

Smooth Background Model(SBM)을 이용한 가중 키리히호프 중합전 심도구조보정

고승원¹⁾ · 양승진²⁾ · 신창수³⁾

Weighted Kirchhoff Prestack Depth Migration using Smooth Background Model

Seung Won Ko¹⁾, Seung Jin Yang²⁾ and Chang Su Shin³⁾

요 약 : 탄성과 구조보정에서 초기속도모델과 실제지층속도와와의 오차는 심각한 이미지 왜곡을 초래할 수 있다. 따라서, 초기속도 모델의 설정은 성공적인 구조보정을 위한 중요한 요소 중의 하나이다. 초기속도모델로서 단순지층 모델을 적용할 경우, 속도 차가 큰 지층경계면에서는 기존의 주시계산 방법으로는 정확한 주시를 계산할 수 없다. 또한 실제 지하내부가 갖는 선형적 속도변화를 적절히 표현할 수 없다. 본 연구에서 초기모델로 적용한 Smooth Background Model(이하 SBM)은 깊이에 따라 지층속도가 선형적으로 변화하는 모델로서 지하내부의 특성을 적절히 표현할 수 있고, Vidale 방법과 같은 주시계산 알고리즘을 적절히 적용할 수 있다. 본 연구에서는 중합전 구조보정을 위해 키리히호프 연산자를 사용하였으며 모델링을 통해 얻은 절대 진폭값을 가중치로 적용함으로써 초기 모델에 대한 진진폭을 고려하였다. 구조보정을 위한 초기모델은 중합속도를 이용하여 결정하였고, 이를 실제자료에 적용하여 보았다.

주요어 : Smooth background Model, 가중 키리히호프 중합전 심도구조보정

Abstract : For the elastic migration, the velocity errors between the initial velocity model and true velocity model seriously affect the migrated images. The assumption of an initial velocity model, thus, is one of the critical factor for the successful migration. In case of applying the layered earth model as an initial velocity model, the layer boundary having large velocity contrast can not be defined well with conventional traveltme calculation algorithms and we have the difficulties for expressing the characteristics of the real subsurface. Smooth Background Model (SBM) we have applied as an initial velocity model in our study is characterized to be linearly varying the velocity with the depth, which can express the velocity variation in the subsurface properly. Thus it can properly be applied to traveltme calculation algorithms such as Vidale's method. In this study, Kirchhoff operator for prestack migration was used and the absolute amplitude obtained by modeling was applied as a weighted value to consider the true amplitude for initial model. Initial velocity model for migration was determined by using stacking velocity and we applied this model to real data.

Keywords : Smooth background Model, weighted kirchhoff prestack delpth migration

서 론

Kirchhoff 중합 전 심도 구조보정기법은 상대적으로 적은 기억 용량과 빠른 계산시간 때문에 가장 많이 활용되고 있다 (Louie *et al.*, 1998; Sergio *et al.*, 1998)

일반적으로 Kirchhoff 구조보정을 위해서는 음원의 위치에서 지하내부의 임의의 점까지의 도달시간이 필요하며 보다 정량적 구조보정을 위해 진폭이 필요하지만 이를 계산하기 위해서는 많은 시간과 비용이 요구된다. 더우기 중합 전 심도 구조 보정을 할 경우에는 더 많은 계산시간이 필요하며, 지층의 속도모델을 결정하기 위해서는 이를 반복적으로 수행하여야 한다. 이 반복횟수를 줄이기 위해서는 적절한 초기 속도모델이

필요하며 따라서 속도모델의 설정이 가장 중요한 과제로 남게 된다. 또한 초기 속도모델의 오차는 심각한 이미지 왜곡과 더불어 불필요한 시간 낭비를 초래할 수 있으므로 초기 속도모델의 적절한 설정은 성공적인 구조보정을 위한 중요한 요소 중의 하나이다.

구조보정의 첫 단계에서 초기 속도모델의 설정은 영상이미지의 질을 결정짓는 가장 중요한 작업이다. 초기모델의 설정이 중요한 두 가지 이유는 처음 구조보정 수행을 통해 얻게 되는 지하구조 영상 이미지를 근거로 보다 근접한 지하구조의 예측이 가능하다는 것과 보다 효율적인 지하속도모델 결정이 가능하다는 점이다.

이것은 모든 자료처리의 경제성에 직접적인 관계가 있기 때

*2001년 5월 7일 접수

1) 한양대학교 지구환경시스템공학과
2) 한양대학교 지구환경시스템공학과
3) 서울대학교 지구환경시스템공학과

문에 실로 중요하다.

Roelof J. V. (1993)는 초기속도 모델이 구조보정 이미지에 미치는 민감도에 대해 언급하면서 속도분석과정에 초기모델이 미치는 영향을 강조하였다. 기존에 사용되어온 상속도 모델은 초기모델로서 구조보정 이미지에 상당한 왜곡을 초래하게 된다. Emmanuel *et al.*(1999)은 초기모델로서 상속도 모델을 사용하므로 써 나타나는 접근적 오차에 대해 분석하고 상속도 모델의 부적합성에 대해 언급하였다. 초기 속도모델로서 단순 지층 모델을 적용할 경우, 속도 차가 큰 지층경계면에서는 선 두파의 도달시간을 계산하게 되므로 기존의 주시 계산 알고리즘으로는 정확한 도달시간을 계산할 수 없다. 또한 실제 지하 내부가 갖는 선형적 속도변화를 적절히 표현할 수 없다. 본 연구에서 초기모델로 적용한 SBM은 깊이에 따른 속도가 선형적으로 변화하는 모델로서 실제 지하내부의 특성을 적절히 표현할 수 있다. 또한 속도 구배가 큰 지층경계에서는 Vidale방법으로는 정확한 주시를 계산할 수 없다. 따라서 Vidale 방법을 적절히 적용할 수 있다.

영상화를 통해 지질구조를 해석하고자 하는 궁극적인 목적은 지하내부의 저류층을 찾아내고자 하는데 있다. 저류층은 대개 큰 진폭값을 가지므로 정량적인 영상화 작업이 필요하다. 그러나 Kirchhoff 구조보정 연산자는 주시만을 고려하기 때문에 실제로는 부정확한 접근법이다. 가중 Kirchhoff 구조보정은 보다 정량적인 방법이며 이를 위해서는 파동이 음원으로부터 지하의 한 회절점에 이르는 시간과 진폭값을 필요로 한다. 본 연구에서는 중합속도를 이용하여 SBM을 결정한 후 모델링을 통해 얻어진 파동장 중에서 최대값을 갖는 파동의 도달시간을 실제 도달시간으로 정하고 그 시간에 해당하는 파동의 최대값의 절대치를 진폭값으로 하여 가중 Kirchhoff 구조보정을 하고, 또한 이 기법을 실제 해양 탄성과 탐사자료에 적용하여 타당성을 검증하고자 한다.

Smooth background 속도모델을 이용한 파동의 도달시간 및 진폭 계산

편미분파동장의 관점에서 본 가중 키리히호프 합산

키리히호프 구조보정은 파동방정식의 적분해를 기초로 하고 있다. 음향파동방정식의 키리히호프 적분해에 대해 그린 함수의 WKBJ 근사식을 적용하면, 한 음원에 대한 구조보정 영상은 다음의 면적분식으로 표현된다.

$$R(x; x_s) = \int_{\Sigma} \mathbf{n} \cdot \nabla \tau_r(x_r; x) A(x_r; x; x_s) u^m(x_r; x_s; \tau_s(x; x_s) + \tau_r(x_r; x)) dx_r \quad (1)$$

여기서, Σ 는 탐사자료를 기록한 면적, τ_s 는 음원의 위치 x_s 로부터 지하의 한 점 x 까지의 파동의 도달시간, τ_r 는 x 로부터 지표의 수신기위치 x_r 까지의 파동의 도달시간, \mathbf{n} 은 Σ 에서의 상향 법선벡터이다. u^m 은 탄성파자료의 시간에 대한 미분값이며, m

은 2-D 탐사의 경우에는 1/2이다. A 는 기하학적 확산에 따른 진폭감소를 나타내는 계수이다. 2-D 탐사에서는 식 (1)의 적분은 탐사 축선을 따라 행한다. 식 (1)은 근거리장에 대한 항과 원거리장에 대한 항으로 나뉘는데, 근거리장은 $1/r^2$ 에 비례하고, 원거리장항은 $1/r$ 에 비례한다. 실제 구조보정에서는 근거리장항은 무시하고 행하며, 이 때 식 (1)은 시간에 대해 미분한 탐사자료의 $t = \tau_s + \tau_r$ 궤적에 따른 가중합산과 같다.

키리히호프 합산이 지하의 한 회절점에 의해 발생한 파동을 쌍곡선 궤적을 따라 관측자료를 더함으로써 이루어진다는 것은, 편미분파동장의 도달시간만을 고려하면 이 회절점에 의한 편미분파동장을 관측자료와 곱하는 것과 같은 의미이다. 편미분파동장과 관측자료의 곱의 합은

$$d(x; x_s) = \int_{\Sigma} \int_0^{t_{\max}} \frac{\partial u(x_r; x; x_s, t)}{\partial p} u(x_r; x_s, t) dt dx_r \quad (2)$$

이다.

식 (2)에서 편미분파동장의 도달시간만을 고려하면, $\partial u / \partial p = \delta(x_r; x_s; t - (\tau_s + \tau_r))$ 이고, 따라서 키리히호프 구조보정식은

$$d(x; x_s) = \int_{\Sigma} \int_0^{t_{\max}} \delta \left(t - \sqrt{\left(t_0^2 + \frac{x^2}{v^2} \right)} \right) dt dx_r \quad (3)$$

이된다.

즉 식 (3)은 파동의 도달시간만을 고려하면, 식 (1)의 키리히호프 합산과 동일하다. 또한 식 (2)는 역 시간 구조보정(Claerbout, 1976; Hemon, 1978; McMechan, 1983; 신창수, 1998; 장성형, 1996)의 영상화 연산자와도 동일하다. 본 연구에서는 식 (3)에 파동경로를 따라 발생한 파동장을 원통좌표계 모델링을 통해 근사값 A 를 계산하였다.

계산된 가중치 A 를 적용하여 가중 키리히호프 연산자를 표현하면

$$d(x; x_s) = \int_{\Sigma} \int_0^{t_{\max}} A \delta \left(t - \sqrt{\left(t_0^2 + \frac{x^2}{v^2} \right)} \right) dt dx_r \quad (4)$$

와 같다.

원통 좌표계에서의 음향 파동 방정식과 투명 경계조건

원통 좌표계에서 파동방정식은

$$\frac{\partial}{\partial r} \left((v_0 + kz)^2 \frac{\partial u}{\partial r} \right) + \frac{1}{r} (v_0 + kz) \frac{\partial^2 u}{\partial r^2} + (2kv_0 + 2k^2z) \frac{\partial u}{\partial z} + (v_0 + kz) \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} + f(r, z, t) \quad (5)$$

와 같다.

음향 파동 방정식은 미분항을 중앙 유한차분 형태로 표현할

수 있다. 만일 r 을 $j\Delta r$, z 를 $l\Delta z$, t 를 $i\Delta t$ 라 할 때 식 (5)를 차분 식으로 전개하면 식 (6)과 같다.

$$\begin{aligned}
 u_{i+1,j,l} &= 2U_{i,j,l} - U_{i-1,j,l} \\
 &+ \Delta t^2 (v_0 + kz)^2 \frac{U_{i,j+1,l} - 2U_{i,j,l} + U_{i,j-1,l}}{\Delta r^2} \\
 &+ \Delta t^2 (v_0 + kz)^2 \frac{U_{i,j+1,l} - U_{i,j-1,l}}{r\Delta r} \\
 &+ \Delta t^2 (2v_0k + 2k^2z) \frac{2U_{i,j,l+1} - U_{i,j,l-1}}{\Delta z} \\
 &+ \Delta t^2 (v_0 + kz)^2 \frac{U_{i,j,l+1} - 2U_{i,j,l} + U_{i,j,l-1}}{\Delta z^2} \quad (6)
 \end{aligned}$$

경계조건은 계산시간을 단축시킬 수 있는 투명 경계조건을 적용하였다. 각 경계에서의 경계조건은

$i=1, j=1$ 이면,

$$u_{i,j,l+1} = u_{i,j,l} + \frac{(u_{i+1,j+1,l} - u_{i,j,l}) \times v_{i,j} \times dt}{dx}$$

$i=1, j=ny$ 이면,

$$u_{i,j,l+1} = u_{i,j,l} + \frac{(u_{i+1,j-1,l} - u_{i,j,l}) \times v_{i,j} \times dt}{dx}$$

$i=nx, j=1$ 이면,

$$u_{i,j,l+1} = u_{i,j,l} + \frac{(u_{i-1,j+1,l} - u_{i,j,l}) \times v_{i,j} \times dt}{dx}$$

$i=nx, j=ny$ 이면,

$$u_{i,j,l+1} = u_{i,j,l} + \frac{(u_{i-1,j-1,l} - u_{i,j,l}) \times v_{i,j} \times dt}{dx}$$

$i=1, 1 < j < ny$ 이면,

$$u_{i,j,l+1} = u_{i,j,l} + u_{i+1,j,l} - u_{i+1,j,l-1} + \frac{(u_{i+1,j,l} - u_{i,j,l} - u_{i+2,j,l-1} + u_{i+1,j,l-1}) \times v_{i,j} \times dt}{dx}$$

$i=nx, 1 < j < ny$ 이면,

$$u_{i,j,l+1} = u_{i,j,l} + u_{i-1,j,l} - u_{i-1,j,l-1} + \frac{(u_{i,j,l} - u_{i-1,j,l} - u_{i-1,j,l-1} + u_{i-2,j,l-1}) \times v_{i,j} \times dt}{dx}$$

$1 < i < nx, j=ny$ 이면,

$$u_{i,j,l+1} = u_{i,j,l} + u_{i,j-1,l} - u_{i,j-1,l-1} + \frac{(u_{i,j,l} - u_{i,j-1,l} - u_{i,j-1,l-1} + u_{i,j-2,l-1}) \times v_{i,j} \times dt}{dx} \quad (7)$$

이다.

투명 경계조건은 1977년 Reynolds가 제안한 것으로 스폰지 경계조건인 경우 파동장을 감쇄시킬 수 있는 영역을 설정함으로써 감쇄 영역까지 파동장을 계산해야함으로 시간이 많이 걸

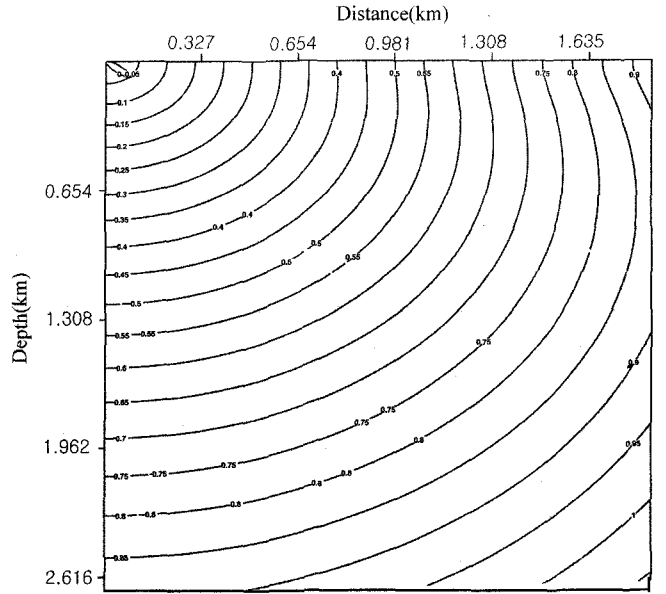


Fig. 1. Maximum energy travel time obtained by cylindrical modeling.

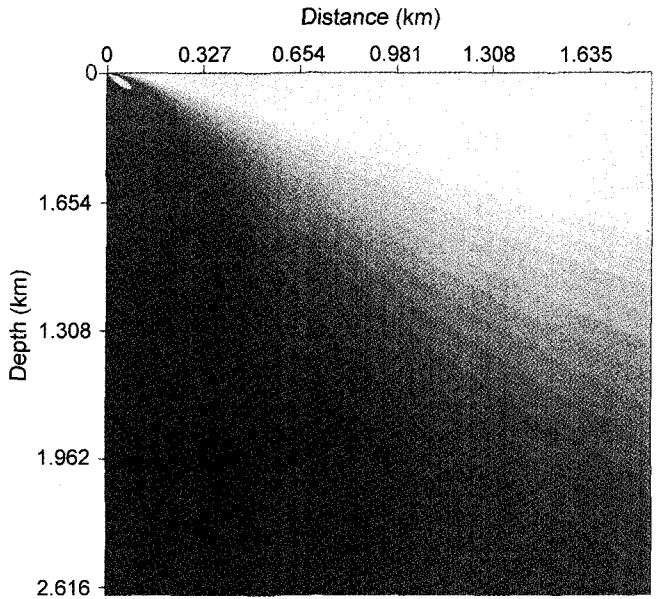


Fig. 2. Maximum amplitude obtained by cylindrical modeling.

리는 단점이 있으나, 투명 경계조건은 모델의 경계에 적용되므로 스폰지 경계조건보다 계산시간을 훨씬 단축시킬 수 있다. Fig. 1과 Fig. 2는 원통 좌표계 모델링을 통하여 음원의 위치가 $x=0, z=0$ 이고 속도변화율을 0.8로 주었을 때 식 (8)에 의해 결정된 모델에 대한 주시와 진폭을 나타낸다.

Smooth background 속도 모델

깊이에 따라 속도가 선형적으로 변화하는 모델에서의 시간과 거리의 관계식은 다음과 같다.

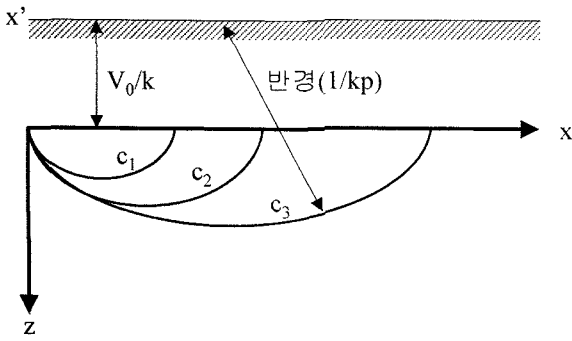


Fig. 3. Diagram of ray path in the smooth background model.

$$v(z)+v_0+kz \tag{8}$$

여기서, v_0 는 $z=0$ 에서의 지층의 탄성과 전파속도, k 는 속도변화율이다. 이 때 파선의 파선변수 p 는 $\sin i_0/v_0$ 로 표현되며 여기서 i_0 는 지표에서 파선의 입사각을 나타낸다. 1959년 Slotnick는 식 (8)을 이용하여 수평거리 x 와 수직거리 z 의 관계를 유도하였다. 수평거리 x 와 수직거리 z 가 주어지면 x 와 z 는 각각 식 (9)와 식 (10)으로 표현되며

$$x = \frac{1}{kp} \left[\sqrt{1-p^2v_0^2} - \sqrt{1-p^2v^2} \right] \tag{9}$$

$$t = \frac{2}{k} \ln \frac{v(1 + \sqrt{1-p^2v_0^2})}{v_0(1 + \sqrt{1-p^2v^2})} \tag{10}$$

식 (9)는

$$\left[x - \frac{\sqrt{(1-p^2v_0^2)}}{kp} \right]^2 + \left(z + \frac{v_0}{k} \right)^2 - \frac{1}{k^2p^2} = 0 \tag{11}$$

식 (11)과 같이 바꾸어 쓸 수 있다.

식 (11)은 Fig. 3에서 보는 바와 같이 반경 $1/kp$ 을 갖는 원의 방정식으로 x 축상에서 거리 v_0/k 만큼 떨어진 거리의 축 x' 에 원의 중심이 놓이게 된다. c_1, c_2, c_3 는 각각의 반경을 갖는 원의 중심을 나타내며 일단 수평거리와 수직거리 그리고 입사각에 따라 원의 방정식을 따라 파의 경로가 결정되게 된다.

현장자료 적용 사례

앞서 언급한 도달시간과 진폭을 이용하여 실제 자료에 대해서 적용해 보았다.

최저속도와 최고속도는 각각 1.5 km, 4.2 km로 정하고 영상화를 위한 깊이를 3 km로 하여 SBM을 위한 상수를 0.9로 정하였다. Fig. 4와 Fig. 5는 각각 이 모델을 이용한 도달시간과 진폭을 나타낸 것이다. 현장자료는 음원과 첫 번째 수신기 사이의 거리, 그리고 각 수신기 사이의 간격이 각각 192m, 15m 이고, 전체 음원의 수는 684개이며 각 음원 사이의 간격은

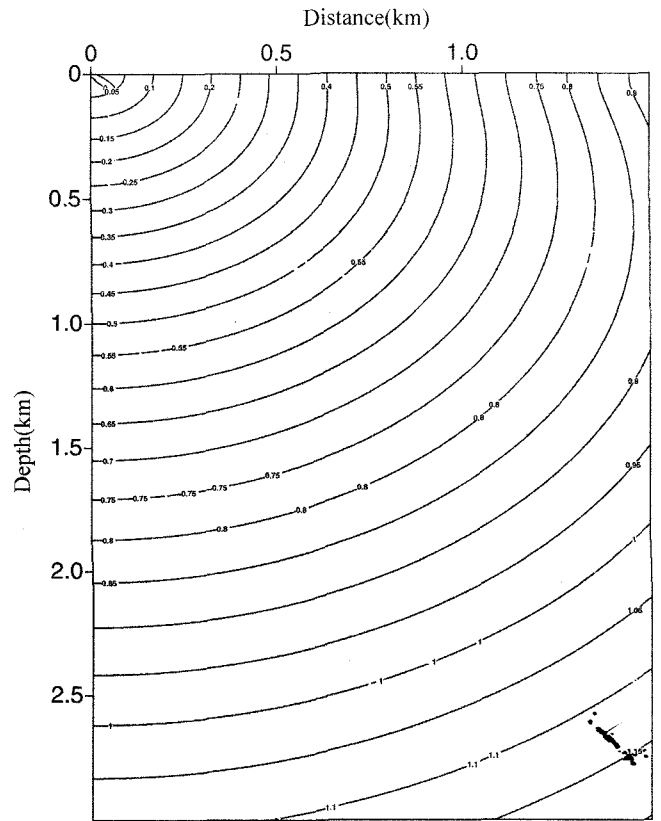


Fig. 4. Travel time obtained by cylindrical modeling for line 90-6263.

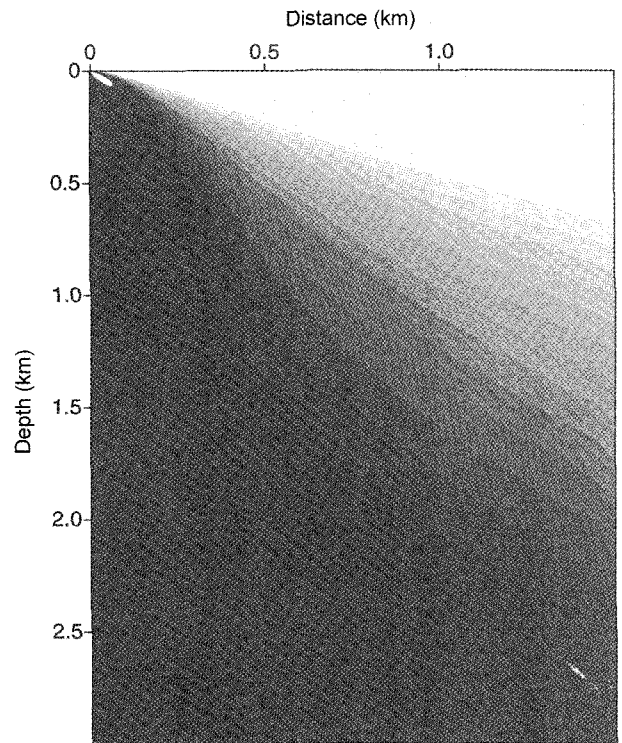


Fig. 5. Amplitude obtained by cylindrical modeling for line 90-6263.

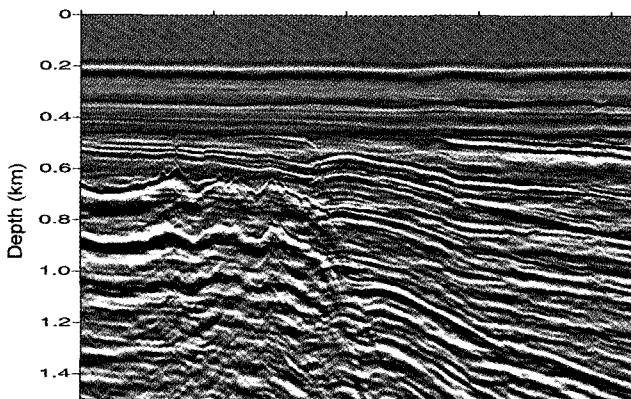


Fig. 6. Weighted Kirchhoff prestack depth migration image for line 90-6263.

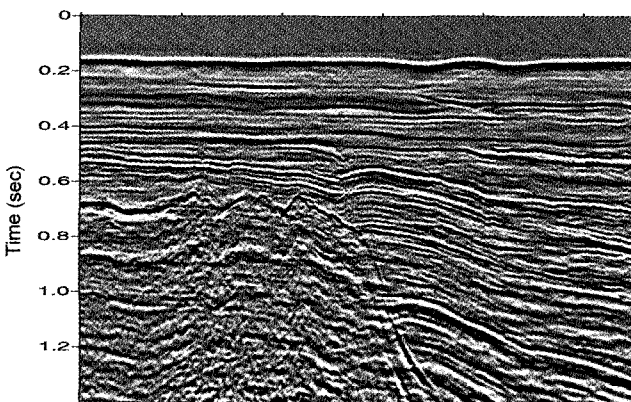


Fig. 7. Poststack time migration image for line 90-6263.

30m이다. Fig. 6은 684개의 공통음원자료에 대해 가중 키리히호프 중합전 심도구조보정 결과이고 Fig. 7은 기존 자료처리방법으로 처리된 시간영역 구조보정 결과이다. 두 구조보정 이미지에서 볼 수 있듯이 지질구조의 양상은 거의 같은 것을 볼 수 있다. 물론 가중 키리히호프 구조보정 결과에서 다중 반사파로 보이는 이미지들이 있긴 하지만 Fig. 7은 다중 반사파와 같은 잡음을 감쇄시키는 처리과정 외에 많은 선 처리 과정을 적용했다는 점을 고려할 때 최저속도와 최고속도의 예측만으로 처리한 가중 키리히호프 구조보정 결과가 크게 뒤지지 않는 것으로 보인다.

결 론

SBM을 이용한 중합전 심도 구조보정은 적절한 중합속도를 예측하므로써 실제자료에 대해 만족할만한 결과를 얻을 수 있었다. 또한 초기모델로서 SBM은 수평적인 속도변화가 없기 때문에 상반성원리를 적용하여 매우 신속하게 구조보정을 수행할 수 있었다. 현장자료의 경우, 기존 자료처리과정에 의해 처리한 자료와 비교해 볼 때 많은 선 처리 작업을 수행한 자료란 점을 감안한다면 거의 대등한 이미지를 얻을 수 있었다.

탄성과 탐사의 궁극적인 목적이 지층의 형태와 물성을 파악하는 것이라는 점을 고려하면, 중합전 심도 구조보정을 반복적으로 실시하여 속도모델을 결정하는 것이 보다 정확할 것이다. 그리고 초기 속도모델을 정확하게 설정하면 반복 횟수를 줄일 수 있고, 결과적으로 경제적이며 신속한 물성파악이 가능할 것이다. 본 연구에서 개발된 SBM을 이용한 가중 키리히호프 중합전 심도 구조보정은 부정확한 속도로 야기된 심도의 부정확성은 피할 수 없었지만, 신속하면서도 해상도가 좋은 심도 영상단면도를 구할 수 있었다. 이는 파동방정식 모델링을 이용하여 정량적인 파동의 도달시간과 진폭을 이용했기 때문으로 보이며, 따라서, 적절한 자료처리 과정을 거친 자료를 이용하면 보다 좋은 이미지를 얻을 수 있을 것으로 사료된다.

사 사

본 연구는 한국 해양연구소 위탁과제(0415-20000019) "가스 하이드레이트 탐사를 위한 smooth background 속도모델을 이용한 중합전 심도구조보정에 관한 연구"지원으로 수행되었다.

참고문헌

- 신창수, 1998, 중합전 역시간 구조보정을 이용한 지하구조 영상화 연구: 한국해양연구소 위탁연구과제.
 장성형, 1996, 상호상관에 의한 지질구조 영상화 연구: 공학박사 학위 논문, 한양대학교.
 Wu, W. J., Lines, L., Burton, A., Lu, H. X., Zhu, J., Jamison, W. and Bording, R. P., 1998, Prestack depth migration of an Alberta Foothills data set-The Husky experience: *Geophysics*, **63**, 392-398.
 Sergio, C. P., Louie, J. N. and Pullammanappallil, S. K., 1998, Seismic depth imaging of normal faulting in the southern Death Valley Basin: *Geophysics*, **63**, 223-230.
 Reynord, A. C., 1977, Boundary conditions for the numerical solution of wave propagation problems: *Geophysics*, **43**, 1099-1110.
 Emmanuel, C. and Ursin, B., 1999, Asymptotic error analysis of constantvelocity viscoacoustic migration: *Geophysics*, **64**, 1036-1045.
 Roelof, J. V., 1993, Sensitivity of prestack depth migration to the velocity model: *Geophysics*, **58**, 873-882.
 Claerbout, J. F., 1976, Fundamentals of geophysical data processing: New York, McGraw-Hill Book Co., Inc.
 Hemon, C., 1978, Equation d' onde et modeles: *Geophys. Prosp.*, **26**, 790-821.
 McMechan, G. A., 1983, Migration by exploration of time dependent boundary values: *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **71**, 613-628.
 Milton B. Dobrin and Carl H. Savit, 1988, Introduction to Geophysical Prospecting: book, fourth edition, McGraw-Hill Book Co.