

표면파 역산을 이용한 2차원 S파 속도구조에 관한 연구

정희옥

군산대학교 해양과학대학 해양시스템공학과, 573-702 전라북도 군산시 소룡동 1044-2

Two Dimensional Shear Wave Velocity Using the Inversion of Surface Waves

Hee-Ok Jung

Department of Ocean System Engineering, Kunsan National University, Kunsan 573-702, Korea

Abstract: 25 seismic shot gathers were obtained to study the two dimensional subsurface shear wave velocities in a landfilled area near the Keum river estuary. Borehole(BH#1 and BH#2) tests at two sites were made in the same area. Standard Penetration Tests were also performed at the same time. The 2-D shear wave velocity structure resulted from the inversion of the seismic data shows that the subsurface of the studied area consists of the upper 1~3 meter thick layer(200 m/sec~700 m/sec), the middle 5~8 m thick low velocity layer(100 m/sec~400 m/sec), and the lower layer of 1000m/sec or higher shear wave velocities. The thickness of the low velocity layer decreases from the BH #1 site to the BH #2 site. The depth to the basement also decreases toward the BH #2 site. The examination of the S wave velocity structure, the description of the geologic contents, and the Standard Penetration Test values indicate that the middle layer of low shear wave velocity may be related to the clay content of the layer. On the other hand, the Standard Penetration test values increase with depth, showing no significant relationship with the geologic contents of the subsurface. This study shows that the inversion of surface waves can be effective in the study of the shear wave velocity, especially in the area where low velocity layers can be found. The method of inversion of surface waves also can be used as a viable technique to overcome the limit of the seismic refraction method.

Key words: Surface waves, Inversion, Shear wave velocity, SPT

요약: 금강하구 부근의 연약지반에서 획득한 탄성과 자료(25개 shot gather)를 역산하여 2차원 S파 속도구조를 구하였다. 탐사측선위에 위치한 2개 시추홀에서 지질조사를 실시하고 표준관입시험을 실시하였다. 2차원 S파 속도구조는 대상지역의 지층이 두께 1~3m의 상부층(S파 속도 200~700m/sec), 두께 5~8m의 중간 저속도층(S파 속도 100m/sec~400m/sec)과 그 아래 S파 속도 1000m/sec 이상의 하부층으로 이루어져 있음을 보인다. 저속도층은 탐사측선의 한쪽 끝에서 다른 쪽 끝으로 가면서 그 두께가 얇아지고, 기반암의 깊이도 알아진다. S파 속도구조와 지층의 지질, 표준관입시험 값을 검토한 결과, 저속도층은 clay층과 밀접한 관련이 있는 것으로 사료된다. 이에 비해 Standard Penetration Test 값은 지층의 성분과는 연관성을 보이지 않고, 깊이에 따라 증가하는 것으로 나타난다. 이 연구는 표면파 역산이 연약지반의 S파 속도구조를 밝히는 데 효과적으로 사용될 수 있음을 보여준다. 또한 표면파 역산 방법은 연약지반에 흔히 존재하는 지표에 가까운 지하수면, 또는 저속도 층으로 인한 굴절과 탐사방법의 한계를 극복할 수 있는 방법을 제공한다.

주요어: 2차원 S파 속도 구조, 표면파, 역산, 연약 지반, 분해능, 표준관입시험

서론

표면파는 거의 모든 탄성과 탐사에서 쉽게 발생하고,

지하의 탄성과 속도구조에 따라 위상속도(phase velocity)가 달라지는 분산성질을 나타낸다. 이 분산곡선을 역산하여 천부지반의 S파 속도를 구하려는 연구

* E-mail: hjung@ks.kunsan.ac.kr

가 80년대 이후 활발히 진행되고 있다. 표면파의 분산 곡선을 역산하여 지구내부의 속도구조를 구하는 방법은 흔히 사용되는 방법이다(Aki and Richard, 1980). 그러나 천부지반에서 S파 속도를 구하기 위하여 표면파를 이용한 연구는 거의 없었다. 이와는 대조적으로 도로공학에서는 1960년대부터 고주파(100hz이상)를 이용하여 Steady State Rayleigh Wave방법(Ballard, 1964)이라는 이름으로 표면파의 분산을 이용하여 포장도로와 그 하부의 S파 속도를 구하는 방법이 사용되었다. 이 방법은 진동기를 지표면에서 진동시키면서 진동기와 수신기의 위상이 같아지는 점을 찾아 이 두 지점간의 거리를 해당 주파수의 파장으로 정하고 파가 두 지점간을 이동하는데 걸리는 시간을 측정하여 그 주파수에 해당하는 위상속도를 구하였다. 이 방법은 개념상으로는 이해하기 쉬우나 분산 곡선(dispersion curve)을 얻기 위해서는 많은 주파수에 대해 같은 과정을 되풀이해야 함으로 실제로 자료를 얻기에는 많은 시간과 노력이 요구되어 지반공학 현장에 응용하기에는 문제점이 있었다(Tokimatsu et al, 1992a, 1992b). 그후 개발된 SASW(Spectral Analysis of Surface Wave)방법에서는 탄성파 에너지원으로 망치에 의한 충격이나 지진파 발생기를 사용하고 2개의 수신기를 이용하여 탄성파를 기록하였다(Stokoe et al, 1994). 두 곳의 탄성파 사이의 위상차(phase difference)를 FFT algorithm을 이용하여 구하고 해당영역의 주파수에 대한 분산곡선을 역산하였다.

90년대 후반에는 다중채널자료를 이용하여 각 수신기 사이의 위상 차를 구하고 이를 역산하여 지반의 S파 속도를 구함으로써 탐사측선에 대한 S파 속도의 2차원 구조를 구하려는 시도가 이루어지고 있다(Park et al, 1999; Xia et al, 1999; Jung, 1999; Luke and Stokoe, 1998). 표면파의 분산을 이용하는 이 방법은 굴절파나 반사파의 방법과 비교하여 한 개의 탐사측선에서 한번의 에너지원을 발생시킴으로서 S파 속도의 2차원 구조를 알아 낼 수 있다는 것이 큰 장점이다.

본 연구의 목적은 24 channel 탄성파 탐사기를 이용하여 얻은 다중채널 표면파의 인접한 채널사이의 분산 곡선을 구하고 이를 역산하여 천부지반의 2차원 S파 속도 단면도를 구하는 것이다. 이와 함께 같은 지역에서 시추를 하여 얻은 지반의 지질조사와 표준관입시험 값을 비교 검토하여 이들 사이의 관계를 규명하는 것이다.

연구방법

연구대상지역

연구 대상 지역은 전라북도 군산시 소룡동에 위치한 군산대학교 해양과학대학내 운동장이다. 운동장의 북쪽 200여 m 지점에 금강하구가 있고 운동장의 동쪽과 남쪽으로 해발 100여 m의 산이 위치한다(Fig. 1). 이 지역은 오래 전에 매립된 지역으로 지표 부근은 오랜 기간에 걸친 다짐으로 굳어 있으나 지표 1~2m아래 지하수면이 있고 아주 연약한, 거의 빨과 같은 지층이 나타난다.

자료획득

대상지역에서 풍화암이 나타날 때까지 시추하여 지질을 조사하고 표준관입시험을 실시하였다. 시추는 표면파 탐사측선 상에서 19m 떨어진 2지점(BH #1, BH #2)에서 이루어 졌다. 탐사측선과 시추홀의 위치가 Fig. 2에 나타나 있다. BH #1과 #2는 각각 수신기 1번과 20번 으로부터 남쪽으로 1m 떨어진 곳에 위치한다. 표면파 획득을 위하여 24channel 탄성파 탐사기와 4.5 Hz 수신기, 그리고 weight drop 형 음원을 이용하였다. 직접파, 굴절파, 그리고 반사파등의 영향을 줄이기 위하여 walkaway 방식으로 탄성파 자료를 획득하여 적당한 shot offset을 구하였다. 수신기 간격은 1m이고, Sampling interval은 500 μ sec이다.

또한 분산곡선의 오차를 줄이기 위하여 shot offset이 서로 다른 25개의 탄성파 자료를 획득하여 이들의 평균값을 이용하였다. 사용한 shot offset은 가장 가까운 27m에서부터 1m 간격으로 51m까지이다.

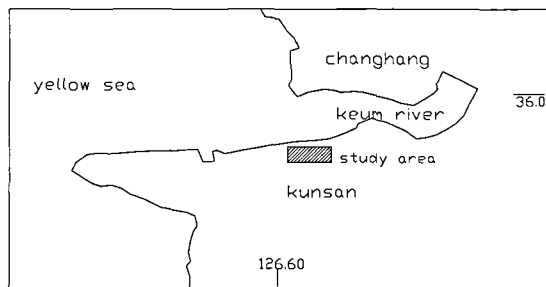


Fig. 1. The map of the study area.

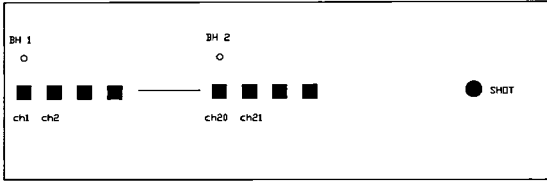


Fig. 2. Location of the shot, receivers, and two boreholes.

결과

시추조사

지질주상도와 표준관입시험 값이 Fig. 3에 나타나 있다. 두 지점의 지질 주상도는 전체적으로는 상부 1~2m의 매립층, 8~11m의 퇴적토층, 그 하부의 풍화암과 기반암층으로 구성되어 있다. BH #1과 BH #2의 차이는 각 층의 두께로 BH #1 지점에서는 매립층의 두께가 2.5m 정도이고 BH #2에서는 매립층의 두께가 0.8m 이다. 퇴적층의 두께는 두 지점 모두에서 11~12m로 비

슷하나 구성물질은 조금 다르다. BH #1 지점은 점토층과 모래 자갈층으로 구성되어 있다. BH #2 지점에서는 점토가 섞인 실트층, 점토층, 사질 실트층, 그리고 하부의 모래자갈층이 나타난다. 모래 자갈층 하부에는 풍화대가 나타난다. 두지점 모두에서 모래자갈층의 두께는 약 1.5~2m이다.

표준관입시험 값의 변화를 살펴보면 BH #1과 BH #2 지점 다 같이 지표 1~2m 깊이에서 1~3의 값을 보이고 그 하부에서 0으로 감소하여 아주 연약한 층임을 알 수 있다. 표준관입시험 값은 깊이 8~9m까지 계속 0을 유지하다 퇴적층 하부 모래자갈층 에서(약 12m 깊이) 급격히 50으로 증가한다.

표면파 분석

표면파 분석을 위하여 획득한 지진파 자료중 하나의 공발점 모음자료(shot gather)가 Fig. 4에 나타나 있다. 약 40ms에서 지하수면에서 굴절한 굴절파와 반사파가 도달하고 250ms 에서 큰 진폭의 표면파가 도달한다.

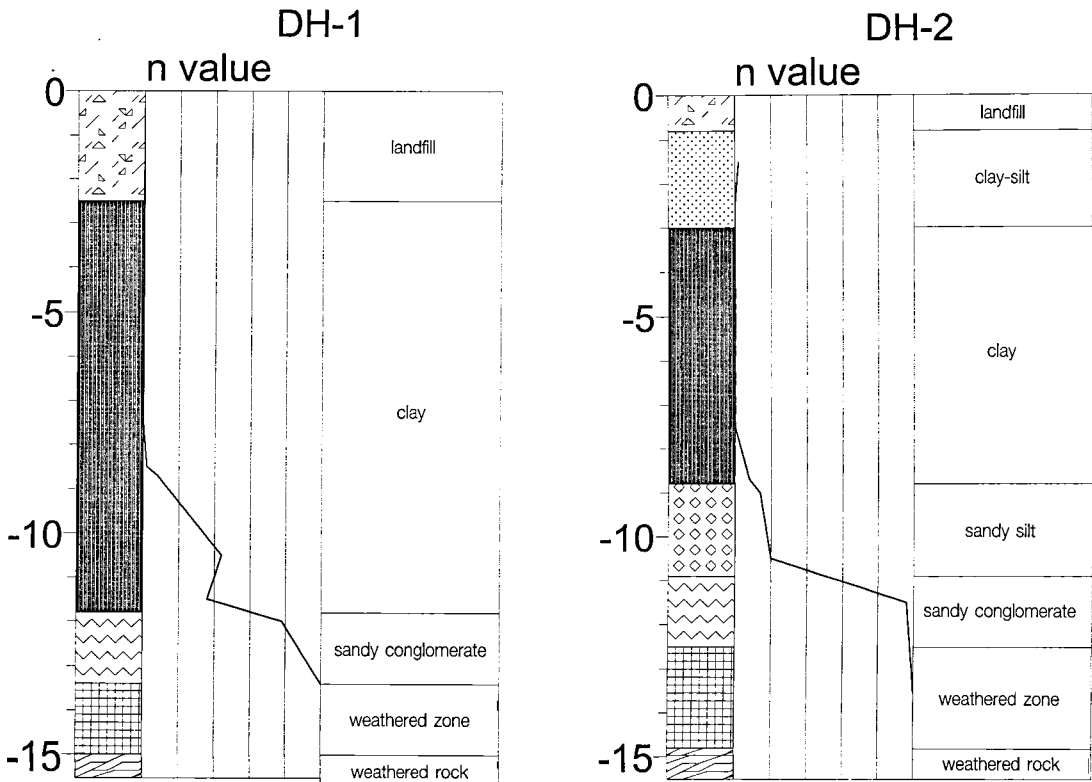


Fig. 3. The geologic description of the two boreholes and the SPT values.

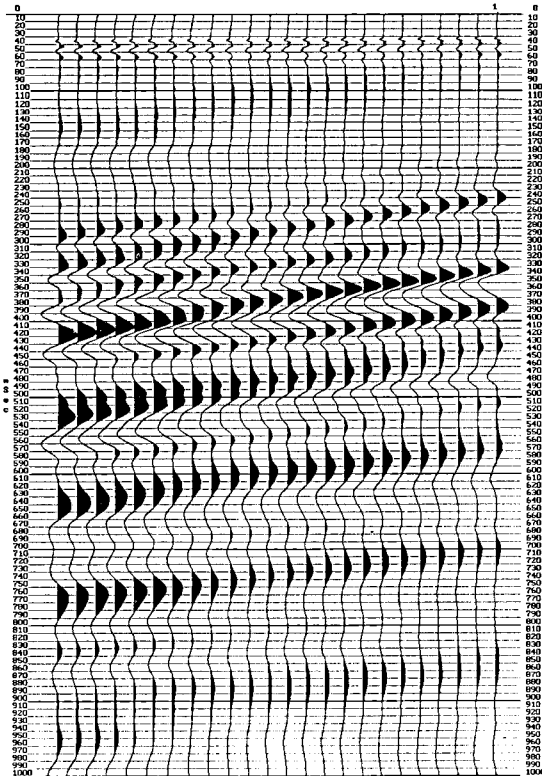


Fig. 4. A shot gather. The offset for this shot gather was 34 m.

150m sec을 전후하여 air wave가 도달한다. 기본적인 자료처리의 과정으로 각 channel의 평균값을 구하여 DC를 제거하고 표면과 이외의 seismic energy를 제거하기 위하여 Hanning filter를 사용하였다.

표면파를 이용하여 지반의 강도를 구하기 위해서는 우선 표면파의 분산곡선을 구하고 이를 역산하여 지반의 S파 속도를 구하여 지반의 전단계수를 구하여야한다. 표면파 자료로부터 분산곡선을 구하는 방법으로는 다음과 같이 두 수진기 간의 위상차와 거리를 이용하였다.

$$t(f) = \Phi(t) / 2n\pi \tag{1}$$

$$c(f) = (d_2 - d_1) / t(f) \tag{2}$$

여기서 n은 정수이며, t, Φ , c는 각각 해당 주파수의 파가 두 수진기 사이를 지나는데 걸리는 시간, 위상차, 그리고 해당주파수의 레일리파의 위상속도이다. $(d_2 - d_1)$ 는 두 수진기 간의 거리이다. 이때, phase wrapping에 의해 여러 가지 값이 나타날 수 있으나 수진기 간격을 조절함으로써 대상지역에서 기대할 수 있는 S파 속

도의 범위에 있는 n값을 선택할 수 있다.

인접한 channel 사이의 위상차를 구한 다음 수진기 간격을 이용하여 주파수에 따른 분산곡선을 구하였다. 24channel seismograph를 사용하여 획득한 자료의 경우 모든 channel의 자료가 유용할 경우 23개의 분산곡선을 구할 수 있다. 25개의 shot offset 이 다른 공발점 모음자료를 이용하여 두 수진기 사이의 분산곡선에 관한 값을 구하였다. 이때 수진기의 위치는 고정되어 25개의 분산곡선은 동일한 탐사축선 하부의 반복된 자료가 된다. 수진기 1번과 2번, 19번과 20번사이의 분산곡선이 Fig. 5에 나타나 있다. 수진기 1번과 2번의 위치는 BH#1에, 수진기 19번과 20번의 위치는 BH#2에 해당한다.

수진기 1번과 2번 사이의 분산속도는 약 100m/sec에서 600m/sec에 분포하는 반면, 수진기 19번와 20번사이의 분산속도는 약 50m/sec에서 1300m/sec의 큰 변화를 보인다. 분산속도의 특징을 살펴보면 4~6Hz에서 급격히 감소하고 저주파역에서 오차범위가 큰 것을 알 수 있다. 이러한 입력 자료의 특징은 역산과정에 그대로 전이되어 역산결과의 속도구조에서 지반 심도가 깊은 곳의 신뢰도나 역산 커널의 독립성이 낮아지게 된다 (Menke, 2000). 분산속도의 또 다른 특징은 약 15Hz의 주파수에서 나타나는 분산속도의 증가와 감소이다. 여러 가지 속도구조를 가지고 이론적인 레일리파의 분산곡선의 순산에 관한 연구(정희욱, 1999a)는 이러한 현상이 저속도층이 존재하는 지반의 분산곡선의 특징임을 밝히고 있다.

표면파 분산곡선의 역산과정은 S파 속도에 대한 초기모형을 정하고 이 모델에 의해 예측되는 분산곡선과 실제 분산곡선의 차이를 최소화하는 과정이다. 이때 모델변수 값의 작은 변화에 대한 예측 값의 변화는 다음과 같은 선형적인 관계가 있음을 가정한다(Aki and Richard, 1980).

$$c_{i,obs} - c_{i,pred} = \left(\frac{\partial c}{\partial \beta_1} \right) \Delta \beta_1 + \dots + \left(\frac{\partial c}{\partial \beta_n} \right) \Delta \beta_n \tag{3}$$

초기모형이 실제 모델로부터 상당히 벗어나면, 이 가정은 무너지고, 역산은 실제 모델을 찾아 수렴하는데 실패한다. 그러므로 초기모형을 실제 모델에 가장 가깝게 유추할 수 있는 방법을 찾는 것이 역산의 중요한 과정중의 하나라 하겠다. 분산곡선의 역산과정은 비선형일 뿐만 아니라 분산곡선과 S파 속도 구조의 관계가 유

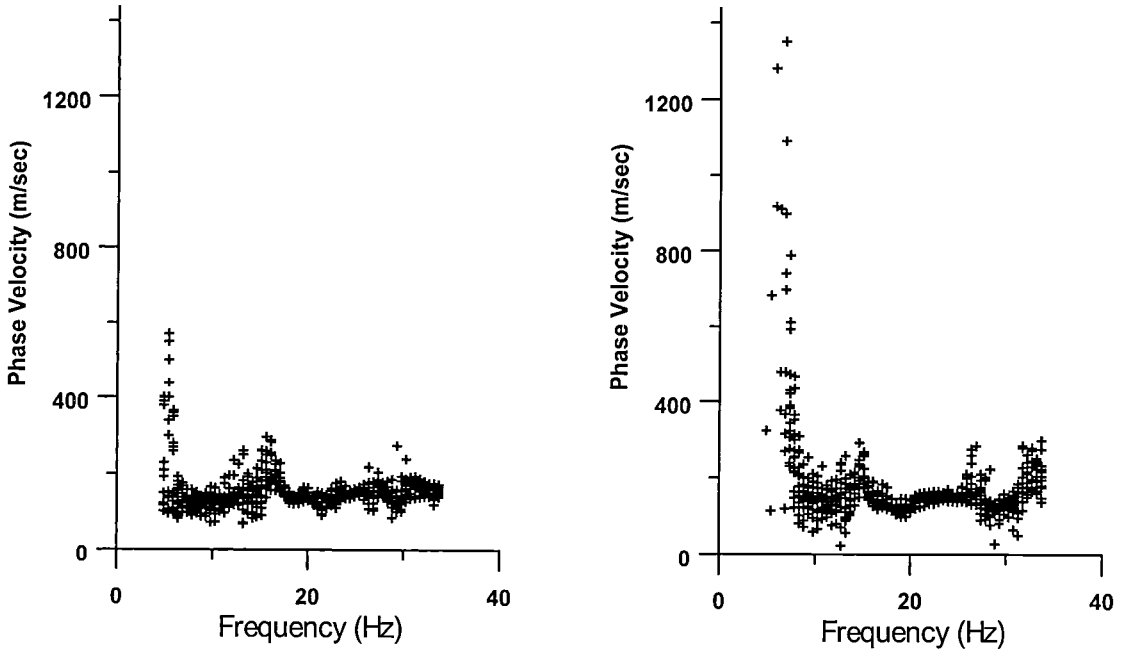


Fig. 5. Phase velocities between the geophone #1 and #2 (left), and phase velocities between the geophone #19 and #20 (Right).

일한 관계가 아니기 때문에, 역산 과정에 어떠한 초기 모델과 입력자료를 사용하느냐에 따라 그 결과는 판이하게 달라질 수 있다(정희옥, 1999a, b). 역산이론들은 이러한 역산과정의 비유일성에 대한 해결책으로 분해능 matrix 개념을 도입하고 있다. 분해능 matrix는 역산에 의해 얻은 층모델의 각각의 층의 독립성을 나타낸다. 정희옥(1999a)는 천부지반을 역산하는 과정의 주의점들을 심도있게 다루고 있다.

Fig. 5의 분산속도 평균값을 입력자료로 하여 역산한 결과 얻어진 S파 속도 구조가 Fig. 6에 나타나있다. 역산과정에서 초기 S파 속도 모델은 분산곡선을 이용하여 구하였다. 해당 주파수의 분산속도로부터 파장을 구하고, 파장의 1/2에 해당하는 깊이의 S파 속도를 분산속도의 0.88배로 정하였다. 23개의 분산 곡선을 역산하는 과정에서 약 50% 정도는 이렇게 정해진 초기모델을 이용하여 빠르게 수렴하였다. 나머지 50%는 초기모델의 두께나 수를 조정하고 Half Space까지의 깊이를 조정하였다. 초기 모델의 두께와 수의 조정은 역산에 따른 분해능 matrix를 고려하여 이루어졌다.

표면파에 의한 역산 결과와 시추조사와의 비교

두 지점의 S파 속도구조를 비교하면 수진기 1번과 2

번 사이에 해당하는 BH#1 지점에서는 100m/sec에서 400m/sec의 낮은 S파 속도가 상부 12m 까지 존재하고 14m 깊이에서 1200m/sec로 S파의 속도가 증가하는 것을 보인다. 상부 12m 내에서 속도가 감소하는 두 층이 보이나 그 감소의 정도는 매우 미미하다. 점토층이 끝나고 모래자갈층이 시작하는 깊이 12~13m에서 속도가 급격히 증가하는 것을 보인다. 수진기 19번과 20번 사이에 해당하는 BH #2 지점에서는 상부 clay-silt층에서 약 700m/sec의 s파 속도를 보이고 깊이 3m에서 6m 사이에 150m/sec~400m/sec의 저속도층이 뚜렷하게 나타난다. 약 9m 깊이의 퇴적층 하부 sandy-silt층에서 S파 속도가 1400m/sec로 급격히 증가한다. 위에서 기술한바와 같이 두 지점의 S파 속도는 상당한 차이를 나타낸다. 이러한 S파 속도의 차이점을 설명하기 위해서 BH #1 점과 BH #2 점의 지질을 살펴보자. BH #2가 BH #1보다 높은 S파 속도를 나타내는 깊이의 지질을 살펴보면, 상부 3m 두께의 clay-silt층과 깊이 8~9m 사이에 sandy silt층이 존재함을 알 수 있다. 이를 다시 정리해보면, BH #1의 점토층이 BH #2의 clay-silt와 sandy-silt층에 비해 S파 속도가 낮은 것을 알 수 있다. 위에서 기술한 층의 지질(여기에서는 점토성분)과 S파 속도와 의 관계는 상당히 주목할 만하다. 이는 표면파 역산에

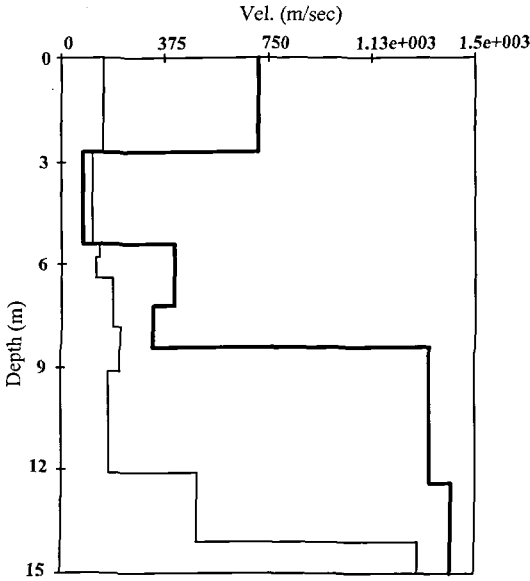


Fig. 6. The shear wave velocity structure beneath the geophone #1 and #2 (thin line) and that beneath the geophone #19 and #20 (thick line).

의해 얻어진 S파 속도구조가 연약지반의 점토층을 예측하는데 결정적인 역할을 할 수 있을 것이기 때문이다.

위에서 나타난 것과 같은 S파 속도 구조와 지층의 점토성분과의 관계는 표준관입시험 값에서는 찾아 볼 수

없다. 두 지점의 SPT 값을 살펴보면 BH #1에서 clay층의 중간 지점인 깊이 약 8 m에서 SPT 값이 증가하기 시작하여 퇴적층의 하부 모래자갈층의 하단(깊이 12 m)에서 50까지 증가하고, BH #2에서는 점토층 하부(깊이 약 8m)에서 서서히 증가하기 시작하여 깊이 12 m의 모래자갈층에서 50까지 증가한다. 이 연구의 결과를 일반화하기엔 아직 자료가 충분치 못하나, 위의 결과를 해석하면, 연약지반의 점토성분을 밝히기 위해서는 SPT 값보다는 표면파 역산에 의한 S파 속도구조가 더 효과적인 방법을 제공할 것으로 보인다.

표면파 역산에 의한 S파 속도 구조를 논의할 때에는 역산 결과의 분해능 matrix를 항상 고려해야한다. 이는 앞에서 지적한 바와 같이 역산과정의 비유일성 (non-uniqueness) 때문이다. 수진기 1번과 2번 (BH #1), 수진기 19번과 20번(BH #2) 사이의 역산 결과에 대한 분해능 matrix가 Fig. 7에 나타나있다. 수진기 1번과 2번의 역산에 대한 분해능 matrix는 9개의 층에 대한 S파 속도가 얼마나 실제속도에 가까운가를 나타낸다. 일반화된 역산 이론에 의하면 분해능 matrix의 대각선 성분 (diagonal element)의 값이 1에 가까울수록 역산 결과가 실제 지층의 속도에 가까운 값을 알 수 있다. 수진기 1번과 2번 사이의 분해능 matrix의 대각선 성분은 상당히 1에 가까운 수이다. 다만, Half space를 나타내

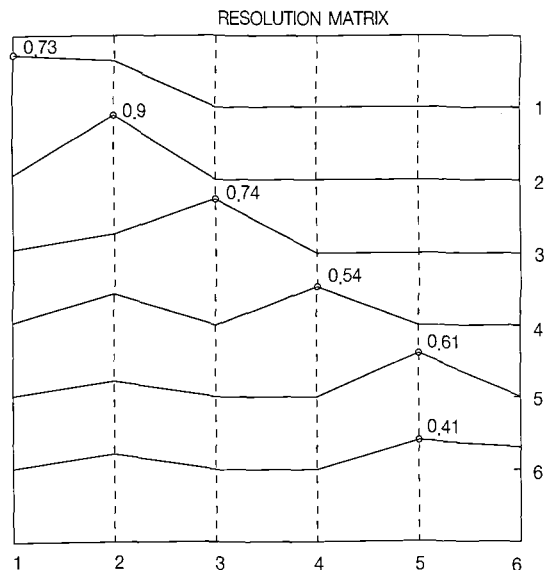
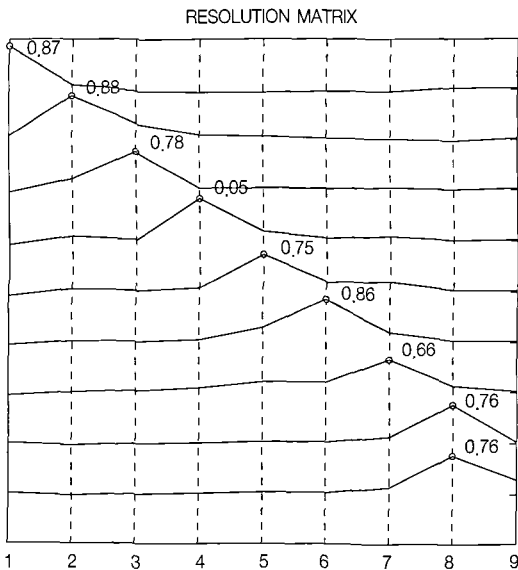


Fig. 7. The resolution matrices for the inversion of shear wave velocities shown in Fig. 6. The resolution matrix shown in the left is for the thin line in Fig. 6 while that in the right is for the thick line in Fig. 6.

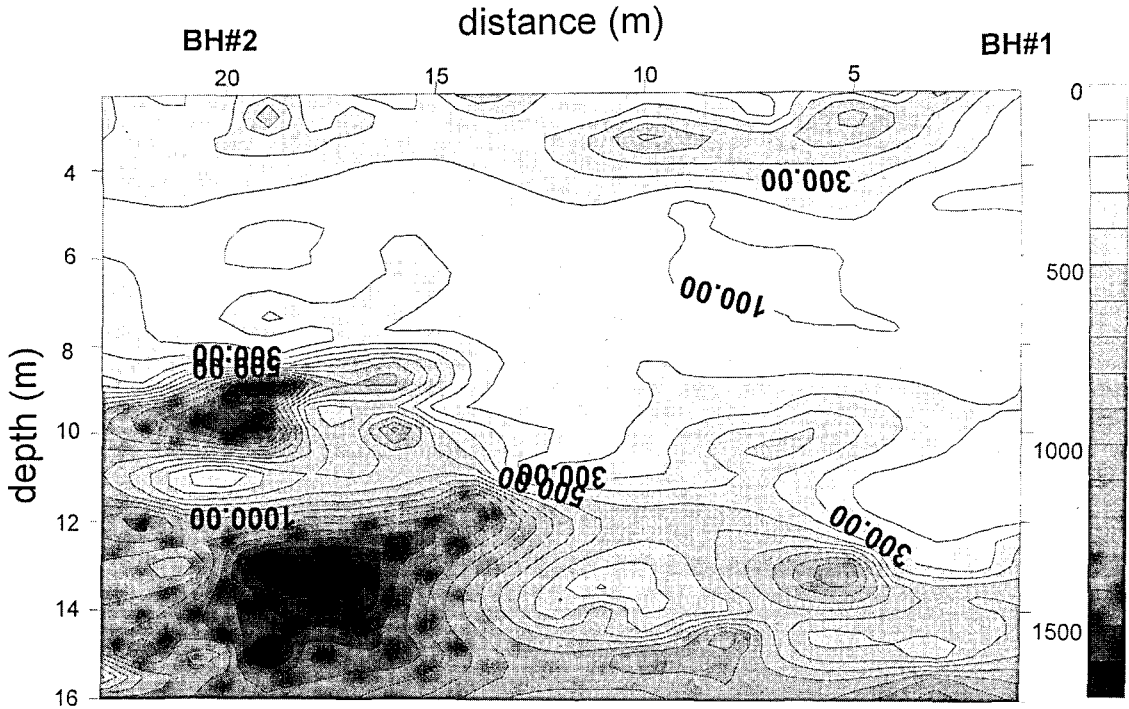


Fig. 8. The two dimensional shear wave velocity structure beneath the survey line.

는 마지막 9번째 행의 peak가 9번째 열에 나타나지 않고 8번째 열에 나타나었다. 이는 역산 결과의 8번째 층의 깊까지는 실제 지층의 속도와 가깝다는 것을 의미한다. 수진기 19번과 20번 사이의 역산결과에 대한 분해능 matrix도 수진기 1번과 2번 사이의 경우와 비슷한 것을 알 수 있다. 이 분해능 matrix로 한가지 알 수 있는 점은 저속도층의 존재가 확실하다는 점이다.

2차원 S파 속도 단면도

24 channel의 각 channel사이에 대한 모든 분산곡선을 역산하여 표면파 탐사측선 하부의 S파 속도 단면도를 구하였다(Fig. 8). 이 속도 단면도의 특징을 살펴보면 상부 3~5m에 100m/sec에서 400m/sec의 속도층이 존재하고 그 하부에 200m/sec이하의 저속도층이 나타난다. 이 저속도 층의 두께는 수진기 1번에서 24번으로 가면서 약 10m에서 5m로 얇아지는 것으로 나타난다. 이는 위에서 설명한 것과 같이 퇴적층중의 점토 성분과 연관된 것으로 사료된다. 약 1000m/sec의 S파 속도를 가지는 풍화암대가 깊이 15m에서 10m 사이에 나타

난다. 이 2차원 S파 속도 단면도는 1개의 공발점모음로 탐사측선 하부의 S파 속도를 구할 수 있는 간편한 방법을 제공한다.

결론

본 연구에서는 하나의 공발점모음 자료의 표면파를 역산하여 탐사측선 하부의 2차원 S파 속도 구조를 구하였다. 또한 같은 지역에서 시추를 실시하여 표준관입 시험 값과 지층의 지질을 조사하여 이를 S파 속도구조와 비교 검토하였다. 그 결과 다음과 같은 사항을 알 수 있었다.

1. 대상지역은 S파 속도는 크게 200m/sec~700m/sec의 속도를 가지는 상부층과 그 아래 200m/sec 이하의 저속도층, 하부의 풍화대(1000m/sec이상)로 나뉘어진다. 저속도층은 BH #1 지역에서 약 10m, BH #2 지역에서 약 5m의 두께를 나타낸다. 기반암까지의 깊이도 BH #1에서 BH #2로 가면서 약 15m에서 약 10 m로 감소한다.

2. 탐사측선 하부의 저속도층은 지층의 점토성분과 밀접한 관계를 가진 것으로 사료된다.
3. 표면파 역산에 의한 S파 속도구조의 규명은 저속도층이 흔히 존재하는 연약지반에서 유용하게 사용될 수 있을 것이다.
4. 표면파 역산방법은 연안의 연약지반에 흔히 존재하는 지표에 가까운 지하수위, 또는 저속도 층으로 인한 굴절과 탐사 방법의 한계를 극복할 수 있는 방법을 제공한다.

사 사

본 연구는 과학기술부 한국과학재단 지정 군산대학교 새만금 환경연구센터의 지원에 의한 것입니다.

참고문헌

- 정희옥, 1999a, 표면파 분산의 역산에 영향을 미치는 요인들에 관한 연구. 한국 지구과학회지, 20(6), 613-619.
- 정희옥, 1999b, 천부 지반에서 표면파 분산의 역산 분해능에 관하여. 한국 지구 과학회지, 20(3), 282-294.
- Aki, K. and Richard, P.G., 1980, Quantitative Seismology Theory and Methods. Freeman, 641-718.
- Jung, H, 1999, A study on the characteristics of Geotechnically different sites by surface wave inversion method. 1999 conference proceedings. The annual meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society, March 14-18, 105-114
- Luke, B.A. and Stokoe II, K.H., 1988, Application of SASW Method Underwater. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, 124, 523-531.
- West, M. and Menke, W., 2000, Fluid induced changes in shear velocity from surface waves. 2000 Conference Proceedings. The annual meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society, March 4-8, 21-28.
- 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.
- Stokeo 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.
- Xia, J., Miller, R, and Park, C.B., 1999, Configuration of near-surface shear wave velocity by inverting surface waves. Proceedings of the symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, EEGS, 95-104.

2000년 8월 10일 원고 접수
 2000년 11월 17일 수정원고 접수
 2000년 12월 9일 원고 채택