

SH파 초동주시 역산과 표면파 분산곡선 역산으로부터 구한 횡파속도 단면 비교

이창민 · 김기영
강원대학교 지구물리학과

Comparison of Shear-wave Velocity Sections from Inverting SH-wave Traveltimes of First Arrivals and Surface Wave Dispersion Curves

Lee, chang min · Kim, Ki Young

Department of Geophysics, Kangwon National University

요 약 SH파 굴절법 토모그래피와 표면파 분산자료 역산을 통하여 2차원 S파 속도단면을 각각 구하였고, 비교 목적으로 P파 속도단면도 함께 구하였다. P파와 표면파는 지표에 수직하게 타격하여 발생시켰으며, 100 Hz와 4.5 Hz 수직 지오폰 24개로 각각 수신하였다. SH파는 50 kg 나무원목의 좌우를 타격하여 발생시켰고, 8 Hz 수평 지오폰으로 수신하였으며, 좌측타격에서 우측타격을 빼주어 SH파 신호를 강화하였다. 초동주시 토모그램과 표면파 분산곡선으로부터 역산과정을 거쳐서 구한 S파 속도단면을 비교한 결과, 두 단면의 전체적인 양상은 서로 비슷하지만, 표면파 역산으로 구한 S파 속도단면이 전반적으로 작은 값을 갖는 경향을 보인다. 잡음에 취약한 SH파는 P파 및 PS 변환파 도달 이후에 기록되어 초동선택이 어려운 문제가 있으며, 균질한 수평모형을 가정하는 표면파의 분산곡선 역산은 측방 변화가 심한 곳에서 지하구조를 정확히 밝히는데 한계가 있음을 보인다.

주요어 SH파, 굴절법 토모그래피, 표면파, 분산, S파 속도

ABSTRACT Two-dimensional S-wave velocity sections from SH-wave refraction tomography and surface wave dispersions were obtained by inverting traveltimes of first arrivals and surface wave dispersions, respectively. For the purpose of comparison, a P-wave velocity tomogram was also obtained from a P-wave refraction profiling. P and Rayleigh waves generated by vertical blows on a plate with a sledgehammer were received by 100- and 4.5-Hz geophones, respectively. SH-waves generated by horizontal blows on both sides of a 50 kg timber were received by 8 Hz horizontal geophones. The shear-wave signals were enhanced subtracting data of left-side blows from ones of the right-side blows. Shear-wave velocities from tomography inversion of first-arrival times were compared with ones from inverting dispersion curves of Rayleigh waves. Although the two velocity sections look similar to each other in general, the one from the surface waves tends to have lower velocities. First arrival picking of SH waves is troublesome since P and PS-converted waves arrive earlier than SH waves. Application of the surface wave method, on the other hand, is limited where lateral variation of subsurface structures is not mild.

Key words SH waves, refraction tomography, surface waves, dispersion, shear wave velocity

1. 서 론

동탄성계수는 시공이나 설계의 안정성을 측정하는데 직접적인 판단 요소로 작용하며, 이러한 중요성 때문에

동탄성계수를 구하기 위한 많은 연구가 수행되어왔다. 천부탐사의 경우, 굴절법 P파와 더불어 SH파 조사를 실시함으로써 포아송비와 강성률을 구할 수 있으며, 이 중 S파 속도구조 계산방법으로는 굴절파주시 토모그래피

Corresponding Author : 이창민(min78072@kangwon.ac.kr)

원고접수일 : 2005년 2월 15일 게재승인일 : 2005년 5월 1일

(traveltime tomography of refractions)와 표면과 분산자료 역산 방법이 많이 사용되고 있다.

초동주시 토모그래피(first-arrival traveltime tomography)는 1917년 Radon에 의해 발표된 토모그래피 개념을 굴절파 자료해석에 도입한 방법으로 기존 방법들의 전제조건인 층구조를 가정하지 않으므로 지형과 지질구조가 복잡한 환경에도 적용할 수 있는 장점이 있다. 이러한 장점으로 인하여 초동주시 토모그래피는 풍화대층의 두께와 속도(Docherty, 1992), 매몰된 폐기물 처리장의 깊이와 형태(Lanz et al., 1998)등을 구명하는데 성공적으로 적용하였으며, 국내에서는 최근 김기영·김동훈(2002)이 경주시 감산사 부근의 제4기 단층 지하구조 연구에 적용한 바 있다.

표면과 분산곡선으로부터 S파 속도를 구하는 방법은 전통적으로 두 개의 수신채널을 이용한 SASW(Spectral Analysis of Surface Waves) 방법이 사용되어 왔으나(Nazarian et al., 1983), 다중채널 방법인 MASW (Multi-channel Analysis of Surface Waves) 방식(Park et al., 1999)이 소개된 이후 이 방법이 더욱 널리 사용되고 있다. 최근에는 이 MASW 방법에 공중점 상호상관 원리를 추가한 CMPCC(Common Midpoint Cross-Correlation)방법이 소개되어(Hayashi, 2004), MASW 방법이 가지고 있던 위치의 부정확성 및 해상도 문제가 일부 해결되었다.

이 논문에서는 S파 속도단면을 구하는 대표적 천부 탄성과 탐사법인 SH 굴절법 토모그래피와 CMPCC 방법의 장단점을 알아보기 위해서 시험자료를 획득하고 결과를 비교하였다.

2. 이론

2.1 굴절법 주시 토모그래피(Refraction Traveltime Tomography)

초동주시 토모그래피는 매질의 속도를 도출하기 위하여 초동주시를 이용하는 역산의 일종으로, 초동주시와 가장 잘 맞는 속도모형으로부터 지하구조를 파악하는 방법이다. 이때 얻어진 탄성과 속도분포는 매질의 물성을 지시하며 속도단면을 보통 속도 토모그램(velocity tomogram)이라고 한다.

주시 토모그래피는 신호가 파원에서 수신기까지 도달

하는데 걸린 시간인 주시를 이용하는 방법이다. i 번째 주시를 t_i 라 하면 그 주시는 다음의 식으로 표현할 수 있다.

$$t_i = \int_X \frac{dX}{v(X)} = \int_X s(X)dX \quad (1)$$

즉, 주시 t_i 는 역속도(slowness) s 를 파선거리에 대해서 적분한 형태로 나타나며, 2차원 지하구조가 N 개의 셀로 구성되었다면, 주시 t_i 는

$$t_i = \sum_{j=1}^N s_j l_{ij} = \mathbf{sL}_i \quad (2)$$

로 근사할 수 있다. 여기서 s_j 는 j 번째 셀에서의 역속도, l_{ij} 는 j 번째 셀 내의 i 번째 파선의 길이를 나타내며, L_i 는 i 번째 파선의 전체길이를 나타낸다. 식(2)를 행렬로 나타내면,

$$\mathbf{T} = \mathbf{Ls} \quad (3)$$

가 되며, \mathbf{T} , \mathbf{L} , \mathbf{s} 는 주시, 파선길이, 역속도를 행렬로 나타낸 것이다. 여기서 구하고자 하는 역속도 \mathbf{s} 는 일반화된 선형역산, 즉

$$\mathbf{s} = (\mathbf{L}^T \mathbf{L})^{-1} \mathbf{L}^T \mathbf{T} \quad (4)$$

로 표시된다. 그러나 파선방향이 굴절파의 속도분포에 따라 변하므로, 비선형의 문제가 발생하게 된다. 이러한 비선형의 문제는 주시를 구하기 위한 순차모델과 선형역산 과정을 반복적으로 사용하는 반복적 선형역산법으로 극복할 수 있다(Hampson and Russell, 1984).

이 논문에서는 반복적 선형 역산법으로 Kaczmarz (1937)의 SIRT(Simultaneous Iterative Reconstruction) 방법을 적용하였다. 주어진 셀을 통과하는 파선에 대한 증분치를 개별적으로 계산하여 보정하는 ART(Algebraic Reconstruction Technique) 방법과는 달리 SIRT 방법은 주어진 셀을 통과하는 모든 파선에 대한 증분치를 동시에 계산한 후 이 증분치들을 각각의 셀에 대해 동시에 보정하는 과정을 반복하여 오차를 줄여나가는 방법이다. 즉, N 번째 반복역산으로 구해지는 j 번째 셀의 역속도 s_j^N 는

$$s_j^N = s_j^{N-1} + \Delta s_j \quad (5)$$

로 표시할 수 있다. 이때 j 번째 썰의 역속도 증분치(Δs)는

$$\Delta s = (L^T L)^{-1} L^T \Delta T \quad (6)$$

가 되며, SIRT 방식에서는

$$\Delta s_j = \frac{1}{W_j} \frac{\sum_i l_{ij} \frac{t_i^0 - \sum_j l_{ij} s_j^e}{\sum_j l_{ij}^2}}{\sum_j l_{ij}^2} \quad (7)$$

의 형태로 나타낼 수 있다(Lo and Inderwiesen, 1994). 여기서 t_i^0 는 i 번째 파선에서 측정된 주시, s_j^e 는 j 번째 썰에서 수정 전에 계산되어진 역속도, W_j 는 가중치로 j 번째 썰을 통과하는 파선의 수나 파선밀도 등을 사용한다. 이렇게 구한 증분값을 식 (5)에 대입하여 각 썰들의 역속도를 수정하고, 주어진 오차범위보다 작아질 때까지 수정된 모델의 주시를 반복 계산하여 썰의 역속도를 보정하는 과정을 반복한다.

2.2 상호상관 공중점 모음 (CMPCC: Common MidPoint Cross Correlation)

표면파는 거의 모든 탄성과 파원으로부터 쉽게 발생하며, 수직 속도변화가 있을 경우 표면파는 각각의 주파수 성분에서 다른 위상속도를 갖는데, 이러한 특성을 분산이라 부른다(Aki and Richard., 1980). 표면파는 실제 파 조사에서는 잡음으로 여겨지지만, 이들의 분산 특성은 지표 부근의 탄성 특성을 구하는데 이용될 수 있다.

표면파 분산곡선 역산은 현장에서 획득한 자료로부터 분산곡선을 작성하고, 모델로부터 계산된 분산곡선과의 차이가 최소가 되도록 반복적 역산과정을 통해 횡파 속도 단면을 얻는 과정으로 이루어진다. 두 개의 수신된 파형인 $f(t)$, $g(t)$ 를 푸리에 변환하여 시간영역에서 주파수영역으로 변환하면 두 파형의 위상차는

$$\Delta\phi(\omega) = \phi_f(\omega) - \phi_g(\omega) \quad (8)$$

로 나타낼 수 있으며, 이 식을 이용하여 위상속도를 구하

면,

$$c(\omega) = \frac{\omega \cdot \Delta x}{\Delta\phi(\omega) + 2n\pi} \quad (9)$$

로 나타낼 수 있다. 여기서 n 은 정수이며, Δx , c 는 두 수신기 사이의 거리와 위상속도를 나타낸다.

현장에서 획득한 시간영역의 자료를 푸리에 변환을 사용하여 주파수영역으로 변환하면,

$$F(x, \omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(x, t) \cdot e^{-i\omega t} dt \quad (10)$$

이다. 주어진 주파수에 해당하는 위상속도는 시간 영역에서 $\tau-p$ 변환을 하는 방법이나 주파수 영역에서 위상 이동 및 중합(phase shift and stack)의 방법으로 구할 수 있다. 식 (10)의 $F(x, \omega)$ 는 진폭과 위상에 관한 식

$$F(x, \omega) = A(x, \omega) e^{-i\phi} \quad (11)$$

로 나타낼 수 있으며, 여기서 파수 ϕ 는 ω/c_w 이고, c_w 는 주파수 ω 에서의 위상속도이다. 식 (10)의 $F(x, \omega)$ 를 주파수와 위상의 함수인 $V(\phi, \omega)$ 로 표시하면

$$V(\omega, \phi) = \int \mathbf{F}(x, \omega) e^{i\phi x} dx \quad (12)$$

이 된다. $V(\phi, \omega)$ 를 정규화하기 위해 $\mathbf{F}(x, \omega)$ 의 절대값인 $|\mathbf{F}(x, \omega)| = \mathbf{A}(x, \omega)$ 로 나눠주면,

$$\begin{aligned} V(\omega, \phi) &= \int [\mathbf{F}(x, \omega) / |\mathbf{F}(x, \omega)|] e^{i\phi x} dx \\ &= \int [A(x, \omega) / |A(x, \omega)|] e^{-i(\phi - \omega/c_w)x} dx \end{aligned} \quad (13)$$

이 되며, 식 (11)에서 $A(x, \omega)$ 가 실수이며 양의 값을 가지므로 $\phi = \omega/c_w$ 가 되는 경우에 $V(\omega, \phi)$ 의 실수부가 최대가 된다. $c_w = \omega/\phi$ 에서 주파수에 따른 위상속도를 구할 수 있으므로 위상속도와 주파수에 관한 식은

$$F(c, \omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} F(x, \omega) e^{i\omega \frac{x}{c}} dx \quad (14)$$

으로 나타낼 수 있다.

표면파 분산곡선의 역산은 횡파속도의 1차원 초기모델을 정하고, 이 모델에서 예측되는 분산곡선과 실제 분산곡선에서 구한 위상속도의 차이를 최소화 시키는 방법이다. 두 분산곡선의 위상속도 차이가 만족할 만한 값을 가지지 못할 경우 Jacobi 행렬을 이용하여 구한 증분값으로 초기모델을 수정하여 실제 분산곡선과 비교하는 과정을 반복한다. 이때 모델변수의 증분값에 대한 예측값의 변화는 다음과 같은 선형적인 관계가 있음을 가정한다 (Aki and Richard, 1980).

$$c_{i, obs} - c_{i, pred} = \left(\frac{\text{round}c}{\text{round}\beta} \right) \Delta\beta_1 + \dots + \left(\frac{\text{round}c}{\text{round}\beta} \right) \Delta\beta_n \quad (15)$$

이 식에서 c 는 위상속도, β 는 S파속도, $\Delta\beta_{(j-n)}$ 는 증분값을 나타낸다. 분산곡선의 역산 과정은 비선형일 뿐만 아니라 분산곡선과 횡파 속도 구조의 관계가 유일한 관계가 아니기 때문에, 역산 과정에 어떠한 초기모델과 입력자료를 사용하느냐에 따라 그 결과는 판이하게 달라질 수 있다(정희옥, 1999).

MASW과 CMPCC 방법은 자료획득방법면에서는 동일하나, MASW 방법은 획득한 자료를 공발점모음 (common shot gather) 방법으로 분류하여 1 차원 속도구조를 구하는 데 비해, CMPCC 방법은 공중점 (common midpoint) 자료를 이용하여 속도구조를 구한다는 점에서 차이를 보인다. 공중점 방법은 반사법의 공중점 중합법과 유사한 방법으로 가능한 모든 트레이스의 조

합에 대하여 상호상관을 계산하고, 모든 발파 기록에서 두 트레이스의 공중점이 같은 상호상관을 모은다. 여기서 수신점 간격이 같은 자료를 중합한 후 수신점 간격별로 정렬하면, 이것은 고유한 위상차를 수신점 간격에 대해서 추출한 것과 같게 된다.

3. 자료획득

길이 117.5 m인 동일한 측선을 따라 굴절법 토모그래피와 CMPCC 방법을 이용한 표면파 조사를 수행하였다. P파(Fig. 1a)와 표면파(Fig. 1c) 탐사시 수신기는 지표면에 수직 진동을 감지할 수 있는 100 Hz와 4.5 Hz의 모서리주파수를 갖는 수직 지오폰을 각각 사용하였으며, SH파(Fig. 1b)는 8 Hz 수평 지오폰을 측선에 수직하고 지표면에 수평하게 설치하여 수신하였다.

P파와 표면파는 5 kg의 해머를 알루미늄판에 수직으로 타격하여 발생시켰으며, SH파는 50 kg의 직육면체 원목의 좌·우 측면을 타격하는 방식으로 발생시켰다. SH파 탐사에서는 좌측타격기록에서 우측타격기록을 빼 줌으로써 SH파 신호를 강화시키고 P파를 감쇠시켰다 (Fig. 2).

모든 조사에서 지오폰 간격을 2.5 m로 일정하게 유지하였다. 굴절법 조사는 24개의 지오폰을 두 번 전개하였으며, 각 전개에서 타격위치는 중앙점, 1/4점, 3/4점, 양단, 양단에서 10 m 떨어진 원격으로 7군데를 타격하였다. 표면파 조사는 반사법 조사방법으로 흔히 사용되는 끝점발파(end-on) 방식을 이용하여 총 50개의 발파자료를 기록하였다. 신호/잡음을 높이기 위하여 P파는 5

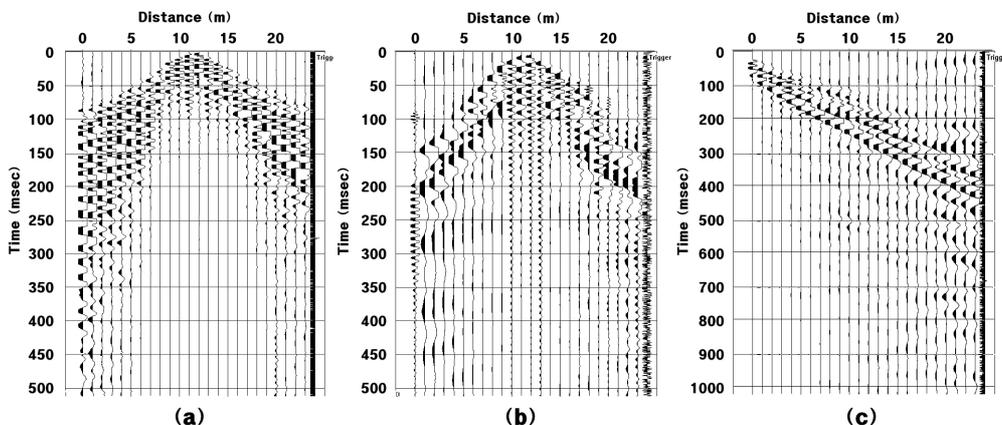


Fig. 1 Raw data for (a) P waves, (b) SH waves, and (c) surface waves.

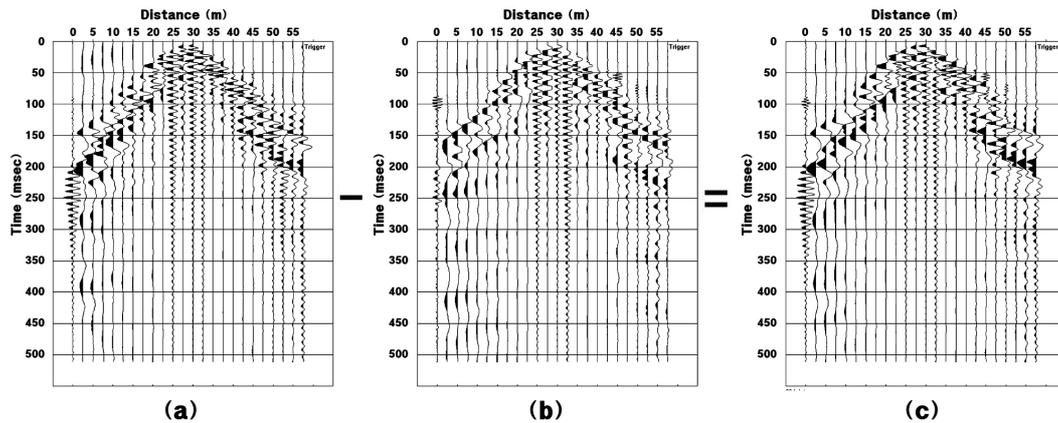


Fig. 2 Field data for shear waves. Shear-wave signals were enhanced subtracting data generated by pounding (a) on the left side from ones by pounding (b) on the right side only to get shear-wave output data (c).

Table 1 Acquisition parameters.

| | SH wave refraction | Surface wave | P wave |
|-------------------|--------------------|-----------------|-----------------|
| Source | 5 kg Hammer | 5 kg Hammer | 5 kg Hammer |
| Vertical Stacking | 300% | 300% | 500% |
| Receiver | 8 Hz Geophone | 4.5 Hz Geophone | 100 Hz Geophone |
| Receiver Spacing | 2.5 m | 2.5 m | 2.5 m |
| Number of Channel | 48 | 48 | 48 |
| Recorder | OYO McSeis-SX | OYO McSeis-SX | OYO McSeis-SX |
| Record Length | 512 ms | 1024 ms | 512 ms |
| Sampling Interval | 0.5 ms | 1 ms | 0.5 ms |
| Analog Filter | Not Applied | Not Applied | Not Applied |

회, S파와 표면파는 3회를 타격하여 수직중합하였다.

기록시간은 P파와 S파의 경우 기록계에 0.5 ms 간격으로 총 512 ms, 표면파는 1 ms 간격으로 1024 ms 동안 기록하였으며, 동적기록범위가 108 dB로 비교적 넓어서 아날로그 필터는 적용하지 않았다(Table 1).

4. 자료처리

굴절법 토모그래피 해석을 위하여, 원시자료는 포맷변환, 송·수신기 배치정보 입력, 초동선택, 속도 분석, 고도자료입력, 토모그래피 역산 등의 순으로 처리하였다(Fig. 3a). 수직 형태로 기록된 원시자료를 자료처리용 소프트웨어의 내부포맷으로 변환하였으며, 수신기 및 타격점의 위치를 입력하였으며, 초동을 선택하였다. 초동선택은 처리 결과에 직접적 영향을 미치므로 양단주시의 일치성 및 주시곡선의 평행성에 유념하여 신중하게 선택

하였다. 타격점에 대한 모든 초동주시를 하나의 파일로 저장하여 주시곡선을 작성하였고, 그 주시곡선에서 개략적인 속도를 분석하였다(Fig. 4).

표층속도는 주시곡선상 근거리 주시 기울기로부터, 하부층들의 속도는 양단주시곡선에서 구간별로 구하였다. 이렇게 얻어진 속도범위는 P파의 경우 300~1700 m/s, S파의 경우 100~900 m/s 정도로 나타나며, 이 속도범위를 역산 초기모델의 매개변수로 사용하였다. 역산 수행에 앞서 지형보정을 위한 상대고도를 입력하였으며, 초기모델은 깊이에 따라 단순히 속도가 증가하는 15개 층 모델을 사용하였다. 속도분석 과정에서 구한 속도범위를 적용하여, 10번의 반복수행을 거쳐 평균제곱근 오차가 P파는 2.64 ms, S파는 5.02 ms로 수렴하는 결과를 얻었다. Fig. 6은 SIRT 역산방식을 이용하여 얻은 속도 분포 결과로서 역산에 사용한 쉘과 함께 표시하였다. 쉘의 폭은 수신기 간격과 동일한 2.5 m 간격이고, 모델의

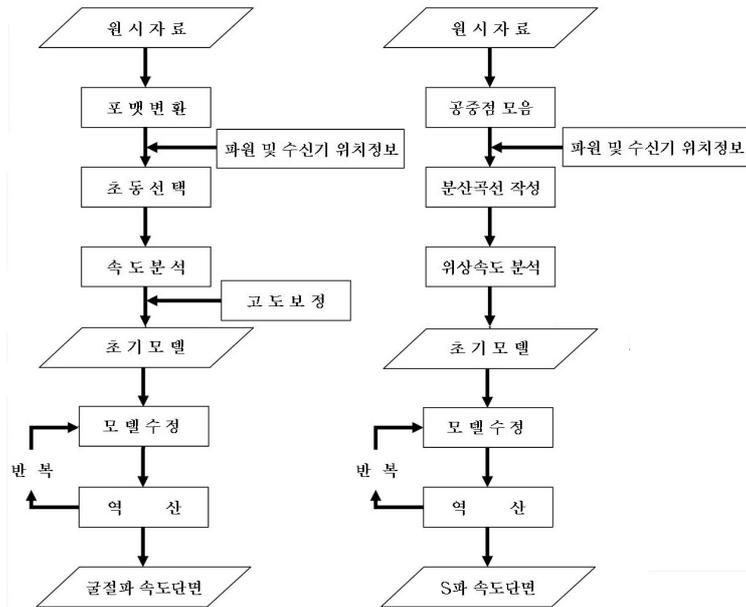


Fig. 3 Sequences of data processing for (a) the traveltimes of refracted waves and (b) the CMPCC method, respectively.

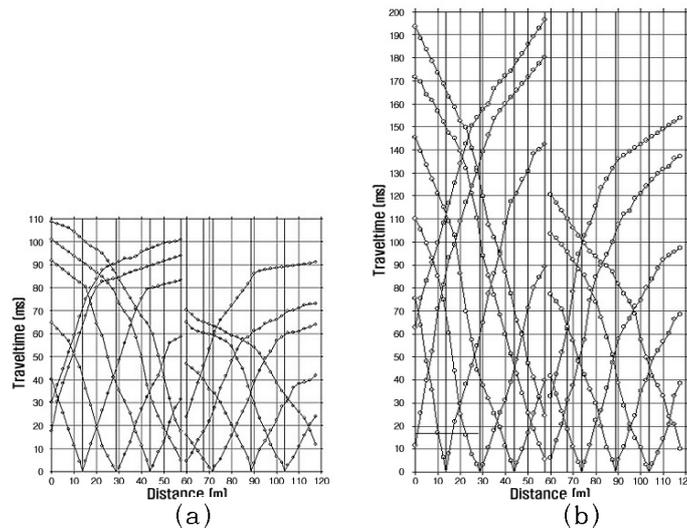


Fig. 4 (a) P-wave and (b) S-wave traveltime curves.

층 수는 파선의 수보다 많은 15개로 내삽된 쉘들이 포함 되어 있다.

표면과 분산곡선 역산에 CMPCC 방법을 적용하기 위하여, 포맷변환, 송·수신기 배치정보 입력, 공중점 모음, 분산곡선 작성, 위상 속도 분석, 역산 등의 순으로 자료를 처리하였다(Fig. 3b). 기록된 자료를 자료처리용 소프트웨어의 내부포맷으로 변환시키고, 파원 및 수신기의 위치 정보를 입력하였다. 공중점 상호상관 분석법을 사용

하기 위해 전체 자료를 5 m 간격의 공중점 모음자료로 만들었다. 최소 및 최대 수신기 간격이 각각 2.5 m와 57.5 m이므로 공간 알리아싱을 감안할 경우, 적절한 분석대상 파장은 5~115 m가 된다. 주파수-위상속도로 표시된 분산곡선(Fig. 5b)에서 파장은 기울기를 나타내며, 상기파장 범위에 해당하는 주파수 영역인 5 Hz에서 55 Hz를 모서리 주파수 범위로 설정하였다.

역산 수행을 위한 초기모델은 하부로 갈수록 속도가

증가하는 100~900 m/s 속도범위의 15개 층으로 구성하였으며, 선형 최소지승법으로 모델을 수정하는 고정을 반복하여 횡파 속도단면을 얻었다(Xia *et al.*, 1999). Fig. 5a는 원점으로부터의 거리 52.7 m에서 획득한 원시자료 (Fig. 5a)를 공중점 모음(Fig. 5b)하여 위상이동 및 중합의 방법으로 분산곡선(Fig. 5c)을 산출하였다. 분산곡선은 주파수와 위상속도의 함수로 나타나며, 각 주파수에서의 최대의 유사도를 갖는 위상속도를 선택하였다. 분산곡선에서 선택한 주파수-위상속도의 관계를 역산하면 Fig. 5d와 같은 1 차원 속도분포를 구할 수 있으며, 각 공중점 위치의 1 차원 속도구조들을 2차원 보간하여 Fig. 7의 S파 속도단면을 얻었다.

5. 분석 및 토의

P파 및 SH파 토모그래피 속도단면(Fig. 6)과 CMPCC

방법을 이용한 S파 속도단면(Fig. 7)은 공히 측선을 따라 남쪽에서 북쪽으로 갈수록 속도가 증가하는 양상을 보인다. SH파 주시곡선 토모그래피와 CMPCC 방법을 이용한 속도단면을 비교하면 SH파 토모그램에서는 대략 거리 70~80 m 부근에서 수평적인 속도의 변화가 인지되는 반면에 CMPCC 방법에서의 S파 속도단면은 거리 60~70 m 부근에서 인지됨을 알 수 있다. 두 S파 속도단면을 비교적 정확한 P파 속도단면과 비교해 보면, 거리 60~70 m 사이에서 수평적인 속도의 변화가 인지되므로 CMPCC 방법에서의 속도변화가 더 정확함을 알 수 있다. 이와 같이 SH파 속도단면에서 수평적 위치에 대한 신뢰도가 떨어지는 것은 표면파 기록에 비해 신호/잡음 비가 낮고, SH파 초동도달 이전에 P파와 PS변환파가 도달하여 초동선택이 어려웠던 점 등에 기인한 것으로 판단된다.

또한 초동주시를 이용한 속도 토모그램과 CMPCC 방

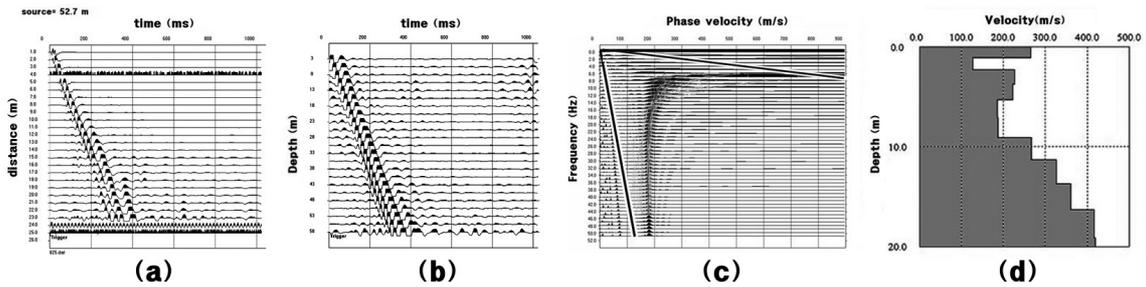


Fig. 5 (a) Common shot gather, (b) common midpoint gather, (c) the dispersion curve obtained from CMP data in (b), and (d) inverted 1-D shear wave velocity profile.

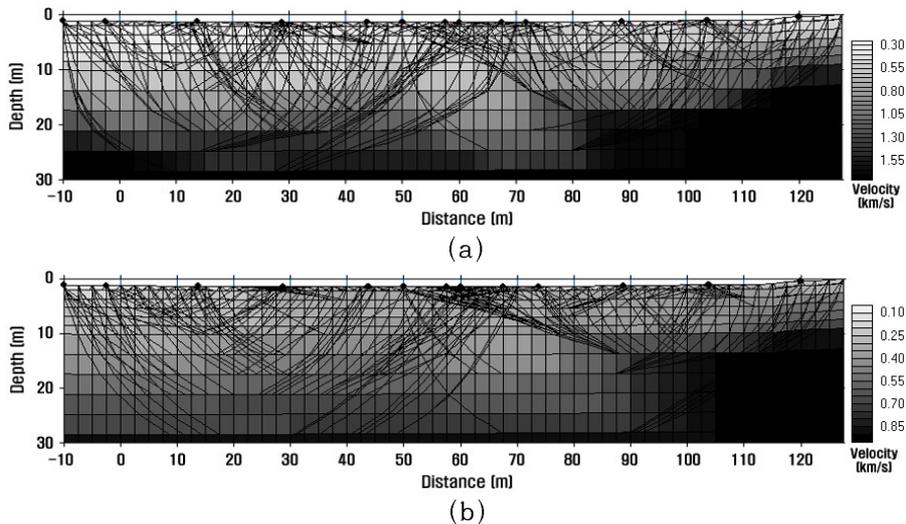


Fig. 6 (a) P- and (b) S-wave tomograms. Raypaths and cell boundaries are superimposed on the tomograms.

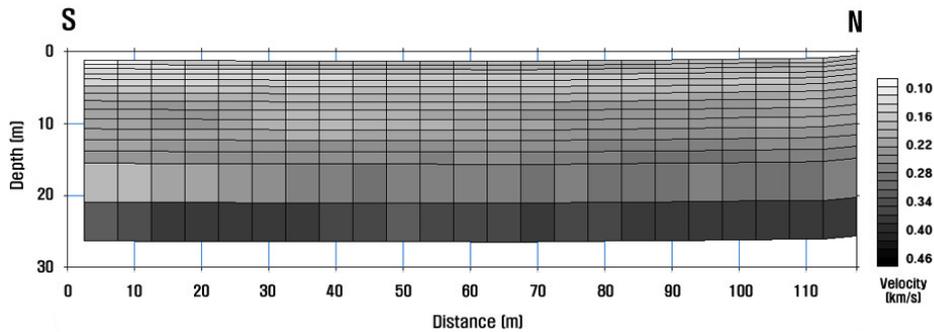


Fig. 7 S-wave tomogram obtained using the CMPCC method. Cell boundaries are superimposed on the tomogram.

법을 이용한 속도구조는 축선의 양 끝단에서 차이를 보이는데, 속도주시 토모그래피는 축선의 양 끝단에서 파선의 수가 적고 다른 부분에 비해 투과심도가 얕으며, CMPCC 방법에서는 역산시 필요한 공중점 모음자료가 부족하여 양단의 결과를 신뢰할 수 없기 때문이다. 또한 CMPCC 방법에서는 15 m 하부의 해상도가 현저히 낮아지는 양상을 보이는데, 이는 표면파 분산시 투과심도가 깊은 저주파대역의 해상도가 낮은데 기인한 것으로 생각된다. 표면파 탐사는 균질한 수평지구모델을 가정하므로, 복잡한 층에서는 실제모델과 약간의 차이를 보일 수 있으며, 저주파 대역에서는 해상도가 떨어지기 때문에 깊은 심도를 영상화 하는데 일반적으로 부적합하다. 또한 CMPCC 조사는 반사법과 동일한 자료획득 방법을 적용하므로, 획득시간이 굴절법에 비해 더 많이 걸리는 단점이 있다. 그러나 자료 수가 많기 때문에 수평 중첩도가 높으며, 초동을 수동으로 선택하여 주시곡선을 작성하는 굴절법과는 달리 자동으로 분산곡선이 작성되므로 자료처리에 있어서 객관성을 유지할 수 있다는 장점이 있다.

참고문헌

김기영, 김동훈, 2002, 경주시 감산사 단층 부근에서의 탄성파 굴절법 조사, 지구물리, 5, 41-50.
 정희욱, 1999, 표면파 분산의 역산에 영향을 미치는 요인들에 관한 연구. 한국지구과학회지, 20(6), 613-619.
 Aki, K. and Richard, P.G., 1980, Quantitative Seismology, theory and Methods (Vol. 2). W.H. Freeman and Co., New York. 932.

Docherty, P., C. L, Stachura, V. J. and Tweeton, D. R., 1989, Application of refraction tomography to map extent of blast-induced fracturing: 59th Ann. Internat. Mtg., Soc. of Expl. Geophys., 360.
 Hampson, D. and Russel, B., 1984, First-break interpretation using generalized linear inversion: I. Can. Soc. Expl. Geophys., 20, 40-54.
 Hayashi, K., Suzuki, H., 2004, CMP cross-correlation analysis of multi-channel surface-wave data, Exploration Geophysics, 35, 13-19.
 Kaczmarz, S., 1937, Angenäherte Auflösung von Systemen linearer Gleichungen, Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences et des Lettres, A35, 600-609.
 Lanz, E., Maurer, H. and Green, A. G., 1998, Refraction tomography over a buried waste disposal site. Geophysics, Society of Exploration Geophysicists, 63, 1414-1433.
 Lo, T. and Inderwiesen, P., 1994, Fundamentals of Seismic Tomography. Tulsa, Society of Exploration Geophysicists, 178.
 Nazarian, S., Stokoe, K.H., and Hudson, W.R., 1983, Use of spectral analysis of surface waves method for determination of moduli and thicknesses of pavement systems: Transport. Res. Record, 930, 38-45.
 Park, C.B., Miller, R.D., and Xia, J., 1999, Multichannel analysis of surface waves, Geophysics, 64, 800-808.
 Radon, J., 1917, über die Bestimmung von Functionen durch ihre integralwerte langs gewisser Manningfaltigkeiten, Bu. Succhass. Akad. Leipzig.: Math. K., 69, 262.
 Xia, J., Miller, R.D., and Park, C.B., 1999, Configuration of near surface shear wave velocity by inverting surface wave, Proceedings of the symposium on the application of geophysics to engineering and environmental problems' 99, 95-104.