

## 수신함수와 표면파 속도분산의 동시역산을 이용한 경상분지 지역의 지각과 상부 맨틀 구조의 연구

유현재\*,이기화\*

\*: 서울대학교 지구환경과학부

### 1. 서론

한반도의 지진활동을 정량화하고 지진 메커니즘을 규명하여 지진위험도를 합리적으로 평가하기 위해서는 상세한 지각 및 상부 맨틀의 지진파 속도구조가 알려져야 한다.

현재까지 한반도 지진파 속도구조에 관한 연구는 주로 실체파 (P- 및 S-파)의 주행시간 자료를 이용하여 수행되었으며(Kim S. J. and S. G. Kim, 1983; Song and Lee, 2001), 이 외 표면파의 속도분산자료 역산(김성균, 1995) 및 수신함수(receiver function)(이승규·김소구, 1998; Kim S. G. and S. K. Lee, 2001) 방법 등이 연구에 사용된 바가 있다. 이 중 표면파를 이용한 구조 해석은 상대적으로 분해능(resolution)이 떨어져 어느 정도 넓은 지역의 평균적인 구조밖에 얻을 수 없는 단점이 있으며, 수신함수를 이용한 방법은 보다 자세한 구조를 얻을 수 있으나 해(solution)의 유일성(uniqueness)이 부족한 결점이 있다.

이에 본 연구에서는 지각의 절대 속도 정보를 가졌으나 해의 분해능이 떨어지는 표면파 분산 자료와 분해능은 높으나 해의 유일성이 부족한 수신함수 자료를 이용하여 서로의 단점을 상호보완하며 세밀한 지각구조를 얻을 수 있는 동시역산(joint inversion) 방법을 한반도 지각속도구조 분석에 사용하여 보았다.

### 2. 자료

2004년 5월 현재 우리 나라에서 운영되는 광대역 관측소는 기상청에서 설치, 관리하고 있는 12개소, 한국지질자원연구원에서 설치, 운영 중인 13개소, IRIS에서 설치한 인천(INCN)관측소(기상청 관리), 및 미공군 기술지원 센터(AFTAC)에서 군사적 목적으로 설치한 KSRS 관측소(한국지질자원연구원 관리) 등 총 27개소가 남한 지역에 비교적 고르게 분포되어 있다. 본 연구에서는 이 중 현재 지진활동이 활발하고 최근 양산 단층의 활성 논란으로 관심이 증폭된 경상분지 지역에 설치된 6개소의 광대역 관측소를 대상으로 표면파 속도 분산과 수신

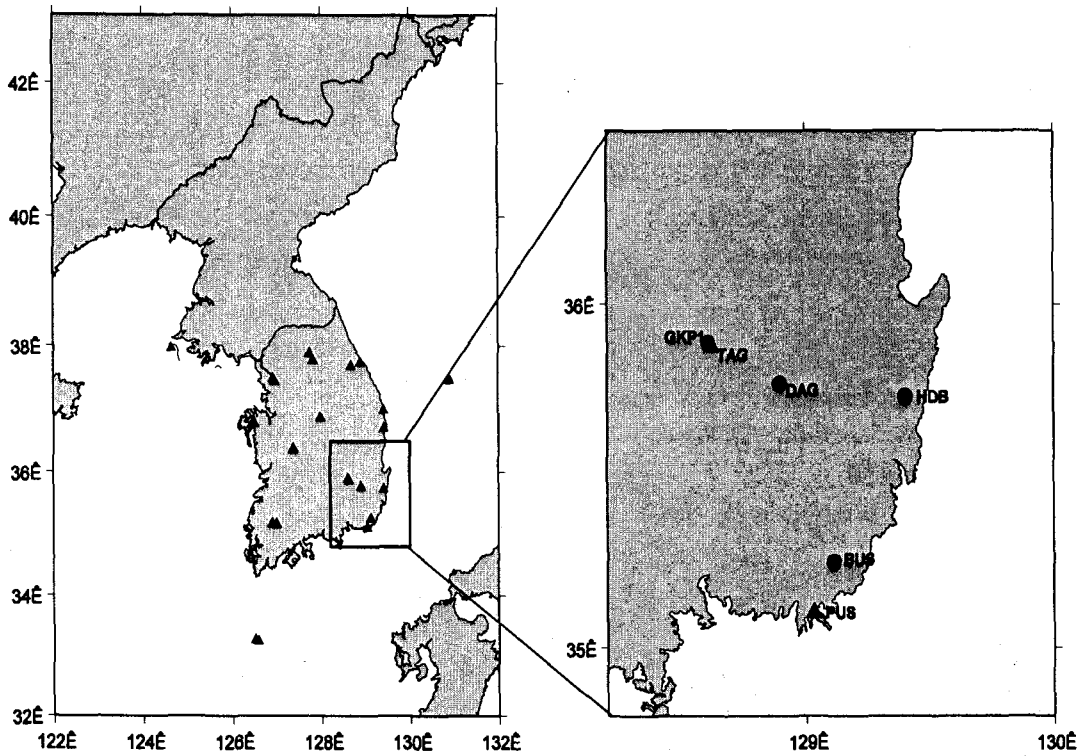


그림 1. 국내 광대역 지진 관측소 분포도 및 경산분지 지역에 위치한(혹은 위치했던) 광대역 관측소의 분포도

합수 동시역산 방법을 적용하여 보았다 (그림 1.). 그림 1.의 왼쪽 그림에서 닫힌 원으로 표시된 관측소는 현재 운영 중인 관측소를, 닫힌 삼각형은 관측소 부지 이전으로 폐쇄된 관측소를 각각 의미한다

## 2.1 수신합수

지진계에 기록된 원거리 지진(teleseismic event) 데이터는 크게 진원(source), 파선 경로(ray path), 그리고 관측소 하부의 수신지각 응답(receiver structure impulse response)의 혼합으로 구성되어 있다고 볼 수 있다 (Langston, 1979). 이를 시간영역에서 큰볼루션(convolution) 식으로 나타내면 다음과 같다.

$$D_{V,R,T}(t) = I(t) * S(t) * E_{V,R,T}(t)$$

여기서,  $D_{V,R,T}(t)$ 는 관측소에 기록된 vertical, radial, tangential 변위 성분,  $I(t)$ 는 지진계 응답 함수(instrument reponse),  $S(t)$ 는 진원 함수(source time function), 그리고  $E_{V,R,T}(t)$ 는 각각의 성분에 해당되는 수신지각 응답, 즉 수신 함수를 나타낸다. 따라서, 관

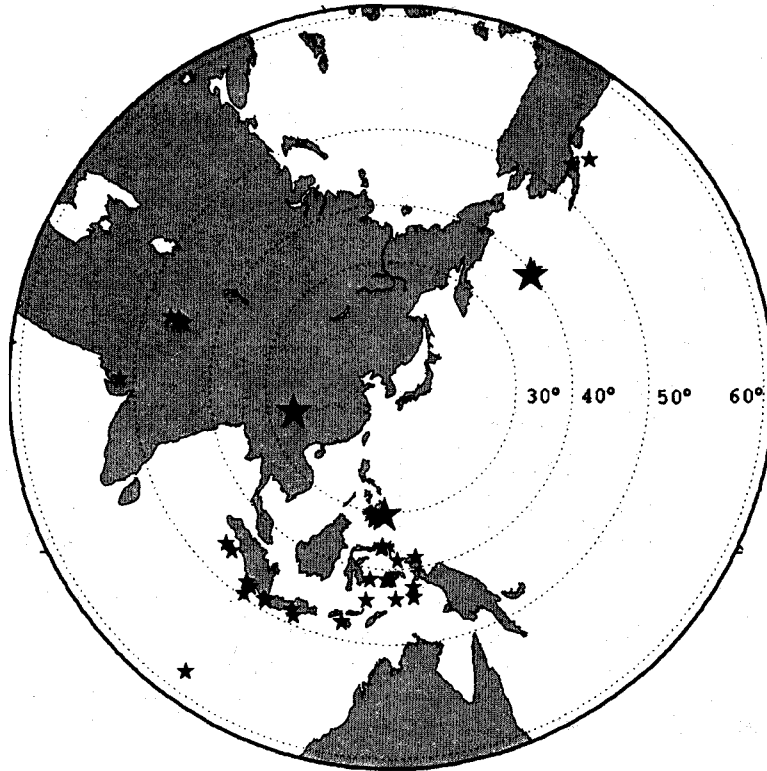


그림 2. 수신함수 계산에 사용된 지진(작은 별)과 rayleigh-파 속도분산 자료 획득에 사용된 지진의 진앙 위치

측된 지진 데이터로부터 수신 함수를 계산하는 과정은 지진계 응답 함수와 진원 함수를 디컨볼루션(deconvolution)하는 문제라 할 수 있다. 디컨볼루션 방법으로는 최근까지 주파수

영역에서 water-level-stabilized 방법(e.g., Clayton and Wiggins, 1976)이 주로 사용되었으나 최근 몇몇 학자들에 의해 시간영역에서의 안정된 디컨볼루션 방법(e.g., Gurrola et al., 1995; Sheehan et al., 1995; Ligorria et al., 1999)이 개발되어 사용되어지고 있다.

이번 연구에서는 Ligorria et al.,(1999)에 의해 개발된 반복 시간영역 디컨볼루션(Iterative time domain deconvolution) 알고리즘을 사용하여 수신 함수를 계산하였다.

각 관측소에서의 수신함수 계산을 위해 India(West), Indonesia(Southwest), 및 Alaska(Northeast) 부근에서 발생한 총 42개 이벤트 자료를 사용하였으며 그림 2.에 작은 별 모양으로 표시하였다. 그림 3.은 GKP1 관측소에서 계산된 수신함수를 후방위각(back azimuth) 별로 도시한 그림이다. 그림 3.과 같이 각 관측소의 모든 도달 방향의 수신함수를 구한 다음 이를 중합(stack)하여 평균 수신함수를 계산하여 역산에 사용하였다.(그림 4.)

### Station GKP1

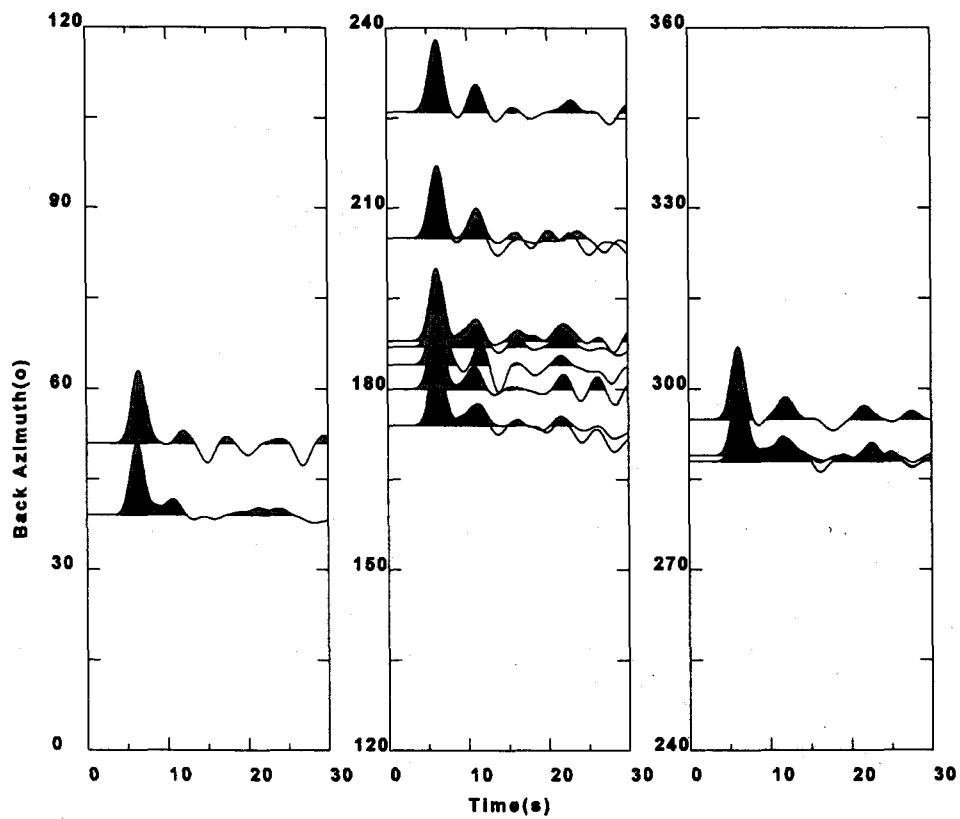


그림 3. GKP1 관측소에서 계산된 수신함수의 후방위각(back azimuth)에 따른 분포 양상

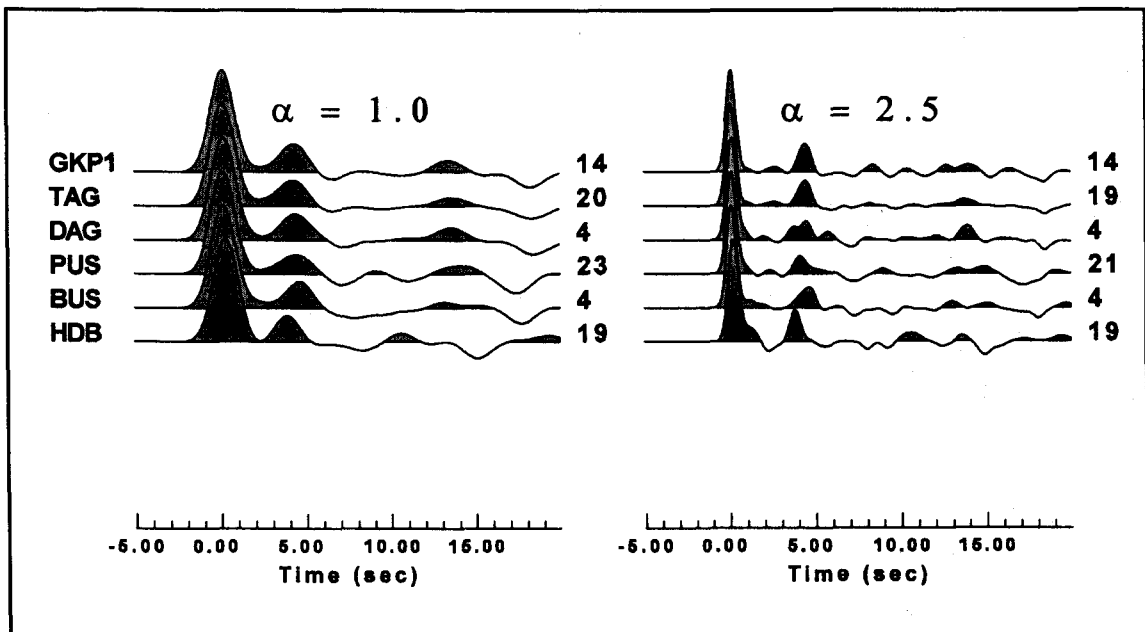


그림 4. 정상분지에 위치한(혹은 위치했던) 6개 관측소에서 계산된 중합 수신함수. 그림 상단에 위치한  $\alpha$  값은 수신함수 계산시 사용된 Gaussian pulse의 폭을 나타낸다.

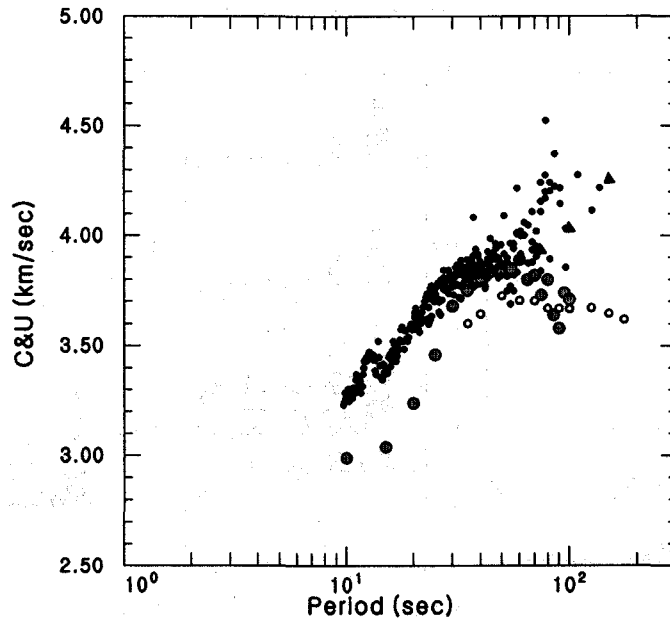


그림 5. 역산에 사용된 실측 rayleigh-파 위상속도 자료(닫힌 작은 원)와 Harvard의 rayleigh-파 군속도 자료(열린 작은 원) 및 위상속도 자료(닫힌 삼각형) 그리고 LLNL의 군속도 자료(닫힌 큰 원).

## 2.2 표면파 속도분산

역산에 사용된 표면파 속도분산 데이터는 실측자료 뿐만 아니라 Harvard University (Larson and Ekström, 2001) 및 LLNL(Lawrence Livermore National Laboratory) (Stevens et al., 2001)의 global tomography 모델 데이터 (Rayleigh-파 위상 및 군 속도 분산자료)도 표면파 분산데이터에 포함시켜 역산을 수행하였다. 실측자료는 rayleigh-파의 위상속도(phase velocity)만을 이용하였으며, 이는 남한에 설치된 모든 광대역 관측소에 기록된 지진 데이터 중 속도 분산이 뚜렷한 이벤트 (그림 3.에서 큰 별 모양)를 선별하여 전체 광대역 관측소를 하나의 array로 가정한 후  $p-\omega$  중합법 (McMechan and Yedlin, 1981)으로 구한 것이다. 그림 5.에서 작은 닫힌 원은 실측된 rayleigh-파 위상속도 분산 데이터, 작은 열린 원은 Harvard의 rayleigh-파 군 속도(group velocity) 데이터, 닫힌 삼각형은 Harvard의 rayleigh-파 위상속도 분산 데이터, 큰 닫힌 원은 LLNL rayleigh-파 군 속도 데이터를 각각 나타낸다.

## 3. 역산 및 결과

앞서 언급한 바와 같이 수신함수는 관측소 하부의 속도 불연속면에 대한 자세한 정보 (S-파 속도 정보)를 포함하고 있는 반면 불연속면까지의 깊이와 그 사이의 평균속도의 tradeoff 관계로 인해 해의 유일성이 떨어진다. 또한, 초기모델과 a priori 정보에 많이 의존하는 경향이 있어 결과 해석에 연구자의 주관의 개입될 가능성이 크다 (Ammon et al., 1990). 한편, 표면파 속도분산은 하부 지각의 불연속면 보다는 그 사이의 평균속도(S-파 속도)에 민감하게

반응하므로 지각의 개략적 평균구조를 구하는데 유용하다.

이러한 두 데이터 군의 상호보완적 성질은 동시역산을 통해 해의 비유일성을 줄여주고, 역산을 안정화하며, 최종 모델의 초기 모델에 대한 의존도를 낮추어 준다는 사실이 최근 연구를 통해 확인되었다 (Özalaybey et al., 1997; Du and Foulger, 1999; Juliá et al., 2000).

수신함수와 표면파 속도분산 데이터는 각각 다른 물리 단위를 가진 독립적인 데이터 군 역산을 위해 초기 모델로는 수정된 aki35-F 모델 (Kennett et. Al., 1995)을 사용하였으며, 지층의 두께는 상부 50km까지는 2km 단위, 50-100km까지는 5km, 그리고 100-200km까 (group)이다. 따라서, 두 자료를 동시역산에 사용하기 위해서는 각 데이터의 수와 물리 단위(physical unit)를 고려해서 역산을 수행하여야 한다. 이를 위해 joint prediction error를 아래와 같이 정의하고 이를 최소로 하는 지각구조 모델을 찾아 가는 알고리즘을 사용하였다 (Juliá et al., 2000; Herrmann and Ammon, 2002).

$$S = \frac{(1-p)}{N_r} \sum_{i=0}^{N_r} \left( \frac{O_{r_i} - P_{r_i}}{\sigma_{r_i}} \right) + \frac{p}{N_s} \sum_{j=0}^{N_s} \left( \frac{O_{s_j} - P_{s_j}}{\sigma_{s_j}} \right)$$

,where

$O_{r_i}$  : Observed receiver function at time  $t_i$

$P_{r_i}$  : Predicted receiver function at time  $t_i$

$\sigma_{r_i}$  : Standard error of observation at  $t_i$

$O_{s_j}$  : Observed receiver function at time  $t_j$

$P_{s_j}$  : Predicted receiver function at time  $t_j$

$\sigma_{s_j}$  : Standard error of observation at  $t_j$

$N_r$  : Total number of receiver function points

$N_s$  : Total number of surface-wave dispersion points

$p$  : Influence factor,  $0 \leq p \leq 1$ .

역산 수행 시 influence 인자인  $p$ 의 값에 따라 두 데이터 군이 역산 결과에 미치는 정도가 차이가 난다. 즉,  $p=0$ 은 수신함수만을 이용한 역산 결과를 의미하며  $p=1$ 은 표면파 속도분산 자료만을 이용한 역산 결과를 나타낸다.

지는 10km 단위로 나눈 후 역산을 수행하였다. 또한, 역산 수행 시 50km 이하로는 점차 작은 weighting factor를 할당하고 100km 이하로는 속도를 고정한 상태로 역산을 수행하였다.

그림 6.는 GKP1 관측소를 대상으로 수행한 수신함수와 rayleigh-파 속도분산의 동시역산 결과이다. 역산 수행 시 모든 관측소에서 수신함수에 포함된 고주파 잡음이 역산 결과에 미치는 영향을 최소화 하기 위해 influence 인자 값을 0.15 할당하였다. 그림에서 보면 역산 결과 수신함수와 rayleigh-파 속도분산의 실측 값이 결과 모델로부터 계산된 값들과 잘 일치

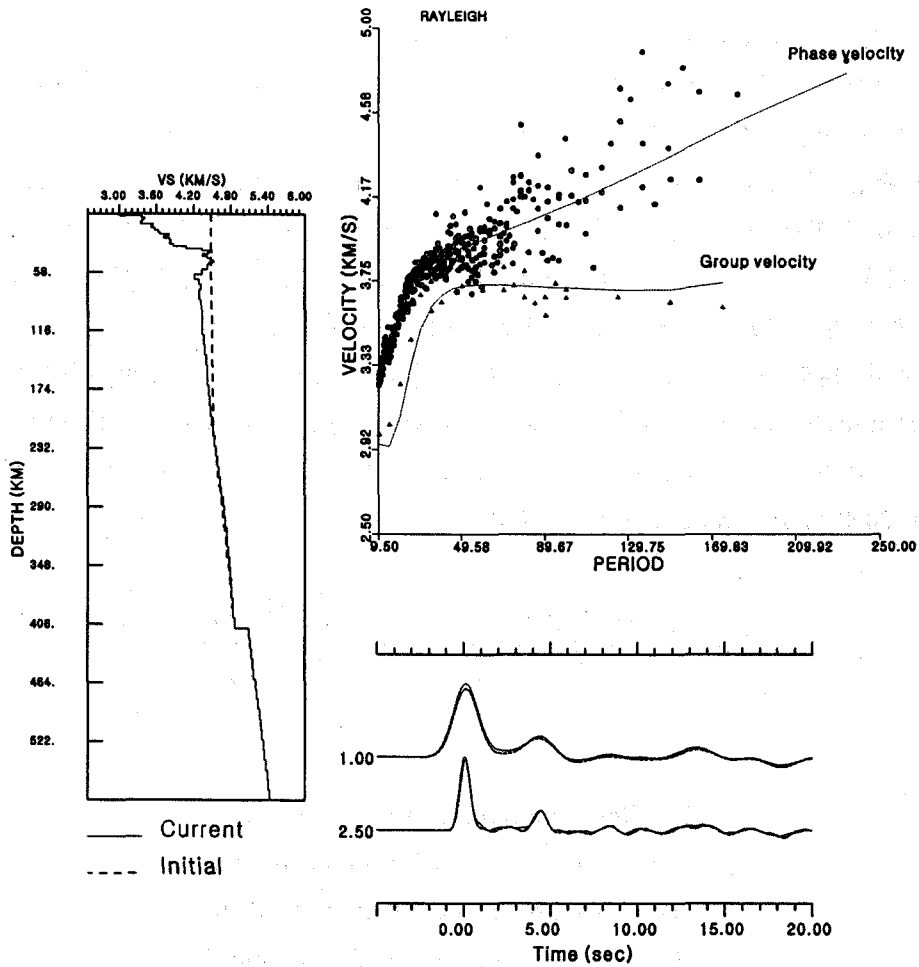


그림 6. 수신함수와 rayleigh-파 속도분산의 동시역산의 예

하는 것을 알 수 있다.

그림 7은 경상분지에 위치한(또는 위치했던) 총 6개 관측소에서의 수신함수와 rayleigh-파 속도분산의 동시역산 결과로 나온 관측소 하부 지각속도구조를 보여준다. 동해에 접한 HDB 관측소를 제외하고는 모든 관측소에서 비슷한 하부 지각구조 양상을 나타냈다. 지각의 두께는 HDB 관측소 지역이 약 28 km 정도로 보여지며 그 외 관측소에서는 약 33-34 km 정도로 나타났다.

#### 4. 결론 및 토의

수신함수와 rayleigh-파 속도분산 자료의 결합은 각각의 데이터를 따로 역산에 사용했을 때 보다 지진파가 거쳐 온 지각구조의 특성을 왜곡됨 없이 구할 수 있도록 한다. 두 데이터군의 동시역산 방법을 한반도 동남부 지역에 적용시켜 본 결과 역산이 초기모델에 의존하지 않으며 안정되게 수행 됨을 알 수 있었다. 역산 결과 구해 진 경상분지 지역에 위치한 관측소 하부의 지각구조는 HDB 관측소 (약 28 km 모호 깊이)를 제외하고 모든 관측소에서 약 33-34 km의 모호 깊이를 보이는 비슷한 양상을 나타내었다.

이번 연구에 사용된 rayleigh-파의 속도 분산 자료는 광역 지진 자료의 부족으로 인해 주

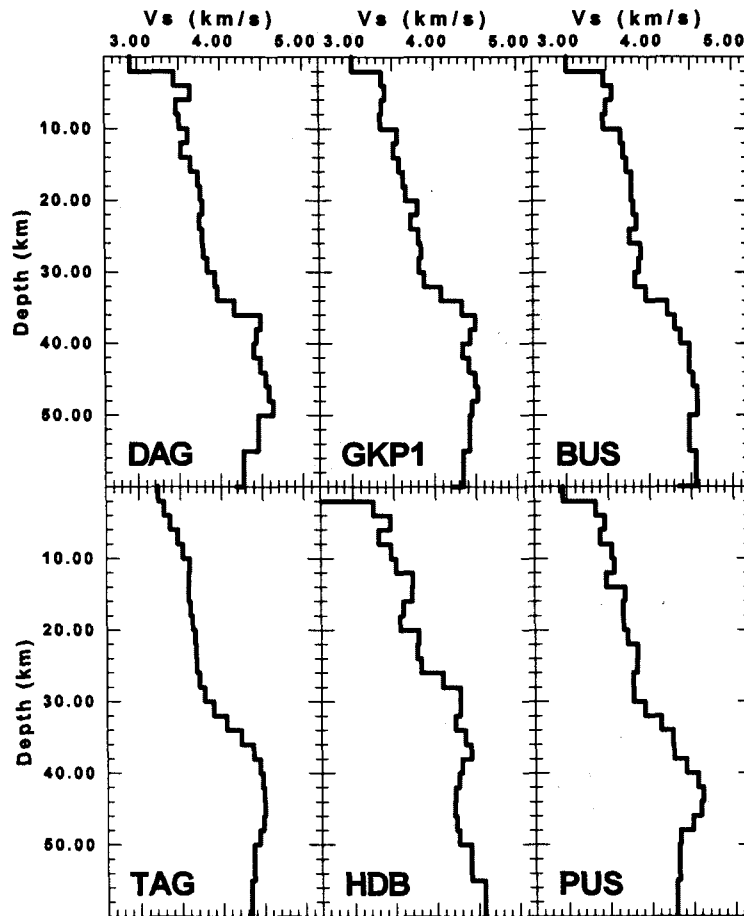


그림 7. 수신함수와 rayleigh-파 속도분산의 동시역산의 결과로 구한 경상 분지에 위치한 (혹은 위치했던) 광대역 관측소 하부의 지각구조.

기 약 10초 이상의 자료만을 역산에 사용하였다. 따라서, 단주기 표면파 속도분산 자료의 부족으로 역산 과정에서 얇은 지각의 속도에 대한 구속 정도가 약했을 것으로 생각된다. 최근 한반도 주위에서 표면파 분산이 관찰될 만한 지진이 여러 차례 발생하였으며 이로부터 단주기 속도분산 자료를 보강하여 역산을 수행한다면 얇은 지각에 대한 신뢰성을 높일 수 있을 것으로 생각된다.

### 참고문헌

- 김성균(1995), "한반도 지각구조에 관한 연구", *Jour. Geol. Soc. Korea*, v.31, pp. 393-403.
- 이승규, 김소구(1998), "원격 수신함수를 이용한 서울과 인천 관측소 하부의 지각 속도구조와 Moho 불연속면 특성 연구", *Econ. Environ. Geol.*, vol. 31, No. 4, pp. 339-347.
- Clayton, R. W., and R. A. Wiggins, 1976, Source shape estimation and deconvolution of teleseismic bodywaves, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 47, 151-177.
- Du, Z. J. and G. R. Foulger (1999), "The crustal structure beneath the northwest fjords, Iceland,



- from receiver functions and surface waves", *Geophys. J. Int.*, 139, 419-432.
- Gurrola, H., G. E. Baker, and J. B. Minster, 1995, Simultaneous time domain deconvolution with application to the computation of receiver functions, *Geophys. J. Int.*, v. 120, 534-543.
- Herrmann, R. B., C. J. Ammon (2002). "COMPUTER PROGRAMS IN SEISMOLOGY", Version 3.20.
- Juliá, J., C. J. Ammon, R. B. Herrmann, A. M. Correig (2000), "Joint inversion of receiver function and surface wave dispersion observations", *Geophys. J. Int.*, 143, 1-19.
- Kennett B. L. N., Engdahl E. R., and Buland R.(1995), "Constraints on seismic velocities in the earth from travel times, *Geophys. J. Int.*, v. 122, 108-124.
- Kim S. G. and S. K. Lee(2001), "Moho discontinuity studies beneath the broadband stations using receiver functions in south Korea", 한국도시방재학회 창간호, 제1호, pp. 139-155.
- Kim, S. J. and Kim, S. G.(1983), "A study on the crustal structure of south Korea by using seismic waves", *Jour. Geol. Soc. Korea*, v.16, pp. 51-61.
- Larson, E. W. Fl, and G. Ekström(2001), "Global models of surface wave group velocity, *Pure and Applied Geophysics*", 158 (7), 1377-1400
- Ligorria J. P. and C. J. Ammon, 1999, Iterative deconvolution and receiver-function estimation, *Bull. Soc. Am.*, v. 89, 1395-1400.
- Özalaybey, S., M. K. Savage, A. F. Sheehan, J. N. Louie, and J. N. Brune (1997), "Shear-wave velocity structure in the northern Basin and Range province from the combined analysis of receiver functions and surface waves", *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 183-199.
- Sheehan, A. F., G. A. Abers, A. L. Lerner-Lam, and C. H. Jones, 1995, Crustal thickness variations across the Rocky Mountain Front from teleseismic receiver functions, *J. Geophys. Res.*, v.100, 20391-20404
- Song, S. G. and Kiehwa Lee, 2001, Crustal structure of the Korean peninsula by travel time inversion of local earthquakes, *J. Geophys. Soc. Korea*, v. 4, 21-33.
- Stevens, J. L. and K. L. McLaughlin (2001), "Optimization of surface wave identification and measurement," *Pure and Applied Geophysics*, 158, no. 7, 00 1547-1582.