

83. 松代地震群の移動観測 (第一報)

地震研究所 { 浅野周三
 太田裕
 柳沢馬住
 一ノ瀬洋一郎
 前田良弘

(昭和41年2月22日, 7月19日発表—昭和41年9月30日受理)

1. 序

松代群発地震の観測を, Fig. 1 に示すような震源域の北東の方向に, 約 10 km ずつ離れた 5 点において行なつた. この観測は周辺地域の極微小地震活動調査, 見掛速度の精密測定と波群の追跡, 大略の地下構造の決定などを目的としている. 具体的には, 保科より約 13 km の小布施, 32 km の木島平では, 固有振動数 1 c/s の上下動地震計 6 成分, 水平動地震計 2 成分, 測線長約 2 km の多点観測, 小布施, 科野 (保科より約 24 km), 木島平; 木島平, 野沢 (保科より約 40 km), 東大滝 (保科より約 48 km) の 2 組の 3 点同時観測を実施した. 相対的な距離は, Table 1 に与えられている. 観測を実施した時期は, 昭和 40 年 11 月 6 日より 18 日までで, 11 月 6~8 日の期間には, 小布施での多点観測; 11 月 9~11 日の期間には, 小布施, 科野, 木島平における三点同時観測; 11 月 13~15 日には木島平での多点観測; 11 月 16~18 日には木島平, 野沢, 東大滝での三点同時観測を行なつた. 観測時間は, 大部分, 一日のうち雑振動の少ない夜 10 時より翌朝 4 時までの時間であつた.

用いた計器は, 爆破地震動の観測に用いられるもので, 地震計は固有振動数 1 c/s, 感度 2.5 V/kine のものを臨界制振の状態 で用い, 0.5 ~100 c/s の範囲で平滑な周波数特

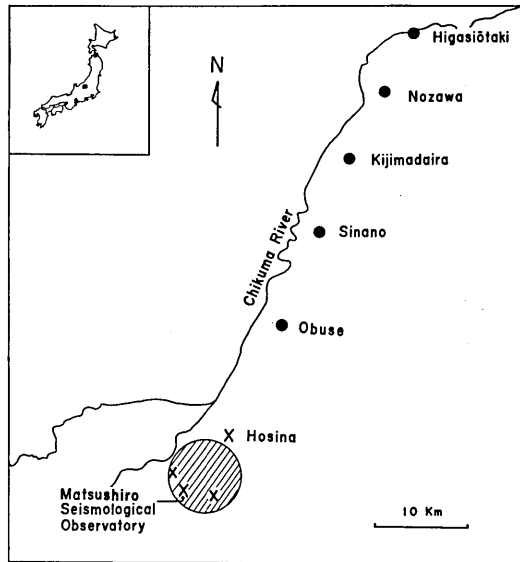


Fig. 1. Matsushiro earthquake swarm area and temporary observation sites.

●: temporary observation sites in this paper
×: other stations
Hatched area is Matsushiro earthquake swarm area.

Table 1. Relative distance of observation sites.

Name of observation sites	Relative distance	Distance from the temporary station at Hoshina*
Obuse (Point 5)	0 km	13.23 km
Sinano	10.35	23.62
Kijimadaira (Point 2)	18.50	31.77
Nozawa	27.00	40.28
Higasiotaki	34.34	47.61

* The epicentral distances of the temporary station at Hoshina are around 5 km.

性を持ち、80~100 dB の利得の増幅器を通し、6成分は2台のSONY製FM方式データレコーダー FMA-23 S, MA 33-4 S により、2成分はSONY製PWM方式データレコーダー PWA-23, MA 33 によつて記録した。再生は、1~30 c/s の間で平滑な特性を持つ電力増幅器、三栄インクレコーダーによつて行なつた。総合的な特性は、1~30 c/s の範囲で平坦で、総合感度は、20 c/s で再生記録上 1 mm が 10 μ kine に相当し、増幅器、雑音の状態で 10~20 dB 少ない場合もある。記録された松代地震のマグニチュードは 0~1 程度と推測される。

多点観測の地震計の位置は、小布施では $\frac{1}{3000}$ の縮尺の地図を基として、クリノメーターと巻尺で測量し、木島平では No. 1~No. 3 の点は、 $\frac{1}{600}$ の縮尺の区画整理用の地図を用い、他の点は、クリノメーターと巻尺で実際に測量したが、誤差は 5 m 以内と考えられる。

実施した観測の大要は以上の通りであるが、本報においては、周辺地域の極微小地震活動、地下構造、初動の見掛速度についてのみ報告する。

2. 松代北東地域の極微小地震活動

極めて限られた地域に地震が群発している時に、隣接した地域の地震活動（特に極微小地震の）を調べることは、群発地震の理解の上にも、また、一般の地震活動の考察にも極めて興味深いものがある。地震活動を調べるには、2, 3の方法があるが、今回は他の目的もあるので最も簡単な S-P 時間の頻度分布を調べる方法を用い、S-P 時間の短いものに特に注意を払つた。最近の極微小地震観測や、今回の松代群発地震の震源域における観測などより、上下動地震計による観測では、S の前の位相のために S-P 時間を短く読む傾向があることがわかつて来ているが、震源域より離れた本観測でも S の前の位相が存在するので、十分注意を払つて験測した。送り速度 2.5 cm/s で再生を行ない、一部は 1 mm/sec のモニター記録で読みとつた。松代群発地震の震源域より北東へ延びる線上の、約 10 km ずつ離れた点で得られた S-P 時間頻度分布は、Fig. 2 に示されている。全観測時間の頻度分布が示されていないが、S-P 時間の短いものはなく、大体の傾向は変わら

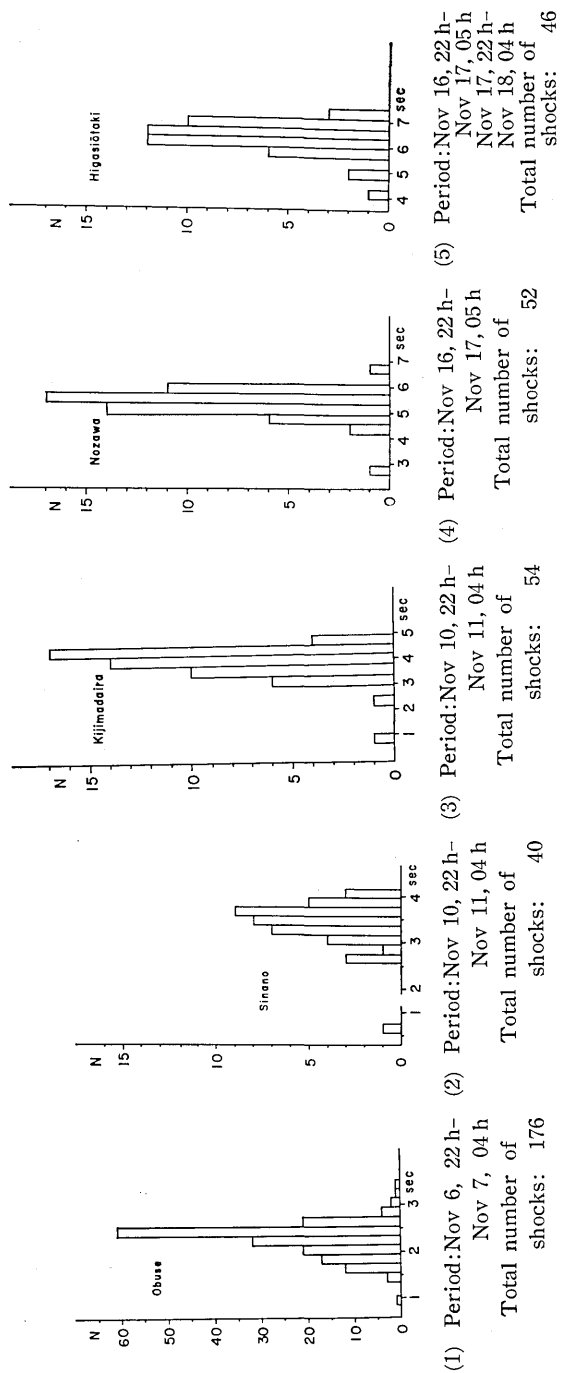


Fig. 2. Frequency distribution of S-P time observed at five temporary stations.

ないと考えられる。Fig. 2 よりこの方面での極微小地震活動は低く、観測されたのは、松代群発地震のみであつたといつてよく、僅かに科野で S-P 時間 0.7 秒のものが 1 個観測されたにすぎない。この観測が、11 月 22 日頃の地震活動の極めて活発になつた時期の直前に行なわれたことを考え合せると、群発地震は本所観測班で求められた震源域のみに限られ、頻度の多い S-P 時間の幅から震源域の拡がりも本所観測班で求められている程度であること、隣接した地域の極微小地震が活発でないこと¹⁾は、極めて重要なことと考えられる。群発地震発生前の平常の極微小地震活動に関しては、浅田、末広、赤松による松代地震観測所における高感度の観測²⁾と大竹、浅田、末広³⁾による同所における三点観測があるが、大竹らの結果によると、NE 方向では比較的極微小地震が少ないということである。併し、今回行なわれた地域での実際の観測はないので、元来、極微小地震活動が低いのか、あるいは現在、異常に低くなつているのかは、将来の機会に待たねばならない。

3. 地下構造について

小布施、科野、木島平；木島平、野沢、東大滝の 2 回の 3 点同時観測により、一方では波動解析の基礎になる地下構造の大体の知識を得、他方では、多点観測による波の追跡を補うことを行なつた。もちろん、この程度の観測では、地下構造の細かい議論には不十分である。

まず、多くの地震が観測されたので、記録としては飽和しているのでよくないが、初動としては極めて良好な記録を各々の 3 点の組について、約 20 個選んだ。記録の例は Fig.

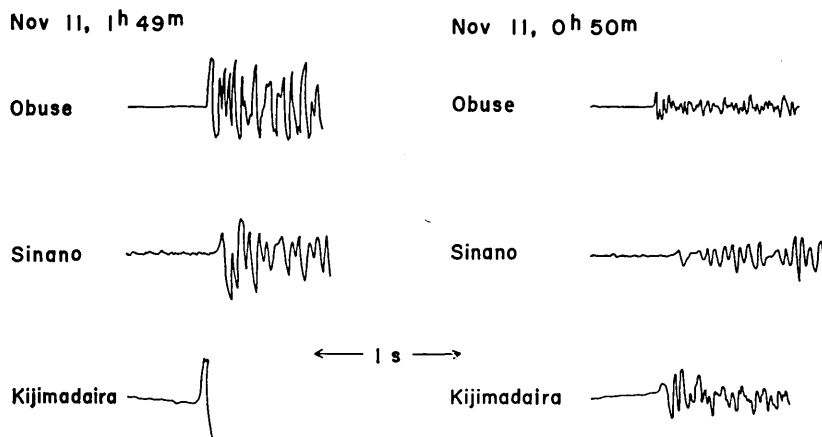


Fig. 3 (a). Examples of seismograms obtained by the simultaneous observations with the first three stations.

- 1) 安芸らによつて、その後、中野市で三点観測による極微小地震の調査が行なわれたが、これらの結果を支持している。1966年5月 日本地震学会発表。
- 2) T. ASADA, S. SUYEHRO and K. AKAMATSU, *Journ. Phys. Earth*, 6 (1958), 23.
- 3) 大竹政和・浅田 敏・末広重二 地震 [ii], 18 (1965), 15.

3 に与えられている。小布施, 科野, 木島平の組で, 小布施を基準として走時図を作つて示したのが Fig. 4 である。震源域に近いので初動は大変よく, どの地震をとつても, 図に示されたばらつきの範囲に収まっている。第 2 の点, 科野の系統のおくれは観測精度からいつて意味のあるもので, 科野の松代震源域に近い所に, 表土層がかなり存在する可能性があることと対応するかも知れない⁴⁾。

次に, 科野の系統のおくれのために, 最初の 3 点では線を引けないので, 遠方の 3 点の結果を見てみる。震央距離, 約 55 km の東大滝ではこの期間の松代地震群は初動が小さく, 同定がむずかしいのが多い。これは, 地盤の影響もあるうが, 松代地震群が浅い所におこり地震動周期が比較的短いために, 減衰が著しいことに主な原因があると考えられる。

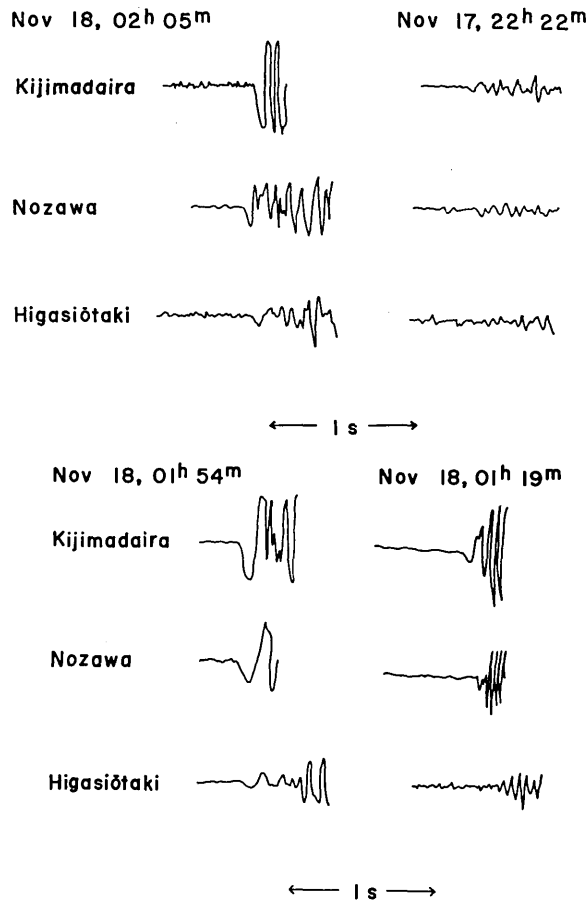


Fig. 3 (b). Examples of seismograms obtained by the simultaneous observations with the second three stations.

4) 松田時彦氏の御教示に依る。

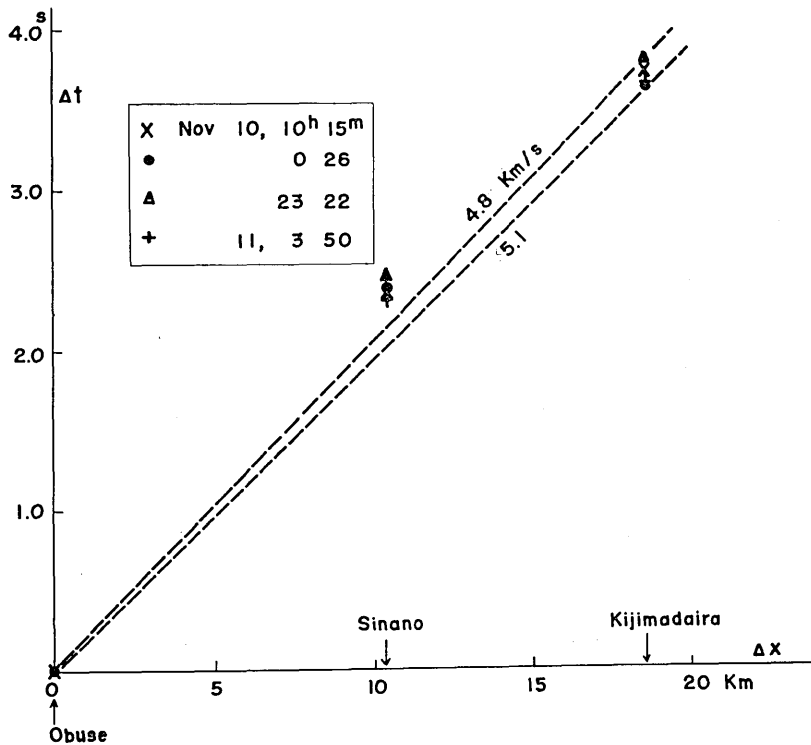


Fig. 4. Travel time plot for the first three stations.

このために木島平、野沢、東大滝の3点同時観測は、さらに選び、約10個について木島平を基準として走時図をかくと Fig. 5 に示すようになる。近い方の3点と比べると、走時の変動は、かなり大きいですが、どの地震も 5 km/s 位の速度を示している、3点のみで線のひき方がむずかしいので最小自乗法によつて定めると、7個については 5.15, 5.21, 4.95, 5.08, 5.17, 5.13, 4.70 km/s と求められ平均すると、5.06 km/s となる。これらの走時と近い方の3点の組の走時の関係を見るために、近い方の3点の組から木島平基準の走時図を作り、遠い方の3点と木島平でつないでみたのが、Fig. 6である。もちろん、2組の3点では別の地震を観測しているので、組合せた地震により多少異なるが、大部分について遠方の3点でひいた線を近くへ延ばすと、小布施の観測値の近くを通る。この意味で 5 km/s の速度が存在することはかなり確かである。科野で走時が折れるとする解釈の余地も多少あるが、次の資料とも合せて、科野は系統的におくれるとした方がよいと考えられる。

上の走時をさらに検討するために、近い方の3点同時観測の時、保科、赤柴、象山の3点で萩原式電磁地震計（倍率 50000 あるいは 10000 倍）により観測して観測部により震源

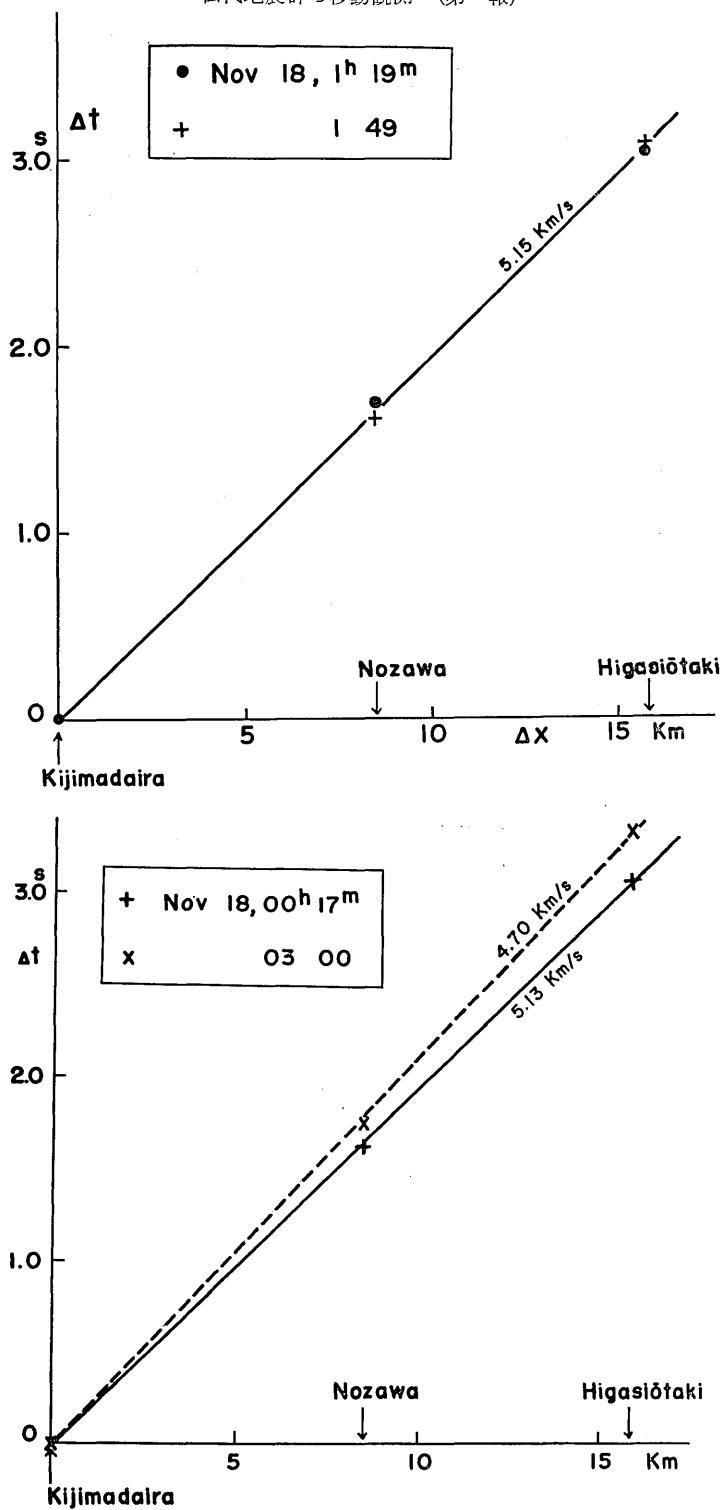


Fig. 5. Travel time plot for the second three stations.

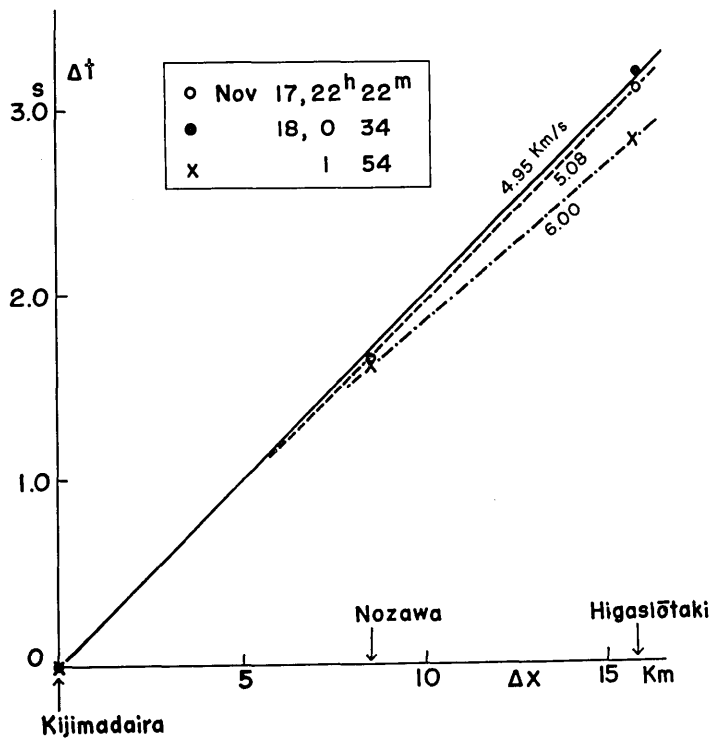
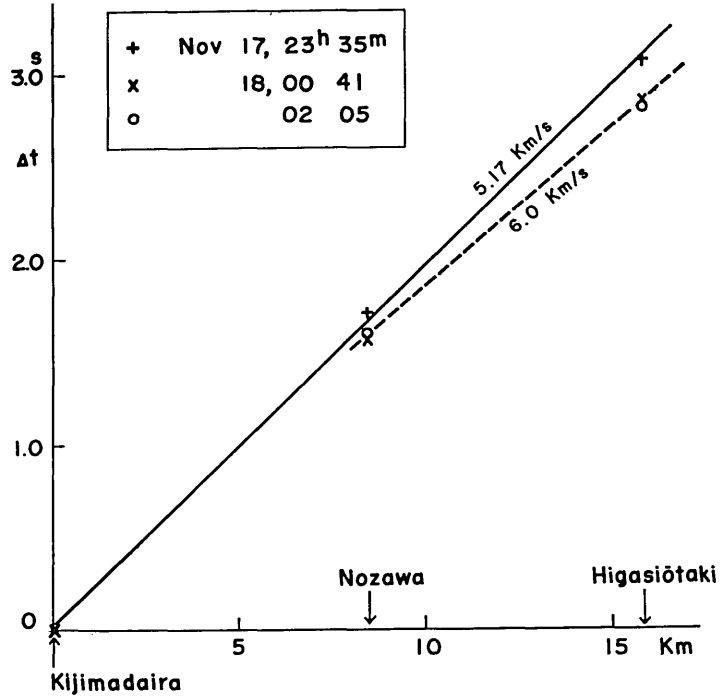


Fig. 5. Travel time plot for the second three stations.

が求められたものがあるので、一緒にした走時図を作つてみたのが Fig. 7 である。参考のために 5 km/s の線がひいてあるが、科野は系統的におくれていることを示しており、また、5 km/s の線に保科、小布施、木島平はのつている。ただ、保科は震源の深さの影響があると考えられ、少しおくれる傾向があるようである。

次に、震央距離約 55 km の東大滝では、3 個の大変はつきりした初動の発震時が 0.3 秒程度早く、屈折波が出ている可能性がある。地震の起る深さ、震央が各々異なるので、当然地震によつて臨界距離が異り、前述した地震では、直接波ばかり観測し、この 3 個では、屈折波を東大滝では観測したとする。仮に、野沢附近で走時曲線が折れているとすると、ちようど 6 km/s になる。3 個のうち、深さが 4.3 km と求まつているがあるので、仮に、この値をとつて、5.1 km/s の層の厚さを計算すると 9.0 km となつて、大変厚いというべきである。震源より上、特に地表附近の構造については、現在の所、資料はないが、

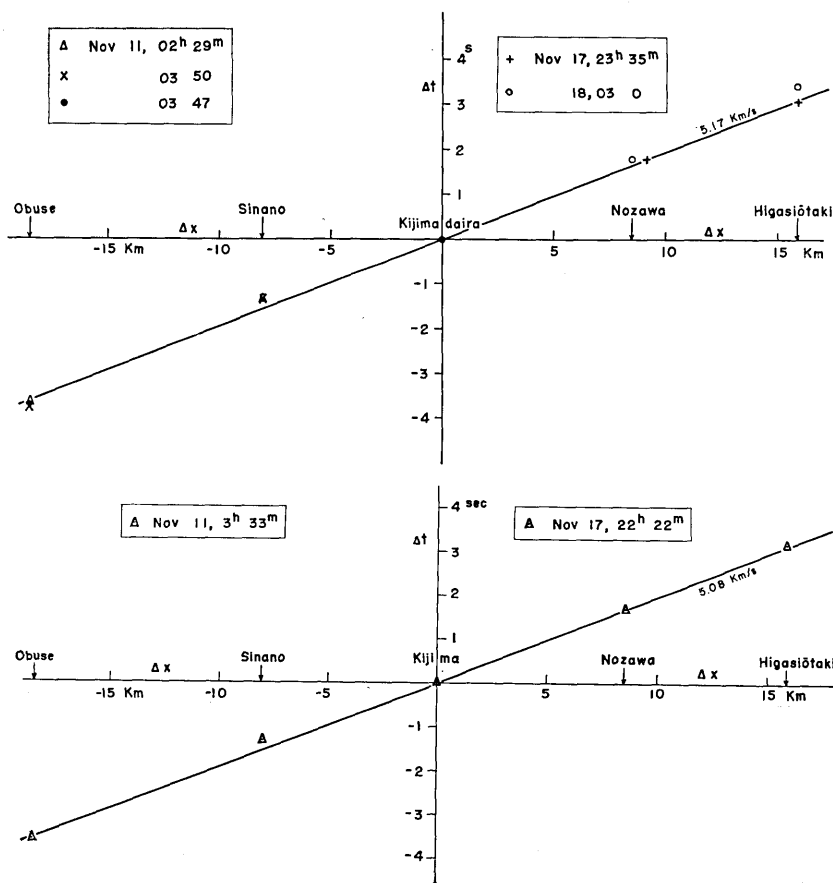


Fig. 6. Travel time plot combined Fig. 4 with Fig. 5 at Kijimadaira.

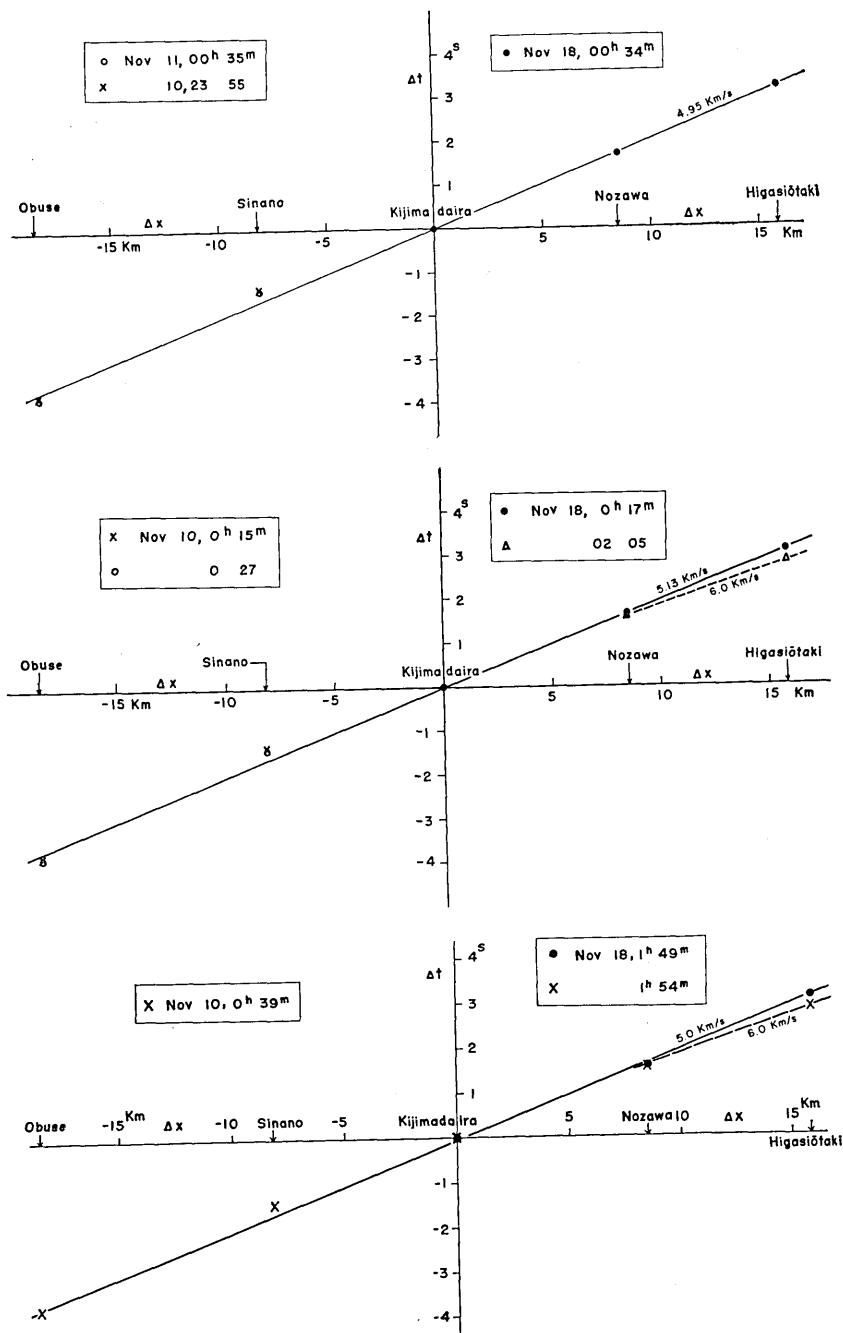


Fig. 6. Travel time plot combined Fig. 4 with Fig. 5 at Kijimadaira.

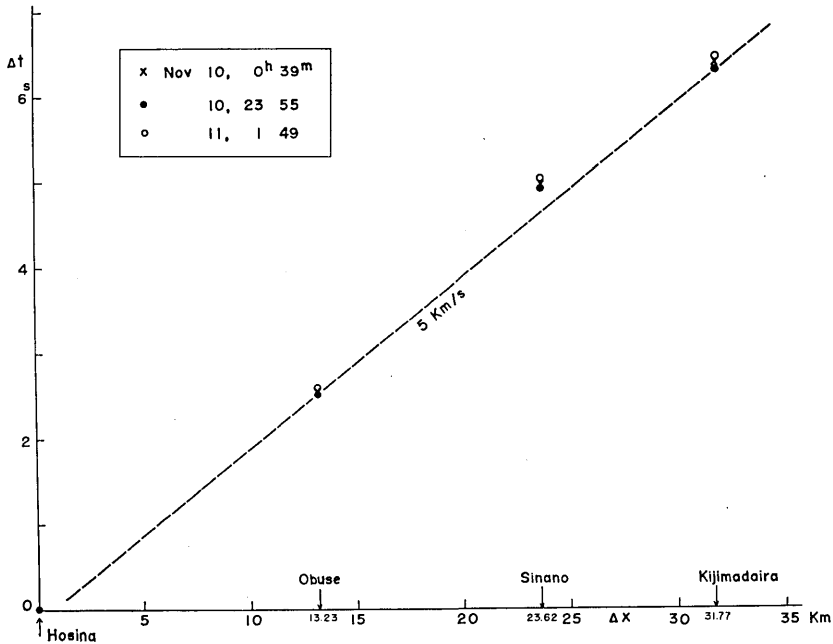


Fig. 7. Travel time plot for the first three stations and Hoshina.

地表近くに層があつても、5km/sの層が、かなり一様に厚く存在するといえる。このことは、保科における3点観測⁵⁾、中野における3点観測⁶⁾で5km/sの見掛速度が割合多く求められ、それより小さい見掛速度が余り求められないことも、よく一致している。

この附近の構造に関しては、近くに爆破点があるものはないが、爆破地震動研究グループにより、野反、鉢田第1回の爆破で、主な測線の方向から離れているが、5.5km/sの層が6.1km/sの層の上に6kmの厚さで存在すると求められ⁷⁾、また、御母衣爆破の東方測線が横切つていて、5.5km/sの層が他の観測点に比べて、この附近で厚くおく(約9km)必要があることが示されている⁸⁾。爆破地震動の観測では場所により多少の相違はあるが、震央距離50km程度までは、5.5km/sの速度が得られることが多く、5.1km/sの速度は少し小さい。他方、自然地震においては、松沢によつて5.1km/sという値が求

5) 地震研究所一般地震計測研究室 地震研究所 第437回(昭和40年12月21日)、第440回(昭和41年3月22日)談話会発表。

6) 安芸敬一・堀実・松本英照・吉原暉雄・高橋正義・中村功 1966年5月日本地震学会発表。

7) T. USAMI, T. MIKUMO, E. SHIMA, I. TAMAKI, S. ASANO, T. ASADA and T. MATUZAWA, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **36** (1958), 349.

8) T. MIKUMO, M. OTSUKA, T. UTSU, T. TERASHIMA and A. OKADA, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **39** (1961), 327.

められており⁹⁾、また、越川によつて浅間山の噴火の際の地震動を用いて 5.31 ± 0.35 km/s¹⁰⁾、また、今市地震などで 5.0 km/s なる値が得られている¹¹⁾。以上のことから 5.1 km/s の層がかなり厚く存在することは、合理的と考えられる。

4. 見掛速度について

1960年頃より、大爆破を観測して地下の速度構造を知る手段として、適当な長さの地震計の配列より、その場所での見掛速度を測定して、震央距離に対する依存度を調べる試みが J. S. Steinhart らによつて行なわれて来た¹²⁾。最初は地震計の間隔を 500 m にして、測線長 2 km 程度で行なわれていたが、精度を増すために、次第に長くとられるようになって来ている。日本においては、山や谷が多く地質的にも複雑であること、人口密度が多く雑音のレベルが高いことなどの立地条件のために、一様な条件で 2 km あるいはそれ以上の長さの測線を一カ所にとることが困難である。爆破地震動の観測においては、特に遠方観測点において、雑音の少ない地点を選ぶために、鉱山を利用することが多いが、そのために地震計をおく場所が限られてしまう結果になる。一方、地震探鉱実験グループによつて狭い範囲(精々 1 km 以内)の、一様な地域で波動伝播に関する基礎的な実験が行なわれ、波の発生、消滅、伝播の追跡がなされている¹³⁾。大規模な爆破実験でさらに一步、地下構造決定の精度をあげるためには、大爆破で観測される波の性質の研究が必要で、群発地震などを利用して少し離れた地点で、雑音レベルが多少高くても、割合一様な所で多点観測を行なうことは極めて興味深いことである。すなわち、一方では初動の見掛速度の測定が日本のような所で、どの程度可能であるかを試すと同時に、他方では、波の追跡を行なうことがどこまで可能かを試みるのである。また、最近、極微小地震の震源決定に、'三点観測法'がよく用いられている。三点観測法は、観測点下の地下が波長の程度で一様であることを仮定しているが、三点でやつている限り、その一様性からの観測値のばらつき(この原因は、地下の広義の不均一性)を知ることはできない。上のような立場から、最初の試みとして前述のように、保科より 13 km の小布施と、保科より 32 km の木島平で上下動地震計 6 成分、測線長約 2 km の多点観測を行なつた。松代に近い方から、Point 1~6 とし、それぞれの地震計の間隔は Table 2 に与えられている。これらの地震計の間隔は、なるべく外見上、同じような地質条件であること、解析の際に種々の間隔による効果を考察できるようにすることを基礎とし、現地の条件によつて Table 2 のように定めた。小布施においては、扇状地にあるリング畑が主で、50 cm 程度掘ると礫が出るような所で、その礫の上に地震計をおいた。Point 1, 3, 4, 5 は上述のような場所で、

9) MATUZAWA, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 6 (1929), 177.

10) 越川善明 宇都宮大学学芸部研究論集 第4号第2部 (1955), 369.

11) Y. KOSHIKAWA, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 28 (1950), 369.

12) J. S. STEINHART et al, *Annual Report of Director of Dept. Terrest. Mag. Carnegie Inst. Wash.*, (1962~63), 280.

13) 例えば、久保寺章・太田 裕 1966年5月 日本地震学会にて発表。

Table 2. Distance between two seismometers at Obuse and Kijimadaira.

		Point 1-2	Point 2-3	Point 3-4	Point 4-5	Point 5-6
Distance in meter	Obuse	535 m	105	227	225	674
	Kijimadaira	296	172	422	98	781
		Point 2	Point 3	Point 4	Point 5	Point 6
Distance from Point 1	Obuse	535 m	640	867	1092	1766
	Kijimadaira	296	468	890	988	1769

Point 2 はリンゴ畑の中の石混りの道の上 (他の点と大体同条件と考えられる), Point 6 は田圃の中で 50 cm 程度掘ると粘土が出て来る所で粘土上においた. 木島平においては, 小布施に比べて一様性は余りよくない. すなわち, 木島平も扇状地であるが, Point 1, 3, 4, 5, 6 は, 田圃の中で 10 cm~50 cm 掘ると礫が出て来る所で小布施と割合似ているが,

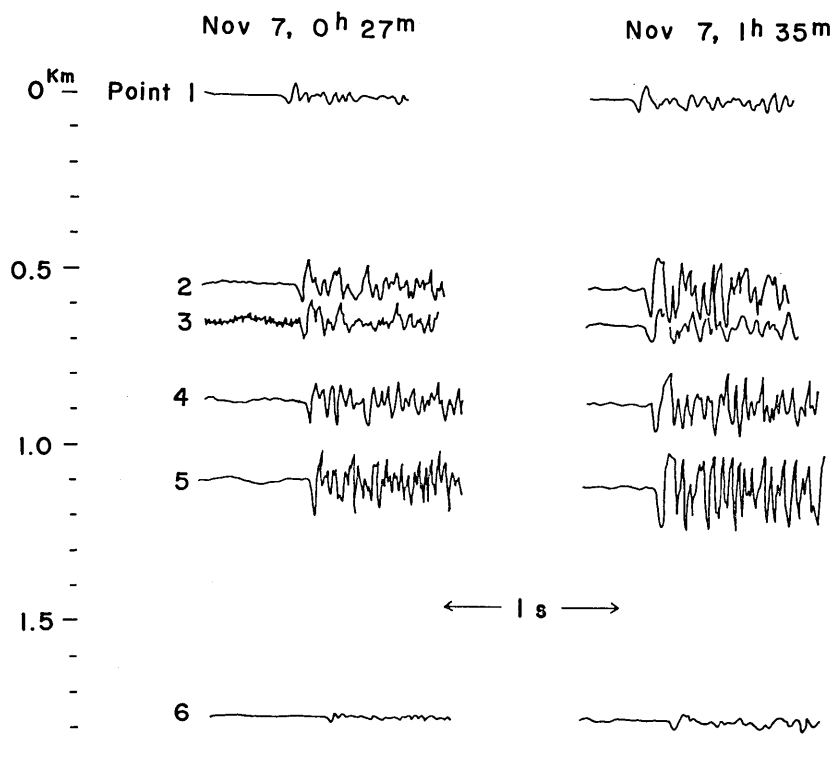


Fig. 8. Examples of seismograms obtained with six vertical seismometers at Obuse.

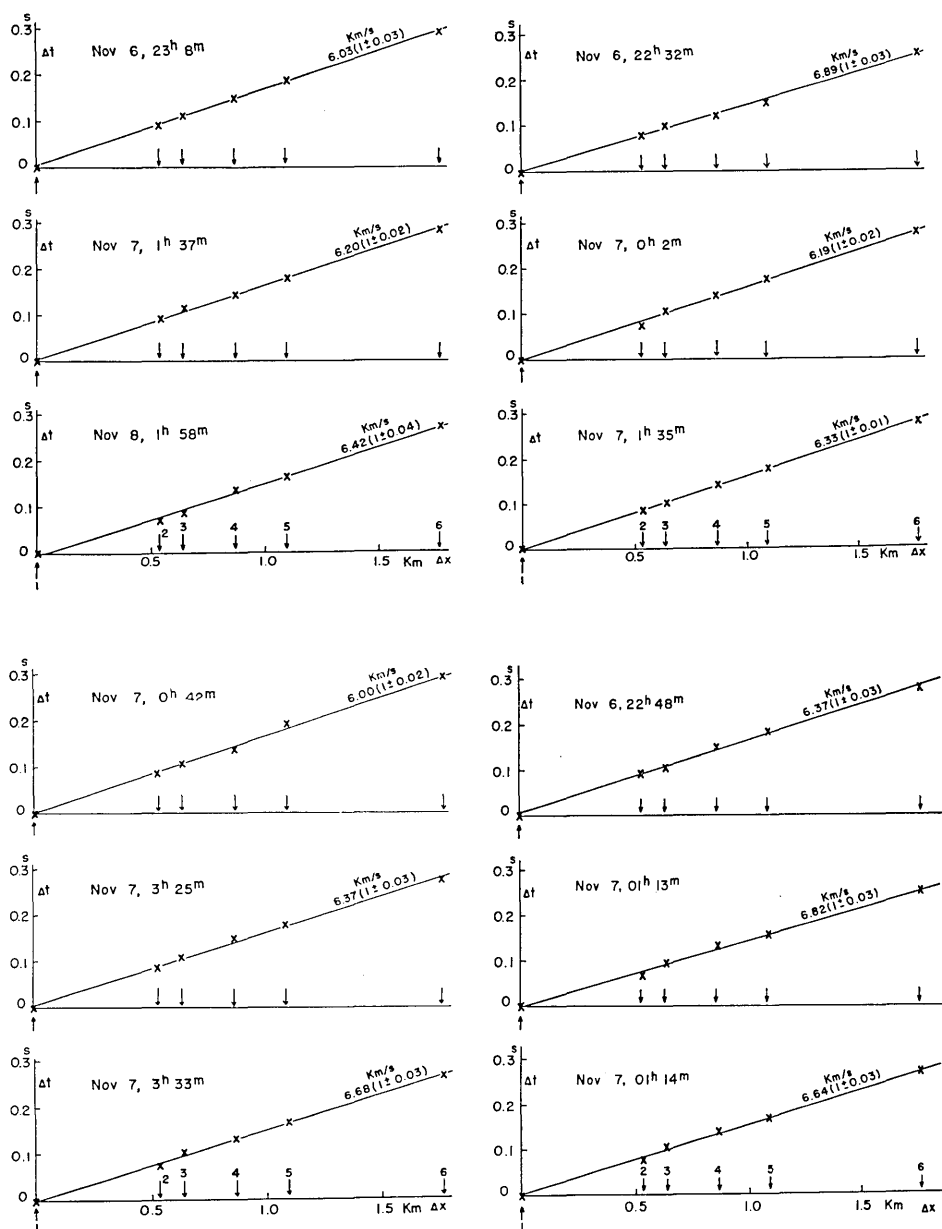


Fig. 9. Travel time plot for Point 1 through Point 6 at Abuse. The apparent velocity with its standard deviation determined by the method of least squares is given on each line.

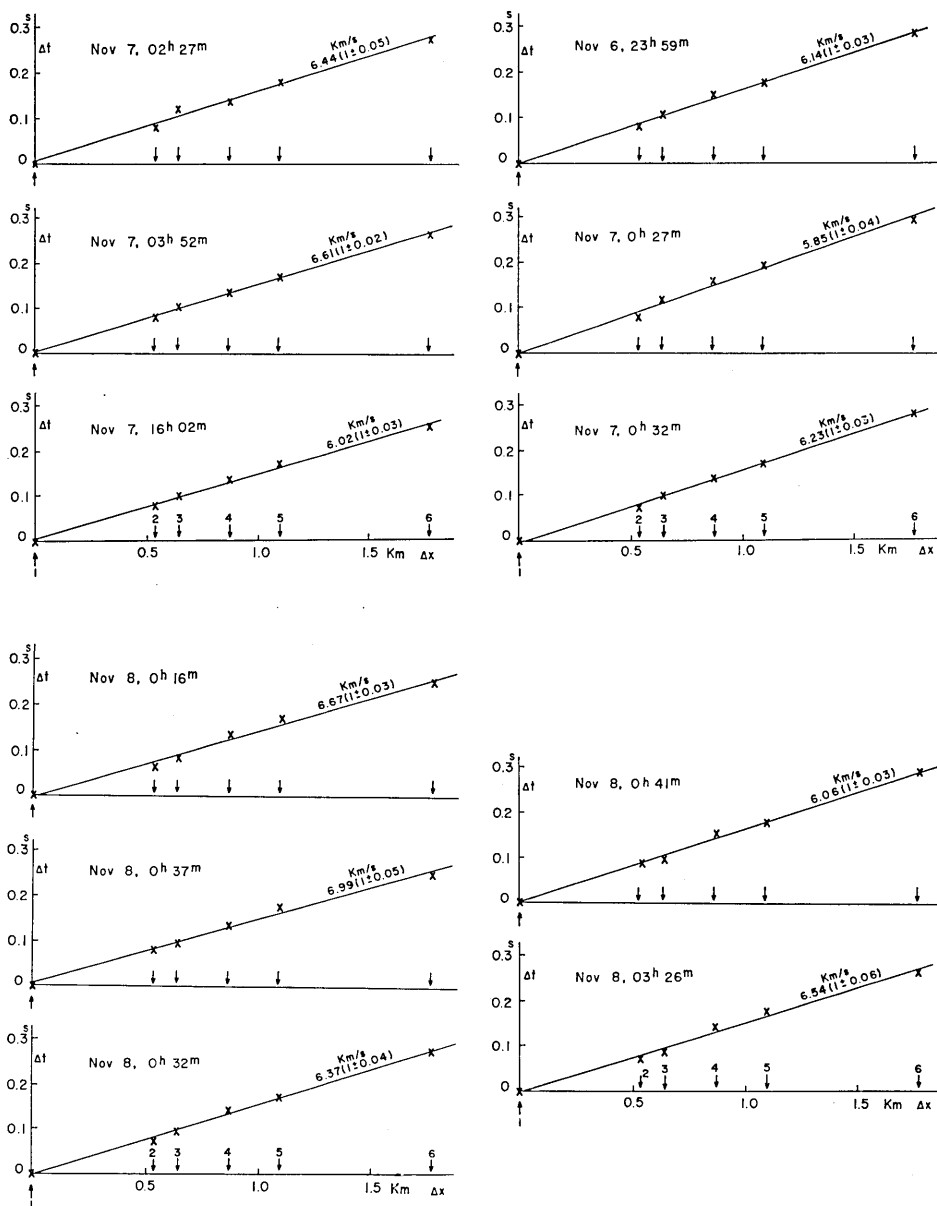


Fig. 9. Travel time plot for Point 1 through Point 6 at Obuse. The apparent velocity with its standard deviation determined by the method of least squares is given on each line.

Point 4, 5 の2点は、地下水面近くのために水を含んでいた。Point 2 は、学校のプールの周囲のコンクリートへおいた。Point 4, 5 の2カ所は、水のためか、信号が他の地点に比べて弱く、Point 6 は観測時に原因不明の規則的な雑音の妨害を、かなりの時間受けた。

地震計をおいた地点の状況は上述の通りであるが、まず局所的のP波の見掛速度を求めするために、大部分は 5 cm/s、必要な時は 12.5 cm/s の送り速度で再生し、初動の立上りの鋭い大きい地震のみを選んだ。記録の例は、Fig.8 に与えられている。眼による相関も行なつて、5 ms 程度の読取の精度が得られる。小布施では 23 個の地震を選んで P 波の見掛速度を求めた。Fig. 9 には、観測値のばらつきを示すために、最小自乗法で定めた線が与えられ、精度を示すものとして標準偏差が括弧の中に与えられている。測線長 2 km としては、見掛速度はよく求まっている。各観測点での系統的な偏りを見るために、最小自乗法で求めた直線からの偏差をとつて、各点について頻度分布を求めてみると Fig. 10 のようになる。偏差が小さいので級の分け方を細かくし、0.003 秒の間隔で行なつた。図より、明らかに系統的に早く出る所 (Point 2, 6) と、遅く出る所 (Point 4, 5) が存在する。小布施では、前述のように、各点が割合一様と思われる所にあるためか、直線からの偏りは極めて小さい。それにも係らず、系統的偏りがあることは興味深い。さらに、最小自乗法による見掛速度が、誤差の範囲を越えて有意義な差のあるものが求められたことは注意を要する。今回は、地震計の位置は全然同じであり、地震に深さがあり震央も変わるので、一回の爆破で異つた場所で見掛速度が違い、それがまた、平均的な速度とも違つている場合¹⁴⁾と少し事情が異なる。また、一直線上に地震計が並んでいる点で、三点観測とも異なる。見掛速度を変える要素を考えると、

- (1) 伝播方向の相違
- (2) 震源の深さ、および震央距離の相違
- (3) 地下構造の局所的な不均一性
- (4) 地下の境界面の傾斜

などがある。もちろん、観測誤差も効果を持つが、十分な精度の資料を用いているので問題にならない。以下、上の順序にしたがつて、効果を考えてみる。

まず、測線方向と波の伝播方向が θ な

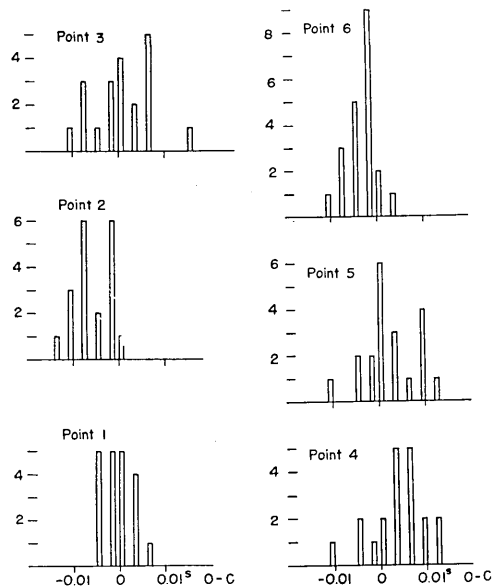


Fig. 10. Histograms of residuals from each line in Fig. 9 determined by the method of least squares for each point at Obuse.

14) L. C. PAKISER and D. P. HILL, *Journ. Geophys. Res.*, 68 (1963), 5757.

結ぶ線が水平となす角に近い。地震波の到来方向はそのまま水平境界面の時地震波が上の層に入射した点を中心として境界面を 7° あるいは 10° 傾けると、考えている地震波線が立つて来て、それぞれ 6.59, 7.45 km/s なる値を与える。これより考えると、平均的に 5 km/s の層があるが、その上に速度のおそい層が乗っていて、その境界面の傾きによつて小布施で得られた見掛速度の説明はつくが、見掛速度間の差、すなわち、例えば 6.0 と 6.9 km/s の差は大きくて、一様な傾斜の所を通る経路の違い位では不十分で、境界面が一様でなく適当な角度で傾いている凸凹した複雑なものを考える必要がある。もちろん、境界面が幾つもあつて、経路によつてかなり違うことも考えられる。

以上、考察した見掛速度変化の原因は、多少の寄与は必至であり、同じ方向に重なると優に 1 割を超えることがあり得るが、境界面の不均一な傾斜が大ききいと考えるのが最も妥当であろう。

次に木島平における多点観測より得られた走時図を Fig. 12 に示す。前述した通り、木島平では、Point 4, 5 の信号が弱く、Point 6 では原因不明の雑音が入り、小布施に比べると SN 比が悪くなることも関連して、6 点揃つた良好な地震の数が著しく減る。最初、28 個の地震を読みとつたが、6 点で初動が明瞭なものを厳選して 6 個になつた。記録の例は Fig. 13 に示されている。Fig. 12 には最小自乗法で定められた直線が与えられているが、小布施に比べるとばらつきは大きく、見掛速度の標準偏差も大きい。求められた見掛速度の差は余り大きくなく、前に考察した原因によつて説明可能である。

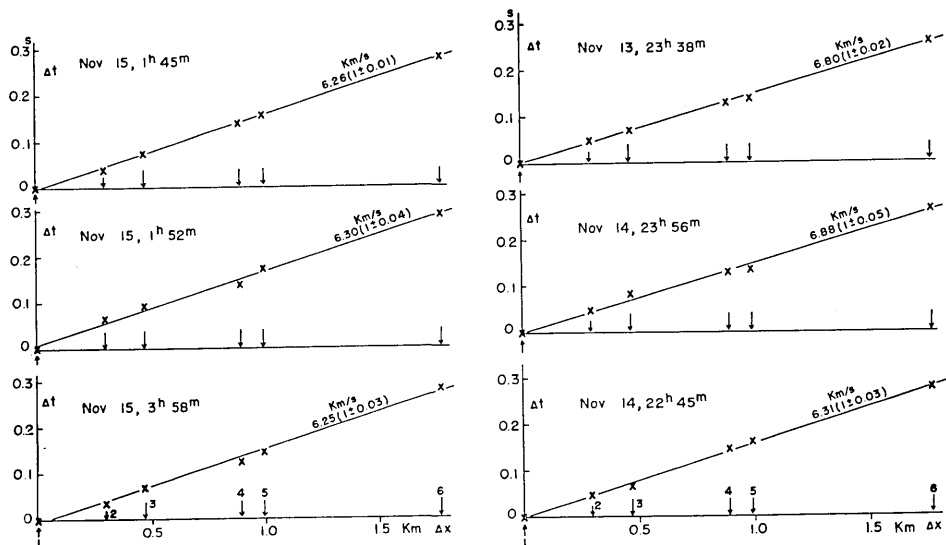


Fig. 12. Travel time plot for Point 1 through Point 6 at Kijimadaira. The apparent velocity with its standard deviation determined by the method of least squares is given on each line.

小布施, 木島平の多点観測による見掛速度と, 10 km 間隔の 3 点同時観測による見掛速度はかなり異つた値が求められた. このことは, 平均的地下構造を求める際の観測点間隔, あるいは, 見掛速度の測線長について十分注意する必要があることを示唆している.

5. 結 論

松代群発地震を 1965 年 11 月 6~18 日の期間に, 震源域の北東方向, 震央距離 15~55 km の 5 点で 3 点同時観測 2 回, 測線約 2 km の 6 点観測 2 回を行なつた. 本報では, 北東地域の極微小地震活動, 地下構造, 6 点観測で求められた見掛速度について報告した.

まず, 本観測は 11 月の第 1 活動期の直前に行なわれたが, 北東の 5 点では 1 点延 12 時間の観測の結果, 松代群発地震域に起つたもののみが観測され僅かに科野で 1 個, S-P 時間 0.7 秒のものが観測されたにすぎず, 北東地域の極微小地震活動が松代群発地震のために増加している傾向はない.

次に, 2 回の 3 点同時観測の資料を用いて, 北東地域の大体の地下構造を求めた所, 現在の震源の知識を考慮して 5.1 km/s の層がかなり厚く, 少なくとも 9 km 程度存在することがわかつた. 直接波の観測が大部分なので震源より浅い所に層があつてもわからないが, 保科, 中野での 3 点観測結果とよく一致している.

最後に, 小布施, 木島平で見掛速度の決定を行なつたが, 見掛速度は大変よく求まり各点の癖もある程度示すことができた. 平均的な地下構造, つまり 5.1 km/s が割合一様に存在するという構造からいうと, 求められた見掛速度は表土層と 5.1 km/s 層の間の境界面が一様に傾斜していることによつて説明される可能性が大きい. また, 定められた見掛速度の有意義の差は地震波の通道によつて傾斜がかなり変わる可能性を示すものと考えられる.

謝 辞

この観測を実施するに当り, 小布施, 木島平, 野沢温泉各町役場, 中野市科野小学校, 木島平中学校よりは, 御理解ある御協力を賜つた. 深く感謝の意を表する.

また, 本観測は萩原尊礼本所所長の御助言, 御激励により実施し得たことについて, 心より謝意を表する.

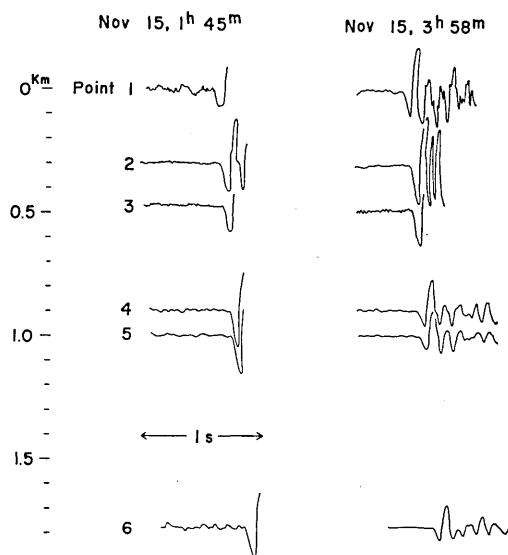


Fig. 13. Examples of seismograms obtained with six vertical seismometers at Kijimadaira.

気象研究所, 名古屋大学, 国立科学博物館, 本所関係部門よりはデータ・レコーダーなどの器材, その他について種々, 御協力いただいた。計器輸送並びに測線の展開撤収には本所大熊技官に, 保科での同時観測, 震源地域の情報に関しては, 本所観測部に御協力を仰いだ。この附近の地質に関しては, 本所松田助教授より種々御教示いただいた。図面の製作などは岩田悦子嬢に願した。以上の方々に深甚の謝意を表す。

必要な計算は, 東京大学データ処理センターの OKITAC 5090 によつて行なつた。記して感謝の意を表す。

83. *Observations of the Matsushiro Earthquake Swarm at Five Temporary Stations (Part 1).*

By Shuzo ASANO, Yutaka OHTA, Masumi YANAGISAWA,
Yoichiro ICHINOSE and Yoshihiro MAEDA,
Earthquake Research Institute.

1. In November, 1965, observations of the Matsushiro earthquake swarm were carried out at five temporary observation sites northeast of the swarm area. These five stations are on a line as shown in Fig. 1, the relative distances being about 10 km as given in Table 1. The range of epicentral distances of these sites from each shock is roughly between 15 and 55 km. Observation schedule was usually from 22 h 00 m to 4 h 00 m of the next day, that is, six hours during the night. A magnetic tape recording system was used together with six vertical and two horizontal moving coil type seismometers with natural period 1 sec. The total system of recording has a flat frequency characteristic in the range 1~100 c/s.

2. Activity of microearthquakes in this area

It is quite interesting to investigate whether the activity of microearthquakes in the area adjacent to the swarm area is high or not. In this paper, to study the activity of microearthquakes histograms of S-P time observed at five stations were constructed as shown in Fig. 2, especially paying attention to microearthquakes with short S-P time around 1 sec, that is, microearthquakes in the very vicinity of the observation sites. Fig. 2 shows that there is no indication of increase in the activity of microearthquakes in this area, but this area has a fairly low activity. That is, almost all earthquakes observed have S-P time corresponding to Matsushiro earthquakes except one shock which has S-P time of 0.7 sec at Sinano. Also the range of S-P time is consistent with the dimension of the hypocentral region of Matsushiro earthquakes determined by the party of this institute responsible for seismographic observation. It is interesting to mention that this observation was carried out just before the first climax of activity of Matsushiro earthquakes around November 22.

In the past, no data were obtained concerning the activity of microearthquakes in this area. Only Ohtake et al. (Zisin, [ii], 18 (1965), 15) carried out observation of microearthquakes with high sensitive instruments at the Matsushiro Seismological Observatory, Japan Meteorological Agency in 1963 and found that the number of microearthquakes originating in the northeast direction of the observatory is fairly small. However, since there is no observation of microearthquakes of the same quality with ours in the very vicinity of the temporary stations, the comparison of the present activity of microearthquakes

with that in the future, after the earthquake swarm dies out, can show whether the present activity is relatively low or not and the effect of the earthquake swarm on the activity of microearthquakes in the adjacent area may be obtained.

3. Crustal structure in this area

Simultaneous observations of three temporary stations were carried out twice; the first group: Obuse, Sinano, Kijimadaira; the second group: Kijimadaira, Nozawa, Higasi-ōtaki. The distances between adjacent stations are about ten km as shown in Table 1.

Twenty shocks which gave clear onsets for all stations were selected easily from many shocks observed by the first group since this group of stations is fairly close to the swarm area. Examples of seismograms are shown in Fig. 3 and examples of travel time plots are given in Fig. 4. In Fig. 4, the points at the second site are always delayed by about 0.2 sec, it being difficult to fit lines.

While for the second group, although many shocks were recorded, the first arrivals at Higasiōtaki, the most distant station, were usually quite weak. Therefore, only ten shocks were available for this group. Examples of seismograms are also given in Fig. 3 and examples of travel time plots, in Fig. 5. For seven shocks, the lines 5.15, 5.21, 4.95, 5.08, 5.17, 5.13 and 4.70 km/s were obtained by the method of least squares. The average of these velocities is 5.06 km/s.

By superposing two sets of travel time plots at Kijimadaira, the observed points for Obuse are very close to the lines determined by the distant (second) group (Fig. 6).

For three shocks, there is an indication to have a different phase, a refracted one, since the clear first onsets arrive earlier than the other ones. Assuming Nozawa to be close to the critical distance between 5.1 and 6.1 km/s layers and the focal depth to be 4.3 km, the thickness of 5.1 km/s layer becomes 9.0 km. This value gives a minimum thickness estimation and we can say that there is a fairly thick 5.1 km/s layer in this area. This value is also consistent with the results of the tripartite net observations in the swarm area and in Nakano very close to Sinano.

4. Measurement of apparent velocity

As is well known, one of the best and simplest approaches to clarify velocity structure in more detail in explosion seismology is to determine the apparent velocity by a long array of seismometers along profiles as accurately as possible and to examine the dependency of the apparent velocity on the epicentral distance. However, in Japan, because of the complexity of topography as well as geology in addition to high noise level, it is quite difficult to find an appropriate site for a long array of seismometers, especially at a large epicentral distance where signals become quite weak. Nevertheless, it is quite important to correlate wave groups from point to point and to investigate propagation characteristics of each phase by a long array along profiles. The earthquake swarm is very convenient for carrying out these fundamental experiments, since the hypocenters are quite confined to a small region and there are many shocks with various magnitudes.

From the above standpoint, as a first step an array of about 2 km long of six vertical seismometers was set up along a line towards the swarm area at two sites: Obuse (epicentral distances ≈ 18 km) and Kijimadaira (epicentral distances ≈ 37 km). The distances between two seismometers were chosen so as to be able to compare seismograms for various distances as given in Table 2. The geology and topography for the site of each seismometer seem to be fairly uniform.

Playing back with paper speed of 5 cm/s or 12.5 cm/s and selecting only shocks with clear first arrivals, apparent velocities of 23 shocks at Obuse and of 6 shocks at Kijimadaira were determined. The accuracy of reading is about 5 milliseconds. Examples of seismograms obtained at Obuse are given in Fig. 8 and those at Kijimadaira, in Fig. 13.

Travel time plots for those shocks are shown in Fig. 9 for Obuse and in Fig. 12 for Kijimadaira. In these plots, lines and apparent velocities determined by the method of least squares are given with the standard deviations for apparent velocities. This figure shows that apparent velocities are determined fairly well, for only 2 km spread, yet there are significant differences in some of the apparent velocities obtained. From the deviations of each point from lines, histograms of the residuals for each observation site were constructed as shown in Fig. 10. From this figure, we can see that at Points 2 and 6 the signals mostly arrive earlier and at Points 4 and 5 the signals are on an average delayed.

In order to explain significant differences in apparent velocities, such effects on the measurement of apparent velocities as the difference between the direction of spread and that of wave propagation, the focal depth, inhomogeneity of underground structure in the vicinity of observation sites and the inclined interface between layers were estimated. It is found that the effects mentioned above are not significant in this case except for the last item, that is, the effect of inclined interface.