paraná, correspondentes ao Grupo Itararé, com características apropriadas para constituir um reservatório de hidrocarboneto. ROSTIROLLA *et al* (2000) afirmam que o Grupo Itararé apresenta alguns níveis estratigráficos onde predominam arenitos com bom potencial para reservatórios. FRANÇA & POTTER (1989), com base em valores de porosidade, indicam a porção superior da Formação Campo Mourão apresenta o maior volume para constituir reservatórios. Nota-se então que estas rochas despertam interesse exploratório, principalmente com o objetivo de descobrir gás proveniente da Formação Ponta Grossa.

O presente trabalho apresenta a metodologia empregada tanto na aquisição como no processamento de dados sísmicos, com o enfoque especial neste último e na discussão dos resultados obtidos através de vários processos numéricos aplicados. Cabe ressaltar que o processamento sísmico foi aplicado de forma prática, sem o desenvolvimento de algoritmos específicos.

## 1.1 Localização e Aspectos Fisiográficos

A área estudada apresenta 0,7 Km<sup>2</sup> e está compreendida entre as coordenadas UTM 601200/7204200 e 602100/7202700 (Figuras 01 e 02), abrangendo a Fazenda Rivadávia, nas imediações do Parque Estadual de Vila Velha.

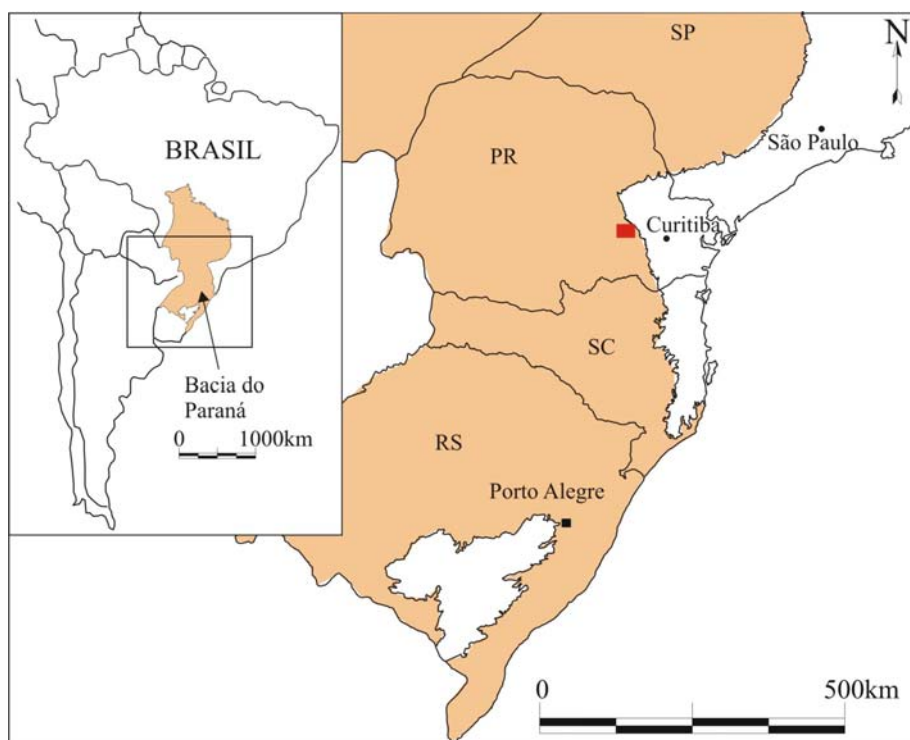


Figura 01 – Localização da área de estudo em relação ao Brasil (quadrado vermelho) e à América do Sul e à Bacia do Paraná (canto superior esquerdo).

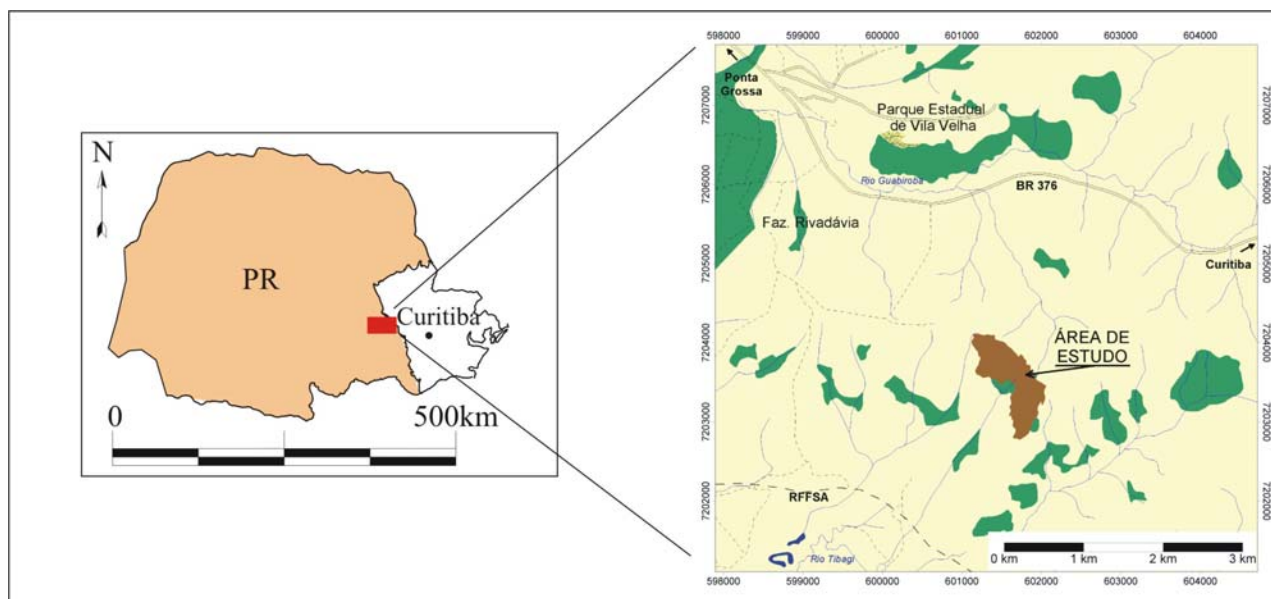


Figura 02 – Localização da área de estudo no estado do Paraná.

A principal via de acesso à área é a rodovia BR-376 (Rodovia do Café), sentido sul – norte, localizando-se cerca de 80 quilômetros de Curitiba e 20 quilômetros de Ponta Grossa. Para se atingir a área percorre-se uma estrada secundária dentro dos limites da Fazenda Rivadávia.

A altitude média verificada na área é em torno de 900 metros. Importantes afloramentos de rochas do Grupo Itararé ocorrem nos domínios da referida fazenda, formando uma geomorfologia particular com escarpas e platôs de dimensões consideráveis.

Nas proximidades da área localiza-se o Parque Estadual de Vila Velha, principal ponto turístico da região. Abrangendo uma área de mais de 5km<sup>2</sup>, é composto pelas formações areníticas, pelas Furnas e Lagoa Dourada.

## **2. OBJETIVOS**

O principal objetivo deste trabalho se concentra em processar de maneira prática, as linhas sísmicas adquiridas pelo projeto MODRES, para geração de imagens tridimensionais de reservatórios fraturados e subsidiar o estudo de modelos análogos.

As atividades desenvolvidas para a realização deste trabalho contaram especificamente com as seguintes tarefas:

1. Adquirir dados geofísicos ao longo de seções longitudinais e transversais nos potenciais reservatórios análogos;
2. Estudar aspectos geométricos, como profundidade, espessura e superfície das interfaces;
3. Compreender as rotinas do processamento aplicado na sísmica convencional e adaptá-las à sísmica rasa;
4. Apontar possíveis problemas causados durante a fase de aquisição de dados e sugerir soluções;

### 3. METODOLOGIA APLICADA

As atividades desenvolvidas contaram com as etapas de aquisição sísmica, levantamento topográfico através de fotografias aéreas e processamento sísmico.

#### 3.1. Aquisição sísmica

Para o levantamento sísmico foi utilizada a técnica CMP (Common Mid Point), idealizada por MAYNE (1962), que consiste em amostrar várias vezes o mesmo ponto em subsuperfície, aumentando a razão sinal/ruído. Dessa maneira, após a correção NMO (Normal Move Out), essas diversas amostragens em um único ponto serão somadas, fazendo com que a amplitude do sinal coerente aumente e a amplitude de ruídos aleatórios diminua. Entretanto, o ruído nunca se anula por completo.

A técnica CMP foi originalmente definida como técnica CDP (Common Depht Point), idealizada para camadas horizontais e sem variações laterais de velocidade. O termo não é errado, mas atualmente dá-se preferência ao termo CMP (Figura 03).

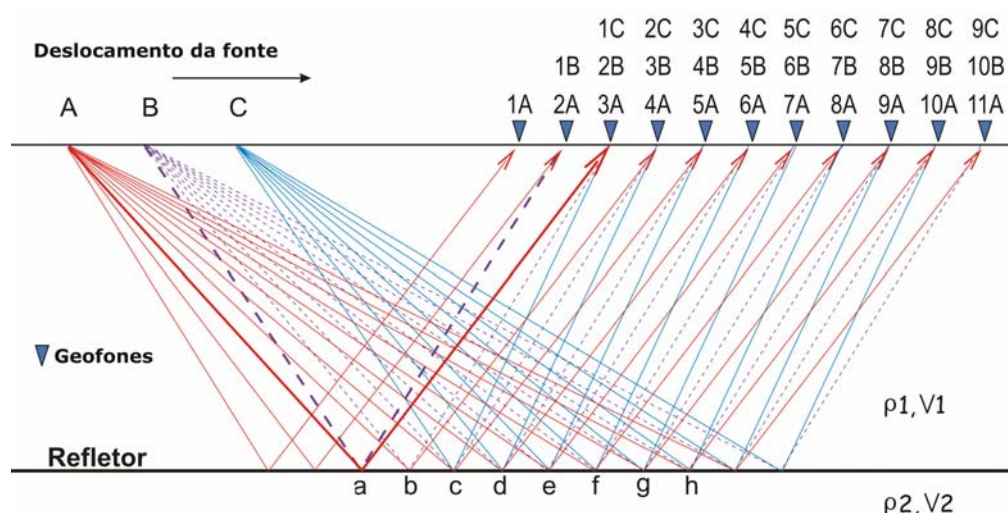


Figura 03 - Esquema da amostragem na técnica CMP que mostra como cada ponto, ao longo do refletor, foi amostrado mais de uma vez. O exemplo, realçado por linhas mais espessas, mostra o refletor na posição – a. Este foi amostrado pelo geofone 3 quando a fonte se encontrava na posição A e pelo geofone 1 quando a fonte estava em B (mod. MARTINS 2001).

A Figura 03 representa a seqüência de 3 tiros (A, B e C), o registro nos seus respectivos canais e o sentido do caminhamento no levantamento, que acontece da esquerda para a direita. Observa-se que, à medida que é dado um tiro, um geofone e o tiro são deslocados para a direita. A cobertura começa assim a aumentar na medida em que o rolamento do arranjo avança para a direita. Por exemplo, a letra **c** da Figura

03, registrou os 3 tiros, ou seja, este ponto foi amostrado com multiplicidade de 3 vezes, enquanto as letras **a** e **b** têm multiplicidade de 2 vezes.

O número de amostragens do mesmo ponto sobre o refletor é conhecido como cobertura ou multiplicidade (*fold of coverage*). Se o ponto em subsuperfície é amostrado somente uma vez, diz-se que a cobertura é de 100%, se duas vezes 200% e assim por diante. A multiplicidade de um perfil de reflexão pode ser calculada pela expressão:

$$Multiplicidade = \left( \frac{N}{2n} \right) 100 = \% \quad 3.1$$

onde  $N$  é o número de geofones ativos no arranjo e  $n$  o número de intervalos de geofones utilizados para o deslocamento da fonte. Cabe lembrar que geofones, estações, receptores e canais são sinônimos neste trabalho, uma vez que se trata de sísmica terrestre e com apenas um único geofone por estação.

Após ensaios de testes preliminares, LONARDELLI (2004) definiu que as linhas sísmicas fossem inicialmente adquiridas utilizando 48 canais ativos espaçados a cada 2 metros, com tiros a cada estação (2 metros) e afastamento mínimo (near offset) de 6 metros. Para a profundidade de investigação desejada de 100 metros, o tempo de registro foi de 250 ms e intervalo de amostragem de 0,25 ms, que permite registro de freqüências de até 2 kHz. Os tiros cessavam no momento em que restavam os últimos 48 canais ativos. Com isso era possível obter um recobrimento de até 2400%, sendo que na parte final da linha perde-se informação devido ao baixo recobrimento, assim como na porção inicial. Devido a este fato, somado com a dificuldade de se encontrar refletores evidentes até a profundidade desejada e ainda o tempo de execução das linhas, decidiu-se mudar alguns parâmetros sem comprometer a qualidade final dos dados. Assim, para a maior parte do levantamento, foram utilizadas as seguintes configurações de campo:

- Intervalo de 2 metros entre geofones;
- Intervalo de 4 metros entre tiros (1 tiro por estação);
- 96 canais ativos;
- afastamento mínimo entre fonte e geofone de 6 metros;
- 400 ms de tempo total de amostragem;
- 0,25 ms de intervalo de amostragem (freqüências de até 2 kHz).

Com isto, ganhou-se tempo de execução das linhas sem perder a cobertura na porção central (2400%). Outra mudança significativa foi a de que tiros eram dados de uma ponta a outra das linhas sísmicas, ou seja, a partir do momento em que se atingiam os últimos 96 canais ativos em campo, o arranjo ficava estático e a fonte “caminhava” sobre este arranjo até 6 metros após o último geofone. Com isto, a cobertura nesta porção final da linha atingia até 5000% (Figura 04).

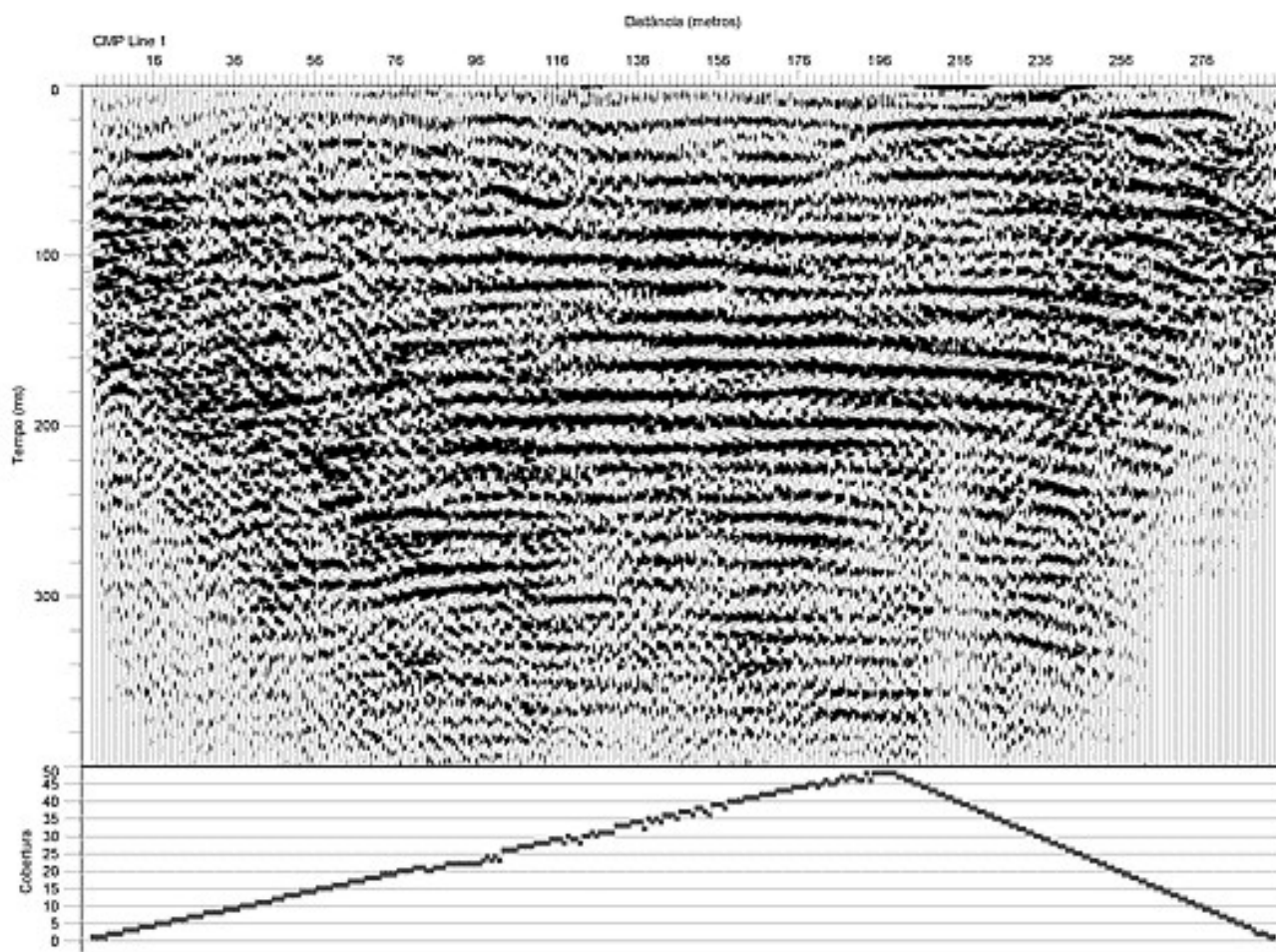


Figura 04 – Seção final com gráfico de cobertura de traços.

O equipamento utilizado foi um sistema modular fabricado pela Geometrics (OYO Corp.) modelo Geode (sismógrafo), composto por 5 unidades, sendo que cada unidade controla 24 geofones, totalizando 120 canais. Estas unidades possuem um conversor A/D de 24 bits, alcance dinâmico de 144dB e faixa de frequência de 1,75Hz até 20kHz, alimentados por uma bateria externa de 12 Volts e controlados pelo software MGOS (também Geometrics) via computador Dolch Notepad, robusto,



especialmente desenhado para operações em campo. Os geofones são de fabricação OYO, com resposta plana de 14Hz. Foi utilizado o rifle sísmico calibre 12 como fonte, com cartuchos recarregáveis, substituindo o chumbo por parafina granular.

No total, foram adquiridos 12444 metros de linhas sísmicas na área de estudo (Figura 05) que consumiu cerca de cinco meses de trabalho e mais de 3000 tiros executados.

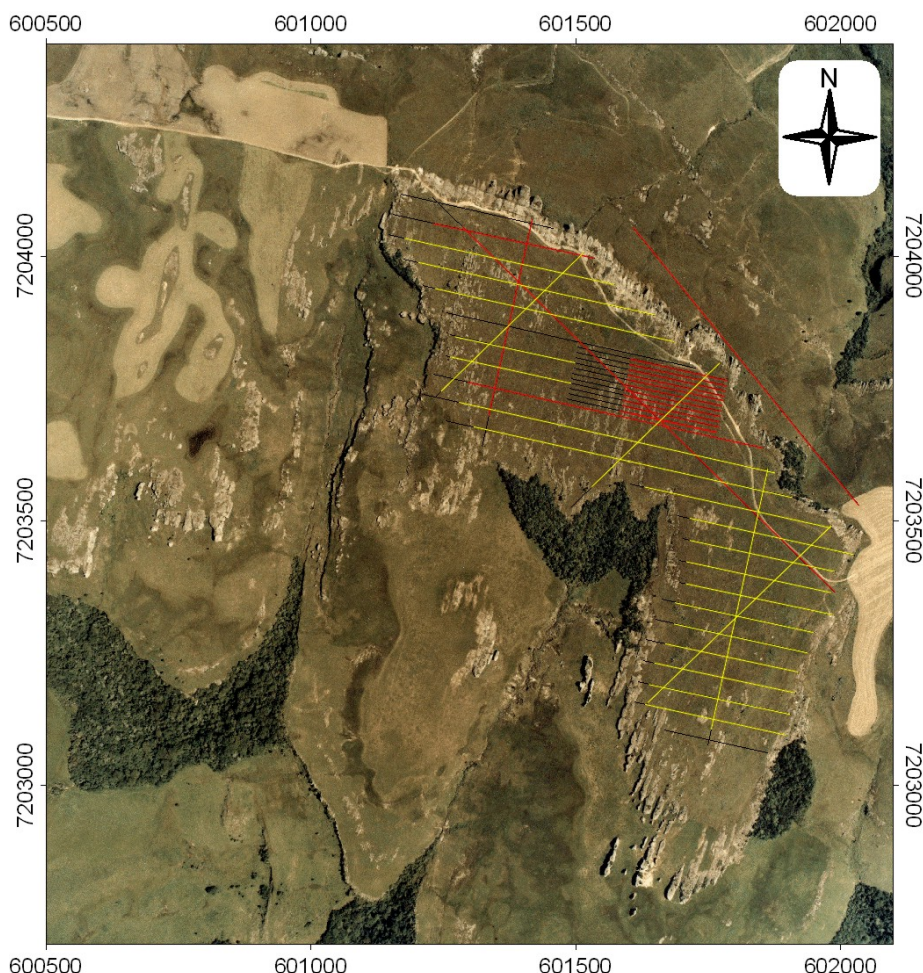


Figura 05 – Linhas executadas na área de estudo. Linhas vermelhas registradas com 48 canais ativos e tiros a cada estação. Linhas amarelas registradas com 96 canais ativos e tiros a cada 2 estações. Na cor preta, linhas não executadas ou não completadas.

### 3.2 Levantamento topográfico

Nesta fase foi realizada a aquisição de fotografias aéreas em escala 1:10.000 através da contratação da empresa AEROSAT – Arquitetura Engenharia e Aerolevantamento Ltda, que foi responsável pela realização do vôo e obtenção dos diapositivos referentes a uma área maior do que as dimensões do alvo estudado.



Juntamente com o Departamento de Ciências Geodésicas da Universidade Federal do Paraná, KRAFT (2004) gerou um modelo tridimensional da área de estudo. Esta fase consistiu inicialmente em selecionar pontos de apoio sobre a fotografia aérea em escala 1:10000 e, utilizando um GPS diferencial, foi possível obter as coordenadas dos respectivos pontos. Posteriormente, foram perfilados pontos sobre a foto aérea, gerando uma grade irregular espaçada de aproximadamente 10 metros, com valores de coordenadas x, y e z. A partir desta malha, foram gerados pontos espaçados a cada 2 metros sobre as linhas sísmicas, sendo possível então extrair as coordenadas x, y e z de cada estação. Com isto, as seções sísmicas finais estão georreferenciadas, podendo então ser inseridas em um ambiente tridimensional para a interpretação.

### **3.3 Processamento sísmico**

Para o processamento sísmico, inicialmente foi necessário o estudo das técnicas atuais de processamento aplicadas à sísmica de reflexão convencional e à sísmica de reflexão de alta resolução. Durante este processo foi possível observar que em ambas as técnicas, os fluxogramas de processamento são muito parecidos. Independente do tipo de ensaio sísmico realizado, é seguido um roteiro que se inicia com a conversão dos dados para o software de processamento, montagem de geometria, filtragens para se aumentar a razão sinal/ruído, correção NMO, empilhamento, migração e conversão tempo/profundidade. Destas, apenas a migração e conversão tempo/profundidade não foram realizadas devido a dificuldade de se encontrar um refletor marcante, comprometendo o modelo de velocidade, essencial para a realização destas duas etapas.

Após esta etapa, deu-se início ao aprendizado de softwares de processamento. Foram testados 3 softwares: TurboSeis, Visual SUnT e o Seismic Processing Workshop (SPW), sendo este último o software adotado.

Durante este processo de aprendizagem, deu-se início ao processamento das linhas sísmicas adquiridas até aquele momento. Foram exaustivos testes de fluxogramas até se chegar no que vem sendo empregado atualmente (Figura 6). BAKER (1999) diz que para a sísmica de alta resolução, o fluxograma deve ser o mais simples possível, sem que haja muita interferência no dado original. Assim, preservam-se frequências e amplitudes e não se corre o risco de gerar artefatos. Porém, não foi possível seguir esta linha de pensamento, uma vez que a geologia revela-se complexa na área de estudo e, se por um lado não ocorrem refletores evidentes, por outro,

ocorrem feições interessantes de difração que marcam zonas de fraturas, um aspecto explorado pelo presente estudo.

Esta etapa será discutida com mais detalhes no Capítulo 6.

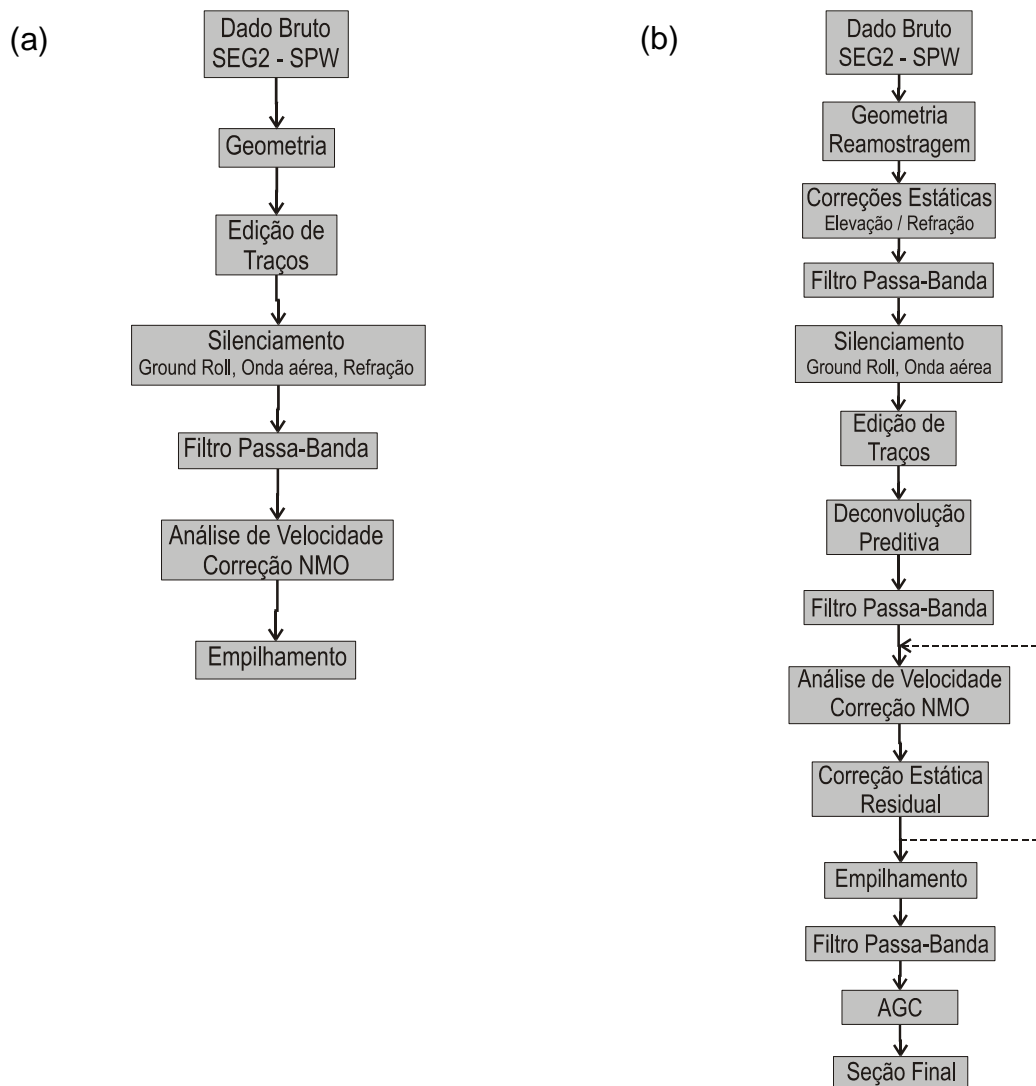


Figura 6 – Fluxogramas de processamento: (a) primeiro fluxograma; (b) fluxograma atualmente empregado.

## **4. ASPECTOS GEOLÓGICOS**

Este capítulo apresenta os aspectos geológicos da área estudada, enfocando de maneira geral o contexto geológico regional da Bacia do Paraná e suas características, assim como uma revisão sucinta sobre a estratigrafia e estrutural do Grupo Itararé.

### **4.1 Bacia do Paraná**

A Bacia do Paraná (Figura 07) é uma bacia intracratônica, desenvolvida sobre crosta continental, preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas, possuindo uma área maior que 1.400.000km<sup>2</sup>, incluindo porções situadas no Brasil, Paraguai, Argentina e norte do Uruguai.

Esta bacia possui um formato alongado, na direção NNE-SSW, com largura média de 900 km, sendo caracterizada por uma sedimentação paleozóica-mesozóica, com registro estratigráfico com idades entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo. A espessura máxima do empilhamento gira em torno de 6000 metros, sendo grande parte dela recoberta por derrames de lavas essencialmente basálticas.

O desenvolvimento geológico da Bacia do Paraná deve ser considerado sob um quadro geotectônico amplo, pertinente ao Gondwana sul-ocidental. Esta bacia implantou-se sobre uma crosta consolidada pelos eventos do Ciclo Brasileiro, próximos a ela progrediram cinturões colisionais ativos junto à margem meridional do paleocontinente.

A Bacia do Paraná é dividida em seis superseqüências: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo). A Figura 08 apresenta a carta estratigráfica da Bacia do Paraná.

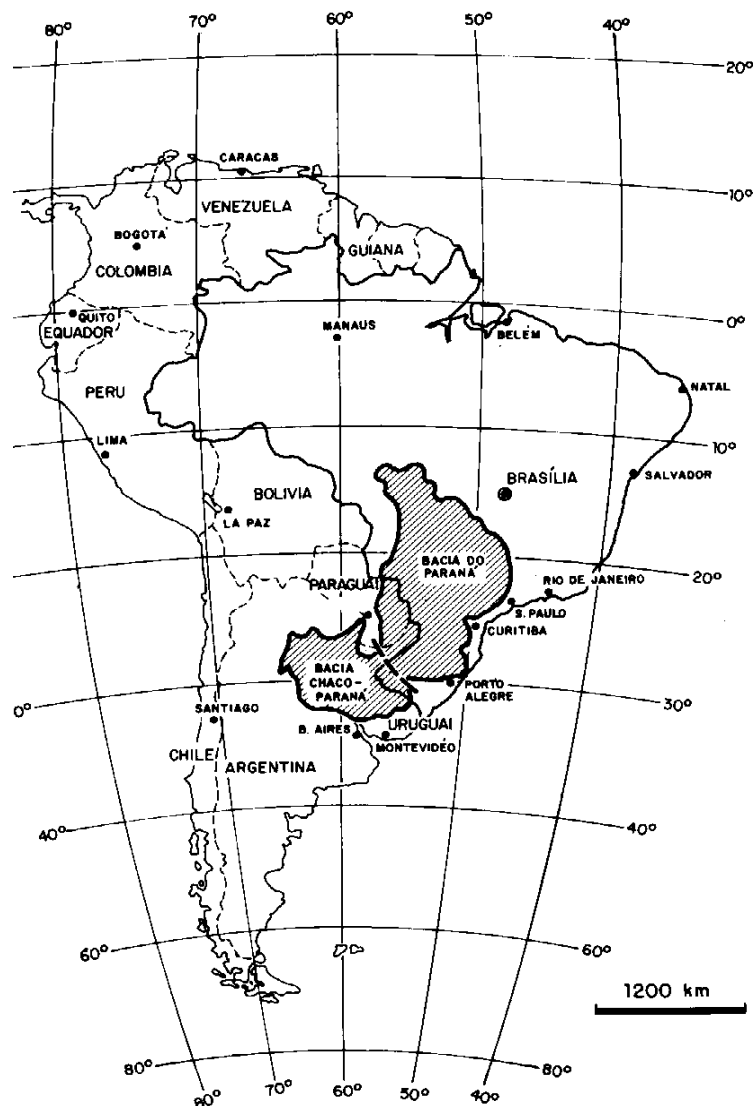


Figura 07 - Mapa de localização da Bacia do Paraná na América do Sul (Zalán *et al.*, 1987).

As seqüências constituem o registro preservado de sucessivas fases de acumulação sedimentar que se intercalaram a períodos de erosão em ampla escala.

As três seqüências iniciais correspondem a ciclos transgressivos paleozóicos, e as demais são representadas por pacotes de sedimentos continentais e rochas ígneas associadas.

A Superseqüência Rio Ivaí relaciona-se à implantação da bacia, e a geometria de sua área, com depocentros alongados de orientação geral SW-NE, sugere um controle por algum tipo de mecanismo de rifteamento.

A Superseqüência Paraná acumulou-se durante um afogamento marinho das áreas cratônicas do Gondwana. Condições de bacia intracratônica começam durante a

deposição da Superseqüência Gondwana I, o que viria a culminar com o desenvolvimento de extensos campos de dunas eólicas ao final do Jurássico.

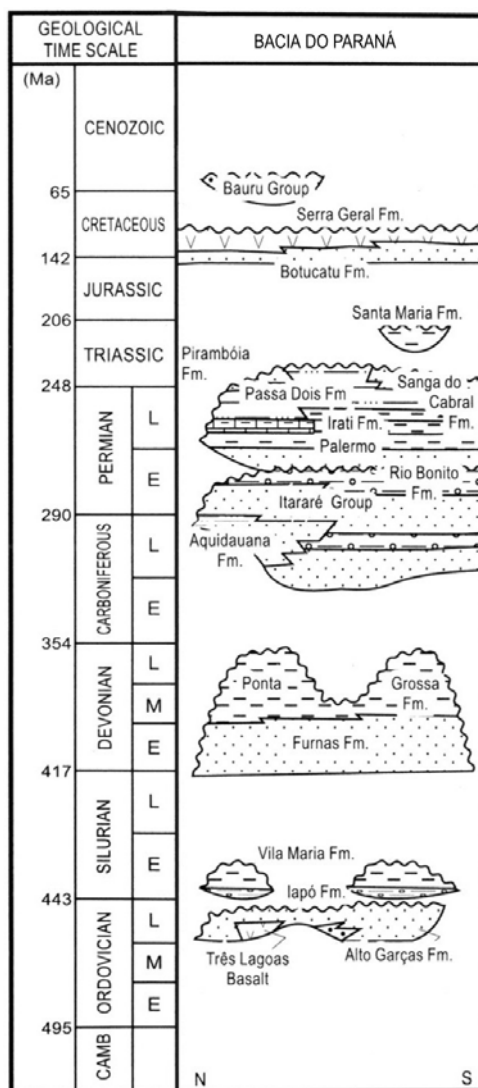


Figura 08 - Carta estratigráfica da Bacia do Paraná (modificado de Milani & Thomaz Filho, 2000).

As rochas da Serra Geral, do Eocretáceo, estão relacionadas aos estágios iniciais de ruptura do paleocontinente, e a cobertura continental da Superseqüência Bauru encerrou a história sedimentar desta bacia.

Um dos problemas quanto ao conhecimento estratigráfico-estrutural da bacia é o fato desta estar capeada por rochas basálticas (Figura 09) com espessura de até 2.000 m, o que dificulta os trabalhos e levantamentos geofísicos. Como a realização de uma série de sondagens ainda é economicamente inviável, os trabalhos de pesquisa ficam mais restritos aos afloramentos nas áreas marginais, condicionados por algumas

características, como facilidade de acesso e boas condições para a realização dos levantamentos geofísicos.

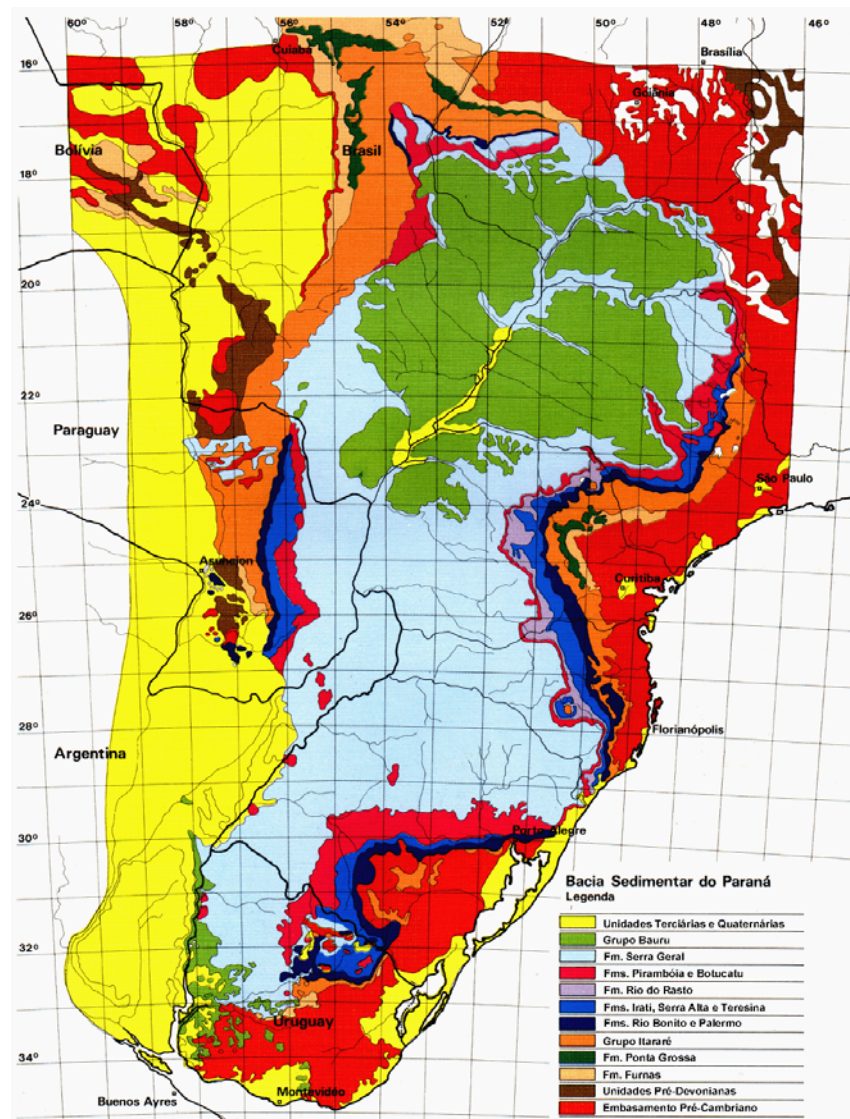


Figura 09 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná (Paulipetro, 1981).

## 4.2 Estratigrafia da área

A região estudada está compreendida por uma faixa aflorante de rochas pertencentes à Formação Campo Mourão, Grupo Itararé, Bacia do Paraná, sendo representadas por uma seção sedimentar arenosa denominada informalmente de “Arenitos Lapa-Vila Velha” (FRANÇA *et al.* 1996).

Na área dos Arenitos Lapa-Vila Velha, o Grupo Itararé é representado por arenitos e conglomerados basais da Formação Campo Mourão, sobrepostos

discordantemente a folhelhos marrom-chocolate, ritmitos e diamictitos, correlatos à Formação Lagoa Azul.

Segundo FRANÇA & POTTER (1988), o Grupo Itararé é uma unidade glaciogênica com cerca de 1200 metros de espessura, que compreende as Formações Lagoa Azul, Campo Mourão, Taciba e Aquidauana (Figura 10).

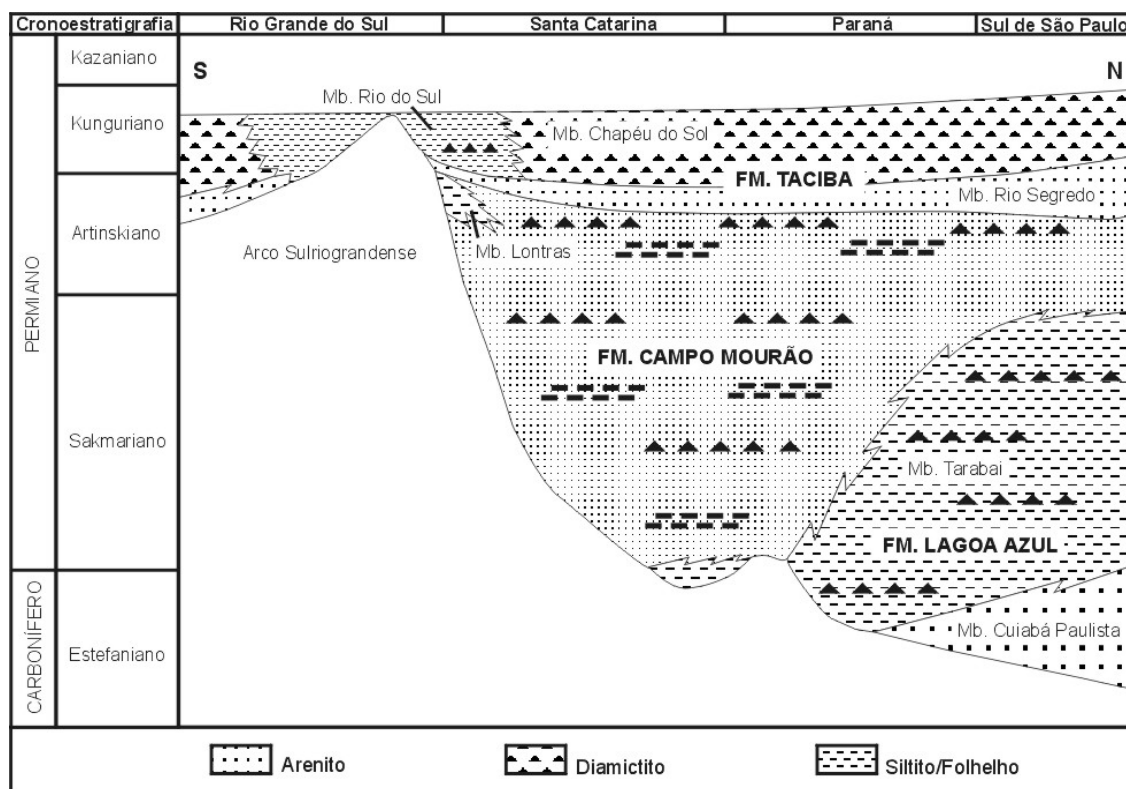


Figura 10 – Coluna estratigráfica do Grupo Itararé segundo França & Potter, 1988.

#### 4.2.1 Grupo Itararé

Segundo SCHNEIDER *et al.* (1974), o termo Itararé foi usado primeiramente na década de 20, sendo este termo designado para todos os sedimentos com influência glacial na Bacia do Rio Itararé no Estado de São Paulo. Trabalhos posteriores (GORDON, 1947 e MAAK, 1947 *apud* SCHNEIDER *op cit.*) elevaram a série para a categoria de Grupo Itararé.

O Grupo Itararé é a unidade litoestratigráfica mais espessa e bem conhecida da Bacia do Paraná. Segundo CASTRO (1999) representa uma complexa unidade da Bacia do Paraná sob ponto de vista deposicional. Isto se deve principalmente às condições glaciais que dominaram a sua deposição,

proporcionando uma grande variedade de fácies e sistemas deposicionais com uma complexa distribuição vertical, lateral e temporal.

FRANÇA & POTTER (1988) realizaram o mapeamento de subsuperfície e correlacionaram as informações obtidas com dados de poços. Através desta metodologia os autores subdividiram o Grupo Itararé em quatro formações: Lagoa Azul, Campo Mourão, Taciba e Aquidauana, esta última, de ocorrência na porção norte da bacia.

Segundo os autores acima estas formações correspondem a três grandes ciclos sedimentares com padrão vertical de granodecrescência ascendente, relacionados a eventos de avanço e recuo de geleiras.

De idade carbonífera, a Formação Lagoa Azul representa o ciclo basal do Grupo Itararé em subsuperfície, ocorrendo nos estados do Paraná, São Paulo e sul de Mato Grosso do Sul. É composta por parte basal arenosa (Membro Cuiabá Paulista) e uma superior com predomínio de diamictitos (Membro Tarabaí).

O Membro Cuiabá Paulista foi depositada pela combinação de rios *braided* e leques aluviais e o Membro Tarabaí é composta por siltitos, lamitos seixosos (diamictitos ou tilitos) e alguns corpos arenosos.

O ciclo médio do Grupo Itararé em subsuperfície, designado Formação Campo Mourão, trata-se de uma unidade predominantemente arenosa, mas também com ocorrências de diamictitos, folhelhos e siltitos, estando presente em praticamente toda a bacia.

A Formação Taciba possui idade eopermiana e distribuição ampla na bacia. É composta por membro basal arenoso (Rio Segredo) constituído por arenitos e siltitos e alguns conglomerados e membro superior com predomínio de diamictitos (Chapéu do Sol). O Membro Rio Segredo torna-se menos espesso em direção ao sul da bacia, estando ausente no Estado do Rio Grande do Sul.

Especificadamente sobre a região próxima a área de estudo FRANÇA *et al.* (1996), acredita que os Arenitos Vila Velha, aflorantes no Parque Estadual de Vila Velha, são representados por arenitos sobrepostos a ritmitos e diamictitos, na forma de platôs subhorizontais. Estes autores interpretam que tanto estes arenitos quanto os Arenitos Lapa são componentes de uma mesma seqüência deposicional, com os Arenitos Lapa representando os canais e os Arenitos Vila Velha como lobos subaquosos, depositados num ambiente glacialmente induzido.



Mais recentemente ROSTIROLLA *et al.* (2000) realizaram trabalhos na área, e individualizam quatro subunidades faciológicas da Formação Campo Mourão, denominadas informalmente de subunidades lcm1 a lcm4 (Figura 11), além de afloramentos da Formação Ponta Grossa e rampas de colúvio nas áreas mais baixas do terreno.

Segundo estes autores a subunidade lcm1 compreende folhelhos e siltitos cinza-escuros, com intercalações de camadas de arenito muito fino. A subunidade lcm2, imediatamente sobreposta, é constituída de arenitos finos a médios, maciços, com constantes estruturas de fluidização, configurando fácies de lobos de suspensão e barras de desembocadura depositados por desaceleração de fluxo.

A subunidade lcm3 compõe-se de lobos arenosos maciços, com forma lenticular a acunhada, com muitas estruturas de amalgamação; sua interpretação é semelhante à subunidade lcm2, porém com maior densidade de fluxo e tendência a processos trativos mistos com desaceleração de fluxo; na parte superior desta subunidade, gradacionalmente ocorrem arenitos grossos a conglomerados.

A subunidade lcm4 contém camadas contorcidas, depositadas em discordância sobre a unidade lcm3, em contexto de fluxos gravitacionais. Ocorrem níveis com feições de deslizamento e, sobre esses, arenitos grossos a médios, com estratificação plano-paralela ou em cunha. A parte superior da subunidade lcm4 contém algumas camadas de barras sigmoidais, rítmicas, gradacionais na base e topo, tendendo a gradação inversa, marcando um novo ciclo, apenas parcialmente preservado da erosão atual.

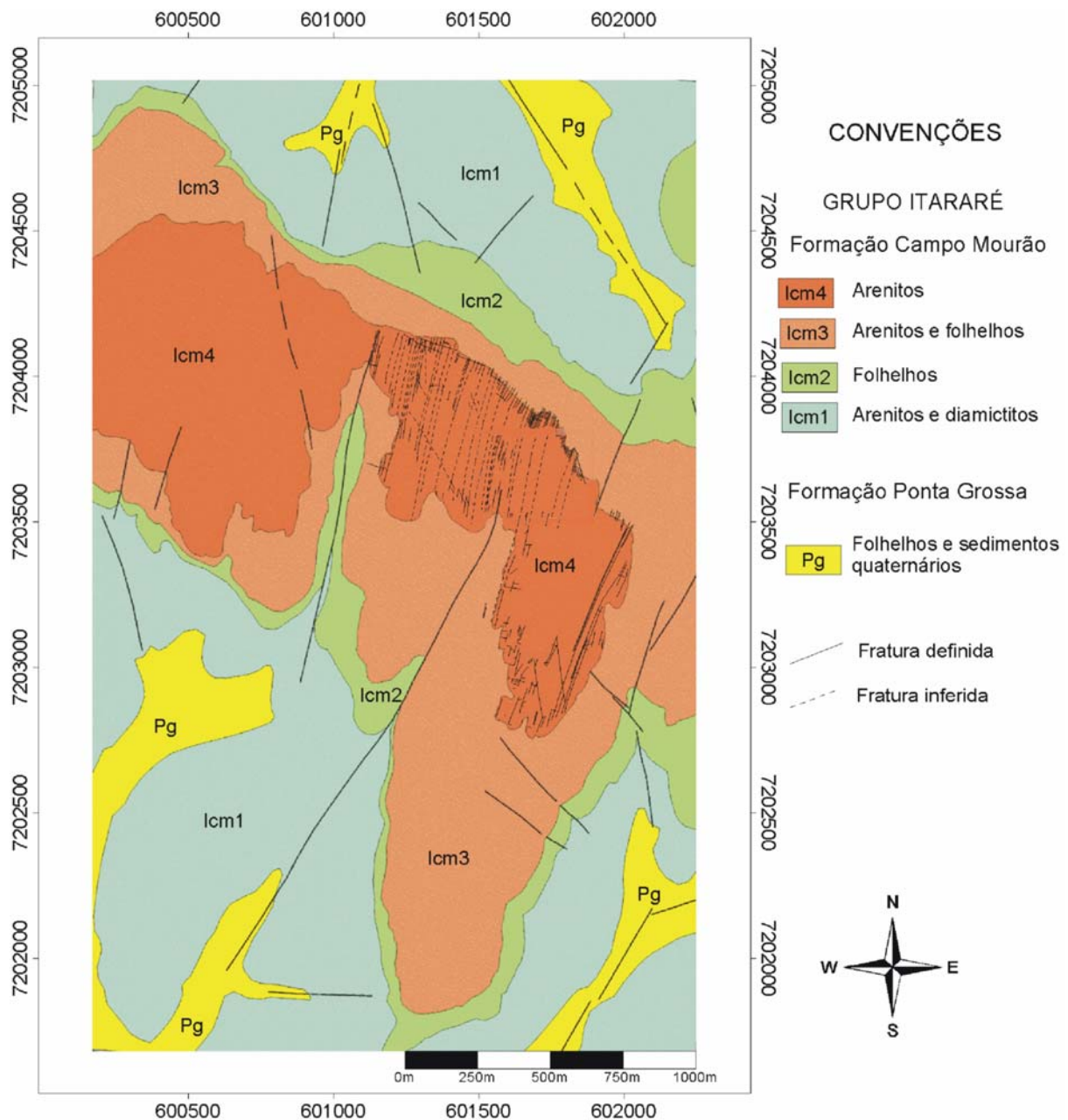


Figura 11 – Mapa geológico de detalhe da área estudada, mostrando a distribuição das unidades mapeadas. (modificado de Rostirolla *et al.*, 2000).

#### 4.3 Geologia estrutural da área

ROSTIROLLA *et al.* (2000) também realizaram um levantamento estrutural de detalhe, que permitiu documentar um arranjo sistemático de pequenas fraturas e falhas em escalas variadas.

De modo geral, as camadas dispõem-se na posição subhorizontal, com leves basculamentos, gerados por rotação a partir das falhas maiores, predominando a direção N10-30E, subverticais, com uma segunda moda em N70-80W.

A distribuição final configura um sistema de pequenos *grabens* e *horts*, limitados por falhas com pequeno rejeito, da ordem de dezenas de centímetros a localmente poucos metros. O movimento ao longo destas falhas é quase imperceptível, localmente evidenciado por lineações e assimilado em bandas de deformação, onde ocorre uma cimentação característica por óxidos de ferro e/ou sílica.

## 5. TEORIA SÍSMICA

Este capítulo tem por finalidade apresentar a teoria utilizada para explicar os fenômenos físicos que ocorrem no meio quando este é percorrido uma onda sísmica. A teoria aqui descrita está baseada particularmente no capítulo 4 do livro *Applied Geophysics* (1990), segunda edição, de W. M. TELFORD, L. P. GELDART e R. E. SHERIFF.

### 5.1. Teoria da Elasticidade

Quando se aplica uma força externa à superfície de um sólido, o tamanho e forma deste corpo sofrem alterações. Essa força externa encontra resistência devido às forças internas que se opõem a estas mudanças. Devido a isso, quando a força externa para de atuar, a tendência é de o corpo voltar ao seu estado original. Esta propriedade de resistir às mudanças de forma e tamanho recebe o nome de Elasticidade. Um corpo perfeitamente elástico é aquele que retorna ao seu estado normal após sofrer uma deformação.

O esforço aplicado, ou força aplicada, pode ser definido como Tensão, que é a razão entre a força e a área onde está sendo aplicada esta força. Caso esta força seja perpendicular à área, dá-se o nome de tensão normal, ou de pressão. Se a força for tangencial à área, dá-se o nome de tensão de cisalhamento.

Supondo um pequeno cubo, as tensões atuantes nas seis faces deste objeto podem ser decompostas em componentes normais e tangenciais, conforme a Figura 12.

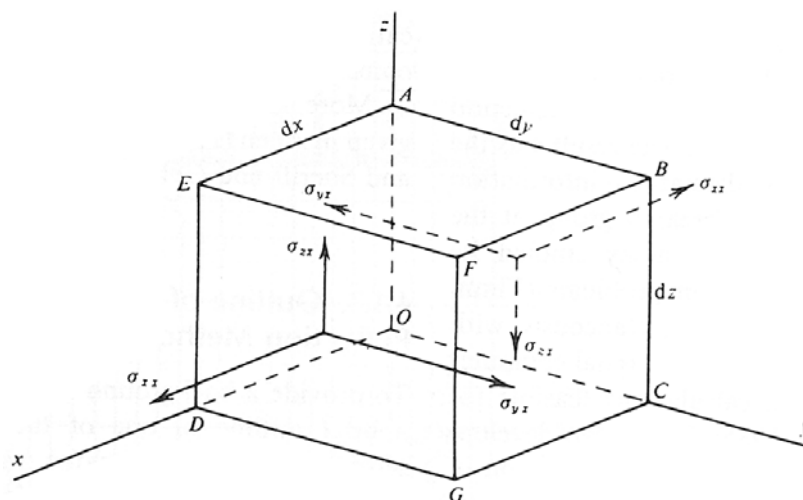


Figura 12 – Componentes de tensão atuantes em um pequeno cubo.

As tensões normais são representadas por símbolos iguais, como os índices de  $\sigma_{xx}$  e as tensões cisalhantes são representadas com símbolos diferentes, como  $\sigma_{xy}$ . Quando o sistema está em equilíbrio, as tensões  $\sigma_{xx}$ ,  $\sigma_{yx}$  e  $\sigma_{zx}$  atuantes na face  $OABC$  devem ser iguais, assim como as forças atuantes na face oposta ( $DEFG$ ) também. Esta regra se aplica em todas as outras faces e suas respectivas tensões. Já as tensões cisalhantes, como  $\sigma_{yx}$ , tendem a rotacionar o elemento sobre o eixo  $z$ .

Além da tensão, um objeto pode sofrer mudanças na forma e dimensões, chamada de Deformação. Para facilitar o entendimento, observe a Figura 13.

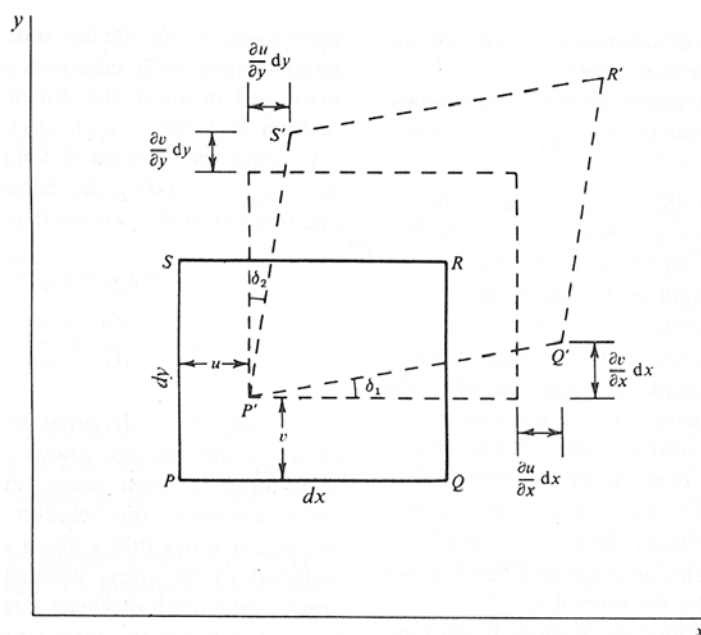


Figura 13 – Análise de deformação em duas dimensões.

Considere o retângulo  $PQRS$  no plano  $xy$ . Quando uma tensão é aplicada, o ponto  $P$  desloca-se para o ponto  $P'$ , com componentes  $u$  para o eixo  $x$  e  $v$  para o eixo  $y$ . Se os outros vértices  $Q$ ,  $R$  e  $S$  sofrem o mesmo deslocamento de  $P$ , então o retângulo também deslocará com valores de  $u$  e  $v$  e não haverá mudança de forma e tamanho. Entretanto, se  $u$  for diferente de  $v$  para todos os vértices, o retângulo sofrerá mudanças de forma e tamanho, ocasionando uma deformação. Assumindo que  $u=u(x,y)$  e  $v=v(x,y)$ , as coordenadas dos vértices  $PQRS$  e  $P'Q'R'S'$  serão:

$$P(x, y), Q(x + dx, y);$$

$$S(x, y + dy), R(x + dx, y + dy);$$

$$P'(x + u, y + v);$$

$$Q' \left( x + dx + u + \frac{\partial u}{\partial x} dx, \quad y + v + \frac{\partial v}{\partial x} dx \right);$$

$$S' \left( x + u + \frac{\partial u}{\partial y} dy, \quad y + dy + v + \frac{\partial v}{\partial y} dy \right);$$

$$R' \left( x + dx + u + \frac{\partial u}{\partial x} dx + \frac{\partial u}{\partial y} dy, \quad y + dy + v + \frac{\partial v}{\partial x} dx + \frac{\partial v}{\partial y} dy \right)$$

A deformação é definida como uma mudança relativa nas dimensões ou forma do corpo. Com base nas relações descritas acima, o deslocamento relativo de todos os pontos pode ser calculado da seguinte forma:

Componentes de expansão ou compressão:

$$\varepsilon_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x}; \quad \varepsilon_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y}; \quad \varepsilon_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z} \quad 5.1$$

Componentes de cisalhamento:

$$\varepsilon_{xy} = \varepsilon_{yx} = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}; \quad \varepsilon_{yz} = \varepsilon_{zy} = \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z}; \quad \varepsilon_{zx} = \varepsilon_{xz} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \quad 5.2$$

Estas componentes podem submeter um corpo à rotação nos três eixos, que pode ser expressa da seguinte maneira:

$$\theta_x = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right); \quad \theta_y = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right); \quad \theta_z = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \quad 5.3$$

#### 5.1.1. Lei de Hooke

Para se calcular a deformação quando a tensão é conhecida, é preciso saber a relação existente entre deformação e tensão. Quando a deformação é pequena, esta relação é dada pela Lei de Hooke, em que a deformação é diretamente proporcional à tensão aplicada, dada por uma função linear. De maneira geral, a Lei de Hooke pode ser expressa pelas seguintes relações, quando o meio é considerado isotrópico:

$$\sigma_{ii} = \lambda' \Delta + 2\mu \varepsilon_{ii}, \text{ sendo } i=x, y, z \text{ (tensão normal)} \quad 5.4$$

$$\sigma_{ij} = \mu \varepsilon_{ij}, \text{ sendo } i,j=x, y, z \text{ (} i \neq j \text{) (tensão cisalhante)} \quad 5.5$$

Os valores de  $\lambda'$  e  $\mu$  são conhecidos como constantes de Lamé, sendo que  $\mu$  é também conhecido como módulo de rigidez ou módulo de cisalhamento. Estas duas

constantes definem o comportamento elástico de sólidos isotrópicos em sistemas cúbicos.

Quando a tensão excede o limite de elasticidade, a Lei de Hooke não se aplica mais, a deformação ocorre mais rapidamente e o processo é irreversível, ou seja, o corpo não retorna a sua forma e dimensões originais.

### 5.1.2. Constantes Elásticas

Além das constantes de Lamé, existem outras constantes que são muito utilizadas. O Módulo de Young ( $E$ ) é expresso como sendo a razão entre um esforço aplicado apenas nas extremidades de um corpo cilíndrico, onde a deformação se dará na direção de aplicação do esforço. Considerando que todas as tensões são zero, exceto  $\sigma_{xx}$ , sendo esta paralela ao eixo  $x$  do cilindro, o Módulo de Young pode ser expresso por:

$$E = \frac{\mu(3\lambda' + 2\mu)}{\lambda' + \mu} \quad 5.6$$

A razão de Poisson ( $\sigma$ ) é definida como a razão entre a contração lateral e a distensão longitudinal do sólido, expressa por:

$$\sigma = \frac{\lambda'}{2(\lambda' + \mu)} \quad 5.7$$

O Módulo de Bulk ( $k$ ) é a razão entre a pressão ( $p$ ) e a mudança de volume, ou dilatação ( $\Delta$ ), quando um sólido está sujeito a uma compressão hidrostática. Este módulo é expresso como:

$$k = \frac{-p}{\Delta} = \frac{3\lambda' + 2\mu}{3} \quad 5.8$$

As constantes elásticas são definidas objetivando valores sempre positivos. A razão de Poisson apresenta valores que variam entre 0 e 0,5. Rochas mal consolidadas representam valores de  $\mu$  muito pequenos, tendendo a zero. Como os líquidos não apresentam resistência ao cisalhamento,  $\mu=0$  e  $\sigma=0,5$ . Para a grande maioria das rochas, as constantes  $E$ ,  $k$  e  $\mu$  variam entre  $2 \times 10^{10}$  a  $12 \times 10^{12}$  N/m<sup>2</sup>.

As relações entre as várias constantes elásticas são exibidas na Tabela 1.

Tabela 01 – Relações entre as constantes elásticas para meios isotrópicos, velocidades e densidade (SHERIFF, 2002).

Young's modulus, $E$	Poisson's ratio, $\sigma$	Bulk modulus, $k$	Shear modulus, $\mu$	Lamé constant, $\lambda$	P-wave velocity, $\alpha$	S-wave velocity, $\beta$	Velocity ratio, $\beta/\alpha$
$(E, \sigma)$		$\frac{E}{3(1-2\sigma)}$	$\frac{E}{2(1+\sigma)}$	$\frac{E\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}$	$\left[ \frac{E(1-\sigma)}{(1+\sigma)(1-2\sigma)\rho} \right]^{1/2}$	$\left[ \frac{E}{2(1+\sigma)\rho} \right]^{1/2}$	$\left[ \frac{(1-2\sigma)}{2(1+\sigma)} \right]^{1/2}$
$(E, k)$	$\frac{3k-E}{6k}$		$\frac{3kE}{9k-E}$	$3k \left( \frac{3k-E}{9k-E} \right)$	$\left[ \frac{3k(3k+E)}{\rho(9k-E)} \right]^{1/2}$	$\left[ \frac{3kE}{\rho(9k-E)} \right]^{1/2}$	$\left( \frac{E}{3k+E} \right)^{1/2}$
$(E, \mu)$	$\frac{E-2\mu}{2\mu}$	$\frac{\mu E}{3(3\mu-E)}$		$\mu \left( \frac{E-2\mu}{3\mu-E} \right)$	$\left[ \frac{\mu(4\mu-E)}{(3\mu-E)\rho} \right]^{1/2}$	$\left( \frac{\mu}{\rho} \right)^{1/2}$	$\left( \frac{3\mu-E}{4\mu-E} \right)^{1/2}$
$(\sigma, k)$	$3k(1-2\sigma)$		$\frac{3k}{2} \left( \frac{1-2\sigma}{1+\sigma} \right)$	$3k \left( \frac{\sigma}{1+\sigma} \right)$	$\left[ \frac{3k(1-\sigma)}{\rho(1+\sigma)} \right]^{1/2}$	$\left[ \frac{3k}{2\rho} \left( \frac{1-2\sigma}{1+\sigma} \right) \right]^{1/2}$	$\left[ \frac{1-2\sigma}{2(1+\sigma)} \right]^{1/2}$
$(\sigma, \mu)$	$2\mu(1+\sigma)$	$\frac{2\mu(1+\sigma)}{3(1-2\sigma)}$		$\mu \left( \frac{2\sigma}{1-2\sigma} \right)$	$\left[ \left( \frac{2\mu}{\rho} \right) \left( \frac{1-\sigma}{1-2\sigma} \right) \right]^{1/2}$	$\left( \frac{\mu}{\rho} \right)^{1/2}$	$\left[ \frac{1-2\sigma}{2(1+\sigma)} \right]^{1/2}$
$(\sigma, \lambda)$	$\lambda \frac{(1+\sigma)(1-2\sigma)}{\sigma}$	$\lambda \left( \frac{1+\sigma}{3\sigma} \right)$	$\lambda \left( \frac{1-2\sigma}{2\sigma} \right)$		$\left[ \left( \frac{\lambda}{\rho\sigma} \right) (1-\sigma) \right]^{1/2}$	$\left[ \frac{\lambda}{\rho} \left( \frac{1-2\sigma}{2\sigma} \right) \right]^{1/2}$	$\left[ \frac{1-2\sigma}{2(1+\sigma)} \right]^{1/2}$
$(k, \mu)$	$\frac{9k\mu}{3k+\mu}$	$\frac{3k-2\mu}{2(3k+\mu)}$		$k - 2\mu/3$	$\left( \frac{k+4\mu/3}{\rho} \right)^{1/2}$	$\left( \frac{\mu}{\rho} \right)^{1/2}$	$\left( \frac{\mu}{k+4\mu/3} \right)^{1/2}$
$(k, \lambda)$	$9k \left( \frac{k-\lambda}{3k-\lambda} \right)$	$\frac{\lambda}{3k-\lambda}$	$\frac{3}{2}(k-\lambda)$		$\left( \frac{3k-2\lambda}{\rho} \right)^{1/2}$	$\left[ \frac{3(k-\lambda)}{2\rho} \right]^{1/2}$	$\left[ \frac{1}{2} \left( \frac{k-\lambda}{k-2\lambda/3} \right) \right]^{1/2}$
$(\mu, \lambda)$	$\mu \left( \frac{3\lambda+2\mu}{\lambda+\mu} \right)$	$\frac{\lambda}{2(\lambda+\mu)}$	$\lambda + \frac{2}{3}\mu$		$\left( \frac{\lambda+2\mu}{\rho} \right)^{1/2}$	$\left( \frac{\mu}{\rho} \right)^{1/2}$	$\left( \frac{\mu}{\lambda+2\mu} \right)^{1/2}$
$(\alpha, \beta)$	$\rho\beta^2 \left( \frac{3\alpha^2-4\beta^2}{\alpha^2-\beta^2} \right)$	$\frac{\alpha^2-2\beta^2}{2(\alpha^2-\beta^2)}$	$\rho \left( \alpha^2 - \frac{4}{3}\beta^2 \right)$	$\rho\beta^2$	$\rho(\alpha^2-2\beta^2)$		

## 5.2. Equação da Onda

Nas descrições anteriores foi considerado que o meio elástico estava em equilíbrio estático. Retirando esta condição, é possível prever como as tensões se comportam quando não estão em equilíbrio. Na Figura 12, considerem-se as tensões nas faces posteriores iguais, porém, as tensões nas faces anteriores como sendo:

$$\sigma_{xx} + \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} dx; \quad \sigma_{yx} + \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x} dx; \quad \sigma_{zx} + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} dx \quad 5.9$$

Como estas tensões são opostas às atuantes nas faces posteriores, as tensões resultantes correspondem a:

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} dx; \quad \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x} dx; \quad \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} dx; \quad 5.10$$



Aplicando a segunda Lei de Newton a estas resultantes, obtemos a equação de deslocamento ao longo do eixo x:

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial x} = \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z}, \text{ sendo que } \rho \text{ é densidade} \quad 5.11$$

constante.

Equações similares podem ser desenvolvidas para os outros eixos. Outra maneira de obter o deslocamento é usando a Lei de Hooke, para obter deformações em função de deslocamentos.

A partir equação 5.11, é possível desenvolvê-la matematicamente, utilizando as fórmulas descritas até o momento. Não cabe aqui mostrar todo o desenvolvimento matemático, visto que muitos livros textos apresentam-no em detalhe. Desta forma, a equação geral da onda pode ser descrita como:

$$\frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \nabla^2 \psi, \text{ sendo } \psi \text{ a função que representa o campo da onda.} \quad 5.12$$

### 5.2.1. Solução para Onda Plana

Considere-se a onda propagando-se em uma dimensão, e que  $\psi$  seja função de  $x$  e  $t$ , então a equação geral da onda é reduzida para:

$$\frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} \quad 5.13$$

$$\psi = f(x - Vt) \quad 5.14$$

Qualquer função de  $(x - Vt)$  é solução para a equação acima, considerando que  $\psi$  e as duas primeiras derivadas sejam contínuas. Este tipo de solução é aplicada para uma dimensão e é conhecida como solução de D'Alembert, que fornece um número infinito de soluções particulares possíveis.

Uma onda é uma perturbação que viaja através do meio, provocando mudança de volume quando  $\psi = \Delta$ , e de rotação quando  $\psi = \theta_z$ , para a onda se propagando ao longo do eixo x.

Observe-se a Figura 14. Uma parte da onda atinge o ponto  $P_0$  no tempo  $t_0$ . Sendo a coordenada deste ponto  $x_0$ , então o valor de  $\psi$  no ponto  $P_0$  é  $\psi_0 = f(x_0 - Vt_0)$ . Se a mesma porção da onda atinge o ponto  $P_1$  no tempo  $t_0 + \Delta t$ , então o valor de  $\psi$  será:

$$\psi_1 = f\{x_0 + \Delta x - V(t_0 + \Delta t)\} \quad 5.15$$

Como foi considerado que  $\psi_0 = \psi_1$ , pois a mesma porção da onda atinge os pontos  $P_0$  e  $P_1$ , tem-se:

$$x_0 - Vt_0 = x_0 + \Delta x - V(t_0 + \Delta t) \quad 5.16$$

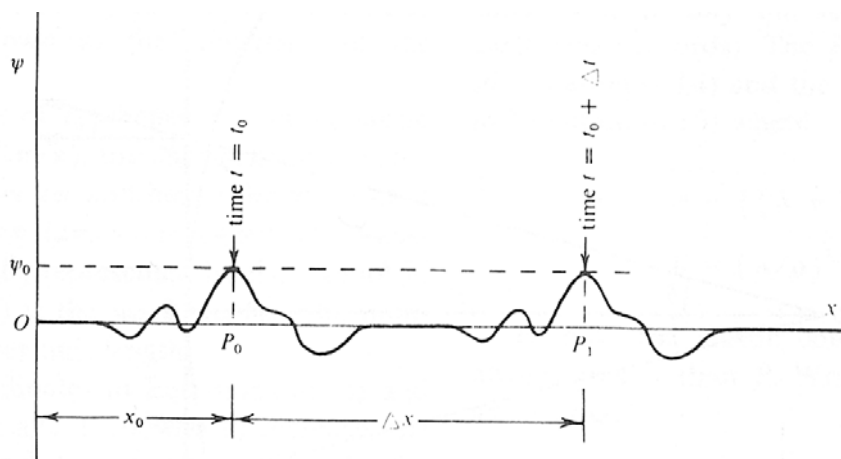


Figura 14 – Ilustração da velocidade de uma onda.

A quantidade  $V$  é igual a  $\Delta x/\Delta t$  e portanto a velocidade de propagação no eixo  $x$  será positiva. A função  $(x + Vt)$  denota uma onda se propagando no sentido negativo do eixo  $x$ . Sendo assim, é possível dizer de maneira geral que:

$$\psi = f(x - Vt) + g(x + Vt) \quad 5.17$$

Esta equação representa duas ondas propagando-se ao longo do eixo  $x$  em direções opostas e com velocidade  $V$ . Como os valores de  $\psi$  independem dos eixos  $y$  e  $z$ , a perturbação deve ser a mesma em qualquer parte do plano perpendicular ao eixo  $x$ . Este tipo de onda é chamado de Onda Plana.

A função  $(x \pm Vt)$  é conhecida como fase da onda. Uma superfície na qual a fase seja constante é chamada de Frente de Onda. Até o momento consideramos apenas frentes de ondas planas, perpendiculares ao eixo  $x$ . Isto vale para todas as ondas que se propagam em um meio isotrópico.

### 5.2.2. Solução para Onda Esférica

Uma onda é considerada esférica quando a frente de onda é composta por uma série de superfícies esféricas concêntricas. Ela é expressa a partir da equação geral da onda com coordenadas esféricas  $(r, \theta, \Phi)$ , onde  $\theta$  é a colatitude e  $\Phi$  é a longitude. Considerando apenas o caso especial onde a movimentação da onda é

independente de  $\theta$  e  $\Phi$ , sendo apenas função de  $r$  e  $t$ , teremos a seguinte equação geral simplificada:

$$\psi = \frac{1}{r} f(r - Vt) + \frac{1}{r} g(r + Vt) \quad 5.18$$

O primeiro termo desta equação representa a expansão da onda a partir de um ponto central, ao passo que o segundo termo representa o colapso da onda em direção ao ponto central.

Quando  $r$  e  $t$  são constantes,  $(r - Vt)$  também será, assim como  $\psi$ , ou seja, ao instante  $t$  a onda terá o mesmo valor em todos os pontos da superfície esférica com raio  $r$ . À medida que a onda se propaga, o raio aumentará e conseqüentemente a frente de onda tenderá a ser uma frente de onda plana, próximo a um ponto particular. Observando a Figura 15, o erro introduzido em uma frente de onda esférica  $PQR$  quando substituída pela frente de onda plana  $P'Q'R'$ , corresponde à divergência entre a verdadeira direção de propagação e a direção normal do plano. Para minimizar este erro, considera-se que o raio é muito grande ou a porção da frente de onda é muito pequena. Devido às ondas planas serem fáceis de entender e o processo matemático ser bem mais simples, considera-se sempre que as frentes de ondas são planas.

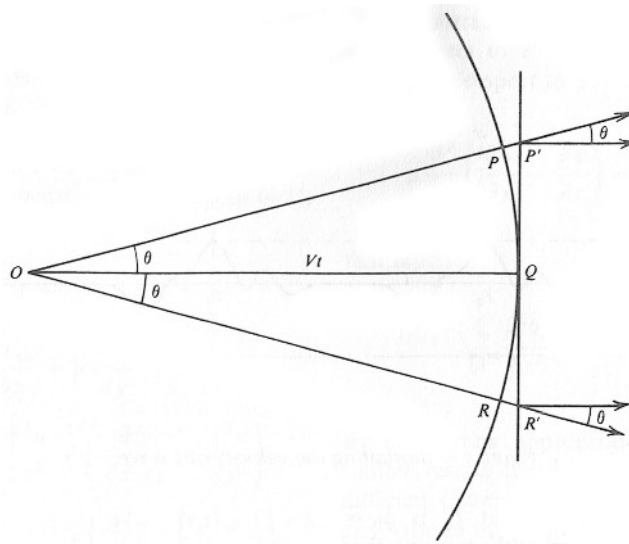


Figura 15 – Relação entre onda esférica e onda plana.

### 5.2.3. Ondas Harmônicas

A forma mais simples de representar  $\psi$  em função do tempo  $t$  é a forma harmônica da onda, que envolve as funções seno e co-seno, como:

$$\psi = A \cos k(x - Vt); \quad \psi = A \sin k(lx + my + nz + Vt) \text{ - onda plana} \quad 5.19$$

$$\psi = \left(\frac{B}{r}\right) \cos k(r - Vt) \text{ - onda esférica} \quad 5.20$$

Um harmônico simples ocorre quando  $\psi$  varia de acordo com o seno e co-seno ao longo do tempo, considerando um ponto fixo. Os valores de  $|A|$  e  $|B/r|$  são os que determinam a amplitude de uma onda. O comprimento de onda  $\lambda$  é expresso por  $(2\pi/k)$ , que representa um ciclo completo de uma onda. O número de onda  $k=2\pi/\lambda$  é o número de comprimentos de onda por unidade de comprimento. Mantendo fixas as coordenadas espaciais das equações acima ao longo de um tempo variável, teremos o período de onda  $T$ , onde  $kVT=2\pi=2\pi(VT/\lambda)$ . Sendo assim, teremos:

$$T = \lambda/V \quad \nu = (1/T) = V/\lambda \quad V = \nu\lambda \quad 5.21$$

Onde  $T$  é o período e  $\nu$  é a frequência.

Outra maneira de representar utiliza a velocidade angular  $\omega=2\pi\nu=kV$ . Aplicando estas notações nas equações de onda plana e esférica, teremos:

$$\begin{aligned} \psi &= A \cos k(x - Vt) = A \cos \frac{2\pi}{\lambda} (x - Vt) \\ &= A \cos(kx - \omega t) = A \cos \omega \left( \frac{x}{V} - t \right) \\ &= A \cos 2\pi \left( \frac{x}{\lambda} - \nu t \right) = A \cos(kx - 2\pi \nu t) \end{aligned} \quad 5.22$$

### 5.3. Ondas Sísmicas

Há dois tipos de ondas sísmicas: ondas de Corpo e ondas Superficiais, conforme ilustrado da Figura 16. As ondas de Corpo são classificadas como ondas  $P$  e ondas  $S$ . As ondas Superficiais são classificadas como ondas Rayleigh e ondas Love. Cada um destes tipos de ondas possui características de propagação distintas e que serão descritas a seguir.

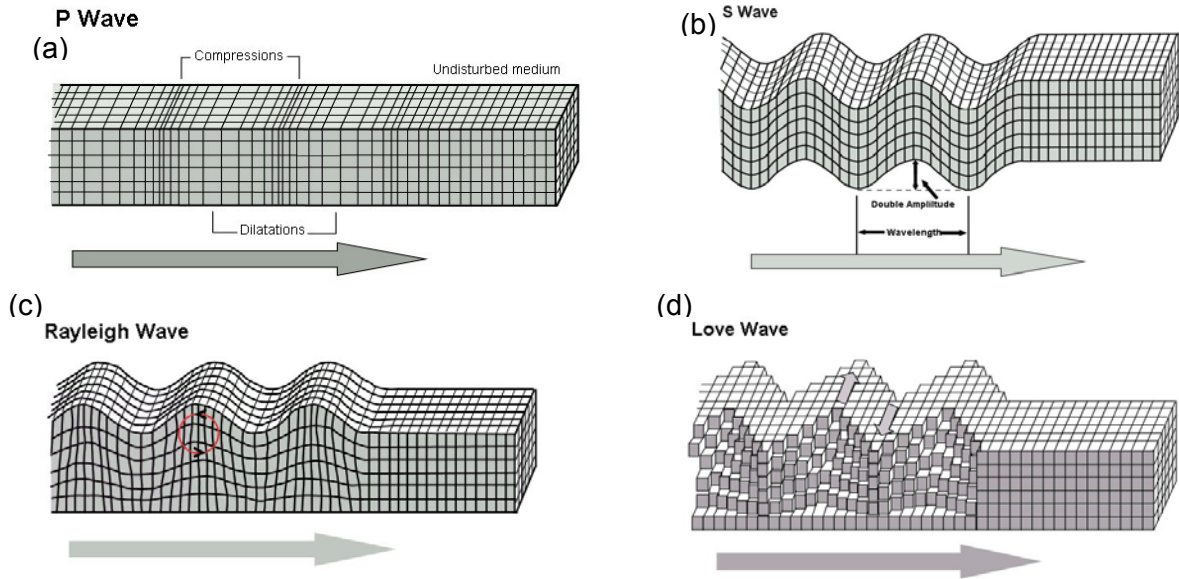


Figura 16 – Tipos de ondas sísmicas. (a) e (b): ondas de corpo; (c) e (d): ondas superficiais (Bolt, 1976).

### 5.3.1. Ondas de corpo

As ondas de Corpo ( $P$  e  $S$ ) são as mais importantes para levantamentos sísmicos de reflexão. Elas causam uma perturbação no meio, propagando-se de um ponto a outro em subsuperfície, com uma velocidade  $V$ . A onda do tipo  $P$  é também conhecida como onda longitudinal, dilatacional, compressional ou primária. A onda do tipo  $S$  é também conhecida como cisalhante, transversal, rotacional ou secundária. As velocidades das ondas  $P$  e  $S$  são relacionadas a  $\alpha$  e  $\beta$  respectivamente, onde:

$$\alpha = \{(\lambda + 2\mu)/\rho\}^{1/2} \quad 5.23$$

$$\beta = (\mu/\rho)^{1/2}$$

Uma vez que as constantes elásticas são positivas,  $\alpha$  sempre será maior do que  $\beta$ . A razão entre  $\alpha$  e  $\beta$  pode ser escrita como:

$$\gamma^2 = \frac{\beta^2}{\alpha^2} = \frac{\mu}{\lambda + 2\mu} = \frac{\frac{1}{2} - \sigma}{1 - \sigma} \quad 5.24$$

À medida que  $\sigma$  decresce,  $\gamma$  aumenta a uma razão de  $1/\sqrt{2}$ , o que significa que a velocidade da onda  $S$  sempre corresponderá a 70% no máximo da velocidade da onda  $P$ . A onda  $S$  não se propaga em um meio líquido, porque  $\mu$  é zero e consequentemente  $\gamma$  e  $\beta$  também serão zero.

Para entender melhor como uma onda do tipo  $P$  se propaga, observe-se a Figura 17. Considerando-a como uma onda esférica, o ponto máximo de compressão se dará em  $B$ , ou seja, a dilatação  $\Delta$  será mínima, e no ponto  $D$  se dará a mínima compressão, ou seja, a dilatação  $\Delta$  será máxima. Para uma onda plana, basta apenas imaginar que o raio seja grande o suficiente para tornar a frente de onda plana. Sendo assim, a compressão e dilatação serão perpendiculares ao plano da onda e as partículas não sofrerão convergência ou divergência no meio, movendo-se paralelamente à direção de propagação da onda.

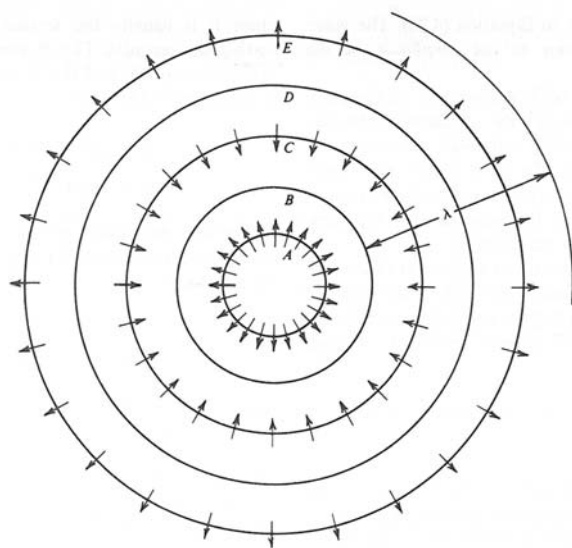


Figura 17 – Deslocamentos para onda  $P$  esférica.

Para a onda do tipo  $S$ , devemos considerar uma onda se propagando ao longo do eixo  $x$  com rotação  $\theta_z(x,t)$ . Então teremos:

$$\frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \theta_z}{\partial t^2} = \frac{\partial^2 \theta_z}{\partial x^2}, \text{ sendo que} \quad 5.25$$

$$\theta_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial v}{\partial x}$$

Lembrando que  $v$  é função de  $x$  e  $t$  e independente dos eixos  $y$  e  $z$ , ou seja, a onda  $S$  se propaga em um plano perpendicular ao eixo  $x$ .

Para melhor visualizar a movimentação da onda  $S$ , observe-se a Figura 18. A chegada da onda  $P$  provoca nas mediações do ponto  $P$  uma rotação no eixo  $Z'Z''$ , que é paralela ao eixo  $z$ , dado pelo ângulo  $\varepsilon$ . Se consideramos deformações muito pequenas, podemos ignorar a curvatura do deslocamento e considerar que os pontos  $P'$  e  $P''$  têm deslocamentos paralelos ao eixo  $y$  e aos pontos  $Q'$  e  $Q''$ . Com a onda se

propagando ao longo do eixo  $x$ , o meio se desloca transversalmente à direção de propagação da onda. A variação da rotação de um ponto a outro em um determinado instante, sujeita o meio à variação de tensões de cisalhamento à medida que a onda se propaga.

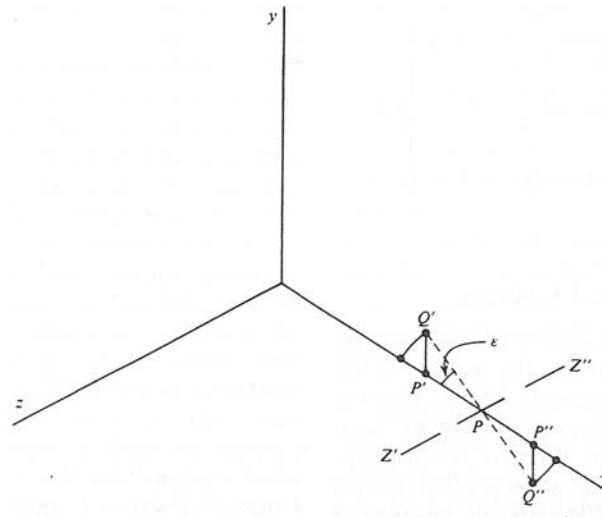


Figura 18 – Movimentação durante a passagem da onda S.

A oscilação do meio submetido às ondas S pode ser em qualquer plano perpendicular à direção de propagação do meio. Na exploração sísmica, entretanto, considera-se somente ondas SV (vibração no plano vertical) e as ondas SH (vibração no plano horizontal).

### 5.3.2. Ondas de superfície

Em um meio infinito, homogêneo e não isotrópico, somente ondas do tipo P e S existem. Mas como o meio não se estende ao infinito em todas as direções, um tipo de onda é gerada e confinada nas proximidades da superfície, por isso então o nome de Ondas de Superfície.

Na exploração sísmica, a onda que tem maior impacto é chamada de onda *Rayleigh*, também conhecida como *Ground Roll*. Este tipo de onda se propaga com movimentos longitudinais e transversais de maneira combinada e com uma relação de fase definida. A movimentação de uma partícula quando submetida a este tipo de onda se dá de forma elíptica, sendo que o eixo maior está na vertical. A combinação de movimentação e propagação de uma partícula ao longo da elipse é chamada de movimento retrógrado, conforme ilustra a Figura 19.

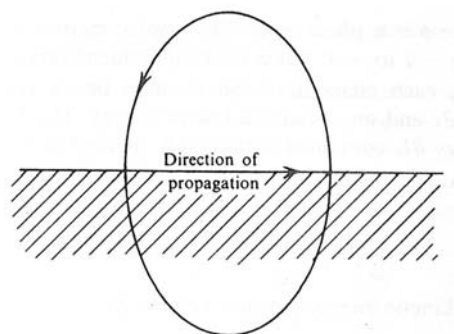


Figura 19 – Movimentação durante a passagem da onda *Rayleigh*.

A velocidade de propagação das ondas *Rayleigh* depende da constante elástica próxima à superfície e sempre será menor que a velocidade das ondas do tipo *S*. Quando  $\sigma=1/4$ , a velocidade da onda *Rayleigh* será de  $0.92\beta$ . À medida que ela se propaga em profundidade, sua amplitude decresce exponencialmente, isso porque as constantes elásticas variam com a profundidade, variando também o comprimento de onda, ou frequência. Essa variação é conhecida como Dispersão, que resulta na mudança da forma da onda com a distância.

Outro tipo de onda de superfície é conhecido como onda *Love*, que é gerada quando uma camada superficial de baixa velocidade recobre um meio de alta velocidade. É um tipo de onda dispersiva e possui um deslocamento horizontal, perpendicular à direção de propagação. A velocidade de propagação está entre a onda *S* gerada em superfície e em camadas mais profundas. As fontes sísmicas utilizadas na exploração não geram ondas *Love* o suficiente para serem levadas em consideração.

#### 5.4. Movimentação da Onda

A movimentação de uma onda se dá pelo princípio de Huygens, que diz que cada ponto da frente de onda pode ser uma nova fonte geradora de ondas sísmicas. Com isso, é possível prever a posição das novas frentes de ondas geradas, sempre considerando que cada uma delas tem potencial para a geração de novas frentes de ondas. Na Figura 20, *AB* é uma frente de onda em um instante  $t_0$  e deseja-se encontrar esta frente de onda em um determinado tempo ( $t_0 + \Delta t$ ). Durante o intervalo  $\Delta t$ , a onda irá avançar uma distância  $V\Delta t$ , onde  $V$  é a velocidade de propagação. Seleccionam-se pontos na frente de onda (*P1*, *P2*, *P3*, etc) e desenham-se pequenos arcos com raio  $V\Delta t$ . A partir destes pequenos arcos (frentes de onda secundárias), é possível



determinar a posição da frente de onda  $A'B'$  em um tempo  $(t + \Delta t)$ , que corresponde à superfície que tangencia simultaneamente todas as frentes de onda secundárias.

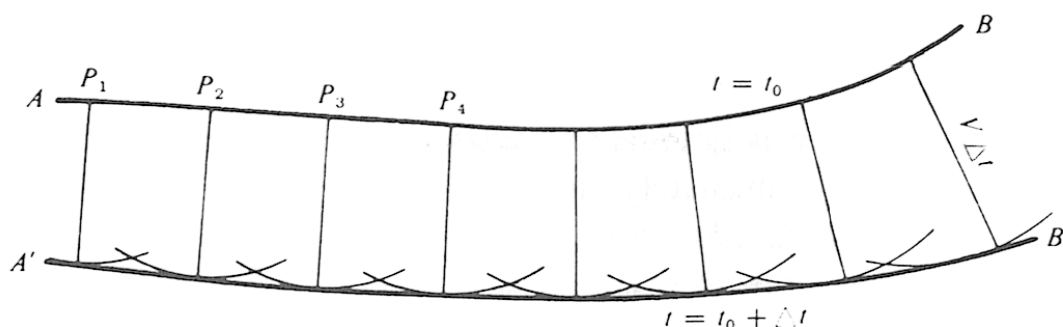


Figura 20 – Princípio de Huygens para localização de novas frentes de onda.

#### 5.4.1. Reflexão e Refração

Quando uma frente de onda encontra uma interface de propriedades elásticas diferenciadas, parte da energia é refletida, permanecendo no mesmo meio e outra parte da energia sofre refração, propagando-se em outro meio com mudança de direção.

Para entender melhor estes dois fenômenos, vamos utilizar o princípio de Huygens. Considere uma frente de onda plana  $AB$  incidindo em uma interface plana, como a ilustrada na Figura 21.  $AB$  irá ocupar a posição  $A'B'$  quando  $A$  atingir a interface. Neste instante, a energia em  $B'$  continuará se movimentando até atingir a distância  $B'R$ . Se  $B'R = V_1 \Delta t$ , então  $\Delta t$  é o intervalo de tempo entre a chegada de energia em  $A'$  e em  $R$ . Pelo princípio de Huygens, durante o tempo  $\Delta t$  a energia que chega em  $A'$  irá refletir com a distância  $V_1 \Delta t$  ou refratar com a distância  $V_2 \Delta t$ . Desenhando um arco com centro em  $A'$  e comprimento igual a  $V_1 \Delta t$  e  $V_2 \Delta t$  e a partir daí tangentes até  $R$ , podemos localizar novas frentes de onda  $RS$  e  $RT$ , acima e abaixo do meio. O ângulo em  $S$  é reto em  $A'S = V_1 \Delta t = B'R$ . Sendo assim, os triângulos  $A'B'R$  e  $A'SR$  são iguais devido ao ângulo de incidência  $\theta_1$  ser igual ao ângulo de reflexão  $\theta_1$ . A isto dá-se o nome de *Lei de Reflexão*.

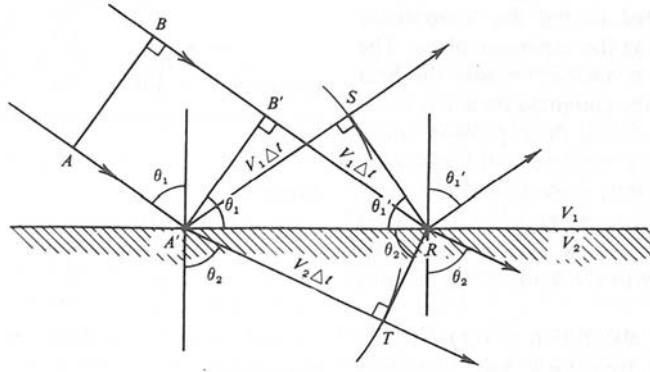


Figura 21 – Reflexão e refração para uma onda plana.

Para a onda refratada, o ângulo em  $T$  também será reto, então teremos:

$$\begin{aligned} V_2 \Delta t &= A' R \sin \theta_2 \\ V_1 \Delta t &= A' R \sin \theta_1 \end{aligned} \quad 5.26$$

Portanto,

$$\frac{\sin \theta_1}{V_1} = \frac{\sin \theta_2}{V_2} = p \quad 5.27$$

O ângulo  $\theta_2$  é chamado de *ângulo de refração* e a equação descrita acima é chamada de *lei da refração* ou *lei de Snell*. As leis de reflexão e refração podem se combinar em apenas um caso específico, quando a interface de valor  $p = (\sin \theta_i)/V_i$  tiver o mesmo valor de incidência, reflexão e refração.

Quando  $V_2$  for menor do que  $V_1$ , então  $\theta_2$  também será menor do que  $\theta_1$ . Mas quando  $V_2$  for maior do que  $V_1$ ,  $\theta_2$  será  $90^\circ$  quando  $\theta_1 = \sin^{-1}(V_1/V_2)$ . Nessa condição, a onda refratada irá se propagar ao longo da interface. O ângulo incidente  $\theta_2 = 90^\circ$  é chamado de *ângulo crítico* ( $\theta_c$ ). Para ângulos maiores do que  $\theta_c$ , a lei de Snell não pode ser aplicada, ocorrendo a reflexão total, ou seja, a onda não sofrerá refração.

#### 5.4.2. Difração

Quando uma onda encontra uma feição cujo raio seja menor que o comprimento de onda, por exemplo, uma quina, essa superfície irregular se comportará como um ponto. Sendo assim, a onda irá se propagar em várias direções ao atingir este ponto. Essa radiação da onda sísmica é chamada de *Difração*. Para melhor entender este fenômeno, observe-se a Figura 22. Ela ilustra um objeto onde  $A$  seria o ponto de difração. Ao sofrer a difração, as ondas resultantes terão a mesma velocidade

de propagação. A amplitude da onda difratada diminui rapidamente com a distância do ponto de difração.

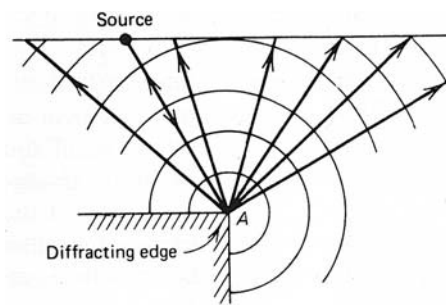


Figura 22 – Fenômeno de difração. A onda ao atingir o ponto A (ponto difrator) irradia novas frentes de ondas em diversas direções (DOBRIN, 1976).

### 5.5. O particionamento da energia em uma interface

Quando uma onda atinge uma superfície que separa dois meios com propriedades elásticas distintas, uma porção sofrerá reflexão e outra refração, como descrito anteriormente. Nos limites dessa superfície, as tensões e deslocamentos devem ser contínuos. Considerando dois pontos vizinhos,  $R$  e  $S$ , situados em lados opostos à interface que separa as duas camadas diferentes, como ilustrado na Figura 23, em princípio, cada ponto terá diferentes valores de tensão. Essa diferença resulta numa força que acelera a camada entre eles. Porém, se estes pontos estiverem muito próximos um do outro, os valores de tensão também serão muito próximos. Se o deslocamento normal não for contínuo, um meio irá se separar do outro, gerando um vácuo entre eles, ou então, uma camada irá penetrar na outra, ocupando o mesmo espaço. Se o deslocamento tangencial não for contínuo, os dois meios irão se movimentar diferentemente em lados opostos, e um meio irá deslizar sobre o outro. Tais movimentos não condizem com o que é observado na natureza, portanto os deslocamentos e os esforços devem ser contínuos no limite entre as camadas.

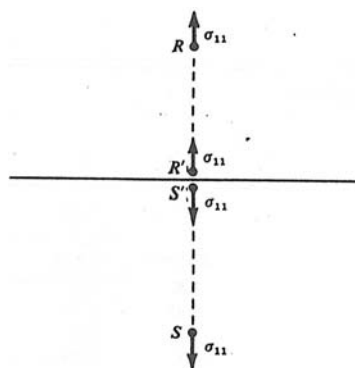


Figura 23– Continuidade de tensões normais.

A continuidade de tensões e deslocamentos normais e tangenciais nos limites entre camadas pode ser expressa por meio de quatro equações, que a movimentação da onda deve obedecer em uma interface. Assumindo uma onda plana do tipo *P* incidindo sobre uma interface de camadas sólidas, pela lei de Snell, os ângulos de reflexão e refração dependem apenas das velocidades das ondas *P* e *S* nos meios e do ângulo de incidência, enquanto que as amplitudes das ondas refletidas e refratadas serão definidas por quatro condições. Para satisfazer as quatro equações, é preciso ter quatro amplitudes diferentes, ou seja, quatro ondas devem ser geradas na interface. Isso corresponde à reflexão e refração da onda *P* e onda *S*, como ilustrado na Figura 24, onde  $A_1$ ,  $A_2$ ,  $\theta_1$  e  $\theta_2$  são respectivamente, as amplitudes e ângulos da onda *P* refletida e refratada, e  $B_1$ ,  $B_2$ ,  $\lambda_1$  e  $\lambda_2$  são respectivamente as amplitudes e ângulos da onda *S* refletida e refratada.

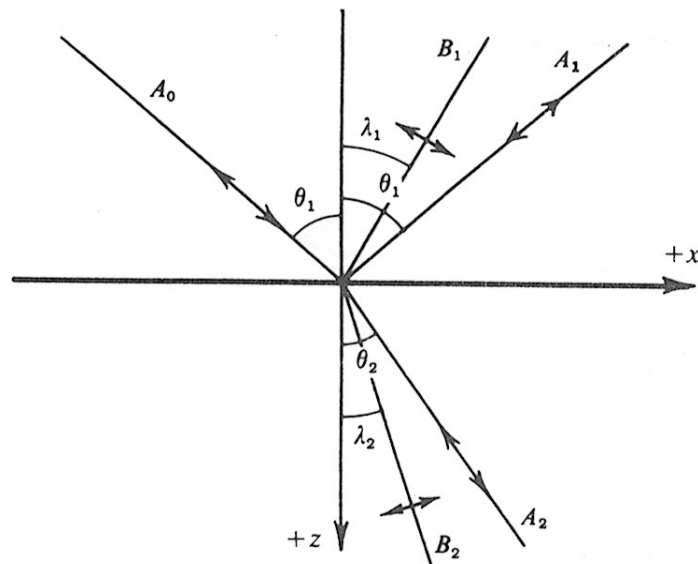


Figura 24 – Ondas geradas em uma superfície pela incidência de uma onda *P*.

A lei de Snell diz que:

$$\frac{\sin \theta_1}{\alpha_1} = \frac{\sin \theta_2}{\alpha_2} = \frac{\sin \lambda_1}{\beta_1} = \frac{\sin \lambda_2}{\beta_2} = p \quad 5.28$$

As equações que governam as amplitudes foram descritas primeiramente por KNOTT (*apud* TELFORD, 1990), que eram expressas em termos de funções potenciais, onde os deslocamentos eram encontrados pela diferenciação. As equações correspondentes em termos de amplitude foram dadas por ZOEPFRTZ (*apud* TELFORD, 1990) das seguintes formas:

$$A_1 \cos \theta_1 - B_1 \sin \lambda_1 + A_2 \cos \theta_2 + B_2 \sin \lambda_2 = A_0 \cos \theta_1 \quad 5.29$$

$$A_1 \sin \theta_1 + B_1 \cos \lambda_1 - A_2 \sin \theta_2 + B_2 \cos \lambda_2 = A_0 \sin \theta_1 \quad 5.30$$

$$A_1 Z_1 \cos 2\lambda_1 - B_1 W_1 \sin 2\lambda_1 - A_2 Z_2 \cos 2\lambda_2 - B_2 W_2 \sin 2\lambda_2 = -A_0 Z_1 \cos 2\lambda_1 \quad 5.31$$

$$A_1 \gamma_1 W_1 \sin 2\theta_1 + B_1 W_1 \cos 2\lambda_1 + A_2 \gamma_2 W_2 \sin 2\theta_2 - B_2 W_2 \cos 2\lambda_2 = A_0 \gamma_1 W_1 \sin 2\theta_1 \quad 5.32$$

Onde,

$$\gamma_i = \beta_i / \alpha_i \quad Z_i = \rho_i \alpha_i \quad W_i = \rho_i \beta_i \quad i = 1, 2 \quad 5.33$$

Estas equações governam as amplitudes de todas as ondas geradas a partir de uma interface, mas elas envolvem tantos parâmetros que fica difícil generalizar a partir delas.

Os produtos de densidade e velocidade ( $Z_i$  e  $W_i$ ) são conhecidos como impedâncias acústicas. Para aplicar estas equações em uma interface, é preciso conhecer a densidade e velocidade de cada meio.

As equações de Zoeppritz reduzem-se a uma forma bem simples quando o raio incidente é normal. Devido às curvas mudarem bem devagar para pequenos ângulos de incidência, os resultados para uma incidência normal tem grande aplicação. Para uma onda  $P$  com incidência normal, as tensões e deslocamentos tangenciais serão zero, ou seja,  $B_1=B_2=0$  e  $\theta_1=\theta_2=0$ , reduzindo as equações 5.29 a 5.32 para:

$$\begin{aligned} A_1 + A_2 &= A_0 \\ Z_1 A_1 - Z_2 A_2 &= -Z_1 A_0 \end{aligned} \quad 5.34$$

As soluções para estas equações serão:

$$\begin{aligned} R &= \frac{A_1}{A_0} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \\ T &= \frac{A_2}{A_0} = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1} \end{aligned} \quad 5.35$$

As razões  $R$  e  $T$  são chamadas de coeficientes de reflexão e transmissão respectivamente. As frações de energia incidente que são refletidas ( $E_R$ ) e refratadas ( $E_T$ ) também podem receber as mesmas denominações e são dadas pelas seguintes expressões:

$$E_R = \frac{\frac{1}{2} \alpha_1 \rho_1 \omega^2 A_1^2}{\frac{1}{2} \alpha_1 \rho_1 \omega^2 A_0^2} = \left( \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \right)^2 \quad 5.36$$

$$E_T = \frac{\frac{1}{2}\alpha_2\rho_2\omega^2 A_2^2}{\frac{1}{2}\alpha_1\rho_1\omega^2 A_0^2} = \frac{4Z_1Z_2}{(Z_2 + Z_1)^2}$$

$$E_R + E_T = 1 \quad 5.37$$

Para uma onda incidindo em uma interface com direção oposta, deve-se inverter  $Z_1$  e  $Z_2$ . Isto implica em mudança de sinal para  $R$  e  $T$ , mas não para  $E_R$  e  $E_T$ . Então, parte da energia não depende do meio que contém a onda incidente. Quando não há contraste de impedância,  $E_R=0$ , toda a energia será transmitida. Para que isso ocorra, é preciso que  $\rho_1=\rho_2$  e  $\alpha_1=\alpha_2$ . Assim como a impedância se aproxima de zero ou infinito,  $T$  se aproxima de zero e  $R$  se aproxima da unidade. Ou seja, quanto maior o contraste de impedância, maior será a energia refletida.

A Tabela 2 mostra como a energia refletida varia com os contrastes de impedância. Devido aos contrastes de densidade e velocidade serem muito pequenos para a maioria das interfaces encontradas, apenas uma pequena porção da energia é refletida.

Tabela 2 – Energia refletida na interface entre dois meios (modificado de TELFORD, 1990).

Interface	Primeira camada		Segunda camada		$Z_1/Z_2$	R	$E_R$
	Velocidade (km/s)	Densidade (g/cm <sup>3</sup> )	Velocidade (km/s)	Densidade (g/cm <sup>3</sup> )			
Arenito sobre Calcário	2,0	2,4	3,0	2,4	0,67	0,20	0,040
Calcário sobre Arenito	3,0	2,4	2,0	2,4	1,5	-0,20	0,040
Interface em baixa profundidade	2,1	2,4	2,3	2,4	0,91	0,045	0,0021
Interface em grande profundidade	4,3	2,4	4,5	2,4	0,96	0,023	0,0005
Fundo oceânico inconsolidado	1,5	1,0	1,5	2,0	0,50	0,33	0,11
Fundo oceânico consolidado	1,5	1,0	3,0	2,5	0,20	0,67	0,44
Superfície do oceano	1,5	1,0	0,36	0,0012	35,00	-0,9994	0,9988
Base solo/manto de alteração	0,5	1,5	2,0	2,0	0,19	0,68	0,47

Interfaces com baixo contraste de impedância são comumente encontradas. Sendo assim, aproximadamente menos de 1% da energia é refletida em qualquer interface. As maiores exceções envolvem o fundo e a superfície do oceano e a base do manto de alteração, onde grande parte da energia é refletida. Estes são casos importantes, porque são nesses tipos de interface que são gerados ruídos coerentes, como múltiplas e outros.

Valores negativos de  $R$  significam que a onda refletida está defasada de  $180^\circ$  da onda incidente. Assim, para a onda incidente  $A_0 \cos \omega t$ , a onda refletida será  $A_1 \cos(\omega t + \pi)$ . Isso acontece quando a impedância  $Z_1$  excede a impedância  $Z_2$ .

## 5.6. Velocidades Sísmicas

As equações deduzidas a partir da teoria da elasticidade mostram que a velocidade da onda  $P$  em sólidos homogêneos é função somente das constantes elásticas e da densidade. Poderíamos esperar que as constantes elásticas, que são propriedades das forças intermoleculares, fossem insensíveis à pressão litostática produzida pelas camadas sedimentares, enquanto que a densidade aumentaria com a pressão, devido ao fato de as rochas serem moderadamente compressíveis. Isto faria com que o numerador das equações 5.23 permanecesse constante e que o denominador crescesse, fazendo com que a velocidade decrescesse em função da profundidade. Entretanto, isto não é observado na prática.

Normalmente, a velocidade aumenta com a profundidade porque as rochas são misturas de diferentes minerais. Mesmo se considerarmos rochas mais ou menos “puras”, como arenitos compostos exclusivamente de quartzo, ou calcários compostos praticamente por calcita pura, encontraríamos uma grande variação de velocidades, todas inferiores à do quartzo ou da calcita. A Figura 25 ilustra a distribuição de velocidades encontradas na prática.

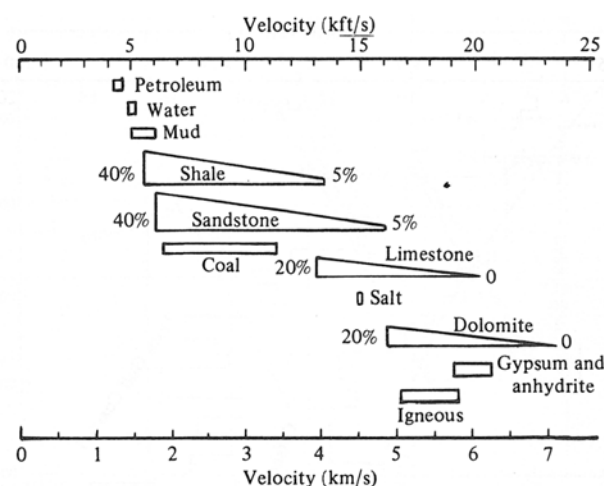


Figura 25 – Medidas de velocidades em diferentes tipos de rochas (Sheriff and Geldart, 1995).

O aspecto mais importante que diferencia as rochas de sólidos homogêneos é o fato de possuírem estrutura granular com vazios, conhecidos também como Porosidade. Esta característica é importante como fator determinante da velocidade de

propagação, afetando as constantes de Lamé e a densidade. Além disso, é de se esperar que rochas muito antigas tenham uma velocidade maior de propagação, uma vez que estiveram sujeitas por muito tempo a pressões, cimentação e outros fatores que tendem a aumentar a velocidade.

Em rochas atuais ou pouco litificadas, os poros são preenchidos por fluidos, cujas constantes elásticas e densidade também afetam as velocidades sísmicas. Óleo é um pouco mais compressível do que a água, fazendo com que poros preenchidos por óleo resulte em velocidades um pouco mais baixas do que poros preenchidos por água. Gás é consideravelmente mais compressível do que poros preenchidos por água e óleo, resultando numa velocidade muito mais baixa. Mesmo uma pequena quantidade de gás presente nos poros reduz a velocidade de propagação. Esses efeitos são utilizados como indicadores de hidrocarbonetos.

A variação de velocidade em relação à profundidade, também conhecida com *função de velocidade*, é um aumento razoavelmente sistemático à medida que se aumenta a profundidade, conforme é ilustrado na Figura 26. Áreas com uma geologia relativamente uniforme, exibem pouca variação horizontal de velocidade de uma área para outra. Neste caso, as velocidades dependem muito mais da profundidade do que da idade da rocha. Já em áreas sujeitas às recentes deformações estruturais, exibem uma rápida variação horizontal de velocidade de uma área a outra.



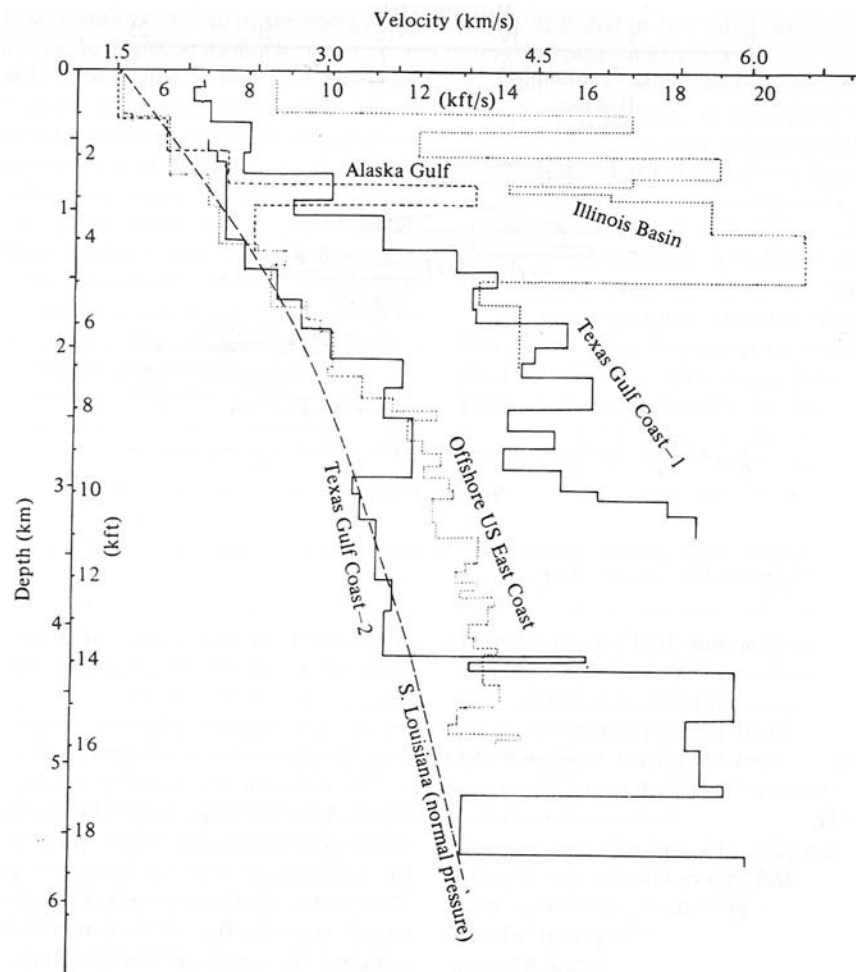


Figura 26 – Relação entre velocidade e profundidade de poços selecionados (Sheriff e Geldart, 1995).

Relações empíricas da variação de velocidade com a densidade são exibidas na Figura 27. Da mesma maneira que na Figura 25, a grande variação de velocidade para qualquer litologia e a sobreposição dos limites entre as velocidades, não permite afirmar a qual litologia pertence uma amostra de velocidade. A escala para valores de densidade resulta de diferentes porosidades, e as curvas são similares se as velocidades forem impressas em função da porosidade.

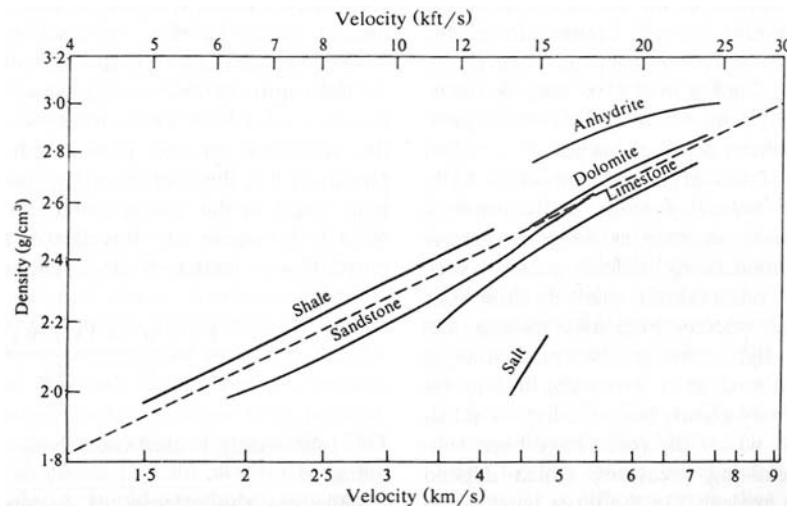


Figura 27 – Relações entre densidade e velocidade da onda  $P$  para diferentes litologias. A linha tracejada representa a regra de *Gardner* ( $\rho = aV^{1/4}$ ). Observar escala logarítmica.

A equação empírica do tempo médio é normalmente utilizada para se correlacionar a velocidade  $V$  com a porosidade  $\Phi$ . Ela assume que o tempo de trânsito por unidade de comprimento em rochas porosas preenchidas por fluido, é a média deste tempo por unidade de comprimento na matriz do material  $1/V_m$  e no fluido  $1/V_f$ , onde os tempos de percurso são proporcionais aos seus respectivos volumes:

$$\frac{1}{V} = \frac{\phi}{V_f} + \frac{(1-\phi)}{V_m} \quad 5.38$$

Esta relação é amplamente utilizada em interpretação de *log* de poços.

Quando a velocidade da onda  $S$  é aproximadamente metade da onda  $P$ , o fator de relação das duas velocidades varia com a litologia e ocasionalmente pode ser utilizada para se determinar a litologia. A velocidade da onda  $S$  é relativamente insensível à natureza do fluido presente no poro. Assim, uma mudança local na razão entre uma onda  $S$  para onda  $P$ , constitui outro indicador de hidrocarboneto.

#### 5.6.1. Zona de alteração

Também conhecida como *camada de baixa velocidade* ou *LVL (low velocity layer)*, são encontradas próximos à superfície, com uma variação de espessura entre 4 e 50 metros. É caracterizada não apenas por baixas velocidades sísmicas, mas também por grandes variações (entre 250 m/s a 1000 m/s). Frequentemente a base desta camada coincide com o nível d'água, ou seja, esta camada corresponde a zona aerada do solo, embora isto não seja uma regra.

A importância da camada *LVL* se deve a quatro motivos:

- 1) a absorção da energia sísmica é alta;
- 2) a baixa velocidade e as rápidas mudanças na velocidade afetam muito o tempo de propagação;
- 3) a marcante mudança de velocidade na base da camada *LVL* altera drasticamente o ângulo do raio sísmico de modo que a propagação através da *LVL* seja quase vertical;
- 4) o alto contraste de impedância na base da camada *LVL* faz dela um excelente refletor, implicando na geração de reflexões múltiplas e na conversão de ondas.

Devido ao primeiro fator, registros sísmicos de tiros nesta camada podem apresentar baixa qualidade.

### **5.7. Anisotropia Sísmica**

Segundo WINTERSTEIN (*apud* YILMAZ, 2001), um meio é considerado anisotrópico se as propriedades elásticas intrínsecas ao meio, medidas no mesmo ponto, mudam de acordo com a direção, enquanto que num meio isotrópico não há mudança com a direção. Grande parte das análises sísmicas são baseadas assumindo um meio com comportamento isotrópico, exceto quando há interesse na mudança de velocidade de acordo com a direção.

Um meio é transversalmente isotrópico (eixo de simetria vertical) se as propriedades elásticas não mudam lateralmente, e sim verticalmente. Sendo assim, ondas sísmicas que se propagam na vertical geralmente são mais lentas do que as ondas que se propagam na horizontal. Isso acontece quando as camadas são horizontais e paralelas entre si. Quando há presença de fraturas, principalmente no caso delas serem verticais, a velocidade da onda que se propaga paralelamente às fraturas é maior do que a velocidade da onda que se propaga perpendicularmente. A associação de camadas horizontais e planas com fraturas verticais cria uma simetria chamada ortorrômbica. Conhecendo a classe de simetria, é possível determinar várias variáveis independentes, ou seja, para saber mais das rochas, é preciso conhecer sua simetria.

Na anisotropia azimutal, resultante de processos tectônicos, as rochas associadas com a camada podem ter diferente rigidez em diferentes direções azimutais.

A Figura 28 é uma revisão dos aspectos físicos de propagação de uma onda em um meio anisotrópico. A mudança direcional de velocidade é ilustrada pela elipse

em **(a)**, com a velocidade mais rápida na direção do eixo maior e a velocidade mais lenta no eixo menor. Aplicando o princípio de Huygens, as novas frentes de onda geradas não serão semicirculares, mas terão uma forma elíptica. Isso acontece apenas quando o meio é anisotrópico. Em uma situação de *offset* zero (fonte e receptor na mesma posição), o ângulo incidente no refletor não será vertical, como acontece em um meio isotrópico, mas será inclinado devido à anisotropia, como é ilustrado em **(b)**. Um exemplo de como muda a velocidade de acordo com a direção em um meio anisotrópico é ilustrado em **(c)**. Baseado nas características de velocidade do folhelho de Green River, o grupo de velocidades ilustradas mostra que para a maioria das rochas, a velocidade da onda *P* não é elíptica, ao passo que velocidade da onda *SH* permanece elíptica em um meio anisotrópico. Note também que a velocidade da onda *P* horizontal é maior do que a velocidade da onda *P* vertical.

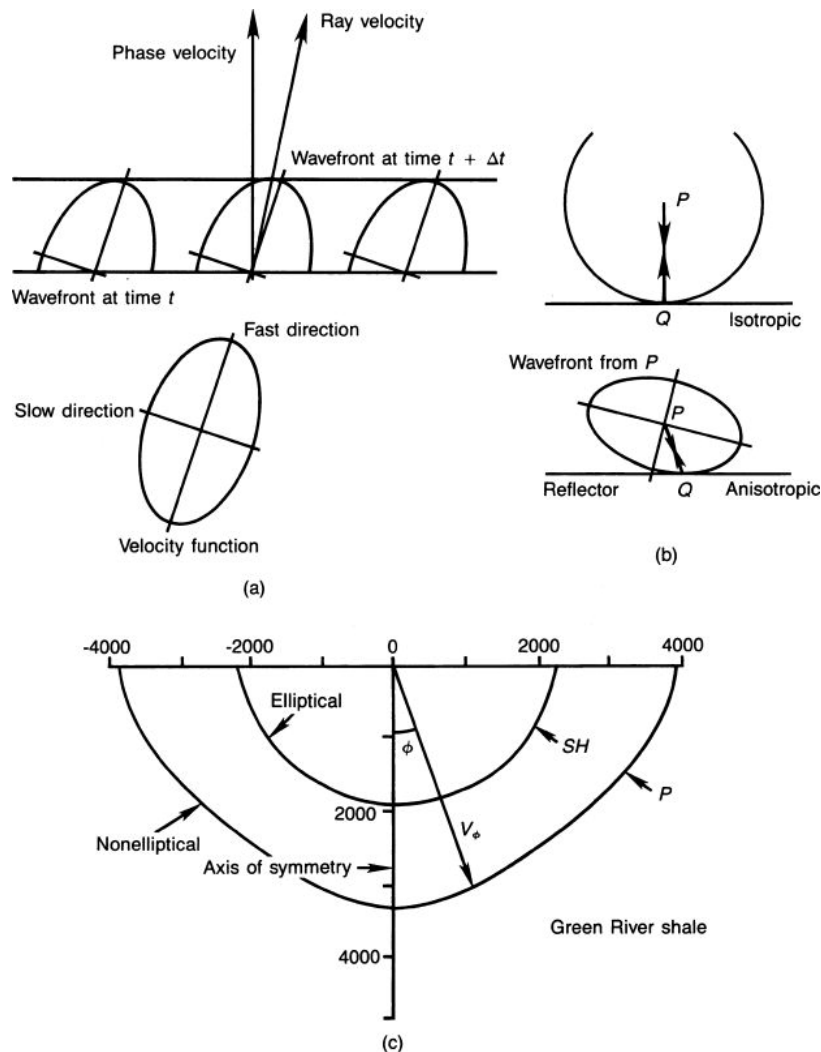


Figura 28 – (a) Aplicação do princípio de Huygens em um meio anisotrópico. Em (b), ângulo de incidência inclinado em um meio anisotrópico para uma situação de *offset* zero e em (c), formas de frentes de onda em um meio anisotrópico (SHERIFF, 2002).

A continuidade natural desta revisão teórica trataria de assuntos relacionados ao processamento sísmico, como geometria dos raios sísmicos de reflexão, gradiente de velocidade, características de eventos sísmicos, entre outros. Contudo, considera-se que a base teórica está sendo mantida ao estritamente necessário para que seja privilegiada a discussão sobre o processamento dos dados sísmicos, que é o enfoque principal do presente estudo. No próximo capítulo em que se aborda o processamento sísmico, continua-se a discutir subsídios teóricos necessários ao entendimento dos processos numéricos.

## 6. PROCESSAMENTO

Neste capítulo, descreve-se cada processo individualmente, explicando primeiramente a base teórica de maneira sucinta e em seguida mostrando os resultados obtidos. Serão descritos apenas os processos usados atualmente no fluxograma de processamento.

Correspondendo à segunda fase da campanha sísmica, o fluxograma de processamento das linhas executadas na área de estudo sofreu constantes mudanças devido à ausência de bons refletores. Os primeiros fluxogramas de processamento experimentados no projeto visavam detectar refletores no domínio do tiro. Esta metodologia de processamento está de acordo com o que a literatura mostra como padrão nos estudos desenvolvidos na sísmica rasa de alta resolução segundo BAKER (1999). Entretanto, após exaustivas experimentações, as seções finais ainda não apresentavam resultados satisfatórios. Buscaram-se então alternativas de processamento, mudando inclusive a forma de abordagem. O objetivo neste trabalho é eliminar o máximo de ruído possível no domínio do tiro, para posteriormente empilhar a seção.

Para isto, evitaram-se filtros poderosos que eliminam por completo certos eventos. A idéia por trás disto é que os ruídos não coerentes se anulem ao longo do processamento, e ruídos coerentes como “air wave” e reverberação ou “ringing”, sejam retirados através de técnicas de silenciamento (mute) e Deconvolução Preditiva.

Após vários testes visando aumentar a relação Sina/Ruído, chegou-se a um fluxograma resumido ilustrado na Figura 29. Este fluxograma mostrou-se aplicável a toda a região de estudo, com apenas pequenas mudanças nos parâmetros utilizados. Na questão de migração, os resultados obtidos não se mostravam coerentes, tornando sua aplicação duvidosa e, portanto, eliminada do fluxo de processamento.

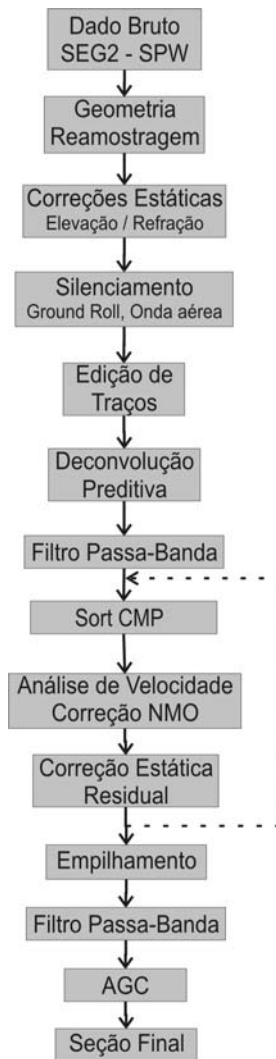


Figura 29 - Fluxograma básico utilizado, apresentando a sequência do processamento dos dados da sísmica de reflexão.

Seguindo o fluxo, a conversão dos arquivos no formato SEG-2 para o formato do software de processamento, no caso o Seismic Processing Workshop (SPW) com extensão “.spw”, é o primeiro passo. Utilizam-se as planilhas de campo observando atentamente as anotações e selecionando apenas arquivos válidos.

## 6.1 Geometria e reamostragem

O segundo passo consiste da entrada da geometria e conseqüente verificação do *header* para certificar-se de que tudo está correto, pois uma pequena falha na geometria coloca todo o processo em questionamento (Figura 30). A inserção de informação da geometria permite ao software a organização das famílias CMP's, essencial para o empilhamento das mesmas. Esta etapa é o primeiro ponto crítico e

muito trabalhoso, exigindo tempo e muita atenção. Neste ponto também é feita uma avaliação de qualidade dos tiros considerados válidos. Caso se verifique que o registro apresenta muito ruído em praticamente todos os traços, deve-se retirar da geometria este tiro ao invés de “matar” os traços ruidosos. Sendo assim, o programa irá entender que houve um *skipping* nos tiros.

A)

Field File	Src. Line	Src. Loc	First Channel	Last Channel	Channel Incr.	Recv. Line	First Recv.	Recv. Incr.
5000	1	1	1	48	1	1	5	1
5001	1	2	1	48	1	1	6	1
5002	1	3	1	48	1	1	7	1
5003	1	4	1	48	1	1	8	1
5004	1	5	1	48	1	1	9	1
5005	1	6	1	48	1	1	10	1
5006	1	7	1	48	1	1	11	1
5007	1	8	1	48	1	1	12	1

B)

Recv. Line	Recv. Loc	Easting	Northing	Elevation
1	5	629607.530000	7140578.930000	0.000000
1	6	629606.020000	7140580.240000	0.000000
1	7	629604.510000	7140581.550000	0.000000
1	8	629603.000000	7140582.860000	0.000000
1	9	629601.490000	7140584.170000	0.000000
1	10	629599.980000	7140585.480000	0.000000

C)

Source Line	Source Loc	Depth	Easting	Northing	Elevation
1	1	0.650000	629615.080000	7140572.380000	0.000000
1	2	0.450000	629613.570000	7140573.690000	0.000000
1	3	0.350000	629612.060000	7140575.000000	0.000000
1	4	0.350000	629610.550000	7140576.310000	0.000000
1	5	0.300000	629609.040000	7140577.620000	0.000000
1	6	0.800000	629607.530000	7140578.930000	0.000000
1	7	0.300000	629606.020000	7140580.240000	0.000000

Figura 30 – Tabelas de informação para montagem de geometria no software SPW: a) tabela de observações de campo; b) tabela de posicionamento dos geofones; c) tabela de posicionamento dos tiros.

Os dados de campo foram obtidos com um intervalo de amostragem de 0,25 ms, o que permite registrar frequências de até 2 kHz. Porém, uma análise espectral das frequências mostra que dificilmente há algum evento significativo acima de 300 Hz, e valores acima disso são considerados ruídos aleatórios e ruídos de fundo (Figura 31). Com base nisso, os dados foram reamostrados para um intervalo de amostragem de 0,625ms, reduzindo a frequência de Nyquist para 800 Hz. Isso faz com que o tempo de



processamento reduza significativamente. Foi utilizado um filtro anti-alias para o processo de reamostragem.

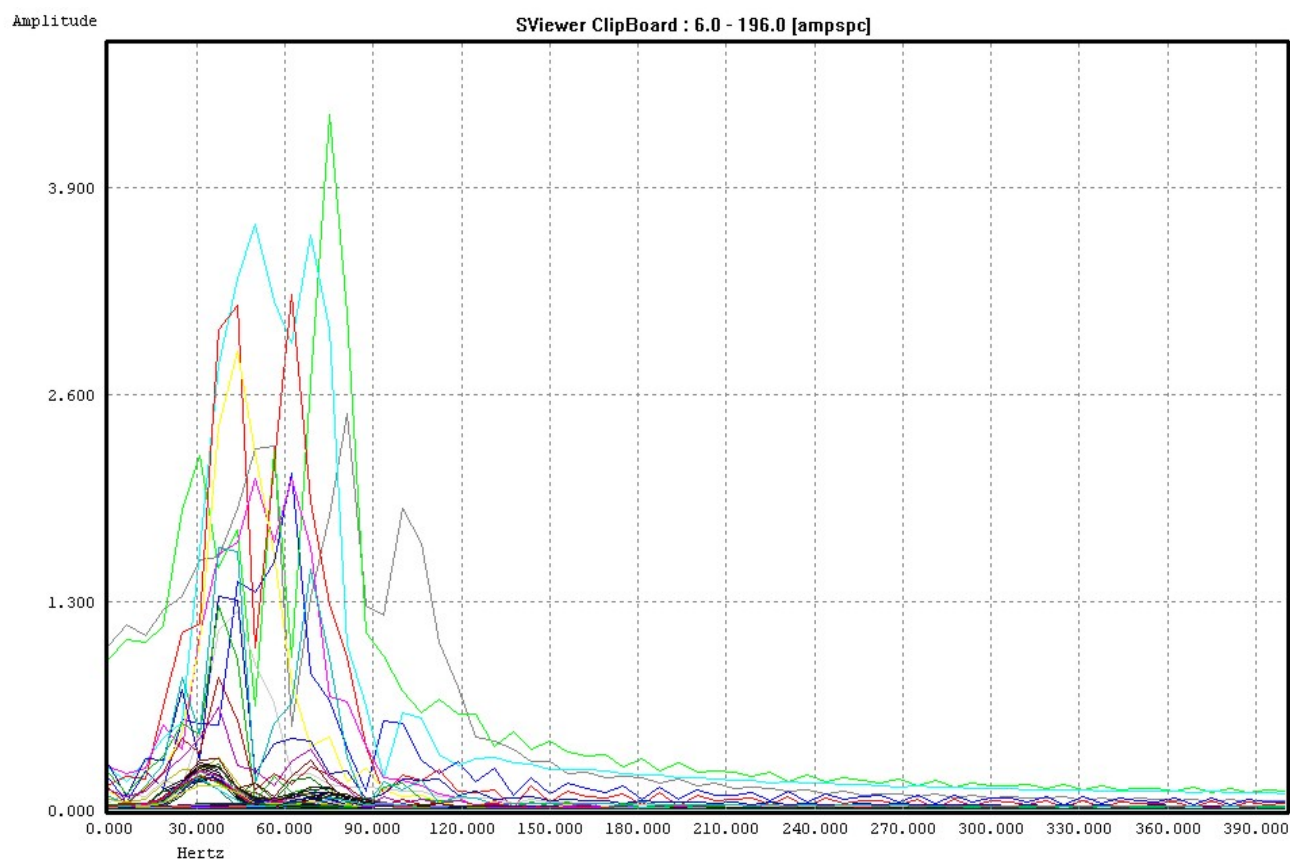


Figura 31 – Espectro geral de frequência obtido em campo.

## 6.2. Correções estáticas

Foram empregados dois processos de correções estáticas. O primeiro é a correção estática por elevação, que tem como finalidade corrigir os efeitos da topografia. O segundo é a correção estática por refração, fazendo com que a refração fique alinhada nos registros e consequentemente alinhe também eventos de reflexão. A ordem de aplicação das correções aparentemente não influencia no resultado final. Entretanto, por motivos de padronização, adotou-se primeiramente a correção estática pela refração, seguida da correção estática por elevação.

### 6.2.1. Correção estática pela refração

Este tipo de correção tem por finalidade corrigir as irregularidades de espessura da camada mais superficial, normalmente de baixa velocidade. Na área de estudo, a espessura do solo não atinge mais do que 3 metros de profundidade, porém

ao longo da linha, essa espessura não é constante. Muitas vezes há porções de rocha aflorante ao longo da linha, fazendo com que a chegada da primeira onda (refração) tenha uma feição irregular, ao invés de uma feição retilínea (Figura 32). Embora essas variações sejam da ordem de milissegundos, ao se somar as famílias CMP's, corre-se o risco de deteriorar os refletores, alterando os valores de amplitude e frequência, tornando uma seção final de baixa qualidade.

O processo de correção é demorado, exigindo paciência e atenção. É necessário marcar manualmente em todos os traços o tempo da primeira quebra. Após a correção, é feita uma verificação do resultado para se avaliar a qualidade da correção. Caso não seja satisfatório, é preciso corrigir os erros ou recomeçar novamente.

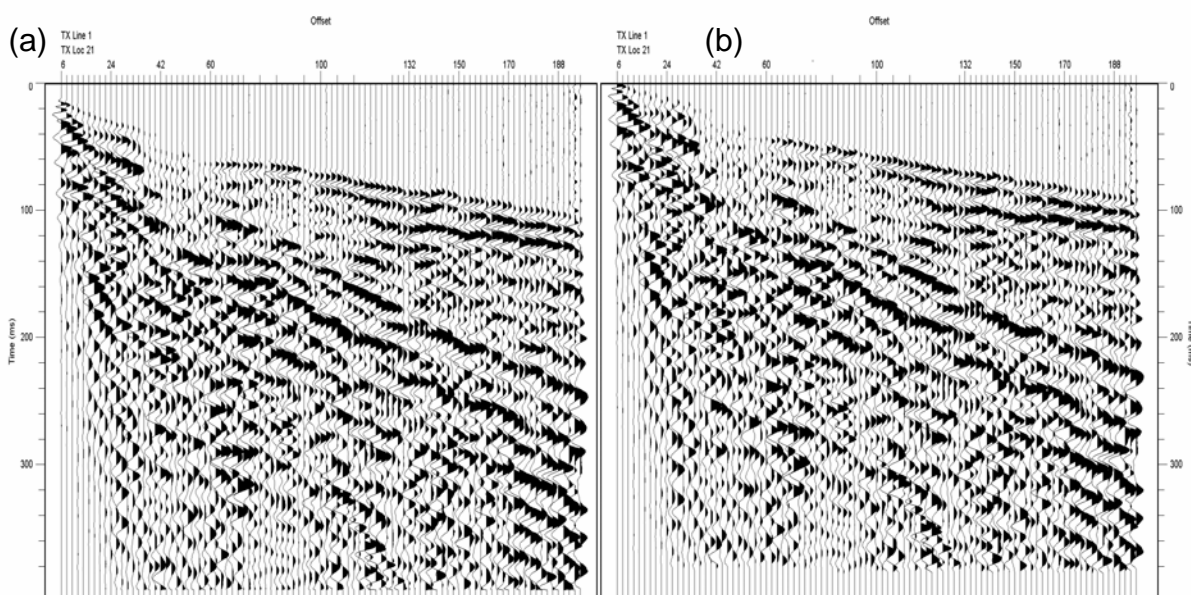


Figura 32 – Aplicação da correção estática pela refração: (a) dado bruto sem correção; (b) dado após a correção.

#### 6.2.2. Correção estática por elevação

Embora a área de estudo não apresente grandes variações topográficas, a correção estática por elevação foi adotada para “nivelar” todas as linhas sísmicas da área. Isso facilita muito quando as seções finais são inseridas em um ambiente tridimensional para interpretação.

A correção estática por elevação pode ser feita escolhendo-se um datum, que pode ser a cota mais alta ou a mais baixa. Adotou-se como datum a menor cota observada nas linhas sísmicas, aproximadamente 950 metros. O motivo de se

escolher a menor cota, ao invés de uma intermediária ou mais alta, é devido ao fato de a velocidade da rocha abaixo do datum poder ser facilmente calculada através da onda direta, observada nos dados brutos.

Se fossem observados reflexões entre a cota mais alta e a cota mais baixa, poderia ser escolhido um datum baseado na cota mais alta. Entretanto, os cálculos para se estimar a velocidade do material “vazio” tornar-se-iam complexos e exigiria o conhecimento de um refletor horizontal bem evidenciado.

O processo de correção implementado do pacote computacional requer apenas a informação da velocidade da primeira camada, obtida através da onda direta, e as informações de elevação, previamente informadas durante a montagem de geometria.

### 6.3. Filtro passa-banda

Este é um procedimento muito comum em fluxogramas de processamento sísmico. Muitas vezes ele é empregado em diversas partes do processamento com o intuito de evitar freqüências geradas artificialmente.

O filtro passa-banda é derivado da eletrônica e consiste em limitar o dado sísmico a uma determinada gama de freqüências, tentando retirar do dado qualquer sinal inconveniente (i.e. *ground roll*). Para tal, são necessários 4 valores de freqüência: freqüência baixa de corte, freqüência baixa de passagem, freqüência alta de passagem e freqüência alta de corte (Figura 33).

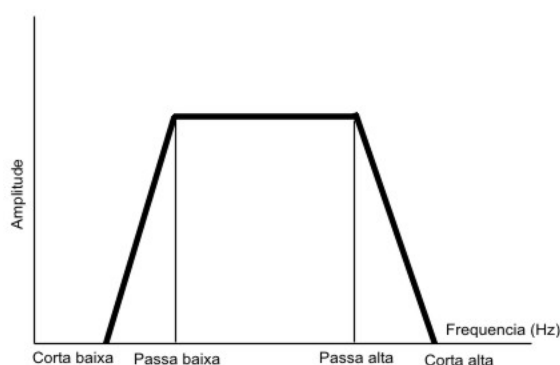


Figura 33 – Aspecto do filtro passa-banda.

Os valores de freqüência a serem escolhidos são retirados através de uma análise do espectro de amplitude (Figura 31). Entretanto, uma análise geral do espectro muitas vezes não nos traz informações precisas. É necessário então analisar pequenas áreas, preferencialmente onde há evidência de reflexões, refração, onda direta e *gorund roll* (Figura 34). Quando não há muita variação de freqüência nos registros, a

melhor solução é tentativa e erro, até encontrar um filtro capaz de eliminar grande parte do ruído e preservar o sinal. Normalmente são gerados vários painéis em determinadas faixas de frequências para que se possam analisar quais frequências serão mantidas (Figura 35).

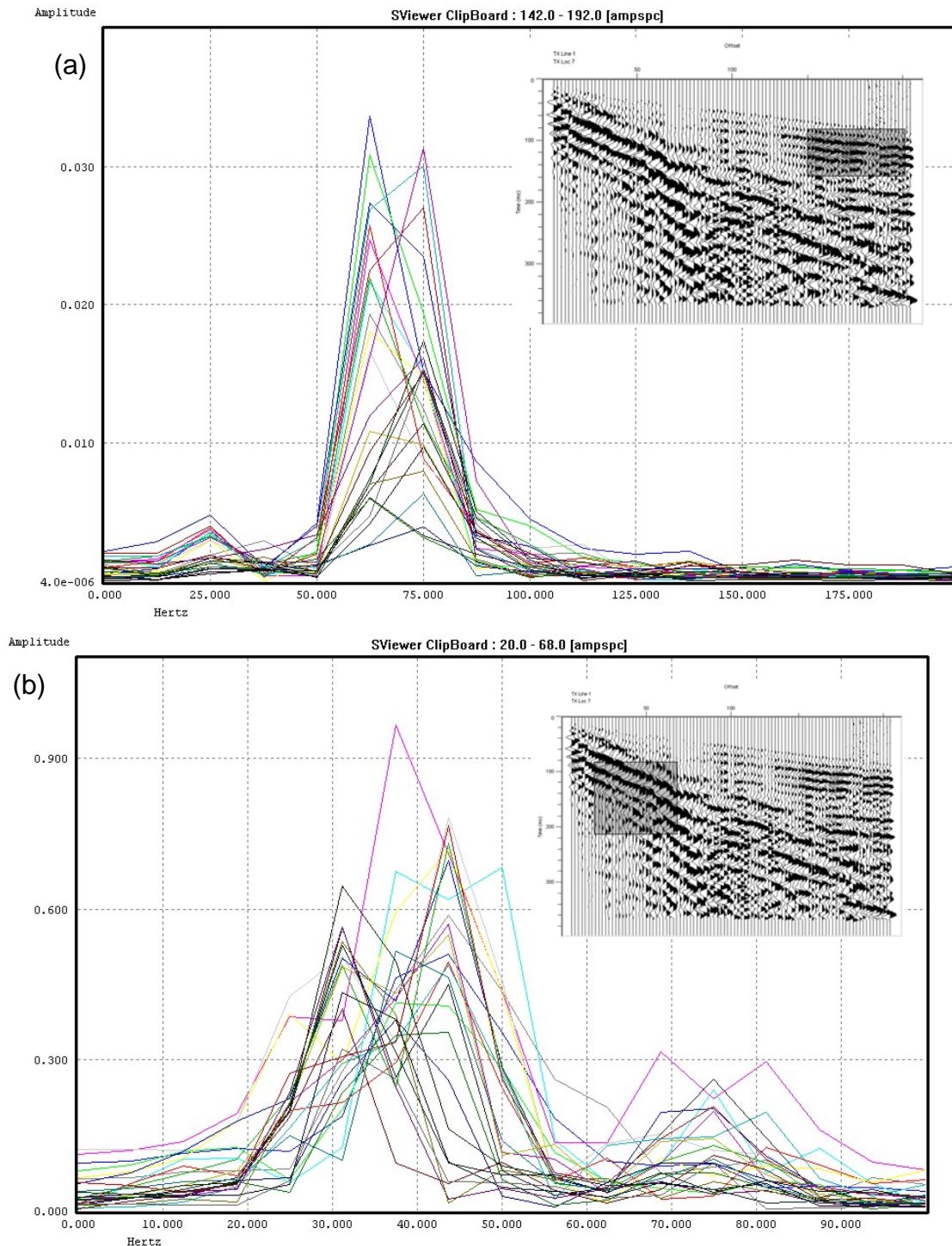


Figura 34 – Análise parcial de frequências para eventos identificados: (a) espectro de frequência para análise da refração; (b) espectro de frequência para análise de *ground roll*.

Segundo YILMAZ (2001), quanto maior a faixa de freqüência do dado, mais comprimido é o operador do filtro. Isto se deve à Transformada de Fourier, onde a extensão de um sinal no tempo é inversamente proporcional ao espectro da faixa de freqüência.

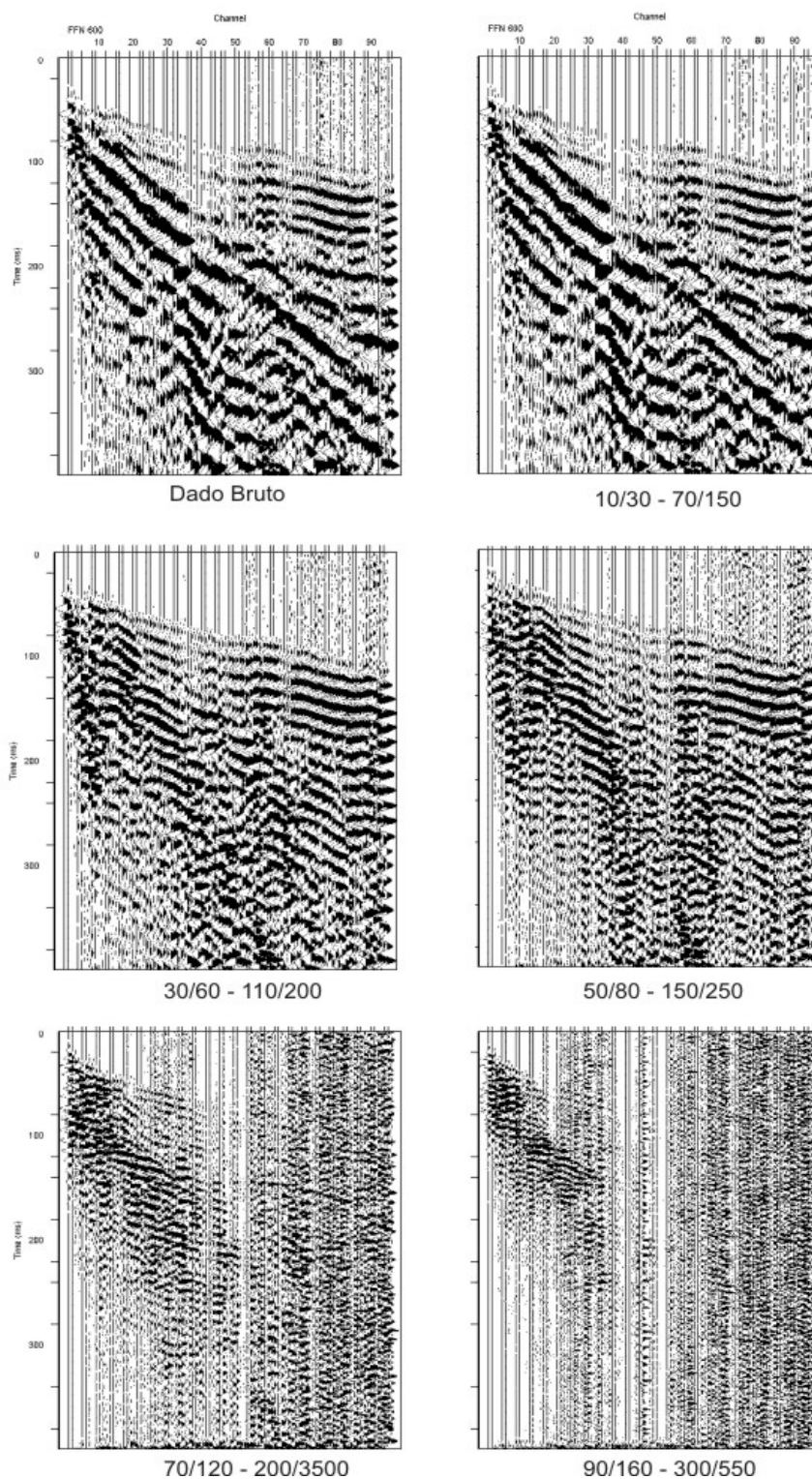


Figura 35 – Aplicação de várias faixas de freqüência passa-banda em comparação ao dado bruto.

Um detalhe importante que deve ser observado é que não se utiliza valores de frequência de passa (alta e baixa) muito próximos, sob pena de gerar artefatos. A rampa, que define a atenuação de amplitude entre um valor de passa e corte, deve ser suave o suficiente para que não haja geração de *spikes*. Sendo assim, foram utilizados valores entre 12dB/oitava a 18dB/oitava, com valores de passa-banda variando entre 60Hz e 300Hz (Figura 36).

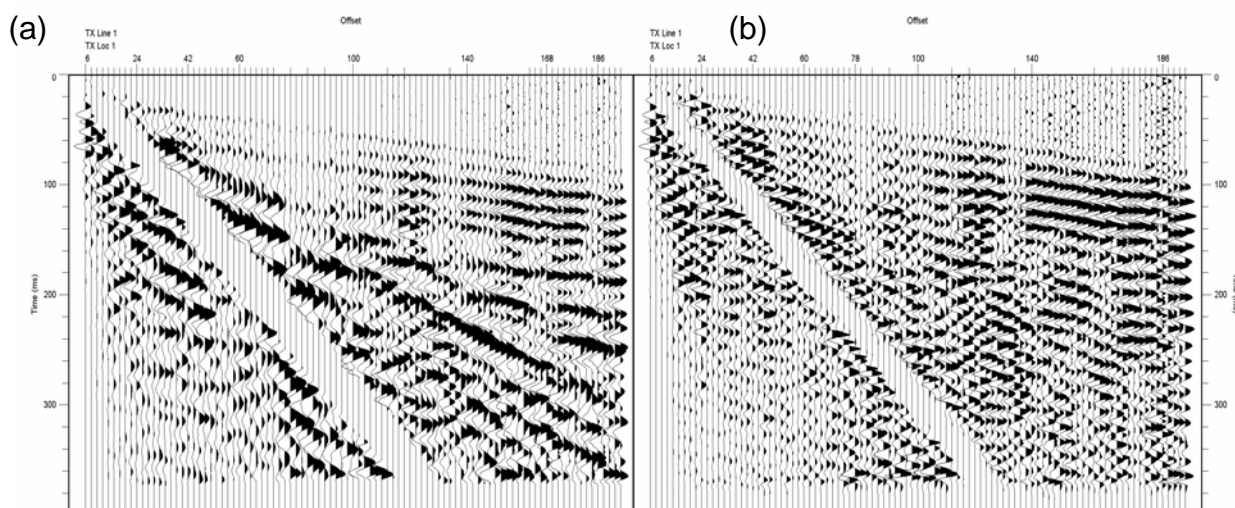


Figura 36 – Comparação do dado antes da aplicação do filtro passa-banda (a) e depois (b). Faixa de frequências entre 60Hz e 300Hz, com rampa de atenuação de 18dB/oitava.

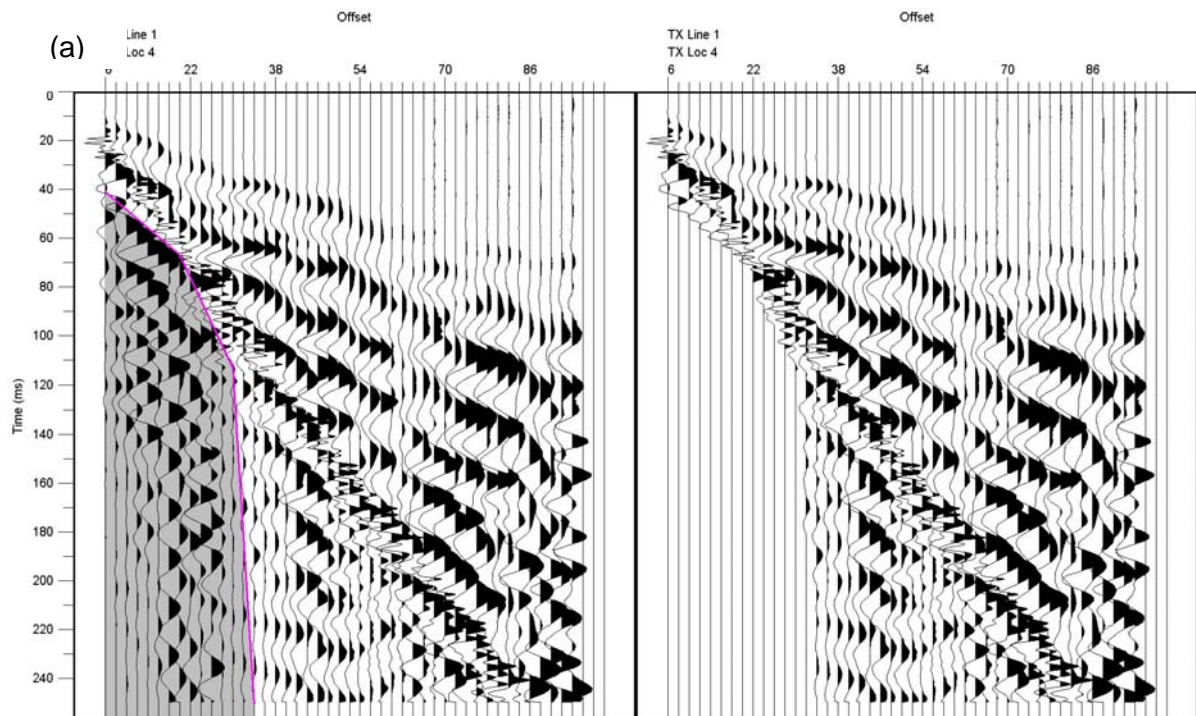
Filtros de frequência estão intimamente relacionados à resolução vertical (temporal) de um dado sísmico. Isto leva a crer erroneamente, que apenas altas frequências são necessárias para o aumento da resolução. YILMAZ (2001) diz que são necessárias tanto baixas como altas frequências em um dado sísmico para se aumentar a resolução temporal.

#### 6.4. Remoção do *Ground Roll* e onda aérea

A técnica utilizada para a remoção do *ground roll* e onda aérea foi a do silenciamento, ou *mute*, das áreas onde se é observado estes ruídos coerentes. É um processo que age de forma drástica, mas necessária, pois estes ruídos somados à seção final prejudicam a qualidade do dado. Este processo só foi aplicado devido o filtro passa-banda não conseguirem removê-los totalmente, principalmente a onda aérea, pois ela possui uma grande faixa de frequência. Normalmente utiliza-se o filtro *f-k* para a retirada destes ruídos coerentes, mas a aplicação deste processo não forneceu resultados satisfatórios.



Para aplicar o silenciamento, é preciso desenhar a área que se deseja remover (Figura 37). É importante ressaltar que todo sinal incluso na área desejada, será silenciada, ou seja, a amplitude é reduzida ao valor zero. Assim, se por ventura há alguma reflexão, esta será perdida. Portanto deve-se avaliar muito bem a aplicação do silenciamento.



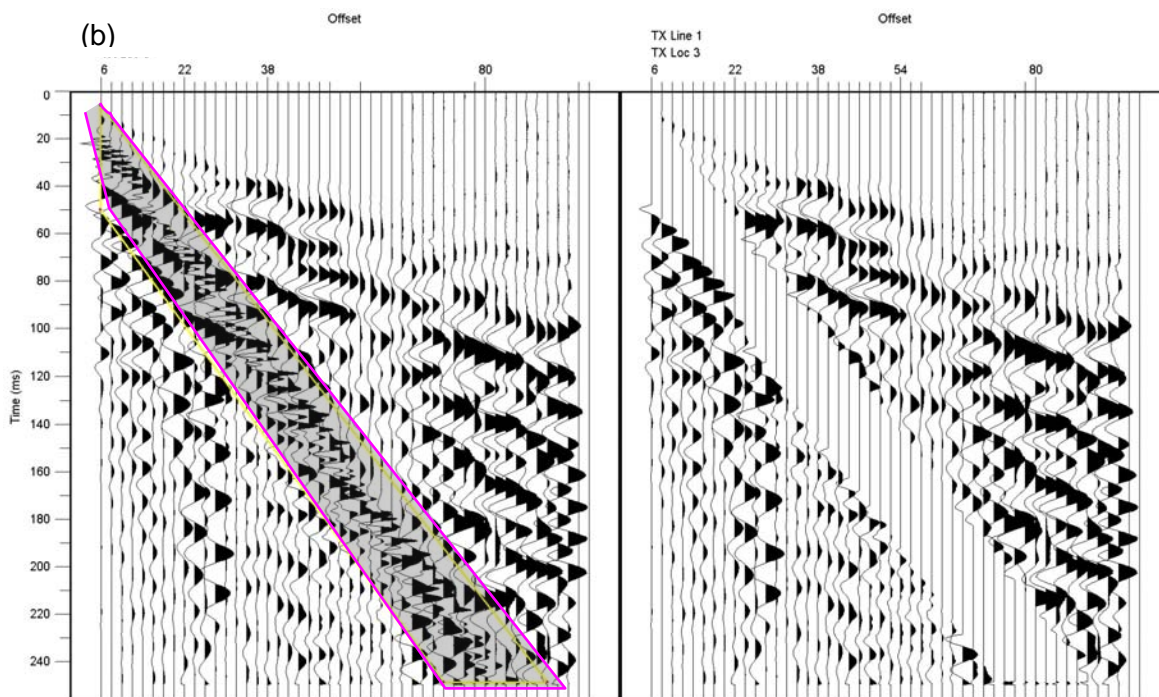


Figura 37 – Exemplos de aplicação de silenciamento de: (a) *ground roll*; (b) onda aérea.

Deve-se aplicar com cautela o emprego do silenciamento, pois pode ocorrer a geração de artefatos de processamento. Nos limites da janela de silenciamento, deve-se aplicar um *taper* para que as amplitudes sejam gradualmente reduzidas a zero. Caso isso não seja feito, nos limites da janela de silenciamento irão aparecer picos (*spikes*) resultantes de mudanças abruptas de amplitude, que irão deteriorar o dado ao longo do processamento.

Esta técnica de silenciamento não foi aplicada em todas as linhas sísmicas. Algumas não apresentavam grandes amplitudes de onda aérea que pudessem deteriorar a seção.

## 6.5. Deconvolução preditiva

O processo de Deconvolução tem como objetivo retirar a forma de onda gerada pela fonte, deixando apenas no registro sísmico o comportamento do meio geológico. Para isso, é preciso ter conhecimento da assinatura da fonte. Entretanto, se a fonte utilizada não tem uma boa repetibilidade, a forma de onda gerada não será constante. Mesmo se fosse possível obter uma forma de onda muito precisa, esta seria modificada à medida que ela se propaga pelo meio geológico, tornando imprecisa a detecção da ondícula ao atingir o receptor. A pior situação seria a sobreposição em tempo de cópias da ondícula, gerando múltiplas no registro sísmico.



Para este trabalho, foi utilizado o processo de Deconvolução Preditiva, que foi um grande avanço no processamento das linhas sísmicas adquiridas no projeto. É utilizada de forma estatística, pois é feita uma estimativa das propriedades da forma de onda gerada pela fonte (YOUNG, 2004). Até então não se cogitava sua utilização porque não parecia justificável na sísmica de reflexão rasa, como de fato não se vê esta aplicação na literatura. Entretanto, como os dados apresentaram muita reverberação das ondas sísmicas, principalmente a refração, a solução foi aplicar a deconvolução preditiva, desenhando-se um filtro adequado para a retirada destas reverberações.

Segundo YILMAZ (2001), a deconvolução pré-empilhamento tem como objetivo aumentar a resolução temporal, comprimindo a forma de onda da fonte sísmica em um *spike*. Quando aplicado a um dado sísmico, a forma de onda associada com refletores significativos é comprimida, e a energia de reverberação que encobre as reflexões é atenuada. A deconvolução acrescenta um ganho às altas e baixas frequências, fazendo que seja necessário, após a sua aplicação, um filtro passa-banda abrangendo uma grande faixa de frequências. Se necessário, deve-se balancear os traços para que o dado mantenha o ganho real das amplitudes.

Para a determinação dos parâmetros da deconvolução preditiva, foi utilizada a técnica descrita por YOUNG (2004), que utiliza o mesmo pacote computacional de processamento utilizado neste trabalho. O primeiro passo é determinar o comprimento do operador e a janela de atuação do filtro. Para isso, é preciso comprimir a ondícula em um *spike*, usando a deconvolução *spiking*. O objetivo é tentar modificar o espectro de amplitude, de forma que ele tenha uma feição retilínea, conforme ilustra a Figura 38. Quanto mais retilíneo ficar o espectro de amplitude, mais efetiva será a deconvolução.

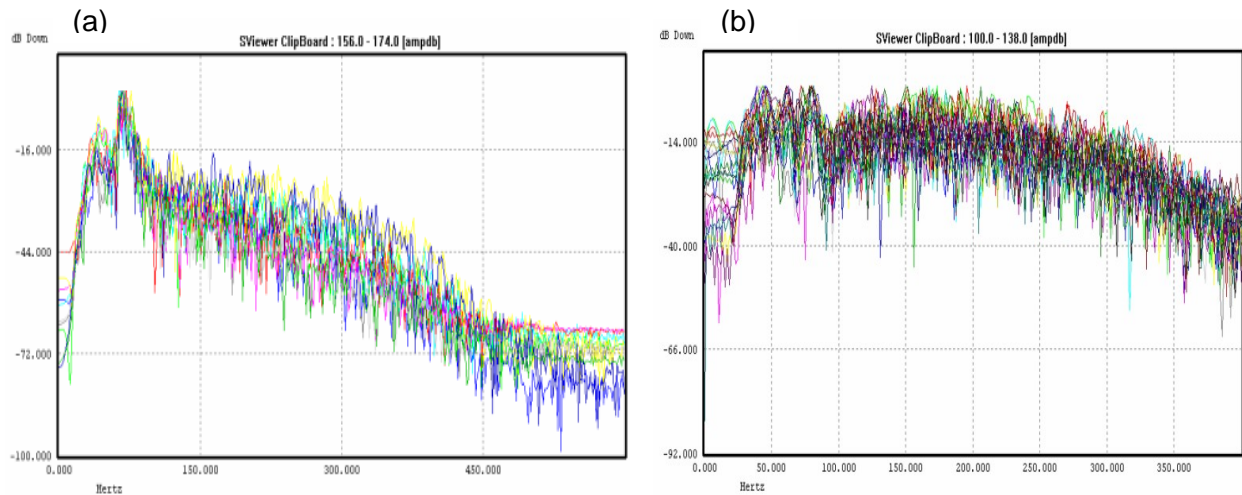


Figura 38 – Exemplo de transformação do espectro de amplitude (em dB) ao se utilizar a deconvolução *spiking*: (a) espectro de amplitude do dado não deconvolvido; (b) espectro de amplitude do dado após a deconvolução *spiking*.

Os testes para a determinação do comprimento do operador mostraram que os dados não são sensíveis o suficiente para alterar o espectro de amplitude (Figura 39). O máximo que se observou foi um pequeno aumento dos picos de amplitudes em determinadas frequências. Sendo assim, o comprimento do operador ficou definido em 30ms.

A janela de atuação foi a que mais exerceu modificações no espectro de amplitude. Várias janelas foram testadas e apenas uma pequena faixa, que varia de 50ms a 70ms iniciando em aproximadamente 100ms, mostrou eficácia na aplicação da deconvolução (Figura 40). Estas janelas variam de uma linha para outra, mas de maneira geral encontram-se na mesma região.

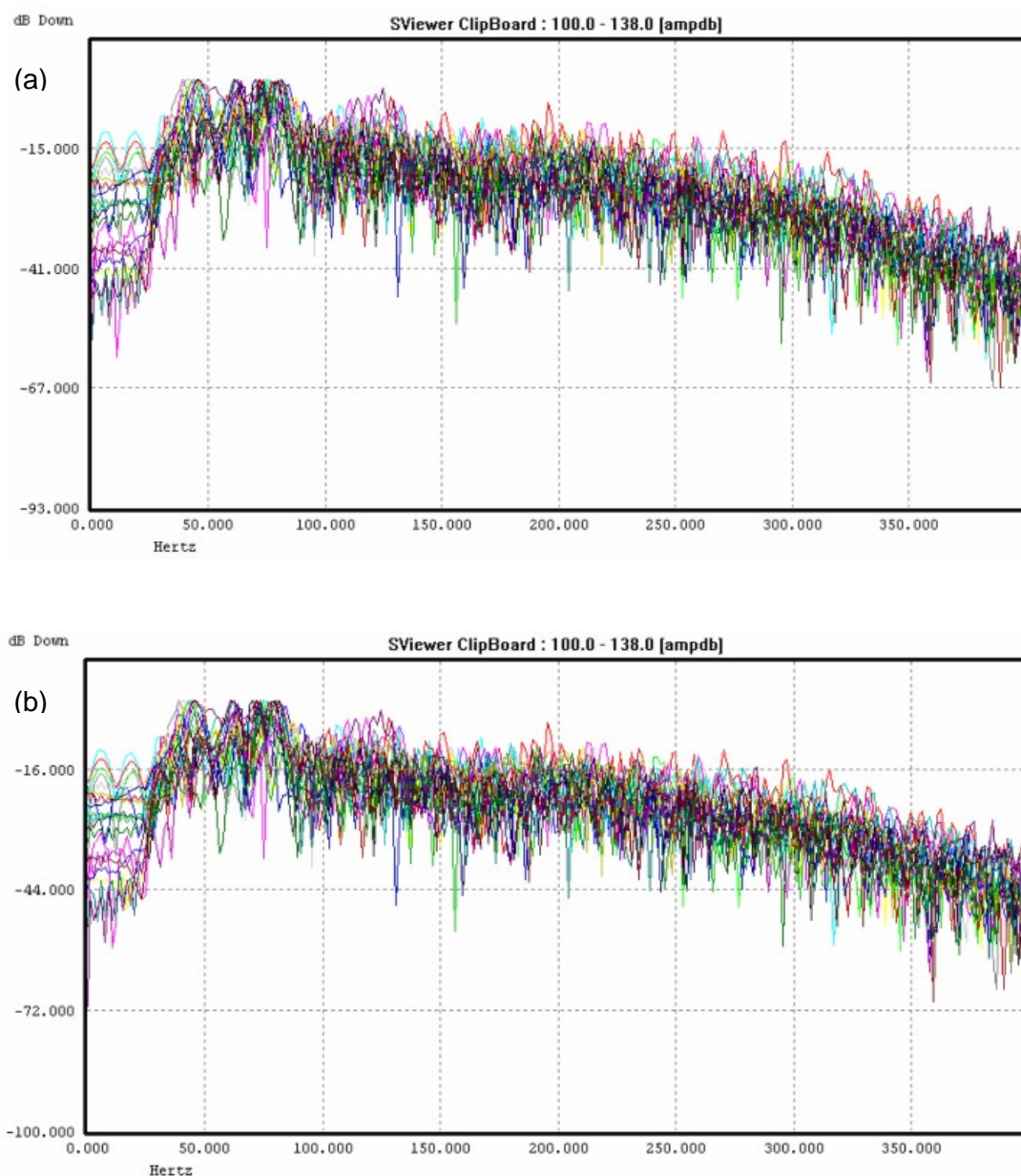


Figura 39 – Testes para determinação do comprimento do operador. Note pequena variação dos picos de amplitude quando aplicado um comprimento de operador de 20ms (a) e 40ms (b). Em ambos, janela de atuação de 10-150 ms.

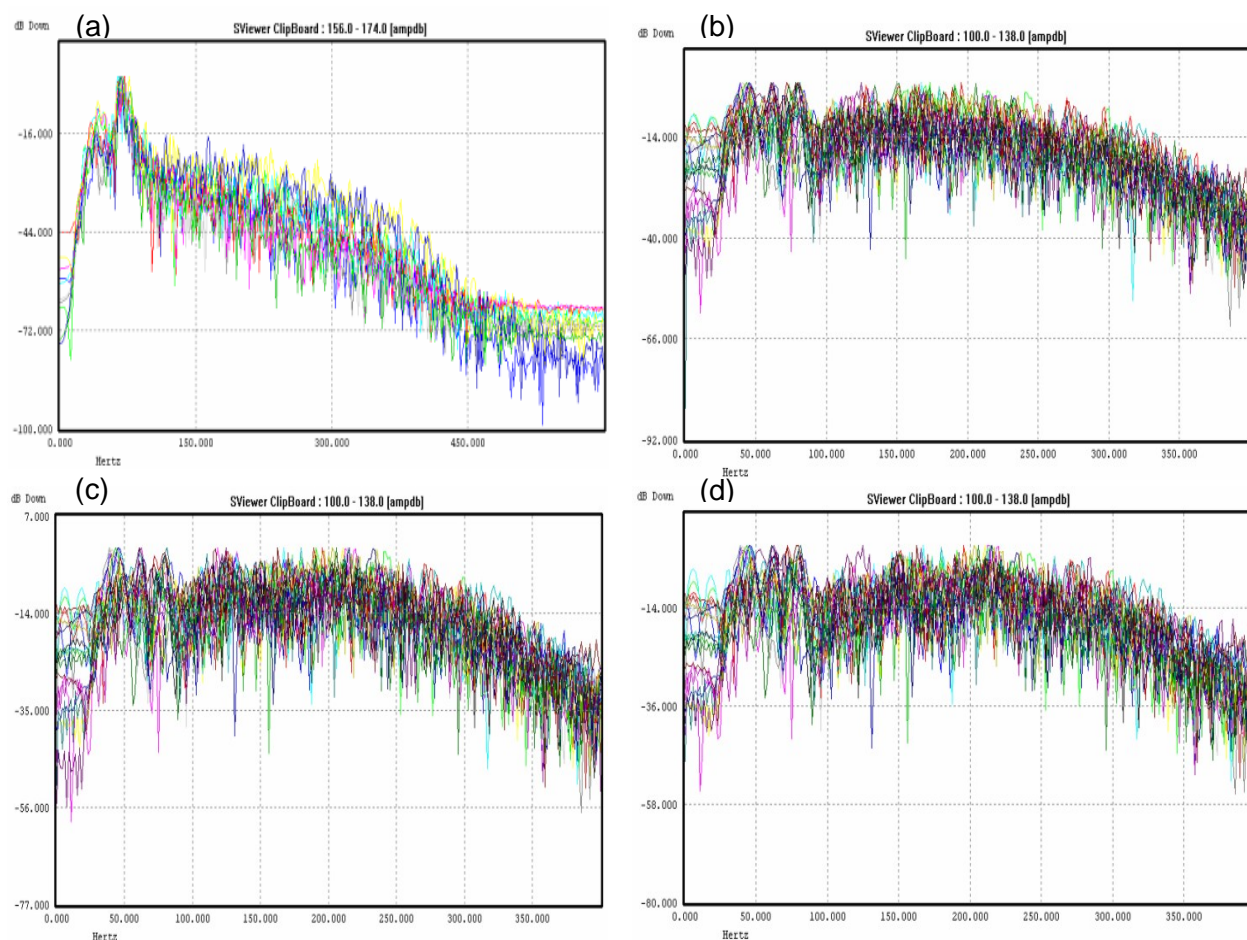


Figura 40 – Testes para determinação da janela de atuação do filtro: (a) espectro de amplitude não deconvolvido; (b) espectro de amplitude com janela entre 100ms e 150ms; (c) espectro de amplitude com janela entre 200ms e 250ms; (d) espectro de amplitude com janela entre 70ms e 150ms.

Após a definição dos parâmetros do comprimento do operador e da janela de atuação do filtro, o passo seguinte é determinar o *gap* para a remoção de múltiplas. Para isso utiliza-se o filtro de deconvolução preditiva que, baseado no conhecimento da ondícula do sismograma, prediz as posições em que a ondícula se repete. Isto significa que a forma de onda constituinte no sismograma é invariável no tempo (YOUNG, 2004).

O valor do *gap* é extraído a partir da análise do autocorrelograma, onde cada traço representa a parte causal (valores positivos de tempo) da autocorrelação de um traço da seção sísmica (DUARTE, 2003). Para definir qual o valor a ser utilizado, foram feitos testes partindo do segundo pico do autocorrelograma e diminuindo esse valor até

se obter um resultado satisfatório da eliminação da reverberação (Figura 41). O segundo pico do autocorrelograma representa um ciclo completo da onda. Segundo YOUNG (2004), a ondícula terá aproximadamente o mesmo comprimento do período das múltiplas e o filtro de deconvolução preditiva irá localizar estas múltiplas, porque elas são réplicas da reflexão primária, portanto são passíveis de predição.

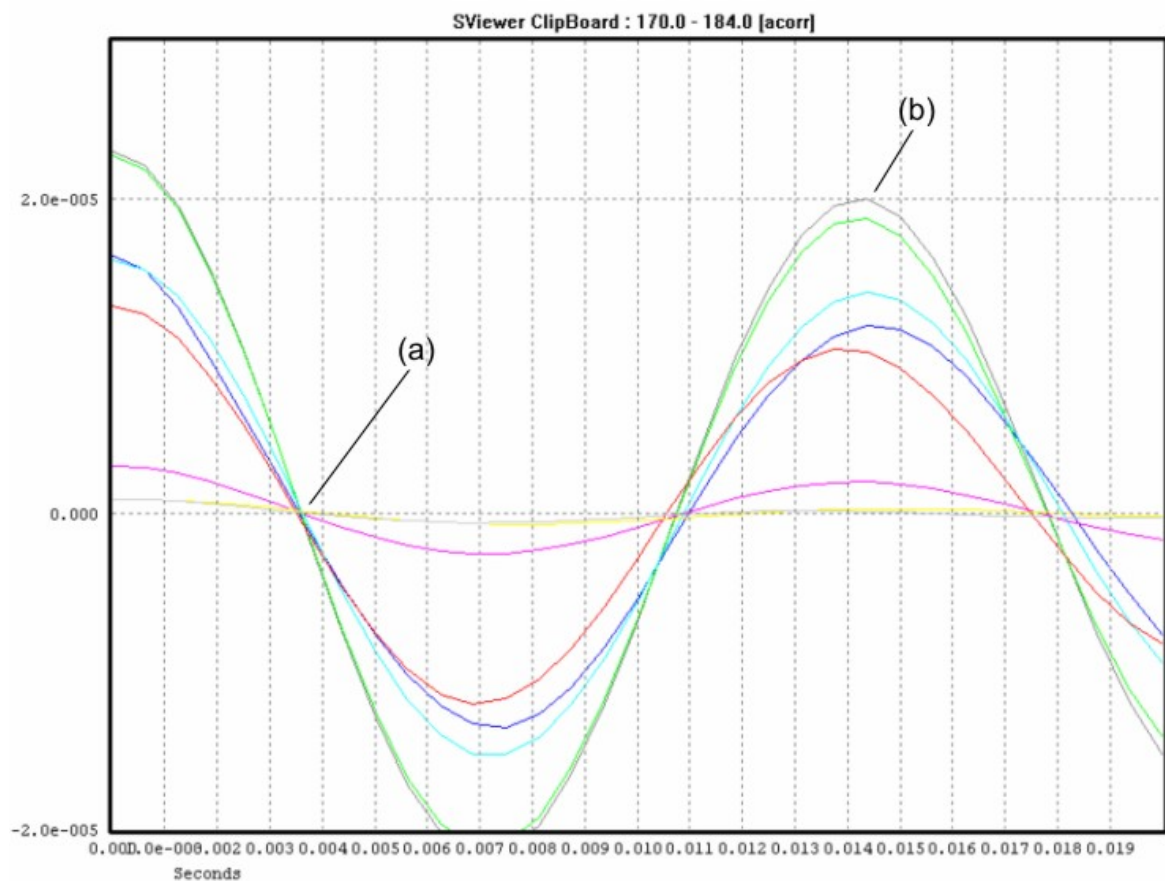


Figura 41 – Autocorrelograma para a determinação do *gap*: (a) melhor valor estimado para o *gap*; (b) segundo pico do autocorrelograma.

Sendo assim, o melhor valor encontrado para o *gap* foi de aproximadamente  $\frac{1}{4}$  do período da ondícula, que varia entre 3ms e 4ms.

Com todos os parâmetros definidos, aplica-se a deconvolução preditiva ao dado sísmico. O resultado obtido foi muito satisfatório, eliminando quase por completo a reverberação (Figura 42).



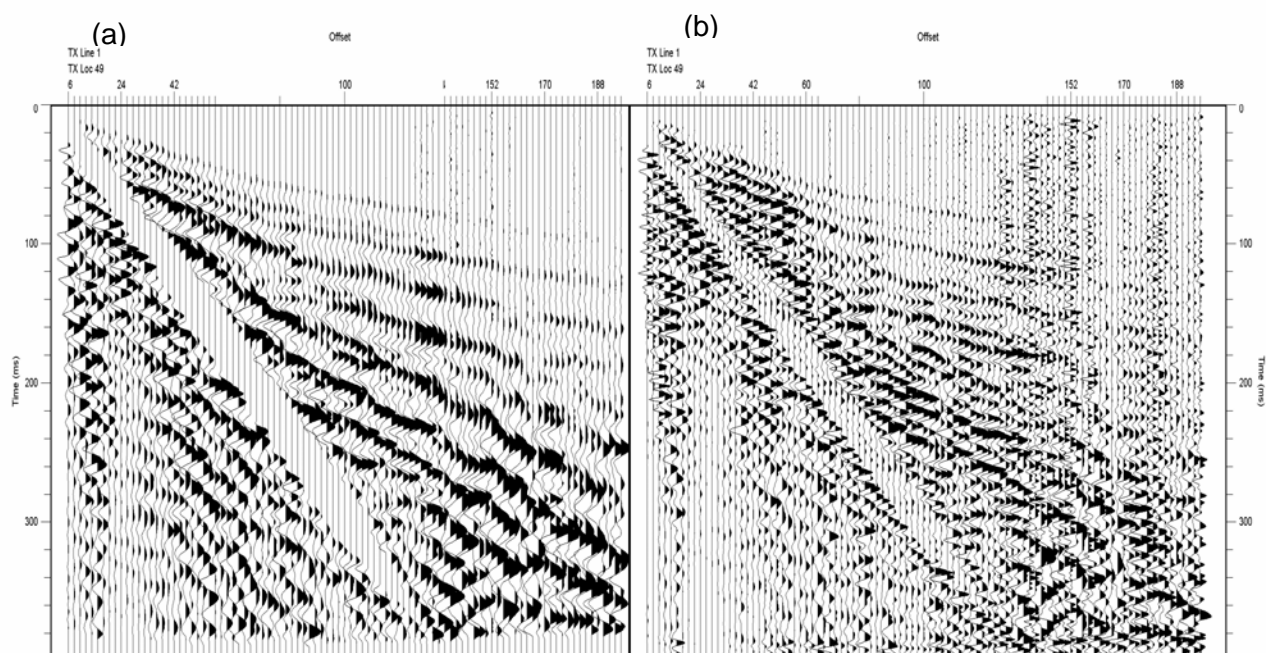


Figura 42 – Aplicação da deconvolução preditiva: (a) dado não deconvolvido; (b) após a deconvolução preditiva.

É importante lembrar que a aplicação da deconvolução preditiva introduz um ruído aleatório de alta frequência. Consequentemente, o dado tem aspecto muito ruidoso e passa a impressão de ter baixa qualidade. Como esse ruído está fora da faixa de frequências das reflexões, é possível atenuá-lo utilizando um filtro de frequência passa-banda. Afim de manter o mesmo espectro de amplitude observado antes da aplicação da deconvolução preditiva, foram utilizados os mesmos parâmetros de filtro passa-banda utilizado anteriormente.

## 6.6 Análise de velocidade e correção NMO

Este passo é o mais crítico, pois quanto mais exatas sejam as velocidades, mais o refletor se aproxima da sua posição correta em subsuperfície. Segundo DIX (1955), a correção dinâmica ou de NMO faz uso da aproximação hiperbólica, da qual são obtidas estimativas da Velocidade Média Quadrática ( $V_{RMS}$ ). Com a função  $V_{NMO}$ , os traços são corrigidos em tempo, fazendo com que fontes e receptores sejam hipoteticamente agrupados em um único ponto da superfície do terreno, correspondente às coordenadas de uma determinada família CMP. Logo após, estes traços são somados (empilhados) resultando em um único traço para aquela família CMP em particular.

Antes de discutir a aplicação da correção NMO, é necessária uma breve explicação teórica para um melhor entendimento deste processo.

#### 6.6.1. Reflexão em uma camada de velocidade constante

O problema básico em um levantamento sísmico é determinar exatamente a posição da camada em um registro. A interpretação exata do dado de reflexão requer o conhecimento da velocidade em todos os pontos ao longo dos raios de reflexão. Entretanto, mesmo se isso fosse possível, os cálculos se tornariam tediosos e freqüentemente seria assumida uma distribuição simples de velocidade que seria uma aproximação satisfatória para obtenção de resultados úteis. O modo mais simples é assumir que a velocidade seja constante entre a superfície e a interface de reflexão. Embora isto raramente seja sequer uma aproximação da situação real, conduz a fórmulas simples que fornecem respostas dentro da precisão requerida.

O problema mais simples de se resolver é o de uma camada totalmente horizontal, conforme ilustrada na Figura 43. A camada de reflexão  $AB$  está a uma profundidade  $h$  abaixo do ponto de tiro  $S$ . A energia que parte deste ponto irá refletir em uma direção em que os ângulos de reflexão e incidência sejam iguais.

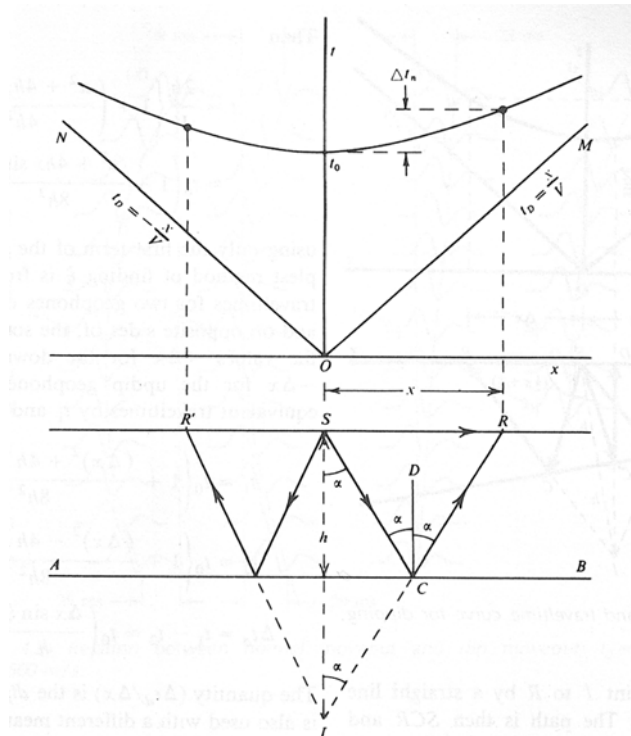


Figura 43 – Geometria e curva de trajetória para um refletor horizontal.

Embora o raio refletido  $CR$  possa ser determinado por um ângulo igual a  $\alpha$  em  $C$ , podemos fazer uso de um ponto imaginário  $I$ , que está localizado abaixo do refletor  $AB$  mas com a mesma distância do ponto  $S$  ao refletor. Se ligarmos o ponto  $I$  a  $C$  e continuarmos prolongando esta linha até o receptor  $R$ ,  $CR$  será o raio refletido, desde que  $CD$  seja paralelo a  $SI$ , fazendo com que todos os ângulos  $\alpha$  sejam iguais.

Lembrando que a velocidade é dada por  $V$ , o tempo de trânsito  $t$  para uma onda refletida é  $(SC + CR) / V$ . Entretanto,  $SC = CI$  assim como  $IR$  é igual em comprimento do caminho  $SCR$ . Conseqüentemente,  $t = IR / V$  e em termos de  $x$ , a distância entre tiro e geofone (*offset*) pode ser escrita por:

$$V^2 t^2 = x^2 + 4h^2$$

ou

$$\frac{V^2 t^2}{4h^2} - \frac{x^2}{4h^2} = 1$$

6.1

Sendo assim, o tempo de percurso das reflexões varia com o *offset*, originando uma hipérbole. Isto pode ser observado no registro sísmico, conforme é ilustrado na parte superior da Figura 43.

O geofone em  $R$  também irá registrar a *onda direta* que se propaga ao longo de  $SR$ . Ela chega antes no geofone por possuir um comprimento menor do que  $(SC + CR)$ . O tempo de trânsito é  $t_D = x/V$  e se refere às linhas  $OM$  e  $ON$ , passando pela origem com inclinação de  $\pm 1/V$ .

À medida que a distância aumenta, a diferença entre a onda refletida e a onda direta se torna pequena, e o tempo de reflexão se aproxima assintoticamente do tempo da onda direta.

A posição da camada de reflexão é determinada medindo-se  $t_0$ , que é o tempo de trânsito entre tiro e geofone, quando  $x=0$ , as equações 6.1 podem ser escritas como:

$$h = \frac{1}{2} V t_0$$

6.2

e

$$t^2 = \frac{x^2}{V^2} + \frac{4h^2}{V^2} = \frac{x^2}{V^2} + t_0^2$$

6.3

Plotando-se  $t^2$  em função de  $x^2$ , obtem-se uma linha reta com inclinação  $(1/V^2)$  e interceptando  $t_0^2$ . Este é o método “ $X^2 - T^2$ ” para a determinação da velocidade  $V$ .



É possível resolver a Equação 6.3 para  $t$ , medindo-se o tempo de trânsito em um registro sísmico. A diferença no tempo de trânsito para uma reflexão entre dois geofones é conhecida como *moveout* e é representada por  $\Delta t$ . Sendo  $t_1$  e  $t_2$  tempos de trânsito e  $x_1$  e  $x_2$ , os respectivos afastamentos,  $\Delta t$  pode ser expresso aproximadamente por:

$$\Delta t = t_2 - t_1 \approx \frac{x_2^2 - x_1^2}{2V^2 t_0} \quad 6.4$$

Em um caso especial onde geofone e fonte sísmica encontram-se na mesma posição,  $\Delta t$  é conhecido como *normal moveout*, representado por  $\Delta t_n$ .

$$\Delta t_n \approx \frac{x^2}{2V^2 t_0} \quad 6.5$$

Com esta equação notamos que o efeito *normal moveout* aumenta com o quadrado da distância e inversamente com o quadrado da velocidade e o tempo de trânsito. Assim a curvatura de reflexão aumenta para os geofones mais distantes, ao mesmo tempo em que a curvatura se torna progressivamente menor com o aumento do tempo de registro.

Este conceito é extremamente importante. É o principal critério para classificar uma reflexão quando se observa um registro sísmico. O efeito *normal moveout* deve ser corrigido antes de se somar os traços para o empilhamento final da seção sísmica.

#### 6.6.2. Reflexão para duas camadas

Considere um modelo geológico composto por duas camadas com velocidade constante  $V_1$  e  $V_2$ . Supondo que  $V_1$  e  $Z_1$  já tenham sido determinadas pelas equações anteriores, ao se construir o gráfico “ $X^2 - T^2$ ” para o segundo refletor, iremos obter uma curva ligeiramente côncava na direção da origem, conforme ilustra a Figura 44. Se o tempo fosse calculado sobre as trajetórias retas, *SABAS* e *SCDEF*, então o gráfico “ $X^2 - T^2$ ” mostraria a reta *JK*. Mas para um receptor localizado em *F*, o percurso de tempo mínimo será *SGDHF*, o que corresponderá ao ponto *L* abaixo de *K*. O efeito é menor para valores de  $X$  pequenos, portanto a linha *JK* e a curva *JL* são tangentes em *J*.

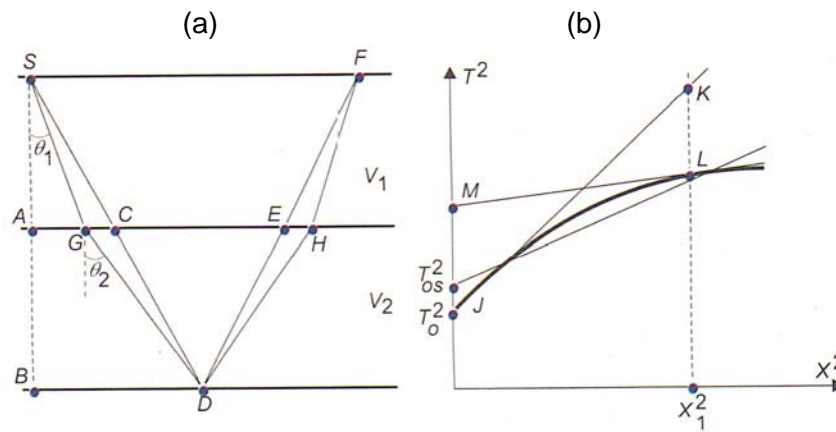


Figura 44 – (a) Modelo sintético composto por duas camadas homogêneas, planas e horizontais. (b) Gráfico esquemático  $X^2 - T^2$  para a reflexão na base da segunda camada (THOMAS, 2003).

Observe-se que devido ao fato das trajetórias de  $S$  a  $D$  e de  $D$  a  $F$  não serem retas, a reflexão da segunda interface não aparecerá no registro de campo como uma hipérbole perfeita, mas como uma curva de ordem superior muito parecida com uma hipérbole. Esta diferença será maior quanto maior forem os contrastes de velocidade presentes na seqüência sedimentar, e também quando maior for o afastamento, induzindo a erros maiores na estimativa de velocidades e na previsão de profundidade dos refletores.

No gráfico  $T^2 - X^2$  esta reflexão aparece curvada ao invés de uma linha reta, mas se acharmos uma reta que melhor satisfaça esta curva, então teremos:

$$T_x^2 = T_{os}^2 + \frac{X^2}{V_{NMO}^2} \quad 6.6$$

Onde  $1/V_{NMO}^2$  é a inclinação da reta que melhor se ajusta à curva no gráfico  $T^2 - X^2$  e representa uma velocidade denominada de velocidade de empilhamento ou velocidade de NMO. Como esta reta terá inclinação sempre menor que a inclinação da reta  $JK$ , a velocidade de empilhamento será sempre maior que a velocidade média verdadeira do pacote sedimentar.

### 6.6.3. Camadas inclinadas

Quando uma camada tem um mergulho no sentido do levantamento, teremos uma situação conforme ilustrado na Figura 45, onde  $\xi$  é o mergulho e  $h$  é a profundidade. Para desenhar o raio sísmico de reflexão chegando no geofone  $R$ ,

ligamos o ponto imagem  $I$  a  $R$ . O trajeto será  $SCR$  e o tempo  $t=(SC + CR)/V$ . Devido a  $(SC + CR)=IR$ , a aplicação da lei do co-seno para o triângulo  $SIR$  será:

$$\begin{aligned} V^2 t^2 &= IR^2 \\ &= x^2 + 4h^2 - 4hx \cdot \cos\left(\frac{\pi}{2} + \xi\right) \\ &= x^2 + 4h^2 + 4hx \cdot \sin\xi \end{aligned} \quad 6.7$$

Desenvolvendo os quadrados, teremos:

$$\frac{V^2 t^2}{(2h \cdot \cos\xi)^2} - \frac{(x + 2h \cdot \sin\xi)^2}{(2h \cdot \cos\xi)^2} = 1 \quad 6.8$$

No caso de camada plana, a reflexão se dará na forma de hipérbole, mas o eixo de simetria será agora a linha  $x = -2h \cdot \sin\xi$  ao invés do eixo  $t$ . Isso significa que os tempos de chegada são diferentes para geofones localizados simetricamente em lados opostos à fonte, o que não acontece quando a camada é plana.

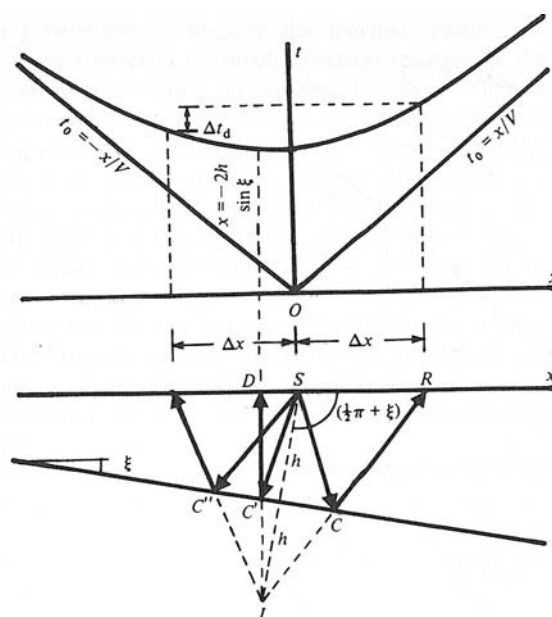


Figura 45 – Geometria e curva de tempo para refletor com mergulho.

### 6.6.3 Aplicação

A obtenção da  $V_{NMO}$  é realizada através de métodos computacionais, todos eles tentativos e associados à interpretação dos resultados. Basicamente, estes métodos tentam obter a maior coerência horizontal dos eventos registrados, calculando a correção dinâmica com diferentes velocidades.

A técnica utilizada no fluxograma é a geração do painel CVS (Constant Velocity Stacks), que consiste em corrigir os traços de uma família com velocidade  $V$  constante,

ou seja, a velocidade empregada é a mesma para todo o registro. Em seguida, os traços são somados, sendo então a operação repetida com outros valores de velocidade, de maneira a cobrir toda a faixa de variação de velocidade esperada na área. A Figura 46 ilustra uma análise de velocidades com valores variando entre 1700 m/s a 3000 m/s. A geração do painel CVS exige que o dado sísmico seja ordenado (*sorted*) em famílias CMP. Em cada conjunto, a velocidade aplicada é constante para todo o registro, ou seja, de 0ms a 400ms. O conjunto é constituído por 10 traços, correspondentes a 10 famílias CMP, nas quais foi aplicada a mesma correção dinâmica com velocidade constante. As mesmas famílias são utilizadas nos vários conjuntos, ou seja, cada grupo de famílias CMP é submetida às velocidades constantes, que varia de 1500 m/s a 3000 m/s. O número de famílias para a análise é crítico na relação custo/benefício, como também o incremento na velocidade. Para o presente trabalho, o incremento de velocidade utilizado foi de 60 m/s.

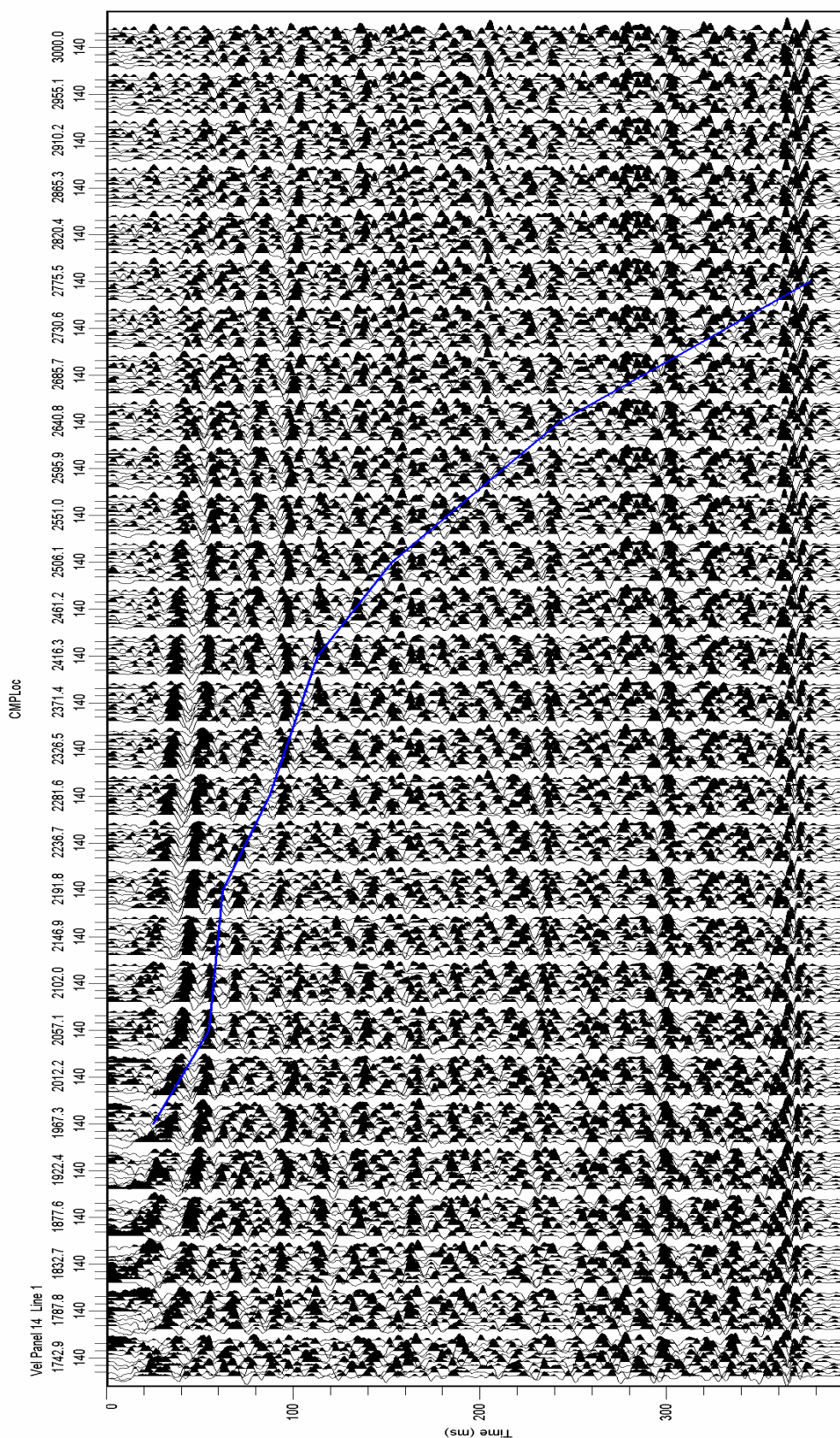


Figura 46 - Exemplo de painel CVS para a determinação de velocidades. A linha azul indica a função velocidade para ser aplicada na correção NMO.

Para interpretar o painel CVS é fundamental o conhecimento da geologia da área, pois a identificação dos refletores verdadeiros feita *a priori*, facilitando muito o processo de análise de velocidades. Esse foi um dos maiores desafios encontrados durante o trabalho, pois mesmo tendo um controle geológico muito bom, os refletores não eram tão evidentes.

Uma das maiores dificuldades ao se tentar definir a função velocidade, é que no painel CVS vários possíveis refletores são identificados. Para solucionar este problema, foi escolhida uma linha sísmica que representasse significativamente a geologia de toda a área e que tivesse uma boa qualidade. Depois de selecionada a linha, foram escolhidas algumas famílias CMP que pudessem corroborar com a geologia local. Dessa maneira, mesmo com certa dificuldade em se definir o que é realmente refletor, foi possível estimar com segurança a função velocidade.

A zona de alteração ou camada de baixa velocidade foi retirada durante os processos de correção estática (elevação e refração), permitindo então iniciar a função velocidade com velocidades mais altas. Com base nos ensaios de sísmica de refração realizados por LONARDELLI (2004), a rocha logo abaixo da zona de alteração apresenta uma velocidade aproximada de 2000 m/s. Esta velocidade foi tomada como ponto de partida para a definição da função velocidade. Ainda com base nos ensaios de refração, a velocidade mais alta encontrada na área é de aproximadamente 3000 m/s. Como a variação de velocidade entre a camada de rocha mais superficial e a camada de rocha mais profunda é muito pequena, buscou-se definir uma função que aumentasse a velocidade gradativamente do topo para a base da seção sísmica.

Para se obter a estimativa mais próxima possível da velocidade média verdadeira a partir da velocidade NMO, utilizou-se a equação de DIX (1955), expressa por:

$$V_i = \sqrt{\frac{V_n^2 T_n - V_{n-1}^2 T_{n-1}}{T_n - T_{n-1}}} \quad 6.9$$

onde  $V_i$  é a velocidade intervalar e  $V_n$  e  $V_{n-1}$  são as velocidades RMS até a base e topo da camada  $n$ , respectivamente. Como a velocidade NMO é uma aproximação da velocidade RMS, a velocidade intervalar pode ser computada a partir da  $V_{NMO}$ , utilizando a mesma Equação 6.9.

Na medida em que a função velocidade era definida, as velocidades intervalares eram calculadas através da Equação 6.9, tentando mantê-las na faixa de velocidade aproximadamente entre 2000 m/s a 3000 m/s, embora nada impedia que velocidades fora deste campo não fossem tentadas. Houve um cuidado especial para evitar mudanças de velocidades laterais abruptas entre famílias CMP muito próximas.

Definida a função velocidade da linha escolhida como base, partiu-se para a análise de velocidade das linhas que a cruzavam. A análise de velocidade começava a partir da família CMP coincidente com a família CMP da linha base, inserindo a curva de velocidade da linha base na linha a ser analisada. Esta curva era ajustada de maneira a satisfazer os refletores da mesma. Feito isso, a função velocidade era definida para toda a linha. Este procedimento foi utilizado em todas as linhas sísmicas.

Após a função velocidade ser definida para toda a linha, foi aplicada a correção NMO. Da mesma maneira que a geração do painel CVS, o dado sísmico precisa ser ordenado (*sorted*) em famílias CMP. Esta correção causa distorção de amplitudes e freqüências na parte superior do registro sísmico (Figura 47). Normalmente aplica-se um silenciamento desta área que engloba parte da refração. No caso dos dados da área em estudo, este silenciamento não foi aplicado por se desejar manter todo o conteúdo do registro sísmico. Essa informação é passada aos intérpretes para evitar erros de interpretação.

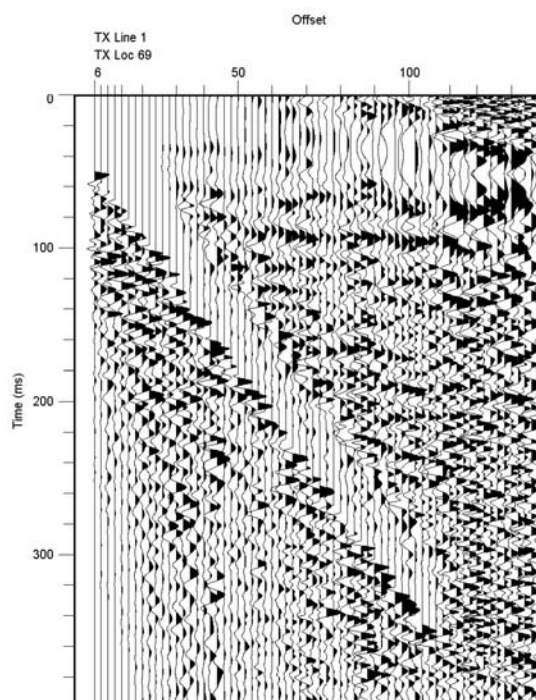


Figura 47 – Exemplo de aplicação da correção NMO. Note a parte superior do registro a distorção de amplitudes e freqüências da refração (domínio do tiro).



Muitas vezes a correção NMO não alinha totalmente os refletores. Isso ocorre principalmente porque as correções estáticas por elevação e refração corrigem apenas variações onde o comprimento de onda é maior ou igual ao tamanho do arranjo de geofones (BAKER, 1999). Por este motivo utiliza-se a correção estática residual sobre o dado já corrigido por NMO, para fazer pequenos ajustes em tempo, melhorando a coerência dos refletores existentes (Figura 48). Após esta correção, faz-se novamente uma análise de velocidade, apenas ajustando a curva de velocidade previamente definida. É um processo cíclico até que se esteja satisfeito com as correções, embora nos dados deste estudo, apenas uma segunda análise de velocidade foi considerada necessária, uma vez que outras tentativas mostraram mudanças insignificantes.

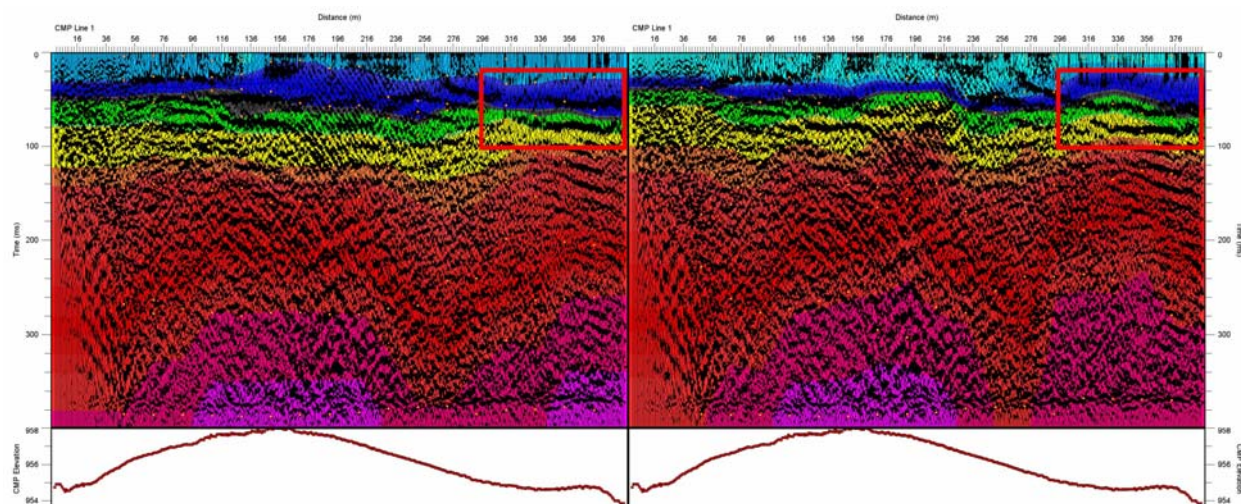


Figura 48 – Seção sísmica com campo de velocidades (colorido). Em (a) seção sísmica sem correção residual e em (b) com correção residual. Note-se no quadro vermelho em destaque uma melhora significativa do refletor.

## 6.8. Empilhamento e tratamento Pós-Empilhamento

Após todos estes passos, a seção é empilhada para uma primeira interpretação. Até o momento, todos os procedimentos descritos aqui se encontram na fase pré-empilhamento, pois se buscava eliminar o máximo possível de ruídos no domínio do tiro. Por este motivo, a fase pós-empilhamento consiste em uma limpeza de pequenos ruídos na seção final, para melhorar a visualização e facilitar a interpretação. São utilizados apenas um filtro passa-banda, com frequências de corte de 60Hz e 300Hz, e uma equalização de amplitudes para melhorar a continuidade de feições de interesse.



## 7. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Após a etapa de processamento, discutido no Capítulo 6, deu-se início à interpretação das linhas sísmicas. Embora este não seja o enfoque principal da dissertação, foi necessário para melhora constante do fluxograma de processamento. Esta é uma prática comum, pois sempre há a necessidade de melhorar a seção sísmica, seja ela por completo ou pequenas partes onde se necessita uma melhor visualização dos dados. A seguir serão apresentadas as linhas sísmicas e realizadas considerações a respeito das mesmas.

No total foram processadas 37 linhas sísmicas com extensões variáveis, mas apenas 4 linhas serão discutidas neste Capítulo (Figura 49). Estas linhas foram escolhidas por apresentar uma boa relação sinal/ruído no dado bruto. Note que todas as linhas que serão apresentadas estão em tempo.

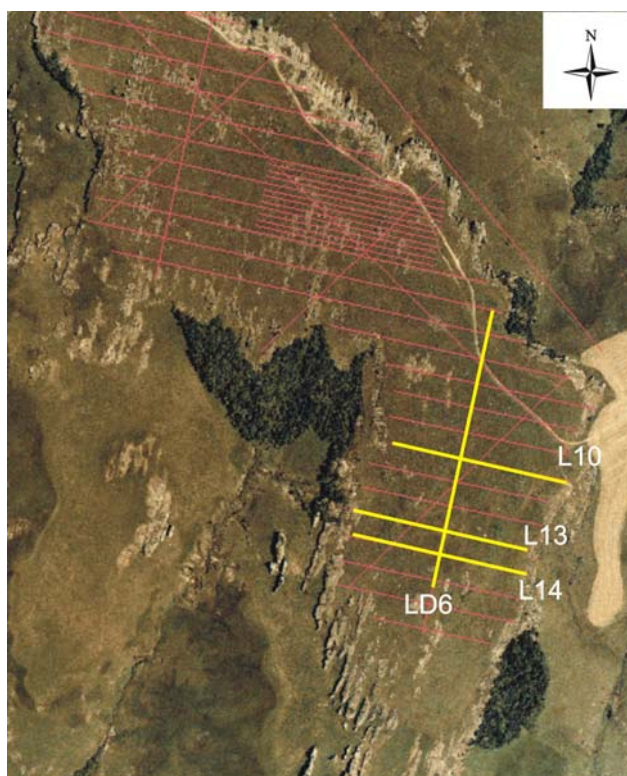


Figura 49 – Localização das linhas sísmicas discutidas neste trabalho.

A seção sísmica da linha LD6, ilustrada na Figura 50, mostra reflexões evidentes até o tempo de 120ms. Os refletos são sub-horizontais, salvo pequenas porções onde apresentam uma inclinação mais acentuada. Na porção central há uma zona onde há uma perturbação do sinal, assim como no início da seção. Esta linha é paralela à principal direção de fraturamento da área.

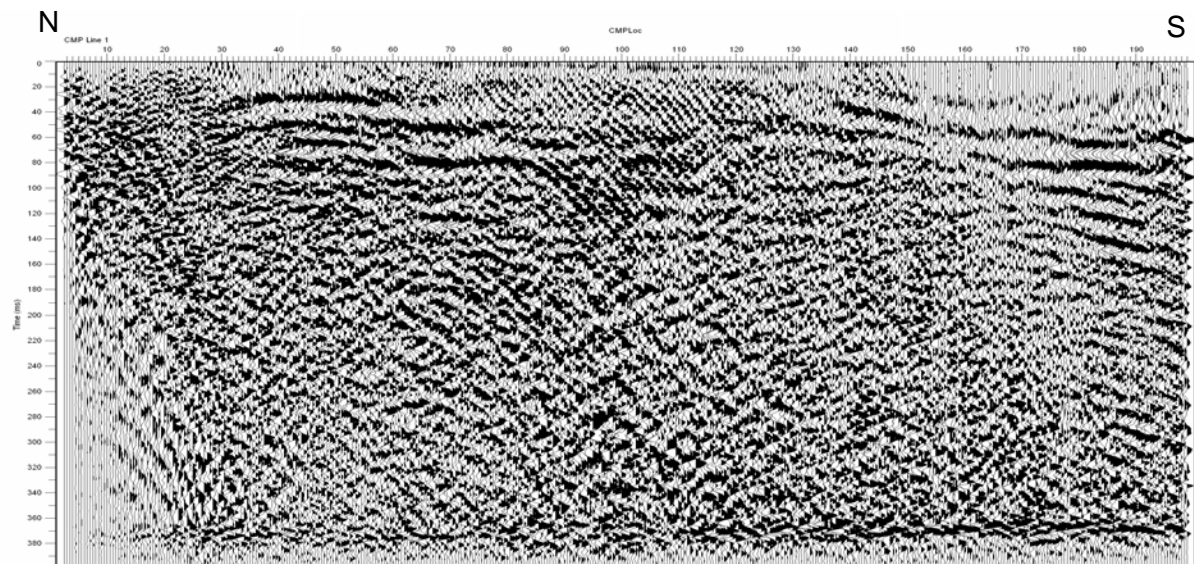


Figura 50 – Seção sísmica da linha LD6. O comprimento total é de 400 metros.

A Figura 51 ilustra a seção sísmica L10, que tem direção perpendicular à principal direção de fraturamento da área. Devido a esta característica, a seção final não apresenta uma qualidade boa quando comparada a outras linhas sísmicas com azimutes diferentes. Bem no topo da seção, aproximadamente 40ms, é possível observar um refletor sub-horizontal pouco marcante. Esta linha, assim como outras, necessita de uma avaliação melhor dos dados para tentar melhorar o resultado final.

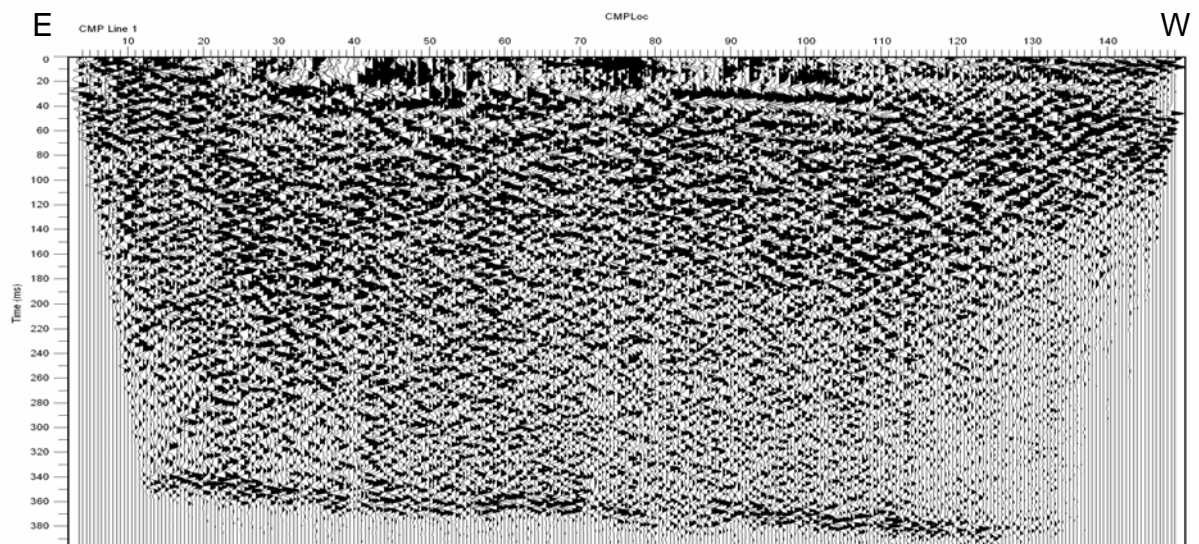


Figura 51 – Seção sísmica da linha L10. O comprimento total é de 300 metros.

A Figura 52 ilustra a seção sísmica L13, que assim como a L10, possui direção perpendicular à direção de fraturamento da área. Ao contrário da linha L10, a seção mostra refletores mais marcantes entre 40ms e 100ms, embora não tão

“limpos”. Estes refletores também são sub-horizontais e são mais contínuos do que os refletores observados na linha L10. Pequenas zonas de perturbação do sinal são observadas em vários pontos da seção.

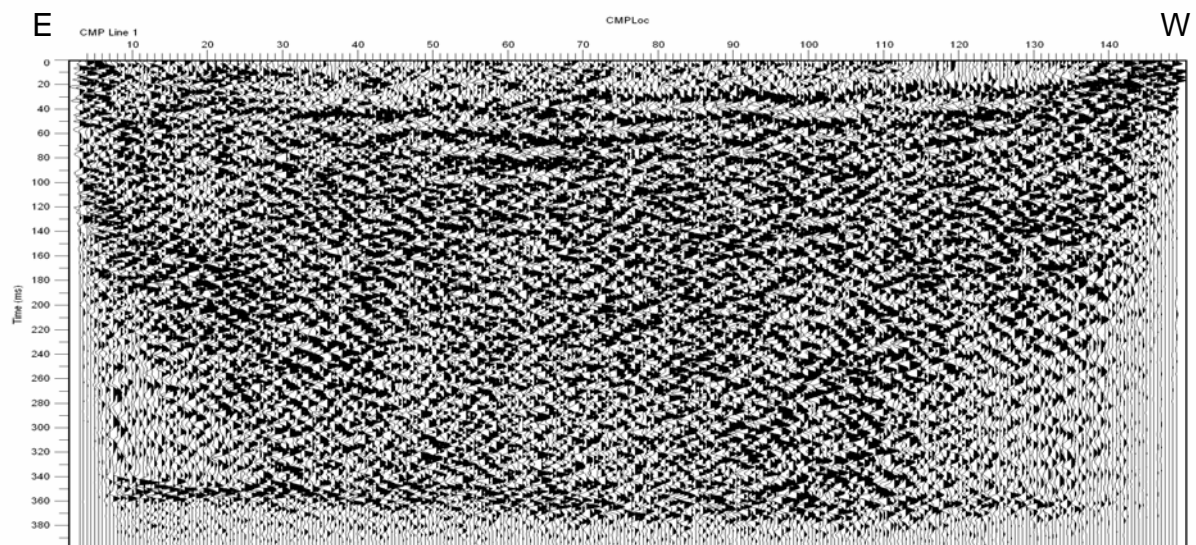


Figura 52 – Seção sísmica da linha L13. O comprimento total é de 300 metros.

A Figura 53 ilustra a seção sísmica L14, também perpendicular à direção de fraturas da área. Apresenta refletores bem evidentes entre 40ms e 100ms, sub-horizontais e levemente ondulados. Também possui zonas onde há perturbação de sinal sísmico, principalmente próximo à família CMP 80.

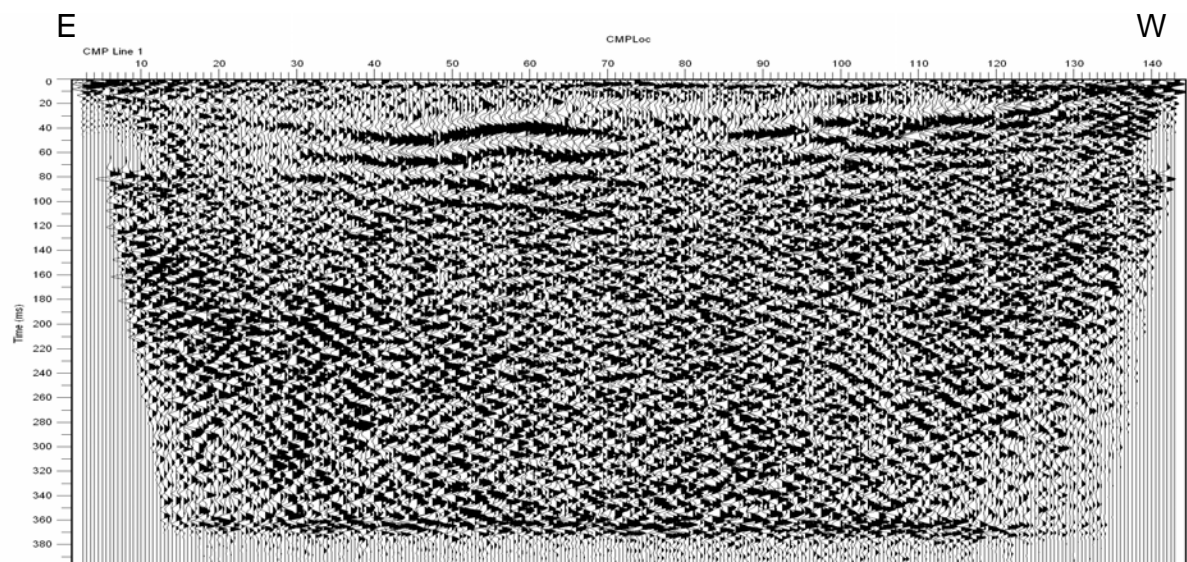


Figura 53 – Seção sísmica da linha L14. O comprimento total é de 280 metros.

Como é possível observar, as seções sísmicas apresentadas mostram refletores evidentes até o tempo de 120ms. Abaixo deste tempo, não foi possível

determinar uma função velocidade que pudesse mostrar refletores em maiores profundidades. As causas para este particular poderiam ser de várias origens, como dissipação de energia, baixa energia da fonte sísmica ou até mesmo ausência de rochas com grandes contrastes de impedância que pudessem caracterizar um refletor sísmico.

Uma característica observada em todas as seções sísmicas são as zonas de perturbação do sinal. As zonas observadas no início de cada linha são causadas pelo baixo recobrimento dos traços (fold). As demais zonas causaram preocupação durante o processamento e a interpretação, uma vez que o recobrimento é alto. Na fase de processamento das linhas, as perturbações dificultavam a definição da função de velocidade para empilhamento. Durante a interpretação das linhas, a preocupação maior era identificar e mapear os refletores, negligenciando as zonas perturbadas. Porém, sempre nas bordas dessas regiões, os refletores apresentavam uma pequena inflexão, sugerindo a existência de falhas. HARRIS *et al* (2000) observou esta mesma característica ao tentar caracterizar falhas próximas à superfície.

Partindo deste princípio, todas as zonas de perturbação foram interpretadas como sendo zonas de falhas. Ao se comparar com as zonas mapeadas em campo, notou-se que estas coincidem perfeitamente. A Figura 54 ilustra uma zona de falha interpretada primeiramente em foto aérea e depois inserida no pacote de interpretação para correlacionar com a seção sísmica. Devido ao fato de a posição da falha em relação à linha sísmica ser oblíqua, a zona de perturbação é ampla.



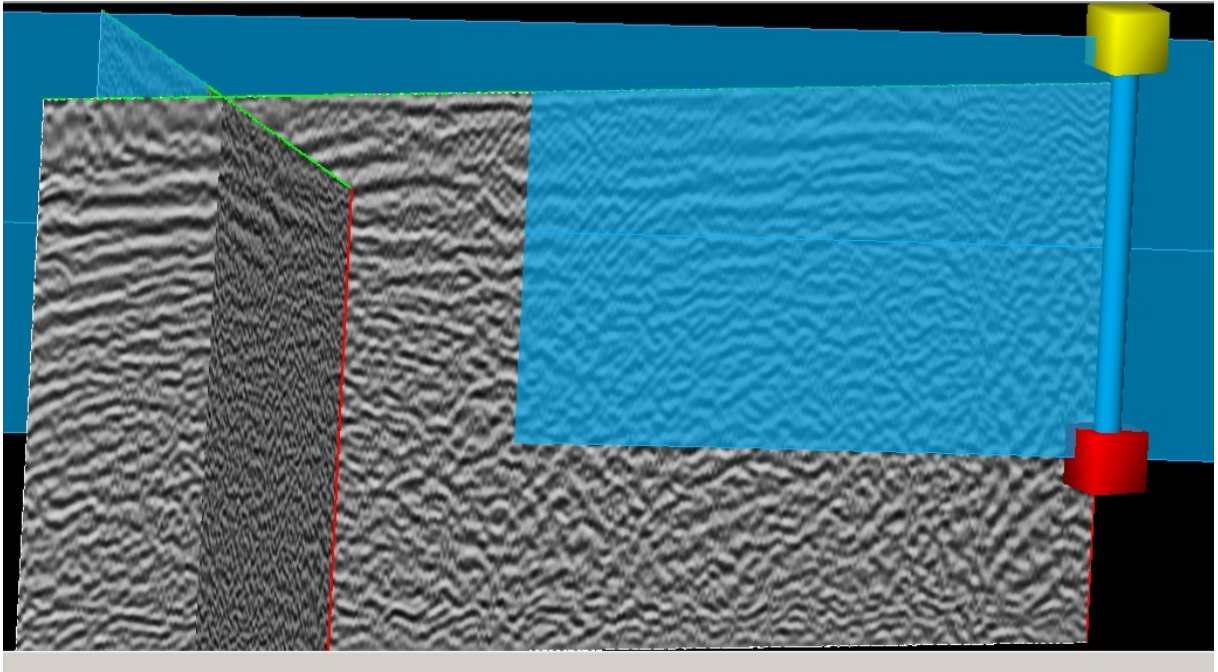


Figura 54 – Interpretação da zona de falha (plano azul) em foto aérea e sua correlação com as seções sísmicas. Note a coincidência do plano de falha com as zonas perturbadas da linha sísmica LD6.

A interpretação das linhas se deu de forma individual, ou seja, sem a preocupação de durante a interpretação fazer correlações de horizontes e falhas entre as linhas (Figura 55). A correlação com a geologia ao longo de linhas permite comprovar que o resultado do processamento sísmico é consistente e reflete muitos aspectos da situação geológica real.

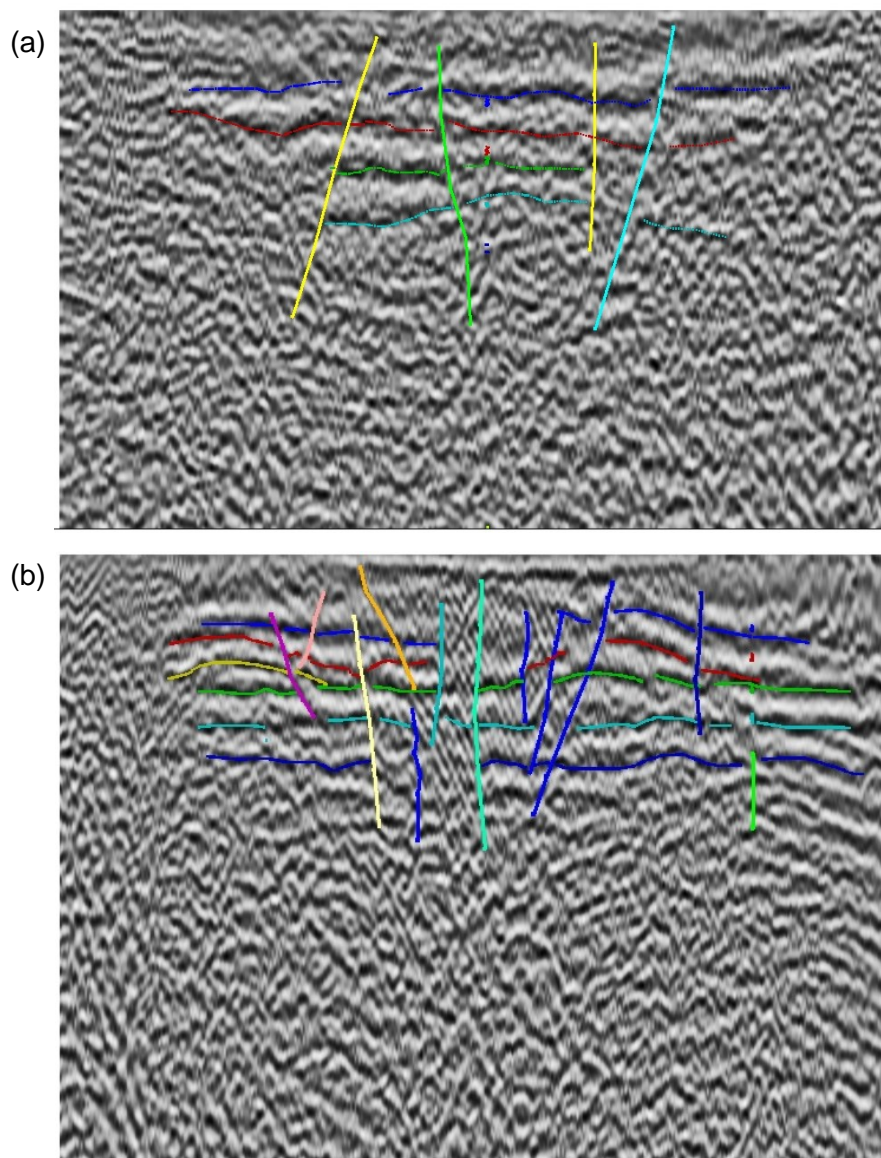


Figura 55 – Interpretação das linhas sísmicas. Em (a) interpretação da linha L14 e em (b) interpretação da linha LD6. Traços de mesma cor correspondem a mesma feição geológica.

Após a interpretação, as linhas sísmicas foram reunidas em um ambiente tridimensional, conforme ilustra a Figura 56. Com as linhas sísmicas agrupadas, é possível observar coerência entre as amplitudes dos refletores, embora haja uma pequena diferença em temp da ordem de milissegundos. É interessante notar que esta diferença se dá entre as linhas paralelas e transversais ao fraturamento. Nas linhas paralelas, os refletores encontram-se um pouco acima dos refletores que estão nas linhas transversais. Um dos possíveis motivos é que nas linhas paralelas, o campo de velocidade é ligeiramente maior do que o campo de velocidade das linhas transversais.

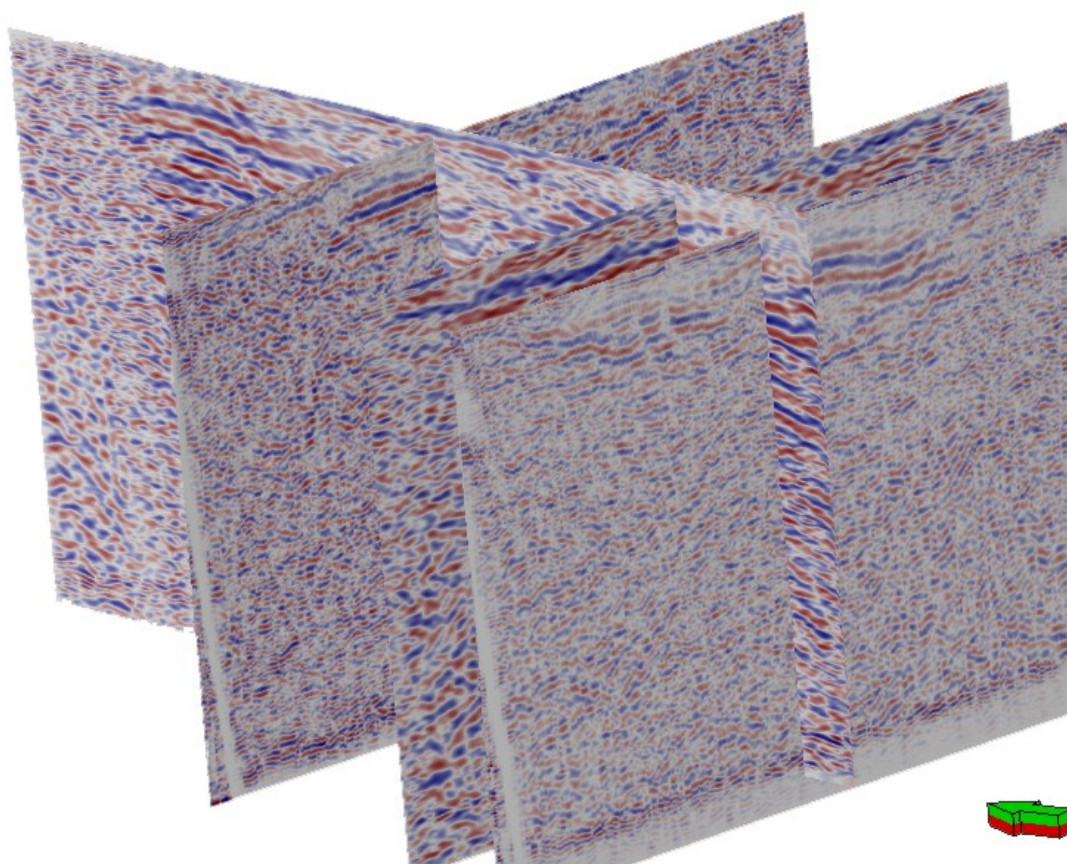


Figura 56 – Linhas sísmicas em um ambiente tridimensional. A seta indica a direção do norte geográfico.

Ativando as interpretações feitas individualmente em cada linha, foi possível correlacionar os horizontes refletos e zonas de falha. Apesar de toda a dificuldade de interpretação, foi possível gerar um pequeno modelo geológico tridimensional baseado nas seções sísmicas (Figura 57).



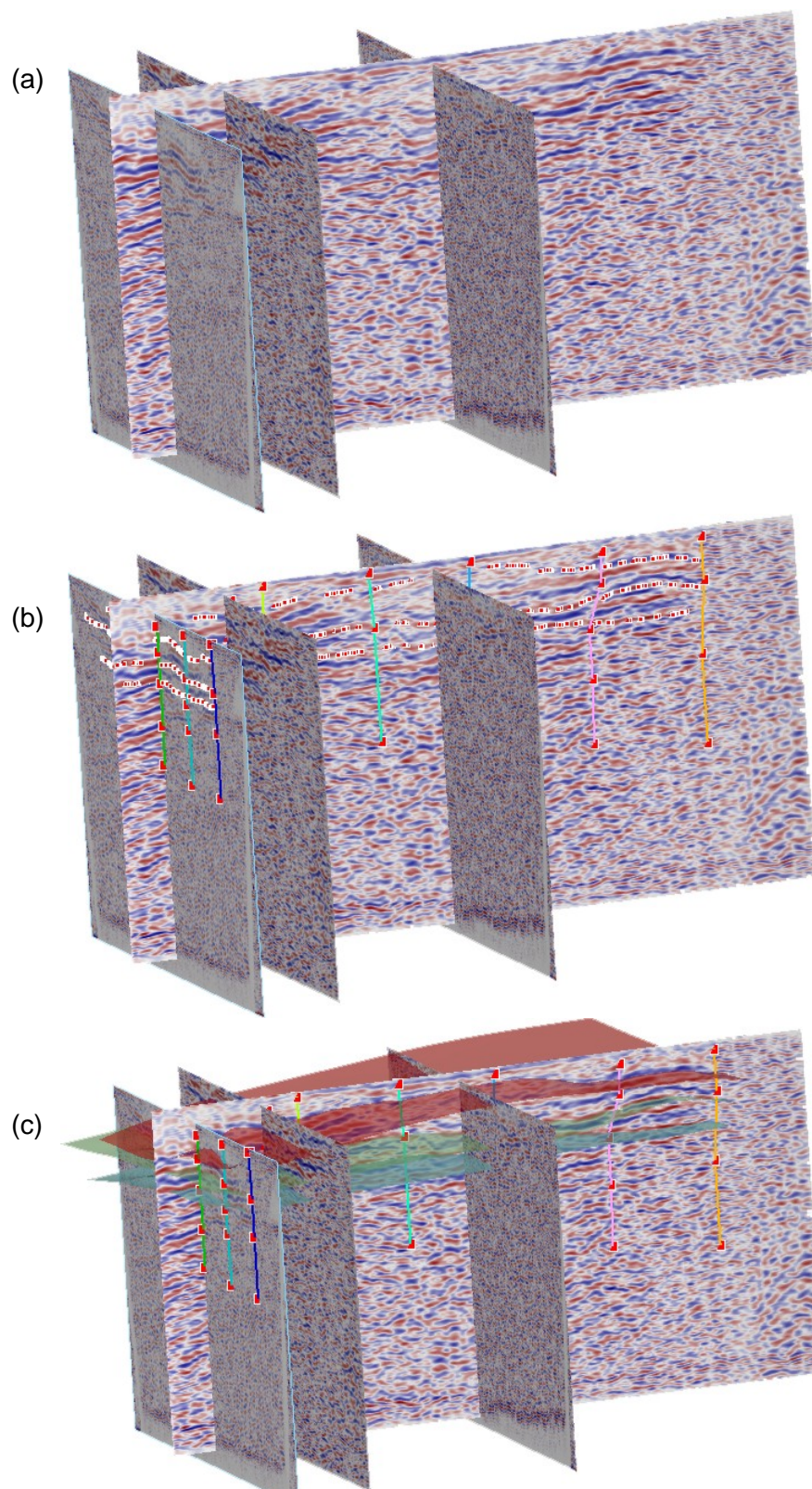


Figura 57 – Linhas sísmicas em um ambiente tridimensional sem interpretação (a). Em (b), interpretações geradas individualmente em cada linha e em (c) com a geração de horizontes.



## 8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O objetivo principal desta dissertação consistiu em processar os dados sísmicos obtidos durante o projeto MODRES, tendo como alvo os arenitos fraturados do Grupo Itararé. Além disto, tinha-se em mente processar linhas sísmicas convencionais (sísmica profunda) para poder estabelecer relações entre esta e a sísmica rasa, dita de alta resolução. Infelizmente, o processamento de linhas sísmicas convencionais não foi possível de se realizar devido à exigência de grande poder computacional.

Inicialmente adotou-se um fluxograma de processamento simples, interferindo o mínimo possível no dado bruto, buscando um refletor marcante no domínio do tiro (BAKER, 1999). Na limitada literatura existente sobre processamento de dados de sísmica rasa, observa-se esta mesma filosofia. Porém, os trabalhos apresentados sempre foram em áreas onde a geologia é relativamente simples. Não foi o caso deste trabalho em questão, onde a geologia estrutural da área tem um grau de complexidade alto devido ao intenso fraturamento. Além disto, feições de canal descritas em afloramentos da área, dificultam o processamento por apresentar inclinação nos refletores, exigindo um refinamento maior do fluxograma de processamento. Vale lembrar que todos os processos aplicados não envolveram nenhum desenvolvimento de algoritmos específicos, utilizando apenas os disponíveis no pacote computacional.

Um dos problemas que mais degradaram a qualidade dos dados foi a presença de intensa reverberação da refração e onda direta. A aplicação da deconvolução preditiva foi o maior avanço obtido durante o processamento. Embora na literatura para sísmica rasa não se mencione a utilização desta técnica e algumas vezes sua prática seja até mesmo condenada, para a área em estudo a aplicação foi eficaz. Sem a aplicação deste filtro, fica impraticável o processamento das linhas sísmicas, tornando difícil a geração de um modelo de velocidades e a obtenção de uma linha sísmica confiável e real.

Mesmo depois de exaustivos testes e aplicação de diversas técnicas de filtragem para aumentar a razão sinal/ruído, nenhum refletor foi detectado com clareza no domínio do tiro e CMP. Apenas discretas reflexões eram observáveis. Isto tornou difícil a determinação de um modelo de velocidades, essencial para a geração de uma seção sísmica final confiável e, conseqüentemente, conversão dos dados de tempo para profundidade.

Mesmo que alguns refletores nas seções finais tenham dificultado a interpretação, BARTOSZECK (2004) buscou outros parâmetros que pudessem ser utilizados. Ele percebeu que até o tempo de 100 ms (aproximadamente 100 metros de profundidade quando uma velocidade constante de 2km/s é assumida), há um padrão de reflexão em forma de canais e lentes. Abaixo deste tempo, o padrão torna-se mais retilíneo. Isto corrobora com os dados descritos em afloramentos da região. Além disto, há porções das seções sísmicas onde há perturbação do sinal. Nas bordas destas zonas perturbadas há uma ligeira inflexão de refletores, sugerindo a presença de falhas. A posição destas zonas corrobora com as falhas mapeadas em campo.

É muito comum na sísmica de reflexão os dados serem reprocessados várias vezes, principalmente em se tratando de sísmica terrestre. A aquisição dos dados foi feita dentro dos melhores padrões técnicos tanto em termos de instrumentação como de técnicas de campo. Contudo, a razão sinal/ruído manifestou-se baixa por força de ruídos coerentes. Existem possibilidades de melhorar esta razão através de técnicas de processamento, mas requerem às vezes muita experimentação. Certamente poderia ser feito mais neste sentido sobre os dados do presente estudo, mas isto demandaria um tempo que não se dispõe.

Como recomendação de continuidade, sugere-se um aprimoramento do modelo de velocidades, que deve ajudar na obtenção de seções sísmicas mais consistentes. Para isso é necessário buscar informações mais precisas sobre as características das rochas da área em estudo, particularmente através da perfilagem de poços. Com um modelo de velocidades bem definido, é possível aplicar o processo de migração e assim gerar um modelo geológico tridimensional o mais próximo possível da realidade. Outra tentativa válida é aplicar a pré-migração, que hoje em dia é um processo muito usual em sísmica de reflexão profunda. De qualquer maneira, qualquer processo de migração que se deseje aplicar, esbarra num bom modelo de velocidades.

## 9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Baker, G. S. 1999. Processing near-surface seismic reflection data: a primer. Society of Exploration Geophysics. 77p.
- Bartoszeck, M. K. 2004. Análise multitemática de dados geológicos e sísmica de reflexão: um ensaio metodológico – estudo de caso do Grupo Itararé. Dissertação de mestrado, UFPR. 105p.
- Bolt, B. 1976. Nuclear explosions and earthquakes: the parted veil. W.H. Freeman & Co. p 48.
- Castro, J. C. de. 1999. Estratigrafia de seqüências das formações Campo Mourão (Parte Superior) e Taciba, Grupo Itararé, Leste da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, 29(2):255-260.
- Dix, C. H. 1955. Seismic velocities from surface measurements. Geophysics, vol.20, n.1, p. 68-86.
- Dobrin, M. B. 1976. Introduction to Geophysical Prospecting. USA: New York, McGraw-Hill International Book Company. 630p.
- Duarte, O.O. 2003. Dicionário Enciclopédico Inglês-Português de Geofísica e Geologia. Brasil: Rio de Janeiro, Petrobrás. 2ª edição. 352p.
- França, A. B., Potter, P. E. 1989. Estratigrafia e ambiente deposicional do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 2). Boletim de Geociências da PETROBRAS, Rio de Janeiro. v.3 n.1/2, p.17-28.
- França, A. B. & Potter, P. E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 1). Boletim de Geociências da PETROBRAS, Rio de Janeiro. . V.2 n.2/4, p.147-191.
- França, A. B.; Winter, W. R.; Assine, M. L. 1996. Arenitos Lapa-Vila Velha: Um modelo de sistemas subaquosos canal-lobos sob influência glacial, Grupo Itararé (C-P), Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, 26(1):43-56.
- Gordon Junior, M. 1947. Classificação das formações Gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Bol. Div. Geol. Min. DNPM, 234:1-71.
- Harris, J. B.; Cox, R. T.; Berman, S. A.; Cole, B. W. 2000. Shallow seismic reflection imaging of the Big Creek Fault Zone in the Lower Mississippi Valley: Geological Society of America, 2000 Annual Meeting, Abstracts with Programs, p. A-56.
- Kansas Geological Survey. Winseis Turbo. Seismic processing software for use with MS Windows.

- Knapp, R. W.; Steeples, D. W. 1986. High-resolution-depth-point reflection profiling: field acquisition parameter design. *Geophysics*, vol. 51, n.2, p. 283-294.
- Kraft, R.P.; Rostirolla, S.P.; Bocardi, L.B.; Campos, A.F. de; Lonardelli, J.N. 2002. Análise petrofísica na caracterização de reservatórios de hidrocarbonetos um estudo nos arenitos "Lapa-Vila Velha" do Estado do Paraná. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 41, João Pessoa, *Anais*, 1:270.
- Lonardelli, J. N. 2004. Ensaio sísmico de reflexão rasa em rochas fraturadas do Grupo Itararé, Bacia do Paraná. Dissertação de mestrado, UFPR. 88p.
- Maack, R. 1947. Breves notícias sobre os estados de Santa Catarina e Paraná. *Arquivo de Biologia e Tecnologia*, Curitiba, v.2, p.65-154.
- Mayne, W. H. Common reflection point horizontal data stacking techniques. *Geophysics*, v.27, n.6, p.927-938, 1962.
- Milani, E.J. & Thomaz Filho, A. 2000. Sedimentary Basins of South America. In: U.G. Cordani; E.J. Milani; A. Thomaz Filho; D.A. Campos. *Tectonic Evolution of South America*, Edição Especial do 31<sup>st</sup> International Geological Congress, p. 389-449.
- Miller, R. D.; Pullan, S. E.; Waldner, J. S.; Haeni, F. P. 1986. Field comparison of shallow seismic sources. *Geophysics*, vol. 51, n. 11, p. 2067-2092.
- Parallel Geoscience Corporation. SPW – Seismic Processing Workshop.
- PAULIPETRO. 1981. Relatório de Atividades 1979/1981, 59 pp.
- Rostirolla, S.P.; Appi, C.J.; Mancini, F.; Kraft, R.P.; Bartoszeck, M.K. 2000. Fraturas controladoras da migração de fluidos nos Arenitos Vila Velha, Grupo Itararé, Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 31:349-356.
- Sheriff, R. E.; *Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics*. 2002. Society of Exploration Geophysicists. 4<sup>th</sup> Edition. 429 p.
- Sheriff, R. E.; and Geldart, L. P. 1995. *Exploration Seismology*. Cambridge University Press, Cambridge. 2<sup>nd</sup> ed. 592p.
- Schneider, R. L.; Mühlmann, H.; Tommasi, E.; Medeiros, R. A.; Daemon, R. F.; Nogueira, A. A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, *Anais*, 1:41-65.
- Telford, W.M.; Geldart, L.P.; Sheriff, R.E. 1990. *Applied Geophysics*. New York: Cambridge University Press, 770 p.
- Thomas, J. E. 2003. *Velocidades Sísmicas*. Brasil: Rio de Janeiro, Petrobrás. 118p.

- Wintersen, D. F. 1990. Velocity anisotropy terminology for geophysicists. *Geophysics*, vol. 55, p. 1070-1088.
- Yilmaz, O. 2001. *Seismic Data Analysis*. Society of Exploration Geophysics, Vol. 1, Tulsa. Second edition. 1000.
- Young, R. A. 2004. *A lab manual of seismic reflection processing*. School of Geology and Geophysics, University of Oklahoma. EAGE Publications. 126p.
- Zalan, P.V.; Wolff, S.; Conceição, J.C. de; Astolfi, M.A.M.; Vieira, I.S.; Appi, V.T.; Zanotto, O.A. 1987. Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná. In: *Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, 3, Curitiba. Atas..., v. 1, p 441-473.