

天ヶ瀬地殻変動観測所で観測される 局所地震の S 波の性質について

赤松 純平・古沢 保・入倉孝次郎

ON NATURES OF S WAVES FROM LOCAL SMALL EARTHQUAKES OBSERVED AT AMAGASE CRUSTAL MOVEMENT OBSERVATORY

By Junpei AKAMATSU, Tamotsu FURUZAWA and Kojiro IRIKURA

Synopsis

Natures of S waves from local small earthquakes were examined with particle motion diagrams and following observational facts were obtained,

- (1). Particle motion diagrams of initial parts of S waves show fairly good linearity.
- (2). All of the particle motion diagrams in the horizontal plane are polarized to the directions corresponding to those of P nodal lines.
- (3). Differences of onsets of SH and SV phases are not found.

1. はじめに

天ヶ瀬地殻変動観測室で観測される P 波初動部分の, particle motion やスペクトルの性質を吟味することにより, P 波に対する site 特性や, 局所地震のスペクトルの地域性, 地殻の伝播特性等について議論してきた^{1),2),3),4)}。震源での shear stress の方向や大きさ, その地域的分布あるいは, 伝播経路の物理的性質の方向依存等を議論するには, S 波部分の議論が必要となってくる。このためには, まず S 波の識別が確実になされる必要がある。

S 波の識別は, 単に P coda により乱されていると云うだけでなく, SH と SV の分離, SV—P 変換波の生成等 S 波特有の問題があるため, P 波の識別に比して非常に困難である。S 波の識別を行うには, particle motion を描くのが有効であるが, 地表面の影響により particle motion の直線性が入射角によって変化したり, 震源での stress の方向や震源の位置により polarization が変化すると云う問題もある。従って, S 波を確実に識別するには, このような S 波特有の性質を吟味する必要があり, S 波の性質を明らかにすることによって S 波の解析方法の確立と処理システムの発展が可能となる。これはまた, 観測システムの発展にもつながるものと考えられる^{5),6),7)}。

地震波のデータ処理を行う過程で, 波の識別はこれまで人の目により行なわれていたが, データの質と量の増大に伴ない自動化の方法が検討されている。天ヶ瀬地殻変動観測室で観測される局所地震のデータは, 計算機を用いて, P 波初動, 入射方位, 入射角の決定, SH, SV の識別等の解析の自動処理が行なわれている^{8),9),10)}。これは, 単にデータ処理の高能率化のみに有効なのではなく, 処理をする上で生じる問題点が, 波の性質についての議論を深めると云う作用を持つ。

以上のような観点から, ここでは, 天ヶ瀬地殻変動観測室で観測される局所地震の S 波の particle motion の性質を吟味する。このためには, P 波の particle motion から求まる波の伝播方向, 入射角の他に, S 波の伝播速度も知る必要がある。今回, 種々の伝播方向を持つ S 波の位相速度を求めることと, 観測点の極く近傍で発生している地震の震源を決めることを目的に, 一辺が数 km の 3 点 3 成分観測を実施したので, 得られた局所地震および附近の採石発破の記録と, 1969 年以來毎年実施された臨時観測によるデータの, S 波部分の particle motion を吟味し, S 波の性質を議論する。

2. 観 測

Fig. 1 に観測点の位置を示す。AMA は天ヶ瀬地殻変動観測室，OHB は黄檗山万福寺の東側，五雲峰の中腹の観測点で，いずれもルーチン観測が実施されている。SUM は今回臨時に設置された宇治市炭山の観測点である。3点とも固有周期1秒の速度計 ($h \approx 0.64$, 3.0 volt/kime) を使用した。

AMA の記録装置は，4CH の遅延装置 ($\tau = 15.36$ 秒，IC シフトレジスター使用) と 7CH のデータレコーダーによる天ヶ瀬地殻変動観測室の短周期地震計システム⁵⁾ を臨時に変更したものである。通常 100 倍に設定してある前置増巾器の増巾率は，1000 倍にし，データレコーダーの残っている 3CH には，別に 3CH の直流増巾器を用意して 100 倍の遅延なしの信号を入れた。従って，このチャンネルの記録は P 初動は欠けるが，1000 倍の記録の振巾が大きすぎて scale off となっている場合でも S 波部分は使用できる。

OHB は 7CH の遅延装置 ($\tau = 30$ 秒，磁気ドラム使用) と 4CH のデータレコーダー 2 台から成るシステム⁶⁾ を用いた。2 台のレコーダーには，50 倍と 500 倍の信号を記録させた。AMA と OHB は，それぞれの制御回路により，地震波部分のデータのみ，レコーダーにため込まれている。

SUM は増巾率 500 倍であり，4CH のデータレコーダーによる連続観測である。

観測期間は，1974年10月28日から12月7日までの 6 週間である。

Fig. 1 に於て，QB 1, 2, 3 は採石場の発破点を示す。QB 1 には 3 回，QB 2 には 2 回，地震計と時計を設置し，発破点での波の発生の様子と発破時刻を記録した。

得られた局所地震の記録は， 25Hz の low pass filter を通して 100Hz のサンプリングで AD 変換した。

Fig. 2 は AD 変換する際のモニター記録の例である。採石発破の記録は 31.5Hz の low pass filter の出力を 300Hz で AD 変換した。これらのデータは定められた方式に従って file code がつけられ，磁気テープ上にファイルされている⁷⁾。

3. 解析方法および S 波の自動識別

データ処理は，先に述べた自動処理の方法を用いた。P, S 初動の自動決定の方法について，フローチャートにもとづいて詳しく説明されている^{6), 7), 8)} ので，こ

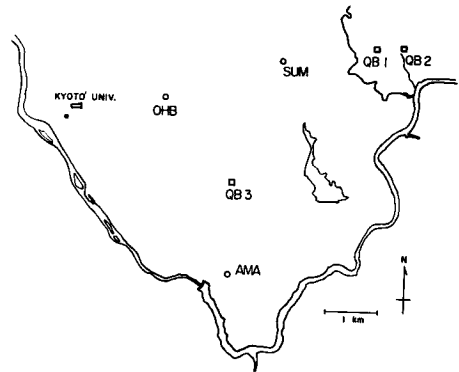


Fig. 1 Location of observational points.

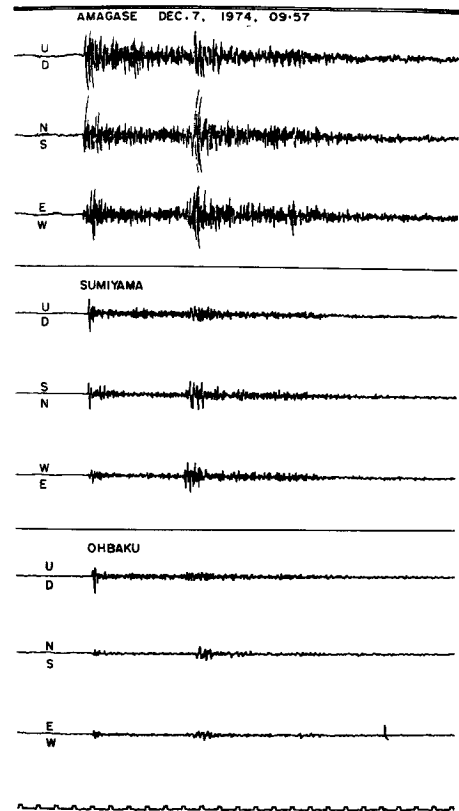


Fig. 2 Examples of local small earthquake recorded at three stations.

ここでは、以下の議論に必要なS波の自動識別の方法について簡単に述べる。

S波の自動識別は、P波の自動解析により得られた波の入射方位を用いて、水平2成分を radial (R), transverse (T) 成分に変換して得られる V, R, T 3成分の吟味により、SH, SV に分けて行なわれる。

(1) S波初動部分の決定：P初動以後、T成分の0.64秒間のフーリエスペクトル $F_k(\omega)$ を、時間を0.16秒づつ移動させながら計算し、計算区間が重ならない先行3区間の平均スペクトルと比較することにより、T成分のスペクトル成分の振巾の変化を時間をおって吟味する。これは、P coda部分とS波初動部分とは、卓越周波数と振巾が異なることを利用している。すなわち、 $R_k(\omega) = F_k(\omega) / \sqrt{F_{k-4}(\omega) + F_{k-5}(\omega) + F_{k-6}(\omega)}$ として、各周波数成分の振巾比 $R_k(\omega)$ の最大値が4.0を越える場合、 $F_k(\omega)$ を計算した0.64秒間にS初動が含まれているとする。計算区間は0.16秒間づつ移動させているので、ほとんどの場合、0.64秒間の終りの0.16秒間にS初動が入っている。

(2) S初動の決定：求まった0.64秒間を、V, R, T 3成分とも、4つの周波数帯2-5, 5-10, 15-20 Hzの成分 ($g_V, g_R, g_T(t)$) に分け、T成分、VR成分について、中心周波数の一周期分の平均振巾 $A_T(t), A_{VR}(t)$ を求める。

$$A_T(t) = \frac{1}{T} \int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} g_T(t) dt, \quad A_{VR}(t) = \frac{1}{T} \int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} \sqrt{g_V^2(t) + g_R^2(t)} dt.$$

(2.1) SH初動の決定：T成分の平均振巾 $A_T(t)$ の増加が、隣り合う2つ以上の周波数帯で0.05秒以内に起こる時刻をSH初動とする。

$$D_T(t) = A_T(t) - A_T(t - \Delta t) > 7.3 \mu \text{Kine} \quad (\Delta t = 1/100 \text{秒})$$

(2.2) SV初動の決定：VR成分の振巾の変化とともに、V-R面内の振動方向がP波に対して直交することを利用する。振動方向と直線性を表わす量として、rectilinearity $P_{VR}(t)$ を用いる。これはV, R 2成分の一周期間の相関係数であり、2成分の振巾が同じで同位相（見掛け入射角45° linearなP波）の場合1となり、逆位相（同様のSV波）の場合-1となる。隣り合う2つ以上の周波数帯で、互いに0.05秒以内に次の2つの条件を充す時刻をSV初動とする。

$$D_{SV}(t) = A_{SV}(t) - A_{SV}(t - \Delta t) > 6.7 \mu \text{Kine}$$

$$P_{SV}(t) < 0, \quad P_{SV}(t) = \left\{ g_V(t) \cdot g_R(t) dt \right\} / \left\{ \int g_V^2(t) dt \cdot \int g_R^2(t) dt \right\}^{\frac{1}{2}}$$

以上の方法で求まる値の吟味と、より高次の段階の解析の資料とするために、XYプロッターにより、P初動前後のV, R, T 3成分の波形、各周波数帯の波形およびP, S部分のフーリエスペクトルが描かれるので、これらの資料を解析に用いる。

1969年以前のデータに、今回の観測データを加え、124ヶの地震および3ヶの発破震動を解析した。

4. 解析結果および議論

4.1. 地表附近のS波速度

Fig. 3は、AMAで観測されたQB1の発破震動の記録と垂直面内のparticle motion diagramsである。この発破は3段の段発で、発破点での記録では、0.235, 0.502秒の遅延がかかっていた。Fig. 3の記録に見られる初動後0.24秒, 0.55秒の波は発破点で発生したP波である。垂直面内の10-15, 15-20 Hzの周波数帯のparticle motionの方向の変化からSV波が識別できる。記録波形には、このSV波と考えられるphaseが点線の矢印で示されている。ここからT成分には振巾の大きい波が続いている。また少しおくれて、V, R成分に低周波の波が現われるが、retrogradeの動きを示している。SUMでは、Sと判定した相はP初動後0.403秒で、Pのlater phaseに乱されているため、精度は悪い。Fig. 4は、先に報告したP波の走時曲線²⁾に今回のデータを加えたもので、観測点周辺では少なくとも深さ700m程度までは $V_P = 4.6 \text{ km/sec}$, $V_S = 2.5 \text{ km/sec}$ と推定される。

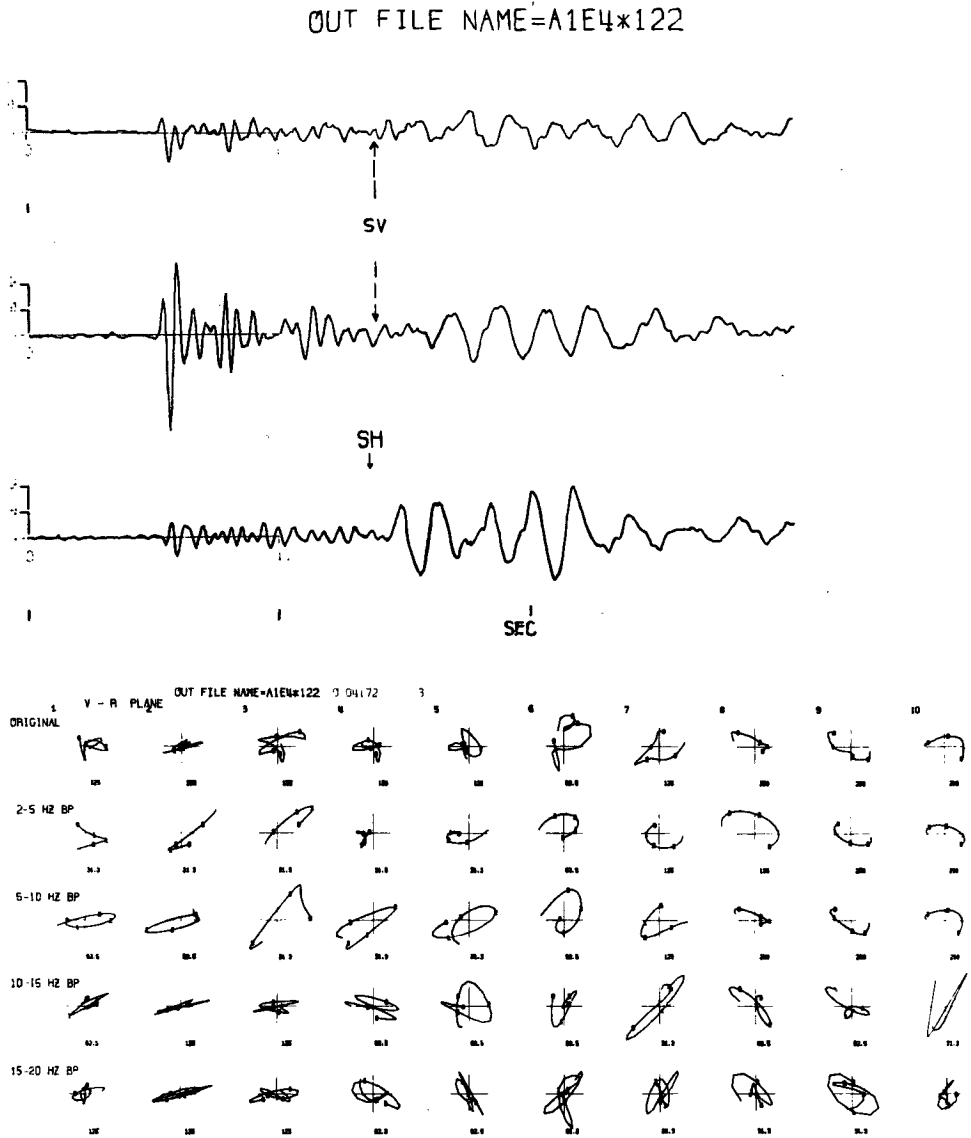


Fig. 3 Three components (V, R, T) seismograms of quarry blast (QB 1) observed at AMA, and particle motion diagrams of original and various band-pass-filtered seismograms in the vertical plane.

4.2. S波初動部分の particle motions

Fig. 5 に S—P time が 2.20 秒の非常に近い地震の解析例を示す。震央は N 56°W 方向であるが、P 初動の particle motion は N 65°W 方向にずれている。波形は N 65°W 方向に関して、R, T 成分に変換してある。矢印で示されている P, SH, SV の位置は、自動処理により求められたもので、この記録例のように立ちあがりのするどい波の場合、フィルターの side lobe の影響で原波形の立ちあがりより前に求まることがある。

Fig. 6 は、自動処理により求まる初動と人の目による読取りとの差の頻度分布である。P 波の場合、差は ± 0.05 秒程度以内で分布のしかたも集中しているのに対し、S 波の方は、 ± 0.2 秒もの範囲で均等に分布している。このことは、P 波の方は処理上の誤差範囲として考えられるが、S 波の方は、目の読取り、自動決定の値の両方に問題があり、先に述べた S 波特有の問題を反映していると考えられる。

Fig. 5 に於て、particle motion diagrams の No. 5 の終りに S 初動が見られる。水平面の particle motions は、15Hz 以下の初動 1 サイクル程度は linear である。この部分に対応する垂直面の particle motions は水平面に比して非常に良好な直線性を有する。これは他の全ての地震の場合にも共通して見られる性質である。この例では、SV 波の見掛けの入射角は 27° である。Fig. 5 には見られないが、P 波部分の particle motion から P 波の見掛けの入射角は 44° である。

Fig. 7 に particle motion が良好な直線性を有している地震の P と SV の見掛けの入射角の関係が示されている。

半無限弾性体に平面 S 波が入射する場合、表面の動きは、真の入射角が $\sin^{-1}(V_s/V_p)$ より小さい場合 linear で、particle motion diagram から見掛けの入射角や polarization angle が議論できる¹¹⁾。天ヶ瀬周辺で求めた地表附近の速度値から、S 波の critical angle は約 33° である。Fig. 5 に示される地震波の場合、P 波の見掛けの入射角は 44° であるから真の入射角は 46° 程度となる ($V_p/V_s = 4.6/2.5$)。従って、S 波の入射角も 40° 以上であると考えられる。この値は critical angle を越えており、運動は non-linear となることが予想されるにもかかわらず、Fig. 5 に示されるごとく particle motion は linear であり、このような簡単なモデルでは説明できない。△が 70km 以内で SV 波の入射角が 45° 以上と推定できるにもかかわらず、linear な動きを示すことは他にも報告されている¹⁰⁾。天ヶ瀬観測所の場合、観測点が地中にあるため、P 波の場合と同様、自由表面の影響が周波数に依存して変化すること⁹⁾が予測される。

Fig. 5 の記録例では、SH, SV の onset の時間差はない。しかしこの場合でも、自動処理の 5—10 Hz の帯域での結果によると、SH の方が SV より 3 データ (30m sec) 早く条件を充している。これは、SH の判定条件が振巾のみであるのに対して、SV は振巾と震動の方向性の両方を用いているため、SV の方が判定条件が厳しくなっていることを反映しているものと考えられる。Fig. 8 に、各周波数帯での SH と SV の onset の差の頻度が示されている。平均的には、各帯域とも SH の方が SV より数データ分早い、これは判定条件の違いに帰因すべきものである。Fig. 9 に $ts_v - ts_H$ と伝播経路の長さ (ts_p) および震央方位との関係が示されている。この図から、自動処理により求まる SH, SV の onset の差は、 ts_p には無関係であるが、 $ts_v - ts_H < 0$ (SV が先に来る) である地震は、北西～西および北東～南東の範囲に限られていることが判る。

Fig. 10 は、2—5 Hz, 5—10 Hz の周波数帯に於る S 初動の一周期の水平面内の particle motions を震央附近に描いたものである。震源が判っていて記入できるものは全部記入してあるにもかかわらず、2 つの周

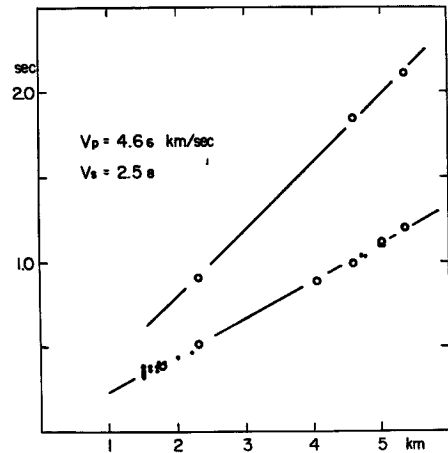
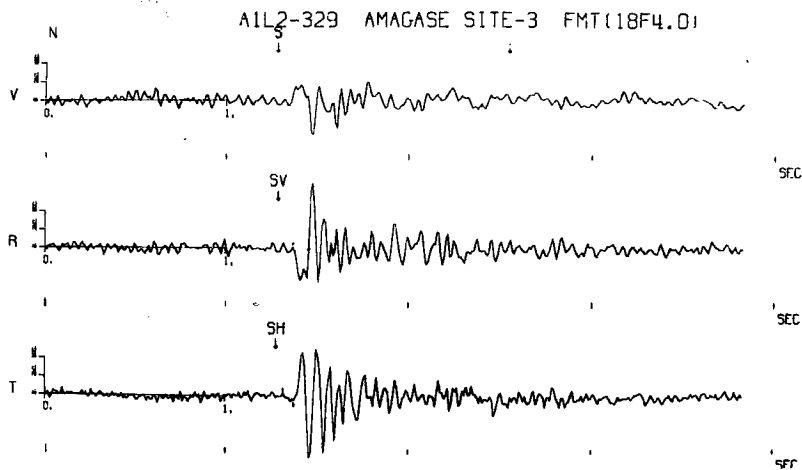
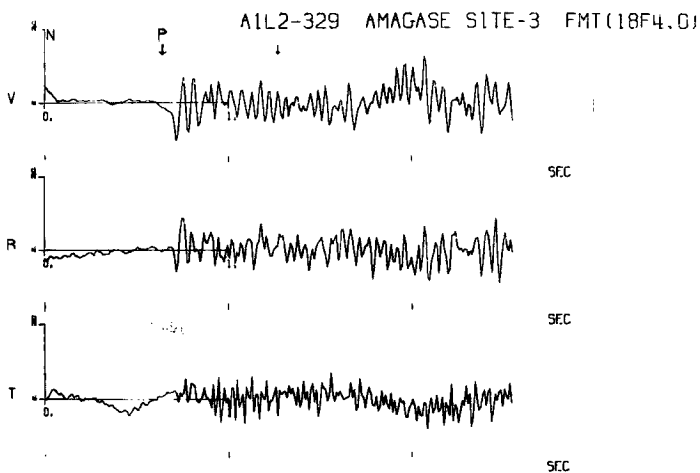


Fig. 4 Travel time of P and S waves from quarry blasts.



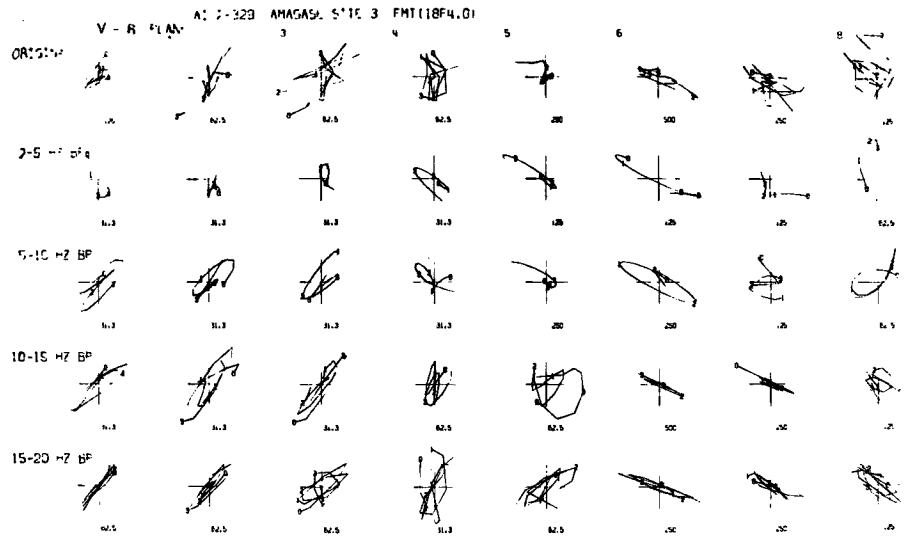
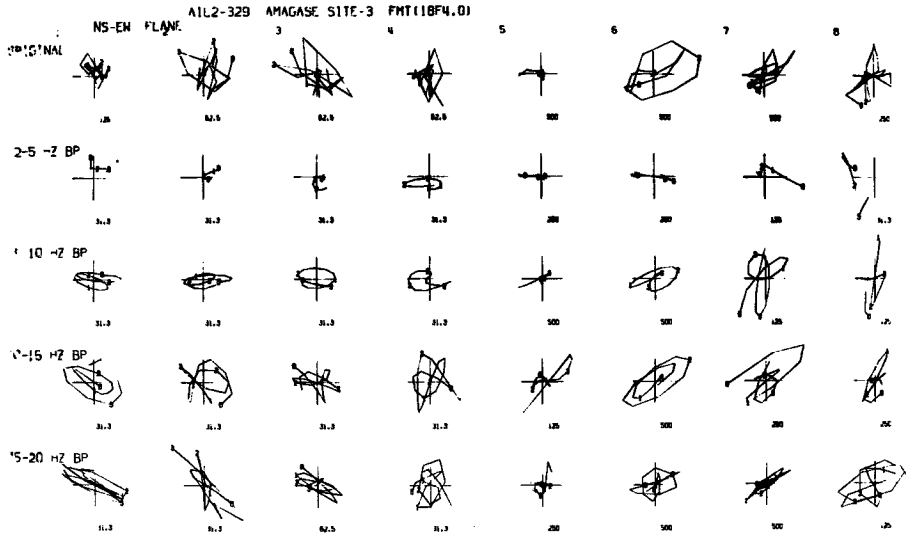


Fig. 5 Three component (V, R, T) seismograms of P and S portions of local small earthquakes and particle motion diagrams in the horizontal and vertical plane. Amplitudes of P portion are 4 times as large as that of S ones.

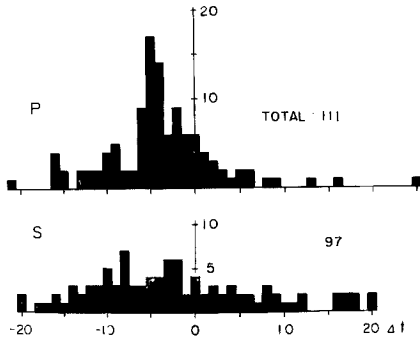


Fig. 6 Frequency distribution of differences between onsets determined by automated analyses and those by eye. $\Delta t=0.01$ sec.

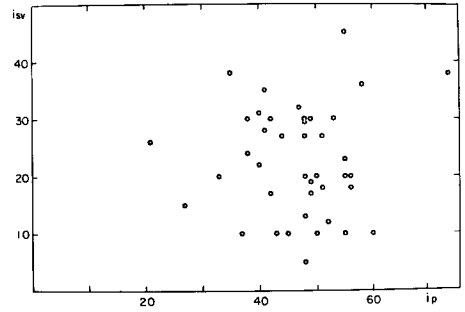


Fig. 7 Relations of apparent angles of incidence of P and SV waves determined from particle motion diagrams.

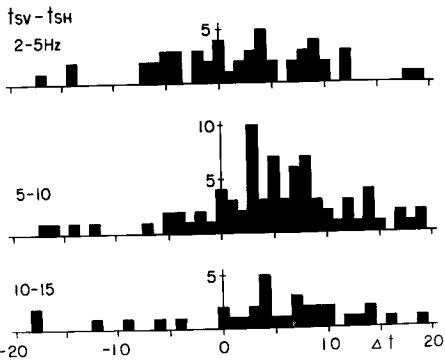


Fig. 8 Frequency distributions of differences between onsets of SH and SV phases determined by automated analyses. $\Delta t=0.01$ sec.

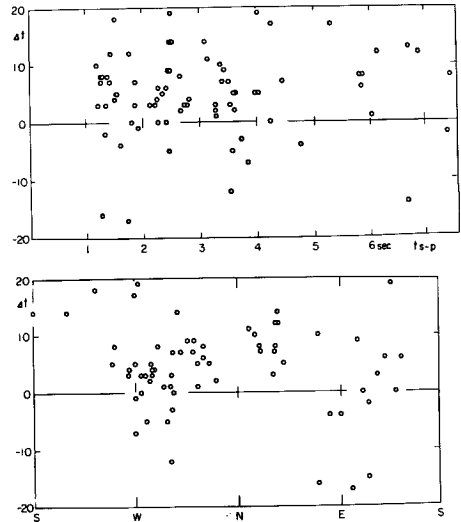


Fig. 9 Relation of differences between onsets of SH and SV phases to S-P time and to azimuths of epicenters.

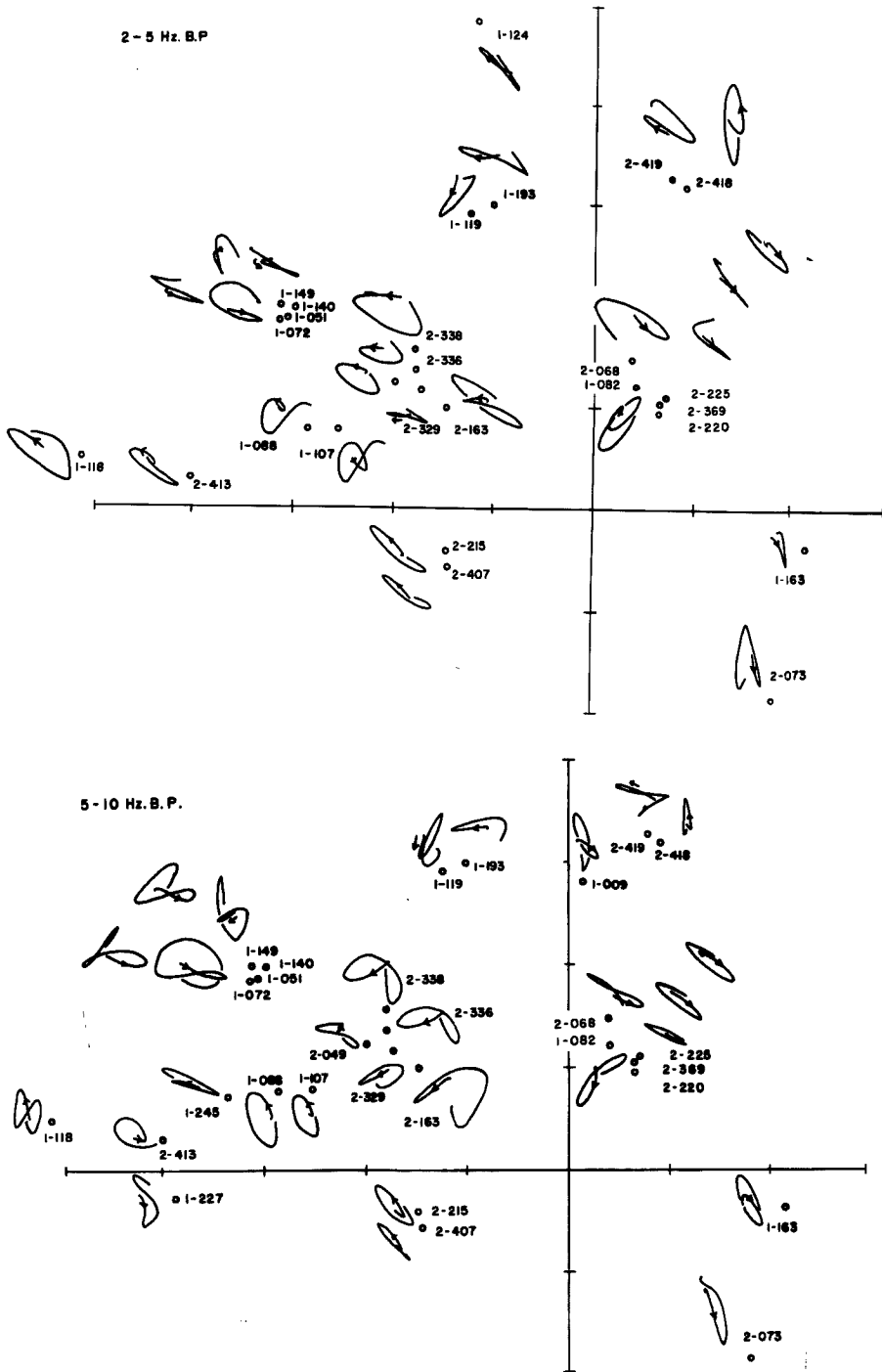


Fig. 10 Particle motion diagrams of initial parts of S waves in the horizontal plane.

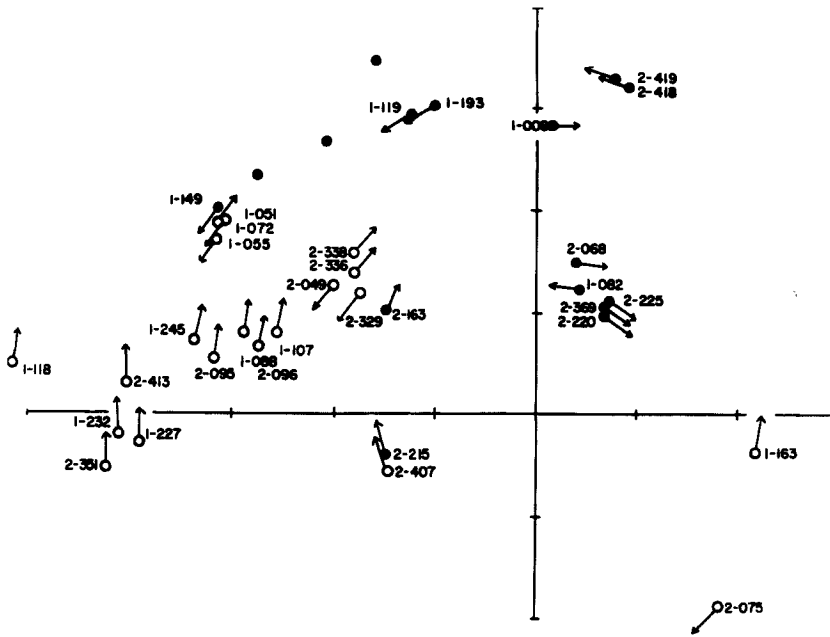


Fig. 11 Distributions of initial motions of P and SH waves. ○: dilatation, ●: compression, ↑: first motion of SH.

波数帯とも例外なく、北東—南西および北西—南東方向に polarize している。

Fig. 10 に見られる S 波の震動方向の一様性から、S 波を識別する上での問題点が指摘される。すなわち、使用した自動処理に於ては、transverse 成分から SH、垂直面内の運動から SV を振巾の増加を判定条件として識別している。transverse, radial 成分の振巾は、水平面内の運動に、震動方向と震央方向とのなす角の正弦および全弦を剰じたものであるから、2成分で判定レベルを越える時刻に差が生じると共に、この差は方位に依存して一定の傾向を示すことになる。このように、Fig. 9 で見られる $ts_v - ts_H$ の方位依存は、Fig. 10 に示される S 波の polarization の一様性と、データの処理方法とにより求まるもので、SH, SV の真の onset の差はないと考えられる。

Fig. 11 に P 初動の押し引と SH 初動方向の分布を示す。SH は、観測される初動方向と逆の方向がプロットされている。北西方向に P nodal があり、SH 初動の大部分は、引の領域から押の領域に向っている。Fig. 9 に見られる S 波の震動方向は、P の nodal 方向とこれに共役な方向とに一致している。

5. ま と め

天ヶ瀬地殻変動観測室で観測される局所地震の S 波の性質について、particle motion diagrams の吟味から、次の結論ならびに問題点が得られた。

- (1) S 波初動部分の particle motion diagrams は良好な linearity を有する。垂直面内で得られるものは、水平面内のものに比して linearity は良い。求められた波の入射角は critical angle を越えているにもかかわらず、linear な particle motion が得られる。
- (2) SH, SV の onset time は一致している。
- (3) S 初動の水平面内の particle motion は震源の位置に依らず北東—南西、北西—南東方向に polarize する。この方向は P の nodal 方向に一致する。

- (4). SH 初動は P の引の領域から押の領域に向っており、double couple の source で説明できる。
- (5). S 初動の識別を自動化していく上で、S 波の polarization の一様性が問題になってきた。すなわち、見掛上 SH, SV の onset に差が生じ、その差が方位に依存して一定の変化を示す。

今回の観測では、初当の目的である S 波の位相速度は数個の地震についてしか求められなかったし、天ヶ瀬近傍で群発する地震も観測期間中には発生しなかった。今後 SUM 観測点も長期の連続観測が実施できるようにしてデータを蓄積し、検討していく。

最後に、観測を手伝っていただいた西正男、山田勝の両技官ならびに広野秋男氏に感謝の意を表します。データ処理に際して理学部地震予知センターの AD 変換機 DATAC-2000T および防災研究所資料センターの電子計算機 FACOM 230-25 を使用した。

参 考 文 献

- 1) 古沢 保・入倉孝次郎, 局所地震の Particle Motion の方向について, 京都大学防災研究所年報, 第13号 A, 昭和45. 3, pp. 149-161.
- 2) 古沢 保・竹本修三・入倉孝次郎・赤松純平, 地震波形におよぼす Local Crustal Effects, 京都大学防災研究所年報, 第14号 A, 昭和46. 4, pp. 189-202.
- 3) Furuzawa, T., K. Irikura, S. Takemoto and J. Akamatsu: Spectra of Body Waves from Local Small Earthquakes in the Southern Parts of Kyoto, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 22, Part 1, No. 199, 1972, pp. 23-36.
- 4) 古沢 保・入倉孝次郎・赤松純平, 京都府南部で発生する微小地震の Body Waves のスペクトルの地域的特性について, 地震第 2 輯, 第26巻, 昭和48. 10, pp. 275-284.
- 5) Furuzawa, T.: Some Problems of Seismic Data Processing, Part 1. Observational Systems and Instrumentation, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 24, No. 1, 1974, pp. 49-66.
- 6) Furuzawa, T.: Some Problems of Seismic Data Processing, Part 2. Data Processing Techniques for the Detection and Analysis of P and S Waves of Local Earthquakes, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 24, No. 3, 1974, pp. 127-145.
- 7) 古沢 保・入倉孝次郎・赤松純平, 地震波資料のフェイリングと自動処理, 京都大学防災研究所年報, 第17号 B, 昭和49. 10, pp. 15-27.
- 8) 古沢 保・入倉孝次郎・赤松純平, 局所地震の P 及び S 初動の自動決定, 昭和49年度地震学会秋期大会講演予稿集, 昭和49. 10, p. 101.
- 9) Irikura, K. and J. Akamatsu: Earthquake motions observed on ground and rock, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 24, No. 4, 1974, pp. 263-280.
- 10) Filson, J., S Velocities at Near Distances in Western Central California, Bull. Seism. Soc. Amer., Vol. 60, No. 8, 1970, pp. 901-915.
- 11) Nuttli, O., The Effect of the Earth's Surface on the S Wave Particle Motion, Bull. Seism. Soc. Amer., Vol. 51, No. 2, 1961, pp. 237-246.