J11440

UFRJ

André Schuwartz Ferreira

MÉTODOS SÍSMICOS E SUA APLICAÇÃO NAS BACIAS DE SERGIPE E ALAGOAS

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:

Carlos Jorge Abreu (UFRJ)
Álvaro Lúcio O. Gomes (Petrobras)

M
GL
F383MS

Rio de Janeiro
Março de 2007

FERREIRA, André Schuwartz

Métodos Sísmicos e sua Aplicação nas Bacias de Sergipe e Alagoas / André Schuwartz Ferreira - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2007.

xv, 121p. : il.; 30cm

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: Carlos Jorge Abreu, Webe João Mansur, José Agnelo Soares (UFRJ), Álvaro Lúcio O. Gomes (Petrobras)

1. Geofísica. 2. Geologia de Engenharia e Ambiental – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Carlos Jorge Abreu, Webe João Mansur, José Agnelo Soares (UFRJ), Álvaro Lúcio O. Gomes (Petrobras) II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia. III. Métodos Sísmicos e sua Aplicação na Bacia de Sergipe e Alagoas

André Schuwartz Ferreira

MÉTODOS SÍSMICOS E SUA APLICAÇÃO NAS BACIAS DE SERGIPE E ALAGOAS

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:

Professor Carlos Jorge Abreu (UFRJ)
Álvaro Lúcio O. Gomes (Petrobras)

Aprovada em: 30.07.2007

Por:

_____

Carlos Jorge Abreu (UFRJ)

_____

Álvaro Lúcio O. Gomes (Petrobras)

UFRJ
Rio de Janeiro
2007

Agradecimentos

Agradeço aos meus pais e irmãos, principalmente pela tranqüilidade de aguardar e dar apoio ao terceiro trabalho de pós-graduação que escrevo. Agradeço aos meus colegas de curso da Petrobrás, em especial à Vanessa Souza Leite, Cleber Carbonari e André Steklein, que fizeram parte do meu grupo de trabalho e contribuíram para conclusão deste texto.

Agradeço também aos orientadores deste trabalho pela compreensão e paciência necessária para conduzir um autor de formação em física pura à conclusão de uma obra enfatizada em geologia e geofísica.

Finalmente agradeço a Petrobrás e a coordenação da Universidade Corporativa, acima de tudo pela oportunidade de transformar o curso de formação de geofísicos em uma especialização endossada pela UFRJ.

Resumo

SCHUWARTZ FERREIRA, André. **Métodos Sísmicos e sua Aplicação nas Bacias de Sergipe e Alagoas**. 2007. xv, 121p. 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.

Métodos sísmicos são hoje parte rotineira da prospecção de petróleo e pesquisa geológica em bacias sedimentares. Neste trabalho é apresentada uma revisão, em alguns pontos detalhada, de métodos de aquisição, processamento e interpretação, dentro do conceito de sísmica de reflexão. A bacia sedimentar de Sergipe e Alagoas foi escolhida como ponto de estudo. Ocupando uma faixa alongada na costa leste brasileira, esta bacia sedimentar tem a vantagem de registrar no Brasil a sucessão estratigráfica mais completa, incluindo remanescentes de uma sedimentação paleozóica, um pacote pré-rifte de idade jurássica/eocretácica amplamente desenvolvido, e as clássicas seqüências meso-Cenozóicas sinrifte e pós-rifte. A bacia de Sergipe-Alagoas também é caracterizada por uma série de acumulações de hidrocarbonetos relativa a diferentes rochas geradoras, incluindo folhelhos das megasequências Continental e Transicional e folhelhos/carbonatos da megasequência Marinha. Estas características levaram a bacia a ocupar posição entre uma das mais tradicionais produtoras de petróleo do País, juntamente com a bacia do Recôncavo. Depois de revisados a teoria da sísmica de reflexão, a técnica CMP, equipamentos e rotinas de aquisição em terra e em mar, fluxos de processamento para obtenção e interpretação de seções sísmicas, procura-se apresentar um estudo de sísmica na bacia e sua utilidade para desvendar a geologia em subsuperfície. São enfatizadas as novas possíveis interpretações geológicas na região de águas muito profundas, região essa em que nos concentramos apenas nos dados geofísicos pois não há informação de poço disponível.

Palavras-chave: sísmica; Sergipe e Alagoas; águas profundas.

Abstract

SCHUWARTZ FERREIRA, André. **Métodos Sísmicos e sua Aplicação nas Bacias de Sergipe e Alagoas. [Seismic Methods and applications to the Sergipe-Alagoas Basin]** 2007. xv, 121p. 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.

Seismic methods are today routine part of oil prospection and geologic research in sedimentary basins. In this work a revision is presented, in some points detailed, of acquisition methods, processing and interpretation bearing the concept of reflection seismic. The sedimentary basin of Sergipe-Alagoas was chosen as subject. Occupying a prolongated band in the Brazilian east coast, the sedimentary basin has the advantage of registering the most complete stratigraphic succession in Brazil, including reminiscences of Paleozoic sedimentation, a jurassic/eocretracic pre-rift package widely developed, and the classic meso-cenozóic synrift sequences and pos-rift. The Sergipe-Alagoas basin is also characterized by a series of hydro-carbons accumulations related to different generating rocks, including shales of the Continental and Transitional mega-sequences and carbonates/shales of the Sea mega-sequences. These properties have promoted the basin to one of the most traditional oil producers in Brazil, together with the Recôncavo basin. The seismic theory was revised, highlighting the reflection seismic, CMP technique, acquisition equipment and routines in land and sea, processing flows and interpretation of seismic sections. As an application, seismic sections of the basin were considered and its utility to unmask the subsurface geology was discussed. The possible geologic interpretations in the very deep water are emphasized, since in this region we do not have well data available and have to concentrate only on the geophysical information.

Key-Words: Seismic; Sergipe-Alagoas; Deep water

Lista de figuras

Figura 1 – *Mapa de localização da Bacia Sergipe-Alagoas no Brasil com aumento da região. Bacia marítima mostrada com batimetria*..... 2
Figura 2 – *Diagrama estratigráfico da bacia de Sergipe (Cruz et al., 1998). Observar que o Membro Angicos está presente somente nesta sub-bacia e as séries gálica e senoniana e o sistema terciário é mais desenvolvido nesta bacia*..... 7
Figura 3 – *Diagrama estratigráfico da bacia de Alagoas (Cruz et al., 1998). Observar que de modo geral esta sub-bacia sofreu mais erosão, principalmente nas partes proximais a partir do Albiano e a série neocomiana está bem mais desenvolvida do que na bacia de Sergipe* 8
Figura 4 – *Diagrama estratigráfico da bacia de Sergipe-Alagoas correlacionando os períodos e as idades com a evolução tectônica e o preenchimento sedimentar (Cruz et al., 1998)*..... 9
Figura 5 – *Carta estratigráfica de ambiente deposicional das megasequencias da fase sin-rifte e transicional da bacia de Sergipe – Alagoas. Note que a fase marinha começa com a Formação Maceió que representa o começo da fase transicional. Durante a fase não marinha (sin-rifte) há dominância por deltas em um sistema lacustre (Cruz et al., 1998)*..... 15
Figura 6 – *Mapas de localização (detalhe) e estrutural ao nível do embasamento, com as principais feições regionais das bacias de Sergipe e Alagoas (modificado de Ponte et al. 1980). Na parte inferior, mostram-se seções esquemáticas ao longo das porções alagoana e sergipana da bacia, desde o limite com o Pré-cambriano até a plataforma continental*..... 17
Figura 7 – *Mapa de arcabouço tectônico com grandes feições regionais (compartimentação estrutural dos blocos delimitados por falhas de fase rifte) das bacias de Sergipe e Alagoas, com localização de perfis sísmicos discutidos no texto (Bisol, 1992)*..... 18
Figura 8 – *Seção D-1 na direção dip da Bacia de Sergipe-Alagoas, com base em seções sísmicas regionais (ver localização na Figura 7) entre a plataforma continental e a porção distal do Baixo de Mosqueiro (Mohriak et al., 2000). Os poços A e B são comentados no texto. Em águas profundas também ocorre uma feição do tipo mound, possivelmente localizada próxima da transição entre as crostas continental e oceânica*..... 20
Figura 9 – *Representação dos estágios de evolução da margem passiva brasileira. Modificada por Porto e Dauzacker (1978)*..... 23
Figura 10 – *História deposicional da costa brasileira na Fase Rifte (Mohriak et al., 2000)*..... 28
Figura 11 – *Mapa de localização das acumulações de hidrocarbonetos na bacia de Sergipe-Alagoas (Mohriak, 2000)*..... 30
Figura 12 – *Carta de eventos para o sistema petrolífero Ibura-Muribeca (!) (Mohriak et al., 2000)*..... 31
Figura 13 – *Carta de eventos para o sistema petrolífero imaturo Ibura-Calumbi (!) (Mohriak et al., 2000)*..... 32
Figura 14 – *Quadro de produção de petróleo a partir da década de 60 (www.petrobras.com.br, 2006)*..... 33
Figura 15 – *Definição do tensor de stress* σ_{ij}. *O subscrito i indica a direção em que a força está atuando e o subscrito j a direção do plano. Por exemplo,* σ_{xy} *é o stress na direção x atuando na superfície perpendicular ao eixo y. Na figura apresentamos as três componentes do stress que atuam na face sombreada do cubo*..... 38
Figura 16 – *Análise bidimensional de deformações (strain). O retângulo PQRS é deformado para o P'Q'R'S'. O deslocamento PP' tem componentes u e v. Se os outros vértices sofreram*

o mesmo deslocamento temos apenas translação do retângulo, mas se u e v são diferentes ocorrem deformações representadas pelas variações parciais na figura 39
Figura 17 – *Princípio de Huygens e sua utilidade na localização da nova frente de onda após um intervalo* Δt 44
Figura 18 – *Difração de uma onda plana em fenda simples* 45
Figura 19 – *Estudo de fenômenos de interface para ondas acústicas. A onda incidente possui amplitude* A_0 *e pode ser do tipo P (velocidade* α_1*) ou tipo S (velocidade* β_1*). O ângulo de incidência é* θ_1 *(para ondas S usa-se* λ_1 *– não desenhado na figura). A onda refletida tem amplitude* A_1 *ou* B_1 *com respectivos ângulos de reflexão dados por* θ_1 *e* δ_1 *(dependendo se são P ou S)* 46
Figura 20 – *Medida da velocidade em diferentes tipos de rochas (gravura modificada de Sheriff e Geldart, 1983)* 48
Figura 21 – *Relação entre velocidades de onda P e S para várias litologias. Pode-se observar que a razão entre velocidades é bom diagnóstico para o tipo de camada rochosa em que uma onda sísmica se propaga (Sheriff, 1978)* 49
Figura 22 – *Efeito da saturação de gás nas velocidades e razão de Poisson de rochas (Ostrander, AAPG)* 49
Figura 23 – *Esquema de registro do perfil sônico. O perfil é corrido enquanto a ferramenta é tracionada, imersa na lama de perfuração. O perfil é chamado de compensado porque utiliza dois transmissores e quatro registradores, buscando medir o tempo de trânsito da onda sonora na formação* 50
Figura 24 – *Modelo simplificado de reflexão em subcamadas. São apresentados dois shots feitos pela fonte de ondas (à esquerda) e os dados de reflexão são captados pelos cinco receptores (triângulos). Após o primeiro shot todo o sistema é deslocado para direita e nova medida é realizada* 52
Figura 25 – *Reflexão primária em interface do subsolo. O tempo que a frente de onda leva para sair da fonte (F), refletir no ponto A da interface e chegar ao receptor (R) pode ser calculado em função da profundidade, distância do receptor e velocidade da onda sísmica no meio. O resultado é escrito em função do tempo de offset zero definido no texto* 53
Figura 26 – *Hipérbole de reflexão obtida no registro do sinal sísmico em função do tempo por diversos receptores na superfície* 53
Figura 27 – *(a) Múltipla de passo longo: resultado de mais que uma reflexão na mesma interface. (b) Múltipla de passo curto: resultado de uma "pré-reflexão" em camada fina geralmente superficial. Diversos outros tipos de múltiplas como "fantasmas" e reverberações são possíveis e serão comentadas no processamento (capítulo 7)* 54
Figura 28 – *Comparação entre normal moveouts das hipérboles de reflexão e difração. Para eventos com mesmo* t_0 *a difração tem nomal moveouts maiores* 55
Figura 29 – *Representação de onda incidente em um refletor com o ângulo crítico. A refração resulta em uma headwave que viaja na interface entre os meios com a velocidade do meio inferior* (V_2) *. As novas frentes de onda geradas pela headwave atingem a superfície a partir da distância crítica* x_c*, ponto no qual o evento coincide com a reflexão na mesma interface* 57
Figura 30 – *Dois tipos especiais de múltiplas. À esquerda, a conhecida como "fantasma" (ghost), que se origina da reflexão na superfície superior (por isso sofre mudança de fase de 180 graus de acordo com o sinal do coeficiente de reflexão) e produz interferência nos eventos de reflexão primária. À direita, a reverberação, frequentemente encontrada em aquisição marinha e é resultado da reflexão múltipla em finas camadas d'água* 58

Figura 31 – *Esboço dos principais eventos em um sismograma. (O) – Onda direta (P) – reflexões primárias; (M) – reflexões múltiplas; (D) – difrações; (R) – refrações; (G) – ground roll; (N) – ruídos aleatórios; (A) – onda aérea*..... 59
Figura 32 – *Esquematização da técnica CMP. Vários tiros (shots) em diferentes posições são realizados com o equivalente deslocamento dos receptores. Em conseqüência um mesmo ponto do refletor é avaliado diversas vezes promovendo multiplicidade nos dados*..... 62
Figura 33 – *Organização dos dados na técnica CMP. As linhas indicam as várias possibilidades de ordenamento do dado adquirido*..... 62
Figura 34 – *Geometria de aquisição da sísmica 3D*..... 63
Figura 35 – *Explosivo (à esquerda) e espoleta*..... 64
Figura 36 – *Vibrador e seu gerador de ondas sísmicas*..... 65
Figura 37 – *Sapata de um Thumper usada para gerar ondas sísmicas através do arremesso de uma massa no solo*..... 65
Figura 38 – *Foto dos geofones geralmente utilizados*..... 66
Figura 39 – *Foto dos acelerômetros desenvolvidos para aquisição sísmica. Estes dispositivos são pequenos e extremamente sensíveis*..... 67
Figura 40 – *Esquema de planejamento de uma aquisição sísmica*..... 68
Figura 41 – *Esquematização de um Air Gun. O ar é fornecido ao aparelho e comprimido para subseqüente produção de ondas sísmicas abaixo d'água*..... 69
Figura 42 – *Esquematização de um levantamento marítimo 2D*..... 70
Figura 43 – *Fotografia de um controlador de profundidade (bird). O sistema de aletas não só regula a profundidade do cabo mas também deslocamentos laterais*..... 71
Figura 44 – *Tipos de aquisição VSP. A fonte pode estar bem próxima do poço (zero offset) ou a alguma distância (offset VSP). Outra maneira interessante de aquisição é fazer diversas medidas afastando a fonte do poço (walk-away)*..... 72
Figura 45 – *Volume do dado sísmico representado como um cubo em coordenadas de processamento: ponto médio (midpoint), offset, tempo. A deconvolução age na direção temporal melhorando a resolução neste sentido. O empilhamento comprime o volume de dados na direção offset e assim fornece a seção sísmica empilhada eliminando diversos ruídos pela redundância de dados adquiridos. A migração move os eventos mergulhantes para suas posições corretas em subsuperfície e colapsa os eventos de difração melhorando a resolução lateral e encontrando a posição verdadeira dos pontos médios*..... 76
Figura 46 – *Geometria da aquisição antes e depois da correção estática. Gravura retirada de Parasnis D. S. (2003)*..... 79
Figura 47 – *Esboço de Wavelet associada com a fonte de ondas sísmicas (à esquerda). O processo de deconvolução spike procura retirar o efeito desse formato no traço sísmico comprimindo sua forma até um pico similar ao de um delta de Dirac (spike) – à direita*..... 80
Figura 48 – *Aquisição de dados sísmicos efetuada em coordenadas fonte-receptor. Raios associados a um refletor planar e a um shot comum indicado pela fonte (S) são esboçados. Os receptores são representados por triângulos*..... 81
Figura 49 –*Significado do rearranjo do dado para CMP's. Todos os raios que passam pelo mesmo ponto médio (M) são colocados no mesmo conjunto, mesmo que pertençam a diferentes tiros (S) e receptores (G). O arranjo é então fortemente dependente das informações sobre a geometria da aquisição*..... 81
Figura 50 – *Exemplo de análise de velocidades representada por curvas de contorno. A análise foi obtida do CMP apresentado ao lado por estudo de coerência (similaridade) – Yilmaz O. (2001)*..... 82

Figura 51 – *Exemplo de um campo de velocidades obtido após interpolação espacial das funções velocidade obtidas de alguns CMP's do levantamento. Do vermelho ao azul obtemos velocidades cada vez maiores com a profundidade*..... 83
Figura 52 – *Exemplo de um CMP antes da correção de NMO (esquerda), depois da correção (note os efeitos do estiramento) e com estiramentos excessivos silenciados (à direita). Gravura retirada de Yilmaz O. (2001)*..... 84
Figura 53 – *Exemplo de espectro no espaço fk. As múltiplas se encontram no quadrante da direita e são silenciadas na figura à direita*..... 86
Figura 54 – *Aplicação do Radon parabólico e o resultado da transformada. No eixo horizontal a marcação é proporcional ao inverso da velocidade, por isso as múltiplas se encontram à direita das primárias. A segunda gravura apresenta a divisão entre primárias e múltiplas usada para gerar um CMP contendo apenas múltiplas que a seguir é subtraído do original*..... 89
Figura 55 – *CMP obtido após retirada de múltiplas pelo método e depois da correção de NMO. Note que já não há eventos subcorrigidos relativos às múltiplas – compare com o quadro da direita da Figura 52*..... 90
Figura 56 – *Seção sísmica antes e depois da correção de DMO. Note como os eventos que se cruzam são realçados e mergulhos corrigidos. Gravura retirada de Yilmaz O. (2001)*..... 91
Figura 57 – *Seção sísmica antes e depois da migração. Observe como a migração interpreta corretamente os eventos cruzantes, corrige os mergulhos e torna possível a identificação de falhas. Gravura retirada de Sheriff e Geldart (1983)*..... 94
Figura 58 – *Tipos de raio considerados para conversão tempo profundidade. Na ilustração à direita há coincidência entre raio vertical e raio imagem por causa do modelo geológico simples*..... 96
Figura 59 – *Zona de Fresnel AA' no espaço (x,y). Gravura retirada de Yilmaz O. (2001)*.... 98
Figura 60 – *Resultados de convolução de um modelo de refletividade com wavelet de fase zero. (a): Wavelet com freqüência de 20Hz e eventos conflitantes com mesma amplitude e polaridade. Note a falta de resolução e o efeito tuning construtivo na aresta. (b) Usando wavelet de 30Hz nota-se melhoria da resolução. (c) Uma wavelet de 40Hz ainda reduz mais o efeito tuning devido ao aumento da freqüência. (d) Wavelet de 30Hz mas desta vez traçando a geometria real da aresta dos eventos. (e) Wavelet de 30Hz mas com eventos de polaridades opostas ilustrando o efeito tuning destrutivo. (f) Traçado real da aresta superimposto ao efeito tuning destrutivo. Note de (e) e (f) como o efeito tuning destrutivo também pode dificultar a interpretação. Gravura retirada de Yilmaz O. (2001)*..... 99
Figura 61 – *Efeito do intervalo de amostragem. À esquerda é apresentado o sinal real e à direita o resultado da reconstrução por amostragem. (a) Amostragem densa. A reconstrução do sinal é de qualidade (b) Uma amostra por período, a amostragem é muito baixa e a reconstrução do sinal é errada. (c) Uma amostra e meia por período. Há falseamento na freqüência, mas a reconstrução do sinal é um pouco melhor que em (b). Gravura retirada de Parasnis D. S. (2003)*..... 100
Figura 62 – *Bright spot observado na seção por um aumento acentuado da amplitude do traço sísmico em região de provável acumulação de hidrocarbonetos. Gravura retirada de Yilmaz O. (2001)*..... 106
Figura 63 – *Dim spot associado à concentração de gás em carbonatos porosos sobrepostos por folhelhos*..... 107
Figura 64 – *Exemplo de atributos sísmicos instantâneos. (a) Intensidade de refletividade. (b) fase. (c) freqüência. (d) freqüência suavizada. Gravura retirada de Yilmaz O. (2001)*..... 109
Figura 65 – *Detalhe de um perfil regional de sísmica mostrando diversos episódios de corte e enchimento associados com erosão por canyons na região de águas profundas. Os canais*

tendem a se inclinar para o sudoeste, como indicado pela progradação dos canyons (Cainelli, 1992). Um horizonte importante (base da Formação Calumbi – Santoniano) é caracterizado por um refletor contínuo que jaz em torno de 6 segundos no tempo duplo de trânsito. Abaixo de uma seqüência sísmica quase transparente subjacente à base do refletor de Calumbi, o perfil mostra refletores subhorizontais descontínuos e uma discordância principal próxima de 6.5 segundos além de uma grande anomalia de amplitude perto do meio do perfil. Abaixo de uma seqüência refletiva laminada com topo em 6.5 segundos aparece um refletor profundo em torno de 8.5 segundos, que parece ocorrer entre 9 e 10 segundos em outras seções. Interpretações alternativas destes refletores profundos são discutidas no texto..... 112

Figura 66 –*Sísmica regional da bacia Sergipe-Alagoas sem interpretação. Observam-se refletores intensos na faixa profunda (6.5 – 9 segundos de tempo duplo de trânsito)*..... 113

Figura 67 – *Possível interpretação do perfil da Figura 66 (Pontes et al, 1991). Os fortes refletores profundos na seção são interpretados como o embasamento da bacia*..... 114

Figura 68 – *Interpretação alternativa do perfil da Figura 66 (Mohriak & Rabelo, 1994; Mohriak et al, 1995a, 1998). Os refletores profundos são interpretados como descolamentos da crosta inferior ou formações de rochas dispostas próximas ao Moho.*
Abreviaturas: LT/UK – seqüência do Cretáceo superior ou Terciário inferior;
SDR – refletores mergulhantes progradando para o mar; LDR – refletores mergulhantes progradando para terra..... 114

Lista de tabelas

Tabela 1 – Listagem dos campo de produção da bacia de Sergipe-Alagoas (www.petrobras.com.br)..... 34

Sumário

Agradecimentos iv
Resumo v
Abstract vi
Lista de figuras vii
Lista de tabelas xii
1 INTRODUÇÃO 1
2 OBJETIVO 4
3 MÉTODO 5
4 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA 6
4.1 Estratigrafia 6
4.1.1 Sub-bacias e diagramas estratigráficos 6
4.1.2 Formações da fase Pré-rifte 9
4.1.3 Formações da fase Rifte 11
4.1.4 Formações da fase Pós-rifte 13
4.2 Geologia estrutural 16
4.3 Geologia histórica 21
4.4 Geologia do petróleo 29
5 TEORIA DE ONDAS SÍSMICAS E MÉTODO DE REFLEXÃO 36
5.1 Introdução 36
5.2 Métodos sísmicos 36
5.2.1 Introdução 36
5.2.2 Elasticidade e equação da onda 37
5.2.3 Propagação ondulatória 43
5.2.4 Velocidades sísmicas 47
5.2.5 Efeitos de dispersão 50
5.3 Método de reflexão 51
5.3.1 Reflexões 51
5.3.2 Difrações 55
5.3.3 Refrações 56
5.3.4 Múltiplas 57
5.3.5 Ondas superficiais 58

5.3.6 Outros ruídos 59
6 AQUISIÇÃO SÍSMICA 60
6.1 Introdução 60
6.2 Método CMP (*common-midpoint*) 61
6.3 Aquisição terrestre 64
6.4 Aquisição marítima 69
6.5 *Vertical Seismic Profile* (VSP) 71
6.6 *Ocean Botton Cable* (OBC) 73
7 PROCESSAMENTO DE DADOS SÍSMICOS 75
7.1 Introdução 75
7.2 Sequência básica de processamento 76
7.3 Pré-processamento 78
7.4 Deconvolução 79
7.5 Organização em CMP's 81
7.6 Análise de velocidades 82
7.7 Correção de *normal moveout* (NMO) 84
7.8 Atenuação de múltiplas 85
7.8.1 Aplicação e métodos de deconvolução 85
7.8.2 Método FK 85
7.8.3 *Radon* linear e *Radon* parabólico 87
7.9 Correção de *dip-moveout* (DMO) 90
7.10 Empilhamento 91
7.11 Processamento pós-empilhamento 92
7.12 Migração 93
7.13 Definição de eventos 97
7.13.1 Resolução 97
7.13.2 Efeito *tuning* 98
7.13.3 Amostragem e falseamento de frequências 100
7.14 Técnicas especializadas 102
7.14.1 Processamento de onda S, sísmica 3C e 4C 102
7.14.2 Sísmica entre poços 103
7.14.3 Outras técnicas e interpretação 103
8 INTERPRETAÇÃO SÍSMICA E ESTUDO DE CASO 104

8.1 Introdução 104
8.2 Variação de amplitude com o *offset* (AVO) 105
8.3 Indicadores diretos de hidrocarbonetos (DHI) 105
8.4 Atributos sísmicos 108
8.5 Inversão 110
8.6 Estudo de caso 111
8.6.1 Introdução 111
8.6.2 Sísmica na região 111
8.6.3 Novos levantamentos e interpretação 113
9 Conclusão 117
10 Referências bibliográficas 118

1 INTRODUÇÃO

A bacia de Sergipe-Alagoas ocupa uma faixa alongada na costa leste brasileira, entre os paralelos 9° e 11° sul, limitando-se ao norte pela bacia de Pernambuco-Paraíba e, ao sul pela bacia de Jacuípe (Figura 1). Sua forma é alongada na direção NE, com extensão de 350 km. Sua largura média é de 35 km bem definidos em terra, estendendo-se em direção ao mar certamente além da isóbata de 2000 m. Até esta lâmina d'água, sua área é de 35000 km^2, sendo 12000 km^2 em terra, equivalendo a um terço em área da bacia. A sua porção terrestre preserva uma seção sedimentar mais delgada, ao passo que nos grandes baixos deposicionais da parte marítima, o pacote total alcança mais de 10 km de espessura (Feijó, 1994).

Das bacias da margem leste, a de Sergipe-Alagoas é a que registra a sucessão estratigráfica mais completa, incluindo remanescentes de uma sedimentação paleozóica, um pacote jurássico a eocretácico pré-rifte amplamente desenvolvido, e as clássicas seqüências meso-cenozóicas sinrifte e pós-rifte. A bacia de Sergipe-Alagoas pode ser subdividida nas sub-bacias Sergipe e Alagoas, que possuem importantes diferenças estruturais e estratigráficas. De um modo geral, essas bacias apresentam grande similaridade em suas sedimentações neopaleozóicas e jurássicas. Entretanto, a série neocomiana está bem mais desenvolvida na bacia de Alagoas, enquanto que as séries gálica e senoniana e o sistema terciário é mais desenvolvido na bacia de Sergipe. O limite entre essas duas bacias é considerado na proeminente feição positiva chamada de Alto de Jaboatã-Penedo.

A porção terrestre da bacia de Sergipe-Alagoas é caracterizada por depocentros separados pelo alto do embasamento, algumas falhas transcorrentes na direção NO e as principais na direção NE, associadas com a abertura do sistema rifte. A porção do sistema rifte marinho é caracterizada por uma cobertura sedimentar relativamente fina e por uma série

de depocentros controlados pelas falhas sintéticas da plataforma e da região de águas profundas.

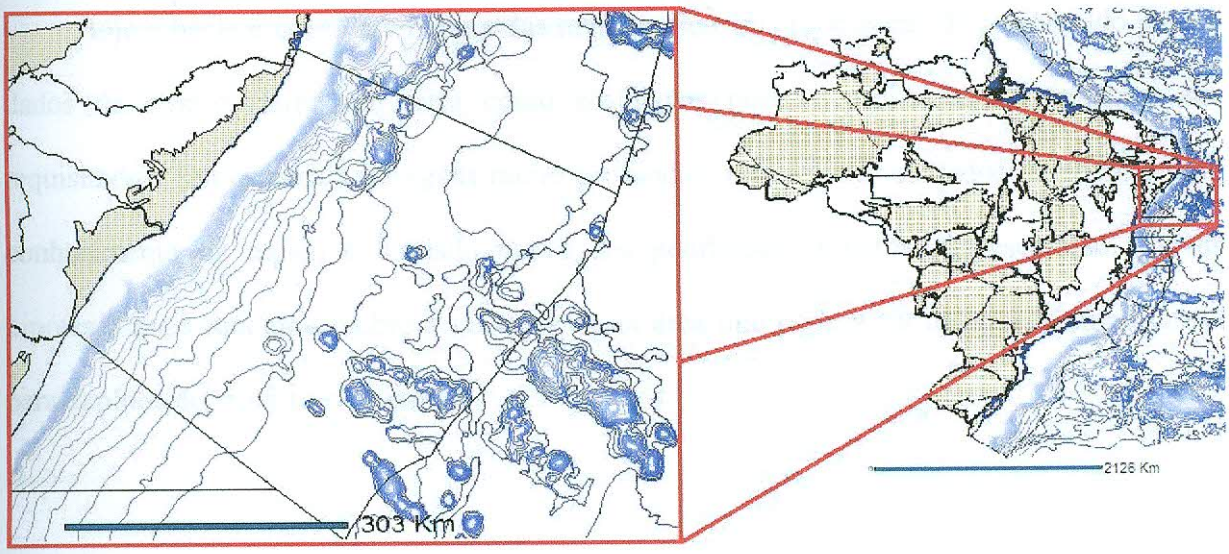


Figura 1 - *Mapa de localização da Bacia Sergipe-Alagoas no Brasil com aumento da região. Bacia marítima mostrada com batimetria.*

A bacia de Sergipe-Alagoas também é individualizada por uma série de acumulações de hidrocarbonetos relativa a diferentes rochas geradoras, incluindo folhelhos das megassequências Continental e Transicional, e folhelhos e carbonatos da megassequência Marinha. As rochas geradoras relativas à megassequência Continental são as responsáveis pela principal acumulação de hidrocarbonetos da sub-bacia de Alagoas, correspondendo à Formação Barra de Itiúba. Essas rochas foram depositadas do Neocomiano até o Aptiano e apresentam uma taxa de carbono orgânico (TOC) de até 12%. Por outro lado, as rochas evaporíticas aptianas da fase transicional são as responsáveis pela geração da maior acumulação da sub-bacia de Sergipe, correspondendo à Formação Muribeca. Essas rochas geradoras, apesar de possuírem TOC de aproximadamente 6% e serem compostas principalmente por matéria orgânica de alta hidrogenação, apresentam-se imaturas em sua maioria devido à reduzida espessura das formações sobrepostas a elas.

A bacia de Sergipe-Alagoas é uma das mais tradicionais produtoras de petróleo do País e, juntamente com a bacia do Recôncavo, escreveu as primeiras páginas na história da Geologia do petróleo brasileira.

Hoje a bacia é considerada uma das mais tradicionais produtoras de petróleo do país, e dados de sísmica tanto em terra como em águas rasas e profundas continuam a ser requisitados. Em especial, em águas muito profundas, não possuímos dados de poço, e todo conhecimento da região é baseado nos dados geofísicos indiretos. Apresenta-se aqui as hipóteses mais modernas sobre a geologia desta área que pode vir a ter grande importância para exploração em futuro próximo.

2 OBJETIVO

Esta monografia é parte integrante do Curso de Formação de Geofísicos da Petrobrás iniciado em julho de 2006. Ela tem por objetivo a caracterização geológica da bacia de Sergipe-Alagoas no contexto geográfico, estrutural, estratigráfico, histórico e relacionado à prospectividade de hidrocarbonetos. No contexto geográfico são destacados principalmente os aspectos referentes à sua extensão, localização e classificação. Dos pontos de vista estrutural e estratigráfico são destacadas as principais feições estruturais e formações da bacia, respectivamente. Com relação à evolução tectono-sedimentar da bacia, foram destacados os principais ambientes deposicionais nos contextos geotectônico e paleogeográfico. Finalmente, com relação à caracterização geológica da bacia de Sergipe-Alagoas, este texto visa situar a importância da bacia do ponto de vista da exploração de hidrocarbonetos, bem como identificar seus modelos de geração, migração e acumulação.

Dentro deste contexto se destacam os métodos sísmicos, não apenas por serem os mais utilizados pela indústria do petróleo e por isso representarem grande fonte de dados, mas também por constituírem a melhor ferramenta para o estudo de estruturas e seqüências do porte em que há interesse atual.

3 MÉTODO

Esta monografia envolveu um levantamento bibliográfico de dados geológicos e geofísicos públicos referentes à bacia de Sergipe-Alagoas. Desta forma, ela é baseada na consulta de um conjunto de artigos de revistas especializadas como a Revista Brasileira de Geofísica, Boletim de Geociências da Petrobras, dissertações, assim como artigos de outras fontes.

Pode-se ressaltar que, principalmente devido ao fato da bacia de Sergipe-Alagoas não estar entre as bacias brasileiras mais prolíferas, as informações disponíveis relacionadas a ela não são tão atualizadas e são relativamente restritas; ou seja, os conteúdos das referências disponíveis desta bacia são muito semelhantes e dificilmente complementares. Mesmo assim, há estudos acadêmicos sobre a geologia regional, apresentando diversos dados geofísicos além da sísmica de reflexão. Alguns desses trabalhos procuram caracterizar a geologia em águas profundas, região em que temos apenas dados indiretos e a sísmica é de grande importância. A discussão e interpretação desses dados é o principal objetivo deste trabalho, depois de realizada revisão da geologia, teoria, métodos e processamento dos dados sísmicos.

4 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA

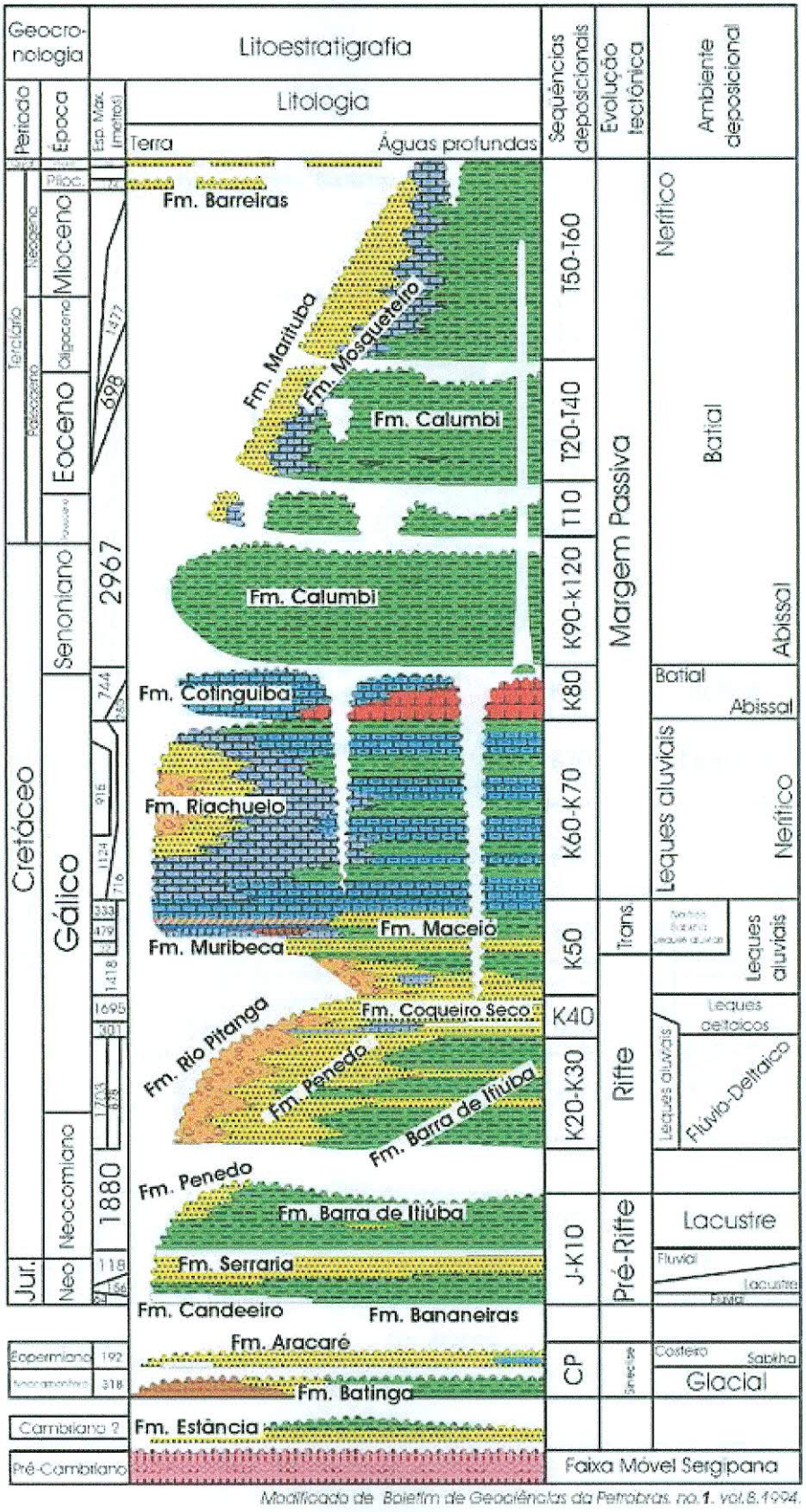
Neste item sobre o contexto geológico da bacia, são comentadas a estratigrafia da mesma, parte continental e marinha, assim como a geologia estrutural, a geologia histórica e a do petróleo.

4.1 Estratigrafia

4.1.1 Sub-bacias e diagramas estratigráficos

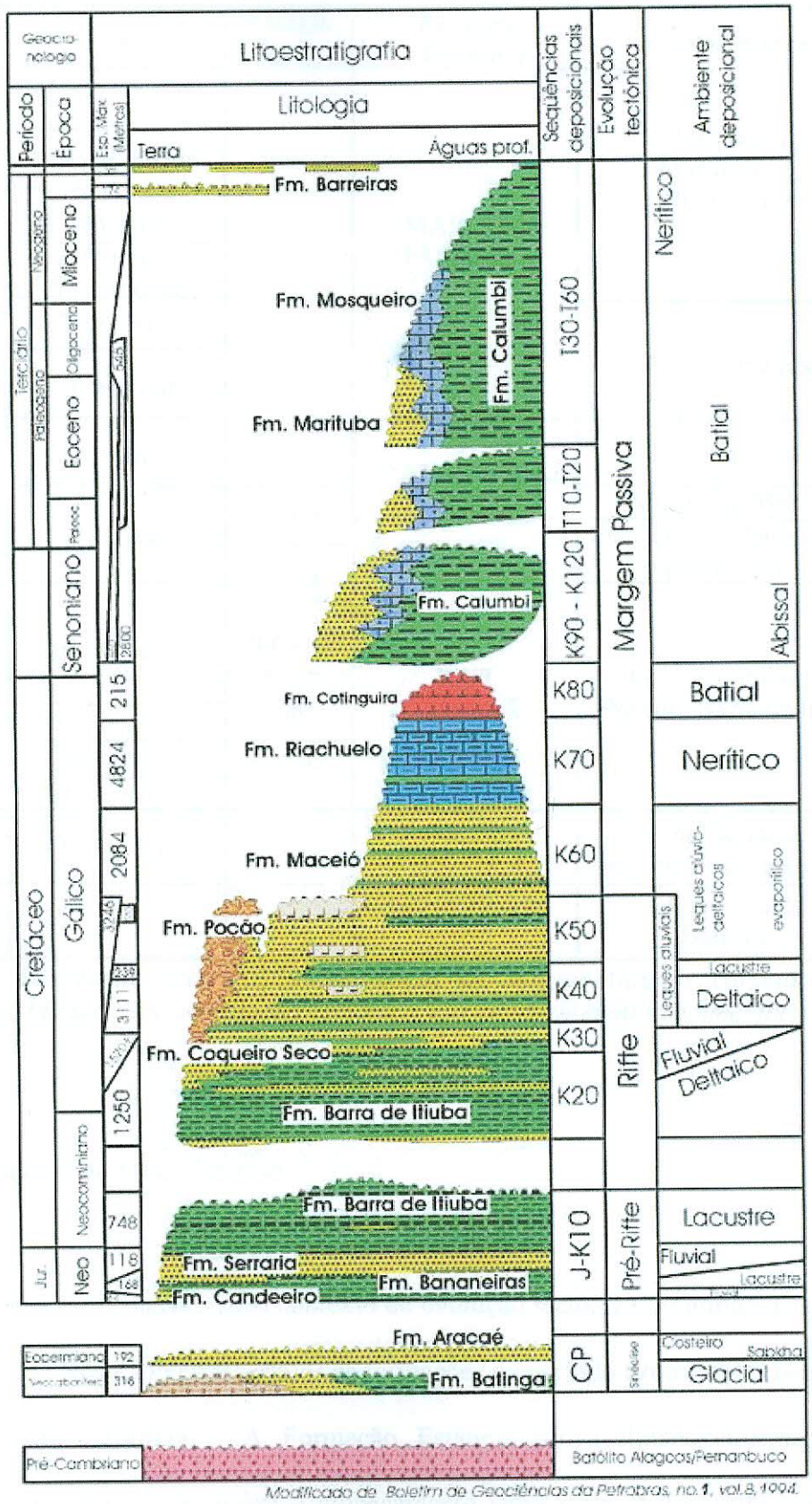
A nomenclatura estratigráfica das duas sub-bacias é praticamente a mesma, pois as similaridades litológica e cronológica das duas bacias é muito grande. Porém, existem importantes diferenças estruturais e estratigráficas entre as sub-bacias de Sergipe e de Alagoas. Por esse motivo, as duas são individualizadas. De um modo geral, a sedimentação no neopaleozóico e Jurássico apresenta grande similaridade ao longo das duas bacias, notando-se que algumas formações estão mais desenvolvidas na bacia de Sergipe e outras mais desenvolvidas na bacia de Alagoas. Pode-se ver claramente nas cartas estratigráficas de Sergipe e de Alagoas apresentadas respectivamente nas Figuras 2 e 3, que a Formação Riachuelo é bem mais desenvolvida na bacia de Sergipe do que na bacia de Alagoas, assim com algumas outras diferenças entre as duas bacias, mesmo nos nomes das unidades, tais como Poção em Alagoas e Rio Pitanga em Sergipe para os depósitos conglomeráticos de leques proximais.

Na Figura 4 é apresentada outra carta estratigráfica que correlaciona os períodos e as idades com a evolução tectônica e suas equivalentes formações. A seguir são descritas as principais características das formações da bacia.



Modificado de Boletim de Geociências da Petrobras, no.1, vol.8,1994.

Figura 2 – *Diagrama estratigráfico da bacia de Sergipe (Cruz et al., 1998) . Observar que o Membro Angicos está presente somente nesta sub-bacia e as séries gálica e senoniana e o sistema terciário é mais desenvolvido nesta bacia.*



Modificado de Boletim de Geociências da Petrobras, no.1, vol.8, 1994.

Figura 3 – *Diagrama estratigráfico da bacia de Alagoas (Cruz et al., 1998). Observar que de modo geral esta sub-bacia sofreu mais erosão, principalmente nas partes proximais a partir do Albiano e a série neocomiana está bem mais desenvolvida do que na bacia de Sergipe.*

Período	Era	Estágio local	Evolução Tectônica	Litoestratigrafia
Terciário			MARGEM PASSIVA	Mosqueiro, Marituba, Fm. Calumbi
Cretáceo	Maastrichtiano			
	Campaniano			
	Santoniano Coniaciano			
	Turoniano			Fm. Cotinguiba
	Cenomaniano			
	Albiano		TRANSICIONAL	Fm. Riachuelo
	Aptiano	Alagoas		Muribeca, Maceió
		Jiquiá	RIFT	Fms. Poção, Ponta Verde, Coqueiro Seco
	Barremiano	Buracica		Fms. Rio Pitanga, Penedo, Barra de Itiúba
	Hauteriviano	Aratu		
	Valangiviano	Rio da Serra		
	Berriasiano			
Jurássic.	Tithoniano	D. João	PRÉ-RIFT	Fms. Serraria, Bananeiras, Candeeiro
Perm.			SAG	Fms. Acaré, Batinga
Carbon.				

Figura 4 – *Diagrama estratigráfico da bacia de Sergipe-Alagoas correlacionando os períodos e as idades com a evolução tectônica e o preenchimento sedimentar (Cruz et al., 1998).*

4.1.2 Formações da fase Pré-rifte

Separamos as formações pelo contexto de evolução tectônica dividindo-as em Pré-rifte, Rifte e Pós-rifte. Neste tópico inserimos as formações do período Pré-rifte das bacias.

Formação Estância – A Formação Estância provavelmente foi depositada no Cambriano, discordantemente sobre o embasamento subjacente. A formação tem ambiente deposicional interpretado para essas rochas provenientes de sistemas fluviais entrelaçados e meandrantes, deltas, intermaré e nerítico (Silva *et al.*, 1978). A Formação Estância ocorre

essencialmente na bacia de Sergipe na forma de meta-arenito fino e meta-siltito arenoso, vermelho a púrpura e verde-acinzentado, com intercalações de ardósia, calcário e camadas pouco espessas de conglomerado policomposto. Na base da formação encontram-se camadas de dolomitos castanho-claro com sílex.

Formação Batinga – Pobre em conteúdo fossilífero, é assumida como de idade neocarbonífera (Schaller, 1969). A deposição da Formação Batinga se deu em ambiente glacio-marinho, e é dividida em três membros que ocorrem interrelacionados. O Membro Mulungu é constituído por paraconglomerados com seixos, calhaus e matacões de rochas ígneas e metamórficas, caoticamente imersos em matriz sílico-arenosas cinzenta. O Membro Atalaia é representado por arenito grosso, esbranquiçado, imaturo e caulínico, e o Membro Boacica é caracterizado pela ocorrência de siltitos laminados.

Formação Aracaré – Possui rochas do Eopermiano que se depositaram provavelmente em ambiente costeiro. Sob a influência de tempestades e retrabalhamento eólico, a formação apresenta intercalações de arenito médio avermelhado, folhelho e calcário, associado a sílex, cuja presença é importante para reconhecimento da unidade. Ambos os contatos inferior e superior são discordantes.

Formação Candeeiro – É atribuída a idade neojurássica à Formação Candeeiro por correlações em subsuperfície (Schaller, 1969) devido à falta de conteúdo fossilífero. Provavelmente de ambiente de sedimentação fluvial entrelaçado, a formação é constituída de arenito fino a médio branco e cinza-avermelhado. Sobrepõe-se em discordâncias às rochas paleozóicas ou ao embasamento, e aparentemente está mais presente na bacia de Alagoas do que na de Sergipe.

Formação Bananeiras – A Formação Bananeiras, de idade neojurássica, foi definida pela presença de ostracodes não marinhos (Schaller, 1969). Depositou-se em ambiente lacustre, sendo composta por folhelho e argilito vermelho, acastanhado e arroxeado. Tem

contato inferior concordante com a Formação Candeeiro e discordante com as unidades paleozóicas. Por sua vez, o contato superior é concordante com a Formação Serraria.

Formação Serraria – Novamente a presença de fósseis ostracodes não marinhos permite datar esta formação como neojurássica e eocretácia a qual foi depositada em um sistema formado por rios entrelaçados, com retrabalhamento destas fácies por ação eólica subordinada. Esta formação contém arcósio e quartzarenito médio a grosso, branco, acinzentado e avermelhado, com estratificações cruzada tabular e acanalada. O contato inferior é concordante com a Formação Bananeiras, assim como o superior com a Formação Barra de Itiúba.

4.1.3 Formações da fase Rifte

Formação Barra de Itiúba – É interpretada, a partir de ostracodes não marinhos, como sendo de idade eocretácea, originada de deposição em deltas de ambiente lacustre. A formação tem sucessão monótona de folhelho cinza-avermelhado, com intercalações relativamente delgadas de arenito muito fino, cinza e branco, e calcilutito acastanhado. Em algumas áreas chega a ter 2000 metros de espessura, concordantemente sobreposta à Formação Serraria, enquanto sotopõe-se e interdigita-se lateralmente com a Formação Penedo.

Formação Penedo – Assim como a Formação Barra de Itiúba, a idade da Formação Penedo é eocretácea e tem seu sistema deposicional definido por rios entraleçados e retrabalhamento por ação eólica (Ferreira, 1990; Vieira, 1991). É formada por espessos leitos de arcósio fino a grosso, mal selecionado, branco e cinzento a amarelado, com estratificação acanalada frequentemente deformada por gigantesca fluidização. A Formação Penedo sobrepõe-se concordantemente e grada lateralmente para a Formação Barra de Itiúba enquanto

está sotoposta concordantemente à Formação Coqueiro Seco. Próximo às falhas de borda da bacia de Sergipe, a Formação grada lateralmente para a Formação Rio Pitanga (Schaller, 1969).

Formação Rio Pitanga – As rochas da Formação Pitanga foram depositadas por leques aluviais associados aos falhamentos de borda de bacia, ativos durante as idades Aratu, Buracica e Jiquiá. Há ocorrência de conglomerados e brechas policompostos, de coloração avermelhada a esverdeada. A Formação grada para as formações Penedo e Coqueiro-Seco e pode estar sotoposta em discordâncias à Formação Muribeca (Schaller, 1969).

Formação Coqueiro Seco - Além da presença de fósseis ostracodes não marinhos, polimorfos desta formação também foram datados de Eoaptiano, sendo os sedimentos depositados por deltas curtos em ambiente lacustre. A litologia constitui-se de alternâncias monótonas de arcósios finos a grossos, acastanhados, micáceos e folhelhos síliticos castanhos. A formação está sobreposta concordantemente à Formação Penedo e está sotoposta também concordantemente às formações Ponta Verde e Maceió (Schaller, 1969). Possui gradação lateral para Formação Rio Pitanga na parte da bacia de Sergipe e para Formação Poção na bacia de Alagoas.

Formação Poção – A idade da Formação Poção Jiquiá-Alagoas é inferida a partir da correlação por meio de dados sísmicos em conseqüência do seu conteúdo afossilífero. A formação tem rochas depositadas por leques aluviais sintectônicos em ambiente de alta energia. Encontram-se conglomerados com seixos e matacões de rochas graníticas de até 3 metros de diâmetro, em matriz de arcósio mal selecionado (Figueiredo, 1978). Os conglomerados ocorrem somente na bacia de Alagoas e têm suas maiores espessuras próximas às falhas da borda da bacia, enquanto gradam lateralmente para as formações Penedo, Coqueiro Seco, e Maceió.

Formação Ponta Verde – A Formação Ponta Verde, de idade eoaptiana depositou-se em ambiente lacustre, onde se encontra folhelho esverdeado, com formato acircular em amostras de calhas. É concordante com as formações Maceió e Coqueiro Seco.

4.1.4 Formações da fase Pós-rifte

Formação Maceió – A Formação Maceió possui idade que varia do Mesoaptiano ao Aptiano e já caracteriza o início de ambiente marinho com clásticos e evaporitos depositados em leques aluviais sintectônicos. A sua litologia inclui intercalações de arcósio fino a grosso cinza-claro e castanho, folhelho betuminoso castanho com interlaminações de anidrita e dolomita, e camadas de halita informalmente denominadas de Evaporitos Paripueira (Scharller, 1969). A Formação Maceió está sobreposta concordantemente com as formações Coqueiro Seco e Ponta Verde e sotoposta concordantemente à Formação Riachuelo.

Formação Muribeca – Através de polimorfos e microforaminíferos (Koutsoukos, 1989) foi datada em neoaptiana. O sistema deposicional é de ambiente transicional para mar restrito retratado pelos clásticos, carbonatos e evaporitos Muribeca. A formação contém clásticos grossos, evaporitos e carbonatos de baixa energia presentes no bloco alto da linha de Charneira Alagoas da bacia de Sergipe. Nesta formação pode-se distinguir três membros. O Membro Cormopólis é formado por conglomerados policompostos cinzento e castanho, e litarenitos médios a grossos. O Membro Ibura caracteriza-se por uma variada suíte evaporítica, associada a calcarenito e calcirrutito de origem algálica. O Membro Oiteirinhos contém calcilutito maciço e laminado, folhelho e siltito castanho. A formação sobrepõe-se discordantemente ao embasamento e sotopõe-se concordantemente à Formação Riachuelo.

Formação Riachuelo – Sua idade albiana provém de determinações bioestratigráficas baseadas em foraminíferos plantônicos, nanofósseis calcários e palinomorfos. Sua formação é

mais desenvolvida na bacia de Sergipe, representando a primeira deposição essencialmente marinha. Novamente, engloba três membros formados por um complexo clástico-carbonático que está concordantemente intercalado entre a Formação Muribeca e Cotinguiba. O Membro Angico é formado por arenito branco fino a conglomerático. O Membro Taquari é caracterizado por intercalações sucessivas de calcilutito e folhelhos cinzentos. O Membro Maruin é constituído por calcarenito e calcirrudito oncolítico e oolítico creme, além de recifes algálicos isolados.

Formação Cotinguiba – A Formação Cotinguiba é de idade cenomaniana a eoconiaciana, com deposição no talude, e é constituída de carbonatos com interestratificações clásticas, sendo que o Membro Aracaju contém argilito cinza a verde, folhelho castanho e marga amarelada. Já o Membro Sapucari é basicamente constituído por calcilutito cinzento maciço ou estratificado (Schaller, 1969). É sobreposto concordantemente às Formações Muribeca e Maceió, sotopondo-se com discordância erosiva à Formação Calumbi.

Formação Calumbi – As determinações bioestratigráficas com base em foraminíferos plantônicos, nanofósseis calcários e palinomorfos conferem-lhe idade do Neoconiaciano ao Holoceno. Em sua constituição, encontra-se argilito e folhelho cinzento a esverdeado, com intercalações de arenito fino a grosso, sobrepondo-se por discordância erosiva à Formação Cotinguiba e lateralmente gradativa para as formações Mosqueiro e Marituba. A deposição se processou em talude e bacia oceânica e contém arenitos depositados por corrente de turbidez.

Formação Mosqueiro – Essa Formação tem idade do Campaniano ao Mioceno na Bacia de Alagoas, e do Paleoceno ao Holoceno na bacia de Sergipe. Possui predominantemente calcarenitos bioclásticos cinzentos, compostos basicamente por foraminíferos e moluscos, gradando lateralmente para as formações Marituba e Calumbi.

Formação Marituba – As rochas foram depositadas por leques costeiros do Campaniano ao Holoceno, com predominância de arenito médio a grosso cinzento e com gradação lateral para as formações Mosqueiro e Calumbi.

Formação Barreiras – De idade neocenozóica, serve de cobertura para registro sedimentar, contendo clásticos continentais finos e grossos, de coloração variada e grau de compactação insignificante (Schaller, 1969).

A Figura 5 mostra um resumo das formações e suas litoestratigrafias correlacionadas com suas respectivas idades e etapas da evolução tectônica da bacia Sergipe-Alagoas.

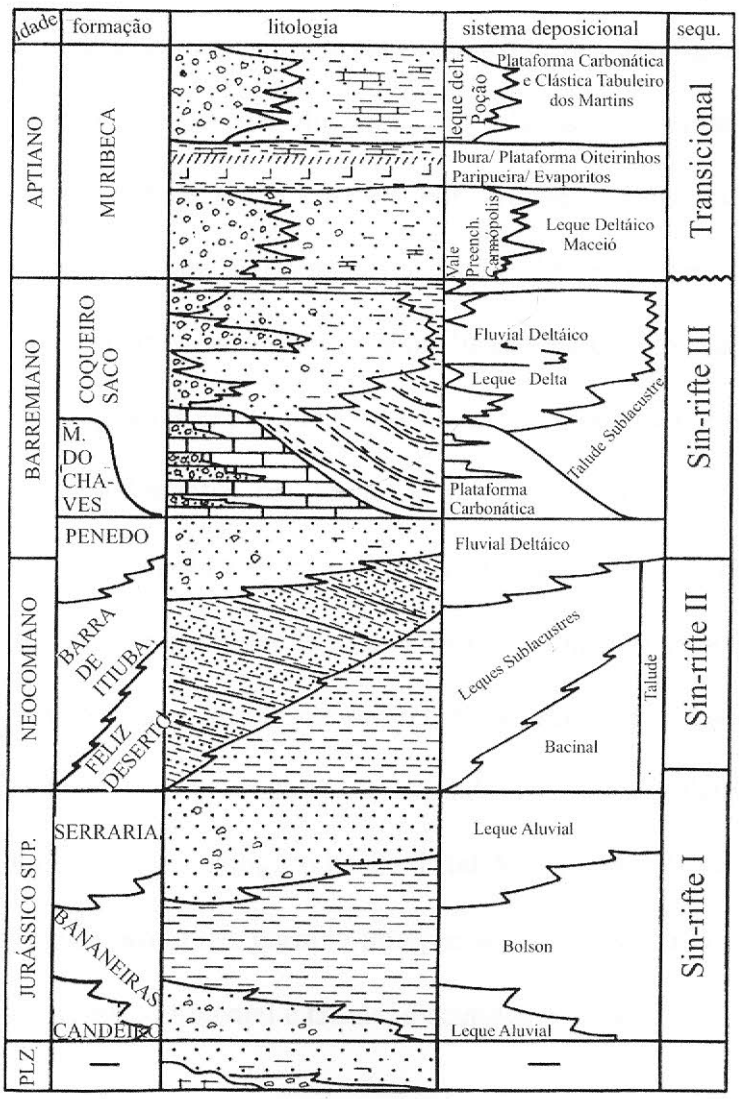


Figura 5 – Diagrama estratigráfico de ambiente deposicional das megassequencias da fase sin-rifte e transicional da bacia de Sergipe – Alagoas. Note que a fase marinha começa com a Formação Maceió, que representa o começo da fase transicional. Durante a fase não marinha (sin-rifte) há dominância de deltas em um sistema lacustre (Cruz et al., 1998).

4.2 Geologia Estrutural

Assim como as demais bacias sedimentares do nordeste brasileiro, as bacias de Sergipe e Alagoas são de margem passiva e possuem um rifteamento assimétrico. Observa-se no mapa estrutural (Figura 6) que os depocentros sedimentares apresentam diferenças fundamentais entre a porção alagoana – caracterizada por um rifte estreito e alongado segundo a linha de costa, com reduzida espessura de sedimentos de fase termal – e a porção sergipana, caracterizada por um sedimentação mais ampla, controlada por falhas extensionais normais e por uma proporção relativamente maior de sedimentos pós-rifte.

Na parte inferior da Figura 6, apresentam-se duas seções geológicas esquemáticas ao longo das distintas porções das bacias de Sergipe e Alagoas. Observam-se várias feições principais: os blocos do rifte são controlados por grandes falhas sintéticas normais; o embasamento aprofunda-se na direção do mar, mas localmente há inversão dessa tendência de mergulho, gerando altos internos nas bacias; alguns blocos basculados são afetados por uma discordância regional de grande expressão, ativa entre o Neocomiano e o Aptiano, sobre a qual se depositaram os sedimentos progradantes da fase termal; os sedimentos clásticos aptianos aumentam em espessura na direção de águas profundas por reativação da falhas da fase rifte, que localmente controlam também a deposição albiana; camadas evaporíticas não são observadas nas porções mais distais das seções. Para esta última observação, enfatiza-se que a ausência de camadas evaporíticas está baseada em dados relativamente antigos e restritos à região plataformal, sem atingir o limite distal dos blocos do rifte. A visualização do sistema de riftes em águas profundas permite interpretar estilos estruturais contrastantes com os observados na plataforma continental e talude, discutidos a seguir.

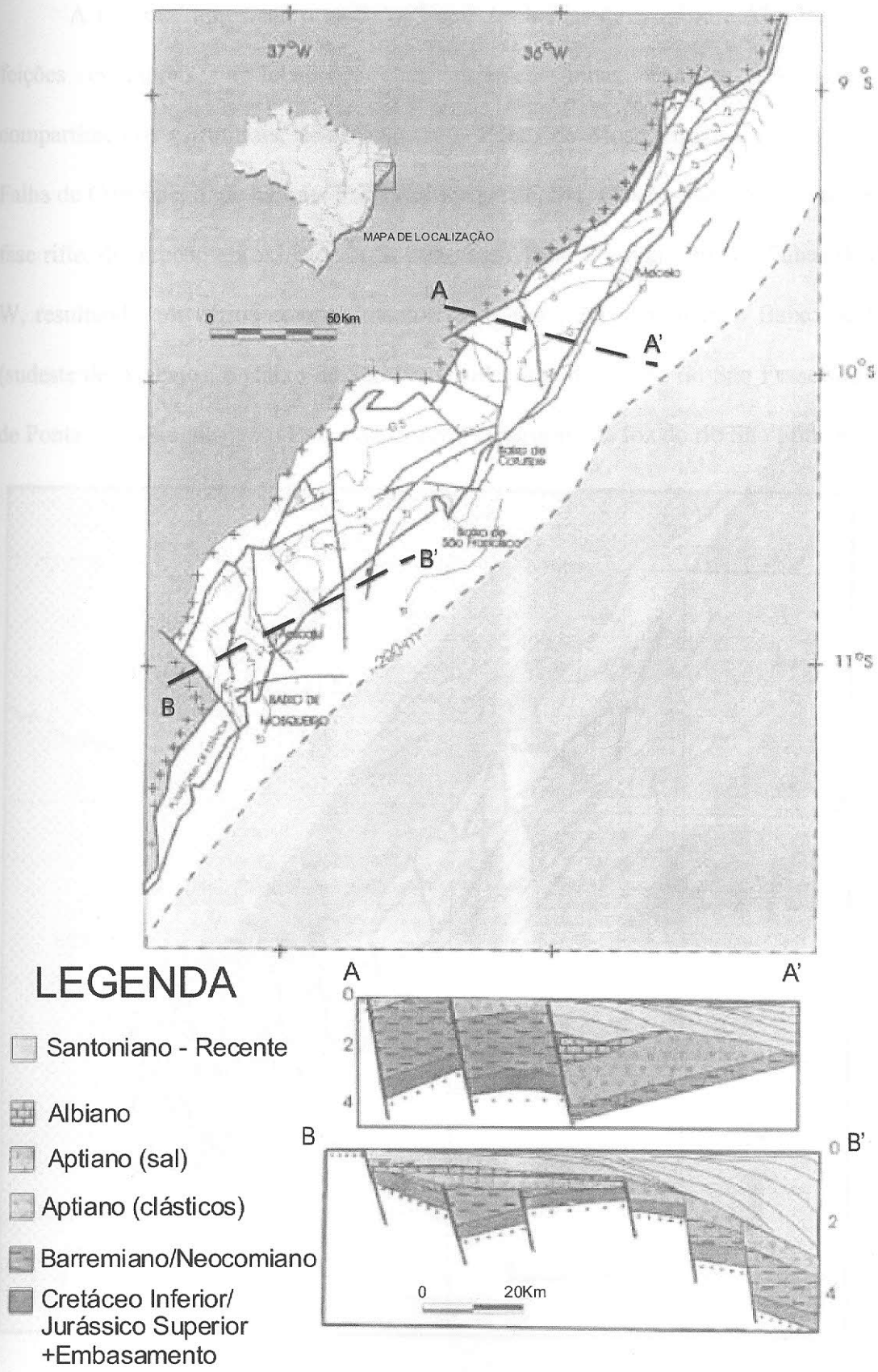


Figura 6 – *Mapas de localização (detalhe) e estrutural ao nível do embasamento, com as principais feições regionais das bacias de Sergipe e Alagoas (modificado de Ponte et al., 1980). Na parte inferior, mostram-se seções esquemáticas ao longo das porções alagoana e sergipana da bacia, desde o limite com o Pré-cambriano até a plataforma continental.*

A Figura 7 apresenta o mapa regional das bacias de Sergipe e Alagoas, ilustrando as feições estruturais, a localização de algumas linhas sísmicas regionais e alguns compartimentos estruturais, destacando-se o Baixo de Mosqueiro e a região a nordeste da Falha de Coruripe, onde há uma linha sísmica *strike*, S-1. Observa-se que as grandes falhas da fase rifte, de direção aproximada N-S, estão associadas a um sistema de falhas de direção E-W, resultando em vários compartimentos estruturais, em particular, o Baixo de Mosqueiro (sudeste de Aracaju); o Baixo de São Francisco (leste da foz do rio São Francisco e da Falha de Ponta dos Mangues); e o Baixo de Coruripe (nordeste da foz do rio São Francisco).

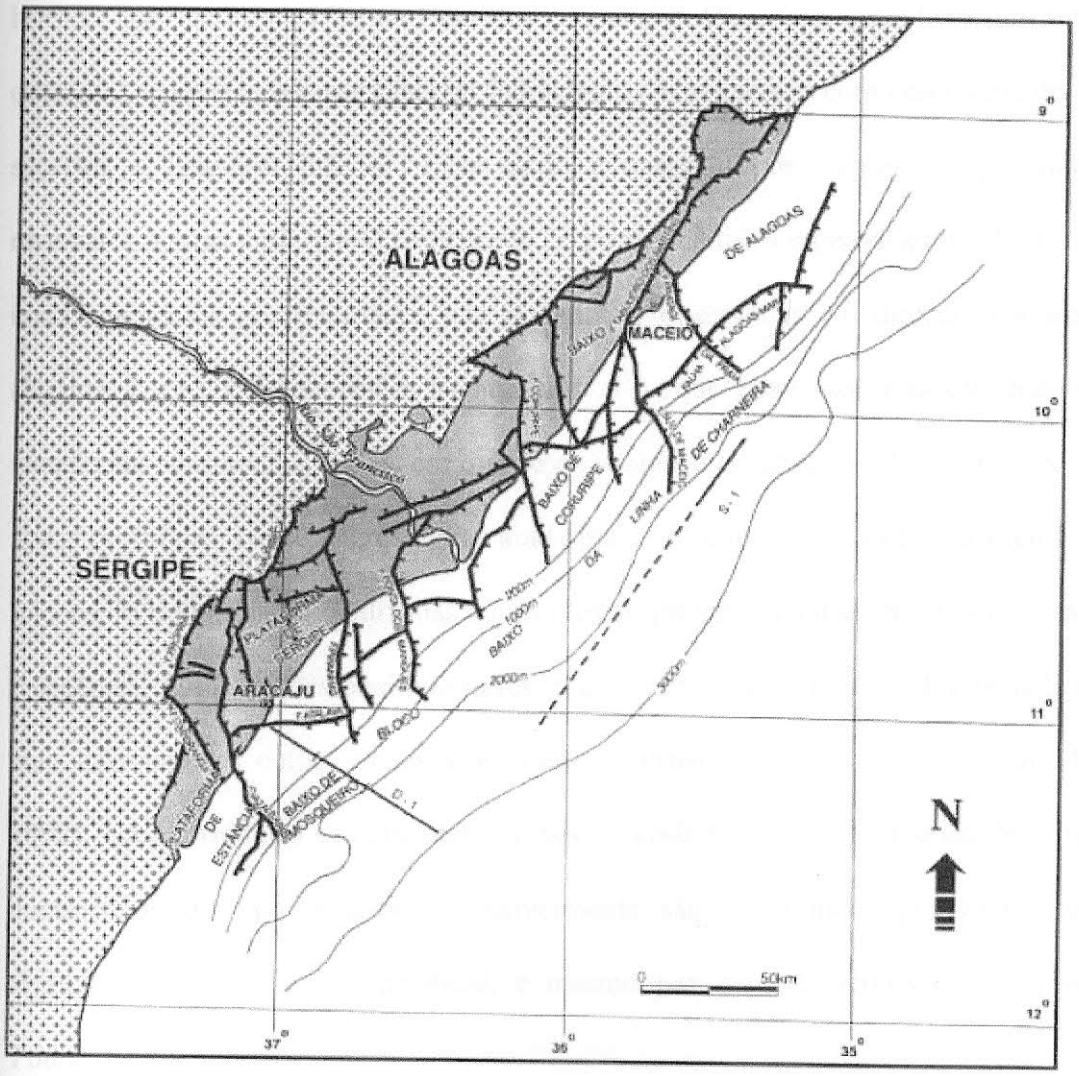


Figura 7 – *Mapa de arcabouço tectônico com grandes feições regionais (compartimentação estrutural dos blocos delimitados por falhas de fase rifte) das bacias de Sergipe e Alagoas, com localização de perfis sísmicos discutidos no texto (Bisol, 1992).*

Na Figura 8 apresenta-se uma visão regional do comportamento do rifte no Baixo de Mosqueiro, por meio de uma seção de direção NW-SE, que se estende a partir da plataforma continental e avança na direção da região de águas profundas. A seção tem como base uma composição de seções sísmicas regionais na plataforma de Sergipe ilustrando com grande clareza o estilo estrutural de blocos basculados por falhas sintéticas, ativas durante a fase rifte, resultando em escalonamento sistemático em direção ao mar, e aprofundamento do embasamento na direção do continente. Um segundo estilo estrutural, associado à halocinese, pode ser observado na plataforma rasa, onde há registro de notáveis diápiros de sal e falhas lístricas com descolamento na base dos evaporitos. Observa-se, também, um terceiro estilo estrutural, caracterizado por grandes falhamentos extencionais com descolamento no Cretáceo superior a Terciário inferior. Esse estilo é marcado por feições compressionais (falhas reversas e dobras anticlinais) resultantes de processos de compensação das falhas geradas por escorregamentos gravitacionais, que podem ser observadas em direção a águas profundas (Figuras 7 e 8). Há dois poços na Figura 8: o A, que atravessou espessa seção de halita na plataforma continental, e o B, em que se constatou total ausência de evaporitos na região de águas profundas. Na região de águas ainda mais profundas (porção SE da Figura 8), ocorrem feições do tipo *mound*, localizadas adjacentes ao provável contato entre as crostas continental e oceânica. Essas feições positivas apresentam ocorrência regional na Bacia de Sergipe, e têm sido interpretadas como rochas vulcânicas e intrusivas ígneas (Pontes *et al.*, 1991; Bisol, 1992). Há ocorrências semelhantes a esses *mounds* em águas profundas de outras margens continentais do tipo Atlântico. Possivelmente são constituídas por rochas sedimentares argilosas, carbonáticas, evaporíticas, e mesmo por bancos recifais (Poag, 1982; Keen & Potter, 1995).

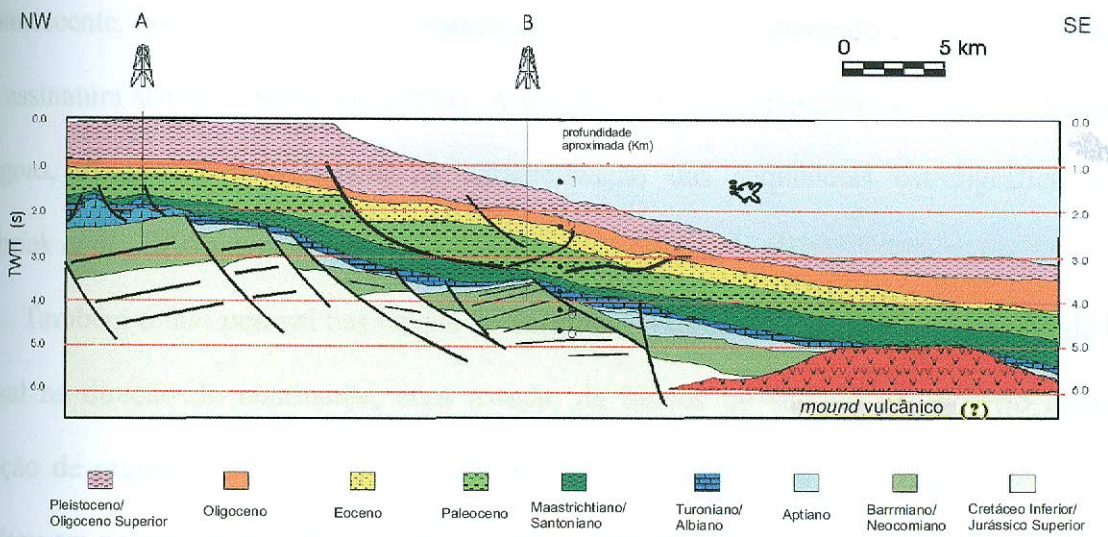


Figura 8 – *Seção D-1 na direção dip da Bacia de Sergipe-Alagoas, com base em seções sísmicas regionais (ver localização na Figura 7) entre a plataforma continental e a porção distal do Baixo de Mosqueiro (Mohriak et al., 2000). Os poços A e B são comentados no texto. Em águas profundas também ocorre uma feição do tipo mound, possivelmente localizada próxima da transição entre as crostas continental e oceânica.*

Feições intrusivas de composição ígnea também ocorrem na margem continental do nordeste do Brasil, com assinatura sísmica, característica aliada à anomalia gravimétrica e magnética. A integração de várias ferramentas identifica feições desse tipo como *plugs* vulcânicos cujas raízes podem atravessar a crosta inferior e penetrar no manto superior (Mohriak & Rabelo, 1994). Entretanto, há outras alternativas para as feições diapíricas que se assemelham a cones vulcânicos mas apresentam características geofísicas distintas dos *plugs* (q. v. Mohriak, 1995a,b)..

Outra característica interessante é que, embora estruturas halocinéticas clássicas e a típica província de domos de sal em águas profundas sejam observadas na plataforma continental das bacias de Campos e Santos, estas estruturas praticamente não estão presentes nas bacias da margem nordeste. No caso da bacia de Sergipe e Alagoas, sabe-se que a sedimentação foi grandemente influenciada por controle tectônico bastante diverso do que se observa nas bacias do sudeste. Além de a quantidade original de sal estar restrita à região de plataforma e ser possivelmente inferior às das bacias do sudeste (Mohriak *et al.*, 1997a), há evidências de grandes reativações pós-aptianas erodindo e mobilizando a camada evaporítica

remanescente, que deve ter sofrido modificações substanciais alterando estruturas originais e sua assinatura sísmica (Mohriak, 1995a). A tectônica do sal é, portanto, no caso de Sergipe e Alagoas, de grande importância na caracterização das seqüências estratigráficas (e.g., Mohriak *et al.*, 1997a, seção Tectônica do sal).

Também é fato notável nas bacias de Sergipe e Alagoas o grande basculamento da base do sal na direção do continente, com rotação de blocos no sentido anti-horário devido à atuação de grandes falhas sintéticas que afetam o embasamento. Essa reativação tectônica resultou em acentuada rotação conjunta dos blocos de rifte e da base do sal (veja Figura 8). A ausência de sal nos poços perfurados na região de águas profundas teria então uma causa tectônica e não estratigráfica. Mas há ainda, nestas bacias, objeções à hipótese de tectônica de sal em águas profundas, e neste caso faz-se referência aos trabalhos de Mohriak para mais detalhes (Mohriak *et al.*, 1997a; Mohriak *et al.*,1993; Mohriak, 1995a,b).

4.3 Geologia Histórica

As bacias sedimentares do nordeste brasileiro formam uma série de *grabens* assimétricos. A sub-bacia de Sergipe é caracterizada por um pacote sedimentar *onshore* pouco espesso e por uma série de depocentros controlados por falhas sintéticas na plataforma continental e em águas profundas. Em contraste, a sub-bacia de Alagoas é caracterizada por uma sucessão de sedimentação sin-rifte muito espessa *onshore* e na plataforma, com uma seqüência sedimentar relativamente delgada depositada durante a fase de subsidência. Na extremidade nordeste da sub-bacia também há evidências de estruturas invertidas associadas com tectonismo transpressional (Mohriak *et al.*, 2000). Procura-se descrever aqui a evolução histórica (Figura 9) dos aspectos estratigráficos e estruturais da bacia.

A coluna estratigráfica da bacia de Sergipe-Alagoas pode ser dividida em 5 grandes megassequências (Mohriak *et al.*, 2000): Pré-rifte, Rifte (continental), Transicional (evaporítica), Transgressiva Marinha e Regressiva Marinha. Essas seqüências são divididas por grandes discordâncias, resultando em unidades geológicas depositadas em características de ambiente deposicional. A megassequência Pré-rifte apresenta afloramentos em terra ao longo das bordas do sistema de rifte, e espessura de sedimentação que varia de 100 a 300m. Ela inclui camadas variando desde o Paleozóico (principalmente Carbonífero-Permiano) até o Mesozóico (principalmente do fim do Jurássico e inicio do Cretáceo). A discordância jurássica divide esta seqüência em duas unidades. A primeira é a perminiana-carbonífera, que inclui uma seção siliciclástica com sedimentos glaciais (Formação Batinga) cobertos por *red beds* com evaporitos (Formação Aracaré). A outra unidade é uma seqüência jurássica superior dominada por *red beds* na sua base (Formação Bananeiras) sofrendo graduação para cima até rochas sedimentares fluviais-eólicas (Formação Serraria).

A megassequência de Rifte foi depositada em um ambiente fluvial-lacustre variando em idade desde o Neocomiano até o Barremiano. É caracterizada pela associação com rifteamento ativo e rápida variação das fácies estratigráficas. A megasseqüência é composta de uma seqüência progradante lacustre (Formação Barra de Itiúba), sofrendo graduação até uma seqüência siliciclástica-carbonítica (Formação Morro do Chaves), culminando em uma seqüência predominantemente siliciclástica (Formações Coqueiro Seco e Maceió). Siliciclásticos grossos sin-tectônicos, associados com grandes falhas de borda, são representados por conglomerados (Formação Rio Pitanga) e arenitos (Formação Penedo).

A megassequência Transicional corresponde ao estágio pré-oceânico das bacias do Atlântico sul. Ela é caracterizada por deposição espalhada de silicatos, carbonatos e evaporitos (Formação Muribeca) durante as primeiras incursões marinhas na bacia. A tectônica das formações de sal é considerável principalmente na plataforma, com influência

desprezível em ambientes de água profunda. Entretanto, estruturas de difícil definição na região de águas-profundas podem ser possivelmente associadas a movimentos do sal.

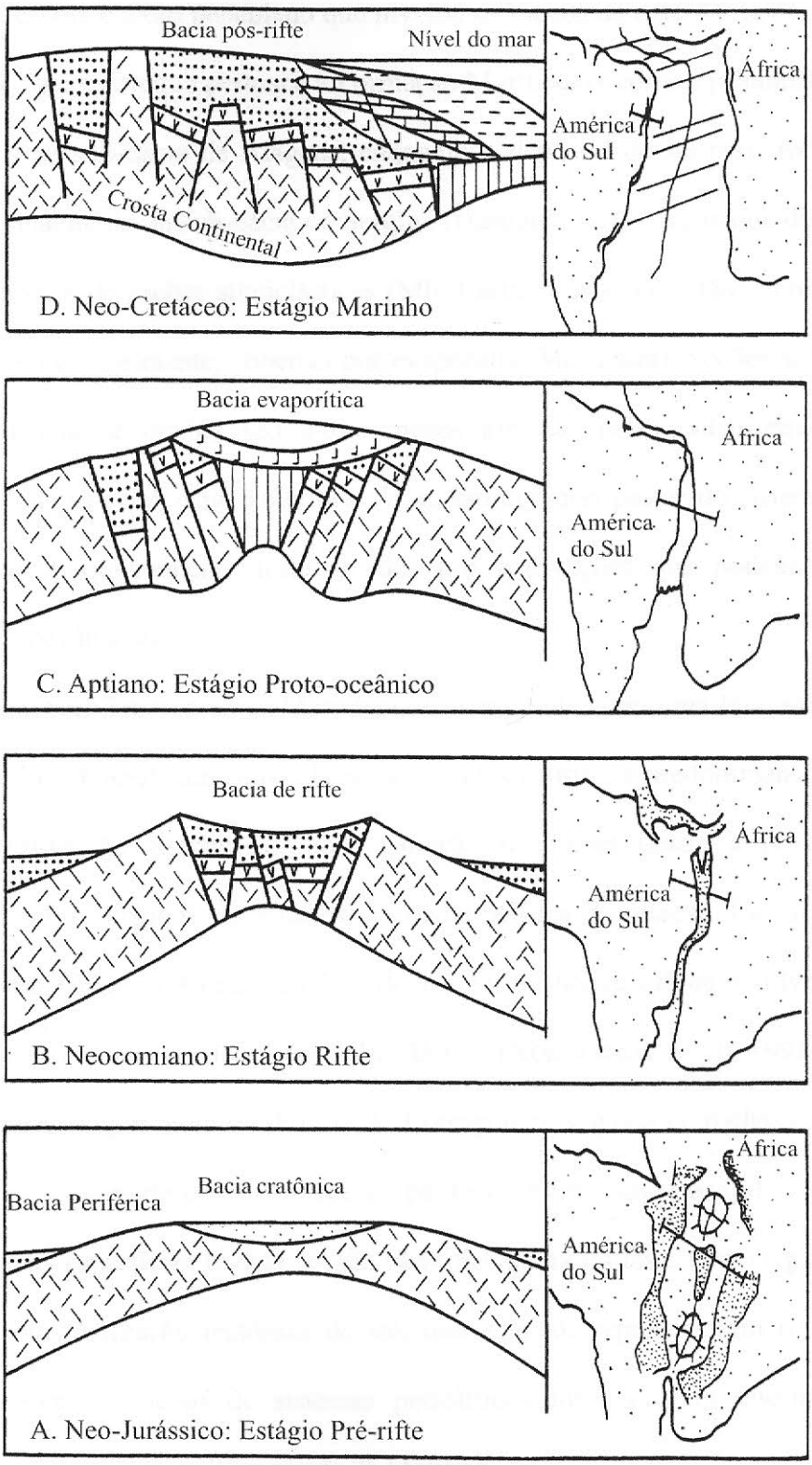


Figura 9 – *Representação dos estágios de evolução da margem passiva brasileira. Modificada por Porto e Dauzacker (1978).*

Em terra e na plataforma continental, duas sequências de evaporitos são identificadas, uma abaixo e outra acima da discordância pré-aptiana (conhecida como "descontinuidade de quebra"), que corresponde a um peneplano que nivelou os blocos de rifte. Os depósitos de sal mais antigos (Mb. Paripueira que pertence à Formação Muribeca) ocorrem principalmente em depocentros locais na sub-bacia de Alagoas, enquanto o depósito de sal mais recente (Mb. Ibura) ocorre regionalmente na sub-bacia de Sergipe (Uesugui, 1987). Acima da discordância de quebra há depósitos de rochas siliciclásticas (Mb. Carmópolis) que estão sobrepostas por folhelho betuminoso e, finalmente, cobertas por evaporitos (Mb. Ibura). Seções sedimentares acima da discordância de quebra são muito menos afetadas pelas falhas envolvendo o embasamento do que as seqüências anteriores, mas, em algumas partes do sistema de rifte, alguns blocos são frequentemente influenciados por reativações que podem chegar às sequências aptianas e albianas.

A megassequência Transgressiva Marinha pode ser dividida em uma fase antiga, Fase I (Aptiano – início do Albiano), caracterizada por ambientes restritos e predominante deposição de carbonatos (Formação Riachuelo), com variação de fácies desde a proximal com siliciclásticos (Membro Angico) até a lacustre e distal pelítica (Formação Taquari). Na fase subseqüente, Fase II (final do Albiano e início do Terciário), houve subida do nível do mar e predominância de ambientes de deposição siliciclástica (Koutsoukos *et al.*, 1991). A fácies proximal é caracterizada por arenitos (Formação Cotinguiba), seguida de rochas carbonáticas (Membro Sapucari) e na parte distal, por rochas pelíticas (Formação Aracaju). Vários níveis de anoxia dentro das superfícies inundadas são identificados nesta fase. Esta megassequencia foi afetada pela movimentação tectônica do sal, que além de representarem o efeito mais importante no desenvolvimento de sistemas petrolíficos influenciaram enormemente as seqüências do Cretáceo Superior (Figueiredo & Mohriak, 1984).

A megassequência de Regressão Marinha coincide com a eustasia do início do Terciário. Esta megassequência é composta de três fácies: a proximal com predominância arenitos grossos (Formação Marituba); a da plataforma com calcários, principalmente; e a distal (Formação Calumbi), representada em sua maioria por folhelhos e turbiditos embebidos entre camadas.

Quanto à evolução tectono-sedimentar da bacia Sergipe-Alagoas, podemos dizer que é bastante semelhante às demais bacias da margem leste brasileira, desenvolvidas em função da ruptura e deriva continental da África e América do Sul (Aquino & Lana, 1990). Os diferentes estilos sedimentológicos e tectônicos são intrinsecamente relacionados às três maiores fases evolucionais durante a separação entre os dois continentes (Pré-rifte, Rifte e Pós-rifte).

A história deposicional começa com a Fase Pré-rifte, remontando ao Paleozóico. Esta fase intracratônica é aparentemente controlada por subsidência, produzindo depressões grandes e suaves, sem sedimentação tectônica dominada por falhas (Cainelli, 1992). Esta sedimentação se estendeu além desta bacia para outras adjacentes, no nordeste brasileiro e na bacia do Gabão, na África. Durante o Triássico, a bacia entrou em um período erosional/não-deposicional, evento que separa a megassequência Pré-rifte Paleozóica da megassequência Pré-rifte Jurássica. Esta última corresponde a um novo impulso de subsidência com o desenvolvimento de depressões regionais, provavelmente como conseqüência do estiramento que precede a Fase Rifte (Cainelli, 1992). Neste período, foram depositados *red-beds* e arenitos fluviais ainda em ampla bacia intracontinental, provavelmente como resultado desta extensão incipiente, antecedendo o forte tectonismo que levou à ruptura entre a África e a América do Sul.

A Fase Rifte representa o processo que resultou na separação entre os continentes africano e americano. Na Figura 10, as diferentes deposições desta fase estão representadas. No Eo-Cretáceo, o intenso falhamento subdivide a bacia em compartimentos tectono-

sedimentares distintos. A complexidade da deformação, com falhas em diversas direções, estruturas arqueadas positivas e negativas (meio-*horsts* e meio-grábens), freqüente disposição *en echelon* dos elementos estruturais, mudança na orientação dos depocentros e variação nas taxas de sedimentação, pressupõe a atuação de pelo menos dois regimes tectônicos durante a Fase Rifte (Lana, 1985). Inicialmente, a sedimentação neocomiana foi controlada por sistemas de falhas Norte-Sul contemporâneos. A disposição dos depocentros, associada ao padrão das falhas e à presença de arqueamentos sugere um regime transtensional no início da formação do rifte, explicável pelo deslocamento sinistral entre a África e a Microplaca Sergipana. Seções sedimentares espessas (mais de 5000m de espessura) oriundas de sistemas aluviais, fluviais, deltáicos e lacustres se acumularam nos meio-grábens, com direção deposicional paralela às maiores falhas limitantes (Fernandes *et al*, 1981). Lagos rifte eram preenchidos por sedimentos deltáicos da Formação Barra de Itiúba e cobertos por arenitos fluviais da Formação Penedo. O preenchimento progressivo dos lagos resultou em um aumento geral da proporção arenito/folhelho. Enquanto isso, ao longo das margens destes lagos, áreas-fonte rejuvenescidas próximas a falhas grandes produziram leques aluviais formados por conglomerados e arenitos grossos da Formação Rio Pitanga. No final da Fase Rifte, plataformas carbonáticas lacustres floresceram em áreas rasas (Formação Morro do Chaves), ladeando as fontes pontuais principais, que alimentavam sistemas flúvio-deltáicos (Formação Coqueiro Seco). Este sistema clástico progradou finalmente através da bacia e enterrou o sistema carbonático Morro do Chaves como uma conseqüência de um último pulso de rifte tectônico (Figueiredo, 1981). Indicando a próxima fase na bacia, uma breve quiescência, representada pela Formação Ponta Verde, possibilitou a deposição de folhelhos lacustres na porção norte da bacia.

No pós-rifte, Eo-Alagoas, cessa a subsidência na fossa Recôncavo-Tucano, na outra borda da microplaca, e o regime tectônico em Sergipe-Alagoas torna-se puramente

extensional. A taxa de sedimentação aumenta substancialmente e os depocentros assumem orientação NE, localizados nos blocos baixos da linha de charneira proeminente, principal feição estrutural da bacia desde então. Nesta época, ocorrem as primeiras ingressões marinhas, atestadas pela presença dos evaporitos Paripueira, cessando o estiramento e o rifteamento. No Neo-Alagoas, a sedimentação avança sobre o bloco alto da linha de charneira, em condições tectônicas mais estáveis que, associadas à aridez climática, propiciam a deposição de sais solúveis do Membro Ibura. Neste estágio, a atividade das falhas do embasamento desaparece, ocorrendo apenas como reajustes isostáticos ao longo dos blocos falhados. Subsidência diferencial marítima térmica, posteriores falhas sin-rifte e falhas lístricas causadas por halocinese compõem o novo estilo tectônico.

A Fase Pós-rifte é precedida por um evento erosional ao longo da bacia conhecido como a discordância pré-aptiana, reconhecida em outras bacias ao longo da costa leste brasileira (Asmus & Ponte, 1973). Taxas deposicionais mais elevadas ao longo do lado rebaixado das falhas rifte norte-sul e leste-oeste criaram dois compartimentos diferentes na bacia separados pela linha de charneira. Depocentros controlados por meio-grábens moveram-se para novos sítios ao longo do lado rebaixado da charneira aptiana, enquanto a região elevada adjacente foi sendo erodida. Espessuras estimadas da megasseqüência Pós-rifte variam aproximadamente entre 4000 e 6000m na porção rebaixada, e entre 1000 e 2000m, na porção elevada. A porção inferior da megasseqüência, formada por depósitos marinhos restritos, é considerada uma fase transicional entre os ambientes continentais da megasseqüência Pós-rifte do Albiano para o presente. Sedimentos aptianos (Formação Muribeca) são distinguidos por camadas evaporíticas, relacionadas com o Oceano proto-Atlântico, intercalados com clásticos terrígenos e carbonatos. O lado rebaixado da linha de charneira aptiana permitiu que a região fosse periodicamente invadida pela água do mar do sul, com deposição de evaporitos durante os períodos de quiescência tectônica. A região elevada foi concorrentemente exposta

a intensa erosão. Sedimentos foram remobilizados em novos depocentros localizados no lado rebaixado. Grandes camadas de arenitos, folhelho e sal caracterizam esta seção no Sergipe.

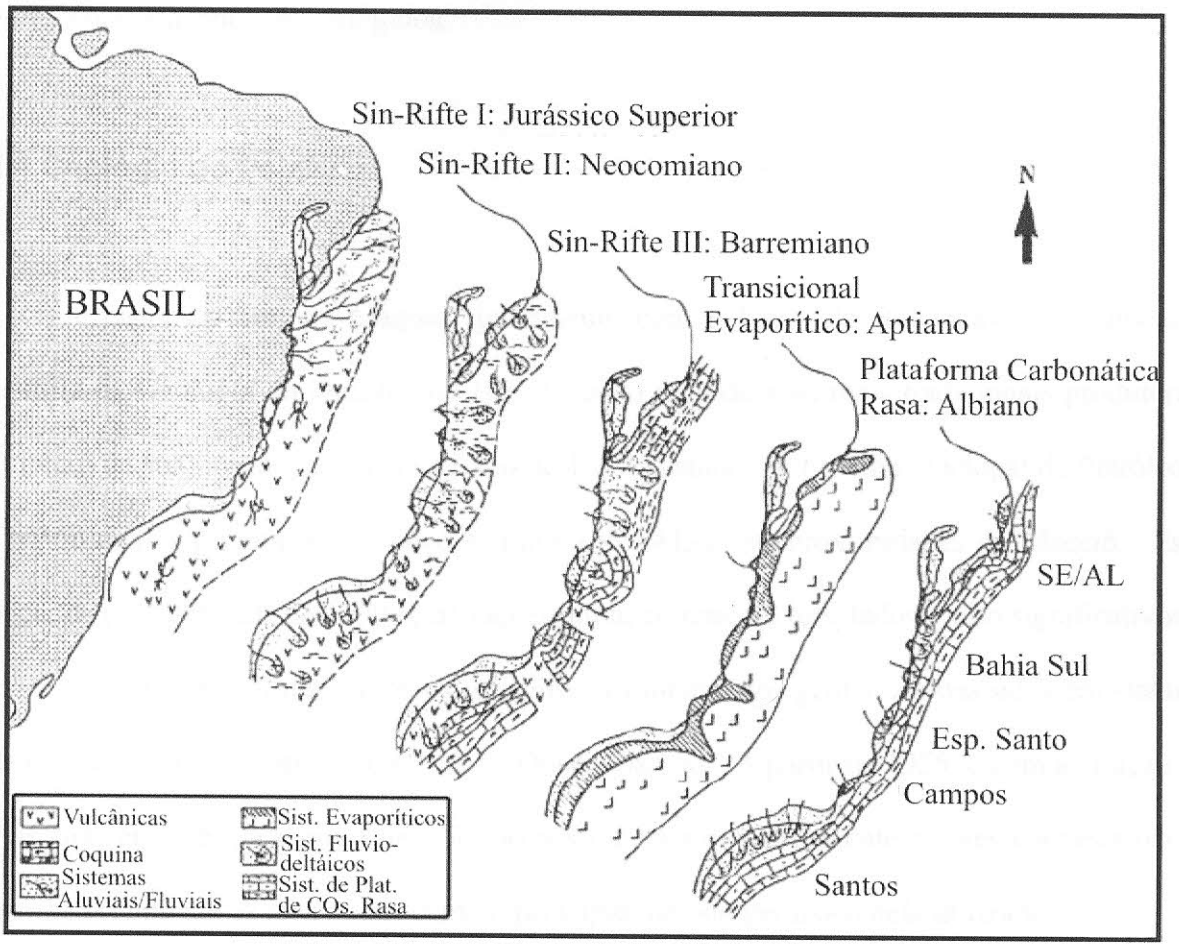


Figura 10 – *História deposicional da costa brasileira na Fase Rifte (Mohriak et al., 2000).*

Apenas no Aptiano a água do mar alcançou e se estendeu além do lado elevado da charneira, com deposição local de sais extremamente solúveis como a carnalita e a silvita. Os depósitos elevados são mais finos, compostos por conglomerados e arenito grosso que preenchem vales escavados pela discordância pré-aptiana. Estes vales foram tampados por camadas delgadas extensas de sal e carbonatos. Diferentemente de Alagoas, um fluxo de sedimentos mais vigoroso gerou depósitos espessos de arenitos deltáico-fluviais e folhelhos com finas camadas de sal ocasionais. A subsidência permitiu a transgressão de águas

marinhas além das barreiras da bacia evaporítica aptiana, o Elevado Rio Grande e o Cume Walvis durante o período Albiano. A circulação marinha aberta criou condições para o desenvolvimento das formações da plataforma carbonática albiana/santoniana e do talude das Formações Riachuelo e Cotinguiba.

4.4 Geologia do Petróleo

A bacia de Sergipe-Alagoas, juntamente com a bacia do Recôncavo, deu início à história da Geologia do Petróleo no Brasil, sendo uma de suas mais tradicionais produtoras. O início de sua investigação data do ano de 1939, quando o Conselho Nacional de Petróleo – CNP iniciou a perfuração do poço estratigráfico AL-1 nas proximidades de Maceió. Esse poço, de profundidade de 2199m, não apresentou, entretanto, resultados muito significativos.

Em 1935 foram realizados os primeiros levantamentos geofísicos baseados em sísmica de reflexão e magnetometria em Riacho Doce, Alagoas. A partir de 1955, e com a criação da Petrobrás em 1954, a sísmica de reflexão passou a ser intensivamente empregada nesta bacia, permanecendo até os dias atuais como o principal método geofísico nela utilizado.

Em 1957, através do poço TM-1-AL, foi descoberta a acumulação de Jequiá, a primeira acumulação comercial de petróleo na bacia de Sergipe – Alagoas em Tabuleiro dos Martins, Alagoas. Em 1963, foi descoberto o Campo de Carmópolis, a maior acumulação terrestre brasileira, com um volume *in place* de 250 milhões de m^3 de óleo, localizado na sub-bacia de Sergipe. A descoberta deste campo gigante contrariou o "Relatório Link", divulgado dois anos antes (Link, 1960), que concluía pela inexistência de acumulações de grande porte nas bacias sedimentares terrestres brasileiras.

Em 1968, através da utilização de registro sísmico digital na plataforma continental, descobriu-se o Campo de Guaricema, primeiro campo marítimo brasileiro. Após três anos da

descoberta deste campo, os maiores campos continentais da bacia já haviam sido identificados – Guaricema (1968), Dourado, Caiobá e Camorim (1970). Em 1987, iniciou-se a investigação de campos em águas profundas com a utilização do processamento de sísmica 3D. Na Figura 11, apresenta-se o mapa com as principais acumulações da bacia de Sergipe-Alagoas.

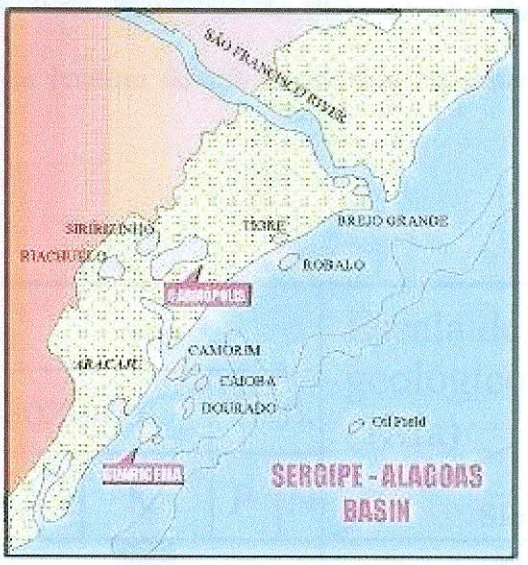


Figura 11 - *Mapa de localização das acumulações de hidrocarbonetos na bacia de Sergipe-Alagoas (Mohriak, 2000).*

A bacia de Sergipe-Alagoas apresenta três tipos de rochas geradoras de idade pré-albiana: duas, mais antigas, geradoras de hidrocarbonetos de origem continental, que compreendem as formações Barra de Itiúba (andar Rio da Serra e Buracica) e Coqueiro Seco (andar Jiquiá); e uma outra, geradora de hidrocarbonetos de origem marinha ou evaporítica, de idade Alagoas (Formação Muribeca). Especificamente, a sub-bacia de Alagoas possui a maioria de suas acumulações de hidrocarbonetos correspondentes à fase rifte (Formação Barra de Itiúba). Essas rochas geradoras possuem um teor de carbono orgânico (TOC) de aproximadamente 12%, compostos principalmente por matéria orgânica de alta hidrogenação. Em geral essas rochas geram óleo parafínico e parafínico-naftênico com alto grau API e baixa porcentagem de enxofre (<0.5%). Por outro lado, a sub-bacia de Sergipe possui a maioria de suas acumulações de hidrocarbonetos de idade aptiana, referentes às formações Muribeca e

Alagoas. Essas rochas geradoras possuem TOC de aproximadamente 6% e são compostas principalmente por matéria orgânica de alta hidrogenação. Em geral este tipo de rocha sedimentar gera óleo naftênico com alto grau API e média concentração de enxofre (aproximadamente 0.5%). Como exemplo, na Figura 12 apresenta-se a carta de eventos para o sistema petrolífero Ibura-Muribeca. Entretanto, na sub-bacia de Sergipe, grande parte deste tipo de acumulação encontra-se imatura devido à reduzida espessura das formações acima daquela formação (figura 13).

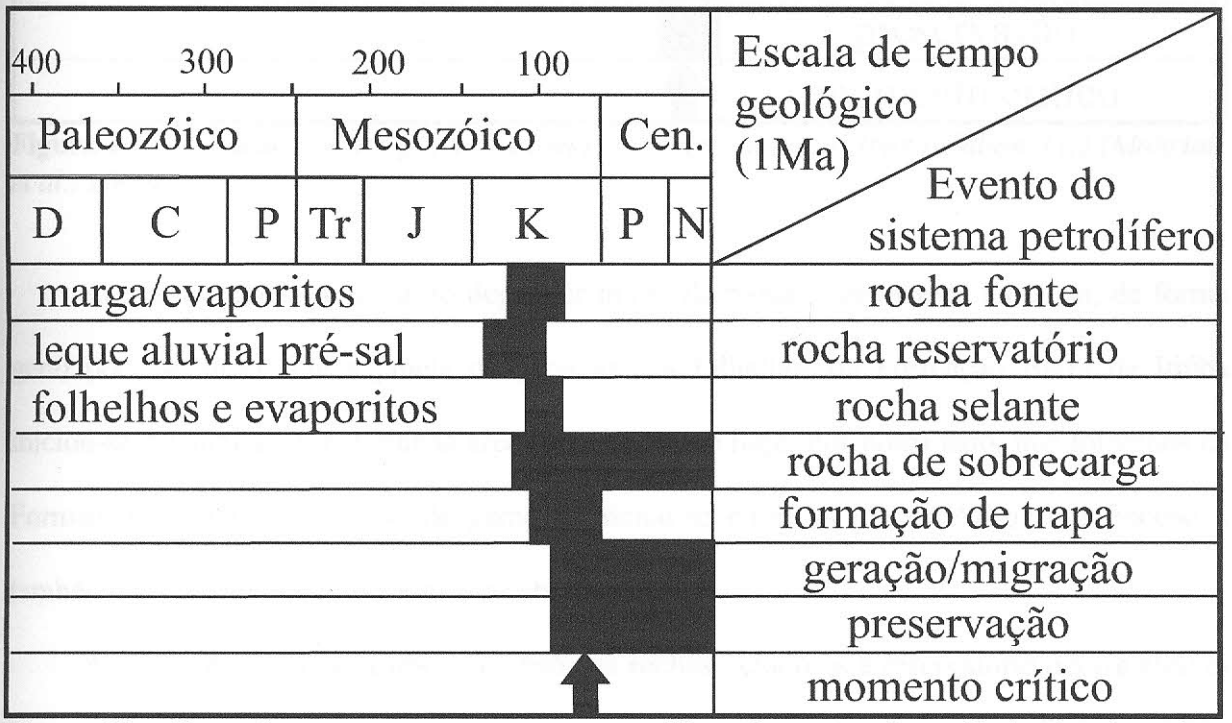


Figura 12 – *Carta de eventos para o sistema petrolífero Ibura-Muribeca (!) (Mohriak et al., 2000).*

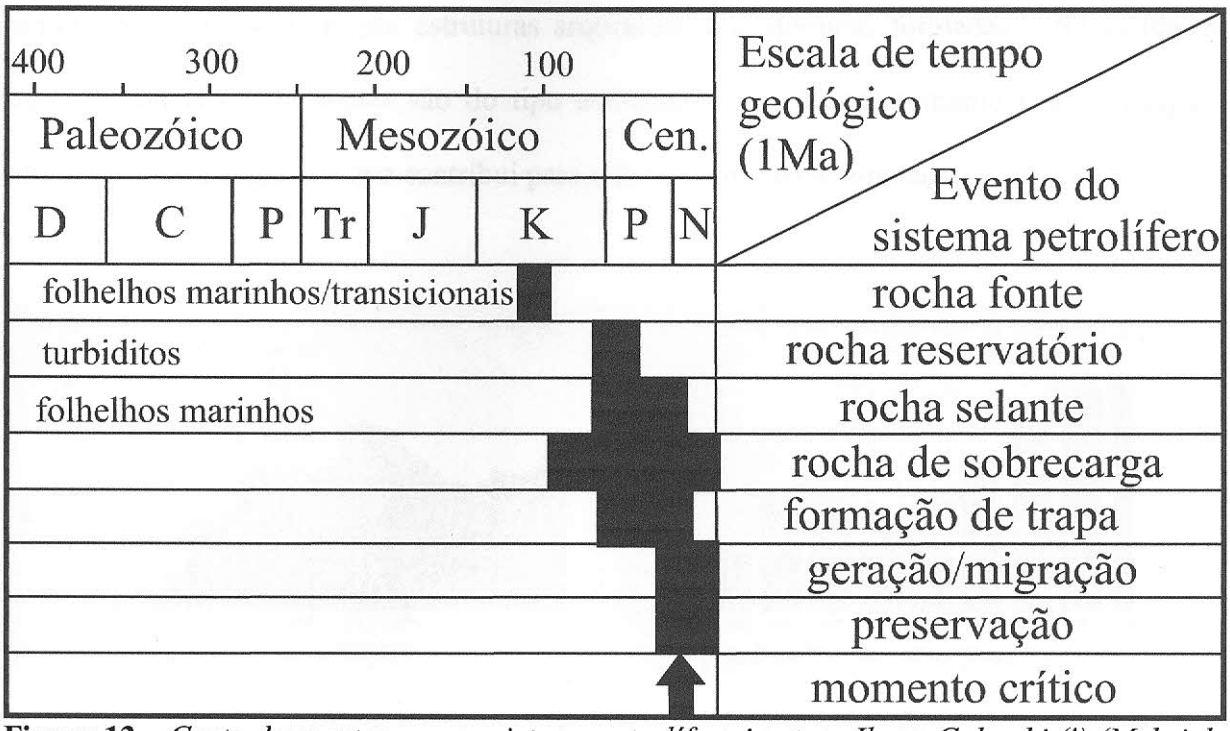


Figura 13 – *Carta de eventos para o sistema petrolífero imaturo Ibura-Calumbi (!) (Mohriak et al., 2000).*

Apesar da janela de geração depender muito da região considerada da bacia, de forma geral pode-se dizer que a janela de geração nos folhelhos da Formação Barra de Itiúba iniciou-se no Jiquiá e em algumas áreas prossegue até hoje. Por outro lado, nos folhelhos da Formação Muribeca, o início de geração iniciou-se entre as idades Alagoas e Eoceno e também continuam gerando até os dias atuais.

A migração dos hidrocarbonetos entre as rochas geradoras e reservatório ocorre através de quatro formas distintas na bacia de Sergipe-Alagoas: por contato normal, por contato lateral através de falhas, pela formação de dutos através de falhas e pela migração em longas distâncias através de rochas porosas ou através de uma rede de falhas. Como exemplo do caso de migração por contato normal, pode-se citar acumulações mais importantes da sub-bacia de Alagoas, localizadas em São Miguel dos Campos e Pilar. O último tipo de migração é muito bem representado pelas maiores acumulações da bacia, localizados na sub-bacia de Sergipe, no Alto de Aracaju: neste caso, os geradores maduros mais próximos são de idade Alagoas e são armazenados a dezenas de quilômetros, no Baixo de Mosqueiro. Os maiores

campos da bacia ocorrem em estruturas arqueadas, tipo dômicas formadas entre as idades Jiquiá e Alagoas. As trapas são do tipo estruturais, mas frequentemente possuem algum componente estratigráfico que contribui para o fechamento da acumulação.

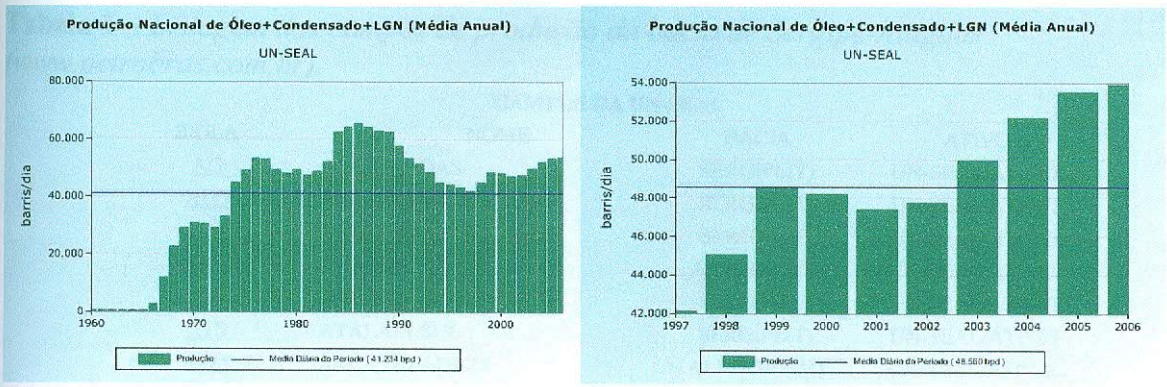


Figura 14 – *Quadro de produção de petróleo a partir da década de 60 (www.petrobras.com.br, 2006).*

Ao analisar a história da exploração da bacia de Sergipe-Alagoas facilmente percebe-se um processo cíclico formado pela investigação de novas fronteiras explotatórias e pela aquisição e melhoria dos dados de análise geofísicos. Esse ciclo iniciou-se na década de 60, cujo objetivo era a parte rasa da bacia terrestre, continuou durante a década de 70, com as descobertas dos campos continentais (águas rasas) e seguiu com a investigação de campos de águas profundas. Nesta longa história de exploração, foi agrupado um enorme acervo de dados advindos de 1.000 poços exploratórios, 3.396 poços de desenvolvimento, 44.450km de linhas sísmicas em terra e 100.242km no mar, mapeamentos de superfície e levantamentos gravimétricos e magnetométricos.

Na Figura 14 pode-se visualizar a evolução do quadro de produção da bacia a partir da década de 60 e nos dias atuais. Como pode-se verificar, o fruto de todo esforço explotatório é uma produção acumulada de 720 milhões de m^3 de óleo e 15 bilhões de m^3 de gás. Atualmente, 49 campos terrestres (21 na sub-bacia de Alagoas e 28 na sub-bacia de Sergipe) e 27 marítimos (5 na sub-bacia de Alagoas e 22 na sub-bacia de Sergipe) produzem cerca de

55.000 barris diários de óleo e LGN (gás líquido de gás natural) e 4.200 mil m^3 diários de gás natural (na Tabela 1 são apresentados os campos de produção). Entretanto, pelo fato do volume de hidrocarbonetos esperado em novas acumulações tender a ser pequeno, uma descoberta pode ou não ser explotada, dependendo dos custos de investimentos e produção.

Tabela 1 – *Listagem dos campos de produção da bacia de Sergipe-Alagoas (www.petrobras.com.br).*

CAMPOS DA UN-SEAL			
SIGLA	NOME	BACIA	ATIVO
AG	AGUILHADAS	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
ALG	ALAGAMAR	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
AN	ANGELIM	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
ANB	ANAMBE	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
ARI	ARUARI	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
ATS	ATALAIA SUL	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
A025	AREA DO ALS-25	ALAGOAS(M)	UN-SEAL/ATP-AL
A027	AREA DO ALS-27	ALAGOAS(M)	UN-SEAL/ATP-AL
A032	AREA DO ALS-32	ALAGOAS(M)	UN-SEAL/ATP-AL
BRG	BREJO GRANDE	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
CAU	CIDADE DE ARACAJU	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
CAV	CAIPE VELHO	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
CB	CAIOBA	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
CCE	CIDADE DE CORURIPE	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
CG	CARAPITANGA	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
CL	CASTANHAL	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
CM	CAMORIM	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
CP	CARMOPOLIS	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
CPU	CIDADE DE PIRAMBU	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
CR	CRISTO REDENTOR	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
CS	COQUEIRO SECO	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
CSF	CIDADE SEBASTIAO FERREIRA	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
CSM	CIDADE DE SAO MIGUEL CAMPOS	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
CV	CAVALA	ALAGOAS(M)	UN-SEAL/ATP-AL
DO	DOURADO	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
FBV	FAZENDA BOA VISTA	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
FGT	FAZENDA GUINDASTE	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
FPB	FAZENDA PAU BRASIL	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
FRI	FAZENDA RIACHUELO	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
FU	FURADO/FAZENDA TOMADA	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
FVB	FOZ VAZA BARRIS	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
GA	GUARICEMA	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
IP	ILHA PEQUENA	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
JA	JEQUIA	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
LPC	LAGOA PACAS	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
MD	MARECHAL DEODORO	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
ME	MERO	ALAGOAS(M)	UN-SEAL/ATP-AL
MG	MATO GROSSO	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
MO	MOSQUEIRO	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
NAB	NORTE DE AREIA BRANCA	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
PARU	PARU	ALAGOAS(M)	UN-SEAL/ATP-AL
PBA	PONTAL DA BARRA	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
PDM	PONTA DOS MANGUES	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
PIA	PIACABUCU	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL

PIR	PILAR/RIO REMEDIO	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
PRM	PIRANEMA	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
PRP	PONTE RIO POXIM	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
RA	RIACHO AGUA BOA	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
RB	ROBALO	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
RFA	RIACHO FRANCISCO ALVES	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
RO	RIACHUELO	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
RPO	RIO POMONGA	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
RSF	RIO SAO FRANCISCO	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
SCE	SUL DE CORURIPE	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
SF	SEBASTIAO FERREIRA	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
SG	SALGO	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
SMC	SAO MIGUEL DOS CAMPOS	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
SSC	SUL DE SAO CRISTOVAO	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
SZ	SIRIRIZINHO	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
S002	AREA DO SES-2	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
S019	AREA DO SES-19D	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
S029	AREA DO SES-29	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
S030	AREA DO SES-30	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
S052	AREA DO SES-52	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
S054	AREA DO SES-54	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
S070	AREA DO SES-70	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
S079	AREA DO SES-79	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
S086	AREA DO SES-86B	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
S091	AREA DO SES-91	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
S092	AREA DO SES-92	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
S100	AREA DO SES-100	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
S106	AREA DO SES-106	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
TA	TAINHA	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
TG	TIGRE	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST
TM	TABULEIRO DOS MARTINS	ALAGOAS(T)	UN-SEAL/ATP-AL
TTG	TARTARUGA	SERGIPE(M)	UN-SEAL/ATP-SM
VB	VAZA BARRIS	SERGIPE(T)	UN-SEAL/ATP-ST

O mapeamento regional e a interpretação dos sistemas petrolíferos da bacia de Sergipe-Alagoas indica que há ainda potencial para novas descobertas na plataforma continental e nas regiões de águas profundas da bacia. Entretanto, grande parte dos turbiditos que constituem essas potenciais acumulações são provavelmente situados na crosta oceânica, reduzindo seu potencial exploratório. Para otimizar o processo de exploração de petróleo, reduzindo-se os riscos envolvidos nos prospectos de ultra águas profundas, deve-se integrar os instrumentos da geologia, geofísica e geoquímica afim de melhor analisar todas as alternativas de interpretação dos sistemas petrolíferos.

5 TEORIA DE ONDAS SÍSMICAS E MÉTODO DE REFLEXÃO

5.1 Introdução

O estudo geológico do subsolo e a prospecção de uma nova área à procura de petróleo são processos longos e dispendiosos que envolvem análise de grande volume de dados geofísicos do local. A perfuração de poços é destes processos a etapa que mais exige investimentos e por isso é indicada apenas após exaustivo estudo por outros métodos geofísicos. Dentre os métodos, o mais utilizado é o método sísmico, ao qual dedicamos este capítulo.

Explora-se nas seções seguintes a teoria envolvida, alguns métodos de aquisição, métodos de processamento e finalmente breve análise de um caso particular da bacia de Sergipe e Alagoas. Enfocamos principalmente a sísmica de reflexão, método mais utilizado atualmente para prospecção de petróleo.

5.2 Métodos sísmicos

5.2.1 Introdução

Os métodos sísmicos são baseados na teoria ondulatória, envolvendo principalmente a propagação de ondas em meios materiais. Os métodos nasceram diretamente da sismologia de terremotos, pois, quando um terremoto ocorre, a ruptura em alguma parte da Terra gera ondas sísmicas que viajam até a superfície e são registradas por diversos sismógrafos. Os cientistas podem então utilizar os dados para conhecer melhor a natureza das rochas em que o sinal se propagou. Os métodos de exploração atuais não são muito diferentes, mas neste caso não

esperamos por terremotos; geramos as ondas sísmicas artificialmente da maneira mais controlada possível. As ondas geradas passam por diversos eventos ondulatórios no subsolo e são capturadas por receptores espalhados na superfície. Em resumo, qualquer levantamento possui uma fonte artificial de ondas elásticas ou acústicas que depois de geradas se propagam no subsolo refletindo e refratando nas diferentes interfaces. As ondas refletidas e refratadas retornam à superfície onde são captadas por equipamentos de registro.

A sísmica de refração tem grande aplicação na área de sismologia e analisa ondas refratadas nas interfaces do subsolo com o ângulo crítico (*head waves*[1]). Essa técnica, entretanto, é atualmente pouco empregada na área petrolífera. O interesse aqui reside então nos métodos de reflexão, amplamente utilizados na prospecção de petróleo. A sísmica de reflexão permite boa resolução das estruturas do subsolo mais propícias à acumulação de hidrocarbonetos e a um custo relativamente baixo. O produto final, depois do processamento dos dados, conduz às seções sísmicas que apresentam as estruturas e camadas geológicas visualizadas sob as mais diversas formas e disponibilizadas a intérpretes especializados em associar os eventos sísmicos à geologia da região.

5.2.2 Elasticidade e equação da onda

Não é intenção desta monografia exibir extensa revisão das teorias de elasticidade e ondulatórias; para isso refere-se às inúmeras publicações de física básica e geofísica (Resnick & Halliday, 1984; Telford *et al.*, 1990). Entretanto, rápida revisão será útil para compreensão de algumas seções e capítulos seguintes.

Desde que os métodos sísmicos são baseados na propagação de ondas elásticas, é importante conhecer os conceitos básicos de elasticidade nos materiais nos quais ocorre

[1] A teoria ondulatória e sua aplicação à sísmica são brevemente explicados na seção 5.2.3.

propagação. O tamanho e a forma de um corpo sólido podem ser modificados quando aplicamos forças nas superfícies externas. O esforço externo é contraposto pelas reações de forças internas no sólido que tendem a resistir às deformações. Da mesma maneira, um corpo líquido sofre mudanças de volume mas não resiste à mudança em sua forma. A propriedade de resistência às mudanças de forma e volume em relação à situação inicial não-deformada se chama **elasticidade**. Um corpo perfeitamente elástico retorna a mesma condição inicial depois de cessada a ação. Na prática, vários materiais, incluindo rochas, podem ser considerados perfeitamente elásticos no limite em que as deformações são muito pequenas. As deformações geradas por ondas sísmicas reais estão dentro deste limite, excetuando a região muito próxima da fonte. O que a teoria da elasticidade faz então é relacionar as forças aplicadas nos corpos com as deformações, expressas pelos conceitos de tensão[2] (*stress*) e deformação (compressões e distensões – *strain*).

A tensão é definida como $\sigma_{ij} = (F / A)_{ij}$, onde F é a força e A é a área de aplicação. Os subscritos são utilizados para definir a direção da força e da superfície (veja Figura 15).

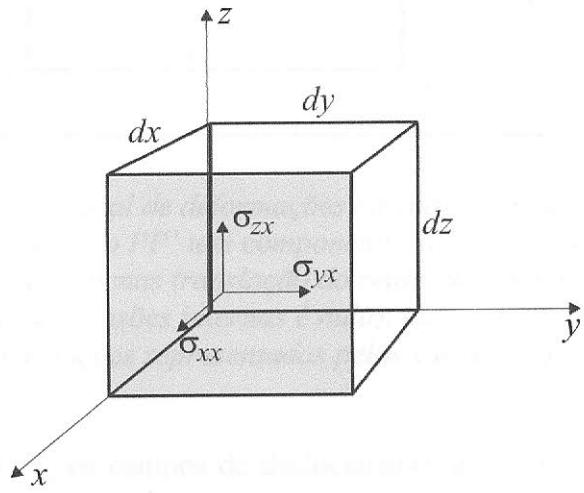


Figura 15 – *Definição do tensor de tensões σ_{ij}. O subscrito i indica a direção em que a força está atuando e o subscrito j a direção do plano. Por exemplo, σ_{xy} é a tensão na direção x atuando na superfície perpendicular ao eixo y. Na figura apresentamos as três componentes da tensão que atuam na face sombreada do cubo.*

[2] Há certa discrepância na nomenclatura utilizada na física e geofísica. Neste texto, o conceito de tensão é "força sobre área" de acordo com o divulgado em geofísica. Na física entendemos como tensão apenas um tipo de força.

Como a força pode variar de ponto para ponto definimos a tensão e suas variações em uma seção diferencial de acordo com a Figura 15. Quando o meio está em equilíbrio, as forças devem se balancear de forma que encontramos diretamente $\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$ (o tensor de tensões é simétrico).

Quando um corpo é submetido a tensões, mudanças na sua forma e dimensão podem ocorrer. Mudanças em sua forma são chamadas de deformações (*strain*). A Figura 16 apresenta as possíveis deformações em um retângulo.

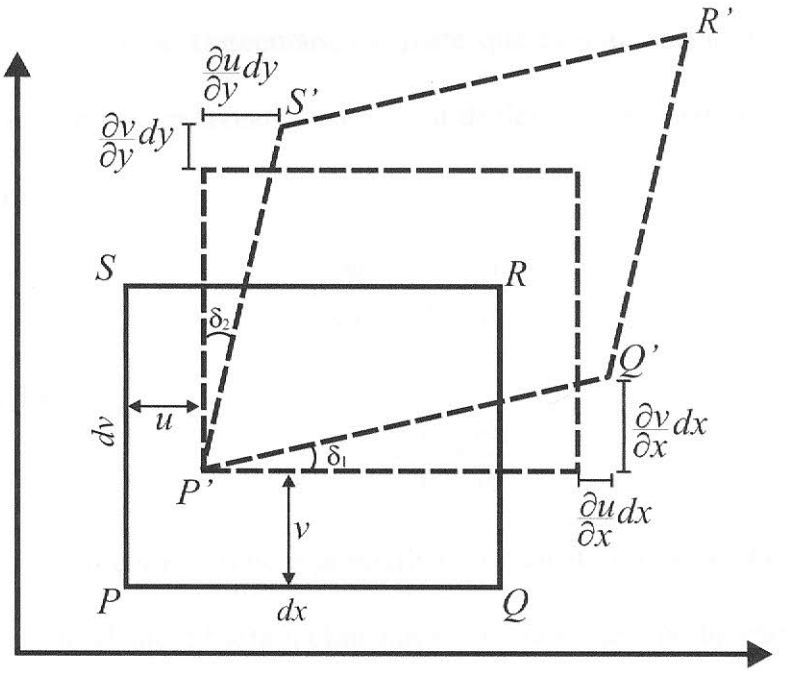


Figura 16 – *Análise bidimensional de deformações (strain). O retângulo PQRS é deformado para o P'Q'R'S'. O deslocamento PP' tem componentes u e v. Se os outros vértices sofreram o mesmo deslocamento temos apenas translação do retângulo (movimento de um corpo rígido, isto é, o somatório das tensões internas é nulo), mas se u e v nestes vértices são diferentes ocorrem as deformações representadas pelas variações parciais na figura.*

De acordo com a Figura 16, os campos de deslocamento $u=u(x,y)$ e $v=v(x,y)$, e as posições dos vértices são dadas por

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

Por hipótese as deformações são pequenas de maneira que foram consideradas apenas derivadas de primeira ordem. Descontando a parte que produz apenas o deslocamento do retângulo podemos exibir as componentes do tensor de deformação ε como:

Deformações normais:

$$\varepsilon_{xx}=\frac{\partial u}{\partial x};\quad \varepsilon_{yy}=\frac{\partial v}{\partial y}.$$

Deformações cisalhantes:

$$\varepsilon_{xy}=\varepsilon_{yx}=\frac{\partial v}{\partial x}+\frac{\partial u}{\partial y}.$$

Repare que ε é definido como a mudança relativa do formato do corpo. O estudo de corpos tridimensionais é equivalente e basta incluir novas componentes na direção z. Mudanças no volume devidas as componentes normais são chamadas dilatação e denotadas por Δ:

$$\Delta=\varepsilon_{xx}+\varepsilon_{yy}+\varepsilon_{zz}.$$

A relação entre tensões e deformações é, em geral, assumida proporcional e dada pela lei de Hooke (Telford *et al.*, 1990). Para sólidos gerais a lei pode assumir formas extremamente complicadas, mas considerando-se sólidos isotrópicos a relação se reduz a

$$\sigma_{ii}=\lambda'\Delta+2\mu\varepsilon_{ii}$$
$$\sigma_{ij}=\mu\varepsilon_{ij}\quad i\neq j.$$

Nas equações λ' e μ são constantes conhecidas como constantes de Lamé. Outras definições podem ser úteis também. Define-se módulo de Young e razão de Poisson (em um meio onde a única tensão não nula é σ_{xx}) respectivamente como

$$E = \frac{\sigma_{xx}}{\varepsilon_{xx}}$$

$$\sigma = \frac{-\varepsilon_{yy}}{\varepsilon_{xx}} = \frac{-\varepsilon_{zz}}{\varepsilon_{xx}}.$$

O módulo de volume (*bulk modulus*) também costuma ser utilizado. Este último definido por

$$k = \frac{-p}{\Delta},$$

em um meio sujeito a pressão $p = -\sigma_{xx} = -\sigma_{yy} = -\sigma_{zz}$ e com demais componentes de tensão nulas. Diversas relações entre as grandezas definidas e suas constantes podem ser demonstradas a partir das fórmulas acima. É importante enfatizar também que a teoria deste parágrafo supõe sólidos isotrópicos embora rochas sejam frequentemente anisotrópicas. Na prática, supor meios isotrópicos produz em geral resultados aceitáveis. Os sinais negativos nas fórmulas são colocados de maneira a produzir constantes positivas. Valores da razão de Poisson (σ) podem variar teoricamente de 0 a 0,5. Para rochas reais encontramos tipicamente de 0,05 (rocha muito dura e rígida) a próximo de 0,45 (rocha macia de material mal consolidado). É importante notar que líquidos não tem resistência ao cisalhamento e daí $\mu = 0$ e $\sigma = 0.5$. Tabelas de constantes elásticas de rochas são apresentadas por Birch (1966).

Finalmente, depois de discutida a aplicação de tensão sobre materiais em equilíbrio, é possível considerar casos mais gerais. Considere agora a Figura 15 mas com o lado sombreado sob ação de tensões infinitesimalmente maiores que as tensões no lado oposto. Há, desta maneira, uma resultante no lado sombreado em cada uma das direções x, y e z, dadas respectivamente por

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x}dx\,,\ \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x}dx \text{ e } \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x}dx\,.$$

Considerando-se o mesmo para as demais faces é encontrada uma força resultante por unidade de volume em cada direção do cubo. Na direção x essa força por unidade de volume é

$$\left(\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x}+\frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y}+\frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z}\right).$$

De acordo com a lei de Newton a força resultante provoca aceleração no elemento de volume (que tem densidade ρ) tal que, na direção x, obtém-se

$$\rho\frac{\partial^2 u}{\partial t^2}=\left(\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x}+\frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y}+\frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z}\right).$$

Esta é a equação para a componente do deslocamento, u, nessa direção. Equações similares são aplicáveis para as outras direções. As equações relacionam diretamente a tensão aplicada ao deslocamento resultante. Aplicando-se então a lei de Hooke são encontradas equações que envolvem puramente deslocamentos (para demonstração veja, por exemplo, Telford *et al.*, 1990, seção 4.2.2). Na direção x a equação é

$$\rho\frac{\partial^2 u}{\partial t^2}=(\lambda'+\mu)\frac{\partial \Delta}{\partial x}+\mu\nabla^2 u\,,$$

onde as constantes de Lamé e a dilatação foram definidos anteriormente. A diferenciação em relação a x leva diretamente a diferentes tipos de equação da onda, como por exemplo, para dilatação:

$$\rho\frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2}=(\lambda'+2\mu)\nabla^2\Delta\,.$$

Equações da onda tal qual a escrita acima podem sempre ser colocadas na forma

$$\frac{1}{V^2}\frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2}=\nabla^2\psi\,,$$

e têm soluções gerais do tipo $\psi=f(x_i-Vt)$ em cada uma das direções $x_i=x,y,z$. Estas soluções são as conhecidas **ondas** que descrevem uma perturbação viajando pelo meio.

A quantidade $(x_i - Vt)$ é denominada **fase da onda** e as superfícies em que a fase é constante são chamadas **frentes de onda**. A linha determinada pela direção de propagação da onda é o **raio de propagação**. Usando coordenadas esféricas podemos também escrever a solução geral na direção radial como $\psi = \frac{1}{r} f(r \pm Vt)$ o que representa a conhecida onda esférica. Entretanto, é mais didático apresentar a teoria básica com ondas harmônicas simples escritas por senos ou cossenos na forma $\psi = A \sin k(x \pm Vt)$. A partir desta equação é fácil definir a amplitude A, o **comprimento de onda** $\lambda = 2\pi / k$ (que corresponde à distância mínima entre pontos de mesma amplitude e fase) e o número de onda $k / 2\pi$.

A direção de vibração da perturbação não precisa ser a mesma direção de propagação da onda. Esta é a principal diferença entre as **ondas P** e **ondas S**. No primeiro caso a onda é longitudinal (vibração da partícula na mesma direção de propagação) e no segundo transversal (vibração da partícula em uma direção transversal). Os nomes P e S se referem entretanto ao fato de que, quando um terremoto ocorre, as ondas P são registradas primeiro do que as ondas S nos sismogramas. A explicação é que as ondas P são mais rápidas que as ondas S, o que pode ser observado das equações de onda (ver Telford *et al.*, 1990 para mais detalhes).

5.2.3 Propagação ondulatória

Alguns princípios são extremamente importantes para se entender a propagação de ondas. O **princípio de Huygens** afirma que qualquer ponto sobre a frente de onda pode ser entendido como uma fonte de ondas na propagação. O princípio é útil para localizar novas frentes de onda como se observa da Figura 17.

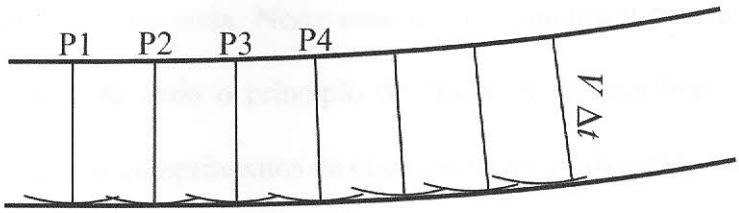


Figura 17 – *Princípio de Huygens e sua utilidade na localização da nova frente de onda após um intervalo* Δt.

A **reflexão** e a **refração** também são importantes pois ocorrem quando há mudanças abruptas nas propriedades do meio propagante. Mudanças deste tipo ocorrem quando ondas sísmicas avançam por camadas de rochas diferentes no subsolo. Parte da energia é refletida e permanece no meio original enquanto parte é refratada e passa para camada seguinte. Os raios refletido e refratado sofrem variação na direção de propagação que pode ser calculada pela **lei de Snell**. A lei de Snell pode ser demonstrada a partir do princípio de Huygens e afirma que

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

onde θ_1 é o ângulo de incidência, V_1 e V_2 são as velocidades nos meios e θ_2 é o ângulo de saída do raio. A quantidade p é chamada parâmetro de raio e é frequentemente utilizada na descrição dos eventos de reflexão e refração. No caso de reflexão $V_1 = V_2 \;\Rightarrow\; \theta_1 = \theta_2$. Isto é, o ângulo de reflexão é igual ao ângulo de incidência. Para refração o ângulo assume diferentes valores dependendo da velocidade de propagação do meio seguinte. Repare que no caso em que $V_2 > V_1$ o ângulo θ_2 alcança *90* graus quando $\theta_1 = \theta_c = \arcsin(V_1/V_2)$. Para este valor crítico θ_c a onda refratada viaja na interface (ondas conhecidas por *head waves*) e, a partir de θ_c, a onda não alcança mais o segundo meio ocorrendo **reflexão total**.

Não se deve esquecer que, de acordo com o princípio de Huygens, a energia sísmica viaja por outras trajetórias diferentes daquelas determinadas pela lei de Snell. Isso é observado claramente quando a onda encontra um obstáculo de tamanho linear comparável ou

menor que seu comprimento de onda. Neste caso difração ocorre e para distâncias maiores que alguns comprimentos de onda o princípio de Huygens fornece boa aproximação para frente de onda. Desde que os comprimentos de onda sísmica típicos estão na faixa de *100*m ou mais, a difração é um processo muito importante no mapeamento do subsolo. Na Figura 18 observa-se a difração em uma fenda, os pontos na frente de onda funcionam como fontes assim como afirma o princípio de Huygens. Fendas e outros tipos de refletores descontínuos são alguns dos exemplos em que a difração representa um importante papel na propagação ondulatória.

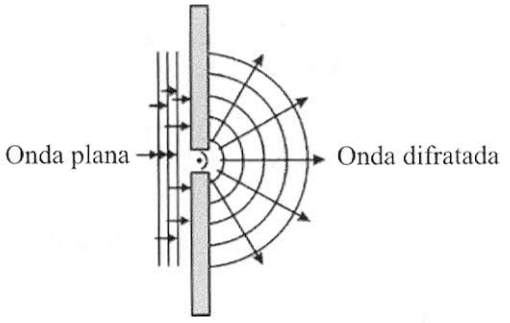


Figura 18 – *Difração de uma onda plana em fenda simples.*

Os princípios descritos anteriormente controlam a propagação e a **partição da energia** das ondas em uma interface. Interfaces representam grande interesse para os métodos *sísmicos e por isso é importante enfatizar aqui um pouco mais os fenômenos ondulatórios* relacionados à mudança do meio de propagação. Foi descrita brevemente no parágrafo anterior a lei de Snell, para a qual se apresenta abaixo sua generalização direta considerando velocidades de ondas P e S (veja Figura 19):

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

Os parâmetros α e β representam as velocidades de ondas P e S respectivamente. Para considerar a partição de energia deve-se olhar também as amplitudes. Para tanto se usa a

equação de Zoeppritz (Zoeppritz, 1919). Neste texto considera-se apenas o caso de incidência normal, no qual as equações se apresentam de forma mais simplificada

$$A_1 + A_2 = A_0$$
$$Z_1 A_1 - Z_2 A_2 = -Z_1 A_0,$$

onde A_0 é a amplitude incidente, A_1 e A_2 são as amplitudes refletida e refratada (Figura 19) e cada $Z_i = \rho_i \alpha_i$ representa a **impedância acústica** dos meios (ρ_i é a densidade do meio i). A solução deste caso particular fornece equações simples para os **coeficientes de reflexão** e **transmissão**:

$$R = \frac{A_1}{A_0} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_1 + Z_2}$$
$$T = \frac{A_2}{A_0} = \frac{2Z_1}{Z_1 + Z_2},$$

e para as energias refletida e refratada:

$$E_R = \left(\frac{Z_2 - Z_1}{Z_1 + Z_2}\right)^2$$
$$E_T = \frac{A_2}{A_0} = \frac{4Z_1 Z_2}{(Z_1 + Z_2)^2}$$
$$E_R + E_T = 1.$$

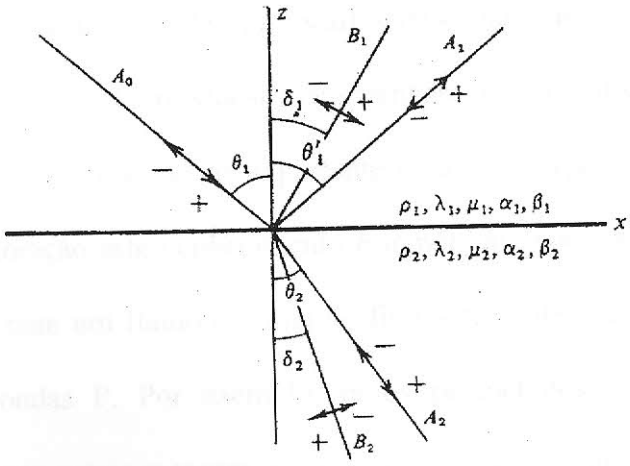


Figura 19 – *Estudo de fenômenos de interface para ondas acústicas. A onda incidente possui amplitude A_0 e pode ser do tipo P (velocidade α_1) ou tipo S (velocidade β_1). O ângulo de incidência é θ_1 (para ondas S usa-se λ_1 – não desenhado na figura). A onda refletida tem amplitude A_1 ou B_1 com respectivos ângulos de reflexão θ_1 e δ_1 (dependendo se são P ou S).*

Note que o coeficiente de reflexão pode assumir valores negativos se $Z_1>Z_2$, isso significa que a onda incidente tem a fase invertida (varia de 180 graus). A obtenção do conjunto de valores do coeficiente de reflexão (refletividade) é um dos principais objetivos do método sísmico.

As equações mostram o quanto é importante o conhecimento das impedâncias das camadas para o estudo da propagação de ondas sísmicas. Em especial, está claro que velocidades sísmicas representam papel de destaque para interpretação de camadas e refletores em profundidade. A próxima seção é dedicada a estudo mais detalhado do tema.

5.2.4 Velocidades sísmicas

As velocidades das ondas P e S em um sólido homogêneo são funções das constantes *elásticas e da densidade. O aspecto mais importante que difere rochas sedimentares de sólidos* homogêneos é a presença, nas rochas, de estrutura granular com vazios (poros) entre grãos. Esses vazios são responsáveis pela porosidade, que é um fator importante na determinação das velocidades das rochas. A medida da porosidade é portanto de grande interesse, não só para determinação de volumes de hidrocarbonetos nos reservatórios de petróleo (conhecimento neste caso ligado à produção) mas também na determinação de sua influência nas velocidades sísmicas (conhecimento importante para exploração e localização de novas acumulações). Na exploração este conhecimento é importante pois geralmente os poros das rochas estão ocupados com um fluido e o tipo do fluido presente pode resultar em mudança nas velocidades das ondas P. Por exemplo, poros preenchidos com óleo resultam em velocidades de onda P um pouco menores que os preenchidos com água (veja Figura 20). No caso de preenchimento com gás a diferença entre velocidades é apreciável devido à grande diferença de compressibilidade entre o gás e os líquidos em geral. No caso das ondas S, que

têm velocidade menor que as ondas P, o tipo de fluido nos poros não tem efeito, e a combinação do conhecimento das velocidades desses dois tipos de onda é um bom indicador de litologia das camadas (veja Figura 21).

A Figura 20 representa as velocidades de ondas P em algumas rochas e sua dependência com a porosidade.

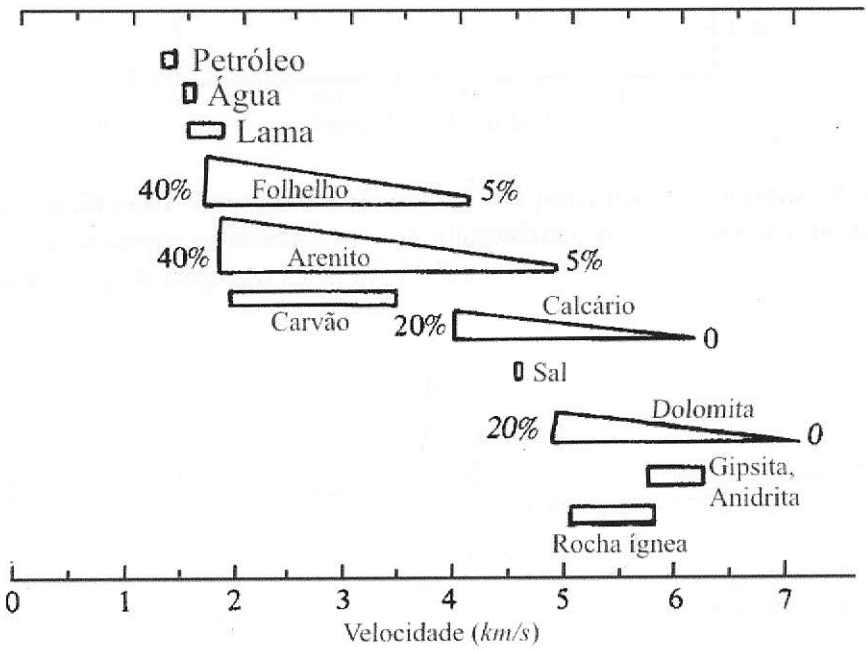


Figura 20 – *Medida da velocidade de ondas P em diferentes tipos de rochas (gravura modificada de Sheriff & Geldart, 1983).*

Além da litologia e porosidade, outros fatores como a forma e a pressão do poro, o tipo e saturação de líquido no poro, a pressão confinante, e a temperatura são importantes para determinação da velocidade na camada rochosa. A Figura 21 mostra como podemos identificar a litologia conhecendo a razão entre as velocidades de ondas P e S e a Figura 22 apresenta o efeito da saturação de gás nas velocidades e na razão de Poisson de rochas.

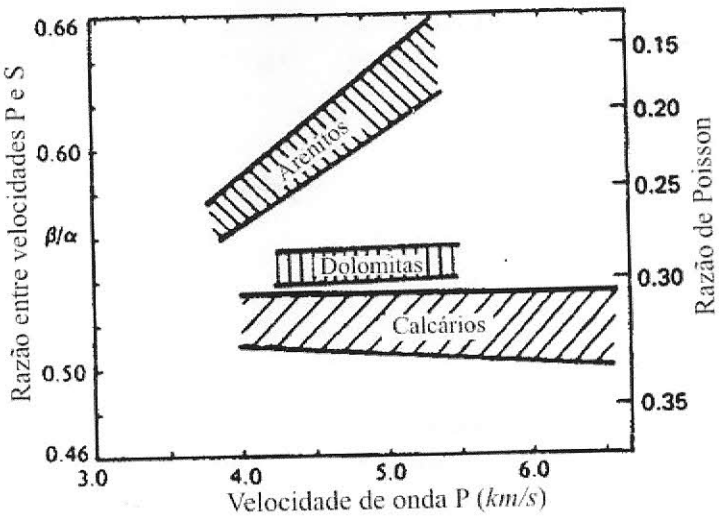


Figura 21 – *Relação entre velocidades de onda P e S para várias litologias. Pode-se observar que a razão entre velocidades é bom diagnóstico para o tipo de camada rochosa em que uma onda sísmica se propaga (Sheriff, 1978).*

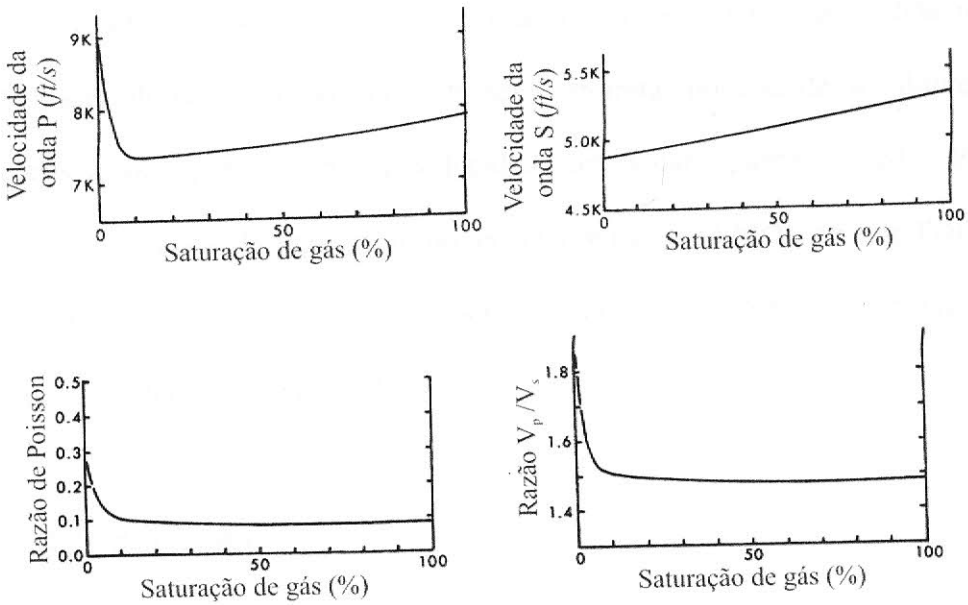


Figura 22 – *Efeito da saturação de gás nas velocidades e razão de Poisson de rochas (Ostrander, AAPG).*

A medida direta da velocidade de propagação de ondas sísmicas pode ser feita através de um perfil sônico de poço. O Aparelho de perfilagem, consistindo em geral de dois transmissores que geram ondas sísmicas e alguns receptores (Figura 23), é inserido no poço e fornece medida da velocidade em função da profundidade.

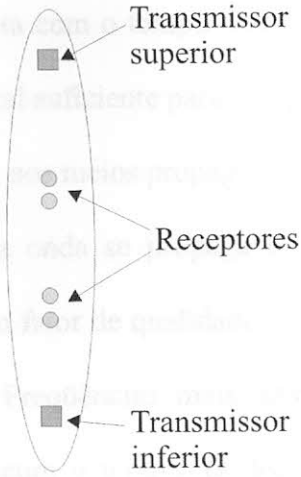


Figura 23 – *Esquema de registro do perfil sônico. A medida do perfil de velocidades é realizada enquanto a ferramenta é tracionada, imersa na lama de perfuração. O perfil é chamado de compensado porque utiliza dois transmissores e quatro registradores, buscando medir o tempo de trânsito da onda sonora na formação.*

Por outro lado o dado sísmico é uma maneira de se obter uma medida indireta de velocidade. Baseando-se nas informações diretas e indiretas pode-se definir diferentes tipos de velocidades, como, por exemplo, a velocidade intervalar, aparente, média, RMS (*root mean square*), instantânea, de fase, de grupo, *normal moveout* (NMO), de empilhamento e de migração. Cada um desses tipos de velocidade tem seu interesse e utilidade para o processamento e a interpretação do dado sísmico.

5.2.5 Efeitos de dispersão

A energia gerada na fonte é dispersa pelas ondas sísmicas de várias formas. Entre as principais formas de dispersão destacam-se as frentes de onda esféricas que espalham a energia em todas as direções (divergência esférica); a energia perdida no meio por forma de absorção e a partição da energia que ocorre em eventos de reflexão, refração entre outros.

A divergência esférica é um dos efeitos mais interessantes e acontece porque a energia da frente de onda esférica se espalha em uma superfície esférica cada vez maior a medida que a onda se propaga. A dispersão é proporcional ao inverso de R^2 onde R é o raio da frente de

onda esférica. Desde que R aumenta com o tempo de maneira proporcional à velocidade do meio, uma correção tipo t^2 é em geral suficiente para recuperar a perda de amplitude.

Há também a energia perdida nos meios propagantes. Nesse caso a absorção depende da camada (tipo de rocha) no qual a onda se propaga e seu efeito é medido pelo fator de qualidade Q. Cada rocha possui um fator de qualidade e quanto maior seu fator Q menor sua absorção da energia propagante. Freqüências mais altas sofrem mais absorção causando mudança no espectro da *wavelet* com o tempo. O decaimento da amplitude nos casos de absorção é portanto exponencial e dependente da freqüência, por isso essa é a base das suas correções mais simples.

Outro tipo de dispersão de energia com o qual lidamos é a partição que ocorre em um evento de interface como reflexões e refrações. Parte da energia é refletida e parte refratada. Por causa das grandes quantidades refletidas em algumas camadas, reflexões em camadas inferiores podem ser extremamente atenuadas. Este é um problema interessante de aquisição e processamento, pois muitas vezes há um refletor raso e desinteressante, mascarando reflexões mais profundas que representariam o alvo principal.

5.3 Método de reflexão

5.3.1 Reflexões

Como enfatizado na introdução o método de reflexão sísmica é o mais aplicado pela indústria do petróleo. Neste caso, depois de gerar ondas por uma fonte artificial, procura-se medir o sinal que retorna à superfície devido às reflexões nas interfaces no subsolo. De acordo com a teoria ondulatória (seção 5.2.3) as reflexões ocorrem quando há mudanças na impedância acústica dos meios interiores. A impedância da camada, por sua vez, está relacionada, entre outras coisas, com o tipo de rocha pela qual é formada. É justamente essa

informação sobre a composição rochosa e o formato da separação entre camadas (interfaces de reflexão) que é preciso para a determinação de possíveis reservatórios de petróleo.

A Figura 24 demonstra esquematicamente a reflexão de ondas nas camadas inferiores do solo. É claro que na prática o problema de reflexão é tridimensional e dificilmente nos deparamos com um modelo de camadas tão simples e refletores sem mergulho. Entretanto, em geral o mergulho é mesmo pequeno e a direção de registro escolhida de maneira conveniente tal que o problema pode ser considerado bidimensional e equações aproximadas obtidas com base em refletores paralelos.

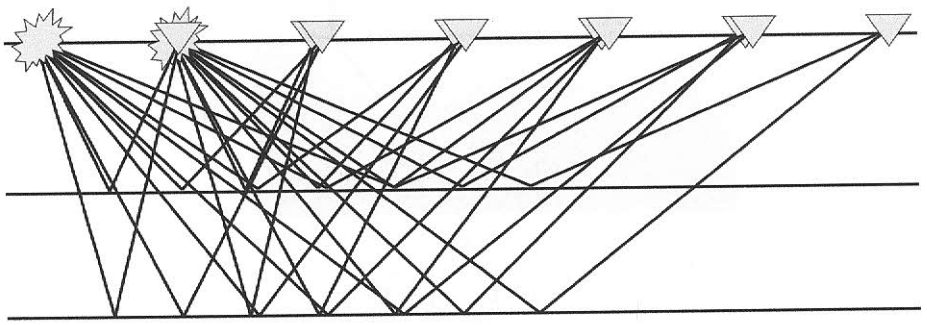


Figura 24 – *Modelo simplificado de reflexão em subcamadas. São apresentados dois shots feitos pela fonte de ondas (à esquerda) e os dados de reflexão são captados pelos cinco receptores (triângulos). Após o primeiro shot todo o sistema tiro-receptor representado na figura é deslocado para direita e nova medida é realizada.*

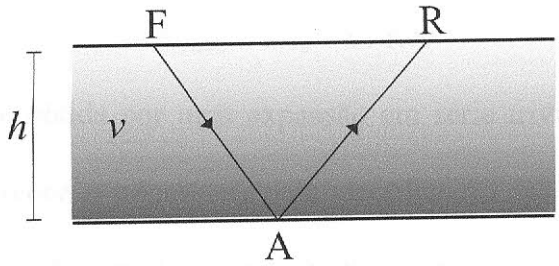
Na realidade, mesmo em um modelo simplificado como o da Figura 24, na superfície não se registram apenas informações sobre as reflexões esboçadas (**reflexões primárias**). Há também eventos de reflexões múltiplas, refrações, difrações, ondas superficiais e outros ruídos sísmicos. Nas seções posteriores serão apresentados tanto o método de interpretação como também métodos que tornam possível a remoção de alguns desses efeitos. Nesta seção enfatizam-se as reflexões primárias que representam o objeto de medida fundamental do método.

O sinal é medido na superfície em função do tempo decorrido desde a geração da onda. O conjunto de registros é conhecido como sismograma. A Figura 25 mostra o cálculo do tempo de um evento de reflexão primária em função da posição do receptor e da velocidade

de propagação da onda no meio. O parâmetro t_0 é o tempo que seria medido se a fonte e o receptor estivessem na mesma posição. Este é o **tempo de *offset* zero** (denomina-se *offset* o afastamento entre fonte e receptor). Da figura, este tempo é então

$$t_0=(2h/v).$$

E note que se são usadas como variáveis t e x, isto é, tempo de chegada do evento e o *offset* do receptor, a figura geométrica resultante é uma hipérbole. Denomina-se tais figuras hiperbólicas observadas nos sismogramas de **hipérboles de reflexão**. A hipérbole e sua obtenção são esboçadas na Figura 26.



$$t^2=t_0^2+x^2/v^2$$

Figura 25 – *Reflexão primária em interface do subsolo. O tempo que a frente de onda leva para sair da fonte (F), refletir no ponto A da interface e chegar ao receptor (R) pode ser calculado em função da profundidade, distância do receptor e velocidade da onda sísmica no meio. O resultado é escrito em função do tempo de offset zero definido no texto.*

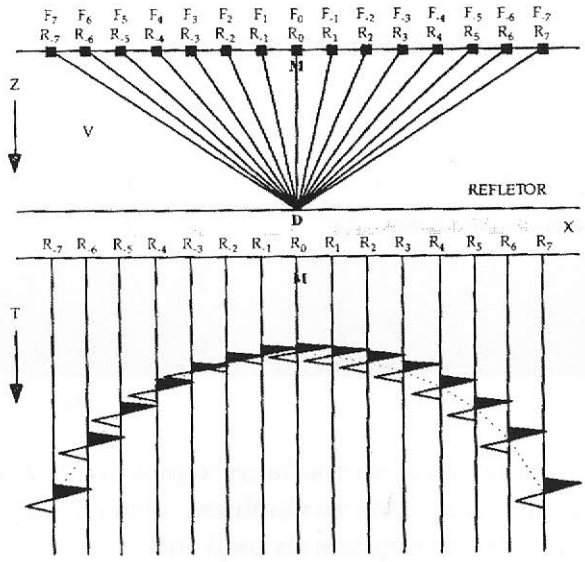


Figura 26 – *Hipérbole de reflexão obtida no registro do sinal sísmico em função do tempo por diversos receptores na superfície.*

A Figura 25 também deixa claro que há relação entre o tempo em que ocorre o evento e a profundidade do refletor correspondente. Eventos em tempos maiores se relacionam com camadas mais profundas, exatamente por esse motivo o tempo nos sismogramas é marcado no sentido negativo dos eixos (Figura 26). Na parte de processamento discute-se como a conversão para profundidades reais pode ser feita.

Outro elemento muito importante para processamento e interpretação dos dados é o sobretempo normal (*normal moveout*) definido pela diferença entre o tempo medido e o tempo de *offset* zero

$$\Delta t_{NMO} = t - t_0 \approx x^2/4vh.$$

A fórmula aproximada é obtida por uma expansão em série trivial a partir da equação da hipérbole. O *normal moveout*[3] é importante para identificação das reflexões primárias dentre as reflexões múltiplas e outros ruídos presentes no sismograma. A Figura 27 mostra, por exemplo, algumas reflexões múltiplas de passo longo e passo curto. As múltiplas de passo curto interferem diretamente com as primárias enquanto as múltiplas de passo longo são eventos hiperbólicos separados. Observe que o tempo de chegada da múltipla é maior. Elas têm portanto *normal moveout* maior do que as primárias de mesmo t_0. Essa diferença representa a base dos métodos de atenuação de múltiplas no processamento sísmico (veja capítulo 7).

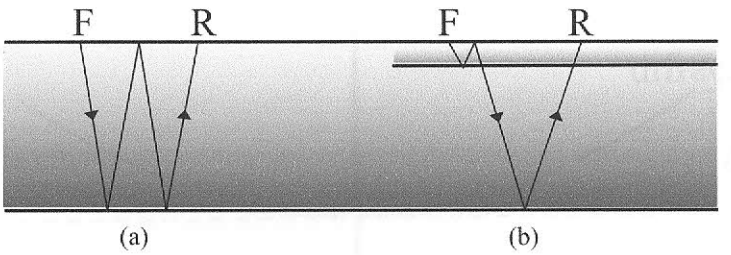


Figura 27 – *(a) Múltipla de passo longo: resultado de mais que uma reflexão na mesma interface. (b) Múltipla de passo curto: resultado de uma "pré-reflexão" em camada fina geralmente superficial. Diversos outros tipos de múltiplas como "fantasmas" e reverberações são possíveis e serão comentadas no processamento (capítulo 7).*

[3] Optou-se por usar o termo em inglês para discutir o sobretempo normal desde que esta é a forma mais difundida na literatura.

Há ainda problemas pelo fato de que os refletores foram considerados paralelos. O mergulho altera a hipérbole de reflexão mas pode ser também corrigido, por exemplo, calculando-se o *dip moveout*, deslocamento similar ao *normal moveout* mas conseqüência da inclinação do refletor. Para mais detalhes refere-se ao capítulo 7 e à (Telford *et al.*, 1990 – seção 4.3.1).

5.3.2 Difrações

Segundo a teoria ondulatória cada ponto da frente de onda se comporta como um ponto gerador. Por esse motivo o sinal recebido pelos receptores não coleta apenas as reflexões mas também todos sinais vindos de difração das frentes de onda nas interfaces. A frente de onda real, a cada momento, é definida pelo envelope de todos os pulsos gerados por cada ponto do obstáculo. A curva de difração também é uma hipérbole e por isso é basicamente indistinguível das reflexões. Entretanto, difrações exibem em geral *normal moveouts* diferentes das reflexões. Apesar do interesse fundamental residir em reflexões primárias, difrações são importantes na determinação de refletores não contínuos (pontos difratores). Na Figura 28 comparamos as respostas obtidas por reflexão e difração em termos do *normal moveout*.

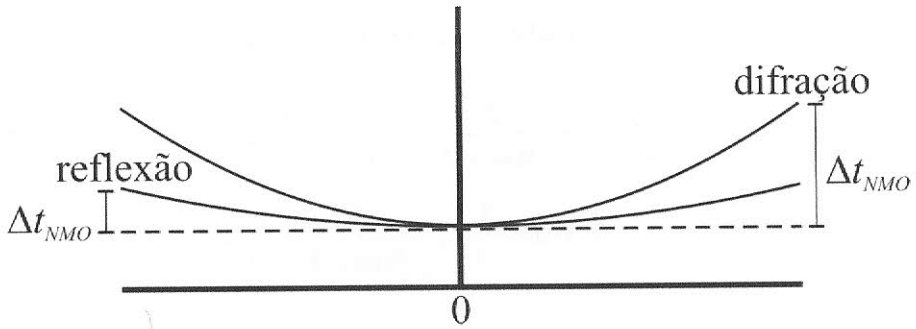


Figura 28 – *Comparação entre normal moveouts das hipérboles de reflexão e difração. Para eventos com mesmo t_0 a difração tem nomal moveouts maiores.*

5.3.3 Refrações

As refrações são importantes eventos observados no registro e se devem principalmente a ondas incidentes em uma interface com o ângulo crítico (veja seção 5.2.3). Ondas com esse ângulo de incidência viajam pela interface e são conhecidas como *headwaves*. A oscilação provocada na interface é nova fonte de ondas sísmicas (aplicação direta do princípio de Huygens) que retornam à superfície e são medidas como ondas refratadas. A geometria dos eventos de refração no sismograma pode ser encontrada observando-se a Figura 29. Consideramos uma onda incidente com o ângulo crítico em um refrator sem mergulho, a *headwave* resultante viaja com a velocidade do meio inferior e novas frentes de onda geradas retornam a superfície com o mesmo ângulo crítico de incidência. A frente de onda gerada exatamente no ponto de contato com o refrator e que retorna a superfície coincide com a reflexão nessa camada, e como só se observa a chegada de ondas refratadas a partir desta distância, ela é conhecida como distância crítica x_c. A distância é facilmente calculada da Figura 29 como

$$x_c = 2z \tan\theta_c .$$

A forma geométrica do evento de refração também é facilmente calculada da Figura 29. Consideramos o tempo de trânsito da onda dado pelo tempo duplo de ida e volta ao refrator com ângulo crítico mais o tempo de viagem na interface:

$$t = 2\frac{OM}{V_1} + \frac{MP}{V_2} = \frac{2z}{V_1 \cos\theta_c} + \frac{x - 2z\tan\theta_c}{V_2}$$

$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2z}{V_1 \cos\theta_c}\left(1 - \frac{V_1}{V_2}\sin\theta_c\right).$$

E como $\sin\theta_c = \dfrac{V_1}{V_2}$ encontramos

$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2z}{V_1 \cos\theta_c}\left(1 - \sin^2\theta_c\right) = \frac{x}{V_2} + \frac{2z}{V_1 \cos\theta_c}\cos^2\theta_c$$

$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2z\cos\theta_c}{V_1}.$$

Isto é, a relação entre tempo e *offset* é linear de maneira que os eventos de refração são linhas retas no sismograma. Também nota-se que, como o evento refratado de *offset* x_c equivale à reflexão, a reta de refração deve ser tangente à hipérbole de reflexão neste ponto. Nos demais pontos a chegada da onda refratada nos receptores é anterior à chegada do evento de reflexão.

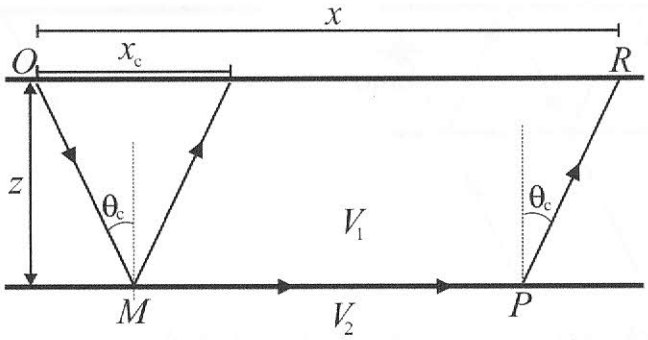


Figura 29 – *Representação de onda incidente em um refletor com o ângulo crítico. A refração resulta em uma headwave que viaja na interface entre os meios com a velocidade do meio inferior (V_2). As novas frentes de onda geradas pela headwave atingem a superfície a partir da distância crítica x_c, ponto no qual o evento coincide com a reflexão na mesma interface.*

A situação se complica bastante quando são considerados o mergulho e a presença de múltiplos refratores. Mesmo assim equações aproximadas para o evento podem ser demonstradas. O importante é que o evento se apresenta no sismograma com linhas aproximadamente retas e muitas vezes é usado para o cálculo de velocidades de propagação nas camadas mais rasas (zona de baixas velocidades).

5.3.4 Múltiplas

De acordo com o comentado na seção 5.3.1 eventos conhecidos com múltiplas podem aparecer no sismograma como resultado de mais do que uma reflexão. Na maioria dos casos,

desde que esses eventos têm amplitude proporcional ao produto dos coeficientes de reflexão, e os coeficientes são em geral pequenos, os eventos são praticamente invisíveis no sismograma. Entretanto, algumas superfícies como o fundo do mar têm alto coeficiente de reflexão e podem provocar múltiplas bem visíveis. Como já comentado, as múltiplas que se confundem com eventos de reflexão primária possuem *normal moveout* maior do que as reflexões de mesmo t_0. Essa é a base de vários métodos usados para sua atenuação. Exemplos de tipos especiais de múltiplas são apresentados na Figura 30.

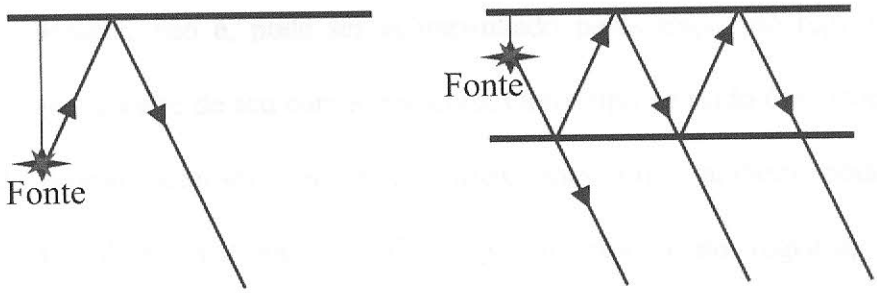


Figura 30 – *Dois tipos especiais de múltiplas. À esquerda, a conhecida como "fantasma" (ghost), que se origina da reflexão na superfície superior (por isso sofre mudança de fase de 180 graus de acordo com o sinal do coeficiente de reflexão) e produz interferência nos eventos de reflexão primária. À direita, a reverberação, frequentemente encontrada em aquisição marinha e é resultado da reflexão múltipla em finas camadas d'água.*

5.3.5 Ondas superficiais

Ondas superficiais, em geral chamadas de *ground roll*, fazem parte também dos registros sismográficos. A forma geométrica do evento no registro é semelhante a dos eventos de refração, isto é, linhas aproximadamente retas no sismograma. Pode-se fazer a distinção com os eventos de refração observando-se que *ground rolls* representam velocidades mais baixas. Estes eventos também têm, em geral, energia concentrada em baixas freqüências. Por isso filtros de corta-baixa podem ser utilizados como método de atenuação de *ground rolls*. O principal problema causado pelas ondas superficiais é que elas contêm muita energia, geralmente o suficiente para mascarar, por exemplo, os mais fortes eventos de reflexão.

5.3.6 Outros ruídos

O registro sismográfico se apresenta, conforme o anotado nas seções anteriores, contaminado por diversos tipos de eventos em adição às procuradas reflexões primárias. Alguns podem ter utilidade, como difrações e refrações, enquanto outros são considerados apenas **ruído**. Discutiu-se, por exemplo, a presença de múltiplas, que podem interferir na correta interpretação no registro e por isso devem ser atenuadas no processamento. Este é um tipo de ruído coerente, isto é, pode ser acompanhado pelos traços do registro e a seguir previsto conforme a análise de seu comportamento. Outro tipo de ruído é o incoerente, muitas vezes referido como aleatório (*random noise*), mas que também pode se repetir espacialmente. Os diversos tipos de ruídos que interferem no registro, podendo até comprometer sua qualidade, podem vir por exemplo de ondas de superfície, tráfego de veículos, vento, ondas oceânicas entre outras várias possibilidades. Na Figura 31 apresenta-se um esboço resumindo os principais eventos e suas formas geométricas no sismograma.

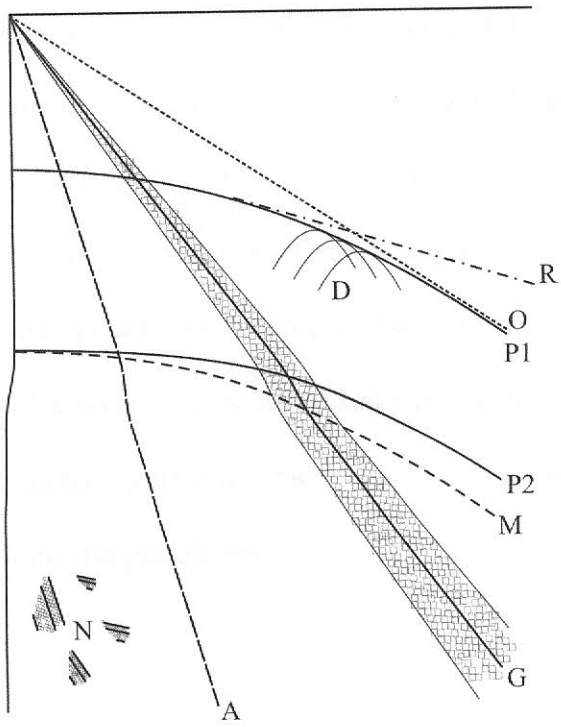


Figura 31 – Esboço dos principais eventos em um sismograma. (O) – Onda direta (P) – reflexões primárias; (M) – reflexões múltiplas; (D) – difrações; (R) – refrações; (G) – *ground roll*; (N) – ruídos aleatórios; (A) – onda aérea.

6 AQUISIÇÃO SÍSMICA

6.1 Introdução

O estudo geológico do subsolo e a prospecção de uma nova área a procura de petróleo são processos longos e dispendiosos que envolvem análise de grande volume de dados geofísicos do local. A perfuração de poços é ótima opção para se conhecer o subsolo, mas em geral é bastante cara, e por isso as técnicas de aquisição de dados sísmicos são fundamentais para o conhecimento geológico das subcamadas. Tendo isso em vista, a aquisição sísmica, em especial a com boa resolução, representa um dos principais meios para a avaliação do potencial petrolífero de uma área. A qualidade dos dados é também fundamental desde que uma aquisição de má qualidade pode comprometer todo trabalho de processamento, que se torna inútil na tentativa de recuperar boas seções sísmicas para interpretação. Para garantir resolução e qualidade foram desenvolvidos métodos e equipamentos especiais para registro que variam consideravelmente conforme a aquisição seja realizada em terra ou em mar. Optou-se aqui por comentar apenas os métodos e equipamentos mais utilizados hoje. Deve-se lembrar, entretanto, que a base de qualquer método é sempre a mesma: são geradas ondas sísmicas que têm a resposta captada por receptores especiais – geofones ou hidrofones. As técnicas reúnem os diferentes arranjos e possibilidades de parametrização de acordo com a estratégia de aquisição. A seção seguinte resume a técnica de *common midpoint* (CMP), que hoje é a mais utilizada na indústria petrolífera.

6.2 Método CMP (*common-midpoint*)

Dentre os métodos de aquisição, o método CMP (*common-midpoint*) é o método de aquisição mais usado atualmente. A técnica envolve um levantamento de reflexão sísmica na qual os pontos de subsuperfície são registrados redundantemente com diferentes distâncias de *offset*. A multiplicidade de registro é útil para redução de diversos tipos de ruído, no entanto, como desvantagem, gera conjuntos de dados muito mais volumosos. Os sismogramas redundantes passam então por uma correção de velocidades de *normal moveout* (correção de NMO[1]) e a **seção sísmica** final é obtida sobrepondo-se os traços equivalentes. A sobreposição dos traços é chamada **empilhamento** (*stacking*) e pode ser efetuada de várias formas conforme o discutido no capítulo 7. A Figura 32 esquematiza a técnica CMP, na qual vários tiros (*shots*) são realizados e seus pontos médios comuns (*common midpoits*) são apontados. Por esta razão a técnica leva este nome[2]. O dado final pode ser organizado para empilhamento de várias maneiras como indica a Figura 33.

---

[1] Veja seções 7.6 e 7.7.

[2] Na verdade originalmente a técnica era conhecida com CDP (*common depth point*) pois os pontos em redundância teriam a mesma profundidade. Entretanto esse não é o caso para modelos mais gerais de camadas, e por isso o termo CDP foi substituído por CMP.

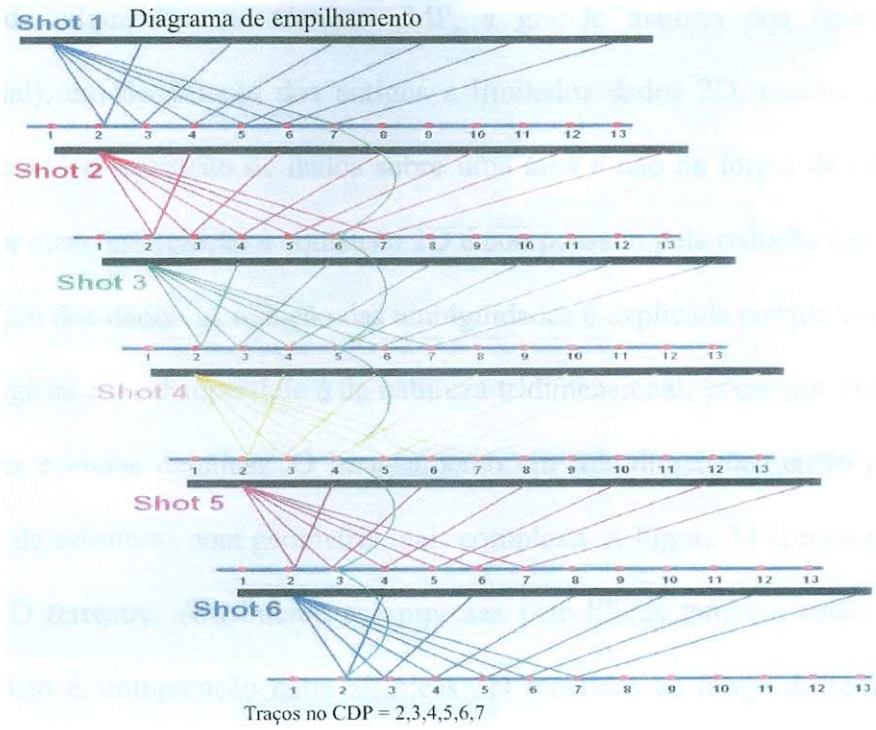


Figura 32 – *Esquematização da técnica CMP. Vários tiros (shots) em diferentes posições são realizados com o equivalente deslocamento dos receptores. Em conseqüência um mesmo ponto do refletor é avaliado diversas vezes promovendo multiplicidade nos dados.*

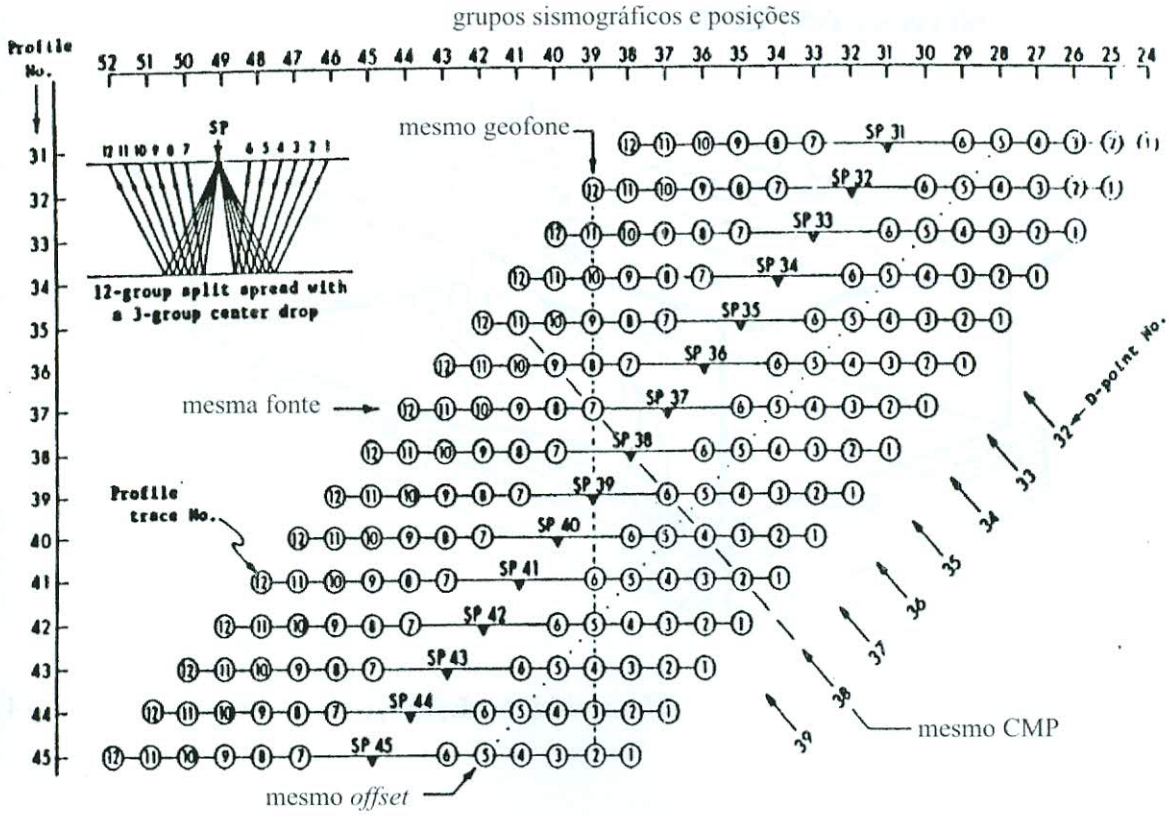


Figura 33 – *Organização dos dados na técnica CMP. As linhas indicam as várias possibilidades de ordenamento do dado adquirido.*

Além de adquiridos via técnica CMP, a grande maioria dos dados hoje é 3D (tridimensional), em detrimento dos antigos e limitados dados 2D, usados no passado. A sísmica 3D envolve aquisição de dados sobre uma área e não na forma de um perfil linear (2D). O maior custo em relação à aquisição 2D é compensado pela redução das ambigüidades na interpretação dos dados. A redução das ambigüidades é explicada porque a maior parte das feições geológicas em subsuperfície é de natureza tridimensional, como por exemplo diápiros de sal, recifes e areias deltaicas. O imageamento em três dimensões então produz melhor interpretação de estruturas com geometria mais complexa. A Figura 34 apresenta um esquema de sísmica 3D terrestre. Atualmente as empresas petrolíferas também estão investindo na sísmica 4D, isto é, comparação entre sísmicas 3D repetidas ao longo do tempo no mesmo campo. A sísmica 4D é importante para o acompanhamento de fluídos e estudos dinâmicos de reservatório.

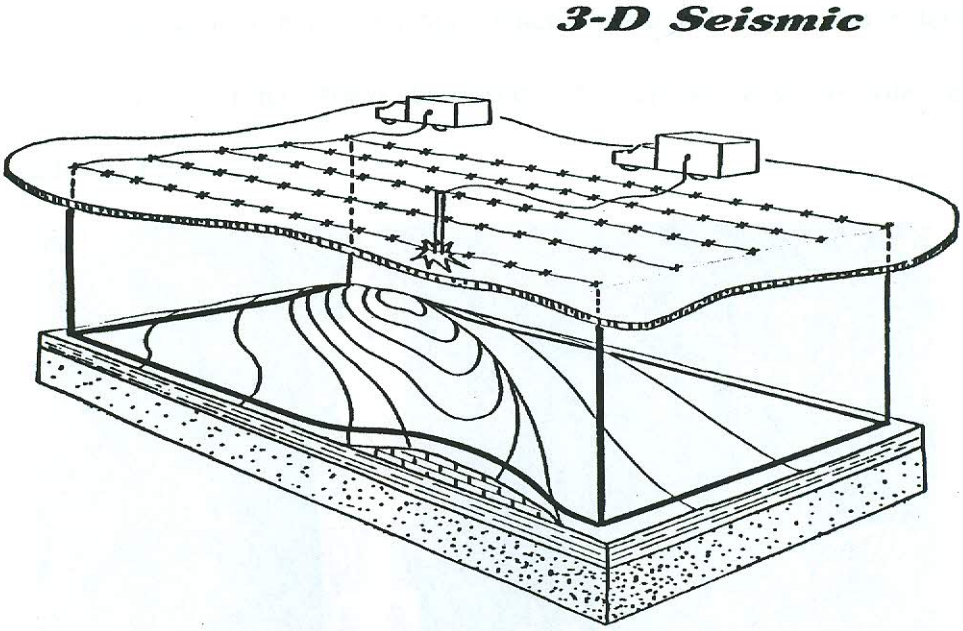


Figura 34 – *Geometria de aquisição da sísmica 3D.*

Quanto ao tipo de onda estudada ainda há preferência pelas medidas de onda P. Os dados de ondas S não são usados rotineiramente na indústria, embora novas tecnologias estejam prontas para sua aplicação.

6.3 Aquisição terrestre

Segundo a teoria discutida, qualquer aquisição começa pela geração de ondas sísmicas. Em terra, três principais tipos de fonte de energia são considerados:

Explosivos: Explosivos foram a única fonte de energia usada na exploração sísmica até 1953. Hoje ainda são muito utilizados no trabalho terrestre com a vantagem de gerarem pulsos bem energéticos e curtos (alta concentração de energia) o que é bom do ponto de vista de análise sísmica mas ruim se considerarmos os danos às estruturas próximas. Como método de segurança para o operador, o explosivo mais potente é estável, e por isso é detonado pela espoleta, um explosivo bem mais fraco não obstante de fácil detonação. Espoleta e explosivo são apresentados na Figura 35.

Figura 35 – *Explosivo (à esquerda) e espoleta.*

Vibradores: Os vibradores são carros especiais equipados para produzir ondas sísmicas no solo de acordo com perfil determinado pelos operadores. Sua utilização é interessante visto que o perfil da onda sísmica gerada, chamado *wavelet*, é determinado, ao contrário dos explosivos que produzem resposta imprecisa. Entretanto, muitas áreas de aquisição possuem terreno inacessível para pesados carros deste tipo (veja Figura 36).

Figura 36 – *Vibrador e seu gerador de ondas sísmicas.*

Thumpers: Carros especiais equipados para gerar ondas sísmicas por arremesso de peso no solo. A "sapata" de um *Thumper* é apresentada na Figura 37.

Figura 37 – *Sapata de um Thumper usada para gerar ondas sísmicas através do arremesso de uma massa no solo.*

Depois de geradas ondas sísmicas o sinal que retorna à superfície é medido por receptores especiais. O mais usado é o geofone (esboçado na Figura 38).

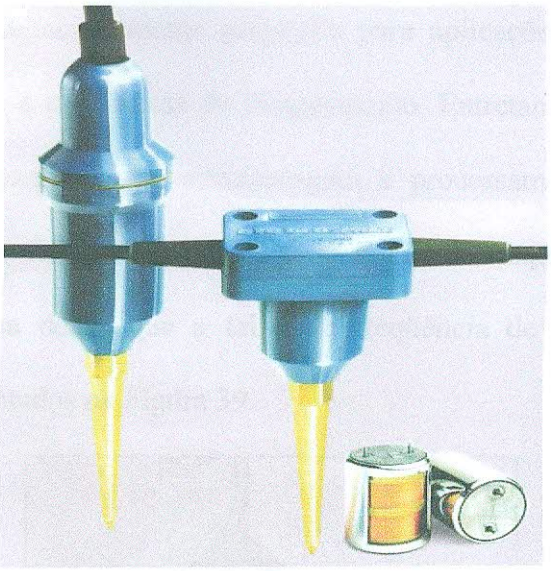


Figura 38 – *Foto dos geofones geralmente utilizados.*

Apesar de alguns outros tipos de geofones terem sido usados no passado, a maioria hoje funciona a base de um solenóide eletromagnético móvel. O solenóide, consistindo de um número muito grande de espiras enroladas e de fio muito fino, é suspenso no centro do campo magnético gerado por um imã permanente. Esta construção é colocada na vertical de terreno em estudo. Quando o terreno se move verticalmente o magneto balança mas o solenóide, por causa de sua inércia, tende a permanecer parado. O movimento relativo do solenóide no campo magnético gera, conforme a lei da indução magnética, uma voltagem que pode ser determinada nos extremos do fio. Repare que neste caso o geofone não é capaz de medir vibrações horizontais e se concentra nas oscilações tipo onda *P*.

O sinal do geofone é transmitido para os registradores por vários pares de cabos. O sinal é digitalizado remotamente e retransmitido para a unidade de registro. A gravação dos dados também depende da amplificação e filtragem, feita diretamente no local de medida ou em carros especialmente equipados.

Outro dispositivo de recepção de ondas sísmicas em levantamentos terrestres é o acelerômetro. Embora menos utilizado, o acelerômetro é um sistema micro eletro mecânico, sensível à aceleração e especificamente projetado para aplicações sísmicas. Teoricamente tem-se mais sensibilidade e capacidade de imageamento. Entretanto os acelerômetros ainda são caros e vários equipamentos de armazenagem e processamento de dados não estão adaptados à sua utilização. A sensibilidade de larga banda de freqüências destes dispositivos também é outro problema desde que a faixa de freqüência de interesse é bem restrita. Acelerômetros são apresentados na Figura 39.

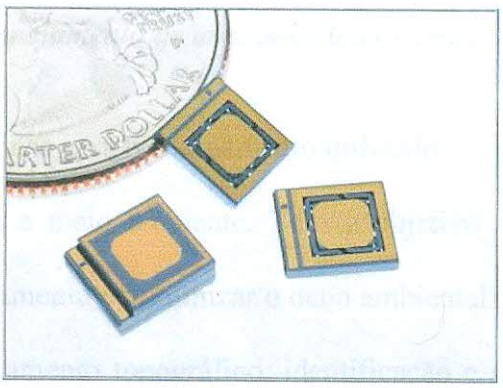


Figura 39 – *Foto dos acelerômetros desenvolvidos para aquisição sísmica. Estes dispositivos são pequenos e extremamente sensíveis.*

A organização é fator muito importante para aquisição de dados de qualidade, por isso a logística de um levantamento sísmico terrestre é detalhada nos principais pontos abaixo.

Planejamento: Faz-se pré-avaliação da área, estudo de dados geológicos existentes, parametrização das linhas de aquisição e possivelmente modelagens e testes (veja Figura 40).

Permissoria: Trabalho muito importante de legalização do uso das áreas particulares onde o levantamento é interessante. Envolve, por exemplo, negociação com os donos, avaliação das propriedades para indenização em caso de dano e análise de impacto ambiental no local.

Acampamento: Montagem do acampamento próximo ou dentro da área de aquisição, agilizando o trabalho.

Paiol: Construção de um paiol seguro para armazenagem dos explosivos (se utilizados).

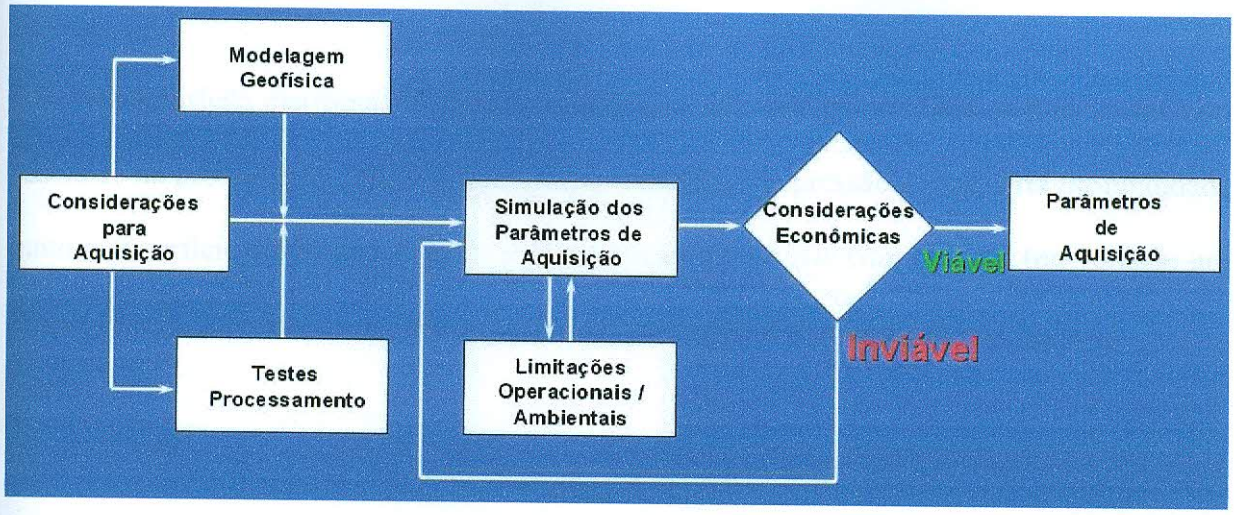


Figura 40 – *Esquema de planejamento de uma aquisição sísmica.*

Oficinas: Montagem de oficinas para o equipamento utilizado.

SMS: Estudo de segurança e meio ambiente. Tem o objetivo de garantir a segurança do pessoal envolvido no levantamento e minimizar o dano ambiental na região.

Picada e topografia: Levantamento topográfico, identificação e abertura das linhas, locação dos explosivos com sondas ou trados e plantio dos geofones.

Sismografia: Levantamento sísmico em si. Ondas sísmicas são geradas e registradas pelos geofones plantados nas linhas planejadas.

Retirada do equipamento e sonda pirata: Depois da aquisição e controle de qualidade imediata outra equipe recolhe o equipamento, detona fontes que falharam e retira os resíduos de explosivos enterrados.

Controle de Qualidade: Pré-análise dos dados adquiridos. Geofísicos e outros especialistas estudam a qualidade dos sismogramas no local da aquisição.

Na verdade cada etapa pode ser detalhada em diversas sub-etapas. A discussão de particularidades envolvendo planejamento e parametrização da aquisição sísmica não é o objetivo principal deste trabalho.

6.4 Aquisição marítima

Na aquisição marítima a fonte de energia mais utilizada é o *Air Gun*. A fonte neste caso baseia-se na produção de uma bolha de ar por uma arma de pressão a uma certa profundidade junto a superfície da lâmina d'água. A composição de um *Air Gun* padrão (na verdade um *Sleeve Gun*, modernização que parte do mesmo princípio) é representada na Figura 41.

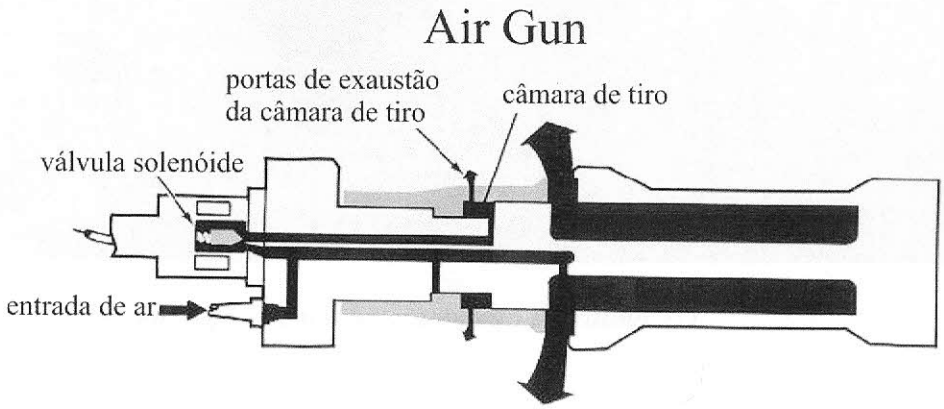


Figura 41 – *Esquematização de um Air Gun. O ar é fornecido ao aparelho e comprimido para subseqüente produção de ondas sísmicas abaixo d'água.*

Efeitos bolha (oscilação da bolha de ar formada na descarga) ainda consomem cerca de metade da energia e o ruído associado depende da profundidade e volume de ar injetado. O *ghost* relativo à reflexão da onda na superfície do mar é comum a todas aquisições marítimas e é um fator importante de degradação do sinal. Por isso, são usados diversos arranjos de *Air Guns* com o objetivo de otimizar a distribuição de energia em determinado ponto da *wavelet* e reduzir ruídos.

A Figura 42 ilustra a geometria de uma aquisição marítima 2D.

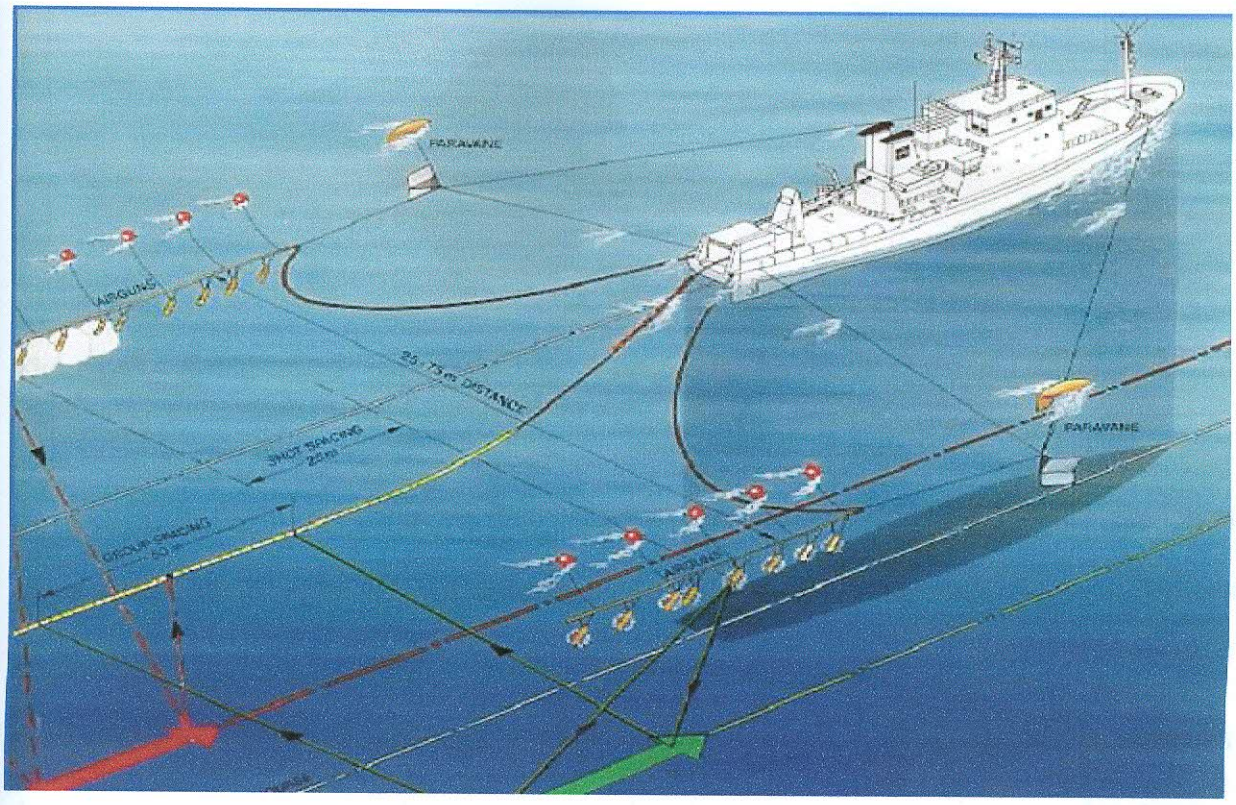


Figura 42 – *Esquematização de um levantamento marítimo 2D.*

O levantamento 2D (envolve apenas um cabo de receptores). Hoje a aquisição 3D é mais comum e envolve diversos cabos de receptores. Os cabos sismográficos rebocados pelos navios possuem seções ativas com medidores variação de pressão conhecidos como hidrofones. Estes hidrofones, presentes nas seções, são os responsáveis pelo registro sísmico. As seções são intercambiáveis e conectadas por módulos eletrônicos. Os cabos foram desenvolvidos para operação simplificada, são resistentes à abrasão, operam em pouca profundidade e possuem flutuação levemente positiva proporcionada pelo preenchimento por um líquido ou polímero especial. As seções são elásticas minimizando o efeito de impacto de correntes e tração do navio sísmico. Também estão presentes indicadores de profundidade e detectores especiais (um tipo de hidrofone) para a onda direta. Amplificação, filtragem e digitalização também são feitas nos cabos sismográficos por módulos eletrônicos. Bússolas para medida da direção, GPS, flutuadores e controladores de profundidade dinâmicos (*birds*) também fazem parte do cabo (veja Figura 43).

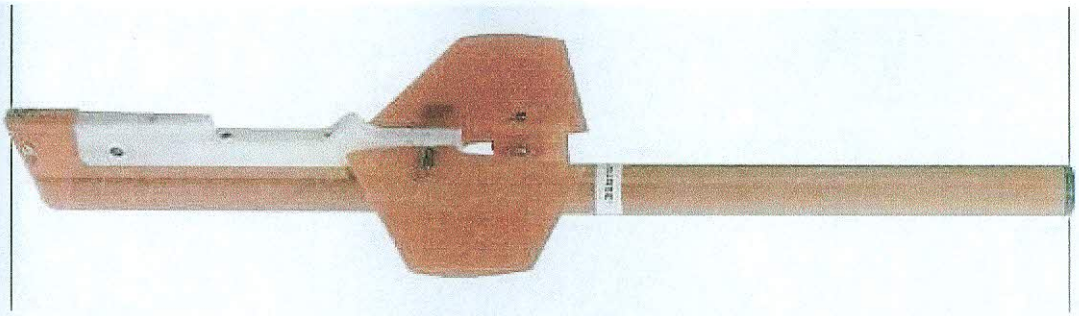


Figura 43 – *Fotografia de um controlador de profundidade (bird). O sistema de aletas não só regula a profundidade do cabo mas também deslocamentos laterais.*

Os hidrofones, ao contrário dos geofones, medem variações de pressão de forma independente da direção em que ocorrem. Funcionam a base de materiais piezoelétricos sintéticos que produzem sinal elétrico em função da oscilação de pressão.

A sala de instrumentos do navio sísmico possui sistema computacional para coleção dos dados no registro, dados adicionais como dia, hora e geometria, instante dos tiros e parâmetros de aquisição. São ainda geradas amostragens em tempo real do dado para controle de qualidade. Atualmente alguns tipos de pré-processamento também são efetuados a bordo. Para controle do levantamento há sofisticados sistemas de posicionamento em tempo real e sincronização de tiro. As diversas técnicas de aquisição, parametrização e controle da aquisição 3D não serão discutidas aqui.

6.5 *Vertical Seismic Profile* (VSP)

O VSP (*Vertical Seismic Profile*) é um método sísmico de reflexão aplicado ao poço. O método consiste em se registrar dentro do poço, a diferentes profundidades e com um ou mais componentes, o sinal proveniente de uma fonte sísmica localizada em superfície que pode ser impulsiva, explosiva ou vibratória. A Figura 44 apresenta três diferentes tipos de aquisição VSP.

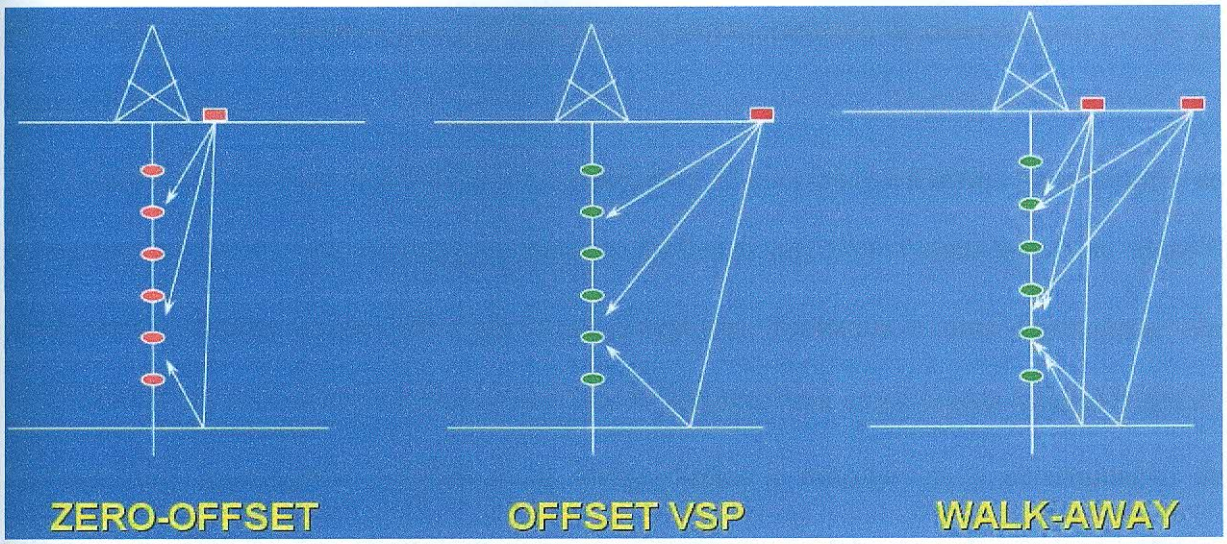


Figura 44 – *Tipos de aquisição VSP. A fonte pode estar bem próxima do poço (zero offset) ou a alguma distância (offset VSP). Outra maneira interessante de aquisição é fazer diversas medidas afastando a fonte do poço (walk-away).*

São várias as aplicações do VSP na interpretação, perfuração e processamento de sísmica de superfície. Por exemplo, o VSP permite visualização de dados no domínio da profundidade e tempo; determinação da velocidade sísmica com precisão; amarração de refletores (obtidos com a sísmica de superfície); predição de camadas abaixo do poço e registro de ondas S em duas direções. Além disso a medição é ideal para determinação de parâmetros chave para refinar a sísmica de superfície (velocidade, fator Q, anisotropia, etc.) a resolução é melhor devido a preservação de freqüências mais elevadas e menor perda por absorção (camadas rasas serem atravessadas uma única vez). O processamento também é efetuado em amplitude verdadeira e a técnica proporciona umas das melhores maneiras para se tratar múltiplas da sísmica de superfície.

Através do VSP pode-se obter a curva de tempo de trânsito obtido a partir da superfície (*time-depth curve*), velocidade de ondas P e S para calibração de perfis sônicos e amarração robusta da sísmica de superfície com os poços. Há possibilidade de se ver camadas mais profundas durante a perfuração (*Look-ahead*) com VSPs *shot while drilling* ou convencionais realizados em fases intermediárias da perfuração. O imageamento obtido é de alta resolução

em torno do poço. Também é uma boa técnica para monitoramento de reservatórios (VSPs de Lapso de Tempo).

Também é utilizado algumas vezes o ***checkshot***. O *checkshot* é a forma mais simples de se realizar um VSP e de fato não é considerado como um VSP "verdadeiro". A fonte é posicionada próxima a boca do poço e os receptores, limitados a uma ferramenta, são posicionados em apenas alguns níveis, sem que se obtenha uma amostragem espacial regular. As trajetórias investigadas limitam-se as ondas diretas e destinam-se a determinação de velocidades. Através dos *checkshots* é possível traçar o modelo de velocidades e efetuar correlação com a sísmica de superfície.

6.6 *Ocean Botton Cable* (OBC)

A aquisição por OBC é similar ao levantamento sísmico marítimo convencional mas, no lugar de rebocar cabos sismográficos, os cabos de registro são colocados no fundo do mar. Utiliza sensores de velocidade (geofones) e pressão (hidrofones) e por isso também permite aquisição semelhante a terrestre. É recomendada principalmente em áreas com grande número de obstáculos pois permite que tiros e receptores sejam colocados próximos às áreas obstruídas. Outra vantagem importante é que a aquisição 4C pode ser feita (geofone de 3 componentes e um hidrofone), permitindo diversas vantagens de processamento e imageamento. Alguns dos problemas do OBC, além do alto custo, são a limitação de profundidade (máximo de 3.000m), a correta localização dos receptores no fundo do mar, reverberações de longo período e aumento do nível de ruído devido a utilização dos geofones. O OBC pode ser empregado em três modalidades:

Cable Array - os dispositivos de recepção são constituídos de 2 ou mais cabos muito longos configurados eletronicamente. Na rolagem do dispositivo o cabo é recolhido e assentado no fundo numa outra posição. Retiram-se os cabos após o término do programa sísmico.

Drag Array - formam-se dispositivos de recepção semelhantes ao Cable Array, não há configuração eletrônica e o cabo pode ser arrastado no fundo durante a rolagem do dispositivo ou recolhido e reposicionado. Os cabos também são retirados após o término do programa sísmico.

Fixed Cable - Os cabos são deixados "in loco", fixos ao fundo, tais como cabos submarinos telefônicos, permanecendo por tempo indeterminado, durante a vida do campo para a monitoração dos fluídos (sísmica 4D).

7 PROCESSAMENTO DE DADOS SÍSMICOS

7.1 Introdução

O método sísmico consiste de três estágios principais: aquisição (revista no capítulo anterior), processamento e interpretação. Este capítulo é dedicado ao processamento, parte que visa entregar como produto final ao intérprete a melhor seção sísmica possível de acordo com a qualidade da aquisição. Apesar das seqüências de processamento serem hoje bem estabelecidas, o responsável pela análise dos dados se confronta sempre com três problemas: selecionar os melhores passos de processamento adequados aos dados considerados, escolher o melhor conjunto de parâmetros em cada passo e encontrar o resultado final depois de cada passo avaliando os problemas causados pelas falhas de processamento.

A base do processamento de dados é então bem conhecida: deconvolução, empilhamento (*stacking*) e migração. Além desses principais processos há vários auxiliares que ajudam a melhorar a qualidade dos três principais. Uma das questões mais difíceis do processamento é então definir quais processos auxiliares devem ser utilizados e em que etapa devem ser aplicados. Neste capítulo os três processos básicos são revistos e alguns de seus auxiliares conforme a ordem geralmente aplicada. Finalmente, ao final do capítulo, algumas técnicas inovadoras são discutidas.

7.2 Sequência básica de processamento

Com o início da aquisição digital de dados houve grande evolução dos métodos de processamento. Os passos principais são discutidos na Figura 45, representando três principais eixos e os passos que podem levar ao deslocamento em cada um deles.

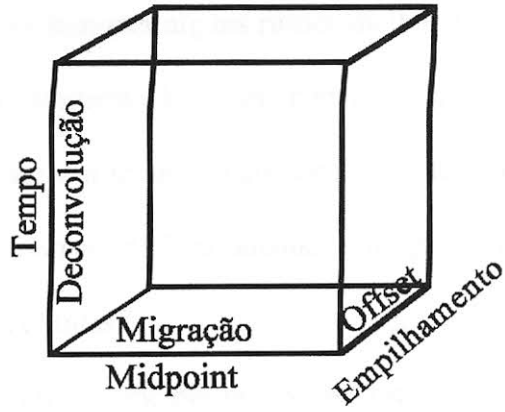


Figura 45 – *Volume do dado sísmico representado como um cubo em coordenadas de processamento: ponto médio (midpoint), offset, tempo. A deconvolução age na direção temporal melhorando a resolução neste sentido. O empilhamento comprime o volume de dados na direção offset e assim fornece a seção sísmica empilhada eliminando diversos ruídos pela redundância de dados adquiridos. A migração move os eventos mergulhantes para suas posições corretas em subsuperfície e colapsa os eventos de difração melhorando a resolução lateral e encontrando a posição verdadeira dos pontos médios.*

A deconvolução age no eixo do tempo removendo efeitos da *wavelet* e outros modificadores do traço sísmico aumentando assim a resolução temporal[1]. A deconvolução consegue este efeito comprimindo a *wavelet*. O empilhamento também é um processo de compressão. Entretanto o alvo agora é o volume do dado sísmico, que é reduzido ao plano de *offset* zero da Figura 45. Para que isso seja possível deve-se aplicar primeiro uma correção de *normal moveout* em cada conjunto de traços organizados em CMP's, somando-se em seguida no eixo de *offsets*. O resultado é a seção empilhada onde muito do ruído pode ser reduzido em relação ao sinal em conseqüência do método de aquisição CMP que avalia pontos em

[1] Lembre que a seção sísmica final representa em geral a profundidade com base no tempo duplo de trânsito da onda sísmica. No final deste capítulo métodos de conversão tempo-profundidade são comentados.

subsuperfície com redundância. Finalmente a migração pode ser aplicada ao dado empilhado[2]. Este processo colapsa difrações em pontos e leva os eventos mergulhantes da seção empilhada a suas posições corretas em subsuperfície. A migração é, vista desta maneira, uma espécie de deconvolução espacial e aumenta portanto a resolução nesta direção.

Todas outras técnicas podem ser consideradas secundárias, seu efeito principal é melhorar o resultado dos processos primários. Por exemplo, é comum a aplicação de filtros de banda antes da deconvolução para remover alguns ruídos melhorando o processo principal. A perda por divergência esférica também deve ser corrigida antes da deconvolução para compensar a redução de amplitude em tempos mais longos. Antes da análise de velocidades para correções de NMO (*normal moveout*) é útil atenuar múltiplas e fazer correções estáticas a fim de melhorar as velocidades obtidas.

Nota-se também que o objetivo principal de várias correções secundárias é fazer com que o dado sísmico seja compatível com a entrada ideal para alguma das etapas fundamentais. Por exemplo, a deconvolução supõe que os dados de entrada são resultado de uma *wavelet* estacionária, de incidência vertical, fase mínima e livre de ruído. Por sua vez o empilhamento assume que o *moveout* é hiperbólico enquanto a migração assume zero-*offset* e um campo de reflexões primárias apenas. É claro que nenhuma dessas hipóteses é totalmente verdadeira mas os processos secundários podem ajudar a transformar o dado em uma aproximação da entrada ideal. Dados que satisfazem aproximadamente as hipóteses já produzem bom resultado para seção sísmica principalmente por causa da robustez dos três processos principais que são pouco sensíveis aos desvios das condições teóricas acima. Nas seções seguintes cada processo é detalhado, entretanto ainda de forma resumida. Maiores detalhes são confiados à extensa bibliografia da área de análise sísmica, em especial refere-se aos livros de O. Yilmaz (Yilmaz O., 2001).

---

[2] Um método mais moderno é a migração pré-empilhamento. Esta técnica inovadora será rapidamente discutida no final do capítulo.

7.3 Pré-processamento

Durante a aquisição os dados podem ser gravados de diversas maneiras e em vários tipos de formato. Uma das tarefas principais de pré-processamento é converter os dados adquiridos em um formato conveniente para as outras etapas de processamento. O formato conveniente varia, é claro, de indústria para indústria, embora existam alguns padrões usados principalmente para intercâmbio de dados. O pré-processamento também envolve edição de traços. Traços muito ruidosos, porções com "rabiscos" causados principalmente por transientes e outros problemas visíveis são geralmente apagados. Ondas diretas e outros eventos que não envolvem reflexões em subsuperfície também são silenciados. Ruídos das ondas e serpenteado dos cabos marítimos podem ser atenuados com filtragem simples. Em muitos casos ganho também é aplicado para recuperar amplitude perdida pela divergência esférica das frentes de onda. Ganhos exponenciais também podem corrigir a dispersão de energia nos meios.

A geometria de campo também deve ser incluída nos dados. Muitos tipos de problema ocorridos no processamento se originam da falta de informação detalhada sobre o arranjo geométrico fonte-receptor. Para dados terrestres a **correção estática**, que considera elevações e depressões no terreno, é extremamente importante. A correção reduz a geometria de aquisição a um *datum* comum, isto é, a mesma referência em profundidade (veja Figura 46). Em muitos casos, a correção direta para o *datum* comum pode prejudicar a forma geométrica dos eventos no sismograma. Neste caso é utilizada a correção de *datum* flutuante. Na correção de *datum* flutuante reduzimos a uma referência intermediária para cada conjunto de dados (geralmente organizados em CMP's) a fim de não prejudicar a geometria dos eventos. O dado é levado para o *datum* definitivo após a correção de NMO. O interessante é que um dos objetivos da correção estática é eliminar a zona de baixas velocidades que corresponde às

camadas mais superficiais do solo. Para isso usa-se velocidades calculadas de eventos de refração observados no sismograma. Por isso, mesmo no método de reflexão, as refrações podem ter utilidade prática.

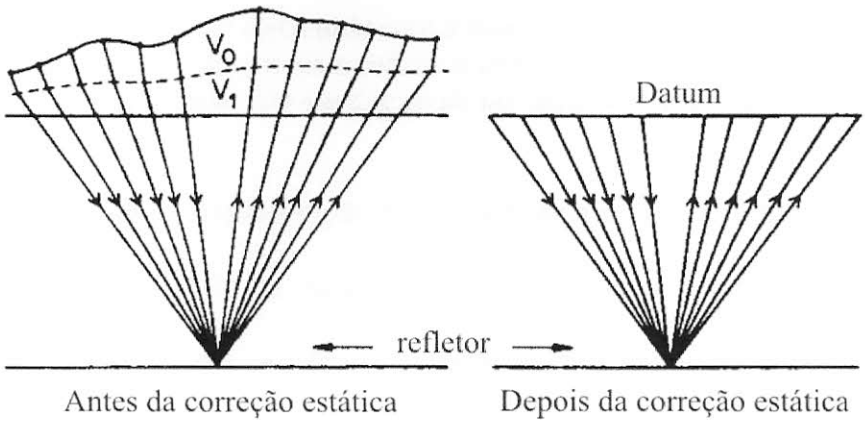


Figura 46 – *Geometria da aquisição antes e depois da correção estática. Gravura retirada de Parasnis D. S. (2003).*

Finalmente o pré-processamento, em especial o imediato (feito no local de aquisição), tem também intuito de controlar a qualidade e reportar possíveis origens de ruído. Em conseqüência o processamento bruto só obtém sucesso se o controle for de qualidade.

7.4 Deconvolução

A resolução temporal, que está diretamente ligada com a resolução em profundidade, pode ser melhorada pelo processo de deconvolução. Podemos obter esse ganho comprimindo a *wavelet* da fonte contida no traço sísmico até que sua forma se pareça com um *spike* (pico simples semelhante à função delta de Dirac) e assim obtendo uma representação para a refletividade. A Figura 47 mostra uma *wavelet* típica que após a deconvolução deve se reduzir aproximadamente a uma forma de *spike*.

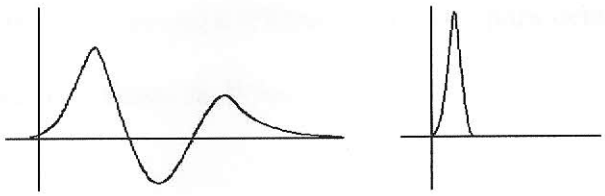


Figura 47 – *Esboço de Wavelet associada com a fonte de ondas sísmicas (à esquerda). O processo de deconvolução spike procura retirar o efeito desse formato no traço sísmico comprimindo sua forma até um pico similar ao de um delta de Dirac (spike) – à direita.*

Para entender como a deconvolução funciona é preciso primeiro examinar os elementos constituintes do traço sísmico. As camadas rochosas possuem diferentes impedâncias que portanto levam a reflexões nas interfaces gravadas como eventos no traço. O modelo mais simples parte então da hipótese que a resposta gravada é a convolução entre a resposta impulsiva da terra com a *wavelet*. A *wavelet* pode ser composta por diversos complicadores mas o importante é que, se reduzida corretamente a um *spike*, a resposta impulsiva da terra (refletividade) é encontrada. Em conseqüência, a deconvolução nada mais é que uma espécie de filtro inverso. Detalhes sobre as hipóteses de convolução (hipótese de fase mínima para *wavelet* por exemplo) não são discutidos aqui, refere-se à Yilmaz O. (2001) para mais detalhes.

Filtros inversos podem ser obtidos com o método dos mínimos quadrados embora o melhor algoritmo seja o de filtros de Wiener otimizados. Esses filtros são muito mais interessantes que o filtro *spike* pois podem transformar a *wavelet*, de maneira otimizada, não apenas em um *spike* mas em qualquer forma de onda.

Filtros de Wiener podem também atenuar reverberações e múltiplas de período curto pelo processo de deconvolução preditiva. Filtros preditivos de erro podem ser elaborados para prever tais eventos periódicos e assim remove-los do simograma.

Embora a deconvolução seja quase sempre aplicada imediatamente antes do empilhamento não é incomum a utilização do processo em registros de *shot* ou depois do

empilhamento. Mais uma vez refere-se à Yilmaz O. (2001) para detalhes sobre o tratamento matemático da deconvolução e filtros de Wiener.

7.5 Organização em CMP's

Conforme discutido anteriormente, os levantamentos atuais são feitos pelo método CMP, que grava redundantemente respostas dos pontos refletores em subsuperfície. A cobertura é arranjada em coordenadas fonte-receptor de acordo com a Figura 48. A figura apresenta uma determinada geometria fonte-receptor e os possíveis raios associados às reflexões. O processamento entretanto é comumente efetuado em coordenadas de ponto médio comum (*common midpoint*). A transformação é realizada organizando os dados em arranjos de CMP[3]. A Figura 49 mostra o significado real da transformação e deixa claro porque a informação sobre a geometria da aquisição é tão importante.

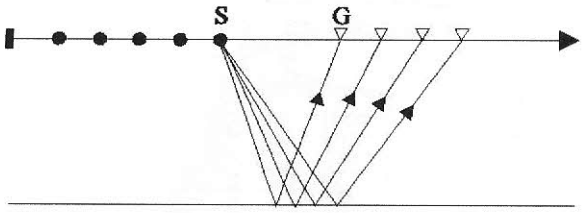


Figura 48 – *Aquisição de dados sísmicos efetuada em coordenadas fonte-receptor. Raios associados a um refletor planar e a um shot comum indicado pela fonte (S) são esboçados. Os receptores são representados por triângulos.*

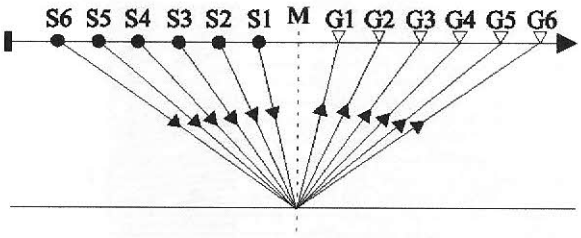


Figura 49 – *Significado do rearranjo do dado para CMP's. Todos os raios que passam pelo mesmo ponto médio (M) são colocados no mesmo conjunto, mesmo que pertençam a diferentes tiros (S) e receptores (G). O arranjo é então fortemente dependente das informações sobre a geometria da aquisição.*

[3] Embora incorreto, o termo CDP (*common depth point*) também é utilizado frequentemente.

7.6 Análise de velocidades

A cobertura com multiplicidade dos pontos em subsuperfície também fornece informações sobre as velocidades. A análise de velocidades pode ser feita no dado organizado em CMP's ou grupos de CMP's. O resultado da análise é um conjunto de pontos que relaciona a velocidade ao tempo de *offset* zero (t_0) – veja capítulo 5 para definições teóricas. A estimativa da velocidade é obtida através do formato da hipérbole formada pelos eventos estudados. Como em geral os eventos não são exatamente hiperbólicos e estão misturados com múltiplas e outros ruídos, a análise de velocidades deve ser feita de maneira cuidadosa. A análise também pode ser feita para eliminar múltiplas por si, observando que o *moveout* destas é geralmente maior para eventos de mesmo t_0. A Figura 50 mostra, por curvas de contorno, o conjunto de pontos de velocidade por t_0 derivados de um CMP (apresentado à esquerda).

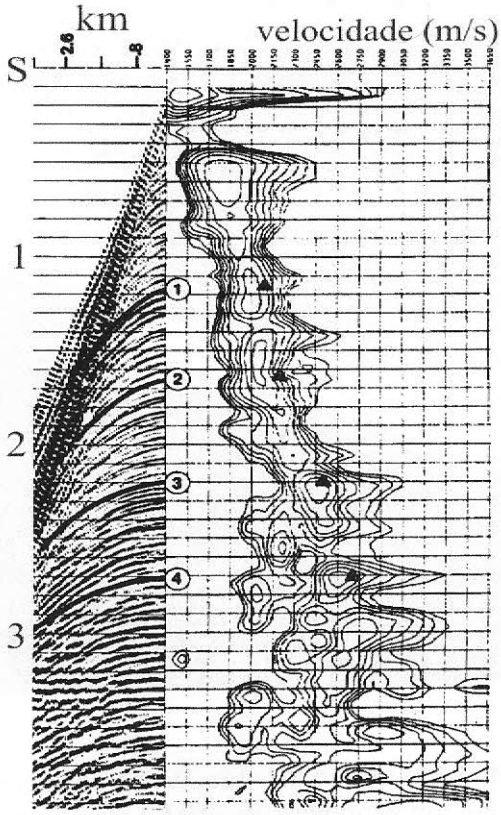


Figura 50 – *Exemplo de análise de velocidades representada por curvas de contorno. A análise foi obtida do CMP apresentado ao lado por estudo de coerência (similaridade) – Yilmaz O.(2001).*

A função de velocidade para esse CMP é obtida marcando-se os pontos de maior coerência que a seguir são interpolados. Em seguida as funções velocidade determinadas para alguns CMP's são interpoladas espacialmente gerando um campo de velocidades como o apresentado na Figura 51. Este campo é usado para fornecer funções velocidade para qualquer CMP do levantamento, informação indispensável para correção de NMO.

É importante enfatizar que o processo pode falhar para áreas com geometria de camadas complicada e deve ser neste caso mais especializado. Outro detalhe importante é que em todos os casos o resultado para o campo de velocidades não representa o campo real de velocidades intervalares, que deve ser obtido de forma aproximada pelas fórmulas de Dix discutidas no final do capítulo.

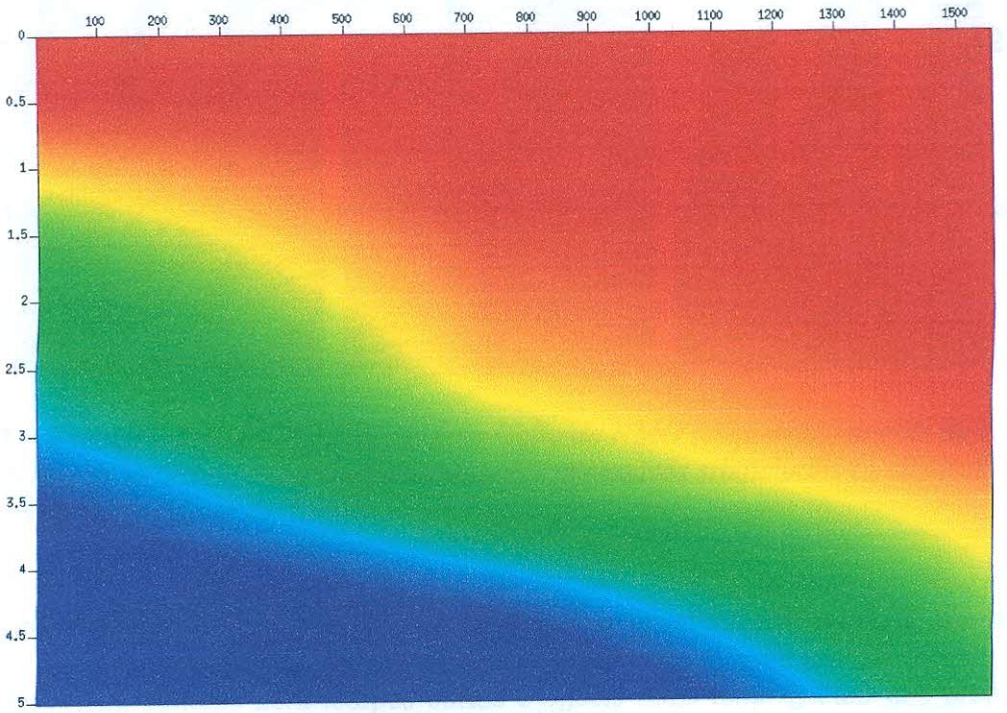


Figura 51 – *Exemplo de um campo de velocidades obtido após interpolação espacial das funções velocidade obtidas de alguns CMP's do levantamento. Do vermelho ao azul obtemos velocidades cada vez maiores com a profundidade.*

7.7 Correção de *normal moveout* (NMO)

O campo de velocidades NMO é usado para remover o efeito de deslocamento *moveout* dos eventos do sismograma[4]. As reflexões primárias são assim horizontalizadas (se a função de velocidades tiver sido bem determinada) eliminando o efeito de diferença de *offsets*. Para um bom empilhamento esses eventos de reflexão devem estar planos (*flattened*) ao longo do *offset* (veja Figura 52). Múltiplas e outros ruídos coerentes em geral não ficam horizontais o que fornece um bom método para sua atenuação.

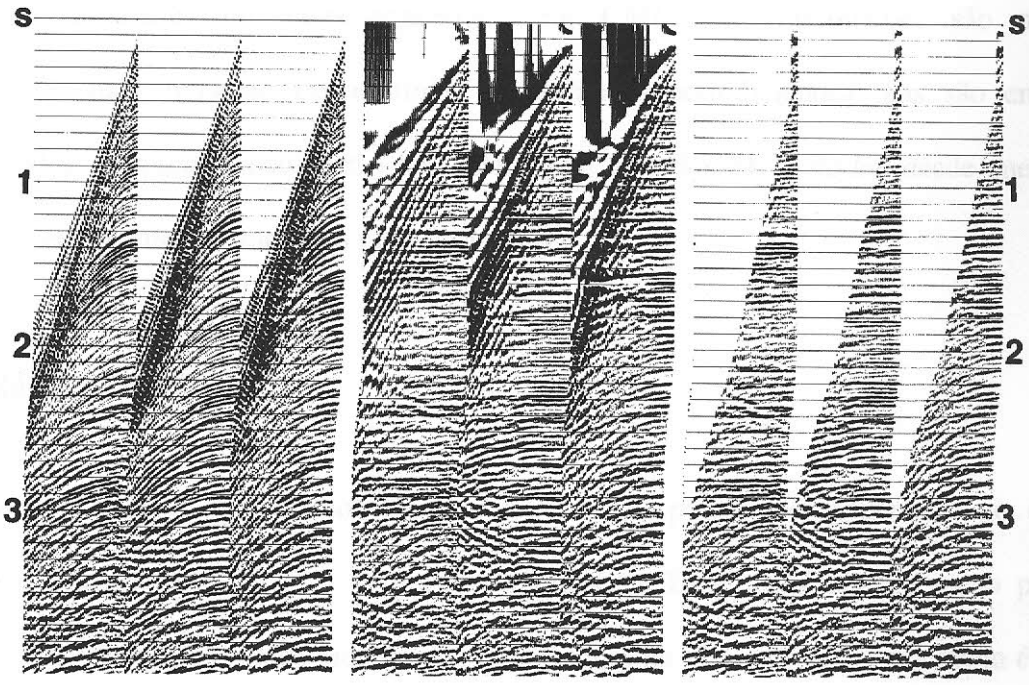


Figura 52 – *Exemplo de um CMP antes da correção de NMO (esquerda), depois da correção (note os efeitos do estiramento) e com estiramentos excessivos silenciados (à direita). Gravura retirada de Yilmaz O. (2001).*

Como a velocidade varia com a profundidade (em geral aumentando), há um efeito de estiramento, principalmente para tempos curtos e *offsets* mais longos. Para não prejudicar o empilhamento os traços são apagados a partir de uma certa fração de estiramento. Perdemos então um pouco da multiplicidade de medida na região apagada mas com o efeito de não

[4] A única velocidade que pode ser extraída diretamente e de forma confiável do simograma é a que proporciona o melhor empilhamento. Entretanto na prática consideramos essa velocidade equivalente à velocidade de NMO.

perder qualidade no empilhamento. A Figura 52 mostra o efeito do estiramento após a correção de NMO (veja gravura central).

7.8 Atenuação de múltiplas

7.8.1 Aplicação e métodos de deconvolução

Múltiplas e reverberações são atenuadas com base em sua periodicidade ou em sua diferença de *normal moveout* em relação aos eventos do sinal. Os métodos são diversos e geralmente aplicados no dado organizado em CMP's. Deconvoluções são métodos interessantes para remoção de múltiplas (exploram a periodicidade) mas são em geral subutilizados. Optou-se aqui então por detalhar os métodos FK e *Radon* desde que são os mais frequentemente utilizados no processamento.

7.8.2 Método FK

Eventos lineares no espaço tempo-*offset* ($t - x$) podem ser separados no espaço freqüência-número de onda ($f - k$) por sua inclinação. Essa simples observação permite eliminar certos tipos de eventos indesejados do sismograma. Em particular, o método é eficaz na remoção de eventos lineares como *ground rolls*, espalhamentos laterais e outros ruídos que podem obscurecer as reflexões primárias. O interessante é que, depois de efetuada a transformada para o espaço ($f - k$), eventos desse tipo podem ser separados e silenciados fornecendo depois de uma transformada inversa um sismograma com ruídos lineares atenuados. Nota-se ainda que, mesmo para eventos não lineares, a tendência do mergulho (negativa ou positiva) separa eventos em diferentes quadrantes do espaço ($f - k$). Por exemplo, para atenuar múltiplas pode-se fazer a correção de velocidades usando velocidades entre as velocidades das múltiplas e das primárias ($v_m < v < v_p$). Por causa da diferença de *normal*

moveout, primárias serão sobrecorrigidas (pois ficarão com inclinação positiva) e múltiplas subcorrigidas (inclinação negativa). A transformada ($f - k$) neste caso separa primárias e múltiplas em quadrantes diferentes permitindo filtragem de múltiplas a partir de silenciamento do quadrante adequado (veja Figura 53). A partir daí a transformada inversa fornece o sismograma com múltiplas atenuadas e a análise de velocidades pode ser refeita com a velocidade correta das reflexões primárias.

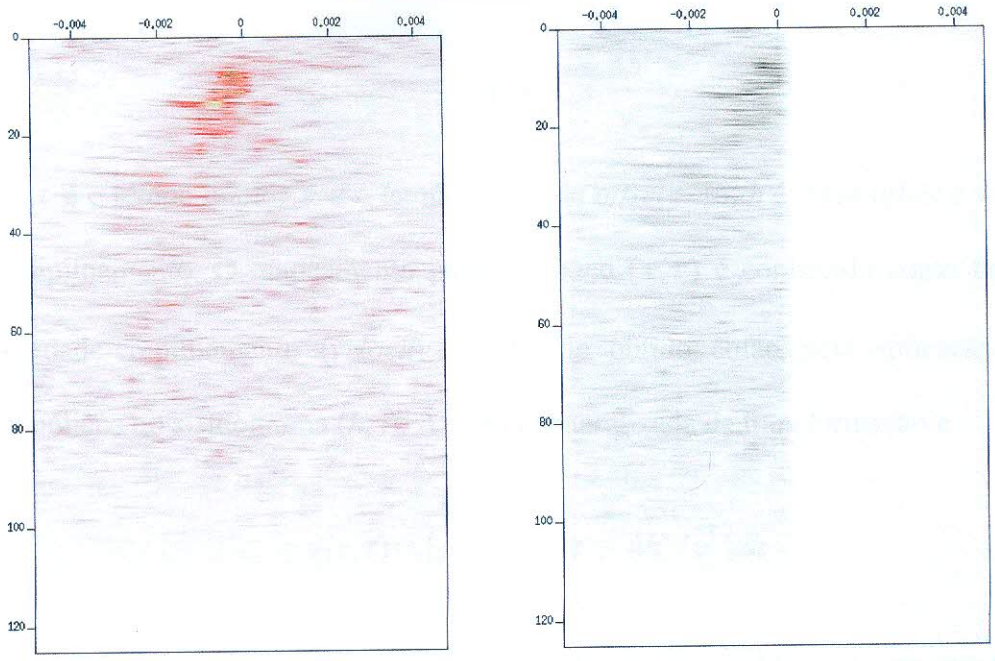


Figura 53 – *Exemplo de espectro no espaço fk. As múltiplas se encontram no quadrante da direita e são silenciadas na figura à direita.*

Embora pareça simples e eficaz o método apresenta muitos problemas na atenuação de múltiplas. Por exemplo, na região onde há estiramento pela correção de velocidades (região rasa e de *offsets* maiores), o dado deve ser silenciado, prejudicando a discriminação do *normal moveout* entre primárias e múltiplas. O falseamento também é um problema pois freqüências e números de onda fora de amostragem ocupam o quadrante contrário do esperado. Neste caso o silenciamento da parte falseada dos quadrantes também é necessário.

Na seção seguinte a transformada *Radon* é comentada, observa-se na prática melhores resultados de atenuação de múltiplas com este método.

7.8.3 *Radon* linear e *Radon* parabólico

Transformadas *Radon* representam uma boa alternativa para as transformadas de Fourier na tentativa de atenuação de múltiplas. Para entender este tipo de transformada, menos conhecida que a transformada de Fourier, discute-se um pouco de sua formulação matemática. A maneira mais direta que se pode pensar para mapear eventos do sismograma no espaço de velocidades é usar coordenadas hiperbólicas

$$t^2 = \tau^2 + \frac{4h^2}{v^2}$$

onde t é o tempo duplo, τ é o tempo duplo de *offset* zero, h é meio *offset* e v é a velocidade de empilhamento. O mapeamento para o espaço (v,τ) é conhecido como transformada de velocidade-empilhamento (*velocity-stack*). Ele obtido então pela aplicação de *moveouts* hiperbólicos no sismograma (h, t). A forma generalizada da transformação é

$$u(v,\tau) = \int d[h, t = \sqrt{\tau^2 + 4h^2 / v^2}]dh$$

Em que a função $d[h,t]$ representa o conjunto de traços do CMP. Infelizmente a transformada inversa não produz mapeamento perfeito no original ocorrendo um efeito de amortecimento para *offsets* mais longos, principalmente nos eventos de grande *moveout*. O problema pode ser resolvido quando se usa uma transformada mais geral. Expandindo em série a transformação no tempo obtém-se

$$t = \tau + \phi(v,h)$$

onde ϕ representa os termos de ordem mais altas na expansão da raiz quadrada. A forma mais geral e sua inversa são dadas então pelas transformadas *Radon*

$$u(v,\tau) = \int d[h, t = \tau + \phi(v,h)]dh$$

$$d(h,t) = \int \rho(\tau) * u[v, \tau = t - \phi(v,h)]dv$$

que incorpora o filtro ρ convoluído com o sismograma transformado. O filtro corrige as perdas de amplitude da transformação inversa convencional. Na prática as transformadas são discretas, mas seguem a formulação acima transformando integrais em somatórios.

A vantagem deste tipo de transformação é que hipérboles ideais no CMP são mapeadas em pontos no espaço (v, τ) e assim podemos distinguir velocidades de múltiplas e primárias. Para reduzir problemas de amplitude foi proposta uma formulação de mínimos quadrados, neste caso um esticamento no espaço temporal deve ser efetuado para adequação à transformada de *Radon* linear:

$$t' = t^2$$

$$\tau' = \tau^2$$

gerando, para eventos hiperbólicos, formas parabólicas no lugar de elípticas no espaço (v, τ). O objetivo é efetuar a transformada de maneira que a inversa esteja mais próxima possível do dado original, isto é, de certo ponto de vista a operação equivale a encontrar o melhor filtro ρ minimizando o erro quadrático entre o CMP original e o invertido.

Uma alternativa ao esticamento linear é proposta pela transformação

$$t_n = \sqrt{t^2 - \frac{4h^2}{v_n^2}}$$

em que os eventos hiperbólicos são diretamente levados a parábolas no espaço (v, τ). As transformadas agora têm a forma

$$u(q,\tau) = \int d[h, t_n = \tau + qh^2]dh$$

onde q é o parâmetro que define a curvatura da parábola. Esta é a transformada de *Radon* parabólico. A estratégia de computar o *Radon* parabólico minimizando o erro funciona de forma equivalente no *Radon* parabólico, com a diferença que a transformada é efetuada no

dado corrigido de NMO. Na prática ambos métodos são utilizados para atenuar múltiplas de várias formas.

A atenuação de múltiplas por qualquer um dos métodos segue o mesmo algoritmo. Observamos a transformada *Radon* e identificamos a energia das múltiplas à esquerda dos pontos associados às primárias. A energia pode então ser removida silenciando esta parte. Entretanto, na prática isolamos a energia das múltiplas e tomamos a transformada inversa que corresponde à modelagem de um CMP só com múltiplas. Fazemos a seguir a diferença entre o CMP original e o só de múltiplas atenuando seu efeito. Uma das razões de se usar este método de diferenças em vez do método de silenciamento é reter nos dados alguma energia "não hiperbólica" relacionada a outros eventos como difrações. A subtração na verdade é mais interessante por reter melhor a textura original do dado, o que pode ser observado na utilização prática do método. As Figuras 54 e 55 mostram o *Radon* parabólico na prática do processamento.

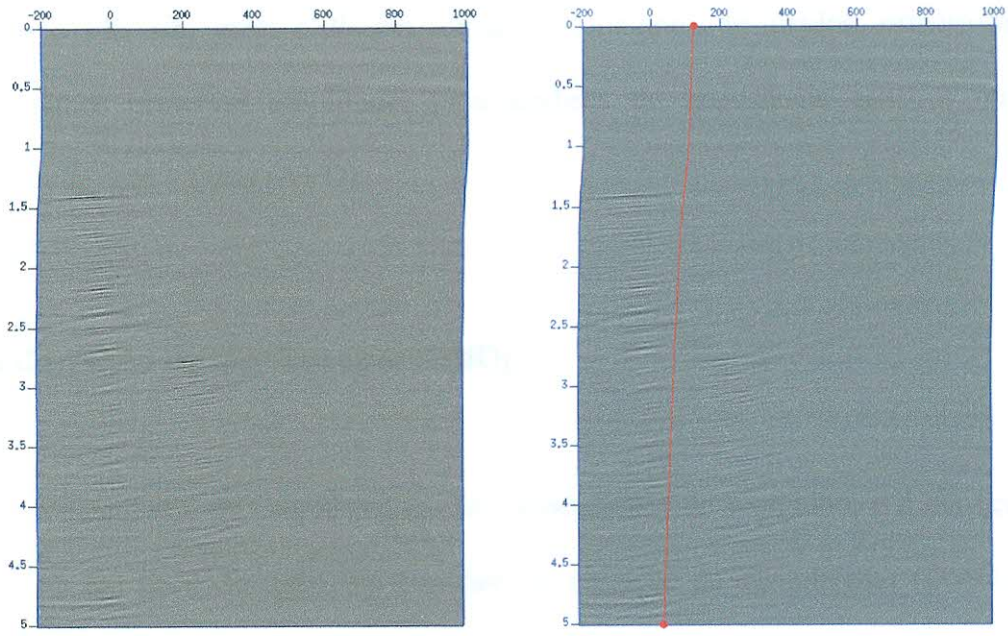


Figura 54 – *Aplicação do Radon parabólico e o resultado da transformada. No eixo horizontal a marcação é proporcional ao inverso da velocidade, por isso as múltiplas se encontram à direita das primárias. A segunda gravura apresenta a divisão entre primárias e múltiplas usada para gerar um CMP contendo apenas múltiplas que a seguir é subtraído do original.*

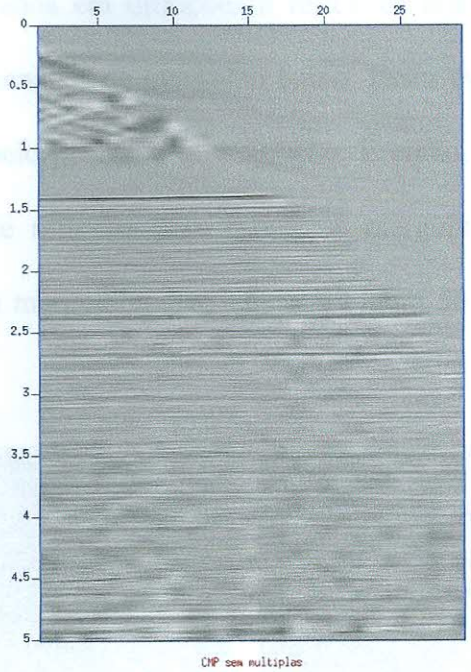


Figura 55 – *CMP obtido após retirada de múltiplas pelo método e depois da correção de NMO. Note que já não há eventos subcorrigidos relativos às múltiplas – compare com o quadro da direita da Figura 52.*

O método de atenuação de múltiplas por *Radon* pode ser comparado a outros métodos como o FK. Em geral o *Radon* fornece os melhores resultados, principalmente quando precisamos preservar amplitudes para análises de impedância acústica ou variação de amplitude com o *offset* (AVO).

7.9 Correção de *dip-moveout* (DMO)

Velocidades de Empilhamento são dependentes do mergulho, e a correção de *normal moveout* em geral desconsidera este fato. A correção de *dip-moveout* (DMO) se faz então necessária para incluir o efeito de mergulhos na velocidade e assim preservar eventos de mergulho conflitante durante o empilhamento. Eventos com mergulhos conflitantes e diferentes velocidades de NMO são encontrados em situações de reflexão em planos de falhas com mergulho alto quando conflitantes com reflexões em camadas de mergulho baixo. São,

da mesma maneira, encontrados em difrações e reflexões nos domos de sal, também em conflito com reflexões em camadas de mergulho baixo. Esses eventos são importantes e são corretamente interpretados pelo processo de migração. É então, função do DMO, corrigir o espalhamento dos pontos de reflexão para refletores mergulhantes e permitir o foco de eventos que se cruzam, com mergulhos diferentes. A Figura 56 mostra o efeito da correção em uma seção sísmica.

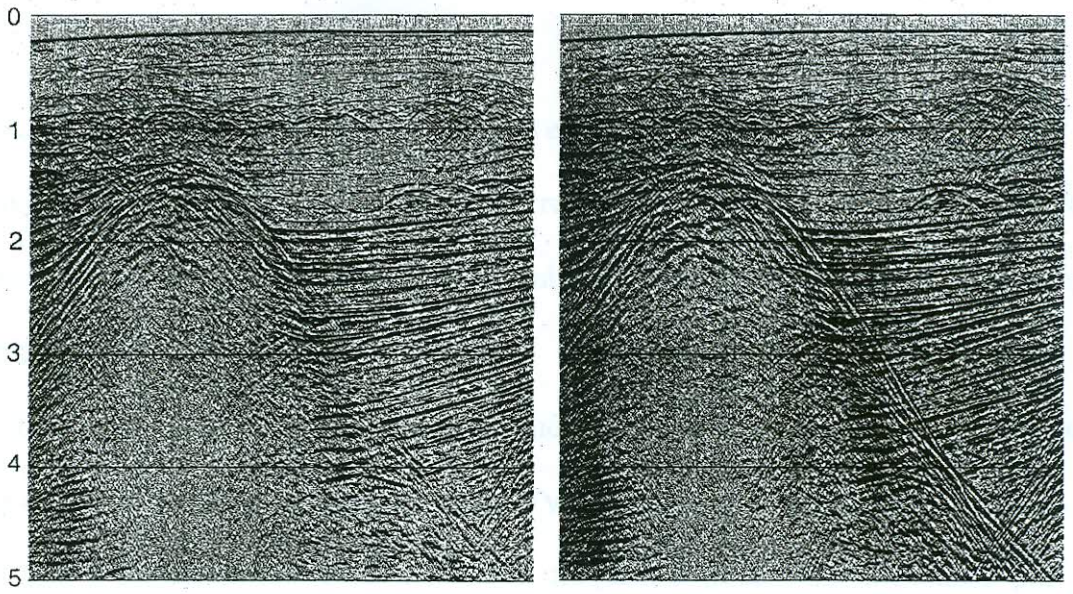


Figura 56 – *Seção sísmica antes e depois da correção de DMO. Note como os eventos que se cruzam são realçados e mergulhos corrigidos. Gravura retirada de Yilmaz O. (2001).*

O DMO é geralmente aplicado no dado após a correção de *normal moveout* (NMO) efetuada com velocidades que horizontalizam os eventos. Em seguida, no dado corrigido, o NMO é invertido para uma nova análise de velocidades com espaçamento mais detalhado.

7.10 Empilhamento

A análise de velocidades pós-DMO fornece um campo de velocidades corrigido em relação ao efeito dos mergulhos. Usando este novo campo o NMO é reaplicado nos CMP's

visando eliminar o efeito do *offset* (o dado é corrigido no sentido do *offset* zero). Finalmente o registro está pronto para empilhamento. A soma dos CMP's no eixo dos *offsets* agora corresponde à compressão do dado para traços de *offset* zero. A imagem resultante é uma seção sísmica representando os refletores em subsuperfície.

7.11 Processamento pós-empilhamento

Alguns passos são comumente realizados em seções empilhadas:

Deconvolução: em geral com o objetivo de recuperar o conteúdo de freqüências perdido durante o empilhamento. A deconvolução também é eficaz na remoção de reverberações e múltiplas de curto período.

Ruído branco: inclusão de ruído branco dependente do tempo pode também ser usado para alargar o espectro e levar em conta o caráter de variação temporal da *wavelet*.

Filtros passa banda: ruídos de baixa e alta freqüência podem ser atenuados por filtros dependentes do tempo.

Ruído aleatório: alguns processos também são utilizados para remover ruídos aleatórios sem correlação entre os traços.

Ganho: Para melhorar a visualização um ganho pode ser aplicado na seção sísmica. Para preservar o padrão real de amplitudes a compensação relativa é calculada resguardando a analogia entre amplitudes traço para traço. A função de ganho resultante varia lentamente com o tempo e amplifica as reflexões sem perder as diferenças de amplitude que podem ser conseqüência da refletividade do meio.

7.12 Migração

A migração é um dos métodos mais complexos do processamento. Eventos mergulhantes são deslocados para suas posições corretas e difrações são colapsadas descrevendo melhor os refletores. O objetivo é apresentar aproximadamente uma seção geológica real embora a profundidade ainda seja em geral representada por tempo de trânsito (migração em tempo). A representação por tempo é menos custosa pois a estimativa de velocidades intervalares é em geral limitada e exige modelagem de camadas. Entretanto, quando a estrutura geológica é aparentemente complicada há variações laterais bruscas de velocidade e a migração em tempo é insuficiente. Nestes casos procura-se fazer a migração em profundidade com o propósito de se obter uma seção mais acurada. Um exemplo comum ocorre quando encontramos diápiros de sal com formato geométrico complicado. As irregularidades geométricas não são bem tratadas pela migração em tempo e um imageamento em profundidade se torna necessário.

A Figura 57 procura mostrar os principais efeitos da migração: eventos horizontais não mudam, eventos que se cruzam são transformados em sinclinais ou anticlinais, eventos mergulhantes são movidos para cima, têm o mergulho aumentado e são reduzidos em extensão. As hipérboles de difração são colapsadas permitindo a identificação de falhas.

Por causa da complexidade o processo de migração deve ser feito de acordo com estratégia definida cuidadosamente. Entre os vários tipos aplicáveis estão migrações em tempo ou profundidade já discutidas, migrações pré-empilhamento (importantes quando há mergulhos conflitantes e com diferentes velocidades de empilhamento ou quando identifica-se muitos *moveouts* complexos não hiperbólicos) e migrações 3-D (importantes quando há estruturas que devem ser irremediavelmente tratadas em três dimensões).

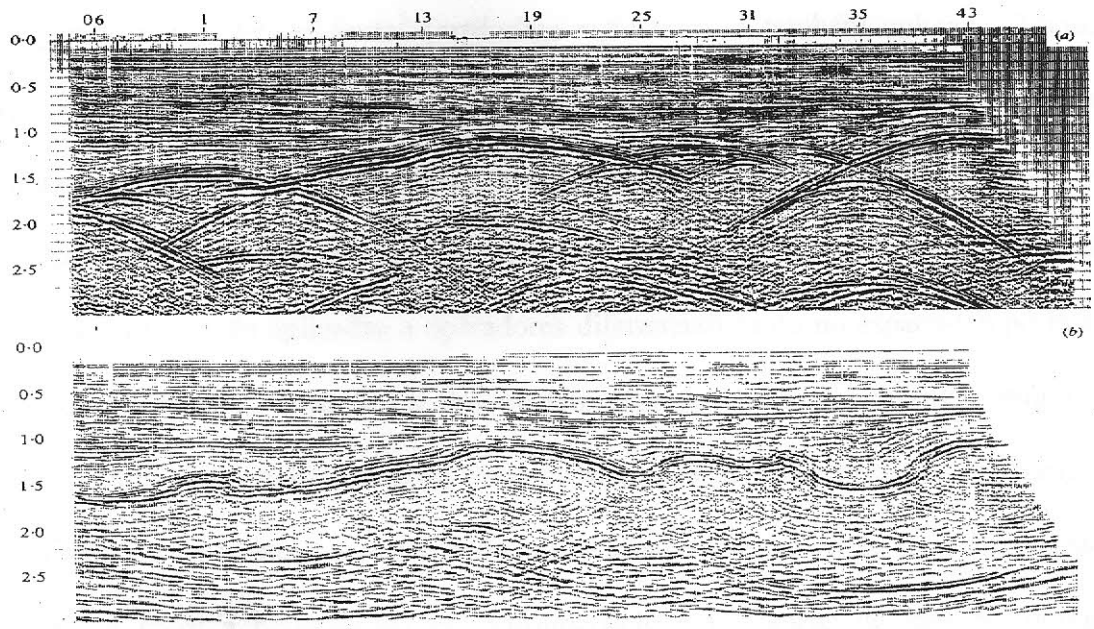


Figura 57 – *Seção sísmica antes e depois da migração. Observe como a migração interpreta corretamente os eventos cruzantes, corrige os mergulhos e torna possível a identificação de falhas. Gravura retirada de Sheriff e Geldart (1983).*

Dentre os algoritmos de migração encontramos três grandes classes: os embasados na solução integral da equação de onda, os embasados na solução por diferenças finitas da mesma equação e os baseados em implementações de freqüência e números de onda. Historicamente, o primeiro processo de migração desenvolvido foi o de superposição em um semicírculo utilizado principalmente antes da era computacional. Em seguida apareceram os métodos de soma de difrações baseados na soma de amplitudes ao longo de uma hipérbole de difração de curvatura determinada pela velocidade do meio. A soma de Kirchhoff foi teoricamente introduzida depois (embora em uso anteriormente). A técnica é similar a soma de difrações mas com correções de amplitude e fase anteriores ao processo de soma. As correções têm o propósito de fazer a soma consistente com a equação de onda desde que levam em conta a divergência esférica (veja seção 5.2.5), a dependência angular das amplitudes e mudanças de fase de fontes secundárias. Outra técnica interessante, fundamentada na idéia de que uma seção empilhada pode ser modelada como um campo zero

offset gerado por refletores-fonte[5] (*exploding reflectors*), é também aplicada. Técnicas de solução de equação de onda e imageamento são muito utilizadas na geração do campo. A continuação de campos de onda em subsuperfície é convenientemente implementada a partir de soluções por diferenças finitas. Migrações por esse método são chamadas migrações de diferenças finitas e são aplicadas a operadores diferenciais tanto no espaço-tempo quanto no espaço de freqüências. Depois do desenvolvimento de somas Kirchhoff e migrações de diferenças finitas foi introduzido o processo de migração por transformadas de Fourier. Além de métodos de freqüência e número de onda foram desenvolvidas técnicas baseadas na equivalência entre a continuação em subsuperfície e mudanças de fase no domínio de freqüência-número de onda. Esse número excessivo de métodos de migração é explicado porque na verdade nenhum deles satisfaz todos os critérios de manuseio de mergulhos e gradientes de velocidade ainda que sejam computacionalmente muito custosos. Por exemplo, os algoritmos baseados em solução integral da equação de onda (comumente chamados migrações de Kirchhoff) lidam bem com mergulhos de até 90 graus mas são ineficientes no tratamento de variações laterais de velocidade. Em compensação os métodos de diferença finita lidam bem com variações de velocidade mas apresentam diversos graus de aproximação quando mergulhos são considerados. Finalmente, os algoritmos de freqüência e número de onda possuem limitações no manuseio de gradientes de velocidade, particularmente variações laterais. Como resultado, atualmente combinações dos três tipos básicos de migração são utilizadas complementando-se mutuamente nos processos de tratamento.

Um dos problemas da migração é a determinação de velocidades. A migração em tempo precisa de um campo de velocidades RMS (*root mean square*). Este campo é relativamente simples de se obter em relação ao campo de velocidades intervalares, necessário no caso de migração em profundidade. Em geral, para obtenção das velocidades intervalares em

[5] Usar *Exploding reflectors* é uma maneira interessante de gerar seções sísmicas. Neste caso considera-se que há fontes colocadas sobre os refletores em subsuperfície (daí o nome). Na falta de tradução adequada usou-se aqui refletores-fonte. Refere-se ao capítulo 4 de (Yilmaz O., 2001) para detalhamento.

profundidade, além das fórmulas matemáticas, é preciso um modelo geológico, o que envolve mais tempo e mão de obra. A conversão tempo-profundidade por traçado de raios é uma opção (Figura 58). Ela pode ser efetuada por raio normal, raio vertical ou raio imagem.

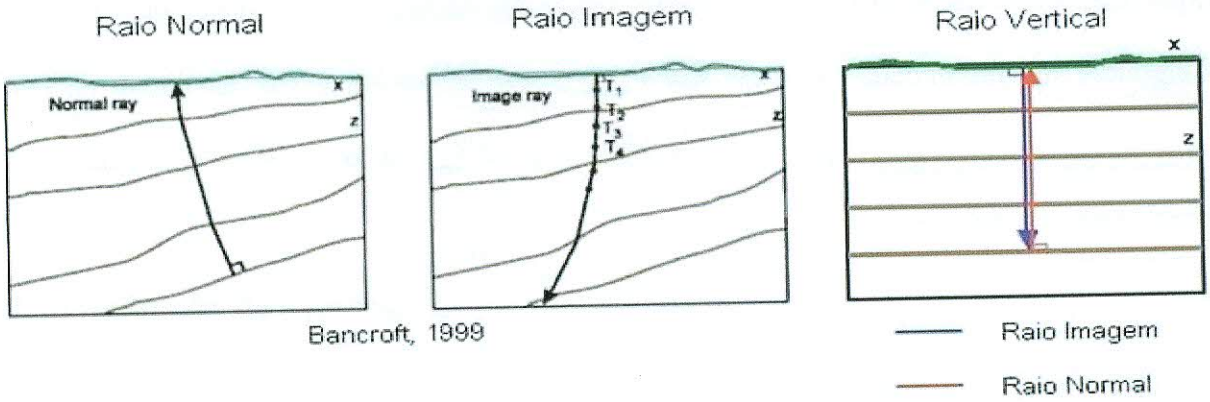


Figura 58 – *Tipos de raio considerados para conversão tempo profundidade. Na ilustração à direita há coincidência entre raio vertical e raio imagem por causa do modelo geológico simples.*

O raio normal representa a trajetória de afastamento zero e perpendicular à superfície de reflexão. As trajetórias são diferentes para cada interface. No raio imagem a direção é controlada pela variação da velocidade intervalar e é perpendicular à superfície de registro. O raio é associado ao tempo mínimo e respeita a equação da onda. Desta forma é possível contemplar os pontos difratores em suas posições reais. Técnicas de raio vertical são muito simplificadas e atualmente menos utilizadas.

Até agora foi enfatizada a migração como um processo pós-empilhamento, isto é, aplicada diretamente às seções sísmicas. Entretanto, com a melhoria da velocidade de processamento e capacidade de memória computacionais, foram desenvolvidos métodos de migração no dado completo pré-empilhado. A vantagem da **migração pré-empilhamento** é que a seção empilhada não é totalmente equivalente a uma seção de *offset* zero. Em conseqüência, espera-se que a migração pós-empilhamento não forneça uma imagem totalmente fiel aos refletores na presença de mergulhos conflitantes e diferenças de velocidade de empilhamento. A migração pré-empilhamento é então uma alternativa moderna à aplicação

sequencial de NMO e DMO (que têm o objetivo de obter uma seção de *offset* zero com melhor aproximação após o empilhamento dos CMP's favorecendo os processos de migração pós-empilhamento comuns). Embora essa sequência de processos leve a bons resultados, a solução mais rigorosa é a migração pré-empilhamento. Não é o interesse deste texto suprir revisão detalhada dos métodos de migração, o que pode ser encontrado em bibliografia especializada (veja por exemplo – Yilmaz O., 2001).

7.13 Definição de eventos

7.13.1 Resolução

A resolução é a capacidade de definição de dois eventos muito próximos na seção sísmica. Para definição indubitável dos eventos deve-se considerar a resolução vertical (temporal) e a lateral (espacial). A resolução é especialmente importante no mapeamento de pequenas feições estruturais (como pequenas falhas selantes), feições estruturais finas (separações delgadas entre camadas, contatos entre fluídos) e estruturas de extensão lateral limitada.

A resolução (lateral ou vertical) é controlada pelo conteúdo de freqüências do sinal. Para a resolução vertical o parâmetro mais importante é o comprimento de onda dominante, correspondente a velocidade da onda dividida pela freqüência dominante. Conforme a seção 7.4, o processo de deconvolução tenta aumentar a resolução vertical comprimindo a *wavelet* e conseqüentemente alargando o espectro. Como regra simplificada considera-se para a resolução a fórmula simples

$$r_t = \frac{\lambda}{4} = \frac{v}{4 f_D}$$

que fornece a resolução em função da velocidade e da freqüência dominante.

Para a resolução lateral o parâmetro mais importante é a zona de Fresnel (Figura 59), uma área circular em torno do refletor, cujo tamanho depende da profundidade do refletor, da velocidade acima do refletor e de novo da freqüência dominante. A migração melhora a resolução lateral, diminuindo o tamanho da zona de Fresnel, e deste modo separando feições que aparecem indistintas na direção lateral.

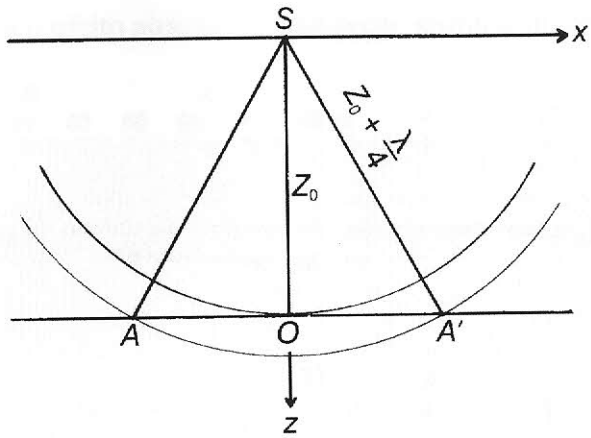


Figura 59 – *Zona de Fresnel AA' no espaço (x,y). Gravura retirada de Yilmaz O.(2001).*

A equação geralmente utilizada na determinação da resolução lateral é

$$r_l = \frac{v}{2}\left(\frac{t}{f_D}\right)^{\frac{1}{2}}$$

A equação é simplificada e por isso em muitos casos procura-se determinar a zona de Fresnel com mais precisão. Detalhes de formulação não serão discutidos aqui e ênfase foi dada aos efeitos de *tuning* e falseamento (*alias*).

7.13.2 Efeito *tuning*

A interferência entre ondas pode representar um grave problema para interpretação dos dados adquiridos. Por exemplo, se há uma camada fina, disposta entre outras duas camadas com propriedades diferentes, as reflexões de topo e base podem interferir causando aumento

de amplitude (interferência construtiva) ou redução de amplitude (interferência destrutiva). A interferência ocorre quando a camada tem espessura da ordem da resolução do levantamento sísmico (aproximadamente 1/4 do comprimento de onda). Esse efeito, conhecido como efeito *tuning*, é importante na análise de reservatórios de hidrocarbonetos e em outras situações onde se requer a interpretação de camadas finas (espessuras menores que ¼ do comprimento de onda). A Figura 60 ilustra o efeito através de uma seção sísmica sintetizada.

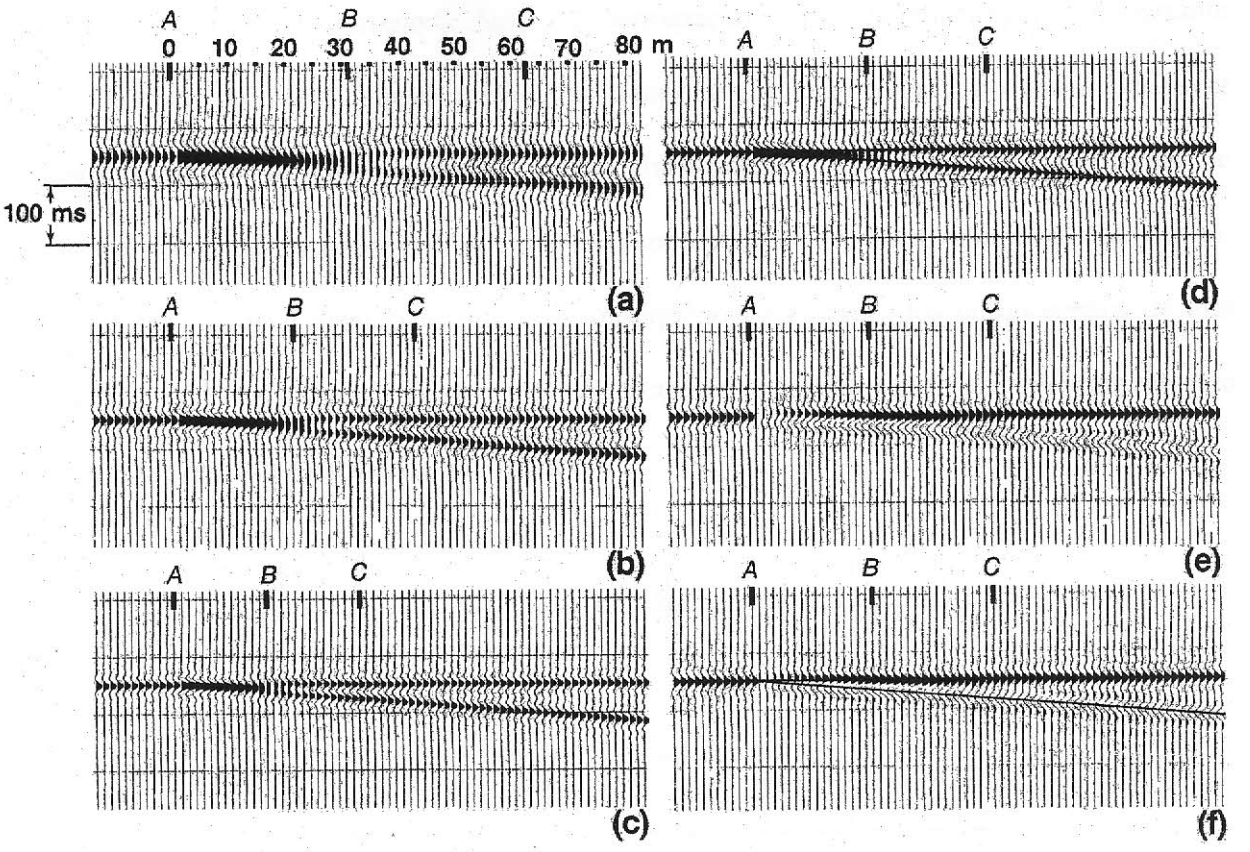


Figura 60 – *Resultados de convolução de um modelo de refletividade com wavelet de fase zero. (a): Wavelet com freqüência de 20Hz e eventos conflitantes com mesma amplitude e polaridade. Note a falta de resolução e o efeito tuning construtivo na aresta. (b) Usando wavelet de 30Hz nota-se melhoria da resolução. (c) Uma wavelet de 40Hz ainda reduz mais o efeito tuning devido ao aumento da freqüência. (d) Wavelet de 30Hz mas desta vez traçando a geometria real da aresta dos eventos. (e) Wavelet de 30Hz mas com eventos de polaridades opostas ilustrando o efeito tuning destrutivo. (f) Traçado real da aresta superimposto ao efeito tuning destrutivo. Note de (e) e (f) como o efeito tuning destrutivo também pode dificultar a interpretação. Gravura retirada de Yilmaz O. (2001).*

7.13.3 Amostragem e falseamento de freqüências (*alias*)

O registro sísmico é feito com uma amostragem de dados a uma razão fixa, conhecida como intervalo de amostragem. O intervalo de amostragem depende dos parâmetros de aquisição e esse é um dos fatores que influenciam na programação dos levantamentos. Valores típicos variam entre 1 e 4ms, mas estudos de alta resolução requerem intervalos de amostragem tão pequenos como 0,25ms. A determinação correta da amostragem é importante porque o sinal real é uma função contínua no tempo, e um registro mal amostrado pode levar a interpretação errada. Isso acontece porque amostragens insuficientes são incapazes de reconstruir os detalhes presentes no sinal analógico original. A insuficiência de detalhes no sinal digital acontece principalmente em conseqüência da perda dos componentes de alta freqüência na amostragem. Essa perda de detalhes é conhecida como falseamento de freqüências (*alias*) e é explicada na Figura 61.

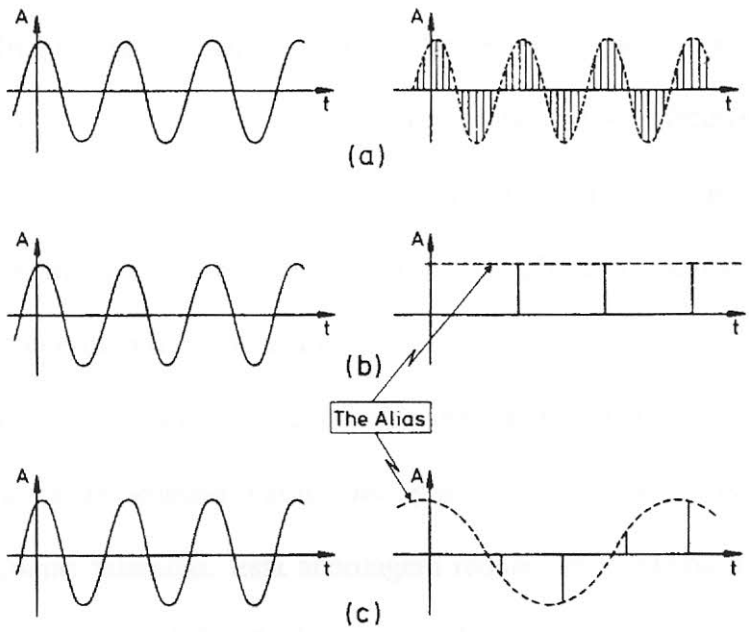


Figura 61 – *Efeito do intervalo de amostragem. À esquerda é apresentado o sinal real e à direita o resultado da reconstrução por amostragem. (a) Amostragem densa. A reconstrução do sinal é de qualidade (b) Uma amostra por período, a amostragem é muito baixa e a reconstrução do sinal é errada. (c) Uma amostra e meia por período. Há falseamento na freqüência, mas a reconstrução do sinal é um pouco melhor que em (b). Gravura retirada de Parasnis D. S. (2003).*

O conteúdo de freqüências que se pode recuperar corretamente de um sinal é dado pela relação

$$f_N = \frac{1}{2\Delta t}$$

A freqüência limite é conhecida como freqüência de Nyquist e é inversamente proporcional ao intervalo de amostragem Δt. Portanto quanto menor o intervalo de amostragem, maior o conteúdo de freqüências que podemos recuperar do sinal original. Assim como se define a freqüência de Nyquist é possível definir o número de onda de Nyquist como

$$k_N = \frac{1}{2\Delta x}$$

Isto é, inversamente proporcional à amostragem espacial do dado. Repare que esta relação nada mais é do que a mesma anterior definida para "freqüências espaciais". O falseamento de freqüências espaciais tem sérios efeitos em processos como filtros f-k e migração. Por causa do falseamento espacial estes processos não são capazes de detectar eventos com mergulhos íngremes e altas freqüências de maneira correta. Desta forma esses eventos não são tratados adequadamente. Por exemplo, a migração move os componentes de freqüência espacialmente falseados na direção errada e gera um ruído dispersivo que degrada a qualidade da seção final.

Algumas maneiras de se evitar o falseamento são: aplicar deslocamentos de tempo, para que os eventos de mergulho íngreme apareçam como eventos de mergulho menor; aplicar um filtro passa-baixas para eliminar as freqüências que apareceriam falseadas; selecionar um espaçamento entre traços pequeno o suficiente, pois quanto maior o espaçamento maior é o número de freqüências falseadas. Esta abordagem requer um esquema de interpolação para gerar traços extra, ou uma modificação do esquema de aquisição.

7.14 Técnicas especializadas

7.14.1 Processamento de onda S, sísmica 3C e 4C

Para melhorar o trabalho de interpretação diversas técnicas especiais podem ser utilizadas envolvendo tanto a aquisição quanto o processamento. A aquisição VSP por exemplo, descrita na seção 6.5, permite cálculos precisos de velocidades sísmicas e melhor atenuação de múltiplas quando associada a sísmica tradicional, melhorando o processamento e consequentemente a seção final fornecida ao intérprete. Esse e outros métodos de aquisição podem também medir a onda S. 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. Como já discutido na seção 5.2.4 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 entre elas, o que pode atuar como um diagnóstico da acumulação. As ondas S também são usadas na detecção de fraturas, pois a velocidade varia de acordo com o ângulo entre a propagação da energia e a direção. Apesar de não haver ondas S na água (fluidos não podem sofrer cisalhamento – veja capítulo 5), em dados sísmicos marítimos podem ser usadas as ondas S obtidas na conversão no fundo oceânico a partir das ondas P geradas pela fonte.

Para o processamento da onda S podemos, por exemplo, fazer a aquisição 3C, na qual se registra todos os três componentes de direção do movimento da frente de onda. Um geofone especial é utilizado, capaz de medir todas as componentes. Além de permitir melhor análise da anisotropia, os diferentes modos de propagação podem se comportar de maneira diversa em relação às diferentes direções, de forma que filtros de polarização podem ser usados para selecionar ou rejeitar modos particulares como, por exemplo, o *ground-roll*.

O processamento de ondas S em dados marítimos está em geral ligado à aquisição 4C, onde além dos componentes da onda S medidas em geofones especiais no fundo do oceano, são acrescentados os dados dos hidrofones como quarta componente.

Tanto aquisição quanto processamento por métodos de onda S ainda são temas de pesquisa e podem representar o futuro da sísmica de reflexão.

7.14.2 Sísmica entre poços

É elaborada com a colocação de fontes em diferentes profundidades em um poço, acompanhada da colocação de geofones equiespaçados em profundidade em outro poço. Os tempos de trânsito e as amplitudes da grande variedade de trajetórias de raios geram dados tomográficos que nos informam como as velocidades estão distribuídas na região entre os poços. O método é promissor no desenvolvimento e monitoração de campos.

7.14.3 Outras técnicas e interpretação

Há diversas outras técnicas e maneiras de se calcular atributos para facilitar a interpretação. Entre as mais conhecidas estão o AVO (*amplitude versus offset*) e a procura por DHI (*direct hidrocarbon indicator*). Dentre as técnicas destacamos a inversão, muito útil para a sísmica 4D e acompanhamento de reservatórios. Alguns destes conceitos e atributos sísmicos serão discutidos no capítulo seguinte.

8 INTERPRETAÇÃO SÍSMICA E ESTUDO DE CASO

8.1 Introdução

O método sísmico consiste de três estágios principais: aquisição, processamento e interpretação. Nos capítulos anteriores foram discutidos aquisição e processamento de dados. Neste capítulo dá-se ênfase finalmente ao que é tradicionalmente conhecido como interpretação sísmica, isto é, a identificação de estruturas e das superfícies refletoras em tempo ou profundidade que estão realmente associadas às divisões entre camadas. A partir da identificação das camadas, falhas e outros componentes estruturais podem ser construídos mapas e determinadas locações para exploração. Entretanto, toda vez que durante o processamento faz-se análise de velocidades ou determina-se múltiplas e primárias, um trabalho de interpretação também está envolvido, embora este trabalho não seja o que conhecemos tradicionalmente por interpretação.

Atualmente, a visualização de volumes 3D, análise de atributos, inversão sísmica para modelos de impedância e outras facilidades mudaram dramaticamente o trabalho de interpretação tradicional. Muito mais do que apenas a determinação da geologia estrutural das áreas de interesse pode ser feito e através da manipulação de amplitudes e outros atributos é possível obter informações sobre ambientes deposicionais, limites entre seqüências de deposição e até sobre a constituição interna das unidades litológicas. Nas seções seguintes discute-se algumas técnicas de interpretação. Depois um caso específico na bacia de Sergipe-Alagoas é detalhado.

8.2 Variação de amplitude com o *offset* (AVO)

A técnica de análise da amplitude do sinal com a variação do *offset*, conhecida simplesmente como AVO, baseia-se em princípios físicos simples e é útil para identificação direta de hidrocarbonetos. A idéia é lembrar que as reflexões geralmente diminuem em amplitude com o aumento do ângulo de incidência. Conseqüentemente, se não há mudanças na composição das camadas refletoras, a amplitude deve diminuir com o afastamento entre fonte e receptor (*offset*). A presença de gás nos poros das rochas é um dos importantes fatores que podem levar à exceção desta regra e fazer a amplitude aumentar com o afastamento. Neste caso anomalias na análise de AVO podem ser úteis como indicadores de acumulação de hidrocarbonetos.

8.3 Indicadores diretos de hidrocarbonetos (DHI)

Algumas feições observadas da seção sísmica ou de determinados atributos do traço podem levar à identificação direta de hidrocarbonetos. Por exemplo, a mudança de velocidade, resultante da mudança do tipo de fluido nos interstícios rochosos, é algumas vezes elevada, resultando em anomalias de amplitude associadas a acumulações de hidrocarbonetos. O efeito do fluido na velocidade depende também da estrutura da rocha, e é geralmente maior e mais simples para rochas clásticas relativamente inconsolidadas. Calcários têm em geral estrutura interna mais complexa dificultando a observação clara das anomalias. Como o efeito também é maior em rochas inconsolidadas, observamos melhor as anomalias em rochas mais novas do que em mais velhas, especialmente nas rochas terciárias. As anomalias se encontram então, em geral, nas partes mais rasas das seções sísmicas. Portanto, em possíveis reservatórios novos e de rochas clásticas a procura por indicadores diretos pode ser

interessante, levando à identificação direta de acumulações de hidrocarbonetos. A seguir são destacados alguns tipos de indicadores que podem ser observados.

Bright spot: a amplitude da reflexão pode ser bem amplificada no topo do reservatório no caso em que há passagem de uma região preenchida com água para uma região preenchida com óleo. Isto acontece se a rocha encaixante no topo tem velocidade maior que a rocha reservatório preenchida com água. A redução de velocidade no reservatório pela substituição da água por um hidrocarboneto aumentará o contraste e portanto aumentará a amplitude da reflexão de topo. A Figura 62 apresenta um exemplo de *bright spot*.

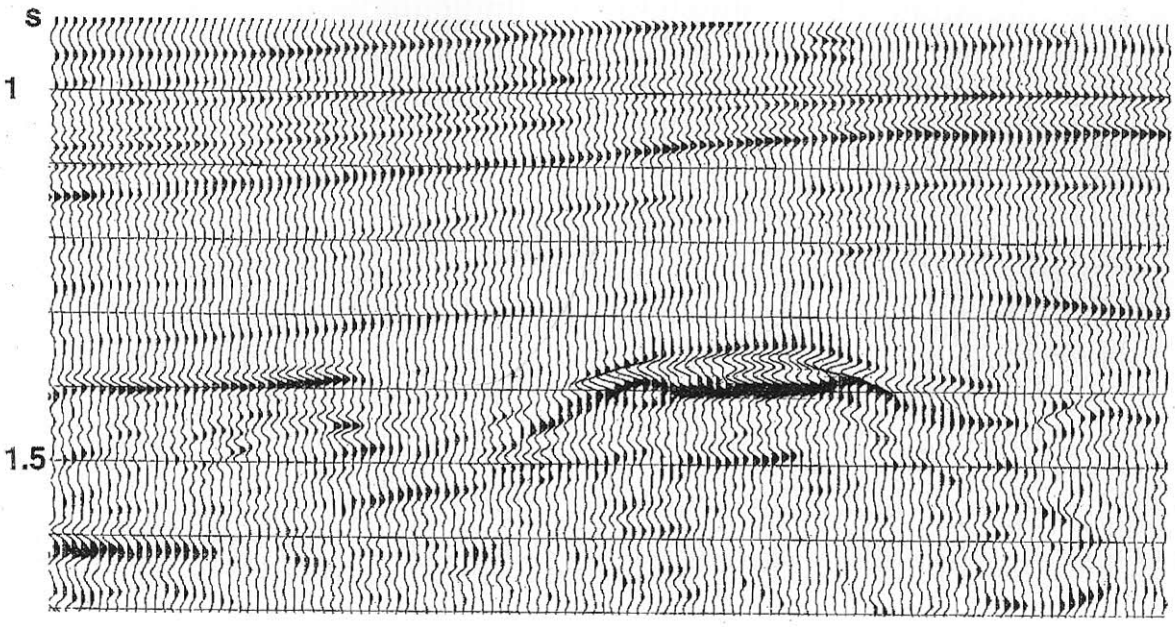


Figura 62 – *Bright spot observado na seção por um aumento acentuado da amplitude do traço sísmico em região de provável acumulação de hidrocarbonetos. Gravura retirada de Yilmaz O. (2001).*

Dim spot: um caso oposto ao do *bright spot* pode acontecer se a rocha encaixante no topo do reservatório tem uma velocidade apreciavelmente menor que a do reservatório. Em uma situação deste tipo o efeito do hidrocarboneto é diminuir o contraste do evento localizando a acumulação. O interessante é que se a rocha encaixante tem uma velocidade apenas ligeiramente menor que a do reservatório, a redução da velocidade da rocha provocada pelo

preenchimento com hidrocarbonetos pode inverter o sinal da reflexão, produzindo uma reversão de polaridade. Na Figura 63 pode-se observar um *dim spot* associado à concentração de gás.

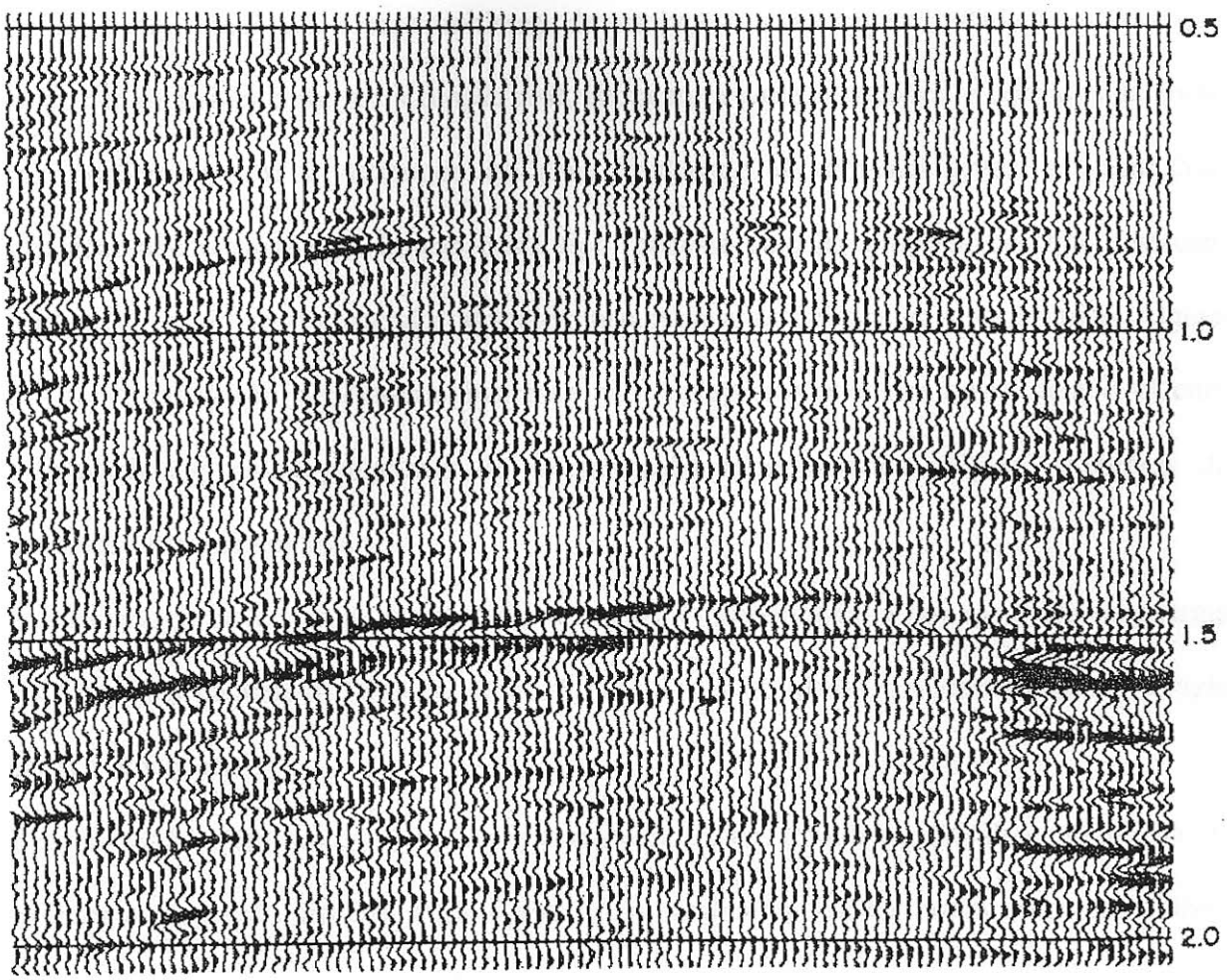


Figura 63 – *Dim spot associado à concentração de gás em carbonatos porosos sobrepostos por folhelhos.*

Flat spot: há locais onde o contato entre fluidos é bem definido, especialmente gás-óleo ou gás-água. O contraste pode ser grande o bastante para gerar uma reflexão de forma bem definida no dado, principalmente pelo seu caráter horizontal (*flat*). Entretanto, para ser possível observar um *flat spot* a espessura do reservatório deve ser grande o suficiente, em termos de resolução sísmica, para que as interfaces do topo, do contato entre fluidos e da base apareçam como interfaces individualizadas no dado sísmico.

8.4 Atributos sísmicos

O sinal contínuo gerado pelas ondas sísmicas pode ser descrito, teoricamente, por uma função complexa. Se não temos problemas de resolução e amostragem, o dado adquirido pode então ser analisado como uma função real, enquanto a parte imaginária é considerada como sua quadratura, que corresponde ao sinal deslocado de noventa graus em sua fase. Considerando o sinal uma função deste tipo, pode-se calcular propriedades que destacam características do sinal chamados atributos instantâneos associados ao sinal sísmico. Alguns desses atributos são de extremo interesse para interpretação e atualmente têm o cálculo disponibilizado pelos programas de interpretação especializados. Alguns exemplos de atributos interessantes são:

Intensidade da refletividade (*reflectivity strength*): é proporcional à raiz quadrada da energia total do sinal naquele instante de tempo. Uma de suas utilidades é a identificação de *bright spots* e *dim spots*.

Fase instantânea (*instantaneous phase*): corresponde a um tipo de medida da continuidade de eventos numa seção sísmica. Pode definir mais facilmente feições como *pinchouts*, falhas, *onlaps* e reflexões com progradação.

Freqüência instantânea (*instantaneous frequency*): taxa de variação temporal da fase instantânea. Ajuda a identificar reservatórios condensados pois estes tendem a atenuar altas freqüências.

Alguns cuidados devem ser tomados na avaliação dos atributos. O primeiro deles é a grande diversidade oferecida pelos programas especializados. O intérprete deve saber se é conveniente o uso de determinados atributos no caso estudado e estar ciente das relações existentes entre eles. Desta maneira muito esforço computacional e tempo de interpretação pode ser poupado com a escolha correta dos atributos analisados. Também é preciso lembrar

que, para que se possa fazer considerações sobre significados estratigráficos de feições sísmicas a partir de atributos, é preciso que a amplitude e o conteúdo de freqüências do sinal seja preservado em cada etapa do processo. Qualquer variação na forma da *wavelet* que não seja relativa à geologia em subsuperfície deve ser eliminada. Além disso, a presença de múltiplas e todos os tipos de ruídos randômicos também limitam a confiabilidade dos resultados. Na Figura 64 são apresentados exemplos de atributos sísmicos.

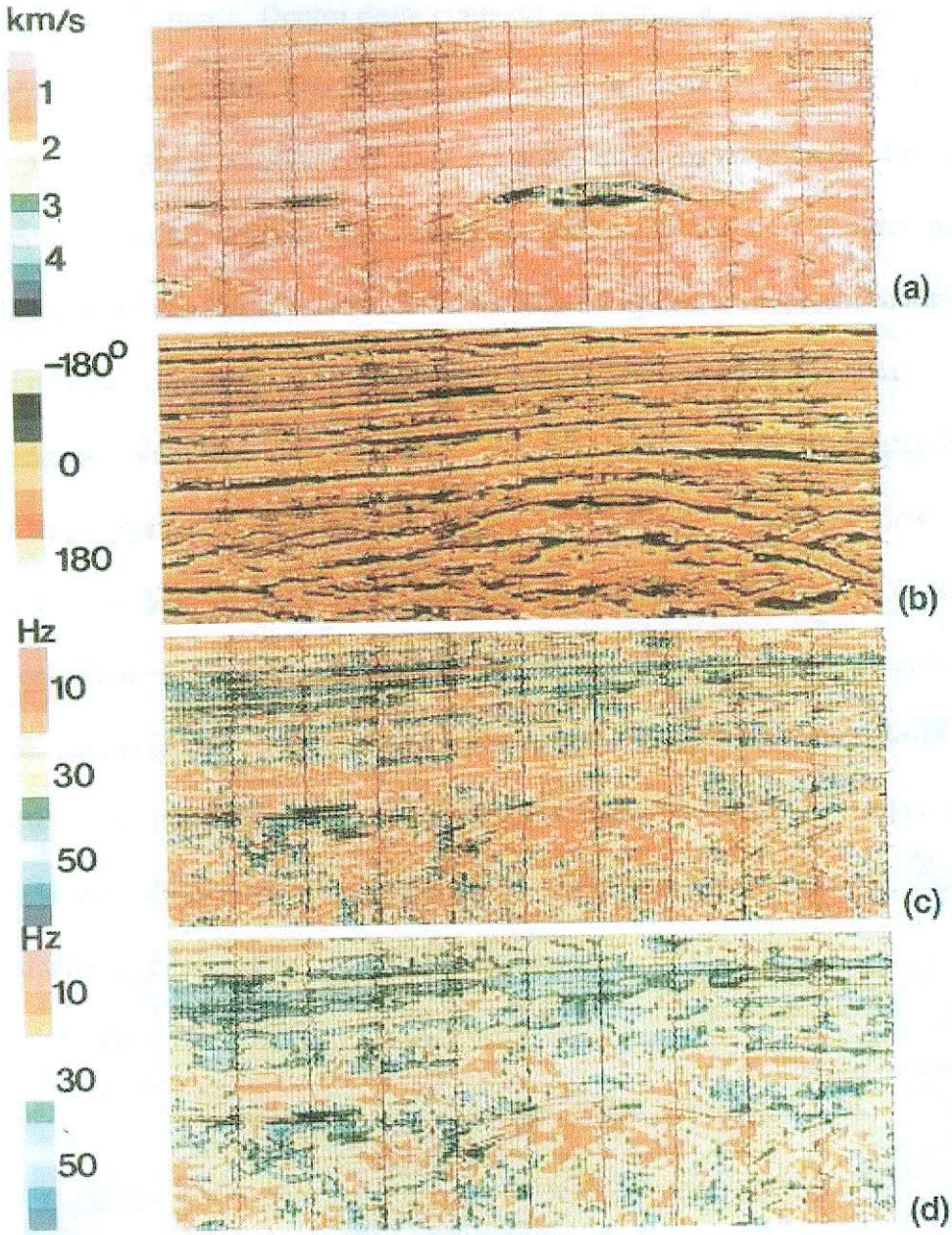


Figura 64 – *Exemplo de atributos sísmicos instantâneos. (a) Intensidade de refletividade. (b) fase. (c) freqüência. (d) freqüência suavizada. Gravura retirada de Yilmaz O. (2001).*

8.5 Inversão

Conforme discutido na introdução deste capítulo, o papel da interpretação na indústria petrolífera hoje é bem maior do que apenas definir a estrutura e os limites de reservatórios. Atualmente é requisito de um trabalho geofísico completo o mapeamento das mudanças físicas e composicionais dentro do reservatório incluindo a composição, deslocamento e potenciais volumes de fluido. Dentro deste contexto se encaixa a inversão sísmica. Em uma visão simplificada, conhecida por inversão de traço, a inversão consiste em se obter estimativas da impedância acústica com base em dados sísmicos empilhados. Em uma visão mais ampla, comumente referida como inversão elástica, o objetivo é obter parâmetros elásticos diretamente dos dados observados. Métodos de inversão envolvem modelagem e a diferença entre esses métodos e os aplicados no processamento sísmico é estreita.

Considerando um exemplo de inversão, o dado pode ser uma seção sísmica 2D ou 3D, onde cada traço representa uma convolução da refletividade da subsuperfície com uma *wavelet*. A refletividade é uma função simples da impedância acústica e o objetivo da inversão é encontrar uma distribuição de impedâncias tal que a seção sísmica sintética fique tão próxima quanto possível da seção sísmica real. É requisito um modelo *a priori* de subsuperfícies e o conhecimento da *wavelet*, estimados a partir de dados de poços. Atualmente a inversão desempenha papel muito importante na sísmica 4D, facilitando o acompanhamento e revitalização de reservatórios maduros.

8.6 Estudo de caso

8.6.1 Introdução

Os métodos sísmicos são de grande importância para interpretação estrutural das bacias de Sergipe e Alagoas. Conforme será discutido a seguir, as hipóteses mais modernas sobre a geologia da parte profunda da bacia só foram consideradas recentemente. A interpretação correta dos refletores profundos só é possível com a comparação entre diversas outras seções da margem brasileira, integração entre diversos métodos geofísicos e profundo estudo geológico, incluindo hipóteses sobre espessura da litosfera e crosta, densidade, camadas sedimentares, isópacas, condutividades térmicas e o fluxo de calor na bacia. Destaca-se aqui a atual parte estrutural da bacia embora a sísmica tenha também importância, por exemplo, na geologia histórica e tectônica de sal.

8.6.2 Sísmica na região

O mapa estrutural da bacia Sergipe-Alagoas, de acordo com interpretações do final dos anos 80 e início dos anos 90 (Mohriak *et al.*, 2000; Pontes *et al.*, 1991), apresenta conteúdo restrito principalmente à plataforma continental. A Figura 65 mostra parte de um perfil sísmico da bacia na região de águas profundas, com a identificação de algumas feições estruturais e estratigráficas. A interpretação destas feições está bem estabelecida atualmente e a ênfase deste texto é nas estruturas mais profundas imageadas no perfil.

Figura 65 – *Detalhe de um perfil regional de sísmica mostrando diversos episódios de corte e enchimento associados com erosão por canyons na região de águas profundas. Os canais tendem a se inclinar para o sudoeste, como indicado pela progradação dos canyons (Cainelli, 1992). Um horizonte importante (base da Formação Calumbi – Santoniano) é caracterizado por um refletor contínuo que jaz em torno de 6 segundos no tempo duplo de trânsito. Abaixo de uma seqüência sísmica quase transparente subjacente à base do refletor de Calumbi, o perfil mostra refletores subhorizontais descontínuos e uma discordância principal próxima de 6.5 segundos além de uma grande anomalia de amplitude perto do meio do perfil. Abaixo de uma seqüência refletiva laminada com topo em 6.5 segundos aparece um refletor profundo em torno de 8.5 segundos, que parece ocorrer entre 9 e 10 segundos em outras seções. Interpretações alternativas destes refletores profundos são discutidas no texto.*

Estas estruturas profundas, abaixo da grande discordância em 6.5 segundos, são as vezes interpretadas como seqüências sedimentares entre estratos do pré-rifte e rifte, assumindo assim que a espessura da seqüência rifte aumenta na direção de águas profundas. A justificativa original era baseada no fato de que a maioria das falhas interpretadas na seção está mergulhando na direção do embasamento, que não estava imageado claramente neste perfil. A interpretação de riftes profundos tem importantes implicações para exploração de petróleo por causa da identificação de possíveis anomalias de amplitude, como as observadas em torno de 6.5 segundos no meio da Figura 65, com refletores mais profundos ainda observados em torno de 8.5–9.5 segundos na região de águas ultra-profundas.

8.6.3 Novos levantamentos e interpretação

Em novos levantamentos a aquisição em mar foi realizada com cabos mais longos e *air-guns* mais poderosos levando à elaboração de novas hipóteses de interpretação para a região de águas profundas. Nenhuma delas pode ser verificada por perfuração de poços em curto prazo, mas as implicações sobre risco e viabilidade econômica da exploração em águas profundas na bacia tornam o estudo relevante. Neste caso a má interpretação dos dados indiretos fornecidos pelos métodos geofísicos, em especial dos dados da sísmica, pode levar a grandes prejuízos.

A Figura 66 apresenta um perfil sísmico da bacia sem interpretação. A ilustração é seguida pelas Figuras 67 e 68 que apresentam as duas hipóteses de interpretação da geologia.

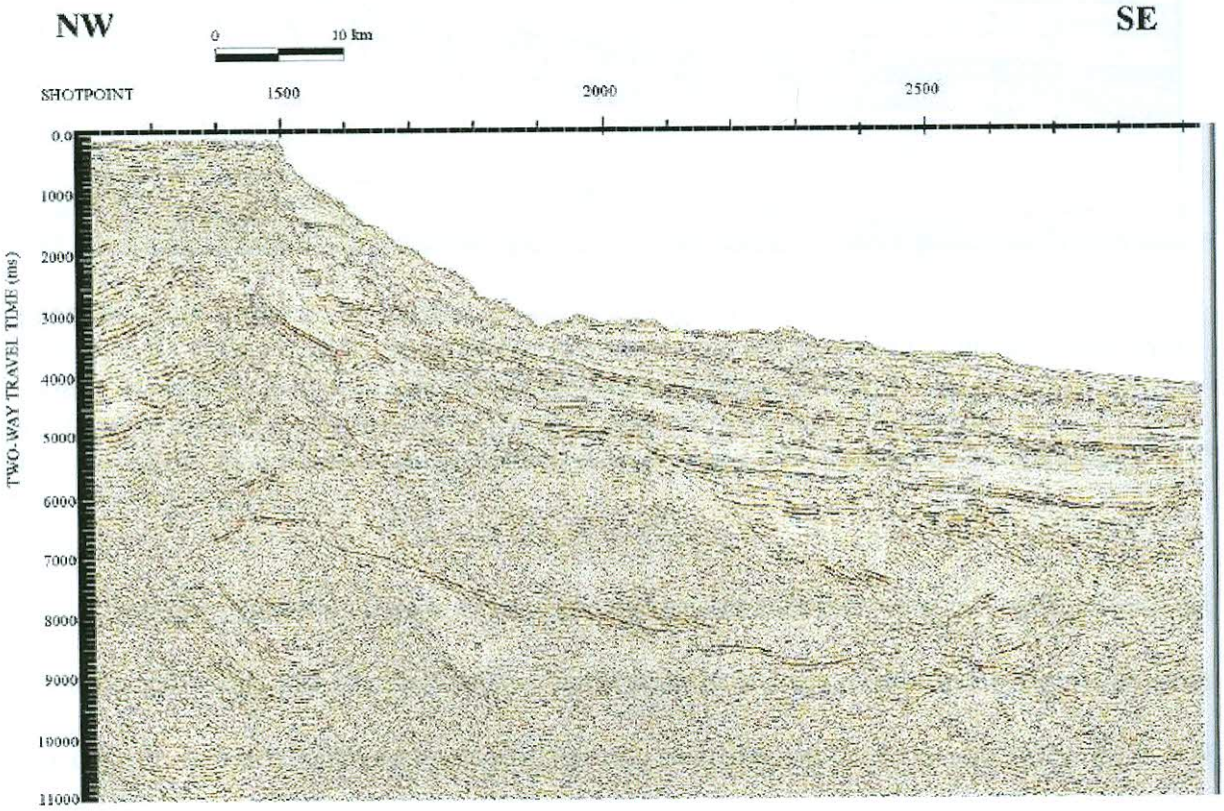


Figura 66 – *Sísmica regional da bacia Sergipe-Alagoas sem interpretação. Observam-se refletores intensos na faixa profunda (6.5 – 9 segundos de tempo duplo de trânsito).*

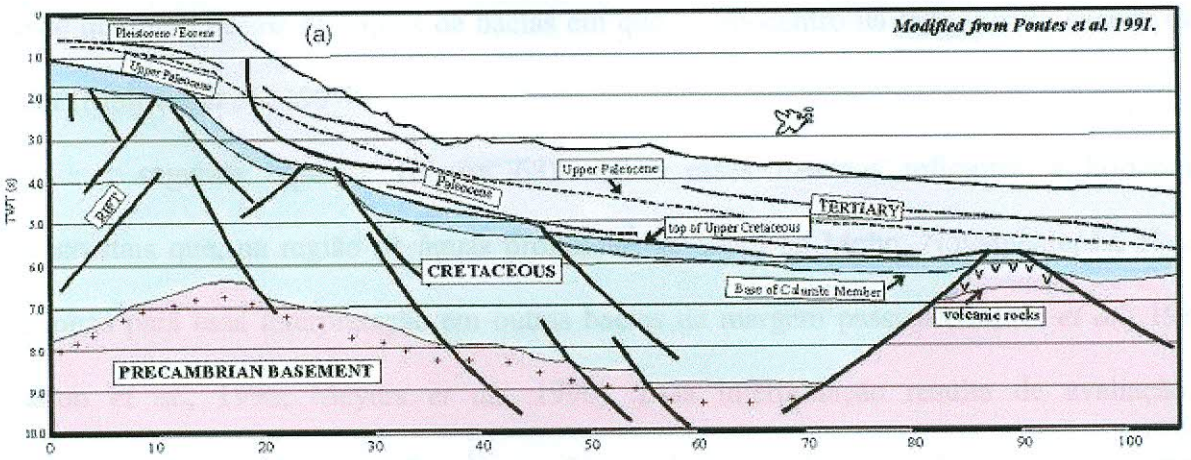


Figura 67 – *Possível interpretação do perfil da Figura 66 (Pontes et al., 1991). Os fortes refletores profundos na seção são interpretados como o embasamento da bacia.*

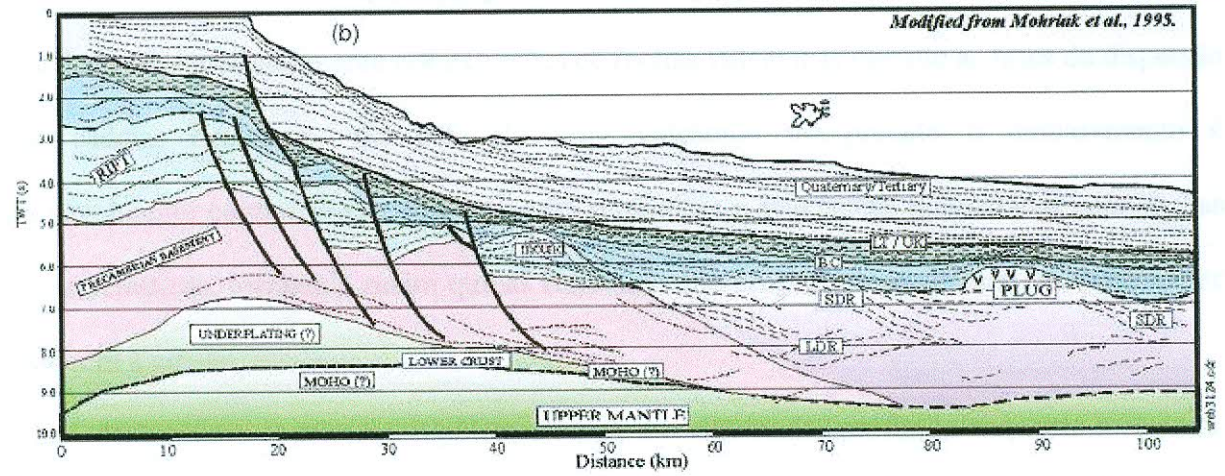


Figura 68 – *Interpretação alternativa do perfil da Figura 66 (Mohriak & Rabelo, 1994; Mohriak et al., 1995a, 1998). Os refletores profundos são interpretados como descolamentos da crosta inferior ou formações de rochas dispostas próximas ao Moho.*
Abreviaturas: LT/UK – seqüência do Cretáceo superior ou Terciário inferior;
SDR – refletores mergulhantes progradando para o mar; LDR – refletores mergulhantes progradando para terra.

A primeira hipótese (Figura 67) assume que as camadas refletoras da seqüência pré-sal perfuradas na plataforma continental têm continuidade até águas profundas formando uma bacia de rifte extremamente espessa nesta região. Os eventos sísmicos em torno de 7 – 9 segundos foram atribuídos a contrastes de impedância entre a deposição sedimentar e as rochas pré-cambrianas do embasamento levando à interpretação de um depocentro de rifte bastante espesso na região de águas profundas. A espessura não foi tomada como incomum

desde que há diversos exemplos de bacias em que o depocentro da fase sinrifte excede esse valor (Mohriak *et al.*, 1997b).

A segunda hipótese (Figura 68) atribui esses mesmos refletores a horizontes intracrustais que, na região de águas profundas, se unem ao Moho. Novamente, há alguns análogos para essa interpretação em outras bacias de margem passiva (Boillot *et al.*, 1989; Reston *et al.*, 1996; Meyers *et al.*, 1996). Essa interpretação resulta de avaliação e comparação entre diversas seções das regiões nordeste e sudeste brasileiras e da integração com dados gravimétricos e magnéticos (Mohriak *et al.*, 2000). As quinas sigmoidais observadas no perfil correspondem provavelmente a refletores mergulhantes na direção do mar formados principalmente por extrusões de rochas vulcânicas durante as fases de dispersão das cadeias oceânicas. Ao lado do *plug* vulcânico interpretado o embasamento é provavelmente composto por rochas ígneas plutônicas e vulcânicas intercaladas com rochas vulcaniclásticas, formando assim quinas refletoras que progradam na direção oceânica até se juntarem a crosta.

Resumindo, a primeira hipótese assume um rifte muito profundo enquanto a segunda assume uma borda vulcânica mergulhando na direção do mar no lado distal da bacia. A hipótese de rifte profundo possui embasamento muito profundo (em especial na região distal) e as camadas do Cretáceo afetadas por falhas que penetram o embasamento Pré-Cambriano. Na mesma faixa da seção, a segunda hipótese considera um pinch-out da camada de rifte na direção do limite crustal da bacia e rotação de blocos da fase rifte em função de falhas crustais responsáveis pelo descolamento dos refletores da crosta inferior. A zona de descolamento aparentemente se une com o Moho na região de águas profundas.

As duas hipóteses ainda apresentam problemas de consistência e a discussão ainda está em aberto (Mohriak *et al.*, 2000). O estudo comparativo de seções e a integração com outros métodos geofísicos podem ajudar a desvendar a geologia de águas profundas. Entretanto o

interessante é que as hipóteses estudadas têm importância para exploração na região distal da bacia e não podem ainda ser verificadas por perfuração de poços ressaltando a importância dos perfis sísmicos. O papel da sísmica ainda é muito maior, com importância na explicação da tectônica do sal e outras feições estruturais que interferem diretamente não só no conhecimento geológico acadêmico da região, mas na avaliação do caráter exploratório da bacia.

9 CONCLUSÕES

A Bacia de Sergipe e Alagoas, apesar de não estar entre as mais prolíficas do Brasil, ocupa espaço entre as mais tradicionais produtoras de petróleo. Por esse motivo, a região é ainda hoje alvo de intenso estudo geofísico tanto em terra como em mar. A região de águas profundas ainda possui vários mistérios sobre geologia de subsuperfície e formação histórica, ocupando também as mentes da geologia acadêmica. A região terrestre e de plataforma possui extenso estudo geofísico além dos dados de inúmeros poços. O conhecimento do local é bem melhor que o da região de águas profundas, região em que este trabalho se concentrou. Neste ponto enfatizou-se a importância da sísmica como o principal método indireto para o conhecimento da subsuperfície local, abrindo-se a discussão sobre as principais hipóteses de interpretação e sua importância para o futuro da prospecção no local.

10 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AQUINO, G. S. de; LANA, M. da C. Exploração na Bacia de Sergipe – Alagoas: O "Estado da arte". Sergipe – Alagoas basin: current exploration status. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 04, n.01, p. 75-84, jan/mar 1990.

ARIENTI, L. M., AZAMBUJA FILHO, N. C., BACKHEUSER Y. High-resolution stratigraphy and geometry of lacustrine turbiditic deposits in a rift succession – Alagoas Basin, Brazil. **SPE 38952**.

ASMUS, H. E.; PONTE, F. C. The Brazillian Marginal Basins. In: NAIRN, A. E. M.; STEHLI, F. G. (Eds.) **The Ocean Basin and Margins.** New York: 1973. v. 01, p. 87-133.

BIRCH, F., Compressibility; elastic constants. In: **Handbook of Physical Constants. Geological Society of America Memoir,** 1996,v. 97, pp. 97-173.

BISOL, D. L. Atlas de seções sísmicas das bacias sedimentares brasileiras: Bacias marítimas da costa leste. **Relatório Interno Petrobras/DEPEX/CENPES,** v. 01, 1992. Não publicado.

BOILLOT, G., MOUGENOT, D., GIRARDEAU, J., e WINTERER, E. L., Rifting processes on the West Galicia margin, Spain, In: TANKARD, A. J. e BALKWILL, H. R. (Eds) **Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins.** AAPG Memoir, 1989. v. 46, p. 363–377.

BRITO, I. M. **Bacias sedimentares e formações pós-paleozóicas do Brasil**. Rio de Janeiro: Ed. Interciência, 1979, 127p.

CAINELLI, C. **Sequence Stratigraphic, Canyons, and Gravity Mass-Flow Deposits in the Piaçabucu Formation, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil**. 1992. 233p. Tese (doutorado) - University of Texas, Austin.

CASTRO, A. H. A. In: **Geologia e sistemas petrolíferos das bacias sedimentares brasileiras**. Sobre material prévio de MILANI, E. J. e DIAS, J. L., 2000. UN- EXP/ATEX-C-ES/PC, Rio de Janeiro: 2004.

CRUZ, F.E.G. da, AZAMBUJA FILHO, N. C. de,. ARIENTI, L.M., e HOOK, S.C. **Sergipe-Alagoas Basin Field Trip**. Rio de Janeiro: AAPG International Conference & Exhibition, 1998, CD-ROM

FEIJÓ, F. J. **Boletim de geociências Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 08, n. 01, p. 149 – 161, jan/mar 1994.

FERNANDES, G. J. F.; MATOS, Z. V.; FIGEIREDO, A. M. F.; FISHER, W. L.; BROWN Jr, L. F. Basin Analysis of the Rift Phase and Oil and Gas Play Analysis, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil. **Petrobrás Internal Report**, 1981.

FIGUEIREDO, A. M. F. **Depositional Systems in the Lower Cretaceous Morro do Chaves and Coqueiro Seco Formations, and their Relationships to Petroleum Accumulations, Middle Rift Sequence, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil**. 1981. 275p. Tese (doutorado) - University of Texas, Austin.

FIGUEIREDO, A. M. F.; MOHRIAK W. U. A tectônica salífera e as acumulações de petróleo na bacia de Campos. In: 33ª Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. v. 03, p. 1380-1384.

KEEN, C. E., POTTER, D. P. The transition from volcanic to a non-volcanic rifted margin of eastern Canada. **Tectonics**, Washington, v. 14, n. 02, p. 359-371, 1995.

KOUTSOUKOS, E. A. M.; MELLO, M. R.; AZAMBUJA FILHO, N. C.; HART, M. B.; MAXWELL, J. R. The upper Aptian-Albian succession of the Sergipe Basin, Brazil: an integrated paleoenvironmental assessment. **AAPG Bulletin,** v. 75, n. 03, p. 479-498, 1991.

LANA, M. C. **Rifteamento na Bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil.** 1985. 124 p. Tese (mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto, UFOP, Ouro Preto.

MEYERS, J. B., ROSENDAHL, B. R., e AUSTIN Jr., J. A., Deep-penetrating MCS images of the South Gabon Basin: implications for rift tectonics and post-breakup salt remobilization. **Basin Research**, v. 08, p. 65–84, 1996.

MOHRIAK, W. U., BARROS, M. C., RABELO, J. H. L., MATOS, R. D. Deep seismic survey of brazilian passive basin: the northern and northeastern regions. In: Congresso internacional, 03, 1993, Rio de Janeiro. **Resumos expandidos...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, 1993, v. 02, p. 1134-1139.

MOHRIAK, W. U., RABELO, J. H. L. Sísmica profunda nas bacias marginais brasileiras: integração megaregional e resultados preliminares em Sergipe-Alagoas e Jacuípe. **Seminário de interpretação exploratória**, Rio de Janeiro , v. 02, p. 246-251, 1994.

MOHRIAK, W. U. Elusive salt tectonics in the deep water region of the Sergipe-Alagoas basin: evidence from deep seismic reflection profiles. In: International congress of the Brasilian geophysical society, 04., 1995a, Rio de Janeiro. **Expanded abstracts...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, 1995a, v. 1, p. 51-54.

MOHRIAK, W. U. Salt tectonics structural styles: contrasts and similarities between the South Atlantic and Gulf of México. In: Society of economic paleontologists and mineralogists foundation. Gulf coast section, 16., 1995, Houston. **Salt, sediment and hydrocarbons**. Austin: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation. Gulf Coast Section, 1995b, 308 p. 77-191.

MOHRIAK, W. U., BASSETTO, M., VIEIRA, I. S. Observações sobre a carta estratigráfica e a evolução tectono-sedimentar das bacias de Sergipe e Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 11, n. 1/2, p. 84-115, jan/dez 1997a.

MOHRIAK, W. U., BASSETO M., VIEIRA I. S. Tectonic evolution of the rift basins in the northeastern Brazilian region. In: 5th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. **Expanded abstracts**, v. 01, 1997b, p. 4-7.

MOHRIAK, W. U., BASSETO M., VIEIRA I. S. Crustal architecture and tectonic evolution of the Sergipe-Alagoas and Jacuípe Basins, offshore northeastern Brazil. **Tectonophysics**, v. 288, p. 199-220, 1998.

MOHRIAK, W. U., MELLO, M. R., BASSETTO M., VIEIRA, I. S. e KOUTSOUKOS, E. A. M., Crustal architecture, sedimentation, and petroleum systems in the Sergipe-Alagoas basin, northeastern Brazil. In: MELLO, M. R., KATZ, B. J. (Eds.), **Petroleum systems of South Atlantic margins: AAPG Memoir**, v. 73, 2000, p. 273-300.

PARASNIS, D. S., **Principles of Applied Geophysics.** Springer, 5ª edição, 2003.

PETROBRAS. Petronet: sites internos. Abastecimento - Unidades de Negócios. Disponível em: http://petronet.petrobras.com.br. Acesso em: out/2006.

POAG, C. W. Stratigraphic reference section for Georges Bank Basin: depositional model for New England passive margin. **American Association of Petroleum Geologists. Bulletin,** Tulsa, v. 66, n. 08, p. 1021-1041, 1982.

PONTE, F. C.; FONSECA, J. R.; CAROZZI, A. V. Petroleum habitats in the Mesozoic-Cenozoic of the continental margin of Brazil. In: MIALL, D. A. (Eds.) **Facts and principles of world petroleum occurrence.** Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists, 1980, p. 857-886.

PONTES, C. E. S., CASTRO, F. C. C., RODRIGUES, J. J. G., ALVES, R. R. P., CASTELLANI, R. T., SANTOS, S. F., MONIS, M. B. Reconhecimento tectônico e estratigráfico da bacia Sergipe-Alagoas em águas profundas. In: Congresso Brasileiro de geofísica, 2, 1991, Salvador. **Boletim de resumos expandidos**. Salvador: Sociedade Brasileira de Geofísica, 1991. v. 02, p. 638-643..

RESNICK, R., HALLIDAY, D., **Física**. Rio de Janeiro: Ed. Livros Técnicos e Científicos, 4ª edição, vol. 02, 1984.

RESTON, T. J., KRAWCZYK, C. M., e KLAESCHEN, D., The S reflector west of Galicia (Spain): evidence from prestack depth migration for detachment faulting during continental Breakup. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. B4, 1996, p. 8075–8091.

SHERIFF, R. E., **First Course in Geophysical Exploration and Interpretation**. Intl Red Cross, 1978.

SHERIFF, R. E., GELDART, L. P., **Exploration Seismology**. New York: Cambridge University Press, vol. 01 e 02, 1982.

SHERIFF, R. E., **Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics**. Society of Exploration Geophysicists; 3ª edição, 1991.

SOUZA-LIMA, W., PINHO, G. C., SILVA, P. M., PARAIZO, P. L. B. Classificação de rochas ígneas em perfis elétricos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 14, n. 01, p. 185-191, nov. 2005/maio 2006.

TELFORD, W. M., GELDART, L. P., SHERIFF, R. E., **Applied Geophysics**. New York: Cambridge University Press, segunda edição, 1990.

UESUGUI, N. Posição estratigráfica dos evaporitos da bacia de Sergipe e Alagoas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 17, n. 02, p. 131-134, 1987.

YILMAZ, O., **Seismic Data Analysis**. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, segunda edição, vol. 01 e 02, 2001.

ZOEPPRITZ, K., **Über reflexion and durchgang seismischer wellen durch Ünstetigkerlsflaschen**. Berlin: Über Erdbebenwellen VII B – math-phys pp. 57-84.