

2 Exploração Sísmica

Neste capítulo são mostrados alguns pontos importantes na exploração sísmica para a área de petróleo, uma definição para dados sísmicos de reflexão e como são obtidas as propriedades do meio a partir desses dados. Também estão descritas as diferentes velocidades sísmicas analisadas para o estudo das rochas. Por fim, é mostrada a geração sintética de dados sísmicos a partir de um processo de modelagem sísmica, utilizando para isto, a equação de Dix (1955) e os simuladores *anray* (Anray, 2002) e *crewes* (Crewes, 2005).

2.1. Sísmica de Reflexão

O principal objetivo da exploração sísmica é deduzir informações sobre o comportamento das rochas e como estas estão dispostas na subsuperfície, a partir da observação dos tempos de viagem das ondas sísmicas, além das variações na amplitude, frequência e forma de onda (Sherrif & Geldart, 1995).

A sísmica de reflexão é aplicada na determinação das profundidades a que se encontram as superfícies refletoras, bem como as velocidades sísmicas das rochas que compõem as várias camadas (Miranda et al., 2005).

A técnica mais utilizada na exploração sísmica consiste em gerar artificialmente ondas elásticas na subsuperfície da terra através de uma fonte (por exemplo, um explosivo) e medir o tempo que a onda percorreu dentro da camada no caminho entre a fonte e um conjunto de receptores (Figura 1). Esse tempo de viagem da onda é conhecido como tempo de trânsito.

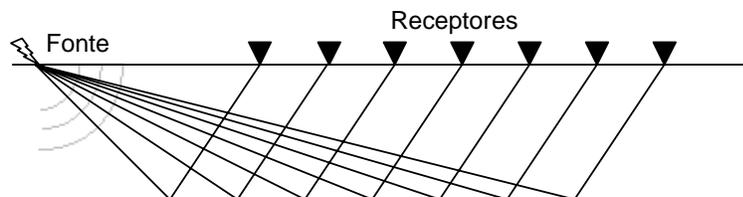


Figura 1 – Uma frente de ondas é gerada na subsuperfície por uma fonte e se propaga nas camadas inferiores. Ao encontrar uma interface parte da onda se reflete e parte se refrata. A onda refletida retorna à subsuperfície e os receptores capturam sua chegada.

O tempo percorrido pelo pulso sísmico da fonte até os receptores e suas amplitudes na chegada são armazenados para estudos futuros.

Nos meios isotrópicos e homogêneos podem se propagar dois tipos de onda: onda P e onda S (Figura 2). A onda P é dita onda longitudinal ou compressional. Isto significa que as partículas do solo são alternadamente comprimidas e dilatadas paralelamente à direção de propagação da onda sísmica. Essas ondas geralmente viajam a uma velocidade maior que a onda S e se propagam em qualquer tipo de material. Já a onda S é conhecida como onda transversal, rotacional ou cisalhante por deslocar as partículas perpendicularmente à direção de propagação da onda. Essa onda não se propaga em meio líquido e possui velocidade mais baixa que a onda P (Sherrif & Geldart ,1995).

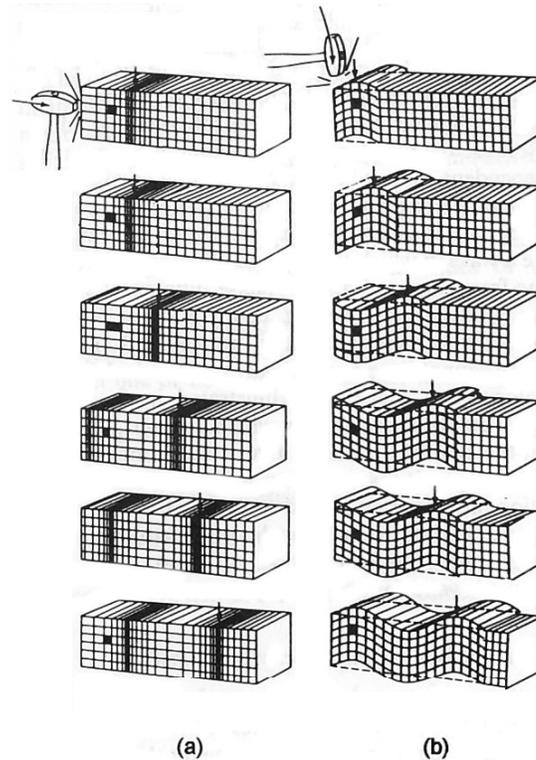


Figura 2 – Movimento das partículas durante a passagem de uma onda. (a) onda P; (b) onda S (extraído de Sherrif & Geldart ,1995).

A Figura 3 mostra a propagação de uma onda. Ao encontrar uma transição entre duas camadas de rochas com propriedades físicas muito distintas, parte da onda é refletida e a outra parte é transmitida e continua se propagando para as camadas inferiores. Nesta transição a energia da onda P refletida e da onda P

transmitida pode gerar uma onda S - também conhecida como onda convertida P-S.

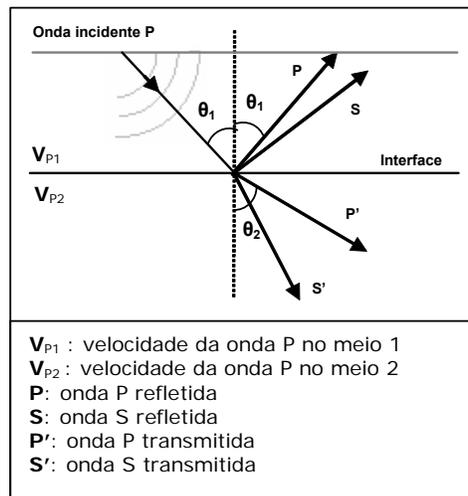


Figura 3 – Esquema de partição de energia sísmica. Geração de ondas P e S refletidas e refratadas a partir de uma onda P incidente numa interface plana.

O ângulo de incidência θ_1 é igual ao ângulo de reflexão e o ângulo θ_2 é o ângulo de transmissão da onda no meio 2. Dado que as velocidades do meio 1 e 2 são respectivamente V_1 e V_2 , a lei de Snell mostra a relação entre as velocidades das camadas e os ângulos de reflexão e refração, dada por,

$$\frac{\text{sen}\theta_1}{V_{p1}} = \frac{\text{sen}\theta_2}{V_{p2}} = p, \quad \text{Eq.(1)}$$

onde p é uma constante conhecida como parâmetro do raio (Sherrif & Geldart, 1995).

Esse processo de partição de energia se repete a cada nova transição entre rochas, até que a energia da onda propagada se disperse e não mais retorne à superfície.

Os meios em que as ondas percorrem são classificados como homogêneos ou heterogêneos e isotrópicos ou anisotrópicos. Um meio dito homogêneo tem a mesma velocidade de propagação da onda na mesma direção, entretanto no meio heterogêneo a velocidade varia na mesma direção.

Já os meios isotrópicos consideram que as propriedades físicas do meio são iguais em qualquer direção em que forem medidas. Anisotropia é um termo

que denota a variação das propriedades físicas dependendo da direção em que elas são medidas. A anisotropia sísmica pode ser evidenciada pela variação da velocidade sísmica na direção em que ela é medida (Sherrif & Geldart, 1995).

Neste trabalho foi estudada somente a propagação da onda P. Os sismogramas de referência foram gerados a partir da propagação de ondas P num meio homogêneo, isotrópico e com camadas horizontais.

2.2. Sismograma

No processo de aquisição sísmica, as ondas ao retornarem da subsuperfície são capturadas por receptores que transformam a vibração do solo, sinal sísmico, em sinal elétrico. Esses sinais são armazenados e formarão um sismograma.

O sismograma pode ser definido como uma matriz em que as colunas são os índices dos receptores, as linhas, os índices dos instantes de tempo, e em seu conteúdo são armazenadas as amplitudes das ondas capturadas.

A Tabela 1 mostra um exemplo de sismograma obtido a partir de uma fonte, 4 receptores (rec_1 , rec_2 , rec_3 , rec_4) e 6 instantes de tempo (tt_1 , tt_2 , tt_3 , tt_4 , tt_5 , tt_6) em segundos. As amplitudes das ondas capturadas em cada receptor rec_j no instante de tempo tt_i formam o conteúdo deste sismograma.

Para calcular o tempo de trânsito correspondente a uma determinada onda lida, representada pela sua amplitude no sismograma, deve-se selecionar o índice da linha na matriz referente ao dado e multiplicar pelo intervalo de amostragem.

		Receptor			
		rec_1	rec_2	rec_3	rec_4
Tempo de Trânsito	tt_1	0.06	0	0	0
	tt_2	0.08	0.05	0	0
	tt_3	0.07	0.07	0.04	0
	tt_4	0	0.04	0.06	0.04
	tt_5	0	0	0.04	0.05
	tt_6	0	0	0	0.03

Tabela 1 – Exemplo de um sismograma contendo as amplitudes lidas nos receptores em cada instante de tempo. No tempo tt_1 o receptor rec_1 está iniciando a leitura de uma onda e a amplitude lida neste tempo é 0.06. Nenhuma onda está retornando para os demais receptores no instante de tempo tt_1 .

A Figura 4 mostra o sismograma da Tabela 1 representado graficamente. O eixo X corresponde ao afastamento (medida de distância entre a fonte e cada receptor). Esse eixo, neste exemplo, é iniciado com o valor zero e termina com o valor da distância entre a fonte e o último receptor, pois os receptores foram colocados apenas de um dos lados da fonte. Já, o eixo Y corresponde ao tempo das leituras dos receptores. É iniciado com um tempo de referência, neste exemplo o valor é zero, e termina com o tempo máximo de aquisição de dados.

Cada linha vertical da Figura 4 corresponde às leituras feitas por um receptor, que no sismograma pode ser relacionado a uma coluna da matriz. Esse conjunto de dados é denominado de traço sísmico.

Nesta mesma figura pode ser identificado um evento sísmico que corresponde às amplitudes das ondas lidas pelos receptores, sendo que essas ondas foram refletidas numa mesma interface, trazendo informações de uma mesma camada de rocha. Para selecionar um evento sísmico com os afastamentos, deve ser traçada uma curva aproximada a uma semi-hipérbole que se ajuste a amplitude máxima de cada traço sísmico.

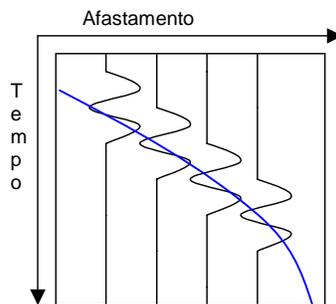


Figura 4 – Representação gráfica de um sismograma composto por 4 traços sísmicos e 1 evento sísmico. O evento corresponde à curva semelhante a uma semi-hipérbole representada pela linha azul.

2.3.

Ponto Médio Comum (CMP – Common-midpoint)

Nos primeiros levantamentos de dados sísmicos para cada ponto de reflexão da onda na interface era feita apenas uma única leitura (Sherrif & Geldart, 1995). Um único tiro – emissão de ondas por uma fonte – era dado, os receptores armazenavam as amplitudes das ondas refletidas e a interpretação sísmica era realizada a partir desses dados, como pode ser visto na Figura 5.

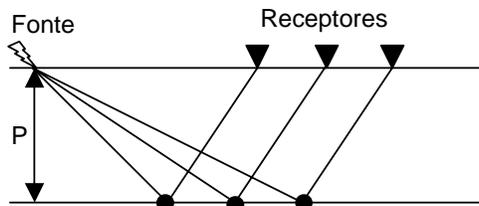


Figura 5 – Aquisição de dados sísmicos considerando uma fonte e vários receptores - uma única leitura para cada ponto de reflexão na interface.

Em meados de 1960, passou-se a realizar várias leituras de um mesmo ponto na interface a partir de vários tiros. Para obter o CMP a posição da fonte precisa ser alterada a cada tiro. Tornou-se necessário ler o mesmo ponto várias vezes para melhorar a relação sinal-ruído e ter uma melhor amostragem na obtenção de parâmetros.

A Figura 6 mostra um exemplo de traços em CMP (*common midpoint*) e também conhecido como CDP (*common depth point*). O CMP, ponto médio comum, é formado pelo agrupamento dos traços obtidos, considerando o par fonte-receptor, a partir do mesmo ponto de profundidade P na subsuperfície (Sherrif & Geldart, 1995). O ponto M representa a metade da distância entre a fonte e o receptor. Para camadas horizontais o CMP é igual ao CDP.

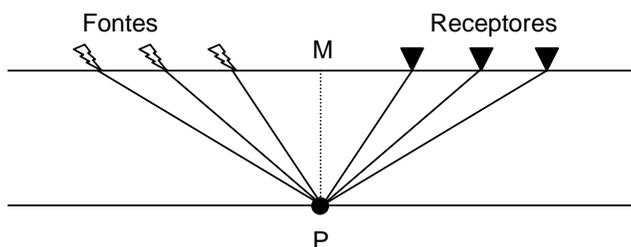


Figura 6 – Aquisição de dados sísmicos considerando várias fontes e vários receptores - várias leituras para um mesmo ponto de reflexão na interface.

É possível dizer que os pontos lidos uma única vez podem ser considerados iguais ao CMP para este trabalho, dado que serão consideradas somente camadas horizontais.

2.4. Velocidades Sísmicas

A velocidade de propagação da onda compressional é uma propriedade física fundamental das rochas que é determinada pela densidade das rochas e pelos módulos elásticos.

As velocidades sísmicas mais conhecidas são: velocidade intervalar (V_i), velocidade média (V_{bar}), velocidade *normal moveout* (V_{nmo}) e velocidade *root-mean-square* (V_{rms}) (Sherrif & Geldart, 1995).

A velocidade intervalar é a média de um intervalo de uma determinada profundidade para uma camada. Para uma camada homogênea e isotrópica, tem-se que a velocidade intervalar é a velocidade da camada.

A velocidade média é a obtida calculando-se a média de todas as velocidades das camadas a partir da superfície até uma determinada profundidade (Figura 7).

LAYER 1	V_1	Δh_1	Δt_1
LAYER 2	V_2	Δh_2	Δt_2
:	:	:	:
:	:	:	:
:	:	:	:
LAYER n	V_n	Δh_n	Δt_n

Figura 7 – Velocidade média das camadas.

A velocidade *normal moveout* é o parâmetro que descreve a linha da reflexão sísmica armazenada para diferentes distâncias de *offset* (distância entre a fonte e o receptor). Uma vez que a velocidade NMO é estimada, os tempos de viagem podem ser corrigidos para remover a influência do *offset* (Yilmaz, 2001) como pode ser visto na Figura 8.

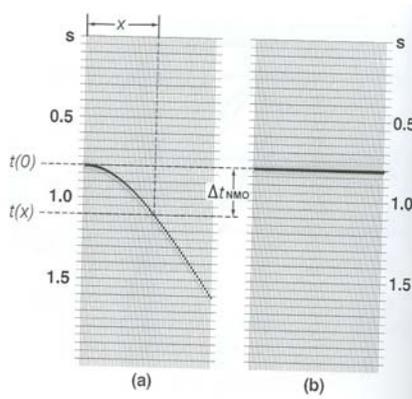


Figura 8 – Velocidade nmo. A figura (a) mostra o evento sísmico antes da correção. A figura (b) mostra o evento sísmico corrigido com o termo Δt_{NMO} (extraído de Yilmaz, 2001).

A velocidade *root-mean-square* se refere a uma trajetória que a onda percorreu e representa a velocidade combinada de todas as camadas que a onda atravessou como mostra a Figura 9. Podemos dizer que a V_{rms} é a média quadrática das velocidades intervalares das camadas que a onda percorreu, portanto de posse da V_{rms} é possível obter a velocidade intervalar para cada camada.

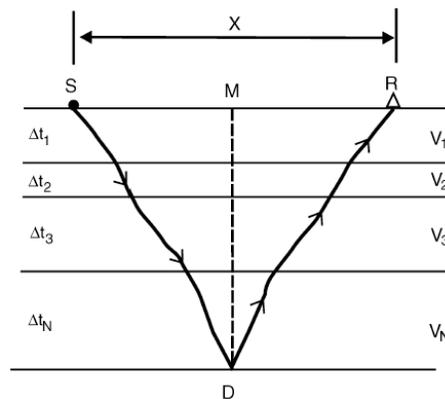


Figura 9 – Para a camada N é calculada a velocidade rms, considerando que a reflexão da onda recebida pelo receptor R foi no ponto D desta camada.

2.5. Aquisição Sísmica Sintética

Para se obter um sismograma sintético a partir de uma modelagem sísmica é preciso definir, inicialmente, a geometria de aquisição de dados. Neste sistema devem ser estabelecidas: a quantidade de receptores, a distância entre a fonte e o primeiro receptor e a distância entre os demais receptores. A

distância entre a fonte e o primeiro receptor é conhecida como afastamento mínimo (*offset mínimo*). Os demais receptores são posicionados, normalmente, em linha a uma mesma distância entre si a partir do primeiro receptor. A distância entre cada receptor e a fonte é conhecido como afastamento (*offset*).

Os receptores fazem leituras simultâneas e com um intervalo de tempo dt , ou seja, a cada tempo t os receptores verificam se existe algum sinal retornando a subsuperfície. Este intervalo de tempo dt é conhecido como intervalo de amostragem e deve ser definido antes de iniciar a aquisição sísmica sintética, sendo também, necessário estabelecer o tempo máximo de aquisição de dados.

A aquisição é projetada de forma que um mesmo ponto médio seja amostrado várias vezes.

Após definir a geometria de aquisição, a sísmica de reflexão é simulada para gerar sismogramas sintéticos. Essa modelagem é uma importante ferramenta utilizada na pesquisa de metodologias de análise de velocidade (Sherrif & Geldart, 1995).

Várias equações têm sido desenvolvidas com o objetivo de modelar matematicamente o comportamento de uma subsuperfície num processo de aquisição sísmica.

A equação de Dix (1995) calcula os tempos de trânsito a partir da velocidade rms , considerando que as camadas são horizontais e que o número de camadas é conhecido. Segundo Dix (1995) a Eq.(2) calcula a velocidade rms para uma determinada camada e é dada por,

$$V_{rms}^2 = \frac{\sum_{j=1}^n V_i^2 t_{0j}}{\sum_{j=1}^n t_{0j}}, \quad \text{Eq.(2)}$$

onde V_i é a velocidade intervalar e t_0 é o tempo de trânsito para afastamento zero para a camada j .

O tempo de trânsito para afastamento zero (t_0) é também conhecido como tempo para incidência normal. Este atributo sísmico indica o tempo que uma onda levaria para atravessar uma camada j – considerando que a propagação da onda é na vertical – e retornar a um receptor localizado na mesma posição que a fonte (afastamento zero). É dado por,

$$t_0 = \frac{2e}{V_i}, \quad \text{Eq.(3)}$$

onde e é a espessura da camada j e V_j é a velocidade intervalar para a mesma camada.

Por fim, os tempos de trânsito são gerados a partir de uma equação que utiliza a formulação hiperbólica dada por,

$$t^2 = \frac{x^2}{V_{rms}^2} + t_0^2, \quad \text{Eq.(4)}$$

onde t é o tempo de trânsito para qualquer afastamento x , t_0 o tempo de trânsito para afastamento zero (fonte e receptor localizados em posições idênticas) e V_{rms} a velocidade *root mean square*.

Com a Eq.(4) é gerado um único valor de tempo de trânsito para cada onda capturada pelo receptor. Além disso, não é possível gerar as amplitudes das ondas recebidas a partir dessa equação, já que esta é uma abordagem cinemática. Para gerar as amplitudes é preciso aplicar métodos mais avançados de modelagem sísmica que podem ser encontrados em simuladores como o *crewes* e o *anray* descritos a seguir.

2.5.1. ANRAY

O *anray* (Anray, 2002) foi criado a partir do consórcio SW3-D (abreviação do inglês *Seismic Waves in complex 3-D structures*) e seu nome é uma abreviação do termo em inglês *anisotropic ray* (raio anisotrópico). Seu objetivo neste trabalho é gerar sismogramas simulados a partir de uma modelagem de aquisição.

O aplicativo utiliza o método de traçado de raio, simula isotropia e anisotropia, além de incluir efeitos de heterogeneidade para a geração de dados na forma de tempos de trânsitos e amplitudes sísmicas.

Para gerar dados sísmicos sintéticos com esse simulador é preciso definir um modelo da subsuperfície, indicando o número de camadas desse modelo, com os seguintes parâmetros: velocidade intervalar, espessura e densidade para cada camada. Além disso, é preciso informar a geometria de aquisição.

2.5.2. CREWES

O *crewes* (Crewes, 2005) foi criado a partir do consórcio *Consortium for Research in Elastic Wave Exploration Seismology*. Uma de suas atividades é gerar sismogramas sintéticos através do método de diferenças finitas. É preciso

informar o modelo da subsuperfície com os parâmetros físicos das rochas e definir a geometria de aquisição. Seu método possui a desvantagem de gerar dados ruidosos indesejáveis no sismograma.

2.6. Inversão Sísmica

O problema inverso pode ser descrito como a teoria matemática que procura obter informações de um sistema físico parametrizado a partir de dados observáveis, de relações teóricas entre os parâmetros não observáveis do sistema e os dados observáveis e das informações *a priori* sobre os parâmetros não observáveis do sistema. A literatura oferece uma série de métodos para a solução de problemas inversos (Tarantola, 1987).

O objetivo principal da inversão de parâmetros na sísmica é a partir dos atributos sísmicos quantificar com o máximo de exatidão possível parâmetros físicos das rochas como velocidade, porosidade, densidade e outras propriedades (Tarantola, 1987).

A partir de um sismograma é possível se obter, com o uso de um método de inversão, as propriedades do meio e outros atributos sísmicos.

Num segundo momento, uma vez que as velocidades da onda P e S são deduzidas e conhecendo a densidade do material, podem ser calculadas as distintas constantes elásticas dos materiais, tais como Coeficiente de Poisson, Módulo de Young, também através de métodos de inversão. Essas constantes elásticas relacionam a magnitude da deformação do corpo em resposta a um esforço aplicado e são de suma importância já que proporcionam informações referentes à resistência das rochas. Estas constantes elásticas permitem prever o comportamento mecânico das camadas rochosas e podem alimentar modelos de predição matemáticos que permitem conhecer o comportamento das estruturas das rochas.

Neste trabalho é proposto um método de inversão através de Algoritmos Genéticos com o objetivo de obter a velocidade de propagação da onda P, entre outros parâmetros, a partir de um sismograma de referência.