

## 표면파를 이용한 터키 이즈미트 근교 부지의 S파 속도 구조 규명

조창수\*

한국지질자원연구원 지진연구센터

### Characterization of S-velocity Structure Near Izmit City of Turkey Using Ambient Noise and MASW

Chang Soo Cho\*

Earthquake Research Center, Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources

**요 약:** 주변 잡음 자료를 이용한 부지 특성 규명 방법으로 삼각형 배열, 육각형 배열, 반원형 배열에 따른 표면파 분산곡선의 도출 특성을 파악하였고, 터키 이즈미트의 인근 부지에 대한 부지특성을 살펴보기 위하여 주변 잡음 자료로부터 표면파 분산곡선과 H/V 비를 도출하였다. 또한 MASW를 수행하여 고주파 분산곡선인 기본 모드와 1차 모드 분산곡선을 도출하였고 역산을 수행하여 S파 속도 구조를 구하였다. 표면파를 이용한 S파 속도 구조 규명에서는 역산시 비유일해의 문제가 발생하므로, MASW 자료의 초동을 이용한 굴절법 토모그래피를 동시에 수행하여 얻어진 속도구조 비교를 통해서 유일해를 결정하였다.

**Abstract:** Characteristics of transfer responses for arrays like triangle, hexagon and semicircle were investigated. To characterize the site near Izmit city with ambient noise measurement, dispersion curves of surface waves were derived with using array technique like F-K, High resolution F-K, MSPAC and H/V ratio was calculated. Also, MASW was surveyed to get the high frequency part of dispersion curves. The transition from fundamental mode to first high mode of surface waves for dispersion curve was observed. Dispersion curve of fundamental mode of ambient noise and first higher mode of MASW was used in inversion to get S-wave velocity structure of subsurface. None-unique problem of results of surface wave inversion was solved with comparison of result of refraction tomography performed with first arrivals of MASW data.

**Keywords:**

## 서 론

탄성파를 이용한 지반의 구조 및 물성을 규명하고자 하는 노력이 부단히 노력되어 왔다. 특히 지반 구조를 손쉽게 확인하기 위한 방법으로 굴절법 탐사가 많이 이용되었다. 굴절법 탐사는 초동을 손쉽게 얻을 수 있으며 자료처리를 통해 지반의 2차원 수평적 지반 P파 속도구조의 변화 등을 알 수 있어 널리 이용되었다. 그러나 토목공사 또는 건설공사에서 요구되는 공학적인 지반 자료는 P파 속도 구조뿐만 아니라 S파 속도 구조를 요구하게 된다.

S파 속도 구조를 얻기 위하여 시추를 하는 방법 등 여러 가지 방법이 존재할 수 있으나 이 중에서 비파괴적인 방법으로

표면파 분석법을 들 수 있다. 표면파는 탄성과 탐사에서 잡음으로 분류되어 제거되어야 하는 파형성분으로 간주되었다. 레일리파의 고주파수 성분은 천부의 S파 속도에 영향을 받는 위상성분을 가지고 저주파수는 심부의 S파 속도에 영향을 받는 위상성분을 가진다. 최근에는 이러한 레일리파의 특성을 이용하여 지반구조를 밝히고자 많은 연구가 수행되고 있다(김병엽, 1999; Park *et al.*, 1999a; Xia *et al.*, 1999; 정희옥, 1999; 정희옥, 2004).

표면파로부터 분산곡선을 유도하고 이로부터 지반의 S파 속도구조를 규명하는 방법인 SASW (Spectral Analysis of Surface Wave)와 MASW (Multichannel Analysis of Surface Wave)가 주로 사용되고 있다. Park 등(1999b)은 레일리파의 기본모드 발생과 고차모드 발생 원인에 대하여 설명하고자 하였고, 기본모드와 고차모드를 이용하여 지반 속도구조를 구하고자 하는 연구가 Xia 등(2003)에 의하여 수행되어졌다. 국내에서는 정희옥(1999, 2004)에 의해 MASW를 이용한 S파 지반 속도 구조를 밝히고자 하는 연구가 수행되어졌다. 또한

2008년 7월 21일 접수; 2008년 8월 14일 채택

\*Corresponding author

E-mail: nemex@kigam.re.kr

Address: Earthquake Research Center, KIGAM,

92 Kwahangno, Yuseong-gu, Daejeon 305-350, Korea

Park 등(2004, 2005)은 주변잡음을 이용한 저주파 대역의 분산 곡선과 MASW를 수행한 고주파대역의 분산곡선을 이용하여 지반구조를 밝히고자 하였다.

MASW와 달리 송신원을 사용하지 않고 인간활동이나 미소 지진등으로 발생하는 미소진동 잡음 자료를 이용한 지반 S파 속도 구조를 규명연구가 활발히 이루어지고 있다. 미소진동 잡음으로 인한 표면파의 H/V(수평성분/수직성분 비) 비를 이용하여 지하구조를 구하고자 하는 방법(Arai and Tokimatus, 1998; Arai and Yamazaki, 2002)과 미소진동 잡음 수진기 배열을 이용하여 표면파 분산곡선을 유도하는 연구(Wathelet *et al.*, 2004)가 이루어졌다.

이 연구에서는 심부의 S파 속도 구조를 획득하기 위하여 주변 잡음 자료로부터 표면파 분산 곡선을 유도하기 위한 배열 방식과 이에 따른 한계를 알아보하고자 하였다. 터키의 이즈밋 시의 부근에서 잡음 배열을 이용한 저주파 분산곡선 추출과 MASW를 이용한 기본모드 및 1차 모드 분산곡선을 이용하여 S파 속도 구조를 구하고자 하였다. 또한 표면파 분석시 발생할 수 있는 비유일해의 문제를 줄이고자 MASW의 초동 자료를 이용하여 굴절법 토모그래피 결과를 비교 분석하여 지반구조를 해석하였다.

## 이 론

### 잡음특성

주변잡음의 발생원으로 Microseism은 1 Hz 미만에서 관찰 되는 에너지는 해양과 큰 기후의 변화로 인하여 발생하고, 1 Hz 부근의 에너지는 바람의 효과와 지역적인 기상조건 변화로 발생하는 것으로 알려졌다. 또한 1 Hz 이상은 Microtremor로 주로 인간 활동에 의하여 발생한다(Bonnefoy-claudet *et al.*, 2006).

Bonnefoy-claudet 등(2006)에 의하면 Microseism의 특성은 주로 송신원이 멀고 표면파중 레일리파가 주를 이루는 기본 모드 특성을 보여준다. 이에 비하여 Microtremor영역은 근거리 송신원으로 체적파와 표면파를 발생하며 표면파는 레일리 파와 러브파로 구성되며 기본 모드와 고차모드의 특성을 나타낸다. 표면파 주파수 특성과 성분은 지역마다 차이가 나지만 현재까지 관측된 표면파의 구성비를 살펴보면 레일리파가 주로 30%에서 50%를 구성하고 러브파는 50%에서 70%를 구

성하는 것으로 나타났다. Table 1에는 발생하는 잡음파의 구성 성분에 대한 연구 결과를 보여주고 있다. 이 연구에서는 자연 과 인간 활동에 의하여 발생하는 미소진동을 이용하여 지반 속도구조를 파악하고자 하였다.

### H/V 비

주변 잡음인 미소 진동의 주성분인 표면파는 지반 조건에 따라 수평성분과 수직 성분에 차이가 발생하기 때문에 부지에 따라서 수평성분과 수직성분 비(H/V 비)에 차이가 발생하게 된다(Nakamura, 1989). 일반적으로 암반의 경우는 H/V 비가 거의 1에 가까운 값으로 나타난다. 하지만 토양층에서 H/V 비를 측정할 경우 특정한 주파수에서 높은 H/V 비가 존재하게 된다. H/V 비를 이용하여 지반 S파 속도구조를 밝히고자 하는 연구가 Arai와 Yamazaki (2002)에 의하여 시도되었다. 이들은 미소 진동에 의한 노이즈의 H/V 비를 이용하여 지반의 심도를 구할 수 있다는 것을 보여주었다.

부지의 특성을 파악하기 위하여 고려하여야 할 점은 H/V 비를 이용할 경우 부지 응답 고유 주파수와 H/V 비의 주성분 주파수와 거의 일치하지만 H/V 비 진폭크기는 부지 증폭비와 일치하지 않는다는 것이다(SESAME, 2004). 그러므로 이 연구에서는 H/V 비를 이용할 경우에는 주 주파수만을 역산에 이용하고자 하였다. H/V 비 진폭크기는 공간과 주파수에 대한 2차원적 도시를 통해 정성적인 지하구조의 분포를 밝히는데 유용하다.

H/V 비를 구하기 위해 자료처리를 할 경우 측정된 연속 자료에서 하나의 시간 창 이 일정한 시간 폭의 창이 많이 사용된다. STA/LTA (Short Time Average/Long Time Average)를 이용하여 이벤트 자료가 있는 시간 창 영역은 제외시키고 그 외의 모든 시간 창에 대하여 H/V 비를 구하고자 하였다. 이벤트 구간을 제외시키는 이유는 순수 주변 잡음을 성분으로부터 H/V 비를 구하기 위한 것이다.

### 분산곡선 추출

주변 잡음 자료로부터 지반구조를 밝히기 위하여 분산곡선을 추출하는 것이 필요하다. 분산곡선을 추출하기 위한 주변 잡음 진동측정은 배열을 이용한다. 배열로부터 표면파의 분산 곡선을 추출하기 위하여 배열 자료처리 방법이 적용된다. 연속적인 배열자료로부터 분산 곡선을 구하는 방법은 주파수-파수

**Table 1.** Summary of Rayleigh to Love ratios contained in seismic noise wavefield (Bonnefoy-claudet *et al.*, 2006).

	Frequency	Rayleigh	Love	Sites
Chout <i>et al.</i> (1998)	> 2 Hz	30 %	75 %	Volcanoes
Yamamoto (2000)	3 ~ 10 Hz	< 50 %	> 50 %	Sedimentary (< 100 m)
Arai <i>et al.</i> (1998)	1 ~ 12 Hz	30 %	70 %	Sedimentary (< 100 m)
Cornou (2002)	0.2 ~ 1 Hz	50 %	50 %	Sedimentary (~500 m)
Okada (2003)	0.4 ~ 1 Hz	< 50 %	≥ 50 %	Sedimentary (~50 m)
Köhler <i>et al.</i> (2007)	0.5 ~ 5 Hz	< 30 %	> 70 %	Sedimentary (~200 m)

(F-K), 고분해능 주파수-파수(High Resolution F-K) (Capon, 1969), 공간자기상관법(Spatial Autocorrelation Method: SPAC) (Aki, 1957)을 사용하여 구할 수 있다.

주파수-파수(F-K)는 Fig. 1에서 평면파가 전파 한다고 가정할 때 평면파의 전파 속도는 수평방향 전파 속도와 수직방향 전파 속도 성분으로 나눌 수 있다.

이때  $\phi$ 는 평면파가 진행하는 수직축과 이루는 각을 나타내고  $\theta$ 는 파의 수평 진행 벡터와 Y축과 이루는 각도를 나타낸다.  $v_0$  인 속도로 전파하는 평면파의 역속도 방향벡터( $\vec{u}$ )는 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$\vec{u} = \frac{1}{v_0} (\sin\phi\sin\theta, \sin\phi\cos\theta, \cos\phi) \quad (1)$$

평면파의 수평 역속도 방향벡터를  $\vec{u}_{hor}$  라고 했을 때 평면파의 역속도 방향벡터는 아래와 같다.

$$\vec{u} = |\vec{u}_{hor}| \left( \sin\theta, \cos\theta, \frac{1}{\tan\phi} \right) \quad (2)$$

$$|\vec{u}_{hor}| = \frac{1}{v_{app}} = \frac{\sin\phi}{v_0} \quad (3)$$

평면파가 임의의 배열 관측소에 전파하는 경우, 신호세기는 관측소에 도달하는 평면파의 전파 시간 지연을 계산한 후 신호를 합할 경우, 커지고 잡음은 작아진다는 것을 알 수 있다.

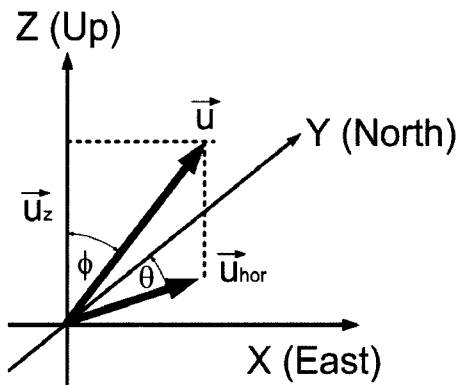


Fig. 1. Scheme of relation between directional slowness vector of plane wave and horizontal slowness vector.

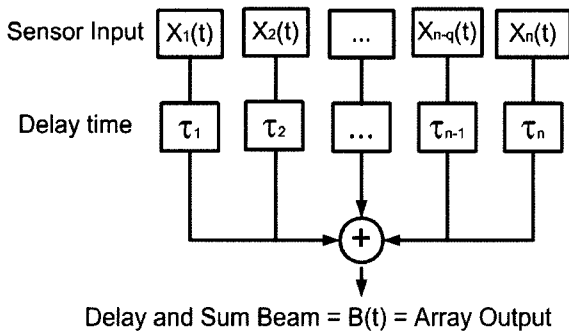


Fig. 2. Scheme of Beam for array data with time delay.

Fig. 2에는 배열 관측소에 평면파가 진행할 경우 신호의 세기를 강화하는 빔의 개념을 보여주고 있다.

일반적으로 평면파가 수평역속도  $\vec{u}_0$  로 진행할 경우 신호의 시간지연을 모르기 때문에 관측소 거리에 대해 임의의 수평 방향 벡터에 대하여 신호를 합하게 된다. 이때 관측소에 대한 지연 시간 신호는 식 (4)와 같이 쓸 수 있다.

$$\tilde{x}_i(t) = x_i(t + \vec{r}_i \cdot (\vec{u} - \vec{u}_0)) \quad (4)$$

식 (4)를 이용하여 원하는 신호의 합, 즉 빔(beam)은 식 (5)와 같이 쓸 수 있다.

$$b(t) = 1/N \sum_{i=1}^N x_i(t + \vec{r}_i \cdot (\vec{u} - \vec{u}_0)) \quad (5)$$

식 (5)와 같이 신호의 세기를 나타내었을 때 신호의 에너지에 대한 빔이라고 부르고, 입력 신호에 대한 신호의 에너지 크기에 대한 필터된 출력의 크기를 셴블런스(semblance)라고 정의하고 이는 아래와 같다.

$$S = \frac{\left| \sum_{i=1}^N \tilde{x}_i(t_j) \right|^2}{N \sum_{i=1}^N \tilde{x}_i(t_j)^2} \quad (6)$$

일반적으로 파의 전파 지연 시간을 알 수 없으므로 일관성 있는 측정으로부터 셴블런스 개념을 도입하여 임의의 겹보기 전파 속도로부터 신호의 세기의 합을 구하는 방법으로 임의의 방향에서 오는 겹보기 전파 속도와 방향을 구할 수 있다.

빔은 관측소의 신호의 세기로부터 지연시간을 갖는 신호의 합으로 표현할 수 있으며 이때 빔의 에너지 크기는 아래의 수식에서 같이 parseval 이론으로부터 주파수 영역에서의 빔의 에너지 크기로 나타낼 수 있다.

$$\begin{aligned} E(\text{beam}) &= \int_{-\infty}^{\infty} b^2(t) dt = \int_{-\infty}^{\infty} |B(\omega)|^2 d\omega \\ &= \int_{-\infty}^{\infty} \left| \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X(\omega) \right|^2 d\omega \\ &= \int_{-\infty}^{\infty} \left| \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X(\omega) \exp(j\omega \vec{r}_i \cdot (\vec{u} - \vec{u}_0)) \right|^2 d\omega \end{aligned} \quad (7)$$

빔의 파워는 주파수 영역에서 에너지 크기와 각 관측소에서 시간 지연이 있는 평면파의 합으로 표현할 수 있게 된다. 파워 빔을 구하면 결국 셴블런스를 구할 수 있고, 최대의 셴블런스를 갖는 값을 찾게 되면 파의 전파 방향을 구할 수 있게 된다.

$$E(\vec{u} - \vec{u}_0) = \int_{-\infty}^{\infty} |X(\omega)|^2 \left| \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \exp(j\omega \vec{r}_i \cdot (\vec{u} - \vec{u}_0)) \right|^2 d\omega \quad (8)$$

식 (8)을 살펴보면 신호는 모든 관측소에 도달하는 평면파의

지연시간, 위상차 함수인 것을 알 수 있다. 그러므로 식 (8)에서 배열 관측소 지연에 대한 반응 함수는 아래와 같다.

$$A(\vec{u}-\vec{u}_0, \omega) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \exp(j\omega \vec{r}_i \cdot (\vec{u}-\vec{u}_0)) \quad (9)$$

$$A(\vec{k}-\vec{k}_0) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \exp(j\vec{r}_i \cdot (\vec{k}-\vec{k}_0)) \quad (10)$$

위의 배열반응 함수를 이용함으로써 현장에서 배열을 이용한 주변 잡음을 측정할 때, 배열 전개만으로도 실험실에서 유효한 분산 곡선 구간을 짐작할 수 있게 된다.

Fig. 3은 이즈밋시 인근에서 주변잡음을 측정하였던 삼각형

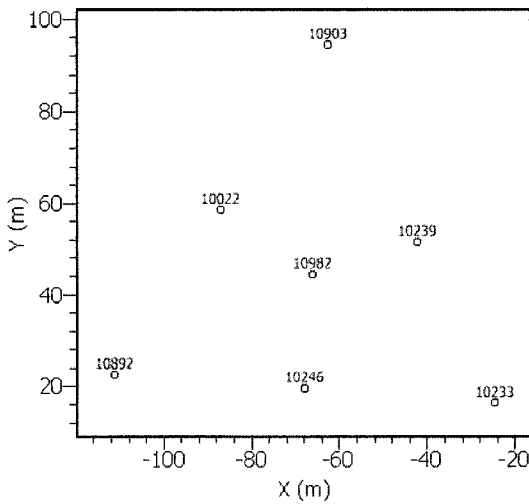


Fig. 3. Geometry of triangle array for measurement of ambient noises near Izmit city.

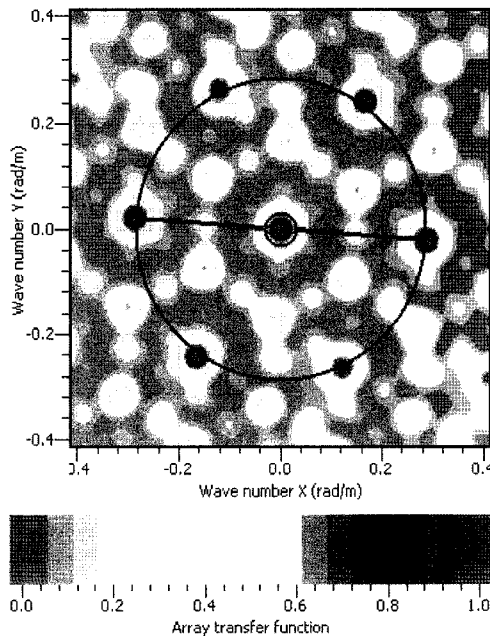


Fig. 4. Array transfer function for triangle array of Fig. 3. Large and small circles are represented as aliasing and resolution limit.

배열을 표시한 것으로 이 배열에 대한 배열반응 함수가 Fig. 4에 표시되어 있다. Fig. 4의 배열반응 함수 그림은 식 (10)에서  $\vec{u}_0$ 가 0일 때 반응 곡선을 나타낸 것으로 파수가 0일 때 최대 값을 가짐을 알 수 있다. 또한 이 배열반응 함수는 알리아싱을 가지는 것을 알 수 있다. 또한 배열반응 특성에서 분해능은 배열반응 함수의 진폭이 1/2이 되는 지점을 분해능 한계로 보았다. 이는 2개의 평면파가 진행할 때 파를 분해할 수 있는 거리를 나타낸 것으로 배열반응의 진폭 1/2 지점을 분해능 한계로 보았다. 이는 배열반응 특성에서 수신기 배열이 넓을 수록 분해능이 좋아진다. 그림에서 큰 원은 삼각형 배열에서 알리아싱이 발생하지 않는 최대 공간 주파수를 나타내고, 작은 원은 최소 공간 주파수로 두개의 파가 전파할 때 배열반응 함수가 두개의 파를 분해할 수 있는 능력을 말하며 이는 배열이 감지할 수 있는 최대 파장을 의미한다고도 볼 수 있다.

Tokimatsu (1997)에 따르면 배열에서 감지할 수 있는 파의 최대 파장과 최소 파장을 다음과 같음을 보였다.

$$2D_{\min} < \lambda_{\min} < \lambda_{\max} < 3D_{\max}$$

즉 배열이 감지할 수 있는 파의 최대 파장( $\lambda_{\max}$ )은 배열의 관측소간의 최대 거리( $D_{\max}$ )의 3배 이상은 감지 힘들다는 것이고 또한 최소 파장( $\lambda_{\min}$ )은 관측소간의 최소 거리( $D_{\min}$ ) 2배 이상이어야만 가능하다는 것이다.

이는 Wathelet 등(2008)에 따르면  $2D_{\min} < \lambda_{\min}$ 의 의미는 나이퀴스트 파수로부터 유도 될 수 있다고 하였고 최대 파장은 분해능 한계로 설명하였다. 분해 가능한 파의 최소 공간파수는  $k_{\min}/2$ 보다 크다는 것이다. 즉, 측정 가능한 파장은  $2\pi/k_{\min}/2$ 보다 작다고 하였다.

Fig. 5에는 Fig. 4의 삼각형 배열의 반응 함수에서 최대 공간주파수와 최소 공간주파수로부터 추정하고 이로부터 추출할 수 있는 분산 곡선의 영역을 표시하였다.  $k_{\min}/2$  보다 적은 영역은 분산곡선을 유도하더라도 믿을 수 없는 영역이라는 것이고 공간파수  $k_{\min}/2$  이상은 분산곡선이 알리아싱 효과가 나타

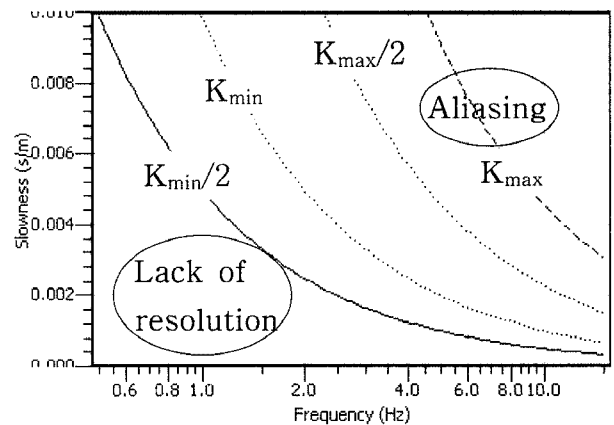


Fig. 5. Theoretical minimum wavenumber and maximum wavenumber calculated for each frequency with using array transfer function of triangle array is shown.

나 분산곡선을 추출하기 어려운 영역임을 나타낸다.

분산곡선을 구할 때 주파수-파수(F-K)분석법의 문제점을 인식할 필요가 있다. 미소진동은 신호가 매우 약하고 송신원이 매우 많다는 것이다. 또한 송신원이 가깝다는 특성으로 평면파 가정을 위배하게 되고 파의 실체를 모른다는 것이다. 그러므로 많은 자료를 처리함으로써 통계적인 분산 곡선을 구하는 것이 필요하다.

이 이외에도 이 연구에서는 분산 곡선의 신뢰성을 높이기 위하여 고분해능 F-K (High Resolution F-K)와 수정된 공간자기상관법(MSPAC)을 이용하였다. 고분해능 F-K는 Capon (1969)에 의하여 제안된 방법으로 F-K에서 최대 주파수를 나타내는 신호는 최대화를 시키고 나머지 영역의 자료는 최소화를 시킨다. 이 방법은 분해능을 높이는 특성을 갖는다. 하지만 신호의 자기상관등의 자료가 필요함으로써 높은 계산 성능을 요구하게 된다.

SPAC은 Aki (1957)에 의해 처음으로 소개되었으며 동일한 거리상에 있지 않은 관측소를 이용할 수 있는 수정된 공간자기상관법(Modified Spatial Autocorrelation Coefficient: MSPAC)을 사용하여 분산곡선을 구하고자 하였다. MSPAC은 Bettig 등(2001)에 의하여 개발된 방법이다.

MSPAC는 도심지역과 같이 동심원과 같은 원형(ring)을 구성할 수 없는 곳에서 적용할 수 있다는 장점이 있고 넓은 주파수 영역을 갖으나 SPAC에 비하여 정확성이 떨어진다는 단점이 있다. 또한 SPAC 방법과 F-K 방법을 비교해 보면 평면파 전파를 가정한다는 점은 동일하지만 F-K는 한 개의 송신원을 가정하는 반면에 SPAC은 많은 수의 송신원을 가정한다는 것이다. F-K 방법은 위상 지연을 직접 측정하는 반면에 SPAC은 파형의 자기상관을 이용한다.

**역산**

분산곡선에 대한 역산은 Wathelet 등(2004)에 의하여 개발된 NA (Neighborhood Algorithm)를 이용하였다. 이 방법은 전영역 최적화 알고리즘(Global Optimization Algorithm)의 하나로 효율적으로 해를 찾기 위한 방법이다. NA는 보로노이(Voronoi) 알고리즘을 사용하여 매개변수 영역을 나누고 작은 목적함수 값을 가지는 영역들에 대해서 세밀한 영역으로 다시 나누어 최소 값을 찾는 방식으로 진행된다. 매개 변수 설정에서 각 층의 두께, S파 속도, P파 속도, 밀도를 설정할 때 일정한 범위 영역 내에 위치하도록 설정한다.

이 때 사용되는 Misfit 함수는 아래와 같이 적용된다.

$$misfit = \sqrt{\sum_{i=0}^{n_f} \frac{(x_{di} - x_{ci})^2}{\sigma_i^2 n_f}} \tag{11}$$

각 주파수에 해당하는 분산 속도 자료( $x_{di}$ ), 계산된 분산 속도 자료( $x_{ci}$ ), 그리고 각 주파수에 대한 분산 속도의 표준편차

$\sigma_i$ , 분산 속도에 대한 주파수 개수  $m_f$ 이다. 역산시 분산 속도의 표준편차가 존재하지 않을 경우는 분산 속도 자료로 대체된다.

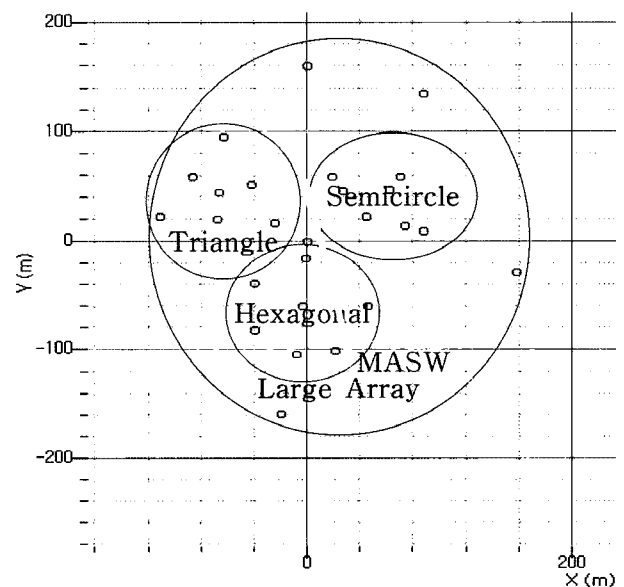
여기서 주의할 점은 분산곡선에 해당하는 지반구조의 해를 구하였을 때 유일하지 않다는 것이다. 그러므로 분산곡선과 일치하는 모든 해의 분포를 해로 제시하는 방법이 필요하다. 또한 유일한 해를 구하기 위해서는 다른 방법으로 구한 지반 구조를 참조하여 가장 적합한 해를 최종적으로 선택하게 될 것이다.

**현장 실험 자료처리 및 결과**

**센서 배열 전개와 현장 자료 취득**

현장 자료취득은 터키의 이스탄불에서 약 1시간 20분 정도 소요되는 이즈밋(IZMIT) 시의 근교에서 수행하였다. 작은 배열과 큰 배열을 동시에 수행하였고 이때 배열도 삼각형, 반원형, 육각형 배열 등 다양한 실험을 하였다. MASW의 경우 송신원은 샷건(Shotgun)과 해머를 이용하였다.

사용된 장비는 기록계로는 REFTEK사의 125A모델과 센서는 Mark Products사의 1 Hz L4C 수직 성분 단주기 지진계를 사용하였다. MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves) 탐사를 위해서 기록계는 REFTEK 125A 모델과 Geospace사의 4.5 Hz 고유 주파수를 가지는 GS-11D에 PC-21 Land Case를 가지는 지오폰을 사용하였다. MASW 자료 기록을 위해서 샷건과 해머를 이용하였으며 지오폰 간격은 5 m 간격으로 150 m를 전개하였다. MASW의 샘플 개수는 500 샘플을 하였고 배열식 미소 진동 기록에 사용된 샘플 개수는 50 샘플을 사



**Fig. 6.** Geometry of arrays to acquire ambient noise data. Triangle, Semicircle and Hexagonal array were used to compare dispersion velocity curves. Large array was also used to get low frequency dispersion velocity curve.

용하였다.

Fig. 7에는 육각형, 삼각형, 반원형 배열에 대한 배열반응을 구한 그림이다. 그림에서 보면 반원형 배열의 경우에 공간 주파수가 가장 높은 것을 알 수 있다. 하지만 반원형 배열의 경우 짧은 방향으로는 관측소간의 간격이 좁아 높은 알리아싱 공간 주파수를 가지지만 긴 방향으로는 관측소 간격이 넓어져 낮은 알리아싱 공간 주파수를 갖는 것을 알 수 있다. 관측소간의 최대 거리가 넓어 공간 분해능 즉, 최대 분해 가능한 파의 파장은 가장 길다는 것을 확인할 수 있다. 또한 육각형 배열의 경우 모든 방향으로 최대 관측소 거리를 가지므로 공간 분해능 (최소 공간주파수를 가짐)이 가장 좋을 것을 알 수 있다.

Fig. 8에는 Fig. 7의 이론적인 배열반응 함수부터 알리아싱 공간 주파수와 최소 분해능 공간 주파수를 유도하여 주파수와 역속도로 표현한 것이다. 이 그림으로부터 F-K분산을 결과물 해석할 때 유효한 분산 곡선 구간을 파악할 수 있다. Fig. 8에서 삼각형 배열이 가장 좁은 유효 구간을 가짐을 알 수 있지만 Fig. 7을 보면 이들 구간에서 가장 좋은 배열반응 값을 가진다. 그러므로 삼각형 배열에서 분산곡선을 추출하기가 가장

좋은 것으로 예측된다.

자료 처리 순서

현장에서 취득된 자료를 이용하여 지반 구조를 해석하기 위하여 Fig. 9와 같은 자료처리 흐름에 따라 수행되었다. 3성분 자료로부터 H/V 비를 구하고, 이로부터 주 주파수 성분을 구한다. 배열자료인 주변 잡음 자료는 F-K, 고분해능 F-K,

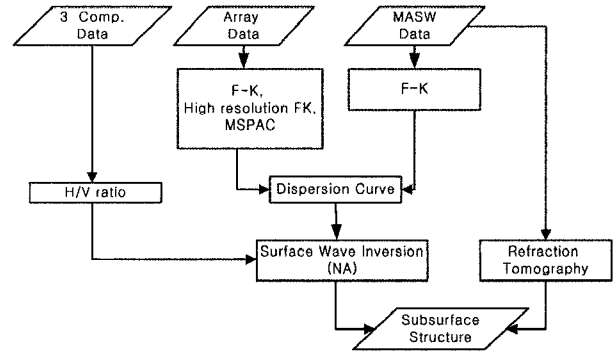


Fig. 9. Schematic diagram for data processing.

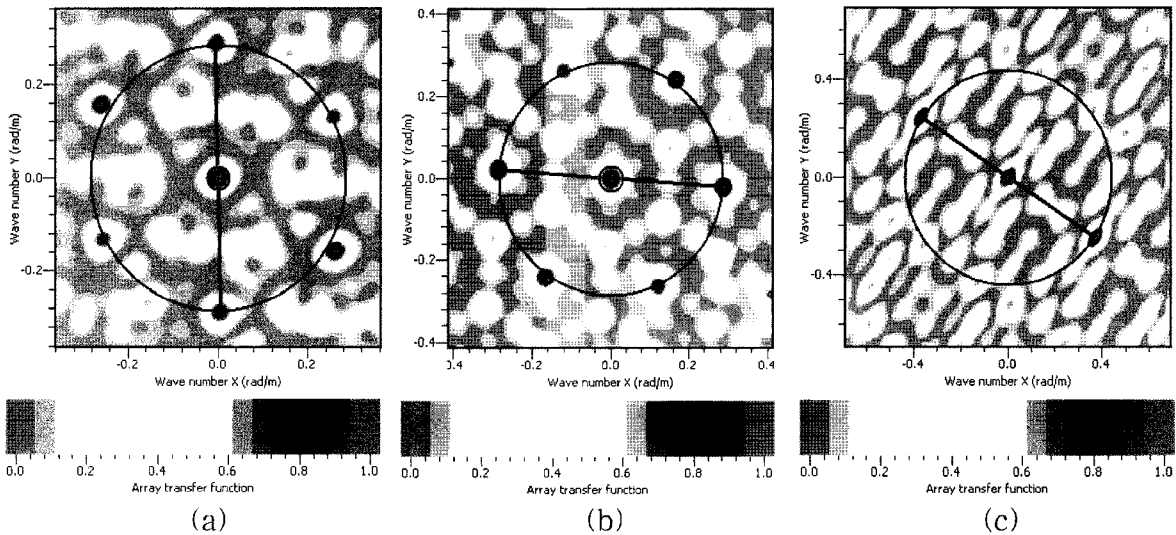


Fig. 7. Array transfer responses for hexagonal (a), triangle (b) and semicircle (c) are shown. Array response of semicircle shows higher aliasing wavenumber than those of two others. Array response of triangle is better in area between  $k_{min}/2$  and  $k_{max}/2$  than that of others.

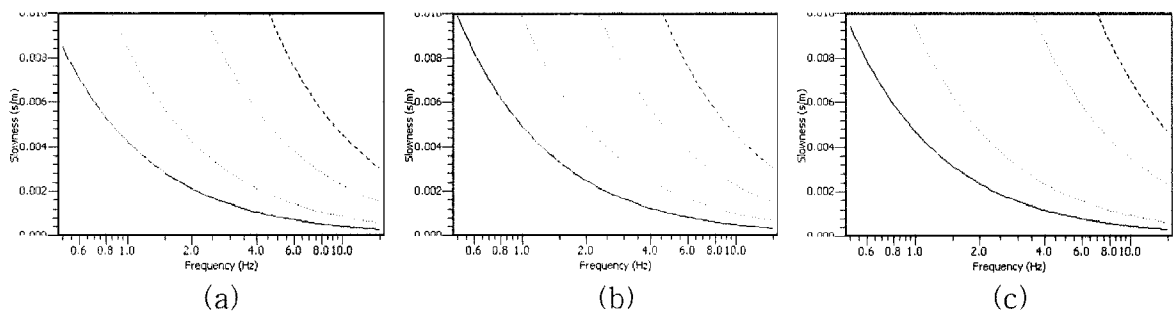


Fig. 8. Maximum wavenumber and minimum wavenumber of response function curves for hexagonal (a), triangle (b) and semicircle (c) are derived from array response. Maximum wavenumber of array response of semicircle are greater than those of two others. Array response of hexagonal has the smallest value of minimum wavenumber among those.

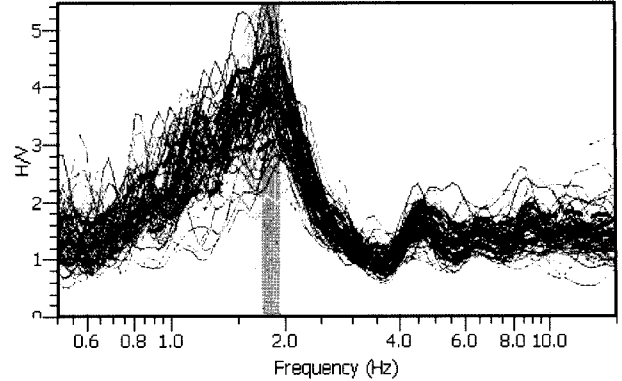
MSPAC을 통해 분산 곡선이 추출된다. MASW 자료의 경우는 고주파수 영역의 분산 곡선을 추출한다. H/V 비와 분산곡선으로부터 표면파 역산을 수행함으로써 S파 속도 구조를 얻을 수 있다. 또한 MASW 자료로부터 초동을 발체하여 굴절법 토모그래피를 수행하여 P파의 속도 구조를 구한다. 최종적으로 S파 속도 구조에서 얻어진 해 중에서 굴절법 토모그래피를 통해 얻어진 결과와 비교 분석함으로써 높은 신뢰성을 갖는 지반 속도 구조를 취득할 수 있다.

**H/V 비와 분산 곡선**

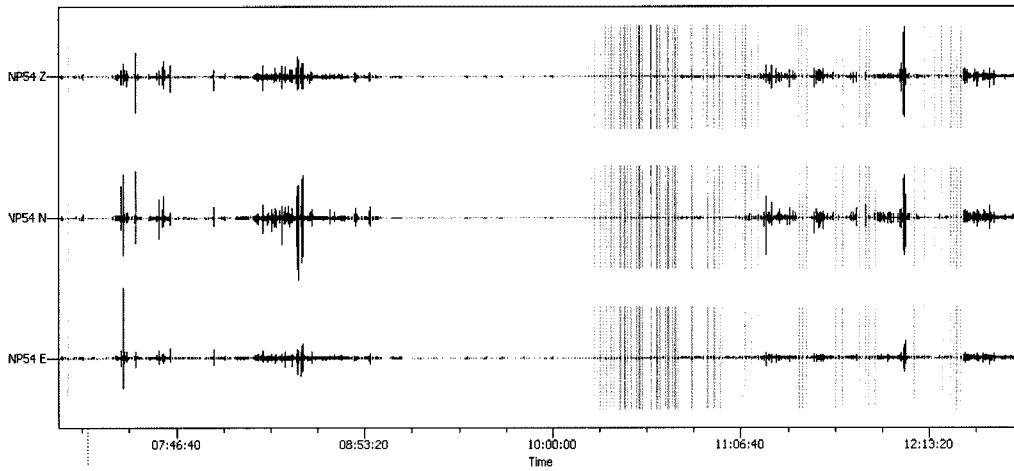
현장에서 H/V 비를 측정하기 위하여 1 Hz 단주기 3성분 센서를 이용하여 잡음을 측정하였다. H/V 비를 계산하기 위하여 측정된 자료는 Fig. 10에 보이는 약 4시간의 연속 자료이다. 이들 자료에 대하여 60초 길이의 구간의 창을 설정하였다. 60초 동안의 창은 한개 H/V 비를 제공하게 된다. 그러나 이벤트가 있는 구간의 창은 H/V 비 계산에서 제외되었다.

Fig. 10에는 60초 동안의 창에서 구하여진 H/V 비를 모두 그린 것으로 가장 높은 H/V주파수는 한 개로 1.72 Hz로 분산 곡선을 역산할 때 제약 조건으로 사용되었다.

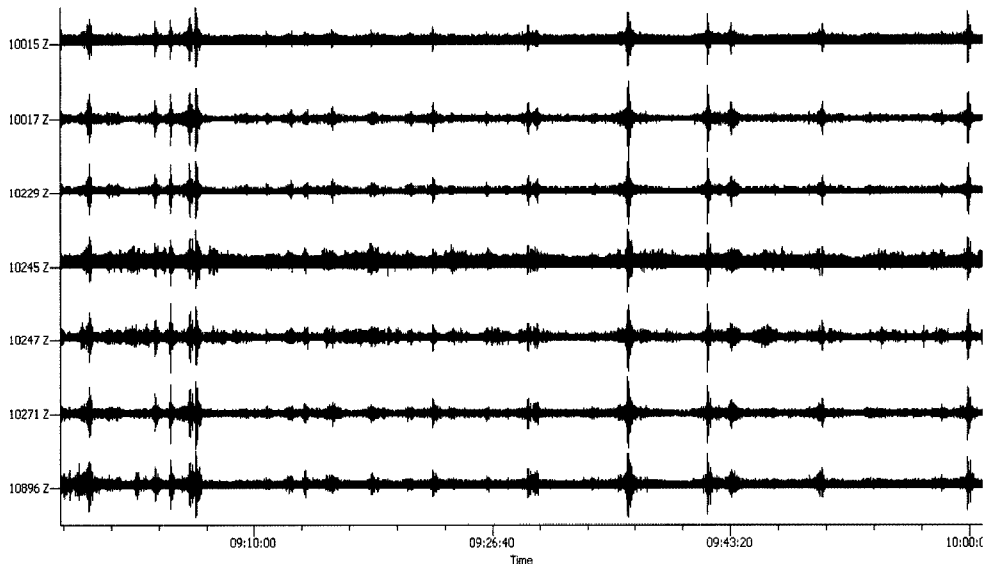
육각형 배열에 대한 현장 자료가 Fig. 12에 보이고 있다. 이



**Fig. 11.** H/V ratios were derived with data of Fig. 10. Calculated H/V ratios gave a result of Peak frequency 1.72 Hz.



**Fig. 10.** Continuous tri-component data in order to get H/V ratio were segmented with 60 sec of time windows. The method of STA/LTA was used to find and drop the parts of event.



**Fig. 12.** Ambient noise data were measured in hexagonal array.

들 자료는 거의 모든 배열에 대하여 동일 수준의 자료를 보여주었다. 분산 곡선을 유도하기 위해 전체 자료 중에서 약 2시간의 자료가 이용되었다.

Fig. 13에는 육각형 배열에서 약 2시간 기록 자료를 F-K 분석한 결과를 도시한 것이다. Fig. 8(a)에서 보이는 바와 같이 높은 분해능을 보여주고 있지만 반응함수는 그렇게 좋은 결과를 보여주고 있지 않다. Fig. 13에는 F-K 분석 결과를 이용한 분산 곡선을 도시하였다. 그림에서 보이는 바와 같이 5~6 Hz 이상의 분산 곡선을 구하는 것은 매우 어렵다.

Fig. 14는 삼각형 배열에서 F-K 분석을 하여 도시한 것이다. Fig. 8(b)에서 배열반응 이론값으로부터 약 4~6 Hz 사이의 자료만이 유용한 결과를 얻을 수 있다는 것을 알 수 있다. F-K 분석 결과를 토대로 분산 곡선을 구하였다. 약 6~7 Hz 사이의 자료는 알리아싱 효과가 나타나지만 믿음만한 분산 곡선을 구할 수 있었다.

그리고 3.2~4 Hz 미만의 저 주파수구간은 분해능의 한계영역이지만 어느 정도 신뢰를 할 수 있는 자료의 영역이다. 3.2 Hz 미만의 저주파수의 구간은 분해능이 부족한 구간으로 오류분석이 되는 경우가 대부분이므로 이 영역은 자료를 사용하지 않는 것이 좋다. 삼각형 배열과 육각형 배열로부터 F-K 결과를 이용한 분산 곡선을 구할 때 삼각형 배열이 더 좋은 결과를 보여주었다. 반원형 배열에 대한 F-K 결과와 분산 곡선은 현장자료를 취득할 때 기기오류로 인한 자료 획득이 불가능하여 비교 분석을 못하였다.

Fig. 14에서는 저주파수의 분산곡선을 유도하기 위해 사용한 큰 배열의 고분해능 F-K 분석 결과와 이로부터 구하여진 분산 곡선을 도시하였다. 고분해능 F-K 분석을 사용한 것은 이 방법이 분해능이 높아 저 주파수에 대하여 F-K보다 신뢰도가 높은 결과를 얻을 수 있기 때문이다. Wathelet 등(2008)은 일반적으로 F-K 방법보다 고분해능 F-K 방법의 분해능 향상으로

인하여 공간파수가  $K_{min}/2$  또는  $K_{min}/3$ 까지 신뢰할 만한 결과를 보여준다고 하였다. 고분해능 F-K 분석 결과에서 약 1.8 Hz에서 3.6 Hz 구간의 분산곡선을 구할 수 있었다.

MASW 자료는 0 m에 첫 번째 지오폰을 두고, 지오폰 간격은 5 m, 그리고 마지막 지오폰은 150 m 위치에 두었다. Fig. 16은 이중에서 마지막 지오폰으로부터 50 m 떨어진 위치(200 m)에서 샷건을 이용해 얻어진 자료이다. 왼쪽에 적힌 1번 트레이스가 송신원 위치에서 기록된 자료이고 두 번째인 31번 트레이스가 150 m 위치에서 얻어진 자료이다. 마지막인 2번 트레이스가 0 m 위치의 자료이다.

이 자료에 대하여 F-K 분석을 통해 분산 곡선을 구하고자 하였다. 이 때 사용된 자료는 표면파 영역의 자료로 약 2초 동안 시간 영역이 선택되었다. Fig. 17의 F-K 분석에 보이듯이 기본모드와 1차 모드의 분산 곡선이 얻어졌다.

Park 등(1999b)에 따르면 MASW를 수행할 시 지오폰과 송

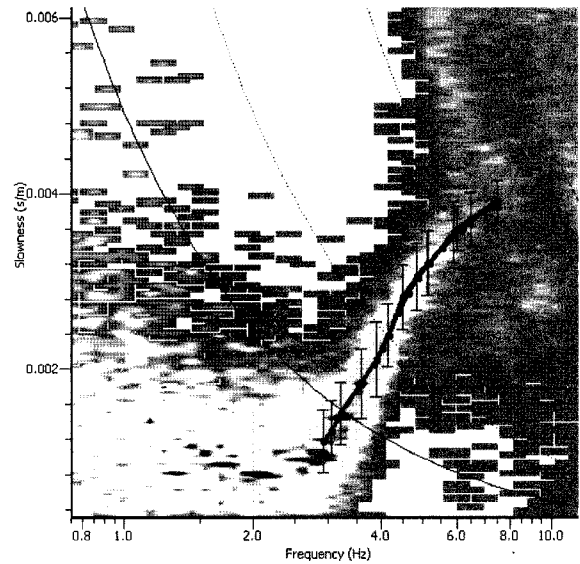


Fig. 14. F-K result for triangle array data and dispersion curve.

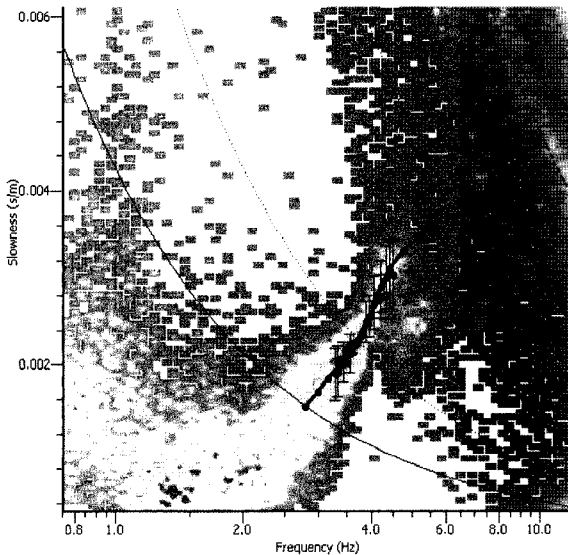


Fig. 13. F-K result for hexagonal array data and dispersion curve.

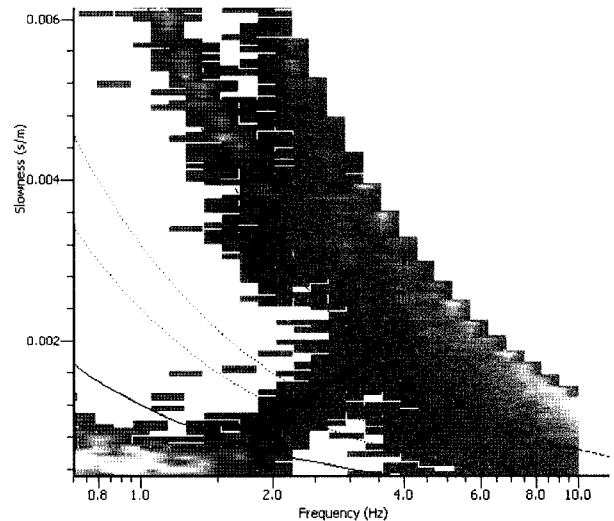


Fig. 15. F-K result for large aperture array.



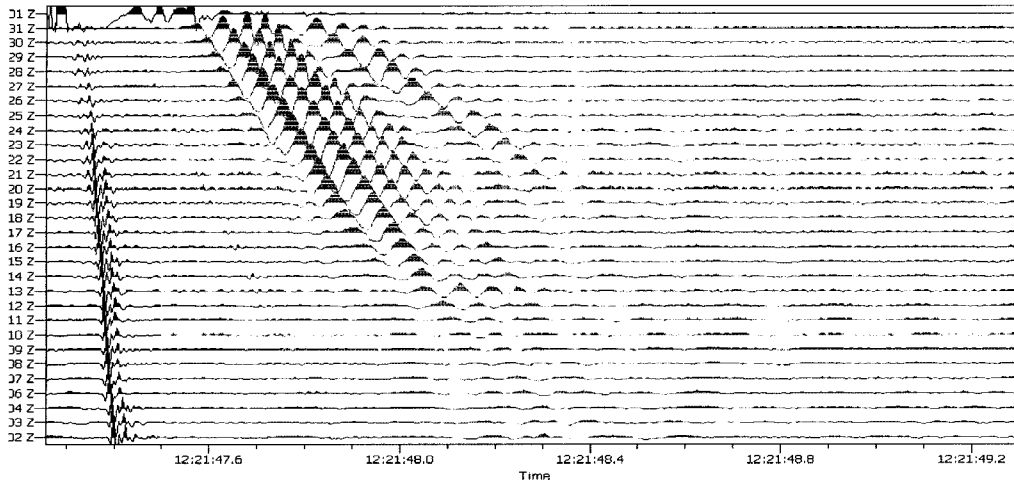


Fig. 16. Data of MASW acquired with shot gun of location (200 m, 0 m) is shown. Shaded area among data of MASW is processed with F-K method to derive dispersion curve.

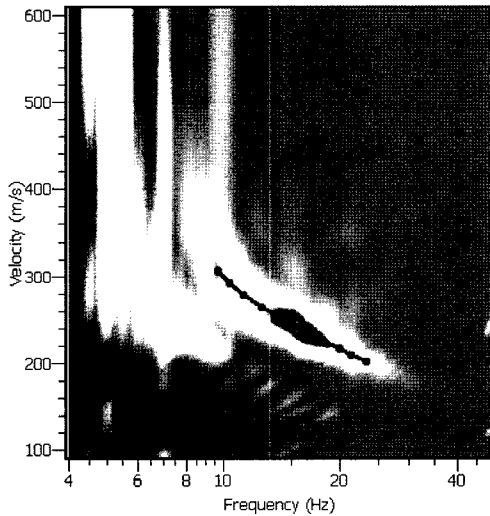


Fig. 17. F-K result with F-K method for data of Fig. 16. and dispersion curve was drawn. Dispersion curve of fundamental mode and first higher mode was shown.

신원이 멀어지거나 또는 하부에 저속도층이 존재하게 되면 고차모드 레일리파가 우세해진다고 하였다. 이 실험에서 얻어진 MASW 자료를 살펴보면 8~10 Hz 사이에서 기본모드가 고차모드로 전이하는 것을 알 수 있기 때문에 이 영역에서 기본모드의 분산곡선은 신뢰성이 떨어진다고 할 수 있다. 그러므로 1차모드의 분산곡선을 역산에 이용하고자 하였다. 이러한 기본모드에서 1차모드 전이는 MASW자료에서 공통적으로 나타나고 있다.

이번 실험에서 얻어진 주변 잡음 자료에 대하여 F-K 결과와 분산곡선 자료가 Fig. 18에 보이고 있다. 또한 유효한 분산곡선 구간을 나타내는 배열반응 한계선도 보여주고 있다. 배열의 관측소 반경이 큰 것부터 작은 것까지 고르게 분포함으로써 F-K 결과는 상당히 양호한 결과를 보임을 알 수 있다.

그러나 저주파수 대역인 2~3 Hz에 대한 분산곡선의 신뢰도를 확보하기 위하여 획득된 모든 자료에 대한 MSPAC 자료 처리도 동시에 수행되었다.

앞에서 분석한 분산곡선과 MSPAC 결과 비교를 통해 분산곡선의 신뢰를 높이기 위한 작업을 수행하였으며 사용된 링의 개수는 13개를 사용하였다. MSPAC의 특성은 High resolution F-K 또는 F-K 보다 저주파 영역에 대한 분산곡선이 상당히 좋은 결과를 보여준다.

Fig. 19에는 MSPAC의 계산 결과와 앞에서 계산된 분산곡선 비교를 위하여 동시에 표시하였다. 삼각형 배열의 분산곡선(보라색)은 육각형 배열 분산곡선(검은색)보다 약간 낮은 분산곡선 값을 보이는데 자료를 취득한 장소의 지질 변화에 기인한 것으로 볼 수 있다. 즉 육각형 배열의 지역이 약간 높은 속도 구조를 보일 수 있다는 것이다. 현재 수평적인 속도 변화에 대한 결과를 확인할 수는 없지만 그럴 가능성이 존재한다는 것을 알 수 있다. 두 배열을 비교하면 삼각형 배열이 육각형 배열보다 더 넓은 분산곡선을 구할 수 있었으나 육각형 배열에서 더 저 주파수의 분산곡선을 얻었다. 또한 모든 자료에

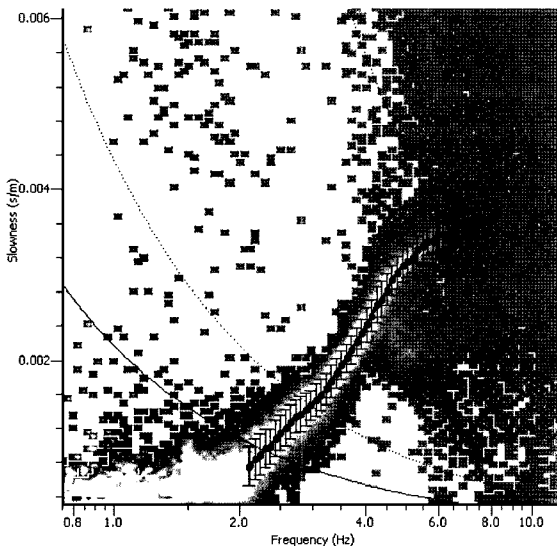


Fig. 18. F-K result for data of all array and dispersion curve.

서 얻어진 분산 곡선(붉은색)은 삼각형 배열과 육각형 배열의 분산곡선 중간 위치에 존재한다. 이 결과는 MSPAC 결과와 매우 유사함을 알 수 있다. 분산곡선 역산에는 이 자료를 사용하였다.

그러나 F-K 분산곡선에서 저주파수 대역의 자료를 확보하기 어려워 큰 배열에 대한 고분해능 F-K 분산곡선(파란색)을 구하였다. 이는 MSPAC과 비교하였을 때 저 주파대역에서 MSPAC이 더 신빙성을 보여주어 MSPAC 결과(1.8~2.2 Hz)의 분산곡선(갈색)을 구하였다.

최종적으로 역산에 사용될 선택된 분산곡선은 Fig. 20에 보여주고 있다. 2~3 Hz는 MSPAC과 큰배열의 고분해능 F-K 분석 결과, 3~6 Hz는 전체배열에 대한 F-K 결과 그리고 10~20 Hz는 MASW의 F-K 1차모드 분석 결과인 분산곡선을 사용하였다.

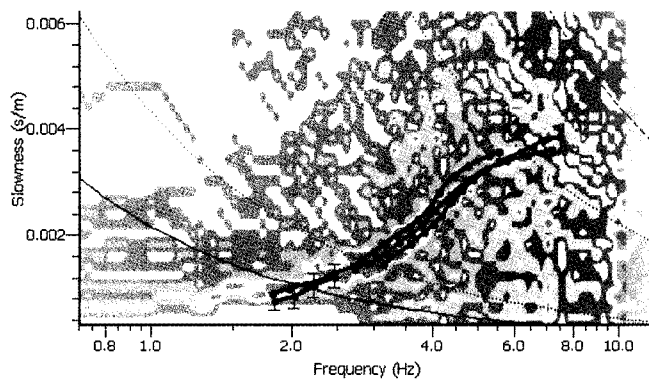


Fig. 19. Comparison between result of MSPAC analysis and dispersion curves of previous results was fulfilled to get reliability for dispersion curve. Each color line of violet, black, red, blue, brown represents dispersion curve of triangle, hexagonal, total, large and low frequency part of MSPAC result.

표면파 역산 결과와 굴절법 토모그래피

표면파 역산을 위하여 사용된 분산 곡선은 저주파 대역은 MSPAC과 큰배열에 대한 고분해능 F-K 분산곡선으로부터 1.8~2.8 Hz를 그리고 전체 자료에 대한 F-K 분석으로 약 3~5.8 Hz 분산곡선을 사용하였다. 이 자료는 기본모드로 해석되었다. 그리고 고주파 대역에서는 MASW로부터 10~20 Hz를 유도하였고 이는 1차모드로 해석되었다. 이 두 자료를 이용하여 분산곡선을 이용하였고 또한 H/V 비의 최대 값 주파

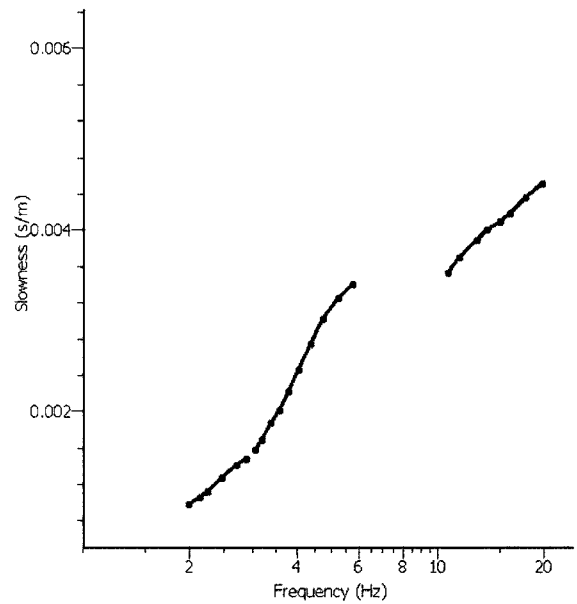


Fig. 20. Dispersion curve which was finally determined that was used for inversion. Low frequency part (2~2.8 Hz) was derived from MSPAC and high resolution F-K. And middle frequency part (3~6 Hz) was determined from F-K method for all ambient noise data. High frequency part (about 10~20 Hz), first high mode was adopted from MASW data.

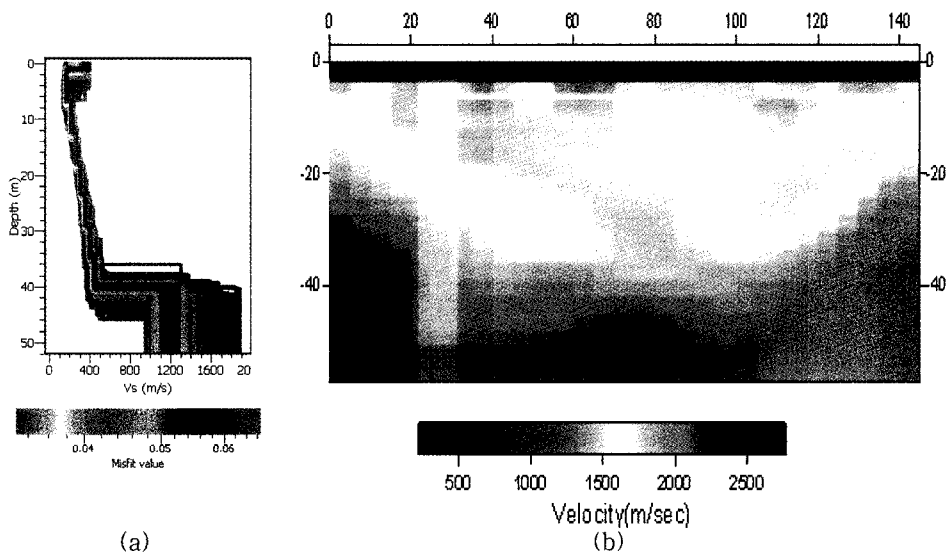


Fig. 21. Inversion results of dispersion curve (a) which have below 0.07 value of misfit and refraction tomography (b) were shown. Two inversion results near surface part have low reliability because spatial interval of receivers are 5 m space. But two inversion result show depths of basement rock identical.

수를 역산의 입력으로 사용하여 NA역산을 이용하여 수행하였다. 역산 수행에 사용된 역산 매개변수는 약 9개의 층을 초기치로 주었다.

역산 결과는 식 (11)의 misfit 값이 0.07보다 작은 값을 가지는 역산 결과들을 나타내고 있다. Fig. 21(a)를 보면 표면파 분석에서 표토층 부분이 바로 아래에 저속도층이 있는 것으로 해석되었으며 이는 기본모드에서 1차모드 전이를 설명하는 것이 된다. 하지만 이는 표토층을 충분히 분해할 수 있는 배열을 전개하지 않았기 때문에 이를 해석하는 것은 어렵다. 표토층 이후에는 점진적으로 속도가 증가하는 층이 존재하는 것으로 보인다. 기반암의 깊이는 약 40 m에 존재한다는 것을 보여주고 있다.

Fig. 22에는 mistfit 0.07보다 작은 값을 가지는 역산 모델에서 얻어진 분산곡선들과 입력으로 주어진 분산곡선을 동시에 표시하였다. 이들 기본모드에 대한 분산곡선과 1차모드의 분산 결과를 살펴보면 잘 일치하는 것을 볼 수 있다.

MASW자료에서 초동을 발췌하여 토모그래피를 수행하였다. 사용된 굴절법 토모그래피는 조창수(2001) 등의 알고리즘을 이용하였다. Fig. 21(b)역산 결과를 살펴보면 표토층에 얇은 저속도 층을 보여주고 있다. 이는 표면파 역산 결과와 비교하였을 때와는 반대의 결과를 보여주고 있는데 역시 굴절법 토모그래피에서 보여주는 표토층의 결과를 확실하기는 어렵다. 사용된 지오폰의 간격이 5 m로 넓기 때문이다. 하지만 이 결과를 살펴보았을 때 약 1,000 m/s 정도의 속도를 가지는 것으로 판단된다. 그리고 하부로부터 5 m에서 약 40 m까지 1,400 m/s에서 1,700 m/s까지의 속도를 보여주고 있다. 그리고 약 40 m 부근에 기반암으로 추정되는 약 2,000 m/s의 속도층이 존재함을 알 수 있다.

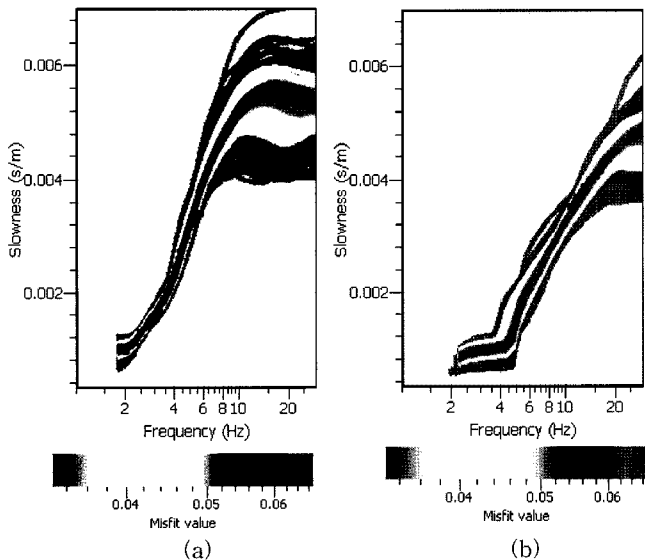


Fig. 22. Calculated dispersion curves having below 0.07 misfit values and observed dispersion curve of fundamental mode and first high mode of Rayleigh waves are shown.

두 역산의 결과를 살펴볼 때 약 40 m에 기반암이 존재하는 것을 알 수 있다. 그리고 중간층에 점진적으로 증가하는 속도층이 존재하며 MASW의 0 m 위치의 지오폰 부근쪽이 140 m 지오폰 부근보다 기반암이 얇고 저속도 층인 것으로 보인다.

## 결론

이 연구에서는 터키 이즈미트 인근 지역에서 얻어진 주변잡음 자료에 대한 배열, 표면파 역산 절차 그리고 표면파 역산 및 굴절법 토모그래피를 수행하여 다음과 같은 결과를 얻었다.

(1) 배열반응함수로부터 배열에 대한 유효한 분산 곡선 영역을 파악할 수 있음을 확인하였고, 삼각형 배열과 비교하였을 때 육각형 배열이 더 낮은 주파수 분산곡선을 얻음을 알 수 있었다. 그러나 삼각형 배열이 분산곡선을 해석함에 있어서 유리함을 알 수 있었다.

(2) 고분해능 주파수-파수(High Resoluton F-K)와 수정된 공간자기상관법(MSPAC)을 동시에 수행하여 저주파수에 대한 신뢰성이 높은 분산곡선을 구할 수 있음을 확인하였다.

(3) 터키 이즈미트 인근 지역에 대한 주변 잡음 및 MASW를 이용한 표면파 역산시 발생할 수 있는 비유일성 문제는 굴절법 토모그래피 역산을 동시에 수행함으로써 해결할 수 있었고 이 지역의 지반의 깊이가 약 40 m임을 확인할 수 있었다.

향후 표면파를 이용한 지하 구조 규명에 있어서 지형을 고려할 수 있는 연구가 진행되어야 할 것이다.

## 사사

이 연구는 한국지질자원연구원 기본 사업인 ‘실시간 지진 분석 및 지진재해 정량적 예측 기술 개발’ 과제(08-3314)의 지원으로 이루어졌으며 이 연구를 위해 프로그램을 사용할 수 있게 해준 SESAME 그룹에 대하여 감사를 드립니다. 또한 논문의 완성도를 높일 수 있도록 귀중한 의견을 주신 익명의 심사자에게 감사드립니다.

## 참고문헌

정희옥, 1999, 표면파 분산의 역산에 영향을 미치는 요인들에 관한 연구, 한국지구과학회지, 20, 613-619.  
 정희옥, 2000, 표면파 역산을 이용한 2차원 S파 속도 구조에 관한 연구, 한국지구과학회지, 21, 675-682.  
 정희옥, 2004, 다중채널 표면파 자료를 이용하여 구한 S파 속도와 감쇠지수 구조 : 낙동강 하구의 연약 지반 특성, 한국지구과학회지, 25, 774-783.  
 조창수, 이희일, 서정희, 2001, 탄성과 굴절법 토모그래피를 이용한 지반의 속도 분포 해석, 물리탐사, 5, 6-17.  
 김병엽, 1999, Rayleigh Wave Inversion에 의한 암반 손상대 평가: 석사학위논문, 한양대학교.  
 Aki, K., 1957. Space and time spectra of stationary stochastic

- waves, with special reference to microtremors, *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, **35**, 415-457.
- Arai, H., and Tokimatsu, K., 1998, Evaluation of local site effects based on microtremor H/V spectra. *Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*. pp. 673-680.
- Arai, H., and Yamazaki, F., 2002, Exploration of S-wave velocity structure using microtremor arrays in the greater Bangkok, Thailand, EDM technical Report Series No. 15.
- Bettig, B., P.-Y. Bard, F. Scherbaum, J. Riepl, F. Cotton, C. Cornou, and Hatzfeld, D., 2001. Analysis of dense array noise measurements using the modified spatial auto-correlation method (SPAC). Application to the Grenoble area, *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, **42**, 281-304.
- Bonnefoy-claudet, S., Cotton, F., and Bard, P.-Y., 2006, The nature of noise wavefield and its application for site effects studies A literature review, *Earth Science Reviews*, **79**, 205-227.
- Capon, J., 1969, High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis, *Proc. IEEE*, **57**, 1408-1418.
- Chouet, B., De Luca, G., Milana, G., Dawson, P., Martini, M., and Scarpa, R., 1998, Shallow velocity of Stromboli volcano, Italy, derived from small-aperture array measurements of Strombolian tremor, *BSSA*, **88**, 653-666.
- Cornou, C., 2002. Traitement d'antenne et imagerie sismique dans l'agglomération grenobloise (Alpes françaises): implications pour les effets de site. Ph.D. Thesis, University Joseph Fourier, Grenoble, France. (In French with English abstract).
- Köhler, A., Ohrnberger, M., Scherbaum, F., Wathelet, M., and Cornou, C., 2007, Assessing the reliability of the modified three-component spatial autocorrelation technique, *Geophysical Journal International*, **168**, 779-796.
- Nakamura, Y., 1989, A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *Quarterly Rep Railway Tech. Res. Inst.*, **30**(1), 25-30.
- Okada, H., 2003. The microtremor survey method. Geophysical Monograph Series, *Soc. Expl. Geophys.* 12.
- Park, C. B., Miller, R. D., and Xia, J., 1999a, Multichannel analysis of surface waves, *Geophysics*, **64**, 800-808.
- Park, C. B., Miller, R. D., and Xia, J., 1999b, Higher modes observation by the MASW method, 69th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., *Expanded Abstracts*, 524-527.
- Park, C. B., Miller, R. D., Xia, J., and Ivanov, J., 2004, Imaging dispersion curves of passive surface waves, Abstract: Soc. Expl. Geophys., (NSG 1.6), Proceedings on CD ROM.
- Park, C. B., Miller, R. D., Ryden, Xia, J., and Ivanov, J., 2005, Combined use of active and passive surface waves, *Jour. of Env. and Eng. Geophy.*, **10**, 323-334.
- SESAME WP12 TEAM, 2004, WP12, Guidelines for the implementation of the H/V spectral Ratio technique on ambient vibrations: Measurements, Processing and Interpretation, LGIT Grenoble, European Commission-Research General Directorate Project No. EVG1-CT-2000-000026 SESAME, report D23.12
- Tokimatsu, K., 1997, Geotechnical site characterization using surface waves, *1st Intl. Conf. Earthquake Geotechnical Engineering*, **3**, 1333-1368.
- Wathelet, M., Jongmans, D., and Ohrnberger, M., 2004, Surface-wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements, *Near Surface Geophysics*, **2**, 211-221.
- Wathelet, M., Jongmans, D., Ohrnberger, M., and Bonnefoy-Claudet, S., 2008, Array performances for ambient vibrations on a shallow structure and consequences over  $V_s$  inversion. *Jour. of Seis.*, **12**, 1-19.
- 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.
- Xia, J., Miller, R. D., Park, C. B., and Tian, G., 2003, Inversion of high frequency surface waves with fundamental and higher modes, *Jour. of Appl. Geophy.*, **52**, 45-57.
- Yamamoto, H., 2000, Estimation of shallow S-wave velocity structures from phase velocities of Love- and Rayleigh-waves in microtremors, Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering.