

춘천지역의 천부 횡파속도를 구하기 위한 레일리파 분산곡선 역산

김기영* · 김우중 · 박영환

강원대학교 지구물리학과

Inversion of Rayleigh-wave Dispersion Curves for Near-surface Shear-wave Velocities in Chuncheon Area

Ki Young Kim*, Woo-Jung Kim, and Yeong Hwan Park

Department of Geophysics, Kangwon National University

요약: 천부 횡파속도(v_s)를 구하기 위한 효율적 방법을 모색하기 위하여, 수동적 및 능동적 방법으로 발생된 레일리파의 분산곡선 특성을 분석하였다. 춘천지역에서 반경 5~40 m인 4개 삼각형 배열을 이용하여 5분간 감지한 상시미동을 확장된 공간자기상관법으로 분석하였다. 동일한 지역에서 해머로 발생시키고 4.5 Hz 지오폰 24개로 2초간 기록한 인공적 레일리파는 다중채널 표면파 분석법으로 처리하였다. 7~19 Hz와 11~50 Hz 구간에서 상대적으로 높은 신호/잡음비를 보이는 상시미동과 인공적 레일리파의 분산곡선을 병합하고 역산한 결과를 시추공 주상도와 비교하였다. 토사층 및 연암층의 v_s 는 각각 221 m/s와 846 m/s 정도로 비교적 일정하나, 사력-혼전층 및 풍화암층 구간에서는 깊이에 따라 선형으로 증가하는 양상을 보인다. 횡파속도에 의한 지반분류를 적용할 경우, 풍화암/연암의 경계는 시추주상도에 표시된 깊이보다 5 m 깊은 것으로 분석된다.

주요어: 천부 횡파속도, 레일리파 분산곡선, 공간자기함수, 다중채널 표면파 분석

Abstract: To evaluate methods of determining near-surface shear-wave velocities (v_s), we derived dispersion curves of Rayleigh waves generated by both passive and active sources in Chuncheon, Korea. Microtremors were recorded for 5 minutes in each of four triangular arrays with radii of 5~40 m. Those data were analyzed using the Spatial Autocorrelation method. Rayleigh waves were also generated by a hammer source and recorded in the same area for 2 s using 24 4.5-Hz geophones. Multichannel Analysis of Surface Waves was applied to those data. Velocity spectra were derived with relatively high signal-to-noise ratios in the frequency ranges of 7~19 and 11~50 Hz for the microtremors and synthetically generated Rayleigh waves, respectively. The resultant dispersion curves were combined as one and then input to inversion to derive shear wave velocities that were compared with a lithology log from a nearby well. Shear-wave velocities in the top soil and soft-rock layers are almost constant with values of 221 and 846 m/s, respectively; while the inverse-modeled v_s increases linearly in the gravelly sand, cobbles, and weathered-rock layers. If rock type is classified based on shear-wave velocity, the inversion-derived boundary between weathered-rock and soft rock may be about 5 m deeper than in the well log.

Keywords: near-surface shear-wave velocities, Rayleigh-wave dispersion, spatial autocorrelation method, multichannel analysis of surface wave

서론

지하 30 m 이내의 지구 구성 물질은 우리 생활에 밀접한 영향을 미치며, 이들의 물리적 특성을 규명하기 위해서 여러 고분해능 지구물리학적 조사방법이 사용되고 있다(Burtler, 2005). 지진에 의한 피해 정도도 지표 부근 물질의 물리적 특

성에 크게 영향을 받으며, 이러한 부지효과를 평가하기 위해서는 기반암까지의 횡파속도(이하 v_s)를 정량적으로 측정하여야 한다(Arai and Tokimatsu, 2004). 퇴적층이 두껍지 않은 지역에서 적용상의 문제점이 보고되고 있으나(Lee and Trifunac, 2010; Mucciarli and Gallipoli, 2006), 지하 30 m 깊이까지의 평균 v_s 인 Vs30이 현재 미국(NEHRP, 1994) 및 유럽(Eurocode 8, 2003)을 비롯하여 전 세계적으로 지진공학설계에 널리 사용되고 있다.

실제로 시추공에서 측정한 v_s 를 이용하기 위해서는 많은 시추공을 굴착해야 하는 등 경제적, 시간적, 환경적 부담이 크기 때문에, 비파괴적 방법인 지표 지구물리학적 탐사방법이 사용

2011년 9월 27일 접수; 2011년 11월 9일 수정; 2011년 12월 2일 채택;
*Corresponding author

E-mail: kykim@kangwon.ac.kr

Address: Dept. of Geophysics, Kangwon National University,
Hyoja-2-dong, Chuncheon, Korea

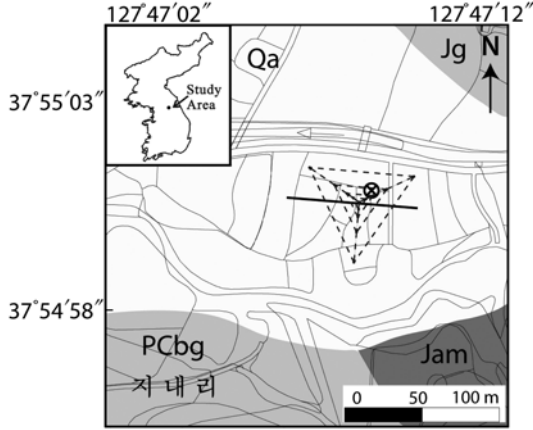


Fig. 1. Simplified geologic map showing locations of a seismic profile for active surface-wave analyses (solid line), micromer stations at vertices and a common center of four triangular arrays (broken lines), and an agricultural well (crossed circle). The geologic units are: Quaternary alluvium (Qa), Jurassic granite (Jg), Proterozoic biotite gneiss (PCbg), and Jurassic amphibolite (Jam). An inset map shows the survey site in Chuncheon.

된다. 그러나 천부 지질조사에 적합한 횡파를 효율적으로 발생시키기 어려운 문제로 인하여, 횡파속도를 직접 측정하기 보다는 레일리파의 분산곡선을 이용하여 v_s 를 구하는 방법이 최근 많이 사용되고 있다. 레일리파 분산곡선은 일반적으로 20 Hz 정도를 경계로, 그 이상에서는 능동적 방법, 그 이하에서는 수동적 방법으로 기록한 자료에서 잘 나타난다고 보고된 바 있다(Park *et al.*, 2005). 능동적 방법으로는 표면파 스펙트럼 분석법(Nazarian and Stokoe, 1984)과 다중채널 표면파 분석법(Park *et al.*, 1999)이 있으며, 수동적 방법으로는 상시미동을 이용한 공간자기상관함수 분석법(Aki, 1957), 주파수-파수 분석법(Capon, 1967) 등이 사용되고 있다.

이 논문에서는 춘천시 지내리 조사지(Fig. 1)에서 능동적 방법인 다중채널 표면파 분석법(Multichannel Analysis of Surface Waves: MASW)과 수동적 방법인 공간자기상관함수 분석법(Spatial Autocorrelation: SPAC)으로 각각 구한 분산곡선을 비교하고, 두 분산곡선을 병합하여 역산한 결과를 주변 시추공 자료와 비교하여 깊이 30 m 정도까지 지층의 v_s 를 밝히고자 한다.

배경 이론

이 연구에서 사용한 수동적 표면파 분석법인 공간자기상관함수 분석법(SPAC)과 능동적 표면파 분석법인 다중채널 표면파 분석법(MASW)은 이미 잘 알려진 지구물리학적 분석방법이다. 따라서 여기서는 이론적 배경을 간략히 기술한다.

공간자기상관함수 분석법(SPAC)

상시미동의 이론적 배경은 이미 여러 문헌에 기술된 바 있

다(Aki, 1957; Toksöz, 1964; Okada, 2003). 주로 레일리파로 구성된 상시미동의 수직성분만을 생각할 때, 기준 관측소로부터 거리 r 만큼 떨어진 관측소에서 기록한 각주파수 ω , 각파수 k 인 레일리파의 공간자기상관함수의 방향적 평균은,

$$S(r) = \int_{-\infty}^{\infty} h_0(\omega) J_0(rk) d\omega \quad (1)$$

으로 구해진다. 여기서 $h_0(\omega)$ 는 기준 관측소에서 기록한 상시미동의 파워스펙트럼이고, $J_0(rk)$ 는 1종 0차 베셀함수이다. 따라서 $h_0(\omega)$ 로 정규화한 각주파수 ω 인 공간자기상관함수 계수는,

$$\rho(f, r) = J_0(2\pi fr/c(f)) \quad (2)$$

이 되어, 일반주파수 f 의 공간자기상관함수 계수 ρ 는 위상속도 $c(f)$ 의 함수가 된다.

다중채널 표면파 분석법(MASW)

거리 Δx 만큼 떨어진 두 트레이스에 기록된 표면파의 위상속도 $c(\omega)$ 는 각주파수 ω 인 위상차이 $\Delta\phi(\omega)$ 의 함수로

$$c(\omega) = \frac{\omega \cdot \Delta x}{\Delta\phi(\omega) + 2n\pi} \quad (3)$$

이 되며, 두 트레이스를 상호상관(cross-correlation)하여 구할 수 있다. 다중채널로 기록된 레일리파의 위상속도는 Park *et al.* (1999)이 제시한 바 있는 위상이동 및 중합(phase-shift and stack) 방법이 흔히 사용되며, $x-t$ 영역에서의 2차원 자료 $f(x, t)$ 의 시간을 푸리에 변환하여 $x-\omega$ 영역의 함수 $F(x, \omega)$ 를 구하고, 위상이동 및 중합 과정을 거쳐

$$F(c, \omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} F(x, \omega) \cdot e^{i\omega \frac{x}{c}} dx \quad (4)$$

와 같이 위상속도 스펙트럼 $F(c, \omega)$ 을 구한다.

레일리파 분산곡선 역산

주어진 층상 구조에서의 레일리파 위상속도를 계산하는 순차모델 방법은 잘 알려져 있다(Thomson, 1950; Haskell, 1953; Aki, 1957; Schwab and Knopoff, 1972). 위상속도와 주파수는 층의 개수 N , 각 층의 P파 속도 v_{pi} , S파 속도 v_{si} , 밀도 ρ_i 층의 두께 h_i 의 함수로 표시될 수 있다. 즉,

$$c = c(f; v_{p1}, v_{s1}, \rho_1, h_1, \dots, v_{pN}, v_{sN}, \rho_N, h_N). \quad (5)$$

근사식을 이용하면, 측정된 위상속도 c_i^o 와 계산된 위상속도 c_i^c 의 차이 Δc_i 는 1차 편미분 방정식으로 나타낼 수 있다. 또한 각 층의 두께는 고정시키고 종파속도와 밀도를 횡파속도의 함수로 가정하면(Xia *et al.*, 1999), 측정된 위상속도 c_i^o 와 계산된 위상속도 c_i^c 의 차 Δc_i 는,

$$\Delta c_i = \sum_{j=1}^N \left[\left(\frac{\partial c_i}{\partial v_{pj}} \right) \frac{dv_{pj}}{dv_{sj}} + \left(\frac{\partial c_i}{\partial v_{sj}} \right) + \left(\frac{\partial c_i}{\partial \rho_j} \right) \frac{\partial \rho_j}{\partial v_{sj}} \right] \Delta v_{sj},$$

$$i = 1, 2, \dots, M \quad (6)$$

이 되며, 식 (6)의 해는 감쇠최소자승법(Marquardt, 1963)에 의해 구해진다.

시험자료 획득

2011년 2월, 농업용 관정이 있는 강원도 춘천시 지내리의 비교적 평탄한 논에서 수동적 및 능동적 레일리파 탐사를 실시하였다(Fig. 1). 수동적 표면파 역산을 위한 상시미동 자료는 해발고도 94.8 m에 위치한 관정 B-1로부터 남남서쪽으로 5 m 떨어진 지점을 중심으로 기록하였다. 수신기 배열은 중심에 고정된 지진계 주변에 3대 지진계가 정삼각형이 되도록 하였으며, 반경 5, 10, 20, 40 m 되는 원주상에 위치하였다(Fig. 1). 1 Hz 고유진동수를 갖는 고주파 수직센서(Geospace GS-1) 4대를 동시에 이용하여 상시미동(microtremor)을 감지하고, 250 Hz로 샘플링하고 24 비트 수치변환기(A/D converter)로 수치화시킨 후 이동식 기록계(Taurus 기록계)에 5분간 기록하였다. 반경 10 m인 수신기배열로 기록한 상시미동 자료는 진폭이 큰 고주파 신호를 비롯한 다양한 주파수 성분의 지진동 신호가 기록되어 있으나, 레일리파를 직관적으로 인지하기는 어렵다(Fig. 2a).

또한 능동적 레일리파 탐사는 관정 주변에서 길이 46 m의

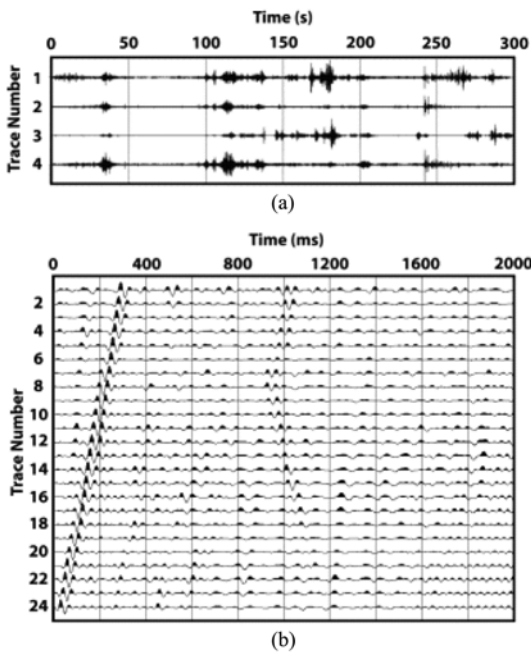


Fig. 2. (a) Microtremors recorded using four 1-Hz vertical sensors in a triangular array of radius 10 m and (b) a 10-Hz high-cut filtered shot gather recorded 3 m west of the west end of the seismic profile.

측선을 따라 실시하였다. 측선상의 최대 고도차는 약 1 m 정도로 비교적 평탄하였다. 측선을 따라 줄자를 이용하여 2 m 간격으로 측정 위치를 표시하였으며, 측선 양 끝점의 위치는 이동식 GPS를 이용하여 측정하였다. 조사지는 접근이 통제된 조용한 지역으로 신호/잡음비가 높은 탄성과 자료를 기록하는데 좋은 환경을 제공하였다. 조사측선을 따라 4.5 Hz 수직 지오폰 24개를 2 m 간격으로 설치하였다. 측선 양쪽 끝에 설치한 두 지오폰으로부터 지오폰이 설치되지 않은 측선 방향으로 19 m 떨어진 두 지점을 시작과 마지막 타격점으로 설정하였다. 이 양단 타격점과 그 사이에 놓인 2 m 간격의 모든 타격점에서 5 kg의 해머를 지표면에 놓인 알루미늄관에 타격함으로써 소규모 인공지진파를 발생시켰다. 모두 43개의 공발점 모음자료를 취득하였고, 동적 기록범위 114 db를 갖는 24채널 기록계(ABEM MK-6)를 이용하여 1 ms 샘플률로 2 s 동안 기록하였다. 30 Hz 저주파 통과필터를 적용시킨 공발점 모음자료는 표면파 이외에도 직접파 및 굴절파를 포함한 다양한 신호들이 기록되어 있는 모습을 보여준다(Fig. 2b).

자료처리

공간자기합수 분산곡선

상시미동자료의 처리는 확장된 SPAC법(Okada, 2003)에서 일반적으로 적용하는 순서에 따랐다(Fig. 3a). Miniseed 형식으로 기록한 자료는 SAC 형식과 내부형식들로 변환하고, 위치와 성분에 따라 분류한 뒤, 비교적 고주파의 산발성 잡음이 기록된 부분을 편집하였다. 디지털 푸리에 변환이 용이하도록

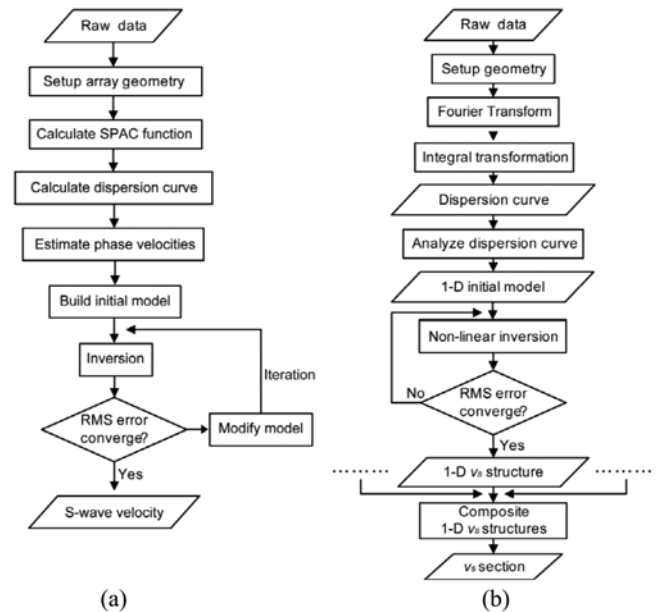


Fig. 3. Processing flows for (a) the SPAC analysis of microtremor data and (b) the MASW method applied to synthetically generated surface waves.

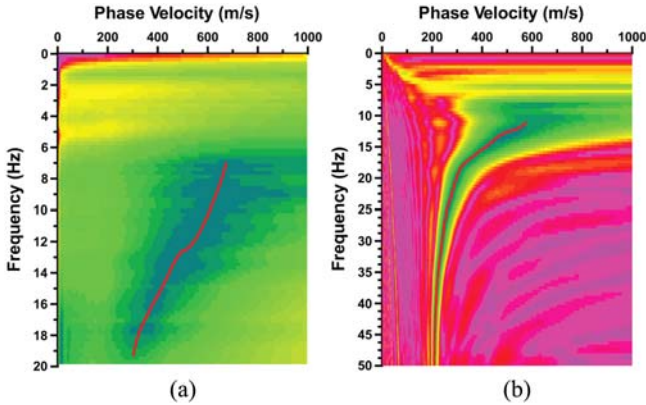


Fig. 4. The best-estimate dispersion curves (red solid line) superimposed on phase velocity spectra of (a) microtremors and (b) artificial surface waves, respectively.

샘플길이 1024개인 블록으로 나누고 파워스펙트럼을 구하였으며, 0.003 ~ 30 Hz의 대역필터를 적용한 후, 수신기 위치 정보를 입력하였다. 그 후, 공간자기상관함수를 주파수 영역에서 계산하였고, 레일리파의 위상속도를 구하기 위해서 식 (2)를 이용하여 SPAC 계수들을 구하였다. 양(+)의 경사를 갖는 배열 반응을 경사필터를 적용하여 최소화한 후, 속도스펙트럼의 최대 상관값을 중심으로 분산특성을 잘 나타내는 7~19 Hz 주파수 구간에서 분산곡선을 선택하였다(Fig. 4a).

다중채널 레일리파 분산곡선

위상속도-주파수($c-\omega$) 영역에서 분산곡선을 나타내기 위하여, Park *et al.* (1998a, 1998b)이 제시한 대로 MASW 분석방법(Park *et al.*, 1999)을 사용하여 상호상관된 자료의 위상을 주파수영역에서 이동시키고 중합하였다(Fig. 3). 축선 서쪽 끝에서 3 m 떨어진 곳에서 발생시킨 신호의 분산곡선(Fig. 4b)은 위상속도가 50 Hz에서 210 m/s, 11 Hz에서 580 m/s로 주파수가 감소함에 따라 증가하는 뚜렷한 정상분산 양상을 보이며, 고차모드 분산곡선은 뚜렷이 나타나지 않는다.

분산곡선 역산

투과심도가 깊은 수동적 방법으로 구한 분산곡선(Fig. 4a)의 신호/잡음비가 상대적으로 높은 7~19 Hz 구간과 천부 분해능이 우수한 능동적 방법으로 구한 분산곡선(Fig. 4b)의 11~50 Hz 구간을 병합하여 분산곡선을 작성하였다(Fig. 5). 1차원적 v_s 를 역산하기 위한 초기모델을 32개 층으로 구성하고, 층 두께를 1.0 m로 고정하였다.

초기모델은 역산결과에 크게 영향을 미치므로, 최대한 현실에 가까운 모델을 설정토록 하였다. 분산곡선에서 구한 위상속도의 1.08배에 해당하는 v_s 가 파장의 1/3되는 깊이를 대표한다는 일반적 가정(Asten and Henstridge, 1984)을 적용한 결과, 초기속도가 너무 낮아서 비현실적인 역산결과가 구해졌다. 따

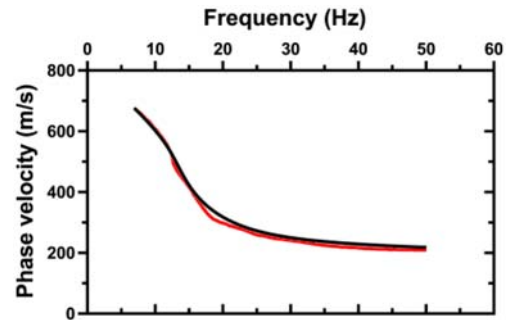


Fig. 5. The best-estimate dispersion curve derived from both microtremors and synthetically generated surface waves (red) and the dispersion curve (black) derived from the corresponding inverse-modeled velocities.

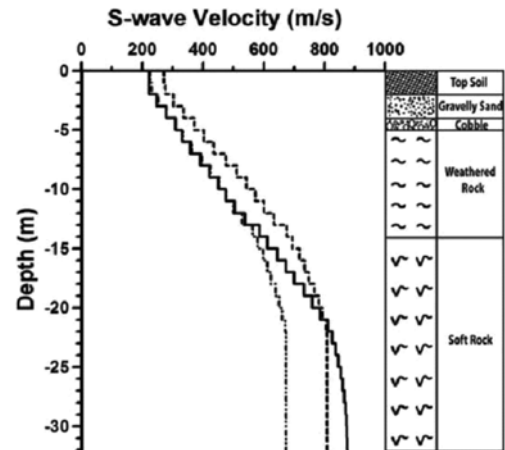


Fig. 6. The inverse-modeled shear-wave velocity function (solid curve) was derived from the dispersion curve in Figure 5. The initial model for inversion (dashed curve) was derived by increasing the velocity obtained using the 1/3-wavelength rule (dashed-dotted curve) by 20%. The lithologic log is from the well B-1 near the center of the SPAC array.

라서 각 층의 속도를 20% 증가시킨 속도함수를 초기모델 속도로 사용하였으며, 이를 이용하여 역산한 결과는 깊이 5 m 이내의 천부에서는 20% 속도증가 전의 값과 거의 일치하는 모습을 보인다.

모델의 위상속도는 Thomson-Haskell 방법(Thomson, 1950; Haskell, 1953)을 사용하여 계산하였다. 이 때, 각 층의 v_p 와 ρ 는 Kitsunozaki *et al.* (1990)와 Ludwig *et al.* (1970)의 경험식을 이용하여 v_s 의 함수로 치환하였다. 식 (4)의 잔차를 이용한 반복계산이 진행될수록 관측 위상속도와 계산 위상속도의 평균제곱근 오차는 줄어들며, 10회 반복계산 후에 평균제곱근 오차는 30.8 m/s이다. 해석 깊이 32 m는 신뢰할 수 있는 깊이 구간으로, 역산에 유효한 가장 긴 파장의 절반보다 작다(Rix and Leipiski, 1991). 이 속도모델을 이용하여 순차모델로 구한 분산곡선(검정색 실선)은 관측값(붉은색)의 상관계수는 99.9%로 매우 잘 일치하고 있음을 보인다.

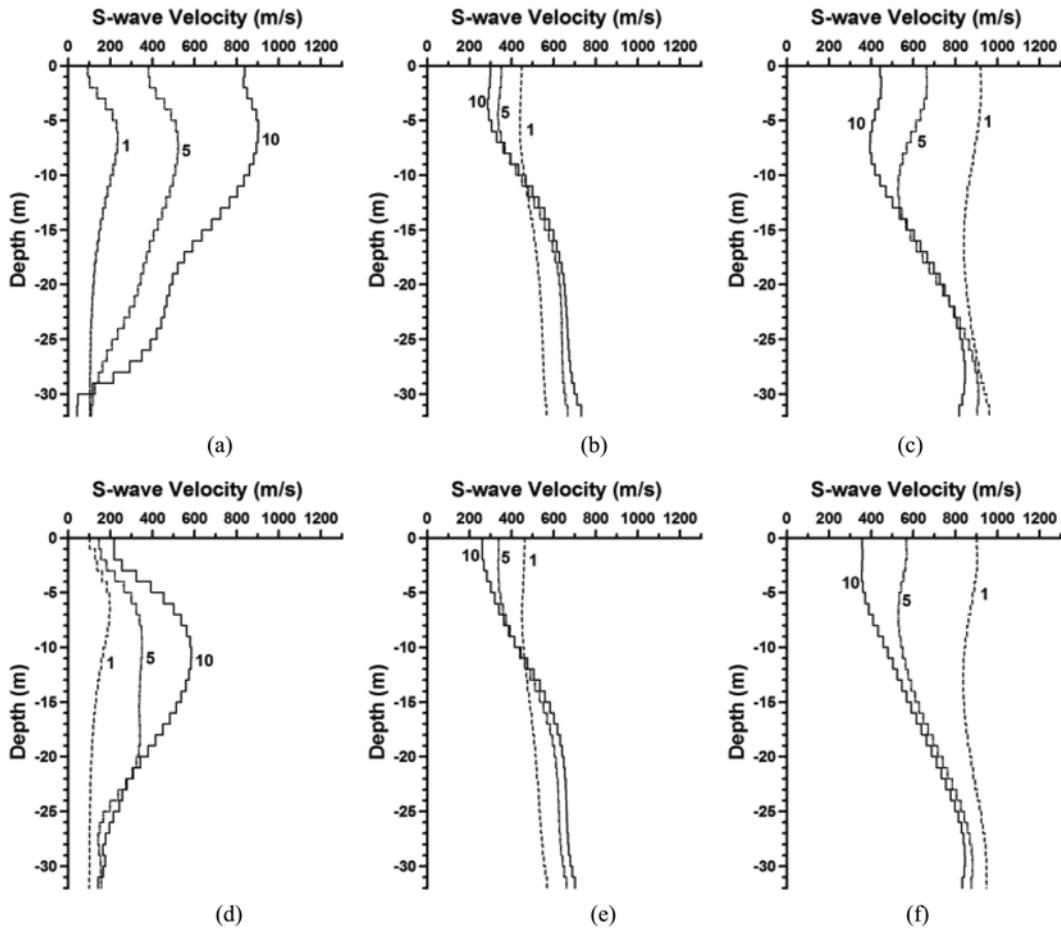


Fig. 7. Shear-wave velocities computed during inversion of Rayleigh-wave dispersion curves using (a~c) the SPAC methods and (d~f) the MASW method. The curves are numbered 1, 5, and 10 to indicate the iteration number in each case. From left to right, the initial v_s values were 100, 500, and 1000 m/s.

자료 분석 및 토의

초기모델이 역산 결과에 미치는 영향을 분석하기 위하여, SPAC 및 MASW 방법으로 구한 각각 구한 분산곡선들(Fig. 4)에 대해 v_s 가 100, 500, 1000 m/s로 일정한 3가지 초기모델을 사용하여 10회까지 반복계산하며 시험하였다(Fig. 7). 초기속도 및 사용한 분산곡선에 상관없이 반복계산 횟수가 증가할수록 RMS 오차는 감소한다(Fig. 8).

그러나 속도가 매우 낮은 $v_s=100$ m/s인 경우, 두 분산곡선 모두 국부적 극소값에 접근하여 비현실적인 역산 결과를 보인다. 초기속도가 실제 역산된 v_s (Fig. 6)의 구간 내에 있는 $v_s=500$ m/s인 경우, 두 분산곡선 모두 $v_s=100$ m/s인 경우보다 전반적으로 현실적인 결과를 보인다. 깊이 5 m 이내의 토양층(Fig. 6)에서는 능동적 방법인 MASW 분산곡선이 수동적 SPAC 분산곡선보다 시추결과와 일치하는 모습을 보인다. 그러나 14 m 이하의 연암층(Fig. 6)에서는 두 분산곡선 역산 결과 모두 낮은 초기속도의 영향으로 적절한 값까지 증가하지 못하는 것으로 분석된다. 한편 속도가 예상되는 실제 속도보다

높은 $v_s=1000$ m/s인 경우, 두 분산곡선 모두 25 m 부근에서 800 m/s 정도 속도에 수렴하는 모습을 보이나, 비교적 천부인 5~6 m 이하에서는 수동적 방법의 분산곡선 역산 결과가 시추주상도와는 일치하지 않는 속도역전 구조를 보여 신뢰할 수 없음을 지시한다.

지진공학 설계에 가장 널리 사용되는 Vs30을 구하기 위해서는 깊이 30 m까지의 평균 횡파속도를 구해야 한다. 이 조사지에서 v_s 역산에 사용한 수동적 레일리파 분산곡선(Fig. 4a)의 최고 주파수는 19 Hz, 위상속도는 304 m/s으로 최소 파장이 16 m로 계산된다. 따라서 v_s 가 파장의 1/3되는 깊이를 대표한다면(Asten and Henstridge, 1984), 5 m 이내의 역산결과를 신뢰하기 어렵다. 실제로 SPAC 수신기배열 중심에서 약 5 m 떨어진 관정 B-1의 5 m 깊이에 존재하는 풍화암 위에 놓여 있는 미고결층의 SPAC 자료 역산결과(Fig. 7a-c)는 속도 값을 신뢰하기 다소 어려운 모습을 보인다. 한편 능동적 레일리파 분산곡선(Fig. 4b)의 역산 결과는 관정 B-1의 시추주상도(Fig. 6)와 비교할 때, 실제로 32 m 깊이까지 역산한 v_s (Fig. 7b)는 깊이 5 m 부근의 풍화암 상부 경계면은 뚜렷이 지시한다. 그

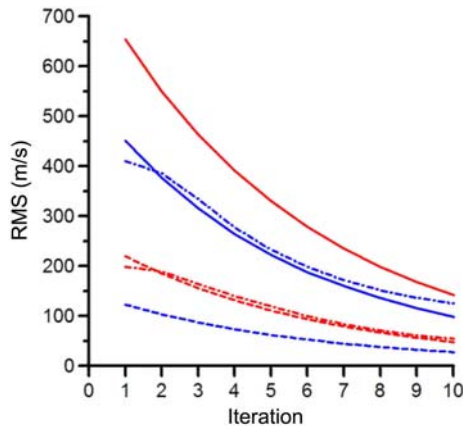


Fig. 8. Root-mean-squared errors between the best-estimate and inverse-modeled dispersion curves used for the SPAC (blue) and MASW (red) methods. The initial v_s values were 100 (dashed-dotted curve), 500 (dashed curve), and 1000 (solid curve) m/s.

러나 최저 주파수 11 Hz, 위상속도 673 m/s에 해당하는 파장 61 m로 계산되어, 30 m까지의 평균 v_s 인 V_{s30} 을 구하기에 다소 충분하지 않을 수 있다.

상시미동을 이용한 SPAC 방법과 인공 표면파 분석법인 MASW 방법으로 구한 분산곡선을 병합하여 구한 레일리파 분산곡선(Fig. 5)을 역산하여 구한 v_s 를 관정 B-1의 시추주상도와 비교하였다(Fig. 6). 최상부 2 m의 토사층에서는 v_s 가 221 m/s 정도로 비교적 일정하나, 사력 및 혼전층의 3 m 구간에서의 역산모델은 v_s 가 247 m/s부터 309 m/s까지 1 m 당 21 m/s의 기울기로 증가한다. 이 구간에서 깊이에 따른 v_s 증가는 구성물의 입자크기 증가에 따른 것으로 분석된다. 시추 주상도에 표시된 풍화암 및 연암층 상부 구간인 깊이 5~24 m에서는 v_s 가 331~836 m/s로 1 m 당 약 27 m/s의 기울기로 선형으로 증가하는 것으로 나타난다. 이 구간의 v_s 가 깊이에 따라 증가하는 양상은 풍화도 감소에 따른 강성률 증가에 기인한 것으로 해석된다.

시추 주상도에 표시된 풍화암/연암 경계인 14 m에서는 불연속적인 v_s 증가가 발견되지 않으며, 이보다 10 m 깊은 24 m 정도 깊이부터 v_s 의 깊이에 따른 증가율이 현저히 작아져서 864 m/s 정도로 거의 일정한 값을 보인다. 연암에서의 횡파속도가 $760 < v_s < 1500$ m/s인 지반분류를 적용할 경우(건설교통부, 2004), 이 경계면의 깊이는 19 m로 시추 주상도에 표시된 깊이보다 5 m 깊은 것으로 분석된다.

결 론

수동적 및 능동적 표면파 탐사 방식으로 구한 분산곡선은 신호/잡음비가 높은 구간이 각각 7~19 및 11~50 Hz로 나타났다. 초기모델의 v_s 가 지층의 속도보다 매우 작을 경우에 두 분산곡선은 모두 국부적 극소값에 접근하여 비현실적인 역산

결과를 보인다. 초기모델 속도가 예상되는 실제 v_s 구간 내에 있는 경우, 깊이 5 m 이내에서는 MASW 분산곡선이 시추결과와 일치하는 모습을 보이며, 20 m 이상 심부에서는 두 분산곡선의 역산결과가 모두 적절한 값에 미치지 못한다. 한편 초기모델 v_s 가 실제 v_s 보다 클 경우, 두 분산곡선 모두 25 m 부근 심부에서는 적절한 값에 수렴하나, 5~6 m 이하의 천부에서는 SPAC 방법의 역산 결과를 신뢰하기 어렵다.

두 분산곡선을 병합하여 구한 분산곡선을 역산하여 구한 v_s 를 관정 B-1의 시추주상도와 비교하였다. 최상부 2 m (토사층)의 v_s 는 221 m/s 정도로 비교적 일정하나, 2~5 m 구간(사력 및 혼전층)에서 $247 \text{ m/s} < v_s < 309 \text{ m/s}$, 5~24 m 구간(주상도의 풍화암 및 상부 연암층)에서는 $331 \text{ m/s} < v_s < 836 \text{ m/s}$, 그 하부에서는 846 m/s로 비교적 일정한 속도로 구해졌다. 풍화암층에서는 풍화도의 차이에 따라 v_s 가 1 m 당 27 m/s의 기울기로 증가하며, $v_s = 760$ m를 기준으로 풍화암/연암의 경계를 결정할 경우, 풍화암/연암의 경계는 시추주상도 결과보다 5 m 깊은 19 m 부근으로 판단된다.

감사의 글

이 연구는 기상청 기상지진기술개발사업(CATER 2006-5201)의 지원으로 수행되었음을 밝히며, 현장조사 시 함께 수고한 강원대학교 지진과 실험실의 방성현, 정진훈군에게 감사를 표합니다.

참고문헌

- 건설교통부, 2004, 지하공동구 내진설계기준, 49p.
- Aki, K., 1957, Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **35**, 415-456.
- Arai, H. and Tokimatsu, K., 2004, S-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectrum, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **94**(1), 53-63.
- Asten, M. W. and Henstridge, J. D., 1984, Array estimator and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basin, *Geophysics*, **49**(11), 1828-1837.
- Butler, D. K., 2005, What is near-surface geophysics? In: D.K. Butler (Ed.), *Near-surface Geophysics, Investigation in Geophysics*, No 13., *Society of Exploration Geophysicists*, Tulsa, 1-6.
- Capon, J., 1969, High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis: *Proc. IEEE*, **57**, 1408-1418.
- Eurocode 8, 2003, *Design of structures for earthquake resistance. Part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings*. European Committee for Standardization.
- Haskell, N. A., 1953, The dispersion of surface waves in multi-layered media, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **43**, 17-34.

- Kitsunezaki, C., Goto, N., Kobayashi, Y., Ikawa, T., Horike, M., Saito, T., Kurota, T., Yamane, K., and Okuzumi, K., 1990, Estimation of P- and S-wave velocities in deep soil deposits for evaluating vibrations in earthquakes, *SINEN-SAIGAI-KAGAKU*, **9-3**, 1-17.
- Lee, V. W. and Trifunac, M. D., 2010, Should average shear-wave velocity in the top 30 m of soil be used to describe seismic amplification?, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **30**(11), 1250-1258.
- Ludwig, W. J., Nafe, J. E., and Drake, C. L., 1970, Seismic refraction in the Sea, vol. 4, part 1, Wiley-interscience, 74.
- Marquardt, C. W., 1963, An algorithm for least square estimation of nonlinear parameters, *Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics*, **11**, 431-441.
- Mucciarli, M. and Gallipoli, M. R., 2006, Comparison between VS30 and other estimations of site amplification in Italy, First European Conference on Earthquake and Engineering and Seismology held in Geneva during Sept. 3-6 2006, Paper Num. 270.
- NEHRP, 1994. Recommended provisions for seismic regulations of new buildings: Part 1, provisions. FEMA 222A. National Earthquake Hazards Reduction Program (NEHRP), Federal Emergency Management Agency, Washington, D.C.
- Okada, H., 2003, The microtremor survey method, *Society of Exploration Geophysicists*, 127p.
- Park, C. B., Miller, R. D., Ryden, N., Xia, J., and Ivanov, J., 2005, Combined use of active and passive surface waves, *JEEG*, **10**(3), 323-334.
- Park, C. B., Miller, R. D., and Xia, J., 1998a, Ground roll as a tool to image near-surface anomaly, 68th Ann. *Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts*, 874-877.
- Park, C. B., Miller, R. D., and Xia, J., 1998b, Imaging dispersion curves of surface waves on multichannel record, 68th Ann. *Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts*, 1377-1380.
- Park, C. B., Miller, R. D., and Xia, J., 1999, Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics* **64**, 800-808.
- Rix, G. J. and Leipski, E. A., 1991, Accuracy and resolution of surface wave inversion. In Bhatia, S.K. and Blaney, G.W. (Eds.): Recent advances in instrumentation, data acquisition and testing in soil dynamics. *Am. Soc. Civil Eng.*, 17-32.
- Schwab, F. A. and Knopoff, L., 1972, Fast Surface Wave and Free Mode Computations. In: B.A. Bolt (Ed.), *Methods in Computational Physics*, Vol.11, Academic Press, New York and London, 87-180.
- Thomson, W. T., 1950, Transmission of elastic waves through a stratified solid, *Journal of Applied Physics*, **21**, 89-93.
- Toksz, M. N., 1964, Microseisms and an attempted application to exploration, *Geophysics*, **29**, 154-177.
- Xia, J., Miller, R. D. and Park, C. B., 1999, Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves, *Geophysics*, **64**, 691-700.