

HWAW(Harmonic Wavelet Analysis of Wave) 방법을 이용한 새로운 탄성파 지반조사기법의 현장 적용

Field Application of New Seismic Site Characterization Using HWAW(Harmonic Wavelet Analysis of Wave) Method

박 형 춘¹ Park, Hyung-Choon

김 동 수² Kim, Dong-Soo

이 병 식³ Lee, Byung-Sik

Abstract

The evaluation of shear modulus is very important in various fields of civil engineering. In this paper, the site characterization method using HWAW method is applied to determine shear wave velocity profile of two test sites in order to verify the field applicability of HWAW method. Shear wave velocity profiles by HWAW method are compared with shear wave velocity profiles by SASW test and PS-Suspension Logging test. Through field applications, it is shown that HWAW method can minimize the effect of noise and lateral non-homogeneity of the site and determine detailed local shear wave velocity profile of site.

요 지

공학적 물성치로서의 저변형률에서의 전단탄성계수의 결정은 다양한 토목분야에서 매우 중요하다. 본 논문에서는 저변형률에서의 전단탄성계수를 결정하기 위하여 개발된 HWAW(Harmonic Wavelet Analysis of Wave)방법을 이용한 지반조사기법의 실제 현장에서의 타당성을 검증하기 위하여 두 곳의 현장에 HWAW방법을 적용하였다. HWAW방법을 검증하기 위하여 동일한 현장에서 수행된 SASW시험과 PS-Suspension Logging 시험의 결과와 비교하였다. 이를 통하여 HWAW방법이 배경잡음과 지반의 횡방향 불균일성에 의한 오류를 기존 방법에 비하여 최소화 할 수 있으며, 국부적이며 정밀한 대상지반의 실제 전단파 속도 주상도를 매우 효과적으로 결정할 수 있음을 확인할 수 있었다.

Keywords : Conventional test setup, HWAW, Short test setup, Single array inversion

1. 서 론

공학적 물성치인 저변형률($<10^{-3}\%$)에서의 전단탄성계수는 포장체 시스템(노체, 노상, 보조기층 등)의 설계 입력변수나, 구조물의 내진해석 또는 설계를 위한 입력변수등 다양한 분야에서 사용된다. 저변형률($<10^{-3}\%$)에

서의 전단탄성계수는 공진주/비틀전단시험(RC/TS)[4] 등의 실내시험이나, SASW방법[5]같은 2채널 표면파 기법, FK방법[7]이나 Slant Stack 방법[8] 같은 다채널 표면파 기법 등의 현장시험을 통하여 얻어지는 지반의 전단파 속도 주상도를 통하여 결정할 수 있다. 이러한 현장 시험법들은 현장시험, 대상시스템의 분산곡선 결

1 정회원, Univ. of Texas at Austin 박사후 연구원 (Member, Postdoctorate, Univ. of Texas at Austin, phc4civil@hotmail.com)

2 정회원, 한국과학기술원 건설 및 환경공학과 교수 (Member, Prof., Dept. of Civil and Environmental Engrg., KAIST)

3 정회원, 공주대학교 토목공학과 교수 (Member, Prof., Dept. of Civil Engrg., Kongju Univ.)

정, 역산을 통한 대상지반의 전단파 속도 주상도의 결정으로 구성되어 있다. 이러한 방법들은 고유의 장·단점을 가지고 있다.

본 논문에서는 기존 표면파 이용 지반조사기법의 문제점을 보완하고자 개발된 HWAW(Harmonic Wavelet Analysis of Wave)방법을 이용한 탄성과 지반조사기법 [1,2]의 현장 적용성을 평가하기 위하여 두 곳의 실험 현장에 HWAW방법을 적용하였다. 새로운 위상×그룹 속도 결정법인 HWAW(Harmonic Wavelet Analysis of Wave)[9]방법을 이용한 탄성과 지반 조사 시험기법은 하모닉 웨이브릿 변환을 이용하는 방법으로 기존의 방법들에 비하여 배경잡음의 영향을 최소화 할 수 있으며, 단일한 실험구성에서 신속한 실험을 통하여 근접장 영역을 포함한 전체 주파수 대역(전체 대상깊이)에서 신뢰성 있는 파의 위상속도(분산곡선)를 결정할 수 있으며 이를 통하여 대상지반의 국부적인 세밀한 전단파 속도 주상도의 결정이 가능하다.

본 논문에서는 HWAW방법을 이용한 탄성과 지반조사기법을 소개하였으며, HWAW방법을 이용한 탄성과 지반조사기법의 현장 적용성을 알아보기 위하여 LA의 Dolphin Park 현장과 Imperial Valley의 Meloland Road 현장에 HWAW방법을 적용하였다. 또한 이 결과를 같은 현장에서 수행된 SASW실험과 PS-Suspension Logging 실험의 결과와 비교하였으며, 이를 통하여 제안된 방법의 현장 적용성을 확인하였다.

2. HWAW방법을 이용한 탄성과 지반 조사 기법

2.1 분산곡선의 결정

웨이브릿 해석은 기본적으로 상관관계(correlation) 방법중의 하나이다. 웨이브릿 계수, $a(t)$ 는 주어진 신호, $s(t)$ 와 해석에 사용되는 웨이브릿, $w(t)$ 사이의 형태의 유사성을 평가하며, 이를 통하여 주어진 신호, $s(t)$ 의 구조에 대한 정보를 제공한다. 하모닉 웨이브릿은 Newland[6]에 의해 개발된 직교(orthogonal) 웨이브릿의 한 종류로서 각각의 웨이브릿은 주파수 영역과 시간영역에서 다음과 같은 단순한 구조를 가진다.

$$W_{m,n}(\omega) = \frac{1}{(n-m)2\pi} \quad \text{for } m2\pi \leq \omega < n2\pi$$

$$= 0 \quad \text{elsewhere}$$

$$w_{m,n}(t) = \frac{e^{jn2\pi t} - e^{jm2\pi t}}{j(n-m)2\pi t} \quad (1)$$

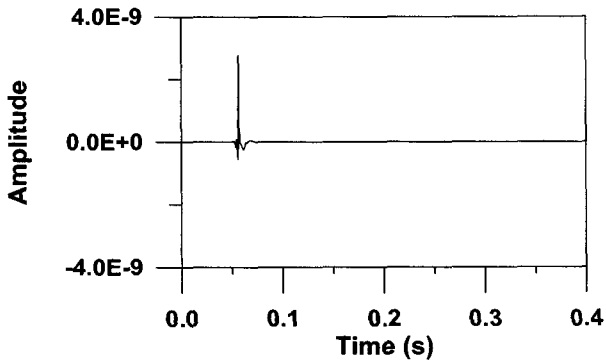
박형준과 김동수[9]에 의하면 임의의 하모닉 웨이브릿 $W_{m,n}(\omega)$ 에 의해 결정되는 하모닉 웨이브릿 계수, $a_{m,n}(t)$ 는 다음과 같이 표현될 수 있다.

$$a_{m,n}(t) = s_f(t) + \frac{j}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{s_f(t')}{t-t'} dt'$$

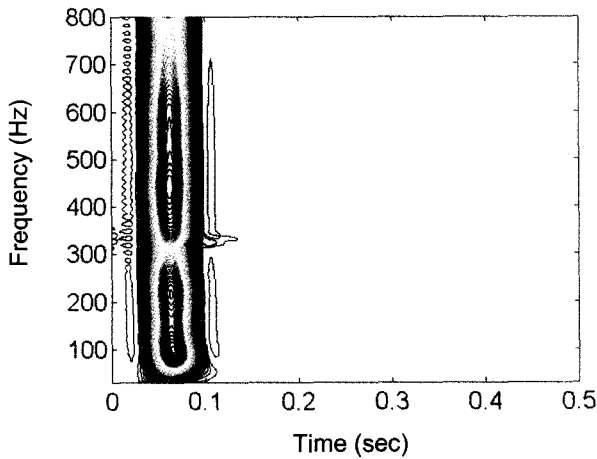
$$= s_f(t) + jH[s_f(t)] = x(t)e^{j\theta_{m,n}(t)} \quad (2)$$

여기서, $s_f(t)$ 는 이상화된 대역통과 필터작업의 결과신호로서, 이때 필터의 통과대역은 $m2\pi \leq \omega < n2\pi$ 이며, 필터의 크기는 $\frac{1}{2}|W_{m,n}(\omega)|$ 이다. 이러한 수식으로부터 하모닉 웨이브릿 계수의 크기는 $s_f(t)$ 의 시간에 대한 윤곽선 변화를 나타내며, 하모닉 웨이브릿의 계수의 위상은 $s_f(t)$ 의 carrier의 시간에 대한 순간위상값을 나타낼 수 있다. 따라서 하모닉 웨이브릿 계수의 크기로부터 각 주파수 성분의 시간에 따른 에너지 분포를 알 수 있으며, 위상정보로부터 각 주파수 성분의 순간 주파수를 결정할 수 있다. HWAW방법은 파의 그룹×위상 속도를 결정하는데 이러한 각 주파수 성분의 시간에 따른 에너지 분포와 순간 위상값(혹은 순간 주파수)을 사용하며, 그 과정은 다음과 같다.

- 1) 감지기 1과 2에서 얻어진 신호에 대하여 하모닉 웨이브릿 변환을 수행한다(그림 1). 이때 각각의 웨이브릿이 정의되는 주파수 대역은 충분히 좁아야 한다.
- 2) 임의의 하모닉 웨이브릿 함수 $W_{m,n}(\omega)$ 의 중심주파수, $(m+n)\pi$ 에 해당하는 그룹지체시간과 위상지체시간의 결정
 - a) 감지기 1과 2에서의 그룹 지체시간, t_g^1 과 t_g^2 (그림 2(a), (b))를 결정한다. 그룹지체시간은 $a_{m,n}^1$ 과 $a_{m,n}^2$ 의 크기가 최대가 되는 시간이다.
 - b) $a_{m,n}^1$ 의 위상정보로부터 t_g^1 에 해당하는 위상, θ_1 을 결정한다(그림 2(c)).
 - c) $a_{m,n}^2$ 의 위상정보로부터 t_L 과 t_R 을 결정한다. t_L 은 t_g^2 의 좌측에 위치하며 위상값 θ_1 을 가지는 여러 개의 시간중 t_g^2 에 가장 근접한 시간이며, t_R 은 t_g^2 의 우측에 위치하며 위상값 θ_1 을 가지는 여러 개의 시간중 t_g^2 에 가장 근접한 시간이다(그림 2(d)).
 - d) t_{ph}^1 은 t_g^1 과 동일하며, t_{ph}^2 은 t_L 과 t_R 중 t_g^2 에 보다 더 근접한 시간으로 결정한다.
- 3) 전체주파수 영역에 대한 그룹×위상지체시간을 결정하기 위하여 과정 2)를 모든 하모닉 웨이브릿 계수에 대하여 반복 수행한다(그림 3).



(a) 감지기 1에서의 시간영역 신호



(b) 감지기 1에서 얻어진 신호에 대한 하모닉 웨이브릿 시간-주파수 지도

그림 1. 감지기 1에서 얻어진 시간영역신호와 하모닉 웨이브릿 시간-주파수 지도

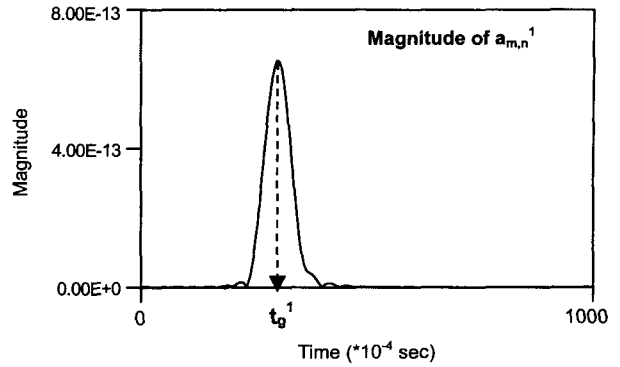
4) 감지기 사이의 거리가 D 라면 그룹속도와 위상속도는 다음과 같이 얻어진다.

$$V_{gr} = \frac{D}{t_g^2 - t_g^1} \quad (3)$$

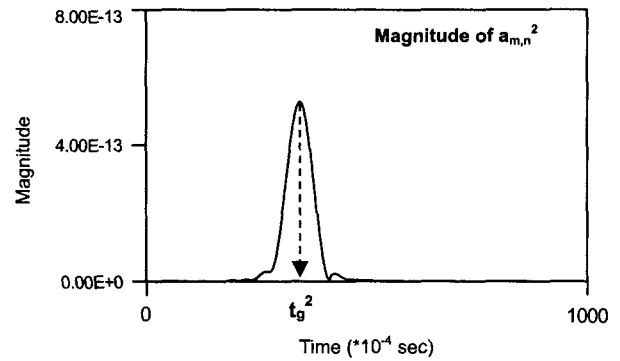
$$V_{ph} = \frac{D}{t_{ph}^2 - t_{ph}^1} \quad (4)$$

위에서 제안된 파의 위상·그룹속도 결정과정의 2-d)가 성립하려면 두 감지기 사이의 파형의 찌그림짐이 일정범위 내에 있어야 한다. 이러한 상대적인 찌그림짐은 주기정규화된 시간간격 계수 Δt_r 로 측정할 수 있다. 주기정규화된 시간간격 계수, Δt_r 는 각각의 주파수에서 결정된 그룹지체시간, t_g 와 위상지체시간, t_{ph} 의 시간차이를 주기로 정규화한 함수로서 다음과 같다[1].

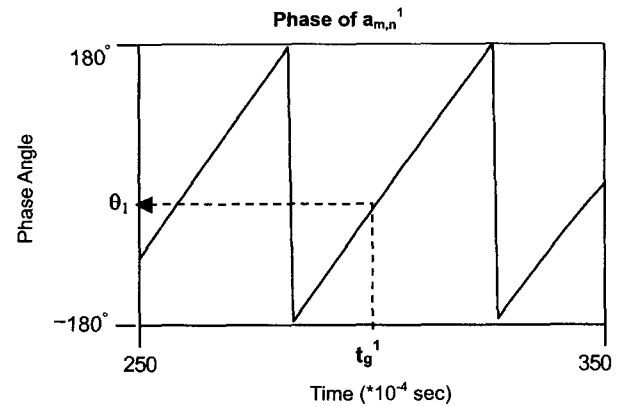
$$\Delta t_r = \frac{t_{ph} - t_g}{t_g} \quad (5)$$



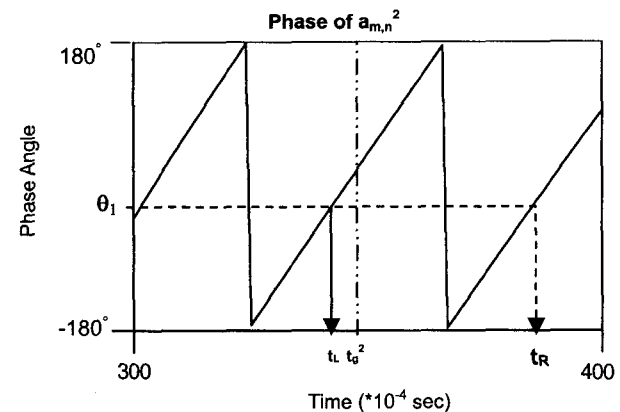
(a) 감지기 1에서의 그룹지체시간의 결정



(b) 감지기 2에서의 그룹지체시간의 결정



(c) 감지기 1에서의 t_g^1 에 해당하는 위상, θ_1 의 결정



(d) 감지기 2에서 위상지체시간의 결정

그림 2. 임의의 주파수 $(n+m)\pi$ 에서의 그룹·위상 지체시간의 결정

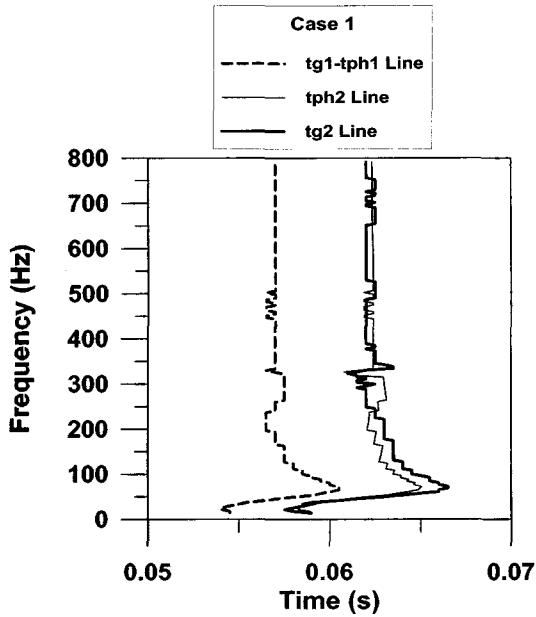


그림 3. 시간-주파수 영역에서의 위상×그룹 지체시간

여기서 λ 는 파장, D 는 감지기 간격이다. 주기 정규화된 시간간격 계수의 크기를 통하여 파형의 찌그러짐을 평가할 수 있다. 주기 정규화된 시간간격 계수가 $n-0.5 < \Delta t_r < n+0.5$ (여기서 n 은 정수)의 값을 가지면, 실제 위상속도를 반영하는 감지기 2에서의 위상지체시간은 위의 과정 3-d)에서 얻어지는 위상지체시간으로부터 (주기)* n 만큼 떨어져 위치하게 된다. 즉 주기 정규화된 시간간격 계수의 절대값이 0.5보다 큰 경우 과정 3-d)에서 결정되는 감지기 2의 위상지체시간에 대하여 (주기)* n 만큼의 보정이 필요하게 된다. 이러한 보정과정을 데이터 복원과정이라고 한다. HWAW방법은 위에서 제안된 과정과 데이터 복원과정을 거쳐 대상 시스템의 위상속도를 결정한다[1].

2.2 실험구성 및 역산을 통한 지반 주상도의 결정

HWAW방법을 이용한 지반조사기법은 2개의 실험구성을 사용할 수 있다. 짧은 실험구성과 일반적인 실험구성이다[2]. 짧은 실험구성은 6~12m의 가진원-감지기 간격과 1~3m의 감지기 간격으로 이루어지며, 일반적인 실험구성은 기존의 표면파 실험과 같이 가진원-감지기 간격과 동일한 감지기 간격을 사용한다(그림 4). 일반적인 실험구성과 짧은 실험구성 모두 동일한 실험구성을 사용하여 대상지반의 전체 분산곡선을 한번의 실험으로 결정한다. HWAW방법을 이용한 지반조사기법은 기존의 표면파 실험과는 달리 근접장 영역의 분산곡

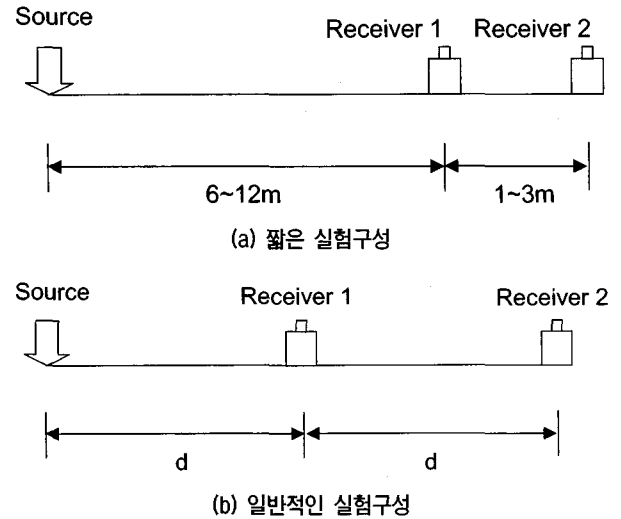


그림 4. HWAW방법을 이용한 탄성파 지반조사기법을 위한 실험구성

선을 지반조사에 사용한다. 일반적으로 가진원 과 첫번째 감지기 사이의 거리의 2배~3배 이상되는 파장성분은 근접장 성분으로 간주하여 기존의 표면파 실험에서는 여러 필터 조건을 사용하여 제거한다. 따라서 대상부지를 대표하는 전체 분산곡선을 얻기 위해서는 다양한 간격의 실험구성이 필요하게 된다. 이에 반하여 HWAW방법을 이용한 지반조사기법은 근접장 영역의 정보를 분산곡선 결정에 적극적으로 사용하기 때문에 단일한 실험구성에서 전체 분산곡선을 결정할 수 있다. 최근의 연구에 따르면 근접장 영역(대상 파장에 비하여 가진원-첫번째 감지기 간격이 아주 작은 영역)에서도 충분한 시간이 흐르면 장파장 성분이 충분히 형성되며, 이러한 장파장 성분(근접장 성분)은 완전히 형성된 표면파 성분(far field 성분)에 비하여 깊은 깊이 물성치에 좀더 민감하다는 것이 알려져 있다[2]. HWAW방법에서 분산곡선 결정에 사용되는 t_g 시간은 이러한 장파장 성분이 형성되는 데 충분한 시간이며, 따라서 HWAW방법에 의해 결정되는 장파장 성분(근접장 성분)은 깊은층의 물성치에 대한 충분한 정보를 가지고 있다[2]. 일반적인 충격하중을 사용하는 경우 근접장 영역에 해당하는 저주파 대역에서 높은 신호/잡음비를 가지는 신호를 얻기 힘들다. 그러나 HWAW방법은 전체 시간영역중 에너지가 집중된 영역(t_g 시간)만을 사용하기 때문에 동일한 신호에서 배경 잡음의 영향을 최소화 할 수 있으며, 따라서 근접장 영역에서 신뢰할 수 있는 분산곡선을 결정할 수 있다[1]. HWAW방법을 이용한 지반조사기법은 단일한 짧은 실험구성이거나 일반적인 실험구성에 대하여 단일한 실험을 수행하여 대상 지반의 전체 분산곡선을 결정

할 수 있다. 이를 통하여 HWAW방법은 실험시간의 감소와 기존 방법에서 깊은 깊이 탐사를 위해 필요로 하는 긴 실험측선등으로 인해 발생할 수 있는 실험 장소의 제약을 피할 수 있다.

HWAW방법에서는 단일 어레이 역산을 수행하여 대상지반의 전단파 속도 주상도를 결정한다[2]. 지표면에서 계측되는 파의 분산곡선은 감지기 위치와 대상지반의 횡방향 불균일성에 의해 영향을 받는다. 기존 표면파 시험의 역산과정에서는 이러한 감지기 위치와 횡방향 불균일성에 의한 영향을 고려할 수 없다. 이러한 기존 표면파시험의 문제점을 해결하기 위하여 어레이 역산이 제안되었다[3]. 어레이 역산은 감지기 위치에 따른 분산곡선의 속도 변화를 역산과정에서 고려할 수 있게 하였으나, 기존 표면파 시험을 위한 역산보다 계산시간의 증대를 가져왔으며, 횡방향 불균일성에 의한 오류 가능성을 고려할 수가 없다. HWAW방법은 단일한 감지기 위치에서 대상지반의 분산곡선을 결정하기 때문에 현장에서 사용된 실험구성과 동일한 감지기 위치에서 결정된 이론 분산곡선을 사용하는 단일 어레이 역산을 수행하여 계산시간의 증가 없이 감지기의 위치에 따른 분산곡선의 변화를 고려할 수 있다. 짧은 실험구성을 사용하는 경우 역산과정에 지반의 횡방향 불균일성에 의해 발생할 수 있는 오류가능성을 최소화 하며 대상지반의 국부적인 정밀한 지반조사와 이를 통한 지오토모 그라피와 유사한 대상지반의 전단파 속도 지도를 결정할 수 있다.

3. 현장적용

3.1 LA : Dolphin Park Site

LA. Dolphine park에서 HWAW실험을 수행하였다. HWAW실험을 위해 감지기 1을 43ft(12.9m), 감지기 2를 49ft(14.7m)에 위치시키는 짧은 실험 구성을 사용하였으며, 가진원으로는 UTA Univ.의 Bay에 의해 개발된 낙하하중 가진원을 사용하였다. 감지기로는 Mark Product 1Hz 속도계를 사용하였다. 본 현장에서는 Rosline(Resolution Of Site Response Issues from the Northridge Earthquake)에 의해 PS-suspension logging 실험이 수행되었으며, Univ. of Texas의 Stokoe 팀에 의해 동일한 실험측선에 대하여 동일한 가진원을 사용한 SASW실험이 동시에 수행되었다. 그림 5는 HWAW방법에 의해 결정된 분산

곡선이다. 대상부지의 전체 깊이를 대표하는 분산곡선을 얻기 위하여 여러 감지기 간격에 대하여 실험을 수행하여야 하는 일반적인 SASW실험과는 달리 단일한 실험구성에 대한 단일한 실험에서 대상 부지의 전체 깊이를 대표하는 전체 분산곡선이 결정됨을 볼 수 있다. 그림 6(a)는 단일어레이 역산에 의해 결정된 이론분산곡선과 실험분산곡선을 비교한 그림이며 그림 6(b)는 HWAW방법과 SASW방법에 의해 결정된 전단파 속도 주상도와 PS-suspension logging실험에 의해 얻어진 결과를 비교한 그림이다. SASW방법에 의해 결정된 주상도는 다양한 감지기 간격에서 결정된 실험분산곡선으로부터 대상부지를 대표하는 하나의 대표 분산곡선을 결정하고 이 대표분산곡선을 사용한 역산을 수행하여 결정된 주상도이다. HWAW방법에 의해 결정된 주상도는 단일 어레이 역산을 수행하여 결정되었다. 그림 6(b)를 보면 세 방법이 전체적으로 유사한 결과를 보이나, 18m이상되는 깊이에서 SASW실험에 의한 주상도가 약간의 차이를 보인다. 이러한 차이는 다음과 같은 두 가지 요인에 발생할 수 있다. 첫째는 횡방향 불균일성이며, 두 번째는 감지기 위치를 고려하지 않은 역산과정이다. 횡방향 불균일성이 있는 경우 실험측선이 길어질수록 표면에서 계측되는 파의 분산곡선이 그 영향을 많이 받는다. 따라서 이러한 경우 깊은 깊이 탐사를 위해 긴 실험 측선을 사용하는 기존의 표면파 기법들은 횡방향 불균일성의 영향으로 횡방향 불균일성의 영향을 최소화하여 대상지반의 국부적인 세밀한 실제 지반 주상도를 결정하는 짧은 실험구성의 HWAW실험 결과와 달라질 수 있다. 횡 방향 불 균일성이 없는 완벽한 층상구조라도 감지기 위치에 따라 표면에서 계측되는 파의 위상 속도는 감지기 위치에 따라 다른 값을 가진다. 기존의 표면파 기법들에서는 감지기 위치의 고려없이 대상지

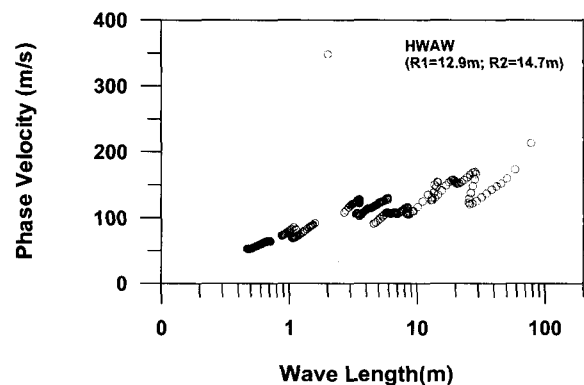
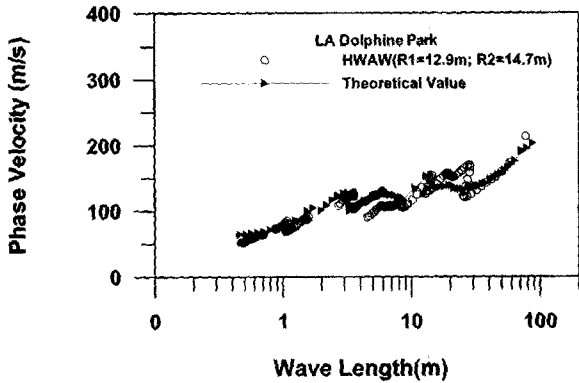


그림 5. HWAW방법에 의한 실험분산곡선(R1=12.9m; R2=14.7m)

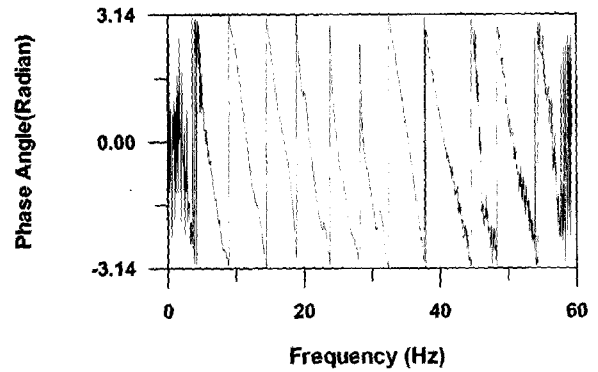
반의 대표분산곡선을 결정하여 역산을 수행하기 때문에 오류가 발생할 수 있다. 횡방향 불균일성이 없는 완벽한 층상구조의 경우, 배경잡음이 없는 이상적인 조건에서 일반적인 표면파 실험에 어레이 역산을 수행하면 HWAW방법과 같은 결과를 얻을 수 있다.

HWAW방법을 위한 일반적인 실험구성의 타당성을 보기 위하여 SASW실험을 위해 수행된 감지기 간격 80ft(감지기 1 : 80ft(24m), 감지기 2 : 160ft(48m))에서

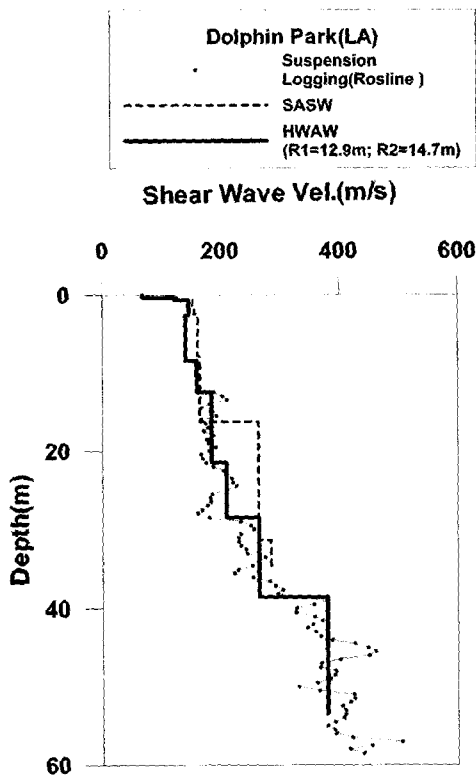
얻어진 신호에 대하여 HWAW방법을 적용하여 SASW 실험과 비교하였다. 그림 7(a)는 위상각 스펙트럼으로 그림을 보면 5Hz이하의 신호는 잡음에 의한 왜곡이 심하며, 이러한 주파수 대역에서 일반적인 SASW방법이 사용하는 위상각 전개 방법에 의한 분산곡선 결정이 거의 불가능하다. 이러한 주파수 대역은 깊은 깊이 탐사에 매우 중요한 부분으로 대략 파장 40m이상의 파장성분이다. 그림 7(b), 7(c)는 동일한 시간영역 신호에 HWAW



(a) HWAW방법에 의한 실험분산곡선(R1=12.9m; R2=14.7m)과 감지기 위치를 고려한 이론분산곡선의 비교

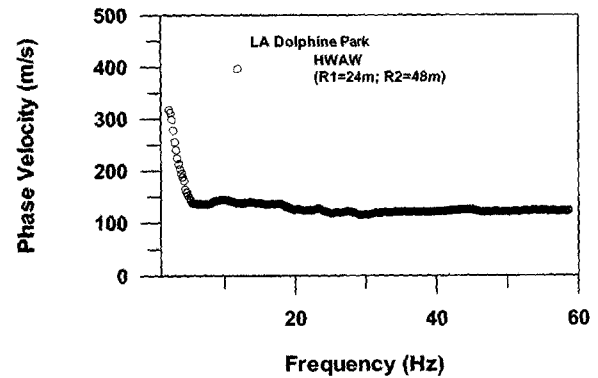


(a) 위상각 스펙트럼

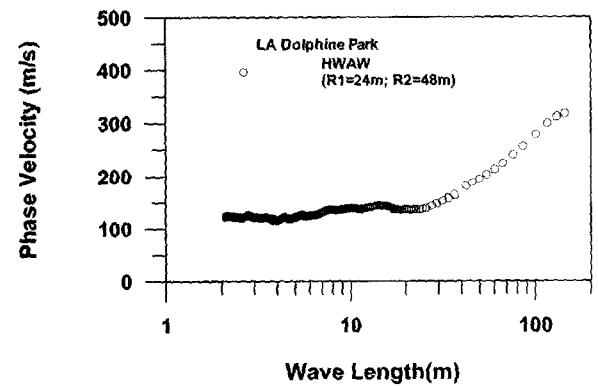


(b) HWAW방법과 SASW실험에 의한 지반 전단파 속도 주상도와 PS-Suspension Logging 실험의 결과 비교

그림 6. HWAW방법에 의한 실험분산곡선과 이론분산곡선의 비교 및 HWAW방법과 SASW실험에 의한 지반 전단파 속도 주상도와 PS-Suspension Logging 실험의 결과 비교



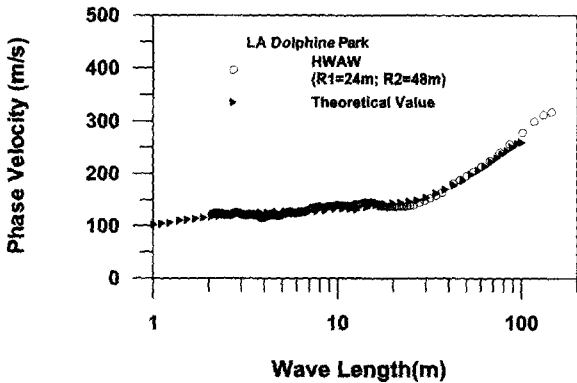
(b) HWAW방법에 의한 실험분산곡선(주파수-속도: R1=24m; R2=48m)



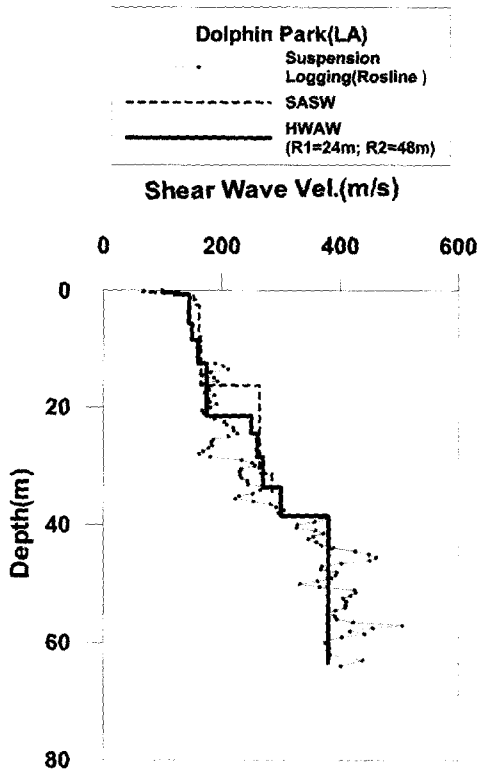
(c) HWAW방법에 의한 실험분산곡선(파장-속도: R1=24m; R2=48m)

그림 7. 감지기 위치 R1=24m; R2=48m에서 계속된 신호의 위상각 스펙트럼과 HWAW방법에 의한 실험분산곡선

방법을 적용하여 얻어진 분산곡선으로 이러한 주파수 대역에서도 분산곡선을 효과적으로 결정함을 볼 수 있다. 즉 일반적으로 충격하중을 사용하는 경우 높은 신호/잡음비를 가지기 힘든 저주파 대역의 근접장 영역 신호에서도 HWAW방법은 최대 신호/잡음비를 가지는 국부적인 시간영역만을 신호처리에 사용하기 때문에 이러한 배경잡음이 심한 주파수 대역에서도 효과적으로 분



(a) HWAW방법에 의한 실험분산곡선(R1=12.9m; R2=14.7m)과 감지기 위치를 고려한 이론분산곡선의 비교



(b) HWAW방법과 SASW실험에 의한 지반 전단파 속도 주상도와 PS-Suspension Logging 실험의 결과 비교

그림 8. HWAW방법에 의한 실험분산곡선과 이론분산곡선의 비교 및 HWAW방법과 SASW실험에 의한 지반 전단파 속도 주상도와 PS-Suspension Logging 실험의 결과 비교

산곡선을 결정 할 수 있다. 그림 8(a)는 HWAW방법에 의한 실험분산곡선과 감지기 위치를 고려한 이론분산곡선의 비교이며 그림 8(b)는 일반적인 실험구성을 사용한 HWAW방법에 의하여 얻어진 전단파 속도 주상도와 일반적인 SASW실험에 의한 전단파 속도 주상도를 PS-suspension-logging 실험 결과와 비교한 그림이다. 짧은 실험 구성과 마찬가지로 전체적으로 잘 일치하나 국부적으로 약간의 차이를 보인다. 이러한 차이는 앞에서 언급한 바와 같이 감지기 위치에 따른 분산곡선의 차이와 횡방향 불균일성에 의한 것이다.

그림 9는 짧은 실험구성과 일반적인 실험구성에서 HWAW방법에 의해 얻어진 전단파 속도 주상도와 일반적인 SASW실험에 의하여 얻어진 전단파 속도 주상도를 비교한 그림이다. 그림을 보면 일반적인 실험구성을 사용한 HWAW방법과 짧은 실험구성을 사용한 HWAW방법에 의해 결정된 전단파 속도 주상도가 다르다. 짧은 실험구성과 일반적인 실험구성을 사용한 HWAW방법에서 얻어진 지반 주상도는 모두 감지기 위치를 고려한 단일 어레이 역산의 결과이다. 따라서 짧은 실험구성과 일반적인 실험구성에서 HWAW방법에 의하여 얻어진

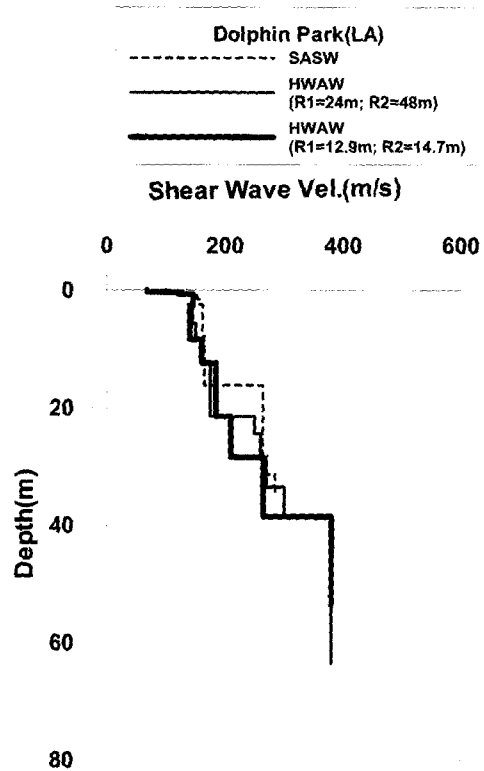


그림 9. 짧은 실험 구성(R1=12.9m; R2=14.7m)과 일반적인 실험구성(R1=24m; R2=48m)을 사용한 HWAW방법에 의한 지반 전단파 속도 주상도와 SASW실험에 의한 지반 전단파 속도 주상도의 비교

주상도의 차이는 대상지반에 횡방향 불균일성에 의한 다. 감지기 간격이 증가할수록 지반주상도 결정에 있어 횡방향 불균일성의 영향은 일반적으로 증가한다. 즉 감지기 간격이 긴 경우 얻어지는 지반의 전단파 속도 주상도는 횡방향 불균일성이 존재하는 경우 대상지반의 실제 주상도라기 보다는 평균적인 의미의 주상도이다. HAWW방법에 의한 주상도와 SASW실험에 의한 주상도를 비교하여 보면 긴 감지기 간격의 일반적인 실험구성을 사용한 HAWW방법에 의한 지반주상도가 짧은 실험구성을 사용한 HAWW방법의 결과보다 SASW실험에 의한 지반의 전단파 주상도와 더 유사함을 알 수 있다. 이를 통하여 일반적으로 깊은 깊이 탐사를 위해 긴 감지기 간격과 표면에서 측정되는 파를 사용하는 기존의 다양한 표면파 기법들은 횡방향 불균일성이 있는 경우 그 영향을 피할 수 없음을 볼 수 있다. 이에 반하여 짧은 실험구성을 사용하는 경우 HAWW방법은 이러한 횡방향 불균일성에 의한 오류 가능성을 최소화하여 대상 지반의 국부적이며 정밀한 실제 전단파 속도 주상도의 결정이 가능하다.

3.2 Imperial Valley : Meloland Road Site

Imperial Valley의 Meloland Road site에서 HAWW실험을 수행하였다. HAWW실험을 위해 감지기 1을 23ft (6.9m), 감지기 2를 29ft(8.7m)에 위치시키는 짧은 실험구성을 사용하였으며, 가진원으로는 Sledge 햄머를 사용하였다. 감지기로는 Mark Product 1Hz 속도계를 사용하였다. 본 현장에서는 Rosline에 의해 PS-suspension logging 실험이 수행되었으며, Univ. of Texas의 Stokoe 팀에 의해 동일한 실험측선에 대하여 Vibrosize를 가진원으로 사용한 SASW실험이 동시에 수행되었다. 그림

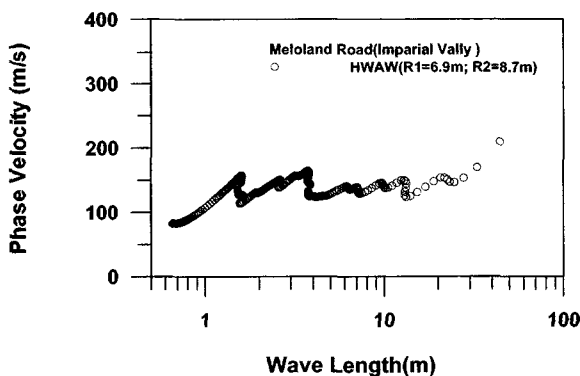
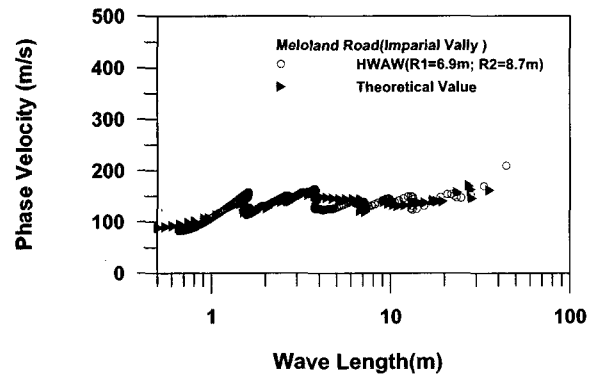
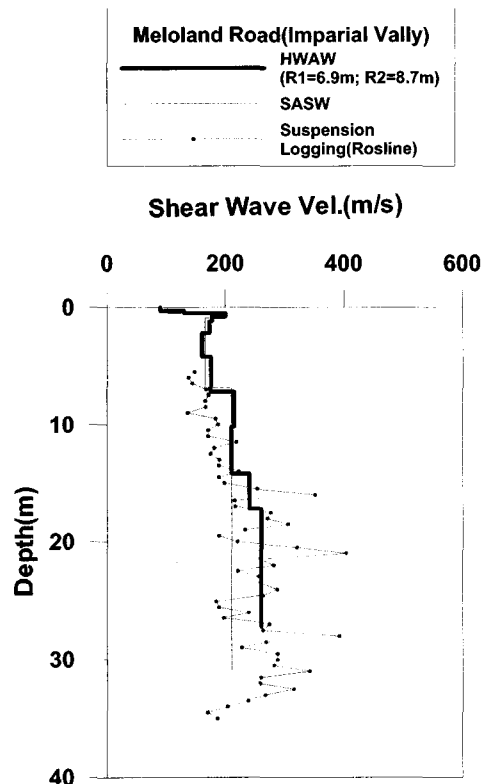


그림 10. HAWW방법에 의한 실험분산곡선(R1=12.9m; R2=14.7m)

10은 HAWW방법에 의해 결정된 분산곡선이다. 대상 부지의 전체 깊이를 대표하는 분산곡선을 얻기 위하여 여러 감지기 간격에 대하여 실험을 수행하여야 하는 일반적인 SASW실험과는 달리 단일한 실험구성에 대한 단일한 실험에서 대상 부지의 전체 깊이를 대표하는 전체 분산곡선이 결정됨을 볼 수 있다. 그림 11(a)는 단일어레이 역산에 의해 결정된 이론분산곡선과 실험 분산곡선을 비교한 그림이며, 그림 11(b)는 HAWW방



(a) HAWW방법에 의한 실험분산곡선(R1=6.9m; R2=8.7m)과 감지기 위치를 고려한 이론분산곡선의 비교



(b) HAWW방법과 SASW실험에 의한 지반 전단파 속도 주상도와 PS-Suspension Logging 실험의 결과 비교

그림 11. HAWW방법에 의한 실험분산곡선과 이론분산곡선의 비교 및 HAWW방법과 SASW실험에 의한 지반 전단파 속도 주상도와 PS-Suspension Logging 실험의 결과 비교

법과 SASW방법에 의해 결정된 전단파 속도 주상도와 PS-suspension logging실험에 의해 얻어진 결과를 비교한 그림이다. SASW방법에 의해 결정된 주상도는 다양한 감지기 간격에서 결정된 실험분산곡선으로부터 대상부지를 대표하는 하나의 대표 분산곡선을 결정하고 이 대표분산곡선에 대한 역산을 수행하여 결정된 주상도이다. HWAW방법에 의해 결정된 주상도는 단일 어레이 역산을 수행하여 결정되었다. 그림 11(b)를 보면 세 방법이 전체적으로 유사한 결과를 보이나, 30m이상 되는 깊이에서 SASW실험에 의한 지반의 전단파 속도 주상도가 차이를 보인다. 이러한 차이는 앞에서 언급한 바와 같이 대상지반의 횡방향 불균일성의 영향과 감지기 위치에 따른 분산곡선의 변화를 고려하지 않아 발생할 수 있는 기존 표면파 기법들의 오류에 기인한다.

4. 결론

본 논문에서는 표면에서 계측되는 파를 이용한 새로운 지반 조사 기법인 HWAW방법이용 탄성파 지반조사 기법의 현장적용성을 알아보기 위하여 LA의 Dolphin Park 현장과 Imperial Valley의 Meloland Road 현장에서 시험을 수행하였다. 또한, 이를 같은 현장에서 수행된 SASW실험과 PS-Suspension Logging 실험의 결과와 비교하였다. 실험결과, 제안된 방법은 배경잡음의 영향을 최소화 할 수 있으며, 단일한 실험구성에서 신속한 실험을 통하여 근접장 영역을 포함한 전체 주파수 대역(전체 대상깊이)에서 신뢰성 있는 파의 위상속도(분산곡선)를 결정할 수 있다는 것을 알 수 있었다. 또한 단일 어레이 역산을 통하여 대상지반의 평균적인 의미의 지반 전단파 속도 주상도가 아닌 실제 국부적이며 세밀한 실제 전단파 속도 주상도의 결정이 가능하다는 것을 알 수 있었다. 이러한 국부적인 세밀한 지반 주상도의 결정을

통하여 대상지반에 대한 지오 토모그래피와 같은 대상 지반의 실제적인 전단파 속도 지도의 결정이 가능하리라 생각된다.

감사의 글

본 연구는 한국과학재단의 해외 Post-Doc. 연수지원과 Sistec의 지원에 의하여 연구되었음.

참고 문헌

1. 박형춘, 김동수 (2004), "HWAW (Harmonic Wavelet Analysis of Wave)방법을 이용한 새로운 탄성파 지반조사기법의 개발(I) : 분산곡선의 결정", 대한토목학회지, 제 24권, 2-C호, pp.105-115.
2. 박형춘, 김동수 (2004), "HWAW (Harmonic Wavelet Analysis of Wave)방법을 이용한 새로운 탄성파 지반조사기법의 개발(I) : 실험구성 및 역산과정", 대한토목학회지, 제 24권, 2-C호, pp.117-124.
3. Dong-Soo Kim (1991), "Deformational Characteristics of Soils at Small to Intermediate Strains from Cyclic Test", Ph. D. Dissertation, The University of Texas at Austin, 1991.
4. George A. McMechan and Mathew J. Yedlin (1981), "Analysis of dispersive waves by wave field transformation", *Geophysics*, Vol.46, No.6, pp.869-874.
5. Gabriels P, Snider R, and Nolet G (1987), "In situ measurements of shear wave velocity in sediments with higher-mode Rayleigh waves", *Geophysical Prospecting*, Vol.35, pp.187-196.
6. Nazarian S and Stokoe KH (1984), "In situ shear wave velocities from spectral analysis of surface wave", *Proc. 8th Conf On Earthquake Eng.*, S.Francisco, 1984, pp.31-38.
7. Newland DE (1999), "Ridge and phase identification in the frequency analysis of transient signal by harmonic wavelet", *J Vib And Acoustics*, Vol.121, pp.149-155.
8. Park HC and Kim DS (2001), "Evaluation of the dispersive phase and group velocities using harmonic wavelet transform", *NDT&E Int*, Vol.34, pp.457-467.
9. Sung-Ho Joh (1996), "Advanced in Interpretation and Analysis Techniques for Spectral-Analysis-of-Surface-Waves(SASW) Measurements", Ph. D. Dissertation, The University of Texas at Austin, 1996.

(접수일자 2004. 3. 2, 심사완료일 2004. 8. 2)