



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

PROCESSAMENTO E INTERPRETAÇÃO DE DADOS SÍSMICOS 2D NA BACIA DO JEQUITINHONHA

FÁBIO BARROS COSTA

SALVADOR – BAHIA

AGOSTO – 2007

Processamento e interpretação de dados sísmicos 2D na Bacia do Jequitinhonha

por

FÁBIO BARROS COSTA

Orientador: Prof. Dr. Marco Antonio Barsottelli Botelho

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

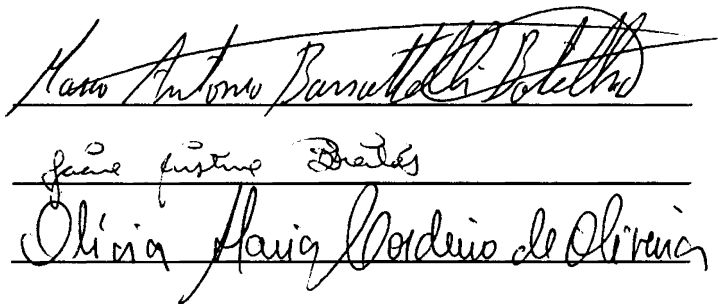
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA APLICADA

DO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DA

UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA



Three handwritten signatures are shown, each on a horizontal line. The first signature is 'Marco Antonio Barsottelli Botelho', the second is 'Jacira Cristina Batista de Freitas', and the third is 'Olivia Maria Cordeiro de Oliveira'.

Comissão Examinadora

Dr. Marco Antonio Barsottelli Botelho

Dra. Jacira Cristina Batista de Freitas

Dra. Olívia Maria Cordeiro Oliveira

Data da aprovação: 29/08/2008

Aos meus pais, pelo apoio e
dedicação a minha formação.

RESUMO

O emprego do método sísmico na exploração geofísica tem por objetivo a obtenção de uma imagem confiável da configuração geológica em subsuperfície através das propriedades físicas que governam amplitudes, frequências e fases dos sinais registrados.

O método sísmico de reflexão usado na prospecção de hidrocarbonetos complementa o conhecimento geológico por proverem de uma boa aproximação de imageamento do subsolo. É importante estabelecer um *link* dos dados desde a etapa de aquisição, passando pelo processamento até a interpretação da informação para que se possa diferenciar entre o dado geológico e o dado final obtido da sísmica.

Neste trabalho realizamos um estudo dirigido sobre as principais etapas que um geofísico de prospecção de hidrocarbonetos deve realizar na busca deste bem precioso, que é o petróleo (óleo e/ou gás). Nesta pesquisa elegemos a Bacia de Jequitinhonha como objeto deste estudo, portanto, vamos realizar uma breve revisão sobre a geologia da área.

A segunda etapa deste trabalho é processar, usando a clássica técnica do CMP (Common Mid Point), uma seção sísmica representativa da Bacia, onde descrevemos um fluxograma de processamento dos dados sísmicos, de modo que possa oferecer maiores informações sobre como processar dados sísmicos, procurando obter melhores imagens da subsuperfície. Esse trabalho tem como objetivo apresentar um fluxograma de processamento de dados sísmicos reais, de um levantamento sísmico realizado na bacia do Jequitinhonha, empregando o pacote de processamento denominado *Focus*.

Finalmente, através da seção sísmica obtida pelo processamento e através dos atributos sísmicos aplicados no mesmo, buscou-se fazer uma comparação qualitativa entre os resultados obtidos, tecendo conclusões a respeito de cada atributo aplicado, que para isso foi utilizado o software livre Seismic Unix, em busca de uma melhor interpretação estrutural. Contempla-se então a terceira etapa deste trabalho que é a interpretação da imagem sísmica, ou seja, a sua tradução para a geologia.

ABSTRACT

The application of the seismic method in the geophysical exploration has for objective the attainment of a trustworthy image of the geologic configuration in subsurface through the physical properties that govern amplitude, frequencies and phases of the registered signals.

The seismic method of prospection complement the geologic knowledge for providing with a good approach of imageament of the subsoil. Link of the data is important to establish one since the stage of acquisition, passing for the processing until the interpretation of the information, so that if it can differentiate between the geologic data and the gotten final data of the seismic one.

In this work we carry through a study directed on the main stages that a geophysicist of prospection of hydro-carbons must carry through in the search of this precious good, that is the oil or gas. In this research we choose the Basin of Jequitinhonha as object of this study, therefore, we go to carry through one brief revision on the geology of the area.

The second stage of this work is to process, using the classic technique of CMP (Common Mid Point), a representative seismic section of the Basin, where we describe a flowchart of processing of the seismic data, in way that can offer to greater information on as to process given seismic, looking for to get better images of the subsurface. This work has as objective to present a flowchart of real seismic data processing, of a seismic survey carried through in the basin of the Jequitinhonha, using the package of called processing Focus.

Finally, through the seismic section gotten by the processing and through the applied seismic attributes in the same, one searched to make a qualitative comparison between the gotten results, conclusions regarding each attribute applied, that stops this was used free software Seismic Unix, in search of one better structural interpretation. The third stage of this work is contemplated then that is the interpretation of the seismic image, that is, its translation for geology.

ÍNDICE

RESUMO	iii
ABSTRACT	iv
ÍNDICE	v
ÍNDICE DE FIGURAS	vii
INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO 1 Aspectos Geológicos da Bacia do Jequitinhonha	3
1.1 Histórico de Exploração	3
1.2 Localização	3
1.3 Domínio Estrutural e Geotectônico	6
1.4 Arcabouço Estratigráfico	10
1.5 Sistema Petrolífero	12
1.5.1 Bacia do Jequitinhonha	12
1.5.2 Rocha Geradora	12
1.5.3 Rocha Reservatório, Selo e Trapa	13
1.5.4 Geração e Migração	13
CAPÍTULO 2 Etapas do Pré-Processamento Sísmico	15
2.1 Dados Gerais sobre a aquisição dos dados	15
2.2 Conversão do formato	16
2.3 Geometria	16
2.3.1 Tabela Station	17
2.3.2 Tabela Shot	18
2.3.3 Tabela Pattern	19
2.3.4 Tabela CDP	20
2.3.5 Cobertura CDP	21
2.4 Edição	22
2.5 Mute	24
2.6 Compensação das perdas de amplitude	26

CAPÍTULO 3	Processamento	30
3.1	Filtragem	30
3.2	Correção Normal Moveout (NMO)	35
3.3	Análise de Velocidade	40
3.3.1	Espectro de velocidade	41
3.3.2	Coerência	41
3.3.3	Semblance	42
3.3.4	Seção empilhada	46
3.4	Ganho Automático (AGC)	48
3.5	Migração pós-empilhamento	51
CAPÍTULO 4	Interpretação de dados sísmicos	54
4.1	Introdução	54
4.2	Atributos Sísmicos	55
4.3	Definição e cálculo do traço sísmico complexo	56
4.4	Amplitude da quadratura	57
4.5	Atributos Instantâneos (Pós-empilhamento)	58
4.5.1	Amplitude Instantânea ou do Envelope	58
4.5.2	Primeira derivada do envelope	59
4.5.3	Segunda derivada do envelope	59
4.5.4	Fase Instantânea	59
4.5.5	Frequência Instantânea	61
CAPÍTULO 5	Aplicações e Resultados Obtidos	63
5.1	Aplicação dos Atributos	63
CAPÍTULO 6	Conclusões	70
Agradecimentos		71
CAPÍTULO 7	Referências Bibliográficas	72

ÍNDICE DE FIGURAS

1.1	Localização da Bacia de Jequitinhonha (Fonte: ANP).	5
1.2	Arcabouço Estrutural da Bacia de Jequitinhonha (Fonte: ANP).	6
1.3	Modelo esquemático de evolução da margem brasileira (Fonte: ANP).	8
1.4	Seção Geológica da Bacia de Jequitinhonha (Fonte: ANP).	10
1.5	Carta Estratigráfica da Bacia do Jequitinhonha (Fonte: ANP).	11
1.6	Poços e ocorrências de hidrocarbonetos (Fonte: BDEP).	14
2.1	Screenshot da tabela Station.	18
2.2	Screenshot da tabela Shot.	18
2.3	Screenshot da tabela Pattern.	19
2.4	Screenshot da tabela CDP.	20
2.5	Gráfico da Cobertura CDP.	21
2.6	Screenshot das opções de visualização.	23
2.7	Tipos em detalhe.	23
2.8	Antes e depois da eliminação dos traços ruidosos.	24
2.9	Utilizando a função mute no FOCUS.	25
2.10	Antes e depois da aplicação do mute.	26
2.11	Dado após a correção de divergência esférica.	29
3.1	Modelos Clássicos de Filtros de Frequência.	31
3.2	Aplicação do filtro passa-banda.	33
3.3	Dado após aplicação do filtro.	34
3.4	Determinando os limites de frequência do filtro.	35
3.5	Análise dos dados de coordenadas e agrupamentos (Araújo, 2000).	36
3.6	NMO de um refletor plano (Gadallah, 1994).	37
3.7	NMO para o modelo da Terra.	37
3.8	Dado após a aplicação da correção NMO.	40
3.9	Análise de coerência e seu respectivo CMP.	43
3.10	Simulação do NMO.	44
3.11	Simulação da seção empilhada do CMP.	45
3.12	Campo de velocidades RMS.	46
3.13	Seção sísmica empilhada.	48
3.14	Seção empilhada com ganho aplicado.	50
3.15	Esquema de migração.	51
3.16	Seção sísmica migrada.	53

4.1	Ilustrações de algumas <i>Waveforms</i> (Fonte SEG).	57
4.2	Amplitude sísmica e fase instantânea de um traço sísmico real.	61
5.1	Seção empilhada após aplicação do atributo Amplitude envelope.	64
5.2	Seção empilhada após aplicação do atributo 1ª derivada do envelope.	65
5.3	Seção empilhada após aplicação do atributo 2ª derivada do envelope.	66
5.4	Seção empilhada após aplicação do atributo Fase instantânea.	67
5.5	Seção empilhada após aplicação do atributo Frequência instantânea.	68
5.6	Resultado final, seção interpretada estruturalmente.	69

INTRODUÇÃO

Com a quebra do monopólio e subsequente atuação da Agência Nacional do Petróleo como concessionária de blocos de exploração e produção de hidrocarbonetos em território brasileiro, as bacias de Camamu-Almada e Jequitinhonha renovaram-se como bacias de fronteira exploratória. Localizadas na porção centro-sul do Estado da Bahia, encontram-se na seqüência de bacias da Margem Atlântica Brasileira. Em fases exploratórias anteriores estas bacias não responderam satisfatoriamente. A restrita base de dados tem sido uma dificuldade a ser superada para um adequado entendimento da acumulação de petróleo nesta região. Estudos recentes de integração geológico-geofísica têm contribuído a uma revitalização do interesse exploratório na bacia que pode ser avaliado pelo número de concessões negociadas pela ANP (Agência Nacional do Petróleo).

Este trabalho tem por objetivo fazer com que um aluno de graduação visite as três etapas de uma investigação sísmica, ou seja, (a) uma compreensão sobre a geologia da bacia, (b) o processamento dos dados sísmicos e (c) interpretação da seção sísmica.

Em se tratando de processamento sísmico, deve-se salientar que não existe uma seqüência única a ser aplicada em todas as situações. Como geralmente existe uma zona de maior interesse na seção sísmica, às vezes torna-se necessário sacrificar a qualidade no restante do dado. O que se procura no processamento é, resumidamente, restaurar as diversas perdas de amplitude e de propagação da onda, retirar efeitos das camadas superficiais, preservar e ressaltar somente eventos correspondentes à ondas P refletidas. Para tanto é necessário corrigir diferentes trajetórias de uma família CDP, descobrir o campo de velocidades (VELAN), realizar a correção NMO (Normal Move Out), somar os traços de um CDP e obter a verdadeira posição espacial dos eventos.

Quando se interpreta um dado é importante observar a seqüência de aquisição e processamento para avaliar a necessidade de possíveis ganhos de um novo programa sísmico ou até mesmo um reprocessamento. Esta análise é ainda mais importante quando se trabalha com diferentes gerações de levantamentos.

Na etapa de interpretação dos dados, desde 1970, os Atributos de Traços Sísmicos Complexos ganharam uma popularidade considerável, primeiro como uma forma de exibição conveniente das feições geológicas e estruturais e depois como eles estavam incorporados com outras dimensões derivadas da sísmica, eles se tornaram uma ferramenta analítica válida para predições litológicas e caracterização de reservatórios.

Por fim, neste trabalho, procura-se discutir os Atributos de Traços Complexos, as suas classificações e características como uma ferramenta para a interpretação estrutural de dados sísmicos.

CAPÍTULO 1

Aspectos Geológicos da Bacia do Jequitinhonha

1.1 Histórico de Exploração

Segundo Bacoccoli e Asmus (1968) apud Córdoba (1990), um extenso baixo gravimétrico de forma elipsoidal e direção noroeste-sudeste foi detectado na região entre os rios Pardo e Jequitinhonha. Assim foi descoberta a Bacia de Jequitinhonha, em 1959.

As atividades exploratórias na bacia tiveram início em 1966, com a perfuração de poços estratigráficos em terra, onde o primeiro, denominado 2-SAST-01-BA (Figura 1.6), perfurou 3618 metros de sedimentos sem encontrar o embasamento, vide Bacoccoli e Asmus, (1968), apud por Córdoba (1990). A partir de 1970, as atividades exploratórias foram direcionadas para a plataforma continental, com a execução dos primeiros levantamentos sísmicos na região marítima (Meister e Gomes 1971, apud por Córdoba 1990).

Foram perfurados até o presente cerca de 24 poços exploratórios, 6 de extensão, 3 estratigráficos e 2 de produção, totalizando 35 poços. Os resultados obtidos estão resumidos na tabela 1.1.

1.2 Localização

A Bacia do Jequitinhonha está localizada na porção nordeste da margem leste brasileira, no litoral sul do Estado da Bahia, em frente à foz do rio Jequitinhonha. A norte, limita-se com a Bacia de Camamu-Almada através do Alto de Olivença, e a sul, com a Bacia de Cumuruxatiba, através do banco vulcânico de Royal Charlotte e sua projeção para o continente. Ocupa uma área de cerca de 10.100Km^2 , dos quais 9.500Km^2 são submersos (7.000Km^2 até 1.000m de lâmina d'água e 2.500Km^2 entre 1.000m e 2.000m). Esta bacia está

Seco com indícios de óleo e gás	01
Seco sem indícios de óleo	23
Produtor subcomercial de óleo	04
Extensão produtor de óleo	01
Descobridor de campo de óleo	01
Abandonado por acidente mecânico	04
Total	35

Tabela 1.1: Resumo da perfuração na Bacia de Jequitinhonha (Fonte: ANP).

posicionada sobre a borda sul do Cráton de São Francisco, que, segundo Inda *et al.* (1984), é constituída por terrenos predominantemente granulíticos, total ou parcialmente retrabalhados no ciclo Transamazônico.

A localização da Bacia de Jequitinhonha na margem Leste do Brasil, pode ser conferida na figura 1.1, tendo como limite norte a Bacia de Camamu-Almada e limite sul a Bacia de Cumuruxatiba e base de dados utilizada, caracterizada por poços e linhas sísmicas.

Compreende uma bacia *rift* que evoluiu para uma típica de margem passiva. Diferente das bacias limítrofes, o *rift* amostrado é de idade aptiana. Sedimentos mais antigos das idades berriasiana, valanginiana, hauteriviana e barremiana, comuns nas bacias marítimas vizinhas, ainda são uma hipótese, pois não foram datados com base em ostracodes e palinomorfos. As seções sísmicas sugerem a presença de um *rift* mais velho do que o já atravessado por poços ou descrito em afloramentos. Porém, como ele não foi ainda amostrado, a sua idade é indeterminada.

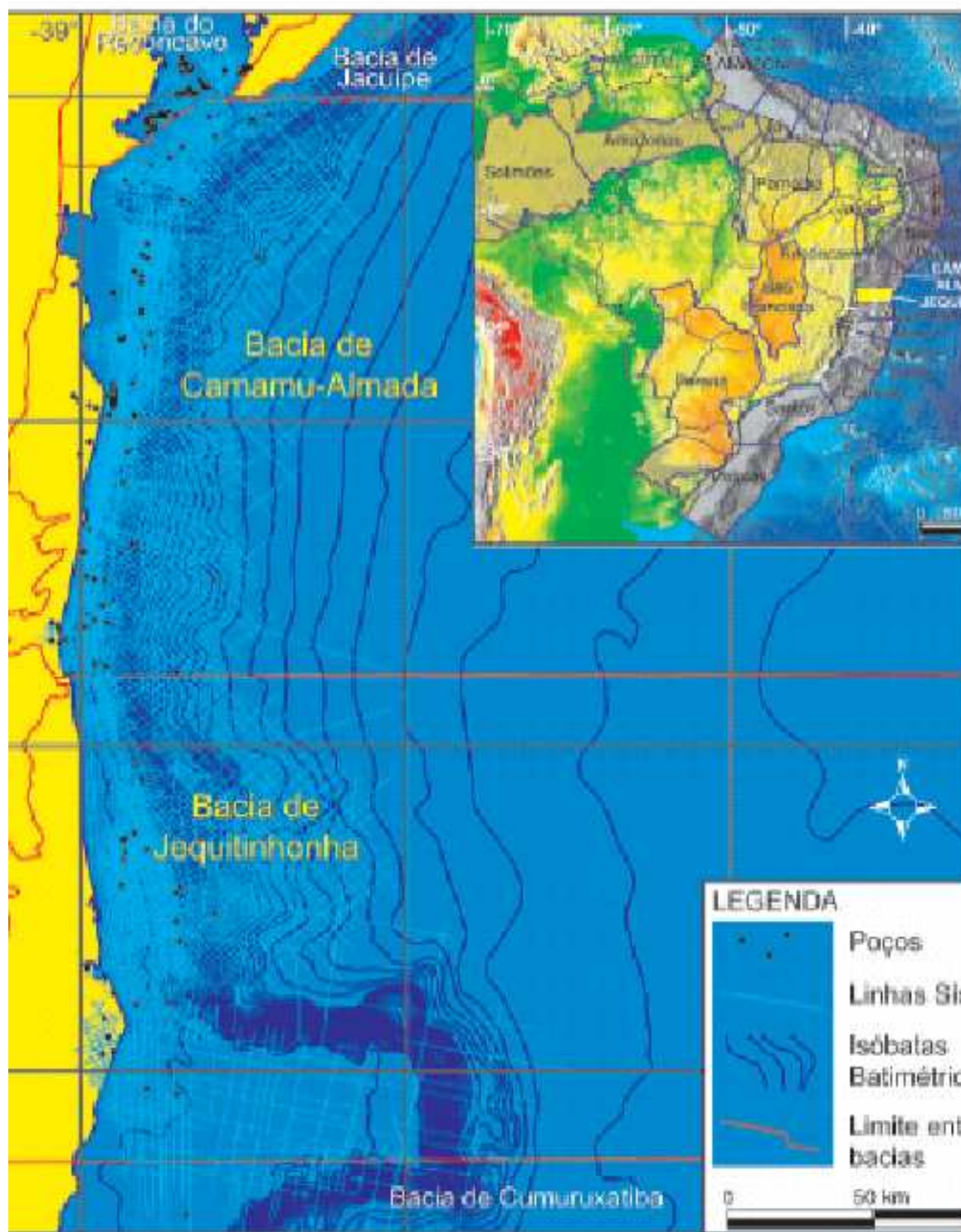


Figura 1.1: Localização da Bacia de Jequitinhonha (Fonte: ANP).

1.3 Domínio Estrutural e Geotectônico

Do ponto de vista estrutural a bacia é composta na porção norte pelo Alto de Olivença, que se estende para sul como uma plataforma rasa na parte terrestre e avança cerca de dez quilômetros mar adentro. A porção sul se diferencia do norte pela ausência deste patamar do embasamento (figura 1.2). O embasamento é constituído por rochas graníticas e gnáissicas.

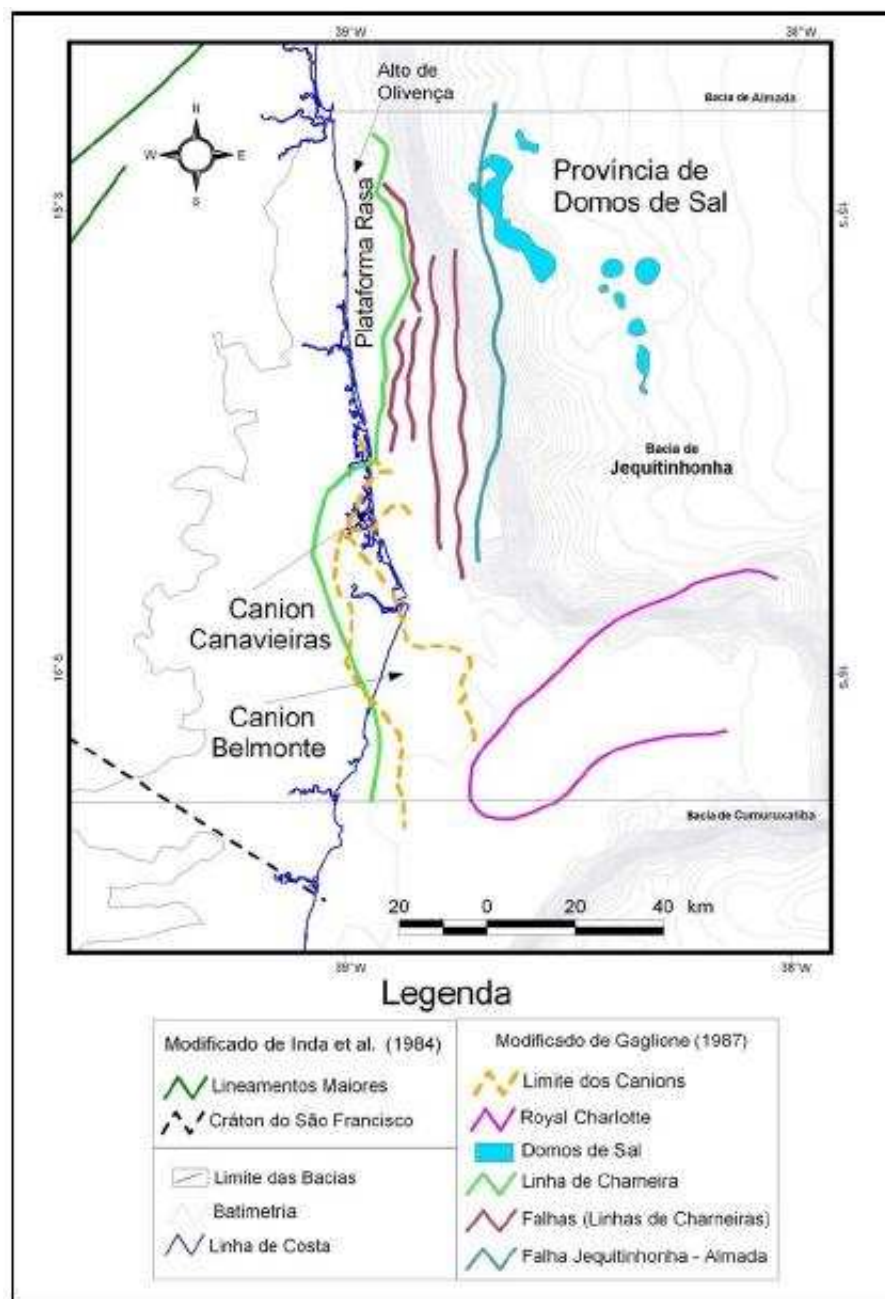


Figura 1.2: Arcabouço Estrutural da Bacia de Jequitinhonha (Fonte: ANP).

O limite da plataforma rasa supracitada se caracteriza como uma falha de borda que distingue a porção rasa a oeste, recoberta por sedimentos de idade Terciária, da porção localizada a leste, que apresenta o registro mais completo da sedimentação da bacia. O registro sedimentar observado na fase *rift* é marcado por falhas normais que atingem o embasamento. A partir da falha de borda, que constitui o limite de deposição cretácea da bacia, as falhas normais aprofundam-se e estendem-se supostamente por toda a área sedimentar, formando horsts, grabens e semi-grabens (Araújo 1990, apud Córdoba, 1990).

A Bacia do Jequitinhonha possuiu uma evolução geológica caracterizada por fases geotectônicas distintas. Uma fase inicial *pré-rift*, onde predomina um estilo de sinéclise intracontinental no período Neojurássico a Eocretáceo. Porém três megasseqüências principais caracterizam a evolução da bacia (Santos *et al.* 1994):

A primeira está associada a uma fase *rift*, onde o regime distensivo é intenso, até a quebra Gondwana (Neocomiano e Aptiano, Rio da Serra a Alagoas), a qual é admitida como assimétrica (Macedo, 1991). Iniciada no Eoaptiano, a fase *rift* constitui-se por sedimentos clásticos grosseiros (siliciclásticos) e folhelhos do Membro Mucuri da Formação Mariricu, depositados em ambiente fluvio-lacustre. Estes sedimentos, de idade eoaptiana, apresentam maior espessura na parte terrestre e na porção marinha sul da bacia, pertencendo ao Grupo Nativo. Este grupo também é presente na estratigrafia da Bacia de Cumuruxatiba, que se diferencia da Bacia do Jequitinhonha pela ausência do Grupo Cumuruxatiba, posicionado estratigraficamente abaixo do Grupo Nativo (Santos & Gontijo 1992), como também pela ausência de parte do Grupo Nativo (Formação Cricaré).

A megasseqüência transicional caracteriza-se por evaporitos neoaptianos do Membro Itaúnas (Formação Mariricu), marcando o início de uma ingressão marinha, ou seja, a fase evaporítica representa as primeiras incursões marinhas durante a passagem do ambiente continental da fase *rift* para o ambiente marinho aberto da fase *pós-rift*. Caracteriza-se pela deposição de sedimentos evaporíticos (halita e anidrita), em ambiente marinho de circulação restrita, interdigitados com arenitos do sistema deposicional costeiro. Tais rochas estão agrupadas no Membro Itaúnas da Formação Mariricu, com deposição durante o Neo-aptiano.

A terceira megasseqüência, *pós-rift* ou marinha, formou-se durante a fase de deriva continental e caracteriza-se pela acumulação de sedimentos marinhos transgressivos, depositados durante uma fase de subsidência termal da bacia, seguindo-se uma fase marinha regressiva. Esta fase é representada pelo Grupo Barra Nova, constituída por sedimentos clásticos grosseiros (siliciclásticos) depositados em leques deltaicos da Formação São Mateus, nas porções proximais da bacia. Nas porções mais distais foram depositados os sedimentos carbonáticos de alta e baixa energia da Formação Regência. A idade do Grupo Barra Nova abrange o Albiano até o Coniaciano. Tal unidade apresenta as maiores espessuras na porção sul da bacia e segue até os dias de hoje caracterizada como uma margem passiva, apresentando uma plataforma marinha, a oeste, com uma batimetria média de 20 a 100m, uma região de

talude que se originou a partir da zona de charneira da fase *rift* e uma região abissal com batimetria média de 2000m.

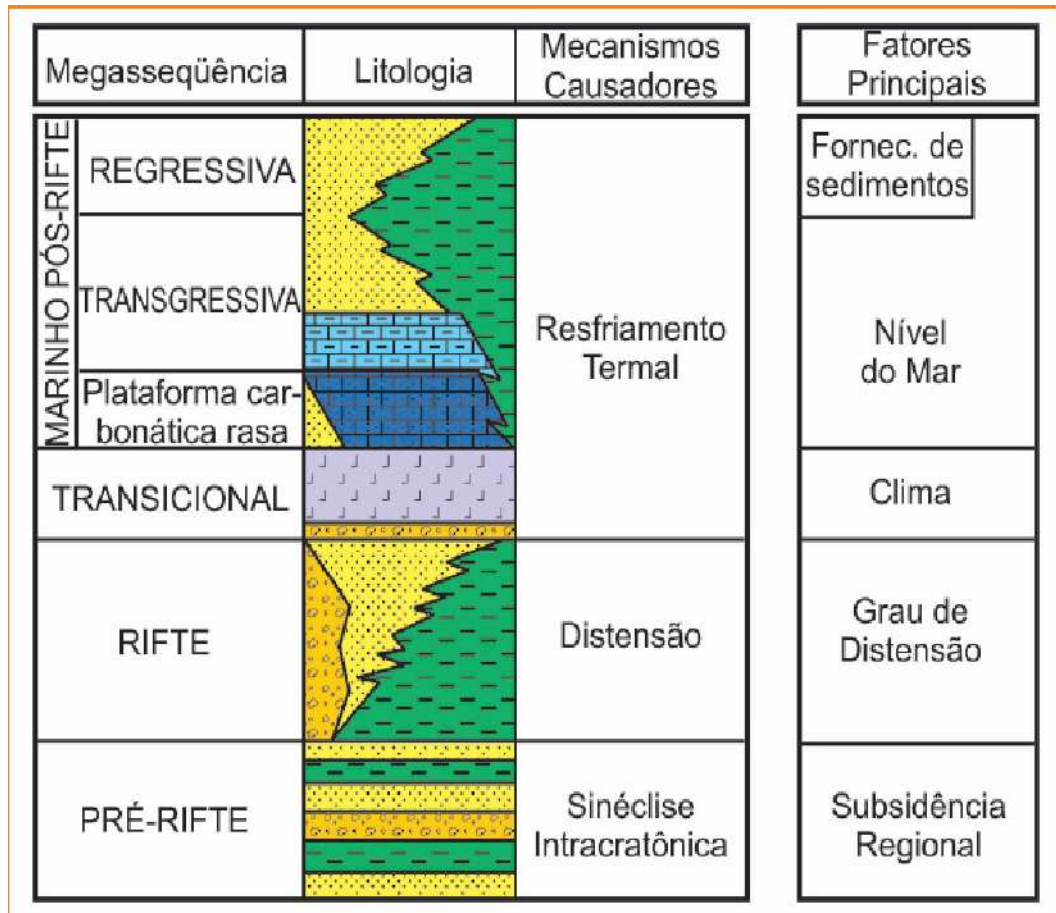


Figura 1.3: Modelo esquemático de evolução da margem brasileira (Fonte: ANP).

A figura 1.3 mostra o modelo esquemático de evolução da margem brasileira com seus respectivos estágios, litologias, mecanismos controladores e fatores principais. Modificado de Chang et al. (1990).

Do Neocretáceo até o Eoceno, a deposição do Grupo Espírito Santo ocorreu em ambiente francamente marinho, de caráter transgressivo, constituído por pelitos com arenitos finos intercalados (Formação Urucutuca). A partir do Eoceno instala-se na bacia uma fase marinha regressiva, com a deposição de arenitos grosseiros característicos de leques costeiros da Formação Rio Doce, indicando uma possível reativação da área fonte nessa época (Fisher *et al.* 1973, apud Córdoba 1990). Os carbonatos de alta e baixa energia, depositados em ambiente nerítico durante o Terciário, constituem a Formação Caravelas. Durante esta fase regressiva, houve continuidade da deposição da Formação Urucutuca nas porções distais da Bacia do Jequitinhonha. A transgressão regional do Cretáceo Superior, responsável pela deposição da Formação Urucutuca, e a regressão regional oligocênica, que marca a deposição das formações Rio Doce e Caravelas, estão possivelmente relacionadas a reajustes

isostáticos-eustáticos a elas contemporâneos.

A distribuição das fácies sedimentares que constituem esta fase de deriva continental é conspicuamente controlada pela halocinese, resultando numa tectônica de jangada (raft tectonics) (Magnavita *et al.*, 1999). Na calha (gráben) formada por este processo, encontram-se depositados sedimentos terciários cortados por falhas sintéticas e antitéticas que estão sobre uma cicatriz de sal aptiana. Na porção mais a leste, ocorre uma jangada de carbonatos albianos e turbiditos do Cretáceo Superior, depositados a partir de uma mudança na fisiografia da bacia devido à movimentação de sal, seguida, ainda mais a leste, por imensas muralhas de sal, que comprovam o fluxo halocinético da plataforma em direção às águas profundas (Magnavita *et al.*, 1999).

Na porção sul da bacia, o Grupo Barra Nova se apresenta mais espesso se comparado à porção norte, em razão da ocorrência de uma taxa maior de subsidência, e, em parte, pelo aumento significativo de sedimentos arenosos da Formação São Mateus intercalados às rochas carbonáticas da Formação Regência.

Finalmente, durante o Mioceno/Plioceno, foram depositados na porção terrestre da bacia os sedimentos clásticos de leques aluviais da Formação Barreiras.

Na Bacia do Jequitinhonha, durante o Paleoceno/Eoceno, houve a intrusão de rochas ígneo-básicas do Complexo Vulcânico de Royal Charlotte (Formação Abrolhos), definidas na seção anterior [1.2](#).

A região de águas profundas da bacia é caracterizada por notáveis feições compressionais associadas a tectônica gravitacional (Mohriak e Nascimento, 2000).

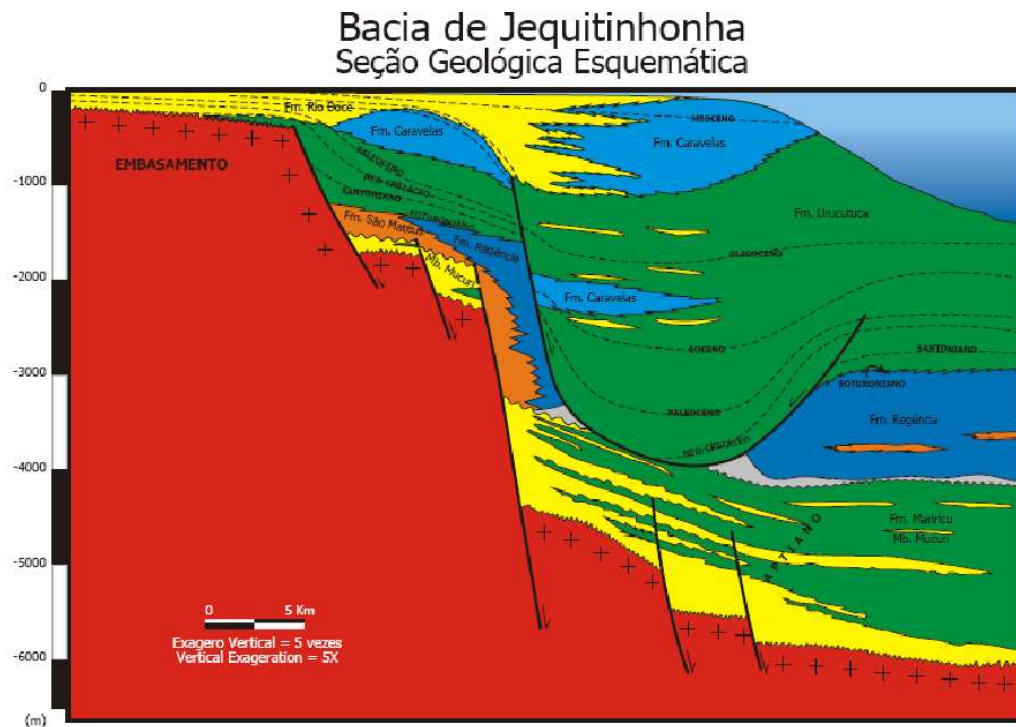


Figura 1.4: Seção Geológica da Bacia de Jequitinhonha (Fonte: ANP).

A figura 1.4 mostra como resultado da modelagem geológica a seção Geológica da Bacia de Jequitinhonha.

1.4 Arcabouço Estratigráfico

A arquitetura estratigráfica do *rift* Aptiano/Eoalbio mais novo e amplo é semelhante à de uma bacia apenas estirada. Esse padrão pode ser um reflexo de um aporte incomum de calor, que teve início durante o Barremiano, causado pela domação, cujas rochas vulcânicas só extrudiram, na vizinhança sul da bacia, durante o Paleoceno e o Eoceno. O Complexo de Royal Charlotte é o testemunho desse evento. Após soerguimento térmico delineou-se, durante o Aptiano e o Eoalbio, o aparecimento de falhas extensionais que, com o arrefecimento posterior, formaram um sistema de *rifts* encravados numa larga depressão.

A coluna estratigráfica (Figura 1.5) é análoga às das outras bacias da costa leste brasileira, apresentando sedimentos lacustres da fase *rift* iniciada no Eoaptiano, recobertos por rochas evaporíticas de idade Neo-aptiana e, subsequente, por rochas de margem passiva do oceano aberto associadas à subsidência térmica. A nomenclatura utilizada nas unidades estratigráficas também obedece às definições anteriormente realizadas (Carvalho e Garrido 1965, apud Santos *et al.* 1994 e Asmus *et al.* 1971), as quais são as mesmas descritas para a Bacia de Cumuruxatiba.

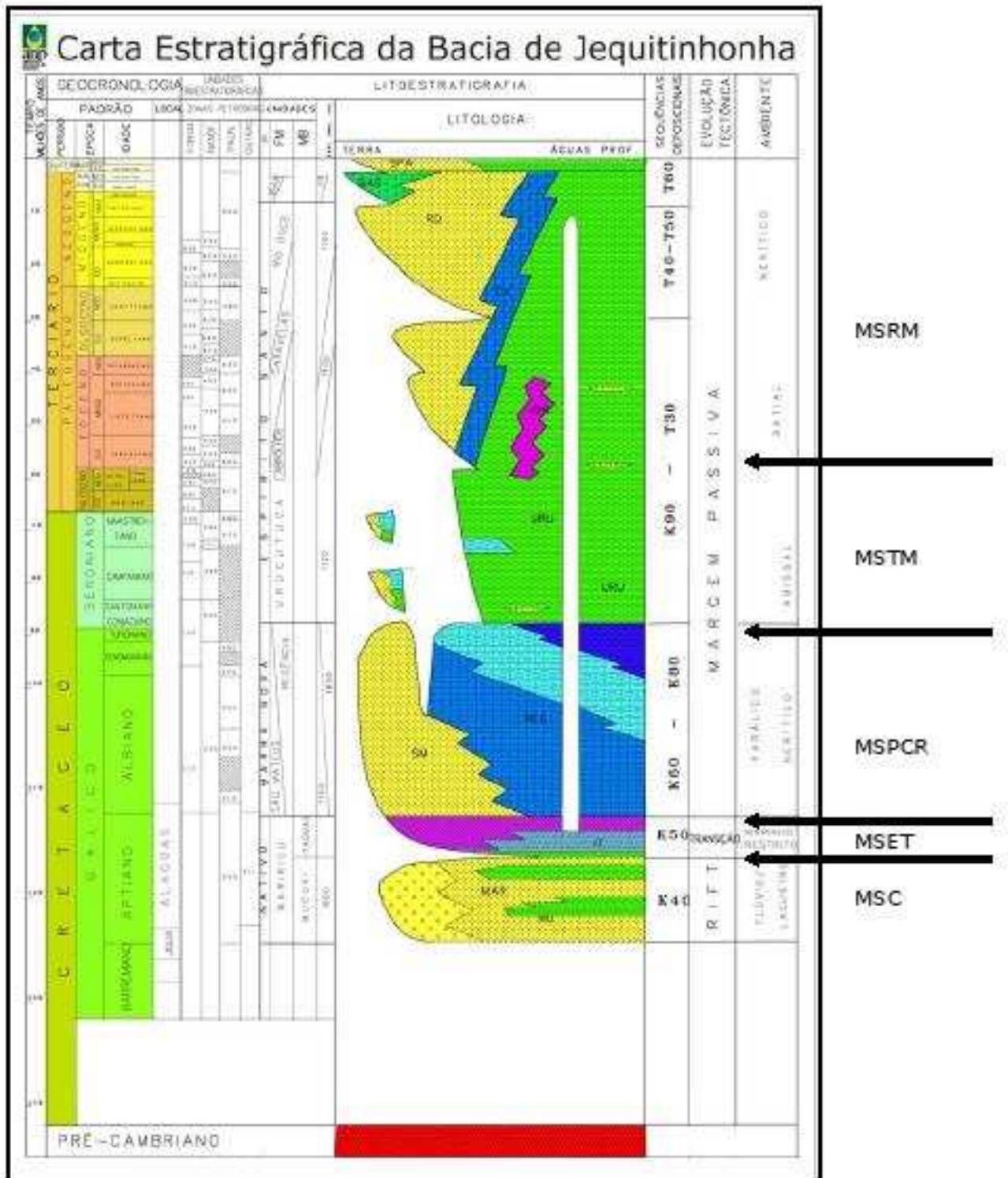


Figura 1.5: Carta Estratigráfica da Bacia do Jequitinhonha (Fonte: ANP).

Na figura 1.5 que representa a carta estratigráfica da Bacia do Jequitinhonha, as setas e siglas representam as cinco Megassequências propostas por Hong *et al.* (1990b): Continental (MSC), Evaporítica Transicional (MSET), Plataforma Carbonática Rasa (MSPCR), Transgressiva Marinha (MSTM), Regressiva Marinha (MSRM).

1.5 Sistema Petrolífero

A definição de um sistema petrolífero em uma bacia sedimentar compreende a existência e o funcionamento síncronos de quatro elementos essenciais, ou seja, este termo engloba todos os processos necessários para a existência de uma acumulação de óleo e gás. Os elementos essenciais são as rochas geradoras, o caminho do óleo, o reservatório e a selante que forma a trapa, assim como sobrecarga sedimentar. Os processos incluem a formação da trapa e a geração, migração e acumulação do petróleo. Todos os elementos essenciais devem estar posicionados de forma adequada no tempo e no espaço, de modo que os processos necessários para a formação de uma acumulação de petróleo possam ocorrer.

A nomenclatura completa de um sistema petrolífero inclui a designação da rocha geradora, seguida da principal rocha reservatório (que contém o maior volume de hidrocarbonetos) e, por fim, de um símbolo que expressa o grau de certeza da correlação óleo-rocha. Caso o nível de certeza seja alto, o sistema petrolífero é dito conhecido e é indicado pelo símbolo (!). Em um sistema petrolífero hipotético (.), os estudos geoquímicos identificaram uma rocha geradora, mas não existe correlação com a acumulação. Quando a existência da rocha geradora ou de petróleo é baseada tão somente nas evidências geológicas e geofísicas, este sistema petrolífero é chamado de especulativo e recebe o símbolo (?) (Magoon, 1994).

1.5.1 Bacia do Jequitinhonha

Na baía em estudo o sistema petrolífero Regência – Mariricu (!) é o responsável, até o momento, por todas as ocorrências de hidrocarbonetos nesta bacia (DPC & Assoc., 2000). A única ocorrência significativa, relacionada a este sistema petrolífero, foi descoberta pelo poço 1-BAS-37 (Figura 1.6). Poucos indícios de óleo foram localizados em poços da porção sul da bacia (e.g., 1-BAS-68, Figura 1.6).

1.5.2 Rocha Geradora

As rochas geradoras estão contidas na Formação Regência (Albiano-Cenomaniano) e incluem os folhelhos ricos em matéria orgânica depositados em ambiente marinho carbonático anóxico. Estas rochas apresentam teores de COT variando de 2% até 5%, e um potencial gerador satisfatório com, em média, 7 mgHC/g rocha (Gaglione et al., 1987). Ocorre

a dominância do querogênio Tipo II, mostrado pelo índice de hidrogênio variando de 500 a 600 mgHC/gCOT. Também são encontradas rochas geradoras marinhas potenciais nas Formações Mariricu (Aptiano) e Urucutuca (Cenomaniano-Turoniano), apesar destas serem pobres em matéria orgânica na região (DPC & Assoc., 2000).

As ocorrências de hidrocarbonetos relacionados à Formação Regência são compostas por poucos indícios de óleo e uma acumulação subcomercial no poço 1-BAS-37 (grau API 39,6°, Gaglione *et al.* (1987), Figura 1.6). As características geoquímicas revelam uma boa correlação com os extratos orgânicos dos folhelhos da Formação Regência. As informações sobre maturidade dos biomarcadores indicam um baixo nível de evolução termal para este óleo.

1.5.3 Rocha Reservatório, Selo e Trapa

As rochas que servem de reservatórios para os óleos gerados pela Formação Regência são de idade Aptiana e compostas por depósitos fluviais siliciclásticos do Membro Mucuri (Formação Mariricu). O selo é composto pelas rochas evaporíticas do Membro Itaúnas de mesma idade e formação. As trapas são essencialmente estruturais, localizados sobre um alto do embasamento onde os reservatórios estão selados pelos evaporitos (DPC & Assoc., 2000).

1.5.4 Geração e Migração

A integração de dados de reflectância de vitrinita efetuada por Gaglione *et al.* (1987) em diversos poços da Bacia do Jequitinhonha indicou que o topo da janela de óleo varia de 1000 até 1500 metros na parte terrestre ou proximal e encontra-se acima de 3000 metros na parte oceânica distal. A partir desta análise, os folhelhos da Formação Regência são imaturos em praticamente toda a área plataformal, ficando madura somente no talude e regiões oceânicas profundas. As possíveis rotas de migração seriam através das principais falhas e de contatos diretos com as rochas carreadoras da Formação Mariricu (DPC & Assoc., 2000).

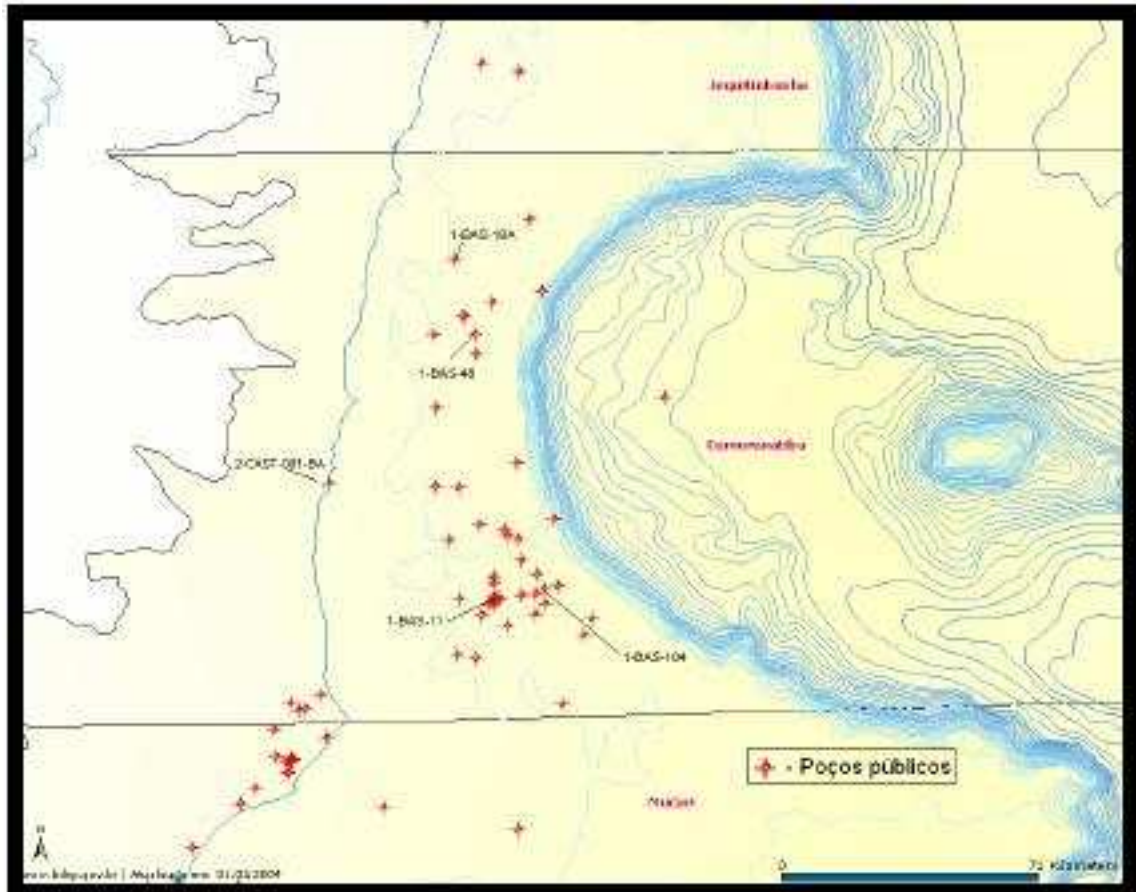


Figura 1.6: Poços e ocorrências de hidrocarbonetos (Fonte: BDEP).

A figura 1.6 mostra a distribuição de poços e ocorrências de hidrocarbonetos na Bacia de Jequitinhonha.

CAPÍTULO 2

Etapas do Pré-Processamento Sísmico

2.1 Dados Gerais sobre a aquisição dos dados

A linha sísmica 214-RL-0270 fez parte de uma aquisição sísmica marinha 2-D na Bacia do Jequitinhonha realizada em dezembro de 1985, a qual foi cedida pela Petrobrás ao grupo do LAGEP (CPGG/UFBa). A linha sísmica de reflexão 214-RL-0270 foi obtida com a aplicação da técnica CDP, usando um arranjo do tipo end-on. Após a aquisição dos dados, foi possível montar a tabela 2.1 com os parâmetros de aquisição.

Descrição dos parâmetros	Parâmetros utilizados
Linha sísmica	214-RL-0270
Spread	0-150-3125
Máxima cobertura CDP	60 traços
Número de tiros	1589
Número de canais	120
Tempo de registro	7s
Intervalo de amostragem	4ms
Intervalo entre pontos de tiros	25m
Distância entre receptores	25m
Estação do primeiro tiro	126
Nº total de estações	1714

Tabela 2.1: Parâmetros de aquisição do conjunto de dados sísmicos da linha 214-RL-0270.

2.2 Conversão do formato

Dados sísmicos de entrada e saída, na maioria das vezes, são registrados no formato SEG-Y. Este formato é definido pela Society of Exploration Geophysicists (SEG) e tornou-se o formato padrão mais utilizado na permuta de dados sísmicos nas companhias petrolíferas.

O dado sísmico de reflexão 2D da Bacia do Jequitinhonha já estava devidamente gravado no formato SEG-Y, sendo assim realizada a importação para o software *Focus*, o qual será utilizado para o processamento dos referidos dados.

2.3 Geometria

A geometria é uma etapa fundamental no processamento sísmico e deve-se ter o máximo de atenção por parte de quem processa, pois é nela que informamos as corretas posições de fontes e receptores e essas coordenadas serão usadas no restante do processamento. Caso haja erro nesta etapa, o trabalho que se seguirá poderá ser total ou parcialmente perdido, pois estaremos trabalhando com posicionamento de fontes e receptores errados (da Silva, 2004). O objetivo é registrar no cabeçalho (header) de cada traço sísmico essas coordenadas (de ponto de tiro, receptor, do ponto médio comum e o seu offset correspondente) e outras informações relevantes, para possibilitar a organização dos traços em famílias CDP, dentre outras formas possíveis de organização.

Neste presente trabalho foi montada uma geometria 2D para a linha RL 214-0270 utilizando o software *Focus* por meio do preenchimento das seguintes tabelas:

- Station
- Shot
- Pattern
- Cdp

A gravação das informações no header envolve a execução de um fluxograma com os seguintes módulos IN, HEADPUT, PROFILE, SORT E DSKWRT.

2.3.1 Tabela Station

Para o preenchimento da tabela station devemos calcular primeiro o número total de estações ou unidades da aquisição. Um conceito importante na montagem da geometria no focus é o de estação ou “unidade”, na qual, pode ser compreendida como cada ponto de aquisição (receptor, ponto de tiro) deslocado de uma distância igual ao afastamento entre receptores.

O número total de estações da aquisição utilizadas num levantamento contínuo com arranjo tipo end-on pode ser calculado através da seguinte expressão:

$$N = N_{t1} + \frac{\Delta S}{\Delta G} \cdot (n - 1) \quad (2.1)$$

Sendo estes parâmetros:

$N \rightarrow$ número total de estações da aquisição;

$N_{t1} \rightarrow$ número de estações para um único tiro;

$\Delta G \rightarrow$ espaçamento entre hidrofones;

$\Delta S \rightarrow$ distância entre pontos de tiro;

$n \rightarrow$ número de registros.

Substituindo os parâmetros da aquisição na expressão 2.1 obteremos então o número total de estações que será utilizado no preenchimento da tabela.

$$N = 126 + \left[\frac{25}{25} \cdot (1589 - 1) \right] = 1714 \quad (2.2)$$

Encontramos então o número total de estações para a montagem da geometria que foi de 1714.

	Station	Receiver X	Receiver Y
1	1	0,00	0,00
2	2	25,00	0,00
3	3	50,00	0,00
4	4	75,00	0,00
5	5	100,00	0,00
6	6	125,00	0,00
7	7	150,00	0,00
8	8	175,00	0,00
9	9	200,00	0,00
10	10	225,00	0,00
11	11	250,00	0,00
12	12	275,00	0,00
13	13	300,00	0,00
14	14	325,00	0,00
15	15	350,00	0,00
16	16	375,00	0,00
17	17	400,00	0,00
18	18	425,00	0,00
19	19	450,00	0,00
20	20	475,00	0,00
21	21	500,00	0,00
22	22	525,00	0,00
23	23	550,00	0,00
24	24	575,00	0,00
25	25	600,00	0,00
26	26	625,00	0,00
27	27	650,00	0,00
28	28	675,00	0,00
29	29	700,00	0,00

Figura 2.1: Screenshot da tabela Station.

A montagem da geometria da linha 214-RL-0270 é feita a partir do preenchimento da tabela *Station* que pode ser vista na figura 2.1.

2.3.2 Tabela Shot

A tabela contém as coordenadas X e Y dos 29 primeiros pontos de tiros em termos de estação.

	Shot	Station	Pattern	Origin	Shot X	Shot Y
1	1	126	270	126	3125,00	0,00
2	2	127	270	127	3150,00	0,00
3	3	128	270	128	3175,00	0,00
4	4	129	270	129	3200,00	0,00
5	5	130	270	130	3225,00	0,00
6	6	131	270	131	3250,00	0,00
7	7	132	270	132	3275,00	0,00
8	8	133	270	133	3300,00	0,00
9	9	134	270	134	3325,00	0,00
10	10	135	270	135	3350,00	0,00
11	11	136	270	136	3375,00	0,00
12	12	137	270	137	3400,00	0,00
13	13	138	270	138	3425,00	0,00
14	14	139	270	139	3450,00	0,00
15	15	140	270	140	3475,00	0,00
16	16	141	270	141	3500,00	0,00
17	17	142	270	142	3525,00	0,00
18	18	143	270	143	3550,00	0,00
19	19	144	270	144	3575,00	0,00
20	20	145	270	145	3600,00	0,00
21	21	146	270	146	3625,00	0,00
22	22	147	270	147	3650,00	0,00
23	23	148	270	148	3675,00	0,00
24	24	149	270	149	3700,00	0,00
25	25	150	270	150	3725,00	0,00
26	26	151	270	151	3750,00	0,00
27	27	152	270	152	3775,00	0,00
28	28	153	270	153	3800,00	0,00
29	29	154	270	154	3825,00	0,00

Figura 2.2: Screenshot da tabela Shot.

A montagem da geometria da linha 214-RL-0270 é feita a partir do preenchimento da

tabela Shot que pode ser vista na figura 2.2.

2.3.3 Tabela Pattern

A coluna pattern ou padrão refere-se a informações dos arranjos padrões de receptores para todos os tiros, do ponto de vista prático é feito o relacionamento entre as estações, os geofones ou canais e o ponto de tiro (da Silva, 2004).

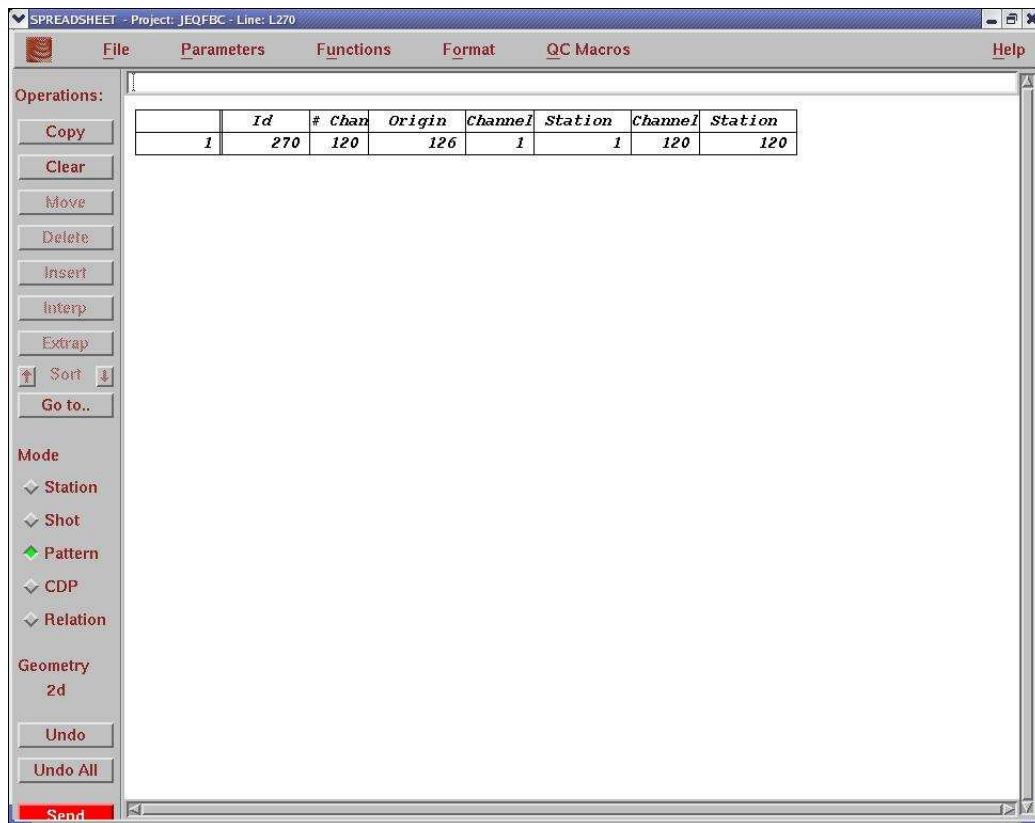
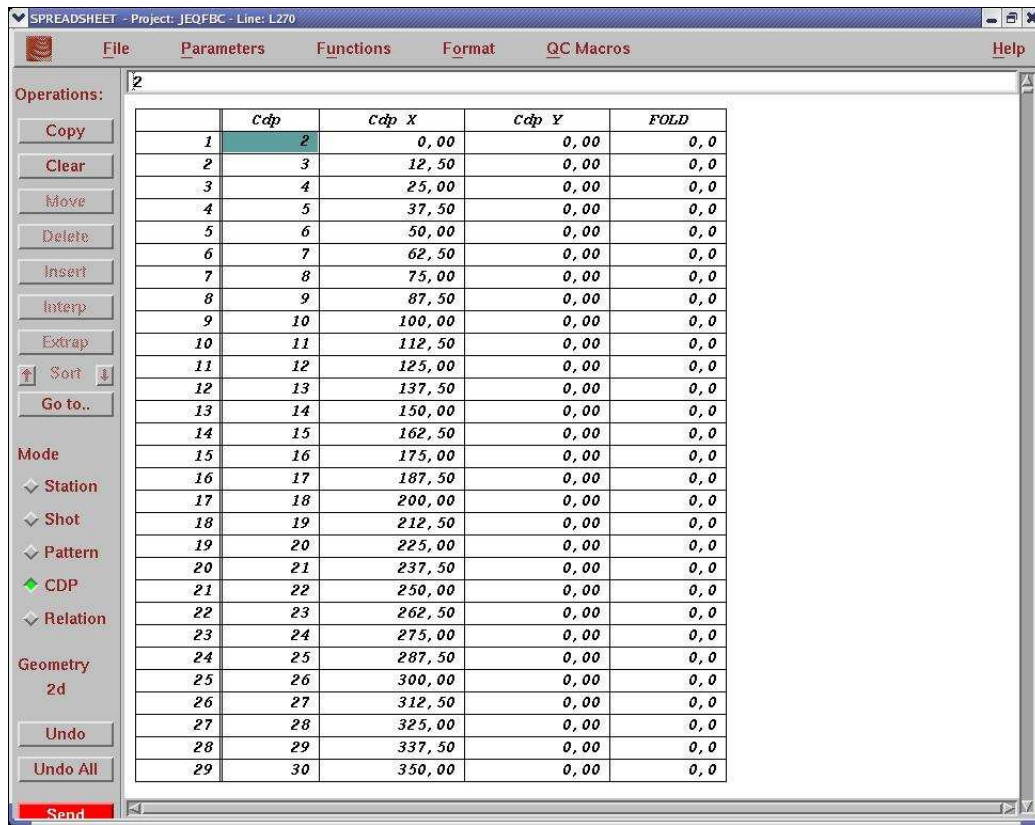


Figura 2.3: Screenshot da tabela Pattern.

A montagem da geometria da linha 214-RL-0270 é feita a partir do preenchimento da tabela *Pattern* que pode ser vista na figura 2.3.

2.3.4 Tabela CDP

A tabela CDP é a última a ser analisada visto que o próprio software a gera automaticamente com os dados obtidos das tabelas anteriores.



	Cdp	Cdp X	Cdp Y	FOLD
1	2	0,00	0,00	0,0
2	3	12,50	0,00	0,0
3	4	25,00	0,00	0,0
4	5	37,50	0,00	0,0
5	6	50,00	0,00	0,0
6	7	62,50	0,00	0,0
7	8	75,00	0,00	0,0
8	9	87,50	0,00	0,0
9	10	100,00	0,00	0,0
10	11	112,50	0,00	0,0
11	12	125,00	0,00	0,0
12	13	137,50	0,00	0,0
13	14	150,00	0,00	0,0
14	15	162,50	0,00	0,0
15	16	175,00	0,00	0,0
16	17	187,50	0,00	0,0
17	18	200,00	0,00	0,0
18	19	212,50	0,00	0,0
19	20	225,00	0,00	0,0
20	21	237,50	0,00	0,0
21	22	250,00	0,00	0,0
22	23	262,50	0,00	0,0
23	24	275,00	0,00	0,0
24	25	287,50	0,00	0,0
25	26	300,00	0,00	0,0
26	27	312,50	0,00	0,0
27	28	325,00	0,00	0,0
28	29	337,50	0,00	0,0
29	30	350,00	0,00	0,0

Figura 2.4: Screenshot da tabela CDP.

A montagem da geometria da linha 214-RL-0270 é feita a partir do preenchimento da tabela *CDP* que pode ser vista na figura 2.4.

2.3.5 Cobertura CDP

Um dos produtos da montagem da geometria, sendo usualmente requisitado, é o gráfico de cobertura $CDP \times$ número do CDP, que indica o número de traços em cada CDP da seção. A Figura 2.5 ilustra o gráfico de cobertura que atinge 60 traços por CDP, para o trecho de máxima cobertura.

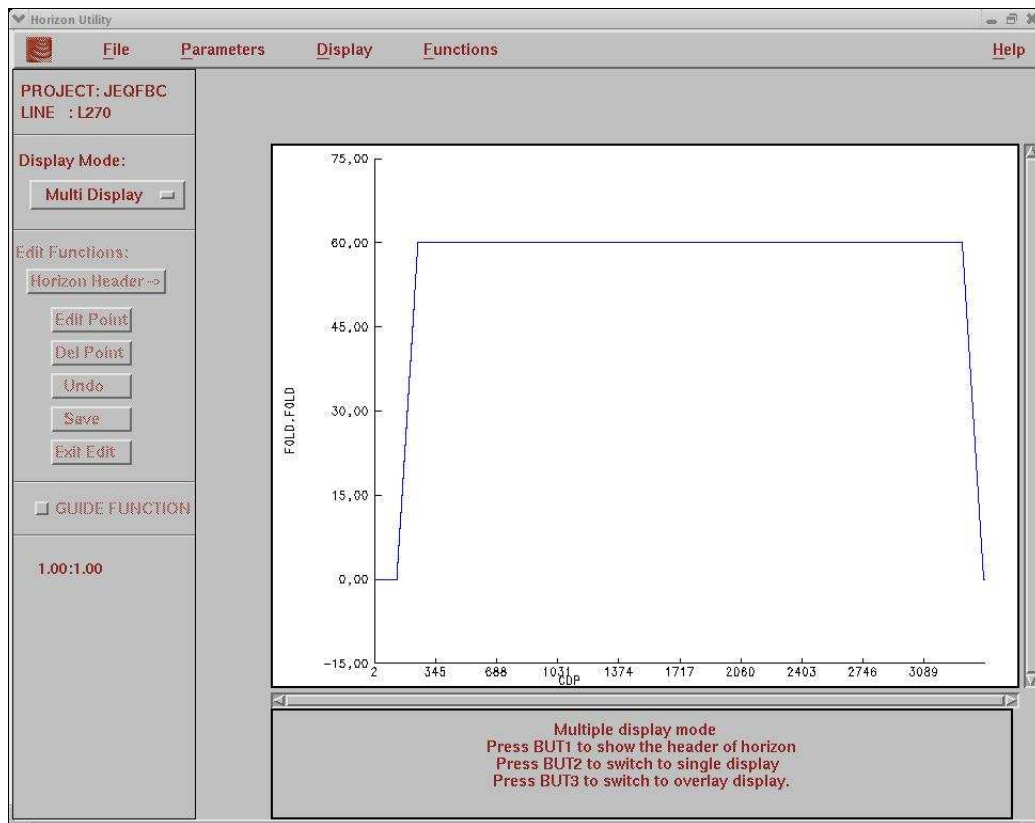


Figura 2.5: Gráfico da Cobertura CDP.

A figura 2.5 mostra o Gráfico de Cobertura CDP da linha 214-RL-0270. Podemos observar neste gráfico, que a cobertura máxima foi de 60 CDPs.

2.4 Edição

Essa etapa é de grande importância para os passos posteriores, pois aqui se realiza um controle de qualidade nos dados sísmicos para evitar a propagação de erros. Assim, traços e tiros ruidosos são inspecionados visualmente (normalmente no domínio do tiro) e devem ser retirados do dado de forma que não degradem a qualidade dos resultados, ou seja, da seção empilhada. A edição pode ser realizada em qualquer etapa do processamento, porém quanto antes for realizado, melhor será o resultado, recomenda-se sua execução antes ou logo após a montagem da geometria.

A presença de ruídos nos traços é prejudicial para as etapas posteriores. Como exemplo, temos que a presença de ruídos inibe o efeito da deconvolução estatística e os ruídos do tipo *spike* serão espalhados na seção sísmica com os processos de migração. Como essa etapa trata basicamente da exclusão de traços, o geofísico deve ter o máximo de cuidado, para que não haja perda de informação em virtude de uma eliminação equivocada.

No presente trabalho a edição foi realizada no domínio do tiro (famílias de tiro comum) logo após a montagem da geometria através do módulo IEDIT no *Focus*. Apesar da boa qualidade dos dados, todos os 1589 tiros foram visualizados na busca por traços ruidosos.

A etapa de edição envolve uma visualização prévia dos sismogramas de tiro (normalmente os registros de campo correspondem a famílias de tiro comum) e a eliminação total ou parcial dos traços que possam vir a comprometer diretamente a qualidade dos resultados. Em geral, a edição de dados sísmicos marinhos é menos dispendiosa que em dados sísmicos terrestres, pois normalmente apresentam uma melhor qualidade dos traços (traços uniformes/menos variações do sinal) e isso possibilita uma análise dos registros do tiro em incrementos regulares.

Os principais traços editados num sismograma são: traços com baixíssima razão sinal/ruído; sem sinal ou “mortos” (amplitude zero), devido ao desligamento ou problemas no hidrofone.

Durante a visualização dos sismogramas no domínio t-x, pode-se identificar os eventos desejáveis presentes nos sismogramas e verificar algumas de suas características. Para melhor visualizar os dados temos as seguintes opções de representação do traço sísmico (da Silva, 2004):

Auto → as amplitudes (positivas e negativas) são representadas por simples curvas;

Área variável (VA) → somente são representadas as amplitudes positivas “preenchidas em preto” que ficam a direita do centro do traço. Essa opção é mais usada quando se deseja gerar uma versão reduzida de uma seção sísmica;

Área variável mais wiggle (VA+WGL) → nessa opção, além das amplitudes negativas e positivas serem representadas por uma simples curva, elas são preenchidas pelas cores branco e preto respectivamente (padronizado pela SEG). Trata-se da opção mais utilizada para representar o traço sísmico.

Densidade variável (VD) → as amplitudes são diferenciadas empregando-se escalas de cores ou de cinza. Os sismogramas obtidos com radargramas normalmente utilizam essa opção de representação do traço.

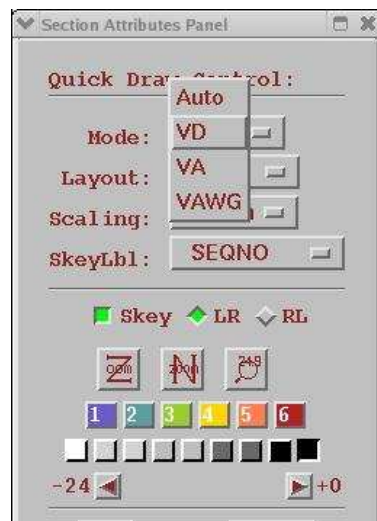


Figura 2.6: Screenshot das opções de visualização.

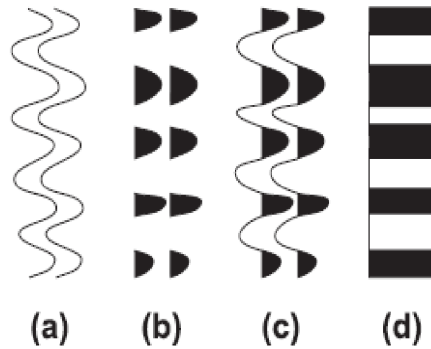


Figura 2.7: Tipos em detalhe.

A figura 2.6 mostra as opções de representação do traço sísmico que são mostrados em detalhe na figura 2.7. Os tipos são definidos como:

- (a) → Auto (Automático).
- (b) → Área variável.
- (c) → Área variável + wiggle.
- (d) → Densidade variável.

Em virtude da perda de energia durante a propagação da onda sísmica, a visualização dos traços normalmente fica comprometida, por isso, usamos na edição dos dados, um recurso de visualização bastante útil, disponibilizado pelo focus, em que os traços são observados como se tivesse sido aplicado um ganho automático.

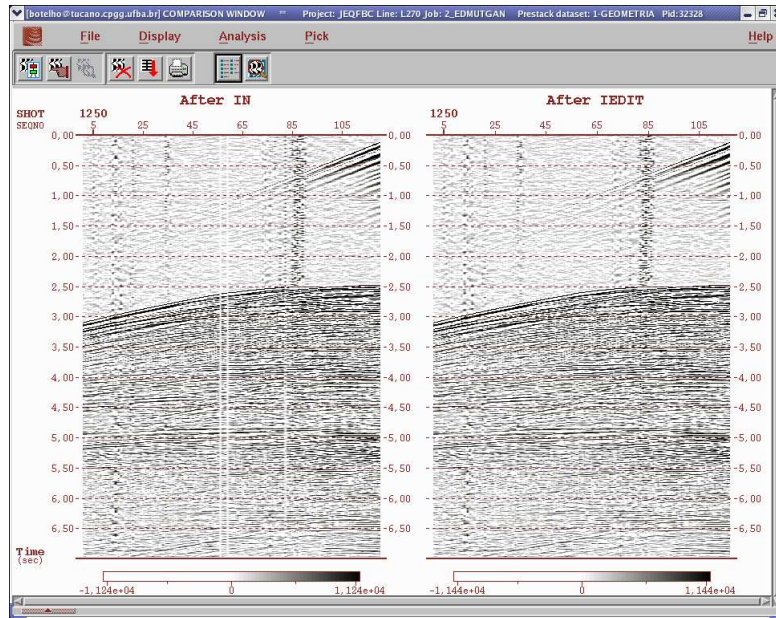


Figura 2.8: Antes e depois da eliminação dos traços ruidosos.

A figura 2.8 ilustra a edição dos traços contaminados por ruídos aleatórios, mostrando um registro no domínio do tiro (FFID 1250), na linha sísmica 214-RL-0270. Podemos observar uma região contaminada com ruído de baixa frequência e alta amplitude, e nos primeiros tempos, a existência dos ruídos coerentes, relacionados à onda direta e refratada. Observe também que os traços nulos foram interporlados por traços adjacentes.

2.5 Mute

O silenciamento ou mute tem como finalidade cancelar o valor das amplitudes de parte dos traços sísmicos mais próximos (mute interno) ou mais distantes (mute externo), eliminando áreas ruidosas do sismograma. O mute interno é usado para cancelar traços próximos de reflexões múltiplas que se alinham durante o empilhamento com a mesma velocidade do sinal primário. Por afetar também o sinal primário, este processo é geralmente evitado.

O mute externo procura atenuar as ondas diretas ou superficiais e as refrações rasas, que geralmente tem forte amplitude, e funcionam como ruído.

Após a definição de uma função mute a área ruidosa dos traços das famílias de tiro comum, compreendidas entre o tempo zero e os tempos das primeiras chegadas pode ser

eliminada escalonando traços, matando traços, ou eliminando partes do traço ou do dado no qual não se deseja trabalhar, assim como, a onda direta e as refrações sísmicas, presentes nos dados sísmicos de reflexão.

A função mute é obtida a partir de “picks” (pontos selecionados os quais representam pares de tempo x distância que irão determinar o limite entre a região do traço onde serão preservados os valores das amplitudes e a região de “muting” onde as amplitudes serão anuladas) que determinam uma fronteira no sismograma. O silenciamento tem sido uma ferramenta bastante explorada nos fluxos de processamento sísmico e sua utilização não é restrita apenas à fase do pré-processamento, sendo sua aplicação recomendada antes da deconvolução e da análise de velocidade (Parasnis, 1997).

Utilizando a função MUTE no *Focus* podemos fazer de forma interativa as devidas marcações dos “picks” em dados organizados em famílias de tiro comum no sismograma.

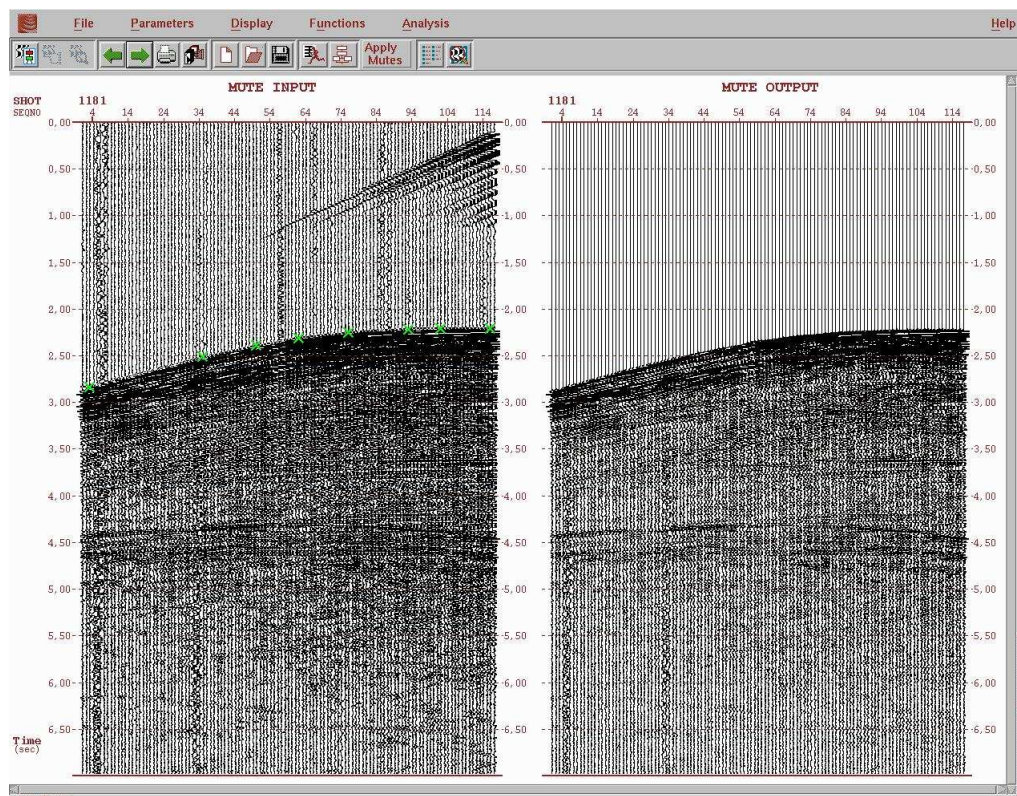


Figura 2.9: Utilizando a função mute no FOCUS.

Função mute definida para a família de tiro comum 1181 e o resultado previsto após a sua aplicação. Observe que foram eliminadas as ondas diretas de todos os sinais acima do refletor correspondente ao assoalho oceânico.

A figura 2.9 mostra os “picks” selecionados, de forma interativa, na definição da função mute utilizada da família de tiro 1181. A figura 2.10 ilustra a família de tiro 1250, da linha 214-RL-0270 após as etapas de edição e silenciamento.

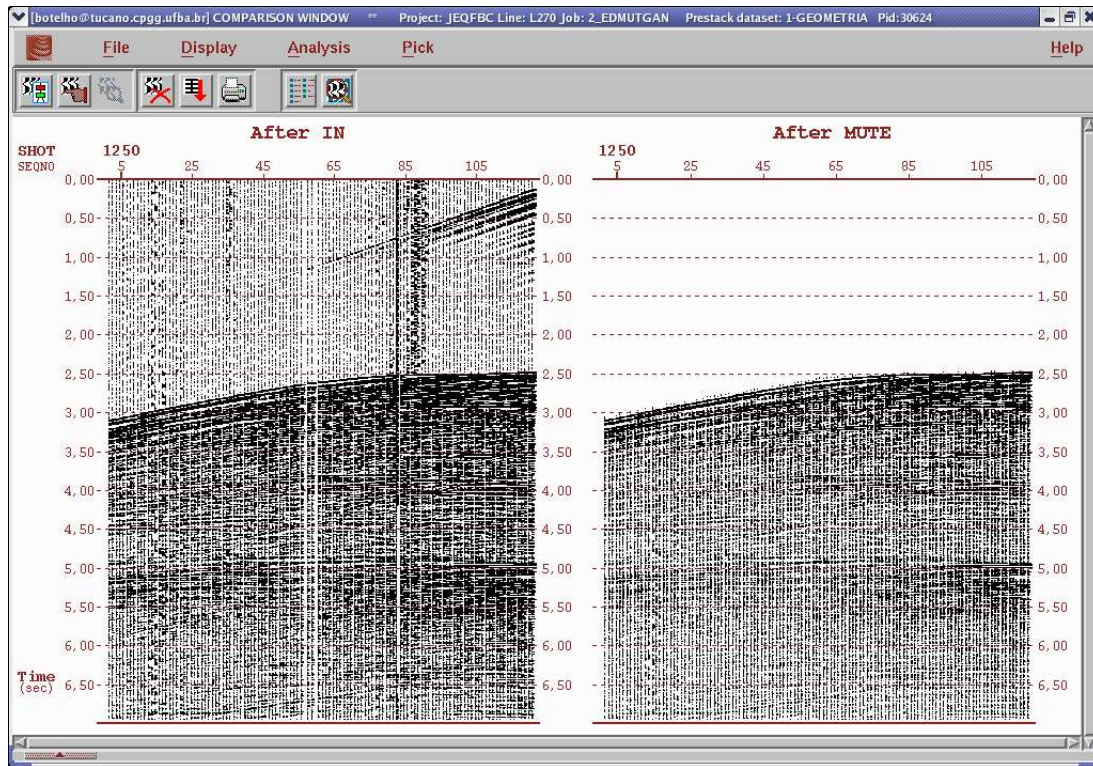


Figura 2.10: Antes e depois da aplicação do mute.

Observando a figura 2.10 podemos verificar a diferença nos dados relativo a antes e após da aplicação do silenciamento na família de tiro 1250: sismograma sem edição e após a edição mais silenciamento.

2.6 Compensação das perdas de amplitude

Alguns fatores contribuem para que ocorra decaimento da amplitude, e no processamento tentamos fazer com que a amplitude chegue o mais perto possível da amplitude da onda na saída da fonte. Esse decréscimo é devido aos vários efeitos de atenuação (decaimento da amplitude) que uma onda sísmica sofre ao se propagar no interior da terra.

A perda de energia que ocorre no pulso sísmico durante a propagação tem duas consequências indesejáveis principais:

- a) Atenuação de amplitude → pode ser contornável em parte, porque as amplitudes dos sinais sísmicos, mesmo muito fracos, são bastante amplificadas na aquisição e comumente podem ser recuperadas no processamento. A amplitude é medida pela escala de decibéis (db), que mede a razão entre duas amplitudes (A_1 e A_2), de acordo com

$$\text{razão em db} = 20 \cdot \log\left(\frac{A_2}{A_1}\right).$$

- b) Perda de frequências $\rightarrow$ com efeito mais danoso, pois é impossível recuperar uma frequência não registrada.

As principais causas destas perdas são:

1. Espalhamento geométrico (ou divergência esférica) $\rightarrow$ é a perda de energia por unidade de volume. Pelo princípio de conservação de energia, a energia emitida pela fonte sísmica (que pode ser considerada aproximadamente pontual) é distribuída, à medida que onda se propaga, por toda a frente de onda (que em meios homogêneos e isotrópicos, correspondem a uma superfície esférica). Esta distribuição causa um decréscimo da densidade ou intensidade de energia, que é inversamente proporcional ao quadrado do raio da frente de onda. Este tipo de perda é diretamente proporcional à velocidade da camada. Então teremos:

$$\rho \propto \frac{1}{r^2} \quad (2.3)$$

Onde ρ é a densidade de energia por unidade de superfície, r é raio da frente de onda. Como a amplitude A da onda sísmica é proporcional a raiz quadrada da densidade de energia (fluxo de energia), temos:

$$A \propto \left(\frac{1}{r^2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.4)$$

ou

$$A \propto \frac{1}{r} = \frac{1}{vt} \quad (2.5)$$

Sendo v a velocidade do meio e t o tempo de percurso. Notamos que quanto maior o tempo percorrido menor será a amplitude do sinal e, portanto, precisamos de uma função de correção variável no tempo, de modo que:

$$C(t) \propto vt \quad (2.6)$$

Geralmente se admite que a terra é estratificada, e que as camadas têm velocidades constantes. Nesse meio a superfície da frente de onda sofre um aumento maior do que no meio isotrópico, devido à refração da onda. Então, para um meio estratificado as perdas são maiores do que para um meio de velocidade constante.

2. Absorção (ou atenuação) $\rightarrow$ é a conversão da energia da onda sísmica em calor, causada pelas propriedades inelásticas das rochas. No caso da sísmica, a energia mecânica do pulso é convertida em movimento de fricção entre grãos, causado pela passagem da onda, gerando perda de amplitude e alteração na fase do sinal. Para medida deste efeito, usa-se um coeficiente de absorção (ou atenuação) α , definido por:

$$A = A_0 \cdot e^{-\alpha x} \quad (2.7)$$

Onde A_0 é a amplitude inicial e x é a distância percorrida pela onda

3. Dispersão $\rightarrow$ é o fenômeno, associado diretamente a absorção, em que cada componente de frequência possui uma velocidade própria de propagação. Este fenômeno é observado em laboratório e na comparação das velocidades sísmicas com as de perfil, verifica-se que ondas com frequências mais altas possuem maior velocidade. A velocidade de cada componente de frequência é denominada, velocidade de fase e a velocidade em que a energia se propaga é denominada de velocidade de grupo. A dispersão distorce a forma do trem de ondas e altera a fase do sinal e está associada ao fator de qualidade Q , que indica aproximadamente quantas vezes uma onda oscila (em ciclos ou períodos) até que se transforme completamente em calor.

Q varia para os sedimentos entre 50 e 500 e é relacionado com absorção (α) pela relação:

$$Q = \frac{\pi}{\alpha} \cdot \frac{f}{v}, \text{ onde } f \text{ é a frequência e } v \text{ é a velocidade.}$$

Neste caso, em especial, tratou-se apenas de recuperar as amplitudes referentes à divergência esférica. Para tanto, utilizamos o módulo de escalonamento GAIN do *Focus* como pode ser visto na figura 2.11.

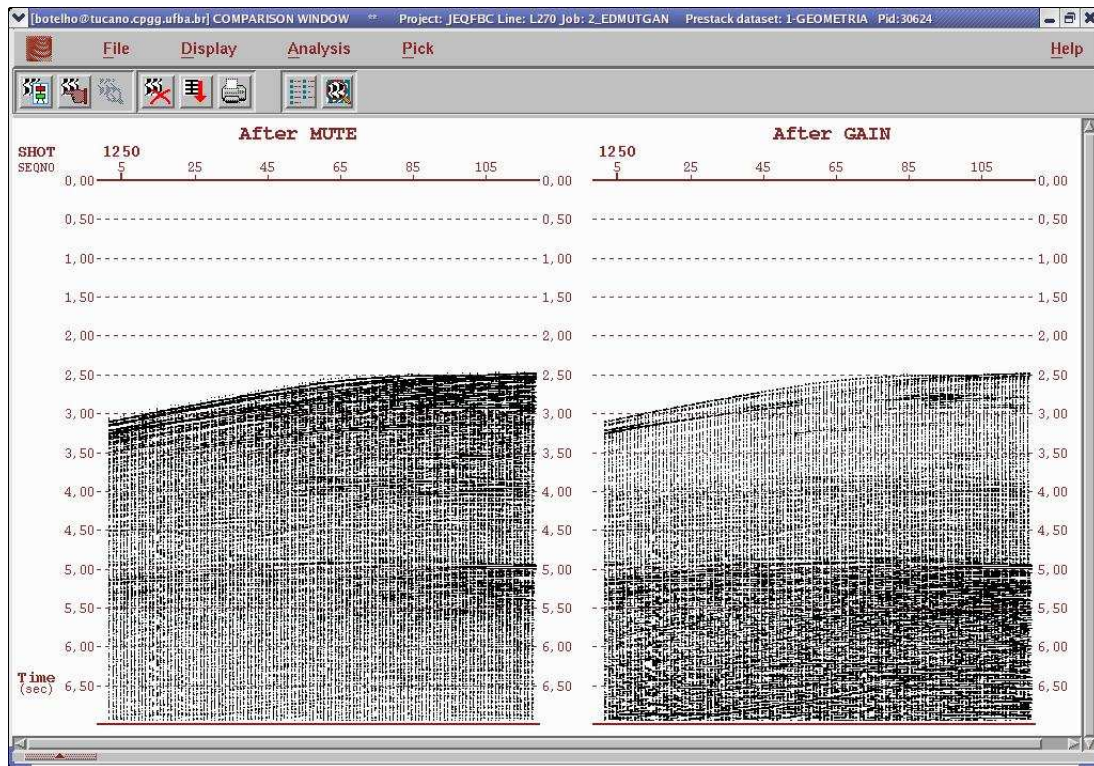


Figura 2.11: Dado após a correção de divergência esférica.

Na figura 2.11, podemos ver o efeito da correção de amplitude dos traços na família de tiro comum 1250 mostrando antes e após à aplicação da correção.

CAPÍTULO 3

Processamento

3.1 Filtragem

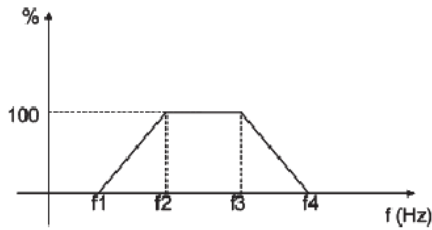
Essa etapa do processamento está diretamente ligada à remoção de faixas de frequências indesejadas no dado sísmico e deixar passar a banda da frequência que contém as informações úteis do dado, ou seja, antes de iniciarmos a filtragem, iremos limitar nossa banda de frequência, com o intuito de remover componentes, normalmente associados a ruídos, como por exemplo as frequências muito baixas. Estas componentes de frequências, normalmente estão ligadas a eventos superficiais e onda aérea, além de outras fontes de interferência.

Esses filtros são gerados com base em estudos físicos e espectrais, com objetivo de remover componentes de frequência indesejados, preservando as faixas desejadas de um determinado dado sísmico. Ondas superficiais (*ground roll*), são bons exemplos, pois se encontram normalmente em frequências inferiores às das reflexões sísmicas e podem ser atenuadas com um filtro de frequência corta baixa.

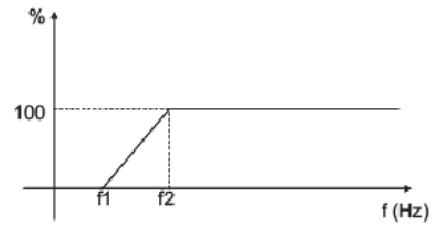
Podemos fazer uso destes filtros, tanto no domínio do tempo, quanto no da frequência. Estes tipos de filtro são bastante simples e podem melhorar a razão sinal-ruído dos dados, além de serem de rápida aplicação tanto no domínio do tempo quanto no da frequência, graças à transformada rápida de Fourier (*FFT - Fast Fourier Transform*).

Um filtro linear definido como um operador que altera uma série através de uma operação de convolução. Os filtros mais comuns no processamento são:

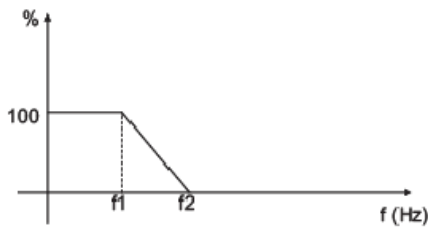
Passa-banda, passa-baixa (corta-alta), passa alta (corta-baixa), rejeita-banda e notch. Basicamente criamos um trapézio em um gráfico em função de amplitude (%) x $f(\text{hz})$, que ao mudarmos os valores de frequências acabamos diferenciando um do outro. O filtro passa-banda, o qual foi utilizado no presente trabalho, limita a faixa (range) de frequência de um sinal, eliminando ou atenuando faixas baixas e altas. Já o filtro passa-baixa tem a função de atenuar ou remover frequências mais altas, que é o inverso do filtro passa-alta. O filtro rejeita-banda é justamente o oposto do passa banda. Enquanto o filtro notch tem como objetivo remover apenas uma faixa de frequência específica.

Filtro Passa Banda

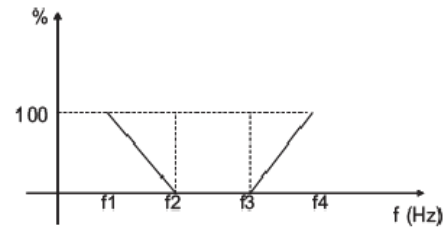
(a) Função de preservar uma faixa específica de frequência.

Filtro Passa Alta

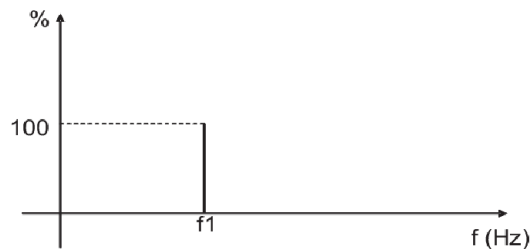
(b) Função de cortar frequências a baixo de um valor específico.

Filtro Passa Baixa

(c) Função de preservar baixas frequências até um valor especificado.

Filtro Rejeita Banda

(d) Função de eliminar uma faixa específica de frequência.

Filtro Nocht

(e) Função de eliminar uma valor específico de frequência.

Figura 3.1: Modelos Clássicos de Filtros de Frequência.

Para filtragem dos dados foi utilizado o módulo FILTER (PASS-BAND TRAPEZOIDAL) no *Focus* onde o filtro reteve todas as frequências num intervalo específico, removendo aquelas externas ao mesmo. Foi possível avaliar o espectro de amplitude dos dados (figura 3.2) e detectar a faixa de frequência onde às amplitudes são maiores e projetar um filtro que preserve a banda de frequências de interesse.

Os valores de corte foram 5,15,55,65 Hz, ou seja, preservando as amplitudes entre 15 e 55 Hz, cortando as menores que 5 e maiores que 65 e suavizando entre 5-15 e entre 55-65 Hz.

É importante fazer uma análise do espectro de amplitude antes e depois de realizar a filtragem nos dados, para verificar o sucesso do processamento, e também manter o espectro do dado processado sempre sob controle, pois alguns erros no controle do espectro de frequência podem se acumular e comprometer o processamento (Telford, Geldart e Sheriff, 1990). Observe a figura 3.2 em que temos o espectro de amplitudes antes e depois do dado ser filtrado.

Sendo $s(t)$ o sinal contínuo no tempo e $F(\omega)$ a função filtro no domínio da frequência.

$$S(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} s(t)e^{-i\omega t} dt \quad (3.1)$$

Onde $S(\omega)$ é o sinal transformado no domínio da frequência após a aplicação da transformada direta de Fourier.

Colocando $S(\omega)$ em função da amplitude e fase teremos:

$$S(\omega) = A(\omega)\phi(\omega), \quad (3.2)$$

Sendo ω_c a frequência de corte, então:

$$F(\omega) = \begin{cases} 1, & \text{se } \omega \leq \omega_c \\ 0, & \text{se } \omega > \omega_c \end{cases}$$

Temos um filtro definido onde fazendo uma multiplicação do espectro de amplitude do sinal com esta função filtro, temos:

$$Y(\omega) = A(\omega)F(\omega) \quad (3.3)$$

Aplicando a Transformada Inversa de Fourier em $\bar{S}(\omega) = F(\omega)\phi(\omega)$, obtemos o sinal filtrado, $\bar{s}(t)$.

Tomando como base as características de amplitude e frequência do evento a ser eliminado, pode-se definir a partir do espectro de amplitude dos traços de alguns sismogramas de corte, bem como a banda de frequências a ser preservada.

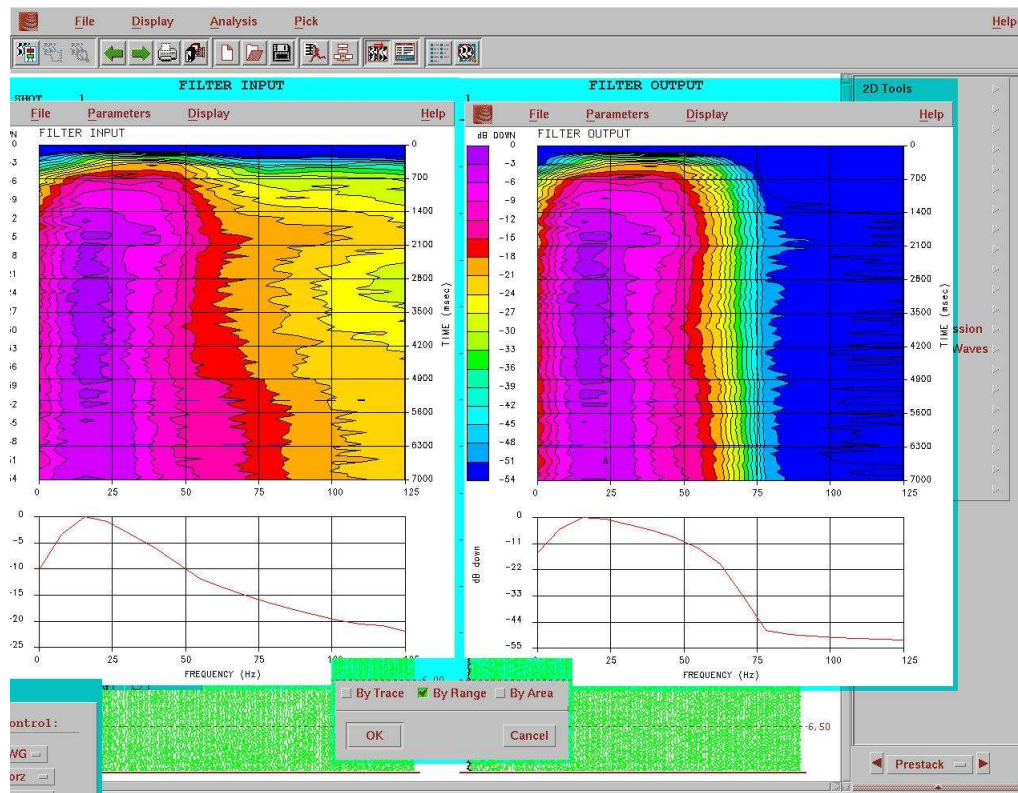


Figura 3.2: Aplicação do filtro passa-banda.

A figura 3.2 mostra o espectro de amplitude do dado, antes e depois da aplicação do filtro passa-banda.

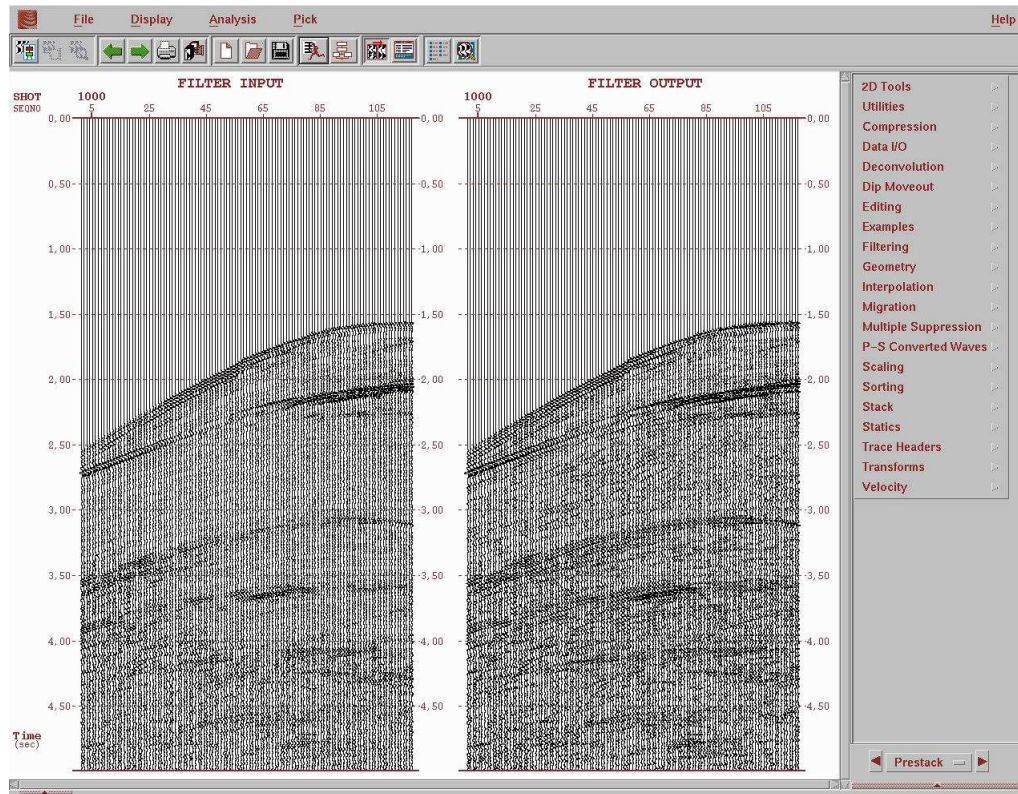


Figura 3.3: Dado após aplicação do filtro.

A figura 3.3, apresenta o dado após a aplicação de um filtro de frequências trapezoidal com os valores de corte 5,15,55,65 Hz.

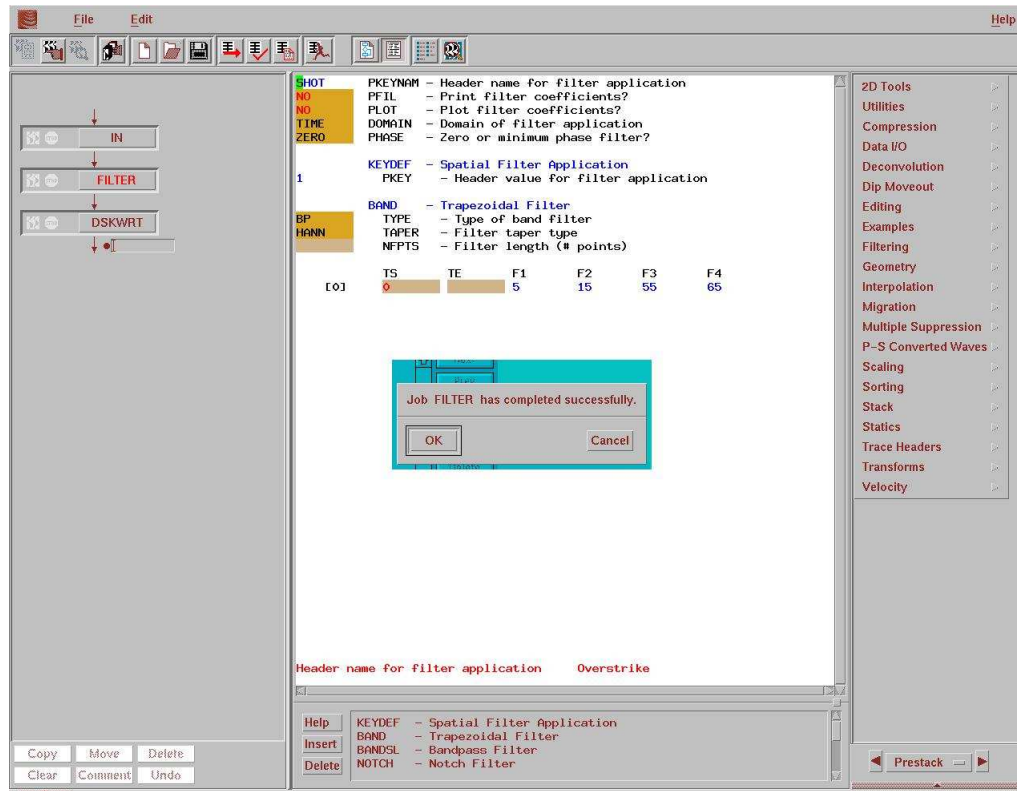


Figura 3.4: Determinando os limites de frequência do filtro.

A figura 3.4, mostra a janela de configuração onde se determinou os limites de corte para um filtro de frequência passa banda para aplicar ao dado.

3.2 Correção Normal Moveout (NMO)

Um importante conceito deve ser entendido antes do início do trabalho de análise de velocidades, trata-se da correção sobre tempo normal ou simplesmente NMO.

O empilhamento dos dados através da técnica CMP introduzido por Mayne (1962) revolucionou a exploração sísmica. Pela primeira vez a redundância de dados sísmicos era realmente usada, melhorando então a razão sinal-ruído (S/N) pela soma construtiva de eventos de reflexão e soma não-coerente do ruído aleatório.

Em aquisições de dados sísmicos 2D, fontes e receptores são movidos mais ou menos ao longo de uma linha reta. A distância entre a fonte e cada receptor é chamado afastamento ou offset. A posição do CMP é definida como sendo o ponto médio entre uma fonte e um receptor. Pares de fonte e receptor com a mesma posição de CMP são reunidos formando uma família de CMPs, como pode ser visto através da figura 3.5. As coordenadas de CMP e de meio afastamento são dadas por:

$$x_m = \frac{\Delta x_G + \Delta x_S}{2} \quad (3.4)$$

e

$$h_m = \frac{\Delta x_G - \Delta x_S}{2} \quad (3.5)$$

onde Δx_G e Δx_S são as distâncias relativas de uma fonte S e de um receptor G em relação ao ponto central X_0 .

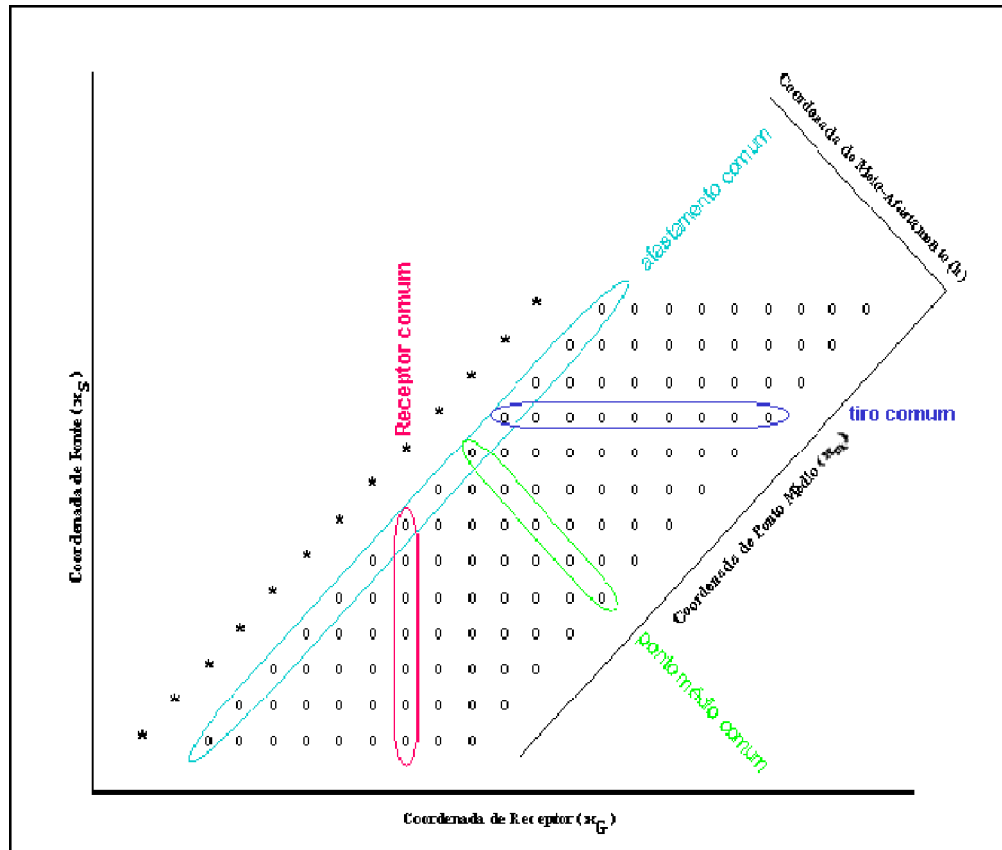


Figura 3.5: Análise dos dados de coordenadas e agrupamentos (Araújo, 2000).

A figura 3.5, mostra a relação entre as coordenadas x_s, x_g, x_m, h e os diferentes agrupamentos. Cada ponto significa um traço sísmico.

Para um meio horizontalmente estratificado com velocidade constante, uma geometria CMP compreende todos os raios que incidem no mesmo ponto refletor. Portanto, uma

família CMP contém informação redundante da subsuperfície. Esta é a base para o empilhamento CMP. Já que eventos em traços de diferentes afastamentos trazem informações de um mesmo ponto comum do refletor, estas informações redundantes podem ser somadas construtivamente aumentando a razão sinal/ruído.

Considerando-se o ponto médio M , o tempo para o deslocamento no caminho SDG é $t(x)$ onde x são os valores possíveis entre a fonte e o receptor (SG). Definindo-se $t(0)$ como o tempo para percorrer duas vezes o caminho MD, é possível determinar $t(x)$ usando o teorema de Pitágoras. O tempo de percurso como função do afastamento fornece:

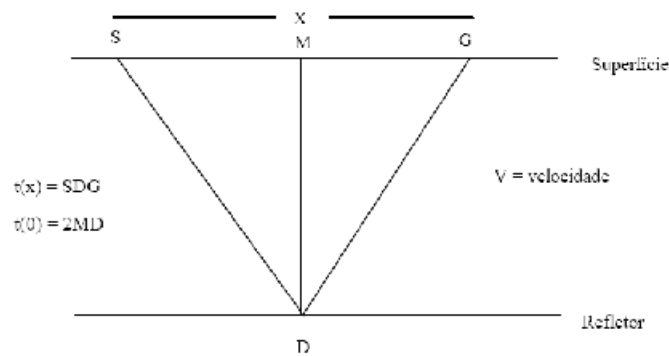


Figura 3.6: NMO de um refletor plano (Gadallah, 1994).

Onde v é a velocidade do meio e t_0 é o tempo de percurso de afastamento nulo, ou seja o tempo de percurso medido para fonte e receptor coincidentes ($x = 0$).

A equação apresenta a forma matemática de uma hipérbole. A diferença de tempo Δt_{NMO} entre o tempo de percurso $t(x)$ para um afastamento específico e o tempo de percurso para afastamento nulo t_0 é chamada de correção normal moveout (NMO). Em outras palavras, o normal moveout descreve o efeito do afastamento no tempo de percurso.

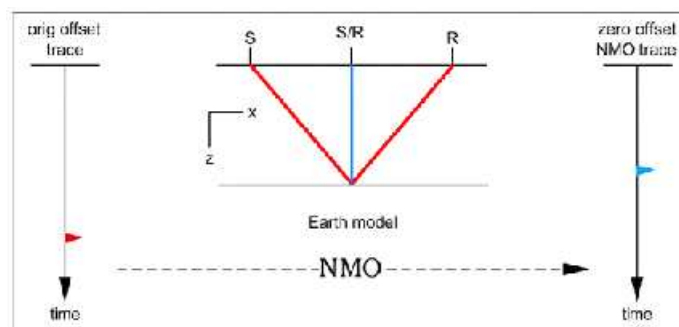


Figura 3.7: NMO para o modelo da Terra.

NMO é um processo aplicado no pré-empilhamento dos dados. A figura 3.7 mostra o efeito de um único traço com um evento da reflexão (à esquerda). Usando uma função da velocidade, NMO ajusta o tempo original (em vermelho) para aquele que seria observado no ponto médio (S/R). A linha azul é o tempo duplo de trânsito, que deve ser menor que

o tempo do trajeto vermelho. Assim o trabalho do NMO é colocar no tempo de incidência vertical t_0 todos os eventos de reflexãocom diferentes afastamentos.

Esse efeito hiperbólico pode ser removido através da correção de normal moveout que implica em trazer eventos de tempo de percurso $t(x)$ para tempos de percurso de afastamento zero $t(0)$. Assim, o valor da velocidade média quadrática é dada por:

$$v_{RMS}^2 = \frac{1}{t_0} \sum_{i=1}^N v_i^2 \Delta t_i(0) \quad (3.6)$$

Com $\Delta t_i(0)$ sendo o tempo duplo de percurso vertical através da i -ésima camada, v_i a velocidade da i -ésima camada e $t(0) = \Sigma ik = 1t\Delta k$.

A correção de NMO para dados ordenados por CMP requer a determinação de um campo de velocidades v_{NMO} . O próprio efeito de NMO é utilizado para determinar as velocidades de empilhamento, através da análise de velocidade.

O procedimento, portanto, é escolher qual a velocidade que melhor horizontaliza uma reflexão e gera uma melhor coerência no espectro de velocidades. Essa estratégia é repetida para cada evento de interesse ao longo da seção sísmica, definindo um modelo de velocidades de empilhamento. No caso da presença de múltiplas, o próprio NMO funciona como um filtro, já que esses eventos possuem velocidades relativamente baixas se comparadas com as velocidades das reflexões primárias que concorrem em tempo com a múltipla. As reflexões primárias serão, portanto, escolhidas como eventos de interesse ao invés da múltipla.

Depois da definição de um modelo de velocidades, a correção de NMO pode ser aplicada a todos os traços dentro de uma CMP, resultando em um alinhamento dos dados no respectivo tempo de percurso de afastamento nulo t_0 , em outras palavras, os eventos são horizontalizados. O empilhamento CMP subsequente simplesmente soma as amostras de todos os traços, para cada t_0 . O resultado da soma é colocado no traço *zero-offset*. Na presença de ruído aleatório, esse processo aumenta a razão sinal-ruído (S/N) já que apenas a energia da reflexão é somada construtivamente.

Para minimizar esse efeito, um *mute* é aplicado nos pulsos estirados, a partir de um valor definido para o fator de estiramento.

Para um meio de velocidade constante e horizontalmente estratificado, o tempo adicional Δt que uma reflexão sísmica registra com o receptor afastado da fonte apresenta, quando comparado com o tempo que esta mesma reflexão teria se a fonte e o receptor estivessem no mesmo ponto é dado por:

$$\Delta t = t(x) - t_0, \text{ onde } t(x) = \left(t_0^2 + \frac{x^2}{v^2} \right)^{0.5} \quad (3.7)$$

$$\Delta t_{NMO} = t_0 \left(\sqrt{1 + \left(\frac{x}{vt_0} \right)^2} - 1 \right) \quad (3.8)$$

O Δt_{NMO} é a diferença em tempo de trânsito para um receptor em uma distância x da fonte $t(x)$ e o tempo de trânsito t_0 para uma distância *zero-offset*.

Dado que os refletores nem sempre são horizontais e a velocidade do meio não é constante, o uso da fórmula é, geralmente, uma aproximação. O erro decorrente da variação vertical da velocidade do meio é minimizado adotando-se para v um valor um pouco maior que a velocidade média no tempo t_0 . Esta velocidade é chamada velocidade de empilhamento, sendo definida como aquela que melhor corrige o conjunto dos traços CMP.

A correção NMO depende do *offset* e da velocidade. Em contraste com a correção estática, a correção ao longo do traço pode diferir. A correção NMO é também chamada de correção dinâmica.

Para um modelo estratificado de camadas horizontais, com velocidades para N camadas dadas por $v_j (j = 1, \dots, N)$, Taner e Koehler (1969) definiram a seguinte aproximação para o tempo de trânsito (t):

$$t^2(x) = C_0 + C_1 x^2 + C_2 x^4 + C_3 x^6 + \dots \quad (3.9)$$

onde $C_0 = t_0$, $C_1 = \frac{1}{v_{rms}^2}$ e $C_2, C_3, \dots$ são funções complicadas que dependem da profundidade e das velocidades intervalares.

Se forem considerados, afastamentos pequenos entre traços, quando comparados a profundidade do refletor, a expressão 3.8 pode ser truncada e escrita da seguinte forma:

$$t^2(x) = t_0^2 + \left(\frac{x}{v_{rms}} \right)^2 \quad (3.10)$$

Assim podemos concluir que ao ser assumido um modelo horizontalmente estratificado, a velocidade média quadrática (v_{rms}) será igual à velocidade NMO.

No *Focus* usamos o módulo NMO, horizontalizando assim os efeitos hiperbólicos como pode ser visto na figura 3.8.

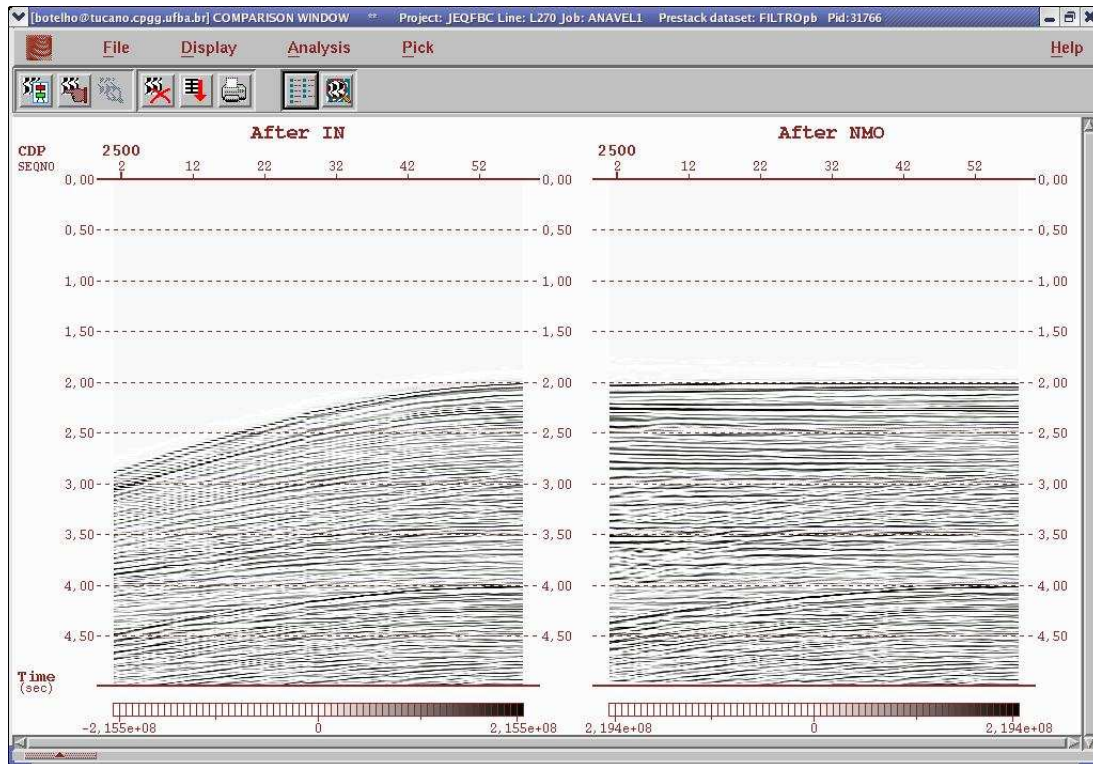


Figura 3.8: Dado após a aplicação da correção NMO.

A figura 3.8 mostra a aplicação da correção de sobretempo normal (NMO) no CDP 2500, utilizando velocidades corretamente determinadas. Assim, a operação de NMO horizontaliza as hipérboles correspondentes às reflexões nos refletores em profundidade.

3.3 Análise de Velocidade

Na análise de velocidade procura-se a velocidade que possa horizontalizar cada uma das reflexões hiperbólicas, de modo que ao empilharmos os traços com os refletores horizontalizados, vamos otimizar o empilhamento, atingindo uma boa razão sinal-ruído. Assim, a seção empilhada vai representar a subsuperfície, o que é de grande importância para a interpretação sísmica.

A velocidade necessária para horizontalizar as hipérboles não é a velocidade real da camada acima, é dita velocidade RMS. Há uma diferença entre a velocidade de empilhamento (V_{stack}) e a velocidade que melhor ajusta a hipérbole à reflexão $t(x)$. Para camadas horizontais e *offsets* mais curtos a velocidade de empilhamento e a velocidade RMS são similares; entretanto, para refletores inclinados, estas duas velocidades não são iguais, mas a velocidade de empilhamento é igual à velocidade que resulta na melhor horizontalização da reflexão.

Sabe-se que um CMP contém traços de uma reflexão em um mesmo ponto de subsuperfície, mas com diferentes trajetórias. Estes diferentes trajetórias realizados pelos traços causam diferentes tempos de trânsito. Utilizando ambas as informações, tempo e distância, é possível estimar a velocidade do meio. Apesar da distância percorrida não ser realmente conhecida, e sim o *offset* (distância fonte-receptor), tem-se as informações suficientes para a resolução do problema (Yilmaz, 1987).

As velocidades de empilhamento são conhecidas através da análise de velocidade no domínio CMP. A análise de velocidade tem como objetivo a definição das funções velocidades que melhor compensem as diferenças de sobretempo normal (NMO) das reflexões. A análise de velocidade no processamento de uma seção sísmica não é realizada com apenas um CMP, e sim com alguns CMPs regularmente distribuídos no comprimento da seção dos quais são então interpoladas as velocidades para corrigir de NMO e empilhar os CMPs restantes.

A etapa de picagem dos pontos envolve a seleção valores de velocidade em função do tempo, para ser utilizada em processos subsequentes. Quando realizada a análise de velocidade, busca-se sempre obter uma melhor imagem no empilhamento, em que são tolerados erros na interpretação da velocidade. Assim, precisa-se de bastante tempo para realizar essa tarefa, que apresenta grande potencial para erros, especialmente quando o realizador da tarefa não conhece muito a respeito da geologia do local.

3.3.1 Espectro de velocidade

O espectro de velocidade é comumente usado em softwares interativos, onde o resultado do empilhamento para intervalos de velocidades diferentes são plotados num plano, lado a lado, em um plano *velocidade x tempo*. O método mais usado para esse tipo de análise é o *semblance*.

3.3.2 Coerência

Sempre que uma mesma onda é detectada por um arranjo de geofones, ela produz quase exatamente o mesmo efeito em cada geofone. Se, no momento em que é captada por um geofone, a onda tiver energia suficiente para se sobrepor a qualquer outro nível de energia (ruídos), que também é captada pelos geofones, a resposta do traço vai ser mais ou menos similar em cada geofone. Essa similaridade denunciada traço a traço é denominada coerência e é a condição necessária para o reconhecimento de qualquer evento.

A coerência traço-a-traço, como definida acima pode oferecer, de várias maneiras, um valor quantitativo. Para um grande número de traços podemos aproveitar o fato de que quando empilhamos vários canais a amplitude resultante é geralmente muito maior onde cada traço (cada canal) é similar (coerente), logo estão empilhados em fase, e menor onde não são

similares (incoerentes). Um foco na análise de velocidade é obter picos que correspondam a pontos com melhor coerência do sinal ao longo de uma hipérbole por toda a CMP.

3.3.3 Semblance

Considerando uma família CMP, temos que Amplitude de empilhamento (Stacked amplitude) é definida como:

$$s_t = \sum_{i=1}^M \omega_{i,t}, \quad (3.11)$$

M = número de traços da CMP corrigidos com NMO

ω = valor da amplitude no i -enésimo traço no tempo t

Uma das maneiras de quantificar a coerência é através do *semblance*. É usado para determinar parâmetros que irão otimizar o empilhamento. Ele é calculado pela combinação das mudanças no tempo em cada canal. Sua equação é:

$$semblance = \frac{1}{M} \cdot \frac{\sum_t s_t^2}{\sum_t \sum_i \omega_{i,t}^2} \quad (3.12)$$

onde, $0 \leq semblance \leq 1$

Para fazermos a análise de velocidade no *Focus* utilizamos o módulo VELDEF, onde a busca da velocidade foi realizada a partir da análise de coerência (*semblance*), onde vários valores de um determinado parâmetro, no caso a velocidade, são testados nos dados. O valor que apresenta maior coerência é escolhido como correto, como pode ser observado na figura 3.9. Foram realizadas as análises em 30 CDPs em um intervalo de 100 em 100.

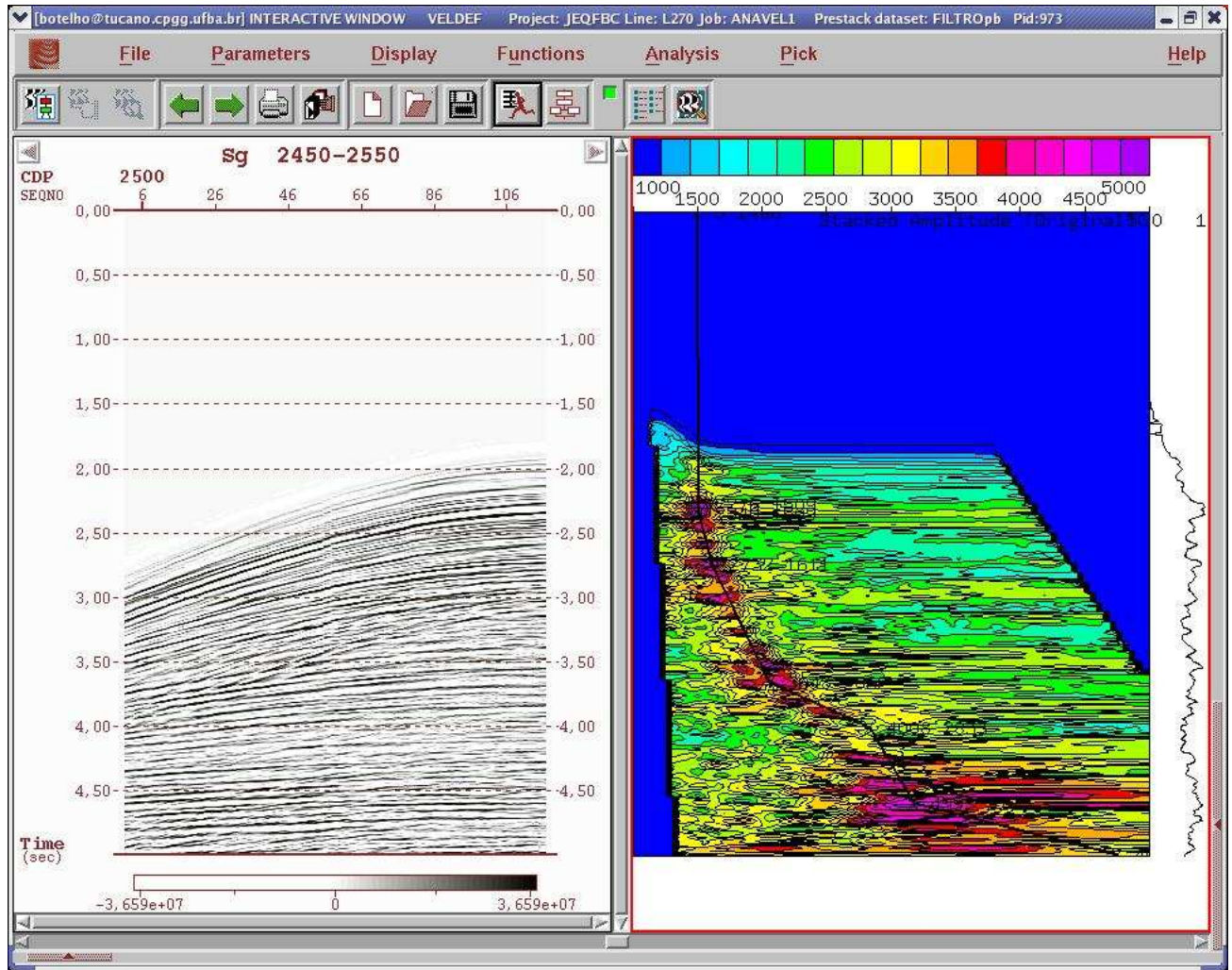


Figura 3.9: Análise de coerência e seu respectivo CMP.

A figura 3.9 mostra a análise de coerência realizada através da curva de *semblance*, antes da correção NMO no CDP 2500.

O *semblance* não apenas tenderá a ser alto quando um evento com boa coerência ocorrer, mas também é sensível quer os traços contribuam igualmente ou não. Conseqüentemente eventos “fortes” irão exibir *semblance* alto, e eventos fracos irão exibir valores moderados para o *semblance*, ao passo que dados incoerentes possuem um *semblance* muito baixo.

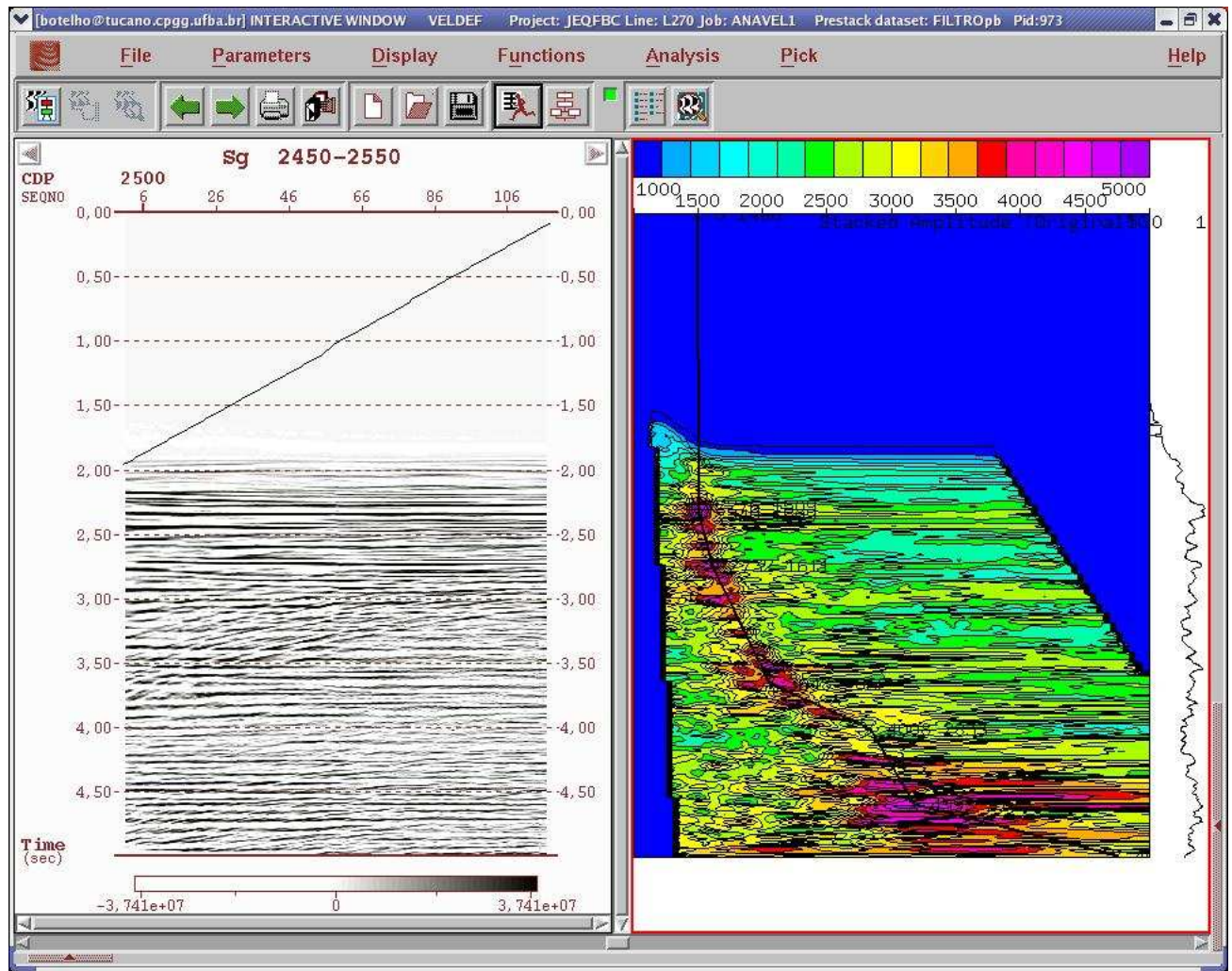


Figura 3.10: Simulação do NMO.

A figura 3.10 mostra a análise do *semblance* após uma simulação da correção NMO no CDP 2500.

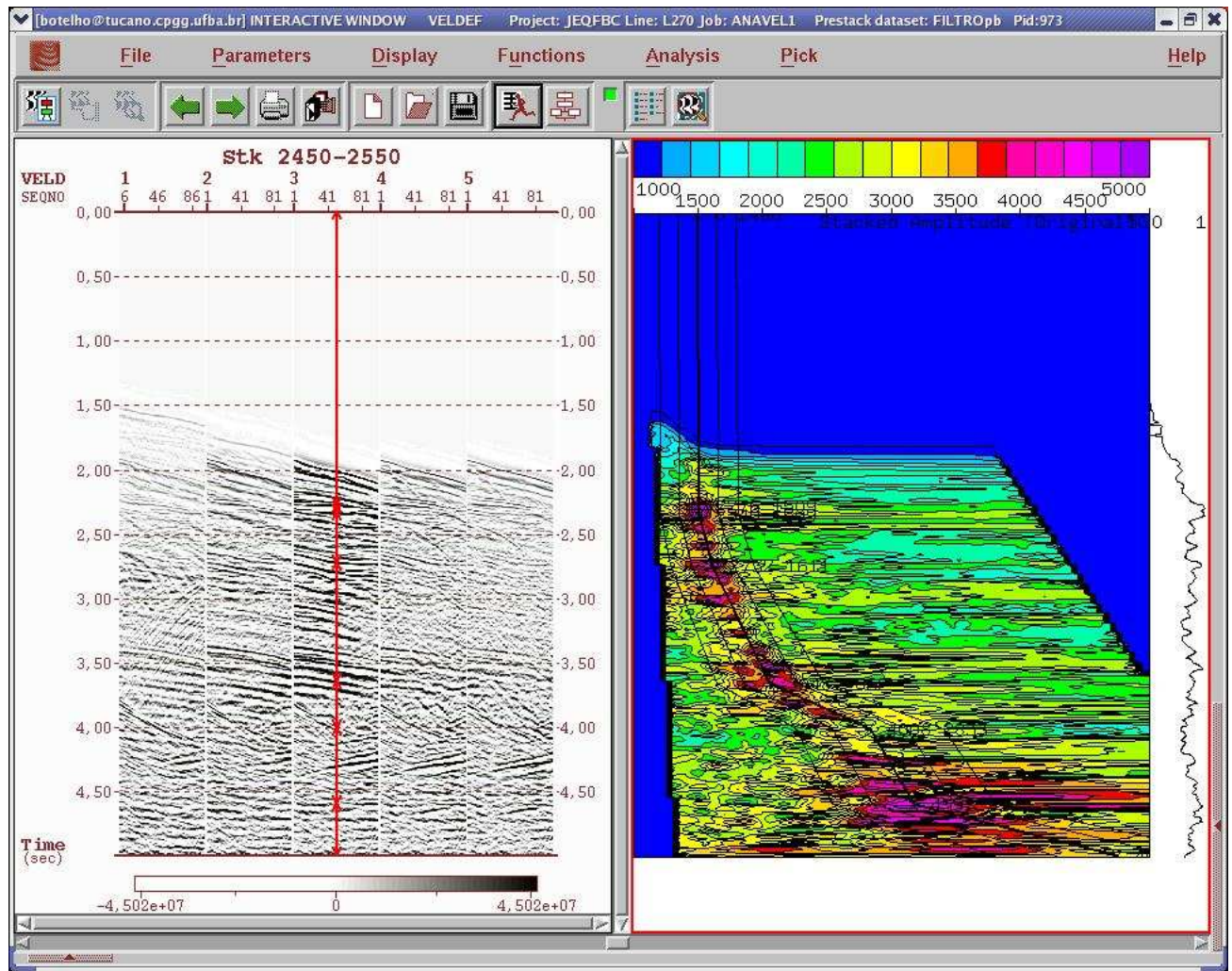


Figura 3.11: Simulação da seção empilhada do CMP.

A figura 3.11 mostra a análise do *semblance* lado a lado com uma simulação de uma seção empilhada da CMP.

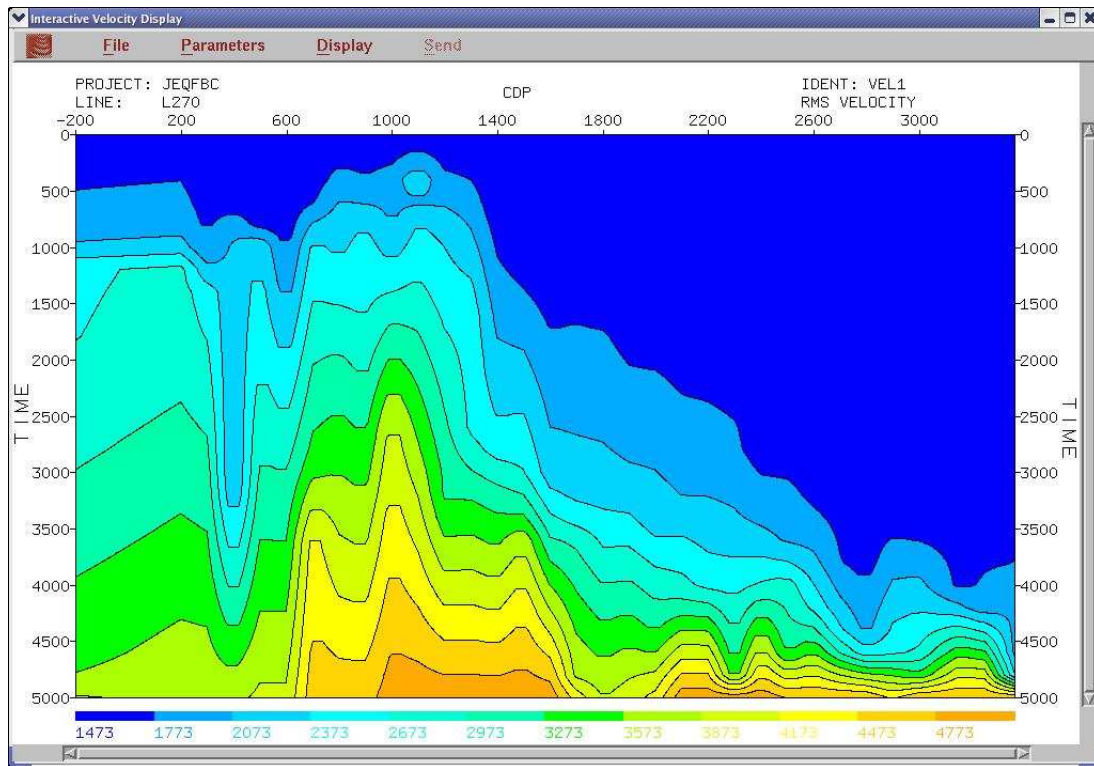


Figura 3.12: Campo de velocidades RMS.

A figura 3.12 mostra o campo da velocidades RMS suavizado obtido da linha 214-RL-0270, o qual foi estimado após a interpolação de 30 análises de velocidade.

O campo de velocidade apresentado na figura 3.12 consiste na interpolação dos resultados de análise de velocidades dos CMP's avaliados.

3.3.4 Seção empilhada

O empilhamento dos dados é feito somando todos os sinais (ou traços) referentes a um CMP já silenciado. Cada traço resultante de um CMP é colocado lado a lado em um gráfico chamado de seção sísmica empilhada (figura 3.13). A seção sísmica mostra a feição geral do modelo geológico estudado, e a amplitude dos eventos das interfaces carrega informações sobre as propriedades das camadas.

A qualidade da seção sísmica empilhada obtida dependerá do grau de precisão alcançado na determinação das velocidades das camadas em subsuperfície, ou seja, da análise de velocidade.

A seção empilhada é o resultado obtido após a determinação do campo de velocidade. Com um campo de velocidades bem determinado já temos uma boa indicação do que se pode encontrar em subsuperfície e conseqüentemente teremos uma boa seção empilhada.

Na etapa do empilhamento horizontal simplesmente é realizada a soma aritmética das

amplitudes dos traços das famílias CDP's, após a correção do sobretempo normal. A melhoria da razão sinal-ruído dos dados, nesse caso, dependerá do grau de coerência alcançada nos eventos de interesse (reflexões). A equação para o empilhamento normalizado é dada por:

$$A(t) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{\infty} a_i(t), \quad (3.13)$$

$A(t) \rightarrow$ amplitude do traço empilhado no tempo t ;

$N \rightarrow$ número de traços ou cobertura da família CDP;

$i \rightarrow$ índice indicador do traço;

$a_i(t) \rightarrow$ valor da amplitude do traço i no tempo t .

Como vemos, o empilhamento produz um traço a partir de cada família CDP, normalizado pela media aritmética, preservando as relações entre as amplitudes.

Para melhorar os resultados nessa etapa, é comum a prática do *mute stretch* nas famílias CDP, buscando eliminar o estiramento gerado pela correção NMO. É bom salientar que o sucesso dessa etapa está totalmente condicionada às velocidades ótimas de empilhamento (*stack*), que são estimadas na análise de velocidade.

O empilhamento das famílias CDP's no *Focus* é feito utilizando o módulo STACK, que possui além da opção da média aritmética (o *default*), o de equalização, e normalização por um valor especificado pelo usuário. Na figura 3.13 temos a visualização da seção empilhada.

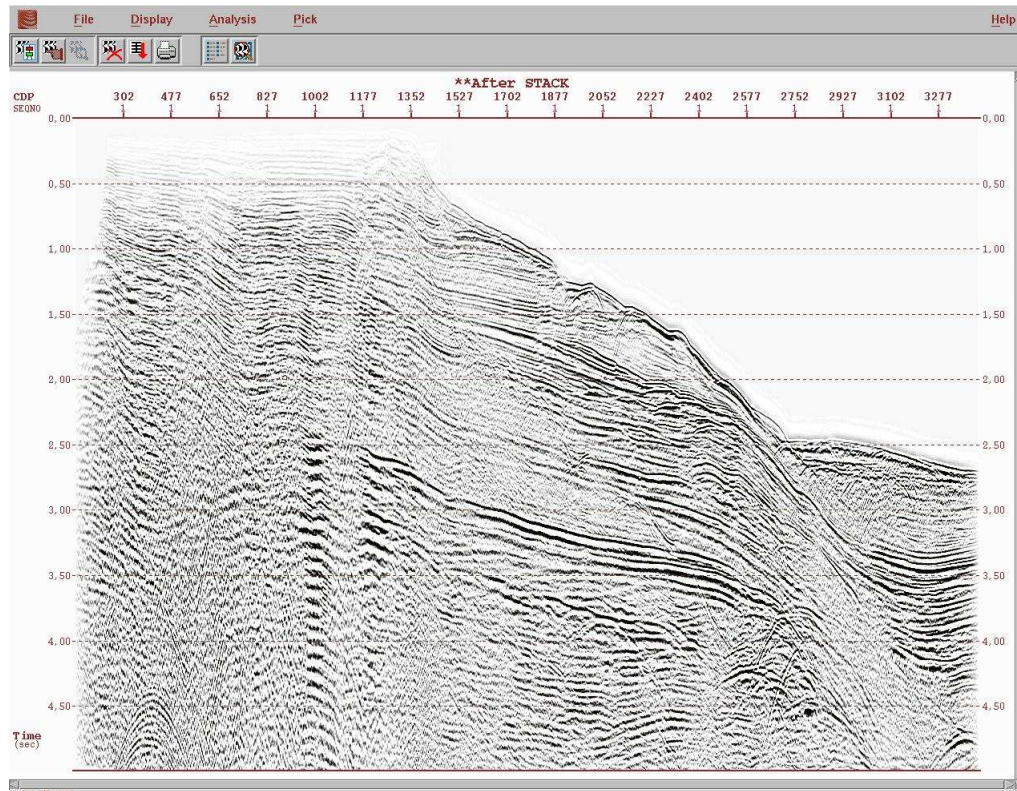


Figura 3.13: Seção sísmica empilhada.

A figura 3.13 mostra a seção empilhada da linha sísmica 214-RL-0270 utilizando o campo de velocidades gerado pela análise de velocidade dos CMP's da figura 3.12.

3.4 Ganho Automático (AGC)

Temos ainda alguns ganhos que são dependentes da amplitude do dado, esses usam informações do dado de entrada. A vantagem destes ganhos é ter um bom balanceamento do espectro de amplitude e a desvantagem é que depois de aplicados eles não podem ser mais removidos. Uma pequena mudança indesejada na amplitude do dado pode começar uma série de erros durante o fluxo de processamento (Cohen, 2002). Alguns ganhos são descritos abaixo:

- AGC (Controle automático de ganho) - Processo no 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.
- Balanceamento de traço por valores RMS - Este é apenas um ganho de amplitude AGC, com somente uma janela aplicada sobre o traço de entrada. Este ganho balancea o traço, mas não muda a amplitude como uma função do tempo.

- Clipping - Reduz todos os picos de amplitude sobre o fator especificado pelo operador (percentual do valor máximo da amplitude) para um valor de amplitude controlado por este fator. Este ganho é raramente usado para corrigir amplitudes.

Como a amplitude da onda acústica na terra decai de modo inversamente proporcional à distância da fonte geradora e o eco produzido pela reflexão da primeira camada no subsolo se sobressai em relação às demais camadas, o sinal obtido fica difícil de ser visualizado sem algum tratamento.

Assim, para efeito apenas de visualização, torna-se necessária a aplicação de uma correção na amplitude dos traços ao longo do tempo. O método utilizado é chamado de Controle Automático de Ganho (AGC) e consiste, resumidamente, em aplicar um tipo de média móvel quadrática em torno do ponto que se deseja corrigir (Yilmaz, 1987).

Para isso foi utilizado o módulo AGC do *Focus*. A figura 3.14 ilustra a mesma seção sísmica após a aplicação do AGC utilizando uma janela de 1000 ms.

A figura 3.14 mostra a seção sísmica empilhada com ganho automático (AGC, janela de 1000ms) aplicado. Após o AGC observa-se que os refletores na seção empilhada aparecem com maior continuidade do que a seção de afastamento constante.

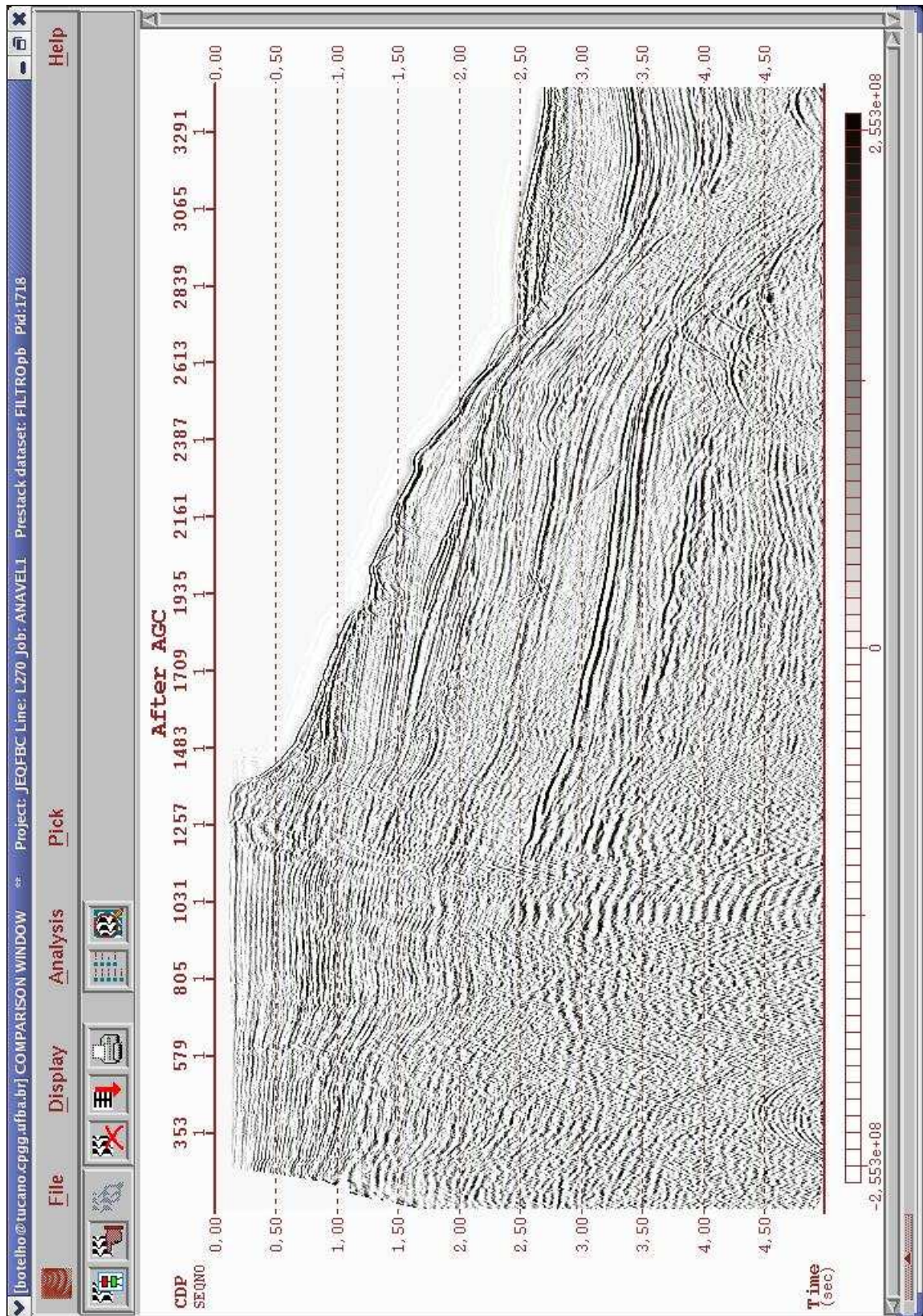


Figura 3.14: Seção empilhada com ganho aplicado.

3.5 Migração pós-empilhamento

No processamento de dados sísmicos a etapa da migração sísmica tem como objetivo posicionar corretamente os refletores em subsuperfície. Os dados sísmicos são registrados ao longo da superfície de aquisição e são compostos por reflexões e difrações do sinal sísmico gerado a partir de uma fonte de energia. Entretanto, parte desta energia sísmica, gerada ao se propagar, é perdida devido a absorção e ao espalhamento geométrico. Então, o processo de migração sísmica, através da extrapolação do campo de ondas registrada, busca corrigir os efeitos ocorridos durante a propagação do sinal sísmico, colocar as reflexões em suas verdadeiras posições espaciais, colapsar as difrações e assim produzir uma imagem sísmica que possibilite uma melhor interpretação da geologia da subsuperfície.

Segundo Gray e Whitmore, (2001), podemos definir migração como:

“A migração sísmica é um processo que tem por base a equação da onda, e tem por objetivo corrigir as distorções de registros de reflexões através do posicionamento dos eventos em suas verdadeiras posições espaciais e através do colapso da energia de difrações até seus pontos de espalhamento”.

A figura 3.15 mostra um esquema do processo de migração. Considere, na figura 3.15, a posição correspondente ao ponto $(0, c)$ como o ponto de aquisição. Acompanhando a frente de onda (“*wavefront*”), a posição correspondente ao ponto (a, b) é seu ponto de máxima convexidade.

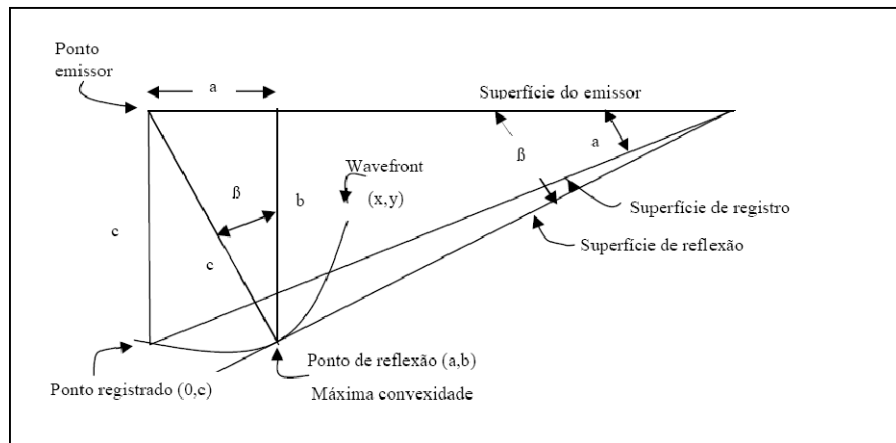


Figura 3.15: Esquema de migração.

A figura 3.15 mostra o esquema de migração utilizado, que foi proposto por Robinson e Treitel (1980).

Migração, então, é o processo para a determinação, no caso da figura 3.15, do ponto (a,b) . Conhecendo o valor do segmento c (distância entre $(0,0)$ e $(0,c)$) e o declive formado entre a superfície emissora e a superfície de registro ou aquisição ($\tan(\alpha)$) o problema passa

a ser a determinação do ponto (a, b) e do declive $\tan \beta$.

No ponto $(0, c)$ temos:

$$\tan(\alpha) = \frac{dx}{dy} = -\frac{a}{c} \quad (3.14)$$

Como os valores de $\tan(\alpha)$ e c são conhecidos,

$$a = c - \tan(\alpha) \quad (3.15)$$

$$c^2 = a^2 + b^2 \quad (3.16)$$

$$b = c\sqrt{1 - \tan(\alpha)} \quad (3.17)$$

$$\tan(\beta) = \frac{dy}{dx} = -\frac{a}{b} \quad (3.18)$$

A qualidade final do dado migrado é totalmente dependente do campo de velocidades utilizado para descrever o meio no qual ocorreu a propagação.

Utilizamos o módulo MIGTX do *Focus* que está relacionada com a migração com a técnica de Kirchhoff em tempo, pós-empilhamento. Alguns parâmetros são utilizados como o campo de velocidades e o ângulo de migração, que determina os ângulos que se deseja recompor. A migração foi então aplicada para procurar corrigir inclinações e colapsar algumas difrações. Na figura 3.16 temos a seção empilhada após a aplicação da migração.

Observando a figura 3.16, pode-se verificar o colapso de algumas difrações contidas na seção original, bem como a correção no posicionamento das camadas com mergulho.

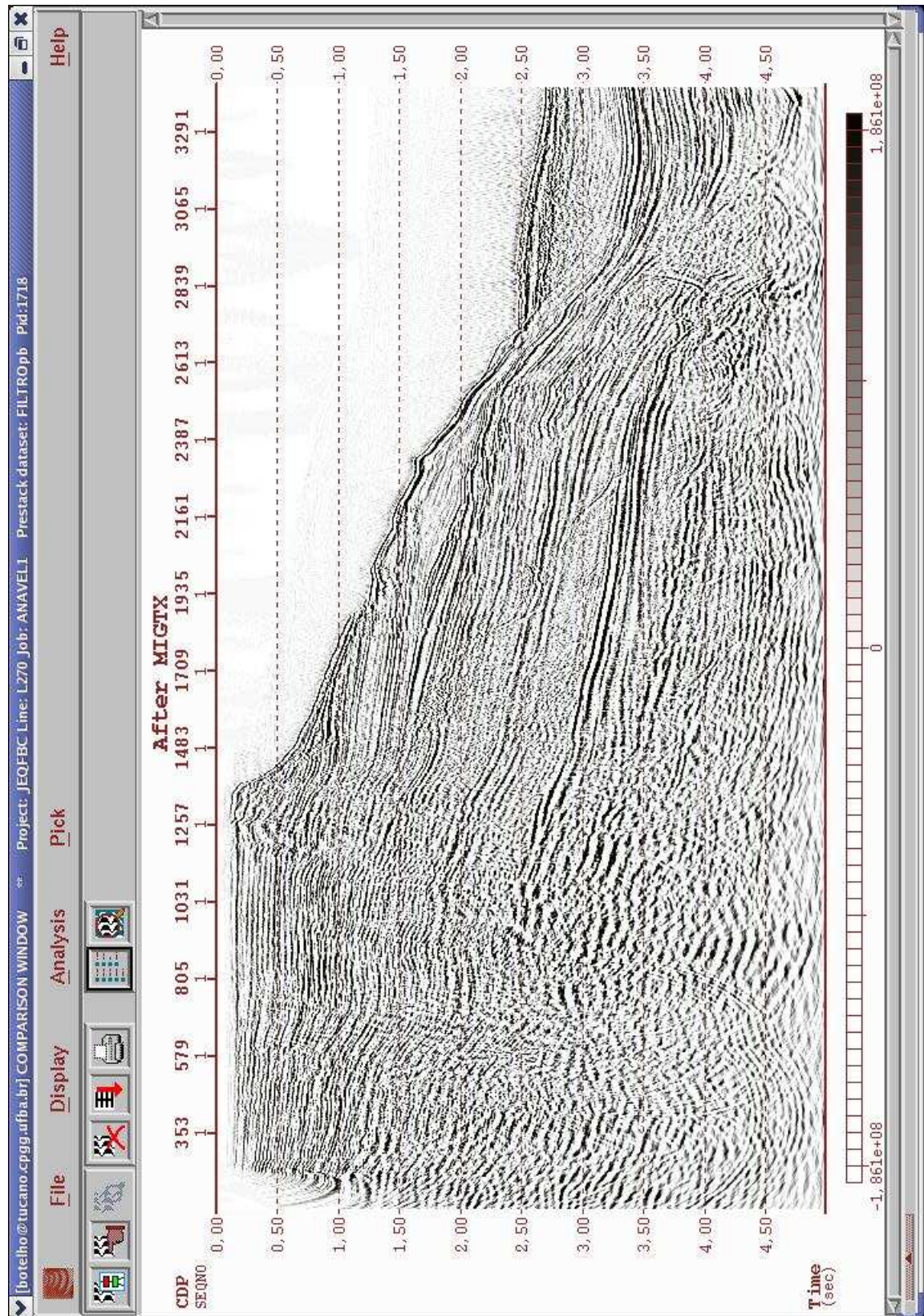


Figura 3.16: Seção sísmica migrada.

CAPÍTULO 4

Interpretação de dados sísmicos

4.1 Introdução

O papel do intérprete, em geral um geólogo ou geofísico, é analisar os dados sísmicos já processados e, a partir deles, criar um modelo que represente a geologia da subsuperfície da área do levantamento. A interpretação sísmica pode ser classificada, de acordo com o foco, em dois tipos: estrutural e estratigráfica. Na interpretação estratigráfica procura-se entender a maneira como as camadas foram se formando ao longo do tempo. Na interpretação estrutural, foco deste trabalho, tenta-se identificar as camadas geológicas ou, de forma equivalente, as interfaces entre as camadas, bem como estruturas que trunca, dobra ou corta estas camadas, tais como as superfícies erosivas, dobramentos e as falhas geológicas que cortam as camadas.

Sheriff (1991) define um horizonte sísmico como sendo a superfície que separa duas camadas diferentes de rocha, sendo que esta superfície (mesmo sem ter sido identificada) está associada com uma reflexão que se estende por uma grande área. Um horizonte sísmico se manifesta em um dado sísmico como uma série de eventos (picos ou vales de amplitudes sísmicas) que aparecem de forma consistente traço a traço. O mapeamento dos horizontes do conjunto de dados é uma das tarefas mais importantes da interpretação sísmica. Os horizontes sísmicos também são chamados de refletores.

Desde que o trabalho de Taner, Koehler & Sheriff (1979) introduziu a análise de traços sísmicos complexos na Geofísica, o desenvolvimento de atributos sísmicos tem demonstrado muitas aplicações, especialmente para a caracterização de reservatórios. Uma publicação recente (Chen e Sidney, 1997) lista aproximadamente 100 atributos diferentes. No geral, todas as quantidades que computamos nos dados sísmicos 2-D ou 3-D, no pré-empilhamento ou no pós-empilhamento, a migração no domínio do tempo dentre outros são atributos sísmicos. Muitos deles possuem significado físico, e somente estes serão considerados neste trabalho.

Os atributos sísmicos fornecem meios de medir certas características da forma de onda (*waveform*) e possuem, conseqüentemente, um papel chave na caracterização sísmica do reservatório. As ferramentas da computação e da análise do atributo tornaram-se comuns

em estações de trabalho na tarefa de realizar a interpretação sísmica. O uso eficaz e eficiente de atributos sísmicos depende da familiaridade dos geocientistas e o que os atributos representam.

4.2 Atributos Sísmicos

Atributo sísmico foi definido por Sheriff (1991) como uma medida derivada dos dados sísmicos. Tal larga definição nos permite muitos usos e abusos desse termo. Foram introduzidos incontáveis atributos na prática de exploração sísmica, (Marrom, 1996; Chen e Sidney, 1997) que conduziram Eastwood (2002) a divulgar sobre a explosão dos atributos. Muitos destes atributos fazem um papel excepcionalmente importante interpretando e analisando dados sísmicos (Chopra e Marfurt, 2005). Neste trabalho, vamos considerar apenas os atributos instantâneos.

Atributos sísmicos são todas as informações obtidas dos dados sísmicos. Eles quantificam características de dados específicos, de forma que representam subconjuntos da informação total. Por conseguinte, atributos podem ser de muitos tipos: pré-stack, inversão, velocidade, multicomponente, 4-D, sendo que o tipo mais comum são atributos derivados de dados empilhados convencionais.

Os atributos sísmicos são computados através dos traços sísmicos. O modelo teórico do traço sísmico consiste em uma série de refletividades que é uma resposta do impulso de um modelo elástico ou acústico da subsuperfície. Esta série de refletividades convolvida com a fonte da *wavelet* é definida como um traço sísmico. Cada traço sísmico representa a gravação da informação da subsuperfície. Propriedades importantes tais como: transporte de energia, mudança de fase, índice da frequência, atenuação da amplitude, características de frente de onda, dentre outras, fornecem uma informação necessária para distinguir em partes individuais o campo de onda sísmico.

Os dados sísmicos de reflexão podem ser vistos de diferentes aspectos (ou componentes) tais como a energia, a frequência, e a fase. Os atributos do traço sísmico, tais como a intensidade da reflexão, a fase instantânea, a frequência instantânea, etc... caracterizam grupos destes componentes sísmicos da forma de onda (*waveform*). Os atributos vistos aqui são agrupados numa única categoria: atributos instantâneos.

Atributos podem ser utilizados com dados sísmicos pré ou pós-empilhamento, antes ou depois da migração em tempo. O procedimento é o mesmo em todos estes casos. Os atributos podem ser classificados de diversos modos. Uma classe importante dos atributos é baseada no traço sísmico complexo, o qual será descrito a seguir.

4.3 Definição e cálculo do traço sísmico complexo

Antes de falarmos dos atributos instantâneos devemos falar sobre o traço sísmico complexo. A análise complexa do traço efetua uma separação natural do ângulo da amplitude e permite a definição de atributos instantâneos.

Os atributos sísmicos convencionais são baseados no traço sísmico real. A análise de um evento escolhido em um traço sísmico pode nos fornecer o tempo de deslocamento, porém a variação da amplitude pode ser difícil de determinar ou fornecer cálculos imprecisos devido à possíveis interferências com *wavelets* de outros eventos. A análise complexa do traço fornece uma nova maneira para examinar o traço sísmico. Trata o traço sísmico como a parte real de um traço complexo, cuja parte imaginária é a Transformada de Hilbert sobre a parte real. Este processo rende uma separação natural do ângulo de amplitude e permite o cálculo dos atributos sísmicos instantâneos (Taner *et al.*, 1979). A amplitude instantânea combinada com a fase e a frequência instantâneas melhora a definição dos refletores, assim os eventos sísmicos do topo e base de um reservatório por exemplo, são definidos mais claramente. Os atributos instantâneos dão forma aos testes padrões da mudança que podem identificar e distinguir a interferência sutil do *wavelet*. A frequência instantânea no máximo da amplitude instantânea para um único refletor pode ser utilizada ao invés da Transformada de Fourier, para representar o domínio da frequência e então traçar a mudança da frequência com o tempo (Bodine, 1984).

Taner et alli (1979) sugere que o traço sísmico convencional pode ser visto como componente real $r(t)$ de um traço complexo $F(t)$. A parte imaginária do traço complexo $g(t)$, denominada quadratura, é obtida por métodos matemáticos pela Transformada de Hilbert (equação 4.2), a partir do dado real. Então o traço sísmico complexo ou sinal analítico pode ser definido como:

$$F(t) = r(t) + ig(t) \quad (4.1)$$

Onde $r(t)$ é a parte real (sinal refletido) e $ig(t)$ é a parte imaginária que é a Transformada de Hilbert em $r(t)$ (chamado também de traço da quadratura).

$$Y(t) = r(t) * h(t) \quad (4.2)$$

Onde $h(t)$ representa o operador de Hilbert, de uma maneira simplificada.

Atributos computados através do traço sísmico complexo podem ser subdivididos em Instantâneos (referente a um instante no tempo) e em Wavelet (referente a uma janela de tempo).

Podemos dizer que a Transformada de Hilbert de uma função é o resultado da convolução desta função com o núcleo de Hilbert.

4.4 Amplitude da quadratura

O traço da quadratura é a parte imaginária do traço sísmico complexo, e pode ser calculado através da Transformada de Hilbert sobre o traço real. O traço real e suas contrapartes da quadratura compartilham do mesmo espectro de amplitude. A quadratura é usada em várias combinações matemáticas para computar outros atributos complexos do traço sísmico tais como a fase instantânea e a frequência instantânea.

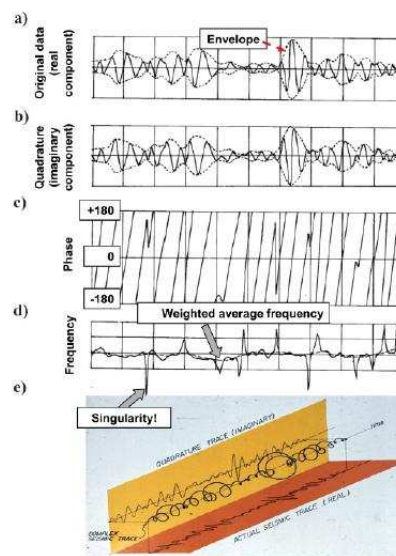


Figura 4.1: Ilustrações de algumas *Waveforms* (Fonte SEG).

Podemos ver na figura 4.1 os diferentes comportamentos da onda:

- (a) traço sísmico real.
- (b) quadratura.
- (c) fase instantânea.
- (d) frequência instantânea de Taner *et al.* (1979)
- (e) Um dos slides utilizados por Taner em apresentações na década de 70, explicando a análise do traço complexo.

4.5 Atributos Instantâneos (Pós-empilhamento)

Os atributos instantâneos são computados diretamente do traço sísmico complexo (analítico). São atributos que representam variações instantâneas de vários parâmetros ao longo do tempo e eixo espacial. Neste trabalho nos limitamos a utilizar apenas cinco atributos, os quais serão relacionados abaixo.

4.5.1 Amplitude Instantânea ou do Envelope

A amplitude instantânea às vezes é chamada de amplitude do envelope ou de intensidade da reflexão, sendo definida como a amplitude da energia sísmica total do traço sísmico num instante qualquer e descreve o fluxo de energia na subsuperfície. Simplesmente é a amplitude do traço complexo e é independente do sinal da fase (Taner, 1979).

A amplitude do envelope é um atributo físico e pode ser calculado obtendo a raiz quadrada da soma dos quadrados dos componentes reais e imaginários, matematicamente, é definido como:

$$A(t) = \sqrt{r^2(t) + g^2(t)} \quad (4.3)$$

Onde $A(t)$ é a amplitude da energia, $r(t)$ é o traço sísmico real, $g(t)$ é o traço sísmico da quadratura.

Este atributo pode ser usado como um discriminador efetivo para as seguintes características:

- Representa principalmente o contraste de impedância acústico, ou seja, a refletividade.
- Bright spots, que são possíveis acumulações de gás.
- Limites de seqüências sísmicas e mudanças deposicionais abruptas.
- Desconformidades.
- Mudanças principais de litologia.
- Mudanças locais indicadas por falhamentos.
- Correlação espacial de porosidade e outras variações litológicas.

As fortes reflexões de energia podem ser associadas com as principais mudanças litológicas, assim como acumulações de óleo e gás. As variações laterais da energia podem quantificar mudanças acústicas em propriedades da rocha, e mudanças abruptas na espessura das camadas podem indicar presença de hidrocarbonetos.

4.5.2 Primeira derivada do envelope

A primeira derivada do envelope (taxa da mudança da amplitude do envelope no tempo) mostra a variação da energia dos eventos refletidos e tende a mostrar o início dos *wavelets* em um traço sísmico. Este atributo também é um atributo físico e pode ser usado para detectar possíveis zonas de fraturamento e efeitos de absorção. Matematicamente é dada pela 1ª derivada da amplitude do envelope em relação ao tempo:

$$\frac{dA(t)}{dt} \quad (4.4)$$

4.5.3 Segunda derivada do envelope

A segunda derivada do envelope tende a mostrar todos os picos do envelope, enfatizando todas as reflexões no sismograma.

- Mostra todas as interfaces visíveis refletidas dentro de uma faixa sísmica.
- Mostra eventos suaves (finos).
- Indica mudanças finas de litologia.
- Em grandes mudanças de ambientes deposicionais os eventos de amplitude são mais fracos.
- Boa apresentação da imagem em subsuperfície dentro de uma determinada banda sísmica.

Matematicamente é dado pela 2ª derivada da amplitude do envelope em relação ao tempo:

$$\frac{d^2 A(t)}{dt^2} \quad (4.5)$$

4.5.4 Fase Instantânea

O atributo de fase também é um atributo físico e é uma medida da continuidade da propagação da onda num meio. Em cada descontinuidade a onda sofre uma mudança de fase. A fase instantânea enfatiza a coerência (continuidade/descontinuidade) espacial das reflexões fornecendo um caminho para que eventos fracos e fortes apareçam como uma força igual. Abaixo algumas de suas aplicabilidades:

- Bom indicador em continuidades laterais.
- Destituído de informações de amplitude, de forma que todos os eventos aparecem representados.
- Visualização detalhada de elementos estratigráficos.
- Melhor indicador para continuidades laterais.
- Relaciona o componente de fase com a propagação de onda.
- Visualização detalhada das configurações das camadas.
- Em alguns casos contatos de fluidos.

A fase instantânea é uma ferramenta muito efetiva por delinear descontinuidades, falhas, pinchouts, angularidades e eventos com atitudes de mergulhos diferentes. Isto está relacionado ao fato de que a fase instantânea enfatiza a continuidade dos eventos pois ignora a informação de amplitude das amostras em tempo. Conseqüentemente, descontinuidades que são difíceis de serem observadas em seções sísmicas convencionais devido a baixas amplitudes, aparecerão mais claramente em exibições de fase. Matematicamente, é definida como:

$$\phi(t) = \arctan \left(\frac{g(t)}{r(t)} \right) \quad (4.6)$$

Onde: $\phi(t)$ é a fase instantânea, $g(t)$ o traço sísmico da quadratura e $r(t)$ o traço sísmico real.

A Figura 4.2 mostra os gráficos das funções de amplitude e fase instantânea de um traço sísmico de um dado real.

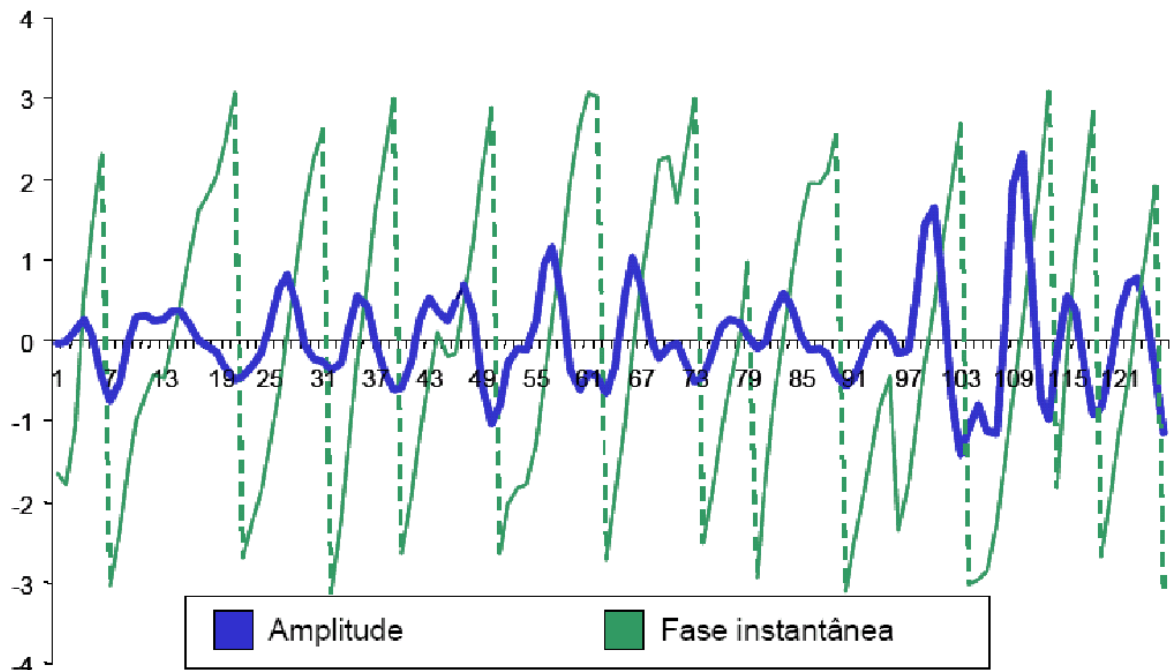


Figura 4.2: Amplitude sísmica e fase instantânea de um traço sísmico real.

Os valores do atributo sísmico de fase instantânea estão compreendidos no intervalo $[-\pi, \pi]$. Na Figura 4.2 observamos que, onde o gráfico da função de fase instantânea cruza o eixo do tempo, isto é, assume o valor zero, temos um máximo local com valores positivos na função de amplitude sísmica. Como um máximo local com valores positivos de amplitude dentro de um traço sísmico representa um evento sísmico, concluímos que o atributo de fase instantânea é um bom indicador de eventos sísmicos. As linhas tracejadas no gráfico da função de fase instantânea representam os pontos onde a função salta de π para $-\pi$.

Este atributo é o que mais tem se mostrado útil para mapeamento de horizontes, por indicar em algumas situações maior continuidade de eventos do que os sinais de amplitude.

4.5.5 Freqüência Instantânea

Considerando que a freqüência instantânea é a derivada da fase instantânea em relação ao tempo e independente da fase e da amplitude. Obviamente, o atributo de freqüência instantâneo é muito sensível ao conteúdo de freqüências dos dados. Pode indicar continuidade de reflexões, ou, em alguns casos de diminuição do conteúdo de freqüências, presença de hidrocarbonetos ou fraturas. Entre seus usos, se incluem:

- Indicador de hidrocarbonetos através de anomalias de baixa frequência. Este efeito às vezes é acentuado por sedimentos não consolidados devido ao conteúdo de óleo em seus poros.
- Indicador de zonas de fratura, desde que as fraturas possam aparecer em zonas de baixas frequências.
- Indicador de espessura das camadas. Altas frequências indicam interfaces mais finas (menor impedância) como lâminas de folhelhos, frequências inferiores são indicativas de geometrias de camadas mais espessas como areias.
- Indicador da razão areia/folhelho.

Para aplicações práticas a fórmula da diferença é preferível.

$$f(t) = \frac{d\phi(t)}{dt} \quad (4.7)$$

Onde $\phi(t)$ é o traço instantâneo da fase.

A interferência destrutiva causada por algumas aplicações no processamento sísmico, tais como correções incorretas de NMO ou estáticas (antes do empilhamento) podem artificialmente reduzir o conteúdo de frequência.

CAPÍTULO 5

Aplicações e Resultados Obtidos

5.1 Aplicação dos Atributos

Nós geralmente aplicamos os atributos dos dados sísmicos representados em seções em tempo, em lugar da profundidade. Então seções empilhadas organizadas em famílias CDPs, seções geradas pela aplicação do DMO em seções empilhadas, sismogramas pré-empilhados, ou pós-empilhadas, seções migradas em tempo são convenientes para a aplicação desses atributos. Os atributos aplicados em seções migradas em tempo, devido ao posicionamento mais preciso dos refletores (com respeito ao empilhamento CDP) pode ser mais vantajoso para propósitos de interpretação. Deve se notar que, para se obter os resultados mais esperados com a utilização de atributos sísmicos, os dados têm que ser processados cuidadosamente.

Para aplicação dos atributos sísmicos na seção empilhada utilizamos o software SU (Seismic Unix) o qual contém um pacote denominado de suAttributes, onde baseado por ele foi feita uma shell dando como dado de entrada o arquivo stack.su (seção empilhada) e como saída stack_(nome do atributo).su. No total foram aplicados cinco atributos que nos auxiliaram numa melhor interpretação estrutural da área estuda, porém nem todos obtiveram resultados desejáveis. No capítulo seguinte veremos a aplicação de cada atributo citado e o seu resultado obtido.

Por fim temos a nossa seção empilhada interpretada estruturalmente utilizando para isso o software BHPVIEWER. As cores em vermelho representam um jogo de falhas associadas na área, a cor verde representa o limite superior do embasamento e as demais cores representam diferentes camadas litológicas (figura 5.6).

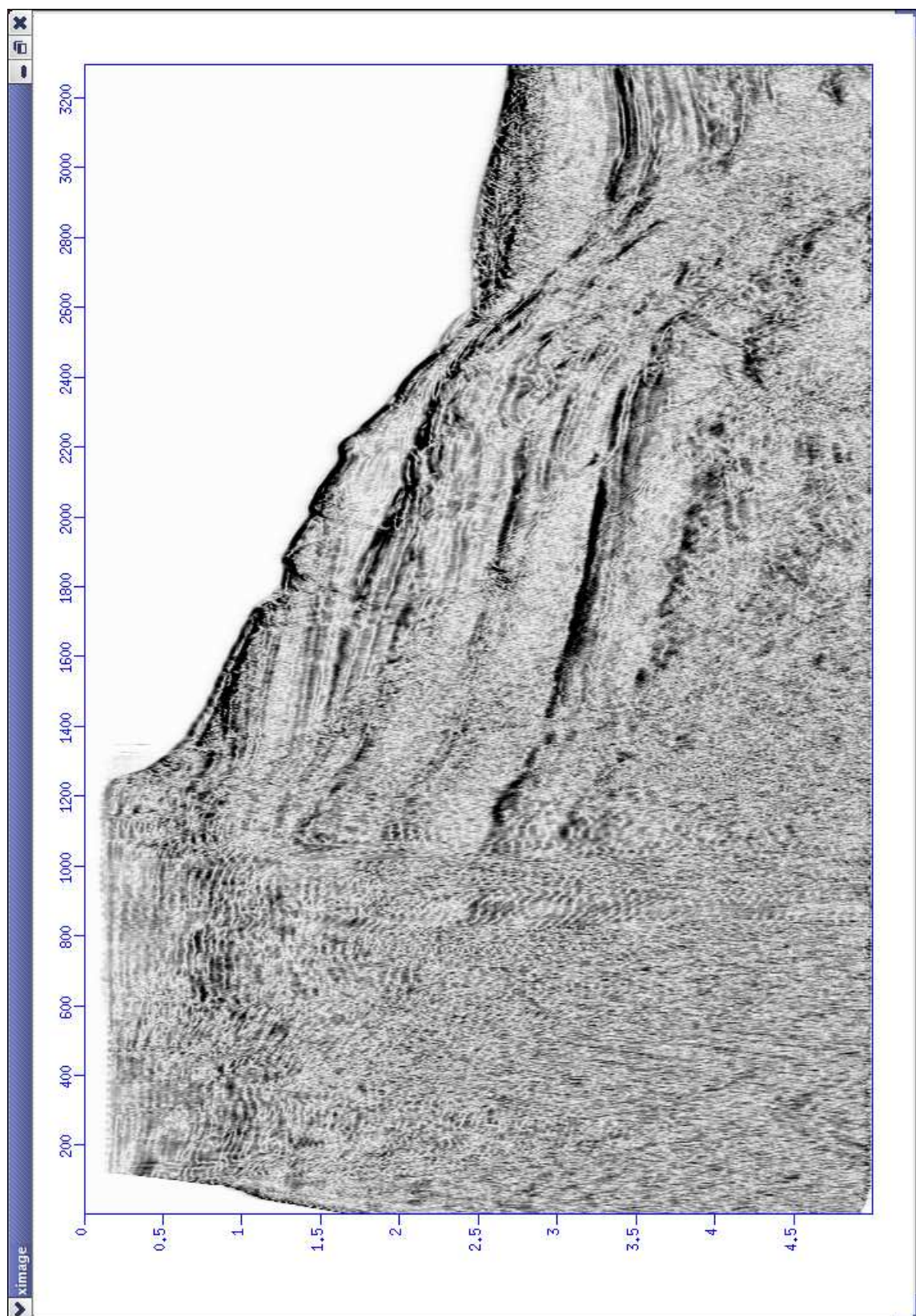


Figura 5.1: Seção empilhada após aplicação do atributo Amplitude envelope.

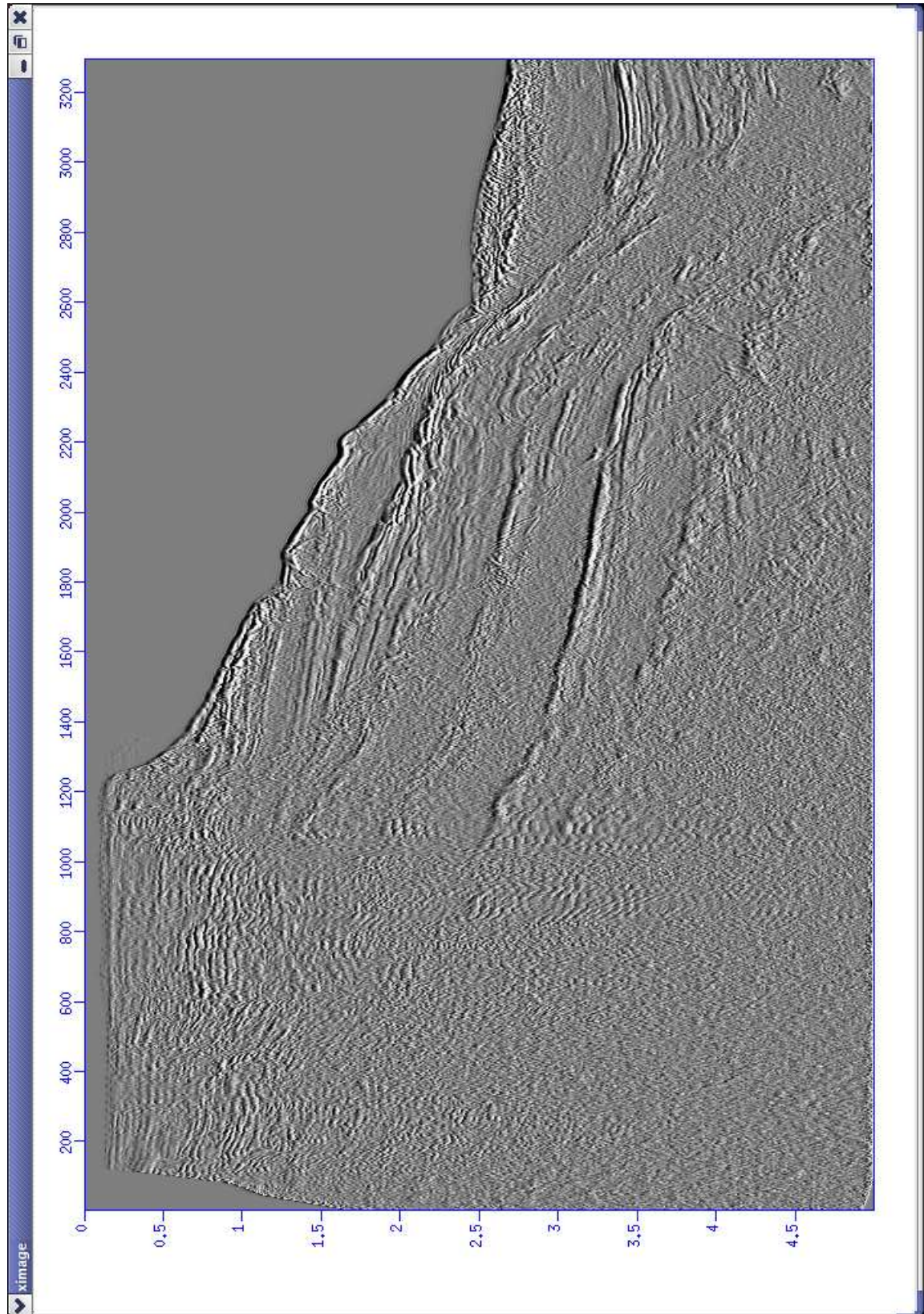


Figura 5.2: Seção empilhada após aplicação do atributo 1^a derivada do envelope.

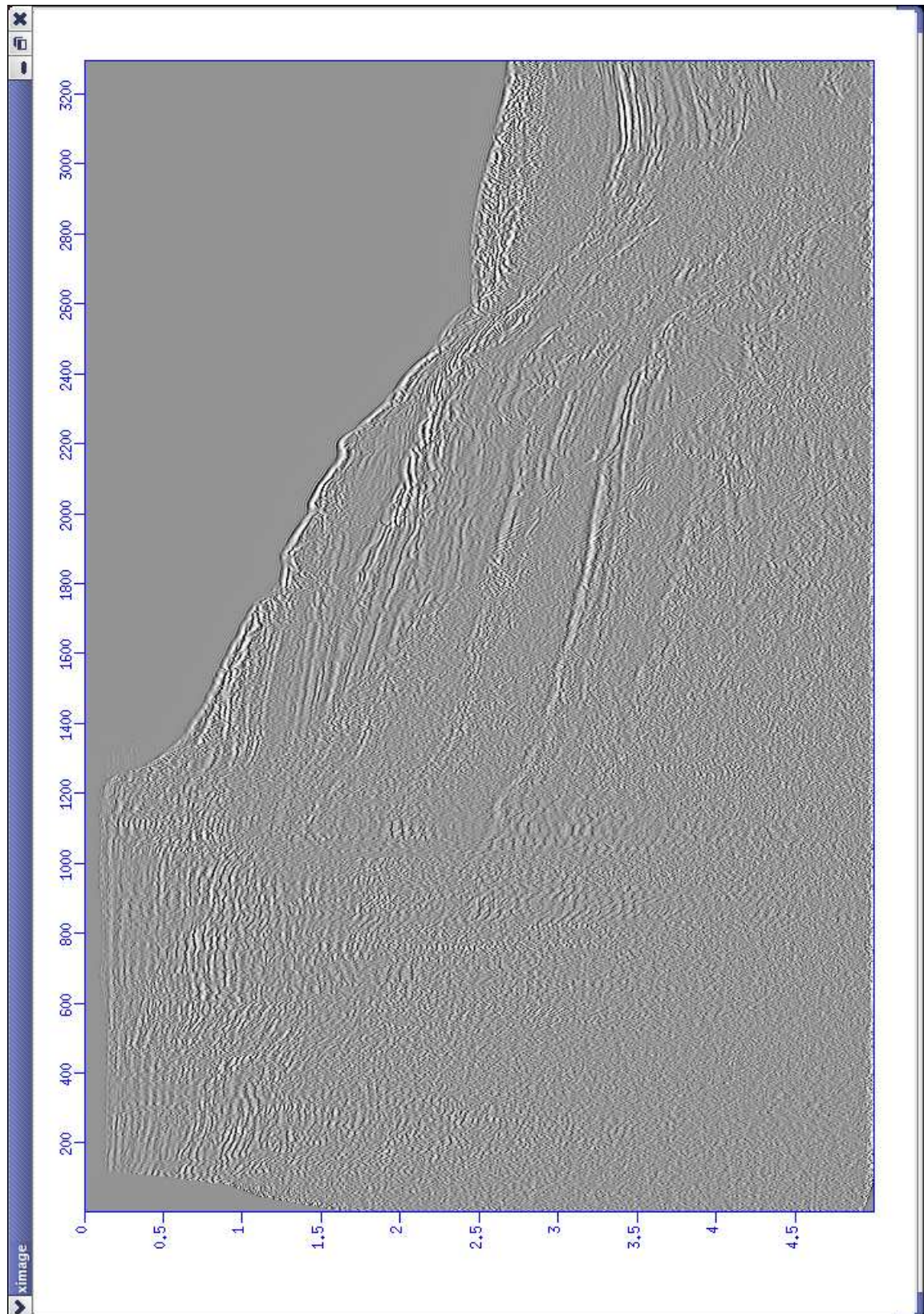


Figura 5.3: Seção empilhada após aplicação do atributo 2^a derivada do envelope.

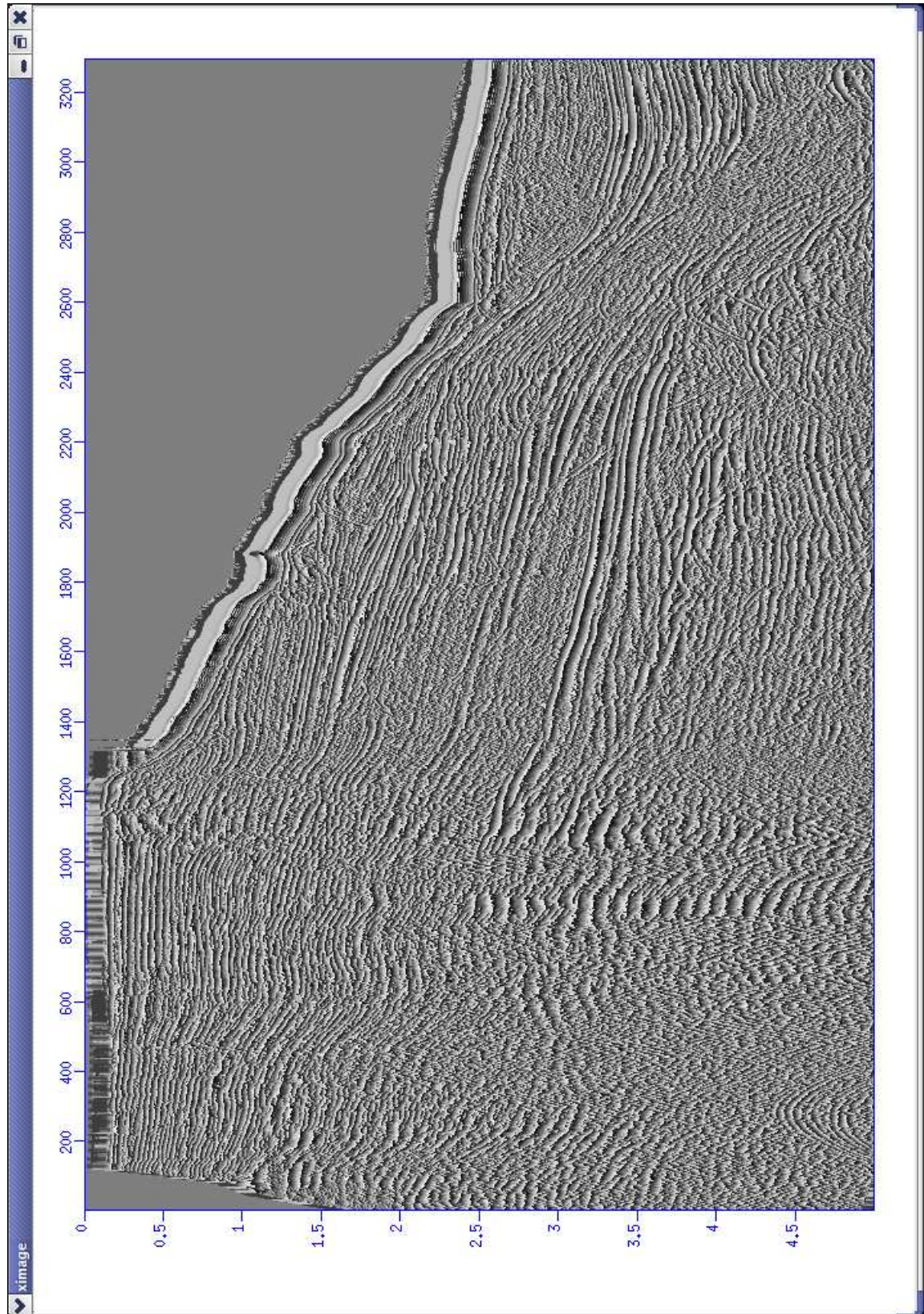


Figura 5.4: Seção empilhada após aplicação do atributo Fase instantânea.

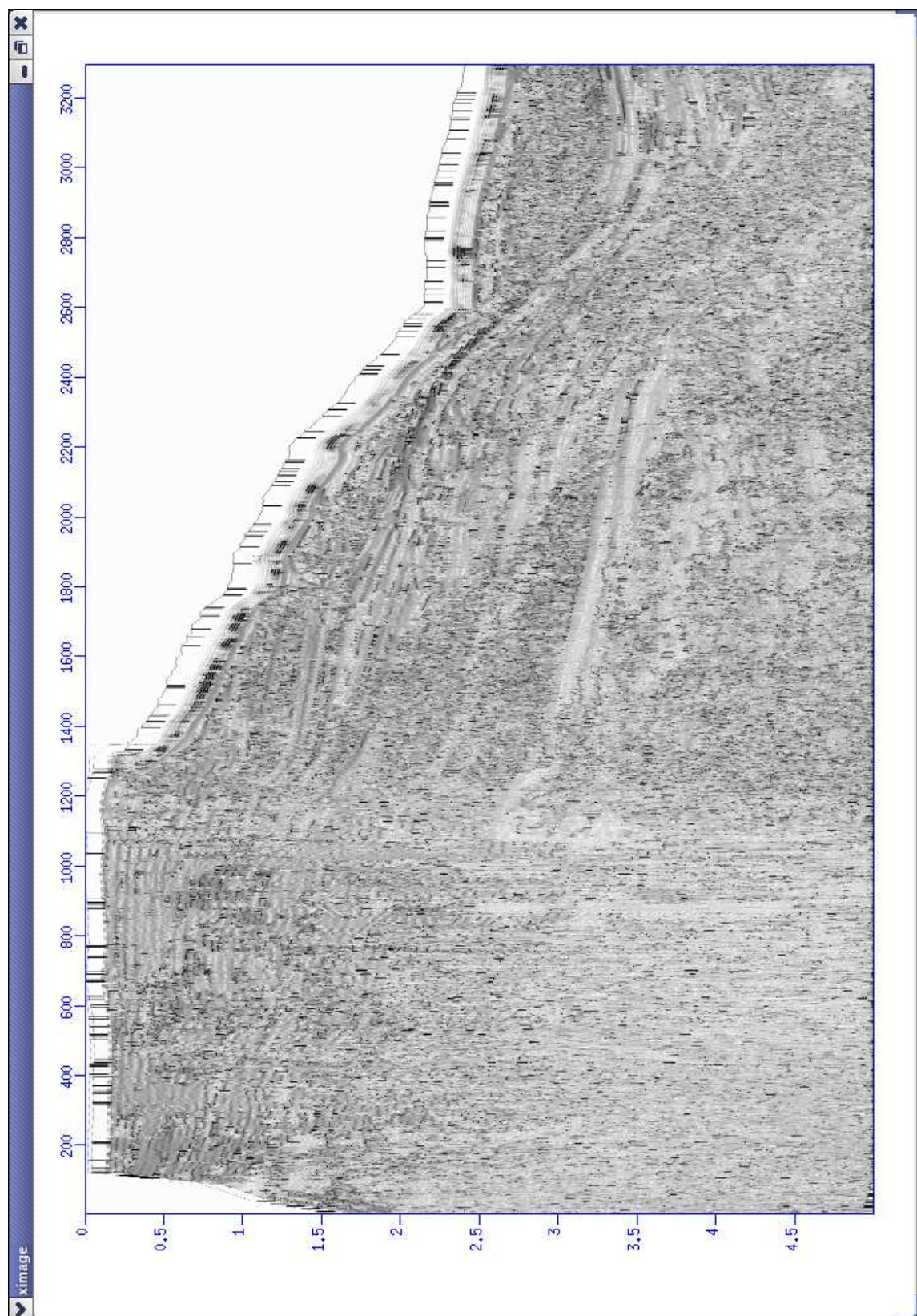


Figura 5.5: Seção empilhada após aplicação do atributo Frequência instantânea.

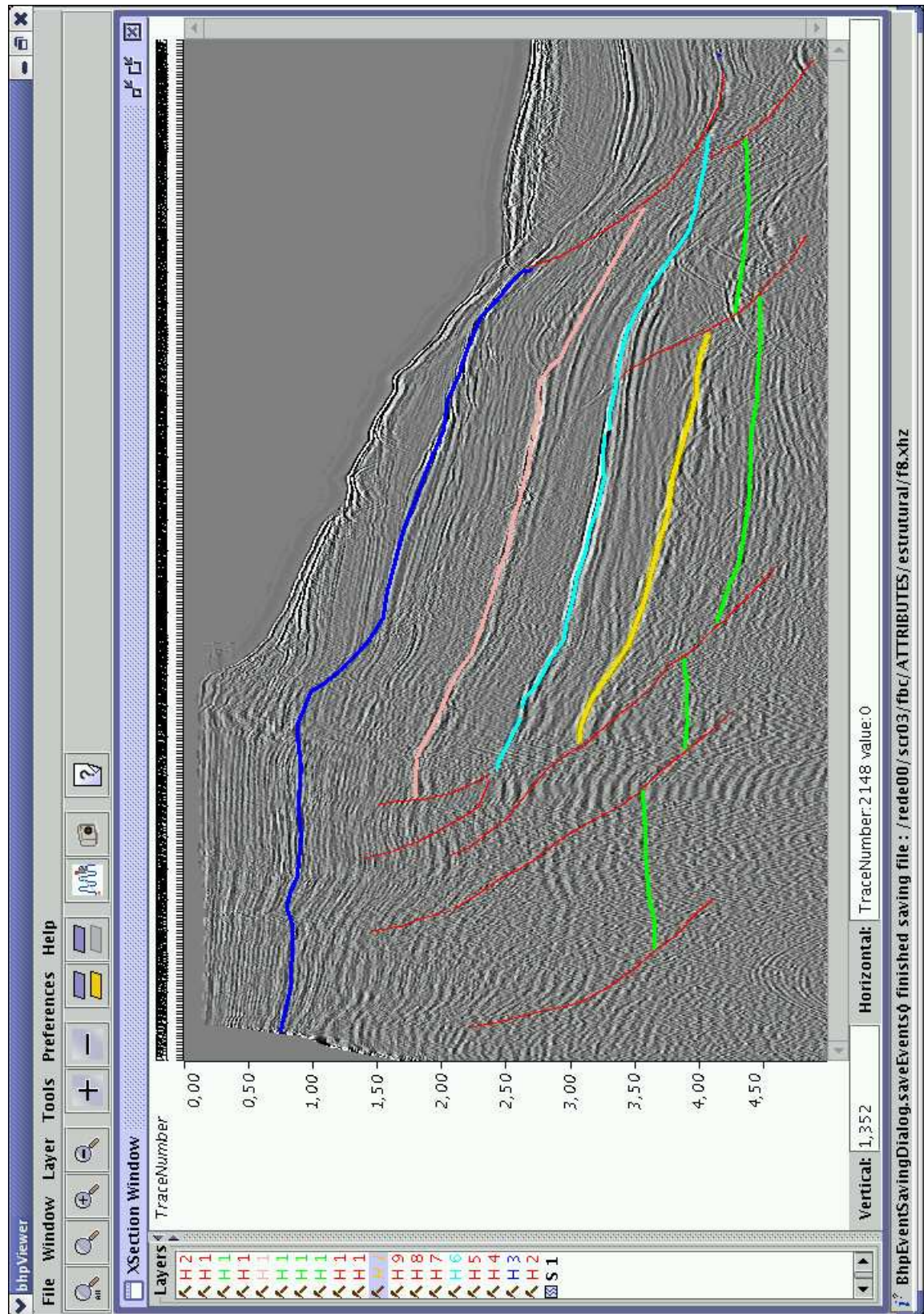


Figura 5.6: Resultado final, seção interpretada estruturalmente.

CAPÍTULO 6

Conclusões

A aplicação prática de uma seqüência completa (fluxograma) de processamento de dados sísmicos reais realizado nesse trabalho nos dados marinhos registrados na Bacia do Jequitinhonha, mostrou que a análise dos espectros de amplitude, freqüência e tempo são de grande importância para a obtenção de imagens de alta qualidade de estruturas em subsuperfície.

A etapa mais importante do processamento é a análise de velocidade para que se obtenha uma imagem de alta resolução de subsuperfície. As seções migrada e empilhada foram consideradas de boa qualidade, embora na filtragem de freqüência poderíamos ter feito um corte mais significativo no espectro, principalmente abaixo da plataforma continental.

Como resultado deste trabalho obtivemos a seção empilhada e migrada de dados registrados na plataforma continental da bacia do Jequitinhonha e, principalmente, familiaridade com os processos para se realizar um processamento sísmico.

Após gerar a seção empilhada em tempo foram obtidos diferentes atributos sísmicos da mesma, isto sendo feito com a aplicação das funções do Seismic Unix para os atributos sísmicos complexos os quais resultaram em seções sísmicas com refletores muito bem delineados.

O atributo de fase demonstrou-se ser o principal atributo, determinando as continuidades dos refletores contribuindo para uma melhor interpretação estrutural. Os objetivos principais dos atributos são prover informações precisa e detalhada ao intérprete em estrutural ou estratigrafia e parâmetros litológicos na prospecção sísmica, sendo assim tornam-se medidas qualitativas e quantitativas importantes para exploração geofísica.

Para as pesquisas posteriores, sugere-se que sejam testado um maior número de atributos em diferentes seções sísmicas com o intuito de obter-se melhores resultados, podendo utilizar informações contidas neste presente trabalho.

Agradecimentos

Agradeço em primeiro lugar a Deus por iluminar sempre o meu caminho guiando meus passos durante esta caminhada.

Aos meus pais pelo carinho, dedicação e apoio nos momentos mais difíceis.

Aos amigos, Silmara, Marcelo, Anderson, Gary, Admilson e Leonardo por fazerem desse projeto realidade.

Ao Prof. Dr. Marco Botelho pelos ensinamentos e orientações que muito contribuíram na elaboração do presente trabalho.

Ao CPGG/UFBA e ao LAGEP/UFBA por ceder a infra-estrutura necessária para a realização deste trabalho.

CAPÍTULO 7

Referências Bibliográficas

- Abreu, A. S (2005) Processamento de dados sísmicos do Golfo do México usando o Seismic Unix, Trabalho de graduação, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Brasil.
- Agência Nacional do Petróleo. Disponível em: <http://www.anp.gov.br>. Acesso em 15 Fevereiro de 2007.
- Araújo, S.S. Construção de Imagens Sísmicas pelo Método de Superfície de Reflexão Comum (CRS) Tese de Mestrado Universidade Estadual de Campinas 2000.
- Asmus, H.E., Gomes, J.B., Pereira, A.C.B. Integração geológica regional da Bacia do Espírito Santo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25., 1971, São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1971. p 235-252, v.3.
- Banco de Dados de Exploração e Produção. Disponível em: . Acesso em 08 de Março de 2007.
- B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p. 227-244, maio/nov. 2005. Análise estratigráfica de bacias rifte: aplicação de conceitos genéticos nas bacias de Camamu-Almada e Jequitinhonha.
- Bodine, J. H., 1984, Waveform analysis with seismic attributes: 54th Annual International Meeting, SEG, session S9.1.
- de Castilho, J. G (2005) Integração de dados potenciais e de sensoriamento remoto como subsídio à exploração petrolífera offshore nas bacias de Camuruxatiba e Jequitinhonha, Dissert. De Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Brasil.
- Costa, A. C. (2004) Fluxo de Processamento através do pacote CWP/SU para imageamento sísmico de alta resolução, Trabalho de graduação, Universidade Estadual do Norte Fluminense, Macaé, Rio de Janeiro, Brasil.
- Cohen, J. e Jr., J. S. (2002) The New SU User's Manual, Colorado School of Mines.
- Córdoba, Valéria C. Microfácies, modelo deposicional e evolução da plataforma carbonática albo-cenomaniana da Bacia de Jequitinhonha. 1990. f.Dissertação (Mestrado em Geociências) – Ouro Preto: UFOP, 1990.

- Chang, H. K.; Kowsmann, R. O.; Figueredo, A. M. F. Novos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias marginais do leste brasileiro. In: Raja-Gabaglia, G. P.; Milani, E. J. (Eds.). Origem e evolução de bacias sedimentares. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1991. p. 97-123.
- Chen, Q., and S. Sidney, 1997, Seismic attribute technology for reservoir forecasting and monitoring: The Leading Edge, 16, 445–456.
- Chopra, S. and Marfurt, K. SEG- 75th Anniversary, Seismic attributes- A historical perspective, GEOPHYSICS, VOL. 70, NO. 5 (SEPTEMBER-OCTOBER 2005); P. 3S0–28S0, 32 FIGS. 10.1190/1.2098670, Houston, Texas.
- Chopra, S., D. Pruden, and V. Alexeev, 2004, Multi-attribute seismic analysis — Tackling non-linearity: First Break, **22**, no. 12, 43–47.
- DPC & Assoc., Relatório Anual: Petroleum Systems of Brazil. Rio de Janeiro, 2000.
- Gadallah, M. R., “Reservoir Seismology – Geophysics in Nontechnical Language”, PennWell Books, Tulsa, 1994.
- Gaglione, P.C., Trindade, L.A.F., Nascimento, M.M., 1987, Avaliação geoquímica das bacias marginais ao Sul da Bahia, Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 1., 1987, Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geoquímica, 1987. p. 467-491, v.2.
- Hung, Kiang Chang, Kowsmann, Renato O., Figueiredo, Antônio M.F. 1990b. Novos conceitos sobre o desenvolvimento das Bacias Marginais do Leste Brasileiro. In: Raja Gabaglia, Guilherme P.; Milani, Edison José (Coord.). Origem e evolução de bacias sedimentares. Rio de Janeiro: Petrobrás, 1990. p. 269 – 289.
- Inda, H.A.V. et al. O Cráton do São Francisco e a faixa de dobramentos Araçuaí. In: Geologia do Brasil. Brasília: DNPM, 1984, p 193-199.
- Magnavita, L.P., et al. Controle da tectônica salífera na distribuição de fácies sedimentares na Bacia de Jequitinhonha, Bahia. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 71, p 1039–1040, 1999.
- Magoon, Leslie; B.; DOW, Wallace G. The Petroleum system. In: The Petroleum system – from source to trap. Tulsa: AAPG, 1994, p.3 – 24. (AAPG Memoir 60).
- Mohriak, W.U., Nascimento, M.M. 2000. Deep-water salt tectonics in the South Atlantic sedimentary basins. In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro–RJ, Abstract, Special Symposium – Salt Tectonics – CD-ROM.

- Novaes, F. C. (2007) Processamento de dados sísmicos da bacia de Campos utilizando deconvolução multicanal para a supressão de múltiplas, Trabalho de graduação, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Brasil.
- Robinson, E. A., Treitel, S., “Geophysical Signal Analysis”, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 1980.
- Santos, C.F., Gontijo, R.C. Compartimentação e alinhamentos estruturais da Bacia de Cumuruxatiba (BA). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37., 1992, São Paulo. Resumos...São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1992, p 564.
- Santos, C.F., et al. Bacias de Cumuruxatiba e Jequitinhonha. Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v.8, n.1, p 185-190, 1994.
- da Silva, M. G. (2004) Processamento de dados sísmicos da bacia do Tacutu, Dissert. De Mestrado, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Brasil.
- Sergey Fomel, S. Local seismic attributes, Geophysics, vol. 72, no.3 May-June P. A29–A33, 7 FIGS. 10.1190/1.2437573.
- Silva, P. M. (2004) Visualização Volumétrica de horizontes em dados sísmicos 3D, Tese de Doutorado, Pontifícia Universidade Católica (PUC), Rio de Janeiro, Brasil.
- Sheriff., R. E., comp., 1991, Encyclopedic dictionary of exploration geophysics, 3rd ed.: SEG.
- Taner, M. T., F. Koehler, and R. E. Sheriff, 1979, Complex seismic trace analysis: Geophysics, 44, 1041–1063.
- Telford, W.; Geldart, L. e Sheriff, R. (1990) Applied Geophysics, Cambridge University Press.
- Vasconcelos, R. et al. Geofísica em levantamentos geológicos no Brasil, Rio de Janeiro: CPRM. 1992.
- Zhang, J. and Bentley, L. R. Complex seismic trace analysis and its application to time-lapse seismic surveys (CREWES, Geology and Geophysics, University of Calgary).
- West, B., S. May, J. E. Eastwood, and C. Rossen, 2002, Interactive seismic facies classification using textural and neural networks: The Leading Edge, 21, 1042–1049.
- Yilmaz, O. 1987. Seismic data Processing. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.