

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

JOSENILDA DO NASCIMENTO LONARDELLI

**ENSAIOS SÍSMICOS DE REFLEXÃO RASA EM ROCHAS
FRATURADAS DO GRUPO ITARARÉ
BACIA DO PARANÁ**

CURITIBA
2004

JOSENILDA DO NASCIMENTO LONARDELLI

**ENSAIOS SÍSMICOS DE REFLEXÃO RASA EM ROCHAS
FRATURADAS DO GRUPO ITARARÉ
BACIA DO PARANÁ**

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra da Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial para obtenção do Grau de Mestre, na área de concentração em Geologia Exploratória.

Orientador: Prof. Dr. Augustinho Rigoti.

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

**CURITIBA
2004**

*Ao meu amigo e marido Marilton, ao meu
filho Silvestre e minha irmã Meyriele,*

*pilares de apoio e incentivo, que me
sustentaram.*

AGRADECIMENTOS

Devo direcionar meus agradecimentos de forma ampla, de modo que envolva todos que contribuíram para realização deste trabalho, pois foram muitas pessoas e instituições que colaboraram e apoiaram de diversas formas.

Guardo na memória a dedicação de todos os colegas e amigos que me ajudaram e incentivaram. Mas devo agradecer em especial:

ao meu orientador Prof. Dr. Augustinho Rigoti, pelo apoio e incentivo;

ao curso de pós-graduação em Geologia da UFPR, por oferecer esta oportunidade de pesquisa;

a Dra. Liliana Alcazar Diogo e ao Dr. Renato Luiz Prado do Instituto de Astronomia, Meteorologia e Geofísica (IAG/USP), pelo conhecimento transmitido, pelas idéias e sugestões;

ao Projeto MODRES - Projeto de modelagem de potenciais reservatórios fraturados em superfície para auxílio exploratório em subsuperfície pelo apoio técnico-financeiro a esta pesquisa;

aos colegas da PETROBRAS que muito contribuíram para efetivação desta dissertação, em especial a: Maria Cristina Apolinário Farias, Eduardo Lopes de Faria, José Luiz do Amaral Magalhães, Ivonete César Puia, Leonildes Soares de Melo Filho, Leandro Menezes Donatti e Mirnis Araújo da Nóbrega;

e a Marilton, Silvestre e Meyrielle, por aceitarem mais este desafio, nunca deixando eu desanimar.

Enfim, a todos que não tem seu nome citado nesta página, mas que sua ajuda certamente foi de grande valor, considerem-se agradecidos e tenham a certeza que ganharam uma grande admiradora por serem estas pessoas tão solidárias.

“Há uma coisa mais importante que as belas descobertas: é o conhecimento do método pela qual são feitas”

Leibniz

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	i
LISTA DE TABELAS	ii
RESUMO	iii
ABSTRACT	iv
1 INTRODUÇÃO E OBJETIVOS	1
2 CONTEXTO GEOLÓGICO	4
2.1 BACIA DO PARANÁ.....	4
2.2 ESTRATIGRAFIA DA ÁREA.....	9
2.3 PADRÃO ESTRUTURAL DA ÁREA.....	12
3 MÉTODOS E INSTRUMENTAÇÃO EMPREGADOS	14
3.1 FONTES SÍSMICAS.....	21
3.2 RECEPTORES E SISMÓGRAFOS.....	25
3.3 TÉCNICAS DE AQUISIÇÃO.....	28
4 AQUISIÇÃO DE DADOS	33
4.1 SISMOGRAMAS SINTÉTICOS.....	41
4.2 PREPARAÇÃO E MONTAGEM DA LINHA SÍSMICA.....	44
4.3 LEVANTAMENTO DE REFRAÇÃO.....	49
4.4 LEVANTAMENTO DE RUÍDO COM <i>PSEUDO-WALKAWAY</i>	53
4.5 LEVANTAMENTO DE REFLEXÃO.....	57
5 PROCESSAMENTO DE DADOS	60
5.1 CONVERSÃO DOS ARQUIVOS.....	62
5.2 GEOMETRIA DE EDIÇÃO DOS TRAÇOS.....	62
5.3 CORREÇÃO ESTÁTICA E FILTRAGEM.....	64
5.4 DECONVOLUÇÃO.....	68
5.5 ANÁLISE DE VELOCIDADE.....	69
5.6 EMPILHAMENTO.....	71
6 INTEGRAÇÃO DOS DADOS	74
7 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	82
REFERÊNCIAS	85

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização e acesso à área de estudo	05
Figura 2: Mapa de localização da Bacia do Paraná	06
Figura 3: Coluna litoestratigráfica da Bacia do Paraná	08
Figura 4: Coluna estratigráfica do Grupo Itararé	10
Figura 5: Mapa geológico de detalhe da área estudada	11
Figura 6: Sismogramas de campo com influência do <i>ground roll</i>	16
Figura 7: Fontes de energia empregadas no estudo	22
Figura 8: Comparação de registros e espectros de 3 diferentes fontes sísmicas	23
Figura 9: Registros sísmicos obtidos na área	24
Figura 10: Sistema de aquisição sísmica	26
Figura 11: Teste de acoplamento dos geofones	27
Figura 12: Ilustração do arranjo de campo	28
Figura 13: Exemplo de aquisição CMP	30
Figura 14: Ilustração do levantamento Walkaway Noise Test	32
Figura 15: Espectro F-K, hipotético, mostrando o falseamento	36
Figura 16: Espectro de amplitude por frequência	38
Figura 17: Sismograma sintético gerado a partir do SYNSEIS	43
Figura 18: Fluxograma para preparação e montagem de linha sísmica	45
Figura 19: Martelo perfurador rompedor em funcionamento	46
Figura 20: Tiro com sopro	47
Figura 21: Mapa de localização das linhas sísmicas	50
Figura 22: Curvas tempoxdistância obtidas da base sísmica da L1	51
Figura 23a: Seção sísmica obtida pelo método tomográfico	52
Figura 23b: Seção sísmica obtida pelo método recíproco	52
Figura 24: Desenho esquemático do arranjo Walkaway e Pseudo-Walkaway Noise Test	54
Figura 25a e b: Sismogramas obtidos da análise de ruído	55
Figura 26: Seção sísmica da linha L1	59
Figura 27: Fluxograma de processamento	61
Figura 28: Sismogramas exemplificando a etapa do processamento de edição do dado	64

Figura 29: Sismogramas com e sem correção estática	65
Figura 30: Comparação de seções sísmicas com e sem correção estática	66
Figura 31: Análise espectral para determinação do filtro F-K	67
Figura 32: Aplicação da deconvolução	69
Figura 33: Modelo de camadas baseado no mapeamento geológico e geoelétrico	70
Figura 34: Seções sísmicas empilhadas	73
Figura 35: Perfis geológicos	75
Figura 36: Perfis de poço	76
Figura 37: Seção sísmica da linha L3A	78
Figura 38: Seção sísmica da linha L1A	79
Figura 39: Seção sísmica da linha L2A e L4	80

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Tabela de campo contendo os dados necessários para entrar a geometria no arquivo bruto	63
Tabela 2: Função velocidade usada na primeira análise de velocidade	71

RESUMO

Apresenta e discute a técnica de sísmica de reflexão rasa visando ao emprego para imagear potencial reservatório fraturado, numa abordagem composta por cinco etapas metodológicas. Na primeira etapa inseri a revisão bibliográfica, servindo de base para a realização das etapas seguintes; a segunda discute os métodos e instrumentos que são utilizados neste tipo de trabalho; a terceira já descreve a realização do levantamento sísmico, com a aquisição de dados de refração e análise de ruído para prover informações da resposta sísmica da área e assim definir os parâmetros a serem empregados na aquisição dos dados e também para verificar se os instrumentos utilizados são adequados, fechando esta etapa dá-se a aquisição dos dados sísmicos de reflexão rasa propriamente ditos; na quarta etapa inclui o processamento dos dados adquiridos, sendo testados algumas ferramentas com diferentes parâmetros em busca da que apresentasse melhor resultado e a quinta etapa na correlação dos dados, busca-se comparar dados sísmicos com dados de poço e rocha com a finalidade de se ter uma seção sísmica que representa a subsuperfície o mais próximo possível da realidade e com o máximo de confiabilidade. O uso da sísmica de reflexão rasa como ferramenta no imageamento do arenito fraturado do Grupo Itararé foi pioneiramente empregada neste trabalho, gerando imagens sísmicas representativas da geologia da área.

Palavras-chave: Sísmica de reflexão rasa; imageamento sísmico; arenito fraturado; Grupo Itararé - Bacia do Paraná.

ABSTRACT

Shallow depth reflection seismic is analyzed with respect its applicability to imaging a fractured potential reservoir. The approach involves five methodological stages. In the first, as usual, a bibliographical review is performed; in the second, methods, procedures and equipments are discussed; in the third, the seismic survey is described, starting with refraction data acquisition and noise analysis to provide information on the seismic response of the study area and so determining the reflection seismic acquisition parameters, which constitutes the main target of the research; the fourth stage comprises the data processing, where some tools are tested with different parameters, in the search for the combination which provides best results, while the fifth and last stage is devoted to correlate the seismic data with the ones from borehole and surface geology, aiming at determining the seismic section best representing the subsurface geology. The use of shallow depth reflection seismic is so applied for first time to image the fractured sandstones of the Itararé Group, generating seismic images which contribute to the geological knowledge of the study area and give support to the study of outcrops which resemble fractured potential reservoirs.

Keywords: Shallow reflection seismic; seismic imaging; analog modeling; fractured sandstone; Itararé Group – Paraná Basin.

1 INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

O presente estudo desenvolveu-se no âmbito do projeto MODRES (Modelagem de Potenciais Reservatórios Fraturados em Superfície para Auxílio Exploratório em Subsuperfície), financiado pela Finep/PETROBRAS, que visa à modelagem da anisotropia e unidades de fluxo em reservatórios fraturados, enfocando a análise petrofísica e o imageamento geofísico, principalmente sísmico, de reservatórios rasos. O projeto está gerando várias teses e dissertações, sendo que a presente aborda o imageamento sísmico, particularmente no tocante à aquisição de dados na sísmica de reflexão.

O método sísmico de reflexão tem sido amplamente difundido como uma ferramenta de exploração de petróleo, mas não tem sido muito utilizado para aplicações na engenharia ou água subterrânea. Com o barateamento dos instrumentos utilizados pelo método e as oportunidades que têm surgido para centros de pesquisa se capacitarem em termos técnicos e instrumentais, esse quadro está mudando e estudos intensos estão sendo desenvolvidos.

O método sísmico de refração vem sendo utilizado, quase exclusivamente, nos campos da engenharia e hidrogeologia quando se precisava de informações da profundidade do embasamento. Esse método não necessita de processos computacionais de dados sofisticados, podendo ser feito com equipamentos relativamente simples e baratos. O desenvolvimento de sismógrafos digitais, ditos “de engenharia”, assim como a capacidade de filtrar os dados, combinado com a proliferação de microcomputadores potentes, tornou possível a aplicação da técnica de sísmica de reflexão para alvos rasos como alternativa viável e espera-se que, em certas situações, o custo-benefício seja compensador.

Comparado o método de refração ao de reflexão, este oferece algumas vantagens potenciais sobre o de refração, podendo ser citado:

- ✓ A energia sísmica é refletida para superfície a partir de qualquer interface através da qual um contraste de impedância acústica do material exista, dessa maneira, a técnica de reflexão não está sujeita à condição de aumento da velocidade com a profundidade;
- ✓ Dependendo da frequência do sinal, a técnica de reflexão tem um potencial de resolução de feições estratigráficas e estruturais com maior detalhe.

O método de reflexão será empregado tendo como técnica a CMP - *Common Mid Point* – que se encontra bem discutida em YILMAZ (2001) e DUARTE (2003). É muito similar ao método aplicado para exploração de petróleo, com exceção da escala. Os parâmetros e equipamentos para mapear alvos mais rasos que 200m deverão ser otimizados para a profundidade de interesse e condições próximas à superfície (KNAPP e STEEPLES, 1986a).

Como exemplo, cita-se o caso da fonte sísmica, que deve ser capaz de gerar um impulso acústico consistente e de alta freqüência, com nível de energia apropriado para a profundidade de interesse e sendo possível seu registro no último receptor com razão sinal/ruído satisfatória. De acordo com a literatura, conclui-se que, receptores devem ter alto nível de sensibilidade e resposta plana acima da freqüência fundamental, estendendo-se, pelo menos, até 400Hz. Atualmente, sabe-se que os geofones com resposta plana substituem os de alta freqüência fundamental, como os de 40 ou 100Hz, com a vantagem de cobrir todo o espectro de interesse, inclusive o extremo inferior. O sismógrafo, por sua vez, deve ter amplo alcance dinâmico instantâneo, que é a sua capacidade de registrar sinais com amplitudes muito diferentes, e a possibilidade de seleção de todo tipo de filtragem.

Quanto à resolução, é necessária alta resolução para resolver alvos pequenos na sísmica de reflexão rasa, requerendo altas freqüências. Essas, naturalmente, encontram certa dificuldade de se propagarem em profundidade, porque a terra age como um filtro que atenua rapidamente a energia das ondas de alta freqüência. Dessa maneira, a capacidade de uma área particular para transmitir energia sísmica com freqüências superiores a algumas centenas de Hertz é crítica para o sucesso de levantamentos de reflexão rasa (PULLAN, S.E. e HUNTER, J.A., 1985).

No projeto MODRES, que tem como objetivo imagear reservatórios rasos, todos os métodos e técnicas de investigação que já vêm sendo empregados na geofísica aplicada, como os elétricos, eletromagnéticos e o sísmico de refração podem ser utilizados. Dentre as técnicas mais recentes que, pela resolução e operacionalidade, têm grande potencial de serem empregadas, destacam-se a Sísmica de Reflexão Rasa - SRR, também chamada de Sísmica de Reflexão de Alta Resolução, o GPR e a tomografia elétrica.

E a técnica SRR tem sido bem sucedida na localização e quantificação de falhas, que representam obstáculo para o trajeto do raio em subsuperfície. Estas informações no entanto, eram obtidas por um extensivo e dispendioso programa de perfuração, sendo a fonte primária de dados que possuíssem detalhes necessários para mapear estruturas rasas significantes. Um fator limitante da avaliação por perfuração é que oferece pouca abrangência horizontal. Entretanto, a técnica SRR não pode substituir a perfuração, mas é importante que seja calibrada por um poço, aumentando significativamente o conhecimento da geologia em subsuperfície em pouco tempo e diminuindo o custo, uma vez que é possível reduzir os furos de sondagem.

Entre os principais alvos de investigação da geofísica rasa, pode-se citar o mapeamento de paleo-canais, fraturas, aquíferos, plumas de contaminação, entre outros.

Mas o uso da SRR com ausência de escolha criteriosa dos procedimentos tanto na aquisição como no processamento dos dados ou embasada, simplesmente, em procedimentos adotados na prospecção de petróleo, tem resultado em fracassos, principalmente no tocante à aquisição dos dados de campo. Entretanto, a seleção adequada dos parâmetros de aquisição é um dos principais fatores para garantir a qualidade dos resultados obtidos com a SRR e será o enfoque deste trabalho para prover informações consistentes da subsuperfície da área.

Como o projeto MODRES visa à modelagem de potenciais reservatórios fraturados, o alvo Rivadavia foi escolhido para a realização desse estudo pelo fato de ser uma área visada pela indústria do petróleo, por apresentar características similares a potenciais reservatórios em grandes profundidades, arcabouço estratigráfico em que está inserida e padrão estrutural característico, conferindo a esse alvo propriedades que lhe atribuem peculiaridades de um sistema petrolífero. Como exemplo dessas características pode-se citar o reservatório representado por pacote arenoso com grande extensão lateral e longitudinal, boa espessura, porosidade, permeabilidade, fraturas que podem servir de conduto ao fluxo de fluidos e pelo fato de o reservatório estar em contato direto com a rocha geradora facilitando a migração do fluido.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo envolve a região da Fazenda Rivadávia, totalizando uma área de 0,7km² entre as coordenadas UTM 601200/7204200 e 602100 / 7202700, localizada nas proximidades do Parque Estadual de Vila Velha, situada a, aproximadamente, 100km da capital, Curitiba, e a 20km da cidade de Ponta Grossa. O principal acesso se dá pela BR-376, conhecida por Rodovia do Café, que liga Curitiba a Ponta Grossa (figura 1).

A altitude média verificada na área é em torno de 950 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.

2.1 BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná (figura 2) compreende o segundo e o terceiro planaltos paranaenses, recobrando a maior porção do Estado. É uma bacia sedimentar intracratônica ou sinéclise, que evoluiu sobre a Plataforma Sul-Americana e sua formação teve início à cerca de 450 milhões de anos, no Período Ordoviciano, com sedimentação estendendo-se até o Cretáceo.

A persistente subsidência na área de formação da bacia, embora de caráter oscilatório, possibilitou a acumulação de grande espessura de sedimentos, lavas basálticas e *sills* de diabásio, ultrapassando 5.000 metros na porção mais profunda.

Sua forma é aproximadamente elíptica, aberta para sudoeste, e recobre uma área da ordem de 1,5 milhões de quilômetros quadrados. Apresenta inclinação homoclinal em direção ao oeste, na porção mais deprimida.

As extensas deformações estruturais tais como arcos, flexuras, sinformes e antifformes, posicionadas ao longo das margens da bacia, são classificadas como arqueamentos marginais, arqueamentos interiores e embaciamentos. Sua forma superficial côncava deve-se ao soerguimento flexural denominado arqueamento do Arco de Ponta Grossa.

A consolidação e evolução final do embasamento da Bacia do Paraná aconteceu durante o Ciclo Tectono-magmático Brasileiro, entre o Pré-Cambriano Superior e o Eo-Paleozóico. Sua evolução se estendeu por diversas fases de subsidência e soerguimento com erosão associada, no transcorrer das quais, a sedimentação se processou em sub-bacias.

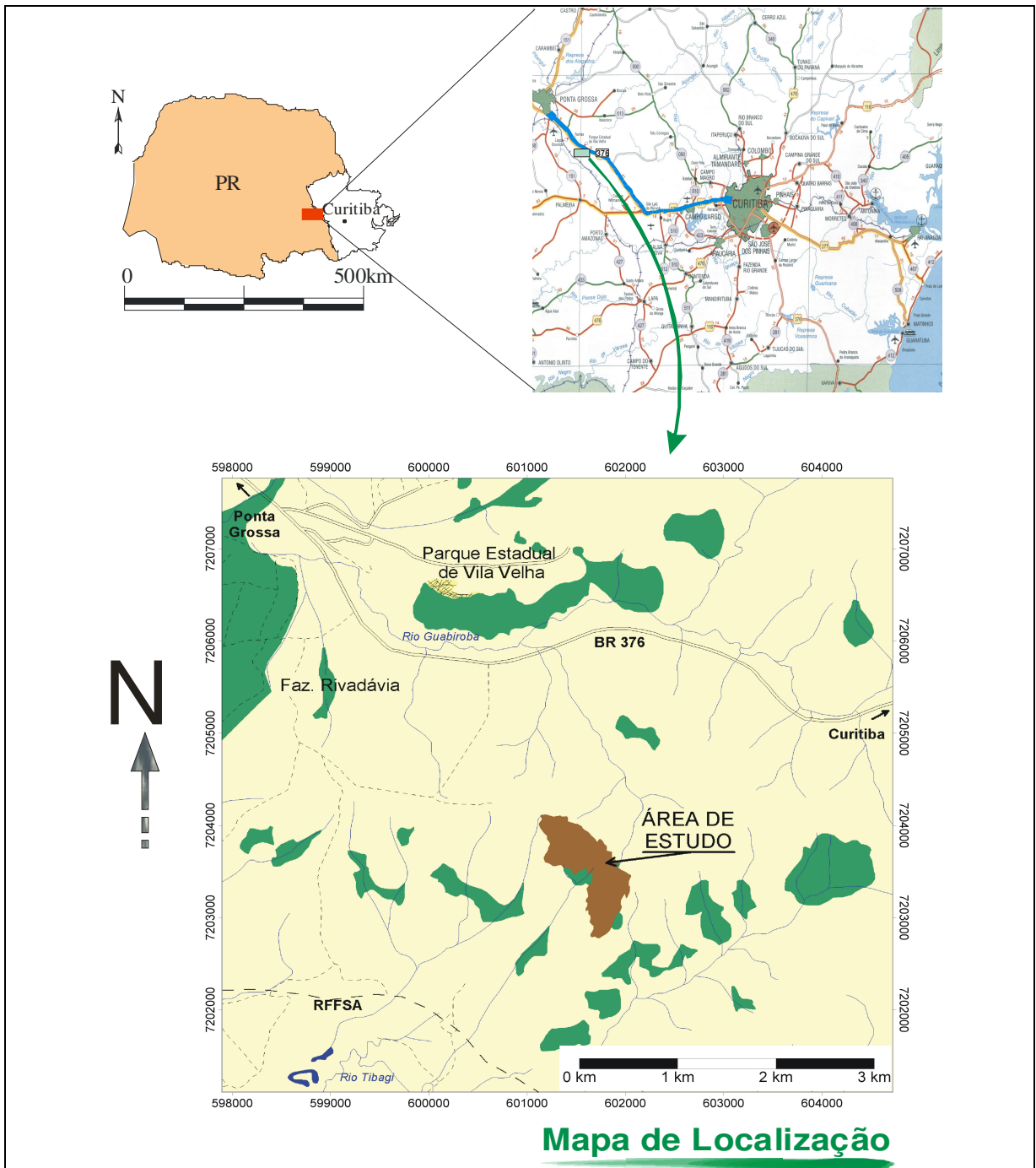


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo (destacada na cor marrom).
Fonte: Mapa rodoviário do Estado do Paraná – DER/PR, 1998 e KRAFT, 2004.



Figura 2: Mapa de localização da Bacia do Paraná na América do Sul.
Fonte: Modificado de ZALÁN *et al.*, 1987.

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 3 apresenta a coluna litoestratigráfica da Bacia do Paraná.

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 (MILANI e THOMAZ FILHO, 2000).

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 os extensivos derrames de lavas permo-cretácicas que recobriram as dunas eólicas do deserto Botucatu.

A cobertura continental da Superseqüência Bauru encerrou a história sedimentar dessa bacia.



CARTA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO PARANÁ

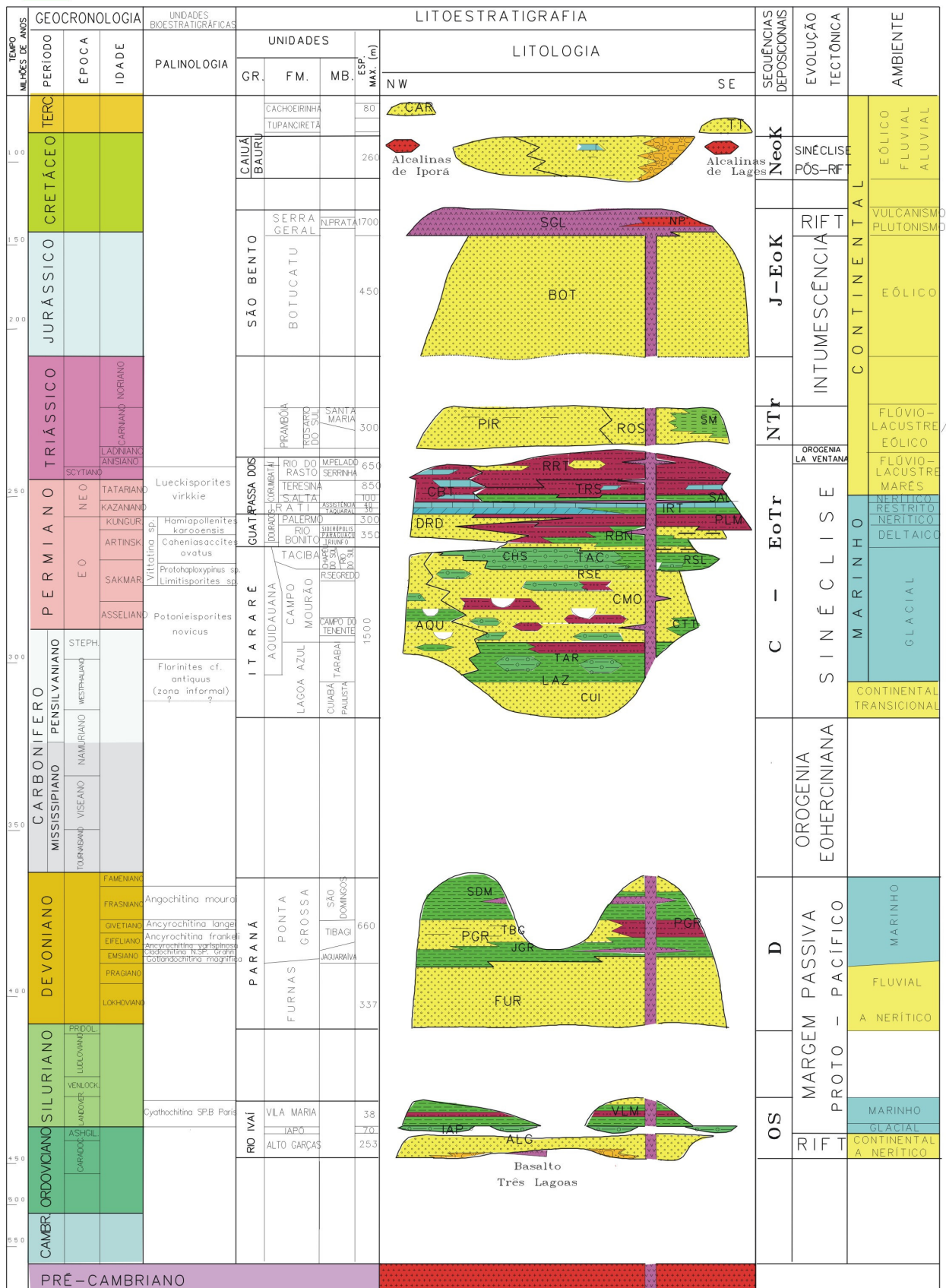


Figura 3: Coluna litoestratigráfica da Bacia do Paraná.
 Fonte: MILANI, et al. 1994.

2.2 ESTRATIGRAFIA DA ÁREA

As rochas do Grupo Itararé são o foco desse estudo. Especial dedicação será dada a Formação Campo Mourão, representada por uma porção sedimentar arenosa, também conhecida como Arenitos Vila Velha (FRANÇA *et al.* 1996).

O Grupo Itararé apresenta alguns níveis estratigráficos onde predominam arenitos com bom potencial para reservatórios e estas rochas reservatório arenosas são muito compactas e pouco porosas nos níveis silicificados próximos à superfície (ROSTIROLLA *et al.* 2001).

Através de estudos realizados na Bacia do Paraná (e.g. FRANÇA e POTTER, 1988), o Grupo Itararé foi reconhecido como o melhor reservatório para hidrocarbonetos por apresentar algumas características peculiares, como:

- ✓ Estar em contato direto com os folhelhos da Formação Ponta Grossa (considerada como geradora do sistema petrolífero);
- ✓ Conter corpos maciços de arenito com boas qualidades de reservatório;
- ✓ Possuir rochas potencialmente capeadoras representadas por lamitos seixosos, siltitos e corpos de diabásio;
- ✓ Principalmente por ter mostrado os melhores indícios de hidrocarbonetos. Como exemplo a descoberta do campo de gás em Bonito no Paraná.

Sobre a estratigrafia do Grupo Itararé, este é considerado por FRANÇA e POTTER (1988) como uma unidade glaciogênica com cerca de 1200 metros de espessura, que compreende as Formações Lagoa Azul, Campo Mourão, Taciba e Aquidauana (figura 4).

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. Sua composição na parte basal é arenosa e na superior tem predomínio de diamictitos.

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.

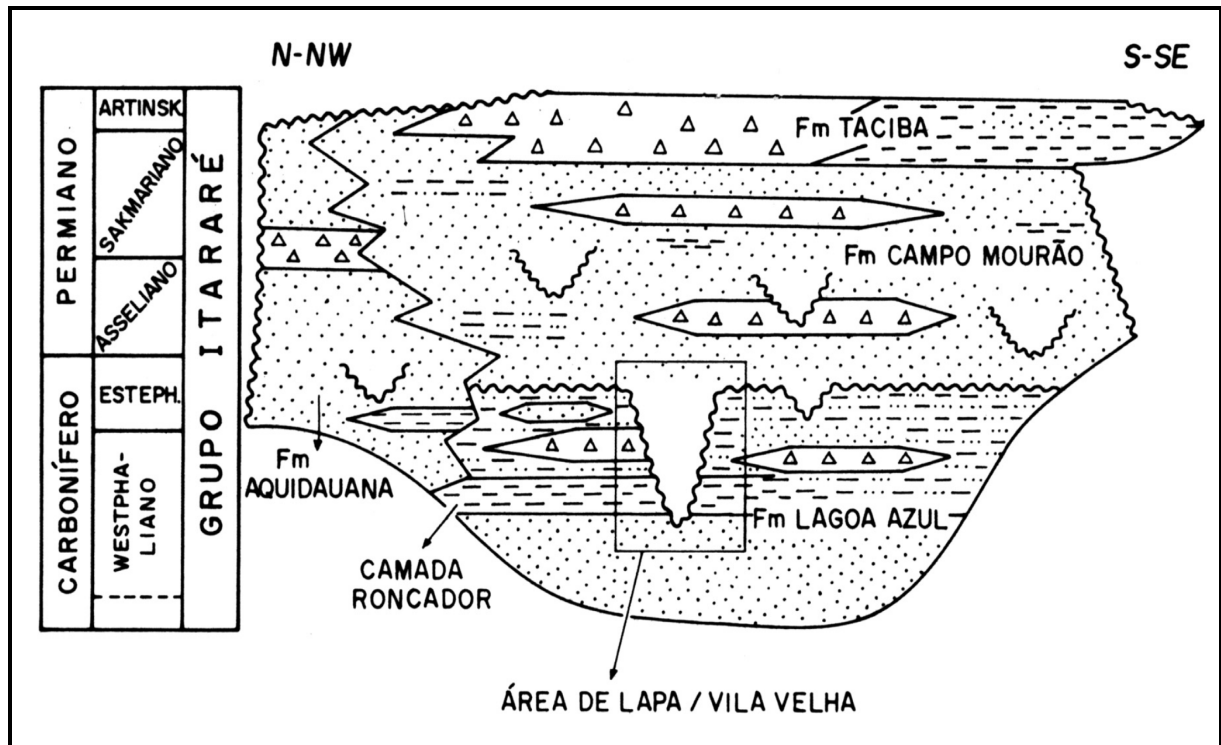


Figura 4: Coluna estratigráfica do Grupo Itararé segundo FRANÇA e POTTER, 1988.

A Formação Taciba possui idade eopermiana e distribuição ampla na bacia. É composta por um membro basal arenoso (Rio Segredo, menos espesso em direção ao sul da bacia), constituído por arenitos e siltitos e alguns conglomerados. No membro superior (Chapéu do Sol), há franco predomínio de diamictitos.

FRANÇA *et al.* (1996) acreditam que os Arenitos Vila Velha, aflorantes no Parque Estadual de Vila Velha, região próxima à área de estudo, 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 induzido glacialmente.

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

Mais recentemente, ROSTIROLLA *et al.* (2001) individualizam quatro subunidades faciológicas da Formação Campo Mourão, denominadas informalmente de subunidades lcm1 a lcm4 (figura 5), além de afloramentos da Formação Ponta Grossa e rampas de colúvio nas áreas mais baixas do terreno.

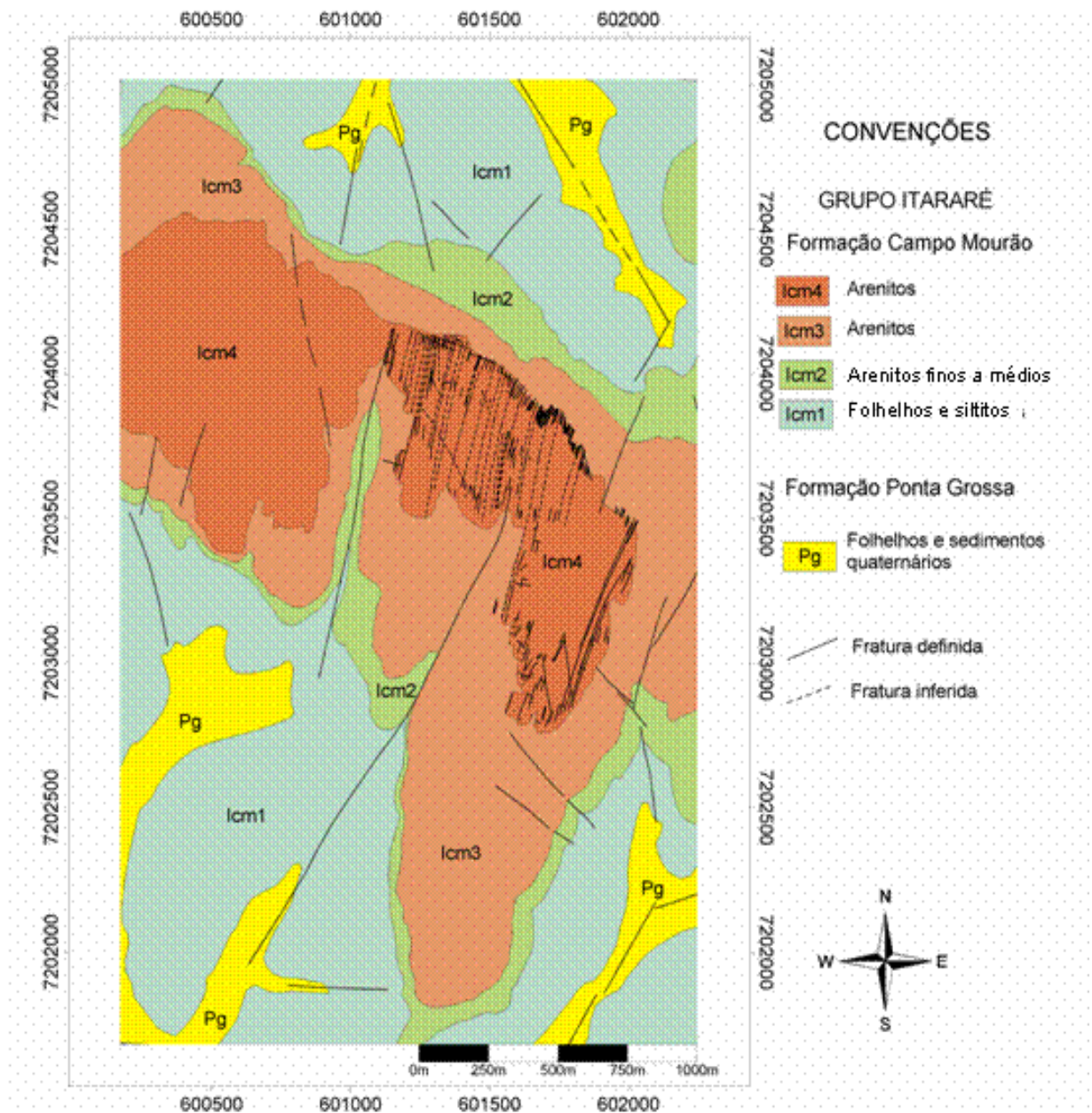


Figura 5: Mapa geológico de detalhe da área estudada, mostrando a distribuição das unidades mapeadas. A área de estudo limita-se no espaço onde estão traçadas as fraturas. (modificado de ROSTIROLLA *et al.*, 2001).

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 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 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. A parte superior desta subunidade, grada para 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.

2.3 PADRÃO ESTRUTURAL DA ÁREA

Está localizada a sul de um mosaico de grandes falhas regionais, na confluência entre dois corredores de deformação NW e NE. Sistemas de falhas retilíneas na direção NW e anastomosadas na direção NE compõem o arcabouço estrutural da área, em conjunto com segmentos menores segundo NS e EW. As falhas NE são igualmente reconhecidas na área de estudo, porém são menos contínuas, provavelmente por serem anteriores aos lineamentos NW (APPI e ROSTIROLLA, 2004).

Segundo ROSTIROLLA *et al.* (2001) e TRZASKOS-LIPSKI *et al.* (2003), os principais elementos estruturais descritos na área compreendem sistemas de juntas e pequenas zonas de cisalhamento marcadas como ressaltos no relevo.

Fotointerpretação e levantamento de detalhe na área permitiram reconhecer duas famílias de fraturas, de direção N10E e N70W, ambas subverticais, com a direção N10E ocorrendo com maior freqüência.

A distribuição final configura um sistema de pequenos *grabens* e *horts*, limitados por falhas com pequeno rejeito, da ordem de dezenas de centímetros e 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 nos planos (ROSTIROLLA *et al.*, 2001).

Quanto à disposição das camadas, ROSTIROLLA *et al.* (2001) em levantamento estrutural de detalhe realizado na área, descrevem-nas como subhorizontais, com leves basculamentos gerados por rotação a partir das falhas maiores.

3 MÉTODOS E INSTRUMENTAÇÃO EMPREGADOS

Os métodos sísmicos são métodos de prospecção geofísica baseados na análise da propagação de ondas sísmicas geradas artificialmente, com a finalidade de delinear as estruturas geológicas de subsuperfície e, geralmente, referem-se aos métodos de reflexão ou refração (DUARTE, 2003).

Desde a década de 80, a técnica sísmica de reflexão vem sendo aplicada nas áreas de engenharia e meio ambiente, objetivando investigações normalmente inferiores a 50m de profundidade, que exigem maior resolução na definição de seus alvos, daí a denominação Sísmica de Reflexão de Alta Resolução.

Apesar dos primeiros relatos de aplicação da sísmica de reflexão rasa remontarem a meados da década de 50 (PAKISER *et al.*, 1954a, 1954b, 1956) somente a partir da publicação dos trabalhos de SCHEPERS (1975), HUNTER *et al* (1984) e KNAPP e STEEPLES (1986a e 1986b) é que se verificou um efetivo interesse na sua aplicação para a resolução de problemas geológico-geotécnicos. Isso se deve, principalmente, ao desenvolvimento instrumental apoiado nas inovações da indústria de computadores, que estão tornando os sismógrafos ainda mais portáteis, eficientes e menos caros.

Grande importância para o desenvolvimento da técnica teve Harold M. Mooney, um dos fundadores da *Bison Instruments* e autor de um manual (MOONEY, 1973) distribuído com os sismógrafos da *Bison* que, ainda hoje, representa um excelente guia para a execução de ensaios sísmicos rasos.

Não obstante a sísmica de reflexão de alta resolução utilizar os procedimentos de aquisição e processamento da sísmica convencional, há também uma série de adaptações e situações limitantes relacionadas aos objetivos propostos (alta resolução) e local de seu emprego, tornando-a uma área do conhecimento com grande demanda de pesquisa e desenvolvimento. A sísmica de reflexão rasa encontra dificuldades que são agravadas em comparação à investigação profunda. Elas se referem às interferências devido às ondas superficiais, heterogeneidade dos materiais geológicos superficiais e uso restrito das fontes sísmicas de superfície, entre outras.

Os métodos sísmicos têm como base o fenômeno de propagação de ondas elásticas, comumente chamadas de ondas sísmicas, nas rochas. Há duas classes principais de ondas sísmicas:

- ✓ **ondas de corpo**, que se transmitem em profundidade através do corpo volumétrico do meio;
- ✓ **ondas superficiais**, que se propagam no espaço confinado às interfaces entre meios com propriedades elásticas distintas, especialmente próximas à superfície do solo.

Há dois tipos de ondas de corpo: ondas primárias (P), longitudinais ou de compressão e as ondas secundárias (S), transversais ou cisalhantes. Nas primeiras, as partículas oscilam na direção de propagação da frente de onda através de deformações de compressão e de dilatação. Nas ondas transversais o movimento das partículas se dá transversalmente à direção de propagação da frente de onda e ocorre por deformação cisalhante. Outra diferença entre ondas P e S é a velocidade, sendo a onda P mais veloz. Esta relação pode ser expressa por meio das equações:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (3.1)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (3.2)$$

V_p é a velocidade de propagação da onda P;

V_s é a velocidade de propagação da onda S;

λ e μ são as constantes de Lamé que definem as propriedades elásticas da rocha;

ρ é a densidade.

Da análise das equações 3.1 e 3.2 observa-se que V_p é maior que V_s , pois as constantes de Lamé não são simultaneamente nulas para um dado material.

As ondas superficiais não penetram grande profundidade e também são de dois tipos: ondas Rayleigh e Love. As Rayleigh se propagam ao longo da superfície livre da Terra, com amplitudes que decrescem exponencialmente com a profundidade; o movimento das partículas é elíptico retrógrado num plano vertical em relação à superfície. Para maiores informações sobre este assunto sugere-se consultar autores como TELFORD *et al.* (1976) e EVANS (1997).

Na investigação por meio da sísmica de reflexão rasa (SRR), as ondas Rayleigh, neste caso chamadas *ground roll*, aparecem como ondas de baixa frequência e alta amplitude, muitas vezes mascarando o registro das ondas

refletidas sendo por isso consideradas como ruído indesejado. Exemplo da influência deste tipo de onda no registro sísmico pode ser observado no sismograma da figura 6.

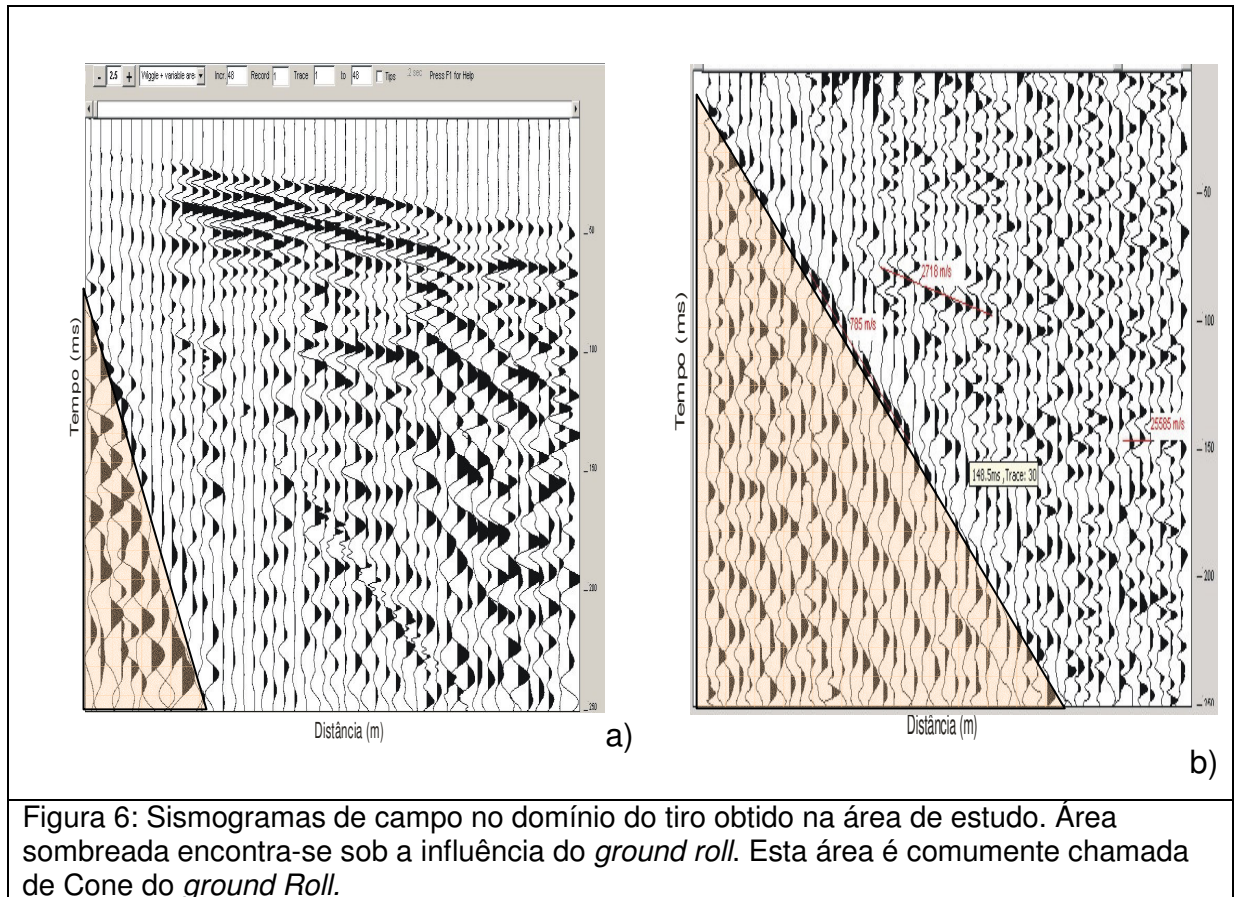


Figura 6: Sismogramas de campo no domínio do tiro obtido na área de estudo. Área sombreada encontra-se sob a influência do *ground roll*. Esta área é comumente chamada de Cone do *ground Roll*.

A figura 6 demonstra que além das características de baixa frequência e alta amplitude que podem mascarar as reflexões de interesse, o *ground roll* ainda apresenta como característica a baixa velocidade. Note que na figura 6b o efeito do *ground roll* é mais intenso que na 6a e isto se deve a vários fatores como, por exemplo, a mudança litológica, espessura da camada superficial de baixa velocidade, grau de umidade ou saturação da camada superficial e também variações no tiro, como a profundidade.

As ondas *Love* só se originam em meios onde se verifica a existência de uma camada de baixa velocidade de propagação de ondas S sobreposta a uma camada com alta velocidade. O movimento das partículas é transversal à direção de propagação da onda, mas paralelo à superfície. Essa onda é polarizada horizontalmente.

Fontes de impacto vertical podem gerar ondas *Love* somente quando o meio próximo à fonte apresentar grandes heterogeneidades laterais, porém seu registro é raro, sendo possível somente com a utilização de geofones horizontais posicionados transversalmente à direção do arranjo.

Diversos fatores presentes no meio geológico, como composição granulométrica e mineralógica, porosidade, cimentação, fraturamento, conteúdo de água e tensão de confinamento influenciam a propagação das ondas sísmicas.

As velocidades das ondas sísmicas de corpo (P e S) podem ser obtidas a partir de dados de campo e de amostras em laboratório. Os valores de velocidades obtidos em campo por meio da sísmica de refração, por exemplo, normalmente apresentam significativas diferenças, quando correlacionados aos obtidos por meio de ensaios de laboratório em amostras do mesmo local. Diversos elementos explicam essas diferenças podendo-se citar o fato dos ensaios de campo amostrarem grandes volumes do maciço com condições de pressão de confinamento diferentes e sujeitos à interferência de fatores como fraturamento, grau de alteração, entre outros. Por esse motivo, para estar mais próximo da realidade é que se recomenda a determinação destas velocidades *in situ*, ou seja, usando a sísmica de refração.

O principal fundamento da sismologia para o entendimento da propagação das ondas sísmicas é o Princípio de Huygens, de 1690; anterior, portanto, ao desenvolvimento da equação da onda. A base do conceito é que “*Cada ponto ao longo de uma frente de onda funciona como uma fonte secundária para a produção de uma nova onda esférica*”. O princípio de Huygens é particularmente didático quando se deseja uma forma gráfica de demonstrar os caminhos fundamentais, nos quais a direção de propagação da onda pode mudar, ou seja, por meio da reflexão, refração e difração.

Toda vez que uma onda atinge uma interface entre meios com contraste nas suas propriedades elásticas, parte de sua energia é refletida de volta e parte é transmitida através do outro meio. As amplitudes relativas das ondas refletidas e transmitidas nesta interface são descritas pelas equações de Zoeppritz e estão relacionadas às velocidades sísmicas e densidades observadas nos dois diferentes meios. As equações abaixo apresentam as equações de Zoeppritz considerando uma incidência normal, ou seja, θ e $\phi = 0^\circ$ ($A \rightarrow \theta \leftrightarrow B \rightarrow \phi$).

$$\begin{aligned} A_1 \cos \theta_1 - B_1 \sin \phi_1 + A_2 \cos \theta_2 + B_2 \sin \phi_2 &= A_0 \cos \theta_1 \\ A_2 &= A_0 - A_1 \rightarrow \text{ou} \rightarrow A_1 = A_0 - A_2 \end{aligned} \quad (3.3)$$

$$\begin{aligned} A_1 \sin \theta_1 + B_1 \cos \phi_1 - A_2 \sin \theta_2 + B_2 \cos \phi_2 &= -A_0 \sin \theta_1 \\ B_1 + B_2 &= 0 \end{aligned} \quad (3.4)$$

$$\begin{aligned} (A_1 Z_1 \cos 2\theta_1) - (B_1 W_1 \sin 2\phi_1) - (A_2 Z_2 \cos 2\theta_2) - (B_2 W_2 \sin 2\phi_2) &= -A_0 Z_1 \cos 2\theta_1 \\ A_1 Z_1 - A_2 Z_2 &= -A_0 Z_1 \end{aligned} \quad (3.5)$$

$$\begin{aligned} A_1 \left(\frac{\beta_1}{\alpha_1} \right) W_1 \sin 2\theta_1 + (B_1 W_1 \cos 2\phi_1) + A_2 \left(\frac{\beta_2}{\alpha_2} \right) W_2 \sin 2\phi_2 - (B_2 W_2 \cos 2\phi_2) &= A_0 \left(\frac{\beta_1}{\alpha_1} \right) W_1 \sin 2\theta_1 \\ 0 + B_1 W_1 + 0 - B_2 W_2 = 0 &\rightarrow B_1 W_1 - B_2 W_2 = 0 \\ (3.6) \end{aligned}$$

onde:

$\theta \rightarrow$ ângulo de reflexão da onda P

$\phi \rightarrow$ ângulo de reflexão da onda S

$A \rightarrow$ amplitude da onda P

$B \rightarrow$ amplitude da onda S

$Z \rightarrow$ impedância da onda P

$W \rightarrow$ impedância da onda S

$\alpha \rightarrow$ velocidade da onda P

$\beta \rightarrow$ velocidade da onda S

Utilizando a relação das equações de Zoeppritz, chega-se à equação dos coeficientes de reflexão e transmissão, representando a relação da amplitude refletida com a incidente e a relação da amplitude transmitida com a incidente, respectivamente.

Pela equação 3.5 e fazendo as devidas substituições utilizando a equação 3.3 têm-se:

$$\begin{aligned}
 -A_0Z_1 &= A_1Z_1 - A_2Z_2 \rightarrow -A_0Z_1 = A_1Z_1 - (A_0A_1)Z_2 \\
 \frac{A_1}{A_0} &= \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \rightarrow (\text{Coeficiente.de.reflexão})
 \end{aligned} \tag{3.7}$$

$$\begin{aligned}
 -A_0Z_1 &= A_1Z_1 - A_2Z_2 \rightarrow -A_0Z_1 = (A_0 - A_2)Z_1 - A_2Z_2 \\
 \frac{A_2}{A_0} &= \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1} \rightarrow (\text{Coeficiente.de.transmissão})
 \end{aligned} \tag{3.8}$$

A_0 amplitude incidente
 A_1 amplitude refletida
 A_2 amplitude transmitida
 Z impedância acústica

O produto da densidade (ρ) pela velocidade sísmica (V) para cada camada é conhecido como impedância acústica (Z). Dessa maneira, os coeficientes de reflexão e transmissão apresentam correlação tanto com a densidade quanto com a velocidade sísmica. Esta correlação pode ser expressa pelas equações 3.9 e 3.10.

$$\text{Coeficiente de Reflexão (R)} \quad R = \frac{A_1}{A_0} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} \tag{3.9}$$

$$\text{Coeficiente de Transmissão (T)} \quad T = \frac{A_2}{A_0} = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{2\rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} \tag{3.10}$$

O valor do coeficiente de reflexão varia, geralmente, de +1 a -1. Quando R é negativo, indica que o raio sísmico passou de um meio de maior velocidade para outro de menor velocidade e como consequência haverá uma inversão de fase na onda refletida. Quando R é igual a zero, tem-se a indicação de que toda energia é transmitida, não há reflexão. Isto sugere a inexistência de contraste de impedância acústica na interface; o que não significa, necessariamente, que não haja interface com materiais diferentes, mas que o produto de suas velocidades pelas densidades são iguais. Esta relação entre R e T é bem entendida pela análise da equação 3.11:

$$T = 1 - R \tag{3.11}$$

Como o coeficiente de reflexão está interligado à primeira zona de Fresnel, o conhecimento do tamanho desta zona é necessário. Considere-se também que ela é importante por dar indicação da resolução espacial do método sísmico. Mudanças nas condições de refletividade do meio num intervalo espacial inferior ao da zona de Fresnel não terão expressão no registro sísmico. Dois eventos são visualmente independentes no mesmo nível de reflexão se separados, lateralmente, por, no mínimo, o comprimento do raio da zona de Fresnel do local.

Este fenômeno traz também grandes implicações na sísmica rasa ao se considerar as irregularidades da interface refletora, pois dependendo de sua grandeza, pode se transformar numa superfície que gera ondas refletidas em diversos ângulos, tornando muito reduzida a soma de energia que retorna à superfície podendo, inclusive, contrariar previsões calculadas a partir de impedâncias acústicas inferidas para o meio. Normalmente, esse problema se torna mais significativo quando a amplitude da irregularidade é igual ou maior que um quarto do comprimento de onda (λ) da onda incidente. O raio (r) da primeira zona de Fresnel é dado pela equação:

$$r^2 = \lambda \frac{h}{2} + \frac{\lambda^2}{16} \approx \frac{\lambda h}{2} \quad (3.12)$$

ou, com algumas simplificações:

$$r \approx \sqrt{\frac{\lambda h}{2}} \approx \frac{v}{2} \sqrt{\frac{t}{f}} \quad (3.13)$$

sendo h a profundidade do alvo, v a velocidade da onda, t o tempo de trajetória dupla e f a freqüência dominante da onda.

Pode-se verificar que a primeira zona de Fresnel torna-se maior com o aumento da profundidade e a diminuição da freqüência.

3.1 FONTES SÍSMICAS

A seleção da fonte sísmica tem sempre o objetivo de alcançar a profundidade de investigação e resolução necessárias para o alvo em questão. Tendo em vista o seu uso em trabalhos de sísmica rasa, as fontes sísmicas devem possuir energia suficiente para gerar um sinal mensurável com boa relação sinal/ruído, gerar um pulso de menor duração possível (alta frequência), para garantir boa resolução, apresentar repetibilidade na geração de ondas sísmicas e ainda apresentar portabilidade.

Diversos são os trabalhos discutindo as diferentes características das fontes sísmicas utilizadas nos trabalhos de sísmica rasa, podendo-se destacar os de KNAPP e STEEPLES (1986b); MILLER *et al.* (1986, 1992, 1994); PULLAN e MacAULAY (1987) e KEISWETTER e STEEPLES (1995). Nesses trabalhos, procura-se fazer uma comparação do desempenho das fontes superficiais (impacto e de vibração) com as de subsuperfície (explosivas).

A partir destes trabalhos consultados, pode-se concluir que a seleção da fonte sísmica não depende apenas das suas características intrínsecas, mas também das características do meio onde será empregada, pois fatores como alto grau de compactação, alteração, baixo fator de qualidade, porosidade e fraturamento, parecem variar de forma imprevisível e influenciam no desempenho da fonte.

Neste estudo, onde se trata de imageamento sísmico (processo de formação de imagens por meio de informações sísmicas) de reservatório fraturado em rochas arenosas silicificadas, o foco principal foi dado à fonte de subsuperfície tipo rifle sísmico, por ser uma fonte de altas frequências, de fácil manuseio e operação. Também foi utilizada a fonte de superfície de impacto tipo marreta e futuramente em outros trabalhos, o projeto MODRES objetiva usar a queda de peso acelerada (figura 7). Esta última apesar de apresentar excelente repetibilidade de impacto, é muito pouco prática dependendo das condições de acesso. Pela falta de praticidade ela não foi utilizada no presente estudo. A quase totalidade da aquisição foi feita com o rifle sísmico.

A marreta é uma fonte de energia bastante utilizada em levantamentos de sísmica de reflexão rasa porque, embora apresente limitação com relação à quantidade de energia emitida, é uma fonte barata, portátil, não destrutiva e segura.

O rifle sísmico, que é uma adaptação de arma de caça para a sísmica, apresenta qualidades técnicas superiores às da marreta, no aspecto de desempenho, mas seu uso é restrito em áreas com densidade populacional por razões óbvias.

Considerando que, quanto menor for a duração do pulso de energia transmitida, maior será a máxima freqüência observada, tem-se que, potencialmente, as fontes tipo rifle sísmico são mais eficientes que as de queda de peso.

Por um lado, a queda de peso tem a vantagem de poder somar vários registros num mesmo ponto de tiro, sem estar perturbando o solo como é o caso do uso do rifle, que abre em geral um buraco na explosão. Por outro lado, há desvantagens de forma que, ao somar sinal também será somado ruído e, se este ruído for coerente, poderá mascarar o sinal. Considere-se também que, por ser uma fonte de porte médio, não se consegue chegar com ela a locais com obstáculos, o que limita sua utilização, além de ser mais cara que o rifle sísmico.

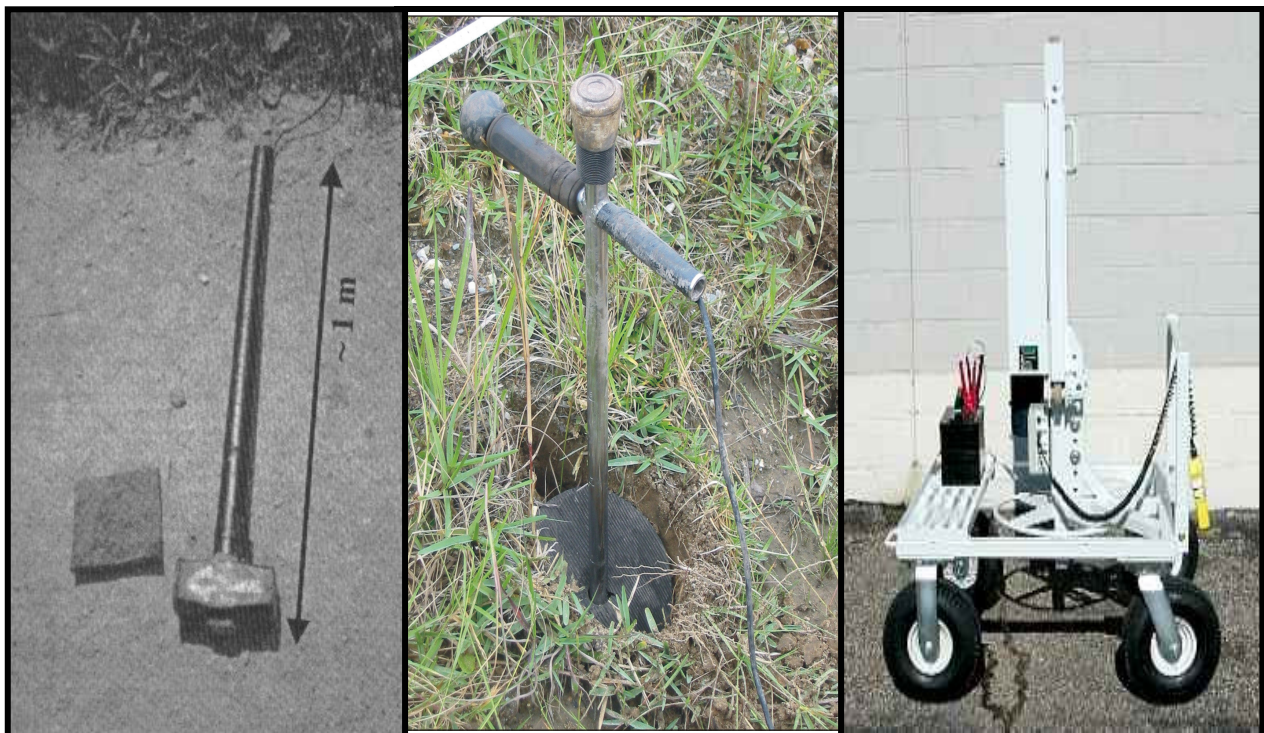


Figura 7: Fontes de energia sísmica. Observando da esquerda para a direita tem-se: a marreta, o rifle sísmico e a queda de peso, respectivamente.

PULLAN e MacAULAY (1987) observaram, em alguns locais, que o espectro médio de potência dos registros obtidos por meio de um rifle sísmico com cartucho calibre 12 pode ser de até uma ordem de magnitude maior que o obtido por meio da marreta e também maior do que o obtido com a queda de peso (figura 8).

Ainda PULLAN e MacAULAY (1987), observaram que, com algumas restrições, os locais com cobertura de sedimentos finos e/ou nível d'água raso permitem um desempenho do rifle sísmico superior ao da marreta. O contrário, ou seja, terrenos com cobertura de sedimentos grossos e/ou nível d'água profundo não apresentam diferenças, podendo mesmo apresentar desempenho inferior do rifle.

Para melhoria do sinal do rifle sísmico é aconselhável o uso dos furos realizados para detonação do rifle, preenchidos com água ou, se possível, realizar o levantamento após períodos de chuva, visando o aumento da frequência e amplitude da energia sísmica (PRADO, 2000). Ainda segundo PRADO (2000), os furos para detonar o rifle devem ser feitos com diâmetros próximos ao do cano do rifle, deixando-se um intervalo de, aproximadamente, 2cm entre a ponta do cano do rifle e a base do furo para permitir a expansão dos gases liberados.

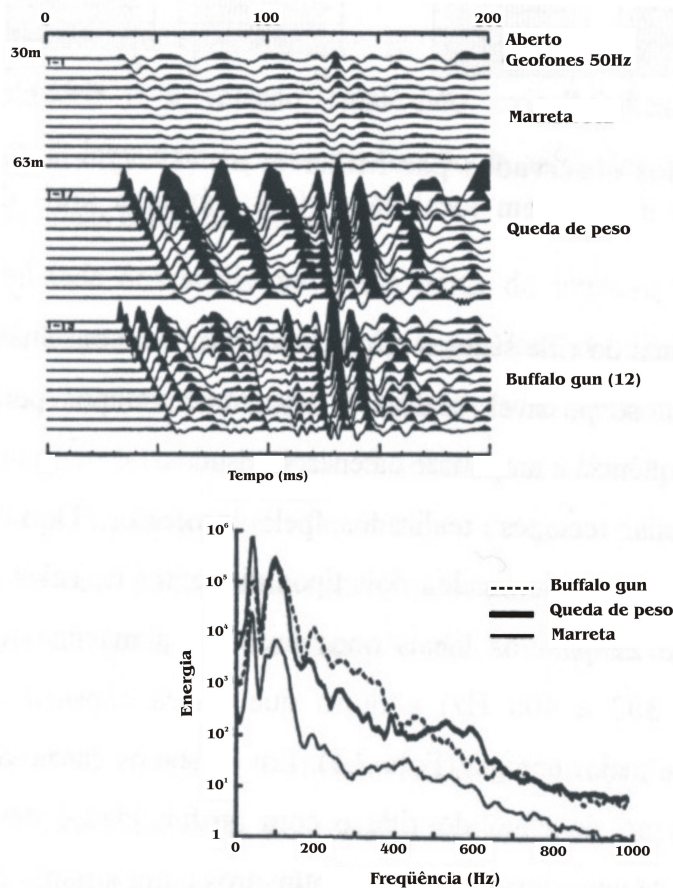


Figura 8: Registros sísmicos e espectros de potência médios (média de 12 registros) obtidos por PULLAN e MacAULAY (1987) com a utilização de 3 fontes sísmicas terrestres diferentes.

Caso não houvesse disponibilidade da queda de peso, uma outra solução seria somar tiros do rifle até que o registro ficasse com melhor aparência. É importante ponderar que o tiro do rifle não é repetitivo, em termos de gerar a onda sísmica com mesmas características, como é a queda de peso. Isto porque à medida que vão sendo detonados cartuchos no furo, este vai sendo alterado e aprofundado a cada tiro; além dos cartuchos não apresentarem a mesma carga, por que os utilizados neste projeto são recarregados (evitando chumbo), por medida de segurança e também por questões ambientais, evitando a contaminação do solo com o chumbo e ainda reduzindo o custo.

3.2 RECEPTORES E SISMÓGRAFOS

Os equipamentos como geofones e sismógrafos, compreendendo amplificadores, filtros, conversores A/D (analógico-digital) e dispositivo de armazenamento digital de dados, constituem elementos de suma importância na aquisição de dados na SRR.

Cada elemento dessa corrente de equipamentos sísmicos tem um papel importante dentro do objetivo de se amostrar o sinal sísmico da forma mais fiel possível, reproduzindo suas características de frequência e fase.

A qualidade de um sismógrafo deve ser analisada principalmente pelas suas características de precisão e da faixa dinâmica determinadas pela capacidade de seu conversor A/D e nível de ruído instrumental. A faixa dinâmica que é a capacidade dos sismógrafos registrarem sinais com amplitudes muito diferentes, está relacionada ao número de *bits* na saída do conversor A/D. Atualmente, os melhores sismógrafos possuem conversores A/D de 24 *bits*. Tais sistemas possuem uma faixa dinâmica (ou alcance dinâmico) de, aproximadamente 144dB (cada *bit* de sinal representa aproximadamente 6dB), ou seja, teoricamente, tem a capacidade de amostrar sinais com diferenças de amplitude da ordem de 16 milhões de vezes, entre o maior e menor sinal registrável.

O sismógrafo utilizado neste estudo é o Geode™ de fabricação Geometrics, que tem como características: alcance dinâmico de 144dB, *bandwidth* que vai de 1.75Hz a 20kHz e conversão A/D de 24 *bits* (figura 10).

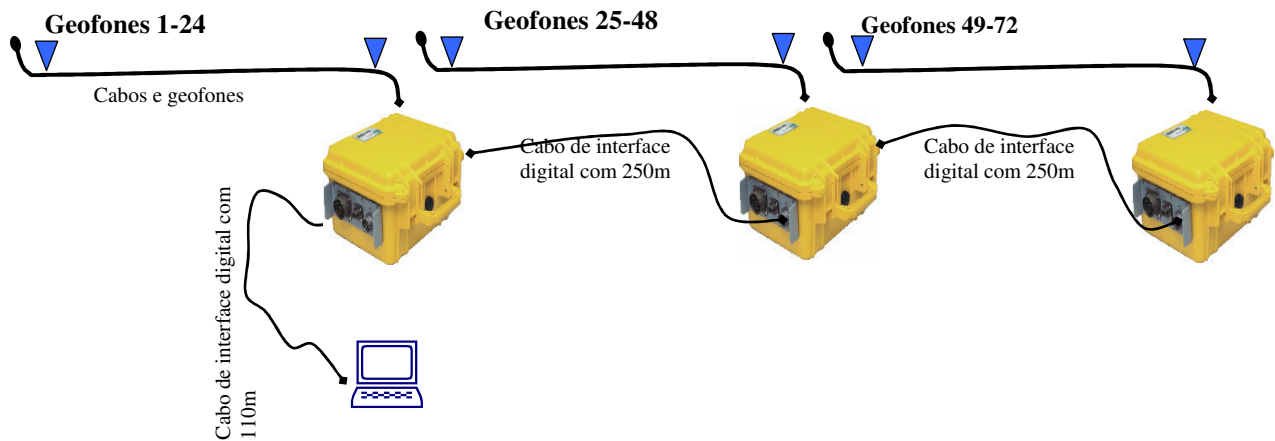


Figura 10: Sistema de aquisição sísmica com 72 canais em 3 módulos (Geode™) de 24 canais cada, usando o laptop com o software MGOS para controle do registro dos dados.

As inovações instrumentais trazidas pelos sismógrafos com conversores A/D de 24 *bits* provocaram alterações nos procedimentos de aquisição na SRR. Exemplo disto é a utilização de filtros corta-baixas antes da conversão A/D, hoje praticamente dispensável, mas considerado procedimento de rotina na maioria dos trabalhos publicados até 1990.

Outra consequência positiva advinda do aumento do alcance dinâmico dos sismógrafos é que, hoje, podem-se registrar reflexões de ondas de profundidades entre 20 e 200 metros num mesmo sismograma o que, no entanto, exige a utilização de sismógrafos com número mais elevado de canais (STEEPLES *et al.*, 1995).

Quanto aos geofones, tem-se que a análise de suas características e qualidades deve ser feita examinando-se sua frequência natural ou de ressonância, sensibilidade, resistência da bobina, amortecimento, distorção harmônica e ressonância parasita. O detalhamento dos princípios de estruturação e funcionamento dos geofones pode ser encontrado em DOBRIN, 1976 e TELFORD *et al.*, 1976.

Um fator importante, relativo aos geofones, que deve ser observado nos levantamentos de sísmica rasa, é o acoplamento ou fixação destes ao solo ou, em algumas circunstâncias, na rocha (também popularmente conhecido como plantar geofones), pois pode limitar ou mesmo alterar a resposta destes aos movimentos do solo num fenômeno também de ressonância (WASHBURN e WILEY, 1941).

Os geofones de alta freqüência (100Hz) são mais afetados por este fenômeno de ressonância do que os de menor freqüência (10Hz). Neste sentido, KNAAP e STEEPLES (1986b) consideraram que, para ensaios de sísmica rasa, os geofones mais indicados são os mais leves e com maior área de contato.

A figura 11 apresenta os resultados obtidos nos testes de acoplamento e atesta que, aumentando o tamanho da ponteira de fixação dos geofones – o que equivale a um aumento na área de acoplamento - obtêm-se melhorias tanto na resposta em amplitude quanto em fase dos registros.

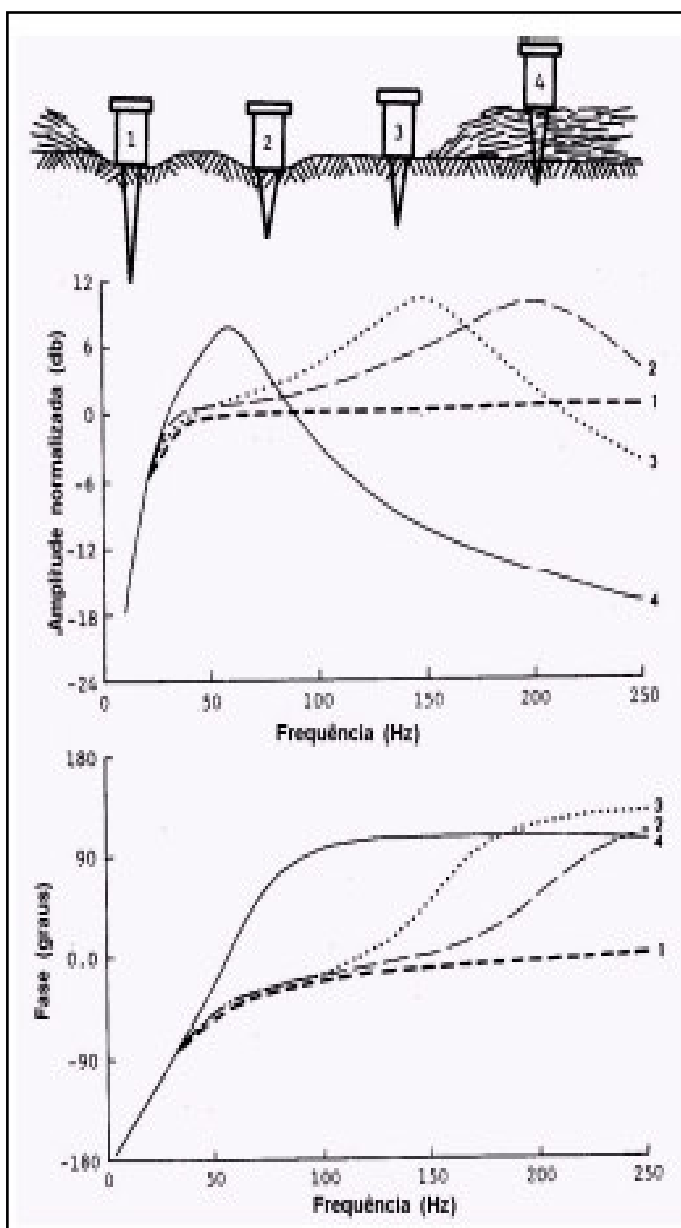


Figura 11 - Resultados de HEWITT (1980), apud KNAAP e STEEPLES (1986b), apresentando diferenças de respostas em geofones, variando-se a condição de acoplamento através da variação do comprimento da ponteira de fixação: 1 (14cm) com geofone enterrado, 2 (3cm) com geofone enterrado, 3 (3cm) com remoção do solo superficial e 4 (3cm) sem preparação do terreno. Geofone azul ao lado exemplificando o cuidado que se teve em campo com o acoplamento no presente estudo.

3.3 TÉCNICAS DE AQUISIÇÃO

A técnica sísmica de reflexão faz uso da medição dos tempos de propagação de uma onda sísmica desde sua emissão até seu registro na superfície do terreno após sofrer reflexões nas interfaces geológicas com diferentes impedâncias acústicas.

O tempo de reflexão registrado é conhecido como tempo de trajetória dupla (*two-way traveltime* – TWTT). O objetivo final da técnica é a conversão desses dados do domínio do tempo para o domínio do espaço, por meio do parâmetro velocidade.

Na figura 12, estão apresentadas algumas palavras-chave usadas na geometria do arranjo de aquisição como, por exemplo, *near offset* (afastamento mínimo entre fonte e receptor), *far offset* (afastamento máximo entre fonte e receptor), espaçamento entre geofones, intervalo em subsuperfície (metade do espaçamento entre os geofones) e cobertura em subsuperfície.

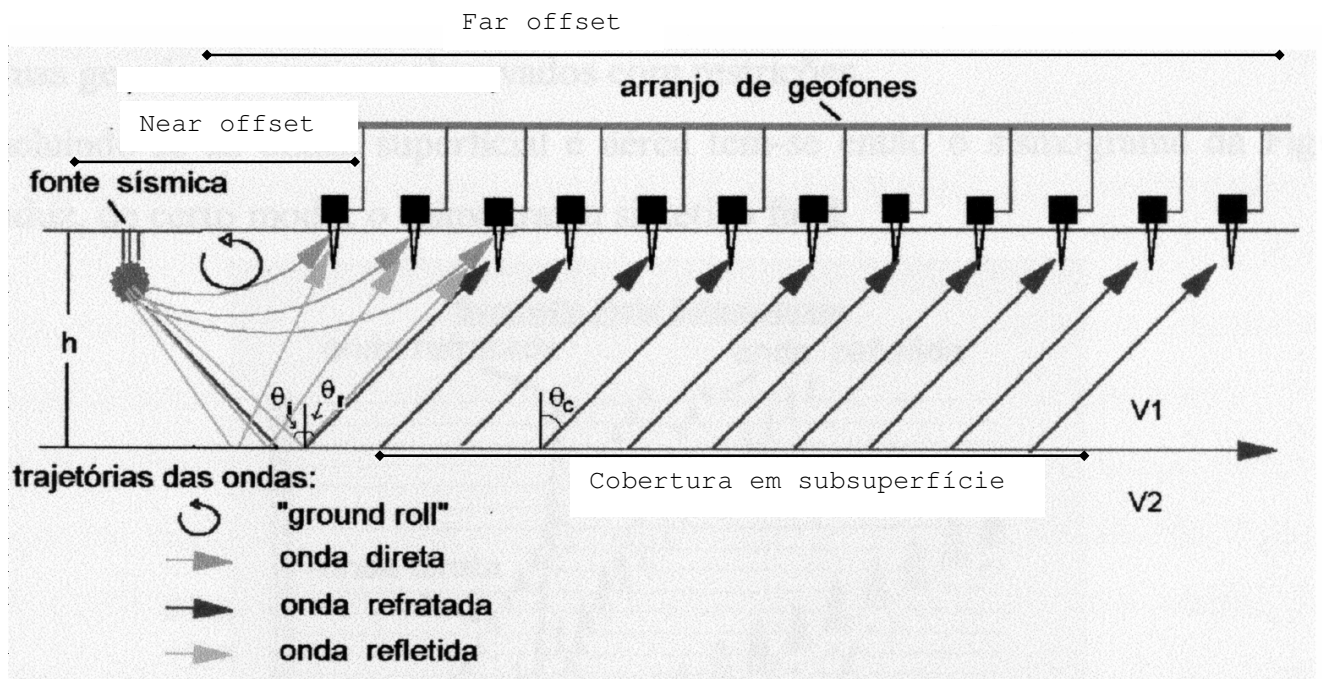


Figura 12 – Ilustração das trajetórias das ondas sísmicas e algumas palavras-chaves da aquisição sísmica (modificado de AYERS, 1996).

Correntemente, na aquisição dos dados de reflexão, utilizam-se diversos pontos de recepção (a chamada sísmica multicanal) para cada ponto gerador de onda. Na sísmica rasa utilizam-se normalmente 24 ou 48 geofones alinhados. Nessa pesquisa foram utilizados 72 geofones alinhados com 48 destes ativos. A Universidade Federal do Paraná por meio do projeto MODRES, tem hoje a possibilidade de utilizar 144 geofones alinhados com 120 ativos.

Os principais métodos utilizados na sísmica rasa são: CMP (*common midpoint*) e OWM (*optimum-window method*, ou janela ideal), este último principalmente por meio de sua variante, o CO (*common offset*, ou afastamento comum).

Na técnica CO, é escolhida uma distância entre a fonte e geofone e este arranjo é deslocado ao longo do perfil (linha) escolhido de maneira a formar uma seção sísmica dos refletores em estudo. Nessa técnica, a cobertura de subsuperfície vai ser igual à de superfície; o processamento é mais simples, não é preciso corrigir o NMO (Normal moveout), entretanto deve-se tomar cuidado com alinhamentos formados por outros eventos, como onda direta e onda refratada.

A técnica OWM apresenta como desvantagem o fato de que, selecionada a janela ideal para um determinado alvo de interesse, pode-se estar limitando a investigação a um único alvo, além de exigir correções temporais (tipo NMO).

A técnica CMP idealizada por MAYNE (1962) com o nome de *common depth point* - CDP - é a mais utilizada, pois propicia um aumento na relação sinal/ruído. O princípio do método consiste em amostrar diversas vezes um ponto em subsuperfície com espaçamentos diferentes e, depois de fazer a correção do NMO, somam-se (*stack*) os traços aumentando a amplitude das ondas refletidas ao mesmo tempo em que se destrói e/ou atenua o ruído aleatório.

O método CDP (ponto comum em profundidade) é definido por DUARTE, (2003) como sendo o nome de uma técnica de levantamento de reflexão sísmica idealizada por W. Harry Mayne, em 1962, na qual os pontos em subsuperfície são registrados, redundantemente, com diferentes distâncias fonte-receptor. Não obstante o fato de a técnica CDP ter se tornado o padrão para os levantamentos de reflexão sísmica, o nome CDP não foi uma boa escolha porque, se as camadas geológicas não forem horizontais ou se a velocidade do meio variar lateralmente, o pressuposto de ponto comum em profundidade deixa de existir. Por essa razão, o método foi rebatizado para ponto médio comum (CMP).

O termo original CDP é válido, no entanto, somente em casos de refletores planos que não apresentem nenhuma variação lateral de velocidade. Para refletores inclinados os pontos “comuns” de reflexão situam-se, na realidade, ao longo de uma faixa da interface, daí a razão de atualmente se preferir a denominação CMP (figura 13).

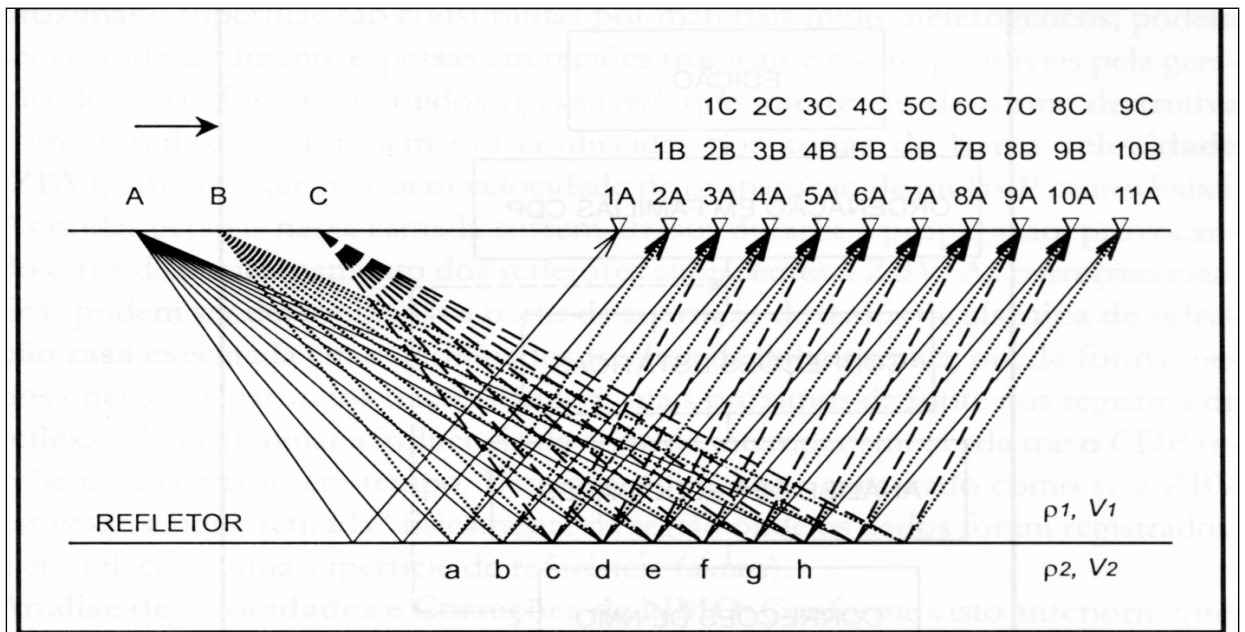


Figura 13: Exemplo de aquisição sísmica de reflexão usando a técnica CMP (SEVERIANO RIBEIRO, 2003).

A figura 13 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, geofones 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 13, 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:

$$\text{Multiplicidade} = \left(\frac{N}{2n} \right) 100 = \% \quad (3.14)$$

Onde:

N é o número de geofones ativos no arranjo;

n é o número de intervalos de geofones utilizados para o deslocamento da fonte.

Pela simples análise da equação, observa-se que a multiplicidade depende do número de canais ativos no arranjo e de como será feito o deslocamento da fonte, se vai ser dado um tiro a cada estação ou se vão alternar os tiros, detonando o rifle a cada duas estações ou mais.

Outro procedimento empregado na sísmica rasa, principalmente no início dos trabalhos de campo é o *Walkaway Noise Test* (Análise de Ruído). Seu uso tem o objetivo de ajudar na determinação dos parâmetros de aquisição, já que fornece uma imagem preliminar da subsuperfície, representativa da resposta sísmica como feições e eventos que se devem esperar quando do levantamento sísmico de reflexão.

Para a realização desse teste deve-se, preferencialmente, escolher o menor afastamento possível entre os geofones, buscando-se captar as ondas refletidas que retornam numa trajetória próxima da vertical. Nessa situação no entanto, os eventos de baixa velocidade relacionados às ondas superficiais (*ground roll*) e ondas aéreas tendem a mascarar a identificação das ondas refletidas.

A eficiência da técnica pode ser apreciada na figura 14, que apresenta a composição de cinco registros obtidos com diferentes afastamentos e o respectivo gráfico tempo-distância, que identifica os diversos eventos observados nos sismogramas. Verifica-se com clareza a região onde deve ser posicionado, preferencialmente, o geofone ou o arranjo de geofones (janela ideal).

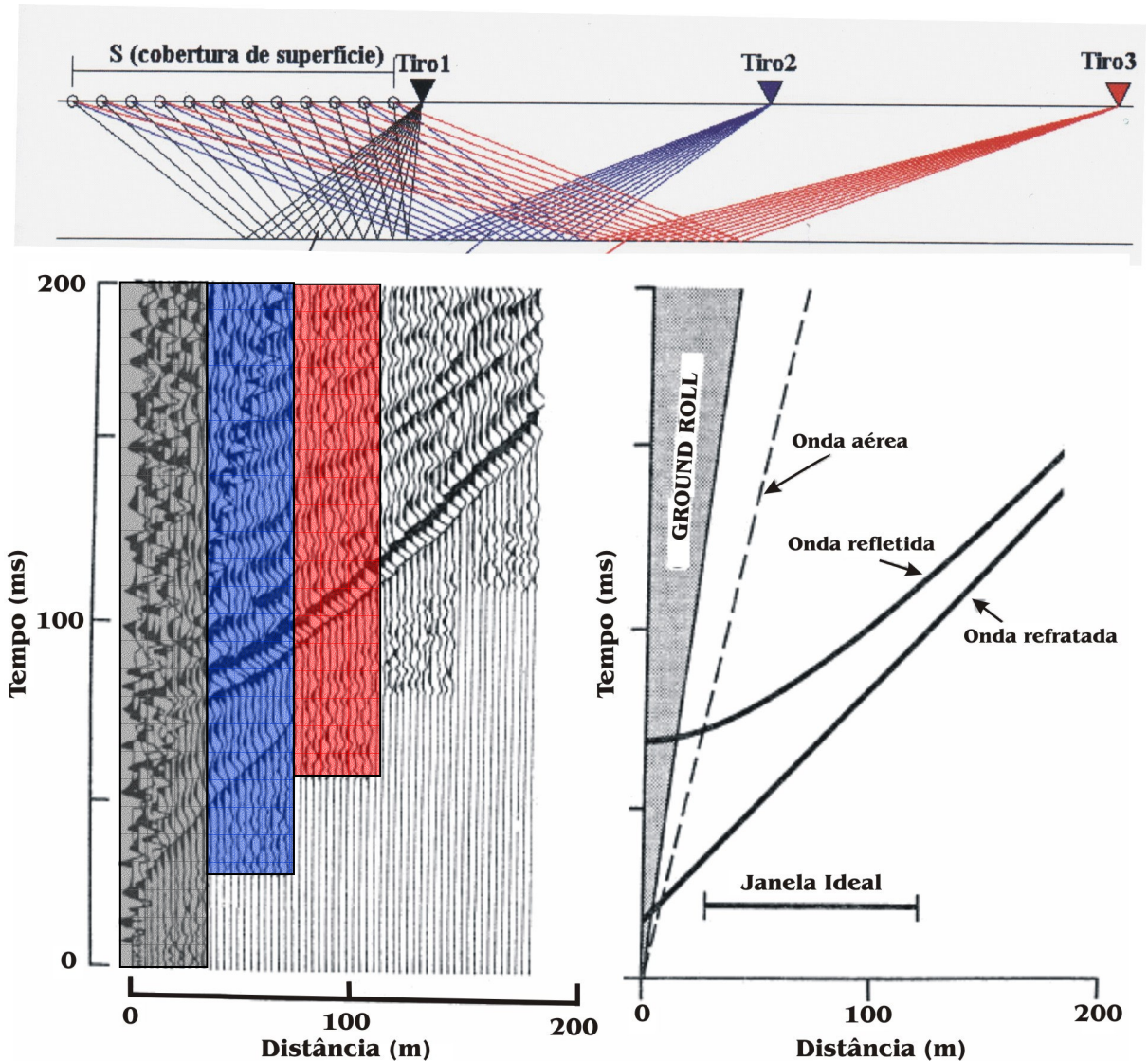


Figura 14 - Registros sísmicos concatenados do pseudoteste de ruído (pseudowalkway noise test) e respectivo gráfico tempo-distância (modificado HUNTER et al., 1989).

O intervalo de deslocamento da fonte sísmica, já que se trata de pseudoteste de ruído, dependerá do tipo de alvo que se investiga. Se o refletor possuir mergulhos significativos ou grande irregularidade topográfica será necessária a adoção de intervalos pequenos, usualmente de 1m a 3m e, havendo possibilidade, recomendam-se espaçamentos ainda menores; em caso contrário, podem ser usados espaçamentos de 5m ou superiores.

4 AQUISIÇÃO DE DADOS

A aquisição dos dados de campo é, sem dúvida, a etapa mais importante da prospecção sísmica, pois, em última análise, é esta fase que determina a qualidade do trabalho final, além de ser a mais onerosa do processo.

Alguns parâmetros como extensão do lanço, cobertura CMP e tempo de varredura, entre outros, não poderão ser emulados posteriormente através do tratamento digital e, por esse motivo, devem ser muito bem desenhados para evitar perda da qualidade dos dados.

Antes de iniciar a aquisição dos dados, é preciso que se faça um planejamento. Alguns conhecimentos prévios são necessários para que o planejamento seja executado, como por exemplo, uma idéia geral da geologia, da maneira como as camadas estão dispostas, o sentido do mergulho (*dip*) e da direção (*strike*), bem como das estruturas e sua orientação, que devem ser conhecidas para ordenar a posição correta das linhas.

Em uma nova área a ser mapeada, as linhas sísmicas devem ser idealmente registradas em ambas as direções, paralelamente e perpendicularmente à direção do mergulho das camadas, pois estes registros em conjunção ajudam o intérprete a formar uma figura coerente da geologia da área.

Quanto ao espaçamento a ser usado entre as linhas, este é determinado pelo tipo de levantamento e pela natureza da estrutura em subsuperfície a ser examinada. Para trabalho de reconhecimento, o espaçamento entre as linhas pode ser grande, gerando uma figura regional e, depois, pode-se adicionar linhas com menor espaçamento com a finalidade de aumentar o detalhe.

Assim foram planejadas as linhas sísmicas desta pesquisa, com espaçamento de 40m e posteriormente, com intercalação de mais linhas, chegando a um espaçamento de 10m entre elas, de forma que podemos gerar uma figura de detalhe para imagear o reservatório de interesse, mas nesta dissertação utiliza-se apenas o trabalho realizado com as linhas espaçadas de 40m.

O posicionamento das linhas foi, na sua maioria, perpendicular às fraturas. Algumas linhas foram dispostas paralelamente às fraturas. Assim é possível ter uma visão sísmica global da área e se está havendo, de alguma forma, influência das estruturas nos registros sísmicos.

O planejamento do levantamento também depende de condições logísticas e econômicas. Portanto, deve-se ter em mente os seguintes objetivos:

- Primários - obter dados geofísicos que produzam uma representação da geologia de subsuperfície que sejam adequadas para reunir as metas de interpretação;
- Secundários - coletar a maior quantidade possível de dados, dentro do orçamento e do tempo disponível.

Com isso, observa-se que, para cada prospecto é recomendado um tipo particular de aquisição, por exemplo, para pequenas estruturas, são requeridas linhas com menor espaçamento e particular seleção dos parâmetros de aquisição sísmica que irão produzir uma seção de mais alta resolução. Por outro lado, não é aconselhável que se utilize o planejamento de aquisição de uma determinada área em outras, sem que haja toda garantia de que apresentam características (geológico-estruturais e sísmicas) compatíveis e que o alvo a ser imageado também seja semelhante.

O objetivo principal, no que se refere ao estabelecimento dos parâmetros de aquisição, é o da correta amostragem da onda no tempo e no espaço que, por sua vez, é diretamente dependente das características do meio. Com base nisso, a definição desses parâmetros deve passar, necessariamente, pelo conhecimento ou estimativa das propriedades físicas e geométricas do meio ou do alvo a ser investigado, bem como dos propósitos da investigação.

Em sísmica 2D e 3D, deve-se satisfazer o critério de NYQUIST para a amostragem espacial e temporal. Normalmente, a amostragem temporal não constitui problema para o instrumental hoje disponível. Por outro lado, uma amostragem espacial inadequada tem o potencial de comprometer irremediavelmente os dados. Assim, a primeira etapa da aquisição é a modelagem por meio de sismogramas sintéticos, além de outros pequenos cálculos envolvendo aspectos ligados à resolução vertical e horizontal dos alvos. A frequência de Nyquist deve ser obedecida tanto no espaço como no tempo e para isto os cálculos são feitos utilizando as seguintes equações:

$$\text{➤ Frequência de Nyquist (Fn): } F_n = \frac{1}{2 \cdot \Delta t} \quad (4.1)$$

$$\text{onde, } \Delta t \leq \frac{1}{2.F_{\max}} \quad (4.2)$$

$$\text{➤ Número de onda de Nyquist (Kn): } Kn = \frac{1}{2.\Delta x} \quad (4.3)$$

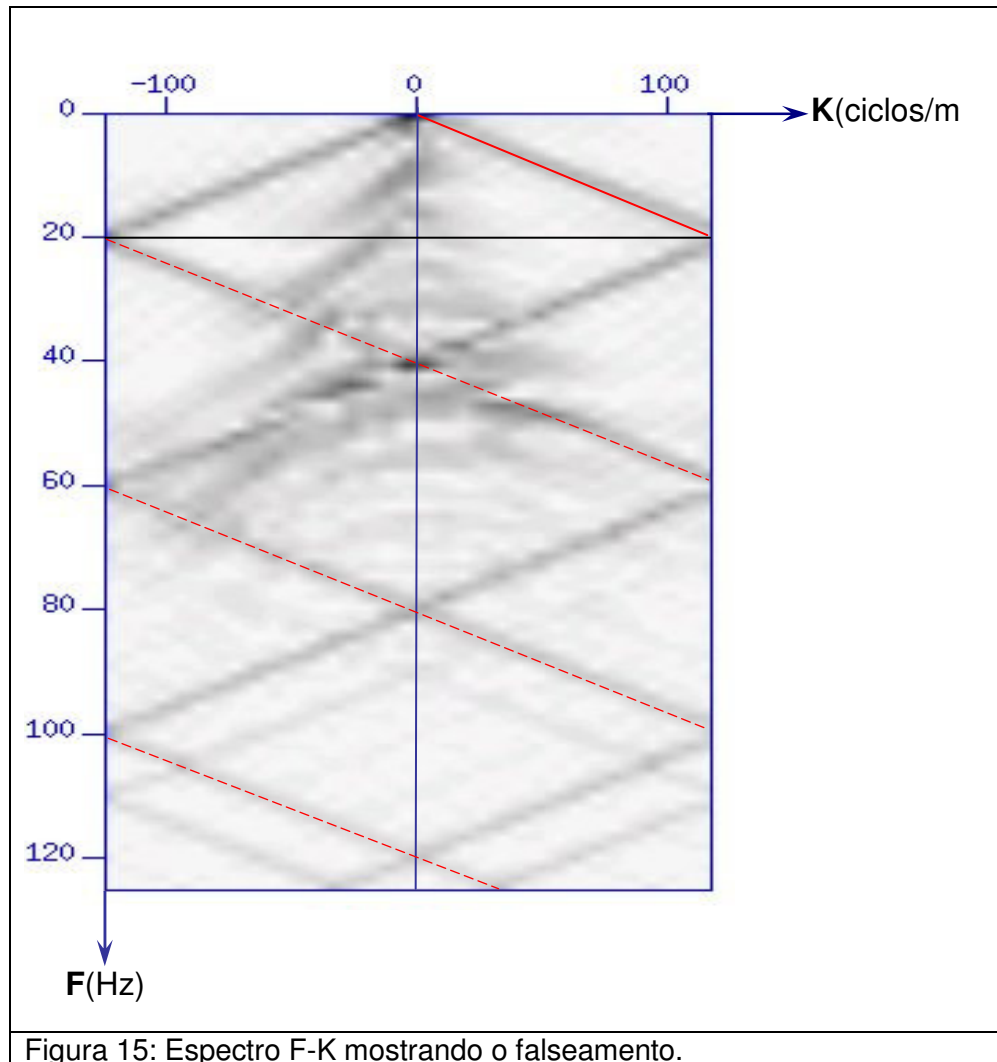
Sendo, Δt a razão de amostragem e Δx o intervalo entre geofones. F refere-se à freqüência e K número de onda.

No trabalho que é o objeto desta dissertação, o Número de onda de Nyquist calculado foi de 0,250 ciclos/m considerando $\Delta x = 2\text{m}$ e a Freqüência de Nyquist foi de 2000Hz, usando para cálculo de Δt a freqüência máxima de 200Hz. O valor da razão de amostragem calculada, que no caso foi igual a 2,5ms, serve como um parâmetro do maior valor que se deve utilizar para evitar degeneração do sinal. O mais recomendável é usar, sempre que possível, valores menores que esse, como neste caso em que foi usado $\Delta t = 0,250\text{ms}$ ao invés de $\Delta t = 2,5\text{ms}$, resultando em $F_n = 2000\text{Hz}$.

Para melhor entender como estes valores se distribuem no sismograma é válido observar a figura 15, apenas como exemplo hipotético de como esses eventos podem estar dispostos.

Na figura 15, observa-se uma intensidade de falseamento espacial (na cor vermelha tracejado), isso é devido ao evento analisado (na cor vermelha contínua) ter baixo ângulo de inclinação. Todos os eventos com baixo ângulo de inclinação, como exemplo o *ground roll*, tendem a entrar em alias e rebater várias vezes (reverberação), prejudicando o dado sísmico. Todos os valores de freqüência que ultrapassarem o limite de Kn e F_n de Nyquist serão falseados. Para tanto, é recomendado que se use filtro corta-alta a partir da Freqüência de Nyquist ou filtro anti-alias.

Infelizmente, o *ground roll* na sísmica rasa é bastante comum, havendo a necessidade de cuidados especiais.



Fator também relevante na sismica rasa é a resolução. Existe uma confusão natural entre “detecção” e “resolução”. Para distinção entre esses dois conceitos, deve-se considerar:

- resolução como a capacidade de se identificar numa seção sísmica, reflexões individuais de topo e base de uma camada fina. Este limite corresponde a, aproximadamente, $\frac{1}{4}$ do comprimento de onda dominante do sinal sísmico (*wavelet*) considerado;
- detecção como a capacidade de se discernir uma camada fina, independentemente de se identificar reflexões de topo e base, diante de uma relação sinal/ruído significativamente grande, a capacidade de detecção pode chegar a $\frac{1}{30}$ do comprimento de onda dominante do sinal sísmico.

De acordo com as definições acima, temos que um evento geológico detectável, nem sempre pode ser resolvido. Com estes conceitos em mente, pode-se agora tratar das resoluções vertical e espacial que são pontos críticos num levantamento sísmico.

A resolução vertical está relacionada à frequência final da onda sísmica, resultante de uma série de diferentes fatores, como conteúdo espectral produzido pela fonte, características de filtragem do meio e capacidade de amostragem do sistema. Resumindo, resolução vertical na sísmica rasa significa a menor distância entre interfaces com diferentes impedâncias acústicas que podem ser diferenciadas como eventos distintos no sismograma.

Para cálculo da resolução vertical usa-se a equação:

$$\lambda = \frac{V}{f_{dom}} \quad (4.4)$$

sendo λ o comprimento de onda, V a velocidade do meio e f a frequência dominante.

A frequência dominante é calculada a partir da seguinte equação (relação empírica):

$$F_{dom} \cong \frac{F_{max}}{1,4} \quad (4.5)$$

Considerando os dados adquiridos nesta pesquisa, tem-se que a velocidade aproximada dos arenitos é de 2000m/s e, de acordo com a análise espectral dos dados sísmicos (figura 16), as frequências consideráveis estão numa faixa de aproximadamente 40Hz a 140Hz.

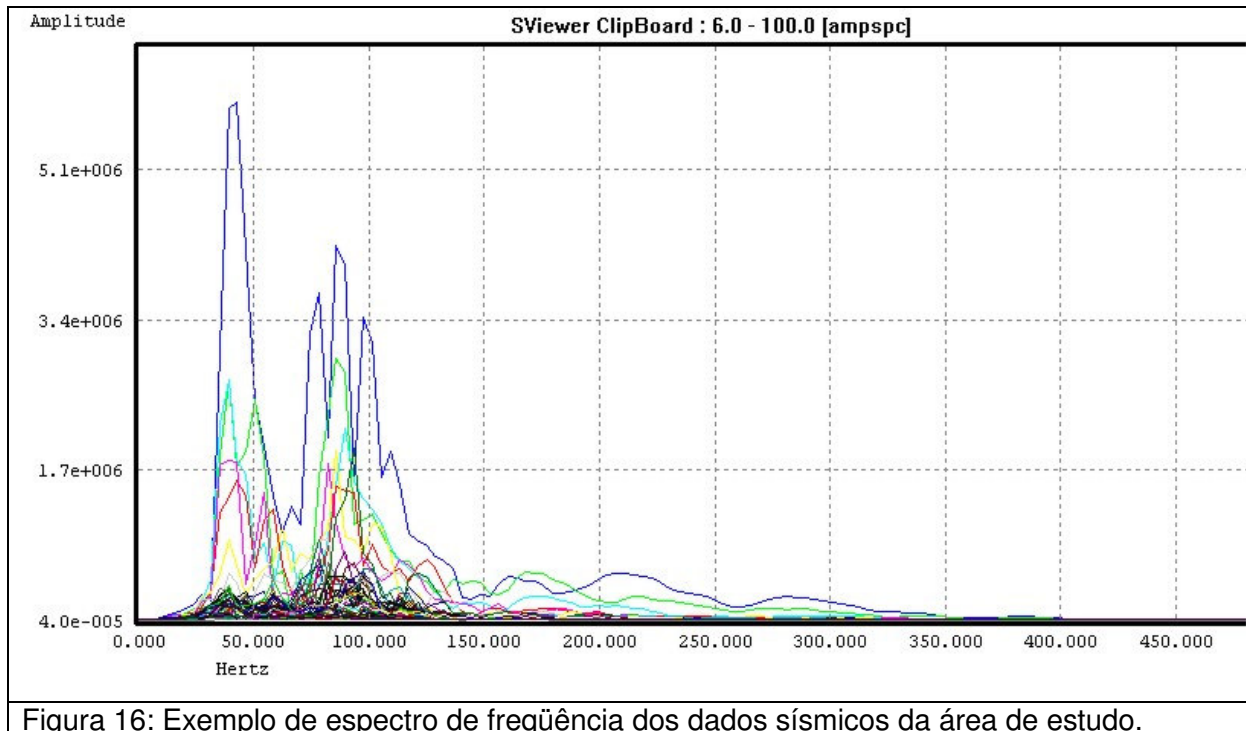


Figura 16: Exemplo de espectro de frequência dos dados sísmicos da área de estudo.

Numa primeira aproximação, pode-se assumir a máxima resolução vertical como algo ao redor de $\frac{1}{4}$ do comprimento de onda (WIDESS, 1973). Por outro lado, HUNTER *et al.* (1989) argumentam que, devido ao ruído ambiental e às diferenças que sempre ocorrem no conteúdo espectral de um tiro para outro, dificilmente poder-se-á obter uma resolução vertical superior a $\frac{1}{2}$ comprimento de onda.

Para este estudo foi adotado $\frac{1}{4}$ do comprimento de onda para a resolução vertical, visto que o ruído ambiental presente na área não é significativo. Com isso, tem-se a resolução vertical, para a área, igual a 3,5m; ou seja, é possível resolver camadas ou estruturas que tenham até o mínimo de 3,5m de espessura.

A resolução horizontal está relacionada, em parte, ao conceito da primeira zona de Fresnel, mas também ao conceito de álias espacial ou falseamento. Segundo DUARTE (2003), falseamento é a ambigüidade associada aos processos de discretização ou de subamostragem, que ocorre quando o sinal de entrada contém frequências acima da frequência de Nyquist do sinal de saída. Nos levantamentos realizados nesta pesquisa, usando intervalo de amostragem (Δt_{\max}) de 0.250 milisegundos, a frequência de Nyquist (F_n) é de 2000Hz, ou seja, podemos amostrar eventos com frequências de até 2000Hz sem prejuízo do sinal

(sem falseamento). Pois o Geode, usado no levantamento dos dados da área, assim como outros sismógrafos modernos, já têm em seu sistema o filtro anti-alias.

Os parâmetros tempo de registro e intervalo de amostragem, devem ser analisados conjuntamente. O tempo de registro deve ser suficiente para que a onda vá até o refletor e volte ao receptor e grande o necessário para que os eventos não deixem de ser amostrados. Enquanto o intervalo de amostragem define com quantos pontos a onda será amostrada, devendo este valor ser, suficientemente pequeno para reproduzir as maiores frequências esperadas e evitar o efeito alias.

Como, no sismógrafo utilizado nesta pesquisa, não há limitação de memória e nem do computador para armazenar os dados, pode-se então, estender o tempo de amostragem (comprimento do registro) além do necessário, para que se conseguisse obter um pouco mais de visão da continuidade dos eventos registrados no dado sísmico.

Num primeiro momento foi utilizado comprimento do registro de 500ms. Mas após o processamento preliminar, da análise do dado bruto, e comparação com os conhecimentos prévios da geologia da área, concluiu-se que o alvo de interesse, que são os primeiros 100m de profundidade, já estava bem registrado num tempo de registro muito menor. Optou-se então por reduzir o registro para 250ms, que ainda seria exagerado em relação à profundidade de investigação pretendida. Esta redução não só diminui o espaço de armazenagem como diminui o tempo de máquina no processamento.

Para estabelecer uma linha de pensamento, no que se refere ao procedimento para determinar o tempo de registro de um dado sísmico, é importante notar que este trabalho tinha como informação prévia a profundidade de interesse de 100m e dados de velocidade a partir do poço perfurado na área. Por meio do perfil sônico foi obtida a velocidade média aproximada de 2000m/s e, a partir destes dados, não houve dificuldade para calcular que o tempo duplo de percurso necessário para onda ir até aos 100m e voltar era de 100ms.

$$t = \frac{x}{v} \Rightarrow \frac{100m}{2000m/s} \Rightarrow 0,05s = 50ms \Leftrightarrow \text{tempo.duplo} = 2 \times 50 = 100ms \quad (4.6)$$

Ainda assim, optou-se por deixar uma margem a mais no tempo de registro adotado, que foi de 250ms.

Os valores de intervalo de amostragem já vêm estabelecidos no sismógrafo, sendo apenas necessário selecionar um valor adequado com a resolução pretendida. Mas os valores de comprimento do registro podem ser ajustados (digitados) no sismógrafo.

Quanto à extensão do lanço, PULLAN e HUNTER (1985) mostram, claramente, utilizando ábaco, que arranjos com comprimento maior do que a profundidade da interface de interesse geram alterações de fase e amplitude na onda sísmica. Em relação ao espaçamento entre os geofones, esses estão condicionados à quantidade disponível, ao tamanho máximo do arranjo e a profundidade do alvo. Dessa maneira, o arranjo de 72 geofones, com 48 ativos, utilizado nos levantamentos sísmicos da área está de acordo com o objeto do estudo, que são os primeiros 100m de profundidade.

Valores recomendados para o comprimento do lanço, sugerem que não devem ser menor do que a profundidade do alvo, sob pena de perder informação e nem muito maior, sob pena de incidir no problema de *wide angle reflection* (reflexão de grande ângulo, quando excede 30 graus (ângulo crítico) – DUARTE, 2003).

Há ainda a necessidade de que se mantenha a multiplicidade necessária com aumento do número de geofones em linha e que a fonte sísmica possua energia suficiente para chegar até o último geofone. O mesmo acontece quando se deseja aumentar o detalhe de investigação, diminui-se o espaçamento entre geofones e, conseqüentemente, aumenta-se o número de geofones na linha.

Com a utilização de programas de simulação de campo como MESA, OMNI e SYNSEIS, é possível testar todos estes parâmetros antes de ir a campo, fazendo sismogramas sintéticos e escolher aquele que fornece melhor resultado, já que esta é uma prática exclusiva para cada área que se pretende imagear sísmicamente. Infelizmente, o presente estudo não contou com *softwares* como MESA e OMNI para simulações, dispôs-se apenas do SYNSEIS para gerar sismogramas sintéticos.

Uma vez estabelecidos os parâmetros de aquisição que precisam ser considerados, podem-se iniciar os testes de campo, mas antes há a possibilidade de gerar sismogramas sintéticos.

O primeiro teste executado na área de pesquisa foi o de refração, que forneceu uma primeira idéia do comportamento sísmico da área. Na seqüência, foi realizada a análise de ruído e, posteriormente, os ensaios de reflexão.

4.1 SISMOGRAMAS SINTÉTICOS

O sismograma sintético é uma representação gráfica de um registro sísmico gerado numericamente a partir de uma suposta situação geológica e de um arranjo hipotético de geofones.

A geração dos sismogramas sintéticos antes e após a aquisição dos dados de campo, traz grande auxílio na programação dos ensaios e nas etapas de interpretação.

O programa utilizado para a geração de sismogramas sintéticos foi o SYNSEIS, desenvolvido por Jerry F. Ayres da Universidade de Nebraska-Lincoln (AYRES, 1996). O sismograma gerado a partir deste programa é composto pelos tempos de chegada das ondas de compressão refratadas e refletidas em interfaces de camadas que apresentam contraste de velocidades sísmicas. Esses tempos são calculados utilizando as equações trajetória-tempo fundamentais, derivadas da teoria de propagação das ondas sísmicas. O programa permite também a inclusão dos efeitos das ondas *ground roll* e das ondas aéreas.

No programa foram assumidos, previamente, alguns pressupostos para a aplicação das equações utilizadas:

- ✓ camadas horizontais, homogêneas, isotrópicas e perfeitamente elásticas;
- ✓ camadas de extensão infinita;
- ✓ contraste de velocidade sísmica (ou densidade) das camadas;
- ✓ desconsideração das reflexões múltiplas e da atenuação do sinal sísmico.

Como se vê, são pressupostos muito difíceis de acontecerem na realidade geológica.

A figura 17 é um exemplo da aplicação do sismograma sintético. Na geração desse dado foram utilizadas velocidades adquiridas por meio do ensaio de refração, de testes de ruído e com o conhecimento de uma interface (a partir do perfil sônico na área) por volta de 60ms que poderia constituir um refletor.

O teste de ruído que aparece no topo da figura 17 indica um possível refletor neste tempo de 60ms. O sismograma sintético construído é característico para os parâmetros considerados e ainda apresenta a influência de *ground roll*, onda aérea, onda direta, ondas refratada e refletida.

É importante lembrar que as considerações sobre esses sismogramas possuem ressalvas, ou seja, eles devem ser usados apenas como um guia da ocorrência dos possíveis eventos. Neste exemplo ele ajuda a validar a hipótese assumida para o refletor a 60ms como pode ser observado na figura 17.

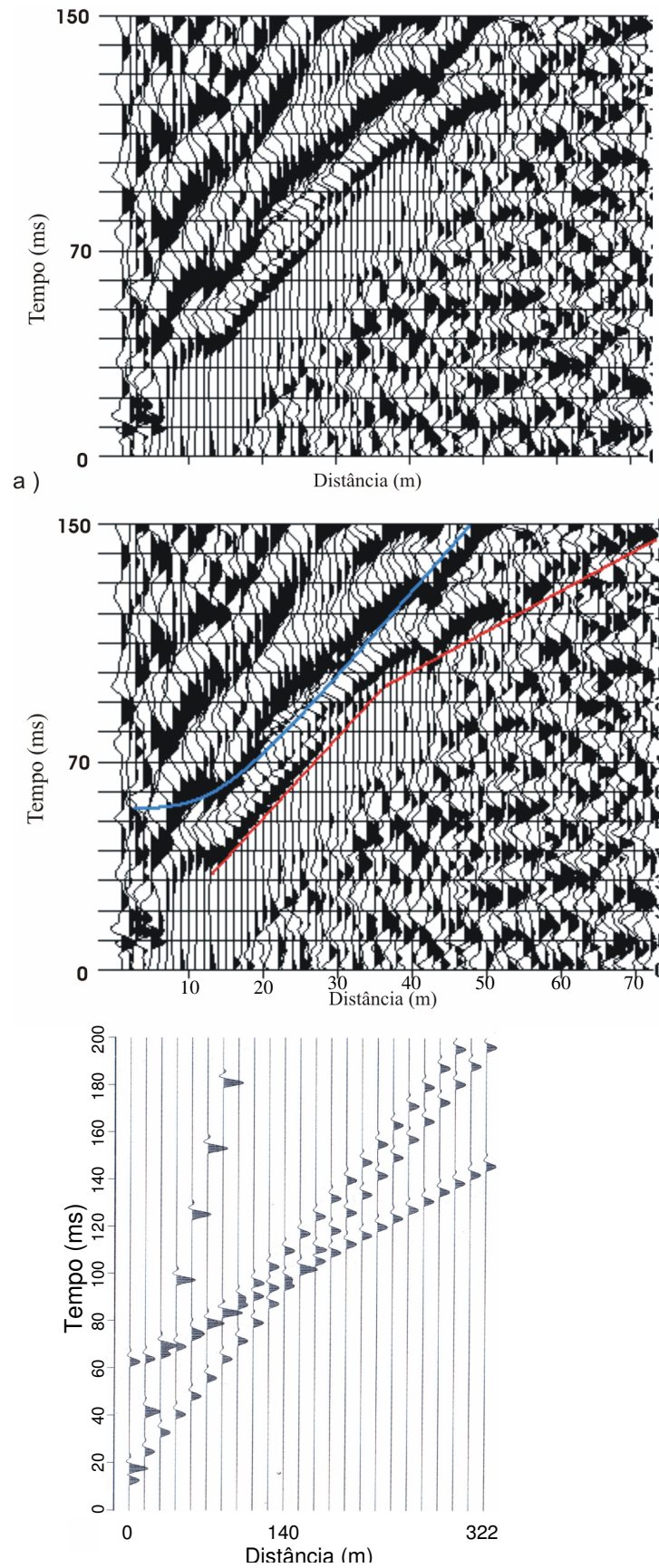


Figura 17: a) Sismograma bruto da área Rivadávia apresentando ondas direta, refratadas e uma possível refletida. Este provável refletor ocorre a uma profundidade aproximada de 60m; b) Sismograma sintético, gerado a partir dos dados de refração, do teste de ruído e perfil sônico. A reflexão é visível por volta de 60ms.

4.2 PREPARAÇÃO E MONTAGEM DA LINHA SÍSMICA

Esta etapa do trabalho de aquisição sísmica, juntamente com o trabalho da sismografia, que é a montagem e desmontagem dos equipamentos na linha sísmica também pode ser chamada de abertura e topografia. A figura 18 apresenta, resumidamente, as etapas deste processo.

Segundo a figura 18, primeiramente foi feita a locação das linhas sísmicas de acordo com os estudos prévios de geologia e de viabilidade de permissão e acesso à área.

Com essa primeira etapa encerrada, iniciou-se o levantamento topográfico, que foi precedido da abertura da picada, quando se fez necessário. Nessa fase é que são obtidas informações de x, y e z (coordenadas da linha sísmica). No presente estudo utilizou-se, para tanto, o equipamento Estação Total. As informações de coordenadas foram obtidas a cada 10 metros sobre a linha sísmica, onde foi cravado um piquete (estaca) para materializar a linha no terreno.

Como a topografia, para agilidade no processo, marcou apenas as estacas de 10 em 10 metros, então é necessária uma outra equipe para preparar a linha, ou seja, para remarcar a linha de 2 em 2 metros, que é o espaçamento determinado entre geofones e, nesses locais, deve-se retirar a camada de solo fofo e raízes que prejudicam o acoplamento adequado dos geofones ao solo.

Nessas posições, espaçadas de 2m, ainda é necessário fazer o furo para o tiro do rifle. Verificou-se que o furo deve ter no mínimo 40cm de profundidade. No solo, utilizou-se trado manual e, em casos de rocha aflorante, os furos tanto para o tiro (detonação) quanto para os geofones foram feitos utilizando o martelo perfurador rompedor, adquirido para este fim, conforme apresenta a figura 19.

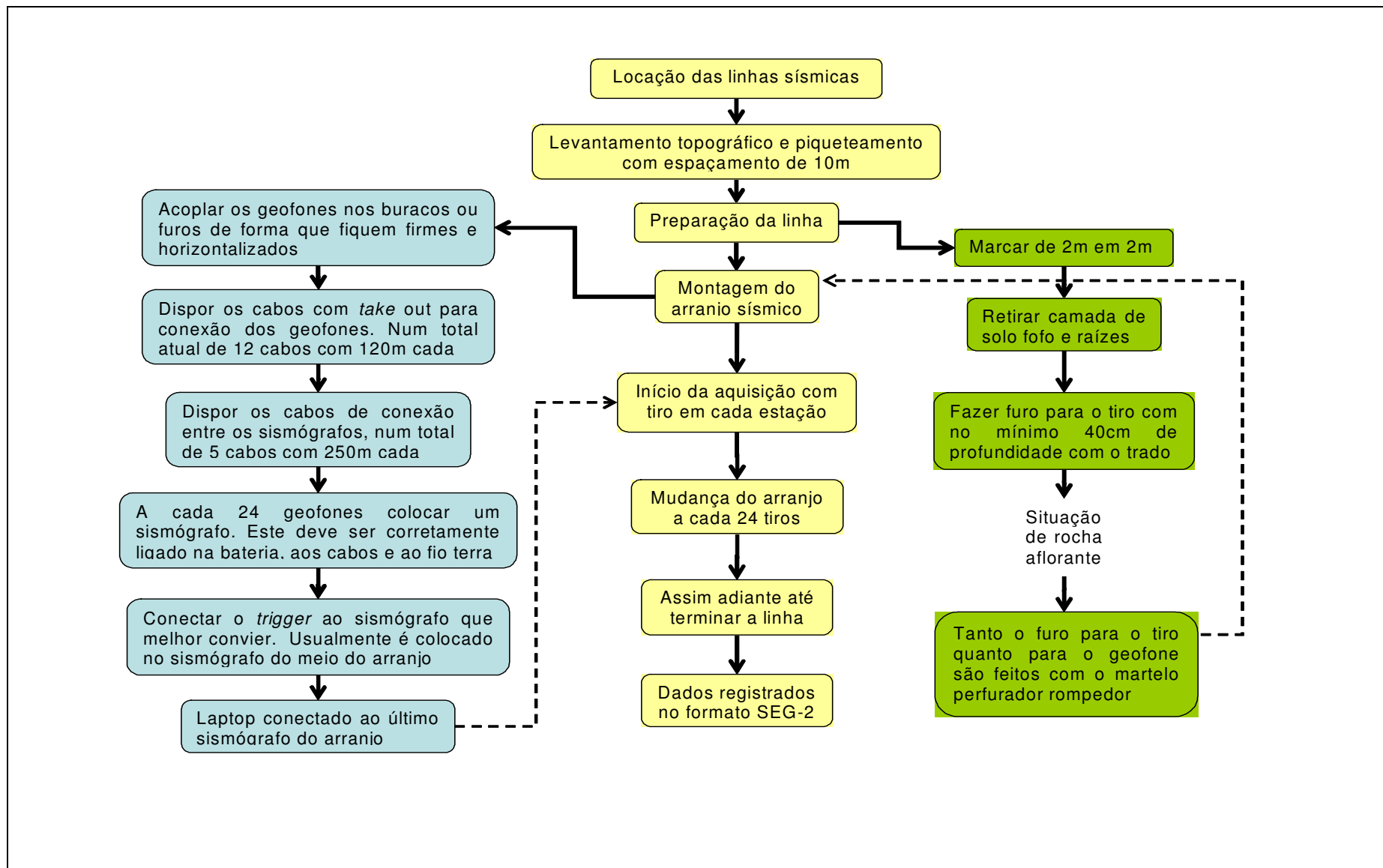


Figura 18: Fluxograma básico seguido na preparação e montagem das linhas sísmicas.



Figura 19: Fotos apresentando o funcionamento do martelo perfurador rompedor na realização de furo para detonação do rifle sísmico.

Durante a aquisição dos dados desta pesquisa foram utilizados geofones (com ponteiros de 13cm de comprimento) de 14Hz acoplados diretamente ao solo e, em alguns casos, na rocha utilizando-se ponteiros de 7,5cm cravadas num furo feito especificamente para ele com o martelo perfurador rompedor de fabricação Bosch.

Há também a possibilidade de utilizar argila de modelar para fixá-los à rocha. Neste caso, sem as ponteiros, conforme indicado por PRADO (2000). Esse autor sugere o uso de argila de modelar como uma alternativa para acoplamento dos geofones sobre pavimento em áreas urbanas, onde não se pode perfurar o calçamento das ruas. No presente estudo notou-se que o acoplamento via ponteira, em furo na rocha, fornece muito bom acoplamento.

A realização de furos para detonação do rifle sísmico deve ser criteriosa, com diâmetro próximo ao do cano do rifle e com a máxima profundidade que se conseguir furar, para evitar que o tiro “sobre” (figura 20), pois isto pode causar acidentes e também perda de energia, além de gerar onda aérea.



Figura 20: Foto de um tiro que “soprou”.

Com a linha sísmica já preparada, a etapa de sismografia que cuida da montagem ou disposição dos equipamentos sismográficos na linha sísmica pôde ser iniciada. O acoplamento dos geofones que, como já vimos na figura 11, teve grande influência na qualidade dos dados sísmicos, foi a primeira parte da montagem do arranjo sísmico. Na seqüência, o espalhamento dos cabos sismográficos (cabos com *take outs* para conexão dos geofones), que apresentam posição única de início e final de cabo - não podendo ser invertidos, num total de 12 cabos com 120m cada. O cabo seguinte, que foi esticado na linha sísmica, foi o que fez a conexão entre os sismógrafos, num total de 5 cabos com 250m cada. Este comprimento se mostrou muito inconveniente. Grande parte do cabo de comunicação entre os sismógrafos ficou enrolado em seu carretel. Posteriormente o projeto MODRES adquiriu cabos de comunicação menores que ficaram bem mais práticos para arranjos curtos como os utilizados.

Esse procedimento, como está descrito, é válido quando se está usando o sistema de aquisição “Geode™”, como foi explicado no capítulo de instrumentação. Com outros sistemas de aquisição, o processo deve ser semelhante, mas tem suas particularidades.

Os sismógrafos foram colocados a cada 24 geofones, devendo ser ligados corretamente à bateria que os alimenta, aos cabos e ao fio terra. A detonação foi feita por meio de uma leve marretada sobre a “cabeça” do rifle, fazendo com que uma haste interna batesse na espoleta e detonasse. O *trigger* tem o papel primordial de disparar a contagem do tempo, marcando o instante zero, conectado ao sismógrafo, geralmente ao sismógrafo central do arranjo. Assim, o *trigger* transmite para o sismógrafo a informação do instante de detonação, para que ele possa fazer o devido registro.

Por fim, o laptop foi conectado ao último sismógrafo do arranjo, conforme visto na figura 10, e dessa maneira, ficou pronto para começar a aquisição dos dados.

Foi por meio do laptop, com o uso do software MGOS (específico da Geometrics), que se gerenciou toda aquisição, fazendo o controle de qualidade. No controle de qualidade, deve-se ficar atento a situações como:

- ✓ não detonar com nível de ruído muito elevado;
- ✓ geofones ruins (ruidosos) devido ao mau acoplamento ou outro imprevisto qualquer;
- ✓ tiro dado fora da posição correta causando erro de geometria, entre outras.

A cada 24 tiros ocorreu o rolamento do arranjo. Os 24 geofones liberados foram transportados para o final do arranjo e religados ao arranjo, daí o nome geometria *End on rolling along*.

O procedimento de rolagem do arranjo de 24 geofones foi repetido até chegar ao final da linha sísmica. Os dados foram registrados no formato SEG-2, mas há a possibilidade de se registrar em outros formatos como SEG-D e SEG-Y.

4.3 LEVANTAMENTO DE REFRAÇÃO

A técnica de refração, que é utilizada para auxiliar na determinação de parâmetros de aquisição e também para apoiar a análise de velocidade na reflexão rasa, fornece uma seção sísmica, individualizando as camadas com suas velocidades e espessuras. A interpretação dos dados de refração é feita com base nas curvas “tempo x distância”, construídas a partir dos tempos de primeiras quebras ou chegadas da onda P.

Na refração, há a necessidade de, pelo menos, um tiro em cada extremidade da base sísmica, para que seja possível a determinação de eventual mergulho de camadas e da velocidade real, não apenas da aparente.

A profundidade de investigação alcançada vai depender do tamanho da base sísmica. Quanto maior a base sísmica, maior a profundidade investigada. Grosso modo, a profundidade que se atinge com a refração é 1/3 do tamanho da base sísmica. Por várias razões, o projeto não optou por explosivo como fonte e, a principal delas foi à questão ambiental. A profundidade de investigação na refração foi limitada à que a marreta de 8,5kg e a energia do cartucho calibre 12 possibilitam.

O ensaio de refração foi realizado na área Rivadavia, com as principais características:

Fonte sísmica: marreta de 8,5kg batida sobre chapa metálica;

Arranjo de geofones: 24 geofones verticais espaçados 2m entre si.

Sismógrafo: Geode™ de fabricação Geometrics.

A figura 21 mostra o planejamento do levantamento sísmico para a área, com a localização das linhas e as setas que indicam o sentido de rolagem do arranjo de geofones e o conseqüente sentido de desenvolvimento do levantamento. Sobre a linha L4 conta-se com o perfil geológico A-B, que será utilizado como uma fonte de dados a mais para correlação com a sísmica.

Nesta dissertação não serão abordados os dados de todas as linhas, apenas as L1A, L2A, L3A e L4, porque o enfoque principal do presente estudo é a aquisição e processamento preliminar. Outras dissertações abrangidas pelo projeto MODRES estão tratando do conjunto total de dados sísmicos levantados.

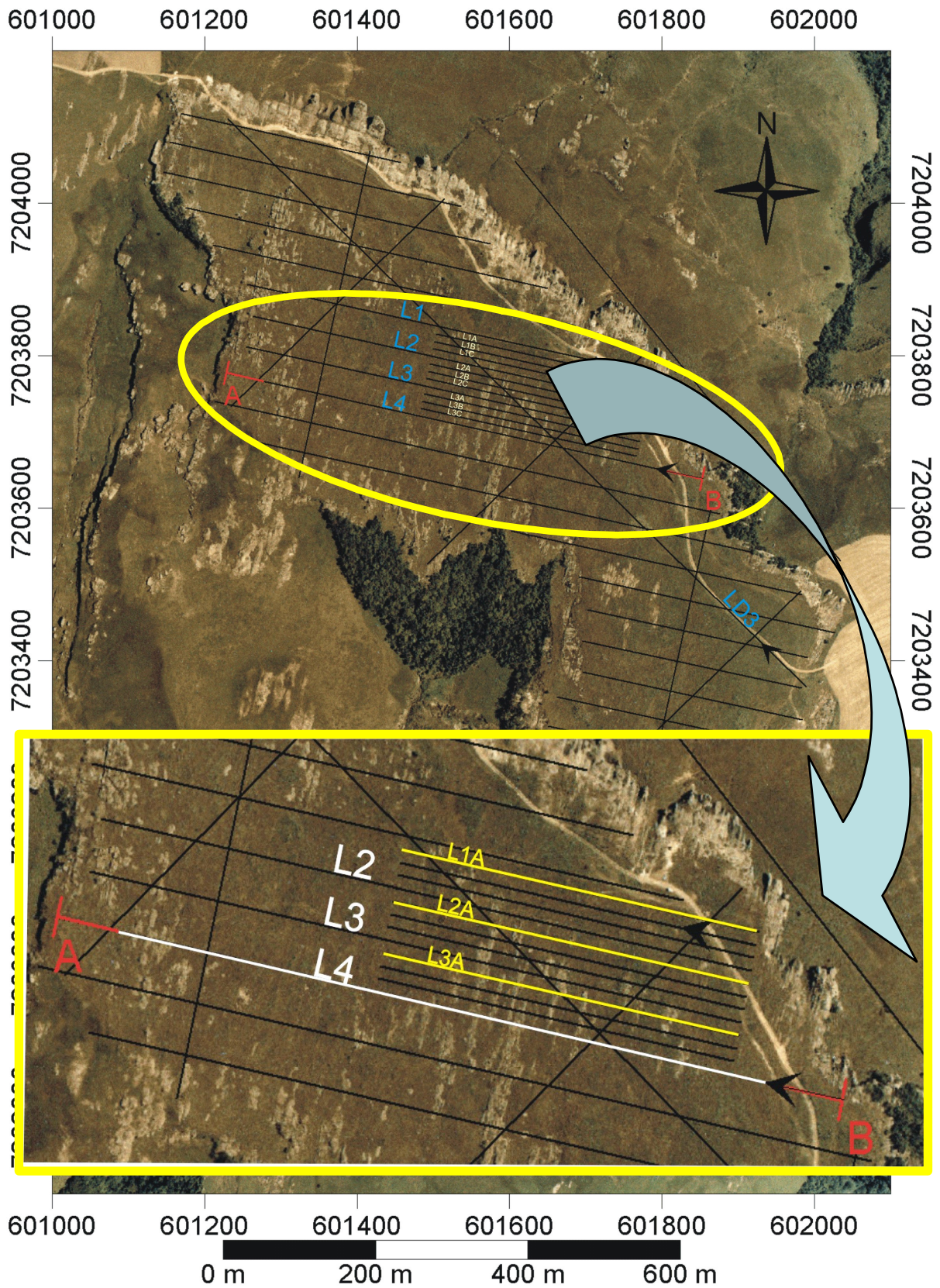


Figura 21: Localização das linhas onde se realizaram os levantamentos sísmicos, na área Rivadavia.

Sobre a linha L1 foram realizados testes de refração e ruído (*pseudo-walkaway*). Nas outras linhas - L1A, L2A, L3A e L4 - foram realizados apenas testes de reflexão, com extensão linear de cobertura sísmica de 200m nas 3 primeiras e de 475m na última.

Para iniciar o levantamento de refração, foram dados tiros nas extremidades da base, a 1m dos geofones 1 e 24. Evidenciaram-se apenas duas camadas, com a distância crítica de 8m. Procedeu-se, então ao posicionamento de mais dois tiros externos a 8m dos geofones 1 e 24, gerando sismogramas com apenas a segunda camada. Um quinto tiro central foi posicionado entre os geofones 12 e 13.

Os resultados da refração são mostrados no gráfico “tempo x distância” (fig. 22) e nas seções sísmicas de variação gradual de velocidade (fig. 23a) e com duas camadas (fig. 23b). As primeiras quebras foram obtidas por meio da rotina PickWin do software SeisImager.

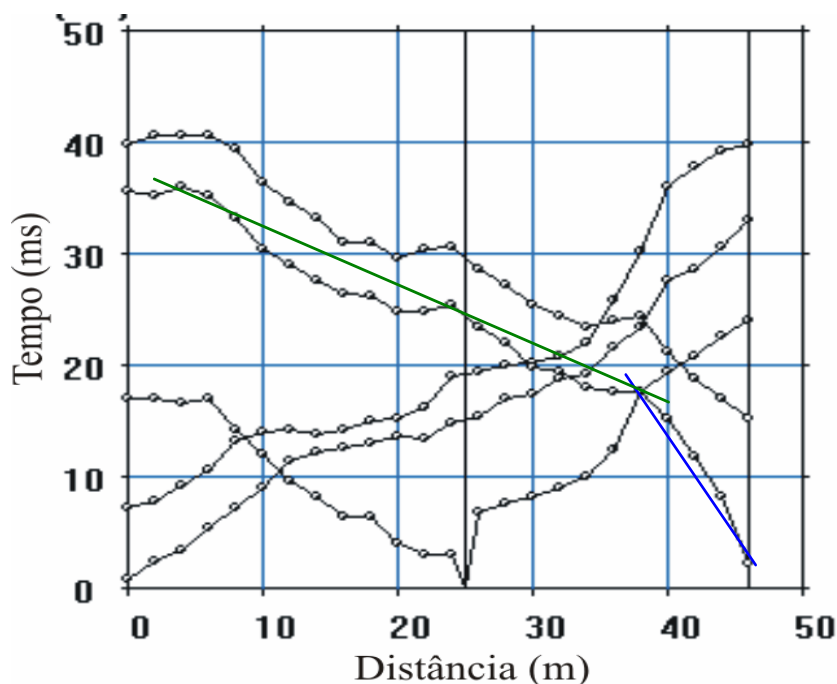


Figura 22: Curvas “tempo x distância” obtidas na Base Sísmica da linha L1.

O tratamento dos dados de refração seguiu o procedimento usual e foi realizado com o emprego do *software* SeisImager/2D da OYO Corporation. Foi utilizado tanto o método recíproco como o de tomografia, com a obtenção de resultados muito similares em ambos.

Mostra-se na, figura 23a, uma seção interpretada pelo método de tomografia com *raytracing*, onde se pode observar uma distribuição gradual e mais detalhada da velocidade, que carece, no entanto, de aferição geológica. No momento, a seção sísmica com duas camadas (figura 23b), modelada com o método recíproco disponível no SeisImager, é o modelo aceito para a porção mais rasa (≈ 20 m), por ser um método simples e explicar satisfatoriamente os dados.

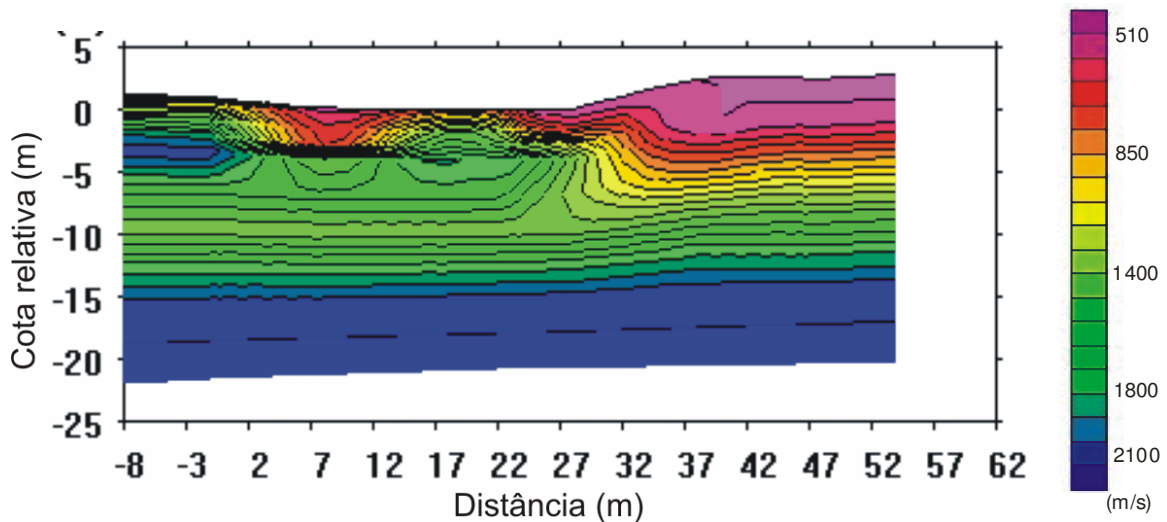


Figura 23a: Seção sísmica obtida pelo método tomográfico.

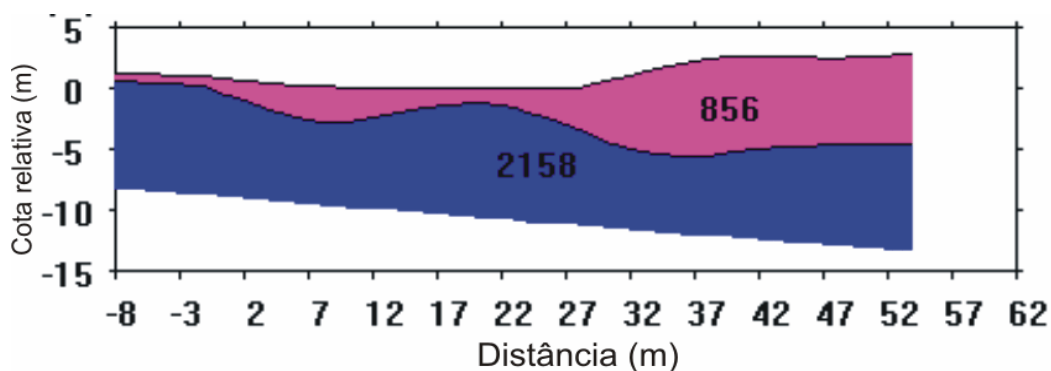


Figura 23b: Modelo de 2 camadas ($V_1=856\text{m/s}$; $V_2=2158\text{m/s}$) obtido pelo método recíproco na L1 - Rivadavia.

Observando os resultados dos dados de refração apresentados nas figuras 23a e 23b, foi possível determinar duas camadas. A primeira (superior) pouco espessa, com a profundidade variando entre 2m a 7m. Em alguns locais, esta camada nem é

detectada, aflorando a segunda camada. Sua velocidade característica é da ordem de 800m/s, sendo correlacionada à camada de solo e/ou regolito compacto.

A segunda camada, já mais espessa, chega a uma profundidade mínima de 15m. A velocidade, em torno de 2000m/s, pode ser correlacionada à camada de arenitos da Formação Campo Mourão - Grupo Itararé, no caso da área em estudo.

Antes de finalizar as observações sobre a refração, deve-se assinalar que, na figura 23a, aparece uma feição interessante na parte central, se comparada com o lado direito. No lado direito a velocidade aumenta, gradativamente, com o aumento da profundidade, enquanto que, na parte central, percebe-se uma quebra abrupta neste aumento gradativo da velocidade. Isso pode indicar uma mudança brusca de litologia ou uma variação faciológica. Não se pode descartar a possibilidade de ser uma feição estrutural.

Com esses primeiros dados sobre o comportamento sísmico da área, conseguiu-se ter uma base mais sólida para planejar o próximo passo, que é o levantamento de ruído.

4.4 LEVANTAMENTO DE RUÍDO COM *PSEUDO-WALKAWAY*

O levantamento de ruído destina-se a analisar as características de ruído de uma área. Atualmente é utilizado não somente para caracterizar os ruídos, mas também para se ter uma idéia de que outros eventos podem influenciar no levantamento.

Como o sistema de aquisição sísmica adquirido pela UFPR foi utilizado pela primeira vez no presente estudo, antes de iniciar o levantamento, realizaram-se exaustivos testes, com o intuito de adquirir o conhecimento tecnológico necessário sobre a instrumentação e as técnicas. Esta fase exigiu grande empenho, pois foi necessário buscar o aprendizado fora da UFPR, e a USP representada pelo Professor Dr. Renato Prado e Professora Dra. Liliana Alcazar Diogo, me acolheu e transmitiu os ensinamentos necessários para esta tarefa, a qual sou muito grata.

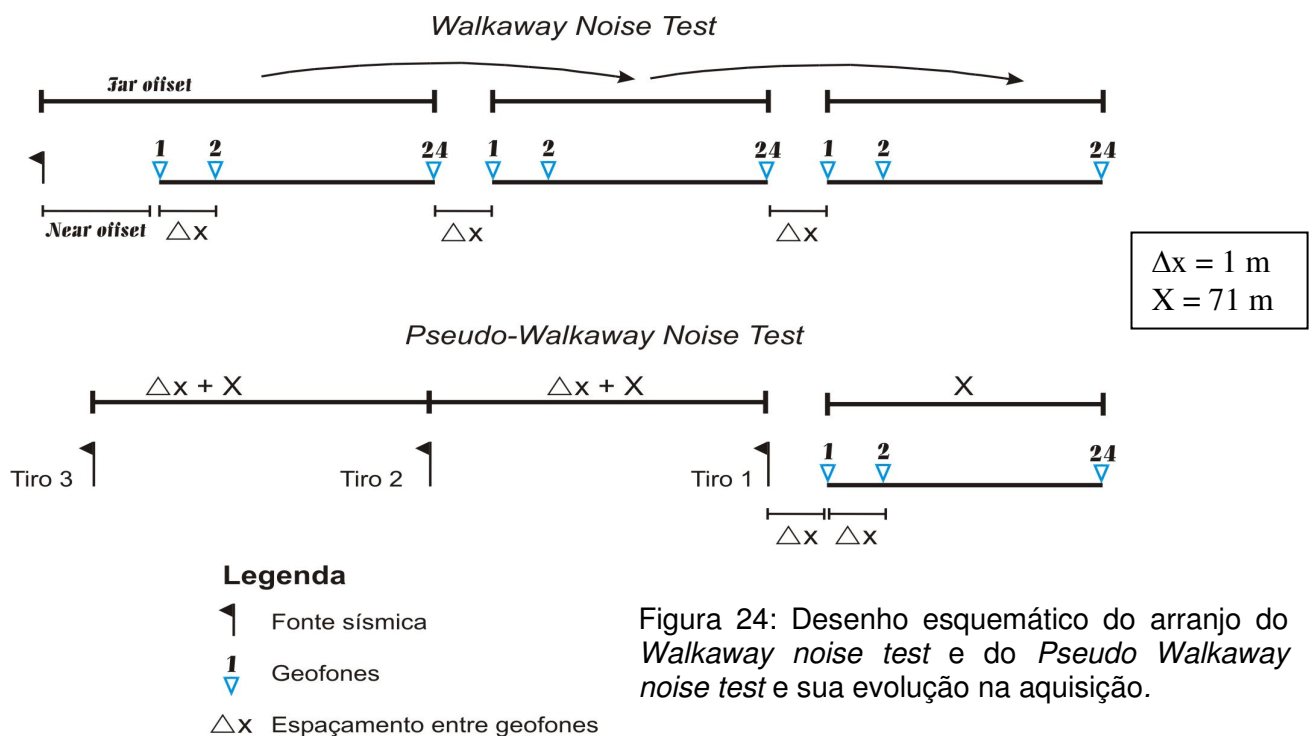
Somente após os testes é que foi realizada a Análise de Ruído, com o procedimento muito difundido na literatura como *Pseudo-Walkaway Noise Test*. Este

teste de ruído foi realizado inicialmente, por ser um processo mais rápido de obter informações sobre o comportamento sísmico da área.

A fonte sísmica utilizada foi o rifle sísmico calibre 12 (Betsy downhole percussion firing rod). Para registro, foram utilizados 3 sismógrafos Geode™ interligados entre si e ligados ao *laptop* para controlar e armazenar os dados, como pode ser visto na figura 10.

Como era a primeira vez que se realizava este tipo de levantamento na área, ele foi feito com um intervalo de amostragem exageradamente pequeno, para registrar o máximo de eventos possíveis de ocorrerem. Por isto o espaçamento entre geofones foi de 1m, com 72 geofones em linha. Este espaçamento é sugerido como 1/100 da profundidade que se deseja investigar.

O teste teve dois tiros. Um primeiro foi posicionado a 1m do arranjo de geofones e o segundo a 70m do arranjo que permaneceu fixo. Por isto mesmo o *walkaway* é dito “pseudo”. Para cada posição de tiro é adquirido um registro e posteriormente os dois registros compõem uma única seqüência como se tivesse sido dado um tiro com o dobro de geofones (144) em linha.



O *pseudo walkaway noise test* é realizado quando não se tem muito tempo disponível e se quer ter uma idéia da resposta sísmica da área o mais rápido possível. Quando se tem camadas inclinadas, ao concatenar os registros sísmicos do *pseudo-walkaway* ocorre um deslocamento entre um registro e outro.

A figura 25a apresenta o sismograma obtido da pseudo-análise de ruído com os dois tiros e com ganho AGC (*Automatic Gain Control*) de 50ms. A figura 25b mostra o mesmo sismograma após aplicar janela AGC de 50ms e filtro passabanda de 10-40-200-400Hz. Esse tipo de filtragem é discutido no capítulo de processamento de dados.

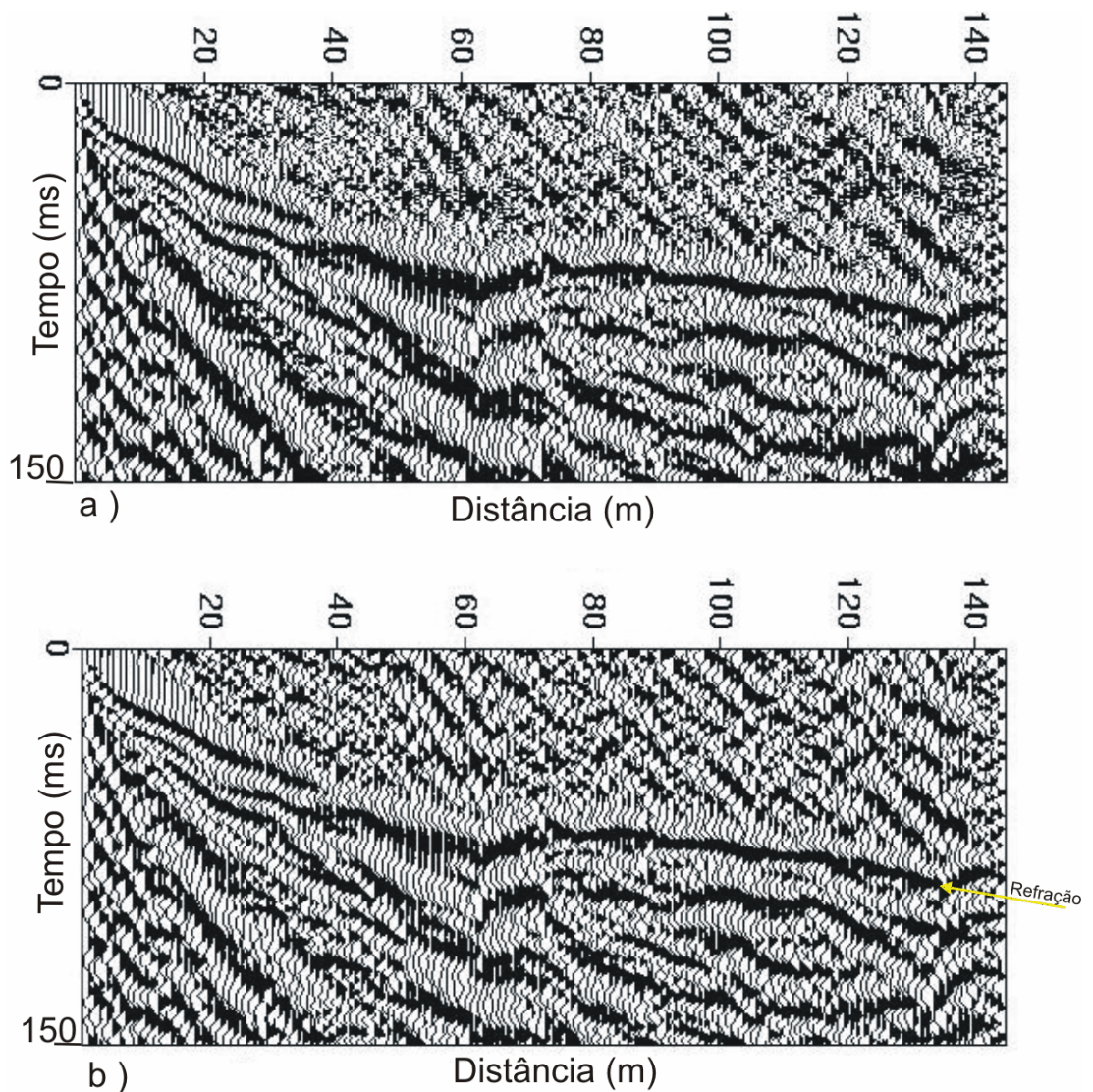


Figura 25: Sismogramas da Pseudo Walkaway Noise Test realizado na Fazenda Rivadávia – L1: a) com aplicação de filtro AGC (janela de 50 ms); b) AGC mais o filtro passabanda de 10-40-200-400 Hz.

Eventos como primeiras chegadas, onda direta, *ground roll*, onda aérea, refrações e possíveis reflexões podem ser identificados no sismograma obtido com os dados do teste de ruído, conforme está mostrado na figura 25.

A determinação de afastamento mínimo (*near offset*), afastamento máximo (*far offset*), intervalo de amostragem (*sample interval SI*) e comprimento do registro (*record length RL*), foi baseada na combinação da análise quantitativa e qualitativa dos dados, bem como na instrumentação disponível. Deste modo, a seleção dos parâmetros de campo a serem usados no levantamento de reflexão foi fundamentada numa análise apropriada dos dados sísmicos e geológicos disponíveis.

A análise dos sismogramas resultantes do teste de ruído permitiu observar que a influência do *ground roll* afeta até, aproximadamente, o geofone 10, que estando afastado 1m, correspondia a uma distância de 10m. Essa distância foi considerada como o afastamento mínimo necessário para escapar um pouco do efeito indesejável desse evento. Para escapar completamente do evento, o afastamento mínimo poderia ter sido maior, cerca de 15m, o que teria, em contrapartida, perda do evento das ondas diretas, que servem como um guia na interpretação do sismograma. Com base nesses fatos, optou-se por usar o afastamento mínimo igual a 6m, dando preferência à preservação de uma parte das ondas diretas.

O teste de ruído, em conjunto com os ensaios de refração e sismograma sintético, possibilitou determinar os principais parâmetros de aquisição a serem utilizados nos ensaios de reflexão.

O procedimento de ensaios iniciais tornou possível visualizar as interferências entre os vários eventos sísmicos que precisam ser levados em consideração quando do processamento e interpretação.

Também foi da análise destes ensaios sísmicos que se obteve a melhor distância entre a fonte de energia e o primeiro geofone e o melhor espaçamento entre os geofones.

4.5 LEVANTAMENTO DE REFLEXÃO

De posse dos dados adquiridos com o emprego da sísmica de refração, do sismograma sintético e do *pseudo walkaway noise test*, foi possível determinar que o comprimento de registro (RL) de 300ms seria apropriado (com exagero) para imagear os primeiros 100m de profundidade, que o intervalo de amostragem (SI) poderia estar em torno de 0,125ms e que o espaçamento entre geofones de 4m estaria adequado.

Esse espaçamento de 4m coincide com a resolução horizontal desejada em subsuperfície, considerada satisfatória em torno de 2m, que é metade do espaçamento entre geofones. Por regra prática, a relação entre o espaçamento e a resolução horizontal desejada é condicionada pela janela de profundidade de interesse e geofones disponíveis (HUNTER *et al.* 1984).

De posse desses parâmetros, foi iniciado um primeiro levantamento (linhas L1 e L4) com o registro do primeiro tiro dado a 4m do geofone 1 e, na seqüência, na posição de cada geofone, obtendo assim um registro para cada posição. A fonte sísmica usada foi o rifle sísmico calibre 12.

Levando-se em conta as vantagens descritas anteriormente, a técnica empregada nos levantamentos foi a CMP (*Common Mid Point*) e a geometria foi a *push end on rolling along*. Esse procedimento, adotado para o desenho do arranjo para a sísmica de reflexão segue KNAPP e STEEPLES (1986a).

Após o processamento e a análise dos dados adquiridos anteriormente, foi dado início à nova etapa do levantamento. Esta foi conduzida com algumas modificações nos parâmetros de aquisição, devido ao fato de as reflexões esperadas serem discretas e exigirem um pouco mais detalhamento.

Para se conseguir tal detalhamento, os geofones tiveram seu espaçamento reduzido para 2m que, usando 48 geofones ativos, forneceu um comprimento de arranjo de 94m, também o *near offset* foi alterado para 6m, como previsto na análise de ruído. Somando-se os 94m do arranjo com os 6m de *near offset*, obteve-se um comprimento total de 100m, que se considerou adequado para imagear profundidades de até 100m.

Para definir o intervalo de amostragem, foi analisado o conteúdo espectral dos dados (exemplo da figura 16). Verificou-se que as freqüências contidas nos

sismogramas não eram superiores a 200Hz. Isto significa que o intervalo de amostragem poderia ser, no máximo, de 2,5ms. Para se ter uma amostragem melhor, foi adotado intervalo de amostragem de 0,250ms que, concomitantemente, permitiu registrar eventos da ordem de 2000Hz, garantindo que o dado adquirido esteja fora do efeito de álias e com boa amostragem.

Também por meio da análise dos sismogramas adquiridos no primeiro momento do levantamento, observou-se que o comprimento de registro de 250ms era adequado para registrar os eventos mesmo mais profundos do que os de interesse imediato.

Então se deu prosseguimento a aquisição das linhas L1A, L2A, L3A e L4 com o registro do primeiro tiro dado a 6m do geofone 1 e, na seqüência, avançando a cada 2m, até coincidir com a posição de cada geofone, quando se obteve um registro para cada posição. Assim que o primeiro conjunto de 24 geofones era liberado, era movido para o final do arranjo. Esse caminhamento continuou até chegar ao final da linha que se desejava levantar.

Esses dados são registrados no formato SEG-2 contendo, entre outras, informações de número do registro, localização do tiro e dos geofones.

Com a configuração do arranjo usada, os registros resultaram numa multiplicidade de 2400%, considerada muito boa atualmente.

Como já havia sido colocado, para estudo nesta dissertação serão considerados apenas os levantamentos de reflexão realizados nas linhas L1A, L2A, L3A e L4, que pode ser visto em detalhe na figura 21.

Para exemplificar uma dessas primeiras linhas, que foram levantadas no primeiro momento, pode-se usar a linha L1, que foi levantada usando 72 geofones espaçados de 4m, sendo 48 ativos, intervalo de amostragem de 0,125ms e comprimento do registro de 500ms, que resultou numa multiplicidade de 600%. A seção final desse levantamento pode ser observada na figura 26.

A seção sísmica apresentada na figura 26 não está completa até os 500ms de tempo de registro, justamente ela foi reduzida porque o alvo de interesse está nas partes mais rasas, não sendo necessário um comprimento de registro deste tamanho. Exemplo de refletor de interesse é visto no tempo de, aproximadamente, 68ms identificado na figura 26.

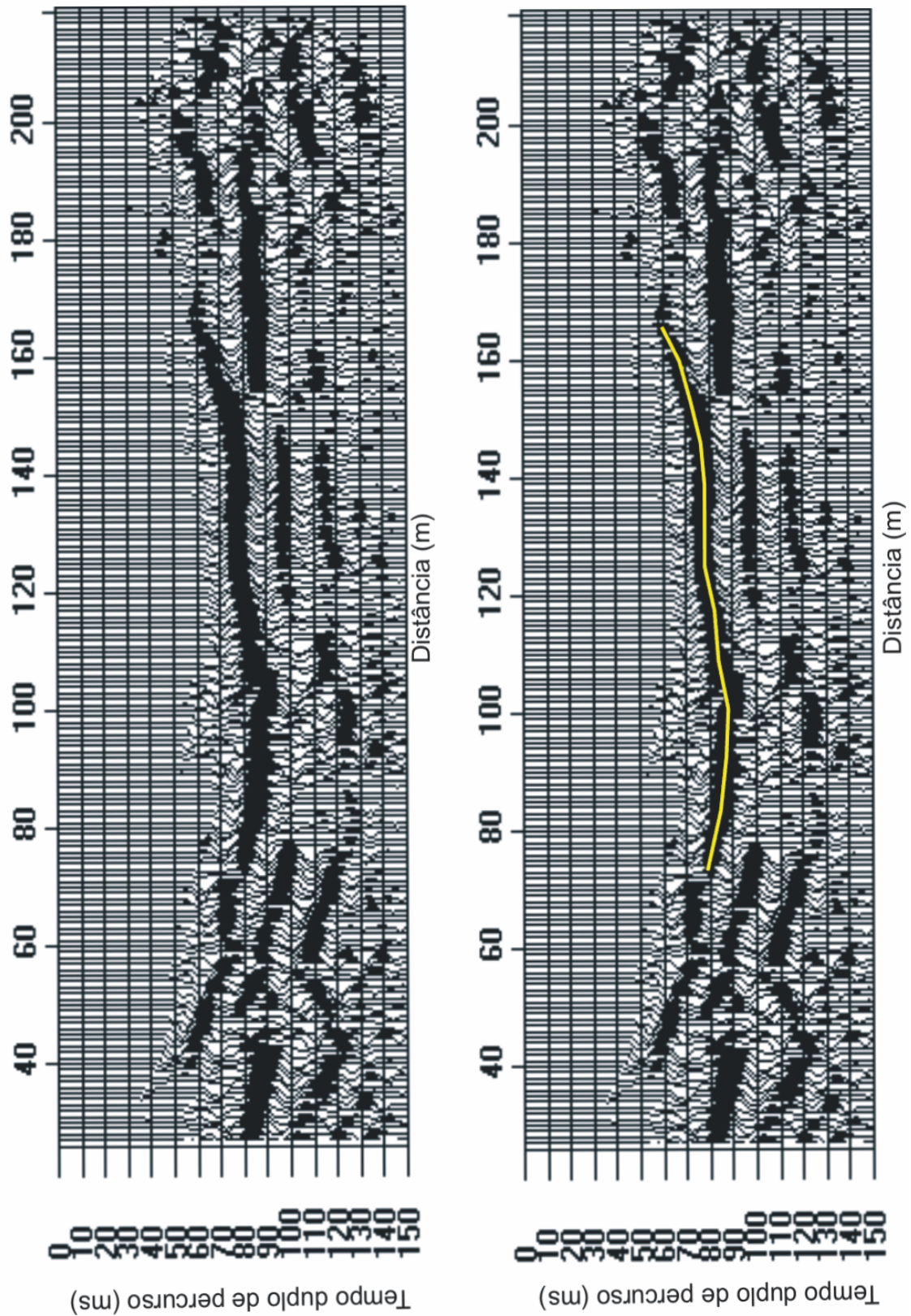


Figura 26: Seção sísmica empilhada da linha L1 na Rivadavia. Evidencia-se um refletor a aproximadamente 68ms.

5 PROCESSAMENTO DE DADOS

No mercado atual, há disponível uma variedade de pacotes de processamento sísmico. O Seismic Unix (SU)/Visual_Sunt, Winseis e o Seismic Processing Workshop (SPW) são alguns exemplos desses softwares considerados leves.

O SU foi apresentado em 1983 por Jack K. Cohen e Shuki Ronen, do CWP (Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines), que conceberam o plano de criar um ambiente de processamento sísmico para o sistema operacional UNIX, escrito em linguagem C. O Visual_Sunt é uma versão do SU para Windows e segue o mesmo padrão de processamento. O Winseis e o SPW também são programas para Windows.

A escolha do software a ser utilizado é feita de acordo com seu desempenho e praticidade de utilização. Dessa forma, o Visual_Sunt e o SPW foram os softwares escolhidos para o processamento inicial dos dados sísmicos de reflexão e posteriormente também se utilizou o PROMAX da LandMark, muito usual na indústria do petróleo.

O fluxo do processamento foi similar ao usado na exploração de petróleo e o objetivo do processamento CMP foi salientar as reflexões em detrimento de qualquer outra coisa. Antes e depois do empilhamento CMP, vários recursos numéricos puderam ser utilizados, como a correção estática e dinâmica (NMO), filtragens, migração, entre outros.

Um fluxograma básico, seguido no processamento, é apresentado na figura 27.

É válido lembrar que o processamento dos dados será visto aqui apenas superficialmente, sendo este enfoque específico de outra dissertação que faz parte do Projeto MODRES. Os detalhes do processamento (parâmetros) fica para uma próxima publicação.

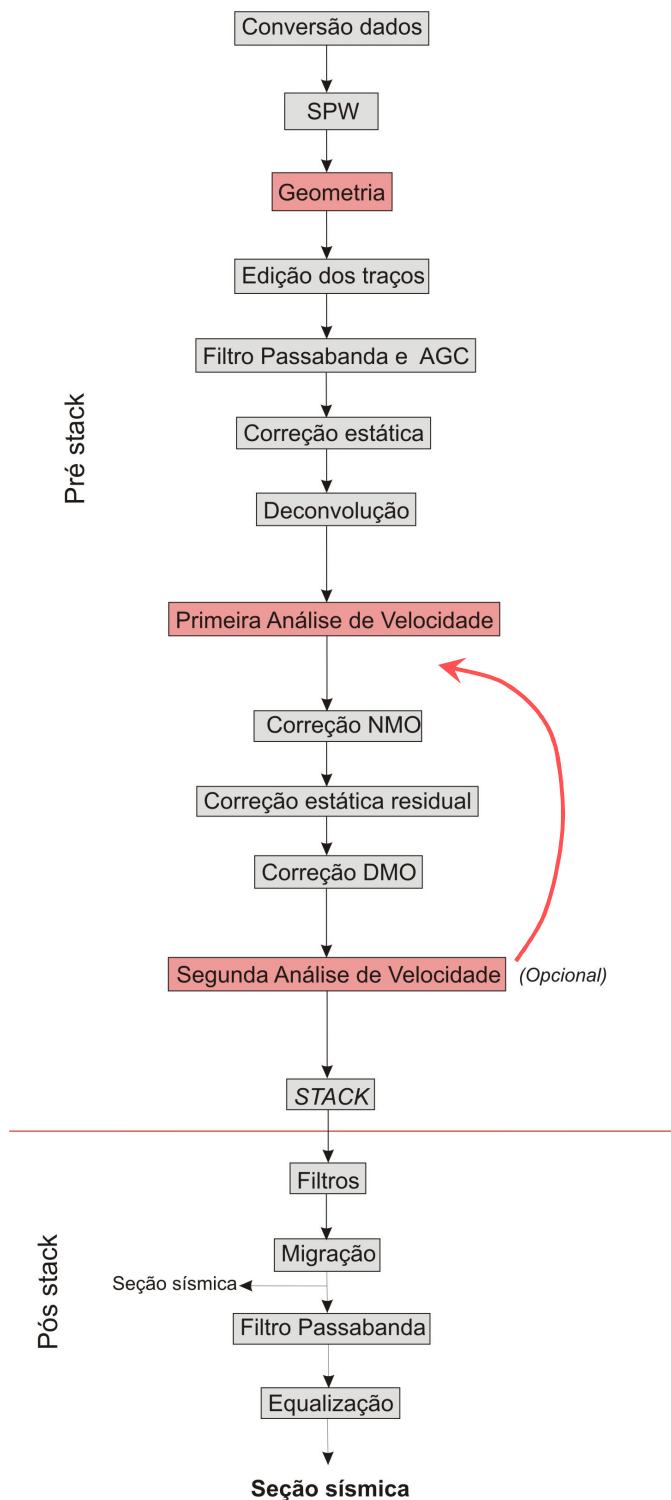


Figura 27: Fluxograma básico apresentando a seqüência do processamento dos dados da sísmica de reflexão.

Várias foram as tentativas, com seqüências de processamento diferentes, até que se chegasse a uma seção sísmica final.

Seguindo o fluxo, a conversão do dado bruto que está em formato SEG-2 para o formato do *software* de processamento, foi o primeiro passo.

5.1 CONVERSÃO DOS ARQUIVOS

A maioria dos programas do pacote SU necessita que o formato dos arquivos de entrada de dados consista de traços sísmicos escritos na forma binária, segundo o padrão SEG-Y. Esse padrão é recomendado pela SEG (Society of Exploration Geophysicists) e é composto por 3 partes: dois cabeçalhos iniciais, um com texto que descreve a fita, outro com informações sobre a linha sísmica e a terceira parte é composta pelos registros sísmicos, um traço após o outro, onde cada traço possui o seu próprio cabeçalho (*header*).

O formato SU é igual ao SEG-Y, porém excluindo os dois cabeçalhos iniciais.

A maioria dos sismógrafos digitais atuais, incluindo o Geode™, grava os dados no formato SEG-2, cujos cabeçalhos principais diferem do formato SEG-Y.

O Visual_Sunt apresenta fácil interface de conversão. Os dados gravados no Geode em formato SEG-2 são reconhecidos pelo software e então convertidos para o seu formato, no caso SU. É necessário que antes da conversão dos arquivos seja feita a seleção daqueles que serão realmente utilizados no processamento.

5.2 GEOMETRIA E EDIÇÃO DOS TRAÇOS

O próximo passo consistiu na entrada da geometria e verificação do cabeçalho, para a certificação de que tudo estava correto, pois uma pequena falha na geometria colocaria todo o processo em questionamento, por este motivo, é sempre necessário ter todas as anotações de campo bem registradas.

A tabela 1 é um exemplo de planilha de campo usada no levantamento sísmico objeto do presente estudo, com os principais itens a serem anotados. Foi com essas anotações que se orientou o processamento. Além dos dados referentes à geometria, os dados topográficos também devem ser incluídos nesta fase.

Assim, esta etapa se não é a mais complicada, é a mais trabalhosa, e com certeza, exige bastante atenção e tempo.

Projeto: **MODRES**

Localização: Rivadávia - linha1B

Data: 09/05/2003

Arquivo= D:\Riva_L1B

Near offset = 6m

Espaçam. Geofones = 2m

Comp. registro (RL) = 250ms

Interv. amostragem (SI) = 0,250ms

far offset = 100m

Comp. Arranjo = 196m

Nº de tiros = 50

Canais ativos = 48

Estação	Arquivo	Receptores	Loc. tiro	Prof. tiro	Fonte	Stacks	Ganho	Observações
-	1000	1-48	1m	-	-	-	36dB	ruído
1	1001	1-48	1m	5cm	rifle	1	36dB	registro bom
2	1002	2-49	3m	15cm	rifle	1	36dB	registro bom
3	1003	3-50	5m	25cm	rifle	1	36dB	registro bom
4	1004	4-51	7m	15cm	rifle	1	36dB	
5	1005	5-52	9m	25cm	rifle	1	36dB	bom
6	1006	6-53	11m	20cm	rifle	1	36dB	bom
7	1007	7-54	13m	20cm	rifle	1	36dB	
8	1008	8-55	15m	20cm	rifle	1	36dB	registro bom
9	1009	9-56	17m	30cm	rifle	1	36dB	bom
10	1010	10-57	19m	25cm	rifle	1	36dB	bom
11	1011	11-58	21m	35cm	rifle	1	36dB	bom
12	1012	12-59	23m	10cm	rifle	1	36dB	bom
13	1013	13-60	25m	25cm	rifle	1	36dB	
14	1014	14-61	27m	35cm	rifle	1	36dB	
15	1015	15-62	29m	35cm	rifle	1	36dB	
16	1016	16-63	31m	35cm	rifle	1	36dB	
17	1017	17-64	33m	25cm	rifle	1	36dB	
18	1018	18-65	35m	25cm	rifle	1	36dB	
19	1019	19-66	37m	25cm	rifle	1	36dB	1º geofone saturou
20	1020	20-67	39m	35cm	rifle	1	36dB	registro bom
21	1021	21-68	41m	35cm	rifle	1	36dB	geofones 61,62,63 ruidosos
22	1022	22-69	43m	30cm	rifle	1	36dB	
23	1023	23-70	45m	30cm	rifle	1	36dB	
24	1024	24-71	47m	40cm	rifle	1	36dB	
25	1025	25-72	49m	30cm	rifle	1	36dB	
26	1026	1-48	51m	40cm	rifle	1	36dB	1º geofone ruidoso. Blaster evidente
27	1027	2-49	53m	5cm	rifle	1	36dB	registro bom. Na rocha
28	1028	3-50	55m	30cm	rifle	1	36dB	
29	1029	4-51	57m	20cm	rifle	1	36dB	
30	1030	5-52	59m	20cm	rifle	1	36dB	

Tabela 1: Tabela utilizada em campo com os principais itens a serem anotados para inserir a geometria.

A edição dos traços (*mute, kill*) é a etapa que irá cautelosamente fazer uma “limpeza” no dado cortando os traços ruidosos e apagando o *ground roll* e a onda aérea quando presentes e ainda fazer um silenciamento de tudo que está acima da primeira refração. Um exemplo desta etapa pode ser observado na figura 28.

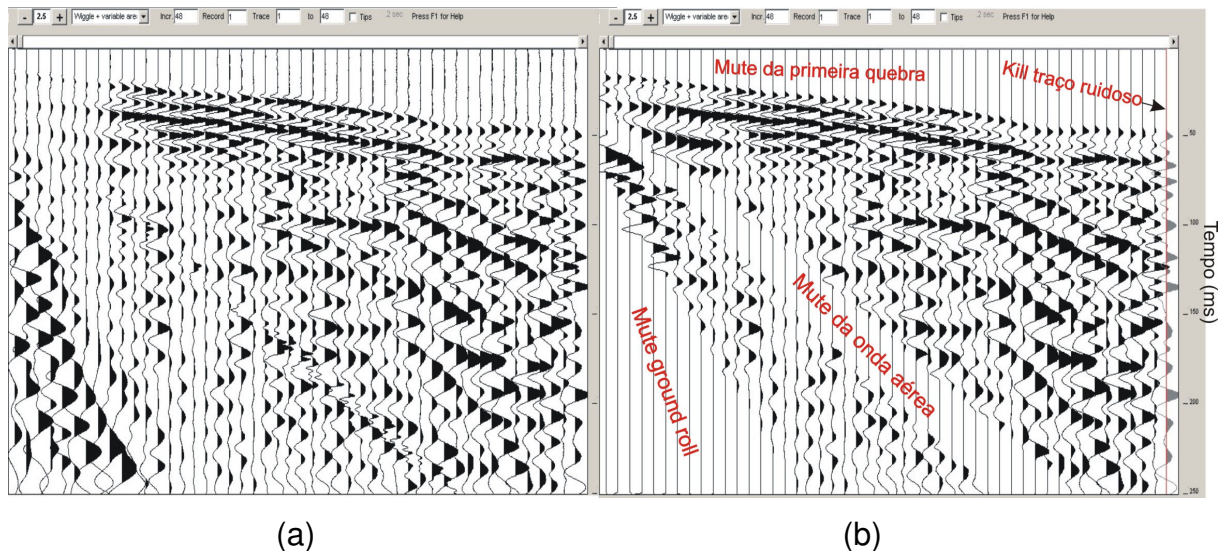


Figura 28: Sismogramas no domínio do tiro com 48 canais. a) dado bruto; b) dado bruto após sua edição com *mute* do *ground roll*, da onda aérea e de tudo que está acima da primeira quebra e *kill* do último traço que estava fora de fase.

A permanência desses eventos indesejáveis no registro resultará numa seção sísmica de má qualidade e com artefatos que colocarão em dúvida sua representatividade. O programa PROMAX oferece mais opções de filtragem e tratamento do dado, sendo possível manter estes eventos, como o da onda aérea, por exemplo, e na seqüência do processamento ir tentando tirá-la com filtros específicos, como exemplo o Filtro Radom e o F-X Decon, sem a necessidade de cortar o dado. Caso o sismograma final não apresente qualidade satisfatória, é aconselhável refazer o passo de edição até obter o resultado desejado.

5.3 CORREÇÃO ESTÁTICA E FILTRAGEM

Estática refere-se a deslocamentos de tempo no traço sísmico que são causados por variações de velocidade e espessura da camada próxima à superfície

(*weathered layer*) ou camada alterada, também chamada de zona de baixa velocidade (ZBV), juntamente com variações na elevação (topografia).

Correção estática pela refração é uma parte do processo trabalhosa por ser feita manualmente traço a traço. Mas o resultado obtido é muito satisfatório valendo o esforço empregado (figura 29).

Na falta de tempo hábil para fazer a correção estática pela refração, emprega-se a correção estática pela elevação, como foi o caso deste trabalho, na qual se faz necessário o conhecimento de alguns parâmetros como: velocidade do primeiro refrator (daí a importância de se ter feito o ensaio de refração anteriormente na área de estudo, que forneceu velocidade de aproximadamente 2000 m/s) e um datum, que será escolhido com base no levantamento topográfico da área, que para Rivadávia é de 950m.

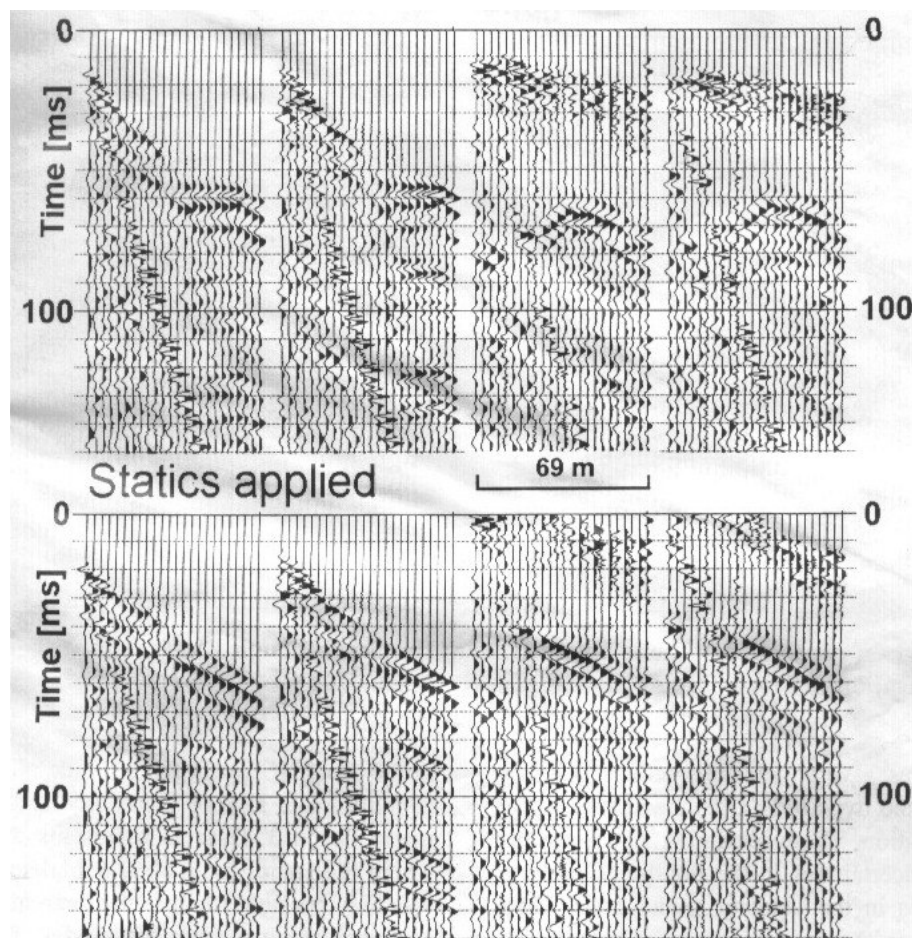


Figura 29: Registros de campo apresentados no painel superior sem a correção estática, e no painel inferior com a correção estática (PUGIN e PULLAN, 2000).

A qualidade e integridade da seção sísmica final dependem da escolha correta da velocidade sísmica rasa (das camadas próximas à superfície), pois uma estática incorreta causada por variações na zona de baixa velocidade pode induzir uma seção sísmica final incoerente e conseqüente interpretação errônea (YILMAZ, 2001; PUGIN e PULLAN, 2000).

Na sísmica rasa, a correção estática é um aspecto crítico do processamento, porque envolve alta freqüência. Comparando o deslocamento estático do tempo de somente poucos milissegundos com o período do sinal sísmico (ex.: período de 300 Hz \rightarrow sinal = 3.3ms), nota-se que aquele afetará desfavoravelmente o estaqueamento final se não corrigido. A figura 30 é um exemplo de como a correção estática afeta o processamento raso, distorcendo as estruturas e causando interpretações errôneas.

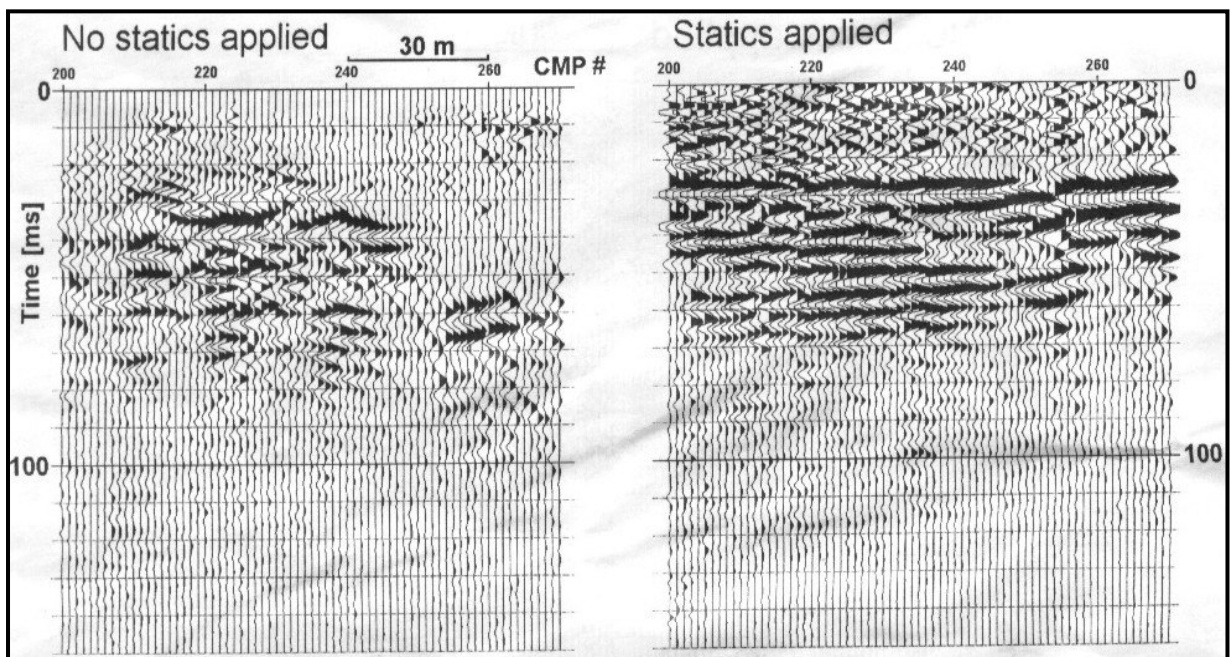


Figura 30: Comparação da seção sísmica final sem (esquerda) aplicação da correção estática e com (direita) a correção estática (PUGIN e PULLAN, 2000).

Por meio da análise espectral é possível determinar qual o passabanda ideal a ser aplicado no dado de forma a retirar os efeitos indesejáveis que ele possa ter.

Com a utilização da análise espectral de vários dados, observou-se que a freqüência dominante da maior parte da energia de reflexão estava por volta de

150Hz. A freqüência dominante do sinal da reflexão permitiu que a energia do *ground roll* pudesse ser efetivamente atenuada.

Outros tipos de filtragem também podem ser utilizados, isto irá depender da qualidade do dado. O filtro no domínio F-K é capaz de remover eventos sísmicos caracterizados por uma determinada inclinação (*slope*) no sismograma. Esta inclinação é igual ao inverso da velocidade aparente do evento. Por exemplo, para ondas superficiais com velocidades em torno de 400m/s, para um sismograma com $dx=1$ (espaçamento entre geofones de 1m), os *slopes* devem estar em torno de 0.0025.

O filtro F-K, para análise do gráfico “Freqüência x Número de onda” (colorido), foi testado nos dados desta dissertação (figura 31) apresentando dificuldades quanto a sua análise, pois os eventos (reflexões e ruídos) não eram nítidos para que se pudesse retirar com segurança os eventos indesejáveis.

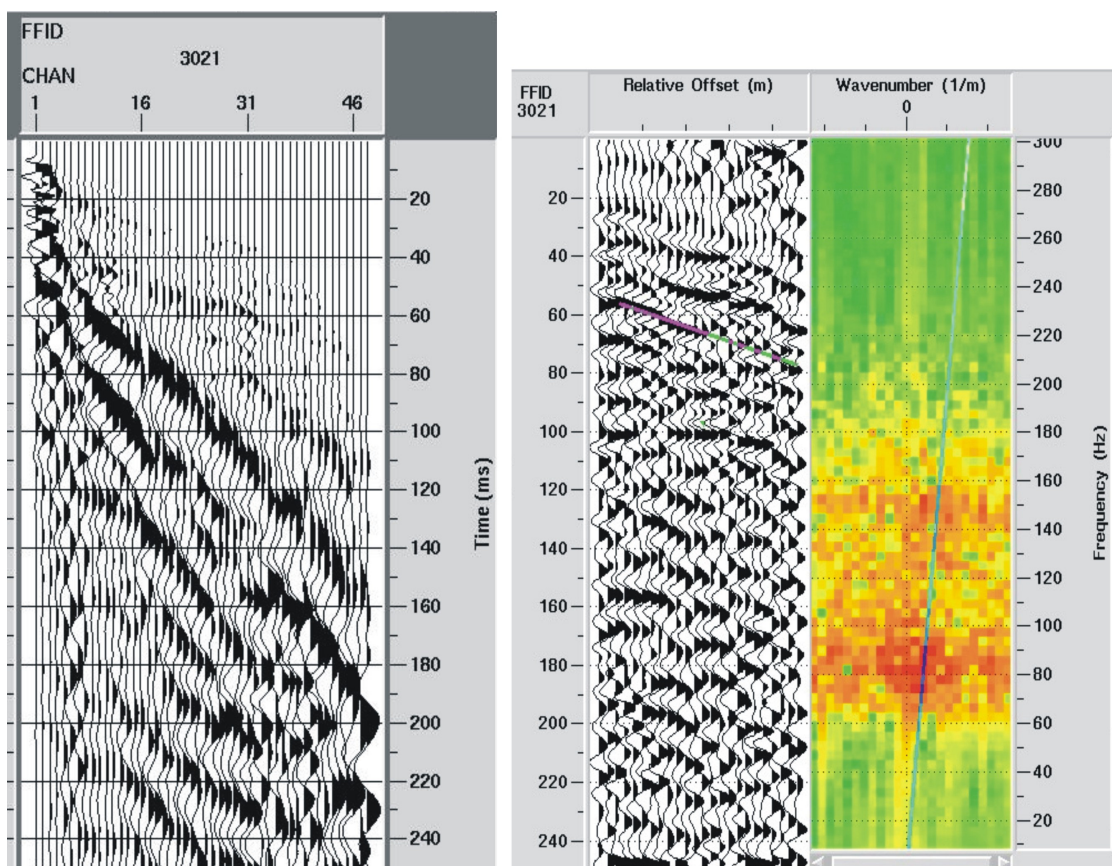


Figura 31: Exemplo do uso do filtro F-K no dado obtido na área de estudo. No gráfico “Freqüência x Número de onda” (colorido) representativo do registro 3021, observa-se que não há uma separação nítida do que é reflexão do que é ruído, dificultando o desenho de uma janela para aplicar o filtro.

Mas o uso deste filtro, analisando o gráfico “Tempo x Afastamento”, para retirar inclinações indesejadas que estavam mascarando o evento buscado, deu bons resultados, pois a visualização das inclinações neste gráfico fica mais nítida. Neste caso, o uso do filtro F-K pela análise das inclinações foi eficiente.

O valor da inclinação indesejada ou de sua velocidade aparente característica é ajustada manualmente para que o filtro os retire. No próprio programa de processamento tem-se a ferramenta que calcula estas inclinações.

No software SPW esse tipo de filtro é conhecido como DipFilter, e ao invés de usar os *slopes*, pode-se usar diretamente as velocidades aparentes calculadas.

5.4 DECONVOLUÇÃO

Deconvolução é o ato de desfazer o efeito de uma convolução anterior (DUARTE, 2003). Como exemplo pode-se dizer que um sinal de interesse foi convolvido com o sinal da assinatura da fonte sísmica e para obter o sinal de interesse como ele era originalmente deve-se fazer a deconvolução, que é, grosso modo, a retirada do que foi convolvido com o sinal original.

Para deconvolução funcionar propriamente a razão sinal-ruído deve ser alta. Alguns eventos de reflexão devem estar presentes e as características da forma da onda de todas as reflexões devem ser consistentes (YILMAZ, 2001). Inconsistência na característica da forma da onda e baixa razão sinal-ruído inibem a efetividade da supressão da forma da onda da fonte quando se usa a operação de deconvolução (MILLER *et al.*, 1992).

Nos dados desta dissertação foi usada a deconvolução preditiva com o objetivo de eliminar eventos indesejáveis. Mais especificamente neste caso, com o intuito de eliminar as reverberações da refração. Para determinar os parâmetros ideais é feita uma análise do dado através da autocorrelação (figura 32). Este procedimento é muito eficaz uma vez que, em se tratando de sísmica rasa, não se escapa dos ruídos no registro sísmico.

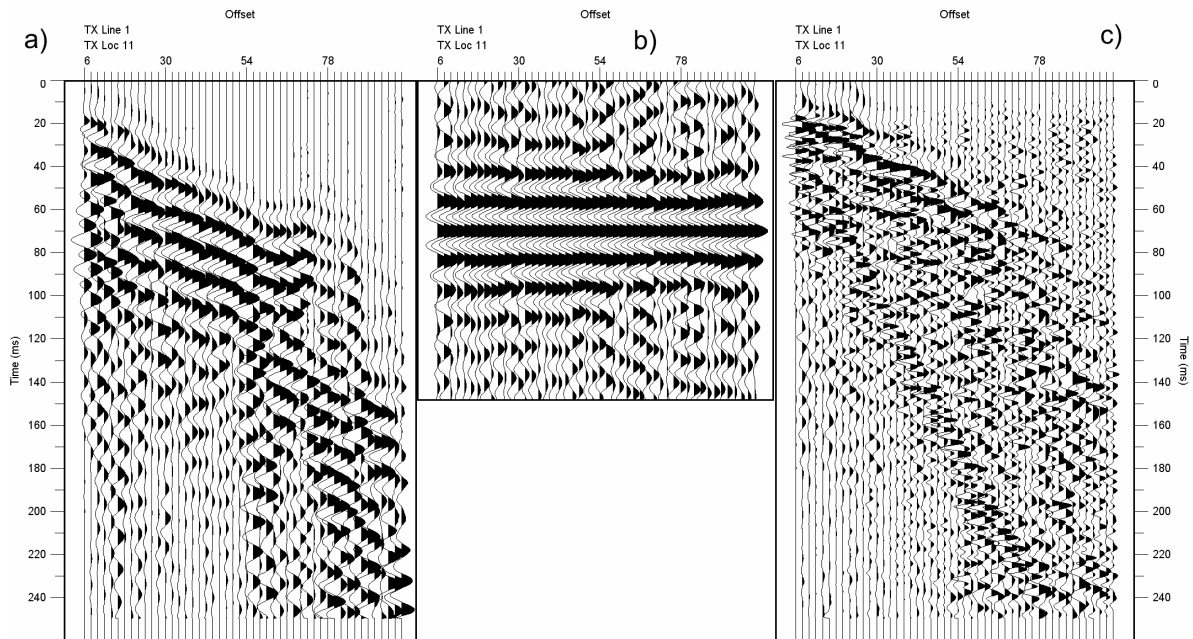


Figura 32: Aplicação da deconvolução preditiva: a) dado bruto; b) autocorrelograma e c) dado após a aplicação da deconvolução.

Observe que na letra **c** resultante da deconvolução, houve um aumento do conteúdo de alta frequência que é o interesse da sísmica rasa.

A análise do autocorrelograma permite extrair os parâmetros necessários para a deconvolução. Neste caso, o GAP foi de 4ms e o operador de 40ms. Note que, mesmo após a aplicação da deconvolução, não é possível observar refletores nitidamente. Entretanto, caso não fosse aplicada a deconvolução, a seção final apresentaria uma série de eventos que não permitiriam identificar o que é realmente refletor e o que é ruído coerente.

Todavia, recomenda-se o uso da deconvolução preditiva desde que se tenha domínio da geologia da área, para que se possa avaliar se tiveram melhorias consideráveis dentro da realidade da área. Atentar que, corre-se o risco de também estar eliminando possíveis reflexões.

5.5 ANÁLISE DE VELOCIDADE

A análise de velocidade também requer muita cautela, pois quanto mais exatas sejam as velocidades mais o refletor se aproxima da sua inclinação real. A análise de velocidade consiste em determinar a velocidade sísmica do meio ou

camada através da qual as ondas sísmicas refletidas passaram. O procedimento mais simples, com dados bons (isto é, reflexões evidentes) é ajustar uma hipérbole aos dados através da técnica de mínimos quadrados. Caso isto não seja possível, também existem os métodos CVS (*Constant Velocity Stack*), CVP (*Constant Velocity Panel*) e o Semblance.

Como base de calibração para realizar a análise de velocidade foram usados os perfis de poço (principalmente o sônico), os dados de refração e do mapeamento geológico e geolétrico. Quanto à refração, esta forneceu velocidades de 800m/s para uma primeira camada (solo) que atinge profundidade variada com no máximo 7m e de 2100m/s para uma segunda camada (arenito) de profundidade mínima de 15m. Já o mapeamento geológico e geolétrico integrados fornecem um modelo bem mais detalhado de camadas para Rivadávia, como pode ser visto na figura 33.

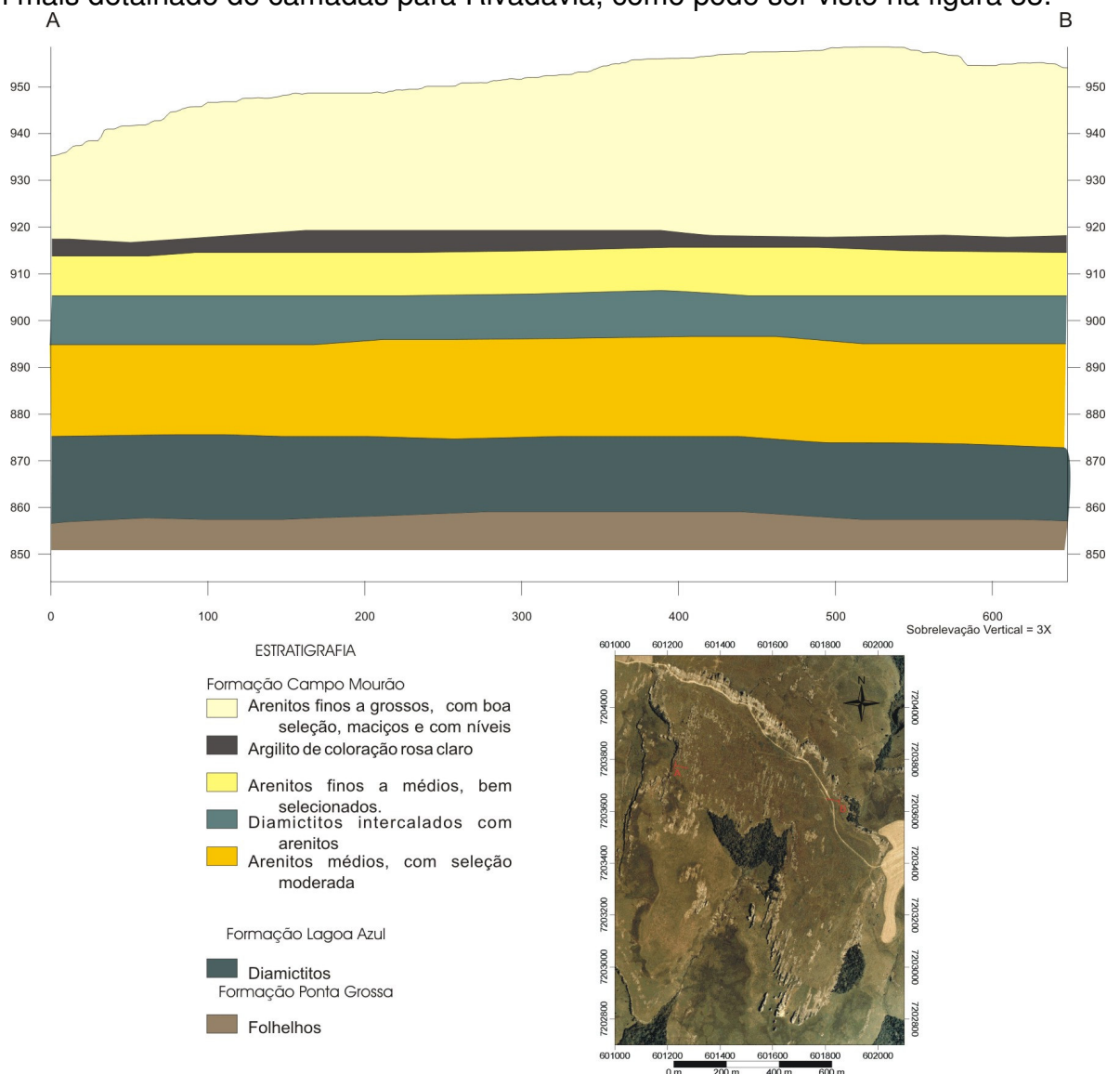


Figura 33: Modelo de camadas baseado no mapeamento geológico e geolétrico (KRAFT, 2004).

O resultado do perfil sônico evidencia algumas variações de velocidade, mas estas são graduais e ocorrem num intervalo muito pequeno (no máximo 1m), sendo de difícil registro.

A função velocidade usada na primeira análise de velocidade foi baseada na junção destas informações (de refração e perfil sônico, principalmente) e o resultado está disposto na tabela 2.

Profundidade (m)	Velocidade(m/s)
0	800
12.5	900
40	2000
100	2600
250	3000

Tabela 2: Função velocidade usada na primeira análise de velocidade.

Com a análise de velocidade cuidadosa, a rotina para correção *normal moveout* (NMO) deve horizontalizar e deixar na posição correta, as feições de interesse.

Após a correção NMO, se necessário, a correção estática residual pode ser aplicada. Esta correção é usada para corrigir alguns erros remanescentes em pequenos comprimentos de onda.

A segunda análise de velocidade pode ser realizada usando o método semblance. Esta análise resultou uma função velocidade que foi utilizada para a correção de NMO e migração.

5.6 EMPILHAMENTO

O empilhamento é realizado após os dados terem sido corrigidos de NMO ou DMO (quando necessário) e estática residual. O resultado do empilhamento será uma seção sísmica bruta que ainda passará pelo processo de filtragem para melhorá-la quanto possível para ser migrada (seção sísmica migrada).

A análise de velocidade deve ser muito bem feita para que o empilhamento seja realizado de forma adequada, caso contrário, ao empilhar os dados a seção sísmica gerada não corresponderá à realidade, podendo apresentar eventos espúrios.

Com o dado já empilhado, pode-se fazer a migração, que é a forma de gerar uma imagem de subsuperfície o mais próximo do real possível.

Neste estudo, a migração foi aplicada sem considerar inclinações de camadas, uma vez que estas são subhorizontais. Na verdade, a migração foi usada para corrigir o efeito de difrações causadas pelo alto grau de fraturamento, característico da área Rivadavia. Se necessário, é aplicado mais um filtro de frequência e equalização dos traços para melhor visualização e assim gerar a seção sísmica migrada.

Finalmente, o empilhamento é realizado gerando seções sísmicas no domínio do tempo (figura 34) nas diversas formas de apresentação. Cada intérprete tem sua preferência de apresentação da seção sísmica. Ocorre também que, em certas apresentações, é realçado um tipo de feição, como por exemplo feições estruturais e em outras realçam-se mais as estratigráficas.

Para realçar estas feições ainda é possível usar o AGC (*Automatic Gain Control*). O AGC é um dispositivo que tem por finalidade manter a amplitude média do sinal de saída constante. Consiste, basicamente, no uso de um amplificador cujo ganho varia na razão inversa da amplitude média do sinal de entrada (DUARTE, 2003).

Foram testadas várias janelas de AGC e a que apresentou melhor resultado para a área Rivadavia, em geral foi a de 80ms.

No SPW, após o empilhamento pode-se utilizar um filtro de coerência (*Coherency Filtering*), que tem o efeito de suavizar a seção sísmica.

Com este trabalho de testar o fluxo de processamento em alguns softwares, como foi o caso do PROMAX, SU e SPW, observa-se que os dados sísmicos de reflexão rasa podem ser processados em quaisquer destes softwares, os leves e os pesados (usados na sísmica convencional).

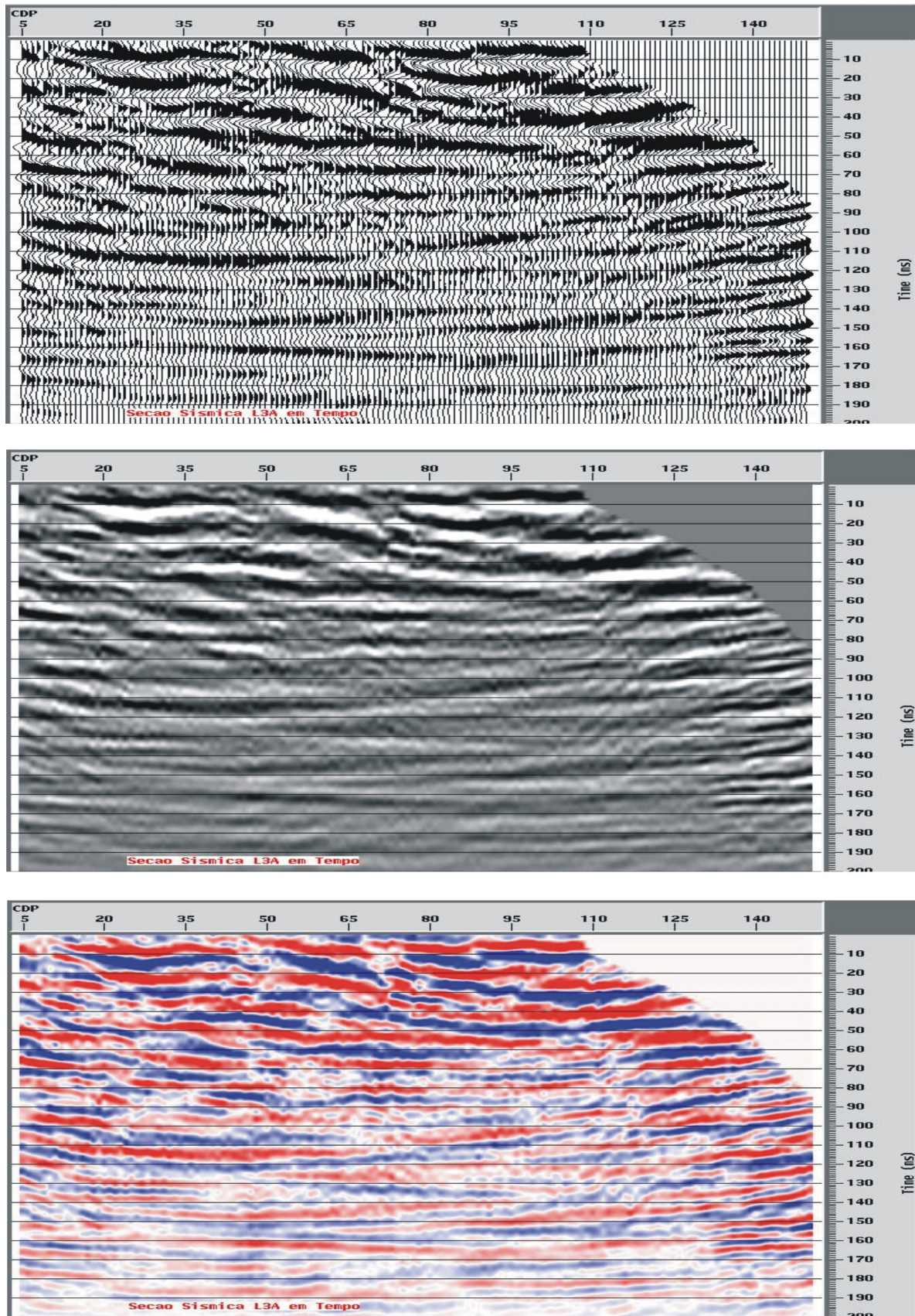


Figura 34: Seções sísmicas após o empilhamento apresentadas em 3 diferentes formas. De cima para baixo tem-se a seção apresentada na forma wiggle, grayscale e densidade de cores, respectivamente.

6 INTEGRAÇÃO DOS DADOS

Para a interpretação de dados geofísicos, tanto o conhecimento geológico quanto o geofísico são fundamentais e, para isso, se faz necessária uma integração dos dados. Para garantir bons resultados na interpretação do alvo imageado, precisa-se ter em mente que o conceito de integração deve abranger, além dos dados, os métodos empregados e os profissionais envolvidos.

Os trabalhos de interpretação e de caracterização exigem, em várias escalas, a integração de múltiplos tipos de dados; freqüentemente, muito caros, como por exemplo, a perfilagem de poço, extremamente importante para uma boa amarração do dado sísmico com a geologia.

Neste trabalho contou-se com os seguintes tipos de dados para a amarração da sísmica:

- ✓ geológicos – perfis geológicos de campo (figura 35a);
- ✓ poços – perfis de raio gama (GR), resistividade (ILD), sônico (DT), porosidade (NPHI) (figura 36) e perfis obtidos por meio de testemunhos de poço (figura 35b);
- ✓ sísmicos – seções sísmicas levantadas na área.

No que tange aos dados de poço, realizou-se a perfilagem de um poço até a profundidade de 100m, que forneceu informações a partir dos perfis de raios gama, resistividade e sônico, principalmente.

Assim, por meio do sônico, foram calculadas as variações de velocidade que foram utilizadas para estimar o contraste de impedância acústica existente na área que, por sua vez, gerou a expectativa de reflexões. As velocidades encontradas foram de, aproximadamente, 1600m/s para a camada superficial, logo abaixo de pequena espessura de solo; em média 2600m/s para a maior parte da seção de interesse e a velocidade máxima em torno de 3500m/s, nas profundidades maiores.

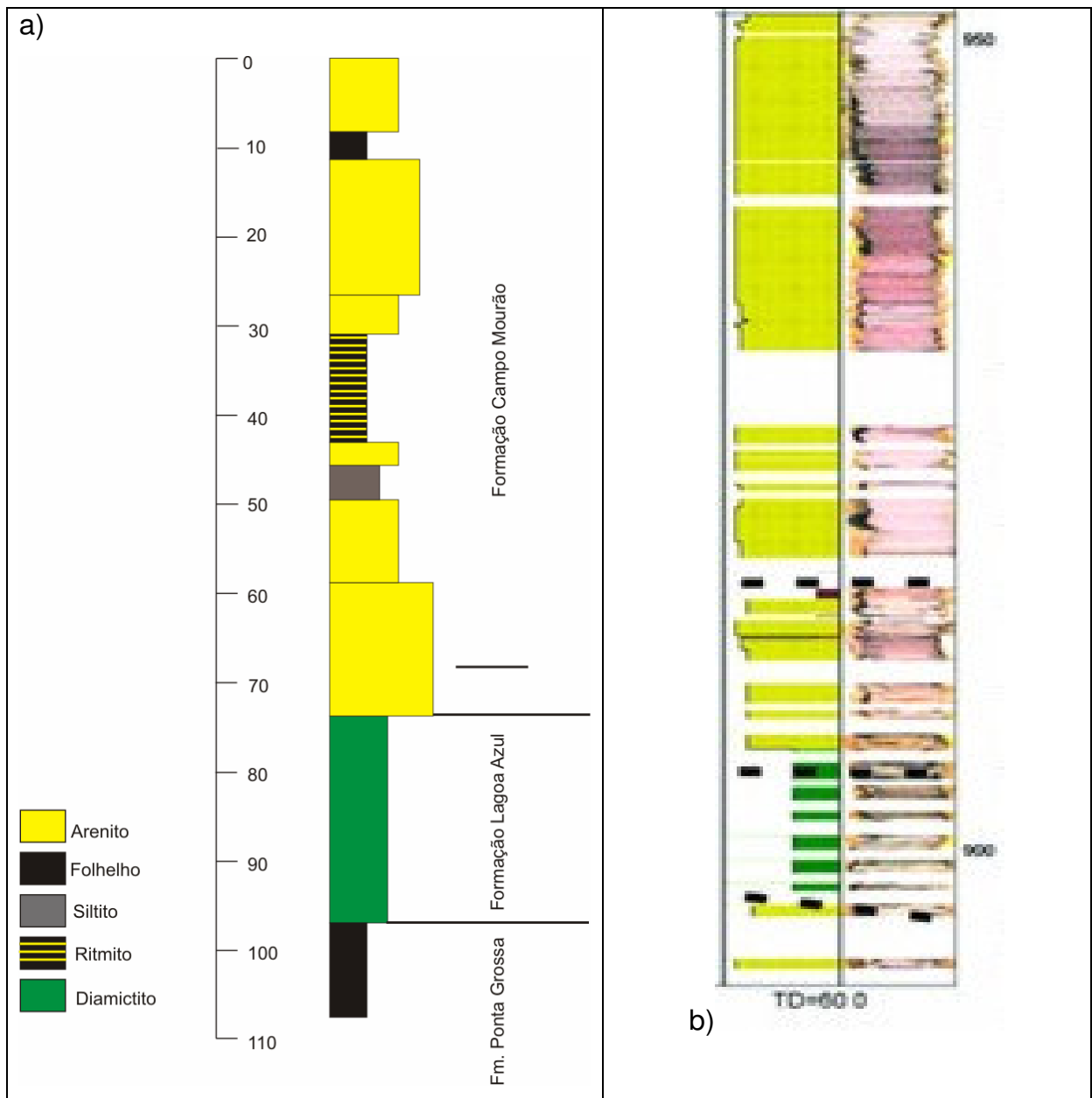


Figura 35: a) Perfil geológico de campo representativo da área Rivadavia e; b) Perfil geológico obtido por meio do testemunho de poço.

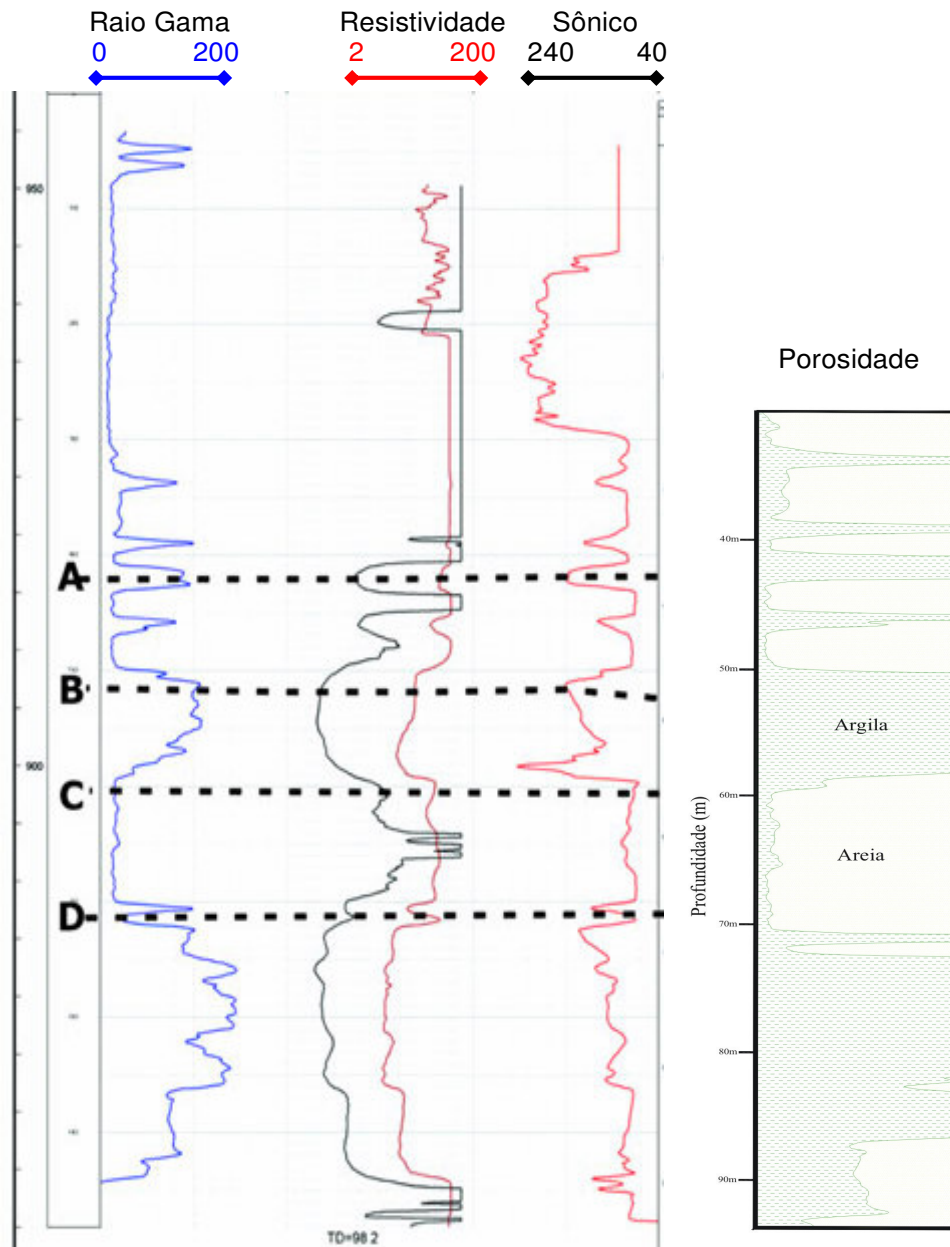


Figura 36: Perfis de poço – raios gama, resistividade, sônico e porosidade, respectivamente da esquerda para a direita. As letras A, B, C e D indicam níveis para a correlação dos dados de perfis com os de testemunho da figura 35b.

Observa-se ainda no perfil sônico que a velocidade do arenito é bem superior à do folhelho. Uma das causas pode estar relacionada ao processo de silicificação a que o arenito foi submetido e que aumentou sua densidade. Esse fato vem contribuir para se ter boa resposta sísmica, visto que aumentando a densidade da rocha também aumenta a impedância acústica.

Tomando por base esses contrastes de velocidade, é de se esperar que haja um refletor marcando cada interface arenito-folhelho. Entretanto, as camadas são pouco espessas e algumas porções não alcançam 5m, de modo que podem não ser resolvidas quanto a suas espessuras, uma vez que a resolução vertical no levantamento é estimada em 5m. Esta estimativa considera a frequência dominante (F_d) de 200Hz, a velocidade de aproximadamente 2000m/s e o limite de resolução como 1/2 do comprimento de onda. Contudo, espessuras de até 2,5m podem ser resolvidas se o limite de resolução for considerado como sendo 1/4 do comprimento de onda.

Por meio do perfil GR observa-se a intercalação de níveis argilosos de espessura variada em meio à camada arenosa. Essa intercalação também está bem visível no perfil de resistividade, bem como no sônico e no de porosidade, o que dá mais consistência ao dado. Na profundidade de 50m a 90m, esta intercalação é bem marcada por pacotes espessos; apresenta níveis com espessura de aproximadamente 10m, os quais são bem resolvidos com a resolução vertical de 5m, que está sendo alcançada.

A descrição dos testemunhos do poço e a perfilagem fornecem informações como a variação litológica e variação de velocidade, que auxiliam no processamento dos dados, principalmente na análise de velocidade.

Uma boa correlação desses dados – rocha-perfil-sísmica – aliada ao conhecimento prévio da geologia da área, reduz sobremaneira a margem de erro na interpretação.

Para a interpretação propriamente dita, são necessárias muitas outras ferramentas e análises, como o caso da geração de dados de atributos sísmicos, que servem para realçar algum tipo de feição a depender do tipo de atributo escolhido. Como exemplo, pode-se mencionar o atributo de variância como sendo indicado para realçar feições estruturais e também o atributo de amplitude e frequência para realçar as feições estratigráficas.

Este trabalho se atém à integração dos dados disponíveis e a uma rápida correlação com a geologia; não contempla a parte de interpretação que é feita por outras dissertações no Projeto MODRES. A figura 37 apresenta essa correlação.

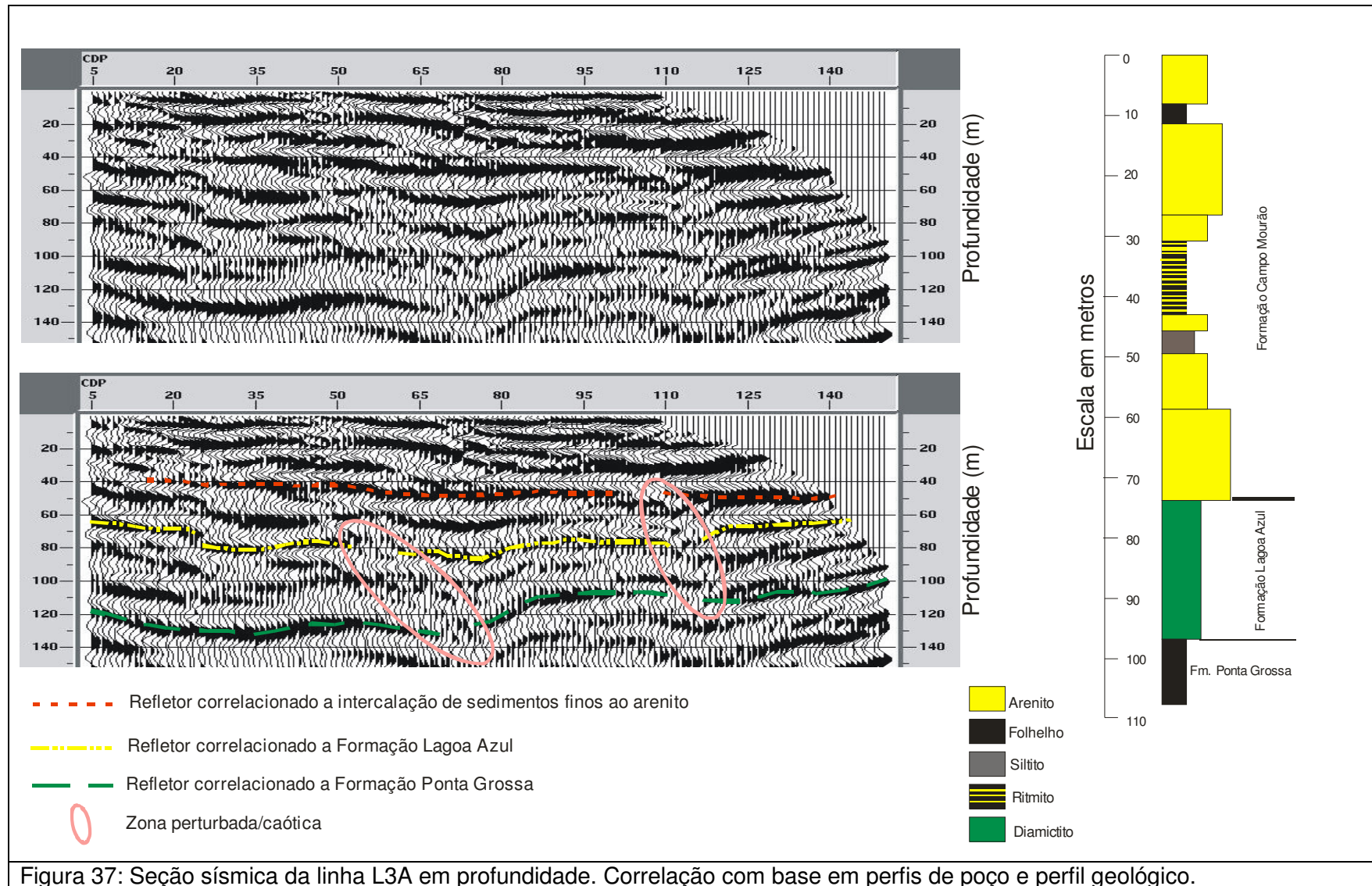


Figura 37: Seção sísmica da linha L3A em profundidade. Correlação com base em perfis de poço e perfil geológico.

É possível correlacionar alguns refletores com eventos marcantes da geologia ao se realizar a análise integrada dos dados. Assim, pode-se correlacionar o refletor em vermelho como representativo do nível de sedimentos finos intercalados ao arenito, encontrados a, aproximadamente, 40m de profundidade.

O próximo refletor que está na cor amarela, pôde ser correlacionado com a Formação Lagoa Azul. É um refletor bastante irregular e com profundidade variando entre 60m e 80m na seção sísmica.

Já o refletor na cor verde pôde ser correlacionado como marcando a Formação Ponta Grossa, ou melhor, marcando o topo da Fm. Ponta Grossa.

Assim também foi realizado para as outras seções das linhas 1A, 2A e 4, como apresentado nas figuras 38 e 39.

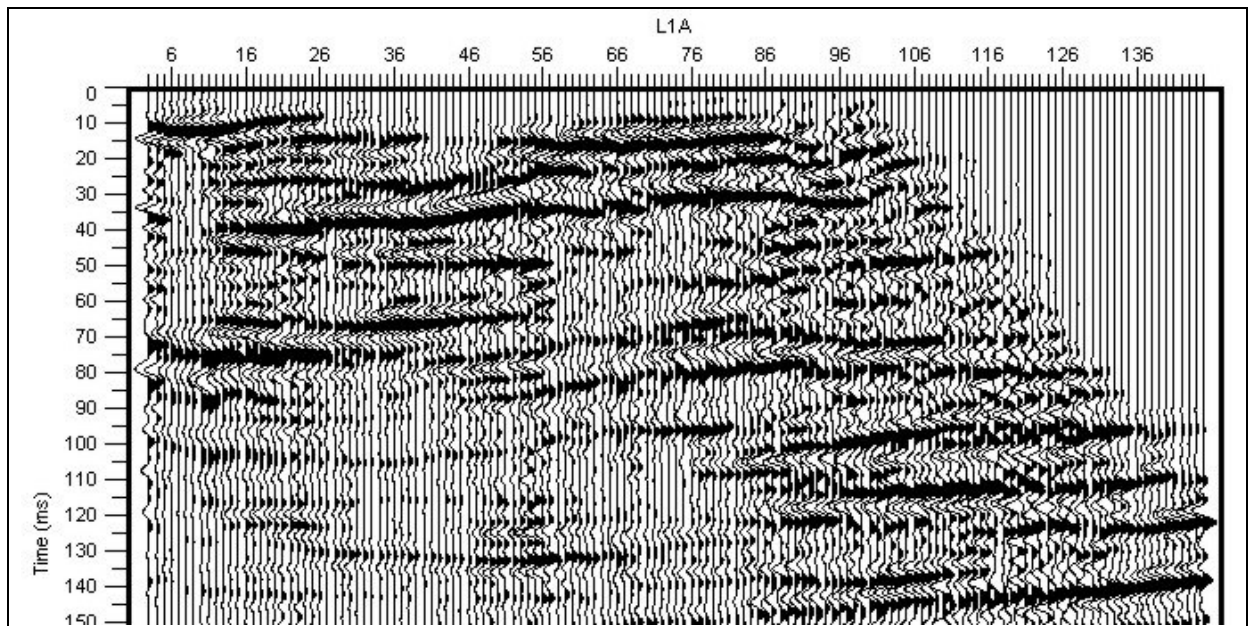


Figura 38: seção sísmica da linha L1A em tempo.

Observar, na figura 38, a presença de um refletor por volta de 40ms bem marcado. Esse refletor é correlacionável ao de cor vermelha da figura 37, bem como os refletores marcados por volta de 70ms e 100ms são correlacionáveis ao de cor amarela e verde, respectivamente.

O mesmo processo foi realizado para seção da linha L2A e L4, como pode ser observado na figura 39.

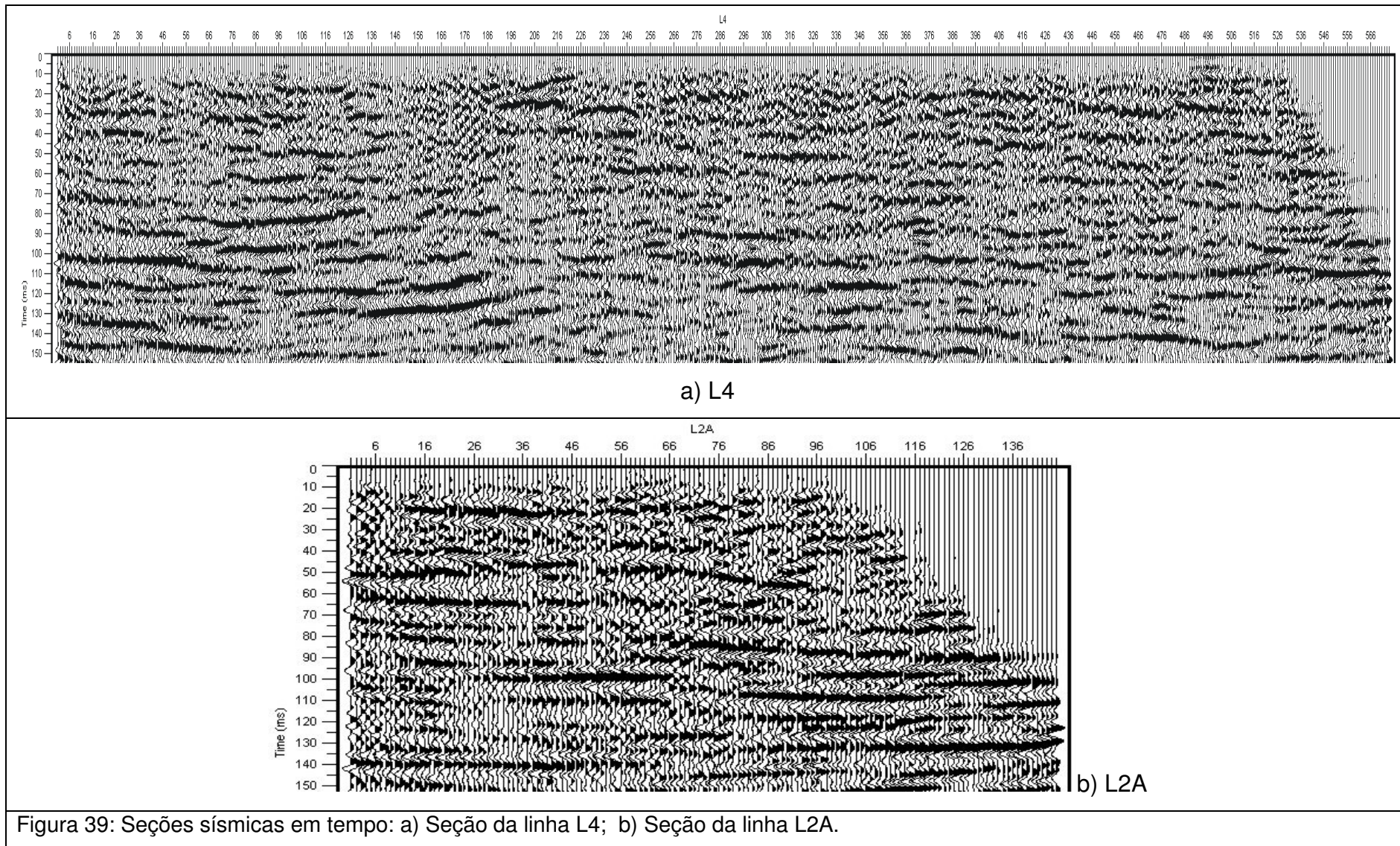


Figura 39: Seções sísmicas em tempo: a) Seção da linha L4; b) Seção da linha L2A.

Tanto na seção sísmica da linha L2A quanto na L4, estão presentes os refletores marcados na seção sísmica da linha L3A.

De um modo geral, é importante observar que, além dos refletores que foram trabalhados, outros estão presentes nas seções sísmicas, assim como feições estruturais e estratigráficas.

Por outro lado, estes dados precisam ser melhor estudados e interpretados. Aqui apenas se cumpriu o objetivo desta dissertação, que foi adquirir dados sísmicos de reflexão rasa com os parâmetros adequados, de forma que, ao serem processados, gerassem imagens da subsuperfície representativas, o mais próximo possível, da realidade geológica da área.

Vale ressaltar que a maior integração está no conhecimento da geologia e da geofísica, que devem sempre trabalhar juntas, para garantir o sucesso do trabalho.

7 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O objetivo primeiro desta dissertação foi testar, por meio da sísmica de reflexão rasa, a aquisição de dados sísmicos na Bacia do Paraná, que teve como alvo os arenitos fraturados do Grupo Itararé análogos a reservatórios. Para tanto, foi aplicada pela primeira vez, na bacia, a metodologia já utilizada em sísmica profunda, desta vez, para alvos rasos, o que estabeleceu diferenças entre os dois tipos de aplicação; uma das diferenças está no intervalo de frequência a ser recuperado e processado, que foi muito maior, acima de 100Hz, para sísmica rasa. Dessa forma, esperava-se o aumento da resolução sísmica (aumento da razão sinal/ruído) e também pelo aumento da multiplicidade em relação a outros levantamentos sísmicos (PUGIN *et al*, 2004).

O aumento da multiplicidade nesse levantamento chegou a 24 (2400%) e anteriormente alcançava, no máximo, 12 (1200%). De acordo com os instrumentos disponíveis, esse número pode ser ainda maior. No caso deste trabalho, foi preciso apenas diminuir o espaçamento entre geofones, sem aumentar o comprimento do lanço.

Por outro lado, se for necessário aumentar o comprimento do lanço de tal forma que a energia do rifle sísmico não seja suficiente, é necessário uma fonte de maior energia para melhorar a relação sinal/ruído, como a queda de peso.

Com base nos resultados obtidos, observa-se que o procedimento utilizado para a aquisição sísmica profunda pode ser utilizado em sísmica rasa, embora apresente grande diferença na escala dos parâmetros de aquisição e dos alvos. Com a análise dos resultados, pode-se recomendar para este trabalho:

- ✓ aumento do número de canais sem aumentar o comprimento do lanço, mantendo os parâmetros de aquisição;
- ✓ mudança da fonte sísmica para a queda de peso, por exemplo, principalmente no caso de se aumentar o comprimento do lanço bem como para comparação se haverá ocorrência de melhoria do sinal;
- ✓ aquisição de dados sísmicos de ondas S que, pela característica da área, por exemplo, ausência de solo na sua maior parte, pode gerar

bons resultados, além de fornecer bastante detalhes e também ser um ramo em franco desenvolvimento.

- ✓ controle de qualidade rigoroso dos dados;
- ✓ perfuração de, pelo menos, um poço sobre a linha sísmica para maior controle na amarração dos dados.

A parametrização é o ponto chave para alcançar bons resultados, não somente na sísmica de reflexão rasa, mas também na convencional. Isso torna a etapa da aquisição de dados de campo a mais importante no processo de obter a melhor razão sinal/ruído possível.

Quanto ao processamento preliminar, a utilização de rotinas do programa PROMAX[®] da LandMark mostrou-se bastante eficaz, assim como os outros programas considerados leves (SPW, Winseis, por exemplo), ressaltando os refletores alvo do levantamento. No entanto, para se ter bons resultados no processamento, é necessário que, no levantamento sísmico, se tenha em mente um modelo geológico que tanto pode vir de levantamentos anteriores quanto de dados de campo atuais. O modelo utilizado é um compêndio dos vários autores citados no capítulo de Contexto Geológico, que mostram os arenitos Vila Velha representando os lobos subaquosos rasos, depositados num ambiente glacialmente induzido.

O conhecimento dessas informações geológicas serviu para parametrizar o levantamento em campo, por exemplo, o espaçamento entre geofones, que definiu o método a ser utilizado: sísmica de reflexão rasa.

Após o processamento sísmico, ao fazer a integração e correlação dos dados, observou-se que as seções representam a geologia da área, com refletores descontínuos típicos de geometria de lobos de canais como sugerido para a gênese do arenito do Grupo Itararé e sistema de falhas e fraturas denso, o que confirma a correta parametrização usada na aquisição.

É essencial registrar a grande importância do conhecimento geológico da área, como a geometria das camadas, as falhas e fraturas associadas e a litologia, entre outros. Estes dados servem para se ter uma previsão de quais resultados se deve esperar no levantamento sísmico, daí a importância do conhecimento geológico-geofísico.

Alguns passos do processamento são essenciais, como está apresentado no fluxograma de processamento da figura 27, entretanto vale ressaltar os grandes complicadores para a sísmica rasa, que são a correção estática e a análise de velocidade.

Os dados sísmicos rasos, apesar de serem mais ruidosos que os marítimos, não apresentam grande diferença de processamento. O diferencial está na escala dos parâmetros a serem utilizados. Confirmando esta observação, tem-se que os dados rasos podem ser processados num mesmo programa, o que é típico de processamento de dados profundos como, por exemplo, o PROMAX usado neste trabalho, com ótimo resultado.

Na parte de integração dos dados, conclui-se que é de fundamental importância a amarração da sísmica com outros dados como os perfis de poço para se fazer uma boa correlação.

Como conclusão geral deve-se apontar, apesar das condições adversas apresentadas na área, que:

- ✓ os dados são de boa qualidade, se comparados aos observados na literatura (exemplo, KNAPP e STEEPLES, 1986a e PUGIN *et al.*, 2004);
- ✓ apresentam boa razão sinal/ruído;
- ✓ a resolução foi adequada para imagear o objetivo;
- ✓ o processamento foi o mais adequado;
- ✓ o objetivo da dissertação foi alcançado.

Em prol da pesquisa e da caracterização dos arenitos do Grupo Itararé, considerados de grande importância por se tratarem de análogos a reservatórios fraturados, sugere-se que os dados disponíveis e obtidos por meio do trabalho realizado nesta dissertação sirvam de material para continuidade da pesquisa. Um bom trabalho de mestrado, até mesmo de doutorado, pode ser desenvolvido com o intuito de extrair mais informações desses dados, como exemplo a análise de atributos, que auxiliem na caracterização e modelagem do considerado reservatório.

REFERÊNCIAS

- AYERS, J. F. **Synthetic seismogram generation for designing shallow seismic surveys.** Journal of Environmental & Engineering Geophysics, v.1, n.2, p.109-118, 1996.
- APPI, C. J.; ROSTIROLLA, S. P. 2004. Modelagem da anisotropia em sistemas fraturados a partir de estudos de alta resolução na Bacia do Paraná, Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, 12: p. 125 – 147.
- 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.
- DOBRIN, M. B. **Introduction to Geophysical Prospecting.** USA: New York, McGraw-Hill International Book Company, 1976. 630 p.
- DUARTE, O. O. **Dicionário Enciclopédico Inglês-português de Geofísica e Geologia.** Brasil: Rio de Janeiro, Petrobrás, 2003.
- EVANS, B. J. **A Handbook for Seismic Data Acquisition in Exploration.** USA: Edited by William H. Dragoset Jr. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 1997. 293 p.
- FRANÇA, A. B.; POTTER, P. E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatórios do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (parte 1). **Boletim de Geociências da Petrobrás**, 2: 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.
- HEWITT, M. Seismic data acquisition. Continuing Education Short Course. Society of Exploration Geophysicists.1980.
- HUNTER, J. A, PULLAN, S.E., BURNS, R. A , GAGNE, R. M., GOOD, R. S. Shallow seismic reflection mapping of the overburden-bedrock interface with the engineering seismograph - some simple techniques. **Geophysics**, v.49, p.1381-1385, 1984.
- HUNTER, J., PULLAN, S., HUGGINS, R. Shallow seismic reflection for engineering and geotechnical studies. Course Notes, Sunnyvale, CA. EG&G Geometrics, 1989, 94 p.

- KANSAS GEOLOGICAL SURVEY. **WinSeis Turbo**. Seismic processing software for use with MSwindows.
- KEISWETTER, D. A., STEEPLES, D. W. A field investigation of source parameters for the sledgehammer. **Geophysics**, v.60, n.4, p.1051-1057, 1995.
- KNAPP, R. W., STEEPLES, D. W. High-resolution common depth point seismic reflection profiling: field acquisition parameter design. **Geophysics**, v.51, n.2, p.283-294, 1986a.
- KNAPP, R. W., STEEPLES, D. W. High-resolution common depth point seismic reflection profiling: instrumentation. **Geophysics**, v.51, n.2, p.276-282, 1986b.
- KRAFT, R.P. **Integração de dados de poços e afloramentos para a caracterização de arenitos fraturados** – estudo de caso nos Arenitos Vila Velha. Curitiba, 2004. 92 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal do Paraná.
- LANDMARK GRAPHICS CORPORATION. **ProMAX**. Seismic processing software for use with UNIX. Versão: 2003.3.3.
- MAYNE, W.H., Common reflection point horizontal data stacking techniques. **Geophysics**, v.27, n.6, p.927-938, 1962.
- MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. L. 1994. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, 2: p. 69 – 82.
- MILANI, E. J. e 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 31st International Geological Congress, p. 389-449.
- MILLER, R.D., PULLAN, S.E., WALDNER, J.S., HAENI, F.P. Field comparison of shallow seismic sources. **Geophysics**, v.51, n.11, p.2067-2092, 1986.
- MILLER, R.D., PULLAN, S.E., STEEPLES, D.W., HUNTER, J.A. Field comparison of shallow seismic sources near Chino, California. **Geophysics**, v.57, n.5, p.693-709, 1992.
- MILLER, R.D., PULLAN, S.E., STEEPLES, D.W., HUNTER, J.A. Field comparison of shallow P-wave seismic sources near Houston, Texas. **Geophysics**, v.59, n.11, p.1713-1728, 1994.
- MOONEY, H.M. Handbook of Engineering Geophysics. Bison Instruments Inc., Mineapolis, 1973, 206 p.

- OYO CORPORATION. **Seislmager 2D**. Tsukuba technical reserch and development center engeineering geophysics R&D dept.
- PAKISER, L.C., MABEY, D.R., Mapping shallow horizons with reflection seismograph. *Science*, v.119, p.740, 1954a.
- PAKISER, L.C., MABEY, D.R., WARRICK, R.E. **Mapping shallow horizons with reflection seismograph**. *AAPG Bull.*, v.38, p.2382-2394, 1954b.
- PAKISER, L.C., WARRICK, R.E. A preliminary evaluation of the shallow reflection seismograph. **Geophysics**, v.21, p.388-405, 1956.
- PARALLEL GEOSCIENCE CORPORATION. **SPW - Seismic Processing Workshop**.
- PRADO, R.L. **A sísmica de reflexão rasa e o radar de penetração no solo na investigação geológico-geotécnica em ambientes urbanos: um estudo na cidade de São Paulo-SP, Brasil**. Rio Claro, 2000. 177 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- PUGIN, A., PULLAN, S.E. First-Arrival alignment static correlations applied to shallow seismic reflection data. **Journal of Environmental & Engineering Geophysics**, v.5, p.7-15, 2000.
- PUGIN, A. J. M.; LARSON, T. H.; SARGENT, S. L. **Near surface mapping using SH-wave and P-wave seismic land-streamer data acquisition in Illinois, US**. *The Leading Edge*, Tulsa, Oklahoma, v.23, n.7, p.677-682, July 2004.
- PULLAN, S.E., HUNTER, J.A Seismic model studies of the overburden-bedrock problem. **Geophysics**, v.50, p.1684-1688, 1985.
- PULLAN, S.E., MacAULAY, H.A. An in-hole shotgun source for engineering seismic surveys. **Geophysics**, v.52, n.7, p.985-996, 1987.
- ROSTIROLLA, S.P; APPI, C.J.; MANCINI, F.; KRAFT, R.P.; BARTOSZECK, M.K. 2001. Fraturas controladoras da migração de fluidos nos Arenitos Vila Velha, Grupo Itararé, Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, 31:349-356.
- SCHEPERS, R. A seismic reflection method for solving engineering problems. *Geophysics*, v.41, p.367-384, 1975.

- SEVERIANO RIBEIRO, H.J.P. **Estratigrafia de Seqüências: Fundamentos e Aplicações**. São Leopoldo, RS: Editora da Universidade do Vale do Rio dos Sinos, 2003. 428 p.
- STEEPLES, D.W., SCHMEISSNER, C.M., MACY, B.K. The evolution of shallow seismic exploration methods. **Journal of Environmental & Engineering Geophysics**, v.0, n.1, p.15-24, 1995.
- TELFORD, W.M., GELDART, L.P., SHERIFF, R.E., KEYS, D.A. **Applied Geophysics**. London: Cambridge University Press, 1976. 860 p
- TRZASKOS-LIPSKI, B.; ROSTIROLLA, S. P.; VESELY, F. F.; BOCARDI, L; MANCINI, F.; APPI, C. J. Microtectônica e sua importância no estudo da circulação de fluidos em reservatórios fraturados do Grupo Itararé – Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS – SNET, 9.,2003, Búzios. **Anais...**Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 361.
- WASHBURN, H., WILEY, H. The effect of the placement of a seismometer on its response characteristics. **Geophysics**, v.6, p.116-131, 1941.
- WIDESS, M.B. How thin is a thin bed? **Geophysics**, v.38, p.1176-1180, 1973.
- YILMAZ, O. **Seismic Data Processing**. Edited by Stephen M. Doherty. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 2001. 1000 p.
- ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987, Curitiba. **Atas...**Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p.441-473.