

局所地震の Particle Motion の方向について

古 沢 保・入 倉 孝 次 郎

THE DIRECTION OF THE PARTICLE MOTIONS OF LOCAL SMALL EARTHQUAKES

By *Tamotsu FURUZAWA and Kojiro IRIKURA*

Synopsis

Records of the local small earthquakes on magnetic tape were filtered with the analog variable filter in both positive and negative times and digitized with A-D converter.

And the surface particle motions were obtained in the horizontal and vertical planes to identify the P, SV and SH phases. The initial motions of the SH wave of local small events were decided and SH/P and SH/SV, the ratio of the mean level of Fourier amplitude spectrum of P, SV and SH phases, were introduced to study the mechanism.

1. はじめに

現在種々の観測所で行なわれている地殻変動連続観測によって得られる地殻の歪変化の量と地震とを対応づけて考える場合、地震の震源での種々の parameter を知る必要がある。地震の震源 parameter を求める方法は最近急速に発展し、特に表面波を用いることにより地震 moment の大きさ、shear stress の方向、stress drop の大きさを知ることができるようになったり。しかしながらこれらの方法はいずれも遠い観測での記録の解析によらねばならず、観測点のすぐ近傍での局所的な地震を問題にするには不適當である。

近畿地方の局所的な微小地震の震源 parameter については、P 波初動の押し引き分布から、震央の重ね合せの方法により、主圧力の方向を決定した岡野・平野²⁾の詳細な研究がある。shear stress の方向までも考慮するにはS波のデータが必要となる。岡野等はS波に関しても、初動方向、 P_{max} と S_{max} の比を求めているが、すゝ書きの routine 観測のデータでは詳細な議論は困難と思われる。S波を議論するにはまずその phase identify が重要問題であり、そのためには観測 system から考えていかねばならない。

微小地震の波動は短周期で観測点近傍の構造に影響されやすく、特に水平方向の不均質等の存在が問題になる。これは振巾 spectrum の絶対値を議論する場合にも必須の条件となるであろう。最近 Aki³⁾はこの困難を避けるため coda-part を用いて統計的に処理する方法を開発しているが、そのためには非常に高倍率の観測を行なわねばならず、観測の立地条件等が厳しくなるであろう。phase identity について teleseismic distance でのP波の記録については種々の data processing techniques が開発されており、解析の自動化が観測の自動化と共に必要となって来ている。S波の識別は particle motion を描くのが便利であるが、Nuttli⁵⁾の詳細な研究によりSV波の入射角が $\sin^{-1}(V_s/V_p)$ より小さい範囲でないと particle motion が linear にならないという条件があるため、主として震央距離が40°以上の遠い点でのみS波の polarization が議論されてきた。しかしながら近畿地方の微小地震の震源は約 10 km 程度に集中するようであることから、非常に近い地震を考えると、震央距離に対する深さの比が大きくなり、地表面への入射角が小さくなり、 $\sin^{-1}(V_s/V_p)$ 以下の場合も十分起り得ると考えられる。以上により、ここでは主としてS波の識別を目的として S-P time が4秒以下程度の非常に近い局所地震の particle motion を求めてみた。

2. データと解析

解析に用いた記録は宇治市の天ヶ瀬地殻変動観測所にて本年7月13日~19日, 8月4日~18日の2回にわたって行なった一地点三成分観測によって得られたものである。観測 system は換振器(勝島 PK-110 型: 固有周期 1 sec, 感度 3.0 V/kine, $k=1.0$) 垂直および水平二成分, 増巾器(横河 (EM-A12) 三台, data recorder (SONY-DFM 45) より成り, 刻時装置として水晶時計を用いて 秒マークを, 時計の補正用に

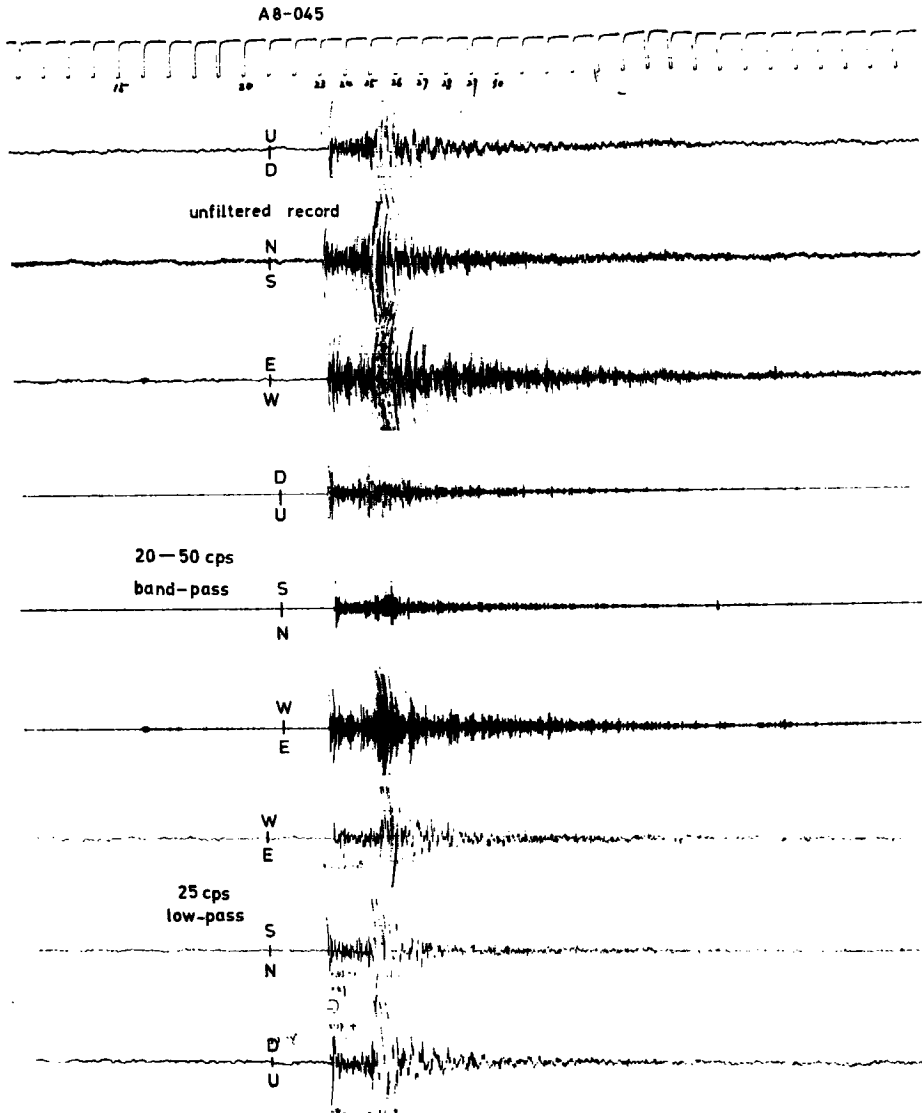


Fig. 1 An example of near earthquake recorded in Amagase observatory. Upper three traces are original seismograms, middle three traces are 20-50 cps band-pass filtered seismograms and the lower three traces are 25 cps low-pass filtered seismograms.

NHK の時報を合わせて集録した。その他 monitor として scratch recorder を使用した。換振器は観測坑内入口より 500 m の地点に設置し、記録は坑外約 100 m の記録室にて行なった。増巾器の gain は 7 月と 8 月の前半が 2000 倍（天ヶ瀬ダムの放水による Noise の影響が大きくなったため）、8 月後半が 4000 倍の 2 種類である。data recorder の送り速度は 15/16 IPS で、6 時間半毎に Tape 交換を行ない、7 月は夜間のみ、8 月は 24 時間連続観測とした。このようにして観測期間中 8 月 12 日に起った北海道根室沖 ($M=7.8$) の地震並びに余震を加え、全部で約 300 の地震の記録が得られた。

今回解析に用いたのはその内 S-P time が 4 秒以下の局所地震で P 波初動が明瞭に認められるもの 26 個と観測点近傍（約 5 km 以内）の砕石場 3 点の発破記録である。得られた記録の一例を Fig. 1 に示す。上方 3 traces が原記録であり、中間の 3 traces が 20-50 cps band-pass filter された記録であり、下方の 3 traces が 25 cps の low-pass filter された記録である。Fig. 1 から明らかなように原記録は大振巾の非常に短周期の成分が含まれ、特に EW-成分に顕著であり、そのために地震波の phase を不明瞭にしている。したがって Fig. 2 の block diagram に示すように analog filter を用いてこれを分離する。用いた analog filter は RC-回路より成り、octave 30 db の傾度を持つもので 1/3 octave 間隔で可変の band pass filter であるが、位相特性が flat でないという欠点を有し、particle motion を得るのに都合が悪い。このため filter 出力を一度別の data recorder (TEAC-R-400) に記録し、その tape を終りから再生してもう一度同じ filter を通すことにより phase shift を除去するという方法を用いた⁶⁾。従って filter の特性は設定周波数 (low pass の場合 25 cps, band pass の場合 20 cps, 50 cps) で -6 db, それより 1 octave 離れた所で -60 db の傾度を持つことになる。このような phase shift のない filter を通した出力は DATAC-1030 の入力となって、low pass filtered seismogram は 100 c/s, band pass filtered seismogram 並びに発破記録 (ground noise 並びに 60 c/s を除くため 2-50 cps band-pass filter を通した) は 250 c/s の sampling 間隔で三成分同時に digitize され、紙テープに打出され、particle motion を XY-recorder 上に得る⁷⁾。紙テープは一旦カードに直された後計算機入力とし、radial-transverse 変換を行ない、P 波初動、S 波初動部分について Fourier spectra を求めた。pulse 的な初動部分に着目してその spectrum をとるために、time window は P 波 part, S 波 part 共に 0.64 秒間とし、truncate の影響を除くために、window の両端共に 0.16 秒間は cosine 関数の形で落ちる weight をかけた。Fourier 変換は Couley and Turkey による方法を用いた。

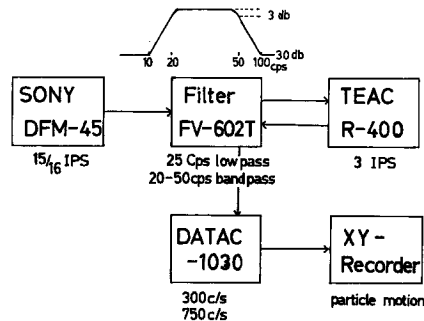


Fig. 2 Block diagram of data analysis facility.

3. Particle Motion

今回行なった観測は一点観測のため震源を求めることが出来ないで震央方向、震央距離等のデータが得られない。したがって水平面での particle motion を求めても P 波初動の向きと震央方向とどの程度偏れるかは不明である。これは水平方向の不均質がある場合には重大になる。これを調べるために場所が判ってい

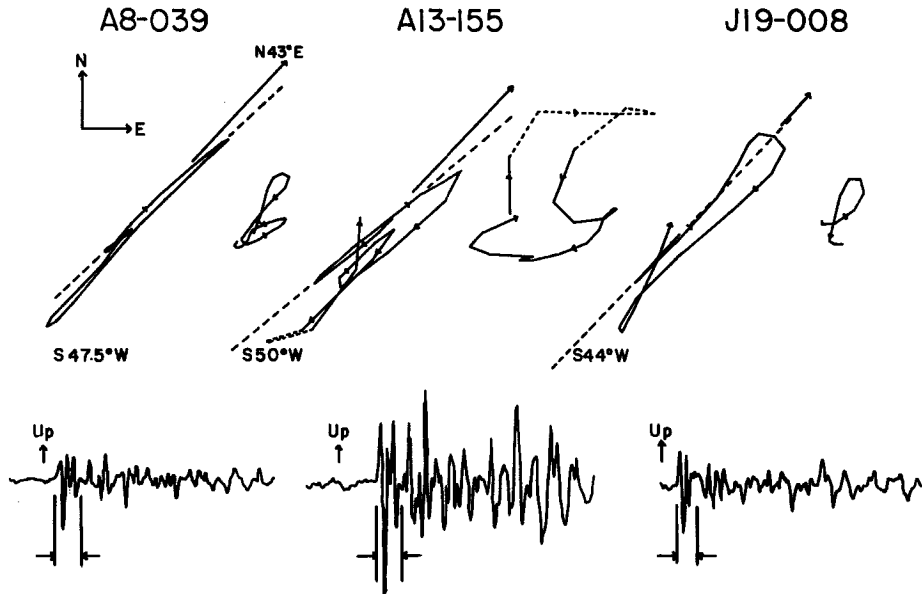


Fig. 3 Particle motion diagrams of P waves and vertical component seismograms of explosions.

る碎石発破を利用する。Fig. 3 に同一地点の3つの発破記録のP波初動の立ち上がりから0.2秒間の水平面でのparticle motionを示す。この発破点は観測点北東約5kmの地点にある碎石場であり、地図上で求めた観測点からの方向はN30°Eとなる。Fig. 3において矢印が発破点の方向、点線がP波初動の方向を表わし、最大で7°、最少で1°、初動方向の方が東に偏っているが、およそ震源方向を向くと考えても良いであろう。下段に各々の上下動成分の記録を示すが、初動に対応する所は全てupであり、したがって水平面での初動方向は震源方向と180°逆方向に出る。他の2点の発破記録は距離が近過ゆたためsaturateし、filterの特性の影響が大きく見掛け上の長周期成分が出てparticle motionがlinearにならなかったため震央方向と比較することが出来なかった。次に時間的推移を見ると、particle motionがlinearになるのは大体1波長から1.5波長の間で、しかも方向はその間にも既に変化している。これは距離が非常に近いためいろいろの経路を通る波やconvertした波が十分分離されず、次々と重なりあって到達するからであろう。

以上より地震の場合も少なくとも最初の立ち上がりまたは1波長はparticle motionがlinearになるので、発破の場合と同様にこの部分によって定まる方向が震源方向になると考えて良いであろう。そこでP波初動のparticle motionで定めた震央方向に水平動成分をradial, transverse両方向に座標変換する。その波形をFigs. 4, および5に示す。矢印はPあるいはSの立ち上がりを指す。図はP波初動の方向によりgroup分けしたものの中から各groupの代表的なものを示す。

Figs. 6 および7におおのこの地震のP波初動部分とS波初動附近のparticle motionを示す。各々の図において上段には水平面でのparticle motionを、下段には上下動とradial成分とのparticle motionを示す。つまりP波初動の射出角とSV phaseの検出を行なうためである。なお図はscaleが統一されていないため定性的に形を見るだけのものである。

No. J. 13-002の地震はPの初動方向がS33°Wで押しを示し、S-P timeが1.87 secで、大体琵琶湖南方附近に震源をもつと思われる。このgroupには他に5つの地震があり、いずれもほぼ同じ方向、S-P timeを示す上particle motionも似ている。

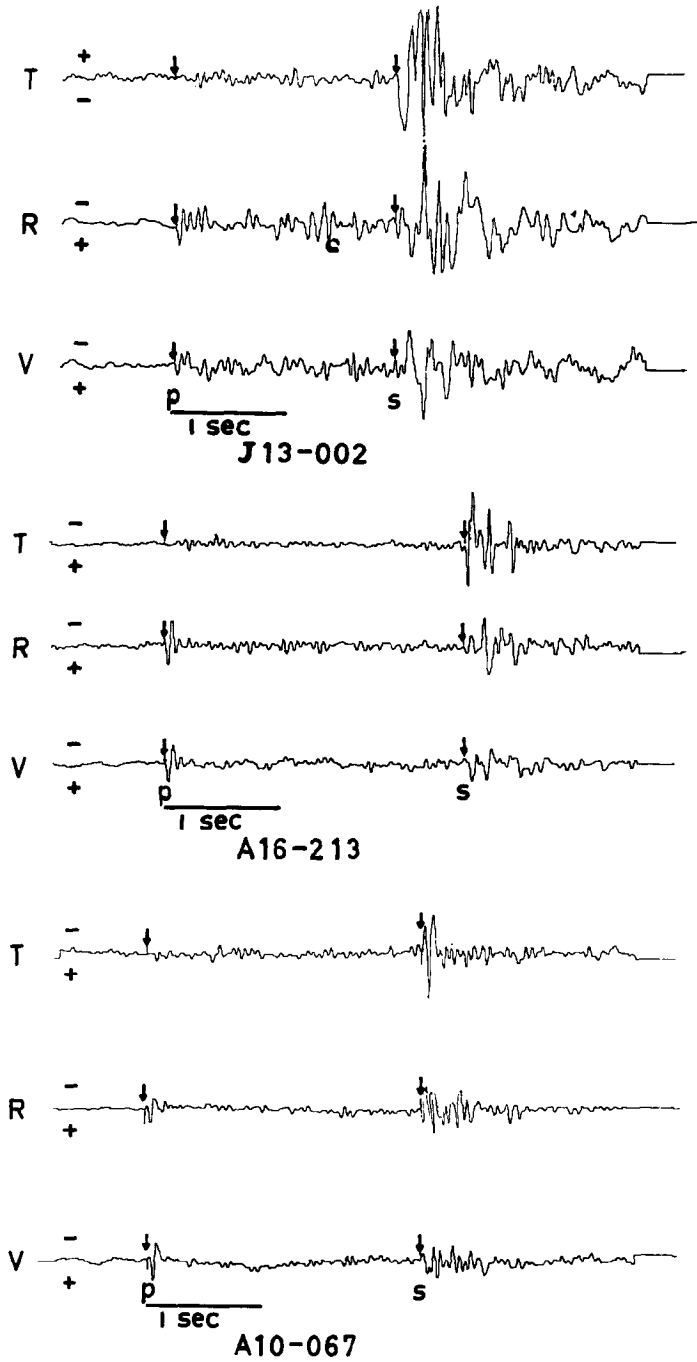


Fig. 4 Seismograms of near earthquakes illustrating separation of longitudinal and transverse horizontal motion.

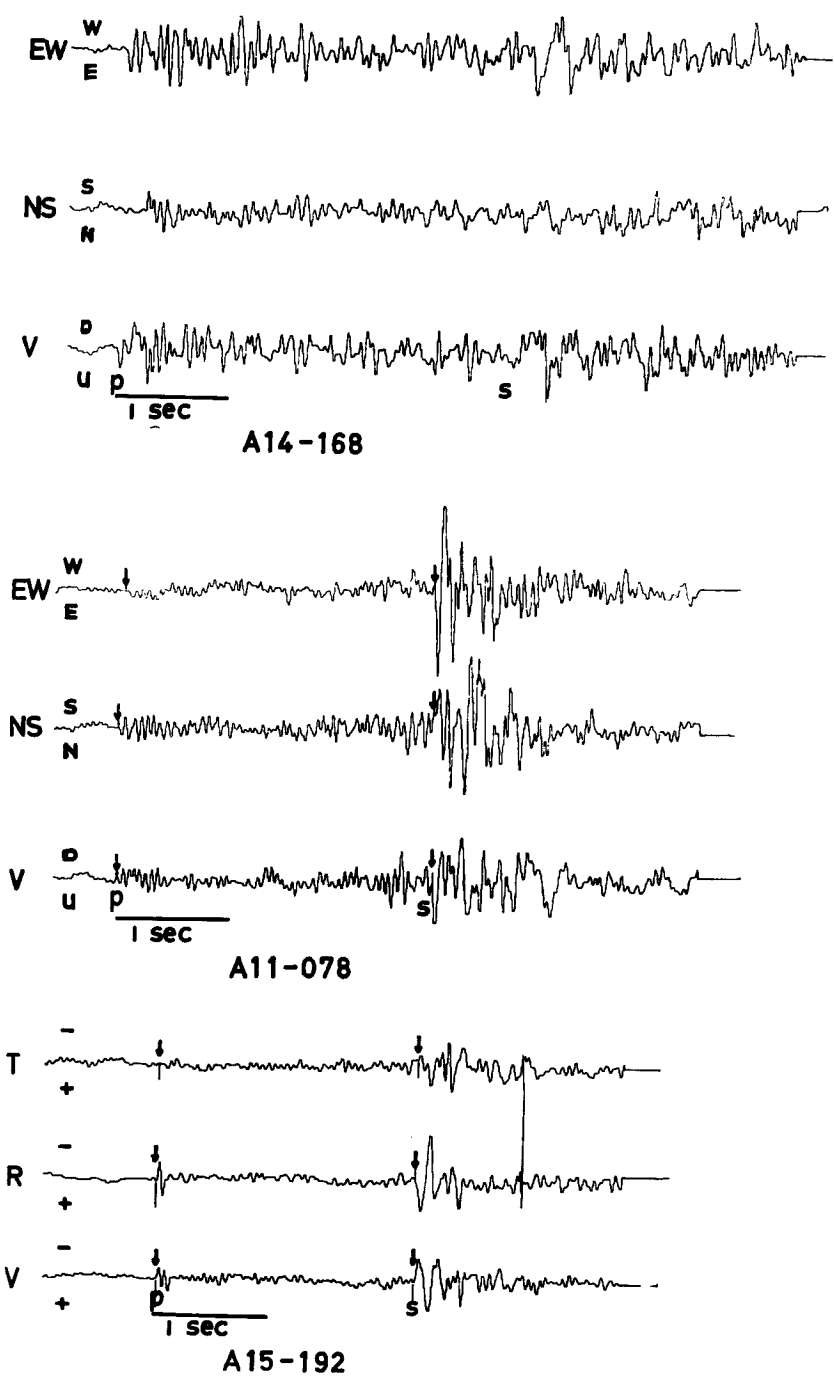


Fig. 5 Seismograms of near earthquakes illustrating separation of longitudinal and transverse horizontal motion.

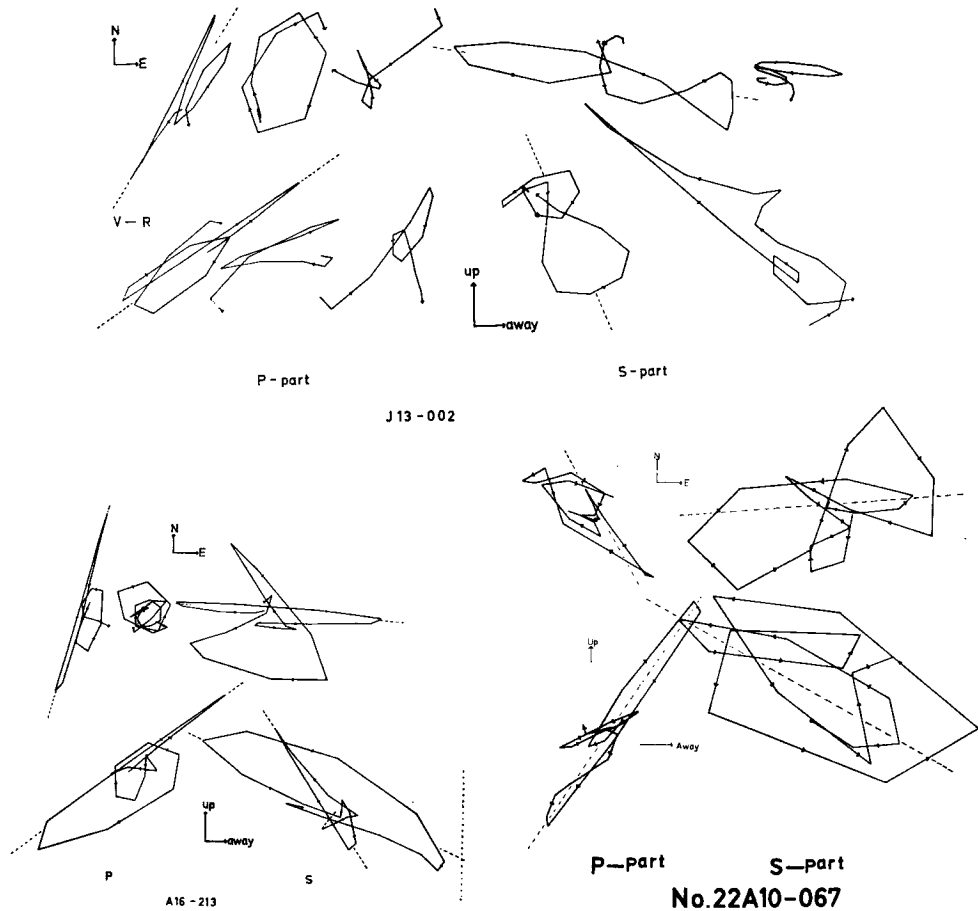


Fig. 6 Particle motion diagrams of P and S waves, measured on the horizontal and incidence plane.

次の No. A16-213 も S-P time が 2.53秒と異なるが、ほとんど同じ性質を示し同じ group と考えて良いであろう。この group の特徴は P 波初動が鋭い linearity を有し、波形から直ちにわかるように transvers 成分に明瞭な S 波初動が認められることである。しかも V, R 成分の対応する部分に明瞭な phase がないので、SH 波と考えられる。この部分の V-R particle motion は P 波と同じ向きになり、その直後の振巾が大きくなる部分が SV 波と考えられるかなり linear な particle motion を示している。水平面での S 波初動の部分は P 波初動の方向に対し直角に近い方向をとっている。No. J13-002 は P 波初動の見掛けの入射角がここで扱った地震の中で最も大きく、SV 波の particle motion の linearity が崩れてくる範囲にあると考えられるのに、SV 波の particle motion が linear になっているのは SH 波に比べて遅く出ることと合わせて考えると path が異なるのか、または convert した波ではないかと思われる。

No. A10-067 は観測点に対し北西の象限に P 波初動が向く group に属する。この group は後に Fig. 8 で示すように、北に近いものは押し、西に近いものは引きとなるが、境界は明瞭でなく入り乱れるようである。またこの group は S 波が V, R, T 各成分に同時に現われ、立ち上がりの部分が揃って見える。しかしながらその水平面での particle motion は S 波初動部分で乱れていて方向が判定し難い。その上 P 波初動の

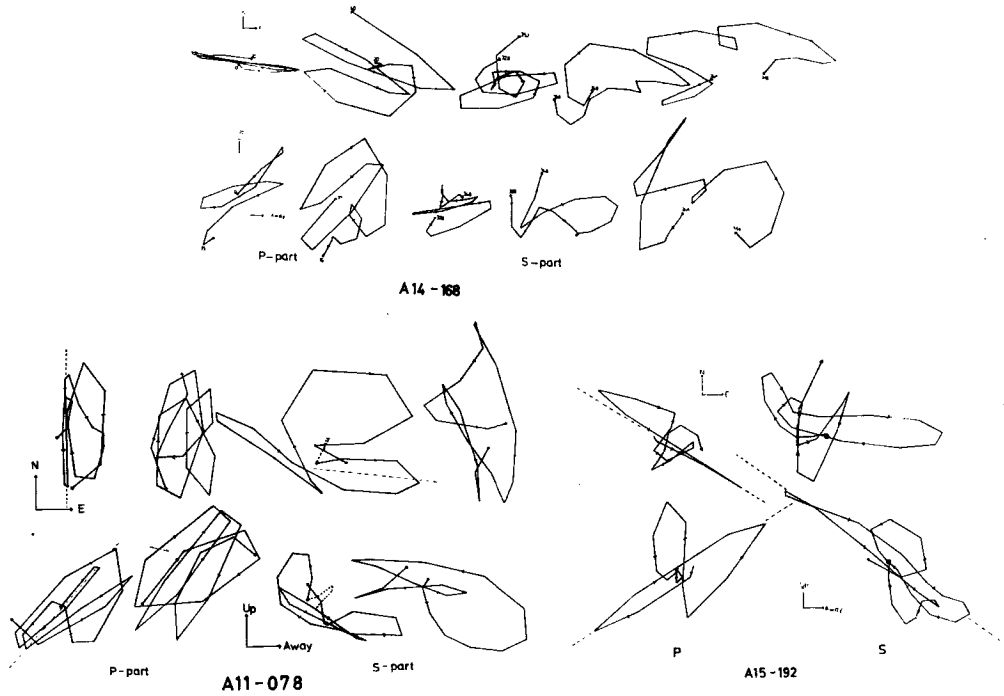


Fig. 7 Particle motion diagrams of P and S waves, measured on the horizontal and incidence plane.

linearity もあまり良くない。また No. A10-067 は J13-002 に反し、見掛けの入射角が最も小さいものであるが、SV 波の particle motion の linearity は逆に悪くなっている。これは P 波初動の方向決定が不正確のため、R-T 成分の分離が十分でなかったことによるであろう。

次に No. A14-168 は P 波初動がほぼ東に向き、押しになるもので、この group には他に 4 ヶの地震が含まれる。Fig. 5 では従って V, EW, NS 成分がそのまま V, R, T 成分になる。この group は全て P 波が大きく S がはっきりしないという特徴を有する。particle motion から明瞭な S 波を見出すことが出来ない。

No. A11-078 は No. A14-068 と直角方向で観測点の真南に震源をもつもので、EW 成分が T に、NS 成分が R になる。この方向からの地震は 1 つだけしか記録されていないが、T 成分の S 波の部分が非常に大きく、P 波に対する S の比が最も大きくなる。

最後に A15-192 は東南方向から来る地震で、P 波初動は引きである。この方向からの地震も解析したものの中にはこれ 1 つしかない。この地震は他の group と異なり、T 成分 SH 波が明瞭でなく、V, R 成分に SV 波を示す明瞭な phase が現われる。これは particle motion にはっきりと示されている。この地震も P 波初動の見掛けの入射角が大きいのに SV 波の particle motion の linearity はかなり良い。

4. ま と め

これまで述べて来たことをまとめた結果を Fig. 8 と Table 1 に示す。Fig. 8 は P 波初動の方向から決めた震源方向と S-P time による震央を観測点を原点として plot したもので、黄丸は P 波初動が押し、白丸は引きを表わす。番号は各地震の番号を意味し、矢印は観測点で SH 波初動の向きを示す。△印は particle

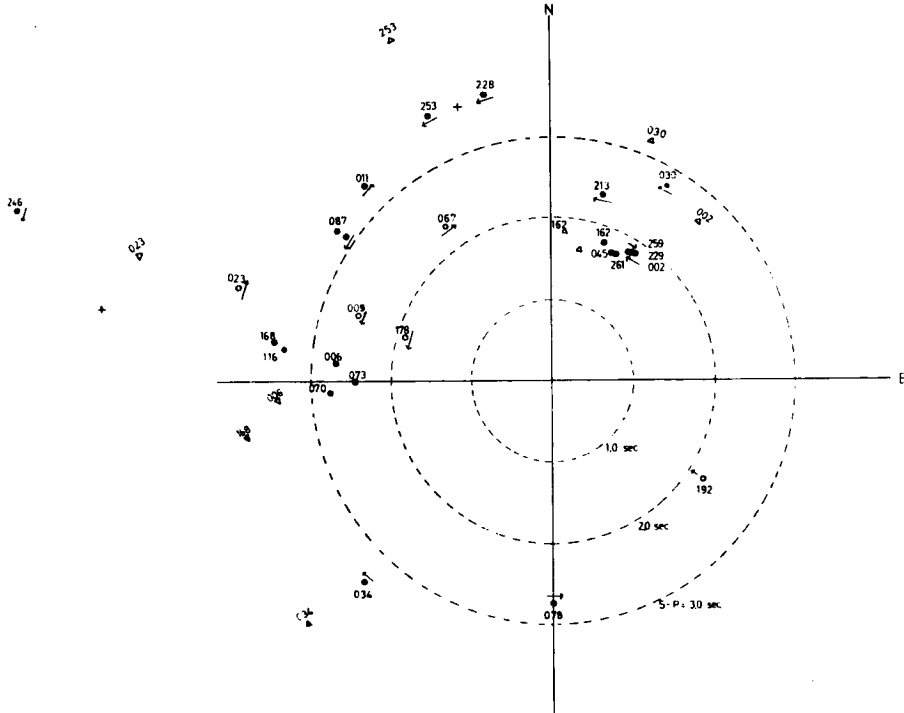


Fig. 8 Epicentral distribution plotted by using direction of P waves' initial motion and S-P time of near earthquakes.

○: dilatation, ●: compression, ↑: the first motion of SH waves.
 △: indicate hypocenters obtained by seismograms of three stations.

motion から決めた震源方位を check するために、阿武山地震観測所の微小地震観測 Nets 中の2つの観測点妙見、上賀茂 (図中+印) のデータを copy させてもらい決定した震央の位置である。震源の位置は点震源からP波とS波が同時に同じ path を通ってくと仮定し、 $V_p/V_s=1.72$ として、天ヶ瀬のS-P time から発震時を求め、他の2つの観測点のP波着震時より震央の位置を作図する方法で求めた。図中 S-P time により plot した位置は震央距離に換算していないので距離は一致していない。そこで実際に震央を決定したものの震央方向とP波初動の particle motion から求めたものの方向とを方位のみで比較するが、253, 024, 034 の3つは大体同じ方向になり、030, 045, 162, 006, 168 等の S-P time が約3秒以下の地震は002を除いて particle motion の方が図において少し右回りの方向にずれているようである。002は反対に左回りの方向にずれている。しかしながら震源の決定もそれ程厳密に行っていないので、ここでは大ざっぱにあって大きくははずれていないことだけに注目することにする。

次に押し引き分布であるが、近畿地方の微小地震の発震機構については阿武山の微小地震観測ネットの多くのデータを用いて岡野・平野²⁾が space stationary の仮定の下に震源を重ね合わせるという方法を用いて詳細に議論を展開し、P波初動に関しては N-S, E-W を座標軸にとって45°方向に nodal line があり、東西に主圧力が働くことを報告している。したがってここでもそれを基にして考えると、図の第1象限にある group は全て N45°E の線より北側にあり全て押し、第2象限の group も境界附近の凸凹は正確な震源がまだわかっていないことを考慮しておよそ N45°W を境に押し引きが分れており、東西主圧力の nodal line にうまく合う。これは南半分の034, 078, 192の地震についてもデータは少ないがよく合う。しかしながら

Table 1 Summarized list of observed earthquakes classified into 7 groups by azimuth of epicenter.

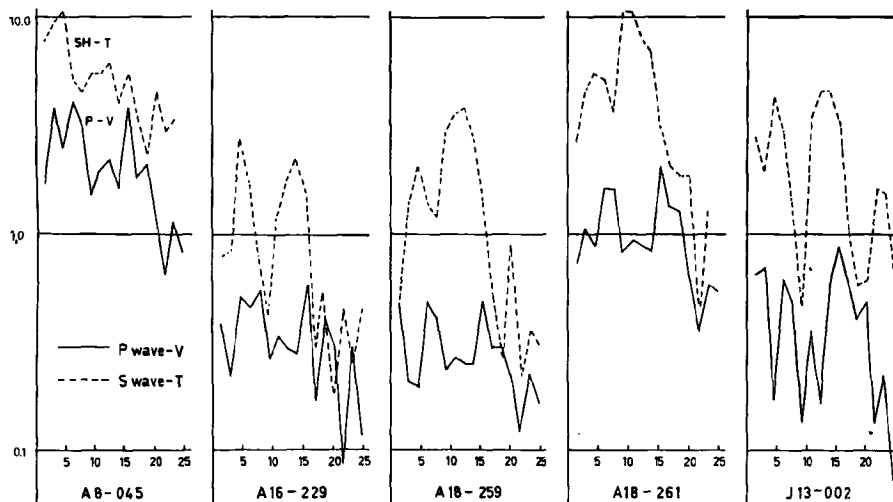
Group	Earthquake No.	Azimuth of Epicenter	P-S time sec	Initial Motion P SH		Apparent Incident Angle P SV		Incident Angle (Assumed $V_p/V_s=1.72$) P	SH/P	SH/SV
I	J 13-002	+ 33°	1.87	+	-	56°	50.5°	46.3	5.9	1.5
	A 16-229	+ 32°	1.86	+	+	40.5°	-55°	33.5	3.2	1.4
	A 18-259	+ 31°	1.85	+					5.5	2.0
	A 18-261	+ 27°	1.75	+	+	41.5°	16°	34.9	4.6	2.0
	A 8-045	+ 25°	1.75	+	+	43°	86°	36.1	2.3	1.2
	A 14-162	+ 21°	1.81	+	+					
	A 7-030	+ 31°	2.80	+	+	49°	-44.5°	40.9	2.3	1.5
	A 16-213	+ 15°	2.53	+	+	52.5°	-34°	43.6	2.9	1.7
II	A 16-228	- 13°	3.65	+	+	47°	-23.5°	39.3	0.96	0.99
	A 17-253	- 25°	3.64	+	+	40°		33.7	1.3	1.7
	J 19-011	- 44°	3.38	+	-	41.5°		34.9	2.1	0.83
	A 12-087	- 55°	3.14 3.27	+	±	47.5°		39.7	1.1	0.92
III	A 10-067	- 35°	2.33	-	-	35°	61°	29.6	2.2	1.9
	J 19-009	- 71°	2.57	-	+	47.5°	-73°	39.7	1.0	0.7
	A 14-178	- 73°	1.95	-	+	46°		38.5	2.1	1.2
	A 6-023	- 74°	4.09	-	-	50°		41.7	1.2	0.57
IV	A 14-168	- 82°	3.50	+					0.60	40.8
	A 12-116	- 83°	3.39	+					0.67	0.72
	A 5-006	- 85°	2.73	+					0.57	0.73
	A 11-073	- 90°	2.47	+		48°		40.1	0.94	0.61
	A 10-070	- 93°	2.77	+						
V	A 8-034	-136°	3.44	+	-	49°	-50°	40.9	12.3	2.2
VI	A 11-078	180°	2.72	+	+	41°		34.5	5.8	0.89
VII	A 15-192	123°	2.21	-		58°	+54°	47.8	3.2	0.75
	A 17-243	+ 46°	8.66	-		54°		44.8	4.7	2.0
	A 17-246	- 72°	7.07	+	+	54°		44.8	6.0	1.2

真西の方向にある group の 168, 116, 006, 070, 073 の 5 つの地震については全く逆の sense で全て押しになっている。この方向は P 波が最もはっきりしなければならない方向なので震源の多少のずれでは説明できない。これはこの group だけ別の mechanism をもつと考えねばならないが、我々の場合一点観測の上、観測データも少なく、もう少し検討しなければはっきりしないであろう。

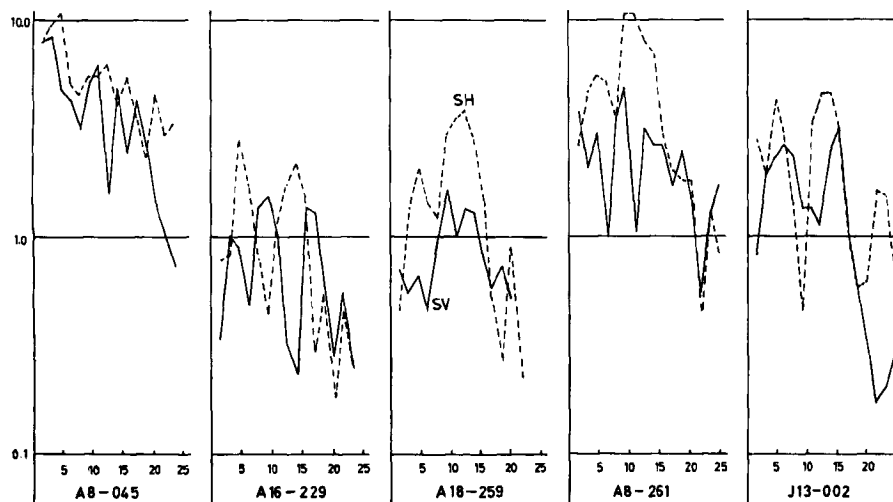
次に S 波を考えると、SH 波の初動の向きについては東西主圧力、double couple を示すはっきりした分布にはならないようである。ところが真西の P 波初動が逆 sense に出る group は S 波がはっきり判定できず振巾も大きくならないので、S 波 nodal 上にあるとすると東西主圧力 double couple の型にうまく合ってくる。しかしながらこれも 078 については逆に S 波 nodal 上にありながら S 波が非常に大きくなり合わなくなる。この S 波の振巾比を表わすために岡野・平野は P_{max} と S_{max} の比を求めてその方位分布をとっているが、ここでは P 波、S 波を pulse 波型と考えてその初動部分の Fourier amplitude spectra をとり (Fig. 9), その全体としての level を求め、SH/P, SH/SV を求めてみた。Table 1 の最終欄にその値を

示すがPとして vertical 成分を, SV としては radial 成分を, SH は transverse 成分をとって比較している。これによると各 group でかなり特徴的な値を示すことがわかるが, 今回はP波, S波の初動の向きによってはっきりした nodal line を決定できなかったのでこれ以上の議論は出来なかった。

なお Table 1 には V-R 成分の particle motion より求めたP波, SV 波の見掛けの入射角をも示してある。もう少し震源の位置を深さも含めて決定出来ればこの値を使って観測点近傍の構造の影響等に関して調べることができると思われる。この問題は今後議論する。

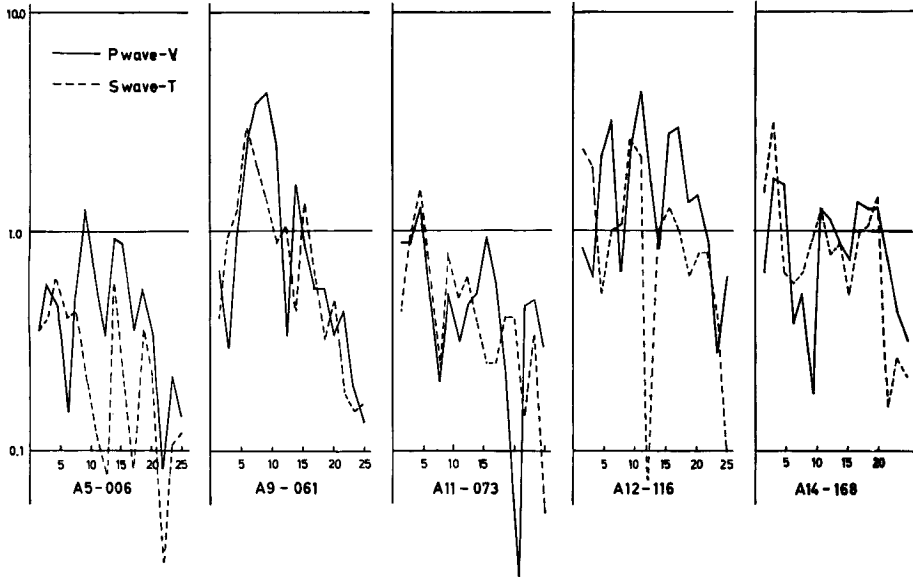


a) P-vertical and SH components of earthquakes of group I.

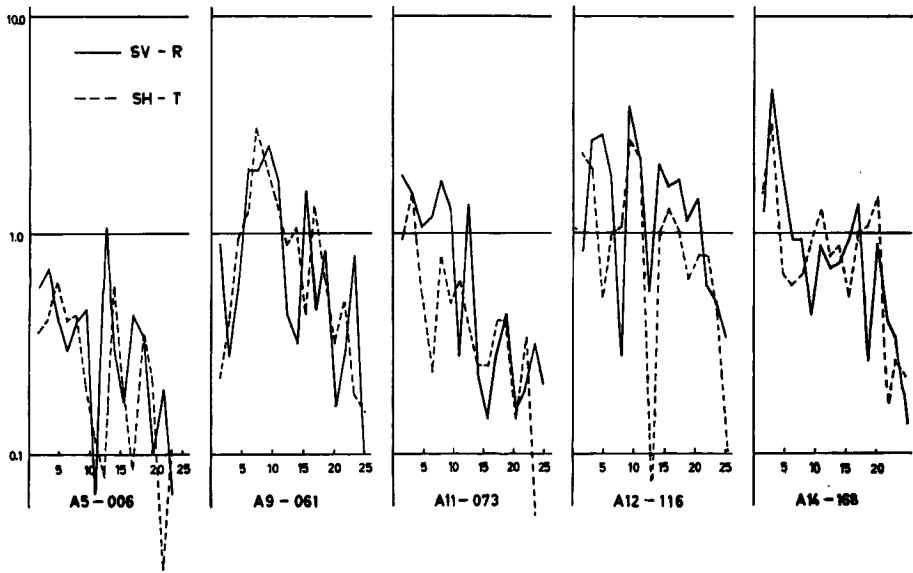


b) SV-radial and SH components of earthquakes of group I.

Fig. 9 Fourier amplitude spectra of P and S waves.



c) P-vertical and SH components of earthquakes of group IV.



d) SV-radial and SH components of earthquakes of group IV.

Fig. 9 Fourier amplitude spectra of P and S waves.

5. 結 び

以上により、particle motion を用いることにより微小地震のS波をかなり良く識別できることがわかった。また方向により SH/P, SH/SV に特徴があるようであるが、それを発震機構に結び付けて考えるには

データ不足であり、観測方法等をも含めて今後検討していかねばならないであろう。

なお数値計算には京都大学大型計算機 Facom 230-60 を使用した。

終りに終始ご指導下さった吉川宗治、高田理夫両教授、データをお借りした阿武山地震観測所の岡野健之助助教授はじめとする観測所の方々、観測、解析にご協力下さった本研究所職員の広野秋男氏に心から感謝の意を表します。

参 考 文 献

- 1) Aki, K.: Generation and Propagation of G Waves from the Niigata Earthquake of June 16, 1964. Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 44, 1966, pp. 73~88.
- 2) Okano, K. and I. Hirano: Micro-Earthquakes Occuring in the Vicinity of Kyoto (III). Special Contr., Geophys. Inst., Kyoto Univ., Vol. 6, 1966, pp. 281~287.
- 3) Aki, K.: Analysis of the Seismic Coda of Local Earthquakes as Scattered Waves. Jour. Geophys. Res., Vol. 74, 1969, pp. 615~631.
- 4) Archambeau, C.B., J.C. Bradford, P.W. Broome, W.C. Dean, E.A. Flinn and R.L. Sax: Data Processing Techniques for the Detection and Interpretation of Teleseismic Signals. Proc. IEEE, Vol. 53, 1965, pp. 1860~1884.
- 5) Nuttli, O.: The Effect of the Earth's Surface on the S Wave Particle Motion. Bull. Seism. Soc. Amer., Vol. 51, 1961 pp. 237~246.
Nuttli, O. and J.C. Whitmore: On the Determination of the Polarization Angle of the S Wave. Bull. Seism. Soc. Amer., Vol. 52, 1962, pp. 95~107.
- 6) Sutton, G.H. and P.W. Pomeroy: Analog Analysis of Seismograms Recorded on Magnetic Tape. Jour. Geophys. Res., Vol. 68, 1963, pp. 1791~1815.
- 7) Yoshikawa, S., T. Wada and T. Furuzawa: Application of Analog-Digital Converter for Seismic Data. Special Contr., Geophys. Inst., Kyoto Univ., Vol. 4, 1964, pp. 105~110.