

## 35. 北美濃地震余震観測

——岐阜県八幡町における観測——

地震研究所	{	宮	村	攝	三
		堀	安	敬	実
		安	芸	英	一
		松	本	誠	照
安		藤		一	

(昭和 36 年 9 月 26 日発表—昭和 36 年 10 月 31 日受理)

1961 年 8 月 19 日岐阜、福井、石川 3 県境界付近に発生した北美濃地震にともなう余震群を、本震震央南南西 30 km の岐阜県郡上郡八幡町において 8 月 27 日より約 1 ケ月間磁気テープ記録による多成分観測装置によつて観測した。辺長 1 km にちかい 3 点観測によつて初動の到来方向、みかけの速度をもとめ余震群の分布を現地でただちに推定することができたが、それによると余震域は本震震央の西方にひろがるごくせまい面積をしめ、深度は 0~25km の地殻内にかぎられることがわかつた。余震域の面積  $A(\text{km}^2)$  は本震の規模 ( $M=7.2$ ) から宇津・関の公式  $\log A=M-4$  で推定されるものにくらべいぢぢるしくせまい。なお余震群以外の局地的小地震が観測されたことも注目にあたいする結果である。

### 1. 序 言

1961 年 8 月 19 日 14 時 33 分、岐阜、福井、石川 3 県境界付近に発生した北美濃地震にともなう余震活動は、ほぼ同程度の規模とおもわれる三河地震 (1945. 1. 13) のものなどにくらべ、かなり不活潑のようであつた。したがつて余震観測は当然高感度地震計によりおこなわれなくては有効でないとおもわれた。しかも種々の事情で震源位置の決定をおこなうにたる多数の観測班を出動させることも不可能であつた。

このようなばあい、比較的せまい範囲におかれた多数の地震計の (Seismometer array) 集中記録をおこない、各点の地震動の対比により波動の到来方向、みかけの速度、振動面など各種の情報をもとめる、いわゆる波動相関法観測\* を利用すれば、一観測班でもある程度余震群の活動状況を推定できる。筆者ら<sup>1,2,3)</sup>はすでにこの方法を無線地震計と磁気テープ記録装置とをもちいて常時微動および地震動の研究に利用してきたが、その後これらの装

\* 3 点観測法 Tripartite Observation Method はこのもつとも簡単な例であり、ソ連でおこなわれている КМИЗ (Корреляционные Методы Изучения Землетрясений), 米国におけるあたらしい観測所 (Wichita Mountains Seismological Observatory) のものなどはその模範的な例である。

1) K. AKI, M. TSUJIURA, M. HORI, and K. GOTO, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **36** (1958), 71~98.

2) S. MIYAMURA and M. TSUJIURA, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **37** (1959), 359~374.

3) K. AKI and M. TSUJIURA, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **37** (1959), 207~232.

置に種々改良をくわえ、トランジスター化した無線地震計用端局装置とあたらしい無終端磁気テープ利用のひきがね式磁気テープ記録装置を試作した<sup>4)</sup>。これらの装置は余震観測のような野外臨時観測のために軽量可搬型につくられたものではなかつたが、無線部分をのぞいて、送受信端局装置を直結し、あたらしい磁気テープ記録装置とともにもちいて、観測に出動、波動相関法による余震観測をこころみることにした。

## 2. 観 測 場 所

観測場所の選定は波動相関法観測においては従来の余震観測のばあいとちがいその観測点を余震域内にえらぶことは有利でない。というのは、そうすると、ちかい、ちいさい地

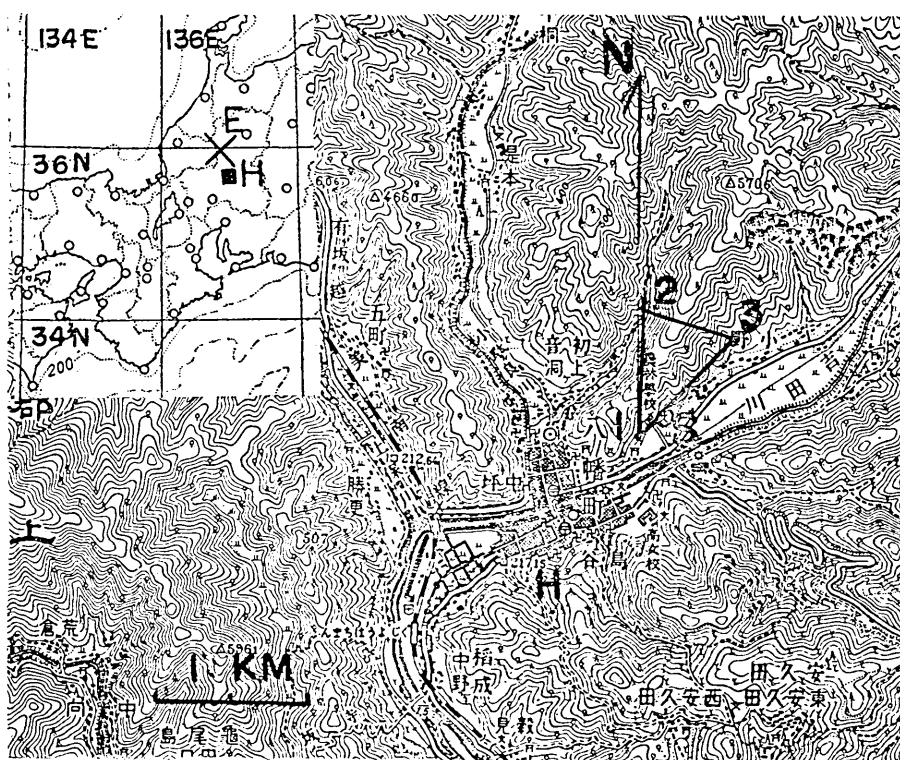


Fig. 1. Location map of the tripartite stations for the observation of after-shocks accompanying the Kita Mino (North Mino) Earthquake, Aug. 19, 1961, at Hachiman, Gifu Prefecture, Central Japan. E: Epicenter of the main shock. H: Hachiman. S: Recording room at Gujo High School. 1, 2, 3: Tripartite seismometer stations. 1~2=830 m, 2~3=626 m, 3~1=914 m. Azimuth of 1→2: N02°03'E.

Foundation. No. 1: Paleozoic chert. No. 2: Rhyolite dyke through Paleozoic formation. No. 3: Paleozoic greywacke sandstone.

4) M. TSUJIURA and H. MATUMOTO, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **40** (1962), (in press).

震ばかりとりすぎるおそれがあり余震域全体について一様な観測ができないことになる。また観測点の直下付近でおこる地震がおおくなり、これらに対しては多点観測による方位決定などの精度も非常にわるくなる。地震計の感度は相当たかいのであるからこの点もかくて観測する必要はない。しかし無論あまり遠方では到来する初動は  $P_n$ ,  $P^*$  のような屈折波となり、その観測からは地殻内地震の震源深度を決定することができなくなるし、もちろん記録できる地震数も非常にへつてしまう。したがって、予想される余震群の発生深度とみあつた適当な距離だけ余震域からはなれた位置をえらぶ必要がある。

高感度地震計による観測においてはまた当然堅固な岩盤上のできるだけ常時的雑微動水準のひくいしづかな場所に地震計を設置する必要のあることはいうまでもない。しかし一方観測装置のために安定した交流電源を供給すること、観測装置をある期間設置する観測室をみつけること、観測員の滞在勤務の便、輸送交通の便などおおくの条件も考慮して観測場所は撰定しなくてはならない。

これらの諸点を総合的に判断してわれわれは観測地を岐阜県郡上郡の中心地八幡町付近にもとめることにした。同地は気象庁発表の本震震央から南南西 30 km, 岐阜市のほぼ北北東 50 km にあたり、国鉄越美南線にそい、長良川に吉田川、小駄良川の合流する付近に位置する。地質は大体秩父古生層の分布する地域で、地形は山がせまり、谷はせまいので、かたい岩盤も発見しやすいとおもわれた (第 1 図参照)。

観測室は八幡町小野の県立郡上高等学校体育館の配電室を利用することができた。つぎに地震計 (換振器) を設置する観測点には第 1 図にしめた No. 1~3 の位置をえらび、新鮮な岩盤をほりだし、コンクリートをうつて地震計台をつくつた基礎の岩石は第 1 観測点では秩父古生層珪岩 (Paleozoic Chert), 第 2 観測点では秩父古生層をつらぬく流紋岩岩脈 (Rhyolite Dyke), 第 3 観測点では秩父古生層硬質砂岩 (Paleozoic Greywacke Sandstone) であつた。観測点の位置は簡単な測量によつて  $\pm 5$  m の精度でもとめた。

### 3. 観 測 装 置

観測装置の系統図は第 2 図にしめすとおりであるが、その主要部分はすでにのべたように無線地震計\* RTS-I および RTS-II の送信および受信部端局装置および記録装置としてつくられたものであり、これについては別にくわしく報告される予定<sup>5)</sup>であるので、ここでは今回の観測における使用状態についてのみ簡単にしるすこととしたい。

地震計 (換振器) は No. 1~3 の各観測点に上下動 1 台づつ、第 1 観測点には東西動・南北動の 2 台の水平動地震計も併置した。上下動・水平動とも本所技術部製の動線輪動電換振器で、自己周期  $T_0=1$  sec, 減衰  $h=2$  にそろえた。地震計の出力は遮蔽ビニール線により観測室にみちびかれてそれぞれの回線の増巾器にはいる。

無終端磁気テープのながさは録音再生間の遅延時間が約 30 sec になるようにえらばれ

\* RTS: Radio Telerecording Seismograph.

5) *loc. cit.* 4).

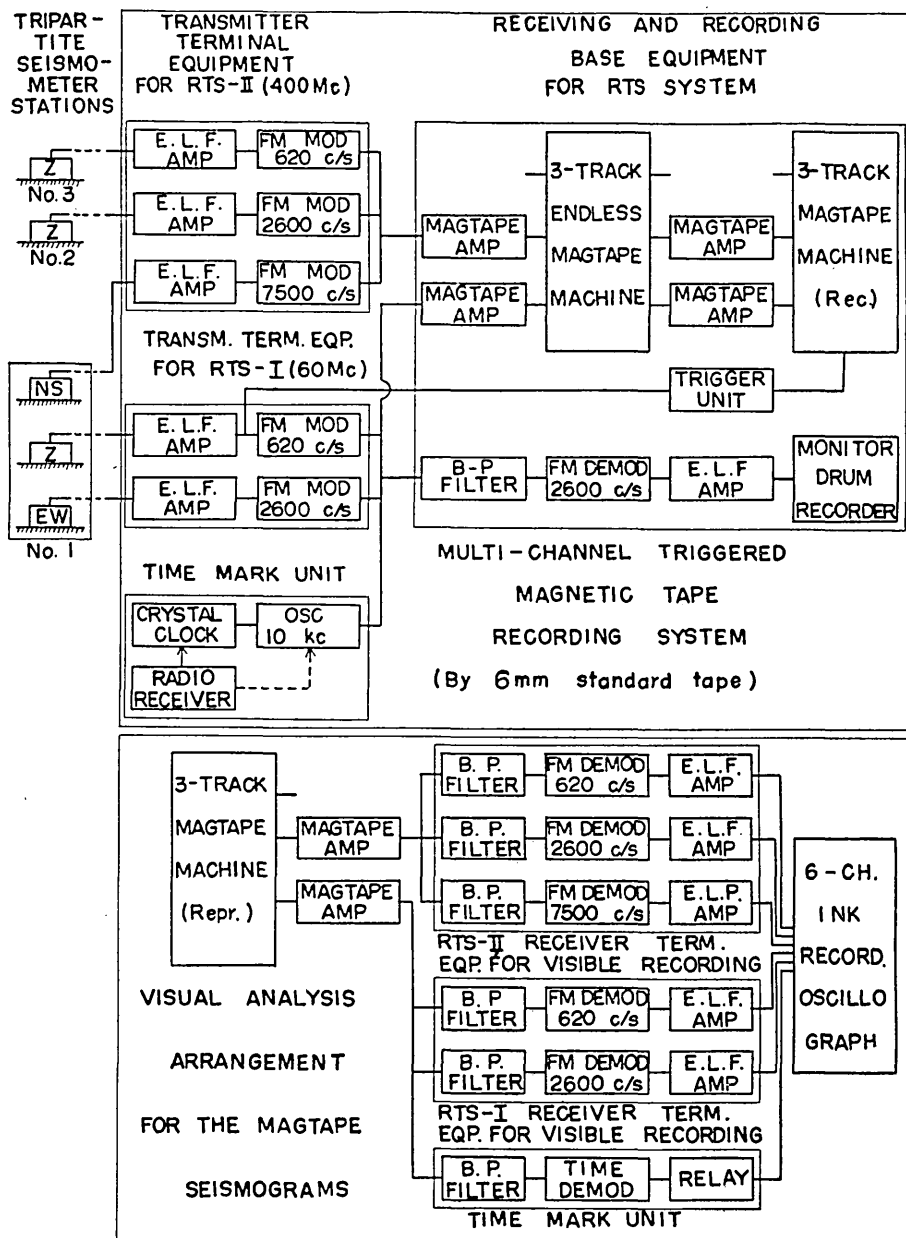


Fig. 2. Schematic diagram of the instrumentation. (E.L.F.: Extremely low frequency, i.e. 3~30 c/s. MOD: Modulator. DEMOD: Demodulator. OSC: Oscillator. MAGTAPE: Magnetic tape recorder. B.P. FILTER: Band pass filter.)

た。これは保存用磁気録音機がひきがね装置により地震の S 波が主要動で起動したとしても  $S-P < 30 \text{ sec}$  のものが初動から記録されるというようにしたことになる。ひきがね装置は数サイクル以上はよい振動が入力換算電圧  $50 \mu V$  以上で  $0.3 \text{ sec}$  以上つづくとき保存用磁気録音機のモーターを起動し、録音を開始させ、約  $90 \text{ sec}$  のちに自動的に停止させるようにした。磁気テープ記録には水晶時計からみちびかれた分秒時がいれられているが、 $90 \text{ sec}$  のうちにはかならず分刻時があるので、これから記録上の秒はわかるが、分を同定することはできない。このためには別に 1 成分だけをモニター記録として大型記録円筒にインクがき検流計で連続記録し、それにいれられた時分刻時を利用する。この連続記録紙速度約  $4 \text{ mm/sec}$ 、1 行  $1 \text{ mm}$  おくりで、1 日 1 回の記録紙とりかえをおこなう。ここにはひきがね装置を起動させないような小地震やのろい振動の遠方他震（普通の近地地震）も記録されている。

観測装置全体の総合倍率特性は第 3 図曲線 B にしめすようなものであり、各成分できるだけ特性はそろえるようにした。第 1~3 の各観測点においた上下動地震計を第 1 観測点にあつめ、ならべてとつた地震動の再生記録の一例を第 4 図にしめしたが、検流計のふれが飽和して振巾のちいさくなっている第 3 回線の初動付近の一部分をのぞけば、すべての波形が、振巾までほとんど一致した記録をしめしていることがわかる。水平動の 2 台についても、同一方向にならべてとつた記録はよく一致した記録をしめした。

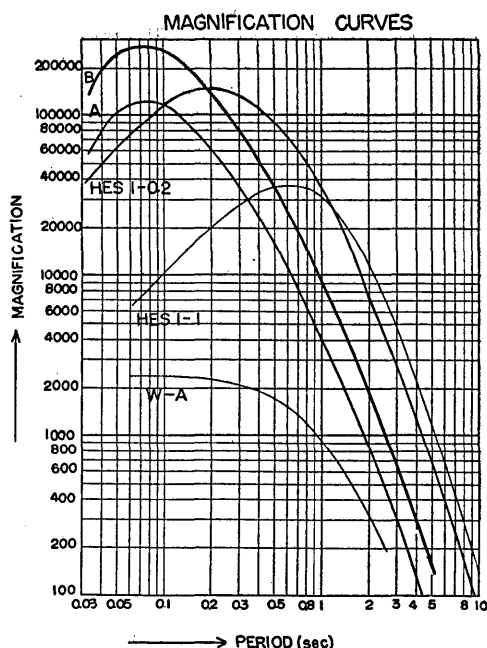


Fig. 3. Magnification curve of the seismograph system used at Hachiman, 1961. Aug.-Sept. (B). Magnification curves of the seismographs at Tsukuba Station, HES 1-0.2, HES 1-1 and W-A are shown for comparison's sake. HES 1-0.2: Hagiwara electromagnetic seismograph of  $T_p=1 \text{ sec}$ ,  $T_g=0.2 \text{ sec}$  with film reader enlargement. HES 1-1: The same of  $T_p=1 \text{ sec}$ ,  $T_g=1 \text{ sec}$ . W-A: Wood-Anderson torsion seismograph.

#### 4. 観 測 実 施

観測期間は本震後約 1 週間をへた 8 月 27 日より 9 月 20 日までであり、途中停電その他の事故による中断をのぞいて連続的観測をおこなった。保存用磁気録音機に録音された地震は毎日 1 回インクがきオツシログラフに  $6 \text{ mm/sec}$  と  $36 \text{ mm/sec}$  の記録紙速度で再生して解析に利用する。第 2 図において解析の磁気録音機とモニター記録のためのフィル

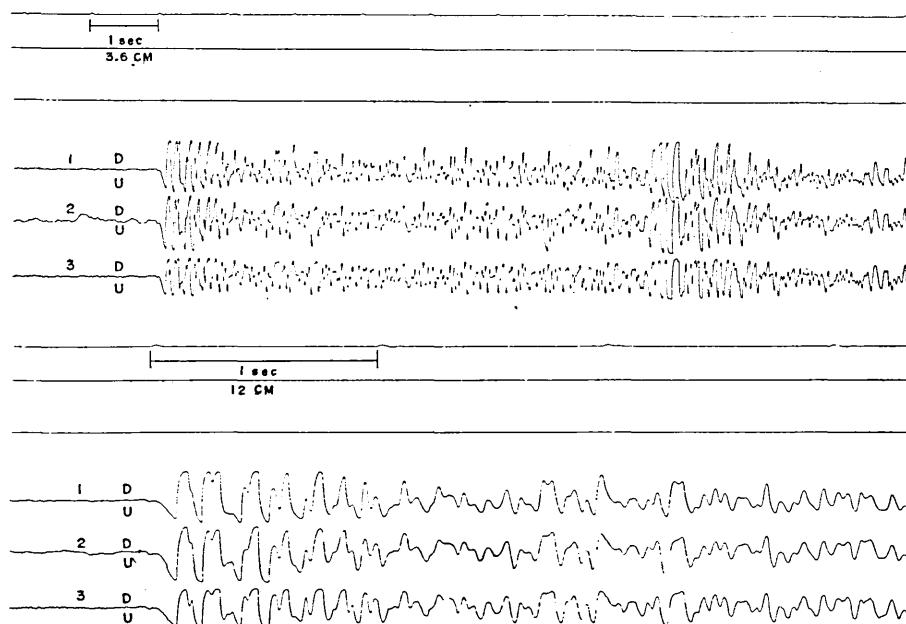


Fig. 4. Reproduced magnetic records of an earthquake by three vertical component seismographs installed at No. 1 station. The seismometers or transducers of the three seismographs 1-3 had been installed at No. 1, 2, and 3 respectively.

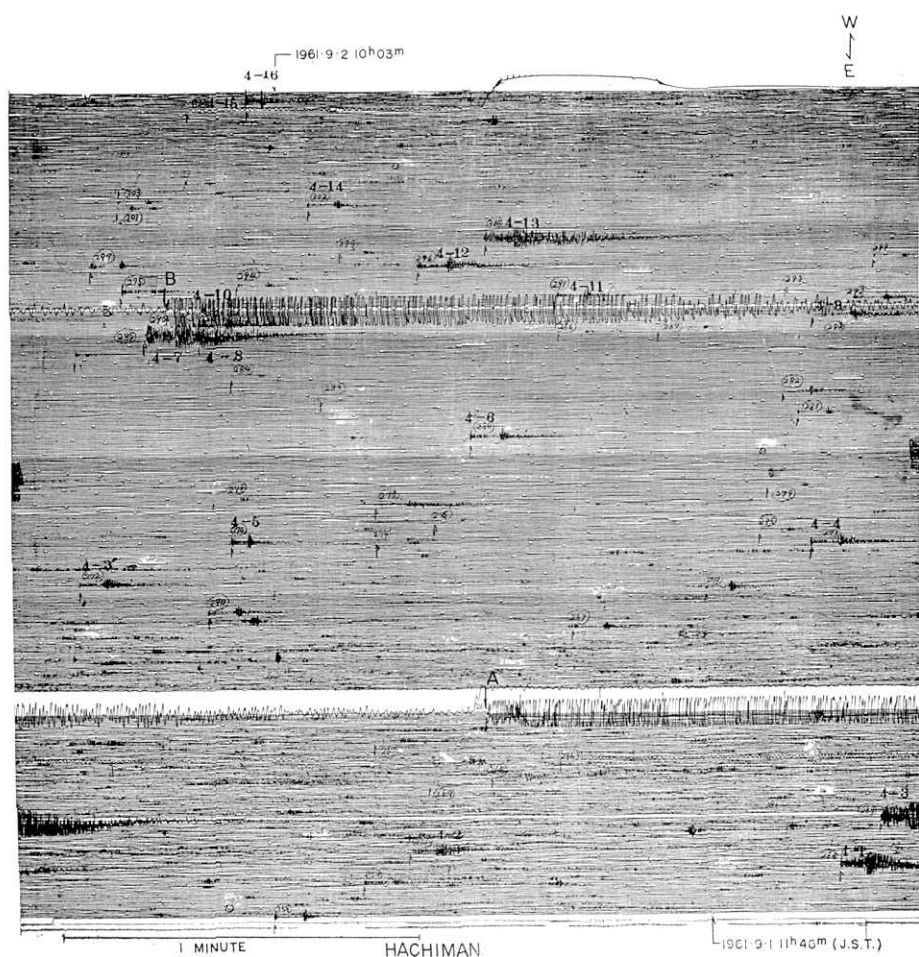


Fig. 5. An example of the monitor drum record for one day. Numbers 4-13 etc. are given for the earthquakes recorded by the magnetic tape recorder. A: Origin Time, 17 h 21 m. Epicenter (Kii Strait, Central Japan. 33.9°N, 135.0°E. Depth: 10 km) B: Origin Time, 03 h 59 m. Epicenter (Western part of Kanagawa Pref., Central Japan. 35°.4N, 139°.0E. Depth: 15 km)

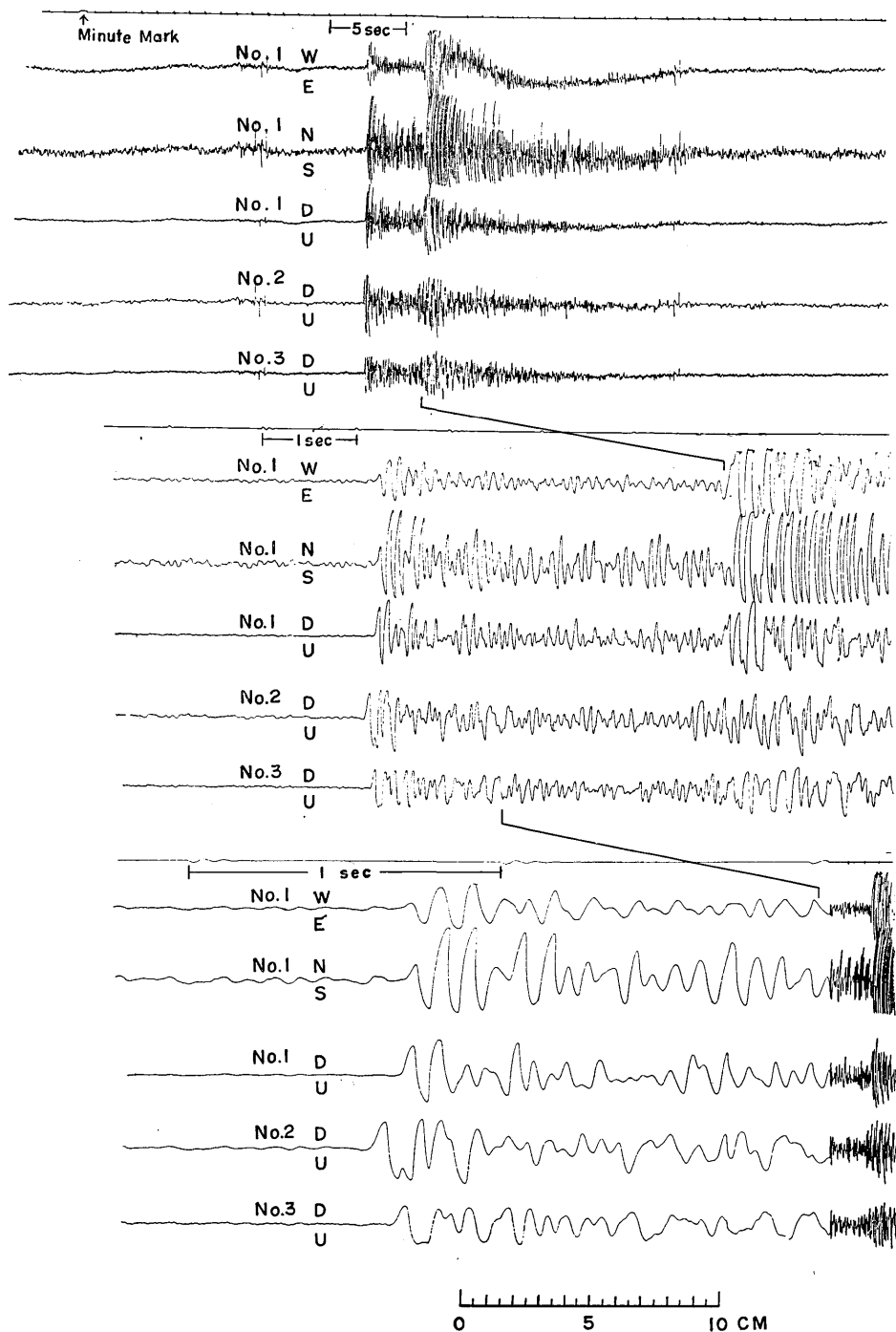


Fig. 6. An example of the magnetic records of an after-shock reproduced by three different paper speeds.



ター、検波器、等は実際には専用のものがなく、それぞれ観測用のもの、解析用のものを利用していたので、解析用の再生記録をとるときには観測の方は中止しなければならなかった。つまり毎日1回記録紙とりかえの際 30~60 分観測を中断したことになる。しかしこれによつて毎日前日の地震の解析をすませてゆくことができた。モニター記録の検測も毎日おこなつた。

モニター記録の第一例を第5図に、解析用再生記録の一例を第6図にかかげた。第5図で 4-13 etc. とかいてある地震はひきがね装置が作動して磁気テープ記録のえられたもので、4 はリール番号、13 はそのリールのなかでの地震番号である。

## 5. 観 測 結 果

観測結果の詳細の解析については別に報告される予定<sup>6)</sup>であるから、ここには暫定的に現地でまとめられた結果だけを簡単に報告する。

モニター用連続観測の検測によれば全期間の有効観測時間 611.2 時間に記録された地震数は 753 回、うち余震 616 回、余震以外の局地震 63 回、遠方の地震(近地地震)74 回である。ただし磁気テープ保存記録のとれなかつた小地震は一応  $S-P=3\sim6$  sec のものを余震とした。余震外の局地震とは  $S-P<10$  sec で磁気テープ記録の解析から余震域外にあると推定されたもの 18 個と磁気テープ記録がなくて震央の推定できない小地震のうち、 $S-P<3$  sec および  $S-P>6$  sec の範囲のものをとつた。磁気テープ記録された地震 149 個のうち余震とおなじ  $S-P$  をもちながら方位がちがひ余震でないことのあきらかなものは 6 個にすぎないから、上記余震数 616 回にふくまれるかもしれない余震外局地震数は  $(616-149) \times (6/149) = 19$  個、約 3% 程度にすぎないとみてよからう。

このような意味での余震をとつてその毎日1時間あたりの余震数の消長をしめたものが第7図である。余震数は比較的順調に減少し、われわれの観測期間においては、他の大地震の余震群中にしばしばみられるような、本震の規模  $M$  に対し  $M-1\sim M-2$  程度の規模をもつようなおおきな余震はみられなかつた。9月19日の余震数はややおおいが、これらはす

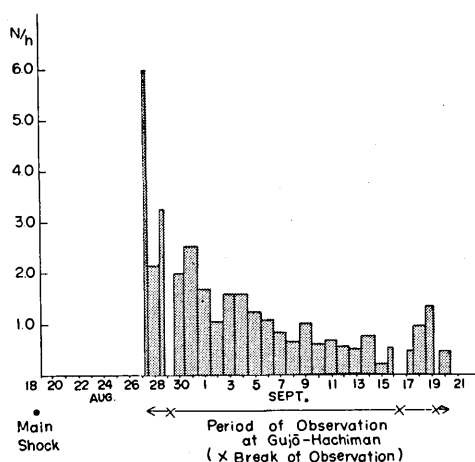


Fig. 7. Average Number of after-shocks per hour observed at Hachiman, Gifu Prefecture, Central Japan, after the Kita Mino (North Mino) Earthquake, Aug. 19, 1961.

6) K. AKI, *Bull. Earthq. Res. Inst.* **40** (1962), (in press).

べてちいさい地震であつて、特別におおきい余震があつて余震活動がふえたというのではなかつた。

記録されたすべての地震の初期微動継続時間S-Pの頻度分布をとると第8図のようになり、

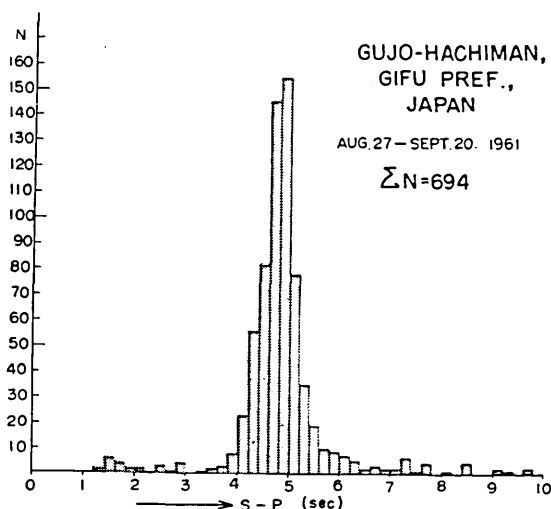


Fig. 8. Frequency distribution of S-P times of local earthquakes observed at Hachiman, Gifu Prefecture, Central Japan, after the Kita Mino (North Mino) Earthquake Aug. 19., 1961.

余震群は  $S-P=4\sim5.5$  sec, 特に  $S-P=4.5\sim5.0$  sec のあいだに集中しており、観測点八幡から震源距離  $D=25\sim50$  km のせまい範囲におこっていると推定された。

磁気テープ記録として保存された地震は全部で149個あり、それらの再生記録によつて、第1~3観測点に到達した初動のたちあがりの時刻差から、初動の到来方位とみかけの速度を計算することができた。第9図は初動の到来方位とS-P時間とから推定された震央位置を、初動のおし・ひきを区別して記入したものである。S-P時間から

震源距離をもとめるには、御母衣爆破実験<sup>7)</sup>からえられたこの付近のP波の速度  $V_p=6.0$  km/sec とポアッソン比  $\sigma=0.25$  を仮定して、大森常数を  $k=V_{s-p}=8.2$  km/sec としてもとめた。本震の位置が余震域の一端に偏していることは従来しられている事実と一致する<sup>8)</sup>。

初動のみかけの速度  $V_{ap}$  を震央の方位別に余震群についてだけ記入したものが第10図である。みかけの速度は  $V_{ap}=6\sim8$  km/sec に分布し、特に7 km/sec 前後のものがおおいようである。おし・ひきのみかけの速度も方位的にはつきりした特徴はしめてないようである。

御母衣爆破実験の結果からこの付近の地殻構造断面を推定し、これにみかけの速度  $V_a=6\sim8$  km/sec で入射する震波線と等S-P時間線とを記入したものが第11図であつて、これによつて余震群の位置は深度0~25 kmにあることが推定される。

余震域の面積  $A$  と本震の規模  $M$  とのあいだには宇津・関の公式  $\log A=M-4$  ( $A$  in  $\text{km}^2$ ) の成立することが知られている。気象庁の公表した本震の規模は  $M=7.2$ , Pasadena

7) T. MIKUMO et al., *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **39** (1961) 327~349.

8) T. MATUZAWA, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **14**, 38~67.

9) T. UTSU and SEKI, *Zisin (Journ. Seism. Soc., Japan)*, [ii], **7** (1955), No. 7, 233~240.

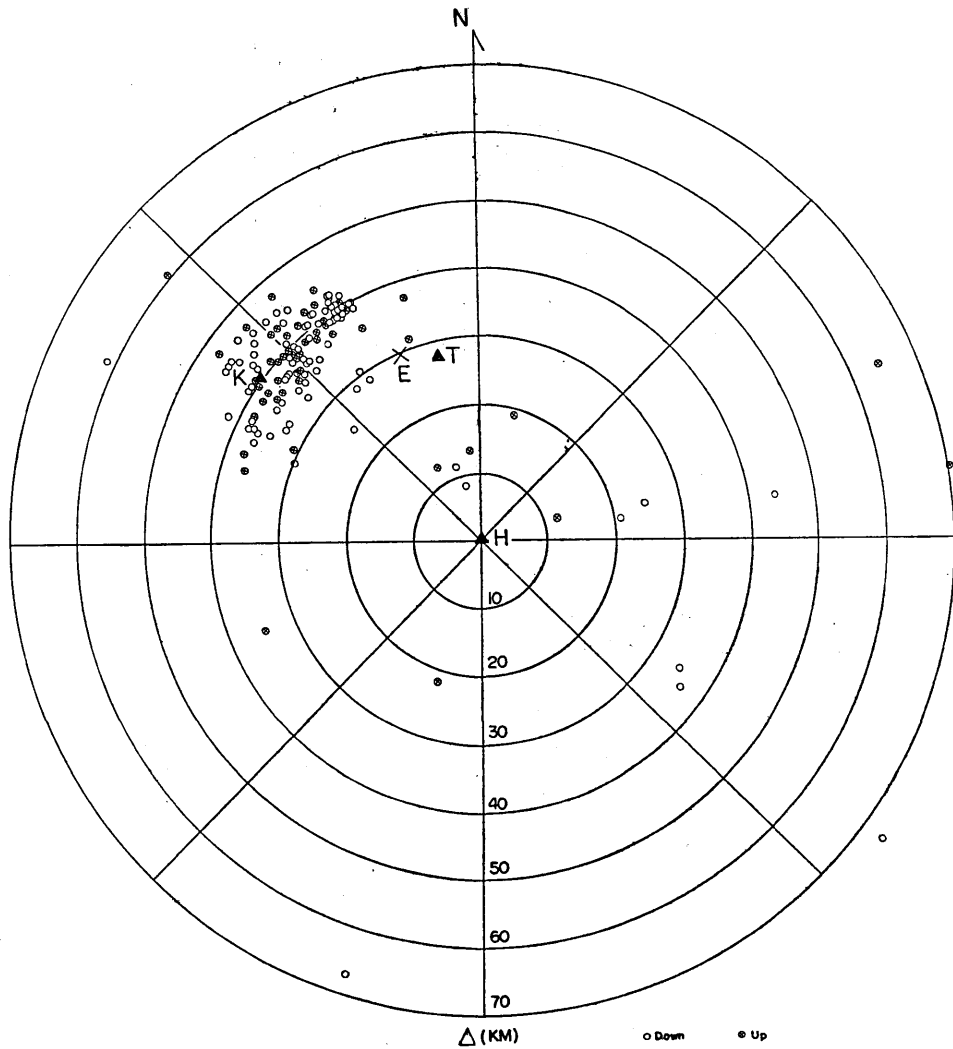


Fig. 9. Epicenters located by a correlational method applied to the tripartite observations at Hachiman, Gifu Prefecture, Central Japan, after the Kita Mino (North Mino) Earthquake, Aug. 19, 1961. H: Hachiman (Gujo County, Gifu Prefecture). K: Kadohara (Ono City, Fukui Prefecture). T: (Hirugano, Takasu Village, Gujo County, Gifu Prefecture). Epicenter of the Kita Mino Earthquake. Epicentral distances are calculated by the assumption of Omori constant  $k$  or the velocity of fictitious S-P waves being 8.25 km/sec.

の発表によれば  $M=7.5$  ということである。上記公式をあてはめると余震域の面積は  $A=1590$  または  $3170 \text{ km}^2$  となる。一方われわれの観測からえられた第 9 図をみて余震域をかんがえると  $A=20 \text{ km} \times 30 \text{ km}^2$  以上にはかんがえられない。これから逆に  $M$  をだ

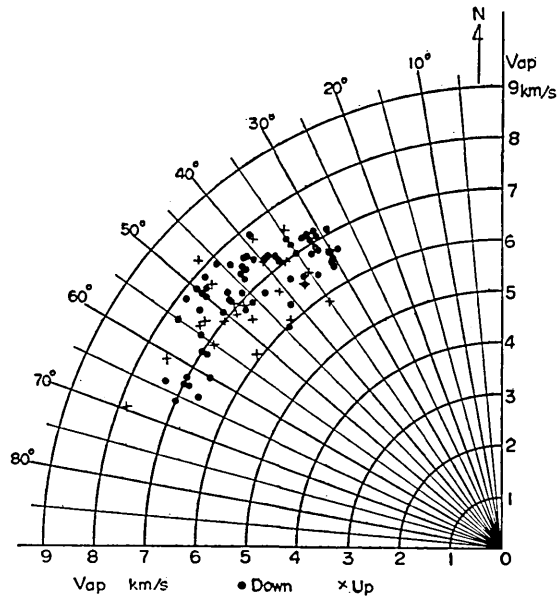


Fig. 10. Apparent velocities of the P waves of the after-shocks are given in relation to their epicenter azimuths from Hachiman.

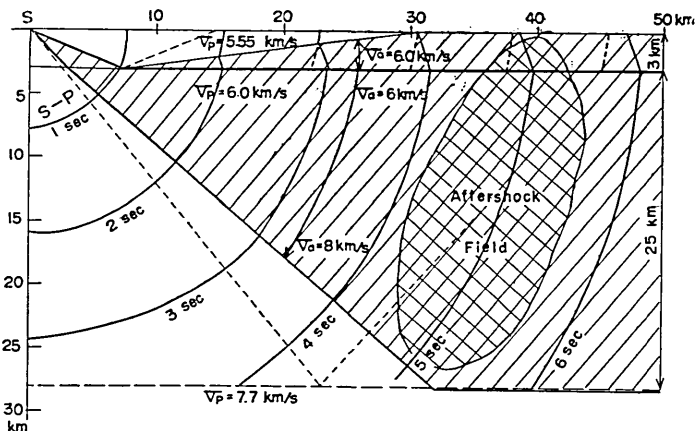


Fig. 11. Vertical section of the Earth's crust in the epicentral region of the Kita Mino Earthquake and aftershock field inferred from the S-P times and apparent velocities of P waves. S: Station, i. e. Hachiman.

せば  $M=6.8$  になる。  $M$  の精度からみてこの差を問題にする必要はないかもしれないが、一応これは (i) われわれのとつた余震域が従来の研究対象とされた地震の余震群よりもせまい意味の余震をとつているのか、 (ii) 実際にこの地震の余震活動が従来のものにくらべ特にせまい範囲に集中しているのか、あるいは (iii) また本震の規模推定に問題がある

のか、をしめすものといえるであろう。萩原尊礼ら<sup>10)</sup>によれば筑波山観測所の記録で同観測所に関する公式からだと本震の規模は  $M=6.5$  になるということである。一方余震の消長などをかんがえあわせると余震活動が従来の大地震のばあいにくらべ大変単純であることもわかるので、その空間的分布がかぎられていることも想像しやすいといえよう。本震についてのくわしい計測学的検討とともに将来の問題としてのこしておきたい。

最後に注意すべき点はすでにのべたように本震のちかくに集中する余震群のほか余震以外の局地地震というべきものがわづかであるが各方位に観測されたことである（第9図参照）。このような局地地震の活動が今回の北美濃地震とは別に常時の地震活動としてこの付近に存在しているものであるか、あるいはこれもまた北美濃地震によつて誘発された広義の余震的活動であるのかはいまのところ不明といわなければならない。もしできれば将来さらに同様の観測をくりかえして研究してみたいものである。

## 6. 謝 辞

本観測については現地において岐阜県土木部、同八幡土木出張所、県立郡上高校、八幡町役場、その他の後援をえた。ここにあつく感謝の意を表したい。

また、今回の出張観測に関し、本所所長代理河角教授、余震観測班担当萩原、表岡教授および技術部長実川技官のあたえられた御後援について謝意を表する、また観測点の測量にあたられた技術部岡田教官の協力に感謝したい。最後に計器の撤収輸送には技術部大貫、鈴木岡技官の協力をえたので併記して感謝する。

### 35. *Observation of Aftershocks of the Kita Mino Earthquake, Aug. 19, 1961.*

—*Observation at Hachiman, Gifu Prefecture, Central Japan.*—

By Setumi MIYAMURA, Minoru HORI, Keiiti AKI,  
Hideteru MATUMOTO and Seiichi ANDO,  
Earthquake Research Institute.

After the Kita Mino (North Mino) Earthquake of August 19th, 1961, we hurried to Hachiman, Gujo County, Gifu Prefecture, Central Japan, about 30 kms south-east of the epicenter to observe its aftershock activity for several weeks. Tripartite stations were occupied, as shown in the map of Fig. 1, near the temporary observation room at Gujo High School and from Aug. 27th to Sept. 20th the observation were executed almost continuously.

A block diagram of the instrumentation used is given in Fig. 2. Five seismograph channels, i. e. three vertical components at the tripartite stations No. 1~3 and two horizontal components at No. 1 station, were adjusted to have the same magnification character as that

10) T. HAGIWARA and I. KAYANO, *Monthly Meeting of the Earthq. Res. Inst.*, Sept., 26, 1961.

given in Fig. 3. Fig. 4 shows an example of the seismograms indicating the identity of of three vertical component channels used at the tripartite stations. An example of the monitor record is given in Fig. 5. Fig. 6 shows an example of the magnetic seismograms reproduced by an ink-writing oscillograph with three different paper speeds.

The daily average numbers of the aftershocks recorded by the monitor per hour, diminished gradually with a slight rise and fall during the observation period as seen in Fig. 7. It seems to decrease quite smoothly and we had no remarkable aftershock of a magnitude 1 or 2 grades less than the main shock which often used to occur in the aftershock sequences of big earthquakes. The frequency distribution of  $S-P$  times is illustrated in Fig. 8, which clearly shows a sharp mode between 4 and 5.5 sec, characterizing a narrow space concentration of the aftershock activity.

From the magnetically recorded seismograms, the tripartite stations method allowed us to determine the azimuths of epicenters and the apparent velocities of the  $P$  waves. If we calculated the velocity of a fictitious  $S-P$  wave,  $V_{s-p}$ , or Omori's constant  $k$ , from the  $P$  wave velocity of 6.0 km/s obtained by the Miboro explosion experiments, we got  $V_{s-p}=8.2$  km/s, assuming the Poisson's ratio  $\sigma=1/4$ . Using this value of  $k$  we can obtain the epicentral distance of each shock by its  $S-P$  time. Thus the distribution of earthquake epicenters was obtained as in Fig. 9, the azimuths and distances from the station having been calculated as stated above. Apparent velocities of  $P$  waves for the aftershocks are plotted according to their epicentral azimuths from the station in Fig. 10, together with the directions of the initial motions. As the apparent velocities of the  $P$  waves of the aftershocks lie between 6 and 8 km/s, the seismological profile of the Earth's crust obtained by the explosion seismic experiments tells us that the aftershock field is distributed in the crust at a depth of 0~25 km as illustrated in Fig. 11.

When we apply the Utsu-Seki's formula, connecting the aftershock area  $A$  in  $\text{km}^2$  and the magnitude of the main shock as  $\log A=M-4$ , the aftershock area of the Kita Mino Earthquake becomes  $A=1590 \text{ km}^2$  or  $3170 \text{ km}^2$ , for the magnitude of the shock was published as  $M=7.2$  or  $7.5$ , by J. M. A. or Pasadena respectively. However, the real aftershock area cannot be estimated from Fig. 9 as having larger than  $A=20 \text{ km} \times 30 \text{ km}=600 \text{ km}^2$ , which gives the value  $M \leq 6.8$ . On the other hand T. Hagiwara and I. Kayano reported that the data at Tsukuba Station gave  $M=6.5$ . It seems to suggest that the main shock had a special character making it worth while to proceed with further investigations in the future.

Finally we must notice that several small local shocks were observed in different azimuths other than the aftershock area and it will be necessary to execute a same kind of observation in future in order to investigate whether such local shock activity means an ordinary back ground seismicity of this region or some kind of aftershock activity in a broader sense of the word.