

V11V140



UFRJ

André de Ávila Acquaviva

**ESTUDO DE UM PROJETO SÍSMICO NO CAMPO DE BORBURATA,
BACIA BARINAS-APURE.**

Trabalho de Conclusão de Curso
submetido ao Programa de Pós-graduação
em Geologia, Instituto de Geociências, da
Universidade Federal do Rio de Janeiro –
UFRJ, como requisito necessário à
obtenção do grau de Especialista em
Geofísica do Petróleo.

Orientadores:

Leonardo Borghi

Álvaro Lúcio Gomes

Rio de Janeiro
Agosto 2007

M
GL
A186E



UFRJ

ANDRÉ, Ávila Acquaviva

Estudo de um projeto sísmico no campo de Borburata, Bacia Barinas-Apure / André de Ávila Acquaviva -- Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2007. 117 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia, 2007.

Orientadores: Borghi, Leonardo; Álvaro Lúcio Gomes

1. Geofísica. 2. Geologia de Engenharia e Ambiental – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Leonardo Borghi. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia. III. Título.

Rio de Janeiro
Agosto 2007



UFRJ

André de Ávila Acquaviva

ESTUDO DE UM PROJETO SÍSMICO NO CAMPO DE BORBURATA, BACIA BARINAS-APURE.

Trabalho de Conclusão de Curso
submetido ao Programa de Pós-graduação
em Geologia, Instituto de Geociências, da
Universidade Federal do Rio de Janeiro –
UFRJ, como requisito necessário à
obtenção do grau de Especialista em
Geofísica do Petróleo.

Orientadores:

Leonardo Borghi

Álvaro Lúcio Gomes

Aprovada em: 01.08.2007

Por:

Leonardo Borghi (UFRJ)

Álvaro Lúcio Gomes (Petrobras)

UFRJ
Rio de Janeiro
2007

AGRADECIMENTOS

Agradeço, primeiramente, a Deus que me ilumina e me guia.

Aos meus familiares sempre me dando forças, lembrando minha mãe, que sempre estará torcendo por mim.

Aos meus amigos de curso que mesmo num período pequeno de convivência se mostraram eternos amigos, especialmente aos do meu grupo que sempre estiveram em prontidão para me ajudar.

Agradeço aos mestres que tive e que se mostraram aptos e empolgados para mostrar novos caminhos e à Petrobras que deu toda a estrutura para que esse trabalho ficasse pronto.

Por fim, agradeço a todos que me ajudaram e torceram para que esse trabalho fosse o melhor possível.

Resumo

ACQUAVIVA, André de Ávila. **Estudo de um projeto sísmico no Campo de Borburata, Bacia Barinas-Apure. 2007.** Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

O principal objetivo desse estudo foi analisar um trabalho feito no Campo de Borburata, Bacia Barinas-Apure, na Venezuela. O trabalho utilizou um método sísmico aplicado a dados obtidos de um levantamento 3D3C, objetivando identificar e imagear fraturas num reservatório carbonático, na tentativa de estimar as orientações e densidades das fraturas, para um carbonato de 100m de espessura, de velocidade média de 3000 m/s e que está, aproximadamente, à 3000 m de profundidade. A área utilizada pela aquisição foi de, aproximadamente, 25 km², onde foram usadas 13 linhas de tiro e 8 linhas de receptor. O processamento foi baseado em *moveout* linear, empilhamento e migração pós empilhamento, dentre outras ferramentas. Por ser uma área estruturalmente simples não houve muitas diferenças entre as migrações pré e pós empilhamento, como a pós ocupa menos espaço em disco, foi ela a escolhida. Na interpretação foram utilizados alguns atributos, principalmente o geométrico. Foram feitos vários mapas de atributos, nos quais a interpretação mostrou diferenças entre os dados PP e PS. Para o caso estudado, que queria obter uma melhor resolução lateral, os dados PS se mostraram muito mais eficazes. Foi encontrado uma falha principal de orientação Norte-Sul, e nela uma descontinuidade, isso se deve à uma falha de orientação NE-SW, que se apresentou após o soerguimento dos Andes.

Palavras-chave: Sísmica; Barinas-Apure, Venezuela.

Abstract

ACQUAVIVA, André Ávila. **Estudo de um projeto sísmico no Campo de Borburata, Bacia Barinas-Apure.** [*Study of a seismic project in the Field of Borburata, Barinas-Apure Basin*]. 2007. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The main objective of this study was to analyze a work made in the Field of Borburata, Barinas-Apure Basin, in Venezuela. The work used a seismic method applied to a survey 3D3C, aiming to identifying and imaging breakings in a carbonate reservoir. This in the attempt to estimate the orientation and densities of the breakings, for a carbonate of 100m of thickness, 3000 m/s average speed and that it is, approximately, 3000 m deep. The area used for the acquisition was of, approximately, 25 km², was used 13 lines of shots and 8 lines of receivers. The processing was based on a linear moveout, and a pos-stack migration, amongst other tools. For being a structurally simple area it did not have many differences between pre and pos stack migration, pos-stack migration was chosen as it occupies a smaller storage area. Some attributes were used in the interpretation, mainly the geometric one, thus, maps of attributes were established, were the interpretation shoed differences between PP and Ps data. For the case being studied, where a better lateral resolution was seered, PS data showed to be more useful. A principal north-south orientation fault was found, and a discontinuity, this is due to a NE-SW orientation fault which appared after Andes uplift.

Key-Words: Seismic; Barinas-Apure; Venezuela

Lista de Figuras

- Figura 1 - A - Tectônica regional presente no NW da América do Sul. São mostradas a localização da Cordilheira Andina de Mérida, bacia Barinas-Apure e seção P1-P2. B - Mapa geológico simplificado de estudo de área (após CASE et al., 1990), descrevendo uma semelhança regional entre a superfície geológica e unidades aflorantes na Sessão P1-P2. (CHACÍN et al., 2005).7
- Figura 2 - Províncias sedimentares das bacias petrolíferas da Venezuela (PÉREZ DE MEJÍA, et al., 1980). E. B. L. = El Baúl Lineament (Arco de El Baúl), e limites orientais da bacia Barinas-Apure (WELL EVALUATION CONFERENCE, 1997).8
- Figura 3 - Quadro de correlação bioestratigráfica da Bacia de Barinas-Apure. Fonte:14
- Figura 4 - Coluna estratigráfica da bacia de Barinas.15
- Figura 5 - Perfil esquemático NW-SE da região da Bacia de Barinas-Apure, destacando a Cordilheira Andina de Méridas.21
- Figura 6 - Sistema de falhas da cordilheira.25
- Figura 7 - Tectônica da América do Sul, NAB = Bloco Andino do Norte, Car = Placa Caribenha, Nzc = Placa do Pacífico, Nam = Placa Norte Americana, Afr = Placa Africana, Gs = Arco da Guiana, Ec, Col, Ve = limites geográficos do Equador, Colômbia e Venezuela respectivamente.26
- Figura 8 - Localização da área de estudos – Sub-bacia Barinas. Fonte: López et al. (1998).29
- Figura 9 - Seção transversal de NW-SE da bacia Barinas-Apure. Fonte: PARNAUD et al (1995) apud WELL EVALUATION CONFERENCE, (1997).30
- Figura 10 - Mapa de eventos do sistema petrolífero La Luna-Burgüita (!), durante o término do posicionamento da Cordilheira de Mérida. FONTE: WELL EVALUATION CONFERENCE (1997).31
- Figura 11: Mapa de eventos do sistema petrolífero Navay-Gobernador (!), no norte do Arco Mérida, durante o soergimento Andino. Fonte: WELL EVALUATION CONFERENCE (1997).32

<i>Figura 12 – Princípio de Huygens, onde cada ponto na interface que a onda intercepta se equivale a uma fonte.....</i>	<i>39</i>
Figura 13 – Modelo de perda de amplitude por atenuação.....	41
<i>Figura 14 – Modelo de transmissão de ondas longitudinais.....</i>	<i>42</i>
<i>Figura 15 – Modelo do movimento de uma onda transversal.....</i>	<i>44</i>
<i>Figura 16 – Ondas sofrendo refração, demonstrando o Princípio de Huygens.....</i>	<i>48</i>
<i>Figura 17 – Modelo das ondas registradas em um evento sísmico.....</i>	<i>50</i>
<i>Figura 18 – Reflexão e Transmissão da onda em um modelo de quatro camadas.....</i>	<i>51</i>
<i>Figura 19 – Reflexão em um sistema de três camadas, onde $a_1 = b_1$, $a_2 = b_2$ e $a_3 = b_3$.....</i>	<i>52</i>
<i>Figura 20 – Os efeitos da topografia e da ZBV nos dados sísmicos.....</i>	<i>61</i>
<i>Figura 21 – Aquisição Sísmica no modelo CMP.....</i>	<i>62</i>
<i>Figura 22 - Mapa velocidade x tempo (vermelho correlação máxima e azul correlação mínima).63</i>	
Figura 23 – CMPs corrigidos de NMO com velocidade das reflexões primárias (à esquerda) e corrigido com velocidade intermediária, entre velocidade das primárias e múltiplas (à direita).65	
<i>Figura 24 – Filtragem f-k, zerando o quadrante do espectro associado as múltiplas.....</i>	<i>69</i>
<i>Figura 25 - Localização do Campo de Borburata na Bacia Barinas. FONTE: (www.pdv.com/lexico).</i>	<i>76</i>
<i>Figura 26 – Coluna Estratigráfica do flanco sul Andino, Bacia Barinas-Apure FONTE: SCHLUMBERGER WELL EVALUATION CONFERENCE, 1997).</i>	<i>77</i>
<i>Figura 27 - Geometria de aquisição sobre o campo de Borburata. Quadrados vermelhos indicam as posições dos receptores e os triângulos azuis indicam a posição das fontes.....</i>	<i>83</i>
<i>Figura 28 - Mapa de distribuição da multiplicidade para (a) reflexões PP e (b) reflexões PS. Tamanho da cela para ondas PP é 54 m por 40 m. Tamanho da cela para ondas PS é 36 m por 27 m.</i>	<i>83</i>
<i>Figura 29 – Família de tiro comum, sem nenhuma correção, mostrando os problemas encontrados.</i>	<i>84</i>

<i>Figura 30 - Espectro FK da componente vertical da linha de receptores 4 mostrado na Figura 29.</i>	84
<i>Figura 31 - Espectro de amplitude média da componente vertical da linha de receptores 4 mostrado na Figura 29.</i>	85
<i>Figura 32 - Família de tiro comum da componente vertical depois da estática do datum, reamostrado para 4 ms, divergência esférica e edição de traços.</i>	85
<i>Figura 33 - A Figura 32 corrigida de moveout linear.</i>	86
<i>Figura 34 - Espectro FK do dado horizontalizado mostrado na Figura 33.</i>	87
<i>Figura 35 - Família de tiro comum da componente vertical mostrado na Figura 32 depois de ter removido as duas componentes do ground-roll, de 500 m/s e 300 m/s.</i>	87
<i>Figura 36 - Visualização 3D do cubo migrado pré-empilhado com um zoom na área de interesse. (A) corresponde aos refletores regionais mais fortes no qual é o topo de folhelho da formação Paguey. (B) corresponde a localização da base da Formação Escandalosa. (C) Flechas indicam a localização da falha reversa.</i>	88
<i>Figura 37 - Dado cru, apenas com correção de polaridade, das componentes H1, correspondendo à localização do tiro verde da figura 15, e corresponde à componente vertical mostrado na figura 4.6. Note que o cone de ruído ground-roll tem certa coerência.</i>	94
<i>Figura 38 - Dados crus, apenas com correção de polaridade, das componentes H2, correspondendo à localização do tiro verde da figura 15 e corresponde à componente vertical mostrado na figura 19. Note que o cone de ground-roll tem baixa coerência.</i>	95
<i>Figura 39 - Espectro FK da componente radial do dado sísmico medido na linha de receptor 4, mostrado na figura 24.</i>	96
<i>Figura 40 - Espectro de amplitude, da componente radial do dado sísmico.</i>	96
<i>Figura 41 - Componente radial da família de tiros mostrado na Figura 37 depois de subtrair o ground-roll modelado.</i>	97
<i>Figura 42 - Família de tiro mostrado na figura 28 depois de aplicado ganho consistente superficial, deconvolução consistente superficial, estática do datum. A flecha vermelha indica a presença de refletores.</i>	98

Figura 53 - Fatias horizontais de diferentes atributos na Escandalosa calculados para azimutes e offsets limitados do volume de dados PS (componente radial): (a) Componente Principal Coerente; (b) Semelhança Coerente; (c) gradiente Leste da componente principal do autovetor; (d) gradiente Norte da componente principal do autovetor. Flechas azuis indicam a falha reversa mostrada na Figura 35 e as verdes indicam os eventos NE-SW. Range de azimutes é ± 15 graus. Somente offsets positivos maiores que os 2000 m usados.110

Figura 54 - Fatias horizontais de diferentes atributos na Escandalosa calculados para azimutes e offsets limitados do volume de dados PS (componente radial): (a) Componente Principal Coerente; (b) Semelhança Coerente; (c) gradiente Leste da componente principal do autovetor; (d) gradiente Norte da componente principal do autovetor. Flechas azuis indicam a falha reversa mostrada na Figura 35 e as verdes indicam os eventos NE-SW. Range de azimutes é ± 15 graus. Somente offsets negativos maiores que os 2000 m usados.111

3 METODOS

4 CONTEXTO

4.1 Estrutura

4.1.1 Evolução

4.1.2 Descrição

4.1.3 Características

4.2 Gradiente

4.3 Gradiente

4.3.1 Modelo

4.4 Classificação

4.4.1 Classificação

5 METODOS

5.1 Introdução

5.2 Descrição

5.2.1 Classificação

Sumário

Agradecimentos.....	iv
Resumo.....	v
<i>Abstract</i>	vi
Lista de figuras.....	vii
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 OBJETIVO	3
3 MÉTODO	4
4 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA	6
4.1 Estratigrafia	9
4.1.1 Evolução Estratigráfica da Bacia Barinas-Apure	9
4.1.2 Descrição litológica das principais formações da Bacia Barinas-Apure.....	12
4.1.3 Estratigrafia de Sequência na área da Bacia Barinas-Apure.....	16
4.2 Geologia Estrutural.....	20
4.3 Geologia Histórica.....	24
4.3.1 Modelo Tectónico.....	25
4.4 Geologia do Petróleo.....	28
4.4.1 Sistema Petrolífero.....	28
5 MÉTODO SÍSMICO.....	34
5.1 Introdução.....	34
5.2 Teoria Sísmica.....	35
5.2.1 Conceitos.....	35

5.2.1.1 Introdução.....	35
5.2.1.2 Ondas.....	35
5.2.1.3 Teoria Elástica.....	36
5.2.2 Ondas Sísmicas.....	38
5.2.2.1 Ondas Longitudinais, ou compressivas.....	41
5.2.2.2 Ondas Transversais, ou de corte.....	42
5.2.2.3 Ondas Rayleigh ou ground-roll.....	44
5.2.2.4 Ondas Love.....	45
5.2.3 Sísmica de Reflexão e Refração.....	45
5.2.3.1 Teoria da Sísmica de Refração.....	45
5.2.3.2 Teoria da Sísmica de Reflexão.....	48
5.2.4 Sísmica 3C.....	51
5.3 Aquisição Sísmica.....	53
5.3.1 Amostragem e resolução.....	53
5.3.2 Parâmetros de aquisição.....	54
5.3.2.1 Quantidade de carga.....	54
5.3.2.2 Tamanho da Cella.....	55
5.3.2.3 Definição do tamanho da área e Swath.....	55
5.3.2.4 Modelo de levantamento Sísmico.....	56
5.3.3 Pré-Processamento.....	57
5.4 Processamento Sísmico.....	58
5.4.1 Correção Estática.....	58
5.4.2 Ponto Comum Médio (CMP) e Ponto Comum em Profundidade (CDP).....	60
5.4.3 Análise de velocidade.....	61

5.4.4 Moveout e correções nmo e dmo.....	62
5.4.5 Filtragem.....	65
5.4.5.1 Deconvolução.....	66
5.4.5.2 Filtro FK.....	67
5.4.6 Empilhamento.....	69
5.4.7 Migração.....	69
5.5 Interpretação.....	70
6 PROJETO SÍSMICO NA BACIA BARINAS-APURE.....	74
6.1 Geologia do Campo.....	74
6.2 Falhas e fraturas da área de estudo.....	77
6.3 O levantamento Sísmico de Borburata.....	78
6.4 Processamento Sísmico da componente vertical.....	80
6.5 Processamento Sísmico da componente radial.....	87
6.6 Interpretação	100
6.6.1 Interpretação Sísmica dos dados PP.....	100
6.6.2 Interpretação Sísmica dos dados PS e comparação com os PP.....	101
6.7 Conclusão.....	103
7 CONCLUSÃO.....	111
Referências bibliográficas	113

1. INTRODUÇÃO

Grande parte das bacias andinas formou-se a partir do soerguimento da Cordilheira dos Andes e, por isso, o estudo dessas bacias é de grande importância para a geologia. Neste trabalho estudaremos uma dessas bacias, a Bacia Barinas-Apure, no oeste da Venezuela.

A Bacia Barinas-Apure compreende uma depressão de aproximadamente 95 000 km² e profundidade máxima de aproximadamente 5 000 metros. O soerguimento dos Andes de Méridas é apontado como a principal causa da bacia (CHACIN et al., 2005).

A bacia é limitada à noroeste pela Cadeia dos Andes Venezuelanos, ao norte pela prolongação ocidental da Serra Interior Central, a leste e nordeste pelo Arco de El Baú e a sul por um alto gravimétrico situado entre os rios Apure e Arauca, que a separa dos Campos Colombianos (BARRIOS et al., 2007; HURTADO et al., 2006).

A evolução tectônica da Bacia Barinas-Apure pode ser reduzida a três estágios principais: o primeiro estágio foi a fase extensional da bacia, ocorrido no Jurássico devido ao rifteamento da Pangea; o segundo estágio durou até o início do Mioceno, correspondeu a uma fase de pré-deformação andina, dominada por sedimentação pós-rifte e séries de ciclos eustáticos afetados por alguns eventos tectônicos; e o último estágio é representado pela deformação e soerguimento andino relacionado com a convergência oblíqua do arco do Panamá com o noroeste da América do Sul, que começou no final do Mioceno e dura até hoje (e.g. Mann and Burke, 1984; Eva et al., 1989; Mann et al., 1990; Audemard and Audemard, 2002). (e.g. AUDEMARD, AUDEMARD, 2002; EVA et al., 1989; MANN, BURKE, 1984; MANN et al., 1990).

Na superfície de 95 mil km² da Bacia Barinas-Apure existem 433 poços ativos, com uma capacidade de produção de 145 milhões de barris de óleo por dia. Em 2000 a produção foi de 40,6 milhões de barris por dia, representando 3,5% do total venezuelano. O Campo de Guafita, o primeiro poço descoberto, foi perfurado em fevereiro e março de 1984, pela Corpoven S.A.

Como na maioria das bacias petrolíferas mundiais, na Bacia Barinas-Apure a Sísmica é de suma importância para o seu desenvolvimento petrolífero.

2 OBJETIVO

O objetivo desse trabalho é o entendimento da geologia da bacia de Barinas-Apure, de forma simples, para compreendermos como esta se formou e identificarmos suas principais características para a aplicação do Método Geofísico.

Por tratar-se de uma bacia pouco prolífera, em relação às outras bacias da Venezuela, pouco foi encontrado na literatura sobre a sua geologia, a não ser *papers* específicos. Sendo assim, discutimos brevemente sua estratigrafia, geologia estrutural, evolução tectônica e geologia do petróleo, buscando priorizar os aspectos gerais que auxiliaram na aplicação do Método Geofísico e do estudo de caso.

Da mesma forma, discutimos o Método Geofísico de interesse, com o intuito de fundamentar e discutir os resultados obtidos nos estudos de caso encontrados na literatura.

O objetivo de se fazer um estudo de caso aplicado à bacia foi não só promover o entendimento do Método Geofísico em si, mas também a sua importância na prospecção de hidrocarbonetos. Sendo assim, o enfoque do estudo de caso foi, além da aplicação do Método Geofísico, estudar as possibilidades de prospecção de hidrocarbonetos na bacia Barinas-Apure, hoje, a terceira produtora de petróleo na Venezuela.

3 MÉTODO

Sobre a bacia de Barinas-Apure pouco encontramos nas bibliografias mais usuais sobre geologia andina, como o livro *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62*. Neste, o pouco que encontramos sobre as bacias venezuelanas, falava apenas da bacia de Maracaibo. Sendo assim, basicamente todas as informações que obtivemos sobre a geologia da bacia de Barinas-Apure foi baseada em publicações em congressos (WELL EVALUATION CONFERENCE, 1997), no site da PDVSA, e em papers em geral.

Para entendermos a formação da bacia de Barinas-Apure, bem como sua evolução tectônica e geologia estrutural, o principal artigo utilizado foi “Flexural and Gravity Modeling of the Mérida Andes and Barinas-Apure Basin, Western Venezuela” - (CHACÍN *et al.*, 2005), pois por se tratar de um modelo flexural da placa, este contém informações sobre a evolução tectônica e o comportamento relacionado à dinâmica geoestrutural do local. Ainda em Barrios *et al* (2007), encontramos uma descrição da cada uma das fases da evolução tectônica da bacia.

Entre as principais contribuições para descrição estratigráfica da bacia podemos citar Barrios *et al* (2007), onde obtivemos a descrição não só da evolução estratigráfica da bacia como de cada uma de suas sequências e sua carta estratigráfica; Hurtado *et al.* (2006), onde obtivemos a descrição de cada uma das formações da bacia; e o site da PDVSA, onde encontramos informações complementares à estratigrafia.

Entre as principais contribuições para a descrição de geologia do petróleo podemos citar López (1998), onde encontramos todas as informações sobre poços existentes na bacia e o sistema petrolífero em si, com dados sobre rocha geradora, reservatório e trapa.

No caso do método, a sísmica, vários artigos foram usados, mas principalmente Telford et al. (2004), onde se encontrou a teoria sísmica. No caso do processamento sísmico e da interpretação, o texto base foi Yilmaz (2001). Já o estudo de caso foi baseado em D'Agosto (2005).

4. CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA

A bacia sedimentar de Barinas-Apure é a terceira maior produtora de óleo da Venezuela. Sua área é de cerca de 95000 km² (MARTINEZ, 1976 *apud* CHACÍN et al., 2005) e sua profundidade máxima é de aproximadamente 5000 m (GONZÁLEZ DE JUANA et al., 1980 *apud* CHACÍN et al., 2005). Está localizada na porção Oeste da Venezuela, a sudeste da cordilheira andina de Méridas (figuras 1 e 2).

A cordilheira de Méridas, alinhada no sentido NW-SE, é constituída por um bloco soerguido com extensão de 420 km, alcançando cota máxima de 5000 m, formado por consequência da convergência do Arco do Panamá com o oeste da América do Sul (Mioceno Superior). O soerguimento dos Andes de Méridas é apontado como causa da subsidência da bacia de Barinas-Apure (CHACÍN et al., 2005).

A produção de hidrocarbonetos origina-se de reservatórios de depósitos siliciclásticos do Terciário e carbonatos do Cretáceo (CONTRERAS, TORRES, *data*).

A bacia Barinas-Apure está localizada a oeste da Venezuela e é definida como uma depressão estrutural do embasamento ígneo-metamórfico pré-Cretáceo, com uma área aproximada de 95.000 km², onde se depositaram sedimentos do Cretáceo e do Terciário, formando uma coluna sedimentar de aproximadamente 5.000 m de espessura em sua parte

central (ALMARZA, 1995 *apud* INTEVEP, 1994). Limita-se a noroeste pela Cadeia dos Andes Venezuelanos, ao norte pela prolongação ocidental da Serra Interior Central, a leste e nordeste pelo Arco de El Baúl e a sul por um alto gravimétrico situado entre os rios Apure e Arauca, que a separa dos Campos Colombianos (BARRIOS *et al.*, e HURTADO *et al.*, 2006) (figura 2).

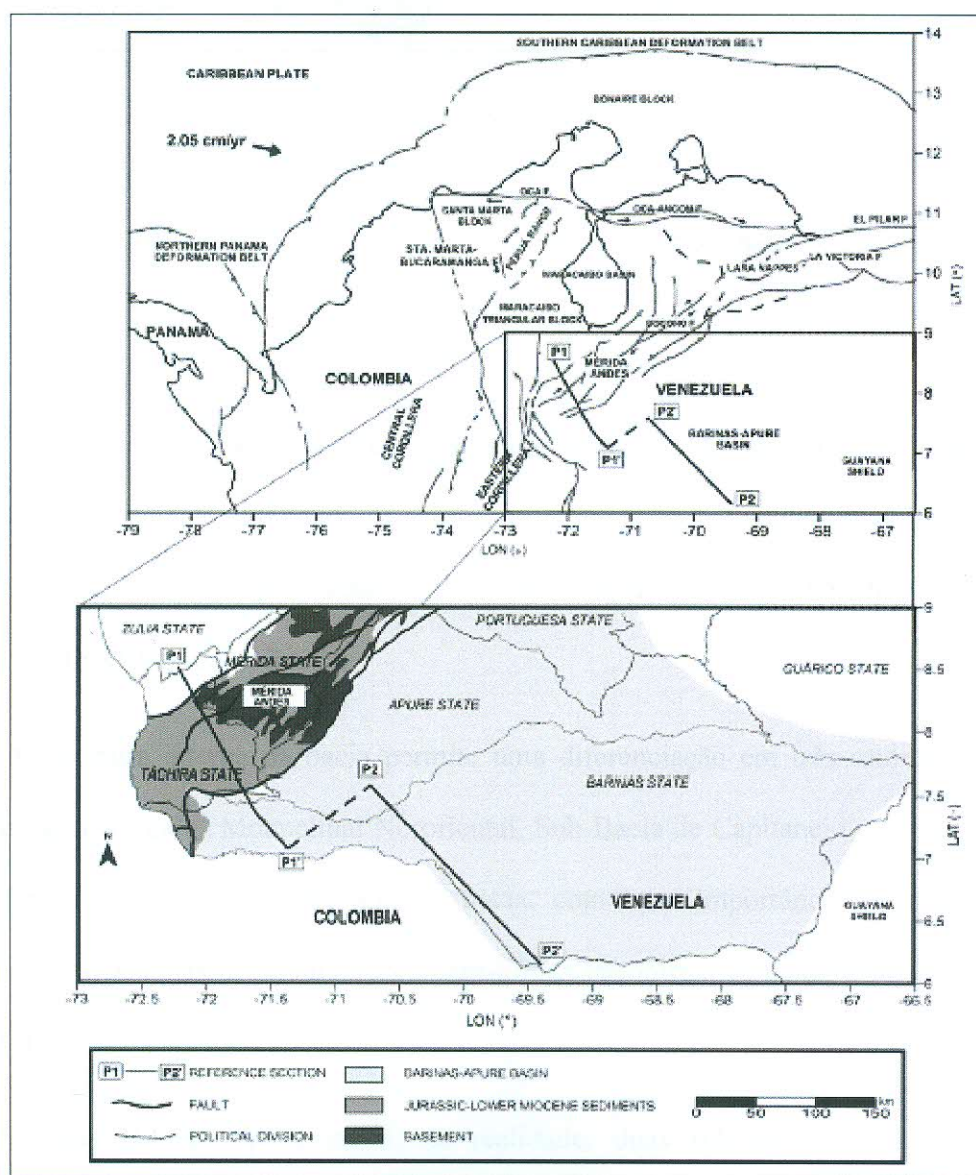


Figura 1 - A - Tectônica regional presente no NW da América do Sul. São mostradas a localização da Cordilheira Andina de Mérida, bacia Barinas-Apure e seção P1-P2. **B** - Mapa geológico simplificado de estudo de área (após CASE *et al.*, 1990), descrevendo uma semelhança regional entre a superfície geológica e unidades aflorantes na Sessão P1-P2. (CHACÍN *et al.*, 2005).

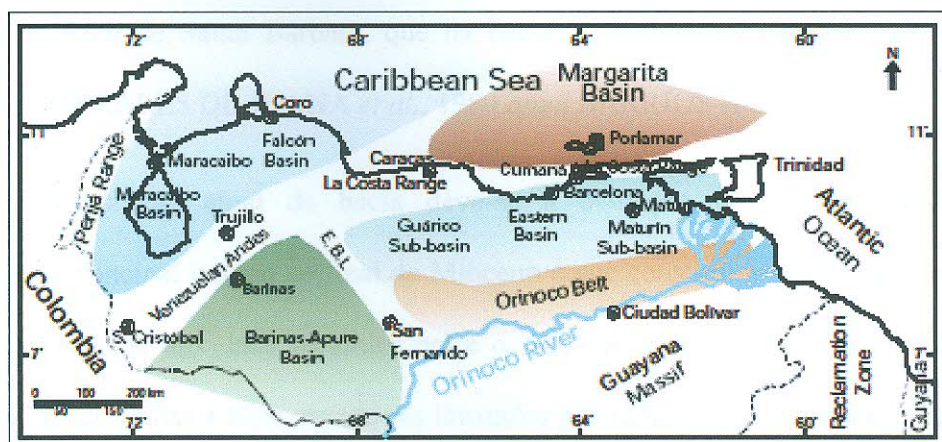


Figura 2 - Províncias sedimentares das bacias petrolíferas da Venezuela (PÉREZ DE MEJÍA, et al., 1980). E. B. L. = El Baúl Lineament (Arco de El Baúl), e limites orientais da bacia Barinas-Apure (WELL EVALUATION CONFERENCE, 1997).

A bacia em seu estado atual é pronunciadamente assimétrica, com um flanco meridional suavemente inclinado a noroeste e um flanco setentrional marcado por afloramentos de rochas do pré-Cretáceo muito deformadas (GONZÁLES DE JUANA *et al.*, 1980 *apud* BARRIOS *et al.* 2007).

A estrutura interna da bacia permite uma diferenciação em três setores claramente definidos, denominados Monoclinal Nororiental, Sub-Bacia de Capitanejo e Arco de Mérida. Este último constitui uma zona alta na bacia, com uma importância econômica muito particular, já que todas as acumulações petrolíferas encontram-se nesta área (BARRIOS *et al.*, 2007).

A bacia Barinas-Apure inclui, na realidade, duas sub-bacias menores, que Feo Codecido (1972) *apud* Barrios *et al.* (2007), designou como sub-bacia de Barinas, que ocupa as maiores extensões nos estados de Barinas e Apure; e a sub-bacia Uribante, situada na parte ocidental do Estado de Apure. Essas bacias são separadas por um alto regional de magnitude

relevante, o Arco de Santa Bárbara, que na bacia constitui uma extensão do Maciço de Colorado (GONZÁLES DE JUANA *et al.*, 1980 *apud* BARRIOS *et al.*, 2007).

A configuração atual da bacia deve-se à evolução do Sistema Andino, cujo levantamento principal iniciou ao final do Mioceno e que constitui hoje a separação da bacia de Maracaibo. Uma atividade tectônica entre o Neo-Cretáceo e o Eoceno médio afetou a bacia, originando falhas e altos estruturais limitados por falhas. Esta tectônica compressional começou a intensificar-se durante o Mioceno médio – Plioceno, como resultado do levantamento andino, o qual continuou durante o Plioceno Superior – Pleistoceno. As estruturas de hidrocarbonetos nesta área estão controladas tanto pelas estruturas extensionais, quanto pelas estruturas compressivas do Neo-Cretáceo – Eoceno Médio e Mio – Plio/Pleistoceno (HURTADO *et al.*, 2006).

4.1 Estratigrafia

4.1.1 Evolução estratigráfica da bacia barinas-apure

As unidades basais que existem na bacia de Barinas-Apure correspondem a um embasamento do pré-Cretáceo ígneo-metamórfico, que pode ser correlacionado com rochas aflorantes nos Andes e nos maciços de El Baúl e Guayanés. Os depósitos sedimentares desta bacia compreendem unidades cujas idades vão desde o Cretáceo até o Recente, observando-se a ausência do Paleoceno, Eoceno e parte do Eoceno médio (figura 3).

A partir do período Jurássico, depositaram-se em quase todo o ocidente da Venezuela, sedimentos vermelhos encontrados na Formação La Quinta. Porém, como o alto de Mérida manteve-se emerso durante esse período, não foi possível que estes sedimentos se

depositassem na bacia e nem nas Formações Rio Negro e Apón. Somente durante o final do Albiano, quando os mares transbordaram o Alto de Mérida, houve deposição de sedimentos do Cretáceo, que em ordem ascendente estão representados pelas formações Aguardente, Escandalosa, Navay e Burgüita (FUENMAYOR, 1991; RAMIREZ, 2004 *apud* BARRIOS et al., 2007).

Em torno do início do Neocretáceo (Cenomaniano), a área ficou sujeita à sedimentação marinha rasa, representada pelas areias basais e carbonatos de ambientes rasos da Formação Escandalosa, e folhelhos dos membros La Morita e Quevedo da Formação Navay, as quais estão sob a Formação Burgüita.

A Formação Aguardente (Albiano – Cenomaniano) compõe-se de arenitos marinhos costeiros, com uma maior influência de clásticos originados no Escudo de Guyana ao sul. Entretanto, a Formação Escandalosa, do Cenomaniano-Turoniano, compõe-se de arenitos maciços, glauconíticos, quartzos, com quantidades menores de folhelhos. A Formação Escandalosa é subdividida em várias unidades informais, denominadas unidades “O”, “P”, “R” e “S”, além disso, também são reconhecidas três unidades adicionais “J”, “K” e “L”. As espessuras variam de 150 a 427m através de todas as seções conhecidas da Formação Escandalosa, e seus arenitos (Membro P) são considerados entre os de maior importância petrolíferas na bacia Barinas-Apure (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DA VENEZUELA, 1997 *apud* BARRIOS et al., 2007).

O Membro “O” é um horizonte tido como marco estratigráfico regional da bacia, estendendo-se desde o oeste até o Lineamento Uribante, onde é conhecido como Membro Guayacán da Formação Capacho, e a leste da sub-bacia de Guárico, onde é conhecido como o Membro Infante da Formação Tigre. (ZILBERBERG Y ASOCIADOS, 1993 *apud* BARRIOS et al., 2007).

Durante o Campaniano – Maastrichtiano seguiu-se o período de máxima transgressão (Formação Navay). A regressão subsequente não se produziu de modo imediato; porém, durante o Campaniano, depositaram-se camadas glauconíticas e fosfáticas, indicativas de um período de sedimentação reduzida. Passado este intervalo de tempo, depositou-se folhelhos marinhos da Formação Colón sobre a maior parte da Venezuela Ocidental. Somente na região meridional (Bacia de Barinas), pode se diferenciar uma província sedimentar com maior influxo de areias derivadas do Cratón de Guyana, a qual corresponde a Formação Burgüita, na sub-província de Uribante.

Entre o Cretáceo e os sedimentos suprajacentes do Eoceno existe um hiato, o qual representa um levantamento e erosão, ou não sedimentação, das rochas do Paleoceno ao Eoceno inferior. Diretamente sobre essa discordância encontra-se a Formação Gobernador, que consiste de arenitos quartizosos com estratificação cruzada, conglomerados e folhelhos carbonosos, em camadas de espessura variável. Esta Formação pertence ao Eoceno Médio e é considerada uma seqüência transgressiva que vai desde paleo ambientes flúvio-deltáicos, em sua base, a paleo ambientes marinhos costeiros, no topo. Sobre a Formação Gobernador encontra-se a Formação Masparrito, a qual em algumas localidades é constituída 80% por calcáreos biogênicos, indicativos de um antigo ambiente de sedimentação em uma plataforma costeira superficial (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DA VENEZUELA, 1970; GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980 *apud* BARRIOS *et al.*, 2007).

Uma sucessão de folhelhos e arenitos bem cimentados, conhecidos como Formação Paguey, quando não estão depositados sobre o calcário da Formação Masparrito (quando presente), estão em contato com a Formação Gobernador.

O paleo ambiente de sedimentação da Formação Paguey pode ser considerado misto, com antigos depósitos continentais e marinhos presentes. A idade destas camadas é atribuída

ao Eoceno Superior, enquanto que o topo da formação está limitado por uma discordância do Eoceno Mioceno, com as camadas do Eoceno Superior e as do Oligoceno erodidas ou não depositadas (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DA VENEZUELA, 1970; GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980 *apud* BARRIOS *et al.*, 2007).

Os depósitos continentais da Formação Parángula, a qual é considerada de idade Eoceno-Oligoceno/Mioceno (MINPRO, 1997 *apud* BARRIOS *et al.*, 2007), encontram-se sobre a discordância do Oligoceno-Mioceno médio.

A Formação Rio Yuca ocorre sobre a Formação Parángula e, na maioria das localidades, o contato é considerado como uma discordância angular. Ambas as formações são de origem continental e Pernaud *et al.*, (MÁRQUEZ, MARTINEZ, 2005 *apud* BARRIOS *et al.*, 2007), os considera como antigos depósitos molássicos. Os depósitos continentais da Formação Guanapa do Pleistoceno estão presentes como o topo da seqüência sedimentar, onde os sedimentos do recente não os cobriram (figuras 3 e 4).

4.1.2 Descrição litológica das principais formações da bacia barinas-apure

Formação Escandalosa: É composta por arenitos maciços, quartzíticos e com glauconita, e quantidades menores de folhelhos negros com carbonato.

Formação Aguardente: É formada basicamente por arenitos calcários duros, de granulometria variável e estratificação cruzada, com ocorrência local de glauconitas e intercalações de folhelhos miáceos e carbonáticos.

Formação Navay: É composta por folhelhos silicosos, de friáveis a não friáveis, moles, duros, quebradiços; folhelhos tripolíticos muito porosos, algumas fitanitas não

porosas, lenticulares e folhelhos calcários. Como constituintes menores da formação, se apresentam arenitos lenticulares de granulometria angular, calcários a silícios.

Formação Guafita: É composta por uma alternância de arenitos: grauvacas, quartzíticas e arcossianas, folhelhos, argilitos, siltitos e algumas camadas delgadas de lignito.


Formação Parângula: Na superfície desta formação predominam os conglomerados lenticulares de granulometria grossa; arenitos de granulometria em camadas mássicas ou com estratificação cruzada, localmente glauconíticos; limonitas e lodolitas. Em subsolo, a litologia é similar, porém com a ausência de conglomerados.

Formação Rio Yuca: É composta principalmente por conglomerados de granulometria grossa (25%), em camadas maciças; arenitos de granulometria média a grossa, maciços, com estratificação cruzada, localmente caoliníticos, moles a duros, micáceos, argilosos.

Formação Carbonera: É composta principalmente de argilitos e folhelhos, irregularmente estratificados, com arenitos argilosos de 5 a 10 metros de espessura. A formação contém camadas de lignito e algumas unidades com *Hannatoma* (GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.*, 1980).

Formação Burguita: Esta formação é composta por arenitos micáceos, siltíticos, parcialmente glauconíticos e frequentemente calcários, friáveis, de granulometria fina e interlaminações de folhelhos e argilitos.

EDAD		FORMACIÓN *MIEMBRO	Num.	REGISTRO TIPO			Palaeont.	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	
PERIODO/EPOCA									
PLEISTOCENO		GUANAPA	-				C	Gravas, arenas, limos y arcillas	
NEOGENO	PLIOCENO	RIO YUCA	-				C	Conglomerados, areniscas y lutitas	
	MIOCENO	PARANGULA	-				C	Conglomerados, areniscas, limolitas y lodolitas	
PALEOGENO	OLIGOCENO								
	EOCENO	TARDIO	PAGUEY	-				NI NM	Lutitas, limolitas areniscas glauconíticas y calcáreas
		MEDIO	* MASPARRITO	A				NE	Calizas orbitoidales, limolitas y lutitas
			GOBERNADOR	AB CD				NM NI	Areniscas conglomeráticas, limolitas y lutitas
	TEMPRANO								
	PALEOCENO								
CRETACICO	MASTRICHTIENSE	BURGUITA	H				NI NM	Areniscas micáceas, limolítica y calcárea intercalada con lutitas.	
	CAMPANIENSE								
	SANTONIENSE	NAVAY	QUEVEDO	I				NM	Areniscas Fosfáticas calizas y lutitas con capas de titanitas
				J				NI	
				K				NM	
				L				NI	
	CONIACIENSE	LA MORITA		M				NI	Lutitas de color gris oscuro.
	N						T NI NM		
	TURONIENSE	ESCANDALOSA		O				NM	Areniscas, lutitas y carbonatos
	GENOMANTIENSE			P				NI	
				R					
	ALBIENSE	AGUARDIENTE		T				T	Areniscas, lutitas, además de intercalaciones de carbonatos hacia la parte superior
APTIENSE									
NEODOMIENSE									
PRE-CRETACICO								Granitos, gneises, esquistos y filitas	

 Emisión o no deposición.
 C = Continental
T = Transicional
NI = Nerítico Interno

NM = Nerítico Medio
NE = Nerítico Externo
BS = Basal Superior

Figura 4 - Coluna estratigráfica da bacia de Barinas.

4.1.3 Estratigrafia de seqüência na área da bacia de barinas-apure

Em um estudo sobre a “Análise Geológica Integrada das Bacias de Barinas e Maracaibo” realizado por INTEVEP (1984) *apud* Barrios et al. (2007), foram definidas cinco seqüências estratigráficas com base nas seções litoestratigráficas e sísmicas realizadas na área estudada:

Seqüência A:

Compõe-se pela Formação Aguardente (membro “T”) e pelo folhelho “S” da Formação Escandalosa, e sua sedimentação ocorre em uma plataforma marinha de margem passiva. A base desta seqüência define a primeira ocorrência de rochas sedimentares sobre o embasamento. O intervalo acima do embasamento, composto de arenitos e carbonatos, marca uma transgressão durante o final do Albiano.

As areias e carbonatos, da seqüência “A”, são interpretados como um trato de sistemas transgressivo. Os carbonatos depositados sobre as areias da base representam depósitos de plataforma que foram acumulando-se na medida em que a subida do nível do mar deslocou a fonte de clásticos terrígenos para o sul, e reduziu o fluxo dos mesmos para a plataforma. Com o aumento do nível do mar, a plataforma carbonática da Formação Aguardente ficou submersa em sua totalidade. Quando o mar alcançou seu nível máximo, a taxa de sedimentação da plataforma marinha reduziu-se a seu nível mínimo, resultando na deposição de uma seção condensada de folhelhos fosfáticos e glauconíticos de cores escuras. Desta maneira depositou-se o membro “S” da Formação Escandalosa. O folhelho “S” é uma unidade lateralmente contínua que mantém uma espessura constante na área tradicional de Barinas e sendo interpretado como a superfície condensada que define a superfície de

máxima inundação no topo do Trato de Sistemas Transgressivos da Forma o Aguardente. Os dados bioestratigráficos conferem ao folhelho "S" uma idade do início do Cenomaniano.

Imediatamente, por cima do folhelho "S", em contato abrupto, encontra-se a série dos arenitos "R", passando de uma granulometria muito fina no folhelho "S", a uma mais grossa na parte basal das areias "R". Esta mudança se interpreta como produto de uma migra o abrupta de fácies perto do continente, marcando um limite de seq ncia na base destas areias. Este limite de seq ncia representa o topo da seq ncia "A".

Seq ncia B:

Os arenitos "R", na base da seq ncia "B", são de granulometria fina sobre o limite inferior da seq ncia, passando a uma granulometria mais fina acima. Devido a este caráter grano decrescente, os arenitos "R" interpretam-se como grupos de paraseq ncias retrogradacionais depositadas no topo do limite da seq ncia durante uma transgressão marinha. As mesmas estão representadas, de baixo para cima, pelos arenitos "R3", "R2" e "R1" da série das areias "R", separadas entre si por camadas de folhelhos. O arenito "R3"   lateralmente contínuo na área tradicional de Barinas, contudo, sem se encontrar saturado de água em quase toda esta zona.

A tendência de decrescimento da granulometria e adelgaçamento na série das areias "R" invertem-se a partir de R1, convertendo-se a se o mais espessa e de granulometria mais grossa para cima, sendo este o critério para separar as areias "R" das "P", subjacentes. Interpreta-se esta mudança para arenitos mais grossos e em camadas espessas, como uma mudança de uma sedimenta o transgressiva durante a deposi o das areias "R" para uma sedimenta o de nível alto durante a deposi o das areias "P".

A camada de folhelho relativamente espessa que separa as parasequências dos arenitos “R” dos “P”, se interpreta como a Superfície de Máxima Inundação que marca a máxima transgressão da linha de costa para o sul, sobre o Escudo de Guyana. Ao finalizar este evento, a linha de costa começou a progradar para o norte. A progradação de clastos marinhos marginais sobre a plataforma resultou em “downlap” de fácies arenosas sobre a Superfície de Máxima Inundação que cobre os arenitos “R”.

Seqüência C:

O limite inferior desta seqüência corresponde a uma discordância do tipo 2 (superfície onde não há nem deposição e nem erosão), que se produziu ao cair o nível eustático no final do Cenomaniano, logo que se depositou o topo dos arenitos “P”, aos quais se atribuem a uma sedimentação de Mar Alto. Posteriormente, o nível do mar começou a subir de novo, produzindo uma transgressão e a deposição de sedimentos marinhos em “onlap” sobre o limite de seqüência. Os primeiros sedimentos sobre este limite de seqüências são areias e folhelhos. À medida que o nível do mar subiu, a costa clástica foi deslocada para o sul, e o influxo de sedimentos clásticos em direção a plataforma foi enormemente reduzido. O resultado foi uma mudança para uma sedimentação carbonática marinha na plataforma, correspondente a unidade “O”. A unidade “O” é formada por várias litologias que incluem areias, folhelhos, calcários, dolomita e traços de anidritas. Os sedimentos transgressivos da unidade “O” depositaram-se em uma série de parasequências carbonáticas separadas por camadas de folhelhos arenosos, glauconíticos e fosfáticos. As camadas de folhelho se interpretam como produto de pulsos de quarta ordem no nível relativo do mar, o que levou a uma acumulação relativa de sedimentos siliciclásticos e à não deposição de carbonatos. Após essas pulsações, a produção de carbonatos se inicia de novo na plataforma e, desta maneira, outra camada de carbonatos depositou-se. O seguinte pulso elevou rapidamente o nível do

mar, formando uma superfície basal transgressiva menor, no topo das capas carbonáticas, depositando folhelhos arenosos e glauconíticos. Este processo repetiu-se ritmicamente em toda a área da Bacia Barinas, depositando uma série alternada bem definida de capas carbonáticas e lutítas dentro da unidade "O".

Uma rápida subida do nível do mar ao final do Cenomaniano e início do Turoniano Inferior, inundou a plataforma e interrompeu a produção de carbonatos de maneira permanente. Criou-se, assim, uma superfície de não deposição, forçando as fontes clásticas para o sul. Estabeleceram-se condições de sedimentação muito escassas no topo da plataforma carbonática, desenvolvendo-se uma sessão condensada, formada pelos folhelhos fosfáticos, ricos em matéria orgânica, do Membro La Morita da Formação Navay. A base do membro La Morita se interpreta como uma superfície de Máxima Inundação, correlacionável com a superfície de 91,5 Ma. Os dados bioestratigráficos indicam, na base de La Morita, uma idade Turoniano Inferior, consistente com a deste evento de máxima inundação. O topo da seqüência "C" corresponde à discordância erosional que está no topo do Membro Quevedo da Formação Navay e sobre a qual se depositou a Formação Burguita.

Seqüência D:

Esta seqüência é composta pela Formação Burguita. O limite superior da seqüência é uma discordância de origem tectônica. A idade deste evento localiza-se entre o Maastrichtiano e o Eoceno Médio, e sua origem poderiam estar relacionada a um evento contemporâneo, ocorrido ao sul da Colômbia, produto da colisão ocorrida entre as placas da América do Sul e Nazca no Maastrichtiano, ao lado das costas colombianas.

Seqüência E:

Esta seqüência, que se deposita sobre a discordância que limita as seqüências D e E, começa com a Formação Governador de idade Eoceno médio, continua com a sedimentação da Formação Masparrito, e por último com a Formação Paguey, a qual constitui a seção condensada desta seqüência de tipo transgressiva. O evento que ocasionou a transgressão de Governador sobre a superfície erosional do Eoceno Médio, interpreta-se como a primeira etapa da subsidência da bacia antepaís.

Seqüência F:

Está composta pela parte superior da Formação Paguey e toda a Formação Parángula, que está constituída por sedimentos molássicos que se depositaram em uma bacia antepaís.

4.2 Geologia Estrutural

A Bacia de Barinas-Apure constitui-se por uma depressão de forma alargada e assimétrica, que se estende desde a antefossa andina, ao norte, até as planícies situadas entre os rios Apure e Arauca a sudeste, com orientação aproximada de N40°E, paralela a cordilheira andina venezuelana. A dobra na borda sul da bacia é suave com mergulhos não maiores que 5° (CHACÍN *et al.*, 2005), como pode ser visto na Figura 5.

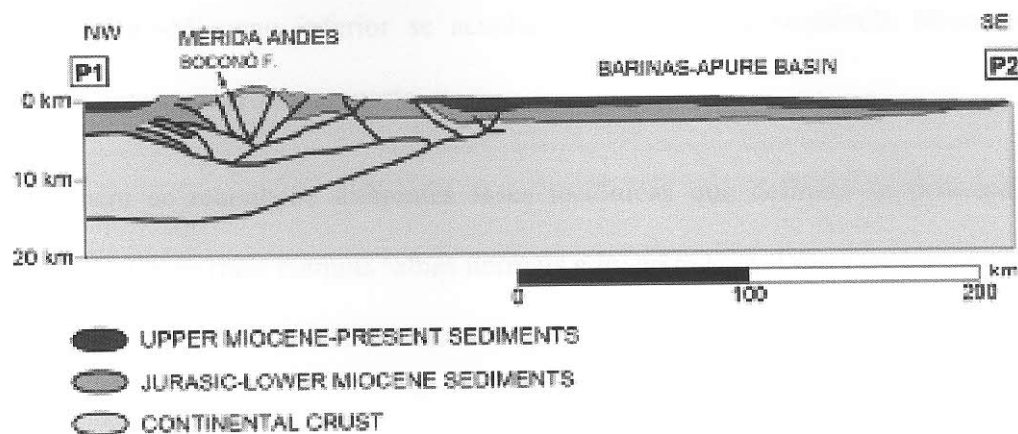


Figura 5 - Perfil esquemático NW-SE da região da Bacia de Barinas-Apure, destacando a Cordilheira Andina de Méridas.

Em seu estado atual, a bacia é assimétrica, com um flanco meridional suavemente inclinado a noroeste e um flanco setentrional marcado por afloramentos de rochas pré-cretáceas muito deformadas (GONZÁLES DE JUANA, *et al.*, 1980).

A configuração atual da bacia deve-se principalmente à evolução do Sistema Andino, cujo soerguimento principal começou por volta do final do Mioceno e constitui hoje a separação da bacia de Maracaibo. Sua estrutura é resultado de forças tectônicas que atuaram durante o Mio-Plioceno, sobre falhas estruturais mais antigas (Cretáceo Superior), contemporâneas à orogênese Laramidiana. As fraturas mais antigas têm papel muito importante e decisivo na geologia do petróleo da bacia.

As acumulações de hidrocarbonetos na área são controladas tanto por estruturas extensionais como por compressivas do Cretáceo Superior – Eoceno Médio e Mio-Plio-Pleistoceno. Segundo Figueroa *et al.* (1994), a seqüência cretácea encontra-se presente em toda a área, diminuindo sua espessura a sul e nordeste. A seqüência Eoceno Médio e Eoceno Médio a Superior alcança máxima espessura ao norte e afina por erosão no sul e sudeste, a

seqüência Oligo-Mioceno inferior se acunha a nordeste e a seqüência Mioceno Médio Pleistoceno apresenta erosão ao norte.

Também se reconhece diferentes fases tectônicas que definem as principais falhas estruturais, sendo as mais comuns falhas normais e inversas com dobras associadas, a maioria de baixo ângulo. As fases tectônicas são as seguintes:

Quadro 1 – Fases tectônicas que definem as principais falhas estruturais relacionadas à bacia de Barinas-Apure.

Fase Distensiva	Jurásico - Neo-Cretácico	associada à etapa de margem passiva que afetou o norte da Venezuela neste período, o estilo estrutural é predominantemente normal com uma orientação NO-SE.
Fase Compressiva	Neo-Cretácico - Paleoceno - Eoceno Inferior	relacionada à orogênese dos Andes Centrais Colombianos, origina falhas inversas de orientação NO-SE, assim mesmo ocorre a reativação de muitas falhas normais geradas na fase anterior.
Fase Distensiva	Eoceno Inferior a Medio	afetou as unidades cretácias e a parte inferior do Eoceno Medio, o falhamento é normal com direção NE-SO.
Fase Compressiva	Eoceno Medio	associado provavelmente à chegada dos nappes ao norte da Venezuela, origina predominantemente falhas inversas de orientação NO-SE.
Fase Distensiva	Eoceno Médio a Superior	o falhamento originado durante esta fase, tem orientação preferencial NE-SO e afeta as seqüências cretácicas e Eocenas.
Fase Compressiva	Eoceno Superior	associada provavelmente ao último empurrão dos nappes e ao início do levantamento dos Andes Orientais Colombianos. Origina falhamento inverso com orientação preferencial E-O, NE-SO.

<p style="text-align: center;">Fase Compressiva</p>	<p style="text-align: center;">Mioceno médio a Recente</p>	<p style="text-align: center;">associada ao soerguimento dos Andes e vigente até hoje em dia, gera falhas inversas de direção NE-SO, que cortam toda a seção estratigráfica. Durante essa fase orogênica se reativaram e inverteram estruturas preexistentes e a bacia adquiriu a configuração atual.</p>
--	--	---

Do ponto de vista tectônico, o regime extensional que se desenvolveu no Neo-Cretáceo e Eoceno médio a final repercutiu na formação e evolução de falhas normais em toda a bacia. Eventos compressivos manifestados na formação de dobras, falhas inversas e, em consequência, de altos estruturais, mostram maior intensificação nas deformações presentes ao longo da seqüência cretácica.

Em geral, pode-se observar na área, sistemas de falhas em duas direções principais Sudeste e no sentido Nordeste que marcam o desenvolvimento das principais falhas em subsolo. Nesse sistema, a maioria das falhas orientadas no sentido Nordeste forma um padrão de falhas normais que revelam o caráter distensivo na área, manifestado provavelmente durante o Eoceno médio a final, e o comportamento das falhas orientadas no sentido Sudeste refletem um período compressional associado a orogênese andina que da origem a formação de estruturas dobradas e sistemas de falhas inversas observadas ao longo da seqüência (FIGUEROA, 1994 *apud* MÁRQUEZ, MARTÍNEZ, 2005).

Ramirez A., (2004), determinou que as falhas estruturais mais ressaltantes nos campos Hato Viejo y Sinco são: O alto onde se encontra o poço SIN-77, o qual pode ser descrito como um anticlinal assimétrico, e se encontra delimitado a leste pela falha inversa do SIN-27 e a oeste pela falha do SIN-4. Em uma seção realizada ao longo do campo de Sinco, com direção preferencial SE/NW, observa-se a presença de um conjunto de falhas principais, em sua maioria normais, seu salto vertical tem papel importante na delimitação dos diferentes

depósitos. A falha de SIN-1 constitui um sistema de falhas paralelas cuja componente transcorrente torna difícil a definição de sua componente vertical. Esta falha passa de normal a inversa ao longo de seu traço. A falha de SIN-61 é uma falha inversa que mergulha para norte que finaliza até o sul mudando seu sentido normal.

Ao sul do campo de Sinco encontra-se um gráben ou fossa tectônica de pouca extensão, o qual possivelmente foi originado durante uma das fases distensivas do Eoceno, que está representado por um falhamento normal com direção preferencial NE-SO, afetando as seqüências cretácicas e terciárias (FIGUEROA *et al.*, 1994). Sua formação poderia estar ligada a uma compensação dos esforços que originaram o alto do SIN-77. Na área onde se situa o poço SIN-59 encontra-se umas das estruturas mais importantes desses campos, conhecida como o alto de SIN-59.

4.3 Geologia Histórica

A bacia sedimentar Barinas-Apure fica a oeste da Venezuela e a sudeste da Cordilheira Andina de Mérida (CAM), cadeia esta que se formou da convergência do Arco do Panamá com o oeste da América do Sul no final do Mioceno, o soerguimento de CAM constitui a mais provável causa da subsidência da bacia. É um exemplo clássico de uma complexa bacia formada num ambiente de atividade tectônica intensa e diversificada. Ainda não há estudos quantitativos estabelecendo a relação entre a rigidez flexural da placa Sul Americana durante a existência da bacia e a morfologia da cadeia de montanhas.

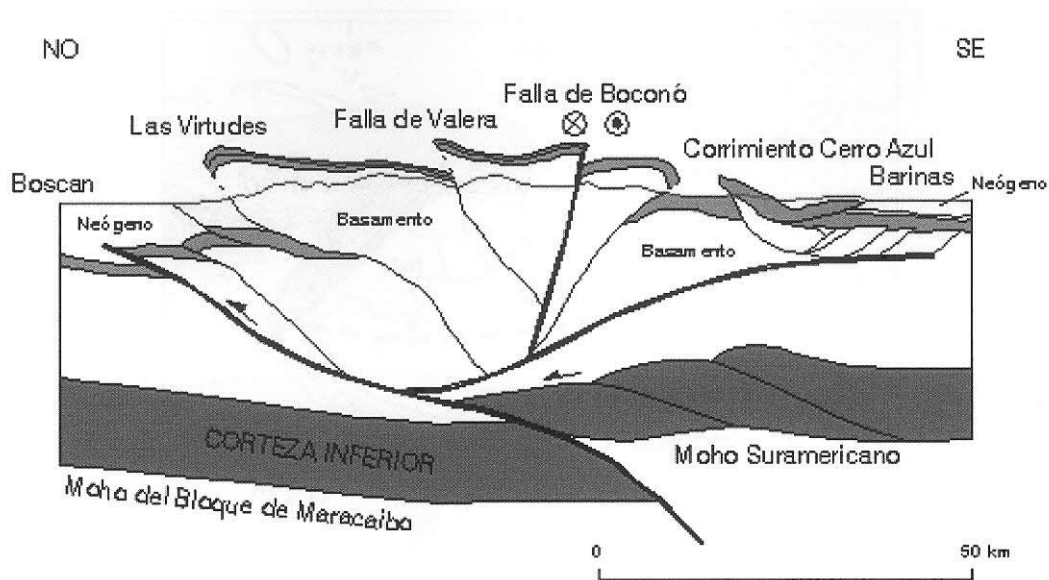


Figura 6 - Sistema de falhas da cordilheira.

4.3.1 Modelo tectônico

Atualmente, o mosaico tectônico do noroeste da América do Sul é composto por três placas litosféricas principais: as placas do Pacífico (Nazca) e Caribenha e a da América do Sul margeada nessa região pelo Arco Continental da Guiana incluindo o Bloco Andeano do Norte, como mostra a figura abaixo.

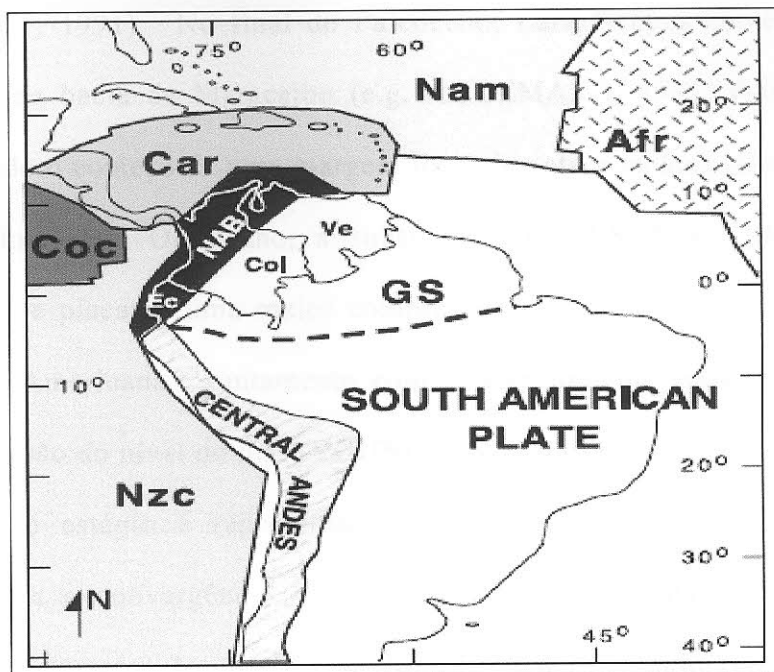


Figura 7 - Tectônica da América do Sul, NAB = Bloco Andino do Norte, Car = Placa Caribenha, Nzc = Placa do Pacífico, Nam = Placa Norte Americana, Afr = Placa Africana, Gs = Arco da Guiana, Ec, Col, Ve = limites geográficos do Equador, Colômbia e Venezuela respectivamente.

A evolução tectônica da bacia Barinas-Apure pode ser reduzida a três estágios principais. O primeiro estágio foi a fase extensional da bacia, ocorrida no Jurássico devido ao rifteamento da Pangea. Foram então gerados meio grábens orientados a sudeste, os quais se tornaram horsts na fase compressional durante o soergimento da Cordilheira Andina de Méridas (e.g AUDEMARD, 1991; AUDEMARD, AUDEMARD, 2002).

O segundo estágio durou até o início do Mioceno, correspondeu a uma fase de pré-deformação andina, dominada por sedimentação pós-rifte e séries de ciclos eustáticos afetados por alguns eventos tectônicos. No início do Cenomaniano, o soergimento da Cordilheira Central da Colômbia e o começo da subducção (subducção continental-continental) no flanco oeste, criaram a bacia original de anti-país no oeste da Venezuela (WVFB), compreendendo hoje as bacias de Maracaibo e

Barinas Apure (, 1991). No final do Paleoceno, Lara Nappes começou a cavalgar sobre o norte da bacia de Maracaibo (e.g. AUDEMARD, 1991; PARNAUD et al., 1995), definindo o começo de uma margem tectônica ativa na área. Durante o final do Eoceno e o início do Oligoceno, a subsidência da WVFB foi afetada por uma reorganização de placas e uma maior compressão lateral oblíqua na borda da placa Caribenha-Sul Americana , juntamente com o soerguimento local e a mudança no regime de variação do nível do mar (YOUNG et al., 1956).

O último estágio é representado pela deformação e soerguimento andino relacionado com a convergência oblíqua do arco do Panamá com o noroeste da América do Sul, que começou no final do Mioceno e dura até hoje (e.g. AUDEMARD, AUDEMARD, 2002; EVA et al., 1989; MANN, BURKE, 1984; MANN et al., 1990). Depois de um pulso orogênico no início do Mioceno, a compressão causou um breve soerguimento na CAM no Plioceno-Quaternário (e.g. AUDEMARD, AUDEMARD, 2002; MANN et al., 1990) resultando na divisão da WVFB em duas bacias: Maracaibo, a noroeste, e Barinas-Apure a sudoeste (e.g. AUDEMARD, AUDEMARD, 2002; EVA et al., 1989; MANN et al., 1990).

A neotectônica presente no oeste da Venezuela é complexa devido ao grande número de interações entre blocos adjacentes e crosta, além do fato de a localização exata da borda da placa Caribenha-Sul Americana ser controversa devido a essa complexidade tectônica. Por hora, existem dois modelos vertentes para sua localização. De acordo com Audemard e Audemard (2002), a borda tem 600 Km e está localizada entre a falha NE-SW de Boconó e a falha E-W de Oca-Ancón e é composta de um número de blocos independentes da placa contígua. Já a interpretação de Van der Hilst e Mann (1994), baseada em tomografia sísmica, prevê que a borda está localizada no Cinturão de Deformação Sul Caribenho (SCDB).

Estudos recentes com o uso de GPS indicam que um drift na direção leste da Placa Caribenha que se afasta da Placa Sul Americana a uma taxa de $2,05 \pm 0,2$ cm/ano (Pérez et al., 2001). Apesar de muitos autores concordarem que a principal borda entre as duas placas é uma falha right-lateral strike-slip (RLSS) (e.g. BELL, 1972; FREYMUELLER et al., 1993; KELLOG, VEJA, 1995; PINDELL, DEWEY, 1982; SYKES et al., 1982), o movimento relativo das placas se torna mais complexo próximo ao oeste da Venezuela, devido a processos de subducção (AUDEMARD, AUDEMARD, 2002; MALAVÉ, SUÁREZ, 1995; PÉREZ et al., 1997; TABOADA et al., 2000; VAN DER HILST, MANN, 1994). De fato, estudos sismológicos descrevem um soerguimento de strike NE de uma porção da litosfera caribenha, sofrendo subducção ao norte da Colômbia e NW da Venezuela, a uma profundidade de aproximadamente 150 Km (MALAVÉ, SUÁREZ, 1995; PÉREZ et al., 1997). Adicionalmente outra elevação de strike E-W está sofrendo subducção abaixo dos blocos de Maracaibo e Bonaire na região do SCDB (AUDEMARD, AUDEMARD, 2002; TABOADA et al., 2000)

Neste modelo tectônico regional, o acomodamento de CAM devido ao esforço compressional dominante dado pelo encurtamento NW-SE e pelo movimento RLSS ao longo da falha de Boconó (AUDEMARD, AUDEMARD, 2002; GIEGENGACK, 1984; PÉREZ et al., 1997), que se distribui sobre 500 Km ao longo do eixo longitudinal de CAM para se juntar ao strike E-W da falha de San Sebastian-El Pilar.

4.4 Geologia do Petróleo

4.4.1 Sistema petrolífero

Na superfície de 95 mil km² da bacia de Barinas-Apure existem 433 poços ativos, com uma capacidade de produção de 145 milhões de barris de óleo por dia. Em 2000 a produção foi de 40,6 milhões de barris por dia, isso representa 3,5% do total venezuelano. No campo de Guafita, o primeiro poço descoberto foi perfurado em fevereiro e março de 1984, pela Corpoven S.A. (CHIGNE et al., 1999).

As duas áreas petrolíferas da bacia encontram-se na sub-bacia Barinas, localizada no sudoeste da Venezuela. No Estado de Barinas, ao sul da cidade de Barinas, a produção de óleo é concentrada numa área de aproximadamente 314 km², que incluem os campos de Caipe, Estero, Hato, Maporal, Palmita, Silvan, Mingo, Paez, Silvestre e Sinco. Na área de Apure, na divisa com a Colômbia temos os campos de La Victoria e Guafita (LÓPEZ et al., 1998).

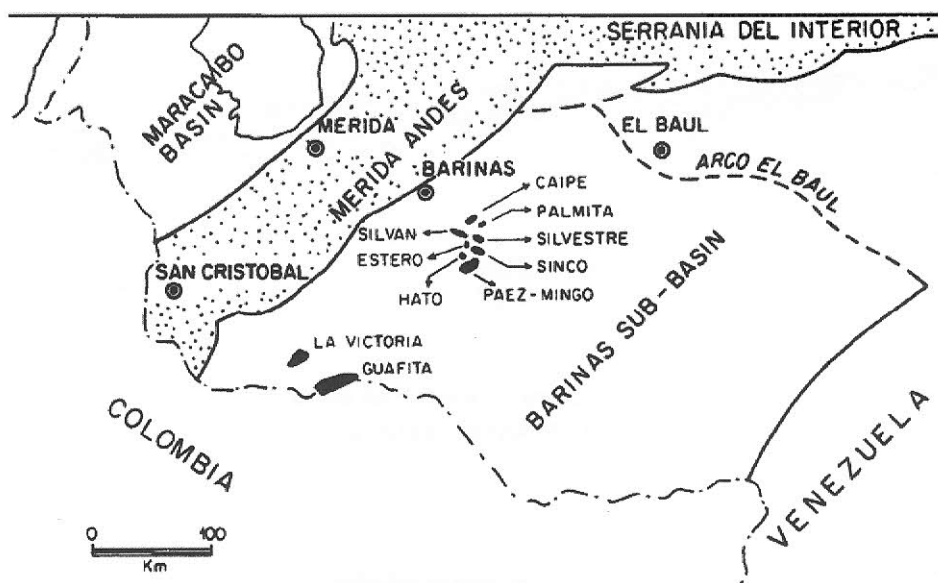


Figura 8 - Localização da área de estudos – Sub-bacia Barinas. Fonte: López et al. (1998).

A rocha geradora por excelência é a Formação Navay, de idade Neo Cretácea, cuja fácies são equivalentes, lateralmente, às da Formação La Luna. Há ainda rochas geradoras de importância secundária no Grupo Orocué (Formação Los Cuervos), que está sozinha em

deposições mais profundas, associado com acumulações de grandes espessuras devido ao soerguimento andino.

Os principais reservatórios clásticos (terrígenos) são compostos pelas formações Escandalosa e Burgüita (Cretáceo), Grupo Orocué (Paleoceno), Mirador e Membro Arauc da Formação Guafita (Eoceno-Oligoceno). Os reservatórios carbonáticos mais relevantes são calcários, com porosidades secundárias do Membro Guaicán da Formação Escandalosa. As rochas selantes de escala regional são os intervalos de folhelhos das formações Burgüita (Cretáceo Superior), Pagüei (Eoceno), e o Membro Guardulio da Formação Guafita (figura 9).

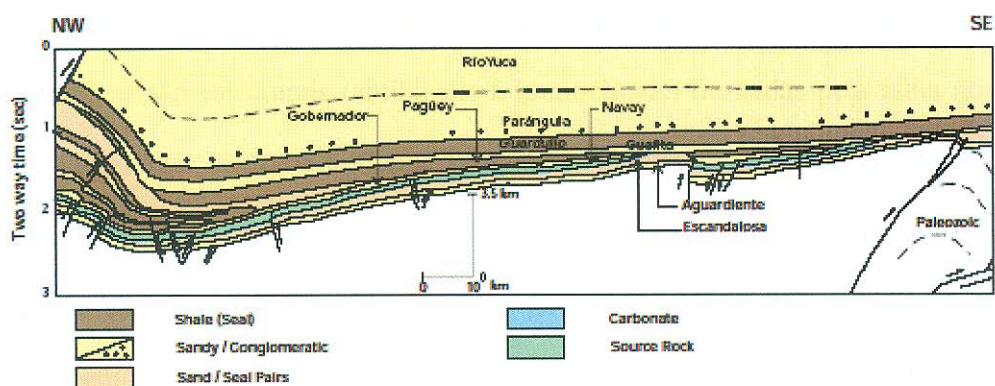


Figura 9 - Seção transversal de NW-SE da bacia Barinas-Apure. Fonte: PARNAUD et al (1995) apud WELL EVALUATION CONFERENCE, (1997).

Existem dois modelos para geração, migração e trapeamento na bacia Barinas-Apure:

O primeiro relaciona-se com o sistema La Luna – Burgüita. Devido à geração de petróleo na Bacia de Maracaibo e a sua migração sul-sudeste. Os selos para este caso constituem de unidades cretáceas: o superior por folhelho basal da Formação Burgüita, o inferior por folhelho do Membro La Morita (Formação Navay). Os reservatórios são

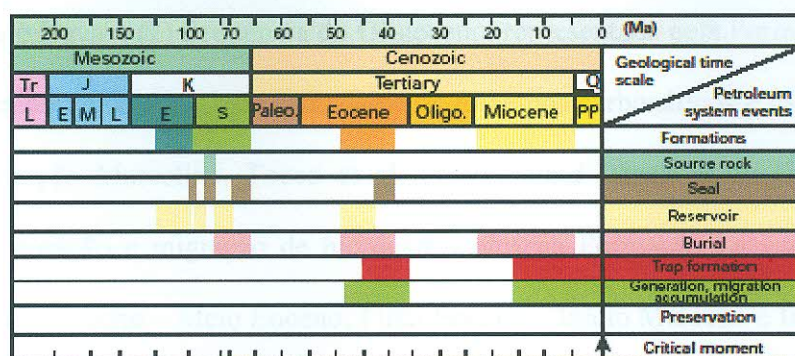


Figura 11: Mapa de eventos do sistema petrolífero Navay-Gobernador (!), no norte do Arco Mérida, durante o soerguimento Andino. Fonte: WELL EVALUATION CONFERENCE (1997).

Na área de Apure, os intervalos de produção nos campos de La Victoria e Guafita estão associados com a Formação Guafita, na qual consistem dos membros Arauca e Guardulio.

Estudos de vários poços na bacia indicam que as formações La Morita e Quevedo (Cenomaniano e Santomaniano), e certamente áreas da Formação Escandalosa contém intervalos de folhelhos com tipo II de querogênio (CHIGNE, 1985). Folhelhos na Formação Guafita contém matéria orgânica predominantemente continental com alguma quantidade de material amorfo marinho (ORTEGA et al., 1987 *apud* CHIGNE, 2001). O Membro Arauca da Formação Guafita tem relativamente baixo o valor de Carbono Orgânico Total (COT=0,1%), enquanto que o intervalo superior do Membro Guardulio contém COT no intervalo de 0,1 até 5,5% (ORTEGA et al., 1987 *apud* CHIGNE, 2001). Essa zona superior também tem alta abundância de matéria orgânica marinha.

Os óleos do campo de Guafita são caracterizados como sendo uma mistura de origens marinha e terrestre, com uma predominância de matéria orgânica marinha em litofácies siliciclásticas (LABRADOR et al., 1995 *apud* LÓPEZ et al., 1998). Tocco et al. (1996) *apud* López et al., (1998) usaram modelagem geoquímica para identificar três rochas geradoras, classificados por importância: (1) Sequência do Cretáceo, representada pelas Formações La

Luna, Capacho e Navay; (2) Seqüência do Oligoceno, representada pela Formação Carbonera e (3) Seqüência do Paleoceno, representada pelos folhelhos carbonáticos e carvões do Grupo Orocué e Formação Marcelina. Tocco et al. (1997) *apud* López et al. (1998) definiram períodos de maturação e migração de hidrocarbonetos da Formação La Luna na Bacia de Maracaibo (Início Eoceno – Meio Eoceno; Final Eoceno – Início Mioceno e Início Mioceno – Holoceno), e um período principal do Grupo Orocué e Formação Carbonera (Mioceno médio até Plio-Pleistoceno) (CALLEJÓN et al., 2003).

Os óleos da sub-bacia Barinas podem ser classificados como parafínicos-naftênicos (campos de La Victoria e Guafita) até aromáticos-naftênicos (campos de Caipe, Silvestre, Sinco, Silvan e Palmita). A variação do grau API de 12⁰ para óleos no qual passam por alterações no reservatório (e.g. Silvestre e Sinco) até 32⁰ para crus sem alterações. A quantidade de enxofre no óleo varia de 0,4 até 2,2% e é inversamente proporcional ao grau do óleo. Os óleos de La Victoria e Guafita têm as menores concentrações de enxofre (0,4 até 0,6%), nos campos restantes tem concentração entre 0,6 e 2,2%. Essa variação pode ser relacionada pela alteração de processos como biodegradação (Sinco) e *water-washing* (Silvestre). Algumas variações na concentração de enxofre, de diferentes campos, podem ser relacionadas com variações sistemáticas e geográficas nas litofácies da rocha geradora.

O óleo da sub-bacia Barinas é típico de derivados da mistura de matéria orgânica marinha e terrestre. Mas, baseado nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, temos que o óleo da sub-bacia tem predominância de fonte marinha.

O estudo da litologia foi baseado em dois tipos de concentração. A primeira é a concentração de enxofre, onde campos como Caipe, Silvestre, Sinco, Silvan e Palmita que apresentam concentrações > 0,6% apresentam litofáceis ricas em carbonatos. Já o segundo

tipo de concentração é a taxa saturado/aromático, que nos campos de La Victoria e Guafita apresenta valores $>1,5$, indicando assim uma formação siliciclástica.

5. MÉTODO SÍSMICO

5.1 Introdução

A geofísica é a matéria que para obter informações geológicas se vale de algumas propriedades físicas. Alguns exemplos dessas propriedades são: a eletro-resistividade, a gravidade, o campo magnético, a radioatividade e a velocidade de propagação das ondas acústicas.

Na indústria do petróleo a geofísica é de suma importância para obter dados sobre a disposição estrutural das camadas que estão em camadas mais profundas. Para examinar camadas mais profundas, a principal ferramenta física são as ondas acústicas. Basicamente é o estudo do comportamento de uma onda acústica que passa por diversas camadas, respondendo assim com reflexões diferentes, essas reflexões dependem principalmente das propriedades elásticas de cada camada.

O processo que usa as ondas acústicas, como princípio, é chamado de sísmica. Os dados sísmicos são capazes de trazer informações sobre falhas ocorridas dentro de uma camada, ou a espessura de uma determinada camada e até certas discordâncias que se estuda na tentativa de encontrar hidrocarbonetos.

Alguns dos principais motivos para o uso de ondas acústicas é a quantidade de dados que se consegue num período menor de tempo, podendo assim, cobrir áreas muito grandes.

Além disso, as profundidades que se consegue analisar e o tamanho dos eventos são outros motivos.

5.2 Teoria Sísmica

5.2.1 Conceitos

5.2.1.1 Introdução

O método sísmico é voltado para o entendimento de como a geologia influencia nas reflexões obtidas. Nelas temos informações que serão usadas para o processo inverso, isto é, para identificar como é a geologia que gerou tais reflexões.

A sísmica é baseada em ondas sonoras. A diferença da propriedade elástica em camadas diferentes faz com que as ondas tenham velocidades diferentes em cada camada. As camadas vão apresentar diferenças como constituição ou mesmo compactação, que mudam a propriedade elástica. Marcando o tempo de viagem de uma onda, ida e volta, pode-se assim determinar algumas interfaces de camadas. No encontro de camadas diferentes, tem-se a reflexão da onda, isso ocorre quando a onda sísmica encontra uma camada com impedância acústica diferente daquela onde viajava. A impedância acústica é o produto entre a velocidade de propagação da onda e a densidade da camada. As interfaces irão aparecer nos registros sísmicos como horizontes refletivos.

5.2.1.2 Ondas

Quando uma força é aplicada a um material, o resultado é que ele vai se deformar: as suas partículas são deslocadas das suas posições originais, pode causar mudanças na forma e/ou no volume deste material. A onda é o fenômeno físico, pelo qual ocorre a propagação de energia no tempo e no espaço.

A velocidade de uma onda depende das propriedades elásticas e da densidade do material no qual ela se propaga. Ela é diretamente proporcional aos parâmetros elásticos e inversamente proporcional à densidade dos corpos.

Um corpo é dito perfeitamente elástico, quando ele retorna à sua forma inicial após cessar a força aplicada. Quando o equilíbrio estático é rompido, existe a propagação da tensão e da deformação sobre a forma de ondas elásticas.

5.2.1.3 Teoria elástica

A teoria da elasticidade estuda as relações entre as forças e as mudanças na forma e no volume dos corpos, com base nos conceitos de tensão (esforço) e deformação.

A tensão (σ) pode ser definida como a força por unidade de área. Dois tipos de tensões podem ser obtidas: Uma tensão que modifica o volume do corpo e uma que modifica a forma do corpo.

Já a deformação (ϵ) é definida como as mudanças que o material virá a sofrer, quando aplicado uma tensão sobre ele. Quando a deformação é normal, o material só irá sofrer uma variação no volume, ao contrário, a deformação cisalhante só sofre mudanças na sua forma.

Para determinar essas grandezas é necessário saber a relação entre elas. Uma lei que se usa para isso é a *Lei de Hooke*. Quando a deformação é muito pequena (como é o caso da sísmica, que é na ordem de 10^{-3} a 10^{-5} %) a lei diz que a deformação é diretamente proporcional à tensão que a gerou. Mas, fora esse caso, tem-se relações não lineares. No caso de meios isotrópicos, as propriedades não dependem da direção, e a Lei de Hooke se escreve como:

$$\sigma_{ii} = \lambda' \Delta + 2\mu\varepsilon_{ii} \quad i = x, y, z \quad (1).$$

$$\sigma_{ij} = \mu \varepsilon_{ij} \quad i, j = x, y, z, i \neq j \quad (2).$$

onde as constantes λ' e μ são as *constantes de Lamé*.

No intervalo de deformação elástica existe uma relação linear entre a tensão e a deformação, sendo que o quociente entre essas duas grandezas define uma constante elástica. Os módulos elásticos (outro nome dado às constantes elásticas), definidos para diferentes tipos de deformações, são o módulo de Young, o coeficiente de rigidez e o módulo de volume (módulo de Bulk). Para o caso de materiais isotrópicos e homogêneos, pode-se definir essas constantes como se segue..

O módulo de Young ou de elasticidade, define-se a partir da deformação extensional. É a relação entre a tensão normal e a deformação que ocorre nessa direção.

$$E = \sigma_{ii} / \varepsilon_{ii} \quad (3)$$

O módulo de rigidez ou de cisalhamento é definido pela deformação de corte. É a relação entre a tensão cisalhante e a deformação cisalhante.

$$G = \sigma_{ij} / \varepsilon_{ij} \quad (4)$$

Já o módulo de volume, é definido a partir da dilatação sofrida por um corpo quando sob o efeito de uma pressão hidrostática. É a relação entre a variação da pressão hidrostática e a variação do volume do material.

$$K = dP/\Delta V \quad (5)$$

5.2.2 Ondas Sísmicas

A propagação de ondas sísmicas vai obedecer a dois princípios:

O *Princípio de Huygens* nos diz que cada ponto de uma frente de ondas, que encontra uma superfície, funciona como fonte de ondas, como se verifica na *Figura 12*.

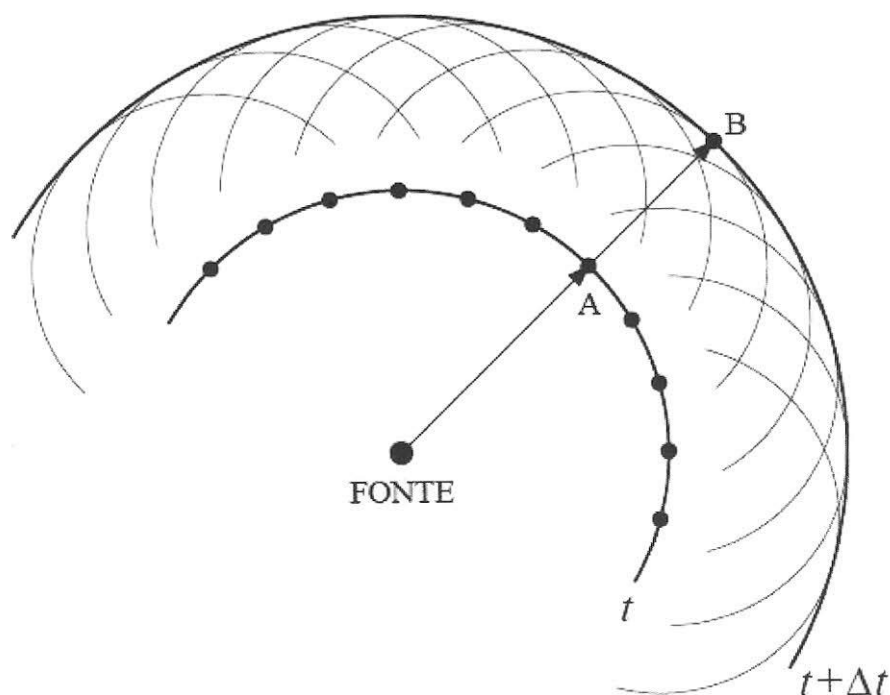


Figura 12 – Princípio de Huygens, onde cada ponto na interface que a onda intercepta se equivale a uma fonte.

Já o *Princípio de Fermat*, diz que uma onda vai percorrer o percurso de menor tempo. Isto é, ao se propagar entre dois pontos, a onda irá se propagar pelo percurso de tempo mínimo.

Há dois efeitos que ocorrem na propagação de uma onda que são de suma importância nos seus estudos. Os dois efeitos diminuem as amplitudes das ondas propagantes.

O primeiro efeito é a divergência esférica, que diz respeito à perda de amplitude devido à expansão da frente de onda. Há uma perda inversamente proporcional à distância, verificamos isso pela fórmula:

$$A(R) = A_0 \cdot 1/R \quad (6)$$

O segundo é a perda de amplitude por atenuação. Essa atenuação se dá devido à fricção das partículas do corpo durante a passagem da onda sísmica. Normalmente a energia da onda se transforma em calor. A atenuação aqui é representada pela seguinte fórmula:

$$A(R) = e^{-\alpha R} \quad (7)$$

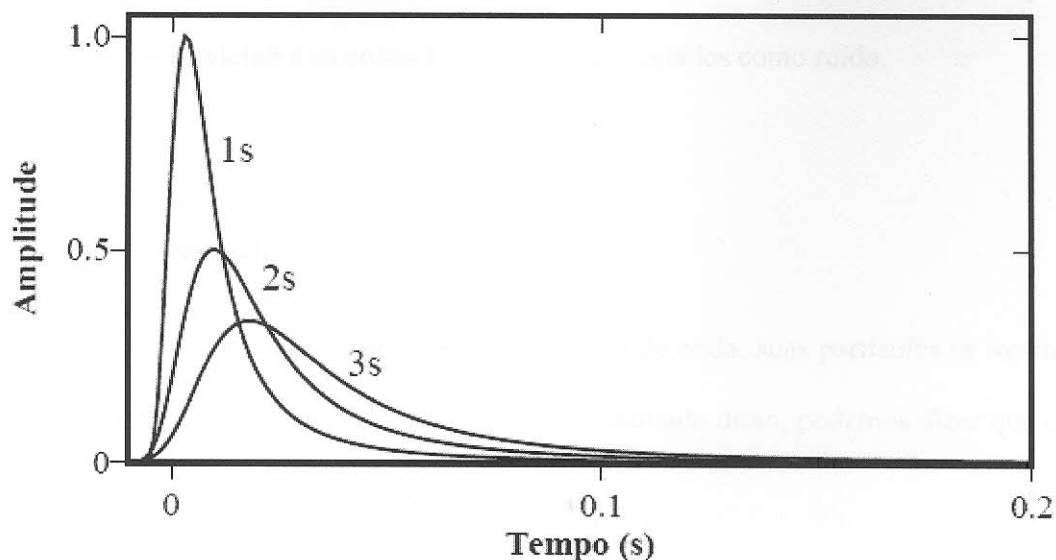


Figura 13 – Modelo de perda de amplitude por atenuação.

Existem algumas simplificações comuns no estudo envolvendo propagação de ondas em meios heterogêneos. Embora desnecessárias, são rotineiramente consideradas, pois, simplificam os modelos utilizados. Uma delas consiste em assumir que o meio heterogêneo pode ser convenientemente modelado por uma sucessão de camadas paralelas, no interior das quais se podem assumir uma homogeneidade. Outra simplificação e muito importante é assumir que a onda sísmica se propaga no regime elástico. Apesar de isto não ser verdadeiro nas imediações da fonte sísmica (onde as partículas são deslocadas permanentemente em relação à posição das suas vizinhas – senão não haveria ruptura), para certa distância desta é muito razoável admitir que a amplitude da perturbação diminua a um nível para o qual o meio apenas se deforma elasticamente, com a passagem da onda sísmica.

Há diferentes classificações para as ondas sísmicas, como as ondas de corpo, que podem ser tanto ondas longitudinais, como ondas transversais, essas responsáveis pela

transmissão do sinal útil presente nos sinais sísmicos. Temos ainda, as ondas superficiais, como as ondas Rayleigh e as ondas Love, que serão tratados como ruído.

5.2.2.1 Ondas longitudinais, ou compressivas:

Quando um material sofre a ação desse tipo de onda, suas partículas se movimentam na mesma direção da propagação da onda, como resultado disso, podemos dizer que o meio é sucessivamente comprimido e distendido.

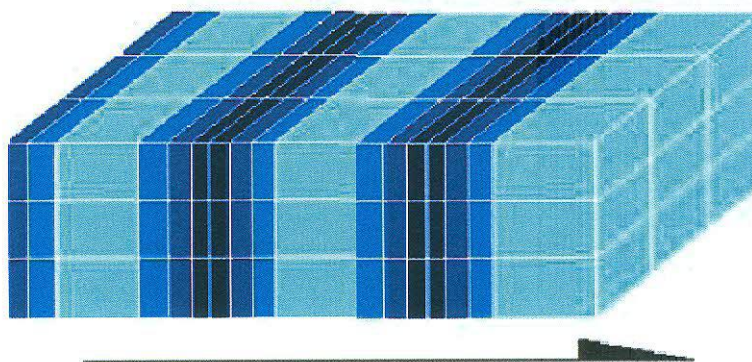


Figura 14 – Modelo de transmissão de ondas longitudinais.

Para saber a velocidade desse tipo de onda é necessário fazer todo um tratamento com os parâmetros elásticos. Para certa rigorosidade, temos que analisar o que está acontecendo nas três direções do espaço, quando o material sofre a força desse tipo de onda. E um modo para essa análise é a verificação na variação do volume. Assim, a equação da onda compressiva na direção x é:

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} = \alpha^2 \left(\frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} \right) \quad (8)$$

Nessa equação α representa a velocidade de propagação da onda, usando a *Lei de Hooke* e alguns parâmetros elásticos, temos a seguinte equação para a velocidade

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (9)$$

As ondas longitudinais são as mais rápidas de todas as ondas sísmicas, por isso são chamadas de ondas primárias, ou ondas-P. A equação mostra que as ondas P podem se deslocar em qualquer meio: sólido; líquido e gasoso, pois eles são compressíveis ($K \neq 0$). Mas para líquidos e gases, temos que $\mu = 0$, eles não possuem rigidez, sendo assim a equação da velocidade fica:

$$\alpha = \sqrt{\frac{K}{\rho}} \quad (10)$$

5.2.2.2 Ondas transversais, ou de corte:

As partículas de um material, pelo qual uma onda desse tipo se propaga, vão se movimentar perpendicularmente à direção de propagação da onda.

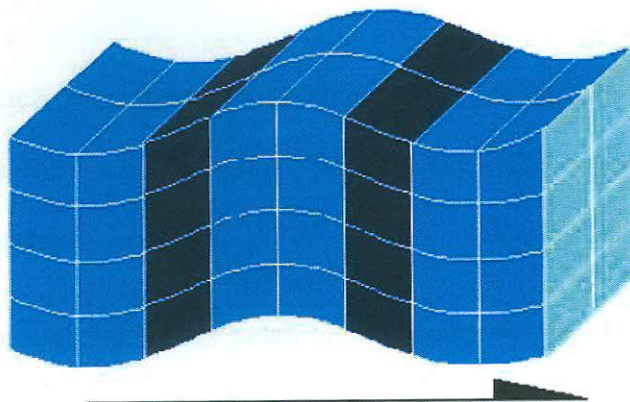


Figura 15 – Modelo do movimento de uma onda transversal.

Ao contrário de uma onda longitudinal, na onda transversal não há nenhum tipo de dilatação do corpo ($\theta = 0$). E como a onda transversal, não há deslocamento horizontal, sendo assim, dx é zero. Com esses parâmetros, a velocidade da onda fica:

$$\frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = \beta^2 \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} \quad (11)$$

Rearranjando com os parâmetros elásticos, temos a seguinte equação para a velocidade da onda transversal:

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (12)$$

Como se pode notar, o único parâmetro elástico do qual a velocidade da onda transversal depende é o módulo de cisalhamento, e como já citamos, nos meios líquidos e gasosos o valor de $\mu = 0$, com isso, nesses meios não tem como esse tipo de onda se propagar.

Comparando a velocidade dos dois tipos de ondas, temos:

$$\alpha^2 - \frac{4}{3}\beta^2 = \frac{K}{\rho} \quad (13)$$

Essa comparação nos mostra que a velocidade de propagação das ondas longitudinais será maior que a das ondas transversais, por isso as ondas transversais também são chamadas de secundárias, ou ondas-S.

Como as partículas afetadas pelas ondas-S se movimentam perpendicularmente à direção de propagação, temos assim duas direções de movimentação. Como por exemplo, se a onda estiver propagando na direção x, vamos ter a movimentação na direção y, que é a componente horizontal, são as chamadas ondas-SH e temos a movimentação na direção z, que é a componente vertical, as chamadas ondas-SV.

Agora vamos ao estudo das ondas superficiais, elas se formam nas superfícies livre da Terra. Como as ondas sísmicas, essas ondas também podem ser divididas em ondas-S e ondas-P. Elas são divididas em ondas Rayleigh (L_R) e ondas Love (L_Q), elas se diferenciam entre si pelo movimento que as partículas descrevem na frente de onda.

5.2.2.3 Ondas Rayleigh ou *ground-roll*

Elas viajam ao longo da superfície da Terra e envolvem uma combinação de ondas longitudinais e transversais. A amplitude do movimento dessas ondas decresce exponencialmente com a profundidade. As ondas com comprimento de onda em uma profundidade de penetração característica de $0,4 \lambda$.

O movimento das partículas do meio pelo qual essa onda se propaga sofrem uma combinação de vibrações do tipo P e SV . O movimento das partículas descreve uma elipse retrograda alinhada no plano vertical.

5.2.2.4 Ondas Love

Elas envolvem movimentos transversais paralelos à superfície da Terra, são referenciadas em inglês pela sigla SH (“*Shear Horizontal*”). A velocidade dessas ondas se encontra entre as velocidades da onda S junto à superfície e a velocidade da onda S na camada subjacente.

As energias das fontes de ondas sísmicas não geram ondas Love importantes. Essas ondas não são importantes numa exploração sísmica.

5.2.3 Sísmica de reflexão e de refração

Mesmo sendo a sísmica de reflexão hoje a mais usada, vamos também comentar sobre a sísmica de refração, que por um bom período foi a mais usada.

5.2.3.1 Teoria da Sísmica de Refração

A refração é um fenômeno que causa um desvio na direção de propagação de uma onda quando ela passa de um meio para outro, onde a velocidade de propagação das ondas seja diferente. Este desvio é calculado pela *Lei de Snell*:

$$\frac{\sin \theta_i}{\sin \theta_r} = \frac{V_1}{V_2} \quad (14)$$

A sismica de refração está totalmente baseada numa propriedade física dos raios sísmicos com incidência oblíqua. Ela ocorre quando a onda atingir uma interface, de um meio de menor velocidade com um meio de maior velocidade. Para uma determinada diferença de meios, temos certo ângulo, no qual a onda não vai sofrer nem reflexão, nem difração, e sim se propagar na interface, esse ângulo de incidência é denominado de ângulo crítico.

A onda, ao sofrer refração total, vai se propagar na interface entre os meios 1 e 2, com a velocidade do meio 2, isto é, V_2 . Desta maneira, as partículas desta interface vão gerar novas frentes de ondas (*Princípio de Huygens*), cujos raios vão retornar à superfície formando ângulo crítico i_c .

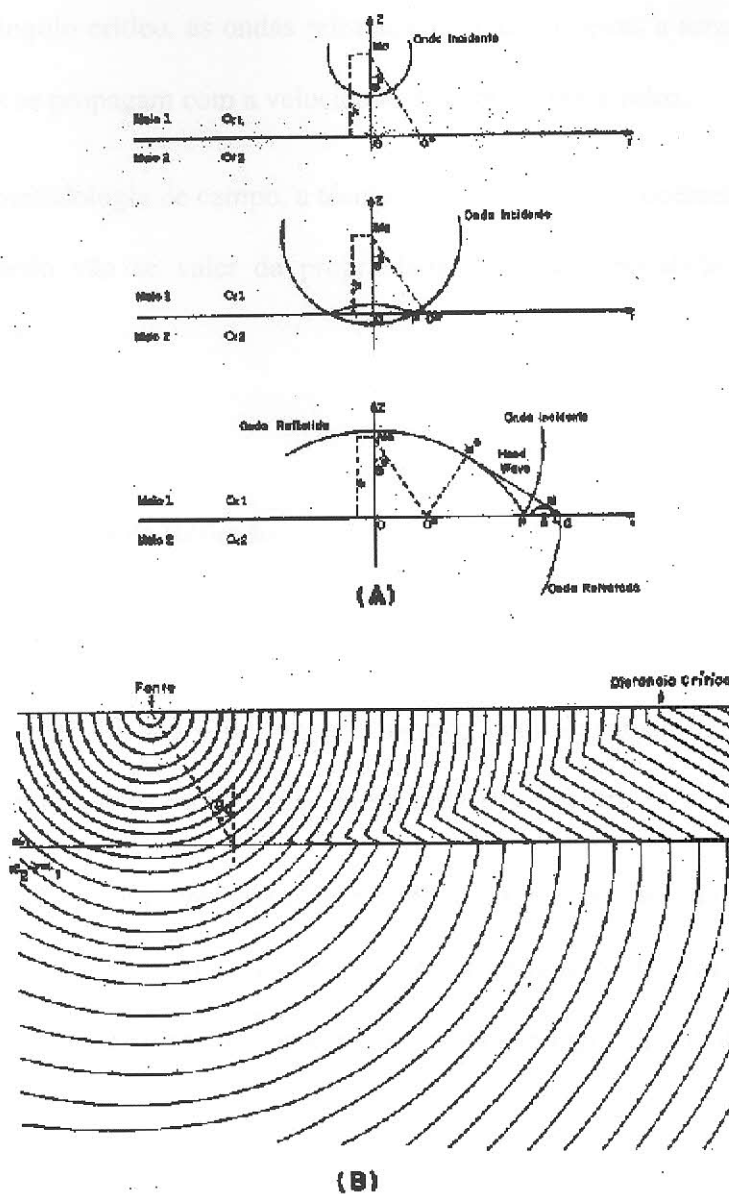


Figura 16 – Ondas sofrendo refração, demonstrando o Princípio de Huygens

A técnica sísmica de refração tem por objetivo detectar em superfície as ondas sísmicas refratadas em profundidade (refração total), e desta maneira determinar as velocidades de propagação das ondas bem como as espessuras dos estratos em subsuperfície.

As ondas refratadas não aparecem nos canais de registros próximos às fontes. Mas, após o x crítico, que é a distância na superfície onde chega a primeira onda que interceptou a

camada com o ângulo crítico, as ondas refratadas são as primeiras a serem registradas. Pois na interface, elas se propagam com a velocidade da camada mais veloz.

Tanto a metodologia de campo, a técnica de registro e de processamento dos dados da sísmica de refração vão se valer da propriedade das ondas refratadas em subsuperfície chegarem primeiro.

5.2.3.2 Teoria da Sísmica de Reflexão

A sísmica de reflexão é de longe o método geofísico mais usado no mundo, isso porque é a principal fonte de informações para a indústria do petróleo.

Na *Figura 17* pode-se ver que as ondas refletidas, ao contrário das refratadas, chegam a todos os geofones, inclusive no mais próximo. No sismograma, a curva das ondas refletidas fica tangente à reta das refratadas e aproxima-se assintoticamente da reta das ondas diretas.

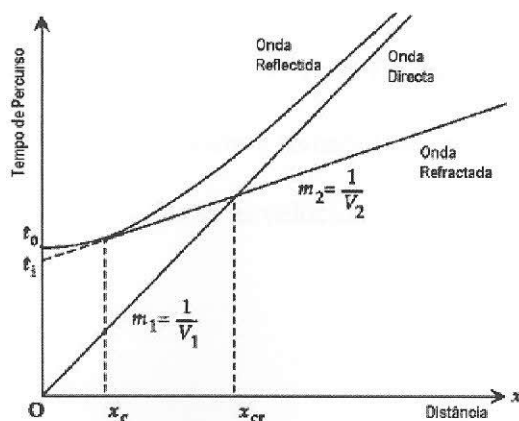


Figura 17 – Modelo das ondas registradas em um evento sísmico.

Os principais objetivos desse método são, principalmente, determinar certas profundidades onde os refletores se localizam, e mais importante ainda é descobrir a velocidade da onda nas rochas (no meio) pelo qual a onda está se propagando. Pois, com isso, se pode determinar o tipo de rocha está presente naquela determinada camada.

Um dos princípios teóricos da sismica de reflexão é a de que, quando uma onda sísmica que propaga em certo meio e encontra uma superfície de separação com um outro meio, uma parte da energia vai ser refletida no mesmo meio e a outra parte da energia que a onda transportava será transmitida para o outro meio.

Se o ângulo de incidência for normal ou próximo da normal à interface, os coeficientes de reflexão e transmissão serão dados pelas seguintes fórmulas:

$$R = \frac{I_r}{I_i} = \frac{(\rho_2 \times V_2 - \rho_1 \times V_1)}{(\rho_2 \times V_2 + \rho_1 \times V_1)} \quad (15)$$

$$T = \frac{I_t}{I_i} = \frac{(2 \times \rho_1 \times V_1)}{(\rho_2 \times V_2 + \rho_1 \times V_1)} \quad (16)$$

$$R + T = 1 \quad (17)$$

Onde, R é o coeficiente de reflexão, T coeficiente de transmissão, I_r , I_i e I_t são as amplitudes das ondas refletidas, incidente e transmitida respectivamente, ρ_1 e ρ_2 densidades dos meios 1 e 2 e por último V_1 e V_2 são as velocidades dos meios 1 e 2 (*Figura 18*).

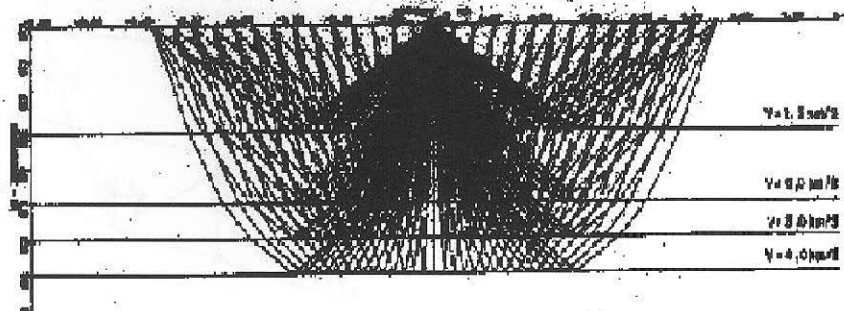


Figura 18 – Reflexão e Transmissão da onda em um modelo de quatro camadas

Quando a incidência não pode ser considerada normal, a amplitude e fase da onda refletida são definidas através das complexas equações de Zoeppritz.

No trajeto entre o ponto de geração (ponto de tiro) e o ponto de captação (receptor-geofone) a onda sísmica irá sofrer uma série de interferências que vão afetar a sua amplitude e sua frequência. A *Lei da Reflexão* nos diz que o ângulo de incidência de uma onda sísmica numa interface deve ser igual ao ângulo de reflexão, conforme o *princípio de Fermat* e este fato é comprovado pela *lei de Snell*. Além disso, o raio de incidência, o raio refletido e a normal estão no mesmo plano (*Figura 19*).

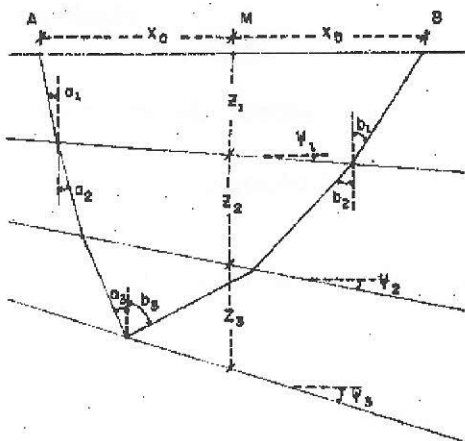


Figura 19 – Reflexão em um sistema de três camadas, onde $a_1 = b_1$, $a_2 = b_2$ e $a_3 = b_3$.

Os dados da reflexão sísmica são adquiridos em perfis. Os tempos de percurso e as amplitudes dos sinais registrados pelos geofones são representados em forma de seções sísmicas. Esse procedimento representa um grande avanço na sísmica de reflexão, pois este procedimento possibilita a identificação de uma série de grandes feições estruturais que seriam impraticáveis com a interpretação através do gráfico tempo versus distância.

5.2.4 Sísmica 3C

Embora a maior parte da exploração sísmica se dê por meio de ondas P, com ondas S se obtêm importante informação adicional, baseada em parâmetros elásticos.

A razão entre velocidades de ondas P e S varia com a litologia e os tipos de fluidos nos poros. A presença de gás nos interstícios rochosos afeta fortemente a velocidade P, sem causar maiores efeitos na velocidade S, modificando a razão P/S, que pode atuar como um diagnóstico da acumulação.

As ondas S também são usadas na detecção de falhas, pois a velocidade varia de acordo com o ângulo entre a propagação da energia e a direção das falhas.

O modo S vertical (SV) envolve a movimentação da onda aproximadamente dentro do plano vertical da propagação e está relacionado à conversão em interfaces próximas da horizontal, enquanto o modo S horizontal (SH) envolve movimentação horizontal e não está associado à conversão.

A sísmica 3C registra todos os 3 componentes de direção do movimento da frente de onda. Utiliza um geofone especial, capaz de registrar todas as componentes.

O sistema de coordenadas para a medida dos 3 componentes pode ser rotacionado para um sistema natural de coordenadas, como o definido pela orientação de uma onda de chegada, ou um sistema de fraturas (polarização). Diferentes modos de propagação e diferentes direções de propagação da onda implicam em específicos comportamentos dos componentes, de forma que filtros de polarização podem ser usados para selecionar ou rejeitar modos particulares, como por exemplo, o *ground-roll*. Ainda, permite analisar aspectos de anisotropia nos dados registrados.

Com toda essa teoria, vamos agora ao tratamento dos dados da reflexão sísmica. Vamos estudar todos os passos desse método, desde a aquisição até sua interpretação.

5.3 Aquisição Sísmica

5.3.1 Amostragem e resolução

Um dos primeiros problemas que necessita ser estudado é a amostragem, dependendo pode-se falsear os dados. Desta forma, é fundamental estabelecer a faixa de frequência que se deseja amostrar antes do registro.

Hoje, o arranjo mais usado é o CMP, ele nos dá uma razão sinal ruído muito boa. O arranjo amostra o mesmo ponto, na subsuperfície várias vezes é a chamada multiplicidade, para isso várias distâncias entre fonte e receptor são planejadas.

A resolução é a capacidade de distinguir materiais por onde a onda passa. Somente acima da espessura de $\lambda/4$, consegue-se distinguir topo e base (resolução vertical) de uma camada. Com isso, para conseguir melhorar a resolução, tem que mexer com a frequência, já que, $\lambda = V/f$, onde V é a velocidade do meio e f a frequência de atuação, então quanto maior a frequência maior a resolução, o limite de $\lambda/4$ é a frequência de Nyquist.

Outro problema encontrado na amostragem, que deve ser retirado pelo processamento, caso o planejamento da aquisição não consiga retirar, é o alias. Que é a ambigüidade relacionada com a operação de conversão AD (analógico-digital), caracterizada pela transformação das frequências de entrada acima da frequência de Nyquist em frequências iguais ou menores que a frequência de Nyquist.

Para tal, usa-se um filtro antiálias, que é um filtro passa-baixas destinado a eliminar as frequências acima da frequência de Nyquist dos dados de entrada, antes do processo de discretização.

Já a resolução horizontal depende da frente de onda, do diâmetro da calota, isso vem da zona de Fresnel. A espessura, como na resolução vertical, não pode passar de um quarto do comprimento de onda. Assim, também nessa resolução, quanto maior a frequência maior a resolução, pois o diâmetro da calota diminui.

O intervalo de estação (IE), ou intervalo de receptores têm influência direta na resolução lateral e na multiplicidade nominal. Quanto menor o intervalo de estação maior será a quantidade de geofones necessária para ser distribuída em um lanço. O intervalo de pontos de tiro (IPT) deve ser compatível com o IE e preferencialmente deve situar-se entre estes. A não coincidência entre estações de recepção e pontos de tiro permite a múltipla amostragem em subsuperfície, mas sem a repetição de trajetórias.

$$M = (NC / 2) \cdot (IE / IPT) \quad (17)$$

M é a multiplicidade e NC o número de canais.

O arranjo de receptores tem como função principal remover os sinais indesejáveis do ground-roll além de maximizar os sinais recebidos.

5.3.2 Parâmetros de aquisição

5.3.2.1 Quantidade de carga

A quantidade de carga vai influenciar diretamente no conteúdo de frequências de injeção que comporá a assinatura da fonte. É sabido que quanto maior a quantidade de explosivo utilizada (no caso de fonte pontual) maior será o conteúdo de frequências baixas o que proporciona maior penetração no subsolo, mas diminui a resolução vertical. Apesar de reduzir a quantidade de carga aumentar o conteúdo relativo de frequências altas, não há

energia suficiente para se atingir objetivos mais profundos. Como normalmente pretende-se atingir níveis profundos mantendo-se a máxima resolução vertical, objetivos aparentemente antagônicos pelas razões acima expostas, opta-se pelo arranjo de cargas.

5.3.2.2 Tamanho da cela

Nos levantamentos sísmicos 3D, não se usa apenas um ponto para cdp, mas sim uma região, onde vários pontos serão iluminados. Essa região são as celas. A dimensão desejável da cela em subsuperfície deve ser calculada levando-se em conta a frequência máxima esperada, V_{rms} e mergulho máximo esperado das camadas.

$$dx = V_{rms} / (2 \cdot F \cdot \sin B) \quad (18)$$

dx é a dimensão da cela na direção inline, F a frequência máxima e B o ângulo de mergulho das camadas.

$$dy = V_{rms} / (4 \cdot F \cdot \sin B) \quad (19)$$

dy é a dimensão da cela na direção crossline, F a frequência máxima e B o ângulo de mergulho das camadas.

5.3.2.3 Definição do tamanho da área e *swath*

A dimensão da área de levantamento deve ser superior à área de interesse geológico devido à franja de migração e esta é determinada através da velocidade rms, do mergulho das camadas e da frequência dominante.

O dispositivo de registro tem relação direta com a profundidade do objetivo mais profundo. O lançamento deve ter, portanto, um *offset* máximo igual a 1,5 vezes a profundidade do objetivo mais profundo que também determinará o tempo de registro para cada tiro.

Interessante destacar que quando são utilizados *swaths* muito largos, apesar de aumento da multiplicidade lateral, há deformação do *ground-roll* no sismograma. As linhas mais distantes do tiro exibem o *ground-roll* não mais linear, mas hiperbólico, o que pode contaminar sobremaneira os sinais hiperbólicos, reflexões, de interesse.

5.3.2.4 Modelo de levantamento sísmico

Finalmente, orienta-se a malha de levantamento de tal maneira que as linhas de registro estejam orientadas perpendicularmente ao *strike* (direção) da estruturação dominante na área.

Após todo o processo de parametrização, é hora de aplicar o modelo escolhido na prática, isso é o processo de aquisição sísmica.

A aquisição sísmica é dividida em várias etapas. A primeira etapa do levantamento sísmico no campo é abertura com topografia, onde serão feitas as linhas que receberão os pontos de tiro e os pontos de receptor. A topografia marca as coordenadas de cada ponto,

respeitando as coordenadas que vieram do projeto. Os principais modelos para marcação dos pontos pela topografia são: teodolitos e GPS.

A depender da complexidade de relevo da área são confeccionadas linhas de controle (LCs) a fim de aumentar a acurácia do levantamento topográfico e servirem para o fechamento de poligonais. Estas LCs são ortogonais às linhas de registro e devem interceptar estas últimas na mesma estação ou minimamente deslocadas, mas dentro de um erro admitido.

O passo seguinte é a perfuração para a colocação da carga. Como já vimos, tanto a profundidade como a quantidade de carga influencia nos dados. Na hora das explosões, é muito importante que a sismologia verifique todos os geofones que estão ligados, no *swath*, é importante também analisar a quantidade de ruído presente no momento, o melhor é que não haja ruído. Após a aquisição no *swath*, têm-se a rolagem das linhas de registro.

5.3.3 Pré processamento

Após receber os dados num sismógrafo, a sismologia arquiva todos os dados ou em CD ou em cartuchos, e manda todo o dado para a equipe de controle de qualidade, onde se verifica se o dado está como o esperado.

Ainda no processo de aquisição começa o processamento, é um pré-processamento, é a etapa inicial do processamento, que é o último passo da aquisição sísmica. A primeira etapa do pré-processamento é uma análise visual, para ver a multiplicidade por lanço e a do azimute. Uma primeira correção é a de localização de pontos de tiro. Ainda, geralmente, têm-se as seguintes etapas:

- Edição dos dados;
- Geração de cabeçalho;
- Organização dos traços em família CMP;
- Gerar a primeira quebra.

5.4 Processamento sísmico

O processamento é o conjunto dos tratamentos aplicados aos dados de campo, com a finalidade de torná-los aptos à interpretação, isso quer dizer, imagear as estruturas geológicas de subsuperfície. O processamento visa, normalmente, dois grandes objetivos: (1) corrigir os efeitos indesejáveis e (2) melhorar a relação sinal ruído. Basicamente o que se faz:

- Checar as coordenadas dos pontos de tiro e receptor;
- Correção dos efeitos instrumentais;
- Correção da assinatura da fonte;
- Correção dos efeitos de propagação;
- Empilhamento horizontal;
- Migração.

Hoje, existe uma forte tendência de colocar a migração como uma das correções dos efeitos de propagação. Além da função básica de imagear os refletores, a migração pré-empilhamento engloba, naturalmente, as correções de divergência esférica, *nmo* e *dmo*.

Funciona, também, como um filtro de gradiente, eliminando os eventos com “mergulhos proibidos”, ou seja, acima de 45 graus. Veremos mais a frente.

5.4.1 Correção estática

Uma correção importante no processamento é a correção estática, ela é qualquer deslocamento invariante com o tempo nos dados de reflexão sísmica. Nos levantamentos terrestres, é o deslocamento relacionado com a elevação do terreno, a camada de baixa velocidade e a profundidade do tiro.

A correção consiste, basicamente, no deslocamento dos dados para cima ou para baixo, de modo a simular o registro que seria obtido com a fonte e o receptor localizado sobre o *datum*. Para tanto, deve-se conhecer: (1) a elevação do terreno; (2) a profundidade de carga; (3) a elevação do *datum*; (4) a espessura e velocidade da camada de baixa velocidade e (5) a velocidade da rocha fresca.

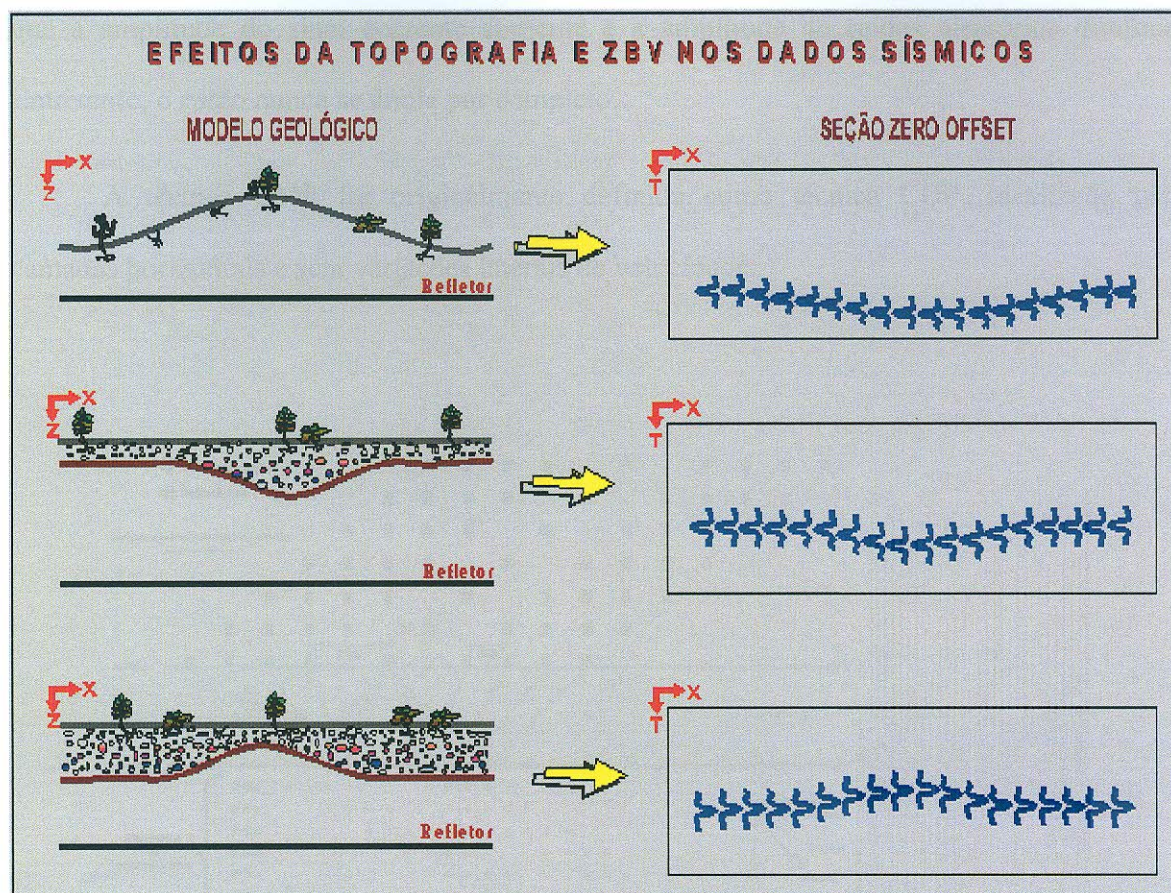


Figura 20 – Os efeitos da topografia e da ZBV nos dados sísmicos.

Mas, há ainda um problema que é a estática residual, que é o deslocamento estático que persiste após a correção. Para tanto, tem-se a correção estática residual que é para refinar as correções estáticas de campo.

5.4.2 Ponto comum médio (CMP) e Ponto comum em profundidade (CDP)

A técnica CMP foi idealizada por Mayne (1962), consiste em amostrar várias vezes o mesmo ponto em subsuperfície, aumentando a razão sinal/ruído. Dessa maneira, após a correção *NMO*, essas diversas amostragens em um único ponto serão somadas, fazendo com

que a amplitude do sinal coerente aumente e a amplitude de ruídos aleatórios diminua. Entretanto, o ruído nunca se anula por completo.

A técnica CMP foi originalmente definida como técnica CDP, idealizada para camadas horizontais e sem variações laterais de velocidade.

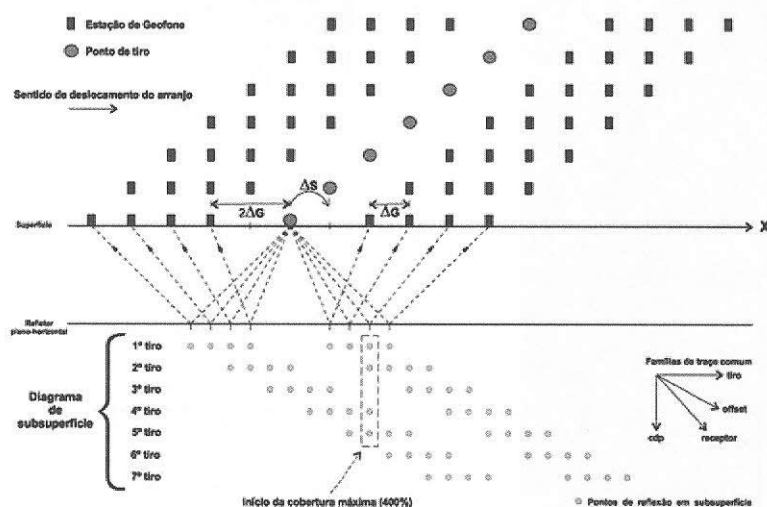


Figura 21 – Aquisição Sísmica no modelo CMP.

5.4.3 Análise de velocidade

O principal objetivo da análise de velocidade é definir funções-velocidade para compensar diferenças de sobre tempo normal (*NMO*) das reflexões.

A análise de velocidade é para a determinação das velocidades de propagação das ondas sísmicas, a partir dos dados de reflexão. O esquema básico consiste em se fazer a

correção nmo de uma mesma família CMP, utilizando uma série de velocidades constantes. A partir destas tentativas, determina-se a velocidade que melhor horizontaliza cada reflexão.

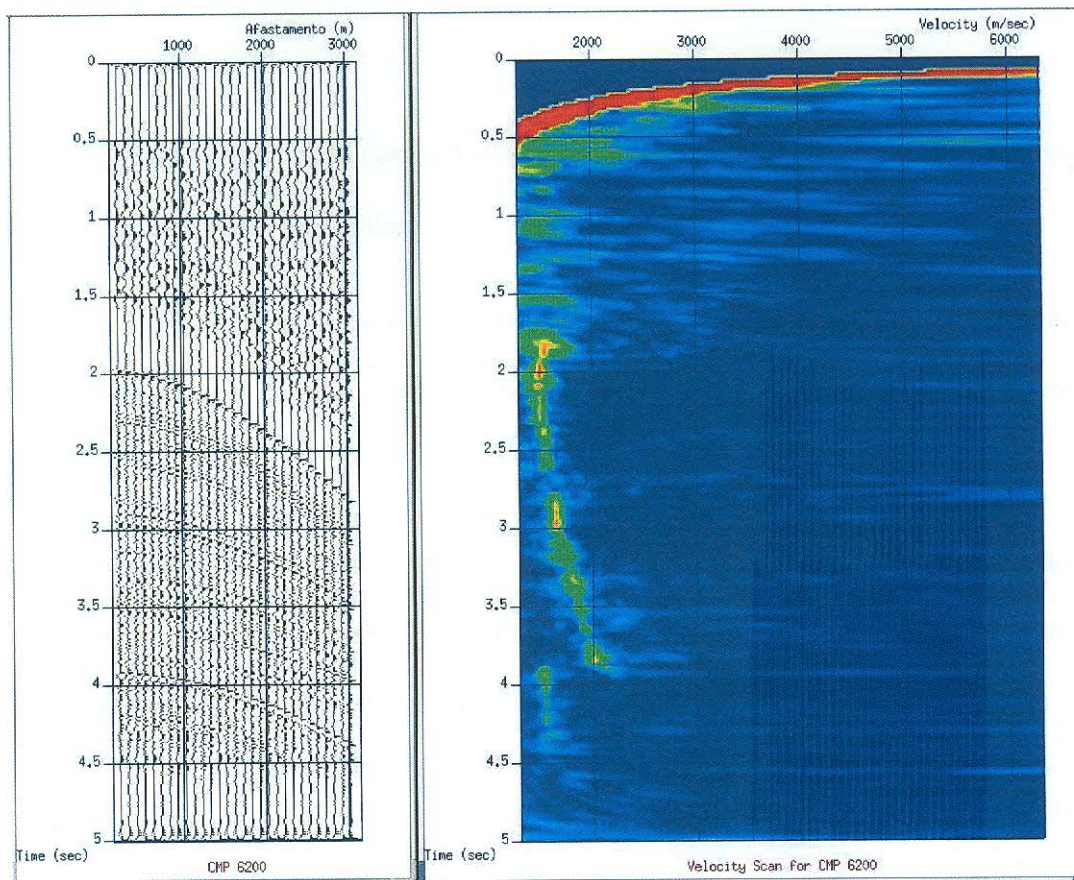


Figura 22 - Mapa velocidade x tempo (vermelho correlação máxima e azul correlação mínima).

A análise de velocidade tem um papel de suma importância no processamento de dados sísmicos, isso por que a velocidade varia com algumas variáveis do solo, como por exemplo, compactação (profundidade) e tipo de solo. Assim, uma boa análise da velocidade pode nos dar um tratamento de qualidade das camadas da subsuperfície. Uma boa análise, quer dizer que os valores encontrados para cada camada estão bem próximos do real, sendo assim, todo o imageamento, com a migração e os outros tratamentos terão um resultado bem melhor.

5.4.4 *Moveout* e correções *nmo* e *dmo*

O *moveout* está relacionado com a distância fonte-receptor, é um tempo adicional que afeta o registro de uma reflexão sísmica.

Um tratamento que usa *moveout* é o *moveout* linear, que é o tratamento aplicado aos dados de reflexão sísmica no qual o deslocamento vertical é proporcional ao deslocamento horizontal.

O *NMO*, *moveout* normal, é um tempo adicional Δt que afeta uma reflexão sísmica, relacionado com a distância fonte-receptor. Para um meio horizontalmente estratificado e velocidade constante, o seu valor é dado pela fórmula:

$$\Delta t = \sqrt{t_0^2 + \left(\frac{x}{v}\right)^2} - t_0 \quad (20)$$

$$= t_x - t_0 \quad (21)$$

onde t_x representa o tempo de registro para uma distância fonte-receptor igual a x , t_0 é o tempo que a mesma reflexão teria se a distância fonte-receptor fosse nula e v , a velocidade do meio.

Numa família CMP, antes da correção de NMO, uma reflexão aparece como uma curva hiperbólica. Após a correção de NMO esse evento deve ficar completamente horizontal, uma vez que essa correção serve para eliminar o efeito da separação fonte-receptor, simulando o levantamento zero-offset realizado no ponto médio entre fonte e

receptor. Apenas do evento horizontalizado, será possível realizar a soma com os eventos em fase, realçando a reflexão e atenuando os ruídos coerentes e aleatórios presentes nos dados.

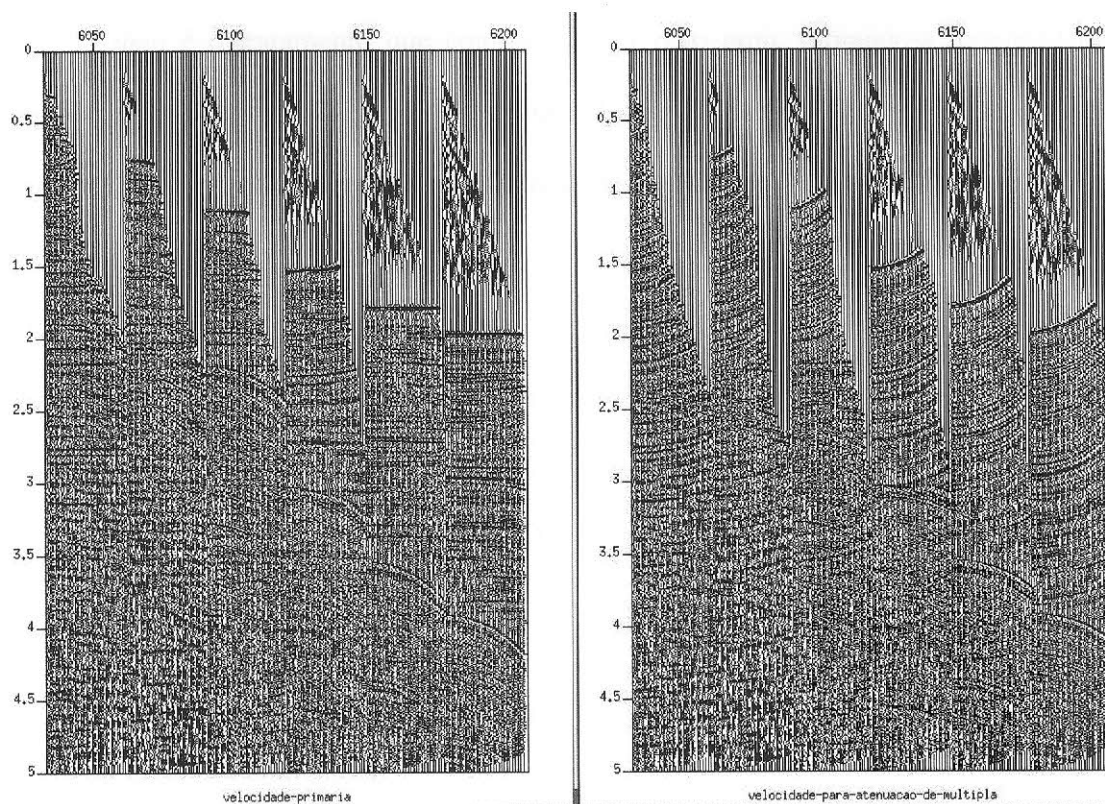


Figura 23 – CMPs corrigidos de NMO com velocidade das reflexões primárias (à esquerda) e corrigido com velocidade intermediária, entre velocidade das primárias e múltiplas (à direita).

Apesar de deduzidas para meios de velocidade constante e camadas horizontais, esta fórmula é utilizada para a correção dos dados reais, onde estas duas hipóteses não são, geralmente, cumpridas.

O erro relacionado com a variação vertical da velocidade é minimizado pela adoção de uma velocidade v um pouco maior que a velocidade média do pacote de sedimentos no tempo t_0 .

A correção de nmo se dá pelo deslocamento variável com o tempo aplicado aos dados de reflexão sísmica registrados, de modo a anular o efeito da distância fonte-receptor.

Outro erro tem relação com o mergulho do refletor, pois nem todo refletor é totalmente horizontal. Para a correção desse tipo de erro, usamos o *dmo*.

O *dmo* é o tratamento que completa a correção *nmo*, tornando-a independente do mergulho dos refletores. Equivale a uma migração parcial dos dados, antes do empilhamento horizontal, na qual os dados corrigidos de *nmo* são espalhados ao longo de uma semi-elipse cujo lugar geométrico é definido como:

$$\frac{t_d^2}{t_n^2} + \frac{x^2}{h^2} = 1 \quad (22)$$

t_d = tempo de *dmo* (incógnita);

t_n = tempo corrigido de *nmo*;

x = deslocamento lateral;

h = metade da distância fonte-receptor.

Para todo o tratamento, tanto de *nmo* quanto de *dmo*, é necessária uma análise de velocidade, nesse caso, a análise corrige o aumento do tempo de reflexão relacionado com a distância fonte-receptor. Vai trazer todas as reflexões para o tempo de offset zero, isso quer dizer, que a hipérbole será horizontalizada. Nesse processo, a análise é feita só para algumas famílias CMP e assim interpolada para todo o dado.

5.4.5 Filtragem

A filtragem pode ser representada como resultado da aplicação de um operador matemático linear sobre os dados. Os mais comuns são os operadores invariantes no tempo e no espaço, caso em que a operação de filtragem pode ser expressa por uma convolução com um filtro previamente estimado.

A filtragem em frequência tem sido um método bastante requisitado no processamento sísmico, não só pela sua simplicidade e capacidade de melhorar a razão sinal-ruído dos dados, mas por sua rapidez de aplicação aos dados tanto no domínio do tempo quanto no domínio da frequência.

O objetivo da filtragem de frequência é remover os componentes de frequência indesejados do dado sísmico. A eficácia da filtragem em frequência está relacionada diretamente ao conteúdo de frequência do sinal e do ruído. Quanto maior a distinção entre ambos, melhor será o resultado alcançado.

Outro tipo de filtragem é a passa-banda que tem como fundamentos os mesmo da filtragem em frequência, com a diferença que nesse modelo pode definir a banda de frequência a ser preservada do sinal, juntamente com as bandas de rejeição dos ruídos de baixa e alta frequência. Em geral, a energia sísmica é gravada em uma faixa de 10 a 50 Hz.

5.4.5.1 Deconvolução

O objetivo principal da deconvolução é o aumento da resolução temporal dos dados sísmicos. O sismograma pode ser visto como a convolução entre o pulso sísmico e a resposta impulsiva da Terra. A deconvolução objetiva a compressão do pulso de forma a restar no

traço sísmico somente a função refletividade (YILMAZ, 1987), ou seja, o sinal que seria registrado se o pulso sísmico fosse um pulso único.

O método convencional, denominado de deconvolução Wiener-Levinson (WL), é uma das etapas básicas utilizada para o processamento de dados sísmicos na indústria do petróleo. Uma limitação deste método é o fato de que o filtro, computado a partir dos coeficientes estimados da função de autocorrelação (FAC) do pulso básico, é sempre de fase mínima. Assim, quando o pulso sísmico não for de fase mínima, o filtro não o reduzirá a um impulso e o resultado final da deconvolução estará sempre prejudicado.

5.4.5.2 Filtro FK

O método usa a diferença de moveouts das primárias com as múltiplas. Baseia-se numa transformada para o domínio F-K, domínio da frequência vs número de onda. São necessárias duas novas análises de velocidade, uma para as múltiplas e uma outra para as intermediárias (entre as primárias e as múltiplas). Quando se passa para o domínio F-K, têm-se dois tipos de filtro.

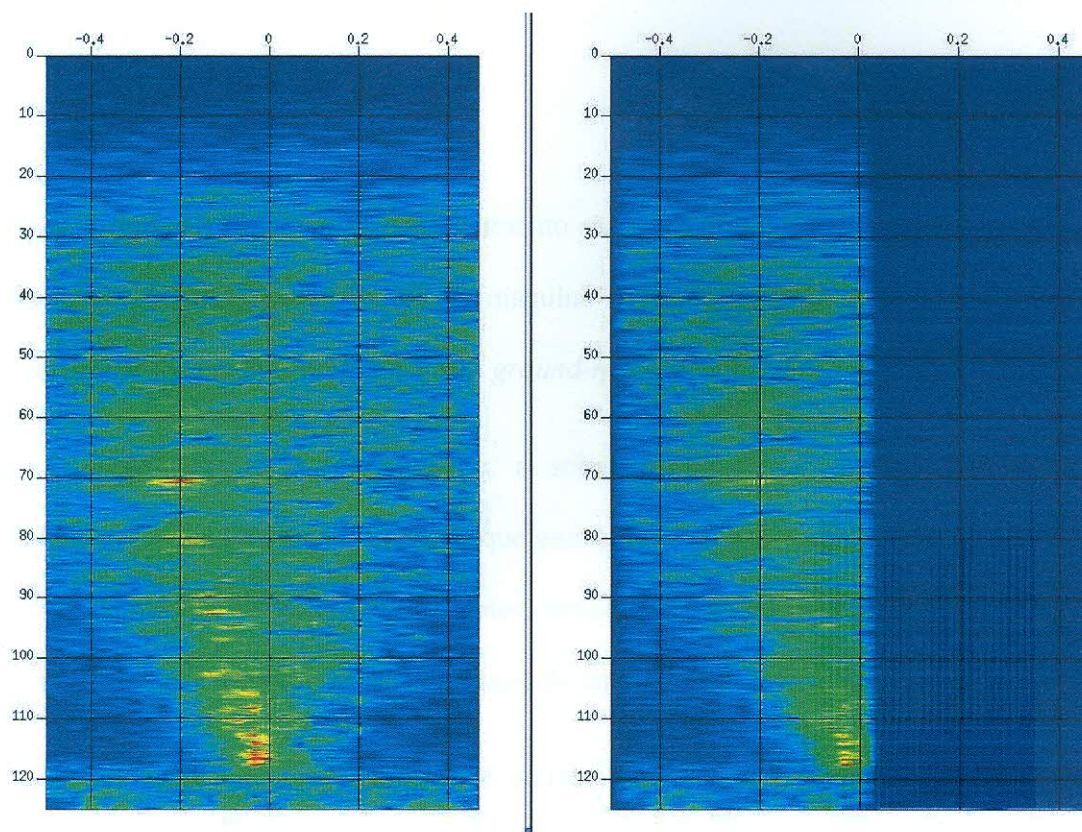


Figura 24 – Filtragem f - k , zerando o quadrante do espectro associado as múltiplas.

O *fan-filter*, que usa a análise para as múltiplas, onde as velocidades das múltiplas serão manchas sobre o eixo F (vertical). O *fan-filter* forma um leque, a partir da origem, cortando os dados que estão dentro dele, por isso a escolha da análise de velocidade para as múltiplas.

O filtro *polígono*, também pode ser usado no caso anterior, mas tem mais eficiência quando se usa a análise de velocidade para velocidades intermediárias. Temos na transformada, as múltiplas nos K_s positivos e as primárias nos K_s negativos. Traça-se um polígono tentando englobar o máximo possível as múltiplas, assim, tudo que está dentro do polígono é retirado dos dados.

5.4.6 Empilhamento

Os principais objetivos do empilhamento são, reduzir o tamanho do arquivo que está trabalhando, reduzindo assim, tempo de máquina nos próximos tratamentos e diminuir os problemas causados pelas múltiplas e pelo *ground-roll*.

O empilhamento é, basicamente, a sobreposição de traços. Há dois tipos de empilhamento, o empilhamento vertical, que consiste na sobreposição de traços homólogos (traços com a mesma distância fonte-receptor) pertencentes a dois ou mais registro de campo, e o horizontal, que é a sobreposição dos traços de uma família CMP já corrigidos de NMO.

A velocidade de empilhamento é aquela que melhor horizontaliza uma reflexão sísmica presente em uma família de traços CMP, para efeito da correção nmo. Para um modelo de n camadas horizontais, conforme demonstrado por Geraldo de Oliveira, em 1974 (comunicação pessoal), a velocidade que melhor corrige o conjunto de traços CMP é a velocidade que corrige, exatamente, o traço com maior afastamento fonte-receptor. Para um modelo de n camadas, a velocidade de empilhamento será sempre maior que a velocidade rms que, por sua vez, é sempre maior que a velocidade média do poço.

5.4.7 Migração

A migração sísmica é um processo que tem por base a equação da onda, corrige distorções de registros de reflexões, localiza os eventos nas suas verdadeiras posições

espaciais e colapsa a energia das difrações até seus pontos de espalhamento (GRAY et al., 2001).

O principal objetivo da migração é focalizar a amplitude do sinal, tentando recolocar o refletor na posição correta. Caso o dado já esteja empilhado, os dados estarão em offsets zero. O operador vai espalhar todos os dados que atingir, tentando levar as amplitudes para o ápice do operador, que é uma hipérbole.

Na maioria das vezes, não serão consideradas as variações laterais das velocidades, assim a migração é chamada “migração em tempo”.

O tipo de migração mais usada é a Kirchhoff, que é a designação aos métodos de migração dos dados de reflexão sísmica baseados na solução integral da equação da onda (OSVALDO, *apud* SCHNEIDER, 1978).

Como para os outros métodos, também para a migração é preciso fazer uma análise de velocidade. A velocidade de migração para cada tempo de reflexão é a velocidade que melhor colapsa a energia difratada.

5.5 Interpretação

A interpretação sísmica é normalmente conduzida com o objetivo abrangente de construir um modelo geológico de uma bacia ou área, ou seja, uma descrição que inclua a representação geométrica das diversas camadas e as propriedades mais importantes de cada uma delas. No caso específico das rochas que possam conter petróleo, ou seja, as rochas-reservatório, esses objetivos se traduzem em: (a) caracterizar sua geometria externa,

incluindo as falhas e fraturas que as afetam; (b) estimar o seu volume e; (c) caracterizar o fluido que as satura e calcular o volume correspondente, o que implica estimar sua porosidade. Para que esses objetivos sejam atingidos, os seguintes temas merecem destaque: os dados sísmicos fundamentais para a interpretação, a visualização dos dados sísmicos tridimensionais, a representação dos resultados obtidos e a caracterização de reservatórios e fluidos.

Com relação aos dados sísmicos fundamentais, utilizam-se diferentes atributos extraídos dos dados sísmicos, cada um deles idealizado com um fim específico, embora todos devam, preferencialmente, ser obtidos com base em dados tridimensionais migrados antes do empilhamento e submetidos ao adequado tratamento de amplitude e fase. Alguns desses atributos são utilizados com a finalidade específica de identificar feições geométricas sutis, enquanto outros correspondem as estimativas das propriedades elásticas das rochas ou dos contrastes correspondentes. Criam-se assim condições para que a interpretação conjunta de todos eles leve a uma boa descrição dos objetos investigados, o que normalmente é feito na forma de mapas, seções e volumes.

Já com relação à visualização dos dados sísmicos, o primeiro passo é definir a geometria a ser utilizada para visualizar os dados, como por exemplo, seções verticais, fatias horizontais ou até mesmo apresentações volumétricas. Após definir a geometria, o outro passo é definir como representar a distribuição das amplitudes sísmicas. Para isso, depende do objetivo, caso queira a visualização na forma de sismograma, usa-se, normalmente, o *wiggle* com área variável, caso deseje analisar feições sutis ou destacar valores absolutos das amplitudes, usa-se densidade variável, onde se atribui uma cor a cada intervalo de amplitude escolhido.

Sobre a representação dos dados obtidos, temos que a partir do momento em que os principais horizontes já tenham sido identificados nos dados sísmicos, bem como as

principais feições geológicas que os afetam, o intérprete passa a ter condições de construir um modelo geológico da área investigada. Nesta tarefa, os mapas exercem papel fundamental, em particular os mapas de tempo de reflexão (ou seus equivalentes em profundidade), que correspondem a uma simples descrição geométrica do horizonte. Estes são mapas que normalmente incorporam componentes estruturais e estratigráficos do nível de interesse e são básicos para a geração dos modelos geológicos.

E por fim, para a caracterização de reservatórios e fluidos, têm-se dois tipos diferentes de técnicas. Usa-se a primeira técnica para reservatórios individuais. Sabe-se que a amplitude de uma reflexão sísmica depende do contraste elástico entre as duas rochas que constituem a interface correspondente. Assim, se a rocha encaixante fosse homogênea, a amplitude da reflexão gerada no topo do reservatório poderia ser considerada um indicador direto das propriedades elásticas do reservatório e seus fluidos. Esta é uma idéia que, em muitos casos, merece ser questionada.

Já na segunda os reservatórios não podem ser isolados com segurança, seja por causa da complexidade de sua distribuição, seja pela má definição de seu comportamento elástico. Neste caso, é conveniente o recurso ao mapeamento de valores intervalares dos atributos sísmicos, os quais são obtidos a partir do mapeamento das reflexões que caracterizam topo e base da sequência estratigráfica que inclui os reservatórios a caracterizar.

Coerência sísmica é uma medida da similaridade de traço a traço para a forma da onda sísmica dentro de uma pequena análise de janela, permitindo obter mapas de falhas, fraturas e descontinuidade estratigráfica lateral (BAHORICH, FARMER, 1995). Os resultados de coerência são obtidos de semelhança e estimativa da componente principal.

A semelhança é a medida da coerência de dados sísmicos para múltiplos canais, que é igual à energia do traço empilhado dividido pela energia de todos os traços que foram

empilhados. Se o dado de todos os canais tem exatamente a mesma amplitude e forma de onda, a semelhança tem valor unitário.

A componente principal é a razão entre o primeiro autovalor e a soma de todos os autovalores. A análise da componente principal (GERSZTENKORN, MARFUT, 1999) envolve um procedimento matemático que transforma um número de vetores correlacionados (possíveis) dentro de um número de autovetores não correlacionados (também chamados de componente principal).

6 PROJETO SÍSMICO NA BACIA BARINAS APURE

6.1 Geologia do campo

A área de estudo está localizada no Campo de Borburata dentro da Bacia Barinas-Apure, a qual vai até o sudeste dos Andes, sudoeste da Venezuela (Figura 25).

A maioria dos campos produtores da Venezuela vem de arenitos. Todavia, alguns produzem em rochas carbonáticas. Os principais reservatórios clásticos incluem as formações Escandalosa e Burguita (Cretáceo), o Grupo Orocué (Paleoceno), o Mirador-Guafita (membro Arauca) (Eoceno-Oligoceno).

Os reservatórios carbonáticos mais relevantes são calcários com porosidade secundária no membro Guayacán e na Formação Escandalosa. Selos regionais são intervalos de folhelho das Formações Burguita (Cretáceo Superior), Paguey (Eoceno) e Guafita (Membro Guardulio). Ambos os reservatórios carbonáticos e os folhelhos selantes são encontrados na Formação Escandalosa. Esses reservatórios serão os focos desse estudo.

A principal rocha geradora está na Formação Navay, formada no Cretáceo Superior. Já o principal reservatório se encontra no Membro "O" da Formação Escandalosa, que é um calcário fraturado, e este é nosso alvo para caracterização de fraturas. A espessura do escandalosa varia de 150 a 450 metros, e está localizado, aproximadamente, a 3000 metros de profundidade. Estas informações encontram-se na *Figura 26*.

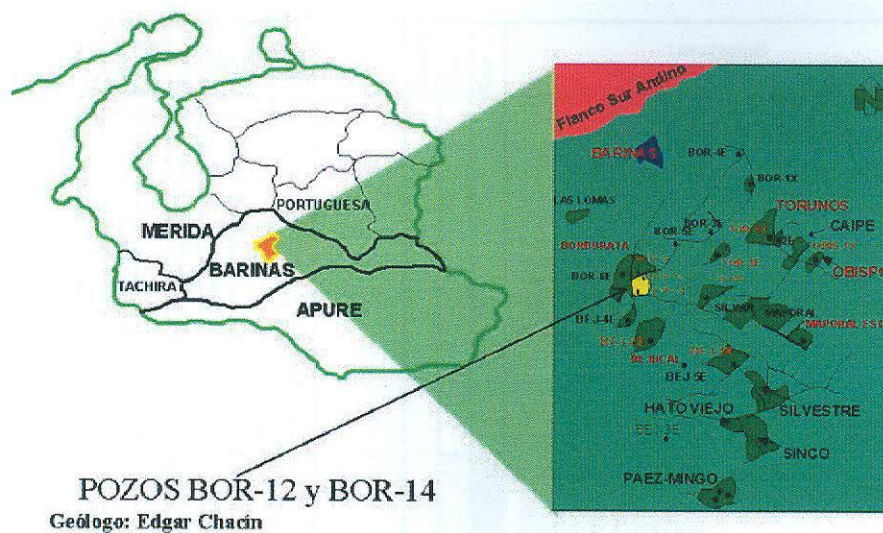


Figura 25 - Localização do Campo de Borburata na Bacia Barinas. FONTE: (www.pdv.com/lexico).

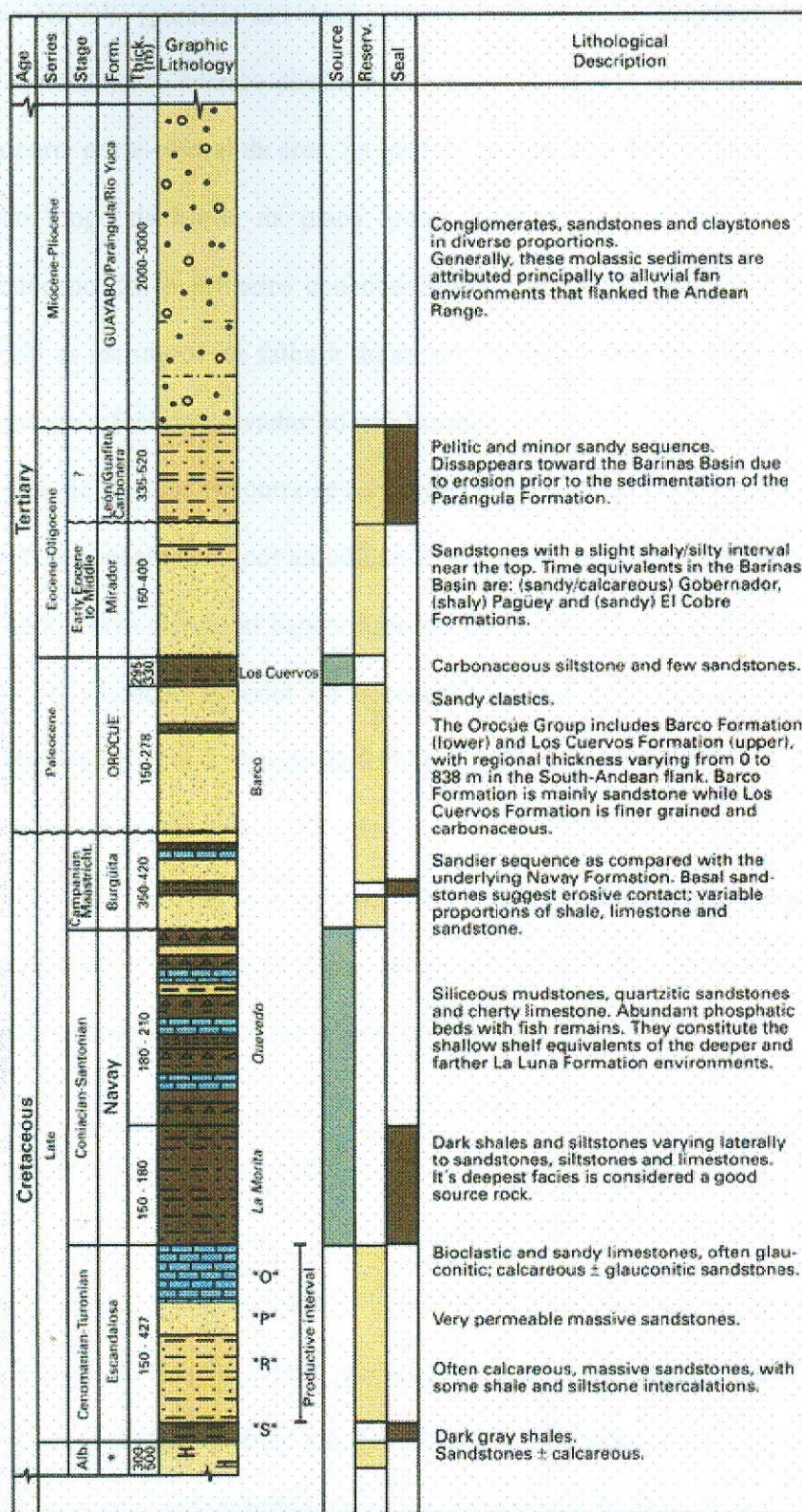


Figura 26 – Coluna Estratigráfica do flanco sul Andino, Bacia Barinas-Apure FONTE: SCHLUMBERGER WELL EVALUATION CONFERENCE, 1997).

Falhas NE-SW (paralela aos Andes) são comuns. Elas se estendem até 40-80 km e mostram um deslocamento reverso direito-deslizante. Além disso, há estruturas de tendência leste-oeste na parte norte-central da área, na qual de acordo com James (2000) são relativos à deformação ao longo da borda da placa norte. As estruturas são ou pre-Oligoceno ou Mioceno-Pleistoceno. Só o primeiro constitui importante trapa para óleo. De acordo com Talukdar (1992) as estruturas de falha e dobra no Campo de Barinas formaram-se no Neo Cretáceo-Paleoceno e foram reativadas no neo Eoceno.

O campo de Barinas encontra-se na porção norte do arco de Mérida e está atribuído tradicionalmente a trapeamentos por anticlinais e por falhas, o último sendo mais importante. As estruturas têm relevo estrutural baixo. Arenitos de alta porosidade e também permeáveis, que pertencem ao Cretáceo superior da Formação Escandalosa, formam os reservatórios. Esses reservatórios apresentam óleo de 22-25⁰API. O range de porosidade vai de 20 – 28% e permeabilidade com range de 200 – 2000mD.

Migração tem ocorrido lateralmente sobre longas distâncias por trapas estruturais e estratigráficas na rampa do antepaís, e verticalmente por dobras e empurrões relatadas em trapas estruturais e estratigráficas na subzona-Andina.

6.2 Falhas e fraturas da área de estudo

Fraturas naturais podem prover importantes caminhos de permeabilidade num reservatório carbonático. Porém, uma predição adequada do caráter e espaçamento das fraturas num reservatório carbonático em potencial é notoriamente difícil, devido à variação de fatores geológicos que podem influenciar a distribuição das fraturas. Esses fatores incluem espessura da camada, grau de dobramento, litologia e posição estrutural.

A Formação Escandalosa é um calcário fraturado, vamos focalizar em fraturas em estratos carbonáticos. Carbonatos, especialmente as dolomitas, são comumente considerados mais fraturados do que rochas clásticas sedimentares (LORENZ, et al. 1997).

O Membro "O" do Cenoniano-Turoniano na Formação Escandalosa é considerado um sistema de tripla porosidade para simulação de reservatório dinâmico, com porosidade intercrystalina (\pm vugs conectados), porosidade com vugs não conectados numa matriz fechada e fraturada (KUPECZ, et al. 2000).

A área coberta pela aquisição sísmica é por volta de 25 km². Os dados sísmicos mostram uma falha reversa dentro de um horizonte-falso de estratos do Eo-Cretáceo e do Eoceno-Oligoceno. A Formação Escandalosa dentro da área de estudo é dobrado e cortado pela falha reversa, no qual iremos detalhar no resultado do processamento sísmico desse estudo. A falha reversa está no lado oeste da área de estudos, e tem uma direção de transporte para oeste. O eixo da dobra tende a leste-oeste, sugerindo que a orientação do esforço principal máximo é horizontal e leste-oeste.

6.3 O levantamento Borburata

O levantamento Borburata é conduzido sobre uma área estruturalmente simples com objetivo de estimar orientação e densidade de fraturas num carbonato de 100m de espessura, com velocidade de 3000m/s, com aproximadamente 3000m de profundidade. A área de cobertura pela aquisição sísmica é por volta de 25 km², em geral, a razão sinal ruído é muito boa.

Na figura 14, está exibida a geometria da aquisição e indicada a localização da fonte pelos triângulos azuis e a localização dos receptores por quadrados vermelhos. A aquisição consiste de:

. 720 geofones fixados com três componentes formando um total de 2160 canais, com todos os canais vivos para cada tiro, 90 geofones por linha de receptor,

- . 13 linhas de tiro,
- . 8 linhas de receptor,
- . 54 m de distância entre tiros,
- . 40 m de distância entre receptores,
- . 400 m de distância entre linhas de tiro,
- . 400 m de distância entre linhas de receptor,
- . Um tamanho de cela de 20 m por 27 m,
- . Fontes explosivas,
- . 2 ms é o intervalo de amostragem, e
- . 8 s o tamanho do registro,

Resultando em três volumes de dados correspondendo as seguintes componentes: vertical (Z), inline (H1) e crossline (H2).

A distribuição de multiplicidade para ondas P para um tamanho de cela de 54 m por 40 m é mostrada na figura 15a. Esta distribuição é homogênea e a área de cobertura de multiplicidade máxima é um quadrado no centro da área, tendo uma multiplicidade máxima de 75-79.

6.4 Processamento sísmico da componente vertical

O processamento da componente vertical foi feito no Seisup, um *software* comercial de processamento sísmico feito pela Geocenter.

A Figura 29 mostra uma família de tiros comuns contendo as linhas de receptor 1 e 2, e parte da linha 3. O tiro é localizado no centro do levantamento e está indicado pelo

triângulo verde na *Figura 27*. O dado tem boa razão sinal/ruído, com os refletores bem definidos e contínuos, mas uma parte do sinal dos refletores é mascarada pelo *ground-roll*. Há duas componentes do *ground-roll*, mostradas na *Figura 29*: uma componente mais rápida com uma velocidade de aproximadamente 500 m/s, e uma mais lenta, com velocidade de aproximadamente 300 m/s. Esta componente mais lenta é interpretada como sendo uma onda aérea. O falseamento provocado pelo *ground-roll* dificulta a aplicação do filtro FK convencional sem prejudicar o sinal.

A frequência dominante do *ground-roll* é de 8 Hz e é bem mais forte que o sinal refletido. O sinal refletido tem frequência dominante de 18 Hz.

Antes de tentar remover o *ground-roll*, há uma edição dos traços, onde alguns traços particularmente ruidosos são retirados. Quando se aplica as correções estáticas (*datum*) e de divergência esférica, tem-se a compensação das mudanças de elevação, espalhamento geométrico e atenuação de profundidade. Uma família de tiros com esses processos aplicados pode ser visto na *Figura 32*.

Para reduzir o falseamento do *ground-roll*, aplica-se, na ordem, um *moveout* linear seguido de um filtro FK e um *moveout* linear inverso, este último para restaurar o registro. A *Figura 33* mostra a família de tiros mostrada na *Figura 32* com um *moveout* linear aplicado de 500 m/s, os eventos horizontais que se observa correspondem a componente de 500 m/s do *ground-roll*.

A componente de 500 m/s não está muito falseada e agora está localizada no domínio FK, o que permite remover com um simples *mute* (*Figura 34*). Depois de um *moveout* linear para restaurar, repete-se o procedimento para o evento mais lento, 300 m/s. A componente de 300 m/s é mais forte e bem menos organizada do que a componente de 500 m/s, com isso torna-se difícil de ser atenuada. Portanto, aplica-se um *mute* interno para minimizar este efeito nas imagens finais. O resultado é mostrado na *Figura 35*.

Para remover componentes de baixa frequência, aplica-se um filtro passa-banda (10,15,40,60), que preserva os conteúdos de frequência dos refletores e atenua as componentes de baixa frequência residual do *ground-roll*.

Em seguida, realiza-se uma análise de velocidade para obter as velocidades de empilhamento, que vão ser usadas para construir um empilhamento bruto. As velocidades de empilhamento são usadas para estimar a estática residual, e como modelo de velocidade para o pré-empilhamento no tempo. A velocidade de empilhamento tem baixíssima variação lateral. A perda de energia na borda dos refletores se deve aos problemas de normalização relatados na multiplicidade (*Figura 28*).

A *Figura 36* mostra uma vista 3D da área de interesse. O evento A indica os refletores regionais mais fortes, no qual é o topo do bloco de argila (Paguey). Já o evento B é a Formação Escandalosa, o último evento de maior amplitude. No caso do evento C, pode-se identificar claramente uma falha reversa.

Como já se sabe que há fraturas neste campo, analisa-se a variação de velocidade com azimute na componente vertical do dado sísmico, isso para ver se estes estão influenciando na anisotropia azimutal das reflexões PP. Os dados são classificados em seis diferentes azimutes, e aplica-se o mesmo *NMO* para todos os seis. O cubo de velocidade simples foi capaz de horizontalizar perfeitamente os refletores de cada azimute. O ganho de informação é que o efeito da anisotropia azimutal nas reflexões PP não altera significativamente o dado, sendo assim, as reflexões PP podem ser negligenciados.

Também se fez a migração pós-empilhamento, o resultado obtido são imagens que tem resolução bem próxima da migração pré-empilhamento. Já que, não há variação azimutal de velocidade e a complexidade estrutural é pequena, este resultado é o esperado.

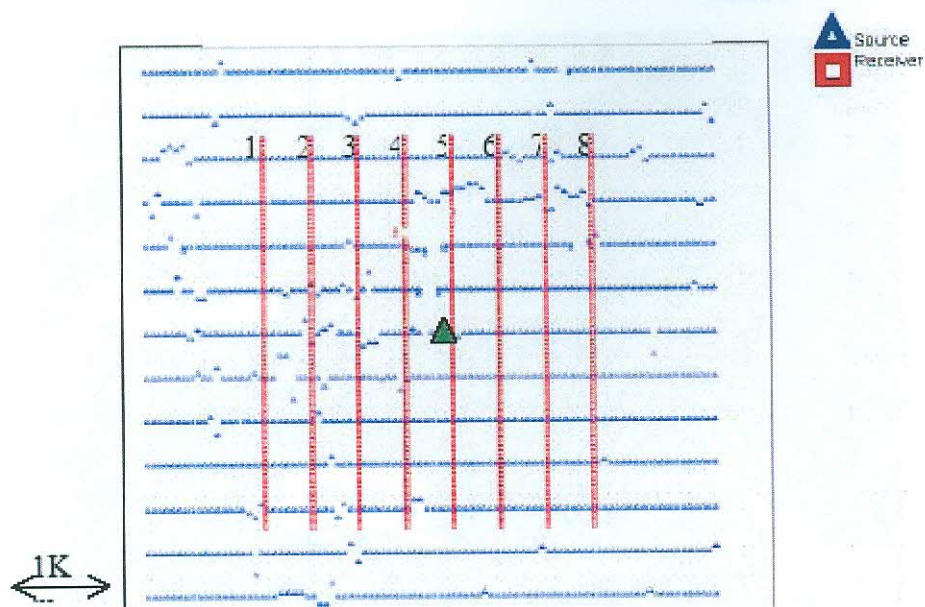


Figura 27 - Geometria de aquisição sobre o campo de Borburata. Quadrados vermelhos indicam as posições dos receptores e os triângulos azuis indicam a posição das fontes.

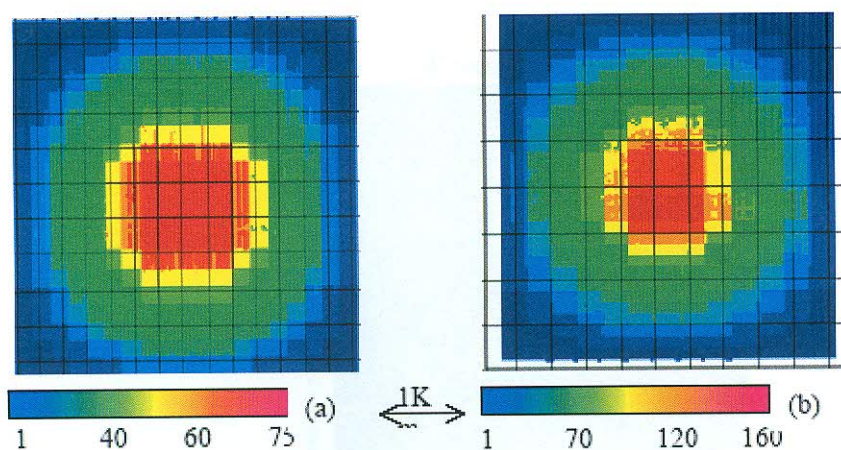


Figura 28 - Mapa de distribuição da multiplicidade para (a) reflexões PP e (b) reflexões PS. Tamanho da cela para ondas PP é 54 m por 40 m. Tamanho da cela para ondas PS é 36 m por 27 m.

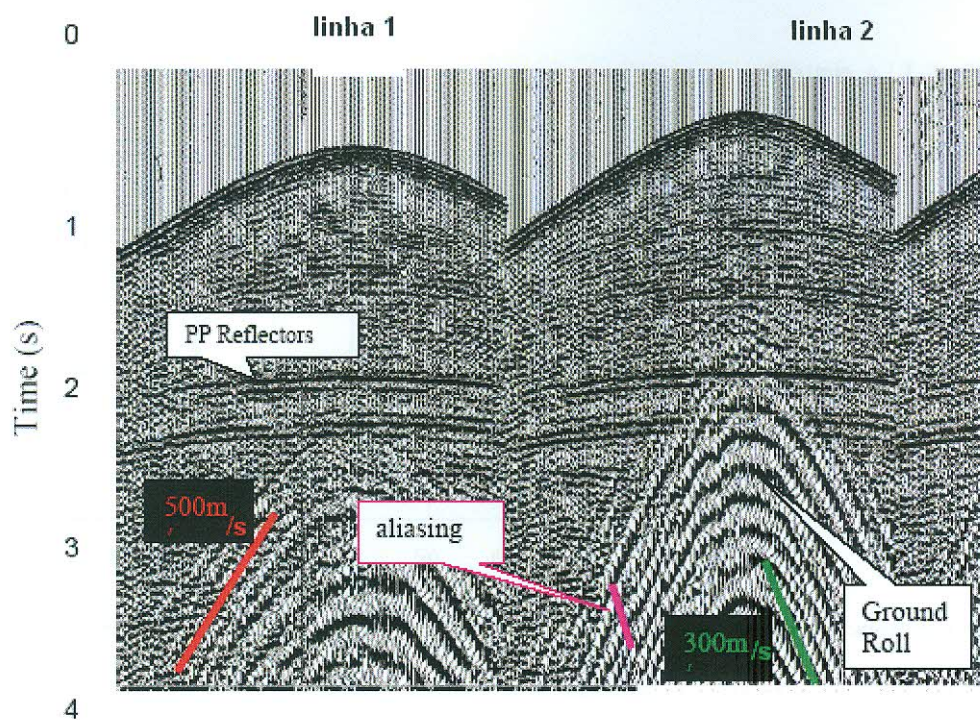


Figura 29 – Família de tiro comum, sem nenhuma correção, mostrando os problemas encontrados.

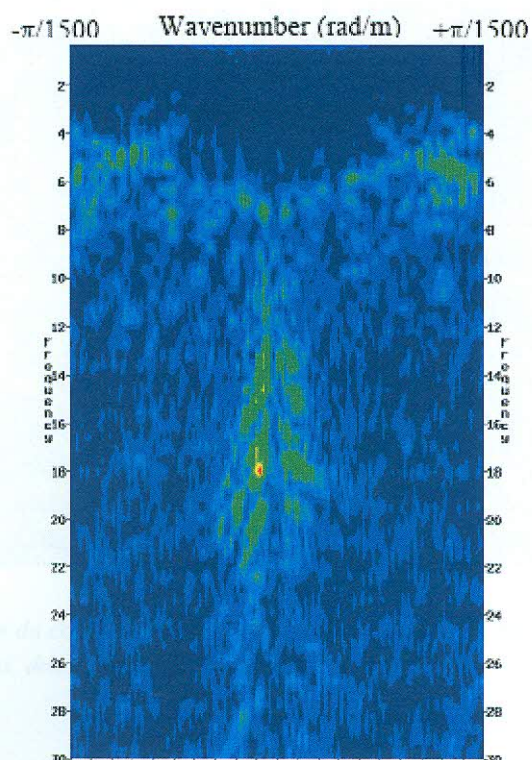


Figura 30 - Espectro FK da componente vertical da linha de receptores 4 mostrado na Figura 29.

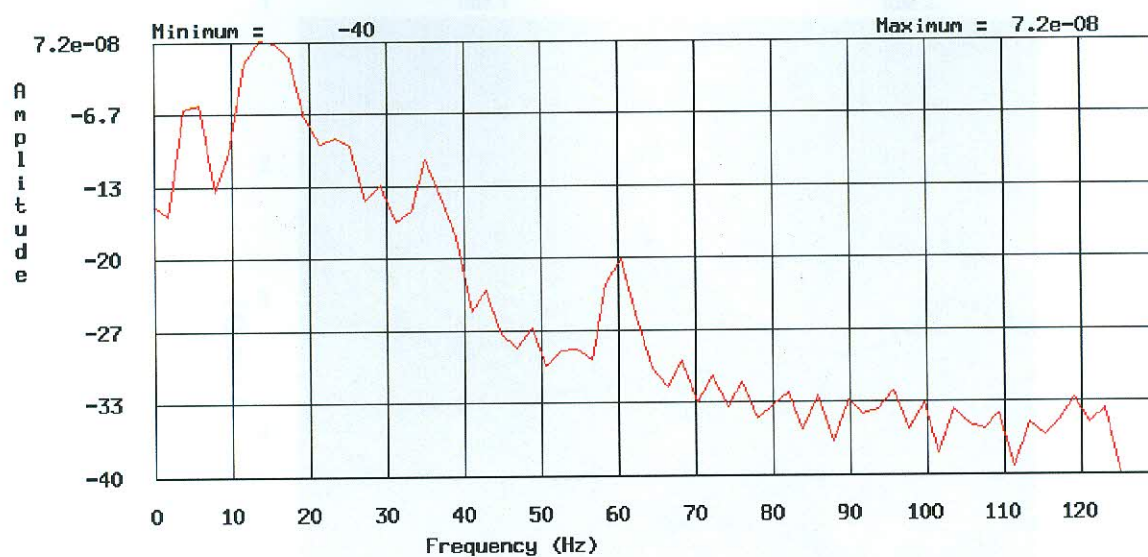


Figura 31 - Espectro de amplitude média da componente vertical da linha de receptores 4 mostrado na Figura 29.

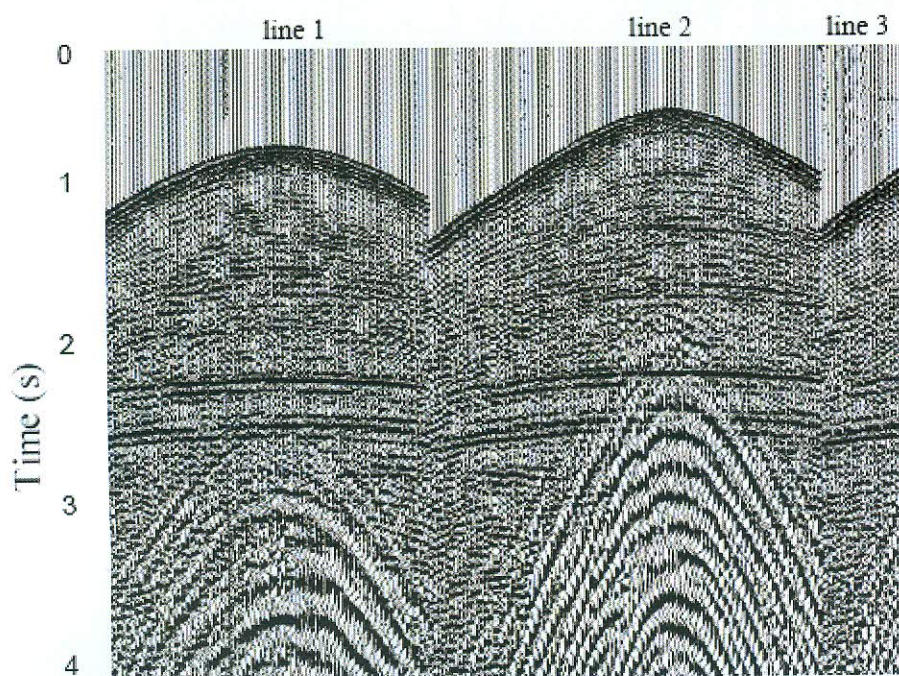


Figura 32 - Família de tiro comum da componente vertical depois da estática do datum, reamostrado para 4 ms, divergência esférica e edição de traços.

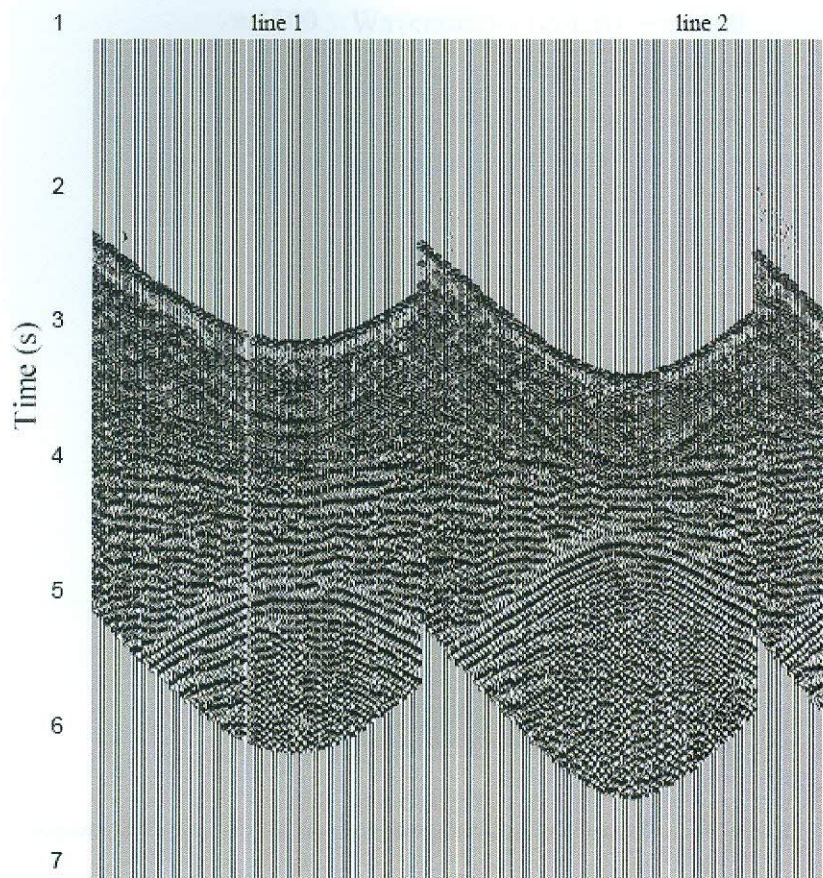


Figura 33 – A Figura 32 corrigida de moveout linear.

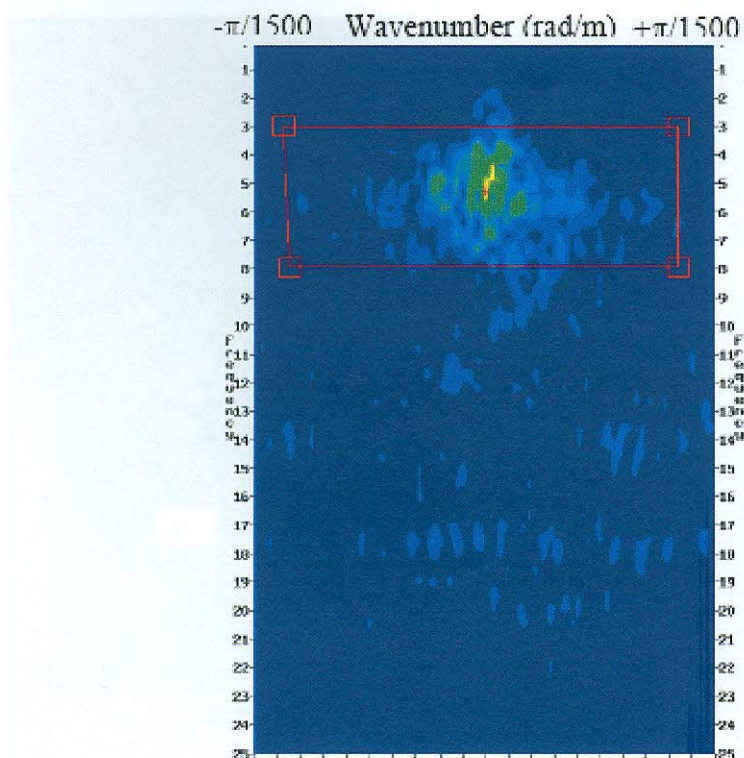


Figura 34 - Espectro FK do dado horizontalizado mostrado na Figura 33.

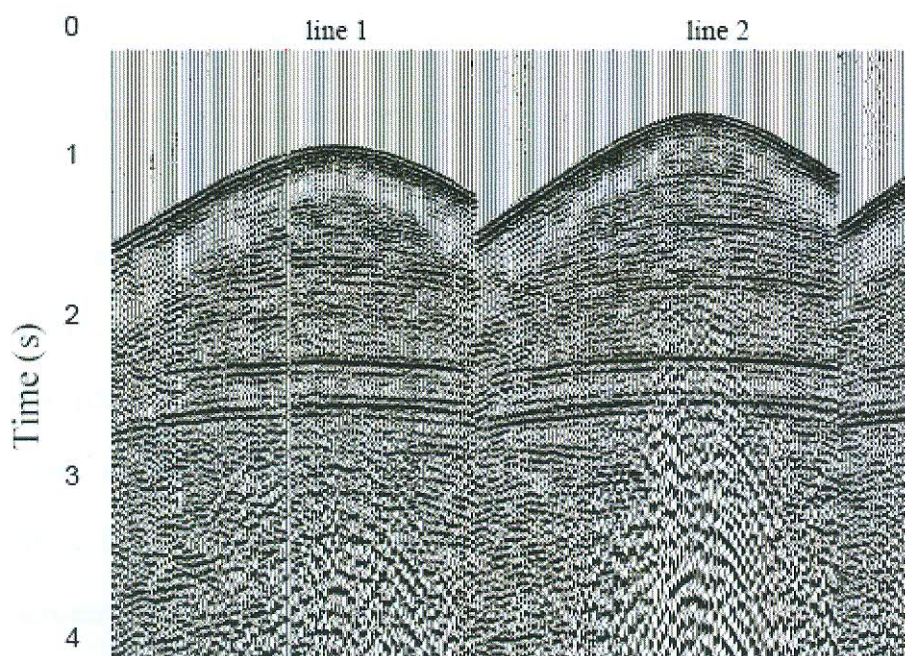


Figura 35 - Família de tiro comum da componente vertical mostrado na Figura 32 depois de ter removido as duas componentes do ground-roll, de 500 m/s e 300 m/s.

está no domínio do ponto imagem. Já que nossos dados são estruturalmente simples, pode-se usar seguramente o conceito de componente radial e transversal.

Após os dados de reflexão PS serem classificados dentro de famílias de CCP (ponto conversor comum), usa-se um celamento assintótico, isso porque a área é estruturalmente simples e o alvo de interesse está bem profundo. Esta aproximação é válida para profundidades de offsets máximos.

Se a cela é definida com um tamanho de 27m por 20m, que consiste na metade da separação das linhas de tiro (54m) e receptor (40m), que foi usada para componente vertical dos dados PP, o processo de celagem CCP produz uma imagem com todas as quarentas linhas e o empilhamento tem baixa multiplicidade. Portanto, se assumir uma razão V_p/V_s igual a 2, redefine o tamanho da cela CCP para ser 2/3 dos 54 m por 40 m da distância de aquisição, para obter assim, um tamanho de cela de 36 m por 27 m, que resulta num mapa de multiplicidade. Embora, o novo grid seja menor e mais grosseiramente espaçado que o grid da componente vertical, a multiplicidade é bem parecida. Esse novo grid será usado para computar a estática consistente com a superfície residual.

Técnicas de remoção de ground-roll convencionais são incapazes de remover o ruído coerente sem alterações na amplitude dos refletores das componentes horizontais das ondas C (ondas convertidas). Preferivelmente, para o caso de Borburata, modelando o ground-roll e então o subtraindo dos dados principais tem-se uma melhor preservação do sinal de ondas C. Modelo-direcionado de filtragem aumenta o imageamento dos refletores profundos sem significativa alteração nas suas amplitudes, portanto facilitando análises de velocidade e melhorando o resultado empilhado.

Como se pode notar, a partir das figuras 37 e 38, a qualidade dos dados da componente horizontal não é tão alta como do conjunto de dados da componente vertical. As três linhas da família de tiro comum mostram um ground-roll muito forte, que mascara quase

todos os refletores que chegam atrasados. Como nos dados da componente vertical, o ground-roll tem duas componentes, uma de velocidade de 500 m/s e outra de 300m/s. A continuidade dos refletores é boa entre 3,0 e 4,0 s. A frequência dominante nessa janela é por volta de 15 Hz (*Figura 39*). A frequência do ground-roll é bem mais próxima da frequência do sinal (*Figura 40*). Assim, quando analisa o espectro FK (*Figura 39*) é difícil designar um filtro para remover o ruído sem danificar o sinal.

Assim a filtragem FK não é apropriada, então se estima um filtro de mediana e outro modelo-direcionado para aproximar os dados. Para se tratar o ground-roll através de moveout, primeiro horizontaliza-se o ground-roll para cada componente de velocidade (500 e 300 m/s), para depois aplicar o filtro mediana sobre as não horizontalizadas e então subtrai o resultado do dado original. Este procedimento é comumente usado no processamento VSP (perfil sísmico vertical), para separar os eventos descendentes dos ascendentes. Embora o filtro mediana tenha melhorado a razão sinal/ruído, encontramos a imediata correlação-baseada no fluxo de trabalho para ser particularmente efetiva a supressão do ground-roll:

1. Designar e aplicar mutes externos e internos que restringem o ruído coerente no ground-roll (o mute interno é aplicado porque não há ruído coerente na parte interna do cone de ground-roll).
2. Horizontalizar o ground-roll, aplicando uma correção moveout linear para certa velocidade, baseado na distância fonte-receptor 3D. Após a correção de moveout, a componente do ground-roll que viaja radialmente não está mais falseada, enquanto que o sinal da onda C é falseado e pode aparecer incoerência.
3. Realizar aumento na variação temporal do sinal pela retirada do sinal coerente, isso através da direção de mergulho dominante, e então somar o sinal com o traço original. A direção de mergulho dominante é medida achando a coerência máxima através de um conjunto de mergulhos dos traços vizinhos, isso para cada amostra. Se a coerência máxima é

menor que o nível mínimo especificado pelo usuário, nenhum sinal será retirado. Depois da retirada do sinal, a coerência é medida entre o sinal e o traço original de cada amostra. A coerência é, então usada para calcular um peso para recorrer o traço do sinal antes somado com o traço original. Deste modo, o sinal é modelado e a correção moveout retirada.

4. Subtrair o ruído coerente modelado do dado.

Aplica-se este método para o dado bruto, obtém-se assim o resultado mostrado na *Figura 41*. A largura da amplitude e a alta coerência do ground-roll são reduzidas, isso para se poder observar mais refletores contínuos que estavam previamente mascarados. Com o ruído coerente suprimido, aplica-se um ganho consistente superficial e uma deconvolução consistente superficial, em ordem, para incrementar o conteúdo de frequência do refletor (*Figura 42*). O sinal do refletor aumenta comparado com o ground-roll residual.

Finalmente, para remover as baixas frequências do ground-roll e as mais altas frequências introduzidas pela deconvolução, aplica-se um filtro passa-banda (5, 10, 30 e 40 Hz). Neste ponto quase todo o ruído coerente está eliminado. A componente restante do ruído incoerente interpreta-se como sendo o ground-roll retro espalhado, que não ajustou no modelo de propagação radial.

Assim, a componente restante do ground-roll é ruído incoerente, isto não impactará significativamente na análise de velocidade ou na resolução de empilhamento. Além disso, as reflexões PS têm baixas amplitudes para ângulos de incidência aproximadamente vertical. Aplica-se a priori um mute interno para a migração no tempo e na ordem para evitar o ruído coerente que restou na parte interna do cone de ground-roll.

A solução estática para ondas convertidas é parcialmente esclarecida, devido à solução estática da fonte para a componente vertical das reflexões PP ser a mesma para as reflexões PS. O problema é encontrar uma solução para a estática do receptor. Quando aplica-se a estática residual, obtém-se da componente vertical para a componente radial, com isso

identifica-se uma pseudo-elevação nos refletores, isso devido à estática dos receptores (*Figura 43*). Para resolver esse problema faz-se:

1. Computar o deslocamento estático relativo correlacionando o traço corrente com um número de traços dentro de um conjunto de coordenadas e offsets na componente radial com a estática P aplicada. O pico da correlação cruzada define o deslocamento estático relativo.

2. Aplicar estática, usando a estática da fonte obtida da componente vertical e a estática do receptor obtida no método mencionado acima. O resultado dessa estratégia é mostrado na *Figura 44*.

Agora, deve-se realizar análise de velocidade para gerar um empilhamento bruto (*Figura 45*). Essa imagem é muito similar com o resultado da componente vertical. Nota-se que a presença de uma falha reversa, indicada pelas setas, assim como os refletores fortes A e B correlacionam com os observados no empilhamento da componente vertical, mostradas na *Figura 43*. Para o empilhamento bruto, aplica-se o mesmo fluxo de processamento da componente transversal, o resultado está na *Figura 46*. O primeiro refletor forte corresponde ao topo de uma formação densa de folhelho, os refletores seguintes correspondem aos reservatórios carbonáticos de interesse. Observa-se forte energia em ambas as componentes, radial e transversal, que quando interpretados no contexto de refletores planos, sugerem a presença de anisotropia na área.

As componentes horizontais não mostram uma forte variação da velocidade lateral, isso devido à estrutura e a geologia simples da área. Além disso, como observado na componente vertical, a migração pré-empilhamento provê uma imagem de qualidade comparável com a que obtivemos com a migração pós-empilhamento, isso para os dados de Borburata. Portanto, seguindo Harrison (1992), migra-se o dado usando migração no tempo

pós-empilhamento, onde estimamos a velocidade de migração PS do zero offset do caminho geométrico do raio PS. A velocidade de migração de Harrison (1992) é dada por:

$$V_{\text{mig}} = 2 \sqrt{\frac{\left(\sum_{i=1}^n \frac{\alpha_i^2 \beta_i}{\alpha_i + \beta_i} \tau_i \right) \left(\sum_{i=1}^n \frac{\alpha_i \beta_i^2}{\alpha_i + \beta_i} \tau_i \right)}{t_0 \sum_{i=1}^n \alpha_i \beta_i \tau_i}} \quad (23)$$

onde α_i e β_i são as velocidades P e S para as camadas i , τ_i é o tempo de viagem vertical através das i -ésimas camadas e t_0 é o tempo de viagem total.

A equação 23 é usada para estimar a velocidade de migração usando velocidade compressional intervalar, ela é estimada do conjunto de dados da componente vertical, e a velocidade intervalar cisalhante calculada da componente radial usando a fórmula de Dix para ondas convertidas:

$$\beta_{i+1} = \frac{V_{i+1}^2 T_{i+1} - V_i^2 T_i}{\alpha_{i+1} (T_{i+1} - T_i)} \quad (24)$$

onde V_i é a velocidade RMS PS obtida pelas velocidades de empilhamento da componente radial, e T_i é a somatória de τ_i superior até as i -ésimas camadas. A velocidade de migração pode ser então usada numa migração pós-empilhamento convencional para ondas P, estabelecendo boas imagens com software convencional.

Um exemplo de migração pós-empilhamento na componente radial está na *Figura 47*. Na *Figura 47*, pode-se observar a boa continuidade dos refletores de interesse, a presença de falha reversa e localização apropriada dos refletores no tempo PS.

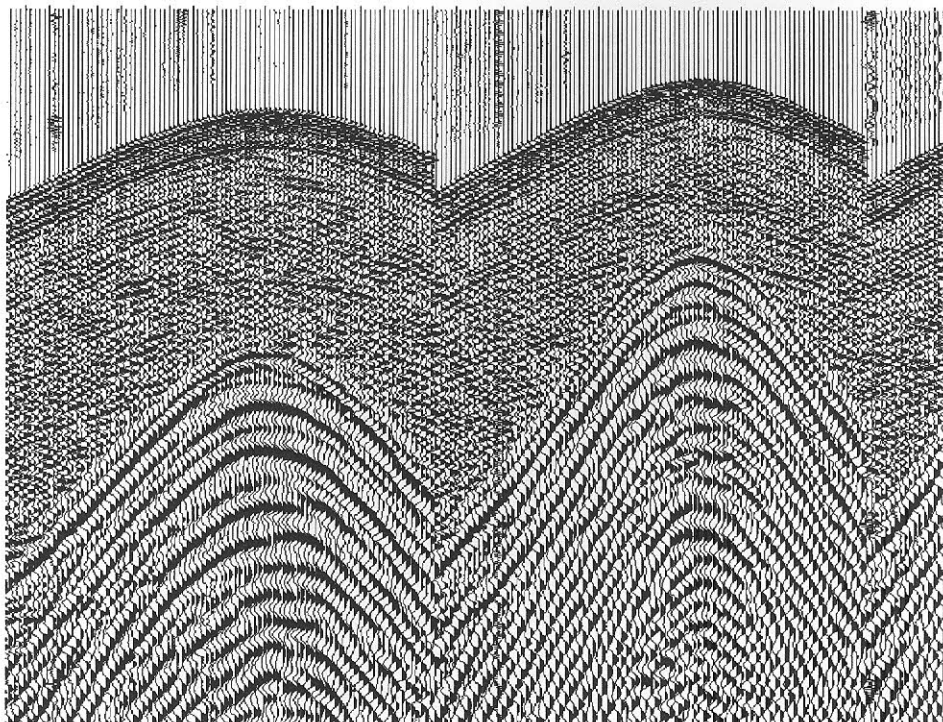


Figura 37 - Dado cru, apenas com correção de polaridade, das componentes H1, correspondendo à localização do tiro verde da figura 15, e corresponde à componente vertical mostrado na figura 4.6. Note que o cone de ruído ground-roll tem certa coerência.

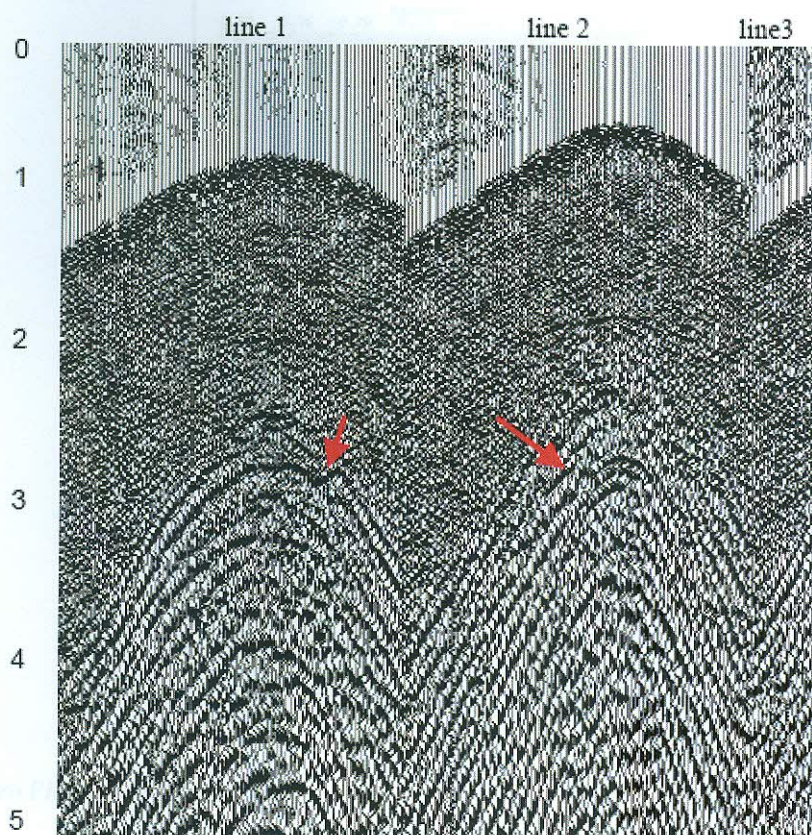


Figura 38 - Dados crus, apenas com correção de polaridade, das componentes H2, correspondendo à localização do tiro verde da figura 15 e corresponde à componente vertical mostrado na figura 19. Note que o cone de ground-roll tem baixa coerência.

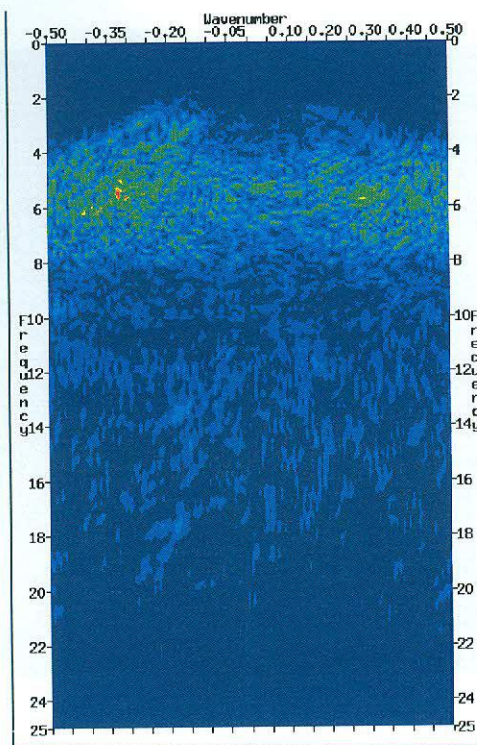


Figura 39 - Espectro FK da componente radial do dado sísmico medido na linha de receptor 4, mostrado na figura 24.

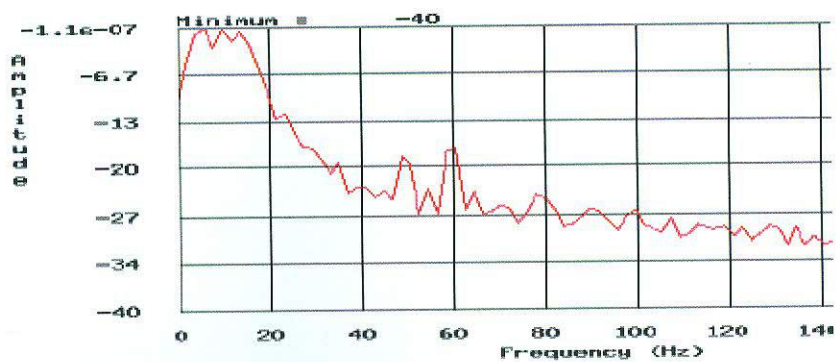


Figura 40 - Espectro de amplitude, da componente radial do dado sísmico.

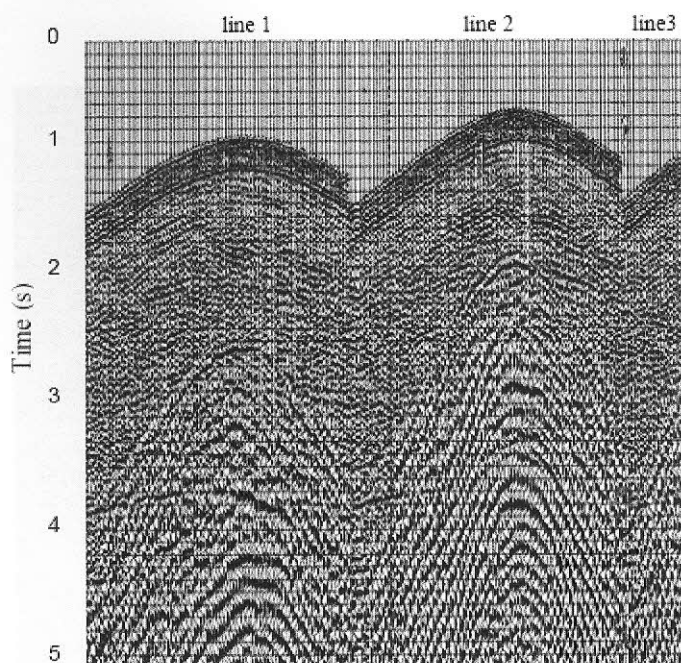


Figura 41 - Componente radial da família de tiros mostrado na Figura 37 depois de subtrair o ground-roll modelado.

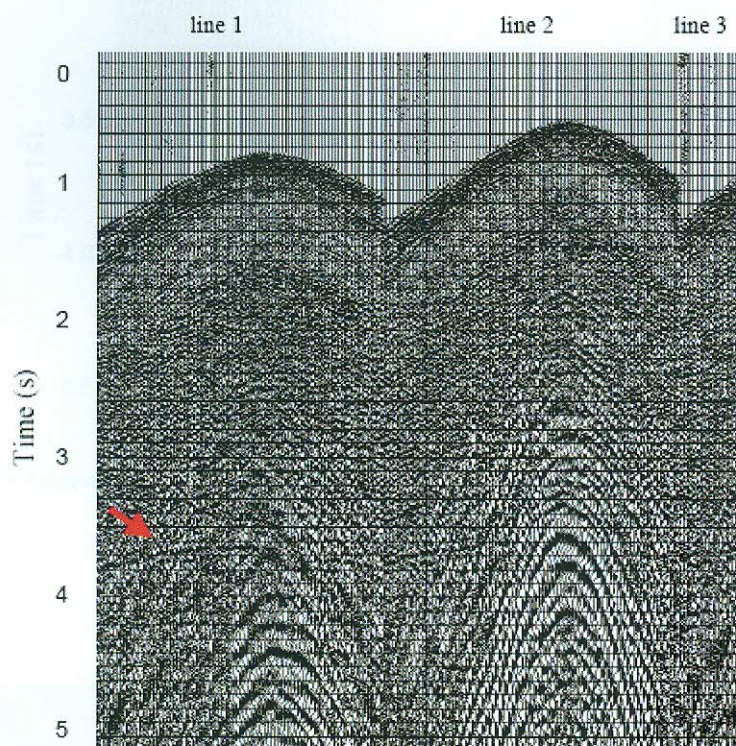


Figura 42 - Família de tiro mostrado na figura 28 depois de aplicado ganho consistente superficial, deconvolução consistente superficial, estática do datum. A flecha vermelha indica a presença de refletores.

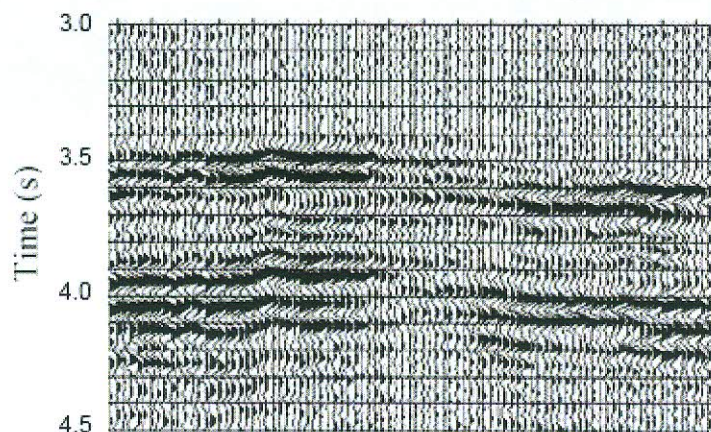


Figura 43 - Empilhamento do receptor depois de aplicado a estática residual estimada para o imageamento do refletor PP usando a componente vertical.

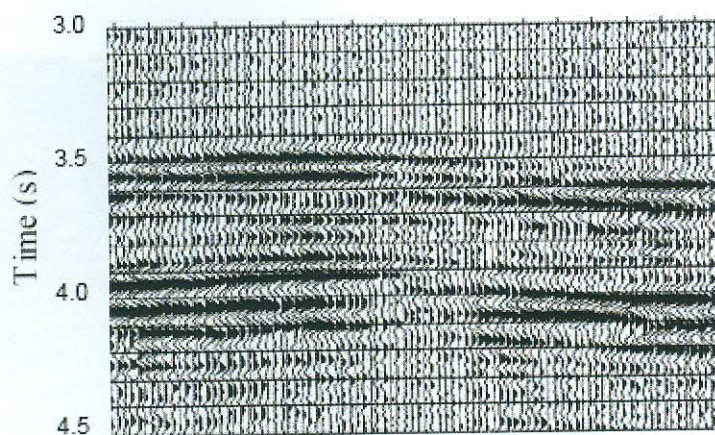


Figura 44 - Empilhamento do receptor após aplicação da correção estática do receptor da componente horizontal para o dado da Figura 45.

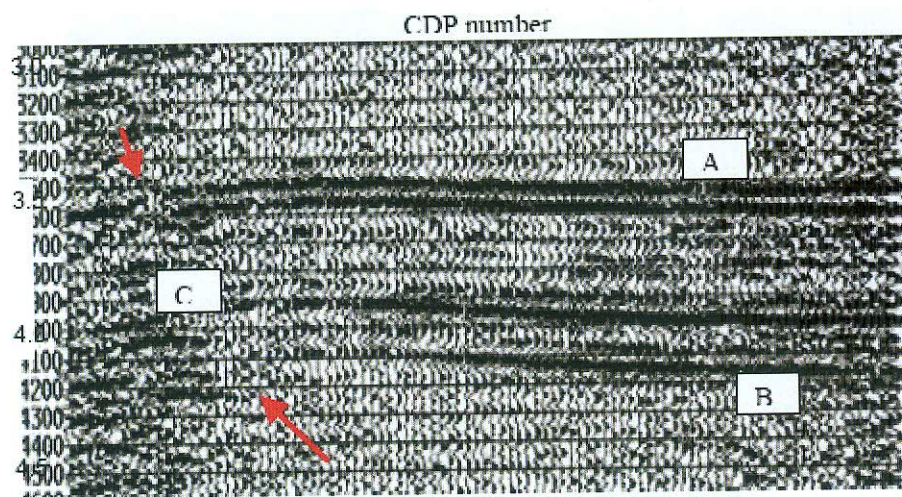


Figura 45 - Empilhamento bruto da componente radial. As flechas indicam a mesma falha reversa C, enquanto A e B, indicam os mesmos refletores visto na PP.

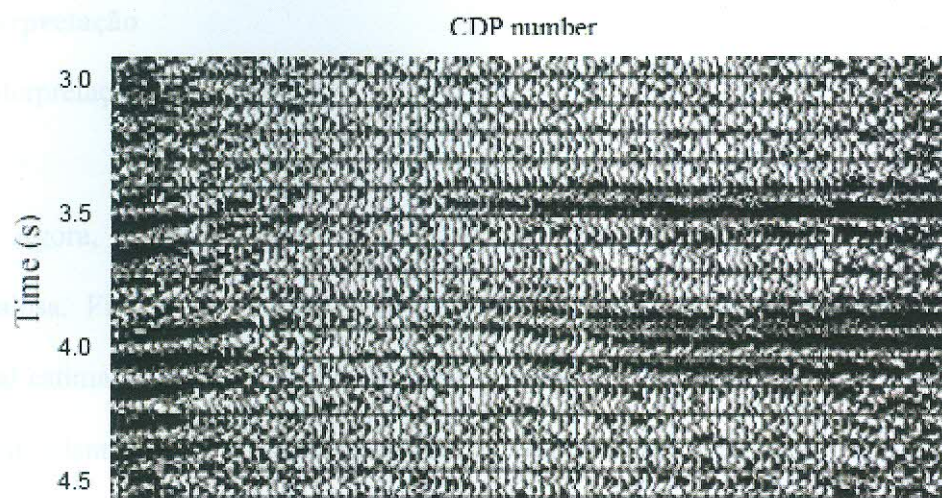


Figura 46 - Empilhamento bruto da componente vertical.

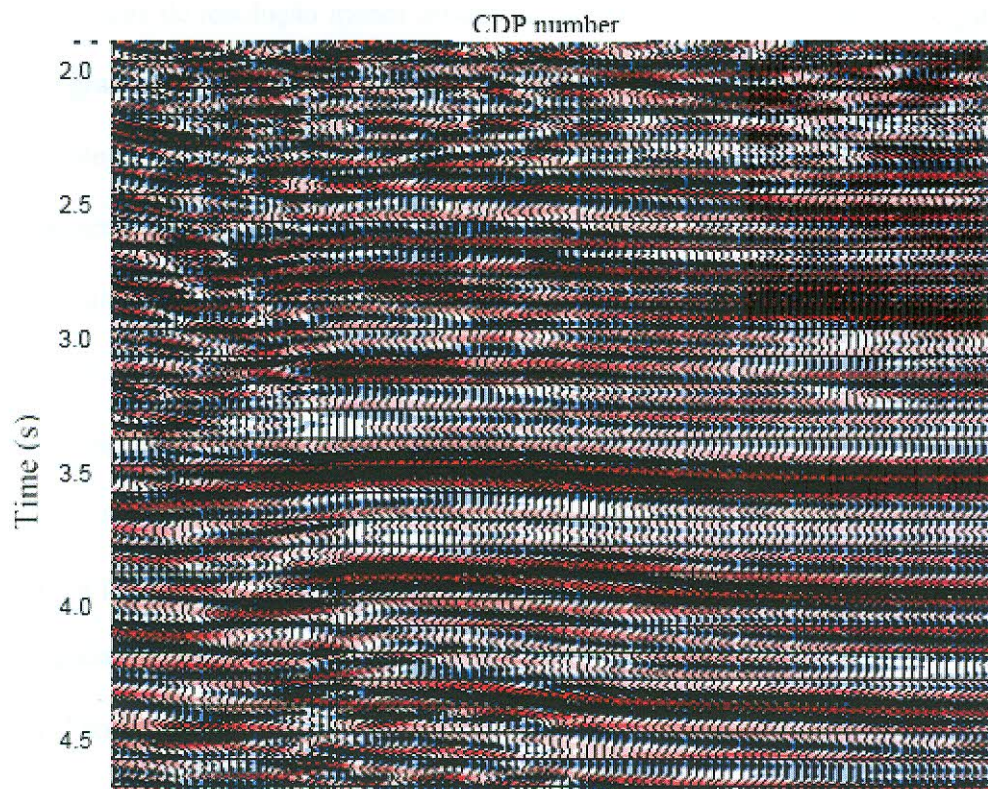


Figura 47 - Amostra da migração pós-empilhamento da componente radial contendo todos os azimutes e offsets.

6.6 Interpretação dos dados PS e compacidade

6.6.1 Interpretação dos dados PP

Depois de aqui, a análise fica para o leitor.

Agora, calculam-se atributos geométricos e os extraímos no topo da Formação Escandalosa. Figura 48a mostra uma fatia horizontal do cubo coerente da componente principal estimados do volume PP. A falha principal NS, indicada pelas flechas azuis, está facilmente identificada e mostra um alargamento dentro do conjunto de falhas paralelas para o norte. Identificam-se outros sistemas de falhas, que é NE-SW, indicado pelas flechas verdes. Figura 48b mostra a coerência semelhante para a mesma fatia no tempo. Os padrões são similares, mas de resolução menor do que as mostradas na figura 48a. Nas figuras 48c e d, têm-se o gradiente norte e leste da componente principal do autovetor, e observa-se que o gradiente leste do autovetor eleva as fraturas NS e mostra um display complementar dos eventos incoerentes observados no volume de coerência semelhante e de componente principal. Aqui, isto é possível para identificar algum alinhamento SE-NW, esse alinhamento forma um sistema conjugado com o alinhamento NE-SW, identificado anteriormente. Tem alguns alinhamentos claros, orientados na direção NS associado com pegadas de aquisição. Já a figura 48d, o gradiente norte do autovetor realça a resolução lateral de feições na direção EW, mostra a presença de falhas correndo paralela às falhas principais NS. Os alinhamentos EW são pegadas de aquisição.

A *Figura 49* mostra um mapa estrutural no tempo do horizonte da Escandalosa, gerado anteriormente pela PDVSA-Intevep de um largo levantamento convencional PP. A cor azul indica estrutura rasa e a vermelha estrutura profunda. A falha reversa NS e a tendência NE-SW está claramente indicada em ambos os mapas, o de estruturas no tempo e o volume de atributos. Portanto, o alinhamento que corre paralelo ao principal sistema de falha não foi mapeado no mapa de estruturas no tempo (*Figura 48*).

6.6.2 Interpretação dos dados PS e comparação com os PP

Repete-se aqui, a análise feita para componente vertical de ondas PP do volume de reflexão para a componente radial PS do volume de reflexão. Inicia-se com um cubo contendo todos os azimutes e offsets. Mais tarde, limita-se para offsets distantes e uma série de azimutes. Na *Figura 49*, tem-se um horizonte retirado da Formação Escandalosa dos mesmos atributos mostrados na *Figura 47*, gerado da componente radial do volume de dados PS com azimutes e offsets cheios. Quando se compara a *Figura 49* com a *Figura 47*, observa-se nas reflexões PS falhas paralelas no final da parte sul da falha principal NS que não aparecia nas reflexões PP.

Como se viu no dado PP, no dado PS também se observa que o gradiente do atributo autovetor (figuras 49 c e d) tem mais imagens detalhadas das feições do que nos atributos coerentes. A razão para isso é mais geológica do que matemática, a variação lateral na refletividade concede uma aumento para mudanças sutis na amplitude, mas menores para mudanças na forma da onda.

Em geral os atributos PS exibem maior resolução lateral do que atributos PP, como a tendência NE-SW que no dado PP não é iluminada. A razão para esta diferença pode ser outra diferença na refletividade das ondas P e S, ou no ângulo de iluminação. Também, nota-se que o resultado obtido com a componente radial pode ser menos susceptíveis a pegada de aquisição. Finalmente, nota-se a presença de um alinhamento NS no meio da extração de atributos coerentes (CMP 60) que não está presente no dado PP.

Embora, em geral, ondas cisalhantes são atenuadas mais rapidamente do que ondas P, para Borburata, a frequência mais alta do dado PS é comparável com as PP. Sendo a velocidade da onda S, grosseiramente, metade dos dados da onda P, pode-se concluir que o

volume PS tem maior resolução vertical do que o volume correspondente da PP, isso permite observar mais detalhes.

Uma diferença na largura da faixa é outra possível causa para ondas convertidas terem melhor resolução vertical do que as ondas compressoriais. *Figura 50a* mostra uma janela de tempo extraída da componente vertical antes do processamento. Esse espectro de frequência está na *Figura 50b*. Na mesma linha de receptor, seleciona-se uma janela de tempo para a componente radial (*Figura 50c*). O espectro de frequência para esse caso está na *Figura 50d*. Quando analisando o espectro de frequência, a largura da faixa para a componente vertical é aproximadamente 1,1 oitavas e a largura da faixa para a componente radial é 1,8 oitavas. Daí a largura da faixa de frequência, e portanto a resolução lateral, é maior para ondas convertidas do que para ondas PP. *Figura 49* foi gerada para um volume PS contendo todos os azimutes e offsets. Pode-se também, avaliar atributos geométricos em volumes restritos azimutalmente.

As *figuras 51, 52 e 53* mostram atributos correspondentes aos mostrados na *Figura 49*. Todas as três figuras têm azimutes limitados entre 15° e -15° medidos a partir do norte. *Figura 51* corresponde a um volume de dados contendo tantos os offsets longos positivos quanto os negativos. Já as *figuras 52 e 53* correspondem aos volumes de dados contendo somente offsets longos positivos e offsets longos negativo, respectivamente. A fatia que contém os positivos terá melhor cobertura na área norte do mapa, já as com os offsets negativos tem melhor cobertura na área sul. Assim, as feições verticais para o norte da *Figura 53* devem ser interpretadas como artefatos devido à baixa multiplicidade. Por isso tratamos a imagem com offset positivo, a qual mostra as falhas paralelas na parte norte da *Figura 52c*. Não há mais informações para confirmar esse resultado, mas isso pode ser interpretado como a existência prévia de uma falha NS que depois da elevação dos Andes, produziu uma tendência NE-SW, paralela aos Andes, quebrando a continuidade da falha NS, gerando um

conjunto de falhas paralelas, que podem ser vistas na parte norte dos mapas. Vale observar que a falha EW localizada do lado leste da falha principal NS pode ser vista no dado de offset positivo (*Figura 52a*), no qual outras feições podem ser vistas no dado de offset negativo (*Figura 53a*).

Como um fluxo de trabalho PS, recomenda-se restringir o dado para diferentes azimutes e para offsets tanto positivo quanto negativo.

6.7 Conclusão

Atributos geométricos, como coerência e volumes de azimutes e offsets restritos, podem ser aplicados, isso para elevar a aparência de feições geológicas. Já, com análises separadas de offsets positivos e negativos, produziram-se imagens coerentes mais detalhadas. A explicação simplesmente é que o caminho de viagem é assimétrico, com isso a susceptibilidade aos erros na velocidade e em consequência uma degradação às imagens resultantes é maior. Apesar do tamanho da cela não ser boa, reflexões PS dão melhor resolução lateral nas imagens coerentes em comparação com reflexões PP. A razão para isso é a largura da faixa para ondas PS ser extensa, junto com a baixa velocidade S e pequeno comprimento de onda para algumas frequências dadas. Interpreta-se o conjunto de falhas de orientação NE observada na coerência PS, no final norte da falha principal NS, como consequência do esforço compressional associado com a subida dos Andes.

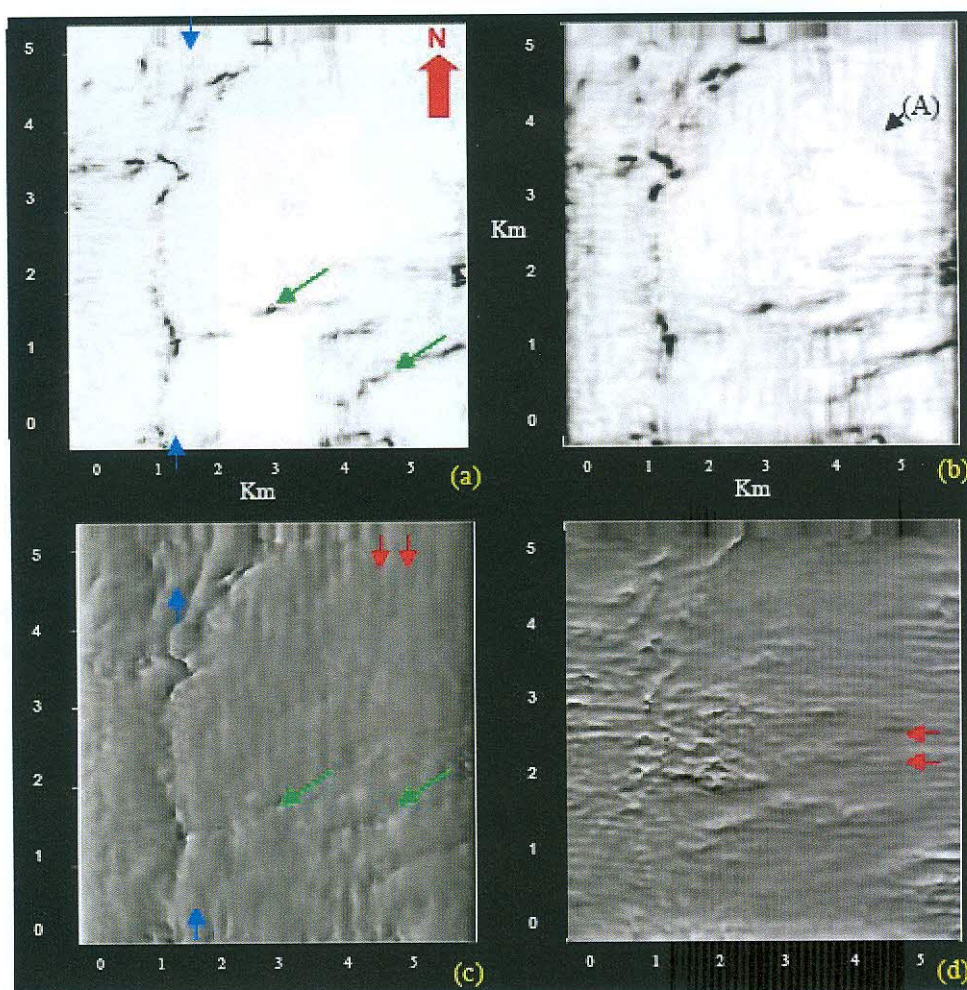


Figura 48 - Fatias horizontais de diferentes atributos na Escandalosa para o volume de dados PP (componente vertical): (a) Componente Principal Coerente; (b) Semelhança Coerente; (c) gradiente Leste da componente principal do autovetor; (d) gradiente Norte da componente principal do autovetor. Flechas vermelhas indicam pegadas de aquisição. Flechas azuis indicam a falha reversa mostrada na Figura 36.

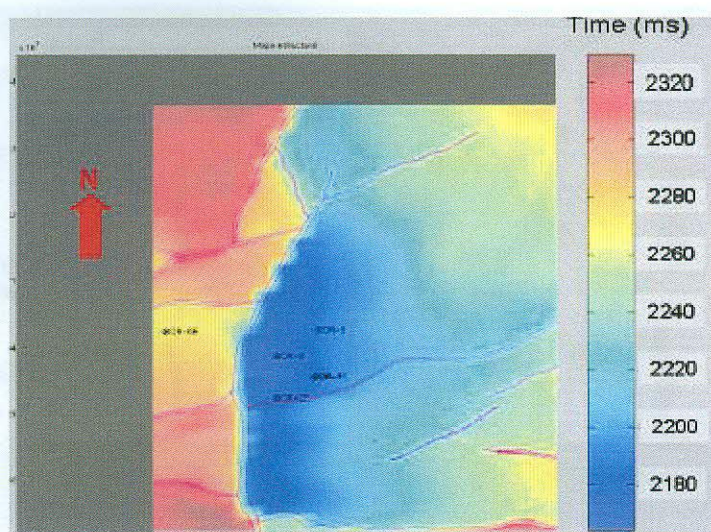


Figura 49 - Mapa estrutural no tempo do topo da Formação Escandalosa, mostrando uma interpretação do sistema de falhas feito pela PDVSA-Intevep de um levantamento largo e convencional 3D.

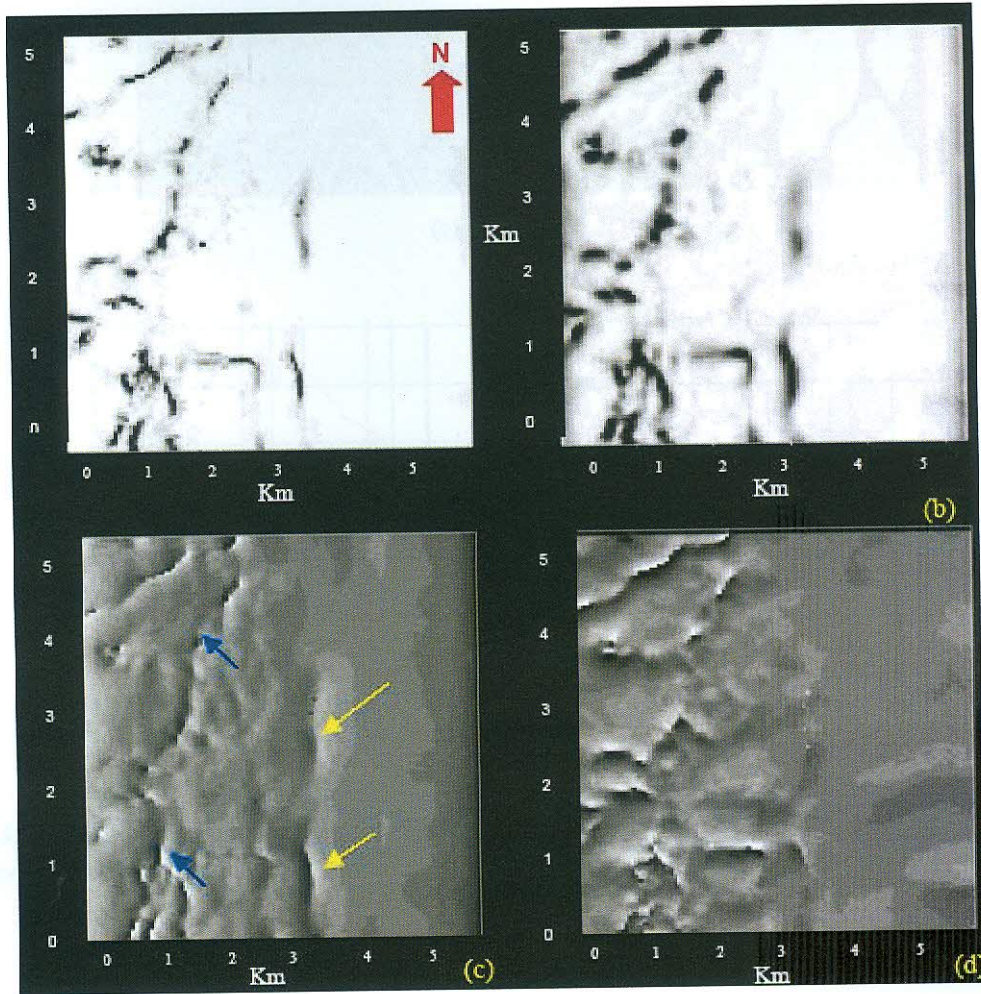


Figura 50 - Fatias horizontais de diferentes atributos na Escandalosa calculados para todos os azimutes e offsets do volume de dados PS (componente radial): (a) Componente Principal Coerente; (b) Semelhança Coerente; (c) gradiente Leste da componente principal do autovetor; (d) gradiente Norte da componente principal do autovetor. Flechas vermelhas indicam pegadas de aquisição. Flechas azuis indicam a falha reversa mostrada na Figura 35.

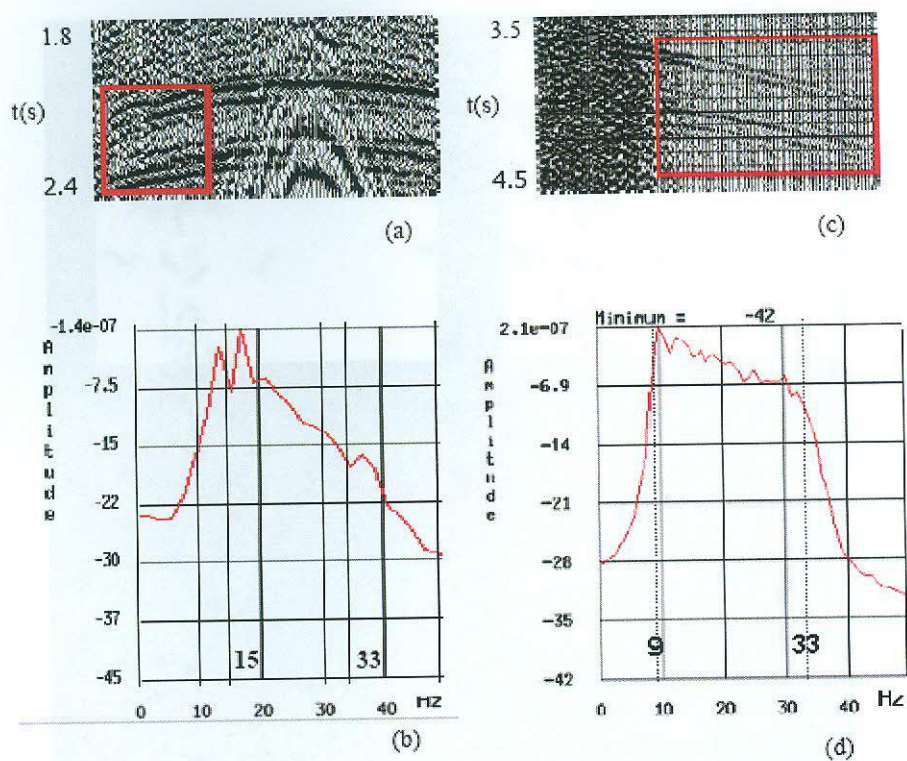


Figura 51 - Janelas retiradas da mesma família de tiro dos eventos PP e PS. (a) Janela de dados PP retirada da componente vertical. (b) Janela de dados OS retirada da componente radial. (c) Espectro de frequência da janela a. (d) Espectro de frequência da janela b.

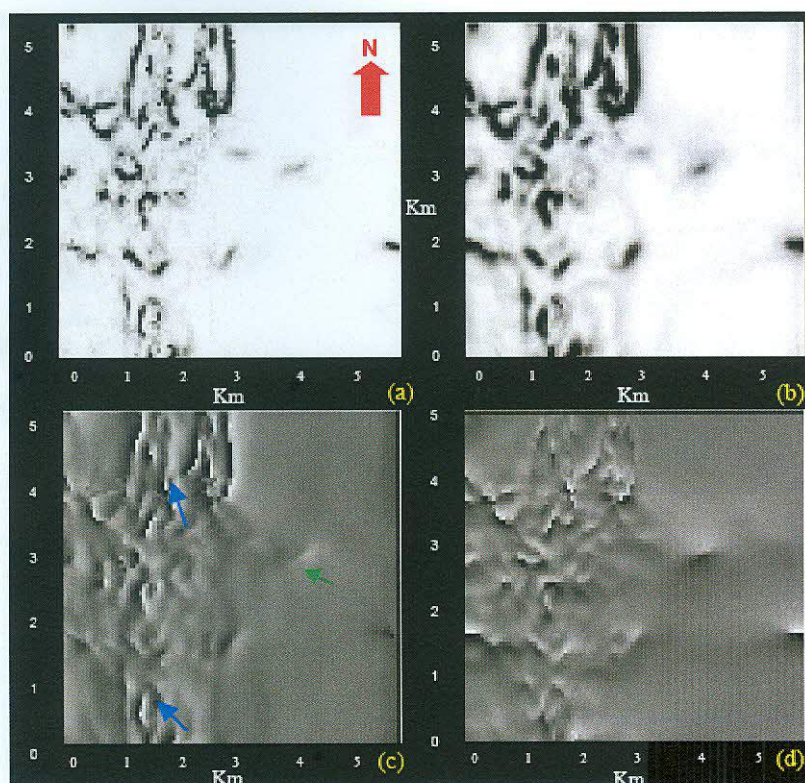


Figura 52 - Fatias horizontais de diferentes atributos na Escandalosa calculados para azimutes e offsets limitados do volume de dados PS (componente radial): (a) Componente Principal Coerente; (b) Semelhança Coerente; (c) gradiente Leste da componente principal do autovetor; (d) gradiente Norte da componente principal do autovetor. Flechas azuis indicam a falha reversa mostrada na figura 4.12 e as verdes indicam os eventos NE-SW. Range de azimutes é ± 15 graus. Ambos os offsets, positivo e negativo são maiores que os 2000 m usados.

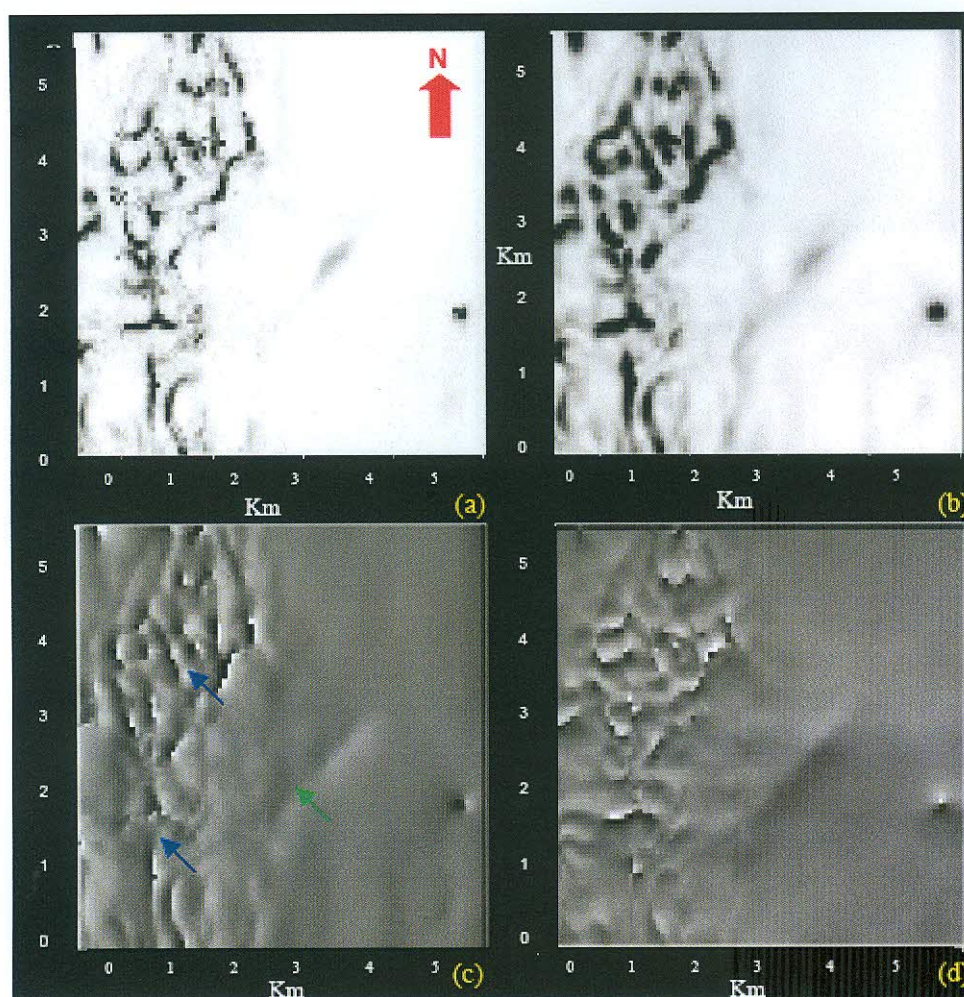


Figura 53 - Fatias horizontais de diferentes atributos na Escandalosa calculados para azimutes e offsets limitados do volume de dados PS (componente radial): (a) Componente Principal Coerente; (b) Semelhança Coerente; (c) gradiente Leste da componente principal do autovetor; (d) gradiente Norte da componente principal do autovetor. Flechas azuis indicam a falha reversa mostrada na Figura 35 e as verdes indicam os eventos NE-SW. Range de azimutes é ± 15 graus. Somente offsets positivos maiores que os 2000 m usados.

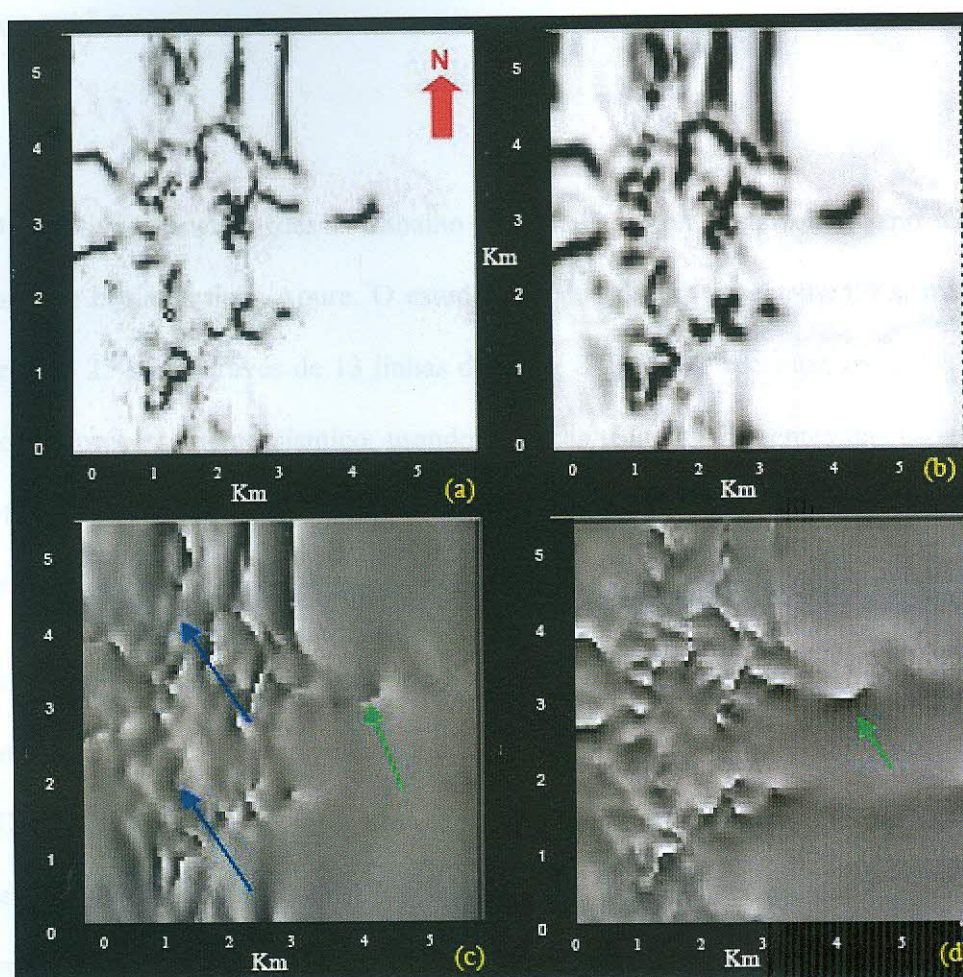


Figura 54 - Fatias horizontais de diferentes atributos na Escandalosa calculados para azimutes e offsets limitados do volume de dados PS (componente radial): (a) Componente Principal Coerente; (b) Semelhança Coerente; (c) gradiente Leste da componente principal do autovetor; (d) gradiente Norte da componente principal do autovetor. Flechas azuis indicam a falha reversa mostrada na Figura 35 e as verdes indicam os eventos NE-SW. Range de azimutes é ± 15 graus. Somente offsets negativas maiores que os 2000 m usados.

7 CONCLUSÃO

O objetivo principal desse trabalho foi analisar um estudo feito no Campo de Borburata, na bacia Barinas-Apure. O estudo se valeu de um levantamento sísmico 3D3C, numa área de 25 km², através de 13 linhas de tiro e 8 linhas de receptor, os dados passaram por todo um processamento sísmico, usando algumas técnicas diferentes das usuais 3D. Na interpretação se valeu muito dos atributos sísmicos, principalmente dos atributos geométricos.

Uma das importantes conclusões que se pode tirar desse estudo é a importância de um levantamento 3D3C. Primeiramente, o 3D, que tem uma resposta muito melhor do que um dado 2D, pois se consegue mapear uma área maior num tempo menor, e com um resultado bem melhor, já que apresenta uma componente que não existe no 2D, que é o azimute. Já o 3C é uma ferramenta muito forte, onde as componentes radiais junto com vários atributos sísmicos, que dão uma resolução lateral ao dado bem maior do que só a componente vertical, trazem inúmeras melhoras na qualidade do dado.

Todo o estudo foi para caracterização de falhas e fraturas, isso porque, identificando corretamente as fraturas se tem mais uma ferramenta para aperfeiçoar a direção de perfuração, como também a formação do reservatório. Já que certos tipos de fraturas têm tamanhos e formas específicas e obtêm particular densidade, essas fraturas podem ser usadas para a construção de um modelo 3D do reservatório. No caso de Borburata é muito importante esse estudo, já que é um reservatório carbonático, e esses são sempre mais fraturados do que reservatórios clásticos.

O resultado do estudo no Campo de Borbura foi muito bom, com a geração de mapas de atributos, tanto para a componente vertical (PP) e para a componente radial (PS), teve-se mapeado as falhas e fraturas no reservatório carbonático encontrado na Formação Escandalosa, aproximadamente a 3000 metros de profundidade. Uma falha principal no sentido norte-sul foi bem definida, como também uma fratura de sentido nordeste-sudoeste, que quebra a continuidade da falha principal bem ao norte, essa fratura aparece com o soerguimento dos Andes. Um problema aparece no dado, é chamado de pegada de aquisição, que são alinhamentos espúrios decorrentes do levantamento. Mas, essas pegadas foram bem mapeadas nos mapas de atributos para os dados PS, sendo assim não considerados como falhas ou fraturas.

Por fim, no caso agora de se querer um levantamento para encontrar hidrocarbonetos na área, recomenda-se um levantamento sísmico 4D, onde, com os levantamentos anteriores dos poços já perfurados e com a caracterização das falhas que foi feito no estudo analisado, com certeza os dados serão bem mais produtivos. Uma alternativa que se recomenda é o uso da técnica AVO, que traz uma maior certeza ao interprete.

REFERÊNCIAS:

- AUDEMARD, F.E. 1991. *Tectonics of western Venezuela*. Houston, PhD thesis, Rice University.
- AUDEMARD, F.E., AUDEMARD, F.A. 2002. *Structure of the Merida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction Tectonophysics 345, 299-327.*
- AYRES, A. N. 2001. *Uso da Sísmica de Reflexão de Alta Resolução e da Sonografia na exploração mineral marinha. Brazilian Journal of Geophysics, Vol 18 (3), 2000.*
- BARBOSA, V., SILVA, J., MEDEIROS, W., "Stable inversion of gravity anomalies of sedimentary basin nonsmooth basement relief and arbitrary density contrast variation.
- BARRIOS, S., GUTIÉRREZ, M., GONZÁLES, L., MÁRQUES, G., GONZÁLEZ, E. Modelo estático integrado de los campos Sinco y Hato Viejo para los miembros R3, P y O de la Formación Escandalosa (Cretáceo inferior) de la Cuenca de Barinas. Universidad de Los Andes, PDVSA, 2007.
- BELL, J. 1972. *Geotectonic evolution of southern Caribbean area*. Memoir of Geological Society of America 132, 369-386p.
- CALLEJÓN, A.F., OSTROS, M., YORIS, F., BRICEÑO, H., TALUKDAR, S., LANDER, R. 2003. Petroleum Systems in the Rubio and Burgua Depressions, Venezuela, in C. Bartolini, R.T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbons habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79, p.937-960.*
- CHACÍN, L., JÁCOME, M.I., IZARRA C. Flexural and gravity modeling of the Merida Andes and Barinas-Apure Basin, Western Venezuela. *Tectonophysics*, v.405, p. 155-167. 2005.
- CHIGNE, N., HERNANDEZ, L. 1999, *Guafita Field*. CORPOVEN S.A.
- D'AGOSTO, C.; MARFURT, K. Processing and geometric attribute analysis of 3D PS-converted waves. *The Leading Edge*.2005; v 24: 512-514.
- DUARTE, OSVALDO DE OLIVEIRA. **Dicionário Enciclopédico inglês-português de Geofísica e Geologia**. Terceira Edição. Rio de Janeiro, RJ, Brasil. SBGf, 2007. ISBN: 85-88690-07-1.FIGUEROA, L., GIL, E., DAAL, A., PERAZA, H. Análisis estructural-estratigráfico del área de Barinas norte (Cuenca de Barinas) y su importancia en la exploración de hidrocarburos. In V Simpósio Bolivariano, 1994, Caracas, Venezuela. Memórias V Simpósio Bolivariano. Sociedad Venezolana de Geólogos, Caracas, 1994. p.

164-166. GONZÁLEZ DE JUANA, C., IURRALDE, J.M., PICARD, X., *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Ediciones Foninve, Caracas, 1980. 624p.

LINE, L. R. e NEWRICK, R. T. **Fundamentals of Geophysical Interpretation**. 2004. Society of Exploration Geophysicists (SEG). Geophysical Monograph Series nº13. 274 p. ISBN 0931830567.

LÓPEZ, L., MÓNACO, S., RICHARDSON, N. 1998. Use of molecular parameters and trace elements in oil-oil correlation studies, Barinas sub-basin, Venezuela. In *Org. Geochem. Vol. 29, No. 1-3, pp. 613-629, 1998*.

MANN, P., SCHUBERT, C., BURKE, K. 1990. *Reviews of Caribbean neotectonics*. Caribe, The Geology of North America, Geological Society of America, 338p. PARNAUD, F., GOU, Y., PASCUAL, J.C., CAPELLO, M.A., TRUSKOWSKI, I., PASSALACQUA, H. 1995. *Stratigraphic synthesis of western Venezuela*. AAPG Memoir, Petroleum Basins of South America, 681-694p.

PDVSA-INTEVEP, 1997. *III Léxico Estratigráfico de Venezuela*. <http://www.pdv.com/lexico>.

PDVSA

http://www.uru.org/papers/2005_varios/PDVSA_PROCESOS_DE_PRODUCION_2005_DGC.ppt.

PÉREZ, O.; VILMA, R.; BENDICK, R.; VELANDIA, J.R.; HERNADÉZ, N.; MONCAYO, C.; HOYER, M.; KOZUCH, M. 2001. *Velocity field across the southern Caribbean plate boundary and estimates of Caribbean/South America plate using GPS geodesy 1994-2000*. Geophysics Review Letters 28 (15), 2987-2990p.

TABOADA, A.; RIVERA, L.A.; FUENZALIDA, A.; CISTERNAS, A.; PHILIP, H.; BIJWAARD, H.; OLAYA, J.; RIVERA, C. 2000. *Geodynamics of the northern Andes: subductions and intracontinental deformation (Colombia)*. Tectonics 15 (1), 213-223p.

TELFORD, W.M., GELDART, L.P., SHERIFF, R.E. **Applied Geophysics**. Segunda edição. Cambridge. 2004, p. 136-271.

VILLAMIL, T. 2003. Regional Hydrocarbon systems of Colombia and western Venezuela: Their origin, potential, and exploration, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79*, p. 697-734.

WELL EVALUATION CONFERENCE, 1997 – Well Evaluation Conference- Caracas, December 1997 – Chapter 1: Petroleum geology of Venezuela 29-30.

WELSINK, H.J. (eds.). **Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62**.

YLMAZ, ÖZ. **Seismic Data Analysis**. Processing, Inversion, and Interpretacion of Seismic Data. Segunda Edição. Tulsa, USA. Society of Exploracion Geophysicist, 2001. v.01, p. 90-124. ISBN Number: 1-56080-098-4.