

탄성파반사자료의 경사보정 연구

양승진* · 김원식* · 유해수**

A Study on Dip-Moveout of Seismic Reflection Data

Seung-Jin Yang*, Won-Sik Kim* and Hai-Soo Yoo**

ABSTRACT : Common-mid-point (CMP) seismic data on a dipping layer have a stacking velocity different from a horizontal layer velocity and the reflection points on the data are dispersed to many different positions. Therefore, the CMP data are not stacked well by the conventional stacking method using the horizontal layer velocity. The CMP gather can be ideally stacked by applying dip-moveout (DMO) processing. Hence, modern seismic processing includes DMO as an essential routine step. DMO processing techniques are broadly categorized by two, Fourier transform and integral methods, each of which has many different computational schemes. In this study, the dip-decomposition technique of the Fourier transform method is used to test the DMO effect on the synthetic seismic data generated for dipping structures. Each of constant offset sections is NMO corrected by using the layer velocity of the model and DMO processed. The resulting zero-offset sections for many offsets are stacked. The stacked sections with DMO processing show the structural boundaries of the models much better than those without DMO processing.

서 언

석유탐사 등을 위한 주요한 탄성과 탐사는 다중 채널을 이용한 CDP (common depth point) 탐사로 시행한다. 배사구조나 단층 등 저류구조에서의 CDP 탐사 자료의 중합을 위한 NMO (normal moveout) 보정은 주위 수평층에서와 같은 중합속도를 이용하는 것이 일반적이다. 그러나 경사층에서의 중합속도는 경사각의 함수이며 공통중간점 취합자료 (CMP gather)의 각 트레이스는 공통반사점 (CDP)을 갖지 않고 각각 다른 반사점으로 분산되어 (Levin, 1971) 수평층에 대한 중합속도에 의해 NMO 보정 및 중합을 시행하면 중합이 효율적으로 이루어지지 않아 지하 구조가 선명히 나타나지 않는다.

따라서 저류구조 등 주요한 구조에 대해서는 경사

영향을 제거시키는 DMO (dip-moveout) 처리를 하는 것이 필수적이다. 또한 이 DMO 처리에 의해 여러 가지 잇점이 생기므로 (Deregowski, 1986) 최근 전산처리에는 DMO 처리를 수행하는 것이 일반화되어 있으나, 국내에서는 이에 대한 이해와 연구가 미흡한 실정이다.

DMO 처리의 효시는 Judson 등 (1978)에 의해 소개된 "DEVILISH" 법이나 그 구체적 시행법은 발표되지 않았다. 그후 Yilmaz와 Claerbout (1980)은 중합 전의 CMP 자료에 부분적 구조보정 (Prestack partial migration (PSPM))을 시행함으로써 경사 영향을 보정하는 방법을 제시하였다. Deregowski 와 Roca (1981)는 시간-공간 (거리) 영역에서의 타원 (DMO ellipse)식을 유도하였으며 이에 근거하여 Deregowski (1982, 1987)는 적분법에 의한 DMO 처리법을 고안하였다. 이 적분법은 처리방법이 쉽고 계산시간이 적은 장점이 있으나, 수평층 반사파 기록을 손상시키는 단점이 있다. Hale (1984)은 푸리에변형법에 의한 DMO 처리방법을 고안하였으며, 이 방법에 의하면 수평층 기록이 훼손되지 않고 경사영향이 잘 보정될 수 있으나 계산 시간이 많이 걸리는 단점이 있다.

푸리에변형법의 처리 시간 단축을 위한 몇가지 방법

* 한양대학교 자원공학과 (Department of Resource Eng., Hanyang University, Seoul 133-791, Korea, E-mail: sjyang@email.hanyang.ac.kr)

** 한국해양연구소 지구물리 연구실 (Geophysical Research group, Korea Ocean Research and Development Institute, Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea)

이 발표되어 있다 (Bolondi *et al.*, 1982; Biondi and Ronen, 1987; Notfors and Godfrey, 1987; Jakubowicz, 1984). 휴스턴 대학의 Gardner 등 (1987) 및 Forel 등 (1988)은 3-D 등에도 적용될 수 있는 비교적 간단한 적분방법을 발표하였고, 비등방성 매질에서의 DMO (Larner, 1993; Tsvankin, 1995)에 대한 연구와 DMO 후의 AVO에 관한 연구 (Gardner and Forel, 1990; Gardner and Canning, 1998) 등 많은 연구가 수행되고 있다.

본 연구에서는 경사층에서의 DMO의 이론적 원리를 고찰하고 DMO 처리법 중 그 처리 결과가 정확한 푸리에변형법의 일종으로서 계산시간이 적게 드는 간편한 방법인 경사분할법 (dip-decomposition (Jakubowicz, 1984))을 이용하여 DMO 처리를 시행하는 전산프로그램을 작성하였다. 이에 의해 가해진 경사모형 지층에 대한 합성단성과 기록을 처리하여 그 처리 효과를 검토하였다.

모형지층은 일정한 경사를 갖는 경사층과 경사지층의 일부 구간에서 높은 반사계수를 갖는 지층 등이다. 위 모형지층에 대해 여러 오프셋 (offset)의 CMP 트레이스들을 수평층 속도를 이용하여 NMO 보정한 후 중합한 자료와 이를 DMO 시켰을 때의 중합 결과를 비교해 보고 반사 계수 이상대 위치의 정확성 등을 검토하였다.

DMO 원리와 처리 방법

CMP 자료의 NMO 보정 및 중합은 측선 상의 몇 개 지점에서 분석된 중합속도를 이용하여 시행되며, 분석된 중합속도는 대부분 수평층에서 결정된 것이다.

상층의 속도가 v 인 수평 2층 구조에서 offset이 $2h$ 일 때의 반사주시 t_h 는

$$t_h^2 = t_n^2 + \frac{4h^2}{v^2} \tag{1}$$

이며, 여기서 t_n 는 수평층에 대한 영점주시이고 v 는 수평지층의 속도이다.

수평층에서 CMP gather의 각 trace의 반사파는 모두 CMP 직하의 한 공통반사점 (CDP)에서의 반사파이며, 영점주시 t_n 는 이 CDP와 CMP 간의 왕복주시이다.

그러나 경사각이 θ° 인 경사층에서의 CMP trace의 주시는

$$t_h^2 = t_m^2 + \frac{4h^2}{v_s^2} \tag{2}$$

이며 (Levin, 1971), 여기서 중합속도 v_s 는

$$v_s = \frac{v}{\cos\theta} \tag{3}$$

로서 경사각의 함수이며 일반적으로 지층속도 v 보다 크다. 그리고 t_m 은 CMP (M)에 대한 영점주시로서 M에서 이의 경사층에의 투사점 M' (Fig. 1 참조)까지의 심도(d)에 대한 왕복주시이다. 그리고 CMP gather의 각 offset $2h$ 에 대한 반사점은 M'점이 아니고, 이로부터 경사 위쪽으로 l 만큼 떨어진 Y점이다. 거리 l 은

$$l = \frac{h^2}{d} \cos\theta \sin\theta \tag{4}$$

으로서 이는 h 와 θ 의 함수이다. 이 반사점(Y)에 대한 수직왕복주시 (즉, 영점주시 t_y)는 Fig. 1에서 보듯이 측선상의 M에서 $y(=l/\cos\theta)$ 만큼 떨어진 Y점에서의 영점주시이다. 이 y 는 (4)를 대입하면

$$y = \frac{h^2}{d} \sin\theta \tag{5}$$

이다. 여기서 d 는 (Fig. 1 참조)

$$d = \frac{vt_y}{2} + (-y) \sin\theta \tag{6}$$

이다. (6)을 (5)에 대입하면

$$y^2 - \frac{vt_y}{2 \sin\theta} y - h^2 = 0 \tag{7}$$

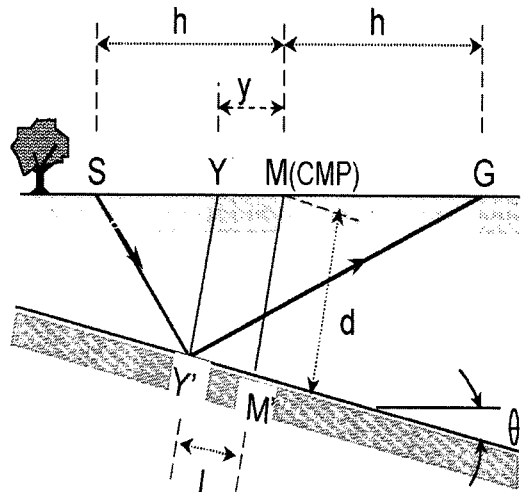


Fig. 1. Reflection point displacement for a dipping reflector.

이 된다. 이 식은 DMO 처리에 의해 반사점 분산이 보정됨을 지시하는 식으로서 그 보정되는 원리는 아래에 기술하는 DMO 처리 방법에 따라 고찰될 수 있다.

DMO 처리법은 푸리에변형법과 적분법으로 대별되며 각 방법의 원리와 처리 방법을 고찰해 보면 아래와 같다. (1) 및 (2)에서

$$t_n = \left(t_n^2 - \frac{4h^2}{v^2} \right)^{1/2} \quad (8)$$

$$t_m = \left(t_n^2 - \frac{4h^2}{v^2} \cos^2 \theta \right)^{1/2} \quad (9)$$

$$= \left(t_n^2 + \frac{4h^2}{v^2} \sin^2 \theta \right)^{1/2} \quad (9')$$

이다. (9)에서 θ 가 미지수이거나, 또는 좁은 수평적 범위내에서 많이 변하는 불일정한 값일 때 t_m 결정은 곤란하므로 경사층에 대한 영점주시 탄성파자료를 얻을 수 없어서 수평층속도 v 를 이용하여 (8) 식으로 NMO 보정하여 수평층일 경우의 영점주시 (t_n)자료로 변환한 후 이에 대해 다음과 같이 주파수-과수 영역에서 DMO 처리에 의해 실제 영점주시 (t_m)자료로 변환한다.

탄성파 영점주시의 구배는

$$\frac{\Delta t_m}{\Delta x} = \frac{2 \sin \theta}{v} \quad (10)$$

의 관계가 있으며, 이는 각 주파수 ω 및 각과수 k 영역에서는

$$\frac{\Delta t_m}{\Delta x} = \frac{k}{\omega} \quad (11)$$

이다. (10) 및 (11)을 (9)에 대입하면

$$t_m = \left(t_n^2 + \frac{k^2}{\omega^2} h^2 \right)^{1/2} \quad (12)$$

$$= A t_n \quad (12')$$

$$A = \left(1 + \frac{k^2 h^2}{\omega^2 t_n^2} \right)^{1/2} = \frac{t_m}{t_n} \quad (13)$$

$$dt_m = A^{-1} dt_n \quad (14)$$

이다.

CMP 위치 x 에서 한 h 에 대한 trace (common offset trace)의 영점주시 기록을 $p(t_m, x, h)$ 라 할 때 이는 이것을 푸리에변형한 것을 푸리에역변환한 것으로 표현할 수 있으므로

$$P(\omega, k, h) = \iint p(t_m, x, h) e^{-i(kx - \omega t_m)} dt_m dx \quad (15)$$

$$p(t_m, x, h) = \iint P(\omega, k, h) e^{-i(kx - \omega t_m)} d\omega dk \quad (16)$$

이다. (16)은 일반 푸리에역변형식이라서 고속푸리에변환 (Fast Fourier Transform (FFT))으로 계산될 수 있으나 (15)의 계산은 간단치 않다. 즉 (12)에서 보듯이 k/ω 또는 (9)의 θ 를 모르면 t_m 결정이 곤란하여 $p(t_m, x, h)$ 를 알 수 없으므로 (15)를 계산할 수 없다. 이를 계산하는 한 방법으로서 (15)의 t_m 및 dt_m 을 (12) 및 (14)으로 대치하고 $p(t_m, x, h)$ 대신 $p(t_n, x, h)$ 로 대치하면

$$P(\omega, k, h) = \int [p(t_n, x, h) e^{-ikx} dx] e^{i\omega t_n A} A^{-1} dt_n \quad (17)$$

이다. 위식을 수치해석적 방법으로 적분하여 DMO를 시행할 수 있다 (Hale, 1984). 이 방법에 의하면 그 결과는 아주 정확하나 (17)의 적분이 일반 푸리에변형식이 아니라서 FFT를 적용할 수 없어서 계산시간이 많이 소요된다.

(17)을 FFT로 계산키 위해 시간축을 대수적으로 신축 (log-stretch)시키는 방법들이 고안되어 있다 (Bolondi *et al.*, 1982; Biondi and Ronen, 1987; Notfors and Godfrey, 1987). (15)의 계산을 간단하게 수행하는 위와 다른 간단한 한 방법은 (12)의 k/ω 를 상수 λ_j 라하고 이것을 (10)의 $\theta=0 \sim 90^\circ$ 에 해당되는 $0 \sim 2/v$ 인 범위에서 여러 가지로 가정한다. 즉,

$$k/\omega = \lambda_j = j \Delta \lambda, \quad j=0, 1, 2, 3, \dots, N \quad (18)$$

에 대해 (12)로부터

$$t_{m,j} = (t_n^2 + \lambda_j^2 h^2)^{1/2} \quad (19)$$

를 결정하고, t_n 의 영점주시 기록을 $t_{m,j}$ 로 이동시킨 영점주시기록 $p_j(t_{m,j}, x, h)$ 를 이용하여 (15)에 의해 구한 스펙트럼을 $P_j(\omega, k, h)$ 라 할 때

$$P_j(\omega, k, h) = \iint [p_j(k_{m,j}, x, h) e^{-ikx} dx] e^{i\omega t_{m,j}} dt_{m,j=0,1,\dots,N} \quad (20)$$

으로서 이것은 일반 푸리에변형식이므로 FFT로 계산할 수 있다 (Jakubowicz, 1984). 이것의 푸리에역변형은 (16)에 의해

$$p(t_m, k, h) = \iint [P_j(\omega, k, h)e^{ikx} dk] e^{-i\omega t_m} d\omega \quad (21)$$

이며, 이것도 전술한 바와 같이 일반 푸리에변형식이
 라서 FFT로 계산될 수 있다.

각 P_j 는 $k/\omega = \lambda_j$ 인 (ω k)에서만 타당하므로 각 j 에
 대한 P_j (ω k, h)값이 $k = (\lambda_j \pm \Delta\lambda/2)\omega$ 인 (ω k)영역에
 만 설정되도록 하는 대역필터를 적용해야 한다.

(17)-(20)에 의해 경사보정이 되는 이유는 t_n 과 t_m 의
 차이가 Δt 라 할 때 (12) 또는 (19)가

$$t_m = t_n + \Delta t \quad (22)$$

의 역할을 하여 스펙트럼이

$$P(\omega, k, h) = P_n(\omega, k, h)e^{i\omega\Delta t} \quad (23)$$

이 되고, 따라서, 이것의 푸리에역변형은 $p_n(t_n + \Delta t, x, h)$ 가 되어 실제 영점주시기록이 된다. 또한 (18)의 λ_j 가 실제 영점주시 기록의 경사 (dt_m/dx)와 같을 때 스펙트럼이 잘 나오고, λ_j 가 위와 다를 때는 이에 대한 P_j 의 기울기가 λ_j 와 상응되지 않아 스펙트럼이 0 또는 작은 값이 된다. 예를 들면, $\lambda_j = 0$ 일 때, $dt_m/dx = 0$ 인 수평층($\theta = 0$)에 대한 수평한 기록의 스펙트럼은 나올 수 있으나, 경사층에서의 기록은 수평하지 않아서 $\lambda_j = 0$ 로 한 (20)의 스펙트럼은 거의 0이다. 따라서 여러 λ_j 에 대한 스펙트럼을 푸리에역변형하면 실제 λ 에 대한 기록인 실제 t_m 기록만 나온다.

이상의 원리에 의해 각 h 에 대한 $p(t_n, x, h)$ section은 실제 영점주시 자료 $p(t_m, x, h)$ 로 변환되며 여러 h 에 대한 자료를 각각 DMO처리한 후 중합하면 위상이 같게 합성된다.

또한 동일한 반사점에서의 반사파가 다른 CMP 지점의 다른 h 자료로 기록되었던 것이 DMO에 의해 동일 지점에서의 반사기록으로 전환되며 중합에 의해 CDP 중합자료로 전환된다.

$p(t_n, x, h)$ 가 impulse 일 때 푸리에변형법의 DMO 결과 즉 impulse response는 타원형이 되며 (Hale, 1991), 이는 $p(t_n, x, h)$ 자료의 pre-stack partial migration operator (Yilmaz and Claerbout, 1980)의 impulse response가 타원인 점과 유사하다.

적분법에서는 시간-공간 (축선위치)영역에서 $p(t_n, x, h)$ 와 타원형의 impulse response를 컨벌루션(convolution)함으로써 DMO 처리를 시행한다.

한 trace의 impulse는 음원과 수신점을 초점으로 하는 타원형 반사면에서의 기록으로 간주할 수 있고, 이

러한 반사면의 실제반사점에서의 영점주시 t_y 와 이것이 관측되는 지점의 CMP로부터의 거리 y (Fig. 1 참조)의 관계는

$$\frac{t_y^2}{t_n^2} + \frac{y^2}{h^2} = 1 \quad (24)$$

의 타원(DMO ellipse)이다 (Hale, 1991; Deregowski, 1981).

따라서 적분법과 푸리에변형법은 원리적으로 같은 결과를 초래한다. 또한 (24)를 y 로 미분하여 정리하면 (7) 식이 되며 (Deregowski, 1982), 이는 축선상의 여러 CMP 지점(x)에서의 여러 h 및 t_n 에 대한 impulse response 들이 (7)을 만족하는 실제 반사점에서는 중합되고 기타 지점에서는 중합되지 않아 CMP에서의 반사점들이 분산되는 것이 보정됨을 뜻한다.

본 연구에서는 위의 과정에 의해 DMO를 수행하는 프로그램을 작성하였고, 이를 이용하여 가정된 경사모형 지층에 대한 합성주시자료를 DMO 처리해 보았다.

합성탄성파 자료 DMO 처리 및 결과 검토

앞절에 기술한 경사분해를 이용한 푸리에변형법에 근거하여 작성한 전산프로그램을 이용하여 몇가지 경사를 갖는 모형지층에 대한 합성탄성파기록을 DMO 처리하여 보았다.

우선 작성된 DMO처리 프로그램의 타당성 검토를 위해 impulse 반사기록의 처리결과가 타원이 되는가를 검토해 보았다.

Fig. 2는 영점주시 (t_n)가 다른 4개의 impulsive 한 Richer 파를 갖는 기록에 대한 $h=1000$ m 일 때의 impulse response이다. 본도에서 보듯이 각 impulse response들은 타원형이며, t_n 이 작을 때 (즉, 반사층 심도가 작을 때)에는 완만하고 넓으며, t_n 이 클 때 (즉, 반사층 심도가 클 때)는 좁다. 이 현상은 Hale 등 (1991)의 결과와 일치하므로 전산프로그램은 타당하다. 합성주시는 경사가 20°, 40°, 60°, 80°인 경사지층 모형에 대해 음원-수진점간의 파선추적법에 의해 주시를 계산하고 그 주시에 리커파형을 컨벌루션하여 작성하였고, 시간영역의 sample 간격은 4ms, CMP 간격은 50 m로 하였다.

Fig. 3은 속도가 2000 m/sec이고 경사가 20°인 경사지층 모형이며, Fig. 4는 20° 경사층에서 $h=300, 600, 900, 1200$ m인 4개의 CMP trace를 속도

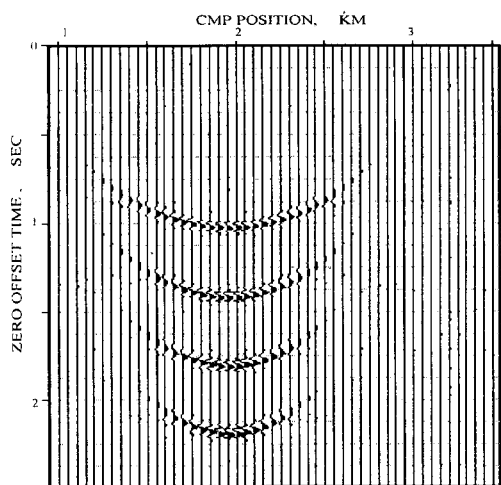


Fig. 2. Impulse responses of DMO by Fourier transform as defined by equation (20) and (21).

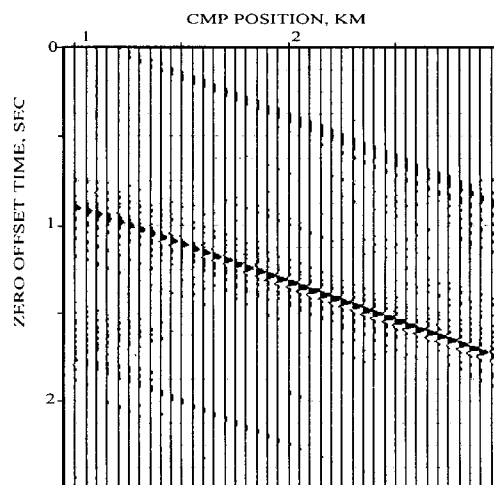


Fig. 5. Stacked section for the model of 20° dip after DMO processing. Each of the four NMO corrected common offset sections is DMO processed before stacking.

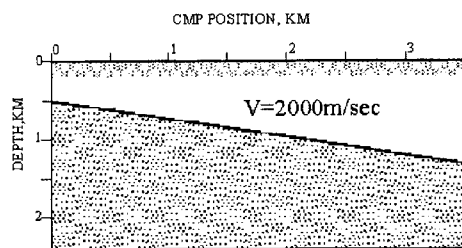


Fig. 3. A model of a dipping reflector with dip angle of 20°.

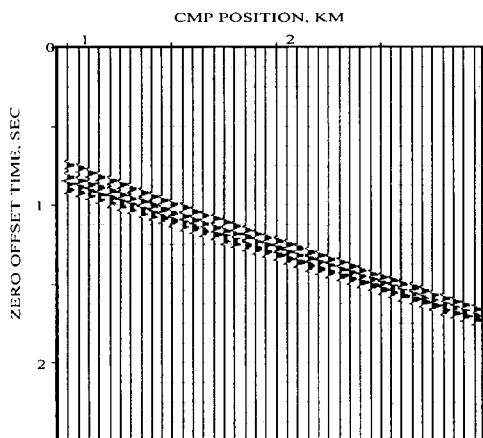


Fig. 4. Stacked section of NMO corrected CMP data for the model of 20° dip. Each CMP gather has four traces of different offset and NMO corrected by using layer velocity of 2000 m/s.

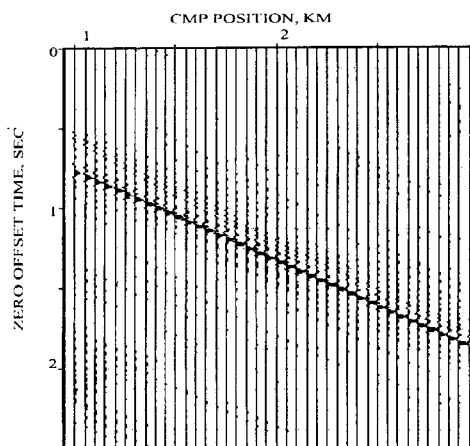


Fig. 6. Stacked section for the model of 40° dip after DMO processing. Each of the four NMO corrected common offset sections is DMO processed before stacking.

나나지 않는다.

Fig. 5는 Fig. 4의 각 h별 NMO 보정된 자료에 DMO 처리를 한 후 중합한 결과로서 이는 하나의 뚜렷한 반사층 기록으로 나타난다. 본 DMO는 (18)의 λ_j 를 10개의 다른 값 ($j=0, \dots, 9$)으로 분할하여 시행한 것이며, λ_j 의 개수를 이보다 작게 할수록 기록에 잡음이 많이 생기며 이보다 크게 하면 기록의 질은 Fig. 5와 유사하나 계산시간이 더 많이 소요된다.

2000 m/sec로 NMO보정하여 중합한 것이다. 여기서 보듯이 이 기록은 하나의 뚜렷한 반사층 기록으로 타

Fig. 6은 경사가 40°이고 구간속도가 2000 m/sec인 모형에서의 $h=300, 600, 900, 1200$ m인 4개의 CMP trace를 속도 2000 m/sec를 이용하여 NMO 보정한 자

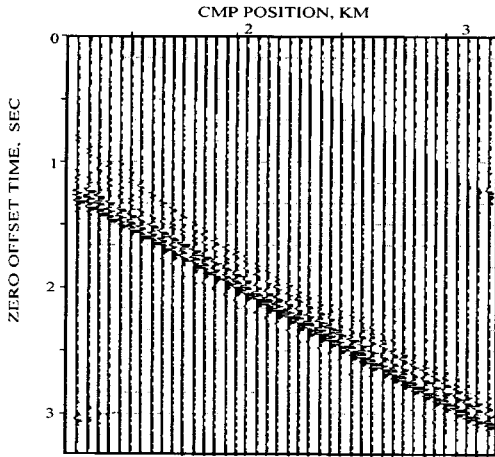


Fig. 7. Stacked section for the model of 60° dip after DMO processing. Each of the four NMO corrected common offset sections is DMO processed before stacking.

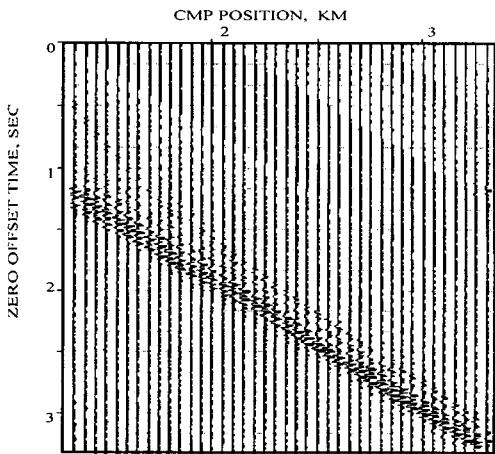


Fig. 8. Stacked section for the model of 80° dip after DMO processing. Each of the four NMO corrected common offset sections is DMO processed before stacking.

료를 DMO 처리하여 중합한 결과로 여기서 보듯이 40°의 경사자료는 DMO 처리에 의해 중합이 잘 되어 반사층 기록이 잘 나옴을 알 수 있다.

Fig. 7은 경사가 60°이고 구간속도가 2000 m/sec일 경우 이에 대해 h=300, 600, 900, 1200 m인 4개의 CMP trace를 속도 2000 m/sec를 이용하여 NMO보정한 자료를 DMO 처리하여 중합한 결과로서 반사면을 식별할 수는 있으나, 경사가 20° 및 40°인 경우에 비해 중합결과의 질이 저하된다.

Fig. 8은 경사가 80°이고 구간속도가 2000 m/sec인 모형에 대해 h=300, 600, 900, 1200 m인 4개의 CMP

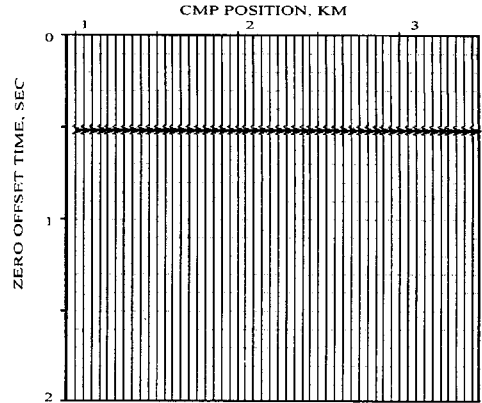


Fig. 9. DMO processed section for a horizontal reflector at a depth of 500 m with a velocity of 2000 m/s. Input section is the constant offset section for h=1000 m, NMO corrected by using the layer velocity of 2000 m/s.

trace를 속도 2000 m/sec를 이용하여 NMO보정한 자료를 DMO 처리하여 중합한 결과로 반사면은 식별될 수 있으나 잡음이 많이 내포된다.

Fig. 9는 반사면 심도가 500 m이고, 제 1층 속도가 2000 m/sec인 수평2층 구조에 대해 h=1000 m로 탐사된 자료를 V=2000 m/sec에 의해 NMO한 자료를 DMO 시킨 것으로 영점주시 기록이 잘 나옴을 보여준다. 이는 본 DMO 처리에 의해 수평층 기록이 훼손되지 않음을 지시하며, 일반적으로 적분법에 의해 DMO를 실시할 경우 수평층 기록이 훼손될 수 있는데 반해 본 방법에 의한 DMO는 수평층 기록을 손상시키지 않음을 지시한다.

Fig. 10은 경사가 20°이고 속도가 2000 m/sec인 지층의 일부에 반사계수가 큰 지역 (이상대)이 존재하는 모형이며 Fig. 11은 위 모형에서 h=300, 600, 900, 1200 m인 4개의 trace로 된 CMP gather를 중합속도 2000 m/sec로 하여 NMO 시킨 것을 중합한 것이다.

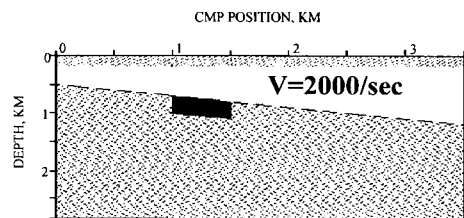


Fig. 10. A dipping layer with dip angle 20° and velocity of 2000 m/sec, partly including an anomaly zone with high reflection coefficient.

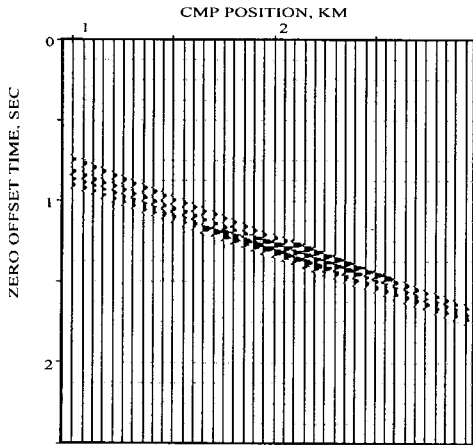


Fig. 11. Stacked section of CMP data for the model in Fig. 10, NMO corrected by using the layer velocity of 2000 m/sec.

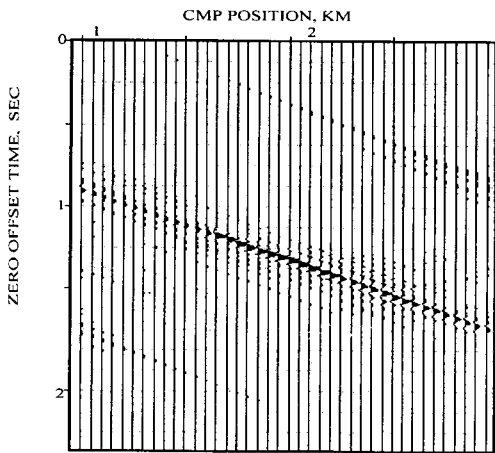


Fig. 12. Stacked section after DMO for the model in Fig. 10. Each of the four common offset sections is NMO corrected by using the layer velocity of 2000 m/sec and DMO processed before stacking.

여기서 보듯이 h 에 따라 반사점이 분산되어 다른 곳에 나타나고 NMO 보정량이 h 에 따라 달라져서 중합이 잘 안되고, 이상대의 위치와 범위 및 형태에 오차가 생겨 이상대 파악이 곤란하다. Fig. 12는 각 h 별 NMO보정된 자료에 DMO 처리를 한 후 중합한 결과이며 이상대 위치를 잘 나타내준다.

이상 모형실험결과를 종합해 볼 때 경사층에서의 CMP gather를 주위 수평층 속도로 NMO 보정하여 중합하면 중합이 잘 안되고 반사점분산이 생겨 지질구조를 제대로 나타내 주지 않으나, 이 자료에 DMO를 시행하여 중합하면 중합이 잘되고 반사점 분산도 실제

반사점으로 보정되어 지질구조를 잘 나타내준다. 단, 지층경사가 60° 이상인 경우에는 DMO 처리 결과에 많은 잡음이 생긴다.

이 DMO 처리된 기록은 영점주시기록으로 이 기록의 경사는 실제 지질구조와는 다소 다르며 이를 실제 구조와 같게 하기 위해서는 별도의 영점주시 구조보정(migration)을 시행해야 한다.

결 론

본 연구에서는 푸리에변형을 이용한 경사보정(DMO) 중 경사분해를 이용하여 시행하는 방법을 연구하여 그 전산프로그램을 작성하였고, 이에 의해 여러가지 경사 모형지층에서의 합성탄성파기록을 DMO 처리해 보았으며 그 결과를 요약하면 다음과 같다.

1. 경사층에서의 CMP 자료를 주위 수평층 속도를 이용하여 중합시키면 중합이 잘 안되나 이 NMO 보정된 자료에 DMO 처리를 수행한 후 중합하면 중합이 잘 되고 실제 영점주시 기록과 같은 중합 기록을 얻을 수 있다.

2. 경사분해를 이용하는 DMO 처리법은 지층 경사가 60° 이상일 때는 DMO 처리결과에 잡음이 많이 내포된다.

3. 경사층에 반사계수가 큰 이상대가 있을 시 일반적인 NMO 보정과 중합을 시행하면, 반사점분산에 의해 이상대가 다른 위치에 복잡하고 불명료하게 나타나나 DMO에 의해 분산이 보정되어 이상대 위치가 잘 나타난다.

4. 본 DMO법은 수평층 기록도 손상시키지 않고 잘 나타나게 한다.

사 사

본 연구는 한양대학교 산업과학연구소의 지원과 한국해양연구소의 위탁에 의해 수행되었으며 위 기관의 후원에 감사한다.

참고문헌

- Biondi, B. and Renen, S. (1987) Dip-moveout in shot profile. *Jour. Geophysics.*, v. 52, p. 1473-1482.
- Bolondi, G., Loinger, E. and Rocca, F. (1982) Offset continuation of seismic sections. *Jour. Geophysical Prospection.* v. 30, p. 813-828.
- Deregowski, S.M., (1982) Dip-moveout and reflector

- point dispersal. *Jour. Geophysical Prospecting*. v. 30, p. 318-322.
- Deregowski, S.M. (1987) Integral implementation of dip moveout. *Jour. Geophysical Transaction*. v. 33, no. 1, p.11-22.
- Deregowski, S.M. (1986) What is DMO. *Jour. First Break*. v. 4, no. 7, p. 7-24.
- Deregowski, S.M. and Rocca, F. (1981) Geometrical Optics and Wave theory of constant offset sections in layered media. *Jour. Geophysical Prospection*, v. 29, p. 384-406.
- Forel, D. and Gardner, G.H.F. (1988) A three-dimensional perspective on two-dimensional dip-moveout. *Jour. Geophysics*. v. 53, p. 604-610.
- Gardner, G.H.F. and Canning, A. (1998) AVA analysis after velocity-indepent DMO and imaging. *Jour. Geophysics*. v. 63, no. 2, p. 686-691.
- Gardner, G.H.F. and Forel, D. (1990) Amplitude preservation equations for dip movemout. *Jour. Geophysics*. v. 55, p. 485-487.
- Hale, D. (1984) Dip-moveout by Fourier transform. *Jour. Geophysics*, v. 49, p.74, 1-747.
- Jakubowicz, H. (1990) A simple efficient of dip-moveout correction. *Jour. Geophysical Prospection*. v. 38, p. 221-245.
- Larner (1993) Dip-moveout error in transversely isotropic media with linear velocity variation in depth. *Jour. Geophysics*. v. 58, p. 1442-1453.
- Levin, F.K. (1971) Apparent velocity from dipping interfaces. *Jour. Geophysics*. v. 36, p. 510-516.
- Notfors, C.D. and Godfrey, R.J. (1987) Dip-moveout in the frequency-wavenumber domain. *Jour. Geophysics*. v. 52, p. 1718-1721.
- Tsvankin (1995) Normal moveout from dipping reflectors in anisotropic media. *Jour. Geophysics*, v. 60, p. 260-284.
- Yilmaz, O. and Claerbout, J.F. (1980) Prestack partial migration. *Jour. Geophysics*. v. 45, p. 1753-1779.

1999년 3월 8일 원고접수, 1999년 7월 21일 게재승인.