

2

Sísmica

Neste capítulo, são explicados alguns conceitos e métodos sísmicos necessários para entender o significado dos dados sísmicos e como podem ser obtidas as informações geométricas da subsuperfície. Primeiro, inicia-se com uma revisão breve da propagação de ondas sísmicas, em seguida, os tipos de levantamentos, a migração, os atributos e sua identificação. Neste trabalho são utilizados dados sísmicos de reflexão do Campo do Namorado na Bacia de Campos, obtidos em 1988 e processados com métodos tridimensionais (3D).

Os métodos de reflexão sísmica estão entre as mais importantes ferramentas para gerar imagens da crosta terrestre, e são utilizados em todo o mundo em pesquisas para geologia marinha, geofísica e na construção de imagens da subsuperfície em trabalhos de engenharia. Esta, também, é uma importante ferramenta para a exploração de petróleo (SCAR, 2002; Davies et al., 2004). As técnicas de sísmica 3D são hoje utilizadas, tanto na fase de exploração, quanto, e principalmente, nas fases de delimitação e desenvolvimento dos campos. Essas técnicas, apesar dos seus altos custos, tornam-se extremamente atrativas por permitirem uma localização mais eficaz dos poços e uma redução do número de poços necessários (Onip, 2003).

2.1. Propagação de Ondas

A descrição da propagação de ondas sísmicas através de meios heterogêneos é extremamente complexa. Por isso, para formular as equações que descrevam essa propagação adequadamente, é necessário admitir condições simplificadoras. Uma delas consiste em assumir que o meio heterogêneo pode ser convenientemente modelado por uma sucessão de camadas paralelas (também denominadas formações), no interior das quais se podem assumir condições de homogeneidade (Margrave, 2003; Chapman, 2004). Por outro lado, os contatos entre essas camadas são conhecidas como interfaces ou horizontes.

A propagação das ondas em meios heterogêneos, na subsuperfície, gera diversos efeitos físicos. Assim, uma onda gerada por uma fonte sísmica se propaga por um meio até incidir sobre uma interface e, em seguida, formam-se ondas transmitidas e ondas refletidas. Essas ondas, sem importar o tipo de onda incidente, podem ser do tipo compressional ou P, cisalhante ou S e, às vezes, ondas de superfície (na interface), como no exemplo da Figura 2.1. Idealmente, as equações que explicam a reflexão e a transmissão na interface, para uma onda plana num meio elástico, são conhecidas com equações de Zoeppritz-Knott. Essas equações complexas foram aproximadas inicialmente por Bortfeld (1961) e Aki & Richards (1980) e, posteriormente, outras aproximações foram propostas por diversos autores como Shuey (1985), Smith & Gidlow (1987), Fatti et al (1994) entre outros.

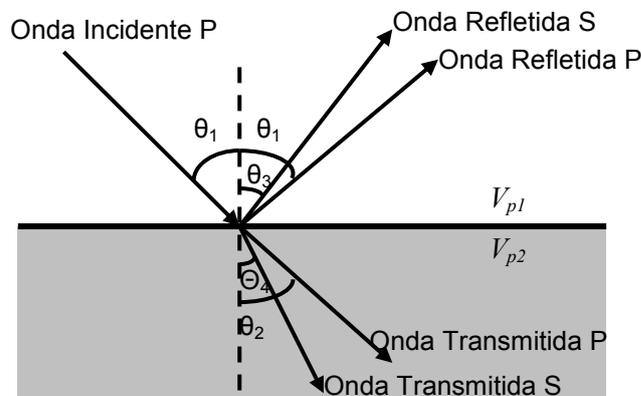


Figura 2.1 – Representação da propagação de uma onda incidente P. Depois de chegar à interface, outras ondas de tipo P e S são refletidas e transmitidas de acordo com os ângulos θ_1 , θ_2 , θ_3 , θ_4 .

A Figura 2.1 mostra a propagação de uma onda de acordo com a lei de Snell (Chapman, 2004). Ao encontrar uma transição entre duas camadas de rochas com propriedades físicas distintas, parte da onda é refletida e a outra parte é transmitida e continua se propagando para as camadas inferiores. Nesta interface a energia da onda P refletida e da onda P transmitida podem gerar ondas S, conhecidas como ondas convertidas P-S. A razão entre a energia refletida e a energia incidente é chamada coeficiente de reflexão. Da mesma maneira, a razão entre a energia transmitida e a energia incidente é chamada coeficiente de transmissão. Os coeficientes de reflexão e de transmissão são definidos pelas densidades e velocidades sísmicas entre dois materiais conforme a eq. (2.1) e a eq. (2.2):

$$\Lambda = \frac{(\rho_2 V_{p2} - \rho_1 V_{p1})}{(\rho_2 V_{p2} + \rho_1 V_{p1})}, \quad (2.1)$$

$$T = \frac{2\rho_1 V_{p1}}{(\rho_2 V_{p2} + \rho_1 V_{p1})}, \quad (2.2)$$

em que Λ é o coeficiente de reflexão e T é o coeficiente de transmissão; ρ_1 , ρ_2 são as densidades da primeira e da segunda camada, respectivamente, V_{p1} e V_{p2} são as velocidades da onda tipo P. Em geral, a eq. (2.1) e a eq. (2.2) são válidas para ângulos de incidência θ_1 menores do que 20° . Os cálculos dos coeficientes Λ e T são feitos na suposição de que a reflexão parte de um ponto, quando na realidade parte de uma área finita do refletor, definido pela primeira zona de Fresnel (Reynolds, 1997).

A diminuição das amplitudes das ondas sísmicas é o resultado da perda de energia com a distância transitada. A perda ocorre de três maneiras diferentes: divergência esférica, atenuação intrínseca e espalhamento (Reynolds, 1997). A perda por divergência esférica depende da inversa do raio ao quadrado, da distância percorrida pela frente de onda. A perda por atenuação intrínseca é produzida pela absorção, pelo meio, da energia elástica. E a perda por espalhamento é produzida durante a reflexão, refração e difração das ondas sísmicas.

2.2. Levantamentos de Reflexão Sísmica

A reflexão sísmica é uma técnica baseada na medição do tempo de trânsito e amplitudes de uma onda gerada por uma fonte conhecida na direção das camadas mais profundas da terra, onde esta é refletida e captada por um receptor em determinada posição. Esse tempo é conhecido como tempo de trânsito de duas vias (*two-way travel time*). O problema mais importante, nos levantamentos de sísmica de reflexão, é a transformação do tempo de trânsito de duas vias para a profundidade. Essa transformação é afetada principalmente pela velocidade do meio. É por isso que os esforços das pesquisas estão concentrados em melhorar o entendimento deste parâmetro.

Um traço sísmico ou sismograma é um registro, no tempo, das chegadas de ondas sísmicas ou eventos (Chapman, 2004). O conjunto de traços sísmicos, registrados por determinado número de receptores, é conhecido como tiro sísmico. Um levantamento sísmico consiste em um conjunto de vários tiros

sísmicos realizados em diferentes pontos, localizados coordenadas: geográficas (latitude e longitude) e no sistema UTM (Universal Transverso de *Mercator*) (DMA, 1989; Alonso, 2001). Esses levantamentos, basicamente, são realizados de acordo com dois esquemas de aquisição sísmica: terrestre e marítimo (Matos, 2004).

O sistema de aquisição de dados é composto basicamente de uma fonte repetitiva de sinais sísmicos, que pode ser de impacto, impulsiva ou de vibração. As características específicas dependem do esquema em terra (*sledge hammer*, dinamite, *vibroscis*, etc.), ou na água (*boomers*, *sparkers*, *airguns*, etc.). Os sistemas de recepção do sinal sísmico podem ser geofones (G), fixados na superfície terrestre, ou hidrofones (H), que são rebocados na superfície da água. Além da fonte de sinais sísmicos, a aquisição de dados também é composta por um sistema de gravação, processamento e impressão dos dados que é instalado no interior de um caminhão ou na embarcação (Reynolds, 1997). Na aquisição marítima, os dados são pré-processados rotineiramente a bordo. Os navios, para levantamentos 3D, operam simultaneamente com pelo menos oito cabos (*streamers*) de vários quilômetros de comprimento e monitorados constantemente através de GPS. Em regiões difíceis, com anomalias ou de difícil interpretação para um geólogo, são feitas experiências de levantamentos com cabos de fundo (*streamers Ocean Botton Cable*) (Onip, 2003; Vermeer, 2001).

As reflexões dos traços sísmicos proporcionam informações sobre as camadas mais profundas, mas a análise desses traços é complexa. Nas partes finais dos traços sísmicos a taxa sinal-ruído é menor, o que faz com que as reflexões sejam difíceis de serem separadas a partir do traço não processado. Na Figura 2.2 é ilustrado um exemplo simples com as trajetórias de alguns pontos da frente de onda que atingem os receptores (geofones) de um sismógrafo multicanal. A configuração mostrada na Figura 2.2 é conhecida como aquisição de fonte comum (*common-shot gather*) (Vermeer, 2001). Nota-se que a cobertura da subsuperfície é a metade da distância do arranjo dos geofones em superfície. O intervalo da cobertura da subsuperfície é a metade da distância entre os geofones na superfície.

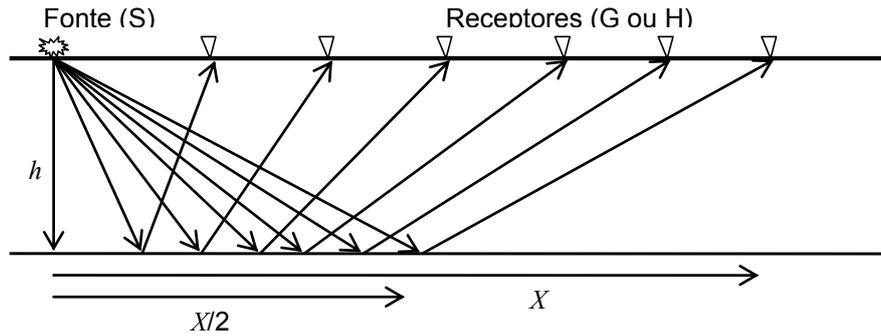


Figura 2.2- Uma frente de ondas é gerada na subsuperfície por uma fonte e é refletida nas interfaces entre camadas. A distância de cobertura dos geofones (G) na interface entre camadas é a metade da distância coberta pelos geofones.

Outras duas configurações são a aquisição de receptor comum (*common receiver gather*) e a aquisição de ponto meio comum (*common mid-point gather*, CMG) (Reynolds, 1997). Esta última configuração é frequentemente utilizada nos levantamentos sísmicos e está baseada na amostragem de um mesmo ponto de reflexão (ponto meio comum, CMP), como é mostrado na Figura 2.3. Para isso, disparos múltiplos são realizados em diferentes distâncias entre fonte e receptor, onde o ponto refletor, na interface entre duas camadas horizontais, fica embaixo do ponto médio da linha que une a fonte e o receptor. O tempo de trânsito da onda cresce com o afastamento entre a fonte e o receptor, introduzindo um atraso em relação ao tempo que levaria para percorrer verticalmente a distância h . Esse atraso é chamado de *Normal Moveout* (NMO).

A eliminação dos atrasos, para poder somar (empilhar) os sinais sísmicos, é denominada correção NMO. Um exemplo disso é mostrado na Figura 2.3. Este critério é estendido a outros tipos de configuração de fonte-receptores (Vermeer, 2001) onde se assume camadas horizontais com a mesma espessura h , como apresentado na Figura 2.2.

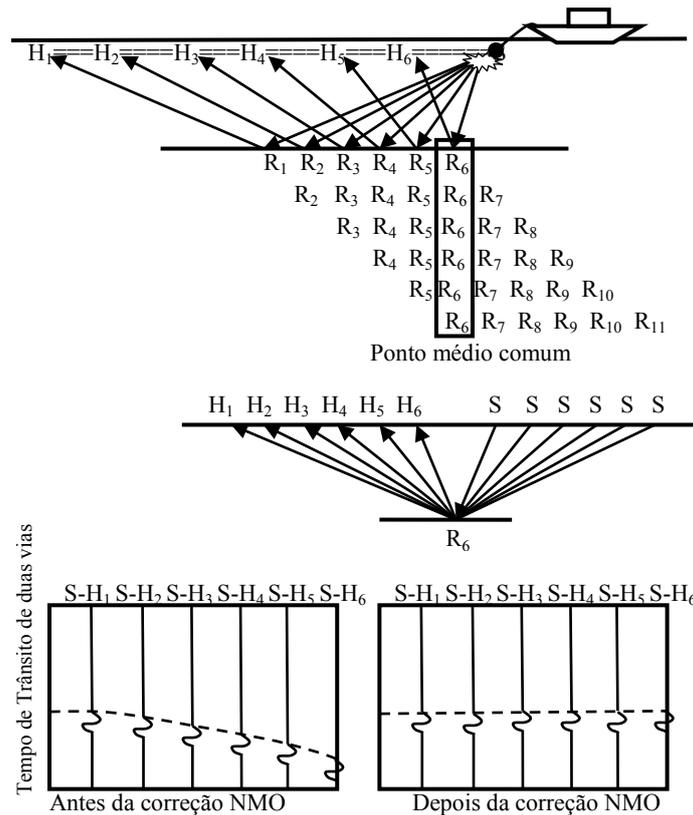


Figura 2.3 - Levantamento sísmico marítimo com deslocamento constante para amostrar os mesmos pontos (CMP) na subsuperfície e a correção NMO para o empilhamento (Schlumberger, 2012). Os elementos para aquisição são a fonte (S), o hidrofone (H) e o ponto refletor (R)

2.2.1.

Métodos de Levantamento em Duas (2D) e Três Dimensões (3D)

A projeção de um levantamento sísmico varia de acordo com o seu propósito. Levantamentos para engenharia são consideravelmente simples em relação aos levantamentos de grande escala para a exploração de petróleo. Nesses últimos, como exemplo, os geofones formam grupos ou arranjos de receptores para serem conectados em diferentes canais de registro. Os grupos podem formar arranjos em linha (na direção do levantamento), arranjos perpendiculares, arranjos cruzados ou arranjos em malha retangular (trecho ou *patch*). Para um grupo de geofones por canal, a distância de afastamento (*offset*) é medida desde a fonte até o centro do grupo. E a distância entre os centros dos grupos é conhecida como intervalo de grupo (Reynolds, 1997). A distância entre receptores nos levantamentos 2D pode ser de 5 a 15 m, já nos levantamentos 3D essa distância pode ser de 20 a 40 m.

Num levantamento sobre a água, para a exploração de hidrocarbonetos, os disparos são realizados com um arranjo de fontes (*airgun*) sincronizadas. As reflexões são captadas com um ou mais cabos de hidrofones (*streamers*), em que um número de hidrofones é conectado para formar um grupo ativo e, dessa forma, alimentar um canal de registro (Reynolds, 1997). O esquema de aquisição de dados sísmicos 2D é mostrado na Figura 2.3.

Depois do empilhamento, os traços sísmicos são colocados lado a lado para construir uma imagem da seção sísmica. Este tipo de procedimento representa um avanço considerável na sísmica de reflexão, pois possibilita a identificação de uma série grande de feições estruturais que seriam impraticáveis com a interpretação através do gráfico tempo-distância original. Com o passar dos anos se desenvolveram métodos de migração, como o do ponto refletor e difrator (Margrave, 2003), para gerar uma imagem, como a da Figura 2.4, minimizando as reflexões indesejadas de outros pontos vizinhos sobre a linha dos receptores.

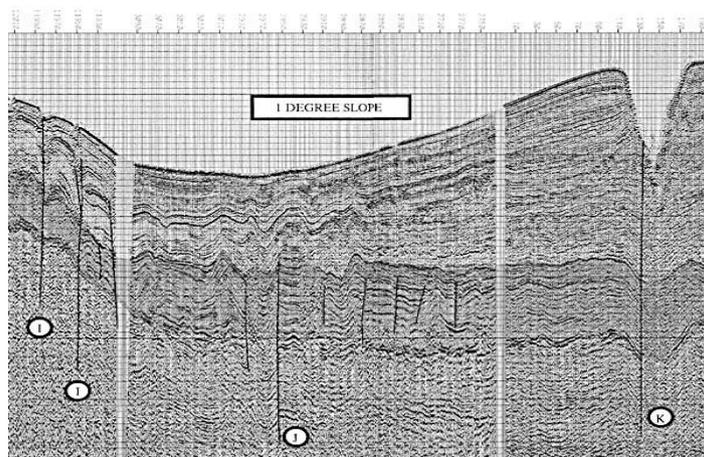


Figura 2.4 - Imagem de uma seção sísmica (2D) depois do processamento dos traços sísmicos (Margrave, 2001)

Os levantamentos 3D apareceram em torno de 1975 e, a partir de 1985, mostraram um rápido desenvolvimento. Inicialmente, pelo elevado custo, o uso deste tipo de levantamento foi aplicado sobre campos de petróleo maduros, mas com o desenvolvimento da tecnologia de aquisição e do processamento, os custos diminuíram (Ashton et al., 1994; Reynolds, 1997; Davies et al., 2004). Atualmente, esses métodos são utilizados na etapa inicial de exploração de novos campos e na etapa de produção.

Algumas vantagens importantes, dos dados da sísmica 3D em relação os da sísmica 2D, têm contribuído para o crescimento do uso dos levantamentos

3D. Por exemplo, os primeiros permitem retirar as reflexões anômalas de maneira mais eficiente do que com dados 2D. Isto porque considera o entorno completo e não apenas uma linha. Outra vantagem é a facilidade de interpretação de uma imagem volumétrica em relação a um único perfil. Por outro lado, os levantamentos 3D são muito mais complexos do que os levantamentos 2D e requerem uma planificação cuidadosa (Cordsen et al., 2011).

Para os levantamentos sísmicos 3D terrestres a aquisição é realizada através de várias linhas em paralelo formando uma rede bidimensional de fontes-receptores como é mostrada na Figura 2.5. Em projetos de levantamentos 2D, a distância de perfil máxima utilizável para a linha dos receptores, X_{max} , é estimada muitas vezes por uma regra eficaz, que afirma que é aproximadamente igual à profundidade do alvo. No entanto, a densidade da malha 3D é sensível ao quadrado de X_{max} e este valor deve ser considerado cuidadosamente. A densidade de malha irá afetar tanto qualidade da imagem (denso é melhor) quanto o custo do projeto (esparsa é melhor).

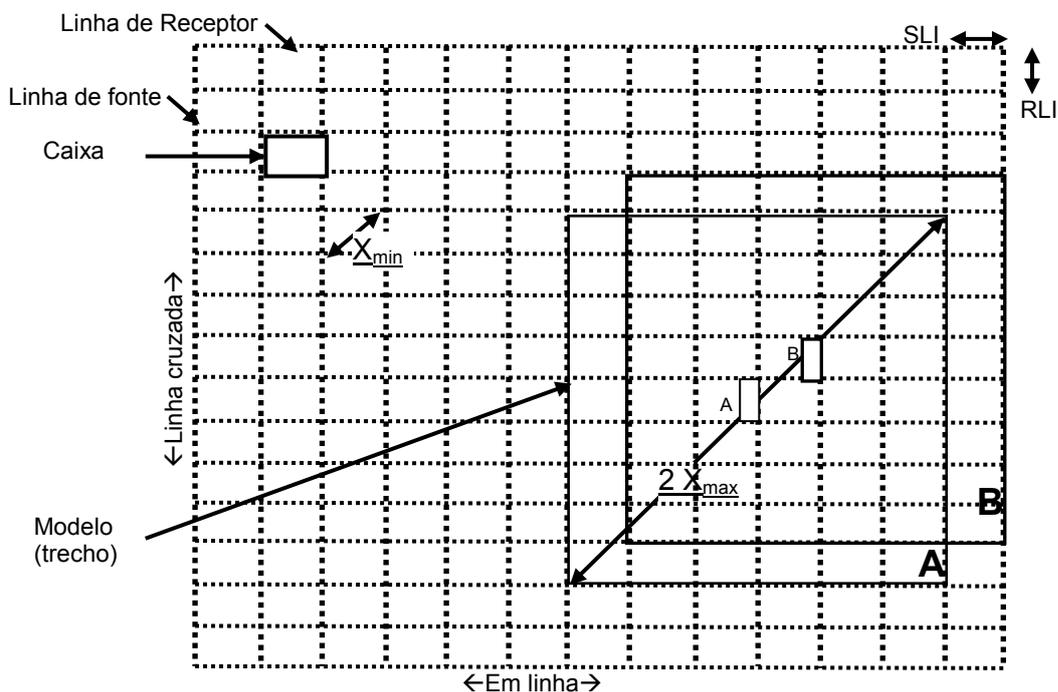


Figura 2.5 - Malha do levantamento 3D terrestre e suas divisões. O X_{min} é a distância mínima de fonte-receptor. O X_{max} é a distância útil máxima de perfil (Cordsen et al., 2011). Os blocos A e B representam o modelo do conjunto de fontes e receptores que se deslocam sobre a superfície.

Fatores que afetam X_{\max} incluem: profundidade do alvo de interesse, as velocidades das diversas contribuições para as primeiras chegadas (incluindo a onda direta e as refrações dominantes), a amplitude dos níveis das primeiras chegadas, NMO extenso, deterioração da taxa de sinal-ruído devido à divergência esférica e à absorção, a oscilação ruim da primeira chegada devido ao aprisionamento das ondas diretas e das frentes de onda (Cooper, 2004).

Nos levantamentos 3D marítimos, a aquisição é realizada em linhas paralelas à rota do navio. Os cabos com os hidrofones (*streamers*) seguem a direção do navio e, normalmente, com fontes sobre a mesma linha. Para localizar a área do refletor com precisão, as posições dos hidrofones e das fontes devem ser conhecidas com exatidão. Por esse motivo, cada cabo (*streamers*) tem uma série de bússolas magnéticas, mostrada na Figura 2.6, para determinar a posição de cada elemento do cabo. Os métodos para visualizar a geometria da distribuição das fontes e dos receptores são: o diagrama de superfície e o diagrama de subsuperfície ou de empilhamento. Nos levantamentos 2D os traços são juntados de acordo com as aquisições de ponto médio comum (CMG), de maneira semelhante, nos levantamentos 3D são juntados de acordo com as aquisições de cela comum (*common cell gathers*), dentro de caixas (*bins*) (Reynolds, 1997).

Ashton et al., (1994) explica que a trajetória do navio forma laços oblongos para cobrir determinada área do fundo marinho. A longitude do trecho reto é calculada a partir dos lotes de dobras ou “*folds*” (número de vezes em que um ponto refletor é amostrado), mais ou menos uma longitude equivalente à distância necessária para dar a volta com os cabos.

Em geral, o número de traços por quilômetro quadrado de um segmento da área de exploração será determinado pela natureza do objetivo geológico (incluindo profundidade e complexidade estratigráfica ou estrutural) e pelas condições sinal-ruído na área do projeto. Recomendam-se as seguintes orientações gerais de número de traços por km^2 (Cooper, 2004):

- Menor que 6000 traços, geralmente não recomendável.
- De 6000 a 18000 traços, adequado para estruturas simples de boa relação sinal-ruído.
- De 18000 a 25000 traços, para estratigrafia e sintonização com boa relação sinal-ruído.
- De 25000 a 100000 traços, se a relação sinal-ruído se deteriora.
- De 25000 a 100000 traços, se a complexidade estrutural é elevada.

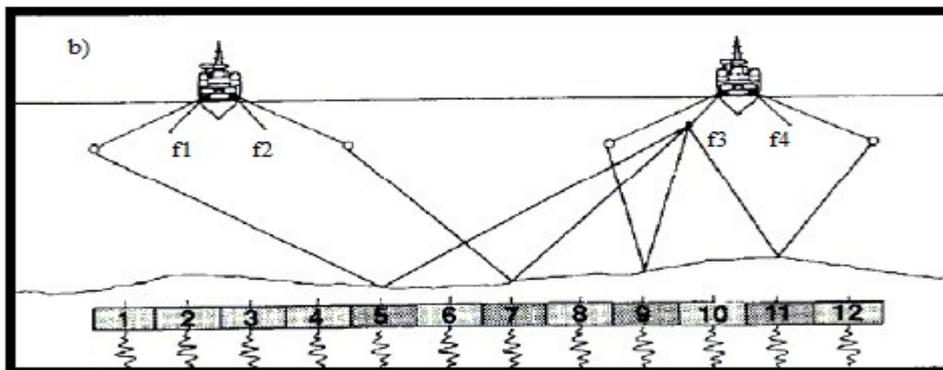
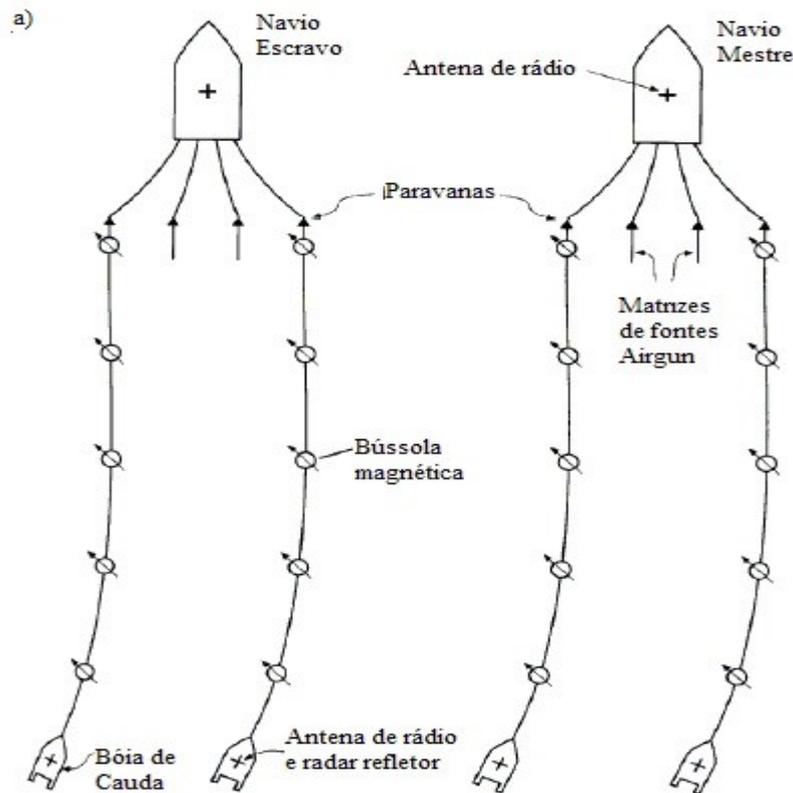


Figura 2.6 – (a) Distribuição dos cabos (*streamers*) múltiplos para levantamentos marítimos 3D. Cada cabo tem uma série de bússolas magnéticas com as que possível determinar a posição de cada elemento do cabo (Reynolds, 1997). (b) Um exemplo da sequência de disparos da uma matriz de quatro fontes (*airgun*) para obter a cobertura completa da subsuperfície com o sistema Quad/Quad. As sequências de disparo são f1, f3, f4, f2 (Hansen et al., 1989).

2.3. Integração da Sísmica e dos Perfis de Poço

A integração de dados geológicos e geofísicos, num modelo, cresceu nos últimos anos, em proporção ao incremento da precisão da estimativa de algumas propriedades importantes dos reservatórios. A integração não é fácil, porque os dados contêm informações em diferentes escalas e com diferentes graus de

precisão (Sancevero et al., 2006). Assim, as informações extensivas da sísmica podem ser integradas num modelo com as informações localizadas dos perfis de poço através da comparação de imagens acústicas ou elétricas das paredes dos poços, métodos de perfilagem sísmica vertical (VSP) e / ou com a simulação de traços sísmicos sintéticos utilizando os perfis de poço (Serra, 2008). Além desses, os métodos de inversão sísmica com dados de poço são considerados os mais precisos, embora muito mais complexos. Nesta seção são explicados dois métodos que podem ser aplicados para este trabalho.

A VSP consiste, basicamente, em disparar uma fonte sísmica na superfície e medir as vibrações no poço, utilizando arranjos de hidrofones ou geofones localizados em determinadas posições dentro do poço (Darling, 2005). Reynolds (1997) menciona várias tipos de configurações de VSP. O conjunto de traços sísmicos serve para criar uma imagem de alta resolução em torno do poço. Por esse motivo, um levantamento VSP é utilizado em áreas de complexidade estrutural. Outra aplicação importante da VSP é na correlação sísmica com os perfis de poço (Reynolds, 1997). Para isso, o perfil sônico e o perfil de densidade são utilizados para gerar o vetor com os coeficientes de reflexão, em seguida, a operação de convolução é realizada com esse vetor e uma ondefeita padrão para obter um traço sísmico sintético. Os traços sísmicos observados da VSP são comparados diretamente com o traço sísmico sintético para estabelecer uma relação em profundidade entre as reflexões e os estratos no poço. Por outro lado, os traços sísmicos da VSP também são utilizados para a correlação sísmica com as seções sísmicas 3D (ou 2D). Para isso, a imagem de uma seção sísmica 3D e a imagem com traços sísmicos da VSP são comparadas visualmente e, dessa maneira, as reflexões em ambas as imagens são relacionadas.

Os perfis de poço e os dados da sísmica 3D são correlacionados adequadamente através dos traços sísmicos da VSP. Porém, quando os dados da VSP não estão disponíveis, a correlação sísmica é realizada diretamente entre o traço sísmico sintético e os traços sísmicos 3D. Infelizmente, esses procedimentos introduzem incerteza nas estimativas de outras variáveis. Como exemplo, antes de gerar o traço sísmico sintético, o vetor dos coeficientes de reflexão é processado para transformar sua dependência do espaço para o tempo. O traço sísmico sintético e o traço sísmico 3D real mais próximo ao poço são comparados até encontrar a máxima correlação que indicariam as posições dos eventos sísmicos em relação à estratigrafia de poço. Este procedimento apresenta baixos percentuais de acerto na identificação dos eventos sísmicos

refletidos no perfil de poço (Darling, 2005). Além disso, o erro em profundidade por cada amostra deslocada está entre 3 e 10 m. O erro na detecção dos estratos finos depende da frequência da fonte sônica, assim, estratos com espessuras menores do que a quarta parte do comprimento de onda da fonte não serão detectados. Os detalhes são explicados na seção “Correlação Lateral Sísmica 3D com Algoritmos Genéticos” no Capítulo 5.

2.4. Processamento dos Dados Sísmicos

Os procedimentos, realizados durante o processamento dos dados sísmicos, são variados e dependem do tipo das informações desejadas da subsuperfície. Assim, as informações podem ser qualitativas ou quantitativas. Segundo Reynolds (1997), os procedimentos básicos podem ser divididos em três etapas: deconvolução, empilhamento e migração. E duas etapas são aplicadas condicionalmente: a correção estática (levantamentos terrestres) e a filtragem.

Antes dessas etapas, os dados devem passar por uma etapa de pré-processamento, útil para a correção e o armazenamento dos dados sísmicos. Dentro dos procedimentos de pré-processamento podem ser considerados os seguintes: demultiplexação, edição de alguns traços sísmicos e recuperação do ganho (devido à perda de energia).

Sabe-se que, a onda que se propaga na subsuperfície passa por diferentes estratos ou camadas, que refletem e transmitem parte da energia da onda incidente. Esse fenômeno pode ser modelado para produzir um traço sísmico. Esse traço é gerado através da convolução do coeficiente de reflexão, formado pelas impedâncias dos estratos e a representação da forma da onda propagada. A operação inversa, para a recuperação do coeficiente de reflexão, é conhecida como deconvolução. As complicações para realizar essa operação podem ser as reflexões múltiplas, as reverberações, os fantasmas, as difrações, o ruído, etc. Assim, os procedimentos de deconvolução variam de acordo com as complicações.

Um parâmetro importante nos levantamentos, em diferentes escalas, é a velocidade sísmica. Esse parâmetro permite transformar os traços no domínio do tempo para o domínio da profundidade. Conseqüentemente, uma análise de velocidade adequada é de muita importância. E os diversos procedimentos para estimar as velocidades dos estratos são conhecidos como métodos de inversão.

Por outro lado, uma correção NMO é necessária antes de realizar o empilhamento dos traços de um mesmo ponto refletor. Essa correção precisa dos valores das velocidades de empilhamento, especialmente, quando as interfaces dos estratos não são horizontais (Reynolds, 1997) e nem isotrópicos.

Um problema causado pelas interfaces refletoras íngremes é o deslocamento das posições dos eventos refletidos nos traços sísmicos empilhados. Para corrigir esse problema é utilizada a migração, um conjunto de procedimento de restituição dos eventos sísmicos às posições aproximadas, das quais foram refletidos. Assim, a migração produz uma imagem das interfaces refletoras (Ashton et al., 1994). Um benefício adicional da migração é o colapso da hipérbole de difração para seus pontos de origem e, como resultado, um clareamento dos eventos sísmicos associados com descontinuidades (como falhas geológicas). Alguns dos métodos de migração são o de *Kirchhoff*, as diferenças finitas, o domínio da frequência e número de onda ($f-k$), a migração por torneamento de onda, entre outros (Reynolds, 1997, Margrave, 2003).

2.4.1. Atributos

Um atributo sísmico é uma medida quantitativa de uma característica de interesse e pode auxiliar no realce de uma imagem. Um bom atributo é qualquer valor sensível às características geológicas ou às propriedades do reservatório de interesse. De maneira geral, um atributo sísmico envolve todo tipo de quantidades obtidas dos dados sísmicos. Assim, entre os primeiros atributos estabelecidos, em 1975, estavam o envoltório instantâneo do traço, a fase instantânea e a frequência instantânea. Com o passar dos anos houve uma proliferação de atributos obtidos da sísmica 2D e, em seguida, da sísmica 3D. Por exemplo, entre os primeiros atributos da sísmica 3D estão os mapas ou cartas do ângulo de mergulho e o azimute, assim como a extração de amplitudes. Outras inovações dos atributos estão na aquisição sísmica, na identificação de falhas, na identificação de zonas de gás, detecção de perda com a frequência, detecção de estratos finos, estratigrafia sísmica e geomorfologia (Chopra et al., 2007).