

吉松地震観測所における地震観測 (I)

— 2つの3点観測網からえられた震源位置の比較 —

石原和弘・須藤靖明

A SEISMIC OBSERVATION AT KAKUTO CALDERA IN SOUTHERN KYUSHU, JAPAN (I)

— A COMPARISON OF THE LOCATIONS OF HYPOCENTERS
OBTAINED FROM TRIPARTITE
OBSERVATION AT TWO SITES —

By *Kazuhiro* ISHIHARA and *Yasuaki* SUDO

Synopsis

Tripartite observation at two sites was carried out at Kakuto caldera in Southern Kyushu, Japan. The one site is situated inside the caldera, at Nakatsugawa on the northwestern flank of Kirishima volcanoes and the other is nearly 4km apart westward from the former, locating at Kawanishi on the western rim of the caldera. For the events occurred in the eastern part of the caldera, the locations of hypocenters obtained from the tripartite observation at the two sites differ each other 5 to 8km in the horizontal position, nearly 5km in depth and 25° to 30° in azimuthal angle. This differences could be explained by assuming that P-wave velocity in the surface layer at Nakatsugawa is 1.0 to 1.5km/sec, nearly one third of the value assumed at Kawanishi.

Existence of the surface layer having the low velocity of P-wave (about 1.4km/sec) at Nakatsugawa is also derived from the differences of arrival time between Kawanishi stations and Nakatsugawa stations for the events occurred in Kumamoto prefecture and the thickness of the layer is estimated to be a few hundreds meters. Existence of the surface layer with a low velocity of seismic waves at Nakatsugawa is reasonable, considering the geological structure in this area.

1. はじめに

霧島火山北側の加久藤カルデラ地域では1968年のえびの地震に代表されるような顕著な群発地震が過去幾度か発生している。この地域の *seismicity* を調査・研究する目的で1970年に鹿児島県吉松町中津川に吉松地震観測所が設置され、3点観測を基本とする地震観測を行ってきた。しかし、九州縦貫高速自動車道建設により地震観測が支障をきたすため、1978年4月吉松町川西に観測所および観測網が移設された。そこで従来からの地震観測資料を生かすために、1978年7月末から約2ヶ月間比較並行観測を実施し、この地域で発生する微小地震に対する新旧2つの観測網の検知能力の差を調べ、3点観測から推定した震源位置にどのような違いが生じるか比較検討した。8月末から9月にかけてカルデラ東部に発生した地震群に対する2ヶ所の3点観測の推定震源位置を比較したところ有意なくい違いが認められた。本稿では2ヶ所の3点観測から求まる地震波の到来方位および推定震源位置を比較し、それらのくい違いの原因について考察する。

2. 観測点および観測方法

中津川の3点は霧島火山群の北西山麓の標高300~500mの台地上に展開されている(Fig.1)。地表は安山岩岩塊および火山灰土層で覆われている。換振器は奥行約2mの観測坑内に設置され、架空通信線を用い地震波信号を観測所(中津川)内へ伝送している。3点間のspanはそれぞれ約1300mあり、観測点間の

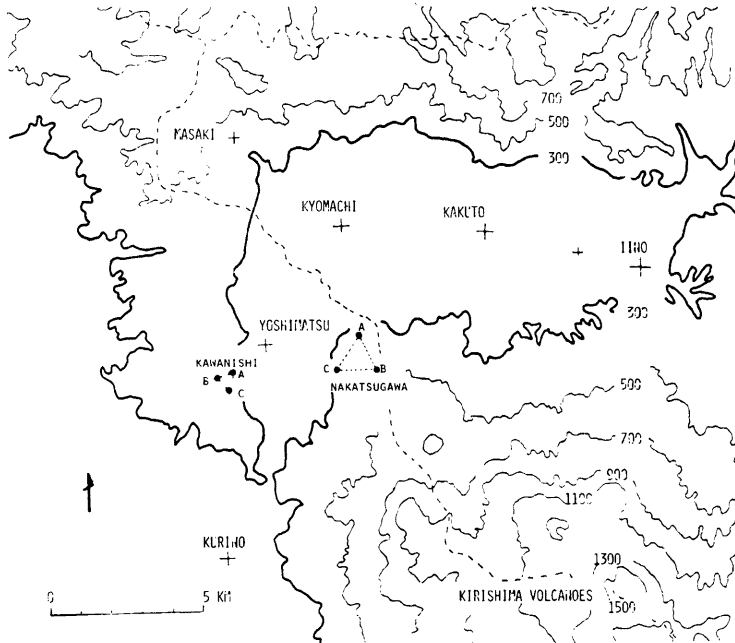


Fig. 1. Map of Kakuto area and location of seismic stations of Yoshimatsu observatories.

標高差は最大180mある。一方、川西の3点は中津川観測網から西方へ約4km離れて加久藤カルデラ西部外輪山の東斜面に展開されている(Fig.1)。A点は奥行90m、B、C点は奥行10mの横穴で換振器は最奥部に設置されている。岩質はA坑では坑口附近で風化がすすんだ安山岩であるが奥部は凝灰角礫岩である。B、C坑は比較的硬質な安山岩である。3点間のspanはそれぞれ約500mであり、最大標高差は72mである。換振器の出力信号は埋設通信線によって観測所(川西)へ伝送される。

観測点の座標は中津川については通信線敷設工事の実測平面図を2万5千分の1の地形図に投影して読み取った。川西の3点については吉松町附近の2つの三角点を基線としてセオドライトと光波測距儀を併用した多角測量および間接水準測量の結果から座標を決めている。

観測システムのブロック図をFig.2に示す。換振器($T_0=1.0\text{sec}$)は全観測点で同じ特性のものを使用している。中津川観測網の地震波信号は400MHz帯移動無線テレメータ装置(FM伝送方式)により川西観測所へ伝送し、川西3点の地震波信号および刻時信号と共に信号遅延装置(8bits/1word, 3kwords, 200Hz)のサンプリングで遅延時間は15.36sec)を通してFMデータレコーダ(14ch)に集録した。起動制御装置には川西および中津川の各B点のアナログ地震波信号を入力し、それぞれの設定レベルを共に越える入力を

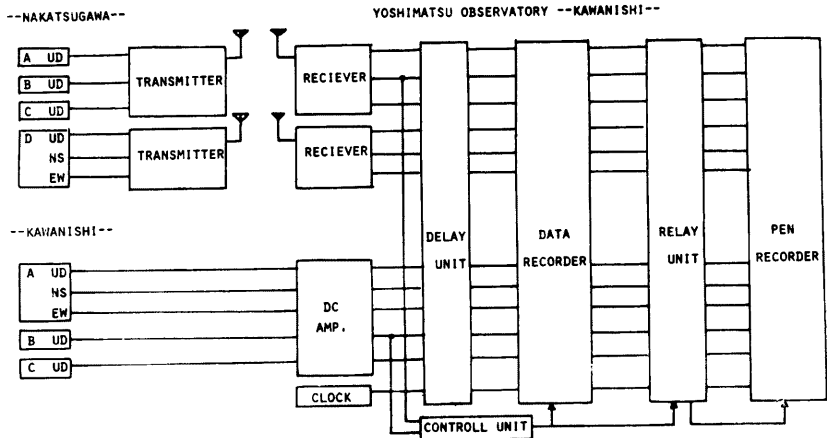


Fig. 2. Block diagram of observational system

検出した時に記録系が駆動しデータを集録するようにした。データレコーダ出力での感度は $1.5 \text{ mV}/\text{V}$ である。記録再生時のペンレコーダの *chart speed* は $25 \text{ mm}/\text{sec}$ あるいは $50 \text{ mm}/\text{sec}$ であり、記録紙上の感度は通常は $0.75 \text{ mV}/\text{cm}$ である。

記録例として加久藤カルデラ東部で発生した地震を Fig. 3 および Fig. 4 に示す。中津川の3点と比較すると川西3点の記録の上下動地震波形は各点間の対応がよい (Fig. 3)。又、川西3成分記録では S phase も明瞭に判別できる。この差は川西の3点間の *span* が中津川に比較して $1/2$ 内至 $1/3$ と短いことにもよるが、川西の観測点が岩盤上にあるのに対して中津川の観測点が火山灰土層上にあることに主として起因していると考えられる。求められた震央の比較をおこなう場合、次の条件の記録が得られている地震に限定した。即ち、初動立ち上り時刻の読み取り精度が *chart speed* $25 \text{ mm}/\text{sec}$ の場合、中津川の3点では $\pm 0.2 \text{ mm}$ ($\pm 8 \text{ msec}$ 相当) 以内、川西では $\pm 0.1 \text{ mm}$ ($\pm 4 \text{ msec}$) 以内の記録が得られる地震に限定した。加久藤カルデラ東部に発生した地震群についていえば上記の条件を満たす記録が中津川で20個あったのに対して、川西の方では34個あった。従って波形の対応性および初動の立ち上りの鋭さからみると川西の

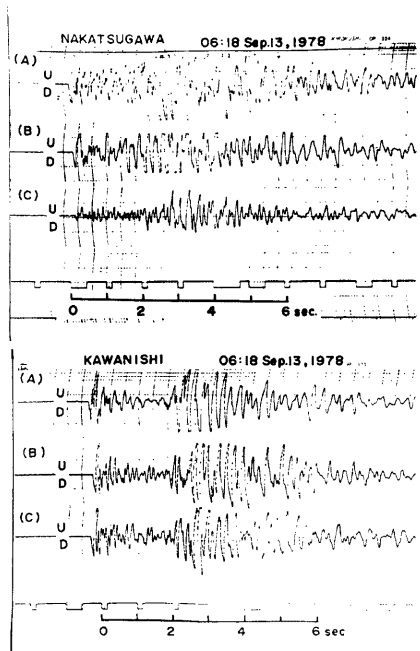


Fig. 3. Vertical-component seismograms of a local earthquake recorded at two tripartite arrays of Yoshimatsu Observatory, Nakatsugawa seismic stations (upper) and Kawanishi seismic stations.

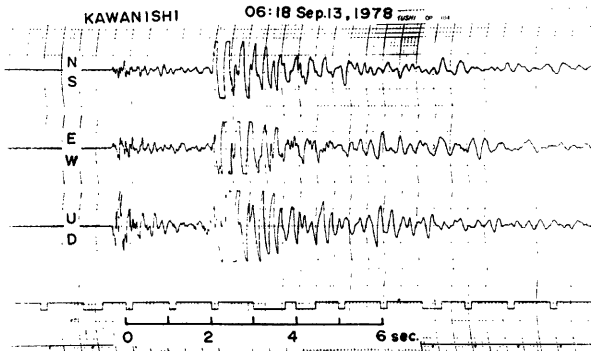


Fig. 4. Three-component seismogram recorded at the seismic station A of Kawanishi.

観測網は中津川の観測網に較べて、局地地震に対する検知能力が数倍優れていると判断される。

3. 2ヶ所の3点観測から推定した震源位置の比較

震源位置の推定は次の手順で行った。

- (1) 3点間の初動立ち上り時刻差と3点間の水平位置から観測網への地震波の到来方位および見掛け速度を算出する。

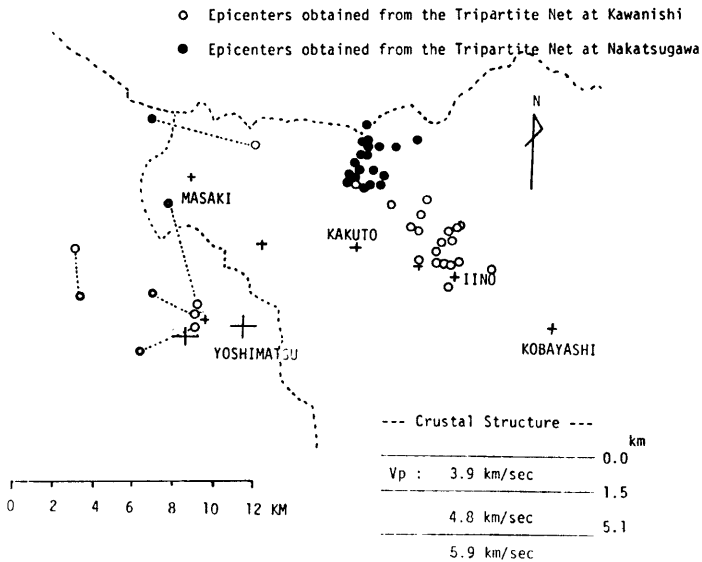


Fig. 5. Location of epicenters obtained from tripartite observation at the two sites and the model for the crustal structure.

- (2) (1)で求めた到来方位および見掛け速度に対し観測網の傾斜に対する補正を施し、水平面内での到来方位および見掛け速度を求める。
- (3) 補正された見掛け速度および S-P time から、地殻構造モデルに従い震央距離および震源の深さを計算する。

仮定した地殻の速度構造は南九州地震探査結果^{12,21)}を参考としている (Fig. 5)。 V_2/V_3 比は $\sqrt{3}$ と仮定した。

2ヶ所の3点観測から求めた震央分布を Fig. 5 に示す。加久藤カルデラ東部の地震群についてみると、中津川の3点観測からはカルデラ北部外輪部（北寄り）に、川西の3点観測からはカルデラ内の飯野附近（南寄り）に震央が求まる。水平距離にして5～8 km、方位角にして25°～30°のくい違いである。震源の深さは中津川の3点観測からは10km前後と求まるが川西の方では5km前後と浅くなる。初動立ち上り時刻の読み取り誤差から生じる見掛け速度および到来方位の誤差は±1km/sec および±7°以内である。又、3点の座標に span 長の±5%の誤差があったとしてもこのくい違いを説明することはできなかった。従って2つの3点観測網から求めた震源位置のくい違いは、何らかの地下構造の異常（仮定した地殻構造モデルに対する）に起因していると考えられる。観測網の北から西にかけての象限に発生した地震に対しても2～5 kmのくい違いが認められた。

4. 表層の地震波伝播速度の検討

3点観測によって震源の方位を推定する場合、特に3点間に標高差がある観測網では到来方位および見掛け速度に対する傾斜補正の値は表層の地震波伝播速度 V_0 の値の仮定の仕方大きく変わる³⁾。前節では中津川、川西両地区で V_0 を 3.9km/sec と仮定して傾斜補正を施したが、この点について再検討する。

Fig. 6 にそれぞれの観測網の位置関係、最大傾斜方位・勾配およびカルデラ東部で発生した地震群の推定震央方位および観測網への地震波の到来方位等を示した。先づ川西の3点についてみる。 V_0 を小さくすれば到来方位は南側へ向き、中津川の3点観測から推定された震央の方位からのずれは大きくなる。一方、中

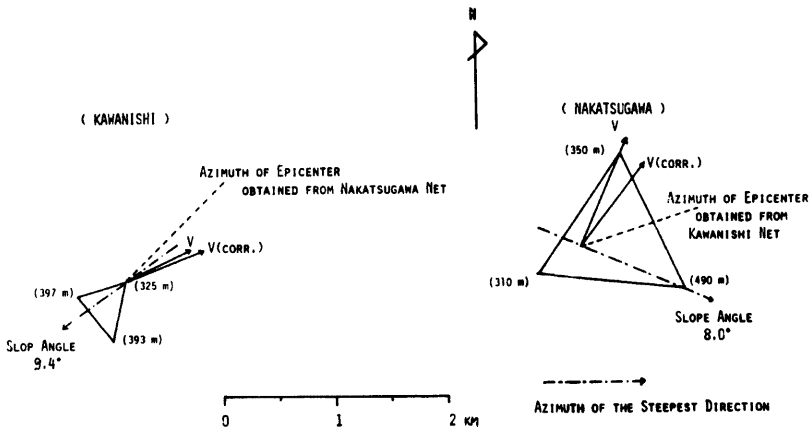


Fig. 6. Configuration of two tripartite arrays and the typical azimuth and apparent velocity determined by tripartite method for the group of events in the eastern part of Kakuto caldera. V shows the pseudo azimuth and apparent velocity, $V(\text{corr.})$ does the azimuth and apparent velocity corrected for the inclination of the arrays.

津川の3点については V_0 を小さくすれば到来方位は更に観測網の最大傾斜の山手側へ向き川西の3点観測から推定した震央の方位へ近づく。中津川と川西の地表附近の地質から考えるならば、川西に較べ中津川の V_0 が小さいと考える方が自然である。又、東京大学霧島火山観測所が多点観測から求めたこれら地震群の震央分布⁴⁾は川西の3点観測から求めた震央分布とほぼ一致している。そこで、川西の3点観測から求めた震央位置が正しいとして、中津川の3点観測から得られる到来方位を川西から求めた震央の方位(中津川からみて $N 60^\circ \sim 65^\circ E$)に一致させるには中津川の V_0 の値をいくらにすればよいか調べた。 V_0 を1.0, 1.5, 2.0 および 2.5 km/sec として計算した結果 V_0 を1.0および1.5 km/sec とした時に到来方位は川西から求まる推定震央方位とよい一致を示した (Fig. 7)。

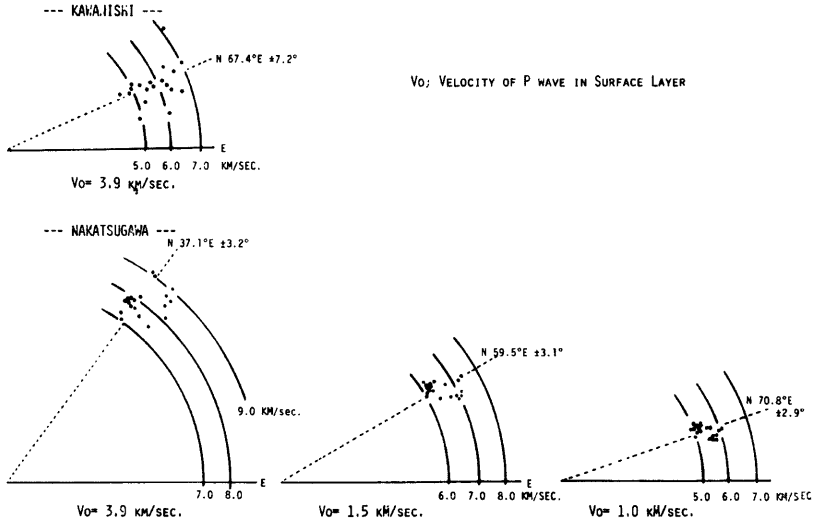


Fig. 7. Change of the corrected azimuth and apparent velocity when various value are assumed as the velocity of P-wave in the surface layer at Nakatsugawa.

えびの・吉松地域の地質調査⁵⁾によると川西観測網を含む西部外輪山地域は霧島火山群生成以前の火山岩類で形成されている。一方、中津川附近は地表附近は飯盛山等霧島火山群の噴出物で覆われその下には礫・砂・火砕流等の堆積層(加久藤層群)が存在し、外輪部の安山岩に対比される基盤岩は標高-150~-200mにみられる^{5),6)}。そこで、中津川の地表から標高-200mまでの表層の V_0 を1.5 km/sec として再度震源決定を行った (Fig. 8)。その結果、カルデラ東部の震央分布は川西の3点観測から求めた震央分布とかなりよい一致を示した。震源の深さは7km前後となり川西との差は改善されている。観測網の北から西の象限の地に対して2ヶ所でも同一の V_0 を仮定した場合 (Fig. 5) より推定震央位置のくい違いは小さくなっている。

中津川観測網の表層 V_0 が川西の V_0 の値の1/2以下でしかもその層厚が数100mもあるとすれば、走時にもかなりの異常(中津川3点での着震時の遅れ)が検出されるはずである。平行観測の期間中に熊本県内で発生した地震を用いて検討する。Table 1 に示す5個の地震は京都大学理学部火山研究施設の地震観測網により震源決定がなされている。これらの地震のうち8月5日と9月16日の地震については川西および中津川の観測点で共に比較的初動立ち上り時刻が明瞭に読み取れた。そこで到来方位および見掛け速度を求め比

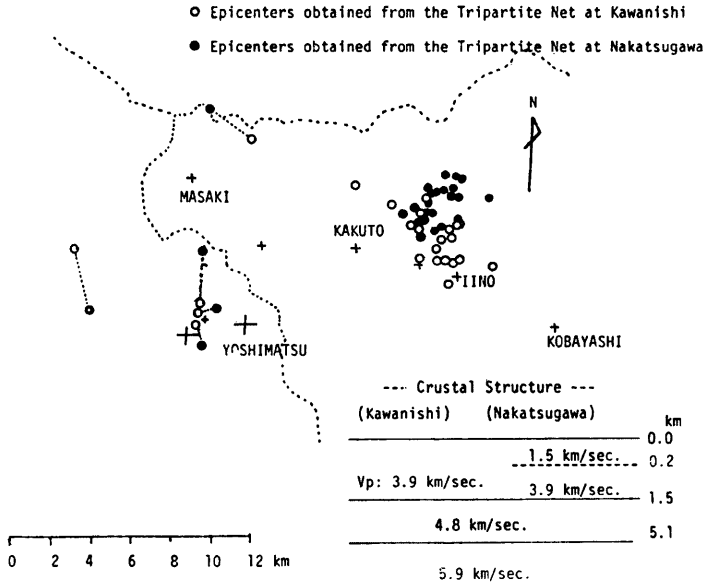


Fig. 8. Location of epicenters obtained from tripartite observation at the two sites and the modified model for the crustal structure

Table 1. List of earthquakes occurred in Kumamoto Prefecture and the epicentral distance and azimuth from Yoshimatsu Observatory. The epicenters of the events are determined by the seismic networks at Aso Volcanological Laboratory, Kyoto University.

Date & Time	Longitude	Latitude	Focal depth	Δ	Azimuth
1978 Jul. 18, 20:05	130° 31.5'E	33° 06.2'N	3km	124km	N 8.6°W
1978 Aug. 3, 14:03	130° 45.8'E	33° 00.7'N	7km	113km	N 2.1°W
1978 Aug. 5, 02:46	130° 45.8'E	32° 54.0'N	7km	100km	N 2.4°W
1978 Aug. 31, 18:49	130° 42.4'E	32° 53.6'N	8km	100km	N 0.6°W
1978 Sep. 16, 15:27	130° 31.3'E	32° 53.1'N	22km	99km	N10.5°W

較した (Fig. 9)。到来方位および見掛け速度の誤差はそれぞれ $\pm 10^\circ$, $\pm 1.5 \text{ km/sec}$ 程度である。川西については V_0 を 3.9 km/sec としても 3 点観測から求まる地震波の到来方位と火山研究施設の観測網から推定した震央の方位の間には有意な差は認められない。中津川については局地震に対して得られた修正地下構造、即ち V_0 を $1.0 \sim 1.5 \text{ km/sec}$ としなければ震央方位と地震波の到来方位を一致させることはできない。

次に走時異常を検討する。Table 1 に示した地震の震央位置は火山研究施設の観測網から西へ $20 \sim 45 \text{ km}$ 離れており震央位置および *origin time* にはかなりの誤差が見込まれる。そこで、川西 A 点を基準点として、各観測点の川西 A 点に対する着震時の差と震央距離の差との関係について調べた (Fig. 10)。Table 1 の震央位置には $\pm 5 \text{ km}$ 程度の誤差が見込まれるが、川西 A 点を基準とした各点の震央距離の差には方位角 $N8^\circ \sim 10^\circ W$ の 2 つの地震に対して最大 $\pm 0.2 \text{ km}$ 、他の 3 つの地震については $\pm 0.1 \text{ km}$ 未満の変化しか与え

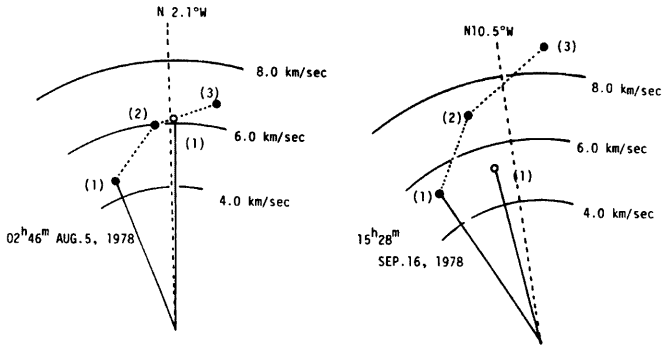


Fig. 9. Azimuth and apparent velocity determined by tripartite method for the events in Kumamoto prefecture. Solid circles show those obtained from Nakatsugawa array and open circles show those obtained from Kawanishi array. (1) 3.9km/sec, (2) 1.5km/sec and (3) 1.0km/sec are assumed as the values of P-wave velocity in the surface layer.

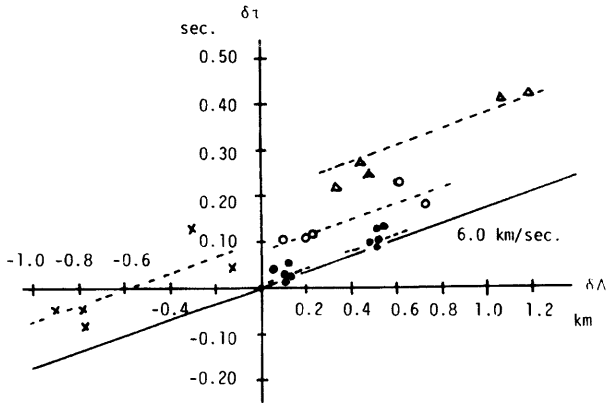


Fig. 10. Difference of the epicentral distances versus the reduced arrival times referred to the seismic station A at Kawanishi. Events used for this analysis are shown in Table 1. The slope of travel time curves for these events is about 6.0km/sec in Yoshimatsu. Solid circles show the reduced arrival times at the seismic stations B and C of Kawanishi tripartite array. Crosses, open circles and triangles show those at the seismic stations A, B and C of Nakatsugawa tripartite array.

ない。着震時の読み取り誤差は ± 0.02 sec 以内である。市川・望月の走時表⁷⁾によると震源の深さ 10km の場合、震央距離 100~130km 附近での走時曲線の勾配は 5.8~6.2km/sec である。そこで吉松附近でのこれらの地震に対する走時曲線の勾配を 6.0km/sec として川西 A 点に対する相対的な走時の遅れを求めた。川西 B, C 点でそれぞれ 0.01 \pm 0.02 sec, 0.01 \pm 0.01 sec の遅れとなる。一方、中津川 A, B, C の各点ではそ

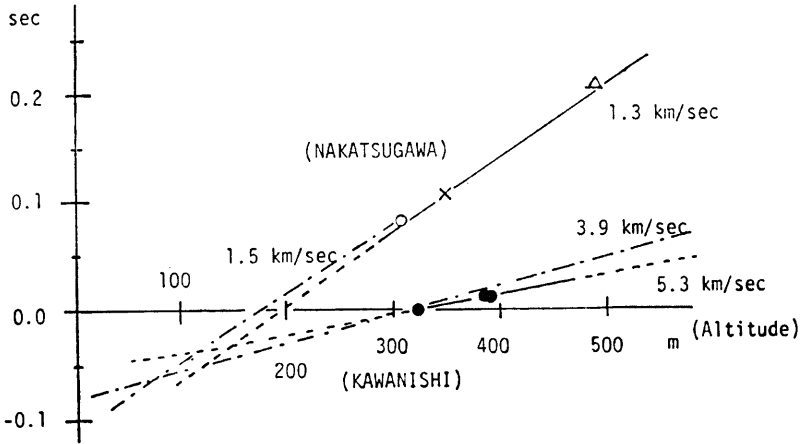


Fig. 11. Relation between the deviations from travel time curve and the altitudes at the seismic stations. Symbols are the same as in Fig. 10.

それぞれ $0.10 \pm 0.04 \text{ sec}$, $0.20 \pm 0.04 \text{ sec}$, $0.08 \pm 0.03 \text{ sec}$ の遅れである。各観測点の標高と走時からの遅れの関係を Fig. 11 に示した。観測点間の標高差を考慮しても中津川の各観測点での着震時は川西に比較して遅れていることは明白である。即ち、近地地震の走時から中津川の表層の地震波伝播速度は川西に比較して小さいと考えざるを得ない。中津川の3点の走時の遅れと標高の間に1次式が成り立つとすれば、その勾配は $7.5 \times 10^{-4} \text{ sec/m}$ (約 1.3 km/sec 相当) となる。中津川表層の底面が水平であり、地表面への入射角が 20° であるとすると V_0 は約 1.4 km/sec と見積られる。川西については遅れが微小であるが同様に1次式で近似すると 5.3 km/sec 相当の勾配となる。中津川と川西の直線を延長した交点の標高を読み取ると約 150 m となる。中津川 A 点附近の試験結果⁹⁾ では標高 150 m 附近は飯盛山噴出物と加久藤層群の境界に相当する。しかし中津川の低速度表層の V_0 および層厚・底面の形状等について厳密な議論するには吉松観測網からみて北以外の象限で発生する地震についても走時異常を検討する必要がある。

5. ま と め

吉松観測所の新（川西）・旧（中津川）2ヶ所の観測網における3点観測の結果次のことが明らかになった。

- (1) 3点間の地震波形の対応性および初動立ち上りの鋭さは川西の観測網が優る。川西の3成分記録では局地地震の S phase が明瞭に判別できる。
- (2) 加久藤カルデラ東部で発生した地震群の震源を川西と中津川に同一の地殻構造を仮定して3点観測法で求めると、水平距離にして $5 \sim 8 \text{ km}$ 、方位角にして $25^\circ \sim 30^\circ$ 、震源の深さで約 5 km の差を生じた。
- (3) (2)で述べた震源位置のくい違いは中津川に低速度表層 ($V_p = 1.0 \sim 1.5 \text{ km/sec}$) を仮定すれば解消される。この仮定を行えば、観測網のほぼ真北方向にあたる熊本県北西部で発生した地震についても、中津川の3点観測から求まる地震波の到来方位と震央の方位をほぼ一致させることができた。
- (4) 熊本県北西部に発生した地震について川西の A 点を基準とした時、中津川の各観測点では $0.08 \sim 0.20 \text{ sec}$ の相対的な走時の遅れが認められた。この相対的な走時の遅れからも中津川表層の地震波伝播速度が川西に較べ小さいことが裏づけられた。中津川の低速度表層の底面が水平であると仮定すれば、表層内での P 波伝播速度は約 1.4 km/sec 、表層底面の標高は約 150 m (層厚にして $150 \sim 350 \text{ m}$ 程度) と見積

られる。

中津川での低速度表層の存在は地質調査の結果から考えても妥当である。

終りに有益な御助言を下された加茂幸介教授，観測計器の設置・調整に協力していただいた西潔・高山鐵朗両氏に心から感謝の意を表します。

参 考 文 献

- 1) 小野晃司他：1977年南九州地震探査，火山，第2集，第23巻，1978，p 162.
- 2) 宮崎務他：霧島火山下部のP波速度構造，火山，第2集，第23巻，1978，pp. 215-225.
- 3) 丸山卓男：三点観測における傾斜補正，地震研究所彙報，第43巻，1965，pp. 409-420.
- 4) 渡部暉彦他：1977-1978年霧島火山周辺における地震活動，火山，第2集，第23巻，1978，pp. 286-287.
- 5) 荒牧重雄：加久藤盆地の地質—えびの・吉松地域の地震に関連して—，地震研究所彙報，第46号，1968，pp. 1325-1343.
- 6) 鈴木泰輔：えびの・吉松地区地震震源域附近の地質と地質構造，防災科学技術総合研究報告，第26号，1971，pp. 35-45.
- 7) 市川政治・望月英志：近地地震用走時表について，気象研究所報告，22号，1971，pp. 229-290.