

## 감쇠상수 분리방법의 비교 분석

정태웅\*

세종대학교 지구환경과학과

### Comparative Study on Separation Method of Attenuation Quality Factor

Tae Woong Chung\*

Department of Earth & Environmental Sciences, Sejong University

**요 약:** 한반도의 감쇠상수에 대한 고유 및 산란감쇠 분리가 최근 해석적인 방법으로 수행되었으나, 깊이에 따라 변하는 산란구조를 고려하기 위해서는 해석적인 방법보다는 수치적인 방법을 써야한다. 그런데, 수치적인 방법의 일종인 Direct Simulation Monte Carlo(DSMC)법은 1차원부터 3차원에 이르기까지 확장성이 좋은 방법이나, 이를 이용한 조사는 잘 이루어지지 않고 있는 상황이다. 본 연구에서는 해석적인 방법과 DSMC법을 소개하고, 균일한(isotropic) 산란 모델에 대하여 두 방법의 결과 값을 비교하였다. 그 결과, 산란감쇠계수( $\eta_s$ )는 동일하나 고유감쇠계수( $\eta_i$ )의 경우 해석적인 방법이 DSMC 방법보다 값과 그 오차 범위가 더 컸다. 더욱이 DSMC법으로 구한  $Q_i^{-1}$  값이 한반도의 기존 연구결과에 가까운 것으로 보아, DSMC법이 한반도의 감쇠상수 분리에 보다 신뢰도 높은 결과를 도출할 수 있는 것으로 보인다.

**주요어:** 한반도, 고유감쇠, 산란감쇠, 해석적인 방법, DSMC법

**Abstract:** Using analytical method, intrinsic absorption and scattering attenuation was lately separated from total quality factor ( $Q_i^{-1}$ ) on the seismic data of Korean Peninsula. However, we should use numerical method rather than the analytical method to consider depth dependent structure of scattering. The direct simulation Monte Carlo (DSMC) method, as a kind of the numerical method, is good option due to its extended availability from 1 to 3-dimensional model; but there is few study to use it. In this paper, we introduced the analytical method and the DSMC method, and compared the results of the two analysis applied to the isotropic scattering model. While the scattering attenuation coefficients ( $\eta_s$ ) are identical, the intrinsic absorption coefficients ( $\eta_i$ ) for the analytical method are larger than those for DSMC method and have large errors. In addition, the  $Q_i^{-1}$  by the previous studies show closer to DSMC method than analytical method.

**Key words:** Korean Peninsula, intrinsic absorption, scattering attenuation, the analytical method, the DSMC method

## 서 론

지진은 진원에서 멀수록 기하학적 감쇠(geometrical spreading) 및 전파매질에 의한 감쇠로 급격히 진동 에너지가 감쇠되는데, 전파매질에 의한 지진동의 감쇠는 각 관측점에서 지진파 진폭의 변화를 측정하여 감쇠상수  $Q^{-1}$  값으로 나타낸다.  $Q^{-1}$  값은 내진설계에 있어서 지반의 진동을 정량적으로 예측하기 위해 필수적인 정보로 한반도에서는 세계의 지진 안정지역에 해당하는 낮은 값이 보고되었다(예; Chung and Sato, 2001; Chung et al., 2007). 감쇠상수  $Q^{-1}$ 는 고유감쇠( $Q_i^{-1}$ )와 산란감쇠( $Q_s^{-1}$ )가 합하여진 값으로  $Q_i^{-1}$ 가 얼마나 지진파의 탄성에너지가 열

이나 다른 형태의 에너지로 전환되었는지를 나타내는 척도라면,  $Q_s^{-1}$ 는 지진파의 반사와 굴절, 위상의 변화를 볼 수 있는 척도이다.  $Q_i^{-1}$ 는 부분용융에 민감한 것으로 실험에 의해 보고되었으며(e.g. Kampfmann and Berckhemer, 1985), 이를 바탕으로 화산 지역의 마그마를 탐색하기 위해 고유감쇠값을 조사하는 연구가 행하여진 바 있다(e.g. Chung et al., 2009).

산란이론에 근거한 한반도 지각의 감쇠구조 연구는 주로 코다  $Q^{-1}(Q_s^{-1})$  측정을 통하여 이루어졌는데(e.g. 정태웅 외, 2004; Yun et al., 2007), 이는 진원에서 생성된 S파가 불균질한 지각매질의 산란체에 한번만 산란되어 관측점에 이르게 된다는 단일산란모델을 바탕으로 하였다(e.g. Aki, 1969; Aki and Chouet, 1975). 이러한 단순한 가정의 단일산란모델은  $Q_i^{-1}$ 와  $Q_s^{-1}$ 를 분리해 낼 수가 없었는데, 두 감쇠값의 분리가 가능한 다중산란모델이 수치적인 방법(Hoshiya, 1991)과 해석적인 방법(Zeng et al., 1991; Sato, 1993)으로 제시되었고 이들 두 방법은 전 세계적으로 널리 쓰이고 있다(e.g. Bianco, 2005; Chung et al., 2009).

2009년 8월 24일; 2009년 11월 17일 채택

\*Corresponding author

E-mail: chungtw@sejong.ac.kr

Address: Department of Earth & Environmental Sciences,  
Sejong University, Kunja-dong98 Kwangjin-ku,  
Seoul, 143-747, Korea

다중산란모델은  $Q_i^{-1}$  값은 직접파 중에서 S파와 코다파의 진폭을 감쇠시키고,  $Q_s^{-1}$ 는 S파 직접파는 감쇠시키는 반면 코다파는 증폭시키게 된다는 점에 착안하여  $Q_i^{-1}$  값과  $Q_s^{-1}$  값을 분리하는데, 가장 많이 쓰이는 방법이 Multiple Lapse Time Window method (MLTW법), 즉 다중지연시간창 해석법이다. MLTW법은 다중산란모델의 이론값과 관측되어지는 코다파 포락선값을 비교하는 방법으로 Hoshiba *et al.* (1991)과 Fehler *et al.* (1992)에 의해 개발되었다. 최근 한반도의 감쇠상수에 대한  $Q_i^{-1}$  값과  $Q_s^{-1}$  값의 분리를 정태웅과 윤숙영(2009)은 해석적인 방법으로 수행하였다. 그런데, 해석적인 방법은 산란체가 지각전체에 균일하게 분포하고 있다는 가정에 근거한 것으로 깊이에 따라 변하는 산란구조를 고려할 수가 없다. 따라서 현실적인 지각구조를 재현하려면 수치적인 방법을 사용하여야 하는데, Yoshimoto (2000)에 의해 개발된 Direct Simulation Monte Carlo (DSMC)법은 그 열개가 간단하여, 지각모델의 각 층에서 속도경사를 고려할 수 있고 3차원 구조에도 확장이 가능한 매우 혁신적인 방법이다. 그런데, 해석적인 방법은 현재도 널리 쓰이고 있는 반면(예, Chung *et al.*, 2009), DSMC법을 이용한 조사는 잘 이루어지지 않고 있는 상황이다. 본 연구에서는 해석적인 방법과 DSMC법에 대하여 소개를 하고, 속도=3.5 km/s의 깊이 방향으로 균일한 1차원 산란모델에서 두 방법의 결과 값을 비교·검증하여 DSMC법의 실용성을 확인하고자 한다.

**해석적인 방법**

Zeng (1991)이 제시한 isotropic한 다중산란체가 균일하게 분포한 매질의 이론적 산란모델식을 이용하여 Sato and Fehler (1998)는 원점에 위치한 지진 발사체 에너지  $W\delta(t)$ 에 의해 다음과 같은 식을 제시하였다.

$$E(\vec{r}, t) = WG(\vec{r}, t) + v\eta_s \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} G(\vec{r} - \vec{r}', t - t')E(\vec{r}', t')dt' d\vec{r}' \quad (1)$$

여기서

$$G(\vec{r}, t) = \frac{1}{4\pi v|\vec{r}|^2} H(t)\delta(t - |\vec{r}|/v)\exp[-(v\eta_s + \eta_i)t] \quad (2)$$

식에서 쓰인 정의는 다음과 같다.  
 $H$ 는 헤비사이드 계단함수이고,  
 $\vec{r}$  과  $t$ 는 관측점의 위치( $x, y, z$ )와 시간이며  
 $\vec{r}'$  과  $t'$ 는 최초 산란체의 위치( $x', y', z'$ )와 시간이다.  
 $v$ 는 S 파 속도이며,  
 $\eta_s$ 는 산란감쇠계수이며,  
 $\eta_i$ 는 고유감쇠계수이다.  
 여기서 다음과 같은 규격인자를 도입한다.

$$\bar{t} = v\eta_s t, \vec{r} = \eta_s \vec{r}', \bar{\eta}_i = \frac{\eta_i}{v\eta_s}, \bar{G} = \frac{G}{\eta_s^3}, \bar{E} = \frac{E}{W\eta_s^3} \quad (3)$$

그러면 식 (1)과 (2)는 다음과 같이 변형된다.

$$\bar{E}(\vec{r}, \bar{t}) = \bar{G}(\vec{r}, \bar{t}) + \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} G(\vec{r} - \vec{r}', \bar{t} - \bar{t}')\bar{E}(\vec{r}', \bar{t}')d\bar{t}' d\vec{r}' \quad (4)$$

와

$$\bar{G}(\vec{r}, \bar{t}) = \frac{1}{4\pi|\vec{r}|^2} H(\bar{t})\delta(\bar{t} - |\vec{r}|)\exp[-(1 + \bar{\eta}_i)\bar{t}] \quad (5)$$

(5)식은 공간적으로 후리에변환으로 시간적으로 라플라스변환에 의해 다음과 같이 주어진다.

$$\hat{\bar{G}}(\vec{k}, s) = \int_{-\infty}^{\infty} d\vec{r}' e^{-i\vec{k}\vec{r}'} \int_0^{\infty} d\bar{t}' e^{-s\bar{t}'} \bar{G}(\vec{r}', \bar{t}') = \frac{1}{k} \tan^{-1} \frac{k}{s + 1 + \bar{\eta}_i} \quad (6)$$

동일한 변환을 식 (4)에 적용하면

$$\begin{aligned} \bar{E}(\vec{r}, \bar{t}) = & \bar{G}(\vec{r}, \bar{t}) + \frac{1}{4\pi|\vec{r}|^2} K\left(\frac{\vec{t}}{|\vec{r}|}\right) H(\bar{t} - |\vec{r}|) e^{-(1 + \bar{\eta}_i)\bar{t}} \\ & + \frac{1}{|\vec{r}|} \frac{1}{(2\pi)^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} d\omega d\vec{k} e^{-i\omega\bar{t} - i\vec{k}\vec{r}} \left[ \frac{ik}{2\pi} \frac{\hat{\bar{G}}(-\vec{k}, -i\omega)^3}{1 - \hat{\bar{G}}(-\vec{k}, -i\omega)} \right] \end{aligned} \quad (7)$$

여기서

$$K(v) = \frac{1}{v} \ln \frac{v+1}{v-1}, \quad v > 1 \text{ 이다.}$$

식 (7)은 수치적으로 계산되는데, 첫 제항부터 둘째, 셋째 항은 각각 직달파, 단일 산란, 다중 산란항에 해당된다. 고유감쇠항  $\eta_i = \frac{2\pi f}{v} Q_i^{-1}$  와 산란감쇠항  $\eta_s = \frac{2\pi f}{v} Q_s^{-1}$  는 일반적으로 전체 감쇠항에 대한 산란감쇠량의 무차원적인 비, 즉 지진학적 알베도  $B_0 = \eta_s / \eta_s + \eta_i$  와 초기 S파 에너지가 e 만큼 감쇠하는데 걸리는 거리의 역수  $L_e^{-1} = \eta_s + \eta_i$  로 나타내진다. 식 (7)의 해는 강한 산란, 약한 산란 모두 적용될 수 있다.

**Yoshimoto (2000)의 수치적인 방법**

Hoshiba *et al.* (1991)은 (1)에서 해석적으로 구해진 모델을 몬테카를로(Monte Carlo) 방식의 산란으로 수치적으로 구하였다. 이 방식은 모델 공간에서의 산란값을 1차원 깊이에 따라 바꿀 수 있어서 해석적인 방법보다 현실적이다. 그러나, 일반적으로 암권의 지진파 속도는 깊이에 따라 증가하며, 직접파 및 산란파의 경로는 위쪽으로 휘게 되며 지진파 에너지가 자유표면 상층부에 모이게 되는 경향이 있다. 이 효과를 정량적으로 측정하기 위해 실제적인 속도구조에서 3차원적인 파선추적을 행할 필요가 있다. Yoshimoto (2000)는 파선추적에 유한차분법을 이용한 DSMC법을 개발하였는데, 이는 층구조내에

서 속도가 다양하게 변화하는 좀더 현실적인 3차원 구조에서도 사용가능하며 에너지 입자의 충돌확률에 따라 입자의 움직임을 결정하여 에너지 입자의 전파를 모사하는 방법이다.

**입자의 충돌확률**

DSMC는 다량의 에너지 입자를 확률적으로 계산하므로 분자간의 충돌에 적용되는 확률식을 적용한다. 충돌이 일어나는 시간간격을  $\tau$ 라고 하면  $N$ 개의 분자가 시간  $dt$  동안 충돌하는 횟수는  $Ndt/\tau$ 가 된다.  $N(t)$ 를 시간  $t$ 까지 충돌하지 않은 분자 수라고 하면 시간  $t + dt$ 에 충돌하지 않은 분자 수  $N(t + dt)$ 는 다음과 같다.

$$N(t + dt) = N(t) - N(t)\frac{dt}{\tau} \tag{8}$$

미분의 정의에 의해  $N(t + dt)$ 는  $N(t) + \frac{dN}{dt}dt$ 이므로 (8) 식은  $dN(t)/dt = -N(t)/\tau$ 가 되며, 이 식은 양변이 완전 미분의 형태인

$$\frac{dN(t)}{N(t)} = -\frac{dt}{\tau} \tag{9}$$

이 되고 양변을 적분하면  $N(t) = (정수)e^{-t/\tau}$  형태가 되고 정수항은  $t = 0$  때 다음 충돌을 기다리는 분자의 총수가 되므로

$$N(t) = N_0 e^{-t/\tau} \tag{10}$$

가 된다. 따라서 충돌을 하지 않은 확률  $P(t)$ 는  $N(t)$ 를  $N_0$ 로 나누면 되므로

$$P(t) = e^{-t/\tau} \tag{11}$$

이 된다.

여기서 평균자유행로  $l = \tau v$ 를 정의하여 (9)식의 우항은  $dt/\tau$  대신  $vd t/l$ 로 바꾸면 식 (11)의 확률을 거리  $x$ 를 진행하는 동안 충돌하지 않을 확률이

$$P(x) = e^{-x/l} = e^{-vt/l} \tag{12}$$

이 된다. (12) 식을 연속확률밀도로 풀면

$$r = \int_0^x P(x)dx = 1 - e^{-x/l} = 1 - e^{-vt/l} \tag{13}$$

여기서  $0 \leq r < 1$ 이고,  $x \ll l$ 이면

$$r = \int_0^x P(x)dx = \frac{vt}{l} \tag{14}$$

이다.

**Direct Simulation Monte Carlo법**

하나의 에너지 입자의 운동 방향(사출각과 방위각)  $\theta, \psi$ 를

다음과 같이 정의한다.

$$\begin{aligned} \theta &= \arccos(1 - U_1) \\ \psi &= 2\pi U_2 \end{aligned} \tag{15}$$

여기서  $U_1, U_2$ 는 0과 1사이의 난수(random variables)이며, 식 (15)는 일정확률분포(uniform probability distribution)를 확인시켜 주고 있다. (15) 식의 에너지입자의 위치는 유한차분법에 의해 계산되는데, 미세한 시간  $\Delta t$ , 깊이  $z$ 에서의 속도  $v(z)$ , 전파거리  $v(z)\Delta t$ 일 때 이 경로상에서 산란이 일어날 확률은 식 (14)에 의해

$$1 - \exp[-v(z)\Delta t/l] \approx v(z)\Delta t/l \tag{16}$$

이 되며, 여기서  $l = \eta_s^{-1}$ 는 산란체의 평균자유행로이다. 이 식에서 확률 값인 우변은 (14) 식의 조건인  $v(z)\Delta t \ll \eta_s^{-1}$ 이 성립될 때  $\eta_s v(z)\Delta t$ 로 대체할 수 있다. 이 입자의 전파거리  $v(z)\Delta t$ 에서 산란이 발생할 조건은 다음 식에 의해 결정된다.

$$\eta_s v(z)\Delta t > U_3 \tag{17}$$

여기서  $U_3$ 은 0과 1사이의 난수이다. 산란의 방향은 식 (15)에 의해 결정되어 그 값이 다음 단계의 계산에서 사용된다.

시간  $\Delta t$ 에서 입자의 운동 과정의 사출각을  $\vartheta$ 로 정의하면 파선이론에 의한 입자의 궤적은 다음 식으로 나타낼 수 있다 (Cerveny and Ravindra, 1971).

$$\frac{d\vartheta}{ds} = \frac{\sin\vartheta}{v(z)} \frac{dv(z)}{dz} \tag{18}$$

여기서  $s$ 는 파선궤적의 좌표거리이다. 이 식의 좌변은  $\Delta t$  동안의  $\vartheta$ 의 증분이다.  $\vartheta$ 의 초기값은 진원에서의 사출각  $\theta$  값이다. 에너지 입자의 위치는 (15)~(18)식의 과정을 반복하며 결정, 전파되어 간다. 산란은  $\Delta t$ 의 시간에 1회만 허용되므로 산란횟수의 한계치는 iteration의 반복횟수이다.  $\eta_s v(z)\Delta t \ll 1$ 의 조건하에서  $\Delta t$ 가 작을수록 산란체에서의 입자궤적이 실제에 근사될 수 있다.

수신점은  $\Delta V$ 로 하여 입자가  $\Delta V$ 에 이르면 에너지군에 추가되고,  $n(t)$ 를 시간  $t$ 에서  $\Delta V$ 에 포함된 입자수라고 하면, 몬테카를로식에 의해 수많은  $N$ 개의 입자를 발생시킨다. 시간  $t$ 에서 수신점에서의 에너지 밀도는  $n(t)/(N\Delta V)$ 가 된다.

**MLTW 분석**

본 연구는 정태웅과 윤숙영(2009)이 이용한 자료 즉, 기상청(KMA)과 한국지질자원연구원(KIGAM)의 관측소에서 기록된 규모 1.4에서 5.2에 이르는 329 지진의 자료를 그대로 이용하여  $Q_i^{-1}$  값과  $Q_s^{-1}$  값을 분리하였다. 관측된 자료 분석의 첫단계는 MLTW 해석인데, S파 지진파 자료를 그 도달시간부터 15초 길이의 3 시간창 부분으로 나누는 것이다(Fig. 1). 첫 시

간창은 S파 직접파의 주에너지 전달부분으로 대부분 지진이 이 시간 범위에 직접파 에너지가 포함되고, 두 번째 및 세 번째 시간창은 직접파 에너지가 포함되지 않는 산란 에너지만을 포함하는 영역이다. 세 개의 시간창의 지진파 에너지는 각각 1~2, 2~4, 4~8, 8~16, 16~32 Hz의 대역필터를 통과시킨 후 각 제공하여 더하여 산정된다. 또, 각각 다른 진원과 관측점 자료를 보정하기 위하여 코다규격화법(Aki, 1980)을 적용

해야 하는데(e.g. Hoshiya, 1993), 코다규격화를 위한 코다스펙트럼은 S파 주시시간의 약 2배 정도의 시간부근의 5초간의 시간창에 대한 코다파를 제공하여 얻는다(e.g. Chung and Sato, 2001). 마지막으로 각 자료의 지진파 전파에 따른 기하학적 보정은 진원거리  $r$ 의 함수  $4\pi r^2$ 을 곱하여서 보정한다. 이와같이 보정된 관측값은 4 km 간격으로 평균되어 세 시간창을 대표하는 세 곡선으로 나타내진다(Fig. 2). 즉, 맨 위 쪽의 곡선이 첫 번째 시간창 값이고 두 번째가 그 다음 시간창, 맨 아래 곡선이 세 번째 시간창으로 시간이 지날수록 에너지가 줄어드는 상황을 재현하고 있다. 이 관측치에 대하여 두 방법(해석적 및 수치적 방법)의 이론곡선을 최소자승법으로 맞추어 이 때의  $\eta_b$ ,  $\eta_s$  값을 구한다. 해석적인 방법은 정태웅과 윤숙영(2009)의 경우, 진원거리 80 km 범위로 하였으나, 본 연구는 진원거리 120 km로 확장하여 보다 많은 지진자료를 바탕으로 해석하였다. 그 결과, 해석적인 방법에서  $\eta_b$ ,  $\eta_s$ 가 0.001에서 0.003 정도 작아지는 차이가 나타났는데 이는 길어진 진원거리만큼 하부지각을 통과하는 파선이 많아진 영향으로 사료된다.

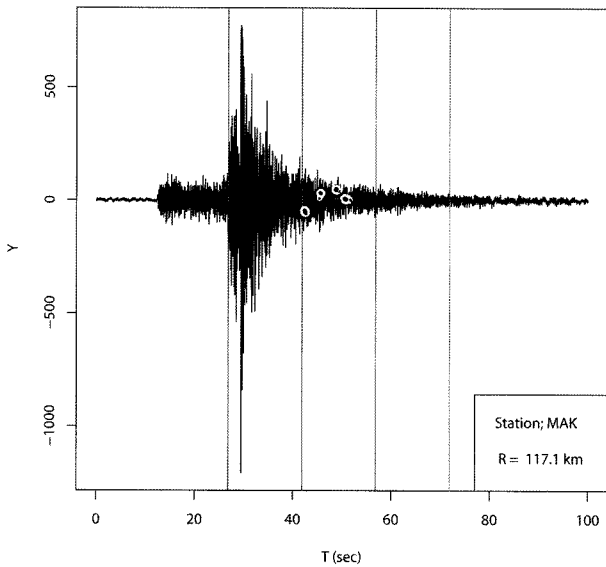


Fig. 1. Typical seismogram classified by the first (0 ~ 15 s), second (15 ~ 30 s), and third time windows (30 ~ 45 s).

### 비교분석 결과

앞서 Fig. 2에서 구한 관측곡선을 해석적인 방법과 수치적인 방법인 DSMC법으로 구한 이론곡선이 최소자승으로 만족시키는 MLTW 해석을 각 주파수(1~2, 2~4, 4~8, 8~16, 16~32 Hz)에 대하여 실시한 결과가 Fig. 3(a), (b)이고, Fig. 4(a), (b)는 그 오차의 범위를 표시하였다. 오차는 자유도 ~ 60

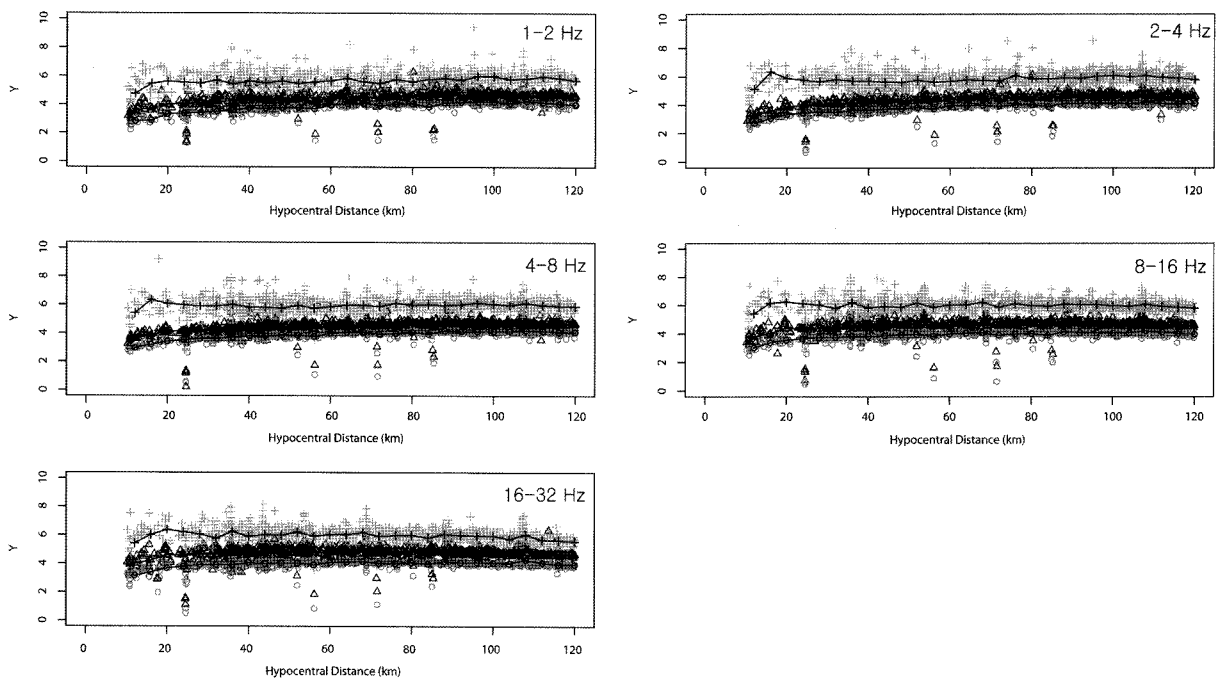


Fig. 2. Normalized energy corrected for geometrical spreading versus hypocentral distance for five frequency bands. The crosses, triangles, and circles represent measurements for the first (0 ~ 15 s), second (15 ~ 30 s) and third time windows (30 ~ 45 s). Averaged (4 km width) values for each of the scatter plots are shown the same corresponding symbols in black.

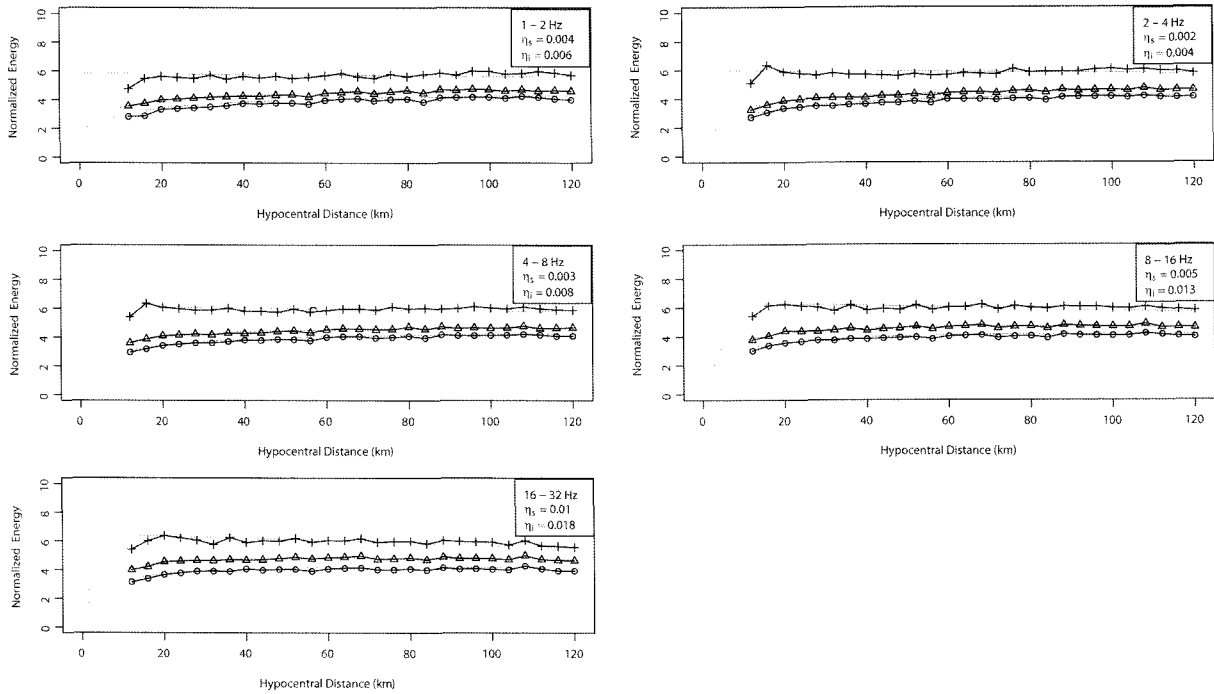


Fig. 3. (a) The averaged observations (black lines) in Fig. 2 are fitted by theoretical values (grey lines) computed by the analytical method. Best-fit model parameters are provided at the upper left-hand corner of each plot.

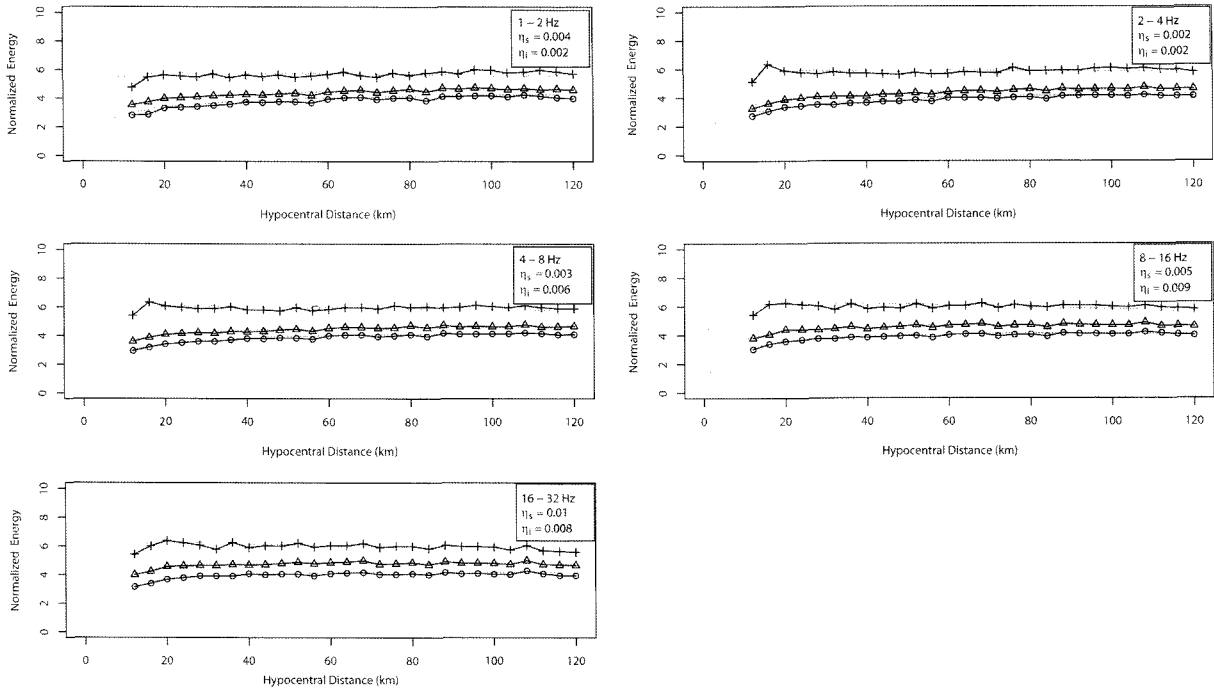
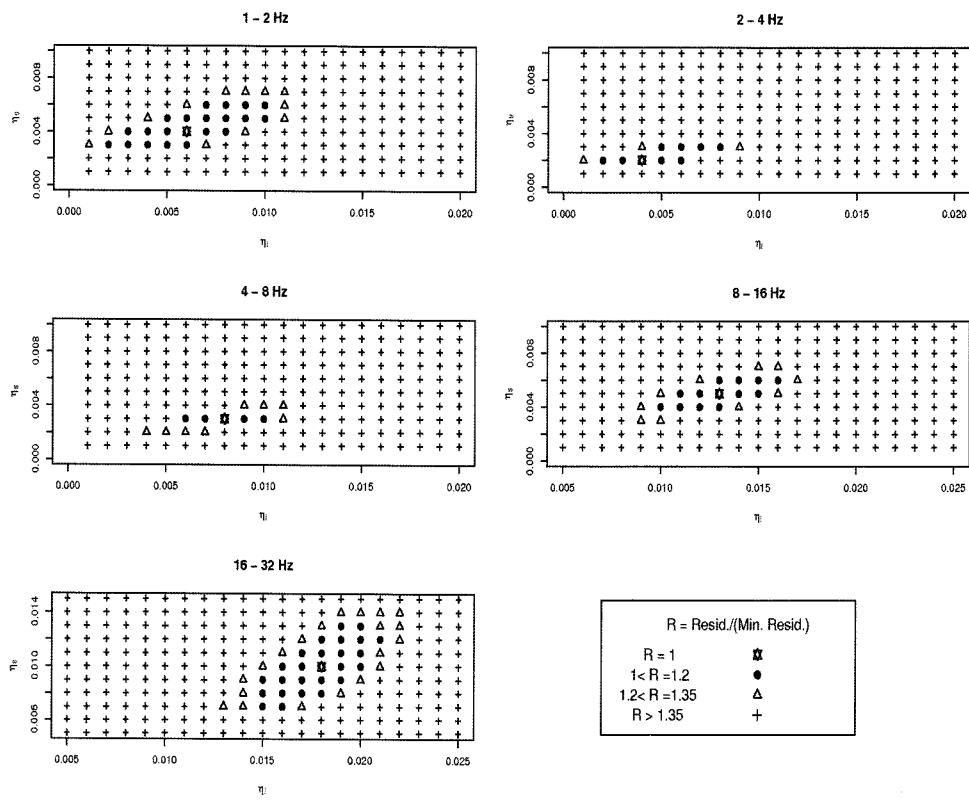


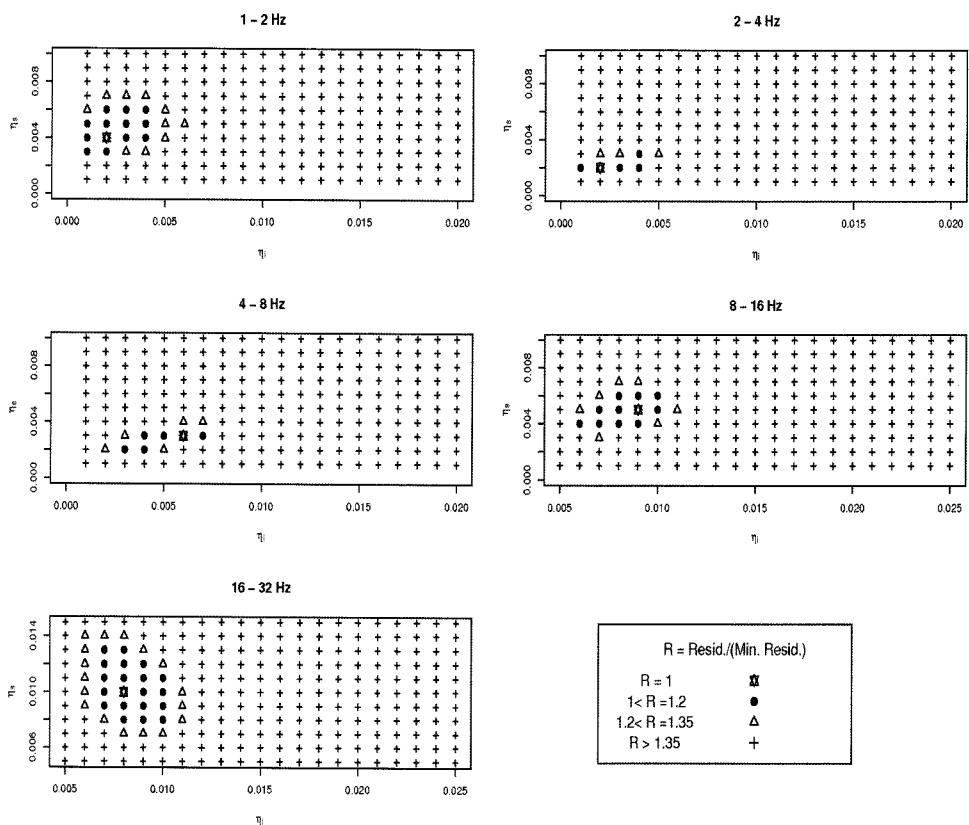
Fig. 3. (b) Same as Fig. 3(a) but for theoretical values (grey lines) computed by the DSMC method.

의 95% 신뢰수준의 F분포에서  $\eta_i, \eta_s$ 가 1.5가 되는 범위를 도 시하였다(Mayeda *et al.*, 1992). 두 방법 다  $\eta_s$ 는 오차의 범위 까지 동일하나,  $\eta_l$ 의 경우 해석적인 방법의 값이 크고, 오차 의 범위도 크다(Table 1(a), (b)). DSMC 방법이 보다 실제에 근접한 값으로 판단되므로 해석적인 방법으로 말미암아  $\eta_l$ 가 과대평가된 것으로 사료된다. 또한 Table 1의  $Q_l^{-1}$ 의 값이 해

석적인 방법에서 비교적 높게 나오는데, 한반도 전역에 대한 기존 연구결과(Chung and Lee, 2002; Chung *et al.*, 2005)는  $Q_l^{-1}$ 의 값이 낮은 DSMC법의 결과에 더 가까운 값이 보고되 고 있다. 따라서 균일한 다중산란모델에 대하여 Yoshimoto (2000)에 의한 DSMC법이 해석적인 방법에 비하여 한반도의 감쇠상수 분리에 보다 신뢰도 높은 결과를 도출할 수 있는 것



**Fig. 4. (a)** Residual map normalized to the minimum (star) for the analytical method. Normalized values  $< 1.5$ , expressed by star, solid circle and triangle, were determined by the F distribution with approximately 60 degrees of freedom at the 95% level of confidence.



**Fig. 4. (b)** Same as Fig. 4(a) but for the DSMC method.

**Table 1. (a)** Range of model parameters and attenuation values obtained by analytical method

Freq. Band (Hz)	$\eta_i$ ( $\text{km}^{-1}$ )	$\eta_s$ ( $\text{km}^{-1}$ )	$L_e^{-1}$ ( $\text{km}^{-1}$ )	$B_0$	$Q_i^{-1}$ ( $\times 10^{-3}$ )	$Q_s^{-1}$ ( $\times 10^{-3}$ )	$Q_t^{-1}$ ( $\times 10^{-3}$ )
1~2	0.006 + 0.005	0.004 + 0.003	0.010 + 0.008	0.40 + 0.33	2.23 + 1.86	1.49 + 1.11	3.71 + 2.97
	-	- 0.001	-	-	-	- 0.34	-
2~4	0.004 + 0.005	0.002 + 0.001	0.006 + 0.006	0.33 + 0.19	0.74 + 0.93	0.37 + 0.19	1.11 + 1.11
	-	- 0.000	-	-	-	- 0.00	-
4~8	0.008 + 0.003	0.003 + 0.001	0.011 + 0.004	0.27 + 0.04	0.74 + 0.28	0.28 + 0.09	1.02 + 0.37
	- 0.004	- 0.001	- 0.005	- 0.05	- 0.37	- 0.09	- 0.46
8~16	0.013 + 0.004	0.005 + 0.002	0.018 + 0.006	0.28 + 0.06	0.60 + 0.19	0.23 + 0.09	0.84 + 0.28
	- 0.004	- 0.002	- 0.006	- 0.06	- 0.19	- 0.09	- 0.28
16~32	0.018 + 0.004	0.010 + 0.004	0.028 + 0.008	0.36 + 0.07	0.42 + 0.09	0.23 + 0.09	0.65 + 0.19
	- 0.005	- 0.003	- 0.008	- 0.04	- 0.12	- 0.07	- 0.19

**Table 1. (b)** Range of model parameters and attenuation values obtained by the DSMC method (Yoshimoto, 2000)

Freq. Band (Hz)	$\eta_i$ ( $\text{km}^{-1}$ )	$\eta_s$ ( $\text{km}^{-1}$ )	$L_e^{-1}$ ( $\text{km}^{-1}$ )	$B_0$	$Q_i^{-1}$ ( $\times 10^{-3}$ )	$Q_s^{-1}$ ( $\times 10^{-3}$ )	$Q_t^{-1}$ ( $\times 10^{-3}$ )
1~2	0.002 + 0.004	0.004 + 0.003	0.006 + 0.007	0.67 + 0.69	0.74 + 1.49	1.49 + 1.11	2.23 + 2.60
	-	- 0.001	-	-	-	- 0.37	-
2~4	0.002 + 0.003	0.002 + 0.001	0.004 + 0.004	0.50 + 0.28	0.37 + 0.56	0.37 + 0.19	0.74 + 0.74
	-	- 0.000	-	-	-	- 0.00	-
4~8	0.006 + 0.001	0.003 + 0.001	0.009 + 0.002	0.33 + 0.04	0.56 + 0.09	0.28 + 0.1	0.84 + 0.19
	- 0.004	- 0.001	- 0.005	- 0.07	- 0.37	- 0.09	- 0.46
8~16	0.009 + 0.002	0.005 + 0.002	0.014 + 0.004	0.36 + 0.07	0.42 + 0.09	0.23 + 0.09	0.65 + 0.19
	- 0.003	- 0.002	- 0.005	- 0.08	- 0.14	- 0.1	- 0.23
16~32	0.008 + 0.003	0.010 + 0.004	0.018 + 0.007	0.56 + 0.12	0.19 + 0.07	0.23 + 0.09	0.42 + 0.16
	- 0.002	- 0.003	- 0.005	- 0.07	- 0.05	- 0.07	- 0.12

으로 판단된다.

## 사 사

본 연구 수행 및 원고작성에 2009년도 기상지진기술개발사업(CATER 2006-5104)의 지원이 있었음을 밝힙니다. 논문의 질을 높여주신 사독자에 감사사를 드립니다.

## 참고문헌

정태웅, 이원상, 유승훈, 유현재, 조광현, 이상현, 윤숙영, 정순원, 이준희, 김선주, 2004, 한반도 지각의 감쇠구조(Q-Structure) 연구, *한국원자력안전기술원 보고서*, KINS/HR-641, pp. 198.

정태웅, 윤숙영, 2009, 다중지연시간장법(MLTW)의 한반도 지진자료 적용성 분석, *지구물리와 물리탐사*, **12**, 199-207.

Aki, K., 1969, Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves, *Journal of Geophysical Research*, **74**, 615-631.

Aki, K. and Chouet, B., 1975, Origin of coda waves; source, attenuation and scattering effects, *Journal of Geophysical Research*, **80**, 3322-3342.

Aki, K., 1980, Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz, *Physics of the Earth*

*Planetary Interior*, **21**, 50-60.

Bianco, F., Del Pezzo, E., Malagnini, L., Di Luccio, F., and Akinci, A., 2005, Separation of depth-dependent intrinsic and scattering seismic attenuation in the northeastern sector of the Italian Peninsula, *Geophysical Journal International*, **161**, 130-142.

Cerveny, V. and Ravindra, R., 1971, *Theory of Seismic Head Waves*, Univ. of Toronto Press, Toronto, Ont., 312pp.

Chung, T. W., Noh, M. H., Kim, J. K., Park, Y. K., Yoo, H. J., and Lees, J. M., 2007, A Study of the Regional Variation of Low-Frequency  $Q_{Lg}^{-1}$  around the Korean Peninsula, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **97**, 512-520.

Chung, T. W., Lees, J. M., Yoshimoto, K., Fujita, E., and Ukawa, M., 2009, Intrinsic and scattering attenuation of the Mt. Fuji region, Japan, *Geophysical Journal International*, **177**, 1366-1382.

Chung, T. W. and Sato, H., 2001, Attenuation of high-frequency P- and S-waves in the crust of the southeastern Korea, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **91**, 1867-1874.

Fehler, M. C., Hoshihara, M., Sato, H., and Obara, K., 1992, Separation of scattering and intrinsic attenuation for the Kanto-Tokai region, Japan, using measurements of S-wave energy versus hypocentral distance, *Geophysical Journal*

- International*, **108**, 787-800.
- Hoshiha, M., 1991. Simulation of multiple-scattered coda wave excitation based on the energy conservation law, *Physics of the Earth and Planetary Interior*, **67**, 123-136.
- Hoshiha, M., 1993, Separation of scattering attenuation and intrinsic absorption in Japan using the multiple lapse time window analysis of full seismogram envelope, *Journal of Geophysical Research*, **98**, 15809-15824.
- Hoshiha, M., Sato, H., and Fehler, M., 1991, Numerical basis of the separation of scattering and intrinsic absorption from full seismogram envelope: a Monte-Carlo simulation of multiple isotropic scattering, *Papers in Meteorology and Geophysics*, **42**, 65-91.
- Kampfinann, W. and Berckhemer, H., 1985, High temperature experiments on the elastic and anelastic behavior of magmatic rocks, *Physics of the Earth and Planetary Interior*, **40**, 223-247.
- Mayeda, K., Koyanagi, S., Hoshiha, M., Aki, K., and Zeng, Y., 1992, A comparative study of scattering, intrinsic, and coda - 1 Q for Hawaii, Long Valley, and central California between 1.5 and 15.0 Hz, *Journal of Geophysical Research*, **97**, 6643-6659.
- Sato, H., 1993. Energy transportation in one- and two-dimensional scattering media; analytic solutions of the multiple isotropic scattering model, *Geophysical Journal International*, **112**, 141-146.
- Sato, H. and Fehler, M. C., 1998, *Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth*, Springer-Verlag New York, Inc. 308 pp.
- Yun, S., Lee, W. S., Lee, K., and Noh, M. H., 2007, Spatial Distribution of Coda Q in South Korea, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **97**, 1012-1018.
- Yoshimoto, K., 2000, Monte Carlo simulation of seismogram envelopes in scattering media, *Journal of the Geophysical Research*, **105**, 6153-6161.
- Zeng, Y., Su, F., and Aki, K., 1991, Scattering wave energy propagation in a random isotropic scattering medium; 1, Theory, *Journal of Geophysical Research*, **96**, 607-619.