

炭山地震観測室における地震観測

——局所地震の Particle Motion の性質について——

赤 松 純 平

SEISMIC OBSERVATION AT THE SUMIYAMA SEISMIC STATION

——ON NATURE OF GROUND PARTICLE MOTIONS OF
SEISMIC WAVES FROM LOCAL SMALL EARTHQUAKES——

By Junpei AKAMATSU

Synopsis

Ground particle motions of seismic waves observed at the Sumiyama Seismic Station from local small earthquakes occurring in and around Kyoto are analyzed to discuss site effects.

Particle motion diagrams of both P and S waves have good linearity and give the direction of wave propagations and the apparent angles of incidence of P and SV waves with good accuracy. The relations of apparent angles of incidence of P and SV waves and the polarization of S waves in the horizontal plane are discussed.

1. は じ め に

京都府南部で発生する局所地震の P , S 波の particle motion の性質は震源位置と地設構造との関連で詳細に議論されている¹⁾。これらの議論は天ヶ瀬地殻変動観測室 (AMA) のデータ解析によるものであるが、観測点 AMA では、初動の入射方向が震央方向から系統的に偏奇すること、坑道内の観測点であるため地表面からの反射波の影響が周波数に依存して変化すること等の条件があるため、他の観測点のデータも解析吟味する必要がある。また AMA 周辺の非常に近い地点に集中して微小地震の発生する地域が数ヶ所存在することもあって、1974年には AMA から約 4km 離れた炭山 (SUM) に於ても臨時観測が実施された²⁾。この観測によって SUM では波動論的な手法による解析に耐える地震記象が得られることが判り、1976年3月からは3成分連続観測が実施されている。

ここでは炭山地震観測室の観測装置と記録の状態および局所地震の particle motion の若干の性質について報告する。

2. 観測点および観測方法

観測点 SUM は京都盆地の東側に横たわる山地の古生層露頭に設置されている。この山地は東側と南側を瀬田川・宇治川で区切られ、北側は琵琶湖に沿って比叡山・比良山地に連なっており、東西 5~8km の南北に細長い山塊である。SUM はこの山地の南部のほぼ中央部に位置している (Fig. 1)。この山地を形成する古生層の地震波伝播速度は深さ 700~800m まで、僅かにミラー

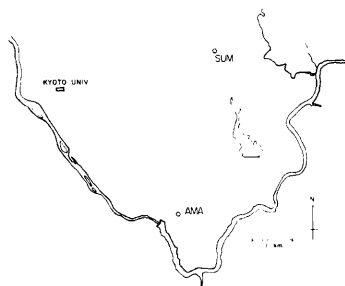


Fig. 1. Location of the Sumiyama Seismic Station.

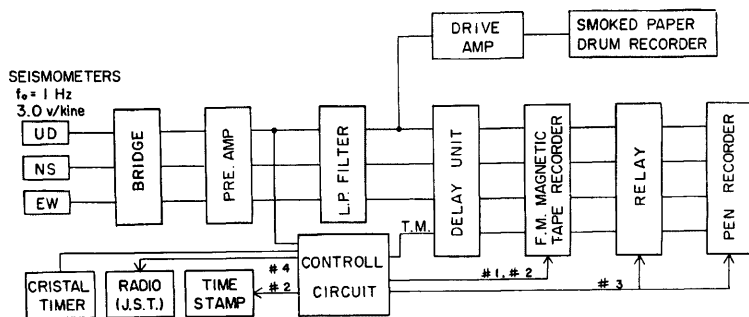
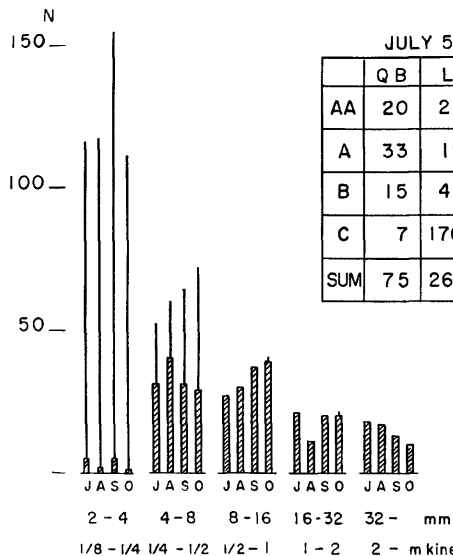
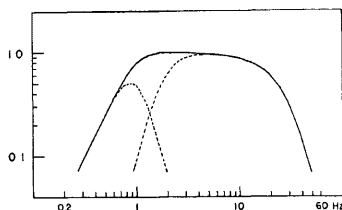


Fig. 2. Block diagram of observational system.

Fig. 3. Frequency response of recording channels.
Low pass and high pass filters of control circuit are shown together.



JULY 5 '76 - JAN. 14 '77							
	QB	L	M	N	NJ	F	SUM
AA	20	23	25	8	13	7	96
A	33	19	12	8 ₍₁₎	10 ₍₁₎	6	88 ₍₂₎
B	15	45	25	9 ₍₁₎	12 ₍₃₎	18	124 ₍₄₎
C	7	176	84 ₍₁₀₎	23 ₍₆₎	22 ₍₅₎	46 ₍₄₎	358 ₍₂₅₎
SUM	75	263	146	48	57	77	666

AA 1.0 < MAX.AMP.
 A 0.5 — 1.0 volt
 B 0.25 — 0.5
 C < 0.25

Fig. 4. Histograms of max. amplitude of seismic events recorded with smoked drum recorder and events recorded with magnetic data recorder (July-Oct. 1976). Events recorded with magnetic recorder are classified into 4 groups of max. amplitude level in every range of $S-P$ time. QB : quarry blust, L: $t_{S-P} < 7$ sec, M : 7-20 sec, N: 20-30 sec, NJ; near Japan, F: far distance.

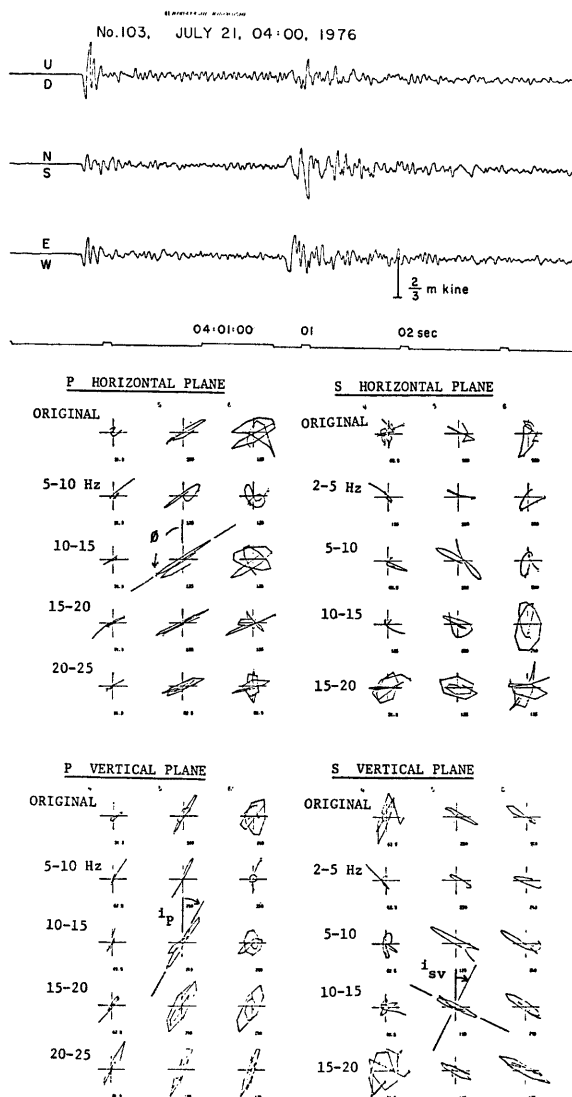


Fig. 5. Example of three components of seismograms of local small earthquake observed at St. SUM. The direction of wave propagation ϕ and apparent angle of incidence i_P , i_{SV} are determined from particle motion diagrams (10-15 Hz) of initial P and S phases in the horizontal and the vertical planes, respectively.

ととなっているが平均して $V_p=4.6$, $V_s=2.5$ km/sec である⁵⁾。

1976年3月に煤書レコーダーによる3成分観測が開始され、4ヶ月の予備観測の後、7月にアナログ磁気記録を得るための観測システムが導入された。Fig. 2 に装置のブロック図を示した。遅延装置 (8 bits/word, 3k words/CH, 200 Hz のサンプリング, $\tau=15.36$ 秒) によって信号が遅延されている間に地震波の検出と記録器の制御を行なう方式で、地震波検出の約14秒前からの信号が FM データレコーダーに記録され同時にペンレコーダーにその再生記録が得られる。再生時の感度は通常 2/3 mkine/V に設定されている。脈動などの ground noise や地震波の coda parts の記録のために常時モニターとして煤書レコーダー (2日巻3台, 6日間の連続記録) に上下動成分が記録されている。

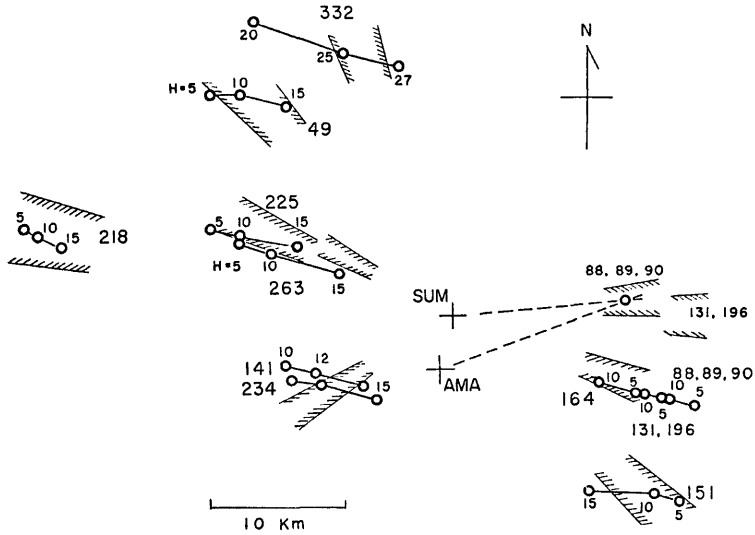
制御の回路構成は基本的には観測点 AMA の短周期地震波観測システムとして稼動している方式⁴⁾と同じ考え方に基づいている。これは、地震波の周波数成分が ground noise と異なることを利用して、band pass filter を通した上下動成分の振幅レベルを監視することにより、広帯域では S/N 比の悪い微小信号をも P 初動から検出する方法である。地震波検出後の記録時間は地震波の終りの判定の方法が確立されていないので、初動の周波数成分によって前以て定めた時間だけ記録させている。これは振動継続時間とマグニチュード M , M と初動の卓越周波数との関係から決められている⁵⁾。Fig. 3 に記録の総合周波数特性および制御のための filter 特性を示す。

観測システムの稼動状態を調べるために、煤書記録によりリストアップした地震のうち、磁気記録の得られたものの最大振幅での度数分布を求めた。Fig. 4 の斜線で示した棒グラフが月別の磁気記録の得られた地震個数で、最大振幅が約 0.4 mkine 以上の地震は全て磁気記録されている。図中の表は半年余りの期間で磁気記録された地震666個をその P-S time と最大振幅とで分類したもので、() は P 初動ののした地震の内数である。最大振幅がシステムの dynamic range の $\frac{1}{4}$ 以下であるランク C では、初動の S/N 比は記録の広帯域では 2~3 程度と非常に悪い地震が多いが、9 割以上が初動から記録されている。波形解析に適した振幅を有する A, B ランクの地震は、関東周辺の地殻上層部で発生する初動の極端に小さい地震を除いて、全ての地震が初動から記録されている。AA は振幅レベルが大きすぎて記録が saturate したもので、これを救うために1977年1月からは新たに試作された自動感度切替増幅器によって観測が行なわれている。局所地震の記録例を Fig. 5 に示した。

3. 局所地震の particle motion の性質

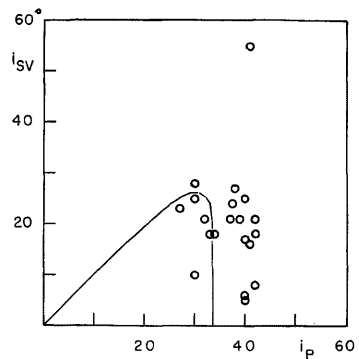
観測点 SUM の地震波に対する特性を吟味するために、これまで AMA の解析により波の性質がよく判っている P-S time が5秒以内の微小地震の波形を自動処理システムにより解析した。この自動処理は、地震波の直線性と周波数成分とによって P 波初動を検出し、P 波の振動方向に対する S 波の polarization によって S 波初動を検出する⁶⁾。SUM の局所地震のデータ40個を処理したところ、39個の P 初動が目による読取りと ± 0.06 秒以内の差で検出された。1個は P 波部分の振幅がほぼノイズと同じであり S 波を P 波に誤判定した。次に、S 波部分の振幅が saturate している地震と P-S time が0.5秒程で S 波の処理の条件にはずれる地震を除いた35個に S 波部分のための自動処理を施したところ、P の later phase を誤判定した1個、後で述べる特徴的な地震3個を除いて31個が ± 0.2 秒以内で S 初動を検出した。Fig. 5 にはこの処理によって得られる P, S 波初動部分の水平面内と垂直面内の周波数成分ごとの particle motion の例が示されている。P 波の直線性は非常に良好で図示されているように入射方位と見掛けの入射角が読取れる。また、S 波の直線性も良好で S 波の polarization が吟味できる。このように P 波、S 波としての波動論的性質が明瞭であるため、波の識別と初動の検出でこのように好結果が得られたものと考えられる。

Fig. 6 は、SUM と AMA の2地点で観測された地震14個について、震源の深さを仮定した上で2点の P-S time から求めた震央位置を示す。 $V_p=5.8$ km/sec, $V_p/V_s=\sqrt{3}$ とし、震源の深さは AMA の初動の入射角と P-S time によりこれまでのデータに基づいて推定した。S onset は2地点で phase の対応をつけて読み直したものであり、P-S time の読取り精度は主として波の立ち上がりの鋭さに依存するが悪い場

Fig. 6. Location of epicenters and the directions of particle motions of P waves.

合でも ± 0.05 秒以内と推定される。2 地点の 2 等分線の方では深さの変化は震央距離の変化として現れ、方位の変化は少ない。図の斜線の範囲は 10—15 Hz 帯の particle motion の水平面内での方向に $\pm 5^\circ$ の幅を持たせたもので、北西～南西の方ではほぼ震央方向を向いている。東方向には非常に特徴的な性質を有する地震のグループが 2 個あって、それらの方向は 30° 程違っているが、これ以外の地震の初動方向は震央方向とはほぼ一致する。これらのグループのうち、Nos. 88, 89, 90 は P 波初動の振幅は非常に小さく、漸次大きくなって S 波が到達する。 SH 波の初動を識別することが出来ず、particle motion から SV 波を読取った。Nos. 131 と 196 は S 波の立上がりはシャープで phase の読み誤りは考えられない。このグループの地震のみ、SUM、AMA の初動方向を延長（点線）して交点が示されているが、 P - S time から求まる震央とは大きく異なっている。これらの特徴的な性質の地震を除くと、particle motion の方向はほぼ震央方向を示すと考えられる。ここでは、 P 波初動部分で最も直線性の良好な 10—15 Hz の周波数帯の particle motion により波の入射方位を求めた（Fig. 5 の ϕ ）。

Fig. 7 は P 、 SV 波の見掛けの入射角の関係である。 i_P 、 i_{SV} は直線性の良好なものについてのみ Fig. 5 に示される方法で読取った。 i_P は $25^\circ \sim 45^\circ$ に分布するが S 波は震央が東方向の地震を除いて $5^\circ \sim 30^\circ$ にある。図に示されている曲線は P 、 S 波が同一の入射角を有する場合の見掛けの入射角の関係（ $V_P/V_S = 4.66/2.58$ ）で、 S 波の振動が linear な範囲（臨界角は 33.5° ）だけが示されている。計算からは臨界角近くで i_{SV} が小さくなることが予想される。観測された i_{SV} は、 $i_P = 40^\circ$ 付近で小さくなくなり、計算値とは i_P が $7^\circ \sim 8^\circ$ 異なっているが同様の傾向が見られ

Fig. 7. Relation of apparent angles of incidence of P and SV waves.

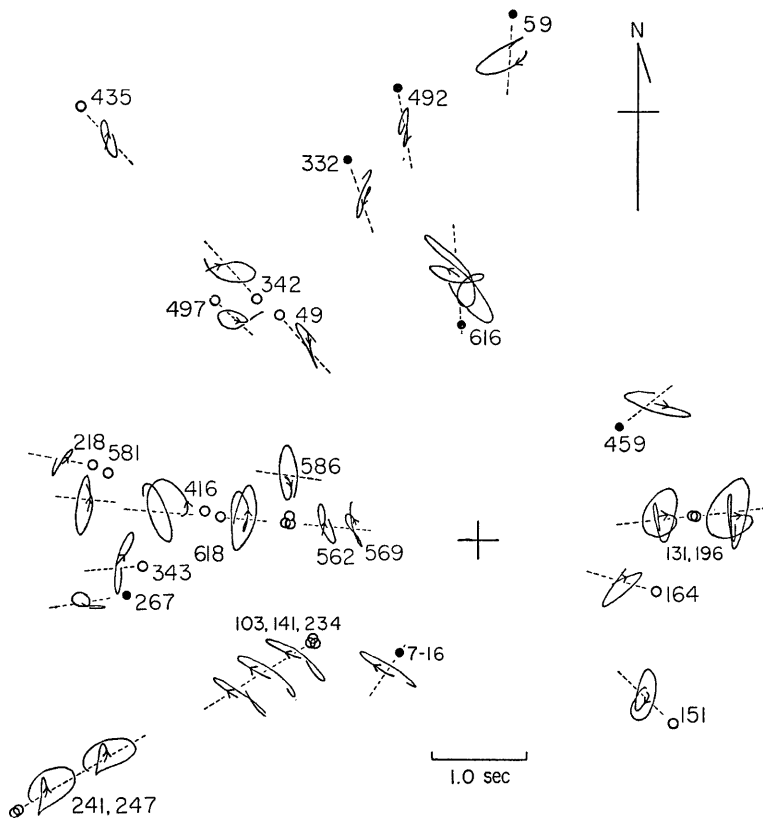


Fig. 8. Polarization of S waves in the horizontal plane. Dotted lines show the direction of P initial motions. ●: compression, ○: dilatation. ↑: first motion of S wave.

る。周波数成分ごとにこのような資料を蓄積することにより、地殻構造の議論が可能となることが示唆される。

Fig. 8 は S 波の polarization と linearity を見るために、初動部分の水平面内の particle motion (5—10 Hz) を震央方向に並べて示したものである。震源距離と関係づけるために、P-S time を中心からとっている。点線は P 波の振動方向を示す。particle motion は全体として良好な直線性を有しているが、Nos. 342, 416, 616 のように S 波到達時まで P の later phase の振幅が大きくて乱されている地震や、先に述べた Nos. 131, 196 のように特異な地震も見られる。この 2 個の地震は non-linear な動きを示しており、楕円の長軸方向も longitudinal から transverse 方向に変化している。polarization は全体に SV 成分よりも SH 成分の方が優勢であるが、方位によって違った傾向が見られる。北～北西方向はむしろ longitudinal 方向に強く polarize しており、この方向の地震で SV 波が SH 波より速く到達するものがあると云う AMA の結果と同様の性質を示している⁶⁾。

Fig. 8 には P 初動の押しと S 波の初動方向が示されている。震央を一点に重ね合わせた図として見る

場合は、 S 波初動方向を逆にする必要がある。押引分布で見る限り東西方向に主圧力軸を持つ double couple の型でうまく説明がつけられるが、 S 波の初動方向も考慮すると、 SH の nodal 方向と考えられる西方向で transverse に polarize していたり、逆に P -nodal の北西方向で SH 成分が卓越しないで SV 成分が優勢であるなど、斜交する nodal line による 4 象限型の分布となっている。もとよりここでの議論は、particle motion の方向から求めた震央方位が基礎となっているのでこれ以上詳しく吟味するのは無意味である。しかしながら、 S 波の polarization は構造と震源の深さおよび震源での stress のかかり方を議論する上で重要な資料であり検討を加える必要がある。

4. お わ り に

炭山地震観測室で観測された局所地震の particle motion の解析により次のことが確認された。

- (1) P 波の particle motion の直線性は非常に良好であり波の入射方位と入射角が数度の精度で求まる。
 - (2) 波の入射方位はほぼ震央方位に一致する。
 - (3) S 波の直線性は一般に良好で、 SV 波の入射角や polarization angle が議論できる。入射角が臨界角を越えていると推定される地震の S 波は non-linear な動きを示す。
 - (4) P 、 SV の見掛けの入射角の関係は計算で予想される傾向を示しており、構造を議論する上で重要である。
 - (5) P 波の押引分布、 SH 初動方向とも double couple の型のメカニズムで説明できる。
- 以上のことから炭山のデータは波動論的性質を吟味する上で非常に良好であることが判った。今後、 P 波、 SV 波の入射角、 S 波の polarization を吟味することにより構造や震源の深さについて議論する方針である。

終りに有益な御助言を下された吉川宗治教授、貴重な観測データをお貸し下さり、有益な討議をして下さった古沢 保助教授に感謝の意を表します。観測室の開設と設備の製作には西正男・小林年夫両技官の御協力を得た。また、記録の取り替えは西正男技官、記録の読み取りは瀬川一恵事務官にお願いしている。これらの方々から心からのお礼を申し上げます。

参 考 文 献

- 1) Furuzawa, T.: Some Problems of Seismic Data Processing, Part 3, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 26, Part 1, 1976, pp. 1-15.
- 2) 赤松純平・古沢 保・入倉孝次郎：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、京都大学防災研究所年報，第18号 B，1975，pp. 11-21.
- 3) 赤松純平・古沢 保：局所地震の入射角と震央距離との関係について、京都大学防災研究所年報，第19号 B-1，1976，pp. 59-67.
- 4) Furuzawa, T.: Some Problems of Seismic Data Processing, Part 1, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 24, Part 1, 1974, pp. 49-66.
- 5) 赤松純平：京都府南部で観測される震央距離が 200km 以内の地震波の特徴，自然災害特別研究成果 No. A-52-11，1977.
- 6) Furuzawa, T.: Some Problems of Seismic Data Processing, Part 2, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 24, Part 3, 1974, pp. 127-145.