Detecção de camadas delgadas usando sísmica de reflexão

Armando Lopes Farias¹, Lucas Batista Freitas² & Martin Tygel²

Resumo A melhoria da resolução vertical no dado sísmico tem se constituído em um dos maiores desafios para o método de reflexão sísmica. O grande problema está relacionado à maior perda das amplitudes das altas frequências, quando comparada às baixas, durante a propagação da onda. Isto faz com que na composição final do pulso sísmico a contribuição das baixas frequências seja maior do que a das altas. Em princípio, isto não deveria se constituir em obstáculo para a recuperação plena do espectro, na medida em que o processamento sísmico dispõe de várias ferramentas para a equalização de todas as frequências presentes no volume sísmico. O que impede que essas ações logrem êxito é a presença de um ruído com comportamento randômico, o que faz com que exista uma frequência limite, frequência crítica, a partir da qual não é possível recuperar o sinal de forma a efetivamente contribuir para o encurtamento do pulso no tempo. Tentativas de contornar este problema, a partir da atenuação do ruído aleatório, têm se mostrado insuficientes. A alternativa a estas tentativas é o aumento da multiplicidade de empilhamento. Como a perda de amplitude com a frequência é uma relação exponencial, é necessária multiplicidade extremamente elevada para que o ganho seja efetivo. A capacidade de utilização de altíssimas multiplicidades é exatamente a grande virtude da técnica CRS (*Common Reflection Surface*). Neste trabalho propomos a combinação do método CRS com o chamado balanceamento espectral (*spectral whitening*), para a recuperação de altas frequências, com o objetivo de aumentar ganhos na resolução vertical e, como consequência, propiciar melhor discriminação de reservatórios delgados. Os primeiros testes em dados sintéticos e reais apresentados neste trabalho são bastante encorajadores e permitem concluir que a estratégia proposta tem bom potencial de aplicação prática.

Palavras-chave: Resolução sísmica, método CRS, frequência crítica.

Abstract *Thin-layer detection using reflection seismics.* Improvement of vertical resolution in seismic data is one of the major challenges for the seismic reflection method. The main problem is related to the larger loss of high frequencies relative to the lower ones during seismic wave propagation. As a consequence, the contribution of lower frequencies in the final section is significantly greater than the corresponding one due to higher frequencies. In principle, this situation should not constitute an obstacle to the full recovery of the spectrum, because of the powerful tools available in seismic processing, designed to equalize all frequencies that are present in the data volume. The main reason why these tools in general do not succeed is the presence of noise, for example random noise. Such situation gives rise to a critical frequency, such that all frequencies above it are impossible to recover and, as a consequence, the seismic pulse cannot be made short enough to allow for optimal resolution. Methods to solve the problem by means of random noise attenuation have been extensively investigated and tested without relevant results. The alternative to such techniques is the enhancement of the multiplicity that can be used for stacking. Since the amplitude decays exponentially with frequency, a large multiplicity is necessary in order to attain a significant effective frequency gain. The capability to attain extremely large multiplicity is exactly the main virtue of the Common Reflection Surface (CRS) method. In this paper, we propose the strategy of combining the CRS method with the spectral whitening, a known frequency-recovery technique, so as to optimize vertical resolution in seismic data and, as a consequence, improve the discrimination of thin reservoirs. First tests on synthetic and real data shown in this work are very encouraging and permit to conclude that the proposed approach has a good potential for practical application.

Keywords: Seismic resolution, CRS method, critical frequency.

INTRODUÇÃO Parte significativa dos reservatórios de petróleo conhecidos está situada na faixa comumente denominada de reservatórios delgados, isto é, camadas geológicas cujos limites não podem ser identificados corretamente através do método sísmico. Esta identificação vem se constituindo em dos maiores obstáculos na indústria do processamento sísmico atual, na

medida em que pode acarretar estimativas incorretas de seu potencial exploratório. O maior responsável por estes problemas é a absorção diferenciada das frequências durante a propagação da onda sísmica. As perdas por absorção estão associadas ao comportamento parcialmente inelástico das rochas, o que impõe resistência à vibração das partículas na passagem da onda. Isto faz

1 - E&P – EXP, Petrobras, Brasil. E-mail: armandolfarias@gmail.com

2 - Laboratório Geofísica Computacional, Unicamp, Campinas (SP), Brasil. E-mail: lucas.batista.freitas@gmail.com, mtygel@gmail.com

com que o espectro final observado no registro sísmico apresente em sua composição uma maior contribuição das baixas frequências. Sabemos que a melhor resolução somente é alcançada quando o espectro é o mais plano possível, isto é, com presença tanto das baixas quanto das altas frequências. Grosso modo, podemos dizer que as baixas frequências são responsáveis pela redução dos lóbulos laterais do pulso sísmico, enquanto as altas frequências garantem a compressão do lóbulo central. Esta propriedade implica na não interferência dos pulsos em refletores muito próximos, ou seja, camadas delgadas como mostrado por Singh and Srivastava (2004). Daí a necessidade de que estas altas frequências, atenuadas durante a propagação da onda, sejam resgatadas.

A eliminação, ou atenuação, dos efeitos da filtragem da terra pode ser alcançada através do aplainamento do espectro de amplitude do registro sísmico. Na medida em que, durante a propagação da onda, a perda de amplitude das altas frequências acontece em maior grau, o aplainamento do espectro de amplitudes força a que todas as frequências tenham aproximadamente os mesmos valores de amplitude. Como mostrado em Varela (1993), a variação total do sinal sísmico, A_{total} , sofrida pela propagação em subsuperfície é regida pela equação

$$A_{total} = \exp(-\frac{\pi f t}{Q}) \exp(-i \frac{2 f t}{Q} \ln \frac{f}{f_0}), \quad (1)$$

onde f representa a frequência, t é o tempo de propagação, Q é conhecido como fator de qualidade e é uma característica de cada rocha e, por fim, f_0 é uma frequência de referência.

Segundo a equação (1), a variação total, A_{total} , é uma quantidade complexa cujo módulo, conhecido como fator de atenuação, é dado por

$$|A_{total}| = \exp(-\frac{\pi f t}{Q}), \quad (2)$$

o qual representa a atenuação da amplitude do sinal ocorrida durante a propagação. A segunda exponencial da equação (1) representa o termo de fase da variação total do sinal sísmico, sendo conhecida como o fator de dispersão (Varela, 1993). Neste trabalho estaremos preocupados somente com a atenuação de amplitudes, regido pela equação (2), não obstante estarmos cientes da importância do fator de distorção.

Da equação (2), podemos verificar que a amplitude decai exponencialmente com o tempo e a frequência. Desta forma, é de se esperar que, quanto mais profundo for o refletor, maiores serão as dificuldades na sua identificação. No entanto, quando estamos lidando com recuperação de altas frequências, devemos nos perguntar se o sinal propagado ainda mantém efetivamente as altas frequências e, em caso afirmativo, se seu registro é possível. Ainda com base na equação (2), podemos

afirmar que o processo de perda é contínuo, reduzindo sempre os valores de amplitude, porém nunca tornando estes valores iguais a zero. Outros fatores de perda de amplitude com a propagação, tais como o espalhamento geométrico e perdas por transmissão entre camadas, não serão considerados por serem processos que agem por igual sobre as diferentes frequências. Já a resposta ao questionamento se o registro das altas frequências é possível, reside naquilo que conhecemos como faixa dinâmica dos instrumentos de registro. Através de cálculos simples, é possível mostrar que grande parte das frequências emitidas, porém não observáveis no volume sísmico usual, podem efetivamente ser registradas.

É bem estabelecido o fato de que, efetivamente, o dado sísmico observado, marcadamente nas partes profundas das seções, é fortemente caracterizado por pulsos largos no tempo, ou seja, com predominância de baixas frequências. Tendo em vista que uma grande variedade de ferramentas para a recuperação das altas frequências esteja disponível na indústria do processamento sísmico, podemos nos perguntar sobre a natureza do fenômeno que impede a efetiva recuperação das frequências na parte superior do espectro. A resposta a esta pergunta será encontrada naquilo que denominaremos de frequência crítica.

A FREQUÊNCIA CRÍTICA A figura 1 mostra quatro diferentes situações para a composição de um pulso sísmico. São gráficos da amplitude contra a frequência, onde, por conveniência, separamos a contribuição do sinal efetivo e do ruído. Neste caso estamos lidando apenas com ruído aleatório e, além disso, supondo que este ruído tem espectro plano. Em todas as figuras, a cor vermelha denota sinal, a cor azul o ruído, enquanto a cor verde denota a composição, ou soma, do sinal com o ruído.

Na figura 1a, observamos que existe uma determinada frequência onde as amplitudes do sinal e do ruído se igualam, ou seja, as duas curvas se cruzam. A esta frequência daremos o nome de frequência crítica, f_c . Quando aplicamos um processo qualquer de aplainamento do espectro de amplitude, o que significa multiplicar os valores do sinal e do ruído por um mesmo fator de escala, de sorte a que a soma resulte em um mesmo valor para todas as frequências (Fig. 1b), podemos observar que para valores de frequência acima da frequência crítica, f_c , a contribuição do ruído para a formação final do pulso sísmico, será maior do que a do sinal. Isto vai implicar em um pulso final com maior presença de altas frequências, pois estas foram efetivamente realçadas pelo fator de escala, porém extremamente ruidoso, pelo significativo incremento do ruído para frequências acima da frequência crítica.

Isto posto, já podemos vislumbrar que a resposta para nossa terceira pergunta está de fato relacionada à frequência crítica e que a solução seria aumentarmos seu valor. As outras duas figuras ilustram esta situação. Na figura 1c, a frequência crítica cresceu de f_1 para f_2 , o que faz com que o espectro possa agora ser aplainado até esta segunda frequência sem que o ruído predomine

Figura 1 - Influência da combinação entre o aplainamento do espectro de amplitude e o nível de ruído aleatório na definição da frequência crítica. (a) Espectro de amplitudes, esquemático, mostrando a contribuição do sinal (vermelho), do ruído (azul) e a soma total (verde), antes do aplainamento. (b) Espectro de amplitudes, esquemático, mostrando a contribuição do sinal (vermelho), do ruído (azul) e a soma total (verde), após o aplainamento; (c) Espectro de amplitudes, esquemático, mostrando a contribuição do sinal (vermelho), do ruído (azul) e a soma total (verde), antes do aplainamento, porém após a redução do nível de ruído aleatório. (d) Espectro de amplitudes, esquemático, mostrando a contribuição do sinal (vermelho), do ruído (azul) e a soma total (verde), após o aplainamento, porém após a redução do nível de ruído aleatório.

sobre o sinal (Fig. 1d). Portanto, a próxima pergunta a ser respondida é qual a melhor maneira de aumentarmos o valor da frequência crítica. Obviamente, duas são nossas possibilidades: aumentar o sinal ou diminuir o ruído. Aumentar o sinal nem sempre é possível por limitações tecnológicas, ou pela possibilidade de ocasionar o indesejável efeito colateral do aumento na geração de ruídos de fonte. A segunda possibilidade, isto é, diminuir o ruído, é a que mais vem sendo objeto de estudos na literatura geofísica. Recentemente, dentre outros artigos, foi apresentado em uma seção especial da revista *The Leading Edge*, um procedimento no qual, através da chamada *curvelet transform*, seria possível separar o sinal do ruído aleatório (Neelamani, 2008). Uma outra possibilidade, muito utilizada atualmente no mundo do processamento sísmico, é a conhecida deconvolução FX para fins de discriminação entre o sinal e o ruído. Através desta técnica, a separação sinal-ruído é realizada por meio de uma predição dos eventos coerentes (linear) dentro do volume sísmico no domínio da frequência-espaco.

Uma terceira possibilidade, esta largamente utilizada, é o uso da multiplicidade das informações em

subsuperfície, de sorte a somar uma mesma informação, procedente de um mesmo ponto, varias vezes. Na medida em que o ruído randômico não se repete nas amostras somadas, vai haver um reforço do sinal em detrimento do ruído. O exemplo mais importante de aplicação da multiplicidade é o chamado método do ponto médio comum, ou *common midpoint* (CMP), apresentado pela primeira vez por Mayne (1962), e que revolucionou o processamento sísmico. Ainda em Mayne (1962), é estabelecido que o ganho de sinal devido à multiplicidade é da ordem de $\sqrt{M}$, onde M é o número de amostras sendo somada. A utilização da deconvolução FX para o incremento da frequência crítica, tem se mostrado muito tímida como será visto mais adiante. A alternativa, portanto, que se nos apresenta é o aumento da multiplicidade. Vamos então analisar o tipo de ganho na razão entre o sinal e o ruído (s/r) que a multiplicidade pode gerar e verificar como alcançar valores expressivos de multiplicidade que possam implicar em ganhos igualmente expressivos em f_c .

A MULTIPLICIDADE NECESSÁRIA Demham (1989) introduziu empiricamente a relação

$$f_c = b/t, \quad (3)$$

que associa frequência crítica, f_c , com o tempo de propagação, t , através de uma constante, b . A referida constante foi estimada por Denham como $b=150$. Posteriormente este mesmo autor (Denham, 2004) mostrou que possivelmente o maior responsável pela definição da frequência crítica seria o ruído provocado pelo efeito que as camadas delgadas (em torno de 3m de espessura) produzem sobre a onda sendo propagada. De acordo com o referido autor, este efeito impõe sobre o dado sísmico um ruído de fundo que contamina todas as amostras e apresenta características randômicas. Este ruído também teria um fator de perda relativamente à maior amplitude do sinal associado a ele de aproximadamente 30 dB. Isto significa dizer que este ruído, uma espécie de continuação do sinal no tempo, apresenta amplitude aproximadamente 31 vezes menor do que a do sinal.

Para os nossos propósitos, é conveniente introduzir também a função ganho de amplitude (recíproca da atenuação), com o objetivo de quantificar a recuperação do sinal sísmico atenuado através do incremento da multiplicidade. Mais especificamente, partindo da equação (2) podemos considerar a quantidade B , dada por

$$B = \exp\left(\frac{\pi f_c t}{Q}\right), \quad (4)$$

a qual mede o ganho que o sinal, no tempo, t , e na frequência crítica, f_c , deve sofrer para que as perdas devido à atenuação sejam completamente recuperados. Observe que a atenuação do sinal na frequência crítica é aquela na qual a amplitude do sinal atenuado é igual à amplitude do ruído de fundo. Como mencionado acima, o fator B foi estimado por Denham como $B = 31$. A fim de generalizar as observações de Denham (1989 e 2004) vamos abandonar as estimativas $b = 150$ e $B = 31$ e deixar as quantidades b e B , designadas doravante como *constantes de Denham*, sem especificação.

Da equação (4), segue-se que a frequência crítica, f_c , pode ser escrita como

$$f_c = (\ln B) \frac{Q}{\pi t}. \quad (5)$$

Observemos agora que, mantendo-se fixo o tempo de propagação, t , também o fator de qualidade, Q , associado ao mesmo, deve também se manter inalterado. Segue-se que um acréscimo no ganho B deverá ser acompanhado por um aumento da frequência crítica, f_c , regido pela equação (5). Baseado nas discussões anteriores verificamos que um aumento M da multiplicidade eleva o fator B para $B\sqrt{M}$. Tendo em vista a equação (5), a frequência crítica será então elevada para o novo valor

$$f_c = (\ln B\sqrt{M}) \frac{Q}{\pi t}. \quad (6)$$

Cabe destacar que o sinal da exponencial na equação (1) foi alterado na obtenção da equação (4) de sorte a termos a expressão da proporcionalidade da amplitude na partida relativamente à amplitude sendo observada em uma frequência específica após a propagação. Desta forma quando multiplicamos o fator de ganho obtido através da multiplicidade ($\sqrt{M}$) pelo fator de proporcionalidade da fonte relativamente às perdas devido à absorção, estamos afirmando que vai haver um crescimento na relação entre a amplitude do sinal de partida e a amplitude do sinal na frequência sendo analisada, o que somente pode ser expresso na equação (6) através do crescimento da frequência crítica. Esta interpretação mostra-se consistente com nossas expectativas na medida em que a ação do aumento da multiplicidade durante o empilhamento do dado sísmico faz com que o nível de ruído aleatório diminua, fazendo com que o encontro entre as duas curvas (a curva do ruído de fundo e a curva do sinal que foi atenuado) só se cruzem em frequências maiores. Como definimos que este ponto de cruzamento é a frequência crítica, segue-se que a ação da multiplicidade implica no crescimento da frequência crítica. Isto está em absoluta concordância com os esquemas da figura 1.

Observemos agora que o fator de qualidade, Q , pode ser escrito em função das constantes de Denham. Com efeito, introduzindo o fator b , obtido da equação (3), na equação (4) e aplicando o logaritmo neperiano, obtemos a expressão

$$Q = \frac{\pi b}{\ln B}. \quad (7)$$

Substituindo-se a equação (7) na equação (6), obtemos a importante relação entre a frequência crítica, f_c , e a multiplicidade, M , em função das constantes de Denham, a saber,

$$f_c = \frac{\ln(B\sqrt{M})}{\ln B} \frac{b}{t} = \left[1 + \frac{\ln \sqrt{M}}{\ln B} \right] \frac{b}{t}. \quad (8)$$

Da equação (8), vemos que a frequência crítica cresce com o logaritmo neperiano da raiz quadrada da multiplicidade. Segue-se que, inicialmente o incremento na multiplicidade implica em fortes alterações na f_c , porém a partir de certo patamar, somente altíssimas multiplicidades poderão proporcionar ganhos efetivos na f_c . Esta afirmação pode melhor ser interpretada a partir do gráfico da figura 2 gerado a partir desta equação, usando $b=150$ e $B=31$, ou seja, 30dB e $v=3000\text{m/s}$.

O gráfico da figura 2 mostra a frequência crítica contra a multiplicidade para diferentes valores de profundidade. Podemos observar que, efetivamente, apenas grandes multiplicidades irão redundar em ganhos significativos de f_c . Por exemplo, para profundidade de 4000 metros a f_c varia de 56 Hz para multiplicidade unitária (apenas um traço), para aproximadamente 131 Hz, para multiplicidade de 10.000 traços. Se considerarmos multiplicidades usuais nos levantamentos sísmicos, por

Figura 2 - Gráfico da frequência crítica contra multiplicidade, para diferentes profundidades.

exemplo, 100 traços, a variação é de 94 hz para 130 Hz. Se traduzirmos isto em termos de resolução vertical, usando o critério de Rayleigh (Singh e Srivastava, 2004), para $z=8000\text{m}$ e $v=3000\text{m/s}$, chegaremos a resolução de 24m para multiplicidade de 60 e 15m para multiplicidade de 10.000. Portanto, resta agora verificarmos mecanismos que possibilitem valores de multiplicidade desta magnitude.

O MÉTODO CRS O método de superfície de reflexão comum, *Common Reflection Surface* (CRS) baseia-se na teoria paraxial do raio (ver, por exemplo, Červený, 2001). Esta teoria permite o cálculo dos tempos de trânsito dos raios vizinhos a um raio central a partir de informações relativas a este último. Na sua forma mais simples, que será aquela considerada neste trabalho, o raio central é suposto um *raio de reflexão normal*, isto é, uma reflexão em afastamento nulo. O ponto de afastamento nulo é denominado *ponto central*. Mais informações sobre os principais conceitos do método CRS podem ser encontrados, por exemplo, nos trabalhos originais de Jäger (1999) e Müller (1999) e também em trabalhos mais recentes como Hertweck *et al.* (2007) e Gamboa (2007).

O método CRS considera a chamada *aproximação hiperbólica* para tempos de trânsito relativos a pares de fonte e receptor próximos ao ponto central. Esta equação permite aproximar tempos de trânsitos localizados arbitrariamente em torno do ponto central, livrando-se da restrição de simetria em relação ao ponto

central característica do método CMP. Maiores informações sobre o tempo de trânsito hiperbólico podem ser encontradas, por exemplo, em Ursin (1982) e Tygel and Santos (2007).

Na medida em que a aproximação hiperbólica possibilita calcular os tempos de trânsito dos raios vizinhos a um raio central, podemos realizar o empilhamento não mais apenas das informações contidas em um único CMP mas também dos CMPs vizinhos. O CRS permite que isto seja feito considerando a geometria dos refletores em subsuperfície, portanto mantendo informações procedentes de um mesmo refletor em fase. A única restrição que deve haver está relacionada à abertura na direção da linha, ou seja, quantos serão os CMPs que poderão ser somados. Esta restrição está diretamente relacionada à complexidade da geologia.

Desta forma, desde que amostras de vários CMPs serão somadas para formar uma única informação, nós teremos um incremento considerável na multiplicidade deste empilhamento e por conseguinte um considerável ganho na s/r. Quando trabalhando com levantamentos 2D esta multiplicidade fica fortemente limitada pelo comprimento do operador. No entanto, em levantamentos 3D, na medida em que estamos trabalhando com empilhamento areal, a multiplicidade do CRS 3D pode ser estimada, em uma geometria regular, a partir de um número de celas igual ao quadrado do número de CMP's usado no CRS 2D. Assim, no mundo 3D, multiplicidades de, por exemplo, dez mil traços podem ser alcançadas sem dificuldade.

(a)

(b)

Figura 3 - Seção CMP com deconvolução FX e o correspondente espectro de amplitude do dado e do ruído, antes do aplainamento, relativos ao dado real. (a) Seção CMP com deconvolução FX; (b) Espectro de amplitude do ruído aleatório (preto) e do sinal somado ao ruído aleatório (vermelho).

(a)

(b)

Figura 4 - Seção CMP com deconvolução FX e o correspondente espectro de amplitude do dado e do ruído após aplainamento de até 50 Hz, relativos ao dado real. (a) Seção CMP com deconvolução FX e com o espectro de amplitude aplainado até 50 Hz; (b) Espectro de amplitude do ruído aleatório (preto) e do sinal somado ao ruído aleatório (vermelho).

RESULTADOS USANDO DADOS REAIS As figuras 3 até 8 mostram resultados do processamento sobre um dado 3D, levantado pelo consórcio CREWES, disponibilizado pela SEG. Neste dado foi realizado inicialmente o pré-processamento e a definição de um campo de velocidades para a geração das seções CMP. Este pré-processamento serviu de entrada para o processamento CRS, seguindo a sugestão feita em Gamboa (2007) de usar um dado empilhado de forma convencional, isto é, através do campo de velocidades gerado, como entrada para a busca dos parâmetros CRS. A figura 3a mostra uma seção CMP, já com a deconvolução FX aplicada, enquanto a figura 3b corresponde ao espectro de amplitude relativo a esta seção. Neste caso, a cor vermelha representa a soma do sinal e do ruído aleatório, enquanto a cor preta representa apenas o ruído

do aleatório presente no dado. As figuras 4 e 5 mostram esta mesma seção após o aplainamento do espectro de amplitude, tendo como frequência limite 50 e 80 Hz respectivamente, bem como os respectivos espectros de amplitudes. Neste caso utilizamos, assim como em todas as outras seções onde o espectro de amplitude foi aplainado, o processo conhecido como balanceamento espectral (*spectral whitening*). Este processo procura estatisticamente, ou seja, através da inversão direta do traço sísmico, equalizar todas as frequências dentro de uma faixa pré-estabelecida. Foi utilizada a implementação embutida no pacote ProMax© da empresa Landmark.

Podemos observar nas figuras 4 e 5 um aumen-

(a)

(a)

(b)

(b)

Figura 5 - Seção CMP com deconvolução FX e o correspondente espectro de amplitude do dado e do ruído após aplainamento de até 80 Hz, relativos ao dado real. (a) Seção CMP com deconvolução FX e com o espectro de amplitude aplainado até 80 Hz (b) Espectro de amplitude do ruído aleatório (preto) e do sinal somado ao ruído aleatório (vermelho).

Figura 6 - Seção CRS e o correspondente espectro de amplitude do dado e do ruído antes do aplainamento, relativos ao dado real. (a) Seção CRS (b) Espectro de amplitude do ruído aleatório (preto) e do sinal somado ao ruído aleatório (vermelho).

to no conteúdo de frequência do sinal quando comparamos estas figuras à figura 3. Também é perceptível que na figura 5 este aumento é mais expressivo. No entanto, também a quantidade de ruído cresce nesta última figura. Poderíamos então inferir que, neste último caso, estaríamos na região da frequência crítica, ou acima, dela, pois a contribuição do ruído neste caso é expressiva. Para verificar esta afirmação podemos comparar seus espectros de amplitude com aqueles esquemáticos da figura 2. Assim como nas figuras esquemáticas, vemos que, a partir de uma dada frequência, o balanceamento espectral faz com que a quantidade de ruído cresça de tal forma que termina por contaminar a seção final, eliminando assim as vantagens do ganho em frequência.

A figura 6 mostra a seção empilhada CRS, sen-

do que a figura 7 apresenta esta mesma seção após o aplainamento do espectro de amplitude. Da mesma forma que antes, os respectivos espectros de amplitude estão ao lado das seções.

Duas observações iniciais podem ser feitas, a saber, a ligeira redução da frequência da seção CRS quando comparada à seção CMP (Fig. 2), e o aumento significativo da frequência após o aplainamento da seção CRS, como mostra Gamboa *et al.* (2007). Analisando os espectros podemos comprovar que efetivamente o espectro foi aplainado, no entanto, ao contrário da seção CMP com a deconvolução FX, sem que a contribuição do ruído apresentasse a mesma tendência. Isto significa dizer que até esta faixa de frequência ainda não alcançamos a f_c , ou seja, a redução do ruído pela ação do empilhamento CRS foi de tal magnitude que a frequência crítica subiu a valores no entorno de 80 Hz.

(a)

(b)

Figura 7 - Seção CRS e o correspondente espectro de amplitude do dado e do ruído após o aplainamento até 80 Hz, relativos ao dado real. (a) Seção CRS com aplainamento do espectro até 80Hz (b) Espectro de amplitude do ruído aleatório (preto) e do sinal somado ao ruído aleatório (vermelho).

Para melhor ilustrar este ganho na frequência geramos a figura 8, a qual mostra detalhes da seção CMP com deconvolução FX e da seção CRS seguida do aplainamento do espectro de amplitudes.

Podemos, por exemplo, fixar nossa atenção na região compreendida entre as duas setas, separadas por 100 ms, e verificar que a combinação empilhamento CRS seguido do aplainamento do espectro elevam a frequência dominante de aproximadamente 30 Hz para algo em torno de 50 Hz. Traduzindo isto em termos de resolução vertical para $v=3000$ m/s, o ganho foi de aproximadamente de 25 m para 15 m. É evidente que diante de tamanha mudança temos de indagar sobre a credibilidade dos resultados. Na próxima seção então tentaremos mostrar que este resultado é compatível com as expectativas teóricas envolvidas.

(a)

(b)

Figura 8 - Detalhe da seção CMP com deconvolução FX e a correspondente seção CRS com aplainamento do espectro de amplitude até 80 Hz, relativos ao dado real. (a) Detalhe da seção CMP com deconvolução FX; (b) Detalhe da seção CRS com aplainamento do espectro até 80Hz.

VALIDAÇÃO DOS RESULTADOS USANDO DADOS SINTÉTICOS A comparação entre as duas seções da figura 8 nos leva a questionar até onde as informações geradas na última são verdadeiras. Como estamos realizando um procedimento estatístico, o balanceamento espectral, devemos necessariamente realizar algum tipo de validação para comprovar a relação entre os eventos que aparecem e a geologia. Sabemos que a forma tradicional para a realização desta comprovação é através da amarração da seção sísmica com informações de poços. No entanto, aqui resolvemos lançar mão de um meio indireto para isto. Vamos gerar um dado sintético e aplicar sobre ele os mesmos procedimentos usados no dado real e então verificaremos a relação entre os eventos trazidos pela sequência CRS-aplainamento do espectro e o dado sintético original.

No experimento simulado geramos 2000 tiros, necessários para podermos simular grandes aberturas do operador CRS, sendo que o intervalo entre tiro e entre receptores foi igual a 25m e a assinatura foi um pulso tipo Klauder gerada a partir de uma varredura (*sweep*) de frequência entre 4 e 200 Hz. O intervalo de amostragem foi de 2ms. O modelo foi construído de sorte a apresentar intercalações entre folhelho e areia, sendo que primeiro tem espessura constante enquanto no segundo as espessuras variam com a profundidade, com vistas a simular diferentes camadas delgadas. Con-

(a)

(c)

(b)

Figura 9 - Seção correspondente à função refletividade, seu espectro de amplitude e o dado de entrada relativo a um dado sintético. (a) Seção relativa à função refletividade, com passa banda aplicado. (b) Espectro de amplitude da seção com a função refletividade. (c) Sismograma do dado de entrada.

volvemos o pulso *Klauder* com esta refletividade, para em seguida aplicarmos um fator de atenuação onde o fator de qualidade, Q , foi de 100.

Cabe chamar a atenção de que, apesar de os refletores estarem bem destacados, foi aplicado um procedimento sobre esta refletividade original de sorte a tornar o seu espectro de frequência aproximadamente plano, ou seja, com característica aleatória. Tal procedimento configura uma das premissas para processos estatísticos agindo sobre o dado sísmico, pois neste caso também usaremos o balanceamento espectral para promover o

(a)

(b)

Figura 10 - Seção CMP com decoconvolução FX e o correspondente espectro de amplitude do dado e do ruído, antes do aplainamento, relativos ao dado sintético. (a) Seção CMP com decoconvolução FX; (b) Espectro de amplitude da seção CMP com decoconvolução FX.

aplainamento dos espectros das seções sísmicas. Todas as figuras relativas a este modelo estarão representadas apenas por um trecho da seção completa.

A figura 9 apresenta a função refletividade com o mesmo filtro passa-banda usado no aplainamento dos espectros de amplitudes das seções sísmicas e a respectiva coluna geológica. Também na mesma figura mostramos o espectro de amplitudes relativo à seção refletividade, de característica branca, bem como um sismograma antes de qualquer tipo de pré-processamento. A baixa qualidade do dado evidencia a forte presença do ruído aleatório.

Figura 11 - Seções CMP após o aplainamento do espectro de amplitude até 50 e 175Hz, com seus respectivos espectros de amplitude, todos relativos ao dado sintético. (a) Seção CMP com deconvolução FX e com o espectro de amplitudes aplainado até 50 Hz; (b) Seção CMP com deconvolução FX e com o espectro de amplitudes aplainado até 175 Hz; (c) Espectro de amplitudes da seção CMP com deconvolução FX e com o espectro de amplitudes aplainado aplicado até 50 Hz; (d) Espectro de amplitude da seção CMP com deconvolução FX e com o espectro de amplitudes aplainado aplicado até 175 Hz.

Na figura 10 vemos a seção CMP com a deconvolução FX e seu espectro de amplitudes. No caso deste espectro, também separamos a contribuição do ruído aleatório (cor preta). A comparação entre as figuras 9 e 10 evidencia a forte atenuação a que o sinal foi submetido, impedindo a separação das camadas delgadas. Já a figura 10b realça a forte contribuição do ruído aleatório, marcadamente na parte superior do espectro.

Na figura 11 representamos a seção CMP com deconvolução FX, após o balanceamento espectral até

as frequências 50 e 175Hz, bem como os respectivos espectros de amplitude. À semelhança do dado real (ver Figs. 4 e 5), podemos observar que existe uma frequência limite a partir da qual o aplainamento do espectro de amplitudes, apesar de aumentar a frequência do sinal, contamina a seção de tal forma que este ganho não compensa a degradação provocada pelo ruído. Neste caso, avaliamos esta frequência em torno de 50 Hz.

Nossa expectativa quando aplicamos o CRS é gerar um dado com a presença do ruído aleatório for-

Figura 12 - Seções CRS original e após o aplainamento do espectro de amplitude até 175Hz, com seus respectivos espectros de amplitude, todos relativos ao dado sintético. (a) Seção CRS; (b) Seção CRS com o espectro de amplitudes aplainado aplicado até 175 Hz; (c) Espectro de amplitudes da seção CRS; (d) Espectro de amplitude da seção CRS com o espectro de amplitudes aplainado aplicado até 175 Hz.

temente reduzido, devido à alta multiplicidade utilizada. Observando a figura 12a, a qual representa a seção CRS empilhada, esta expectativa se confirma, podendo ser verificada através da comparação desta seção com aquela obtida através do aplainamento do seu espectro de amplitudes até 175Hz, mostrada na figura 12b. É notório que, neste caso, a frequência crítica não foi alcançada, pois, caso contrário, a seção estaria, assim como no caso da seção CMP (Fig. 11b), também fortemente contaminada pelo ruído aleatório. A análise dos espectros de amplitudes nas figuras (12b e d) reforça esta afirmação. Enquanto na seção CMP a parcela de ruído na parte superior do espectro é de considerável

importância, aqui sua contribuição é praticamente nula. Novamente podemos fazer uma relação direta entre estes resultados e aqueles obtidos anteriormente com os dados reais.

Por fim, vamos analisar a figura 13, a qual mostra as seções CMP, refletividade e CRS em detalhe. Lembremos que nosso propósito foi, desde o início, verificar a validade das informações presentes no dado sísmico após a sequência CRS-aplainamento. O que devemos então observar nestas seções de detalhe é se existe amarração entre a seção de refletividade e aquela obtida por esta sequência de processamento. Podemos verificar que basicamente as informações são as

Figura 13 - Detalhe da seção CMP com deconvolução FX, da função refletividade e da seção CRS com espectro de amplitude aplainado até 175Hz, relativos ao dado sintético. (a) Detalhe da seção CMP com deconvolução FX; (b) Detalhe da seção de refletividade; (c) Detalhe da seção CRS com espectro de amplitudes aplainado até 175Hz.

mesmas, não obstante uma maior ênfase para refletores internos, no caso do dado com a sequência CRS-espectro aplainado. A primeira explicação que precisa ser considerada é que estes refletores internos existem e foram gerados durante o processo de branqueamento da função refletividade. A segunda é que não chega a se constituir em surpresa o fato de o balanceamento espectral estar promovendo esta ênfase nos refletores internos. Esta é uma ferramenta estatística, portanto, trabalha com termos de compromisso, ou seja, de acordo com a parametrização podemos realçar este efeito, ou reduzir a sua eficiência no processo de aplainamento do espectro. Esta é uma escolha que deve ser feita pelo profissional que define os parâmetros. Não obstante, devemos deixar claro que este é apenas um dos processos para a realização deste aplainamento. O mais importante é o crescimento da frequência crítica, pois, desta forma, também técnicas determinísticas (como a inversão da curva de atenuação através da estimativa do fator Q) podem ser beneficiadas, na medida em que este processo também é fortemente limitado em suas possibilidades pela baixa s/r na parte superior dos espectros de amplitudes (ver Yilmaz, 2001).

CONCLUSÕES Vimos neste trabalho que as altas frequências, apesar de serem comumente registradas e serem objeto de procedimentos de equalização do espectro de amplitudes, ainda persistem com amplitudes significativamente menores do que as correspondentes

às baixas frequências. Tal fato compromete a identificação de camadas delgadas nas seções sísmicas. A razão para que isto ocorra está naquilo que chamamos de frequência crítica, que vem a ser a frequência onde a amplitude do sinal e a do ruído aleatório se igualam. Qualquer processo que se proponha a aplainar o espectro de frequência vai estar automaticamente prejudicado quando o valor da frequência crítica é baixo, pois o resultado final é um dado fortemente ruidoso, o que pode comprometer, de forma definitiva, eventuais ganhos obtidos no conteúdo de altas frequências do sinal.

A solução proposta está na redução do nível de ruído aleatório, lançando mão de grandes valores na multiplicidade de empilhamento na geração da seção final. Primeiramente mostramos matematicamente, que existe uma relação direta entre a frequência crítica e a multiplicidade, porém, apenas valores muito altos da multiplicidade têm a capacidade de gerar ganhos efetivos da frequência crítica. Em seguida tecemos comentários sobre a técnica CRS, mostrando porque a partir dela é possível alcançarmos altíssimos valores na multiplicidade, particularmente para volumes 3D.

A partir de um dado real 3D, aplicamos a sequência empilhamento CRS-aplainamento do espectro de amplitudes, neste caso lançando mão da técnica de balanceamento espectral (*spectral whitening*). A aplicação desta metodologia propiciou ganho significativo nas altas frequências, resultando na detecção de uma série eventos intermediários não observados nos pro-

cedimentos convencionais de processamento sísmico. Com o objetivo de dar credibilidade aos resultados obtidos, geramos um dado sintético e aplicamos sobre ele a mesma sequência aplicada no dado real. O resultado final foi a comprovação da existência da frequência crítica, o seu impacto nos resultados do aplainamento do espectro de amplitudes, bem como a confirmação das informações obtidas. Apesar de circunstancialmente o processo haver enfatizado refletores internos de fracas amplitudes, o resultado final mostra um ganho de fre-

quência considerável e recupera a definição das camadas delgadas.

Agradecimentos Gostaríamos de agradecer ao consórcio *Wave Inversion Technology (WIT)* por disponibilizar o pacote CRS utilizado na geração dos dados aqui apresentados, à Landmark pela utilização do pacote sísmico ProMax© através de seu *Educational Grant Program* e à Petrobras por ter propiciado as condições para a realização deste trabalho.

Referências

- Denham L.R., 1981 Extending the resolution of seismic reflection exploration. *J. Canadian Society of Exploration Geophysicists*, **17**:43–54.
- Denham L.R. 2004. Limits of seismic resolution. In: Soc. Expl. Geophys., Annual Internat. Mtg., 70th, *Expanded Abstracts*, p. 2401–2404.
- Gamboa F. 2007. *Aplicações do método de Superfície Comum de Reflexão (CRS) ao processamento sísmico*. Tese de Doutorado, Programa de Ciências e Engenharia de Petróleo (CEP), Universidade Estadual de Campinas, Campinas.
- Gamboa F., Lopes A.F., Freitas L.B., Tygel M. 2007. Vertical and lateral resolution in the CRS method: A practical study. In: SBGf, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 10, Rio de Janeiro, *Anais*, Resumo estendido nº SBGF0D261_07.
- Hertweck T., Schleicher J., Mann J. 2007. Data stacking beyond CMP. *Leading Edge*, **26**(7):818–827.
- Jäger R. 1999. *The Common Reflection Surface Stack - Introduction and Application*. Master's thesis, Geophysical Institute, Karlsruhe University.
- Mayne W.H., 1962. Common reflection point horizontal data stacking techniques. *Geophysics*, **27**(6):927–938.
- Müller T. 1999. *The Common Reflection Surface Stack Method: Seismic Imaging Without Knowledge of the Velocity Model*. PhD thesis, Geophysical Institute, Karlsruhe University.
- Neelamani R., Baumsten A., Gillard D., Hadidi M., Soroka W., Dhahi A. 2008. Coherent and radon noise attenuation using the curvelet transform. *The Leading Edge*, **27**(2):240–248.
- Singh V. & Srivastava A.K. 2004. Understanding the seismic resolution and its limit for better reservoir characterization. *Geohorizons*, **21**(12):1–35.
- Tygel M. & Santos L. 2007. Quadratic normal moveouts of symmetric reflections in elastic media: A quick tutorial. *Stud. Geophys. Geod.*, **51**:185–206.
- Ursin B. 1982. Quadratic wavefront and traveltimes approximations in inhomogeneous layered media with curved interfaces. *Geophysics*, **47**(7):1012–1021.
- Varela C., Rosa A., Ulrych T. 1993. Modeling of attenuation and dispersion. *Geophysics*, **58**(8):1167–1173.

Manuscrito BR 13

Submetido em 12 de dezembro de 2007

Aceito em 10 de março de 2008