

한반도 지진의 지진원 상수

김성균* · 김병철

전남대학교 지구환경과학부, 500-757, 광주 북구 용봉동 300

The Seismic Source Parameters for Earthquakes Occurring in the Korean Peninsula

Sung Kyun Kim* and Bung Chul Kim

School of Earth and Environmental Sciences, Chonnam National University, Gwangju 500-757, Korea

Abstract: Source parameters for forty four earthquakes which occurred in and around the Korean Peninsula were determined and the relations between them were studied. Snoke's method (Snoke, 1987) was applied in determining the corner frequencies and seismic moments. In general, the source parameters estimated at different stations for an earthquake show different values. These disagreements have been interpreted as originating, in principle, from an inadequate consideration of the source radiation pattern and direction dependent attenuation and amplification. The corner frequencies and seismic moments were averaged to exclude the such directional effects. Other source parameters were estimated from the mean corner frequency and seismic moment. The static stress drops, determined in this study, tend to be independent of seismic moment for events greater than a specific magnitude. For earthquakes with a size less than about 1.0×10^{22} dyne-cm (nearly same as $M_L = 4.0$), the stress drop tends to decrease with the decreasing moment. This fact suggests a breakdown of the scaling law of source parameters in earthquakes below the threshold magnitude.

Keywords: the Korean Peninsula, earthquake source parameter, seismic moment, stress drop

요약: 한반도와 그 주변에서 발생한 44개의 지진에 대한 지진원 상수들을 결정하여 그들 사이의 관계를 조사하였다. 모서리 주파수와 지진모멘트의 결정에는 Snoke(1987)의 방법을 적용하였다. 일반적으로 하나의 지진에 대하여 다른 관측소에서 결정된 지진원 상수들은 서로 다른 값을 보여 준다. 이러한 불일치는 지진원에서의 에너지 확산과 전파과정중의 감쇠 및 증폭의 방향별 차이에 대한 불충분한 고려에서 기인하는 것으로 해석된다. 이러한 방향에 따른 효과를 제거하기 위하여 모서리 주파수와 지진모멘트는 평균값을 취했으며, 이 평균값으로부터 다른 지진원 상수들을 결정하였다. 이 연구에서 구한 정적인 응력강하량은 일정한 크기 이상의 지진에 대하여 지진모멘트와 무관한 경향을 보여 준다. 지진모멘트가 대략 1.0×10^{22} dyne-cm($M_L = 4.0$ 에 대응) 이하인 지진은 지진모멘트가 감소함에 따라 응력강하량이 감소하는 경향을 보여준다. 이 사실은 어떤 한계규모 이하의 지진에서 지진원 상수들 사이의 비례법칙이 깨짐을 의미한다.

주요어: 한반도, 지진원 상수, 지진 모멘트, 응력강하량

서론

지진원의 변위 스펙트럼에 대한 Brune(1970)의 모델이 제안된 이래, 이 스펙트럼을 규정하는 상수들 즉, 지진원 상수들(모서리 주파수, 지진모멘트, 단층의 크기, 응력강하량) 사이의 관계 및 지진원 상수들

과 지진규모와의 경험적인 관계가 여러 지역에서 다수의 지진을 대상으로 연구되어 왔다. 한편 지진원 상수들 사이의 이론적인 관계는 단층면의 변위와 지구물질의 물성을 적절히 모델화함으로써 유도할 수 있으며, 이러한 이론적인 관계가 실제 지진에 대하여 얻은 경험적인 관계와 크게 다르지 않다는 것이 알려져 있다(Lay and Wallace, 1995). 예를 들면 Kanamori and Anderson(1975)은 표면파 규모 6이상의 지진에 대하여 지진모멘트(M_0)와 단층면의 면적(S) 사이의 경험적인 관계를 조사하여, $\log M_0$ 와

*Corresponding author: kimsk@jnu.ac.kr
Tel: 82-62-530-3454
Fax: 82-62-530-3459

$\log S$ 사이에 뚜렷한 선형적인 관계가 있음을 밝혔다. 이 사실은 응력강하량이 지진모멘트와 관계없이 일정한 값을 가짐을 의미한다(Lay and Wallace, 1975). 그 이유는 이하와 같이 설명이 가능하다. 지진모멘트는 그 정의에 따라 단층면의 면적 A , 평균변위 \bar{D} 와 매질의 강성률 μ 의 곱으로 나타낼 수 있으며, 단층면을 면적 S 인 원형으로 가정하면 다음의 관계가 성립된다.

$$M_0 = \mu A \bar{D} = \left(\frac{16}{7\pi^{3/2}} \Delta\sigma \right) S^{3/2} \quad (1)$$

여기서 $\Delta\sigma$ 는 응력강하량을 나타낸다. 위의 식의 양변에 상용대수를 취하면,

$$\log M_0 = \frac{3}{2} \log S + \log \left(\frac{16}{7\pi^{3/2}} \Delta\sigma \right) \quad (2)$$

의 관계를 얻게 된다. 따라서 이 식에서 $\log M_0$ 와 $\log S$ 사이에 선형적인 관계가 성립되기 위해서는 응력강하량 $\Delta\sigma$ 가 상수이어야 한다. 실제로 Kanamori and Anderson(1975)은 판경계면 지진의 응력강하량으로서 30 bar, 판내부지진의 값으로서 100 bar를 얻었다. 또한 그들은 응력강하량과 단층면의 길이, 지진으로 발산된 에너지사이에도 선형적인 관계가 있음을 나타내었다. 이러한 상수들 사이의 선형적인 관계는 비례법칙(scaling law or scaling rule)으로 불려 왔으며(Lay and Wallace, 1995), 여러 지역에서 규모가 작은 지진에 대해서도 조사되었다.

그러나 그 뒤에 이어진 여러 연구(Rautian and Khalturin, 1978; Fletcher, 1980; Hasegawa, 1983; Harr et al., 1984)에서 어떤 한계이하의 지진모멘트에서는 이러한 비례법칙이 성립되지 않는다는 보고가 잇따랐으며, 그 한계는 대략 10^{21} - 10^{22} dyne-cm로 알려졌다. 이러한 보고에 대하여 다른 연구(Boatwright, 1984; Hough, 1996)에서는 지진파의 감쇠와 관련하여 소규모 지진에 대한 모서리 주파수의 계산오차 때문일 것이라는 반론이 제기되었다(Lio, 1992; Shi et al., 1998). 한편 Shi et al.(1998)은 판내부 환경에 속하는 미국 북동부의 지진 49개에 대하여 지진원 상수를 여러 방법으로 결정하였다. 여진을 동반한 일부의 지진에 대해서는 지진파 감쇠에 대한 고려없이 모서리 주파수를 구할수 있는 경험적 Green함수법을

적용하였다. 그들은 지진모멘트 대략 2×10^{20} dyne-cm를 경계로 그 이하에서는 응력강하량이 지진모멘트와 함께 감소하며, 그 이상에서는 지진모멘트에 관계없이 응력강하량이 일정하다는 결과를 얻었다.

한편 응력강하량은 모사를 통한 강진동 합성(Boore, 1983)에 있어서 중요한 변수이다. 특히 강진의 관측기회가 적은 한반도의 경우는 이론적으로 강진동을 합성하여 이용하는 방법을 우선적으로 고려할 수 있으며, 강진동의 합성을 위해서는 진원에서의 스펙트럼과 관련된 지진원상수에 관한 연구가 충분히 진전되어야 한다. 어떤 지역에서 예측되는 강진동을 결정론적 또는 확률론적으로 합성하고자 할 때는 입력변수의 수를 최소화할 필요가 있으며, 이 경우에 지진규모와 응력강하량, 진앙거리를 최소한의 입력변수로 고려할 수 있다. 이러한 관점에서 다수의 한반도 발생지진에 대하여 지진규모와 지진원상수와의 관계, 응력강하량에 관한 연구가 요청되고 있다(김성균, 2001).

한반도와 그 주변에서 발생한 지진을 대상으로 지진원 상수를 결정한 여러 연구들(Jun, 1990; Kim and Kim, 1998; Jo, 1999; 박동희, 1999; 김병철, 2002; Kang and Baag, 2004; Jo and Baag, 2007)에서는 응력강하량이 10-150 bar 범위의 다양한 값이 얻어졌다. 이와 같이 대상지진과 연구자에 따라 응력강하량에 차이가 나타난 결과는 실제로 응력강하량이 한반도에서 다양한 값을 갖는지 또는 계산방법에 의한 차이인지 알 수 없다.

이 연구의 목적은 한반도와 그 주변에서 발생한 지진에 대한 지진원 상수들을 결정하여 그들 사이의 관계를 밝히는 것이다. 지진원 상수들을 구할 때, 보통 지진원 스펙트럼으로부터 먼저 모서리주파수와 지진모멘트를 결정하여, 이 값들로부터 응력강하량이 결정된다. 응력강하량은 지진모멘트와 모서리주파수의 3제곱에 비례하므로, 모서리 주파수의 결정오차가 응력강하량에 크게 영향을 주게 된다. 이러한 점을 감안하여 본 연구에서는 하나의 지진에 대하여 가급적 여러 지진기록을 대상으로 먼저 지진모멘트와 모서리주파수를 세심하게 결정하였다. 다음으로 그 평균값을 채택하여 응력강하량을 추정하게 된다. 모서리주파수의 결정에는 Snoke(1987)의 방법을 이용하였다.

지진 자료

이 연구에서는 국내 디지털 지진관측망이 안정적으로 운영되기 시작한 2001년 이래 기상청과 한국지질자원연구원 관측망에 기록된 지진중 시공간 분포를 고려하여 44개의 지진을 분석대상으로 선정하였다.

지진기록이 획득된 기상청과 지질자원연구원의 관측소에는 광대역 또는 단주기 지진계가 설치되어 있다. 단주기 지진계는 SS-1과 JC-V100을 사용하고 있으며, 대략 1-25 Hz 범위내에서 평탄한 응답을 나타내고 있다. 또한 광대역 지진계는 STS-2 또는 STS-1을 사용하고 있으며, 주파수 응답은 대략 0.003-

Table 1. Earthquake informations used in this study

Event No.	Year	Month	Day	Hr-Min-Sec	Longitude	Latitude	M_L	Depth (km)	No. of data
1	2001	4	17	02-42-51.9	126.1497	35.3085	2.5	16.3	2
2	2001	5	5	19-22-47.2	127.3575	34.2877	2.5	28.3	2
3	2001	6	9	00-36-12.2	128.8392	36.7412	2.4	8.1	3
4	2001	6	29	11-21-08.6	126.6565	35.7878	3.2	5.6	2
5	2001	7	23	17-29-14.6	127.9730	36.4647	3.6	13.6	2
6	2001	9	24	09-33-33.1	127.5110	35.5335	2.2	0.3	2
7	2001	11	21	10-49-11.6	128.3432	36.6962	3.6	0.5	3
8	2001	11	24	16-10-32.0	129.8523	36.7320	4.1	7.1	5
9	2002	1	7	17-10-00.2	128.8592	35.3027	2.8	5.0	2
10	2002	3	7	23-30-57.2	126.6072	36.4492	3.2	0.3	2
11	2002	3	17	09-25-57.1	124.5605	38.1040	3.8	0.6	3
12	2002	4	1	07-46-02.4	128.1160	37.3080	2.9	0.3	4
13	2002	7	9	04-01-49.9	129.7915	35.8608	3.7	11.5	10
14	2002	7	17	06-50-30.7	125.1647	37.9760	3.4	0.8	3
15	2002	9	19	03-10-13.0	125.4685	35.5450	3.2	0.4	5
16	2002	10	16	19-48-59.3	127.6408	36.5760	2.8	9.7	2
17	2002	12	5	10-05-46.2	126.2877	36.7640	2.6	10.4	2
18	2002	12	7	16-43-40.3	129.4557	37.3258	3.0	5.0	3
19	2003	1	10	07-56-05.1	129.2410	35.8128	3.0	1.7	3
20	2003	3	10	03-28-03.2	128.3530	36.1493	3.1	1.2	3
21	2003	3	23	05-38-29.7	124.3507	34.8607	5.1	9.6	3
22	2003	3	30	20-10-57.0	123.7972	37.9760	4.8	4.5	4
23	2003	4	5	00-31-32.5	127.3390	36.1698	3.1	1.2	2
24	2003	4	16	02-55-23.9	126.1657	36.4425	3.5	0.7	3
25	2003	6	4	03-34-02.8	124.5210	35.3028	3.1	5.0	3
26	2003	6	8	02-07-54.5	124.7765	36.3347	2.9	5.0	3
27	2003	7	9	15-20-10.5	128.2153	34.8660	2.9	9.5	3
28	2003	8	7	11-04-19.8	129.5087	36.7763	2.8	3.0	2
29	2003	10	13	18-12-04.9	126.4750	36.9862	3.9	5.4	4
30	2004	1	5	06-11-51.6	127.0093	36.1727	3.2	0.3	4
31	2004	4	26	13-29-25.0	128.2392	35.8248	4.0	8.1	4
32	2004	5	29	19-14-24.7	130.1047	36.6572	5.1	3.7	7
33	2004	6	1	20-22-17.3	130.2280	37.0790	3.7	6.0	4
34	2004	7	14	20-37-55.7	127.2910	36.4363	2.6	11.5	2
35	2004	8	6	05-32-53.3	127.3318	35.8567	3.6	0.3	4
36	2004	8	13	22-42-02.1	126.3465	37.5178	3.3	8.0	2
37	2005	2	20	22-18-38.8	126.2443	35.3885	3.5	14.1	2
38	2005	6	29	23-18-03.8	129.1827	34.3992	3.7	6.4	4
39	2005	8	24	05-06-24.5	127.0360	34.1922	3.3	7.7	2
40	2006	1	19	12-25-35.5	128.7817	37.1988	3.5	3.1	3
41	2006	2	28	18-52-39.0	127.6779	36.3093	2.2	0.0	3
42	2006	7	25	23-29-19.6	127.8888	35.8028	2.6	2.9	2
43	2006	11	11	01-16-02.5	127.4657	35.9813	3.2	5.8	3
44	2007	1	20	20-56-53.6	128.5841	37.6889	4.9	13.1	10

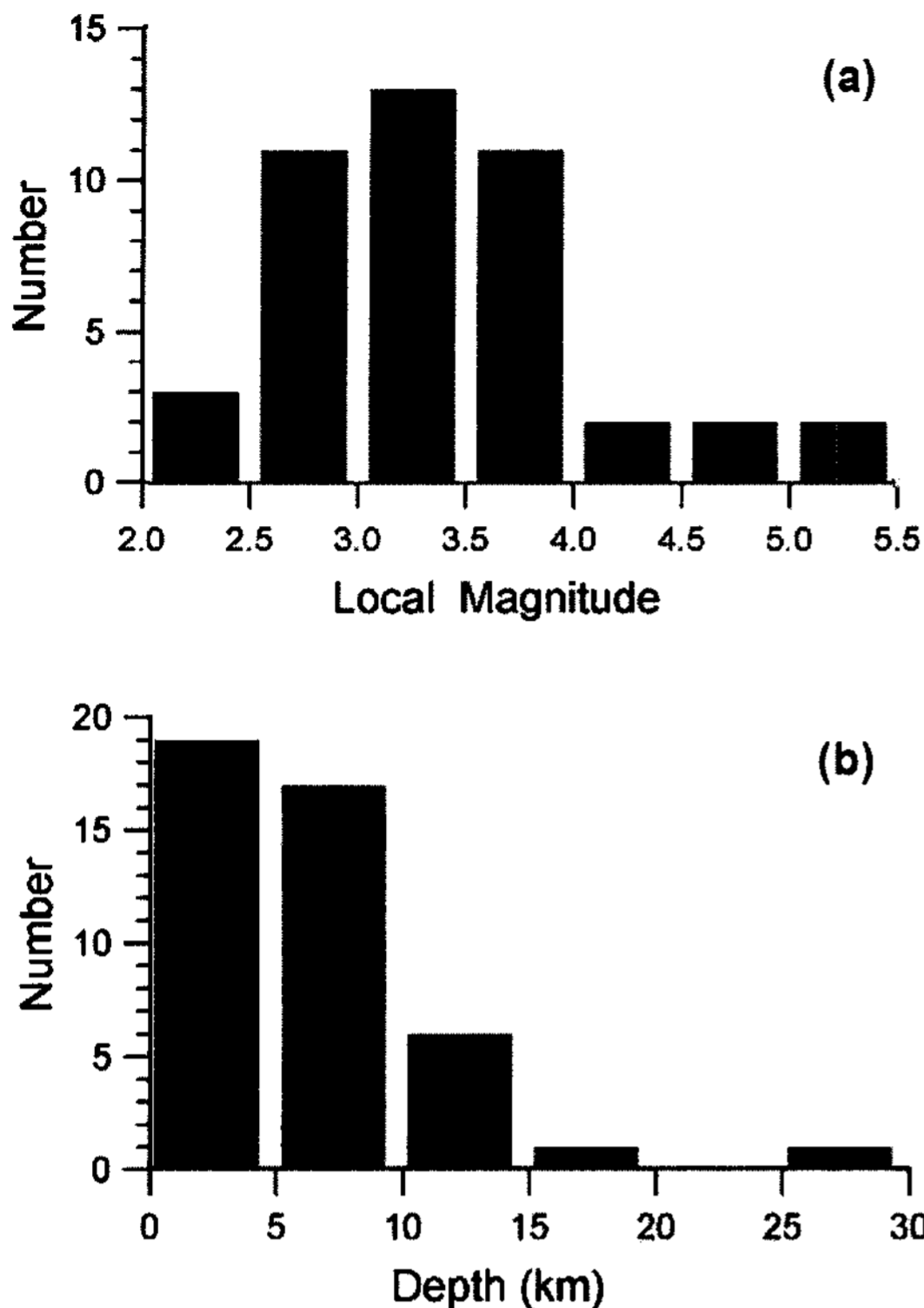


Fig. 1. Distribution of magnitude (a) and focal depth (b) for events used in this study.

100 Hz의 넓은 대역에서 평탄한 응답을 보여준다. 단주기 및 광대역 지진기록은 모두 1초당 100개씩으로 수치화된 자료이므로 Nyquist 주파수는 50 Hz가 된다.

Table 1에는 이 연구에서 지진원 상수를 구하는 대상지진들의 발생일시, 진앙지, 규모, 진원깊이 및 사용된 지진기록의 수가 제시되어 있다. 이 연구에서 사용한 지진들의 지진요소는 Table 1에 제시되어 있다. 진앙의 위치와 발생깊이는 우선적으로 한국지질자원연구원이 보고한 자료를 채용하였으며, 부분적으로 기상청에서만 관측된 지진도 일부 포함되어 있다. 기상청에서 관측된 지진은 진원깊이가 발표되어 있지 않으므로 진원깊이는 10 km로 가정하였다. Fig. 1에는 지진규모와 깊이의 빈도분포를 도시하였다. 지진의 규모는 대부분 2.5에서 4.0 사이에 있으며, 2.5 이하의 3개, 4.0 이상은 6개이다. 또한 발생깊이는 대부분 10 km 이하로서 판 내부 지진의 특성을 잘 나타내고 있다. Fig. 2에 관측소와 진앙지 및 관측소-진앙지를 연결하는 지진파선들의 공간적 분포를 나타내었다. 그림에서 보는 바와 같이 지진파선들은 한반도 남부에 비교적 고르게 분포되어 있다.

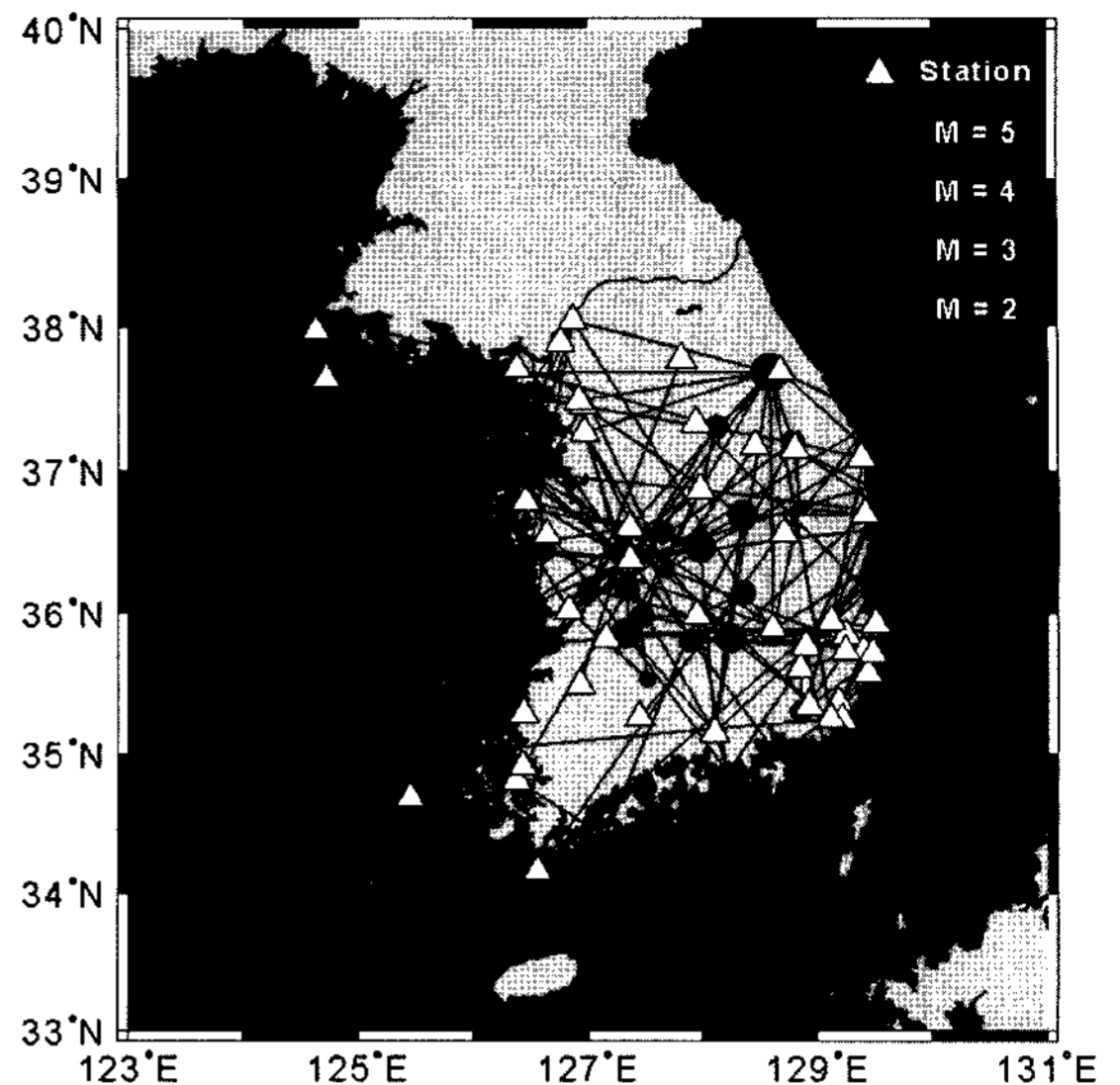


Fig. 2. Paths (lines) between earthquakes (circles) and seismic stations (triangles) used in this study.

지진원 상수 계산방법

지진은 진원에서 직교하는 두 쌍의 우력이 작용한 결과로 생긴 급격한 단층운동에 의해 발생한다고 생각되고 있다. 이러한 지진을 일으키는 단층운동과 관련된 동적 및 정적상수를 지진원 상수라 한다(Lay and Wallace, 1995).

지진모멘트는 단층운동으로서 지진의 크기에 대응하는 양으로 지진의 규모와 직접적인 관계가 있다. 탄성론을 이용하면 작용한 응력과 변형률은 서로 비례하므로 지진모멘트 M_0 는 다음 식으로 나타낼 수 있다.

$$M_0 = \mu US \tag{3}$$

여기서 μ 는 강성률, U 는 단층면상의 평균변위, S 는 단층면의 면적을 나타낸다.

지진모멘트는 단층면상의 평균변위와 단층면의 면적을 식 (3)에 직접 대입하여 구할 수 있다. 단층면상의 평균변위는 지진발생으로 출현한 지진단층의 야외조사로 구할 수 있으며, 단층면적은 지진단층의 야외조사나 여진면적으로부터 추정할 수 있다. 그러나 보통 큰 규모의 천발지진이 아니면 지표면상에 단층이 나타나지 않으며, 이러한 경우에는 지진파의 변위에 대한 스펙트럼으로부터 지진모멘트를 구할 수 밖에 없다.

지진모멘트는 단층운동으로서 지진의 크기에 대응하는 양이므로 지진의 규모와 관련이 있다고 생각할 수 있다. Hanks and Kanamori(1979)는 표면파 규모 M_s 가 5.5 이상인 지진과 지진모멘트 사이에 다음과 같은 경험적인 관계가 있음을 보고하였다.

$$\log M_0 = 1.5 M_s + 16.05 \quad (4)$$

Richter(1935)에 의하여 정의된 국지 지진규모와 표면파규모는 지진의 크기를 나타내는 편의적인 척도에 지나지 않으며, 엄격한 의미의 물리량으로 보기 어렵다. 따라서 지진모멘트를 지진규모의 새로운 척도로 도입할 수 있으며, Hanks and Kanamori (1979)는 식(4)에 M_0 를 대입하여 얻은 규모(M_s)를 모멘트 규모(moment magnitude)로 정의하였다.

식 (4)에 의하여 결정되는 모멘트 규모는 널리 사용되고 있으나, 이 식은 응력강하량 $\Delta\sigma = 30 \text{ bar}$ 를 가정하여 얻어진 식이다. 그러나 최근의 연구에서는 단층면상에서 매질의 불균질에 기인하여 응력강하량이 변화한다는 사실이 입증되었다. 따라서 좀 더 정밀한 모멘트 규모를 얻기 위해서는 다음과 같은 원래의 식을 이용해야 한다고 Mahammadioun and Servab (2001)는 지적하였다.

$$M_w = 2/3 \log(M_0 \Delta\sigma) - 11.7 \quad (5)$$

Brune(1970)의 연구결과에 의하면 원지장(far field)에서의 변위 스펙트럼은 특정 주파수를 경계로 낮은 주파수에서는 일정한 값을 가진다. 이 특성의 주파수를 모서리 주파수(corner frequency)라 하며, 모서리 주파수보다 작은 주파수 범위에서는 스펙트럼은 일정한 값을 가진다.

응력강하량이란 지진 전에 단층면에 작용한 전단응력과 지진 직후의 응력차를 말하며, 보통 지진의 규모와 관련이 없이 일정한 값을 갖는 것으로 알려져 있다. 그러나 서론에서 서술한 바와 같이 미소지진과 같이 작은 규모의 지진에 대해서는 성립되지 않는다는 보고도 있다.

한편 지진원을 반경이 r 인 구형(circular source)이고 매질이 이상적인 탄성체(Lame의 상수 $\lambda = \mu$)라면

$$r = \frac{2.34\beta}{2\pi f_0} \quad (6)$$

가 성립된다. 여기서 β 는 S 파 속도를 나타내며, 응력강하량 $\Delta\sigma$ 는 다른 상수들과 아래와 같은 관계를

갖는다(Kanamori and Anderson, 1975).

$$\Delta\sigma = \frac{7 M_0}{16 r^3} \quad (7)$$

한편 관측소에서의 지진기록에 대한 진폭스펙트럼 $R(f)$ 는 다음 식으로 나타낼 수 있다(Boore, 1986).

$$R(f) = CS(f)A(f)D(f)I(f) \quad (8)$$

여기서 C 는 주파수 f 와 관련없는 척도요소(scaling factor)를 S , A , D , I 는 각각 지진원 스펙트럼, 지진파 전파에 따른 주파수별 증폭효과, 감쇠효과, 지진동 형태요소(type factor)를 나타낸다. 또한 척도요소 C 는

$$C = \frac{R_{0\phi} FH}{4\pi\rho\beta^3} G(r) \quad (9)$$

로 표현된다. 여기서 $R_{0\phi}$ 는 적절한 범위의 방위각과 사출각에 의하여 평균된 에너지 발산효과(radiation pattern)를 F 와 H 는 각각 자유면 효과(free surface effect), 수평성분의 에너지 분할비율(partition of energy)을 나타낸다. 또한 ρ 와 β 는 진원부근의 밀도와 S 파 속도를 나타내며, 함수 $G(r)$ 은 거리 r 에 따른 기하학적 확장(geometrical spreading)을 나타낸다. 지진원 스펙트럼 $S(f)$ 는 Brune(1970)의 모델을 채용할 때, 지진모멘트 M_0 와 모서리 주파수 f_0 에 의하여

$$S(f) = M_0 [1 + (f/f_0)^2] \quad (10)$$

로 표현된다.

이 연구에서는 기본적으로 Snoke(1987)의 방법을 이용하여 지진원 상수들을 결정하였다. 이 방법은 지진원 스펙트럼의 적분으로 얻어지는 두 개의 매개변수로부터 지진원 상수들을 결정하는 방법이며, 통상의 기하학적인 방법에 비하여 안정적인 값을 얻을 수 있다(Snoke, 1987). 여기서는 Snoke(1987)의 기법에 따라 설명하기로 한다, 두개의 매개변수 J 와 K 는 다음 식으로 정의된다.

$$J = 2 \int_0^\infty |\omega U(\omega)|^2 df \quad (11)$$

$$= \frac{2}{3} [\Omega_0 \omega_1]^2 f_1 + 2 \int_{f_1}^{f_2} |\omega U(\omega)|^2 df + 2 |\omega_2 U(\omega_2)|^2 f_2$$

$$K = 2 \int_0^\infty |U(\omega)|^2 df \quad (12)$$

$$= \frac{2}{3} [U(\omega_2)]^2 f_2 + 2 \int_{f_1}^{f_2} |U(\omega)|^2 df + 2 |U(\omega_1)|^2 f_1$$

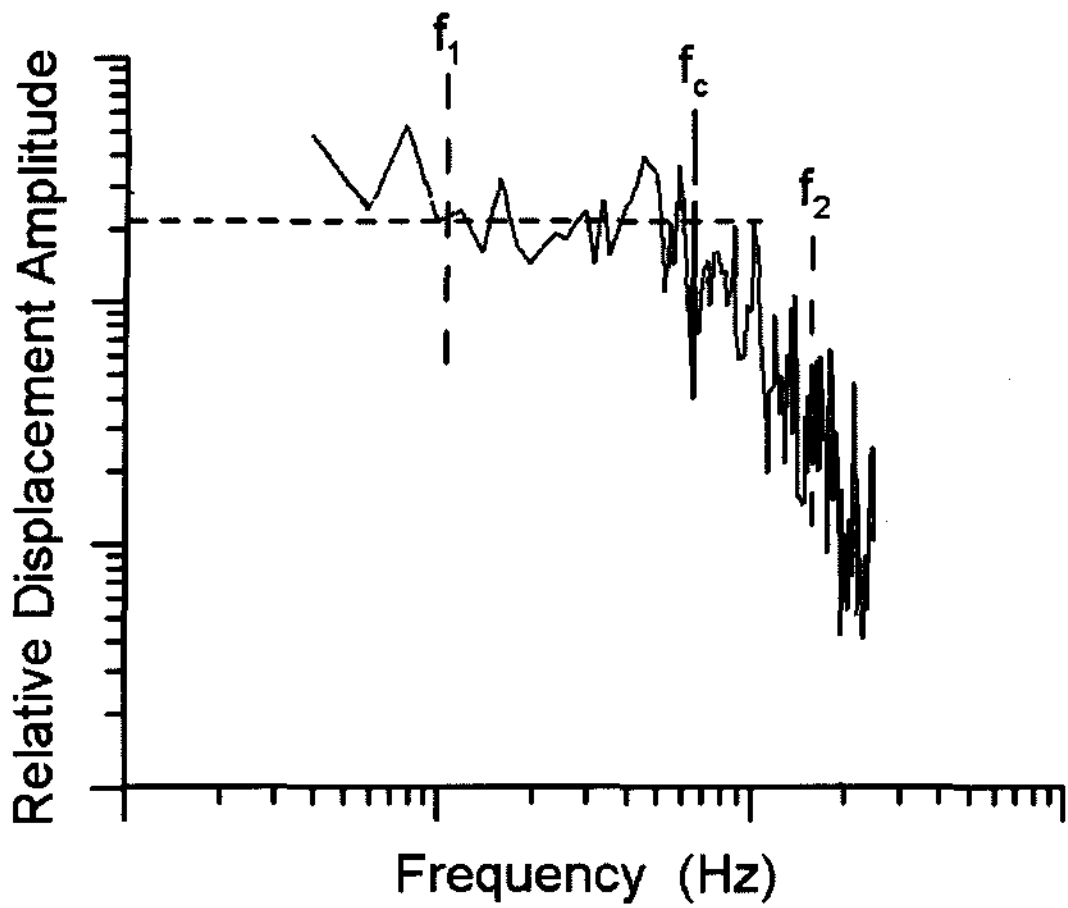


Fig. 3. A schematic diagram to explain Snokes's method. Redrawn from Snokes (1987).

이 식에서 $\omega (= 2\pi f)$ 는 각주파수이며, $U(\omega)$ 는 원지에서의 변위스펙트럼을 나타낸다. 따라서 식 (12)는 파워스펙트럼을 주파수에 대하여 적분한 것이며, 식 (11)은 스펙트럼에 각주파수를 곱하여 제공한 것을 주파수에 대하여 적분한 것에 대응한다. 실제의 적분은 각 식의 우변에 의하여 이루어지며, 이때 실제의 주파수 적분구간 f_1, f_2 는 Fig. 3에 나타낸 바와 같이, 스펙트럼이 Brune(1970)의 모델에 맞는 유효대역폭을 나타낸다. 이와 같이 식 (11)과 (12)로부터 구한 매개 변수 J 와 K 를 이용하여 장주기 스펙트럼 준위(long period spectral level) Ω_0 와 모서리 주파수 f_c 는 다음 식으로부터 구할 수 있다.

$$\Omega_0 = \left[\frac{4K^3}{J} \right]^{1/4} \quad (13)$$

$$f_0 = \left[\frac{1}{(2\pi)^2 K} \right] \quad (14)$$

위에서 설명한 Snoke(1987)의 매개변수를 이용하는 방법은 스펙트럼으로부터 기하학적 방법에 의하여 직접 지진원 상수들을 구하는 간편법보다는 신뢰성이 높은 결과를 얻을 수 있다. 그러나 이 방법들 역시 스펙트럼의 주파수 대역을 어떻게 선택하느냐에 따라 결과가 달라질 수 있다.

한편 조남대와 박창업(2001)은 Snoke(1987)의 방법을 개량하여 지진원 상수를 좀 더 안정적으로 구하는 방법을 고안하였다. 이 연구에서는 이 방법을 사용하였으며, 이 방법은 먼저 스펙트럼 준위 Ω_0 를 가정하

며, 이 값을 입력하여 변수 J 와 K 를 식 (11) 및 (12)로부터 계산한다. 다음으로 이 변수를 식 (13)에 대입하여 다시 새로운 Ω_0 를 얻게 되며, 이 과정은 Ω_0 가 적당한 범위에서 수렴될 때까지 반복된다. 결국 식 (14)로부터 모서리 주파수 f_0 를 얻게 되면, 식 (5)~(8)을 이용하여 나머지 지진원 상수들이 결정된다.

결과 및 토론

계산과정 및 결과

본 연구에서는 전항에서 설명한 여러 방법에 따라 대상 지진들의 지진원 상수들을 결정하였다. 먼저 식 (8)에 포함된 척도요소를 구하기 위하여 식 (9)에 포함된 상수들을 김성균(2001)과 같이 가정하였다. 즉 지진파의 에너지 발산효과를 나타내는 $R_{\theta\phi}$ 는 S파에 대한 평균값으로 알려진 0.55(Atkinson and Boore, 1998; Atkinson and Silva, 1997)를 채택하였으며, F 와 S 는 Boore(1987)의 결과를 이용하여 각각 2.0, 을 채용하였다. 또한 S파 속도와 밀도는 김성균(1995)으로부터 각각 3.4 km/sec, 2.7 g/cm³으로 가정하였다. 기하학적 확장을 나타내는 함수 $G(r)$ 은 일반적으로 거리 r 에 대하여 $G(r) = 1/r^n$ 의 형태로 나타낼 수 있다. 보통 S파가 우세한 100 km 이내에서는 n 값이 1 정도이고, 표면파가 우세한 100 km 이상에서는 n 값이 0.5 정도인 것으로 알려져 있다(Herrmann and Kijko, 1983). 이 연구에서는 이 결과를 그대로 이용하였다.

한편 감쇠요소 $D(f)$ 는 김성균(2007)이 한반도 남부에서 얻은 결과 $Q(f) = 229.2f^{0.73}$ 을 사용하여 계산하였다. 또한 증폭요소 $A(f)$ 는 다음과 같이 Boore and Joyner(1997)가 제안한 식을 사용하여 계산하였다.

$$A(f) = \sqrt{\rho\beta/\rho_0\beta_0} \quad (15)$$

여기서 ρ, β 는 지표 부근에서의 매질의 밀도 및 S파 속도를, ρ_0, β_0 는 진원 부근에서의 밀도 및 S파 속도를 나타낸다.

위의 과정을 거쳐 한반도 및 그 주변에서 발생한 지진 44개에 대한 지진원 상수들을 구하여 Table 2에 제시하였다. 이 Table에서의 지진번호는 Table 1의 지진번호와 동일하다. 일반적으로 하나의 지진에 대하여 여러 관측소에서 결정된 지진원 상수들은 각각 다른 값을 보여 준다. 이러한 불일치는 지진원에서의 에너지 확산과 전파과정중의 감쇠 및 증폭의

Table 2. List of estimated source parameters in this study. The event No. in this table corresponds to that of Table 1

Event No.	Corner frequency (Hz)	Seismic moment (dyne-cm)	Radius (km)	Stress drop (bar)	Moment magnitude
1	7.40	1.442E+20	0.171	12.6	2.47
2	7.53	2.795E+20	0.168	25.7	2.87
3	6.56	8.513E+19	0.193	5.2	2.06
4	5.31	6.123E+20	0.238	19.8	3.02
5	2.77	3.256E+21	0.457	14.9	3.42
6	8.66	5.306E+19	0.146	7.4	2.03
7	3.17	4.328E+21	0.399	29.7	3.71
8	2.08	3.145E+22	0.609	61.0	4.49
9	6.20	7.550E+20	0.204	38.8	3.28
10	7.90	6.140E+20	0.160	65.2	3.37
11	1.70	2.702E+22	0.745	28.6	4.23
12	3.85	3.848E+20	0.329	4.7	2.47
13	2.90	4.035E+21	0.437	21.2	3.59
14	3.65	1.294E+21	0.347	13.6	3.13
15	5.74	6.572E+20	0.221	26.8	3.13
16	7.43	2.974E+20	0.170	26.3	2.90
17	7.07	1.122E+20	0.179	8.5	2.29
18	6.76	3.498E+20	0.187	23.3	2.91
19	4.65	2.523E+20	0.272	5.5	2.39
20	6.20	2.909E+20	0.204	14.9	2.73
21	2.33	7.668E+22	0.543	209.0	5.10
22	1.33	1.476E+23	0.952	74.8	5.00
23	3.55	9.197E+20	0.357	8.9	2.91
24	3.47	2.221E+21	0.365	20.0	3.40
25	5.52	3.726E+20	0.229	13.5	2.77
26	4.19	3.310E+20	0.302	5.2	2.46
27	4.17	2.933E+20	0.304	4.6	2.39
28	6.64	4.774E+20	0.191	30.1	3.07
29	3.55	3.197E+21	0.357	30.8	3.63
30	4.31	2.060E+21	0.294	35.5	3.54
31	3.80	4.458E+21	0.333	52.7	3.88
32	1.21	1.770E+23	1.046	67.6	5.02
33	3.36	4.808E+21	0.377	39.3	3.82
34	8.81	2.100E+20	0.144	30.9	2.84
35	4.58	1.597E+21	0.276	33.1	3.45
36	4.86	3.485E+20	0.261	8.6	2.62
37	6.65	3.703E+20	0.190	23.5	2.93
38	3.67	6.775E+21	0.345	72.2	4.09
39	5.05	1.961E+21	0.251	54.4	3.65
40	3.15	2.394E+21	0.402	16.1	3.36
41	8.41	2.079E+20	0.151	26.6	2.80
42	3.44	1.253E+21	0.368	11.0	3.06
43	6.09	1.552E+21	0.208	75.5	3.68
44	1.52	9.338E+22	0.833	70.7	4.85

방향별 차이에 대한 불충분한 고려에서 기인하는 것으로 해석된다. 이러한 방향에 따른 효과를 제거하기 위하여 모서리 주파수와 지진모멘트는 평균값을 취했으며, 이 평균 값으로부터 다른 지진원 상수들을 결정하였다. 하나의 예로서 Table 3에 2007년 1월 20

일에 발생한 규모 4.9의 오대산지진에 대해서 여러 관측소에서 결정된 모서리 주파수와 지진모멘트 및 지진파 방사효과 $R_{0\phi}$ 를 구해 제시하였다. $R_{0\phi}$ 는 특별히 오대산 지진에 대해서만 고려하였다. 나머지 지진에 대해서는 위에서 언급한 바와 같이 평균적인 값

Table 3. Corner frequency, seismic moment, and radiation effect of the 20 January 2007, Odaesan earthquake at several stations

Station	Corner frequency (Hz)	Seismic moment (dyne-cm)	Radiation effect
BRD	0.97	1.911E+23	0.3226
BUS	1.31	7.377E+22	0.4407
CHJ	1.96	9.786E+22	0.1062
GKP1	1.79	8.587E+22	0.3372
GSU	1.29	2.090E+23	0.2010
HKU	1.85	5.945E+22	0.3170
NPR	1.48	8.363E+22	0.3074
SEO	1.43	3.358E+22	0.4625
SND	1.19	2.219E+22	0.2124
TJN	1.93	7.739E+22	0.2504
Mean	1.52	9.338E+22	-

0.55를 사용하였다. 이 Table에 제시한 바와 같이, 먼저 각각의 지진이 기록된 여러 관측소의 지진기록들 중 S/N비가 큰 기록들을 선정하여, 위에 설명한 과정을 거쳐 각각의 관측소에서 모서리 주파수와 지진모멘트를 구하여 이들의 평균값으로부터 나머지 지진원 상수들을 계산하였다. Table 2에 제시한 지진원 상수들 중 몇 개의 지진에 대한 것들은 다른 연구의 결과들과 비교가 가능하다. 2004년 5월 29일 울진 앞 바다에서 발생한 규모 5.1의 지진에 대해서 Kang and Baag(2004)가 구한 모서리 주파수(f_0), 응력강하량($\Delta\sigma$) 및 모멘트 규모(M_w)는 각각 $f_0 = 0.72$ Hz, $\Delta\sigma = 50.5$ bar, $M_w = 5.0$ 으로 평가되었다. 여기에 비해 이 연구에서 얻어진 값은 각각 $f_0 = 1.21$ Hz, $\Delta\sigma = 67.6$ bar, $M_w = 5.0$ 으로 모서리 주파수의 차이가 큰 편이다. 또한 오대산 지진에 대해서 Jo and Baag (2007)이 얻은 값은 각각 $f_0 = 0.78$ Hz, $\Delta\sigma = 77.4$ bar, $M_w = 4.5$ 로서, 이 연구에서 얻어진 $f_0 = 1.52$ Hz, $\Delta\sigma = 70.7$ bar, $M_w = 4.9$ 와 M_w 에서 차이가 크다고 할 수 있다. 이와 같이 연구자들에 따라 지진원 상수들에 큰 차이가 발생하는 것은 자료가공 및 계산과정에서 비롯되는 것으로 추정되나 확실한 원인은 알 수 없다. 그러나 응력강하량에 있어서는 대체로 차이가 작은 편이다.

지진원 상수 사이의 관계

이 연구에서 44개의 지진에 대해 결정한 지진원 상수들 사이의 관계를 고찰하였다. 먼저 국지지진 규모-모서리주파수의 관계를 Fig. 4a에 도시하였으며, Fig. 4b에는 가로축의 지진규모 대신에 지진모멘트를

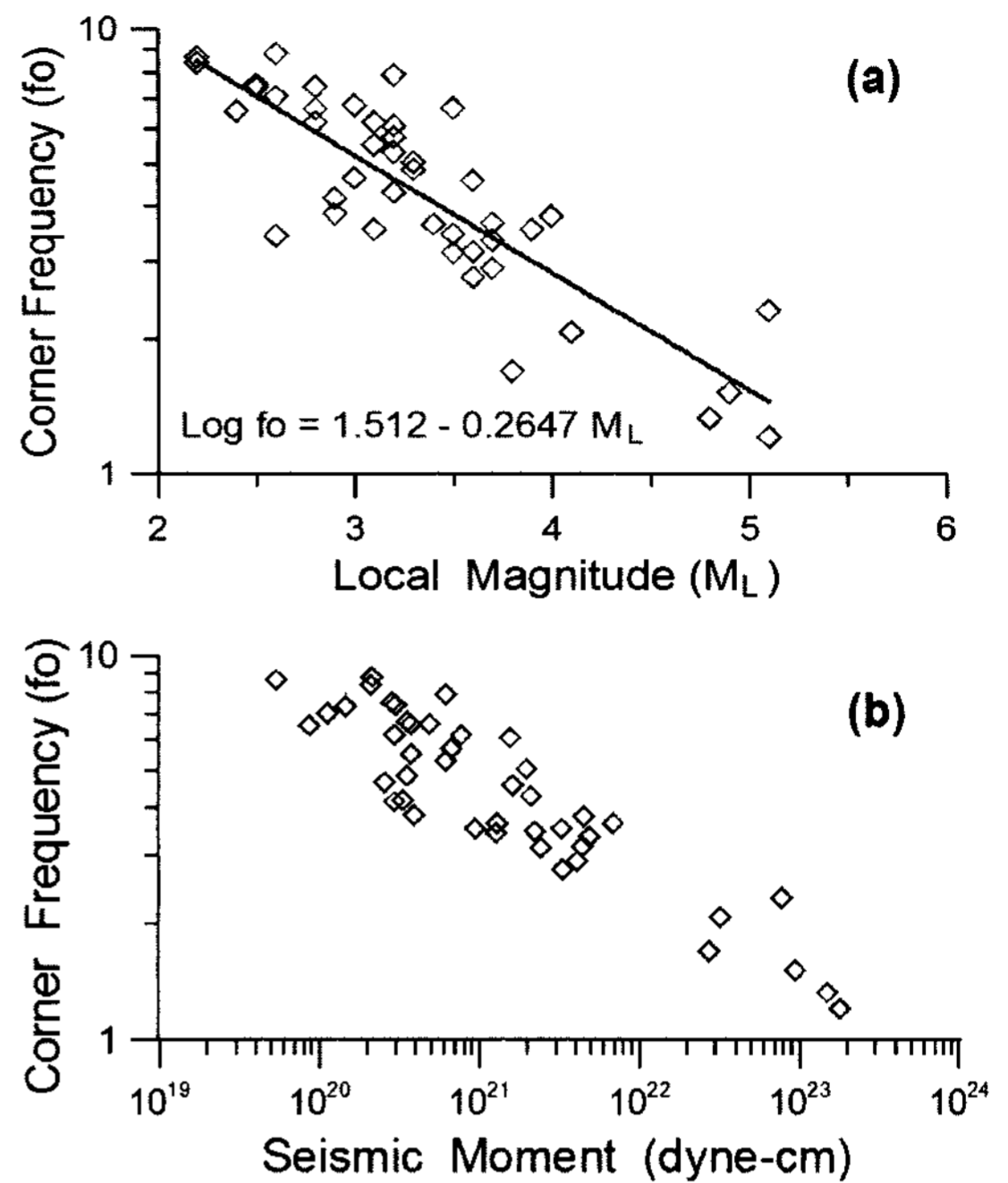


Fig. 4. (a) The relationship between local magnitude (M_L) and corner frequency (f_c). The estimated regression equation can be shown as $\log f_c = 1.512 - 0.264M_L$. (b) The relationship between Seismic moment and corner frequency. Corner frequency shows approximately linear decrease with the increase of seismic moment.

나타내었다. Fig. 4에서 모서리 주파수(f_0)는 지진규모(M_L)와 모멘트가 커질수록 지수함수적으로 감소하며, 지진규모와는 $\log f_0 = 1.512 - 0.2647M_L$ 의 선형적인 관계로 나타낼 수 있다.

서론에서 서술한 바와 같이, Kanamori and Anderson (1975)은 판경계면 지진의 평균적인 응력강하량은 30 bar, 판내부지진의 경우는 100 bar 정도라고 보고하였다. 그러나 후속의 여러 연구(Rautian and Khalturin, 1978; Fletcher, 1980; Hasegawa, 1983; Harr et al., 1984)에서 어떤 한계이하의 지진모멘트에서는 응력강하량이 일정하지 않다는 보고가 있었다. 한편 Shi et al.(1998)은 판내부 환경에 속하는 미국 북동부의 지진 49개에 대하여 지진원 상수들을 여러 방법으로 결정하였다. 특히 그들은 여진을 동반한 일부의 지진에 대해서는 지진파 감쇠에 대한 고려없이 모서리 주파수를 구할 수 있는 경험적 Green 함수법을 적용하였다. 그들은 지진모멘트 대략 2×10^{20} dyne-cm를 경계로 그 이하에서는 응력강하가 지진모멘트와 함께 감소하며, 그 이상에서는 지진모멘트에

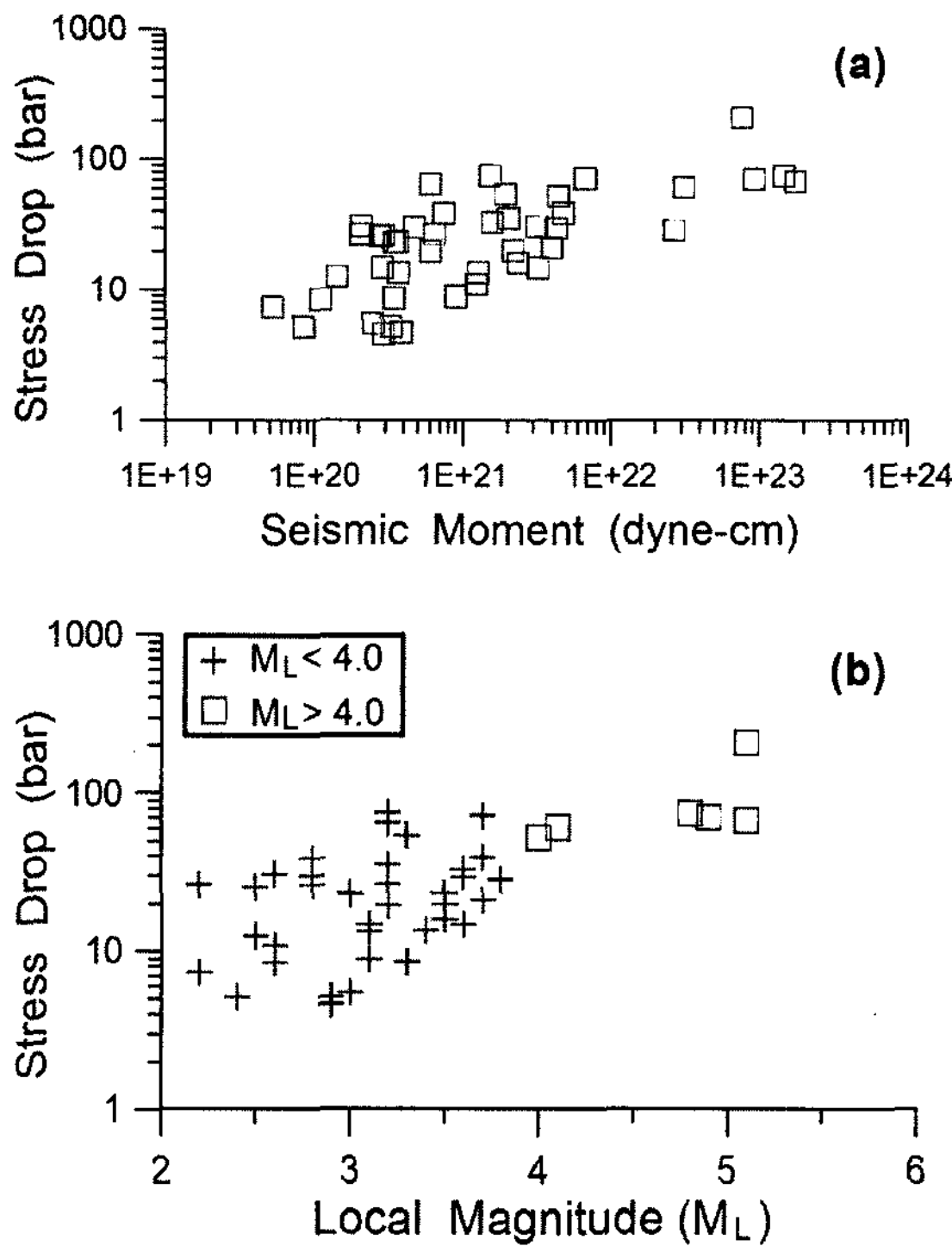


Fig. 5. The relationship between stress drop versus seismic moment (a) and stress drop versus local magnitude (b). Stress drop shows roughly linear increase with the increases of seismic moment and local magnitude up to certain threshold values.

관계없이 응력강하량이 일정하다는 결과를 얻었다. 한반도와 그 주변에서 발생한 지진을 대상으로 지진원 상수를 결정한 과거의 여러 연구들에서는 응력강하량이 10~150 bar 범위의 다양한 값이 보고되었다. 이와 같이 대상지진과 연구자에 따라 응력강하량에 차이가 나타난 결과는 실제로 응력강하량이 한반도에서 다양한 값을 갖는지 또는 계산방법에 의한 차이인지 알 수 없다. 이와 같은 응력강하량과 지진모멘트(또는 지진규모)와의 관계에 대한 의문을 해결하기 위하여, 본 연구에서 얻어진 결과를 이용하여 양자사이의 관계를 Fig. 5로 나타내었다. Fig. 5에는 응력강하량($\Delta\sigma$)-지진모멘트-국지지진 규모 사이의 관계를 도시하였다. 응력강하량은 지진모멘트가 대략 1.0×10^{22} dyne-cm 이하의 지진에 대해서는 선형적으로 감소하며, 그 이상의 값을 갖는 지진에 대해서는 100 bar 근처의 일정한 값을 나타냄을 알 수 있다(Fig. 5a). 또한 지진규모가 4 이하인 경우에는 감소하며, 4 이상의 지진에 대해서는 응력강하량이 100 bar 근처의

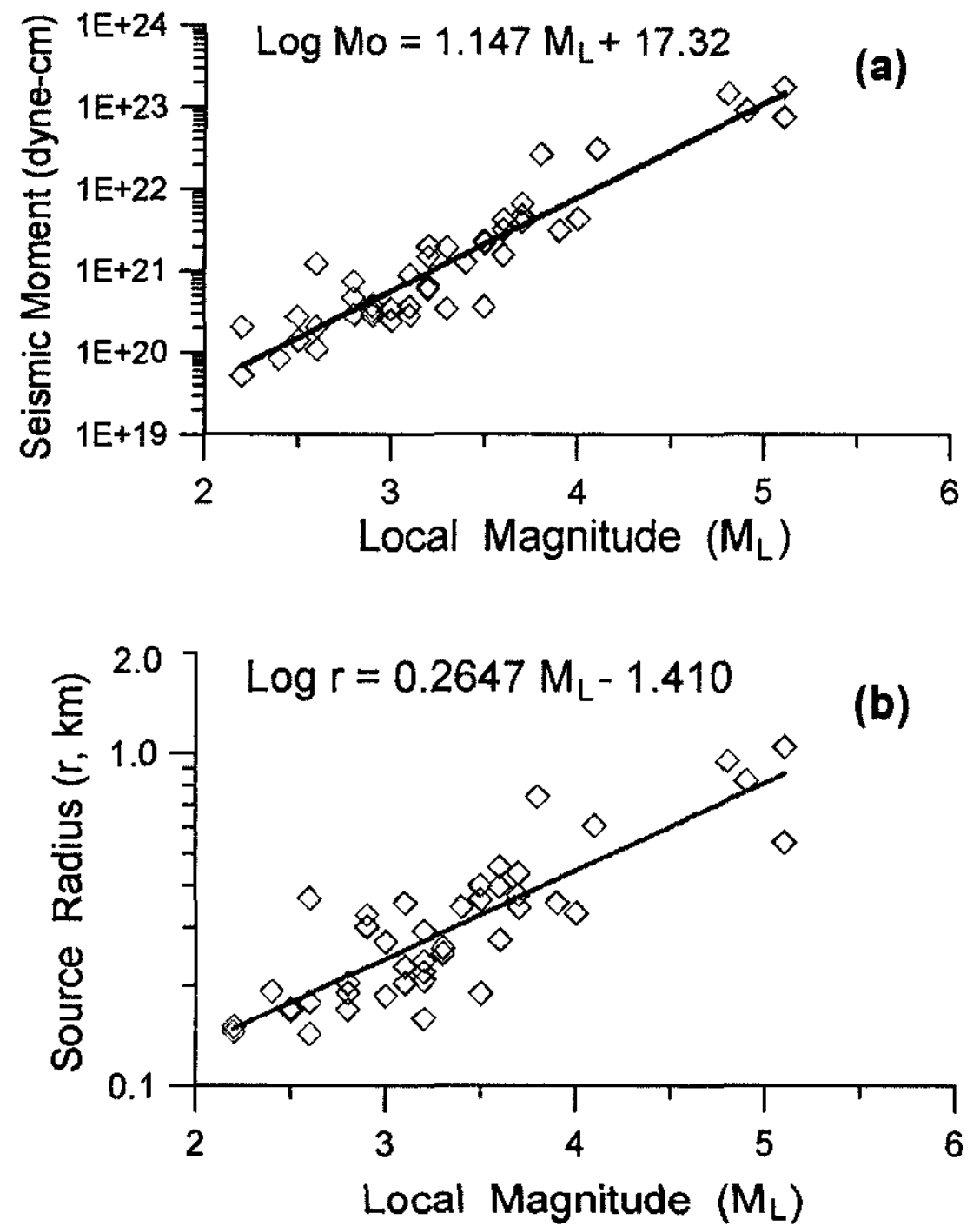


Fig. 6. (a) The relationship between local magnitude (M_L) versus seismic moment (M_0). The estimated regression equation can be shown as $\log M_0 = 1.147M_L + 17.32$. (b) Local magnitude (M_L) versus source radius (r). The estimated relationship can be shown as $\log r = 0.2647M_L - 1.410$.

값을 갖는다는 것을 보여 준다(Fig. 5b). 이 연구에서 얻어진 결과는 일정크기 이하의 지진에서 지진원 상수사이의 비례법칙이 깨진다는 Shi et al.(1998)의 결과와 유사하다. 그러나 Shi et al.(1998)의 연구에서는 비례법칙이 성립되는 한계의 지진모멘트가 2×10^{20} dyne-cm임에 비하여, 이 연구에서의 한계는 그보다 훨씬 크다는 점에서 차이가 있다.

Fig. 6a에는 지진규모(M_L)와 지진모멘트(M_0)의 관계를 도시하였으며, 둘 사이에는 $\log M_0 = 1.147M_L + 17.32$ 와 같은 선형적인 관계가 얻어졌다. Fig 6b에는 국지규모와 지진원의 크기를 원형으로 가정했을 때의 반경 사이의 관계가 도시되어 있다. 그림에서 양자 사이에는 $\log r = 0.2647M_L - 1.410$ 의 경험적인 관계가 있는 것으로 나타났다.

한편, 이 연구에서 지진원 상수를 결정한 지진에 대해서 추정된 모멘트 규모 M_w 와 국지규모 M_L 과의 관계를 조사하기 위하여 Fig. 7에 양자의 관계를 도시하였다. 여기서 모멘트 규모는 지진모멘트와 응력

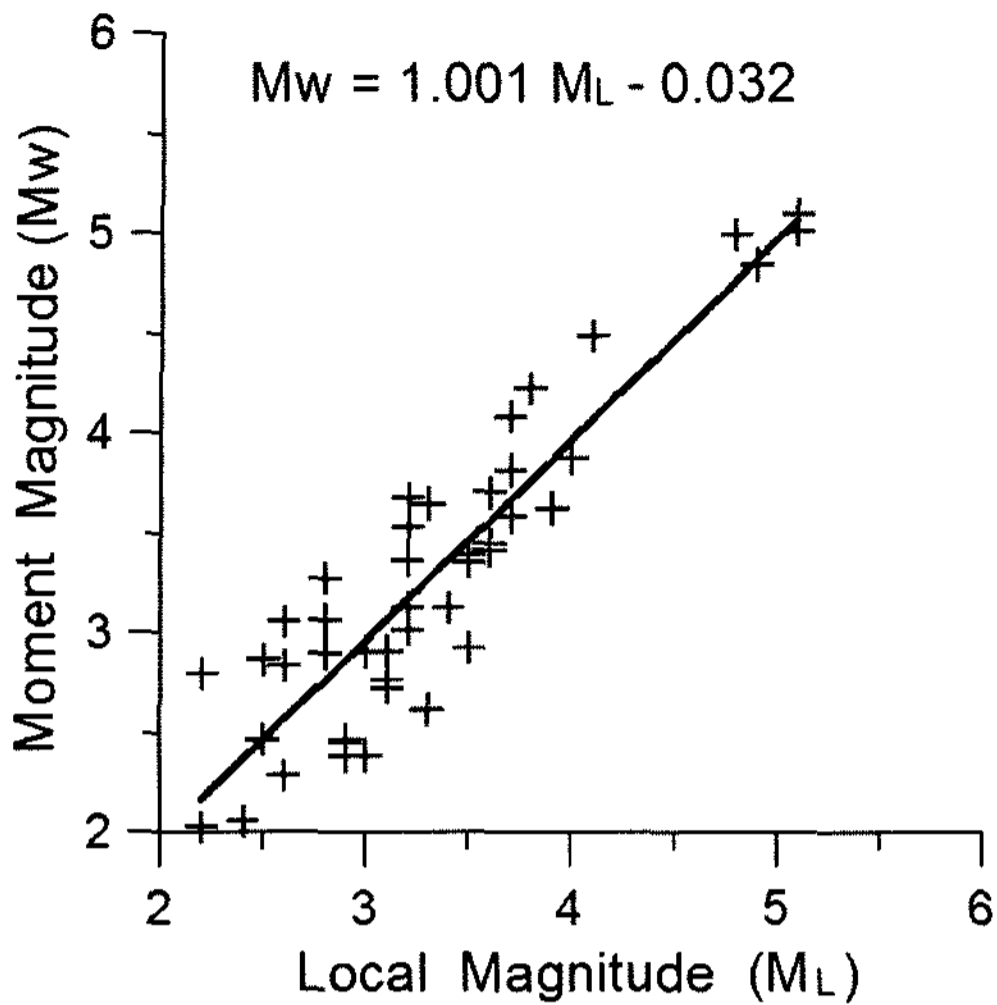


Fig. 7. The relationship between local magnitude (M_L) versus moment magnitude (M_w). The estimated regression equation can be expressed as $M_w = 1.001M_L + 0.032$.

강하량을 식 (5)에 대입하여 계산하였다. 그림에서 알 수 있는 바와 같이, 두 규모사이에 편차는 크지만 대략 $M_w = 1.001M_L + 0.032$ 와 같은 선형적인 관계를 얻을 수 있다.

결론

지진의 피해를 최소화하기 위한 내진설계에는 다수의 강진자료가 필요하나, 한반도에서는 주변 중국이나 일본에 비해 강진의 빈도가 낮아 이론적으로 강진동을 합성하여 이용하는 방법을 우선적으로 고려할 수 있다. 이러한 강진동을 합성하기 위해서는 진원에서의 스펙트럼과 관련된 지진원 상수에 관한 연구가 충분히 이루어져야 한다. 이 연구에서는 2001년 이래 한반도와 그 주변에서 발생한 44개 지진의 지진원 상수를 결정하여, 지진원 상수들 사이의 관계 및 지진원 상수와 국지 지진규모 사이의 관계를 규명하였다. 이 연구에서 얻어진 결론은 다음과 같다.

- 1) 모서리 주파수는 지진모멘트 및 국지규모와 대체로 선형적인 관계가 있음이 밝혀졌다.
- 2) 응력강하량은 다양하지만, 대략 규모 4.0($M_0 = 1.0 \times 10^{22}$ dyne-cm) 이상에서는 100 bar에 가깝게 나타났으며, 그 이하에서는 직선적으로 감소하는 경향을 나타내었다.
- 3) 국지 지진규모 M_L 과 지진원의 크기 r 은 직선적인

관계를 보였으며 수식으로 나타내면, $\log r = 0.2647M_L - 1.410$ 과 같다.

4) 국지규모와 모멘트 규모 사이의 관계를 살펴보면, 편차는 크지만 양자는 대체로 일치하는 경향을 보여 준다.

사사

이 연구는 학술진흥재단의 2004년도 선도연구자지원사업(과제번호 C00396)의 연구비 지원에 의하여 수행되었다. 학술진흥재단의 연구비 지원에 감사드린다. 이 논문의 심사를 맡아 논문의 질을 높여 주신 교원대학교 경제학 교수와 한국지질자원연구원의 전정수 박사에게 감사의 뜻을 표한다.

참고문헌

김병철, 2002, 최근 한반도 발생지진의 지진원 상수. 전남대학교 석사학위논문, 53 p.

김성균, 1995, 한반도의 지각구조에 관한 연구. 지질학회지, 31, 393-403.

김성균, 2001, 1999년 4월 7일 발생한 태백지진의 지진원 상수. 지질학회지, 37, 445-454.

김성균, 2007, 한반도 남부에서의 지진과 감쇠: 분석방법과 사용한 자료에 따른 변화 비교. 지질학회지, 43, 207-218.

박동희, 1999, 한반도 동남부의 지진과 감쇠, 지진원 요소 및 강진동 모사. 경북대학교 석사학위논문, 68 p.

조남대, 박창업, 2001, 추계학적 모사법을 이용한 한반도 남부에서의 강지진동 연구. 한국 지진공학회 논문집, 5, 17-26.

Atkinson, G.M. and Boore, D.M., 1998, Evaluation of model for earthquake source spectra in eastern North America. Bulletin of Seismological Society of America, 88, 917-934.

Atkinson, G.M. and Silva, W., 1997, An empirical study of earthquake source spectra for California earthquakes. Bulletin of Seismological Society of America, 87, 97-113.

Boatwright, J., 1984, Comments on "Energy radiation from a spherically symmetric homogeneous source" by J. W. Rudnicki. Bulletin of Seismological Society of America, 74, 1483-1486.

Boore, D.M., 1983, Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra. Bulletin of Seismological Society of America, 73, 1865-1894.

Boore, D.M., 1986, Short-period P- and S-wave radiation from large earthquakes: Implications for spectral scal-

- ing relations. *Bulletin of Seismological Society of America*, 76, 43-64.
- Boore, D.M. and Joyner, W.B., 1997, Site amplifications for generic rock sites. *Bulletin of Seismological Society of America*, 87, 327-341.
- Brune, J.N., 1970, Tectonic stresses and the spectra of seismic shear wave from earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 75, 4997-5009.
- Fletcher, J.B., 1980, Spectra from high dynamic range digital recordings at Oroville, California aftershock and their source parameters. *Bulletin of Seismological Society of America*, 76, 43-64.
- Hanks, T. and Kanamori, H., 1979, A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*, 84, 2348-2350.
- Harr, L.C., Fletcher, J.B., and Mueller, C.S., 1984, The 1982 Enola, Arkansas, swarm and scaling of ground motion in the eastern United States. *Bulletin of Seismological Society of America*, 74, 2463-2482.
- Hasegawa, H.S., 1983, Lg spectra of local earthquakes recorded by the Eastern Canada Telemetered Network and spectral scaling. *Bulletin of Seismological Society of America*, 73, 1041-1061.
- Herrmann, R. and Kijko, A., 1983, Modeling some empirical vertical component Lg relations. *Bulletin of Seismological Society of America*, 74, 1167-1188.
- Hough, S.E., 1996, Observational constraints on earthquake source scaling: Understanding the limits in resolution. *Tectonophysics*, 261, 83-95.
- Iio, Y., 1992, Seismic source spectrum of microearthquakes. *Bulletin of Seismological Society of America*, 82, 2391-2409.
- Jo, N.D., 1999, Stochastic prediction of strong ground motions in southern Korea. M.S. Thesis of Seoul National University, 129 p.
- Jo, N.D. and Baag, C.E., 2007, The 20 January 2007, Mw 4.5, Odaesan, Korea, earthquake. *Geosciences Journal*, 11, 51-58.
- Jun, M.S., 1990, Source parameters of shallow intraplate earthquakes in and around the Korean Peninsula and their tectonic implication. Doctor thesis of Uppsala University, Uppsala, Sweden, 30 p.
- Kanamori, H., and Anderson, D.L., 1975, Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of Seismological Society of America*, 65, 1073-1095.
- Kang, T.S. and Baag, C.E., 2004, The 29 May 2004, Mw = 5.1, offshore Uljin earthquake, Korea. *Geosciences Journal*, 8, 115-123.
- Kim, S.K. and Kim, M.S., 1998, Source parameters of the southern Yellow Sea Earthquake occurred on July, 25, 1994. *Journal of the Earthquake Engineering Society of Korea*, 2, 113-118.
- Lay, T. and Wallace, T.C., 1995, *Modern global seismology*. Academic Press, NY, USA, 521 p.
- Mohammadioun, B. and Servab, L., 2001, Stress drop, slip type, earthquake magnitude, and seismic hazard. *Bulletin of Seismological Society of America*, 91, 694-695.
- Rautian, T.G. and Khalturin, V.I., 1978, The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum. *Bulletin of Seismological Society of America*, 68, 923-948.
- Richter, C.F., 1935, An instrumental earthquake magnitude scale. *Bulletin of Seismological Society of America*, 25, 1-32.
- Shi, J., Kim, W.Y., and Richards, P.G., 1998, The corner frequencies and stress drops of intraplate earthquakes in the northeastern United States. *Bulletin of Seismological Society of America*, 88, 531-542.
- Snoke, J.A., 1987, Stable determination of (Brune) stress drops. *Bulletin of Seismological Society of America*, 77, 530-534.

2008년 1월 2일 접수
2008년 2월 15일 수정원고 접수
2008년 2월 28일 채택