



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOFÍSICA

DANILO GALVÃO FERREIRA

**PROCESSAMENTO SÍSMICO CONVENCIONAL E CRS-
2D DE DADOS REAIS DA BACIA DO AMAZONAS**

BELÉM-PA

2009

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOFÍSICA

DANILO GALVÃO FERREIRA

**PROCESSAMENTO SÍSMICO CONVENCIONAL E CRS-
2D DE DADOS REAIS DA BACIA DO AMAZONAS**

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

Orientador: Prof. Dr. German Garabito Callapino

BELÉM-PA

2009

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)
Biblioteca Geól. Rdº Montenegro G. de Montalvão

- F383p Ferreira, Danilo Galvão
 Processamento sísmico convencional e CRS- 2D de dados reais da Bacia do Amazonas / Danilo Galvão Ferreira; orientador: German Garabito Callapino – 2009
 101 f. : il.
- Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geofísica) – Faculdade de Geofísica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Segundo Semestre de 2009.
1. Processamento Sísmico Convencional. 2. Empilhamento CRS. 3. Migração Kirchhoff. 4. Soleiras de Diabásio. 5. Bacia do Amazonas. I. Universidade Federal do Pará. II. Garabito Callapino, German *orient.* III. Título.

CDD 20º ed.:622.1592098113

DANILO GALVÃO FERREIRA

**PROCESSAMENTO SÍSMICO CONVENCIONAL E CRS-2D DE DADOS
REAIS DA BACIA DO AMAZONAS**

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

Data de aprovação: ___/ ___/ ___
Conceito: _____

Banca examinadora:

Prof. German Garabito Callapino - Orientador
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará

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

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

*Aos meus ídolos e maiores incentivadores
Raul, Socorro (pais) e Daniel (irmão)*

AGRADECIMENTOS

À Deus, primeiramente, por ter me dado força e inspiração para concluir este trabalho.

Aos meus pais, pelo incentivo e os grandes ensinamentos em todos os momentos de minha vida.

Ao meu irmão Daniel e minha irmã Nahirza, pelo apoio e companheirismo desde o início da minha vida.

À minha companheira Marilena, pela força e o incentivo em todos os momentos.

Aos meus tios Prof. Dr. Jorge Wilson Leão e Profa. Maria de Nazaré Ferreira, pelo apoio, inúmeros diálogos e por terem sido os grandes incentivadores do meu ingresso no curso de Geofísica.

Ao Prof. Dr. German Garabito, pelo apoio, disposição e orientação.

Ao Prof. Dr. João Carlos Ribeiro Cruz, por aceitar participar da banca e pelos ensinamentos.

Ao Prof. Dr. Pedro Andrés Chira Oliva, por aceitar participar da banca.

Ao Prof. Dr. André Andrade, pelas palavras de incentivo e apoio.

À Universidade Federal do Pará, pelos equipamentos e espaço cedido durante minha formação acadêmica.

À Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), pelo Convênio UFPA/ANP/MCT/PRH-06.

Ao Convênio UFPA/ANP/MCT/PRH-06, pela concessão da minha bolsa de graduação.

À empresa Halliburton Ltda, em especial aos geofísicos Léo Nascimento e Bruno Silva, pela gentil colaboração no processamento convencional.

Ao Roberto Almeida, pelo apoio junto ao Laboratório de Processamento Sísmico - PROSIS/UFPA.

À geofísica Roberta Dias Azevedo, pela amizade, apoio e ensinamentos importantes para o desenvolvimento deste trabalho.

Aos amigos Manuel Costa, Fabiano Ricini e Rafael dos Santos Furtado, pelo companheirismo, incentivo e aprazível ambiente de trabalho.

À todos aqueles que colaboraram, de forma direta ou indireta, à conclusão deste trabalho.

RESUMO

Entre as muitas dificuldades na exploração de petróleo na Região Amazônica, as soleiras de diabásio existentes na Bacia do Amazonas, apesar de terem executado um importantíssimo papel durante o processo de maturação da matéria orgânica, dificultam a exploração sísmica por causarem espalhamento da onda sísmica e gerarem reflexões múltiplas, aumentando o risco exploratório pela formação de falsas estruturas devido aos efeitos de *pull-up* e *pull-down*. Neste contexto, o presente trabalho apresenta os resultados do processamento sísmico convencional e não convencional de dados das linhas 0204-RL-0053, 0204-RL-0057 e 0204-RL-0058 da Bacia do Amazonas com o objetivo de melhorar as imagens sísmicas das seções processadas. Os métodos convencionais aplicados são o empilhamento CMP, a migração Pós-empilhamento e a migração Pré-empilhamento em tempo, e como método não convencional foi aplicado o método de empilhamento por superfície de reflexão comum (CRS). Os resultados das duas técnicas de empilhamento sísmico (CMP e CRS) serão comparados com a finalidade de mostrar a eficiência do método CRS na geração de imagens sísmicas de melhor qualidade, apesar dos resultados obtidos com a técnica de migração de Kirchhoff após empilhamento convencional CMP em tempo, também, ter se mostrado bastante eficiente na reconstrução da imagem dos refletores. O ganho na qualidade dos resultados finais processados com a técnica de empilhamento CRS foi satisfatório em relação aos resultados dos métodos convencionais.

Palavras chave: Processamento Sísmico Convencional. Empilhamento CRS. Migração Kirchhoff. Soleiras de Diabásio. Bacia do Amazonas.

ABSTRACT

Among the several problems in prospecting for oil and gas in the Amazon region, diabase sills occurring in the Amazonas Basin (Brazil), in spite of its role in the maturation of the organic matter that originated all hydrocarbons accumulations known so far, still poses difficulties for exploration seismic, causing anomalous seismic wave spreading, multiple reflections and pull-up and pull-down effects, consequently rising the exploration risk. The present work then presents the results of the conventional and non-conventional seismic processing of the survey lines 0204-RL-0053, 0204-RL-0057 and 0204-RL-0058 acquired in the Amazonas Basin, with the objective of enhancing the seismic images of these cited sections. The conventional methods applied were CMP stacking, prestack time and depth migration, and the non-conventional CRS (common reflection surface) stacking technique. The results of both stacking methods (CMP and CRS) were compared to each other in order to show the efficiency of the CRS method in generating seismic images with superior resolution, when compared to the results of the efficient images generated by prestack Kirchhoff migration (in time or in depth). The gain in quality (i.e., resolution) of the final processed data using the CRS stacking was considered satisfactory when compared to conventional methods.

Key words: Seismic data Conventional Processing. CRS Stack. Kirchhoff Migration. Diabase Sills. Amazonas Basin.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1:	Mapa de localização da Bacia do Amazonas	18
Figura 2.2:	Mapa tectono-estrutural da Bacia do Amazonas ilustrando o embasamento da sucessão sedimentar da Bacia do Amazonas e do Solimões, correspondentes as Províncias Maroni-Itacaiúnas, Amazônia Central, Ventuari- Tapajós, Rio-Negro-Juruena e Rondoniana	19
Figura 2.3:	Mapa geológico do embasamento da Bacia do Amazonas com ênfase aos escudos das Guianas, ao norte, e Brasileiro, ao sul	21
Figura 2.4:	Arcabouço estrutural da Bacia do Amazonas, com destaque aos arcos de Purus, Gurupá e a calha central da bacia	22
Figura 2.5:	Mapa gravimétrico da Bacia do Amazonas mostrando o padrão estrutural em <i>dog-leg</i>	23
Figura 2.6:	Seção geológica regional da Bacia do Amazonas	24
Figura 2.7:	Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas	26
Figura 2.8:	Mapa de localização das principais ocorrências de hidrocarbonetos na Bacia do Amazonas	27
Figura 3.1:	Mapa de localização das linhas sísmicas 0204-RL-0053, 0204-RL-0057 e 0204-RL-0058 destacadas em amarelos	33
Figura 3.2:	Desenho esquemático do arranjo das três linhas utilizadas neste trabalho. A: Arranjo assimétrico conhecido como “ <i>end-on</i> ” com apenas 48 canais ligados à direita da fonte. B: Arranjo simétrico “ <i>split spread</i> ” com 48 canais ligados em ambos os lados da fonte. C: Arranjo do tipo “ <i>end-on</i> ” com 48 canais ligados à esquerda da fonte...	35
Figura 3.3:	Fluxograma das etapas de pré-processamento utilizadas neste trabalho	37
Figura 3.4:	Painel principal para a montagem da geometria de dados terrestres	39
Figura 3.5:	Tabela dos primeiros padrões de tiro da linha 0204-RL-0053	39
Figura 3.6:	Registro 39 da linha sísmica 0204-RL-0057 antes (a) e após (b) da edição de traços ruidosos e/ou com anomalias de amplitudes	41
Figura 3.7:	Aplicação de Correção Estática nos traços sísmicos: (a) pequenos deslocamentos em tempo dados pelas heterogeneidades; (b) dado após a correção estática	42
Figura 3.8:	Ilustração esquemática do processo de correção estática por elevação. Na figura observa-se fonte e receptor em diferentes níveis de elevação na superfície do terreno	43
Figura 3.9:	Aplicação da correção estática pela refração: (a) dado bruto sem correção; (b) dado após a correção	44
Figura 3.10:	Gráfico da decomposição do sinal sísmico após a transformada <i>f-k</i>	47

Figura 3.11:	Registro 25 da linha sísmica 0204-RL-0053 contaminado com o <i>ground roll</i> , que lembra o formato de um “cone”	49
Figura 3.12:	Espectro de amplitude bidimensional correspondente à família de tiro comum mostrada na Figura 3.10: (a) antes da filtragem <i>f-k</i> ; (b) Após a filtragem <i>f-k</i> . Nota-se que as amplitudes da região delimitada pelo polígono foram levadas a zero, atenuando tanto o <i>ground roll</i> quanto as refrações	50
Figura 3.13:	Registro 25 da linha 0204-RL-0053 depois de aplicados as edições, o tratamento de amplitude, a deconvolução e a filtragem <i>f-k</i>	50
Figura 3.14:	Esquema da configuração Tiro comum (a) e CMP (b) para um refletor horizontal	51
Figura 3.15:	Fluxograma das etapas de processamento avançado	52
Figura 3.16:	Desenho esquemático da aplicação da correção NMO	54
Figura 3.17:	Análise de velocidade sobre o CDP 420 da linha 0204-RL-0058. (a) painel referente ao mapa de coerência baseado no espectro de velocidades; (b) Painel referente a seção CDP; (c) Painel referente ao empilhamento dinâmico; (d) Painel referente ao método de empilhamento de velocidade constante (CVS)	55
Figura 3.18:	Modelo de velocidade RMS; linha sísmica 0204-RL-0053	57
Figura 3.19:	Modelo de velocidade RMS suavizado; linha sísmica 0204-RL-0053..	57
Figura 3.20:	Modelo de velocidade RMS; linha sísmica 0204-RL-0057	58
Figura 3.21:	Modelo de velocidade RMS suavizado; linha sísmica 0204-RL-0057..	58
Figura 3.22:	Modelo de velocidade RMS; linha sísmica 0204-RL-0058	59
Figura 3.23:	Modelo de velocidade RMS suavizado; linha sísmica 0204-RL-0058..	59
Figura 3.24:	Ilustração de um dado sísmico corrido de NMO com problemas de estática residual. Antes (a) e depois (b) da correção estática residual...	60
Figura 3.25:	Família de Ponto Médio Comum (a), corrigida de NMO (b) e posteriormente empilhada para produzir o traço simulado de afastamento nulo	61
Figura 3.26:	Seção empilhada pelo método convencional; linha 0204-RL-0053	63
Figura 3.27:	Seção empilhada pelo método convencional; linha 0204-RL-0057	63
Figura 3.28:	Seção empilhada pelo método convencional; linha 0204-RL-0058	64
Figura 4.1:	Propagação das ondas hipotéticas (a) propagação da onda <i>NIP</i> a partir do ponto <i>R</i> (b) propagação da onda <i>N</i> partindo de <i>R</i> . β_0 é o ângulo de emergência do raio central em x_0 , onde estão fonte e receptor coincidentes. R_{NIP} e R_N são os raios de curvatura das ondas <i>NIP</i> e <i>N</i> ...	66
Figura 4.2:	Modelo composto por duas camadas homogêneas sobre um semi-espaço. Na parte inferior, encontra-se o raio de incidência normal (linha vermelha), ou raio de afastamento nulo. Na parte superior, as linhas de cor azul correspondem à superfície de cobertura múltipla, e as linhas de cor vermelha definem a superfície CRS, ambas associadas às reflexões da segunda interface	68

Figura 4.3:	Fluxograma simplificado das etapas do processamento sísmico CRS através da estratégia de busca <i>global-local</i>	71
Figura 4.4:	Seção ZO final simulada pelo método CRS, linha 0204-RL-0053	73
Figura 4.5:	Seção ZO final simulada pelo método CRS, linha 0204-RL-0057	73
Figura 4.6:	Seção ZO final simulada pelo método CRS, linha 0204-RL-0058	74
Figura 5.1:	Diagrama esquemático de construção da curva de tempos de trânsito de difração	78
Figura 5.2:	Pirâmide de tempos de difração formada pelas trajetórias de empilhamento para uma seção <i>Common offset</i>	82
Figura 5.3:	Seção migrada com a técnica pré-empilhamento em tempo da linha 0204-RL-0053	85
Figura 5.4:	Seção migrada com a técnica pré-empilhamento em tempo da linha 0204-RL-0057	85
Figura 5.5:	Seção migrada com a técnica pré-empilhamento em tempo da linha 0204-RL-0058	86
Figura 5.6:	Seção migrada em tempo após empilhamento CMP; linha 0204-RL-0053	87
Figura 5.7:	Seção migrada em tempo após empilhamento CRS; linha 0204-RL-0053	87
Figura 5.8:	Seção migrada em tempo após empilhamento CMP; linha 0204-RL-0057	88
Figura 5.9:	Seção migrada em tempo após empilhamento CRS; linha 0204-RL-0057	88
Figura 5.10:	Seção migrada em tempo após empilhamento CMP; linha 0204-RL-0058	89
Figura 5.11:	Seção migrada em tempo após empilhamento CRS; linha 0204-RL-0058	89
Figura A.1:	Seção migrada após empilhamento CRS da linha 0204-RL-0053 com análise interpretativa dos refletores identificados	97
Figura A.2:	Seção migrada após empilhamento CRS da linha 0204-RL-0057 com análise interpretativa dos refletores identificados	98
Figura A.3:	Seção migrada após empilhamento CRS da linha 0204-RL-0058 com análise interpretativa dos refletores identificados	99
Tabela 1.1:	Parâmetros de aquisição do conjunto de dados sísmicos da linha 0204-RL-0053	34
Tabela 1.2:	Parâmetros de aquisição do conjunto de dados sísmicos da linha 0204-RL-0057	34
Tabela 1.3:	Parâmetros de aquisição do conjunto de dados sísmicos da linha 0204-RL-0058	34

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

D	Operador de derivada temporal
M	Ponto imagem no domínio migrado em profundidade
β_0	Ângulo de emergência
R_{NIP}	Raio de curvatura da auto-onda Ponto de Incidência Normal
R_N	Raio de curvatura da auto-onda Normal
τ_D	Curva de tempo de difração
V_{stack}	Velocidade de empilhamento
v_0	Velocidade próxima a linha de aquisição
h	Meio afastamento fonte-receptor
x_m	Coordenada do ponto médio entre fonte e receptor
ξ	Parâmetro de configuração
t_0	Tempo de trânsito de afastamento nulo
V	Amplitude resultante da migração
W	Fator de ponderação da migração
p	Pulso sísmico
e	Resposta da Terra ao impulso
n	Ruído
Σ	Somatório
ω	Frequência angular
k	Número de onda
z	Profundidade

LISTA DE ABREVIATURAS

CMP	“Common Midpoint”
CRS	“Common Refletion Surface”
NMO	“Normal Moveout”
ZO	“Zero Offset”
CDP	“Common Deph Point”
CS	“Common Shot”
CO	“Common Offset”
COT	Carbono Orgânico Total
MO	Matéria Orgânica
ZBV	Zona de Baixa Velocidade

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	15
2	CONTEXTO GEOLÓGICO	18
2.1	LOCALIZAÇÃO	18
2.2	ORIGEM DA BACIA	19
2.3	EMBASAMENTO	20
2.4	ARACABOUÇO ESTRUTURAL	21
2.5	ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO	24
2.6	SISTEMAS PETROLÍFEROS	27
2.6.1	Rocha geradora	28
2.6.2	Maturação	29
2.6.3	Rochas Reservatórios	29
2.6.4	Selos	30
2.6.5	Trapas	30
2.7	PROBLEMAS GEOFÍSICOS E GEOLÓGICOS	31
3	PROCESSAMENTO SÍSMICO CONVENCIONAL	32
3.1	DESCRIÇÃO DOS DADOS	32
3.2	PRÉ-PROCESSAMENTO	36
3.2.1	Leitura dos Dados	37
3.2.2	Geometria	38
3.2.3	Edição dos traços	40
3.2.4	Correção Estática	42
3.2.5	Tratamento de Amplitude	45
3.2.6	Deconvolução	45
3.2.7	Filtragem $f-k$ (Frequência e Número de onda)	47
3.3	PROCESSAMENTO AVANÇADO	51
3.3.1	Análise de velocidade e Correção NMO	52
3.3.2	Estiramento NMO	56
3.3.3	Correção estática residual	60
3.3.4	Empilhamento CMP	61
3.3.5	Resultados	62

4	PROCESSAMENTO ESPECIAL	65
4.1	MÉTODO DE EMPILHAMENTO POR SUPERFÍCIE DE REFLEXÃO COMUM (CRS)	65
4.2	OPERADOR DE EMPILHAMENTO CRS	67
4.3	ALGORITMO CRS: ESTRATÉGIA DE BUSCA GLOBAL-LOCAL	68
4.3.1	Otimização global pré-empilhamento: busca bidimensional	69
4.3.2	Otimização global pós-empilhamento: busca unidimensional	70
4.3.3	Otimização local pré-empilhamento: busca tridimensional	70
4.4	APLICAÇÃO DO MÉTODO CRS	72
5	MIGRAÇÃO	75
5.1	MIGRAÇÃO DE KIRCHHOFF	77
5.1.1	Integral de Kirchhoff	78
5.2	MIGRAÇÃO DE KIRCHHOFF PÓS-EMPILHAMENTO	79
5.3	MIGRAÇÃO DE KIRCHHOFF PRÉ-EMPILHAMENTO	80
5.4	ANÁLISE DE RESULTADOS	83
6	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	90
	REFERÊNCIAS	91
	APÊNDICE	96
	A ANÁLISE INTERPRETATIVA PRELIMINAR	96

1. INTRODUÇÃO

A Bacia intracratônica do Amazonas como um todo, Alto Amazonas (Solimões), Médio e Baixo Amazonas (Amazonas), está inserida no contexto da floresta Amazônica e implantada sobre o Cráton Amazônico de idade e evolução pré-Ciclo Brasileiro. Localizada no interior da Plataforma Sul-Americana, a “Bacia do Amazonas”, atualmente, corresponde às antigas bacias do Médio e Baixo Amazonas, enquanto que a denominação “Bacia do Solimões” corresponde à Bacia do Alto Amazonas (CAPUTO 1984). Em estudos mais antigos, o nome “Bacia do Solimões” se aplicava à cobertura cenozóica do oeste da Amazônia, mas Caputo (1984) sugeriu a substituição do nome Alto Amazonas por Solimões, devido a esta apresentar uma história tectono-sedimentar diferenciada da Bacia do Amazonas.

A evolução do conhecimento geológico nesta região está intrinsecamente relacionada ao interesse na exploração de petróleo. O primeiro estudo geológico na Bacia do Amazonas foi realizado por Coutinho (1862 apud MATSUDA 2002), quando encontrou fósseis de idade carbonífera ao longo do Rio Cupari, na área do Rio Tapajós. Contudo, o *boom* da investigação geológica ocorreu com a criação da PETROBRAS, em 1953, quando houve um incremento do interesse pela exploração de petróleo em bacias paleozóicas, intensificando-se os estudos nessa região. Já no final da década de 50, a PETROBRAS perfurou 14 poços a fim de definir a estratigrafia. Porém, os resultados dos poços, aliados à má infra-estrutura e resposta sísmica de baixa resolução, levaram ao abandono das pesquisas na região. Mas, no final dos anos 80, com a aquisição de novas tecnologias, e investimento exploratório, ocorreu a descoberta do campo de Urucu (Bacia do Solimões/Sub-bacia do Juruá), fato que impulsionou a continuidade das pesquisas geológicas na região, somado à melhora na resolução sísmica, permitindo novas interpretações e descobertas geológicas (BRANDÃO et al, 2006).

Eventos tectono-termiais, caracterizados por pulsos magmáticos que atingiram praticamente todas as bacias paleozóicas brasileiras, foram os responsáveis pela injeção de material magmático no interior da bacia do Amazonas dando origem as soleiras de diabásio (NAZARÉ, 2007).

Apesar dessas soleiras que se encontram intrudidas nas rochas paleozóicas da bacia do Amazonas terem exercido um papel importante no processo de maturação da matéria orgânica, sob o ponto de vista exploratório, a ocorrência de rochas magmáticas nas porções internas de bacias sedimentares são uma problemática para a exploração geofísica por se tratarem de rochas que dificultam a penetração das ondas sísmicas (EIRAS e WANDERLEY FILHO, 2002).

Com o propósito de melhor entender e suprimir os efeitos negativos na qualidade das imagens sísmicas da Bacia do Amazonas, vários trabalhos tem sido desenvolvidos, como a aplicação de técnicas convencional e não-convencional de imageamento sísmico (GARABITO et al., 2003; NAZARÉ et al., 2005; PASCHOAL JR., 2004), assim como modelagens sísmicas 2-D e 3-D por métodos numéricos (LIMA et al., 2003; SILVA NETO, 2004; SILVA NETO et al., 2005; LIMA, 2006).

O presente trabalho tem como objetivo principal produzir imagens sísmicas de melhor qualidade por meio do reprocessamento de linhas sísmicas utilizando técnicas modernas de tratamento de dados sísmicos empregadas na atualidade pela indústria como a migração pré-empilhamento e técnicas especiais como o método não convencional de empilhamento CRS. Com a aplicação desses métodos de processamento pretende-se melhorar a qualidade das imagens sísmicas da bacia e assim fornecer seções com melhor qualidade para a posterior etapa de interpretação. Neste contexto o presente trabalho apresenta os resultados do processamento e interpretação de três linhas sísmicas da Bacia do Amazonas, originários de um levantamento encomendado pela PETROBRAS, em 1984. Os dados foram obtidos da Agência Nacional do Petróleo, Gás e B combustíveis (ANP) pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará para finalidades acadêmicas. Foram processadas as linhas sísmicas 0204-RL-0053, 0204-RL-0057 e 0204-RL-0058, sendo a primeira *strike* e as duas últimas *dip*. Será realizada também neste trabalho uma análise interpretativa preliminar dos resultados, visando a identificação das principais feições estruturais e a correlação das mesmas nas três seções.

O processamento convencional constou da etapa de pré-processamento, na qual foi aplicado o fluxograma padrão de processamento de dados sísmicos terrestres, iniciado na leitura e conversão de formato de dados e finalizado na aplicação da estática residual (YILMAZ, 2000). A etapa de processamento avançado compreendeu a parte de análise de velocidades, correção NMO, empilhamento CMP e migração de Kirchhoff

pós- e pré-empilhamento em tempo. Já a etapa de processamento especial compreendeu o empilhamento CRS e a migração em tempo após o empilhamento CRS.

Toda a etapa de pré-processamento dos dados, análise de velocidades, empilhamento convencional e migração de Kirchhoff pós e pré-empilhamento em tempo foi realizada com o aplicativo comercial ProMAX®, versão 2003.19.1, da Landmark Graphics Corporation, empresa da Halliburton Ltda. Todo o processamento convencional foi realizado em parceria com a Landmark. Já na etapa de aplicação do método CRS utilizou-se o algoritmo desenvolvido por Garabito et al. (2001) e Garabito (2001). Também foi utilizado o programa ArcGIS, versão 9.2, para a localização e o georreferenciamento das três linhas usadas neste trabalho.

Este trabalho está estruturado em seis capítulos. O primeiro capítulo apresenta a parte introdutória do trabalho. O segundo capítulo destaca os aspectos geológicos da Bacia do Amazonas. O terceiro capítulo descreve detalhadamente cada uma das etapas do processamento utilizadas. O quarto capítulo examina os aspectos teóricos do empilhamento CRS. O quinto capítulo mostra alguns aspectos teóricos do processo de migração via integral de Kirchhoff e apresenta os resultados do processamento convencional e especial analisando, comparativamente, os resultados das duas técnicas de migração com empilhamento CMP e CRS. Por fim, o sexto e último capítulo mostra as conclusões referentes aos resultados e algumas recomendações para aqueles que futuramente se interessem em investigar a Bacia do Amazonas.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 LOCALIZAÇÃO

A Bacia do Amazonas é uma bacia paleozóica do tipo intracratônica localizada na porção setentrional do Brasil e que abrange uma área de aproximadamente 500.000 km² dos estados do Amazonas e do Pará (Figura 2.1). Colmatada principalmente por rochas paleozóicas e, em menor extensão, por rochas mesozóicas e cenozóicas, as quais atualmente totalizam uma espessura de cerca de 6.000 m. Situa-se geologicamente entre as rochas pré-cambrianas das províncias Rio Branco e Tapajós, a bacia é limitada ao Norte pelo Escudo das Guianas, ao Sul pelo Escudo Brasileiro, à Leste pelo Arco de Gurupá (separando-a da Bacia do Marajó), e à Oeste pelo Arco do Purus (separando-a da Bacia do Solimões).



Figura 2.1: Mapa de localização da Bacia do Amazonas.
Fonte: Eiras (1998).

2.2 ORIGEM DA BACIA

Vários são os autores que postularam a hipótese de um *rift*¹ inicial na evolução da Bacia do Amazonas (LINSSE, 1958; LOCZY, 1966; NEVES et al, 1990; todos apud CUNHA, 2000). Cada grupo de autores baseou suas conclusões em diferentes dados, sendo eles petrográficos, geofísicos, geocronológicos e/ou estruturais.

Wanderley Filho (1991) indica a ocorrência de lentes de conglomerado intercaladas a folhelhos que estão sobrepostos diretamente ao embasamento da bacia, as quais foram observadas em poços perfurados na borda norte da bacia, o que segundo o autor subsidia a idéia de *rifteamento*.

De acordo com Wanderley Filho & Costa (1991), a Bacia do Amazonas instalou-se sobre um segmento crustal espessado (cerca de 35 km), resultado da evolução estrutural do Cinturão Médio Amazonas. Como é possível observar na Fig. 2.2, as prováveis falhas normais mestras da Bacia do Amazonas apresentam as mesmas direções das zonas de cavalgamento do Cinturão Médio Amazonas.

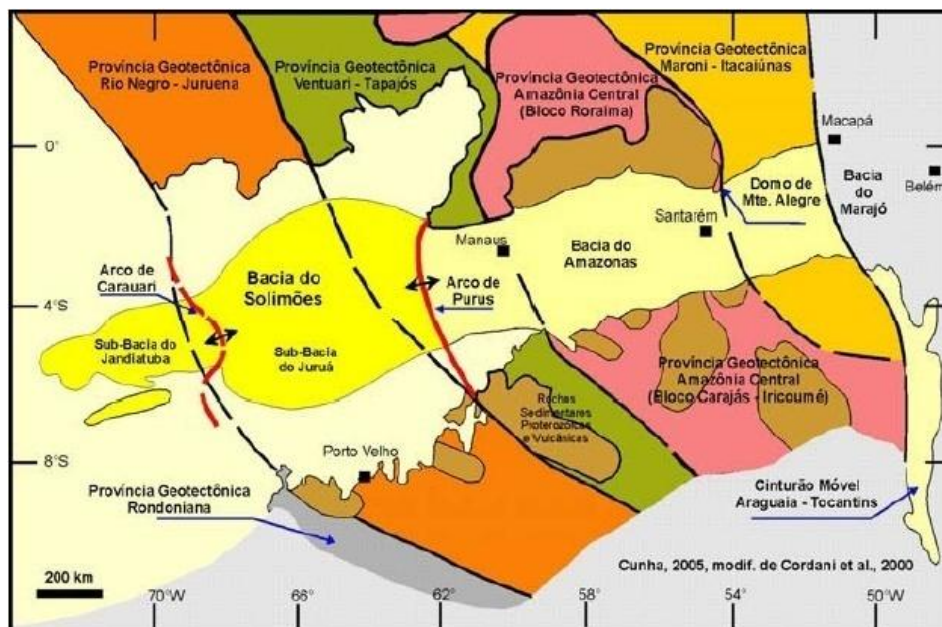


Figura 2.2: Mapa tectono-estrutural da Bacia do Amazonas ilustrando o embasamento da sucessão sedimentar da Bacia do Amazonas e do Solimões, correspondentes as Províncias Maroni-Itacaiúnas, Amazônia Central, Ventuari- Tapajós, Rio-Negro-Juruena e Rondoniana. Fonte: Gonzaga et al. (2000).

¹ Segundo Duarte (1997), 1. Fissura crustal aberta e de longa extensão, resultante de esforços tensionais. 2. Vale alongado e estreito, formado pelo afundamento de um bloco crustal limitado, lateralmente, por falhas normais e paralelas.

Modelamentos geofísicos da bacia realizados por Nunn e Aires (1988, apud GONZAGA et al, 2000) e Linsser (1974, apud MILANI e ZALÁN, 1999), indicam a existência de fortes anomalias gravimétricas positivas coincidentes com o eixo da sinéclise, sugerindo a ocorrência de corpos ultrabásicos rasos, os quais seriam resultados de processos extensionais desde o Ordoviciano, podendo ser relacionados à fase *rift* de implantação da bacia.

De acordo com Cunha (2000), a origem da Bacia do Amazonas está relacionada à dispersão de esforços no fechamento do Ciclo Brasileiro, sendo que o *rift* precursor da bacia poderia ter se iniciado segundo os esforços impostos pela Orogenia Brasileira/Pan-Africana, tendo a abertura do *rift* ocorrido de leste para oeste, controlada pela reativação de fraturas pré-cambrianas. A sedimentação na Bacia do Amazonas teve início a partir do Ordoviciano, sendo que após o *riftamento*, seguiu-se a subsidência térmica regional e o desenvolvimento de uma sinéclise intracontinental.

2.3 EMBASAMENTO

Para a análise do arcabouço estrutural da Bacia do Amazonas é de fundamental importância o entendimento do arcabouço estrutural do embasamento, uma vez que suas estruturas influenciaram a evolução tectonoestrutural da bacia (NEVES, 1990; WANDERLEY FILHO e COSTA, 1991).

De acordo com Gonzaga et al (2000), a Bacia do Amazonas apresenta um formato alongado com cerca de 900 km de comprimento e 500 km de largura, tendo sido desenvolvida inteiramente sobre o Cráton do Amazonas.

O Cráton do Amazonas (Proterozóico Inferior a Médio) apresenta-se subdividido nos escudos das Guianas, a norte, e Brasileiro, a sul, (Figura 2.3) apresentando evolução pré-cambriana complexa, consequência de três faixas móveis Proterozóicas: Maroni-Itacaiúnas, Rio Negro Juruena, e Rondoniano, as quais foram acrescentadas a um núcleo Arqueano representado pela Província Amazônia Central (CUNHA, 2000; CORDANI et al, 1984, apud GONZAGA et al, 2000). De acordo com Cunha (2000), a ocorrência de rochas alcalinas na base da bacia pode estar relacionada com a abertura do *rift* gerador da bacia.

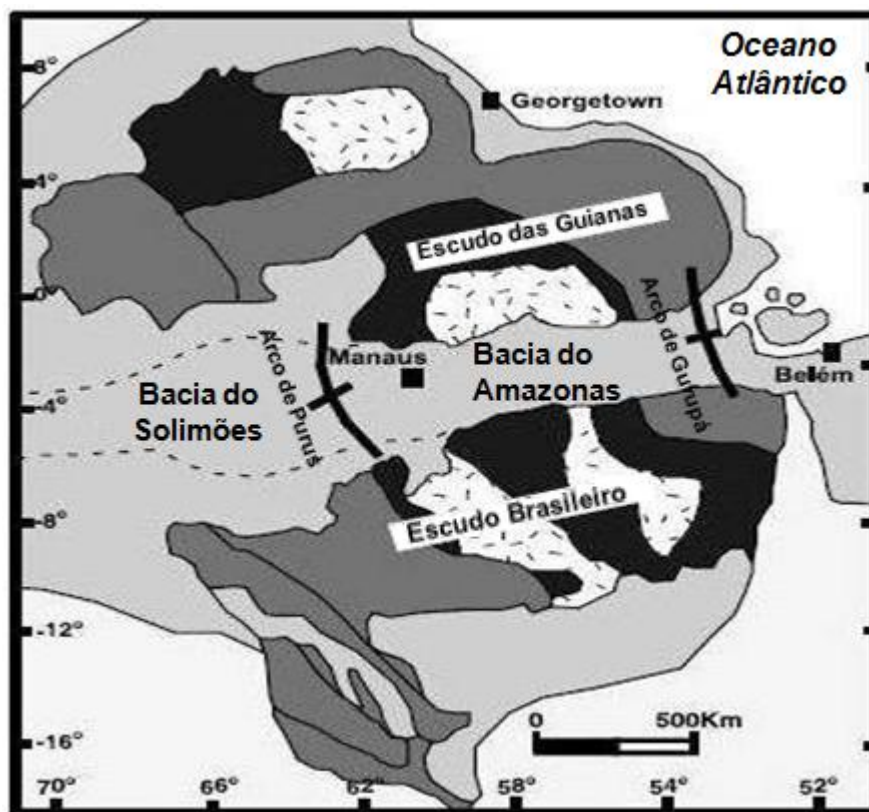


Figura 2.3: Mapa geológico do embasamento da Bacia do Amazonas com ênfase aos escudos das Guianas, ao norte, e Brasileiro, ao sul. Fonte: Gonzaga et al. (2000).

2.4 ARCABOUÇO ESTRUTURAL

Para compreender a arquitetura estrutural observada na Bacia do Amazonas (Figura 2.4) é preciso partir da premissa de que foram fortemente controladas pela arquitetura estrutural do seu embasamento Pré-Cambriano, sendo um exemplo de tectônica ressurgente.

De acordo com Cunha (2000), as principais feições observadas na Bacia do Amazonas podem ser classificadas em duas orientações preferenciais Noroeste-Sudeste e Nordeste-Sudoeste, sendo que as plataformas, as charneiras e o próprio eixo da bacia não obedecem a estas orientações. Para Wanderley Filho e Costa (1991), as principais feições estruturais da bacia podem ser divididas em falhas normais Nordeste-Sudoeste; falhas de transferência Noroeste-Sudeste; estrutura em *dog-leg*, falhas transcorrentes Leste-Oeste; linhas de charneira; e arcos limítrofes Purus e Gurupá.

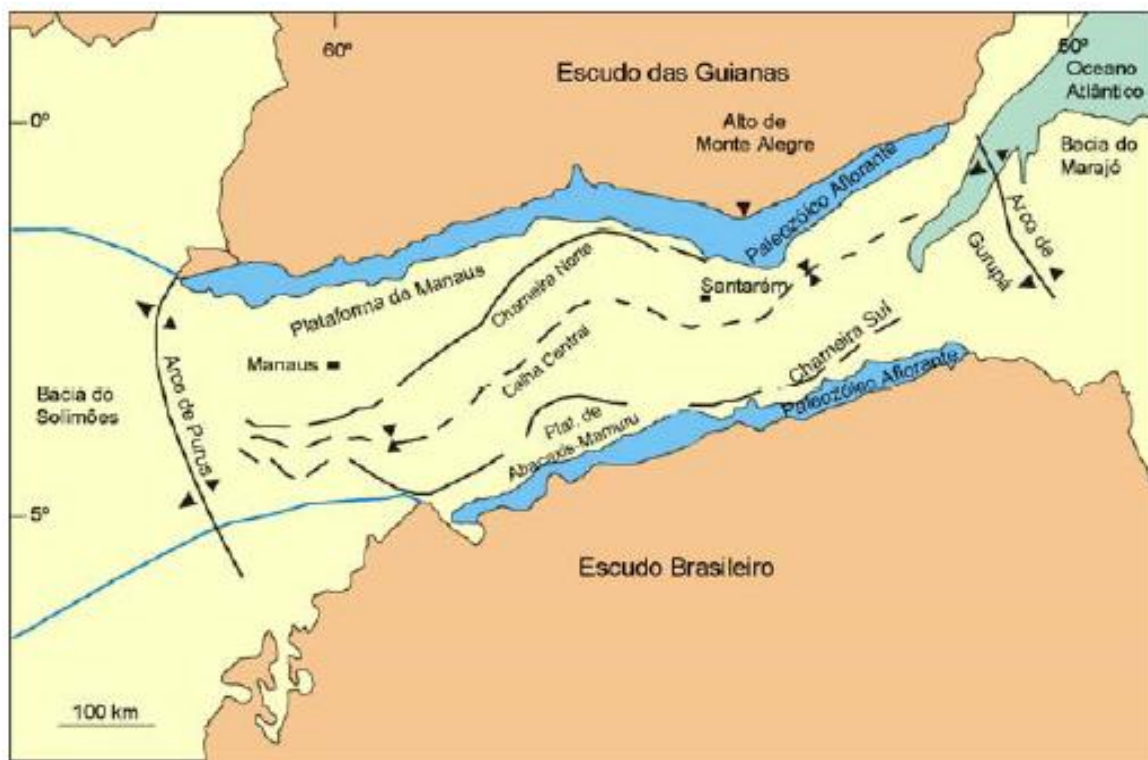


Figura 2.4: Arcabouço estrutural da Bacia do Amazonas, com destaque aos arcos de Purus, Gurupá e a calha central da bacia. Fonte: Modificado de (Neves; Rodrigues, 1989).

Segundo Wanderley Filho e Costa (1991), as falhas normais com direção Nordeste-Sudoeste foram ativas apenas durante o Paleozóico, principalmente no estágio inicial de implantação da bacia (Ordoviciano), indicadas pela ocorrência de zonas de charneiras, as quais representam os reflexos destas falhas. Estas falhas tendem a se unir em direção ao Arco de Purus (Figura 2.5), significando que a bacia abriu mais na sua porção leste do que na oeste.

As falhas de transferência com direção Noroeste-Sudeste (Figura 2.5) seccionam e deslocam os depocentros de quase todas as unidades litológicas e o eixo das anomalias gravimétricas positivas, impondo à bacia a forma de *dog-leg*. Wanderley Filho e Costa (1991) afirmam que tais falhas permaneceram ativas até no mínimo o Terciário e seguiram a orientação geral das zonas de falha do Proterozóico Médio.

No mapa de anomalia gravimétrica da Bacia do Amazonas (Figura 2.5) é possível observar um *trend* de anomalias positivas ao longo do depocentro da bacia. Segundo Gonzaga et al (2000), estudos de *rifts* continentais mostram que padrões *dog-leg* são resultados de complexos arranjos de semi-grábens interconectados por zonas de acomodação.

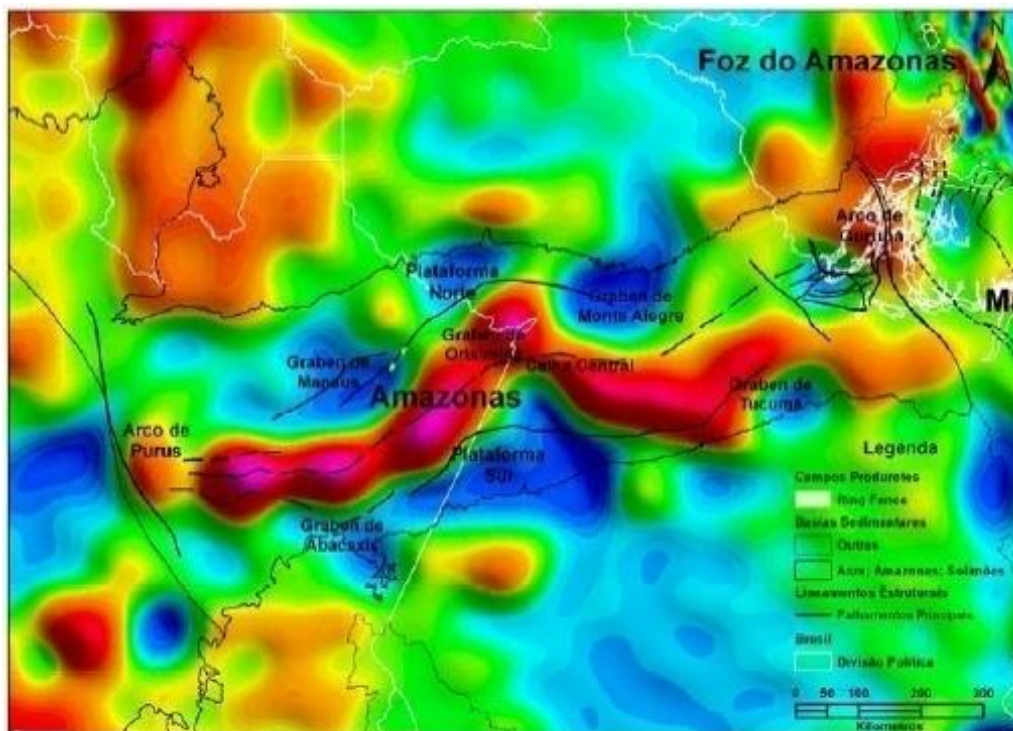


Figura 2.5: Mapa gravimétrico da Bacia do Amazonas mostrando o padrão estrutural em *dog-leg*.
Fonte: CPRM (2004).

As dobras e falhas inversas de idade Eojurássico/Neocretáceo estão associadas às linhas de charneira de direção Nordeste, principalmente na borda sul da bacia e na Plataforma de Manaus. Estas linhas de charneiras separam as plataformas Norte e Sul das áreas associadas ao depocentro da bacia (WANDERLEY FILHO e COSTA, 1991; CUNHA, 2000).

O Arco de Purus é orientado aproximadamente na direção Noroeste-Sudeste e separa a Bacia do Amazonas da Bacia do Solimões (Figura 2.4). Este Arco corresponde, segundo Cunha (2000), à inversão do pré-*rift* do Cachimbo, o qual é registrado pelas rochas sedimentares do Grupo Purus. E, de acordo com Wanderley Filho e Costa (1991), o arco funcionou como uma zona compartimental durante a instalação das bacias do Solimões e do Amazonas.

O Arco de Gurupá apresenta direção Noroeste-Sudeste e representa o limite entre a Bacia do Amazonas e o Graben do Marajó (Figura 2.4). Sua identificação pode ser feita a partir de dados sísmicos, de seções geológicas, de mapas gravimétricos e de informações de poços. Seu soerguimento aconteceu no final do Permo- Carbonífero, sendo que a região do arco foi alvo de soerguimentos desde pelo menos o Frasniano (Neodevoniano), antecedendo à atividade ígnea do Juro- Triássico e a ruptura do

continente Pangea (WANDERLEY FILHO e COSTA, 1991). Ainda segundo os autores, na região a leste do arco ocorrem falhas de grande rejeito, e no lado oeste as falhas têm rejeito sensivelmente menores.

2.5 ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO

O arcabouço estratigráfico fanerozóico da bacia atinge cerca de 6.000 metros de espessura (Figura 2.6) e pode ser dividido em duas seqüências de primeira ordem: uma paleozóica cortada por diques e soleiras de diabásio, e outra mesozóico-cenozóica.

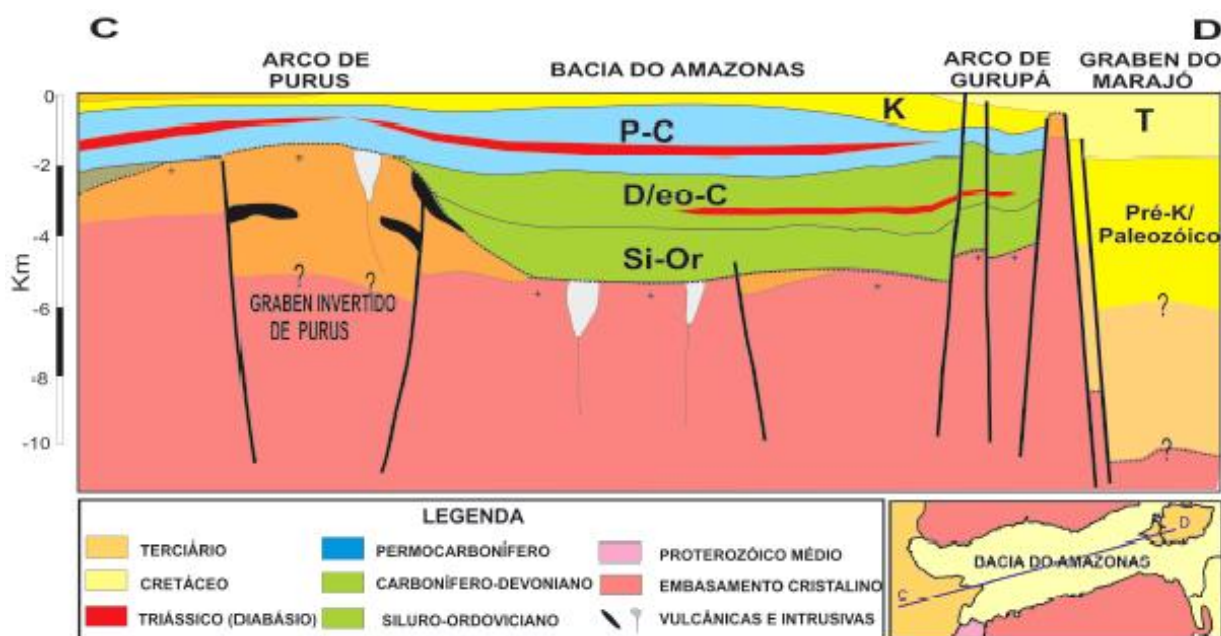


Figura 2.6: Seção geológica regional da Bacia do Amazonas.
Fonte: Wanderley Filho, Travassos e Alves (2005).

Sob o ponto de vista da exploração petrolífera, a seqüência paleozóica é a mais importante, devido nela estarem contidas as rochas: geradora, reservatório e selante. De acordo com Eiras e Matsuda (1995), essa seqüência pode ser subdividida em três seqüências de segunda ordem, limitadas por discordâncias regionais (Figura 2.7):

- (1) **Neo-ordoviciano - Eodevoniana**: que corresponde litoestratigraficamente ao Grupo Trombetas;
- (2) **Eodevonianos – Eocarboníferos**: representada pelos Grupos Urupadi e Curuá;
- (3) **Neocarbonífero - Permiana**: que consiste no Grupo Tapajós.

Segundo Eiras e Matsuda (1995), a seqüência clástica neo-ordoviciano-eodevoniana foi depositada a partir da primeira invasão marinha paleozóica ocorrida na bacia, cujo ingresso proveio de Leste, consistindo essencialmente de clásticos fluviais, marinhos e glaciais e representados pelo Grupo Trombetas. A sedimentação da seqüência eodevoniano-eocarbonífera ocorreu durante o segundo evento de subsidência e ingressão marinha na bacia, igualmente proveniente de Leste, e representada pelos Grupos Urupadi e Curuá (Figura 2.7).

Uma nova subsidência acompanhada de uma significativa mudança climática, de frio para quente e árido, condicionou a deposição da seqüência químico-evaporítica neocarbonífero permiana. Nessa ocasião, a invasão marinha proveniente de Oeste, submergiu campos de dunas eólicas da Bacia do Solimões, recobriu o Arco de Purus, havendo interligação das bacias do Solimões e do Amazonas. A deposição evoluiu de clásticos fluviais, eólicos e marinho-rasos no início, para carbonatos e depósitos marinho-normais a lacustre hipersalinos e, posteriormente, clásticos fluvio-lacustres e mais raramente evaporitos da fase regressiva (Figura 2.7). Essa seqüência é representada pelo Grupo Tapajós (DAMASCENO, 2000).

No Jurotriássico, a bacia foi palco de eventos magmáticos relacionados à abertura do Atlântico e os possíveis efeitos da orogenia e subducção de alto ângulo ocorridas na zona andina, registrados através dos diques e soleiras de diabásio que cortam a seção pré-cretácea (EIRAS; MATSUDA, 1995).

Após um longo período de exposição e intensa erosão das rochas paleozóicas, auxiliado também pelos soerguimentos causados pelas intrusões de soleiras de diabásio, iniciou-se a deposição da seqüência de primeira ordem mesozóico-cenozóica representada pelo Grupo Javari (EIRAS; MATSUDA, 1995).

De acordo com Gonzaga et al (2000), dois eventos tectônicos importantes afetaram a bacia, são eles: Juruá, de idade Eojurássico-Eocretáceo, e Terciário, de idade Neopaleógeno–Holoceno. O evento transgressivo Juruá foi responsável pela geração das falhas reversas e anticlinais assimétricos do *trend* Nordeste.

Este estágio tectônico corresponde às orogenias Kimeridgiana tardia e Oregoniana e foi marcado por esforços compressivos originados a partir da abertura do oceano Atlântico Equatorial, a leste, e da zona de subducção Andina, a oeste, o que provocou a reativação de fraturas do embasamento, assim como deformações compressivas ou cisalhantes. Estas orogenias são as responsáveis pelas formações de

alinhamentos estruturais eocretáceos de grande interesse na prospecção de hidrocarbonetos na bacia conhecido como Diastrofismo Juruá (CUNHA, 2000).

Já o evento transcorrente Terciário apresenta estruturas transpressionais e transtensionais, as quais teriam sido intensificadas em consequência da tectônica salífera nos depocentros de sal na bacia. De acordo com os autores, cerca de 1.800 m do registro sedimentar foram erodidos das margens da bacia devido ao soerguimento tardio ocorrido no Neocretáceo (~110 Ma).

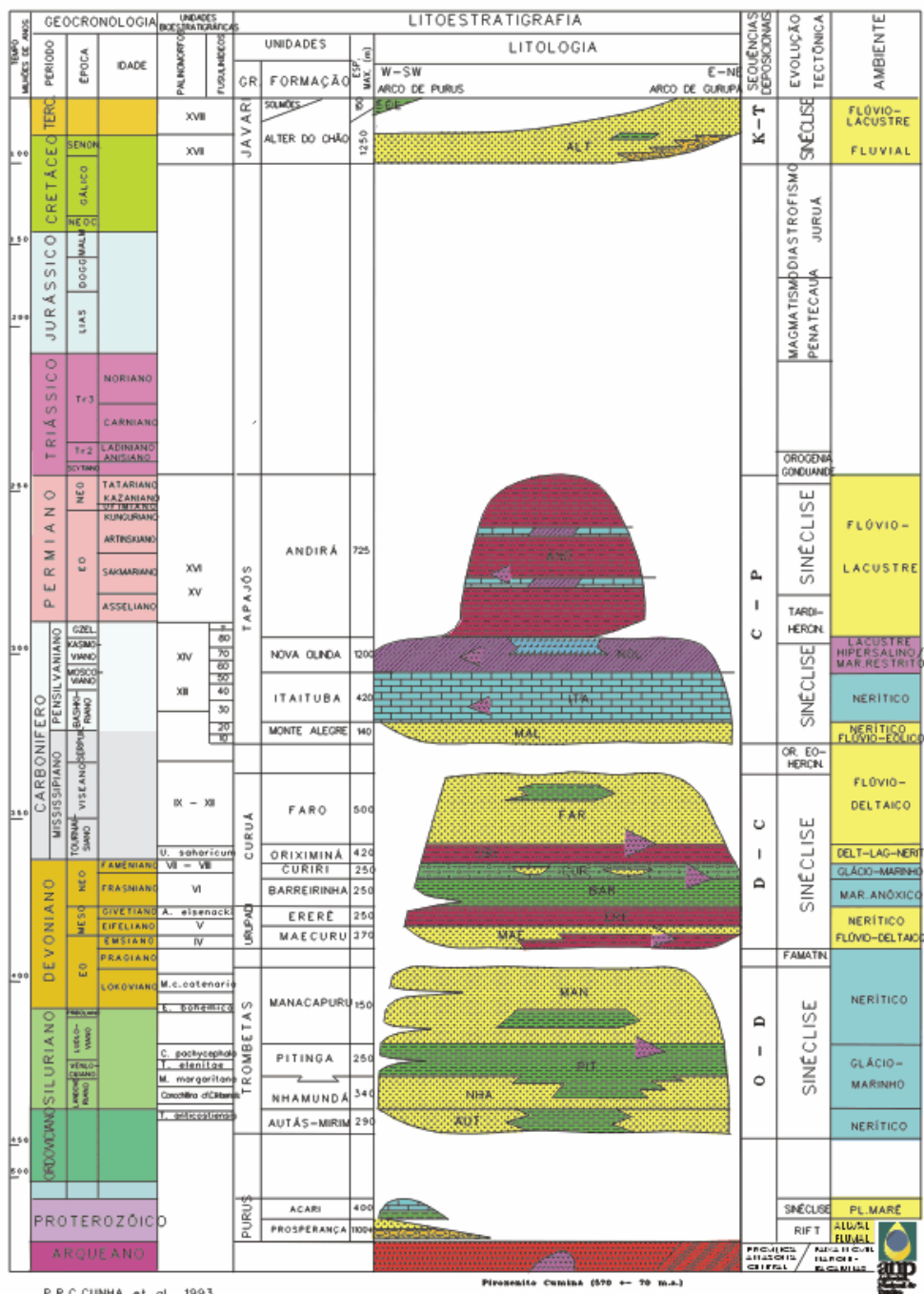


Figura 2.7: Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas.
Fonte: Cunha et al, (1994).

2.6 SISTEMAS PETROLÍFEROS

Em 1953 ocorreu a primeira descoberta de óleo de Nova Olinda (Figura 2.8), embora subcomercial, em função da extensão limitada do reservatório devoniano da Fm. Ererê. Outras descobertas subcomerciais de óleo e gás ocorreram ao longo da década de 80 e, em 1999, a PETROBRAS fez a primeira descoberta significativa de gás na Bacia do Amazonas, em Rio Uatumã, na plataforma norte da bacia, com reservas da ordem de 6 Bm^3 , e 3 acumulações de óleo de cerca de 78 Mm^3 de óleo-equivalente *in place* (GONZAGA et al, 2000; ANP, 2002).

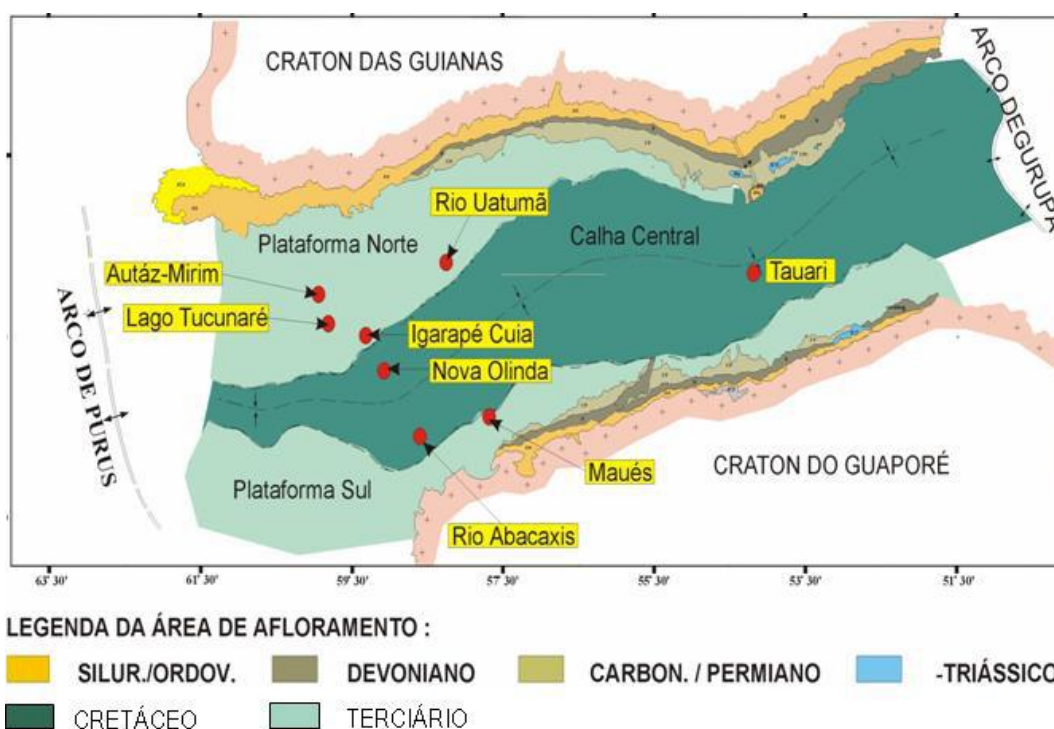


Figura 2.8: Mapa de localização das principais ocorrências de hidrocarbonetos na Bacia do Amazonas.

Fonte: Cunha, (2000).

De acordo com Gonzaga et al (2000), apenas um sistema petrolífero pode ser identificado na bacia: Barreirinha-Curiri. As rochas geradoras são os folhelhos negros marinhos da formação Barreirinha, os principais reservatórios são os arenitos das formações Curiri, Monte Alegre e Ererê e os selos são os evaporitos, os diamictitos e os folhelhos das mesmas unidades. O petróleo é trapeado principalmente em trapas estratigráficas de idade Neodevoniano. Outras trapas potenciais são os anticlinais relacionados ao tectonismo Juruá.

Entretanto, Neves (1990), Wanderley Filho e Costa (1991), Milani & Zalán (1999), Milani & Thomaz Filho (2000), Cunha (2000), Gonzaga et al (2000), Wanderley Filho et al (2005), entre outros, identificam os arenitos eólicos da Fm. Monte Alegre como as principais rochas reservatório, e a principal trapa sendo estrutural, caracterizada pelos anticlinais assimétricos gerados durante o evento tectônico Juruá.

De acordo com estudos realizados por Gonzaga *et al* (2000), ao menos 1 trilhão de bbl de óleo equivalente foram expelidos das rochas geradoras da Bacia do Amazonas. Entretanto, parte importante deste óleo deve ter sido perdida devido às grandes distâncias verticais e horizontais das rotas de migração. Além de que outra parte importante de óleo trapeado tenha sido remobilizada durante o soerguimento Cretáceo nas bordas da bacia.

2.6.1 Rocha geradora

Estudos realizados por Gonzaga et al (2000), com base nos dados de teores de Carbono Orgânico Total (COT) e *Rock-Eval*² indicam que as formações Pitinga, Curiri e Barreirinha são as únicas unidades com alto potencial de geração de hidrocarbonetos na Bacia do Amazonas.

A espessura da Fm. Pitinga varia de 20 a 120 m, apresenta COT com valores inferiores a 2 % e com componentes de Matéria Orgânica (MO) principalmente do tipo II. A Fm. Barreirinha pode ser subdividida em duas partes: uma seção basal composta por folhelhos negros altamente radioativos, com espessura que varia de 30 a 160 m, COT de 3- 8 % e MO do tipo II; e uma seção superior de folhelhos cinza escuros, com espessura de 30 a 150 m com COT de 1-2 % e predominância de MO do tipo III Gonzaga *et al* (*op cit*). Segundo Neves (1990), os folhelhos radioativos devonianos da Fm. Barreirinha são os mais importantes geradores de hidrocarbonetos da Bacia do Amazonas. Outros possíveis geradores são os folhelhos das formações Pitinga (Siluriano), e Curiri (Neodevoniano) (MILANI e ZALÁN, 1999; GONZAGA et al, 2000).

²Segundo Tissot et al. (1987), método usado para identificar o tipo e a maturidade da matéria orgânica e para detectar o potencial de petróleo em sedimentos.

2.6.2 Maturação

Com base na análise do mapa de maturação da Fm. Barreirinha foi possível observar que as faixas mais imaturas estão próximas às bordas da bacia, e que esta apresenta maturação progressivamente maior, faixas matura e senil, em direção à calha central da bacia.

De acordo com Milani e Zalán (1999), Gonzaga et al (2000), Wanderley Filho et al (2005), entre outros, a região leste da bacia é mais propensa à ocorrência de gás, e a região oeste pode apresentar tanto óleo quanto gás. Isto deve ao fato de que, segundo Gonzaga et al (2000), ao longo dos flancos norte e sul e nas plataformas a oeste, a Fm. Barreirinhas é rasa (cerca de 1.500 m), e que na porção central da bacia a rocha geradora atinge até 4.000 m de profundidade.

2.6.3 Rochas reservatórios

Na Bacia do Amazonas as principais ocorrências de óleo e gás estão associadas aos arenitos das formações Monte Alegre, Curiri e Ererê (GONZAGA et al., 2000). Dentre as formações acima citadas, diversos autores tais como Neves (1990), Gonzaga *et al* (2000) e dados da ANP (2002) sugerem que os melhores reservatórios estão associados as fácies eólicas da Fm. Monte Alegre. Entretanto, em relatório divulgado pela ANP em 2002, os principais reservatórios produtores são os arenitos da Fm. Nova Olinda.

Segundo Gonzaga et al (2000), os arenitos da Fm. Monte Alegre apresentam as maiores porosidades (20 a 25 %) e permeabilidades (150 a 180 mD). Estes reservatórios ocorrem ao longo de toda a Bacia do Amazonas, chegando até 80 m de espessura. De acordo com Neves (1990), os maiores valores de porosidade ocorrem em direção às linhas de charneira norte e sul, e os valores mais baixos concentram-se na porção central da bacia.

2.6.4 Selos

Para Gonzaga et al (2000), os principais selos observados para a Fm. Monte Alegre são os evaporitos, calcilitos e folhelhos da Fm. Itaituba, além dos folhelhos e diamictitos das formações Itaituba, Nova Olinda, Curiri, Manacapuru e Ererê.

2.6.5 Trapas

De acordo com Milani e Zalán (1999) e Gonzaga et al (2000), há dois tipos de trapas na Bacia do Amazonas, sendo estruturais ou estratigráficas. As principais trapas observadas na Bacia do Amazonas são estruturais: falhas e dobras, diversas acumulações menores de natureza estratigráfica são responsáveis pela ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia do Amazonas.

Os estilos estruturais mais prováveis de serem responsáveis pelas trapas encontradas na bacia são blocos de falhas extensionais, tectônica salífera e movimentos transcorrentes durante o Cenozóico. Outra possibilidade de trapa na bacia foi dada por Wanderley Filho et al (2005), onde afirmam que as terminações das soleiras de diabásio encontradas na bacia podem formar trapas, dependendo do mergulho regional das camadas.

2.7 PROBLEMAS GEOFÍSICOS E GEOLÓGICOS

Presentes na Bacia do Amazonas e em todas as bacias paleozóicas brasileiras, as soleiras de diabásio geradas pelo Evento Penatecaua no Jurotriássico durante a abertura do Atlântico Norte (ISSLER et al., 1974), atuaram como fonte extra de calor para o processo de transformação da matéria orgânica em óleo e gás, assim como no craqueamento de óleo na bacia. Por outro lado, essas soleiras de diabásio são um problema para geofísica de exploração.

A problemática está na dificuldade em processar dados sísmicos de baixa qualidade proveniente de área com feições geológicas complexas associadas à ocorrência de rochas magmáticas, como as da bacia do Amazonas. Esse obstáculo surge do fato de que as soleiras de diabásio podem deteriorar a qualidade das seções sísmicas, por causarem a perda do sinal, a geração de múltiplas e o espalhamento do sinal, prejudicando assim, a interpretação dos dados pela formação de falsas estruturas ocasionadas pelos efeitos *pull-up*³ ou *pull-down*⁴ (EIRAS; WANDERLEY FILHO, 2002).

³ Segundo Duarte (1997), pseudo-elevação e/ou pseudo-alto. Nos levantamentos de reflexão sísmica, redução localizada do tempo de reflexão ocasionada por uma camada de alta velocidade sobrejacente.

⁴ Segundo Duarte (1997), pseudo-depressão. Em reflexão sísmica, aumento localizado do tempo de reflexão ocasionado pela presença de um corpo sobrejacente de baixa velocidade.

3. PROCESSAMENTO SÍSMICO CONVENCIONAL

O processamento de dados sísmicos consiste em uma etapa fundamental e de grande importância para a indústria de petróleo e gás. Como resultado de sua aplicação são obtidas seções sísmicas as quais costumam ser interpretadas como a representação aproximada da subsuperfície local, a partir do qual, criam-se modelos geológicos descrevendo estruturas, além de discontinuidades de diversas naturezas, tais como: erosivas, estratigráficas, litológicas, dentre outras. O conhecimento de fenômenos físicos relacionados com a propagação de ondas elásticas em meios rochosos, a maneira de como foi feita a aquisição dos dados, além da dedicação ao processamento sísmico são primordiais para obtenção de seções sísmicas de qualidade. Então, mediante fluxogramas computacionais, podem-se aplicar técnicas para corrigir e/ou atenuar efeitos naturais que comprometem a qualidade do dado, como ruídos espúrios, reflexões múltiplas, ondas diretas e ondas superficiais, dentre outros, aumentando assim a razão sinal/ruído.

Neste capítulo serão descritos, os parâmetros de aquisição das três linhas, assim como, as duas fases de processamento utilizadas neste trabalho: o **pré-processamento** e o **processamento avançado**. A primeira fase engloba a preparação dos dados e a utilização de técnicas de tratamento do sinal sísmico e a segunda reúne técnicas sofisticadas, como: análise de velocidade, a correção de NMO, o empilhamento CMP e a migração dos dados.

3.1 DESCRIÇÃO DOS DADOS

As linhas sísmicas 0204-RL-0053, 0204-RL-0057 e 0204-RL-0058, mostradas na Figura 3.1, fazem parte de um conjunto de dados adquiridos da Agência Nacional do Petróleo (ANP) pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG-UFA) para fins de desenvolvimento acadêmico. Todas as três linhas foram obtidas no ano de 1984, pela empresa PROMON, a serviço da PETROBRAS, com o objetivo de avaliar o potencial petrolífero da Bacia do Amazonas.

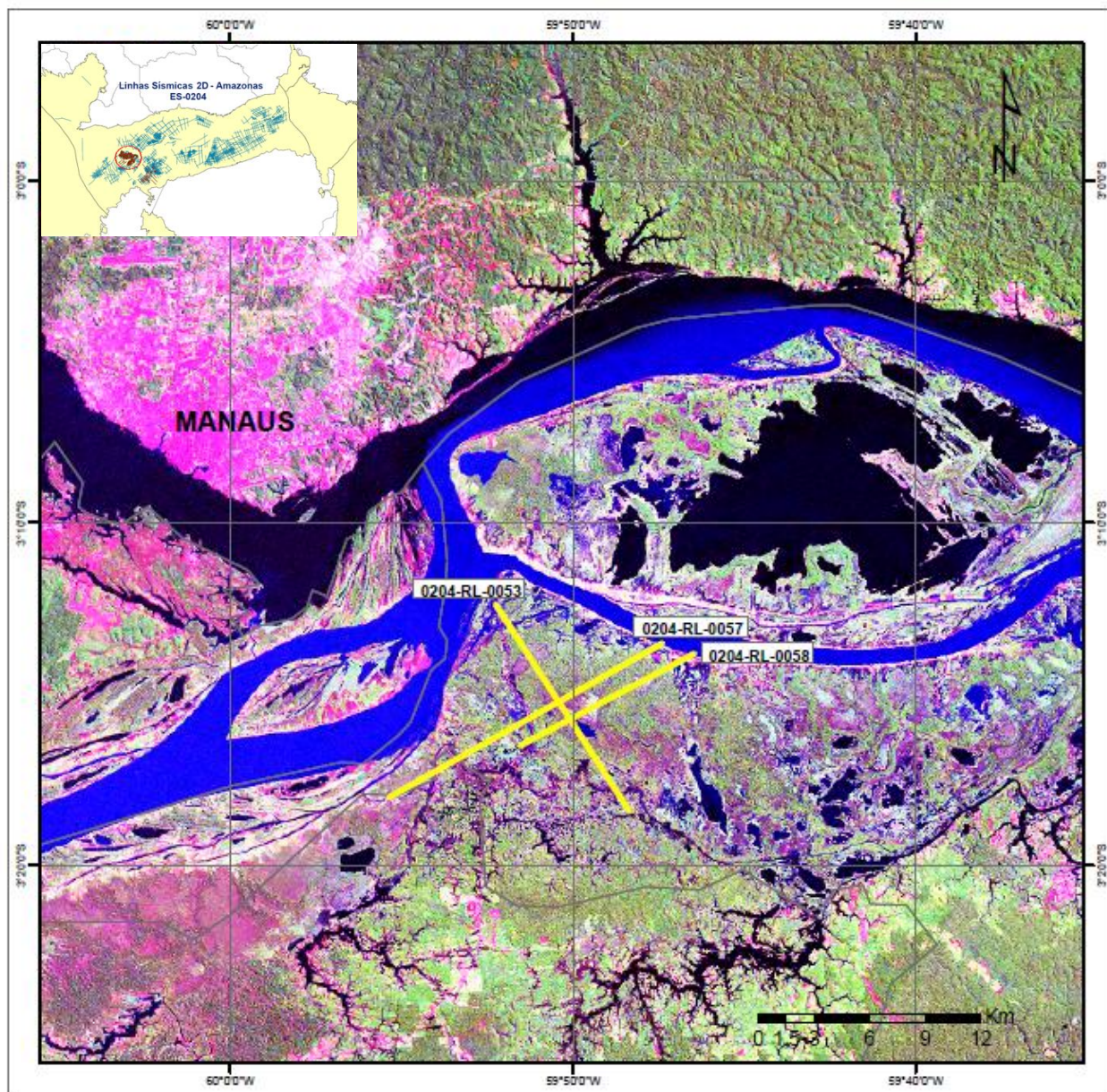


Figura 3.1: Mapa de localização das linhas sísmicas 0204-RL-0053, 0204-RL-0057 e 0204-RL-0058 destacadas em amarelos. Fonte: Imagem de satélite Landsat.

As tabelas a seguir (1.1, 1.2 e 1.3) mostram os parâmetros de aquisição das três linhas sísmicas processadas neste trabalho.

PARÂMETROS DE AQUISIÇÃO	
GRUPO-LINHA	0204-RL-0053
LANÇO	2450-100-0-100-2450
CONFIGURAÇÃO DOS CANAIS	1-48-x-49-96
EXTENSÃO DO ARRANJO	16,15 km
COBERTURA	4800 %
NÚMERO DE TIROS REGISTRADOS	238
INTERVALO ENTRE TIROS	50 m
NÚMERO DE CANAIS	96
INTERVALO ENTRE ESTAÇÕES	50 m
TEMPO DE REGISTRO	03 seg.
PROFUNDIDADE DE CARGA	02 m

Tabela 1.1: Parâmetros de aquisição do conjunto de dados sísmicos da linha 0204-RL-0053.

PARÂMETROS DE AQUISIÇÃO	
GRUPO-LINHA	0204-RL-0057
LANÇO	2450-100-0-100-2450
CONFIGURAÇÃO DOS CANAIS	1-48-x-49-96
EXTENSÃO DO ARRANJO	14,6 km
COBERTURA	4800 %
NÚMERO DE TIROS REGISTRADOS	241
INTERVALO ENTRE TIROS	50 m
NÚMERO DE CANAIS	96
INTERVALO ENTRE ESTAÇÕES	50 m
TEMPO DE REGISTRO	03 seg.
PROFUNDIDADE DE CARGA	02 m

Tabela 1.2: Parâmetros de aquisição do conjunto de dados sísmicos da linha 0204-RL-0057.

PARÂMETROS DE AQUISIÇÃO	
GRUPO-LINHA	0204-RL-0058
LANÇO	2450-100-0-100-2450
CONFIGURAÇÃO DOS CANAIS	1-48-x-49-96
EXTENSÃO DO ARRANJO	10,7 km
COBERTURA	4800 %
NÚMERO DE TIROS REGISTRADOS	201
INTERVALO ENTRE TIROS	50 m
NÚMERO DE CANAIS	96
INTERVALO ENTRE ESTAÇÕES	50 m
TEMPO DE REGISTRO	03 seg.
PROFUNDIDADE DE CARGA	02 m

Tabela 1.3: Parâmetros de aquisição do conjunto de dados sísmicos da linha 0204-RL-0058.

A figura abaixo ilustra os lanços que compõem os arranjos das três linhas sísmicas descritas, de modo que são identificados, para cada lado da fonte, somente os primeiros e os últimos canais ligados durante o registro.

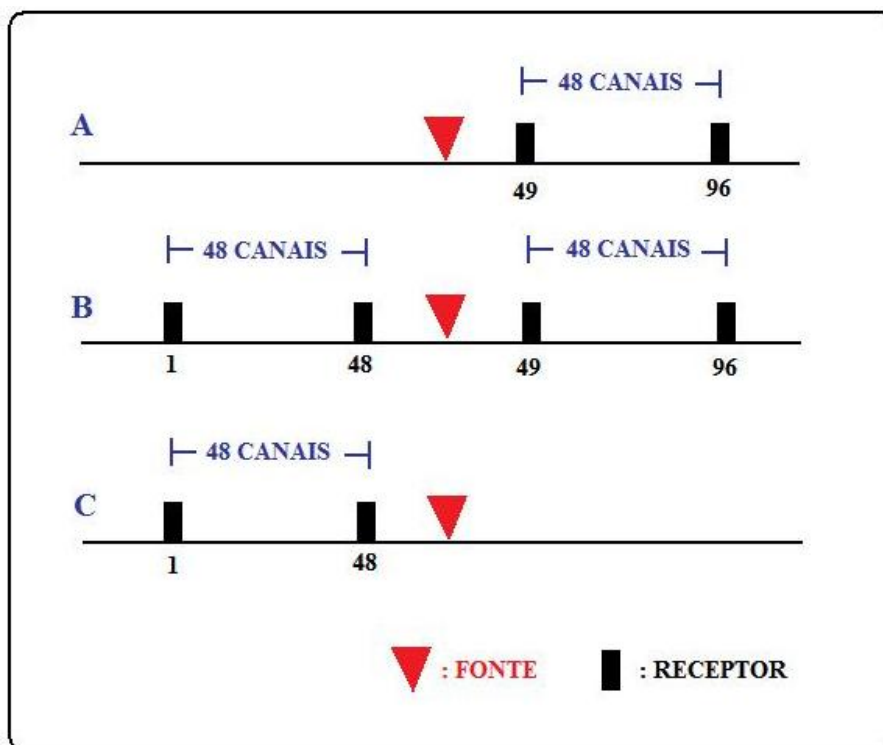


Figura 3.2: Desenho esquemático do arranjo das três linhas utilizadas neste trabalho. A: Arranjo assimétrico conhecido como “*end-on*” com apenas 48 canais ligados à direita da fonte. B: Arranjo simétrico “*split spread*” com 48 canais ligados em ambos os lados da fonte. C: Arranjo do tipo “*end-on*” com 48 canais ligados à esquerda da fonte.

3.2 PRÉ-PROCESSAMENTO

Nesta primeira fase do processamento o objetivo principal é organizar os dados derivados da aquisição e identificar problemas capazes de comprometer a qualidade dos resultados, como: traços ruidosos, anomalias de amplitude, ruídos coerentes e outros. Isto é feito através da visualização de todo o sismograma, procurando informações sobre sua disposição ou características, como por exemplo, a simetria do arranjo usado na aquisição.

Nessa primeira etapa do processamento é indispensável que o processador disponha de treinamento apropriado sobre a ferramenta utilizada, a fim de identificar a natureza dos problemas presentes nos dados e usar métodos mais eficazes para resolver cada um deles.

No presente trabalho, esta fase foi muito extensa, devido a um minucioso procedimento de edição para a minimização da energia indesejável causadas pela existência de traços ruidosos e/ou com amplitudes anômalas. Todo pré-processamento foi realizado utilizando-se o *software* ProMAX® desenvolvido pela Landmark Graphics Corporation. Este aplicativo dispõe de ferramentas que organizam fluxogramas contendo todos os processos desejados para cada etapa do processamento.

O fluxograma ilustrado na Figura 3.3 mostra as seqüências utilizadas nesta fase inicial do processamento, a qual consta dos seguintes processos: leitura dos dados, construção da geometria, edição, correções estáticas gerais, correção de amplitude, deconvolução e aplicação do filtro $f-k$ para atenuação do *ground roll*.

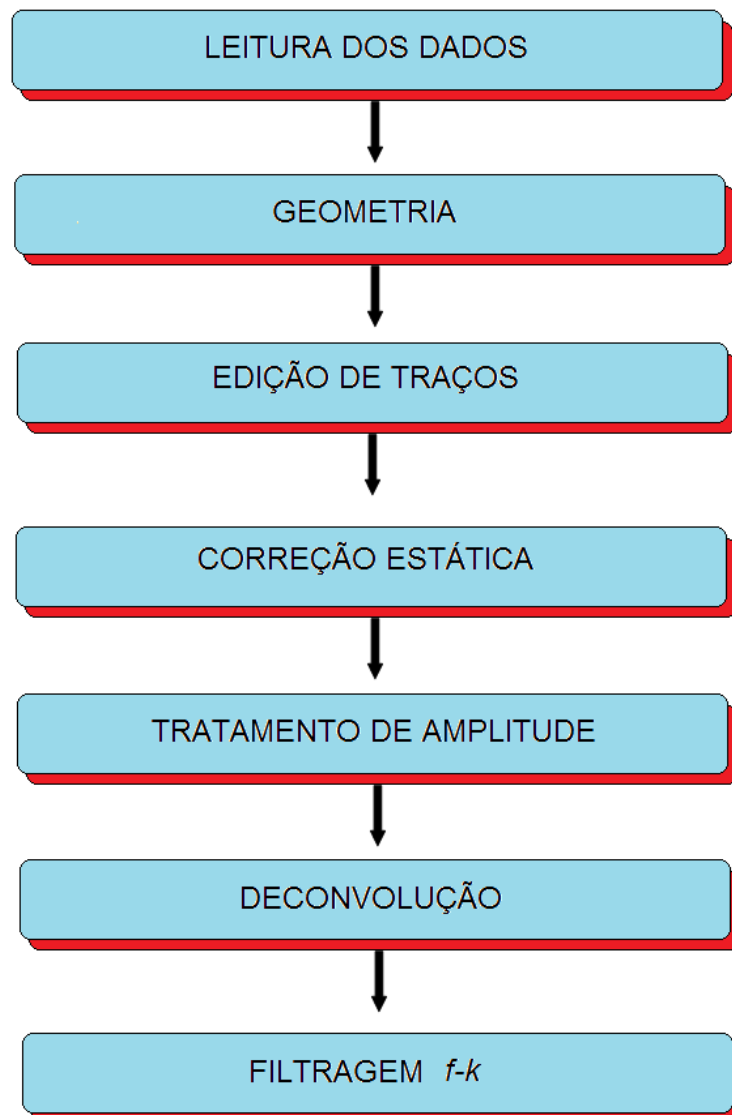


Figura 3.3: Fluxograma das etapas de pré-processamento utilizadas neste trabalho.

3.2.1 Leitura dos Dados

A primeira etapa do pré-processamento é a leitura dos dados. Geralmente, os dados sísmicos brutos são fornecidos no formato SEG-Y, necessitando a sua conversão para outro formato. O SEG-Y é um dos padrões desenvolvidos pela SEG (*Society Exploration Geophysics*) para o armazenamento e distribuição de dados sísmicos. Trata-se de um padrão aberto controlado pelo comitê de padrões técnicos da SEG, desenvolvido originalmente em 1973 para registro digital dos dados de reflexão.

O formato SEG-Y foi revisado pela última vez em 2001, onde algumas características do formato original foram mantidas, como a alocação de 240 bytes para o cabeçalho dos traços, de 400 bytes para o cabeçalho binário e 3200 para EBCDIC (*Extended Binary Coded Decimal Interchange Code*).

Os dados sísmicos de reflexão da Bacia do Amazonas utilizados neste trabalho já haviam sido demultiplexados e gravados em SEG-Y. Para efetuar a leitura dos dados no ProMAX®, foi necessário, primeiramente, a conversão de formato do dado, originalmente em SEG-Y, para o formato interno do *software*. Após essa conversão, os dados podem ser devidamente tratados no ProMAX®. Ao final do processamento sísmico, é necessária a reconversão dos dados para o formato SEG-Y, para que eles possam ser acessados por qualquer outro aplicativo.

3.2.2 Geometria

A geometria é uma etapa fundamental no processamento sísmico e deve-se ter o máximo de atenção por parte de quem a processa, pois nela são informadas as posições corretas de fontes e receptores, por meio de suas coordenadas geográficas, informações essas que serão usadas no restante do processamento. Havendo erro nesta etapa, todo o processamento será comprometido, pois a seção sísmica gerada não corresponderá coerentemente à subsuperfície do local de registro.

O objetivo desta etapa é registrar no “cabeçalho” de cada traço sísmico, as informações relativas à posição da fonte e as informações referentes à localização espacial do receptor. Baseado nestas informações, o aplicativo define as coordenadas do ponto médio comum, o afastamento entre fonte e receptor, além de outras informações relevantes, que possibilitem a organização dos traços em famílias CDP, dentre outras formas possíveis de organização.

Neste trabalho, a construção da geometria com o ProMAX® foi realizado através do módulo convencional de processamento para linhas bidimensionais terrestres. Dessa opção, surge o painel principal constituído por vários itens (Figura 3.4). Cinco desses itens devem ter suas tabelas ou lacunas preenchidas: Setup; Receivers; Sources; Patterns; Bin. O preenchimento das mesmas deve ser baseado nas informações contidas no relatório de levantamento ou documento de campo similar.

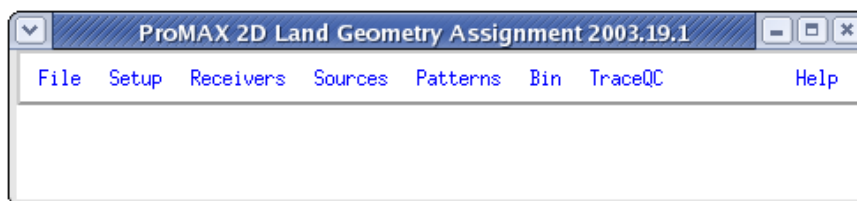


Figura 3.4: Painel principal para a montagem da geometria de dados terrestres.

Dentre todos os itens deste processo, a tabela referente ao *PATTERN* ganha destaque (Figura 3.5). Ela deve ser preenchida seguindo, rigorosamente, as variações do lanço contidas no relatório do observador, já que em alguns casos, a linha sísmica pode mudar a configuração do lanço. Conforme foi visto na descrição dos dados (Figuras 3.2), o arranjo sofre modificações nos dois extremos da linha. Essa característica deve ser informada durante a montagem da geometria, admitindo um *pattern* para a organização dos canais “vivos” (ligados) do lado esquerdo da fonte, e outro *pattern* para o lado direito, daí a repetição de números identificada na segunda coluna da planilha abaixo.

Mark	Block	Pattern	Min Chan	Max/Gap Chan	Chan Inc	Rcvr MinChan	Rcvr MaxChan	Rcvr Inc
1		1	49	96	1	60	107	1
2		2	48	48	1	46	46	1
3		2	49	96	1	61	108	1
4		3	47	48	1	56	57	1
5		3	49	96	1	62	109	1
6		4	46	48	1	56	58	1
7		4	49	96	1	63	110	1
8		5	45	48	1	56	59	1
9		5	49	96	1	64	111	1

Figura 3.5: Tabela dos primeiros padrões de tiro da linha 0204-RL-0053.

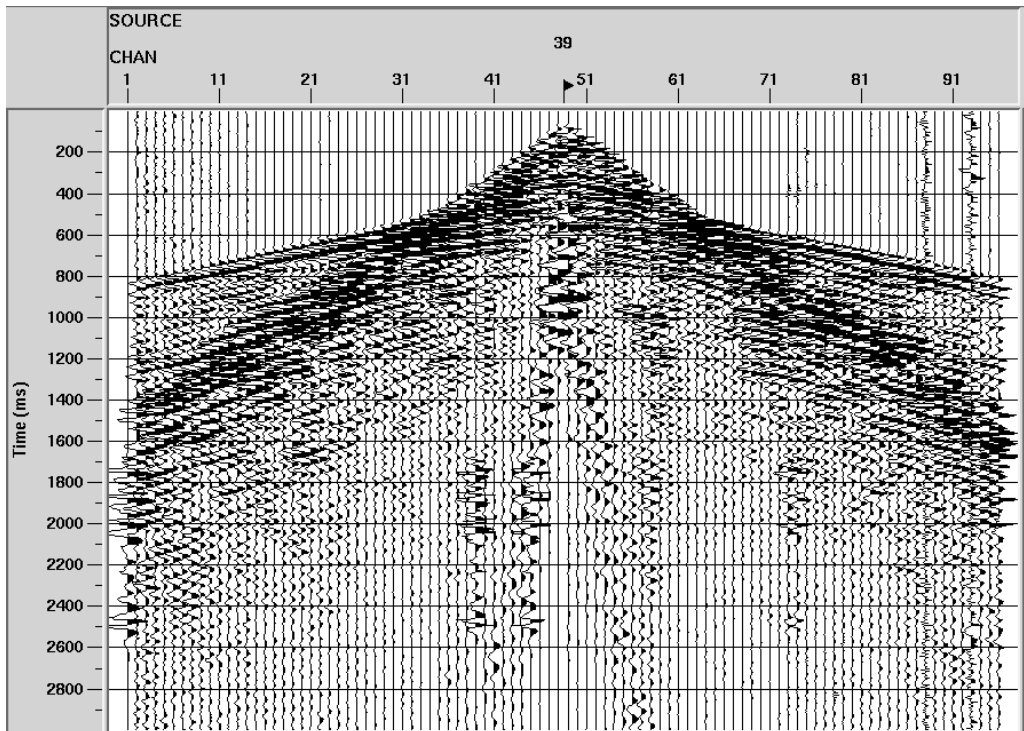
3.2.3 Edição de traços

A etapa de edição é realizada, normalmente, logo após o carregamento da geometria e é de grande importância para os passos posteriores, pois nela, é feita uma análise prévia dos dados com o objetivo de eliminar parcialmente ou totalmente traços que possam comprometer a qualidade do resultado desejado.

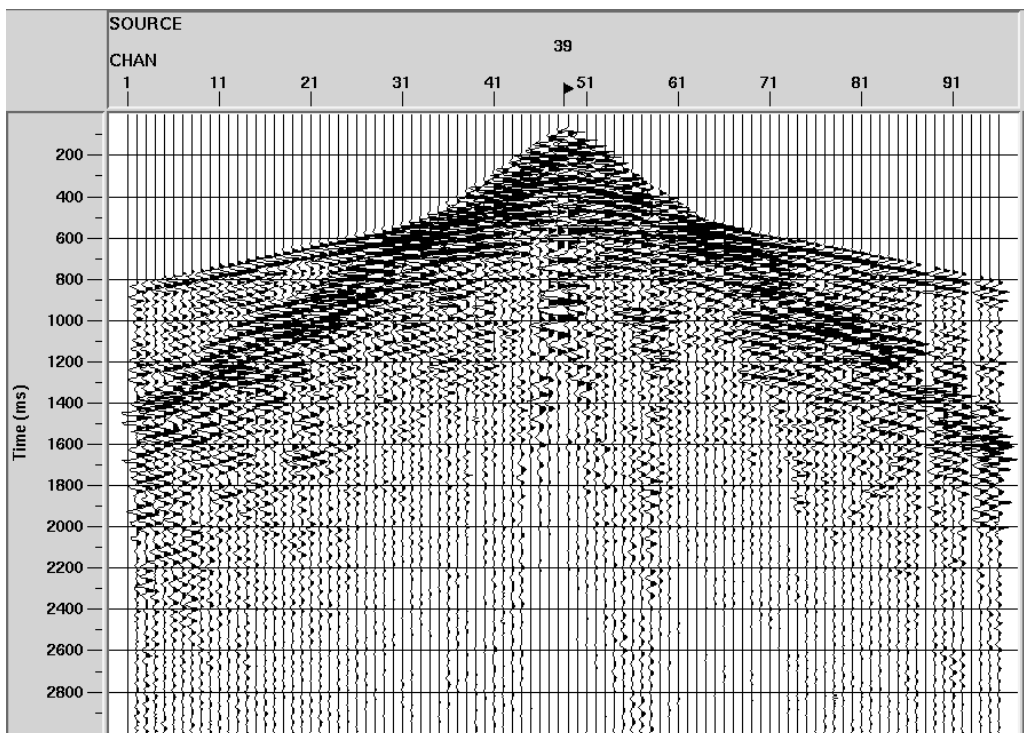
Os principais traços editados num sismograma são: traços com baixíssima razão sinal/ruído, que podem ser devido ao desligamento ou problemas no geofone (mau acoplamento dos geofones); traços com polaridade invertida; traços com ruídos aleatórios diretamente relacionados a sinais transientes, etc. Para o melhoramento dos resultados, foram aplicadas sobre os dados da bacia duas técnicas distintas de supressão de ruídos: o silenciamento cirúrgico (*surgical mute*) e a eliminação de traços ruidosos (*trace kill*).

Nesta etapa o ideal é eliminar somente zonas delimitadas que contêm ruídos. Isso é feito através da técnica manual de edição denominada “*surgical mute*”, que proporciona um silenciamento (*mute*) cirúrgico de zonas alvo, suprimindo porções bem delimitadas que contêm amplitudes anômalas. Porém, em muitos casos, torna-se necessário o uso de outras técnicas manuais de edição como, por exemplo, o “*trace kill*”. Nessa técnica o traço sísmico ruidoso ou danificado é eliminado totalmente do sismograma. Isso ocorre, por exemplo, nos dados cujo afastamento fonte-receptor ultrapassa a profundidade do refletor. Além de conter ruídos de grande intensidade, as reflexões nesta região apresentam problemas de difícil solução como à sobreposição de eventos, por exemplo.

Logo após as eliminações descritas acima outra técnica de *mute*, denominada “*mute das primeiras quebras*”, foi realizada. Esta técnica é aplicada em todos os dados terrestres, apesar de não fazer parte do processo de edição de traços. Nela, as primeiras chegadas de energia são delimitadas, através de um processo manual, em que os pontos selecionados são guardados em um arquivo temporário e posteriormente eliminados. A Figura 3.6 ilustra de forma significativa os efeitos das técnicas desenvolvidas nessa etapa em uma família de tiro comum.



(a) Antes da aplicação do processo de edição de traços.



(b) Após a aplicação do processo de edição de traços.

Figura 3.6: Registro 39 da linha sísmica 0204-RL-0057 antes (a) e após (b) da edição de traços ruidosos e/ou com anomalias de amplitudes.

É importante levar em consideração que a eliminação de traços sísmicos diminui a cobertura do dado. Neste caso, o processador deve tomar o máximo de cuidado para que não haja perda demasiada de informação em virtude de eliminação equivocada.

3.2.4 Correção estática

Fortes heterogeneidades da velocidade perto da superfície, ou variações na topografia, frequentemente, produzem alterações no tempo de trânsito dos registros que podem variar de modo imprevisível entre fontes e estações. Para um refletor horizontal em subsuperfície, por exemplo, as reflexões em diferentes traços não estão, normalmente, na forma hiperbólica aceitável ao empilhamento, apresentando maiores ou menores deslocamentos causados pela variação topográfica (fonte e receptor localizados em diferentes posições verticais) ou pelas camadas sedimentares rasas, denominadas camada ou *zona de baixa velocidade* (ZBV). Esta camada esta formada por um pacote litológico heterogêneo aflorante, normalmente inconsolidado e com espessura variável. Estas variações de velocidades sísmicas na ZBV implicam em deslocamentos relativos nos tempos de registro dos sinais de reflexão (Figura 3.7 (a)), podendo dificultar a aplicação de técnicas posteriores como o empilhamento e a migração.

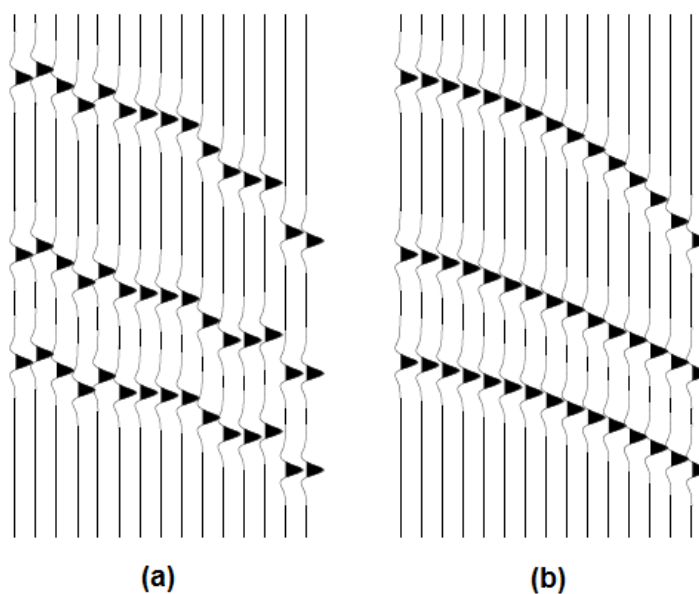


Figura 3.7: Aplicação de Correção Estática nos traços sísmicos: (a) pequenos deslocamentos em tempo dados pelas heterogeneidades; (b) dado após a correção estática.

Com o objetivo de remover essas variações é aplicado ao dado a correção estática, que é o processo de deslocamento no tempo, fornecido aos traços sísmicos, de forma que os refletores sejam empilhados de maneira mais coerente (Figura 3.7(b)). Trata-se de uma simulação da retirada, substituição ou acréscimo de camadas sobrejacentes, de modo que cada um dos traços sísmicos seja deslocado em tempo para um determinado nível de referência conhecido como *datum* (Figura 3.8).

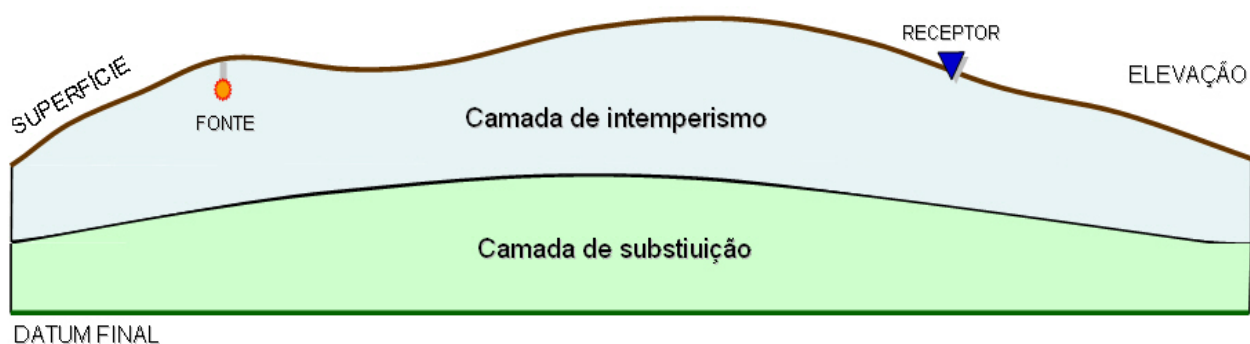


Figura 3.8: Ilustração esquemática do processo de correção estática por elevação. Na figura observa-se fonte e receptor em diferentes níveis de elevação na superfície do terreno.

Para a aplicação da correção estática, é necessário o conhecimento de vários parâmetros, tais como: elevação do terreno, profundidade de carga utilizada no levantamento sísmico e velocidade e espessura da camada de intemperismo. Deve-se considerar que a mesma pode melhorar o resultado da seção sísmica processada, caso haja uma moderada variação lateral de velocidade da camada de baixa velocidade. No entanto, quando essa variação lateral aumenta de forma significativa, a aplicação não eficaz do processo pode causar distorções das estruturas mapeadas em subsuperfície (AMORIM, 1985).

Neste trabalho foram realizados os três tipos de correções estáticas, normalmente, aplicadas em dados terrestres: a correção estática por elevação, a correção estática por refração e a correção de estática residual. As correções estáticas por elevação e por refração denominadas correções estáticas gerais, são aplicadas após a edição de traços e a correção de estática residual só é aplicada posteriormente, sobre os dados corrigidos de NMO, na etapa do processamento avançado.

O primeiro tipo de correção estática aplicada nos dados editados do presente trabalho foi a correção estática por elevação. Neste tipo de correção é realizado um alinhamento vertical das diferentes elevações das fontes e dos receptores com o objetivo de eliminar o efeito da topografia causado pelo posicionamento das fontes e dos receptores em diferentes níveis de elevação no terreno (Figura 3.8). Após a correção de topografia considera-se que as fontes e os receptores encontram-se no mesmo nível de referência (DATUM).

A correção estática por refração foi aplicada após a correção de topografia. Nela um modelo de velocidade e profundidade da camada de baixa velocidade pode ser construído através das primeiras quebras ou primeiros eventos registrados de alguns tiros do sismograma (Figura 3.9). A finalidade deste tipo de correção estática é corrigir as irregularidades de espessura da camada mais superficial, normalmente de baixa velocidade (ZBV).

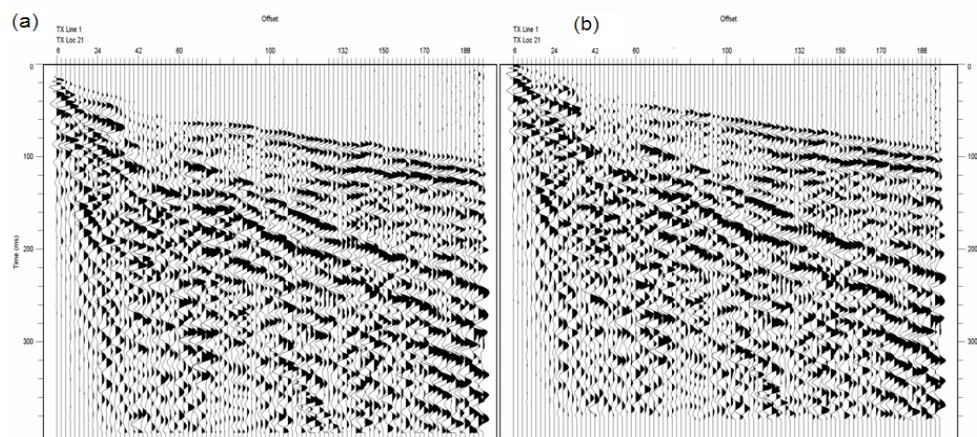


Figura 3.9: Aplicação da correção estática pela refração: (a) dado bruto sem correção; (b) dado após a correção estática por refração. Nota-se que após a correção (Figura 3.9 (b)) as primeiras quebras tomam caráter mais linear.

Como dito anteriormente mesmo após as correções das estáticas gerais torna-se necessário a aplicação do terceiro e último tipo de correção denominada correção de estática residual, uma vez que as correções estáticas da refração e da topografia quase nunca compensam totalmente os efeitos das variações superficiais de velocidade. O objetivo da correção de estática residual é deslocar os traços, individualmente, de tal maneira que as reflexões em uma família CMP fiquem o mais próximo possível de uma hipérbole aceitável ao empilhamento. Este tipo de correção será descrito detalhadamente no Capítulo 3 referente as etapas do processamento sísmico avançado na Subseção 3.3.2.

3.2.5 Tratamento de Amplitude

A amplitude do sinal sísmico decai com o incremento do tempo de trânsito. Isso se dá devido a alguns efeitos que a onda sísmica sofre ao se propagar no interior da Terra. Em geral, é difícil descrever analiticamente o decaimento de amplitude e uma aproximação é usualmente usada. Logo, a correção de amplitude é um procedimento utilizado contra os fatores que contribuem para perda de energia e atenuação do sinal sísmico. Dentre os mesmos destacam-se a divergência esférica ou espalhamento geométrico e a absorção.

A divergência esférica refere-se ao decaimento da amplitude do sinal sísmico pelo espalhamento da frente de onda sísmica durante sua propagação em subsuperfície. A energia contida em um raio decai de r^{-2} e a amplitude da onda que é proporcional a raiz quadrada da energia decai com r^{-1} , sendo r o raio da frente de onda. Considerando-se um modelo estratificado de camadas com velocidades constantes e um meio homogêneo, percebe-se que a frente de onda que se propaga no primeiro meio sofre um aumento maior que no segundo, proporcionando, também, um aumento superior da área de espalhamento da energia. Portanto, as perdas de amplitude do sinal sísmico para um modelo como o da subsuperfície da Terra são maiores que aquelas observadas em um meio com velocidade constante.

Outro fator que causa a atenuação da intensidade de energia da onda sísmica é a absorção. Na absorção a energia sísmica é convertida em outras formas de energia, principalmente em calor, devido as propriedades intrínsecas das rochas. A energia mecânica da onda é convertida em movimento de fricção entre os grãos, onde a conversão é irreversível devido ao comportamento inelástico das rochas. Isso causa uma perda de amplitude e alteração na fase do sinal.

3.2.6 Deconvolução

A deconvolução é uma etapa fundamental no processamento sísmico convencional. Seu objetivo é aumentar a resolução temporal ou vertical dos traços sísmicos comprimindo o pulso efetivo da fonte contido no traço sísmico a uma *função delta*, ressaltando assim, as reflexões proeminentes e distinguindo unidades

estratigráficas delgadas. É um método de extrema importância para atenuação de reflexões múltiplas e remoção de parte das reverberações.

Embora algumas estratégias de processamento apliquem a deconvolução após o empilhamento, o processo de deconvolução é comumente realizado antes do empilhamento e no domínio do tempo (YILMAZ, 1987). Esse processo aparece como um instrumento muito eficaz para o resgate da resposta da Terra ao impulso, elemento este, muito útil na elaboração do imageamento sísmico de qualidade. A intenção básica da deconvolução é tentar estimar um filtro inverso que, ao ser convolvido com o pulso sísmico gere o impulso. Dessa maneira, quando convolvido em todos os traços sísmicos dos dados, o filtro deve ser capaz de recuperar a resposta impulsional da Terra.

O registro sísmico $x(t)$ é frequentemente descrito pela convolução da assinatura da fonte, $p(t)$, com a série de coeficientes de reflexão ou resposta impulsiva da Terra, $e(t)$, adicionada à série de ruídos $n(t)$. Logo, o modelo analítico convolucional do traço sísmico é:

$$x(t) = p(t) * e(t) + n(t) \quad (3.3)$$

O conjunto de suposições utilizadas para construir o modelo convolucional dos traços sísmicos é (YILMAZ, 1978):

- A Terra é composta por camadas horizontais de velocidade constante;
- A fonte gera uma onda plana compressional que atinge as interfaces que separam as camadas com incidência normal. Sobre essas circunstâncias, nenhuma onda cisalhante (S) é gerada;
- A quantidade de ruído aleatório é zero;
- O pulso emitido pela fonte não muda de forma ao se propagar na subsuperfície. Em outras palavras, o pulso emitido pela fonte é estacionário.
- A função refletividade é um processo aleatório;
- O pulso emitido pela fonte é conhecido.

Segundo Yilmaz (1987), quando a forma do pulso básico da fonte é conhecida, a deconvolução é considerada um problema determinístico e o filtro calculado é

denominado filtro inverso. Já nos casos em que a forma do pulso da fonte é desconhecida, o filtro é estimado de forma estatística.

Normalmente, o processo de deconvolução é aplicado após a filtragem $f-k$, porém, no presente trabalho, esse processo foi aplicado antes da filtragem $f-k$. Isso, decorrente a substancial melhoria na qualidade das imagens sísmicas utilizadas no trabalho. Neste caso, o método empregado para estimar o filtro ou operador foi estatístico. Para o cálculo do operador foi marcado uma janela temporal capaz de englobar as porções dos sismogramas de maior interesse, ou seja, aquelas cujo aparecimento de eventos de reflexão são evidentes.

3.2.7 Filtragem $f-k$ (Frequência e Número de onda)

Buscando sempre a melhoria na qualidade dos dados, os profissionais geofísicos analisam os dados num domínio diferente do original. Baseados em ferramentas matemáticas capazes de efetuar esta mudança. Dentre essas ferramentas, destaca-se a Transformada de Fourier que, ao ser aplicada sobre os dados no domínio do tempo gera um painel com as diferentes densidades de energia a partir da decomposição do campo de onda nas componentes frequência (f) e número de onda (k). Quando aplicado no processamento, esta operação permite separar e filtrar eventos de diferentes frequências, números de onda e velocidades aparentes (Figura 3.10).

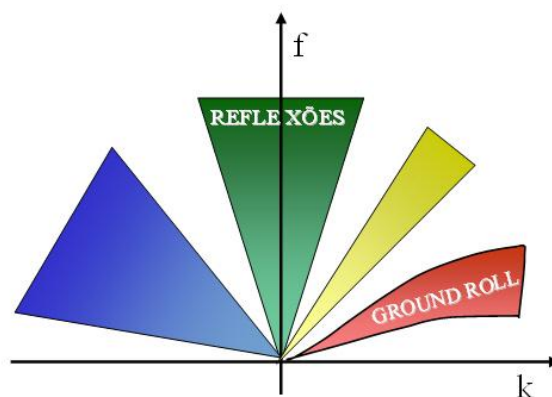


Figura 3.10: Gráfico da decomposição do sinal sísmico após a transformada $f-k$.

Fonte: Modificado de STROBBIA (2003).

A seguir são destacadas, de forma analítica, as Transformadas de Fourier Direta (TFD) e Inversa (TFI), respectivamente:

$$U(\omega, k) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} u(x, t) e^{i(\omega t - kx)} dt dx \quad (\text{TFD}) \quad (3.4)$$

$$u(x, t) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} U(\omega, k) e^{-i(\omega t - kx)} d\omega dk \quad (\text{TFI}) \quad (3.5)$$

onde $U(\omega, k)$ é a Transformada de Fourier bidimensional de $u(x, t)$, ω é a frequência angular e k é o número de onda. Esta aplicação da Transformada de Fourier na sísmica de reflexão é conhecida como transformada $f-k$.

A filtragem $f-k$ é uma ferramenta bastante eficiente na atenuação de ruídos coerentes de reflexão sísmica, particularmente, o *ground roll*, presente nos dados terrestres, cuja interferência deteriora as reflexões primárias presentes nos sismogramas (Figura 3.11). Este ruído está associado às ondas superficiais do tipo Rayleigh que ocorrem principalmente nas camadas de intemperismo próxima a superfície do terreno. As suas principais características são: alta amplitude, baixa velocidade e concentração nas baixas frequências. O *ground roll* possui caráter linear e costuma aparecer na seção sísmica na forma de um “cone” com ápice no traço mais próximo da fonte como mostrado na Figura 3.11, com destaque para região de maior abrangência deste ruído marcada com a linha de cor vermelha.

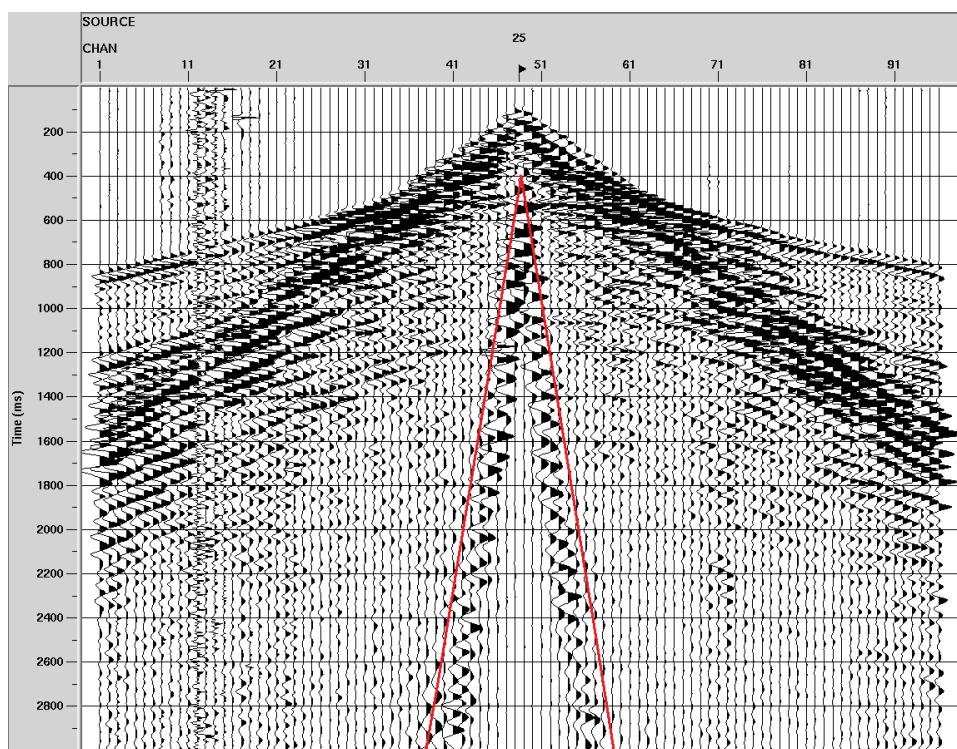


Figura 3.11: Registro 25 da linha sísmica 0204-RL-0053 contaminado com o *ground roll*, que lembra o formato de um “cone”.

A Figura 3.12 mostra o espectro de amplitude bidimensional da família de tiro comum ilustrada na Figura 3.11. Nele, a frequência espacial está representada no eixo horizontal, enquanto a temporal está representada no eixo vertical. No espectro antes da aplicação da filtragem $f-k$ (Figura 3.11 (a)) o *ground roll* aparece na forma de eventos lineares (B), levemente inclinados, de cor avermelhada, partindo da origem do gráfico. Os eventos mais inclinados (A) correspondem às ondas refratadas, visualizadas no início do sismograma. O polígono desenhado em preto circunscreve a região do espectro contaminado com estes eventos que será eliminada no processo de filtragem. Neste caso, no domínio $f-k$, a região a ser eliminada foi definida através de um polígono criado de forma arbitrária. Entretanto, o filtro utilizado para eliminação pode ser definido através de duas linhas retas partindo da origem, com inclinação associada a energia do ruído (denominados “filtros em leque”).

Já no espectro bidimensional após a filtragem $f-k$ (Figura 3.12 (b)), nota-se que as amplitudes da região definida pelo polígono foram levadas a zero. O efeito desse processo pode ser visto no sismograma (Figura 3.13), onde o *ground roll* e as refrações foram bastante atenuadas.

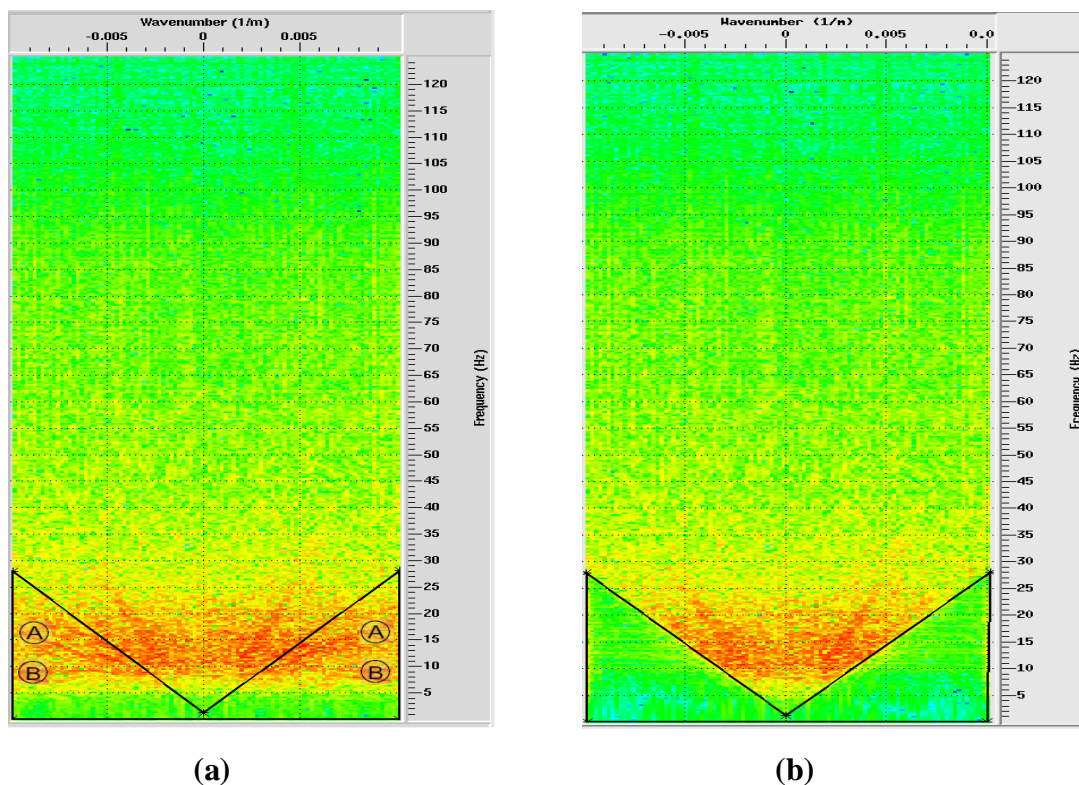


Figura 3.12: Espectro de amplitude bidimensional correspondente à família de tiro comum mostrada na Figura 3.11: (a) antes da filtragem $f-k$; (b) Após a filtragem $f-k$. Nota-se que as amplitudes da região delimitada pelo polígono foram levadas a zero, atenuando tanto o *ground roll* quanto as refrações (Ver sismograma na Figura 3.13).

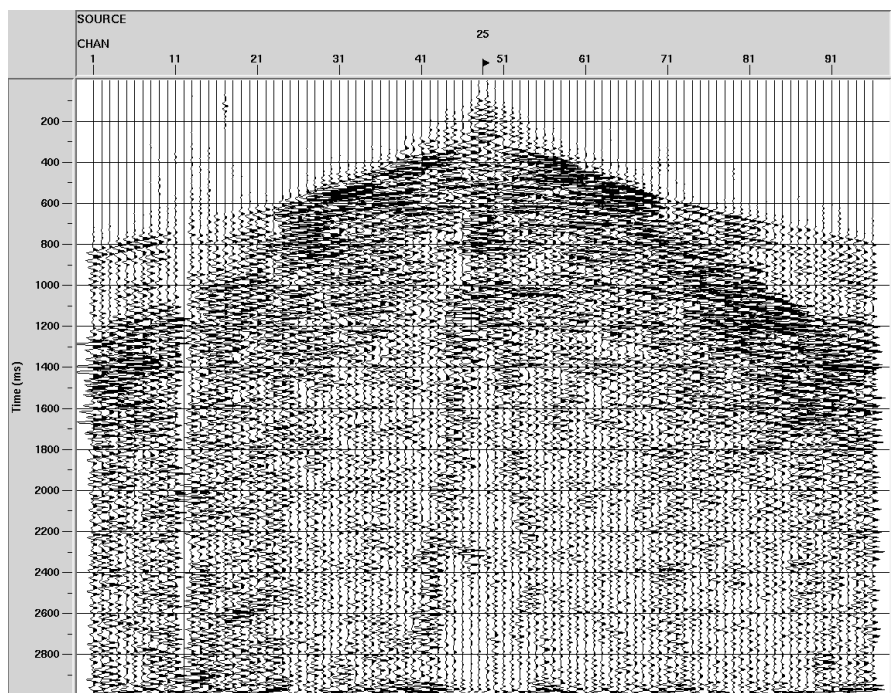


Figura 3.13: Registro 25 da linha 0204-RL-0053 depois de aplicados as edições, o tratamento de amplitude, a deconvolução e a filtragem $f-k$.

3.3 PROCESSAMENTO AVANÇADO

Até o final do capítulo anterior foram discutidos métodos para processar os dados sísmicos melhorando o sinal de cada um dos traços em separado. No entanto, neste capítulo serão discutidos os processos onde se trabalham diferentes traços sísmicos, denominada fase de processamento avançado. Nela, é necessário que os dados pré-processados organizados em famílias de tiro comum (CS) (Figura 3.14 (a)) sejam reorganizados em famílias de ponto médio comum (CMP – “*common midpoint*”) (Figura 3.14 (b)). O CMP é o método em que cada ponto amostrado sobre o refletor em subsuperfície, localiza-se no ponto médio entre uma fonte e seu respectivo receptor.

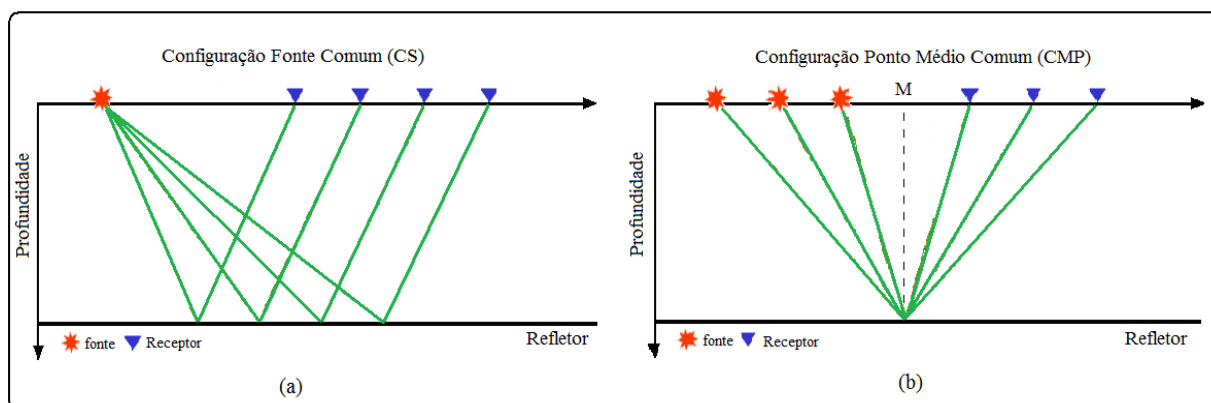


Figura 3.14: Esquema da configuração Tiro comum (a) e CMP (b) para um refletor horizontal.

Fonte: Adaptado de Yilmaz (1987).

A fase de processamento sísmico avançado é caracterizada por técnicas mais sofisticadas e tem início com a análise de velocidade. Assim, as velocidades pré-computadas são repassadas a uma próxima etapa denominada correção NMO. Posteriormente, é realizado o empilhamento com o objetivo de gerar uma seção de afastamento nulo e a migração com a finalidade de posicionar corretamente os refletores sísmicos. O fluxograma abaixo ilustra as etapas desenvolvidas nesta fase.

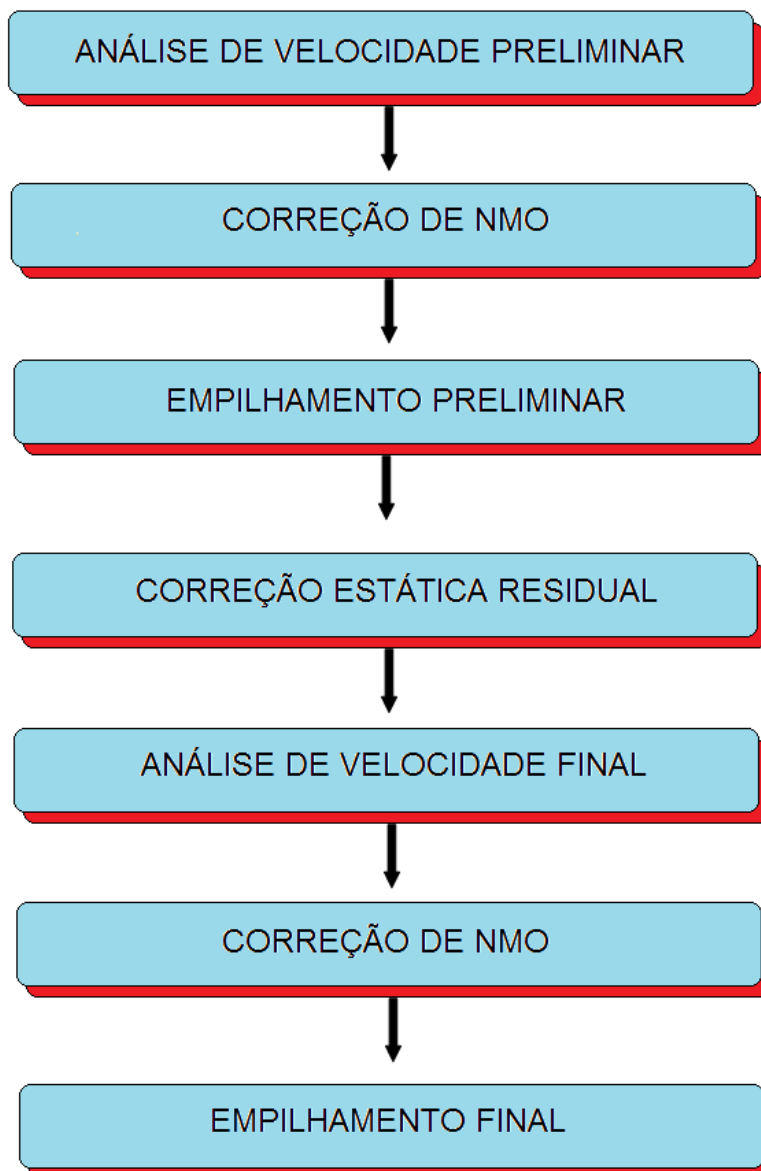


Figura 3.15: Fluxograma das etapas de processamento avançado utilizadas neste trabalho.

3.3.1 Análise de velocidade e Correção NMO

A análise de velocidade é uma etapa diretamente ligada ao êxito do processamento sísmico, uma vez que a qualidade da seção sísmica empilhada e de outros processos como a migração dependem do grau de precisão alcançado na determinação das velocidades das camadas em subsuperfície. Esta etapa consiste de um tratamento aplicado aos dados sísmicos com o objetivo de encontrar as velocidades mais apropriadas para a correção de NMO (*Normal moveout*).

A velocidade que horizontaliza as hipérboles (Velocidade de empilhamento V_{stack}) não representa a velocidade real da camada acima do refletor em consideração, denominada velocidade RMS. Vale salientar que existe uma diferença entre a velocidade de empilhamento V_{stack} e a velocidade RMS. Para camadas horizontais e *offsets* curtos a velocidade de empilhamento e a velocidade RMS são similares, entretanto, para eventos de reflexão com *offsets* longos, as duas velocidades não são iguais, mas a velocidade de empilhamento é igual à velocidade que resulta na melhor horizontalização da reflexão.

Como visto anteriormente, uma família de ponto médio comum guarda informações sobre reflexões advindas de um ponto em subsuperfície sobre um mesmo refletor. No entanto, as reflexões com maiores afastamentos fonte-receptor sofrem um atraso significativo nos tempos de chegada, o qual deve ser corrigido. Essa correção é realizada na tentativa de que cada reflexão encontre coerência traço a traço, ou seja, horizontalizem-se (Figura 3.16). Isso só é possível quando a velocidade inerente ao grupo de traços CDP é conhecida.

Admitindo-se um modelo composto por refletores planos e horizontais, a correção de NMO é calculada pela equação:

$$\Delta t = t(x) - t_0, \text{ onde } t(x) = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{(V_{stack})^2}} \quad (3.6)$$

$$\Delta t_{NMO} = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{(V_{stack})^2}} - t_0 \quad (3.7)$$

onde, x representa o afastamento fonte-receptor, $t(x)$ é o tempo de reflexão, t_0 corresponde ao tempo duplo de trânsito na posição $x = 0$ (ápice da hipérbole) e V_{stack} é a velocidade de empilhamento estimada durante a análise de velocidade.

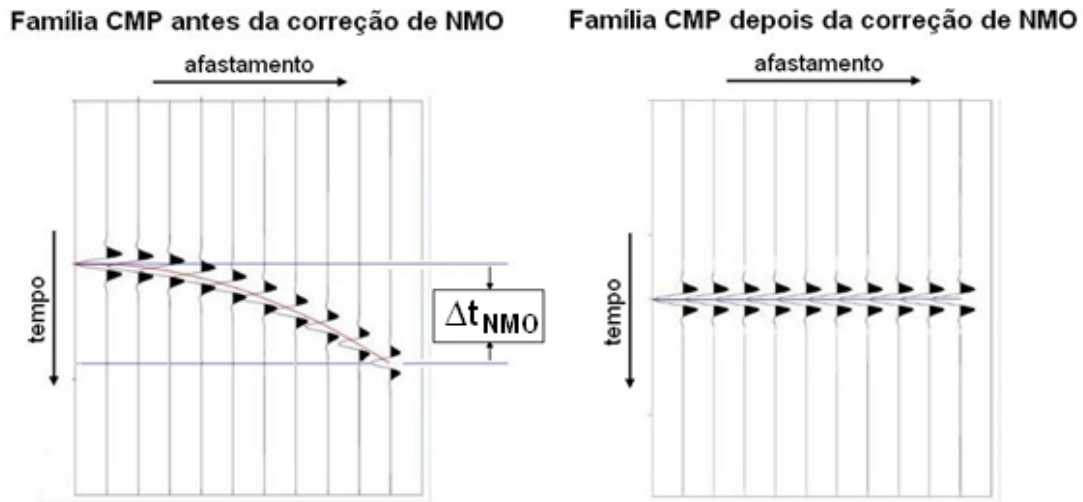


Figura 3.16: Desenho esquemático da aplicação da correção NMO.

Fonte: Adaptado de YILMAZ (1987).

Geralmente, a análise de velocidade é executada diversas vezes dentro de um fluxograma de processamento, combinadas a outras etapas, com o objetivo de garantir um refinamento maior das informações. Neste trabalho ela foi realizada duas vezes: antes e depois da correção estática.

A estimativa da velocidade NMO sobre as famílias CDP's utiliza o espectro de velocidade determinado por medidas de coerência (YILMAZ, 1987). Uma das maneiras de quantificar a coerência é através do *semblance*. O *semblance* representa uma medida da razão entre a energia do sinal sísmico após o somatório dos traços sísmicos e a energia de todos os traços envolvidos no somatório. Sua equação é:

$$S = \frac{\sum_t (\sum_{i=1}^M U_{i,t(i)})^2}{M \sum_t \sum_{i=1}^M U_{i,t(i)}^2}, \quad (3.7)$$

onde, $U_{i,t(i)}$ é a amplitude do sinal sísmico indexado pelo número de traços sísmicos, $i = 1, \dots, M$, e a função é normalizada no intervalo $[0,1]$.

No ProMAX® a etapa de análise de velocidade é realizada em um ambiente de trabalho interativo (Figura 3.17), que permite combinar dois métodos de análise de velocidades em um único ambiente. O primeiro está baseado no espectro de velocidades que utiliza o mapa de coerência e a técnica de correção NMO para verificar a horizontalização dos eventos selecionados (Figura 3.17 (a)). O segundo método,

denominado Empilhamento de Velocidade Constante (CVS), consiste em aplicar uma série de velocidades constantes, V_{stack} , no empilhamento de uma parte dos dados. Os resultados produzidos por cada velocidade são mostrados um ao lado do outro, como ilustrado na Figura 3.17 (d). As velocidades de empilhamento são estimadas com base na amplitude e na continuidade do evento empilhado e, posteriormente, é escolhida a velocidade que produz a melhor resposta do empilhamento para um evento selecionado. Os outros dois painéis (b) e (c) da Figura 3.17 correspondem a seção CMP e ao empilhamento dinâmico, respectivamente. O painel referente a seção CMP (Figura 3.17 (b)) é utilizado para auxiliar o processo de análise de velocidade e para controlar a qualidade da correção NMO, pois nele pode-se verificar, de forma interativa, o tempo de correção aplicado aos traços de um determinado CDP. Já o painel do empilhamento dinâmico (Figura 3.17 (c)) consiste do mesmo grupo de CMPs utilizados no painel CVS (Figura 3.17 (d)), só que neste caso, os CMPs são empilhados com a função velocidade que está sendo selecionada, ou seja, com a velocidade atual.

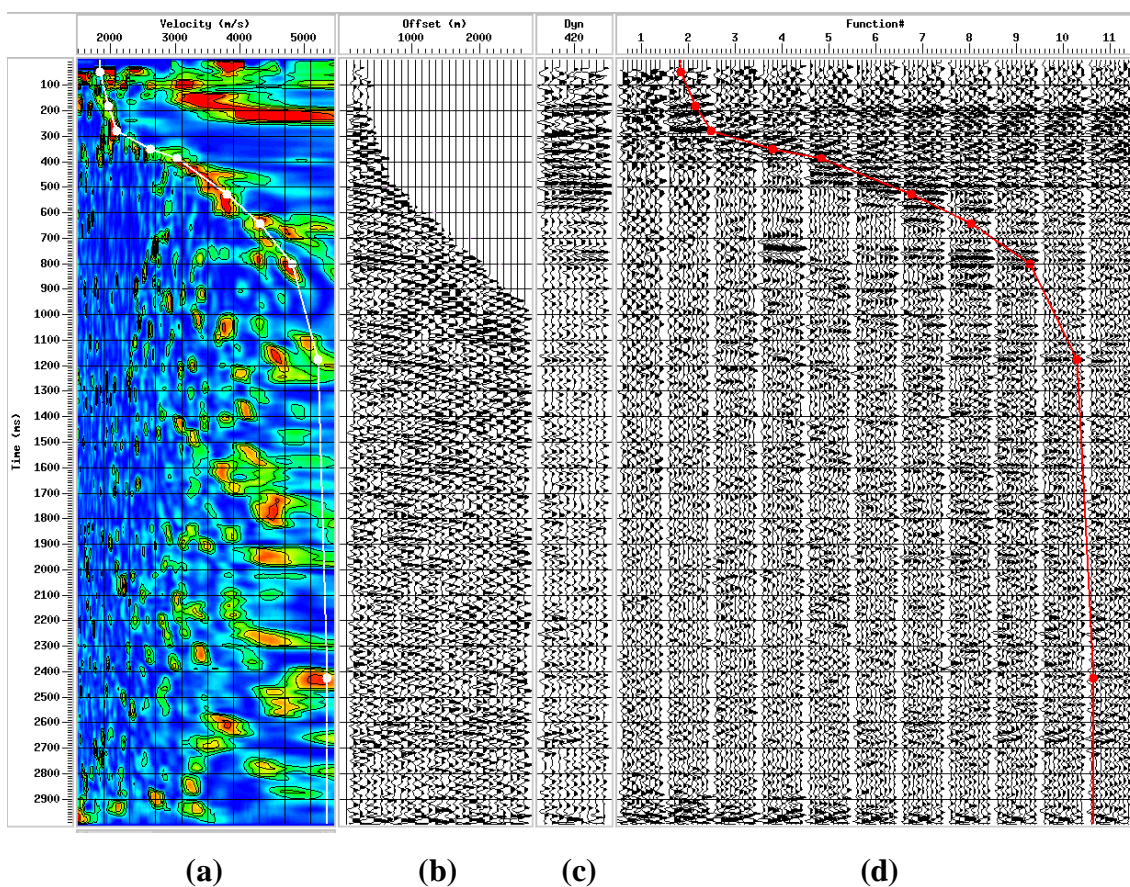


Figura 3.17: Análise de velocidade sobre o CDP 420 da linha 0204-RL-0058. (a) painel referente ao mapa de coerência baseado no espectro de velocidades; (b) Painel referente a seção CDP; (c) Painel referente ao empilhamento dinâmico; (d) Painel referente ao método de empilhamento de velocidade constante (CVS).

Os *peaks* de velocidade selecionados para cada família CDP geram a função velocidade, e a interpolação das funções de velocidade dos CDP's gera um perfil conhecido como macro-modelos de velocidades. Os macro-modelos de velocidades das linhas sísmicas 0204-0053, 0204-0057 e 0205-0058, resultantes da análise de velocidade preliminar, são ilustrados nas Figuras 3.18, 3.20 e 3.22, respectivamente. Estes modelos foram refinados na análise de velocidade final após a correção de estática residual e os campos resultantes foram suavizados para a sua aplicação nas etapas de empilhamento e migração. Os modelos suavizados correspondente aos respectivos modelos das linhas citadas estão representados nas Figuras 3.19, 3.21 e 3.23.

É importante salientar que a análise de velocidade preliminar para as três linhas trabalhadas foi realizada utilizando o intervalo de 80 em 80 CDP's, enquanto que a análise final contou com o intervalo de 40 em 40 CDP's.

3.3.2 Estiramento NMO

O estiramento NMO ou *NMO stretch* é o efeito da distorção no período ou frequência do pulso sísmico resultante da aplicação da correção NMO (Figura 3.25 (b)). Já que a correção NMO é dinâmica, um único traço tem deslocamentos diferentes ao longo do tempo, os quais dependem também do afastamento fonte-receptor, ou seja, para afastamentos maiores e tempos de trânsito pequenos, isto é, refletores rasos, os dados são mais estirados, ocorrendo um aumento artificial do comprimento da onda. A forma do pulso com um período dominante T é estirado de maneira que seu período muda para $T' > T$, após a correção NMO.

Em consequência ao estiramento da forma do pulso para os grandes afastamentos, o empilhamento dos dados sísmicos corrigidos de NMO seria prejudicado, principalmente para os eventos rasos. Este problema pode ser resolvido por um *silenciamento* da área estirada no dado. Porém, esta etapa pode ser prejudicial aos dados sísmicos, visto que partes importantes dos traços sísmicos podem ser perdidas, quando as mesmas são eliminadas dos dados.

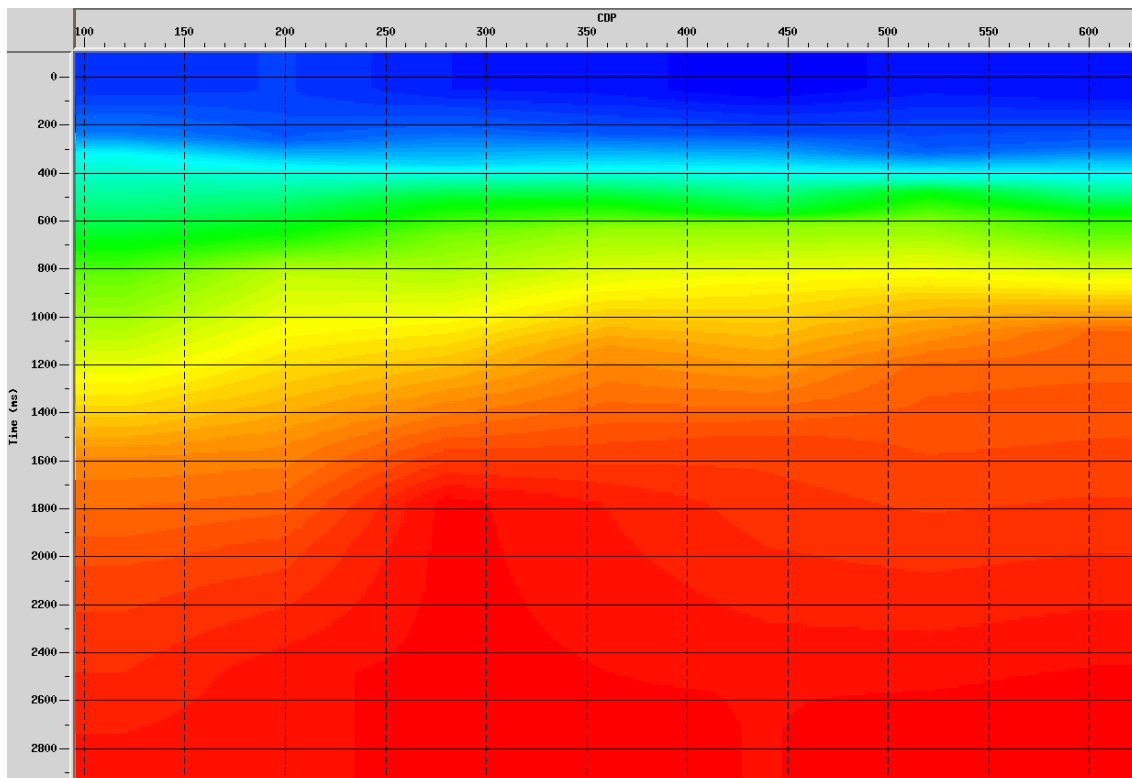


Figura 3.18: Modelo de velocidade RMS; linha sísmica 0204-RL-0053.

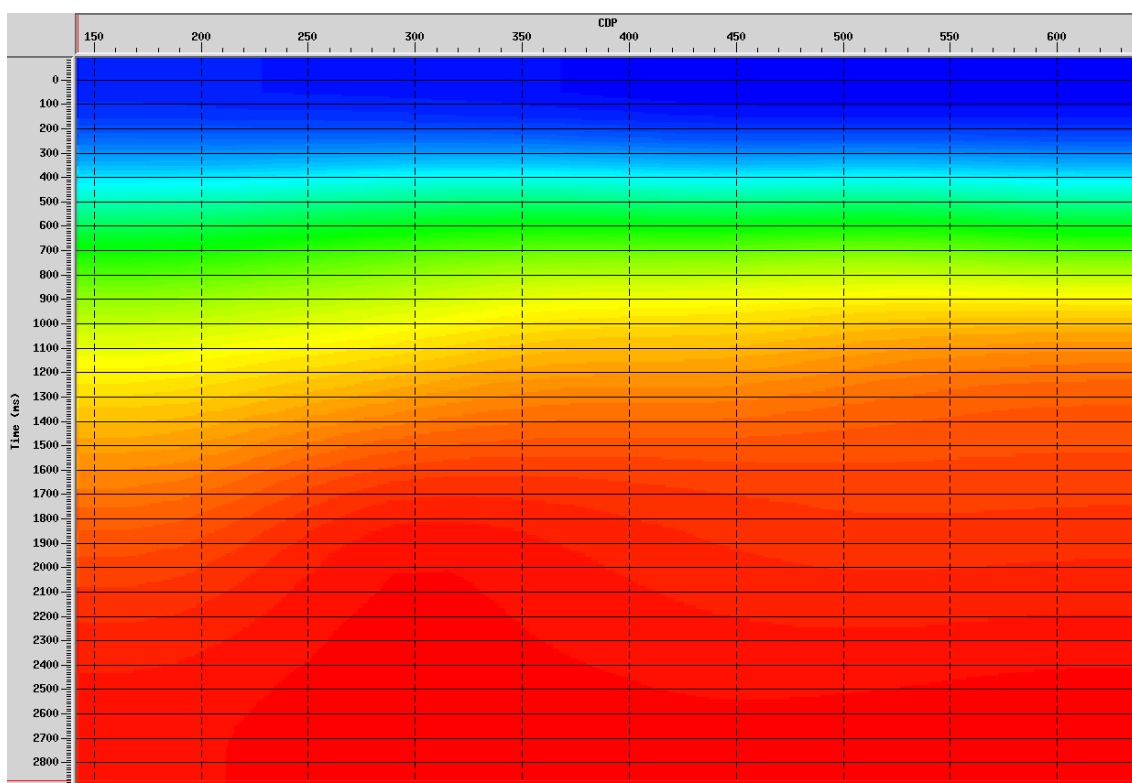


Figura 3.19: Modelo de velocidade RMS suavizado; linha sísmica 0204-RL-0053.

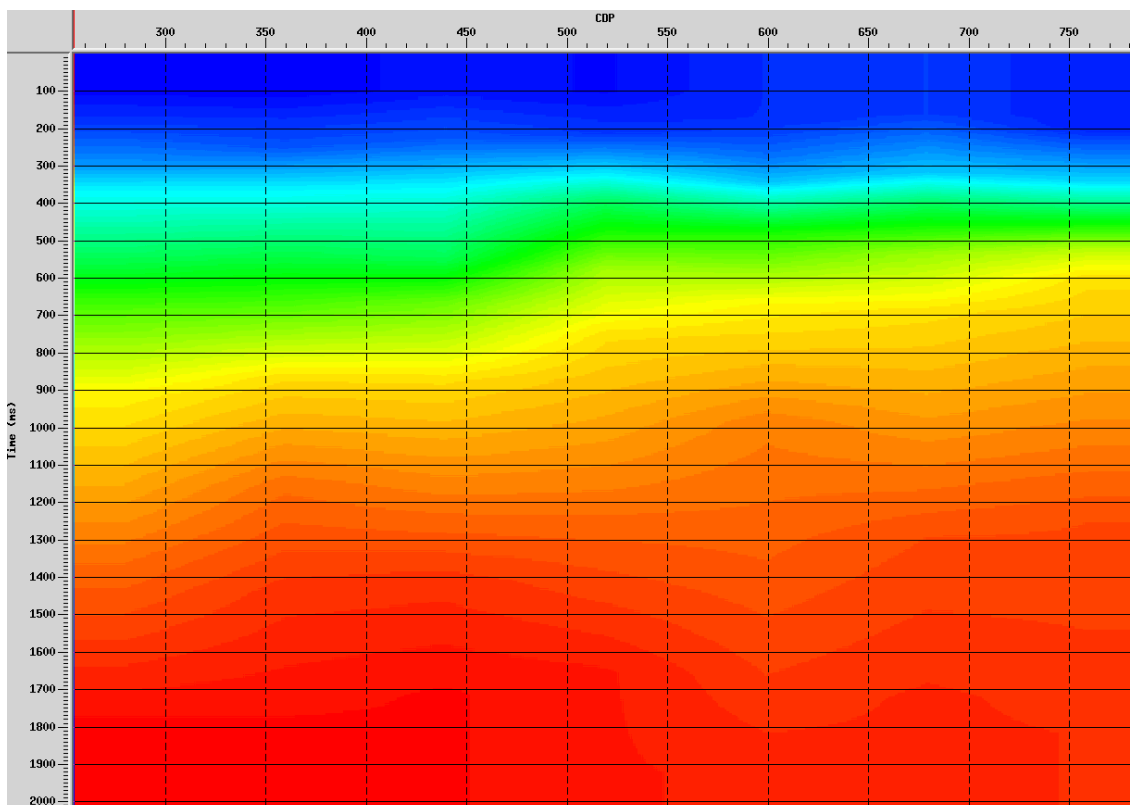


Figura 3.20: Modelo de velocidade RMS; linha sísmica 0204-RL-0057.

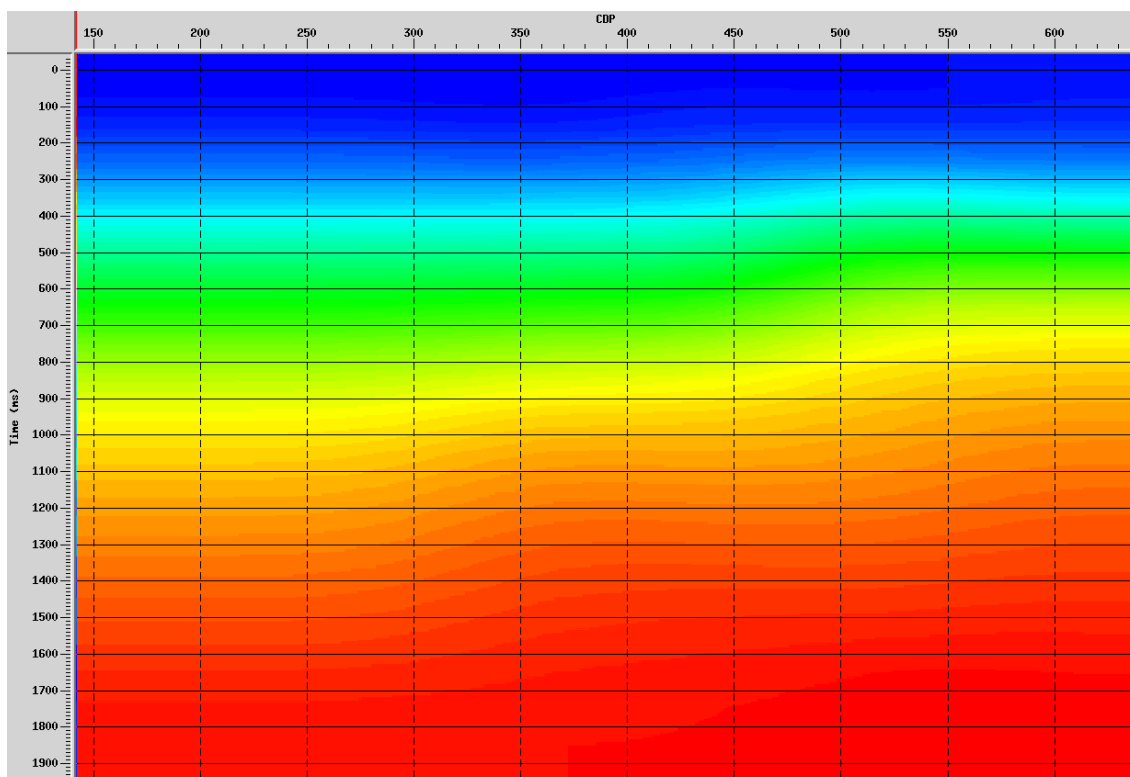


Figura 3.21: Modelo de velocidade RMS suavizado; linha sísmica 0204-RL-0057.

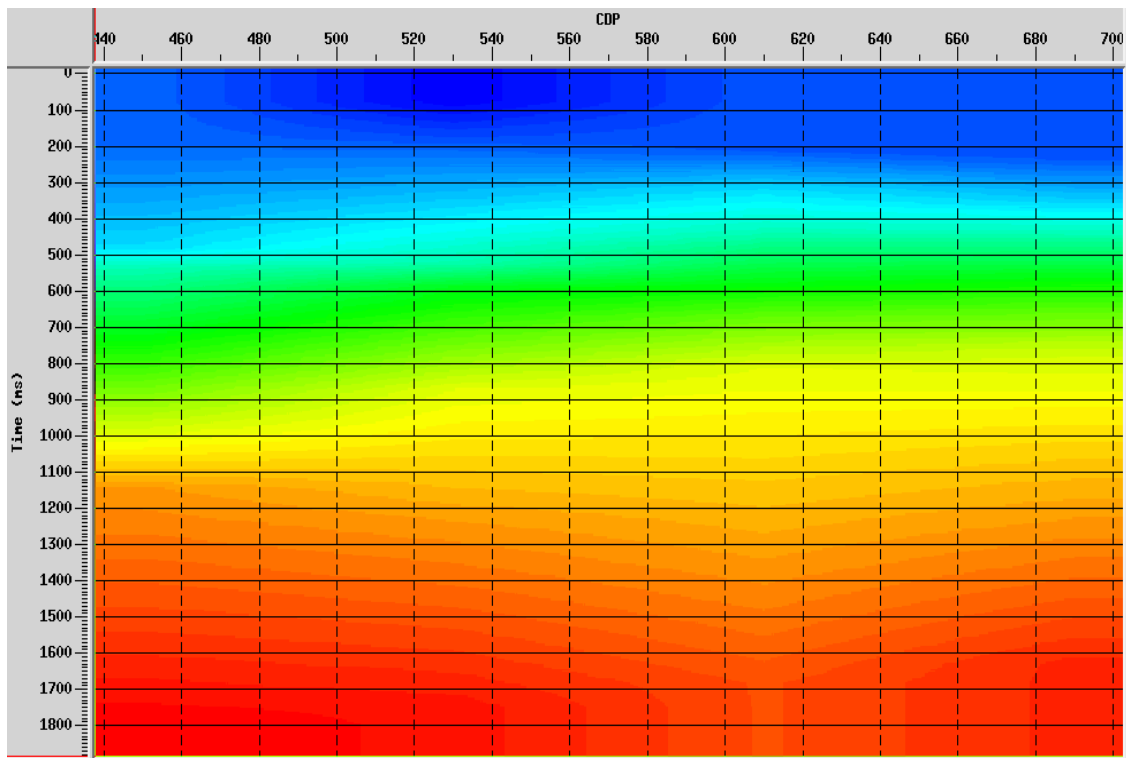


Figura 3.22: Modelo de velocidade RMS; linha sísmica 0204-RL-0058.

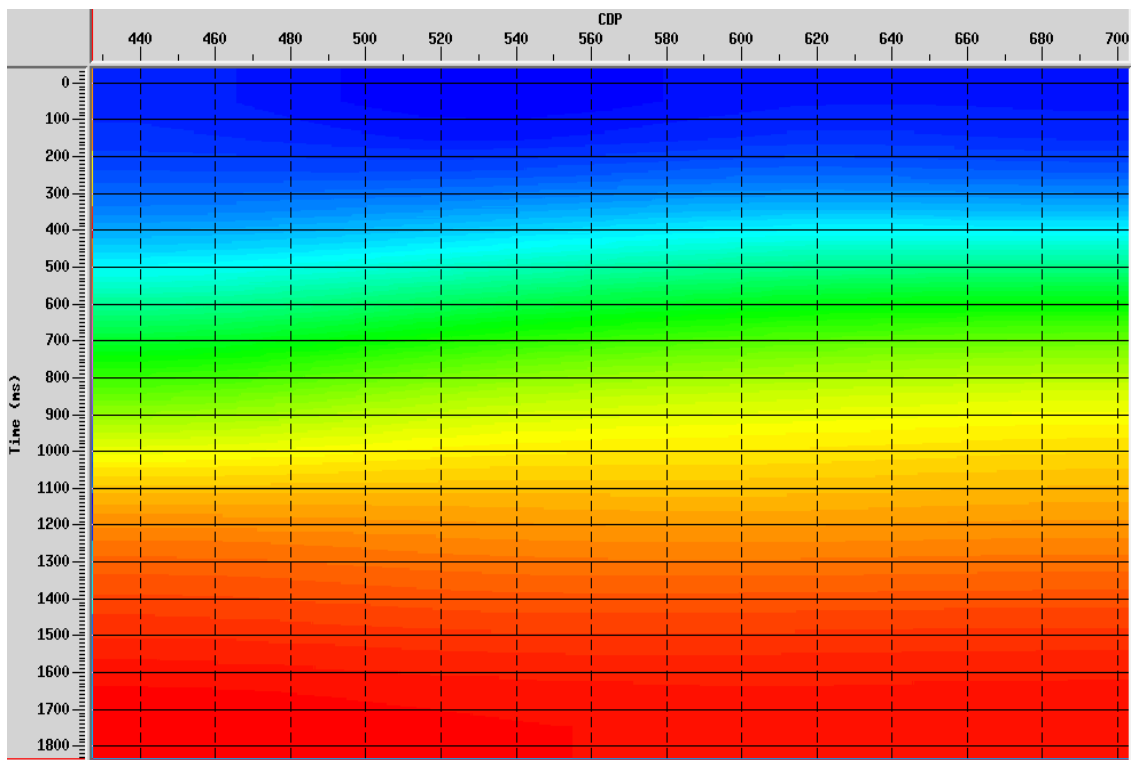


Figura 3.23: Modelo de velocidade RMS suavizado; linha sísmica 0204-RL-0058.

3.3.3 Correção Estática Residual

Na maioria dos dados terrestres, mesmo após a correção das estáticas gerais, ou seja, a correção dos efeitos da topografia e da camada de intemperismo (ver subseção 3.2.4), o sobretempo numa família CMP nem sempre equivale a uma trajetória hiperbólica aceitável para o empilhamento. Isto acontece em razão das irregularidades da velocidade próximo a superfície, produzindo distorções estáticas ou dinâmicas. Logo, uma etapa adicional, denominada de *correção estática residual* é necessária antes de ser executado o empilhamento.

O objetivo da correção estática residual é aumentar a precisão das correções executadas anteriormente e corrigir pequenos efeitos produzidos por erros na correção NMO (Figura 3.24). Em consequência disso, a correção estática residual é aplicada ao dado corrigido de NMO, realizando pequenos ajustes em tempo aos traços, a fim de melhorar a coerência dos refletores existentes. A análise de velocidade é realizada novamente após esta correção, ajustando o macro-modelo de velocidades preliminarmente construído, isso periodicamente, até a determinação do campo de velocidades final.

Neste trabalho, o cálculo da estática residual usado foi o método na consistência superficial, muito eficiente em evitar o efeito de falseamento estrutural. Nele, o deslocamento estático associado a um determinado tiro é refletido nos demais traços que compõem esta estação, pois, neste método, as estáticas residuais dependem apenas da localização de fonte e receptor.

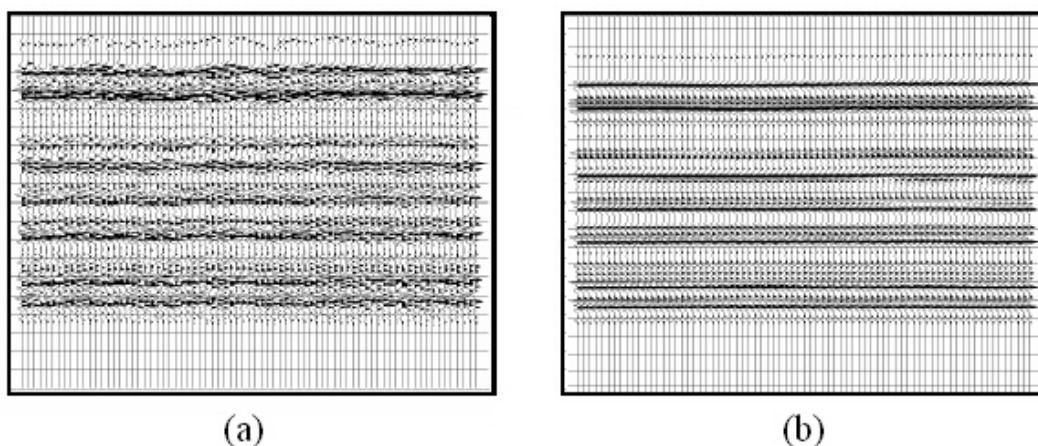


Figura 3.24: Ilustração de um dado sísmico corrido de NMO com problemas de estática residual. Antes (a) e depois (b) da correção estática residual.

3.3.4 Empilhamento CMP

O empilhamento no domínio “ponto médio comum” é realizado pela soma dos traços, corrigidos de NMO, de uma família CMP. Idealmente, o resultado é uma aproximação da seção de afastamento nulo ou *zero-offset*, em que as reflexões, associadas aos refletores horizontais, equivalem a um mesmo ponto em subsuperfície. Vale lembrar que, para uma interface com mergulho, as reflexões não provêm de pontos de reflexão exatamente abaixo do CMP.

A Figura 3.25 ilustra o processo de empilhamento, onde para cada família CMP, os traços corrigidos de NMO são somados, gerando um único traço sísmico.

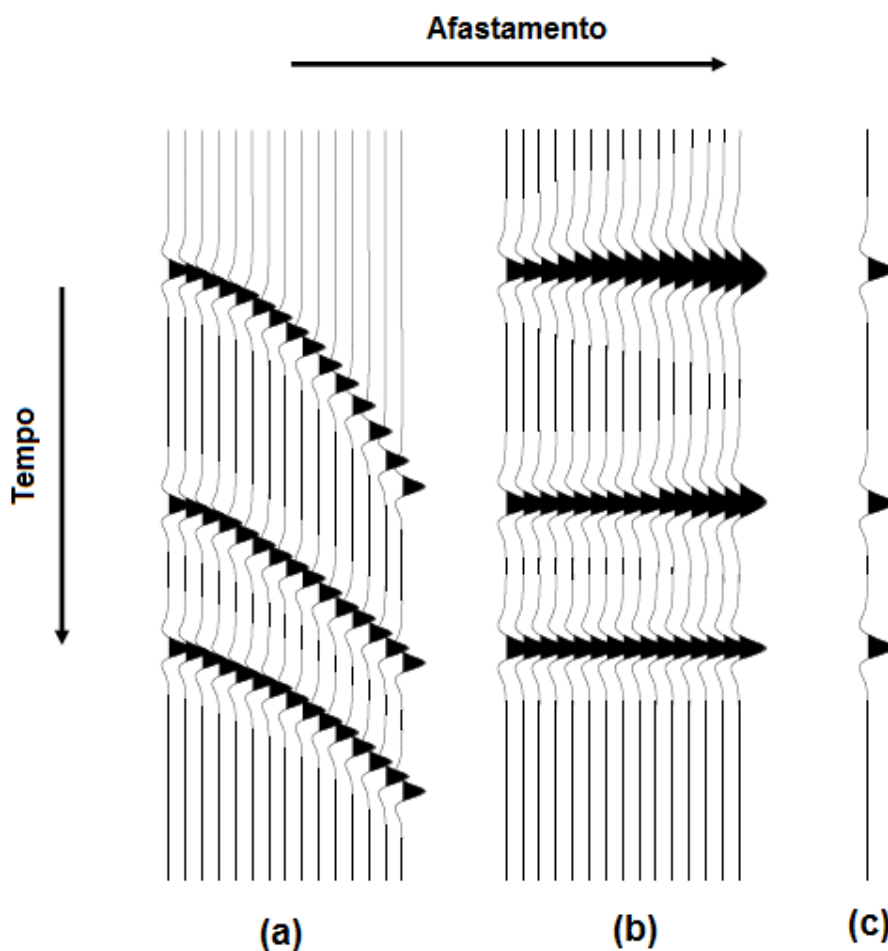


Figura 3.25: Família de Ponto Médio Comum (a), corrigida de NMO (b) e posteriormente empilhada para produzir o traço simulado de afastamento nulo (c).

A vantagem desse processo é um aumento significativo da relação sinal/ruído proporcionado pela interferência construtiva de eventos coerentes, como: reflexões primárias, reflexões múltiplas e difrações, além da interferência destrutiva dos ruídos aleatórios. Este processo também pode minimizar a influência de chegadas contaminantes, tais como ondas diretas ou ondas superficiais, as quais não apresentam curvas de tempo previstas pela correção NMO. Em consequência, esses eventos não são somados coerentemente no processo de empilhamento.

Entretanto, apesar do empilhamento CMP mostrar-se ser bem sucedido na sísmica de reflexão, sendo extensivamente usado para simular seções de afastamento nulo com um mínimo de esforço computacional, ele requer o conhecimento modelo de velocidades para computar os tempos de correção NMO. Logo, um bom macro-modelo de velocidades e uma excelente correção de NMO dá origem a uma seção empilhada de qualidade.

3.3.5 Resultados

As três seções sísmicas resultantes do empilhamento final do processamento convencional dos dados corrigidos de NMO e de estática residual das linhas sísmicas 0204-RL-0053, 0204-RL-0057 e 0204-RL-0058 são representadas nas Figuras 3.26, 3.27 e 3.28, respectivamente. As seções foram geradas a partir dos campos de velocidades apresentados nas Figuras 3.18, 3.20 e 3.22, a primeira a partir do campo de velocidade da Figura 3.18, a segunda a partir do campo de velocidade da Figura 3.20 e a terceira a partir do campo de velocidade da Figura 3.22.

Em todas as seções do presente trabalho foi usado o Controle de Ganho Automático (CGA), processo pelo qual o ganho do sistema é variado na razão inversa da amplitude média dos dados de entrada, de modo a manter a amplitude média dos dados de saída aproximadamente constante.

Visto as vantagens visuais alcançadas ao se trabalhar com as amplitudes dos eventos variando dentro de uma escala de cores, ambas as seções são exibidas em um formato colorido, proporcionando, na etapa de interpretação, maior facilidade na identificação dos refletores e na determinação de informações estruturais. Também com o objetivo de analisar, mais claramente, as partes das seções que possuem as feições geológicas de maior interesse, todos os resultados foram limitados até dois segundos.

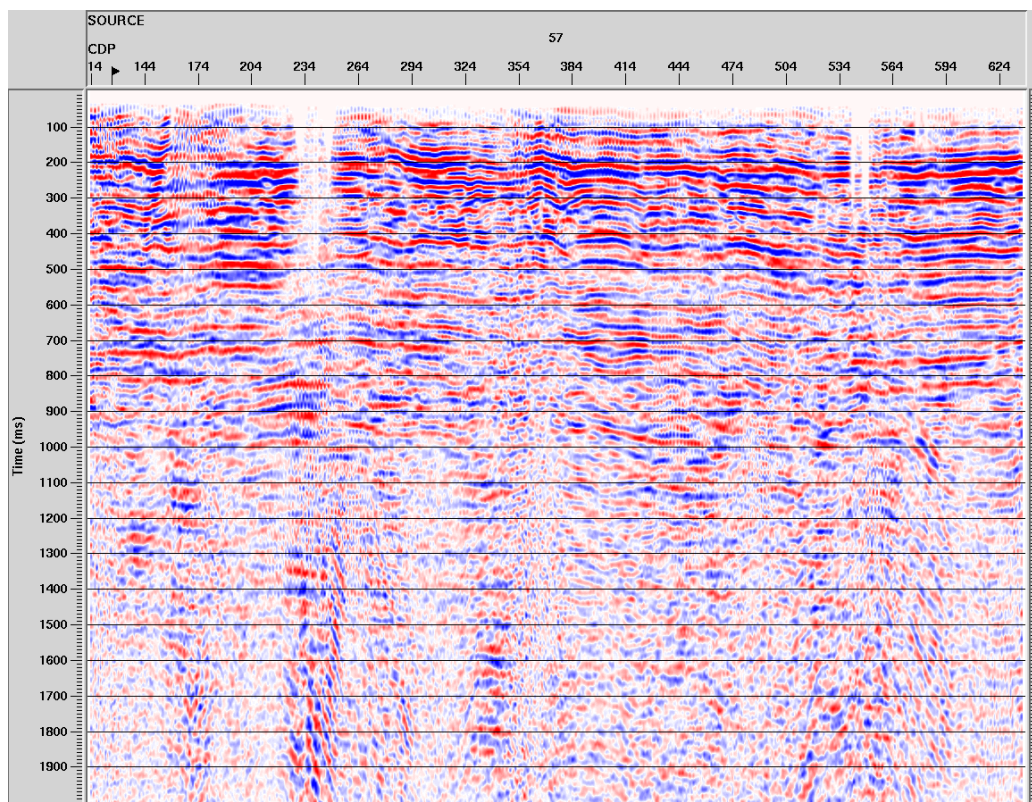


Figura 3.26: Seção empilhada pelo método convencional; linha 0204-RL-0053.

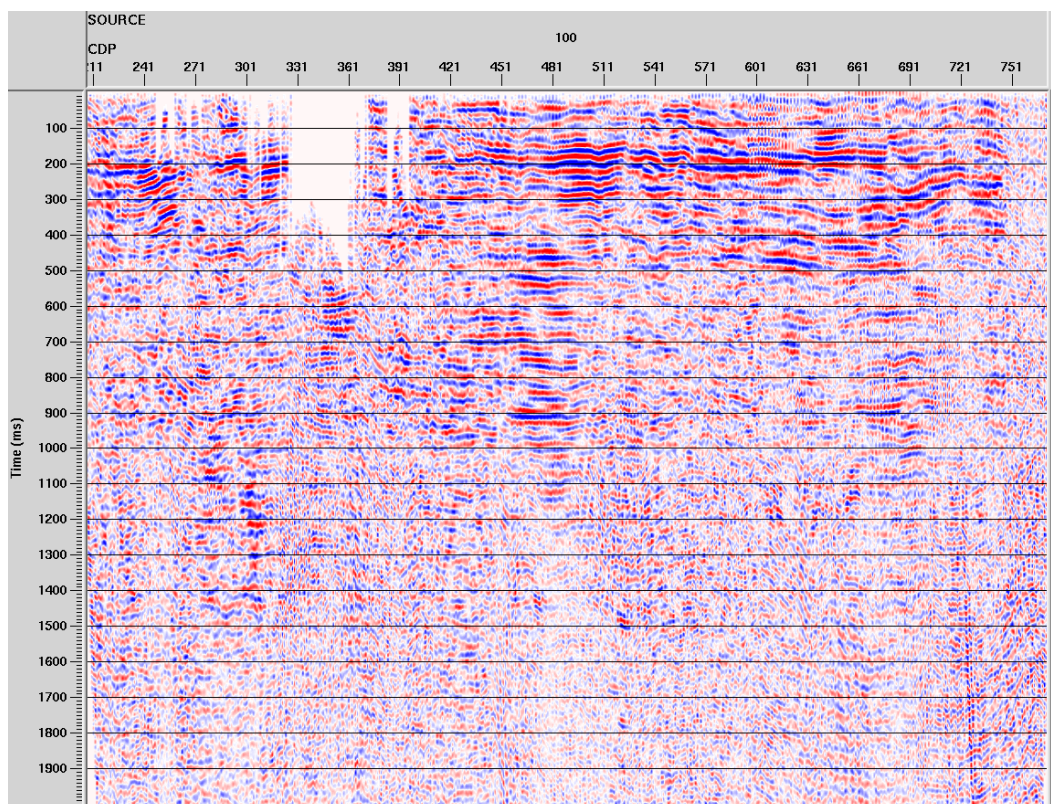


Figura 3.27: Seção empilhada pelo método convencional; linha 0204-RL-0057.

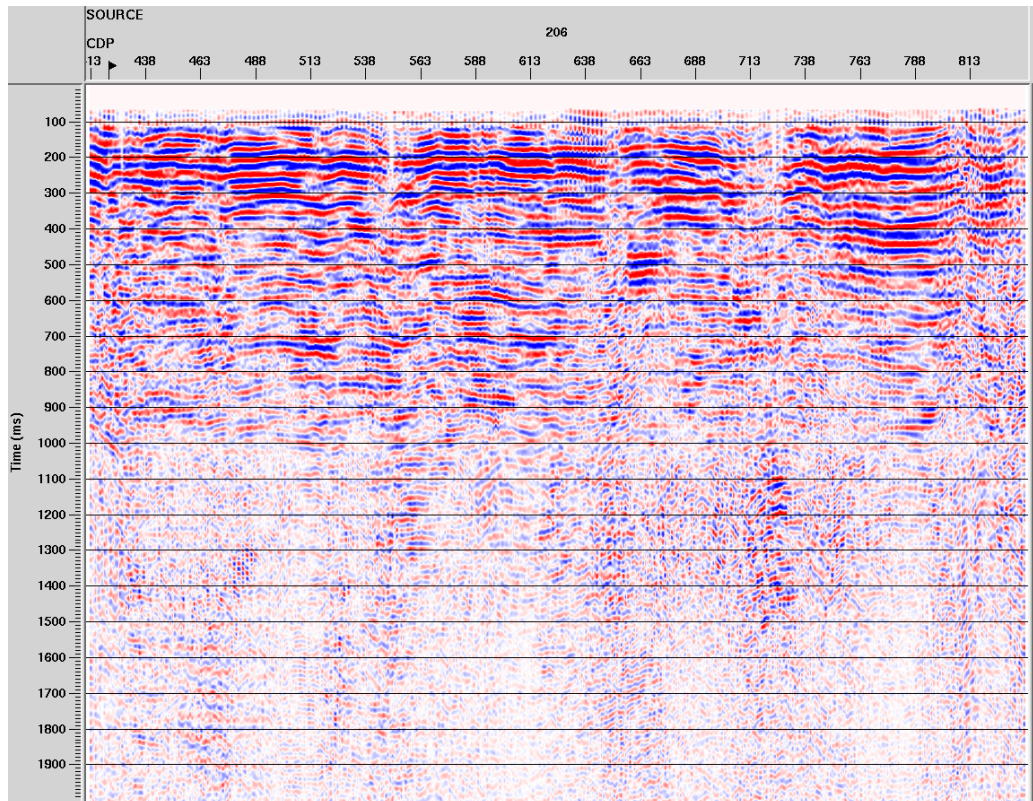


Figura 3.28: Seção empilhada pelo método convencional; linha 0204-RL-0058.

4 PROCESSAMENTO SÍSMICO ESPECIAL

4.1 MÉTODO DE EMPILHAMENTO POR SUPERFÍCIE DE REFLEXÃO COMUM (CRS)

O método de empilhamento por superfície de reflexão comum (CRS - *common reflection surface*) é uma técnica de imageamento, que faz parte do grupo de métodos alternativos de empilhamento de dados sísmicos que não dependem do conhecimento a priori do modelo de velocidades do meio. Entre estes métodos destacam-se, por exemplo, o Multifoco (CHIRA, 2000) e o Polystack (de BAZELAIRE, 1988). O método CRS simula uma seção de afastamento nulo (ZO - *zero offset*), utilizando dados de cobertura múltipla, através da soma dos eventos sísmicos ao longo das superfícies de empilhamento associadas a cada ponto de amostragem da seção ZO. Estas seções ZO simuladas apresentam resolução lateral e relação sinal/ruído melhores que as apresentadas pelos métodos convencionais.

Desavindo a técnica de empilhamento por ponto médio comum (CMP- *Common Midpoint*), que considera reflexões correspondentes a um único ponto refletor em profundidade, o método CRS admite reflexões associadas com um elemento refletor em subsuperfície que é caracterizado pela posição, inclinação e curvatura local do refletor. Portanto, considerando tal característica e as propriedades intrínsecas aos parâmetros cinemáticos, o empilhamento CRS incorpora a idéia de aproximar a região refletora em subsuperfície a um arco (2D) ou a uma superfície (3D), de forma que a superfície de empilhamento mantenha preservada as características naturais da subsuperfície (Mann et. Al, 1999). Dessa maneira, o CRS se destaca, por não depender, a priori, do conhecimento de um macro-modelo de velocidades, uma vez que os tempos de reflexão das curvas de empilhamento são descritos por uma aproximação hiperbólica que depende de três atributos cinemáticos inerentes às frentes de onda hipotéticas, introduzidas por Hubral (1983). Essas curvas de empilhamento formam a chamada “superfície de empilhamento CRS” determinadas através de procedimentos automáticos de busca, que abrange uma análise de coerência aplicada sobre os dados sísmicos.

Os três parâmetros, que determinam o empilhamento das reflexões sísmicas ao longo de curvas ou superfícies, consistem de um ângulo de emergência (β_0) e de dois

raios de curvatura das ondas hipotéticas do ponto de incidência normal NIP e da onda normal N (Figura 4.1).

A Figura 4.1 mostra a propagação em um meio, composto por uma camada sobre um semi-espaço, das ondas hipotéticas NIP e N . A onda NIP se propaga a partir de uma fonte pontual definida no ponto R da Figura 5.1 (a) até o ponto de emergência x_0 na superfície. Deste mesmo modo, a onda N parte de R até x_0 , contudo, considera-se na vizinhança do ponto R a distribuição de várias fontes pontuais, que ao serem ativadas no mesmo instante (refletor explosivo) originam uma frente onda que se propaga com curvatura semelhante à curvatura do refletor.

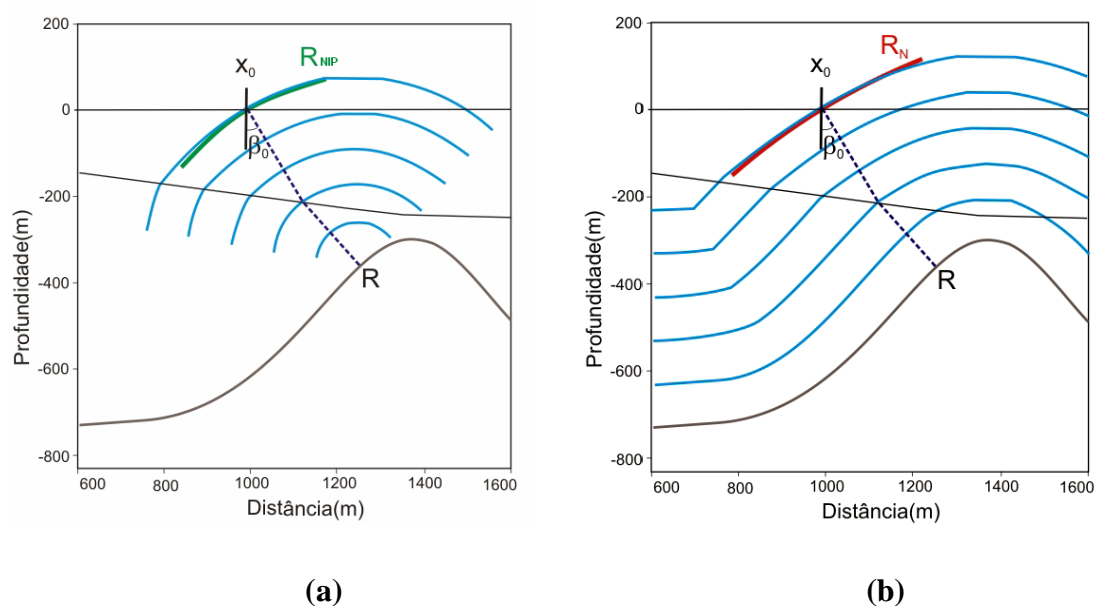


Figura 4.1: Propagação das ondas hipotéticas (a) propagação da onda NIP a partir do ponto R (b) propagação da onda N partindo de uma fonte pontual definida no ponto R . β_0 é o ângulo de emergência do raio central em x_0 , onde estão fonte e receptor coincidentes. R_{NIP} e R_N são os raios de curvatura das ondas NIP e N . Fonte: (Jäger et al., 2001).

Um ponto interessante ao se utilizar essa técnica de empilhamento está na característica da interface refletora que os três atributos são capazes de proporcionar. Em meios homogêneos, o ângulo de emergência β_0 define a orientação angular do elemento refletor, o raio de curvatura R_{NIP} fornece a distância do ponto R ao ponto x_0 e o raio de curvatura R_N corresponde as informações sobre a curvatura do refletor. Já para meios heterogêneos, a associação desses atributos com o meio é mais complexa, contudo, ainda mantêm-se interligados às características de orientação, distância e curvatura da interface.

No presente trabalho foi seguida a estratégia de busca conhecida como *global-local* desenvolvida por Garabito (2001) na Universidade Federal do Pará, para a determinação dos parâmetros de empilhamento. Neste tipo de busca os parâmetros CRS são determinados em três etapas, sendo que nas duas primeiras etapas são determinados os três parâmetros por meio de otimização global e na terceira esses parâmetros são refinados por meio de otimização local. Outra estratégia de busca, muito conhecida na sísmica, é denominada de *pragmática-extendida*, proposta por Mann (2002), na Universidade de Karlsruhe, em que os parâmetros são determinados em um total de cinco etapas, dos quais em quatro etapas são determinados os parâmetros iniciais e em uma última etapa os parâmetros finais.

4.2 OPERADOR DE EMPILHAMENTO CRS

O empilhamento convencional de dados sísmicos em configuração CMP é realizado com aproximações hiperbólicas do tempo de trânsito. No empilhamento CRS não é diferente, de modo que este método utiliza aproximações do tempo de trânsito tri-paramétricas de segunda ou mais ordem. No presente trabalho, o empilhamento CRS utilizou a aproximação hiperbólica de segunda ordem através do trio de atributos cinemáticos (β_0 , R_N e R_{NIP}) das ondas *NIP* e *N*, também denominados *parâmetros de empilhamento CRS* (TYGEL et al., 1997).

$$t_{CRS}^2(x_m, h) = \left(t_0 + \frac{2sen\beta_0}{v_0} (x_m - x_0) \right)^2 + \frac{2t_0 cos^2\beta_0}{v_0} \left(\frac{(x_m - x_0)^2}{R_N} + \frac{h^2}{R_{NIP}} \right) \quad (4.1)$$

sendo t_0 o tempo duplo do raio central de afastamento nulo e v_0 a velocidade próxima a superfície entorno do ponto de emergência do raio central. As coordenadas $x_m = (x_G + x_S)/2$ e $h = (x_G - x_S)/2$ são os pontos médio e o meio-afastamento entre a fonte e o receptor, respectivamente, sendo x_S e x_G as coordenadas horizontais do par fonte receptor.

A equação (4.1) determina uma curva ou uma superfície de empilhamento CRS, que é independente do macro-modelo de velocidades. Na Figura 4.2 é ilustrada a superfície de empilhamento definida pela aproximação do tempo de trânsito CRS para o modelo composto por duas camadas homogêneas sobre um semi-espaco. Na parte

superior, as curvas de tempo de trânsito das reflexões primárias referentes à segunda interface são representadas pelas linhas de cor azul, sob o domínio (x_m, h) . Ainda na parte superior a superfície CRS é representada pelas linhas de cor vermelha definidas sobre o ponto de amostragem P_0 , o qual é associado à reflexão primária no ponto R sobre o segundo refletor.

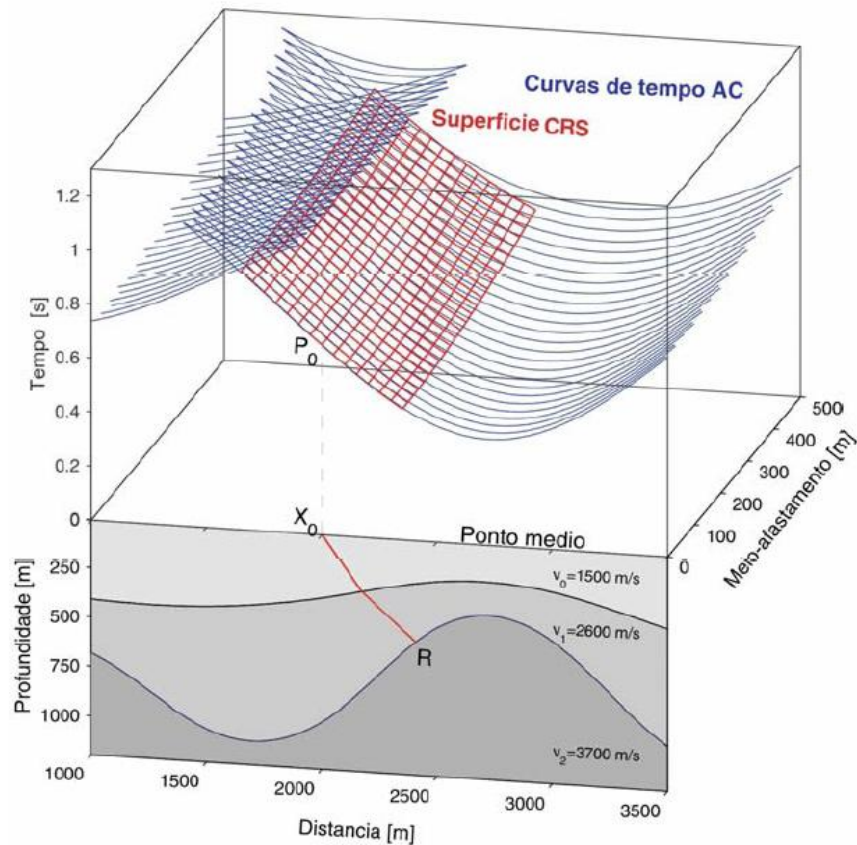


Figura 4.2: Modelo composto por duas camadas homogêneas sobre um semi-espço. Na parte inferior, encontra-se o raio de incidência normal (linha vermelha), ou raio de afastamento nulo. Na parte superior, as linhas de cor azul correspondem à superfície de cobertura múltipla, e as linhas de cor vermelha definem a superfície CRS, ambas associadas às reflexões da segunda interface. Fonte: (Garabito, 2001).

4.3 ALGORITMO CRS: ESTRATÉGIA DE BUSCA-LOCAL

A seção de afastamento nulo simulada pelo método de empilhamento CRS é, essencialmente, dependente da determinação dos três parâmetros de empilhamento CRS (β_0, R_{NIP}, R_N) . Essa determinação é estabelecida dentro de uma análise sobre a

maximização da medida de coerência. Sendo o ponto (x_0, t_0) pertencente a um evento de reflexão e os parâmetros citados associados corretamente a esse evento, então a superfície de empilhamento CRS é tangente ao referido evento. Isso implica numa relação de máxima coerência entre as amostras definidas pela equação (4.1) e, conseqüentemente, na interferência construtiva para a formação da imagem.

Como dito anteriormente, o processo de busca automático escolhido para o progresso deste trabalho foi o proposto por Garabito (2001), denominado de busca *global-local*. Essa estratégia de busca consta de três etapas de otimização, sendo que as duas primeiras buscas são realizadas através de otimização global, a primeira aplicada sobre os dados de multicobertura; e a segunda aplicada à seção de afastamento nulo que é obtida como resultado da primeira busca automática. Após a estimação dos três parâmetros de empilhamento CRS através das duas buscas por otimização global, eles são utilizados pela otimização local para calcular os três parâmetros finais ótimos.

Abaixo são descritas as etapas do algoritmo de busca *global-local* para o empilhamento CRS utilizado no trabalho e o fluxograma simplificado dessas etapas.

4.3.1 Otimização global pré-empilhamento

Nesta primeira etapa, são definidos um ou dois parâmetros CRS (β_0 e R_{NIP}) mediante a uma busca global bidimensional nos dados de cobertura múltipla através do algoritmo “*Simulated annealing*” (KIRKPATRICK et al., 1983; CORONA et al., 1987). Segundo Paschoal Jr. (2005), os dois parâmetros determinados β_0 e R_{NIP} equivalem a um extremo global e um local, sendo que o extremo local está ligado ao cruzamento de eventos na seção ZO. O registro e a determinação desses dois parâmetros relacionados ao extremo local dependem da função-objeto (*Semblance*).

Os resultados provenientes desta etapa inicial são duas seções referentes à coerência, duas seções referentes ao parâmetro β_0 , duas seções referentes ao parâmetro R_{NIP} e uma seção afastamento nulo simulada.

4.3.2 Otimização global pós-empilhamento

Ainda utilizando o algoritmo de otimização *Simulated annealing*, nesta segunda etapa é realizada uma busca global unidimensional com o objetivo de determinar o parâmetro CRS referente ao raio de curvatura da onda normal (R_N). A otimização é feita sobre a seção de afastamento nulo inicial resultante da primeira etapa e considera o valor do ângulo de emergência β_0 , proposto, na seção anterior.

Os resultados obtidos nessa etapa são duas seções referentes à coerência e duas seções referentes ao parâmetro R_N . É importante ressaltar, que nessa etapa são obtidas duas seções para cada resultado, ou seja, uma seção para os extremos globais e outra para os extremos locais encontrados.

4.3.3 Otimização local pré-empilhamento

Na terceira e última etapa, a partir da determinação do trio de atributos iniciais, proposto pelas etapas anteriores, a otimização local utiliza o algoritmo “*Quase-Newton*” (GIL et al., 1981), para realizar uma busca local tridimensional nos dados de múltipla cobertura, visando determinar os valores finais ótimos dos três parâmetros CRS e obter a melhor superfície de empilhamento CRS. Nessa etapa, o modelo para a função-objeto é a equação de tempo de trânsito CRS delimitada nas coordenadas x_m e h (4.1), que calcula as superfícies de empilhamento CRS testadas. Logo, os três parâmetros ótimos determinados são usados na geração da seção ZO simulada final.

Como resultado final desta etapa obtém-se duas seções referentes à coerência, duas seções otimizadas referentes ao parâmetro β_0 , duas seções otimizadas referentes ao parâmetro R_{NIP} , duas seções otimizadas referentes ao parâmetro R_N e uma seção afastamento nulo simulada.

A seqüência resumida de cada uma das etapas de aplicação do algoritmo de empilhamento CRS denominado *global-local* é representada no fluxograma da Figura 4.3.

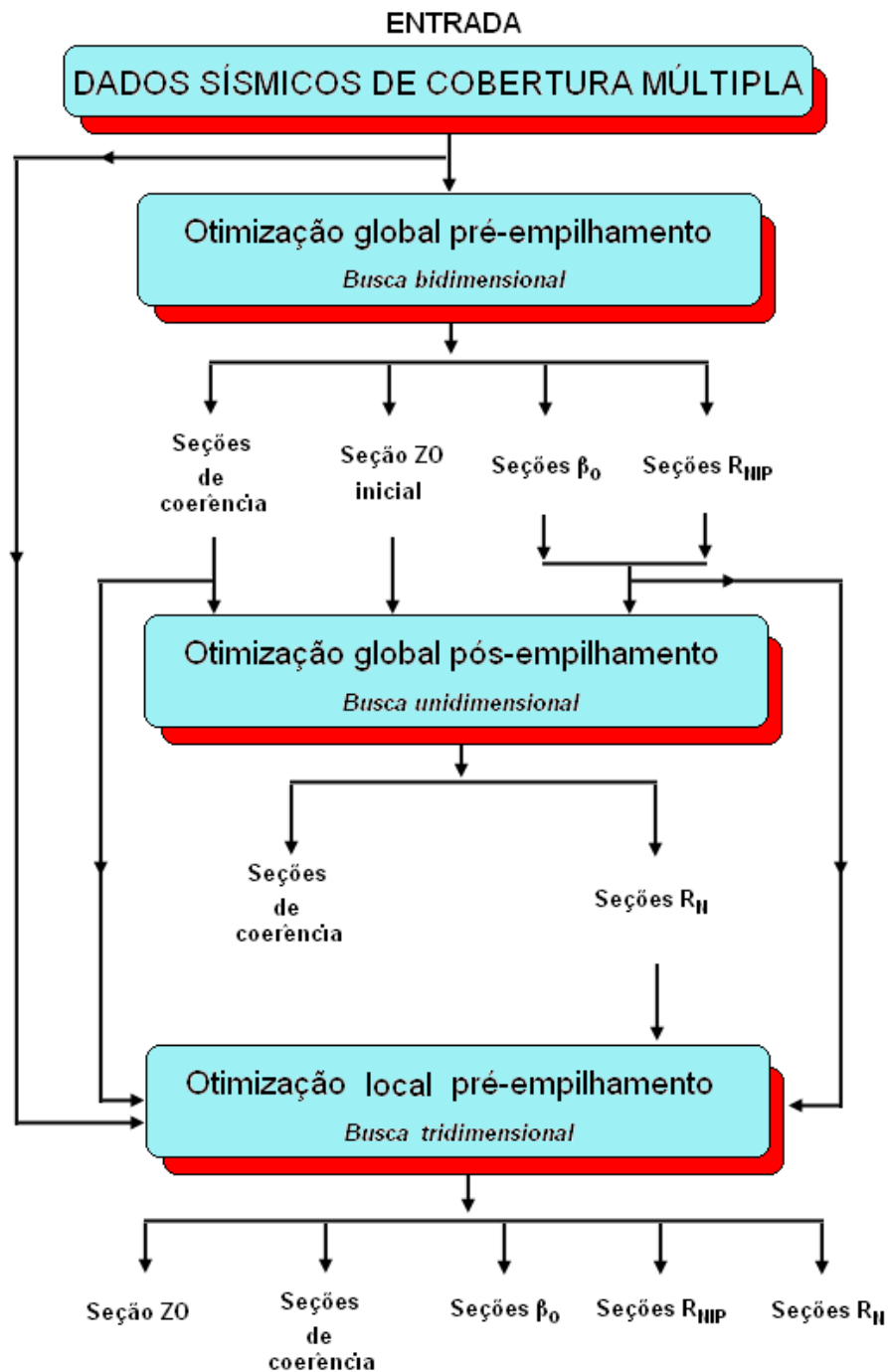


Figura 4.3: Fluxograma simplificado das etapas do processamento sísmico CRS através da estratégia de busca *global-local*. Fonte: Modificado de Garabito (2001).

4.4 APLICAÇÃO DO MÉTODO CRS

O processamento sísmico CRS dos dados reais da Bacia do Amazonas foi realizado através da estratégia de busca *global-local* (GARABITO, 2001; PASCHOAL JR., 2005), conforme processos descritos na seção 4.2. O pré-processamento das três linhas sísmicas sujeitas ao processamento não-convencional CRS é o mesmo que foi aplicado para o processamento convencional CMP (Ver seção 3.2).

Após alguns testes, foram escolhidos de forma empírica os parâmetros de abertura do operador, definidos de forma a fornecer uma melhor continuidade lateral dos eventos. Depois de determinado os parâmetros de processamento, o empilhamento CRS é realizado de modo automático. Vale ressaltar que no presente trabalho só serão mostradas as seções afastamento nulo empilhadas finais, uma vez que, cada etapa do processamento gera resultados que são usados nas etapas posteriores, quer dizer, os resultados da primeira etapa são utilizados na segunda etapa e os resultados dessas duas etapas são usados na terceira e última etapa, que produz os resultados finais apresentados neste trabalho.

Logo, como resultados da aplicação do método CRS, foram obtidas três seções ZO representadas nas Figuras 4.4, 4.5 e 4.6, referentes, respectivamente, às linhas 0204-RL-0053, 0204-RL-0057 e 0204-RL-0058.

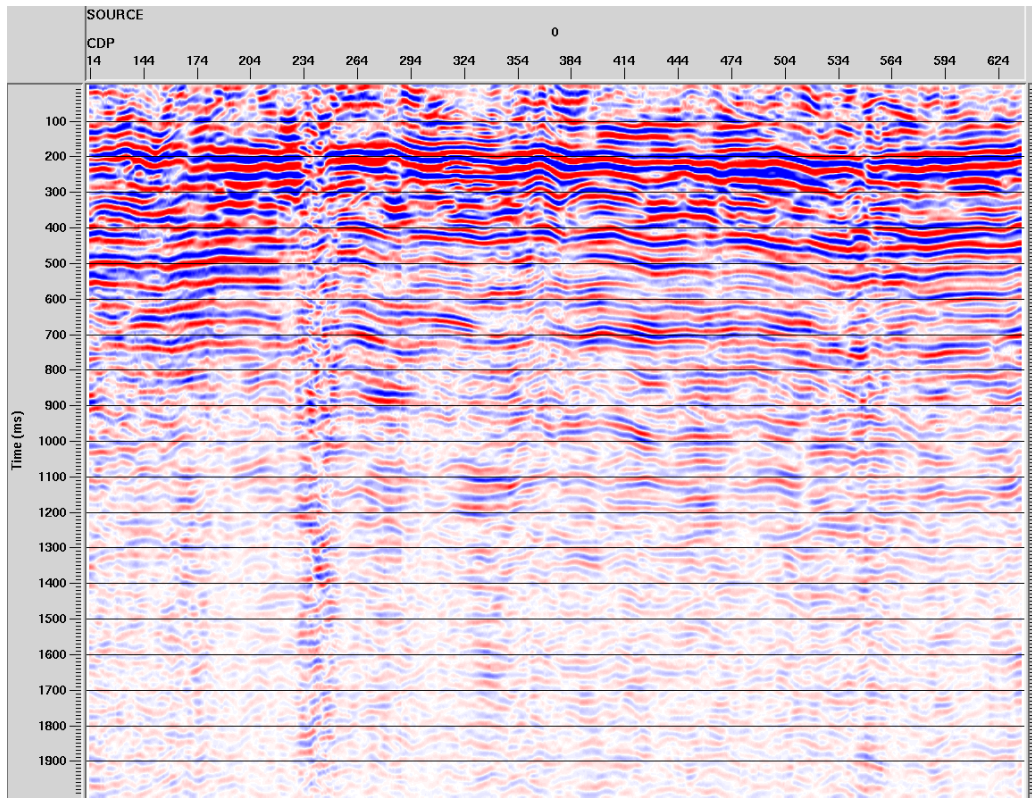


Figura 4.4: Seção ZO final simulada pelo método CRS, linha 0204-RL-0053.

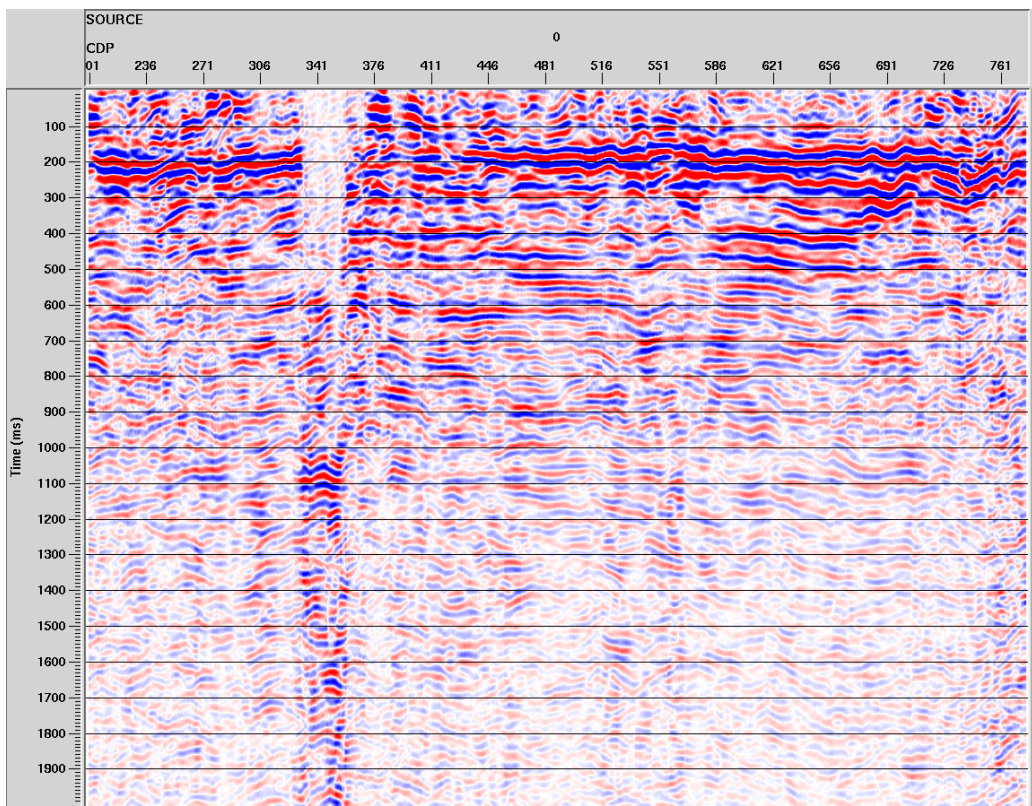


Figura 4.5: Seção ZO final simulada pelo método CRS, linha 0204-RL-0057.

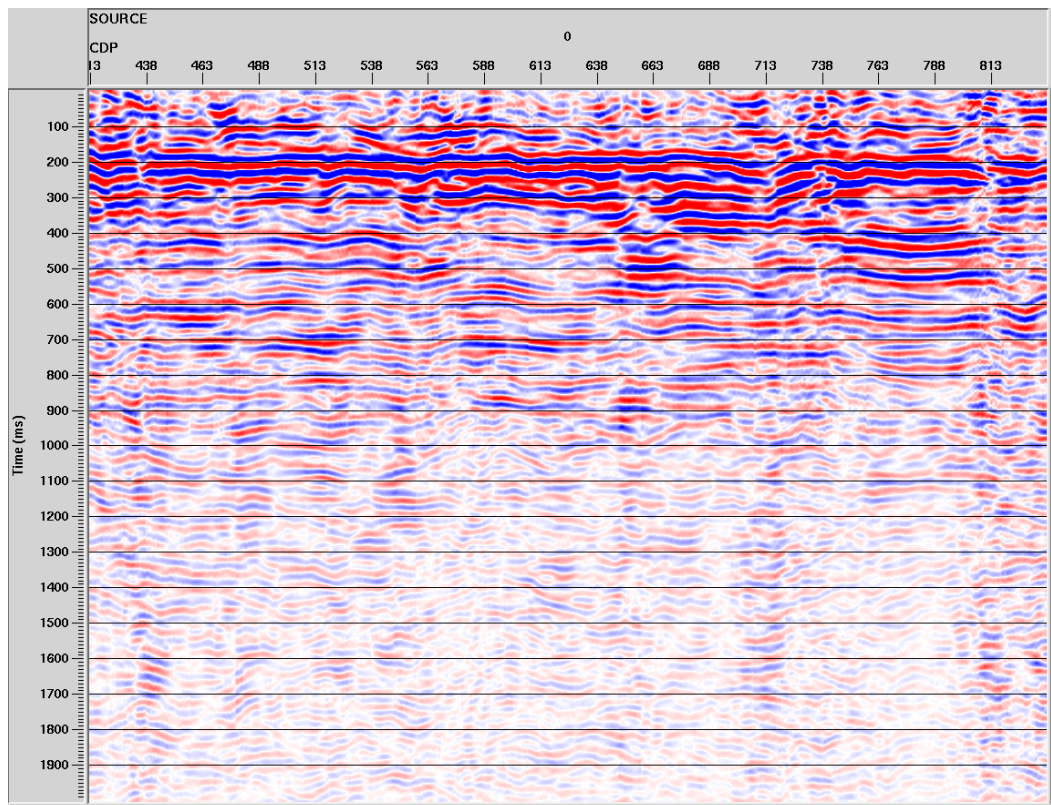


Figura 4.6: Seção ZO final simulada pelo método CRS, linha 0204-RL-0058.

5 MIGRAÇÃO

A migração de dados sísmicos tem como objetivo posicionar corretamente os refletores sísmicos em subsuperfície. Este processo busca corrigir os eventos das seções sísmicas, deslocando as reflexões primárias para suas verdadeiras posições espaciais e colapsando as difrações, produzindo assim, uma imagem sísmica que possibilite uma melhor interpretação dos dados sísmicos, ou seja, proporciona maior similaridade entre a seção sísmica migrada e a seção geológica.

Este método opera em dois aspectos distintos do dado sísmico, tempo de trânsito e amplitude. No tempo de trânsito, que carrega informações da estrutura geológica do meio e de suas velocidades, a migração age de forma a reposicionar as reflexões tanto em suas coordenadas de superfície quanto nas coordenadas de tempo. Na amplitude, que traz informações sobre a litologia e fluidos na subsuperfície, especificamente o contraste das propriedades das camadas que definem a interface de reflexão, a migração atua de modo a corrigir efeitos de propagação da onda e fornecer valores de amplitude que, relativamente, representam o conjunto das propriedades petrofísicas do meio.

A migração é um método crescente e extremamente vantajoso na sísmica. A melhoria da resolução lateral, visto o reposicionamento dos refletores e a focalização da energia espalhada, e a correção de amplitude proporcionada pelos operadores de migração são umas das vantagens deste método. Por esta razão, é uma ferramenta muito importante para que o intérprete assegure a localização, mais exata possível, das estruturas geológicas referentes aos reservatórios de hidrocarbonetos, notória a complexidade dos ambientes geológicos estudados e a capacidade da migração em corrigir imagens distorcidas. Todavia, algumas condições devem ser seguidas para que se disponha de todos os benefícios propostos pela migração. Segundo Yilmaz (op. cit.), a migração em tempo é aceitável para um modelo de velocidade que varie, lateralmente, de forma suave e é válida para variações verticais de velocidade.

Antes mesmo da invenção dos computadores, através do método da *superposição do semi-círculo*, o processo de migração já atraía muita atenção e concentrava muitos esforços da comunidade científica quanto ao desenvolvimento de algoritmos para o reposicionamento de refletores. Logo depois, na década de 60, foi empregada a técnica baseada na soma das amplitudes sísmicas ao longo da hipérbole de difração, denominada técnica do *somatório da difração*. Apenas anos depois, com a

chegada dos computadores, Claerbout (1972) desenvolveu um método de migração baseado em uma aproximação parabólica para a equação da onda resolvida por meio de operadores de diferenças finitas, denominado “migração via equação de onda” e, posteriormente, surgiram outras técnicas utilizando a equação da onda e a condição de imagem conhecida como modelo do “refletor explosivo” (LOEWENTHAL et al. 1976). Dentre os métodos mais clássicos podemos citar: migração *Kirchhoff* (SCHNEIDER, 1978); migração *Phase-Shift* (GAZDAG, 1978); migração “Frequência-Número de onda” (STOLT, 1978).

Conforme a aplicação de cada método citado anteriormente ou dependendo da complexidade geológica da região onde os dados foram adquiridos, esses apresentam vantagens e desvantagens. A migração “Frequência-Número de onda” amplamente conhecida como migração F-K, por exemplo, requer um mínimo de processamento, porém exige que o meio possua velocidade constante, o que não condiz com a realidade geológica da subsuperfície. Entretanto, os métodos de *Kirchhoff* são muito utilizados atualmente, considerando-se que os resultados obtidos com eles aproximam-se dos resultados obtidos com a migração por diferenças finitas, mas com um custo muito baixo. Por esse motivo, a Migração *Kirchhoff* foi o método escolhido para integrar esse trabalho, com o objetivo de gerar seções sísmicas migradas de qualidade. Esse método baseia-se na soma ou espalhamento ponderado de amplitudes ao longo de curvas de tempo de trânsito de difração ou curvas isócronas, respectivamente. Ele é bastante versátil, visto que nos permite migrar dados completos ou apenas parte deles.

É importante salientar que a interpretabilidade da seção migrada, independente do algoritmo de migração utilizado, está relacionada a fatores como razão sinal/ruído, qualidade da seção empilhada e modelo de velocidade utilizado na migração (YILMAZ, 1987).

5.1 MIGRAÇÃO DE KIRCHHOFF

Após a introdução acima, dá-se continuidade a este capítulo com uma breve revisão dos conceitos e expressões matemáticas da migração Kirchhoff, em particular, da migração Kirchhoff pós e pré-empilhamento em tempo, que é um dos objetos deste trabalho, citando vantagens e desvantagens destas técnicas de migração.

A migração Kirchhoff resulta do antigo método estatístico do empilhamento de difrações, o qual trabalha empilhando as amplitudes dos dados de entrada (x, t) ao longo de uma hipérbole de difrações, cuja curvatura é governada por uma função velocidade. O método tornou-se consistente quando SCHNEIDER (1798) apresentou uma solução exata para equação da onda acústica via integral de Kirchhoff, ou seja, o simples somatório de amplitudes foi convertido em uma integral que implica correções de amplitude e fase antes do somatório dos dados, transformando o método estatístico em determinístico.

Pela eficiência e flexibilidade de aplicação, esse método determinístico de Kirchhoff mostrou-se revolucionário para os métodos sísmicos em especial à migração sísmica. Logo, baseadas também neste princípio, outras técnicas foram criadas, conhecidas como os métodos de Kirchhoff. Esses métodos podem ser classificados, fundamentalmente, em: migrações em profundidade, firmadas em modelos de velocidade intervalar que fornecem a posição dos refletores em unidades de comprimento e migrações em tempo que, utilizadas neste trabalho, são baseadas apenas nos tempos duplos de reflexão.

Nas migrações em profundidade as curvas de tempos de difração são calculadas através de algoritmos de traçamento de raios ou também por soluções numéricas da equação iconal. Já nas migrações em tempo, que serão detalhadas nas seções posteriores, os tempos de difração são geralmente calculados de forma analítica, o qual para um determinado ponto a ser migrado é utilizada uma velocidade equivalente para o meio acima desse ponto.

Outra classificação da migração Kirchhoff é quanto ao tipo de dados de entrada, os quais podem ser: a) seções empilhadas simulando dados em afastamento nulo ou b) painéis de dados pré-empilhados organizados em tiros, receptores ou afastamentos tiros-receptores comum. No primeiro caso, a aplicação de um algoritmo de migração a dados empilhados é chamada de migração pós-empilhamento. Já a migração de dados,

organizados em painéis de tiros, receptores ou afastamentos tiros-receptores comuns, é denominada migração pré-empilhamento.

5.1.1 Integral de Kirchhoff

A migração de Kirchhoff considera uma reflexão primária como sendo formada pelo envelope de todas as curvas de difrações oriundas de pontos difratores posicionados sobre o respectivo refletor. Realizando o empilhamento de amplitudes e com base no Princípio de Huygens, a migração de Kirchhoff produz valores de amplitude onde o ponto em estudo está sobre um refletor (Figura 5.1).

Deste modo, não há necessidade de um prévio conhecimento das reflexões, apenas deve-se ter um campo de velocidade que represente razoavelmente a distribuição espacial das velocidades na subsuperfície para o cálculo das curvas de difração.

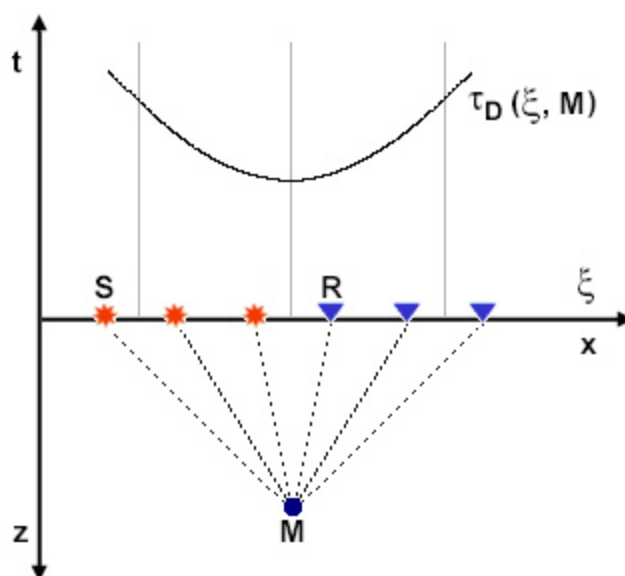


Figura 5.1: Diagrama esquemático de construção da curva de tempos de trânsito de difração.

Fonte: Adaptado de BIONDI (2006)

Assim, dado um ponto M , de coordenadas (x,z) , e uma determinada configuração dos dados sísmicos de entrada, descrita pelo parâmetro de configuração ξ , a migração de Kirchhoff pode ser expressa pela integral (SCHLEICHER, 1993):

$$V(M) = \int_{\Omega} W(\xi, M) D[U(\xi, t = \tau_D(\xi, M))] d\xi \quad (5.1)$$

onde $V(M)$ é a amplitude migrada para um ponto M da seção de saída; Ω , corresponde ao domínio de integração na superfície; $W(\xi, M)$ ao fator de ponderação e D ao operador de correção de mudança de fase decorrente do processo de migração. Os traços da seção de entrada $U(\xi, t)$ equivalentes ao dado registrado no receptor, são descritos pelo parâmetro ξ .

A equação (5.1) expressa que para cada ponto M da seção de saída, a integral é avaliada nos valores de amplitude da seção de entrada, ao longo da trajetória de empilhamento dos eventos de difração $\tau_D(\xi, M)$ dentro da abertura de migração Ω (região de integração) e ponderada pela função peso $W(\xi, M)$, usada para retirar das amplitudes resultantes o efeito de espalhamento geométrico. Repetindo esta operação para todos os pontos da seção de saída, obtemos a seção migrada.

5.2 MIGRAÇÃO DE KIRCHHOFF PÓS-EMPILHAMENTO

A migração pós-empilhamento é geralmente empregada nas seções empilhadas de afastamento nulo. Nesta configuração, fonte e receptor estão localizados na mesma posição espacial e, portanto:

$$\xi = x_s = x_r \quad (5.2)$$

onde x_s e x_r são as coordenadas de fonte e receptor, respectivamente. Então, considerando a configuração de afastamento nulo, a fórmula geral da integral de Kirchhoff (5.1) se torna:

$$V(M) = \int W(x_r, M) D^{1/2} [U(x_r, \tau_D(x_r, M))] dx_r \quad (5.3)$$

A função peso $W(x_r, M)$ é aplicada nas amplitudes que serão somadas ao longo do operador (curva de difração – τ_D).

A migração pós-empilhamento utilizada no presente trabalho considera meios homogêneos com velocidade constante. Neste caso, o operador τ_D é dado por:

$$\tau_D = \frac{1}{v} \sqrt{(x - x_r)^2 + z^2}, \quad (5.4)$$

onde v corresponde a velocidade constante do meio e x corresponde a coordenada espacial do ponto imagem M .

Para a preservação de amplitude, a função peso W é (BLEISTEIN, 1987):

$$W \approx \frac{z}{\sqrt{t}}, \quad (5.5)$$

onde z é a profundidade do ponto M e t corresponde ao tempo de reflexão da amostra do traço de entrada que é somado para obter a amplitude migrada neste ponto.

A migração em tempo coloca a amplitude migrada no ápice da hipérbole, correspondente ao tempo de trânsito do raio vertical (raio imagem) associado ao ponto difrator; ao passo que a migração em profundidade coloca no ponto difrator.

A migração pós-empilhamento em tempo define o ponto geométrico de uma possível difração, baseado no tempo de reflexão, no intervalo entre traços e na velocidade média até a amostra considerada. Com isso, o operador de migração realiza o somatório de todas as amostras registradas intersectadas pela hipérbole de difração, resultando no valor migrado no ponto considerado. Repetindo este processo para todas as amostras de todos os traços, obtêm-se a seção migrada final.

5.3 MIGRAÇÃO DE KIRCHHOFF PRÉ-EMPILHAMENTO

A migração de Kirchhoff pré-empilhamento é a designação dada ao método de migração de Kirchhoff aplicada em seções pré-empilhadas quando esta migração está baseada na configuração de afastamento comum, ou seja, a migração pré-empilhamento pode ser considerada como um desenvolvimento da técnica pós-empilhamento considerando o afastamento não-nulo. Para tal, cada traço sísmico de uma seção

Common offset é individualizado pelo valor da coordenada de ponto médio (x_m). Logo, tem-se que:

$$\xi = x_m, \quad h = \text{constante}, \quad S(\xi) = x_m - h, \quad R(\xi) = x_m + h \quad (5.6)$$

Assim, para esta configuração, a integral de kirchhoff pode ser reescrita como:

$$V(M) = \int W(x_m, M) D^{1/2} [U(x_m, t = \tau_D(x_m, M))] dx_m \quad (5.7)$$

Da mesma forma que na migração pós-empilhamento, a migração pré-empilhamento usada neste trabalho também considera meios homogêneos e com velocidade constante, em que a função peso W pode ser expressa por (DELLINGER *et al.*, 2000):

$$W = \left(8 \frac{\sqrt{2}}{v^2 \pi}\right) (z) \left(\frac{1}{\sqrt{t}} \sqrt{1 - \frac{(2h)^2}{(vt)^2}}\right), \quad (5.8)$$

em que v é a velocidade constante do meio; z é a profundidade do ponto M ; t é o tempo de reflexão da amostra do traço de entrada que é somado para obter a amplitude neste ponto.

Os tempos de difração para um meio homogêneo e com velocidade v são calculados por:

$$\tau_D(x_m, M) = \frac{1}{v} \sqrt{(x_0 - x_m + h)^2 + z^2} + \sqrt{(x_0 - x_m - h)^2 + z^2} \quad (5.9)$$

em que x_0 representa a projeção horizontal das coordenadas do ponto imagem M .

Deste modo, a curva de tempos de difração para o ponto M em uma seção *Common offset* é traçada variando-se as coordenadas x_m dos pontos médios. Sobre esta curva são reunidas as amostras, que após serem multiplicadas pelo peso W são somadas e o resultado atribuído ao ponto M da seção de saída.

Supondo-se que se tenha uma amostragem contínua tanto em h quanto em x_m , pode-se calcular o tempo de difração para um ponto M em subsuperfície gerando assim

a pirâmide de tempos de difração (Figura 5.2) ou pirâmide de Quéops (CLAERBOUT, 1985).

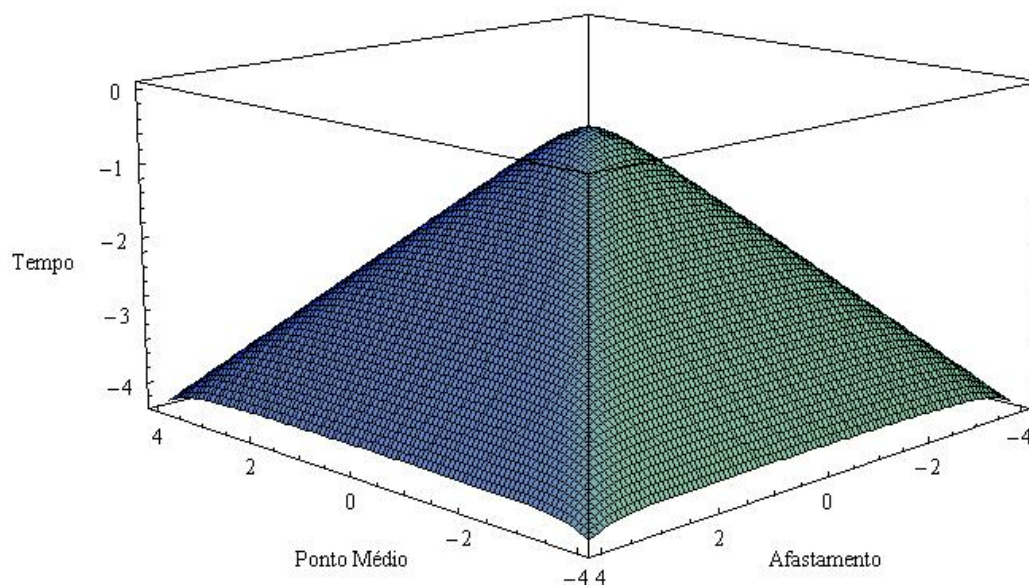


Figura 5.2: Pirâmide de tempos de difração formada pelas trajetórias de empilhamento para uma seção *Common offset*. Fonte: Adaptado de Biondi (2006).

Logo, a seção migrada final resultante da técnica de pré-empilhamento é a soma de todas as seções migradas para cada uma das seções *Common offset* que compõem o dado sísmico. Esta seção final deve representar uma imagem mais fiel da estrutura dos refletores em subsuperfície comparada à seção final resultante do processo de migração convencional aplicado na seção anterior, pois a seção migrada pré-empilhada representa a soma de todos os traços individualmente migrados. No entanto, este tipo de migração é extremamente sensível à velocidade de migração, ou seja, uma velocidade incorreta ocasionará no posicionamento errado dos refletores na seção migrada, sendo a precisão na construção do modelo de velocidade fundamental para este tipo de migração de Kirchhoff.

5.4 ANÁLISE DE RESULTADOS

Os resultados das duas técnicas de migrações Kirchhoff (pós e pré-empilhamento) aplicados nas três linhas sísmicas deste trabalho serão apresentados neste item.

Primeiramente serão expostos os resultados da migração Kirchhoff pré-empilhamento em tempo, referentes às linhas 0204-RL-0053, 0204-RL-0057 e 0204-RL-0058, mostrados nas Figuras 5.3, 5.4 e 5.5, respectivamente, e em seguida serão mostradas as seções referentes a migração Kirchhoff após a aplicação da técnica de empilhamento convencional CMP e após a aplicação da técnica de empilhamento não convencional CRS, aplicados nas três linhas. As seções foram organizadas visando uma melhor comparação entre os dois processos de empilhamento, de modo que as Figuras 5.6 e 5.7 representam as seções migradas com o método Kirchhoff em tempo da linha 0204-RL-0053, após o empilhamento CMP e CRS, respectivamente. As Figuras 5.8 e 5.9 representam as seções migradas em tempo da linha 0204-RL-0057, também para os processos de empilhamento CMP e CRS, e as Figuras 5.10 e 5.11 são referentes as seções migradas em tempo da linha 0204-RL-0058, para os processos de empilhamento CMP e CRS, respectivamente.

A migração Kirchhoff pós-empilhamento, tanto com o método de empilhamento convencional CMP como com o método de empilhamento não convencional CRS, conseguiu definir bem os refletores e mostrar as falhas geológicas. As seções migradas com esses métodos mostraram, nas linhas processadas, continuidades dos eventos de reflexão e boa relação sinal/ruído. Em contrapartida, as seções migradas com a técnica pré-empilhamento em tempo exibiram baixa qualidade nestas linhas. Isto pode estar associado à dificuldade encontrada em obter um modelo de velocidades preciso, devido à baixa qualidade dos dados sísmicos e as mudanças laterais de velocidades. Este resultado, aparentemente incomum, é habitual para dados sísmicos terrestres, onde se torna muito complexo e oneroso obter com precisão um modelo com as informações sobre a distribuição das velocidades em subsuperfície.

As duas seções migradas, após empilhamento CMP e CRS, correspondentes à linha 0204-RL-0053, Figuras 5.6 e 5.7, respectivamente, apresentam boa resolução e continuidade lateral, principalmente no intervalo de 0.1 a 0.7 s. Não obstante, ponderou-se que a seção migrada após o empilhamento CRS alcançou maior continuidade lateral

dos eventos de reflexões profundos, assim como melhor definição dos refletores localizados nas partes rasas. Esta melhora na seção da referida linha sísmica pode ser observada, principalmente, entre os CDPs 230 a 250 e 540 a 550 e no intervalo de 0.1 a 0.3 s, onde os refletores apresentam-se com melhor resolução na seção processada com o método CRS.

A grande quantidade de “tiros” perdidos na fase de aquisição (faixa branca sem reflexão entre os CDPs 320 e 360) e a baixa qualidade dos dados sísmicos da linha 0204-RL-0057, devido à baixa razão sinal-ruído dos traços e a baixa cobertura, comprometeram tanto a seção migrada após empilhamento CMP como a seção migrada após empilhamento CRS, Figuras 5.8 e 5.9, respectivamente. Na seção migrada CMP observa-se descontinuidades laterais dos eventos de reflexão em várias partes da seção e má resolução dos refletores abaixo de 0.5 s. Apesar dos problemas da baixa razão sinal-ruído dos traços e a baixa cobertura que comprometem os processos automáticos de coerência, a seção migrada após o empilhamento CRS apresentou uma significativa melhora na definição e continuidade lateral dos eventos de reflexão profundos, abaixo de 0.5 s.

Assim como nas seções da linha 0204-RL-0053, ambas as seções correspondentes à linha 0204-RL-0058, seção migrada após empilhamento CMP e CRS, Figuras 5.10 e 5.11, respectivamente, apresentaram continuidade lateral dos eventos de reflexão e boa resolução. Mas, observou-se que a seção migrada após a técnica de empilhamento CRS obteve melhor definição e maior continuidade lateral dos eventos de reflexão mais profundos, principalmente no intervalo de 0.5 a 0.9 s.

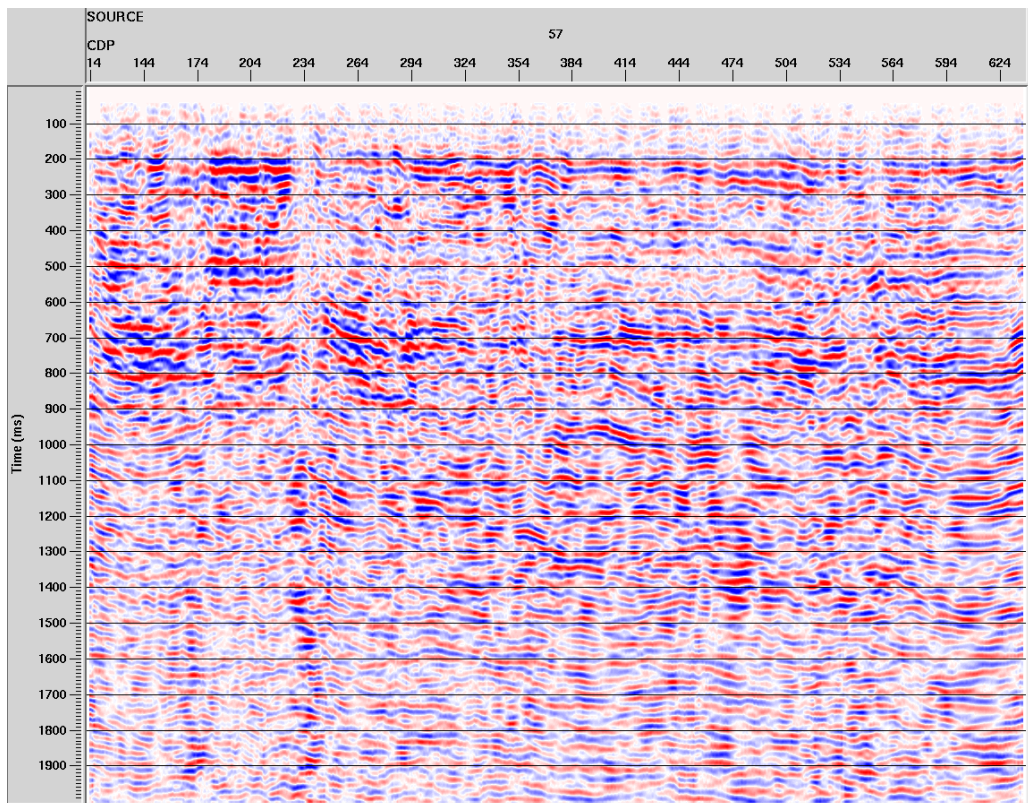


Figura 5.3: Seção migrada com a técnica pré-empilhamento em tempo da linha 0204-RL-0053.

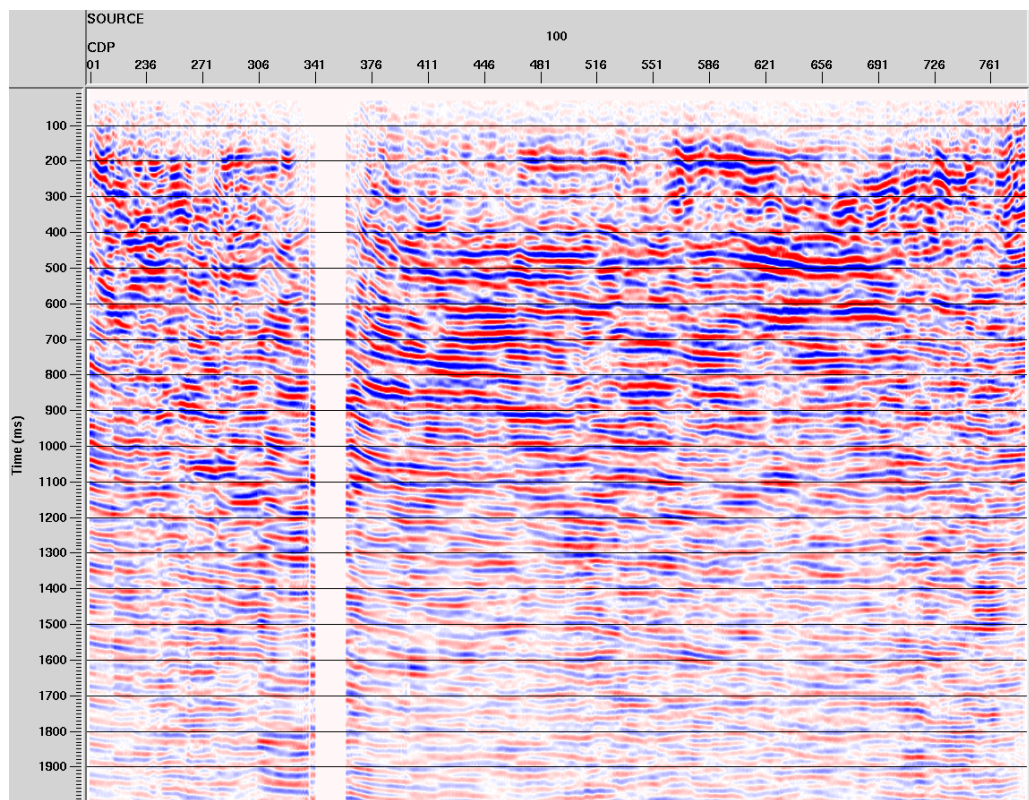


Figura 5.4: Seção migrada com a técnica pré-empilhamento em tempo da linha 0204-RL-0057.

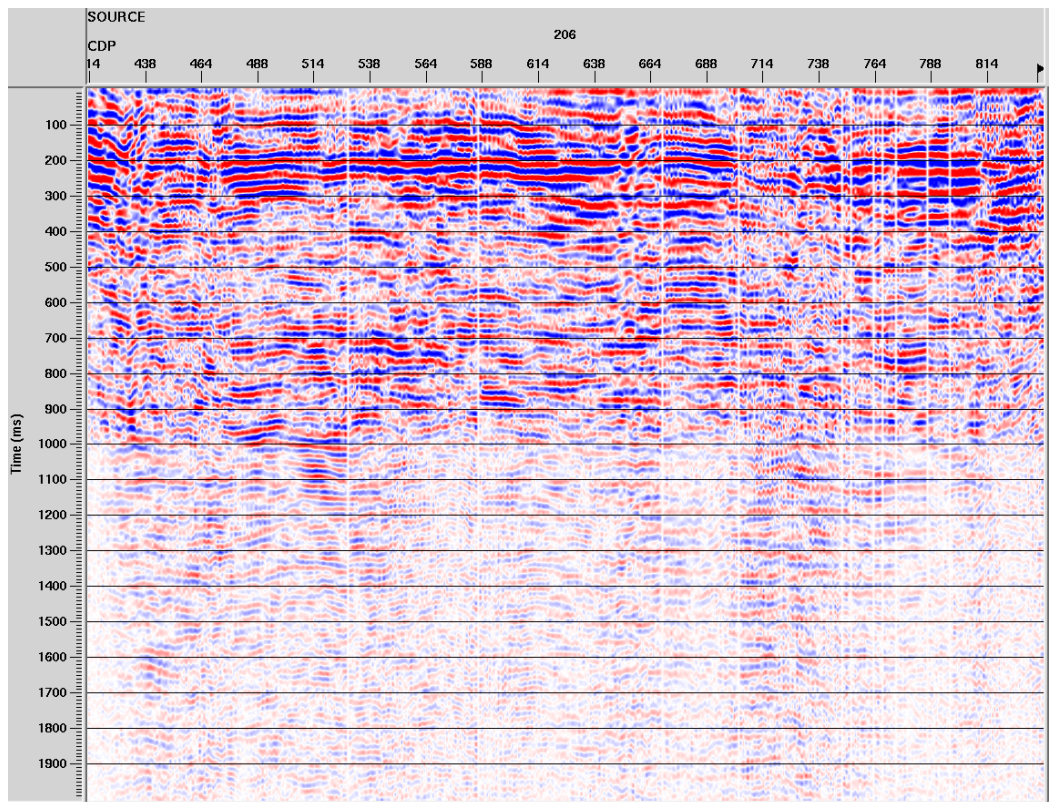


Figura 5.5: Seção migrada com a técnica pré-empilhamento em tempo da linha 0204-RL-0058.

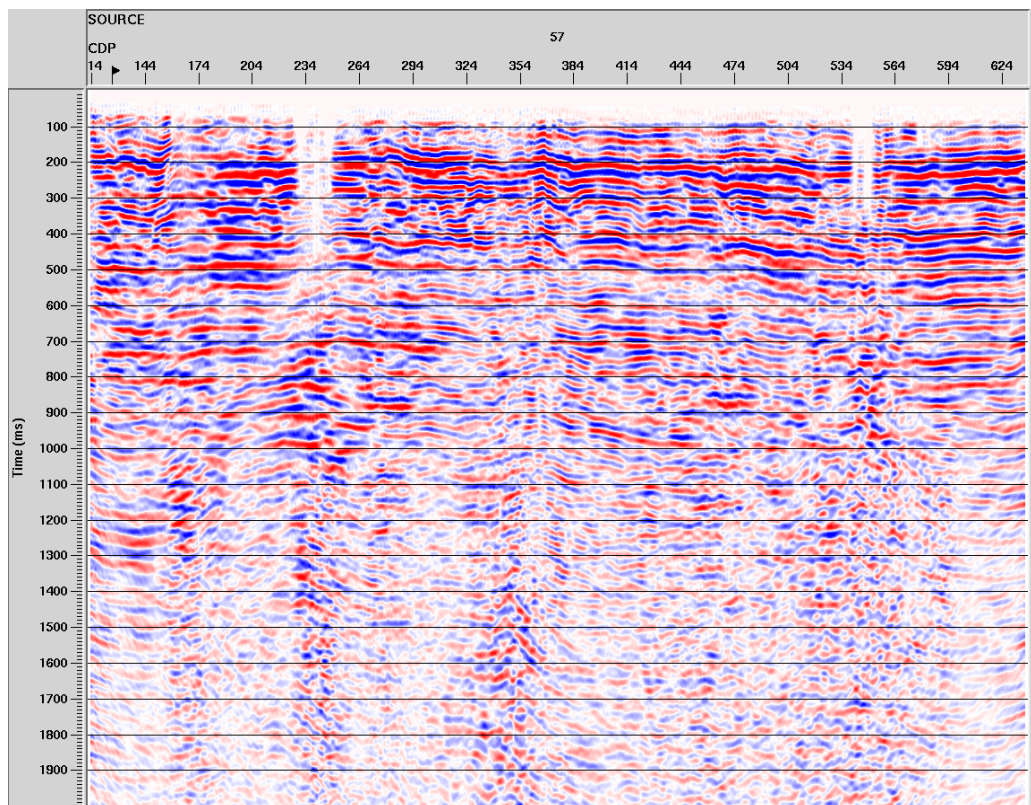


Figura 5.6: Seção migrada em tempo após empilhamento CMP; linha 0204-RL-0053.

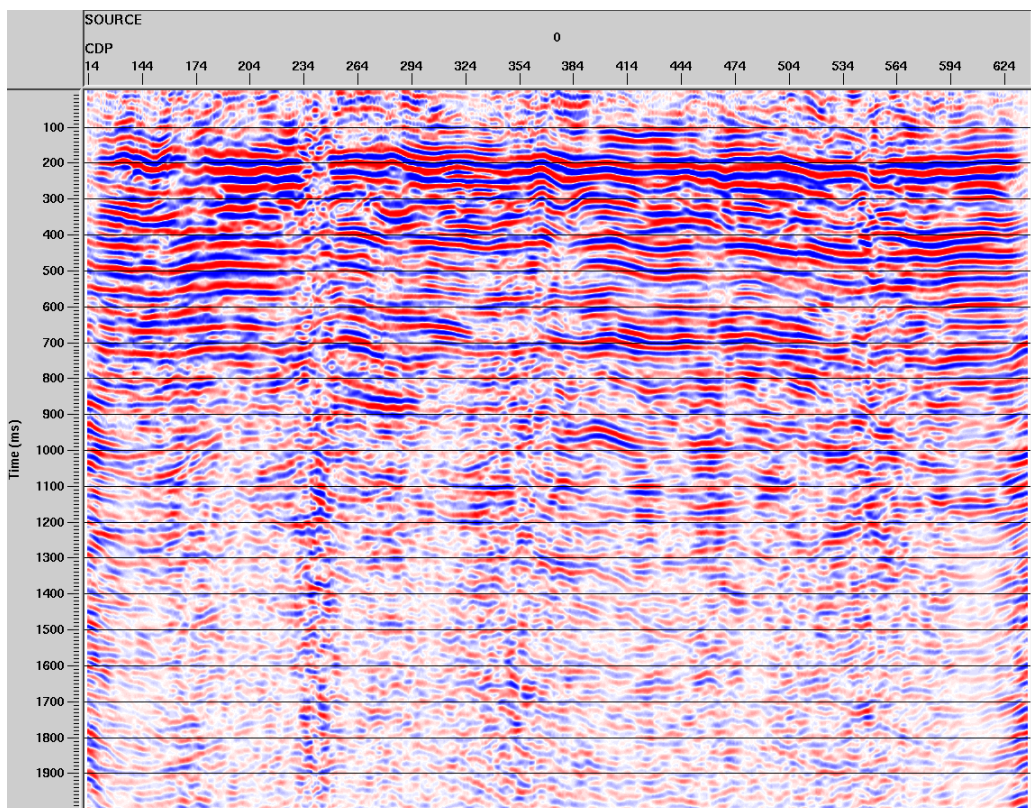


Figura 5.7: Seção migrada em tempo após empilhamento CRS; linha 0204-RL-0053.

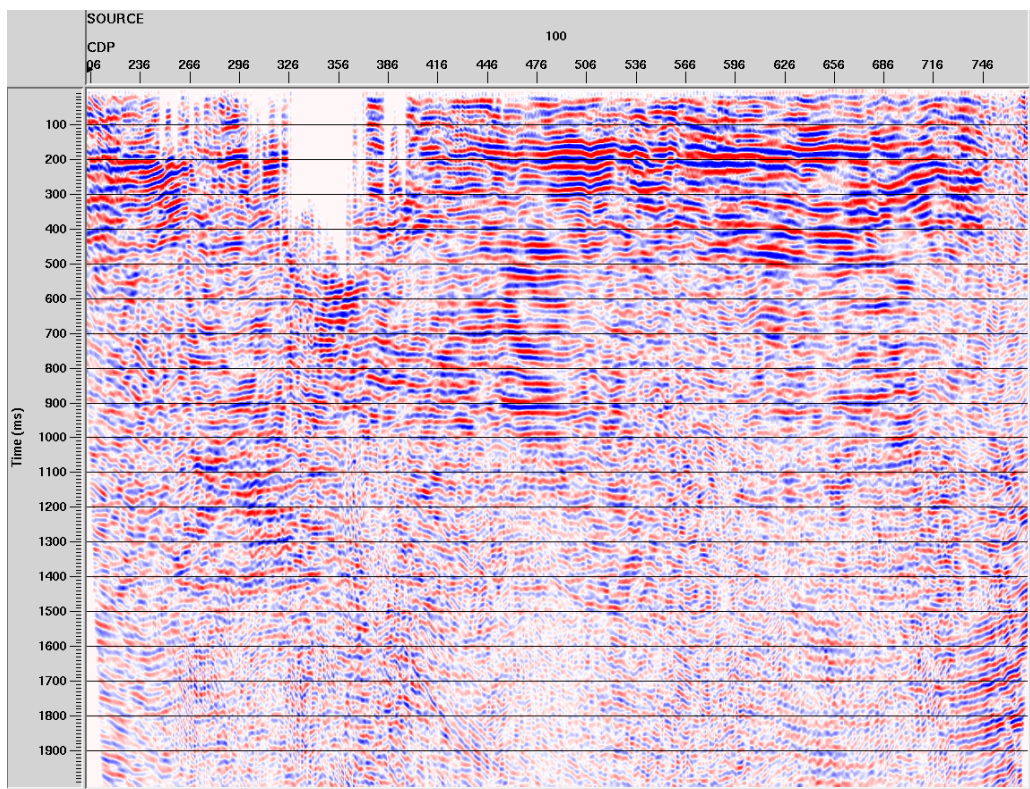


Figura 5.8: Seção migrada em tempo após empilhamento CMP; linha 0204-RL-0057.

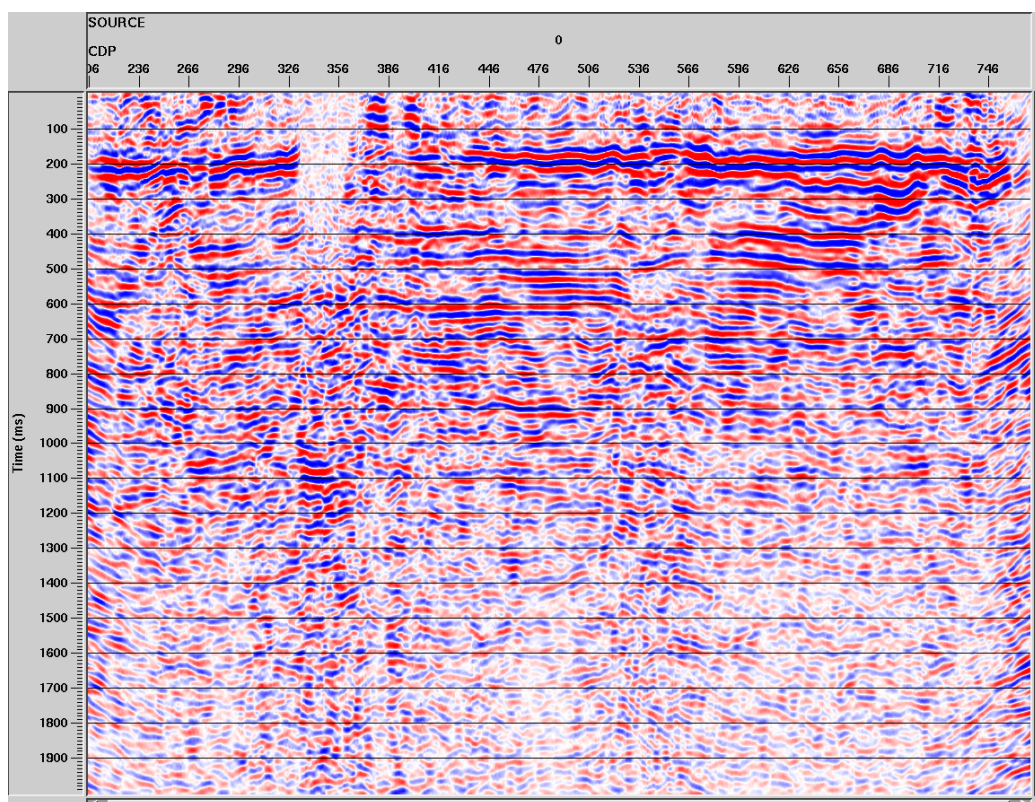


Figura 5.9: Seção migrada em tempo após empilhamento CRS; linha 0204-RL-0057.

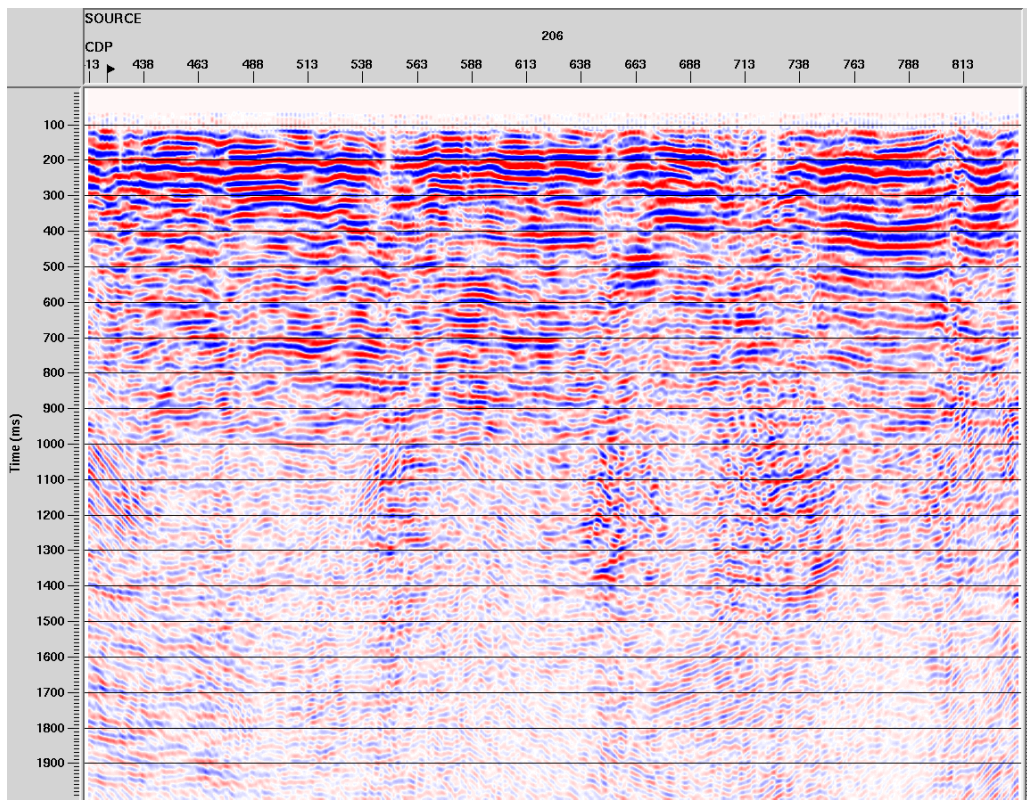


Figura 5.10: Seção migrada em tempo após empilhamento CMP; linha 0204-RL-0058.

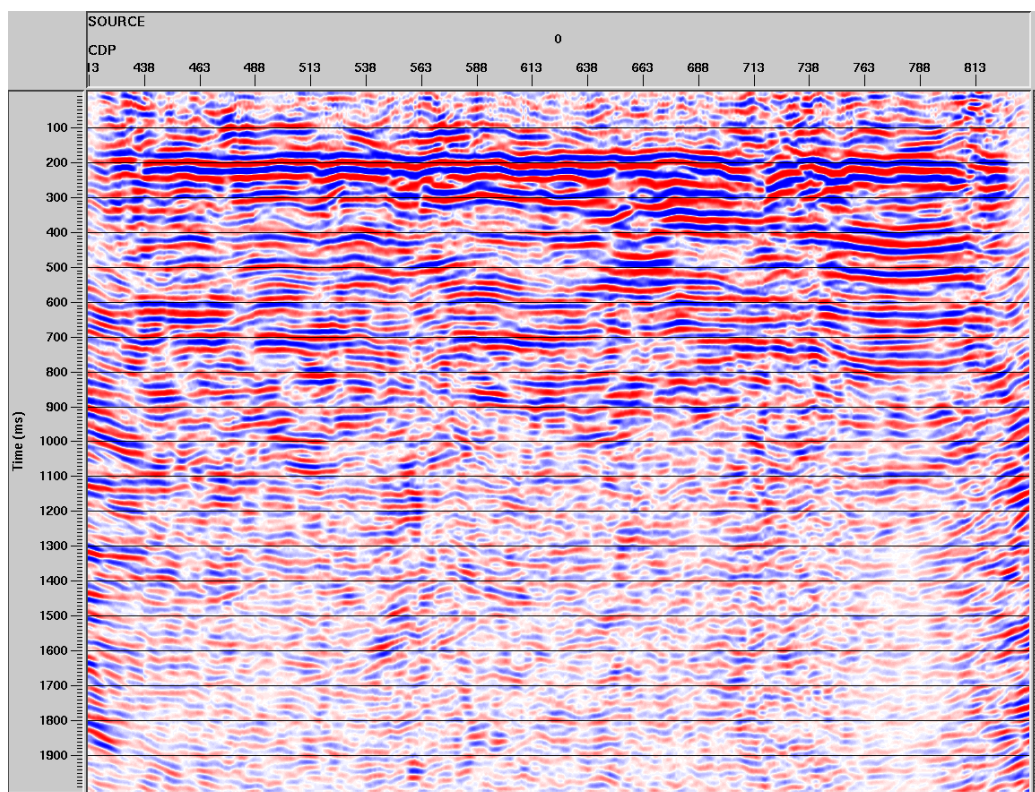


Figura 5.11: Seção migrada em tempo após empilhamento CRS; linha 0204-RL-0058.

6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Apesar da baixa qualidade e da baixa cobertura dos dados sísmicos utilizados no presente trabalho, a fase de pré-processamento (geometria, edição, correção estática, deconvolução e filtragem) foi satisfatória, o que pode ser comprovado pelos bons resultados obtidos com o processamento convencional e não convencional. No entanto, os resultados obtidos com o método de empilhamento CRS se mostraram superiores comparados com os resultados obtidos com o método de empilhamento convencional.

O resultado da aplicação do método CRS nos dados da Bacia do Amazonas, em geral, exibe uma razão sinal/ruído superior e melhor continuidade lateral dos refletores, em relação aos resultados obtidos no processamento realizado através do método CMP, isto devido ao fato de que o método CRS abrange mais dados para o empilhamento e utiliza um número maior de parâmetros de empilhamento.

No ponto de vista da interpretação preliminar dos dados migrados após a técnica de empilhamento CRS, pode-se assegurar que a melhoria na continuidade dos refletores e o aumento na resolução e na qualidade das seções cooperaram de forma significativa para demarcação das unidades litoestratigráficas e para a identificação dos truncamentos dos refletores associados às feições estruturais, como por exemplo, as falhas.

Devido ao ganho na qualidade dos resultados finais processados com a técnica de empilhamento CRS apontados nas três linhas sísmicas da Bacia do Amazonas, indica-se o uso desta técnica em posteriores estudos de reprocessamento e interpretação dos dados sísmicos da mencionada bacia.

Para estudos posteriores sugere-se refazer os modelos de velocidades, já que as seções resultantes da migração pré-empilhamento apresentaram baixa qualidade e pior continuidade lateral dos refletores quando comparadas com as seções migradas após o empilhamento CMP e CRS. Este fato pode estar relacionado com a imprecisão dos modelos de velocidades devido as mudanças laterais de velocidade e a baixa qualidade dos dados.

REFERÊNCIAS

AMORIM, W. N. **Cálculo das correções estáticas através do princípio da tomografia sísmica**. 1985. 89f. Tese (Doutorado em Geofísica) – Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências, Salvador, 1985.

AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO, GÁS NATURAL E BIOCOMBUSTÍVEIS (ANP). 2002. **Boletim Mensal de Gás Natural**. 2002 Disponível: www.brasilrounds.gov.br. Consultado em Junho/2009

BACKHEUSER Y. **Análise estratigráfica e paleoambiental da Formação Ererê, Bacia do Amazonas, na seção compreendida entre o Arco de Purus e a margem esquerda do Rio Tapajós**. 1988. 121f. Dissertação (Mestrado), Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro, Programa de Pós-Graduação em Geociências. 1988.

BAYSAL, E.; KOSLOFF, D. D.; SHERWOOD, J. C. Reverse time migration. **Geophysics**, v. 48, n. 11, p. 1514-1524. 1983.

BAZELAIRE, E. de. Normal moveout revisited – inhomogeneous media and curved interfaces. **Geophysics**, v.53, n.2, p. 143-157. 1988.

BIONDI, B. L. **3-D Seismic imaging**. Tulsa: Society of Exploration Geophysics, 2006.

BLEISTEIN, N. On the imaging of reflectors in the earth. **Geophysics**, v. 52, n. 7, p. 931-942. 1987.

DELLA FÁVERA, J. C. **Fundamentos de Estratigrafia Moderna**. Rio de Janeiro: Ed. UERJ, 2001. 264p.

CAPUTO, M. V. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil**. 1984. 583f. Tese (Doutorado), University of California, Santa Barbara. 1984.

CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D.N.N. Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas - histórico e atualização. *In*: SBG, Congr. Bras. Geol., 26, *Anais*, v.3, p. 35-43.

CHIRA OLIVA, P. **Imageamento multifoco de refletores sísmicos**. 2000. 91f. Tese (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Programa de Pós-Graduação em Geofísica, Belém. 2000.

CLAERBOUT, J. F. Toward a unified theory of reflector mapping. **Geophysics**, v. 36, n. 3, p. 467-481. 1971.

CLAERBOUT, J. F. **Basic Earth Imaging**. Stanford: Stanford Exploration Project. 1995. 230 p.

CLAERBOUT, J. F. **Imaging the earth's interior**. Oxford: Blackwell Scientific Publications. 1985. 398 p.

COHEN, J. K.; STOCKWELL Jr., J. W. CWP/SU: **Seismic unix release 34: a free package for seismic research and processing**. 2000. Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines.

CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; PORTO, R.; THOMAZ, A.; BEZERRA DA CUNHA, F. Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *In: Ciência Técnica Petróleo: Rio de Janeiro, Seção de Exploração de Petróleo nº.15, p.70:1984.*

CORONA, A.; MARCHESE, M.; MARTINI, C. e RIDELA, S. Minimizing multimodal functions of continuous variables with "simulated annealing" algorithm, **ACM Transactions on Mathematical Software**, 1987. v. 13, n. 3, p. 262-280.

COSTA, A. R. A. **Tectônica cenozóica e movimentação salífera na Bacia do Amazonas e suas relações com a Geodinâmica das placas da América do Sul, Caribe, Cocos e Nazca**. 2002. 237f. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Belém. 2002.

CUNHA, P.R.C. **Análise estratigráfica dos sedimentos eo/mesodevonianos da porção ocidental da Bacia do Amazonas sob a ótica da estratigrafia de seqüências no interior cratônico**. 2000. 236f. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências. 2000.

CUNHA, P.R.C.; GONZAGA, F.G.; COUTINHO, L.F.C.; FEIJÓ, F.J. Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 8 (1): 47-55:1994.

DAMASCENO, B. C. Gipsita do Rio Cupari, região Centro-Oeste do Estado do Pará. *In: BRASIL. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Informe de Recursos Minerais: Série Oportunidades Minerais - Exame Atualizado de Projeto*. Belém: CPRM, 2000. n. 9, v.1, 26p.

DELLINGER, J. A.; GRAY, G. H; MURPHY G. E; ETGEN, J. T. Efficient 2.5-D true-amplitude migration. **Geophysics**, v. 65, n. 3, p. 943-950, 2000.

DUARTE, O. O. **Dicionário enciclopédico inglês-português de geofísica e geologia**. 2. ed. Rio de Janeiro: PETROBRAS. 401p. 1997.

EIRAS, J. F.; MATSUDA, N. S. **Roteiro geológico do paleozóico do rio Tapajós, borda Sul da Bacia do Amazonas. Pará**. Belém. Petrobras/E&P AM. 1995. (Relatório Interno).

EIRAS, J. F. Tectônica, sedimentação e sistemas petrolíferos da Bacia do Solimões, Estado do Amazonas. *In: TAHA, M. Searching for oil and gas in the land of giants: the search magazine*. Edição Especial sobre o Brasil. Argentina: Schlumberger, 1998. p.23-31.

EIRAS, J. F.; WANDERLEY FILHO, J.R. Ocorrências de petróleo relacionadas a rochas magmáticas fanerozóicas. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2., 2002, Belém. Boletim de resumos e roteiro de excursão. Belém: Núcleo PRONEX do Centro de Geociências da UFPA, 2002. p.54.

EIRAS, J.F.; BECKER, C.R.; SOUZA, E.M.; GONZAGA, F.G.; SILVA, J.G.F.; DANIEL, L.M.F.; MATSUDA, N.S.; FEIJÓ, F.J. **Bacia do Solimões**. Boletim de Geociências da Petrobras, 8 (1): 17-45: 1994.

GARABITO CALLAPINO, G. **Empilhamento sísmico por superfície de reflexão comum**: um novo algoritmo usando otimização global e local. 2001. 65f. Tese (Doutorado) Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geofísica, Belém. 2001.

GARABITO CALLAPINO, G.; CRUZ, J. C.; HUBRAL, P.; COSTA, J. Common reflection surface stack: A new parameter search strategy by global optimization. In: SEG MEETING, 71., San Antonio, **Expanded Abstracts**. p. 2009-2012. 2001.

GARABITO CALLAPINO, G.; CRUZ, J. C.; EIRAS J. F.; QUEIROZ P. et al. Application of the CRS stack to seismic data of Amazon paleozoic basin. In: International Congresso f Brazilian Geophysical, 8., 2003, Rio de Janeiro. **Expanded abstracts**. Rio de Janeiro: SBGf, 2003.

GAZDAG, J. Wave equation migration with the phase-shift method. **Geophysics**, v. 43, n. 7, p. 1342-1351, 1978.

GELCHINSKY, B.; BERKOVITCH, A.; KEYDAR, S. 1997. **Multifocusing homeomorphic imaging**: Part 1 and Part 2, Presented at the Special Course on Homeomorphic Imaging. Seeheim, Germany.

GILL, P. E.; MURRAY, W.; WRIGHT, M. H. **Practical optimization**. New York, USA: Academic Press, Inc., 401p. 1981.

GONZAGA F.G., GONÇALVES F.T.T., COUTINHO L.F.C. **Petroleum geology of Amazonas Basin, Brazil: modeling of hydrocarbon generation and migration**. In: M.R. Mello & B.J. Katz (eds.) Petroleum systems of South Atlantic margins. AAPG Memoir, 73, pp.: 159-178: 2000.

HUBRAL, P. Computing true amplitude reflections in a laterally inhomogeneous earth. **Geophysics**, v. 48, p. 1051-1062. 1983.

ISSLER, R. S. et al. Geologia da Folha SA.22 Belém. In: BRASIL. DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL. Projeto RADAM. **Folha SA.22 Belém**. Rio de Janeiro: DNPM, 1974, v.5, p.1-60.

JÄGER, R.; MANN, J.; HÖCHT, G.; HUBRAL, P. Common reflection surface stack: images and attributes. **Geophysics**, v. 66, n. 1, p. 97-109, jan.-fev. 2001.

KIRKPATRICK, S.; GELATT, C.; VECCHIN, M. Optimization by simulated annealing. **Science**, v. 220, n. 4598, p. 671-680, may. 1983.

LIMA, C. C. A. **Um novo algoritmo para a implementação do método de empilhamento SRC 3D e modelagem sísmica da Bacia do Amazonas**. 2006. 89f. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geofísica, Belém, 2006.

LIMA, C. C. A.; GARABITO CALLAPINO, G.; EIRAS, J. F. Modelagem sísmica por diferenças finitas – o exemplo da Bacia do Solimões. In: International Congresso f Brazilian Geophysical, 8., 2003, Rio de Janeiro. **Expanded abstracts**. Rio de Janeiro: SBGf, 2003.

LOEWENTHAL, D.; LU, L; ROBERTSON, R.; SHERWOOD, J. The wave equation applied to migration. **Geophysical Prospecting**, v. 24, p. 380-399, 1976.

MANN, J. **Extensions and applications of the common reflection surface stack method**. 2002. 165f. Tese (Doutorado), Universidade de Karlsruhe, Alemanha. 2002.

MANN et. al. 1999. Common-reflection-surface stack – a real data example. **Journal of Applied Geophysics**. 42:301-318. 1999

MATSUDA N.S. **Carbonate sedimentation cycle and origin of dolomite in the Lower Pennsylvanian intracratonic Amazon Basin – Northern, Brazil**. 2002. 231f. Tese (Doutorado), Department of Earth & Planetary Science, University of Tokyo. 2002.

MILANI E.J. & ZALÁN P.V. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. **Episodes**, 22(3):199-205: 1999.

MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A. Sedimentary basins of South America. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FOLHO, A.; CAMPOS, D.A. 2000. Tectonic evolution of South America, Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress: 2000.

NEVES, C.A.O. Prospectos potenciais e áreas prioritárias para exploração na Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v.4, n.1, pp: 95-103: 1990.

NEVES, C. A. O.; RODRIGUES, R. Integração geológica e exploratória da Bacia do Amazonas: relatório interno. Manaus: PETROBRAS/DENOC, 1989. (Relatório)

PASCHOAL JR., G. J. W. **Estudo do método de empilhamento SRC e aplicação em dados sintéticos e reais**. 2004. 103f. Dissertação (Mestrado)-Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geofísica, Belém, 2005.

SCHLEICHER, J., TYGEL, M., HUBRAL, P. 3-D true-amplitude finite-offset migration. **Geophysics**, v.58, n.8, p.1112-1126, ago., 1993.

SCHNEIDER, W. A. Integral formulation for migration in two and three dimensions. **Geophysics**, v. 43, n. 1, p. 49-76, 1978.

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

SILVA NETO, F. A. **Modelagem acústica por diferenças finitas e elementos finitos 2-D e 2,5-D**. 2004. 93f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geofísica, Belém. 2004.

SILVA NETO, F. A. de. et al. Modelagem acústica e elástica para a Bacia do Solimões. In: International Congresso f Brazilian Geophysical, 9., 2005, Salvador. **Expanded abstracts**. Salvador: SBGf, 2005.

STOFFA, P. L; FOKKEMA, J, T; FREIRE, R. M de L.; KESSINGER, W. P. Split-step Fourier migration. **Geophysics**, v. 55, n. 4, p. 410-421, 1990.

STOLT, R. H. Migration by Fourier transforms. **Geophysics**, v. 43, n. 1, p. 23-48, 1978.

STROBBIA, C. **Surface Wave Method. Acquisition, processing and inversion**. 2003. 317f. Thesis (Ph.D in Geophysics). Politecnico di Torino, Scuola di Dottorato, Torino. 2003.

TISSOT, B. P; PELET R., and Ph. Ungerer, 1987, Thermal history of sedimentary basins, maturation indices, and kinetics of oil and gas generation: AAPG Bulletin, v. 71, p. 1445-1466.

TYGEL, M.; MÜLLER, T.; HUBRAL, P.; SCHLEICHER, J. Eigenwave based multiparameter travelttime expansion. In: SEG MEETING, 67, Dallas, **Expanded Abstracts**, p. 1770-1773.

WANDERLEY FILHO J.R. **Evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento**. 1991. 67f. Dissertação (Mestrado), Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1991.

WANDERLEY FILHO J.R. e COSTA J.B.S. Contribuição à evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. In: SBG/Núcleo Norte, Simp. Geol. Amazônia, 3, p. 244-259: 1991.

WANDERLEY FILHO, J. R.; TRAVASSOS, W. A. S.; ALVES, D. B. O diabásio nas bacias paleozóicas amazônicas – herói ou vilão? **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 14, n. 1, p. 177-184, nov./2005-maio/2006.

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

YILMAZ, O. 2000, **Seismic data analysis**, in cooper, m. r. and doherly, s. m., ed., seismic data analysis vol. 1, 01: Soc. of expl. geophys., 1000: Society of Exploration Geophysicists.

<http://sigep.anp.gov.br/brasil-rounds/round4/round4/bacias/amazona/index.htm>,
consultado em 30 de agosto de 2009.

APÊNDICE

A – ANÁLISE INTERPRETATIVA PRELIMINAR

Analisar os dados sísmicos já processados e, a partir deles, produzir um modelo que represente a geologia da subsuperfície do local do levantamento é função do intérprete, geralmente um geólogo ou geofísico. De acordo com o foco, a interpretação sísmica pode ser classificada em dois tipos: sísmo-estratigráfica e sísmo-estrutural. A primeira procura entender a formação das camadas ao longo do tempo, enquanto a segunda tenta identificar sísmo-sequências, bem como superfícies erosivas, dobras e falhas geológicas.

A complexidade da fase de interpretação sísmica e o grande número de poços necessários à correlação estratigráfica limitaram a análise interpretativa do presente trabalho ao estudo das sequências sísmicas. A análise das sequências sísmicas envolve a identificação dos maiores pacotes de reflexões, referentes a unidades litoestratigráficas, delineados por discordâncias. As discordâncias são superfícies de erosão ou não-deposição, que implicam na ausência física de um significativo intervalo cronostratigráfico e, geralmente, constituem bons refletores (SEVERIANO RIBEIRO, 2001).

Segundo Severiano Ribeiro (op. cit.) as reflexões sísmicas não correspondem necessariamente aos contatos litológicos, já que a impedância não é um fiel indicador de litologias. Desse modo, os eventos de reflexão sísmica não apresentam, obrigatoriamente, relação com os limites das unidades litoestratigráficas, uma vez que essas unidades são definidas com base nas variações litológicas. No presente trabalho, tais limites são definidos arbitrariamente, onde as discordâncias delimitadoras das sequências observadas na carta estratigráfica da bacia (Figura 2.7) acompanharam apenas os refletores mais sobressalentes.

Nas Figuras 5.12, 5.13 e 5.14 são identificados alguns refletores associados aos níveis de discordância das formações.

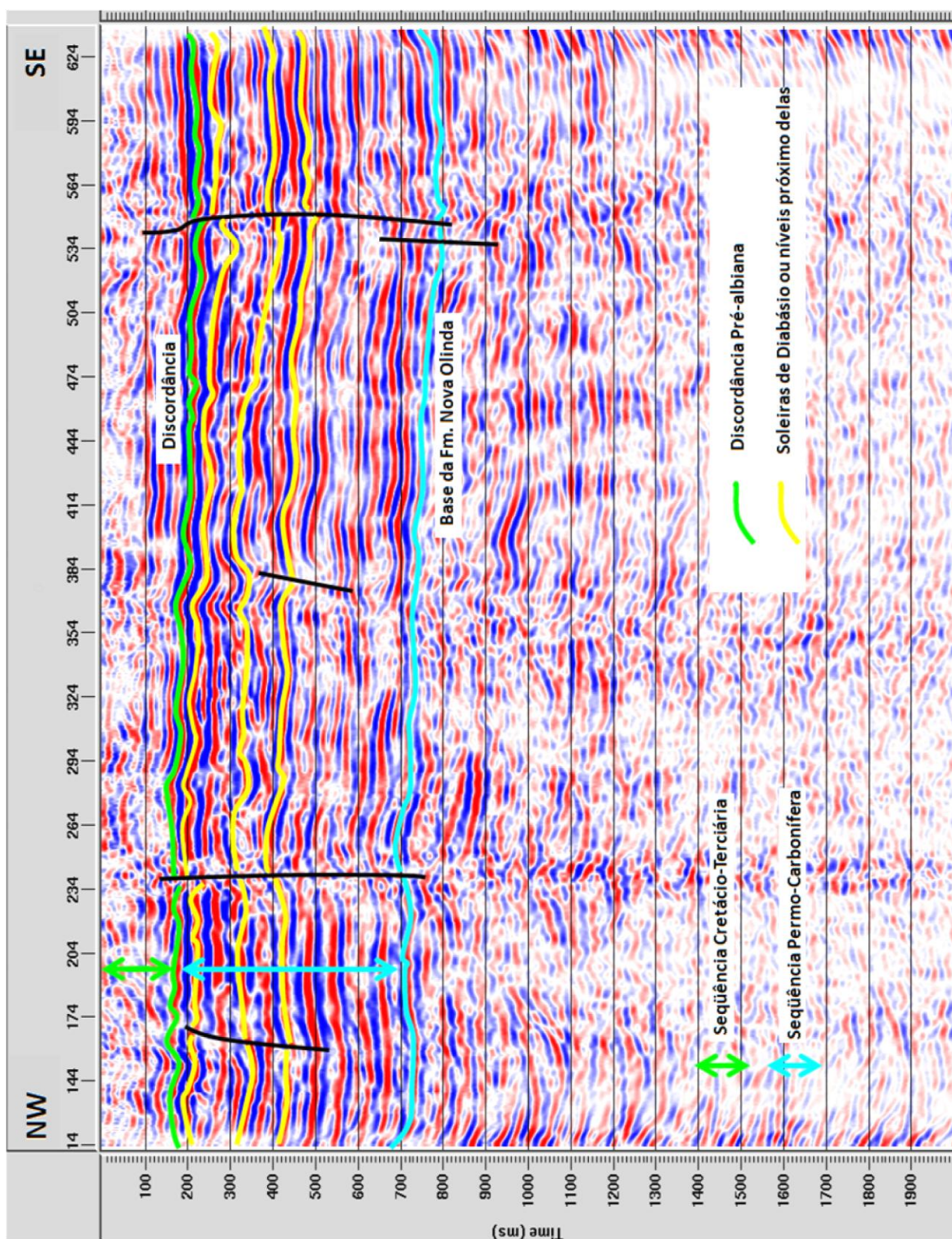


Figura A.1 : Seção migrada após empilhamento CRS da linha 0204-RL-0053 com análise interpretativa dos refletores identificados.

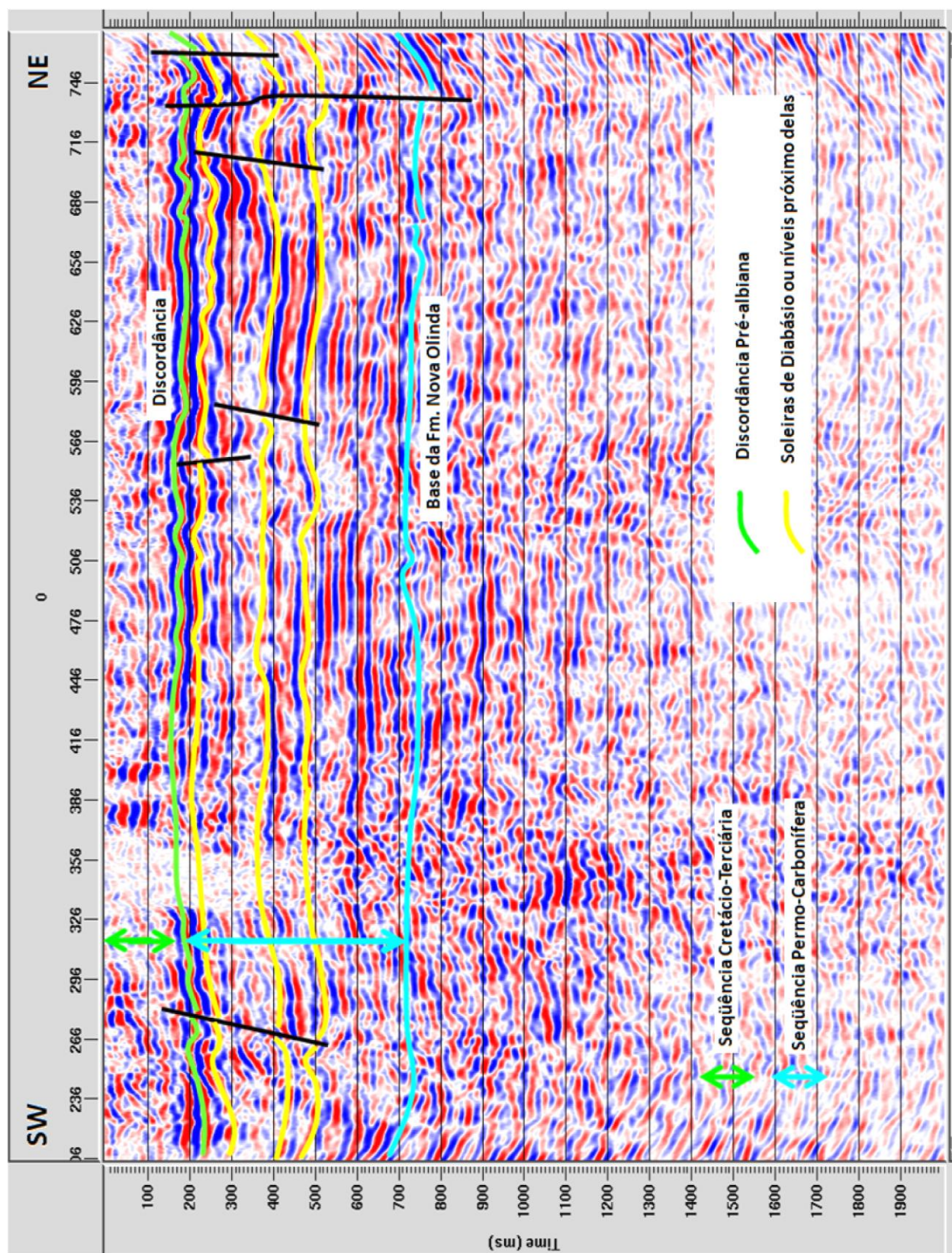


Figura A.2 : Seção migrada após empilhamento CRS da linha 0204-RL-0057 com análise interpretativa dos refletores identificados.

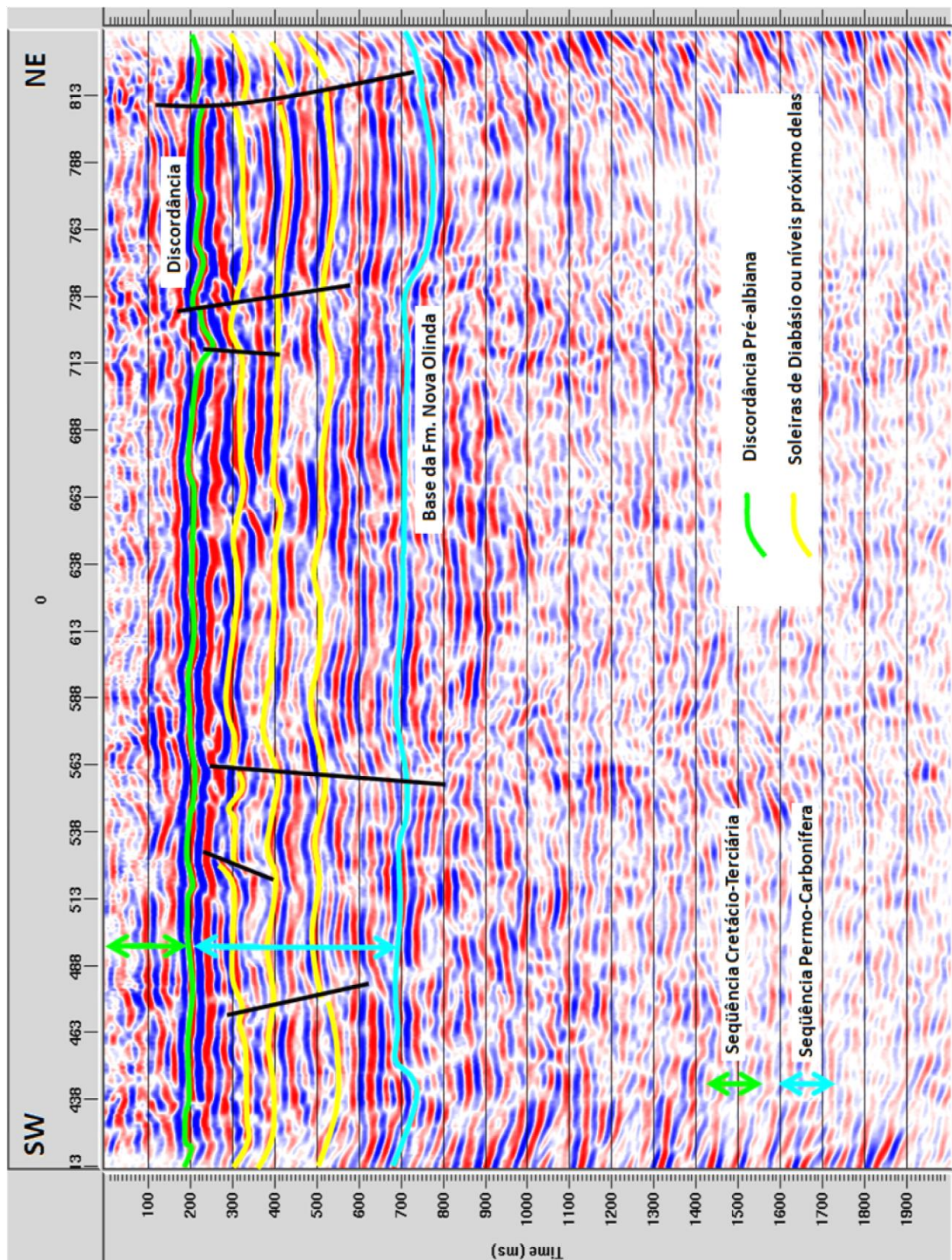


Figura A.3 : Seção migrada após empilhamento CRS da linha 0204-RL-0058 com análise interpretativa dos refletores identificados.

As linhas pretas foram usadas para a delimitação de falhas e as coloridas foram usadas para a identificação dos níveis de discordância. Os refletores destacados em azul estão posicionados mais ou menos na passagem da Formação Nova Olinda para a Formação Itaituba. Os refletores em amarelo fazem referência as soleiras de diabásio ou níveis próximos delas. O topo da seqüência Permo-Carbonífera é representada pelo refletor verde o qual corresponde a discordância erosiva pré-Neocretácea (pré-Albiana), base para a seqüência Cretáceo-Terciária.

Vale ressaltar que na bacia do Amazonas a velocidade sísmica da seqüência Cretáceo-Terciária é próxima de 2.000 m/s e logo abaixo dela, após a discordância pré-Albina, essa velocidade aumenta rapidamente, como, por exemplo, nas seieiras de diabásio, cuja velocidade é de aproximadamente 5.500 m/s. Isto pode ser verificado na Figura 3.17 (Ver subseção 3.3.1) referente à análise de velocidade sobre o CDP 420 da linha 0204-RL-0058. Nela as velocidades selecionadas com base nos valores de coerência sofrem rápido incremento ao passar pela discordância erosiva (discordância pré-Albina) localizada aproximadamente a 200 m de profundidade.

A Figura A.1 corresponde a seção sísmica interpretada da linha 0204-RL-0053 localiza-se aproximadamente 14 km a SE de Manaus. Nela a seqüência Cretáceo-Terciária (seq. K-T) apresenta-se pouco modificada espacialmente, com espessura variando entre 150 e 200 m. O comportamento quase planar da discordância pré-Albina indica que esta porção da bacia não experimentou significativas deformações no Cenozóico. Mas, tanto no extremo NW como no extremo SE da seção, observam-se falhas provavelmente com direção NE-SW.

A seção interpretada da linha 0204-RL-0057 mostrada na Figura A.2 está situada em torno de 18 km a SE de Manaus e, como na seção sísmica anterior (Figura A.1), a discordância da seqüência Cretáceo-Terciária não mostra evidências de deformação intensa. Nas adjacências do Rio Paraná do Careiro, na extremidade NE da seção, há três planos de falhas possivelmente do tipo transcorrente. No extremo SW da seção o refletor da discordância pré-albina, base da Seqüência Cretáceo-Terciária, está deslocado por uma falha, cuja provável direção é NW-SE.

Já a seção interpretada da linha 0204-RL-0058 ilustrada na Figura A.3 localiza-se aproximadamente 19 km a SE de Manaus paralelamente à linha 0204-RL-0057 só que com menor extensão (Ver subseção 3.1). Assim como na seção mostrada anteriormente, no extremo NE, próximo ao leito do Rio Paraná do Careiro, existem três

planos de falhas. Os perfis das falhas sugerem que as mesmas podem ser do tipo transcorrente e provavelmente possuem direção NW-SE.

Infelizmente, algumas superfícies de discordância não puderam ser identificadas. A superfície de contato entre as Formações Itaituba e Monte Alegre é um exemplo, cuja justificativa pode ser atribuída à pequena espessura da unidade Monte Alegre na porção oeste da bacia próximo ao Arco de Purus onde estão localizadas as três linhas sísmicas deste trabalho. A baixa resolução vertical presentes nas seções devido à presença das soleiras de diabásio é outra problemática que afeta a identificação de superfícies de contatos mais profundos, já que as soleiras causam a perda e o espalhamento do sinal sísmico deteriorando a qualidade das seções.