



Title	3. 新潟地震余震観測報告
Author(s)	北海道大学余震観測班; Hokkaido, University, Group, for, Aftershock, Observation
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 16, 21-32
Issue Date	1966-08-10
DOI	<a href="https://doi.org/10.14943/gbhu.16.21">https://doi.org/10.14943/gbhu.16.21</a>
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/13915">https://hdl.handle.net/2115/13915</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	16_p21-32.pdf



### 3. 新潟地震余震観測報告

北海道大学余震観測班\*  
(北海道大学理学部地球物理学教室)  
— 昭和41年4月受理 —

#### I. はじめに

1964年6月16日13時2分新潟、山形両県に大きな被害をもたらした新潟地震は、気象庁によると、震央は粟島南方沖東経139.2°、北緯38.4°の地点で、深さ40km、マグニチュード7.5であった。

この地震の後、全国の関係機関は直ちに現地へ観測班を派遣し、測地・地震・地磁気などの各部門の調査を行なった。これらの結果の一部は既に各機関毎に発表されている<sup>1)</sup>し、さらに「新潟地震についての総合的な報告」の形で、まとめて印刷されることになっているが、ここでは、全国的な共同研究の一端として我々が行なった地震観測の結果について報告する。

#### II. 地震観測の状況

北海道大学、東北大学、東京大学地震研究所、気象庁が中心になり、新潟・山形両県下に合計15の観測点を設置して、本震後約1カ月にわたって余震観測が行なわれた。我々は、山形県温海町小名部でこの観測に参加した。また同時に余震を利用して地下構造を調べるための観測が、全国各大学の協力のもとに実施された。これは、爆破地震動研究グループにより既に行なわれた東経139°線に沿っての地殻構造研究の一環をなすものであり<sup>2)</sup>、1地点で2~3日づつ夜間に高倍率の機械を使って行なう移動観測方式で行なわれた。我々は、この目的のために山形県温海町岩川、新潟県豊浦村中浦および笹神村出湯で観測を行なった。

以上の観測場所を第1図に、観測装置、観測期間、観測者名を第1表にまとめて示す。

#### III. 観測された余震の2, 3の特性

##### (1) 余震の数

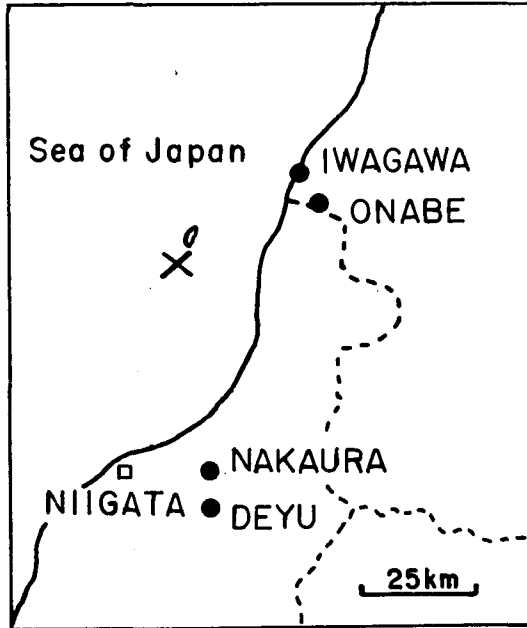
小名部においては、すす書きによる連続観測を行なったが、増幅器の調子が思わしくなく、余震の数の推移を調べるためには満足すべき資料が得られなかった。しかし、余震の発生頻度

\* 宇津徳治、本谷義信、村瀬勉、佐々木嘉三、牧正、角田寿喜、中井新二、西田泰典、森俊雄、高橋洋海、米田征弘、岡田弘、坂尻直巳

1) 例えば a) 東京大学地震研究所；新潟地震調査概報，東京大学地震研究所研究速報，8 (昭和40年3月)。

b) 建設省国土地理院；新潟地震地盤変動調査報告 (昭和40年3月)。

2) 嶋悦三他；新潟地震の余震による東経139°線にそった地下構造の研究 (速報)，前出 1)-(a)。p. 27。



第1図 新潟地震の震央×と観測点●

Fig. 1. Epicenter of Niigata Earthquake × and observation points ●

の全体的な傾向を述べておくことは重要であるので、ここでは、東京大学地震研究所観測班が新潟県新発田で、HES 1-0.2 ( $T_0=1.0$  sec.,  $T_g=0.2$  sec.,  $V_{max}=50,000$ ) で記録した余震の日別頻度を第2図に示しておく<sup>3)</sup>。また、小名部でのぬきとり観測 ( $T_0=1$  sec.,  $T_g=1/30$  sec.,  $V_{max}=28,800$ ) の結果を第2表に示すが、この感度では、6月20日頃は毎分1回、6月末には約3分に1回の割合で余震が記録されたことになる。なお本震の震源が約40 km で比較的深かったためか、同じく日本海側で発生した福井地震(1948年,  $M=7.2$ ), 鳥取地震(1943年,  $M=7.3$ ) と比較すると、今回の余震回数は大変少ないこ

第1表  
Table 1.

Station	Instruments	Period
Onabe, Atumi-mati, Yamagata Pref. 38°31'57.3"N 139°37'09.4"E about 85 m	1c/s vertical seismometer and pen-recorder with amplifier (Paper speed: 200 mm/min.)	June 19-July 11 (continuous)
	Tripartite with three 1c/s vertical seismometers and an oscillograph (Paper speed: 30 mm/sec.)	June 19-29 (nighttime only)
Iwagawa, Atumi-mati, Yamagata Pref. 38°36'16.2"N 139°34'36.1"E about 5 m	1c/s horizontal seismometer and pen-recorder with amplifier (Paper speed: 300 mm/min.)	June 23-25 (continuous)
	Tripartite with three 1c/s horizontal seismometers and an oscillograph (Paper speed: 30 mm/sec.)	June 21-25 (nighttime only)
Nakaura, Toyoura-mura, Niigata Pref. 37°54'30.1"N 139°18'27.6"E about 17 m	Two 1c/s horizontal and one 3c/s vertical seismometers and an oscillograph with amplifiers (Paper speed: 10 mm/sec.)	June 25-28 (nighttime only)
Deyu, Sasagami-mura, Niigata Pref. 37°48'57.1"N 139°18'21.1"E about 90 m	ditto	June 29-July 1 (nighttime only)

The members who participated in the observations are as follows (in alphabetical order): T. KAKUTA, T. MAKI, T. MORI, Y. MOTOYA, T. MURASE, S. NAKAI, Y. NISHIDA, H. OKADA, N. SAKAJIRI, Y. SASAKI, H. TAKAHASHI, T. UTSU, and Y. YONEDA.

どが指摘されている<sup>4)</sup>。

### (2) P-S 頻度分布

小名部・中浦・出湯の各点で観測された地震の P-S 時間の頻度分布を第 3 図に示すが、小名部では 3~4 sec. にピークがあり、余震域に最も近いことが推定される。また小名部については期間を分けて頻度分布を調べたが、P-S 時間の時間的な変化はほとんど認められなかった。

### (3) 最大振幅の頻度分布

小名部・中浦・出湯の各点で、最大振幅の頻度分布を調べると、いずれも石本-飯田の関係が良く成立し、指数  $m$  の値として、ほぼ 2.0 が得られる(第 4 図)。また小名部については期間を分けて調べたが、 $m$  の値も時間的に変化しているとはいえない。

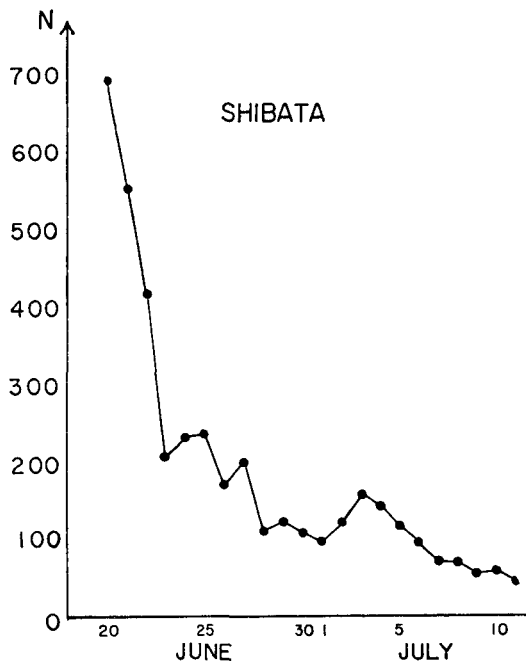
### (4) 初動方向

小名部において観測された余震については、引き波で始まるものが多く、押し引きが確認出来た地震 1,764 回の中で、押し波で始まるものは 372 回 (21%)、引き波で始まるものは 1,392 回 (79%) であった。この割合の時間的な変化は認められなかった。また初動方向と P-S 時間との関係も明らかではない。

## IV. 余震の震源

### (1) 3点観測による震源の決定。

小名部においては、第 5 図に示すようなほぼ正三角形の頂点に同じ特性の地震計を配置して 3 点観測を行なった。記録された地震の中で 3 点の波の対応が良いもの (238 個) について、赤松のノモグラム<sup>5)</sup>により、波の伝播方向と見かけの伝播速度が求められた。これと P-S 時間を使って震源を求めるためには地殻構造についての知識がいるがここでは仮りに、 $V_p=5.5$



第 2 図 余震の日別頻度  
(東京大学地震研究所余震観測班の新発田での観測による)

Fig. 2. Daily frequency of aftershocks  
(courtesy of Earthquake Research Institute, Tokyo University).

3) 東京大学地震研究所白木徹小地震観測所の茅野一郎が、各余震観測班の計測結果をまとめて作製した「新潟地震余震観測の協同整理の験震表および震央表」(未印刷)の資料による。

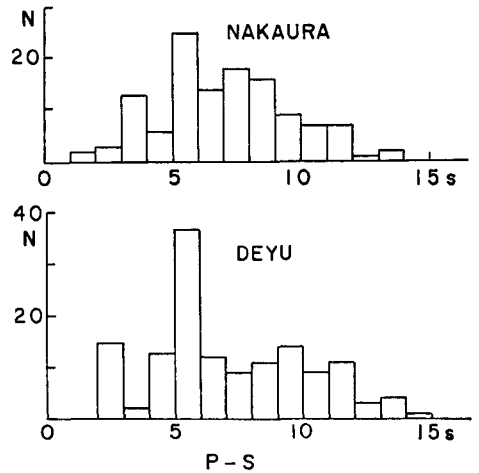
4) 前出 1)-(a), p. 9.

5) 赤松 敬; 震研彙報 39 (1961), 23-75.

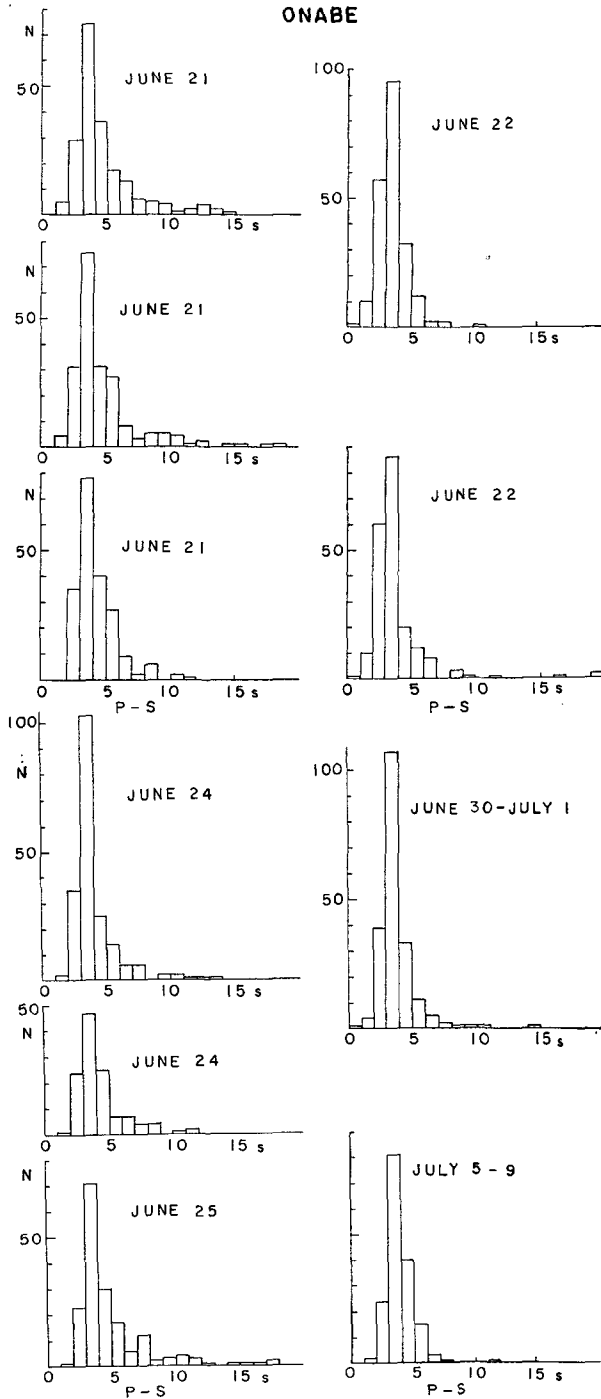
第2表 ぬきとり観測の結果

Table 2. Data of seismometrical observation at Onabe

Bromide No.	観測時間 Observational interval	$N_1$	$N_2$	Bromide No.	観測時間 Observation interval	$N_1$	$N_2$
2	June 19 d 22 h 19 m — 34 m	12	10	39	23 40 — 54	4	3
3	20 16 54 — 17 08	10	7	40	28 00 10 — 24	4	1
4	20 38 — 54	80	15	41	00 40 — 54	1	1
5	21 34 — 48	17	12	42	22 10 — 24	8	6
6	21 16 57 — 17 11	18	11	43	22 40 — 54	7	5
7	22 00 — 14	7	4	44	23 40 — 54	5	4
8	23 00 — 14	9	5	45	29 00 10 — 24	3	2
9	22 00 00 — 14	13	7	46	00 40 — 54	2	2
10	17 30 — 44	13	8	Total		406	238
11	22 10 — 24	8	7	$N_1$ は観測された地震の総数 $N_2$ は3点観測により震源の決定された地震の数 $N_1$ : number of earthquakes observed, $N_2$ : number of epicenters determined by tripartite method			
12	22 35 — 49	15	7				
13	23 10 — 24	8	4				
14	23 40 — 54	9	6				
15	23 00 10 — 24	15	7				
16	00 40 — 54	12	3				
17	22 40 — 54	13	6				
18	23 10 — 24	13	8				
19	23 40 — 54	7	5				
20	24 00 10 — 24	7	6				
21	00 40 — 54	6	10				
22	22 10 — 24	11	7				
23	22 40 — 54	9	5				
24	23 10 — 24	11	5				
25	23 40 — 54	6	5				
26	25 00 10 — 24	6	2				
27	00 40 — 54	11	5				
28	22 40 — 54	3	1				
29	23 10 — 24	5	3				
30	23 40 — 54	11	6				
31	26 00 10 — 24	10	6				
32	00 40 — 54	5	1				
33	22 40 — 54	9	3				
34	23 10 — 24	9	5				
35	23 40 — 54	5	1				
36	27 00 10 — 24	6	4				
37	00 40 — 54	8	7				
38	23 10 — 24	7	0				

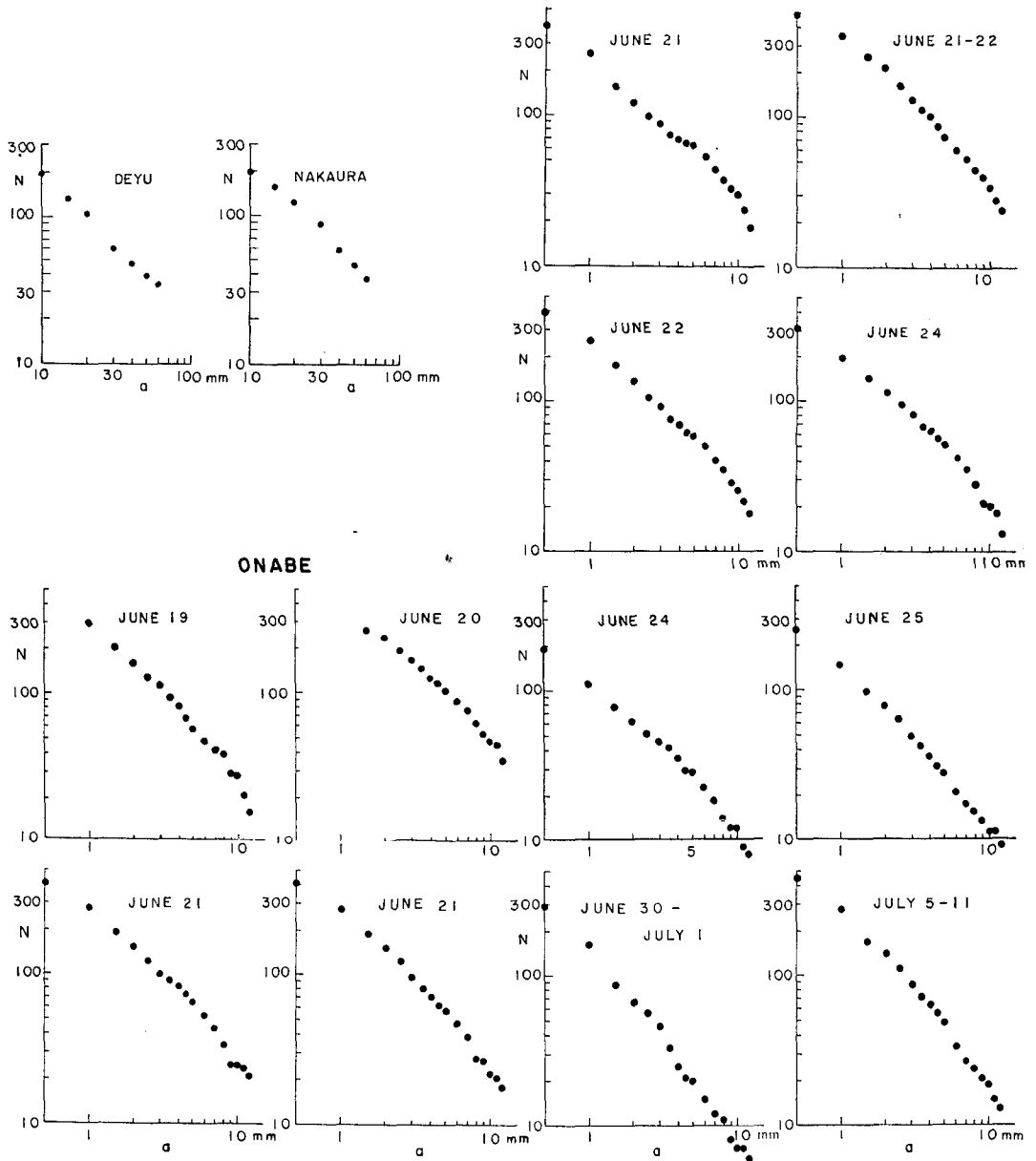


第3図-a P-S時間の頻度分布  
 Fig. 3-a. Frequency distributions of P-S durations.



第3図-b P-S時間の頻度分布 (June 21は3回に、June 22, 24は2回に分けて示してある)。

Fig. 3.-b Frequency distributions of P-S durations.



第4図 最大振幅の累積頻度分布 (小名部のデータは総数が300前後になるように期間を分けて示してある)

Fig. 4. Cumulative frequency distributions of maximum trace amplitudes.

km/sec.,  $V_S = 3.3$  km/sec., 従って広義の大森係数が  $k=8.25$  であるような一様な構造を採用した。このようにして求められた震源分布を第6図に示す。

### (2) 多点観測による発震時を用いた震震の決定

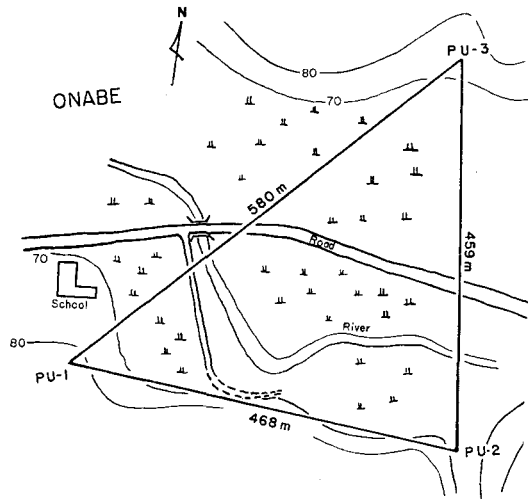
今回の共同観測の目的の一つには震源の決め方に関する問題が含まれているが、多点観測により得られた発震時を用いて震源を決定することが茅野によって行なわれている<sup>6)</sup>。これは、震源に関する座標  $x, y, z$ , 震源での発震時  $t_0$ , 媒質のP波の速度  $v_P$  を未知数として、収斂が良くなるまで計算を繰返して解を求める方法で、こうして得られた震央の分布を第7図に示す。

### (3) 3点観測と多点観測による震源の比較

第6図と第7図を比較してみると、多点観測による震央の方がかなり広い範囲に分布していることがわかる。3点観測から震源を決めるときには、広義の大森係数  $k$  の値を大きくとるか、 $V_P$  を大きくとると入射角が大きくなるので、震央距離は大きくなる。深さについてみれば多点観測によるものは大部分が20 kmより浅いが、3点観測によると20 kmより深いものが半分位の割合をしめている。ここで採用した  $k=8.25$  という値はかなり大きいものと考えられるので、茅野により妥当とされている  $V_P=6.0$  km/sec.<sup>7)</sup> を採用する方が良いように思われる。このようにすれば震央距離は大きくなり、深さは浅くなる。また、3点観測によれば陸地にも相当数の余震が起きていることになるが、多点観測によると、陸地に震央をもつものがほとんどないということも大きく違う点である。

余震群全体をみるとこのようなことが指摘されるが、同じ地震について両方の決定方法による震源の比較を試みる必要がある。残念ながらこの目的に使用出来る地震の数は多くなかったが、その資料を第3表に示す。

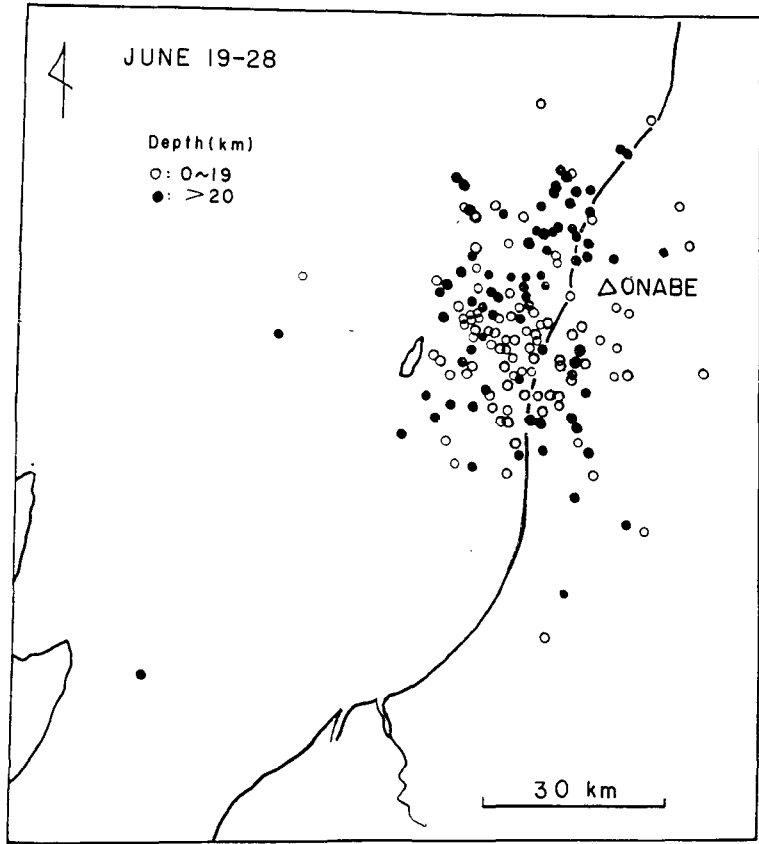
これらの結果を比較する前に、各々の決定方法による誤差を見積っておかねばならない。多点観測の結果には各数値に誤差がつけられているが、これをみると、震央はかなり良く決まるが、深さの精度が比較的悪いことがわかる。3点観測の資料については、今回原記録から全てを読み直し決定し直して、既に得られていた結果と比較して精度の目安とした。ここでは伝



第5図 小名部における3点観測網  
Fig. 5. Tripartite net at Onabe.

6) 前出 (3) による。

7) 前出 (3) による。



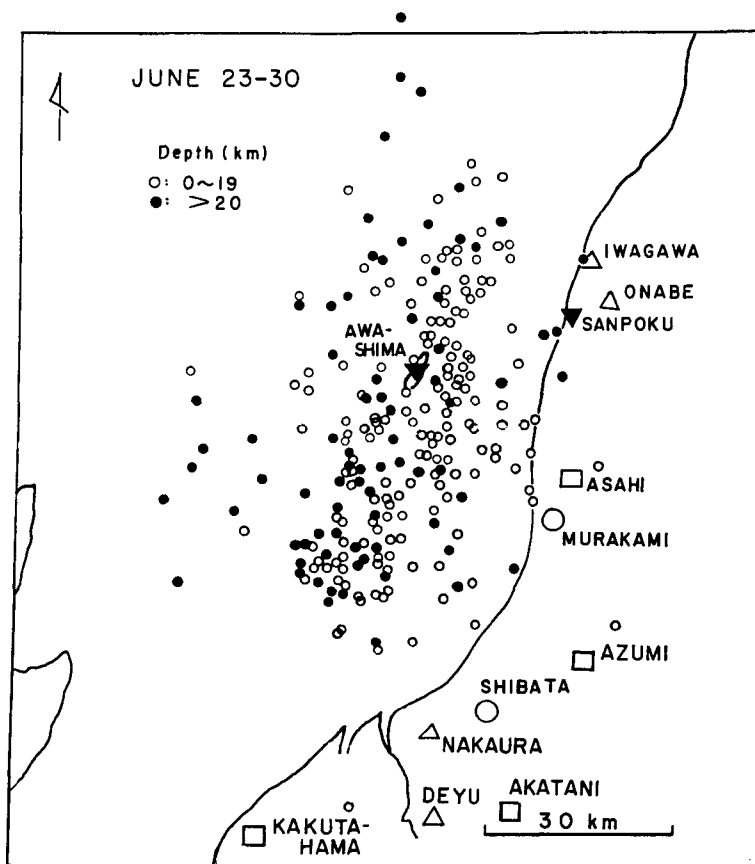
第6図 3点観測によって求められた震央の分布

Fig. 6. Distribution of epicenters based on the tripartite method assuming  $V_P=5.5$  km/sec. and  $V_S=3.3$  km/sec.

播方向において、前後2回の決定による差が $5^\circ$ 以内のものをランクA、 $10^\circ$ 以内のものをB、それより差のあるものをC、Dとしてある。ランクA、Bの場合には3点間の波の到達時間差は $\pm 0.01$  sec. 以内であった。

このようにして、21個の中で両方の決定方法による精度が共に良いと思われる地震12個について、結果を比較しやすいように、3点観測による伝播方向と多点観測による震源とを同じ図に示す(第8図)。この図では多点観測によって決定された震源から出た地震波は小名部でみると矢印の方向から伝播して来るようにみえることを示している。これを見て明らかなように、ただ1個の例外を除くと、多点観測によって決定された震源に対して南側にかたよった方向から伝播して来るのがわかる。しかもこのかたよりの角 $\delta$ はかなり大きく平均して約 $15^\circ$ になっている。

また、余震群全体の震源についてさきに指摘したことも、このような現象があることを暗示しているように思われる。すなわち、第6図で震央が陸上に図示されている地震については



第7図 発震時を用いて求められた震央の分布 (茅野の資料による)  
 △は北大, □は東北大, ○は東大震研, ▼は気象庁による余震観測点。

Fig. 7. Distribution of epicenters determined from arrival times of P wave at five or more stations belonging to Hokkaido University △, Tohoku University □, Earthquake Research Institute ○ and Japan Meteorological Agency ▼ (after I. KAYANO).

小名部で観測される伝播方向よりも北側に真の (あるいは多点観測による) 震源があるものと考えて、さらに  $V_p=6.0$  km/sec. ととれば、第7図に近い震央分布が得られることが予想されるからである。

#### (4) 結果に対する1つの考え

震源決定の精度が比較的良い地震だけを選んであるので、伝播方向のこのような系統的なかたよりは観測誤差としては説明され得ない。また3点観測網の測量に間違いがあるか、3点間の高度差が大きいときには、結果が違ってくるが、今の場合この影響がそれほど大きなものと考えられない。また、ある地下構造によって初動伝播方向にかたよりが生じることがある。

第3表  
Table 3.

No.	発震時 Origin time	震央 <sup>1)</sup> Epicenter		深さ Depth H (km)	伝播方向 <sup>2)</sup> Epicentral azimuth	見かけ速度 Apparent velocity (km/sec.)	精度のランク <sup>3)</sup> Rank of accuracy
		x (km)	y (km)				
1	June 23 d 00 h 14 m	- 7.9 ± 0.3	71.0 ± 0.4	5.0*	255.0°	5.97	B
2	00 40	0.4 ± 2.1	71.3 ± 1.8	5.0*	233.5	8.12	C
3	22 40	4.6 ± 0.4	64.8 ± 0.2	8.3 ± 1.1	212.5	7.16	B
4	23 13	4.4 ± 1.6	63.7 ± 0.4	20.4 ± 1.8	229.0		D
5	23 47	2.5 ± 0.9	90.3 ± 0.6	13.2 ± 0.6	269.5	6.68	A
6	23 52	2.8 ± 1.9	79.9 ± 0.8	14.7 ± 3.7	241.0	6.53	B
7	24 22 49	8.6 ± 104.4	55.3 ± 1.9	24.9 ± 6.3	201.0		D
21	23 43	- 1.0 ± 4.2	54.8 ± 6.4	11.6 ± 27.4	266.0	6.01	A
8	23 47	- 9.9 ± 8.8	58.3 ± 2.6	5.0*	195.5	6.01	A
9	25 00 53	23.9 ± 4.0	82.5 ± 1.8	29.2 ± 6.6	249.0	6.26	A
10	32 12	-11.1 ± 1.6	57.5 ± 1.6	28.2 ± 8.6	181.5		D
11	26 00 10	- 4.6 ± 1.7	46.9 ± 1.8	23.4 ± 7.5	243.0		D
12	00 12	28.3 ± 20.3	94.1 ± 12.4	25.7 ± 20.3	284.5	7.67	A
13	00 15	2.3 ± 1.8	80.6 ± 1.2	1.2 ± 22.7	242.0	7.00	B
14	00 48	1.4 ± 4.3	120.7 ± 13.1	74.0 ± 47.9	243.5		D
15	22 42	-10.4 ± 3.6	76.7 ± 2.0	15.2 ± 8.8	241.5	6.85	A
16	27 00 20	0.6 ± 1.3	86.0 ± 1.0	15.8 ± 2.7	247.0	7.29	A
17	00 21	- 4.4 ± 2.8	75.6 ± 1.4	14.3 ± 6.4	238.0	6.67	B
18	00 50	-12.0 ± 3.5	78.3 ± 1.3	28.6 ± 3.3	233.5	7.14	B
20	23 43	-10.7 ± 8.8	50.9 ± 7.9	26.7 ± 31.3	175.0		D
19	28 22 43	- 9.8 ± 5.9	104.8 ± 6.5	9.4 ± 10.4	298.0	15.8	B

1) 座標原点は 37°45'N, 139°15'E, \*は  $H=5.0$  km と仮定して解いたもの。

Coordinate origin is set at 37°45'N and 139°15'E. \*:  $H$  is assumed.

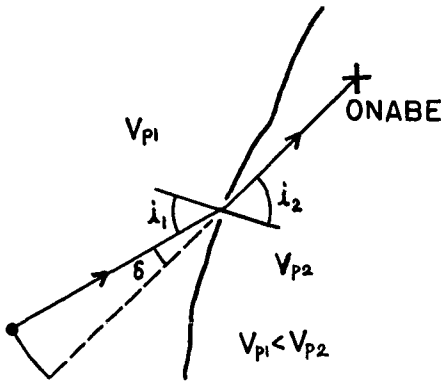
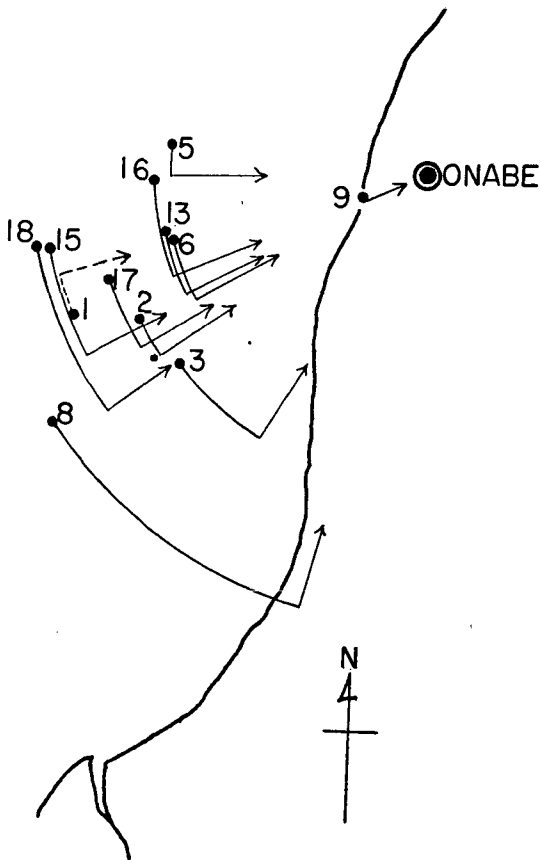
2) 方位は北から時計まわり。

Azimuth is measured clockwise from north.

3) The estimated error of azimuth  $\Delta\theta$ , A:  $\Delta\theta < 5^\circ$ , B:  $5^\circ < \Delta\theta < 10^\circ$ , C, D:  $\Delta\theta > 10^\circ$ .

現在のところこの付近の地殻構造について何も知られていないが、地質構成をみると、小名部を含む朝日山脈は深成岩で構成されているので、この山体と海岸線および新潟平野部との間には、地震波速度の不連続があると考えることにより、この伝播方向のかたよりが説明されるかどうかを検討してみた。簡単なモデルとして第9図を考える。既に述べたようにP波の速度を6.0 km/sec. とするのが妥当と考えられるので、陸側では  $V_{P_2}=6.0$  km/sec., 海側では  $V_{P_1}=5.5$  km/sec. と仮定しよう。また伝播方向の代表値として  $\theta=240^\circ$  をとると、簡単な計算により  $i_2=46^\circ$  を得る。従ってこの場合には、小名部では  $\delta=14^\circ$  だけ震源より南にかたよった方向から波が伝播してくることになる。すなわち、このような簡単な場合を考えても、伝播方向のかたよりが説明される可能性がある。

しかしながら、今のところこの議論を数量的に進める手がかりは全然ないのであり、上に  
出した数値は仮想的なものにすぎないことを強調しておく必要がある。しかし東北大学余震観  
測班でも、新潟県下の赤谷・角田浜などで観測された余震について、震源が粟島以北の地震は  
一様に東にかたよった伝播方向を与えるを見出し、同様な考察を試みている<sup>8)</sup>。とにかくこ  
こで明らかにされたことは、地下構造による波の伝播方向のかたよりが存在すること、そして  
これを説明するためには垂直に近い不連続面をもつような構造を考えることが必要な場合もあ  
るということである。また、このような系統的な誤差があるとすれば最小自乗法による震源決  
定に際しては注意が必要とされよう。



第9図 伝播方向のかたよりを説明する  
簡単なモデル

Fig. 9. A simple model for explana-  
tion of the systematic devia-  
tion of epicentral azimuths.

第8図 震央方位の比較：●は多点観測による震央を、  
矢印は3点観測による波の伝播方向を示してい  
る。数字は第3表の地震番号に対応する。

Fig. 8. Epicenters (●) determined from arrival times  
are compared with the directions of wave  
propagation (↗) obtained by the tripartite  
method. Numerals correspond to No. in  
Table 3.

8) 高木章雄他；地震学会 昭和40年度秋季大会にて講演。

## V. あとがき

我々が行なった新潟地震の余震観測については、観測終了後直ちに計測を始め結果の一部はすでに発表された<sup>9)</sup>。また観測者の1人である高橋洋海は卒業研究として結果を整理し、伝播方向にかたよりのあるらしいことを見出した。しかし、その時にはまだ多点観測による震央決定がなされていないなかったので、今回この資料が出された段階であらためてこの点について若干の検討を加えることが出来たわけである。

最後に、協力して観測を実施され、資料を提供された、東京大学地震研究所、東北大学、気象庁の各余震観測班の方々に深く感謝致します。また、多点観測による発震時を用いて震源を決定するという面倒な仕事を献身的に行なわれ、共同観測の結果のとりまりめに指導的役割を果たしておられる茅野一郎氏には心より御礼申し上げます。

### 3. Observation of the Aftershocks of Niigata Earthquake of June 16, 1964

Hokkaido University Group for Aftershock Observation  
(Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University)

On 16th of June, 1964, a great earthquake with magnitude 7.5 occurred off the coast of Niigata Prefecture, Central Japan, causing serious damage to the city of Niigata and neighboring areas. We participated in the cooperative observations of its aftershocks which were carried out by several groups from universities and government agencies. Although the general report of these observations will be published elsewhere, some results from observations by our group are described here.

The distributions of P—S intervals and maximum amplitudes at our temporary stations are shown in the figures.

Epicenter locations of aftershocks based on the tripartite method were compared with the locations determined from arrival times of P waves at five or more stations belonging to the cooperative groups. A systematic deviation was found between the epicentral azimuths determined by two methods. The cause of this phenomenon may be attributed to a horizontal heterogeneity in seismic wave velocity in the crust.

9) 宇津徳治他；地震学会 昭和39年度秋季大会にて講演。