

지구 조석 중력계에 의한 지구의 자유진동에 관한 연구

조원희* · 한 욱*

A Study on the Free Oscillation of the Earth with Earth Tide Gravimeter

Wonhee Cho* and Uk Han*

ABSTRACT: Any mechanical system has a natural oscillation which can be excited, and the earth is no exception. The earth can oscillate in an indefinite number of normal modes of oscillation, rather like a giant bell. The various free modes are generally separated into two categories which is spheroidal modes and toroidal modes. Clearly the toroidal modes will produce no perturbation of the gravity field and no vertical acceleration on the surface of the earth. Hence only spheroidal modes can be detected with a gravimeter. Earth Tide gravimeter was installed at AIMST in order to observe detecting free modes of the earth. Eight major earthquakes including Chinese earthquake (magnitude 7.3) with free oscillations of the earth are observed during one year (1998. 8. 1~1999. 7. 31). And then the earth tides components were eliminated from earthquake records using a numerical Butterworth highpass filter. Spectral analysis of gravity readings represent that 48 observations of spheroidal modes. The relationships between instrumental observations and theoretical predictions based on the Gutenberg earth model agree well with those resulting from free oscillation in Korea.

서 론

자연계에 존재하는 모든 사물은 유한한 탄성체이므로 외부에서 힘이 작용한 후 그 힘이 작용하지 않더라도 자유진동을 하게 되는데 지구도 예외없이 강한 지진이 발생하면 마치 커다란 종과 같이 수많은 모드의 진동을 한다.

자유진동 (free oscillation) 이론은 지진학의 새로운 장을 열었으며, 지구도 거대한 탄성체로서 역동적인 운동을 하고 있다는 사실과 지구내부 모델 발전의 원동력이 되었다.

지구 자유진동 개념은 Kelvin (1863)에 의해 지구가 강철과 같은 강성률을 지닌 탄성체라는 가정 하에 강철구를 실험대상으로 하여 전단파를 통과시킬 때 발생하는 진동 현상을 발견한 것을 토대로 제시되었다 (Lapwood, Usami, 1981).

자유진동현상은 크기가 유한한 탄성체에 어떤 힘이 작용할 때, 그 힘의 작용이 중단되더라도 지속적으로 물체가 흔들리는 현상을 일컫는 것으로, 지구에 작용하는 힘의 종류로는 외부로부터 작용하는 기조력과 지구자체의 에너지 발산현상인 지진을 들 수 있다. 태양과 달의 인력으로 인한 기조력의 경우, 지진에 비해 상대적으로 매우 느린 주파수이므로 지구의 자유진동을 유발하는 데에는 큰 영향을 미치지 못한다. 따라서 자유진동을 관측하기 위해서는 지진에 의한 데이터가 반드시 필요하다 (Ness *et al.*, 1961).

기조력은 지구의 탄성 및 점성에 변형을 가져오며, 지역별로 각기 다른 기조력상수 값에 의해 실제 기조력을 나타낼 수 있는데 우리나라 서울 태릉 일대의 기조력상수는 1.2이다 (Park, Han, 1998).

본 연구에서는 군사과학대학원 중력계점실에 설치되어 있는 ET(Earth Tide) 중력계를 이용하여 1998년 8월 1일부터 1999년 7월 31일까지 1년 동안 국내에서 발생한 소규모 지진과 중국에서 발생한 대규모 지진에 의한 중력변화를 10초 간격으로 관측하고, 그 신호를

* 군사과학대학원 지구공학과 (Department of Earth Engineering, Advanced Institute of Military Science & Technology, Seoul 139-799, Korea)

고역통과필터에 통과시켜 주기 60분 이상의 중력변화를 제거한 후 파워스펙트럼 분석을 통해 지구의 자유진동 주기를 관측하여 1960년에 발생한 칠레지진으로부터 관측된 자유진동 주기 및 Alterman 등 (1959)에 의해 계산된 이론적인 자유진동 주기와 비교하였다.

지구의 자유진동

지구의 자유진동현상은 20세기 초부터 이미 수학적으로 예언되어 수많은 진동 모드가 다양한 지구내부 모델에 따라 Alterman 등 (1959)에 의해 계산되었으며 (Ness *et al.*, 1961), 이러한 지구의 자유진동은 변형률계기나 ET 중력계를 사용해 관측할 수 있다 (Fowler, 1990).

파의 전파에 관한 해석은 크게 두가지로 나눌 수 있다. 파의 다발이 진행해 간다는 주행파에 의한 관점과 전체 파는 각각의 단위 파로 나누어져 진동한다는 정상파에 의한 관점이 그것이다 (Gilbert, Macdonald, 1960).

지진파 해석은 지구 내부의 정보를 밝히는데 매우 중요하며, 특히 정상파의 관점에 의한 해석은 지구의 자유진동연구에 기초적인 개념이 된다.

양끝이 고정된 줄이 있다고 가정할 때 이 줄을 튕길 수 있는 에너지가 가해지게 되면 그 줄은 다음과 같은 파동 방정식을 만족하게 된다.

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \tag{1}$$

여기서 u 는 줄의 변위, c 는 파의 속도, t 는 시간이 다. 위 식 (1)을 만족하는 일반해는 다음과 같다.

$$u(x,t) = C_1 e^{i\omega(t+x/c)} + C_2 e^{i\omega(t-x/c)} + C_3 e^{i\omega(t+x/c)} + C_4 e^{i\omega(t-x/c)} \tag{2}$$

여기서 식 (2)의 각 항은 단순조화파가 되는데 줄은 양끝이 고정되어 있으므로 다음의 경계조건을 만족하게 된다.

$$u(0,t) = 0$$

$$u(L,t) = 0$$

즉, $C_1 = -C_2$, $C_3 = -C_4$ 가 되어 식 (2)는 식 (3)과 같이 쓸 수 있다.

$$u(x,t) = (C_1 e^{i\omega t} + C_3 e^{-i\omega t}) i 2 \sin\left(\frac{\omega L}{c}\right) \tag{3}$$

식 (3)이 전체가 0이 되기 위해서는

$$\left(\frac{\omega L}{c}\right) = (n+1)\pi \tag{4}$$

를 만족하면 되므로 주파수 (ω)는

$$\pi/L, 2\pi/L, 3\pi/L, \dots$$

이 되어 다음과 같이 일반적인 형태로 나타낼 수 있다.

$$\omega_n = \frac{(n+1)\pi c}{L} \tag{5}$$

즉, 고정된 줄은 에너지가 가해졌을 때 불규칙한 진동을 하는 것이 아니고 무수한 고유의 주파수를 가지면서 진동하는 것이다.

고유주파수는 줄의 길이 (L)와 파의 속도 (c)에 의해 결정되는 것으로 파의 속도 (c)는 줄의 밀도와 탄성계수에 의해 결정된다. 이때 $n=0$ 일 때의 주파수 즉, 가장 낮은 주파수를 fundamental이라고 그 외의 것을 overtone이라 한다. 또한 줄이 진동하는 고유함수는 n 이 0에서 무한대에 해당하는 단위 파들의 중첩으로 해석할 수 있으므로 고유함수 (f)는 다음과 같이 무수한 파의 조합으로 나타낼 수 있다.

$$f = \sum_{n=0}^{\infty} A_n e^{i\omega_n x} \sin\left(\frac{\omega_n x}{c}\right) \tag{6}$$

따라서 중첩된 파를 단위 파로 나누어 해당 주파수를 구하는 문제는 다음과 같은 푸리에 변환을 통해 해결할 수 있다 (Gordin, 1972).

$$Z(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-2\pi i \omega t} dt \tag{7}$$

지구도 일정한 크기를 가지고 있으면서 탄성체이므로 양 끝에 고정된 줄과 같이 일정한 에너지가 가해지면 자유진동을 하게 된다.

지구의 경우 파의 방정식은 식 (8)을 만족하게 된다.

$$(\lambda + 2\mu)\nabla(\nabla \cdot u) - \mu\nabla \times (\nabla \times u) = \rho \partial_t^2 u \tag{8}$$

여기서 λ , μ 는 Lamé 상수이며 ρ 는 지구의 밀도이다. 파를 기술하는 식 (8)의 일반해 u 는 스칼라 함수 Φ , Ψ , x 로 표현되는 세가지 벡터의 합이 된다.

$$u = u_1 + u_2 + u_3 \tag{9}$$

여기서, u_1 은 종파 (irrotational wave), u_2 와 u_3 는 횡파 (equivoluminal wave)이며, 각각 식 (10), 식 (11), 식 (12)를 만족한다.

$$u_1 = \nabla \Phi \tag{10}$$

$$u_2 = \nabla \times (r\Psi, 0, 0)_{\text{polar}} \tag{11}$$

$$u_3 = \frac{1}{k} \nabla \times (\nabla \times (rx, 0, 0))_{\text{polar}} \tag{12}$$

윗 식들에 포함된 스칼라 함수는 Helmholtz 방정식의 해로 다음과 같다.

$$\Phi = z_l(hr) P_l^m \cos\theta \sin m\phi e^{i\omega t} \tag{13}$$

여기서 h 는 파수 (wave number), l 은 degree, m 은 order이다. 식 (13)에서 $z_l(hr)$ 은 구면 Bessel 함수로서 식 (14)를 만족하고,

$$\partial_z^2 z_l + \frac{2}{r} \partial_z z_l + \left\{ h^2 - \frac{l(l+1)}{r^2} \right\} z_l = 0 \tag{14}$$

구면 Legendre 함수와 관계된 $P_l^m(\cos\theta)$ 은 식 (15)와 같으며 이것은 식 (16)을 만족한다.

$$P_l^m(\cos\theta) = \sin^m \theta \left(\frac{d}{d \cos\theta} \right)^m P_l(\cos\theta) \quad (m \leq l) \tag{15}$$

$$\partial_\theta^2 P_l^m + \cot\theta \partial_\theta P_l^m + \left\{ l(l+1) - \frac{m^2}{\sin^2\theta} \right\} P_l^m = 0 \tag{16}$$

스칼라 함수 Ψ , x 도 식 (13)과 같은 형태로 기술되며 이때 파수는 k 가 된다.

파수란 파의 속도에 대한 각주파수의 비로서 종파의 경우는 $h = \omega/v_p$ 가 되며, 횡파의 경우는 $k = \omega/v_s$ 가 된다. 여기서 v_p 는 P-파 속도, v_s 는 S-파 속도이다 (Lapwood, Usami, 1981). 이렇게 해서 파의 고유함수 u 를 결정할 수 있는데, 이 경우도 양 끝에 고정된 줄과 마찬가지로 무수히 많은 파의 조합으로서 푸리에 변환을 하면 각 단위파의 고유주파수를 구할 수 있으며, 각 단위파는 지구자유진동 모드가 된다.

지구의 자유진동의 양상은 크게 진동입자의 변위가 지구의 반경벡터 (radius vector) 및 횡벡터 (tangential vector) 요소를 모두 갖는 S 모드 (spheroidal mode)와 오직 지구 반경벡터에 수직인 요소만을 갖는 T 모드 (toroidal mode) 두 가지로 나눌 수 있다.

다양한 지구자유진동 모드의 주파수는 지구내부의

세가지 탄성계수 즉, Lamé 상수 (λ , μ), 밀도 (ρ)에 의해 결정되며, degree l , order m 에 의해 표현되는 구면조화함수로 나타내므로 S와 T 모드는 ${}_nS_l^m$, ${}_nT_l^m$ 로 표시할 수 있다 (Garland, 1979).

이때 n 은 overtone 수로서 n 이 증가하면 지구 내부로 들어갈수록 에너지가 줄어들게 된다. S 모드와 T 모드의 대표적 진동 양상은 Fig. 1에 나타나 있다.

S 모드는 Fig. 1에서 나타나는 바와 같이 지구가 수축 팽창하는 모양의 진동을 하고, T 모드는 뒤틀리는 모양의 진동을 하는데, T 모드는 지구 중력장에 영향을 미치지 않으므로 ET중력계를 이용한 지구자유진동 관측에서는 S 모드만이 관측된다. 이러한 진동양상의 예에서 ${}_0S_2^2$ 모드와 ${}_0T_2^2$ 모드의 입자변위는 Fig. 2, Fig. 3과 같다. 여기서 지구가 동일한 탄성계수를 가진 물질로 이루어져 있다는 가정하에서 지진파의 위상속도를 적용하여 이론적인 진동주기를 계산한 결과, Fig. 4에서의 같이 차수 l 이 증가함에 따라 S 모드는 지진파중 레일리파 (Rayleigh wave)의 입자변위 특성에 해당하고, T 모드는 S-파의 입자변위 특성에 해당한다는 것이 밝혀 졌다 (Garland, 1979).

지구자유진동의 실제 관측에 있어서, Benioff 등 (1954)은 캄차카 지진으로부터 57분 주기의 진동현상을 관측하여 이것이 지구의 자유진동이라는 제안을 하였다. Munk (1959)는 중력계와 변형률 지진계를 이용

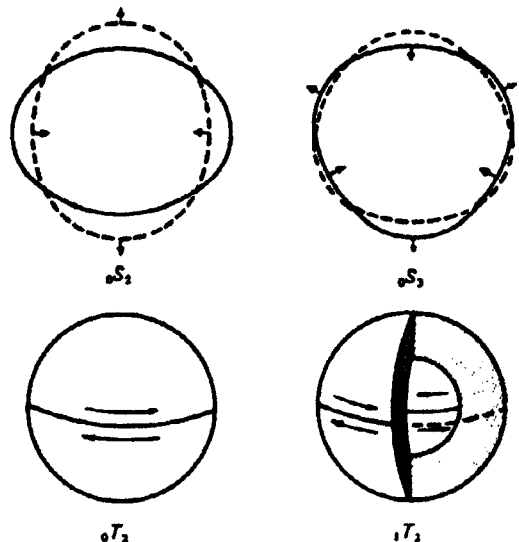


Fig. 1. Normal modes ${}_0T_2$, ${}_1T_2$, ${}_0S_2$, ${}_0S_3$. In mode ${}_0T_2$, the opposite hemispheres twist in opposite directions. In mode ${}_1T_2$, the outside part of the sphere twists as in mode ${}_0T_2$, but the inner sphere twists in the opposite direction. (modified from Fowler, 1990)

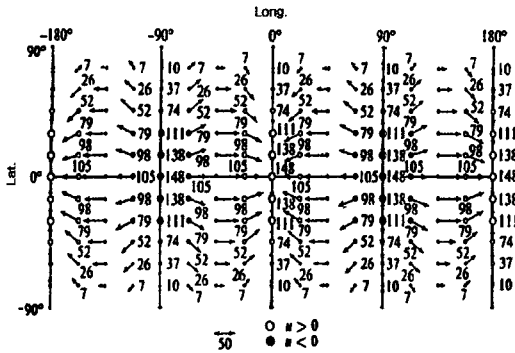


Fig. 2. Distribution of displacements in spheroidal oscillation ${}_0S_2^2$ ($l=2, m=2, n=0$) on the surface of a uniform sphere. Numbers beside points indicate radial components (open circle: up, solid circle: down). Arrows indicate direction and magnitude of tangential components. (modified from Lapwood, Usami, 1981).

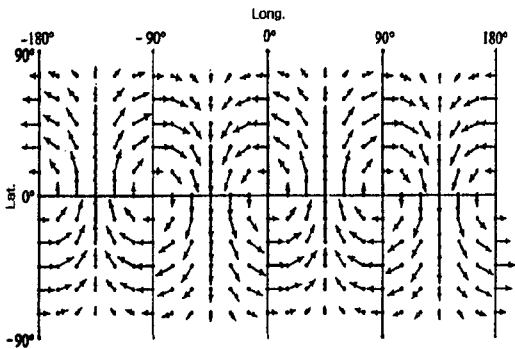


Fig. 3. Distribution of displacements in toroidal oscillation ${}_0T_2^2$ ($l=2, m=2, n=0$) on the surface of a uniform sphere. Displacements lie on the surface with direction and magnitude shown by the arrows (modified from Lapwood, Usami, 1981).

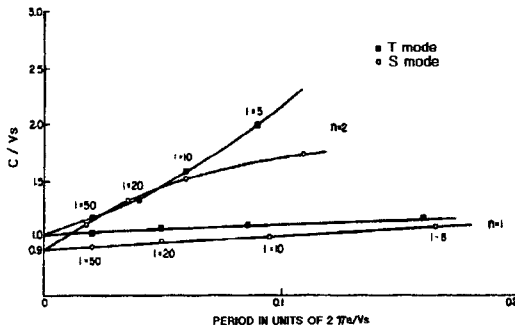


Fig. 4. Convergence of the phase velocities of toroidal and spheroidal free oscillations in a uniform sphere, with increasing degree l , to the S-wave velocity and the Rayleigh wave velocity respectively. Parameter n indicates fundamental and first overtone in radial variation. (modified from Garland, 1979).

하여 1개월 여 동안 획득된 자료를 바탕으로 파워스펙트럼 분석을 통해 지구의 자유진동 현상을 관측하려 했으나 장비자체의 잡음이 많았으며, 연구 기간중 지진이 발생하지 않아 자유진동관측은 실패하였다 그 후 1960년 5월 22일 칠레 대지진을 계기로 지구의 자유진동은 최초로 관측되었으며, 관측된 진동 모드는 이론적인 값과 훌륭하게 일치하였다 (Ness *et al.*, 1961).

ET 중력계에 의한 지진 관측

1996년 LaCoste & Romberg 회사에서 제작된 ET 중력계 (Fig. 5)는 G-type 상대 중력계로서 기조력 측정을 목적으로 제작되었으며, 휴대가 간편하고 전력 소모가 적으며 0.1 μgal 단위 까지의 중력측정이 가능한 매우 정밀한 중력계이다. 또한 전자수포가 장착되어 신속한 수평작업을 할 수 있어 정확한 중력값을 측정하기에 용이하게 설계되었다.

ET중력계의 원리는 수직 지진계의 원리와 영길이 스프링을 이용한 것인데, 영길이 스프링은 힘이 가해질 때 그 힘에 비례하여 스프링의 길이가 변하는 특성을 갖고 있으므로 중력이 변하면 이로 인한 스프링의 비트는 힘이 스프링 자체 회전력과 평형 상태를 이루어 스프링의 길이는 중력의 변화에 비례해서 변하게 되는 것이다.

스프링 상수는 온도에 따라 변할 수 있으므로 정확한 중력을 측정하기 위해서는 중력계 내부를 항온으로 유지하는 것이 매우 중요하다. ET중력계는 내부온도의 안정을 위한 2중 용기 시스템 및 내부온도 표시 기능과 중력의 변화를 전기적 신호로 나타내주는 MVR (Maximum Voltage Retroaction) 되먹임 카드를 갖추고 있으며, 안정된 전원공급을 위한 UPS (Unin-

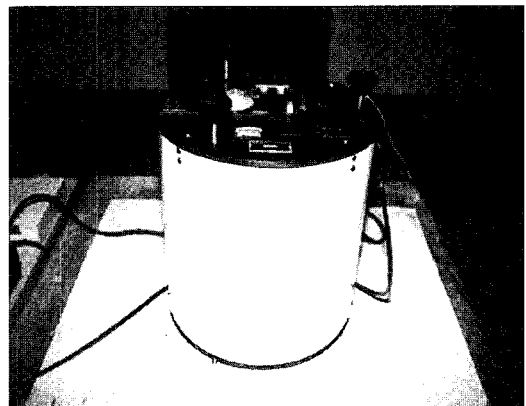


Fig. 5. Earth Tide gravimeter (PET 1074 model).

erruptible Power Supply)가 설치되어 있어 정확한 중력변화를 측정할 수 있다.

또한 ET 중력계 시스템은 중력계로부터 아날로그 데이터를 자동으로 컴퓨터에 전송 및 저장할 수 있는 DB-25 자료수집 장치와 Labview™ 소프트웨어를 이용하여 Fig. 6과 같이 중력변화를 편리하게 그래프로 관측할 수 있는 장점이 있다.

지진 및 자유진동 관측을 위한 중력계는 서울 태릉 소재 군사과학대학원 중력 관측실에 설치 운영하였으며 (Fig. 7), GPS에 의한 정확한 위치는 경도 127.1027°E, 위도 37.627°N, 고도 36.0 m이고, 좌표 정밀도는 3 cm이다.

중력측정은 데이터를 정밀하게 분석하기 위하여 데이터 획득 간격을 10초로 하였으며, 측정시각은 GMT (Greenwich Mean Time)를 기준으로 1998년 8월부터 실시하였다.

중력계 설치이후 우리나라 및 중국에서는 크고 작은 지진이 발생하였으며, 1월부터 4월에 감지된 지진의 구

모와 위치는 Table 1과 같다. 중력계는 지진이 발생하게 되면 지표가 미미하게 흔들리는 정도에 따라 중력의 변화양상을 관측하게 된다. Table 1의 지진중 인천과 중국 목단강에서 발생한 지진은 중력계가 설치된 장소에서 명확히 관측이 되었으나 그 밖의 지진은 진원으로 부터의 거리가 멀리 떨어져 있어 관측된 신호가 미미했다.

2월 24일에 인천지역에서 발생한 지진을 관측한 결과는 Fig. 8과 같다. 완만하게 변하는 중력값은 기조력에 의한 것인데 지진이 관측된 시점에서 중력 변화값이 최고치를 기록하였으며 지진이 일어난 이후에도 중력변화가 매우 빠르게 나타나는 것을 볼 수 있다. 지진의 강도는 중력의 변화량으로부터 계산할 수 없기 때문에 이 자료만으로 해석하는데는 제한이 된다.

또한 중국 목단강에서 발생한 지진은 Fig. 9에 나타나 있는데 지진규모가 7.3으로 중력의 변화정도가 약 2000 μ gal 정도로 인천지진의 70 μ gal보다 매우 크게

Table 1. Major Earthquakes which are detected by ET gravimeter from August, 1998 to July, 1999.

Location	Coordinates		Date	Time	M
	N (°)	E (°)			
Sokcho	38.3	128.7	11-1-99	13 07 14.1	4.2
Sokcho	38.3	128.6	12-1-99	21 51 04.4	2.9
Taebaek	37.0	128.8	24-1-99	01 01 52.0	3.3
Kuyngbuk	37.4	130.3	24-1-99	02 43 07.2	2.9
Yanggu	38.5	127.8	02-2-99	03 21 16.0	2.9
Taebaek	37.1	128.9	08-2-99	06 36 32.5	2.5
Inchon	37.3	126.0	24-2-99	02 14 32.2	3.5
The Mokdhan River, China	43.2	130.4	08-4-99	20 12 27.2	7.3

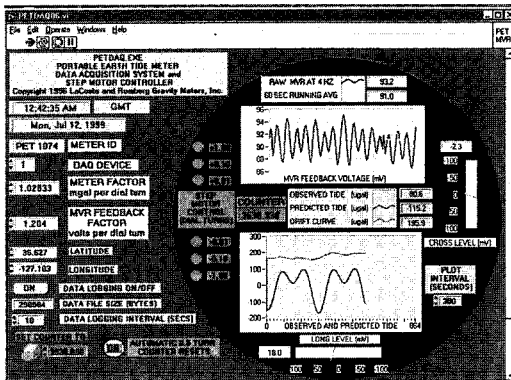


Fig. 6. The image of the TIDEQUE program using Labview software.

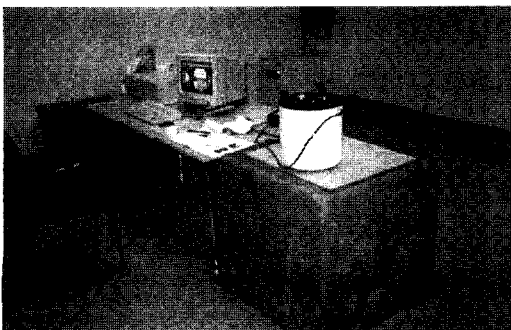


Fig. 7. ET gravity observatory at AIMST (Advanced Institute of Military Science & Technology).

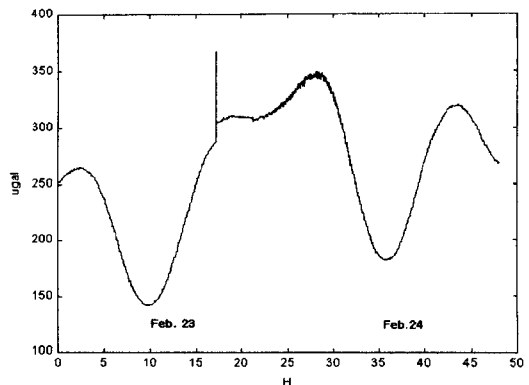


Fig. 8. Plot of the Inchon earthquake (February 23, 1999) and earth tide variation.

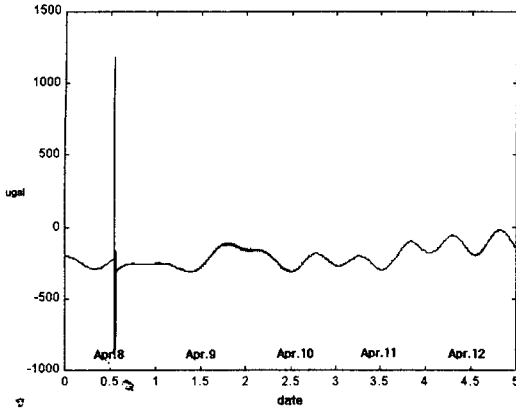


Fig. 9. Plot of Mokdahn river earthquake in China (April 8, 1999) and earth tide variation.

나타나 있다.

이러한 규모가 큰 지진은 양끝이 고정된 줄을 땡기는 것과 마찬가지로 지구 자유진동을 유발하는 에너지를 제공한다.

수치해석 및 결과

고속 푸리에 변환은 스펙트럼 분석 기술의 가장 기본이 되며, 신호가 어떠한 주기성을 가지고 있는지를 계산할 수 있다. 중력계에 의한 데이터의 주파수별 에너지 분포를 나타내는 파워스펙트럼은 전체 데이터 크기에 대한 주파수의 진폭크기의 비가 된다. 중국지진 자료의 파워스펙트럼은 Fig. 10과 같다.

중력계에 의해 관측된 지진신호의 주파수를 분석하면 기조력에 의한 느린 주파수 성분이 매우 높은 진폭값을 갖는데 상대적으로 진폭값이 매우 작은 자유진동을 관측하는 것은 매우 어려운 일이다.

따라서 자유진동을 관측하기 위해서는 기조력에 의한 중력변화 영향 즉, 태양과 달 및 태양계내 행성의 중력작용에 의한 지구 중력값의 느린 변화양상을 제거해야 한다. 그렇지 않으면 상대적으로 진폭값이 매우 낮은 지구자유진동 주파수 신호를 관측하기는 매우 어렵다. 중국지진 신호를 고주파 통과필터를 이용하여 기조력에 의한 중력변화를 제거한 후 시간영역에서 나타낸 것은 Fig. 11과 같다.

고주파 통과필터는 Butterworth 수치필터를 사용하였으며 주기 60분 이상의 느린 기조력 성분을 제거하였다. 이렇게 필터링된 중국지진 신호의 파워스펙트럼 결과는 마루가 매우 많이 나타나는 경향이 있는데 많은 신호중 자유진동 모드별 주기를 찾아내기 위해 파

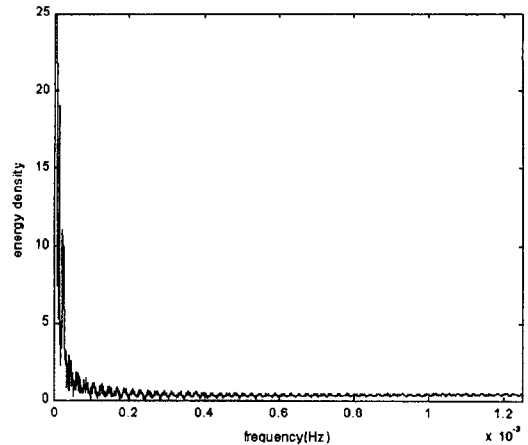


Fig. 10. Power spectrum of gravity record after Mokdahn river earthquake in China (April 8, 1999).

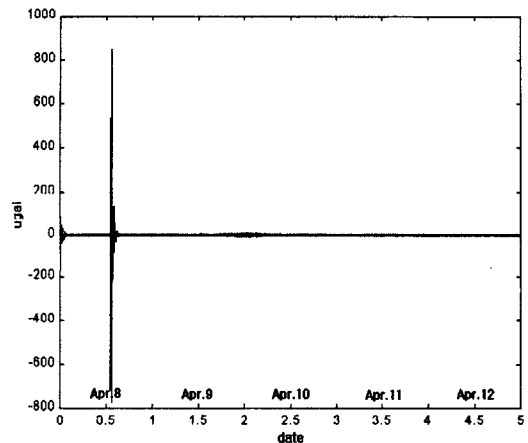


Fig. 11. Plot of Mokdahn river earthquake in China (April 8, 1999) after highpass filtering.

워스펙트럼 밀도추정 방법을 적용하였다.

파워스펙트럼 밀도추정은 신호에서 주파수 영역의 전체 파워가 어떻게 분포하고 있는지를 알아내는 것으로 잡음과 신호가 혼합되어 있는 신호처리에서 매우 유용한 방법이다. 이 방법은 신호의 중앙 주파수를 좁은 대역통과필터에 통과시킨 후 파워를 계산하여 주파수에서의 파워스펙트럼 밀도를 구하는 것으로 periodogram (푸리에 변환의 결과로 해당 주파수의 크기를 나타낸 그래프)을 여러 작은 부분으로 나누어 평균을 구하는 averaging overlap을 실시하였고, 소로브를 제거하기 위해 직사각형 윈도우가 아닌 해닝 윈도우(Hanning window)를 사용하였다. N 개의 중력 데이터를 $X(n)$ 이라할 때 그 주파수를 계산하는 파워스펙트럼 밀도추정 함수는 다음과 같다.

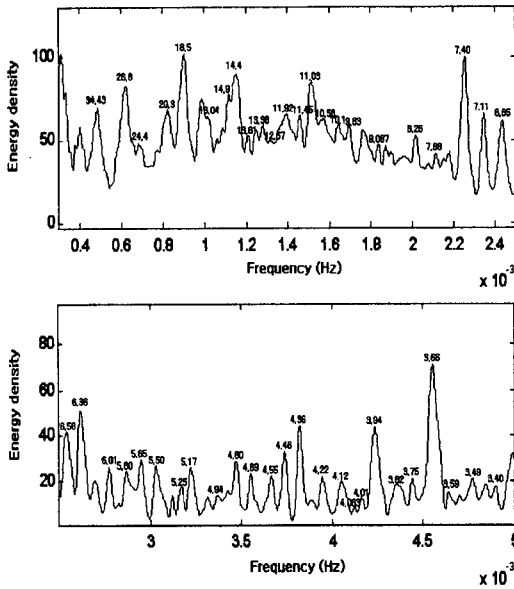


Fig. 12. Power spectrum of highpass filtered gravity record after Chinese earthquake. The numbers of peak points represent their periods in minutes.

$$P_{xx}(f_k) = \frac{1}{N} \left| \sum_{n=0}^{N-1} W(n)X(n)e^{-i2\pi n f_k} \right|^2 \quad (13)$$

여기서 f_k 는 k 번째 주파수, N 는 데이터수, $W(n)$ 는 윈도우 함수이며, 계산된 주파수의 단위는 헤르츠 (Hz)가 된다.

그 결과 관측된 중국지진으로부터 자유진동 모드별 주기를 마루의 중앙 주파수값으로부터 계산하였으며, 계산된 주기는 Fig. 12에서와 같이 마루 위에 분단위로 표시하였다. 중국지진의 파워스펙트럼을 통해 48개의 자유모드가 관측되었으며 이중 39개는 fundamental 모드이고 주기가 표시되지 않은 마루는 밝혀지지 않은 신호이다. 관측된 자유모드는 Ness 등 (1961)에 의해 칠레지진으로부터 관측된 자료 및 Alterman 등 (1959)에 의해 계산된 이론적인 값과 비교하였다 (Table 2).

1961년 UCLA대학에서 관측된 바 있는 자유진동모드는 총 49개로 Gutenberg 모델에 해당하는 이론적인 값과 비교하여 대부분이 99%정도의 일치율을 보였으며, 이번에 군사과학대학원에서 관측된 자유모드는 총 48개로서 이중 39개는 fundamental이었다.

관측된 자유모드에서 ${}_0S_6$ - ${}_0S_{41}$ 의 대부분과 ${}_1S_2$, ${}_2S_4$ 는 Gutenberg 모델에 해당하는 이론적인 주기와 98% 이상의 일치성을 보이고 있으며, 그 밖의 다른 모드도

Table 2. Comparisons between the observed periods of free oscillations and those of theoretical calculations.

Smode		Period in minutes			
n	l	AIMST bserved	UCLA* observed	Gutenberg** model	Bullen B** model
0	0	20.3	20.46	-	20.65
1	0	10.10	10.21	-	9.99
2	0	-	-	-	-
3	0	-	-	-	-
0	2	-	52.80/54.98	53.52	53.70
1	2	24.40	24.65	24.32	24.75
2	2	14.90	15.03	15.15	15.49
3	2	-	-	9.67	9.78
4	2	-	-	7.98	7.99
0	3	34.43	35.24/35.87	35.33	35.50
1	3	18.5	17.68/17.88	17.63	17.94
2	3	13.81	13.53	13.25	13.58
0	4	26.80	25.85	25.54	25.73
1	4	14.40	14.30	14.11	14.38
2	4	11.92	12.08	11.96	12.25
0	5	-	19.83	19.66	19.85
1	5	11.03	-	10.92	11.12
2	5	11.03	-	10.92	11.12
0	6	16.04	16.07	15.92	16.12
0	7	13.38	13.42	13.44	13.64
0	8	11.45	11.78	11.74	11.95
0	9	10.58	10.57	10.54	10.77
0	10	9.83	9.685	9.65	9.88
0	11	9.087	8.934	8.95	9.18
0	12	8.26	8.368	8.38	8.61
0	13	7.88	7.882	7.90	8.11
0	14	7.40	7.408	7.48	7.68
0	15	7.11	7.101	7.11	7.30
0	16	6.85	6.78	6.78	6.96
0	17	6.56	6.488	6.49	6.66
0	18	6.36	6.232	6.23	6.39
0	19	6.01	3.002	6.00	6.14
0	20	5.80	5.778	5.78	5.91
0	21	5.65	5.608	5.59	5.70
0	22	5.50	5.423	5.40	5.48
0	23	5.25	5.255	5.24	5.29
0	24	5.17	5.104	5.08	5.12
0	25	4.94	4.959	4.94	4.96
0	26	4.80	4.828	4.81	4.82
0	27	4.69	4.703	4.68	4.70
0	28	4.55	4.585	4.56	4.58
0	29	4.46	4.476	4.45	4.47
0	30	4.36	4.366	4.34	4.37
0	31	4.22	4.270	4.24	4.26
0	32	4.12	4.167	4.15	4.16
0	33	4.063	4.089	4.06	4.06
0	34	4.01	3.99	3.97	3.97
0	35	3.94	3.92	3.89	3.88
0	36	3.82	3.837	3.81	3.79
0	37	3.75	3.755	3.73	3.71
0	38	3.66	3.681	3.66	3.63

Table 2. Continued.

n	l	Period in minutes			
		AIMST bserved	UCLA* observed	Gutenberg** model	Bullen B** model
0	39	3.59	3.612	3.59	3.56
0	40	3.49	3.475	3.52	3.49
0	41	3.40	3.405	3.45	3.42

*Represent UCLA data by Ness *et al.* (1961).

**Represent theories.

95%~96% 정도로 일치하고 있다.

결 론

지진관측은 군사과학대학원에 설치된 ET중력계를 이용하여 1998년 8월 1일부터 1999년 7월 31일까지 총 8개의 크고 작은 지진을 관측하였으며, 특히 지구의 자유진동을 현저하게 규명할 수 있는 지진은 규모 7.3의 중국 목단강 지역에서 발생한 것이었다.

중국목단강 지진으로부터 지구의 자유진동 주기를 알아내기 위해서 고역통과필터를 사용하였으며, 기조력에 의한 완전한 중력변화를 제거하였다. 또한 파워스펙트럼 분석시 소로브를 제거하기 위해 사각형 윈도우가 아닌 해닝 윈도우를 사용하였다.

파워스펙트럼 분석에 의한 주파수 값은 헤르츠 단위이므로, 각 마루의 주기를 계산하기 위하여 마루 중앙 주파수값의 역수를 계산한 후에 60으로 나누어 주기를 분단위로 계산하였다.

그 결과 총 48개의 모드의 주기를 계산하였으며, Ness 등 (1961)에 의해 UCLA대학에서 칠레 지진으로부터 관측한 진동주기와 Alterman 등 (1959)에 의해 계산된 이론적인 값과 비교하였다.

관측된 각 모드의 주기는 이론치와 대부분이 98%이상 일치되는 사실을 보였고 주기 18.5분과 13.81분, 26.8분, 12.67분에 해당하는 $1S_3$, $2S_3$, $0S_4$, $1S_5$ 모드는 95~96%의 일치성을 보였다.

지구의 자유진동 관측과 모드별 에너지 감쇠현상은 지구 내부의 상태를 보다 높은 해상능력으로 파악할 수 있으므로 지구내부 모델 정립에 커다란 도움이 될 것

이다. 우리나라에서도 자유진동 자료를 이용하여 한반도 지체구조 및 탄성과 진행 속도해석에 있어서 보다 많은 연구가 필요하며 본 연구가 하나의 디딤돌 역할을 하였으면 한다.

사 사

본 연구를 수행하는 과정에서 아낌없는 도움을 주신 전북대 조 봉곤 교수님에게 감사드린다. 그리고 주위에서 항상 따뜻한 격려의 말을 해준 군사과학대학원 지구공학과 학생들과 Matlab 사용에 대한 조언을 해주신 동철군에게 심심한 감사의 뜻을 전한다.

참고문헌

- Alterman, Z., Jorosch, H. & Pekeris, C.L. (1959) Oscillations of the Earth, Proc. Roy. Soc. London A, v. 252, p. 80-95.
- Benioff, H., Gutenberg, B. & Richter, C.F. (1954) Progress report, Seismological laboratory, California Institute of Technology, 1953, Trans. Amer. Geophys. Union. v. 3, p. 979-587.
- Benioff, H., Harrison, J.C., LaCoste, L., Munk, W.H. & Slichter, L.B. (1959) Searching for the Earth's free oscillations, J. Geophy. Res., v. 64, p. 1334-1337.
- Benioff, H., Press, F. & Smith, S. (1961) Excitation of the free oscillations of the Earth by earthquakes, J. Geophy. Res., v. 66, p. 605-619.
- Fowler, C.M.R. (1990) The solid Earth, Cambridge University Press, p. 83-85.
- Gilbert, J.F. & Macdonald, G.J.F. (1960) Free oscillation of the earth, J. Geophy. Res., v. 65 p. 675-693.
- Godin, G. (1972) The analysis of tides, University of Toronto Press, p. 38-44.
- Garland, G.D. (1979) Introduction to geophysics, W. B. Saunders Company Press, p. 123-133.
- Lapwood, E.R. & Usami, T. (1981) Free oscillations of the Earth, Cambridge University Press, p. 1-51.
- Ness, N.F., Harrison, J.C. & Slichter, L.B. (1961) Observations of the free oscillation of the Earth, J. Geophy. Res., v. 66, p. 621-629.
- Park, J.H. & Han, U. (1998) A study on the earth tide variations by ET gravimeter, Econ. Environ. Geol., v. 31, p. 141-147.

1999년 9월 9일 원고접수, 1999년 10월 22일 게재승인.