

**REPORT**  
**OF**  
**HYDROGRAPHIC RESEARCHES**

**No. 6, March, 1971**

---

**新潟地震の前後における粟島付近の海底変動  
および海上磁気の変化について**

佐藤 一彦

**SUBMARINE CRUSTAL MOVEMENT AND MAGNETIC CHANGE  
IN THE ENVIRONS OF THE AWA SIMA (ISLAND), JAPAN SEA  
ASSOCIATED WITH NIIGATA EARTHQUAKE OF 16 JUNE 1964**

Kazuhiko Sato

*Received 10 January 1970*

**Abstract**

On 16 June 1964, a great earthquake of magnitude 7.5 took place, the epicenter of which was located below the sea floor about 6 km south of Awa Sima (island). Since the Hydrographic Department had dispatched its survey ship the *TAKUYO* to engage in sounding, dredging and magnetic survey in the environs of Sado Sima and Awa Sima from 6 to 15 June, just before the earthquake occurred, the Department could obtain a great deal of valuable data immediately ahead of the earthquake occurrence. Shortly after the earthquake, from 26 June to 7 July, the *TAKUYO* again engaged in sounding, magnetic and other surveys in the waters around Awa Sima to reveal any change in the depths and geomagnetism which might be caused by occurrence of the earthquake in the epicentral area. The results of the survey showed that a remarkable upheaval had occurred in the whole area of Awa Sima Kaikyō (strait) including the island, and that magnetic anomalies existed along submarine faults thereabouts.

Later, from 18 August to 16 September, another precise survey with higher positioning accuracy using Decca Navigator System was carried out by the survey ship the *KAIYO* of the Hydrographic Department in the area from Awa Sima approaches to the coast between Iwahune and Nezugaseki. The survey was conducted mainly as to sounding and bottom sampling.

It was then confirmed that the upheaval had occurred in the vicinity of Awa Sima and the subsidence and submarine faults had taken place along the coast between Iwahune and Nezugaseki.

Afterward, the Hydrographic Department started to carry out tidal observation at Awa Sima from September 1965, and also conducted levelling of the island in March and October 1965 in August and September 1966 and in September 1967 respectively. Furthermore, in July and August 1966, the survey ship the *MEIYO* of the Hydrographic Department carried out sounding, magnetic survey and investigation of the bottom with a sonic layer detector, to reveal the subsequent possible changes.

From the above-mentioned survey, the following results were obtained:

(1) Due to the earthquake Awa Sima was uplifted 80 to 100 cm. The island, however, was gradually resuming its original topographic situation, with such a tendency in which higher speed in sinking was observed in the area where upheaval amount had been larger and vice versa.

(2) The earthquake caused an upheaval zone with dual axes running NNE-SSW in the middle of Awa Sima Kaikyō, the maximum upheaval amounting  $5\text{ m} \pm 1.2\text{ m}$ .

Two years after the earthquake, the zone as a whole showed a subsiding phenomenon and its width became narrow.

(3) Five submarine faults were confirmed in the environs of Awa Sima. It is considered that one of them was created by the earthquake. All of the faults were running in parallel with the tectonic line of the region, and have the characteristic feature of 1 to 6 meter scarps facing east.

(4) From the distribution of the magnetic total intensity, it was found that lines of equal total intensity show about NE-SW direction, and that anomalous anomalies were observed around the epicenter as well as over the submarine faults.

(5) Changes of the magnetic values at the sea caused by the earthquake are: the anomalous secular variation immediately before the earthquake had been about 50γ; right after the earthquake the total intensity was increased by 20γ than before the earthquake; two years later the total intensity was considered restored to the normal value.

Based on the above results, the consideration on the change in the geomagnetism due to the crustal movement caused by the Niigata Earthquake can be concluded as follows;

The magnetic anomalies in the epicentral area as well as in the areas where large crustal movements occurred indicate that the whole region has an anomalous tectonic aspect.

For that reason, at the sea-bed in approaches to Awa Sima some distortion was caused and developed by the compressive stress in the crust, and in parallel with this phenomena the anomalous secular variation in geomagnetism also progressed. The earthquake occurred when the pressure in the earth crust and geomagnetic anomaly reached the critical value, and separate upheaval movements took place block by block in the base. After the earthquake, a rapid reactionary change was observed in the total intensity, showing the tendency to resume its normal value. During these two years, the upheaval zone was tending to gradually return to its old state, and the total intensity almost recovered to normal.

## 1 まえがき

1964年6月16日粟島南方6kmの海底、深さ40kmに震源を有するMag. 7.5の地震が発生した。東大地震研究所は粟島が約1m隆起し、しかも西方に傾いた事を報じた。また、粟島の対岸の岩船～鼠ヶ関間では数cmの沈降を生じた事を明らかにし、葡萄山塊と呼ばれる地域が西方に傾動している事を明らかにした。

水路部においては、測量船「拓洋」が1964年6月6日より6月15日にわたり、震源を含む佐渡島、粟島付近海域の測深、底質調査、地磁気測定等を実施し、地震直前の貴重な資料を得た。地震直後、6月26日より7月7日にわたり、測量船「拓洋」は震源地付近の海底変動を明らかにするため、粟島を中心とする付近海域の測深、地磁気測定を再度実施し、粟島を含む粟島海峡一帯に顕著な隆起と、震源付近および海底断層付近に地磁気異常を見出した。その後、さらに8月18日より9月16日にわたり、測量船「海洋」により Decca 測位機を使用し、測位精度の高い詳細な調査を粟島付近より岩船～鼠ヶ関間の海岸の区域について実施した。本調査は測深、底質調査を主とし、その結果、粟島付近海底の隆起と岩船、鼠ヶ関の海岸に沿う沈降と海底断層を確認した。

水路部は、その後1965年9月から粟島において驗潮を継続実施し、1965年3月、10月、1966年8、9月、1967年9月の四回にわたって粟島の水準測量を実施した。さらに、1966年7、8月には測量船「明洋」で粟島付近海域の測深、音響探層機による地質調査、地磁気の測定等を実施してその後の変動を調査した。

以上の調査結果に基づき、粟島の地殻変動、沿岸陸部の地殻変動、海底地形の変動、震源付近の地磁気分布および地磁気異常、地震に伴った海上磁気の変化について考察し、新潟地震の地殻変動に伴う海上磁気の変化について研究した。

## 2 1964年の新潟地震前後における粟島付近の海底変動

### 1) 粟島付近の海底地形と地質構造の概要

Fig. 1 に、水路部で1952年から1964年までに調査した海底地形図を示した。また、Fig. 2 に粟島付近の海底地形を10mごとの等深線で示した。地震前の調査によるものを「—」で示し、1964年6、7月の測量船「拓洋」と1964年8、9月の測量船「海洋」によるものを「----」で示し、1966年8月の測量船「明洋」によるものを「—」で示した。

佐渡島の北方には Fig. 1 に示すとおり、最上堆、向瀬、鎌礁、瓢箪礁、鳥海礁等の多数の浅堆が存在している。これらの浅堆は北北東—南南西の方向に伸びを有している。浅堆を構成している地質は採取された資料から判断すると、頁岩、シルト岩等の第三系および閃緑岩、安山岩、玄武岩、凝灰岩等の火山岩からなっている。浅堆の頂部は波蝕によっていずれも大陸棚の深さに平坦化され、これらの平坦面の大部分が西方に緩く傾き、東側に急斜面を有する非対称断面を形成している。このことは、平坦面が形成された時代から西方に傾動するような地塊運動があったことを示している。

粟島付近の海底も、これらの浅堆群と本質的に変りはない。Fig. 1, 2 に示す詳細な海底地形測量の結果、粟島の海底部には北北東—南南西方向に伸びる、長さ約25kmの浅堆、「粟島地塊」が存在し、この南西隣りには、これと雁行配列する最浅部96mの浅堆「馬の背」が、やはり北北東—南南西の方向を示して、約30kmの長さによって存在している。

### 2) 地震に伴った粟島の地殻変動

粟島は新潟県村上市の北西方約34kmにある小島で、長さ7km、幅2kmで、N30°Eの方向に長軸を持ち、200～250mのほぼ同じ高さの尾根が島の長軸方向に伸びている。Fig. 3 に粟島の地形、断層、地質の個所を示した。

粟島は Fig. 1, 2 から判断すると幅5km、長さ25kmの北北東—南南西の方向に細長く伸びる浅堆の一部

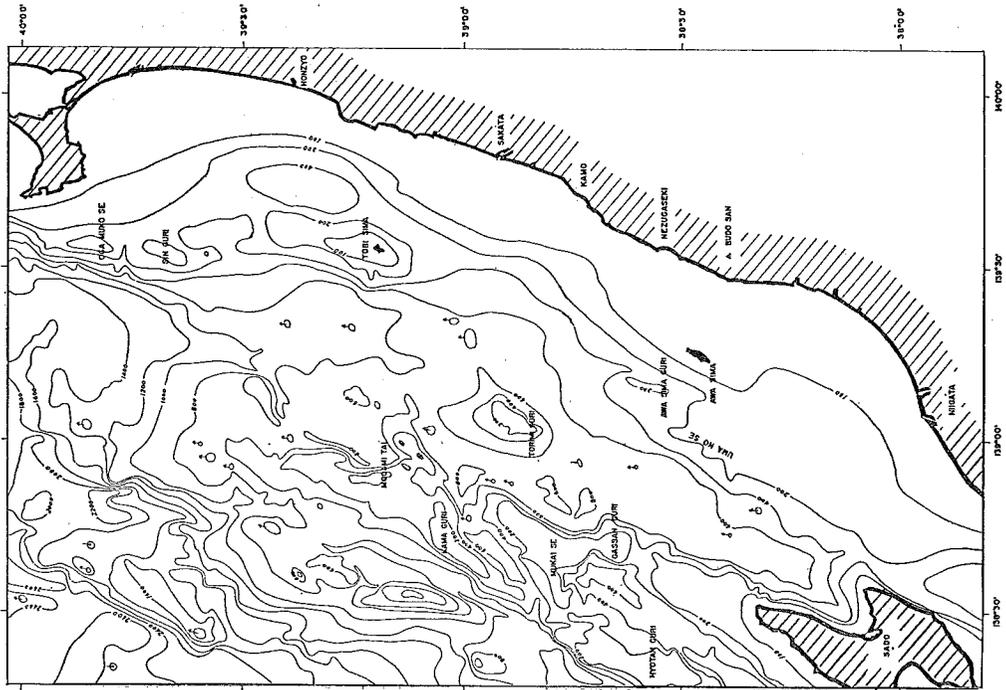


Fig. 1 Geomorphological Chart off the Northeastern Coast of Honsyū

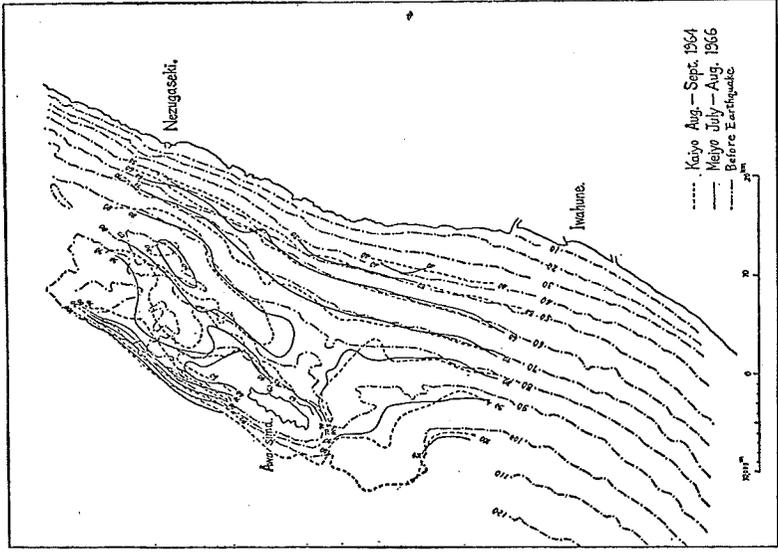


Fig. 2 Submarine Topography around Niigata Earthquake Epicenter

が海面上に表われたものである。

粟島の地質は、主として第三紀の泥岩とそれを貫ぬく粗粒玄武岩からなり、地質構造は概して北西に緩く傾く単斜構造である。

粟島は前節で述べた付近海底と同じ構造からなるもので、平坦面が形成される時代から西方に傾動する地塊運動があったものと思われる。

松田博士 (1964) によれば、粟島は中新世中期以後隆起の傾向にあり、この間 ( $2 \times 10^7$  年) に約 15 度北西に傾動している。

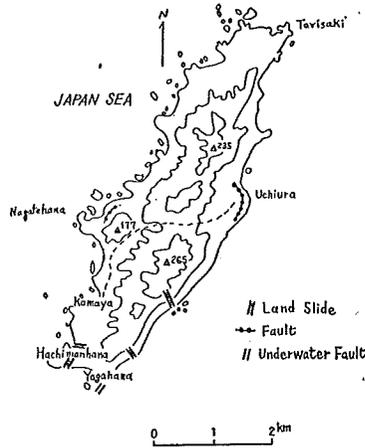


Fig. 3 Arrow shows the position of the underwater fault, land slides and fault

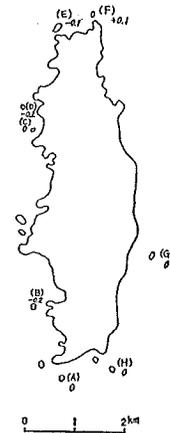


Fig. 4

No	I	II	II-I
A	2.9 <sup>m</sup>	2.9 <sup>m</sup>	0
B	1.0	0.8	-0.2
C	1.4	1.4	0
D	1.6	1.4	-0.2
E	2.4	2.3	-0.1
F	6.2	6.3	+0.1
G	2.9	2.9	0
H	8.1	8.1	0

I 1588

II 1657

Table 1

水路部が1898年と1957年に測定した粟島周辺の露岩の平均水面からの高さの変化を調査した結果は、Fig. 4, Table 1 のとおりである。すなわち、69年間に西海岸が0~0.2m沈下し、東海岸が0~0.1m隆起している。これらの現象は粟島が1898年から1957年の間に約10~30秒西方に傾動する地塊運動があった事を示している。露岩の高さの測定は輪島の平均水面を基準としたので、輪島における平均水面の変化をFig. 5に示した。Fig. 5によれば1898年と1957年の平均水面は等値と考えられるので、輪島の平均水面のannual variationによる高さ測定の誤差はnegligibleである。

ゆえに、Table 1に示した1898年と1957年の露岩の高さの差は地殻変動と考えられる。

粟島の驗潮は1965年5月から開始したが、諸種の障害のため連続した資料を得られなかった。

いま、得られた資料を鼠ヶ関の驗潮資料と比較したものを Fig. 6 に示した。Fig. 6 によれば、1965 年から 1967 年までの間に粟島は約 4 cm (1.4 cm/year) 沈下したものと推定される。粟島、鼠ヶ関とも気象条件、海象条件は同一であるとみなし、驗潮資料に気圧、海流等による補正はほどこしていない。

新潟地震直後、東京大学中村博士等 (1964) により、粟島の簡易水準測量が実施され、地震による粟島の地殻変動が報告されている。

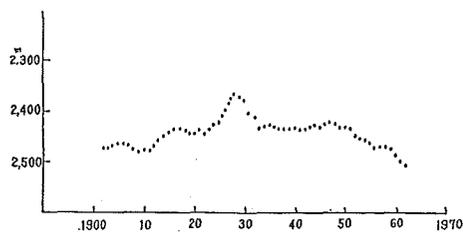


Fig. 5 Annual change of mean sea level at Wazima

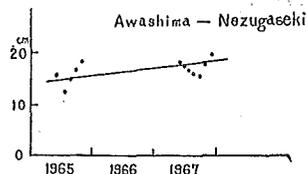


Fig. 6 Crustal movement at mareographic station

水路部では 1965 年から Fig. 9 に示す leveling route で水準点の水準測量を実施してその変動を調査した。中村博士等の調査による粟島の隆起量を Fig. 7 に示した。また、島の長軸方向、すなわち N 20°E の方向に各測点を投影し、各点の変動量を示したのが Fig. 8 である。

Fig. 7, Fig. 8 より隆起変動の詳細を検討する。東海岸においては、(21) では 109 cm の隆起量で、(21) より北にゆく程隆起量が大きく、(8) では 157 cm と最大の隆起量を示している。(15), (16), (17) は 132~134 cm で (13), (14) は 119~120 cm と前者より少い隆起量である。西海岸においては、(2) では 92 cm, (3), (4) ではそれぞれ 99 cm の隆起量である。(7) では 88 cm の隆起量で北にゆく程大きく、(11) では 102 cm である。

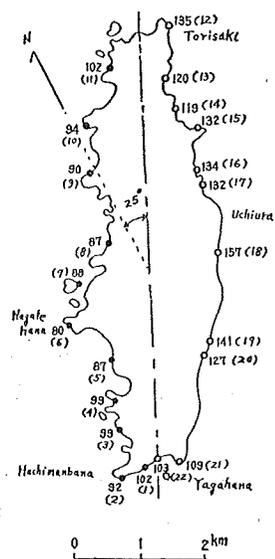


Fig. 7 Amounts of the uplift of the island associated with earthquake at 22 localities in cm

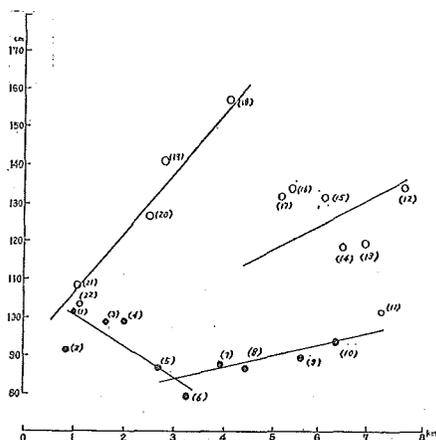


Fig. 8 To projects the upheaval value along axis of the island

Fig. 8 より、粟島の地震により隆起した地殻変動の傾向をみるに、東海岸においては (21) より (18) までは漸次隆起量が大きく、(18) において最大隆起量を示し、(17)、(18) の間で約 40 cm の不連続を生じ、(17) より以北は (12) に至るまでは漸次隆起量が大きくなる。西海岸においては、(1) より (6) までの間は北にゆく程隆起量が小さい傾向を示し、(6) が最小の隆起量である。(6) より以北は (11) に至るまで、漸次隆起量が大きくなる傾向を示している。

以上の調査結果よりすれば、粟島の地震による変動は東海岸の方が西海岸よりも隆起量が大きく、地震により粟島は隆起して、西に傾斜する地殻変動をなし、矢ヶ鼻、内浦間と八幡鼻、長手鼻間では隆起運動の Sense が異なり、内浦、長崎間と長手鼻、鳥崎間では隆起運動の Sense が同じである。内浦と長手鼻付近に断層地形がみられることからしても、内浦、長手鼻を結ぶ線から南部と北部とでは異なる隆起運動をなし、南部においては西側によじれる隆起運動があったものと考えられる。

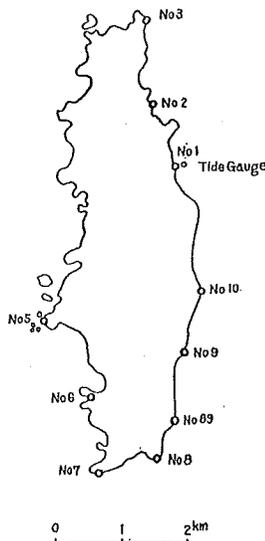


Fig. 9 Leveling route on Awa Sima

TABLE 2

B.M.	I	II	III	IV	II-I	III-II	IV-III
3	2.442	2.430	2.441	2.442	-12 <sup>mm</sup>	+1 <sup>mm</sup>	+1 <sup>mm</sup>
2	0.241	0.233	0.236	0.242	-8	+3	+6
1	0.000	0.000	0.000	0.000	0	0	0
10	-0.561	-0.550	-0.559	-0.561	+11	-9	+2
9	0.560	0.572	0.563	0.562	+12	-11	-1
89	0.074	0.090	0.076	0.077	+16	-14	+1
8	-0.026	-0.024	-0.043	-0.040	+2	-19	+3
7		-0.741	-0.759	-0.759		-18	0
6		1.072	1.047	1.052		-25	+5
5		-0.838	-0.864	0.860		-26	-4

I 1965 March  
 II 1965 October  
 III 1966 August, September  
 IV 1967 September

粟島の地震後の地殻変動を求めするために、水路部が実施した水準測量の leveling route を Fig. 9 に、結果を Fig. 10 と TABLE 2 に示す。各水準点の標高は B.M. No. 1 を不動点と仮定して示したものである。

第 1 回的水準測量は地震後 9 か月を経た 1965 年 3 月に実施し、第 2 回は第 1 回より 7 か月を経た同年 10 月に実施した。第 2 回の標高より第 1 回の標高を差し引いたものを Fig. 10 に○印で示した。No. 1 を不動点と仮定すると、No. 8 から No. 1 の間、すなわち、矢ヶ鼻と内浦の間は 2~16 mm 隆起の傾向にあり、No. 1 から No. 3 の間、すなわち、内浦と鳥崎の間は 8~12 mm 沈下の傾向にある。No. 1 の近くの驗潮器は Fig. 6 に示すとおり 1.4 cm/year で沈下しているので、この傾向が 1965 年 3 月より続いたものとする、No. 89~No. 10 は 3~8 mm の沈下を示し、北にゆくほど沈下量が大きく 16~20 mm となる。1965 年 3 月から 10 月の間の沈下運動には Fig. 8 に示した内浦付近の不連続はみあたらない。

第 3 回的水準測量を 1966 年 8、9 月に実施した。第 3 回の標高より第 2 回の標高を差し引いた 11 か月間の変動を Fig. 10 に×印で示した。なお東海岸は実線で示し、西海岸は点線で示した。No. 1 を基準とすると、No. 8~No. 10 は 9~19 mm の沈下量で、No. 2~No. 3 は 3~11 mm の隆起量で、No. 7~No. 5 は 18~26 mm の沈下量である。驗潮器より得られた沈下量を考えると、1965 年 10 月より 1966 年 8、9 月の間に矢

ヶ鼻は約 34 mm の沈下量で、北にゆくほど沈下量が小さく、No. 3 では約 3 mm の沈下量である。また、八幡鼻と長手鼻の間は約 32~40 mm の沈下量である。

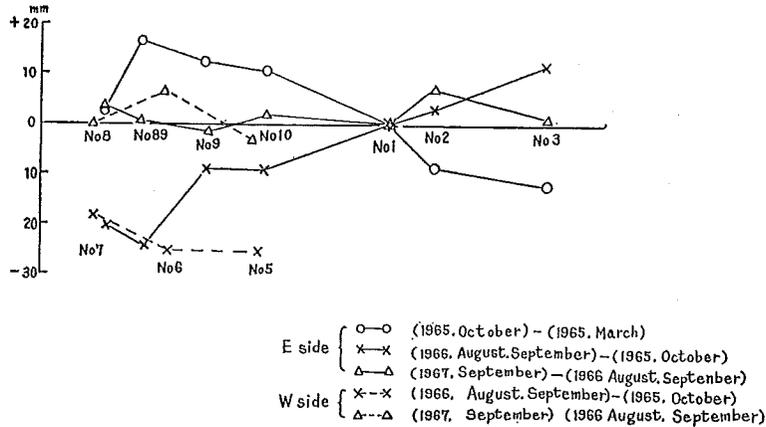


Fig. 10 Height changes of Bench Mark assuming height of Bench Mark No. 1 to be unchanged

1965年3月から10月の間の沈下現象は、地震による隆起量の大きな地区は沈下量が大き、隆起量の小さな地区は沈下量も小さい傾向を示し、1965年10月から1966年8、9月の間は前記期間における変動と逆 sense で、地震による隆起量の大きな地区は沈下量が小さく、隆起量の小さな地区は沈下量が大きい傾向である。

第4回の水準測量を1967年9月に実施し、第4回の標高より第3回の標高を差し引いた1年間の変動を Fig. 10 に△で示した。なお東海岸は実線で示し、西海岸は点線で示した。この期間における各地区ごとの沈下量の相違は全般に非常に小さくなり、粟島全体がほぼ一様に沈下する傾向にある。

### 3) 地震前後における沿岸陸部の地殻変動

1898年より1965年における Fig. 12 の leveling route の5水準点の変動を Fig. 11 に示した。新潟地震に至るまでの沿岸陸部の変動については坪川博士(1964)により報告されている。

地震後は1964年8、9月、12月、1965年9月に水準測量が行なわれている。(A)、(B)、(C)、(D)ともに地震により沈下したものが、1964年8、9月より12月の間に幾分隆起し、その後1965年9月までの間は沈下の現象を示している。(E)については地震前後においていくらか変動がみられるが、ほぼ linear に沈下の傾向を示している。

沿岸陸部の(A)、(B)、(C)点は地震前約50年より漸次隆起の傾向にあり、粟島もまた漸次隆起の傾向にあった。地震により粟島は約1m隆起し、(A)、(B)、(C)点すなわち粟島の対岸陸部は8~18cm沈下した。地震による地殻変動は粟島と対岸陸部では逆 sense である。

地震後、粟島は漸次沈下してもとの地形に復帰する地殻変動をなし、対岸陸部は沈下してもとの地形に復帰する傾向を示している。

### 4) 地震前後における海底変動

#### i 資料・測定

TABLE 3 に地震前後における粟島周辺の海底変動を調査するために用いた、水路部の測量調査資料を示した。各資料を検討するための水深測定、位置測定の精度を次に示す。

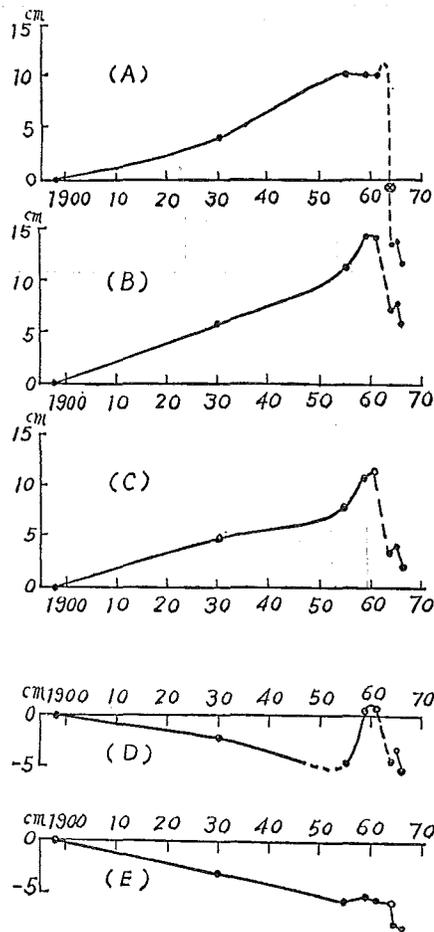


Fig. 11 Changes of the heights of five representative Bench Marks along the route shown in Fig. 12

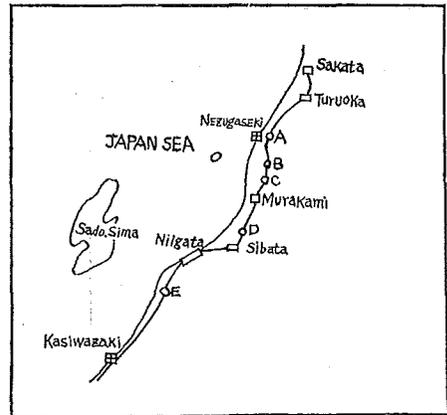


Fig. 12 Location of leveling routes from Kasiwazaki to Nezugaseki

TABLE 3 DATA FOR COMPARISON OF DEPTH BEFORE AND AFTER THE NIIGATA EARTHQUAKE

Period of Surveys		Ships	Observations	Positioning	Members
Before Earthquake	1952	Tenkai	Sounding, Dredging	Land sight	Kudo and others
	1956	Tenkai	Sounding, Dredging	Land sight	Kudo and others
	1957	Tenkai	Sounding, Dredging	Land sight	Kudo and others
	1958	Tenkai	Sounding, Dredging	Land sight	Kudo and others
	1964 (June 26 ~July 27)	Takuyo	Sounding, Dredging Geomagnetism	Loran and Land sight	Mogi and others
1964 (June 26 ~July 27)	Takuyo	Sounding Geomagnetism	Loran and Land sight	Mogi and others	

Period of Surveys	Ships	Observations	Positioning	Members	
After Earthquake	1964 (Aug. 23 ~Sep. 11)	<i>Kaiyo</i>	Sounding, Dredging Sonic Explovation	Decca Navigator	Kawamura and others, Geological Survey of Japan
	1966 (July 29 ~Aug. 2)	<i>Meiyo</i>	Sounding, Geomag- netism, Sonic Layer Detector	Loran and Land sight	Iwabuchi and others

## 水深測定の精度

TABLE 4 ACCURACY OF ECHO SOUNDER

測量船	測 深 機	精 度
天 海	中深海音響測深機	cm cm 50~70
拓 洋	極深海精密音響測深機	40~60
海 洋	極深海音響測深機	20~40
明 洋	中深海音響測深機	50~70

## 測位精度

陸標による場合 (六分儀による測角)

 $AB$  : 三点測角法における 2 目標 ( $A, B$ ) の距離 $AP, BP$ : 2 目標から船 ( $P$ ) までの距離 $\alpha$  : 船位誤差 (中等誤差)

$$\alpha = 0.00029 \times 3 AP \cdot BP / AB \approx 50 \text{ m}$$

電波測位機による場合

 $\sigma_1, \sigma_2$  : 各位置の線の中等誤差 $\theta$  : 位置の線の精度直線の交角 $b$  : 時間差測定 of 誤差に基づく基線上の偏位中央誤差 $\alpha$  : 船位誤差 (中等誤差)

$$\alpha = \operatorname{cosec} \theta \sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2} = b \operatorname{cosec} (\varphi_1 + \varphi_2) / 2 \sqrt{\operatorname{cosec}^2 \varphi_1 / 2 + \operatorname{cosec}^2 \varphi_2 / 2}$$

Decca  $\alpha \approx 20 \text{ m}$ Loran  $\alpha \approx 2,000 \text{ m}$ 

交叉した測深線の水深差より求めた測位精度

測位の方法は、陸標によるもの、または Decca, Loran によるものを組み合わせて用いているので、一様に前述の精度とはならない。そこで各測量資料の測位精度を交叉した測深線の水深差より求めた。

すなわち、 $x, y$ : 測深線、 $\partial H / \partial x, \partial H / \partial y$ :  $x, y$  測深線の交点付近の海底勾配、 $\partial H$ : 測深線の交点における水深差とすれば次式が成立する。

$$dH = \partial H / \partial x dx + \partial H / \partial y dy + C$$

上記の方程式より各測量資料の測位精度を求めると次のとおりである。なお、 $dH$  の平均を各測量資料ごとに示す。

a 1952 年~1958 年の「天海」の測量

$$dx=104 \text{ m} \quad dy=174 \text{ m} \quad dH=1.3 \text{ m}$$

b 1964 年地震前の「拓洋」の測量

$$dx=105 \text{ m} \quad dy=180 \text{ m} \quad dH=1.4 \text{ m}$$

c 1964 年地震後の「拓洋」の測量

$$dx=103 \text{ m} \quad dy=165 \text{ m} \quad dH=1.1 \text{ m}$$

d 1964 年「海洋」の測量

$$dx=15 \text{ m} \quad dy=28 \text{ m} \quad dH=0.1 \text{ m}$$

e 1966 年「明洋」の測量

$$dx=104 \text{ m} \quad dy=182 \text{ m} \quad dH=1.5 \text{ m}$$

海底の変動は以上の測位，測深の精度を考へて考へた。すなわち，地震に伴った海底の変動は a, b を組み合せた資料と c, d を組み合せた資料の差より求めるもので，その垂直変動は  $\pm 1.2 \text{ m}$  の Probable Error を含むものであり，地震前と地震 2 年後の海底の変動は e の資料と a, b を組み合せた資料の差で  $\pm 1.3 \text{ m}$  の Probable Error を含むものである。

## ii 測量結果

1952 年から 1958 年までの「天海」の測量結果と，地震直前に実施した「拓洋」の測量結果を基にして，地震直後に実施した「拓洋」，「海洋」の測量結果より地震直後の海底変動を求め，1966 年の「明洋」の測量結果より，地震 2 年後の海底変動を求めた。地震前，地震後および地震 2 年後の海底地形を Fig. 2 に示す。また，上記の測量結果より得られた地震直後の海底変動分布図を Fig. 13 に，地震 2 年後の海底変動分布図を Fig. 14 に示した。

地震に伴った海底変動は，Fig. 13 より考へるに，粟島の南方約 45 km より北東約 35 km にかけて，陸岸方向に幅 25 km の隆起帯がみとめられる。また，その隆起帯には 5 m の隆起箇所が 7 か所みとめられる。隆起帯の陸岸寄りには 1~4 m の沈降部がみとめられる。すなわち地震による海底変動は，粟島海峡に北北東—南南西に走る付近の構造線と一致する二軸を有する隆起帯が生じ，その隆起量は最大  $5 \text{ m} \pm 1.2 \text{ m}$  と推定される。しかし他の海域，飛島堆，明石礁付近，鳥海礁付近さらに佐渡海峡付近においては，いずれも海底変動はみとめられない。

地震 2 年後の海底地形は，Fig. 2 によれば全般的に深くなる傾向を示している。特に，粟島海峡に入りこむ 80 m の谷はさらに南南西に進み，90 m の深部も深くなっている。Fig. 14 をみるに隆起帯は Fig. 13 に示すものよりやや狭くなっているが，Fig. 13 と同様に隆起帯の陸岸寄りに沈降部が認められる。粟島南東方に最大隆起帯が集った表現がなされているが，測深の密度より考へるに余り明らかでない。他の最大隆起帯は Fig. 13 とほぼ一致している。

地震 2 年後の海底変動は，地震直後の海底変動と同様に，粟島海峡のほぼ中央に北北東—南南西に走る二軸を有する隆起帯が存在するが，全般的に地震直後より沈降の傾向を示し，隆起帯も狭くなった傾向にある。地震直後と地震 2 年後の水深を統計的に処理すると  $-0.8 \text{ m} \pm 0.7 \text{ m}$  となり，有意義的に沈降現象を認めることができる。粟島の構造線上と粟島海峡の中央付近に一部隆起帯が認められるが，統計的には明らかでない。鼠ヶ関～岩船間の海岸付近の海底の沈降部は，さらに沈降の傾向を示している。

1966 年 7 月から 8 月にかけて「明洋」で実施した音響探層機による現成堆積物の厚さ，沖積層基底面の深さを，それぞれ Fig. 15, Fig. 16 に示した。また Fig. 17 に海底変動分布の断面，現成堆積物の厚さの断面および沖積層基底面の深さの断面を示した。

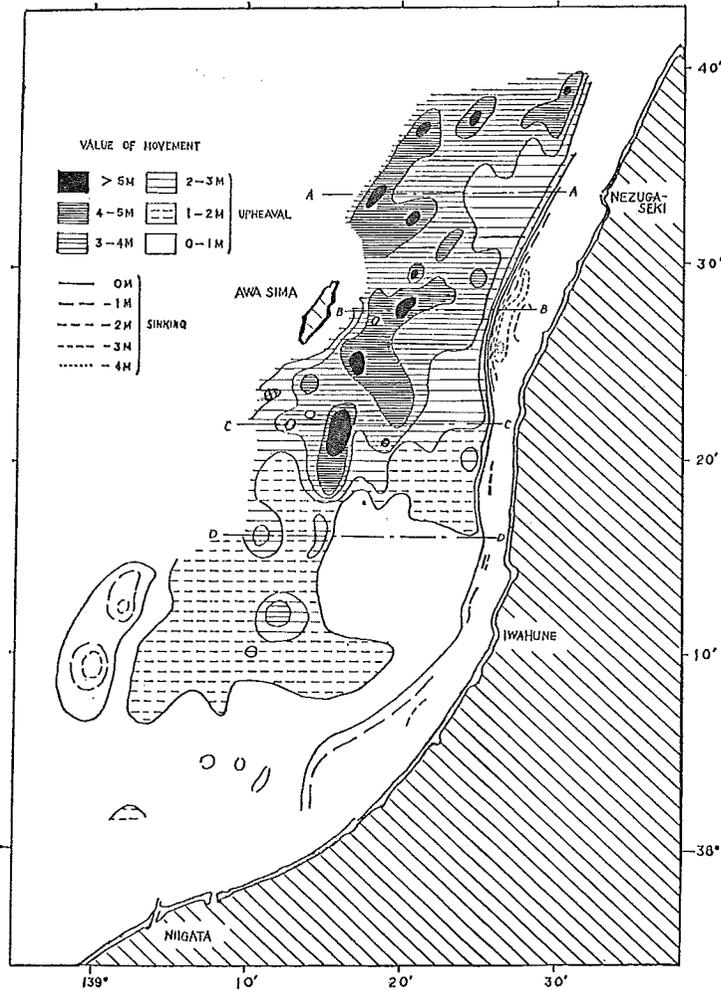


Fig. 13 Magnitudes of Submarine Crustal Movement accompanied by Niigata Earthquake

Fig. 15 に示す現成堆積物の厚さは、粟島の周辺ではほとんどなく、震源付近は 1~2m である。南方より入りこむ沖積層基底面の谷部は現成堆積物も多く堆積しており、その最大は 30m である。また、隆起帯の現成堆積物の厚さは 0~2m で、震源付近の現成堆積物の厚さは 0~2m である。

Fig. 16 に示す沖積層基底面の深さについては、粟島の周辺が浅く、粟島堆の浅所が北東に 60m の深さで約 3 海里のびている。震源付近の沖積層基底面の深さは約 90m である。Fig. 17 に示した A-A, B-B, C-C, D-D 断面よりみると、海底変動と沖積層基底面の深さには特に密接な関係はみあたらないが、大きい海底変動を生じた地区は、いずれも現成堆積物の厚さが少ない。

岩淵博士等 (1966) の調査によると混濁流の発生は認められない。

粟島付近の海底に水深変化を生ずるような地変は、1955 年以降観測されておらず、また該地域における上記期間の波浪、流れ等による水深変化は非常に少ないものと思われる。

これらの事象より, Fig. 13 に示す海底変動は, 新潟地震に伴って生じたものと考えて差しつかえないと思われる。

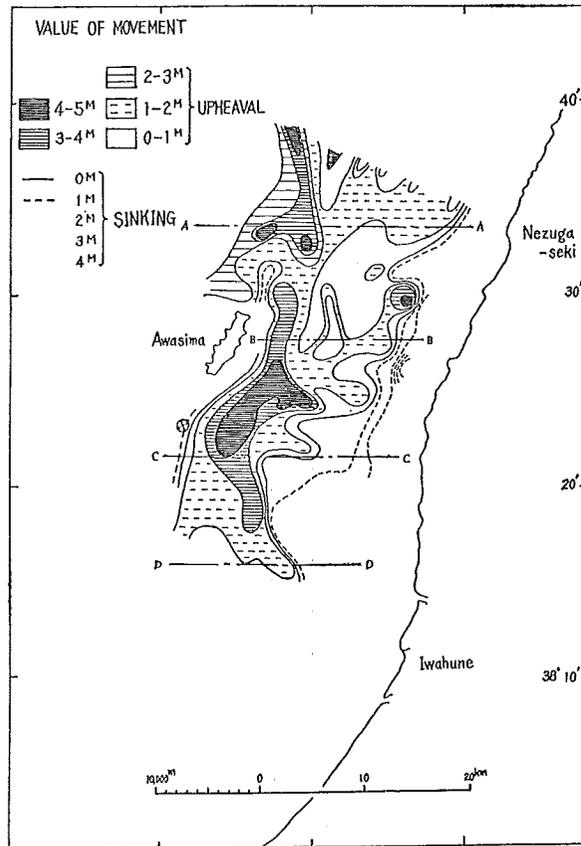


Fig. 14 Magnitudes of Submarine Crustal Movement (July 29~Aug. 2, 1966 Meiyō)-(Before Earthquake)

##### 5) 海底の断層

新潟地震により多数の亀裂, 断層, 噴砂, 山崩等の現象が粟島を始め, 新潟県各地に生じた. また, 粟島および粟島海峡の隆起現象と, 鼠ヶ関一岩船海岸付近の海底および沿岸陸部の沈降現象は, 粟島海峡に地震断層の存在を期待させるのに十分なものと思われる。

Fig. 18 に音響測深機, 音波探査機, 音響探層機の記録より判別された断層と, 地震研究所で観測した余震の 19 km より浅いものの分布を表わした。

音響測深機により測定された断層地形の記録を Fig. 19 に, 音響探層機により測定された断層構造を Fig. 20 に示した。

なお,  $N_1$ ,  $N_2$ ,  $S_1$ ,  $S_2$ ,  $S_3$ ,  $W_1$ ,  $W_2$  は従来発表の際に用いた記号で, それぞれ  $N_1$  は (4), (D) と  $N_2$  は (20), (B) に  $S_1$  は (6) に  $S_2$  は (7), (8) に  $S_3$  は (12), E に  $W_1$  は (2) の各音響測深機の記録に, それぞれ対応するものである。

これらの断層と推定される地形は, その走向が北北東-南南西で, この地域の構造線の方向と同一で, 落差 1~6 m でいずれも東落差である特徴を有している。

N<sub>1</sub>-S<sub>1</sub> 断層

N<sub>1</sub> は音響測深機の記録 (D), (4) によれば落差 4~6 m で東落ちである。音波探査機によれば地層ののびは南北で、東に 20~30° の傾斜を示している。潜航調査の結果海蝕崖であることが判明した。音響測深機の記録 (A), (C) も (D), (4) と類似しており、海蝕崖が (A) まで延びているものと思われる。

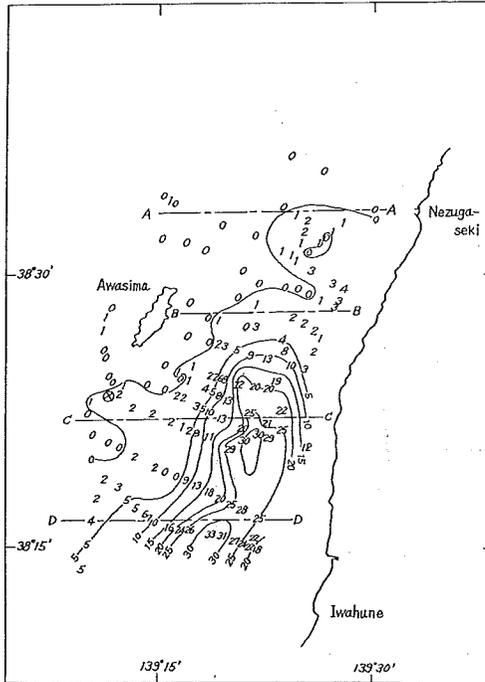


Fig. 15 Thickness of the Recent Sediments

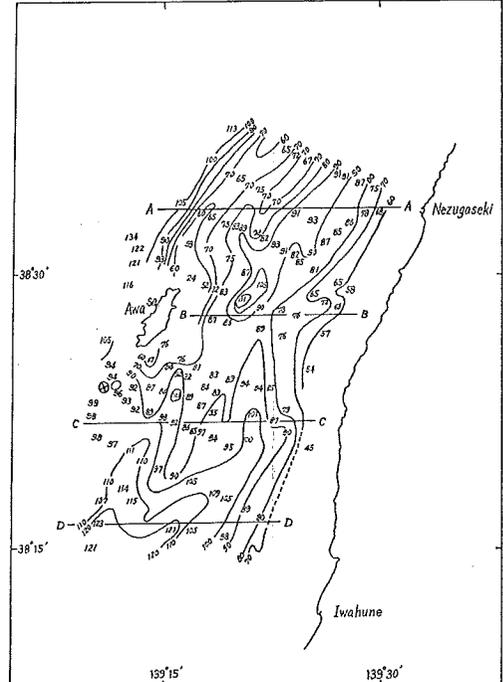


Fig. 16 Depth of Alluvium

S<sub>1</sub> は音響測深機の記録 (6) によれば東落差 2 m の断層地形で、音響探層機の記録 S<sub>1</sub> と音波探査機によると、断層を境にして粟島側では岩盤が地表近くまで表われ、東側では堆積層が厚い。従って、古い地層と新しい地層である堆積物を分割する断層で、地層の深部までに達するものと思われる。さらに、この断層は音響測深機の記録 (1), (11) の断層地形を連ね、音波探査機で認められた新潟沖合までに達するものと思われる。

音響測深機の記録 (1) は落差 3 m の東落ちで、(11) は落差 5 m の東落ちの断層地形である。

N<sub>2</sub>-S<sub>2</sub> 断層

N<sub>2</sub> は音響測深機記録 (20) によれば東落差 6 m の断層地形で、音波探査機によると S<sub>2</sub> までに連なる大規模な断層であることがわかった。音響測深機記録 B によれば、東落差 2 m の断層地形である。N<sub>2</sub> 断層は (20), B, C を連ね北に延びているものと思われる。

N<sub>2</sub>, S<sub>2</sub> を連ねる (5) の音響測深機記録は、東落差 2 m の断層地形である。

S<sub>2</sub> は音響測深機の記録 (7), (8) によれば東落差 3~4 m の断層地形で、音波探査機、音響探層機によると、S<sub>2</sub> 断層を境にして東側は堆積層が厚く、西側はさほど厚くない。この断層は堆積物の境界面に生じ、地層の深部まで達しているものと思われる。

S<sub>3</sub>

音響測深機の記録 (12), (E) によれば東落差 2~3 m の断層地形で、新潟地震以前の測量では認められなかったものである。音波探査機、音響探層機によれば向斜構造の東翼が折れた形態を示して、地層の深部まで達し、(E) を連ねさらに南に延びるものと思われる。

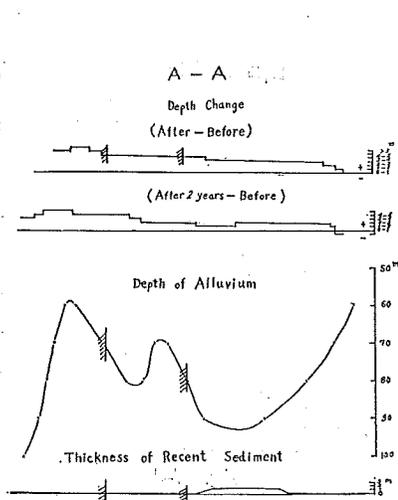


Fig. 17-1

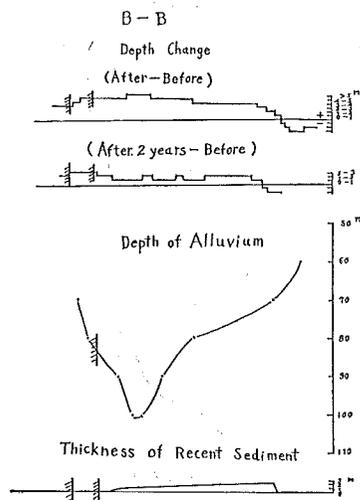


Fig. 17-2

W<sub>1</sub>

音響測深機の記録 (2) によれば落差 16 m の断層地形がみられる。音波探査機によると、第三紀層が粟島地塊と接するところで西に急傾斜している。この断層は音響測深機の記録で、断層地形を示している (19), (15) (17) 等に連なり、さらに南に延びるものと思われる。音響測深機の記録 (19) は東落差 2 m, (17) は東落差 4 m の断層地形を示している。

W<sub>2</sub>

音波探査機の調査によると、W<sub>1</sub> 断層の西側に西が隆起して東が落ちこむ形で、逆断層の様相を示している。音響測深機の記録によれば (F), (13), (16) に断層地形がみられる。この断層は北への延長は不明であるが、南は (16) まで連なるものと思われる。

音響測深機の記録によれば (F) は東落差 5 m, (13) は東落差 4 m, (16) は東落差 2 m の断層地形を示している。

Fig. 18 によれば、深度 19 km 以浅の余震はほとんど 5 条の断層線と一致して分布している。1~2 断層線よりはずれているものがあるが、これは震央の位置決定の精度および断層線を決定するための地形、地質構造の資料が少なかったことによるものと思われる。

1966 年の「明洋」の調査結果をみるに、S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub>, S<sub>3</sub> とともに音響探層機では地層内部に断層構造がみられるが、音響測深機による海底は平坦な地形を示している。

いま、Fig. 18 に示す S<sub>2</sub>, S<sub>3</sub> 断層を Fig. 21, Fig. 22 に示すとおり、1957 年、1964 年 6 月、8~9 月、1966 年 7 月~8 月に横切って測深しているので、これら 4 回の音響測深機による断面を比較検討することにより、今回の地震に際して、これらの断層が活動したかどうか、また地震による運動がどうであったかを検討することができる。

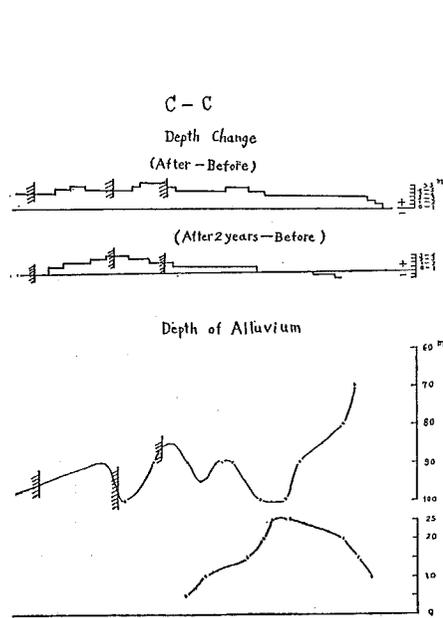


Fig. 17-3

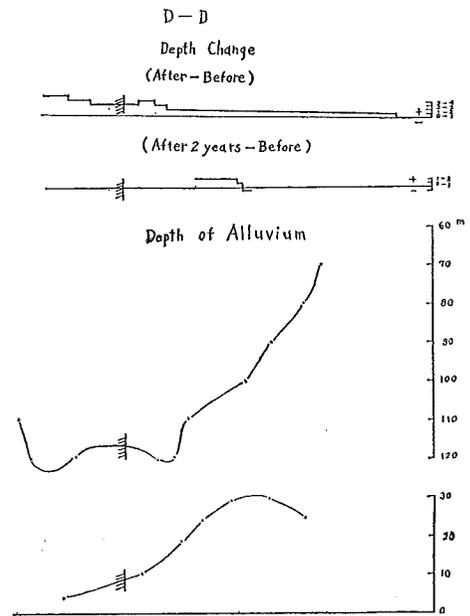


Fig. 17-4

$S_2$  断層においては、1957年の測線が小さな角度で断層線を横切っているが、それにもかかわらず断層の地点において、落差 3m の急崖が記録されている。地震後の 1964年6月の測線は、方向は異なるが落差 4m の急崖が記録されている。すなわち、 $S_2$  断層は新潟地震以前から存在し、音響測深記録からは、特に今回の地震によって再活動したという明瞭な違いは認められない。また、地震後の 1964年8月から9月に測定した音響測深機による記録は、前二者とはほぼ同一である。地震2年後の7月から8月の調査によれば、音響探層機では地層の不整合がみられるが、音響測深機では平坦な海底記録を示している。

$S_8$  断層においては、1957年の測線では極めて平坦な海底を示し、特に断層の位置において地形的異常は存在していなかった。地震後の 1964年6月と、8月から9月に測量した記録では明瞭な急崖を示している。すなわち、 $S_8$  断層は地震前には存在しておらず、新潟地震によって初めて形成されたものと判断される。音波探査機によると、この断層は古くから存在したものであることが判明しているが、今回の地震によって再び活動し、地表面に断層崖の一部を新たに形成したと思われる。

これらの断層付近の海底は地震により隆起し、その後の 1966年の調査では約 1m 沈下して、もとの地形に復原する傾向を示している。このような地殻変動は新しく活動したと思われる  $S_8$  断層ばかりでなく、古くからあったと推論される  $S_1$ ,  $S_2$ ,  $N_2$  等の断層においても同様なものと思われる。

またこれらの海底地形、地質構造から得られた断層には magnetic anomaly を伴っていることがわかった。地磁気と断層の関連については“3”において述べる。

Fig. 18 Distribution of the Faults and Epicentral of after shocks less 19km depth

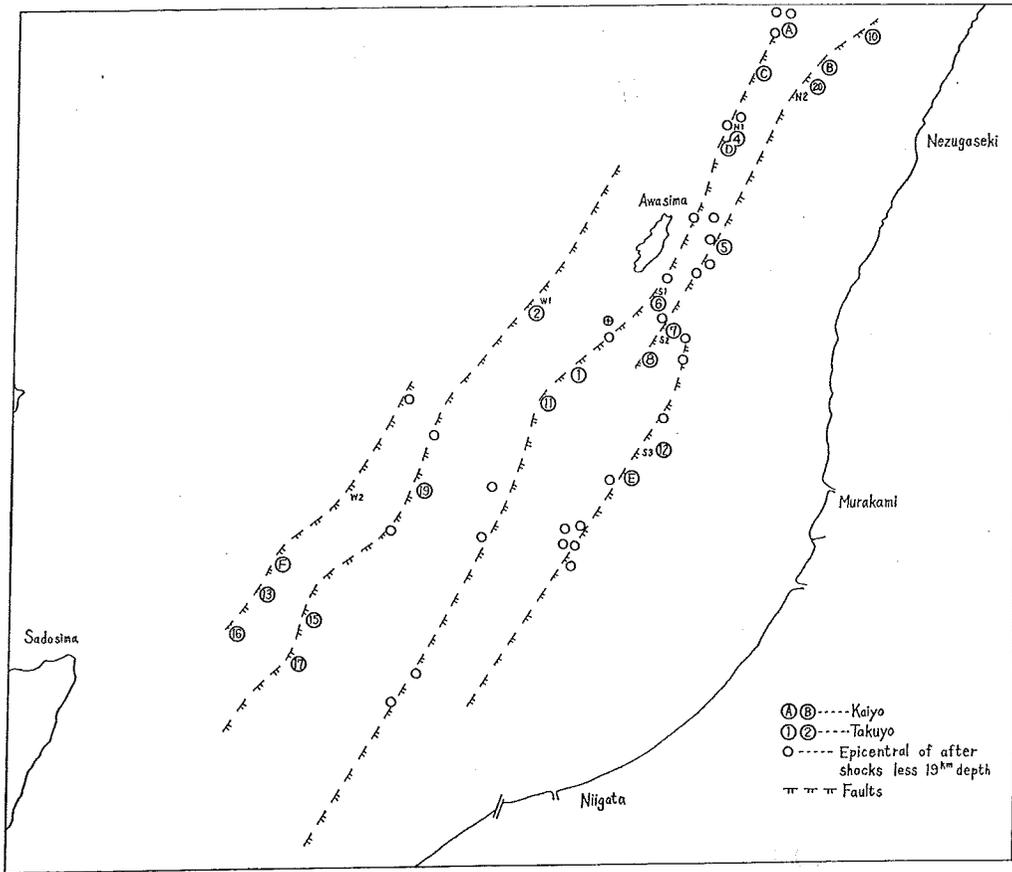


Fig. 19 The Record of Echo Sounding

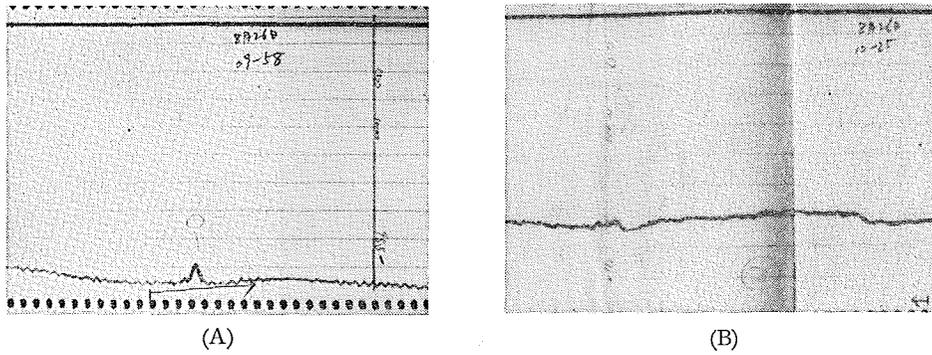
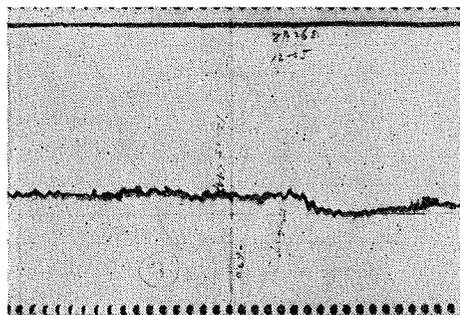
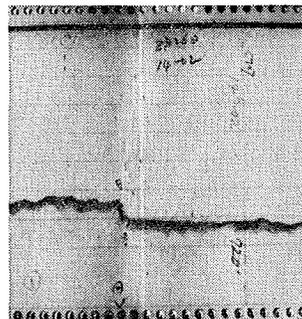


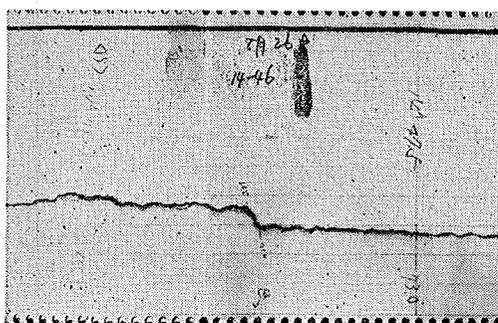
Fig. 19 The Record of Echo Sounding (continued)



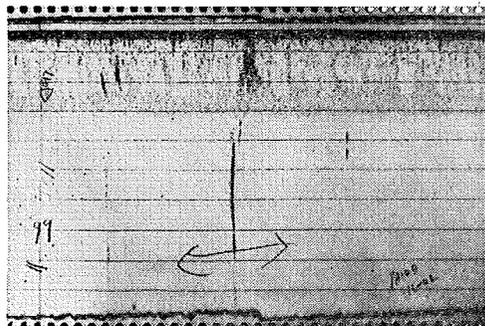
(C)



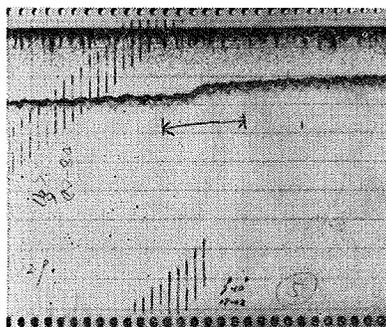
(D)-1



(D)-2

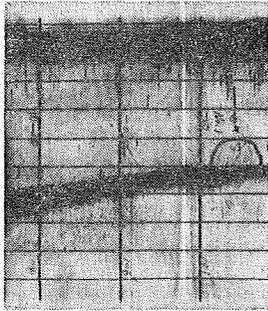


(E)

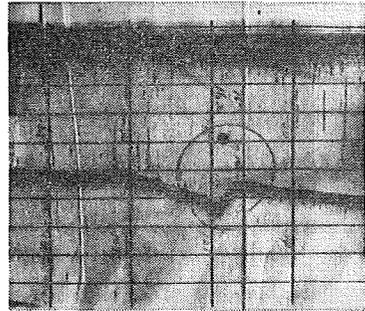


(F)

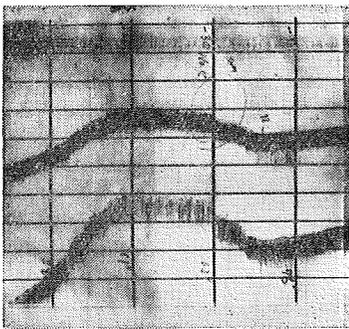
Fig. 19 The Record of Echo Sounding (continued)



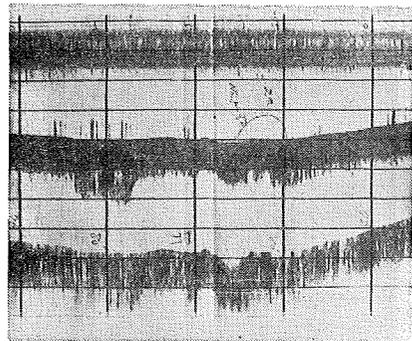
(1)



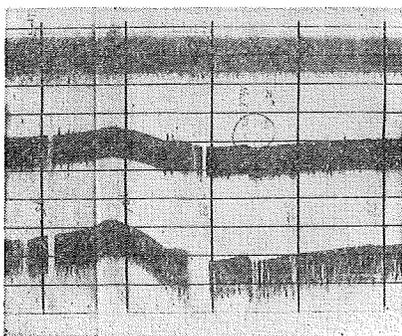
(2)



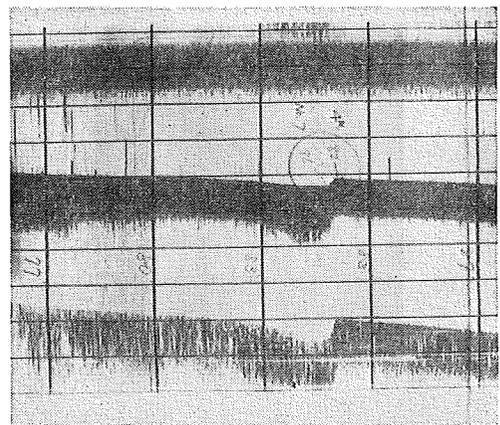
(4)



(5)

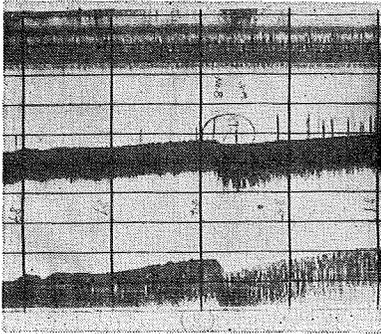


(6)

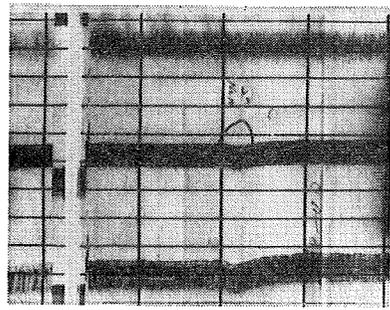


(7)

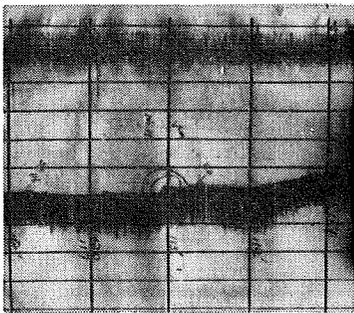
Fig. 19 The Record of Echo Sounding (continued)



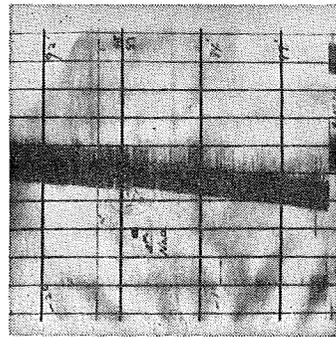
(8)



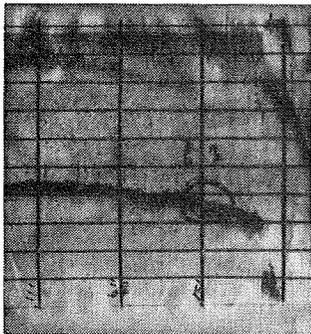
(10)



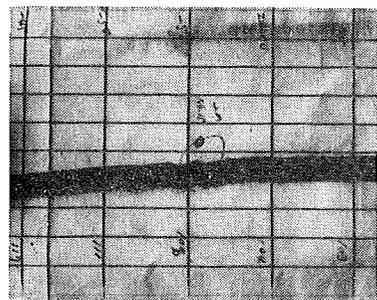
(11)



(12)

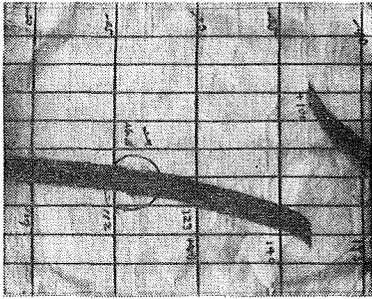


(13)

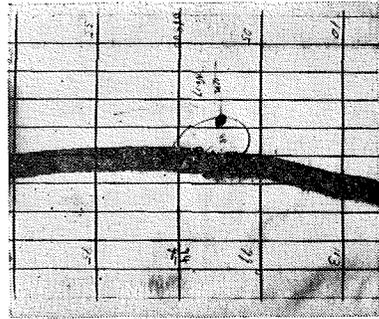


(15)

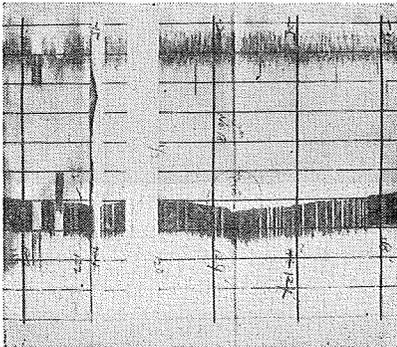
Fig. 19 The Record of Echo Sounding (continued)



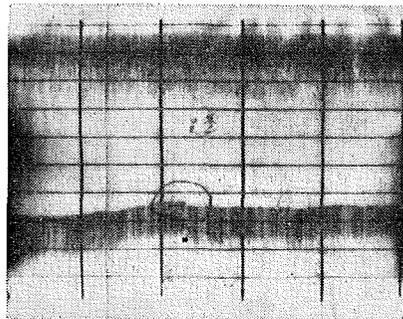
(16)



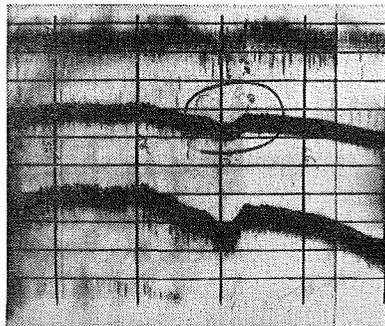
(17)



(18)

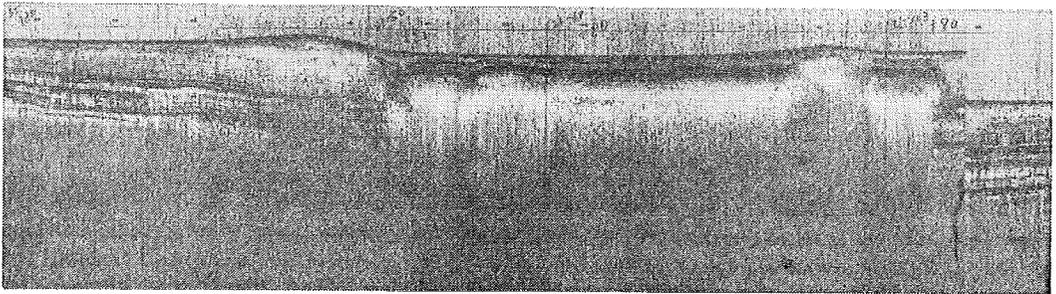


(19)

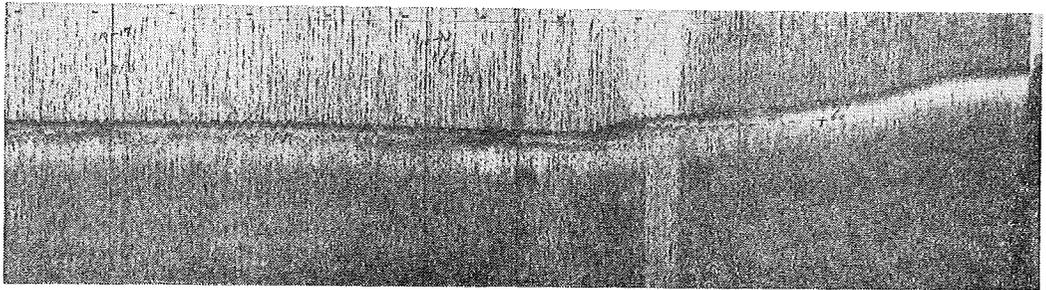


(20)

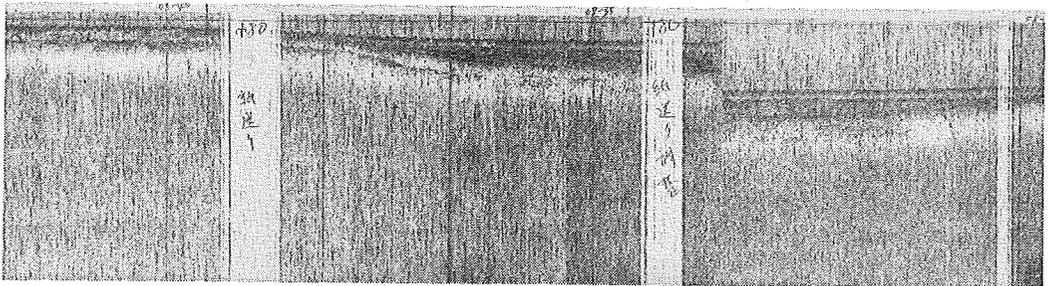
Fig. 20 The Record of Sonic Layer



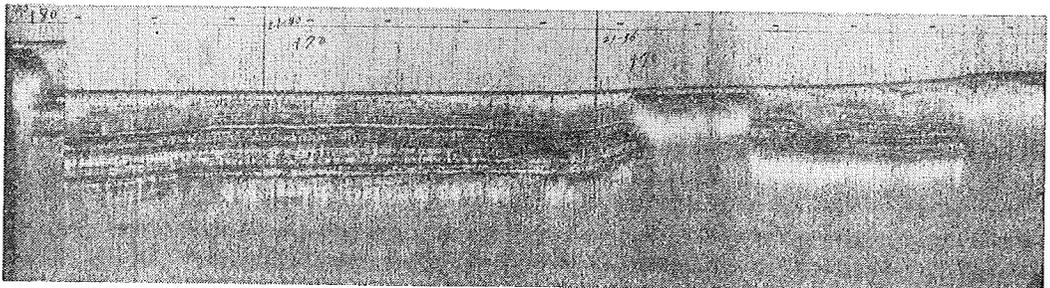
(S<sub>1</sub>)-1



(S<sub>1</sub>)-2

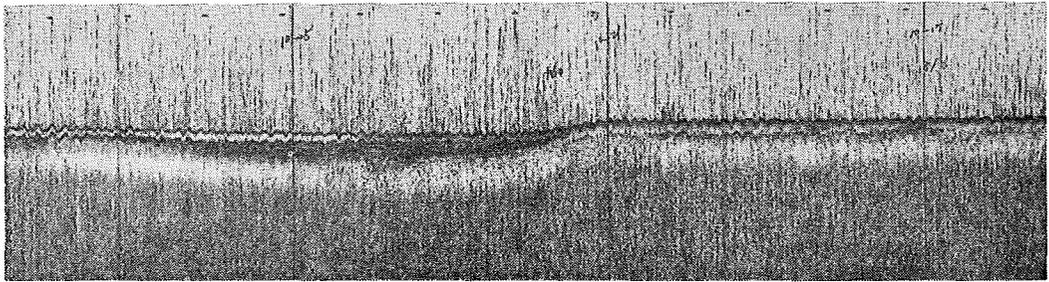


(S<sub>2</sub>)-1

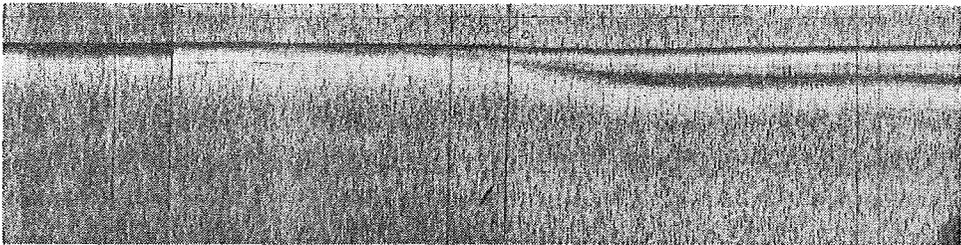


(S<sub>2</sub>)-2

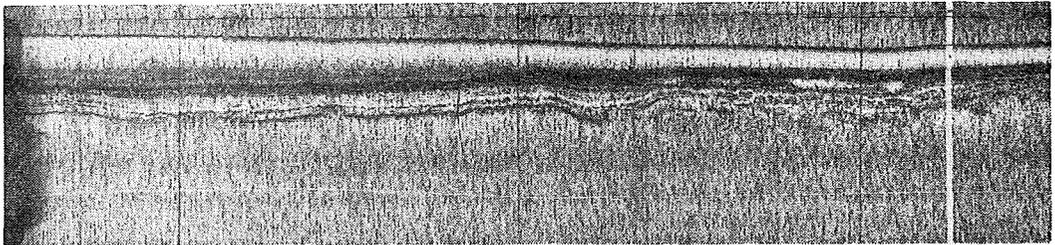
Fig. 20 The Record of Sonic Layer (continued)



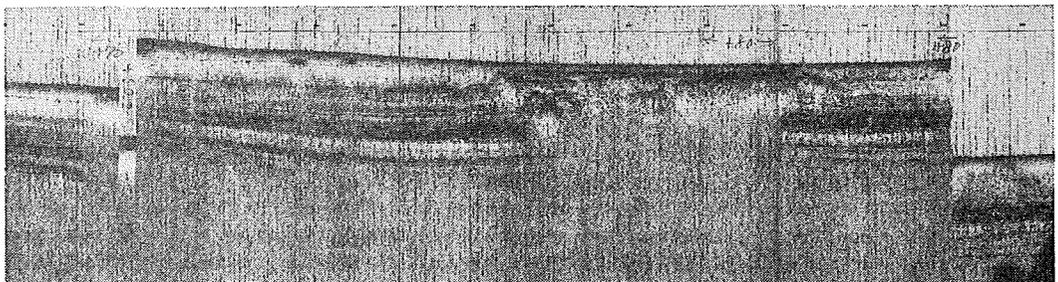
(S<sub>2</sub>)-3



(S<sub>2</sub>)-1

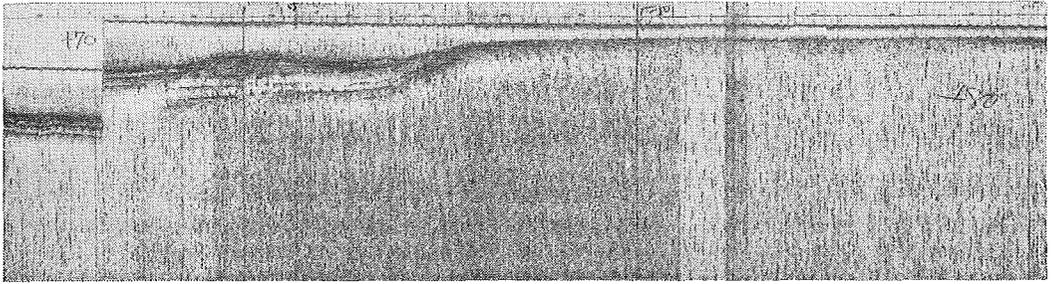


(S<sub>2</sub>)-2

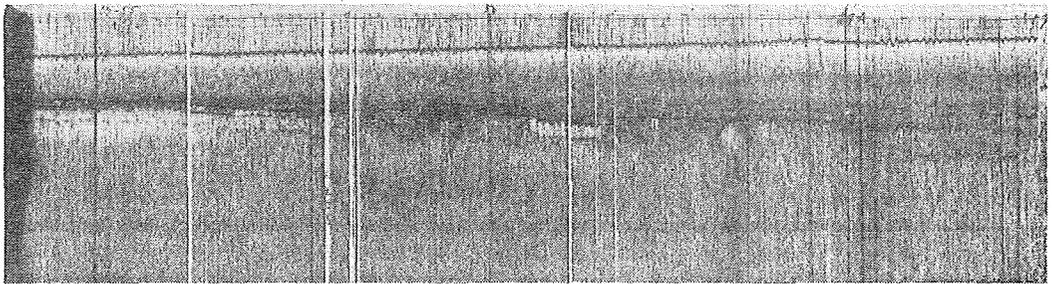


(S<sub>2</sub>)-3

Fig. 20 The Record of Sonic Layer (continued)



(S<sub>2</sub>)-4



(S<sub>2</sub>)-5

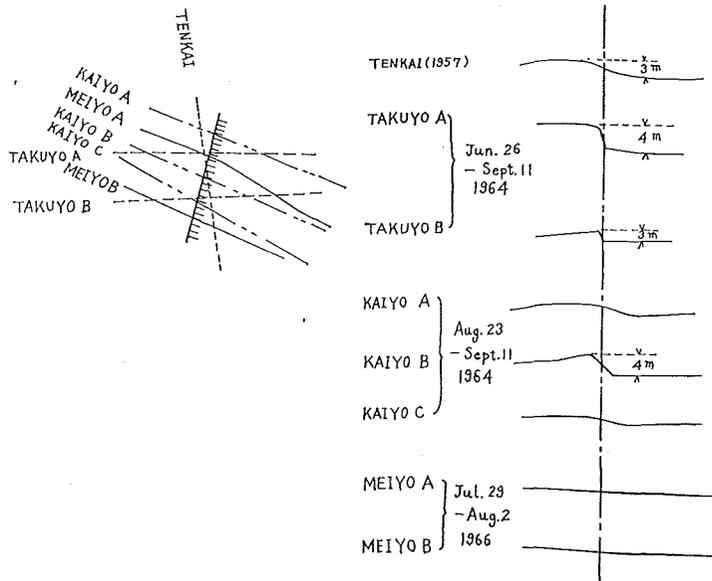


Fig. 21 The Profile of Fault S<sub>2</sub>

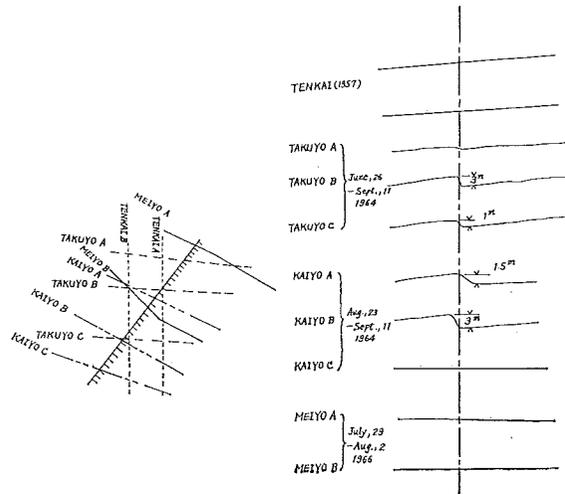


Fig. 22 The Profile of Fault S<sub>3</sub>

6) 考 察

粟島および付近海底は、平坦面が形成される時代から西方に傾動する地殻運動があり、この傾動運動は最近まで継続しており、1898年より1957年の間においても約10~30秒北西に傾動している。

新潟地震により粟島海峡に二軸を有する最大隆起量  $5\text{ m} \pm 1.2\text{ m}$  の隆起帯を生じ、その西縁にある粟島は約1m隆起して、約55秒西方に傾動した。

粟島の対岸、鼠ヶ関一岩船間の海岸付近の海底は沈降し、沿岸陸部においても沈降が測定された。これらの地殻運動は粟島海峡に海底断層の存在を期待させるのに十分であった。

音響測深機、音波探査機、音響探層機、船舶用プロトン磁力計により五条の海底断層が確認された。このう

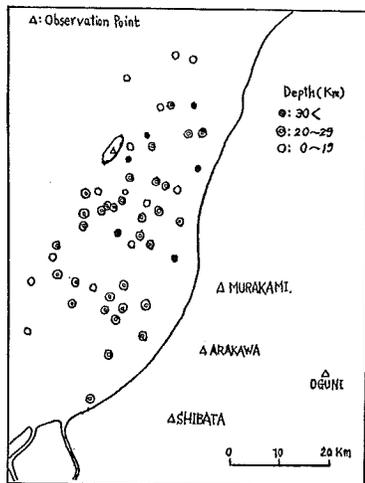


Fig. 23 Epicentral distribution of after shocks June 23-26, 1964

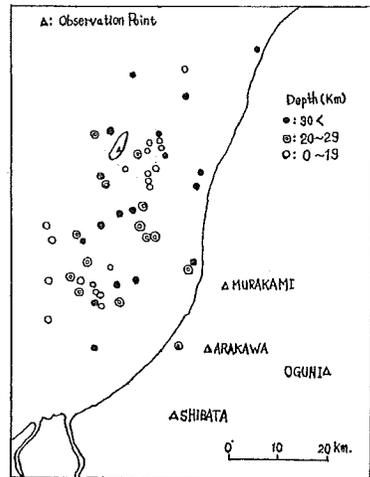


Fig. 24 Epicentral distribution of after shocks June 27-July 1, 1964

ち、 $S_3$  は今回の地震により新たに活動したものと解釈される。これらの断層はいずれも走向が北東—南西で、この地域の構造線と同じ方向を有し、1~6m の東落差である特徴を有している。またこれらの断層と、19km より浅い余震の震央がほとんど一致している結果が得られた。

地震直後に観測された余震分布を Fig. 23, Fig. 24 に示したが、ほぼ海底変動区域と一致している。

津波から求めた浪源区域を Fig. 25 に示したが、これもまた海底変動区域とはほぼ一致している。

津波の初動は周辺各地の観測によると全部押しで始まっているので、浪源周辺部では最初に地盤の上昇運動があったものと考えられる。粟島の内浦では、最初少し水位が上昇し、その後退潮し、一度もとの潮位の辺まで波が来たと報告されているので、最初の水位の上昇は、粟島の隆起よりも大きい地盤の隆起が粟島の東方沖合で起ったものと考えられる。

地震後、粟島は 1.4 cm/year で沈下しつつ (1965 年以降)、もとの地形に復原する傾向を示し、新潟—鼠ヶ関の沿岸陸地は漸次沈下しつつもとの地形に復原する傾向を示している。粟島海峡の隆起帯も 1966 年の調査によれば、0.8 m 沈下してもとの地形に復原する傾向を示している。

震源付近の海底は音響測深機の記録からも極めて複雑で、音波探査機の記録からも複雑な構造を示していることがわかる。

Fig. 26 に早川博士等 (1964) が指摘している、ガスの湧出している地点の分布を示した。これらのガスは

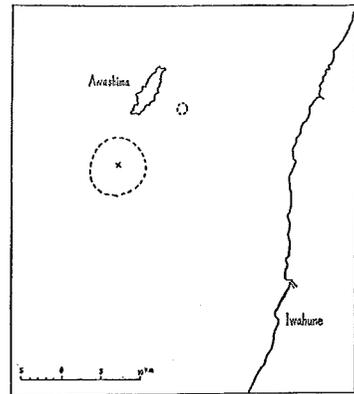
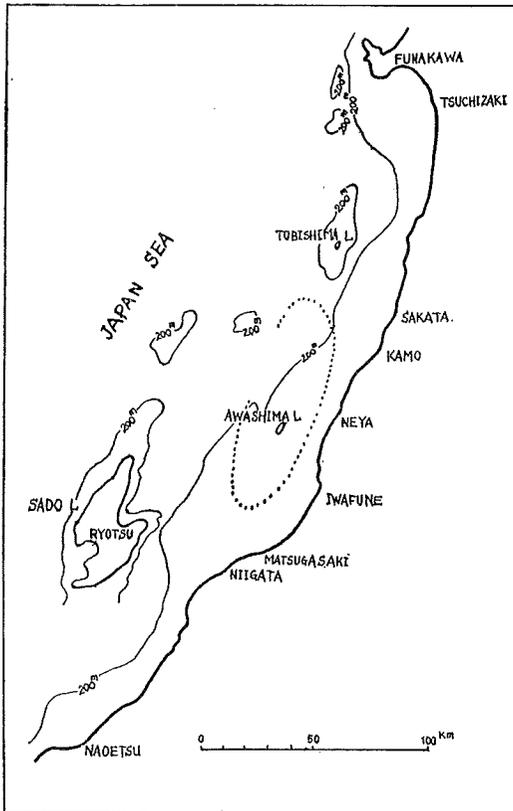


Fig. 26

Fig. 25 Generating area of the Tsunami by inverse refraction diagram

震源付近の断層より湧出しているものと思われる。

新潟地震に伴う海底変動はガス等の噴出を伴い、大規模な海底擾乱を起したものと推定される。1966年の、すなわち地震2年後の調査結果では、地層内部では断層は認められるが、海底表面は平坦な地形を示している。断層部の海底表面が平坦化されていることは、隆起部が沈降する地殻運動と、それに伴う表面堆積物の移動によるものと考察されるが、上述の海底変動に伴う海底の擾乱の安定に伴う浮遊物の沈澱による平坦化も、大きい要因であると考察される。

### 3 1964年の新潟地震前後における海上磁気の変化

#### 1) 海上における地磁気測定

新潟地震の震源地付近海域における地磁気の調査は、地震直前の1964年6月6日から15日までと、地震直後の同年6月26日から7月7日にわたり実施し、その測定結果は松崎博士(1966)により報告されている。さらに、その後の地磁気の変化を求めるため、水路部では1966年7、8月に測量船「明洋」で同一海域について三度目の地磁気の調査を実施した。

地磁気測定には船舶用プロトン磁力計が用いられ、地磁気全成分が測定された。測定線間隔は各測定時とも約2海里である。測定は測定線上1分ごとに自動的に行なわれた。従って船の速度は10ノットであるから sampling 間隔は約300mとなる。

地震前後三回にわたる測定に際し、各点の測定値は、気象庁柿岡地磁気観測所の地磁気全磁力値を用い、日変化および積年変化を correct した。また測定位置は、2に述べてあるとおり、Land sight, Loran, Decca Navigator により決定し、位置の精度は約100~180mである。

なお、測定に用いた船舶用プロトン磁力計の性能は下表のとおりである。

TABLE 5 船舶用プロトン磁力計性能表

測定範囲	38,000 $\gamma$ ~52,000 $\gamma$
分解能	$\pm 10\gamma$
測定精度	$\pm 10\gamma$
測定時間間隔	1分ごと、または1秒ごと
10進表示部	5桁
2進計数部	8ビット式テープにパンチ
アナログ記録器	フルスケール1,000 $\gamma$ および2,000 $\gamma$
水晶発振器	周波数50 c/sおよび3487.9 c/s 安定度 $\pm 1 \times 10^{-5}/100V$ , $0^{\circ} \sim 40^{\circ}C$ 精度 $\pm 1 \times 10^{-5}$
時計用電力増幅器出力	5 W 連続 (50 c/s)
時計面	3針
ピックアップコイル直流励磁時間	5 sec
タイムマーク	テープパンチャー 10分ごと1回 アナログレコーダー 10分ごと10秒幅のマーク 1時間ごと1分幅のマーク
電源出力	AC 100 V $\pm 10V$ , 50 c/s, 60 c/s

### i 地磁気日変化補正

船舶用プロトン磁力計による各測定値は、柿岡地磁気観測所の連続観測値を用いて、日平均値に reduce し、日変化補正を行なった。reduction に柿岡の値を用いた場合の場所の違いによる誤差は次のとおりである。

1965 年の全国地磁気測量における新潟、相川、酒田の 24 時間観測の測定値と柿岡地磁気観測所の測定値を比較して、三地点の全磁力の日変化曲線の最大較差を求めると次のとおりである。

$$(\text{新潟})-(\text{柿岡})=\pm 6\gamma \quad (\text{酒田})-(\text{柿岡})=\pm 5\gamma \quad (\text{相川})-(\text{柿岡})=\pm 6\gamma$$

震源付近海域は新潟、相川、酒田に含まれる海域であるので、各測定値に柿岡地磁気観測所の連続測定値を用いて日平均へ reduce する場合、 $\pm 5\sim 6\gamma$  の誤差があるものと考えられる。

### ii 地磁気積年変化補正

柿岡地磁気観測所における 1964 年 1 月から 1966 年 8 月までの全磁力の各月平均値を Fig. 27 に示す。地震後三回にわたる地磁気測定実施の期間中における柿岡の積年変化は約  $13\gamma/\text{year}$  である。各測定値は柿岡における地磁気積年変化曲線を用いて、1964 年 7 月 2 日の値に reduce した。

### iii 船位誤差による測定値への影響

船位誤差による地磁気全磁力測定値への影響を求めるために、“2”に述べた船位測定誤差 ( $dx_{\max}=\pm 104\text{ m}$   $dy_{\max}=\pm 182\text{ m}$ ) を、震源付近の海上磁気測量から得られた Magnetic Map (Fig. 29, 30, 31) に apply して船位誤差による地磁気測定 ( $\pm dF/dx$ ,  $\pm dF/dy$ ) を求めると Fig. 28 に示す結果が得られ、場所により約  $\pm 1\gamma$  から  $\pm 10\gamma$  の誤差を生ずることがわかる。

船舶用プロトン磁力計の精度は  $\pm 10\gamma$  であるので same order と考えられ、測定値におよぼす船位誤差の影響は negligible であると考えられる。

以上、海上における地磁気測定について述べたが、船舶用プロトン磁力計により得られた全磁力値は、磁力計の精度、地磁気日変化補正、地磁気積年変化補正および船位誤差の影響を総合すると、誤差は  $\pm 18\gamma$  となる。

## 2) 海上における地磁気測量の結果

地震直前(1964 年 6 月 6 日～15 日)の測量結果を Fig. 29 に、地震直後(1964 年 6 月 26 日～7 月 7 日)の測量結果を Fig. 30 に、地震 2 年後(1966 年 7 月 29 日～8 月 2 日)の測量結果を Fig. 31 に示した。

佐渡島および粟島付近の等磁力線は、日本列島周辺の分布と同一傾向を有し、ほぼ北東—南西を向き、北に行くほど全磁力値は大きくなっている。

また Fig. 29, Fig. 30 よりみるに粟島礁、瓢箪礁、月山礁、馬背地塊等は  $100\sim 200\gamma$  の地磁気異常を示している。Fig. 30 よりすれば粟島から北東約 10 海里付近まで、すなわち“2”で述べた  $3\sim 5\text{ m}$  の地殻隆起帯付近では最大  $80\gamma$  の地磁気異常を示している。

上記の地磁気異常の分布は、“2”の Fig. 18 に示す断層線と等しい北東—南西の方向を示し、また Fig. 11 に示す海底地形から得られた北東—南西の構造線と類似している傾向を有している。

地震直前、直後および 2 年後の地磁気全磁力の分布が二次式で表わされるとして、最小自乗法を用いて分布式を求めると次のとおりとなる。

なお、原点は  $\varphi_0=38^{\circ}30'N$ ,  $\lambda_0=139^{\circ}00'E$ . とした。

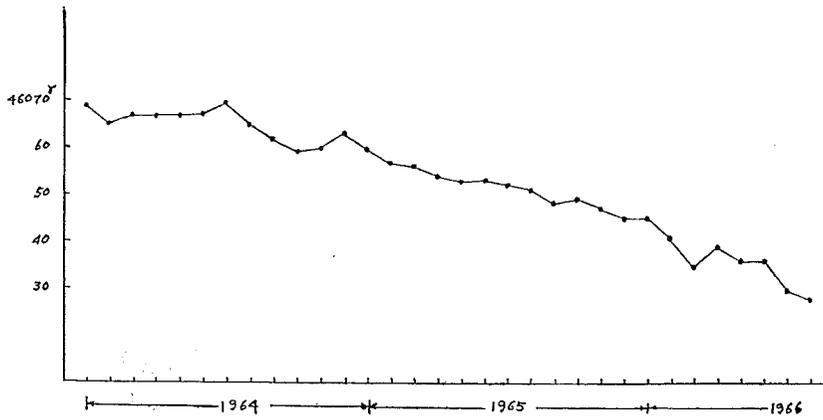


Fig. 27 Monthly Mean of Total Intensity at Kakioka

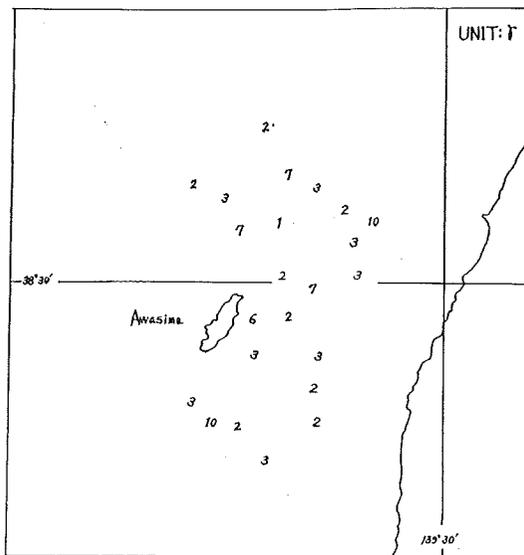


Fig. 28 The Distribution of Shipborn Magnetic Survey's Error caused by Position Error

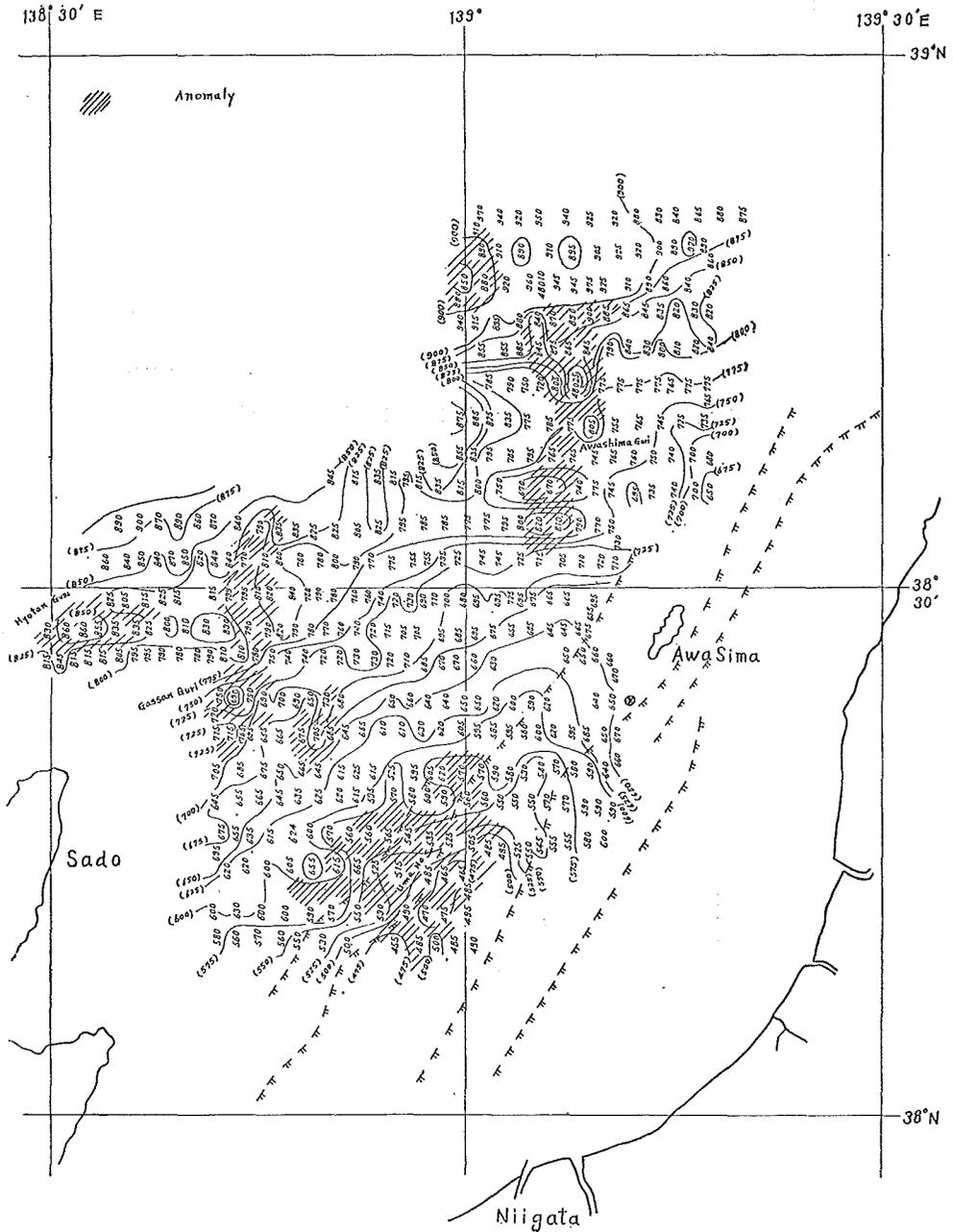
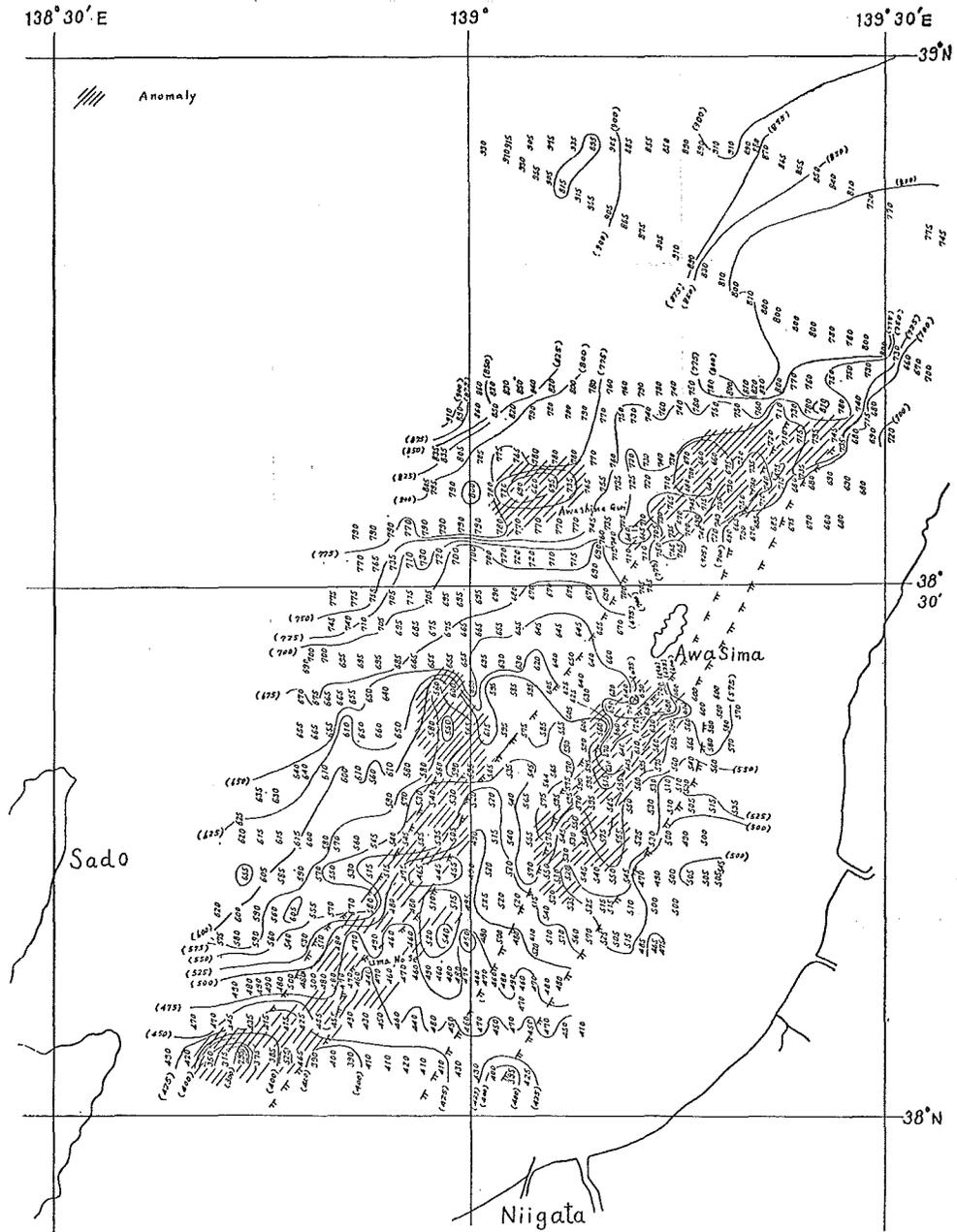


Fig. 29 Magnetic Map around Awa Sima before Niigata Earthquake  
 (June 6~15, 1964, TAKUYO)  
 Total Intensity 47,000γ + ----



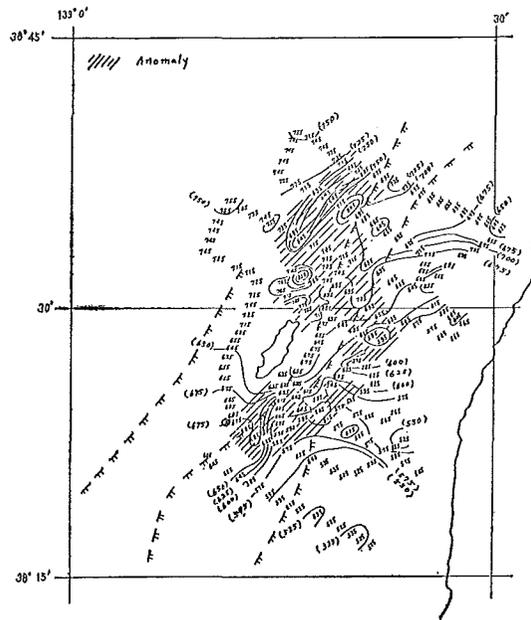


Fig. 31 Magnetic Map around Awa Sima  
(July 29~Aug. 2, 1966, MEIYO)  
Total Intensity  $47,000\gamma + \dots$

地震前についての分布式は

$$F = 47700.2\gamma + 13.3008 \Delta\varphi - 5.66607 \Delta\varphi\lambda + 0.15536 \Delta\varphi^2 + 0.174367 \Delta\lambda^2 - 0.265044 \Delta\varphi \cdot \Delta\lambda$$

$$P(\text{probable error}) = \pm 18.1\gamma \quad n = 98$$

分布図は Fig. 32 のとおりである.

地震直後についての分布式は

$$F = 47714.6\gamma + 12.0898 \Delta\varphi - 5.79986 \Delta\lambda + 0.0398689 \Delta\varphi^2 + 0.188003 \Delta\lambda^2 - 0.227325 \Delta\varphi \cdot \Delta\lambda$$

$$P = \pm 17.2\gamma \quad n = 98$$

分布図は Fig. 33 のとおりである.

地震2年後についての分布式は

$$F = 47767.2\gamma + 8.95580 \Delta\varphi - 5.9355 \Delta\lambda - 0.155286 \Delta\varphi^2 + 0.0292552 \Delta\lambda^2 + 0.0412517 \Delta\varphi \cdot \Delta\lambda$$

$$P = \pm 19.7\gamma \quad n = 113$$

分布図は Fig. 34 のとおりである.

### 3) 震源地付近の海上の地磁気分布および地磁気異常

震源地付近海域の等磁力線の分布は Fig. 29, Fig. 30, Fig. 31 に示すとおりであるが、震源地付近には  $+100\gamma$ ,  $-40\gamma$  の地磁気異常が認められ、また震源地の西方  $139^\circ 00' E$ . 付近にも  $50\gamma$  の地磁気異常が認められる.

地震直前、直後および2年後の3回にわたる全測定値を用い、粟島付近海域の地磁気分布が二次式であらわされるとして、最小自乗法により計算すると次のとおりである.

$$F = 47717.8\gamma + 11.6005 \Delta\varphi - 3.6584 \Delta\lambda + 0.033063 \Delta\varphi^2 + 0.02499 \Delta\lambda^2 - 0.077210 \Delta\varphi \cdot \Delta\lambda$$

$$\text{原点 } \varphi_0 = 38^\circ 30' N., \quad \lambda_0 = 139^\circ 00' E., \quad P = \pm 20.9\gamma \quad n = 239$$

前記の方程式で示される値と測定値を、経度 2 分ごとの等緯度線上に示した magnetic profile を Fig. 35 に、緯度 2 分ごとの等経度線上に示した magnetic profile を Fig. 36 に示した。さらに、音響測深機、音響探層機、音波探査機により判別された断層を図上に示した。

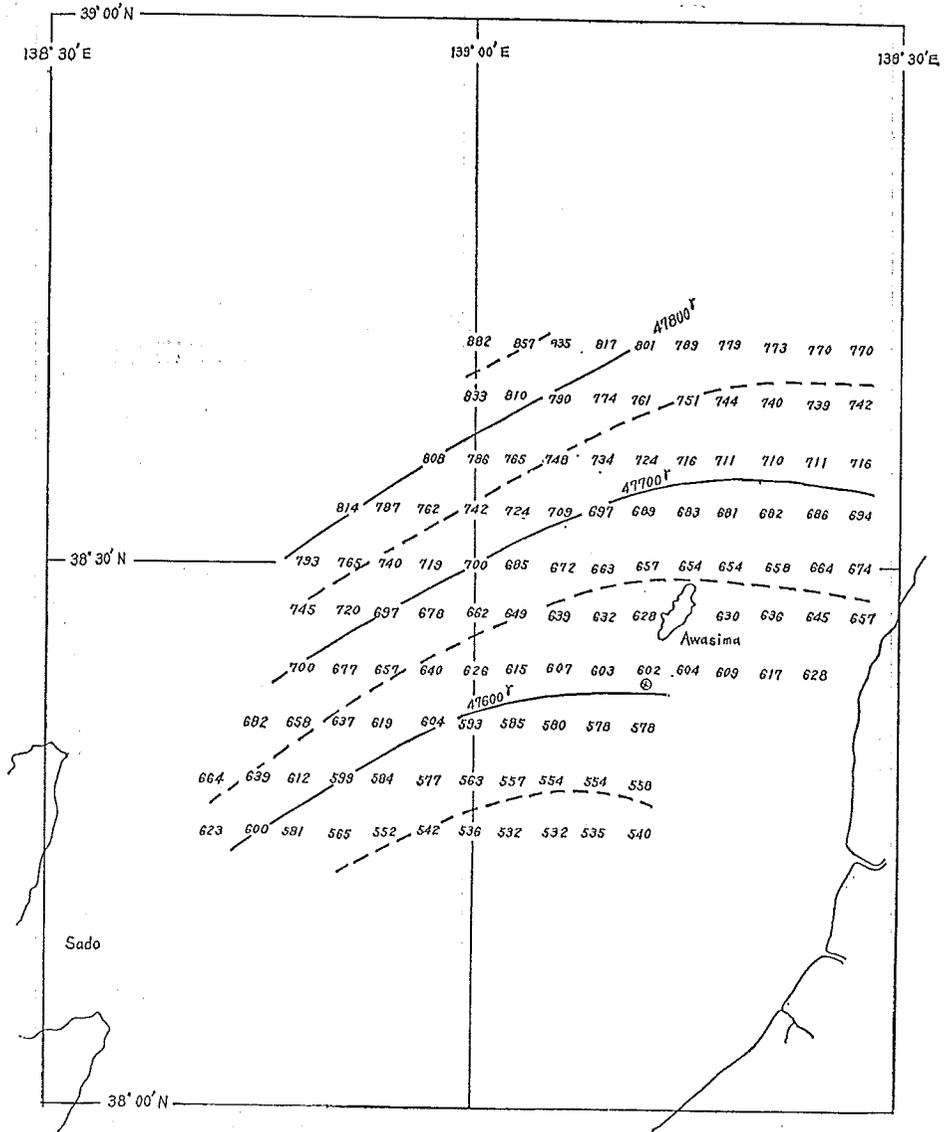


Fig. 32 Calculated Magnetic Map (June 6-15, 1964, TAKUYO)

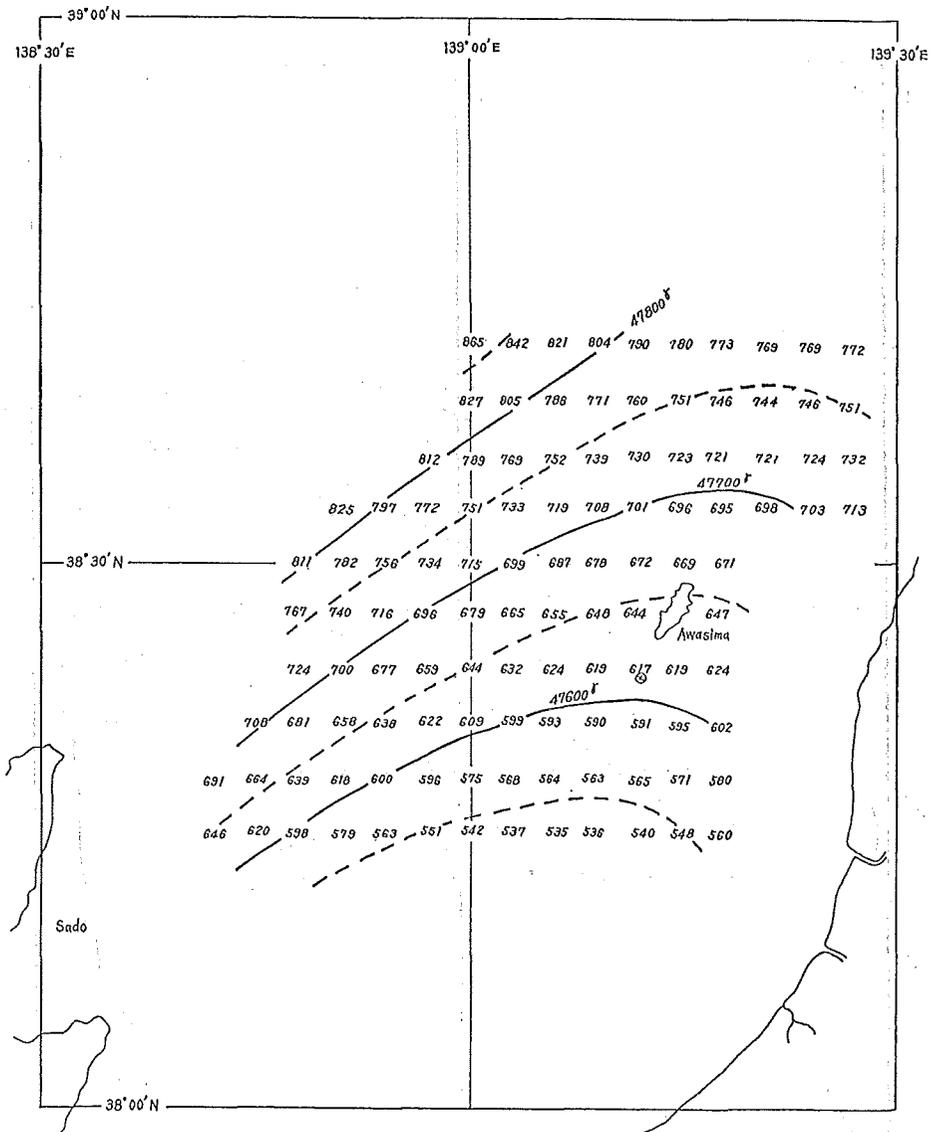


Fig. 33 Calculated Magnetic Map (June 26-July 7, 1964, TAKUYO)

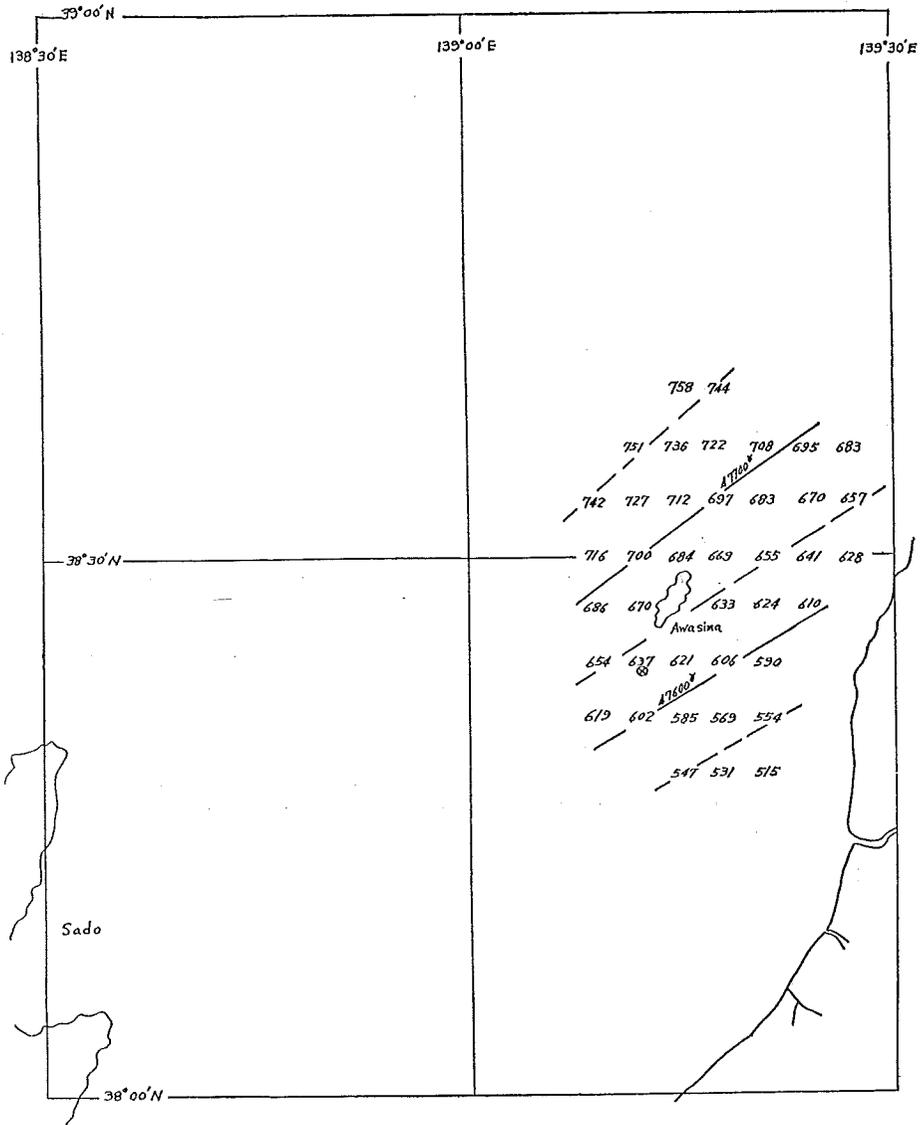


Fig. 34 Calculated Magnetic Map (July 29-Aug. 2, 1966, MEIYO)

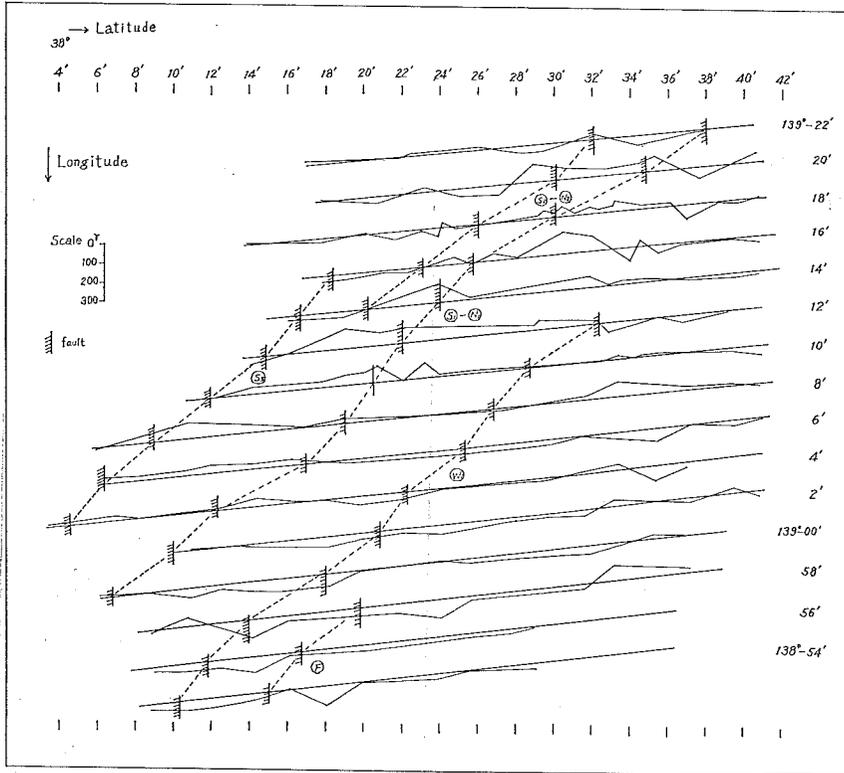


Fig. 35 The Profile of Anomaly in the Total Intensity (EW direction)

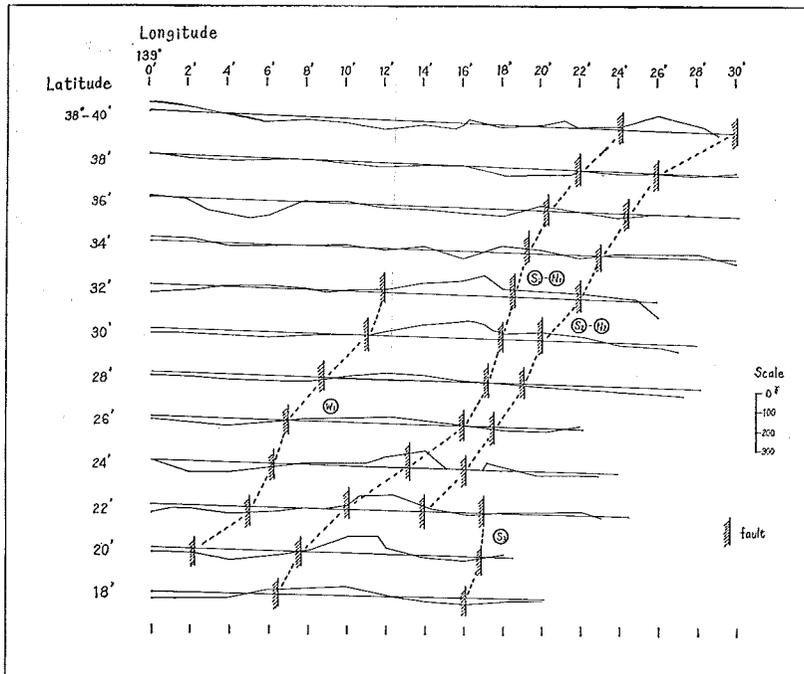


Fig. 36 The Profile of Anomaly in the Total Intensity (NS direction)

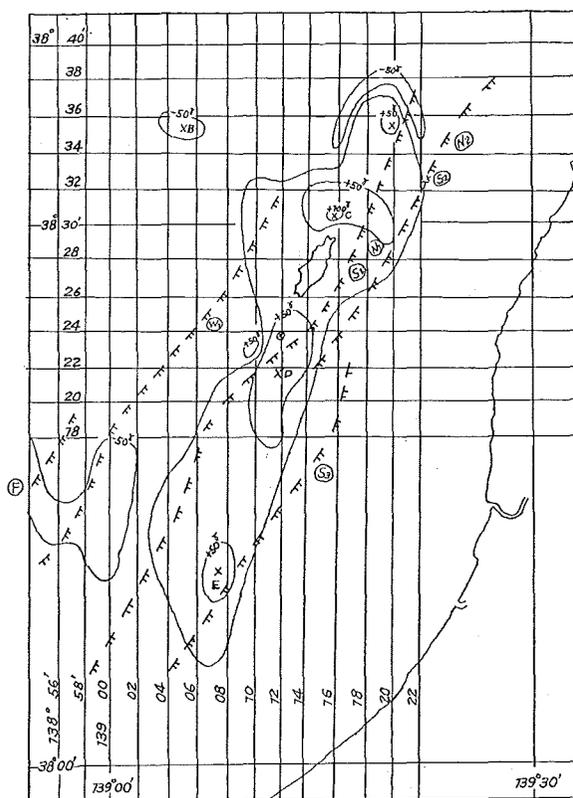


Fig. 37 Distribution of Anomaly in the Total Intensity

海底地形、地質調査より得られた断層と全磁力の magnetic profile の凹凸部、すなわち、波長の短い magnetic anomaly とがほぼ一致するものもいくつか認められた。また、magnetic profile のみにみられる短い波長の magnetic anomaly series もある。これは、堆積層が厚いので海底表面では顕著な断層はみられないが、深い Base の断層と考えられる。また Fig. 35, Fig. 36 に描かれている F, W 断層の西部、 $S_0, S_2-N_2$  断層の東部には地形、地質調査の結果からは断層はみられないが、magnetic profile には magnetic anomaly の series がある。これは F,  $W_1$  断層の西部は大陸棚斜面で水深が 200 m 以上になり、海底傾斜も急であり、また  $S_0, S_2-N_2$  断層の東部は現成堆積物の厚さが 20~30 m あり、沖積層基底面の深さが 80~120 m あるので、音響測深機、音響探層機、音波探査機によっては断層の判別ができない深い Base の断層と考えられる。

Fig. 35, Fig. 36 の magnetic profile から地磁気異常分布を求め 50 $\gamma$  の等磁力線で示したのが Fig. 37 である。

地磁気異常分布は、この海域の断層線とほぼ等しい北東—南西方向を示し、最も地磁気異常の大きいのは粟島の北東約 4 km にある 100 $\gamma$  である。

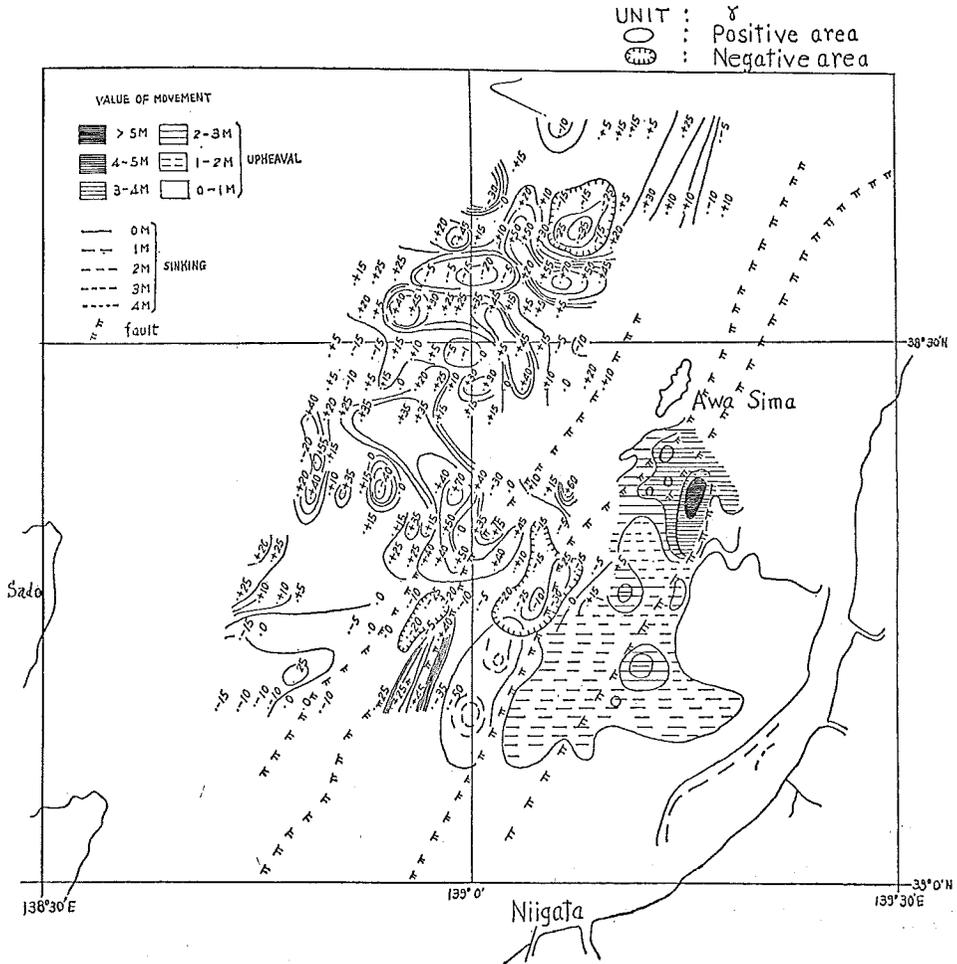


Fig. 38 Changes in the Total Intensity of the Earth's Magnetic Field accompanying Niigata Earthquake (June 26-July 7, 1964, TAKUYO)-(June 6-15, 1964, TAKUYO)

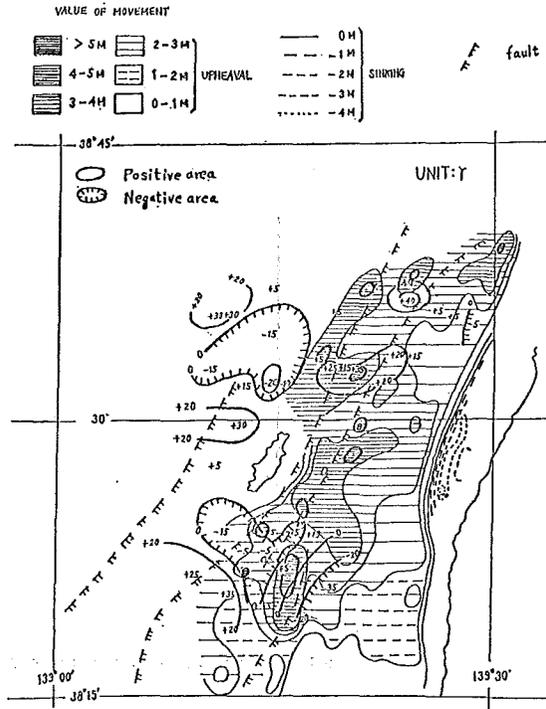


Fig. 39 Changes in the Total Intensity of the Earth's Magnetic Field (July 29-Aug. 2, 1966, MEIYO)-(June 26-July 7, 1964, TAKUYO)

この magnetic anomaly 分布を地磁気二重極と仮定して、深さを  $d$ , 半径を  $R$  とし、地磁気二重極の magneticmoment を次のように計算した。

$$\begin{aligned} \Delta F &= \Delta H \cos I + \Delta Z \sin I & \Delta H &= Mx [1/r^3 - 3x/r^5 (x+d Z_0/H_0)] \\ \Delta Z &= 3MZ [-d/r^5 (x-d Z_0/H_0) H_0/Z_0 - 1/3 r^3] & I &= 90^\circ, Z_0=H_0, Mx=Mz \quad \text{とする} \\ \Delta F &= 3Mx/r^5 (-x^2 - 2xd + d^2) & & \text{となる。} \end{aligned}$$

また球状物質の平均磁化の強さを  $J$  とすれば、新潟付近で magnetic dip が  $51^\circ$  であるので  $H_0 \doteq Z_0$  とみなせる。

$$J = 3/4 Mx/\pi R^3 \cos 45^\circ$$

磁気二重極による magnetic anomaly の分布を数学的に計算し、これと実測値を比較して能率  $M$  (e, m, u), 深さ  $d$  (km), 半径  $R$  (km) および磁化率  $J$  (e, m, u) を計算すると TABLE 6 のようになる。

TABLE 6

	A	B	C	D	E
$d$ (km)	10	10	10	20	20
$R$ (km)	10	10	10	20	20
$M$ (e, m, u)	$1.7 \times 10^{13}$	$1.7 \times 10^{13}$	$3.3 \times 10^{13}$	$6.8 \times 10^{14}$	$6.8 \times 10^{14}$
$J$ (e, m, u)	$2.8 \times 10^{-2}$	$2.8 \times 10^{-2}$	$5.1 \times 10^{-3}$	$1.5 \times 10^{-2}$	$1.5 \times 10^{-2}$

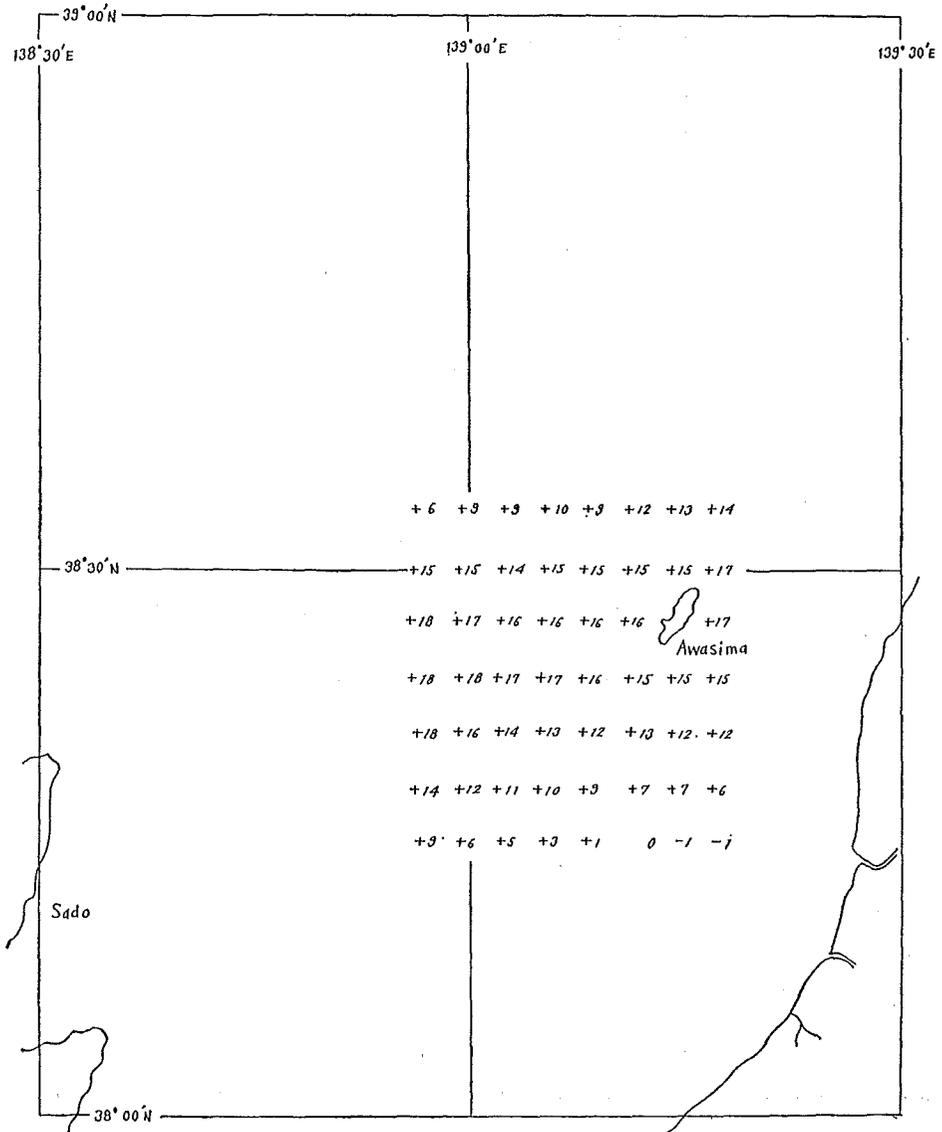


Fig. 40 Magnetic Change  
(June 26-July 7, 1964, *TAKUYO*)-(June 6-15, 1964, *TAKUYO*)

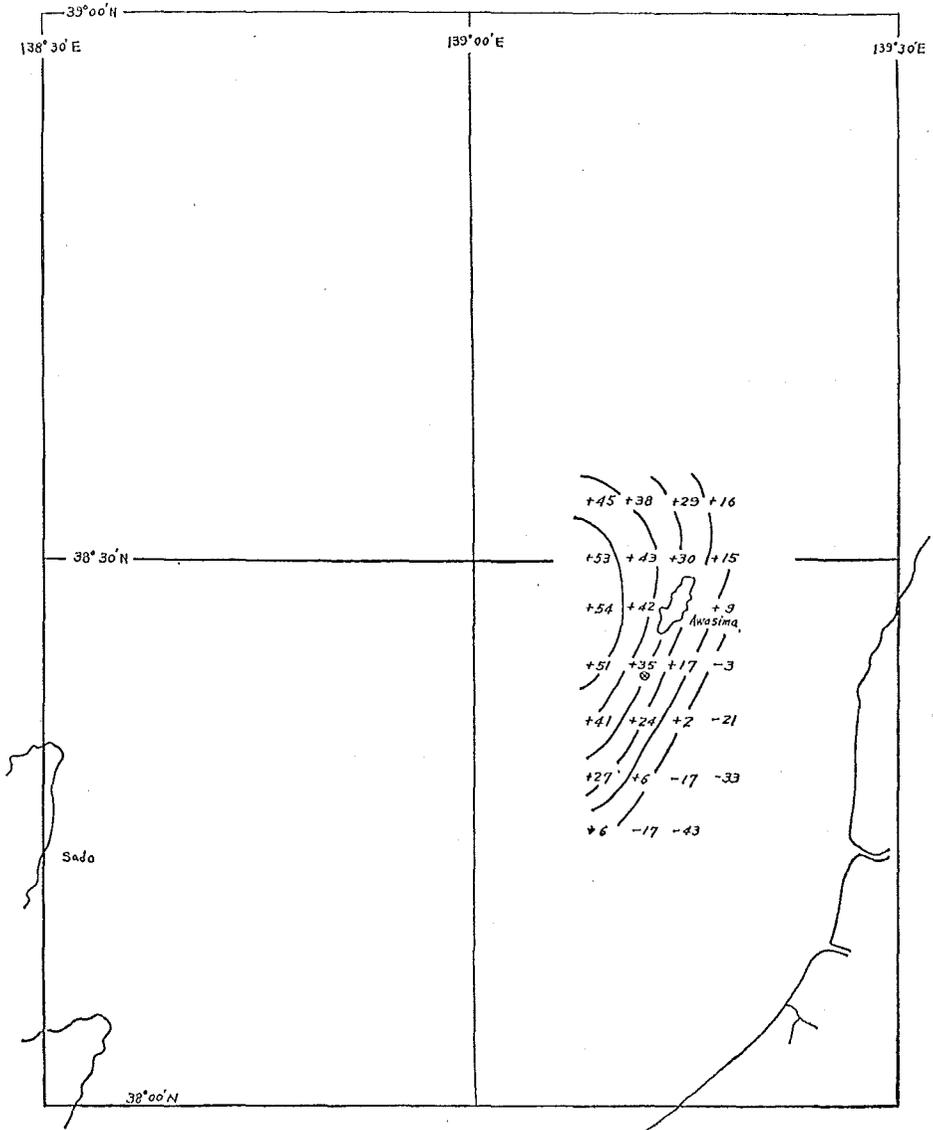


Fig. 41 Magnetic Change  
 (July 29-Aug. 2, 1966, MEIYO)-(June 6-15, 1964, TAKUYO)

粟島付近の地質については dredging と core sampler の資料によれば、頁岩、シルト岩等の第三系および閃緑岩、安山岩、玄武岩、凝灰岩等の火山岩からなっていることがわかった。

また Fig. 16 に示す音響探層機の測定より考察するに、粟島の北方海域においては沖積層基底面が 50~70 m と浅く、従って、Base Rock も浅いと考えられている。また粟島の南方海域においては、沖積層基底面が 100~120 m と深く、Base Rock も深い地質構造を示していると考えられる。

これらの地質構造の相違より、粟島の北方海域では magnetic anomaly の深さは南方海域に比して浅く、磁化率もまた南方海域より大である。

#### 4) 地震の前後における海上磁気の変化

地震直前、直後および 2 年後の 3 回の測定より地震による地磁気の変化を求めた。

まず、地震直前と直後を比較するため、地震直後の値から地震直前の値を差し引くと Fig. 38 に示すような時間的変化が得られ、正の最大は約 70 $\gamma$  で負の最大は約 30 $\gamma$  である。また、地震 2 年後の値から地震直後の値を差し引くと、Fig. 39 に示すような時間的変化が得られ、正の最大は約 35 $\gamma$  で負の最大も約 35 $\gamma$  である。

Fig. 38, Fig. 39 に示す地震に伴って生じた地磁気の変化は、震源を中心として分布している結果が得られた。

Fig. 38, Fig. 39 に示す地磁気の変化の地理的分布を二次式と仮定して最小自乗法で求めると、Fig. 40, Fig. 41 のようになる。

従って、Fig. 40 からは地震直前と直後の地磁気の変化は約 20 $\gamma$  で、Fig. 41 からは地震直前と 2 年後との地磁気の変化は約 50 $\gamma$  であることがわかる。

また、この全磁力分布図から地震に伴う magnetic field の変化の分布は震源の北側に正の anomaly、南側に負の anomaly があり、震源を中心とする地塊の earth field による magnetization が減少したと考えられる。

Fig. 40, Fig. 41 を用いて地震による地磁気変化の分布から得られた最大値の時間的変化を求めると、Fig. 43 のようになる。これは、地震に伴う地磁気変化の連続記録が得られた唯一の例である。加藤博士、歌代博士 (1949) による 1946 年の南海道地震の時、紀伊半島南端の勝浦で観測された偏角の地震による時間的変化 (Fig. 42) と同一の傾向を示している。すなわち、新潟地震による地磁気全磁力は地震後 2 年間に約 50 $\gamma$  変化したが、国土地理院の陸上の磁気測点、新潟田では、1965 年には全く normal value に復帰しているので、この海域の地震による地磁気の変化は、地震 2 年後においては、ほとんど消失し normal value になったと推定し得る。

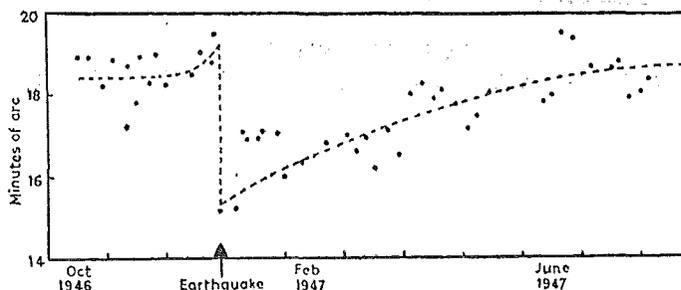


Fig. 42

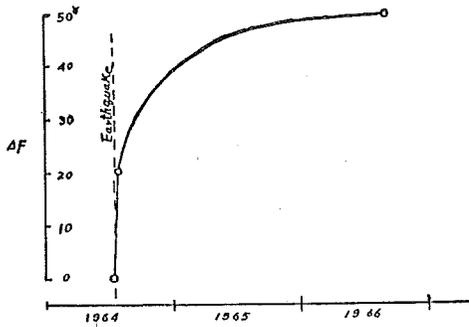


Fig. 43

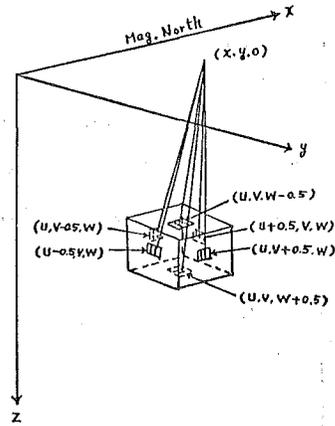


Fig. 44

5) 考 察

いま, Fig. 41 に示す地震に伴った海上地磁気の変化と同じ中心を持つ立方体に集約されたものとし, vacquer のモデルにより考察する. 立方体の座標を  $u, v, w$  とし, 立方体の水平方向の一辺の長さを  $A$ , 鉛直方向の一辺の長さを  $B(A=B)$  とし,  $A, B$  を unit とした立方体の各面の中心に free pole を考えると, それらの座標は Fig. 44 のようになる.

また  $x, y, z$  軸にそれぞれ直交する面の free pole を  $\pm Qx, \pm Qy, \pm Qz$  (面の exterior normal が座標と平行なものを正とする) とし, それらのおよぼす地磁気全磁力の異常を  $Fx, Fy, Fz$  とすると次のように求められる.

$$Fx = Qx \frac{\{(x-u-0.5) A \cos i - w \cdot B \sin i\}}{\{(x-u-0.5)^2 A^2 + (y-v)^2 A^2 + w^2 B^2\}^{1.5}} - Qx \frac{\{(x-u+0.5) A \cos i - w \cdot B \sin i\}}{\{(x-u+0.5)^2 A^2 + (y-v)^2 A^2 + w^2 B^2\}^{1.5}}$$

$$Fy = Qy \frac{\{(x-u) A \cos i - (w+0.5) B \sin i\}}{\{(x-u)^2 A^2 + (y-v-0.5)^2 A^2 + w^2 B^2\}^{1.5}} - Qy \frac{\{(x-u) A \cos i - w \cdot B \sin i\}}{\{(x-u)^2 A^2 + (y+v-0.5)^2 A^2 + w^2 B^2\}^{1.5}}$$

$$Fz = Qz \frac{\{(x-u) A \cos i - (w+0.5) B \sin i\}}{\{(x-u)^2 A^2 + (y+v)^2 A^2 + (w+0.5)^2 B^2\}^{1.5}} - Qz \frac{\{(x-u) A \cos i - (w-0.5) B \sin i\}}{\{(x-u)^2 A^2 + (y-v)^2 A^2 + (w-0.5)^2 B^2\}^{1.5}}$$

$$\Delta F = Fx + Fy + Fz$$

上式を用いて地震による地磁気全磁力の変化磁場を生ずる magnetic substance の effective depth, magneticmoment および位置を求めると次のようになる.  $38^\circ 25.8' N, 139^\circ 06.0' E, 30 \text{ km}, M=3.6 \times 10^{16} \text{ e. m. u}$  となる. なお, magnetic anomaly の分布図を Fig. 45 に示した.

この結果と過去の大地震に伴った地磁気の変化磁場の magneticmoment, depth を表示すれば次のとおりである.

TABLE 7

Earthquake	Magnitude of Earthquake	Depth of Origin	Magnetic Distance caused by Earthquake	
			Depth	Moment
Riku-u	7.5	—	28 km	$1.25 \times 10^{16} \text{ e.m.u}$ (dipole)
Susaka	6.3	—	32	$2.66 \times 10^{17}$ (dipole)
Imaiti	6.25	0~20 km	38 (35)	$1.0 \times 10^{17}$ (dipole)
Tokati	8.0	$45 \pm 10$	30	$8.3 \times 10^{16}$ (dipole)
Niigata	7.5	30	30	$1.35 \times 10^{16}$ (cube)

## 4 結 論

粟島付近の海底は新潟平野をかこむ山地と同様に褶曲構造がみられ、しかも活褶曲であることが森本博士(1964)により指摘されている。これらの褶曲の原因は圧縮作用であるとも、また、基盤が地塊ごとに差別的に隆起運動をするためであるとも解釈されているが、新潟地震による海底変動をみるに、地殻の横圧によって局所的な変形が横圧に直角方向に張力を結集して、地塊ごとに隆起運動を生じたと考えられる。

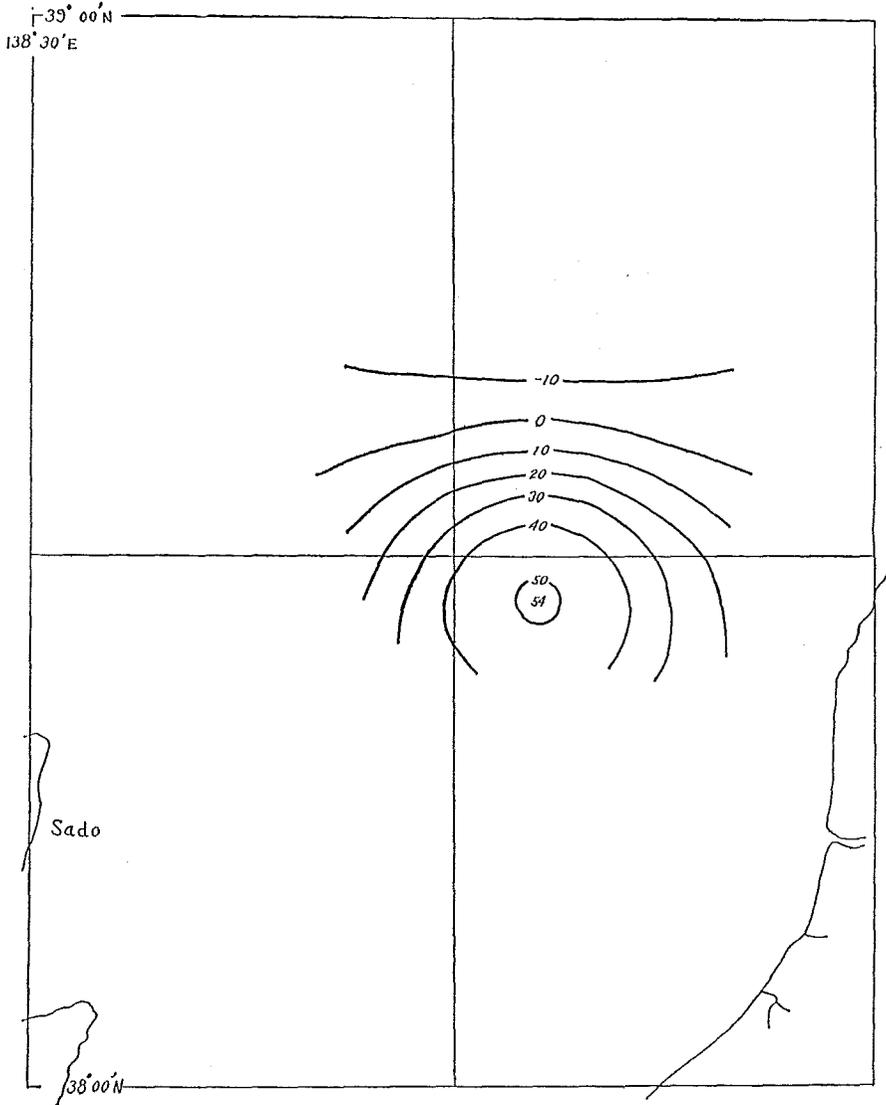


Fig. 45 Distribution of Magnetic Anomaly

また、新潟地震の震源地付近の海域には、地震に伴い地震時の前後に地磁気変化を生じた。これらの地磁気変化は、地震による地殻変動の影響を受け生じているものと思われる。

すなわち、地震によりこの地域に歪の蓄積が行なわれ、そのため地磁気の異常積年変化を生じた。地殻の圧力と磁化の関係は加藤博士、永田博士により研究されている。

地震による地磁気変化の分布図 Fig. 40, Fig. 41 およびその時間的变化図 Fig. 43 よりわかるように、地殻内に蓄積された圧力が地震の発生により徐々に放出され、地殻内の圧力が減少し、このために震源を中心とする地塊の地球磁場による磁化が減少し（逆帯磁）、震源の南側に負、北側に正の地磁気異常を生じたと考えられ、その磁化は Fig. 43 と同型の curve で変化し normal value にもどりつつあると推定できる。

次に、地殻変動量から地震による地磁気変化量を推定すると次のようになる。

檀原博士 (1966) の地殻変動と Mag. との関係式  $\log r = 0.51M + 2.73$  (ただし、 $r$  は地殻の変形のひろがりやを円とした場合の半径) によれば、 $M=7.5$  の場合は  $r=36$  km となり、新潟地震により生じた地殻の変形のひろがりや は  $40$  km  $\times$   $100$  km であるので、面積的には一致するものと考えられる。

また坪井博士の Mag. と地殻変動の体積との関係式  $\log r = 0.5M + 2.6$  (ただし、 $r$  は地殻変動を球とした場合の半径) によれば、 $r=25$  km となり、新潟地震の地殻変形のひろがりやからみると、鉛直方向の深さの平均は約  $15$  km となる。

坪井博士の地震エネルギーと Mag. の関係式  $\log E = 1.5M + 11.8$  によれば、新潟地震の場合は  $E=1 \times 10^{28}$  erg となり、変動区域が一様に変動したものとすると、単位体積当りの地震エネルギーは  $2 \times 10^8$  erg となるので、地殻変動の最も著しい粟島海峡付近は  $3 \times 10^8 \sim 5 \times 10^8$  erg と考えても良いものと思われる。

また、地震に伴った地磁気の変化を地殻の横圧によって、局所的な変形が横圧に直角な方向に張力を結集して生じたものと考え、永田博士の理論により  $J_V = J_{V_0} / (1 - \beta_V)$  となる。新潟地震の場合には  $\beta_V \sim 5 \times 10^{-4}$  cm<sup>3</sup>/kg とし、 $\sigma \sim 5 \times 10^2$  kg/cm<sup>2</sup> とすると  $J_V / J_{V_0}$  は  $5 \sim 25\%$  の変化となる。地殻の磁化を  $1 \times 10^{-2}$  e, m, u とすると約  $25\% \sim 120\%$  の変化が期待できるので、新潟地震の場合考えられる異常積年変化約  $50\%$  は妥当な値と考えられる。

## 5 む す び

海底に震源を有する新潟地震について、地震直前、直後および2年後に海域の調査を実施したが、かかる時宜を得た調査が行なわれたことはその例をみないものである。

本研究は、新潟地震前後における海底の変動、海上磁気の変化ならびに両者の関係を究明したが、このような精密調査が今後も時機を得て実施され、海底の変動、海上磁気の変化を明らかにすることは、地球物理学、地質学にも重要であるばかりでなく、地震予知にも役立つものと思われる。

本論文の作成にあたり御指導をいただいた、東北大学教授 加藤愛雄先生に謝意を捧げます。

本研究にあたり、御討議をいただいた、海上保安庁水路部 歌代博士、杉浦博士、茂木博士、岩渕博士に感謝の意を表します。

また、本研究の実施に協力された各測量班長ならびに班員の方々、および測量船「拓洋」、「明洋」、「海洋」、「天海」の乗組員に感謝します。

本論文は「東北大学審査学位論文(博士)」である。

(測量課)

## 参 考 文 献

- 佐藤一彦, 茂木昭夫 1964, “新潟地震による粟島付近海底の地殻変動” 新潟地震防災研究総合報告
- 佐藤一彦 1967, “粟島の地殻変動について” 日本測地学会第29回講演会
- 水路部 1924, “大正12年震災測量報告”
- 小向良七 “昭和21年南海大地震調査報告” 水路部 水路要報増刊号
- 中山瑠璃夫 “昭和20年三河地震調査報告” 水路部 水路要報増刊号
- 茂木昭夫 “関東大地震における相模湾の海底変動について” 水路要報 No. 60
- 水路部 1965, “新潟地震調査報告”
- 東京大学地震研究所 1964, 新潟地震調査概報
- 檀原 毅 “新潟地震における地殻変動の測地学的調査の特質” 防災科学技術総合研究報告 第11号
- 鎌田清吉ほか “音波探査法による新潟地震震央付近海域の地質構造” 地質調査所特別報告 第3号
- 藤田尚美 “新潟地震に伴う地磁気変動” 測地学会誌 第11巻 第1号
- 加藤愛雄 1966, “地震に伴う地磁気変化に関する研究のまとめ” 東京大学理学部地物研シンポジウム No. 3
- 永田 武 1966, “地殻の歪と磁場変化” 東京大学理学部地物研シンポジウム No. 3
- 松崎卓一 1966, “新潟地震に伴う地磁気の変化について” 水路部研究報告 第1号
- Ietsune Tsubokawa, others 1964, “Crustal Movement before and after the Niigata Earthquake”  
*Journal of the Geodetic Society of Japan*, 10, No. 3-4.
- Kato Y. 1938, “Investigation of the changes in the Earth's Magnetic Field accompanying Earthquakes or Volcanic Eruption” *The Science Reports of the Tohoku Imperial University*, series 1, 27, No. 11.
- Kato Y. and Utashiro S. 1949, “On the Changes of the Terrestrial Magnetic Field accompanying the Great Nankaido Earthquake of 1946” *The Science Reports of the Tohoku University Geophysics*, 2, 2, 1.
- Kato Y. and Osaka J. and Noritomi K. 1953, “On the changes of the Earth's Magnetic Field accompanying the Tokachi Earthquake on Mar., 4, 1952” *Science Reports of Tohoku University Geophysics*, 4, No. 3, 1.
- Seiya Uyeda and Michael Richards, “Magnetization of Four Pacific Sea mounts near the Japanese Islands” *Bulletin of Earthquake Research Institute*, 1, 44.