

탄성과 수직반사자료의 역산 연구

양동우* · 양승진* · 장성형*

A Study on Inversion of Seismic Normal Reflection Data

Dong Woo Yang*, Seung Jin Yang* and Seong Hyeong Jang*

ABSTRACT : In this paper a numerical experiment is conducted to determine the low acoustic impedance of a thin oil or gas reservoir from a seismogram by using the generalized linear inversion method. The seismograms used are normal incident synthetic seismograms containing p-wave primary reflections, multiples, and peg-leg multiples on the layers consisting of oil-, gas-, water-filled sandstone incased in shales. In this experiment the acoustic impedance, the location of reservoir boundary, thickness, and source wavelet are assumed initially and revised iteratively by the least-squares-error technique until the difference between the seismogram and calculated one is very small. This experiment shows that the acoustic impedance and thickness, about 10 m thick, can be determined by the inversion.

서 언

석유 탐사를 위한 탄성과 탐사 자료는 반사파 주시에 의해 반사층의 구조를 해석하는 데만 이용하는 것이 일반적이었다. 그러나 최근에는 탄성과 탐사 자료에서 지층의 속도와 층후, 음향 계수 및 이로부터의 밀도 산출, 탄성 계수 등 지층의 물성을 역산함으로써 지하 물질 식별에 유의한 정보를 추출해 내는 연구가 활발히 추진되고 있다.

본 연구에서는 중합된 탄성과 기록(수직반사 기록)의 진폭 변화로부터 지층의 속도와 밀도의 적인 음향 계수를 일반적 역산법 (generalized linear inversion (GLI), Parker, 1977; Aki, Richard, 1980; Wiggins, 1976)으로 추출해 내는 연구를 시행하였다.

본 방법은 각 지층의 심도와 음향 계수 및 음원에서의 파형을 임의로 가정한 후 이 모형 지층에 대한 반사 기록 즉 시간별 진폭 변화 기록을 계산하고 이 계산된 기록이 실측 기록과 같아 질 때까지 모형 지층의 심도와 음향 계수를 반복적으로 변경함으로써 최종적으로 실제 지층의 물성을 구한다.

모형 지층에 대한 반사 기록 계산은 Cooke *et al.* (1983)의 방법에 의해 1차 반사파 (primary)뿐만 아니라 다중 반사 (multiples)와 구간 다중 반사파 (peg-leg multiple)가 모두 포함되도록 함으로써 실제 탐사 기록에 나타날 수 있는 모든 진폭이 계산될 수 있도록 하였다.

본 연구에서의 연구 대상 지층은 석유 및 가스를 함유한 저류층으로써 이 저류층 및 모암의 두께를 여러 가지로 가정하고 이 가상 지층에 대한 P파의 수직반사파의 합성기록을 작성하여 이를 역산함으로써 음향 계수 이상대(즉 저류층)가 확인 될 수 있는가를 검토하였다.

합성 탄성과 기록 작성

본 연구에서의 탄성과자료 역산은 실제 탄성과기록과 가정 지층모형에 대한 합성기록을 대비해야 하므로 적절한 합성기록 작성법이 필요하다. 실제 탄성과기록은 각 층에서의 1차 반사, 다중반사와 구간다중 반사 (peg-leg multiple)등 여러 파를 내포하며 이 파들의 진폭은 각 파의 전파경로상의 반사계수 및 투과계수가 작용된 것으로 그 기록은 각 파의 진폭을 규정하는 반사함수 (reflectivity function)와 음원의 파형 (wavelet)을 대합한 (convolve) 것이다. 수직반사 함수는 각 층면의 수직반사

* 한양대학교 자원환경공학과 (Dept. of Mineral & Petroleum Eng., HanYang Univ., Seongdong-ku, Seoul, Korea)

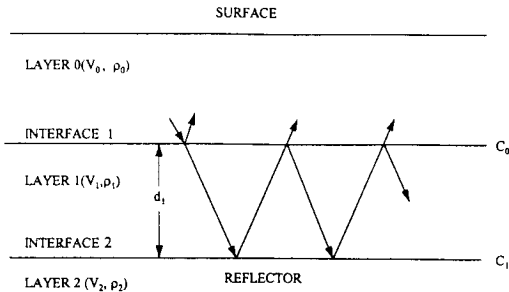


Fig. 1. Primary and multiple reflections from interface 1. Source and receiver are located at a position just above interface 0 (Modified from Larner *et al.*, 1997).

계수로부터 다음과 같이 결정될 수 있다 (Wuenschel, 1960; Robinson, 1967; Cooke, Schneider, 1983). 즉 Fig. 1과 같이 지표층 (layer 0)과 그 하부에 지층이 있을 경우 지표층 하부면 (interface 0)에 인접한 한 지점 (그림에서는 설명의 편의상 분리하여 음원과 수신 점을 분리하여 표시함)에 음원과 수신점이 있을 시 1차 반사파 및 여러 번 반사한 다중 반사 파들에 대한 시간별 진폭을 나타내는 반사 함수인 $R_0(t)$ 를 Z-변환으로 표현하면

$$R_0(Z) = C_0 + C_1(1 - C_0^2)Z^{t_1} - C_0 C_1^2(1 - C_0^2)Z^{2t_1} + C_0^2 C_1^3(1 - C_0^2)Z^{3t_1} + \dots \quad (1)$$

여기서 Z는 단위 시간 지연 (unit time delay)이며 $t_1 (=2d_1/v_1)$ 은 1 층의 왕복 주시이며 C_j 는 j층의 반사 계수이다. C_j 는 j층의 속도 V_j 와 밀도 ρ_j 의 곱인 음향 계수 $I_j (=V_j \times \rho_j)$ 로부터 아래의 식에 의해 결정된다.

$$C_j = \frac{I_{j+1} - I_j}{I_{j+1} + I_j} \quad (2)$$

식 (1)을 분수식으로 표시하면

$$R_0(Z) = C_0 + (1 - C_0^2)C_1 Z^{t_1} \frac{1}{1 + C_0 C_1 Z^{t_1}} = \frac{C_0 + C_1 Z^{t_1}}{1 + C_0 C_1 Z^{t_1}} \quad (3)$$

이 되며, 위 식은 지층면 1에서만 반사되는 경우의 반사 함수이고, 파가 Fig. 2와 같이 지층면 1에서의 반사파와 그 면을 통과하여 그 하부의 여러 지층들에서 반사되는 파들을 모두 고려할 때는 위 식의 C_1 대신 R_1 으로 대체해야 한다. 즉

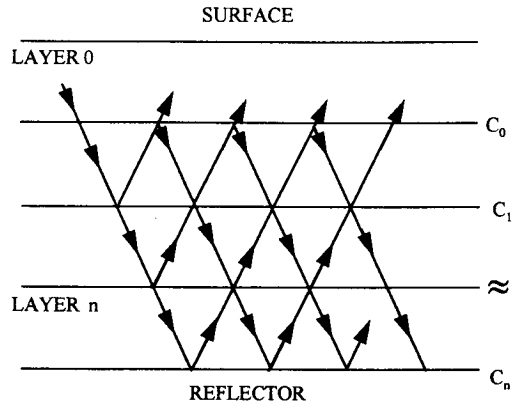


Fig. 2. Primaries, multiples, pegleg multiples from many interfaces.

$$R_0(Z) = \frac{C_0 + R_1 Z^{t_1}}{1 + C_0 R_1 Z^{t_1}} \quad (4)$$

위 식의 R_1 은 지층면 2에서의 반사파와 이 면을 통과하여 그 하부 여러 층면에서 반사되는 파들의 진폭을 의미하며 이는

$$R_1(Z) = \frac{C_1 + R_2 Z^{t_2}}{1 + C_1 R_2 Z^{t_2}}$$

이다. 여기서 $t_2 (=2d_2/v_2)$ 는 제 2층에서의 왕복 주시이고, $R_2(Z)$ 는 지층면 3에서의 반사 및 그 하부 지층면 들에서의 반사파 들의 진폭을 의미한다. R_2 는 R_3 의 함수이고 R_3 는 R_4 의 함수가 되어

$$R_j(Z) = \frac{C_j + R_{j+1} Z^{t_{j+1}}}{1 + C_j R_{j+1} Z^{t_{j+1}}}, j = n-1, n-2, \dots, 2, 1, 0 \quad (5)$$

이고, 최하부 반사면 n에서는

$$R_n = C_n \quad (6)$$

이다.

따라서 반사 함수 R_0 를 구하기 위해서는 $R_n, R_{n-1}, R_{n-2}, \dots, R_1$ 을 순차적으로 구하여 식 (4)에 의해 계산해야 한다. 각 R_j 값은 식 (4) 및 (5)에서 보듯이 다항식의 나누기를 여러 번 시행하는 복잡한 계산에 의해 결정됨으로 이 나누기 계산 회수를 줄여서 계산을 편리하게 하기 위해 Cooke (1981)의 계산 방법을 사용한다. 즉 식 (5)의 분모 및 분자를 각각 A_j 및 B_j 라 할 때

$$R_j = \frac{B_j}{A_j} \quad (7)$$

이며, 여기서

$$A_j = 1 + C_j R_{j+1} Z^{t_j} \quad (8)$$

$$B_j = C_j + R_{j+1} Z^{t_j} \quad (9)$$

이다. 마찬가지로

$$R_{j+1} = \frac{B_{j+1}}{A_{j+1}} \quad (10)$$

위 식을 식 (5)에 대입하면

$$R_j = \frac{C_j + \frac{B_{j+1}}{A_{j+1}} Z^{t_j}}{1 + C_j \frac{B_{j+1}}{A_{j+1}} Z^{t_j}} = \frac{C_j A_{j+1} + B_{j+1} Z^{t_j}}{A_{j+1} + C_j B_{j+1} Z^{t_j}} \quad (11)$$

위 식을 식 (7)과 비교할 때

$$A_j = A_{j+1} + C_j B_{j+1} Z^{t_j}, \quad j = n-1, n-2, \dots, 2, 1, 0 \quad (12)$$

$$B_j = C_j A_{j+1} + B_{j+1} Z^{t_j}, \quad j = n-1, n-2, \dots, 2, 1, 0 \quad (13)$$

이다. 식 (6)을 참고할 때 $A_n = 1, B_n = C_n$ 이며 이로부터 식 (12) 및 식 (13)에 의해 순차적으로 (즉, $j = n-1, n-2, \dots, 2, 1, 0$) A_j 및 B_j 를 계산하여 A_0 및 B_0 를 결정하고

$$R_0 = \frac{B_0}{A_0} \quad (14)$$

에 의해 한 번의 나누기 계산으로 n 개의 반사면에 대한 반사 함수 $R_0(Z)$ 를 구한다. 음원과 수신기가 Fig. 1과 달리 지표면 부근에 존재할 때는 지표면의 반사 계수가 1이므로 식 (1)의 $R_0(Z)$ 를 C_0 로 간주하여 새로운 $R_0(Z)$ 를

$$R_0(Z) = C_0 Z^b - C_0^2 Z^{2b} - C_0^3 Z^{3b} + \dots \quad (14)'$$

에 의해 결정한다.

각 지층의 음향 계수와 지층 두께를 가정한 모형 지층에 대한 합성 탄성과 기록은 앞에 언급한 바와 같이 모형 지층에 대한 반사 함수에 음원 파형을 대입시켜 작성한다.

음향 계수 및 기타 요소 역산

최소 자승 반복적 역산법

실제 탄성과 기록과 가정된 지층에 대한 합성 탄성과 기록의 차이에서 음향 계수와 두께 및 파형의 주파수 등 요소 변경량을 구하는 문제는 일반적으로 최소 자승 반복

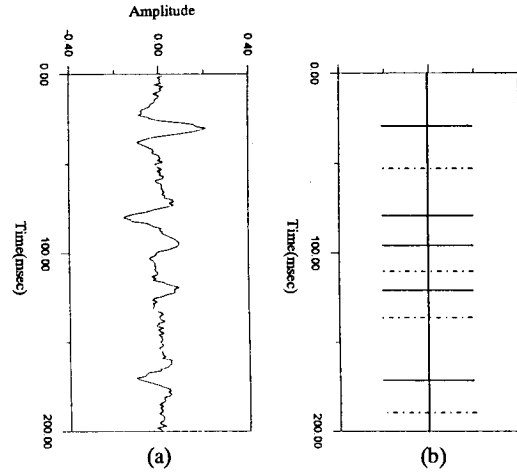


Fig. 3. a) Seismic record, b) main (solid line) and probable (dashed line) interfaces inferred from (a).

적 역산 방법으로 구한다 (Aki and Richard, 1980; Gjøystal, ursin, 1981; wiggins, 1976; Cooke, Schneider, 1983). 실제 지층 요소가 P_j ($j=1 \sim m$)인 지층상의 i ($i=1 \sim n$)번째 음원-수진기 쌍에서의 탄성과 기록을 $S_i(P_j)$ 라고 하고 실제 지층 요소를 P_j^0 이라 가정한 가정 지층에 대해 계산된 합성 탄성과 기록을 $S_i(P_j^0)$ 이라 할 때 $S_i(P_j)$ 를 $S_i(P_j^0)$ 을 기준으로 하여 Taylor 급수 전개하면

$$S_i(P_j) = S_i(P_j^0) + \frac{\partial S_i(P_j)}{\partial P_j} \Big|_{P_j=P_j^0} \cdot (P_j - P_j^0) + \frac{1}{2!} \frac{\partial^2 S_i(P_j)}{\partial P_j^2} \Big|_{P_j=P_j^0} \cdot (P_j - P_j^0)^2 + \dots \quad (15)$$

이다.

$$S_i(P_j) - S_i(P_j^0) \equiv \Delta S_i, \quad \frac{\partial S_i(P_j)}{\partial P_j} \Big|_{P_j=P_j^0} \equiv J_{ij} \text{ (Jacobian)}, \\ P_j - P_j^0 \equiv \Delta P_j$$

2차항 이상의 고차 항을 e_i 라 할 때 위 식을 행렬식으로 표시하면

$$\Delta S = J \Delta P + e_i \quad (16)$$

이다. $e_i=0$ 인 경우 (즉, $S(P)$ 가 P 의 1차식인 경우)에는 $\Delta P = J^{-1} \Delta S$ 에 의해 반복 과정이 없이 ΔP 가 구해질 수 있으나 탄성과 진폭은 음향 계수 등 지층 요소의 1차 함수가 아니고 $e_i \neq 0$ 이므로 $e^2 (=e^T e)$ 가 최소가 되게 하는 최소 자승 반복적 역산 법으로 ΔP 를 구한다. 최소 자승 법에 의한 Gauss-Newton해는 (Menke, 1984; Strang, 1980)

$$\Delta P = (J^T J)^{-1} J^T \Delta S \tag{17}$$

이다. 단, 위 식에서 $|J^T J| = 0$ (Singular)일 때는 해를 구할 수 없고, 이 행렬이 0에 가까우면 해가 발산하거나 또는 반복 과정에서의 해의 수렴이 늦어진다. 이런 단점을 보완하기 위해 damped least-squares (ridge regression : Marquart, 1963 ; Levenberg, 1944)법을 이용한다. 즉,

$$\Delta P = (J^T J + \beta I)^{-1} J^T \Delta S \tag{18}$$

이 식에서 β 는 작은 상수 (예, $\beta = 0.1 \sim 0.001$ 인 Damping Factor)이고 I 는 단위 행렬이다. 또한 해의 정확성과 반복과정에서의 수렴속도 증진을 위해 특이치 분해 (SVD)를 하여 ΔP 를 계산한다 (Lawson and Hanson, 1974; Golub, Reinch, 1970). 즉, jacobian 행렬 J 는 아래와 같이 분해되며,

$$J = U A V^T$$

식 (18)은 아래의 식으로 쓸 수 있다.

$$\Delta P = V A^{-1} U^T \Delta S \tag{19}$$

여기서 U 는 열 (column)요소가 $J^T J$ 의 고유벡터 ($J^T J U_i = \lambda_i U_i$)인 행렬이고 V 는 열 요소가 $J^T J$ 의 고유 벡터 성분인 행렬이며 A^{-1} 는 $1/(\lambda_i + \beta)$ 를 요소로 하는 대각행렬이다 (Lines, Treitel, 1984). 식 (18)이나 식 (19)로 구한 ΔP 에 의해 새로운 지층요소 ($P_i^{n+1} = P_i^n + \Delta P$)를 반복적으로 결정하며 이 반복은 $\Delta S \approx 0$ 이 될 때까지 수행한다.

음향 계수 및 기타 요소의 초기치 가정

가정 지층 모형에 대한 합성 탄성과 기록을 작성하기 위해서는 각 지층의 음향 계수와 심도 (또는 두께) 및 음원 파형을 가정해야 한다.

지층의 수, 두께, 심도 및 음향계수에 대한 초기 가정은 탄성과 기록의 진폭이 주위에 비해 변화하는 곳만을 지층 경계면으로 간주한다. 단 진폭변화가 큰 곳 (Fig. 3 참조)만을 주요 지층 경계 면으로 간주하고 n 번째 진폭 C_n 과 n 층의 음향계수 $(\rho V)_n$ 으로부터 $n+1$ 층의 음향계수 $(\rho V)_{n+1}$ 을 식 (2)에 의해

$$(\rho V)_{n+1} = (\rho V)_n \frac{1+C_n}{1-C_n} = (\rho V)_0 \prod_{k=1}^n \frac{1+C_k}{1-C_k} \tag{19}$$

이 된다. 큰 진폭 사이의 작은 진폭들은 다중 반사, 구간 다중 반사, 주된 파형의 꼬리 (side lobe), 또는 음향 계수 차이가 적은 지층 경계면 중의 하나일 것임으로 이들 작은 진폭의 경계면은 일단 경계 면으로 간주하되 그 음향

계수는 큰 진폭사이 지층의 음향 계수를 갖는 것으로 간주하고 역산 결과 상 하 지층의 음향 계수가 같을 경우에는 지층 경계면이 아니라고 판단한다.

음원 파형 $W(t)$ 의 초기 가정은 탄성과 기록상에서 큰 진폭 파형의 개략적 주기 T 에서 주파수 $f (=1/T)$ 을 추정하고 주파수 f 인 Ricker 즉,

$$W(t) \approx \{1-2(\pi f t)^2\} \cdot \text{EXP} (-(\pi f t)^2) \tag{20}$$

으로 간주한다.

편미분치 계산

식 (17) 또는 식 (18)에 의해 ΔP 를 결정하기 위해서는 J (Jacobian matrix)의 성분인 편미분치 $J_{ij} = \left. \frac{\partial S_i(P_j)}{\partial P_j} \right|_{P_j=P_j^0}$

을 결정해야 한다. 탄성과 기록에서 선정된 경계면의 수가 n 일 경우 $j=1 \sim n$ 의 P_j 는 경계면의 시간상의 위치 $T_j (= \sum_{k=0}^j t_k)$ 라 하고(이 위치는 지층 두께 $d_k (=t_k/2V_k)$ 및 그

심도 $D_j (= \sum_{k=0}^j d_k$)를 의미함), $j=n+1 \sim 2n$ 의 P_j 를 지층의 음향 계수라 하고 $P_{j=2n+1}$ 을 음원 파형의 주파수라 하자. 이들 요소에 의한 편 미분치 $\left. \frac{\partial S_i(P_j)}{\partial P_j} \right|_{P_j=P_j^0}$ 은 $S_i (P_j)$ 가 P_j 로

미분 가능한 함수일 때는 해석적 방법 (미분식)에 의해 편 미분치를 구할 수 있으나, 미분 식을 유도하기 곤란한 경우는 유한 차분법에 의해 수치적 방법으로 편미분값을 구한다. 본 연구에서는 다음과 같이 편미분치를 구하기로 한다.

지층 경계면 위치에 대한 편 미분치

지층 경계면을 Fig. 3과 같이 가정했을 시 합성 탄성과 기록은

$$S(t) = w(t) * \sum_{j=1}^n a_j \delta(t-T_j) \tag{21}$$

이다. 여기서 $W(t)$ 는 식 (20)의 음원 파형이고, a_j 는 앞절에서 가정한 음향 계수 및 지층 심도에 대해 식 (14) 또는 식 (14')으로 계산된 반사 함수의 시간 T_j 에서의 진폭이다. 그리고 δ 는 Dirac delta 함수이며, *은 대합 표시이다. 위 식은 $T_j (P_j)$ 로 미분 가능한 식임으로 해석적 방법

으로 편 미분치를 구할 수 있다. 즉,

$$\frac{\partial S_i}{\partial P_j} \left(= \frac{\partial S_i}{\partial T_j} \right) = a_j W(t) * \{ -\delta'(t-T_j) \} \quad (22)$$

이다. 식 (22)의 $\delta(t)$ 를 근사식

$$\delta(t) \cong \lim_{\epsilon \rightarrow 0} \frac{\text{EXP}(-t^2/\epsilon)}{\sqrt{\pi\epsilon}} \quad (23)$$

으로 표현 (Butkov, 1968)할 때 위 식의 미분치 $\delta'(t)$ 는

$$\delta'(t) \cong \frac{-2t\text{EXP}(-t^2/\epsilon)}{\sqrt{\pi\epsilon}^3} \quad (24)$$

이다 (Cooke, 1981).

음향 계수에 대한 편 미분치

탄성과 기록을 나타내는 식 (21)의 a_j 는 식 (1)~식 (6)에서 보듯이 음향 계수 $I_j (=P_{n+1})$ 의 복잡한 함수라서 간단히 미분할 수 없으므로 편 미분치를 유한 차분법에 의해

$$\frac{\partial S_i}{\partial P_j} = \frac{S_i(I_j + \Delta I_j) - S_i(I_j)}{\Delta I_j} \quad (25)$$

으로 결정한다. 여기서 ΔI_j 는 임의의 작은 값 (예, $0.1I_j \sim 0.001I_j$)이다. 이 ΔI_j 는 반복 과정에서 점점 작게 조정할 수 있다.

파형에 대한 편 미분치

탄성과 기록을 파형의 요소인 주파수 f 로 미분하면 식 (21) 및 식 (22)에서

$$\frac{\partial S_i}{\partial P_j} = \left\{ -4(\pi f)^2 f - [1 - 2(\pi f t)^2 - 2(\pi t)^2 f] \cdot \text{EXP}(-(\pi f t)^2) \right\} * \sum_{j=1}^n a_j \delta(t-T_j) \quad (26)$$

이다. 또는 식 (25)의 ΔI_j 대신 Δf 를 이용하여 유한 차분법으로 계산해도 된다.

수치모형실험

반복적 역산법으로 경계면 위치를 틀리게 가정하였을 때 정확한 경계면을 구할 수 있는가를 시험해 보기 위해 Fig. 4의 a)와 같이 $t=100$ ms에 있는 실제 경계면을 본

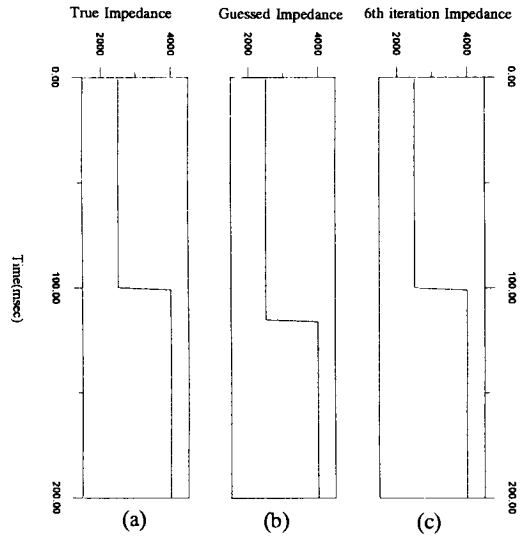


Fig. 4. a) True boundary, b) initial guess of boundary location c) boundary at the 6th iteration.

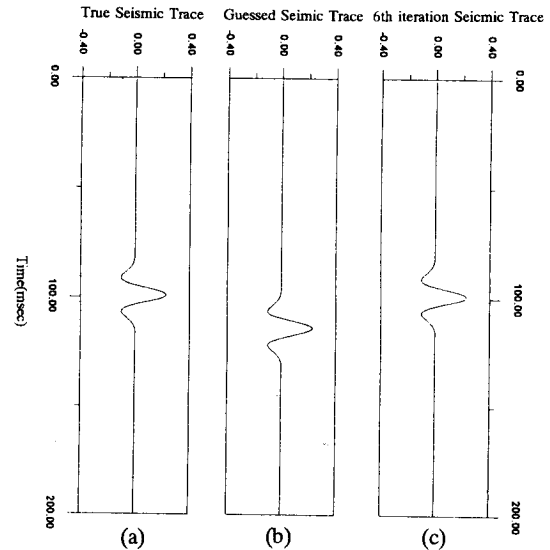


Fig. 5. a), b), and c) are seismogram for a), b) and c) in Fig. 4.

도의 b)와 같이 $t=110$ ms에 있다고 초기 가정 후에 반복적 역산법에 의해 경계면의 위치를 역산해 본 결과 본 도의 c)와 같이 6번의 반복에서 실제 위치를 구할 수 있었다. Fig. 5의 a), b), c)는 Fig. 4의 a), b), c)에 대한 탄성과 기록을 나타내며 6번째 반복에서 실제 기록과 합성 기록이 일치하여 해석이 완료됨을 지시한다.

Fig. 6은 음향계수를 달리 가정했을 시 반복적 역산에서 실제 음향계수 값으로 수렴하는 것을 나타낸 것이다.

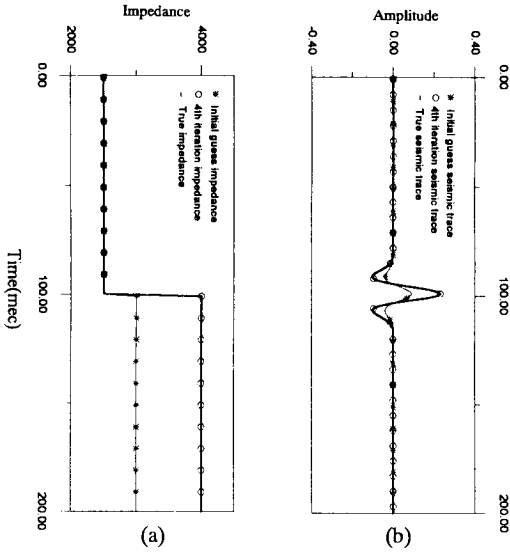


Fig. 6. a) Acoustic impedance of true, guessed and 4th iteration, b) seismic trace for a).

Table. 1. Acoustic impedance of rocks and reservoirs

Rocks	Velocity (V _p) m/sec	Density g/cm ³	Acoustic Impedance (m · g)/(sec · cm ³)
Shale	2500	2.40	6000
Sandstone			
Compact	3000	2.54	7620
Gas saturated	2400	2.00	4800
Oil saturated	2200	2.10	4620
Water saturated	2300	2.30	5290
Unconsolidated sediment	1600	1.25	2000
Water	1500	1.00	1500
Granite	5000	2.51	13050

본 도의 a)의 실선은 실제 음향계수 값이고, *표시한 것은 초기 가정한 음향계수 값이며, o표시한 것은 4회 반복한 후의 값으로서 4회 반복으로 실제 음향계수 값으로 수렴함을 보여준다. 본 도의 b)는 각 반복 과정에서의 탄성과 기록이며, 4회 반복으로 실제 기록과 합성기록이 일치함을 보여준다.

다음은 석유나 천연가스 등을 함유한 저류층과 사암 및 셰일에 대한 속도와 밀도를 Domenico (1974, 1976) 및 기타 문헌자료를 참조하여 Table. 1과 같이 간주하고 이로부터 계산된 각 층의 음향계수를 이표에 기재하였다.

Fig. 7의 a)는 지층 두께가 대략 11 m (Δt=10 ms) 정

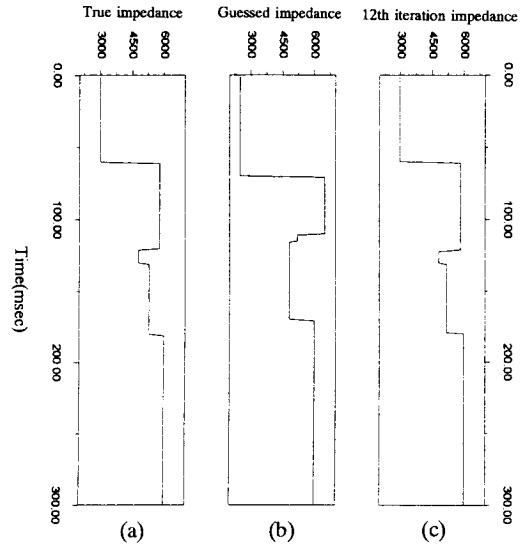


Fig. 7. Acoustic impedances and boundaries of layers containing a thin oil saturated sandstone bed. a) true, b) guessed and c) inverted impedances and boundaries.

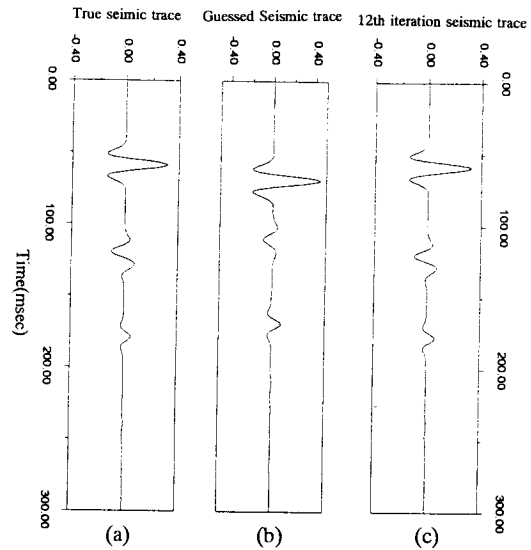


Fig. 8. a), b) and c) are seismograms for a), b) and c) in Fig. 7.

도인 인 함유층을 포함하는 지층 모형에 대한 음향계수를 나타낸 것이다. 본 도의 b)는 반복적 역산에서의 a)에 대한 초기 가정 모형이고, c)는 12회 반복후의 역산 결과이다. Fig. 8의 a)~c)는 Fig. 7)의 a)~c)에 대한 탄성과 기록이다. 두 그림에서 보듯이 각 지층의 음향계수 값이 산출될 수 있으며 특히 얇은 함유층의 낮은 음향계수 값이 규명될 수 있다. Fig. 8에서 보듯이 탄성과 기록 자체에서

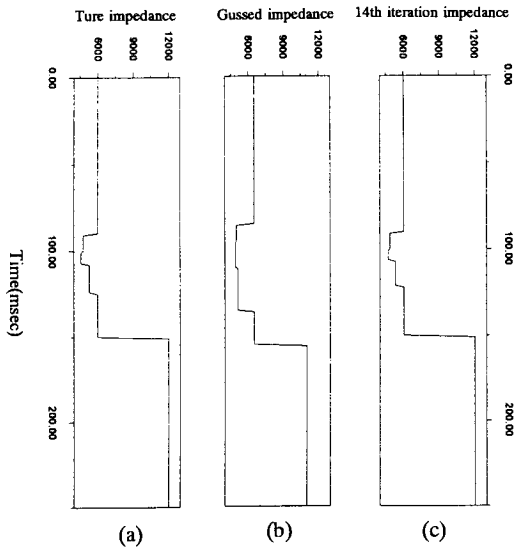


Fig. 9. Acoustic impedances and boundaries of layers containing gas-saturated, oil-saturated and water-saturated sandstone layers. a) true, b) guessed and c) inverted impedances and boundaries.

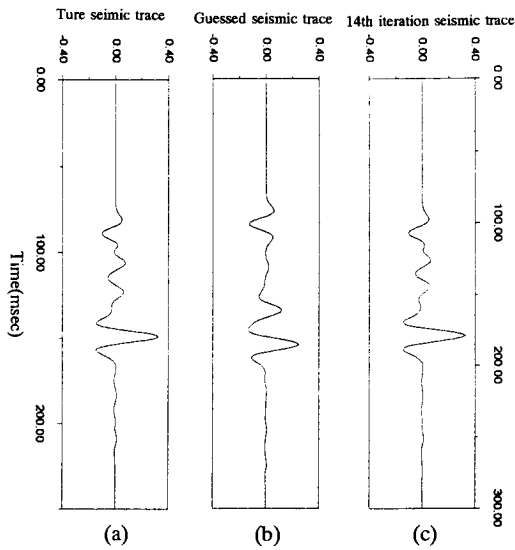


Fig. 10. a), b) and c) are seismograms for a), b) and c) in Fig. 9.

는 함유층의 식별이 곤란하나 역산법에 의해 낮은 음향계수 이상대가 규명될 수 있다.

Fig. 9 및 10은 $\Delta t=10$ ms의 천연가스층, $\Delta t=7$ ms의 함유층, $\Delta t=17$ ms의 함유 사암층이 있는 경우에 대한 역산 결과를 보여주며 이들 각 지층의 음향계수와 지층경계가 14회의 반복 후에 결정됨을 보여준다.

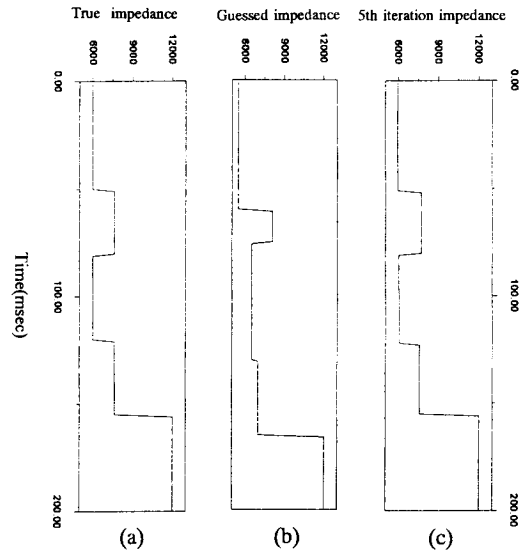


Fig. 11. Acoustic impedances and boundaries of shale and sandstone layers underlain by basement (granite). a) true, b) guessed and c) inverted impedances and boundaries.

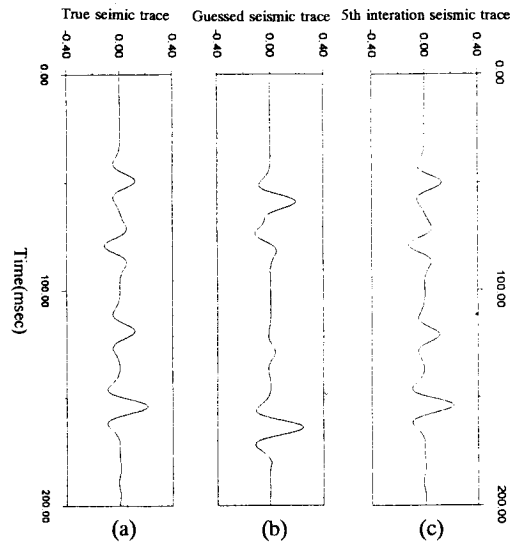


Fig. 12. a), b) and c) are seismograms for a), b) and c) in Fig. 11.

Fig. 11 및 12은 저류층이 없는 셰일, 사암, 기반암 (화강암)의 지층에 대한 역산 결과로서 이들 암석의 음향계수 값만이 산출되고 저류층을 지시하는 낮은 음향계수 이상대는 보이지 않는다.

이상의 역산결과는 탄성과 기록에 잡음이 없는 기록을 이용한 결과이며 잡음이 없을 때는 석유나 천연가스등 저류층이 역산에 의해 식별 가능함을 보여준다. 잡음이 내

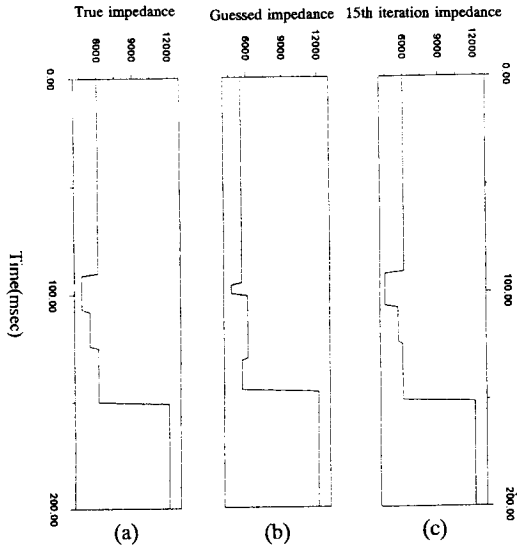


Fig. 13. a) true, b) guessed and c) inverted impedances and boundaries of noisy seismogram contain 10% white noise shown in Fig. 14-a).

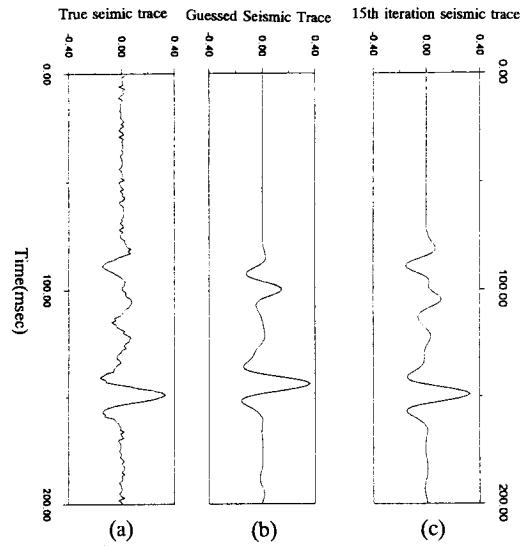


Fig. 14. a) Noisy seismogram containing 10% white noise for layer model of Fig. 14-a). b) and c) are seismograms for b) and c) in Fig. 13.

포된 탄성과 기록에 대한 역산을 시험에 보기 위해 Fig. 13와 같이 사암층 중에 함유층이 배태한 경우의 탄성과 기록에 10%의 백색잡음을 내포시켜 (Fig. 14. a)) 이를 역산하여 본 결과 Fig. 13의 c)와 같이 음향계수 값에 약간의 오차가 초래되나 함유층 확인에는 별 문제가 없다.

이상 실험 결과에서 보듯이 합성자료에 대한 탄성과 자료를 이용할 때 최소자승 반복적 역산에 의해 각 암석 지층 및 석유, 가스층의 음향계수와 그 경계면의 위치 (즉 심도 및 두께)가 결정 될 수 있다. 단, 실제 탄성과 기록에 대해 적용하기 위해서는 전산처리 과정에서 진폭 (true amplitude) 보정을 정확히 수행해야 되며 이 진폭 보정에 대한 정확한 정보가 없는 자료에 대해서는 음향계수 결정을 위해 역산법을 적용할 수 없을 것이다.

결 론

본 연구에서는 주위 모암에 비해 낮은 음향계수를 갖는 얇은 석유 및 천연가스 저류층에서의 합성탄성과 기록을 역산하여 저류층을 지시하는 낮은 음향계수 값이 규명될 수 있는가를 검토하는 수치모형 실험을 시행했다. 사용된 합성탄성과 기록은 얇은 저류층을 협제한 수평한 다층구조에 P파가 수직으로 입사했을 때의 1차 반사파와 다층반사파 및 구간 다중반사파들이 내포된 기록으로서 이를 중첩된 탄성과 기록이라 간주하였다. 본 연구를 통하여 다음과 같은 결론을 얻었다.

1. 역산법에 의해 두께가 약 10 m인 석유층 또는 천연가스층의 음향계수 값과 그 두께 및 부존 심도가 규명 될 수 있다.

2. 잡음이 내포되었을 때는 잡음의 정도에 따라 음향계수와 층후의 역산에 오차가 발생하지만 10% 내외의 잡음이 있는 모델의 역산 결과는 양호하였다.

실제 탐사자료의 역산을 위해서는 음원파형을 추출하는 연구와 진진폭 회복 (true amplitude recovery)을 위한 전산처리 연구가 추가 수행되어야 할 것이다.

감 사

본 연구는 과학재단 특정기초연구지원 (과제번호 92-26-00-03 및 89-0610-02)에 의한 연구결과의 일부이며 위 재단의 연구지원에 감사한다.

참고문헌

Aki, K. and Richards, P. (1980) Quantitative seismology theory and methods. New York, Freeman.
 Butkov, E. (1968) Meathematical physics. Addison-Wesley, p. 226.
 Cooke, D.A. (1981) Generalized linear inversion of reflection seismic data. M. Sc. thesis, Colorado School of Mines.
 Cooke, D.A. and Schneider, W.A. (1983) Generalized linear inversion of reflection seismic data. Geophysics, v. 48, p. 665-676.

- Domenico, S.N. (1976) Effect of brine-gas mixture on velocity in an unconsolidated sand reservoir. *Geophysics*, v. 41., p. 882-894.
- Domenico, S.N. (1974) Effect of water saturation on seismic reflectivity of sand reservoirs encased in shale. *Geophysics*, v. 39, p. 759-769.
- Golub, G.L., and Reinsch (1970) Singular value decomposition and least-squares solutions. *Handbook for Automatic computation, II, Linear Algebra*, Springer Verlag.
- Gjoystal, H., Ursin, B. (1981) Inversion of reflection times in three dimension. *Geophysics*, v. 46, p. 972-983.
- Laver, M and Willm, C. (1977) Inversion of seismogram and pseudo-velocity logs. *Geophys. Pro.*, v. 25, p. 232-250.
- Lawson, C.L. and Hanson, R.J. (1974) *Solving least-squares problems*. Prentice hall.
- Levenverg, K. (1944) A method for the solution of certain non linear problems in least-squares. *Quarterly of Applied Math.*, v. 2, p. 164-168.
- Line, L.R. and Treitel, S. (1984) Tutorial: A review of least-square inversion and its application to geophysical problems. *Geophysical Prospecting*, v. 32, p. 159-186.
- Marquart, D.W. (1963) An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. *J. of Soc. of Industrial and Applied Math.*, v. 11, p. 431-441.
- Menke, W. (1984) *Geophysical data analysis, discrete inverse theory*. Academic Press.
- Robinson, E.A. (1967) *Multichannel time Series analysis with digital computerprograms*. Holden-Day.
- Strang, G (1980) *Linear algebra and its application*, 2nd. Academic Press.
- Wiggins, R.A., Larner, K.L., and Wisecup, R.D. (1976) Residual statics analysis as general linear inverse problem. *Geophysics*, v. 41, p. 922-938.
- Wuenschel, P.C. (1960) Seismogram synthesis including multiples and transmission coefficients. *Geophysics*, v. 25, p. 106-129.

1996년 9월 13일 원고접수