

표면파 탐사 방법을 이용하여 구한 S파 속도와 시추결과의 비교 연구

정 희 옥

군산대학교 해양과학대학 해양시스템공학과, 573-701, 전북 군산시 미룡동

A Study of the Comparison of the Shear Wave Velocity Profiles Obtained by a Surface Wave Exploration Method with Borehole Measurements

Heeok Jung

Department of Ocean System Engineering, Kunsan National University, Kunsan, 573-701

Abstract: Surface wave exploration method has many advantages over other conventional exploration methods. Only limited accumulation of the study results has been made due to the recent development of the method. In this study the characteristics of the phase dispersion curves of four sites with different geo-technical properties have been identified. A generalized inversion method was used to obtain the shear wave velocity profiles of the study areas. The shear wave velocity profiles were compared with the columnar sections of the boreholes at the sites. This study shows that the rapid changes in the shear wave velocities are consistent with the changes in the sedimentary or lithologic faces found in the borehole measurements. This implicates that the surface wave exploration method could be used to identify changes in the physical properties of sediments or rocks.

Keywords: surface wave exploration, characteristics of dispersion curves, borehole measurements, sedimentary facies, inversion

요 약: 표면파 탐사는 탄성파를 이용한 여러 가지 다른 탐사 방법과 비교하여 독특한 장점들을 가지고 있다. 그러나 이 방법은 최근에 개발되기 시작하여 아직 연구 결과가 많이 축적되지 않은 분야이다. 이 연구에서는 지반 공학적 성질이 서로 다를 것으로 예상되는 여러 지역에서 표면파 탐사자료를 획득하여 그 분산곡선의 특징을 찾아보았다. 또한 분산곡선을 역산하여 S파 속도구조를 구하여 이를 시추조사 결과와 비교하였다. 그 결과 퇴적물상이나 암석상의 변화가 S파 속도의 급격한 변화와 관련되어 있음을 확인하였다. 이것은 표면파 탐사법을 이용하여 퇴적물이나 암석의 물리적 성질이 급격하게 변화하는 경계면을 구별할 수 있는 가능성을 시사한다.

주요어: 표면파 탐사, 분산곡선 특징, 시추공, 퇴적상 변화, 역산

서 론

탄성파 탐사를 실시하기 위하여 에너지원을 이용할 때 여러 가지 형태의 탄성파가 발생한다. 이중 가장 많은 에너지를 포함하는 파가 표면파이다. 이 표면파는 지반의 S파 속도분포에 따라 그 분산특성이 달라진다. 표면파의 분산곡선을 역산하여 지반의 S파 속

도구조를 밝히는 연구가 과거 여러 연구자들에 의해 진행되었다. 표면파를 이용한 지구내부의 물성에 관한 연구(Aki and Richards, 1980)는 1950년대 부터 활발히 진행되었다. 지진 발생 시 지진계에 기록되는 주요부분은 표면파이다. 주기 10sec에서 200sec 범위의 표면파는 지구내부에 관한 중요한 정보를 제공한다. 표면파의 위상속도, 군속도, 그리고 감쇠 특성 등은 지각, 상부 맨틀의 구조와 물성을 연구하는데 중요한 열쇠가 되었다.

그 후 Stokoe *et al.*(1994)와 여러 연구자들(Tokimasu *et al.*, 1992a,b; Luke and Stokoe, 1998)

이 표면파의 스펙트럼 분석(Spectral Analysis of Surface Wave) 방법을 도로공학적 면에서 이용하였다. 표면파 스펙트럼분석 방법은 두 개의 수진기를 이동시키며 각 주파수에 대한 분산속도를 구하는 과정이 복잡하여 지반의 S파 속도구조를 연구하는 데에는 적합하지 못하였다.

주파수 5 Hz에서 수십 Hz사이의 표면파를 이용하여 지반의 S파 속도구조를 구하려는 연구는 1990년대에 와서야 활발히 시작되었다. Park *et al.*(1999), 정희옥(2000), Koichi and Haruhiko(2001) 등은 다중채널 자료를 이용하여 표면파의 분산곡선을 구하는 새로운 방법을 제시하였다. Xia *et al.*(2000)은 표면파 분산곡선을 역산하여 구한 S파 속도구조와 시추공을 이용하여 구한 S파 속도구조를 비교하였다. 또한 Park *et al.*(2000)은 표면파 자료를 이용하여 분산곡선의 기본모드와 고차모드를 획득하여 S파 속도구조를 구하였다. West and Menke(2000)는 해안 지역에서 조석에 따라 지하수면이 상승 하강하며 이에 따라 지반의 S파 속도가 달라지는 것을 표면파 분산곡선을 역산하여 구하였다.

표면파를 역산하여 지반의 S파 속도구조를 구하는 방법은 다른 탄성과 탐사법에 비하여 자료 획득과정이 비교적 용이하고, 또한 자료처리도 복잡하지 않아 현장에서 쉽게 지반의 S파 구조를 확인할 수 있는 장점이 아주 크다.

기반암 위에 퇴적층이 쌓여 있는 경우, 퇴적층의 두께에 따라 분산곡선이 확실하게 달라지며, 또한 기반암의 속도가 점진적으로 증가하는 경우와 갑자기 증가하는 경우에도 분산곡선의 형태가 달라진다(정희옥, 1999). 흔히 이용되는 탄성과 탐사 방법인 굴절파 탐사로는 잘 밝혀낼 수 없는 저속도층의 존재여부에 대해서도 표면파의 분산특징은 확실히 구분되고 또한 저속도층의 깊이에 따라서도 그 특성이 현저히 달라져서 이를 역산할 경우 S파 속도구조를 정확하게 밝혀낼 수 있다(정희옥, 2000).

표면파 탐사는 위에서 언급한 바와 같이 독특한 장점들을 가지고 있으나 이 방법은 최근에 개발되기 시작하여 아직 연구 결과가 많이 축적되지 않은 분야이다. 그러므로 이 연구에서는 지반 공학적 성질이 서로 다를 것으로 예상되는 여러 지역에서 표면파 탐사자료를 획득하여 그 분산곡선의 특징을 찾아보고자 한다. 또한 분산곡선을 역산하여 S파 속도구조를 구하여 이를 시추공 검사 결과와 비교하여 보고자

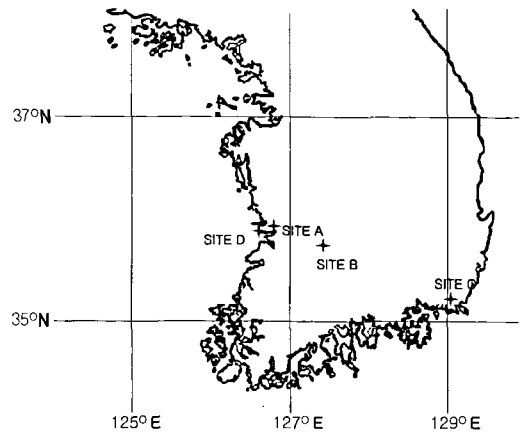


Fig. 1. The location map of the study area.

한다. 시추공 검사와의 비교 연구는 표면파 탐사의 신뢰성과 해상도를 밝혀주고 그리고 표면파 탐사로 퇴적물이나 암석의 물리적 성질이 급격히 변하는 경계면을 분별할 수 있는 방법을 제공해 줄 것이다.

본 연구에서는 S파 속도구조가 뚜렷하게 다를 것으로 예상되는 4개 지역의 표면파 자료를 획득하여, 분산곡선을 구하고 역산하여 이를 비교하고, 이것을 그 지역의 시추 자료와 비교하였다.

연구 방법

표면파의 분산곡선을 이용하여 지반의 S파 속도구조를 구하기 위해서는 1) 표면파 자료 획득, 2) 표면파 분산곡선 획득, 3) 분산곡선의 역산, 4) 역산결과와 신뢰도 해석을 하여야 한다.

자료 획득

자료획득은 금강하구의 천해성 퇴적층 매립지역(지역 A), 전주근교의 풍화암 지역(지역 B), 낙동강 하구 삼각주 지역(지역 C), 그리고 새만금 조간대 지역(지역 D)의 4장소에서 이루어졌다. Fig. 1에 위 4곳의 연구 지역이 표시 되어있다. 자료획득 과정에서는 수진기의 고유 주파수, 음원의 종류, 음원-수진기간 거리(shot offset), 자료획득간격(sampling interval), 기록시간(record length)등을 결정하여야 한다. 이러한 실험 변수를 정하기 위해 먼저 walkaway 식으로 탄성과 자료를 획득하여 표면파가 굴절파나 반사파와 간섭을 일으키지 않는 탄성과 자료를 얻을 수 있도록 음원-수진기간 거리, 자료획득간격, 기록시간 등을 결정한다. 수진기는 표면파의 분산곡선의 저주파 영

Table 1. The parameters used in the experiments

지역	Shot Offset (m)	Sampling Interval (micro sec)	Geophone Interval (m)
Site A	33	500	0.25
Site B	20	125	0.5
Site C	27	500	0.5
Site D	49	500	1

역이 지반의 심부 층에 대한 정보를 포함하므로 가능하면 고유주파수가 낮은 수진기를 사용하는 것이 좋다. 이 연구에서는 4.5Hz 수진기를 사용하였다. 탄성과 음원으로는 전기모터를 이용한 weight drop 형태의 현장 조립식 음원(정희옥, 2001b)을 사용하였다. 탄성과 기록은 24채널 탄성과 탐사기를 사용하여 이루어졌다. 각 지역에서 자료 획득에 사용한 변수들이 Table 1에 나타나 있다.

a) 금강 하구 천해성 퇴적층 매립지역: 이 지역에서 음원-수진기의 거리는 33m, 자료획득 간격은 500 μ sec, 수진기 간격은 0.25m이다. Fig. 2-a에 이 지역에서 획득한 탄성과 자료가 나타나 있다. 이 지역은 금강 하구의 두꺼운 천해성 퇴적층을 1-2m 두께의 매립토가 덮고 있는 곳이다. 수년 전에 매립이 완성되어 지표부근은 다짐으로 굳어졌으나 지표 1-2m 하부에는 연약한 점토층이 존재하고 표층으로부터 약 13m 하부에 풍화암층이 나타난다. 탄성과 자료를 살펴보면 20msec에서 40msec 사이에 지하수면에서 굴절, 반사된 파가 들어오고, 200msec 이후에 진폭이 큰 표면파가 들어오는 것을 알 수 있다.

b) 전주근교 풍화암 지역: 이 지역에서 자료획득을 위하여 음원-수진기의 거리는 20m, 자료획득 간격은 125 μ sec 이고 수진기 간격은 0.5m로 설정하였다. 이 지역의 탄성과 자료가 Fig. 2-b에 나타나 있다. 이 지역은 2m 두께의 풍화된 화강편마암이 화강편마암을 덮고 있는 곳이다. 탄성과 자료를 살펴보면 20msec에서 굴절 반사파가 들어오고 60msec과 130msec 사이에 표면파가 들어오는 것을 볼 수 있다.

c) 낙동강 하구 삼각주 지역: 이 지역에서 음원-수진기의 거리는 27m, 자료획득 간격은 500 μ sec이다. 연구지역의 탄성과 자료가 Fig. 2-c에 나타나 있다. 수진기 간격은 0.5m이다. 탄성과 자료를 살펴보면 매우 연약한 모래층에 의하여 굴절 및 반사파는 감쇠

되어 거의 나타나지 않고 300msec 이후에 표면파가 나타난다. 이 지역은 삼각주 지역으로 대단히 두꺼운 현생 퇴적층으로 이루어 졌다. 시추자료에 의하면 실트질 모래층(상부에 점토 혼재)과 실트질 점토층, 실트질 모래층 순서로 퇴적층이 나타난다.

d) 새만금 조간대 지역: 이 지역에서 음원-수진기의 거리는 49m, 자료획득 간격은 500 μ sec 이고 수진기 간격은 1m이다. 연구지역의 탄성과 자료가 Fig. 2-d에 나타나 있다. 이 지역은 2m 두께의 실트질 모래층이 약 2m 두께의 사질 역암층 위에 존재하고 그 하부에 점토층이 나타난다.

분산곡선획득

다중 채널 탄성과 자료에서 분산곡선을 구하기 위해 주파수와 위상속도의 함수로 다중 채널 신호의 에너지 강도(energy intensity)를 계산하여 정해진 주파수에서 최대의 에너지를 갖는 위상속도를 결정한다. 이때 각 주파수에 대하여 일정한 위상속도 범위를 정하고 각 주파수의 파(sinusoidal wave)가 정해진 위상속도 $c = \frac{2\pi f}{k}$ 로 전파할 때 탄성과 신호와의 상관(correlation)에 의해 만들어지는 모든 채널의 신호를 합하여 에너지 세기를 구한다. 정해진 범위의 주파수와 위상속도의 모든 값에 대한 에너지를 계산한 다음, 각각의 주파수에 대하여 에너지의 최고치(peak)가 나타나는 위상속도를 찾아낸다. 각 주파수에 대한 에너지 최고치가 나타나는 위상속도의 관계가 분산곡선이 된다. 이 방법으로 구한 분산곡선은 공발점 모음 하부의 평균적인 S파 속도를 나타낸다. 이 방법의 상세한 설명은 정희옥(2001a)에서 찾아 볼 수 있다. 연구 대상 지역의 분산곡선이 Fig. 3에 나타나 있다.

a) 금강하구 천해성 퇴적층 매립지역: 이 지역의 분산곡선(Fig. 3-a)을 살펴보면 4.5Hz 부근에서 150-200m/sec의 위상속도가 7-8Hz에서 40m/sec로 감소한

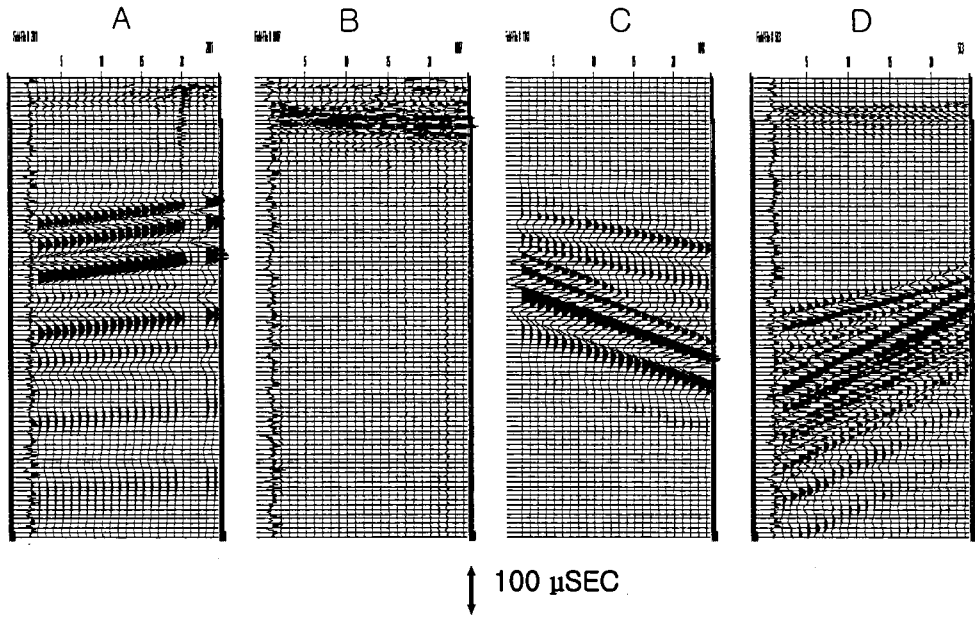


Fig. 2. The seismic record sections of the studied areas.

다. 이 지역의 분산곡선은 3개의 분리된 분산곡선처럼 보여 이를 확인하기 위하여 먼저 뚜렷하게 연속성을 가지고 나타나는 15Hz 이하의 자료를 이용하여 S파 속도구조를 구한 다음 이 모델에 대한 기본모드와 고차모드의 분산곡선을 구하여 보았다. 이를 그림 3-a와 비교한 결과 분리된 것처럼 보이는 분산곡선은 고차 모드가 될 수 없음을 확인하였다. 이 지역 탄성과 신호의 스펙트럼(Fig. 4-a)을 살펴보면 30Hz 이하에 에너지가 집중되어 있는 것을 알 수 있다. 본 연구에서는 15Hz 이하의 분산곡선을 역산에 이용하였다.

b) 전주근교 풍화암 지역: 이 지역의 분산곡선(Fig. 3-b)은 금강하구 지역의 분산곡선과는 매우 다른 것을 알 수 있다. 대부분의 에너지가 45Hz에서 70Hz 사이에 분포되어 있고 45Hz에서 1500m/sec의 속도가 60Hz에서 600m/sec로 감소한다. 주파수와 속도의 함수로 나타낸 에너지의 최대치가 어느 특정한 속도에서 뚜렷한 최대치를 나타내지 않고 넓은 범위에 퍼져 있음을 볼 수 있다. 이 지역 자료 중 하나의 탄성과 신호에 대한 진폭 스펙트럼이 Fig.4-b에 나타나 있다. 표면파 에너지는 60Hz 이하에 분포하고 있다. 분산곡선에서 40Hz에서 60Hz 사이의 자료를 역산에 이용하였다.

c) 낙동강 하구 삼각주 지역: 이 지역의 분산곡선(Fig. 3-c)은 금강하구 지역이나 전주 근교 풍화암 지역의 분산곡선과는 매우 다른 것을 알 수 있다. 분산곡선을 살펴보면 7Hz에서 40Hz 사이에 에너지 peak가 연속성을 가지며 나타나고 45Hz에서 60m/sec의 속도가 40Hz에서 40m/sec로 감소한다. 이 지역의 분산곡선은 위의 두 지역에 비해 대단히 낮은 위상속도를 나타내는 것이 특징이다. 물론 이 지역은 거의 현생퇴적물로 고화되지 않은 대단히 연약한 사질과 점토층으로 이루어져 있어 매우 낮은 S파 속도가 예상되는 곳이다. 이 분산곡선은 단조롭게 감소하는 것이 아니라 감소하다 증가하고 또다시 감소하는 다소 복잡한 형태를 보여준다. 이 지역 탄성과 신호의 진폭 스펙트럼(Fig. 4-c)을 살펴보면 대부분의 에너지가 35Hz 이하에 분포하며 분산곡선도 6Hz에서 35Hz 까지 뚜렷하게 연속적으로 나타난다. 이 주파수 대역을 역산에 사용하였다.

d) 새만금 조간대 지역: 이 지역의 분산곡선(Fig. 3-d)은 금강하구 지역이나 전주 지역의 분산곡선과는 매우 다른 것을 알 수 있다. 5Hz에서 100m/sec의 속도가 35Hz에서 50m/sec로 급격히 감소한다. 이 지역 자료의 진폭 스펙트럼이 Fig.4-d에 나타나있고 에너

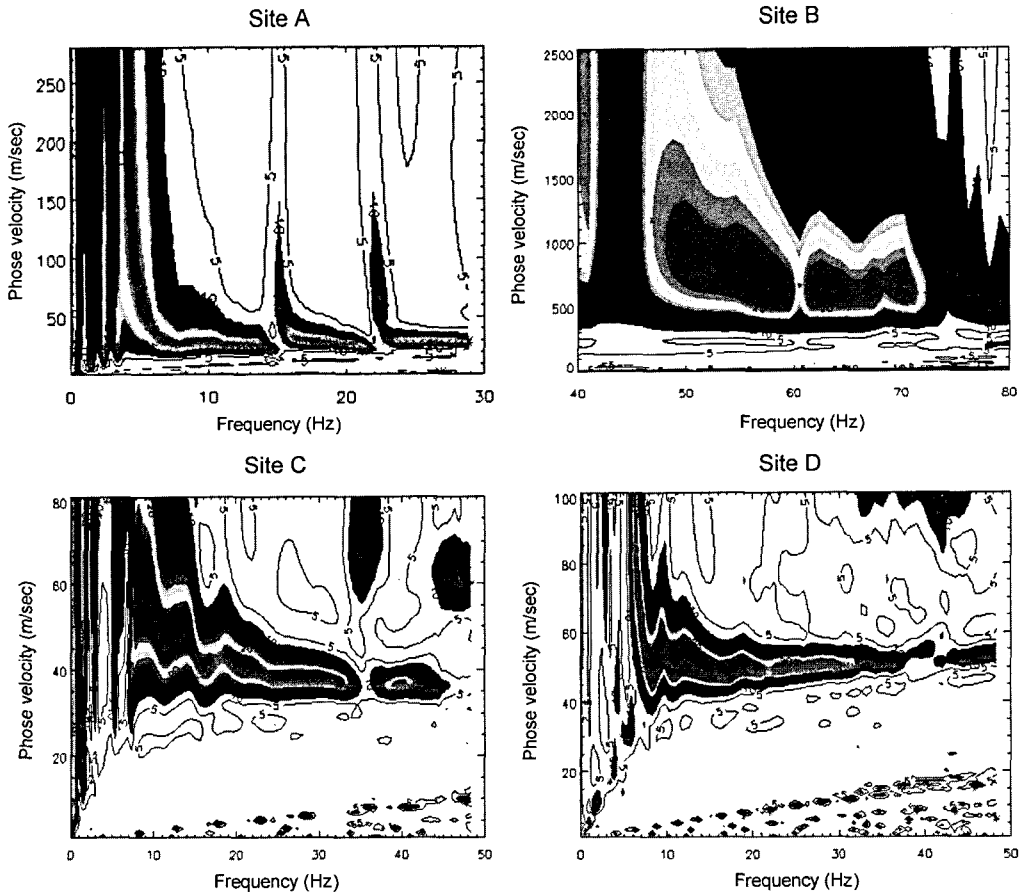


Fig. 3. The dispersion curves of the surface waves from the studied areas.

지가 30Hz 이하에 주로 분포하는 것을 알 수 있다. 분산곡선도 5Hz에서 35Hz까지 연속적으로 뚜렷하게 나타나므로 이 주파수 대역을 역산에 이용하였다.

분산곡선의 역산

S파 속도단면을 구하기 위한 분산곡선의 역산은 다음과 같이 표시할 수 있다.

$$d_i = \sum_{j=0}^m G_{ij} s_j \quad i=1, \dots, n, j=1, \dots, m \quad (1)$$

m: 모델변수의 수, n: 입력자료의 수

여기서 d_i 는 표면파 분산곡선 값으로 이루어진 n개의 데이터 벡터이고, s_j 는 층상화 한 지층의 S파 속도를 나타내는 m개의 모델 벡터이다. G_{ij} 는 S파 속도와 분산곡선을 연관시키는 커널(kernel) 행렬이다.

이 역산은 n개의 분산곡선 자료 값을 가지고 m개의 S파 속도를 추정하는 과정이다. 위의 식을 간단히 표시하면

$$d = G s \quad (2)$$

으로 나타낼 수 있고 일반화된 역산 과정에 의하면 (Aki and Richards,1980)

$$G^{-1}d = G^{-1}G s \quad (3)$$

$$\text{또는, } s = G^{-1}d \quad (4)$$

으로 구하는 모델은 G의 역행렬과 분산곡선으로 구성된 데이터 벡터의 곱으로 표시된다.

표면파의 분산곡선을 역산하여 S파 속도를 구할 때 역산에 필요한 P파 속도(또는 Poisson's ratio), 각 층의 두께, half space까지 깊이, 초기 S파 속도 등을 정해야 한다. 이 연구에서는 전주 지역(지역 B)를 제

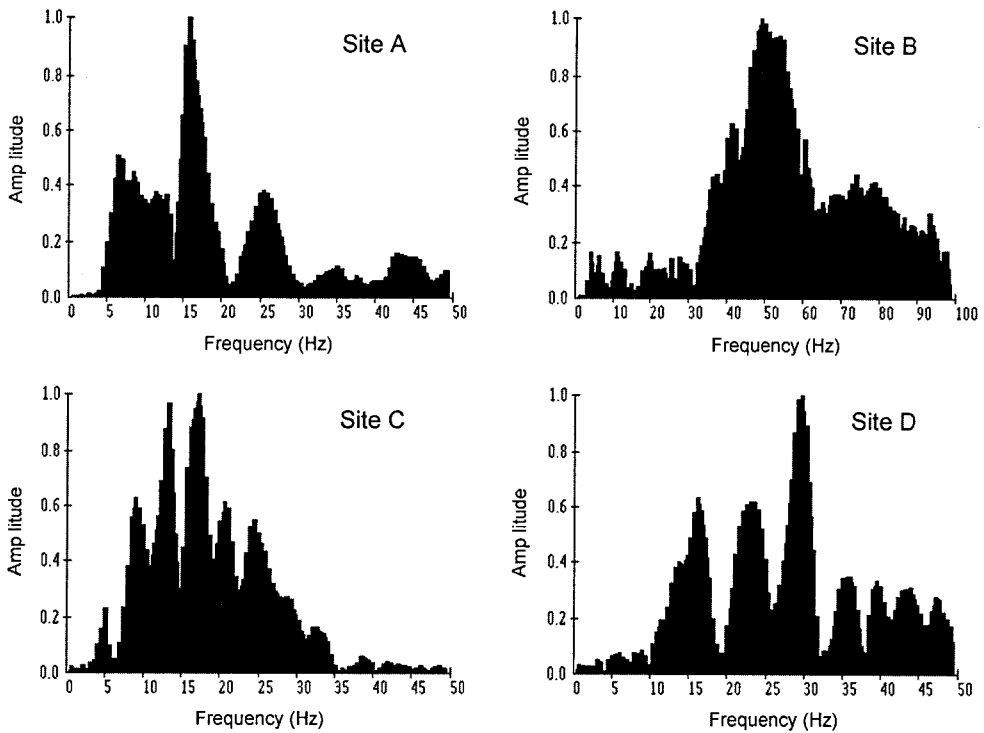


Fig. 4. The amplitude spectra of the studied areas.

외하고는 모든 지역의 지하 수위가 지표면 또는 지표면 아래 1m 이내에 위치하기 때문에 P파의 속도를 1500m/sec로 고정하였다. 전주 지역에서는 이 지역의 굴절파 탐사자료를 이용하여 지하 6m까지는 1500m/sec, 12m까지는 2300m/sec, 그 하부는 3700 m/sec의 P파 속도 값을 이용하였다(굴절파 탐사는 같은 지역에서 3m 간격으로 24개의 수진기를 설치하여 총 69m의 탐사측선을 설치하여 굴절파 자료를 구하였다. 음원은 양단의 수진기로부터 각각 3m 떨어진 곳에서 weight drop식 음원을 사용하였다).

각 층의 두께는 1m로 일정하게 유지하였고, half space까지 깊이는 분산곡선에서 뚜렷하게 연속적으로 에너지의 peak가 나타나는 주파수중 가장 낮은 주파수의 파장에 해당하는 값의 60%를 취하였다. 예를 들어 금강하구지역(지역 A)에서 역산에 이용한 분산곡선의 최저 주파수가 4.5Hz이고, 위상속도가 200m/sec일 때, 이에 해당하는 파장의 60%인 약 26m를 half space 깊이로 정하였다. 초기 S 파 속도는 주파수-위상속도 관계에서 각 주파수에 해당하는 파장을 구해 그 파장의 1/2 깊이에 위상속도가 존재하는 것으로 정하였다.

역산은 반복하여 수행되었는데 역산에 의해 구해진 S파 속도모델에 의해 예측되는 분산곡선이 실제 자료의 분산곡선과 충분히 일치할 때 역산을 종료하였다. 일반화된 역산을 진행할 때 예측 값과 측정값의 일치도 중요하지만 공간적 해상도(spatial resolution)를 고려하는 것을 잊지 말아야한다. 예를 들어 낙동강 하구(지역 C)의 경우 분산곡선이 주파수에 따라 단순히 감소하지 않고 감소, 증가, 감소하는 복잡한 형태를 보인다. 이러한 경우, 측정값과 예측값을 일치시키기 위해서는 구하려는 모델의 층을 아주 얇은 층으로 나누고 역산을 반복 진행시켜 측정 분산곡선과 예측 분산곡선을 거의 일치시킬 수 있다. 그러나 이때 공간적 해상도는 급격히 떨어져 층을 얇게 나눈 의미가 없어진다. 여기서는 분산곡선의 일치와 공간적 해상도를 같이 고려하여 분산곡선이 거의 일치하면서도 공간적 해상도가 좋은 깊이까지 S파 속도를 구하였다. 표면파 역산과 해상도에 관해서는 정희욱(2001a)에 자세하게 기술되어있다.

결 과

역산결과 구해진 각 지역의 S파 속도구조와 시추

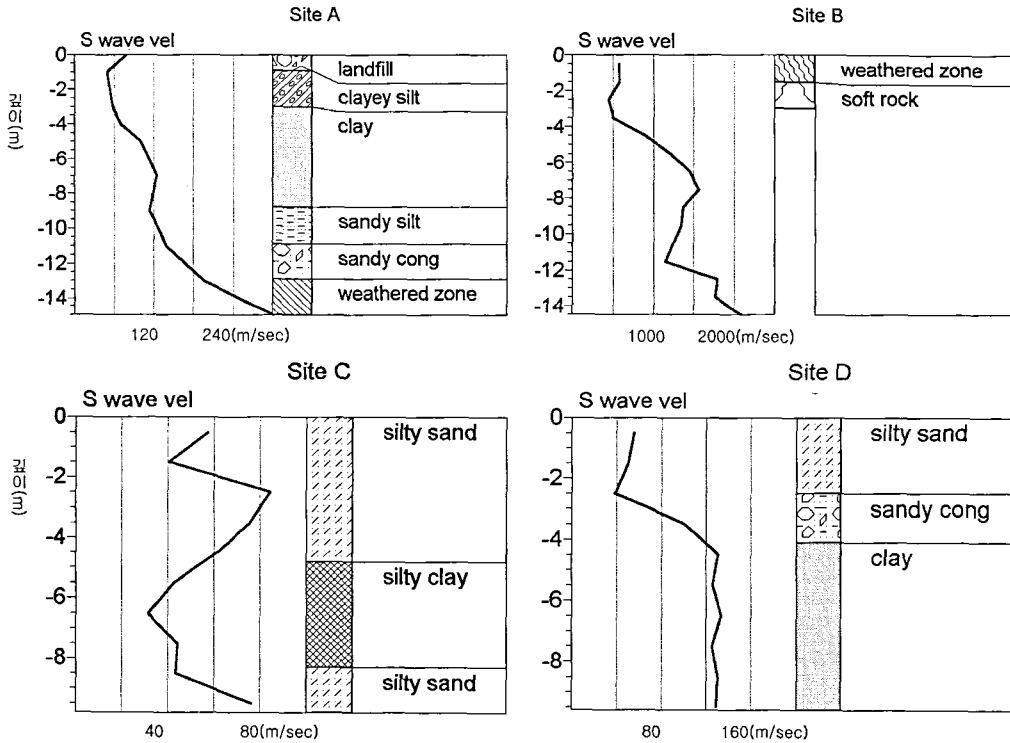


Fig. 5. The shear wave velocity profiles and borehole columnar sections of the studied areas.

공 단면도가 Fig. 5에 나타나 있다.

a) 금강하구 천해성 퇴적층 매립지: 금강하구 지역의 S파 속도구조(Fig. 5-a)를 살펴보면 지표 부근에 S파 속도 60-70m/sec의 속도 층이 나타나고 그 하부에 S파 속도 50m/sec 이하의 저속도층이 2m 정도 나타난다. 저속도층 하부에서는 S파 속도가 서서히 증가하여 깊이 7-8m에서 200m/sec 이상의 값이 나타난다. 이 지역의 시추결과와 S파 속도구조를 비교하여 보면 지표면 부근의 매립토가 다짐으로 굳어져 있어 그 하부의 점토질 실트보다 조금 높은 S파 속도를 나타낸다. 지표로부터 약 2m부터는 점토질 실트층, 점토층, 사질 실트층을 지나며 점차 속도가 증가하며 모래질 역암층이 나오는 지하 11m 부근에서는 S파 속도의 가파르게 증가하여 250m/sec에 달하는 것을 볼 수 있다.

b) 전주교군 풍화암 지역: 이 지역의 S파 속도구조와 시추공 단면도가 Fig. 5-b에 나타나 있다. S파 속도구조를 살펴보면 지표 부근에 약 3m 두께의

500m/sec 속도 층이 나타나고 그 하부에서 S파 속도가 서서히 증가하여 깊이 약 7m 정도에서 1400m/sec에 달한다. 여기서부터 거의 일정한 속도가 유지되며 조금씩 증가하여 깊이 12m에서 1700m/sec의 속도가 나타난다. 이 지역은 아주 얇은 풍화암이 연암(화강 편마암)을 덮고 있는 곳으로 매립지나 삼각주에 비해 높은 S파 속도가 예상되는 곳이다. 이 지역의 S파 속도와 시추결과를 비교하여 보면 풍화암이 끝나고 연암이 시작되는 지하 약 2m에서 S파 속도가 크게 증가하기 시작하여 지하 약 8m 깊이에서는 약 1600m/sec에 달하는 것을 알 수 있다.

c) 낙동강 하구 삼각주 지역: 이 지역의 S파 속도구조와 시추공 단면도가 Fig. 5-c에 나타나 있다. 이 지역의 S파 속도구조를 살펴보면 지표 부근에서 약 60 m/sec의 S파 속도가 약 1.5m 깊이에서 40m/sec로 감소하고 다시 2m 깊이에서 80m/sec, 6m 깊이에서 30 m/sec, 10m 깊이에서 80m/sec로 증가 감소를 반복한다. 이 지역의 시추결과는 지하 약 5m까지 느슨한 실트질 모래(N치 4-10)로 구성되어 있고 지하 약 1m

에서 매우 연약한 점토(N치 2 이하)가 혼재되어 있음을 보여준다. 실트질 모래층 하부에는 매우 연약한 실트질 점토가 지하 8m까지 나타난다. 실트질 점토층 하부에는 전체적으로 조개껍질을 함유한 약간 조밀한 실트질 모래(N치 10-20)층이 존재한다. 이 시추 결과와 S파 속도를 비교하여 보면 지표 층인 실트질 모래층에서 약 60m/sec의 S파 속도가 매우 연약한 점토가 나오는 지하 1m에서 40m/sec로 감소하였다가 증가하기 시작하여 지하 약 2.5m에서 약 80m/sec에 달한다. 여기서 S파 속도는 다시 감소하여 약 6m 깊이에 있는 실트질 점토층에서 30m/sec를 나타내고 그 하부에서 다시 증가하기 시작하여 실트질 모래층에서 80m/sec에 이른다. 이 지역의 S파 속도구조는 뚜렷한 저속도층을 나타낸다. 이 S파 속도구조를 시추 주상도와 비교하여 보면 지하 약 5-8m 사이에 존재하는 매우 연약한 실트질 점토층이 저속도층과 대비되는 것을 알 수 있는데 이 것은 표면과 탐사를 이용하여 모래층과 점토층을 구별할 수 있는 가능성을 시사한다. 물론 퇴적물의 S파 속도는 퇴적물의 입도 뿐 만 아니라 밀도, 함수율, 그리고 다짐 정도 등 여러 가지 요인에 의해 결정된다. 그래서 점토층의 S파 속도가 모래층의 속도보다 클 경우도 많다. 여기에서 주목해야할 점은 S파 속도가 입도, 밀도, 함수율 등을 포함한 퇴적물의 포괄적인 물리적 성질을 나타낸다는 것이다.

지하 약 1.5m에 나타나는 저속도층은 이 실트질 모래층에 혼재하는 얇은 점토층과 같은 깊이에서 나타난다.

저속도층이 포함된 모델의 분산곡선의 특징은 위상속도가 단순감소를 나타내지 않고 감소, 증가, 감소의 복잡한 형태를 나타낸다. 이 지역의 분산곡선도 이러한 양상을 나타내며 저속도층의 존재를 시사한다. 분산곡선을 역산하여 구한 S파 속도구조에서도 저속도층이 뚜렷하게 나타나 표면과 탐사에 의한 저속도층의 확인 가능성을 엿볼 수 있다.

d) 새만금 조간대 지역: 이 지역의 S파 속도구조와 시추공 단면도가 Fig. 5-d에 나타나있다. 이 지역의 S파 속도구조를 살펴보면 지표에서 2m 깊이 까지 60m/sec 속도 층이 존재하고 그 하부에 약 1m 정도 두께의 40m/sec 속도 층이 나타난다. 그 하부에서는 속도가 140m/sec로 증가한다. 이 지역의 S파 속도구조와 시추결과를 비교하여 보면 실트질 모래가 나타

나는 지하 약 2m 깊이까지 S파 속도가 약 50m/sec로 유지되고 사질 역층이 나타나는 지하 2.5m 깊이에서 급격히 증가하여 약 130m/sec에 달하며 그 하부의 점토층에서 이 값이 계속 유지되는 것을 볼 수 있다.

결론

본 연구에서는 지질공학적 성질이 서로 다른 4지역에서 표면과 탐사를 실시하여 분산곡선을 구하여 그 특징을 살펴보았다. 그리고 이 분산곡선을 역산하여 S파 속도구조를 구하여 시추결과와 비교하였다. 대상지역은 현생퇴적층을 매립한 지역, 풍화암 아래 연암이 있는 지역, 삼각주 지역과 조간대 지역 등으로 구성되었다. Weight drop식 음원과 4.5Hz 수진기를 이용하여 획득한 표면과 자료의 분산곡선을 구하고 일반화된 역산이론으로 S파 속도를 구하였다. 이렇게 구한 S파 속도구조와 시추결과를 비교하여 다음과 같은 것을 알 수 있었다.

첫째, 지반공학적 성질이 서로 다른 지역에서 4.5Hz 수진기와 weight drop식 음원을 이용하여 표면과 분산곡선을 역산하여 약 10m 깊이까지 S파 속도구조를 구할 수 있었다.

둘째, 지반이 아주 약한 조간대, 매립지, 삼각주에서는 약 5Hz에서 30Hz까지 분산곡선을 이용하였고, 단단한 암반지대에서는 40Hz에서 60Hz까지 분산곡선을 이용할 수 있었다.

셋째, 역산으로 구한 S파 속도구조와 시추결과를 비교하여 보아 퇴적물이나 암의 상이 크게 변하는 경계 면에서 S파 속도가 급격히 변하는 것을 알 수 있었다. 이러한 예는 지역 A에서 실트층에서 사질 역층으로 바뀔 때, 지역 B에서 풍화대에서 신선한 암으로 바뀔 때, 지역 D에서 실트질 모래 층에서 사질 역층으로 바뀔 때 나타난다.

넷째, 지역 C의 결과에서 보듯이 표면과 분산곡선을 역산하여 탄성과 굴절법으로 찾아내기 어려운 저속도층을 밝혀 낼 수 있었다. 이 지역의 표면과 분산곡선은 위상속도가 주파수에 따라 단순히 감소하지 않고 감소, 증가, 감소를 반복하는데 이는 저속도층과 관련된 분산곡선의 특징으로 보인다. 또한 실트질 모래층에 끼어있는 실트질 점토층이 저속도층으로 나타나는데 이것은 표면과 탐사에 의해 모래층과 점토층의 구별이 가능함을 보여준다. 그러나 이에 대한

확실한 결론을 얻기 위해서는 더 많은 지역의 표면파 탐사와 시추결과와의 비교가 필요하다.

사 사

이 논문은 2002년도 군산대학교 교수 장기해외연수경비의 지원에 의하여 연구되었습니다. 또한 이 논문을 심사하여 주신 세분의 심사위원께도 감사표 표합니다.

참고 문헌

- 정희옥, 2001a, 금강 하구 천해성 퇴적층의 연약 지반에 관한 연구. 한국 지구 과학 회지, 22(3), 179-185.
- 정희옥, 2001b, 간척지 최적이용을 위한 비파괴 탐사시스템의 개발. 군산대학교 새만금 환경연구센터, 2000년 년차 보고서.
- 정희옥, 2000, 표면파 역산을 이용한 2차원 S파 속도구조에 대한 연구. 한국지구과학회지, 21(6), 675-682.
- 정희옥, 1999, 천부지반에서 표면파 역산 분해능에 관하여. 한국지구과학회지, 20(3), 282-288.
- Aki, K. and Richard, P. G., 1980, Quantitative Seismology Theory and Methods. Freeman, 641-718.
- Koichi, H and Haruhiko S., 2001, Surface wave propagation in Two dimensional models and its application to near surface wave velocity delineation. Prodeedings of 5th SEGJ International Symposium, Tokyo, Japan, 385-392.
- Luke, B. A., and Stokoe II, K. H., 1998, Application of SASW method underwater. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, 124, 523-531.
- Park, C. B., Miller, R., and Xia, J., 2000, Detection of higher mode surface waves over unconsolidated sediments by the MASW method. 2000 Conference Proceedings, Feb. 2000, The annual meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society, 1-10.
- Park, C. B., Miller, R., and Xia, J., 1999, Multimodal analysis of high frequency surface waves. 1999 conference proceedings, The annual meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society, March 14-18, 115-121.
- Stokoe II, K. H., Wright, S. G., Bay, J. A., and Rosset, J. M., 1994, Characterization of geotechnical sites by SASW method. in Geophysical characterization of dities, ISSMFE Technical committee #10 edited by R.D. Woods, Oxford publishers, New Delhi.
- Tokimatsu, K., Tamura, S., and Kojima, H., 1992a, Use of shot period microtremors for Vs profiling. Journal of Geotechnical Engineering, American Society of Civil Engineers, 118 (10), 1544-1558.
- Tokimatsu, K., Tamura, S., and Kojima, H., 1992b, Effect of multiple modes on Rayleigh wave dispersion characteristics. Journal of Geotechnical Engineering, American Society of Civil Engineers, 118 (10), 1529-1543.
- West, M., and Meenke, W., 2000, Fluid induced changes in shear velocity from surface waves. Conference Proceedings, Feb. 2000, The annual meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society, 12-21.
- Xia, J., Miller, R., Park, C. B., and Hunter J. A., 2000, Comparing shear wave velocity profiles from MASW with borehole measurements in unconsolidated sediments, Fraiser River Delta, B.C., Columbia. Journal of Environmental and Engineering Geophysics, 5(3), 1-13.

2003년 6월 7일 원고 접수
2003년 8월 30일 수정원고 접수
2003년 9월 20일 원고 채택