

한반도 - 일본열도 사이의 광역지진관측 및 해석 ; 포항 STS지진관측소에서의 광대역, 고감도의 지진관측*

김성균¹ · 정승환² · 전명순³ · 경제복⁵ · 전정수² · 류용규¹
가우오 오이케⁴ · 요시오 후카오⁵ · 이사오 야마다⁵
게이쵸 이시하라⁵ · 야수시 이시하라⁶

Trans Korean Peninsula-Japanese Island Seismic Observation and Analysis; Seismic Observation of Broad Band and Wide Dynamic Range at Pohang STS Observatory, Korea*

Sung Kyun Kim¹, Seung Hwan Chung², Myung Soon Jun², Jai Bok Kyung³,
Jeong Soo Jeon², Yong Gyu Ryoo¹, Kazuo Oike⁴, Yoshio Fukao⁵,
Isao Yamada⁵, Keiko Ishihara⁵ and Yasushi Ishihara⁶

ABSTRACT: In order to provide informations for the earth's deep interior and the earthquake mechanism, we have been operating the three components of Streckeisen Seismometers at Pohang Observatory, Korea, as a part of a long period seismic network (POSEIDON) in the northwestern Pacific now under construction. The recording system is specially designed to be able to obtain outputs of broad band and wide dynamic range; BRB (Broad Band), LP (Long Period), and VLP (Very Long Period) output. The triggered BRB and LP signals are digitized with the sampling intervals of 0.1 and 0.4 second, respectively. The lowpass filtered VLP output is digitized and recorded continuously with the sampling interval of 10 seconds.

About 120 regional and teleseismic events have been successfully recorded for one and half year since late March, 1991. As a preliminary study, eight events of them are analyzed to determine Rayleigh wave dispersion curves in the period range of 20 to 300 seconds for the continental and oceanic paths. The curves are compared with the typical continental and oceanic ones to discuss the earth's deep interior.

서 론

지진학에 있어서 지진계의 개발은 물리학의 파동이론을 지구라는 대상에 적용하여 입증하는 계기가 되었다. 예를 들면, 장주기지진계의 개발은 지구자유진동이론을 입증하게 되었으며, 고감도의 지진계는 미세파괴에 의한 극미소

지진 (ultra-microearthquake)의 관측을 가능하게 하였다. 통상 지진에 의한 지진동의 주파수 대역은 1mHz 이하로부터 수 10 Hz 이상에까지 이른다. 그러나 종래의 지진계는 지진계의 안정성이나 기록시스템의 제약으로 1대의 지진계로서 지진파대역 전체를 관측할 수 없으며, 좁은 주파수대역을 통한 기록만이 가능하였다. 따라서 통상 대역이 다른 수 개의 지진계를 동시에 설치하여 지진관측을 하여 왔다 (예를 들면 WWSSN). 또한 주기 수 초부근의 진폭이 큰 맥동을 피하기 위하여 불균일한 주파수 특성을 갖는 기록시스템을 사용하여 왔기 때문에 주파수대역이 다른 수 개의 지진계로부터 얻어진 지진파형을 정도높게 일원화하기 곤란한 사정이다 (Yamada et al., 1989).

위에 지적한 바와 같이 현재 여러 주파수대역별로 감도가 다른 수 개의 지진계로 나누어 이루어지고 있는 지진관측시스템을 광대역, 고감도의 디지털관측망으로 개선

* 본 연구는 한국과학재단의 연구비지원 (국제공동연구)에 의하여 수행되었음.

¹ 전남대학교 자연대 지질학과 (Dept. of Geology, Chonnam Nat. Univ., Kwangju 500-757, Korea).

² 한국자원연구소 (Korea Inst. of Geology, Mining and Materials, Daejeon 305-350, Korea).

³ 한국교원대학교 지구과학과 (Dept. of Earth Science, Korea Nat. Univ. of Education Cheongwon 363-791, Korea).

⁴ Dept. of Geophysics, Kyoto Univ., Kyoto 606-01, Japan.

⁵ Dept. of Earth and Planetary Sciences, Nagoya Univ., Nagoya 464, Japan.

⁶ Yokohama City Univ., Yokohama 236, Japan.

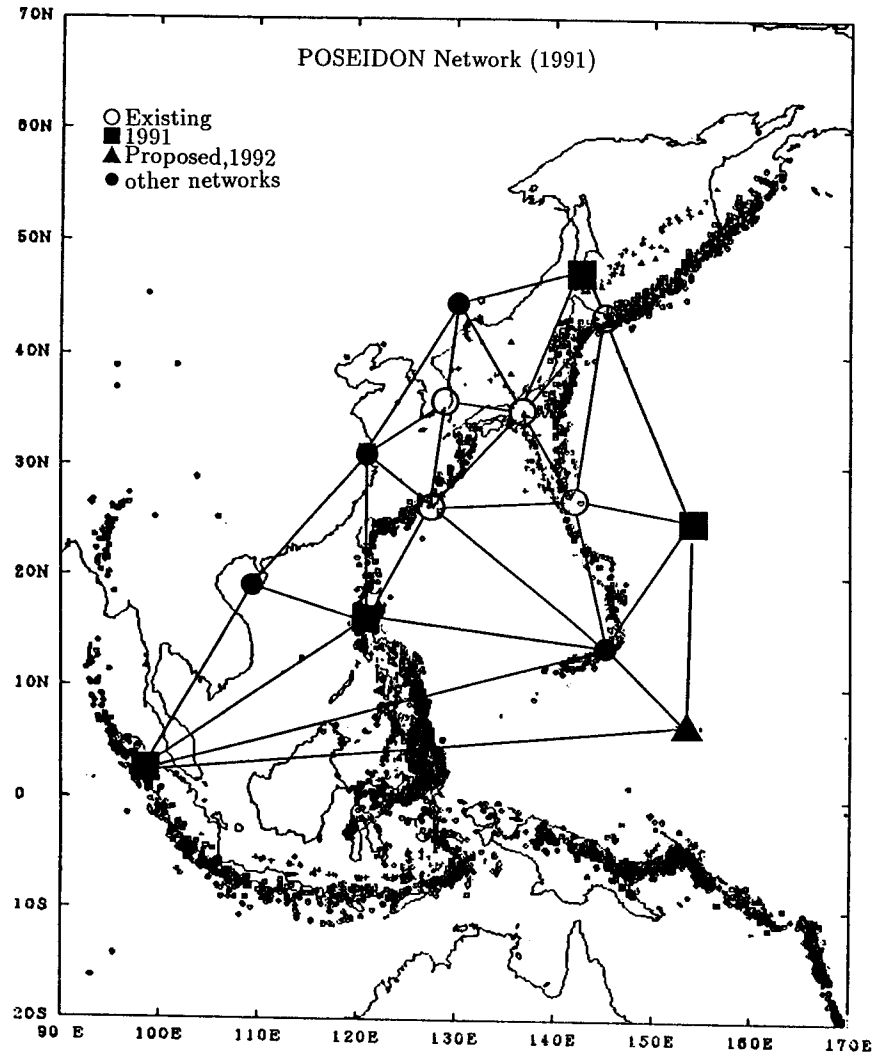


Fig. 1. Pacific Orient Seismic Digital Observation Network (POSEIDON) and seismicity in the northwestern Pacific.

해야 한다는 공통 인식에서 국제측지학 및 지구물리학연맹 (IUGG)의 후원아래, 구미제국과 일본의 지진학자들은 국제 디지털 광대역 지진관측망연합 (FDSN: Federation of Digital broad-band Seismograph Network)을 결성하였다. 이 관측망연합에 참여하고 있는 지역별 지진관측망은 미국의 IRIS, 캐나다의 CANDIS, 프랑스의 GEOSCOPE, 서유럽국가들의 ORFEUS를 비롯하여 일본의 POSEIDON이 있다.

서태평양지역을 관측대상으로 하는 POSEIDON (Pacific Orient SEismic Digital Observation Network)은 일본학술회의의 산하단체인 지진학연구 연락위원회의 주도 아래 발족되었으며, 포항관측소를 포함하여 현재 7개소의 관측

소로 구성되어 있다 (Fig. 1참조). 포항관측소 (36.02725°N , $129.35570^{\circ}\text{E}$)에는 일본측의 연구자에 의해 개발된 고감도, 광대역의 지진기록시스템이 필자들의 공동연구협약에 의하여 설치되어 1991년 3월 하순이래 관측을 계속하고 있다. 이 공동연구에는 한국측의 자원연구소, 전남대학교와 일본측의 경도대학, 나고야대학이 참여하고 있다. 공동연구의 주된 목적은 POSEIDON관측망에서 기록된 지진자료를 분석하여, 지구의 심부구조와 진원과정에 대한 정보를 획득하는 것이다. 또한 한반도의 동남부지역에 임시의 미소지진관측망을 운영하여, 이 지역의 지진파속도구조, 지진활동 및 지진발생기구를 좀 더 정량적으로 밝히는 것이다. 이러한 공동연구를 통하여 연구자와 정보의 상호

교환으로 고도의 지진관측기술 및 자료해석기술의 확립과 특히 이 지역의 지진학적 정보에 관심있는 연구자들에게 양질의 지진기록을 제공하는 것도 부수적인 목적이다.

이와 같은 목적은 장기간에 걸쳐 여러 연구자에 의해 점차적으로 달성되어야 하는 광범위한 목표이며, 본 연구에서 시도하는 구체적인 목적은 이하와 같다. 즉 포항 STS 지진관측소의 지진계 및 기록시스템의 특성과 설치방법, 얻어진 대표적인 지진기록을 소개하여, 앞으로의 이용자에게 편의를 제공하고자 하는 것이다. 또한 포항관측소에 여러방향에서 전파되어 온 지진기록으로부터 표면파의 군속도에 대한 분산곡선을 계산하여 다른 지역에서 얻어진 표준적인 분산곡선과 비교한 실풠을 제시하는 것이다.

STS지진계 및 기록시스템

지진계의 특성 및 설치방법

포항관측소에 설치된 지진계는 상하동 환진기 STS-1V/VBB 1대와 수평동 환진기 STS-1H/VBB 2대이다. 이 지진계는 전자적인 feedback회로를 이용한 것으로 dynamic range 140dB의 BRB (BRoad Band) 출력과 LP (Long Period) 출력을 얻을 수 있다. BRB출력은 주기 0.2~360 sec (또는 20 sec)의 사이에서 지동속도에 비례하는 균일한 응답을 나타내며, LP출력은 주기 20 sec 이상에서 지동속도에 비례하는 응답을 나타낸다 (Streckeisen, 1986). 이러한 출력의 근원은 하나의 진자로부터의 신호이므로, 연구의 목적에 따라 필요한 대역만의 기록을 충분한 정도로 복원할 수 있는 장점이 있다 (Yamada et al., 1989).

STS지진계는 대기압과 온도변화에 아주 민감한 것으로 알려져 있다. 따라서 온도변화를 줄이기 위하여 길이 10m, 폭 2m의 관측항내에 지진계를 설치하였으며, 관측항의 출입문을 2중으로 설치하여 단열재로 제작된 상자를 지진계위에 덮어 보온효과를 높였다. Fig. 2에 나타난 바와 같이 지진계본체는 설치대위에 놓인 350×350×20 mm의 유리판 위에 설치하였다. Manual에 의하면 유리판과 설치대 사이를 시멘트로 강하게 접촉시키도록 권하고 있으나, 시멘트가 고화될 때 발생하는 균열의 문제, 급후 설치장소의 이동을 고려하여 그 사이를 가는 모래로 충진하였다.

설치대 위에 수평으로 놓인 유리판에 설치된 지진계는 자기적 shield를 위한 parmalloy shield와 정전방지용 알루미늄 shield를 덮어 씌운 후, 다시 glass bell을 그 위에

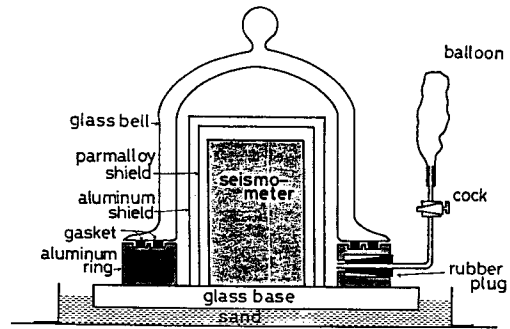


Fig. 2 Arrangement of the sensor and its shields inside the vacuum bell.

씌웠다. 통상 방습과 지진계의 진자의 부력변화를 방지하기 위하여, glass bell 내부는 진공으로 하게된다. 그러나 진공상태가 높을수록 외기압과의 압력차가 커져 케이스 전체가 변형하여 장주기의 지진기록에 영향을 주게된다 (Yamada et al., 1989). 이러한 결점을 보완하기 위하여 Fig. 2와 같이 glass bell 내부와 연결되도록 풍선을 부착하여, 외기압과의 압력차를 일정하게 유지하도록 고안하였다.

지진기록시스템

Fig. 3에 본 연구를 위하여 개발된 지진기록시스템의 개요를 모식적으로 나타내었다. STS지진계로 부터의 3성분 신호는 증폭기와 저주파통과필터를 거쳐 A/D변환된 후 개인용 컴퓨터에 연결된 cassette magnetic tape 수록장치 (용량 80 Mb)에 기록된다. 즉 지진계로부터의 BRB 출력 (Velocity 성분)은 2.4 Hz와 0.47 Hz의 저주파통과필터를 통과하여 3성분×2종=6 channel의 신호로 나누어진다. 이중 2.4 Hz를 통과한 신호를 BRB (BRoad Band), 0.47 Hz를 통과한 신호를 LP (Long Period)라 부르기로 하자. 또한 LP출력은 0.013 Hz의 저주파통과필터를 재차 통과하도록 되어 있으며 이 출력을 VLP (Very Long Period)로 부르기로 한다. BRB와 LP의 지동속도에 대한 응답특성은 각각 0.003~2.4 Hz, 0.003~0.47 Hz의 대역내에서 대략 평활하다. 또한 VLP의 지동가속도에 대한 응답특성은 0.013 Hz 이하에서 평활하다 (Fig. 4참조).

이 시스템은 전체를 1대의 A/D변환기를 써서 변환하기 때문에 3성분×3종 filter=9 channel의 신호를 multiplexer에 의하여 시간분할하여, 1종의 신호로 구성한다. Multiplexer의 channel전환 등의 제어는 controller에 의하여

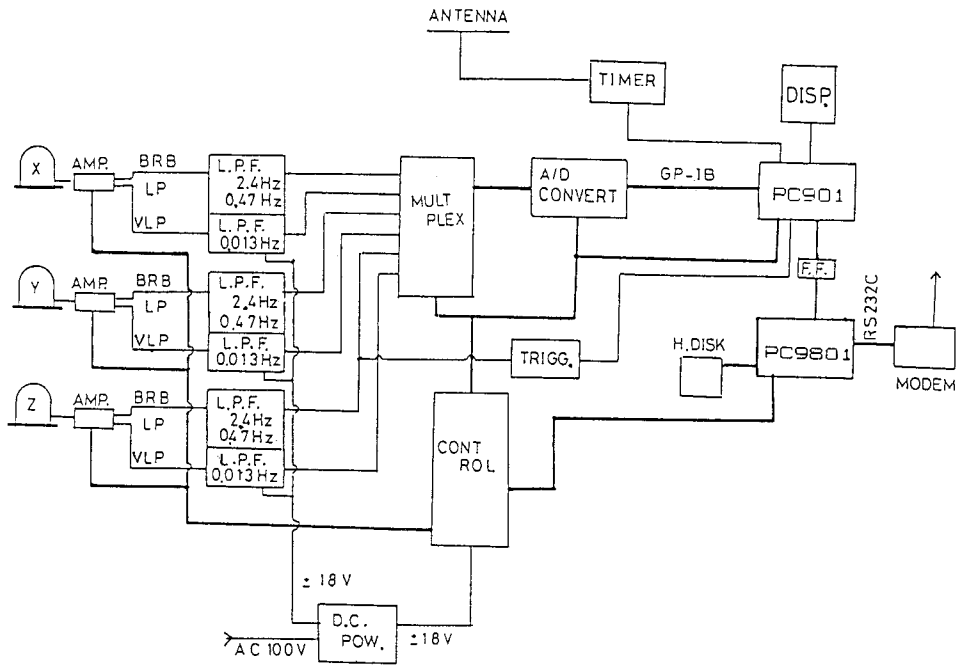


Fig. 3. Block diagram of the recording system developed in the present study.

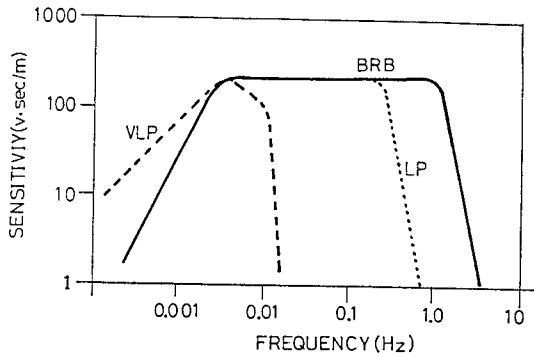


Fig. 4. Total responses to the ground motion for BRB, LP and VLP outputs.

수행된다. A/D변환은 1대로서 9종의 신호를 변환시키므로, 1초당 47.5회의 비율로 A/D변환이 이루어진다. BRB, LP 및 VLP의 1초당 A/D변환수는 다음과 같다.

- BRB : 3 channel × 10 sample/sec = 30 sample/sec
- LP : 4 channel (X, Y, Z, time) × 2.5 sample/sec = 10 sample/sec
- VLP : 3 channel × 0.1 sample/sec = 0.3 sample/sec

본 시스템의 내부시각은 5 MHz의 표준주파수방송의

초신호를 수신하여 자동 교정하도록 되어 있으며, 이 시각장치의 교정된 시각이 이에 연결된 PC의 시각을 통제하도록 고안되어 있다. A/D변환된 자료의 수록은, BRB와 LP의 경우는 trigger 방식이며, VLP의 경우는 연속기록 방식을 채택하고 있다. Trigger는 BRB의 상하동 성분이 미리 설정된 level (본 시스템의 경우는 3×10^{-3} cm/sec) 보다 높을 경우 작동하도록 되어 있다. BRB와 LP의 자료는 GP-IB interface를 거쳐 A/D변환기로부터 PC (PC 901UV)에 보내져, 메모리상에 기록된다. 이 메모리는 310 초분의 자료가 저장될 수 있으며 trigger 신호가 오면 이 자료로부터 10초분씩의 자료를 PC 9801RX에 전송하여 hard disk (용량 20 Mb)에 수록된다. 또한 VLP의 자료는 trigger와 관계없이 PC 9801RX에 전송되어 연속적으로 수록된다. PC 9801RX에 저장되는 자료는 1 event당 pre-trigger 자료를 포함하여 약 1.4시간의 양이다. 위와 같은 방식으로 수록된 자료는 PC 9801RX와 연결된 모뎀을 매개로 전화회선을 통하여 수신 가능하다. 또한 PC 9801RX에 연결된 cassette magnetic tape 수록장치에서도 직접 복사가 가능하다.

이상에서 기술한 바와 같이 본 기록 시스템은 연구목적에 따라 실제파로부터 장주기 표면파의 기록은 물론

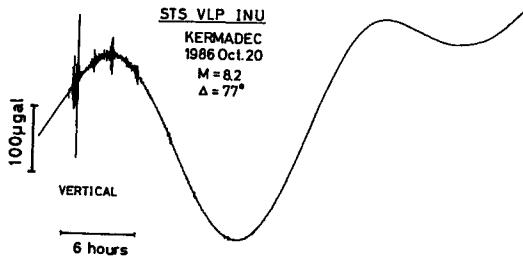


Fig. 5. An example of the vertical component of the VLP record (Redrawn from Yamada et al., 1989). Earth's free oscillation due to the earthquake is superposed on the earth tides.

지구자유진동 기록까지도 고감도로 얻을 수 있도록 설계, 제작되어 있다.

기록의 재생 및 관측실례

전절에서 설명한 기록시스템에 의한 data는 ASCII형식으로 수록되어 있으며, 1 file이 약 4000행으로 되어 있다. 각 행의 사이에는 1행의 공백이 존재하며, 제 1행은 trigger일시를 기록한다. 그 다음 12행 (각 channel별 4행씩)이 BRB의 자료이며 그 이하의 4행 (time channel을 포함한 4 channel)에 LP의 자료가 이어진다. 각 행은 앞에 channel번호 (1-EW, 2-NS, 3-UD, 4-time)가 있으며 그 뒤에 각각 8 byte의 A/D변환된 자료 25개가 나타난다. 여기서 첫번째의 자료는 실제의 값이, 2-25번째의 자료는 첫번째 자료와의 차가 기록되어 있다.

위와 같은 data file을 가지고 재생한 기록을 제시하기로 한다. Fig. 5는 1986년 10월 20일에 발생한 M=8.1의 Kermadec Earthquake을 $\Delta=77^\circ$ 떨어진 POSEIDON 관측 망중의 하나인 Inuyama관측소에서 얻은 VLP의 기록이다. 장주기의 진폭이 큰 파형은 지구조석이며, 기록중의 단주기 변화는 지진의 기록이다. 이 지진기록을 주기 약 1000 sec 이하의 high pass filter를 통과시켜 얻은 기록이 Fig. 6과 같이 나타나며, 여기서 실체파와 지구를 순방향 (R1, R3, R5, R7, R9) 및 역방향 (R2, R4, R6, R8)으로 돌아온 장주기 표면파가 아주 높은 S/N비를 가지고 관측되어 있음을 볼 수 있다.

Fig. 7에 포항 관측소에서 얻어진 기록중의 하나를 제시한다. 이 지진기록은 1991년 4월 29일 동유럽의 그루지아 공화국에서 발생한 지진 ($\Delta=63.87^\circ$, M=7.0)이다. 여기서 위의 세 지진기록은 BRB의 3성분을 아래의 세

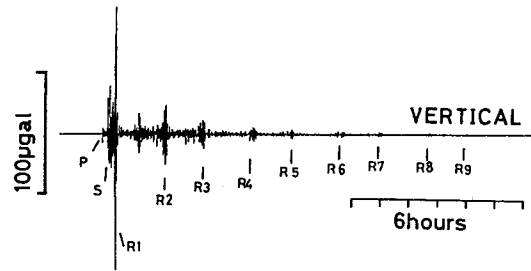


Fig. 6. Seismogram lowcut filtered from the VLP record shown in Fig. 5. The cutoff frequency is 1 mHz (Redrawn from Yamada et al., 1989). Rn waves denote mantle Rayleigh waves that travel once or several times around the earth with the direct (n=1, 3, 5, 7, 9) and anticenter (n=2, 4, 6, 8) routes.

기록은 LP의 3성분을 나타낸다. 기록시간은 trigger직전의 약 2분간을 포함하여 30여분간의 지진기록으로서, 초동으로부터 표면파까지가 명료하게 기록되어 있다. 단지 포항 관측소가 지반의 미세진동이 큰 지역내에 위치하고 있어 S/N비가 저하되는 점이 문제점으로 나타나고 있으나, 지반의 미소진동의 고유주기가 0.5~1초의 범위에 있기 때문에 (전명순 등, 1992) 장주기의 표면파 기록에는 큰 영향이 없을 것으로 사료된다.

지진기록에 의한 Rayleigh파의 분산해석

자 료

포항관측소에 1991년 3월 지진계가 설치된 이래 1992년 8월까지 trigger되어 기록된 지진의 수는 약 120여 개에 달하며, 근거리 지진의 경우 규모 6.0 이상이, 원거리 지진의 경우 6.5 이상의 지진이 기록되었다. 이들중 시각장치를 포함한 모든 기록시스템이 정상적으로 작동되어 높은 S/N비를 가지고 기록된 지진의 수는 약 1/3에 달한다. 이와 같이 기록된 지진들은 발생장소와 전파경로에 따라 크게 세 종류로 분류할 수 있다. 즉 쿠릴열도 및 일본해구부 근에서 발생하여 동해를 통과하여 기록된 지진, 필리핀부근 또는 남태평양에서 발생하여 동지나해를 거쳐 기록된 지진, 그리고 유라시아대륙내에서 발생하여 대륙을 통과하여 기록된 지진으로 나눌 수 있다. 본 연구에서는 이와 같은 경로를 거친 지진기록으로부터 Rayleigh파의 군속도를 계산하여 얻어진 분산곡선을 해양 및 대륙의 대표적인 구조에 대한 분산곡선들과 비교하기로 한다.

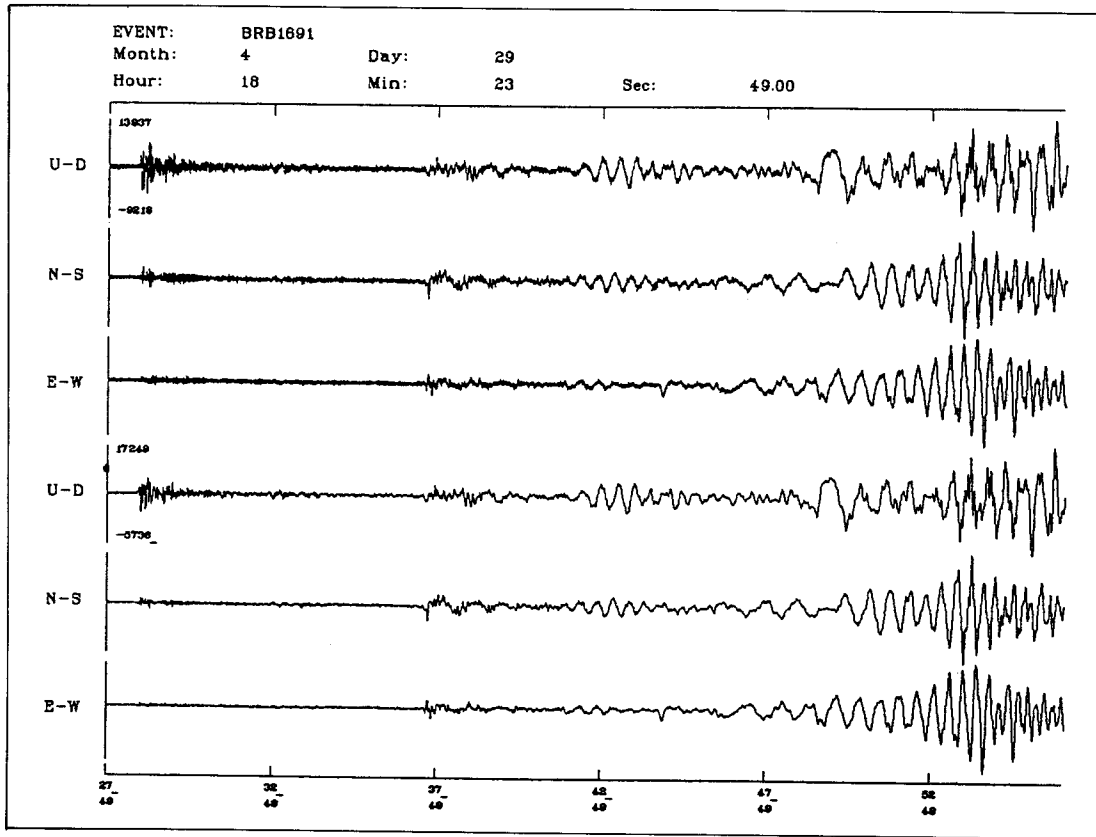


Fig. 7. Exmpl. seismograms for the earthquake ($\Delta=63.87^\circ$, $M=7.0$) recorded at Pohang Observatory. The upper and lower three seismograms denote BRB and LP records, respectively.

Table 1. Earthquake informations used in the present study.

| NO | DATE | ORIGIN TIME | LATITUDE | LONGITUDE | M | DEPTH | REGION |
|----|--------|-------------|----------|-----------|-----|-------|---------|
| 1 | APR 29 | 09:12:47.2 | 42.489 N | 43.647 E | 7.0 | 10 | GRUZIA |
| 2 | JUN 20 | 05:18:52.1 | 1.100 N | 122.800 E | 7.1 | 33 | CELEBES |
| 3 | AUG 08 | 02:09:47.7 | 1.000 N | 122.620 E | 6.4 | 33 | CELEBES |
| 4 | AUG 14 | 19:15:06.6 | 13.500 S | 167.600 E | 6.6 | 33 | SOLOMON |
| 5 | OCT 19 | 21:23:15.5 | 30.738 N | 78.792 E | 7.1 | 19 | INDIA |
| 6 | DEC 13 | 18:59:11.0 | 45.554 N | 151.718 E | 6.2 | 52 | KURIL |
| 7 | DEC 19 | 01:33:42.2 | 45.172 N | 151.198 E | 6.1 | 43 | KURIL |
| 8 | DEC 22 | 08:43:13.3 | 45.475 N | 151.048 E | 6.3 | 26 | KURIL |

위와 같은 목적을 위하여 Rayleigh파의 분산이 비교적 잘 되어있는 지진기록을 선정하였다. 선정된 지진의 발생 시각, 진앙지를 비롯한 규모, 발생심도를 Table 1에 제시하였으며, 진앙지로부터 포항관측소까지의 대원상의 전파 경로를 Fig. 8에 도시한다. 대상지진의 규모는 6.0~7.1의 범위이며 천발지진이다. Table 1의 진앙지, 발생시각, 발생심도 및 규모는 The Seismological Society of Japan

(1991, 1992)가 임시로 결정한 값을 채용하였다.

이들을 전파경로에 따라 분류하면 남태평양쪽의 지진과 쿠릴열도부근의 지진이 각각 3개씩이며, 대륙쪽의 지진이 2개이다. 또한 전파거리는 대략 2000~7000 Km이다. 이러한 전파경로에 대한 Rayleigh파의 군속도를 구하기 위하여, 포항관측소의 지진기록중 0.4초 간격으로 수치화된 LP자료 중 상하동 성분을 사용하였다.

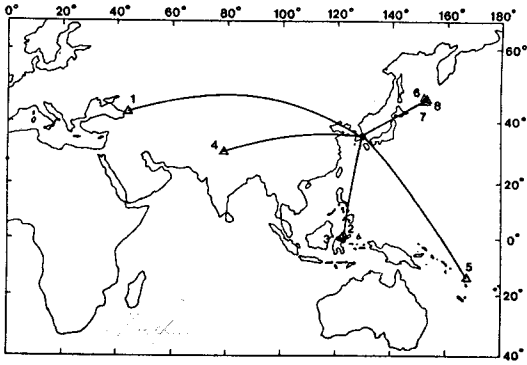


Fig. 8. Epicenters (Δ) and the great circle paths to Pohang Observatory.

방법

먼저 Rayleigh파의 군속도계산을 위한 컴퓨터프로그램을 작성하기 위하여, 그 계산방법을 검토하였다. 군속도의 계산방법은 시간영역내에서의 계산방법으로는 band pass filtration법 (Kanamori and Abe, 1968)이, 주파수영역내의 계산방법으로는 moving window 또는 multiple filtering법 (Landisman et al., 1969; Dziewonski and Hales, 1972)이 널리 사용되고 있다.

본 연구에서는 계산방법이 비교적 간편한 band pass filtration법을 사용하였으며 그 계산과정은 이하와 같다. 먼저 LP자료 중 상하동의 지진기록을 (t)라 하면 그 Fourier변환 $F(\omega)$ 는 다음과 같다.

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)e^{-i\omega t} dt \quad (1)$$

또한 지진계와 지진기록시스템의 각속도 ω 에 대한 응답을 $R(\omega)$ 라 하면 실제의 지진동 $G(\omega)$ 는 다음식으로 주어진다.

$$G(\omega) = F(\omega)/R(\omega) \quad (2)$$

다음으로 여기에 군속도를 얻고자 하는 계산주파수 ω_k 를 중심으로 하는 band pass filter를 통과시킨다. 본 연구에서는 band pass filter로서 다음과 같은 3각형 필터 $W(\omega)$ 를 사용하였다.

$$W(\omega) = \begin{cases} 1 - 2|\Delta\omega|/\omega_k, & |\Delta\omega| \leq 0.5 \omega_k \\ 0, & |\Delta\omega| > 0.5 \omega_k \end{cases} \quad (3)$$

단 $\Delta\omega = \omega - \omega_k$

여기서 계산주파수 ω_k 를 가진 파군의 에너지가 집중되어 나타나는 파군도달시각을 얻기 위해서 주파수영역의 자

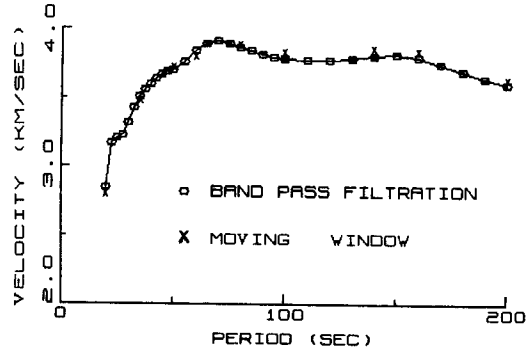


Fig. 9. Comparison of Rayleigh wave group velocities for the Kuril Earthquake ($M=6.1$, Date: DEC. 19, 1991) determined by the band pass filtration method to the moving window one.

료를 다시 시간영역의 자료로 변환시키게 된다. 즉 변환된 시간영역의 자료 $f(t)$ 와 그 envelope $E(t)$ 는 각각 다음 식으로 주어지게 된다.

$$\bar{f}(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} G(\omega)e^{i\omega t} d\omega \quad (4)$$

$$E(t) = [(Re(\bar{f}(t)))^2 + (Im(\bar{f}(t)))^2]^{1/2} \quad (5)$$

이때 계산주파수 ω_k 를 가진 파군의 도달시각 $t_M(\omega_k)$ 는 $E(t)$ 가 최대치를 갖는 시간이 된다. 따라서 ω_k 에 대한 군속도 $U(\omega_k)$ 는 다음식으로 나타낼 수 있다.

$$U(\omega_k) = \frac{\Delta}{t_M(\omega_k) - t_0} \quad (6)$$

단 Δ : 진앙거리

t_0 : 지진발생시각

일반적으로 Rayleigh파의 군속도계산에 있어서의 오차 요인으로는 부정확한 진앙지 및 발생시각, 지진파원의 group delay, 대원경로로부터의 편향, 고차모드의 방해에 의한 장주기기록의 오염 등을 생각할 수 있다 (Gupta and Hamada, 1975; Seneff, 1978). 이러한 여러가지 오차요인 중에서 지진규모 $M=6.5$ 의 group delay는 대략 3~4초로 평가 (Gupta and Hamada, 1975)되므로 전파거리 수천 Km의 경우 이 영향은 무시할 정도로 작으며, 천발지진의 경우 고차모드의 표면파는 잘 여기되지 않으므로 큰 문제가 되지 않는다 (Mitchell and Yu, 1980). 그러나 본 연구에서 채택한 개개의 지진의 발생시각 및 진앙지는 예비적으로 결정된 것이므로, 그 자체에 오차개입의 여지

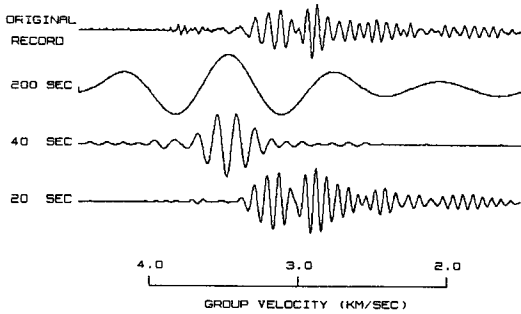


Fig. 10. Band pass filtered seismograms of the Kuril Earthquake (M=6.1, Date: DEC. 19, 1991).

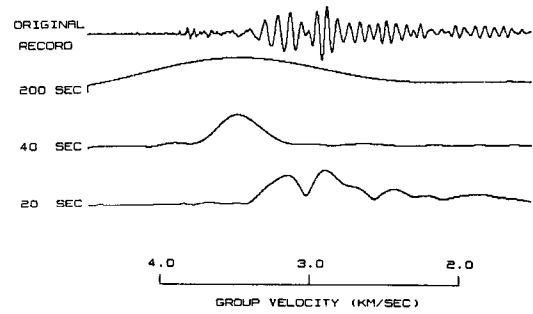


Fig. 11. Amplitude envelope of the Kuril Earthquake (M=6.1, Date: DEC. 19, 1991).

가 있다. Forsyth (1975)의 결과를 참조하여 군속도의 오차를 평가하면 그 영향은 근소하다. 즉 진앙지 및 발생 시각에 기인한 시간의 오차를 E , 진앙거리를 D , 군속도를 U 라 할 때 군속도의 오차비율 ΔU 는 다음 식으로 주어진다.

$$\Delta U = EU^2/D \quad (7)$$

이 식에 시간오차 5초, 진앙거리 2000 Km, 군속도 3.5 Km/sec인 경우를 고려하면, 군속도의 오차비율은 3% 정도에 불과하다.

본 연구에서 군속도 계산방법으로 채택한 band pass filtration법의 타당성을 검증하기 위하여, moving window method와 계산결과를 비교하였다. Fig. 9는 1991년 12월 19일 쿠릴열도부근에서 발생한 M=6.1 (Table 1의 지진 번호 7)의 지진에 대한 포항관측소의 기록으로부터 군속도를 계산하여 얻은 결과로서, 두 방법에 의한 결과는 거의 일치한다. 약간의 차이를 보여주는 주기 100~150초에서도 그 오차는 약 2%에 지나지 않는다.

위에 제시한 군속도계산방법에서 band pass filter에 어느 것을 사용하는가, band폭을 얼마로 하는가에 따라 그 결과는 달라질 수 있을지 모른다. 그러나 본 연구에서 검토한 결과 다른 종류의 filter를 사용하여도 그 결과에는 큰 차이가 없음이 밝혀졌다. 또한 Bache et al. (1978)이 지적한 바와 같이 band의 폭이 넓어질 때 파군의 도달 시각에 대한 envelope의 최대점이 부정확한 것으로 나타났다. Fig. 10 및 11은 이 지진에 대하여 각각 식 (4), (5)의 $f(t)$, $E(t)$ 를 계산한 결과로서, Rayleigh파의 분산과 amplitude envelope의 최고치를 잘 나타내어 준다.

해석결과

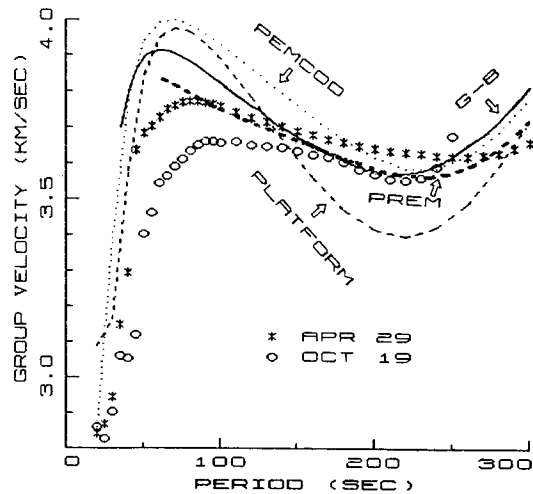


Fig. 12. Rayleigh wave dispersion curves for the continental paths compared with various typical continental curves.

전절에서 기술한 방법에 따라 포항관측소에 기록된 지진들 (Table 1참조)에 대한 Rayleigh파의 군속도를 계산하여, 대륙과 해양에서의 대표적인 분산곡선과 비교하였다.

Fig. 12는 대륙에서 발생한 2개의 지진 (Fig. 8의 지진 번호 1과 4)에 대한 분산곡선으로서 G-B모델 (Gutenberg-Bullen의 지구모델), 대륙모델 PEMCOD (Dziewonski et al., 1975), 북미대륙의 비지진성 탁상지 (aseismic platform)에서 얻어진 PLATFORM 모델 (North and Dziewonski, 1976), PREM 모델 (Dziewonski and Anderson, 1981)과 비교되고 있다. PREM모델과 G-B모델은 100초 이상의 장주기에 대한 분산곡선과 잘 일치하고 있으나, 70초 이하에서 약간의 차이를 보여준다. 그 이유는 PREM 및 G-B모델이 대륙과 해양의 평균적인 구조를 반영하고

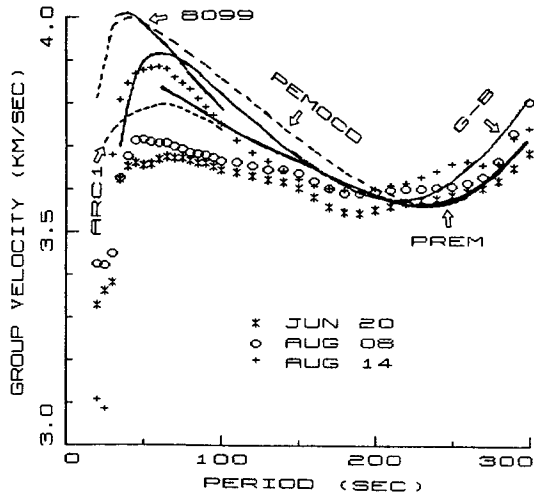


Fig. 13. Rayleigh wave dispersion curves for the paths from south Pacific compared with various typical continental curves.

있기 때문이다. 또한 대륙에서 발생한 지진기록으로부터 계산된 PEMOCD 및 PLATFORM모델은 50초 이하에서 근접된 결과를 보여준다.

Fig. 13은 필리핀부근과 남태평양에서 발생한 3개의 지진 (Fig. 8의 지진번호 2, 3, 5)에 대한 분산곡선으로서, 대표적인 해양모델인 8099 (Dorman et al., 1960), 해양 모델 PEMOCD (Dziewonski et al., 1975), Kanamori and Abe (1968)의 해양모델 ARC-1, G-B 및 PREM 모델과 비교되고 있다. 분산곡선은 대략 주기 100초 이상에서 G-B 및 PREM모델과 거의 일치하고 있으나, 특히 70초 이하에서 전형적인 해양모델로서 발표된 8099 및 PEMOCD와는 큰 차를 보여준다. 그러나 필리핀과 알류산 열도부근의 발생지진에 대한 일본의 기록을 분석하여 얻어진 ARC-1모델은 주기 100초 이하에서 대체로 일치하고 있다. ARC-1과 8099모델의 차이는 상부맨틀의 저속도층의 존재여부에 있으며, 필리핀-포항경로에 대한 분산곡선이 ARC-1에 근접함은 이 전파경로상의 상부맨틀의 저속도층의 존재를 암시할런지 모른다.

Fig. 14는 쿠릴열도부근에서 발생한 후 동해를 통과하여 포항에 도달한 지진 (Fig. 8의 6, 7, 8)에 대한 분산곡선으로서, Biswas and Knopoff (1974)가 rift지역에서 얻은 RIFT모델, 8099, ARC-1, G-B, PREM모델과 비교되고 있다. 이 분산곡선은 대략 70초 이상에서 RIFT모델을 제외한 다른 모델과 잘 일치한다. 그러나 70초 이하에서는 오히려 RIFT모델과 잘 일치한다. 이 사실은 이 지진들의 전파경

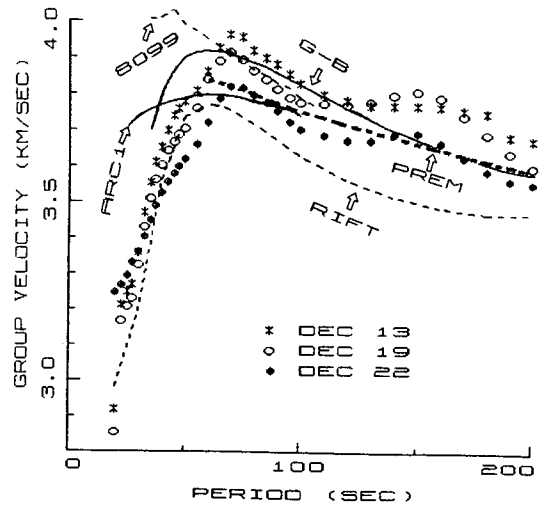


Fig. 14. Rayleigh wave dispersion curves for the Japan Sea paths compared with various typical continental curves.

로인 동해의 고열류와 관련지을 수 있으며, 동해의 상부 맨틀이 다른 지역보다 고온으로 부분용융상태에 있다는 Hasebe et al. (1970)의 결과를 지지하는 것으로 사료된다.

이상에서는 3가지의 대표적인 경로에 대하여 얻어진 Rayleigh파의 분산곡선을 다른 모델들과 정성적으로 비교하였다. 현재로서는 분석된 지진의 수가 너무 적어서 전파경로상의 심부구조를 정량적으로 추정하기에는 불충분하다. 좀 더 상세한 토론을 위해서는 포항관측소를 포함한 POSEIDON관측망에 충분한 양의 지진이 기록될 때까지 기다려야 할 것이다.

결 론

서태평양지역의 심부구조와 발생지진의 진원과정에 대한 정보를 획득하기 위하여, 경북 포항에 고감도, 광대역의 지진기록시스템이 필자들의 공동연구협약에 의하여 설치되어 1991년 3월하순 이래 관측을 계속하고 있다. 포항 관측소에 설치된 지진계는 상하동 환진기 STS-1V/VBB 1대와 수평동 환진기 STS-1H/VBB 2대이다. 이 지진계로부터의 3성분 신호는 증폭기와 저주파통과필터를 거쳐 A/D변환된 후, 미리 설정된 trigger level을 초과한 신호를 cassette magnetic tape수록장치에 기록한다. 저주파통과 필터는 3종류로서 2.4 Hz, 0.47 Hz, 0.013 Hz 이하의 주파수를 가진 신호를 통과시키며 이들을 각각 BRB (BRoad Band), LP (Long Period), VLP (Very Long Period)라

한다. 따라서 3성분 지진계로부터의 신호는 3성분×3 종류=9 channel의 신호로 나뉘어 A/D변환된다. A/D변환속도는 BRB, LP, VLP의 1성분에 대하여 각각 10, 2.5, 0.1 sample/sec로 되어 있다. 기록된 신호는 cassette magnetic tape수록장치로부터 직접 복사할 수 있으며, 모뎀을 매체로 전화회선을 통하여 수신 가능하다.

지진계 설치 후 1년반 동안에 기록된 지진의 수는 약 120여 개에 달하며 근거리 지진의 경우 규모 6.0 이상이, 원거리 지진의 경우 6.5 이상의 지진이 기록되었다. 이들중 시각장치를 포함한 모든 기록시스템이 정상적으로 작동되어 높은 S/N비를 가지고 기록된 지진의 수는 약 1/2에 달하며, 재생된 지진기록 중 몇 개를 제시하였다. 이와같이 기록된 지진들은 발생장소와 전파경로에 따라 크게 세 종류로 분류할 수 있다. 즉 쿠릴열도부근에서 발생하여 동해를 통과하여 기록된 지진, 필리핀부근 또는 남태평양에서 발생하여 동지나해를 거쳐 기록된 지진, 그리고 유라시아대륙내에서 발생하여 대륙을 통과하여 기록된 지진으로 나눌 수 있다. 본 연구에서는 이와 같은 경로를 거친 지진기록으로 부터 Rayleigh파의 군속도를 계산하여 얻어진 분산곡선을 해양 및 대륙의 대표적인 구조에 대한 분산곡선과 정성적으로 비교하였다. 특히 동해를 통과한 지진의 분산곡선은 70초 이상에서는 대표적인 해양모델과 잘 일치하며, 그 이하에서는 RIFT모델과 잘 맞는다. 현재로서는 분석된 지진의 수가 너무 적어서 전파경로상의 심부구조를 정량적으로 추정하기에는 불충분하다. 동해를 포함한 이 지역의 심부구조에 대한 좀 더 상세한 토론을 위해서는 포항관측소를 포함한 POSEIDON관측망에 충분한 양의 지진이 기록될 때까지 기다려야 할 것이다.

참고문헌

- 전정수 (1992) 포항분지내 STS지진기록의 Spectrum특성. 광산지질학회 제 25차 학술발표회 논문요약.
 Bache, T. C., Rodi, W. L. and Harkrider, D. G. (1978) Crustal

- structures inferred from Rayleigh-wave signatures of NTC explosions. *Bull. Seis. Soc. Am.*, v. 68, p. 1399-1413.
 Biswas, N. N. and Knopoff, L. (1974) The structure of the upper mantle under the United States from dispersion of Rayleigh waves. *Geophys. J.*, v. 36, p. 515-539.
 Dorman, J., Ewing, M. and Oliver, J. (1960) Study of shear-velocity distribution in the upper mantle by mantle Rayleigh waves. *Bull. Seis. Soc. Am.*, v. 50, p. 87-115.
 Dziewonski, A. M and Hales, A. L. (1972) Numerical analysis of dispersed seismic waves. *Methods in computational physics*, ed. by Bolt, B. A., v. 11, p. 39-86.
 Dziewonski, A. M., Hales, A. L. and Lapwood, E. R. (1975) Parametrically simple earth models consistent with geophysical data. *Phys. Earth Planet. Int.*, v. 10, p. 12-48.
 Dziewonski, A. M and Anderson, D. L. (1981) Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth Planet. Int.*, v. 25, p. 297-356.
 Forsyth, D. A. (1975) The early structural evolution and anisotropy of the ocean upper mantle. *Geophys. J. R. astro. Soc.*, v. 43, p. 103-162.
 Gupta, H. K. and Hamada, K. (1975) Rayleigh and Love wave dispersion up to 140 second period range in the Indonesia-Philippine region. *Bull. Seis. Soc. Am.*, v. 65, p. 507-521.
 Hasebe, K., Fujii, N. and Uyeda, S. (1970) Thermal process under island arcs. *Tectonophysics*, v. 10, p. 335-355.
 Kanamori, H. and Abe, K. (1968) Deep structure of island arcs as revealed by surface wave. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, v. 46, p. 1001-1025.
 Landisman, M., Dziewonski, A. M. and Sato, Y. (1969) Recent improvements in the analysis of surface wave observation. *Geophys. J. R. astro. Soc.*, v. 17, p. 369-403.
 Mitchell, B. J. and Yu, G. (1980) Surface wave dispersion, regionalized velocity models, and anisotropy of the Pacific crust and upper mantle. *Geophys. J. R. astro. Soc.*, v. 63, p. 497-514.
 North, R. G. and Dziewonski, A. M. (1976) A note on Rayleigh-wave flattening corrections. *Bull. Seis. Soc. Am.*, v. 66, p. 1873-1879.
 Streckeisen, G. (1986) *Manual for very broad band feedback seismometers.* Streckeisen AG Messgeraete, Switzerland.
 The Seismological Society of Japan (1991) *News Letter.*
 The Seismological Society of Japan (1992) *News Letter.*
 Yamada, I., Fukao, Y., Ishihara, Y. and Aoki, H. (1989) Broad-band and wide dynamic range seismic observation by an STS-seismograph. *Seis. Soc. Japan*, v. 42, p. 21-31 (in Japanese).