

수진기 배열 변경에 의한 역시간 구조보정 영상 개선 연구

정순홍¹⁾ · 신창수¹⁾

Improvement of Reverse-time Migration using Modified Receiver Aperture

Soon-Hong Cheong¹⁾ and Chang-Soo Shin¹⁾

요 약 : 본 연구에서는 상반성 원리에 의해 수진기 배열을 변경하여 영상화 범위를 확장한 탄성과 기록을 얻었다. 이를 역시간 구조보정에 적용하여 구조보정 영상의 개선을 시도하였다. 송신원과 수진기의 위치가 바뀌어도 물리적 반응이 변화 없다는 상반성의 원리를 이용하면 탄성과 탐사기록이 취득 되지 않은 수진기 위치에서도 탄성과 기록을 얻을 수 있다. 변경된 수진기 배열에 의한 탐사 기록의 효율성을 검증하기 위하여 Marmousi 속도 모형을 적용한 역시간 구조보정을 수행하였다. 현장 자료의 경우 정확한 지하 속도 모형을 얻기 어려우므로 이를 고려하여 선형적으로 속도가 증가하는 모형을 적용하였다. 구조보정 결과 탐사기록의 변경이 구조보정 영상의 해상도 개선에 효과가 있음을 확인하였다. 따라서 기존의 탐사기록을 보다 유용하게 이용할 수 있을 것으로 보인다.

주요어 : 역시간 구조보정, 상반성의 원리, 탄성과탐사기록

Abstract : Using reciprocity theorem, one direction aperture of seismogram can be extended to full aperture seismogram. Modified seismogram is applied to reverse time migration only to acquire improved migration image. In this paper, we tested reverse time migration with the Marmousi velocity data to examine efficiency of modified seismogram. And linearly increasing velocity model is selected and examined for a case where velocity data is insufficient. When true velocity is applied, using modified seismogram enhances the reverse time migration image more than using original seismogram. In the case of using linearly increasing velocity model, migration image is distorted. So low frequency source is brought in migration process. Reverse time migration image with low frequency source and linearly increasing velocity model is improved when modified seismogram is used. From the result of study, seismogram modification by reciprocity theorem is useful and migration image can be enhanced.

Keywords : reverse-time migration, reciprocity theorem, seismogram

서 론

탄성과 탐사의 자료처리를 통해 얻어진 중합단면은 지하 매질의 속도 변화나 복잡한 지하구조 등의 영향으로 실제 구조와는 다르게 왜곡된다. 이와 같이 왜곡된 지하구조를 보정하기 위해 구조보정을 실시한다. Dan Whitmore는 전체 파동방정식을 이용하는 역시간 구조보정을 1983년 Dallas에서의 52nd SEG Meeting에서 소개하였다. 비슷한 시기에 Baysal(1983), Loewenthal and Mufti(1983) 등도 역시간 구조보정에 대하여 연구를 수행하였다. 역시간 구조보정은 Kirchhoff형 구조보정에 비해 고해상도 영상을 제공하는 장점이 있다. 그러나 이는 실제 속도를 알고 있는 경우에만 유용하며 실제 현장 탐사 자료는 속도에 대한 정보가 부족하다. 따라서 고해상도 영상 단면을 얻기 위해서는 초기 속도모형의 예측이 필수적이다.

본 연구에서는 속도모형이 주어진 경우 역시간 구조보정 영

상을 개선하는 방법을 모색하고자 한다. 이를 위해 탄성과 탐사기록을 상반성의 원리(reciprocity theorem)에 의해 수정하고 이를 역시간 구조보정에 적용하였다. 탐사기록의 수정을 통해 기록의 양(quantity)과 영상화 범위(image zone)를 확대하여 구조보정 영상의 개선을 시도하였다.

상반성의 원리에 의해 탐사기록을 변경하는 과정은 여러 송신원에 대한 수진기 자료를 연속적으로 얻는 탐사 중 수진기가 한 방향으로 배열되는 해양탐사에서 유용하다. 상반성의 원리에 의거하여 수진기가 위치하지 않은 반대 방향의 자료를 다른 송신원에 대한 탐사기록으로 대체하여 탄성과 기록을 수정할 수 있다. 탐사 기록의 배열을 변경하면 각 송신원에 대한 취합 자료의 정보가 늘어나므로 보다 향상된 구조보정 영상단면을 기대할 수 있다.

각 송신원에 대한 취합 자료의 정보가 증가되어도 역시간 구조보정의 비용에는 큰 차이가 없고 탐사기록을 상반성의 원

*2003년 8월 20일 접수

1) 서울대학교 지구환경시스템공학부

리에 의해 변경하는 과정은 간단하다. 따라서 구조보정 영상이 개선된다면 탐사 자료를 변경하는 방법이 지하구조 해석에 효율적이다.

본 연구에서는 먼저 Marmousi 속도 모형을 이용한 구조보정 결과가 정확한 영상단면을 보여주는지를 확인하고자 한다. 이는 정확한 속도모형을 적용하였을 때, 탐사기록을 양 방향으로 변경한 자료를 이용하여 구조보정한 결과와 기존 결과의 차이를 고찰하기 위함이다. 나아가 현장 탐사에서 실제 속도 자료가 충분하지 않은 경우를 가정하여 심도에 따라 선형적으로 속도가 증가하는 모형(이하 선형 속도 증가 모형)을 적용하여 구조보정을 수행하기로 한다. 현장 탐사 기록을 고려한 구조보정에서도 수진기가 한 방향으로 배열된 탐사기록과 이를 변경한 탐사기록을 각각 적용하여 그 결과를 비교함으로써 상반성에 의해 탐사기록을 변경하는 방법의 타당성을 검증할 것이다.

상반성의 원리(Reciprocity theorem)

상반성은 임의의 송신원에서 보낸 탄성파가 임의의 수신기를 지나는 경우 송신원과 수신기의 위치가 서로 바뀌어도 파동장과 주시 등의 반응이 동일하다는 원리이다. 상반성을 탄성파 모형반응에서 확인하기 위해 임의의 모형을 격자점으로 나누고 음향 파동방정식(acoustic wave equation)을 유한 차분 또는 유한 요소 식에 따라 풀어 쓰면 다음의 식 (1)과 같다.

$$(\mathbf{K} - \omega^2 \mathbf{M})\mathbf{u} = \mathbf{S}\mathbf{u} = \mathbf{f} \tag{1}$$

여기서 \mathbf{S} 는 복소 임피던스 행렬, \mathbf{K} 는 강성행렬, \mathbf{M} 은 질량행렬이다. 강성행렬과 질량행렬은 각각의 요소 행렬($\mathbf{K}_e, \mathbf{M}_e$)들을 전역화(assembly)하여 구할 수 있는데 요소 행렬들은 2차원의 경우 다음의 식 (2)와 (3)으로 쓸 수 있다.

$$\mathbf{K}_e = \int_{z_1}^{z_2} \int_{x_1}^{x_2} k \begin{pmatrix} \frac{\partial \phi_1}{\partial x} \frac{\partial \phi_1}{\partial x} + \frac{\partial \phi_1}{\partial z} \frac{\partial \phi_1}{\partial z} & \frac{\partial \phi_1}{\partial x} \frac{\partial \phi_2}{\partial x} + \frac{\partial \phi_1}{\partial z} \frac{\partial \phi_2}{\partial z} & \frac{\partial \phi_1}{\partial x} \frac{\partial \phi_3}{\partial x} + \frac{\partial \phi_1}{\partial z} \frac{\partial \phi_3}{\partial z} & \frac{\partial \phi_1}{\partial x} \frac{\partial \phi_4}{\partial x} + \frac{\partial \phi_1}{\partial z} \frac{\partial \phi_4}{\partial z} \\ \frac{\partial \phi_2}{\partial x} \frac{\partial \phi_1}{\partial x} + \frac{\partial \phi_2}{\partial z} \frac{\partial \phi_1}{\partial z} & \frac{\partial \phi_2}{\partial x} \frac{\partial \phi_2}{\partial x} + \frac{\partial \phi_2}{\partial z} \frac{\partial \phi_2}{\partial z} & \frac{\partial \phi_2}{\partial x} \frac{\partial \phi_3}{\partial x} + \frac{\partial \phi_2}{\partial z} \frac{\partial \phi_3}{\partial z} & \frac{\partial \phi_2}{\partial x} \frac{\partial \phi_4}{\partial x} + \frac{\partial \phi_2}{\partial z} \frac{\partial \phi_4}{\partial z} \\ \frac{\partial \phi_3}{\partial x} \frac{\partial \phi_1}{\partial x} + \frac{\partial \phi_3}{\partial z} \frac{\partial \phi_1}{\partial z} & \frac{\partial \phi_3}{\partial x} \frac{\partial \phi_2}{\partial x} + \frac{\partial \phi_3}{\partial z} \frac{\partial \phi_2}{\partial z} & \frac{\partial \phi_3}{\partial x} \frac{\partial \phi_3}{\partial x} + \frac{\partial \phi_3}{\partial z} \frac{\partial \phi_3}{\partial z} & \frac{\partial \phi_3}{\partial x} \frac{\partial \phi_4}{\partial x} + \frac{\partial \phi_3}{\partial z} \frac{\partial \phi_4}{\partial z} \\ \frac{\partial \phi_4}{\partial x} \frac{\partial \phi_1}{\partial x} + \frac{\partial \phi_4}{\partial z} \frac{\partial \phi_1}{\partial z} & \frac{\partial \phi_4}{\partial x} \frac{\partial \phi_2}{\partial x} + \frac{\partial \phi_4}{\partial z} \frac{\partial \phi_2}{\partial z} & \frac{\partial \phi_4}{\partial x} \frac{\partial \phi_3}{\partial x} + \frac{\partial \phi_4}{\partial z} \frac{\partial \phi_3}{\partial z} & \frac{\partial \phi_4}{\partial x} \frac{\partial \phi_4}{\partial x} + \frac{\partial \phi_4}{\partial z} \frac{\partial \phi_4}{\partial z} \end{pmatrix} dx dz \tag{2}$$

$$\mathbf{M}_e = \int_{z_1}^{z_2} \int_{x_1}^{x_2} \rho \begin{pmatrix} \phi_1 \phi_1 & \phi_1 \phi_2 & \phi_1 \phi_3 & \phi_1 \phi_4 \\ \phi_2 \phi_1 & \phi_2 \phi_2 & \phi_2 \phi_3 & \phi_2 \phi_4 \\ \phi_3 \phi_1 & \phi_3 \phi_2 & \phi_3 \phi_3 & \phi_3 \phi_4 \\ \phi_4 \phi_1 & \phi_4 \phi_2 & \phi_4 \phi_3 & \phi_4 \phi_4 \end{pmatrix} dx dz \tag{3}$$

여기서 ϕ_k 는 2차원 유한 요소의 기저함수이고 k 는 강성계수, ρ 는 밀도이다. 요소 행렬을 관찰하면 모든 성분이 대칭(symmetric)이다. 따라서 이들을 전역화하여 계산한 복소 임피던스 행렬 $\mathbf{S} (= \mathbf{K} - \omega^2 \mathbf{M})$ 역시 대칭임이 자명하다. 그리고 수학적으로 대칭행렬의 역행렬 역시 대칭인 특성이 알려져 있으므로 \mathbf{S}^{-1} 역시 대칭행렬이다.

이상을 이용하여 탄성과 모형 반응을 예를 들어 상반성의 원리를 검증할 수 있다. 탄성과 모형반응은 다음의 주어진 파동방정식의 선형계를 풀어 구한다.

$$\mathbf{u} = \mathbf{S}^{-1} \mathbf{f} \tag{4}$$

(4)식에서 파동장 \mathbf{u} 의 한 성분을 u_i 라 하면 이는 i 위치의 수신기에서 기록된 파동장 값이다. u_i 의 값을 풀어 쓰면 $u_i = \sum_k \mathbf{S}^{-1}_{ik} f_k$ 가 되는데 송신원이 j 위치 한곳에 있다고 가정하면 $f_k = 0 (k \neq j), f_k \neq 0 (k = j)$ 이다. 따라서 j 에서 보낸 신호를 i 에서 수신한 파동장 값은 $u_i = \mathbf{S}^{-1}_{ij} f_j$ 이다. 이제 송신원과 수신기의 위치를 바꾸어 j 에서 보낸 신호를 i 에서 받았다고 가정하여 파동장을 구하면 $u_j = \mathbf{S}^{-1}_{ji} f_i$ 이다. 송신원의 크기는 같도록 조정이 가능하고 \mathbf{S}^{-1} 가 대칭이므로 두 파동장은 같다.

$$u_j = \mathbf{S}^{-1}_{ji} f_i = \mathbf{S}^{-1}_{ij} f_j = u_i \quad (f_i = f_i, \mathbf{S}^{-1}_{ij} = \mathbf{S}^{-1}_{ji}) \tag{5}$$

따라서 상반성이 성립함을 쉽게 설명할 수 있다. 수식적인 증명은 L. Knopoff and Anthony F. Gangi(1959)에 의하여 확립되었다. 일반적인 미분방정식의 연산자(operator)가 self-adjoint한 성질을 이용하면 다음의 (6)식으로 표시된다.

$$L_{ij}(u_i) = f_j \tag{6}$$

여기서 u 는 종속변수(dependent variable)이고 L_{ij} 은 self-adjoint 연산자, f 는 비제차 항(inhomogeneous term)이다. 균질한 경계면을 가정하면

$$u_i(P, Q) f_i(P) = u_i(Q, P) f_i(Q) \tag{7}$$

의 관계가 성립한다. 이 때 $u(P, Q)$ 는 Q 위치의 점 송신원 $f(Q)$ 에 의한 P 위치의 파동장 u 값을 의미한다.

이 식을 미분하고 Green's tensor를 이용하면 $u_i(P, Q) = G_{ij}(P, Q) f_j(Q)$ 이고 이를 앞의 식에 대입하면

$$G_{ij}(P, Q) = G_{ji}(Q, P) \tag{8}$$

인 결과를 얻게 된다. 이 식은 곧 위의 (7)식의 상반성과 같은 의미이다. 상반성의 원리에서 알 수 있는 특성을 그림으로 표

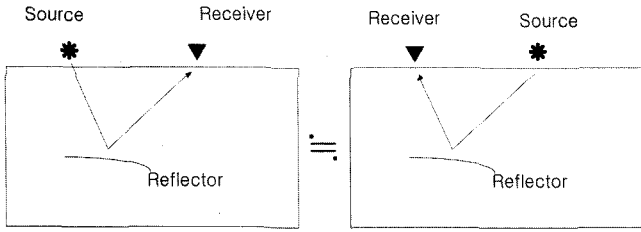


Fig. 1. Property of reciprocity.

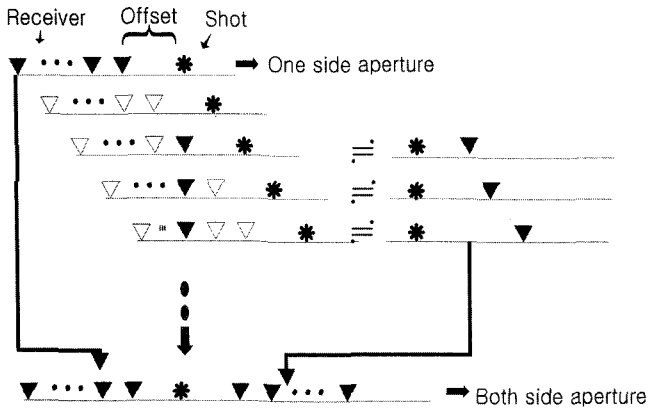


Fig. 2. Procedure of modifying one side aperture seismogram to both side aperture seismogram.

현하면 Fig. 1에서 보는 바와 같이 송신원과 수신기의 위치가 같은 자료는 쌍으로 존재하게 된다. 따라서 송신원이 여럿인 탐사기록은 한 송신원에 대응하는 수신기의 위치가 양 방향으로 여러 개 존재한다. 이 경우 한 방향의 탐사 기록만 존재하더라도 Fig. 2에 도시된 과정을 통해 그 자료와 상반성을 지닌 탄성과 탐사기록을 추가하여 기록할 수 있다.

구조보정(Migration)

탄성과 구조보정은 측정 파동장과 지하매질의 물성(예를 들면 속도, 밀도 등)에 대한 편미분 파동장과 영지연 상호상관(zero lag cross correlation)으로 표시된다 (Shin and Chung, 1999). 이는 상호상관 값이 최대가 되면 교란 매개변수(parameter)인 ΔP 가 실제모형에 가까워짐을 이용한 방법이다. 수식으로 표현하면 다음과 같다.

$$\phi_i = \int_{x_{\min}}^{x_{\max}} \int_0^{T_{\max}} \frac{\partial u(x, t)}{\partial p_i} d(x, t) dx dt \quad (9)$$

이때 $\frac{\partial u}{\partial p_i}$ 가 편미분 파동장이 되고 $d(x, t)$ 는 측정 탐사 기록이다. 이를 주파수 영역으로 Fourier 변환하면

$$\phi_i = \int_{-\omega_{\max}}^{\omega_{\max}} \int_{x_{\min}}^{x_{\max}} \frac{\partial u(x, \omega)}{\partial p_i} d(\tilde{x}, \omega) d\omega dx \quad (10)$$

로 표시된다. $d(\tilde{x}, \omega)$ 는 탐사자료의 주파수 영역에서의 공액복소수(complex conjugate) 값이고 편미분 파동장 $\partial u(x, \omega) / \partial p_i$ 는 파동방정식을 매개변수 p_i 에 대하여 미분한 값이다.

편미분 파동장을 구하기 위해 (1)식을 미분하면

$$S \frac{\partial u}{\partial p_i} = \frac{\partial S}{\partial p_i} u = f^* \quad (11)$$

가 된다. 이 식에서 편미분 파동장을 구하면 다음과 같이 모형 반응(modeling) 연산자와 가상음원(virtual source)의 곱으로 표현된다.

$$\frac{\partial u}{\partial p_i} = S^{-1} f^* \quad (12)$$

여기서 구한 편미분 파동장을 전치(transpose)하여 식 (10)에 대입하면 역시간 구조보정의 식을 도출할 수 있다.

$$\phi_i = \int_{-\omega_{\max}}^{\omega_{\max}} \begin{bmatrix} \frac{\partial u_1}{\partial p_i} & \frac{\partial u_2}{\partial p_i} & \dots & \frac{\partial u_{nn}}{\partial p_i} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \tilde{d}_1 & \tilde{d}_2 & \dots & \tilde{d}_n \\ 0 & 0 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \end{bmatrix} d\omega \quad (13)$$

$$= \int_{-\omega_{\max}}^{\omega_{\max}} [f_1^*, f_2^*, \dots, f_{nn}^*] [S^{-1}]^T \begin{bmatrix} \tilde{d}_1 \\ \tilde{d}_2 \\ \vdots \\ \tilde{d}_n \\ 0 \\ 0 \\ \vdots \end{bmatrix} d\omega$$

이때 $[f_1^*, f_2^*, \dots, f_{nn}^*]$ 는 가상음원이 되고 $[S^{-1}]^T$ 는 탐사

자료의 공액복소수 값을 새로운 송신원으로 하여 모형반응을 구한 역전파 항(back propagation term)에 해당한다.

따라서 시간 영역에서의 구조보정 역시 가상음원과 역전파 자료의 convolution을 계산하여 구할 수 있다. 본 연구에서는 시간영역 4차 유한차분 모형반응 알고리즘을 통하여 가상음원과 역전파 항을 구하여 구조보정을 수행하였고 Reynolds (1978)의 경계 조건을 이용하여 경계부에서의 다중 반사파를 제거하였으며 송신원의 파형은 Gauss 일차 미분 파형이다.

속도 모형과 탄성과 탐사기록

역시간 구조보정이 복잡한 속도구조를 어느 정도 정확히 영상화 하는지 알아보기 위하여 구조보정 실험을 위하여 많이 쓰이는 Fig. 3의 Marmousi 속도모형을 구조보정에 적용하였다(Geoltrain and Brac, 1993). 이 모형은 프랑스의 IFP(Institut Francais du Petrole)에서 제시한 모형으로 전체 크기는 수평 방향으로 9.2 km이고 깊이는 3.0 km이다. 모형의 천부에 습곡이 심한 단층이 있고 심부에는 암염층이 있으며 그 하부에 완만한 배사구조가 존재한다. 암염층과 배사구조 사이의 부분이 관심이 있는 영역(target zone)으로 자원의 매장 가능성이 높다.

IFP의 Marmousi 속도모형에 대한 탄성과 탐사 기록은 해상에서의 air gun을 송신원으로 하고 96채널의 streamer를 수신기로 가정하여 수치적으로 모형 반응을 계산한 자료이다. 이 자료의 획득과정을 가정한 모식도는 Fig. 4의 (a)에 표현되었으며 송신원이 우측으로 이동하면서 수면 하부 8m 위치에

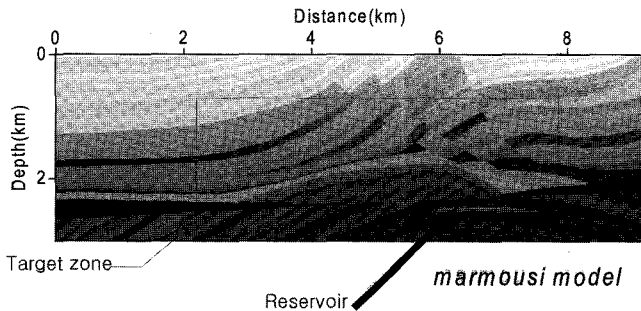


Fig. 3. The Marmousi velocity model ($dx = dz = 12m$, $nx = 767$, $nz = 251$).

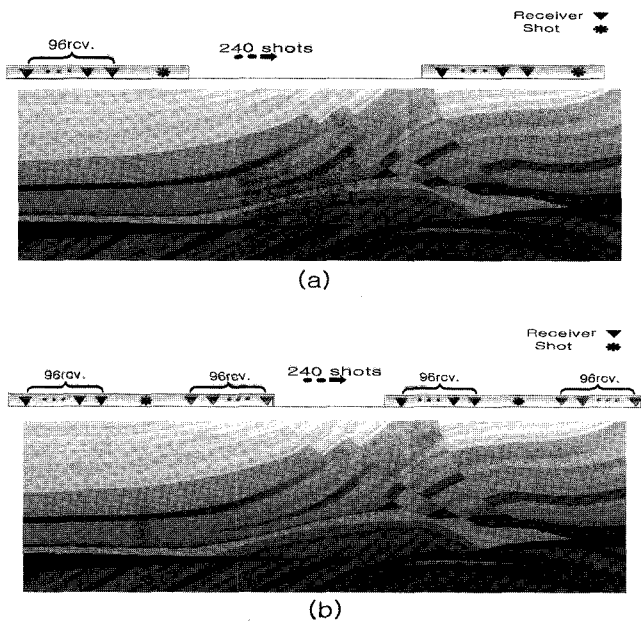


Fig. 4. (a) Data acquisition situation of one side aperture. (b) Data modification situation of both side aperture.

240개 존재하고 각 송신원들의 간격은 25 m이다. 송신원으로부터 200 m 떨어진 곳에서부터 96개의 수신기가 수면 하부 12 m 위치에 배열되어 있고 그 간격 역시 25 m로 고정되어 0.004초 간격으로 탄성파를 기록하도록 설정되었다. Fig. 5의 탐사기록이 Fig. 4의 (a)의 상황에서 240개 송신원 중 150번째를 가정하여 모형반응 계산한 한 방향 수신기 배열의 탄성과 기록이다.

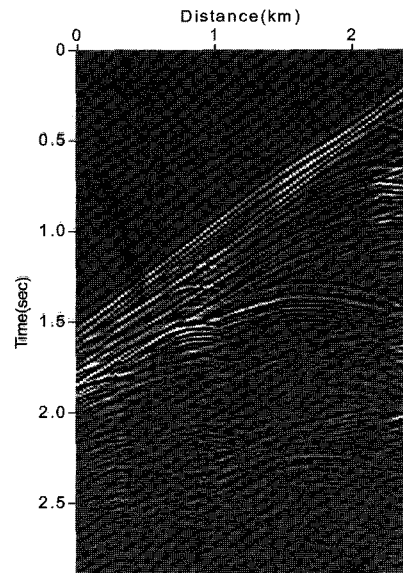


Fig. 5. Common shot gather seismogram of the Marmousi model that were down-loaded from IFP (Institut Francais du Petrole). Shot point is located at 6.75 km from left edge (150th shot), and number of channel is 96.

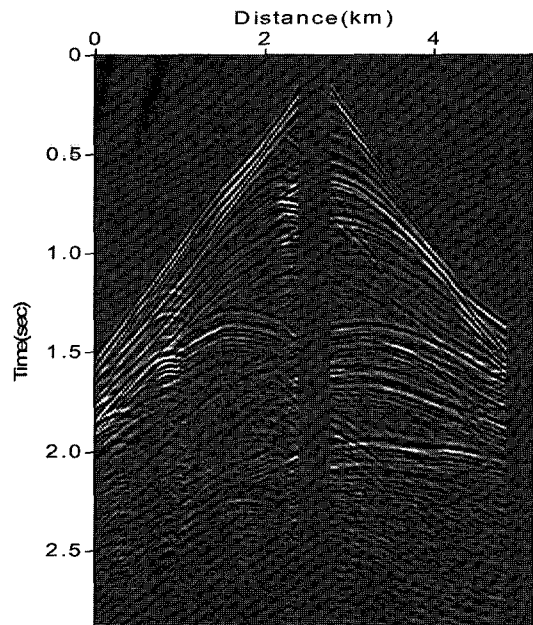


Fig. 6. Modified shot gather seismogram of the Marmousi model. Shot point is located at 6.75 km from left edge (150th shot), and number of channel is 2×96 .

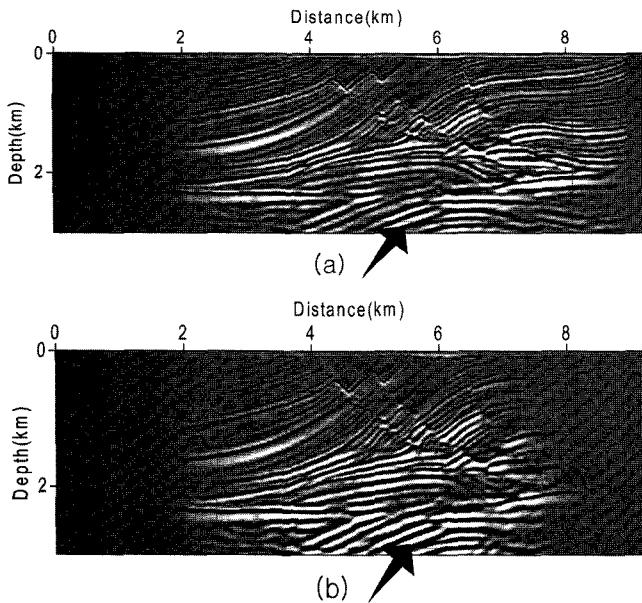


Fig. 7. (a) Migrated image according to one side aperture (true velocity, 30 Hz). (b) Migrated image according to both side aperture (true velocity, 30 Hz).

Fig. 4의 (b)에 보여지는 탐사 기록 형상은 상반성의 원리에 의한 탄성과 기록 변경에 해당하는 양방향 수진기 배열로 탐사기록을 획득하는 모식도이다. 실제 해양 탐사의 수행에서 탐사 진행 방향의 전방에 수진기를 배열하기는 어렵지만 본 연구에서 적용한 상반성 원리에 따른 양방향 탄성과 기록 변형은 간단한 과정을 통해 자료의 수정이 가능하다. 이러한 배열로 240개 송신원의 탐사기록을 변경할 수 있고 이 중 150번째 기록이 Fig. 6이다. 여기서 송신원 부근의 탐사기록이 소실된 부분이 있는데 이는 송신원과 약간의 간격(offset)을 두고 첫 번째 수진기가 위치하기 때문에 비롯된다. 탄성과 탐사에서 송신원과 수진기 간격이 없다면 상반성에 의한 수진기 배열 변경과정에서 모든 거리방향으로 탐사기록이 존재할 수 있다.

실제 속도 모형을 적용한 구조보정 결과

실제와 같은 속도 모형(Fig. 3)을 이용한 구조보정 결과는 Fig. 7의 (a)와 (b)에 도시하였다. Fig. 7(a)는 탐사 자료를 변경하지 않은 원래의 한 방향 수진기 배열을 그대로 이용한 결과이며 Fig. 7(b)는 탐사기록을 상반성 원리에 의하여 변경한 양방향 배열을 이용한 결과이다. 두 경우 모두 전체적인 지하구조의 영상을 확인할 수 있어 역시간 구조보정의 장점인 고해상도 지하 구조 영상이 구현되었다. 하지만 관심 영역(target zone)인 하부의 고속도층과 배사구조를 자세히 관찰하면 탐사기록을 변경하여 구조보정에 적용한 경우가 더욱 선명한 결과를 나타내었다. 이는 지하 심부의 고속도 층 아래의 구조를 확

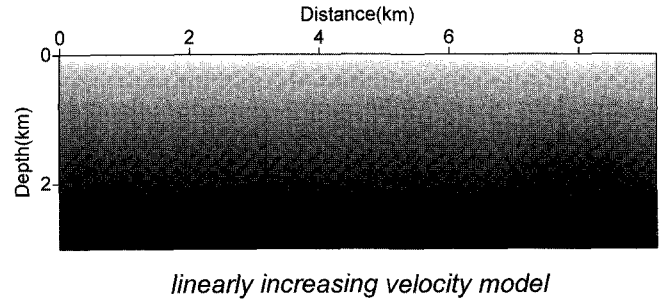


Fig. 8. Input linear velocity increase model according to depth.

인하는 경우 탄성과 탐사 자료가 많을수록 좀더 많은 정보를 얻게 되기 때문이다. 배사구조의 상부가 탄화수소와 같은 자원의 부존 가능성이 높은 중요한 구조인데 이 부근의 지하구조 영상의 연결성이 좋아졌고 따라서 고속도 지역 하부를 영상화 하는데 수진기 자료를 증가시키는 것이 좋은 영향을 미친다고 할 수 있다.

선형적으로 속도가 증가하는 모형을 적용한 구조보정 결과

다음으로 Fig. 8에 도시 되어있는 선형적으로 속도가 증가하는 모형(이하 선형 속도 증가모형)을 초기 속도모형으로 적용하여 구조보정을 수행하였다. 현장 탐사의 경우 전체 탐사영역의 모든 지점에서 지하의 속도구조를 알 수 없음을 고려하여 선형적으로 속도가 증가하는 모형을 이용한다. 이 방법은 임의의 지점에서의 시추공을 통해 알고 있는 심도에 따른 속도로 전체 지하구조의 속도를 가정하는 방법이라 할 수 있다. 즉, 2차원 모형에서 길이방향으로의 속도변화를 모두 측정하기 어려우므로 이 방향으로 속도변화가 없다고 가정하고 대신 심도 방향으로의 속도변화를 선형적으로 증가하는 양상으로 추정하여 속도모형을 만들고 구조보정에 적용한다. 지하의 속도 정보를 충분히 알 수 없을 때 선형 속도 증가모형을 사용하여 그 구조보정 결과가 지하구조를 잘 표현한다면 현장 자료의 적용성이 크다.

Marmousi 속도모형은 2차원상의 길이방향 축에 따라 변화가 크므로 이를 정확히 대표하는 선형 속도 증가 모형을 정하기는 어려우나 본 연구에서는 관심영역(target zone) 직상부 근방인 좌측 기준 7.2 km 위치에서 속도 단면을 선택하였다. 이 위치에서 실제 속도 자료는 최저 1500 m/sec에서 최대 5500 m/sec까지 변화한다. 그러나 최고 속도가 심부의 두께가 크지 않은 고속도 암염층에 해당하므로 실질적인 최고 속도를 심도가 큰 지층의 속도 수준인 3600 m/sec를 상회하는 정도로 가정하였다. 이렇게 구한 최저 속도와 최고 속도 사이를 심도에 따라 선형적으로 증가하도록 상정한 모형이 Fig. 8이다. 탄성과 탐사 기록의 배열은 실제 모델 적용 시(Fig. 4)와 동일하게 한 방향과 양 방향으로 나누어 각각의 경우 구

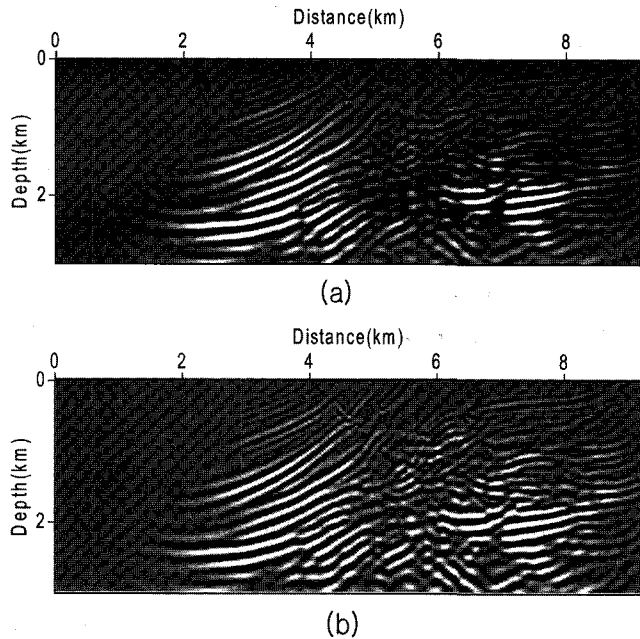


Fig. 9. (a) Migrated image according to one side aperture (linear increase velocity, 15 Hz). (b) Migrated image according to both side aperture (linear increase velocity, 15 Hz).

구조보정 영상을 비교하였다. 따라서 송신원과 수신기의 위치와 간격 등이 모두 같다. 실제 속도 모형을 적용한 경우에 비해 송신원의 주파수를 15 Hz로 낮추어 구조보정 영상의 개선을 시도하였다. 이는 선형 속도 증가 모형이 실제 속도를 근사하는 방법이므로 역산 행렬을 더욱 선형화된 형태로 만들기 위해서이다.

이러한 선형 속도 증가 모형을 이용한 구조보정 결과는 Fig. 9의 (a)와 (b) 인데 역전파되는 자료와 가상 음원의 상호 관련이 적어 실제 속도 구조를 이용한 경우에 비하여 왜곡되어 있다. 송신원의 주파수를 낮추어 전체적으로 파가 부드러워졌고 구조보정 영상화 범위가 커졌다. 따라서 속도 구조의 정보가 적은 조건에서 파동장의 왜곡 현상을 최소화하였다. 송신원의 최대 주파수를 낮추었으므로 탐사기록도 저주파수 필터링을 통해 주파수 영역 중 5~20 Hz 사이의 자료를 걸러내어 구조보정을 실시하였다.

좀더 세밀히 비교하면 양방향으로 수신기 배열 변경을 적용한 구조보정 영상인 Fig. 9의(b)가 한 방향으로 배열된 탐사기록을 이용한 결과 Fig. 9(a)에 비해 중앙쪽 심부 영역이 뚜렷해지고 암염층이 흐릿하게 식별되며 그 아래의 배사구조가 어느 정도 구별이 가능하다. 이를 근거로 탐사신호를 양 방향에서 기록하거나, 상반성을 고려하여 한 방향 탄성과 기록을 변경하여 양방향 배열의 탐사기록을 합성하는 것이 유리함을 다시 한번 확인하였다. 특히 해양탐사의 경우 일반적으로 양방향 자료 취득이 어려우므로 상반성에 따라 한 방향의 탐사기록을 구하여 이를 변형하는 방법이 매우 유력하다.

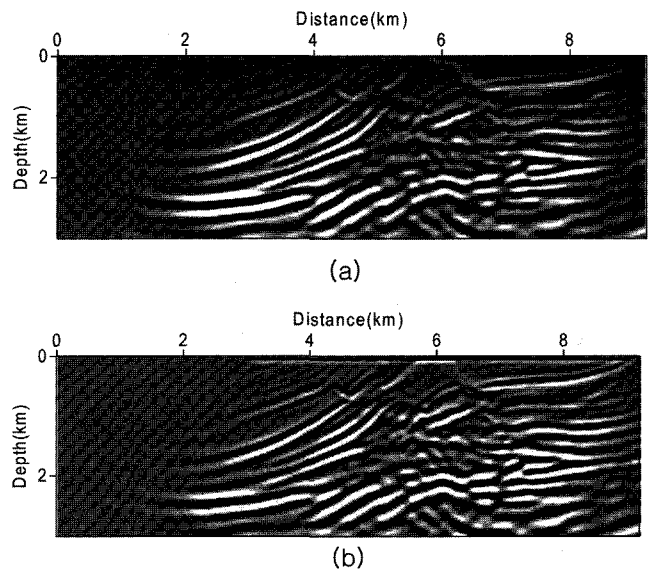


Fig. 10. (a) Migrated image according to one side aperture (linear increase velocity, 12 Hz, modeling data). (b) Migrated image according to both side aperture (linear increase velocity, 12 Hz, modeling data).

선형 속도 증가 모형 구조보정 결과 (저주파수 모델링 자료 이용)

선형 속도 증가 모형을 적용한 구조보정이 실제모형을 더욱 잘 구현하도록 탄성과 탐사 기록을 기존 탐사자료 대신 낮은 주파수로 모형반응을 수행하여 얻은 인공 합성자료로 대체하였다. 이는 저주파에서의 구조보정에 적용하기에 기존 탐사기록의 송신원 최대 주파수가 크기 때문이다. 더욱 낮은 주파수의 송신원을 이용하여 구조보정을 하기 위하여 저주파수(12 Hz) 송신원으로 인공적인 탄성과 탐사 기록을 합성하였다. 모형반응을 이용하여 자료를 생성하는 경우, 전술한 송신원과 수신기의 간격으로 인한 중앙 부분 탐사기록의 손실이 없이 탄성과 탐사자료를 형성할 수 있다.

인공 합성 탄성파기록을 이용하여 송신원 주파수 12 Hz로 구조보정을 수행한 결과는 한 방향 배열 탐사기록을 적용한 경우가 Fig. 10(a)이고 양방향 배열의 경우가 Fig. 10(b)의 영상 단면이다. 두 영상단면이 공통적으로 앞서의 기존 탄성과 기록을 이용하여 구조보정한 결과보다 평활화된 양상을 띠고 있으며 앞의 15 Hz 선형 속도 증가모형에 비해 배사구조의 양상이 단순화되어 있다. 그러나 하부 관심영역이 실제 속도 모형을 적용했을 때와 비교하면 분명하게 구별되지 않는데 속도 정보가 부족하기 때문에 구조보정 영상의 정확도는 감소된다. Fig. 10의 (a)와 비교하여 Fig. 10의 (b)에서 그 연속성이 다소 향상되었으므로 양 방향으로 탄성과 탐사기록을 변경하는 방법이 유리하다.

주파수를 낮추어가면서 구조보정을 수행함으로써 선형 속도 증가 모형에서도 대략적인 지하 구조를 파악할 수 있음을 알게

되었지만 심부의 관심 영역의 연결성을 더욱 잘 구할 수 있는 방법을 모색할 필요가 있다. 속도모형을 변경하거나 주파수를 바꾸어본 결과 공통적으로 수진기 배열을 상반성에 의해 변경한 탐사기록이 지하구조의 구조보정을 향상시킴을 확인하였다.

결 론

본 연구에서는 실제 속도 모형과 선형적으로 속도가 증가하는 모형을 대상으로 탄성과 탐사기록을 이용하는 구조보정을 수행하였고 주어진 탐사 기록을 상반성의 원리에 의하여 수정함으로써 구조보정 영상의 개선을 도모하였다. 실제 속도모형을 이용한 역시간 구조보정의 경우 복잡한 지하 구조를 잘 영상화 하였고 특히 양 방향 탐사기록으로 변형한 결과 심부의 암염층과 배사구조 등에서 연속성이 향상되었다. 다음단계로 선형 속도 증가 모형을 탐사 기록 변경 방법이 현장 탄성과 탐사기록에 적용 가능한지의 여부를 확인하기 위하여 도입되었다. 선형 속도 증가 모형을 적용하여 역시간 구조보정을 수행한 경우 실제 속도 모형을 적용하였을 때보다 구조보정 영상의 해상도가 저하되고 지하구조를 확인하는데 어려움이 있었다. 이 경우에도 기존 탐사기록에 비해 상반성의 원리에 따라 양방향으로 탐사기록을 수정하였을 때 구조보정 영상이 더욱 뚜렷하였다. 선형 속도 증가 모형의 경우 저하된 해상도를 보완하기 위해 낮은 주파수에서의 구조보정 과정을 통해 지하구조 영상단면을 단순화하였다. 송신원 생성시 최대 주파수를 낮추고 탐사 자료를 저주파수 필터링하여 추가적으로 선형 속도 증가모형에 대한 구조보정 영상을 개선할 수 있었다. 모형반응

을 통해 12 Hz의 저주파수 송신원의 인공 탄성과 탐사기록을 합성하고 이를 구조보정에 적용하여 선형적으로 속도가 증가하는 모형에 대한 구조보정 영상이 향상되었다.

사 사

본 연구는 과학기술부 지정 국가지정연구실 사업과 BK21사업에서 지원되었으며 이에 감사드립니다.

참고문헌

- Baysal, E., Kosloff, D. D. and Sherwood, J. W. C., 1983, Reverse time migration: *Geophysics*, **48**, 1514-1524.
- Geoltrain, S. and Brac J., Can we image complex structures with first arrival traveltimes: *Geophysics*, **58**, 564-575.
- Knopoff, L. and Gangi, A. F., 1959, Seismic reciprocity: *Geophysics*, **24**, 681-691.
- Loewenthal, D. and Mufti, I. R., 1983, Reverse time migration in spatial frequency domain: *Geophysics*, **48**, 627-635.
- Reynolds, A. C., 1978, Boundary conditions for the numerical solution of wave propagation problems: *Geophysics*, **43**, 1099-1110.
- Shin, C. S. and Chung, S. H., 1999, Understanding CMP stacking hyperbola in terms of partial derivative wavefield: *Geophysics*, **64**, 1774-1782.
- Whitmore, N. D., 1983, Iterative depth migration by backward time propagation: 53rd Ann. Int'l. SEG Meeting, September 13, in Las Vegas.