

2

Métodos e Técnicas Sísmicas e de Estimação de Parâmetros

2.1.

Métodos e Técnicas de Sísmica de Reflexão

A descrição da propagação de ondas sísmicas através de meios heterogêneos (característica freqüente do subsolo) é extremamente complexa, por isso, para se obterem equações que descrevam essa propagação aproximadamente é necessário admitir condições simplificadoras. Uma delas consiste em assumir que o meio heterogêneo pode ser convenientemente modelado por uma sucessão de camadas paralelas, no interior das quais se podem assumir condições de homogeneidade. Uma escolha conveniente da espessura, densidade e propriedades elásticas de cada camada permite fazer uma aproximação realista das condições naturais. Contudo, a mais importante (aproximação) consiste em admitir que a perturbação sísmica se propague através de um deslocamento elástico do meio. Apesar disso não ser verdadeiro nas imediações da fonte sísmica (onde as partículas são deslocadas permanentemente em relação à posição das suas vizinhas - senão não haveria ruptura - a partir de uma dada distância desta é muito razoável admitir que a amplitude da perturbação diminua a um nível para o qual o meio apenas se deforme elasticamente, permitindo a passagem da onda sísmica. Veja-se agora o que sucede quando a energia sísmica é libertada a partir de um ponto P pertencente a um meio homogêneo, localizado próximo da sua superfície (ver Figura 1). Nestas circunstâncias, parte da energia propaga-se através do meio sob a forma de ondas que se designam por ondas volúmicas (Miranda, 2008), e a parte restante da energia se desloca ao longo da superfície sob a forma de ondas que se designam por ondas superficiais. Uma analogia apropriada para descrever este último tipo de ondas é o das pequenas ondas que são geradas e propagadas na superfície livre da água em repouso quando nela se atira, por exemplo, uma pedra.

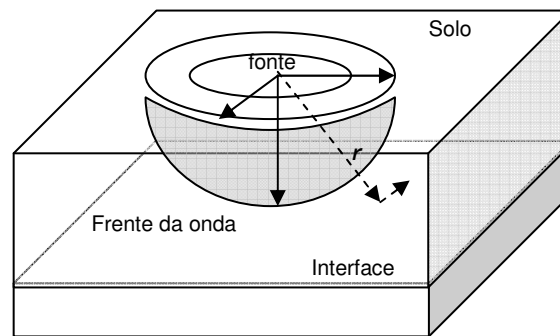


Figura 1 - Propagação de uma onda sísmica a partir de uma fonte pontual num meio homogêneo. A onda se propaga como onda de corpo no volume do meio e como uma onda superficial em sua superfície livre.

As ondas volúmicas, são como qualquer outro tipo de ondas que se propagam através de um espaço tri-dimensional e cuja fonte pode ser considerada como uma fonte pontual. A amplitude das ondas sísmicas decresce com o inverso da distância r à fonte, para pontos afastados. Além disso, a superfície definida como aquela em que todos os pontos se encontram no mesmo estado de vibração, i.e. estão em fase, designa-se por frente de onda. Para pequenas distâncias à fonte, a frente de onda tem uma forma esférica. Contudo, com o aumento da distância r a frente de onda torna-se progressivamente mais plana, de tal modo que, para grandes distâncias, se pode fazer a aproximação da dita onda como uma onda plana. Por analogia ao caso da óptica, a direção perpendicular à frente de onda (em um meio isotrópico e homogêneo) se denomina raio sísmico. A aproximação da onda plana permite a utilização de um sistema de coordenadas Cartesiano e ortogonal para descrever o movimento harmônico no plano da frente de onda, o que constitui uma simplificação bastante conveniente. No entanto, mesmo com esta aproximação, a descrição matemática dos movimentos tridimensionais no meio elástico é bastante complexa. Nesta seção se faz apenas uma descrição, mas que permite compreender a propagação das ondas volúmicas. (Miranda et al., 2008)

A direção de propagação chama-se raio, *ray vector* ou *raypath*. Uma fonte causa movimentação em todas as direções e onde ocorrem as primeiras perturbações forma-se uma concha esférica ou frente de onda em material uniforme. Há duas classes principais de ondas sísmicas: as ondas de corpo ou *body waves*, que atravessam materiais volumétricos, e as ondas de superfície que se propagam apenas na proximidade ou na interface entre dois meios com propriedades sísmicas distintas.

Ondas de Corpo (*Body waves*):

(a) As mais velozes de todas as ondas sísmicas são as ondas compressivas ou primárias (ondas P). A movimentação de partículas das ondas P ocorre por dilatação e compressão ao longo da direção de propagação. As ondas P propagam-se em qualquer meio, à exceção do vácuo. As ondas aéreas ou ruídos em gases, inclusive na atmosfera, são ondas P. As ondas compressivas em fluidos, como a água e o ar, são comumente chamadas ondas acústicas.

(b) Um segundo tipo de onda cuja velocidade é imediatamente inferior àquelas supracitadas, são as ondas secundárias ou transversais, também denominadas cisalhantes S. As ondas S se propagam com velocidades ligeiramente menores que as ondas P em sólidos. Nas ondas S, a movimentação das partículas é perpendicular à direção de propagação, como o movimento conhecido de uma corda à medida que o deslocamento se torna mais rápido na direção do seu comprimento. Estas ondas transversais podem apenas transitar por materiais que possuam a propriedade de intensidade de cisalhamento (*shear strength*). As ondas S não se propagam em líquidos nem em gases, uma vez que estes meios não têm tal propriedade.

(c) As ondas transversais (S) podem ser geradas por uma fonte de tração ou pela conversão de ondas P onde há mudança de meio. O deslocamento principal de partículas é vertical para as ondas SV quando se propagam por um plano horizontal. O deslocamento de partículas é horizontal para as ondas SH quando se propagam num plano vertical. As ondas SH são freqüentemente geradas para medir a refração de ondas S em sítios de obras de engenharia.

(d) As ondas de corpo (*body waves*) elásticas passando por um meio homogêneo e isotrópico têm equações de movimento bem definidas. A maioria dos textos geofísicos, entre eles Grant & West (1965), incluem equações de potencial de deslocamento e de ondas. Usando tais equações, as velocidades de propagação podem ser calculadas para cada caso. Levantamentos de campo permitem obter facilmente (especificamente camadas superficiais) as velocidades de propagação, V_p e V_s , sendo estas velocidades medidas em unidades de comprimento por unidade de tempo, usualmente metros por segundo (m/s). Se forem conhecidas as velocidades V_p e V_s de um meio isotrópico e homogêneo, podem-se determinar suas propriedades geotécnicas ou constantes elásticas como o módulo elástico ou de Young (E), o módulo de cisalhamento (μ), a densidade (ρ) ou a razão de Poisson (σ). As unidades destas medidas são: módulos em pressão, comumente em Pascal (Pa), densidade em

massa por volume, gramas por metro cúbico ($\text{g/m}^3 = 10^{-6} \text{ Mg/m}^3$) e σ , é adimensional. A manipulação das equações de Grant & West (1965) resulta nas equações abaixo:

$$\sigma = \frac{(V_p/V_s)^2 - 2}{2((V_p/V_s)^2 - 1)}, \quad \text{Eq.(1)}$$

$$E = \frac{\rho V_p^2 (1 - 2\sigma)(1 + \sigma)}{(1 - \sigma)}, \quad \text{Eq.(2)}$$

$$\mu = \frac{E}{2(1 + \sigma)}, \quad \text{Eq.(3)}$$

$$\rho = \frac{\mu}{V_s^2}. \quad \text{Eq.(4)}$$

Notar que estas equações não são independentes. O conhecimento das duas velocidades permite determinar apenas duas incógnitas das três seguintes: ρ , σ ou E . O módulo de cisalhamento depende dos dois outros valores. A razão de Poisson deve estar entre 0,0 e um valor menor que 0,5 a partir das Eq.(1) e Eq.(2). Para unidades em superfície, ρ pode ser determinada a partir de amostras ou de perfis de furos de sonda. Estimativas podem ser obtidas para σ conforme o tipo de material. As Eqs.(1), (2), (3) e.(4) podem ser comparadas aos valores aproximados a partir de uma avaliação (Fonseca, 2002).

2.1.1. Sísmica de Reflexão

Uma onda ao se encontrar com uma interface, durante seu percurso, tem uma parte refletida e outra refratada. 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 da chegada se armazenam para estudos futuros.

Uma parte da energia sísmica que atinge uma interface entre dois materiais diferentes é refletida a partir desta. A razão entre a energia refletida e a energia incidente é chamada coeficiente de reflexão. O coeficiente de reflexão é definido pelas densidades e velocidades sísmicas entre dois materiais como:

$$R = \frac{(\rho_2 V_{p2} - \rho_1 V_{p1})}{(\rho_2 V_{p2} + \rho_1 V_{p1})}, \quad \text{Eq.(5)}$$

onde R é o coeficiente de Reflexão, ρ_1 , ρ_2 são as densidades da primeira e da segunda camada respectivamente, V_{p1} e V_{p2} são as velocidades da primeira e da segunda. (Fonseca, 2002)

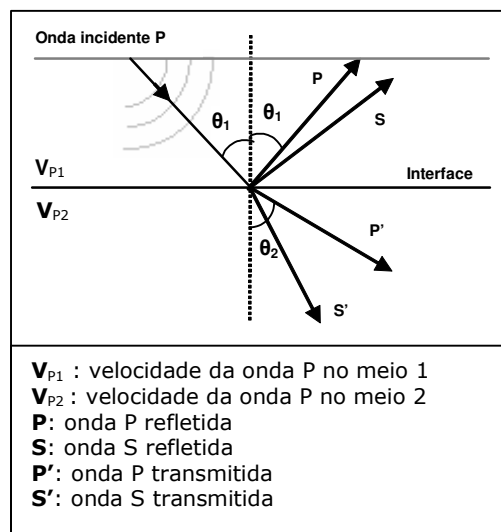


Figura 2 – Esquema de partição de energia sísmica. Geração de ondas P e S refletidas e transmitidas a partir de uma onda P incidente numa interface plana.

A Figura 2 mostra a propagação de uma onda. 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 transição a energia da onda P refletida e da onda P transmitida (ou refratada) pode gerar uma onda S, conhecida como onda convertida P-S.

Existem normalmente várias camadas sob a superfície da terra que proporcionam reflexões em sismogramas. Portanto, dados de reflexões sísmicas são mais complexos do que dados de refração, porque são estas últimas chegadas que fornecem informações sobre as camadas mais profundas. Nas partes finais dos registros a relação sinal ruído é menor, o que faz com que as reflexões sejam difíceis de serem separadas a partir do registro não processado.

Nota-se que a Figura 3 indica (para meios homogêneos de camadas horizontais) que a cobertura do subsolo é exatamente a metade da distância do arranjo dos receptores (geofones) em superfície. O intervalo de amostragem de subsuperfície é a metade da distância entre os geofones na superfície.

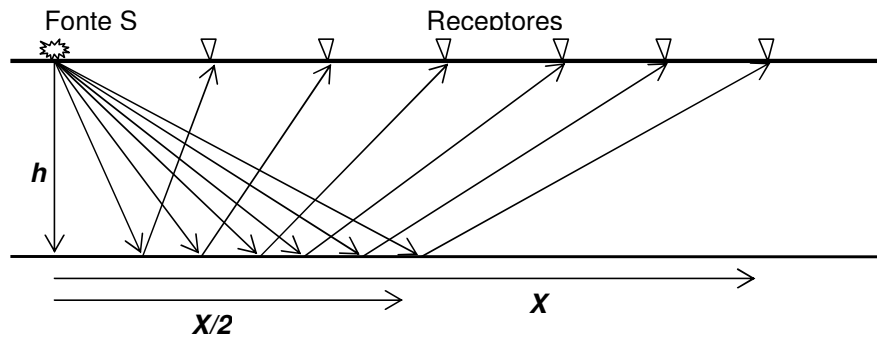


Figura 3 – Quando uma onda é gerada por uma fonte na superfície é refletida nas interfaces entre camadas. A distância de cobertura de geofones na interface de camadas é menor do que a metade da distância de distribuição dos receptores.

Outra característica importante da obtenção moderna de dados é dada pela forma de obter os tempos de trânsito das ondas sísmicas: se acontecerem disparos múltiplos a diferentes distâncias igual ao número de receptores para um mesmo ponto de reflexão na interface entre duas camadas, então os tempos de trânsito das trajetórias são diferentes. Este atraso em relação ao tempo que levaria para percorrer a distância h é chamado de *Normal Moveout* (NMO). A correção que elimina os retardos, para poder somar os sinais sísmicos, é chamada de correção NMO. Este critério é estendido a outros tipos de configuração de fonte–receptor, onde se assume camadas horizontais com a mesma espessura h , como apresentado na Figura 3.

2.1.2. Equações de Modelos Sísmicos de Reflexão

Para caracterizar os meios a partir de informações sísmicas, os trabalhos de pesquisa estão baseados nos estudos das velocidades das ondas sísmicas e principalmente da onda P ou ondas derivadas desta.

Considere-se um meio horizontal simples com anisotropia fraca e simetria arbitrária (triclínico). Mensch & Rasolofosaon (1997) usaram uma perturbação aproximada de primeira ordem para o tensor elástico anisotrópico do meio. O meio de referência é isotrópico e quando é alterado se gera um meio anisotrópico. Mensch & Rasolofosaon (1997) mostraram que a fase aproximada da velocidade da onda P pode ser relacionada com a seguinte expressão:

$$V^{(P)}(\theta, \lambda) = V_v \left[1 + \sum_i T_i^{(P)}(\theta, \lambda) \alpha_i^{(P)} \right], \quad \text{Eq.(6)}$$

Onde cada termo do somatório é um produto de $T_i^{(P)}$ que é função trigonométrica do ângulo de incidência (θ), do azimute (λ) e o fator de pesos $\alpha_i^{(P)}$, que é função do parâmetro de perturbação elástica. O conjunto de coeficientes de $\alpha_i^{(P)}$ é classificado de acordo com o meio considerado, e quatro deles são analisados nas referências bibliográficas: Triclínico, Monoclínico, Ortorrômbico e transversalmente isotrópico. (Bazelaire et al., 2000)

Mensch & Rasolofosaon (1997), também estabeleceram que para um meio de anisotropia fraca, a velocidade de onda P para uma orientação arbitrária da unidade do raio vetor $n_{(\theta,\lambda)}$ é dada, também, pela Eq.(6). Também a expressão da velocidade pode ser usada para obter o tempo de trânsito da onda P no meio considerado em função do offset x e do azimute λ :

$$t(x, \lambda) = \frac{2 \left(\sqrt{\left(\frac{x}{2}\right)^2 + \left(\frac{V_v t_o}{2}\right)^2} \right)}{V_v \left(1 + \sum_i T_i^{(P)}(\theta, \lambda) \alpha_i^{(P)}\right)}. \quad \text{Eq.(7)}$$

A equação (7) é chamada *de equação de exata*, e contém até 10 parâmetros geofísicos como valores não conhecidos entre eles V_v e t_o .

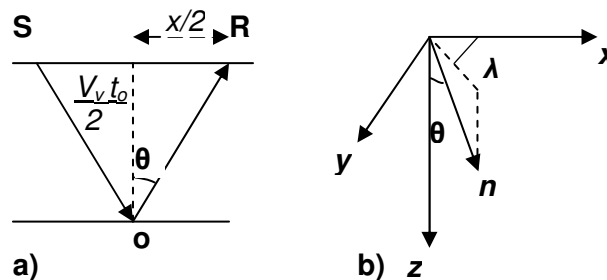


Figura 4 - (a) Caminho do raio refletido na interface da camada horizontal. (b) Eixo de Sistema de coordenadas onde n é o vetor unitário da propagação com inclinação θ e azimute λ .

Usando a geometria ótica na Figura 4 pode-se calcular o tempo que a onda P viaja desde a fonte pontual S até um receptor, refletindo-se no ponto O na interface paralela à superfície.

Na teoria se considera uma camada isotrópica, horizontal e homogênea, onde o tempo de trânsito da onda refletida P é dado pela equação conhecida como NMO (feição hiperbólica) mostrada na Eq.(8).

$$t(x) = \sqrt{t_o^2 + \left(\frac{x}{V_1}\right)^2}, \quad \text{Eq.(8)}$$

onde $t(x)$ é o tempo estimado do evento sísmico, t_o é o tempo de trânsito deslocamento zero (*zero-offset*), x é a posição do receptor e V_1 é a velocidade do meio. A curva de tempo-distância é uma hipérbole. (Bazelaire et al., 2000)

Há algumas equações aproximadas e menos complexas, desenvolvidas para representar os efeitos dos diferentes tipos de anisotropia.

Alkhalifah & Tsvankin (1995) propõe um modelo para a propagação de ondas elásticas em meios com Isotropia Transversa Vertical, ou mais conhecida como anisotropia VTI. Segundo eles, os eventos relativos a este tipo de meio podem ser aproximados por uma parcela hiperbólica, (em que tudo se passa como em um meio isotrópico) e outra não hiperbólica. O modelo é representado pela equação a seguir:

$$t(x)^2 = t_o^2 + \frac{x^2}{V_{rms}^2} - \frac{2\eta x^4}{V_{rms}^2 (t_o^2 V_{rms}^2 + (1+2\eta)x^2)}, \quad \text{Eq.(9)}$$

onde V_{rms} é a velocidade média quadrática na direção vertical, η é um parâmetro que mede o grau de anisotropia do meio.

Pode-se perceber que a Eq.(9) é de pseudo-quarto grau, em que o terceiro termo é o não hiperbólico, e que, para $\eta = 0$, se anula o termo não hiperbólico obtendo-se um meio isotrópico. Diversos estudos comprovam em determinadas situações que, caso não seja levada em conta a anisotropia VTI na análise de velocidades e conseqüentemente na correção pré-estaqueamento, os resultados finais da interpretação sísmica podem ficar bastante prejudicados (Silva, 2006).

O parâmetro η é função dos parâmetros de Thomsen ε e δ , indicadores clássicos de anisotropia e para meios VTI, η pode ser calculado por Eq.(10).

$$\eta = \frac{\varepsilon - \delta}{1 + 2\delta}, \quad \text{Eq.(10)}$$

A seguir se explica brevemente o significado do tempo de deslocamento zero e a velocidade V_{rms} para uma camada representativa de um conjunto de camadas. Na seção onde se detalha o método sísmico proposto, se induzem as equações para múltiplas camadas.

Supondo N camadas isotrópicas e horizontais, com espessuras h_i e velocidades intervalares V_i , então o tempo de deslocamento zero ou tempo mais curto da fonte à interface da camada N é calculado com a Eq.(11):

$$t_{oN} = \sum_{i=1}^N t_{oi} = \frac{2h_1}{V_1} + \frac{2h_2}{V_2} + \dots + \frac{2h_N}{V_N}, \quad \text{Eq.(11)}$$

onde t_{oi} é o tempo de deslocamento zero para a camada i .

Uma forma de calcular a velocidade representativa é a média ponderada das velocidades das camadas envolvidas usando os tempos de deslocamento zero (*offset zero*), isto é:

$$V_{Media} = \frac{\sum_{i=1}^N V_i t_{oi}}{\sum_{i=1}^N t_{oi}}, \quad \text{Eq.(12)}$$

A velocidade raiz média quadrática, V_{rms} , pode ser calculada usando-se (13), que é função das velocidades das camadas e dos tempos de deslocamento zero de cada camada acima da interface analisada. Alguns trabalhos de pesquisa usam parâmetros representativos como a velocidade média ponderada mostrada em (12), porém a V_{rms} mais usada é:

$$V_{rms}^2 = \frac{\sum_{i=1}^N V_i^2 t_{oi}}{\sum_{i=1}^N t_{oi}}, \quad \text{Eq.(13)}$$

onde a V_{rms} e a $V_{Média}$ dependem do tipo de meio (representam o mesmo valor em qualquer direção só para meios homogêneos e isotrópicos), N é o número de camadas consideradas, V_i é velocidade intervalar ou do Meio ' i ', t_{oi} é o tempo de deslocamento zero para a camada ' i '.

Usa-se V_{rms} , ao invés da velocidade do meio (V_i), dado que a onda viaja através de diferentes meios até chegar ao receptor. Portanto, o conjunto de camadas que são atravessadas pela onda pode ser representado por uma única camada com velocidade igual à raiz quadrática média das velocidades de todas as camadas.

2.1.3. Preprocessamento de Sinais Sísmicos

No início dos trabalhos de campo se faz análise e testes com a finalidade de diminuir as perturbações e dados errados.

A Análise de Ruído (*Walkway noise test*) possibilita a visualização de interferências no sismograma, e também auxilia no ajuste das distâncias entre fontes e geofones. Determina a relação de onda refratada, refletida, onda aérea e vibração da superfície (ver Figura 5).

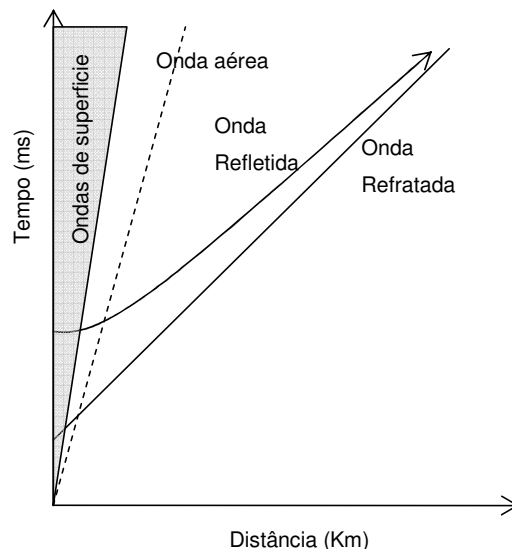


Figura 5 - Curvas traçadas com as frentes das ondas para a análise do ruído.

O afastamento constante (Common Offset), entre a fonte e os geofones é um arranjo que se repete ao longo do perfil escolhido de maneira a formar uma seção sísmica dos refletores em estudo. Nesta técnica, a cobertura no subsolo é igual à cobertura da linha de geofones na superfície. O processamento é mais simples, não há necessidade de corrigir o NMO, porém deve-se tomar o cuidado com alinhamentos formados por outros eventos, como onda direta e onda refratada.

O arranjo de ponto médio comum (*CMP - common mid point*) é o mais utilizado, pois propicia um aumento na relação sinal / ruído com relação às ondas refletidas. Consiste em amostrar diversas vezes um ponto em subsuperfície com offsets diferentes, e depois de fazer a correção do NMO, somam-se (*stack*) os traços aumentando-se a amplitude das ondas refletidas.

A correção estática consiste em reduzir os traços do sismograma um mesmo datum (definição geométrica para determinar um sistema de referência para o cálculo de coordenadas de pontos na superfície da Terra), eliminando desta maneira deslocamento dos picos de reflexão causados por irregularidades topográficas ou mudanças abruptas na camada superficial de baixa velocidade.

A correção dinâmica (correção do NMO), consiste em colocar todos os traços de um sismograma com *offset* igual a zero, isto é, com afastamento nulo entre fonte e geofones. Desta maneira os picos refletidos perderão a feição hiperbólica e se alinharão. Feita esta correção os traços pertencentes a um mesmo ponto em subsuperfície (para o arranjo *CMP*) podem ser empilhados (somados) aumentando desta maneira a relação sinal ruído. (Dourado, 2001)

2.1.4. Levantamentos Sísmicos

O conjunto de traços sísmicos registrados pelos receptores (ver Figura 6) é conhecido como tiro sísmico (*Common Shot Gather*). Um levantamento sísmico consiste em um conjunto de vários tiros sísmicos realizados em diferentes localizações. Os esquemas de aquisição sísmica são basicamente dois: terrestre e marítimo (Matos, 2004).

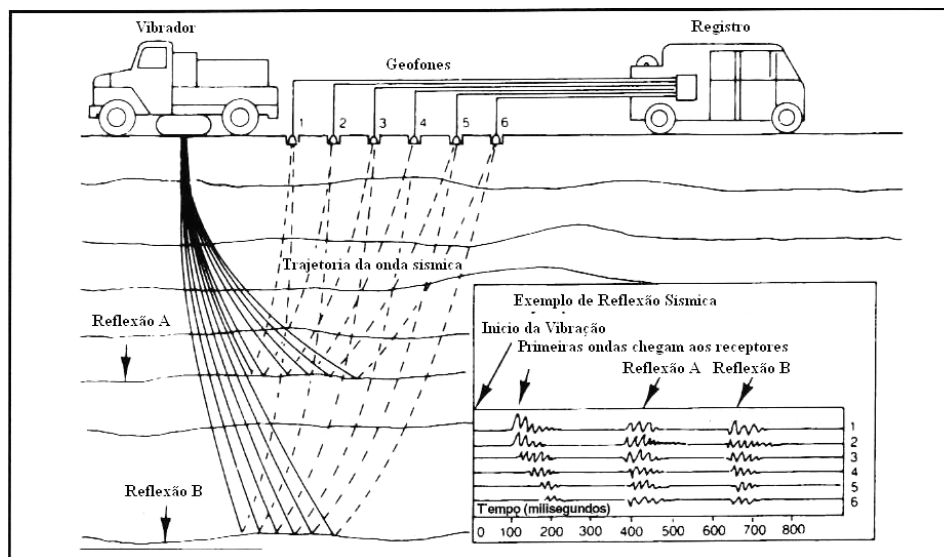


Figura 6 - Esquema básico de aquisição terrestre de dados sísmicos. A distância entre a fonte e o arranjo de geofones pode variar em cada disparo. As ondas são refletidas com maior intensidade quando as características das camadas são marcantes (Cajueiro, 2008).

Na aquisição marítima, os dados já estão sendo processados rotineiramente a bordo dos navios. Os mais modernos operam simultaneamente com pelo menos oito cabos (*streamers*) de vários quilômetros de comprimento e monitorados constantemente através de GPS. Em áreas difíceis estão sendo feitos levantamentos com cabos (*streamers*) de fundo (Onip, 2003).

A perfilagem sísmica contínua baseia-se no princípio da reflexão das ondas acústicas e constitui-se num dos métodos indiretos de investigação rasa de áreas submersas.

O sistema de aquisição de dados é composto basicamente de uma fonte repetitiva de sinais sísmicos (ver Figura 7) com características específicas para atuar na água (*boomers, sparkers, airguns* e etc.) que lidam com espectros de frequência entre 800 e 10.000Hz, um sistema de recepção do sinal sísmico

(hidrofonos), que são rebocados na superfície da água, e um sistema de gravação, processamento e impressão dos dados que é instalado no interior da embarcação (Pereira, 2008).

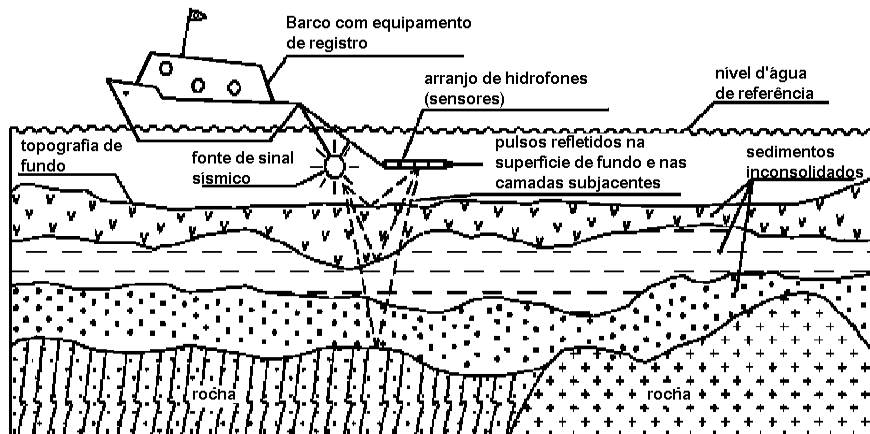


Figura 7 - Esquema básico de aquisição marítima de dados sísmicos. A distância do arranjo de hidrofonos e da fonte é fixa enquanto o conjunto avança com velocidade constante e baixa (Pereira, 2008).

Sísmica Passiva: é uma terminologia que vem sendo aplicada na indústria do petróleo às tecnologias que não utilizam fontes artificiais de energia para a geração de ondas sísmicas. A Sísmica Passiva tem como fonte de energia o ruído sísmico da terra, o qual é composto por ondas sísmicas geradas por movimentações tectônicas, ondas do mar, movimentos das marés, fluxos de fluidos em reservatórios e fraturas resultantes de fraturamento induzido em reservatórios, entre outras fontes. Nesse contexto existem três tecnologias ou frentes de pesquisa sobre o tema: a) a distorção do espectro investiga a distorção provocada nas baixas frequências (<10 Hz) do espectro de amplitude do ruído sísmico da terra em presença de reservatórios de hidrocarboneto. É uma tecnologia voltada para a indicação direta de hidrocarboneto (IDH); b) a interferometria sísmica investiga o aproveitamento de registros sísmicos naturais com o objetivo de obter uma imagem da subsuperfície, redatumação de dados sísmicos e monitoramento de reservatórios; e c) a tomografia investiga a determinação de hipocentros de microssismos com o objetivo de mapear fraturas induzidas e determinar as propriedades físicas do meio (Schmidt, 2007).

2.1.4.1. Duas Dimensões - 2D

Na reflexão sísmica, uma das formas de construir a imagem de uma seção sísmica é diretamente sobre o sismograma (conjunto de sinais sísmicos dos receptores alinhados com correção NMO), as imagens das seções são colocadas lado a lado como um mosaico (ver Figura 8 e 9) para a análise global. 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. Para quantificar seus parâmetros sísmicos se usam técnicas de inversão ou resultados de outros métodos geofísicos como a gravimetria.

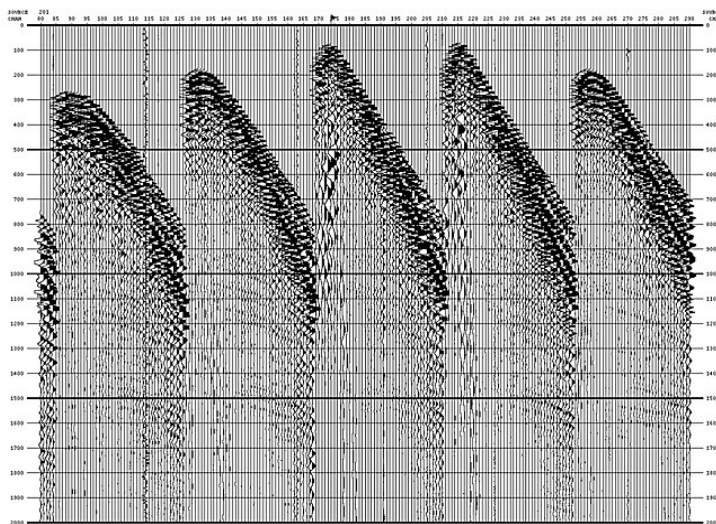


Figura 8 - Conjunto de tiros sísmicos justapostos em uma linha para gerar uma imagem de uma seção sísmica antes do processamento.

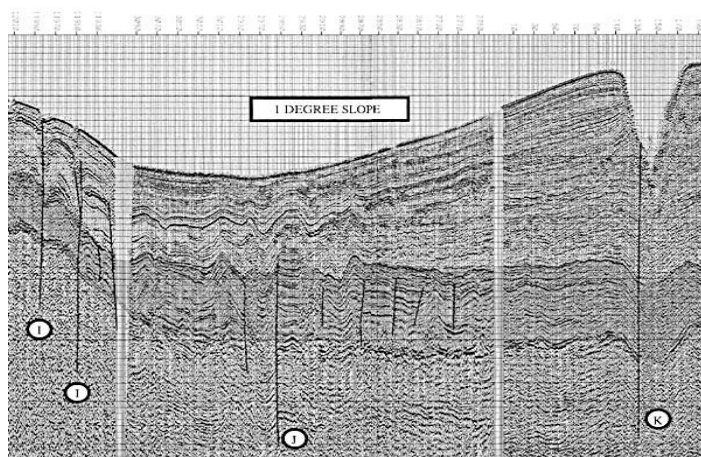


Figura 9 - Imagem de uma seção sísmica depois do processamento dos traços sísmicos (Margrave, 2003).

Os dados da reflexão sísmica também podem ser usados para outro tipo de análise quantitativa da seção sísmica onde a seção é modelada como uma distribuição de camadas (ver Figura 10) com parâmetros sísmicos de equações como as analisadas anteriormente neste capítulo. Construir seções com este método tem a característica de precisar de um especialista para a interpretação dos tempos de trânsito das ondas sísmicas que influenciam na estimação dos valores dos parâmetros sísmicos.

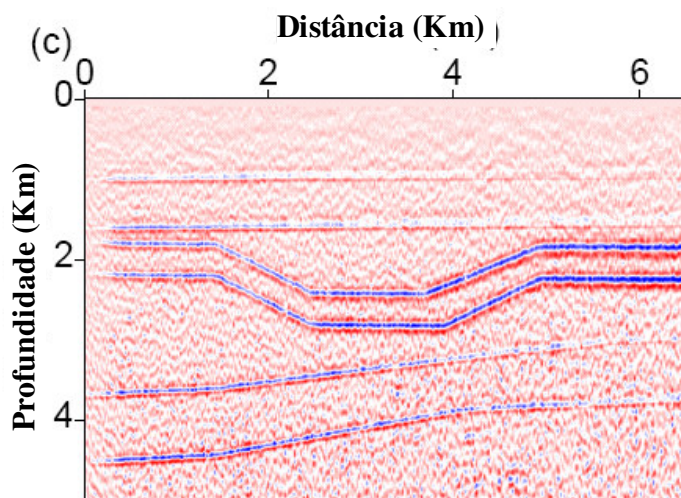


Figura 10 – Imagem de uma seção sísmica representada por camadas. As interfaces são aproximadas com retas (Behera, 2007).

2.1.4.2. Três Dimensões - 3D

Nos últimos anos proliferaram em todas as companhias de petróleo as salas de “visualização imersiva” que permitiram a inspeção e observação de grandes blocos de dados, normalmente 3D, em locais apropriados para acomodar grandes equipes multidisciplinares e gerentes de projetos. Através de novos recursos da informática a visualização 3D de blocos de dados também pode ser obtida em PCs e workstations. Os progressos tecnológicos continuam. A migração dos dados sísmicos pré-empilhamento (*prestack*) já se constitui em meta alcançada, mas, outras metas mais ousadas do processamento continuam sendo perseguidas fundo (Onip, 2003).

Quando a aquisição é realizada através de um conjunto de linhas em paralelo ou uma rede bidimensional de sensores, pode se dizer, que a aquisição é do tipo 3D e o resultado é a obtenção de um cubo sísmico.

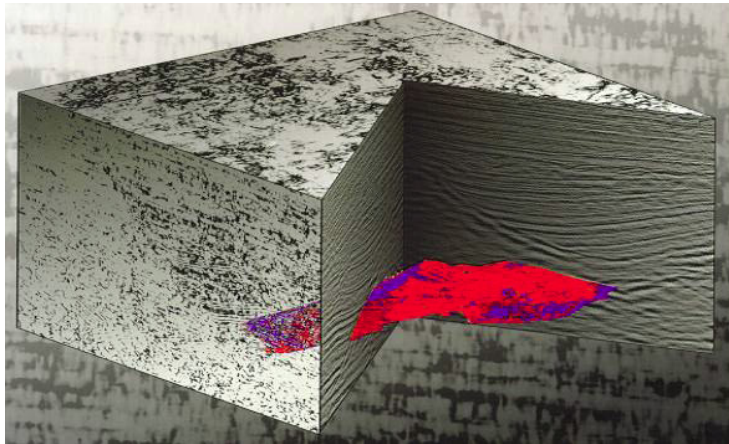


Figura 11 – Cubo Sísmico construído depois do processamento dos traços sísmicos. Pode-se usar para identificar estruturas rochosas específicas (Cajueiro, 2008).

A EXXON Production Research efetuou as primeiras experiências de sísmica 3D, ainda em 1963. Os excelentes resultados obtidos foram divulgados no Congresso Anual da SEG em 1970, assim como na revista *Geophysics* de junho de 1979. As técnicas 3D são hoje utilizadas em todo o mundo tanto na fase de exploração quanto, e principalmente, nas fases de delimitação e desenvolvimento dos campos. As técnicas 3D, apesar dos seus altos custos tornam-se extremamente atrativas por permitirem a redução do número de poços necessários e numa mais eficaz locação destes. Há alguns anos começou o uso de técnicas de 4D (Onip, 2003).

Projetar bons programas sísmicos 3D implica ter o conhecimento da natureza do ruído em dados sísmicos. Uma suposição básica considera o ruído aleatório e limitado. O ruído, como a maioria dos atributos sísmicos, pode ser considerado como uma função de diversas variáveis, incluindo o período do dia, fonte local, receptor local, fonte receptor *offset*, azimuth da fonte-receptor.

Para conseguir levantamentos realmente robustos se precisa de diversidade estatística. Por esse motivo, se fazem análises prévias da densidade dos traços sísmicos em relação ao tamanho da malha formada pelos receptores. A redundância obtida para um determinado alvo, no subsolo, depende muito da interseção de uma linha de registro (ou gravação) e o círculo que define o deslocamento utilizável (entre fonte e receptor) para esse alvo. No caso de anisotrópica leve (silenciosa), o círculo se tornaria um elipsóide (Cooper, 2004). Há quatro casos de cálculo desta interseção. A Figura 12 apresenta as equações utilizadas para cada caso, para calcular a parte utilizável da área.

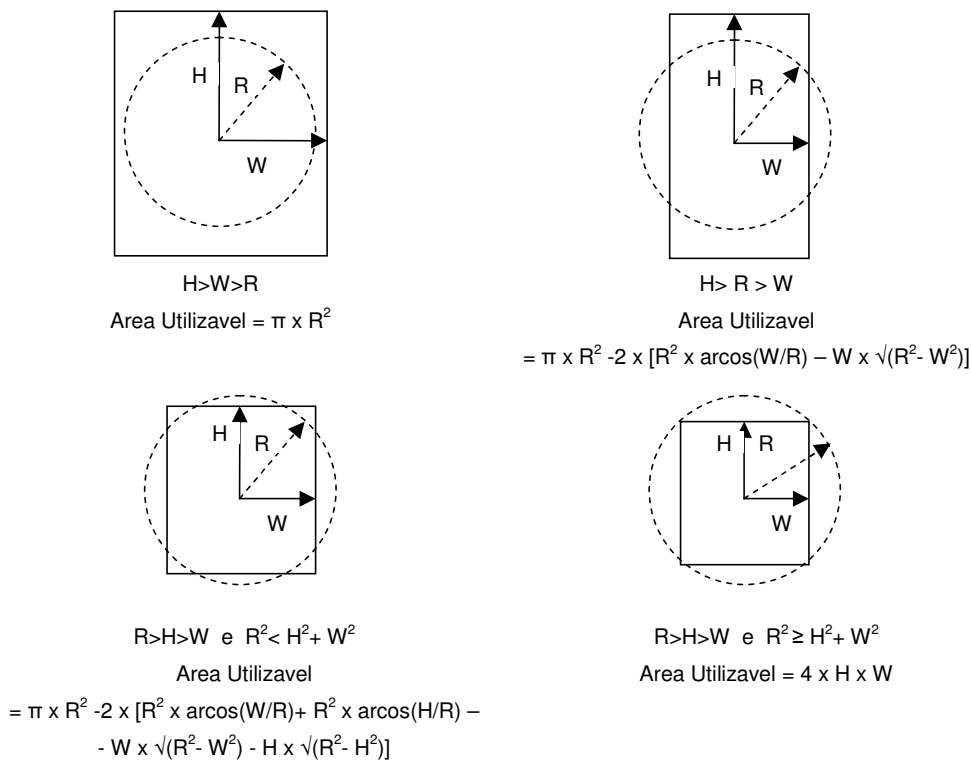


Figura 12 – Interseção de faixas de registro ou gravação com deslocamento utilizável. Quatro relações podem ser identificadas dependendo do deslocamento utilizável (R) em relação à metade da altura da faixa de registro (H) e da metade da largura (W) (Cooper, 2004).

Note-se que os raios de deslocamentos utilizáveis (máximo deslocamento utilizável ou X_{\max}) são geralmente determinados através do processamento do trecho de silêncio (*processing mute*) e irá variar de acordo com a profundidade do alvo. Em levantamentos maiores, o silêncio também irá variar espacialmente tanto como muda a profundidade alvo e as velocidades de campo (Cooper, 2004).

Em projetos de levantamentos 2D, X_{\max} é estimado 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 X_{\max} e este valor deve ser considerado cuidadosamente. A densidade de malha irá afetar tanto qualidade da imagem (denso é melhor) e o custo do projeto (esparsa é melhor) (Cooper, 2004).

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 de primeiras chegadas (para qual período de tempo, após o aparecimento da primeira

chegada, os dados são dominados pela energia da primeira chegada?), o efeito NMO (*Normal Move Out*) que estica silêncios, deterioração da taxa de sinal-ruído devido à divergência esférica e absorção, oscilação ruim da primeira chegada devido ao aprisionamento das ondas diretas e aprisionamentos das frentes de onda (Cooper, 2004).

Faixas de Gravação (*patches*) devem ser determinadas através do domínio do conhecimento das operações de campo e equipamento de gravação disponível. Considere-se que, para eficientes operações de registro, os receptores devem estar disponíveis ao longo de todo o comprimento das linhas gravação, e não só do comprimento da faixa (*patch*) (Cooper, 2004).

Por isso, a tripulação deve manter suficientes canais de gravação que permitam estabelecer todos os receptores em todo o levantamento, para cada linha da faixa ativa, e também de 2 até 4 linhas adicionais para permitir pegar e associar ao levantamento. Na medida que aumentam as milhas do cabo de serviço e os canais no terreno, maior será o custo do programa. Geralmente é melhor tentar moderar este custo, analisando a melhor largura da faixa para ambos a imagiologia e as operações (Cooper, 2004).

Depois de determinar o eficaz X_{\max} para as primordiais zonas de interesse, já se pode considerar a densidade da malha.

Se SL e RL representam a média do espaçamento de linha de fonte e de linha de receptor, respectivamente, então é mais simples para o projetista utilizar a *Taxa de Aspecto* (SL/RL) para maximizar a eficiência operacional e custo. Para efeitos de imagiologia, sugere-se que a *Taxa de Aspecto* seja mantida no intervalo:

$$\frac{2}{3} \leq \frac{SL}{RL} \leq \frac{3}{2}, \quad \text{Eq.(14)}$$

por conseguinte, uma taxa de aspecto um pouco maior do que a proporção 1:1 será mais eficiente. Dado que as trilhas de fonte (linhas formadas por as fontes) são em geral mais amplas do que as trilhas do receptor, isto também irá reduzir o impacto ambiental (Cooper, 2004).

Como critério de projeção de qualidade é sugerido a utilização da densidade de traço. Para obter isto, basta calcular a área utilizável da faixa de gravação ou registro para a zona de interesse (como da Figura 12), multiplicar por 10^6 (para fazer unidades por quilômetro quadrado) e dividir com o produto de $SL \times RL \times Si \times Ri$ (espaçamento da linha de fonte, espaçamento da linha de receptor, intervalo de fonte e intervalo de receptores). A densidade de traço é importante porque representa o número de traços por quilômetro quadrado

dentro do trecho de silêncio selecionado (ou X_{\max}) que será a imagem alvo (Cooper, 2004).

$$Densidade\ de\ Traços = \frac{(Parte\ Utilizável\ da\ Area) \times 10^6}{4 \times SL \times RL \times (Si/2) \times (Ri/2)} \quad Eq.(15)$$

Como um exemplo, considere um levantamento com intervalos de fonte e receptor de 60 m (Si e Ri), 240 m RL e 360 m SL . Supondo que os deslocamentos de 0 a 1500 m são utilizáveis na zona de interesse e de que a faixa seja grande o suficiente para registrar todos esses deslocamentos. Então:

$$Densidade\ de\ Traços = \frac{\pi \times 1500^2 \times 10^6}{360 \times 240 \times 60 \times 60} = 22725,64\ traços\ por\ Km^2$$

O número de traços segmentados por quilômetro quadrado 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 traços por km^2 (Cooper, 2004):

- Menor que 6.000, geralmente não recomendável;
- De 6.000 a 18.000, adequado para estruturas simples de boa relação sinal-ruído;
- De 18.000 a 25.000, para estratigrafia e sintonização com boa relação sinal-ruído;
- De 25.000 a 100.000, se a relação sinal-ruído se deteriora; e
- De 25.000 a 100.000, se a complexidade estrutural é elevada.

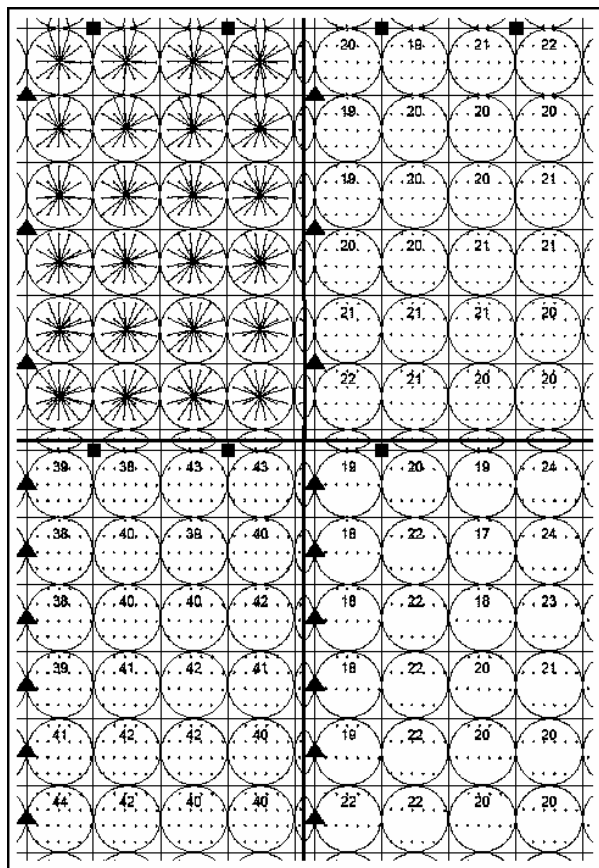


Figura 13 – Densidade de Fontes em relação à densidade de Receptores. No quadro superior esquerdo está a distribuição convencional ‘*spider plot*’ para um modelo 3D. No quadro superior direito, os vetores foram apagados e só as coordenadas polares lembram para cada traço em cada caixa. O quadro inferior esquerdo representa o mesmo cubo de 30 m mas usando um intervalo de receptores de 30 m, duplicando o numero de receptores. No quadro inferior direito, foi apagado cada segundo disparo ou fonte (Cooper, 2004).

Há uma grande quantidade de arranjos de receptores (geofones e hidrofones) em duas dimensões (2D) distribuídos na superfície para levantamentos sísmicos. Cada um desses arranjos é usado com diferentes motivos, mas principalmente para determinar a fase das ondas sísmicas, e a fase está relacionada com o azimute e algumas propriedades geofísicas do subsolo. A Figura 14 mostra quatro tipos de arranjos de receptores. Os mais usados em levantamentos sísmicos são o perpendicular e de linhas paralelas.

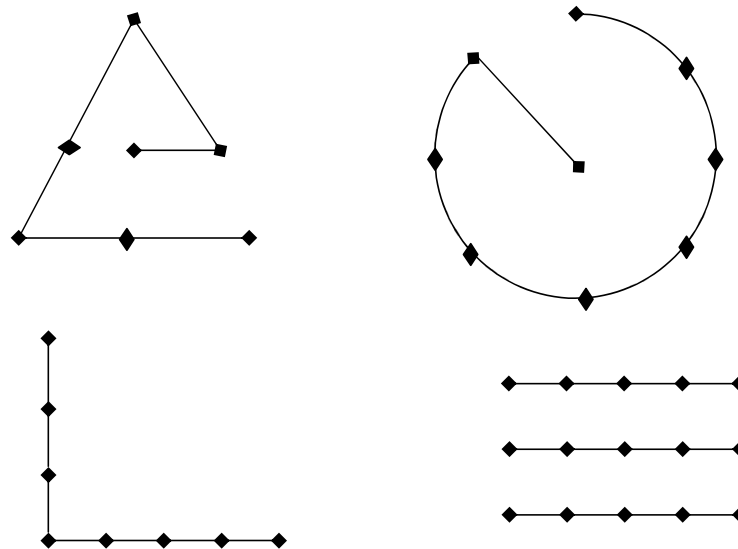


Figura 14 - Quatro tipos de arranjos bidimensionais de receptores: triangular, circular, perpendicular e linhas paralelas (Seisimager/swtm, 2005).

2.1.5. Estruturas Geológicas

Antes de descrever alguns tipos de estrutura, definido pela geologia, se precisa definir o tipo de rochas que formam as estruturas e sua origem.

Compostas de agregados minerais, as rochas formam massas de notáveis dimensões. Constituem a camada mais externa de nosso planeta, ou seja, a crosta terrestre, ainda que algumas espécies também existam em porções da zona subjacente, o manto. Afloram com aspectos muito variados e, com freqüência, caracterizam a paisagem por causa de suas formas e cores, que variam de acordo com os minerais presentes. Originam-se por vagarosos e contínuos processos de transformação da matéria. As rochas contêm os mais valiosos dados sobre a história da Terra. Quanto à sua origem, as rochas podem ser classificadas em três grupos: Magmática, Metamórfica e Sedimentar (Cajueiro, 2008).

Rochas magmáticas: ou ígneas são produzidas pelo resfriamento do material ígneo existente no interior do Globo Terrestre ao caminhar em direção à superfície. As rochas eruptivas podem ser classificadas, conforme a posição em que se deu o resfriamento, de modo geral em dois grupos: as rochas intrusivas são as que se cristalizam a grande profundidade sendo exemplo o granito. As rochas efusivas formam a categoria de rochas, cujo resfriamento foi feito com o resfriamento do magma na superfície sendo exemplo o basalto.

Rochas metamórficas: resultam da transformação de outras rochas preexistentes quando submetidas às condições de pressões e de temperaturas elevadas. Entre as principais rochas metamórficas podemos citar: gnaíse, quartzitos, micaxisto, mármore etc.

Rochas sedimentares: resultam da precipitação química, da deposição de detritos de outras rochas ou de acúmulo de detritos orgânicos. A deposição de fragmentos de outras rochas, ou de minerais quando acumulados constitui o que denominam depósito sedimentar. Em geral a sedimentação se realiza em estratos ou camadas horizontais, daí a denominação de rocha estratificada.

A sedimentação é o processo pelo qual se verifica a deposição dos sedimentos ou de substâncias que poderão vir a ser mineralizadas. Os depósitos sedimentares são resultantes da desagregação ou mesmo da decomposição das rochas primitivas. Esses depósitos podem ser de origem fluvial, marinha, glaciária, eólica, lacustre, vulcânica etc. Quanto à origem, as rochas sedimentares se dividem em: detríticas ou clásticas, orgânicas, e químicas (Cajueiro, 2008).

Há um conjunto de estruturas geológicas básicas que formam estruturas complexas: fraturas, disjunções, dobras, discordâncias, e falhas.

Qualquer rachadura numa massa de rocha é uma fratura e se produz pela ação de forças que atuam sobre ela e que se encontram acima da resistência da rocha. Uma série de fraturas são mais ou menos contínuas e parecem formar sistemas relacionados. As fraturas são chamadas de disjunções ou juntas, horizontais, verticais ou em ambas as direções. Quando a fratura apresenta deslocamento de uma parte em relação à outra, torna-se uma falha, esta pode variar de uns milímetros até centenas de quilômetros de comprimento. Alguns tipos de falhas são: normal, inversa, transcorrente e transformante (Aragón et al., 1961).

Os estratos (camadas) têm formas definidas, a maioria das vezes horizontais ou inclinados. Neste último caso, a inclinação que pode variar das levemente inclinadas até as verticais, muitas vezes de origem, mas na maioria dos casos provocadas pela ação das forças tectônicas deformadoras. Num início os estratos geralmente horizontais ou com inclinação, variam dependendo da classe de sedimento; assim as areias e as lamas podem ter uma inclinação original de até três graus (3°) e finalmente as rochas estratificadas podem produzir dobras (Aragón et al., 1961).

Os tipos mais simples de dobras são: anticlinal, sinclinal e monoclinal. A anticlinal é uma dobra aberta para baixo e convexo para cima; se denomina

sinclinal quando a dobra é aberta para cima e convexo para baixo; em geral se denomina dobra ao conjunto de um anticlinal e um sinclinal. Quando as dobras são freqüentes e estão comprimidas de modo tal que seus lados são aproximadamente paralelos ao plano axial (plano que passa pelo eixo que está no topo ou fundo da dobra e a divide) constituem uma dobra isoclinal. Geralmente as dobras não se encontram completas devido à erosão. Em tal situação a dobra se reconstrói graficamente tornando em dobra aérea (Aragón et al., 1961).

Quando uma camada horizontal chega a uma região onde se inclina um ângulo maior e logo volta à sua posição horizontal, é denominada de dobra monoclinial ou simplesmente flexão. Na figura 15 se apresentam vários tipos de dobras (Aragón et al., 1961).

Quando os anticlinais e sinclinais chegam a serem estruturas de várias centenas de quilômetros, se denominam também de geoanticlinais ou geossinclinais (Aragón et al., 1961).

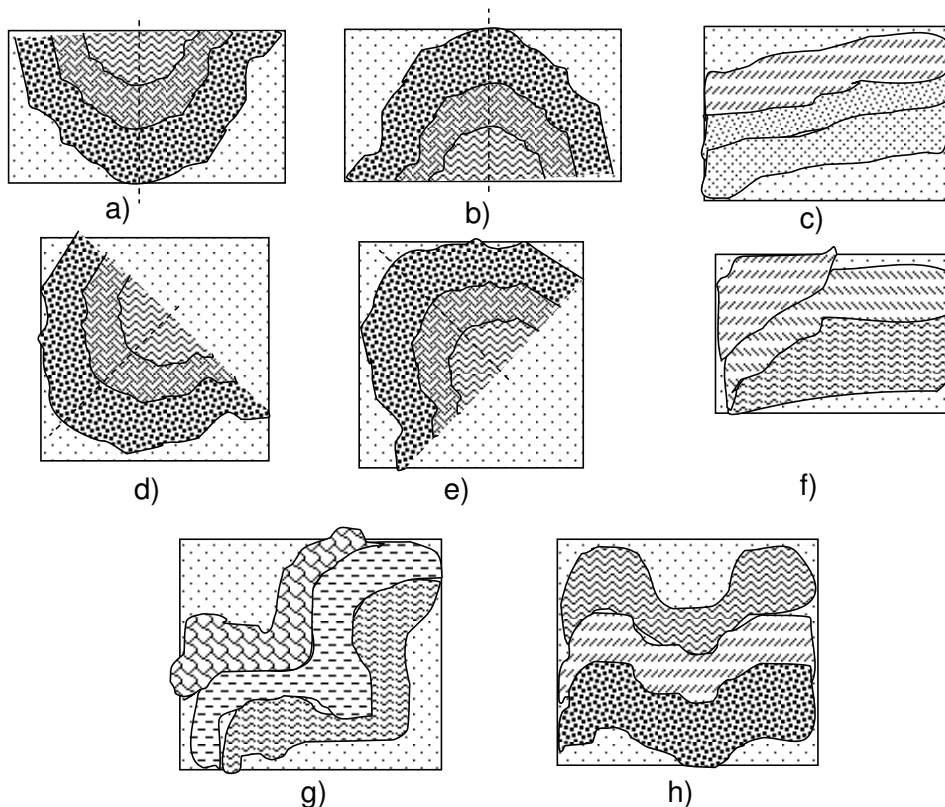


Figura 15 – Tipos de dobras: a) sinclinal simétrico, b) anticlinal simétrico, c) homoclinal, d) sinclinal assimétrico, e) anticlinal assimétrico, f) monoclinial, g) dobra recostada, h) forma de dobradura de leque (Aragón et al., 1961).

Os depósitos de sedimentos apresentam uma história bem definida de seu processo de formação, geralmente as condições de sedimentação são mais ou menos contínuas e uniformes, desde que não sejam perturbadas por forças estranhas. Em alguns casos sofrem mudança gradual de um material a outro sendo este um caso normal, mas se movimentos corticais produzem erosão nos sedimentos então, a formação dos estratos posteriores será anormal; este fenômeno também é chamado de discordância porque alterou o processo normal de sedimentação. Entre os tipos de discordância estão: a paralela, a erosiva, e a angular (Aragón et al., 1961).

2.2.

Métodos e Técnicas de Estimação de Parâmetros Geofísicos

Os resultados das medições de parâmetros observáveis, conhecidos como dados, a informação a priori de parâmetros do modelo e a informação da correlação física entre parâmetros observáveis e parâmetros do modelo, podem ser descritos usando densidade de probabilidades. O problema geral da inversão pode ser tratado como um problema de 'combinação' de toda essa informação (Tarantola, 2005). Em termos simples: a estimação de parâmetros Geofísicos é o cálculo dos parâmetros do modelo a partir de resultados das medições usando um conjunto de equações físicas, estatísticas e matemáticas que os relacionam.

Por exemplo, considerar Ψ um sistema físico em estudo, em geral Ψ pode ser uma galáxia para um astrofísico, a Terra para um geofísico ou uma partícula quântica para um físico quântico.

O procedimento científico para o estudo do sistema físico pode ser dividido nos seguintes passos:

1. Parametrização do Sistema: descoberta do mínimo conjunto de parâmetros do modelo que caracterizem completamente o sistema (desde um ponto de vista dado);
2. Modelamento Direto: descoberta das leis físicas, que permitem, para valores dados dos parâmetros do modelo, fazer previsão sobre os resultados das medições de alguns parâmetros observáveis;
3. Modelamento Inverso: usar os resultados atuais de algumas medições de parâmetros observáveis para inferir o valor real dos parâmetros do modelo.

Experimentos sugerem teorias físicas e estas prevêm os resultados dos experimentos. A comparação dos resultados, previsíveis e observados está destinada a melhorar a teoria. Se na teoria física se incluem os parâmetros que

descrevem o sistema sob estudo, então a teoria do problema inverso trata das regras quantitativas a serem usadas na comparação entre previsão e observação (Tarantola, 2005).

Dado que os passos 1 e 2 já foram feitos em múltiplos trabalhos de pesquisa, descritos no capítulo anterior, nesta seção se explicam os métodos e técnicas mais conhecidas para a estimação de parâmetros e com maior detalhe o método usado neste trabalho.

A solução geral do problema inverso provém de uma distribuição de probabilidade sobre o espaço do modelo. Isto só acontece quando a distribuição de probabilidade no espaço do modelo é muito simples (um único máximo) tal que técnicas analíticas podem ser usadas para caracterizá-lo (Tarantola, 2005).

Os chamados métodos de *Monte Carlo* são métodos aleatórios nomeados assim pelo time de *Los Alamos*, onde foi desenvolvido, entre outros, o algoritmo de amostragem *Metropolis* (Tarantola, 2005).

Os critérios *Least-Square* são usados para resolver problemas inversos porque eles permitem cálculos simples. Para aplicar o critério se deveria assumir a hipótese de que todas as incertezas iniciais do problema podem ser modeladas usando distribuições Gaussianas. Os operadores de Covariância desempenham um papel central no método; a matemática subjacente é simples e agradável (Tarantola, 2005).

Quando a equação que resolve o problema direto é linear, as posteriores incertezas também são Gaussianas, e uma expressão explícita é obtida para a distribuição de probabilidade posterior. Quando a equação direta (ou adiantada) é não linear, a probabilidade posterior é não Gaussiana, mas, se as não linearidades não são demasiado graves, encontrar o ponto de máxima verossimilhança da distribuição e estimar a forma da distribuição em torno deste ponto (ou seja, estimando a matriz de covariância da distribuição) pode resolver satisfatoriamente o problema (Tarantola, 2005).

Devido à sua simplicidade, o critério *least-squares* (norma L_2) é amplamente utilizado para a resolução de problemas inversos, mesmo que a sua hipótese básica subjacente (incertezas Gaussianas) nem sempre é cumprida. Entre *least-squares* e problemas gerais há uma classe limitada de problemas que tem sido simples de formular: os que se baseiam numa norma L_p ($1 \leq p \leq \infty$). Quando se supõe a existência de *outliers* num conjunto de dados, funções de densidade de probabilidade de calda longa deveriam ser utilizadas para modelar incertezas. A típica densidade de probabilidade de calda longa é a função de Laplace, ou seja, a função exponencial simétrica $\exp(-|x|)$. Ela tem a vantagem

de conduzir a resultados intimamente relacionados com o conceito da norma L_1 , de forma que ferramentas matemáticas, relativamente simples, estão disponíveis para resolver os problemas. Os resultados obtidos utilizando o critério da menor norma L_1 (valores mínimos absolutos) são conhecidos por serem suficientemente insensíveis a *outliers* (ou seja, são robustos). O critério da norma L_∞ surge quando se usam funções de transporte (*boxcar*) para modelar a densidade de probabilidade para incertezas. Isso pressupõe um controle rigoroso sobre os erros como, por exemplo, quando eles são devidos a arredondamentos do último dígito utilizado (Tarantola, 2005).

2.2.1. Algoritmos Genéticos Híbridos

Um algoritmo híbrido explora as melhores propriedades dos diferentes métodos ou técnicas usadas para resolver problemas eficientemente. Por exemplo, a busca é eficiente para um problema com muitas soluções, e a inferência é eficiente em provar insatisfatibilidade dos problemas sem restrições.

A hibridização se mostra como uma possível forma de construir um algoritmo genético para resolução de problemas complexos de forma rápida, confiável e precisa, sem a necessidade da intervenção humana (Gouveia, 1994; Yu et al., 2006).

Hibridação é também uma das principais estratégias visando melhorar a eficiência dos algoritmos genéticos. Hibridação também pode ser utilizada como uma ferramenta para conseguir uma avaliação de relaxamento, o que, por sua vez, é outra técnica importante para melhorar a eficiência.

A capacidade de um algoritmo genético-local híbrido, para resolver rapidamente problemas complexos, depende de como se usa a busca local de informações e o mecanismo de equilíbrio entre genético e busca local.

2.2.1.1. Algoritmos Genéticos

Algoritmos genéticos constituem uma técnica de busca e otimização paralela e altamente adaptativa, inspirada no princípio da seleção natural advindo da teoria evolucionária de Charles Darwin, associado à noção de reprodução genética (Goldberg, 1989). O código genético constitui a identidade de um indivíduo, diferenciando-o de todos os outros, e é organizado em cromossomos. De acordo com a teoria de Darwin, o princípio de seleção,

privilegia os indivíduos mais aptos com maior longevidade com uma conseqüente maior probabilidade de reprodução. Com mais descendentes, estes indivíduos têm mais chance de perpetuarem seus códigos genéticos nas próximas gerações. Estes são os princípios que servem de base da construção de algoritmos computacionais que buscam uma melhor solução para um determinado problema, evoluindo de populações de soluções codificadas através de cromossomos artificiais.

Uma das grandes vantagens dos algoritmos genéticos é que não é necessário descrever *como* encontrar uma boa solução, apenas *o que é* uma boa solução. A própria avaliação do indivíduo serve como bússola, indicando a direção em que devem estar localizadas as melhores soluções.

Mas, para problemas de engenharia com alto grau de exatidão, a vantagem dos algoritmos genéticos pode-se tornar em desvantagem pelo fato de não descrever *como* encontrar a solução ótima e desta maneira fica procurando perto da solução ótima (sem exatidão). Este é um dos motivos para justificar o uso de algoritmos genéticos híbridos.

As seções seguintes apresentam em mais detalhes cada um dos componentes de um algoritmo genético.

Representação: a representação é um aspecto fundamental na modelagem de um algoritmo genético para a solução de um problema. Neste estágio define-se a estrutura do cromossomo, com os respectivos genes que o compõem, de maneira que este seja capaz de descrever todo o espaço de busca relevante do problema. Os principais tipos de representação são: binária, números reais, inteiros, grupamento de inteiros e baseados em ordem.

Codificação e Decodificação: a solução de um problema pode ser representada por um conjunto de parâmetros (genes), unidos para formar uma cadeia de valores (cromossomo); a este processo chama-se codificação. As soluções (cromossomos) são codificadas através de uma seqüência formada por símbolos de um sistema alfabético. Originalmente, utilizou-se o alfabeto binário (0, 1), porém, novos modelos de AGs codificam as soluções com outros alfabetos, como, por exemplo, com números reais (Michalewicz, 1996).

A decodificação do cromossomo consiste basicamente na construção da solução real do problema a partir do cromossomo. O processo de decodificação constrói a solução para que esta seja avaliada pelo problema.

Avaliação: a avaliação permite ao algoritmo genético determinar sua proximidade à solução ótima do problema. Ela é feita através de uma função que melhor representa o problema e tem por objetivo oferecer uma medida de

aptidão de cada indivíduo na população corrente, que irá dirigir o processo de busca. Dado um cromossomo, a função de avaliação consiste em se associar um valor numérico de “adaptação”, o qual se supõe proporcional à sua "utilidade" ou "habilidade" do indivíduo representado em solucionar o problema em questão.

Operadores Genéticos: os operadores mais conhecidos nos algoritmos genéticos são os de Reprodução, Cruzamento (*Crossover*) e Mutação.

A Reprodução se refere ao processo de selecionar e copiar um determinado cromossomo para a população seguinte de acordo com sua aptidão. Isto significa que os cromossomos mais aptos têm maior probabilidade de contribuir para a formação de um ou mais indivíduos da população seguinte. Existem basicamente os seguintes métodos: troca de toda população, troca de toda população com elitismo, onde todos os cromossomos são substituídos, sendo o cromossomo mais apto da população corrente copiado para população seguinte, e troca parcial da população (*steady state*), onde os M melhores indivíduos da população corrente são copiados para população seguinte. (Goldberg, 1989; Koza, 1992; Michalewicz, 1996)

O operador de seleção é um componente essencial dos algoritmos genéticos. A literatura identifica cinco principais mecanismos de seleção: proporcional, por torneios, com truncamento, por normalização linear e por normalização exponencial. (Blickle, 1996)

O Cruzamento é um operador baseado na troca de partes dos cromossomos (pais), formando-se duas novas soluções (filhos). Este processo pode ser observado no exemplo a seguir (Figura 16), onde a solução está codificada com alfabeto binário.

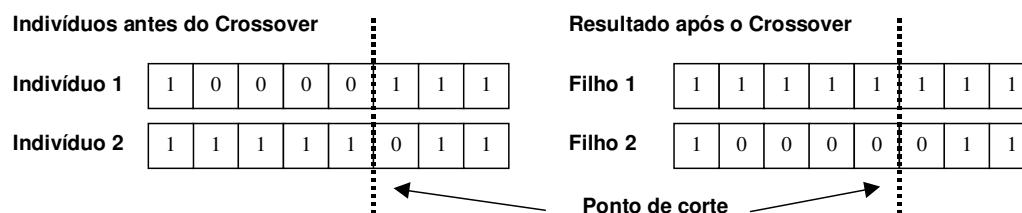


Figura 16 – Operação de cruzamento de um ponto para indivíduos binários.

O ponto onde ocorre o corte para a realização do cruzamento é escolhido aleatoriamente; no exemplo da Figura 3 utilizou-se um único ponto, mas podem ser realizados cortes em mais de um ponto, caracterizando o *multi-point crossover* (Goldberg, 1989; Michalewicz, 1996). Para realizar o cruzamento,

primeiro é necessário a escolha, por sorteio, dos cromossomos “pais”. Em seguida, ocorre a realização ou não do cruzamento segundo um parâmetro, denominado taxa de cruzamento. Deste modo, de acordo com a taxa de cruzamento, pode ocorrer que os cromossomos “pais” sejam repassados sem modificação para a geração seguinte, criando “filhos” idênticos a eles.

A idéia do operador de Cruzamento é tirar vantagem (*exploit*) do material genético presente na população.

A Mutação   a troca aleatória do valor contido nos genes de um cromossomo por outro valor válido do alfabeto. No caso de alfabeto binário troca-se 0 por 1 e vice-versa. Da mesma forma que para o cruzamento, utiliza-se uma taxa de muta o que, para cada bit da seq ncia de caracteres, sorteia-se se ocorrerá ou não a muta o; no caso de ocorrência, o bit será trocado por outro valor válido pertencente ao alfabeto (Figura 17).

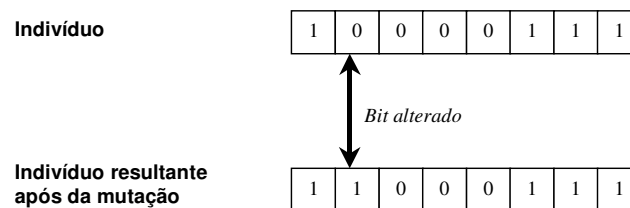


Figura 17 – Opera o de muta o de um indivíduo binário.

A muta o garante a diversidade das características dos indivíduos da popula o e permite que sejam introduzidas informaçoes que não estiveram presentes em nenhum deles. Além disto, proporciona uma busca aleatória (*exploration*) no AG, oferecendo oportunidade para que mais pontos do espaço de busca sejam avaliados.

Parâmetros da Evolu o: Os parâmetros que mais influenciam no desempenho do algoritmo genético são descritos nos parágrafos seguintes.

O Tamanho da Popula o afeta o desempenho global e a eficiência dos Algoritmos Genéticos. Uma popula o muito pequena oferece uma pequena cobertura do espaço de busca, causando uma queda no desempenho. Uma popula o suficientemente grande fornece uma melhor cobertura do domínio do problema e previne a convergência prematura para soluçoes locais. Entretanto, com uma grande popula o tornam-se necessários recursos computacionais maiores, ou um tempo maior de processamento do problema. Logo, deve-se

buscar um ponto de equilíbrio no que diz respeito ao tamanho escolhido para a população.

A Taxa de Cruzamento é a probabilidade de um indivíduo ser recombinado com outro. Quanto maior for esta taxa, mais rapidamente novas estruturas serão introduzidas na população. Entretanto, isto pode gerar um efeito indesejável, pois a maior parte da população será substituída, causando assim perda de variedade genética, podendo ocorrer perda de estruturas de alta aptidão e convergência a uma população com indivíduos extremamente parecidos, indivíduos estes de solução boa ou não. Com um valor baixo, o algoritmo pode-se tornar muito lento para oferecer uma resposta aceitável.

A Taxa de Mutação é a probabilidade do conteúdo de um gene do cromossomo ser alterado. A taxa de mutação previne que uma dada população fique estagnada em um valor, além de possibilitar que se chegue a qualquer ponto do espaço de busca. Porém, deve-se evitar uma taxa de mutação muito alta, uma vez que esta pode tornar a busca essencialmente aleatória, prejudicando fortemente a convergência para uma solução ótima.

O Intervalo de Geração controla a porcentagem da população que será substituída durante a próxima geração (substituição total, substituição com elitismo, substituição dos piores indivíduos da população atual, substituição parcial da população sem duplicatas). Esse número de indivíduos substituídos também é conhecido como GAP (fração da população que é trocada).

O Número de gerações representa o número total de ciclos de evolução de um Algoritmo Genético, sendo este um dos critérios de parada do algoritmo genético. Um número de gerações muito pequeno causa uma queda no desempenho; um valor grande faz necessário um tempo maior de processamento, mas fornece uma melhor cobertura do domínio do problema, evitando a convergência para soluções locais.

2.2.1.2. Algoritmo Nelder Mead Simplex

Este algoritmo foi proposto como um método para minimização de funções de valores reais $f(x)$ para $x \in R^n$. Quatro parâmetros escalares devem ser especificados para definir o método completo: coeficiente de reflexão (ρ), expansão (κ), contração (γ) e encolhimento (σ). Estes parâmetros deveriam satisfazer:

$$\rho > 0, \quad \kappa > 1, \quad \kappa > \rho, \quad 0 < \gamma < 1, \quad \text{e} \quad 0 < \sigma < 1$$

(A relação $\kappa > \rho$, entanto não está estabelecida explicitamente no artigo original, é implícita na descrição e terminologia) As escolhas universais usada no algoritmo *Nelder-Mead* padrão são:

$$\rho > 1, \quad \kappa > 2, \quad \gamma = 1/2, \quad \text{e} \quad \sigma = 1/2.$$

Na declaração do algoritmo no início de k iterações, $k \geq 0$, uma diferença Δ_k simplex (uma figura geométrica em n dimensões convexa e com volume diferente de zero) não degenerada é dada, junto com seus $n+1$ vértices, cada um dos quais é um ponto R^n . Isto é assumido sempre que a iteração k começa por ordenar e rotular esses vértices como $x^{(k)}_1, \dots, x^{(k)}_{n+1}$ tal que:

$$f^{(k)}_1 \leq f^{(k)}_2 \leq \dots \leq f^{(k)}_{n+1},$$

onde $f^{(k)}_i$ denota $f(x^{(k)}_i)$. A iteração k gera um conjunto de $n+1$ vértices que definem uma diferente simplex para a seguinte iteração, de modo que $\Delta_{k+1} \neq \Delta_k$. Porque se procura minimizar f , onde $x^{(k)}_1$ é referido como o melhor ponto ou *vertex*, para $x^{(k)}_{n+1}$ como o pior ponto, e para $x^{(k)}_n$ como o seguinte pior ponto. Do mesmo modo, $f^{(k)}_{n+1}$ é referido como o pior valor da função e assim por diante.

Uma iteração do algoritmo compreende os seguintes passos;

1. Ordenar os $n+1$ vértices para satisfazer $f(x_1) \leq f(x_2) \leq \dots \leq f(x_{n+1})$,
2. Calcular o ponto de reflexão x_r (ver Figura 18) com

$$x_r = \mathbf{X} + \rho (\mathbf{X} - x_{n+1}) = (1 + \rho) \mathbf{X} - \rho x_{n+1}, \quad \text{Eq.(16)}$$

onde $\mathbf{X} = \sum_i^n (x_i / n)$ é o centróide dos n melhores pontos (todos os vértices com exceção de x_{n+1}). Avaliar $f_r = f(x_r)$.

Se $f_1 \leq f_r < f_n$, aceitar o ponto refletido x_r e terminar a iteração.

3. Se $f_r < f_1$, calcular o ponto da expansão x_e , (ver Figura 18)

$$x_e = \mathbf{X} + \kappa (x_r - \mathbf{X}) = \mathbf{X} + \rho \kappa (\mathbf{X} - x_{n+1}) = (1 + \rho \kappa) \mathbf{X} - \rho \kappa x_{n+1}, \quad \text{Eq.(17)}$$

e avaliar $f_e = f(x_e)$. Se $f_e < f_r$, aceitar x_e e terminar a iteração; de outra maneira (se $f_e \geq f_r$), aceitar x_r e terminar a iteração.

4. Se $f_r \geq f_n$, executar uma contração (ver Figura 19) entre \mathbf{X} e o melhor de x_{n+1} e x_r .

a. Exterior, se $f_n \leq f_r < f_{n+1}$ (ex. x_r é estritamente melhor que x_{n+1}), executar uma contração exterior : Calcular

$$x_c = \mathbf{X} + \gamma (x_r - \mathbf{X}) = \mathbf{X} + \rho \gamma (\mathbf{X} - x_{n+1}) = (1 + \rho \gamma) \mathbf{X} - \rho \gamma x_{n+1}, \quad \text{Eq.(18)}$$

e avaliar $f_c = f(x_c)$. Se $f_c < f_r$, aceitar x_c e terminar a iteração; de outra maneira ir ao passo 5 (encolher).

- b. Interior, se $f_n \leq f_r < f_{n+1}$ executar uma contração interior: calcular

$$x_{cc} = X - \gamma (X - x_{n+1}) = (1 - \gamma) X + \gamma x_{n+1}, \quad \text{Eq.(19)}$$

e avaliar $f_{cc} = f(x_{cc})$. Se $f_{cc} < f_{n+1}$, aceitar x_{cc} e terminar a iteração; de outra maneira ir ao passo 5 (encolher).

5. Executar o passo de encolhimento, avaliando f em os n pontos $v_i = x_1 + \sigma(x_i - x_1)$, $i = 2, \dots, n+1$. Os vértices (não ordenados) da simplex na seguinte iteração consistem de x_1, v_2, \dots, v_{n+1} .

Quando acontece o passo de não encolhimento, o pior *vertex* $x^{(k)}_{n+1}$ é descartado. O ponto aceito na iteração k , denotado por $v^{(k)}$, se torna no novo *vertex* e toma a posição $j+1$ no vértice Δ_{k+1} , onde,

$$j = \max \{ l \mid f(v^{(k)}) < f(x^{(k)}_{l+1}), 0 \leq l \leq n \}; \quad \text{Eq.(20)}$$

todos os outros vértices conservam a ordem relativa de iteração k .

Se um passo de encolhimento acontece, o único *vertex* levado desde Δ_k to Δ_{k+1} é $x^{(k)}_1$. Só uma regra é especificada para sair da parada, na situação em que $x^{(k)}_1$ e um ou mais dos novos pontos são igualados como o melhor ponto: Se

$$\min \{ f(v^{(k)}_2), \dots, f(v^{(k)}_{n+1}) \} = f(x^{(k)}_1), \quad \text{Eq.(21)}$$

então $x^{(k+1)}_1 = x^{(k)}_1$. Além disto, qualquer que seja a regra, para definir a ordem original, pode ser aplicada depois de um encolhimento (Lagarias et al., 1998).

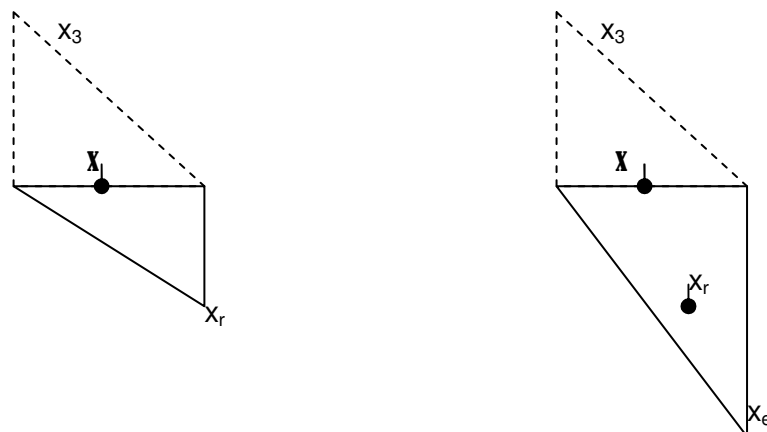


Figura 18 - Pontos depois de uma reflexão ou uma expansão. O simplex original é mostrado com linha tracejada.

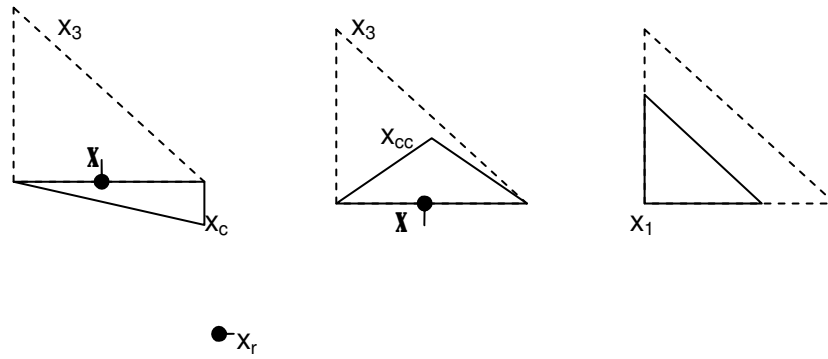


Figure 19 - Pontos depois de uma contração exterior, uma contração interior ou um encolhimento. O simplex original é mostrado com linha tracejada.

Neste trabalho se usa um Algoritmo Genético dos *toolboxes* de otimização do software MATLAB, que é composto por um algoritmo genético que faz a busca global e uma sub-rotina chamada '*fminsearch*' baseada no algoritmo '*The Nelder Mead simplex*' para fazer busca local. Este último é conhecido método direto multidimensional, para minimização sem restrições. (Lagariasy et al., 1998)

O algoritmo genético busca os valores mais próximos (dos valores exatos) para o valor do mínimo global da função de avaliação, e para conseguir exatidão dos valores, a sub-rotina '*fminsearch*' é usada para encontrar esses valores com baixo grau de tolerância controlado pelo algoritmo.