

爆破震動および近地地震波の Near Surface Effects について

赤松 純平・入倉孝次郎・松尾 和子

ON THE NEAR SURFACE EFFECTS OF THE SEISMIC WAVES FROM EXPLOSIONS AND LOCAL SMALL EARTHQUAKES

By Junpei AKAMATSU, Kojiro IRIKURA and Kazuko MATSUO

Synopsis

Various techniques of mode separation are tried to identify the near surface effects near observatory. Multiple filter technique, time variable filter, phase angle, direction of particle motion are used.

The seismic waves from explosion and local small earthquakes were observed at Amagase Crustal Movement Observatory.

Group arrivals of Rayleigh waves from explosions are obtained and phase velocities are calculated with mode separation. In relatively higher frequency ranges, these waves are effected by local geology and topography. In the amplitude spectra of the earthquakes, peaks in lower frequency ranges are caused by multiple reflections of SH waves in sedimentary layers.

1. は じ め に

短周期の地震波動は、伝播経路の小さな構造の影響を受ける。従って、観測される微小地震の波動は観測点付近での地表面近くの構造の影響を強く受けていると考えられる。このことは地震工学的には、成層構造を仮定した SH 波の多重反射による震動特性として利用されているが、地形、水平方向の不均質などの問題もある。又震源の問題として、入射角、位相角、スペクトル、二次的に発生する波などを扱かう場合にも、地表付近の構造とその影響を知ることが必要になってくる。

天ヶ瀬地殻変動観測所とその付近で、観測した爆破震動の表面波を解析して付近の構造を決める資料とし、同じシステムで観測した微小地震の震動特性と比較してみる。

観測された爆破震動は、距離が近く、構造も複雑であるため種々の mode が重なっており、波形も transient である。この波から表面波の分散を求めるために、群速度と位相角から mode separation を行ない、Rayleigh 波の位相速度を求めた。

Table 1

Table 1

Explosion					
Data		Charge (ton)		Δ (km)	
21 May 1969		1.7	}	A point	2.05
30 May 1969		1.3		B point	2.59
				C point	2.27
Earthquake					
Data		Time		Epicenter	Δ (km)
11 Sept 1969		00 50 27		Kamigamo	12
15 Sept 1969		05 07 15		Katsura	8

微小地震の卓越周波数成分時の間断的な継続とその波群の位相角および particle motion の長軸の方向を求め、phase identify を試みた。

2. 観測と AD 変換

観測点附近の地図を Fig. 1 に示す。A 地点は天ヶ瀬地殻変動観測所の地震計室で、古成層の砂岩に 1 m 平方ほどのコンクリートブロックが打ち込んである。この地点での山のかぶりは約 150 m である。B 地点はこの山の西斜面で、細い谷川に面した砂岩の切り立った崖である。A, B 地点には国際振動製 1 cps の地震計 3 成分を、爆破地点に対して、radial, transverse になるよう石膏で固定した。C 地点は小さい谷川を越えた地点の砂岩の露頭であり、vertical 成分のみ設置した。それぞれ直流アンプを通じて、7 成分 data recorder に記録した。アンプの増巾率は、爆破震動は 20 倍、地震動は、A 地点のみ 200 倍で、B, C 地点は 100 倍である。

観測された爆破震動と微小地震は、A 地点 3 成分、B 地点 3 成分、3 地点 vertical 成分の 3 グループに分けて、3 チャンネルを同時にサンプルできる高速 A-D 変換器で digitize した。サンプリング周波数は、爆破記録は 250 cps、地震記録は 100 cps である。地震記録は、サンプリングの個数を少なくするために A-D 変換する前に、cutoff frequency 31.5 cps, 30 db/oct の high cut filter を用いて、60 cps noise を除去した。このとき、この analog filter による位相のおくれを無くすために、磁気テープを前からと後からと 2 度再生して filter にかけてある。従って digitize された地震記録は、31.5 cps, 60 db/oct で low pass された記録である。以上の block diagram は Fig. 2 に示されている。

爆破震動の観測では、発破時刻と source spectrum を知るために発破地点から数十米離れた地点に、

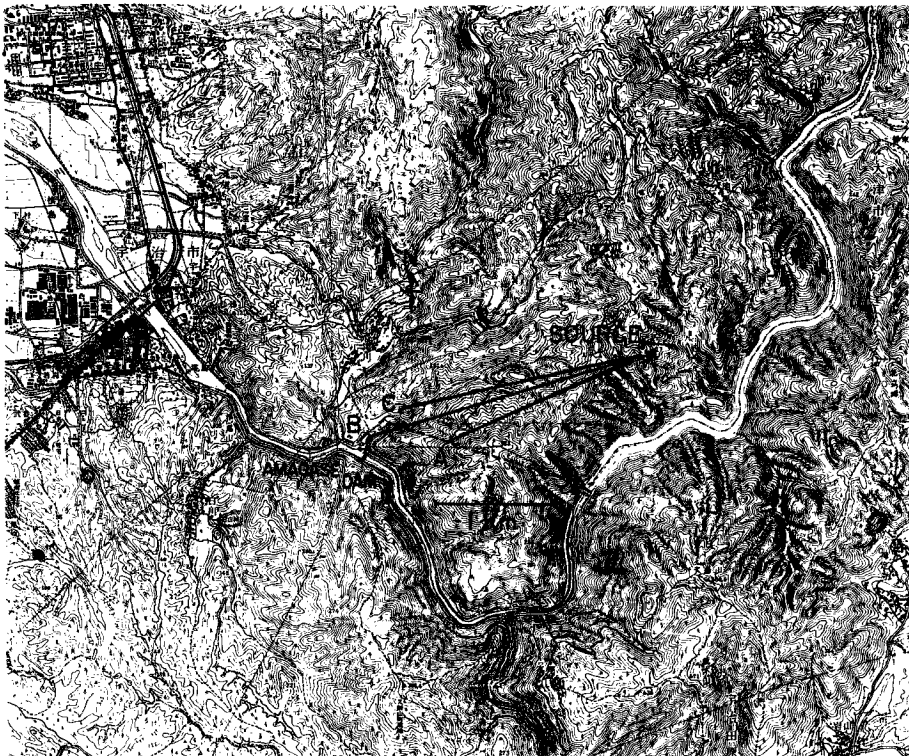


Fig. 1 Map around Amagase Crustal Movement Observatory.

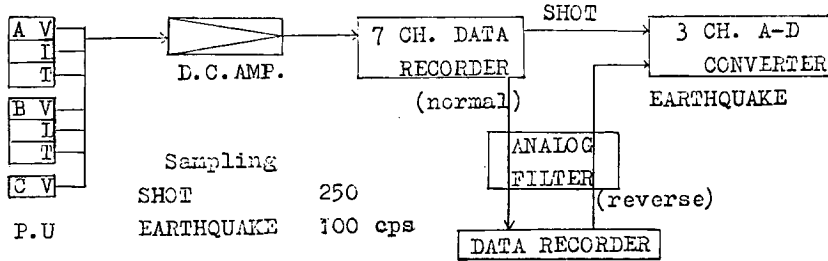


Fig. 2 Block diagram of observation system and digitization process.

3 cps 地震計を置いて同時観測した。

3. 解析方法と Data Processing

3-1 解析方法

Group arrival を決める方法は, Dziewonski らに述べられている “multiple filter technique” である¹⁾。まず中心周波数 ω_c の狭い band pass filter をかけた時間関数 $h_p(\omega_c, t)$ と, 90° 位相の進んだ関数 $h_q(\omega_c, t)$ とから, instantaneous amplitude $AMP(\omega_c, t)$ と instantaneous phase $PHZ(\omega_c, t)$ を求める。

$$\text{i.e. } AMP(\omega_c, t) = \sqrt{h_p(\omega_c, t)^2 + h_q(\omega_c, t)^2}$$

$$PHZ(\omega_c, t) = \tan^{-1}(h_q(\omega_c, t)/h_p(\omega_c, t))$$

instantaneous amplitude は filter $G(\omega)$ を通った波形の包絡線であり, 最大値で normalize して, デシベル単位とし, 縦軸に速度, 横軸に周波数をとってマトリックス表示したものにコンターを描いて振巾分布を示す。

位相角 ϕ を Vertical 成分と Radial 成分の instantaneous phase の差で定義し, amplitude と同じスケールで表示すると, 波群の性格を知ることができる。

また, Vertical 成分と Radial 成分の amplitude を用いると時々刻々の orbital motion が求まり, 次式で長軸と Vertical との傾き α が求められる²⁾。

$$\alpha = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{2 AMP_V(\omega_c, t) \cdot AMP_R(\omega_c, t) \cdot \cos \phi}{AMP_R(\omega_c, t)^2 - AMP_V(\omega_c, t)^2} \right)$$

$$\phi = PHZ_V(\omega_c, t) - PHZ_R(\omega_c, t)$$

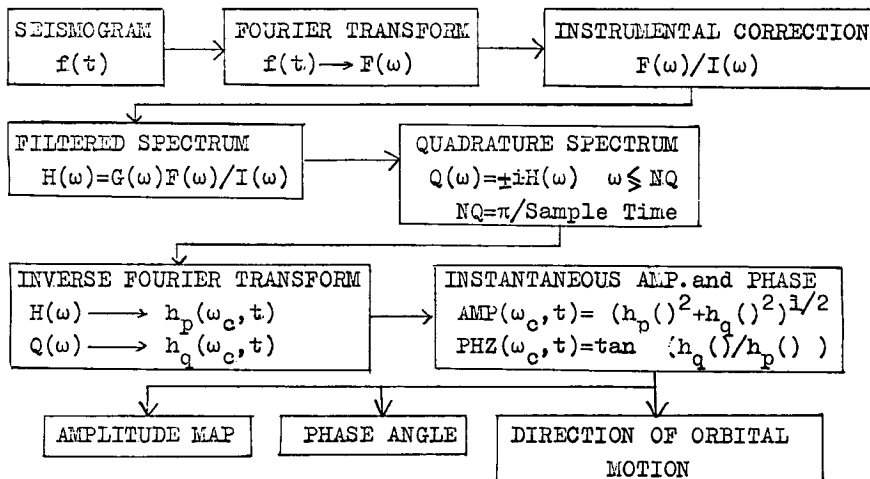


Fig. 3 Flow-chart of data processing.

この α から P 波及び SV 波の入射角が直ちに求まるが、 SV 波では入射角が $\sin^{-1}(V_s/V_p)$ より大きくなると、 α は入射角の二価の関数になる。水平 2 成分を用いると S 波のみかけの polarization angle が求められる。この場合、 S 波の Vertical 面内の入射角が臨界角より小さい時は polarization angle に equivalent になる量である。また S 波と Love 波の分離にはこの α の値を用いることができる。 FFT を用いたプロセスを Fig. 3 に示す。

3-2 爆破震動記録の処理

爆破震動の記録を Fig. 4, 爆破地点での記録と amplitude spectra を Fig. 5 に示す。爆破後 0.05~0.4秒後から 250 cps で digitize された1024個 (約4秒間) の data を用いて作った map を Fig. 6 に示す。 $G(\omega)$ は、 $(1 \pm 0.5) \cdot \omega_c$ で 30 db 落ち、その両側では zero となる Gauss filter を用いている。band 巾は速い速度の group arrival の分離をよくするために広くとっているが、おそい速度での周波数方向の分離のためには広すぎるようである。比較のために $(1 \pm 0.42) \cdot \omega_c$, 30 db を用いた場合の map も Fig. 6

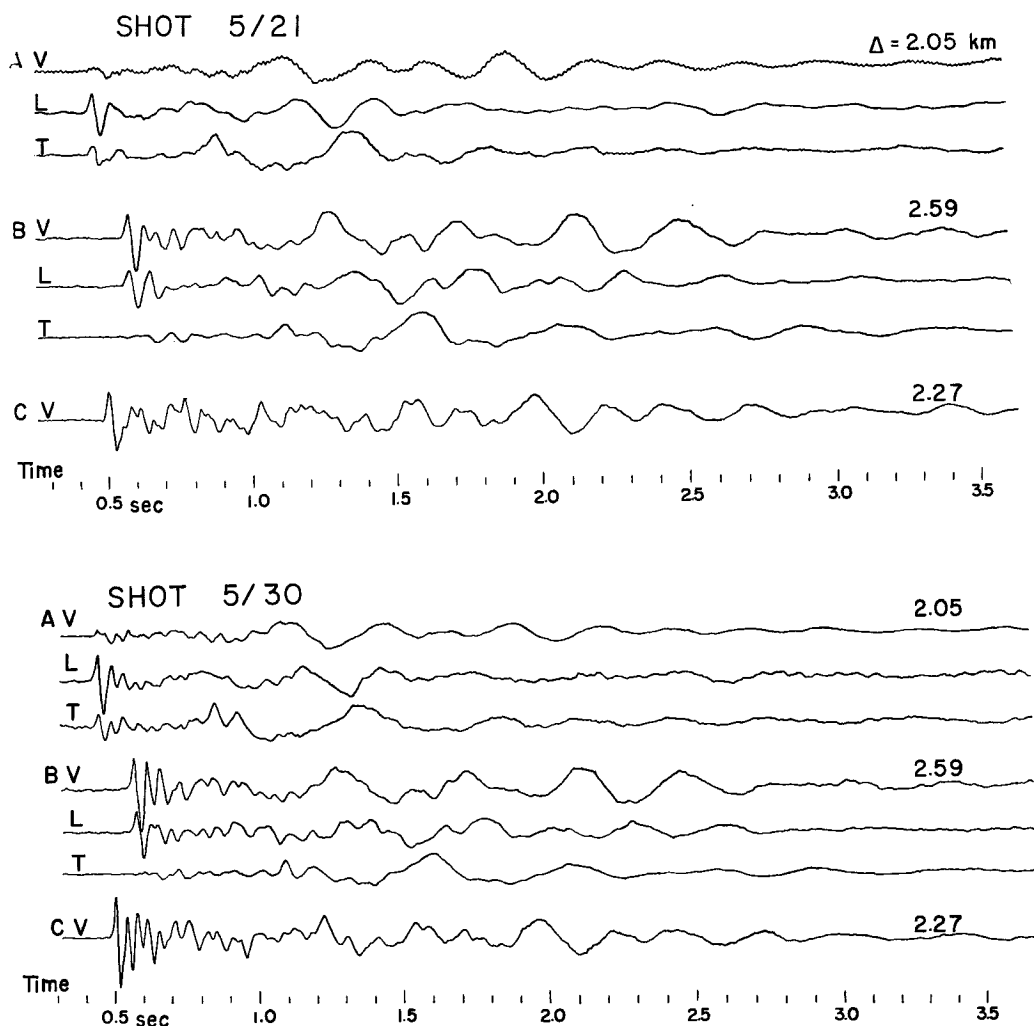


Fig. 4 Seismograms of explosions observed at Amagase Crustal Movement Observatory.

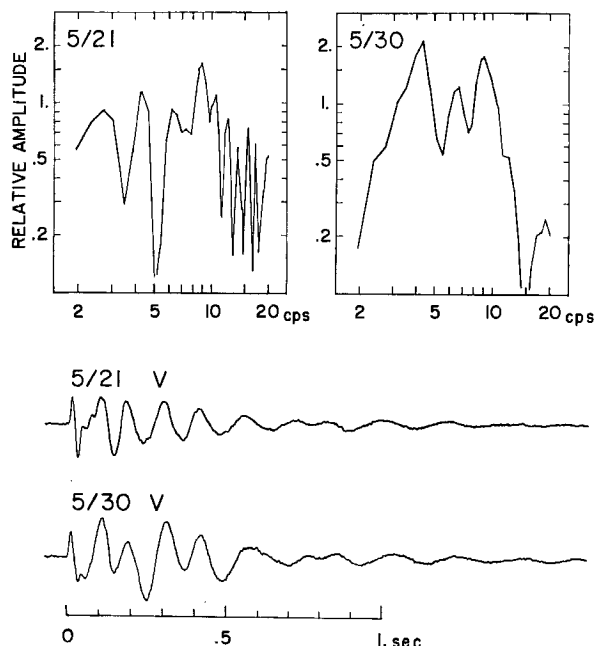


Fig. 5 Near source seismograms of explosion and amplitude spectra.

に示されている。contour は 2db 間隔である。

SHOT 5/21 の A 点, B 点の Vertical 成分と Radial 成分を用いて, phase angle を求めた。in phase, out of phase, retrograde, prograde に分類するために, 0° , 180° , $\pm 90^\circ$ にそれぞれ 30° の巾を持たせて, Vertical 成分の map に重ねて示してある。

normal mode と考えられる mode (4. 解析結果参照) を分離するために, $2.25 \sim 0.96$ km/sec, $1.77 \sim 0.96$ km/sec, $1.48 \sim 0.96$ km/sec, $1.28 \sim 0.85$ km/sec に相当する 4 種類の time window をかけ, Fourier 変換した phase spectra の差から求めた phase velocity が Fig. 7 に示されている。time window の両端は個数 40 の cosine curve で切っている。その 20 個目を window の端とし上記の速度を決めたのであり, Fig. 6 に図示されている。なお, 地震計の振巾と位相の特性は filter をかける前に補正された。

3-3 地震動記録の処理

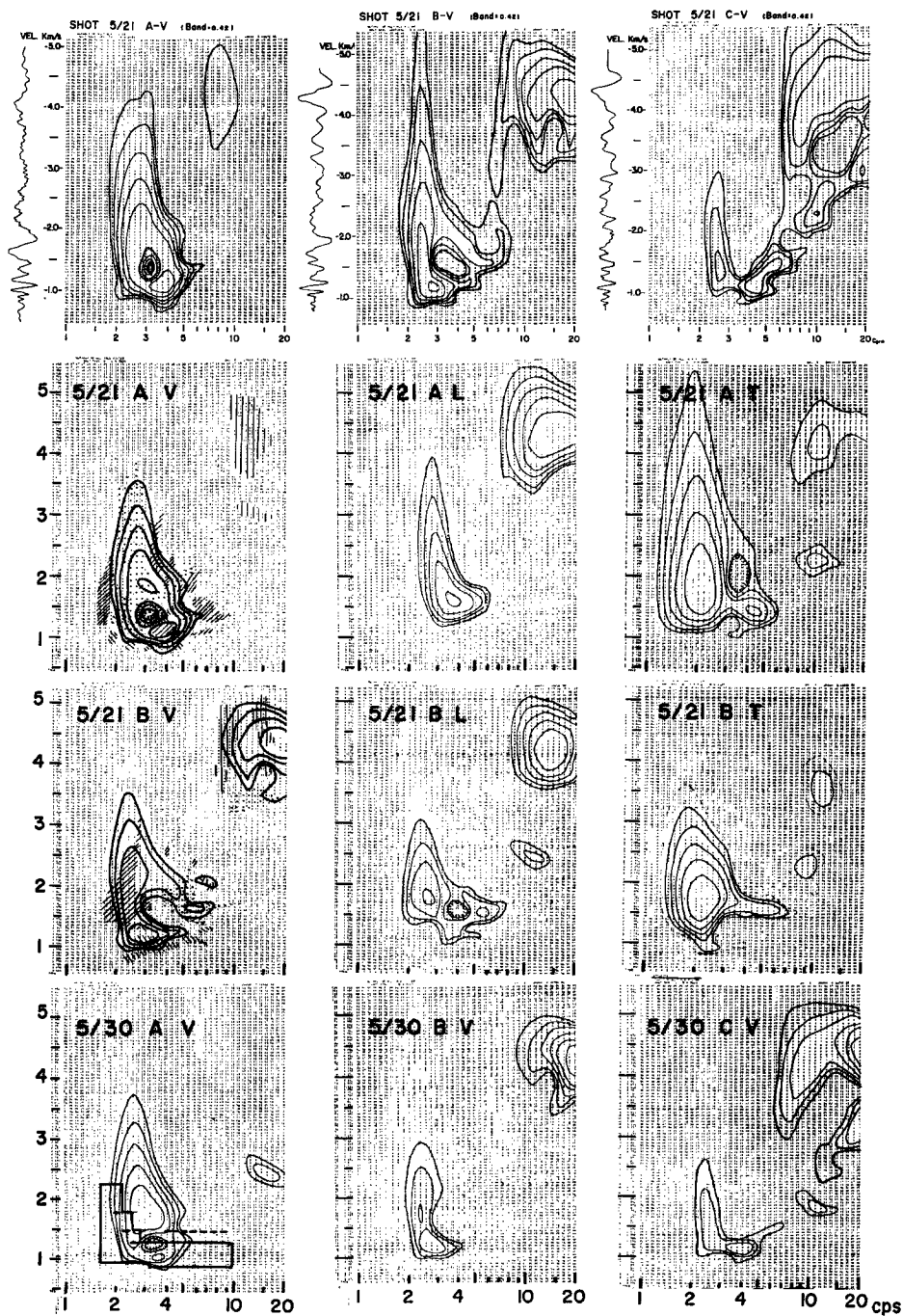
記録は Fig. 9 に含まれている。図の部分 $(1 \pm 0.3) \cdot \omega_c$ の band で filter し, 0.08 秒間隔に plot した map を Fig. 8 に示す。また S 波部分の 5.11 秒間の Fourier amplitude spectra を Fig. 10 に示す。観測地点, 成分, 地震による多少の違いはあるが, amplitude は 2.5 cps と 3~5 cps のところに peak があり, map では S 波到達後長く継続している。これらの周波数に着目して, 2.5 cps を中心周波数とする band pass filter によって得た波形と vertical 面内の phase angle および particle motion を楕円とするときの長軸の方向を Fig. 9 に示す。

今回解析されている爆破と地震は表 1 にまとめてある。地震の震源と深さは速度と厚さを第一層 5.5 km/sec, 5 km, 第二層 6.0 km/sec, 15 km, 第三層 6.7 km/sec として, 中村が求めたものである。

4. 解析結果

4-1 Explosion

爆破震動の記録から, P 波の震源からの apparent velocity は, A, C 地点で 4.7 km/sec, B 地点で



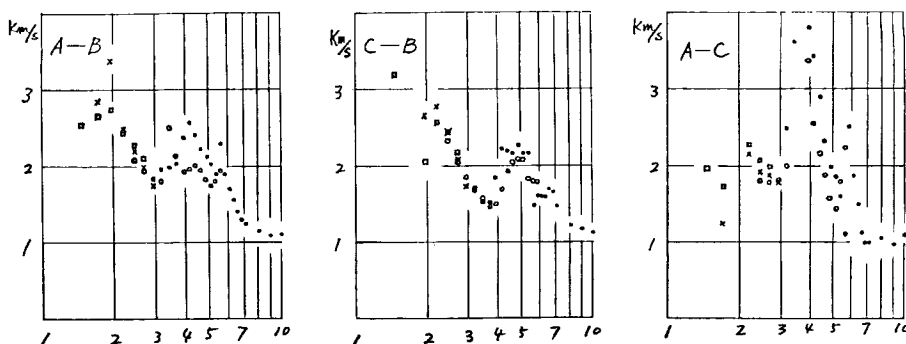


Fig. 7 Dispersion of phase velocities. Various lengths of time window are used.

4.6 km/sec である。又 AB, AC, CB 間の apparent velocity は、それぞれ、4.3~4.4 km/sec, 3.9~4.0 km/sec, 4.7 km/sec であった。

三成分観測を行なった A, B 両地点では S 波も明瞭に記録されており、apparent velocity (震源から) は、A 点では 2.5 km/sec, B 点では 2.4 km/sec である。

これらの値は、A 地点から B, C 地点に傾斜する構造によって定性的な説明はつけられる。

Fig. 6 の map をみると、B 点の Vertical 成分に S 波 (10 cps 附近) の到達後、2.5 cps 附近から 2 本の枝が出ている。特に SHOT 5/21 Vertical 成分に明瞭である。phase angle から速度の速い方は S 的な波で、おそい方は normal mode と考えられる。

Source spectra (Fig. 5) では、いずれも 4, 6, 9 cps に peak があって、震源での記録には later phase として 1 秒後にも続いている。map の速い方の枝は 4~6 cps の波が 9 cps の波と同じ速度で伝わったものと考えられる。分散の傾向を示しているが、band が広いために、両方の mode が分離されずに入っているため、S 波の顕著な分散とは考えがたい。

B 点、5/30 の map では normal mode の方が強調されているが、A 点では S 波の方が pulse 的に卓越している。しかし、3 cps, 1.3 km/sec 附近の凹みから normal mode の存在は推定できる。phase angle は band 中の広さによる S 波の影響が小さくなってくる 2 cps 以下で prograde を示している。地中 150 m の深さにあることが normal mode の振巾を S 波に比べて相対的に小さくしているであろう。normal mode を S 波から分離するには、もう少し遠い地点で観測する必要がある。

normal mode と考えられる枝において、A 点では 3.6 cps 附近に、B 点では 2.8 cps 附近に、C 点では 4 cps 附近に energy が卓越している。contour の間隔がわずか 2 db であること、他の mode の影響があることなどを考えると、Airy phase は、B 点では energy の集中した周波数附近と考えられるが、A 点および C 点ではもう少し low cycle であろう。

normal mode と考えられる mode を time window によって mode separation を行ない、SHOT 5/30 Vertical を用いて求めた各地点間の phase velocity が、Fig. 7 に示されている。

図によると、異なった長さの window を用いたための、値のバラつきは、B-C 間で最も少ない。これは、爆破点に最も近く、S 波が normal mode より卓越している A 地点の mode separation が充分でないことによる。各地点間共 3~4 cps 以上の周波数で値が一樣でなくなる。これは A 地点での mode separation の不十分さと共に、B, C 地点の energy が 4~5 cps から急に小さくなるためと思われる。又、amplitude よりも phase の方が種々の distortion を受けやすいことを考えると、amplitude だけによって決めた window では充分な mode separation は出来ないのかも知れない。

又、group velocity は path 全体の response であるのに対し、phase velocity は station 間の response

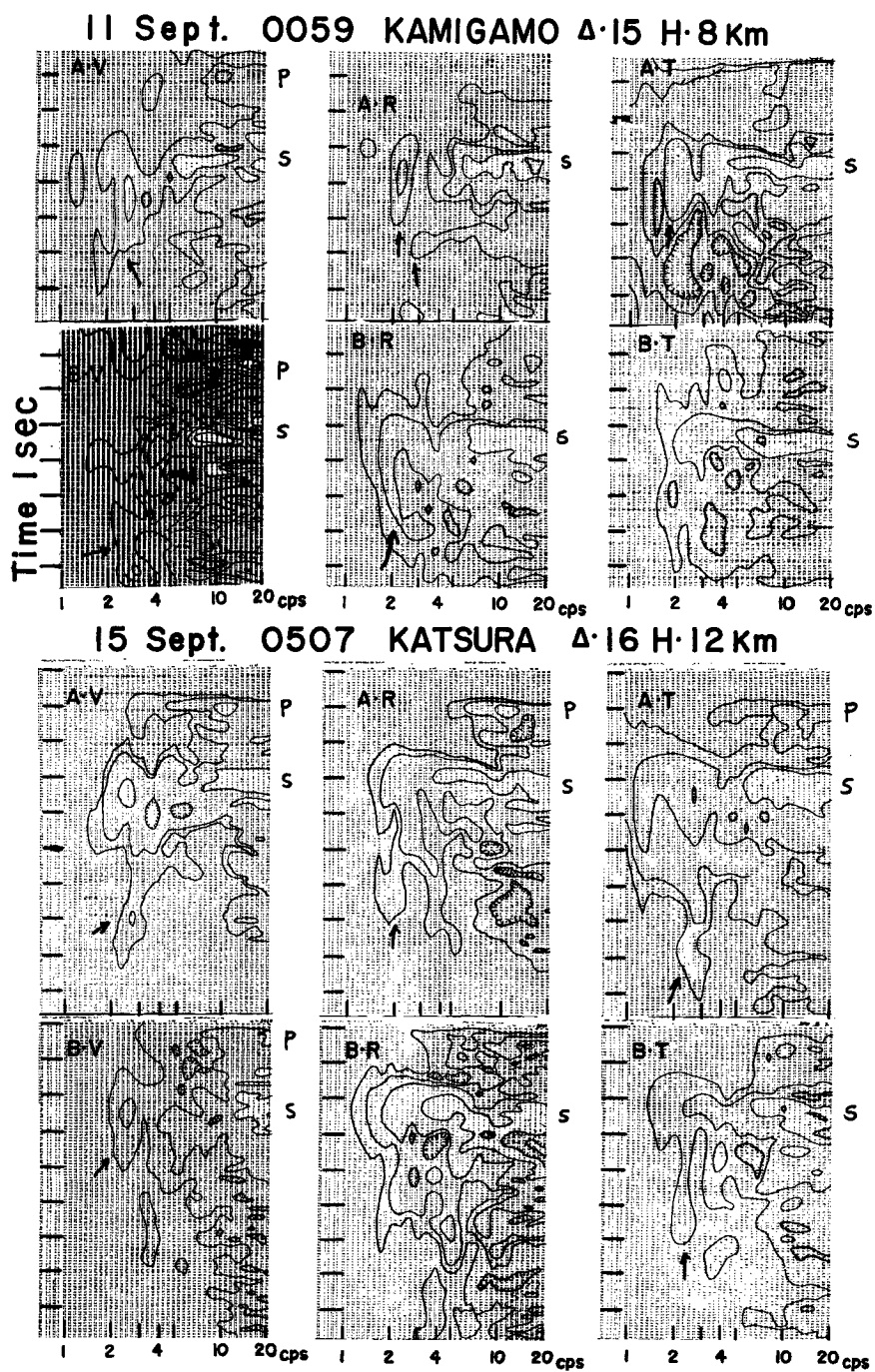


Fig. 8 Output of multiple filter of seismograms from local small earthquakes.

である。従って Fig. 1 の地図に示されているように少し異なった path の phase velocity を, space stationarity と plane wave を仮定して求めることは, 特に高周波では微細な地形, 構造等の影響を受けるので問題である。このことは地点間の P 波の apparent velocity の違いからも言える。むしろ, 二点間の記録の cross-correlogram から inter station group velocity を求めて対比させるべきものであるが, この場合も plane wave は仮定せざるを得ない。

A 地点の Transverse 成分には明らかに Longitudinal 成分が混入している。これは path のゆがみよりも観測の際の地震計の置き方が少しずれていたためである。

A, B 地点の Transverse 成分には pulse 状の SH 波がみられる。Fig. 4 の記録上では, 8.5 秒と 10.8 秒附近とに明瞭にみられる phase である。更に Transverse 成分の map は, 2~3 cps に卓越した mode を示している。この mode は, Vertical, Longitudinal 成分の分散の傾向とは全く異なっている。この mode は, Rayleigh 波よりはかなり pulse 的な Love 波と考えられる。

近畿地方では, 微小地震の解析から sedimentary layer として $V_p=4.3$ km/sec, が報告されている⁴⁾⁵⁾。

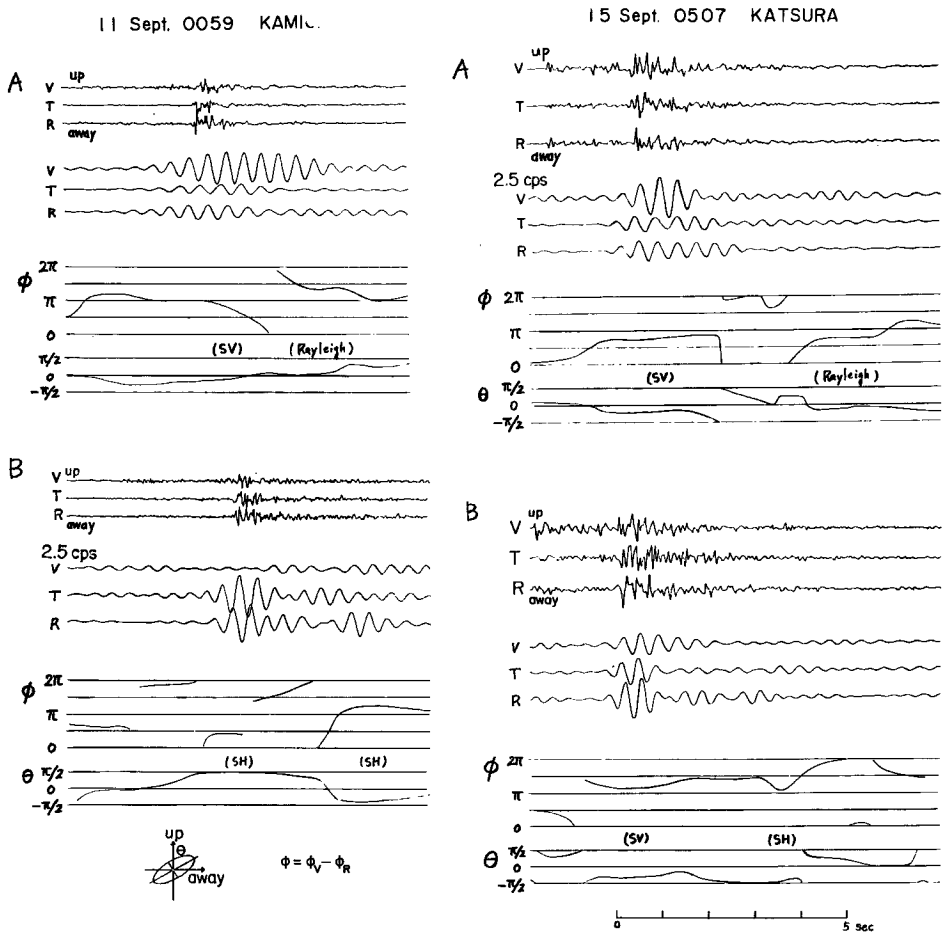


Fig. 9 Original seismograms and filtered seismograms. Phase angle (ϕ) and direction of principal axis of orbital motion in the vertical plane (θ).

この値を用いて granitic layer ($V_p=5.5$ km/sec, $V_s=3.2$ km/sec) までの深さを P 波の arrival time から求めると約 0.2 km となり、従って sedimentary layer では $V_s=2.0$ km/sec となる。これらの値か

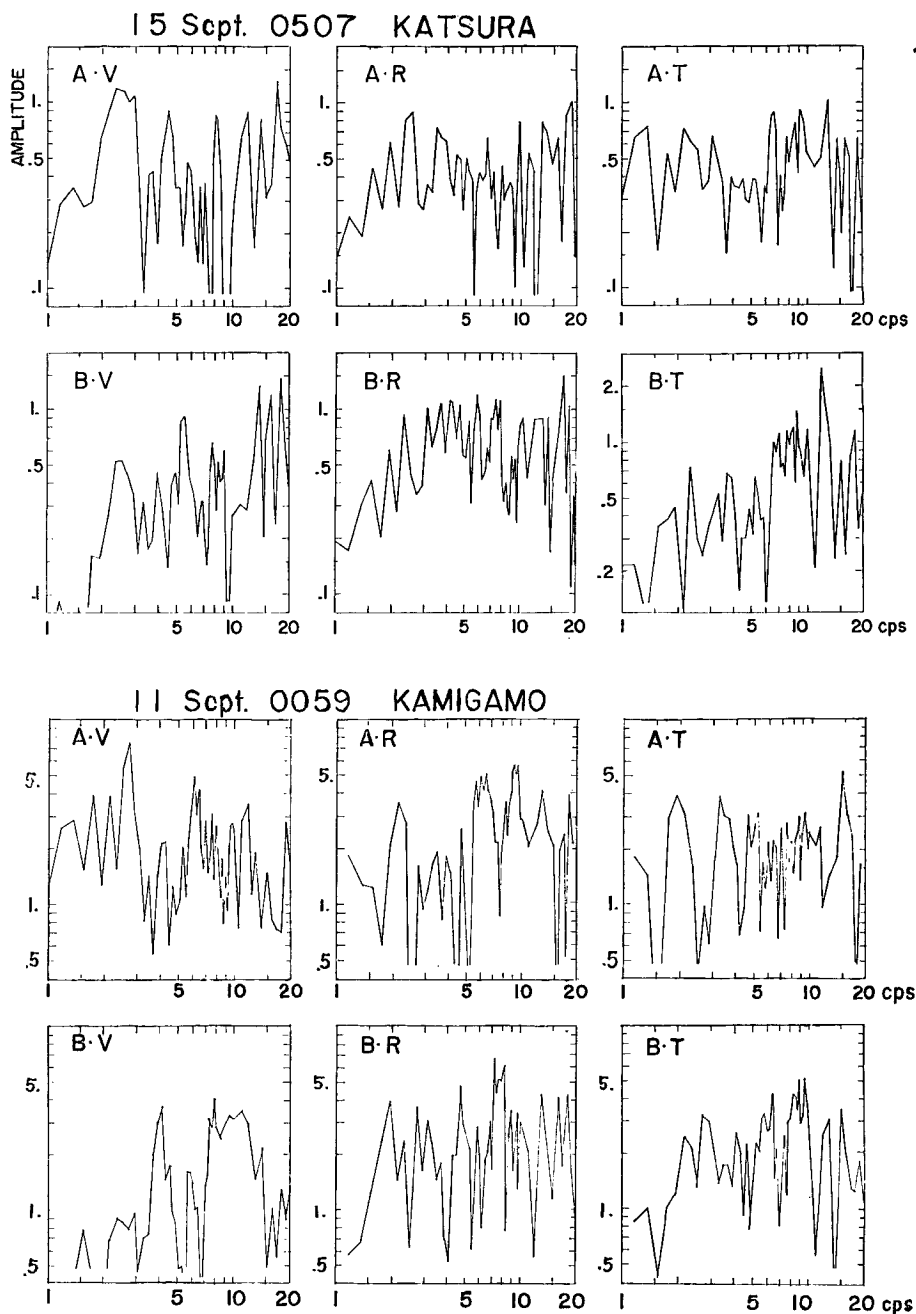


Fig. 10 Amplitude spectra of S parts of the earthquakes.

ら $\frac{1}{4}$ 波長則を用いて Love 波の卓越周波数を求めると 2.5 cps となり観測された Love 波と思われる mode の卓越周波数 2~3 cps に一致する。

又、A地点への P 波の入射角は約 75° であるが、4.3 km/sec, 5.5 km/sec の層構造による Head wave はもっと立ってくる。従って山の斜面（約 10° の傾斜）と同じ向きの傾斜を考える必要があり、apparent velocity による結果と矛盾しない。

これらの層の上に、更に表層を考える場合、group velocity と phase velocity の分散が high cycle で表層の S 波速度に収束することから、1~1.3 km/sec が考えられる。

4-2 Local small earth quakes

地震の主要動以後の amplitude spectra (Fig. 10) には、地震、地点、成分による多少の違いはあるが、2~3 cps に peak がある。Fig. 8 によると、これは S 波到達後から 2~5 秒間継続する mode である（矢印で示されている）が、10~20 cps では S 波とその直後 2 秒間ほどに pulse 的に集中している。

この継続する mode の Vertical 面内の phase angle, particle motion の長軸の方向が Fig. 9 に示されているがこれによると、S 波到達直後には、SV 的な性格が強いが、その 2~3 秒後には、A 地点では Rayleigh 波~SV 波的に、B 地点では SH 波的な性格を示すようになってきている。これらは SH 波によって形成される standing wave が、地形、傾斜層などの影響を受けたものと思われる。卓越周波数が 2~3 cps であることから、爆破震動で相像される sedimentary layer の震動特性を示しているものと思われる。

おわりに

天ヶ瀬地殻変動観測所とその附近で観測された爆破震動には、分散性の Rayleigh 波と卓越周波数 2~3 cps の Love 波が顕著に現われる。

Rayleigh 波を他の mode の波から分離し、位相速度を求めたところ、3~4 cps 以上では smooth でなくなる。これは、path が異なるため high cycle の波はより local な地形、層構造、水平方向の不均質性などの影響を受けたためと考えられる。

微小地震の主要動部分に、爆破震動の表面波の卓越する周期で継続する mode がある。これは SH 波の多重反射と考えられる。

近畿地方では、近地地震波の V_p/V_s の値は 1.72 であるが、爆破震動からは arrival time を用いると 1.9~2.0 である。Love 波の卓越周期が A 点と B 点と同じであることからこの値は 200 m 以深の値である。従って微小地震などの周波数の高い波の入射角、particle motionなどを議論するには地域性を考える必要がある。

おわりに、終始御指導いただいた吉川宗治教授、有益な御助言をいただいた島通保助教授、データを貸して下さった和歌山微小地震観測所の中村正夫氏に深く感謝いたします。観測実施に際しては協力と助言をして下さった西正男技官、また観測場所の提供など数々の援助をしていただいた地震予知計測部門の方々に深く感謝いたします。なお、計算は京大大型計算機センター FACOM 230-60 を使用した。

参 考 文 献

- 1) Dziewonski, A., S. Bloch and M. Landisman: A Technique for the analysis of transient seismic signals, B.S.S.A., Vol. 59, No. 1, Feb., 1969, pp. 427~444.
- 2) Shimshoni, M. and S.W. Smith: Seismic signal enhancement with three-component detectors, Geophysics, Vol. 29, No. 5, Oct., 1964, pp. 664~671.
- 3) Nuttli, O. and J.D. Whitmore: On the determination of the polarization angle of the S Wave, B.S.S.A., Vol. 52, No. 1, Jan., 1962, pp. 95~107.
- 4) 渡辺 晃・中村正夫：近畿地方南西部の地殻上層部の構造について、地震，第2輯，第21巻，第1号，昭43，pp. 32~53.
- 5) 三雲 健・大塚道男：和歌山地方の地殻構造について、地震，第2輯，第13巻，pp. 199~209.